京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

分布型モデルによる融雪流出解析について
― 地球温暖化影響評価を目指して ―

寶 馨・甲山 治・小林健一郎・佐原将史*・倉増銀一*・竹内 出**・角谷 保**

* 京都大学工学研究科
** 株式会社 コルバック

要　旨

近年気候変動への関心が高まり，とりわけ地球温暖化が水循環に与える影響が議論されている。今後は防災計画等への応用が注目されていることから，本研究では温暖化によって影響を受ける積雪・融雪過程のモデル化を行い，50m の空間解像度を持つ分布型流出モデルと結合させて暖地の豪雪地帯である高時川流域に適用した。流域の面積は約 100km^2 で，特徴としては 1.5-2 度の気温上昇が流出ピークと水資源に重要な影響を与えうる地域である。

キーワード：積雪・融雪モデル，分布型流出モデル，降雪の補足率

1.　序論

1.1　本研究の背景

近年，中小河川流域における洪水災害が頻発しているが要因の一つとして，構造物による治水対策が追いついていないことが挙げられる。しかし，地形的および経済的な面から，大小全ての河川に対して治水対策を施すことは不可能である。そこで治水対策として期待を集めているのが，洪水予測システムであり実用化が急務とされる。なかでも降雪および融雪過程は直接的に温暖化の影響を受けることから，積雪・融雪モデルと流出モデルを結合させる必要性は高い。

1.2　解析対象流域

本研究で取り扱う積雪モデルの適用は琵琶湖流域，中でも年間降水量が多い高時川流域にて行う。高時川の流域面積は 211.0km^2，幹川流路延長 41.4km であり (**Fig. 1** 参照)，降水量は冬期に多量の雪をもたらす北陸性の気候を示す特徴がある。また，高時川流域は「暖地積雪地帯」などと言われるなど，日本海側気候の積雪域の南端に位置する流域であり，このため地球温暖化に伴う積雪の減少や融雪出水の早期化等，冬季から春季の流量・流況の変化が顕在化しやすいと予想される。

本研究での対象流域である高時川流域においてもこの問題は重要であり，高時川上流の渓流部は木之本町で扇状地になり平野を流れ琵琶湖に注ぐことから，古くから下流部に水害をもたらしてきた。特に下流部は天井川となっており，また堤防直下に人家が存在することから浸水被害に対する地域の不安は大きい。幸いなことに大正 10 年以降，高時川本川では大きな堤防の決壊被害はおきていないが，堤防に迫る洪水は数年おきにおきている状況である (**Table 1**)。[1]

本研究では，滋賀県東北部の高時川上流域に位置する菅並流量観測所の集水域（流域面積 101km2）を対象として，冬季積雪時期の流量解析を行う。対象流域は淀川流域の最北部に位置し，冬季には平地でも積雪が 1m を超す。流域の特徴としては，下流

[1] ※ 1(総雨量)：明治 29 年 9 月洪水は「木之本観測所」，平成 10 年は鷲見観測所，他は「中河内観測所」の地点雨量。() 内は降雨の継続日数
※ 2(被害状況)：「滋賀県災害史」,「滋賀県防災気象要覧」,「水害統計」等，―：資料に記載がないため不明

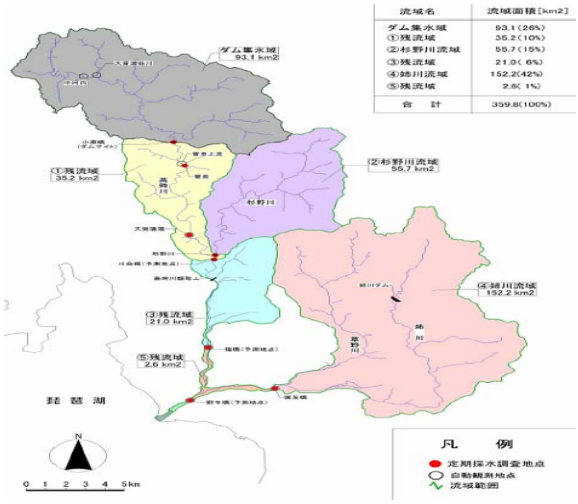


Fig. 1 Takatoki River Basin (see Ministry of Land, Infrastructure and Transport Japan, Biwako Office Of River 2004)

Table 1 Disaster History of Takatoki River (see Incorporated Administrative Agency Japan Water Agency)

生起年月	起因	総雨量 (mm)※1	人的被害(人)		家屋被害(戸)			備考
			死者	負傷者	全半壊	一部破壊	浸水※2	
明治29年 9月	秋雨前線	751 (8日)	3	8	1,070	2,210	9,063	
大正10年 9月	台風	367 (9日)	5	6	308	504	不明	高月町で堤防決壊
昭和28年 9月	台風13号	225 (4日)	0	4	1	不明	515	余呉町で堤防決壊
昭和34年 9月	伊勢湾台風	240 (3日)	11	8	62	58	684	
昭和47年 7月	豪雨	480 (9日)	−	−	0	数戸	82	余呉町 菅並で溢水
昭和50年 8月	台風6号	356 (3日)	−	−	1	−	39	余呉町 上丹生で破堤
平成10年 9月	台風7号	159 (2日)	−	−	−	−	4	木之本町 溢水

部の水田地帯では 4 月の田起しに融雪水を用いること，水田地帯では昔から水争いが絶えないこと，下流域は天井川になっており，豪雨時には洪水危険度が高い。解析に使用したデータとしては流域内の菅並（降水，気温，流量），鷲見（気温），中河内（降水，気温，流量），および今庄，敦賀，柳ケ瀬，虎姫，揖斐川の各 AMeDAS 観測点である。解析対象期間は多雪年であった 2001-2002 シーズンと少雪年であった 2002-2003 シーズンの 11 月から翌 4 月までの各 6ヶ月である。

2. 融雪流出における先行研究の紹介

2.1 琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査と解析

池淵ら (1984) は，琵琶湖に流入する融雪流出量の水資源としての重要性に注目し，その量的把握・予測手法の開発を行うため，琵琶湖北部の大浦川を対象として詳細な気象・水文観測データをもとに積雪・融雪・流出モデルを展開し，北海道や本州中央部とは異なる暖地性の雪の解析を行った。この研究では Temperature Index 法 (Laromie *et al.*, 1972) を琵琶湖流域への適用に際して修正・改良を施したものであり，インプットデータは降水量，気温，日射量のみである。このモデルの特徴は以下の通りである。

- 積雪・融雪を連続的に計算する
- 積雪の冷却・凍結過程をモデル内で計算する
- 積雪内の貯留過程を含む
- 計算過程のなかで，積雪水量，積雪深，積雪密度，雪温，含水量などの積雪の状況を表す諸要素が算出される

モデルで算出した積雪水量，積雪深，積雪密度，雪温は，観測値を用いて検証する。大浦川への適用への際，Degree hour 法を用いた融雪量算定式から，気温と日射量を用いることで，大浦川の他にも高時川に適応させ成果を上げた。

2.2 積雪浸透を考慮した実用的融雪モデルの開発

融雪期の流出量を算定する手法は数多く提案されており，その多くが雪面における融雪量の推定 (融雪モデル) と河川流出量の推定 (流出モデル) を組み合わせることで流出量を算出している。実際には雪面で融雪した後，融雪水は積雪層内を流下して土壌に到達することから，融雪の発生時刻と土壌に到達する時刻には時間差がある。この時間差に関して小林 (1981) は，融雪水の山腹における積雪内の流下時間と，山腹の地中の流下時間がほぼ同じであることを示し，融雪流出過程において積雪層の浸透が重要であることを示唆した。融雪水の積雪浸透に関する研究はこれまでにも多数報告されているが，積雪層の浸透を取り入れた融雪流出モデルに関する報告は少ない。臼谷ら (2007) は，積雪層の貯留効果を簡単な貯留関数法によってモデル化し，この手法を組み込んだ融雪流出モデルを開発し，積雪寒冷地のダム流域 (豊平峡ダムと定山峡ダム) でモデルの再現性を検討した。この融雪流出モデルには，以下の課題が存在する。

1. 洪水予測への適用や実務面での利便性を重視し，集中定数型の流出モデルを採用しているが，流出モデル定数の同定は試行錯誤によるところが大きく，モデルを他の流域に適用する際の障害となっている
2. 積雪浸透モデルは，融雪水の浸透をモデル化したもので，強い降雨時の浸透は想定されていない

上記の課題に対して，実流域に適応した結果以下の知見を得ることが出来た。

1. 流出モデル定数を数学的最適化手法 (ニュートン法) を用いて，出水規模の大きい 1 事例のみでモデル定数を同定し融雪全期間の流入量を再現したところ，実用上十分な再現精度が得られることがわかった
2. 融雪期に降水イベントが発生する場合，土中への浸透は量的に極めて少なく水路を流下すると考えるのが合理的であり，降雨を直接流出モデルに入力した方が，ダム流入ハイドログラフの再現精度がより向上することが確認された

3. 本研究で用いるモデル

3.1 Temperature Index 法による積雪・融雪モデル

池淵らのモデルは琵琶湖流域の融雪出水に対して再現性が高かったが，観測データから得られた経験則的なモデルであり，熱収支や植生の影響，融雪水の積雪浸透による時間遅れ等が考慮されていない。

木戸ら (2005) の研究では，モデルの融雪過程を熱収支項として放射収支式・バルク法による顕熱・潜熱輸送量の式に置き換えることにより，いろいろな気象条件をより直接的に融雪分析に反映した。臼谷らの研究では，融雪モデルに近藤・山崎らの熱収支法 (Kondo and Yamazaki, 1990; 山崎，1993) を基本とし，さらに植生の影響を考慮することで融雪を算出している。上記の手法は有効だが多くのデータが必要であるので，本研究ではまずは流出モデルとの結合を目的として，池淵らが用いた Temperature Index 法と臼谷らの積雪浸透モデルを用いて積雪・融雪過程を計算した。

(1) 積雪深の計算

積雪は新雪の密度と降水量から算出する (Anderson *et al.*, 1964)。

$$DNS = a + \left(\frac{1.8 \times TNS + 32}{100}\right)^{b} \quad \cdots\cdots (1)$$

$$DPNS = \frac{PP}{DNS} \cdot \rho \quad \cdots\cdots (2)$$

ここに，DNS(g/cm^3)：新雪密度，$DPNS$(mm)：新雪深，a, b：同定すべきパラメータ，TNS(℃)：新雪温度（気温に等しいとみなした），PP(mm)：降水量，ρ：水の密度 ($\fallingdotseq$1g/cm^3)。

また，新雪による積雪の圧縮深 $REDUCT$(mm) も考慮し，以下の式で与える。

$$REDUCT = PP \cdot \frac{DP'}{WEQ'} \cdot \left(\frac{DP'}{10}\right)^{0.35} \cdot 0.3244 \quad \cdots\cdots (3)$$

DP'：新雪が積もる前の積雪深 (mm)，WEQ'：新雪が積もる前の積雪水量 (mm)。
したがって，新雪が積もった後の諸量は，

$$DP = DP' - REDUCT + DPNS \quad \cdots\cdots (4)$$

$$WEQ = WEQ' + PP \quad \cdots\cdots (5)$$

$$DN = \frac{WEQ}{DP} \quad \cdots\cdots (6)$$

DP:積雪深 (mm)，WEQ:積雪水量 (mm)，DN：積雪密度 (g/cm^3)。

(2) 融雪量の計算

融雪量は気温と日射量を用いて次式で計算する (Laromie *et al.*, 1972)。

$$ALB = 0.85 \times 0.82^{NTX^{0.46}} \quad (7)$$

$$HTI = BDHF \times \frac{RAD}{359}(1 - ALB)\,TT \quad (8)$$

ここに，HTI：融雪量 (mm)，$BDHF$：融雪定数 (mm/℃・hr)，RAD：日射量 (ly/day)，ALB：アルベド，NTX：新雪が降った日からの日数，TT：気温 (℃)。

また 359 という値は彦根の 4 月の平均日射量で，琵琶湖流域の積雪は 4 月までであると考え，4 月の融雪係数に対する比率を求める意味で用いている。式 (8) 中の $BDHF \times \frac{RAD}{359} \times (1 - ALB)$ がいわゆる Degree hour 法でいう融雪係数に相当するものであるが，積雪期，融雪期を通して一定ではなく，日射量とアルベドによって変化させており，冬，春といった季節の違いや天候の違いを融雪量に反映させている。また，式 (8) そのものは結果的に融雪量が日射量と気温の相乗効果で促進されると考えており，暖地性積雪の融雪の早さを反映している。なお，降雨による融雪も考慮しており，降雨による融雪量を HR(mm)，降雨量を PR(mm)，氷の融解潜熱を 80(cal/g)，として

$$HR = PR \times \frac{TT}{80} \quad \cdots\cdots (9)$$

で与え，地面融雪量 HG(mm) を一定値 $HG = 0.02$ (mm/hr) で与えて，総融雪量 HT(mm) を

$$HT = HTI + HR + HG \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (10)$$

として求めた。

(3)　積雪水量の減少

本モデルでは，積雪の冷たさを示す指標として，冷却当量 (Cold Content) という値を用いた。

$$CC = \frac{-0.5}{80} \cdot DP \cdot DN \cdot TP \quad \cdots\cdots\cdots (11)$$

冷却当量:CC(mm)，雪温:TP(℃)，積雪深:DP(mm)

CC が正（雪温＜ 0）の場合，総融雪量の一部または全部が CC を 0 とするまで費やされ，CC が 0（雪温=0）となってはじめて実際の融雪が生じ，積雪水量が減少するものとした。また，HT を融雪量に変換するとき，積雪量の含水量により積雪の比熱と氷の比熱の比を考え，Thermal quality QT(%) も用いている。すなわち，融雪量，厳密には昇温熱水高換算値 RM(mm) は HT/QT で与えられる。

$$QT = 1 + \frac{0.5}{80} \cdot (-TP) \qquad TP < 0 \quad \cdots (12)$$

$$QT = 1 - \frac{WC}{WEQ} \qquad TP = 0 \quad \cdots (13)$$

上式中の WC は積雪内含水量 (mm) である。

3.2　可能保水量

積雪内を融雪水が重力水として降下するプロセスは雪層中に存在する氷板，氷板中の水みちなどを考えると非常に複雑になるので，ここではそのプロセスを雨水が土壌層を落下する際の限界値，いわゆる毛管飽和容水量と類似していると考え，重力水として降下する限界値を積雪の可能保水率 WHC と定義し，雪密度の関数として次式のように与えた。

$$\begin{aligned} WHC &= 0.025 \cdot DN + 0.03 \qquad DN \leq 0.4 \\ WHC &= 0.111 \cdot DN + 0.121 \qquad 0.4 < DN \leq 0.55 \\ WHC &= 0.2 \cdot DN - 0.04 \qquad 0.55 < DN \end{aligned} \quad (14)$$

したがって，融雪水のうち可能保水率を超過した分が重力水として流下可能な水量となる。さらに，単位時間内の融雪重力水の地面到着率，流出率 PC を積雪深 DP の関数として次式で与えた。

$$PC = \frac{21}{DP + 0.827} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (15)$$

式 (15) で表された流出率で積雪中の重力水は地表に到達し，残りは含水量に置き換えられて，次の単位時間へ進む。

(1)　計算手順

降水量に関しては，気温が降水形態判定温度 2.1 ℃より大きければ全て降雨量，それ以下なら降雪量として新雪密度，新雪深，新雪による積雪の圧縮深，積雪深を求める。積雪深が 0 以下であれば積雪は存在しないとして次の計算へ，積雪深が 0 より大きければ融雪量を求める。融雪量に補正 (冷却当量，可能保水率，流出率，等の考慮) をかけて融雪水量を算出する。以上の手順を図にしたものが **Fig. 2** である。

また，式 (1) のパラメータ a, b は積雪深のピークおよび積雪深の増加量に着目して $a = 0.03, b = 2.2$ としている。融雪定数は対象地域の積雪を実際に計算し，誤差が最小となるように決める。

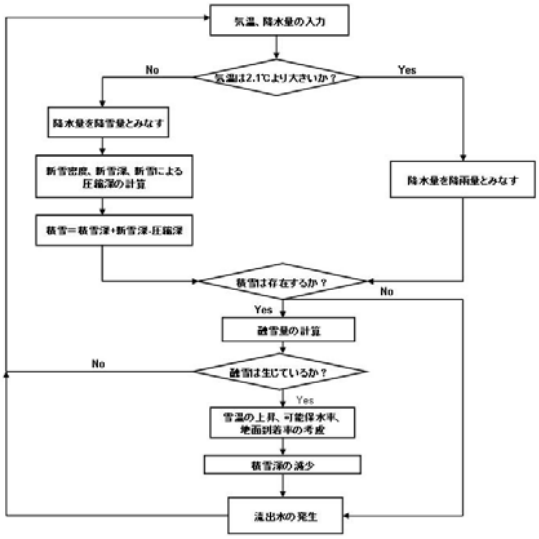


Fig. 2 Flowchartof Precipitation, Snowpacked and Snow Melting

3.3　積雪浸透モデル

積雪層内の浸透を考慮するために，中津川らが提案する 1 価線形貯留関数法 (中津川ら，2004) を用いた積雪浸透モデルを用いた。このモデルは積雪内の水の流れにダルシー則を適用して導出されたもので，基礎式は次のように与えられる

$$s_s = k_s q_s \quad , \quad \frac{ds_s}{dt} = q_{rm} - q_s \quad \cdots\cdots (16)$$

ただし，

$$k_s = k_{01} H_s + k_{02} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (17)$$

ここで，s_s:積雪貯留量 (mm)，k_s:積雪の貯留係数，q_{rm}:雪面に与えられる水量 (mm/h)，k_{01}, k_{02}:係数，H_s:積雪深 (cm)。

式 (16) において，積雪の貯留効果は貯留係数 k_s によって表現される。この k_s は，本来雪質 (積雪密度や氷粒径など) に依存して変化すると考えられるが，実用性を考慮して積雪深 H_s でパラメタライズし，積雪深に比例して積雪貯留量が増大するようにしている (式 (17))。式 (17) の係数 k_{01} と k_{02} は，融雪観測の結果より顕著な融雪事例の k_s とそのときの積雪深との相関関係 (**Fig. 3** 参照) から k_{01}=0.16h/cm, k_{02}=8.24h が報告されている。

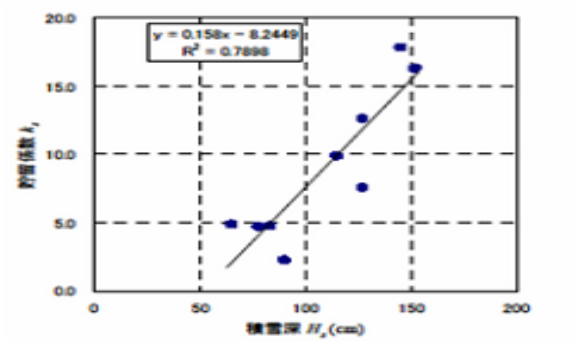


Fig. 3 Relationship between storage coefficient k_0 and Snow Depth（see Nakatsugawa, 2004）

3.4 セル分布型流出モデル

流域にメッシュ(網) をかけ，その網の一つ一つの正方形区間 (矩形セル) に降った雨を最急勾配方向に追跡する。一つ一つのセルが山腹斜面，農地，都市域，河川などを含む単位領域を表すもので，各セルにおいて雨水が流下し，その直下のセルに流出するというモデルである。

- 流域全体を，国土地理院発行の数値地形情報 (DEM) を用いて，正方形セルの集合として表す。
- 上流のセルの雨量は，下流のセル (周囲 8 方向) のうち，最も勾配の大きい 1 つのセルにのみに向かって流れるものとする。(**Fig. 4**)
- 各セルの雨水流出追跡は，kinematic wave 法を用いる。
- 表層内の地中流を不飽和流れが支配するマトリクス部，および重力水が支配する大空隙部に分け，さらに地表面流と統合して解析する。土層のモデルを図 **Fig. 5** に，また流量関係式を式 (18) に示す。

セルのサイズは，利用できる地形情報，地理情報の空間分解能に応じて決められる。高時川流域では 50m メッシュの標高データを用いて 330 × 287=94710 個のセルについて雨水流出，融雪水流出を追跡することができる。

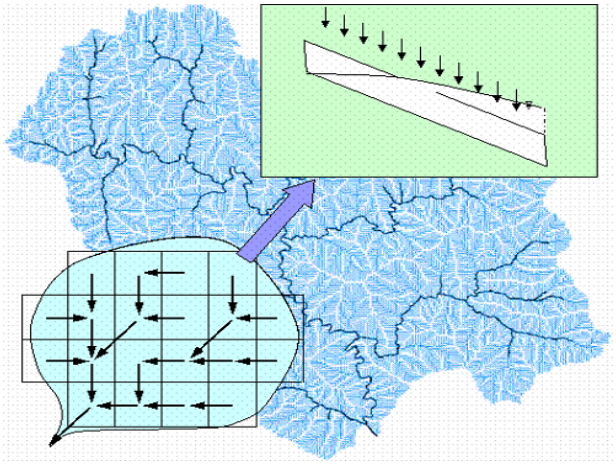


Fig. 4 Schematic image of Cell Distributed Runoff Model

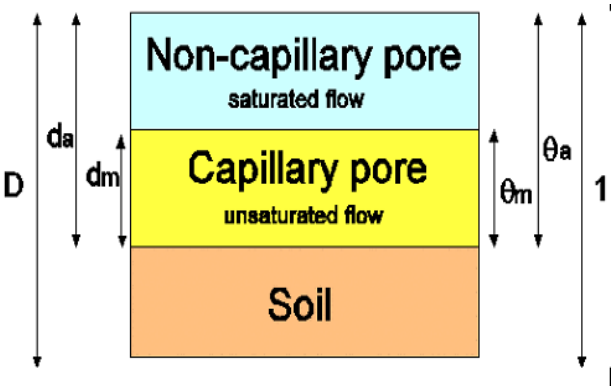


Fig. 5 Surface Soil Layer and Parameters

$$W_{HNS} = \begin{cases} a_c d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^{\beta} & (0 < h \le d_m) \\ a_c d_m + a\,(h - d_m) & (d_m < h \le d_m) \\ a_c d_m + a\,(h - d_m) & \\ \quad +\alpha\,(h - d_a)^m & (d_a < h) \end{cases} \quad (18)$$

$$\alpha = i^{1/2}/n \quad \cdots\cdots (19)$$

$$a_c = k_c i \quad \cdots\cdots (20)$$

$$a = k_a i \quad \cdots\cdots (21)$$

ただし，D：全層厚，k_c：マトリクス部の透水係数，k_a：大空隙部の透水係数，θ_m：マトリクス層に対す

る空隙率，$d_m = D \cdot \theta_m$，i：斜面勾配，n：等価粗度，$\beta = k_a/k_c$：透水係数比である。

4. 積雪・融雪モデルの適用

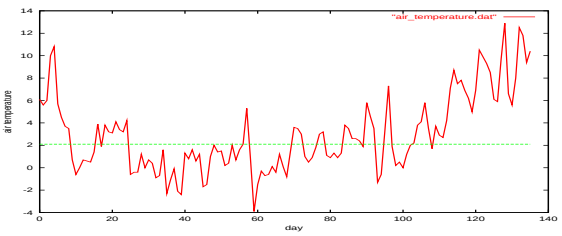
4.1 融雪定数の決定

経験則的な Temperature Index 法では，融雪定数を用いてキャリブレーションを行う。モデルを流域全体に適用する前に，誤差が最小値を取るように融雪定数の決定を行った。まずは降水量と日射量（菅並，米原，今津）を用いて，高時川流域における積雪量を計算し，計算値と実測値の RMSE (Root Mean Square Error) が最小値を取るように融雪定数を決定した。

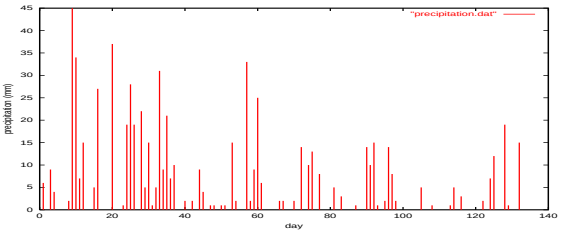
対象流域における積雪深の計算は，2002 年 12 月～2003 年 4 月 15 日の 136 日間に高時川上流に位置する丹生ダム建設予定地点近くの菅並で観測された気温と降水量のデータ (**Fig. 6**) を用いて行った。この結果融雪定数には 14(mm/℃・day) を用いることにした。

Table 2 Snow Melting Constant(mm/℃・day) and RMSE（Suganami・Imazu・Maibara）

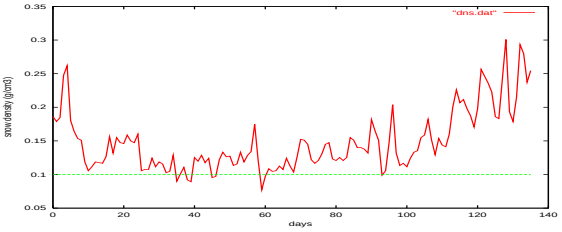
Const	13	14	15	16	17	18	19
Suga	15.1	14.1	14.7	15.7	16.7	17.7	18.8
Imaz	19.8	16.1	12.7	9.77	7.72	7.34	8.30
Mai	11.5	11.4	11.6	12.0	12.5	13.1	13.7



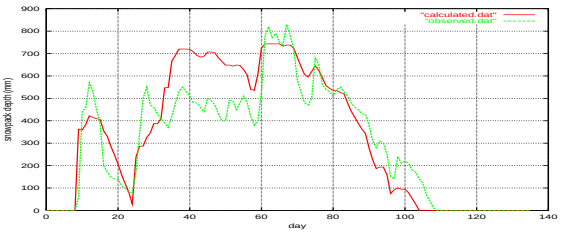
Air Temperature



Precipitation



Fresh Snow Density



Comparison between calculated and observed snow depth（BDHF=14）

Fig. 6 Snow Depth Simulation in Suganami (2002/12/01～2003/04/15)

Fig. 6 下図は，融雪定数 14 の時の積雪深の計算値と実測値の比較である。概ねのところ積雪深の変化を良く再現しているが，計算開始 30 日を越えたあたりから，積雪深の計算値が実測値を大きく上回っている。この原因として，融雪量や新雪密度の過小計算が考えられる (**Fig. 1** ：新雪密度計算値参照)。この問題については分布計算の段階で詳しく考察した。

融雪定数の妥当性を検証するために他の琵琶湖流域にも $BDHF = 14$ として，積雪量計算を行った。**Fig. 7** , **Fig. 8** はそれぞれ今津，米原での計算値と実測値の比較であり，概ね良い再現性が得られた。米原での再現性は菅並での適用結果よりも良く，今津では $BDHF = 18$ のとき最適な結果が得られた (**Table 2** 参照)。

4.2 流域全体への適用

(1) 使用したデータ

Fig. 9 は積雪・融雪モデルを適用した高時川の上流域と，解析に用いたデータ観測点を示している。使用した気温データは鷲見と菅並で観測されたものに標高補正をかけて 50m × 50m のグリッドセル毎のデータとした。データ総数は 330 × 287=94710 個である。標高補正には気温減率の考え方を用いた。高時川流域では **Fig. 10** を元に，毎時気温データを作成した。

$$T_h = T_0 - \beta \left(h - \frac{h_0}{100} \right) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots \quad (22)$$

ここに，T_h：標高 h(m) 地点の気温，T_0：標高 h_0(m) 地点の気温，β：気温減率 (℃/100m)，である。β の値は時期，地点により異なるが，ここでは 0.6 を用いた。

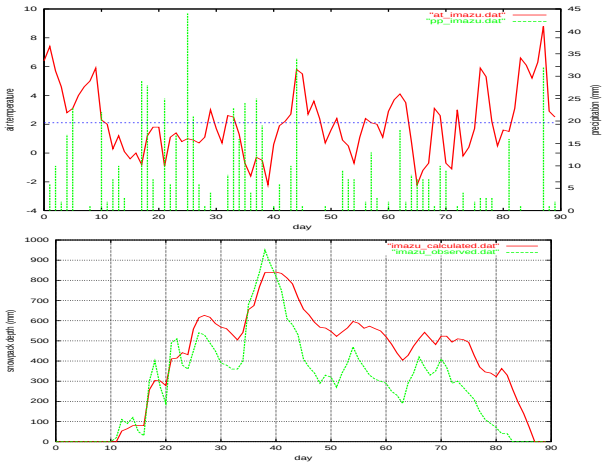


Fig. 7 Comparison between calculated and observed snow depth in Imazu (2005/12/01～2006/02/28)

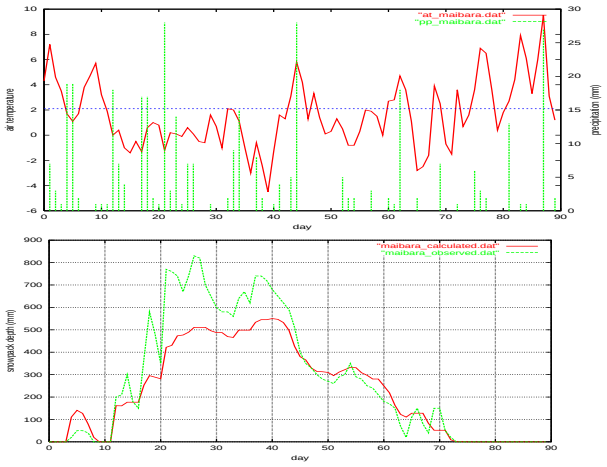


Fig. 8 Comparison between calculated and observed snow depth in Maibara (2005/12/01～2006/02/28)

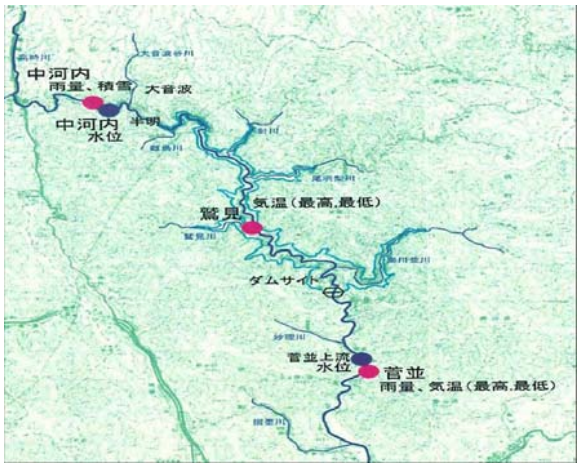


Fig. 9 Upstream of Takatoki River and Hydro-Meteorological Observation (see Incorporated Administrative Agency Japan Water Agency, 2004)

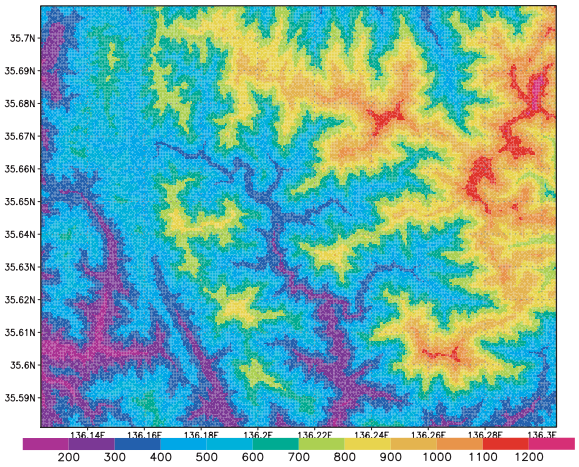


Fig. 10 50m grid cell Altitude Data (m)

(2) 適用結果

2002/11/01～2003/04/30 において観測された，気温 (菅並，鷲見)，雨量 (菅並，中河内) の毎時間データを用いて高時川流域の積雪・融雪を面的に計算した。**Fig. 11** には計算で求めた積雪分布の 15 日間平均値の分布を表しており，標高の高い地点において 4 月に入っても 3m 程度の雪が残っていることが分かる。山岳域の積雪深データが無いことから，今後は十分に検証する必要がある。以下に解析から得られた問題点を示す。

- 気温減率；気温減率＝ 0.6 として各セルでの気温の計算を行ったところ，山岳域では気温が低くなり，新雪密度も非常に低い値をとる
- 新雪密度；最も密度が低いパウダースノーで 0.07(g/cm^3) 程度の値を示すが，標高が高い領域ではそれを下回る新雪密度が算出された。琵琶湖北部流域は豪雪地帯だが日本海も近く，比較的に湿った雪が降る傾向にあることから，新雪密度に下限値 ($DNS_{min} = 0.1$) を設定し再度計算を行った

新雪密度に制限を加えることにより，新雪による積雪の増加を抑制することが出来た。**Fig. 12** はこの対策を取り入れ，改良したモデルによる分布計算である。今後はゾンデ観測データや衛星データを用いた面的な解析を行うことで，問題点を解決したい。

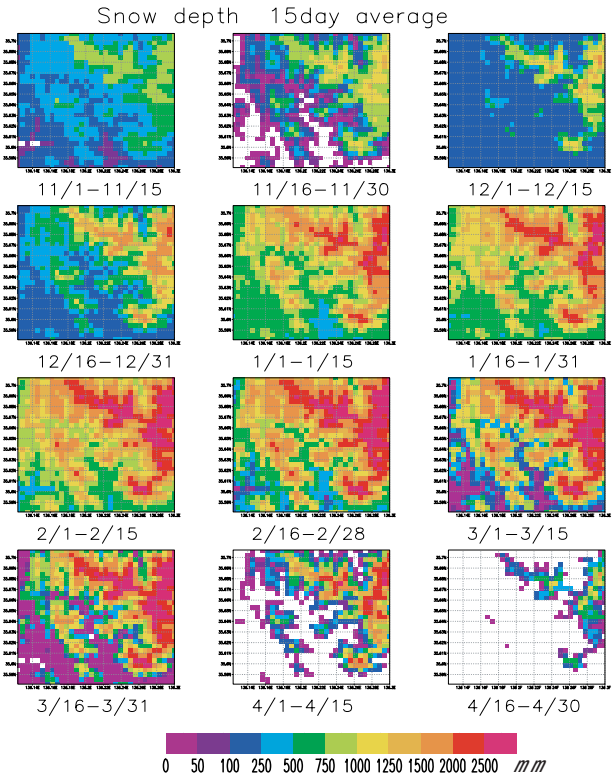


Fig. 11 Snow Depth Distributed Map (15 days averaged, calculated) :2002/11/01〜2003/04/30

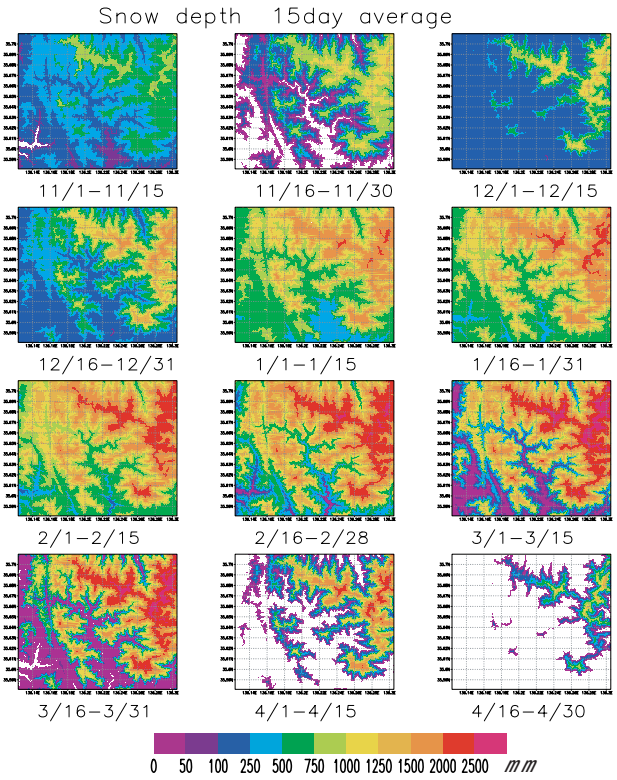


Fig. 12 Modified Snow Depth Distributed Map (15 days averaged, calculated) :2002/11/01〜2003/04/30

5. 分布型流出モデルの適用

5.1 セル分布型流出モデルに融雪過程を導入する際の問題点

積雪深の実測値がある地点では，融雪定数の決定，そして積雪・融雪の計算値の評価が容易に行えるので流出モデル導入に対しての問題点は少ない。しかし，積雪深の実測値を推定するしかない領域では，計算結果の妥当性が Temperature Index 法では評価出来ない。このように，Temperature Index 法や Degree Day 法などの対象流域に対する経験則から導かれるモデルはパラメータの評価が出来ない地点において，流出モデルへの導入に課題が見られる。また，融雪水が積雪を浸透する際に時間遅れが生じることが指摘されているが，流出率と時間ステップの概念だけではこれを表現出来ないことも課題のひとつである。

流出モデルの問題点としては，どの流出モデルでもパラメータの同定，そして同定したパラメータの汎用性が挙げられる。セル分布型流出モデルを用いた山腹斜面流出の研究には，「降雨流出に及ぼす山腹斜面の影響—いわゆる「緑のダム」の洪水調節効果の流域水文学的検討—」(寶ら, 2004) があるが，この研究でもパラメタの同定は試行錯誤的な同定法であり，融雪モデルを組み込むことでパラメータ同定が更に複雑化する。

本研究では融雪モデルの再現性および適応性を確認したいことから，融雪を含まない出水事例 (寶ら, 2004) で同定されたパラメータ（**Fig. 13** 参照）をそのまま用いることで，積雪・融雪期の流出特性の再現を試みた。

5.2 解析結果

分布型流出モデルに融雪モデルで算出した融雪量と，雨雪判別で降雨と判別された雨量を与えて六ヶ月間（2002/11/01〜2003/04/30）の流出計算を行った。**Fig. 14** は流出モデルに与えた，15 日間平均，単位 mm/day の浸透量（融雪量＋降雨量）の分布を示している。現在の設定では，積雪時の下面からの融雪量 2mm/day，降雨と判定されたときは積雪内浸透過程を経ずに，直接土壌浸透に回している。

Fig. 15 は観測流量（青線）と再現ハイドログラフ（融雪モデルあり：赤線，なし：緑線）の比較を示している。観測降水量を雨として流出モデルに適用した解析では，10 回ほどの出水イベントのう

ち気温の高かった 3 回ほどは精度良く再現したが，融雪を伴うイベントの再現性は低かった。しかも前半は積雪を考慮していないため流出量を過大評価，後半は過小評価していた。

そこで融雪モデルを適用した適応した結果，観測された流出量は雨を直接与えた結果と融雪モデルの結果の中間的な結果であり，特に出水イベントの再現性は低下した。上記の結果から，現在は降雨と判別されたときに直接土壌に浸透させているが，モデル内の計算としては表面流出に回す方が適切と推測される。実際は積雪の表層および内部の斜面方向の流れを，モデルに表現する必要があるといえる。また春の雪解け時期まで流量の過小評価が続くことから，メッシュデータ作成時の気温減率および雨・雪判定式を見直す必要があると思われる。

最後に，2 つの解析結果と観測流量の比較においてもっとも重大な問題としては，総流量は観測値が 2.345 億 m3 あるのに対して，解析値が 1.274 億 m3（約 54%）程度しかないということである。モデルの再現性を議論するためには，まずは雨量計の降雪補足率を考慮する必要があるといえる。

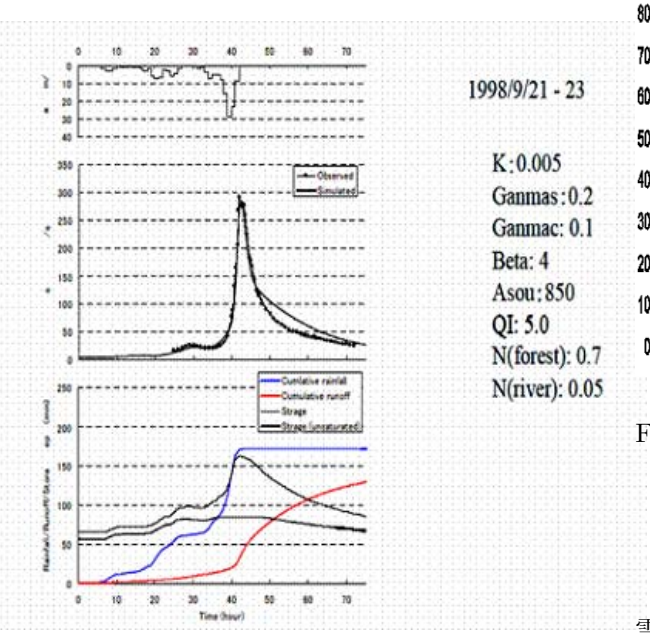


Fig. 13 Calculated Hydro Graph using Identified Parameters (1998/9/21-23)（寶ら，2004）

6. 結語

本研究では暖地積雪地帯である滋賀県北部の高時川流域に簡易的な積雪・融雪モデルと積雪層内浸透モデル，分布型流出モデルを適用することで，面的な評価を行った。解析の結果，山岳域では 4 月の融雪期まで多くの積雪が見られたが，融雪時期は気温に大きく依存していた。今後はより精度の高い温暖化評価に向けて，適用事例を増やすと共に，モデル精度を向上させていきたい。

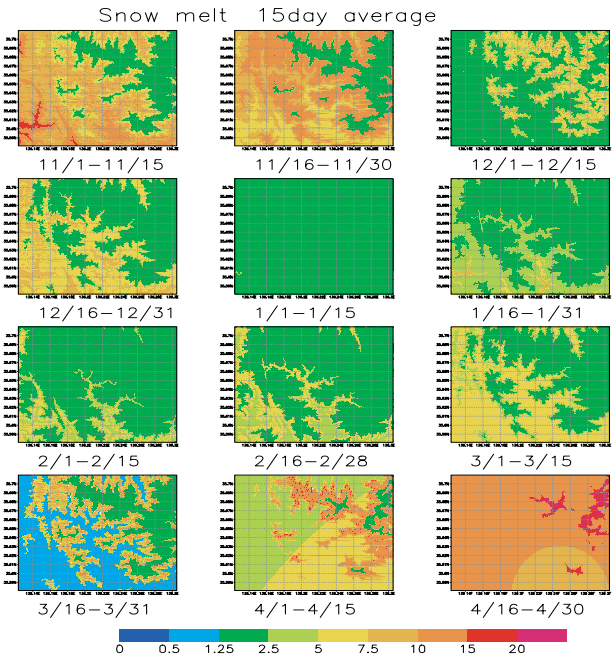


Fig. 14 Amount of Snow Melting Applied to Runoff Model (Snow Melt and Precipitation) 15 days averaged, mm/day

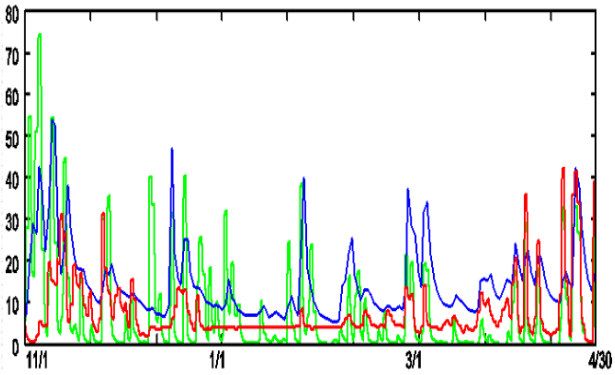


Fig. 15 Comparison between Observed Discharge (Blue line) and Calculated Hydro Graph (applied snow model: Red and no snow model: Green)（2002/11/01～2003/04/30）

謝　辞

本研究を進めるにあたり，独立行政法人水資源機構 丹生ダム建設所調査設計課 駒田達広氏にた様々な観測データを提供して頂きました。紙面を借りまして深く感謝いたします。

参考文献

池淵周一・宮井宏・友村光秀 (1984)：琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析, 京都大学防災研究所年報, 第 27 号 B-2, pp.197-220.

池淵周一・竹林征三・友村光秀 (1986)：琵琶湖北部域及び全流域の積雪・融雪・流出モデル解析, 京都大学防災研究所年報, 第 29 号 B-2, pp.173-192.

臼谷友秀・星清・中津川誠 (2007)：積雪浸透を考慮した実用的融雪流出モデルの開発, 水文・水資源学会誌, 第 20 巻, 第 2 号, pp.93-105.

木戸研太郎・柳生光彦・友村 光秀 (2004)：分布型積雪・融雪・流出モデルの高時川流域への適用，水文水資源学会 2004 年研究発表会要旨集.

Kondo and Yamazaki(1990)：A prediction model for snowmelt , snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method，J. Appl. Meteor.，Vol.29，pp.375-384.

山崎剛 (1993)：融雪水の積雪内浸透, 低温科学 物理篇,23, pp.1-16.

Anderson *et al*.(1964) :The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer, Technical Report No. 36, Dept. of Civil Eng., Stanford Univ..

Laromie *et al*.(1972) :Simulation of the Continuous Snowmelt Process, M.I.T. Report, No. 143, pp.51-83.

中津川誠・工藤啓介・星 清 (2004)：積雪貯留を考慮した汎用的な融雪流出解析，水工学論文集，第 48 巻，pp.37-42.

寶馨・立川康人・児島利治・可児良昭・池淵周一 (2004)：降雨流出に及ぼす山腹斜面の影響—いわゆる「緑のダム」の洪水調節効果の流域水文学的検討—, 京都大学防災研究所年報, 第 47 号 B, pp.171-182.

立川康人・佐山敬洋・可児良昭・寶馨・松浦秀起・山崎智也 (2006)：広域分布型洪水流出モデルを用いた実時間流出予測システムの開発と淀川流域への適用，京都大学防災研究所年報, 第 49 号 B, pp.13-26.

佐原将史 (2007)：広域分布型流出予測システムによる中小河川の洪水予測に関する研究, 京都大学工学部地球工学科卒業論文.

Snowmelt Runoff Analysis by a Distributed Hydrological Model - Towards Global Warming Impact Assessment -

Kaoru TAKARA, Osamu KOZAN, Ken ' ichiro KOBAYASHI, Masashi SAHARA*, Gin ' ichi KURAMASU*, Izuru TAKEUCHI** and Tamotsu KADOYA**

Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University
** Inc. CORVAC

Synopsis

This paper describes the practicability of snow accumulation, melting and runoff process simulation against floods and for water management under the global warming condition. Snow models and grid-cell based distributed rainfall-runoff model with 50-m spatial resolution are used for evaluating storage process of the snow pack on mountain slopes as well as flood runoff from a river basin with a catchment area of 100km^2. 1.5-2 deg C temperature warming has considerable impact on the peak flow and water storage in this basin.

Keywords : snowfall and snowmelting model, distributed rainfall-runoff model, capture parcentage of snowfall

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Hydrologic Prediction under Global Warming at Tone and Yodo River Basins using the Output of Global 20-km Mesh GCM

Sunmin KIM, Yasuto TACHIKAWA*, Kaoru TAKARA and Eiichi NAKAKITA

* Dept. of Urban and Environmental Eng., Kyoto University

Synopsis

The most realistic and widely used approach to estimate hydrological impacts of climate change is to combine the output of GCMs with a hydrological model that contains physically-based mathematical descriptions of watershed phenomena. This study sets out to investigate the possible impacts of climate change in a hydrologic view point including water resources and flood producing mechanisms on two main river basins of Japan, Tone River and Yodo River basins. Output of very high resolution atmospheric model is analyzed and checked with AMeDAS observation data. Runoff simulations with a distributed hydrologic model have been carried out and some of the results are described.

Keywords: AGCM output, hydrologic impact, distributed hydrologic model, OHyMoS

1. Introduction

The climate system is a complex and interactive system consisting of many factors, such as atmosphere, land surface, oceans and other bodies of water, and living things as well. The climate system evolves in time not only by its own internal dynamics but also by external factors. Human induced changes in atmospheric composition have been also one of the important external factors.

The fourth assessment report of the Inter-governmental Panel on Climate Change (IPCC) shows that there has been apparent increase in the globally averaged temperatures since the mid-20th century, which is primarily caused by human activities such as fossil fuel burning and deforestation. As a consequence, it is very likely that anthropogenic warming has had a discernible influence on many physical and biological systems. Climate change is an unequivocal truth at this moment, and now we are in the stage of estimating its potential impacts on our society and nature.

Recently lots of efforts are concentrated in the studies for the future projections of the climate condition using atmospheric and oceanic general circulation model (AOGCM). This study sets out to investigate the possible impacts of climate change in a hydrological view point including water resources and flood producing mechanisms using the output of very high resolution atmospheric model, AGCM20 (20-km in spatial and 1 hour in time resolution). The AGCM20 has been developed and currently tested under Innovative Program of Climate Change Projection for the 21st Century (or Kakushin21 Program) of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology (MEXT), Japan. The data used in this study is test running output of the AGCM20.

The most realistic and widely used approach to simulate the hydrological impacts of climate change is to combine the output of GCM with a physically based hydrological model that successively descries hydrologic phenomena. In this study, hydrologic models using an object oriented hydrologic

modeling system (OHyMoS library; Takasao et al., 1996; Ichikawa et al., 2000) of Kyoto University has set up for Tone river basin (8,772 km^2) and Yodo river basin (7,281 km^2). Both river basins are located on the upper area of Tokyo and Osaka respectively, and, by this reason, these major basins are regarded as the primary concern for the water-related problem under the future climate change condition. The hydrologic models are calibrated under the present conditions using the recent observed hydrologic data, and the current dam operation rules for the flood control function are also to be considered. Based on the given conditions, the hydrologic model simulates long-term discharges for several critical points in the basins.

The organization of this paper is as follows. In the next section, a brief description on the AGCM output and the hydrologic model used in this study are presented. This section is followed by an analysis on the given AGCM output. Here, the output has checked with AMeDAS observation data. Then, the runoff simulation procedure and results with the hydrologic model are described. Finally, discussion on the results and conclusions are presented.

2. Hydrologic Data and Model

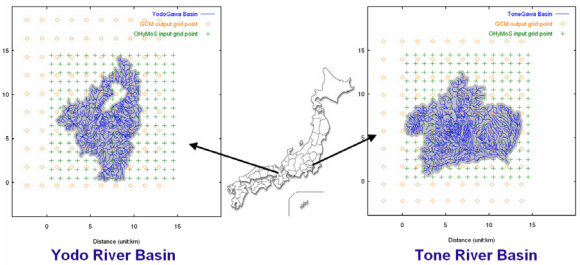
AGCM20 and its output

The hydrologic data used in this study are the output of the 20-km-mesh super high-resolution global atmospheric general circulation model (AGCM20) running on "Earth Simulator". The Earth Simulator is a parallel-vector supercomputer system of Japan Meteorological Agency (JMA), which is one of the fastest computers in the world. JMA have developed a prototype of the next generation of global atmospheric model with a collaboration of Meteorological Research Institute (MRI), Japan for the use of both climate simulations and weather predictions simulator (Mizuta et al., 2006). The developed model performs its simulation at a triangular truncation 959 with the linear Gaussian grid (TL959) in the horizontal, which means 1920 × 960 of grid cells of about 20 km size, and with 60 levels in the vertical. Refer to "Mizuta et al. (2006)" for more details on the AGCM20.

AGCM20 adopts observed monthly mean climatologic sea surface temperature (SST) as a boundary condition for controlled simulations – simulations for the past time using observed atmospheric variables. For the boundary condition of projection simulations, the SST was estimated from the previous AOGCM outputs for the IPCC AR4 (The Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change). From the model experiment, AGCM20 shows the superiority in simulating orographic rainfall and Baiu frontal rain bands (Kitoh and Kusunoki, 2007).

Hydrologic Modeling System, OHyMoS

To investigate the hydrologic impacts on Tone River and Yodo River basins by the climate change, a distributed hydrologic model shown in Fig.1 was developed based on an object-oriented hydrologic modeling system, OHyMoS (Takasao et al. 1996; Ichikawa et al. 2000). OHyMoS enables the user to easily build any complex hydrologic system by connecting a number of element models. One of the main element models of the system is Kinematic Wave model (Takasao and Shiiba, 1988; Tachikawa et al., 2004), which is for overland flow and channel routing as well. Dam element model to simulate dam operation with decision-making processes of the dam operator is also included in the system. In the case of Tone River basin, 2151 element models for the sub-catchments and the same number of the river routing element models compose the total system.



Basin	Outlet	Area(km^2)	Characteristics
Yodo River	Hirakata	7,281 (8,270)	Upper basin of Osaka Flood
Tone River	Kurihashi	8,588 (16,840)	Upper basin of Tokyo Flood & WR

Fig.1 Locations of Tone River and Yodo River Basin and the developed channel network for the hydrologic modeling system

3. AGCM20 output analysis

Hydrologic Data Types

Hydrologic data from the AGCM20 are mainly rainfall, snowfall, evaporation and transpiration values, which are for the hydrologic model input for long-term simulations. As shown in Fig.2, each variable are interacting each other upon the soil layer. The values adopted in this study are four variables that come in/out soil layer; (1) through-fall (rainfall) to soil (PRCSN), (2) snowmelt to soil (SN2SL), (3) evaporation from soil (EVPSL) and (4) transpiration from soil root zone (TRNSL), which are all provided in daily resolution. One more variable, precipitation from the atmosphere (PRECIPI) is available in hourly resolution, and this data has utilized when the daily PRCSN data are downscaled into hourly data for the hydrologic model simulations. In other words, the rainfall input data for the hydrologic model has daily PRCSN amounts and hourly PRECIPI shapes.

The PRECIPI variable includes rainfall and snowfall as well, and has a tendency being larger than PRCSN around 0.5~1mm in a day even in non-winter season, which is mainly because of interception loss. Since the SN2SL value specifies snowmelt amount into soil, it is not able to compare day by day the values of PRECIPI and PRCSL+ SN2SL.

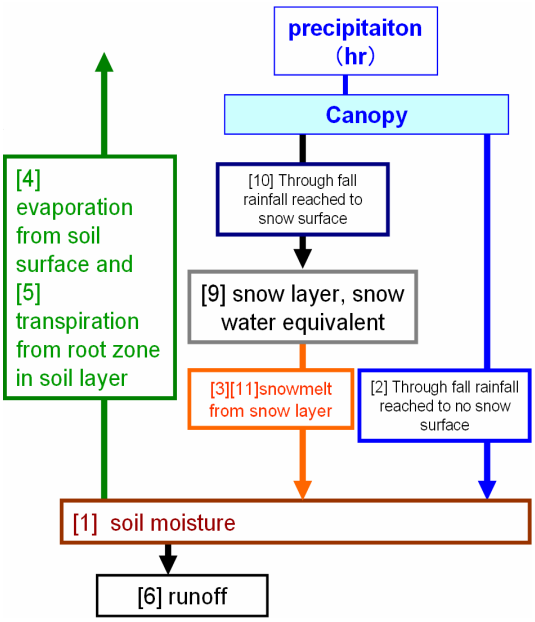


Fig.2 Structure of hydrologic data from AGCM20

Analysis on Tone River Basin

Basin averaged precipitation values on Tone River were calculated from the output of AGCM20. The basin averages is an arithmetic mean of 24 grids of AGCM20 that covers the Tone River basin (see Fig.3). Ten years of present term, 1979~1988, and another ten year for future term, 2075~2084 of the AGCM20 output, (PRCSN, SN2SL, EVPSL and TRNSL) were analyzed in this study.

While the annual precipitation amount into soil (PRCSN+SN2SL) shows slight increase in the future term comparing to the present term, snowmelt amount (SN2SL) shows significant decrease in the future (see Fig.4). Decadal average of the annual snowmelt amount for the present term is 368.29mm and for the future term is 167.90mm, which is about 55% of decrease.

As the annual precipitation amount is expected to increase in the future, annual evaporation and transpiration amount is also to be increase in the future according to the AGCM20 simulation results. Fig.5 shows annual amount changes of the evapo-transpiration (EVPSL+TRNSL) in the Tone River basin. Decadal average of the annual evapo-transpiration of the present term is 500.67mm and for the future term is 596.22mm, which means 19.1% of increase in the next century. Increase of the evaporation amount (56.49mm of increase) is larger than the increase in the transpiration amount (39.06mm of increase).

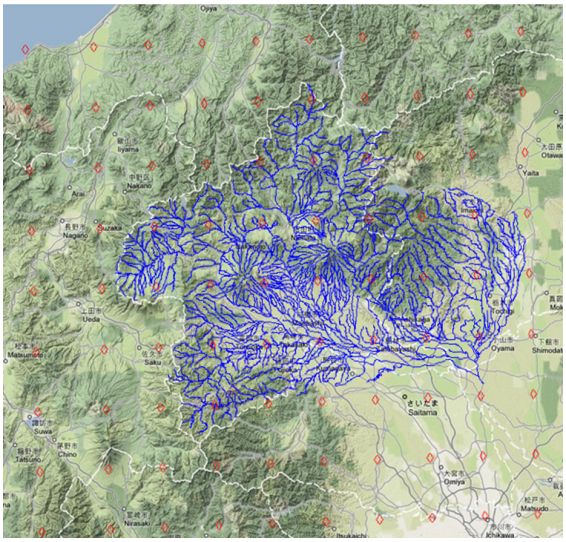


Fig.3 Tone River channel network (blue lines) and AGCM20 output grid points (red marks)

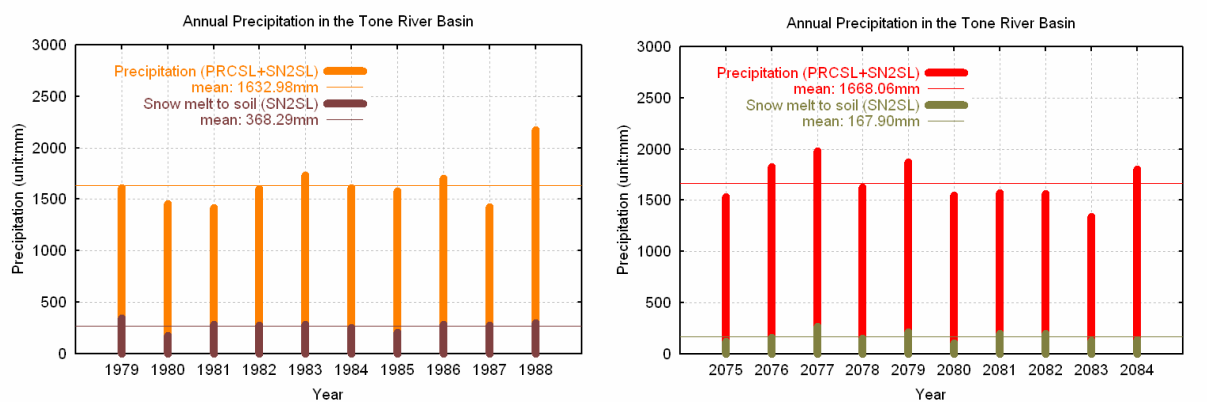


Fig.4 Annual precipitation in the Tone River basin for the present (1979~1988) and future (2075~2084)

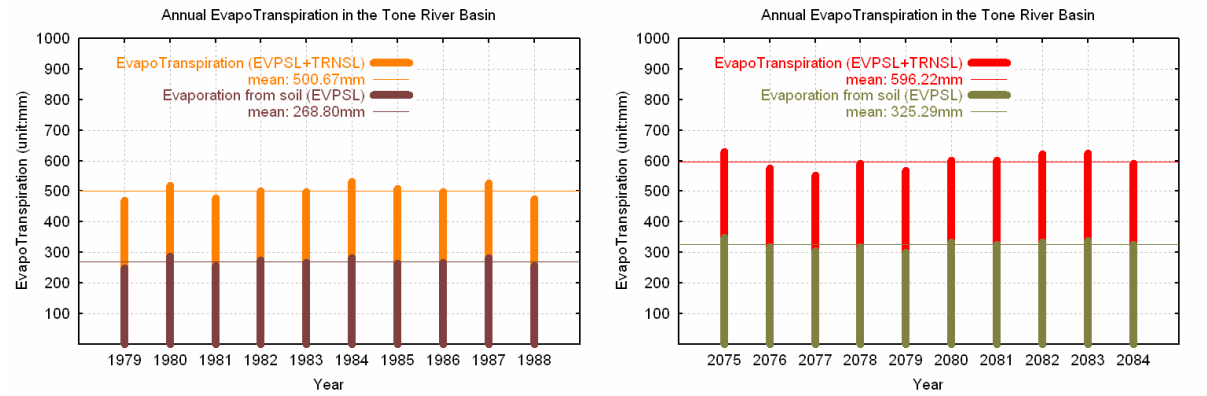


Fig.5 Annual evapo-transpiration in the Tone River basin for the present (1979~1988) and future (2075~2084)

The increase of precipitation and evapo-transpiration as well are the key evidence that proves the considerable temperature increase in the future. Significant change in the snowmelt amount gives more concrete proof on the global warming situation. However, due to the significant increase of evapo-transpiration amount, net precipitation amount (PRCSL+SN2SL-EVPSL-TRNSL) is to be decreased from 1132.31mm to 1071.84mm in the next century according to the AGCM20 simulation output.

Fig.6 shows monthly variation of precipitation (PRCSL+SN2SL) that are estimated from the decadal average of present term (from 1979 to 1988) and future term (from 2075 to 2084) in Tone River basin. It shows how the seasonal pattern is going to be changed in the future comparing to the present pattern. The most recognizable change is the increase of the precipitation amount in winter season. In the future term, there is a significant increase of precipitation (besides snowmelt amount) in December, January and February. On the other hand, the precipitation in spring and summer season decrease in the future only except in the middle of summer, July. Overall, the seasonal variation of the present term is going to be diminished in the future.

Another noticeable change is the decrease of snowmelt amount in spring, especially in April. The decadal average of the annual snowmelt amount for the present term is 368.29mm and for the future term is 167.90mm, which is about 55% of decrease. These two main changes diminish the seasonal variance of the current precipitation pattern in the future.

Fig.7 shows monthly variation of evaporation and transpiration (EVPSL+TRNSL) for present and future term. Overall, the monthly pattern of evapo-transpiration of future term has the same pattern to the present term with an increased amount. The decadal average of the annual evapo-transpiration for the present term is 500.67mm and for the future term is 596.22mm, which means 19.1% of increase in the next century.

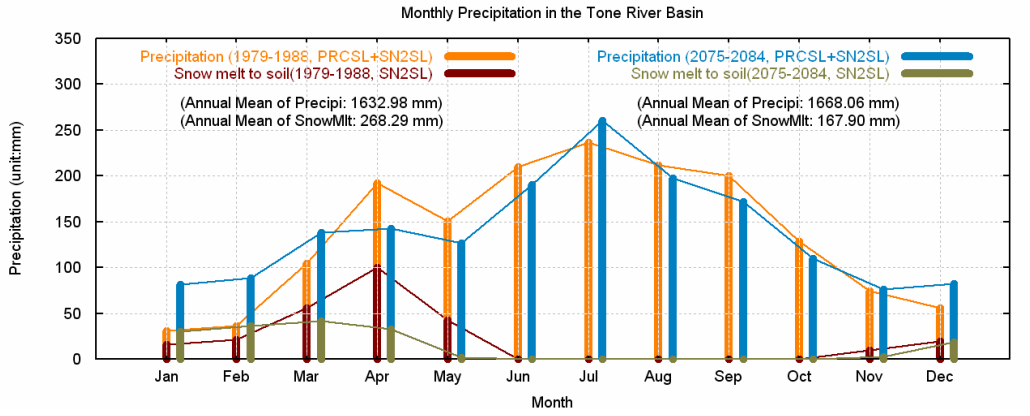


Fig.6 Monthly precipitation pattern of the Tone River basin, decadal average for the present and future

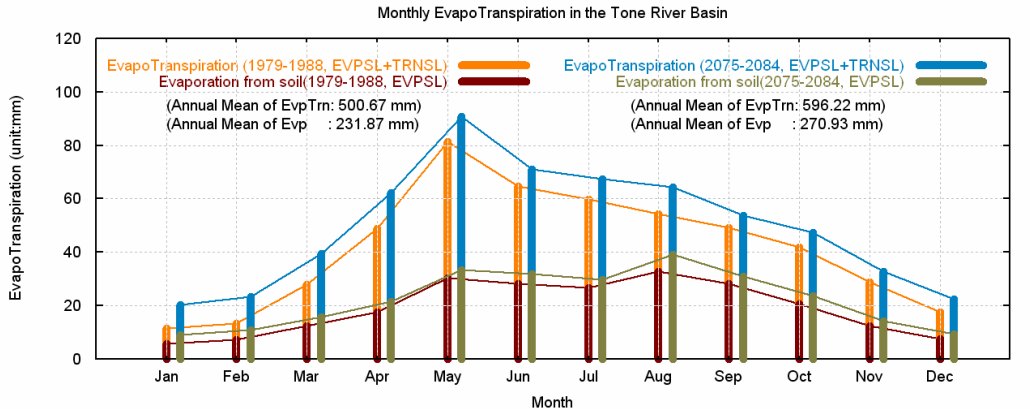


Fig.7 Monthly evapo-transpiration pattern of the Tone River basin, decadal average for the present and future

Analysis on Yodo River Basin

Basin averaged precipitation and evapo-transpiration amounts on Yodo River basin were calculated from the output of the AGCM20. The basin averages is an arithmetic mean of 18 grids of AGCM20 that covers Yodo River basin (see Fig.8). Monthly variation of precipitation and evapo-transpiration can be estimated using the decadal average of present and future, and these are shown in Fig.9 and Fig.10.

As the same to the pattern of Tone River basin, annual precipitation amount shows slight increase in the future and snowmelt amount is decreased as well. Yodo River basin has only small amount of snow (95.79mm annually), however this little amount is going to be decreased down to 15.96mm in the next century. Annual evap-transpiration amount is to be increased in the future. The decadal average of the annual evapo-transpiration for the present term is 599.44mm and for the future term is 684.22mm, which means 14.14% of increase in the next century. Increase of the evaporation amount (46.84mm of increase) and transpiration amount (47.94mm of increase) are about the same.

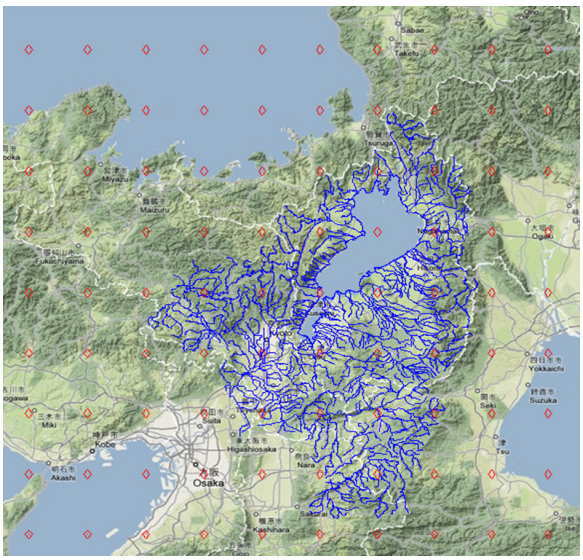


Fig.8 Yodo River channel network (blue lines) and AGCM20 output grid points (red marks)

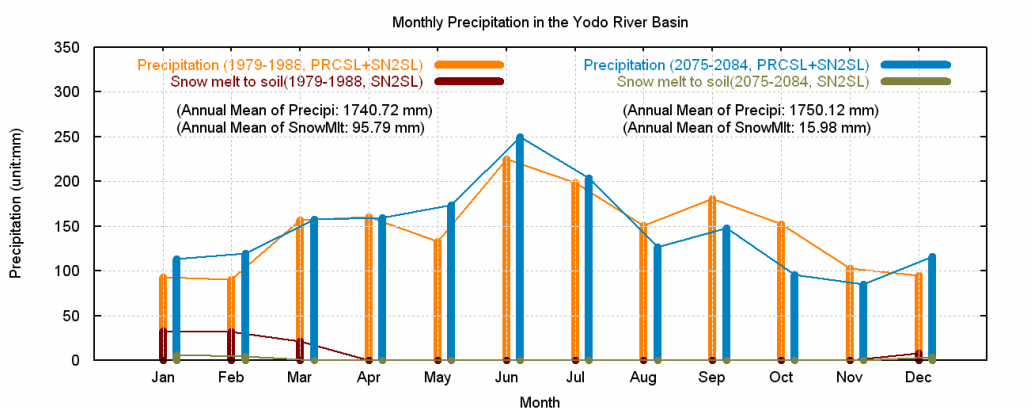


Fig.9 Monthly precipitation pattern in Yodo River basin, decadal average for the present and future

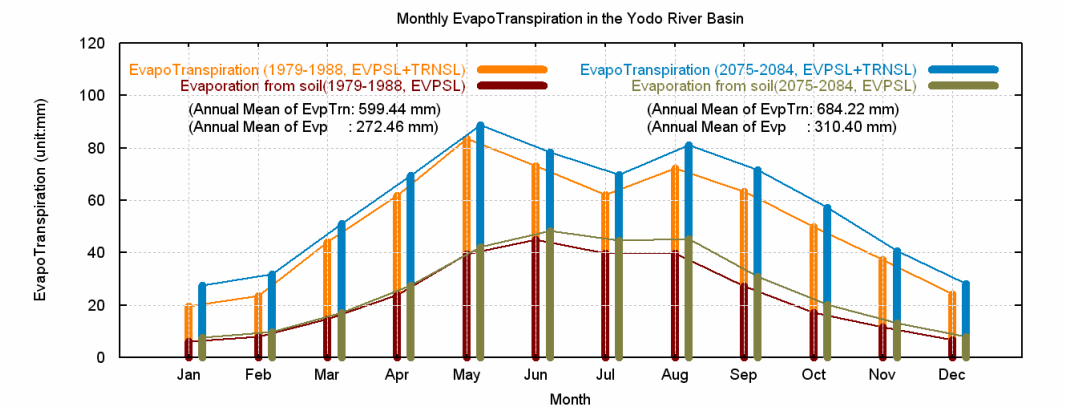


Fig.10 Monthly evapo-transpiration pattern in Yodo River basin, decadal average for the present and future

Monthly precipitation in Fig.9 shows how the seasonal pattern is going to be changed in the future comparing to the present pattern. Recognizable changes are the increased rainfall in winter season (from December to February) and the concentrated rainfall in June and July. There are two distinct rainy terms in Japan; Baiu rainy season in June and typhoon season in September. This distinction is to be disappearing somehow in the future and more rainfall seems to be concentrated in the early summer season. It seems the climate of Japan will change into subtropical one as the global temperature increase.

As shown in Fig.10, monthly pattern of the evapo-transpiration in the future term has the same pattern to the present term with increased amount. Due to significant increase of evapo-transpiration amount, net precipitation amount (PRCSL+SN2SL-EVPSL-TRNSL) seems to be decreased from 1144.28mm to 1065.90mm in the next century according to the AGCM20 output.

4. Runoff Simulation with a Distributed Hydrologic Model

Using the distributed hydrologic model, runoff simulations on Tone River and Yodo River were carried out. The simulation for each term, the present term and the future term, has been fulfilled continuously with the hourly based rainfall input data. The evaporation and transpiration data were also considered as a daily uniform value.

Before the runoff simulation using the data of AGCM20, the hydrologic model has been calibrated using observed discharge data. And the same parameter set was applied for both the present term and future term runoff simulation. At the moment when the runoff simulations carried out, uniform parameter set was prepared on Tone River basin. However, the parameter set is to be updated and spatially distributed one will be prepared in the next simulations.

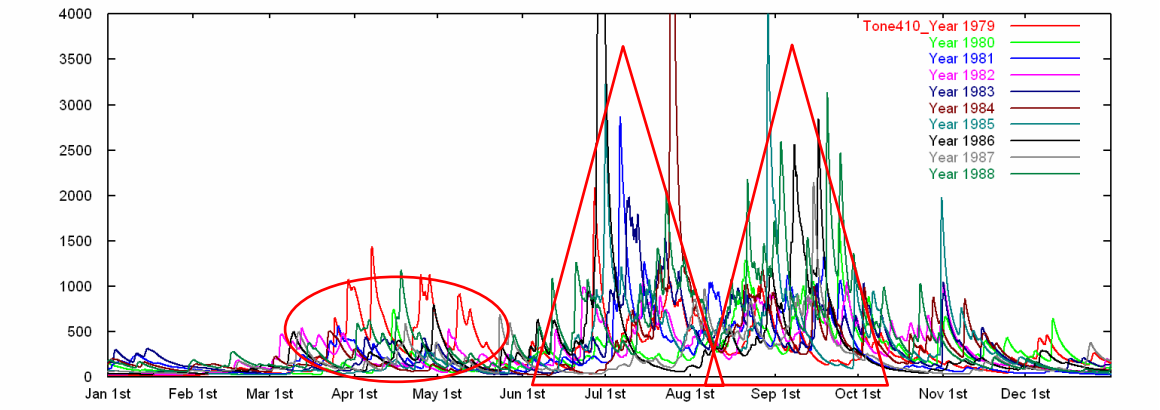


Fig.11 Runoff simulation results at Kurishashi, Tone River for the present term

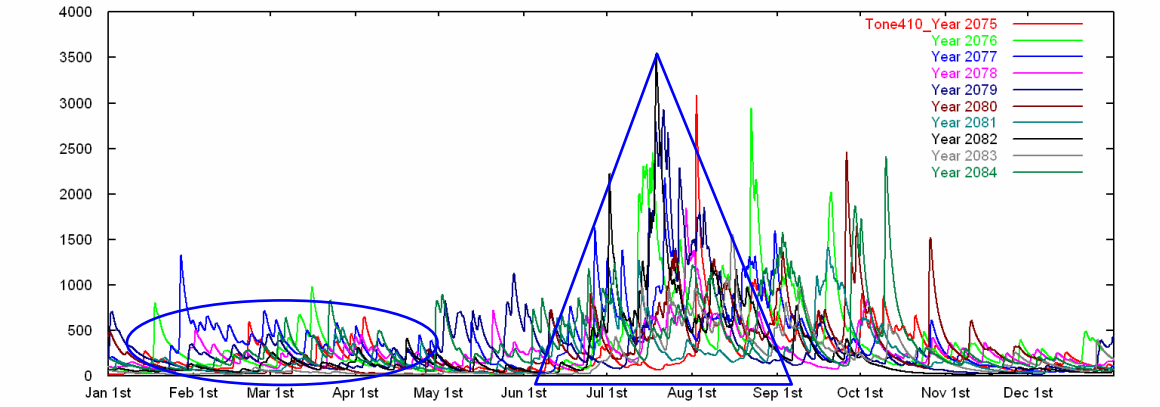


Fig.12 Runoff simulation results at Kurishashi, Tone River for the future term

Fig.11 and Fig.12 show the runoff simulation results at Kurihashi station, Tone River, which were carried out with AGCM20 output of the present term and the future term. From the runoff simulation results, it is clear that the change of snowmelt pattern in the future gives apparent effect on the runoff simulation results. See the red elliptical mark in Fig.11 that shows the runoff simulation results for the present term. The runoff of March and April of the present term is mainly by the snowmelt. However, this runoff has diminished and will be distributed all over the winter and spring season in the future (see blue elliptical mark in Fig. 12).

Another noticeable change in the runoff is concentration of peak discharges in summer season. The peak runoffs of present term have concentrated in two main terms (see two red triangle mark in Fig.11); one is in July and the other is in September, which is because of the rainy season and the typhoon season of Japan, respectively. However, the runoffs of the future term do not show this distinction and merged in one rainy season (see blue triangle mark in Fig.12). The reason is not clear at this moment, and more scrutinized inspection should be followed to find the cause and its effect in future hydrologic system.

From this runoff simulation results, it is hard to find increased flood risk in Tone River basin. However, it is clear that the climate change gives an effect on the runoff pattern. Any change in runoff pattern is an important issue on water supply problems. It is necessary to check more details to figure out what kinds of changes and how much of changes will be there under the future climate system. Moreover, the hydrologic model is under upgrading and distributed parameter set will be estimated for Tone and Yodo River basin, and it will be able to provide more detailed and accurate runoff simulation results.

5. Concluding Remarks

Results Analysis

This paper shows brief analysis with the AGCM20 output and the runoff simulation results, and the study is currently undergoing with more AGCM20 output. Since hydrologic analysis on the AGCM20 output data has done only with ten years duration for each term, present and future term, it might be not proper to extract any concrete result or conclusion at this stage. However, it is worthwhile to summarize the current results, which will be useful to our further research direction.

From the previous analysis and simulations, several points that we noticed on are (1) the snowmelt inflow in Tone River basin will change in the next century and it will affect a lot to the seasonal variation of the water resources of the basin (2) the snowmelt change is also there in Yodo River basin, but this change is not significant as the Tone River basin case (3) in both Tone River and Yodo River basins, the seasonal variation of the rainfall and discharges is going to be diminished and the water resources would be rather uniformly distributed in the future (4) peak runoffs of present term have concentrated in two main terms, in rainy season and typhoon season, but this distinction of peak runoff concentration will be merged in one long rainy season in the future.

Further Research Directions

This study has been carried out with limited AGCM20 output, and more AGCM20 output are available soon; 25 years for each present, near-future and future term. Based on enough data availability, this study will extend its direction and strengthen its methods in several points. And the first thing is to check the reproducibility of the AGCM20.

Even though we have very much improved technology and computer resources, however, there is a continuing awareness that models do not provide a perfect simulation of reality, because resolving all-important spatial or time scales remains far beyond current capabilities.

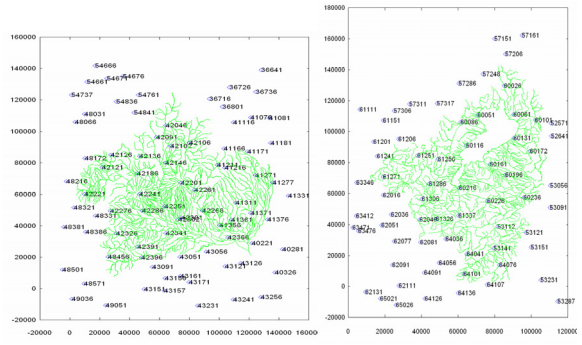


Fig.13 Locations and ID codes (5-digit numbers) of AMeDAS gauge stations on Tone River (left) and Yodo River basin (right)

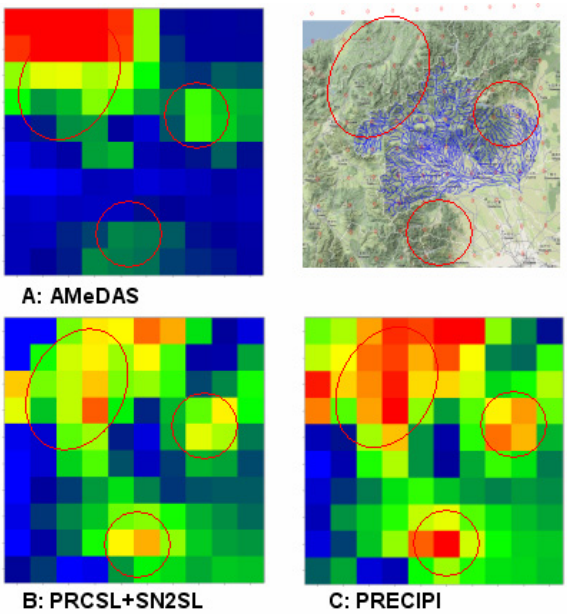


Fig.14 Spatial pattern of annual precipitation by AMeDAS data (up-left), by PRCSL+SN2SL (down-left) and by PRECIPI (down-right) on Tone River basin,

With the awareness of this fact, first of all, the reproducibility of ACGM20 should be checked using the controlled simulation output. The controlled simulation output of the ACGM20 can be approved when it is compared with the historic observation, on such the items as precipitation, snow and evaporation. If there is any critical bias between the AGCM20 output and the historic observation, it should be corrected as much as possible. And this bias also should be considered for the output of projection simulation.

One of reliable and enough data source for historic observations is the AMeDAS data of

Japan Meteorological Agency (JMA). Fig.13 shows the AMeDAS gauge stations on Tone and Yodo River basins with station code-numbers. To utilize this AMeDAS data in reproducibility checking of the AGCM20 output data, the point gauged observed data should be converted into the 20km×20km grid data. Firstly, Tone River basin data have been modified and compared with the AGCM20 output, PRCSL+SN2SL and PRECIPI values.

Fig.14 shows the comparison of the spatial pattern of annual precipitation from AMeDAS data and the two data set of AGCM20 output. Through this brief comparison, it was found that AGCM20 output shows over-estimated values to the observations; annual precipitation estimated from the PRECIPI values are 25% larger than the observed historic annual precipitations, and PRCSL+SN2SL values shows around 13% of over-estimations. On the other hand, annual daily maxima values from the AGCM20 shows smaller amount compared to the historic observations. Since there is noticeable bias in the AGCM20 output, it is necessary to correct or decrease the bias before the data are applied in the hydrologic model simulations.

The other important point to be considered is on the hydrologic model operations. It includes model calibration and proper model composition on a large-scale basin. For any type of large-scale basin, the model calibration is a complex and therefore a time consuming work. However, only a successful model calibration gives a guarantee for the believable simulation results. There are 7 main dams in Tone and Yodo River basin. Some of them are for flood control and some are for water supply purpose. This dam functions are also to be included in the hydrologic model system for the next simulations.

Acknowledgements

This work is done under the framework of the "Projection of the change in future weather extremes using super-high-resolution atmospheric models" supported by KAKUSHIN Program of MEXT. The calculations were performed on the Earth Simulator.

References

Takasao, T., Shiiba, M. and Ichikawa, Y. (1996): A runoff simulation with structural hydrological modeling system, JHHE, Vol. 14, No. 2, pp. 47-55.

Ichikawa, Y., Tachikawa, Y., Takara, K. and Shiba, M. (2000): Object-oriented hydrological modeling system, Proc. of Hydroinformatics 2000, CD-ROM.

Kitoh, A. and Kusunoki, S. (2007): East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM, Climate Dynamics, DOI 10.1007/s00382-007-0285-2.

Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A., Katayama, K., Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H. and Nakagawa, M. (2006): 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model –Mean climate states–. J. Meteorol. Soc. Jpn., Vol. 84, pp. 165–185.

超高解像度大気モデルの結果を利用した利根川と淀川流域の温暖化インパクト予測

キム スンミン・立川康人*・寶 馨・中北英一

*京都大学都市環境工学科

要　旨

治水施設の能力や管理施策が将来に渡って有効に機能するかを分析するために　温暖化時の水文気象予測情報を河川流量に変換するための分布型流出予測モデルを構築する。従来　温暖化時の治水・利水リスク評価は降水量から得た統計量の変化を分析することに焦点が当てられてきた。しかし　特にわが国のように水工施設が高度に流況を制御している河川流域においては、降水量の分析だけでは不十分で　河川流量の変動を分析してはじめて　温暖化が当該流域の治水や利水にどう影響する可能性があるかを分析することができる。本研究ではOHDISという水文モデルを用いて　わが国の中でも特に高度に流況が制御され　かつ地域社会・経済に大きなインパクトをもつ淀川流域（枚方上流7,281 km2）　利根川流域（栗橋上流8,588 km2）を対象とする。

キーワード:　超高解像度大気モデル，分布型流出予測モデル，温暖化，インパクト評価

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

中央アジア・キジルクム砂漠における地表面フラックス観測

甲山　治・大石　哲*・砂田　憲吾*・寶　馨

* 山梨大学大学院医学工学総合研究部

要　旨

キジルクム砂漠は典型的な乾燥地であり，特異的な気象条件と生態系を有している。また砂漠にはオアシスが点在し，周辺住民はそれを用いて農地灌漑を行っている。このような地域で持続可能な農業を行うには現地の水文循環を把握することが重要だが，科学的な解析に必要なデータは十分ではない。2006 年以降，中央アジアの現地プロジェクトと共同で地表面フラックス観測を行っている成果を紹介するほか，流域水循環の把握とモデリングに向けて行っている長期水文・気象データを用いた気候変動解析，および衛星データを用いた土地被覆変化に関する研究を紹介する。

キーワード：キジルクム砂漠，*ICBA*，塩害，*NDVI*，気温の上昇トレンド

1.　序論

1.1　本研究の背景

大規模灌漑によってアラル海が干上がった中央アジアのアムダリア・シルダリア流域は，20 世紀最大の環境破壊の一つに挙げられる。その他にも年平均気温の上昇，過剰灌漑がもたらした塩類集積，さらには過放牧による牧草地の衰退など多くの問題が存在する。アラル海流域の多くは年降水量 250mm 以下の乾燥地帯であり，農業をはじめとした人々の生活は上流域からの河川水に多くを依存している。急激な気温上昇は主要産業である牧畜と綿花栽培にも影響を与えるほか，流域を流れるアムダリア・シルダリアの大河川は主として山岳域からの融雪水を水源としており，融雪早期化への影響も深刻である。その結果冬季洪水が頻発する一方で，下流では夏季の用水量が不足する事態が起きている（kitamura et al. 2007 参照）。

アラル海流域において水・熱循環研究を行う意義としては，1）対象流域と周辺域の地表面状態が大陸スケールの気候システムに与える影響が大きいと考えられること，2）上下流国家間の水紛争，非持続的な農業計画，洪水の頻発，下流域の水環境・生態系の劣化等，多くの問題に直面していることから，水文学が果たすべき役割が極めて大きいと考えられること，3) パミール・テンシャンの氷河から砂漠まで様々な自然を含むことから，現在アラル海流域で起こっている現象を把握することで他の地域にも有益な情報を提供しうること，の 3 点が挙げられる。

2.　研究の協力体制とキジルケシック

2.1　ICBA プロジェクト

ICBA（International Center for Biosaline Agriculture）プロジェクトは乾燥域における持続的な農業システムの構築を目指して，世界各地の乾燥域で活動を行っている。中央アジアでは限られた水資源を効率的にマネジメントすることが求められており，現在農業が行われている地域では，節水農法や乾燥に強い品種を地域住民に提供している。さらには，農業が限定的にしか行われていない地域での農業システムの構築も行っている（Kristina et al. 2007, 2008 参照）。

ウズベキスタンとカザフスタンに広がるキジルクム砂漠（総面積約 30 万 km^2）には，被圧地下水が



Fig. 1 Kyzyl ke sek Experimental Farm

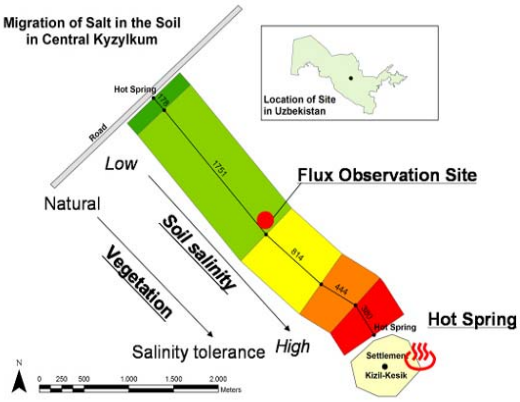


Fig. 2 Research Target Areas

湧出しているオアシスが点在する。ICBA は規模の大きなオアシスであるキジルケシックに試験農場を設置し，従来生育作物である小麦やトウモロコシに加えてアフリカ原産の Sorghum など，耐乾燥かつ耐塩性の作物を試験的に栽培している（**Fig. 1** 参照)。キジルケシック周辺は標高が低く東側には山岳域があるために，乾燥地の中にオアシスが点在する地域である。中央アジアの塩害研究では，カザフスタンのグジルオルダなど人為的な大規模灌漑によって土壌が塩性化した地域が有名であるが，河川の下流域およびオアシスの周辺など自然状態でも地下水位が上昇しがちな地域でも塩害が深刻である。持続的な農業を行うためには，余剰水をコントロールしながら農作物を栽培することで周辺の地下水位の上昇を食い止めることが不可欠である。

2.2 砂漠の植生解析

キジルクム砂漠の優占種はアルテミシアであるのに対して，農場と集落の周りに植林されているハロキシロン，過放牧の影響であるアルハギ，土壌水分と塩性が高い地域に存在するタマリクスなど，水文

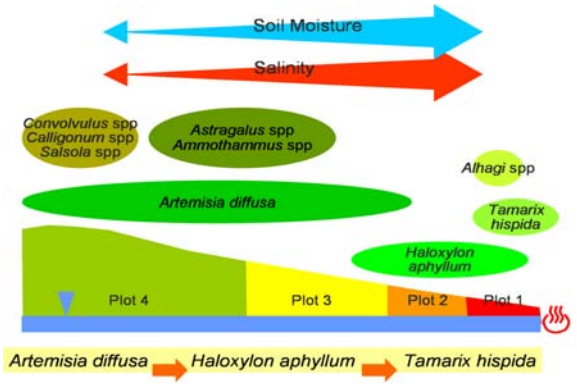


Fig. 3 Kyzyl ke sek Vegetation Model

条件および人為的な影響によって多くの植生が存在する。**Fig. 2** は ICBA の Kristina Toderich 博士らと共同で植生調査を行っている対象地域の模式図で，全体を 5 つの Plot に分割している。Plot4 がもっとも自然状態に近く，現在はそこでフラックス観測を行っている。これに農場周辺，灌漑排水路，最終的に水が流れ込む低地の塩害が顕著である 3 地域を加えた 8 地点において，2006 年から ICBA が植生調査および土壌水分の直接観測を行っている。

Fig. 3 は，植生分布と土壌水分および土壌の塩分濃度の関係をモデル化した図である。図中に代表的な 6 つの植生を挙げたが，実際はさらに多くの植生が存在しそれらが相互に影響している。集落には 3 家族・総勢 20 名あまりが暮らしており，通年行う羊の放牧とともに冬季以外は塩水が自噴する井戸の水を用いた農業を行っている。集落には自噴井戸が存在するため地下水位が高く，村から半径 2km 以内は放牧された家畜が牧草を食べるためその影響が大きい。

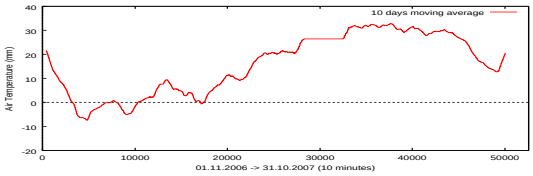
2007 年 3 月からは中間赤外域まで測定可能なスペクトロメータを持ち込んで，季節ごとの地表面反射率のデータを蓄積している。現在は得られた知見と衛星解析から植生分布を推定し，さらに推定した植生の分布状況から塩分濃度および土壌水分の分布を推定している。その他にも三重大学との共同研究で，葉の炭素・酸素安定同位体を用いた水利用効率および気孔抵抗の解析を行っている。これらのデータを用いて，キジルクム砂漠の植生蒸発散モデルの構築を目指している。

3. 地表面観測データ

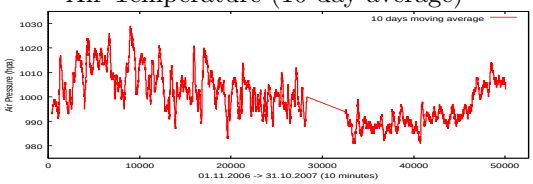
ICBA 試験農場では現地農業技術者が 1 日に 2 回ほど気温と湿度データを記録しているが，オアシスおよび乾燥地の水文過程を理解するには不十分であ



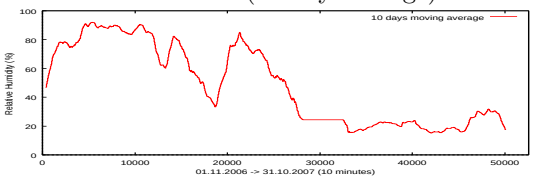
Fig. 4 Kyzyl ke sek Flux Observation Site



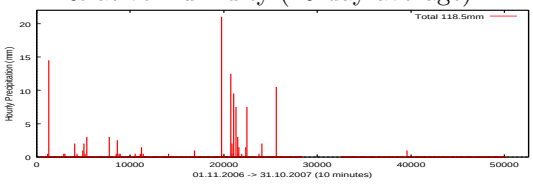
Air Temperature (10 day average)



Air Pressure (10 day average)



Relative Humidity (10 day average)



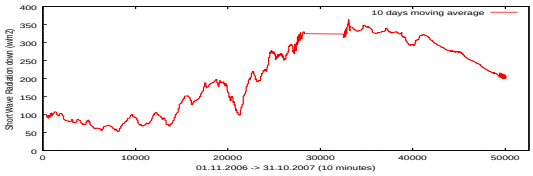
Precipitation

Fig. 5 Observation Data (03.11.2007 - 15.10.2008)

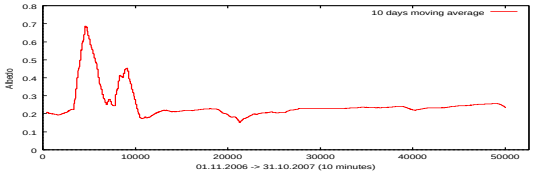
ることから，気象・水文観測およびボーエン比法を用いた水・熱フラックス推定を行っている。まずは一般的な乾燥地の地表面状態を把握するために，キジルクム砂漠における優先種であるアルテミシアが広く自生している Plot4 で観測開始した。

3.1 観測データ解析（季節変化）

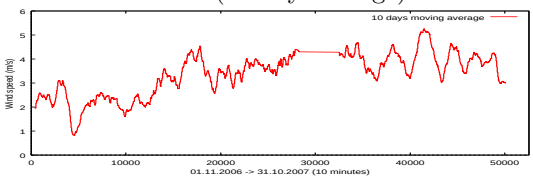
観測サイトでは 2006 年 11 月以降，温湿度 3 高度，風速・風向，長波・短波放射および光量子計（上下），熱流板，雨量計，気圧計，土壌水分 5 深度，地温 4 深度のデータを取得している（**Table 1** 参照）。**Fig. 6** は主な観測データを示しており，期間は 2006 年 11 月 3 日から 2007 年 10 月 15 日までの 347 日間である。ただし 5 月 16 日 8 時から 6 月 14 日 18 時までのデータが，バッテリートラブルのため欠測している。降水量と土壌水分以外のデータは 10 分値を，その他は 10 日間移動平均値を示してい



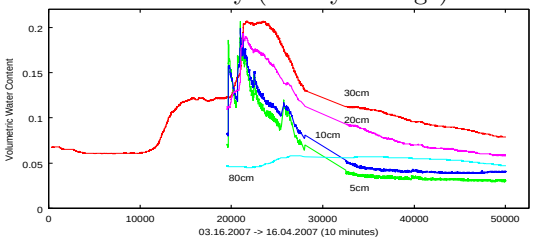
Shortwave Radiation (Down, 10 day average)



Albedo (10 day average)



Wind Velocity (10 day average)



Volumetric Water Content (VWC)

Fig. 6 Observation Data 2 (03.11.2007 - 15.10.2008)

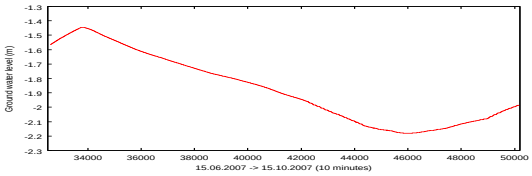


Fig. 7 Ground Water Level at Experimental Farm (15.6.2008 - 15.10.2008)

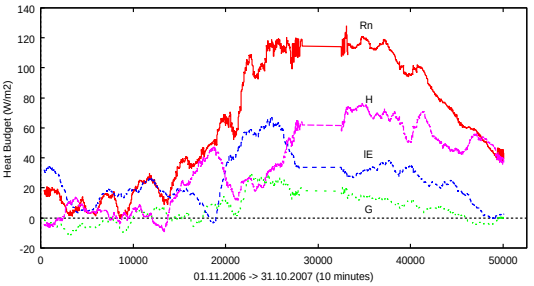


Fig. 8 Heat budget at Plot4 (Rn, H, lE, G)

Table 1 Kyzyl ke sek Surface Observation Elements

Start time	Element	Information
03.11.2006	Air Temperature (3) Humidity (3)	100, 400cm , validation
	Air Pressure (1)	
	Shortwave Radiation(2)	Up and Down
	Longwave Radiation(2)	Up and Down
	Ground heat flux (1)	Heat Flux Plate
	Precipitation (1)	resolution 0.5 mm
	Soil Moisture (1)	30cm, TDR
	Wind Velosity (1)	
16.03.2007	Quantum Sensor (2)	Up and Down
	Soil Moisture(4)	5, 10, 20, 40, 80cm
	Soil Temperature(4)	5, 10, 20, 40, 80cm
	Wind Direction(1)	
15.06.2007	Ground Water Level	Experimental Farm
14.10.2007	Battery Change	Sealed Battery

る。TDR を用いた土壌水分 (体積含水率) では，深度 30cm のデータが最も高い値を示した。

Fig. 7 には試験農場で測定している地下水位データを示しており，期間は 2007 年 6 月 15 日からの 123 日間である。試験農場では夏季は穀物栽培を行っており，周辺の農地では西瓜とメロンの栽培を行っている。生育期間は 6 月から 9 月にかけてで，穀物に較べて多くの水を必要とする。このデータからは，6 月後半から 9 月前半にかけて 70cm ほどの水位低下が見られたことから，今後は蒸発散量および灌漑の影響の定量的評価を行う。

Fig. 8 はボーエン比法を用いた地表面熱収支 4 成分 (純放射 Rn, 顕熱 H, 潜熱 lE, 地中伝導熱 G) の推定結果である。なおボーエン比法では 2 高度間の水蒸気圧の差が 0 に近くなると意味をなさなくなるため，Ohmura（1982）の手法を適用して異常値を外した。熱収支各要素の季節変化からは，冬雨型の乾燥域であるキジルクム砂漠の特徴を良く表しているといえる。しかし推定した期間中の全潜熱を蒸発散量に変換すると約 300mm になり，観測期間の降水量 118.5mm を大きく上回ることから，今後は降雪期における降水データの検証を行うほか，土壌水分のデータも用いて水収支を解析する必要がある。

3.2 観測データ解析（日内変動）

これまでの観測において約 1 年間のデータを取得することで出来たことから，キジルクム砂漠の水文地表面状態に関する季節変化を解析した。一方，砂漠の水・熱収支は日内変動においても，昼夜で全く異なる挙動を示すこと示唆されている (近藤, 1994)。**Fig. 9** は 7 月 31 日から 8 月 4 日まで 5 日間の気温，降水量，相対湿度の 10 分間平均値を示している。8 月 2 日には 1mm の降水があり，その前後で気温と相対湿度が大きく変化している。

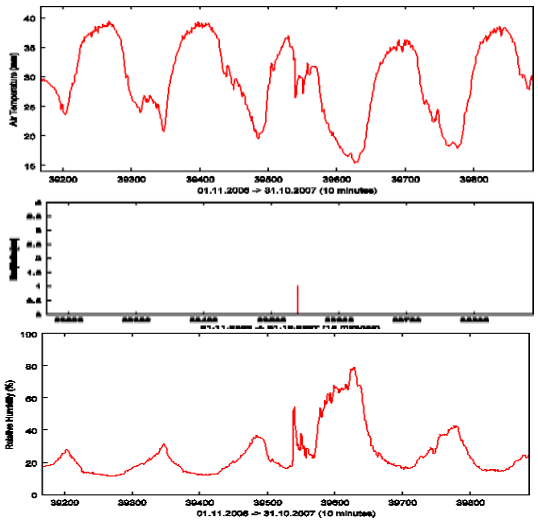


Fig. 9 Air Temperature, Precipitation and Relative Humidity for 5 days (from Jul 31st to Aug 4th)

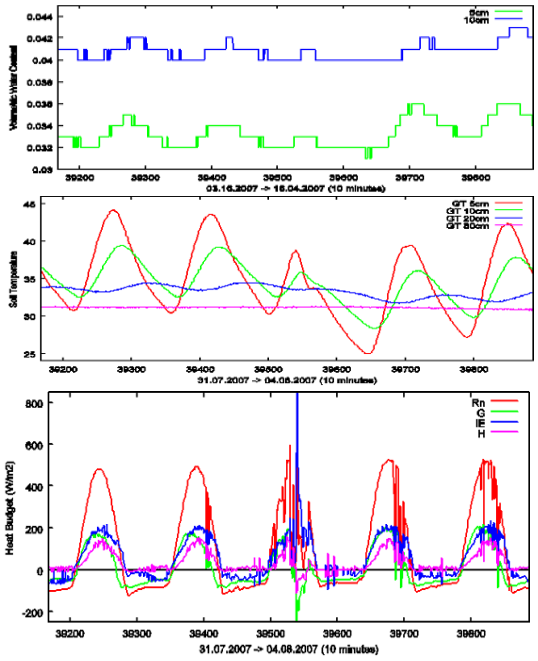


Fig. 10 Soil Moisture (5cm and 10cm), Soil Temp (4 depth) and Heat budget at Plot4 (Rn, H, lE, G) for 5 days (from Jul 31st to Aug 4th)

Fig. 10 は同じ期間の土壌水分 (5cm, 10cm)，地温（5cm, 10cm, 20cm, 80cm），地表面熱収支 4 成分 (Rn, H, lE, G) を示しており，降水時の熱収支および地温の変化や，土壌水分の増減が確認できる。また **Table 2** はボーエン比から算出した上向き方向の蒸発散量（負は凝結）を示しており，気温の日内変化が大きいため昼間に蒸発散し夜間に結露

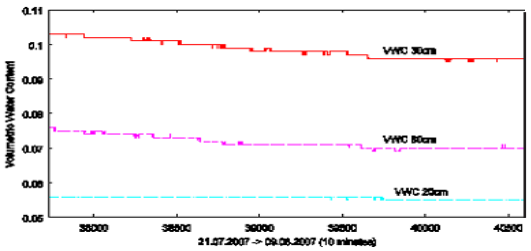


Fig. 11 Soil Moisture at 20cm, 30cm and 80cm depth for 20 days (from Jul 21st to Aug 9th)

Table 2 Evapotranspiration in the Kyzyl ke sek site

Period	Evapotranspiration(mm)
2007/7/31 daytime	2.327mm
2007/7/31 nighttime	-0.489
2007/8/1 daytime	2.402mm
2007/8/1 nighttime	-0.518mm
2007/8/2 daytime	2.711mm
2007/8/2 nighttime	-0.090m
2007/8/3 daytime	2.372mm
2007/8/3 nighttime	-0.401mm
2007/8/4 daytime	2.347mm
2007/8/4 nighttime	-0.568mm

していることを示している。算出した蒸発散量は昼間で 2.3-2.4mm，夜間で-0.5mm 程度で，日積算では 1.8-1.9mm であった。なお降水が観測された 8 月 2 日は昼間が 2.711mm，夜間が-0.090mm，日積算で 2.621mm と蒸発散量が多かった。

一方 **Fig. 11** は，7 月 21 日から 8 月 9 日までの 21 日間の土壌水分 (20cm, 30cm, 80cm) を示している。昼を午前 6 時から午後 7 時まで，夜を午後 7 時から午前 6 時までと定義している。7 月 21 日から降水が観測された 14 日目の 8 月 2 日時点までで，体積含水率 (VWC) が 0.006(20cm)，0.007(30cm)，0.001(80cm) 減少しており，推定される 10-110cm の土壌水分変動は 3-5mm (0.21-0.36mm/day)，200cm までとしても 4-6mm 程度である。これらはボーエン比から算出した蒸発散量の 20% 以下であり，観測地点周辺に存在するオアシスの影響を受けていると推測される。

4. 水文・気象データおよび衛星データ解析

現在キジルケシックにおいて蒸発散モデルの構築に向けたフラックス観測を行っているが，モデルをアラル海流域に適用するためには周辺の気象データを用いる必要がある。1991 年のゾビエト連邦崩壊以前は全領域の気象・水文データは国家によってデータベース化されて多くはオープンにされていたが，それ以降は各共和国が管理しているため全域での取得が困難である。ウズベキスタンに関しては水文気象研究所から一部を購入しているが，長期のデータを購入することは困難である。

そこで現在入手している，長期気象データおよび衛星データを用いて解析を行った。気象データとしては CDIAC 提供の旧ソ連時代に観測された 223 地点のデータが使用でき，アラル海周辺域には 25 地点存在する。観測頻度は 1936-65 年が 6 時間毎，1966-90 年が 3 時間毎であり，降水量と気温のトレンドを解析した。衛星解析には NASA 提供の PAL (Pathfinder AVHRR Land data sets) の 10 days composite data を用いて，NDVI と地表面温度を作成し解析に用いた。

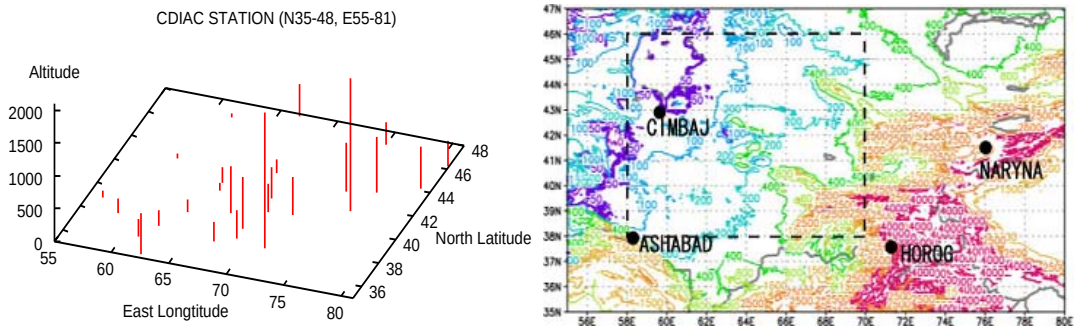
4.1 気温および降水量データ解析

アムダリア流域と周辺の 25 地点で得られた気温と降水量に関して，55 年間の長期解析 (1936-90) を行った。**Fig. 12** に (a) 観測地点の標高と Digital Elevation Map，(b) 55 年平均の年降水量および一次近似でもとめた年降水量の増加トレンド，(c) 55 年平均の年平均気温および一次近似でもとめた平均気温の増加・減少トレンド，**Fig. 13** に示す。現地研究者の間でも中央アジアの気温上昇が顕著であることが知られており，ここ 20 世紀の 100 年における気温上昇は 0.9-1.0 度，25 年で 0.4-0.5 度と認識されている。

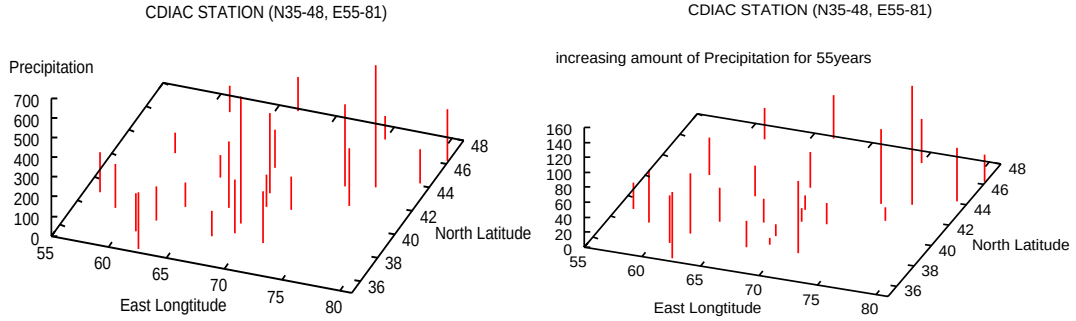
降水量は全ての地点で増加しており，元々降水量の多い山岳域で高い増加傾向を示した。一方，年平均気温は Ashabad をのぞく 24 地点で増加を示し，特に標高が 2000m を超える Naryna とアムダリアデルタに位置する Cimbaji で増加率が最も高かった。同じく標高の高い Horog やシルダリア下流域に位置する Aralisk でも顕著な気温上昇が見られたことから，山岳域では積雪の減少が，アラル海に近い地域ではデルタ域の乾陸化がそれぞれ寄与していると考えられる。一方 Ashabad のみ気温の減少トレンドがみられ，特に 1960 年代，70 年代にその傾向が顕著である。乾燥地の気温は降水にも大きく左右され，また気象観測所のデータは周囲の地表面状態の影響を強く受けるために慎重な議論が必要だが，1960 年代から本格的に運用され Ashabad 周辺に多量の水を供給するカラクム運河との関連性が高いと思われる。

4.2 植生活性時期の早期化

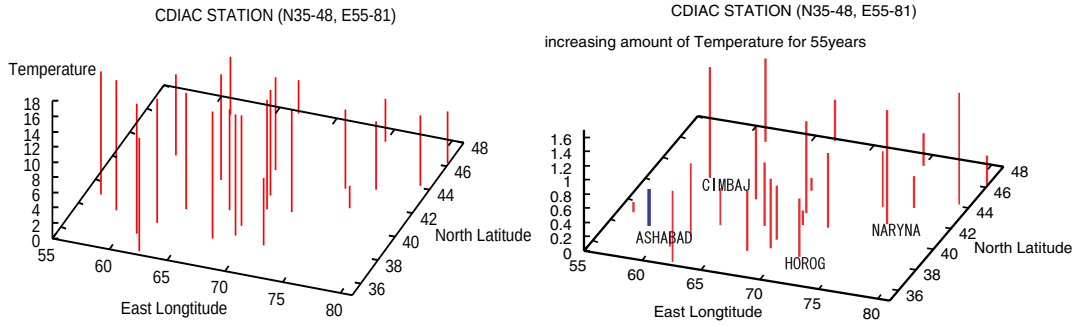
本研究では NASA/DACC 提供の PAL (Pathfinder AVHRR Land data sets) の 10 days composit data を用いて，NDVI および地表面温度を作成し解析に用いた。解析期間は 1981-2001 年で，空間解像度は



(a) Station altitude and altitude map. The dotted square indicates the satellite analysis target area



(b) Averaged precipitation data and its increase over 55 years



(c) Averaged air temperature and its increase over 55 years. Blue column is negative.

Fig. 12 Altitude map, averages, and increases at 25 stations over 55 years.

約 8km である。PAL を用いた土地被覆解析には多くの先行研究があるが，何れにおいてもセンサー劣化および orbit drift が定量的な解析にとって課題であることを指摘している (Myneni et al. 1997 参照)。本研究においても各年およびセンサーごとに領域内で NDVI 値が最も低い裸地と，最も高い森林を基準に簡易的な補正を行ったうえで地表面状態の変化を解析したが，空間解像度も粗いことから NDVI 値が顕著に変動している地域は検出できなかった。そこで経年変化に強い指標として PAL/NDVI の 30 日間移動平均値を用いて，1 年間で NDVI が最大になる時期を検出した。一部の山岳域を除き，対象流域の植生にとっては水が主な制限要因であり，降水量と蒸発散量の水収支バランスで決定され，利用出来る水が多い順に，森林，草原，灌木，裸地 (春期のみ植生あり)，砂漠と分布する。したがって降水量の多い丘陵地帯には森林が，降水量は少ないが気温も低い高緯度の平地では草原が存在する。

Fig. 14 は 1982-1987，1988-1993，1995-2000 の 3 期間における各 6 年間の NDVI が最も大きな時期の分布を示している。解析対象領域は，**Fig. 12** の上右図の点線部に相当する低平地である。図中の北西部に位置するアラル海は白で表しており植生のピークが無く，また 3 月以前のピークを示す薄い灰色はごく一部にしか存在しない。一方東部の山岳域から南に蛇行しながら北上しアラル海北部に流れ込むシルダリアと，南部のアフガニスタン国境から西北に進みアラルの南部に流れ込むアムダリア周辺では，河川水によって地下水が涵養されるために植生のピークが 7 月以降である（**Fig. 14** では濃い黒

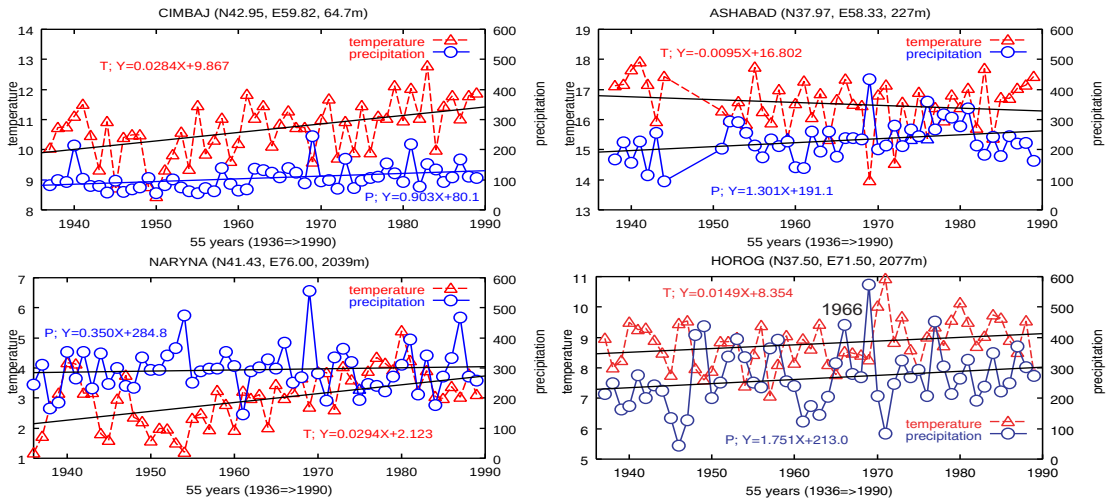


Fig. 13 Annual air temperature and precipitation data and trend over 55 years. Lowland region: Cimbaj and Ashabad; Mountainous region: Naryna and Horog.

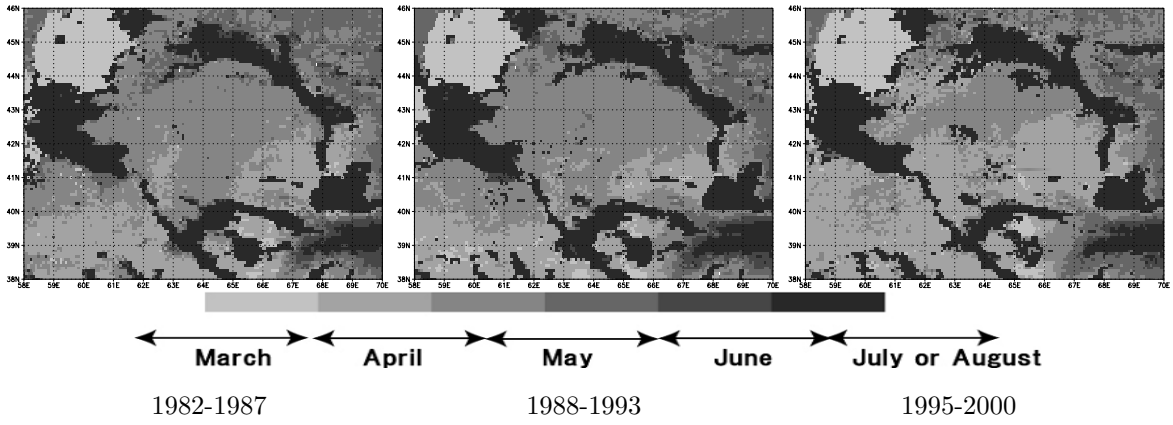


Fig. 14 Year-averaged maximum NDVI date using 30-days moving average. Each color indicates 20 or 21 days.

色で示す)。

自然植生では 4 月から 5 月にかけて植生の活性時期が見られ，6 月を過ぎると 1 年草は種子を残して枯れ，多年草・木は気温が下がる秋まで気孔を閉じる。1982-1987 および 1988-1993 では北部が 5 月中下旬，中部（キジルクム砂漠）が 4 月下旬から 5 月上旬，南部が 4 月上中旬であるのに対して，1995-2000 ではアムダリア以南と両河川に挟まれたキジルクム砂漠の多くが以前より早い 4 月上中旬にピークを迎えている。砂漠でも気温の上昇傾向が見られることから，砂漠植生の活動時期が早期化していることが推測できる。例えば Spektorman (2002) によってもキジルクム砂漠の植生が劣化していることが指摘されていることから，今後は構築中の植生モデルを用いて気候変動下での植生の解析を行いたい。一方，農耕地に関しては顕著な変動を見ることが出来なかったことから，今後は高解像度の衛星データを用いて解析を行う。

5. 結語

これまでの研究ではキルケシックにおいて地表面フラックス観測データの取得，植生調査を行い，さらにアラル海流域全域で長期の気象データ解析と衛星解析を行った。

観測データに関しては 1 年を超えるデータが蓄積されつつあることから，今後は同位体分析で得られた植生の蒸発散パラメータを用いながら，乾燥地植生の蒸発散モデルの構築を行う。2000 年以降の植生変化に関しては MODIS を用いた解析を行うほか，ALOS(だいち) の 3 センサー PALSAR, AVNIR-2, PRISM のデータも利用可能なことから，解析対象地域の植生・水文状態に関して詳細な解析を行いたい。

謝　辞

本研究を進めるにあたり，貴重な助言を頂いたウズベキスタンサイエンスアカデミーの Kristina Toderich 博士に衷心より感謝いたしますとともに，ここに厚く御礼申し上げます。また乾燥地植生に関して様々なご助言を頂いた三重大学の松尾奈緒子講師および，気象観測にご助言を頂いた水資源環境研究センターの田中賢治准教授に紙面を借りまして深く感謝いたします。なおこの研究は JST/CREST 人口急増地域の持続的な流域水政策シナリオ (砂田憲吾代表) の支援を受けて行っており，その成果の一部である。

参考文献

Kitamura, Y. et al.(2007). Water Problems in Central Asia, Journal of Disaster Research Vol.2 No.3, 134-142

Kristina, T. et al. (2007). C3/C4 plants in the vegetation of Central Asia, geographical distribution and environmental adaptation in relation to climate, Climate Change and Terrestrial Carbon Sequestration in Central Asia, Taylor and Francis Ltd., pp. 33-64

Kristina, T. et al. (2008). New approaches for biosaline agriculture development, management and conservation of sandy desert ecosystems, Biosaline Agriculture and High Salinity Tolerance. Birkhauser, 247-265.

Ohmura, A. (1982): Objective criteria for rejecting data for bowen ratio flux calculations. Journal of Applied Meteorology, 21, 595-598.

近藤純正 (1994)：水環境の気象学－地表面の水収支・熱収支－

Myneni, R. B. et al. (1997). Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981-1991. Nature, 386, 698-702.

Spektorman, T .Yu. (2002). Methodology of climate change scenarios for Uzbekistan using ideal forecast concept. Bulletin 5. Tashkent, SANIGMI

Land Surface Observation in the Kyzyl Kum Desert of Central Asia

Osamu KOZAN, Satoru OISHI*, Kengo SUNADA* and Kaoru TAKARA

Interdisciplinary Graduate School of Medicine and Engineering, University of Yamanashi

Synopsis

The Kyzylkum desert is a typical desert area and has unique climate condition and ecosystems. There are small oases in this area and local people use them for crop irrigation. To understand the hydrological cycle is important for local people and sustainable farming, however there are not enough data for scientific analysis. In this paper, the land surface observation cooperated with local organization since November 2006 in Kyzyk ke sek is analyzed. Moreover, landcover and vegetation mapping using satellite remote sensing data analysis are introduced for large scale modeling.

Keywords : Kyzylkum Desert, ICBA, Salt Damage, NDVI, Warm Temperature Trend

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Assessment of Prediction Uncertainty under Scale-dependant Condition of Rainfall-Runoff Modeling

Giha LEE*, Yasuto TACHIKAWA* and Kaoru TAKARA

*Graduate school of Urban and Environment Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper aims at investigating prediction uncertainty due to parameter and input under scale-dependant condition of rainfall-runoff modeling. Moreover, a new rainfall-runoff modeling framework considering uncertainty components involved in modeling processes is proposed to provide guideline for future modeling direction. First, parameter compatibility is evaluated in order to search for the suitable resolution of DEM, which provides better model performance and less simulation error but represent natural heterogeneity appropriately. Second, scenario-based applications are performed to examine the effect of input uncertainty due to spatial variability of rainfall data on model predictions. Finally, three guideline indices with respect to model performance, model structural stability and parameter identifiability are proposed to explain limitations of a conventional modeling protocol and then a new modeling framework is outlined by incorporating these indices into the model evaluation procedure.

Keywords: prediction uncertainty, parameter compatibility, spatial variability of rainfall, new modeling framework

1. Introduction

Uncertainty is an integral part of not only hydrological modeling but decision making of water management policy since, for example, a stochastic model like random field generator is used to interpolate rainfall over space and time and these data are inputs into a rainfall-runoff model for computing water levels or discharges at specific locations that in turn are used as inputs to an ecological model and finally, the outputs from ecologic models can be input to an integrated water management model. It is therefore crucial to identify sources of uncertainty for protecting their propagation into output variables (Wagener and Gupta, 2005). A good discussion of these sources of uncertainty can be found in Melching (1995) and Gupta *et al.* (2003). They classified the uncertainty in the hydrological modeling process into three major components; model structural uncertainty, parameter uncertainty and data uncertainty.

Here, data uncertainty is errors introduced by the measurement, by the temporal and spatial discretization of measurements or by data processing. Model structure uncertainty is interpreted as simplifications and/or inadequacies in the description of real natural systems. Parameter uncertainty is due to multiple regions of attraction in model space and multiple local optima within those regions, which make it difficult to identify the globally-optimum model. Besides these well known uncertainty components, many other components such as imperfect initial conditions, natural randomness and so on are also included in hydrological modeling.

In the context to uncertainty assessment, this paper attempts to account for the influence of two main sources, parameter and input error on model predictions. In addition, the effect of topographic scale on prediction uncertainty assessment procedure is also

presented. Finally, we propose an extended rainfall-runoff modeling framework under uncertainty by incorporating two conditioning processes into modeling processes. First, a set of model structures (from simple bucket model to scale-dependant complex models) is evaluated multi-dimensionally with respect to model performance, model structural stability and parameter identifiability. Note that all of evaluative indices are derived on the basis of the author's previous papers including Lee *et al.* (2006, 2007, 2008). Second, complementary data is imposed on the conditioned model space, given from the first stage for either further rejecting unreliable parameter set(s) or confirming reliable parameter one(s). In this study, spatiotemporal internal responses of catchment (Sayama *et al.*, 2007) is utilized as complementary constraints to filter out a non-physical parameter set among various plausible ones within high dimensional parameter space of a distributed rainfall-runoff model.

Section 2 introduces basic materials for objectives of this study, that is, study site, used data and models and section 3 presents the analysis of parameter compatibility under scale-dependant condition of distributed rainfall- runoff modeling. The propagation of input uncertainty due to spatial variability of rainfall field into model prediction is dealt in section 4. Section 5 addresses the extended rainfall-runoff modeling framework under uncertainty and suitability of the newly developed framework is verified by a case study. Finally, we conclude the paper with summaries in Section 6.

2. Materials

2.1 Hydrologic models

Three different model structures are built under OHyMoS for purposes of each specific application.

2.1.1 Storage Function Method (SFM)

This model is a simple nonlinear reservoir model and it is still widely used in practical engineering works in Japan despite its simplicity. The form of SFM is expressed as:

$$\frac{dS}{dt} = r_e(t - T_l) - q, \qquad S = kq^p \tag{1}$$

$$r_e = \begin{cases} f \times r, & if \quad \sum r \le R_{SA} \\ r, & if \quad \sum r > R_{SA} \end{cases} \tag{2}$$

where S is water storage; r_e is effective rainfall intensity; r is rainfall intensity; q is runoff; t is time; k is storage coefficient; p is coefficient of nonlinearity; f is primary runoff ratio; T_l is lag time and R_{SA} is accumulated saturated rainfall. There are four parameters (k, p, f and R_{SA}) to be optimized in SFM.

2.1.2 Kinematic Wave Method for Subsurface and Surface runoff with Single Threshold (KWMSS1)

In this model, the catchment surface is assumed to be covered with a highly permeable stratum entitled 'A-layer', having uniform thickness, D within pre-defined computational building blocks (*e.g.*, grid cell, sub-catchment). A depth, d is referred to as a threshold to take into account the surface flow and subsurface flow and it is defined as $d = D\gamma$, where γ is the porosity of the A-layer (see Figure 1(a)). Takasao and Shiiba (1988) proposed the following piecewise relation between water depth, h and discharge per unit width, q.

$$q = \begin{cases} vh, & 0 \le h \le d \\ vh + \alpha(h-d)^m, & d < h \end{cases} \tag{3}$$

where $v = k_d i$; $\alpha = \sqrt{i}/n$; v is velocity through A-layer; i is slope gradient; k_d is saturated hydraulic conductivity; n is Manning's roughness coefficient and

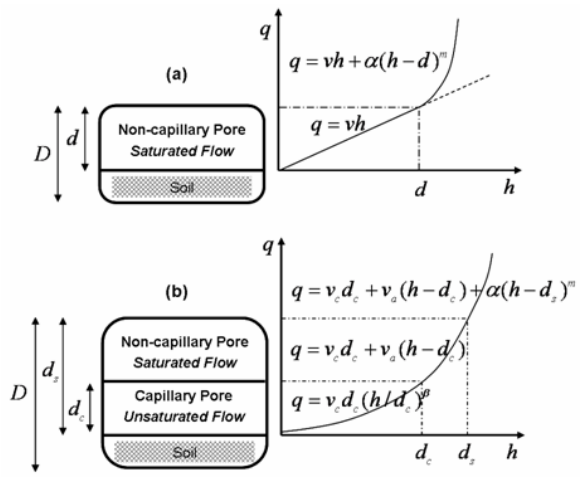


Fig. 1 Schematic model structures for (a) KWMSS1 and (b) KWMSS2.

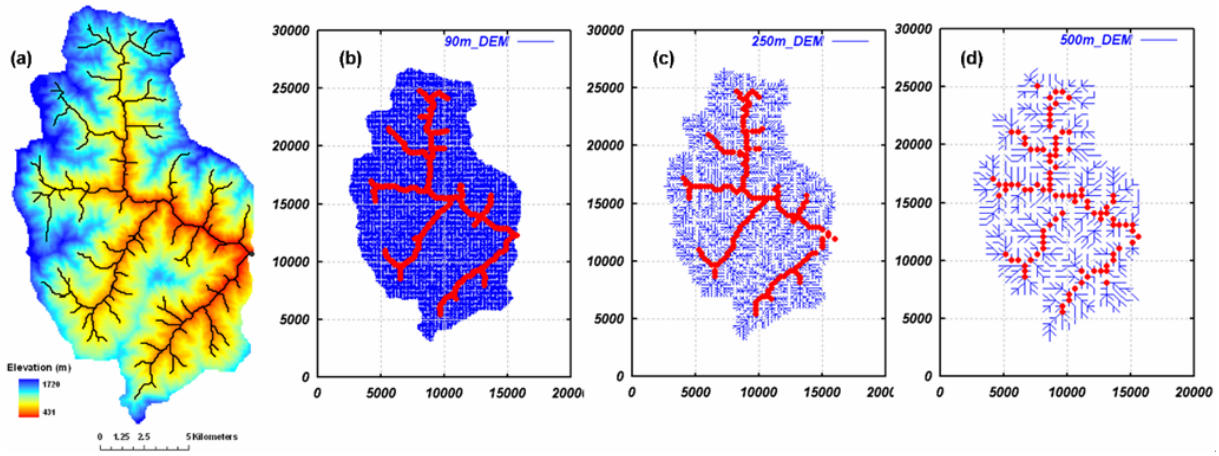


Fig. 2 The study site; (a) elevation map and (b) ~ (d) Drainage networks of 90m, 250m and 500m DEMs built with a set of slope elements (solid line) and river nodes (circle).

if the overland flow follows Manning's resistance law, m=5/3. Three model parameters (n, k_d and d) require to be adjusted against observed data.

2.1.3 Kinematic Wave Method for Subsurface and Surface runoff with Double Thresholds (KWMSS2)

The KWMSS2 assumes that a permeable soil layer covers the hillslope as shown in Figure 1(b). The soil layer consists of a capillary layer in which unsaturated flow occurs and a non-capillary layer where saturated flow occurs. According to this runoff mechanism, if the depth of water, h is higher than the soil depth, D, then overland flow occurs (Tachikawa *et al.*, 2004). The stage-discharge relationship is defined as:

$$q=\begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^{\beta}, & 0 \le h \le d_c \\ v_c d_c + v_a (h-d_c), & d_c \le h \le d_s \\ v_c d_c + v_a (h-d_c) + \alpha (h-d_s)^m, & d_s \le h \end{cases} \quad (4)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (5)$$

Flow rate of each slope segment is calculated by governing equations (Eq.s(3) and (4)) combined with the continuity equation (Eq.(5)), where $v_c = k_c i$; $v_a = k_a i$; $k_c = k_a / \beta$; $\alpha = \sqrt{i}/n$; i is slope gradient; k_c is hydraulic conductivity of the capillary soil layer; k_a is hydraulic conductivity of the non-capillary soil layer; n is roughness coefficient; the water depth corresponding to the water content is d_s and the water depth corresponding to maximum water content in the capillary pore is d_c. Detailed explanations of the model structure appear in Tachikawa *et al.* (2004). There are five parameters (n, k_a, d_s, d_c and β), which are assumed to be spatially-homogeneous, to be optimized in KWMSS2.

2.2 Study site and historical data

The study site is the Kamishiiba catchment, upstream area of the Kamishiiba dam, which lies within Kyushu region in Japan and covers area of 211km^2. The topography of this area is hilly with the elevation varying from 431m to 1720m and most of land use type is forest. The observed discharge data converted from water level of dam inflow having 10min temporal resolution is available (Kyushu Electric Co., Inc.). Operational radar rainfall data observed from Ejiroyama X-band radar covering a radius of 128km are available for this study area. The rainfall field contains 10min temporal and 1km spatial resolutions.

2.3 Delineation of drainage networks for five different DEMs

Distributed rainfall-runoff modeling usually relies on topography, land use and soil property for both overland flow and sub-surface flow. In general, the drainage network is derived by connecting each grid within study domain of interest and this drainage network controls the rate at which runoff is routed to the downstream outlet. In this study, the Kamishiiba catchment is represented by a set of slope elements and river nodes. Figures 2(b) ~ (d) illustrate the examples

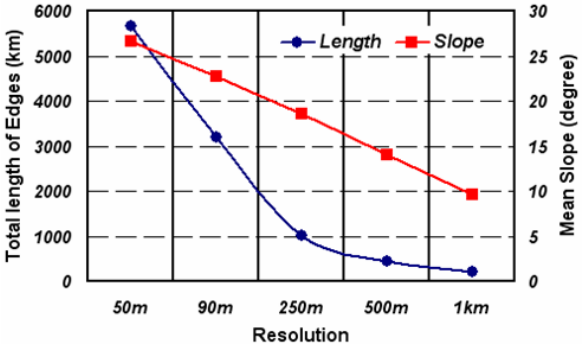


Fig. 3 Resolution effect on topographic characteristics of the study area.

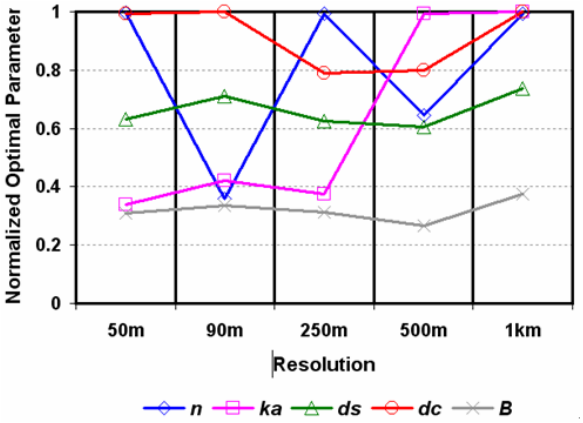


Fig. 4 Normalized optimal parameter sets of each resolution.

of drainage networks for 90m, 250m and 500m DEMs, respectively. The drainage network with the fine resolution (*e.g.*, 90m) is much denser than the one based on the coarse resolution (*e.g.*, 500m).

Figure 3 clearly shows that the grid cell resolution profoundly affects the topographically-based distributed rainfall-runoff model. Total length of the drainage networks is shortened and mean slope of the catchment is flattened as the spatial resolution becomes coarser. Mean slope varies mildly while drainage network length is changed drastically according to the spatial resolution but a more dominant factor into the runoff simulation is still unknown since both characteristics affects a hydrological response in combination. Nevertheless, it is true that this topographic variation due to the spatial resolution of DEM directly influences catchment responses (Vieux, 1993). It means that shorter drainage length reduces the lag time of water through the catchment while steeper slopes accelerates the arrival time of water to the outlet.

3. Parameter Compatibility under Scale-dependant Condition

3.1 Model calibration and resolution effect on parameter

Shuffled Complex Evolution (SCE; Duan *et al.*, 1992), computer-based single-objective automatic optimization algorithm, is used for calibration of KWMSS2 with an objective function, Simple Least Square (SLS), defined as:

$$\mathrm{SLS} = \sum_{t=1}^{N} (q_t^{obs} - q_t(\theta))^2 \qquad (6)$$

where q_t^{obs} is observed streamflow value at time t; $q_t(\theta)$ is simulated streamflow value at time t using a parameter set θ and N is the number of flow values available.

Calibrated parameter sets of each resolution are plotted in Figure 4, as a normalized form. Normalized parameter sets indicate that spatial resolution affects the model calibration significantly. That is, different topographic characteristic controlling runoff processes over the catchment, needs different parameter sets for best matching to the observed hydrograph. Indeed, parameters, d_s and β are relatively constant but the other parameters are very much fluctuated irregularly according to the resolution. All models using the calibrated model parameters lead to very good model performances regardless of DEM size while calibration time of the finest resolution is far slower than the coarsest resolution. It can be seen that modelers don't need to insist on the model based on fine resolutions in practical rainfall-runoff modeling for streamflow estimation. However, if the resolution is too coarse, important variation in space will be missed and it will cause inaccurate model results. On the other hand, over-sampling at too fine resolution deteriorates computer efficiency and causes the model to run more slowly. Therefore, the ideal in distributed rainfall-runoff modeling is to find the resolution that adequately samples the data for the simulation yet is not so fine that computational burden results. In this regard, parameter compatibility is assessed to test transferability of tuned parameter of each resolution to different resolutions.

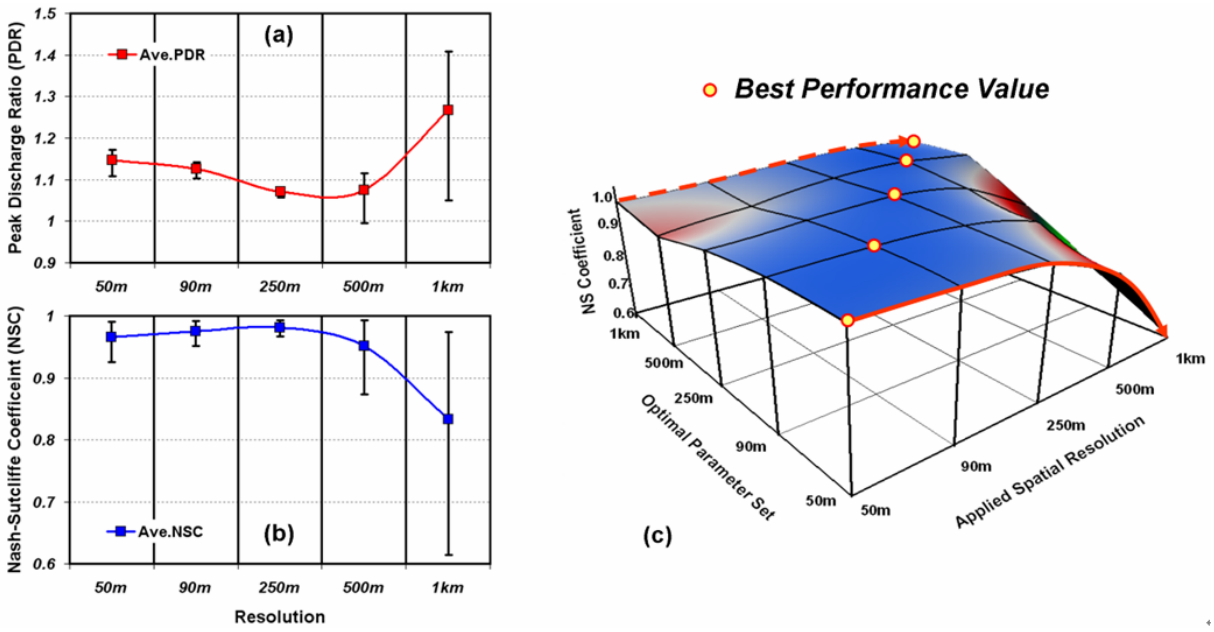


Fig. 5 Computed assessment indices of parameter compatibility; (a) Peak Discharge Ratio (PDR), (b) Nash-Sutcliffe Coefficient (NSC) and (c) 3-D plot of NSC.

3.2 Assessment of parameter compatibility

Parameter compatibility is evaluated by two indices, Peak Discharge Ratio (PDR) and Nash-Sutcliffe Coefficient (NSC), expressed as:

$$\mathrm{PDR} = q_{sim}^{peak} / q_{obs}^{peak} \tag{7}$$

$$\mathrm{NSC} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{N} (q_t^{obs} - q_t(\theta))^2}{\sum_{t=1}^{N} (q_t^{obs} - q^{mean})^2} \tag{8}$$

where q_{sim}^{peak} is simulated peak discharge and q_{obs}^{peak} is observed peak discharge. The PDR measures tendency of the simulated peak discharge to be larger or smaller than the observed peak discharge. The NSC measures a relative magnitude of the residual variance to the variance of the observed stream flows and the optimal value of both measures is 1.0.

Figures 5(a) and 5(b) present the computed PDRs and NSCs, respectively for all applications. Squares in the plots indicate average values of two indices and vertical lines indicate the boundary for maximum and minimum values of two indices. Figure 5(c) is the three dimensional plot of NSCs to show the parameter compatibility in an easy-to-understand manner.

The assessment results shows that all model performances with optimal parameter sets are good (NSC > 0.95, see the circles in Figure 5(c)) and the optimal parameter sets based on coarser DEMs are well applicable for hydrograph simulations for finer resolution based models while contrary applications gives very poor model performances (*i.e.*, both the boundaries and the average values of two indices for finer resolutions are very narrower and better than those for coarser resolutions). Indeed, PDR of the coarsest resolution is much over-estimated and also NSC value is much under-estimated when comparing to the 250m DEM showing the best parameter compatibility. There are two interesting findings. First, if the resolution which is based on model calibration is coarser than the resolution to be transferred, parameter compatibility is good while the contrary applications lead to worse parameter compatibility. For example, the best-performing parameter set of 50m resolution tends to be less transferable as the applied resolution becomes coarser from 50m to 1km (see solid arrow in Figure 5(c)) while the optimal one of 1km is well applicable for all resolutions (see dashed arrow in Figure 5(c)). Second, the model with the finest resolution, 50m does not guarantee the best parameter compatibility. Instead, 250m-based model gives stable model performances regardless of parameter sets given

different DEMs (see Figures 5(a) and (b)). In spite of different parameter values, they can lead to practically identical measures (*e.g.*, NSC) of model performance. Beven and Binley (1992) used the special term 'equifinality' to define this hydrological phenomenon. In the context of equifinaility problem, a complex drainage network has higher potential causing equifinality problem than a simple drainage network derived from large spatial resolutions.

4. Input Uncertainty due to Spatial Variablity of Rainfall and Their Effect on Runoff Simulation

4.1 Rainfall Scenarios

Radar rainfall fields of two historical flood events by Typhoon No. 9, 1997 (Event 1) and No. 7, 1999 (Event 2) are obtained from the Ejiroyama radar station. However, there are no ground raingauge stations within the study catchment. For various rainfall scenarios, five grid cells are selected from observed radar fields and then we assume these cells as virtual gauge stations representing downstream (gauge 1), mid-stream (gauge 2) and upstream (gauges 3, 4 and 5) in the Kamishiiba catchment. Six rainfall fields are generated based on the chosen virtual stations using Nearest Neighborhood Interpolation (NNI) method in the order of number of gauges used in interpolation; from scenario 2 to scenario 7. Moreover, raingauges of scenario 6 are rearranged randomly to examine the effect of spatial arrangement of raingauges on runoff simulations. Scenario 7 indicates this rearranged rainfall field. Scenario 8 is the 180° rotated original radar data in order to investigate more clearly the influence of the rainfall spatial pattern due to relocation of rainfall cells, on catchment responses. KWMSS2 is calibrated by the scenario1-based rainfall data of two events and the rainfall of scenario 1 is assumed to provide the best estimate of input to the model.

Figures 6(a) and 7(a) describe the spatial distributions of the total rainfall depths of two events for all rainfall scenarios used in this study. Moreover, Figures 6(b) and 7(b) show the areal mean rainfall sequences of each rainfall scenario under 250m DEM; the blue thick solid line is the original radar rainfall data (*i.e.,* scenario 1) and other lines are the rainfall time series of other different scenarios. For each rainfall scenario, the relative errors in rainfall and catchment responses are computed and summarized in subsequent subsection.

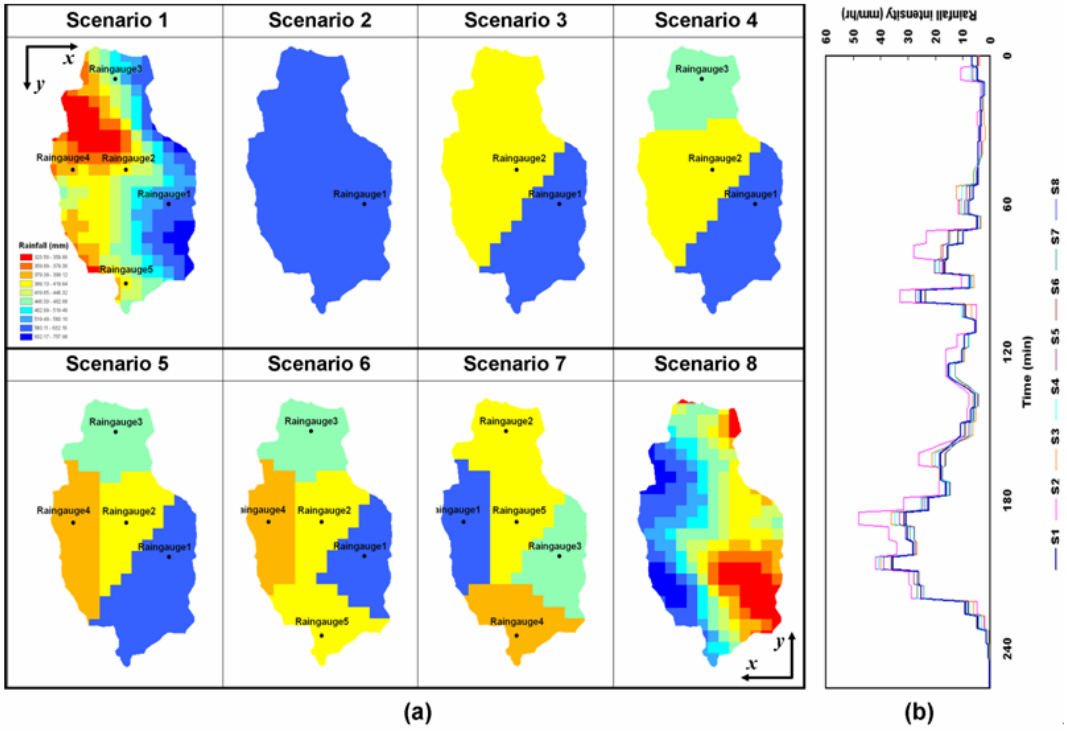


Fig. 6 (a) Spatial patterns of accumulated rainfall and (b) time series of areal mean rainfall for all rainfall scenarios of Event1.

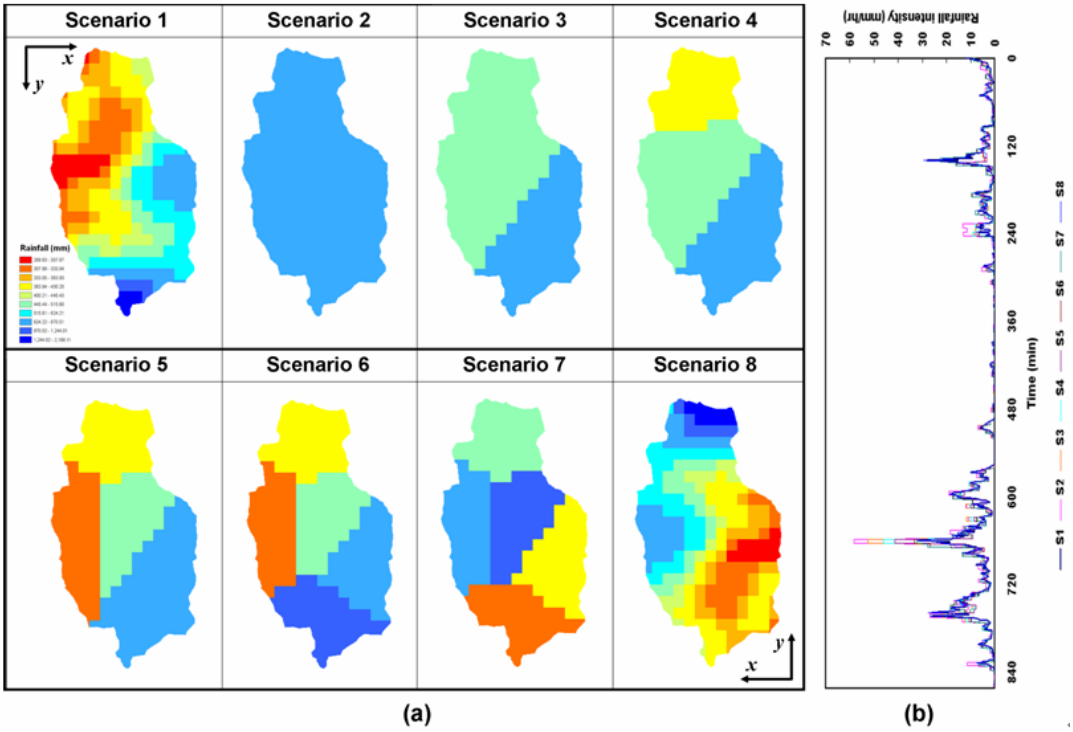


Fig. 7 (a) Spatial patterns of accumulated rainfall and (b) time series of areal mean rainfall for all rainfall scenarios of Event 2.

4.2 Effect of Input Uncertainty on Runoff Volume, Peak Flow and Time of Peak flow

The relative error of rainfall and runoff simulation is computed as:

$$\frac{R_{S_1} - R_{S_i}}{R_{S_1}} \times 100 \qquad i = 2, \cdots\cdots, 8 \tag{9}$$

where R_{S_1} is either the accumulated areal rainfall or the general properties of runoff such as runoff volume, peak flow and timing of peak based on input of scenario 1 and R_{S_i} is the variable of interest in scenario *i*. The relative error of rainfall to all rainfall patterns is illustrated in Figure 8. Figure 8(a) clearly shows that the most spatially uniform rainfall fields fail to estimate accurate amounts of areal rainfall for both events. Regardless of DEM sizes the rainfall of scenario 2 is overestimated approximately 25% for Event 1 and 32% for Event 2, respectively. However, more spatially distributed rainfall pattern does not yield more accurate areal rainfall in this catchment. All scenarios except for scenario 2 do not exceed the relative error of ±5% in Event 1 while errors of scenario 6 and 7 in Event 2 are much larger even if their spatial patterns are more heterogeneous than scenarios 3, 4 and 5. The reason is that the values of rainfall of raingauge 4 at each time step are much higher than those of the other raingauges so that total amounts of rainfall in the cases including raingauge 4 are computed highly. Figure 8 supports that all of areal rainfall depths across the catchment and error patterns for each scenario are identical without regard of DEM sizes because of similar contributing areas in spite of different topographic resolutions.

The relative error of prediction according to the rainfall scenarios is summarized in Figure 9. The computed results present that total amount of rainfall and temporal variability of rainfall during storm events affect more significantly runoff simulation than the spatial pattern itself of rainfall in the study catchment. Previous researches also highlighted the importance of estimating global volume of rainfall input for prediction of hydrographs (Beven and Hornberger, 1982; Obled *et al*., 1994). The difference of rainfall volume due to raingauge sampling results in very similar error patterns with respect to runoff volume and peak discharge while peak time error is less sensitive to the spatial pattern according to rainfall scenarios.

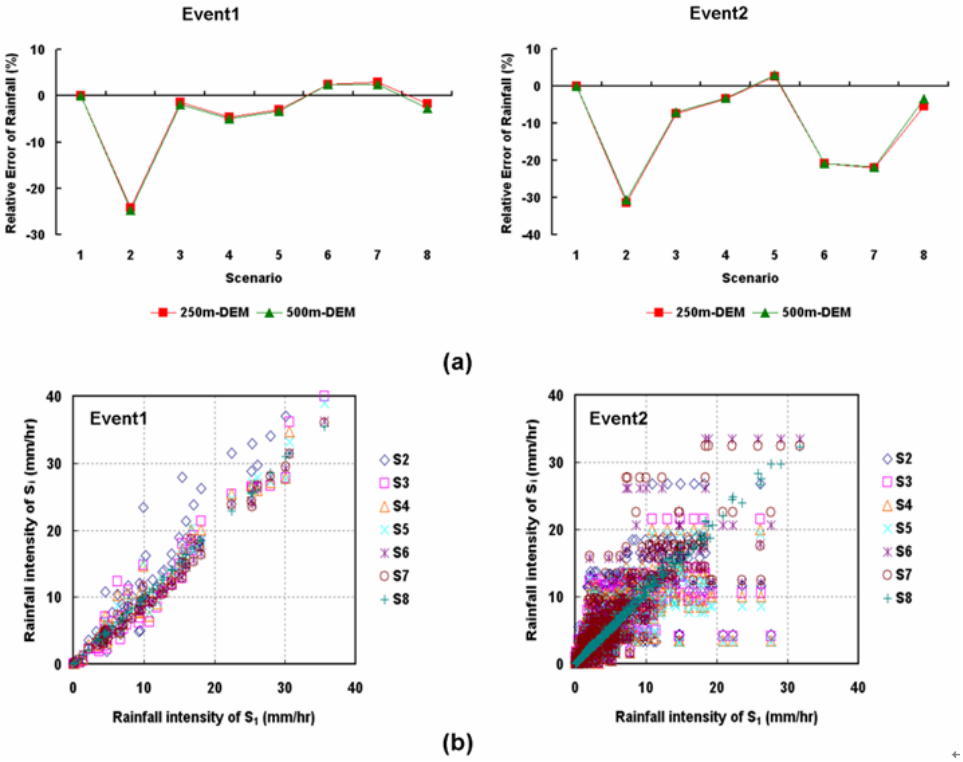


Fig. 8 (a) Relative error of rainfall for 8 scenarios and (b) comparison of rainfall derived from each scenario under 250m DEM (S_1 and S_i indicate scenario 1 and scenario i respectively, i=2,…,8)

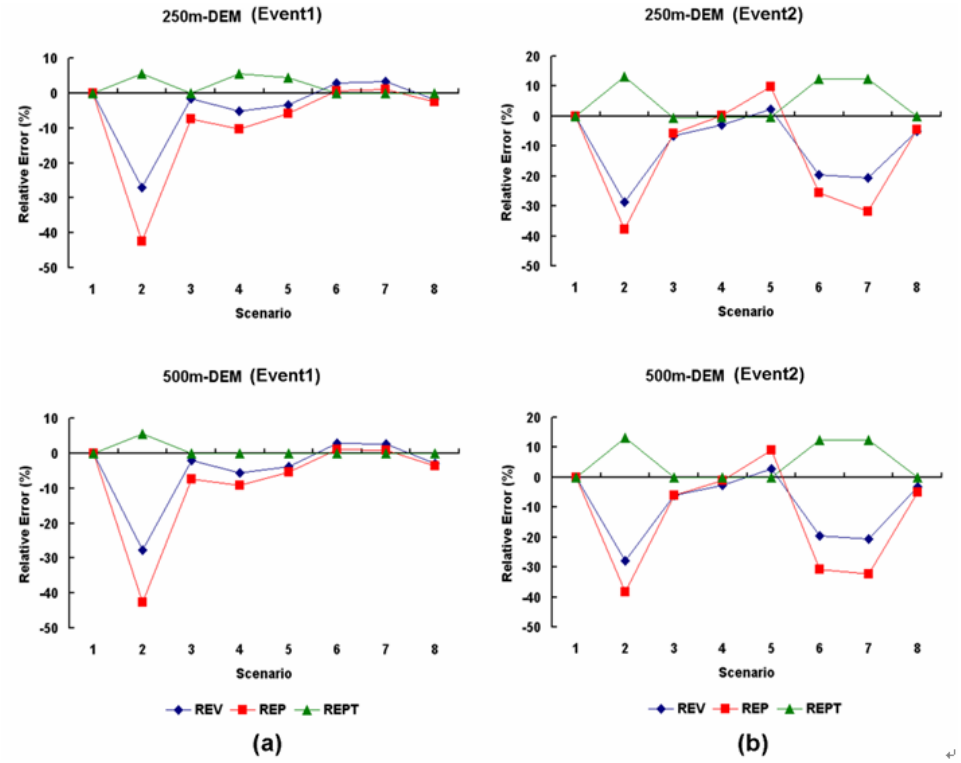


Fig. 9 Effect of rainfall error to catchment responses for all of 8 scenarios; (a) the results of Event 1 and (b) the results of Event 2 (REV, REP and REPT indicate relative error of runoff volume, relative error of peak discharge and relative error of peak time, respectively).

Even peak times of scenario 2 in Event 1 and scenario 2, 6 and 7 in Event 2 show the relative error less than 12% while the errors in terms of runoff volume and peak flow for these scenarios are much deviated from original data of scenario 1. Propagation of rainfall error to the general properties of runoff does not show significant difference between two DEM sizes. From these results, it is important to note that spatially less distributed rainfall data can satisfy rainfall-runoff simulations regardless of the level of its spatial heterogeneity in this small mountainous catchment if the interpolated rainfall fields by a few raingauges capture a similar global volume of rainfall input during specific event periods. Therefore, it is not surprising that a practitioner often prefers a parsimonious model with uniform rainfall input to a complex distributed model with non-uniform input if his objective is just streamflow forecasting because well-calibrated lumped runoff models also produces good simulated results (Franks *et al*., 2006). However, it does not imply that the scenario 3 with only 2 raingauges in Event 1 and the scenario 4 with 3 raingauges in Event 2 optimally present the actual spatiotemporal variability of rainfall.

In the context of equifinality, indistinguishable runoff simulation in spite of poor consideration of spatial variability rainfall, we can be concerned about the following questions.

1) How internal responses of catchment whatever they are react to plausible rainfall data containing very similar information regarding the total amount and temporal variability (*e.g.* scenario 3 and 8 in Event 1; scenario 4 and 8 in Event 2)?
2) If unlike reproduced hydrographs from plausible input sets, the variation of internal responses of a catchment is very sensitive to plausible scenarios, how can we demonstrate the difference between modeled results?
3) How significant is scale effect in terms of topographic spatial resolution on internal responses of a catchment?

To account for the influence of plausible input data on interior catchment responses, we adopt the computational tracer method developed by Sayama *et al*. (2007). This method is useful and effective to trace the spatiotemporal origins of simulated hydrographs without any hydrochemical measures for a catchment scale. We present the spatiotemporal variation of flow pathways as comparing results between original input based on scenario 1 of both events and plausible inputs, scenarios 3 and 8 for Event 1 and scenarios 4 and 8 for Event 2. The comparison results also may provide helpful information to solve geochemical problems in distributed environmental modeling regarding pollutant transport and acidification of groundwater and so on.

4.3 Effect of input uncertainty on internal responses of catchment.

4.3.1 Comparison of spatial origin of streamflow between original and plausible rainfall data

The Kamishiiba catchment is represented by 3490 and 860 slope elements for 250m and 500m DEMs respectively, as shown in Figure 2 (*i.e.* ***S***=3,401 and 860 for 250m and 500m DEMs). Each slope element contains the information of spatial origins of streamflow for every 1hr time step of two events. The degree of contribution of each slope element to runoff generation at the specific time step of interest is represented by Relative Ratio of Total Discharge (RRTD), defined as:

$$\begin{aligned} &\mathrm{RRTD}_i(t) = \frac{D_i(t)}{D^{outlet}(t)} \times 100 \quad (\%) \\ &\sum_{i=1}^{S} \mathrm{RRTD}_i(t) = 100 \quad (\%) \end{aligned} \tag{10}$$

where i is slope number and $D_i(t)$ is runoff from slope element i to the outlet at time t. $D^{outlet}(t)$ is the hydrograph ordinate of the outlet at time t. Four particular time steps, 1, 12, 36 and 72 hours for Event 1 and 1, 72, 132 and 168hours for Event 2 are selected, respectively in order to visualize the spatial origins of the runoff for two historical events and compare those from plausible rainfall scenarios to the results based on scenario 1, original radar rainfall data. Each RRTD for four chosen time steps is categorized into seven classes as shown in Figures 10 and 11. Colorful snapshots for spatially distributed origin apparently present that even though global responses of catchment with respect to the plausible rainfall patterns are nearly identical, the internal responses are completely different according to the spatial patterns of rainfall.

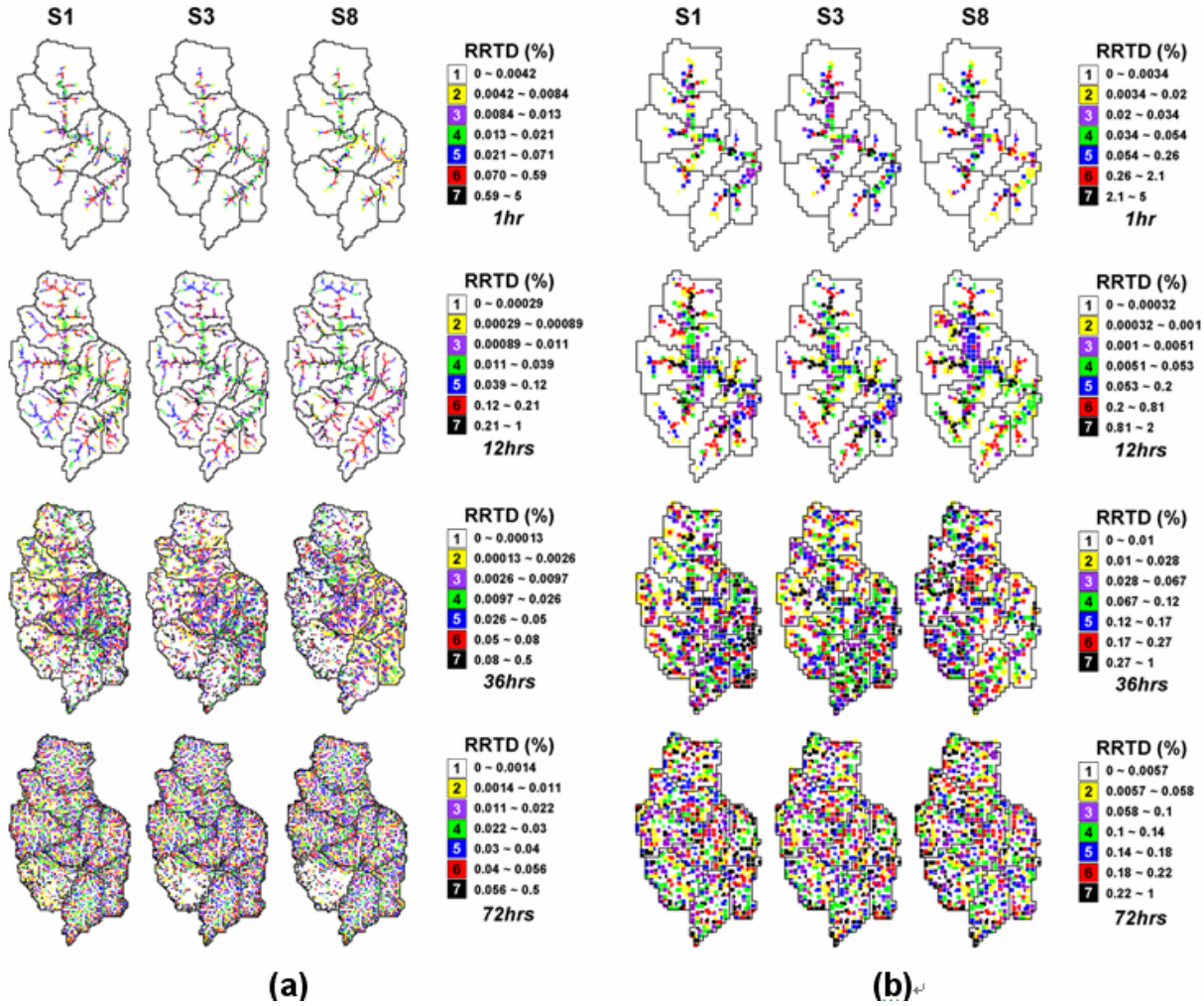


Fig. 10 Effect of input uncertainty due to spatial variability of rainfall on internal catchment response, spatially distributed origins of streamflow for scenario 1, 3 and 8 in Event 1; (a) 250m-based and (b) 500m-based result.

At the beginning of rainfall-runoff process (*e.g.* 1hour), the adjacent slope elements to river channel, referred to as riparian zone constitute primarily the streamflow while water stored in upstream slope elements still do not reach the river channel. As time goes on, contributive slope elements spread gradually across the catchment and eventually, all of slope elements influence streamflow generation. How much each slope element contributes to generate streamflow at each time step is quantified by simple index, Contributing Percentage of sub-catchment (CP), expressed as:

$$\begin{aligned} &\mathrm{CP}_j(t) = \sum_{i \in j} \mathrm{RRTD}_j(t) \\ &\sum_{j=1}^{8} \mathrm{CP}_j(t) = 100 \quad (\%) \end{aligned} \tag{11}$$

where j is sub-catchment number; the study catchment is divided into 8 sub-catchments to compare the variation of contributing area due to plausible rainfall scenarios. The variations of CPs for applied scenarios, summarized in Figure 12 (Event 1) and 13 (Event 2), show that the spatial pattern of plausible rainfall scenarios leads to the significant predictive uncertainty of internal catchment response despite their equivalent runoff.

At 1hour time step of both events, the patterns of contributing sub-catchment are too much different while the patterns of scenario 1 and 3 in Event 1 and of scenarios 1 and 4 in Event 2 show similar trends of the runoff generation as the catchment is saturated during events. However, the results for scenario 8 shows the opposite drifts to original rainfall fields of scenario 1 because of the orderly rearranged rainfall cells while the discrepancy of contributing patterns to scenario 1

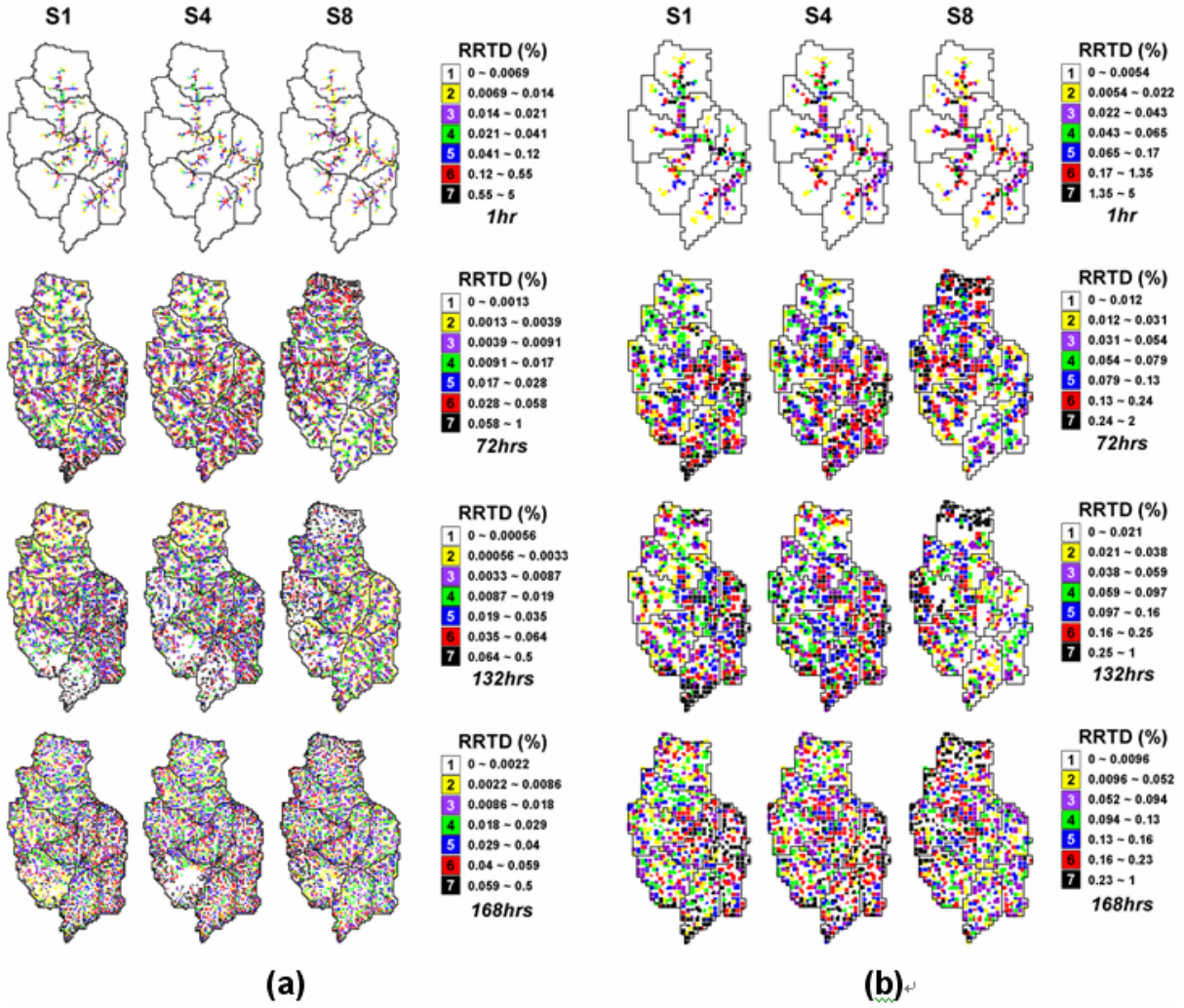


Fig. 11 Effect of input uncertainty due to spatial variability of rainfall on internal catchment response, spatially distributed origins of streamflow for scenario 1, 4 and 8 in Event 2; (a) 250m-based and (b) 500m-based results.

becomes narrower during non-storm periods such as 72hours in Event 1 and 168hours in Event 2 (*i.e.* after stopping rainfall). Moreover, the effect of topographic resolutions on the distribution of spatial origin is not considerable since the volume of rainfall falling on each sub-catchment is not different significantly for the applied DEM sizes.

From these results, it can be seen that a distributed rainfall-runoff model can allow multiple alternative flow pathways, yielding very similar hydrographs, due to the spatial variability of rainfall even though the modeling is conducted based on the single optimal parameter set. In other words, it means that the effect of difference in spatial pattern of rainfall is smoothen and attenuated as a result of the diffusive redistribution of water when the rainfall over the catchment drains into the downstream outlet in form of either surface /subsurface flow or a mixture of both.

4.3.2 Comparison of temporal origin of streamflow between original and plausible rainfall data

The historical two events are split into six temporal classes (*i.e.*, ***T***=6: pre-event, 0~15hrs, 16~22hrs, 23~30hrs, 31~34hrs and 35~84hrs in Event 1; pre-event, 0~24hrs, 25~95hrs, 96~108hrs, 109~119hrs and 120~192hrs in Event 2) and then the simulated hydrographs based on scenario 1 and plausible scenarios are separated into six corresponding runoff components to each rainfall duration by using spatiotemporal matrix of streamflow records.

Figure 14 presents the results based on 250m and 500m DEMs under the original and plausible scenarios, temporally separated hydrographs with respect to selected rainfall durations for the two events. The volume of pre-event water for 500m DEM-based modeling is similar as those of 250m DEM-based result for both events. It implies that even if the density

of drainage network is different due to different spatial resolution of DEM, temporal variation of internal responses of catchment is quite similar since both amount of rainfall depth over the catchment and corresponding best-performing parameters to each resolution provide the equivalent results. This result would be very important for distributed environmental models related with groundwater-induced pollutant release or transport, which are in need of antecedent soil condition of a catchment.

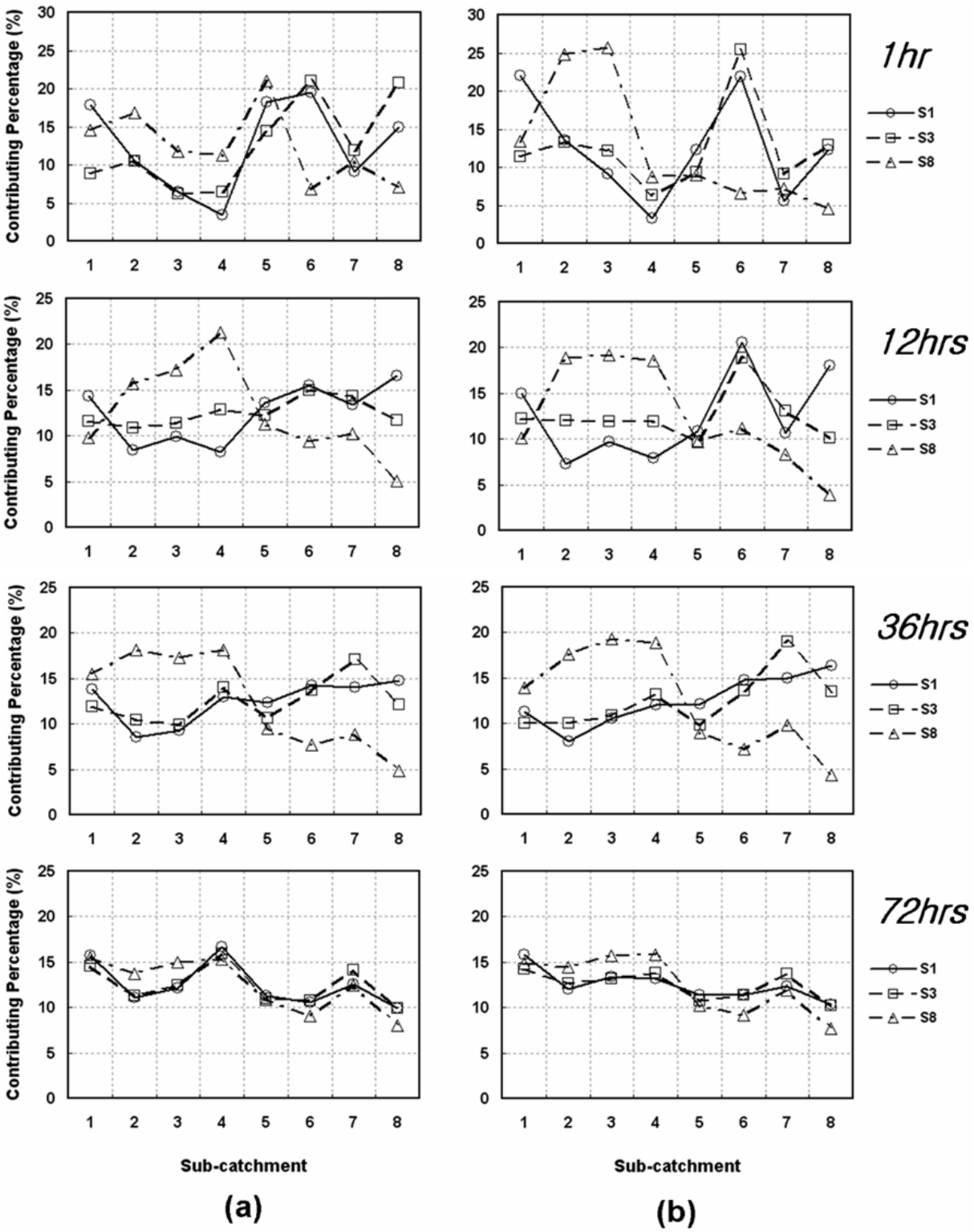


Fig. 12 Variation of the Contributing Percentage (CP) of each sub-catchment due to mimic rainfall scenarios for Event 1; (a) 250m-based and (b) 500m-based results.

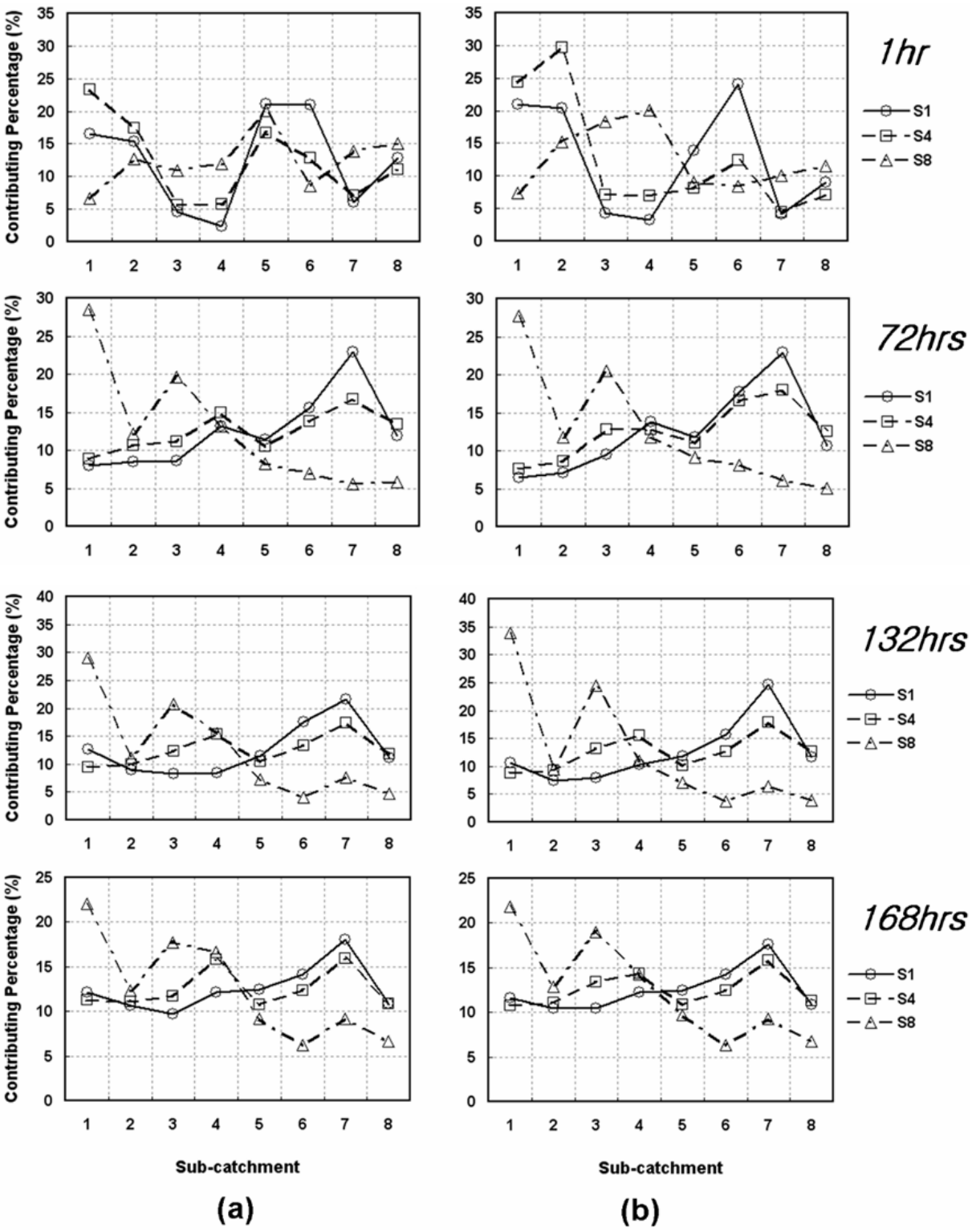


Fig. 13 Variation of the Contributing Percentage (CP) of each sub-catchment due to mimic rainfall scenarios for Event 2; (a) 250m-based and (b) 500m-based results.

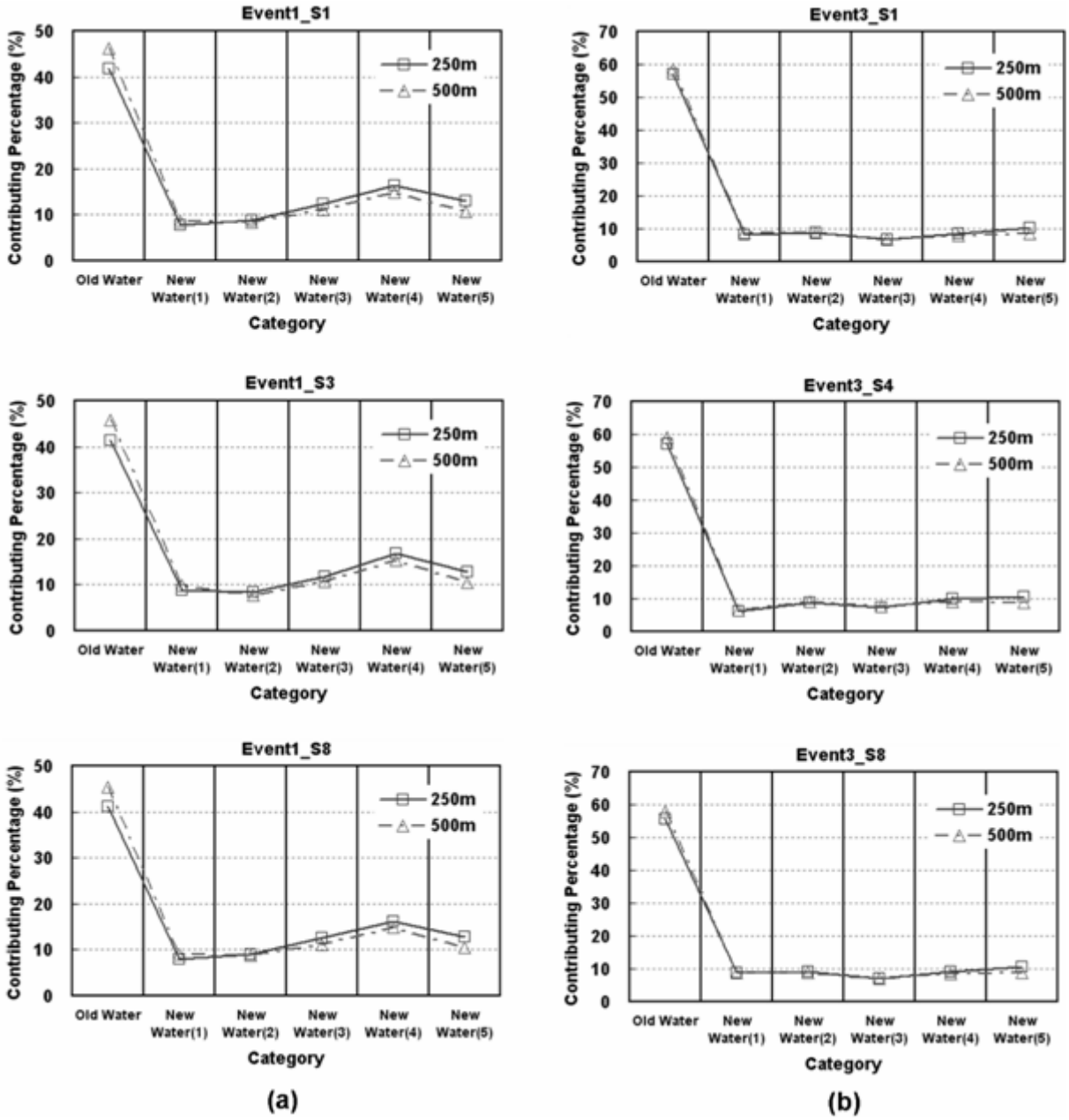


Fig. 14 Corresponding variation of the Contributing Percentage (CP) to each rainfall duration selected under scale dependent condition with three rainfall scenarios; (a) Event 1 and (b) Event 2.

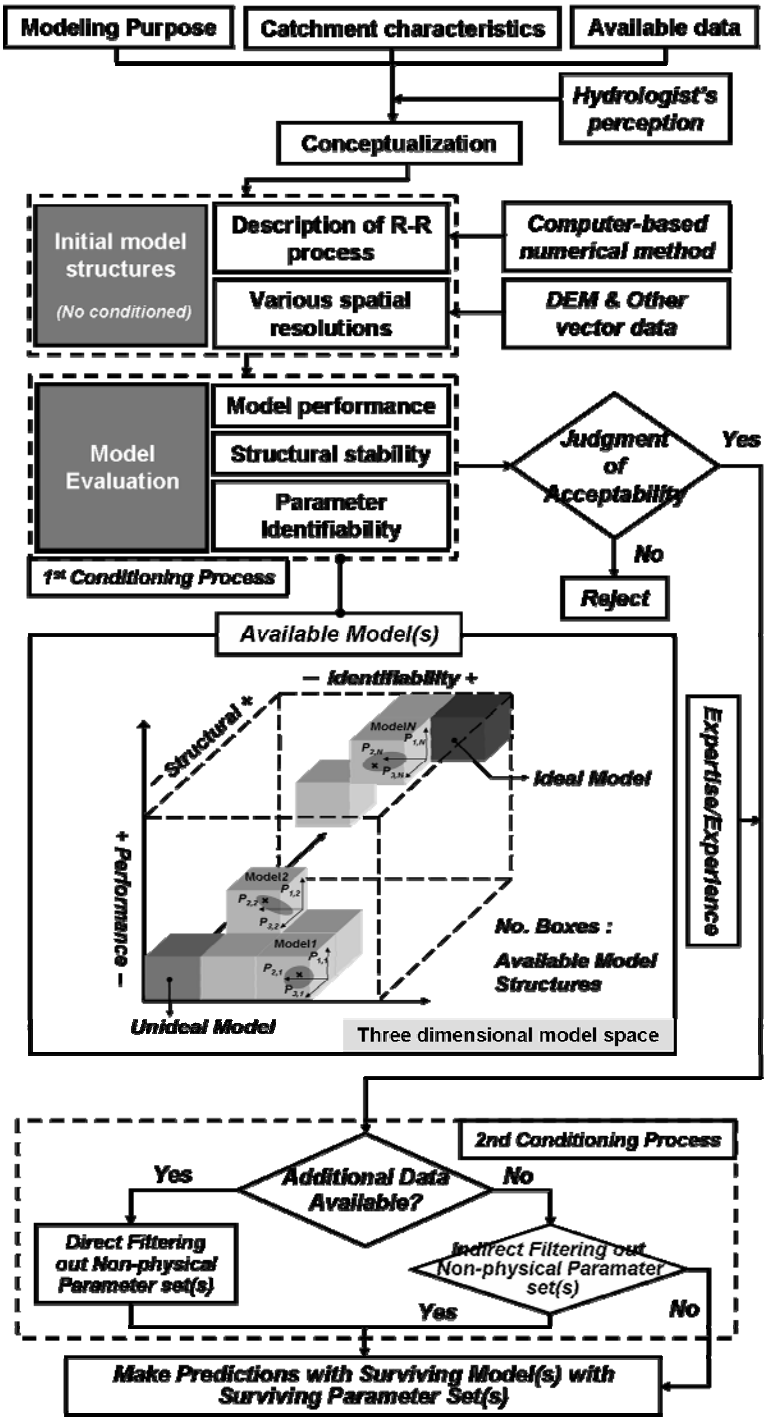


Fig. 15 Schematic stepwise procedures of the newly proposed modeling framework.

5. Extended Rainfall-Runoff Modeling Framework under Uncertainty

Figure 15 presents the extended modeling framework considering uncertainty which consists of two conditioning processes in order to narrow down reliable model structures and their corresponding parameter sets.

Initially, a set of model structures, ranging from simple lumped bucket model to scale-dependant distributed models (refer to section 2.1) is prepared to analyze the influence of model complexity on performance and prediction uncertainty. All initial model structures are developed under Object-oriented Hydrological Modeling System, OHyMoS (Takasao *et al*., 1996, Ichikawa *et al*., 2000). It is assumed that initial model structures can be potential simulators, until there appears an obvious evidence to reject it.

One should then apply three evaluative criteria to the competing models. It means that under-performing structures can be rejected at this stage, based on the each evaluative criterion value. First measure of model evaluation is a model performance index (MPI), which allows to assessing whether or not the model is capable of accurately simulating a hydrological behavior. The second is a model structural stability index (MSSI) in order to assess the suitability of process description underlying the model's structure for the various response modes (*e.g.*, low and high flow period within single event or different climatic conditions). Last measure is a model parameter identifiability index (MPII) capable of assessing whether or not the model parameters are well identified within predefined parameter feasible space. As a consequence, the estimated values in different ways form the basis of a knowledge-based guide to confirm or reject model structure(s).

However, even the best balanced model structure still suffers from equifinality problem. Plausible parameter combinations (*i.e.*, light grey shaded elliptical region of feasible parameter space in Figure 15; $P_{i,j}$ is a model parameter where *i* is the number of parameter to be calibrated and *j* is the number of possible model structure) that yield similarly good outcomes, as well as those obtained by global optima (*i.e.*, ex marks on parameter space of each model), are widely distributed in parameter space so that it is essential to impose additional constraints on the calibrated model for filtering out non-physical parameter sets.

If we have additional observed data sufficiently, which are apart from streamflow data, this auxiliary constraint in terms of the second conditioning process is meaningful to directly reject unreliable parameter combinations. In spite of efficiency of complementary data, many of catchment do not have enough additional measured data. In line with practical way, an indirect filtering approach based on hydrologists' expertise can be an alternative constraint, but still be likely to receive criticism because of its subjectivity. However, it is sure that the complementary information containing physics-based meaning is necessary for further rejection or corroboration, irrespective of whether it is measurable or not.

Finally, surviving model(s) with behavior parameter set(s) should be retained unless and until they violate new evaluative criteria and then used to make prediction of catchment response. In other words, prediction result of the new modeling framework under uncertainty is not a single output time series but an ensemble prediction of the system behavior.

The above mentioned simple bucket model (*i.e.*, SFM) and kinemtic wave models (*i.e.*, KWMSS1 and KWMSS2) with three different DEMs, 250m, 500m and 1km are evaluated under this new modeling framework.

5.1 Model evaluation; First conditioning process

The purpose of model evaluation is fundamentally to understand characteristics of each model structure and establish preferences between competing model structures in regard of three different criteria, model performance, parameter identifiability and structural stability. An ideal model may have a perfect model structure (*i.e.*, the most appropriate representation of natural hydrological system), and then provide an accurate prediction results. In addition, its response surface of parameter may be very convex or concave so that global optimum can be easily found out using efficient automatic optimization algorithms. One dimensional model space (Beven, 2002) based on only model performance is replaced by three dimensional one in order to provide a more extensive guideline with respect to selecting an adequate model structure.

5.1.1 Model Performance Index (MPI)

In this study, the hydrograph is simply partitioned into two components; high and low flow period separated by mean value of observed discharge data. The performance of each model structure is assessed using NSC value for two periods and the average of two measures is referred to as the MPI, defined as:

$$\mathrm{MPI} = 0.5(\mathrm{NSC}_{High} + \mathrm{NSC}_{Low}) \tag{12}$$

$$\mathrm{NSC}_{\mathrm{High}} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{N_{High}} (q_{obs}(t) - q_{sim}(t))^2}{\sum_{t=1}^{N_{high}} (q_{obs}(t) - \overline{q}_{obs}^{High})^2} \tag{13}$$

Table 1. MPI for each model structure

Model / Value	SFM	KWMSS1			KWMSS2		
		250m	500m	1km	250m	500m	1km
NSE_{Low}	0.944	0.885	0.885	0.812	0.993	0.993	0.974
NSE_{High}	0.987	0.969	0.969	0.967	0.993	0.992	0.983
MPI	0.977	0.95	0.95	0.931	0.993	0.993	0.981

$$\mathrm{NSC}_{\mathrm{Low}} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{N_{Low}} (q_{obs}(t) - q_{sim}(t))^2}{\sum_{t=1}^{N_{Low}} (q_{obs}(t) - \overline{q}_{obs}^{Low})^2} \qquad (14)$$

where $q_{obs}(t)$ is the observed discharge at time step *t*, $q_{sim}(t)$ the simulated discharge, $\overline{q}_{obs}^{High}$, $\overline{q}_{obs}^{Low}$ the mean observed discharge over the simulation periods of length, N_{High}, N_{Low}.

A flood event with short duration (84hr) is designated for calibration of each model and parameters of all testable model structures are tuned using SCE-UA algorithm with SLS (see Eq.(6)). Evaluation of model performance is quantified by the MPI value as summarized in Table 1.

This table shows that all models yield acceptable values quantitatively. In particular, KWMSS1 provides a good agreement during high flow period while it cannot reproduce accurately rising and recession limbs of hydrograph. It means that its underlying assumption of model structure is not proper to simulate the low flow so that it is in need of further modification. On the other hand, both SFM and KWSSM2 reproduce relatively balanced hydrographs even if the simulated recession part of SFM is slightly underestimated. It supports the fact that the hydrologists, if armed with sufficient data in terms of quality and quantity, do not need to choose a complicated hydrologic model for simulating streamflow because it does not lead to significant improvements (Jakeman and Hornberger, 1993).

5.1.2 Model Structural Stability Index (MSSI)

Structure error is unavoidable problem in hydrological modeling since a hydrologic model is conversion and simplification of reality, thus no matter how sophisticated and accurate they may be those models only represent aspects of conceptualization or empiricism of modelers. In consequence, output time series of hydrologic models are as reliable as hypothesis, structure of models, quantity and quality of available forcing data, parameter estimates. Gupta *et al*. (1998) demonstrated that one parameter set might be insufficient to represent the entire behavior of the catchment due to the inadequacy of model structures. In other words, a subjective selection of objective functions for calibration of conceptual hydrologic models results in an overemphasis on different response modes such as low and high flow period. In this regard, the result of variation of optimal parameter combination calibrated by a single-objective optimization method can be used as one of the well-founded indicators to account for model structural stability (Lee *et al*., 2007). Moreover, such model structures provide relatively acceptable simulated hydrographs when applying parameter set for various type and magnitude of floods within a particular study site. It means that a structurally-stable model has high parameter transferability from event to event. As a result, model structural stability can be estimated as a degree of ability capable of reducing the influence of objective functions and flood events on model parameter sets.

SCE-UA with two different objective functions, the SLS and Heteroscedastic Maximum likelihood Estimator (HMLE, Sorooshian and Dracup, 1980) is used to calibrate each model structure. Note that the several objective functions, conversions of SLS have square terms in their function, thereupon, they are in danger of emphasizing on the similar particular response like high flow. Accordingly, the objective functions having different characteristic should be used for the structural stability analysis. HMLE is formulated as:

$$\mathrm{HMLE} = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} w_t (q_{obs}(t) - q_{sim}(t))^2 \Big/ \left[\prod_{t=1}^{N} w_t\right]^{1/N} \qquad (15)$$

Table 2. MSSI for each model structure

Model / Value	SFM	KWMSS1			KWMSS2		
		250m	500m	1km	250m	500m	1km
MSSI	92.21	3.63	49.46	86.59	9.97	12.97	31.47

Table 3. MPII for each model structure

Model / Value	SFM	KWMSS1			KWMSS2		
		250m	500m	1km	250m	500m	1km
MPII	0.103	0.472	0.538	0.402	0.151	0.112	0.429

$$\mathrm{MSSI} = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}\left(q_{SLS}(t) - q_{HMLE}(t)\right)^2} \qquad (16)$$

where $w_t = \left(q_{obs}(t)\right)^{2(\lambda-1)}$ is weight, λ is the transformation parameter, N is total number of simulation time step, $q_{SLS}(t)$ and $q_{HMLE}(t)$ are the simulated discharges with each optimal parameter set based on SLS and HMLE, respectively. The lower value of MSSI indicates the more stable model structure.

Table 2 shows that there is slight or no influence of objective functions on model performance in the KWMSS2 applications but the finer grid size leads to smaller difference between two reproduced hydrographs. This result implies that the parsimonious models used in this study such as the SFM and the KWMSS1 with coarse resolutions are structurally unstable in terms of dependency of model performances on the objective functions so that we need to change the model parameter set according to the modeling purpose. On the other hand, the problem of subjectivity related with selection of objective functions for the automatic calibration can be ignored in the distributed hydrological modeling using the KWMSS2.

Another interesting finding is that although the sophisticated model structure has high structural stability, the constant parameter set is not obtained for SLS and HMLE. Instead, both parameter combinations provide equally good measures in terms of model performance. The result suggests that increased model complexity in terms of description of rainfall-runoff process leads to increased structural stability while the identifiability of the model parameters decreases. In the subsequent subsection, we discuss in detail the method to assess parameter identifiability.

5.1.3 Model Parameter Identifiability Index (MPII)

In this study, we apply Shuffled Complex Evolution Metropolis (SCEM-UA; Vrugt *et al*., 2003) method to estimate posterior parameter distribution and then the highest density value of each distribution is referred to as the indicator of individual parameter identifiability. The mean of these maiximum identifiability values for each model structure is utilized as MPII. Moreover, we can quantify the uncertainty associated with parameters of the estimated posterior distributions and then it gives the basis for making probabilistic predictions.

SCEM-UA algorithm was implemented with iteration numbers 10000, a population size 200, complexes 10 and 20 points in each complex. The first 4000 simulations of each parallel sequence are referred to as non-behavioral parameter sets and then are discarded. From the remaining 6000 simulations, the prior ranges of each parameter are split into 100 containers and the samples within each bin are counted to calculate the frequencies. Resulting frequencies are transformed into probability density function so that the best performing parameters are assigned the highest value and all measures sum to unity. This highest density function value is utilized as the index for parameter identifiability. Figure 16 and Table 3 present the estimated posterior parameter density and MPII for each model structure.

In distributed modeling, it can be seen that the simpler model structure, KWMSS1 shows generally

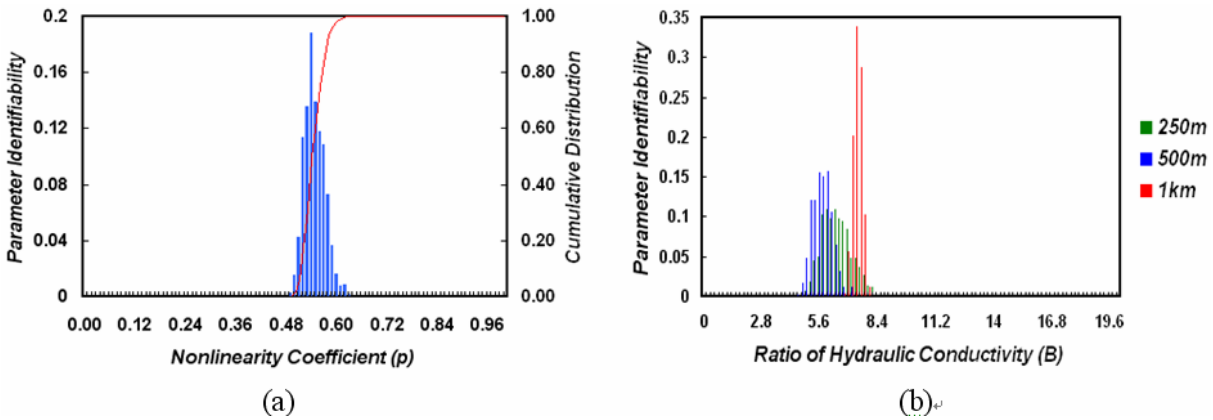


Fig. 16 Estimation of parameter identifiability for (a) p of SFM and (b) β of KWMSS2 based on different DEMs

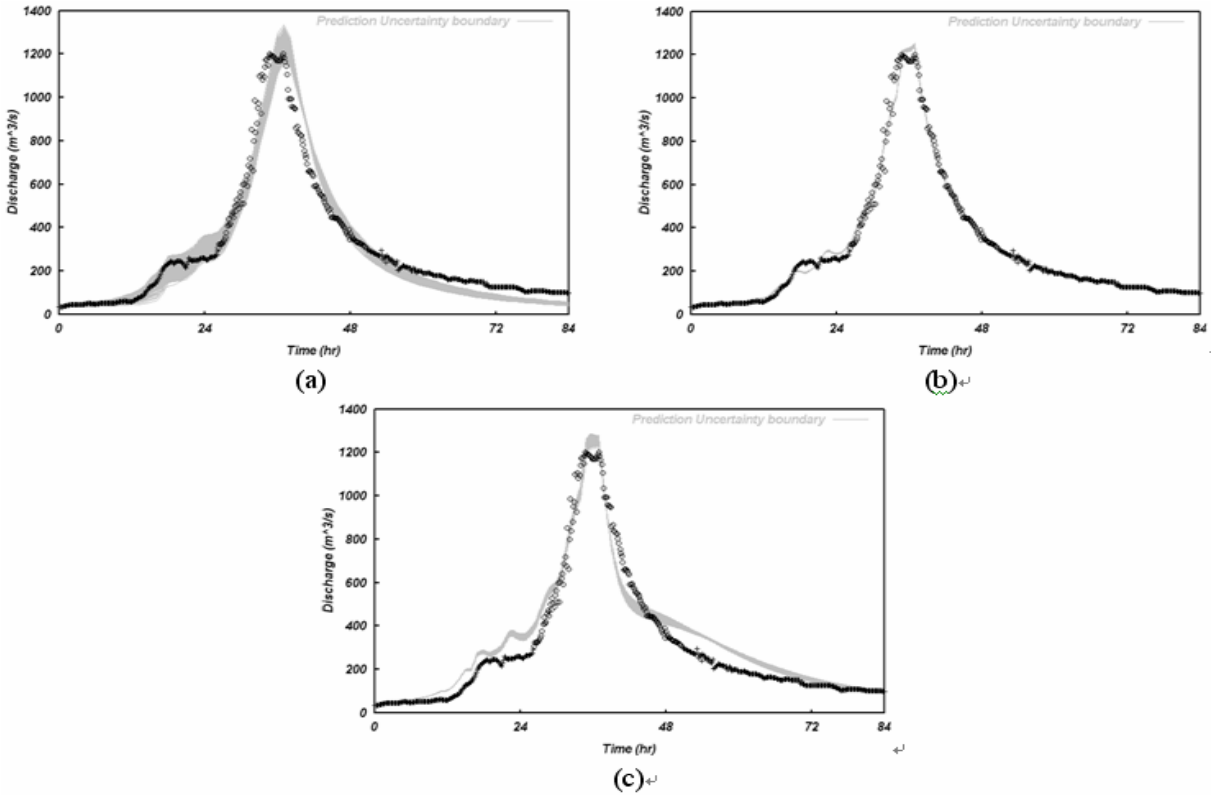


Fig. 17 Hydrograph prediction uncertainty associated with the most probable set derived using the SCEM-UA; (a) SFM, (b) KWMSS2 based on 500m DEM and (c) KWMSS1 based on 500m DEM.

higher MPII than KWMSS2. It is interpreted that parameter interaction of two additional parameters of KWMSS2 with other parameters results in poor identifiability. However, the structurally-simplest model, SFM has the lowest MPII and the coarse DEM-based models sometimes lead to worse identifiability than the fine DEM-based models (*i.e.*, indeed, the 1km-based KWMSS1 shows lower MPII than the 250m and 500m-based ones). It implies that MPII is rather dependant on the level of interaction due to additional parameter than the degree of abstraction with respect to either rainfall-runoff mechanism or topographic representation.

5.2 Parameter filtering; Second conditioning process

Probabilistic predictions of the hydrograph are obtained from the ensemble simulation of poorly

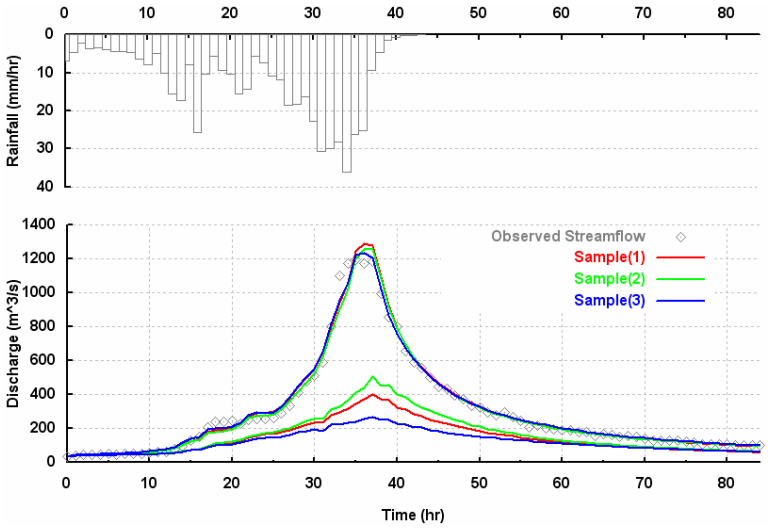


Fig. 18 Separated hydrographs into old water and new water components by three plausible parameter sets.

identified models, SFM and KWMSS2 based on 250m DEM and well identified model, KWMSS1 based on 500m DEM for the behavioral parameter combinations sampled from the each posterior parameter distribution. Figure 17 illustrates how the parameter uncertainty can be translated into estimates of hydrograph prediction uncertainty.

In these figures, the black marks indicate the observed streamflow data and the grey shaded region, 90% hydrograph prediction uncertainty associated with the posterior distribution of the parameter estimates. The parameter uncertainty of SFM results in very wide prediction uncertainty boundary while the simulated hydrographs of KWMSS2 mostly propagate into narrow range like single line. It supports that complex hydrological modeling is likely to be overly exposed to equifinality problem so that it makes difficult to discriminate quantitatively and qualitatively between reliable and unreliable parameter sets. Moreover, prediction boundaries estimated by the posterior distributions of SFM and KWMSS2 fail to bracket the observations for the most period; particularly, the recession part of simulated hydrograph is not matched to the observed one. It means that improvements in model structures or calibration data may result in more accurate predictions when compared with KWMSS2.

5.2.1 Potential use of additional constraint, catchment response

We used the same method described in section 4.3.2 to show how the runoff components, new water and old water, react to plausible parameter sets. They are reproduced by three sample parameter sets containing different values, which are given from 6000 behavioral parameter combinations in KWMSS2 with 500m spatial resolution.

Figure 18 clearly shows that even if overall responses of catchment to these three mimic parameter sets are nearly identical, internal responses to them are too much different according to parameter values. In other words, this information can be potentially used to reject unreliable parameter set. However, we do not have observed data with respect to proposed complementary information. If this methodology is applied to the specific study area with the observed data such as hydrochemical materials including isotope tracers, more reliable parameter sets will be selected.

Because of no comparable data, it is still questionable which parameter is more physically-based among three samples. It means that these plausible sets should be retained for model prediction unless and until additional evidence to the contrary (*e.g.*, actual old water data) becomes apparent because even auxiliary information used here cannot constrain the model completely.

6. Conclusions

This paper aims at investigating prediction uncertainty due to input and parameter under scale-dependant condition of a rainfall-runoff modeling. Moreover, a new rainfall-runoff modeling

framework considering uncertainty components involved in modeling processes is proposed to provide guideline for future modeling direction. The results obtained in this study can be summarized as follows:

1) Parameter compatibility is evaluated for both improving computational efficiency of distributed rainfall-runoff modeling with very fine resolution and exemplifying 'equifinality' problem arising from a complex drainage network derived from small spatial resolution of DEM.
2) The model based on fine spatial resolution has good parameter compatibility but high potentiality of equifinality problem
3) Scenario-based applications are performed to examine the effect of input uncertainty due to spatial variability of rainfall data on model predictions.
4) Plausible rainfall scenarios result in equally good hydrographs but internal responses to them show too much different aspects
5) Three guideline indices with respect to model performance, structural stability and parameter identifiablity are proposed to explain limitations of a conventional modeling protocol and then new modeling framework is developed by incorporating these indices into model evaluation procedure.

In further study, we apply the proposed new modeling framework to the area having abundant observed data including streamflow and other hydrological variables in order to verify it and to articulate the need of alternative direction toward model testing in hydrology.

References

Beven, K. and Hornberger, G.M. (1982): Assessing the effect of spatial pattern of precipitation in modeling streamflow hydrographs, *Water Resources Bulletin*, 18(5), pp. 823-829.

Beven, K., and Binley, A.M. (1992): The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction, *Hydrol. Processes*, 6(3), pp. 279-298.

Beven, K. (2002): Towards an alternative blueprint for a physically-based digitally simulated hydrologic response modeling system, *Hydrol. Processes*, 16(2), pp. 189-206.

Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V.K. (1992): Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, *Water Resour. Res.*, 28(4), pp. 1015-1031.

Franks, S.W., Uhlenbrook, S. and Etchevers, P. (2006): Hydrological simulation, in *Hydrology 2020: An integrating Science to Meet World Water Challenges*, edited by T. Oki, Valeo, C. and Heal, K., pp. 105-122, *IAHS Press*, Wallingford.

Gupta, H.V., Sorooshian, S. and Yapo, P.O. (1998): Toward improved calibration of hydrological models: Multiple and noncommensurable measures of information, *Water Resour. Res*., 34(4), pp. 751-763.

Gupta, H.V., Sorooshian, S., Hogue, T.S. and Boyle, D.P. (2003): Advances in automatic calibration of watershed models, in *Advances in calibration of watershed models*, pp. 29-47, edited by Q. Duan, S. Sorooshian, H.V. Gupta, A. Rosseau, R. Turcotte, *AGU*, Washington, D.C..

Ichikawa, Y., Shiiba, M., Tachikawa, Y. and Takara, K. (2000): Object-oriented hydrological modeling system, *Proc. of 4th International Conference Hydro informatics 2000* CD-ROM, Iowa, USA.

Jakeman, A.J. and Hornberger, G.M. (1993): How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?, *Water Resour. Res.*, 29(8), pp. 2637-2649.

Lee, G., Tachikawa, Y. and Takara, K. (2006): Analysis of Hydrologic Model Parameter Characteristics Using Automatic Global Optimization Method, *Annuals of Disaster Prevention Research Institute*, Kyoto Univ., No. 49B, pp. 67-81.

Lee, G., Tachikawa, Y. and Takara, K. (2007): Identification of model structural stability through comparison of hydrologic models, *Annual J. Hydraul. Eng.*, JSCE, 51, pp. 49-54.

Lee, G., Tachikawa, Y., Sayama, T. and Takara, K. (2008): Internal response of catchment to plausible parameter sets under equifinality, *Annual J. Hydraul. Eng.*, JSCE, 52, pp. 79-84.

Melching, C.S. (1995): Reliability estimation, in *Computer models of watershed hydrology*, edited by Singh , V.P., pp. 69-118, *Water Resources Publications*, Highland Ranch.

Obled, Ch., Wendling, J. and Beven, K. (1994): The sensibility of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data, *Journal of Hydrology*, 159, pp. 305-333.

Sayama, T., Tatsumi, K., Tachikawa, Y. and Takara K. (2007): Hydrograph separation based on spatiotemporal record of streamflow in a distributed

rainfall-runoff model, *J. Japan Society of Hydrol. & Water Resours.*, JSCE, 20(3), pp. 214-225 (in Japanese).

Sorooshian, S. and Dracup, J.A. (1980): Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: Corrolated and heteroscedastic error cases, *Water Resours. Res*., 16(2), pp. 430-442.

Tachikawa, Y., Nagatani, G. and Takara K. (2004): Development of stage-discharge relationship equation incorporating saturated–unsaturated flow mechanism, *Annual J. Hydraul. Eng*., JSCE, 48, pp. 7-12. (in Japanese)

Takasao, T. and Shiiba, M. (1988): Incorporation of the effect of concentration of flow into the kinematic wave equations and its applications to runoff system lumping, *Journal of Hydrology*, 102, pp. 301-322.

Takasao, T., Shiiba, M. and Ichikawa, Y. (1996): A runoff simulation with structural hydrological modeling system, *Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering*, JSCE, 14(2), 47-55.

Vieux, B.E. (1993): DEM resampling and smoothing effects on surface runoff modeling. *Journal of Computing in Civil Engineering* 7(3), pp. 310-338.

Vrugt J.A., Gupta, H.V., Bouten, W. and Sorooshian, S. (2003): A shuffled complex evolution metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters, *Water Resour. Res.*, 39(8), 1201, doi:10.1029/2002WR001642.

Wagener, T. and Gupta H.V. (2005): Model identification for hydrological forecasting under uncertainty, *Stoch. Environ. Res. Risk Assess*, 19, pp. 378-387.

降雨流出モデリングにおける空間スケール依存性のもとでの水文予測の不確実性の評価

Giha LEE*・立川康人*・宝　馨

＊京都大学大学院工学研究科 都市環境工学専攻

要　旨

本研究では，降雨流出モデリングにおけるスケール依存性のもとでのモデルパラメータと入力に起因する水文予測の不確実性を分析することを目的とする。さらに，水文モデリングにおけるガイドラインを提供するために，水文モデリングの過程で含まれる不確かさの要素を考慮した新しい降雨流出モデルの枠組みを示す。まず，分布型流出モデルの構成に用いる数値標高モデルの適切な分解能を定めるためにモデルパラメータの適応性を評価する。次に，降雨の空間分布による入力の不確かさが流出予測に及ぼす影響を分析する。最後に，水文モデルの予測性能，モデル構造の安定性，パラメータの唯一決定性に関して３つの指標を提案する。これによって，従来の水文モデリングの限界を説明することが可能となる。また，これらの３つの指標をモデル評価の手順に導入した新しい水文モデルの枠組みを提案する。

キーワード：予測の不確かさ，パラメータの適合性，降雨の空間分布，新たなモデル化の枠組み

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Analysis of Peak Streamflow Distributions Based on Neyman-Scott Synthetic Rainfall

Carlo MONDONEDO*, Yasuto TACHIKAWA*, and Kaoru TAKARA

* Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

Synopsis

Synthetic rainfall generated in point processes should have consistent extreme values to that of historical rainfall to yield useful information for decision making. This is crucial for determining the impact of severe storms in areas with limited rainfall and/or streamflow data. We demonstrate this by comparing two methods for evaluating design floods in the Kamo and Kamishiiba River Basins in Japan. One method is based on the Japan Ministry of Land, Infrastructure, Transport, and Tourism (MLIT) that does not involve synthetic rainfall generation. Another method is based on the synthetic rainfall from the Neyman-Scott clustered point process. The latter method is observed to be more rational due to its consideration of extreme value rainfall.

Keywords: Synthetic Rainfall, Synthetic Streamflow, Point Processes, Neyman-Scott model

1. Introduction

Streamflow is the ultimate effect of rainfall in a river basin and is the basis of design decisions so that a safe coexistence can be established between a river basin and its inhabitants. Unfortunately, some river basins that would be advantageous to involve in flood control have limited rainfall and/or streamflow data for effective analysis. Many techniques have been developed to simulate the eventual transformation of rainfall into streamflow, such as distributed hydrological modeling (Beven, 2002). The same is true for tools developed for synthetic rainfall generation, as in the Neyman-Scott clustered Poisson rectangular pulse rainfall model, or NSM (Rodriguez-Iturbe et al, 1987).

Past contributions in the development of the NSM were based on making the synthetic extreme rainfall more consistent to its historical counterpart (Cowpertwait, 1998). The authors have also contributed to this problem in what they refer to as the NSM Fano factor exponent, or FFE (see Sec. 2). Through making synthetic rainfall extremes consistent to historical counterparts, one may generate lengthy records sufficient for analysis in a manner that is sound, safe, economical and efficient. Only then can one base design flood evaluation issues on a synthetic technique such that the lack of historical information is no longer a hindering factor in the decision-making process.

We demonstrate the advantage of synthetic rainfall generation in evaluating design streamflow by comparing two associated methodologies. One method excluding synthetic rainfall generation is based on the Japan Ministry of Land, Infrastructure, Transport, and Tourism (MLIT). Another method is developed by the authors based on the NSM. Both methods involve distributed hydrological modeling based on Kyoto University's Object Oriented Hydrologic Modeling System (OHyMOS).

2. Methodology

2.1 The NSM and its governing equations

The NSM is a clustered Poisson point process (Sefozo, 1990) in which: a) storms arrive following a temporal Poisson process (mean recurrence rate λ), b) storms consist of a geometric random number of rain cells, no storm containing zero cells (mean cell number μ_c), c) each cell arrival relative to the storm arrival follows an exponential distribution (mean lag time 1/β), d) each cell duration follows an exponential duration (mean duration 1/η), and e) each cell intensity follows a two-parameter gamma distribution (shape parameter α and scale parameter θ). The superposition of these rain cell pulses in the rainfall intensity-time plane results in the target synthetic rainfall. Six parameters are therefore required to tune the NSM for a particular application.

The following T-duration aggregated moments were derived for parameter estimation in the NSM (Rodriguez-Iturbe et al., 1987 and Cowpertwait, 1998). We include the expression for the Fano factor exponent (FFE) of the NSM. This expression is based on the spread of a count point process in time based on the Peaks Over Threshold rainfall point process (see Appendix). The latter is defined here as rainfall that exceeds the minimum block maxima in a historical rainfall record. The typical historical rainfall record involved in our experiments is limited to those that are pooled by monthly blocks so that the threshold is a smallest monthly maximum value.

$$\mathbf{E}[\mathbf{Y}] = \frac{\lambda \mu_c \alpha \theta}{\eta} T \tag{1}$$

$$\mathbf{Var}[\mathbf{Y}] = \frac{4\lambda\mu_c(\alpha\theta)^2 A_1(T)}{\eta^3} + \frac{2\lambda\mu_c\alpha\theta^2(1+\alpha)(\mu_c-1)\left[\beta^3 A_1(T) - \eta^3 B_1(T)\right]}{\beta\eta^3(\beta^2-\eta^2)} \tag{2}$$

$$A_1(T) = \eta T - 1 + \exp(-\eta T)$$

$$B_1(T) = \beta T - 1 + \exp(-\beta T)$$

$$\mathbf{Cov}[\mathbf{Y}_T, \mathbf{Y}_{T+k}] = \frac{4\lambda\mu_c(\alpha\theta)^2 A_2(T,k)}{\eta^3} + \frac{2\lambda\mu_c\alpha\theta^2(1+\alpha)(\mu_c-1)\left[\beta^3 A_2(T,k) - \eta^3 B_2(T,k)\right]}{\beta\eta^3(\beta^2-\eta^2)} \tag{3}$$

$$A_2(T,k,\eta) = \frac{1}{2}(1-\eta T)^2 \exp[(-\eta T)(k-1)]$$

$$B_2(T,k,\beta) = \frac{1}{2}(1-\beta T)^2 \exp[(-\beta T)(k-1)]$$

$$\mathbf{Cor}[\mathbf{Y}_T, \mathbf{Y}_{T+k}] = \frac{\mathbf{Cov}[\mathbf{Y}_T, \mathbf{Y}_{T+k}]}{\mathbf{Var}[\mathbf{Y}]} \tag{4}$$

$$\mathrm{TCM}[\mathbf{Y}] = \frac{6\lambda\mu_c\mathbf{E}[I^3]\left(\eta T - 2 + \eta T e^{-\eta T} + 2e^{-\eta T}\right)}{\eta^4} + \frac{3\lambda\mathbf{E}[I]\mathbf{E}[I^2]\mathbf{E}\{C(C-1)\}f(\eta,\beta,T)}{\left[2\eta^4\beta(\beta^2-\eta^2)^2\right]} + \frac{\lambda(\mathbf{E}[I])^3\mathbf{E}\{C(C-1)(C-2)\}g(\eta,\beta,T)}{\left[2\eta^4\beta(\eta^2-\beta^2)(\eta-\beta)(2\beta+\eta)(2\eta+\beta)\right]} \tag{5}$$

$$\mathrm{E}[I] = \alpha\theta; \quad \mathrm{E}[I^2] = \alpha(1+\alpha)\theta^2; \quad \mathrm{E}[I^3] = \theta^3\frac{\Gamma(3+\alpha)}{\Gamma(\alpha)}$$

$$\mathbf{E}\{C(C-1)\} = 2\mu_c(\mu_c-1); \quad \mathbf{E}\{C(C-1)(C-2)\} = 6\mu_c(\mu_c-1)^2$$

$$\begin{aligned} f(\eta,\beta,T) = {} & -2\eta^3\beta^2 e^{-\eta T} - 2\eta^3\beta^2 e^{-\beta T} + \eta^2\beta^3 e^{-2\eta T} \\ & + 2\eta^4\beta e^{-\eta T} + 2\eta^3\beta^2 e^{-(\eta+\beta)T} - 2\eta^4\beta e^{-(\eta+\beta)T} - 8\eta^3\beta^3 T \\ & + 11\eta^2\beta^3 - 2\eta^4\beta + 2\eta^3\beta^2 + 4\eta\beta^5 T + 4\beta\eta^5 T - 7\beta^5 \\ & - 4\eta^5 + 8\beta^5 e^{-\eta T} - \beta^5 e^{-2\eta T} - 2T\eta^3\beta^3 e^{-\eta T} - 12\eta^2\beta^3 e^{-\eta T} \\ & + 2T\eta\beta^5 e^{-\eta T} + 4\eta^5 e^{-\beta T} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} g(\eta,\beta,T) = {} & 12\eta^5\beta e^{-\beta T} + 9\eta^4\beta^2 + 12\eta\beta^5 e^{-\eta T} + 9\eta^2\beta^4 \\ & + 12\eta^3\beta^3 e^{-(\eta+\beta)T} - \eta^2\beta^4 e^{-2\eta T} - 9\eta^5\beta - 12\eta^3\beta^3 e^{-\beta T} \\ & - 9\beta^5\eta - 3\eta\beta^5 e^{-2\eta T} - \eta^4\beta^2 e^{-2\beta T} - 12\eta^3\beta^3 e^{-\eta T} \\ & - 3\beta\eta^5 e^{-2\beta T} - 10\beta^4\eta^3 T + 6\beta^5\eta^2 T - 10\beta^3\eta^4 T \\ & + 4\beta^6\eta T - 8\beta^2\eta^4 e^{-\beta T} + 4T\eta^6\beta + 12\eta^3\beta^3 - 8\eta^2\beta^4 e^{-\eta T} \\ & - 6\eta^6 - 6\beta^6 - 2\eta^6 e^{-2\beta T} - 2\beta^6 e^{-2\eta T} + 8\beta^6 e^{-\eta T} \\ & + 8\eta^6 e^{-\beta T} + 6\beta^2\eta^5 T \end{aligned}$$

$$\xi_{Si} = \frac{\ln\left[\left|\frac{A_i}{C_i}\left\{\frac{1}{\beta}\left(\gamma + \ln\left[(\mu_c-1)\frac{\eta}{\eta-\beta}\right]\right)\right\}^{(B_i-1)} - 1\right|\right]}{\ln\left[\frac{1}{\beta}\left(\gamma + \ln\left[(\mu_c-1)\frac{\eta}{\eta-\beta}\right]\right)\right]} \tag{6}$$

where **E[Y]** is mean rainfall depth, **Var[Y]** is the rainfall depth variance, **Cov**[$\mathbf{Y}_T$,$\mathbf{Y}_{T+k}$] is the rainfall depth autocovariance at lag-k, **Cov**[$\mathbf{Y}_T$,$\mathbf{Y}_{T+k}$] is the rainfall depth autocorrelation at lag-k, TCM[**Y**] = third central moment (TCM) of rainfall depth, ξ_{Si} = Fano Factor exponent (POT rainfall point process), and γ is the Euler constant (0.577…). The derivation of the FFE (eq. (6)) is shown in the Appendix (the interested reader is referred to Mondonedo et al., 2008 for further details).

The parameter estimation of the NSM is based on the solution of the following objective function:

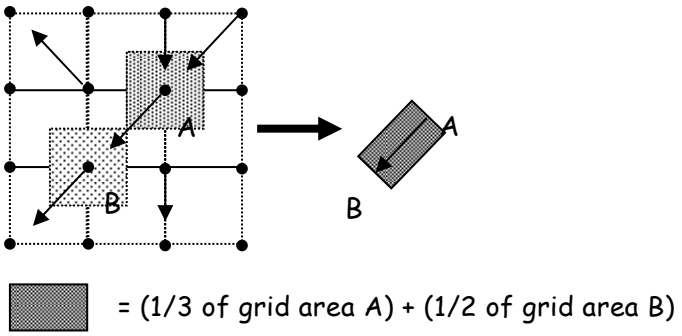


Fig. 1 Schematic diagram of the edge element used in the adopted Distributed Hydrologic Model (DHM).

$$O(\Omega) = \left(1 - \frac{NSM_i}{HIS_i}\right)^2 \quad (7)$$

where NSM_i pertains to the component expression listed in eqs. (1) – (6) while HIS_i pertains to the historical counterpart (see Appendix for historical counterpart of eq. (6)). Two combinations of components are used for parameter estimation for synthetic rainfall generation from the NSM. Scheme A is a configuration based on the TCM in which eq. (7) adopts the hourly mean, hourly variance, hourly autocorrelation at lag-1, hourly third central moment, 12-hourly autocorrelation at lag-1, 24-hourly variance, and 24-hourly autocorrelation at lag-1. Scheme B is essentially Scheme A, only that eq. (7) adopts the hourly FFE instead of the hourly TCM.

2.2 Description of adopted DHM

Two distributed hydrologic models (DHM) were developed from OHyMOS (Ichikawa, 2000). One model was developed for the Kamo river basin located in Kyoto Prefecture while another one was developed for Kamishiiba river basin in Miyazaki Prefectures in Japan. Both study areas were less than 300 Km^2 in size for which the use of a single rain gauge is justified. The river basins are represented as a collection of edge elements in each model. The edge element is essentially a connection of grid points determined to have the steepest gradient. Figure 1 shows three flow lines connected to grid point A while two flow lines connect to grid point B, indicating that 1/3 of the uniform grid area should be allotted to A while 1/2 the same area should be allocated to B to form edge AB. The width of this edge is determined by dividing the grid area by the distance between points A and B.

Rainfall-runoff conversion is implemented on elements such as AB in Fig. 1. This conversion follows a kinematic wave model following a function similar to a discharge-stage relationship (Tachikawa et al., 2007), shown in the succeeding equation:

$$q = \begin{cases} v_m d_m (h/d_m)^{\beta_m} & ; 0 \le h < d_m \\ v_m d_m + v_a (h - d_m) & ; d_m \le h < d_a \\ v_m d_m + v_a (h - d_m) + \alpha (h - d_a)^m & ; d_a \le h \end{cases} \quad (8)$$

and the continuity equation:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = r \quad (9)$$

where q is discharge per unit width, h is flow depth, r is rainfall intensity, $v_m = k_m i$, $v_a = k_a i$, $k_m = k_a/\beta_m$, $\alpha = \sqrt{i}/n$, i is the gradient of the edge element, k_m is the saturated hydraulic conductivity of the capillary soil layer, k_a is the hydraulic conductivity of the non-capillary soil layer [m/s], n is the surface roughness coefficient [$m^{-1/3}s$], d_m is the capacity water depth for capillary soil layer [m], d_a is the capacity water depth including capillary and non-capillary soil layers [m] (see Fig. 2).

Parameters for these equations are assumed constant for all the edge elements in the river basin although internal systems are available for changing these parameters per sub-basin. These parameters were estimated in separate studies (Tachikawa et al., 2007 for Kamo and Lee et al., 2007 for Kamishiiba) and are shown in Table 1.

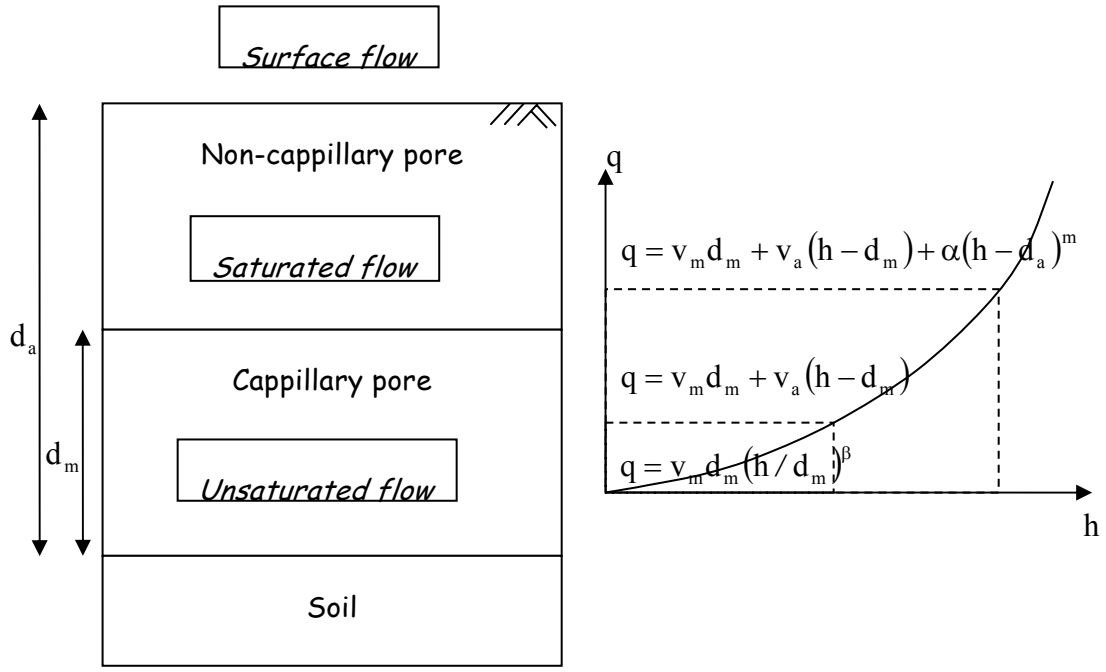


Fig. 2 (a)Model soil structure and (b) discharge-stage relationship adopted in river basin DHMs.

The simulations conducted with these tuned river basin models were set for monthly runs at 5 minute computation time with streamflow results displayed per hour.

3 Experimental Setup

Methods for calculating extreme floods are based on two procedures. One procedure is based on the Japan Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism (MLIT) while another is based on the NSM synthetic rainfall. For stationarity considerations, both methods are applied for historical rainfall pooled monthly during June, assumed to be stationary and representative of the rainy season in all study regions.

3.1 MLIT method

A procedure for estimating q-return period design floods from historical rainfall and streamflow simulation based on the Japan Ministry of Land, Infrastructure, Transport, and Tourism (MLIT, 2008) is designated here as M-I. This procedure starts with assigning a design duration from which the quantile rainfall for all simulations is based. For river basin areas such as Kamo and Kamishiiba, each less than 300 Km^2 in size, this duration is specified as 24 hours. The corresponding q-return period quantile rainfall depth is then calculated based on 24-hourly aggregated historical rainfall record. The MLIT then assigns a 24-hourly distribution to this total magnitude by searching through the historical records for the corresponding 24-hourly maximum rainfall per month. These maximum storms are then proportionately modified such that the total rainfall within the 24-hour period is the basis quantile rainfall.

The MLIT then runs each 24-hourly storm in an appropriate rainfall-runoff model to simulate

Table 1 Parameters of adopted Distributed Hydrological Models

River Basin	$n[m^{-1/3}s]$	$k_a[m/s]$	$d_a[m]$	$d_m[m]$	$\beta_m[-]$
Kamishiiba	0.3	0.010	0.55	0.45	0.65
Kamo	0.6	0.015	0.20	0.18	0.65

streamflow. There are thus as many resulting hydrographs from these simulations as there are historical rainfall records. Each hydrograph is then searched for its maximum value, yielding the estimate for the design flood, say S_{mq}. Consequently, M-I gives several estimates of the required q-return period design flood based on the S_{mq} of each simulated hydrograph.

3.2 Method based on NSM rainfall

A second streamflow generating procedure is designated here as M-II. We generate 100 synthetic records of the target month for our applications here where return periods are within the 100 year value. Each monthly record is then run through the appropriate river basin model for streamflow simulation.

The resulting hydrographs are checked for maximum streamflow, resulting in 100 values for flood frequency analysis. The required quantile event, say Q_{mq}, is then estimated from the cumulative distribution that best fits these empirical maxima (a log-normal distribution fitted by least squares is adopted for this purpose although other distributions may be used). Two further variants of this procedure correspond to the two NSM parameter estimation schemes of Sec. 2.1. M-IIA adopts NSM O(Ω) Scheme A while M-II adopts that of Scheme B for parameter generation.

4 Resulting Streamflow Estimates

Historical streamflow data was limited in this study. Each historical June rainfall record is also run through the appropriate DHM and is considered a suitable substitute for historical streamflow. Resulting quantile estimates from the synthetic streamflow and pseudo-historical counterparts shown here are limited to the hourly duration. Quantile streamflow are estimated for the 10-, 20-, 30-, 50-, and 100-year return periods.

4.1 Kamo river basin streamflow

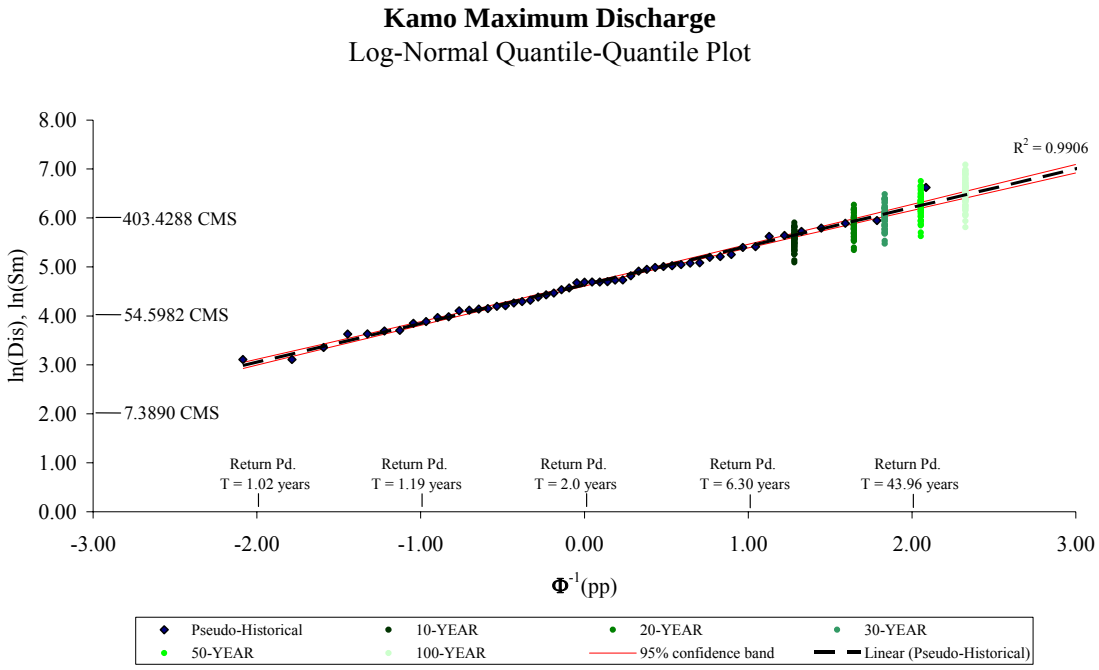
The quantile-quantile (q-q) plot of Kamo pseudo-historical hourly streamflow maxima (Dis) appears in Figs. 3a-b. Each maximum streamflow value is given a plotting position pp proportionate to its rank in the overall record (pp=1/(i+1) in which i is rank). The log-normal distribution quantiles are used in this figure such that the independent variable (related to the event return period) corresponds to the inverse of the standard normal distribution (Gaussian distribution with zero mean and variance of unity) Φ^{-1} of pp while the dependent variable corresponds to the logarithm of Dis. The plot reflects a good correlation between this model and the pseudo-historical streamflow. Linear regression gives us the parameters for the fit of this log-normal model that leads to the 95% confidence bands.

We may then project the best fit line for the pseudo-historical streamflow (Fig. 3a) to extrapolate the trend at return periods 10-, 20-, 30-, 50-, and 100-years. We observe a tendency of M-I to give a wide range of estimates for these target quantile floods in Fig. 3a. In fact, the variation of M-I estimates becomes wider along with increasing return period. There is thus a pronounced ambiguity in the quantile estimates of M-I, making it disadvantageous despite its simple approach of using historical data alone. In other words, it would be difficult to depend on M-I to quantify the quantile events given that we cannot justify which among the multiple estimates is the most likely value.

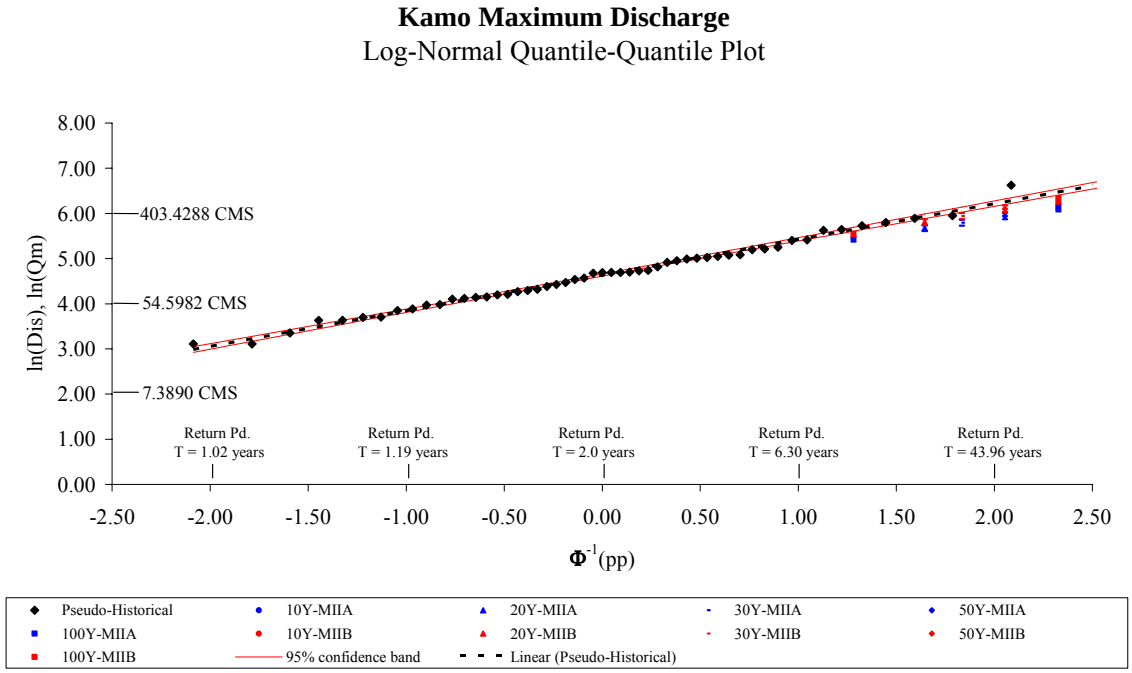
This ambiguity does not appear in M-II, shown in Fig. 3b. Estimates appear to be quite consistent to the projections of pseudo-historical data. In particular, estimates generated from rainfall determined by parameters based on Scheme B appear to be the more rational estimate since this scheme includes POT rainfall maxima information in the FFE. The advantage of using M-II, which involves synthetic rainfall generation, is therefore its clearer and unambiguous estimates of the quantile events.

4.2 Kamishiiba river basin streamflow

Similar q-q plots based on Kamishiiba results appear in Figs. 4a-b. Not all quantile estimates generated from M-I are within reasonable proximity to what can be drawn from the pseudo-historical counterpart, as shown in the lower return periods (10-year and 20-year estimates), indicating poor performance. In fact, quantiles should be evaluated at higher return periods (i.e.: higher than



(a)

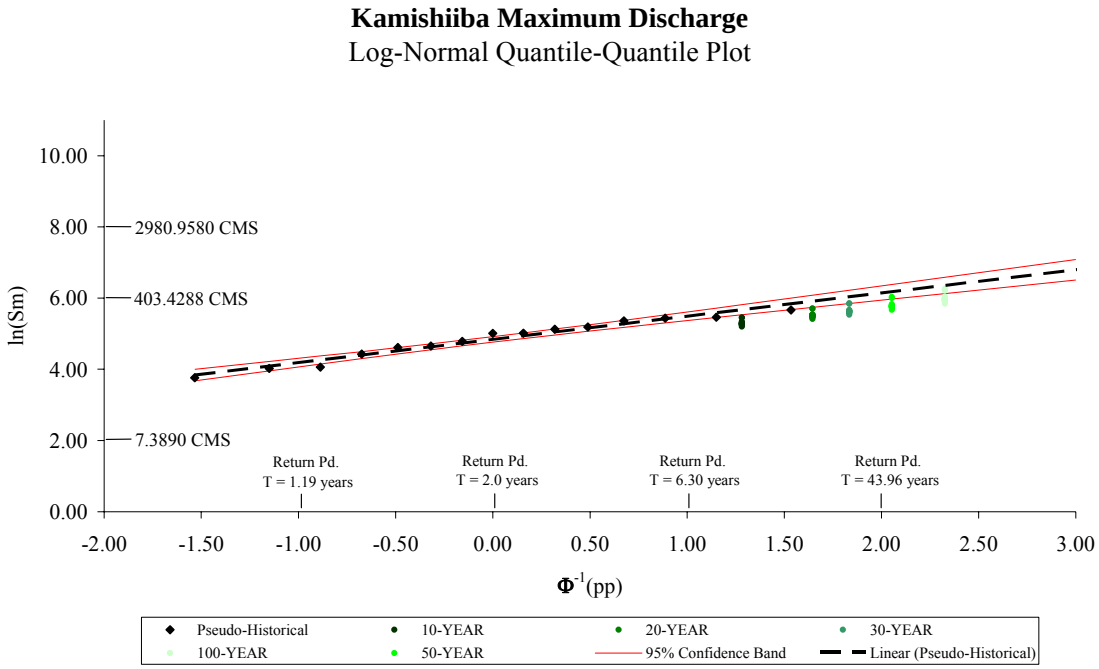


(b)

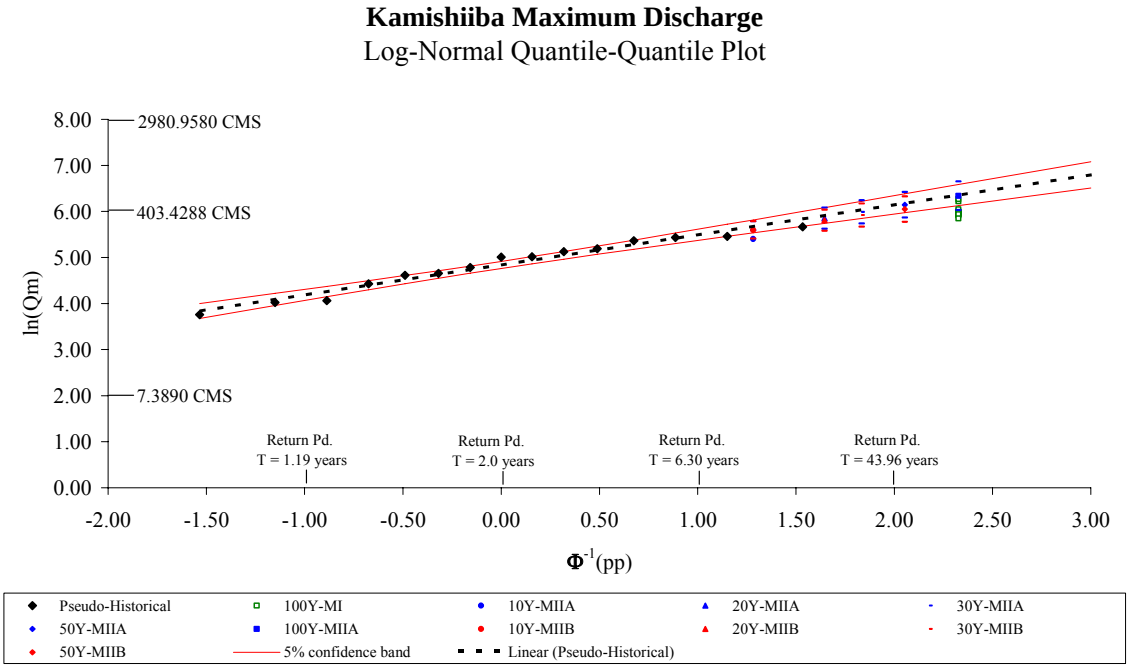
Fig. 3 Pseudo-historical streamflow block maxima from Kamo River with: (a) M-I synthetic quantiles and (b) M-II synthetic quantiles.

100 years) before the M-I method yields estimates with high variation that lie along the pseudo-historical 95% region. This however is not the ideal application since at times, one needs an estimate of lower return periods (i.e.: urban conditions/low priority flood protection works). The M-I scheme therefore generates poor estimates of the required quantiles in Kamishiiba River Basin.

On the other hand, Fig. 4b shows the same estimates generated from M-IIA and M-IIB. Most



(a)



(b)

Fig. 4 Pseudo-historical streamflow block maxima from Kamishiiba River with: (a) M-I synthetic quantiles and (b) M-II synthetic quantiles.

quantile estimates are within the historical 95%region of historical quantiles, indicating better performance over the M-I estimates (of Fig. 4a). In fact, both schemes perform appreciably well given that both yield almost the same low return period estimates and gradually diverge at higher return periods within the 95% historical region. Therefore, either adopting M-IIA or M-IIB yields reasonable quantile estimates.

5 Conclusion

A comparison between several methods was conducted that led to the advantage of using synthetic rainfall in the estimation of critical streamflow in river basins with limited historical rainfall and/or streamflow data. Synthetic rainfall was based on the Neyman-Scott clustered Poisson rectangular pulse rainfall model (NSM). The streamflow generated from modeling historical rainfall through a distributed hydrological modeling (DHM) was assumed as an equivalent to historical streamflow (referred to as pseudo-historical streamflow).

Results indicate that an established method from the Japan Ministry of Land, Infrastructure, Transport, and Tourism (MLIT) for estimating design floods from historical rainfall have several limitations. Estimates from this method (for the Kamo River Basin in Kyoto) vary widely for any return period due the use of multiple design rainfall that are each plausible occurrences of the quantile event. In one application (Kamishiiba River Basin in Miyazaki), results were in gross error for low return periods. Though this method involved only historical rainfall, estimates were found to be generally unreliable.

Another method involving NSM synthetic rainfall generation appears to be more rational in both form and delivered results. There were no ambiguous or erroneous estimates from the results of this method. Estimates based on this method are therefore more reliable and recommendable than those of the former type.

References

MLIT (2008): 国土交通省 河川砂防技術基準, Japan Ministry of Land, Infrastructure, Transport, and Tourism, retrieved Feb. 26, 2008, < http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/gijutsu/gijutsukijunn/gijutsukijunn.pdf>.

Beven, K. (2002): Rainfall Runoff Modelling: The Primer, John Wiley & Sons Ltd, West Sussex.

Cowpertwait, P. S. P. (1991): Further developments of the Neyman-Scott clustered point process for modeling rainfall, Water Resources Research, Vol. 27, No. 7, pp. 1431-1438.

Cowpertwait, P. S. P. (1998): A Poisson-cluster model of rainfall: high-order moments and extreme values, Proceedings of the Royal Society of London A, Vol. 454, pp. 885-898.

Ichikawa Y., Tachikawa, Y., Takara, K., & Shiiba, M. (2000): Object-oriented Hydrological Modeling System, Proc. of Hydroinformatics 2000, [CD-ROM].

Lowen, S. B. and Teich, M. C. (1995): Estimation and simulation of fractal stochastic point processes, Fractals, Vol. 3, No. 1, pp. 183-210.

Lowen, S. B. and Teich, M. C. (2005): Fractal-based point processes, John Wiley & Sons, Inc., New Jersey.

Lee, G., Tachikawa, Y., and Takara, K. (2007): Identification of model structural stability through comparison of hydrologic models, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 51, pp. 49-54.

Mondonedo, C., Tachikawa, Y., and Takara K. (2008): POT normalized variance parameter search of the temporal Neyman-Scott rainfall model, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 52, pp. 97-102.

Rodriguez-Iturbe, I., Cox, D. R., and Isham, V. (1987): Some models for rainfall based on stochastic point processes, Proceedings of the Royal Society of London A, Vol. 410, pp. 269-288.

Sefozo, R. F. (1990): 'Point Processes' in Heyman, D. P. and Sobel, M. J. (eds.) Nemhauser, G. L. and Rinnooy Kan, A. H. G. (series eds.), Handbooks in Operations Research and Management Science Vol. 2: Stochastic Models, Elsevier Science Publishers, pp. 1-93.

Telesca, L., Lapenna, V., Scalcione, E., and Summa, D. (2007): Searching for time-scaling features in rainfall sequences, Chaos, Solitons, and Fractals, No. 32, pp. 35-41.

Tachikawa, Y., Takubo, Y. Sayama, T., and Takara, K. (2007): Large flood prediction in poorly gauged basins: the 2004 largest-ever flood in Fukui, Japan, Methodology in Hydrology (Proceedings of the Second International Symposium on Methodology in Hydrology held in Nanjing Chanina October-November 2005), IAHS Publ 311, pp. 18-24.

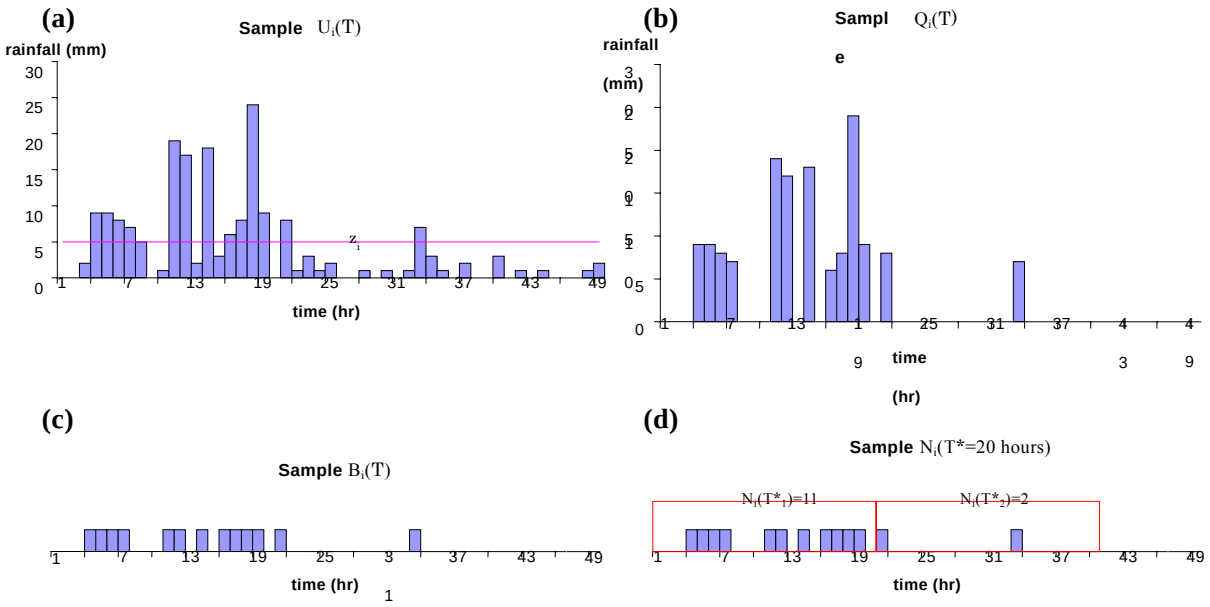


Fig. 5 Determining the Peaks Over Threshold (POT) rainfall point process and counting process $N_i(T^*)$. (a) sample rainfall $U_i(T)$ with previously determined threshold z_i, (b) POT rainfall $U_i(T)$ values greater than or equal to z_i (c) unit counts $B_i(T)$ assigned for each rainfall occurrence, (d) counting process $N_i(T^*)$.

Appendix

A thorough discussion regarding the NSM Fano factor exponent appears in Mondonedo et al., 2008. However, we present here a brief derivation of this expression. Figure 5 shows the construction of the special count process $N_i(T)$ to be used in determining the Fano factor $FF(T^*)$ at an arbitrary window T^*. With rainfall pooled for each month i (i=1: January, i=2: February, etc.), we define the process $U_i(T)$ (Fig. 5a), as the rainfall magnitude per fixed duration T (i.e.: T=1 hour in this study). For the M months in each $U_i(T)$, we determine the M monthly or block maxima $Z_i(T)$ and threshold value z_i, the minimum of $Z_i(T)$. We define the POT rainfall point process $Q_i(T)$ based on Eq. (10) (Fig. 5b):

$$Q_i(T)=\begin{cases} U_i(T); & U_i(T)\geq z_i \\ 0 \;\; ; & U_i(T)<z_i \end{cases} \qquad (10)$$

For each rainfall occurrence in $Q_i(T)$, we define the binary process $B_i(T)$ based on Eq.(11) (Fig. 5c). This process counts all durations of rainfall greater than or equal to the threshold z_i and serves as the basis for defining the Fano factor used here:

$$B_i(T)=\begin{cases} 1; & Q_i(T)>0 \\ 0; & Q_i(T)=0 \end{cases} \qquad (11)$$

Using adjacent windows of arbitrary value T^*, we define the count process $N_i(T^*)$, the sum of $B_i(T)$ within each segment T^* (Fig. 5d).

The Fano factor $FF(T^*)$ is defined as the ratio of variance of count $N_i(T^*)$ and mean of $N_i(T^*)$, or:

$$FF_i(T^*)=\frac{E\langle[N_i(T^*)]^2\rangle-E\langle N_i(T^*)\rangle^2}{E\langle N_i(T^*)\rangle} \qquad (12)$$

where:

$E\langle\ \rangle$ = operation to obtain expected value.

Based on data from independent studies, Lowen and Teich (1995, 2005) and Telesca et al. (2007) proposed the power law relationship of Eq. (13) to describe the scaling that occurs over several decadal values of T (Fig. 6):

$$FF(T^*)=1+\left(\frac{T^*}{T_0}\right)^{\xi} \qquad (13)$$

in which T^*_0 is the basic data duration (i.e.: $T^*_0 = 1$

hour here) and ξ is a fractal exponent (0≤ξ≥1). Strictly speaking, the rainfall data used by Telesca et al., 2007) were pooled yearly (z_i = 0) instead of $Q_i(T)$. It was assumed here that Eq. (7) is valid for $Q_i(T)$ throughout the small set of windows $T \in \mathcal{W}$ = {2, 10, 20, …, 100 hours} (Fig.6).

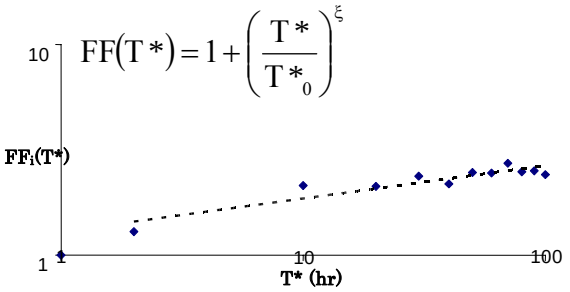


Fig. 6 Scaling in the counting process $N_i(T^*)$ obtained from Kamishiiba POT series $Q_i(t)$ in June.

Alternatively, within $\mathcal{W}$, the approximations for variance and mean of $N_i(T^*)$ are proposed here as Eqs. (14) and (15) such that the Fano factor can be independently estimated as Eq. (16).

$$\mathrm{Var}\langle N_i(T^*)\rangle = A_i T^{*B_i} \tag{14}$$

$$E\langle N_i(T^*)\rangle = C_i T^* \tag{15}$$

$$FF_i(T^*) \approx \frac{A_i}{C_i} T^{*B_i - 1} \tag{16}$$

After curve fitting operations for Eqs. (14) and (15) (i.e.: linear regression of historical $Q_i(T)$ for determining A_i, B_i, and C_i), Eq. (16) is used to explicitly determine $FF_{Hi}(T_{Mi})$, the Fano factor of the historical $Q_i(T)$ at window T* = mean storm duration T_{Mi} such that:

$$FF_{Hi}(T_{Mi}) \approx \frac{A_i}{C_i} T_{Mi}^{B_i - 1} \tag{17}$$

The relationship for the synthetic equivalent $FF_{Si}(T_{Mi})$ can be written explicitly using Eq. (13) such that:

$$FF_{Si}(T_{Mi}) = 1 + \left(\frac{T_{Mi}}{T_0}\right)^{\xi_{Si}} \tag{18}$$

For our purposes, an ideal simulation should yield synthetic rainfall with $Q_i(T)$ such that historical Fano factor $FF_{Hi}(T_{Mi})$ and synthetic Fano factor $FF_{Si}(T_{Mi})$ are equal, or based on Eqs. (16) and (18):

$$\frac{A_i}{C_i} T_{Mi}^{B_i - 1} = 1 + \left(\frac{T_{Mi}}{T_0}\right)^{\xi_{Si}} \tag{19}$$

Isolating the synthetic Fano factor exponent ξ_{Si} leads to an expression relating properties of the historical $Q_i(T)$ to the unknown mean duration T_{Mi}.

$$\xi_{Si} = \frac{\ln\left[\left[\frac{A_i}{C_i} T_{Mi}^{(B_i - 1)} - 1\right]\right]}{\ln[T_{Mi}] - \ln[T_0]} \tag{20}$$

Actual mean storm duration T_{Mi} was estimated here based on Cowpertwait's expression (1991) derived from the NSM parameters shown here as Eq. (21):

$$T_{Mi} = 1/\beta\left(\gamma + \ln\left[(\mu_c - 1)\frac{\eta}{\eta - \beta}\right]\right) \tag{21}$$

By substituting Eq. (21) for T_{Mi} in Eq. (20), a direct link between historical $Q_i(T)$ and the NSM parameters is established as Eq. (22).

$$\xi_{Si} = \frac{\ln\left[\left[\frac{A_i}{C_i}\left\{\frac{1}{\eta}\left(\gamma + \ln\left[(\mu_c - 1)\frac{\eta}{\eta - \beta}\right]\right)\right\}^{(B_i - 1)} - 1\right]\right]}{\ln\left[\frac{1}{\eta}\left(\gamma + \ln\left[(\mu_c - 1)\frac{\eta}{\eta - \beta}\right]\right)\right] - \ln[T_0]} \tag{22}$$

Moreover, with the historical exponent ξ_{Hi} estimable through curve fitting Eq. (13) to the historical $Q_i(T)$, it is now possible to include ξ_{Si}, the NSM Fano factor exponent, in the NSM parameter estimation (through objective function $O(\Omega)$).

ノイマンスコット型の降雨時系列発生モデルをもとにした洪水ピーク流量の分析

Carlo MONDONEDO*・立川康人*・宝　　馨

*京都大学大学院工学研究科　都市環境工学専攻

要　旨

降雨の極値特性を反映するような降雨時系列の発生手法は，河川計画において有用と考えられる。特に，降雨や河川流量のデータが不十分な地域において豪雨の影響を分析するためには，降雨の時系列発生手法は極めて重要なツールとなる。本研究では，鴨川流域と桂川流域において計画洪水を評価するために２つの方法を比較する。一つは，国土交通省が標準的な方法として用いている方法であり，もう一つは，ノイマンスコット型のクラスターポイントプロセスモデルによって発生させた降雨時系列を用いる方法である。後者の方法は，降雨の極値特性を考慮する過程において，より合理的な方法と考えられる。

キーワード: 発生させた降雨時系列，発生させた流量時系列，ポイントプロセス，ノイマン・スコットモデル

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Estimation of Sub-hourly and Hourly IDF Curves Using Scaling Properties of Rainfall at Gauged Site in Asian Pacific Region

Le MINH NHAT*, Yasuto TACHIKAWA*, Takahiro SAYAMA and Kaoru TAKARA

*Graduate school of Urban and Environment Engineering, Kyoto University

Synopsis

In urban drainage systems, knowledge of short-duration rainfall events can be considered as one of the most critical elements when their hydrological behavior wants to be investigated. The proposed method is based on the scale-invariance theory whose concepts imply that statistical properties of the extreme rainfall processes for different temporal scales are self-related by a scale-changing operator involving only the scale ratio. The methodology is applied to extreme rainfall data obtained at the rain gauges in Asian Pacific countries characterized with different climate conditions. This study indicates that rainfall intensity in time is scaling for extreme events, and hence this concept is shown to provide a useful practical approach to the evaluation of the design rainfall.

Keywords: Rainfall IDF, Scaling invariance, Rainfall extremes, Design rainfall.

1. Introduction

In urban drainage systems, knowledge of short duration rainfall events can be considered as one of the most critical elements when their hydrological behavior wants to be investigated. For planning and design of various hydraulic structures, extreme rainfall for a given return period is required. In particular, rainfall extremes with high temporal resolution (one hour or shorter) are necessary for the design of drainage systems in urban catchments usually characterized by fast response. The temporal resolution of rainfall data usually available for practical applications is often lower than the data requested for the design procedures or mathematical models application, greatly affecting their reliability. Design rainfall, which is a maximum amount of rainfall for a given duration and for a given return period, is always required for design of various hydraulic structures. At a site where adequate annual extreme (AE) rainfall intensity data records are available, frequency analysis is commonly used to estimate the design rainfall for a given duration and for a selected return period. Results from the frequency analysis are usually presented in form of the intensity duration frequency (IDF) curves. Obviously, for a given return period, the IDF curves decrease with increasing time interval. Minor attention has been paid in the past to improve current techniques of data analysis. Actually, in most cases design practice is based on unproved or unrealistic assumptions concerning the structure of rainfall in space and time.

The traditional method to construct IDF curves has three main steps (Nhat *et al.*, 2006). Based on the raw data, the first step is to obtain annual maximum intensity series for each time interval length. Then, for each time interval a statistical analysis has to be done to compute the quantiles for

different return periods. Lastly, the IDF curves are usually determined by fitting a specified parametric equation for each return period to the quantiles estimates, using regression techniques.

This traditional method, however, has certain limitations. For example, a high number of parameters are involved, which makes it non-parsimonious from the statistical point of view (Baghirathan *et al.*, 1978; Bell, 1969; Sherman, 1931; Bernard, 1932; Chen, 1983; Garcia-Bartual, 2001; Takara, 2005). Traditional methods cannot take into consideration characteristics of rainfall for different durations (the time scaling problem); and it is based on the AE data available at local site only (the spatial scaling problem). When high resolution rain gages are available in the catchment, the registration period can be not sufficiently long for obtaining practically usable statistical analyses (partially gauged site).

This would suggest that short duration rainfall should be estimated apart long duration data, i.e. 1, 3, 6, 12, and 24 hours whose values are usually provided by the national hydrological services. Nguyen *et al.* (2002) proposed a method for estimating the distribution of short-duration extreme rainfalls at partially gauged sites based on the property of scale invariance of rainfall.

Therefore, one of the main objectives of this study is to reduce the number of parameters to be estimated in order to increase their reliability. The other main objective is to reduce the estimation process to one single step. Some regularity in hydrological observations, such as scale invariance, has been detected on storm records in the past. The present study deals with the estimation of the IDF curves, using the scaling properties observed on data of extreme storm intensities with a few number of parameters. The present study proposes a method for estimating the distribution of sub-hourly extreme rainfalls at sites where data for time interval of interest do not exist, but rainfall data for longer duration are available. The proposed method is based on the scale-invariance (or scaling) theory whose concepts imply that statistical properties of the extreme rainfall processes for different temporal scales are self-related by a scale-changing operator involving only the scale ratio.

The methodology is applied to extreme rainfall data obtained at the rain gauges in Asian Pacific countries characterized with different climate conditions. This study indicates that rainfall intensity in time is scaling for extreme events, and hence this concept is shown to provide a useful practical approach to the evaluation of the design rainfall. The paper is organized in five sections, the first being this introduction. The data used in this analysis given in section 2. We give the methodology for estimation sub-hour and hourly rainfall extremes based on the scale invariance properties in section 3. Section 4 demonstrates the proposed procedures with applications and evaluations using real data in Pacific region. Conclusions are drawn in Section 5.

2. Data used in the analysis

Numerical analysis was performed on annual extreme (AE) rainfall series from the Asian Pacific countries for storm durations of 6, 10, 15, and 30 minutes (the typical time of concentration for small urban catchments) and 1, 2, 6, 12, and 24 hours (the typical times of concentration for larger rural watersheds). The data were supplied by participating countries attending the APFRIEND Workshop in Kuala Lumpur, Malaysia in June 2005. A total of four stations from each countries were chosen for the analysis and are shown in Table 1. The four stations were selected from Asian Pacific region, based on record length, and availability of current data sets. The record lengths ranged from 30 to 89 years and data sets ranged from 1915 up to 2005, respectively. Record lengths vary per storm duration for a given site.

3. Methodology

The space-time structure and variability of rainfall is very complex and despite much research effort in dynamic (numerical) modelling and coupling of dynamic and statistical descriptions of rainfall, accurate and practical results have not been achieved. In order to solve the physical equations, many parameters and simplifying assumptions are required making these models too complicated for practical applications and they are not consistent at different time scales.

Table 1 List of recording rain gauges used in the analyses.

Country	Station	Latitude	Longitude	Elevation	Length of data (years)	Duration
Japan	Nagoya	35° 10.0’	136° 57.9’	51.00	65	10’,30’,1..24-hr
Korea	Daegu	35° 53.0’	128° 37.0’	57.60	89	10’,30’,1..24-hr
Australia	Geraldton airport	28°.80.0’	114°.70.0’	33.00	48	6’,12’,30’,1..24-hr
Malaysia	31170070	03° 14.0’	101° 45.1’	-	34	15’,30,1..24-hr

On the other hand, recently developed scaling concepts (Gupta and Waymire, 1990) offer a new and better possibility to represent rainfall over different scales based on the empirical evidence that rainfall exhibits scale-invariance symmetry. Scale invariance symmetry implies that the statistical properties of rainfall at different scales are related to each other by a scale changing operator involving only the scale ratio.

Scale models of rain have evolved from fractal geometry, mono-fractal fields, multi-fractals, generalized scale invariant models, and universal multi-fractals Unfortunately, these models were found to be insufficient to describe all features of rainfall fields, such as anisotropy and stratification. Recently, Burlando and Rosso (1996) provided a practical scaling model that can be used to derive Depth-Duration-Frequency relationships using lognormal probability distribution.

In this study, scaling properties of extreme rainfall are examined based on the scaling behaviour of the statistical moments over different durations using a simple scaling approach (Menabde, 1999; Nguyen, 2000, Nhat et al., 2007). The approach consists of examining the scale invariance properties of extreme rainfall time series based on the scaling behaviour of the statistical moments over different durations employing the Extreme Value type 1 (EV1) distribution and L-moments technique of parameter estimation.

Scaling characteristics of extremes rainfall

The scaling or scale-invariant models enable us to transform hydrologic information from one temporal or spatial scale to another one, and thus, help overcome the difficulty of inadequate hydrologic data.

A natural process fulfills the simple scaling property if the underlying probability distribution of some physical measurements at one scale is identical to the distribution at another scale. The basic theoretical development of scaling has been investigated by many authors, including Gupta and Waymire (1990) and Kuzuha *et al.,*(2002).

Rainfall intensity $I(d)$ with duration d, exhibits a simple scale invariance behavior if

$$I(\lambda d) \overset{dist}{=} \lambda^{H} I(d) \qquad (1)$$

holds. The equality “ $\overset{dist}{=}$ ” refers to identical probability distributions in both sides of the equations; λ denotes a scale factor and H is a scaling exponent. From equation (1), it leads to a simple scaling law in a wide sense

$$E[\{I(\lambda d)\}^{q}] = \lambda^{K(q)} E[\{I(d)\}^{q}] \qquad (2)$$

where $E[]$ is the expected value operator and q is the moment order. The random variable $I(d)$ exhibits a simple scale invariance in a wide sense if Equation (2) holds. If H is a non-linear function of q, the I(d) is a general case of multi-scaling.

The moments $E[]$ are plotted on the logarithmic chart versus the scale λ for different moment order q. The slope function of the order moment $K(q)$ is plotted on the linear chart versus the moment order q. If the plotted results are on a straight line, the random variable shows simple scaling, while in other cases, the multi-scaling approach has to be considered.

Estimation of IDF rainfall extremes

The IDF curves are often fitted to the extreme value type I (EVI) distribution developed by Gumbel and it is still the most often used distribution by many national meteorological services in the world to describe rainfall extremes. It will also be used in this study along with the method of moments. The annual maximum rainfall intensity $I(d)$ has a cumulative probability distribution CDF (Gumbel, 1958), which is given by

$$F\left[I(d)\right] = 1 - \frac{1}{T} = \exp[-\exp\{-\left[I(d) - \mu\right]/\sigma\}] \quad (3)$$
$$I(d) = \mu - \sigma \ln(-\ln T)$$

where the location parameter μ and scale parameter σ to be calculated from data series based on L moment method .

According to the scaling theory, the IDF formula can be derived (Nhat *et al.*, 2007) with

$$\begin{cases} I_{d,T} = \dfrac{\mu^* + \sigma^*[-\ln(-\ln(1-1/T)]}{d^{-H}} \\ \mu^* = \mu_{(\lambda d)}.(\lambda)^{-H}; \sigma = \sigma_{(\lambda d)}.(\lambda)^{-H} \end{cases} \quad (4)$$

It is worthwhile to note that the simple scaling hypothesis leads to the equality between the scale factor and the exponent in the expression relating rainfall intensity and duration. The IDF relationship can be derived from longer duration data series based on three parameters: scale exponent, the location and scale parameters of EVI distribution.

An application of the scale invariance concept in hydrology is presented for disaggregation (or downscaling) of rainfall intensity from low resolution (e.g., 1-day or 1-hour) down to high resolution (e.g., 1-hour or 10-min). In the other words, statistical properties of rainfall for short durations can be inferred form those of rainfall data available for longer duration. In principle, the statistical properties (e.g., moments) of the scaling relationship could be obtained from large scales and then used to estimate the process properties at smaller scales as will be illustrated in the derivation of scaling IDF curves.

Model Performance

As an indication of goodness of fit between the observed and predicted values the coefficient of determination (R^2), the root mean square error (RMSE), and the mean absolute percent error (MAPE) were calculated. The RMSE and MAPE are defined as follows:

- Root Mean Square Error (RMSE)

$$RMSE = \sum_{i=1}^{N} \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \left(X_{obs,i} - X_{Est,i} \right)^2} \quad (5)$$

- Mean Absolute Percent Error (MAPE)

$$MAPE = 100\% . \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{X_{obs,i} - X_{Est,i}}{X_{Obs,i}} \right)^2} \quad (6)$$

Where: $X_{Obs,i}$: the i th observed data point,
$X_{Ests,i}$: the i th estimated value,
n : the number of data point.

4. Results and Discussions

Scale invariance properties of rainfall

The annual maximum rainfall intensity series were measures for 8 durations: 10 min, 30 min, 1 hour, 3 hour, 6 hour, 12 hour, and 24 hour. The scaling behavior of AE rainfall series investigated by computing the moment of extreme rainfall for each duration, and then by examining the log-log plots of these estimated moments against their duration.

Figure 1 illustrates the log-log plots of the moment versus durations for 4 stations in 4 countries of Asian Pacific region. By observing the log-log plots of the moment versus duration of four stations, it can be seem that the relationship between the moments and duration were linear with two different slopes for two different sections: the first one is from 10 min to 1 hour, and the second form 1 hour to 1 day. The break point at the location of 1-hour duration could imply a transition in the rainfall dynamic from a steep slope for short duration rainfall, which could indicate a high variability of rainfall intensities in convective cells, to a milder slope for long duration rainfalls that could be due to the smaller variability of frontal rainfall systems. However, there is no physical basis to the rainfall generating mechanism (a characteristic duration below with frontal systems are the most influential and above which individual storms dominate the scaling behavior) or the rainfall may have an artificial break related to the resolution of the measuring device at rain gauge

stations.

In addition, according to Equation (1) and (2), the linear relationship between the moment of order q and the duration in log-log scale could indicate the AE for sub-hourly series are scaling. The slopes of straight lines in the log-log scale are the scaling exponent, $K(q)$, in the scaling relationships Equation (2). These scaling relationships can be identified for two different scaling exponents. The values of the scaling exponents for each interval were computed.

To evaluate the types of scaling: simple or multiple, the relationships between the scaling exponents $K(q)$ and the order of moment q were established for each section of the scaling regimes. The plots of $K(q)$ versus q of every scaling relationship were made in ordinary scale for all four stations. Figure 2 show the relationship for four representative stations. These plots showed that the relationships between $K(q)$ and q were strongly linear as indicated by the very high values of the coefficient of determination (R^2) for the fitted linear regression lines. The values R^2 were greater than 0.99. The almost perfect linearity of the scaling exponents plotted against the order of the moments from data for these stations strongly supports the simple scaling properties of the five moments versus durations. The scale exponent for four stations presented as Table 2.

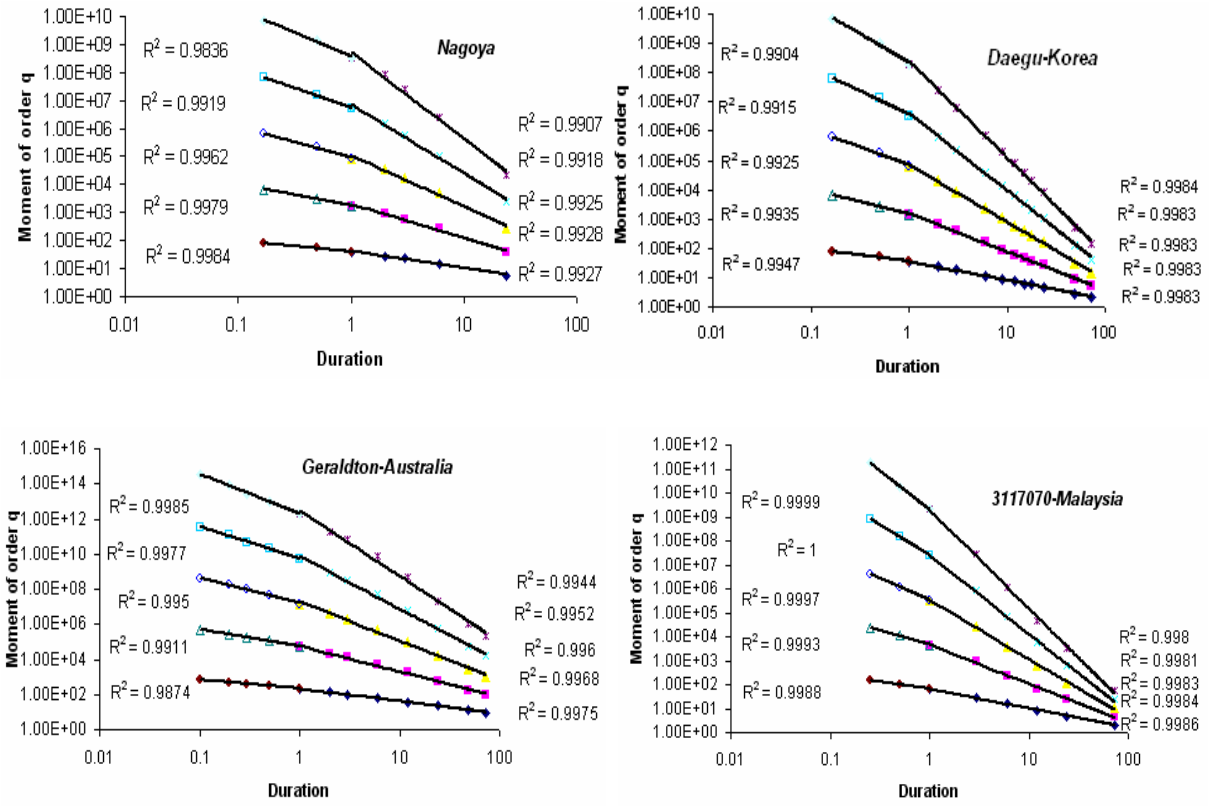


Figure 1 Log-Log plots of the moment order q versus durations.

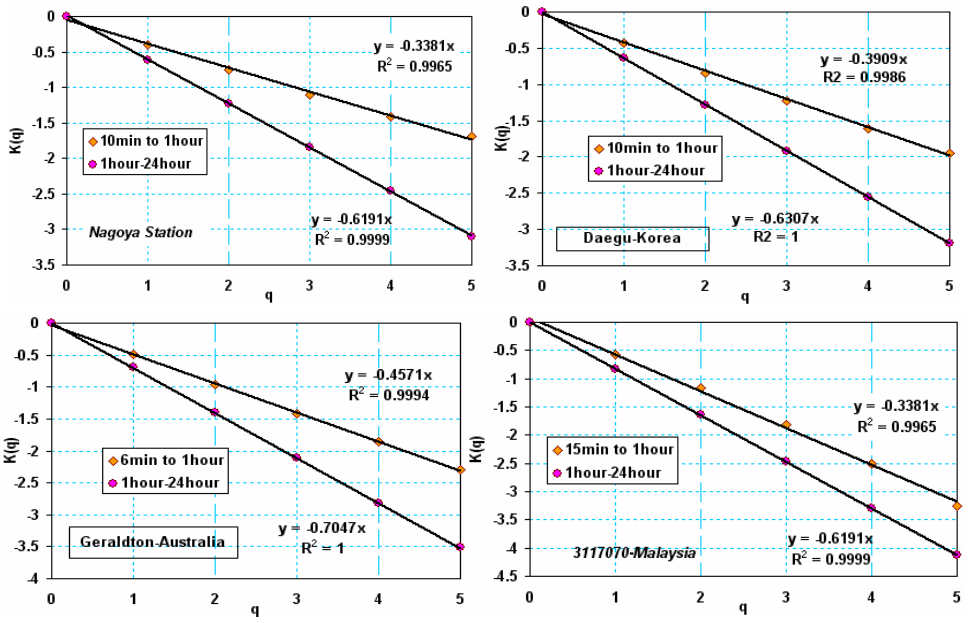


Figure 2 Relationship between $K(q)$ and order of moment q .

Table 2 The scaling exponent factors for 4 gauged sites.

Name of the station	*10min to 1 hour*		*1hour to 1day*	
	H_d	R^2	H_d	R^2
Nagoya-Japan	-0.338	0.996	-0.619	0.999
Daegu-Korea	-0.390	0.998	-0.630	1
Geraldton A.-Australia	-0.457	0.999	-0.705	1
31170070-Malaysia	-0.3338	0.999	-0.619	0.999

This important property enables the derivation of the moments of the AE for a short durations from the AE for other longer durations for which AE are available. Such a derivation is feasible using a suitable scaling regime and its scaling exponents. In conclusion, analysis of the relationships between the moments and the durations showed that these relationships can be described by power-form functions, indicating the scaling behavior of these moments with durations. Furthermore, the scaling properties of the rainfall in time series are simple scaling and composed of two different regimes for two distinct intervals: from 10-min to 1-hour and from 1-hour to 1-day durations.

Estimation of annual extremes rainfall

Graphical evaluation

The simple scaling properties of the moments of annual extreme (AE) rainfall intensity to durations found in the previous section enables the application of the estimation methods developed in section 3. These methods were employed to estimate AE 1-hour rainfall from AE 24-hour rainfall and AE 10-min rainfalls from AE 1-hour rainfalls. The estimates were compared to the observation values by graphical and numerical means. The graphical comparisons were based on: (i) the quantiles plots in which the ordinate is annual extreme (AE) rainfall estimation and

observation AE rainfalls, and the abscissa is the empirical probability; (ii) as well as on the quantiles-quantiles (Q-Q) plots in which the ordinate is the AE rainfalls estimated by scaling method and the abscissa is the corresponding observed AE rainfalls.

Figure 3 illustrates the scaled annual extreme and observed annual extreme rainfall versus probability for the sites. Figure 3 indicates that the scaled annual maximum estimates are similar to the observed. This result was typical for all stations analyzed in this paper. The scaling procedure does well to predict the observed series. Figure 4 illustrates the plots of the scaled (estimated extreme rainfall) versus observed rainfall performed for short-duration (e.g. 6 min, 15 min and 10-min) at the sites.

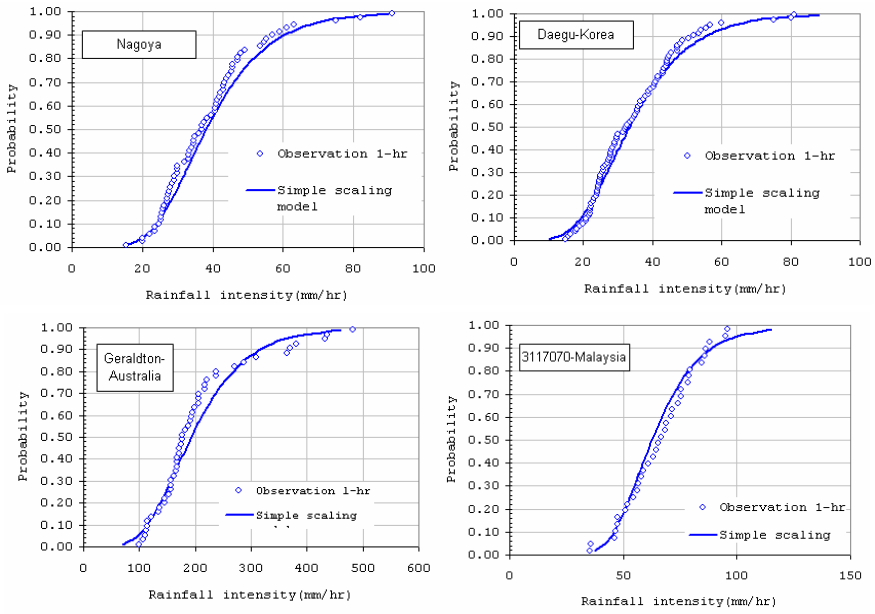


Figure 3 Scaling estimates compared to observation.
Circle dot are observation hourly rainfall, the lines are scaling method.

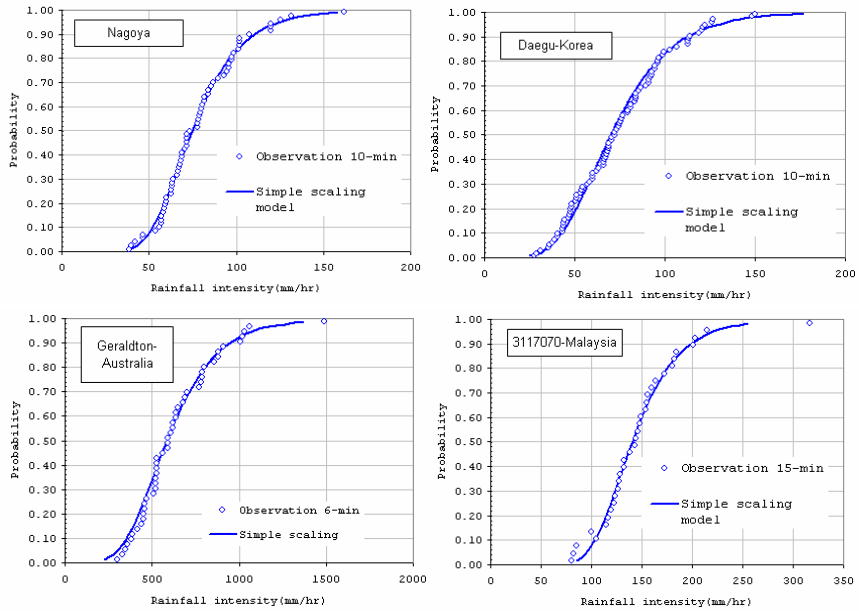


Figure 4 Scaling estimates compared to observation.
Circle dot are observation sub-hourly rainfall, the lines are scaling method.

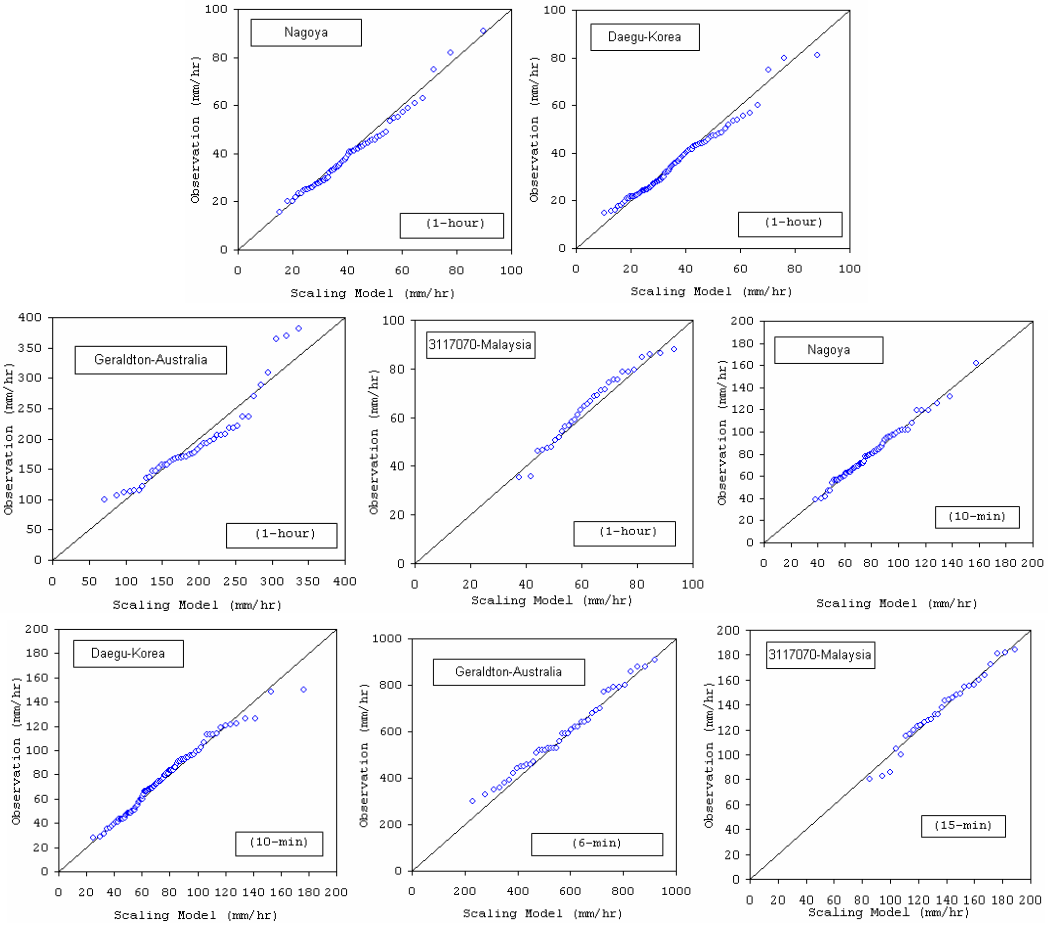


Figure 5 Quantile-Quantile plots of annual extreme rainfalls for hourly and sub-hourly duration

The model performance variables (RMSE) and the best distribution which most accurately fits the observed data were performed for all sites and storm durations. From the figure above, it can see that the scaling methods provided estimates that appear to be close to the observations. The quantiles plots for these stations show good fit between estimated AE rainfalls and the observed ones. The Q-Q plots also show that the estimated values are very close to the observations (see Figure 5). Similar results were found for the remaining stations. The scaling method uses only 3 parameters, therefore, produced more accurate estimates.

Numerical evaluation

The evaluation statistics, RMSE and MAPE, were computed for AE rainfall estimated by scaling methods. For illustration, the values of the RMSE and MAPE for four stations shown in Table 4. It can be clearly seen from Table 4 that scaling methods more accurate estimated and the values of RMSE and MAPE for scaling method for all stations are small.

In summary, scaling method employ the simple scaling properties of moment with duration for AE rainfalls for other durations. The simple scaling model provides a straightforward and quick estimation using scaling factor. Consequently, scaling method produces more accurate extremes rainfall estimates than conventional methods.

Estimation of IDF Rainfall

The graphical results of IDF estimates are shown in Figure 5 for the Nagoya (Japan) station. It can be seen that the scaled estimates are relatively close to observed estimates for short duration storms. Similar observations can be made for other stations used in this study.

The RMSE and MAPE computed for scaling method.

Stations	10-min		1-hour	
	RMSE(mm/hr)	*MAPE (%)*	*RMSE(mm/hr)*	*MAPE (%)*
Nagoya	2.226	2.822	2.413	3.061
Okazaki	3.687	4.962	3.277	4.411
Ohkusa	7.657	7.969	2.312	2.407
Toyohashi	4.175	4.688	2.606	2.926
Taguchi	3.930	4.947	2.916	3.672

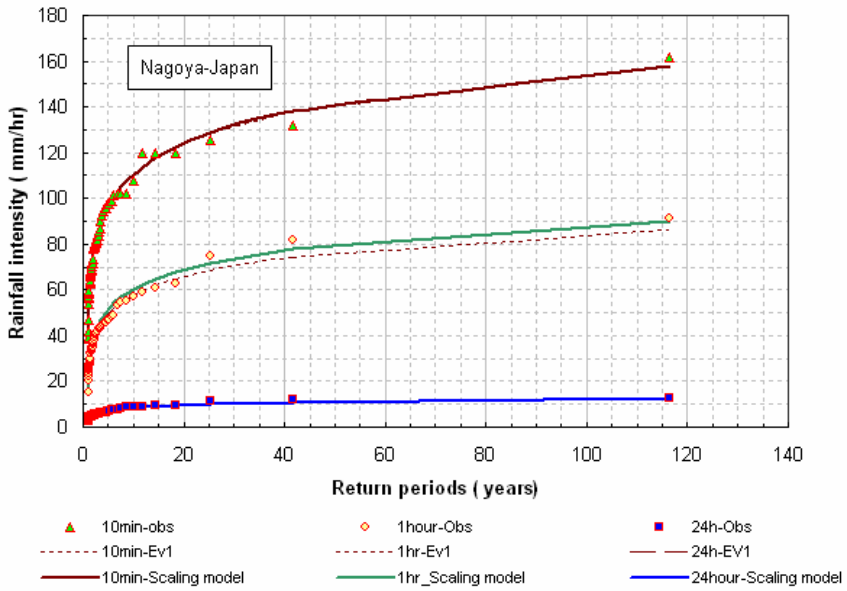


Figure 6 The IDF relationship comparisons between scaling method and conventional methods.

5. Conclusions

The results of this study show that rainfall follows a simple scaling process with two different scaling regimes: 6 minute to 1 hour and 1 hour to 24 hour. Results found from scaling estimates are very similar to observed data for short duration and low return periods.

Based on the scale invariance of rainfall properties shown a simple scaling behavior within two regimes: from 10-min to 1-hour and 1-hour to 1-day, the statistical properties of the annual extreme rainfalls for a given duration can be inferred from those for other durations. These importance findings enable the development of the methods for estimating annual extreme rainfalls for these stations based on the statistical moment of the selected rainfall series. The benefit of using the principles of scaling is that it reduces the amount of parameters required to compute the quantiles. If data is missing from a station, then the first order moment of the duration in question is the only parameter required to compute the quantiles.

The graphical and numerical comparisons of the performance of the scaling methods have indicated that the scaling method could provide more accurate extreme rainfall estimates than those given by scaling model. The IDF curves for annual extreme rainfall for the 4 stations in Asian Pacific region were constructed using the scaling approach and the traditional method. The IDF curves constructed by both methods were similar in both the shape and the magnitude. However, the IDF curves developed by the scaling approach relate the statistical properties of the annual extreme rainfalls for different durations using the scaling

relationships. This feature of the proposed scaling procedure enables to derive IDF curves for rainfall durations that have not been observed or measured. The traditional method can not be used for the cases without data.

Results of this study are of significant practical importance because statistical rainfall inferences can be made from a higher aggregation model (ie. observed daily data) to a finer resolution model (ie. less than one hour that might not have been observed). This is important since daily data are more widely available from standard rain gauge measurements, but data for short durations are often not available for the required site. Further studies should be carried out to study the relationship between extreme rainfall characteristics with other climate variables (e.g., temperature, humidity, wind) in order to develop extreme rainfall models that could be used for evaluating the impact of climate change and variability on the magnitude and frequency of occurrence of extreme precipitation events.

References

Baghirathan, V. R., and Shaw, E. M. (1978): Rainfall depth-duration-frequency studies for Sri Lanka, *Journal of Hydrology*, 37, 223–239.

Bell, F. C. (1969): Generalized rainfall duration frequency relationships, *Journal of the Hydraulics Division*, 95(1), 311–327.

Bernard, M. M. (1932): Formulas for rainfall intensities of long durations, *Transactions ASCE*, 96, 592–624.

Burlando, P. and Rosso, R. (1996): Scaling and multiscaling models of depth duration frequency curves for storm precipitation, *Journal of Hydrology*, 187, 45-65.

Chen, C. L. (1983): Rainfall intensity duration frequency formulas, *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(12), 1603–1621.

Garcia-Bartual, R., and M. Schneider (2001): Estimating maximum expected short-duration rainfall intensities from extreme convective rainfalls, *Phys. Chem. Earth B*, 26, 675– 681.

Gumbel, E. J. (1958): *Statistics of Extremes*, Columbia University Press, 375 pp.

Gupta, V. K. and Waymire, E. (1990): Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions, *Journal of Geophysical Research*, 95(D3): 1999-2009.

Kuzuha, Y., Komatsu, Y., Tomosugi, K., Kishii, T. (2005): Regional Flood Frequency Analysis, Scaling and PUB, *Journal Japan Soc. Hydrol. and Water Resources* Vol.18, No.4, 441-458 (in Japanese).

Menabde, M., Seed, A. and Pegram, G. (1999): A simple scaling model for extreme rainfall. *Water Resources Research*, Vol. 35, No.1, pp. 335-339.

Nguyen, V. T. V, Nguyen, T.-D. and Ashkar, F. (2002): Regional frequency analysis of extreme rainfalls, *Water Sci. Technol.* 45(2), pp. 75–81.

Nhat, L. M., Tachikawa, Y. and Takara, K. (2006): Establishment of Intensity Duration Frequency curves for precipitation in the monsoon area of Vietnam, *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst.*, Kyoto Univ., No. 49B.

Nhat, L. M., Tachikawa, Y., Sayama, T., and Takaka, K. (2007): A simple scaling characteristic of rainfall in time and space to derive intensity duration frequency relationships, *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE, Vol. 51, pp. 73-78.

Takara, K. (2005): Report on data availability and IDF procedures: Situation in Japan. *IHP-VI technical Document in Hydrology* No 5. Annex Japan country report.

アジア太平洋域における地上観測雨量のスケーリング特性を用いたIDF曲線の推定

Le MINH NHAT*・立川康人*・佐山敬洋・宝　馨

＊京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

要　旨

都市域における雨水排水システムにおいては，短時間の降水に関する情報が最も重要である。通常，利用することができる降雨データの時間分解能は，治水計画で必要となる時間分解能よりも粗いことが多い。そこで本研究では，時間分解能以下の極値降水量を，それよりも時間分解能が粗い降雨データから推定することを目的とする。提案する手法は，異なる時間間隔の極値降水量の統計的特性は，あるスケール比率で関係付けられるというスケール不変性を基本としている。この手法を，気候条件の異なるアジア太平洋域での極値降水量の推定に応用した。その結果，これらの地域において，本手法は計画降雨を評価する上で実用的な方法であることが示された。

キーワード：降雨IDF関係，スケール不変性，降水極値，計画降雨

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Assessment Framework for Vulnerability and Exposure Based on Landslide Hazard Mapping

Tingyeh WU* and Kaoru TAKARA

* Dept. of Urban and Environment Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper describes the relationships between exposure, hazard mapping, and vulnerability analysis, and represents the initial hazard mapping results of the exposure analysis. Based on different scales, vulnerability can be divided into five layers. Several connections of these five layers, the levels of vulnerability are defined, as vulnerability of the individual, village, country, and central government. Landslide susceptibility is calculated to evaluate exposure based on hazard mapping methods, including logistic regression and discriminant analysis. Finally, the results made from the discriminant analysis are considered acceptable upon comparing these with the aerial photographs.

Keywords: logistic regression, discriminant analysis, hazard mapping, vulnerability, exposure

1. Introduction

The importance of vulnerability is now a major concern in disaster mitigation. It has been found that factors that lead to disasters, not only include destructive natural hazards, but also vulnerability factors, such as environmental and social aspects, and human activities. The definition made by United Nations in the International Strategy for Disaster Reduction (ISDR, 2004) is representative, which is that vulnerability is a set of conditions and processes resulting from physical, social, economical, and environmental factors that increase the susceptibility of a community to the impact of hazards. Several extended models cited this definition. Wisner et al. (1994) mentioned that vulnerability is generated for economic, social and political processes. Turner II et al. (2003) evaluated vulnerability from exposure, sensitivity, and resilience. Bohle (2001) divided vulnerability into internal and external parts, the internal part being the ability to cope with the hazard; the external part being the exposure to risk and shocks.

Some of the definitions and methodologies proposed an ambiguous concept that vulnerability is limited to one time scale and one element or community. However, it is apparent that vulnerability changes with the time or with

different levels, although there are few studies that mention this. Consequently, the first part of this study clarifies framework of vulnerability and indicates the relationship of its parts.

On the other hand, it is now common to express the probable danger level of natural hazards via the hazard map. The hazard map shows the associated danger level of a given area has been widely applied for preventing disasters, which shows the associated danger level of a given area. It is also a good tool for inhabitants to distinguish and understand how and what kind of natural hazards threaten them.

Some precise methods for hazard mapping have been proposed by some authors, such as Chang (2007), Chen and Wang (2007), who tried to predict the landslide probability by artificial neural networks. Wang and Liu (2000) used fuzzy model to identify the danger grade of debris flow according to form factor of watershed, valley slope, and geology. On the other hand, the statistical methods were also used, such as discriminant analysis and logistic regression.

A singular isolated factor was considered significant to landslides in the majority of these previous studies. However, it has been shown that landslides are triggered by the interaction of the factors with each other (DPRI, 2003). We use the logistic regression method for prediction to represent these interacting factors. We also use discriminant analysis for comparison.

Generally speaking, we present landslide susceptibility as opposed to landslide probability. Landslides are triggered by many factors including human activities and environmental factors, such that it is difficult to assign a certain probability on the basis of occurrence. Therefore, we propose to evaluate landslide susceptibility (i.e.: relative probability between grid cells as opposed to absolute occurrence-based probability).

2. The Concept and Framework of Vulnerability

Based on the definition referred to in many studies (see Sec. 1), the risk for natural hazards is the interaction of hazard and vulnerability, which can be described as the probability of the harmful event, including the loss of the life, persons injured, property damaged, and economic activity disrupted. The harmful event in this case is limited to sediment disasters in the consideration of risk of the natural hazard. Therefore, hazard pertains to one sediment event, and was used in a limited sense; a hazard is defined as the range and frequency of the historical event.

On the other hand, we accept the definition of vulnerability made by ISDR (2004), although we consider that it should be explained further. Based on Birkmann (2007), vulnerability can be explained as several layers at different scales (Fig. 1).

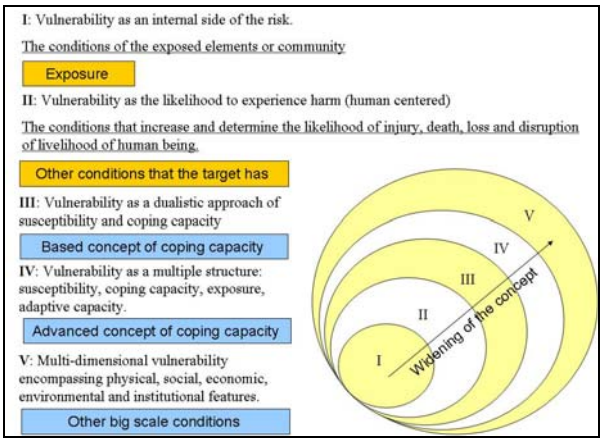


Fig.1 The concept of vulnerability (modified from Birkmann, 2007)

The first layer is the core level, which indicates conditions of the exposed element or community. The second layer includes the conditions that

increase or decrease the probability of the harmful event. We define this as the other condition that the vulnerability level can lead to loss. Factors generated from layers 1 and 2 are connected to the vulnerability level of community or groups, which suffer by natural hazards directly. The risk assessment in this study also considers the assessment of the village vulnerability level.

The layer 3 is the dualistic approach of susceptibility and coping capacity. The latter includes the basic infrastructure and equipment that are able to support or be located in the community. In the layer 4, the vulnerability includes the multiple factors, such as susceptibility, coping capacity, exposure, and adaptive capacity. We define it as the advanced concept of coping capacity which includes the engineering and non-engineering strategies. Because the local government tends to supervise the mitigation activities and the rescue operations, we generalize the vulnerability level for the local government as layer 4. The layer 5 contains all large scale factors in the vulnerability, including political, environmental, ecological, and institutional factors. Generally, the central government leads the mitigation program and landuse program. Therefore, this is viewed as the vulnerability of the central government.

The main concern in our framework is limited to the community or village. Any mitigation program conceived by the central government must decrease the loss in these areas. This is shown in Fig. 2, containing the vulnerability for the small areas. Within the village or community, some of the factors contributing to vulnerability are identified.

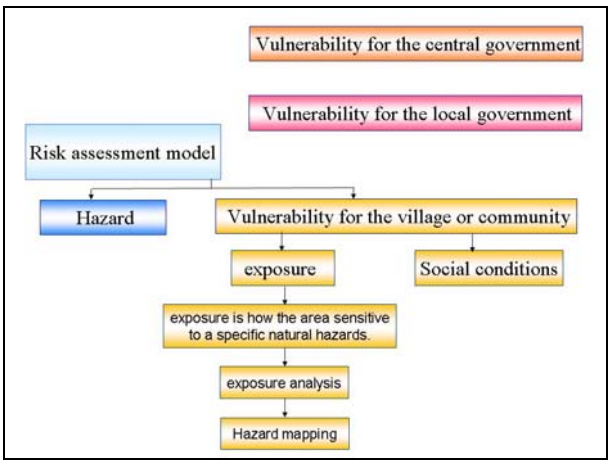


Fig.2 The framework of the vulnerability

A hazard is a potential for physical events, phenomena, or human activities, which may cause the loss and can be shown by location, intensity, and probability (ISDR, 2004). Historical data can be used to represent the probability and magnitude of a hazard. Alternatively, hazard maps can be generated based on risk assessment models to traditionally show estimates of the same probability and magnitude. However, risk is the function of vulnerability and hazard. We see in Fig. 2 that exposure, which is how sensitive an area is to a natural hazard, is a factor in vulnerability. Therefore, similar to the probability that we associate to a natural hazard, exposure can be quantified as a probability. We can thus evaluate this probability of exposure via methods normally performed for hazard mapping.

3. Description of the study area

Fig.3 shows the location of Chenyoulanxi basin, which is located in the middle of Taiwan and is one sub-basin of the country's widest basin, Dousuixi catchment. This catchment has the highest sediment concentration in Taiwan. Naturally, the most common disasters in this area are of this type. The area of the Chenyoulanxi basin is 441 km^2, the

Chenyoulanxi River flows from south to north and drains into the main Dousuixi streams. Geologic features include a fault passing through the basin, which divides the area into the right and left banks and the different geologic components of the two sides. Naturally, there are many accumulated fans distributed beside the banks, due to the steep slope that easily erode. It is also one of the main reasons that the landslide occur frequently.

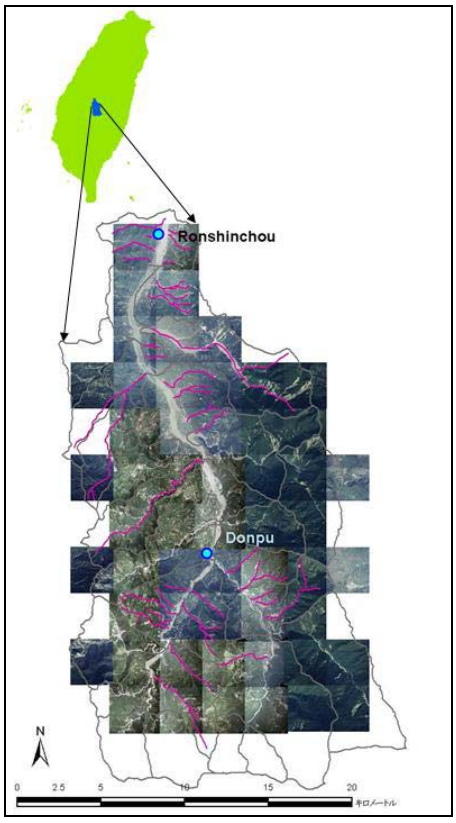


Fig.3 The Chenyoulanxi basin

Seven catastrophic typhoons passed and brought heavy rainfall, each of them causing serious debris flows and landslide events from 1996 to 2005, according to the reports published by the Bureau of Water and Soil Concentration of Taiwan. This agency designated 34 torrents in this area that are potentially dangerous. The maximum rainfall intensity during this period reached 237 mm per hour, and the maximum year total precipitation in this watershed was 2909 mm in 2004. Due to the combined geologic and hydrologic conditions, the Chenyouranxi catchment is therefore considered the most disaster-prone area in Taiwan.

4. Methodology of the hazard mapping

Landslides are triggered by many factors. Occasionally, these occur due to some unique factor or group of factors that interact, including environmental factors and human activities. Most of the factors however have common components, such as slope and geologic features. In order to incorporate the factors responsible for landslides, the first step is to convert the factors under the same unit.

For instance, we define landslide odds as the ratio of area in which landslide occurred to that in which no landslide occurred. This ratio can be quantified in terms of corresponding DEM grid cells. We divide one triggering factor into several categories, and calculate the landslide odds for each category. The logistic regression is mainly applied to the landslide data identified in 2004, after the serious typhoon event that occurred in the beginning of July.

Five factors are chosen in the study, which are geology, aspect (whether on the east or west face of a slope), slope, and the distance from the river and the fault. Only 20% of the grid cells of the area are in the analysis to increase the accuracy of the statistical analysis result.

4.1 Logistic regression

Logistic regression has been widely used in prediction for numerous applications in recent years, especially in predicting natural hazards. This is due to the ability of logistic regression to describe the relationship between independent and

dependent variables. The binary logistic model is a simple model that explains how landslides are affected by many factors. The relationship among the factors is shown in the correlation coefficient. The model of the logistic regression is shown as equation (1) and (2) (Chen, 1999):

$$p = \frac{e^{f(x)}}{1+e^{f(x)}} \quad (1)$$

$$\ln\frac{p}{1-p} = f(x) = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \cdots + \beta_k X_k \quad (2)$$

Where:

P = the probability of a certain event happens,

X = independent variables

P is a probability between 1 and 0. When the P is between 0 and 0.5, the grid cell is judged that the landslide does not occur, and on the other hand, when the P is between 0.5 and 1, the grid cell is judged that the landslide will occur.

4.2 Discriminant analysis

Discriminant analysis is a kind of dependence method to distribute the independent variables that belong to a category. This is performed on the categories made as dependent variable previously, such as the probability that a landslide occurs in a cell.

Discriminant analysis is a way used in many applications to describe how dependent variables give an influence to the independent variable. The main method of discriminant analysis is to find the discriminant score and to decide to which category the object value should belong. Fisher's method is used in the identification.

In this case, we assume there are two data sets, X_1 and X_2. Fisher's method finds the maximum of factor $S(a)$ (eq3),

$$S(a) = \frac{\overline{Y_1} - \overline{Y_2}}{S_Y} \quad (3)$$

Where:

$\overline{Y_1} - \overline{Y_2}$ = the variance between the data set 1 and 2,

S_Y = the variance between the averages of set 1 and 2,

according to the max S(a), $\overline{X_1}$, $\overline{X_2}$, and the regression function (eq4),

$$l(X) = \alpha^t X \quad (4)$$

we could differentiate is a value X_0 to a category (Lin, 2007).

5. Results and discussion

Results from logistic regression and discriminant analysis are shown as the Tables 1 and 2 based on the statistics program SPSS. We used trial and error to find out what combination of the interaction has the biggest effect to the landslide susceptibility in the result of logistic regression. Table 1 shows the coefficients of the interacting factors. The factor of aspect and slope is the most dominant, indicating that this is the factor that has the most influence to landslide exposure. However, if we do not consider the interaction of factors, it is the distance from the fault that is the biggest influence. This finding matches with the result of discriminant analysis. We also found that the interpretation ability of the model to the landslide happen or not is almost same whether the interaction factor is considered or not. On the other hand, it should be noted that the coefficient of logistic regression is negative for slope and aspect. The negative coefficient means that this interaction of these factors is influential to landslide and decrease in this coefficient indicates decreased landslide probability.

On the other hand, Fisher's linear discriminant functions were used to judge the result obtained

from discriminant analysis (Table 2). The largest landslide num value indicates that distance from the fault is the most influential factor.

Table 1 The result of logistic regression

	B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)
aspect_od	16.239	4.505	12.994	1	.000	11285123.6
fault_od	96.931	2.974	1062.411	1	.000	1.250E+042
geo_od	24.412	.151	26169.539	1	.000	4.00E+010
river_od	25.273	.448	3176.836	1	.000	9.46E+010
slope_od	29.970	4.219	50.459	1	.000	1.04E+013
aspect_od by slope_od	-219.230	116.498	3.541	1	.060	.000
Constant	-8.146	.196	1729.434	1	.000	.000

Table 2 The result of discriminant analysis

	landslide num	
	.00	1.00
aspect_od	3994.001	4000.278
fault_od	30849.440	30939.598
geo_od	221.572	247.454
river_od	1145.445	1173.153
slope_od	400.960	419.163
(Constant)	-653.509	-659.687

Fisher's linear discriminant functions

The probability of landslide over the whole area was calculated based on the coefficients (from logistic regression and discriminant analysis) and landslide odds. One landslide exposure map based on logistic regression is shown in Fig. 4. The resulting range of the Chenyoulenxi catchment was obtained from this map and is shown in Fig 5. Similarly, a landslide exposure map was generated from discriminant analysis shown in Fig. 6, leading to the Chenyoulaenxi range in Fig. 7.

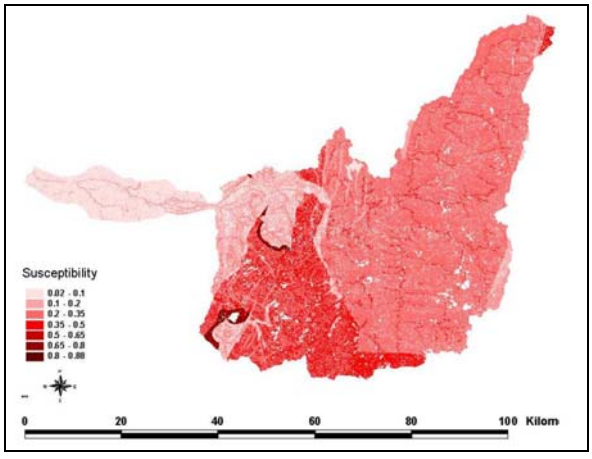


Fig.4 The result from logistic regression analysis

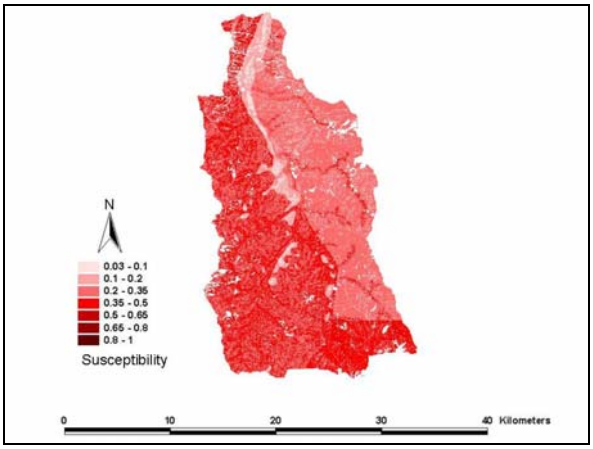


Fig.5 The result from logistic regression analysis

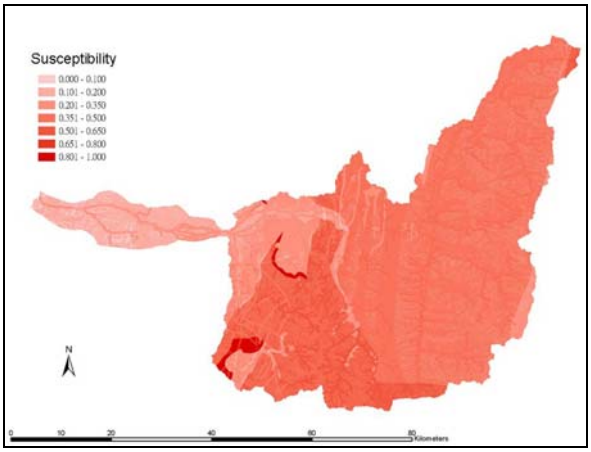


Fig.6 The result from discrimination analysis

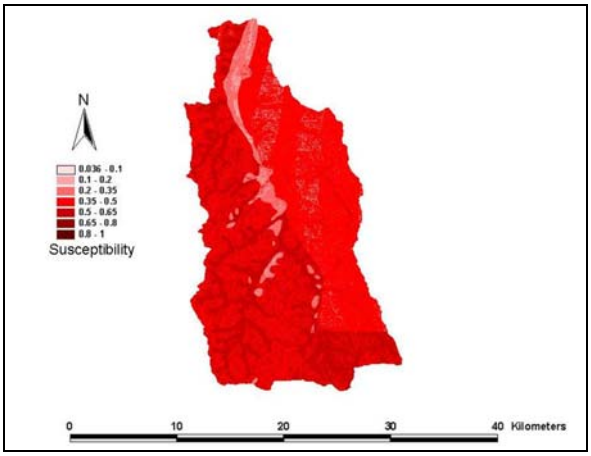


Fig.7 The result from discrimination analysis

Figs. 5 and 7 were compared with the aerial photographs of the real cases of landslides. Most of the landslides occurred along the streams,

especially north part of the Chenyoulenxi catchment. Apparently, the result made by discriminant analysis is more precise than the one made by logistic regression. We therefore accept the result made from the former map. It is clearly shown in Fig. 7 that the catchment is divided into two areas, due to geology. The high exposure is mainly concentrated at the torrent area, which matches with the assessment made by Soil and Water Conservation Bureau.

From the same figure, we see that there are fewer areas with higher exposure; it is difficult to identify these areas from the map. In other words, some of the actual features remain unidentifiable. We need to choose other factors to have a higher resolution output that might be probable directions for the future study.

6. Conclusion

A framework of vulnerability was discussed, and a simple result of exposure assessment was referred to in the study, summarized as follows:

(1) Based on the basic theory definition by United Nations in the International Strategy for Disaster Reduction, and similar studies, vulnerability can be classified into 5 layers. Several connections of these five layers, corresponding to the levels of vulnerability were defined, such as vulnerability of the individual, village, country, and central government.

(2) Risk assessment mentioned is a prediction method limited in the small area, such as villages and communities in a catchment. Risk is the interaction of hazard and vulnerability.

(3) We considered exposure and social factors of the vulnerability for the small area. Exposure is how sensitive to the natural hazard an area is. We used hazard mapping method to evaluate exposure.

(4) To evaluate the landslide exposure, logistic regression and discriminant analysis were used. Results were compared to aerial photographs. We found that the result made from discriminant analysis is more precise than from logistic regression. The result also proved that the interaction factors do not have much influence to the landslide exposure.

Acknowledgements

The authors wish to thank to Soil and Water Conservation Bureau for topographic data and to Carlo Mondonedo for precious comments to improve this paper.

References

Birkmann, J., (2007), Measuring Vulnerability to Natural Hazards: Towards Disaster Resilient Societies, United Nations University.

Chang T. C., (2007), Risk degree of debris flow applying neural networks, Natural hazards, Vol. 42, pp:209-224.

Chen, Y. M., (1999), The methods of multivariate analysis and its applications, Wunan published. (in Chinese)

Chen, Z., Wang, J., (2007), Landslide hazard mapping using logistic regression model in Mackenzie Valley, Canada, Natural hazards, Vol. 42, pp:75-89.

DPRI, (2003), Ground hazard discourse, Sankaido published. (in Japanese)

Hong, Y., Adler, R., Huffman, G., (2007), Use of satellite remote sensing data in the mapping of global landslide susceptibility, Natural hazards, Vol. 43, pp:245-256.

International Strategy for Disaster Reduction (ISDR), (2004), Living with the risk—A global

review of disaster reduction initiatives, United Nations.

Lin, Z. Y., (2007), Multivariate analysis: SPSS operation and application, Best-wise published. (in Chinese)

Turner II, B. L., Kasperson, R. E., Matson, P. A., McCarthy, J. J., Corell, R. W., Christensen, L., Eckley, N., Kasperson, J. X., Luers, A., Martello, M. L., Polsky, C., Pulsipher, A., Schiller, A., (2003), A framework for vulnerability analysis in sustainability science, PNAS, Vol. 100, no. 14, pp: 8074-8079.

Wang, A. P., Liu, J. L., (2000), Fuzzy decision for the risky grade of debris flow, 11th hydraulic engineering conference, pp: K11-K16.

Wisner, B., Blaikie, P., Cannon, T., Davis, I., (1994), At risk, Routledge.

斜面災害地域ハザードマッピングに基づく脆弱性と曝災の評価

Tingyeh WU*・寶　馨

*京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

要　旨

本稿では自然災害におけるリスク，脆弱性，曝災，ハザートマップについて，概説している。この研究では住民，地域，地方自治体、国など階層ごとに脆弱性を評価した。また，地域のリスクアセスメントにより，ハザートマッピンクと曝災の関係を筆者らは確認した。さらに，曝災を評価するため、ハザードマッピンクでロジスティックと判別分析手法を用いて，流域の斜面崩壊の確率を評価した。最後に，空中写真でこれらの手法を検証することにより，危険度評価に適切なモデルを提案した。

キーワード：ロジスティック，判別分析，ハザートマップ，脆弱性，曝災

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Analysis of Vulnerability to Flood Hazard Based on Land Use and Population Distribution in the Huaihe River Basin, China

Nanshan ZHENG*, Kaoru TAKARA, Yasuto TACHIKAWA* and Osamu KOZAN**

*Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University
**Center for Southeast Asian Studies, Kyoto University

Synopsis

Information on spatial distribution of potential flood extent, land use and land cover as well as population is significant to analyze vulnerability to flood hazard. Taking the typical flood event of the year 2003 occurred in the Huaihe River basin, China, this paper analyses the spatial extent and temporal pattern of flood inundation with the application of time-series Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) composite data products with the spatial resolution of 250m. Meanwhile land use classification generated by multi-temporal MODIS NDVI 16-day composite data is presented. Based on the resultant MODIS-derived flood inundation mapping, a method to identify the people at risk vulnerable to flooding is proposed, and the distribution of population affected by flooding is derived. Finally the flood hazard vulnerability is analyzed by a spatial analysis method, which is helpful to assess flood hazard vulnerability in the further study.

Keywords: vulnerability, flood hazard, MODIS, NDVI, spatial analysis

1. Introduction

Floods are known as frequent and most devastating events worldwide. Asia continent is much affected by floods and the counties like China, India, and Bangladesh are extremely vulnerable (WWAP, 2006). The impacts of hazardous events are often exacerbated by the interactions with other hazards or by occurring in areas with a high density population and/or social vulnerability. Thus the need for a spatially oriented vulnerability assessment is highlighted. For example, Birkmann (2006) stressed the need for a paradigm shift from the quantification and analysis of the hazard to the identification, assessment and ranking of vulnerability. In this regard, vulnerability has emerged as the most critical research field in disaster studies. Although vulnerability is a multidimensional and multivariate concept associated with high uncertainty in measurement and classification, land use and population are the key components of exposure for flood hazard vulnerability analysis. Large scale flooding due to heavy rainfall and drainage congestion has been regularly experiencing in the floodplain area of the Huaihe River basin, China. The summer dominant rainfall and special topographic conditions make the region highly vulnerable to flooding. In this research, taking the Huaihe River basin as case study, the main objective is to study the vulnerability based on land use and land cover as well as demographic data.

Geo-referenced land use and land cover (LULC) data sets are primary inputs for environmental

modeling and monitoring, natural resource management, and policy development. A variety of LULC data sets are needed to support the growing and diverse demands of the global environmental change research community. Over the past decade, the science of large-area LULC mapping has made considerable strides as remotely sensed data and computing resources have improved and advanced classification techniques have emerged (DeFries and Belward, 2000).

Furthermore the identification of potential hazard is essential in describing biophysical vulnerability. Thus a typical historical flood event is taken to supply the prerequisite information. For detecting large flooded areas, satellite remote sensing provides powerful techniques. Many studies have been undertaken in these research fields with the application of a range of satellite data sources, such as Landsat, IKONOS, SPOT, NOAA-AVHRR and RADARSAT SAR data. However large-area mapping using for example Landsat data has been limited by the considerable costs of acquiring and processing the large data volumes that are required. For a severe flood occurring in a large area, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data products (Huete et al., 1999) offer a great opportunity to acquire the expected information.

In the paper, three primary research questions are addressed regarding MODIS data processing, flood information extraction and vulnerability analysis. Firstly it is to deal with time-series MODIS NDVI composite imagery for regional scale flood identification and land use mapping in the Huaihe River Basin, China. The second is to estimate the distribution of people at flood risk based on flood event analysis; and the last is to analyze the flood hazard vulnerability.

2. Descriptions of study area

The Huaihe River basin (HRB) is situated in eastern China, which is one of the seven major river basins in China (Fig. 1). Geographically, it locates between the latitude 31°N-36°N and longitude 112°E -121°E, covering an area of 270,000km^2. HRB is composed of two water systems, one is the Huaihe River to the south of the old Yellow River and the other is the Yishusi River to the north. The catchment area of the Huaihe River water system is 190,000 km^2, accounting for about 70% of the total area of the basin. The Huaihe River originates from the Tongbo Mountain, and flows into the Yangtze River with the length of approximately 1000 km. The elevation usually is from 100 m to 200 m across the hills in the western HRB, from 50 m to 100 m in the southern HRB and about 100 m in the northeastern HRB. The elevation ranges from 15 m to 50 m in the plain area in the north of the Huaihe River, and from 2 m to 10 m in the area in the lower reaches of the HRB (Fujiyoshi and Yihui, 2006).

Climatologically, it lies in the warm semi-humid monsoon region. Precipitation mainly occurs in the period from mid-May to mid-October. Because of anomalies of the Meiyu front during the rainy season, which is influenced by the South Asian monsoon and the unique topography, the basin has been known for its frequent disasters.

Moreover, this region is populous with the population density of 623 capita per km^2 in 2003, at the same the total population reached 168.0116 million, accounting for 13% of the nation's population. And there is 17% of the country's cultivated land (Anhui Statistical Yearbook, 2004). Therefore it is of great socio-economic importance.

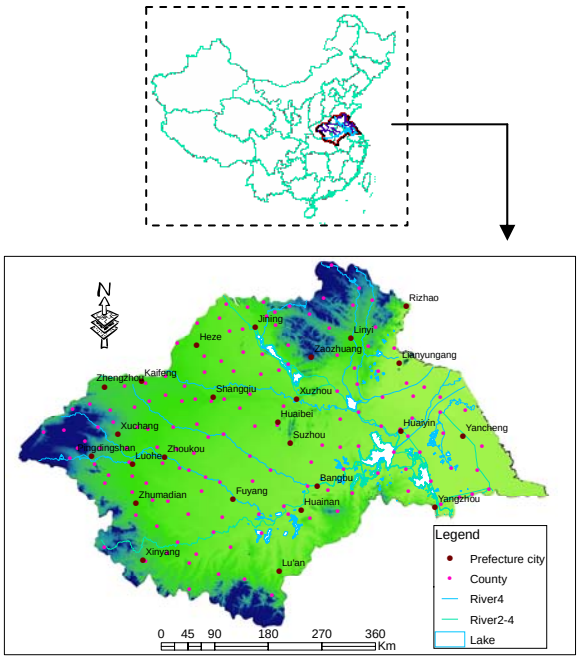


Fig. 1 The location of the Huaihe River basin (The upper figure shows its location in China.)

3. Methodology

3.1 MODIS image data

Among a suite of standard MODIS data products available to the users, the "MOD13Q1 V004" MODIS satellite products are utilized, which are the 16-day composite 250-m Vegetation index (VI) data downloaded from NASA's Earth Observing System (EOS) website (http:// modis.gsfc.nasa.gov/data). The MODIS VIs provide a consistent spatial and temporal coverage of vegetation conditions and complement each other for vegetation studies (Huete et al., 2002). The time series consist of 23 images, each of which has a file size of 500 megabytes and covers an area of 1200 km by 1200 km. Two tiles (h27v05, h28v05) of the MODIS data are required for the study area. The NDVI and EVI MODIS products were geometrically, atmospherically and bidirectional reflectance distribution fraction (BRDF) corrected, validated and quality assured through the EOS program (Huete et al. 2002). For each composite data, the VI data are extracted by tile, mosaiched, and reprojected from the Sinusoidal (SIN) to Albers Equal Area Conic projection according to a nearest neighbour resampling routine, and then inputed into a multilayer image stack with 250 m×250 m grid cell resolution. This results in a continuous sequence of NDVI temporal values for each pixel.

Because of lack of field observations, Google Earth images across the study area are used to supply ground truth points. Time-series VI data are sampled and analyzed from the sites of specific land use classifications in the study area.

3.2 Multi-temporal NDVI profiles

The VI profiles represent the temporal plant canopy responses to soil, plant and water regime combinations within the study area for each period. The multi-temporal VI profile of a specific land use and land cover type is applied to analyze and compare to each other in order to determine the classification. In additions, regional variations in each kind of land use type are also considered.

Thus, in this study the index such as NDVI, EVI and derived NDWI sampled dispersedly from composite imagery data have been shown in figure 2, where six kinds of land use and land cover have been considered according to the research requirement and biophysical conditions. Each general land use has unique multi-temporal NDVI and EVI profiles.

This study mainly relies on the NDVI profiles to detect the land use and land cover classification because both NDVI and EVI show the similar characteristic for each land use as demonstrated in Fig. 2.

3.3 Data pre-processing for NDVI time series

Many analysis methods have been developed to detect land use classification with the application of NDVI time-series data. After NASA launched the MODIS, researchers can get a variety of time-series data. However, these time-series data inevitably contain disturbances caused by cloud presence, atmospheric variability and snow. Noise degrades data and has bad effect on the analysis. A couple of automated methods for de-noising have been proposed to reconstruct high quality NDVI time-series data, such as the best index slope extraction (BISE) algorithm (Viovy et al., 1992; Kozan et al., 2004), the Savitzky-Golay filter approach (Savitzky et al., 1964), wavelet method and some other interpolation methods.

In this research, an adaptive Savitzky–Golay filter has been tested, which is one way of smoothing data and suppressing disturbances. The filtering equation is shown as below (William et al., 1992).

$$g_i = \sum_{n=-n_L}^{n_R} c_n f_{i+n} \qquad (1)$$

Here n_L is the number of points used "to the left" of a data point i, i.e., earlier than it, while n_R is the number used to the right, i.e., later. f_i is the time series. c_n is the filter coefficient. g_i is the result.

After sampling VI data from some positions, the quality analysis of multi-temporal MODIS composite imagery has been performed, and some noise in the data at the period of 33 and 353 has been found. With the application of the Savitzky–Golay filtering method, the filtered time profiles of NDVI, EVI and some other derived data are obtained from MOD13 16-day composite time-series data with 250-m spatial resolution. The smoothed results show that the method is effective,

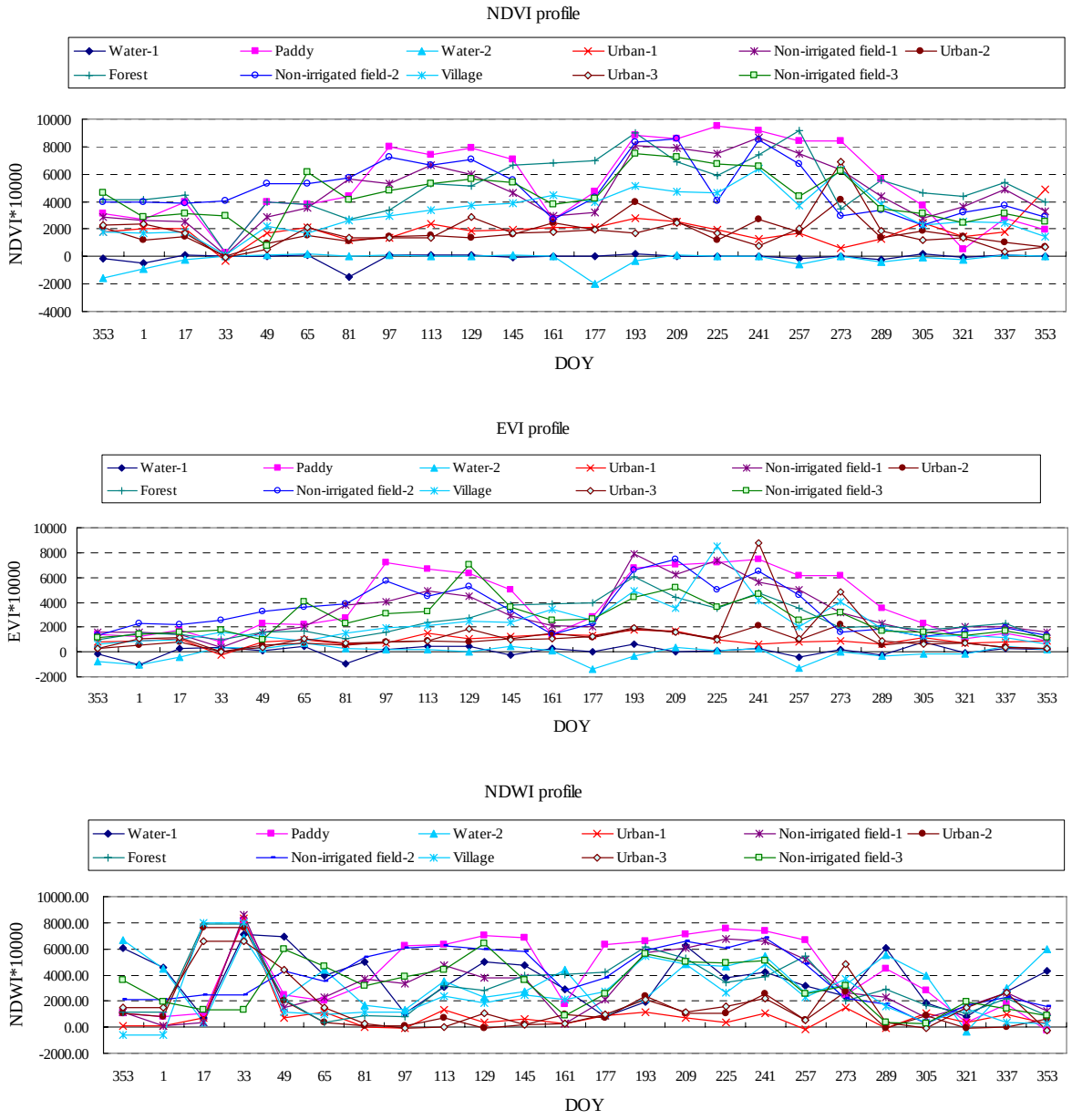


Fig. 2 Multi-temporal NDVI, EVI and NDWI profiles of the major land use types

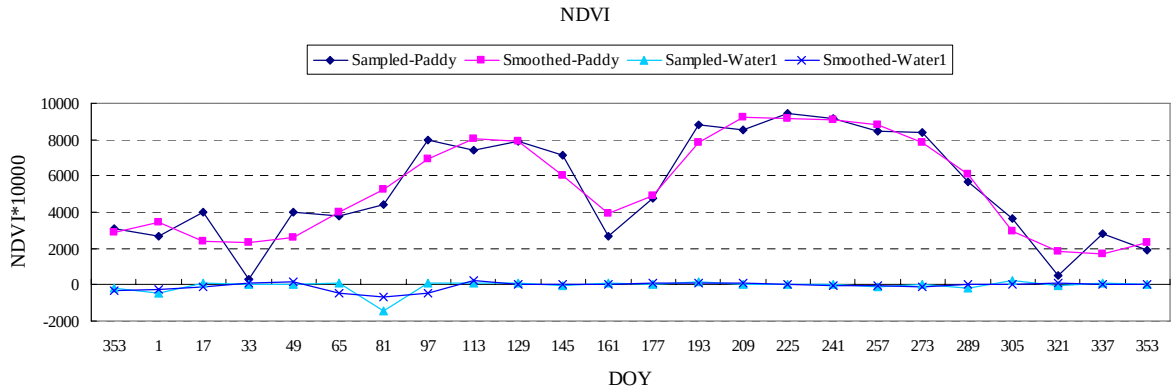


Fig. 3 The comparison of smoothed NDVI data and sampled NDVI data

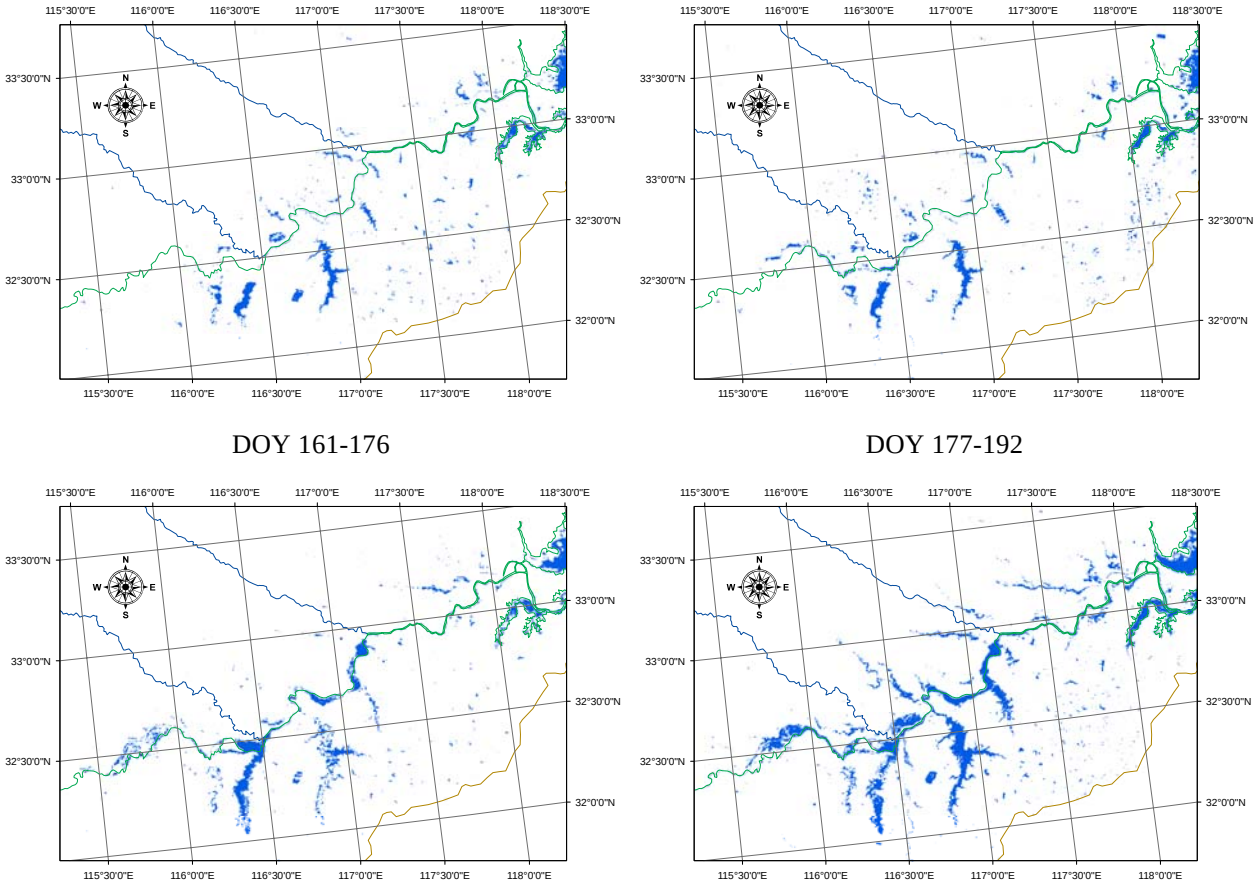
especially it can keep the peak value of NDVI in growing season (Fig. 3). It also is helpful to select reasonable threshold for classifying land use.

3.4 The identification of flooded area

Flooding is equivalent to an increase in water-covered area through time. As such, it can be detected as a change in the water covered area. To study the extent of flood inundation, the extraction of spatial information based on the multi-temporal images is conducted by the Decision Tree classifier, which is defined as a classification procedure that recursively partitions a data set into more uniform subdivisions based on tests defined at each node in the tree (Chandra and Clinton, 2005). It is obvious that the change of index value sampled from water area is very gentle and the value is the lowest compared with that sampled from other kind of land use (Fig. 2). Therefore to extract the water area, the key is to determine the dynamic threshold. Because it is hard to distinguish between water areas and urban, the background data of lake and reservoirs have been taken as auxiliary data. According to multi-temporal data analysis, the water distribution in the Huaihe River basin is identified in terms of the flood event in the year 2003. The flood occurred from the end of June to the beginning of August, around that time the temporal change of water information is demonstrated, where the blue color area stands for water area (Fig. 4). With the application of spatial analysis, the water covered area is synthesized. After the elimination of background water body, the flooded area marked by red color is mapped (Fig. 5). The total area affected is 2575.75 km^2, which mainly spreads around flood detention areas.

3.5 Land use classification

Due to the occurrence of great land use and land cover change in developing country, the MODIS composite data are adopted to classify land use, which have higher spatial resolution than AVHRR.



DOY 161-176　　DOY 177-192

DOY 193-208　　DOY 209-224

Fig. 4　The temporal change of flood inundation area

To implement the extraction of land use and land cover in larger area is challenging, as many factors could have effects on the dynamics of VI data. However each general land use has clear multi-temporal NDVI and EVI profiles, the Decision Tree method is still applied to classify the land use. Firstly with the application of quality control flags for cloud, some masks for cloud cover have been generated to eliminate the area affected by cloud. Then based on the features of land use, the dynamic thresholds to determine the land use classification are specified elaborately. The distribution of different land use is shown in figure 6.

3.6 The distribution of population at flood risk

The population distribution is the key factor to make mitigation plan as well as hazard analysis. To obtain the potential people at flood risk, the census (2002) is applied. In GIS platform, the affected population distribution is mapped (Fig. 7). Accordingly the populations at flood risk in the whole basin can be estimated, the result is vital to analyze the vulnerability to flood hazard.

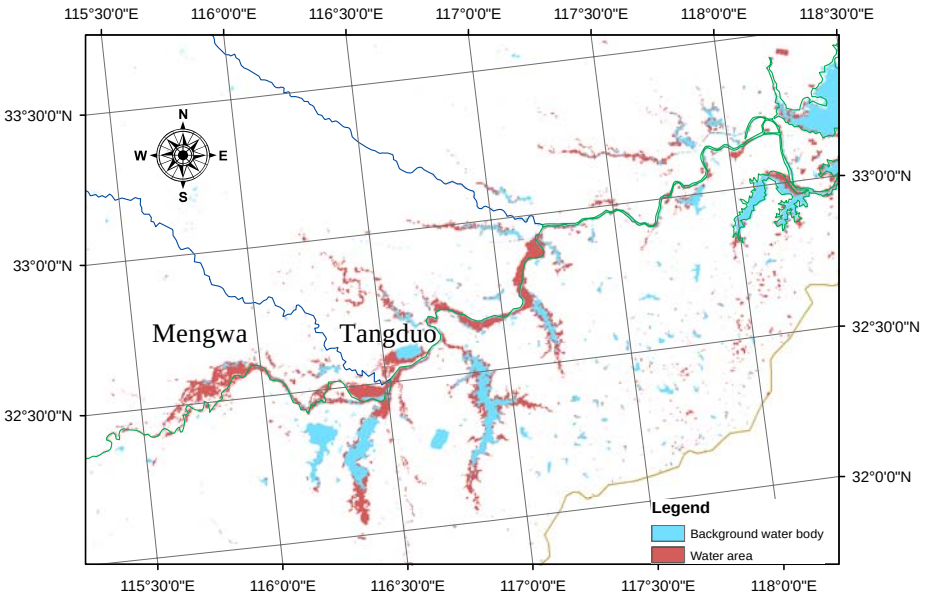


Fig. 5 The identification of flood distribution along the Huaihe River

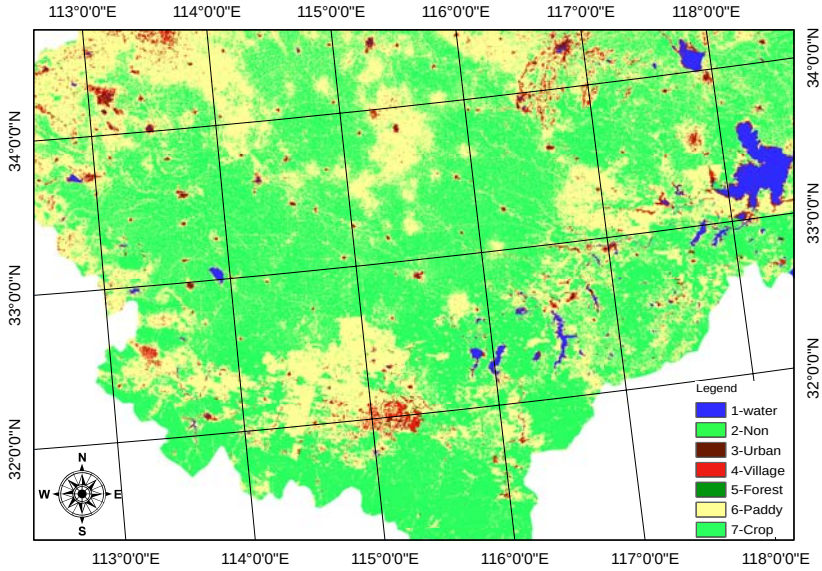


Fig. 6 The extraction of land use and land cover in the year 2003

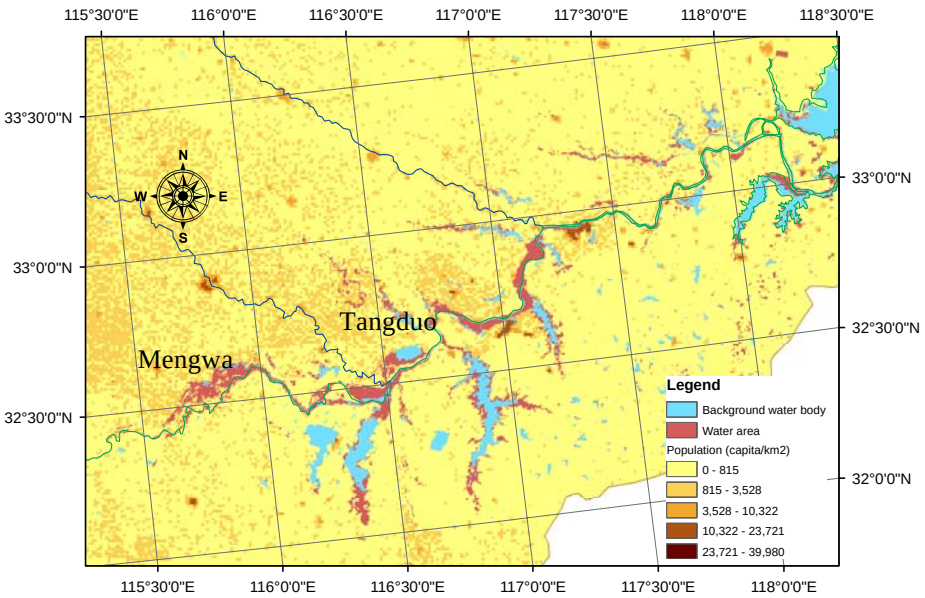


Fig. 7 The location of population affected by flood

4. Vulnerability Analysis

The conceptual ‘‘hazards-of-place’’ model of vulnerability was presented by Cutter (1996), which combines biophysical and social determinants. The social and biophysical elements interpenetrate and shape the overall vulnerability of the place. Simply place vulnerability can be viewed as biophysical vulnerability and social vulnerability, in which biophysical vulnerability relies on hydro-geological characteristics. As a result, the biophysical vulnerability can be shown by the vulnerable area (Fig. 5). Moreover social vulnerability relies on the exposure, the susceptibility of social groups to the impacts of hazards as well as their resilience.

In a general sense, social vulnerability is determined by the presence of a human population at risk to a particular hazard. At present, in this research the key factors of exposure, such as land use and population are taken into consideration. Combining with demographic data, spatial distribution of people at risk to flood hazard is derived based on overlay analysis and buffer analysis (Fig. 7). The result indicates that the people at flood detention areas such as Mengwa, Lake Tangduo, etc. are much more vulnerable to flood. For example, at Mengwa community, there are 152,598 people estimated to have been affected and 377.9 km^2 land vulnerable to flooding (except water area) (Table 1). Because it locates at the floodplain and is populous, it is relative vulnerable to flood hazard. The analysis result shows the methodology is effective and applicable to identify the flood vulnerable area. Accordingly in the whole basin, the amount of farmland and population vulnerable to waterlogging can be estimated.

Table 1 The area of land vulnerable to flood

Land use	Crop	Paddy	Village
Area (km^2)	298.2	76.8	2.3
Land use	Forest	Urban	Water
Area (km^2)	0.3	0.3	14.2

5. Conclusions and Remarks

This study attempts to analyze the flood hazard vulnerability in the Huaihe River basin, China. The proposed methodology is applied to produce time-series inundation maps for the analysis of typical flood event in the year 2003. Meanwhile integrated with demographic data, spatial analysis of vulnerability to flood hazard at a regional scale is put forth. In this study, it pays more attention on the method to estimate the flooded area, which is applicable to large area flood with long duration. In addition it is important to assess the result quality.

However, the degree to which populations are vulnerable to flood hazard is not solely dependent upon proximity to the flood threat or the exposure determinants, social factors also play a significant role in vulnerability measurement. In the further

study the holistic vulnerability can be assessed in detail.

References

Birkmann, J. (2006): Measuring vulnerability to natural hazards: Towards disaster resilient societies, United Nations University.

Chandra, G. and Clinton, J. (2005): Land cover mapping of Greater Mesoamerica using MODIS data, Can. J. Remote Sensing, Vol. 31, No. 4, pp. 274–282.

Cutter, S.L. (1996): Societal Vulnerability to Environmental Hazards, International Social Science Journal 47 (4), pp. 525-536.

DeFries, R. S., and Belward, A. S. (2000): Global and regional land cover characterization from satellite data: An introduction to the special issue. International Journal of Remote Sensing, 21(6-7), pp. 1083-1092.

Fujiyoshi, Y. and Yihui, D. (2006): Final Report of GAME/HUBEX-GEWEX Asian Monsoon Experiment/ Huaihe River Basin Experiment, pp. 497-514.

Huete, A., Justice C., and Leeuwen, W. (1999): MODIS Vegetation Index (MOD 13): Algorithm Theoretical Basis Document (version 3), http:// modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod13.pdf, accessed 20 Oct. 2007.

Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E. P., Gao, X., & Ferreira, L. G. (2002): Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. Remote Sensing of Environment, 83, pp. 195-213.

Kozan, O., Tanaka, K., Ikebuchi, S. and Qian M. (2004): Landuse and cropping pattern classification using satellite derived vegetation indices in the Huaihe River basin, Proc. of the 2nd International Conference on Hydrology and Water Resources in Asia Pacific Region, Vol.2, pp.732-740.

Savitzky, A., and Golay, M. J. E. (1964): Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. Analytical Chemistry, 36, pp. 1627– 1639.

Statistic Bureau of Anhui Province. Anhui Statistical Yearbook (Section of 1995-2004), China Statistics Press.

Viovy, N., Arino, O., and Belward A. (1992): The best index slope extraction (BISE): A method for reducing noise in NDVI time-series, International Journal of Remote Sensing, 13 (8), pp. 1585-1590.

William H. Press, Saul A. Teukosky, William T. Vetterling, and Brian P. Flannery (1992): Numerical recipes in C, The Art of Scientific Computing, Second Edition, Cambridge University Press, pp. 650-655.

WWAP. (2006): UN World Water Development Report, World Water Assessment Programme-WWAP, Paris.

土地利用図と人口分布を基にした中国淮河流域における洪水災害に対する脆弱性に関する解析

鄭 南山*・宝　馨・立川康人*・甲山　治**

*京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻
**京都大学 東南アジア研究所

要　旨

潜在的な浸水域や土地利用・土地被覆，ならびに人口等の空間的な分布情報は，洪水被害に対する脆弱性の解析に重要な意味を持つ。本論文では，中国淮河流域で発生した代表的な洪水イベントである2003年の事例を対象として，MODIS画像から作成した空間解像度250mのNDVI時系列を用いて，洪水浸水域の空間的広がりおよび時間的パターンを解析した。一方，MODIS/NDVIの16日間合成画像から作成した土地利用分類が，利用可能である。MODISから作成した浸水域マップを元に，洪水が住民に与えるリスクを特定する手法を提案し，また洪水被害を受けた人口の分布を作成する。さらには空間的な解析手法を適用することで，洪水被害の脆弱性を解析する。今後の研究においても，洪水被害の脆弱性を評価するために本手法は有益である。

キーワード: 脆弱性，洪水被害，MODIS，NDVI，空間的解析

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

NRCS Curve Number based Hydrologic Regionalization of Nepalese River Basins for Flood Frequency Analysis

Binaya Kumar MISHRA*, Kaoru TAKARA and Yasuto TACHIKAWA*

*Graduate school of Urban and Environment Engineering, Kyoto University

Synopsis

Regional flood frequency analysis is considered effective method for estimating such extreme flood. This study deals hydrologic regionalization of Nepalese territory. Multivariate techniques such as cluster analysis are generally used to identify objectively hydrological regions. However, major difficulty is allocating suitable weight to different attributes in cluster analysis. The problem of allocating suitable weight to different attributes was replaced by employing NRCS runoff curve number (CN). On superimposition of monsoon rainfall pattern over regions proposed with CN values led to five hydrologic regions. L-moment based regional hydrologic homogeneity test led finalization of hydrological homogeneous regions.

Keywords: curve number; flood frequency; homogeneity test; L-moment

1. Introduction

Estimation of extreme flood for different return periods is required in design and planning of various water related structures. This extreme flood is popularly known as design flood. Design flood estimation methods can be broadly classified into two groups: streamflow-based methods and rainfall-based methods. This study is related to streamflow-based methods which base their analysis purely on stream-gauging data. The most common streamflow-based methods are the flood frequency analysis and regional flood frequency analysis. Flood frequency analysis is applicable to locations which possess long records of observed flood data. However, the gauged locations rarely coincide with the locations at which water-related structures are going to be constructed. In such situation, regional hydrological characteristics need to be used in estimation of design flood. Regional flood frequency analysis is such method which makes the use of regional hydrological characteristics for estimating design flood. Regional flood frequency analysis is an important method for estimating flood peaks within specified probabilities of exceedance at ungauged sites or enhancing estimation at gauged sites where historical records are short.

Among various methods (Cunnane, 1998) of regional flood frequency analysis, index flood method is the most popular. The index flood procedure includes three major steps: hydrologic homogeneous regionalization, selection of regional distribution function and estimation of index flood (scale factor). This study deals with the first step i.e. hydrologic homogeneous regionalization. Regionalization refers grouping of territory/basins having similar flood generating mechanisms. A more specific definition of a homogeneous region is that which consists sites having identical frequency distribution apart from a site-specific scale factor. Regionalization is required to affect the spatial transfer of hydrologic information.

There are no specific guidelines for identifying homogeneous regions. This is due to the complexity

in understanding precisely the factors that have effect on the generation of floods. Several attempts have been made by different authors to identify hydrological homogeneous regions in different parts of the world. Earlier research work used subjective consideration on the attributes like location, topography of the basin in forming hydrologic homogeneous regions. More recent works used multivariate technique such as cluster analysis to identify objectively hydrologic homogeneous regions. The cluster analysis is based either on physiographic characteristics or on flood data characteristics or on combination of both. Burn and Goel (2000) used three physiographic characteristics: catchment area, length of the main stream and slope of the main stream in central Indian River basins. Regionalization using basin characteristics such as catchment area, rainfall and soil type was suggested as an attractive approach of regionalization by Wiltshire (1985). Mosley (1981) used clustering of flood statistics: specific flood (peak discharge generated by unit drainage area) and coefficient of variance (C_v) for delimitation of New Zealand river basins. Burn (1997) used seasonality statistic (average date of flood events) to avoid the dual use (region forming and homogeneity test) of statistics derived from flood magnitudes.

Research on regionalization of Nepalese rivers is extremely limited. MacDonald and Partners (1990) have divided Nepalese territory into 7 regions using information for low flow estimation. Sharma and Adhikari (2004) has developed relationships for estimating extreme (minimum and maximum) and long-term (average) flows using regression technique by considering the whole Nepalese territory as one homogeneous region. No other study is found on hydrologic regionalization of Nepalese rivers for design flood estimation except similar previous work of Mishra et al. (2008). In the previous regionalization work, the authors used specific flood, date of flood events and centroid lat-long of river basins as clustering attributes.

There are number of problems associated with regionalization in general, and with cluster analysis in particular (Nathan and McMohan, 1990). The first problem, common to all regionalization techniques, is related to the selection of clustering attributes. Hydrologic regionalization using flood statistics attributes is simpler than the regionalization using physiographic/climatic attributes. However, with the use of flood statistics, hydrologic regionalization is not possible for the territory having sparse river gauging networks or ungauged basins. In addition, the integrity of homogeneity test is compromised (Hosking and Wallis, 1997) since the same flood statistics are used to propose the regions and to subsequently evaluate the homogeneity. Therefore, delineation of hydrologic homogeneous regions using physio-climatic attributes is more appropriate. Another major difficulty is being different measuring units of clustering attributes. For example, the attribute like soil type is expressed in term of infiltration rate (mm/h) whereas another attribute like catchment area is expressed in km^2. Another problem is measuring scale (e.g., mm/hr or cm/hr for infiltration rate) of clustering attributes. These different units and scale of measurement make complexity in allocating suitable weight to different attributes.

A new approach of regionalization is presented here which addresses problems associated with different measuring unit of clustering attribute, different scale of measuring unit and hence, allocating suitable weight to different clustering attributes. Soil type, land cover, land slope and rainfall pattern are considered major physio-climatic attributes which govern flood generation. Effect of soil type, land slope and land cover information can be taken into account by using NRCS runoff curve number (CN) since the CN is function of soil type, land use, land slope and others (Ritzema, 1994).

The present work identifies hydrologic homogeneous regions inside Nepalese territory. The work started with the estimation of runoff curve number for different combinations of soil type, land cover and land slope ranges. In next step, area-weighted CN was computed for spatially well-representing sample basins. These sample basins have drainage area smaller than 250 km^2 and generated from GTOPO30 digital elevation model (DEM). Hydrological regions were proposed by superimposing digitized monsoon rainfall map over NRCS-CN integrated basins map. Validation of proposed regions was made using the L-moment based regional homogeneity test. Theoretical background on NRCS runoff curve number and

regional homogeneity test has been discussed in section 2 and 3 respectively. The following section deals with study area, data analysis and results of region forming process. The methodology on proposing hydrologic homogeneous regions and their results/validation are discussed under region forming process and results/discussion sections respectively. The final section summarizes the important research conclusions.

2. NRCS runoff curve number

The runoff curve number (CN) is an index developed by USDA Natural Resource Conservation Service (NRCS) to represent the potential for storm water runoff within a drainage area. USDA developed runoff curve number from field experiments of runoff in small catchments for the combinations of different hydrological soil group, land cover and soil moisture. Further research in different part of the world suggested some adjustments in CN for different range of land slope. The curve number varies from 0 to 100; lower numbers indicate low runoff potential while larger numbers indicate increasing runoff potential. The CN is widely used for estimating direct runoff from a rainfall event. The runoff equation is;

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (1)$$

where Q is direct runoff (mm), P is rainfall (mm), S is potential maximum retention (mm), and I_a is initial abstraction (mm). I_a is usually taken 20% of S. The runoff curve number, CN, is then related to S as:

$$CN = \frac{25400}{254 + S} \quad (2)$$

For NRCS runoff curve number estimation, the available soil data needs to be expressed into hydrological soil group. There are four hydrologic soil groups: A, B, C and D. These soil groups are defined as below;

A: Soils having high infiltration rates, even when thoroughly wetted and consisting soil with excessively-drained coarse textures.

B: Soils having moderate infiltration rates when thoroughly wetted and consisting soil with moderately-drained coarse textures.

C: Soils having slow infiltration rates when thoroughly wetted and consisting chiefly of soils with fine texture.

D: Soils having very slow infiltration rates when thoroughly wetted and consisting soils with clay layer near the surface or shallow soils over nearly impervious material.

The land cover categories like woodland, forest, cropland, urban area etc. need to be defined in estimation of CN. Land cover represents the surface conditions in a drainage basin and is related to the degree of cover. These land covers are further classified e.g., woodlands are classified as poor when heavily grazed or regularly burnt; as fair when grazed but not burnt; and as good when protected from grazing.

Soil moisture condition in the drainage basin before runoff occurs is another important factor influencing the CN value. In CN estimation, the soil moisture condition is classified in three antecedent moisture condition (AMC) classes. These classes, based on the 5-day antecedent rainfall (i.e. the accumulated total rainfall preceding the runoff under consideration), are as follows:

AMC I: The soils in the drainage basin are practically dry (i.e. the soil moisture content is at wilting point) i.e. 5-day antecedent rainfall is less than 23 mm.

AMC II: The soils in the basin have average condition i.e. 5-day antecedent rainfall varies from 23 to 40 mm.

AMC III: The soils in the drainage basins are practically saturated from antecedent rainfalls i.e. the 5-day antecedent rainfall is more than 40 mm.

To determine the appropriate CN value, a table, popularly called as look-up table, needs to be supplied. The look-up table possesses the value of CN for different combination of land use, land slope, land treatment practice, impervious percentage and hydrological soil group. Initially the look-up table is provided for average moisture condition (AMC II).. Then, if necessary, these CN values are modified based on 5-day antecedent rainfall data.

3. Regional homogeneity test

Regional hydrologic homogeneity test is required for each proposed hydrologic regions. The L-moment based regional homogeneity test (Hosking and Wallis, 1997) needs computation of L-moment ratios: L-coefficient of variance (LC_v), L-skewness (LC_s) and L-kurtosis (LC_k) at each station for the available sample. Visually, regional homogeneity can be identified from the plot of sample LC_v, LC_s and LC_k on L-moment ratio diagram (Rao and Hamed, 1997). If the plotted points are closer, the region can be expected as hydrological homogeneous. Numerically, there are two ways to check regional homogeneity. The first one is discordancy measure, intended to identify those sites that are unusual with the group as a whole. The discordancy measure estimates how far a given site is from the centre of the group. If $u_i=[t^{(i)} \quad t_3^{(i)} \quad t_4^{(i)}]^T$ is L-moment ratios vector for the site *i* and superscript *T* as transpose of the vector, then discordancy (D_i) can be expressed as Eq. (3).

$$D_i = \frac{1}{3}(u_i - \bar{u})^T A^{-1}(u_i - \bar{u}) \qquad (3)$$

where ū and A for N gauge locations in a region are defined as;

$$\bar{u} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} u_i \qquad (4)$$

$$A = \sum_{i}^{N} (u_i - \bar{u})(u_i - \bar{u})^T \qquad (5)$$

A site *i* is declared to be discordant if D_i is large. Critical value of D_i is 3 for the region having 15 or more nos. of gauged sites. For the region with smaller nos. of gauge sites, critical value of D_i varies with nos. of gauge sites in the region.

The second regional homogeneity test is heterogeneity measure, intended to estimate the degree of heterogeneity in a group of sites and to assess whether they might be reasonably treated as homogeneous. This test compares the variability of L-moment ratios for the catchments in a region with the expected variability obtained from simulation. The heterogeneity measure is expressed as:

$$H = \frac{(V - \mu_v)}{\sigma_v} \qquad (6)$$

where V is the weighted variance of the LC_v or LC_s or LC_k for the region, μ_v is mean and σ_v standard deviation of V obtained from simulation. Heterogeneity measure H_1, H_2 and H_3 indicates variability in LC_v, LC_s and LC_k respectively. Heterogeneity measure H_1 is suggested as the most reliable parameter for testing regional homogeneity. A region is considered homogeneous if $H<1$, possibly heterogeneous if $1 < H < 2$, and definitely heterogeneous if $H > 2$.

4. Study area

This study is intended to form hydrologic regions inside the Nepalese territory for carrying regional flood frequency analysis. Nepal, roughly a rectangle in shape with an area of 147,181 square kilometer, is situated between China in north and India in remaining three sides. It has a length of 885 km east–west and width of 145–248 km north–south. Within this relatively small latitudinal extent, altitude rises from 60 m in south to the 8848 m (Mount Everest, the world's highest peak) in North. Physiographically, the country is divided into five regions (Fig.1): Terai (Plain), Siwalik Hills, Middle Mountains, High Mountains and High Himalayas.

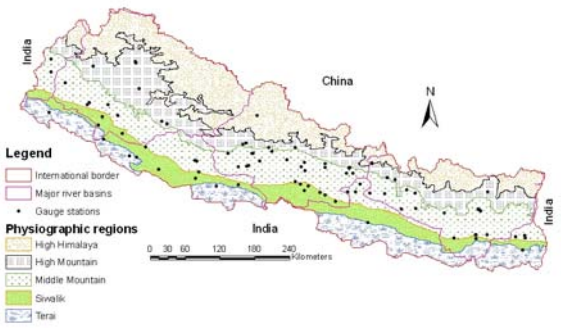


Fig. 1 Physiographic regions of Nepal

The average annual precipitation is around 1600 mm of which almost 80% or more occurs during the period of June-September. All the river systems of Nepal are tributaries to the Ganges river draining ultimately to the Bay of Bengal. The major

tributaries generally flow towards south direction.

5. Data and preliminary analysis

The physiographic/climatic attributes: soil type, land cover, land slope and monsoon rainfall pattern have been considered in proposing hydrologic regions. Effect of soil type, land slope and land cover has been dealt using NRCS runoff curve number. Area-weighted runoff curve number value was calculated for each spatially representing sample basins. These sample basins with maximum drainage area of 250 Km^2 were generated from digital elevation model (DEM). Using ArcGIS, the digitized monsoon rainfall map was superimposed over map of sample basins associated with area-weighted runoff curve number to propose hydrologic regions. Once the regions were proposed, each region was required hydrologic homogeneity check for validation. Annual instantaneous flood data of 49 river basins had been used in regional homogeneity test. These 49 test basins were selected such that their drainage boundary remained within a particular proposed region. Except 3 stations in south-west Nepal, all the remaining stations have observed flood length of more than 10 years.

5.1 Soil type

Global soil data at cell resolution of 5 arc-min (approx. 10 km) has been prepared by FAO and can be freely downloaded through internet. This digital soil map is available in shape file format with geographic coordinate system. Digital soil data of the study area was extracted from the downloaded large data set. Textural classification associated with soil data was considered important here since it can be easily converted into hydrological soil group which is required in CN estimation. Textural classes reflect the relative proportions of clay (fraction less than 0.002mm), silt (0.002 - 0.05mm) and sand (0.05 - 2mm) in the soil. Based on their proportion, hydrological soil group map of Nepal (Fig.2) was prepared.

5.2 Land cover

The University of Maryland, Department of Geography generated global land cover classification collection in 1998. The university made fourteen land cover categories from the analysis of AVHRR satellites imagery acquired between 1981 and 1994. This land cover data can be freely downloaded at various resolutions through internet. Land cover data of the study area at resolution of 1km was made available from the internet site maintained by Global Land Cover Facility (GLCF). Digital land cover map (Fig.3) required for CN estimation purpose was prepared after simple modification in original classification.

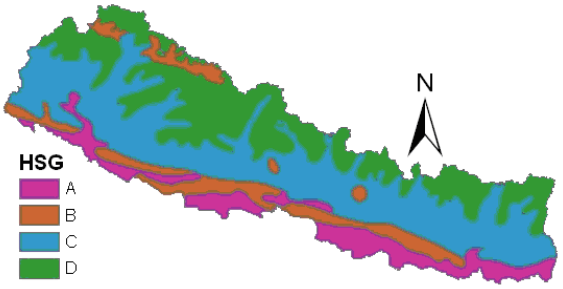


Fig. 2 Hydrological soil groups of Nepal

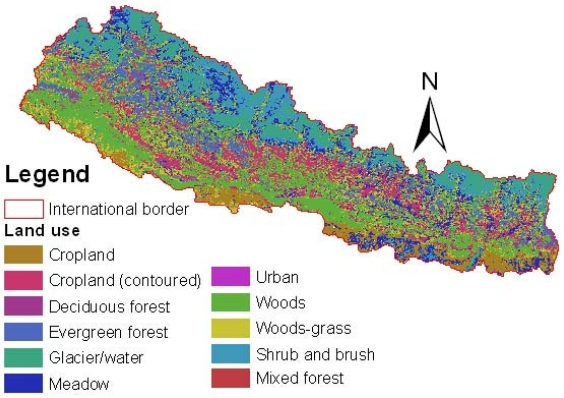


Fig. 3 Land cover map of Nepal

5.3 Rainfall distribution

Rainfall pattern i.e. distribution of rainfall over time and space is important in hydrologic regionalization. In general, annual rainfall amount decreases slightly from east to west and increases with elevation from south to north on windward slopes. Monsoon rainfall which occurs during the months of June to September has more importance in regionalization for design flood estimation. About 80 or more percent of the annual rainfall occurs during this season and the rainfall regime covers the whole country except the northern Himalayan region. Such concentration of rainfall during a few months results large floods and landslides. The study made three

classes of monsoon rainfall pattern from mean monsoon precipitation map available at http://www.fao.org/ag/agL/swlwpnr/reports/y_sa/z_np/npmp134.htm . These classes (Fig.4) were defined for rainfall value less than 1000 mm, 1000 to 1500 mm and more than 1500 mm.

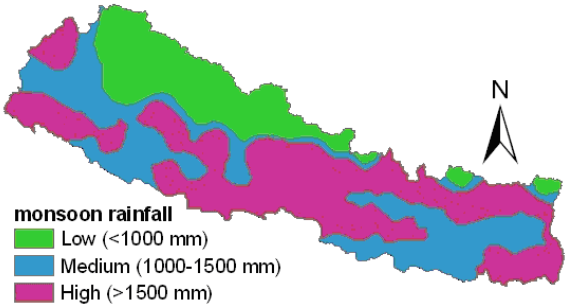


Fig. 4 Monsoon rainfall map of Nepal

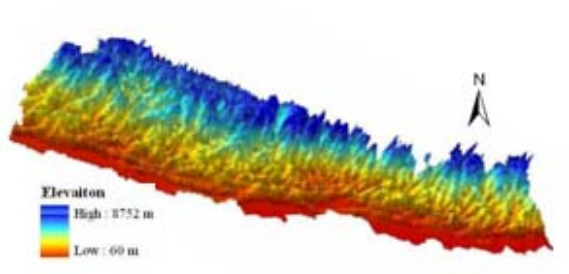


Fig. 5 GTOPO30 digital elevation model of Nepal

5.4 Digital elevation model

Digital elevation model (DEM) of the study area (Fig. 5) was clipped from large GTOPO30 DEM of Asia. This can be freely downloaded from the internet site maintained by global data centre of NASA. This 30 arc-sec (approx. 1 km) resolution DEM was used to generate spatially representing sample basins and stream network with the help of Arc GIS. The stream network derived from this DEM was compared with the stream network available in various reports available at internet and found acceptably okay. Also, the areas of river basins for the gauged outlets generated from DEM were compared with the areas made available by DHM, Nepal for further validation of downloaded DEM. Thereafter, 650 nos. of sample river basins representing all part of Nepalese territory was generated for hydrologic regionalization.

5.5 Flood data

Regional hydrologic test need to be performed on each of the proposed hydrologic region. It needs adequate number of gauge station with long record length of flood data. Department of Hydrology and Meteorology (DHM), Nepal is one and only government organization responsible for collecting and distributing flood data in Nepal. Regularly observed instantaneous annual maximum stream flow data were collected for 49 stream gauging stations in Nepal. Selection of these stream gauging stations were based on basins' boundary position and record length of observed data. Boundaries of all these stations are restricted inside a proposed hydrologic region. Most of these stations are situated in middle mountain region. Out of these 49 considered river basins, 46 have observed length of more than 10 years. Because of inadequate gauging stations in lower region, 3 stations were selected though their record length is smaller.

Data analysis was started by visual inspection of the collected data. These data were obtained from the 1998, 2003 and 2004's DHM publications. In addition, some recent flood data were collected in digital format from the authority of DHM, Nepal. In case of overlapping mismatched data, the latest publication was considered as correct flood data. The flood data series being homogeneous and stationary are the basic assumptions in flood frequency analysis. Test of homogeneity and stationary for the flood data series was performed as discussed by Mann and Whitney (1947). All the data series were found homogeneous and stationary at 5% significance level. Presence of outliers in the data causes difficulties when fitting a distribution to the data. The G-B test (Grubbs and Beck, 1972, Rao and Hamed, 2000) was used to detect outlier. Approximate relationship proposed at 10% significance level by Pilon et al. (1985) was used in calculating G-B statistic. The study found 1 no. of outliers at 14 stations (station indices: 267, 404.6, 438, 439.8, 445.3, 465, 530, 570, 589, 602, 620, 627.5, 650 & 660), 2 nos. at station index 447.9 and 3 nos. at station index 241.

6. Region forming process

The regionalization starts with development of NRCS runoff curve number map for the derived

hydrological soil group, land cover and land slope. Since information on rainfall amount prior to the available instantaneous flood data series could not be obtained, average soil moisture was considered while estimating the runoff curve number. Arc CN-runoff tool (Zhan and Huang, 2004), a rainfall-runoff model on Arc GIS platform, can generate runoff curve number for different digital hydrological soil group data and land cover data. In addition, the tool Arc CN-runoff should be supplied with a look-up table (Table 1) which consists specific number between 0 and 100 for different soil type, land cover and land slope combination. Using Arc CN-runoff, NRCS runoff curve number map was developed for whole Nepalese territory by supplying soil data and land cover information as discussed in previous section. Area-weighted average runoff curve number was calculated for each sample basins using spatial tool, an extension of ArcGIS, considering CN as weighing attribute. Suitable nos. of CN ranges was selected for region forming. For further regionalization, rainfall pattern map was superimposed over the monsoon rainfall pattern.

Table 1 CN association with HSG and land cover

Land cover	Soil Type			
	A	B	C	D
Meadow	30	58	71	78
Woods - Grass (Fair)	43	65	76	82
Woods (Fair)	36	60	73	79
Deciduous Forest	36	60	73	79
Evergreen Forest	40	66	77	85
Mixed Forest	38	63	75	82
Urban	68	80	88	94
Cropland	49	69	79	84
Cropland (terraced)	65	74	82	86
Shrub / Brush Tundra	48	67	77	83
Glaciers/Stream/Lake	0	0	0	0

The L-moment based regional hydrologic homogeneity test was applied on the proposed regions based on superimposed map of monsoon rainfall map over sample basins associated with area-weighted CN. To apply the homogeneity test, L-moments/ratios were computed for collected flood data at each station. Heterogeneity measure, particularly H_1, was checked in each region. The region for which heterogeneity measure was found smaller/nearer to 2 was fixed as critical value for homogeneous region. For the region having heterogeneity measure far beyond 2, discordancy measure (D_i) was taken into consideration to make adjustment in proposed regions. When heterogeneity measure and discordancy measure reduced to limiting value, the region was declared hydrological homogeneous.

7. Results and discussion

ArcCN-runoff, a curve number generator as well as runoff estimator tool in ArcGIS platform, calculated runoff curve number map for Nepalese territory when supplied with the hydrological soil group map, land use map and look-up table. Considering the glacier portion as insignificant in contributing peak flood generation, the study did not consider sample basins from the glacier region in hydrologic regionalization. Area weighted average runoff curve number was calculated for each sample basins. The study observed about 450 nos. of sample basins with CN varying from 73 to 80. The remaining basins were found with smaller curve number 50 to 65. This observation led 2 divisions of Nepalese territory. The basins with higher CN were found mostly in mid-mountain and higher mountain whereas sample basins with smaller CN values were found situated in low-mountain and plain region.

Monsoon rainfall map was superimposed over the proposed CN based regional map for further regionalization. The monsoon rainfall pattern consists low rainfall region (< 1000 mm), medium rainfall region (1000-1500 mm) and high rainfall region (>1500 mm). The rainfall pattern led additional 3 hydrologic homogeneous regions. In this way, the study proposed total of 5 hydrologic regions and proceeded for validation of the regions.

For validation of each proposed region, hydrologic homogeneity test need to be performed. For this purpose, the L-moments/ratios were calculated at all 49 stations (Table 2). The L-moment based regional homogeneity test uses heterogeneity measure and discordancy measure values. Heterogeneity measures H_1, H_2, H_3 before and after removing the discordant stations are given in Table 3. In hydrologic homogeneity testing, the heterogeneity measure H_1 is considered most effective measure, particularly in a region having small nos. of gauged

sites. A value of H_1= 8.9 was found when considered whole Nepalese territory. This value is far beyond the acceptable limit indicating hydrological non-homogeneity of Nepal when considered whole territory as one region. The situation improved not much even after removing discordant sites. This motivated numerically to go for regionalization. The regions 2, 3 and 5 were found with acceptable value of heterogeneity measure and with no discordant sites. The value of H_1 was found as 5.72 and 4.77 for regions 1 and 4 respectively before removing the discordant sites. When discordant sites were removed, the heterogeneity measure reduced near acceptable limit for region 1 and region 4. Fig.6 shows the finally identified 5 nos. of hydrologic homogeneous regions.

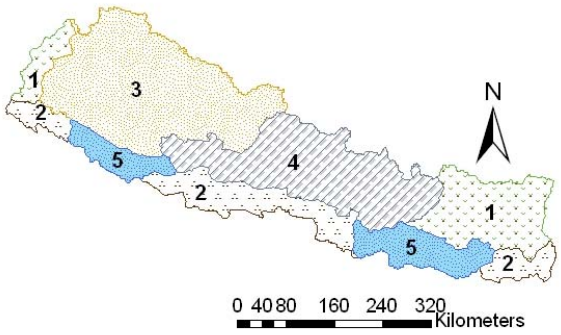


Fig. 6 Hydrological homogeneous regions of Nepal

Table 2 L-moments/ratios of 49 Nepalese river basins

Station Index	Record length (year)	Mean flood (m^3/s)	L-variance (m^3/s)	L-coefficient of		
				variance	skewness	Kurtosis
120	29	239.52	47.03	0.20	0.27	0.25
170	22	186.63	64.43	0.35	0.34	0.17
208	14	450.21	92.11	0.20	-0.03	0.23
220	15	290.00	53.72	0.19	0.03	0.09
240	34	2322.65	318.25	0.14	0.15	0.23
241	28	349.30	102.83	0.29	0.30	0.23
251	12	691.67	166.31	0.24	0.25	0.14
267	22	898.14	187.68	0.21	0.24	0.19
269.5	13	1914.23	553.93	0.29	-0.22	0.05
270	32	2950.31	662.14	0.22	0.19	0.12
403	29	143.23	26.58	0.19	0.04	0.08
404.6	21	546.76	135.92	0.25	0.11	0.19
281	6	15.06	5.75	0.38	0.41	0.33
390	12	508.04	236.11	0.46	0.27	0.11
296	5	397.90	98.99	0.25	-0.26	0.15
363	6	45.67	11.41	0.25	0.26	0.22
330	31	647.48	162.00	0.25	0.13	0.10
409.5	27	95.71	22.23	0.23	0.30	0.18
414.1	12	120.00	57.07	0.48	0.30	0.16
416.2	23	217.52	64.21	0.30	0.09	0.00
417	20	983.25	219.89	0.22	0.32	0.26
428	22	163.68	44.23	0.27	0.40	0.20
430	20	443.65	151.59	0.34	0.34	0.08
438	17	632.94	163.29	0.26	0.34	0.20
439.3	12	67.36	17.93	0.27	0.21	0.33
439.7	14	1475.21	253.20	0.17	0.24	0.21
439.8	11	1467.27	227.29	0.15	0.24	0.24
445.3	15	336.87	93.32	0.28	0.28	0.20
446.8	22	181.33	55.52	0.31	0.38	0.31
447.9	20	125.92	30.35	0.24	0.19	0.18
448	27	581.89	150.64	0.26	0.29	0.24
460	31	560.00	164.38	0.29	0.11	0.02
465	31	648.65	223.07	0.34	0.28	0.10
470	31	358.71	112.70	0.31	0.20	0.26
530	28	64.89	25.35	0.39	0.46	0.27

550.05	12	452.83	142.43	0.31	0.18	0.17
570	14	207.01	73.64	0.36	0.22	0.21
589	15	4193.33	1118.09	0.27	0.29	0.14
620	37	669.62	221.77	0.33	0.22	0.15
627.5	12	88.42	45.94	0.52	0.74	0.60
602	27	256.52	78.75	0.31	0.31	0.18
650	15	1413.47	383.46	0.27	0.13	0.07
660	35	377.14	54.49	0.14	0.18	0.25
670	26	2300.77	557.55	0.24	0.33	0.23
690	37	3011.62	679.70	0.23	0.23	0.18
728	18	618.31	386.62	0.63	0.60	0.39
730	31	40.20	10.90	0.27	0.14	0.12
738	11	444.82	194.45	0.44	0.44	0.28
795	24	3520.08	1003.16	0.28	0.14	0.11

Table 3 Regional heterogeneity measures for Nepalese river basins

Region	% area	All				Discordant sites removed			
		Nos. of gauged sites (NS)	H_1	H_2	H_3	NS	H_1	H_2	H_3
All	100	49	8.9	2.53	-0.45	44	6.36	1	-1.67
1	16.24	9	5.72	1.41	-0.44	7	1.13	-0.07	0.108
2	14.67	2	-0.41	-0.7	-0.62	2	-0.41	-0.7	-0.62
3	33.20	10	1.96	1.1	0.09	10	1.96	1.1	0.09
4	24.63	26	4.77	1.22	-0.14	24	2.09	0.08	-0.96
5	11.26	2	-1.08	0.69	0.01	2	-1.08	0.69	0.01

8. Summary and Conclusions

Difficulties associated with mostly used regionalization technique i.e. clustering technique were discussed. Use of runoff curve number (CN) was proposed to address difficulties like attributes' measuring units/scale and suitable weight in cluster analysis. To estimate the runoff curve number, land cover map prepared from AVHRR satellite imagery and soil data prepared by FAO were brought in use. Hydrologic regions were proposed by superimposing monsoon rainfall map over runoff curve number map. The L-moment based regional hydrologic homogeneity test led some adjustment in proposed regions and finally 5 hydrologic regions were identified inside the Nepalese territory.

The main objective to delineate hydrological homogeneous regions for flood frequency analysis was achieved despite the complexity in understanding precisely the factors that have effect on generation of floods. Heterogeneity measures for each region were found within or near critical values. This led to conclude the runoff curve number as effective parameter in hydrologic regionalization. Large heterogeneity measure while considering all 49 gauging sites in one region concludes that whole Nepalese territory can not be considered as one hydrologically homogeneous region. Therefore, the present regionalization work will be able to predict design flood better as compared to the previous method developed in Nepal which considered whole Nepal as one hydrologic region. In the next stage, the authors will estimate regional distribution function and index flood for each delineated region to accomplish the regional flood frequency analysis. To justify this new approach of hydrologic regionalization, the approach will be applied in country/territory other than Nepal.

References

Burn, D.H. (1997): Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures, Journal of Hydrology, Vol. 202, pp. 212-230.

Burn, D.H. and Goel, N.K. (2000): The formation of groups for regional flood frequency analysis, Hydrological Sciences Journal, Vol. 45, No. 1, pp. 97-112.

Cunnane, C. (1998): Methods and merits of

regional flood frequency analysis, Journal of Hydrology, Vol. 100, pp. 269-290.
Grubbs, F. and Beck, G. (1972): Extension of sample sizes and percentage points for significance tests of outlying observations, Technometrics, Vol. 14, No. 4, pp. 847-854.
Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1997): Regional Frequency Analysis: An approach based on L-moments, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
Mann, H.B. and Whitney, D.R. (1947): On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other, The annuals of mathematical statistics, Vol. 18, pp. 50-60.
McDonald, M. and Partners Ltd (1990): Hydrology and Agro-metrology Manual, M3, Design Manuals for Irrigation Projects in Nepal.
Mishra, B.K., Takara, K. and Tachikawa, Y (2008): Regionalization of Nepalese river basins for flood frequency analysis, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vo. 52, pp. 91-96.
Mosley, M.P. (1981): Delimitation of New Zealand Hydrologic Regions, Journal of Hydrology, Vol. 49, pp. 173-192.
Nathan, R.J. and McMohan, T.A. (1990): Identification of homogeneous regions for the purpose of regionalization, Journal of Hydrology, Vol. 121, pp.217-238.
Rao, A.R. and Hamed, K.H. (1997): Regional frequency analysis of Wabash river flood data by L-moments, Journal of hydrologic engineering, Vol. 2, No. 4, pp 169-179.
Rao, A. R. and Hamed, K.H. (2000): Flood Frequency Analysis, CRC Press LLC, Florida.
Ritzema, H.P. (Editor-in-chief) (1994): Drainage principles and applications, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands.
Sharma, K.P. and Adhikari, N.R. (2004): Hydrological Estimations in Nepal, Kathmandu, Nepal.
Wiltshire, S.E. (1985): Grouping basins for regional flood frequency analysis, Hydrological Sciences Journal, Vol. 30, No. 1, pp. 151-159.
Zhan, X. and Huang, M. (2004): ArcCN-Runoff; an ArcGIS tool for generating Curve number and runoff maps, Environmental Modelling and Software, Vol. 19, No. 10, pp. 875-879.

NRCSカーブナンバーをもとにした洪水頻度解析のための ネパール河川流域の水文学的な地域分割

Binaya Kumar MISHRA*・宝　馨・立川康人*

＊京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

要　旨

洪水流量の地域頻度解析は異なる再現期間の極値洪水を推定する上で有用と考えられる。本研究では，ネパールの水文学的な地域分割化を対象とした。地域分割を客観的に実施するためにはクラスター分析などの他変数解析法が通常用いられるが，この手法の主な困難さは，変数間の適切な重みをどのように設定するかにある。そこで，本研究ではこの問題を避けるために，NRCSのカーブナンバー法を用いた。モンスーン時の降水パターンとカーブナンバーの値を重ねることによって，5つの水文学的な領域を設定した。次に，Lmoment法を用いて地域的な水文学的空間均一性を確認し，最終的に水文学的な地域分割を実現した。

キーワード：カーブナンバー，洪水頻度解析，均一性テスト，L-moment

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Lumping a Physically-based Distributed Sediment Runoff Model with Embedding River Channel Sediment Transport Mechanism

APIP*, Yasuto TACHIKAWA*, Takahiro SAYAMA, and Kaoru TAKARA

*Graduate School of Urban and Environment Engineering, Kyoto University

Synopsis

The recent development of one-dimensional model from this study is lumped representation of a distributed sediment runoff model with embedding hillslopes and river channels sediment transport mechanisms. Based on the assumption of steady state conditions, the relationship between outflow discharge and water storage in hillslope and river channel can be derived. Then a lumped sediment runoff model is developed. The maximum sediment storage in both areas was mathematically derived as functions of sediment transport capacity and total storage of water at each grid-cell. Soil detachment and redeposition represented by the balance between the actual sediment storage and the maximum sediment storage. The performance of lumped model is examined in the Lesti River, Indonesia.

Keywords: lumping, sediment runoff model, erosion, hillslope, river channel, Lesti River basin

1. Introduction

Sediment runoff models are extensively used for hydrological investigations in engineering and environmental science. They are applied to evaluate the effectiveness of various control strategies such as source control includes soil conservation techniques, reducing runoff risk or protecting against erosion and as load models linked to water quality investigations.

In addition, the processes controlling sediment runoff are complex and interactive. This complexity results in the term “erosion runoff processes” internal catchment area. Sediment transport is highly dependent on topography, land use, and soil type; thus to develop a physically based distributed rainfall-sediment-runoff model is crucial. Another fact, the difficulty in the observation and measurement of the erosion and sediment transport processes during a runoff and erosion event due to small temporal and spatial scales makes necessary the use of a physically-based distributed sediment runoff model for the spatio-temporal predictions of runoff, erosion, and deposition at the internal locations and catchment outlet.

Complex distributed sediment runoff models have been developed. KINEROS, LISEM, WEPP, and EUROSEM (Morgan et al., 1998) are some of the examples. These models are normally designed to estimate sediment runoff during a single rainfall event.

The common problem of those fully distributed models have limitation in application because those models generally require much computation time to conduct a simulation especially for large catchments and long-term simulations. In the past, lumped and semi-distributed models have been widely preferred

for representing the rainfall-sediment-runoff process at scales ranging from few to several hundreds square kilometers. Unfortunately, given lack of direct physical interpretation of their model parameters, long term observed data records are needed for their calibration, which may not always be available.

From the above considerations, the need is obvious for creating a new generation of a lumped model with parameters directly related to physically meaningful quantities derived from appropriate distributed scales. A concept for lumping a distributed rainfall runoff model using digital topographic information to reduce computational burden required in runoff simulation was proposed (Ichikawa and Shiiba, 2002). The governing equations and the lumped model parameters are derived from a distributed rainfall runoff model by assuming that a rainfall runoff process of the system reaches a steady state condition.

As an extension of the lumping method for a physically-based distributed rainfall-runoff model (Ichikawa and Shiiba, 2002), the authors extended the method with adding a new lumping method for sediment transport processes incorporating surface and subsurface flow in unsaturated and saturated zones in hillslope area (Apip et al., 2008).

Total runoff and sediment loads from hillslopes to and storage in river channel reaches can disrupt aquatic habitats, impact river hydromorphology, and water quality. Therefore it is often convenient to visualize a catchment as consisting of the channel network and the contributing areas that can be described as hillslopes. The reasonableness of this characterization varies, depending upon the hydrologic systems under consideration and upon the scale of consideration (small vs. large scale).

Total sediment is made available for removal from a river catchment by physical, chemical, and biological processes operating on both hillslopes and river channels. However, it might be expected that the sediment yield becomes more directly influenced by riil, interril, and sheet flow processes operating on the hillslope as the scale of the catchment diminishes. In the fact, the source area of sediment for large catchment scale is primarily the river channel bed and banks, hillslope processes only feeding material for subsequent storage lower down the slope or in the river channel. To accommodate this, the recent developments of one-dimensional model from this study are physically-based distributed sediment runoff model and its lumping with embedding hillslopes and river channels sediment transport mechanisms.

The advantage to lump a distributed model is to produce a new lumped sediment runoff model version as interest in sediment runoff modeling extends to large catchments scale, to derive lumped model parameters by keeping the physical meanings of an original distributed model, which are obtained from integration of distributed equation and information from grid-cell based scale to the catchment scale, new lumped sediment runoff model version is run without any additional calibration, and to reduce computational time respectively. Those models can be used as a modeling tool for simulating the time-dependent response of runoff and sediment transport processes at the catchment scale which facilitates the analysis: (1) total runoff and sediment loads in both hillslopes and river channel processes; (2) interacting processes of erosion sources and deposition; and (3) internal catchment behaviors. The lumped model is applied in the Lesti River located in the upper Brantas River basin, Indonesia.

2. Physically-Based Distributed Rainfall-Sediment-Runoff Model

Effective Rainfall Model

This study considers that the kinetic energy of a raindrop as important key in determining soil erosion rate due to rainfall detachment or splash detachment, herein effective rainfall prediction is included in sediment runoff model structure. Effective rainfall is estimated from gross rainfall (Rg) on an event based basis. Effective rainfall is defined as difference between gross rainfall and canopy interception. When the canopy of the land use type intercept water, the rainfall is divided into two parts, as direct

throughfall (DT) and intercepted rainfall (IC). The fraction of Rg contribute to DT is effected by the proportion of the land surface covered with vegetation (COV). The gross rainfall which is intercepted is stored on the leaves and branches of the vegetation as interception store (ICstore), it will become the source of evaporation. Interception store changes depending to the total gross rainfall for each time event and maximum capacity of the vegetation cover (ICmax). If the depth of IC is higher than ICstore, the remain of IC-ICstore is not held in the ICstore, this is termed the temporarily intercepted throughfall (TIF). The source of stemflow (SF) and leaf drainage (LD) is come from TIF. The depth of SF for each time is predicted as a function of land use type and the average of acute angle (PA). The difference between TIF-SF for each time defines as LD. The effective rainfall to the ground, which is available for runoff and soil erosion modeling, is generated by the summation of the direct throughfall, stemflow, and leaf drainage. Conceptually all the processes above are simplified in Fig. 1.

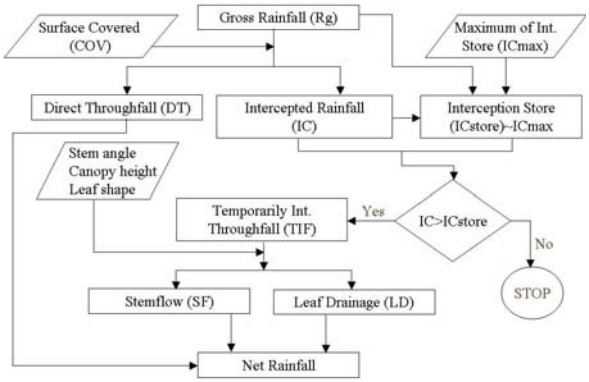


Fig. 1 Schematic diagram of rainfall interception process.

For modeling process, this study used the same algorithm of rainfall interception with KINEROS or EUROSEM model (Morgan et al., 1998) with several reasons. The algorithm retains a strong physically base, equations developed in laboratory experiment and validated by field observation as well as applicable for tropical region.

Cell Distributed Rainfall Runoff Model

Since soil erosion and sediment transport by water is closely related to rainfall and runoff processes, erosion and sediment transport modelling cannot be separated from the procedures to use runoff generation model by using a hydrological model. Cell Distributed Rainfall Runoff Model Version 3 (CDRMV3) a physically-based model developed at Innovative Disaster Prevention Technology and Policy Research Laboratory DPRI-Kyoto University (Kojima et al., 2003) is used as a base of a distributed sediment transport model. The model includes a stage-discharge, *q*-*h*, relationship for both surface and subsurface (Tachikawa et al., 2004):

$$q=\begin{cases} v_m d_m (h/d_m)^{\beta}, & 0 \le h \le d_m \\ v_m d_m + v_a (h-d_m), & d_m \le h \le d_a \\ v_m d_m + v_a (h-d_m) + \alpha (h-d_a)^m, & d_a \le h \end{cases} \quad (1)$$

$$v_m = k_m i, \quad v_a = k_a i, \quad k_m = k_a / \beta, \quad \alpha = \sqrt{i}/n$$

where q is discharge per unit width; h is water depth; i is the slope gradient; k_m is the saturated hydraulic conductivity of the capillary soil layer; k_a is the hydraulic conductivity of the non-capillary soil layer; d_m is the depth of the capillary soil layer; d_a is the depths of capillary and non-capillary soil layer; and n is the roughness coefficient based on the land cover classes.

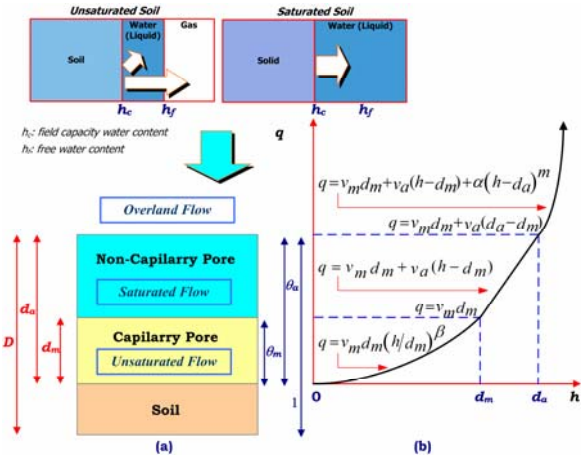


Fig. 2 (a) Concept of hillslope soil layer structure and (b) stage-discharge relationship of CDRMV3.

The model incorporating soil layer model

structure which consists of a capillary pore which unsaturated flow occurs inside and a non-capillary pore in which saturated flow occurs. In the soil layer, slow flow and quick flow are modeled as unsaturated Darcy flow with variable hydraulic conductivity and saturated Darcy flow. According to this mechanism, surface flow will occurs if the water levels are higher than the total soil depth. In the CDRMV3, the horizontal sub-surface and surface flows, q (discharge with unit width), are calculated by the approximation equation (1) corresponding to stage-discharge relationship (Fig. 2).

The model assumes that the flow lines are parallel to the slope, the hydraulic gradient is equal to the slope. The kinematic wave of model does not consider the vertical water flow like infiltration effects. The input rainfall data $r(t)$ is directly added to subsurface flow or surface flow according to the water depth on the area where the rainfall dropped.

The model parameters to be determined are n ($m^{-1/3}s$), k_a (m/s), d_a (m), d_m (m), and β. For river flow routing, surface flow with rectangular cross section is assumed for kinematic wave approximation.

The Lax-Wendroff finite difference scheme is used to solves the one-dimensional kinematic wave equation with the stage-discharge equation to simulate runoff generation and routing. The simulation area is divided into an orthogonal matrix of square grid-cells (250 m x 250 m). The continuity equation takes into account flow rate of each grid-cell or slope element as:

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial q}{\partial x}=r(t) \qquad (2)$$

where t and x are time and distance along water flow, respectively; and r is the effective rainfall intensity.

Distributed Sediment Runoff Model

Catchment process is described in terms of processes occurring on hillslopes which defined as the sources of surface erosion and overland flow, and in river channels as the source of river bed erosion, deposition and as a transfer component. Considered together, these two elements form the catchment.

a. Hillslope Erosion Model

The concept of spatially distributed sediment runoff modeling for hillslopes is shown in Fig. 3. A sediment transport algorithm is newly added to the CDRMV3. Runoff generation, soil erosion and deposition are computed for each grid-cell and are routed between grid-cells following water flow direction. The sediment transport algorithm includes multiple sources of sediment transport, which are soil detachment by raindrop (*DR*) and hydraulic detachment or deposition driven by overland flow (*DF*). The basic assumption of this model is that the sediment is yielded when overland flow occurs. The eroded sediment is transported by overland flow to river channel.

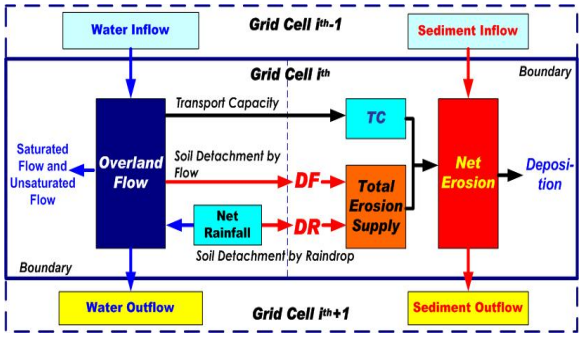


Fig. 3 Schematic diagram of the physically based sediment runoff model at a grid-cell scale.

Soil detachment and transport is handled with the continuity equation representing *DR* and *DF* as:

$$\frac{\partial(h_s c)}{\partial t}+\frac{\partial(q_s c)}{\partial x}=e(x,t) \qquad (3)$$

$$e(x,t)=DR+DF$$

where C is the sediment concentration in the overland flow (kg/m^3); h_s is the depth of overland flow (m); q_s is the discharge of overland flow (m^3/s); and e is the net erosion ($kg/m^2/hr$).

Soil detachment by raindrop is given by an empirical equation in which the rate is proportional to the kinetic energy of effective rainfall and decreases with increasing h_s. From the observation of rainfall characteristic in the study area (Oishi et al., 2005) and dampening soil detachment rate by h_s (Morgan et al., 1998) the empirical equation for *DR* for the i^{th}

grid-cell is expressed as:

$$DR_i = k\ KE\ e^{-b*h_{si}} = k\ 56.48\ r_i\ e^{-b*h_{si}} \qquad (4)$$

where k is the soil detachability (kg/J); KE is the total kinetic energy of the net rainfall (J/m^2); and b is an exponent to be tuned.

Following the theoretical work of EUROSEM (Morgan et al., 1998), the concept of transport capacity is used to determine sediment transport rates in overland flow. Sediment transport capacity of overland flow (TC) is defined as the maximum value of sediment concentration to transport, which is estimated for each grid-cell. Then for the i^{th} grid-cell, DF is simulated as a result of overland flow and function of TC as follows:

$$DF_i = \alpha\ (TC_i / 1000 - C_i) h_{s_i} \qquad (5)$$

where α is the detachment/deposition efficiency factor. Detachment or deposition by flow is assumed to be proportional to the TC deficit. Following the TC approach; if actual suspended sediment from upper grid-cells is lower than this capacity, detachment or erosion occurs, otherwise soil deposition excess.

Many, mostly empirical, equations have been developed to predict sediment transport capacity of flow as function flow characteristics, slope, and material characteristics. These equations often use a threshold value of stream power, shear stress, or discharge. In this study, the transportation capacity is calculated based on the Unit Stream Power (USP) theory that can be applied for sediment transport in open channels and surface land erosion (Yang, 1973). The USP theory stems from a general concept in physics that the rate of energy dissipation used in transporting sediment materials should be related to the rate of material being transported. Sediment concentration in the water flow must be directly related to USP. The USP theory contributing to TC is defined as a product of the overland flow velocity, v, and slope, i, in the i^{th} grid-cell (see equation(6)). Small particles such as clay and silt move mostly in suspension and easily carried by the flow while the sand fraction moves as bed-material and more difficult to move by flow. This is accomplished that TC depends on the particle settling velocity, shear velocity, grain size, kinematic viscosity of the water, and water density. A relationship between USP and the upper limit to the sediment concentration in the overland flow, C_t (ppm), can be derived (Yang, 1973). Hence TC is the product of C_t as:

$$TC = \log C_t = I + J \log((vi - v_{critical} i) / \omega) \qquad (6)$$

in which:

$$I = 5.435 - 0.386 \log(\omega D_{50} / NU) - 0.457 \log(U^* / \omega)$$

$$J = 1.799 - 0.409 \log(\omega D_{50} / NU) - 0.314 \log(U^* / \omega)$$

$$\omega = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36}{\left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right) g \left(\frac{D_{50}}{1000}\right)^{2/NU}}} - \sqrt{\frac{36}{\left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right) g \left(\frac{D_{50}}{1000}\right)^{2/NU}}}$$

where vi is the unit stream power, m/s (v is flow velocity in m/s and i is the slope gradient m/m); $v_{critical} i$ is the critical unit stream power ($v_{critical}$ is the critical flow velocity); ω is the sediment fall velocity (m/s) calculated by Rubey's equation; ρ_s is the sediment particle density (kg/m^3); ρ_w is the water density (kg/m^3); g is the specific gravity (m/s^2); D_{50} is the median of grain size (mm); and NU is the kinematic viscosity of the water (m/s^2). U^*(= $\sqrt{g\ i\ h_s}$) is the average shear velocity (m/s).

This model does not explicitly separate rill and interrill erosion. Gullying, river bank erosion and lateral inflow of sediment to river channel are not considered.

b. River Channel Erosion Model

As interest in erosion and sediment yield extend to progressively larger catchment areas, the relative importance of river channels increases. The eroded soils from hillslopes defined as wash load provided to river channels flow with sediment transport mechanism and routing process. The total sediment load within river channels consists of the sum of the bed-material load and wash load. Normally, sediment transport mechanism of river channels incorporates sources of bed materials load for both suspended and bed load material, which are composed of grains found in the stream bed.

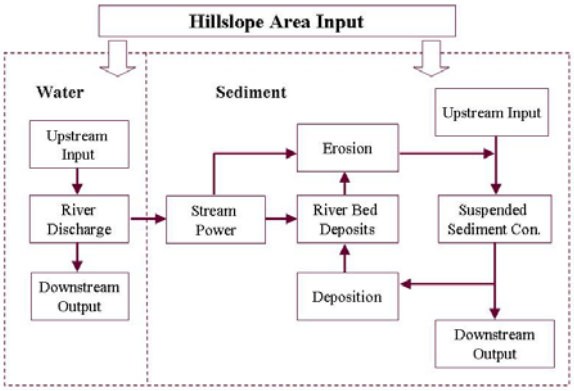


Fig. 4 River channel erosion and deposition mechanism for fine sediment particle.

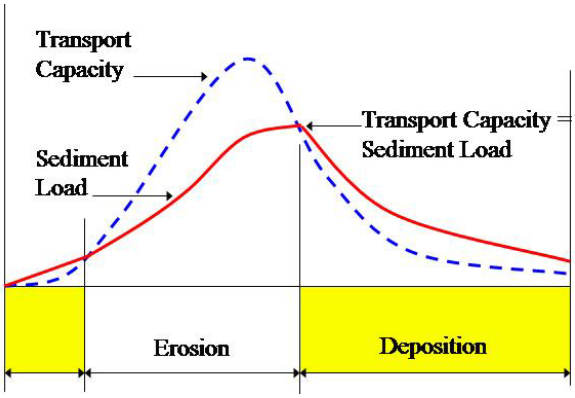


Fig. 5 Relation of deposition to transport capacity and sediment production on hillslopes or river channels.

As first stage of model development for soil erosion from river bed, channel flow and erosion are simulated in model using general approach adopted for rill erosion with kinematic wave model as tool for routing process. The main difference with hillslopes erosion mechanism is that soil detachment by raindrop impact within the channel area is neglected. Furthermore, only finer sediment particle is modeled as suspended bed material, bed load is unconsidered.

The principal sediment transport mechanism controlling model behavior in the simulations are the transport capacity of river channels flow generation specified in terms of stream power, current sediment concentration, and release of the water and sediment concentration fractions. River flow transports most of the eroded soil particles, while under certain conditions; the sediment load in flow can be limited by the flow's transport capacity. If sediment load exceeds the transport capacity, deposition occurs (see Fig. 4). Temporal representation of dynamic sediment transport mechanism, erosion or deposition, at a rate dependent on the flow's transport capacity for both areas, hillslope and river channel, in which representing at catchment scale process is shown by Fig. 5.

Nonequilibrium Concentration Sediment Transport

The sediment transport function within river channel has been intended for the estimation of sediment transport rate or concentration at a nonequilibrium condition with deposition process. When the wash load and concentration of fine material is high, nonequilibrium bed-material sediment transport may occur, and its amount is a function of wash load. Wash load which depends on the supply from hillslopes has been assumed is high enough to significantly affect the fall velocity of sediment particles, flow viscosity, relative density of sediment and water.

For flow in river channel and at a nonequilibrium, transport capacity concentration (TC) of flow is modeled as a function of modified Yang's unit stream power (Yang, et al., 1979), which is an expression for the total load with high concentration of fine sediment particle. Regarding equation(6) when sediment concentration is not too low, the incipient motion criteria, called critical stream power, can be neglected. To apply equation(6) to a river with a high concentration of fine materials and wash load, the values of viscosity, fall velocity, and relative density have to modified to consider the influence of high concentration of fine material on those values. Herein, the modified unit stream power formula proposed by Yang et al. (1979) is expressed as:

$$TC = LogC_t = 5.165 - 0.153\frac{\omega_m D_{50}}{NU_m} - 0.297\log\frac{U_*}{\omega_m}$$
$$+ (1.780 - 0.360\log\frac{\omega_m D_{50}}{NU_m} - 0.480\log\frac{U_*}{\omega_m})\log(\frac{\gamma_m}{\gamma_s - \gamma_m}\frac{vi}{\omega_m}) \quad (7)$$

the coefficients in equation(7) are identical to those in equation(6). However, the values of ω, γ_s, and NU are modified for sediment transport in sediment-laden

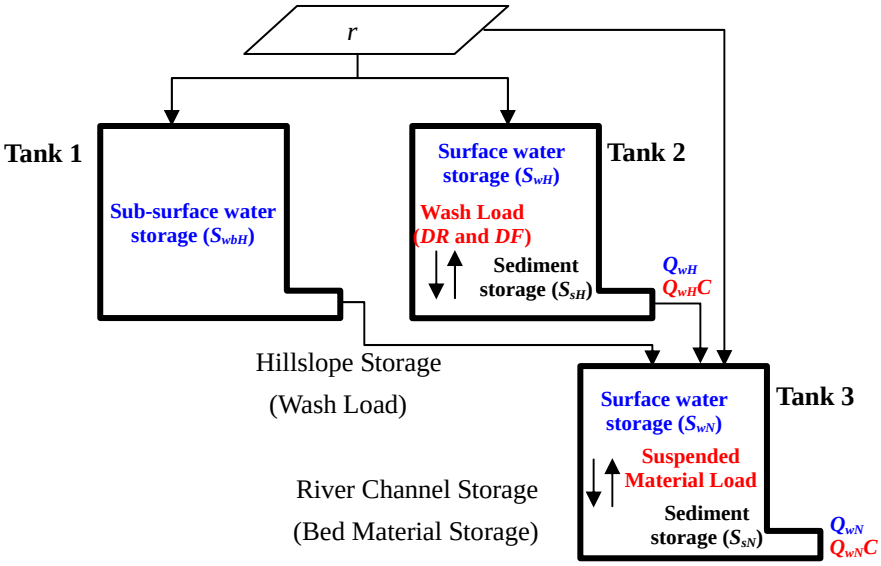


Fig. 6 Schematic diagram of the lumped sediment runoff model at catchment scale.

flows with high concentrations of fine suspended materials. Fall velocity, viscosity, and relative density are modified following these equations as:

$$\omega_m = \omega(1-C)^{7.0}$$

$$NU_m = \frac{\gamma}{\gamma_m}\mu_r NU$$

$$\gamma_m = \gamma_w + (\gamma_s - \gamma_w)C$$

$$\mu_r = e^{5.06C}$$

where C is the suspended sediment concentration including wash load, ω_m is the sediment particle fall velocity of sediment-laden flow, NU_m is the kinematic viscosity of sediment laden, γ_m is the specific weight of sediment laden, and μ_r is the relative dynamic viscosity.

3. Lumping of Physically-based Distributed Sediment Runoff Model Structure

Lumped Sediment Runoff Model Based On Traditional Method

A simple model of catchment response by separating hillslope process and river channel process (Sivapalan et al., 2002) is adopted and extended to incorporate sediment transport processes. This study uses the same principle to explore how sediment yield is related to hydrological response, erosion source, transport mechanism and depositional processes.

On a rainfall event basis, the sediment runoff processes are assumed only affected by surface runoff without consider the effect of sediment load from subsurface layer. According with storage-type concept, the model consists of three water stores, it called rainfall runoff model, and two sediment stores, it called sediment runoff model (Fig. 6).

When the water depth larger than the maximum subsurface flow depth of Tank 1, surface runoff occurs and is added to Tank 2, outflow discharge (Q_w) from Tank 3 as a function of water storage amount (S_w) from each Tanks. After overland flow occurs, sediment transport mechanism on hillslope is computed (Tank 2). The sediment storage (S_s) in (Tank 2) is supplied by the balance between hillslope soil erosion rate, redeposition rate, and sediment discharge released to river channel. Herein, soil erosion by effective rainfall (*DR*), soil erosion or redeposition by overland flow (*DF*) are calculated.

Similarly, at a given time *t*, the river channel store in Tank 3 is supplied with sediment material from the hillslope plus the river bed erosion, and only suspended bed material load is consider. Some of total sediment load, as amount of wash load plus suspended material load, in river channel store is

redeposited back into river bed, while another fraction is transported to catchment outlet. Similarly with the hillslope process, the mass of sediment stored in the river channel is determined by the balance between hydraulic erosion rate, redeposition rate, and the release of sediment discharge to the catchment outlet. The rate of erosion or redeposition is depending on the transport capacity of flow and current sediment concentration carried by flow.

The continuity equation of runoff and sediment models is represented as follows:

hillslope process:

$$\frac{dS_{wH}}{dt} = r_H \ A_H - Q_H \tag{8}$$

$$\frac{dS_{sH}}{dt} = DR + DF_{\ H} - Q_H C_H \tag{9}$$

$$= k\,56.48\, r_H + \left(\alpha \left(S_{sH}^{\max} - S_{sH}\right) - Q_H C_H\right) / A_H$$

river channel process:

$$\frac{dS_{wN}}{dt} = r_N \ A_N + Q_H - Q_N \tag{10}$$

$$\frac{dS_{sN}}{dt} = Y_H + DF_{\ N} - Q_N C_N \tag{11}$$

$$= Q_H C_H + \left(\alpha \left(S_{sN}^{\max} - S_{sN}\right) - Q_N C_N\right) / A_N$$

where Y_H is the hillslope sediment yield, α is the erosion/deposition efficiency factor, r is the effective rainfall intensity, S_s^{max} is the maximum storage amount of sediment concentration, A is the total area, and the subscript of H and N show hillslope and river channel section, respectively.

If the effective rainfall intensity is known, equations(8,9,10,11) cannot be solved directly to obtain the outflow hydrograph and sedimentgraph from hillslope or river channel, because other variables are unknown. A second relationship is needed to relate Q, S_w, S_{ws}, $h_{s\text{-}avr}$, and S_s^{max} for hillslope and river channel.

To create a second relationship between those variables, lumped traditional models need many model parameters which have to be tuned before time simulation. Then, for calibration and validation, the models require long historical observed data to get the best model performance and parameter. Based on this consideration, the traditional lumped models have been widely used because practically is easier to used and need more efficient computation time, other wise its have limitation. First, the values of model parameters are derived based on time-series of catchment output analysis, generally estimated using statistical techniques, the problem that the observed data may not always be available. Second, parameters do not represent physical interpretation of sediment runoff processes. Third, input and parameter values for the area as a whole are obtained by area-weighting individual values, the effect of spatially distributed information for those values are not considered in governing model parameters.

Lumping distributed model creating a new generation of a lumped model, in which model parameters directly related to physically meaningful quantities derived from appropriate distributed scales. Herein, lumped model parameters are described by a discrete relationships of Q, S_w, S_{ws}, $h_{s\text{-}avr}$, and S_s^{max} for hillslope and river channel, which are derived from the result of lump a distributed approach for rainfall runoff model and sediment runoff model. Those relationships are produced under spatially distributed topographic data, land use data, climate data, and hydrological process.

Spatially Distributed Effective Rainfall

Lumped of distributed approach and new lumped model parameters are obtained with spatially uniform gross rainfall data input but spatially distributed effective rainfall. Different pattern of land use type for each grid-cell causes the variation of effective rainfall depth over hillslope area and river channels.

Total effective rainfall depth for areas, hillslope and river channel, according to the fraction when the rainfall on reaching the vegetation canopy is quantified as bellows:

$$DT = \frac{\sum_{i=1}^{N} a_i DT_i}{\sum_{i=1}^{N} a_i} \quad a_i \approx R_G \neq 0.0 \tag{12}$$

$$LD = \frac{\sum_{i=1}^{N} a_i LD_i}{\sum_{i=1}^{N} a_i} \quad a_i \approx R_G \neq 0.0 \qquad (13)$$

$$SF = \frac{\sum_{i=1}^{N} a_i SF_i}{\sum_{i=1}^{N} a_i} \quad a_i \approx R_G \neq 0.0 \qquad (14)$$

total effective rainfall depth is expressed as follows:

$$r = DT + LD + SF \qquad (15)$$

where *DT* is the direct throughfall, *LD* is the leaf drainage, *SF* is the stemflow, *a* is the grid-cell area with $R_g \neq 0.0$, *N* is the total grid, and R_g is the gross rainfall depth.

Hillslope Sediment Runoff Model

a. Lumping Distributed Rainfall Runoff Model

The lumping method of physically-based distributed rainfall runoff model (Ichikwa and Shiiba, 2002) was used and extended. In hillslope area, the lumping process is intended for the distributed rainfall runoff model incorporating soil layer model structure which consists of a capillary pore which unsaturated flow occurs inside, a non-capillary pore in which saturated flow occurs, and surface flow.

To obtain the lumped sediment runoff model, the process equation, namely the kinematic wave equation, is integrated over the entire system of grid-cells describing the hillslope. This is done first by computing the total water stored amount in the soil and on the surface by adding up the single grid-cell volumes as a function of the geomorphology and topology of the catchment under the assumption of steady state conditions of rainfall-runoff by spatially uniform rainfall input.

The relationship between total storage of water in the i^{th} grid-cell (s_{wi}) and the outflow discharge in the i^{th} grid-cell (Q_i) is theoretically derived. Flux Q_i is expressed as the product of hypothesis rainfall intensity ($\bar{r}$) and the upslope contributing areas (U_i):

$$Q_i(x) = Q_i(0) + \bar{r}\int_0^x w_i(x)\, dx = \bar{r}\, U_i + \bar{r}\, x_i\, w(x)$$

$$q_i(x) = Q_i(x) / w_i(x) = \bar{r} U_i / w_i(x) + \bar{r} x_i \qquad (16)$$

where *x* is the horizontal distance from the up- stream end of a grid-cell and *w* is the width of grid- cell. The upslope contributing area can be generated from water flow accumulation data in each grid-cell.

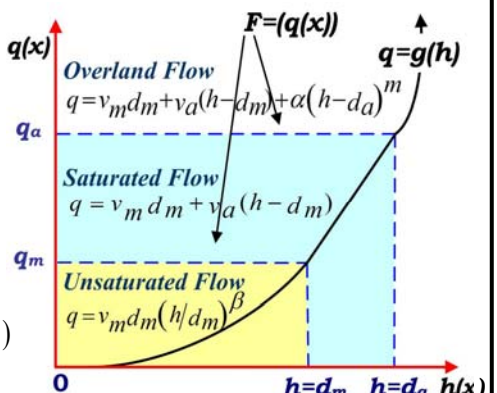
In the case unsaturated flow (*q(x)* less than or equal q_m):

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{h(x)} g(h)\, dh = q(x)h(x) - \frac{V_m h^{\beta+1}}{\beta+1 d_m{}^{\beta-1}}$$

In the case saturated flow (*q(x)* less than or equal q_a):

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{d_m} V_m d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^{\beta} dh - \int_{d_m}^{h(x)} \left(V_m d_m + V_a (h - d_m)\right) dh$$

$$= q(x)h(x) - \frac{V_m d_m{}^2}{\beta+1} - 0.5V_a\left(h^2 - d_m{}^2\right) - d_m(h - d_m)(V_m - V_a)$$



In the case surface flow (*q(x)* great than q_a):

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{d_m} V_m d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^{\beta} dh - \int_{d_m}^{d_a} \left(V_m d_m + V_a (h - d_m)\right) dh - \int_{d_a}^{h(x)} \left(V_m d_m + V_a (h - d_m) + \alpha (h - d_m)^m\right) dh$$

$$= q(x)h(x) - \frac{V_m d_m{}^2}{\beta+1} - 0.5V_a\left(h^2 - d_m{}^2\right) - \frac{\alpha}{m+1}(h - d_a)^{m+1} - d_m(h - d_m)(V_m - V_a)$$

Fig. 7 Schematic drawing of *q*, *h*, and *F* relationship.

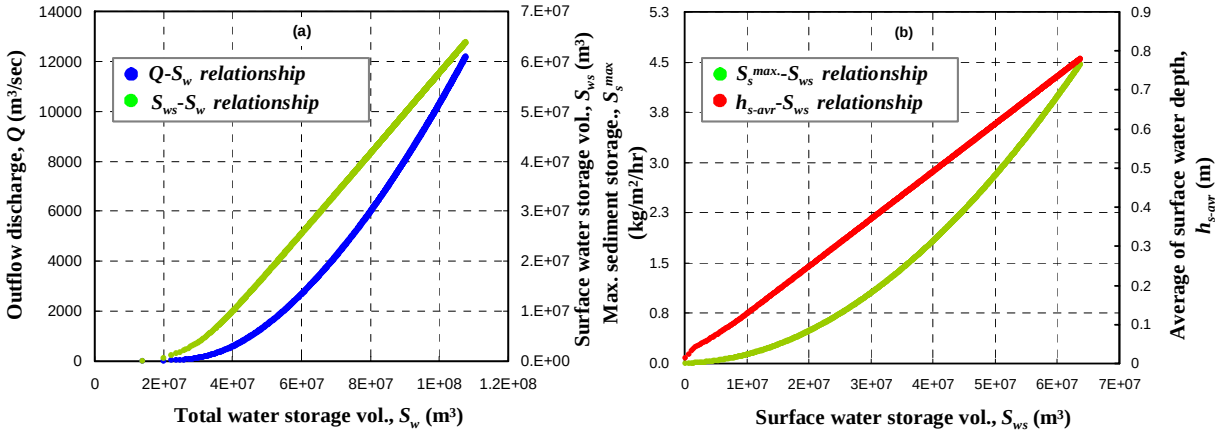


Fig. 8 (a) Plots of discrete relationships between Q-S_w and S_{ws}-S_w; and (b) discrete relationships between S_s^{max} -S_{ws} and $h_{s\text{-}avr}$-S_{ws}.

The storage volume of overland flow for the i^{th} grid-cell (s_{wi}) as a function of h, w, and x is given as:

$$s_{wi} = \int_0^x h_i(x)\, w_i(x)\; dx \qquad (17)$$

by substituting the variable of integration from x to q using the relationship given by (17):

$$s_{wi} = \frac{w}{\bar{r}} \int_{q(0)}^{q(X)} f(q)\; dq = \frac{w}{\bar{r}} \left[F(q(x)) - F(q(0)) \right] \qquad (18)$$

Figure 7 schematically shows a relationship between q, h, and F. $F(q(x))$ can be further estimated depending on the surface soil condition and q-h relationship for three layers. It is assumed that q is a function of h and can be analytically integrated with h. If the values of $q_i(x)$ using equation(16) is known, and $h_i(x)$ numerically is obtained using equation(1), then $F(q(x))$ can be calculated. The storage of water at the hillslope area, S_w, can be calculated by adding up s_{wi} from each grid-cell.

Lumped Rainfall Runoff Model Parameter

Finally, Q of the outlet is linked to S_w as a function of the topographic and physical characteristics of each grid-cell, as well as effective rainfall intensity. To relate Q of the hillslope output and S_w, the Q-S_w relationship was established. Through variable hypothesis rainfall intensities, the nonlinear Q-S_w discrete relationship at the hillslope area was obtained (Fig. 8a). In order to obtain the dynamic distribution of overland flow in the hillslope area, a relationship between the surface water storage amount, S_{ws}, and S_w was developed (Fig. 8a**)**.

b. Lumping Distributed Sediment Runoff Model

The sediment runoff processes in this study are affected by dynamic spatial distribution of overland flow. The relationship between detachment and redeposition represented by equation(9) depends on the balance between S_s and S_s^{max}, the depth of overland flow as well as. Those variables are produced from lumping distributed approach as:

The Maximum Sediment Storage (S_s^{max})

The maximum sediment storage is defined as the total sediment transport capacity of overland flow in a whole of the hillslopes for each time step calculation. Therefore, we expressed the maximum sediment storage as the function of TC from the i^{th} grid-cell, surface water storage amount in the i^{th} grid-cell (s_{wsi}), and S_{ws}. The maximum sediment storage at hillslope area is calculated by adding up TC_i (see equation (6)) multiplied to s_{wsi} for all grid-cells as:

$$S_s^{\max} = \sum TC_i \; s_{ws_i} / (S_{ws} 1000) \qquad (19)$$

TC (ppm) for the i^{th} grid-cell has been estimated by:

$$TC_i = C_{t\,i} = 10^{\,5.0105 + 1.363 \log((USP_i - USP_{critical}) / \omega)} \qquad (20)$$

where v in the i^{th} grid-cell is calculated if $h > d_a$ based on the q-h relationship as:

$$v_i = k_a i_i + \frac{\sqrt{i_i}}{n_i}\left(h_i - d_a\right)^{m-1} \quad (21)$$

Sediment Concentration (C)

Based on the relationship between the current sediment storage (S_s) (kg/m^3/hr) and S_w for each time step calculation, the value of C from hillslope area can be solved as:

$$C = \frac{S_s}{S_{ws}} \quad (22)$$

for each time-step calculation C is assumed to be uniform over the hillslope area and this is the variable of sediment continuity (see equation(9)).

Lumped Sediment Runoff Model Parameter

To relate the sediment transport variables and the rainfall runoff variables at the hillslope scale, a discrete relationship between $S_s^{\max}$, S_{ws}, and the average of overland flow water depth over hillslope area, $h_{s\text{-}avr}$, was resulted as shown in Fig. 8b using the above procedures.

All the discrete second relationships, which expressed new lumped model parameters for both rainfall runoff and sediment runoff models, are transformed and stored into table form as a "look-up table" before time-varying simulation. New lumped sediment runoff model carries out the calculation during the time-varying simulation and provides information on the temporal variation in rainfall as input for rainfall runoff model, which is changed to total discharge based on steady state condition. Furthermore, the temporal and spatial dynamics of the water stored amount, outflow water discharge, sediment stored amount, erosion or deposition rate, and outflow sediment discharge are passed to the linked between the continuity equations (8,9,10,11) and the discrete relationship for each variable through the look up table.

River Channel Sediment Runoff Model

a. Lumping Distributed Rainfall Runoff Model

Lumping distributed sediment runoff model for river channel area is intended regarding the lumping method for a distributed rainfall runoff model by one layer. River channel section is saturated area, therefore soil depth can be set-up as zero depth with no unsaturated and saturated layers. The process is expressed by surface layer, in which the rainfall directly reaches to the total runoff.

A method to lump a distributed sediment runoff model for one layer, in case the surface layer, was derived (Apip et al., 2007) as an extension from the lumping method proposed by Ichikawa et al., (2000). Herein, lumped rainfall runoff model derived from lumping distributed rainfall runoff model is expressed by a non-linear reservoir, the storage is non-linearly related to outlet water discharge by storage constants K and p as follows:

$$S_w = K\,Q^p \quad (23)$$

by substituting equation (23) into equation (10) becomes:

$$\frac{dS_{wN}}{dt} = r_N\,A_N + Q_H - \left(\frac{S_w}{K}\right)^{1/p} \quad (24)$$

K is the model parameter having a physical meaning, can be interpreted as the time of concentration for a kinematic wave to travel across the system.

The value of K is derived from the lumping distributed rainfall runoff approach (Apip et al., 2007). K is influenced by spatially distributed of slope length (L), slope gradient (i), roughness coefficient (n), upper contributing area (U), and total area (A). It proves that K can be derived from the integration of distributed equation. In new lumped model, K is dimensional parameter (m$^{6/5}$s$^{3/5}$) is defined as:

$$K = \sum_{j=1}^{N} \frac{w}{(A)^p}\frac{k_j}{p+1}\left(\left(L_j + \frac{U_j}{w}\right)^{p+1} - \left(\frac{U_j}{w}\right)^{p+1}\right) \quad (25)$$

in which $p = \frac{1}{m}$, and $\left(\frac{1}{\alpha}\right)^{\frac{1}{m}} = k$

$$\alpha = \frac{\sqrt{i}}{n} = \frac{\sqrt{\sin\theta}}{n}$$

where i is the slope gradient (m/m), n is the roughness coefficient, m is the exponent constant, which can be shown to be 5/3 from manning's equation, and j is the number of grid-cell.

b. Lumping Distributed Sediment Runoff Model

The concept of lumping method for hillslope area is applied for river channel area. The maximum sediment storage of the river channel can be calculated from each grid-cell based on water stored, s_{wi}, and TC_i. Sediment transport capacity at each grid-cell (TC_i) is function of topographic variables and hydrological responses. For each time-step **s**ediment concentration is assumed to be uniform over the river channel and this is the variable of sediment continuity.

Flow velocity derived from lumping distributed rainfall runoff model by one layer is:

$$v_i(x) = \frac{q_i(x)}{h_i(x)}$$

$$= \frac{\bar{r}\left(\frac{U_i}{w} + x_i\right)}{\left(\frac{\bar{r}\left(\frac{U_i}{w} + x_i\right)}{\alpha_i}\right)^p}$$

$$v_i = \left(\frac{Q}{A}\left(L_i + \frac{U_i}{w}\right)\right)^{1-p} k_i^{-1} \qquad (26)$$

where v_i is independent variable of Unit Stream Power at each grid-cell (USP_i) as follows:

$$USP_i = v_i \sin\theta_i = v_i\, i_i$$

$$USP_i = \left(\frac{Q_w}{A}\left(L_i + \frac{U_i}{w}\right)\right)^{1-p} k_i^{-1}\, i_i \qquad (27)$$

Transport capacity concentration of flow for each grid-cell inside river channel area is predicted using equation(7) with variable unit stream power is substituted by equation(27).

The maximum sediment storage at the river channel area is calculated by adding up TC_i multiply to s_{wi} for all grid-cells as follows:

$$S_s^{\max} = \sum TC_i\, s_{wi}$$

$$= \sum_{i=1}^{N} w \left(\frac{Q}{A}\right)^p k_i \frac{1}{p+1}\left(\left(L_i + \frac{U_i}{w}\right)^{p+1} - \left(\frac{U_i}{w}\right)^{p+1}\right) TC_i$$

(28)

4. Numerical Experiment and Model Evaluation

Study Area

The lumped model derived from lumping a distributed model was applied to the Lesti River catchment (351.3 km^2) (see Fig. 9), a tributary catchment in the Upper Brantas River basin (11,800 km^2), in East Java, Indonesia. This area represents a tropical volcanic area, where land use types are largely dominated by agriculture lands. Most of urban lands, dense forests, and paddy fields are relatively small and concentrated in several spot areas. At the confluence point of the Lesti River and the Brantas main reach, the Sengguruh dam was constructed in 1998. Unexpectedly, most of the gross storage (21.5 million m^3) has been already filled with the large amount of sedimentation from the Lesti River

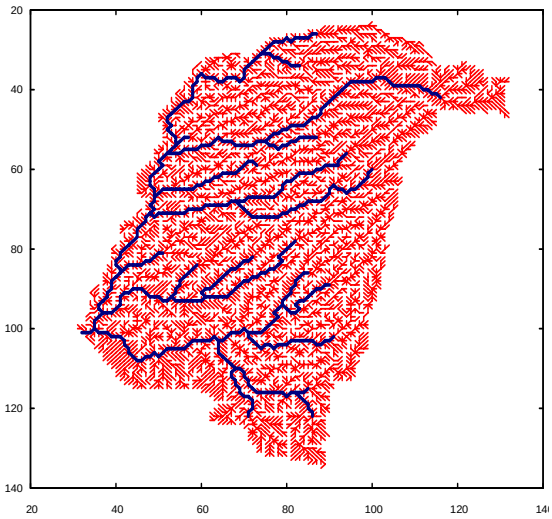
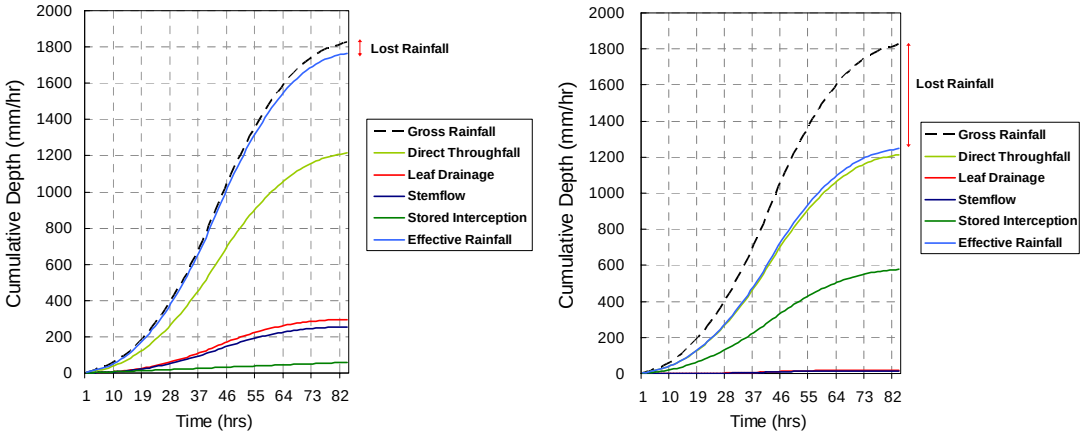


Fig. 9 Flow direction image with river channel network in Lesti River catchment.

Impact of Interception to Effective Rainfall

As explained before, the lumped model parameters which are derived based on lumping distributed model use the spatially distributed effective rainfall intensity as function of land use type. Figure 10 illustrates the dynamic modeling of the interception process under the dominant of vegetation; (a) low interception store, and (b) high interception store. The relative importance of leaf drainage and stemflow are seen to increase with low interception store, and otherwise.



(a) (b)

Fig. 10 Simulation the division of cumulative gross rainfall into leaf drip, direct throughfall, stem flow, and effective rainfall under; (a) low interception storage, and (b) high interception storage.

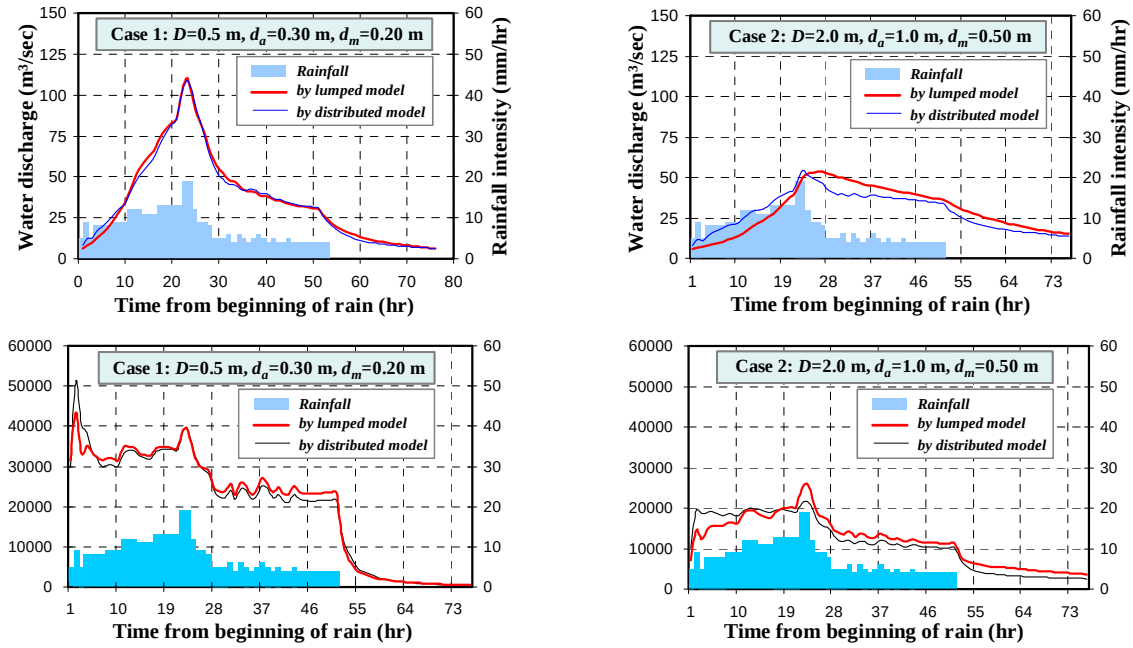


Fig. 11 Computed water discharges and sediment concentrations with different combinations soil thickness (*D*) by using original distributed sediment runoff model and it lumped model version.

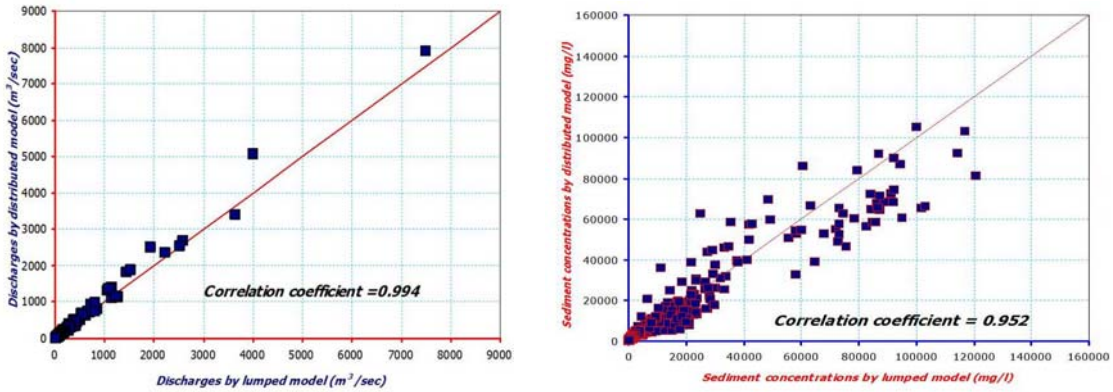


Fig. 12 Comparison of simulated outflow discharges and sediment concentrations by lumped model and distributed model. The solid line is 1 to 1.

Hillslope Model Evaluation

Figure 11 shows comparisons of simulated water and sediment concentration at the outlet for two cases of soil thickness which calculated by the distributed and the lumped models. The blue and black lines are simulated water and sediment concentration by the distributed model and red lines are simulated water and sediment concentration by the lumped model. In the case when soil thickness is shallow (Case 1), discrepancy between the results for both the water discharge and sediment concentration by the lumped and distributed is generally less than in the case surface soil thickness is more thick (Case 2). The difference increases in the case when soil thickness is very thick, where the lumped model generally tends to under estimate water discharge and sediment concentration at the rising limb, and over estimate at the falling limb of hydrograph and sedimentgraph. This difference is due to the assumed steady state condition in deriving the lumped model. In Case 2, the hillslope system did not reach a steady state due to slow movement of water for deep soil layer. Thus the Q-S_w relationship for the lumped model shows some difference from distributed one.

Within the range of possible soil depths, the difference is small and it does not cause severe problems for applications. Table 1 shows the differences value in cumulative total runoff and sediment yield calculated by lumped and distributed models, which are less than 7%.

Table 1 Simulated cumulative runoff and sediment yield

Variables	Cases	Distribu-ted Mod.	Lumped Mod.	Differen-ce (%)
Runoff (m^3)	Case 1	2724.20	2776.63	1.56
	Case 2	2192.48	2293.90	4.63
Sediment yield (kg)	Case 1	1517.05	1548.86	2.10
	Case 2	856.45	909.13	6.15

River Channel Model Evaluation

The model which was lumped was applied to study site and we evaluate the performance of the lumped model by comparing to simulation results computed by distributed model. The numerical experiment was run for the river channel area.

The lumped model performance, qualitative and statistic, for outflow discharges and sediment concentrations during varying-time simulation with several events are given in Fig 12. The figure shows the simulation results for outflow discharge and sediment concentration computed by lumped model basically approximated the simulation results computed by distributed model in the spatial and temporal changes. The values of correlation coefficient more than 0.90, its mean that the lumped river channel erosion model is in an acceptable way to reproduce the discharge and sediment concentration which calculated by distributed model.

4 Conclusions

New version of lumped sediment runoff model for hillslope and river channel was developed. The main advantage of lumping distributed model lies in the capability to obtain new generation of lumped model without losing model and parameter physical interpretation. The lumped model runs efficiently in terms of calibrating and running time.

Within the range of possible cacthment area and soil depth, simulation results computed by the lumped model for hillslope area and river channel agree well with the simulation results computed by the original distributed model. For hillslope model, the discrepancy of the lumped model and distributed model increases when the soil thicknesses increase, low accumulative rainfall amount, and/or spatial temporal variation of rainfall are large.

The analyses spatial scale dependency of a lumped sediment runoff model derived from a physically-based distributed sediment runoff model and it application for large catchments are important areas of further research.

Acknowledgment

This study was supported by the MEXT Coordination Fund for Promotion of Science and

Technology, Japan Science and Technology Agency (PI: Prof. Kaoru Takara, DPRI, Kyoto Univ.).

References

Apip., Sayama, T., Tachikawa., Y. and Takara, K. (2008): Lumping of a physically-based distributed model for sediment runoff prediction in a catchment scale, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 52, pp 43-48.

Apip., Sayama, T., Tachikawa., Y. and Takara, K. (2007): The spatio-temporal predictions of rainfall-sediment-runoff based on lumping of a physically-based distributed model, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 50B, pp. 79-94.

Ichikawa, Y., and Shiiba, M. (2002): Lumping of kinematic wave equation considering field capacity. Third international conference on water resources and environmental research. 22nd-25th of July 2002 at Dresden University of Technology.

Ichikawa, Y., Oguro, T., Tachikawa, Y., Shiiba, M., and Takara, K. (2000): Lumping general kinematic wave equation of slope runoff system (in Japanese), Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 44, pp. 145-150, 2000.

Kojima, T., and Takara, K. (2003): A grid-cell based distributed flood runoff model and its performance, weather radar information and distributed hydrological modelling, IAHS Publ. No. 282, pp 234-240.

Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Chisci, G., and Torri, D. (1998): The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. Earth Surface Process and Landforms, Vol. 23, pp. 527-544.

Sivapalan, M., C. (2002): Linearity and non-linearity of basin response as a function of scale: Discussion of alternative definitions, Water Reour. Res., Vol. 38(2), 1012, doi:10.1029/2001WR000482.

Tachikawa, Y., Nagatani, G., and Takara, K. (2004): Development of stage-discharge relationship equation incorporating saturated – unsaturated flow mechanism, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 48, pp. 7-12.

Oishi, S., Sayama, T., Nakagawa, H. Satofuka, Y., Muto, Y., Sisinggih, D. and Sunada, K. (2005): Development of estimation method for impact energy of raindrop considering raindrop size distribution and the relationship between the impact energy and local sediment yield, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, vol. 49, pp. 1087 - 1092.

Yang, C. T. (1973): Incipent motion and sediment transport. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., Vol. 99, No. HY10, pp. 1679-1704.

Yang, C. T. (1979): Theory the minimum rate of energy dissipation. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., Vol. 105, No. HY7, pp. 1679-1704.

河川部の土砂輸送過程を考慮する物理分布型土砂流出モデルの集中化手法

APIP*・立川康人*・佐山敬洋・宝　馨

＊ 京都大学工学研究科都市環境工学専攻

要　旨

斜面部の土砂生産と河道部の土砂輸送を再現する分布型土砂流出モデルの集中化手法を提案する。本手法は，降雨流出過程の定常性を仮定することにより，流域下端の流量と空間分布する斜面部および河道部の貯水量との関係を導出する。つぎに，その関係をもとに，斜面部・河道部の輸送可能土砂量を各グリッドセルの貯水量の関数として算定する。各グリッドセルにおける土砂の侵食・堆積過程は，その輸送可能土砂量と上流からの土砂供給とのバランスをもとに計算する。提案するモデルをインドネシアのレスティ川流域に適用することにより，集中化手法の妥当性を検証した。

キーワード:集中化，分布型降雨土砂流出モデル，土壌侵食，斜面，河道，レスティ川流域

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

多重仮想時間軸を持つ時空間データベースシステムの開発

畑山満則・多々納裕一

要　旨

筆者らは，阪神・淡路大震災以降，防災（災害対応を含む）活動を支援することも視野に入れた情報システムの開発に取り組んでいる。災害時に利用できる情報システムは，平常時の自治体業務支援システムと連動した形で構築するべきであることを指摘し，そのための技術的要素として時間情報を持つ空間情報による自治体情報管理手法を提案している。本稿では，人為的時間軸を多重仮想時間軸として時空間GISに実装し，これを用いて開発した水害リスクコミュニケーション支援ツールについて報告する。

キーワード: 時空間情報，　GIS，リスクコミュニケーション

1.　はじめに

筆者らは，阪神・淡路大震災以降，防災（災害対応を含む）活動を支援することも視野に入れた情報システムの開発に取り組んでいる。災害時に利用できる情報システムは，平常時の自治体業務支援システムと連動した形で構築するべきであることを指摘し，そのための技術的要素として時間情報を持つ空間情報による自治体情報管理手法を提案している。この提案の技術的要素は，時空間データベース構造KIWI+と時空間地理情報システムDiMSISとして実装され，現在，複数の自治体でその有効性に関する検証を兼ねた試行導入がなされている。

時空間GISは，自治体での統合型情報システムを構築することが目的であるが，自治体内の都市計画にかかわる部署では，その利用に限界があることが寺木（2003）によって指摘された。これに対し，浦山ら（2004）において，多重仮説データを管理する手法として人為的時間軸の導入が提案された。本研究では，人為的時間軸を多重仮想時間軸として時空間GISに実装し，これを用いて開発した水害リスクコミュニケーション支援ツールについて報告する。

2.　多重仮想時間軸を用いた時空間情報管理

浦山ら（2004）では，現実の地物の変化に加えて仮説に基づく地物の変化情報を記述するために「ステージ番号」と呼ばれるパラメータを導入している。また，計画策定後の評価，推定・予測した後の評価等において，前提とした空間基盤データ等が評価時点までには殆ど変更されてしまうことを考慮し，評価根拠である空間情報を評価作業の時点で復元することを目的とした「人為的時間軸」の導入を行っている。本研究では，「ステージ番号」により分類可能となった仮説の多重性と，「自然時間軸」とは別軸の「人為的時間軸」を記述する「多重仮想時間軸」を用いて，提案された概念を実現することにする。

多重仮想時間軸を用いた時空間情報の管理は，以下のように説明される。

（１）　自然時間軸上の地物が変化する場合（多重仮想時間軸の必要なし）

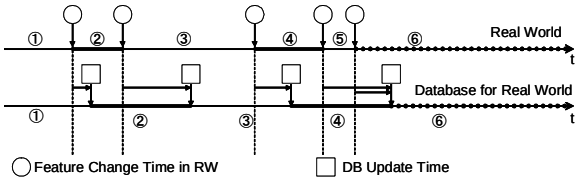


Fig.1 Feature Changes on Database

Fig.1 に示すようなデータベース管理がなされる。つまり，現実世界で変化が生じ（○に相当），その後，調査によってその変化が見つけられた際にデータベースは更新される（□に相当）。リアルタイムでのモニタリングとデータ更新がなされれば，現実世界と自然時間軸上のデータは同等になる可能性があるが，多くの場合は Fig.1 のようにデータ更新には時間遅れが生じるため，現実世界に対応している期間にはずれがある（□～□の対応に相当）。

道路などの計画的に変化する地物（●に相当）については，未来の現実データを先取りして自然時間軸上にデータ更新をしておくことで，現実世界との対応期間のずれをなくすことができる（Fig.2）。

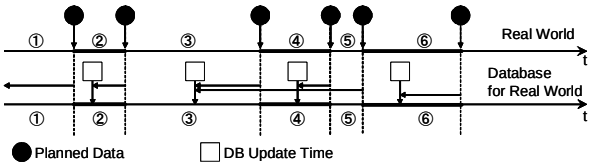


Fig.2 Database Management for Planned Data

（２） 自然時間軸上のある時点で計画や分析を行った場合

自然時間軸上のある時点に対し，確定しない未来情報を入力したり，シナリオ分析，仮説・推論のためのシミュレーションを行ったりする場合がある。これらの情報は現実世界の情報ではないため自然時間軸上に記述することは望ましくない。そこで，人為的時間軸上に記述される。時空間データベースでは，指定される時点は無限にあるため，多種多様なパラレルワールドを作成可能であるため，人為的時間軸は１つとは限らない。これらを分類する概念がステージ番号となる。つまり，多重仮想時間軸とは，複数の人為的時間軸に相当することになる（Fig.3）。自然時間軸と人為的時間軸を重ね合わせて表示することで，仮想的な空間の情報を復元することが可能となる。

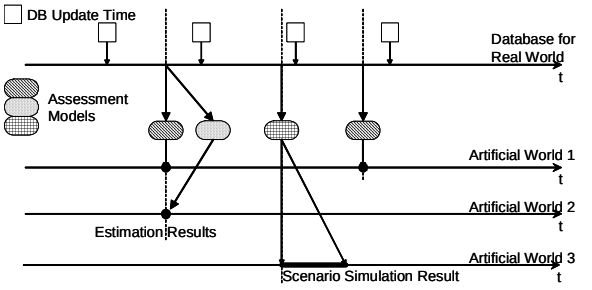


Fig.3 Database Management on Artificial World

このような概念を時空間データベース構造であるKIWI＋（KIWI+委員会，2001）に実験的に追加し，時空間地理情報システム DiMSIS（畑山ら，1999）上に実装した。実装に際しては，多重仮想時間軸は，空間情報に対して有効な種別（レイヤ）のような役割をもつ，多重仮想時間軸種別（MATAxisCode）を時間情報に対して付加することとした。実装方法については，複数存在する人為的時間軸も１つの物理的な軸と考え，高次元 GIS として実装する方法（伊理，1998，鳥海・伊理，1998）も考えられたが，人為的時間軸間の位相関係については，空間上の位相関係と利用頻度が違うため，KIWI+のような単純か位相構造非明示（算出）型データ構造のほうが適していると考えている。

3. 水害リスクコミュニケーション支援ツール

２で実装した多重仮想時間軸を持つ時空間 GIS の１つの具体事例として，水害リスクコミュニケーション支援ツールを開発した（川嶌ら，2006）。このツールは，水害による被害を軽減化するためのソフト対策である水害リスクコミュニケーションを支援する目的で開発された。本稿では，支援ツールの内容と多重仮想時間軸を用いたシステムの例としてこのツールを捕らえるものとする。なお，水害リスクコミュニケーションそのものの成果については川嶌ら（2006）を参照されたい。

3.1 ツールへの要求条件

現状で行政が地域住民に対して行う主な水害危険度情報の提供手法は，洪水ハザードマップの配布である。この手法に対しては情報提供手法が一方向的であること，水害リスク情報を含まないことなどから，自助・共助の支援には必要であっても十分ではない。本ツールは，洪水ハザードマップに付加的な機能を提供することにより自助・共助の促進を目指すものである。支援ツールに関連するアクタとしては，行政，地域住民，そしてファシリテータが考えられる。行政においては水害リスク情報の作成，提供が想定され，地域住民やファシリテータには，水害リスク情報や，自分の考える水害時の対応行動に対する安全性の評価が受け取れることが必要である。以下では想定されるユースケースに関して，その概要を述べる。

（１）水害リスク情報の提供

アクタは行政であり，具体的には，直轄河川においては国土交通省，その他の河川では地方自治体である。実際には河川工学の研究者の協力を得て氾濫解析を行う，あるいはその結果の提供を受けることになるが，行政にはサービスとしてその情報を揃え，住民に対して提供する責務を負うものとする。また本ユースケースの条件としては，水害リスク情報が氾濫解析によるものであること，氾濫解析がシナリオを横断的に備えるものであること，そしてそのデータが時系列を持つことであるとする。また提供はユーザが本システムを利用する以前に完了し，さらにデータの対象地域や精度の変更を要する際には適宜提供されるものとする。

（2）水害リスク情報の獲得

アクタとしては，地域住民とファシリテータが想定される。システムを個人で利用する場合は地域住民，ワークショップ等で利用する場合には，直接のユーザとしてファシリテータが獲得を行い，さらにワークショップの参加者である地域住民に提供されることとなる。本ユースケースの目的は，地域住民の避難メンタルモデルにおける水害を，リスク概念を含む横断的なものに変容させることである。よってその条件としては，行政による水害リスク情報の提供における水害リスク情報に対して定義されるものと同様に，シナリオを横断的に備える氾濫解析による時系列情報の提供が前提となる。

（3）対応行動に対する評価の獲得

避難や財の確保などの対応行動の評価獲得は，本支援ツールにおける最も中心的なユースケースである。水害リスク情報の獲得と同様に，アクタとして地域住民個人とファシリテータを想定する。その目的は，地域住民持つ避難メンタルモデルを表層化させ，システムとのインタラクション，あるいは他者とのインタラクションによってこれを客観的な形に変容させることである。

3.2 システム概要

システム全体の概要について，Fig.4 に示すクラス図を用いて説明する。3.1 の３つの要求定義に対応した 3 つのオブジェクトとして氾濫アニメーション，避難シミュレータ，家屋の被害予測オブジェクトを開発した。各オブジェクトの機能は以下である。

（1）氾濫アニメーション

降雨確率と破堤地点をインプットとして，地図上に特定の氾濫シナリオにおける氾濫の変化の様子をアニメーションで表示。

（2）避難シミュレータ

ユーザの入力により得られた避難の安全性を決める３つの要素である避難先，避難タイミング，避難経路と氾濫シナリオを用いて避難のリスクを明示。

（3）家屋の被害予測

ユーザの入力から推定される家計の資産額と氾濫シナリオを用いて家屋と家財に関する被害額を明示。対応行動（保険加入，家財移動）による被害額の減少についても明示。

これらのオブジェクトは，DBMS に相当する DiMSIS の管理下にあり，浸水深，最大浸水深，メッシュID，建物形状ベクタデータ，背景地図のラスタデータを利用している（Fig.4）。時系列浸水深は，複数の降雨確率と，さらに降雨確率毎の破堤の有無，あるいは破堤地点によって規定される68の氾濫シナリオ（内水氾濫も考慮）を持ち，シナリオ毎に地理的座標と時間を属性に持つ点列によって構成されている。これに対して最大浸水深においては，浸水深は属性として時間を持たず，氾濫シナリオ毎のある地点における最大浸水深の点列で構成される。システムにはこれに加えて位置属性を持つメッシュIDの点列と，建物属性と地理データとしての形状を持つ建物形状が統合されている。

3.3 多重仮想時間軸を用いたデータの定義

本ツールで取り扱う情報において，自然時間軸で管理すべきものは，背景図，建物データ，メッシュ ID であり，68 のシナリオを持つ氾濫シナリオと最大浸水深情報は，いくつかの想定を用いたシミュレーション結果として人為的時間軸で管理される情報である。最大浸水深も１つのシナリオであると捕らえれば，１つのシナリオが１つの人為的時間軸を示すことになる。この情報は，シミュレーションが行われた時間に最新であった情報の示す世界に対して付加しており，河川改修や下水道の再整備などハードな対策がこのシミュレーション実行以降に施された場合，それらの情報が反映された空間情報セットに対して無効な情報となる。シミュレーションに影響を与える地物の管理が同一データベース上では行われていれば，シミュレーションが有効な期間を明示することも可能となる。

4. おわりに

本研究では，多重仮想時間軸の説明とその応用例として水害リスクコミュニケーションツールにおける空間情報の管理に関して説明した。多重仮想時間軸は，情報更新と地域計画，地域分析が同じDB上に混在する場合にその重要度を増す。特に防災分野では，最新のリスクを明示するため，より新鮮な情報，最新のモデルを用いたシミュレーションが繰り返される。今後は，これらの情報の管理について詳細な考察を行っていく予定である。

参考文献

寺木（2003）：都市計画・まちづくり支援のための・GIS，地理情報システム学会講演論文集，Vol.12，pp.135-140.

浦山ら（2004）：多重仮説データを管理できる時空間データベース構造の開発，地理情報システム学会講演論文集，Vol.13，pp.233-236.

伊里（1998）：高次元 GIS への１つの道，地理情報システム学会講演論文集，Vol.7，pp.123-126.

鳥海，伊里（1998）：多次元 GIS のための位相情報構

造と実例，第 2 回統合型地理情報システムシンポジウム予稿集，pp.47-62.
畑山ら（1999）：時空間地理情報システム DiMSIS の開発，GIS-理論と応用，Vol.7，No.2，pp.25-33.
KIWI+委員会（2001）：http://www.kiwiplus.jp.
川嶌，多々納，畑山（2006）：自律的避難のための水害リスクコミュニケーション支援システムの開発，土木計画学研究・論文集，Vol.23，CDROM.

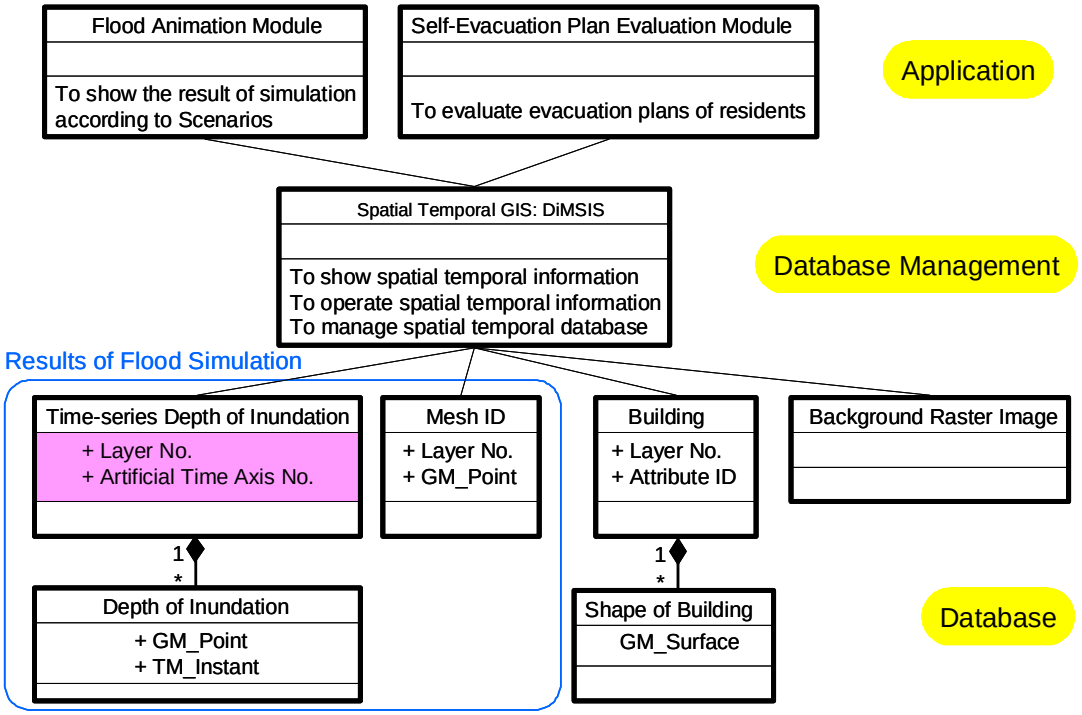


Fig.4 UML Class Diagram on Developed Flood Risk Communication System

Development of Flood Risk Communication Support Tool using Spatial Temporal Database Management System with Multiple Artificial Time Axis

Michinori HATAYAMA and Hirokazu TATANO

Synopsis

In urban planning and in simulation of disaster presumption, one or more results are overlaid and displayed with actual data. And those results will be analyzed and evaluated after days. However, consistent information processing such as comparing with fact-data which changes is difficult by conventional Spatial Temporal GIS also. In this research, firstly a concept of multiple artificial time axes (MATAxes) is explained. And then a tool for flood risk communication is developed as an example of spatial temporal database system with MATAxes

Keywords: Spatial Temporal Information, GIS, Risk Communication

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成20年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Improvement of Micro-credit's Sustainability and Farmers' Welfare: the Study on the Institutional Reformation of Rural Credit Cooperatives in China

Wei-Bin YU*, Muneta YOKOMATSU and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Since 1951, Rural Credit Cooperatives (RCCs) have played an important role in supporting the development of rural China. By the institutional reformation on 2000, RCCs' got larger independency on management from the government, while they are now faced by some problems of sustainability caused by staffs' inappropriate management and farmers' ignorance about RCCs' economic conditions. In this paper, we formulate a model to investigate how to increase RCCs' sustainability as well as farmers' welfare. It is found that with farmers' decision making both on disaster mitigation and RCCs' financial management, both RCCs' sustainability and farmers' long-term benefit are improved.

Keywords: Rural Credit Cooperatives, sustainability, disaster mitigation, financial risk management

1. Introduction

Chinese Rural Credit Cooperatives (RCCs) were founded in 1951 (Baidu, 2008a). At the beginning, RCCs financed from farmers and mainly supplied members with financial service. And the initial purpose of RCCs is to support agricultural production through supplying mutual aid among local farmers. After more than 50 years development, the current objective of RCCs has been enriched to support agriculture, rural development, cooperative economy and members' domestic economy (Baidu, 2008b). The capital sources have been extended to share-selling income, common reserve fund and saving while the main job of RCCs is still supplying members with financial services. And in general, RCCs' managers should be decided by the democratic election system based on members. Top decision-making body is members' congress. The executive body is council that is in charge of daily management and operation.

During the past 50 years, RCCs have been doing much positive affect on the development of rural China such as supplying farmers with necessary production capital, improving farmers' employment opportunities, increasing farmers' income and completing rural financial system (Chen and Qiu, 2006).

Besides above active effort on rural economy, RCCs still have some insufficiencies that motivate one reformation started from 2000 (Zhang, 2006). The core of the reformation is construction of property right system under the supervision and direction of local government. The main purpose is to improve RCCs' commercial sustainability. Although some improvements have been achieved, there are still some insufficiencies that are pointed by preceding studies as follows:

[1] Share holders (RCCs' members) do not participate in the management of RCCs efficiently. As for individual farmers, it is not economical to

participate in the management of RCCs for their small investments. For most farmers, to invest in RCCs is only the way to get the loan from RCCs. As long as the stable income gain from investment in RCCs is guaranteed, individual shareholders do not care about the daily operation and management of RCCs (Wang, 2006; Shangguan, 2006).

[2] There are too much political interventions that affect RCCs' operation and management seriously. The principle-agent relationship between shareholders and managers is intervened by the government. As a matter of fact that is observed generally, the provincial government decides the senior managers of the Provincial Union of RCCs that appears during the process of above reformation. And the Provincial Union of RCCs decides the senior managers of the County Union of RCCs. That makes managers' objective different from shareholders' (Zhang, 2006; Tao, 2006; Ji and Zhang, 2006).

[3] The loan from RCCs is mainly allocated to traditional agricultural production that suffers a lot from disasters. If the disaster happens, RCCs' repayment rate and profit rate will be affected seriously (Wang, 2006).

[4] In general, farmers do not care about RCCs' sustainability. Farmers are not aware of the possibility of RCCs' bankruptcy after the reformation because of their deficient participation in RCCs' management and operation. They think the government will support RCCs anyway if the unsuccessful repayment (induced by huge disasters) makes it difficult for RCCs to survive. That opinion makes the disaster mitigation effort of farmers is not adequate (Zhang, 2006; Shangguan, 2006).

[5] RCCs' staff is without enough motivation to focus on RCCs' daily operation and business extension. Without active participation and efficient supervision from members, it is difficult to make staff do adequate management and operation for the long-term benefit of RCCs' members (Wang, 2006; Shangguan, 2006; Ji and Zhang, 2006).

Correspondingly, according to present related research, the following countermeasures should be considered.

[1] Give members corresponding discount on loan interest rate according to their individual investment to RCCs. Further more, RCCs should allocate the profit to the members according to their individual contribution (Wang, 2006; Shangguan, 2006).

[2] Make RCCs more independent through the legislation for rural credit cooperation (Zhang, 2006; Wang, 2006; Shangguan, 2006).

[3] Support rural enterprises and make relatively higher profit income from them (Zhang, 2006; Wang, 2006; Tao, 2006; Ji and Zhang, 2006).

[4] Carry out new management mode and property right system reformation according to local realities (Zhang, 2006; Wang, 2006; Shangguan, 2006; Ji and Zhang, 2006; Liang, 2006).

[5] With adequate financial risk management and proper operation, RCCs should mainly support agriculture, rural economy and farmers (Zhang, 2006; Shangguan, 2006; Tao, 2006; Liang, 2006).

According to above statement, we found that the participation of shareholders (RCCs' members) in RCCs' management is very important for RCCs' efficiency and sustainability improvement. Only with the efficient management from members, RCCs can really work for their real owners' benefit and the development of rural China. In this study, we would like to focus on farmers' participation in the management of RCCs. The rest of this paper consists of the following parts. In Chapter 2, we will talk about the analytical description of our model. And in chapter 3, the numerical analysis will be carried out. Finally, in chapter 4, some corresponding conclusions will be discussed.

2. The Model

2.1 Model environment

As mentioned above, we only talk about farmers' participation in RCCs' management. So in our model, there are only two parties: RCCs and farmers. The latter is the only investor to RCCs. That means farmers are the only member and owner of RCCs. After the investment, the managers of RCCs will make the decision about daily operation and loan allocation. During the decision process, we suppose there is no intervention from the government after some successful institutional reformation. And farmers can voluntarily choose to participate in RCCs' management or not. As we mentioned before, the main loan of RCCs is

allocated to traditional agricultural production that depends too much on natural disaster. Correspondingly, that will affect the repayment and profit rate of RCCs very much. It is natural for us to think about lending the main loan to other kind of production with relatively stable return. But one important job of RCCs' is to support agriculture. That means we should make some kind of balance among several loan allocations. As one innovative way, we suppose RCCs' loan will be separated to three parts: agricultural loan, credit to other financial institutions (such as saving in commercial banks) and some risky investment (such as lending to rural enterprises). The main job of RCCs' management process is to decide the exact ratio among that three loan allocations. After the ratio decision, farmers will get the loan from RCCs and do the cultivation. In general, the crop will be affected if the disaster happens. We suppose farmers' disaster mitigation investment will decide the remaining ratio of post-disaster crop. Finally, RCCs will get the repayment from farmers' crop, interest income from other banks and profit return from risky investment. After that, we will check RCCs' asset is less than before or not. If the answer is negative, the similar process of loan allocating, loan lending, cultivating, disaster mitigating, loan repaying and RCCs' asset checking will happen continuously. And if the answer is positive, that means RCCs can not afford the loan to farmers anymore. In other words, at least as for farmers, RCCs fall in the bankruptcy. That will disable farmers' continuous agricultural production.

For simplification, we would like to arrange event-sequence as follows:

[1] Farmers make investment to RCCs.

[2] RCCs' managers make loan allocation among agricultural loan, safe investment and risky investment.

[3] Farmers get the loan from RCCs.

[4] Farmers cultivate land and mitigate disaster.

[5] Disaster happens with the probability of μ.

[6] RCCs' get the repayment from farmers, other banks and risky investment.

[7] RCCs will continue to supply farmers with loan in next period if their asset is more than initial one.

According to above arrangement, we found that loan allocation ratio and farmers' mitigation investment will affect RCCs' sustainability. And RCCs' sustainability decides farmers' long-term benefit. That means there are farmers' potential motivation to participate in RCCs' management and optimal disaster mitigation effort for optimizing their own long-run benefit. In other words, our job is to find out how to encourage farmers to participate in RCCs' management and what is the optimal disaster mitigation investment through the coming model.

For simplification, the number of farmers and that of RCCs are respectively standardized to be 1. The initial asset of RCC consists of common reserve fund and farmers' investment (necessary for becoming RCC's member). And we suppose the loan amount for agricultural loan is fixed. The management process of RCC is to decide the ratio between the safe investment and the risky investment.

2.2 Farmers' utility before institutional reformation

Before institutional reformation of RCC, we suppose farmers do not know and care about RCC's decision on the ratio between the safe investment and the risky investment. They only care about their income from cultivating. And they think RCC will not fall in bankruptcy even if they fail to pay loan and interest back to RCC because of huge disasters. Because they believe the government will support RCC anyway. In other words, farmers believe the disaster will not affect the probability of getting the loan in next time. For the coming analysis, the following symbols will be used:

[1] μ : the probability of disaster.

[2] l : the loan from RCC to farmers.

[3] hl : the production function of farmers. h is a constant.

[4] ρ : the loan interest rate asked by RCC from farmers.

[5] β : the discount factor.

[6] σ : farmers' disaster mitigation effort that varies from 0 to 1.

[7] c : the opportunity cost of farmers' disaster mitigation effort.

[8] $\alpha\gamma(\sigma)$: the remain rate of crop after disaster.

α is a constant while $\gamma(\sigma)$ is a function of σ, and the both distribute between 0 and 1. In numerical simulation, we specify $\gamma(\sigma)$ like

$\gamma(\sigma) = \sigma(2-\sigma)$.

[9] I : the investment from each farmer to RCC.
[10] r : the constant interest rate for farmers' investment to RCC before institutional reformation.

According to above, farmers' net income should be $hl-(1+\rho)l$ if the disaster does not happen. Correspondingly, farmers' net income will be $\max[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l,0]$ if the disaster happens. Because we suppose farmers should give all the crops to RCC if the post-disaster crop is less than the repayment farmers should give to RCC. Then, we can write farmers' expected utility as follows.

$$W^I = (1-\mu)\{[hl-(1+\rho)l]+\beta W^I\} + \mu\{\max[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l,0]+\beta W^I\} - c\sigma + Ir \quad (1)$$

Respectively, we can state farmers' optimal problem as follows.

[1] If $\alpha\gamma(\sigma)hl \geq (1+\rho)l$. That means post-disaster crop is more than the repayment that farmers should give to RCC.

$$\underset{\sigma}{Max}\, W^I = \frac{(1-\mu)[hl-(1+\rho)l]}{1-\beta} + \frac{\mu[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l]-c\sigma+Ir}{1-\beta} \quad (2)$$

[2] If $\alpha\gamma(\sigma)hl < (1+\rho)l$. That means post-disaster crop is less than that farmers should give to RCC.

$$\underset{\sigma}{Max}\, W^I = \frac{(1-\mu)[hl-(1+\rho)l]-c\sigma+Ir}{1-\beta} \quad (3)$$

With considering the consistency of the constraints about $\alpha\gamma(\sigma)hl$ and $(1+\rho)l$, we can get farmers' optimal disaster mitigation effort, σ^{I^*} , and expected utility, W^{I^*} , by comparing the results of formula (2) and (3).

2.3 Farmers' utility after institutional reformation

From now, we start to study farmers' utility after RCC's institutional reformation. We would like to discuss farmers' utility under three different situations orderly: without perfect information about RCC's management, with perfect information about RCC's decision and with efficient participation in RCC's management.

(1) Farmers' utility without perfect information about RCC's management

In this case, we suppose farmers still behave according to their original knowledge about RCC's management and operation before institutional reformation. That means farmers will do σ^{I^*} for disaster mitigation and expect utility as W^{I^*}. But their real expected utility, W^{II^*} , in this situation will be different from W^{I^*} because RCC now faces the possibility of bankruptcy after institutional reformation. The probability for farmers to get loan in next period will be affected if RCC's sustainability is destroyed by the unsuccessful repayment induced by the huge disaster. At the end of each period, after getting the repayment from farmers, the return from safe investment and that from risky investment, RCC's asset will be compared with that initial one. If the former is bigger than the latter, RCC will survive and farmers will get RCC's net income at the end of this period and the agricultural loan in next period. If RCC's asset is smaller than that initial one, RCC

will fall in bankruptcy and farmers will not get the agricultural loan in next period. That means farmers' cultivation will be stopped.

For above extended discussion, we would like to mark the following symbols:

[1] A_0 : RCC's initial asset. In our model, we suppose the loan allocated to other investment than agricultural loan is constant in each period as long as the RCC's operation continues. Then the total loan allocated to safe investment and risky investment is $A_0 - l$.

[2] η : the ratio of the loan allocated to risky investment. It varies from 0 to 1. That means the loan allocated to safe investment is $(1-\eta)(A_0 - l)$ and that to risky investment is $\eta(A_0 - l)$.

[3] θ : the stochastic rate of return from risky investment.

[4] R : the deterministic rate of return from safe investment.

[5] A_i^n : RCC's asset at the end of period i when there is no disaster in period i.

$$A_i^n = (1+\rho)l + \eta(A_0 - l)\times\theta + (1-\eta)(A_0 - l)R \quad (4)$$

[6] A_i^d : RCC's asset at the end of period i when there is disaster in period i.

$$A_i^d = (1+\rho)l + \eta(A_0 - l)\theta + (1-\eta)(A_0 - l)R$$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl \geq (1+\rho)l$ (5)

$$A_i^d = \alpha\gamma(\sigma)hl + \eta(A_0 - l)\theta + (1-\eta)(A_0 - l)R$$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl < (1+\rho)l$ (6)

[7] $P^n = \Pr ob(A_i^n \geq A_0)$: the probability that RCC's asset at the end of period i is bigger than that initial one when there is no disaster in period i.

[8] $P^d = \Pr ob(A_i^d \geq A_0)$: the probability that RCC's asset at the end of period i is bigger than that initial one when disaster occurs in period i.

In this case, for simplicity, we suppose RCC's staff just allocate the loan between the safe investment and the risky one averagely because they do not have enough motivation to maximize the income from investment without farmers' participation in RCC's management. That means η =0.5.

We additionally assume that the profit of RCC in each period, $A_i^n - A_0$, is consumed by the farmer in that period and can not be saved for the following periods.

Till now, we can write farmers' utility as follows:

$$\begin{aligned} W^{II} &= (1-\mu)\{[hl - (1+\rho)l] + P^n(A_i^n - A_0 + \beta W^{II})\} \\ &+ \mu\{\max[\alpha\gamma(\sigma)hl - (1+\rho)l, 0] \\ &+ P^d(A_i^d - A_0 + \beta W^{II})\} - c\sigma \end{aligned} \quad (7)$$

Where

$A_i^n = (1+\rho)l + 0.5(A_0 - l)\theta + 0.5(A_0 - l)R$;

$A_i^d = (1+\rho)l + 0.5(A_0 - l)\theta + 0.5(A_0 - l)R$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl \geq (1+\rho)l$;

$A_i^d = \alpha\gamma(\sigma)hl + 0.5(A_0 - l)\theta + 0.5(A_0 - l)R$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl < (1+\rho)l$.

With considering the consistency of the constraints about $\alpha\gamma(\sigma)hl$ and $(1+\rho)l$, we can get farmers' real expected utility, W^{II^*}, in this

case by applying σ^{II^*}, equals to σ^{I^*}, in equation (7).

(2) Farmers' utility with perfect information about RCC's decision

In this case, we suppose farmers have perfect information about RCC's decision about the loan allocation ratio between safe investment and risky investment. Although farmers can get all the profit from above investment, they cannot affect the investment ratio. Farmers can only maximize their expected utility by choosing adequate disaster mitigation effort. That means the ratio of the loan allocated to risky investment, η, will still be 0.5.

Let's recall the expression of farmers' real expected utility mentioned in above case.

$$W^{III} = (1-\mu)\{[hl-(1+\rho)l] + P^n(A_i^n - A_0 + \beta W^{III})\}$$
$$+\mu\{\max[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l, 0]$$
$$+P^d(A_i^d - A_0 + \beta W^{III})\} - c\sigma \quad (8)$$

Where

$$A_i^n = (1+\rho)l + 0.5(A_0 - l)\theta + 0.5(A_0 - l)R;$$

$$A_i^d = (1+\rho)l + 0.5(A_0 - l)\theta + 0.5(A_0 - l)R$$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl \geq (1+\rho)l$;

$$A_i^d = \alpha\gamma(\sigma)hl + 0.5(A_0 - l)\theta + 0.5(A_0 - l)R$$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl < (1+\rho)l$.

Then we can state farmers' optimal problem as follows:

$$\underset{\sigma}{Max} W^{III} = \frac{(1-\mu)[hl-(1+\rho)l] + (1-\mu)P^n(A_i^n - A_0)}{1-(1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta}$$
$$+\frac{\mu\max[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l, 0] + \mu P^d(A_i^d - A_0)}{1-(1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta}$$
$$-\frac{c\sigma}{1-(1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta} \quad (9)$$

So we can get the following optimal solutions respectively.

[1] If $\alpha\gamma(\sigma)hl \geq (1+\rho)l$. That means $A_i^n = A_i^d$ and $P^n = P^d$.

$$\underset{\sigma}{Max} W^{III} = \frac{(1-\mu)[hl-(1+\rho)l]}{1-P^n\beta}$$
$$+\frac{\mu[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l]}{1-P^n\beta}$$
$$+\frac{P^n(A_i^n - A_0) - c\sigma}{1-P^n\beta} \quad (10)$$

[2] If $\alpha\gamma(\sigma)hl < (1+\rho)l$.

$$\underset{\sigma}{Max} W^{III} = \frac{(1-\mu)[hl-(1+\rho)l] + (1-\mu)P^n(A_i^n - A_0)}{1-(1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta}$$
$$+\frac{\mu\max[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l, 0] + \mu P^d(A_i^d - A_0)}{1-(1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta}$$
$$-\frac{c\sigma}{1-(1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta} \quad (11)$$

With considering the consistency of the constraints about $\alpha\gamma(\sigma)hl$ and $(1+\rho)l$, we can get farmers' optimal disaster mitigation effort, σ^{III^*}, and expected utility, W^{III^*}, by comparing the results of formula (10) and (11).

(3) Farmers' utility with efficient participation in RCC's management

In this case, we suppose farmers efficiently participate in RCC's management by deciding loan allocation ratio between safe investment and risky one. Here, farmers can maximize their expected utility by choosing adequate disaster mitigation effort and loan allocation ratio.

We can write farmers' utility as follows:

$$W^{IV} = (1-\mu)\{[hl-(1+\rho)l] + P^n(A_i^n - A_0 + \beta W^{IV})\}$$
$$+\mu\{\max[\alpha\gamma(\sigma)hl-(1+\rho)l, 0]$$

$$+P^d(A_i^d - A_0 + \beta W^{IV})\} - c\sigma \qquad (12)$$

Where

$$A_i^n = (1+\rho)l + \eta(A_0 - l)\theta + (1-\eta)(A_0 - l)R;$$

$$A_i^d = (1+\rho)l + \eta(A_0 - l)\theta + (1-\eta)(A_0 - l)R$$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl \geq (1+\rho)l$;

$$A_i^d = \alpha\gamma(\sigma)hl + \eta(A_0 - l)\theta + (1-\eta)(A_0 - l)R$$

if $\alpha\gamma(\sigma)hl < (1+\rho)l$.

So we can get the following optimal solutions respectively.

[1] If $\alpha\gamma(\sigma)hl \geq (1+\rho)l$. That means $A_i^n = A_i^d$ and $P^n = P^d$.

$$\underset{\sigma,\eta}{Max} W^{IV} = \frac{(1-\mu)[hl - (1+\rho)l]}{1 - P^n\beta} + \frac{\mu[\alpha\gamma(\sigma)hl - (1+\rho)l]}{1 - P^n\beta} + \frac{P^n(A_i^n - A_0) - c\sigma}{1 - P^n\beta} \qquad (13)$$

[2] If $\alpha\gamma(\sigma)hl < (1+\rho)l$.

$$\underset{\sigma,\eta}{Max} W^{IV} = \frac{(1-\mu)[hl - (1+\rho)l] + (1-\mu)P^n(A_i^n - A_0)}{1 - (1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta} + \frac{\mu \max[\alpha\gamma(\sigma)hl - (1+\rho)l, 0] + \mu P^d(A_i^d - A_0)}{1 - (1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta} - \frac{c\sigma}{1 - (1-\mu)P^n\beta - \mu P^d\beta} \qquad (14)$$

With considering the consistency of the constraints about $\alpha\gamma(\sigma)hl$ and $(1+\rho)l$, we can get farmers' optimal disaster mitigation effort, σ^{IV^*}, expected utility, W^{IV^*}, and the ratio of the loan allocated to risky investment, η^*, by comparing the results of formula (13) and (14).

2.4 Farmers' acceptation on institutional reformation

In China, there are enormous numbers of RCCs, each of which has inherent long history and custom respectively. Hence the central government must have been uncertain about how deeply and promptly farmers' participation on decision making is adopted in each RCC. In other words, it is reasonable to presume that the central government might have thought that only partially the democratic decision making where farmers were involved would penetrate at the beginning of the new system. Putting it in other way, if farmers had known the economic environment after the institutional reform correctly as well as the likelihood that they could not take part in the decision making, farmers would not have approved of the reformation.

Now we finally assume in the model that RCC introduces the decision making system (where farmers decide) with the probability of ν. In other words, not all the RCCs follow the new decision making rule the central government tries to introduce. That means, if farmers decide to involve themselves in RCC's reformation process, their expected utility (from the the view point of the central government) will be $W^{V^*} = \nu W^{IV^*} + (1-\nu)W^{III^*}$. And if and only if $W^{V^*} > W^{I^*}$, RCC's institutional reformation will improve farmers' welfare and accepted by farmers finally. Otherwise, after knowing RCC's economic environment correctly, farmers would like to continue behaving with the mind of original RCC's mechanism. That means there is some kind of threshold value, ν^*, for ν to decide farmers' acceptation on RCC's institutional reformation. So, for improving farmers' long-run benefit and giving farmers enough motivation to support and involve RCC's institutional reformation, the central

government should make the probability of RCC to introduce the post-reformation decision making system in which farmers can represent and practise their opinion higher than v^*.

3. The Numerical Analysis

For doing numerical analysis, we would like to do the following assignments for the symbols mentioned in above model.

[1] μ, the probability of disaster, equals to 0.01;

[2] l, the loan from RCC to farmers, equals to 20000.

[3] h equals to 1.2 while hl is the production function of farmers.

[4] ρ, the loan interest rate asked by RCC from farmers, equals to 0.05 (The People's Bank of China, 2007; Haiyan Rural Credit Cooperative Union, 2007; Baidu, 2008c).

[5] β, the discount factor, equals to 1/(1.04) (The People's Bank of China, 2007).

[6] σ, farmers' disaster mitigation effort, varies from 0 to 1.

[7] c, the opportunity cost of farmers' disaster mitigation effort, equals to 50.

[8] α equals to 0.9 while $\alpha\gamma(\sigma)$ is the remain rate of crop after disaster and $\gamma(\sigma)=\sigma(2-\sigma)$.

[9] I, the investment from each farmer to RCC, equals to 10000.

[10] r, the constant interest rate for farmers' investment to RCC before institutional reformation, equals to 0.05.

[11] A_0, RCC's initial asset, equals to 30000.

[12] $\eta(A_0-l)$, the loan allocated to risky investment, equals to 10000η.

[13] $(1-\eta)(A_0-l)$, the loan allocated to safe investment, equals to $10000(1-\eta)$.

[14] θ, the rate of return from risky investment, obeys a uniform distribution with the mean of 1.05. For comparative statistics, we let the value range of θ respectively be [0.3, 1.8], [0.5, 1.6] and [0.7, 1.4].

[15] R, the rate of return from safe investment, equals to 1.05 (The People's Bank of China, 2007).

According to above assumptions, we can get the following results showed in Table 1.

After the institutional reformation, without comprehensive understanding about RCC's new mechanism, farmers will behave as before and their real utility will be much less than they expect.

With RCC's institutional reformation and perfect information about that, farmers' optimal disaster mitigation effort is increased from 0 to 0.88. That means farmers' comprehensive information about RCC's management and operation will increase farmers' optimal disaster mitigation effort. Because farmers get to know their disaster mitigation effort will affect RCC's sustainability and their own long-term benefit.

Farmers' optimal expected utility will be decreased if they have no ability to affect RCC's management while the amount of optimal expected utility will be increased if farmers can participate in RCC's decision process efficiently. That means farmers will accept RCC's reformation if and only if the probability of RCC to introduce the post-reformation decision making system in which farmers can represent and practise their opinion is higher than v^*.

In any case of value range for θ, $W^{III^*}<W^{I^*}<W^{IV^*}$. That means the final outcome of investment in capital market depends on there is efficient financial risk management or not. With adequate risk management, the investment in capital market can increase farmers' long-run benefit.

With the rise of the variance of θ, under the situation in which it is impossible for farmers to affect RCC's management, farmers' expected utility decreases. That means, without adequate management about investment risk, the more risky the capital market is, the more farmers' expected utility gets hurt.

In Table 1, we always have $P^{d^{IV}}>P^{d^{III}}>P^{d^{II}}$.

That means, after institutional reformation, giving farmers' perfect information about RCC's management will increase RCC's sustainability during disaster time. And with full ability to affect RCC's decision, that positive influence becomes more active. Similarly, we have $P^{n^{IV}} > P^{n^{III}} = P^{n^{II}}$ in Table 1. That means only the integration of perfect information and management participation can increase RCC's sustainability during the years without disaster.

In Table 1, we always have $P^{n^{IV}} = P^{d^{IV}} = 1$. That means, with perfect information and full ability to affect RCC's decision, farmers would like to make sure RCC will continue in next period during either disaster time or normal seasons.

With the rise of the variance of θ, the optimal ratio of the loan allocated to risky investment decreases. That means, with the full ability to affect RCC's decision, the more risky the capital market is, the more carefully farmers manage investment.

With the rise of the variance of θ, the threshold value, v^*, increases. That means the more risky the capital market is, the more important RCC's introduction about the post-reformation decision making system in which farmers can represent and practise their opinion.

Under the situation in which farmers have full

Table 1 Results of numerical analysis (Continued)

θ	σ^{I^*}	σ^{II^*}	σ^{III^*}	σ^{IV^*}
[0.3, 1.8]	0	0	0.88	0.88
[0.5, 1.6]	0	0	0.88	0.88
[0.7, 1.4]	0	0	0.88	0.88

Table 1 Results of numerical analysis (Continued)

θ	W^{I^*}	W^{II^*}	W^{III^*}	W^{IV^*}
[0.3, 1.8]	90,220	14,354	14,580	115,151
[0.5, 1.6]	90,220	17,380	17,786	115,151
[0.7, 1.4]	90,220	38,458	41,419	115,151

Table 1 Results of numerical analysis (Continued)

θ	$P^{n^{II}}$	$P^{n^{III}}$	$P^{n^{IV}}$	η^*
[0.3, 1.8]	0.70	0.70	1	0.20
[0.5, 1.6]	0.77	0.77	1	0.27
[0.7, 1.4]	0.93	0.93	1	0.43

Table 1 Results of numerical analysis

θ	$P^{d^{II}}$	$P^{d^{III}}$	$P^{d^{IV}}$	v^*
[0.3, 1.8]	0	0.70	1	0.75
[0.5, 1.6]	0	0.77	1	0.74
[0.7, 1.4]	0	0.93	1	0.66

Note: P^{n^i} and P^{d^i} mean the final value of P^n and P^d in case i.

ability to affect RCC's management, farmers' expected utility will not depend on the variance of θ. That means, with efficient participation and supervision from farmers on RCC's financial risk management, farmers' expected utility will be free from the risk of the capital market.

4. Conclusions

Based on above calculation and discussion, we can get the following conclusions.

[1] Farmers' long-run benefit depends on RCCs' sustainability which is decided by the repayment rate and profit rate. In general, the repayment rate is decided by farmers' disaster mitigation effort and the profit rate depends on RCCs' loan allocation. Without enough knowledge about RCCs' management, farmers will not make adequate disaster mitigation effort and without the supervision from RCCs' members (farmers), RCCs' staff will not have enough motivation to do efficient loan allocation to maximize profit rate. So the key way to improve farmers' long-run benefit is to make farmers efficiently participate in RCCs' management. Here participation has two aspects: comprehensive understanding about RCCs' new operation mechanism and deciding RCCs' loan allocation between different investments.

[2] Under RCCs' original mechanism, the government will support RCCs when the huge disaster induces great unsuccessful repayment from farmers. From farmers' aspect, their disaster mitigation effort will not affect RCCs' post-disaster sustainability. So they just consider how to maximize their long-term expected utility with taking the loan as granted. That makes farmers' disaster mitigation effort far from enough and RCCs' sustainability is un-adequate for farmers' long-run benefit.

[3] After the institutional reformation, with the perfect information about RCCs' operation, farmers will increase their disaster mitigation effort and RCCs' sustainability. Because farmers get to know their disaster mitigation effort will affect RCCs' sustainability and their own long-term benefit. But farmers' expected utility has been decreased because of farmers' disability on affecting RCCs' management. That will hold farmers back from getting to understand RCCs' new operation mechanism.

[4] After the institutional reformation, with the efficient participation in RCCs' management, farmers' disaster mitigation effort, RCCs' sustainability and farmers' long-run utility will be increased at the same time. Because under this situation, with comprehensive knowledge about RCCs' operation and efficient participation in RCCs' management, farmers get to know their disaster mitigation effort will affect RCCs' post-disaster sustainability and their own long-run benefit. Furthermore, with full ability to decide loan allocation ratio, farmers can and would like to reach adequate investment strategy to maximize RCCs' profit rate and their own long-term utility.

[5] To get farmers perfect information about RCCs' operation (to make farmers do adequate disaster mitigation effort) is firmly related with to get farmers full ability to participate in RCCs' management (to maximize RCCs' profit rate). We cannot separate them and try to finish the former job individually. Because without ability to participate in RCCs' management, farmers' long-run expected utility will be decreased because of being involved in RCCs' new operation mechanism. Under that situation, after knowing RCCs' economic environment correctly, farmers will not like to follow the reformation process of RCCs.

[6] At the beginning of RCCs' reformation, because of being used to pre-reformation operation mechanism under which farmers cannot represent their opinion on RCCs' management, some RCCs will not like to follow the reformation decision of the central government very well. In other words, RCCs only introduce the post-reformation decision making system in which farmers can represent and practise their opinion with some certain probability. And this probability will decide farmers' real expected utility after reformation (from the view point of the central government) and farmers' acceptation on RCCs' reformation. Farmers will compare the benefit after reformation with their original one. They will continue to support reformation if the former is bigger, vice versa. So our principal job is to make the probability of RCCs' to introduce the post-reformation decision

making system in which farmers can represent and practise their opinion as high as possible. The possible way could be carrying out some efficient communication mechanism that will make it easier for farmers to get RCCs' information and represent their opinion to RCCs' staff. One optional method is the legislation and supervision from the government to RCCs with the participation motivation from the government to farmers.

[7] With the rise of the variance of the return from risky investment, RCCs' efficient management about financial risk (deciding the loan allocation between safe and risky investment) becomes more and more important. Correspondingly, farmers' will ask for more and more ability or opportunity to participate in RCCs' management and allocate less and less loan to risky investment.

[8] With efficient participation and supervision from farmers on RCCs' financial risk management, maintaining RCCs' main job of supporting agriculture, RCCs can make use of capital market to improve the sustainability while making farmers' long-run benefit free from the financial risk.

References

Baidu. (2008a): The History of Rural Credit Cooperatives. Available: http://zhidao.baidu.com/question/19275082.html.

Baidu. (2008b): Rural Credit Cooperatives. Available: http://baike.baidu.com/view/801265.html.

Baidu. (2008c). Available: http://zhidao.baidu.com/question/29345516.html?si=8.

Chen, Y.Y. and Qiu, X.G. (2006): On Sustainability of Rural Microcredit in China, Journal of Southwest Agricultural University (Social Science Edition), Vol. 4, No. 2, pp. 38-42.

Haiyan Rural Credit Cooperative Union. (2007).

Ji, Y.R. and Zhang, C.C. (2006): Property Right Analysis for the Reformation of Rural Credit Cooperatives, Finance and Economy, 2006(9), pp. 76-78.

Liang, Y. (2006): Study on the Property Right System of Rural Credit Cooperatives, Group Economy, No. 215, pp. 213-214.

Shangguan, X.F. (2006): The Problems in the Property Right System and Operation Mechanism of Rural Credit Cooperatives and Corresponding Reformation Advice, Jia Ge Yue Kan, 2006(11), pp. 15-17.

Tao, L.Q. (2006): The Reformation of Rural Credit Cooperatives and the Development of Agriculture Industrialization, Productivity Research, 2006(10), pp. 42-43, 67.

The People's Bank of China. (2007): the Present Interest Rate Table. Available: http://www.pbc.gov.cn/detail.asp?col=460&ID=1904.

Wang, Y. (2006): The Problems in the Reformation and Development of Rural Credit Cooperatives and Corresponding Advice, Xinan Finance, 2006(12), pp. 35-36.

Zhang, L.Z. (2006): Reform Achievements and Systematical Reflection on Present Rural Credit Cooperatives, Reform, 2006(12), pp. 43-48.

小額信用貸付の持続性と農民の長期的利益の改善：中国農村信用社の制度改革に着目して

ユ　ウェイビン*・横松宗太・岡田憲夫

*京都大学工学研究科

要　旨

2000年の中国農村信用社の制度改革によって農村信用社は行政からより独立に運営が行えるようになったが，その一

方で運営の持続可能性に関する問題が発生している。原因は非効率的な管理体制に加えて，農民が新しい農村信用社の経済状況について無知であり，持続可能性を考慮しながら災害時にもローンを返済できるように防災努力を十分に行わないことによる。本研究では，農民が農村信用社の経済状況を正確に把握してローンの返済のための防災努力を行うとともに，農村信用社の金融リスク管理の意思決定に参加することにより，農村信用社の持続可能性と農民の長期的利益がともに改善されることを示す。

キーワード: 農村信用社，持続性，防災，金融リスク管理

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

The Government Sponsored Crop Insurance Program: Expected and Unexpected Consequences

Tao YE*, Muneta YOKOMATSU, and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

It is very popular for governments to use linear proportional premium subsidies to increase the insurance penetration in the agriculture production sector. This paper describes a case in which the affordability issue of agriculture insurance is induced by high fixed transaction cost. It is found irrespective of the independency of the risk government intervention helps farmers become better off, as long as the insurance company is certain about its portfolio risk. However, ambiguous information and spatial correlation of catastrophic risk make quite difficult for the insurance companies to estimate and price insurance lines correctly. Consequently, the unobservable high exposure and insolvent probability induced by the intervention could unconsciously hurt stakeholders involved.

Keywords: crop insurance; linear proportional subsidy; catastrophic risk; imperfect information

1. Introduction

The incompetence of insurance industry in coping with natural disaster risk has resulted in wide concerns of public-private partnership in the financial management of disaster risk. It is suggested that the government should use policy tools as well as fiscal instruments to intervene into the private disaster insurance market. In the past years, numbers of governmental programs have been developed either in the form of public insurance or government-sponsored private insurance, which have been developing with applauds and criticisms.

One of the most famous and long-lasting government sponsored private insurance programs is the agricultural insurance in the North America. The United States initialized its Federal Crop Insurance Program (FCIP) in the 1930s. With the 1980 Act it introduced premium subsidies to induce a higher participation rate (Barnett, 2000; Skees 2005). Due to the successful experience obtained in the past years, many developing countries follow the way of intervention in their insurance programs, among which China is a typical example. In China there was an experimental agriculture insurance program from 1987 to 1999 (Shi et al., 2007). However, this purely market based insurance program failed. On the one hand, claim ratio (the ratio of indemnity paid to premium revenue) was quite high. On the other hand, the participation rate was not desirable. As a matter of fact, the Chinese government decided to redesign the agriculture insurance program to protect the agriculture production (The State Council of China, 2006). In 2007, the China Agriculture Policy Insurance Program (CAPIP) was initialized. In the first phase of the program, 6 provinces (or equivalent) received the funding resources of a total of 1 billion RMB Yuan from the central government to operate experimental crop insurance programs. Features in common include: 1) multi-peril insurance lines for crop plantations against rainstorm, flood, inundation, strong wind, hail, frost and drought; 2) premium rates

differ from 3% to 10% according to region, crops, and peril; 3) programs are operated at the provincial level; 4) the central government and provincial government subsidize 50% of the premium while local governments (city and county level) subsidize around 10~30%; 5) insurance lines include revenue coverage, yield coverage and cost coverage*.

There is one typical common feature of these sponsored insurance programs, the linear proportional premium subsidy. According to the policymakers, the purpose is to increase the participation rate so that more farmers and crops get hedged by insurance. This paper will mainly discuss in a theoretical way whether the government intervention could achieve such desirable purpose. Before making the judgment, we have to discuss one critical question: why farmers buy little insurance coverage? As we know, there could be plenty of reasons for that (Yokomatsu, 2006; Yokomatsu, 2007). It might because of irrationality that farmers wrongly perceive the risk they are facing, or they perceived the risk but are not aware of it. Alternatively, they do not know what is insurance. If farmers are rational, it could be attributed to many other reasons, e.g. poverty, fixed transaction cost, proportional transaction cost, and adverse selection. 1) Poverty: farmers need some minimum amount of consumption to survive and money to invest in cultivation. If their endowments are just enough or even insufficient to guarantee that, they cannot afford any insurance no matter it is cheap or expensive. 2) Fixed transaction cost: fixed transaction cost which could be denoted as a constant will have strong "income effect" on the consumption of insurance. If this transaction cost is too high, farmers with low endowment will not be able to afford any coverage. 3) Proportional transaction cost: The loading factor induced by proportional cost will not force poor farmers out of the market but force them to buy partial coverage. 4) Adverse selection: premium rate is generally priced according to a pooling strategy in which farmers at all risk levels are taken into a same pool. In that sense, low risk farmers will never be optimum to purchase full coverage since it is too expensive for them.

In this study, we will discuss on the issue that lots of farmers purchase no coverage rather than partial coverage. Then could we see how the government intervention increases the participation rate. With this purpose, the model will describe the low participation rate problem through the fixed transaction cost which keeps poor farmers completely out of the market. The fixed transaction cost consists of the cost in the operation of the business (C_o) and each policy (C_p). C_o is a fixed cost in the daily operating of business, no matter how many policies are sold. It would generate positive externality if the number of policyholders increases as they share this amount of cost. C_p is the fixed cost in each policy, e.g. delivery of insurance lines from cities to the rural areas, cost of underwriting, cost of inspection and indemnity auditing. Everyone will have to pay this amount irrespective of how many policyholders there are. This assumption is natural as in agricultural insurance the fixed transaction cost is significantly high particularly because of the delivery of insurance lines from cities to rural areas.

In the second part of this article, we give the hypothesis of why farmers do no purchase any crop insurance due to the existence of fixed transaction cost. Meanwhile, we shall discuss the budget of intervention as well as the market environment of the subsidized insurance. In section three, we discuss the effect of government intervention on individuals' welfare taking into account catastrophic feature of the disaster. Section 4 will expand the discussion on the pricing issue of insurance companies which could unconsciously make insurance companies highly exposed than expected. Table 1 shows a list of symbols used in this paper.

2. Hypothesis for the model

The affordability issue induced by fixed transaction cost

Proposition 1 Fixed transaction cost will force households with low endowments out of the market. In other words, when there is a fixed transaction cost incorporated in the contract, households with low

* Cost coverage is a type of insurance coverage sold in CAPIP. The insured object is the total capital cost in the cropping process, including the cost of seeds, fertilizer, pesticide, and so on. Cost in labor is not taken into account.

Table 1 List of symbols

Symbol	Meaning
μ	Probability of the event
ε	Undamaged proportion of crops
C_o	Fixed cost in business operation
C_p	Fixed cost in every policy sold
l	Area of land for cropping
w	Initial endowment/ cropping revenue
$\hat{w}$	Cropping revenue of the marginal farmer
m	Insurance coverage purchased
$\bar{m}$	Average insurance coverage
$\hat{m}$	Insurance coverage of the marginal farmer
M	Social demand of insurance coverage
n	Number of policyholders
ν	Premium rate
γ	Standard coverage per unit area of land
A	Initial contingent reserve kept by the insurer
t	Lump-sum tax imposed
p	Proportional rate of subsidy
δ	Target insolvent probability
$\tilde{\delta}$	Parameter valued from the cumulative density function for given insolvent probability
$u(\cdot)$	Utility function
$V(\cdot)$	Optimized expected utility
$g(\cdot)$	Density function of the cropping revenue
$H(\cdot)$	Cumulative density functions of indemnity portfolio of insurance company
$\bar{\mu}, \tilde{\mu}$	Mean of indemnity portfolio
$\bar{\sigma}, \tilde{\sigma}$	Standard deviation of indemnity portfolio

endowments should not buy any insurance contracts.

We use a very simple model to prove. Suppose one household is going to get a return of w at the beginning of next period if no disaster occurs. However, if disaster strikes, the return would be discounted by the rate of ε. The household is risk averse and would like to purchase insurance coverage to reduce the variability of the revenue. Thus, the investment behavior of the household is given as

$$\max_m \ \mathrm{E}[u] = (1-\mu)u(w-\nu\cdot m) + \mu u(\varepsilon w-\nu\cdot m+m) \tag{1}$$

Subject to

$$\mathrm{E}[u] > V^0 = (1-\mu)u(w) + \mu u(\varepsilon w) \tag{2}$$

The inverse supply function of the insurance is given as $\nu = \nu(M, n, C_o, C_p)$, which depends on the total demand of insurance, number of policyholders, the transaction cost in operation and the transaction cost in each policy. In this sense, the budget constraint tells the affordability issue. As we know the premium paid is a certain loss. Once the household purchase coverage, even if it is a very small amount, it will have to pay the transaction cost embodied in the premium. In formulation, the premium paid could be decomposed as

$$\nu m = \tilde{\nu} m + C_o/n + C_p \tag{3}$$

Then the part $C_o/n + C_p$ will have a negative income effect as it subtracts from the endowment. The expected utility is actually a piecewise function as

$$\mathrm{E}[u] = \begin{cases} V^0 & m = 0 \\ (1-\mu)u(w-C-\tilde{\nu}\cdot m) & \\ +\mu u(\varepsilon w-C-\tilde{\nu}\cdot m+m) & m>0 \end{cases} \tag{4}$$

in which $C = C_o/n + C_p$. In this sense, for those whose revenue is low, it will never be optimum to purchase any coverage as it cannot meet the second constraint. In order to show this issue visually, a simple numerical example is employed here. If we specify the utility function in Cobb-Douglas form with the supply function in a purely competitive market without any other loading factor,

$$vm = \mu m + C_o + C_p \tag{5}$$

and set parameter vector $(\mu, \varepsilon, C_o, C_p)$ as (0.1, 0.1, 0, 5), we could have the result as below:

We could see from fig. 1 that for given fixed transaction cost, for those who with low endowments, their optimum amount of coverage would be 0. as once $m > 0$, their expected utility will be strictly smaller than V^0.

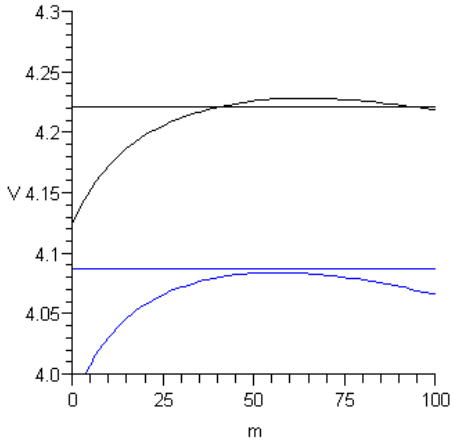


Fig. 1 Comparative statics of Expected Utility (V) respect to insurance coverage
The straight lines denote the EU without insurance while curves denote the EU when insurance coverage is purchased. Blue lines are where w=70 while black lines are where w=80.

The budget of intervention

Proposition 2 If the government is using lamp-sum tax revenue to subsidize households proportionally, it must not be a general equilibrium at the household level.

In other words, the total cost for subsidy must be larger than the tax revenue collected from the farmers. Government will have to either redistribute the tax revenue among households or use tax revenue from other sectors or urban households. Otherwise, the intervention will only make households worse off.

To prove this, first let us assume that the tax revenue comes only from the agriculture sector in the form of lump-sum taxation. Thus, the decision-making process of the representative farmer could be formulated as

$$\begin{aligned}\max_m \ \mathrm{E}[u] = (1-\mu)u\left[w - t - (1-p)v \cdot m\right] \\ + \mu u\left[\varepsilon w - t - (1-p)v \cdot m + m\right]\end{aligned} \tag{6}$$

Subject to

$$\mathrm{E}[u] > V^0 \tag{7}$$

Meanwhile, the budget constraint for the government is given as

$$0 \le pvm \le t \tag{8}$$

Firstly, the farmer will choose an optimum amount of coverage for given intervention strategy, $m^*(w; t, p)$. By observing the optimum choices of the representative farmer, the government could choose the optimum intervention strategy. Using envelop theorem, we know that $\frac{\partial V}{\partial t} < 0$, $\frac{\partial V}{\partial p} > 0$ (please turn to Appendix-1 for the proof). If the government wants to maximize the household's expected utility through intervention, the inequality binds. It says that the full tax revenue should be used to subsidize the farmer, $pvm = t$. By comparative statics (Appendix-2), it could be found that even if the government uses full tax revenue to subsidize, the expected utility is a non-increasing function of the subsidizing parameter, $\frac{\partial V}{\partial p} \le 0$, for $p \in [0,1)$. This result tells that in order to make farmers better off through such kind of intervention, the government has to make extra budget. The reason could be put in an intuitive way. Since farmers have already been choosing the best thing, this kind of tax-subsidy trick can only make them worse off since no extra endowment is given. Nevertheless, there could be plenty of discussion beyond this result as here we only formulated the representative households. If

there are numbers of households, the government could pool the tax revenue and make discriminated taxation and subsidizing strategy. One way to redistribute wealth among farmers is to make the relatively richer farmers help the poorer ones. That kind of intervention is actually running in the form of "cross-subsidy" in some countries. However, generally the government should make the tax and subsidy ratio indifferent to all citizens. Meanwhile, whether to conduct discriminated subsidy depends on the criteria of defining the social welfare. In this simple model, we shall not go into depth on that issue but just assume the budget must come from cross-sector support. In other words, the tax revenue used to subsidize the premium paid by farmers could from other industrial sectors and other households living in urban areas. Therefore, in order to make the model simplified, we can further assume that the government exempts the lump-sum tax on farmers, t=0.

The environment of the disaster insurance market

Proposition 3 The environment of the market for the subsidized crop insurance must not be purely competitive. The principle for pricing the insurance lines is least profitable within the solvent constraint.

The environment of the market determines the strategy of insurance companies to price their products. Meanwhile, as a government sponsored insurance program, the government expects the most cost-effective outcome and thus forces insurance companies to price their crop insurance lines least profitable as long as the program is sustainable. As we know, the least profitable situation is pure competitive market where insurance companies could earn 0 expected profits.

$$(1-\mu)\nu M + \mu(\nu M - M) = C_o + nC_p \qquad (9)$$

Meanwhile, the sustainability constraint tells that insurance companies must keep the probability of business insolvency within a target value. If the cumulative density function (*c.d.f.*) of disaster indemnity is $H(x)$, this rule requires

$$\begin{aligned} &\Pr\{x > A + \nu M - C_o - nC_p\} \le \delta \\ &A + \nu M - C_o - nC_p \ge H^{-}(1-\delta) \end{aligned} \qquad (10)$$

in which $H^{-}(1-\delta)$ refers to the inverse function of $H(x)$ valued at the point $(1-\delta)$. When the cumulative density function is given, it will be a threshold of liquid cash-in-hand (*c.i.h.*), $\tilde{\delta}$. As we know, when the total liability and number of policy changes, this threshold will also change according to the change in the *c.d.f.* Thus, the contingent reserve requested to reach the target *c.i.h.* becomes

$$A \ge \tilde{\delta}(M) - \mu M \qquad (11)$$

In general, it holds that $\tilde{\delta}(M) \ge \mu M$, which implies that the initial reserve is an increasing function with respect to the liability of the company. As we shall prove later, there will be a rise in the demand of insurance when intervention is conducted. Obviously, not all insurance companies are able to prepare contingent reserve in a sufficient size. That is to say, the environment of the disaster insurance market cannot be purely competitive. Instead, it is likely that there are only several insurance companies are chosen by the government to run the program. The environment is neither monopoly nor oligopoly. Thus, a more practical criterion to price their insurance lines would be the "Probable Maximum Loss" (PML) rule (or insolvent principle). When reinsurance is not taken into consideration, the least profitable but sustainable pricing strategy would be:

$$\begin{aligned} \nu &= \min\{\nu \mid 1 - H(x) \le \delta\} \\ H(x) &= \Pr\{x \le A + \nu M - C_o - nC_p\} \end{aligned} \qquad (12)$$

3. The effect of government intervention in a crop insurance pool

Environment of the model

Suppose there are totally N farmers in this region. They are the same in terms of disaster risk but their

areas of land for cultivating are different. Through cultivating, a farmer could harvest his crops and get revenue of $w(\cdot)$ if cropping is successful. Due to the focus of this study, we assume the output of land $w(\cdot)$ only depends on the area of land, l. Meanwhile, the productivity of land is homogeneous. We further assume the revenues of farmers follow a distribution $g(\cdot)$ on the interval of $[w_0, w_1]$. Crops have the same probability of getting damaged. If disaster strikes, only a small part of crops could be harvested. We assume if disaster strikes, the revenue would be discounted by the ratio of ε.

Insurance is the only financial instrument for farmers to manage their risk, as capital markets is far from mature to be available for farmers. In accordance to the discussion on the environment of market, there are only several insurers involved in the subsidized program. Nevertheless, their pricing strategies are strongly supervised according to the least profitable but solvent constraint. For the sake of simplicity, it is assumed there is only one insurer or a group of insurers providing the same products with identical premium rates. There is significant amount of fixed transaction cost in the operation of business and delivery of insurance policies. Due to the focus of the study, proportional transaction cost is not taken into account.

The government imposes a lump-sum tax and subsidizes farmers proportionally. As the budget constraint is not taken into account here, we assume the lump-sum tax is zero, or the cropping revenue is post-tax income.

Thus, the insurance purchasing behavior is given as

$$\begin{aligned}\max_{m}\ \mathrm{E}[u] = {} & (1-\mu)u[w-(1-p)\nu\cdot m] \\ & +\mu u[\varepsilon\cdot w-(1-p)\nu\cdot m+m]\end{aligned} \tag{13}$$

subject to

$$\begin{aligned}&\mathrm{E}[u] > V^0 = (1-\mu)u(w)+\mu u(\varepsilon w) \\ &m \le \gamma\cdot l\end{aligned} \tag{14}$$

Note that the budget constraint is different from the most general model in the previous section. The second item tells the unique feature of crop insurance: the maximum amount of coverage that a farmer could purchase dependes on the area of his land, l. Here γ is the insurance coverage per unit area of land determined by the insurance company. If w is in monetary unit, it could either denote revenue coverage or cost coverage, with γ denoting the revenue per unit area of land with instant market price and the average capital cost per unit area of land, respectively. If w is in weight or other units and γ denotes the expected yield per unit area, it is yield coverage with price standardized to 1. With this constraint, the individual demand of insurance is capped. If not there would be excessive coverage because of heavy subsidy, which is likely to happen in other insurance lines, e.g. healthy insurance (Selden, 1999).

If the number of farmers is large enough that we could treat the social demand using integral approach, the total premium revenue and the number of policyholders are denoted by

$$\begin{aligned}M &= \int_{\hat{w}}^{w_1} m(x)\cdot g(x)\,dx \\ n &= \int_{\hat{w}}^{w_1} g(x)\,dx\end{aligned} \tag{15}$$

The endowment of the marginal farmer who is just able to afford the insurance is

$$\hat{w} = \min\left\{w \mid V^*(w) \ge (1-\mu)u(w)+\mu u(\varepsilon w)\right\} \tag{16}$$

Independent risks

Independency of risk across agents is the most fundamental assumption of modern insurance theory. Although we know that disaster risk is not independent across agents, it is the best extreme we can assume and a good reference. To make the model simple, suppose there is only one type of disaster for all farmers. For individual risk at a certain instant, it is a Bernoulli trial with out come of {0, 1}, namely occur or not. Along the time horizon, it changes to a Binominal distribution when the number of time periods gets larger and finally converges to Poisson

distribution $\pi(\mu)$, with expectation and variance equal to the probability of the event. Therefore, at each time point, the indemnity of the insurance company is a linear combination of Bernoulli random variables.

$$\mathbf{L} = m_1\mathbf{x}_1 + m_2\mathbf{x}_2 + \ldots + m_n\mathbf{x}_n \tag{17}$$

in which $\mathbf{x}_i$ denotes the Bernoulli random variable with same mean and variance. i here denotes different farmers. Thus,

$$\begin{aligned} E[\mathbf{L}] &= \mu\sum_{i=0}^{n} m_i = \mu M \\ \mathrm{Var}[\mathbf{L}] &= \sigma^2\sum_{i=0}^{n} m_i^2 = \mu(1-\mu)\sum_{i=0}^{n} m_i^{\,2} \end{aligned} \tag{18}$$

According to the assumption of independency, the random variable $\mathbf{L}$ could be approximated by using Liapunov Theorem and it converges to the normal distribution,

$$\Pr\left\{\frac{\mathbf{L}-\mu_{\mathbf{L}}}{\sigma_{\mathbf{L}}} \le x\right\} \to \Phi(x) \tag{19}$$

By applying the PML rule,

$$\Pr\left\{x > A + \nu M - C_o - nC_p\right\} \le \delta \tag{20}$$

Normalize the formulation to a standard normal distribution, we have

$$\frac{A + \nu M - C_o - nC_p - \mu M}{\sqrt{\mu(1-\mu)\sum_{i=0}^{n} m_i^{\,2}}} \ge \Phi^{-}(1-\delta) \tag{21}$$

By letting $\tilde{\delta} = \Phi^{-}(1-\delta)$, the pricing strategy is denoted as

$$\begin{aligned} \nu \ge \mu + \frac{1}{M}\left(\sqrt{\mu(1-\mu)\sum_{i=0}^{n} m_i^{\,2}}\cdot\tilde{\delta} - A\right) \\ + \frac{nC_p + C_o}{M} \end{aligned} \tag{22}$$

In the pricing equation, the first item on the right hand side is the true cost of insurance, the probability of the event. The second item denotes the loading factor to keep the portfolio meeting the solvent constraint. The third item is the transaction cost per unit policy. We know from (22) that the sign of $\frac{d\nu}{dM}$ depends on the relationship of the initial reserve and transaction cost. However, when n is large enough, ν would trends to a constant:

$$\lim_{n\to\infty}\nu = \mu + \sqrt{\mu(1-\mu)}\cdot\tilde{\delta} + \frac{C_p}{\bar{m}} \tag{23}$$

On the other hand, the number of policyholders will keep increasing with the increase in subsidy rate. Thus, there would be a significant increase in both the number of policyholders and social demand of insurance coverage. Now we would like to discuss the welfare of farmers. First we could construct the Lagrangian of the maximization problem with objective function (13) plus constraints (14), (15) and (16). Please turn to appendix-3 for details. According to the envelope theorem, the relationship between maximum expected utility and subsidy rate is given as

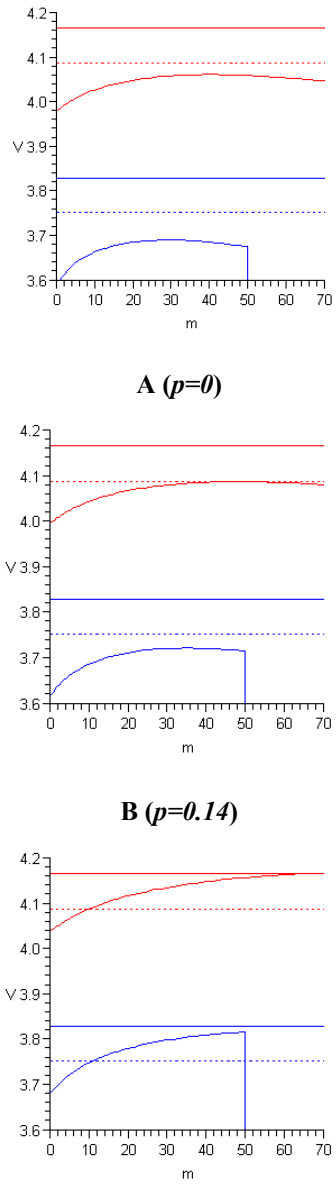
$$\left.\frac{dV}{dp}\right|_{p\in[0,1)} = \left.\frac{\partial \mathrm{L}}{\partial p}\right|_{p\in[0,1)} \ge 0 \tag{24}$$

We see that the intervention helps farmers get better off. The expected result of the intervention is achieved. In order to show the comparative statics visually, we use a simplified model to derive the curves. Suppose all farmers are homogenous in terms of all aspects, including damage ratios, areas of land, and productivity of land. We specify the utility function in C-D form. Parameters are given as

$\{\ \mu = 0.1;\quad \varepsilon = 0.2;\quad C_o = 0;\quad C_p = 10;\quad l = 1;$

$\gamma = w(l)/l\ ;\quad \tilde{\delta} = 2.326\ \}.$ $\gamma = w(l)/l$ means the insurance company is providing full revenue coverage for the farmers. The value of $\tilde{\delta}$ represents approx. 1% exceedance probability on the standardized normal curve.

From fig. 2 we observe the effect of intervention. In panel A where there is no proportional subsidy, expected utilities of farmers are far below the ones when they could purchase fair insurance. Meanwhile, as the revenue given for two scenarios are too small compared to the transaction cost, farmers will not buy insurance. When the proportional subsidy comes, their maximum expected utility of purchasing insurance will increase. For the scenario in which w=70, when the subsidy rate is around 14% (panel B), farmers will be indifferent between purchasing and not purchasing. When the subsidy rate comes to 51% (panel C), the government subsidy actually diminishes the negative impact induced by the fixed transaction cost. We could also see that for the farmers in the scenario in which w=50, the critical subsidy rates are different from the scenario in which w=70. Moreover, the expected utility with insurance coverage will not increase dramatically but bounded even if the subsidy rate is too heavy. This is because the coverage is capped according to the area of the land.



A (*p=0*)

B (*p=0.14*)

C (*p=0.52*)

Fig. 2 Comparative statics of EU with respect to subsidy rate

The horizontal lines denote the expected utility when farmers purchase insurance with fair premium rate; horizontal dash lines denote the expected utility if they don't purchase any insurance; curves denote the expected utility when farmers purchase subsidized insurance whose premium rate is marked up by the transaction cost. We have two scenarios, the red with w=70 and the blue with w=50.

Dependent risks

The government intervention works in the previous section and it is the best situation we could assume: risks are independent of each other and the law of large numbers could be applied. However, as known by us, this assumption is not true in terms of natural disaster risk. Disaster risk is a kind of group risk or collective risk which correlates across households. Generally, insurance companies use statistical approaches to derive the density and distribution of the indemnity based on historical indemnity records. However, in that sense it is not easy for us to discuss on comparative statics about the intervention without analytical equations. When the number of policyholders is larger than two, it is difficult to use analytical approach to derive the density function, particularly when risk is interdependent. Therefore, here we just approach to the worst extreme: all risks are perfectly correlated with each other. In that sense the distribution function is:

$$F(x)=\begin{cases}0 & x<0\\ 1-\mu & 0\le x<M+C_o+nC_p\\ 1 & M+C_o+nC_p\le x\end{cases} \qquad (25)$$

Still we assume the population has the same size and endowment distribution as described in (15). Thus, the pricing strategy is to make the probability of insolvency smaller than a target value. As the cumulative distribution function is discontinuous here, there are only three values to specify as target probability. A reasonable solution is to assume the company wants to keep itself completely solvent, which means

$$\begin{aligned}&\Pr\left\{x>A+\nu M-C_o-nC_p\right\}=0\\ &A+\nu M-C_o-nC_p\ge M\end{aligned} \qquad (26)$$

So the premium rate is given as

$$\nu\ge 1-\frac{A-C_o-nC_p}{M} \qquad (27)$$

Again we could discuss the effect of government intervention by using the envelop theorem. We can find that the derivative of expected utility with respect to the intervention parameter is the same and the intervention does help farmers again. We have the same result as in (24). Actually, the effect has nothing to do with the distribution of the indemnity of the insurance company.

4. Discussion

From the previous section, we see that if the insurance company can price the crop insurance lines correctly according to the *c.d.f.* of indemnity, the government intervention will always help farmers become better off. Unfortunately, in reality the insurance companies are not able to do so due to the ambiguous information on the catastrophic risk. The reasons are as follows. Generally insurance companies do not have long historical indemnity records to generate a good Exceedance Probability (*EP*) curve. Even if they did that, the dramatic change in the demand induced by the intervention could make the original "perfect" *EP* curve a wrong one. They are likely to underestimate the coming consequence of natural disaster and under pricing their products.

Assuming independency among risks

For a newly established insurance company, or for insurance companies which do not have enough records to estimate the *EP* curve, they might assume risks are independent and use the general normal distribution to make their pricing. The result would be horrible. One vivid example could be generated by just using the result from the two cases we formulated above. If the risks are so highly correlated that could be treated as one risk but the insurance company is using the pricing for independent risks, the insolvent probability will become

$$EP\left(\mu M+\sqrt{M\mu(1-\mu)}\cdot\tilde{\delta}\right)=\mu \qquad (28)$$

This means that the probability of insolvent is the same as the probability of the disaster! Although this pricing strategy is comparing between two extreme cases, the essential is the same. It is sure that the insurance product will be underpriced if they are pricing it by assuming independency, as independency is another extreme, the best extreme we could have expected.

Using the original EP curve

Suppose the insurance company estimated the distribution of indemnity from historical indemnity records, with a standardized distribution function of $H(x)$ with parameter $\left(\bar{\mu},\bar{\sigma}^2\right)$. Thus, this company would like to price its insurance lines using

$$\nu\ge\frac{1}{M}\left[\bar{\mu}+\bar{\sigma}\cdot H^{-}(1-\delta)-\left(A-C_o-nC_p\right)\right] \qquad (29)$$

After the intervention, the demand of insurance is likely to increase. Meanwhile, the distribution function would change to $\tilde{H}(x)$ with parameter $\left(\tilde{\mu},\tilde{\sigma}^2\right)$. However, the insurance company could not

observe this unless enough indemnity records emerge after the intervention. For positively correlated risks, we will have

$$\begin{aligned} &\tilde{H}^{-}\left(1-\delta\right) > H^{-}\left(1-\delta\right), \\ &\tilde{\mu} > \bar{\mu}, \text{ and } \tilde{\sigma} > \bar{\sigma} \end{aligned} \tag{30}$$

Obviously, if the company is still using the old *EP* curve to price its products, the desirable insolvent probability could not be achieved. If the company requires same solvent probability, the premium collected must meet

$$\begin{aligned} &EP\left(\bar{\mu},\bar{\sigma}\right) = \tilde{EP}\left(\tilde{\mu},\tilde{\sigma}\right) \\ &\tilde{\mu}+\tilde{\sigma}\cdot\tilde{H}^{-}\left(1-\delta\right)+\tilde{n}C_p \geq \bar{\mu}+\bar{\sigma}\cdot H^{-}\left(1-\delta\right)+\bar{n}C_p \end{aligned} \tag{31}$$

However, as the company is actually pricing with the original EP curve and thus the required premium is underestimated, finally we will have

$$\begin{aligned} &\tilde{EP}\left(\bar{\mu}+\bar{\sigma}\cdot H^{-}\left(1-\delta\right)+\tilde{n}C_p\right) \\ &\geq \tilde{EP}\left(\tilde{\mu}+\tilde{\sigma}\cdot\tilde{H}^{-}\left(1-\delta\right)+\bar{n}C_p\right) \end{aligned} \tag{32}$$

Thus, the insolvent probability would be higher than the desirable one.

In the above two ways, insurance companies could be "cheated" by their basis for pricing. The most explicit consequence is the insurance companies will not be sufficiently prepared to the coming disaster. Consequently, liquidity crisis or even bankruptcy would happen. Finally, all stakeholders, the farmers, the insurers and the government get hurt.

5. Conclusions

It is a very popular government intervention approach to proportionally subsidize in premiums paid by policyholders to increase the participation rate of private insurance programs. This study has made an attempt to answer how such kind of government intervention is expected to work and help farmers. It modeled the situation that poor farmers are not able to afford crop insurance because of high fixed transaction cost in the operation of insurance business. Meanwhile, discussion on the micro structure of the intervention says the government will have to use tax revenues besides agricultural sector. In order to make the program solvent, insurers need to be allowed to receive some positive expected profit. The government will request the insurers to price insurance lines least profitably within solvent constraint.

As long as the insurance company can observe the *c.d.f.* of indemnity liability and price insurance lines correctly, the government intervention could achieve desirable outcomes irrespective of independency of the risk. This is because in this linear proportional subsidizing system, the subsidy in premium is some "extra income" which can only be consumed on insurance. It allows farmers to afford more insurance coverage. Meanwhile, more farmers could overcome the threshold induced by high transaction cost and get covered. One important difference with other types of subsidized insurance is the coverage of crop insurance is capped according to the area of the land.

Unfortunately, the program will fail to meet the essential mechanism, i.e., pricing of insurance lines. If insurance companies wrongly estimate the *c.d.f.* of indemnity and under-estimate their exposure, the *c.i.h.* will not be sufficient for the coming events, because of the imperfect information on the disaster risk itself. Insurance companies generally have very limited samples compared to the entire population. In this sense, catastrophic risk modeling is urged to help insurers understand and estimate their portfolio risk. In some situations, insurers are not allowed to rate by themselves. Then the government has to invest on insurers to cope with the extra exposure induced by the intervention. It will take the forms of special reinsurance program, disaster reserve, or liability exemption (capping of loss).

References

Barnett, B.J. (2000): The U.S. Federal Crop Insurance Program, Canadian Journal of Agriculture Economics, Vol. 48, pp. 539-551.

Selden, T. M. (1999): Premium subsidies for health insurance: excessive coverage vs. adverse selection, Journal of Health Economics, Vol. 18, pp. 709–725.

Shi, P. J. et al. (2007): Natural Disaster Insurance Issue and Strategy of China, Paper for Presentation

on the First International Conference on Asian Catastrophe Insurance, 3-4 December, Kyoto, Japan,

Skees, J. et al. (2005): Innovations in Government Response to Catastrophic Risk Sharing for Agriculture in Developing Countries, Paper prepared for workshop "Innovations in Agricultural Production Risk Management in Central America: Challenges and Opportunities to Reach the Rural Poor", Antigua, Guatemala, May 2005.

The State Council of China (2006): Some opinions of the state council on the reform and development of the insurance industry. http://www.xinhuanet.com.

Yokomatsu, M. (2006): Insurance Behavior in Developing Countries, Presentation on the Sixth IIASA-DPRI Annual Forum on Integrated Disaster Risk Management, Aug 13-17, Istanbul, Turkey.

Yokomatsu, M. (2007): Barriers to Insuring against Disaster in Developing Countries, Presentation on the Seventh IIASA-DPRI Annual Forum on Integrated Disaster Risk Management, Sept 19-21, Stresa, Italy.

Appendix-1

The Lagrangian could be constructed as

$$\begin{aligned}\mathrm{L} &= (1-\mu)u(w-t-(1-p)vm) \\ &\quad +\mu u[\varepsilon w-t-(1-p)vm+m] \\ &\quad -\lambda\begin{pmatrix}V^0-(1-\mu)u(w-t-(1-p)vm)\\ -\mu u[\varepsilon w-t-(1-p)vm+m]\end{pmatrix} \\ &\quad \lambda \geq 0\end{aligned}$$

According to the envelop theorem,

$$\begin{aligned}\frac{dV}{dt} &= \frac{\partial \mathrm{L}}{\partial t} \\ &= -(1+\lambda)\begin{bmatrix}(1-\mu)u'(w-t-(1-p)vm)\\ +\mu u'(\varepsilon w-t-(1-p)vm+m)\end{bmatrix} \\ &\leq 0\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\left.\frac{dV}{dp}\right|_{p\in[0,1)} &= \left.\frac{\partial \mathrm{L}}{\partial p}\right|_{p\in[0,1)} \\ &= (1+\lambda)vm\begin{bmatrix}(1-\mu)u'(w-t-(1-p)vm)\\ +\mu u'(\varepsilon w-t-(1-p)vm+m)\end{bmatrix} \\ &\geq 0\end{aligned}$$

Appendix-2

When the budget constraint binds, $t(p) = pvm$.

Thus for $p \in [0,1)$,

$$\begin{aligned}\frac{dV}{dp} &= \frac{\partial V}{\partial t}\frac{dt}{dp}+\frac{\partial V}{\partial p} \\ &= -(1+\lambda)\begin{bmatrix}(1-\mu)u'(w-t-(1-p)vm)\\ +\mu u'(\varepsilon w-t-(1-p)vm+m)\end{bmatrix}\cdot\left(vm+\frac{d(vm)}{dp}\right) \\ &\quad +(1+\lambda)vm\begin{bmatrix}(1-\mu)u'(w-t-(1-p)vm)\\ +\mu u'(\varepsilon w-t-(1-p)vm+m)\end{bmatrix} \\ &= -(1+\lambda)\begin{bmatrix}(1-\mu)u'(w-t-(1-p)vm)\\ +\mu u'(\varepsilon w-t-(1-p)vm+m)\end{bmatrix}\frac{d(vm)}{p} \\ &\leq 0\end{aligned}$$

Appendix-3

For a specific farmer, we could construct the Lagrangian as

$$\begin{aligned}\mathrm{L} &= (1-\mu)u(w-(1-p)vm) \\ &\quad +\mu u[\varepsilon w-(1-p)vm+m] \\ &\quad -\lambda_1(m-\gamma\cdot l(w))-\lambda_2\left(M-\int_{\hat{w}}^{w_1} m(x)\cdot g(x)\,dx\right) \\ &\quad -\lambda_3\left(n-\int_{\hat{w}}^{w_1} g(x)\,dx\right)-\lambda_4\left(M_2-\int_{\hat{w}}^{w_1} m(x)^2\cdot g(x)\,dx\right) \\ &\quad -\lambda_5\begin{bmatrix}V^0(\hat{w})-(1-\mu)u(\hat{w}-(1-p)v\hat{m})\\ -\mu u(\varepsilon\hat{w}-(1-p)v\hat{m}+\hat{w})\end{bmatrix} \\ &\quad -\lambda_6\begin{bmatrix}V^0(w)-(1-\mu)u(w-(1-p)vm)\\ -\mu u(\varepsilon w-(1-p)vm+m)\end{bmatrix}\end{aligned}$$

in which $\lambda_4, \lambda_5, \lambda_6 \geq 0$.

According to the envelope theorem, the relationship between maximum expected utility and subsidy rate is given as

$$\begin{aligned}\left.\frac{dV}{dp}\right|_{p\in[0,1)} &= \left.\frac{\partial \mathrm{L}}{\partial p}\right|_{p\in[0,1)} \\ &= (1+\lambda_6)\begin{bmatrix}(1-\mu)u'(w-(1-p)vm)vm\\ +\mu u'(\varepsilon w-(1-p)vm+m)vm\end{bmatrix} \\ &\quad +\lambda_5\begin{bmatrix}(1-\mu)u'(\hat{w}-(1-p)v\hat{m})v\hat{m}\\ +\mu u'(\hat{w}-(1-p)v\hat{m})v\hat{m}\end{bmatrix} \\ &\geq 0\end{aligned}$$

農作物保険プログラムに対する政府の補助金政策：
予期しい帰結と予期しない帰結

叶　涛*・横松宗太・岡田憲夫

*京都大学工学研究科

要　旨

政府が農業部門において保険を浸透させるために，農業従事者の保険料支払いに比例する補助金を与えることはよく知られている。本論文では高い取引費用が農業部門における保険の購入可能性に及ぼす影響をモデル化する。保険会社が自身のポートフォリオリスクを明確に知っている限り，リスクが独立かどうかに関係なく政府の介入が農業従事者の効用を向上させうることを示す。しかしリスクに関する情報が不完備で，カタストロフリスクが空間的相関を持つと，保険会社は保険商品に対して正確に価格付けすることが困難となる。結果として，保険会社がより高いリスクに曝され，支払いが困難になる可能性が高まる。

キーワード:農作物保険，比例補助金，カタスロフリスク，不完備情報

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Urban Diagnosis as a Method to Assess Vulnerability of Communities in the Context of Spatial Planning and Management; Kathmandu Valley

Roshan B. BHANDARI* and Norio OKADA

* PhD Student, Department of Urban Management,
Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper describes the status quo of vulnerability situation in urban communities of Kathmandu valley, Nepal, by using the method of urban diagnosis. Various spatial planning and management issues related to earthquake vulnerability of the communities are analyzed. The ongoing urban changes in terms of physical, social and economic aspects and how these have contributed to vulnerability are described. Finally, the prospective countermeasures are discussed to reduce the vulnerability of these communities.

Keywords: Earthquake vulnerability, Urban Diagnosis, Coping Capacity

1. Introduction

The chronological record of earthquake in Kathmandu, Nepal shows that there is a major earthquake in the 75 years and a high probability of next large one in near future. To manage low frequency and high impact disaster like earthquake, there is a need of more integrated approach; linking urban planning and management, including the phase of pre-disaster and the time mode of everyday life, and participation by government sector, NGOs, private companies, citizens and residents (Okada et al., 2004). Disaster risks in urban areas are spatially and temporally distributed and a comprehensive examination of such risk is necessary for proper management. Okada (2006) calls this methodology urban community diagnosis and adds that the method of urban diagnosis is characterized in analogy by the relationship between medical doctors (corresponding to disaster and urban experts) and patients (corresponding to local citizens).

The community management process using urban diagnosis begins with check stage before moving ahead to planning and action. In order to manage problems with uncertainty such as earthquake, the cyclic process of check, action, plan and do (CAPD) is adopted as a method for the study. Moreover, this study concentrates on check stage of urban communities to reveal the current status of vulnerability and then prescribe prospective countermeasures to enhance their quality.

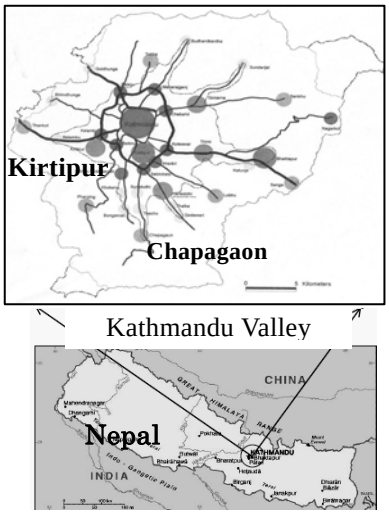


Fig. 1 Location map of study area.

2. Study Methodology

This study is based on previous field survey records, secondary data and the available literature. It focuses on two urban communities; Chapagaon and Kirtipur in Kathmandu Valley, as both of these areas is earthquake prone.

Chapagaon is located in the outlying area to the south of the Valley. It is a dense traditional settlement inhabited predominantly by Newari people, the indigenous ethnic community in the valley. The area of Chapagaon VDC (Village development committee) is 6.76 km2 with annual population growth rate of 4.57 %. It is one of the fastest growing VDC's within Kathmandu. The development prospects of proposed outer ring road of Kathmandu valley and rural to urban migration resulted from political conflict has created rapid urban sprawl around Chapagaon. No disaster considerations are made for settlement planning in this area.

Kirtipur with an area of 17.9 km^2 is located on a hilltop at the south west part of Kathmandu Valley. Being closer to the city centre of Kathmandu, this area has been an attractive residential location for many migrants. The active faults running closer to Kirtipur area like Chovar fault and Chandragiri fault coupled by unplanned urbanization have been making the area unsafe from probable earthquake disaster. Moreover, the people of Kirtipur have wrong perception that the hill site of their town is one single solid rock and therefore earthquake have little effect on their building.

Vulnerability assessment framework for the study

Vulnerability is widely used in scientific, social and economic languages and understood differently. There is little consensus among researchers, planners, and disaster managers regarding the meanings of and approaches to undertaking vulnerability analysis (Wisner et al., 1993). Vulnerability assessment thus depends on how we define it and on what criteria we are interested in. Numerous definitions of vulnerability exist. Weichselgartner (2001) points out three distinct themes in vulnerability studies; first vulnerability as the degree of loss (exposure) associated with the occurrence of a hazard, second vulnerability as socio-cultural and economic process and the ability to cope with disaster. The third is vulnerability as both biophysical and social response within a specific geographic area. Various models try to provide a framework for understanding vulnerability. "Pressure and release" and "access" model (PRA) traces the progression of vulnerability by working back from the immediate to the root causes, and provide a framework for investigating vulnerable people's access to assets, income and other resources in a society (Blakie et al., 1994). Cutter (1996) mentions about the hazard of place model where vulnerability is dependent both on geographic context and social fabric (community ability to cope, economic and demographic characteristics). Turner (2003) mentions that the components of vulnerability as exposure, sensitivity and resilience (coping) are interactive and scale dependent (place, region and globe), such that analysis is affected by the way in which the system is conceptualized.

The present study conceives vulnerability as function of both exposure (spatial distribution of objects to be harmed) and coping within a specific geographic locality and focuses on following aspects:

Physical, social, and economic vulnerability within area under study.

Causes and processes that have brought the urban communities into unsafe condition.

A brief description of existing coping mechanisms.

3. Findings of the Study

Physical Vulnerability and indicators

1. Dense and unsafe built form

The ongoing physical changes within Chapagaon and Kirtipur can be observed as land use changes, new built form, land transaction and land fragmentation. Changes in land use have occurred both inside the traditional core area and in the newly expanded areas out of settlement in Chapagaon. The physical mapping along with the field survey reveals that the built form of the traditional area is gradually converting into non engineered, unsafe modern structures. More traditional buildings have been replaced by unsafe

new RCC (Reinforced Cement Concrete) structures due to the perception of people about new structures being more commercially viable than older ones (Fig. 2)

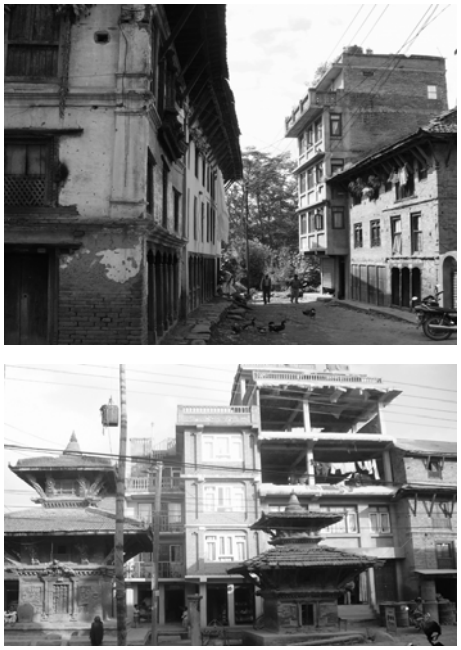


Fig.2 Unsafe modern houses along with indigenous houses.

The conversion of open spaces into built form has degraded the balance of built and non-built spaces that existed in traditional settlement planning and made the place more vulnerable (Fig.3).



Fig. 3 Loss of open space in traditional core area of Chapagaon.

The new structures are built by untrained local contractors and are vulnerable to earthquakes. Moreover, the open spaces as places of escape during major disasters such as fire and earthquakes are also depleting adding to the vulnerability of the settlement.

Apart from this, the traditional buildings are also changing with vertical division of houses due to property subdivision among family members. Many traditional houses have added new floors to accommodate increasing family size. This has made buildings more unsafe and vulnerable to earthquakes.

The perception of inhabitants of these areas is that people owning a reinforced concrete structure has high social status. So, the wealthier families tempt to reconstruct the old houses in modern style RCC buildings without earthquake safety measures. The physical exposure (based on number of unsafe buildings, population and road access) of wards in Chapagaon is shown in Fig 4. The core area (ward 9) and the newly urbanized area (ward 6) are highly exposed to earthquake disaster.

There is an increasing trend of building construction both in Kirtipur and Chapagaon as indicated by high number of building permits issued (Chapagaon 205 and Kirtipur 1549 in the past 5 years). The rising number of building permits issued in Kirtipur Municipality is shown in Fig 5. Most of the construction works are carried out haphazardly without proper monitoring by skilled technicians for earthquake safety.



Fig.4 Physical exposure of wards in Chapagaon.

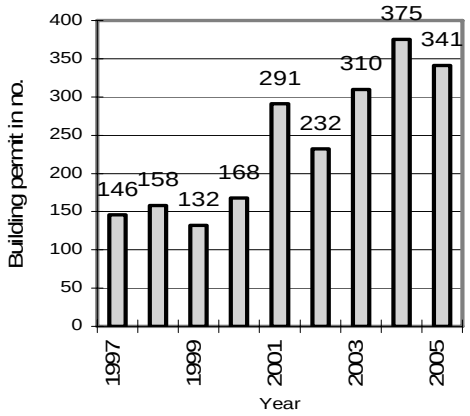


Fig.5 Buildings permit in Kirtipur area since year 1997. (Source; Kirtipur Municipality)

2. Chronological history of seismic record

The seismic record of Kathmandu extends back to 1255 AD when an earthquake of 7.7 Richter scale struck the valley. Then three earthquake of similar size occurred in 1810, 1833 and 1866 AD. In 1934 AD, 8.4 Richter scale of earthquake destroyed 20% of building stock in valley (Dixit, 2003). A major earthquake has been reoccurring in every 75 years in Kathmandu valley (Koichi et al., 2006).

3. Infrastructure

The infrastructural level of these areas is inadequate to serve the fast pace of urbanization. Many of the vital infrastructures essential during disaster are also gradually depleting with the growing urban pressure. Around 60 % of the municipal area in Kirtipur is only served by gravel roads or trails (ICIMOD, 2003). Most of the newly built houses by low and middle income migrants in Chapagaon are served by narrow trails. The traditional streets and courtyards of the old core area are built mainly for pedestrians. These areas are densely populated, but many parts are not accessible to vehicles. This raises serious concerns as ambulances and fire brigades cannot reach the area in times of emergency.

The telephone service available in Chapagaon is 146/1000 population and in Kirtipur is 135/ 1000 population. The telephone exchange office and control room complex has not considered any earthquake resistance and retrofitting measures.

Around 6-7 open spaces and 10 ponds within Kirtipur has been encroached upon by present days urbanization (Dhamala, 2006). These spaces were used for evacuation during earthquake and fire. Ponds were the water reservoirs used during fire or for construction purpose.

Numerous educational institutions as well as private nursing homes are running their activities in ordinary residential buildings, built by informal process. These critical facilities and mass gathering buildings used as evacuation shelters as well as mass treatment centers are the first to be hit by an earthquake in the case of communities in Kathmandu.

Social Vulnerability and indicators

Social factors contributing to the vulnerability of Chapagaon and Kirtipur includes high population density in core areas, rapid population growth rate, inadequate social infrastructure like hospitals, and significant number of children and old age people in the population structure. Gender is the other factor found to be related with the vulnerability of urban community. In a study by Dhamala (2006) in Kirtipur, the area with largest number of households headed by female (20%) has the highest building damage ratio of 31%. The percentage of children under 10 years and old age people over 65 years are significant in the study area showing high social vulnerability. The indicators for social vulnerability in the study areas are listed in Table 1.

Table 1 Indicators of social vulnerability

Area	Population density (core area)	Health institutions/ 1000 population	children (<10 yrs) and old age (> 65 yrs)
Chapagaon	24810p/ sq.km. (growth rate – 4.57%)	0.13	25.38%
Kirtipur	30826p/sq km (growth rate – 2.57%	0.27	23%

(Source; CBS 2001, field survey 2005)

Social changes in terms of changing occupational structure of the farming community and decreasing level of cooperation can be observed in Chapagaon. The improved educational status of households (revealed by all 85 households interviewed in 2005) is inferred as the reason for the occupational base to shift from agriculture to other service oriented activities.22 house owners among the 85 interviewed revealed that there is less interaction among the neighbors as everyone has adopted urban way of life i.e. getting engaged throughout the day in their own profession and spending rest of their time indoor watching television and using other modern amenities. Few house owners (2 /85) regarded the changing religious beliefs (around 30 households have shifted to Christianity in the last 20 years) as a reason for declining social interaction. 9 out of 85 respondents interviewed inside the traditional settlement mentioned that the tradition of labor sharing "perma" (perma system is an old practice that incorporates agriculture as well as community development activities within certain groups in a community) among agricultural community has been replaced by waged labors. The insufficient food production from reduced land parcels has converted farmers into waged labors. The social mobility towards paid labour has led to decline in traditional social bond within the community.

Declining Guthis and loss of social cooperation

The mutual support system which existed among the various section of society in the past has been degrading with the changing lifestyle of people. The communal organization called Guthi which was active in traditional communities like Chapagaon and Kirtipur not only exhibited community cohesiveness but also played an important role in urban management. It conducted many rituals and customs that bound the society together and carried activities like maintenance of public buildings and infrastructures. Now, the mode of entertainment is changing from outdoor cultural activities to in house activities like watching television channels. Cultural practices like singing and dancing during festive occasions are decreasing and are replaced by modern music. Many rituals and customs are declining due to the loss of income from Guthi land. The land has now been reduced so much that there is hardly any money with Guthi organization to conduct various religious and cultural functions. The consequence of this is the gradual breakup of the close-knit community structure reinforced through these cultural activities. This is crucial for physical as well as psychological recovery in the aftermath of a disaster. The indigenous people describe that after the 1934 earthquake in the settlement, various social groups helped each other to rebuild the village on their own without much external help. At present, the emerging migrant households are yet to form a social bond that can be utilized for collective action during disaster.

Economic vulnerability and indicators

1. Land fragmentation and its economic implications

The major physical change observed in the study areas is the reduced land holding of the farmers and landowners. In Chapagaon, 25.7 hectares of agricultural land has been converted into urban use between 1979-2001, and in Kirtipur 201 hectare of land has been converted into urban use between 1992- 1998. The forces that have contributed to changing ownership include; 1) Family subdivision and property inheritance and 2) landowners intended subdivision to sell the land to external migrants. In some cases the dual ownership of farm land between landlord and tenant has come to an end leading to change in ownership of farm land.

Figures 6 & 7 depict the relationship between family size and land holding that has changed in the past 20 years in Chapagaon. The larger sizes of land are getting fragmented and the larger family sizes are holding smaller plots. This reduced land holding of original farmers and landowners may ultimately phase out people from agricultural activity and displace them from original location. There are 26 families who hold less than 1 ropani of land, income level is less than Rs 5000 (1 N.Rs. = 1.6 yen) and family size is more than five. There is a possibility for these families to displace due to poor economic status. They end up settling in unauthorized areas and become vulnerable to disaster.

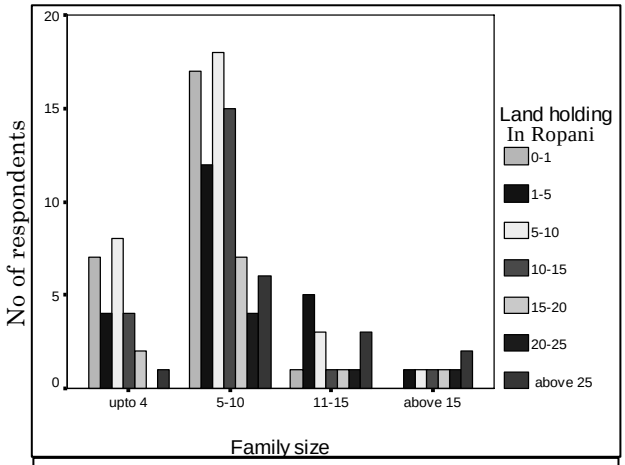


Fig. 6 Land holding – Family Size relation ship
(20 yrs ago) (1 ropani = 5476 sq.ft).

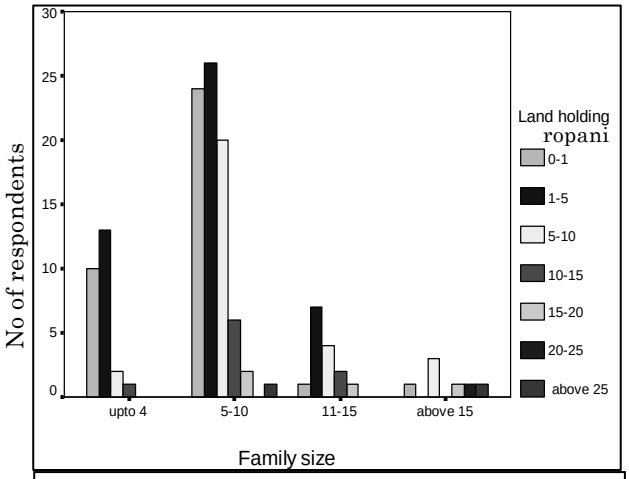


Fig. 7 Land holding – Family Size relation ship
(At present) (1 ropani = 5476 sq ft).

Another interesting reason for local people selling their land to outsiders is explained through local cultural practices. Traditionally the agricultural land is equally divided among the brothers. This has led to gradual decrease in size of individual land-holdings. Earlier, though the land was physically divided, the entire joint family managed these lands. Now these are increasingly managed separately. On the other hand, the size of the individual landholding has become so small that it is no longer fit to give enough economic returns from the produce. Also, the value of agricultural produce has decreased considerably, while the price of land has increased many folds. As a result, they find it much more economically beneficial to sell off the land rather than continuing to put it under agricultural produce. Another consequence of this is people are becoming more and more dependent on external resources for their own sustenance. This makes them more vulnerable in disaster situation when they have to be fully dependent on external n resources for fulfilling their daily needs.

2. Low income level and low saving

14% (12 out of 85) of households surveyed in Chapagaon had no saving and sometimes they spent more than what they earned. This compels people to sell their land and ultimately they enter into poverty trap as they lack skill to invest the money into more productive use.

Mostly the low income migrants reside in peripheral areas like Chapagaon as the land value is cheap. These small land parcels are scattered and the residences constructed don't have adequate services, this leaving the inhabitants in a more vulnerable state during disaster.

Existing coping capacity

1. Institutional Setup

The ministry of home affairs is the national focal body for disaster management in Nepal. Natural disaster relief act has been promulgated in the year 1982 and the activities are oriented towards post disaster relief and rehabilitation. The regional and district level offices has no fund allocated for disaster mitigation and preparedness activities. The national action plan matrix for disaster management was formulated in the year 1996 by the national committee for IDNDR. The government is yet to formulate legal framework and institutional setup to implement the plan.

The institutional setup in peri urban areas like Chapagaon and Kirtipur is weak in planning and policy formulation with lack of both finance and trained manpower. The grass root organization like the Village Development Committee is not involved in taking decisions on matters relating to disaster mitigation and preparedness.

2. Emergency services:

The level of services for emergency is far less with only 5 fire fighters in Kathmandu valley (3 in Kathmandu, 1 in Lalitpur and 1 in Bhaktapur) providing services for around 200 fire cases in valley per year. There are no hospitals in Chapagaon and Kirtipur area and during emergency people need to travel to Kathmandu or Lalitpur city centre. The medical facility available within urban

centre of Kathmandu is inadequate to treat mass casualties or injuries.

3. Disaster considerations in traditional settlements:

The traditional building systems embodied various aspects that contributed towards mitigating, preparing and recovering from the impact of earthquakes. The traditional buildings derive a fair level of earthquake resistance through use of technological innovation like symmetrical plan configuration, use of double wood frames going all round the opening, use of cross ties, timbering plates and reduction of wall thickness in upper floors. The presence of public, semi-public and private open spaces in settlements like Chapagaon is crucial for emergency escape in the event of an earthquake. Such building practices and social collectiveness had been a strong coping capacity in earthquake disaster during the past.

4. Conclusion and Recommendation

The physical vulnerability of communities in Kathmandu Valley with rapid urbanization, poor built form, low level of development of infrastructure and emergency services are observed. Social vulnerability has been added due to rural to urban migration and high rate of population growth along with an increasing number of the urban poor. Rural migrants to the Valley have increased because of recent political conflict. As a consequence, land market is booming in Kathmandu and many poor farmers in peri-urban areas such as Chapagaon are turning landless. Farmers are forced to become economically vulnerable due to reduced landholding and loss of productivity. Earthquake disaster vulnerability has increased due to these ongoing physical, social and economic changes. Despite the increased education level of households in Chapagaon, earthquake resistant building constructions are not still taken into consideration. Concerns for employment and other internal problems are observed rather than for earthquake disaster from households in Kirtipur

With this preliminary study and understanding of different aspects related to vulnerability, some recommended prescriptions are suggested to improve the area under study. First, integrated approach involving different governmental and non governmental agencies, citizens and residents at local level and their direct participation in disaster management is necessary. There is a need for participatory community management process where all the participating agents share each others knowledge which helps in enhancing the coping capacity of community. The urban diagnosis method adopted in disaster management must be made more participative both to check the status quo of community and develop policy countermeasures. Secondly, the root cause of vulnerability is related to poverty and centralization of activities in Kathmandu. These issues need to be resolved with a policy at national level to decentralize Kathmandu as socio- economic hub of the nation.

References

Bhandari, R. B. (2005): Growth Management Strategy for traditional settlement in Kathmandu Valley; A case study of Chapagaon, Lalitpur, MSUP Thesis, IOE, TU, Nepal.

Cutter, S.L., Mitchell, J.T and Scott, M.S. (2000): Revealing the vulnerability of people and places: A case study of Georgetown County, South Carolina, Annals of the Association of American Geographers, 90(4): 713-737.

Dhamala, K. (2006): Planning for Seismic Vulnerability; A case study of Kirtipur Municipality, Nepal, MSUP Thesis, IOE, TU, Nepal.

Dixit, A. (2003): The Community Based Programme of NSET for Earthquake Disaster Mitigation, The International Conference on total Disaster Risk Management, 2-4 Dec., 2003.

ICIMOD (2003): GIS for Municipal Planning, A case study from Kirtipur Municipality.

Koichi, S., Shaw, R., Kandel, R.C., Shrestha, S.N. and Dixit, A. (2006): Promotion of Disaster Education in Nepal: The Role of Teachers as Change Agents, International Journal of Mass Emergencies and Disasters, Vol. 24, No.3 ,403-420.

Okada, N. (2006): Methodology of Urban Disaster Diagnosis for enhancing safety and security of urban spaces and infrastructure, The Abstract for the annual meeting of the Disaster Prevention

Research Institute, B 20.
Okada, N., Tatano, H., Hagihara, Y., Suzuki, Y., Hayashi, Y., Hatayama, M., Hartman, J., Nagae, T. And Shimizu, H. (2004): Integrated Research on Methodological Development of Urban Diagnosis for Disaster Risk and its Applications, Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University No 47 C,.
Turner B.L., Kasperson R.E., Maton P., McCarthy J., Corell R., Christensen L., Eckley N., Kasperson J.X., Luers A., Martello M., Polsky C., Pulsipher A. and Schiller A. (2003): A framework for vulnerability analysis in sustainability science, Proceedings of the National Academy of Sciences .Vol.100 (14).
Weichselgartner J. (2001): Disaster mitigation: the concept of vulnerability revisited. Disaster Prevention and Management, Vol. 10, 85-94.
Wisner B. (1993): Disaster vulnerability: scale, power, and daily life, GeoJournal, 30, 127–140.

コミュニティの空間設計と管理における意脆弱性評価手法としての都市診断
ーネパール・カトマンズ市を例としてー

ロシャン　バンダリ*・岡田憲夫

*京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻博士課程

要　旨

本研究は，ネパール・カトマンズ市の脆弱性を都市診断手法を用いて分析している。その中で，さまざまな地震脆弱性に関する空間設計及び管理事項を分析した。進行中の物理的、社会的，そして経済的変化に，これらがどのようにして脆弱性をもたらしたのかを検討する。最後に，コミュニティにおける脆弱性を軽減するための対策を提言する。

キーワード: 地震脆弱性，都市診断，災害対処能力

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Examining the Relationships between Earthquake Preparedness Factors at Household Level
Case Study: Nakagyouku Communities, Kyoto City

Saut SAGALA*, Risye DWIYANI*, Robert BAJEK**,
Yukiko TAKEUCHI*** and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University
** MillwardBrown SMG/KRC, Poland
*** Graduate School of Global Environmental Studies, Kyoto University

Synopsis

This study discusses the relationships between earthquake preparedness factors at household level. Three groups of variables of earthquake preparedness factors are examined in this paper, namely thinking and talking about earthquake, risk perception and intention to prepare. Two communities from Nakagyouku Ward, Kyoto City, Shuhachi and Jouson, were selected for this research. In each community, we analyze the relationships separately. We assume that those communities are different, where Shuhachi represents a community with an active *Jishu-bousai-soshiki or Jishubo*, mainly dominated with non-apartment houses while Jouson is a community where more apartment houses exist. After the analyses we found that there is not so significant difference identified between the two communities. In addition, the effects of *Jishubo* activities on the community were evaluated based on the variables of earthquake preparedness. Some suggestions with reference to the roles of *Jishubo* to increase earthquake preparedness at household level are also presented.

Keywords: earthquake preparedness, household, Kyoto, risk perception

1. Introduction

This study discusses the relationships between earthquake preparedness factors at household level. Many research studies have intended to find the relationships between risk perception, preparedness and household adjustments at household levels (Lindell and Whitney 2000; Matsuda and Okada 2007). Understanding the relationships among these factors is important to find ways to improve preparedness, for example by means of risk communication (Lindell and Perry 2000; Matsuda and Okada 2005). In many cases, it has been found that resident's preparedness is highly important to reduce the injuries when earthquake occurs.

Preparation at household level, like furniture's fastening, structural reinforcement, having torch or flashlight, storing food for a few days, is suggested very crucial during emergency situation after an earthquake. Arguably, when a big disaster and sudden disaster, like an earthquake, hit the community as well as the households need to be prepared themselves because the assistance from the government could be late due to the failure of infrastructures, difficult access and less resources.

Okada and Matsuda (2005) proposed to consider a multilateral knowledge development for risk communication to increase preparedness at household and local level. This is carried out in the context of promoting self-help management for earthquake risk. Moreover, they identified the roles of citizens, NPOs and researchers to be carried out

together. The three stakeholders have each own capacity and capability to increase people's ability to prepare.

After the 1995 Hanshin – Kobe Earthquake, the non private organization and voluntary activities have ever since emerged in Japan (Shaw and Goda 2004). The NPOs have been promoting and carrying out activities, disaster campaign and disaster drills throughout the country.

The emergence of the NPO and voluntary activities in Japan is noted by the activities run by *Jishu-bousai-soshiki*. The *Jishu-bousai-soshiki*, or *Jishubo* for short, literally meaning "autonomous organization for disaster reduction" is a neighborhood association for disaster preparedness and rescue activity at the community level in Japan (Bajek *et al*., 2008). *Jishubo* is a local organization run at neighborhood level. Since then, the *Jishubo* organizations have been emerging and been set up after the Great Hanshin – Kobe Earthquake. In the quiescence situation, when disaster does not happen, the role of *Jishu-bousai-soshiki* is to run risk communication activities, i.e.: public education, disaster drills and workshops.

There has been few research conducted to assess the effect of *Jishubo* on the society. Assessment is important in order to understand whether the the *Jishubo* has caused significant impact on the increase the preparedness of the communities or not. Thus, the main objective of this research is to make a comparison between a community that has experienced disaster education and other community that has not experienced disaster education in the context of risk perception and preparedness.

2. Methodology

The data was based on the questionnaire-based survey we conducted in July 2007 about social resilience in two neighborhoods of Nakagyouku Wards, Kyoto, namely: Shuhachi and Jouson (see Figure 1 for the location of Nakagyouku in Kyoto City). The questionnaire followed and adapted those of Paton's questionnaire which was earlier used in the context of New Zealand. We tailored the questionnaire to the Japanese context and cultural differences.. Originally the questionnaire was intended to check the preparedness at individual level. However as nature of distributing the data (one household accepted only one questionnaire) and that each individual could represent his/her family in response to disaster (see Lindell and Whitney 2000), arguably the data obtained from the questionnaire were assumed to able to represent factors at household level.

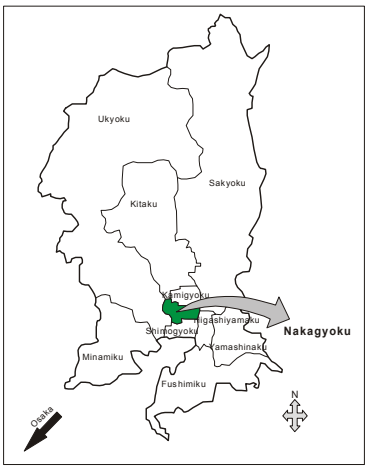


Figure 1. Location of Nakagyouku in Kyoto City

The number of questionnaires sent to the respondents was 1,000 and 950 in Shuhachi and Jouson, respectively. The response rate was 152 or about 15.2% in Shuhachi, while in Jouson the response rate was 108 or about 11.4%.

2.1 Hypotheses

This study aims to check several hypotheses which were developed in order to test the relationships between factors affecting the intention to prepare. The hypotheses are developed based on the following literature review:

1. *Discussion with peers or "talking about disaster" affects people's risk perception and preparedness*. Turner and colleagues (1986) studied residents of earthquake prone Southern California and found that "discussion of earthquake topics" with peers was positively correlated with earthquake fear, perceived danger, personal understanding of the earthquake threat, and household preparedness. Similarly, study by Mileti and O'Brien (1992) about California earthquake preparedness found that adoption of hazard adjustments after the Loma Prieta (San Francisco)

earthquake was related to social contacts that produced higher levels of information quality (number of messages, message specificity, and message consistency). Based on this background we check the relationships between variables "talking about earthquake issues" and variables related with risk perception and intention.

2. *Thinking about disaster issues affects people's risk perception and preparedness*. We assume that the more a person think about disaster issue, the more likely he will have higher risk perception and the higher will be the intention to prepare. This hypothesis is tested by checking the relationship between variable "thinking about earthquake issues" and variables related with risk perception and preparedness.
3. *People's risk perception has a high relationship with intention to prepare*. Lindell and Whitney (2000) conducted a literature review which assumed that risk perception is related with the intention to prepare.
4. *There are significant differences of earthquake preparedness factors between Shuhachi and Jouson Communities*. We assumed that both communities have different characteristics, mainly because of the existence of active *Jishu-bo* in Shuhachi, and minor differences in their characteristics which are formed due to the distance to the city center.

2.2 Variables

Having the above hypotheses, we continue by defining what variables are used in order to check the relationships. We use three groups of variables in the questionnaire: talking and thinking about earthquake issues, risk perception and intention.

The first group of variables is critical awareness. Critical awareness is related to how often someone thinks and talks about disaster issues. The more he/she thinks and talks about disaster issues, the more likely he will be involved in activities to reduce disaster. In this group, we select three questions: "thinking about earthquake issues", "talking about earthquake issues inside of the communities", and "talking about earthquake issues outside of the communities".

"Thinking about earthquake issues" is measured using frequency from 1 to 6 ranging from never to once a week (1 = never, 2 = rarely, 3 = a few times a year, 4 = once a month, 5 = a few times a week, 6 = once a week). "Talking about earthquake issues inside and outside of the communities" is also measured using frequency, from 1 to 6, ranging from never to once a week. By measuring this variable, we aimed to identify how often the respondents talked about the earthquake issues. The more you talked about the issue, the more you wanted to do preparedness against the earthquake risk because it has become one of the priorities.

The second group of variables represents people's risk perception taken from negative outcome expectancy scales, which includes "earthquake is too destructive to bother preparing for" and "a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime". The former variable aims to measure whether the respondents perceived that there are not many things could be done to reduce an earthquake, while the latter is related to the fact whether the respondents have an assumption that the big earthquake will not hit. Thus it is expected that a respondent who assumed that big earthquake will not hit is less likely to adopt preparedness against earthquake. All these two factors are measured using 1 – 5 Likert Scale (1 = strongly disagree and 5 = strongly agree).

The third group of variables is intention, which is measured by means of variables related to intention as suggested by Lindell and Whitney (2000). In this research we tested following variables: "the intention to increase the level of preparedness", "check the level of preparedness", "become involved with local group", "seek information about earthquake risk and "seek information about earthquake preparedness". The first two variables are related with whether the respondents are willing to strengthen the quality of the current preparedness. The response in this variable illustrates about a continuing activity to increase the preparedness. In relation to that, "check the level of preparedness" aims to identify whether the respondents want to understand the current quality of preparedness that has been carried out.

Variable "become involved with local group" is aimed to measure whether the respondents intend to join or have joined any activities, like *Jishubo*, in order to reduce the risks. Variables "seek information about earthquake risk" and "seek information about earthquake preparedness" aim to measure whether the respondent actively eager to get more knowledge on how to deal with the risk. All these variables were measured with four scales: "no", "probably", "definitely" or "have done".

3. Study Area

Nakagyo ward (*Nakagyoku*) is a district in Kyoto City, with the area of 7.38 km^2, which is located from the center to the north west of the down town of Kyoto City. The land use in this ward consists of government and municipal offices, politics and economics organization, financial institutions, shopping area, houses and apartments. Shuhachi and Jouson are among 25 school districts (*gakku*) in this ward. Shuhachi is located in the western most of this ward, while Jouson is located closer to the down town. There are more apartments and high rise buildings in Jouson than in Shuhachi. Shuhachi is larger than Jouson in terms of area and population. In fact, the area of Shuhachi is the largest in this ward, which is

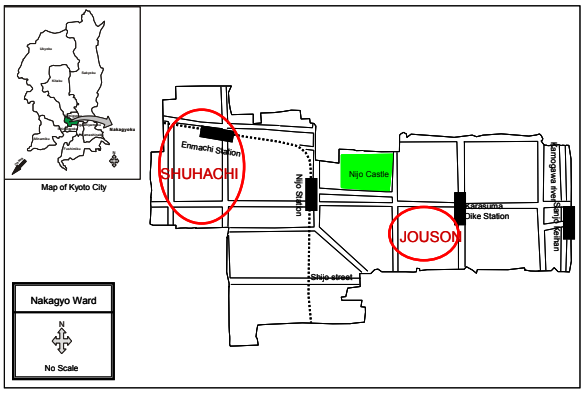


Figure 2. Location of the study area

1.055 km^2 with the population of 10,939 people.On the other hand, Jouson is 0.224 km^2, with the population of 4,146 people (by February 2005). The location of the study area is shown in Figure 2.

Another different characteristic found between Shuhachi and Jouson is the existence of activities of *Jishu-bousai-soshiki*. Shuhachi has more active *Jishu-bousai-soshiki* than Jouson. In Shuhachi, the member of 18 people, they regularly hold internal meetings, as well as the meetings with the leaders of sub-neighborhood (leaders of *chonaikai*), and the Shuhachi community's fire brigade (*shoubodan*).

They also distribute fire extinguishers to the whole community (one every several households), and maintain the disaster prevention equipments provided by Kyoto City in a special storage.

Table 1 Demographic characteristic of respondents

Characteristics		S	J	Characteristics		S	J
Age	below 30	12.3%	15.4%	**Occupation**	company employee	10.5%	24.5%
	30-40	8.2%	12.5%		government official, teaching staff	4.9%	4.9%
	40-50	15.1%	14.4%		businessman	17.5%	21.6%
	50-60	19.9%	20.2%		farmer	1.4%	0.0%
	60-64	8.2%	11.5%		housewife	9.8%	8.8%
	65-70	12.3%	9.6%		part-time job	8.4%	4.9%
	more than 70	24.0%	16.3%		unemployed	8.4%	7.8%
					a pensioner	24.5%	14.7%
Gender	Male	51.7%	47.2%		student	9.8%	9.8%
	Female	48.3%	48.1%		other	4.9%	2.9%
Annual Income (Million Yen)	0-2	28.47%	21.88%	**Type of house**	House	61.97%	40.74%
	2.01 - 4	30.66%	23.96%		Apartment	38.03%	52.78%
	4.01-6	20.44%	17.71%				
	6.01-8	7.30%	12.50%	**House Structure**	wooden	53.85%	32.35%
	8.01-10	7.30%	9.38%		concrete made	46.15%	67.65%
	10.01-12	2.19%	4.17%				
	12.01-14	2.19%	1.04%				
	14.01-	1.46%	9.38%	S = Shuhachi	J = Jouson		

Once a year, they hold an assessment and orientation about disaster prevention knowledge for the newly elected leaders of *chonaikai*, an evacuation drill involving the whole community (in cooperation with *shoubodan*), and *Jizoubon* festival where they do disaster education to children in the community.

From our study sample, some different demographic characteristics are also found, as shown in Table 1. In terms of gender, both samples in Shuhachi and Jouson are fairly equal between male and female. The ages of people in Shuhachi are generally older, where mostly are retired, while in Jouson are younger and mostly are company employees.

From the sample, most of respondents from Jouson live in concrete-structured buildings, while the ones from Shuhachi mostly live in wooden-structured buildings. This supported the fact about the respondents in Jouson with more people living in apartments (52.78% compared to the ones who stay in houses), and they have lived here in shorter period than in Shuhachi.

Shuhachi samples consist of people that live in apartments with 35.53%. Logically this makes sense since usually old Japanese houses are wooden-structured and generally the people in Shuhachi is older than people in Jouson, and Jouson is located closer to the center of business district, where the development of high-rised buildings and apartments are faster than the farther districts.

4. Results and Discussions

This section discusses the results of questionnaire survey for all variables from Shuhachi and Jouson communities and the relationships that we found from the data analyses in Shuhachi and Jouson Communities. The results of the questionnaires from the first, second, and third groups of variables are shown in Figures 3, 4, and 5 respectively.

From those figures we can see the cumulative frequencies of each variable in each community and the distribution of the data.

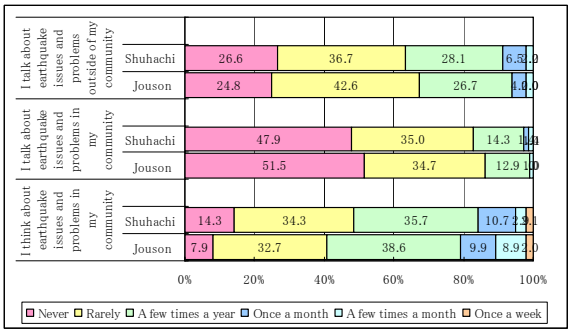


Figure 3 Result of Questionnaires for variables related to Thinking and Talking about Earthquake Issues in Communities

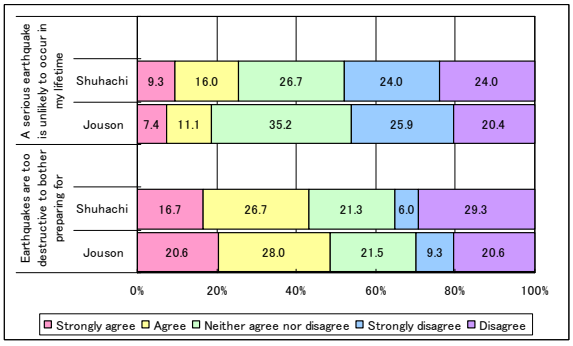


Figure 4 Result of questionnaires for variables related to Risk Perception

As for the relationships between variables, we will refer to the set of hypotheses we mentioned earlier and then examine them in each community.

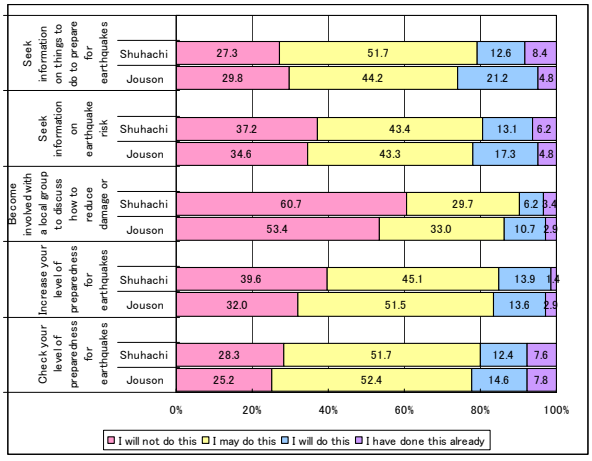


Figure 5 Result of questionnaires for variables related to Intention

4.1 Set of Hypothesis 1: Relationship between Discussion with Risk Perception

The set of hypothesis 1 is that "the less frequent a person talks about the earthquake issues,

the lower the risk perception he/she has". This hypothesis is divided into two sub-hypotheses according to types of risk perception as we discussed earlier (sec. 2.2): "earthquake is too destructive to bother preparing for" and "a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime". As for talking about the earthquake issues, there are two types in each sub-hypothesis: talking inside and outside communities. Finally, the relationships of all variables were examined using statistical tests.

The first sub-hypothesis aims to test the relationship between "talking about earthquake issues" inside and outside of the communities and the perception that "earthquake is too destructive to bother preparing for". Given that the responses provided by the two communities show a small number of people who talk about the earthquake issues, we select the responses based on those whose responses are "never" and "rarely". In a similar way, we examined the responses from variable "earthquake is too destructive to bother preparing for" from the answers to "strongly agree" or "agree".

We discuss about talking about earthquake issues inside communities first. There is no relationship between these two variables in Shuhachi as shown by the significant value of p = 0.88 (df = 16, $\chi^2 = 9.59$), while significant relationship is found in Jouson as shown by p = 0.08 (df = 12, $\chi^2 = 19.19$). In Shuhachi, out of the respondents who "talk about earthquake issues within communities" for "never" and "rarely" there are 32.2% who "strongly agree" or "agree" that "earthquake is too destructive too bother preparing for". On the other hand, those who gave similar responses in Jouson are about 35.2%. This implies that there is a similar characteristic in the two communities in term of the relationship between talking about earthquake issues and perception that earthquake is too destructive to bother preparing for. From a closer look at the Shuhachi community data, we found that the distribution of people who claimed agree or disagree with this statement are almost the same. This implies that the risk perception in Shuhachi is higher than that of Jouson. This fact brings us into a new insight that there is another factor, besides talking inside the communities, which is related to or influence the value of risk perception. *Jishubo* might have influenced in increasing the risk perception of people in Shuhachi, though the influence of the *Jishubo* activities might have not caused people to talk about earthquake issue more often. However we need to check the role of *Jishubo* more careful as other factors such as media and campaign from the government could play other role. On the other hand, the case in Jouson reflects the relationships that the less frequent people talk about earthquake issues, the lower the risk perception is.

There is no significant relationship we found between variable "talking earthquake issues outside of the community" and "earthquake is too destructive too bother preparing for" in both Shuhachi and Jouson communities (Shuhachi: p = 0.18, df = 16, $\chi^2 = 20.85$ while Jouson p = 0.24, df = 16, $\chi^2 = 19.16$). The communities in Shuhachi who "never" and "rarely" talk about earthquake issues outside of the communities and "agree" or "strongly agree" that earthquake is too destructive too bother preparing for are about 28.3%. Similar number is also found for Jouson community which is about 29.8%. This implies that there is no difference between the patterns in Shuhachi and in Jouson.

Sub-hypothesis 2 examines the relationship between variables "talking about earthquake issues" and "a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime". Same as earlier, again we sum up the respondents who "never" and "rarely" talk about earthquake issues inside the communities because only a few people talk about earthquake issues. In similar analysis, we make a distinct for talking "within the communities" and "outside the communities". We discuss talking "within the communities" first.

There is no significant relationship between talking about earthquake issue inside the community and perception that "a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime" in Shuhachi (p = 0.97, df = 16, $\chi^2 = 6.84$) while there is a significant relationship found in Jouson (p

= 0.08, df = 12, $\chi^2 = 19.47$). In Shuhachi, the communities who "rarely" and "never" about "talk about earthquake issues outside of the communities and "agree" and "strongly agree" that "a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime" are about 20.8%. In Jouson, there are about 13% respondents who gave such responses. Smaller number in Jouson implies that lesser people in Jouson who talk about the earthquake issues think that a serious earthquake is unlikely to occur.

A closer look at the Shuhachi community data again show that the distributions of people who either agree or disagree with the statement that "a serious earthquake is unlikely to occur" are almost the same. The risk perception of respondents in Shuhachi in general is more evenly distributed and thus higher than the risk perception of respondents in Jouson. Our assumption is again due to the existence of active *Jishubo* in Shuhachi which increase the risk perception of the people. In Jouson, the hypothesis is proven by the fact that many people less frequently talked about earthquake issues inside of the communities and more respondents with a low risk perception were found.

There is no significant relationship between variable "talking about earthquake issues outside of the communities" and variable "a serious earthquake is unlikely to occur" in both Shuhachi and Jouson communities (Shuhachi: p = 0.187, df = 16, $\chi^2 = 20.79$, Jouson: p = 0.240, df = 16, $\chi^2 = 19.61$). The number of respondents who talk about earthquake issues outside of the communities and think that a serious earthquake is unlikely to occur in Shuhachi is about 19.6%. On the other hand, the number of respondents in Jouson from the same variable is about 12%. Both data of talking earthquake issues outside of Shuhachi and Jouson communities illustrate that there is another factor related to and influence the risk perception.

To conclude, the discussions of hypothesis 1 reveal that there is a pattern we found in Jouson community that "the less frequent people talk about earthquake issues inside of the communities, the lower their risk perception is". However, we do not find this case in Shuhachi. The difference could be due to the existence and influence of *Jishubo* activities in this community. The fact that still less people talk about earthquake issues in the community reveal that the *Jishubo* activities have not influenced people to put disaster and disaster preparedness into their top priority. In Jouson, it is obvious that less people talk about earthquake issue inside of the communities and therefore lower risk perception is found.

None of the relationships between talking outside of the communities and the risk perception is significant in both Shuhachi and Jouson. Thus, so far we could conclude that the risk perception of the people is not influenced by or related with the talking outside of the communities.

4.2 Set of Hypothesis 2: Relationship between Thinking about Disaster with Risk Perception

Hypothesis 2 is developed based on the idea that the more people think about disaster issues the higher their risk perception is. In this context we checked the relationship between the variable related to thinking about earthquake issues and the other two variables related to risk perception: "earthquake is too destructive to bother preparing for" and "a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime".

There is a significant relationship between "thinking about earthquake issues" and "earthquake is too destructive to bother preparing for" in Jouson (df = 20, $\chi^2 = 36.381$, p = 0.014), while not in Shuhachi (df = 20, $\chi^2 = 23.506$, p = 0.265). A closer look into the data reveals that more answer is concentrated in "disagree" in Shuhachi. This means more people who have higher risk perception and more thinking in Shuhachi. On the other hand, the pattern at the Jouson community is more visible. We found that people who think earthquake issue more frequently have higher risk perception.

In Shuhachi, there are about 19.5% respondents who "never" and "rarely" think about the earthquake issues "agree" and "strongly agree" that "earthquake is too destructive to bother preparing for", whereas in Jouson, a smaller number is found. There are about 15.0% of people who "never" and

"rarely" think about the earthquake issues "disagree" and "strongly disagree" that "earthquake is too destructive to bother preparing for".

The relationship between "thinking about earthquake issues" and "a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime" is significant in Shuhachi (df = 20, $\chi^2 = 36.85$, p = 0.012) but not in Jouson (df = 20, $\chi^2 = 20.48$, p = 0.428). The pattern of this relationship is obvious in Shuhachi. It is found that people in Shuhachi think more frequently and have higher risk perception. In Jouson, however, we found a more distributed data. This means that the more frequent people think about earthquake issues does not mean that the higher risk perception is. It is found from the data that the risk perception value is more scattered.

In Shuhachi, there are about 14.4% respondents who "rarely" and "never" think about earthquake issues and "strongly agree" and "agree" that "a serious earthquake is unlikely to occur in lifetime", while there are only about 8.0% of their counterpart in Jouson.

To conclude, the discussions on hypothesis two indicate several findings as follows. In Jouson we found the pattern of the relationship between variable thinking about earthquake issues and variable earthquake is too destructive to bother preparing for. In Shuhachi, the relationships are found between variable thinking about earthquake issues and variable a serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime. People in Shuhachi think more frequent about earthquake issue and have higher risk perception on this compared to people in Jouson. This is particularly observable due to the activity of Jishubo which emphasize on the coming of next earthquake to Kyoto (presentation by Ota, 2008).

4.3 Set of Hypothesis 3: Relationship between Talking about Earthquake Issues with Intentions

Hypothesis 3 discusses about the relationship between "talking about earthquake issues" and intention variables. Lindell and Whitney (2000) suggest that intention is used to measure preparedness. As used earlier, talking about earthquake issues consist of talking inside and outside of the communities. Variables related to intention consist of five variables: "check the level or preparedness", "increase the level of preparedness", "involve with local organization", "seek information about earthquake risk" and "seek information on things to do to prepare for earthquake". In this section we discuss the relationship among above variables.

Like in the previous sections, due to the low number of people who "talk about earthquake issues" in both cases, we select among those who response on "rarely" and "never". The respondents on variable intention are measured by those who provided "no" as responses. In the relationship with the intention, the lesser people ("rarely" and "never") talk about earthquake issues, the smaller their intention to do earthquake preparedness is.

Table 2 Results of hypotheses 3 testing

There is a strong relationship between talking inside the communities and intention in Shuhachi (see table 2 on part of inside of the communities).

Relationships between Variables		Talking about earthquake issues			
		Inside of the communities		Outside of the communities	
		S	**J**	**S**	**J**
Check the level of preparedness	χ^2	29.18	16.93	22.06	15.70
	df	12	9	12	12
	p	0.004	0.5	0.037	0.20
Increase the level of preparedness	χ^2	23.30	10.39	34.40	18.67
	df	12	9	12	12
	p	0.025	0.319	0.001	0.09
Become involved with a local group for disaster reduction	χ^2	51.89	14.23	22.20	12.86
	df	12	9	12	12
	p	0.000	0.114	0.035	0.37
Seek information about earthquake risks	χ^2	37.04	6.649	33.23	7.884
	df	12	9	12	12
	p	0.000	0.674	0.001	0.79
Seek information about earthquake preparedness	χ^2	29.90	9.89	22.08	9.07
	df	12	9	12	12
	p	0.003	0.359	0.037	0.697

All variables of intention significantly correlate with "talking about earthquake issues inside communities" in Shuhachi (all p values are < 0.05) while no significant correlation is found for Jouson. These data indicate a strong correlation between talking about earthquake issues inside the communities and the intention to prepare for earthquake disaster.

When we examined more closely, it was found the reason of this significant value. The respondents mainly answered either "I will not" or "I may" for the variables related to intention. For example, the answers on intention to prepare for earthquake disaster are "I will not" and "I may" with about 28.3% and 52.3% respondents respectively.

As discussed earlier, for the variables related to talking, either inside or outside of the communities, many respondents answer either "rarely" or "never". This means that the significant relationship is due to less frequent of people talking about earthquake issues and less intention do they have to prepare.

These data suggest a low level of intention to prepare and a large number of people who less frequently talk about earthquake issues. As a result high correlation exists between talking inside the communities and intention to prepare, for Shuhachi community.

In Jouson community, however, we found more people say either "I will do" or "I have done" in respect to intention do earthquake preparedness. This finding does not follow the theory of "the more frequent people talk about earthquake issue, the more their intention to prepare is". As a result, the correlation value is low. On the other hand this finding reveals that more people who have intention in Jouson than people in Shuhachi.

Similar pattern is found for relationships between variable talking outside of the communities and variables of intention. There are very significant relationships between those variables in Shuhachi while not in Jouson (see table 2 on part of outside of the communities; all p < 0.05). Because the majority of respondents in Shuhachi talk less frequently about earthquake issues, these data again suggest that majority of the people have a low level of intention. On the other hand, the case is different in Jouson, where we found a few number of people have intention ("will do" and "have done") to prepare for earthquake.

4.4 Hypothesis 4: There are Significant Differences of Earthquake Preparedness Factors between Shuhachi and Jouson Communities

In order to test whether there are significant differences of earthquake preparedness factors between Shuhachi and Jouson communities, we analyze the differences of each variable by using Mean Rank analysis. We also tested each variable from both communities, assuming that both communities are independent, by using Mann-Whitney U test with the significant value of $p \leq 0.1$.

The results of mean rank analyses are shown in Table 3. As for the first group of variables (thinking and talking about earthquake issues), although Jouson has slightly higher scores compared to Shuhachi, in average they are similar, which implies that the frequencies of thinking and talking about earthquake are the same for both communities. The same can be said for the third group of variables, which shows how much people intend to do something for their preparedness

Table 3 Result of mean rank analyses

Variables	Mean	
	S	J
Thinking & Talking about Earthquake (Scale 1 – 6)		
I think about earthquake problems in my community	2.6	2.85
I talk about earthquake issues and problems in my community	1.64	1.73
I talk about earthquake issues and problems outside my community	2.16	2.21
Risk Perception (Scale 1 – 5)		
Earthquakes are too destructive to bother preparing for	3.18	3.29
A serious earthquake is unliketo occur in my lifetime	2.63	2.54
Intention (Scale 1 – 4)		
Check the level of preparedness	2.02	2.1
Increase the level of preparedness	1.88	1.92
Become involved with a local group for disaster reduction	1.52	1.63
Seek information on things to do to prepare for earthquake	1.77	1.87
Seek information on earthquake risk	1.99	2.04

S: Shuhachi J: Jouson

against earthquake. The score of intention for Jouson communities is slightly bigger than that of Shuhachi.

In the second group of variables, the average of people in Jouson who agree that earthquake is too destructive to bother to prepare for is higher, which indicates lower risk perception in relations with their motivation to prepare. While in Shuhachi communities, lower risk perception whether an earthquake is likely to occur, is found compared to the risk perception in Jouson communities.

By the scores of mean rank as shown in Table 3, we found that both communities have similar patterns of means in each variable of preparedness factors in household level. However it should be made clear that these scores could not represent the distributions of the data as we could see in chi-square analysis.

These results of the mean rank analyses are also supported by Mann-Whitney statistical significance tests, as shown in Table 4.

As we can see from the table, the result of Mann-Whitney U test is that none of the variables is lower than the level of significance, which in other words, Shuhachi and Jouson communities are not different in terms of preparedness in household level.

Table 4 Result of Mann-Whitney U test

Test Statistics

Variables	Mann-Whitney U	Asymp. Sig. (2-tailed)
Thinking & Talking about Earthquake (Scale 1 – 6)		
I think about earthquake problems in my community	6234	.101
I talk about earthquake issues and problems in my community	6722	.475
I talk about earthquake issues and problems outside my community	6854	.742
Risk Perception (Scale 1 – 5)		
Earthquakes are too destructive to bother preparing for	7561	.417
A serious earthquake is unlikely to occur in my lifetime	7820	.626
Intention (Scale 1 – 4)		
Check the level of preparedness	7172	.562
Increase the level of preparedness	6871	.283
Become involved with a local group for disaster reduction	6874	.227
Seek information on things to do to prepare for earthquake	7281	.620
Seek information on earthquake risk	7403	.948

Finally, we can conclude that, through mean rank analyses and Mann-Whitney U test, there is no significant difference of earthquake preparedness factors between Shuhachi and Jouson communities. This means that the hypothesis we have made based on the assumption that the existence of *Jishubo* might influence the preparedness of Shuhachi communities is not proven.

5. Conclusions

The results of this study show that in general, people in both communities talk and think less frequent about earthquake issues in their communities. Therefore, earthquake issues are not considered important or as the priority for them. They also show very low intention for preparedness. In general, there are less than 26% people who stated “will do” and “have done this already” for this variable. However, the level of their risk perception is not low in both communities. As an illustration, the frequency of people who answered “strongly disagree” and “disagree” in the variable of “A serious earthquake is unlikely to occur in my life time” are 48% in Shuhachi and 46.3% in Jouson.

From the first hypothesis testing, it is proven in Jouson that there is a relationship between talking about earthquake issues inside of the communities with risk perception. While in Shuhachi, it is not proven, due to the fairly distributed data between the people who never and rarely talk and people who often talk about earthquake issues. Perhaps there are some influences of *Jishubo* activities to this variable.

If we look at Figure 3, we will see that both communities talk more to outside than to inside of their communities. We suppose that this related to the fact that there are more people who spend their times outside than the people who spend times inside of their communities (see Table 1). In spite of that, there is no relationship between talking outside of their communities with risk perception. For instance, a person who frequently talks about earthquake issues outside of their communities does not mean having a high risk perception.

As for the second hypothesis testing, we found

0

that it was proven in Jouson that there is a significant relationship between thinking about earthquake problems and risk perception regarding to willingness to prepare. And in Shuhachi it was proven that there is a relationship between thinking about earthquake problems and risk perception. We suppose that this is due to the existence of activities or some information about earthquake preparedness provided by *Jishubo* in Shuhachi.

In the third hypothesis testing, the relationship was significantly proven for all variables in Shuhachi, but not in Jouson. This is due to an obvious pattern shown by Shuhachi respondents that people who less frequently talk about earthquake issues have low intention to prepare for earthquake. While in Jouson's case, the pattern is not clear. For instance, there are some people who rarely talk about earthquake issues, but at the same time they have high intention to prepare.

From the results that we have discussed above, we found that Jishubo activities, such as providing some information about earthquake and preparedness and holding earthquake drills once a year, have played the role in enhancing risk perception of the people in Shuhachi, which we could see from the relationship in thinking and risk perception.

However, the activities have not resulted into a higher frequency of discussion about earthquake issues within communities, which actually has a significantly high relationship with the intention to prepare. That is, people who discuss more frequent about earthquake issues tend to have higher intention to prepare for earthquake.

Lastly, from the fourth hypothesis testing, we also found that there is no significant difference between Shuhachi and Jouson communities in relation to earthquake preparedness factors in household level.

In conclusion we argue that Jishubo plays an important role in increasing the earthquake awareness in Shuhachi, but it has to be assessed how it can enhance the intention to prepare for earthquake of the each household in the community. As Bajek (2007) stated, people in Shuhachi is more resilient as a community, rather than as individuals. Based on this and the result of our study, and as also supported by the evidence of some activities held by Jishubo in Shuhachi, we suggest with the existence of Jishubo, some efforts to enhance the participation of the whole community in their activities and the method to convince people about earthquake preparedness in each household need to be done. Thus, at first the effectiveness of Jishu Bousai Soshiki activities in Shuhachi community needs to be evaluated.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Nakagyoku Community and Shuhachi and Jouson Jishubo Organization for the permission to carry out the survey. The help by Dr. Douglas Paton for sharing the original questionnaire survey is also acknowledged.

References

Bajek, R., Matsuda, Y. and Okada, N., 2008. Japan's Jishu-bosai-soshiki community activities: analysis of its role in participatory community disaster risk management. *Natural Hazards,* Vol 44 No 2

Bajek, R., 2007, *Development of Evaluation Methods for Community-based Participatory Risk Management – with a focus on Social Earthquake Resilience*, PhD Dissertation, Graduate School of Engineering, Kyoto University

Lindell, M. and Perry, R. 2004, Communicating Environmental Risk in Multiethnic Communities

Lindell, M and Whitney, M. 2000, Correlates of Household Seismic Hazard Adjustment Adoption, *Risk Analysis*, Vol 20, No 1

Matsuda, Y. and Okada, N., 2006. Relevance Analysis between Indirect Disaster Experience and Household Earthquake Preparedness. *Annuals of Disaster Prevention Research Institute*, Kyoto University, 49B

Matsuda, Y. and Okada N. 2006, Community Diagnosis for Sustainable Disaster Preparedness, *Journal of Natural Disaster Studies* Vol 28(1), pp 25-33

Mileti, D. and O'Brien, P. 1992, Warnings during disaster: Normalizing communicated risk. *Social Problems* 39:40-57

Okada, N. and Matsuda, Y. 2005, Risk Communication Strategy for Disaster

1

Preparedness Viewed as Multilateral Knowledge Development, *Proceeding for IEEE International Conference on Systems*, Man and Cybernetics, CD-ROM

Shaw, R and Goda, K., 2004, From Disaster to Sustainable Civil Society: The Kobe Experience, *Disasters*, Vol 28(1), pp 16-40

世帯レベルにおける地震への備え要因間の関連性検証：京都府中京区のコミュニティを事例に

Saut SAGALA*・Risye DWIYANI*・Robert BAJEK**・
竹内裕希子***・岡田憲夫

* 京都大学工学院研究科
** ミルワードブラウン・ポランド
***京都大学大学院地球環境学堂

要　旨

本研究では,世帯レベルでの地震への備えに関する，複数要因の関係を検証する。変数グループを含む地震への備え要因として「地震に関連した会話や思考」,「リスク認知」と「備える意図」の三つを設定した。また，研究対象として，京都市中京区に存在する朱八学区と城巽学区におけるコミュニティを選定した。

朱八は一戸建てが多く，活発な自主防災組織（自主防）が存在する一方で，城巽はマンションが多いという特徴を持つ。そのため，城巽における社会的一体性は朱八より脆弱であると想定しが、分析の結果両者に大きな差異は認められなかった。さらに、自主防の活動がコミュニティに及ぼす影響を、地震への備え要因に基づいて評価した。最後に、自主防の役割を考察し，世帯レベルにおける地震への備えを向上させる提案を行った。

キーワード：地震への備え，世帯，中京区，京都，リスク認知

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Implementation Challenges of Rainwater Harvesting Practice Reducing Drinking Water Pollution Risks in Coastal Bangladesh – A Social Network Analysis

Subhajyoti SAMADDAR* and Norio OKADA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Our study attempts to find out the role of various information sources in the implementation of the rainwater harvesting tanks to reduce water pollution risks in the coastal Bangladesh. An extensive field survey has shown that adopters of the tanks mostly have come to know the tank by interpersonal sources rather than mass media. By mapping interpersonal information networks into two elements – hearing and observation, we found adopters preferred to hear about the innovation from various sources to reduce the adoption risks, but they become quite certain about the tank through observing a limited number of tanks. Information broadly passed through mouth to mouth within a closed spatial and social group, but for observation, it crossed the group boundaries. The adoption process was dispersed and unsteady where hearing generated social networks were inadequate; the adaptation rate was steady and balanced in those neighborhoods which developed a prominent social network. The observation generated networks, however, did not influence the adoption process in a similar fashion.

Keywords: Arsenic contamination, rainwater harvesting, information flow, social networks

1. Introduction

Millions of the populations are expected to experience a slow and painful death from arsenic poisoning over the next decades unless they are provided alternatives to drinking contaminated well water (Bearak, 1998; Smith 2000; Hadi, 2003). Though the actual number of population dirking arsenic contaminated water is still unknown (Hadi, 2003), an estimated 40 million population of Bangladesh are drinking arsenic contaminated water (UNICEF: 2006), and about 70 million people of 59 districts out of 64 districts are at risk (Safiuddin and Karim, 2001). Arsenic poising is manifested primarily in skin lesions on the palms of the hands and soles of the feet and chronic exposure can cause adverse health effects including skin and lung cancer (Hopenhayn-Rich et al., 1998.). The actual causes of arsenic contamination is yet to determine, but it is widely believed that this serious water problem can be attributed to the extensive use of groundwater for drinking and irrigation purpose in the rural areas since the 1960s (British Geological Survey, 1998; Hadi, 2003). In the country of Bangladesh where 97% of the populations currently use tube-well water, it took many years to convince the people to use tube-well water which is free from pathogenic micro-organism (Hadi, 2003). Now, it is a major task to create innovative ideas and technologies to provide safe water and to encourage the people to adopt such preventive measures. Rainwater harvesting technology is considered as such an innovative technology that can reduce and prevent

arsenic contaminated risks. Therefore, the implementation and diffusion of rainwater harvesting technology on a wider scale is instrumental to reduce and prevent drinking water pollution risks in the coastal Bangladesh.

Diffusion of innovation is defined as an information seeking and information processing activity or development (Rogers, 1983; Valente, 1995). In the course of diffusion, the potential adopters create and share information to reduce uncertainty accompanied with an innovation due to its newness aspect (Becker, 1970; Rogers, 1983; Valente, 1995). Like other technological device, the rainwater harvesting tank is comprised by hardware and software components. Hardware aspects consist of physical or materials components like – shape, size, structure and materials, and software part is comprised by the information base of the tool like – function, utility, effectiveness, operating system etc (Rogers, 1983). Therefore, it is preferable for an individual to receive and share information of both hardware and software elements of an innovation to take a prudent adoption decision. Scholars (Becker, 1970; Rogers, 1983) have categorized the information sources in the diffusion process into two broad groups – mass media and interpersonal communication. Previous researches (Ryan and Gross, 1943; Coleman et al., 1957; Rogers, 1983) have found that mass media does not play effective role at small towns or villages, rather information flows through interpersonal contacts or relations. At the interpersonal level, an individual becomes informed or exposed to an innovation by hearing from others and also by observing the innovation adopted by others members of the community. Hearing, which is two-way communication process, offers an individual to learn about the software components of innovation including function, utility, effectiveness, cost etc. of an innovation. On the other hand, Observation is one-way communication process and it offers an individual to learn about the hardware components including shape, size, structure etc. In the diffusion process, sharing information (through hearing and observation) by the community members creates social networks over time (Becker, 1970; Rogers, 1983; Valente, 1995). Therefore the nature, pattern of social networks developed over time influence the adoption course. To graph the information networks generated through hearing and observation is instrumental to understand the implementation and diffusion process of an innovation.

Our study aims to address the following research question – 1) what is the differential role of mass media and interpersonal communications in the implementation of rainwater harvesting; 2) what extent do the nature and pattern of hearing and observation generated interpersonal (social) networks differ and what extent these social networks influence or contribute to the implementation of rainwater tank in a small town of coastal Bangladesh.

2. Background

Morrelganj town – An overview

The study area, 'Morrelganj' municipality, seemingly as an overgrown village comes under the jurisdiction of 'Bagerhat' district, is a highly arsenic prone area (Map 1). 22 thousand populations of the town earn their livelihood mainly from small trading, business, governed services and agriculture and fishing based occupations (Morrelganj Municipality Report' 2002). Muslims are the numerically dominated ethnic religious group in the town; however, a small number of Hindu communities are also observed (Samaddar



Map 1 Arsenic contaminated regions of Bangladesh

and Okada, 2007). In the present study context, it is important to note that though the town is divided into 9 administrative jurisdictions, called wards, town settlements are socially and spatially more distinctive in the name of "Para" or neighborhoods. Each "Para" is comprised by a homogeneous group of individuals who share a strong sense of belonging based on religion, kinship ties, occupation etc that separate a group of individuals from other. Each "Para" or neighborhood is occupied by a particular community, for example -'Serestadarbari': inhabitants of the Hindus; 'Kuthibari': mainly occupied by school teachers; 'Uttarsaralia': inhabitants who migrated from similar region; 'Bazarpara': meaning market place, mostly occupied by businessmen etc. Therefore, the individual's attitude and behavior is considered to be controlled and governed by the "Para" in a great extent. It was reported that 58 tube-wells in the 'Morrelganj' municipality are arsenic contaminated (Morrelganj Upazila Karjalay, 2003). Apart from the arsenic contamination of ground water, salinity intrusion due to sea level rise has brought the local community under severe threat of drinking water risks (Samaddar and Okada, 2007). Due to water salinity, using surface water like ponds, canals and rivers become risky (CARE, year not mentioned). Initiatives for securing alternative drinking water sources, like boring deep-tube-wells by the local government and NGOs is reported as failed due to the peculiar soil condition of the region (Samaddar and Okada, 2007).



Picture 1 Rainwater harvesting tank at household level, Morrelganj

Rainwater harvesting – An innovation

In 1999, a local NGO, Community Development Center (CDC), in collaboration with a national organization, namely 'NGO Forum', initiated an arsenic mitigation project. Rainwater harvesting by colleting rainwater in a mini cement tank (see Picture 1), raging from 1500 liters to 4400 liters, for single household was introduced to provide safe dirking water to the local community. The rural areas of 'Morrelganj Upazila' (sub-district) were targeted under this programme in the initial phase of the project. In 2004, when a Japan based NPO, namely "People for Rainwater" (PR) joined hands with them; the 'Morrelganj' municipality came under the programme. Under the provision of this programme, the beneficiary covers the cost of the tank and the NGO provides labor and technological support. After PR joined in the programme, the technology was upgraded and a micro-credit scheme was introduced so that economically under-privileged section of the community may gain access to the project. To promote rainwater harvesting, the NGO in the initial stage of the programme started with awareness campaigning, formulation of neighborhood committees, namely VDC (Village Development Committee) to discuss and share community's present drinking water problems and the scope and utility of practicing mini water tank as a potential alternative source of drinking water. In addition, the members of the NGO workers reached door to door of households to promote adoption of mini rainwater tanks. The cost of a tank ranges from 9000 to 14000 Taka (130 - 200 US$).

3. Methods and Filed Survey

To find out above mentioned study objectives, , the following sets of empirical data were collected - 1) Time of adoption or installation of rainwater tank - were collected from the records of the NGO and later on the data were crosschecked by asking the respondents to recall their time of rainwater tank installation. 2) Role of mass media – were collected by asking the adopters to identify the mass media, like TV, radio, newspaper, internets etc., from where they have learned about the rainwater tank prior to their adoption; 3) Hearing

generated social networks - were collected by asking the adopters to name three persons from whom they have first time heard about rainwater tank; 4) Observation generated social networks – were collected by asking the adopters to name three persons' houses from whom they have first time observed the rainwater tank. We conducted field survey in two phases both for 4 weeks duration – first phase July to August in 2007, and second phase January to February in 2008. The study covered all the 49 households who installed rainwater tank in Morrelganj municipality area till august, 2008. The heads of the households who are main household decision makers were chosen as respondents, most of them are male members, except three female respondents who expressed though they are not the head of the household, yet they took the major initiative and decision to install the rainwater tank. The interview was conducted in the home of the respondents so that respondents can express freely and also it allows other members of the households to provide additional information that could have been overlooked by the main respondent. Both structured and semi-structured interview were conducted. An in-depth observation of adaptors socio-economic condition, their social relation with others, the condition of rainwater tanks and houses of the adopters were made.

4. Results and Discussion

An overview of adopters' socio-economic characteristics

By the initiative of CDC (Community Development Center) and PR (People for Rainwater), 52 household rainwater tanks, including the 3 NGO workers' tank, were installed in Morrelganj town. The tank adopters are broadly the affluent section of the town, who have 17776 Taka (US$ 260) monthly average incomes and have an average 14 class educational attainments while the town literacy rate is only 71 percent and 40 percent of people live below poverty line. On the other hand, we found the adopters are by and large a homogeneous group of individuals in terms of household size (mean – 5; SD. – 2.5), family type (81% nuclear), income and occupation - mainly engaged as school and college teachers (47%), business (29%), pharmacist (8%) and other Govt. services (28%).

Diffusion of rainwater tank – A spatial significance

Over the 39 months period of time, starting from June, 2004 to August, 2007, 49 households, excluding the NGO workers, have installed rainwater tank in 8 neighborhoods of Morrelganj town. Table – 1 shows that though the diffusion of

Table – 1: Diffusion of Rainwater tanks in the various neighborhoods of 'Morrelganj' town

Neighborhoods	2004				2005						2006	2007						Total
	Jun	Jul	Aug	Nov	Jan	Feb	Apr	Jun	Jul	Aug	Oct	Feb	Apr	May	Jun	Jul	Aug	
Kuthibari		1		-	-	1	-		2	1	-	-	3		1	1	-	10
Baruikhali	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	2
Purbasaralia	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	1	3	6
Collegepara	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-		-	-		2
Uttarsaralia	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	3	1	2	1	9
Bazarpara	-	1	-	-	-	-	1	-	-	1	-	1	-	-	-	1	1	6
Swadhinpara	2	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3
Serestadarbari	1	1	2	1	-	-	-	1	1	-	-	-	1		3	-	-	11
Total	3	3	2	1	1	1	3	1	4	3	1	1	4	6	5	5	5	49

the rainwater tank took 39 months in total to diffuse among 49 households excluding the NGO workers' households, yet the diffusion process or rainwater tank adoption took place in 17 phases or months and significantly in some phases, the adoption of rainwater tank is concentrated sharply in some particular neighborhood. For example, the rate of tank installation in the year 2004 in 'Serestadarbari' neighborhood is quite high, whereas, the trend of tank installation in other neighborhoods is negligible during that phase. Similarly, a good number of tanks were adopted in 'Uttarsaralia' neighborhood during May, 2007 to August, 2007. Secondly, the adoption of rainwater tank followed a steady and consistent rate of movement in some neighborhoods like 'Kuthibari', 'Serestadarbari', however, in other neighborhoods like 'Collegepara', 'Swadhinpara', 'Baruikhali' have lack of such growth. Thirdly, though few neighborhoods such as 'Swadhinpara' and 'Collegepara' started to adopt rainwater in the early phase of diffusion, but it failed to follow and maintain in the later phase of diffusion and in contrary, the neighborhoods like 'Purbasaralia' and 'Uttarsaralia' started diffusion phase quite afterward but a higher number of adoptions are observed (Table -1).

Sources of information

In Morrelganj town, only 5 adopters have reported that prior to their adoption, they observed or heard about rainwater tank from mass media like – TV, newspaper, radio etc. All the adopters have informed that they have learned about rainwater tanks from interpersonal contacts, like NGO workers, neighbors, friends, relatives etc. Therefore, our study finding supports other diffusion studies' generalization (Ryan and Gross, 1943; Coleman,1957; Rogers' 1983) that in villages and small towns, mass media has negligible impact on the diffusion of innovation or technology implementation.

Interpersonal sources of information flow

From the socio-metric data of interpersonal network of hearing and observation, derived by asking the adopters to name first three sources (person or house) from where they heard and observed the rainwater tank, it has been found that

Table 2 Interpersonal Sources of hearing and observation

	Hearing	Observation
Possible number of Ties	147 (49 adopters X 3 sources)	147 (49 adopters X 3 sources)
Ties Generated	135 (91.84%)	109 (74.15%)

Table 3 Number of persons as a source of hearing and observation

Number of sources	Sources of Hearing	Sources of Observation
Knowing from 3 Persons	43 (87.76%)	29 (59.18%)
Knowing from 2 Persons	1 (2.04%)	8 (13.56%)
Knowing from 1 Persons	5 (10.20%)	6 (12.24%)
Knowing from no one	0 (0%)	6 (12.24%)
Total Adopters	49(100%)	49(100%)

out of 147 possible ties (49 adopters X 3 ties), the number of ties actually prevail in case of hearing is much higher than the observation network (Table 2). There are 6 individuals who have not observed any tank prior to their adoption; however, not any single adopter has adopted the tank without hearing from any individual (Table 3). Similarly, Table 3 also shows that 6 individuals observed only 1 tank, and 8 individuals observed only 2 tanks prior to their tank adoption, but the number of adopters who have heard about rainwater tanks only from 1 or 2 personal sources is a few. Therefore, prior to the adoption, individuals may prefer to hear from various personal sources to become certain about the innovation, but they may need to observe the tank at various places or sources as the tank hardware components are broadly same.

Social networks of hearing and observation sources - A comparative analysis

To graph the nature and role of social networks developed through hearing and observation activity

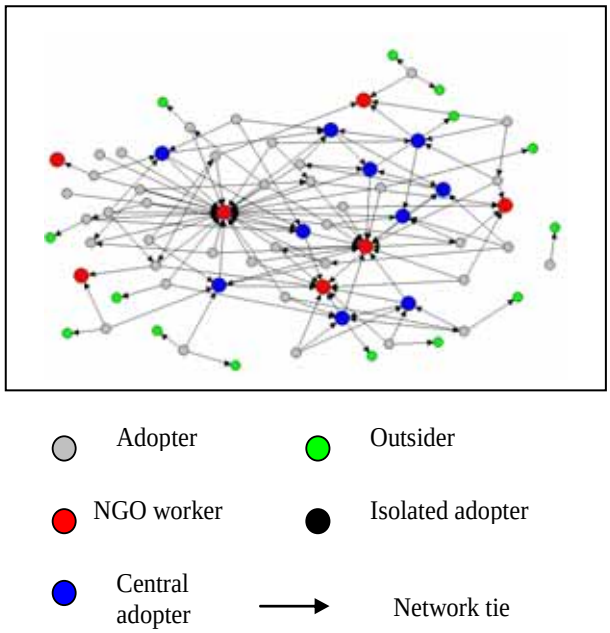


Fig. 1 The information flow through hearing rainwater tank in Morrelganj town

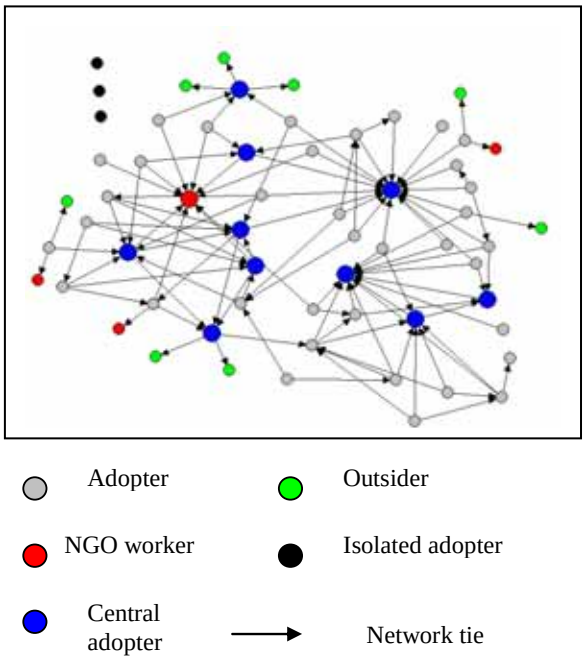


Fig. 2 The information flow through observing rainwater tank in Morrelganj town

in the diffusion of rainwater tank adoption, the socio-metric data have been schematized in Fig. 1 and 2. The following trends have been found -

Fig.1 shows that NGO persons are the central in hearing network from whom the information about the tank was passed. Some individuals are also personally informed by the outsiders of the town. Since, as a part of the programme, the NGO workers went to the households to promote rainwater tank installation, the majority of the household heads first time came to know about rainwater usage from the NGO members. However, apart from the NGO workers, there are a significant number of other social ties existing among the adopters that also render the flow of rainwater tank adoption. As a result, few of the adopters, marked as blue color in Fig. 1, are not much like the NGO workers, but are quite significantly positioned central in the networks.

In case of observation network (Fig. 2), the role of NGO workers becomes negligible, and similarly there are few outsiders, whereas, adopters within the community become the major sources of observation for the adopters. Significantly, in observation networks 3 adopters are found as isolated who were neither a source of observation and nor they observed any tank prior to their adoption.

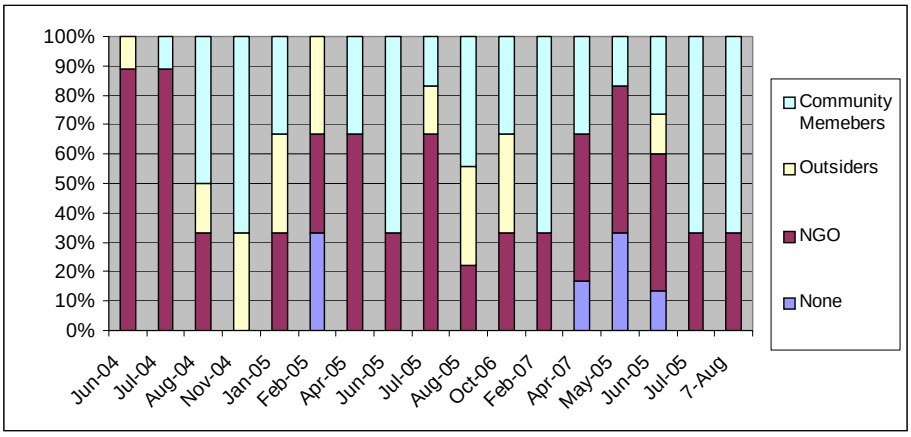
The above mention results have shown that adopters are not necessarily a passive recipient of information, but the adopters pass information to their peers and also their adopted tanks become a source of observation for others. However, now the questions are why some adopters are isolated and some are well tied, and how does it affect the process of the diffusion of rainwater tank adoption. Adopters' distribution in social networks over time and the pattern and nature of social networks, hearing and observation, in relation to spatial distribution of adopters may help us to reveal such answers.

Relation between social networks and implementation of rainwater tank

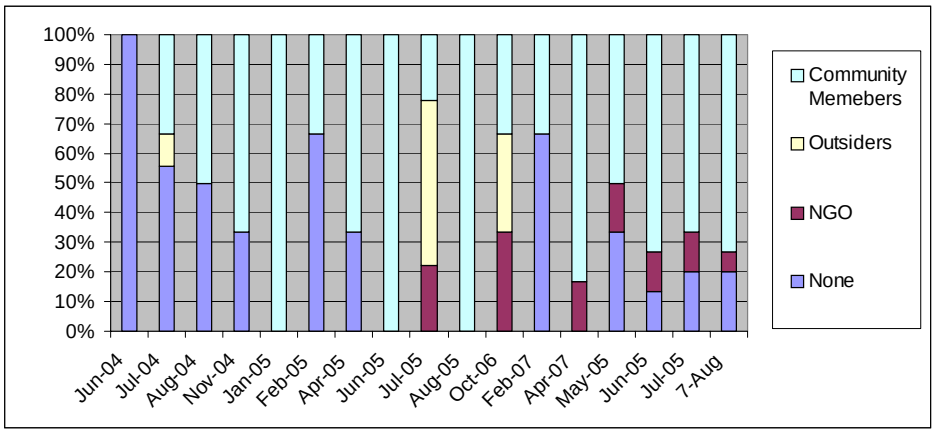
To systematically visualize the relation between social networks and the implementation of rainwater tanks, we drew up the Fig. 3 and Fig.4 by excluding the NGO workers and outsiders. The following findings can be drawn from these two network figures -

1) All the innovators or pioneers in hearing (Fig. 3) and observation (Fig. 4) generated networks stand alone in receiving information. For hearing generated network, early adopters were informed

Graph 1 The sources of information from where adopters heard about rainwater tank in Morrelganj town



Graph 1 The sources of information from where adopters observed rainwater tank in Morrelganj town



broadly by the NGO workers and from a few outsiders (see Graph 1). In case of observation generated networks, all early adopters adopted the tank without seeing the tank anywhere else (see also Graph. 2). Therefore, the pioneers are those who brought information from the change agent like – NGO or from the outside of the town and may or may not diffuse the information among their community members. Pioneers are radical in a sense that without seeing any model of the tank, they adopted it.

2) The presence of NGO worker ties in hearing network can be observed throughout the diffusion, however, with the progress of tank diffusion, the proportion of ties among the community members broadly increased (though few exceptions are there) in both cases – hearing and observation generated information networks(See Fig, 3 and 4; Graph 1 and 2). Therefore, NGO workers were active throughout the implementation process to convince community members to adopt rainwater tanks, simultaneously; the social networks prevailed and acclimated that eventually help to flow the information among the mass.

3) As mentioned above that though the

Table 4 Distribution of sources of information within community members

Sources of information within the community	Hearing	Observation
Same ward	33 (64.71%)	47 (54.02%)
Different Ward	18 (35.29%)	40 (45.98%)
Total	51 (100%)	87 (100%)

proportion of information networks among the community members increased with the progress of diffusion process, yet there are some exceptional phases where the proportion of community ties decreased, particularly in case information networks of hearing. The reason behind that the tank adoption did not start in all neighborhoods at the same time. An adopter who is quite late adopter in respect of the whole town, but he is quite early adopters in respect of his/her neighborhood. Like the town level early adopters, the neighborhood level early adopters also depended on NGO members or outsiders of town as a source of hearing. For example, in *'Uttarsaralia'* neighborhood, the adoption started quite late and the early adopters of this neighborhood were informed by NGO or outsider sources and afterward the information has flown within the neighborhood members. The similar trend can be observed in case of *'Purbasaralia'*. Hearing networks is more spatially closed, but for observation it disseminated between different neighborhood communities, as a result most of the neighborhood early adopters prior to their adoption could observe the tank in other neighborhoods where the tank had already been adopted, instead of relying on outsiders or NGO workers or other sources.

4) Therefore, social ties of hearing among the adopters is noticeably localized or closed in the spatial distribution of adopters rather than the inter-neighborhood ties, except a very few cases (Table 4 and Fig. 3). The higher number social ties of observation are also intra-neighborhood, but the proportion of inter-neighborhoods is quite higher than the hearing networks (Table 4 and Fig. 4). As we mentioned in the earlier section that in small town like *'Morrelganj'*, people mingle quite often with each other and shares their views and opinions in different aspects, however, there may be some strong sense of belonging or decisive factors like religion, kinship ties, occupational and cultural homogeneity etc that separate a group of individuals from other groups of Individuals and which may reflect the spatial distribution of the

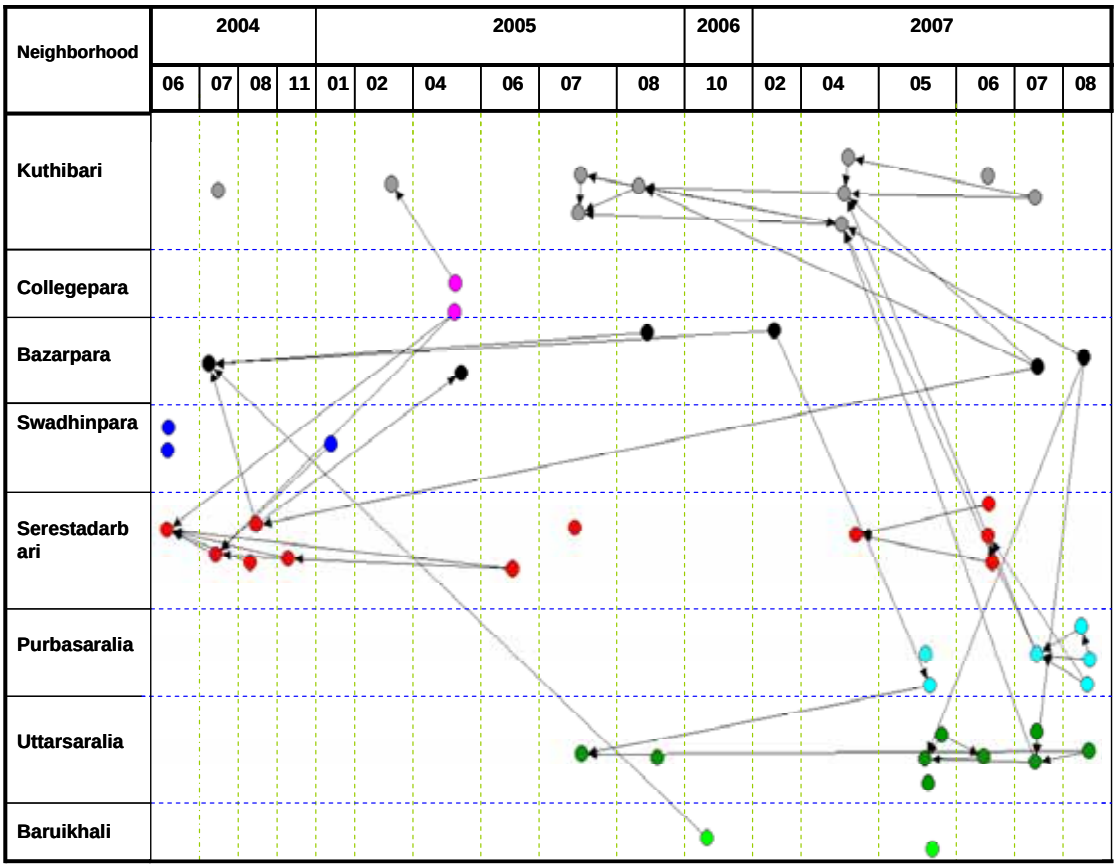


Fig. 3 The spatial distribution of hearing related social networks (excluding NGO workers and outsiders) in relation to diffusion of rainwater tanks in Morrelganj town.

community and their network ties. Therefore, adopters prefer to inform about an innovation within their own neighborhood or the potential adopters relay much on their neighbors than foreign neighborhood members. For observation, due to some location or geographical reason, the potential adopters may come to know about the innovation accidentally or incidentally, therefore more inter-group ties have been generated.

3) In hearing-generated networks, where the pioneers after their adoption passed the information to their neighborhood members, the rate of adoption in those neighborhoods are much higher than the neighborhoods where the early adopters after their adoption did not pass on the information. For example, the two members of *'Swadhinpara'* neighborhood adopted the rainwater tank in the early phase of diffusion process, but since the social network is absent in this cluster (or we can say that the pioneers did not pass the information), there is no consequent adopter in this cluster. The same trend can be observed in the case of *'Collegepara'*. In the contrary, in *'Uttarsaralia'*, where adoption started quite afterward in respect of the whole Town's adoption, the number of adopters in this zone is considerably higher since the early adopters in of this community pass the information to its community members. Information flows through mouth to mouth among the community members and eventually this hearing generated social networks render or provide the condition of innovation process in a positive way.

However, in the case of observation generated network, there is no such link between social networks and diffusion of the tank. For example, in all neighborhoods, observation networks are present, but the rate of tank adoption varies among the neighborhoods.

5) The temporal dimension of social networks along with the spatial dimension can also be observed in the present study. Figure 3 shows (information networks of hearing) that in the case of neighborhood *'Serestadarbari'*, an early adopter, both in respect of town and neighborhood, relied on

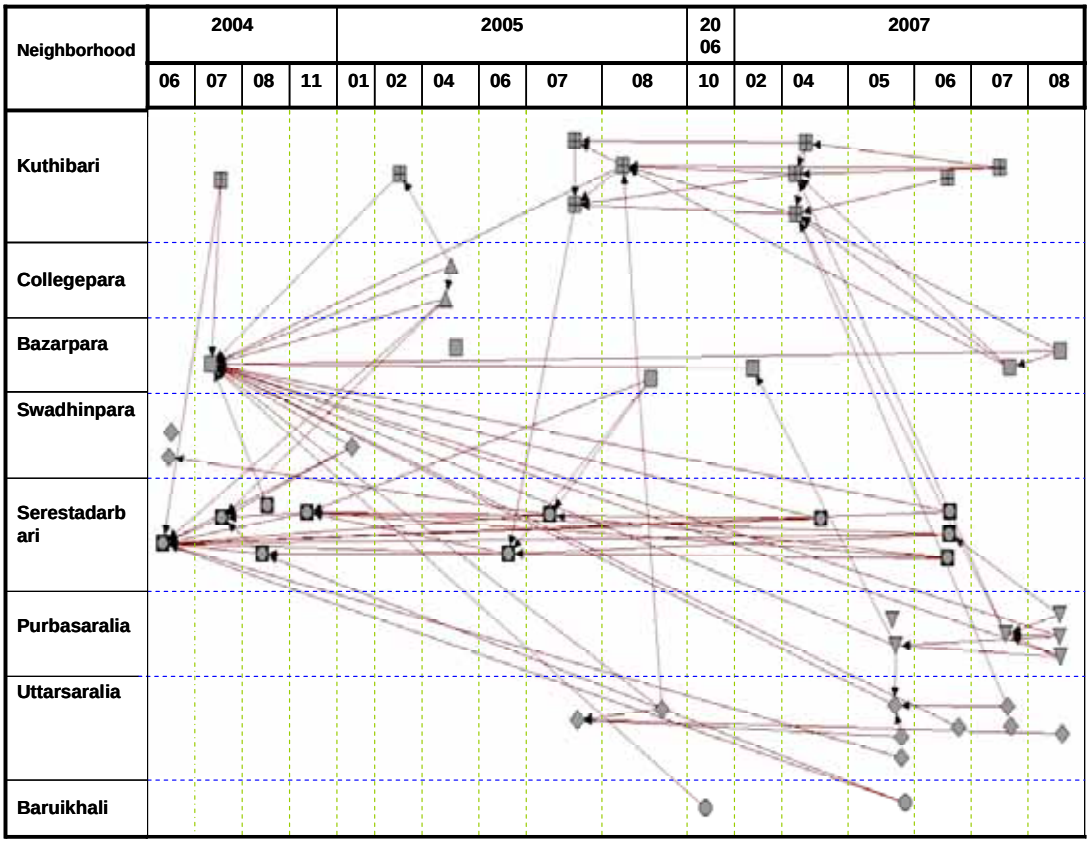


Fig. 4 The Spatial distribution of observation related social networks (excluding NGO workers and outsiders) in relation to diffusion of rainwater tanks in Morrelganj town.

the NGO workers and also on the outsider for seeking information, and that once an individual adopted the tank and then passed this information to some other individuals who adopted the tank afterward. And then the new adopter also passed the information to the next adopter and so on. But after a certain phase, the diffusion process of rainwater tank adoption which is considered the process of innovation came to stop, and the development of social network halted. In the second phase of adoption, there was only one adopter who has no connection with community members and adopted the tank by relying outside the community to collect information. In the last phase of this diffusion, depending on the information of NGO workers, again an adopter initiated to adopt the tank and passed the information to his network partners which contributed positively to the growth of adoption. Therefore, in each phases of diffusion, the first adopters depended on the outside world for information and then they passed out this information to their network partners. But, such relation can not be found in case of information networks of observation (Fig.4) where ties exit between early adopters and late adopters. It may be concluded that social network of hearing may sustain until a certain period of time and again a new social network emerge in a community and this changing nature of social networks has strong influence on the process of innovation because we have found that the late adopters in the third phase of adoption of 'Serestadarbari' depended on the social network support of their immediately earlier adopters instead of adopters of the fist phase, seemingly an innovators, of adoption process.

6) The adoption process is dispersed or unsteady where hearing generated social network ties are inadequate, in such neighborhood communities as – 'Swadhinpara', 'Collegepara', and 'Baruikhali'. The adaptation rate is steady and balanced in those neighborhoods which have developed a prominent social network. The observation generated, however, did not influence the adoption process in a similar fashion.

5. Conclusion

Based on the above results and discussion, the following implications have been derived.

In Morrelganj town, the effect of mass media on the adoption decision behavior has not been found significant, rather interpersonal ties help the adopters to hear and to observe the tank. Three major interpersonal information sources have been observed – 1) NGO workers, 2) outsiders and 3) community members. These three sources helped the adopters to hear and to observe the tank prior to their adoption. The adopters may prefer to hear about the innovation from various personal sources to reduce adoption risks, but they may need not to observe the tank at various places because the hardware components of the tank are broadly the same. NGO workers played a crucial role throughout the implementation process to flow tank information, however, with the progress of tank diffusion, the proportion of ties among the community members broadly increased in both cases – hearing-generated and observation-generated information networks. The early adopters mostly received information from on NGO workers or outsiders, and they installed the tank without observing any tank. The higher number of tanks has been implemented in those neighborhoods where the early adopters passed the information to potential adopters. Hearing related networks are more spatially closed, and observation related networks disseminated across the neighborhoods. Seemingly, potential adopters relay information much on their neighbors than foreign members. However, for observation, due to some location or geographical basis, the potential adopters accidentally or incidentally may come to know about the innovation inside and outside their neighborhoods.

The temporal dimension of hearing generated networks is also observed. Social network of hearing sustained until a certain period of time and again a new social network emerged in a community and this changing nature of social networks strongly influences the implementation of rainwater tank. But, such relation can not be found in observation related networks, rather observation ties exit between the early and late adopters.

Finally, we found the hearing generated networks significantly influence the trend and pattern of implantation or diffusion of rainwater

tank. For example - the adoption process is dispersed or unsteady where hearing generated social network ties are inadequate; the adaptation rate is steady and balanced in those neighborhoods which have developed a prominent social network. The observation generated, however, did not influence the adoption process in a similar fashion.

We have broadly discussed the nature of various interpersonal sources and their impact on the implementation of rainwater harvesting tank in a coastal town of Bangladesh. Though our study tried to find the out difference between different interpersonal networks in relation to implementation of tank, however, the present study is limited to find out the causes of the variation of interpersonal networks and its impacts in the implementation process. Our study has also limitedly assumed that each community is rather homogeneous in respect of adoption by households with no much difference in income, educational attainment, and exposure to mass media, etc. May be, in case of more heterogeneous individuals having differential choices and socio-economic capacities, the degree innovativeness as well inter personal interaction may vary in a more complex dimension which the present study is unable to explore. Further research will be conducted to deal with such extended cases.

Acknowledgements

The authors are heavily indebted to Dr. Makoto Murase, Secretary General of 'People for Rainwater', Japan for all his assistance, valuable advice and guidance during on-site and off- site of the field study. The authors also wish to thank all the NGO staffs of 'Community Development Center', Morrelganj, Bangladesh for their immense help and support to conduct the field survey in Bangladesh. Special thanks also go the local people of Morrelganj town for all of their co-operation.

References

Becker, M. H. (1970): Sociometric location and innovativeness: Reformulation and extension of the diffusion model, American Sociological Review 35, pp. 267 - 282

Bearak, B. (1998): New Bangladesh disaster: wells that pumps poisons. Death by arsenic. A special report, New York Times, November 10: A10

British Geological Survey, (1998): Groundwater studies for arsenic in Bangladesh, Mott Macdonald Ltd, London, 1998.

CARE: How can we drink saline water, http://www.carebd.org/saline_water.html

COAST: Trust, Increasing salinity threatens productivity of Bangladesh, http://www.coastbd.org/Conference%20260507/Pdf%20English/3.pdf

Coleman, J.S, Menzel, H and Katz, E. (1957): The diffusion if an innovation among physicians, Sociometry, Vol. 20, pp. 253-270.

Hadi, A. (2003): Fighting arsenic at the grassroots: experience of BRAC'S community awareness initiatives in Banglades, Health Policy and Planning, 18 (1), pp. 93 – 100

Hopenhayn-Rich, C., Biggs, M. L., and Smith, A. H. (1998): Lung and kidney cancer mortality associated with arsenic in drinking water in Cordoba, Argentina. International Journal of Epidemiology 27: 561–9

Morrelganj Municipality Survey Report, (2002): Morrelganj Municipality, Morrelganj, Unpublished.

Morrelganj Upazila Karjalay, (2003): Bangladesh arsenic mitigation water supply project," Morrelganj, Unpublished.

Rogers, M. Everett, (1983): Diffusion of innovations, The Free Press, New York.

Ryan, Bryce and Neal C. Gross (1943) : The diffusion of hybrid seed corn in two Iowa communities, Rural Sociology, Vol. 8, No. 1, pp. 15-24.

Samaddar, S. and Okada, N. ,(2007): Reducing drinking water pollution risks through implementing rainwater harvesting – An analysis of social innovation, Proceeding of the SRA-JAPAN Annual Conference, The Society for Risk Analysis, Japan, Vol. 20, 2007, pp-255-260

Safiuddin, Md. and Karim, M. Md. (2001): Groundwater arsenic contamination in Bangladesh: Causes, effects and remediation, Proceedings of the 1st IEB International conference and 7th annual meet, Institute of

Engineers, Chitagong, Bangladesh.
Smith AH, Lingas EO, Rahman M. (2000): Contamination of drinking-water by arsenic in Bangladesh: a public health emergency. Bulletin of the World Health Organization 78: 1093–103.
UNICEF, (2006): Arsenic mitigation in Bangladesh, http://www.unicef.org/bangladesh/Arsenic.pdf
Valente, W. T. (1995): Network models of the diffusion of innovations, Hampton press, INC, New Jersey.1995.

バングラデシュ沿岸部における，飲料水の汚染低減を目的とする雨水貯水タンクの設置実施の意思決定に関する研究－社会的ネットワーク分析

スブハジョティ　サマッダル*・岡田　憲夫

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

当研究では，バングラデシュ沿岸部において行われている，飲料水汚染の低減を目的とした雨水貯水タンクの導入にあたって，各種の情報源がもつ役割を明らかにすることを試みる。雨水貯水タンクを導入した住民は，マスメディアよりもむしろ個人間の口頭でのコミュニケーションによって、タンクのことを知るようになっていった。個人間の情報ネットワークは大きく二つに分けられる。口頭でのコミュニケーションと観察である。タンクを導入した住民は，タンク導入におけるリスクを軽減するため，さまざまな情報源からタンク導入に関する情報を聞くことを好む。しかし，彼らは限られた観察を通して，タンクに大きな信頼を寄せるようになる。情報は，空間的および社会的に閉じた集団の中で，口頭でのコミュニケーションによって広範囲に伝わっていったが，観察というでは，集団相互間でも伝達されていった。タンクの導入具合は，口頭でのコミュニケーションがあまり密に行われていない地区では，一様ではなかったが，卓越した社会的ネットワークを形成している地区では安定していた。観察はネットワークを発生させた一方，タンクの導入の進展具合には影響を与えなかった。

キーワード：ヒ素汚染，雨水利用，情報伝達，社会ネットワーク

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

減災型地域コミュニティマネジメントのための戦略的リスクコミュニケーション技法に関する研究

羅貞一*・岡田憲夫・竹内裕希子**

＊ 京都大学大学院工学研究科
** 京都大学大学院地球環境学堂

要　旨

本研究は,減災型地域コミュニティマネジメントのための戦略的リスクコミュニケーション技法である「四面会議システム」について述べる。このコミュニケーション技法は,「ガイダンス」,「SWOT分析」,「四面会議ゲーム」,「行動計画書」から構成されている。鳥取県智頭町の事例研究では四面会議システム技法の効果と有用性を,京都市中京区の自主防災会の事例研究では防災計画づくり用に改善された技法の有用性を検証した。四面会議システムのプロセスを通じて,他の主体（役割）と協力するための認識の共有ができ,これにより集合的行動の実行可能性が検討できることが示された。

キーワード: 市民参加,防災計画,四面会議システム,リスクコミュニケーション

1.　はじめに

自然災害の中で地震の発生は,基本的に予想不可能であるが,ライフライン被害をはじめ,地域全体の命や財産に大きな影響を与えるため,平常時からの備え,つまり被害軽減を目的にするミチゲーションと被害抑止を目的にするプリペアドネスに分類される災害リスクマネジメントが重要な位地を果たす。

阪神淡路大震災以降,防災の基本原則として掲げられるようになった公助・共助・自助のパートナシップに基づく災害リスクマネジメントにおいては,災害直後は,公共機関が中心になるのではなく,住民個人,世帯自身ならびに近隣地域コミュニティの助け合いがもっとも役に立つことが指摘されている。また,行動計画(Action Plan)型の防災計画を,地域コミュニティレベルで主体的に策定していくための効果的な意思決定手法が求められている。

そのような助け合いの地域力を日ごろから高めておくために,災害の特殊性や参加型特性を十分に生かした住民参加型のワークショップが有効である。しかし,現状のリスクコミュニケーションの技術やノウハウでは,

① 一方的な送り手の情報の伝達や説得などに終わることが多い。

② 情報や知識の伝達や共有レベルに止まってしまって,行動に結びつかない。

③ サイレントマジョリティーの意見が反映されにくいなども問題点があった。

従って実行可能な計画を共同で戦略的に立てるツールやプロセス技術の開発が必要である。

そこで,本研究では,四面会議システムを戦略的リスクコミュニケーション技術として提案するとともに,地域に適合した安全･安心なまちづくりに行動計画案の計画に適用し,そのノウハウ(プロセス技術)を定形化することを目的にした。

なお本研究では戦略的リスクコミュニケーションを,「災害リスクやその潜在的なリスクに関して,個人,団体,組織間で情報や意見の交換を双方向で繰り返し行い,これらの当事者（ステークホルダー）が協働的に行なえるように,共同で(集合的行動)の実現可能性(実戦適応可能性)を最大限に高めるようにするプロセス技術」と定義する。

また,「戦略的」とは,減災という目的に即して練り上げられているという意味であり,完璧ではなくても,致命的な失敗を許さないことである。災害はいったん起こると,その対応はやり直しが効かない致命的なものであるため,地域の実情に通じた適切なマネジメントを行なわなければならない。

2. 四面会議システム

本章では戦略的リスクコミュニケーション技法として四面会議システムを用いて説明する。

2.1 四面会議システムの歴史と意義

鳥取県智頭町「日本1/0村おこし運動（以下ゼロイチ）」は，これまでの行政主体の地域運動と異なり，集落単位で住民自らが主体的に計画・実行する方式であり，地域活性化の成功事例として知られている。智頭町内89集落のうち15集落がゼロイチ運動に参加している。その中で早瀬部落のゼロイチは1997年以来着実に実行され，ゼロイチ活動が終わった2007年には最初の計画された121 項目中80 項目（66%）が，実現された。また，このような計画に参加することにより得られた学習体験知識は，集落に起こる様々な問題に対しても活用され，住民に内在化された知識と知恵となって問題解決につながった。この際，計画案作成のために実際に導入されたのが四面会議システムという参加型ワークショップ技法である。

1991	1995	2005
project type model	project type model	Plan& project type model
Sugi-Forestpia	Hayase village	Obuse
		
1.Top Manangement 2.PR,Information 3.Soft Logistics 4.Hard Logistics	1.autonomy 2.Interchange 3.Management 4.Hard Logistics	1.Top Manangement 2.PR,Information 3.Soft Logistics 4.Hard Logistics

Fig. 1 History of 4-menkaigi (Square Table Conference) System

四面会議システムの意義として社団法人建設コンサルタンツ協会の四面会議解説書（2006）からは，参加型計画プロセスにおいて「場作り」と「参加者間のコミュニケーション技法」として用いて，結果として、参加者間の役割分担と包括的で相互連携的な対策案づくりが可能になると述べている。

2.2 四面会議システムの構成と特徴

四面会議システムは以下の一連のプロセスから成り立っている。

① 情報の共有・状況の共有（Fieldwork）
② 問題意識の共有（SWOT分析，ブレインストーミング法・KJ法）
③ 計画を立てる（四面会議ゲーム）
④ 行動計画の策定（Action Plan）

これを系統的に行うことによって実行（実践）可能な戦略的計画を策定することが期待出来る。これは，多主体が参加するリスクマネジメントを的確に行なうために必要不可欠である。

このように本技法は，全体の計画づくりを４つの行動要素に分割し，これを4面の役割として配置する点が特徴である。その上で４つの行動要素を全体として立体的に組み合わせ，斉合性を図るために対面同士のディベートを行なう。

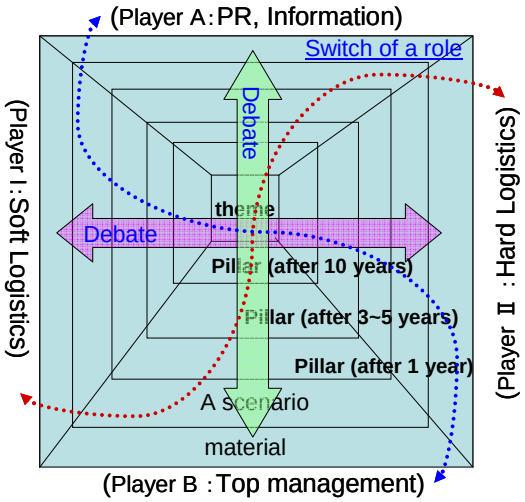


Fig. 2 Square Table Conference System Structure

2.3 四面会議システムと CAPDサイクル

四面会議システムの作用のプロセスにはPDCA（CAPD）サイクルが組み込まれている。

様々な主体が参加しているリスクコミュニケーション過程においては，初期状態における各主体間の情報の共有がされていないことが問題であることをMatsuda and Okada（2006）は指摘している。PDCAサイクルはむしろ現状診断（C）から始めるべきだということである。（Cから始めることを強調するためにCAPDサイクルと呼ぶ）。四面会議システムではこれはSWOT分析に相当する。つまり，その状況から分かったことに基づいて問題認識の共有を図る。さらにその地域に即した未来ビジョン（A）を考える。その後には，対策・計画案を四面会議図で計画（P）し，実行計画案を基に擬似的なシミュレーションの形で実行（D）する。最後は，相手や自分の計画案に対して評価・批判する（C）。このような過程を通してCAPDサイクルが働くことになる。

3. 四面会議システムの効果と有用性：山郷地区の実例から

2008年1月12日には智頭町山郷地区の協議会形成を想定した四面会議システムが実施されて 2月17日には 実際に山郷地区協議会が発足された。

本章では四面会議システムの Part2（四面会議ゲーム）であるディベートを中心に四面会議システムの効果と有用性を検証する。

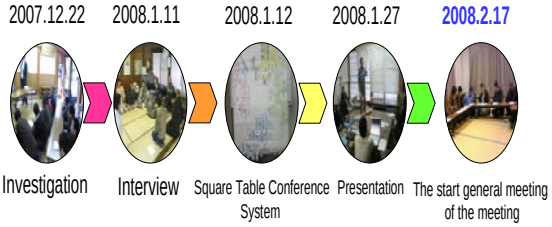


Fig. 3 Square Table Conference System in Yamasato-Area Process

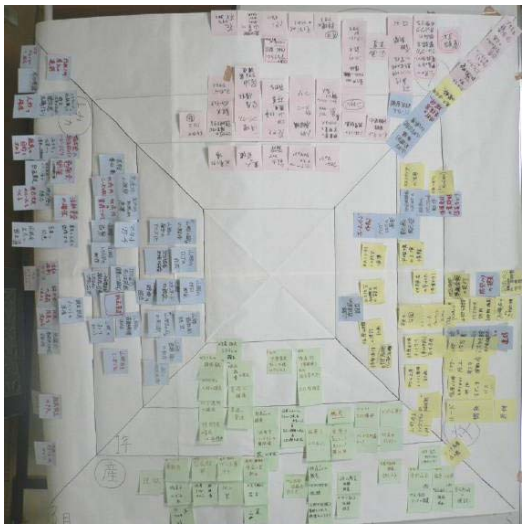


Photo 1 Yamasato Square Table Conference System

3.1 山郷地区四面会議システムの概要

山郷地区を対象にする地域経営セミナーは計画専門家や研究者や一般住民である外部者集団，山郷地区の住民，智頭町の役員とゼロイチ運動の経験がある住民が参加した。全体的な四面会議には外部者集団が主要的に参与したが，山郷地区の住民も参加したのである。四面会議図作成には 17 人が参加しその内，6 人が山郷地区（中原・新田）の住民である。

山郷地区の四面会議システムの実施には，全体的に 23 時間 55 分間を要した。この時間の中には，四面会議の進行と各段階に置いて説明・解説の時間も含めている。地域経営セミナーの従来の四面会議（2005，2006A）と異なったところは，SWOT 分析に 50%以上の時間を使用したことである。それは対象にする地域の大きさよりは対象にする集落が六つでそれぞれ個別に持っている S と W を探すことと，参加者達のアイディアや意見を出してお互いに交換と共有する自由意見模造紙の過程が SWOT 分析を行なう進行の中で自然に出来たためと考えられる。O と T の要素に関しては各集落ではなく山郷地区としての一つの立場から考えて山郷地区内と智頭町内の二つに分けて分析をした。

四面会議図の作成には 45 分が配分されたが，ディベートは，対面に位置しているプレーヤーとの 1 次ディベート（相手を攻める）と 2 次ディベート（立場を入れ替えてやるディベート）を行なったため 4 時間を配分した。

総合的な整理としては，他の四面会議の例（社団法人建設コンサルタンツ協会の地域経営セミナー 2005，2006）では，最初の段階で設定するテーマの決定を四面会議図の整理が終わった 13 日の朝に 1 時間で行なわれた。それは，今回の四面会議では協議会の設立を 3 月までには立ち上げたいという具体的な意図がもともと内在していて，特化された時点でそれが一気に進んだと考えられる。

発表会には，参加者と住民（26 人）が参加して「山郷地区の今後の 10 年」という題目で四面会議の結果を発表した。

3.2 山郷地区四面会議システムの有用性

2008年1月に新田集落で開催された地域経営アドバイザーセミナーは山郷地区の地区活性化計画の策定をテーマにするとともに，具体的には四面会議システムが地区ゼロイチ協議会設立を支援するための計画のツールとして提案された。

外部専門家以外にも，全体のプログラムを通して実際に山郷地区の住民や智頭町の役員，智頭町の住民も参加して自らの計画案を立てたのである（四面会議図作成時，最大17名参加）。しかし，参加した住民は最初から，地区ゼロイチの意義への理解や参加の妥当性に対する自身の信念を持っていたのではない。従って四面会議の初期の段階では積極的な姿勢を持っていなかった。

四面会議が終わった時には，参加者全員の頭の中には地区ゼロイチに対する実現可能性を擬似的に体験できたと推察される。何故なら，SWOT分析から地区の問題認識の共有の後，四面会議図の作成とディベート過程によって計画案に対するシミュレーションする事と皆が協力して問題を解決する共有の体験が出来，その結果，皆が同じビジョン（四面会議

システム図）を持って合意として提案することになったからである。

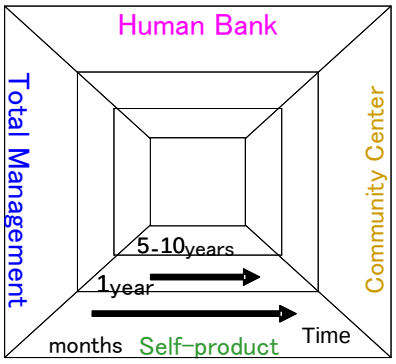


Fig. 4 Yamasato Square Table Conference System

3.3　山郷地区のディベート

四面会議システムの中でディベートをする理由としては，自分の弱いところを掘り出すことと漏れるところを探すためである。また，立場を替えることによって自分の問題を他人の視点から再検討できる。

ディベートを行なうことで自分の案の矛盾や実践可能性を相手に問われる。ディベートの過程から自分の行動が明確にしていない問題・計画案に対しても，相手は，解決策を持っているかもしれないので立場を替えて逆転ディベートすることは実践性をもっと高くすることが可能になる。また，逆転ディベートすることで自分たちが作った案に対して自ら，ディベートすることになる。これによる他人と自分の思考的欠陥を創造的でゲーム感覚的に掘り起こすことが可能になる。（Fig. 5）

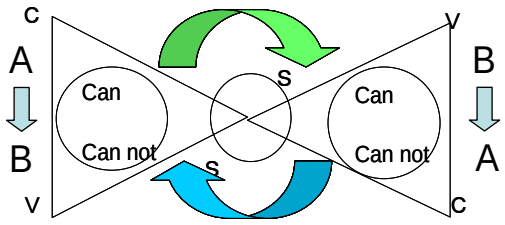


Fig. 5 Debate 1 & Debate 2

山郷地区四面会議システムのディベートから相手によるディベート1の実施後は，実行計画案のカードが時間的な因果結果と優先順番に沿って再配置・再配列されることによって個別行動計画案の論理性の向上は見えたが，実行期間が3ヶ月と1年間だけに構成されていた。そのため総合的計画案としては，まだ，確立していない。また，ディベートの質問が行動計画案の実行性の確認に集中しているため，実行期間の現実化に対する多様な要素の考慮までは至らない。実現可能性から見ると現実性よりは，参加者の楽間的な期待性が優先的であることが観察された。

ディベートが進むことによって，行動計画案は，時間的な実行可能性を中心に再配置･再整列される。ディベートの後，行動計画案は改善または，廃止よりは，新しい行動計画案の作成と次段階の長時間に移動が観察された。また，「実現可能性」が低い意見は後に次段階（長時間）に行く傾向がある。(Fig. 6)

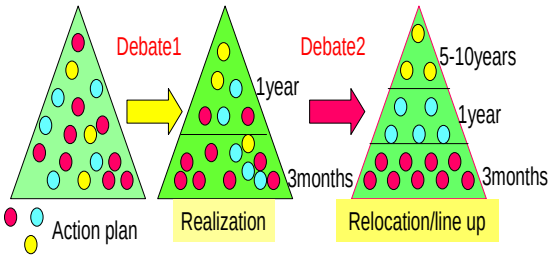


Fig. 6　Action Plan Change of Time zone by Debate

ここでは，四面構成中で「人財バンク」面のディベート過程分析(Fig. 7, Fig. 8）から四面会議システム中で働いているCollective ActionとKnowledge to Actionのプロセスを明らかにする。

Fig. 7 は，ディベートによる四面会議図の行動計画案の変換を見せている。最初に人財バンクに対するアイディアを洗い出す（47項目）。この段階では3ヶ月に出来ることに行動計画案が集中しているので時間的な現実性が判断できない。期間の段階では１年間ですべての行動計画案の実行が終わっている。

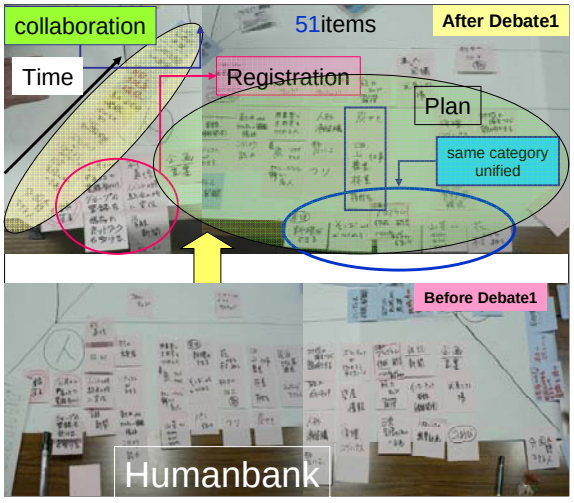


Fig. 7 Debate1 of Yamasato

しかし，対面相手によるディベート１の後に，行動計画案が共同作業・移動・補完などの変換が行なわれた（51項目）。行動計画案のカードが人財バンクの登録関係やその活用をするための企画や他の役

割との共同作業に分類された。また，他の役割から特に計画案の実施のために他の役割と協力することを認識したことから，集合的な行動(Collective Action)が働いていることを示す。一方でディベート1の後は，同じ時間段階で行動計画案の配列が時間に即して優先順番が左から右に配列される特性を持っている。

立場を入れ替えて自分のところを攻めるディベート2（逆転ディベート）で，行動計画案の構成がまた変換した。 Fig. 8 から，行動計画案の実行期間がより多分類されている。バーチャル住民登録など18項目に関しては，3ヶ月から1年以後に移動し，セミナーなどとのタイアップなど5項目は，1年間から5-10年の計画に移動した。ディベートが進むことによって行動計画案が徹底的な実行期間の分類で行なわれる。長期間（5－10年）まで計画案が整理されて，より実現可能性を確保した。また，逆転ディベートによる相手の役割に対する理解から時間軸構成に「四面を一つに思考する」プロセスが出来ることになると考える。ディベート1, 2によって擬似的にCAPDサイクルが2回行なわれている。最終的にディベートが終わった後の行動計画案は戦略的・実現可能の方向で発展変換していくと観察分析された。このようなプロセスから四面会議システムから知識が行動化になる（Knowledge to Action）プロセスが説明できると考えられる。

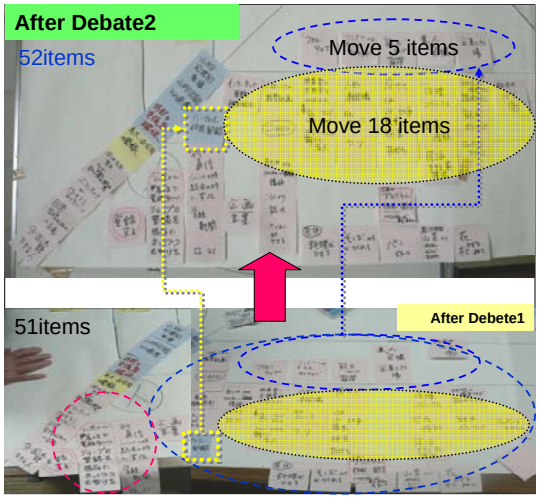


Fig.8 Debate2 of Yamasato

4. 防災計画用四面会議システムの開発

今までこのような住民が主体的に参加して問題を解決するプロセスを科学的に支援するという視点からの災害リスクマネジメントの研究は少なかった。本研究では安全で安心できるまちづくりや地域コミュニティの防災計画づくりを支援するために四面会議システム技法を適用することが有効であることを示す。具体的には，①共有された知識が行動に結びつくこと（Knowledge to Action），②共同での行動(collective action)を担保するためのシステム科学的技法として，当該技法が有用であることを以下で検証することにする。

4.1 四面会議システムの利点と改良点

減災を目的にしたコミュニティマネジメントとして，ワークショップ形式で四面会議システムを効果的・効率的に行なうためには，それが備えている特徴的な機能を活用することが求められ，すなわち多主体が協同・協力して共同作業する過程が重要であること，また認知と短時間集中での提案・意見の洗い出しとその行動実践化の基本を体験することが必要だということである。また，既存の四面会議システムを改良して，①集中的に行う実施時間を3 時間程度に制限すること，ならびに②実施方法のマニュアルの工夫に主眼をおいた。

4.2 既存四面会議システムからの問題提起

(1) 進行主体による実行時間の制約

四面会議システムを行うには長い時間が必要である。従来の四面会議の実施時間を分析すると平均3日間の実施期間が掛かった。参加者全員が問題意識を共有しながら10年後のビジョンとそれを実現するための問題解決策を同時に図るという作業であり，解決策の成意を得るまでに長時間の検討と議論が必要だったと判断される。特に，リスクコミュニケーションとして「問題意識」の共有は四面会議システムの成否の重要な前提条件になるため参加者全員が合意点に至るまでは物理的時間が必要と思われる。従来の四面会議システムでは，計画づくりとしての情報・知識の共有や参加者間のコミュニケーションや徹底として計画作りにその主眼点を置いていた。従って実施時間の制約はあまり考慮していなかった。しかし，防災計画用短期集中型四面会議システムは，実施時間の短縮も以下の経験上の事実から考慮した。一般市民を対象にする参加型のワークショップの場合，3時間以内が無理なく参加出来る時間の限界である。伊藤（2003)は，まちづくりワークショップの場合，①開催時間の長さは2時間半から3時間程度が適当であること，②地域の幅広い方に参加してもらうためには，週末や休日の午後1時間半から4時半という時間帯が最も一般的である，とする。だと記述している。また，ワークショップの開催数を分割しても連続的に同じ人々が全員参加することは難しいと想定した。従ってこのような状況を前提に改良モデ

ルに反映し，防災計画四面会議システムは，実施時間を1回の3時間で出来ることを目標とした。

(2) 理解の難しさ

2005年大阪府八尾市で5回に分けて行なわれた「平成１７年度まちづくりリーダー研修（社団法人建設コンサルタンツ協会（2006）からは四面会議システムの各構成段階の用語と実施方法が一般市民には理解しにくい点が挙げられる。四面会議システムの説明時間に2時間30分程度を配分したが，四面会議システムの全体的な実施方法の説明よりは，一つの過程が終わってから次の段階の説明をしたため，参加者は四面会議システムを一連の過程として理解することが難しかった。

また，四面会議システムの中で使用されている用語の意味に多様な視点から複数の定義をするので参加者が明確な概念として受けることが難しい。SWOT分析についての参加者の意見はどこに視点を置いて行くかによって多様な視点からの問題意識を形成することであるという利点が挙げられた。しかし，参加者の理解に混乱が置いたまま進めると全員の理解の斉合性が促進される可能性があるなどの問題点を挙げられた。

(3) 客観性の欠如

四面会議システムを実施する際の弱点としては，参加者が知っている情報だけで状況を判断するため情報の客観性が確保できない可能性があるということがある。SWOT分析において各意見に対する判断の根拠は参加者だけの知識や感性に頼っているため，参加者の意見が事実に即した正確な情報であるがどうかが確認できない。

山郷地区の四面会議システムはそれを補うために客観的な事実を担保する証拠として聞き取り調査・現地視察などのPublic Opinionから収集した情報を基にSWOT分析を行なう。

しかし，四面会議システムに一つの主体(ステークホルダー)だけが参加する場合，外部の視点と立場が明示されないため，「情報の客観性」が不十分である。また，専門家がプレーヤーとして参加するある地域を対象にする四面会議システムの例からも，限られている時間でSWOT分析をするため，判断の材料になる聞き取りなどの情報収集からも正確ではない背景知識や誤認識から情報の客観性は完全には保障できないと考えられる。

4.3 防災計画用四面会議システムの構成

以上のことを踏まえて，防災計画用短期集中型四面会議システムでは，ガイダンス，SWOT 分析，四面会議ゲーム，行動計画書の4つの要素で構成することとした。その際，計画学科的視点から以下の点に留意した。

① PDCA(CAPD)サイクルの組み込み
② 地域に対する現状診断（C）であるSWOT 分析からの開始
③ 問題意識を踏まえた地域に見合う体制や未来のビジョンの共有（A）
④ 対策・計画案を四面会議図で計画（P）
⑤ 計画案を基に擬似的にシミュレーションの形で実行（D）する。

このためディベートで相手や自分の行動計画案に対する実現性を相互検証する。このような過程のなかでPDCA(CAPD)サイクルが働くように工夫されている。

防災活動計画モデルからも，目的と計画案実行の期間によって長・短両期間のモデルが必要であるが，本稿で扱っているのは災害リスクコミュニケーションの情報共有・交換の視点から体験型を中心にする1年間行動計画案づくりの短期間モデルである。

5. 防災計画用短期集中型四面会議システムの事例

本章では，防災計画用四面会議システムを実際に京都市中京区の朱雀第八学区の自主防災会（以下朱八防災会）の協力を得て実施した。このときの四面会議システムの防災活動計画への適用実例を実証する。「安全･安心マップづくり」のテーマの実現をために1年間の行動計画案つくりに四面会議システムを適用した結果について分析する。防災という特定された分野で，防災計画用四面会議システムという戦略的災害リスクコミュニケーション技法を初めて適用するケースとなった。行政の主導ではなく朱八防災会自らの計画を立てる中で災害に対する自助・共助の取り組みで実践可能な行動計画を立ち上げる試みとなったことを強調したい。

5.1 実施概要

2008年1月26日に京都市中京区の朱八防災会では減災型地域コミュニティマネジメントのための戦略的リスクコミュニケーションとして防災計画用短期集中型四面会議システムが適用された(参加者8人)。

SWOT分析から問題を探り起こし「安全･安心マップづくり」というテーマを決めた。1年間の計画期間を設定し，実践可能な行動計画案を作成することにした。既存モデルから防災計画用四面会議システムに応用するために「実行時間」の制約と「理解の難しさ」などに工夫し改良モデルを開発した。

事前にアンケートを取り四面会システムの弱点である参加者だけの状況判断の部分を補完した。2007年12月22日から2008年1月8日まで防災会・消防団・防災支部長を対象にアンケートを実施した（有効回収は，防災会12人・70%，支部長37人・68%，消防団16人・54%）。アンケート実施の理由としては，四面会議システムの参加者だけの意見でシステムを適用することの限界性を補完するためである。

5.2　生命体システムから見た四面会議システムの分析

防災四面会議システムの分析方法としてはVitae Systemの概念モデルを援用して検討する。これにより減災型地域コミュニティマネジメントの問題をシステム科学的に分析し，共同で実践可能な計画を策定していく上で，四面会議システムが有効であることを明らかにする

岡田（2006）によると，「生命体システム(Vitae System Model)の概念モデルは，社会の成長がいかなる基準にあっても，安全の欲求は，それに即応してつねに基底に位置付けられるべきであり，個人(地域)のレベルでの自活力と，社会(広域的)参加のレベルでの自活力が，いわば相乗的に関わりあって，個人(地域)の総合的なリスクマネジメント能力を形成しているという解釈に立つものである」とある。

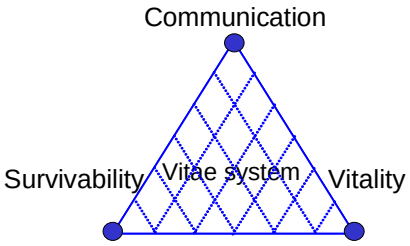


Fig. 9　Vitae System

総合防災のための統合した新しい概念上のフレームワークとして地域コミュニティをまるごとのシステムとみなすと，生命体システムの3つの基本的要件として生存，活力，コミュニケーション力が挙げられる。これを三角形モデルで表現すると，その3本の主軸としては，Survivability(生存･生命)，Vitality(活力)，Communication(コミュニケーション)を考えることができる。（Fig. 9）

Vitae　Systemの3要件であるSurvivability(生存･生命)，Vitality(活力)，Communication(コミュニケーション)は四面会議システムの運用の過程で独立的であったり，連動したりしながら働いていると判断される。

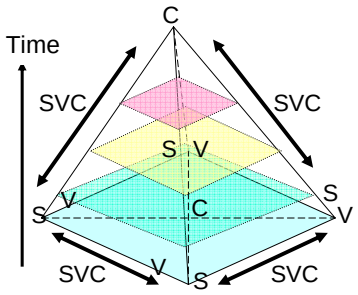


Fig. 10　Vitae System constitution process in Square Table Conference System

Vitae　SystemのS,V,Cはお互いに密接に関係しながら，協調し，時間的に発展していくとされる。また，S,V,Cの各要件の関係性は概して相互依存的であるが，状況によっては限定的だが，個々独立的に機能する場合もあるとみなす。

四面会議システムの進行構成をS→V→ Cで表現する。つまり①S，　②V，③ Cに特化し，かつこの優先順序で，個々の目標に即してその機能の充足が図られる協働的な計画マネジメントプロセスを想定する。これをVitae Systemサイクル過程と呼ぶ。このように見立てると，Fig. 10のように最初のSWOT分析は現状の問題認識として，外部からの脅威と内部の弱点を掘り下げたアプローチという意味で，「S」に特化した過程であると解釈される。問題解決のために四面会議図に具体的な行動計画案を作成することは，「S」に加えて，外部からの機会や内部の強みを織り込み，活かすという意味で，「V」に特化した過程である。　個々のチーム(四面会議図の各面を担当する複数の主体または役割)とコミュニケーションしながら行うディベートは，「S」「V」の機能充足を前提に，自身と相手の計画案を突合せ，整合させるための，協議・調停調節のコミュニケーション「C」に特化した過程とみなすことができる。

四面の役割構成からもVitae SystemのS，V，Cの作用を説明することが出来る。朱八防災会の四面会議システムの事例では，四面の役割構成を，①防災会，②支部長，③情報，④交流にした。防災会は災害リスクをSとして認識し，防災マップ製作の必要性を自治連合会などに説得する。防災マップ製作が実現するためにはまず，マップ製作に必要な情報や資源(V)が必要である。しかし，防災会だけでは情報の収集･財源の確保ができないため支部長（情報収集）と自治連合会（資源）との協力・共同作業（C）が成り立たなければならない。このような調整を経て済「安心･安全マップづくり」が実現可能になる。このように全体的構成と過程でS→V→CのVitae System Model

が働いていることが説明できる。

Table 1　SVC placement of Vitae System in Square Table Conference System

	Formation	Purpose
S	Survey& SWOT analysis	Recognition of present conditions
V	Making 4-menkaigi	Action plan
C	Debate	Discussion / Adjustment

5.3　防災計画四面会議システムの結果

朱八防災会の四面会議システム後のアンケート結果(回収は，8人，100%)としては「問11：地域防災力の向上」，「問12：防災や防災計画を理解」，「問13：これからの災害対応の備え」，「問14：防災会の活動を理解」，それぞれの問いに対しては，参加者全員が役に立つ（100%）と答えた。「これからの避難訓練などの計画や活動に四面会議を利用したいかどうか」の問いには，88%が「利用したい」と答えた。

防災計画用四面会議システムを体験したことについては以下のような意見・感想が得られた。

ⅰ）「ロールプレイングのように立場を入れ替え討議するので相手立場がわかる」
ⅱ）「四面会議でゆえないことまでゆえる」
ⅲ）「言葉だけではなく文字にする事でたらないことや整理しなければならないことがよく分かる」
ⅳ）「PDCAと同じだけどやりやすかった」
ⅴ）「同じ事に対してもSとWでありながら，それぞれの立場から見ると見方が反対になるというのが発見でした」
ⅵ）「多様にやる事で意見が多角的になっていいと思いますが」

これから見ると今回実施された防災計画用短期集中四面会議システムは四面会議システムが持っているPDCAサイクルの計画性やディベートによる相手を理解する方法と判断される。しての容易さなどが短い実行時間にも発揮できた。特に「言えないこと」や「必要なことをわかること」から戦略的なリスクコミュニケーション技法としての有用性が実証されたと言える。

以上要するにアンケート結果から防災計画用四面会議システムは，防災会の活動において計画技法として有用性をもっていることが分かっていた。

DIG(Disaster Imagination Game)と呼ばれる図上防災訓練がある。地図の上に想定される被害や地域社会で可能な対応を地図上にマジックペンで書き込みをしてゆく形で訓練を進んでいる方法である。防災活動のために空間的な視点から材料を探ることができるが，それに対して連続性を持っている時間的な行動計画を表現するのは難しい。しかし，四面会議システムは，計画案を立てる上で基本的には時間的な視点を置いておく。また，SWOT分析などには自由に地図などの空間的な資料を使用することで補完できる。

改善点としては，「SWOT分析」から「四面会議図の作成」の進行過程がファシリティターの能力に大きく影響を受けていると判断されること，と四面会議の進行中の参与度は観察で分かるが，テーマの設定や進行過程に対する参加者の理解度の評価基準がない点が挙げられる。

6.　終わりに

本研究は，地域コミュニティの防災計画づくりに適した戦略的リスクコミュニケーション技法に研究の視点をおいている。外部環境の災害リスクから防災の基本原則として掲げられるようになった公助・共助・自助のパートナシップに基づく災害リスクマネジメントにおいてコミュニティの場作りと計画性向上に対する地域コミュニティの学習経験は，地域コミュニティの災害対応力を高めると期待される。

本研究で取り上げた「四面会議システム」は，1991年に考案されて以来，まちづくりを中心に多主体が戦略的に共同で実行可能な計画を作るための有用な方法として実証されてき。たとえば早瀬の集落では，実際に住民の視点から現状を分析して何を目標とできるか，それを実現するためには何をしたらいいかを住民自らが戦略的に考えて提案できたことが知られている。

本研究では四面会議システムをシステム学科的視点で発展させることを目指した。また，PDCAサイクルが四面会議システムの全般的なプロセスの中で働いていることを示した。Vitae　Systemの社会モデルを活用することによりS→V→Cが，四面会議システムの中で協働的な計画マネジメントプロセスが働いていると解析できることを示した。

アンケート＆SWOT分析は，参加者間の問題認識の共有は勿論，事前に情報を伝える学習としての教育機能も果たした。1年を計画期間にする短時間の四面会議ゲームは，参加者の短期集中体験と体得的学習理解をしやすくすることが意図されている。特に

ディベートを通して自分の役割から出した意見と項目に対して，時間的実現性の優先順位による選択は，地域の取り組み能力である実践的に自助・共助型の災害対応力を向上することにつながると期待される。

四面会議システムの適用するプロセスを通じて他の役割と協力することの認識形成プロセスから集合的行動（Collective Action）と知識の行動化（Knowledge to Action）プロセスが働いて，より実現可能性を担保する行動計画案作成ができると考えられる。

2008年1月12日に鳥取県智頭町山郷地区で実施された四面会議システムからは山郷地区協議会の設立のために役割分担の行動計画案作成に貢献するのみではなく四面会議システムを行なう際に外部者と住民で構成されている参加者の間で起こる対面コミュニケーションによる親密感とディベートによる同士意識の形成に関られた。

2008年1月26日に京都市中京区朱雀第八地域の防災会では地域の取り組み能力向上のための戦略的なリスクコミュニケーションとして防災計画用四面会議システムが実施された。SWOT分析から問題を探し「安全･安心マップづくり」というテーマを決めて1年間の行動計画案を作成した。事前にアンケートを取り四面会議システムの弱点である参加者だけの状況判断の部分を補完した。既存モデルから防災計画用四面会議システムに応用されるために「実行時間」の制約と「理解の難しさ」などに工夫し改良モデルを開発した。四面会議システムがもっている1)情報の共有･状況の共有（Fieldwork），2)問題意識の共有，3)計画を立てる(四面会議図の作成)，4)行動計画の検証(ディベート)の過程が一連の作業として行なわれるようにした。

朱八防災会を対象にした防災計画用四面会議システムの過程から，四面会議システムで参加者が学習した防災情報は防災知識と実践的な行動に順応的に形成化に期待ができることを示した。防災計画用四面会議システムは参加しているプレーヤーの相互コミュニケーションや問題意識の共有に基づいた共同作業の認識として四面会議ゲームの実施に焦点を置いた。ディベートを通して実現可能化に対する計画性は勿論，お互いに相手の立場（役割）を理解することが観察できた。特に，ディベートでは，内部・外部のCAPDサイクルが働いていくことが分かった。

今後の課題としては，次のことが挙げられる。防災計画用短期集中型四面会議システムを適用した防災計画がそれを適用する防災計画より，効果と特性を持っているかを証明するためには，その評価基準を予の設定していくことが求められている。また，防災計画づくりに止まらず，地域のまちづくりに四面会議システムを適用する場合，その結果生まれるコミュニケーションの質の斉合性の向上を定性的・定量的に明らかにしなければならない。また，防災計画用四面会議システムは住民が参加しやすい環境を作るために実行時間を減らすことにフォーカスを絞ったが，防災計画に応用するためには徹底的に実戦実践性を補完しなければならない。さらに防災計画用四面会議システムの短時間モデルが一過性で終わることなく連続的・継続的に地域コミュニティの防災活動に生かすための多段モジュール化とその運用方法の開発が今後の研究課題である。

参考文献

伊藤雅春・大久手計画工房（2003）：参加するまちづくり―ワークショップがわかる本，OM出版.

岡田憲夫（2004）：先行的・適応的マネジメントとしてみた総合防災計画論：挑戦と課題，第23回日本自然災害学会講演会講演概要集，pp.141－142.

岡田憲夫，平塚伸治，杉万俊夫，河原利和（2000）：地域からの挑戦―鳥取県･智頭町の「くに」おこし，岩波書店.

社団法人建設コンサルタンツ協会（2006）：四面会議システム解説書―地域コミュニケーション技法.

内閣府（2006）：平成18年版 防災白書.

松田曜子（2007）：低頻度大規模災害に備えることを目的にしたリスクコミュニケーション手法に関する研究（学位論文－京都大学）.

Matsuda, Y. and OKADA, N.（2006）: Community Diagnosis for sustainable disaster preparedness, Journal of Natural Disaster Science, Vol.28, No. 1, pp.25-33.

Prepare Study on the Strategic Risk Communication Method for Disaster Reduction Oriented Community

Jong-Il NA*, Norio OKADA and Yukiko TAKEUCHI**

* Graduate School of Engineering, Kyoto University
** Graduate School of Global Environmental Studies, Kyoto University

Synopsis

This paper addresses the need for participatory risk communication methods for disaster reduction-oriented community management. A method called "4-menkaigi (Square Table Conference) System" is presented for this purpose. The method is designed to consist of "guidance ", "SWOT Analysis", "4-menkaigi Side-by-Side Action Plan Development" , "Debates between Sides", and "Collective Action Development". A case study in Kyoto City has shown its effectiveness and usefulness as well as further improvements to be made.

Keywords: Citizen Participation Workshop, Disaster Prevention Action Plan, Square Table Conference, Risk Communication

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

長期的な被災者支援を可能とする合理的な被災者台帳の構築に向けて

井ノ口　宗成*・林　春男・田村　圭子*

* 新潟大学　災害復興科学センター

要　旨

我が国における被災者生活再建支援の業務内容を鑑みれば, 合理的な被災者生活再建支援を実現する上で被災者の実状を的確に管理する被災者台帳は欠かせない。被災者台帳は, 再建支援メニューにおける支援対象の決定方法の不統一であるため, 被災者台帳を災害発生当時にある既存台帳だけで構築することは難しい。被災者台帳の構築においては, 被災者の合意の下で被災者の実状を把握し, 次の業務に利用可能な情報として管理されることが要件となる。本研究では柏崎市において実際に展開された支援業務に基づき, 被災者台帳の構築を行なった。また, 柏崎市における生活再建支援業務の運用形態の変化から被災者台帳が支援業務へ与える影響を把握した。

キーワード: 生活再建，被災者台帳，新潟県中越沖地震，柏崎市

1．はじめに

1995年の阪神･淡路大震災に始まり, 我が国では, 自然災害の頻発化・激化傾向が見受けられる。直近の災害では，2004年の7・13新潟福島豪雨災害，福井豪雨災害，新潟県中越地震災害，2007年の石川県能登半島地震災害，新潟県中越沖地震災害があげられる。いずれの災害においても, 被災者は人的被害・家屋被害を受け，その被災状況からの復旧と復興という大きな課題と向き合うこととなった。この状況に対して，行政では，被災者の一刻も早い生活再建を実現するために，種々の支援サービスの提供を行なってきた。

しかしながら，これまでの支援サービス提供の実態を鑑みると，いずれの被災自治体でも被災者の実状を十分に考慮できておらず，「支援業務の終結点が見えない」「被災者の生活再建の実態が不明である」「市への生活再建支援要請を断っているのか，要請が出来ないのかが不明である」といった課題に苦悩してきた。2007年に著者らが2004年の被災自治体である小地谷市へヒアリング調査を行なった結果, 小千谷市では3年の月日が経過した後においても, 数百程度の世帯の再建実態が把握できていないことが明かとなった。

このような状況が発生する背景には，情報処理の視点からみれば，被災者生活再建支援の業務を進める上でよりどころとなるマスタデータベースとしての基本台帳がないことがある。被災者生活再建支援業務は，それまでに対応経験のない業務であるために，基盤となる基本台帳で管理すべき情報項目も不明確である。また，被災後の時間的制約の厳しい中で新しい台帳を構築することは困難である。しかしながら，被災地における被災者の全体復興を早期に実現するためには，被災自治体が行政としての責務を果たし，被災者への合理的な支援業務を運用することは必須であり，これを実現するための被災者生活再建支援のための基本台帳である被災者基本台帳の構築と活用について追究する必要がある。

ここで提示した課題に対して，我が国では，これまでの被災経験から，被災者生活再建支援を実現するための仕掛けが考案されてきた。代表的なものとしては，高島ら（2006）が外部設計した「被災者生活再建支援システム」，西宮市（2006）が開発した「 被災者支援システム」があげられる。いずれのシステムも，混乱した現場において大量の情報処理を実現するにはほど遠いものとなっている。特に，情報処理システムは，登録された情報が十分であり，それらの情報の信頼性が確保されていることが前提

Table1 Qualification as a recipient of Support Services for Victims' Life Recovery

支援業務メニュー	支援対象単位		支援対象要件						
業務内容	参照すべき台帳	単位	建物被害	人的被害	所得・収入	年齢	要援護者	建物解体	再建方針
固定資産税減免	住民基本台帳	個人	主たる居宅						
市民税減免	住民基本台帳	個人	主たる居宅	個人（申請）					
医療費負担減免	住民基本台帳	個人	主たる居宅						
国民保険料減免	住民基本台帳	世帯	主たる居宅	個人（申請）	住基世帯				
福祉サービス負担減免	住民基本台帳	個人	主たる居宅		住基世帯		要介護，身体障害等		
第1次義援金配分	住民基本台帳	世帯	主たる居宅						
第2次義援金配分	被災者基本台帳	世帯	主たる居宅						
県制度の支援金配分（旧）	被災者基本台帳	世帯	居住実態居宅		被災世帯	世帯主	身体・精神・知的障害等	主たる居宅	
国制度の支援金配分（旧）	被災者基本台帳	世帯	居住実態居宅		被災世帯	世帯主		主たる居宅	
県制度の支援金配分（新）	被災者基本台帳	世帯	居住実態居宅		被災世	世帯主		主たる居宅	
国制度の支援金配分（新）	被災者基本台帳	世帯	居住実態居宅					主たる居宅	住まい再建方針
被災住宅解体撤去支援	被災者基本台帳	世帯	従たる居宅					従たる居宅	

である。いかにして台帳を整備し，管理するかは，システムの運用の実現性を高めるとともに，自治体による被災者の実状把握の的確性を高める。

本研究では，災害発生前の既存台帳と危機対応業務の中で作られる新規台帳と業務の関係性から台帳の統合方法を検討し，被災者台帳の構築を行なう。この被災者台帳を用いた業務支援システムを開発し，業務の支援だけでなく被災者台帳の継続的な更新・管理を実現する。

被災者台帳とシステムの検証の場として，2007年新潟県中越沖地震災害の被災地である柏崎市を選定し，被災者生活再建支援業務の一部を対象としてシステム導入と業務運用の実現を試みる。結果として，柏崎市では被災者との対話形式の相談業務にシステムを導入し，相談に訪れたすべての被災者の実状把握に成功した。これにより，柏崎市の被災者生活再建支援相談窓口では被災者の実状に応じた支援メニューの提示ができ，情報共有の仕組みにより相談対応者に依存しない均一なサービス提供が実現された。

本稿では，被災者台帳の構築フレームと，その活用システムの開発を行ない，2007年新潟県中越沖地震への対応に追われた柏崎市を対象とした適用検証を通して得られた知見について言及する。また，本稿は地域安全学会論文集Vol.10 への投稿原稿を加筆・修正したものである。

2. 合理的な被災者生活再建支援を実現する被災者台帳の構築

被災者が生活再建を進める上で，柏崎市では様々な支援を行なっている。これらの支援メニューでは，メニューごとに支援の対象が異なる。本章では，支援業務の対象単位と要件を整理し，合理的な被災者生活再建支援業務を実現するための被災者台帳の構築を行なう。

2.1 被災自治体の実態に基づく支援業務運用上の情報要件の整理

本節では，柏崎市で実際に運用された被災者生活再建支援業務を対象とし，それぞれの業務を進める上での支援対象者の同定に必要な情報を整理する。この支援の対象は，支援対象となるための要件である「支援対象状況」と，支援メニューを提供する相手となる「支援対象単位」により決定される。この2点に着目して，柏崎市における被災者生活再建支援業務の内容を整理した。結果をTable1に記す。

Table1に示すとおり，すべての業務が同じ統一基準を持った支援対象単位が規定されているわけではなく，業務ごとに支援対象単位が異なる。情報管理の視点に立てば，支援対象単位は，台帳上で管理すべき単位（レコード単位）として読みかえられる。住民基本台帳に基づいた支援については，住民基本台帳の情報を援用する。一方で，被災者の居住実態に基づいた支援については，新規に被災者の居住状況を調査し，新たな単位決定が必要となる。

また，支援判定基準においても，支援判定の審査を進めるためには，支援対象単位に1つの判定基準根拠を確定する必要がある。複数の選択肢から一意に決定するには，被災者の事実確認が欠かせない。

このように，各種の支援業務において被災者の支援資格の判定を行なうためには，被災者からの事実確認に基づき，被災者の実態を反映させた「被災者の支援世帯の確定」「被災者の支援判定となる要件の確定」が求められる。本研究では，これらの情報を被災者の事実確認を通して確定し，管理する台帳を「被災者台帳」と呼ぶこととした。

2.2 複数の台帳統合による被災者台帳の構築

前節で示したとおり，被災者台帳は種々の支援要件を確定するための情報を管理しなければいけない。災害発生後に，自治体が所持する台帳を整理し，相互関係を明らかにすると，Fig.1（次頁）に示す形で台帳を統合する必要があることが判明した。

被災者台帳は，信頼性が高く，平常業務内で最大

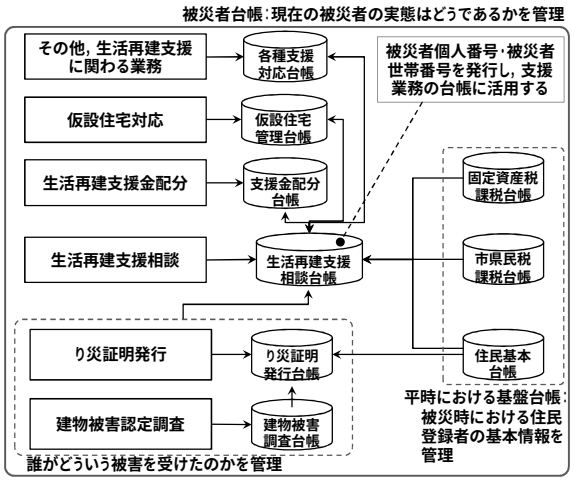


Fig.1 Relationship among core databases

限に利活用されている住民基本台帳を基盤として，大多数の被災者の情報を取得する。また，住民登録されている被災者の収入や固定資産の保有状況を確認するために，市県民税・固定資産税課税台帳を統合する。これらの基盤台帳に加え，自治体が災害対応を通して得られるり災証明発行台帳，その後の窓口相談対応業務で得られる相談台帳，支援金配分処理の対応結果が管理された支援金台帳，仮設住宅に入居された世帯の状況を管理する仮設住宅管理台帳，さらにはその後に種々に展開される複数の業務台帳を統合することで，被災者台帳は構築される。被災者台帳には，各時点における被災者の実態が管理されることとなる。

ここで，それぞれの台帳を統合する際には，個人番号・世帯番号という住民基本台帳上の主キーに加え，り災証明番号を主キーとして設定し，被災前後における種々の台帳の統合を可能とする。主キーの設定は重要であり，各業務の遂行において種々の情報を芋づる式に取り出すためにも，主要な台帳同士を統合するための有効性の高いキーを設定し，一意に決定せず，柔軟に情報収集を可能とする仕組みとする。

3. 被災者台帳を基盤とした柏崎市における被災者生活再建支援台帳システムの構築

本章では，前章までに提示した被災者台帳を基盤として，被災者生活再建支援業務運用のための被災者生活再建支援台帳システムの構築を行なう。システム構築にあたっては柏崎市を実験の場として選定し，要件定義から設計，実装までを行なう。実装の中で見られた課題を解決し，継続的な運用により被災者生活再建支援台帳システムの実現をはかる。

3.1 被災者生活再建支援台帳システムの要件定義

被災者生活再建支援台帳システムの構築にあたり，実務に根付いたシステム構築のための業務分析手法として確立された井ノ口ら（2006）による業務分析手法を援用し，柏崎市復興支援室が実施していた生活再建支援業務を対象とした業務分析を行なうことでシステムに求める要件を定義した。また，業務遂行内におけるシステムの利用フェーズを整理し，システムのユーザを設定し，各々の立場と操作権限に基づいて要件の整理を行なった。

3.1.1 システムの利用ユーザの設定

本システムを利用する相談窓口・支援金処理の業務を分析すると，情報処理に関わるユーザとして4種類が抽出された。以下にそれぞれの概要を記す。

① 情報閲覧者

被災者と向き合い，被災者への情報提供を行なう。過去の相談履歴や支援メニューの提示状況などを確認し，相談に応じる。システムに対しては，相談者の名前や相談者番号，り災証明書番号などを条件として情報を検索し，閲覧する。

② 情報入力者

システムに搭載された入力画面を用いて，被災者から得られた被災者の実状に関する情報を更新・登録する。この入力時において，担当すべき仕事内容に応じて複数の入力者が存在し，それぞれの入力能力に初期情報の品質が依存する。システムのインターフェース設計を重要視し，入力時の情報の品質管理に配慮する。

③ 情報管理者

登録済み情報の管理・精査を行なう。情報の品質管理において，この機能が複数の情報処理を比較検討することで情報の整合性を確保する。整合性が確保された情報に対しては，情報管理者が情報確定を承認する。

④ 情報集約者

業務方針・実行計画を策定する上で必要となる情報を集約する。本研究の目的である「取り残しのない被災者生活再建支援」を実現する上では，情報集約機能の中でも集計機能を有効活用することで種々の支援の対象者を同定し，効果的な支援メニューの提供が可能となる。

これらの4つのユーザが共通の情報を操作・処理することで業務は遂行され，被災者に関する情報は台帳へと登録・管理されていく。ユーザの操作権限を操作し，システムからの入力支援が実行されることで，情報の品質は維持される。

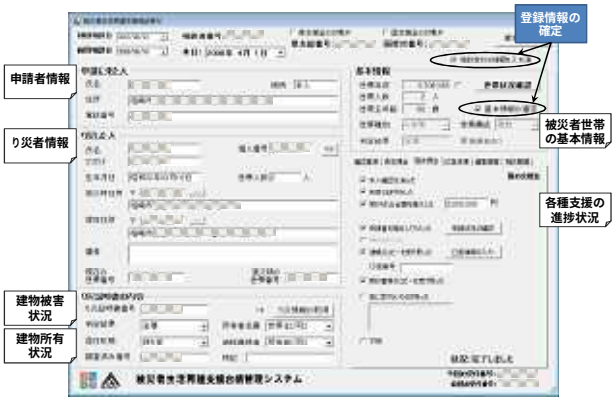


Fig2. User-Interface to Browse Victim's Information



Fig.3 User-Interface to Confirm Providing Information of Public Emergency Aid

3.1.2 システムの要件定義

前項にて設定された4種類のユーザが行なうシステムとのインタラクションを踏まえ，有効性の高い業務システム設計に必要な要件として，以下に示す7項目を定義した。

① 業務の効率化を実現する
② 集計機能を用いて一覧性を確保する
③ 必要なITリテラシーレベルを低く設定する
④ データの品質を維持管理する
⑤ 確定情報を適切に管理する
⑥ 他のシステム・台帳との連携を可能とする
⑦ 取り扱う個人情報を確実に保護する

これらの要件を満たすことで，実務レベルでの実用性の高いシステム開発を実現する。特に，本研究では被災者の個人情報を多く扱うため，個人情報の取り扱いについては細心の注意を払い，確実に情報の保護を行なうこととする。

3.2 被災者生活再建支援台帳システムの開発

前節の要件定義に従い，システムの設計と構築を行なう。システムの設計・構築にあたっては検証の場として選定した柏崎市復興支援室においてシステム利用が実現されるように，柏崎市の持つセキュリティポリシーやネットワーク環境に従うこととした。

3.2.1 システムの検証の場の調査

本システムを適用検証する場として，2007年新潟県中越沖地震で甚大な被害を受けた柏崎市を選定した。柏崎市では，死者14名という人的被害の他に，5,600棟以上の居宅が半壊上の被害を受けた。この居宅被害が半壊以上の被災者世帯に対して，柏崎市では被災者生活再建支援を長期的に実施することを求められた。なかでも，生活再建支援全般を取り仕切るために復興支援室が設置された。この現状から，本研究では柏崎市復興支援室を対象としてシステムの導入を行ない，被災者台帳の利用と継続的な更新の実現を狙った。

しかしながら，ネットワーク上の制約，セキュリティに関する制約，個々のPCの環境面からの制約などがあり，庁内イントラを利用したクライアントーサーバ型でのシステム開発とし，DBMSにはSQL Server 2005，開発言語にはVisual Basic 。Net 2003を選定した。

3.2.2 画面設計と各画面における機能設計

本システムの画面は，大きく分類して6種類の画面機能から構成される。各画面には，画面内で扱う情報に応じた情報処理機能が搭載されている。以下に画面と機能についての概要を述べる。

① ログイン画面

ユーザ名・パスワードを入力し，ユーザの情報操作権限を決定する。

② 検索画面

手がかりとキーワードの組み合わせにより，条件に合致した被災者世帯の一覧を表示する。

③ 被災者基本情報閲覧画面

被災者に関する基本情報が表示される。**図2**に示すように，相談者の情報，り災者の情報，建物被害の状況，建物の所有状況，被災者世帯の基本情報に加え，各種支援金の対応履歴が表示される。相談窓口では，この画面を閲覧することで，どういう支援メニューが可能か，全壊の対応でどこまで手続きが完了しているかが把握できる。また，これらの情報は情報管理者の手により情報確定がなされると，確定ボタンを選択することで情報更新が不可能となる。これにより，人的ミスによる不適切な情報更新を制御する。

④ 各種支援金の申請・支給状況画面

県制度の支援金や国制度の支援金の申請状況，支給状況が表示される。Fig.3には国制度の支援金の支



Fig.4 User-Interface for Information Summary

給状況確認画面を示している。2007年11月の制度改正により，改正前と改正後の支援状況を確認できるように設計した。相談窓口対応においては本画面を確認することで，被災者の申請状況に応じた適切な支援メニューの提示が可能となる。

⑤ 各種PDF資料の閲覧画面

相談対応や支援金処理を進める上で処理された紙資料をPDFとして閲覧できる。紙資料をPDF化し，共有することは効果的であり，次項にてPDF閲覧機能の詳細を述べる。

⑥ 情報管理・情報集約画面

情報の品質を管理する画面である。情報を一覧表示し，記録された情報の内容を確認して全体を把握するとともに，個別の内容をも確認できる。一覧表示をした上で，他の台帳の情報と突合することで，情報の整合性を確認し，情報のエラーを同定する。各機能はボタン化し，Fig.4に示すように機能を整理して配置した。被災者台帳の登録情報を，本機能を用いて定期的に検査することで，被災者に関する情報の品質を維持する。

3.2.3 PDF化による被災者に関する資料の管理

被災者の再建支援に関する様々な支援メニューを進める上で，被災者から種々の紙資料を受け取る。紙資料は被災者の実態を可視化したものであり，支援判定の根拠となる。ある業務内においては一度しか使わない資料であっても，他業務で利活用できる資料も含まれる。それらは，振込口座の通帳コピー，公共料金の支払い明細書，賃貸契約書や源泉徴収票の写しなどである。他にも，被災者からの聞き取り調査の結果も含まれる。そこで，これらの紙資料の共有方法としてPDF技術を援用することとした。

本システムでは，紙資料をPDFへと変換し，各被災者世帯とリンクを貼ることで被災者世帯に関する種々の情報を閲覧可能とした。これらのPDFは，書類の内容に応じて9つのカテゴリに分類をした。9つのカテゴリは，支援業務を進める上で紙資料を検索する際のまとまりとして設定しており，資料検索の容易性を高めている。この紙資料をPDF化し，記録として残すことは，相談内容の履歴をたどれるとともに，被災者の“生の声”を記録することとなり，被災者の実態を的確に把握できることとなった。

3.2.4 集計機能の設計

本システムにおいては，実務者の意思決定を支援する集計機能に重点を置いている。集計機能は，「進捗状況の把握から，マスタデータベースとの比較による未申請者の同定」と「情報の品質管理を目的とした，一覧表示による登録情報のエラーの同定」の2つの側面を持つ。これらの2点において，本システムで搭載した機能を以下に示す。

① 未申請者の同定のための集計機能

- 相談者一覧表示と未相談者同定機能
- 制度改正にともなう差額支給者同定機能
- 県支援金・国支援金の支給済者一覧表示
- 制度改正にともなう支援金未精算者の一覧表示
- 県支援金・国支援金の支給件数・支給額表示

② 情報品質管理のための集計機能

- フリガナ表記揺れ（全角と半角の混在）の一覧表示
- 住所表記揺れの一覧表示
- 個別対応書類（PDF）の対応関係の一覧表示
- 重複する相談者氏名・り災者氏名・住所の一覧表示
- 世帯種別不明者の一覧表示
- システム操作ログの一覧表示

3.2.5 システムの実装

柏崎市において，2007年9月18日から10月16日の約１ヶ月をかけて，システムの実装を行なった。システムの実装にあたっては，実務者からのバグ報告に対処し，その他，実務者の業務展開へ必要な機能の報告を受け，それらを改良することとした。実務者が利活用可能な形となるシステムの第１版が完成するまでに約30日を要し，その後，システムが確定するまでの90日間で50回以上の更新を重ねた。システムの実装プロセスでは，台帳の整備の優先順位を高め，データ入力部分から始めた。特に，システム構築にあたり，基本台帳には被災者の個人情報が管理されるため，ユーザへ適切に情報操作権限を割り当てることや被災者からの個人情報利用の同意を得ることなどで個人情報の保護にも配慮した。柏崎市の支援業務内におけるシステム運用の具体的な内容と，システム利用による成果については次章に譲る。

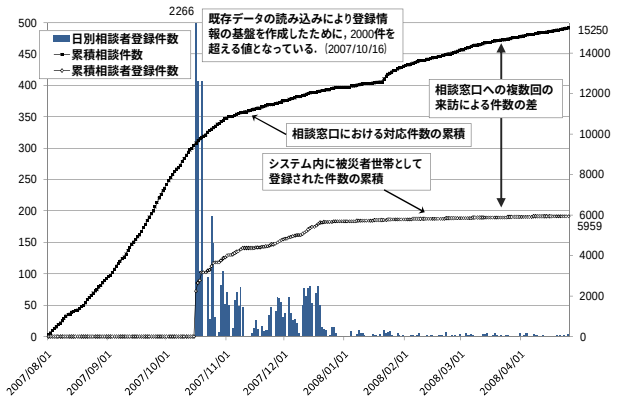


Fig.5 Transition of Amounts of Victim's Information

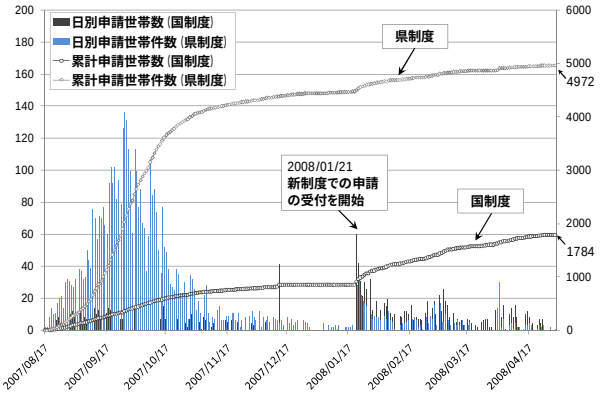


Fig.6 Transition of Application Amounts of Emergency Aid

4. 合理的な被災者生活再建支援業務運用の実現

本章では，前章までに構築した被災者台帳と被災者生活再建支援台帳システムの動作検証と有効性の考察を行なう。柏崎市復興支援室を検証の場とし，実務者の業務遂行の確実性や被災者台帳としての情報登録状況から本研究の有効性をはかる。

4.1 被災者生活再建支援台帳システム検証の概要

今回の検証では，本研究において構築された被災者生活再建支援台帳システムが実際の災害対応の現場で利活用され，継続的に被災者台帳が構築されていくかをはかった。本検証では，柏崎市のなかでも被災者生活再建支援において中心的な役割を担うために2007年9月1日に新しく設置された復興支援室を対象とした。

対象とした業務は，被災者生活再建支援に関わる業務のうち，被災者との対話の中で実態を明らかにする役割を担う“被災者生活再建支援相談業務（以下，相談業務）”と“被災者生活再建支援金配分業務（以下，支援金配分業務）”とした。検証期間は，本システムが運用可能となった2007年10月17日から2008年4月25日までとした。

4.2 柏崎市における被災者台帳の基盤の整備

柏崎市では2007年8月1日より被災者生活再建支援相談窓口が開設され，システム運用以前から被災者に関する情報を窓口にて収集していた。そのため，システム運用時点においては，それまでに収集された情報を台帳として管理する必要があった。

そこで，基盤の整備として住民基本台帳・市民税台帳・固定資産税台帳をデータベースに取り込み，り災証明発行台帳，その他の相談台帳と統合した。また，システム導入以前に収集された紙資料については必要情報についてはシステムを用いた情報登録を行ない，それ以外はPDFとして管理した。この作業により，被災者台帳へ4,442件が相談者データ・支援金申請者データとして登録された。

4.3 窓口業務から支援金処理までのシステムの運用による継続的な被災者台帳の構築

柏崎市ではシステムの運用にあたり，相談窓口業務を担当する情報閲覧者を5名，相談内容のうち被災者の基本情報を登録する情報入力者を3名，相談内容の個別資料をPDF化する情報入力者を2名，入力情報から申請者の資格を審査し情報確定する情報入力者を3名，確定済みの情報に対する品質管理を行なう情報管理者を1名，業務の方針立てのために情報を整理する情報集約者を1名という，各機能を担当する情報処理者を配置した。これにより，被災者に関する基本情報と対応情報が，各機能の担当者間を流れることで確定され，被災者基本台帳への登録が完了した。

具体的には，相談窓口でシステムを利用し，被災者から事実確認を行ない，情報を登録する。それらを根拠づける資料はPDF化され，その根拠資料と他の台帳情報を参照し，被災者の事実内容を検証する。台帳間における情報の整合性が図られれば，情報は確定され，被災者台帳の被災者情報として管理される。この結果にもとづき，支援金処理やその他の支援業務が遂行され，被災者に支援サービスが提供される。この相談業務時における被災者情報の登録件数をFig.5に，県制度と国制度の支援金支給状況の推移をFig.6に示す。これらの全ての情報は被災者台帳へと登録され，確定した情報として種々の支援に利活用されることとなった。

4.4 被災者台帳を用いた業務方針の変革

柏崎市では，被災者台帳を用いることで業務方針に変革が見られた。被災者台帳には，被災者に関する情報が登録されているだけでなく，り災証明発行台帳とも統合がなされているために，支援メニュー

が確定されることで，支援対象者の洗い出しが可能となった。そのため，洗い出された支援対象者と，それまでの対応情報とを突き合わせることにより，支援対象者でありながら支援の申請を行なっていない被災者を同定することが出来た。いかなる時点であっても未申請者を同定でき，柏崎市では随時，未申請者の同定を行ない，申請を行なうように積極的に促すことができた。

これまでの行政の業務方針では，申請者に対してはサービス提供を行なうが，未申請者に対してはサービス提供を行なわなかった。本来ならば，この方針が継承されるが，柏崎市では被災者台帳の利用により業務方針に変化が見られ，未申請者に対しても自主的なアプローチを行ない，申請率の向上を目指した。この効果の一例としては，生活再建支援法の改正にともなった121件の新たな申請対象者に対して119件（97%）が申請を完了することとなり，残りの2件についても本人の意思と未申請の理由ができていることがあげられる。

今回の適用検証では，実務者の業務遂行の過程において，情報の品質を確保した形で被災者台帳を構築することが可能となった。また，被災者台帳の利用は，支援業務の効率化を支援するだけでなく，行政の業務方針に変革をもたらせ，行政からの被災者への自主的な働きかけにより，被災者の生活再建支援を合理的に進めることを可能とした。

5. おわりに

本研究では，合理的な被災者生活再建支援の実現を目指して，被災者台帳の整備とそれを基盤とした被災者生活再建支援台帳システムの開発を行なった。システム開発にあたり，適用検証の場として新潟県柏崎市復興支援室を選定し，実務者によるシステム利用と被災者台帳の構築を試みた。結論としては，柏崎市はシステムの利用により支援サービス提供における均一性と公平性の確保がなされ，行政としての責務を効率的に果たせた。また，業務が遂行される中で被災者台帳が継続的に更新され，被災者の実態を的確に管理できた。実態の管理については，時間軸を取り入れており，過去にさかのぼっての被災者の実態を把握することも可能となっている。この実現により，柏崎市では単なる単一業務の効率化だけでなく，被災者の生活再建に向けた総合的な支援の実現へと向かっている。

特に，被災者台帳を用いて柏崎市では，各被災世帯（居宅被害が全壊ならびに応急仮設住宅入居者）への戸別訪問相談対応を行ない，個別に詳細な被災者の実態を把握し，被災者個別再建支援プランを策定している。被災者の生活再建の過程をモニタリングし，行政として可能な限りでの支援を通して，被災者の早期の生活再建支援を目指している。これらの個別訪問の内容についても情報化され，現在では被災者台帳へと統合されている。

今後，柏崎市では被災者台帳を継続的に利活用し，全体的な被災者の早期生活再建を目指す。本研究で提示した仕組みに従うことで，被災者台帳に発災後から再建完了に至るまでの被災者の実態が記録されていく。今後，この記録を分析することにより，被災者の再建パターンや早期再建に必要な要素などの洗い出しが可能となると考えている。この研究を今後も発展させ，研究成果を今後の被災現場へ還元することで，被災者の生活の早期再建に寄与することを目指す。

謝　辞

本研究は，科学技術振興機構　社会技術研究開発事業研究ユビキタス社会「危機に強い地域人材を育てるGIS活用型の問題解決塾」（研究代表者：林春男 京都大学）によるものである。

本研究を進めるにあたり，自治体の持つ知恵と検証の場を与えてくださった新潟県柏崎市復興管理監細貝様，復興支援室 田中様，藤村様ならびに柏崎市各課の職員の皆様方，本研究を進める上で協力して頂いた全ての方々に心より深く御礼申し上げます。

参考文献

高島 正典，重川 希志依，田中 聡（2006）：新潟県中越地震における小千谷市被災者生活再建支援業務のエスノグラフィー調査に基づく被災者生活再建支援システムの外部設計，地域安全学会論文集，No.8, pp.163-172.

西宮市（2006）：被災者支援システム，http://www.nishi.or.jp/homepage/museum/pamphlet/

プロジェクトマネジメント協会（2000）：プロジェクトマネジメント知識体系ガイド，Project Management Institute, 225pp.

井ノ口宗成，林春男，東田光裕（2006）：災害対応支援システム構築に向けた職員だけでの要件定義のための災害対応業務分析手法の開発 －奈良県を対象とした適用可能性の検討－，地域安全学会論文集，No.8, pp.173-182.

Development of the Integrated Database for Effective Supports for Life Recovery

Munenari INOGUCHI*, Haruo HAYASHI and Keiko TAMURA*

* Research Center for Natural Hazard and Disaster Recovery, Niigata University

Synopsis

In Japan, there is no Management System for supporting Victims' Life Recovery. It makes difficult for local government to provide their services effectively and fairly. Against this issue, we aim at developing the standardized management system for supporting victims' life recovery process. To develop this system, we designed the relationship among basic master database for business routine before disaster occurs, and other updating database for life recovery response, and we developed the information management model integrated in service providing flow. Finally, we applied this system to Kashiwazaki City affected by Niigata Chuetsu-oki Earthquake in 2007. This application realized a high quality services for disaster victims in Kashiwazaki City.

Keywords: Life Recovery, Victims Database, Niigata Chuetsuoki Earthquake, Kashiwazaki City

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

開発途上国の防災事業に対する国際支援事例研究
—インドネシア被災地域の災害観をふまえた支援に関する考察—

阪本真由美*・河田惠昭

＊ 京都大学大学院情報学研究科

要　旨

本研究は，開発途上国の防災事業に対する国際支援（外助）が効果的に機能するための要件として，災害観に着目し，近年巨大災害を経験した開発途上国の人々が，被災経験をどのように捉えているのかをインドネシアの事例から分析する。まず，災害文化および災害観に関する先行研究を辿り概念を整理する。次に，インドネシアの低頻度巨大災害の被災者が被災経験をどのように捉えているのかを現地調査を踏まえ把握する。最後に，災害観が異なる地域への国際支援策として防災教育が有効であるかを考察する。

キーワード：巨大災害，インド洋津波災害，ジャワ島中部地震災害，国際支援，災害観，災害文化

1.　はじめに

本研究は，開発途上国の防災に対する国際支援（外助）が効果的に機能するための要件として，災害観（disaster perception）に着目し，近年巨大災害を経験した開発途上国の人々が，被災経験をどのように捉えているのかを把握することを目的としている。

地震，津波，火山噴火などの自然外力（ハザード）に直面した際に人々がとる行動（災害対応行動）には，ハザードの規模・頻度・可視性等の特質，過去の被災経験，災害に対する意識（災害観）等のリスク意識，その地域固有の社会・文化的価値などの文化的要因，社会・経済的要因などが影響を及ぼすと考えられる（Lavigne,2008）。Lavigne らは，実際にインドネシア・ジャワ島の火山災害に対する地域住民の災害対応行動を，リスク意識，文化的要因，社会・経済的要因の３つの側面から分析し，これらの要因が絡み合って人々の災害対応行動に影響を及ぼしていることを明らかにするとともに，火山観測等に基づくハザードマップの作成あるいは避難警報の発出というような科学的なアプローチだけでは，人々の災害対応を促すことは難しいと指摘している（Lavigne,2008）。本研究の調査過程においても，2006 年 5 月にジャワ島のムラピ火山の火山活動が活発化した際に，政府が避難勧告を出したのに対し，一部の住民はスルタン（国王）が火山監視のために派遣している伝統的な火山守（Mbah Marijan）の話を尊重し避難しなかったという話を聞いた。そればかりか，政府の避難勧告が出された直後に火山噴火ではなく，ジャワ島中部地震が発生したことが人々の火山守に対する信仰を逆に深めていた。火山守は，地域の人々が火山災害と共存する過程で見出した存在であり，地域の生活や知恵とも結びついていると考えられる。

本研究では，このような地域の人々の生活様式とそれに伴う知見の総体を広義に捉え災害文化（disaster culture）とする。これは，河田（1995）による「災害を中心とした，災害に関する法的規制や社会制度の制定，自然観や災害観の形成，災害対策，予防，予知などのシステム総体」という定義に基づくものである。災害文化は，災害が地震，津波などの自然外力を受けて発生し，その被害が特定の地域に限定されることから災害下位文化（disaster sub-culture）と位置づけられてきたが(安倍,1988)，災害下位文化とすると「災害常習地のコミュニティにおける文化的な防衛策」（河田,1995；林，1988）と限定的なものと解釈される。災害は突

発的に発生するものであり，それへの対応行動は，日ごろから習慣として，すなわち生活に埋め込まれた形で対策を用いていないと役に立たない。たとえば，地震時に必要な家族の安否確認は日常生活では不要であろう。家族の連帯感とは，まさに自分以外の構成員に心を配る行為に他ならないからである。したがって，災害文化は平時から存在していなければならないものである。

開発途上国では，予算・技術的な制約により，自国の知見では防災事業の拡充が難しいケースがあり，これを支援するために外助が求められる。防災支援において，文化的側面に着目する理由は以下の通りである。

第一に，支援の適応性の点である。先行研究は，開発途上国（以下，被援助国）の固有要因に配慮しない支援は，効果的でないばかりか，受入社会に負の影響を及ぼすことさえあると指摘している（佐藤，1996）。ここでいう固有要因とは，受入社会によって異なる条件のことであり，本論の意味する災害文化も含まれるであろう。日本の政府開発援助（ODA）実施機関である独立行政法人国際協力機構（JICA）は，援助により，洪水を防ぐための堤防（盛土道路）が建設されても，河川へのアクセスを良くするために住民の手によって破壊される，あるいは，堤防の法面や河川敷に不法スラム街が作られる，などの現地の生活様式に配慮しないことが援助の効果を妨げるという事例を指摘している（JICA, 2003）。これらの指摘からは，開発途上国への防災支援を，先進国と同様のアプローチで行ったとしても効果的に機能するとは考えられず，援助実施に先駆け，地域の災害文化を把握しておくことが，援助をより効果的に機能させるための重要な要素になると考えられる。

第二に，災害文化は，「被災経験を通して作り上げてきた知識の総体」（林，1988）という点である。被援助国の住民を主体とする開発（参加型開発）アプローチでは，外部の専門家等の開発実践者（outsider）が新しい知識を持ち込むことよりも，地域（農村）の人々の知識（rural people's knowledge），即ち土着の知識体系を学ぶ重要性が述べられている（チェンバース，1995）。被援助国に対する防災支援の目的が，地域の災害対処能力などの防災力の向上にあるならば，地域の知識，すなわち災害文化を活かすことが効果的だと考えられる。

第三に，災害文化の機能を強化させることにより，防災力を強化することができると考えられる点である。林（1988）は，D.E.ウェンガーの分析をふまえ，災害文化の機能として「道具的（instrumental）機能」と「表出的（expressive）機能」を挙げている。道具的機能とは，災害による被害を防ぐ，あるいは被害を軽減するための，地域防災計画の制定や防災施設の整備などが含まれる。これに対し，表出的機能とは，その地域を襲う災害の性質や原因について住民が意味づけを行い，それを共有することにより，不安や恐怖を緩和する，あるいは，住民間の連帯を深める機能である。これら災害文化の機能が被援助国ではどのような状況であるのかを把握したうえで，機能に応じた支援を行うことが重要であろう。

第四に，地域にある災害文化が有効とは限らない点である。科学技術の進歩により，自然外力発生のメカニズムが解明されつつあるにも関わらず，世界で発生する災害件数とそれによる被害者数は増加している。これには，「都市化とそれに伴う社会構造の変化が災害自体の様相を変えている」（河田，1995）ことが考えられる。災害自体が変化していることに加え，低頻度突発災害のように，過去の被災経験が風化した頃に発生する，あるいは過去の被災経験とは様相を変えて発生する災害もある。従って，防災対策には地域の知見だけでは十分ではなく，支援を通し他地域の知見を共有することで，より豊かな災害文化を構築していくことができると考えられる。

以上をふまえ，本研究では，外助の要件として災害文化に着目し，災害文化を構成する要素である「災害観」を視点として分析を行う。災害観とは，災害についての基本的概念のことであり，災害意識を規定するとともに，災害準備行動や対応行動に影響を及ぼすことと考えられる（廣井，1986）。災害観を把握し，災害観に応じた支援を行うことで，より防災力が強化できると考えられる。

また，本研究の分析対象は近年巨大災害を経験したインドネシアとする。これは，災害文化が被災直後に表面化する性質のものであり，インドネシアには，異なる性質を備えた被災地域が複数あり，過去の被災経験の相違がどのように災害観に影響を及ぼすかという分析が可能なためである。

まず，第 2 章で分析方法およびインドネシアにおける調査概要を提示し，第 3 章で調査の結果を述べる。最後に，第 4 章で調査結果を踏まえ，災害観の異なる地域に対する支援策を考察する。

2. 分析方法

2.1 災害観に関する先行研究の系譜

ここでは本研究の分析の視点となる災害観がどのような概念であるかを先行研究から整理してみる。

廣井(1986)は，地震が起こる可能性が高いのにも関わらず対策をしない人や，警報が出されても避難

しない人の根底にある意識を，関東大震災を始めとする過去の文献から分析し，日本人独特の災害観として「天譴論」「運命論」「精神論」を提示した。これらの災害観の概要は，以下の通りである。

［1］天譴論：天が人間を罰するために災害を起こす。

［2］運命論：自然のもたらす災害やそこにおける人間の生死を避けられない運命と考え甘受する思想。

［3］精神論：人間の精神や心構えを強調する。

また，これらの災害観の対極には災害は自然現象であり，科学技術によりこれを克服できるという「科学的災害観」があり，現代社会では科学的災害観を多くの人が受け入れていると述べている。科学技術の進歩とともに災害観は変化すると考えられるが，それにも関わらず深層には地域固有の災害観が存在すると考えられる。

河田（1995）は，低頻度巨大津波の常襲地である三陸地方と高知における災害観を比較分析し，災害観が地域ごとに異なり，被災経験が豊富な地域においては，天譴論や自然の仕返し論（津波は人間に対する自然からの仕返しである）に対する共感が少なく，逆に災害周期論に対する共感は高いという災害観の地域性を明らかにした。ここからは，災害観には，地域の災害特性が影響を及ぼしており，被災経験に基づく知識の差が災害観に反映されると考えられる。

また，災害観と災害行動の関係について林（1988）は，天譴論のような災害観を消極的な災害観とする一方で，人間は自然を制御すべきという災害観を積極的な災害観とし，これらの災害観の相違が災害対応行動の相違になって表れると述べている。このうち，災害を予知する，あるいは防災事業を実施するような行動には積極的災害観が影響を及ぼしているとしている。開発途上国で防災事業が進まない背景には，科学的災害観や積極的災害観が低いことが想定される。

本研究はこれらの先行研究に依拠し，過去の被災経験に基づく知見や地域の生活様式が地域固有の災害観を生み出し，人々の災害行動はその災害観の影響を受けていると考える。それでは，開発途上国の災害観がどのようなものであるのだろうか。以下，インドネシアの被災地の災害観を分析してみる。

2.2　災害の特性

災害観には地域の被災経験が影響を及ぼすこと，また，災害文化は災害時に表面化することから，本研究の調査地域は，インドネシアの中で近年巨大災害に被災した地域のうち，過去の被災経験が少ない地域と多い地域から選定した。

被災経験が少ない地域として，2004 年 12 月 26 日に発生したインド洋津波災害の被災地であるバンダ・アチェを，被災経験が多い地域として 2006 年 5 月 27 日にジャワ島中部地震災害に被災したジョグジャカルタを選定した（Fig.1）。それぞれの災害の特性を以下に述べる。



Fig. 1 Map of Indonesia (see OCHA)

まず，インド洋津波災害であるが，2004 年 12 月 26 日にインド洋のスマトラ島北西沖を震源とするマグニチュード（9 USGS による）の地震により津波が発生した。津波は，震源に近くに位置するインドネシア・スマトラ島のバンダ・アチェ市（以下，バンダ・アチェ）を襲った。被災前のバンダ・アチェは人口約 23 万人という中規模の都市であったが，津波による死者・行方不明者は 71,474 人，人口の 23%を失う大惨事となった。なお，この地域を最後に津波が襲ったのは，1907 年であり，以降殆ど大きな災害に見舞われていない（JICA，2005）。

一方，ジャワ島中部地震災害であるが，2006 年 5 月 27 日にジャワ島中部ジョグジャカルタ市の郊外を震源とするマグニチュード 6.3（USGS による）の地震が発生した。この地震による被害はジョグジャカルタ州と中部ジャワ州を中心とする地域（以下，ジョグジャカルタ）に及んだ。ジョグジャカルタ市北部には活火山のムラピ火山があり，地震発生直前に噴火活動を始めていた。ジョグジャカルタの人は火山による被害や，小規模の火山性地震を繰り返し経験している。この地域を最後に大地震が襲ったのは，1947 年のことであり，地震による死者は 213 人，倒壊家屋は 2,800 戸であった（Murwanto,et.al, 2007）。

2.3　調査方法

調査は現地の事情等を考慮し，被災地域の家屋を訪問し，住民に対しヒアリング調査を実施した。調査は成人を対象とし，インドネシア人の調査員（被

災地の大学生）と二名で，インドネシア語に加えジョグジャカルタではジャワ語，バンダ・アチェではアチェ語で行った。質問項目のうち災害観に関する質問は，過去に廣井（1986）及び河田（1995）が日本で実施した災害観の調査事例に基づき検討した。質問内容やインドネシア語での表現を，インドネシアの被災地の状況に詳しい関係者と協議し，予備調査を踏まえて質問項目を確定した。

質問項目は，回答者の属性（年齢，性別，宗教など），被害の程度，災害発生時の行動，避難場所，災害観とした。

このうち災害観については，被災地域固有の災害観を知るために「あなたは災害がなぜ起こったと考えますか」という質問に基づきヒアリングを行った。ヒアリング過程においては，できる限り現地特有の伝承を見出そうとした。

これに加えて「天譴論」（神が懲らしめのために災害を起こす），「自然の仕返し論」（災害は人間が自然を破壊したことに対する仕返しである），「災害周期論」（災害は周期的におこる）を設定し，回答は，共感の度合いを選択肢から選択する形式とした。さらに，これらの項目のうち，どの項目を災害の主たる原因と捉えているかを把握するために「天譴論」「自然の仕返し論」「自然論」「その他」から回答を選択する項目を加えた。なお，天譴論については，イスラム教の神（アッラー）等特定の神を示す言葉は用いずに単に「神（hukuman）」」とした。災害についても，「津波」や「地震」など特定の災害ではなく，災害全般を示す単語（bencana alam）を用いた。

調査対象地域は，バンダ・アチェではムラクサ郡およびクタラジャ郡を，また，ジョグジャカルタからは，バントゥール県のプンドン郡，パンダック郡およびクラテン県のジョゴナラン郡とガンティワルノ郡を選定した。いずれも災害による人的被害が大きかった地域である。

現地調査は，2007 年 7 月 22 日～8 月 19 日にかけて行い，ヒアリング回答者数は，バンダ・アチェが 83 名，ジョグジャカルタは 111 名であった。

3. 調査結果

3.1 バンダ・アチェ

バンダ・アチェにおけるヒアリング回答者は全員が津波により配偶者，子供，親族など家族を失っていた。回答者は「津波を見て逃げた人」「津波に巻き込まれたが助かった人」「被災地にはいなかった人」に分かれ，地震後に津波が来ると考えて避難した人はいなかった。

「津波を見てから逃げた人」「津波に巻き込まれたが助かった人」の災害発生時の対応行動は以下のとおりである。

- 沖が白く見えたので双眼鏡を出してきて見たらどんどん白い波が近づいてきてあっという間に波に流された。
- 津波が来たので慌てて高いところに避難した。
- 強い地震を感じた。座っていて 1 メートルぐらい飛ばされたが，物が倒れるほどではなかった。地震の後，少しして近所のマーケットに買い物に出かけた。突然，ブン，ブンという音がし，逃げろ！という声が聞こえ、まわりの人が走り始めたから，自分も慌てて走った。直後に津波が襲ってきた。20 分くらいして水が引き，帰宅したら，一面水面となっており，家も両親も兄弟も行方不明となった。

また，被災地にはいなかった人は，漁に出ていた，親戚の家に出かけていたという，偶然性により難を逃れていた。

ヒアリング回答者の中には，過去に発生した津波の話を知っていた人が 1 名おり，「小さい頃祖父からヤシの木の上まで水が来たという話を聞いた。まさか，そんなことあるはずがないと考えていたが，本当だった」と述べていた。インドネシア国内の他地域で発生した津波災害の話は誰も知らなかった。

災害が発生した原因については，「津波は神の試練（cobaan）である」という話が最も多かった。一方，選択式の回答においては天譴論に対して強い共感がみられた（Fig.2）。

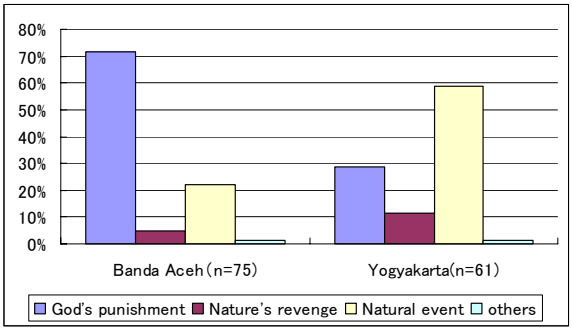


Fig.2 Disaster Perseption in Banda Ache and Yogyakarta

「試練」という言葉の解釈を詳細に聞いたところ「神の懲らしめ」という解釈と「神の懲らしめではない」という解釈に分かれた。

災害を「神の懲らしめ」と考えている人は，その理由として以下の話を挙げた。

- 神が人間のうぬぼれなどを戒めるために行った。
- 人々がギャンブルや詐欺，盗み等の愚かな行為

を続けたためである。

- 津波の前日にシャクアラ（偉人）の墓地の近くのディスコで爆発騒動が起きた。神がそれを戒めようとして災害を起こした。
- アチェは長年に渡り紛争状態であった。ジャワから多くの軍人がアチェに来て，子供の目の前で親を殺したり，連行したりという戦争状況が続いていた。神様がそのようなアチェの状況をリセットし，はじめからスタートするように与えてくれた機会である。

他方「懲らしめではない」と回答した人は，突然被災し，家族や財産を失い，それでも生きていかなければならない状況を試練だと考えていた。

「試練」という言葉は，イスラム教の聖典であるコーランの以下の一節（Al　Ambiya35）に由来していると考えられる。

> 生命をつかさどるものたちはいつか死にあう。
> 私たちはあなたたちを試します。
> 良いことも悪いことも。
> 試練として。
> 私たちは、死んだらまた神のもとに帰る。

このコーランは「残された人は，試練を受け止め，命を与えられたことに感謝して生きて下さい」という意味であり，一般に死者への弔いに用いられるものである。

また，被災地では，宗教と関係する話が複数残されていた。例えば，津波は沿岸部から 2 キロ以内にある建物を破壊したが，それにも関わらず，モスクが残存した。あるいは，津波は海岸沿岸部の建物を一掃したが偉人（シャクアラ）の墓は波にさらわれずに残存した。博物館の建物は浸水したのに関わらず，中にあった伝説の女王の絵は水につからなかった等，いずれも宗教遺物が残存したことに関する話である。

アチェはインドネシアで最初にイスラム教が伝わったイスラム教信仰が強い地域であるが，2006 年 7 月 11 日に新アチェ自治法が採択された際に，イスラム法（シャリア法）が復活し制度的にもイスラム教が強化される傾向にある。イスラム（シャリア）警察が，イスラム法に基づく服装をしていない人や，未婚カップルの外出などを取り締まるようになっており，住民間にも互いを監視する風潮がみられる。これらの現象，津波災害前にはみられなかったという話であり，宗教と災害を結び付けたことによる結果とも考えられる。

以上を踏まえると，バンダ・アチェの人々は，被災後，被災経験を神による試練と捉えることにより，精神的な支えを得ているのであろう。宗教が，住民の不安を緩めるとともに，住民間の連帯を増すという機能を果たしていると考えられる。

3.2.　ジョグジャカルタにおける災害観

一方，ジョグジャカルタでは，ヒアリング回答者全員が地震により家屋全壊・半壊という被害を受けていた。ただし，バンダ・アチェほど人的被害が大きくなかった。

In front of house	55%
Mosque	14%
School	8%
relatives' house	6%
open place	4%
near the house	4%
public office	4%
Road	2%
rail way	2%

Table1 Evacuation place after the earthquake

地震発生時の行動を聞いたところ，ヒアリング回答者全員が地震発生後，家屋の倒壊を恐れて家の外に飛び出していた。このため，避難過程において倒壊家屋の下敷きになり亡くなる，あるいは怪我をした人が複数いた。現地では，特定の避難場所は決められておらず，住民は自主判断により避難した（Table 1）。また，被災直後は，ジョグジャカルタが海岸から 100 キロほど離れた内陸部に位置しているにも関わらず，津波が来るという風評が流れ逃げようとする人でパニックが発生した。回答者のうち 8%が，津波が来ると考えて高台に避難していた。これは，インド洋津波災害の影響だと考えられる。

「あなたは災害がなぜ起こったと考えますか」という質問に対しては，「災害はバランスが崩れたことにより発生した」と「水にまつわる話」が複数あった。

「災害はバランスが崩れたことにより発生した」という話は，ジョグジャカルタに古くから伝えられている以下の伝承に由来していると考えられる。

海の女神ニロロ・キドゥール（Nyi Roro Kidul）とジョグジャカルタの王（スルタン）は代々婚姻関係にある。海とジョグジャカルタ市の中心部のモニュメント，王宮（クラトン）とムラピ火山は目に見えない南北の直線で結ばれており，中心にクラトンが位置する。スルタンは，海と火山とのバランスをとる存在である。今回の地震災害は，火山とスルタンと海とのバランスが崩れたために発生した。その

原因としてスルタンの力の弱体化が指摘された。これは，今回の地震でクラトン内部の宝刀（クリス）や国宝を保存した神聖な部屋が壊れたためだと考えられる。この他，近代化に伴うジャワ人の生活の変化を示す以下の話があった。「ジャワの伝統が崩壊している」「人々のジャワ語能力は低下しており、多くの人々が昔ながらの生活を尊重しない」「若者はバイクに乗り地域を離れつつある。それを戒めるため，今回の災害は都心部ではなく都市部から離れた小さな農村での被害が大きかった」これらの話からは，人々が災害を自然のバランスの崩れとしてとらえていると考えられる。

一方「水にまつわる話」は，地震の震源に近かったクラテン県で多く聞いた。具体的には以下の内容である。

- 地震が起こった時に水が出てくる音が聞こえた。
- 地震前後 4 日間，家の前の河川の底がゴボゴボ音を立てるのを聞いた。
- 河川の水が増え続け，ジョグジャカルタは水の底に沈んでしまうという噂があった。

これは，今回の地震の震源が川の中であったことや，ヒンズー教では，水や気象を操る存在としてナーガ（蛇）神の信仰があり，これが影響を及ぼしていると考えられる。ヒアリングした住民は，イスラム教徒であったが，ジャワ島はヒンズー教の影響が強い地域であることから，地域に潜在的な自然観が被災者の災害意識に影響を及ぼしているとも考えられる。

Fig.2 にジョグジャカルタの災害観に関する調査結果を示した。ジョグジャカルタでは自然論に対し共感を示す人が多かった。ただし，ここでいう自然論は，人間の行いの結果自然界の調和が崩れたという考え方であり，自然災害発生のメカニズムを理解しているわけではないと考えられる。

4. 災害観を踏まえた防災支援に関する考察

バンダ・アチェおよびジョグジャカルタの災害観の分析からは，災害観には地域性があること，また，被災経験が多いジョグジャカルタには独特の伝承が存在することが分かった。その一方で，災害に対する備えを促すような現地固有の知識は，今回の調査では見出せなかった。

また，インドネシア国内では 1992 年のフローレス島津波災害のように過去にも津波災害が発生しているのに関わらず，バンダ・アチェのヒアリング回答者は津波災害のことを被災前には殆ど知らない状態であった。他地域の被災経験は住民の間では共有されておらず，また，過去の被災経験に基づく知識も蓄積されていないと考えられる。

さらに，調査実施過程において「本当のところ災害がなぜ発生したのか？」という質問を受け，自然災害発生のメカニズムを知らない人が多数いることが判明した。

先行研究からは，備えがない人に対しては，行動の原点として「自分の身は自分で守る」という概念を形成していく必要性が提示されている（石原，2007）。そこで，災害に関する知識が形成されていない地域への支援策として，防災教育が有効であるかを検討してみた。

京都大学の学生サークル「京都大学防災教育の会（KIDS）」は，2004 年のインド洋津波災害をきっかけに作られたサークルであり，バンダ・アチェ及びジョグジャカルタで防災教育に取り組んでいる。筆者らもこのサークル活動に関わっていることから，2007 年 8 月～9 月にバンダ・アチェ及びジョグジャカルタで実施した防災授業においては，メンバーの了承を得たうえで，津波・地震のメカニズムを中心に，災害時に身を守るという災害対応を中心とする内容の授業を行ってもらった。特に，自然災害発生のメカニズムには，模型や模造紙を使い，クイズで理解度を確認しつつ丁寧に説明してもらった。

また，授業実施後に受講者に対し質問票を配布してもらい回答を得た。回答者数は 529 人であった。バンダ・アチェ及びジョグジャカルタの防災教育の授業参加者のうち、過去に防災教育を受けた経験がある人は 42%であり，防災教育を受けた経験がない人が全体の 58%を占めた（Fig.3）。

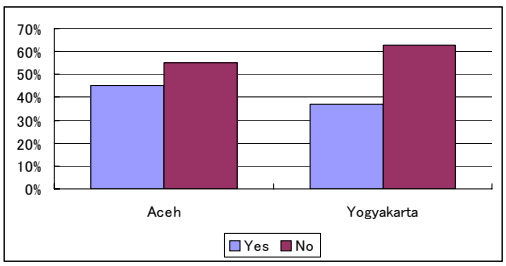


Fig.3　Experience on Disaster Education

Fig 4 は KIDS による防災授業参加者のデータと，著者らによるヒアリング調査データを比較したものである。天譴論に対する共感は，依然としてアチェの方が高い数値を示しているものの，災害を自然の仕組みとして捉える自然論，そしてプレート運動とする具体的回答が一般の人と比較して増加していた。また，回答中，「その他」は「津波はプレート運動による」との具体的記述が殆どであった。つまり，自然災害のメカニズムを教えることにより，自然論に対する共感者が増加したわけである。

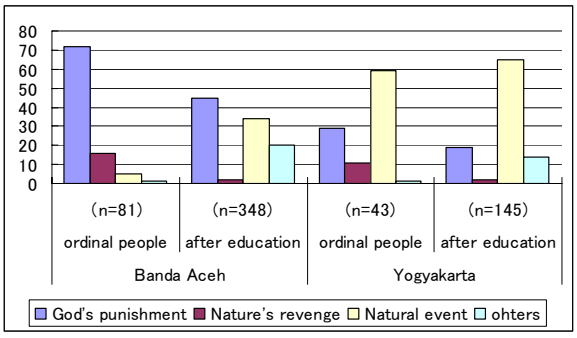


Fig.4 change of disaster perception after disaster education

なお，質問票では，「天譴論」と「自然論」を二択した回答が 3%あった。このことは，天譴論と自然論は対置するものではなく災害を自然現象と捉える人が，天譴論についても共感していることを示している。

以上の分析から，災害観には地域の災害特性に加え，自然災害に関する知識の有無が影響を及ぼしていると考えられる。つまり，防災教育を通し自然災害に対する理解を深めることにより，災害観の形成を支援していくことが可能であろう。

５．おわりに

本研究では，外助が効果的に機能するための要件の一つとして，災害文化の中でも災害観に着目し，近年巨大災害を経験したインドネシアの被災地の人々が被災経験をどのように捉えているのかを把握した。最後に，本研究の結果を整理しておく。

災害観の分析の結果，インドネシアでは全般的に天譴論が高いことが分かった。また，災害観はインドネシア国内においても地域性がみられ，バンダ・アチェでは天譴論に対する共感が高かったのに対し，ジョグジャカルタでは自然論に対する共感が高かった。ただし，バンダ・アチェでは，「災害を神の試練」と捉える考え方が主流であり「災害を神の懲らしめ」と捉える日本の天譴論とは異なるものであった。また，ジョグジャカルタにおいては，独特の伝承があることを確認した。

その一方で，今回の津波災害あるいは地震災害の被災地調査においては，現地固有の知識を反映する要素は見出せなかった。これは，火山災害のように，目に見え，かつ頻度も高い災害に比べると，今回の災害は頻度が低い災害であったため，過去の被災経験に基づく知見が蓄積されていないことや，他地域の被災経験が共有されていないことが考えられる。この点については，被災経験がどのように記憶され，語り継がれているかを分析する必要があることから，今後の研究課題としたい。

災害観の調査過程において，自然災害発生メカニズムに対する理解が欠如していたことが判明したことから，災害文化を形成するための支援策として，防災教育の有効性を検討した。自然災害発生に関するメカニズムを丁寧に教えた結果，天譴論に対する共感が減少したことから，天譴論に対する共感が高い背景には，自然災害に対する理解の欠如があると考えられる。

以上をふまえ，災害観の異なる国においては，まずは，国際支援により防災教育を行い，自然災害発生のメカニズムと他地域で構築されている防災の知見を伝えることにより，豊かな災害文化を構築するための基盤を作ることができると考えられる。

参考文献

安倍北夫(1988)：自然災害への文化・社会学的アプローチ，安倍北夫ほか編：自然災害の行動科学，福村出版，pp1－pp8

石川孝重（2007）：日本人の災害行動に対する分析とそれを見据えた防災教育，小堀鐸二代表：災害観の文明論敵考察，財団法人国際高等研究所，pp24－25

岩崎信彦（2008）:「災害文化」と「災害教育」を考える，岩崎信彦ほか編：災害とともに生きる文化と教育，昭和堂，2008，pp.1－12

オリヴァー・スミス，アンソニー,ホフマン・スザンナ，若林佳史訳（2006）：災害の人類学的研究の意義，オリヴァー・スミス，アンソニーほか編，災害の人類学―カタストロフィと文化，明石書店，pp.7－28

河田惠昭（1995）：都市大災害―阪神淡路大震災に学ぶ，近未来科学ライブラリー，pp.233

京都大学防災教育の会（KIDS）: http://www5.atwiki.jp/kids_kyoto/

佐藤寛（1995）:「社会の固有要因」とはどのようなものか，佐藤寛編：援助と社会の固有要因，アジア経済研究所，pp.3－17

チェンバース，R，穂積智夫ほか訳（1995）：第三世界の農村開発貧困の解決―私たちにできること，明石書店，pp.432

林春男（1988）：災害文化の形成，安倍北夫ほか編：自然災害の行動科学，福村出版，pp.246－pp.261

廣井脩（1986）：災害と日本人―巨大地震の社会心理―,時事通信社，pp.275

JICA（2003）：防災と開発―社会の防災力向上を目指して―
JICA（2005）：Main Report for The Study on The Urgent Rehabilitation and Reconstruction Plan for Banda Aceh City
Lavigne, F., ed., al（2008）: People's Behavior in The Face of Volcanic Hazards; Perspectives from Javanese Communities, Indonesia, Journal of Volcanology and Geothermal Research 127, pp.273-287
Murwanto, H.,ed., al（2007）: Fenomena Geologi Akibat Gempa Tektonik 27 Mei 2006, Journal of Kemencanaan Indonesia, Vol.1, No.2, Pusat Studi Benana, Universitas Gajah Mada, pp.47－63
OCHA: http://www.reliefweb.int/
USGS: http://earthquake.usgs.gov/

The Study on International Cooperation for Disaster Prevention in Developing Countries -The Case Study on Disaster Perception of Disaster Affected People in Indonesia-

Mayumi SAKAMOTO* and Yoshiaki KAWATA

* Graduate School of Informatics, Kyoto University

Synopsis

This study discusses requirement of effective international cooperation for disaster prevention in developing countries. In this manuscript we focus on social and cultural dimension of disaster prevention based on people's disaster perception. Firstly, we clarify the importance of socio-cultural aspect of disaster prevention through previous study and discuss its necessity for international cooperation. Then we summarize the concept of disaster perception to show framework for analyze. Through the case study of Indonesia, we show characteristic of disaster perception of disaster affected people. Finally we discuss effectiveness of disaster education at different cultural background.

Keywords: mega disaster, Indian Ocean tsunami, central java earthquake, international cooperation, disaster perception, disaster culture

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Early Warning for the 2007 Noto Hanto Earthquake

Masumi YAMADA* and Jim MORI

* Pioneering Research Unit for Next Generation, Kyoto University

Synopsis

This paper applies different types of earthquake early warning algorithms to the dataset of the 2007 Noto Hanto Earthquake. Using the τ_c method (Wu and Kanamori, 2005) and the Virtual Seismologist method for large rupture dimension (Yamada, 2007), the magnitude of the earthquake and rupture geometry are estimated in an off-line simulation. The τ_c method provides an accurate estimate for the magnitude of the event, although the record for the closest station ISK006 gives an overestimate due to the long-period near-field term. The real time rupture geometry estimation agrees with the actual earthquake rupture geometry quite well. The rupture direction can be estimated 12 seconds after the event onset and the final solution is achieved after 15 seconds. These methodologies to characterize rupture geometry in real time were originally designed for larger earthquakes with larger rupture dimensions, but it is shown that they also work well for the size of the Noto Hanto earthquake (Mw 6.7).

Keywords: earthquake early warning, 2007 Noto Hanto Earthquake, fault finiteness, near-source ground motions.

1. Introduction

The 2007 Noto Hanto earthquake (Mw 6.7, Mj 6.9) produced strong shaking throughout central Japan with severe damage to over 600 buildings. The shallow event occurred close to the Japan Sea coast (37.22 N, 136.69 E, depth 10.7 km) on March 25, 2007 at 00:41:57.9 GMT. A significant number of near-source ground motions are recorded by the strong motion networks of Japan. The closest station to the epicenter is the K-NET station ISK006 (Togi), where the P- and S-wave arrived at 3 and 5 seconds after the origin time, respectively.

The early warning system of the Japan Meteorological Agency (JMA) issued a warning for the earthquake, but the warning arrived after the S-wave arrival in Wajima-city, Nanao-city, and Anamizu-town, which are the areas that were subjected to strong ground motions (Japan Meteorological Agency, 2007). For those cities, the S-wave arrived 5 to 12 seconds after the origin time.

JMA reported the first warning was issued 9.9 seconds after the origin time from the single station estimate (Japan Meteorological Agency, 2007). The error of the warning was +0.1 for the magnitude, and 70 km for the epicentral location. A more reliable warning which used more than 2 records was issued 12.0 seconds after the origin time. The error in epicentral location for this information is much smaller, (<10 km), but magnitude was underestimated by 0.8. At that time, the S-wave had arrived at distances of 32 km from the epicenter.

This paper applies different types of earthquake early warning algorithms, in retrospect, to the dataset of the 2007 Noto Hanto Earthquake. Using the τ_c method (Wu and Kanamori, 2005) and the Virtual Seismologist method for large rupture dimensions (real-time inversion of acceleration envelopes and classification of near-source and

far-source records (Yamada, 2007)), the magnitude of the earthquake and rupture geometry are estimated in an off-line simulation. These methods could provide quicker warnings and rupture geometry information. Our final goal is to develop methods that will decrease the time for issuing warnings and increase the accuracy of the earthquake early warning.

2. Data

Strong motion data from the 2007 Noto Hanto earthquake were recorded by the K-NET and KiK-net strong-motion arrays, operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) in Japan. More than 700 records are available at their websites (http://www.k-net.bosai.go.jp/ and http://www.kik.bosai.go.jp/). Strong motion data were also recorded at the Japan Meteorological Agency (JMA) sites in the Noto area. Five significant records can be downloaded from the JMA website (http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/). From these datasets, 36 stations with epicentral distances less than 100 km are used for this analysis.

We use horizontal and vertical acceleration envelopes for the determination of rupture geometry. The horizontal components are calculated by the square root of sum of squares of the EW and NS components. Acceleration envelopes are obtained by taking the maximum absolute amplitude of the ground motion time history over a 1 second window.

3. Methods

τ_c method

For an earthquake early warning, it is important to estimate the size of an earthquake quickly. Wu and Kanamori (2005) developed a strategy to determine the magnitude of an earthquake from the first 3 seconds of strong motion records. Their τ_c method uses an average period during the first motion, which is computed by the following equation:

$$\tau_c = 2\pi \sqrt{\frac{\int_0^{\tau_0} u^2(t)dt}{\int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t)dt}}, \qquad (1)$$

where $u(t)$ is vertical displacement high-pass filtered at 0.075Hz, and τ_0 is 3 seconds. Wu and Kanamori (2005) show an empirical relationship between the computed period and magnitude. The relationship between the moment magnitude (Mw) and average τ_c is given by;

$$\log \tau_c = 0.221 M_w - 1.113. \quad (2)$$

For onshore events which occur in the upper crust, the JMA magnitude (Mj) and moment magnitude (Mw) have the following relationship (Takemura, 1990):

$$M_w = 0.78 M_j - 1.08. \qquad (3)$$

Substituting equation (3) into (2),

$$\log \tau_c = 0.172 M_w - 1.352. \quad (4)$$

Real-time inversion for fault size

Information about the rupture dimension is useful to recognize areas subjected to severe ground shaking. We introduce a one-dimensional source model to express the fault finiteness based on the ground motion models constructed by Cua (2005). The length of the fault is divided into subsources, which are expressed as point sources (Fig. 1). The whole fault is parameterized by θ, N1, and N2, where θ is the azimuth of the strike of the fault and N1 (N2) is the number of subsources in the positive (negative) azimuthal direction.

Yamada (2007) constructed a ground motion model using acceleration envelopes for large earthquakes (Mw>6.5). The ground motion at a station is expressed as a combination of the envelopes from each subsource, and the ground motion model can be expressed as a function of the 3 fault parameters. The optimal parameters can be estimated by minimizing the error between the observed acceleration envelopes and predicted acceleration envelopes from the ground motion model. The error function, which is a measure of the goodness of fit, is defined as follows:

$$RSS(t) = \sum_{i=1}^{ns} \sum_{j=1}^{2} \sum_{k=1}^{t} (A_{ijk} - \hat{A}_{ijk})^2, \qquad (5)$$

where *ns* is the number of stations, *t* is the time in 1 second intervals (Δt = 1) from the event onset, A_{ijk} and $\hat{A}_{ijk}$ are observed and predicted acceleration envelopes, respectively, of component (horizontal and vertical), at station *i*, at time $k\Delta t$. This nonlinear optimization problem is solved by the Neighborhood Algorithm (Sambridge, 1999a, b).

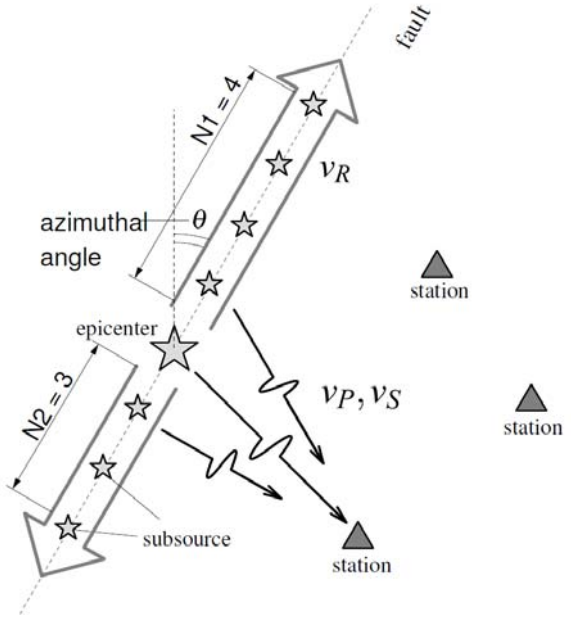


Fig. 1 Schematic diagram of the multiple source model. The fault rupture is assumed to propagate from the epicenter at a constant velocity. The fault is parameterized by θ, N1, and N2, where θ is the azimuth of the fault and N1 (N2) is the number of subsources in the positive (negative) azimuthal direction. The ground motion at a station is expressed as a combination of the envelopes from each subsource.

Classification of near-source and far-source records

To estimate the fault dimensions of an earthquake in real time, Yamada et al. (2007) developed a methodology to classify seismic records into near-source or far-source distance ranges. A near-source station is defined to be a station with fault distance less than 10 km. Assuming the station distribution is sufficiently dense, the distribution of near-source stations is helpful for determining the rupture dimensions. The discriminant function which shows the best performance is:

$$f_{disc} = 6.046 \log_{10} Za + 7.885 \log_{10} Hv - 27.091, \qquad (6)$$

$$P(ns) = \frac{1}{1 + e^{-f_{disc}}}, \qquad (7)$$

$$\text{If } \begin{cases} f_{disc} \geq 0 \text{ ; near-source,} \\ f_{disc} < 0 \text{ ; far-source,} \end{cases}$$

where *Za* and *Hv* denote the peak values of the vertical acceleration and horizontal velocity, respectively, and *P(ns)* is the probability that a station is near-source. This function classifies near-source and far-source data, and gives the probability for a station to be near-field, based on the ground motion measurements.

4. Analysis and Results

Determination of magnitude

To determine the magnitude for earthquake early warning, the τ_c method is applied to the dataset of the Noto Hanto earthquake. The scaling law between τ_c and magnitude estimates for the mainshock and aftershock of the 2007 Noto Hanto Earthquake agree with the past observations of Wu and Kanamori (2005).

The first P arrival is recorded at the station ISK006 3.1 seconds after the origin time. Without considering data transfer latency, the first magnitude estimate can be obtained 6.1 seconds after the origin time. 10 sec after the origin time, the average estimate of the first 8 stations for the mainshock is Mj 7.1. Fig. 2 shows the magnitude estimate of each station for the mainshock. Most of the estimates are close to the final magnitude 6.9, and the standard deviation is 1.1. The closest station ISK006 is of particular interest, because it overestimates the magnitude significantly. This implies the predominant period of the first 3 seconds for the record is very long for this size of the earthquake. Fig. 3 shows the high-pass filtered displacement records of the closest 5 stations. The displacement record of ISK006 has a very long period component at the beginning. This is due to the near-field term, and this long period component can contaminate the magnitude estimate. The near-field term has not previously been considered

in source parameter determinations for earthquake early warning. However, these data suggest the importance in evaluating the effects of the near-field term.

Determination of rupture dimension

We have conducted the acceleration envelope inversion and near-source versus far-source classification technique to simulate an estimate of the rupture dimension in real time. We assume that the location of the epicenter is already estimated from the other point-source method (Wu and Kanamori, 2005; Tsukada, 2004), and that the fault ruptures bilaterally from the epicenter with constant rupture velocity. The rupture velocity is assumed to be 3.0 km/s, and the magnitude of each subsource is Mw 6.2. These numbers are determined to minimize the error function in equation (5). The magnitude of the subsource roughly corresponds to the rupture area of the subsource.

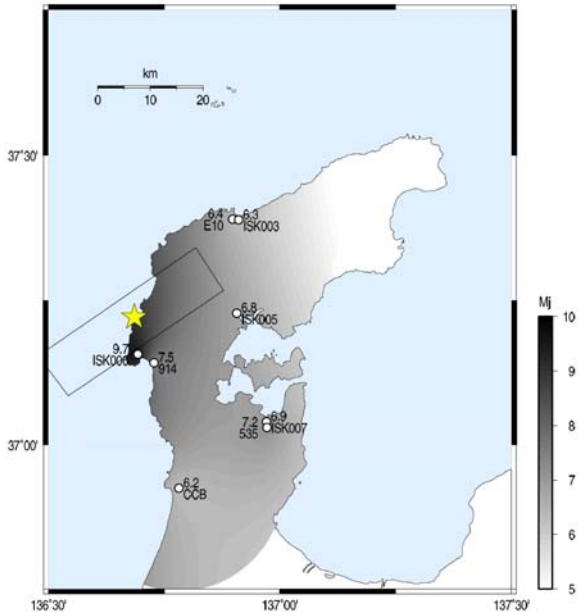


Fig. 2 Estimated single station magnitudes. The surface fault projection from Aoi and Sekiguchi (2007) is shown in solid lines. The star indicates the location of the epicenter.

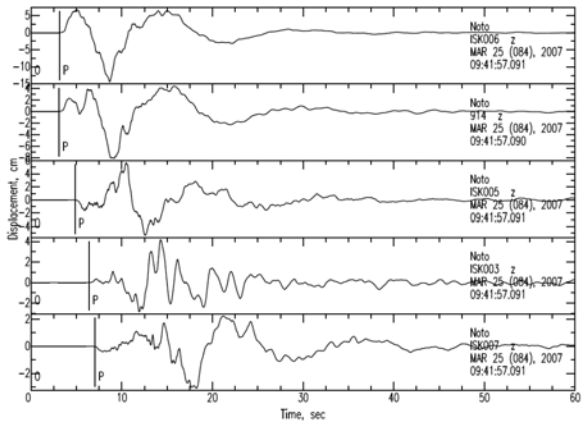


Fig. 3 Vertical component near-source displacements high-pass filtered at 0.075z. The top panel is the record for the closest station ISK006, and clearly shows the near-field term.

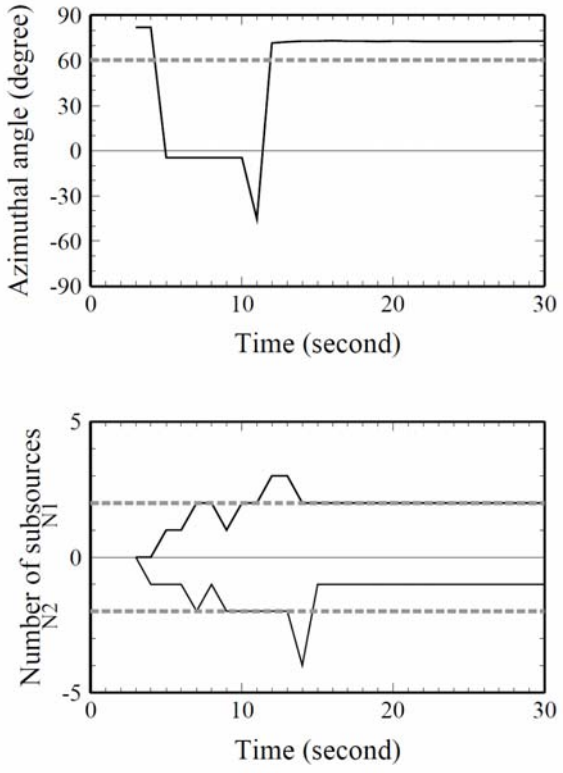


Fig. 4 Time series of the estimated parameters, θ, N1, and N2, for the source model. Time is relative to the earthquake origin time. The parameters are computed at one second intervals using only the data available at that time. The dotted lines are independent values based on the fault model proposed by Aoi and Sekiguchi (2007). Top: time series estimations for θ. Bottom: time series estimations for N1 and N2.

Fig. 4 shows the estimation results of the three parameters (azimuthal angle of the fault line (θ), number of the point sources in the positive direction (N1) and number of points in the negative direction (N2)). The three parameters are computed

at one second intervals using only the data available at that time. The estimation is updated every second as the ground motion data are observed. The results show that the determination of the rupture direction (θ) converges to the final value at 12 seconds and is very close to a detailed fault model used for a waveform inversion (Aoi and Sekiguchi, 2007). On the other hand, the values of N1 and N2 increase as the rupture propagates, and finally stabilize after 15 seconds.

Fig. 5 shows a comparison of observed and predicted acceleration envelopes for the best fit source model. The model consists of 4 subsources distributed along a line trending 72 degrees clockwise from north; there are 2 subsources in the positive azimuthal direction and 1 subsource in the negative azimuthal direction. The predicted acceleration envelopes for this model agree well with the observed envelopes. However, model envelopes at stations with soft soil condition (e.g. ISK005) underestimate the observations. Since the ground motions at soft soil sites are not explained by our simple ground motion model, it can contaminate the results of the inversion.

To classify records into near-source and far-source distances, the discriminant function in equations 6 and 7 is applied to 36 stations of the 2007 Noto Hanto earthquake strong motion dataset. We generated snapshots of the probability that a station is in the near-source region for times of 6, 10, and 15 seconds after the beginning of rupture. Peak ground motions used for this classification analysis are computed from the observed data every 5 seconds for each station and evaluated in the discriminant function. The results are shown in Fig. 6. A darker symbol at a station in Fig. 6 indicates that the station is more likely to be near-source, and a lighter mark indicates that the station is more likely to be far-source.

Six seconds after the rupture initiation, the map shows that stations with high probability of being in the near-source area are located near the epicenter. At 10 seconds, the number of darker symbols has increased, but it is still difficult to identify any directivity of the rupture propagation. At 15 seconds, the distribution of stations with high near-source probability agrees fairly well with the fault surface projection, and stations at the near-source and far-source boundary have around 50% probability. The station distribution is not dense enough to characterize the size of the fault, but the classification results are in good agreement with fault model used for the waveform inversion.

5. Discussions and Conclusions

This paper applies different types of earthquake early warning algorithms to the dataset of the 2007 Noto Hanto Earthquake.

The τ_c method gives a magnitude estimate from the first 3 seconds of the waveforms. The magnitude estimate works very well for this earthquake, except for the closest station ISK006 due to the large amplitude near-field term. The effect of the near-field term does not show up for the magnitude estimate from JMA, since they use short-period amplitudes for the magnitude determination. Since the long-period character of the near-field term can contaminate the magnitude estimate in the τ_c method, it will be necessary to develop an algorithm which is not affected by the near-field term.

To reduce the time for issuing a warning, the computation time and data transfer latency are important. Most earthquake early warning systems can provide the magnitude and location estimates a few seconds after the origin time. The JMA early warning took only 3.6 seconds for the computation, but it took 6.3 seconds to catch the first p-wave arrival. Station density reduces the time to issue a warning, so increasing the number of real-time stations is the most direct way to quicken warning information.

For the Noto Hanto earthquake, the real-time inversion of acceleration envelopes was able to characterize the rupture geometry 15 seconds after the origin time. This is faster than the simulation for the 1999 Chi-Chi earthquake (Yamada, 2007), since the larger event has longer rupture duration and our method tracks the propagation of the rupture. For this simulation, we use a constant rupture velocity and constant magnitude of the subsources. However, we found these numbers affect the fault parameter estimates. Therefore, we need to include these parameters into the inversion parameters for future work.

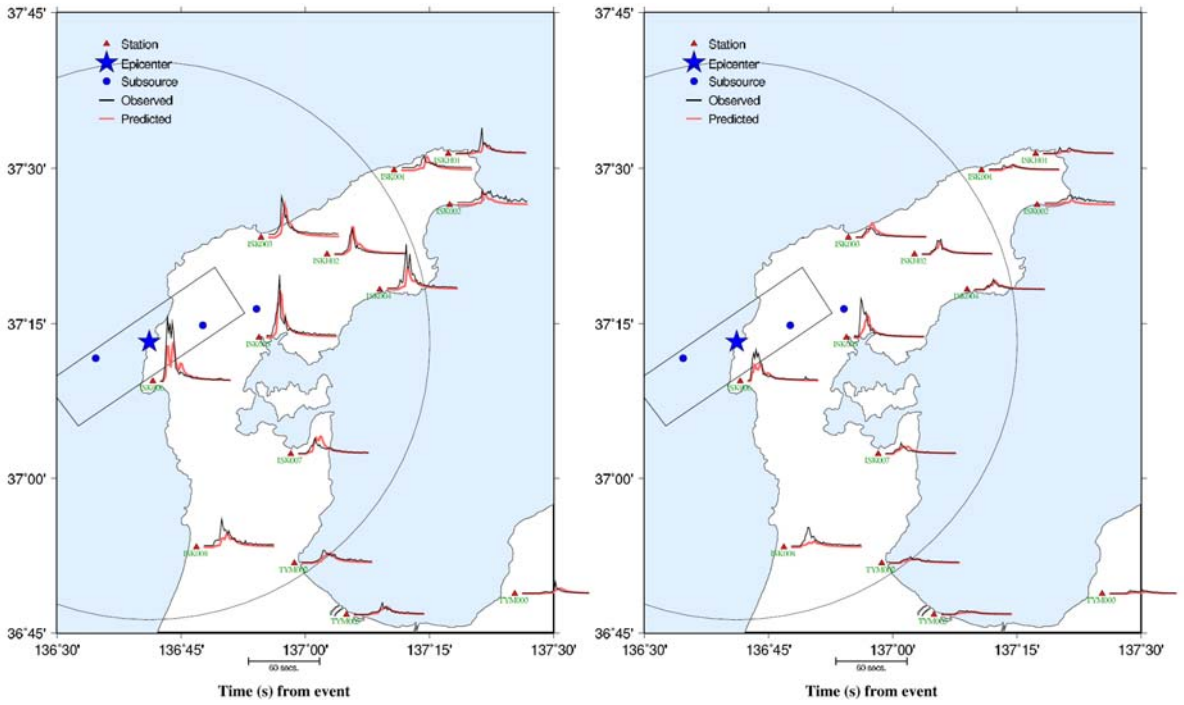


Fig. 5 Predicted and observed acceleration envelopes for the horizontal components. The gray and black lines are the predicted and observed envelopes, respectively. The locations of the subsources estimated from the simulation are shown in small circles. The area within 50 km from the epicenter is shown by large circles. The surface fault projection from Aoi and Sekiguchi (2007) is shown by the box. Only characteristic records of the stations are shown in this figure.

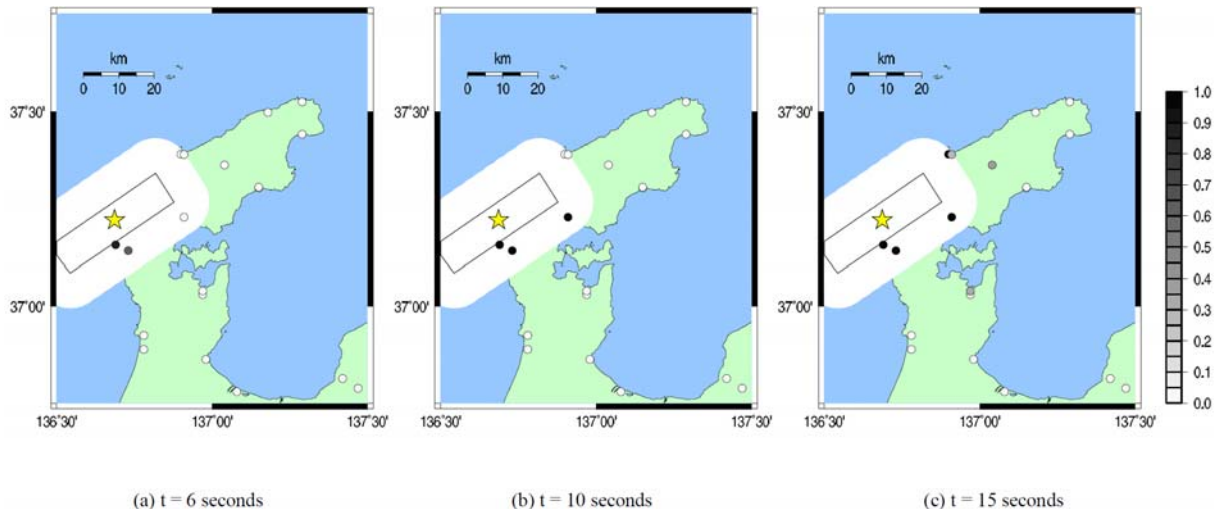


Fig. 6 Snapshots of the probabilities of near-source for the 2007 Noto Hanto earthquake. Darker symbols for a station indicate that the station is more likely to be near-source. The surface fault projection from Aoi and Sekiguchi (2007) is shown by the box. The white area around the fault projection indicates the area with distance less than 10 km from the fault projection, which is the area of near-source.

The time-dependent classification of data into near-source versus far-source distances also tracks the rupture propagation, and the near-source region extends as the rupture propagates. The classification performance for the Noto Hanto Earthquake was very high, and only one station near the boundary between the near-source and far-source regions was mis-classified.

These methodologies to characterize rupture geometry in real time were originally designed for large earthquakes with larger rupture dimension, but it is shown that they can work for earthquakes the size of the Noto Hanto event (Mw 6.7). For small earthquakes, it may not be necessary to determine the rupture dimension, since the source can be generally characterized as a point source. However, these results show that the rupture geometry characterized by these methods agrees well with the fault model from waveform inversions.

Acknowledgements

The authors thank Tomotaka Iwata and Kimiyuki Asano of Kyoto University for supporting the damage survey. We thank Hiroo Kanamori of California Institute Technology and Yih-Min Wu of National Taiwan University for helpful discussions and technical guidance. We acknowledge NIED and JMA for the use of the strong motion data. This research was supported by the Program for Improvement of Research Environment for Young Researchers from Special Coordination Funds for Promoting Science and Technology (SCF) commissioned by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT) of Japan.

References

Aoi, M. and H. Sekiguchi (2007): Source inversion from the near-source ground motions for the 2007 Noto Hanto Earthquake, http://www.kyoshin.bosai.go.jp/k-net/topics/noto070325/ 2007 (in Japanese).

Cua, G. (2005): Creating the Virtual Seismologist : Developments in ground motion characterization and seismic early warning, Ph.D. thesis, California Institute of Technology.

Japan Meteorological Agency (2007): The report of the early warning for the 2007 Noto Hanto Earthquake, http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/EEW/kaisetsu/200608/joho.html, (in Japanese).

Sambridge, M. (1999): Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space, Geophys. J. Int., 138, 479–494.

Sambridge, M. (1999): Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. Appraising the ensemble, Geophys. J. Int., 138, 727–746.

Takemura, M. (1990): Magnitude-seismic moment relations for the shallow earthquakes in and around Japan , Zisin2, 43, 257–265, (in Japanese with English abstract).

Tsukada,S., S.Odaka, K.Ashiya, K.Ohtake and D. Nozaka (2004): Analysis of the Envelope Waveform of the Initial Part of P Waves and its Application to Quickly Estimating the Epicentral Distance and Magnitude, Jisin2, 56, 351–361, (in Japanese).

Wu, Y. M. and H. Kanamori (2005): Experiment on an Onsite Early Warning Method for the Taiwan Early Warning System, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 257–265.

Yamada, M. (2007): Early Warning for Earthquakes with Large Rupture Dimension, Ph.D. thesis, California Institute of Technology.

Yamada, M., T. Heaton, and J. Beck (2007): Real-Time Estimation of Fault Rupture Extent Using Near-Source versus Far-Source Classification. Bulletin of the Seismological Society of America, No.97-6, pp.1890-1910.

2007年能登半島地震における緊急地震速報

山田 真澄*・Jim MORI

*京都大学次世代開拓研究ユニット

要 旨

本稿は，2007年能登半島地震の強震記録に，異なる緊急地震速報アルゴリズムを適用したものである。τ_c 法（Wu and Kanamori, 2005）と，大断層のためのVirtual Seismologist 法（Yamada, 2007）を用いて，能登半島地震のマグニチュードや断層領域をオフラインシュミレーションで推定した。その結果，τ_c法によって推定されたマグニチュードは正確であったが，最も震源に近い観測点ISK006では，長周期の近地項のためにマグニチュードは過大評価となった。リアルタイムでの断層領域の推定は，波形インバージョンで使用された実際の断層面とよい一致を示した。破壊方向は破壊開始時刻から12秒後に推定でき，15秒後に最終的な解に収束した。これらのリアルタイムで断層領域を推定する手法は，本来より断層面の大きい大地震に対して構築されたものであるが，能登半島地震のサイズの地震（Mw 6.7）でもよく推定できることが示された。

キーワード: 緊急地震速報，2007能登半島地震，断層の有限性，強震動

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Accuracy Evaluation of a Regional Geomagnetic Field Model around Japan – Affectivity of Sites Deployed by DPRI –

Ken'ichi YAMAZAKI*, Naoto OSHIMAN and Ryokei YOSHIMURA

* Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Synopsis

Accuracy of the regional geomagnetic field model based on geomagnetic observatories in Japan has been examined under some assumptions on the spatial distribution of the Earth's geomagnetic main field variation. The geomagnetic field model is used as a reference to distinguish small tectonomagnetic signals which are as small as 1 nT from the main field variation, so that the model should be more accurate than 1 nT. This criterion is satisfied in east Japan, whereas it is not satisfied in the vast part of west Japan. It is clarified that the model has the least accuracy at the place of the TOT site among all stations deployed by Disaster Prevention Research Institute (DPRI). This means that the TOT site has a great importance to determine more accurate reference field models.

Keywords: geomagnetism, tectonomagnetic phenomena, regional reference field model, accuracy evaluation

1. Introduction

Some parts of the geomagnetic field changes are originated from the magnetization of the Earth's crust. They changes in association with stress and temperature changes within the crust via mechanisms of the piezomagnetic and the thermo-magnetic effects. Changes in the geomagnetic field changes generated by such mechanisms are often referred as tectonomagnetic phenomena. Tectonomagnetic phenomena can give us information which is independent from geodetic or seismological data, so that magnetic records can be probes to monitor the physical properties within the Earth's crust. For this reason, geomagnetic observations are intensively carried out in some countries, including Japan.

However, the detection of tectonomagnetic phenomena is a difficult prpblem because they are generally far smaller than the variation of the main field, which is originated from the Earth's inner core or the external current system. One of the commonly used ways to extract tectonomagnetic phenomena is to take the simple difference between the data at a field station and the data observed simultaneously at a reference station (Stacey and Westcott, 1965; Rikitake, 1966). Since the main field variation is approximately uniform in a small area, the difference between two stations is expected to contain only tectonomagnetic phenomena. Nevertheless, this method fails to the precise extraction when the main field variation is not the same between two stations.

Regional geomagnetic reference field models, which are expressions of the main field as functions of location and time, are used for the extraction, recently. Once a reliable model is obtained, tectonomagnetic phenomena can be easily obtained only by subtracting the predicted values of the model from the observed data.

In order to construct precise models, it is desirable to use data from geomagnetic stations as many as possible. In Japan, there are several tens of geomagnetic stations. Although they had been installed to detect tectonomagnetic phenomena in originally, their roles have been shifted to providing basic data for the construction of regional reference field models. Disaster Prevention Research Institute (DPRI) has deployed five geomagnetic stations in Hokuriku, Chubu, Kinki, and Chugoku-district. However, four of them are not running in present because of difficulties in observation.

In the present report, we evaluate the accuracies of the regional geomagnetic field which can be constructed by the present arrays of geomagnetic observations. By using the result, we will suggest the station which is the most important to construct a precise regional field model.

2. Formulation

Any components or the total force intensities of the geomagnetic field at any location (x,y) in a region can be expressed as a infinite series expansion by using a certain set of basis functions, u_k (k=1,2,…):

$$f(x,y)=\sum_{k=1}^{\infty} a_k\, u_k(x,y) \qquad (1)$$

where a_k is the expansion coefficient. By contrast, values of a reference field models at the same region are represented by a series expansion of finite terms:

$$f^*(x,y) = \sum_{k=1}^{BK} a_k^*\, u_k(x,y) \qquad (2)$$

where variables or functions with an asterisk represent estimation of values, and K is the truncation degree.

Since (2) is truncated by a certain degree, K, and a_k* contains estimation errors, the actual field, f, and its estimation, f*, are generally not the same. The difference between them, δf, defined by

$$\delta f(x,y) \equiv f^*(x,y) - f(x,y) \qquad (3)$$

gives the evaluation of the errors of the estimation. This depends on the distribution of the sites and errors in each datum, d_m (m=1...M), where M represents the number of the observation stations. Each datum is composed by the actual field values and observation errors, e_m,

$$d_m = f(x_m,y_m) + e_m \qquad (4)$$

where (x_m,y_m) is the location of m-th station, and e_m is an observation error.

The actual value of the model error, δf, cannot be determined because it depends on a_k and e_m, both of which are unknown and cannot be determined by a finite number of data. However, we can calculate statistical quantities when we regard a_k and e_m as probability variables. Yamazaki (2008) has derived an expression to give the variance of δf based on the concept of the stochastic inversion (e.g., Gubbins, 1983):

$$\begin{aligned} &V[\delta f(x,y|x_1,y_1,\cdots,x_M,y_M)^2] \\ &= \sum_m p_k(x,y|x_1,y_1,\cdots,x_M,y_M)^2\, V[a_m] \\ &+ \sum_m q_m(x,y|x_1,y_1,\cdots,x_M,y_M)^2\, V[e_k] \end{aligned} \qquad (5)$$

where p_k and q_m are functionals of the location of all stations and the set of basis functions, V represents the expected value. The concrete forms of p_k and q_m are given in the paper by Yamazaki (2008).

3. Accuracy of the regional model

In the present study, we evaluate the accuracy of the regional field model based on the data from 15 geomagnetic stations in Japan, which have been operated by the Japan Meteorological Agency (JMA), Geographcal Survey Institute (GSI), and Earthquake Research Institute of The University of Tokyo (ERI). Six of them are geomagnetic observatories which are free from artificial noises, and other stations are continuous stations which have been deployed by GSI since 1996. The basis system of functions adopted in the present model is as follows:

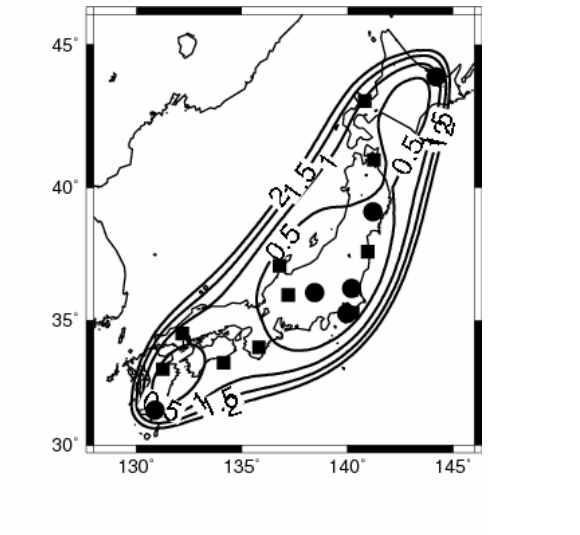


Fig. 1 Accuracy of the regional geomagnetic field model based on data from JMA, GSI, and ERI. Solid circles and squares indicate location of geomagnetic observatories and continuous field stations, respectively. Contour intervals are 0.5 nT.

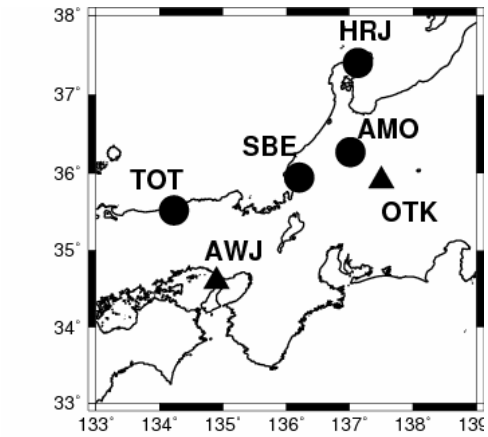


Fig. 2 Location of sites for geomagnetic field observation deployed by DPRI. Stations to provide data for the reference field model is plotted by triangles, while those to detect tectonomagnetic signals are plotted by circles.

$$u_1(x,y)=P_0(x)P_0(y)$$
$$u_2(x,y)=P_1(x)P_0(y),\ u_3(x,y)=P_0(x)P_1(y)$$
$$\cdots \qquad (6)$$

where P_k and variables x, y represent the Legendre Polynomial of order k and regularized latitude and longitude defined by:

$$x = (\text{latitude} - 37) / 10,$$
$$y = (\text{longitude} - 137) / 10, \qquad (7)$$

respectively. This set of functions is the same as that used in the modeling by Fujiwara et al. (2001), so that the estimation given by the present study can be applicable to evaluate the accuracy of the model by them.

In order to evaluate the variance of the model errors by using eq. (4), we must assume certain values of a priori variance of model parameters and observation errors. Taking the observation environment at each site into account, we assume variances of errors at observatories and at continuous stations are 1% and 5% of the observed absolute values, respectively. On the other hand, variances of model parameters are assumed to obey the following decay law:

$$V[a_1] = A$$
$$V[a_2] = V[a_3] = A\exp(-b)$$
$$V[a_4] = V[a_5] = V[a_6] = A\exp(-2b)$$
$$\cdots \qquad (8)$$

where A and b are positive constants. The constant, b, which controls the exponential decay is determined based on coefficients of the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model. A is determined in such a way that $V[a_2]$ and $V[a_3]$ are the same as the square of the spatial gradient of the secular change rates around Japan. With the above considerations, A and b are set to 20 and 0.77, respectively.

4. Discussion

In central and west Japan, DPRI have installed five sites at Tottori (TOT), Sabae (SBE), Nishi-Amou (AMO), Houryuu (HRJ), Aawaji (AWJ), and Ontake (OTK). Location of sites is shown in Fig. 1. Some of the highlight results obtained through the observation at these sites are described in the earlier reports (Doi et al., 1986; Goto et al., 1994; Sakanaka et al., 1996, 1998, 1999; Sumitomo and Yabe, 1974, 1978; Yabe et al., 2001; Yamazaki et al., 2007). Among them, sites at

AWJ and OTK are installed to detect tectonomagnetic phenomena, while the other sites are intended to be used as references for the construction of the regional geomagnetic field model.

In order to extract tectonomagnetic phenomena from the data, the site should be placed in an area where the regional geomagnetic field model has enough precision to describe the main field variation. Otherwise, we cannot distinguish whether the detected signals is actually a tectonic origins or not. As can be seen in Fig. 2, the present regional field model is more accurate that 0.5 nT at the location of OTK station, but is less accurate than 0.5 nT at AWJ. It means that tectonomagnetic signals at the OTK site can be well detected by the processing with the present regional field model, but those at the AWJ site cannot.

By contrast to those aiming at detecting tectonomagnetic signals, sites for the reference data acquisition should be placed in the region where the accuracy of the present model is insufficient. The accuracy of the model at the TOT station is worse than 0.5 nT, which is the minimum accuracy required for the model, while that at other stations, HRJ, AMO, and SBE is better than 0.5 nT. Therefore, it can be conclude that the TOT station is the most important point among these stations.

5. Summary and conclusion

We have evaluated the accuracy of the regional geomagnetic reference field model in Japan based on the data from GSI, JMA, and ERI. It is revealed that the present model has enough accuracy in east Japan, which includes the place of the OTK station installed by DPRI. Therefore, we can expect that tectonomagnetic phenomena at the OTK station can be detected by using the present reference model if the phenomena really exist. By contrast, it is also clarified that the present model is not enough accurate in most parts of west Japan. In particular, the precision is the worst in an area including the Tottori observatory of DPRI. This means that the data from the TOT geomagnetic station is the most important among those installed by DPRI.

Acknowledgements

Figures in this manuscript are drawn by using the Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998).

References

Doi, H., Nakayama, T., Kato, M., Wada, Y., Wada, H., Tanaka, T., Mikumo, T. (1986) : Continuous observations of geomagnetic total intensity at Amo (Northern Gifu Prefecture), Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **29** B-1, pp. 77 – 84 (in Japanese with English abstract).

Fujiwara, S., Nishiki, T., Shirai, H., Hamazaki, H., Golovkov, V. P. (2001) : Modeling the daily mean values of regional geomagnetic total force field changes in Japan, Earth Planets Space, 53, 69 – 73.

Goto, T., Sakanaka, S., Hori, Y., Wada, Y., Sumitomo, N., Oshiman, N. (1994) :, Anomalous changes in the geomagnetic total force associated with the occurrence of the Off Noto Peninsula Earthquake, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **37** B-1, pp. 281 – 291 (in Japanese with English abstract).

Gubbins, D. (1983) : Geomagnetic field analysis – I. Stochastic inverstion, Geophyis, J. R. astr. Soc., **73**, pp. 61 – 652, 1983.

Rikitake, T. (1966) : Elimination of non local changes from total intensity values of the geomagnetic field, Bull. Earthq. Res. Inst., **44**, pp. 1041-1070.

Sakanaka, S., Sumitomo, N., Oshiman, N. (1996) : Secular changes in the Geomagnetic total force in Hokuriku, Kinki and Chugoku districts, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **39** B-1, pp. 273 – 285 (in Japanese with English abstract).

Sakanaka, S., Sumitomo, N., Oshiman, N. (1998) : Secular changes in the Geomagnetic total force in Hokuriku, Kinki and Chugoku districts (2), Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **41** B-1, pp. 219 – 233 (in Japanese with English abstract).

Sakanaka, S., Yamazaki, K., Sumitomo, N., Oshiman, N. (1999) : Secular changes in the Geomagnetic total force in Hokuriku, Kinki and

Chugoku districts (3) – An application of the regression method to the analysis in the geomagnetic secular changes –, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **42** B-1, pp. 219 – 233 (in Japanese with English abstract).

Stacey, F. D., Westcott, P (1965) : Seismomagnetic effect – limit of observability imposed by local variations in geomagnetic disturbances, Nature, **206**, pp. 1209 – 1211.

Sumitomo, N., Yabe, S. (1974) : Secular change of the geomagnetic total intensity at Tottori, Japan., Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **17** B, pp. 83 – 89 (in Japanese with English abstract).

Sumitomo, N., Yabe, S. (1978) : Secular change of the geomagnetic total intensity at Tottori, Japan., Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **21** B-1, pp. 79 – 86 (in Japanese with English abstract).

Wessel, P., and Smith, W. H. F. (1998) : New, Improved Version of Generic Mapping Tools Released, EOS Trans., AGU, **79** (47), p. 579.

Yabe, S., Oshiman, N., Nakao, S. (2001) : On the data correction of the geomagnetic total intensity against artificial disturbances at the Tottori Observatory, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **44** B-1, pp. 191 – 198 (in Japanese with English abstract).

Yamazaki, K., Oshiman, N., Yosimura, R. (2007) : Secular changes in the geomagnetic total force in Hokuriku, Kinki and Chugoku Districts (4), Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **50**B, pp. 269 – 273 (in Japanese with English abstract).

Yamazaki, K. (2008) : Evaluation of the regional geomagnetic field models based on the concept of stochastic inversion, Earth Planet Space (in preparation).

地殻活動地磁気現象検出のための地域地磁気モデルの精度
― 北陸・近畿・中国地方における観測点の効果 ―

山崎健一*・大志万直人・吉村令慧

*東京大学地震研究所

要 旨

地球主磁場の空間分布についてのいくつかの仮定にもとづき，観測所データをもとに構成可能な日本周辺の地域地磁気モデルの決定精度を評価した。地域地磁気モデルは，地磁気変化のなかから地殻活動起源のわずかな変化を抽出するための基準として用いられるものであり，1 nT よりも高い精度が求められる。評価の結果，西日本におけるモデルの精度が不十分であることが示された。防災研究所が展開する地磁気観測点のなかでは，鳥取観測点の位置におけるモデル決定精度がもっとも低く，同観測点における地磁気観測が日本周辺の地域地磁気モデルの精度向上のために最重要であることが結論される。

キーワード:地磁気，地殻活動地磁気現象，地磁気モデル，精度評価

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

最大振幅情報を援用した微小地震発震機構決定の高精度化

片尾　浩

要　旨

微小地震の発震機構は初動の押し引きを基に決定されることが一般的であるが，地震の規模が小さく，読み取り観測点数が少ない場合には発震機構解を決定することは困難である場合が多い。PS振幅比を用いることで発震機構解の精度を上げる方法も使われるが，PS相の振幅を個別に読み取ることはルーチン的には行われていない例が多く，あらためてそれらの験測を行うことは多大の労力を要する。本研究では，マグニチュードを求めるためにルーチン的に読み取られている最大振幅の情報を援用することによって，押し引きから求められた発震機構解の精度を向上させる方法を提案し，その有効性について検討する。

キーワード：発震機構，最大振幅，微小地震，PS振幅比

1.　はじめに

微小地震の発震機構データは，地震発生域における応力分布などを知る上で重要である。現在（独）防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 F-net や高感度地震観測網 Hi-net，ならびに気象庁は，日々発生する地震のうち，中規模以上の地震については。ルーチン的に発震機構解・モーメント解を求め，ホームページ等でもその情報を公開している。また，防災科学技術研究所の AQUA システム（松村ほか，2006）は地震発生後極めて短時間でモーメント解を含む種々のパラメータを即時的かつ自動的に発信している。

ある地域の地震活動を空間的，時間的に分割して詳細な応力解析をするためには，多数の発震機構解を得る必要がある。そのためにはより小規模の地震について発震機構を求める必要が出てくる。また，特定の地震の前震や，研究上興味深い特徴を持つ地震についても，そのマグニチュード（M の大小にかかわらず発震機構を求める必要が生じる。通常，波形インバージョンによるモーメント解法は　M3 程度より小さな地震に対し用いることは困難で，微小地震に対しては初動の押し引きから発震機構を求める方法が用いられる（例えば，Maeda，1992）。しかしながら，初動の押し引きのみから発震機構を求める場合，決定に十分な数の観測点における読み取り値が必要となり，必然的にある程度） M の大きなもので多数の読み取りが可能であることが条件となる。多くの場合，15 点以上の押し引きデータが無ければ解を一意的に決定することは難しい。これは地震の規模だけでなく，観測網の観測点配置や　密度とも密接に関わる問題である。例えば現在全国的に展開されている国の高感度基盤観測網の場合，概ね M1.5 程度が解の求まる下限と考えられ，地域・時期によっては十分な解析ができない場合が少なくない。

本来節面付近ではPの振幅は小さくなるが，節面付近にデータが無ければ節面の特定が難しいというのが，押し引きによる決定の本質的なジレンマであった。それを補うために、初動の押し引きに加え PS振幅比を援用する発震機構決定法がいくつか提案されている（例えばHardebeck and Shearer，2003）。P波とS波の放射パターンが異なることを利用して，両相の振幅比から各々の波線発射方向が節面に対して相対的にどのような位置にあるのかを推定できるとするもので，これらの方法を利用した研究例も多い。

しかしながら，定常的な観測網においては，P，S 相の振幅を個別に読み取ることがルーチン的には行われていない場合が多い。京都大学防災研究所地震予知研究センターの微小地震観測網 SATARN（大見ほか，1999）においても，P相・S相の走時の読み取りは行っているが，各相個別に振幅を計測することは行われていない。既存の振幅読み取りデータが存 在しない場合，あらためて過去の地震の PS振幅比の験測を行うには多大の労力を要する。波形データのデジタル化と計算機の高速大容量化が進んだ今日においても，多数の地震ついてあらためて波形データか

ら振幅を読み直す作業は容易ではないといえる。

2. winシステムと最大振幅情報

本研究では、押し引きデータに加えて最大振幅情報を援用し，発震機構解の精度を向上させる方法を考えてみる。現在大学等の研究機関における地震観測では win システム（卜部・東田， 1992）が広く利用されている。防災研究所地震予知研究センターの SATARN も，win システムを基にした微小地震観測システムのひとつである。 win システムでは，ある地震の験測結果は pick ファイルというひとつのファイルにまとめられる。これには、各観測点における P，S 相の到達時刻とともに、渡辺の式による M 決定（渡辺，1971）のため，上下動成分の最大振幅がその時刻とともに記載されている （Fig. 1）。渡辺の式では，上下動速度波形の最大振幅を基にマグニチュードを計算するが，それが P 相であるか S 相であるかは問わないことになっている。しかし，最大振幅の時刻は記載されているので，それを P，S 相の到達時刻と比較することで， P，S 相のどちらが最大振幅となったかが判別できる場合がある。つまり上下動記録上で P，S どちらが大きかったかを知ることができる。これらの情報を押し引きデータに加えて

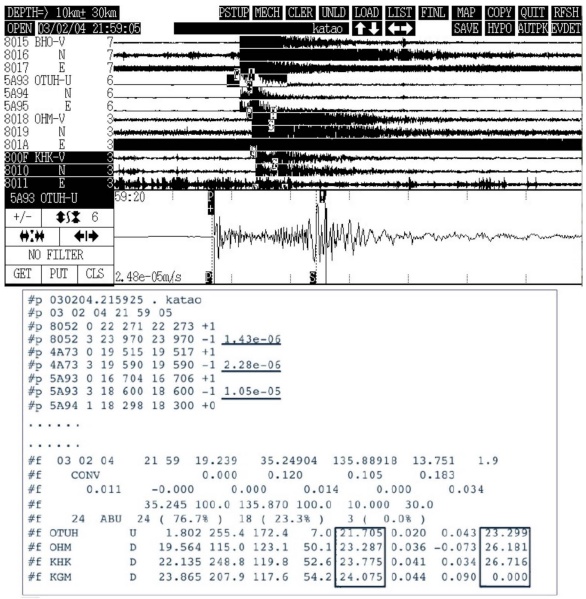


Fig. 1 (Above) Screen shot of the program “win”. (Below) the “pick file” including the information about the maximum amplitude and P/S arrival times.

やることで，M が小さいため発震機構解を限定し難い地震についても，その決定精度を向上させ得る可能性がある。

Pickファイルそのものは，数十キロバイトのテキ

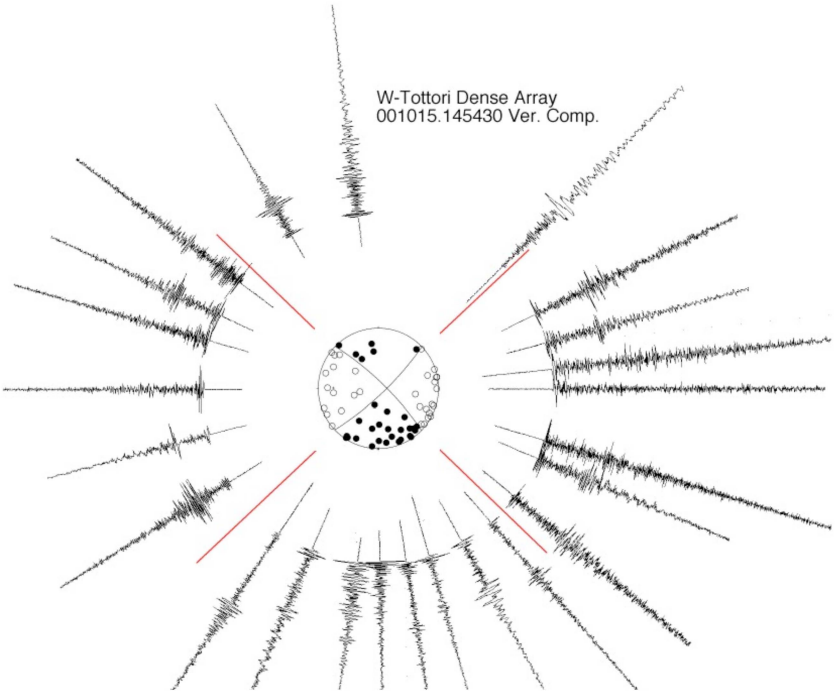


Fig. 2 Focal mechanism and seismogram of vertical component at each stations.

ストファイルに過ぎないので，多数の地震について扱うことは，波形データの操作に比べはるかに容易である。

3. 観測例とデータに関する諸問題

Fig. 2は，ある地震の初動押し引きによる発震機構解を中央に置き，周囲に各観測点で得られた上下動成分の波形を配したものである。 この地震は2000年鳥取県西部地震の余震で，大学合同稠密余震観測（Shibutani et al., 2005）により多数の臨時観測点が展開され，東西圧縮の横ずれ型の発震機構であることが精度よく求まっている。各観測点の波形を観察すると，単純に上下動記録のみを見た場合でも，節面付近では初動のP波が小さくS波が大きいことや，節面から離れるに従って Pの振幅が増大しSの振幅が減少するという放射パターンの特徴がよく現れていることが分かる。

Fig. 3の左側は，同じく鳥取県西部地震の２つの余震について，初動押し引き 分布を示したものである。黒丸が押しで，白丸が引きであり Maeda(1992)の方法で求めた発震機構解の節面が示されている。多数の観測点があるため精度がよく，押し引き分布を満足する解はいずれもただひとつだけ決まっている。各々に対応する右側の図は，上下動成分におけるP相，S相のうち，Pの方が大きい観測点を黒丸で，

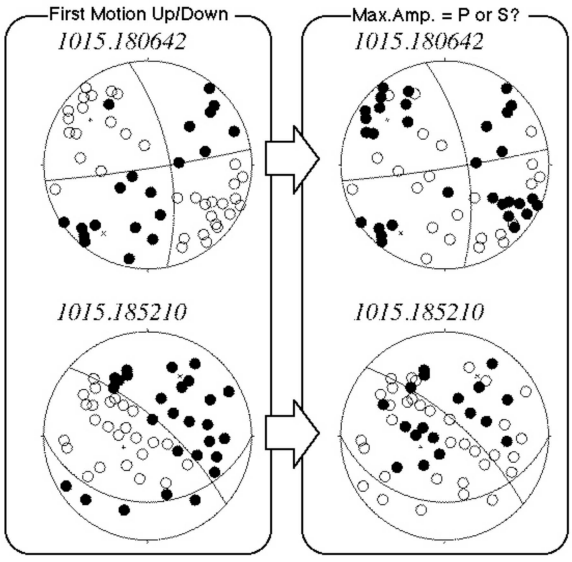


Fig. 3 (Left) Focal mechanisms determined by up/down of P phases. (Right) Solid circles show that maximum phase on vertical component is P ; Open circles show that maximum phase on vertical component is S.

Sの方が大きい観測点を白丸で表したものである。やはり，節線付近ではPよりSの方が大きいなど理論的な放射パターンに近い結果が得られていることがわかる。これらにより，上下動最大振幅がP相であるかS相であるかという情報が，発震機構解の決定に有用であることが確認できる。

既存の地震波形に立ち戻 ってPS振幅比を読み直すことができるのであれば，本来の振幅比を利用した解法を採ればよい。本研究では、波形データに立ち戻って作業することなく， pickファイルに記載されているデータのみを使って，簡便に発震機構決定の高精度化をめざす。もちろん，元となるデータ（観測システム）はwinシステムに準拠したものであることが前提となる。

一般に，人の手により手動験測が既に行われている場合は震源決定の精度も高く，発震機構決定の上でも有利である。しかし，手動験測では意図的な操作が行われている場合が有り注意が必要である。例えば，経年的なマグニチュードシフトを避けるために特定の観測点でしか最大振幅を読み取らないことにしているとか，不必要なS相の験測が省略されるといったケースである。このような場合には，最大振幅について十分な情報が得られず， PS相の比較が困難な場合もあり得る。ただし，震源が確定していれば，理論的なS走時はpickファイルの情報だけからも計算可能ではある。理論走時を基に，波形ファイルから自動的にPS振幅比を読み取ることも可能であるが，それは波形データを扱わない簡便な「裏ワザ」としての本研究の方向性から外れるものと言え よう。

上のような事情を考えると，むしろ計算機による自動処理結果に適用するのがよいのかもしれない。Winシステムの自動処理では，読み取り可能な観測点すべてで，P，S，最大振幅が読みとられるからである。初動の押し引きについては，ノイズがある時など自動処置結果をそのまま信頼できないケースもあるが，震央距離の短い確実なものだけを用いることとすれば，将来的にはこの方法を実際の定常・臨時地震観測データに応用できる可能性がある。

また，pickファイルに記載されている最大振幅は PまたはS相以外である場合もある。反射波，表面波など何らかの後続波が最大振幅となることも稀にあるし，電気的あるいは人工的な地動ノイズが読み取られることもある。余震観測等では連続して起きた他の地震の振幅を読み取ってしまうこともある。これらは，逐一波形を見ながら験測を行わず， pickファイルの処理だけを行う場合には注意が必要である。 PもしくはSの理論走時から大きく外れるものは除外するといった工夫が必要である。また，過去のデータにはシステムのダイナミックレンジが狭いため飽

和した波形で最大振幅が読み取られている場合も考えられる。

振幅を厳密に扱う場合，観測点直下の浅い速度構造や地震波の入射角など考慮すべき要因は多い。また，観測点固有の補正値を持たせて精度を上げるといった操作もよく用いられるが，本研究ではその簡便さに存在意義を求めているので，これらも考慮しない。

4. 発震機構試算例と考察

本研究の方法の有用性を実証するため，以下のような実験を行った（Fig. 4）。まずいくつかのM2.0以上の地震（近年の基盤観測網では 20点以上の押し引きデータが得られる）で押し引き分布により確実に発震機構が求められている地震を選び出す（Fig. 4左上)。ここではpickファイルから直接,押し引き，発射方位，発射角などを読み込んで， Maeda(1992)の方法に従って発震機構を決定する方法をとった。それらの読み取り値（pickファイル）から，震央距離の遠い観測点から順にデータを削除しながら，押し引きによる発震機構決定を繰り返していく。観測点が10点余りになると解が不安定となり，特定の発震機構に限定できなくなる。これは発震機構を押し引きだけからは決められない Mの小さい地震をシミュレートしたものになる。 （「正しい答」は最初に決めた発震機構である。）押し引き分布を満足する節線の組は多数引けるようになる。 Fig. 4では右上の図のように多数の節線が引かれ「毛糸玉」の様に表されている。 そこで，残った観測点の最大振幅情報とP，Sの到達時刻を比較し，最大振幅はどちらの相かを判断する。多数候補として残っている解の各々について理論的に PSどちらが最大振幅となるべきかを計算してやり，もっとも適合率のよいものを採用することで，発震機構解をしぼり込むことができる（Fig. 4右下）。結果的に，少ない観測点数しかない条件下でも，最大振幅情報を援用することで，押し引きだけから求められた多数の解の候補から，「正解」に近い解を選び出すことに成功した。

Fig. 5は，実際のＭ１程度の地震に対して本研究の方法を適用した例である。上の地震では，押し引きだけからは，限定できなかった多数の解の候補から２つにしぼることに成功している。 とくに，横ずれ型や逆断層型など多くの解の中から，横ずれ型のも

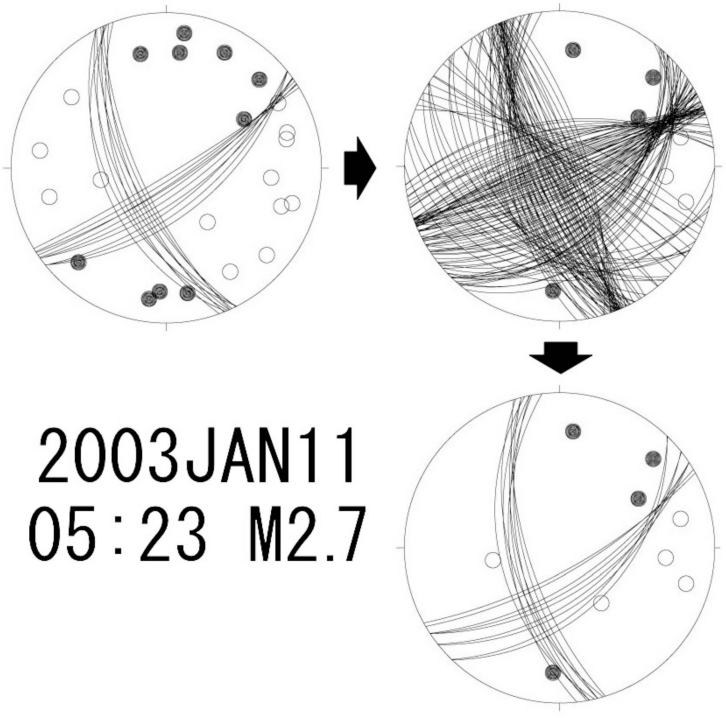


Fig. 4 (Left) Focal mechanisms determined by up/down of P phases only. (Right Above) Focal mechanisms determined by up/down of P phases. Only based on smaller number of stations. (Right Below) Best solutions are selected using the maximum amplitude information.

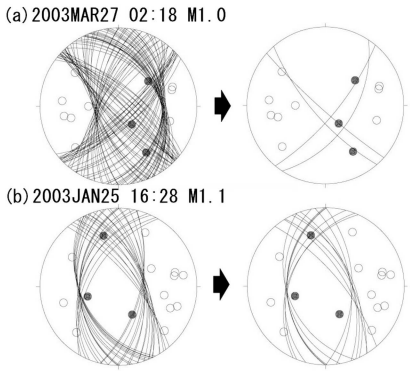


Fig. 5 Example for small earthquakes. (Left) Focal mechanisms determined by up/down of P phases only. (Right) Focal mechanisms determined by up/down of P phases and the maximum amplitude information.

のを選出できたことが評価できる。一方 Fig. 5下の地震では，押し引きで得られたバラつきのある解の範囲をしぼりこむことはできていない。

振幅を直接計測する方法では振幅比が実数データであるのに対し，本研究で扱っている最大振幅情報はPかSかの２値情報にしかなり得ないのは大きな弱点である。すなわち「PとSがほぼ同じ振幅」といった有用な情報も表現できないし，本来同程度の振幅をPSどちらかに決めてしまうことによる支障も生じる可能性がある。

押し引きのみによる方法同様，決定精度に対して観測点配置が大きく影響することが考えられる。また，震源決定や波線の発射角の計算に用いる速度構造モデルが，現実のものと相違している場合，解の精度が低下する（とくに逆断層解の場合影響が大きい）といったことは，押し引きによる決定と共通している弱点である。

今後さらに多くのデータセットに本研究の方法を適用し，アルゴリズムの改良，問題点の洗い出し等を行っていく。

５． まとめ

winシステムにおいて，pickファイルの記載内容から，上下動成分において最大振幅となったのはP相であるかS相であるかを知ることができる。微小地震の発震機構決定において，従来の初動の押し引きに加えて，最大振幅情報を援用することで，解が不安定な極微小地震でも安定した解を得る可能性を示した。

この方法で実際の地震データ を与えて発震機構決定を試みたころ，基盤観 測網におけるM1.0程度の地震においても発震機構決定精度が改善される例が多くあった。将来，この方法を既存の読み取りデータに適用し，多くの発震機構データを得られる可能性がある。

参考文献

卜部 卓・束田信也（1992）：win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム（強化版），地震学会講演予稿集，No.1, C22-P18.

大見士朗・渡辺邦彦・平野憲雄・中川 渥・竹内文朗・片尾 浩・竹内晴子・浅田照行・小泉 誠・伊藤 潔・和田博夫・澁谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐 直・近藤和男・渡辺 晃（1999）：微小地震観測網SATARNシステムの現状と概要，京都大学防災研究所年報，42，B-1，45-60.

松村稔・伊藤嘉宏・木村尚紀・小原一成・関口渉次・堀貞喜・笠原敬二（2006）：高精度即時震源パラメータ解析システム（AQUA）の開発，地震，2，59，167-184.

渡辺 晃（1971）：近地地震のマグニチュード，地震，2，24，189-200.

Hardebeck, J. L. and P. M. Shearer (2003): Using S/P amplitude ratio to constrain the focal mechanisms of small earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 2434-2444.

Maeda, N.(1992): A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 2410-2429.

Shibutani, T., H. Katao and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2005): High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations, Earth Planets Space, 57, 825-838,.

Determination of the Focal Mechanisms Using Maximum Amplitude for Microearthquakes

Hiroshi KATAO

Synopsis

In many case, the focal mechanisms of microearthquakes are derived from observed P-wave first motion polarities. However the P/S amplitude ratio is useful to improve the precision of the mechanism determination, the measurements of the P and S amplitude are not performed in routine work. We introduce a new method to determine the focal mechanisms using the information about the maximum amplitude, which is observed routinely to determine the magnitude.

Keywords: focal mechanism, maximum amplitude, microearthquake, P/S amplitude ratio

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

徳島県の中央構造線は大地震を伴って動いて来たか（２）
―父尾断層や鳴門断層は慶長伏見地震の際に活動したか―

許斐直

要　旨

地震調査委員会は中央構造線（MTL）についてのいわゆる「活断層評価」で四国全域の断層が三つの部分に分れて16世紀のほぼ同時期に活動したと認定した。濃尾地震の地震動分布から推定すると，阿波で起った大地震はこの地域の社会を根底から揺るがすと同時に畿内においても程度の差こそあれ被害を生じさせる様な地震となるはずである。現在の史料地震学の到達点からその存在が知られていないのは大変不思議である。そこで筆者はMTLでの「地変」が初めて歴史地震との関連で考えられた岡田による上喜来トレンチの解釈と石橋による「鳴門隆起説」を詳しく検討した。その結果いずれの場合もMTLの活動，前者では父尾断層，後者では鳴門断層の活動を認定する事は出来なかった。

キーワード: 内陸巨大地震，阿波勝瑞，扇頂部，ノイズ史料

1.　はじめに

1891 年（明治 24）年 10 月 28 日に発生した濃尾地震は，日本の内陸地震としては最大規模（M=8.0）であり，甚大な被害を中部日本の南西部を中心に引き起した。文明開化直後の日本を襲ったので，当時最新の技術で作られた鉄道や紡績工場などの施設に大被害を与えた。この時出現した地震断層は総延長約 80 ㎞に達し，左横ずれ量は最大で 8m 程度，上下変位量も最大 6m にも及んだが，これらの値は日本列島で起った地震断層の最大値であるばかりでなく，世界的にも上位に位置付けられる（村松ら，2002 のまえがき）。

宇佐美（2003）によればこの地震によって震源からおよそ 130 ㎞から 170 ㎞の距離にある摂津，和泉，河内の現大阪府下にて死者 24 人，負傷者 94 人，家屋全壊 1011 棟，同半壊 708 棟の被害が発生しており，震度分布ではⅤの範囲となっている。又有感の範囲は南西側に九州全域を含む 750km，北東側に宮城県・山形県を含む 550ｋｍの広い範囲である。(Fig.1)

筆者は地震調査委員会が中央構造線のいわゆる「活断層評価」で四国地域の三区間の断層 250Km が 16 世紀のほぼ同時期に活動したと推定した際に，それに係わるいくつかの問題を指摘した。（許斐ら，2004）中でもそれらの断層活動，すなわち内陸での特大規模の地震の発生，それも 1500 年代の短い期間に三個の地震が発生したと言うのであるからこれまで資料地震学が積み上げて来た認識は大きく揺らぐことになる。

本稿では最近相次いで出版された徳島県の歴史書などに依りながら中世末の阿波と畿内の結び付きに触れる。その後に中央構造線の活動が初めて歴史地震との関わりで議論された岡田による上喜来トレンチの解釈とそれから導き出された結論の問題点を述べる。それから慶長伏見地震と中世末の徳島県の「中央構造線の活動による地震」との問題を分かり難くしている石橋による「鳴門隆起説」を考えて見る。

2.　都と守護町勝瑞

古代律領国家では南海道に属する行政単位として阿波国が設定され，現在の徳島市国府町に国府が置かれた。寺社の造営などの国家的事業のため大規模な開墾による荘園の形成や在地勢力の中央社会への関わりを求めての荘園の造営・寄進など支配体制の変革を準備する過程が進行する。

中世に至って鎌倉幕府・室町幕府の守護のもとに地方支配の体制が作られる。細川氏は足利尊氏の四国計略のため秋月（阿波市）に入り，吉野川水運の

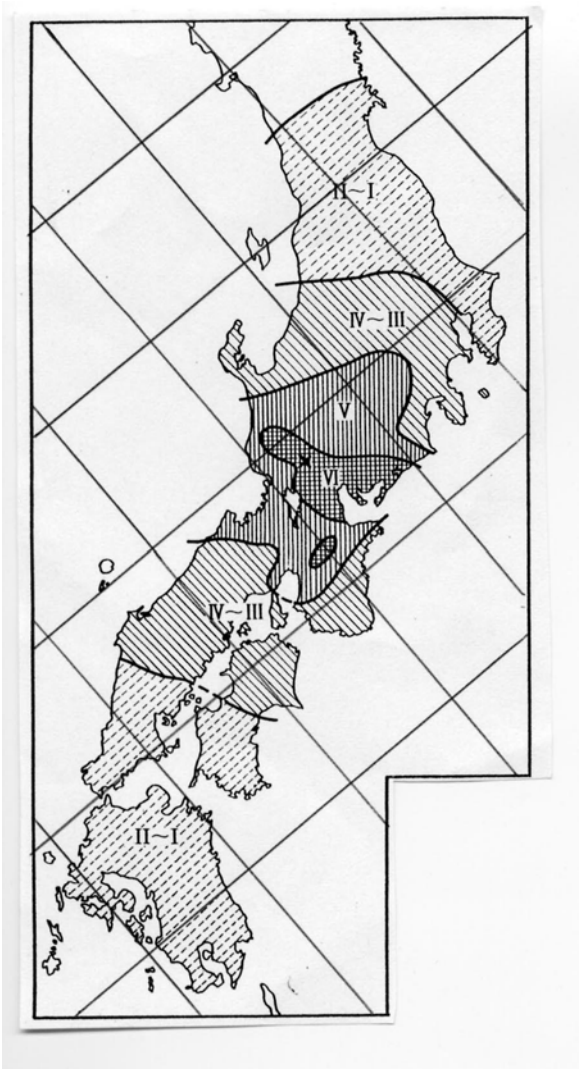


Fig.1 Seismic intensity map of the Nobi earthquake by JMA after Usami(2003). Latitudinal and longitudinal lines are written in every 2 degrees.

利を求めて勝瑞に移るまでここを守護所として中・四国支配の拠点とした。勝瑞への移転の時期は 15 世紀前半と考えられているが，細川氏が室町幕府の重臣として京への交通の便を重視したとも指摘されている。(石躍ほか，2007)

現在藍住町では守護町勝瑞（しょうずい）の発掘が進められており，中世末の地方都市の実態が明らかにされるとともに，細川氏とその被官であり後に阿波の実権を握っていく三好氏の畿内での活動が物の裏付けをもって語られる様になることが期待される。

当面我々に関心のある歴史は明応の東海道の地震（1498）から慶長の東海・南海・西海諸道の地震（1605）の期間である。ここでは一つの試みとして「後法興院記」と言う公家の日記が世の中のことや自然現象である地震をどの様に記録したかを見ることにする。

武者金吉によって編纂された地震資料（文部省震災豫防評議会, 1941）にその日記から文正元年(1466)～永正元年（1504）の 38 年間の地震の記述が取られている。(Table 1) その中には宇佐美（2003）の被害地震のカタログ中 66, 67, 68 番の地震が含まれる。一方阿波細川氏の事蹟を詳しく述べた若松（2000）による「中世阿波細川氏考」には 9 代成之の項に同日記からの記述に裏付けられた世の中の動きが述べられている。

さらにもう少し詳しく当時の人脈や情報の流れ，場所と時間の関係を窺い知る事が出来る一つの事例について述べよう。日記の作者の近衛政家は修験道の本山であった聖護院の院主准三后道興の実弟である。文明 14 年（1482）3 月 20 日には道興の岩倉の別荘で前将軍義政主催の連歌会が催され，宗祇などと共に細川成之も出席している。

「後法興院記」の明応 2 年（1493）12 月 3 日の条に，来訪した細河伊豆守政誠から 8 月 13 日西国・四国歴遊の旅に出た道興のその後の消息が知らされた事が述べられている。道興は備前児島に赴き，検校職を兼務していた熊野三山の社領争いの解決に手間取り，11 月 19 日になって児島から讃岐引田に渡り成之の出迎えを受け，勝瑞の細川の館に入って越年の予定であると言う。そして 12 月 15 日の条には道興自身からの 11 月 28 日付阿州からの書状が届き，勝瑞にて越年するべく伝えて来ている。そしてその後も引き続きそこで所領争いの解決に当り，6 月 18 日に兵庫を経て帰洛した。(「中世阿波細川氏考」細川成之の項，九信仰，14 聖護院准三后道興)

この頃成之は京都の館から移って勝瑞の館で暮らすようになっているが，文明 17（1485）に東条氏や飯尾氏ら国人が謀叛を起した際，嫡男政之とともに家臣三好氏などを率いて急遽阿波に下向し鎮圧につとめた後そのまま残ったと見られている。(同上，七子息の成長と隠居（－）嫡男政之，3 阿波国内騒乱；石躍ほか（2007))

このように見て来ると冷静な眼で日々が記録された「後法興院記」の時期には，阿波の社会を揺るがし京都でも非常に強い振動や余震を感じさせる様な四国東部中央構造線の活動に起因する大地震があったとは考え難い。

ちなみに平成 9 年に行われた徳島県防災アセスメントでは想定地震 2 として井口～鳴門断層 54km と鮎喰川断層 42km が連動して動いた場合を上げ，予想される地盤の液状化の判定結果では藍住町の勝瑞の地域は高い危険度を示すとしている。(徳島県地震防災アセスメント調査委員会（1997）図 4－4(a))

以上述べて来た事から「活断層評価」によって想起されている地震は日本の歴史の中で位置付けられ

Table 1 Earthquake descriptions (1466-1504) in the diary by the court noble in the middle ages, picked in the historical earthquake catalogue of Japan.

大日本地震資料（後法興院記からの地震の記述）（１４６６～１５０４）

文正元年(1466)：４月６日（5.29)酉刻終有大地震、可恐（京都及び奈良強く震う）（宇佐美、増補改訂、０６６)、４月 25 日、９月 22 日、11 月 20 日、12 月 29 日、12 月 30 日
応仁元年(1467)：２月 27 日、６月２日、９月 20 日、９月 22 日、11 月８日、12 月 26 日
応仁２年：１月 20 日、５月５日、６月 21 日、10 月 18 日
文明１１年(1479)：４月３日
文明１３年：２月３日、７月 17 日
文明１４年：閏７月 16 日
文明１８年：４月 25 日
延徳元年(1489)：７月 21 日、８月７日(9.11)午刻大地震、両度。（京都地震強し）
延徳３年：２月２日、８月 13 日
明応２年(1493)：３月９日、10 月 23 日、10 月 30 日、11 月２日、11 月３日、11 月 15 日、12 月４日
明応３年：４月７日、４月 10 日、５月７日(6.19)午刻（大和国地大いに震い）（宇佐美、０６７）13 日まで５回
明応４年：1 月 7 日、1 月 13 日、5 月 29 日
明応５年：閏 2 月 10 日
明応６年：10 月 18 日
明応７年：6 月 11 日、7 月 25 日、8 月 25 日(9.20)　辰時大地震　東海道全般（宇佐美、０６８)、26 日、27 日、28 日、9 月 1 日、3 日、5 日、7 日、11 日、13 日、16 日、25 日、27 日、10 月 2 日、3 日、15 日、18 日、閏 10 月 18 日、11 月 4 日、29 日
明応８年：1 月 4 日、1 月 5 日、2 月 26 日、2 月 28 日、4 月 15 日、7 月 10 日、7 月 16 日、8 月 6 日、9 月 22 日、12 月 2 日、12 月 5 日
明応９年：1 月 12 日、2 月 27 日、4 月 23 日、6 月 25 日、9 月 1 日
文亀元年(1501)：11 月６日戊刻地震
永正元年(1504)：８月６日

て初めて実在性を持ったと言えるのである。

3.　岡田による上喜来トレンチの解釈（再論）

中央構造線でトレンチの調査に基づいて歴史地震が最初に議論されたのは岡田による父尾断層に於ける上喜来トレンチであろう。筆者は徳島の中央構造線が大地震を引き起こしたと言う結論を知った時大変衝撃を受けたが，それが秀吉の伏見城に大被害を与えた慶長の伏見地震の起震断層であろうと言う考えを知るに至って大いに疑問を感じ，それまでに市場町上喜来で地質学者，地形学者によって論争されて来た問題も含めて岡田の考えを検討した。（許斐，1996）その後も若干の指摘（許斐ほか，2004）を行ったが十分では無かったのでここに改めて議論をしたい。

岡田・堤（1997）に筆者の指摘と疑問に答える形で非常に詳しい報告がされているのでこれを中心に検討を進める。

3.1　条里制

まず「1931（大正６）年測図の縮尺 2.5 万分の１地形図によれば，阿波町・市場町付近の道路や土地区画は碁盤目状に配列している」と述べられているが，大正九年大日本帝国陸地測量部発行の 2 万 5 千分の１地形図「市場」にはその様なことは全く認められない。又「吉野川下流部の板野町や土成町南部域では条里が復元されている。（服部，1966）この付近では未報告であるが，規則正しい道路配置や区割は条里制遺構に起因している可能性がある。」としているが，その論文の口絵１の写真２の空中写真を見れば明らかな通り‘規則正しい道路配置や区割’など存在しない。

又服部（1966）は「阿波郡では，阿波町の東林・西林地区と御所町郡・市場町八幡の 2 地区に土地割を認める事が出来た。その間の日開谷川を始めとす

る諸河川の埋積した複合扇状地は非条里地域である。」とし阿波町林地区の条里の復元図を示し，拝師郷に比定出来るとしている。そしてこれは昭和 46 年発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「脇町」でも十分に確認できる。

3.2　トレンチ付近の状況

では次にトレンチ A を考えてみよう。岡田らの図 4 の展開図からその規模が分かり，W8-9 および E6-7 にある約 60cm の段差で南北 2 枚の田畑（と敢えて書く，後述。）に跨って掘られており上端の幅が東西に約 6m，南北に 15m そして深さは北側で 2.7m 程度である。ここではこのトレンチに先立って徳島県埋蔵文化財センター(1994)による考古学的発掘が行われたがトレンチはその第 19 及び第 22 調査区で行われた（Fig.2 及び Fig.3，いずれも埋蔵文化財センターの図に加筆）。

発掘の基本層序の説明によれば「扇状地上の第 15 調査区では表土下 50cm 程で礫層を検出した。これより下層は 150cm 以上にわたり，砂層，礫層の互層となっており，旧河道に相当するものと考えられる。第 15～21 調査区ではいずれも似通った堆積状況を示し，明確な遺構面は確認できなかった。」として代表的層序として第 15 調査区のものが示されている（Fig.4）。

それによれば層 1 ～ 4 が水田形成に係わる耕作土，床土，盛土とされ層 5 以下がトレンチの対象とした地層に相当するものである。道路公団が調査した縮尺千分の 1 の地図によれば第 22 調査区の標高は 60.0m，第 15 調査区のそれは 59.8m でほぼ同じレベルにあり，間に町道岡・開ノ口線が通っている。また第 19 調査区の標高は 60.6m である。

トレンチのスケッチを見ると盛土がされ段差となっている所より南側の人工改変部は非常に薄く水田が作られていた様には思えない。柱状図の層 5 と 7 は径 20～400 ㎜の礫層，間の層 6 は褐色の砂まじり土とされているので，トレンチ壁面のⅡ，Ⅲ，Ⅳ層が道路を隔てた南側まで多少の凹凸を持ち緩やかに傾斜して続いているものと推定される。又田面が異なるので断定は出来ないが V 字形の落ち込み構造とされる部分の上部のシルト層は第 15 調査区の層 3 あるいは 4 と同じ所から取られた盛土の一部と考えられる。

3.3　イベントの時期

さて議論すべき点はさまざまあるが，まず「断層運動」の時代を推定する根拠となっている砂礫層に落ち込んだシルト層とその中で発見された鋳型片 D-1 について述べる。考古学の発掘によって岡田らの図 2 の B 面の東端の段丘上において鋳造関連の遺物・遺構が確認されている。（第 13・14 調査区）そしてそれらの分析の結論として「段丘上には 14～16 世紀を主体とする集落跡が検出されている。段丘下の扇状地上では遺構の検出が希薄であり，地形の状況からすると集落の範囲は段丘上を南に向い広がるものと推定できる。鋳造工房はこの段丘上の集落の東端に，15 世紀後半頃に設置されたものと考えられる。」としているので鋳型片 D-1 の起源は明らかである。そしてそれを含むシルト層の落ち込みはそれ以降の時代の現象と言うことになる。

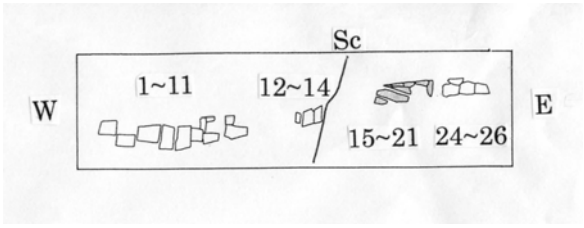


Fig.2 Arrangement of the divisions of archeological investigations before the trench research. Sc means scarp, which divides the area into the terrace in the west and the flood plain in the east. Figure is modified from the archeological report.

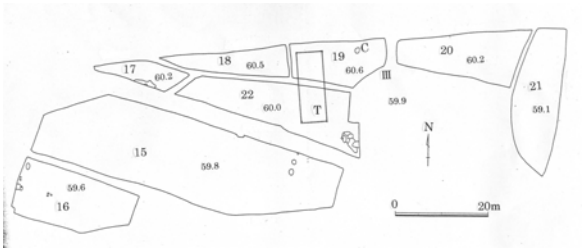


Fig.3 Division numbers of the archeological excavation on the flood plain written the height above the sea level. T shows the division of the trench, Ⅲ indicates right lateral offset and C means circle in the photographs No.4 and No.5 after Okada and Tsutsumi (1997). Figure is modified from the archeological report.

上に書いた第 15 区の様に扇頂部の砂礫層の上に水田を耕作するには客土をしてしっかりと底固めをした上で耕作土を入れないと水抜けを起してしまう。トレンチで問題となっているシルト層は東側法面で数十 cm の深さで砂礫層に落ち込んでいるが，西側法面では見えていないので部分的な亀裂に入ったものであろう。そしてそれは盛土の一部と推定される。又その起源については段丘上の第 13 調査区などの中世遺構面を含む褐色 10YR4/4 とされる砂質土と考えれば，鋳型の破片が含まれていた事も納得がいく。

許斐（1996）には天保年間に開かれた岩瀧養水（用

水）の事を書いたが，トレンチの行われた地での水田耕作がそれより古い時代から行われていたとはやはり考え難い。

3.4　トレンチ法面

岡田は主に東側法面のスケッチに基づいて主断層 EF1 における地層の切断を議論している。一方埋蔵文化財センターによる考古学的発掘の基底面の写真から図 8 のスケッチを作って右横ずれ（6m弱）を議論している。これは川が蛇行し静かな堆積が行われるような平野部では成り立ち得る議論かも知れないが，今の場合日開谷川が断層で切られた山地から平野側に出る扇状地の扇頂に当る部分であるから砂礫が層をなしていると言っても上面も下面もかなり凹凸を持っている。岡田らはそれを西側法面で主に議論しているように WF2 なる断層の結果と見ている。主断層 F1 あるいは副断層 F2 でも扁平礫の断層に沿っての再配列とか直立とかをもう一つの根拠にし，F1 の V 字型の落ち込み構造については扁平礫の長軸方向の測定結果を出し 10～22° 東上りが卓越すると述べている。

従ってここでは若干視点を変え岡田らが言う様に右横ずれ 6m，北側ブロックが 15° 上方へ動いた断層運動の前の状態への復元を試みる。(Fig.5) この図はどの様なものかと言うと，想定されている断層を境に西側法面の南側（調査区 22，標高 60.0m）と東側法面の北側（調査区 19，標高 60.6m）の地表部分を同じ高さでそろえたもので南側は手前に，北側は向う側に山形に開いた壁面を東から見た図である。但し北側は東側法面を裏側から透して見ている。又断層運動の結果と見られている V 字型構造の部分は除き，そこに落ち込んだシルト層をⅢ´層の上に想定した。

まず上下変動量は長軸方向測定データからの値よ

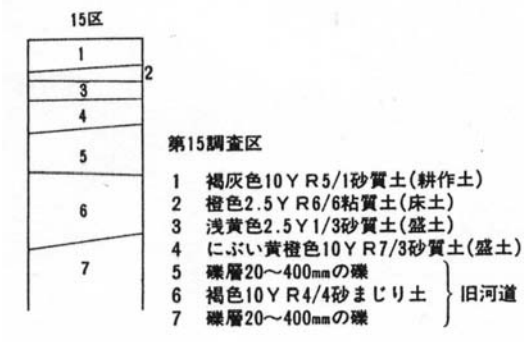


Fig.4　Columnar section of soils in the 15th division from the archeological report. The layers No.1～4 were researched in the archeological excavation and the layers No.5～7 correspond to those in the trench excavation.

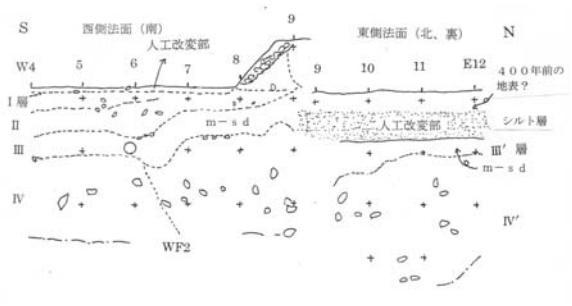


Fig.5 Figure of the log of the wall in trench restored before the fault movement. The left side is the figure of south half in west wall and the right side is the one of north half in east wall (seen from reverse direction). And the layer of silt is put on the layer Ⅲ of north half temporally.

りは控え目であるが中粒砂層に着目して見て南北のくい違いが戻ったとは言えない。

むしろこの連続性を考える限り上下変動は全く無い方が都合良いと思われる。上下変動があったとすれば W8～9 の段差はこの地震の際出来て人工的に改変されたものと言う事になるが，図 8 のスケッチで見るとこの部分の畦道は想定された断層線に 20° 程度斜交して両側へ伸びているので地変の後の田圃の造成の意図は良く分らない。又岡田らの図 3 では No.19 と No.22 の田圃の東の縁であるⅢは地震の結果 7m の右屈曲であるとされているが，現在南北に分かれている田圃が一枚のものであったとしたら，今復元した地層断面は全く意味不明である。

3.5　考古学的発掘の基底面

岡田らは埋蔵文化財センターが撮った発掘完了時の写真より図 8 のスケッチを作って断層運動を議論している。そして写真で白っぽく写っている部分を淡黄色の砂質層土（図 8 の斑状部）また色の濃い部分を褐色の礫質層Ⅱに対応するとして砂質層が断層（一点鎖線）によって 6m弱右横ずれしていると述べている。しかし東側法面では断層の北側にⅢ層，南側にⅠ層が見えており，一方西側法面では北側にⅢ層，南側にⅡ層が現れている。西側法面の北側ではⅡ層が薄く伸びてⅢ層の上に又東側法面の北側ではⅢ層の上にⅡ層を挟まずに薄くⅠ層が残っていると見れば上記の理解になるのである。

しかし，筆者が写真から受ける印象は白っぽい部分が礫質で褐色の部分が粒子のより細かい土のように思える。いずれにしても人工改変部以下の極薄い層の話であってここでは数 10 ㎝にもなる上下の動きは忘れられている。

もう一点ここでの重要な議論として基底面に現れている段差の解釈である。まずこの段差は壁面のス

ケッチには表現されていない。岡田らはこの位置を東側法面のＶ字型構造の北の端と一致するとして断層に伴う「低崖」であるとしているが，この段差は断層線（一点鎖線）とは西側に向って斜交して離れて行き西側法面にはそれに対応する様な砂礫層の乱れなどは存在しない。従ってこれを断層運動の結果と見るのは無理がある。

尚，岡田の考えを知った 1995 年当時，発掘担当者の一人である藤川智之氏に‘Ｖ字型に落ち込んだシルト層につながる地層は切断されていたのか’と筆者が質問した際の答えは‘その部分でへこんでいただけである’と言うものであった。前述の最終報告書には特筆すべき記述は無く，考古学の発掘の立場からは 19 調査区の水田は普通に見られる範囲の層序であったと推定される。

以上見てきたように岡田が当初から主張して来た考えのまとめとも言える岡田・堤（1997）の検討の結果でも断層運動を事実としては認められない。シルト層の砂礫層への落ち込みと言う地変は安政や昭和の南海地震の強震動によるものであろうが，今の所判断する材料はない。

4. 石橋による‘いわゆる’鳴門隆起説

平成 15 年に地震調査委員会（2004）が出した「中央構造線断層帯（金剛山地東縁―伊予灘）の長期評価について」と言う文書は先史時代・歴史時代の活動について‘1596 年 9 月 1 日に伊予地方で地震があったとの記録がある。また，その 4 日後の 9 月 5 日には慶長伏見地震が発生した。この地震については京都及び畿内において被害の記録が多く残されているが，鳴門地方や伊予地方にも被害の記録があり，さらに，現在の徳島県北東部の撫養（むや）の海岸が隆起したとの記録もある（石橋，1989）。’と述べている。石橋は‘注目すべきは，この地震で鳴門高島付近が隆起した（新収日本地震史料）こと’として 1596 年慶長近畿大地震で中央構造線が活動した可能性（少なくとも鳴門断層が活動）を議論したが，鳴門地方に被害の記録があった事を筆者は全く知らない。

1596 年に畿内に大きな被害を与えた地震について現在の我々は一般に慶長伏見地震の名前で呼んでいるが，地震の直後に改元の事が御陽成天皇より発せられて実際には 10 月 27 日に文禄から慶長に改元されている（三木，1997）ので，萩原，1995）でこの地震を検討した際の表題のように文禄 5 年（慶長元年）として認識しておくのは無駄な事ではないと思われる。

4.1 地震隆起についての文言

石橋が取り上げた地震の際の土地隆起を記載したと言う史料については山本（1991，1995）が歴史学の立場から吟味し批判しているので，より全面的に議論が展開されている後者の論稿より簡単な紹介を行ってそれが十分に納得の行くものであることを述べる。

文書は「文政十一子年五月　撫養庄屋共之内旧家成立庄屋役相續之申上書」と言う表題の帳綴で塩田経営の各家が自家の成立について藩へ提出したものの控のうち，高嶋村庄屋篠原孫左衛門によって提出された申上書及びそれに添付された申上覚写の二点である。

申上覚写は寛永 8 年 10 月 12 日の日付で竹嶋村庄屋孫兵衛によって書かれた申上覚に，宝暦 10 年に死んだ六代目庄屋孫之丞の時にも由緒改めがありその時に藩へ提出したものの写しであることの但し書きがあって，文政の時に作成されたものである。それら二つは慶長 12 年までの事は一見同じ事を述べつつ微妙に事項の順序や内容が変わっている。しかし，いずれの文書も「慶長元年閏 7 月 12 日大地震二而撫養才田（斎田）と申所動り上申由伝承」と土地隆起

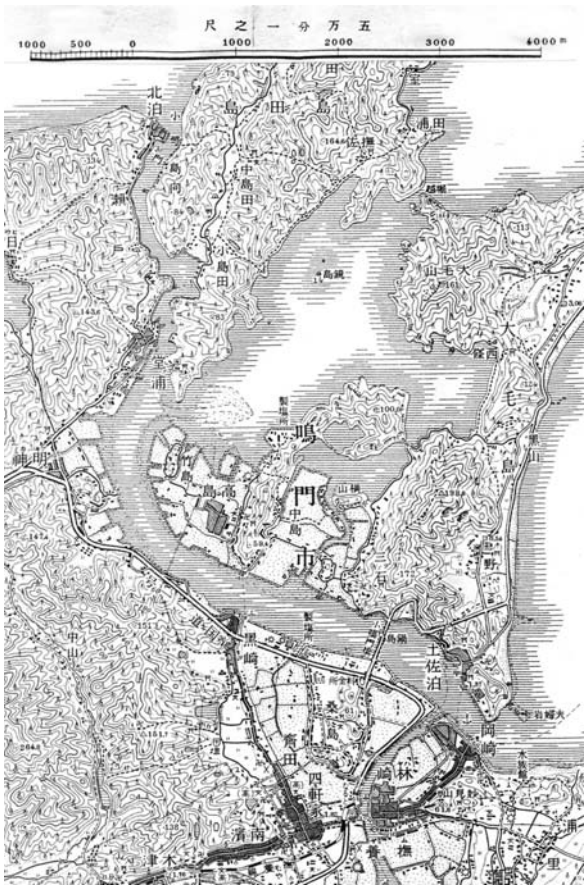


Fig.6 Topographic map around Naruto. [Naruto-Kaikyo, 1/50,000, Geographical Survey Institute (1968)]

の噂を聞いて慶長 2 年に竹嶋の干潟を見分し，同 3 年に「撫養古城益田大膳様へ御訴訟申上」として塩田の造成を他家に先がけて行った事を述べているのは共通している。

尚，伝承はここでは地震直後の事を述べているので言い伝えではなく噂の意味である。また斎田は現在の鳴門市の市街地付近の地名であり，高嶋は大毛島のウチノ海に面する現在鳴門教育大学のある地区である。(Fig.6)

もう一点重要な事はこの文書では‘斎田と申所動り上’と言う噂であって竹嶋はただ見分した土地であると言う事である。石橋はこれを高島が地震で隆起したと推定したのである。即ち文書の信憑性以前に‘高島隆起’は石橋の北側隆起の右横ずれ断層の話に都合が良いと言う願望に過ぎない。

山本は申上覚で先祖孫左衛門が土佐之浦戸より阿波へ入ったとしているのに対し，申上書では淡州より渡海して来たとしている事が寛永 8 年の原文書があれば起こり得ないことであるとして疑念を挟み，さらに二つの事実から申上書が寛永 8 年時点で書かれたとは考えられず「申上覚写」がある意図を盛って作成された文書であって‘古地震の資料としては，やはりノイズの一つである。’(山本(1991))とした。

即ち第一は幕府の一国一城令に蜂須賀藩も従ったが実際に城の破却が完了したのは寛永 15 年かそれに近い頃であり，寛永 8 年時点で撫養城が古城と呼ばれることは考えられない。

第二に天正 13 年（1585）に蜂須賀家政が阿波を拝領した時，益田内膳が城番となって以後大膳，飛弾と三代続くが慶長 3 年時点ではまだ内膳が城藩であった事を上げ，しかも寛永 8 年には飛弾はまだ生存中であるのでその様な誤りは大変不自然であると述べている。

4.2 石橋による山本への反論

前章の山本の考察に対し石橋(1996)は反論した。その第一点は「山本の議論は問題が多く，鳴門の地震隆起は肯定も否定もされていない。」,第二点は「文書のなかに矛盾があることから意図的な創作としているが，共同体に受け入れられないような戯言を書くほうが不自然だろう。(中略) さらに，江戸期の人が自家の権利を主張するために“地震隆起”を創作するというのは考えにくく，少なくとも伝承として存在したと考えるほうが自然である。(だから事実だとは言えないが)。」とした。

第一の点は申上覚の内容を信用して立てた高島隆起説であるから，寛永の文書自体が存在せず申上覚写がある意図をもって創作された事が示された限り問題にならない。江戸寛政期の作である「鳴門戸辺集」に於いて古歌などを引いてウチノ海付近の景観が地震によって突然に現れたものでは無いとする山本の考察は土地の成り立ちに関する文献的に可能なそれであって‘肯定も否定もされていない’のでない。数量的に示されていなくても‘地学的’な意味で否定されている。

次に第二の点に移ろう。山本の調査に現地で協力した本田昇はこの問題について「小鳴門海峡を挟んで撫養側の地方で塩田開起の家と考えられ，資産・人望ともに厚かった庄屋の馬居家と，小鳴門海峡北側の高島の庄屋篠原家が，対立しながら家柄を誇る図式が成立しています。高島側は製塩効率が良いので明治以降には篠原家が優位に立つようになります。こうした対立の図式の中で，天明 6 年（1786）に馬居家が藩に由緒を申立て，小高取（武士の身分）になっています。翌年（1787）には篠原家が苗字帯刀御免（武士ではない）になっています。」（本田私信（1995)）と述べ，この様な曰く因縁の由緒争いの延長にあるのが問題の文書を含む帳綴として残されている藩の調べだと言うのである。この調べのきっかけなども明らかにされていない。

塩田が完成して城代からの正式な許可が下りるのは馬居家が慶長 10 年，篠原家は 12 年でこれは藩の資料が整備されていて動かせないので，着工年にて争ったと言う訳である。

山本は先の論稿の中で同じく地震隆起を否定している岩村武勇の説を紹介しているが，土佐浦戸の篠原孫左衛門と高嶋村の初代孫左衛門とは別人であり，土佐の篠原家は名族（名門）であるとしている。いずれも淡路の船越氏の経統ではあるらしいので，なんらかの関わりがあって文政の孫左衛門も浦戸へ行ったかもしれないし自らの系譜を調べるため浦戸は関心のある地だったのかも知れない。地震で土地が隆起したり沈降したりする事を知って慶長の地震による土地隆起のアイデアが浮かんでもそれ程不思議ではなかろう。

尚現在の徳島の歴史学分野では，慶長 3 年蜂須賀家政が朝鮮より帰国し国内政策の柱として慶長 4 年に塩田開発に着手し，播州より七郎兵衛（馬居家），五郎右衛門（大谷家）を招聘してその任に当たらせた事は常識となっている。(石躍編，2006)

5. おわりに

以上地震調査委員会の中央構造線に関するいわゆる「活断層評価」が出された際に簡単に触れた問題についてやや詳しく述べた。それは最初石橋によって提出され，岡田によって支持された 1596 年「慶長近畿大地震」の起震断層として父尾断層や鳴門断層

の活動を推定した根拠である上喜来トレンチの結論と鳴門隆起説がいずれも恣意的な解釈に過ぎないと言う事である。

又「活断層評価」で出された16世紀の四国中央構造線の活動についても個別のケースに対し厳密な検証をして歴史の中で評価することが求められている。

300km,400km と言う長さの断層を出現させた2001年崑崙山中部地震や2002年アラスカDenali地震では人口希薄な地域であったため日本では殆ど知られていないが、大被害を発生させた中国四川省地震で現れた長大断層は中央構造線への社会的関心を高めざるを得ない。従って中央構造線の活動性の厳密な評価は学問的に緊急の課題となっている。

謝　辞

本稿では歴史，特に中世から近世への移り変わりの時期の歴史認識と大地震との関わりが大きなテーマであったが，徳島県内で歴史研究に携わっておられる以下の方々,藤川智之氏（徳島県埋蔵文化財センター），須藤茂樹氏（徳島城博物館），長谷川賢二氏（徳島県立博物館),重見高博氏(藍住町教育委員会)にその方法や認識の到達点について教えを乞う機会があった。ここに感謝の意を表します。

参考文献

石躍胤央編（2006）：徳島・淡路と鳴門海峡，吉川弘文館

石躍胤央・北條芳隆・大石雅章・高橋啓・生駒佳也（2007）：徳島県の歴史，山川出版社

石橋克彦（1989）：1596 年慶長近畿大地震で中央構造線が活動した可能性と 1605 年南海トラフ津波地震への影響，日本地震学会講演予稿集 No1，pp. 62

石橋克彦（1996）：1596 年慶長伏見地震で中央構造線鳴門断層は本当に動かなかったか？，日本地震学会講演予稿集 No.2，A-23

宇佐美龍夫（2003）：最新版日本被害地震総覧，東京大学出版会

岡田篤正・堤浩之（1997）：中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動―徳島県市場町でのトレンチ調査―，地学雑誌 Vol. 106，No. 45(954)，pp. 644-659

許斐直(1996)：徳島県の中央構造線は大地震を伴って動いて来たか―岡田篤正氏の学説に於ける若干の問題―,京都大学防災研究所年報,第 39 号 B-1，pp. 215-225

許斐直・松村一男・近藤和男（2004）：近畿・四国地域の中央構造線付近の微小地震の分布（序報），京都大学防災研究所年報，第 47 号 B,pp. 679-690

財団法人徳島県埋蔵文化財センター（1994）：四国縦貫自動車道建設に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書 7　上喜来蛭子～中佐古遺跡

地震調査委員会（2004）：地震調査委員会報告集―2003 年 1 月～12 月―（第 I 分冊）

徳島県地震防災アセスメント調査委員会（1997）：徳島県地震防災アセスメント報告書

萩原尊禮編・著（1995）：古地震探究－海洋地震へのアプローチ，東京大学出版会

服部昌之(1966):阿波条里の復原的研究,人文地理，18，第 5 号，pp. 455－473

三木晴男（1997）：小西行長と沈惟敬～文禄の役、伏見地震、そして慶長の役～，日本図書刊行会

村松郁栄・松田時彦・岡田篤正（2002）：濃尾地震と根尾谷断層帯―内陸最大地震と断層の諸性質―，古今書院

文部省震災豫防評議会（1941）：大日本地震史料,第 1 巻，鳴鳳社

山本武夫（1991）：慶長元年閏七月十三日地震と鳴門～誤読と信頼性～,地震ジャーナル 11,pp. 26-31，地震予知総合研究振興会

山本武夫（1995）：鳴門および紀ノ川筋の被害について，古地震探求，pp. 125-151,東京大学出版会

若松和三郎（2000）：中世阿波細川氏考，原田印刷出版株式会社

Has the Median Tectonic Line Moved with Destructive Earthquakes in Tokushima Prefecture?
―Some Questions about the Explanations of A.Okada and K.Ishibashi―

Tadashi KONOMI

Synopsis

The Earthquake Research Committee evaluated that all of the segments of the Median Tectonic Line in Shikoku moved in 16th century. If a great earthquake occurred in Awa(Tokushima), the eastern part of Shikoku, the strong ground motion should have arrived at Kyoto, the capital of the Middle Ages. It is very curious that no documents on earthquakes exist. The author examined the explanations of Okada and Ishibashi in which the fault movement traces were related to the historical earthquake in Shikoku for the first time. However I could not verify both of the explanations.

Keywords: great inland earthquake, Awa- Shozui, fan head, sham document

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

福井県及び周辺の地震活動とテクトニクス

岡本拓夫*・平野憲雄・和田博夫・西上欽也・竹内文朗・伊藤潔

＊ 福井工業高等専門学校

要　旨

福井県は，1948 年に福井地震（M7.1）を被り，近代における最初の都市直下型地震の震災を経験した県である。余震活動も顕著に認められていたが，2003 年末より直上で有感をもたらす地震の発生が，余震域で認められなくなった。このことは，福井地方気象台の報告書でもふれられている。同時に奥越を除く嶺北地域で，地震の発生数の減少が指摘されている。2007 年 12 月 21 日に M4.5 が鯖江市東部付近に発生したが，2004 年 10 月 5 日の M4.8 とは推定断層面が直交関係になっていることが確認できた。M3 クラス以上は，嶺北地域では奥越付近のみに限定され，応力に揺らぎが発生している可能性を指摘できる。

キーワード：地震活動，メカニズム，活断層，歪集中帯

1. はじめに

福井県は本州の中央付近に存在し，敦賀湾－伊勢湾構造線によって太平洋と日本海の距離が近くなっている（Fig.1）。付近には確実 I の活断層が存在し，歴史的にみても大地震が発生してきた。濃尾地震（1891，M8.0），福井地震（1948，M7.1）が，特に福井県に被害が大きかったと考えられる。福井地震においては，坂井平野区において倒壊率 100%の地域が認められ，震度 7 の導入のきっかけを作り，近代都市直下型地震災害の先駆けとなったイヴェントである。最近では，近隣で中越地震（2004，M6.8），能登半島沖地震（2007，M6.9），中越沖地震（2007，M6.8）が発生し，活発な活動を示している。県内では，2007 年 12 月 21 日に M4.5 が鯖江市東部付近で発生し，震度 4 が計測された。付近では，2004 年の 10 月 5 日に M4.8 が発生している。2007 年と 2004 年の地震は，根尾谷断層系から福井地震断層系に至る地震活動帯の中で発生し，震央も近い。求められたメカニズム解もよく似ており，p-軸もほぼ同じである。しかし，再決定された余震の並びより推定される断層面は，ほぼコンジュゲートになっており，興味が示される。また，京都大学防災研究所北陸観測所により求められた震源情報より，これらの地震が発生した領域で地震活動が最も浅くなっていることが確認されている。これらの地震を含め，現在，福井県内で有感が計測されしかも県内で発生しているものは，奥越付近に特定されるようになり，本報告者ではこれらの現象の詳細を報告するとともに原因について言及を行う。



Fig.1 Map of in and around the Fukui Prefecture

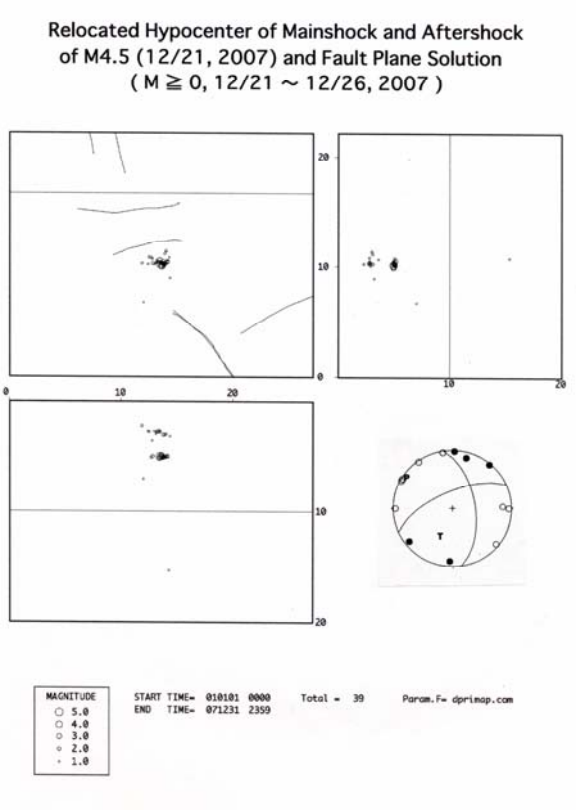


Fig2. Relocated hypocenter and fault plane solution.

2. データ

データは，京都大学防災研究所北陸観測所のデータファイルを使用した。解析には，Win システム，HyperDPRI を利用した。震源の再決定は，MJHD（Hurukawa and Imoto, 1992）を用いた。再決定に用いた波形は，京都大学以外にデータの一元化にともなって気象庁，防災科研のものも使用した。震度情報については，福井地方気象台より送って頂いている地震活動図報告のものを使用した。

3. 2007 年 12 月 21 日の M4.5 について

鯖江市東部で発生した M4.5 は，福井県に震度 4 をもたらした。地震の発生した地点は，根尾谷断層系より福井地震断層まで地震活動が認められる領域である。それぞれ，濃尾地震，福井地震の余震活動が続いていると考えられる。本地震は，それらの余震群の境に発生したと考えられ．余震分布も東西であると考えられる。Fig.2 に再決定された本震・余震の分布と本震のメカニズム解（下半球等積投影）を示す。震源の再決定には，MJHD 法を用いた。発生直後の余震のみの再決定ではあるが，本震・余震の並びより東西方向の断層面が推定される。求めたメカニズム解にも対応する面が認められ，東西の断層面は，ほぼ間違いがないと考えられる。地上の断層トレースを確認すると，付近に東西のリニアメントが示されており，地形図より鯖江市河和田地区の谷に対応していると考えられる。河和田地区の谷は東西方向に走っており，ほぼ，対応が確認される。最近では，近傍で（今回よりやや南東）で M4.8（2004 年 10 月 5 日）が発生している。岡本他（2005）はこの地震を詳しく解析，断層面が温見断層の走向と一致することを確かめている。すなわち，今回の地震断層面とは直交関係になっている。この様に局所的にメカニズム解や地上の断層トレースの走向が変わることより，テクトニクス的な原因を考察する必要が認められる。地震活動を注視すると，本地域西方には鯖江断層を中心とする地震発生の顕著な空白域が認められ，本地域付近で地震活動の地殻内の下限が浅くなっている（例えば岡本他，2004）。すなわち，地震活動の深さ分布に編曲点を与える様なテクトニクスが存在していると考えられる。

4. 最近の地震のメカニズム解

嶺北地域に発生する地震で，福井県内で有感を計測されるものは，その発生が近年，奥越付近に限られるようになってきた（例えば岡本他，2007）。メカニズム解を，fig.3 に示す。メカニズム解が示された地震は，福井県で有感が計測された地震である。岐阜－福井県境を中心に発生していることが分かる。メカニズム解の p 軸は，ほぼ西北西－東南東方向で一致している。この方向は，現在議論の対象になっている新潟－神戸歪集中帯の圧縮軸と一致している。メカニズム解を求めた地震の分布は，この歪集中帯の福井県内のゾーンと一致している。またこれらの地震は，地表の断層トレースとの明確な対応は顕著ではなく，岡本他（2006）で指摘されている奥越の地震の発生特性と矛盾していない。また，近隣に認められる地表の断層トレースと推定断層面とが，まったく合わないケースも幾つか認められる。

5. 福井県の下で，今，何が起こっているのか

2001 年 1 月 1 日より 2007 年 2 月 28 日までの M≧1 に関する嶺北地域おける震央と地震の発生数の積算曲線を，fig.4a と 4b に示す。地震活動は，濃尾地震を発生させた根尾谷断層系より福井地震を発生させた福地震断層に至る地表断層トレース沿う活動が，顕著である。また，活動帯の西に存在する鯖江断層を中心とした地震活動の空白域や，東側にあたる奥越地域で塊状の地震活動が地表の断層トレースに関

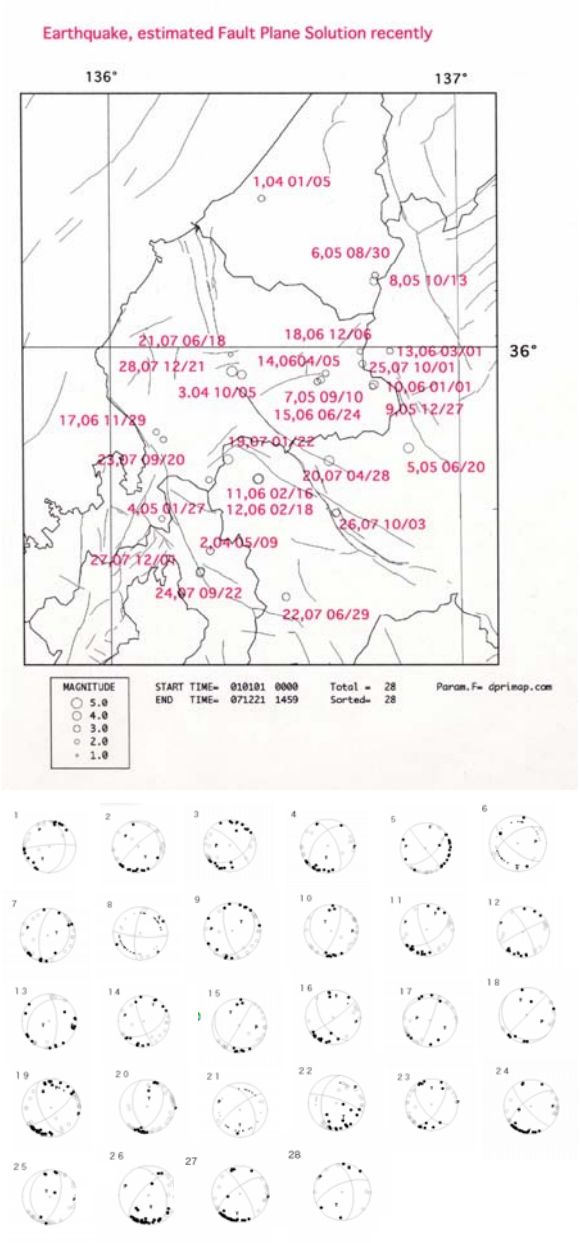
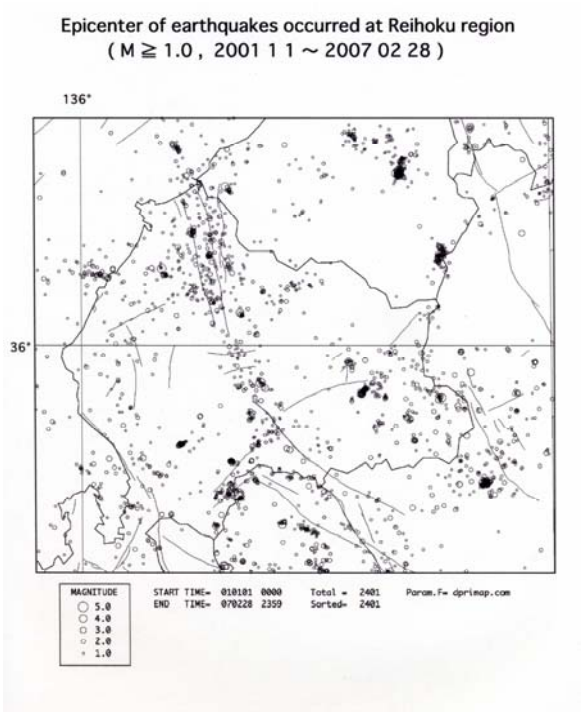


Fig.3 Fault plane solution which occurred at Reihoku region recently.



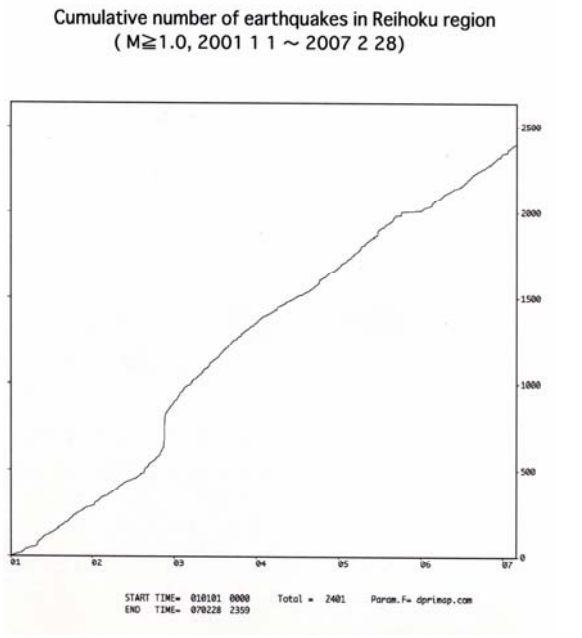
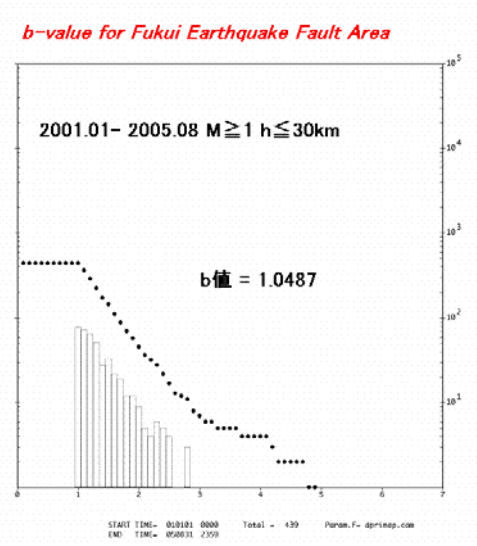
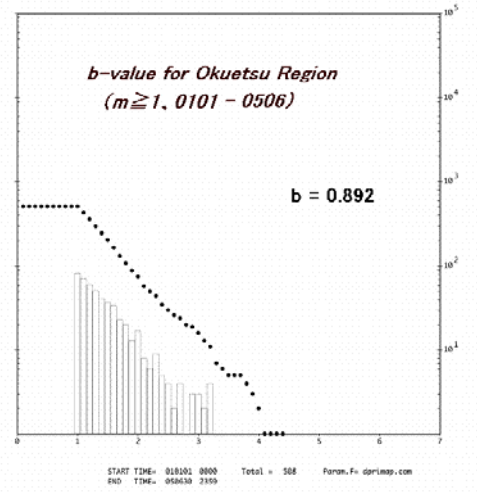


Fig.4a Epicenter of earthquake occurred at Reihoku region. 4b Cumulative number corresponds to 4a.

係なく分布している様子が，顕著に分かる。地殻内地震の深さ分布に着目すると，平野（私信）の指摘や竹内他（2007）の福井地震断層に沿う断面図でも確認できるが，福井市、鯖江市と池田町の接する辺りで最も浅くなっていることである。特に福井地震断層より海に向かって顕著に深くなっていく。この特徴は，岡本他（2002）の報告では，福井地震断層北部の地震を再決定した結果．地震群を形成しながら深くなっているとして確認できる。この一番浅くなって付近が，今回のイヴェント(2007，M4.5)が発生したところである。この地域には鉱泉が存在し，東西にその分布が認められる（現在，岡本が詳細調査中)。ただし，東西のリニアメントに対応する地震活動は認められない。この東西のリニアメントの影響が，地震活動の深さ分布に影響を与えている可能性が考えられる。鉱泉は，池田町より鯖江市の中心付近（現在はないが，以前，弁天の湯として存在していた）まで点在し，同質に近い成分が推定されている（鯖江断層を調べる会の現地調査)。東西に延び





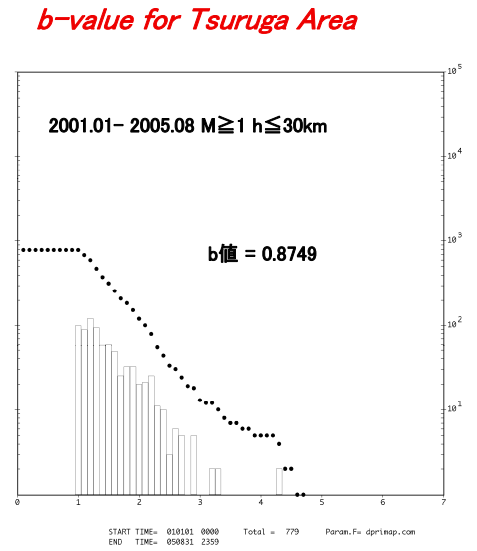


Fig. 5a The b-value for Fukui Earthquake fault region. 5b The b-value for Okuetu region. 5c The b-value for Tsuruga region.

る構造が，根尾谷断層系－福井地震断層系の地震活動を遮るように入り，鉱泉が存在するように地下の情報が地上にまで伝わりやすい，すなわち，地震活動を浅くするように働いていると考えられる。この構造が，濃尾地震の破壊進行を止め，福井地震の破壊進行を止めたと推察できる。

現在，奥越付近でのみ大きめの地震が発生しているが，福井地震断層，奥越付近，敦賀付近の b 値を見てみると，奥越付近と敦賀付近が小さいことが分かる。Fig. 5a，b，c にそれぞれの b 値を示す。各 b 値を計算した期間は，奥越地域が 2001 年 1 月 1 日～2005 年 6 月 30 日，他が 2001 年 1 月 1 日～2005 年 8 月 31 日で，最尤法を用いて求めた。2 つの b 値の小さいエリアは，歪集中帯に属するエリアに相当する。また，b 値が小さいことと有感地震の発生が奥越付近で顕著なってきていることは，矛盾しない。

6. まとめ

2007 年 12 月 21 日に，鯖江市東部で M4.5 が発生した。本震や余震の震源は浅く，余震の並びやメカニズム解より推定された断層面は，ほぼ東西であった。この地震の発生過程は，根尾谷断層系―福井地震断層系に沿って発生している地震とは異なったものだと考えられる。すなわち，根尾谷断層系―福井地震断層系の活動を東西に遮る構造に伴って，発生した地震であると推察される。有感地震の発生状況，b 値の違い等を考慮すると，この東西のリニアメントが境界を示しているのかもしれない。

次に，この境界が存在する意味を考える。根尾谷断層系と福井地震断層系のリニアメントを確認すると，東西のリニアメントと交わる辺りで微妙に角度がずれている様に見受けられる。この変曲点的な振る舞いと東西のリニアメントの存在、地殻内地震活動が局所的に浅くなることを考慮すると，応力の揺らぎがこの辺り変曲点として発生してる可能が考えられる。応力の揺らぎが発生している可能性が高いと考えると，隣接する鯖江断層を中心とする地震活動の空白域のとの関係，特に鯖江断層が活断層と確認された（例えば，岡本他，2007）ので，空白域の意味づけまで含めて考察していくことが，こらからの課題となるのであろう。

謝　辞

本研究を進めるにあたり，防災科学技術研究所・井元政二郎博士，建築研究所国際地震工学センター長・古川信雄博士，関東学院大学・前田直樹教授，京

都大学防災研究所・片尾浩准教授には，解析ソフトの件でお世話になりました。福井地方気象台よりは．地震活動図（月報）を送って頂いております。福井工業高等専門学校地球物理学研究会の学生には，研究の遂行に協力して頂いております。これらの方々に，記して感謝致します。

参考文献

岡本拓夫・和田博夫・平野憲雄・竹内文朗・伊藤潔・渡辺邦彦・西上欽也・前澤廣道（2002）：北陸地方西方沿岸及びその周辺域における最近の地震活動について，京都大学防災研究所年報，第45号B，pp. 595-600.

岡本拓夫・平野憲雄・竹内文朗・西上欽也（2004）：福井県嶺北地方における最近の地震活動，京都大学防災研究所年報，第47号B, pp. 757-763.

岡本拓夫・平野憲雄・竹内文朗・西上欽也（2005）：2004年10月5日に池田町付近で発生したM4.8（JMA）のじしんについて，京都大学防災研究所年報，第48号 B, pp. 217-221.

岡本拓夫・平野憲雄・竹内文朗・西上欽也・渡辺邦彦（2006）：福井県奥越地域における最近の地震活動，京都大学防災研究所年報，第49号B, pp. 283−288.

岡本拓夫・平野憲雄・和田博夫・竹内文郎・西上欽也・渡辺邦彦（2007）：福井県嶺北地域における地震の発生特性，京都大学防災研究所年報，第50号B, pp. 327−331.

岡本拓夫・橋本たづの・山本博文・小嶋啓介・井上哲夫（2007）：鯖江断層トレンチ調査－経緯－，福井工業高等専門学校研究紀要，第41号，pp. 105−112.

鷺谷　威・井上正明（2003）：測地測量データで見る中部日本の地殻変動，月刊地球，Vol.25，No.12，pp.918-928.

竹内文郎・渋谷拓郎・平野憲雄・和田博夫・渡辺邦彦・松村一男・西上欽也・大谷文夫・岡本拓夫（2007）：北陸観測所30年間の地震観測．京都大学防災研究所年報，第50号B，pp. 289−295.

Hurukawa, N. and Imoto, M. (1992): Subducting oceanic crusts of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone normal compression in the Kanto district Japan, Geophys. J. Int., 109, pp. 639-652.

Seismicity and Tectonics in and Around the Fukui Prefecture

Takuo OKAMOTO*, Norio HIRANO, Hiroo WADA, Kin’ya NISHIGAMI, Fumiaki TAKEUCHI and Kiyoshi ITO

* Fukui National College of Technology

Synopsis

In and around the Fukui Prefecture, several large active faults exist and some destructive earthquakes occurred recently. These are very characteristics. Small and micro earthquakes occur along the large active fault. But now, earthquakes caused the felt area in Fukui Prefecture occur only at Okuetsu area in Reihoku region. Okuetsu area exists in the NKTZ. The b-value of Okuetsu area is relatively low against any other Reihoku region. On Dec. 21-th 2007, an earthquake with M4.5 occurred at the eastern part of Sabae City. We will explain these phenomena in detail.

Keywords: seismicity, fault plane solution, active fault, NKTZ

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

GPS観測から明らかになった桜島のマグマ活動

井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏
鈴木敦生*・植木貞人**・太田雄策**・中尾　茂***

* 北海道大学大学院理学研究院
** 東北大学大学院理学研究科
*** 鹿児島大学理学部

要　旨

1993年ごろからマグマの蓄積過程にある桜島においてGPSの連続観測および繰り返し観測を行ってきた。1996年から2007年までの繰り返し観測に基づく水平変動は姶良カルデラの中央部を中心とする放射状のパターンを示し，茂木モデルを仮定した場合の力源の位置は姶良カルデラの中央部の深さ11kmに求められた。マグマの供給量は約9000万m^3，平均的なマグマの供給率は690万m^3/年となる。1997年11月から1999年10月までと2004年10月から2005年2月までの期間では顕著な膨張が観測され，一時的にマグマの供給率が増加した。

キーワード: 桜島火山，地盤変動，GPS，マグマ溜り

1.　はじめに

桜島南岳山頂火口における爆発的噴火活動が活発であった1974年から1990年代初めの時期には，桜島および姶良カルデラ周辺における地盤は，沈降を示していたが（江頭・中村，1986；江頭，1988；1989a；1989b；1995），1992～1993年頃から隆起に転じ，姶良カルデラ下深さ10km付近においてマグマの再蓄積が始まったことが1996年に実施された水準測量により指摘されている（江頭ら，1998）。一方，1995年には桜島島内におけるGPS連続観測網が整備され，姶良カルデラ・桜島北部を中心とする地盤の膨張が観測されている（Kamo et al., 1997）。地盤の膨張期と停滞期は交互に繰り返されているが，1997年11月から1999年10月までの地盤膨張期の圧力源の位置は，姶良カルデラの中心に近い桜島北部の深さ8～9kmに求められている（Kriswati and Iguchi, 2003）。京都大学防災研究所火山活動研究センターは1996年に姶良カルデラ周辺において繰り返し観測点を設置し，初回の測定を実施した（井口ら，1998）。それ以降，ほぼ1年おきに測定を繰り返してきた。2007年に行われた第10回桜島火山の集中総合観測ではこれまでに設置した連続観測点と既設繰り返し点に加え，桜島島内に高密度繰り返し観測点を設置し，測定を行った。本稿では，GPS繰り返し観測によって得られた1996年から2007年までの桜島及び姶良カルデラ周辺の地盤変動の特徴とその地盤変動を引き起こした圧力源について述べるとともに，GPS連続観測から推定される姶良カルデラ下へのマグマ供給率の時間変化を明らかにする。最後に，最近の火山活動から推定されるマグマの動きと桜島島内における高密度観測網の必要性について述べる。

2.　観測

1996年から2007年までの期間において連続および繰り返しGPS観測を行ってきた観測点の位置をFig. 1に示す。桜島島内およびKAGG観測点では，1995年に設置したGPS受信機Leica SR299Eを2005年6月にAX1200に更新した。また，2006年4月には桜島北部にKMNGとSNJGに観測点を新設し，Leica GMX902を設置した。姶良カルデラ周辺のKAJI, KOKU, KIHOと鹿児島湾南部のHIRA，TARUは繰り返し観測点である。今回の観測ではGPS受信機Trimble 4000SSIとアンテナTRM23903.00を使用した。YOSG，ONEG，KAIG，MAKI，YOSIではLeica SR299/399Eを使用している。

Fig. 2にこれまでの繰り返し観測の実施時期を最

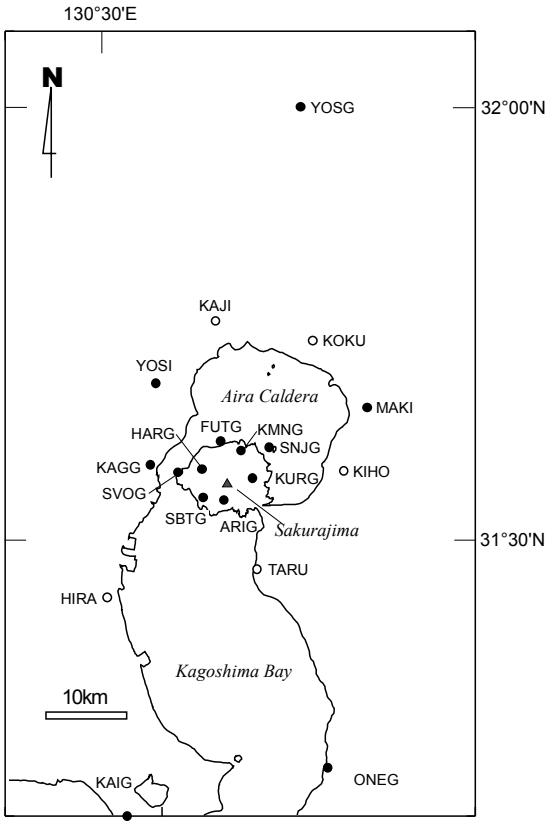


Fig. 1 Location of GPS stations. Solid and open circles indicate continuous and campaign sites, respectively.

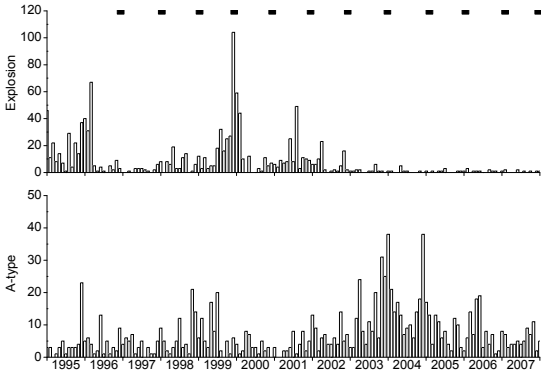


Fig. 2 Monthly numbers of explosive eruptions at Minamidake summit crater and A-type earthquakes. Lines at the top indicate periods of GPS campaign.

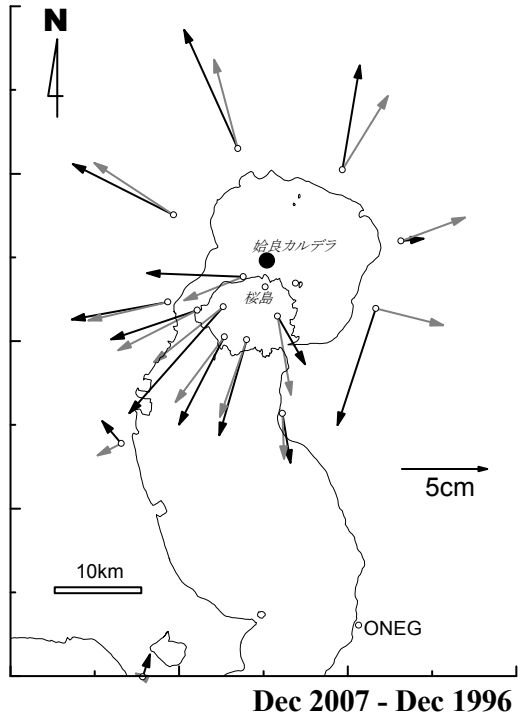


Fig. 3 Horizontal displacement vectors during the period from December 1996 to December 2007. Solid and gray arrows show observation and calculated vectors, respectively. Solid circle indicates location of the Mogi's pressure source.

近の南岳山頂火口における爆発回数, A型地震の発生回数と併せて示した。1996年12月の初回の観測からほぼ1年おきの冬季に繰り返し観測を実施してきた。南岳山頂火口における爆発回数は1999年12月に104回に達して以降，減少傾向にあり，2005年以降，年間爆発回数は10回以下である。一方, A型地震の活動は2003年から2004年にかけて活動的となった。

2007年の観測は，12月18，19，20日に行った。観測時間は60時間以上であり，サンプリング間隔はYOSG，ONEG，KAIG，MAKI，YOSIでは15秒であるが，それ以外はすべて1秒である。記録されたデータはRINEX形式に変換し，基線解析はSKI-Proバージョン2.5を用いて行った。

3. 観測結果

Fig. 3に1996年12月から2007年12月までの期間において観測された連続観測点および繰り返し観測点における水平変位ベクトルを示した。大隅半島南部のONEG観測点を固定として示してある。水平変位ベクトルは桜島の北部，姶良カルデラの中央部を中心に放射状に外側に変位し，HARG観測点において最も大きく8.5cmであった。姶良カルデラの中央部から20km以上離れたHIRAやKAIG観測点では変動は顕著ではなかった。得られた水平変位から茂木モデル（Mogi, 1958）を仮定してグリッドサーチにより圧力源の位置を求めた。グリッドの間隔は100mとした。圧力源の位置は姶良カルデラの中央部，深さ11kmに求められた（Fig. 3）。また，体積変化量は$8\times10^7 m^3$となった。茂木モデルから計算される水平変動ベクトルは，姶良カルデラ東側の観測点において食い違

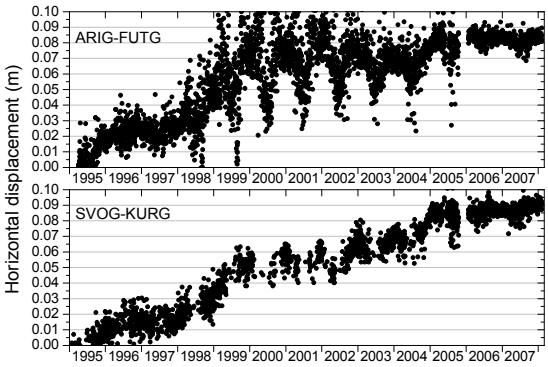


Fig. 4 Daily horizontal displacements of the north-south baseline (ARIG-FUTG) and east-west baseline (SVOG-KURG) during the period from 1995 to 2007

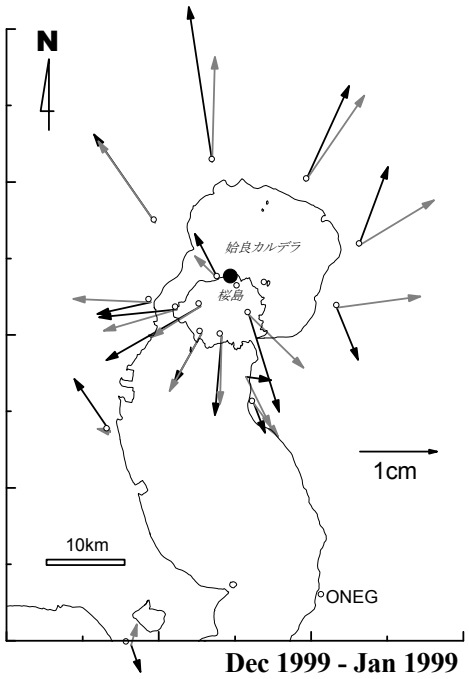


Fig. 5 Horizontal displacement vectors during the period from January to December 1999. Solid and gray arrows show observation and calculated vectors, respectively. Solid circle indicates location of the Mogi's pressure source.

いが大きいものの，観測された水平変位ベクトルとほぼ一致している。得られた圧力源の位置は1991年から1996年までの桜島および姶良カルデラ周辺の上下変動から求められた圧力源の位置（江頭ら，1998）とほぼ同じ位置である。

Fig. 4に桜島を南北（ARIG-FUTG）および東西（SVOG-KURG）に横切る基線での1995年から2007年までの相対水平変位量を示す。1日毎の解析結果である。これによると，南北および東西の基線とも11

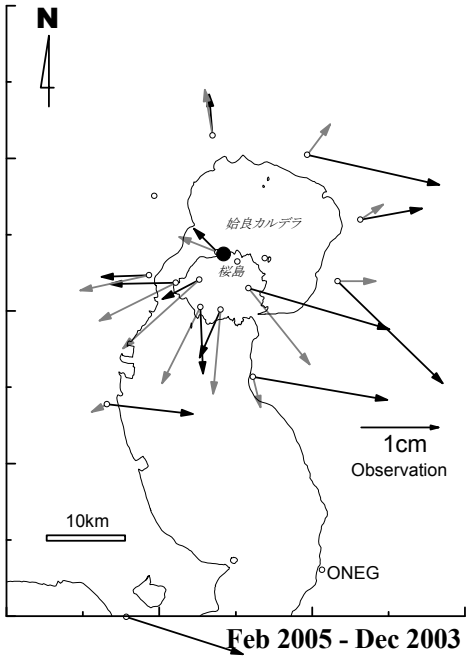


Fig. 6 Horizontal displacement vectors during the period from December 2003 to February 2005. Solid and gray arrows show observation and calculated vectors, respectively. Solid circle indicates location of the Mogi's pressure source.

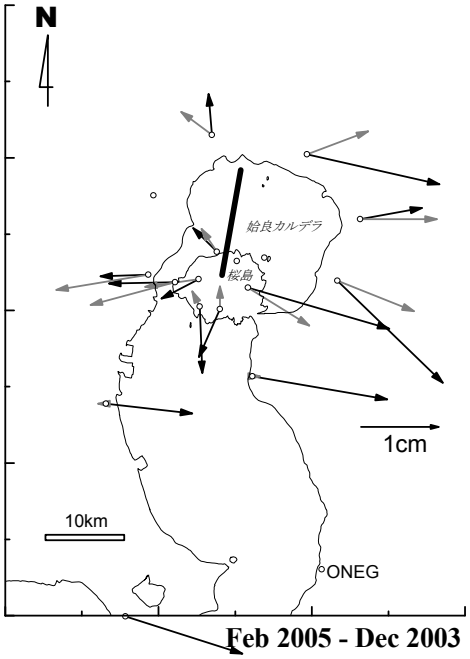


Fig. 7 Horizontal displacement vectors during the period from December 2003 to February 2005. Line indicates location of tensile crack. Solid arrows show observation vectors, and gray ones are based on tensile crack model.

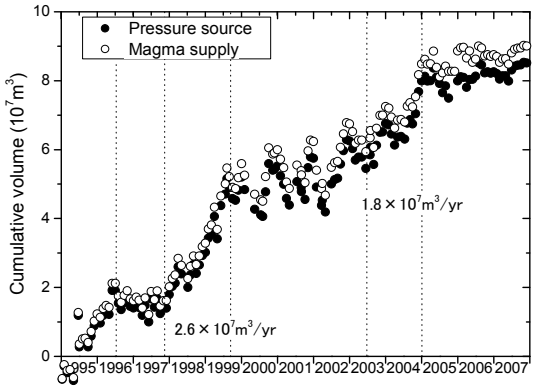


Fig. 8 Cumulative volume change of the pressure source beneath the Aira caldera and cumulative magma supply for 13 years from 1995

年間に約9cmの水平変位が検出されている。最も，変動量が大きかったのは1997年11月から1999年10月までの期間であり，南北基線において約5cm，東西基線では約4cmの変動がみられた。また，2004年10月から2005年2月にかけても顕著な変動が検出された。そこで，これら2つの期間に対応する繰り返し観測期間，1999年1月から12月までと2003年12月から2005年2月までの期間における地盤変動の水平変位ベクトルをONEG固定としてFig. 5とFig. 6に示した。いずれの期間でも桜島北部から姶良カルデラ中央部を中心とする放射状の水平変位ベクトルがみられる。同様に茂木モデル（Mogi, 1958）を仮定して圧力源の位置を求めてみた。1999年1月から12月までの期間では桜島の北岸付近の深さ9kmに求められた（Fig. 5）。また，2003年12月から2005年2月までの期間では，圧力源の水平位置は同様に桜島の北部の海岸線付近であったが，深さは6kmに求められた（Fig. 6）。1996年から2007年までの平均的な圧力源の位置と比べ，やや桜島に近い場所に求められる傾向がみられる。

Fig. 6に示すように2003年12月から2005年2月までの期間では，桜島の東西の観測点において東西成分が大きい傾向がみられ，開口割れ目の拡大によって地盤変動が引き起こされている可能性がある。そこで開口割れ目モデルに基づいて開口割れ目の水平位置，走向，長さを求めた。Hidayati et al. (2007)に従い，深さ6～9kmにおける鉛直方向の開口割れ目を仮定した。水平変動ベクトルはOkada(1985)に基づいて計算した。Fig. 7に結果を示す。桜島の南部の観測点において水平変動ベクトルの向きが反転しているが，桜島の東西にある観測点では観測値と理論値のフィッティングが改善されている。開口割れ目の中心の位置はFig. 3に示した茂木モデルから決められた圧力源の位置とほぼ同じであるが，そこを中心に南北方向へ長さ14kmの開口割れ目があるという解が得られた。また，体積変化量は9.2×10^6m^{3}と見積もられるので，開口割れ目は約0.2m開いたことになる。

4. マグマ供給量

1996年から2007年までの水平変位量から圧力源の位置は姶良カルデラ中央部の深さ11kmに求められ，桜島を東西に横切る基線SVOG-KURGの相対的水平変位量（Δd）と圧力源の体積変化量（ΔV）には

$$\Delta V = 9.64\times10^8\ \Delta d \qquad (1)$$

となる関係がある。1996年から2007年までの期間において圧力源の位置の多少の変化はみられるものの，ここでは姶良カルデラの中央部に茂木モデルで近似できる圧力源があるものと考えて，桜島を東西横切る基線における水平変位の日々の値から上記の関係を用いて圧力源における体積変化量を求めた。1995年から2007年までの期間における圧力源の体積変化量および火山灰放出量を考慮したマグマの供給量をFig. 8に示した。1995年から2007年までの13年間で約8.5×10^7m^{3}の体積増加が見積られ，マグマの供給量としては約9.0×10^7m^{3}となる。年間供給量の平均値は6.9×10^6m^{3}となり，これまでに見積もられているマグマの平均的な供給率1×10^7m^3/年（Ishihara, 1981）と比べるとやや少ない。先に述べた水平変位速度の大きい時期，1997年11月から1999年10月までの期間および2004年10月から2005年2月までの期間ではマグマの供給率はそれぞれ，2.6×10^7m^3/年と1.8×10^7m^3/年となり，Ishihara(1981)が求めた平均的なマグマ供給率に比べて2倍程度，1995年から2007年までの平均的なマグマ供給率に比べると3倍程度大きい。一方，1996年2月から1997年10月までは地盤変動は検出限界以下であり，火山灰放出もほとんどみられず，姶良カルデラへのマグマの供給は一時的に停止していたと考えられる。また，2000年から2003年にかけての期間も変動量が小さい。姶良カルデラへのマグマの供給は一定ではなく，供給期と停止期を2～3年の間隔で繰り返しているように見える。

5. 今後の予測とまとめ

1996年に実施された水準測量・辺長測量によって示されたように姶良カルデラの再隆起・膨張が1992～1993年ごろから始まった（江頭ら，1998）。今回の観測により，桜島火山ではその北岸から姶良カルデラの中央部を中心とする顕著な地盤の膨張が検出されており，桜島は本格的なマグマ蓄積期に入った

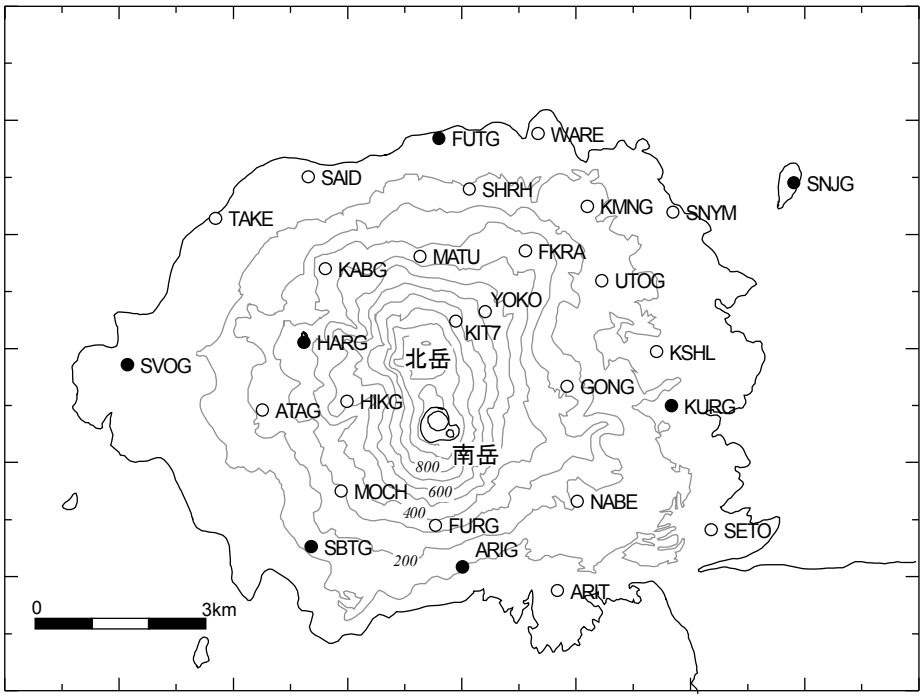


Fig. 8 A new GPS network at Sakurajima volcano. Open circles indicate campaign sites newly installed in December 2007. Solid circles show continuous GPS station.

と判断できる。桜島では最近の噴火は南岳山頂火口およびその山腹において発生しており，顕著な噴火の前には多量のマグマが姶良カルデラ下のマグマ溜りから南岳に向けて移動することが予想される。2003年11月に桜島の南西域において発生した地震活動について, Hidayati et al. (2007)は姶良カルデラ下に蓄積されたマグマが桜島の北東海域の新島付近から南西方向にのびる開口割れ目に沿って移動し，その結果として桜島南西部の開口割れ目先端において地震活動が活発化したものと解釈した。また，Fig. 5に示したように2004年10月から2005年2月までの膨張期では南北方向の開口割れ目に沿って姶良カルデラから桜島南岳へ向かってマグマが移動した可能性も考えられる。桜島へマグマが貫入してくれば，姶良カルデラを中心とする圧力源だけでは説明できない地盤の変動が観測されるはずであり，それを検出するためにはより稠密な観測網を構築する必要がある。

そこで，2007年の集中総合観測において桜島島内に20点の繰り返し観測点を増設し，初回の観測を行った（Fig. 9）。使用したGPS受信機はLeica AX1200，SR520，SR399，Trimble NetRSで，サンプリングはすべて1秒とした。桜島では2006年6月に昭和火口において58年ぶりに噴火が発生し，2008年2月には火砕流も発生するなど，これまでの南岳山頂火口の活動とは異なる様式の活動が現れ始めている。GPSの稠密観測を実施することによりマグマの移動に伴う詳細な地盤変動が検出できる可能性がある。

謝　辞

鹿児島県土地家屋調査士会鹿児島支部，鹿児島県公共嘱託土地家屋調査士協会鹿児島支所，かごしま青年土地家屋調査士会からは観測機材，人員について多大なご協力をいただきました。厚く御礼申し上げます。また，GPS基準点の新設および既設基準点の使用につきましては下記の方々にお世話になりました。鹿児島市役所安心安全課，同道路整備課，国土交通省九州地方整備局大隅河川国道事務所，鹿児島森林管理署，鹿児島県教育委員会，鹿児島県立青少年研修センター総務課，鹿児島県立福山高等学校，鹿児島県立錦江湾高等学校，加治木町教育委員会および同町立永原小学校，霧島市役所，鹿屋市役所，名古屋大学太陽地球環境研究所附属鹿児島観測所。

参考文献

井口正人・江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・田中穣・愛甲華子・竹内省吾（1998）：桜島および姶良カルデラ周辺におけるGPS観測，第9回桜島火山の集中総合観測，pp. 39-46.

江頭庸夫（1988）：桜島火山周辺における地盤変動—1982年 - 1985年—，第6回桜島火山の集中総合観測（昭和60年10月-12月），pp. 15-19.

江頭庸夫（1989a）：桜島火山周辺における地盤変動—1985年 - 1988年—，第7回桜島火山の集中総合観

測（昭和63年10月-12月），pp. 13-19.
江頭庸夫（1989b）：噴火活動に伴う桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤変動, 京都大学防災研究所年報，第32号B-1，pp. 29-39.
江頭庸夫（1995）：桜島火山周辺における地盤変動—1988年 - 1991・92年—，第8回桜島火山の集中総合観測（平成3年10月-平成4年3月），pp. 15-21.
江頭庸夫・中村貞美（1986）：桜島火山周辺における地盤変動—1974年-1982年—，第5回桜島火山の集中総合観測（昭和57年10月-12月），pp. 11-21.
江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・木股文昭・宮島力雄・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・小林和典（1998）：桜島火山周辺における水準測量結果について —1991年12月～1996年10月—，第9回桜島火山の集中総合観測，pp. 15-29.
Hidayati, S., Ishihara, K. and Iguchi, M. (2007) : Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 52, pp. 289-309.
Ishihara, K. (1981) : A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic material ejected, Abstract, 1981 IAVCEI Symposium -Arc Volcanism-, p. 143.
Kamo, K, Iguchi, M. and Ishihara, K. (1997) : Inflation of volcano Sakurajima detected by automated monitoring system of GPS network, Proceedings IUGG IAG International Symposium on Current Crustal Movement and Hazard Reduction in East Asia and South-east Asia, November 4-7, 1997, Wuhan, China, pp.629-640.
Kriswati, E. and Iguchi, M. (2003): Inflation of the Aira caldera prior to the 1999 eruptive activity at Sakurajima volcano detected by GPS network in South Kyushu, Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.46B, pp. 817-826.
Mogi, K. (1958): Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol. 38, pp. 99-134.
Okada, Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space,. Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 75, pp. 1135-1154.

Movement of Magma at Sakurajima Volcano Revealed by GPS Observation

Masato IGUCHI, Tetsuro TAKAYAMA, Tomoya YAMAZAKI, Mitsuhiro TADA, Atsuo SUZUKI*, Sadato UEKI**, Yusaku OHTA** and Shigeru NAKAO***

* Graduate School of Science, Hokkaido University
** Graduate School of Science, Tohoku University
*** Faculty of Science, Kagoshima University

Synopsis

In addition to continuous GPS observation, campaigns have been conducted since 1996 at Sakurajima volcano and around Aira caldera, where magma has been stored the magma reservoir since 1993. Horizontal displacement vectors during the period from 1996 to 2007 show outward radial pattern from the center of Aira caldera. Mogi's pressure source was located at a depth of 11 km beneath the caldera. It is estimated that magma of $9\times10^7 m^3$ was supplied and average supply rate was $6.9\times10^6 m^3$/year. Remarkable inflation of the ground was observed during the periods from November 1997 to October 1999 and from October 2004 to February 2005.

Keywords: Sakurajima volcano, ground deformation, GPS, magma reservoir

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

水準測量による桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤上下変動
―1996年10月から2007年10月－12月まで―

山本圭吾・高山鉄朗・山崎友也・多田光宏・大倉敬宏*・吉川　慎*
松島　健**・内田和也**・中元真美**・平岡喜文***
塩谷俊治***・根本盛行***

＊ 京都大学大学院理学研究科
** 九州大学大学院理学研究院
*** 国土地理院

要　旨

桜島火山および姶良カルデラ周辺域において，2007年10月から12月の期間に一等水準測量を実施した。この測量結果を，1996年に実施された水準測量結果と比較した結果，姶良カルデラを中心とした地盤の隆起現象が進行していることが確認された。茂木モデルに基づき圧力源の位置を求めると，姶良カルデラ中央部地下に増圧源のあることが推定された。1993年頃からの山頂噴火活動の静穏化に伴い再開した姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの貯留が現在も継続していることが分かる。

キーワード：桜島火山，姶良カルデラ，精密水準測量，地盤上下変動

1.　はじめに

桜島火山周辺においては，1955年の山頂噴火活動活発化以降，火山活動に伴う地盤の上下変動を測定するための水準測量が繰り返されてきた（Yoshikawa, 1961；江頭ら，1997）。それらの結果から，噴火活動に伴う地盤変動が，桜島北方の姶良カルデラ地下の深さ約10 kmに推定される主マグマ溜りと桜島直下約3 kmの深さに推定される副マグマ溜り内のマグマの貯留と放出に伴う現象として説明されている（江頭，1989）。1973・74年以降の活発な噴火活動によりマグマの放出量が増え，主・副マグマ溜りの減圧によって桜島の北東部から内部にかけての地盤の沈降が継続していたが，1991年～1996年の測量により，噴火活動静穏化に伴って桜島北部の地盤が隆起に転じた事が確認された（江頭ら，1997）。

第10回桜島火山の集中総合観測の一環として，2007年10月－12月に桜島火山および姶良カルデラ周辺の水準測量路線において一等水準測量の繰返し観測を実施した。本稿では，この測量の概要および結果を示し，前回の第9回桜島火山の集中総合観測の一環として1996年10月に行われた水準測量結果と比較して求めたこの期間の桜島火山周辺における地盤の上下変動量について報告する。

2.　水準測量

今回水準測量を実施した路線は，桜島内では海岸線に沿って桜島を一周する桜島一周道路ルートおよび島内西部山腹のハルタ山登山ルートに加え，昭和火口からの噴火活動に対応して2007年5月桜島東部黒神地区に新たに設置した桜島黒神ルート，また桜島外ではBM.2500（桜島口）からBM.J.2797（亀割峠）間の鹿児島湾東岸ルートおよびBM.J.2797からBM.2785（曽於市）の区間であり，総延長は99 kmである（Fig. 1）。これらの路線を，国土地理院（測量期間：2007年10月1日～11月6日）と大学合同測量班（測量期間：2007年12月3日～11日）とで分担して測量を行った。測量に使用した機材は，大学合同測量班が自動読み取りディジタルレベル (Wild NA3003, NA3000)およびインバールバーコード標尺 (Wild GPCL3)，国土地理院はディジタルレベル（Zeiss DiNi12）およびインバールバーコード標尺（Zeiss LD13）である。測量方法は，各水準点間の往復測量

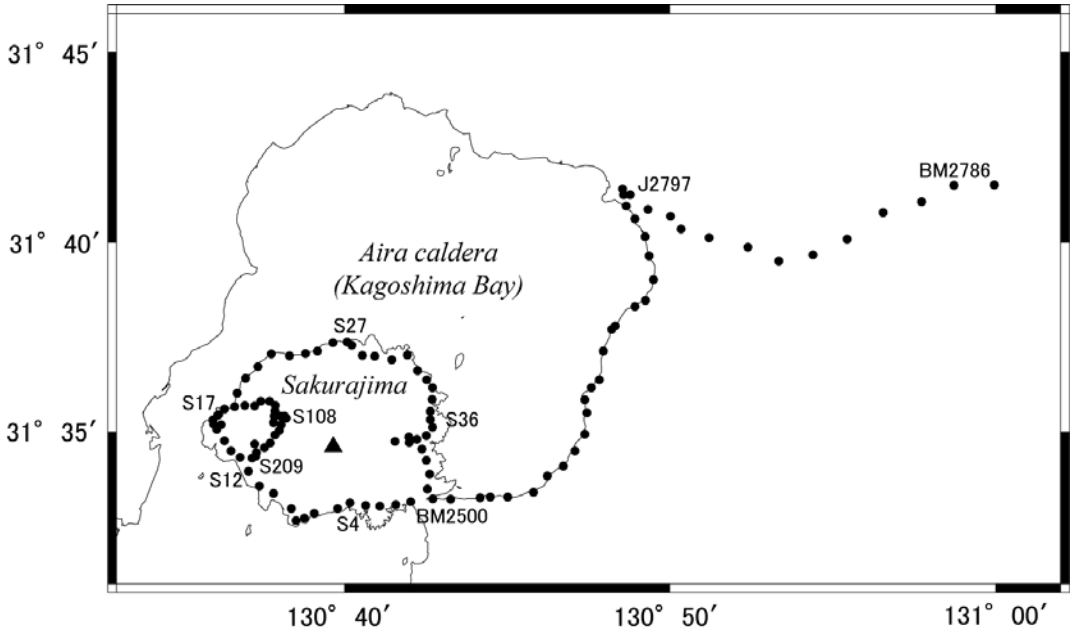


Fig. 1 Leveling bench marks measured in the 2007 survey (solid circles). Solid triangle indicates the location of the active summit crater of Sakurajima volcano.

で，その往復差は水準点間距離をL kmとしたときの一等水準測量の許容誤差である2.5×√L mm以内を満たすようにした。

3. 測量結果

桜島西岸の水準点BM.S.17（袴腰検潮室）を不動点（基準）とし，計算された各水準点の比高値を1996年に行われた第9回桜島火山の集中総合観測の水準測量結果と比較した。なお，BM.J.2797～BM.2785の区間については，第9回桜島火山の集中総合観測では測量が行われていないため， 1997年7月の国土地理院による水準測量結果と比較を行った。Fig. 2に，その結果求められた各水準点における上下変動量を水準点BM.S.17からの路線距離に対してプロットして示した。同図には比較のために，1991年12月から1996年10月までの期間の上下変動量（江頭ら，1997）も併せて示した。

桜島内の路線における上下変動量（Fig. 2の上段と中段）からは，この期間の最大の隆起域は，1991年～1996年の期間と同様に，桜島北部付近にあり，その隆起分布のパターンも前回の期間に得られているパターンと比較して，特に変化した傾向は見られない。姶良カルデラおよび桜島周辺の地盤は，桜島北方沖の姶良カルデラ内部を隆起の中心域にして，1991年以降継続して隆起を続けている。1996年から2007年の期間における最大の隆起量は，桜島北部の水準点BM.S.27（西白浜）において測定された97.2 mmであった。なお，BM.S.36（東部，黒神）およびBM.S.4（南部，有村），BM.S.12（南西部，赤水）付近で認められる局所的な地盤沈降の原因は，それぞれ東部昭和溶岩流，南部昭和溶岩流および野尻川土石流堆積物を除去して積み上げた人工的な堆積丘の荷重による地盤の圧密沈下であると考えられる（江頭ら，1997）。桜島北部の地盤隆起は，姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおける増圧を反映していると考えられ，1993年頃からの山頂噴火活動の静穏化に伴い再開した姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの貯留（江頭ら，1997）が現在も継続していることが分かる。

桜島外の路線における上下変動量（Fig. 2の下段）からは，BM.J.2797～BM.2785の区間において顕著に見られるように姶良カルデラに近づくにしたがって地盤が隆起している様子が分かる。姶良カルデラから最も離れたBM.2785から見ると，桜島と大隅半島の接続点付近にあるBM.2500はこの期間の隆起量が43.8 mmである。

4. 解析および議論

Mogi (1958) による球状圧力源モデルを適用し，江頭ら（1997）と同様な方法で1996・97年～2007年の桜島と姶良カルデラ周辺の上下変動量から圧力源の位置と体積変化を求めた。計算された圧力源の諸要

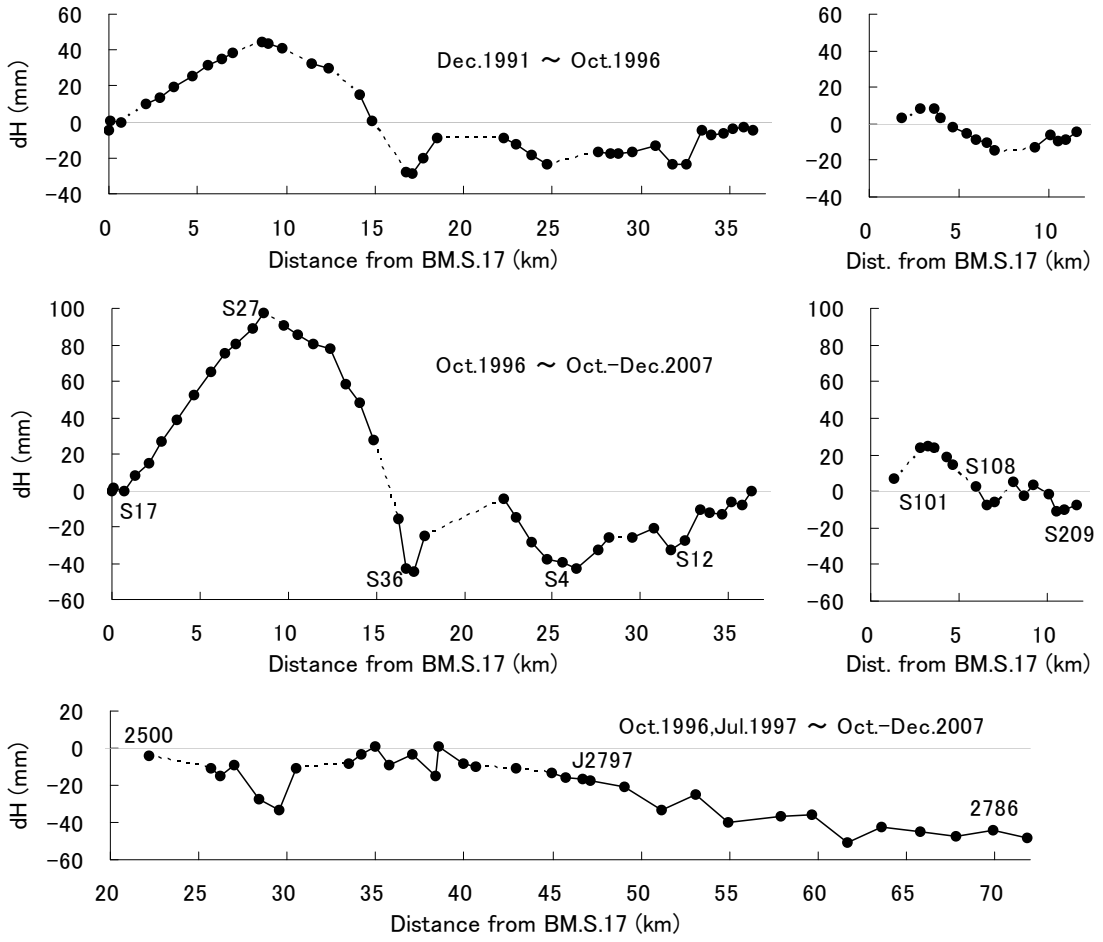


Fig. 2 Vertical displacements of bench marks in Sakurajima volcano and around the Aira caldera referred to BM.S.17 which is located at the western coast of Sakurajima. Upper: December 1991 ~ October 1996, Middle and Lower: October 1996, July 1997 ~ October – December 2007.

Table 1 Results of the pressure source calculation. A and B: pressure source beneath the center of the Aira caldera and beneath the center of Sakurajima, respectively. The origin of the X,Y coordinates is at the center of the summit crater of Sakurajima volcano. Uref and Uzo are the vertical displacements at the reference bench mark and above the pressure source, respectively. ΔVp is the deformation volume at the pressure source.

Leveling survey intervals	Dec.1991 ~ Oct.1996 (Eto et al., 1997)	Oct.1996,Jul.1997 ~ Oct.-Dec.2007 (This study)
Position of the pressure source		
A(X, Y)	A: 0.4 km, 9.0 km	A: 1.8 km, 9.7 km
B(X, Y)	B: cannot be found	B: cannot be found
Depth	A: 9.5 km	A: 8.8 km
Reference bench mark	BM.S.17	BM.2786
Uref	A: +37.5 mm	A: +9.3 mm
Uzo	A: +102.7 mm	A: +220.5 mm
ΔVp	A: $+3.9\times10^7$ m^3	A: $+7.2\times10^7$ m^3

素を前期間である1991年～1996年の諸要素（江頭ら，　　1997）と比較してTable 1に示した。

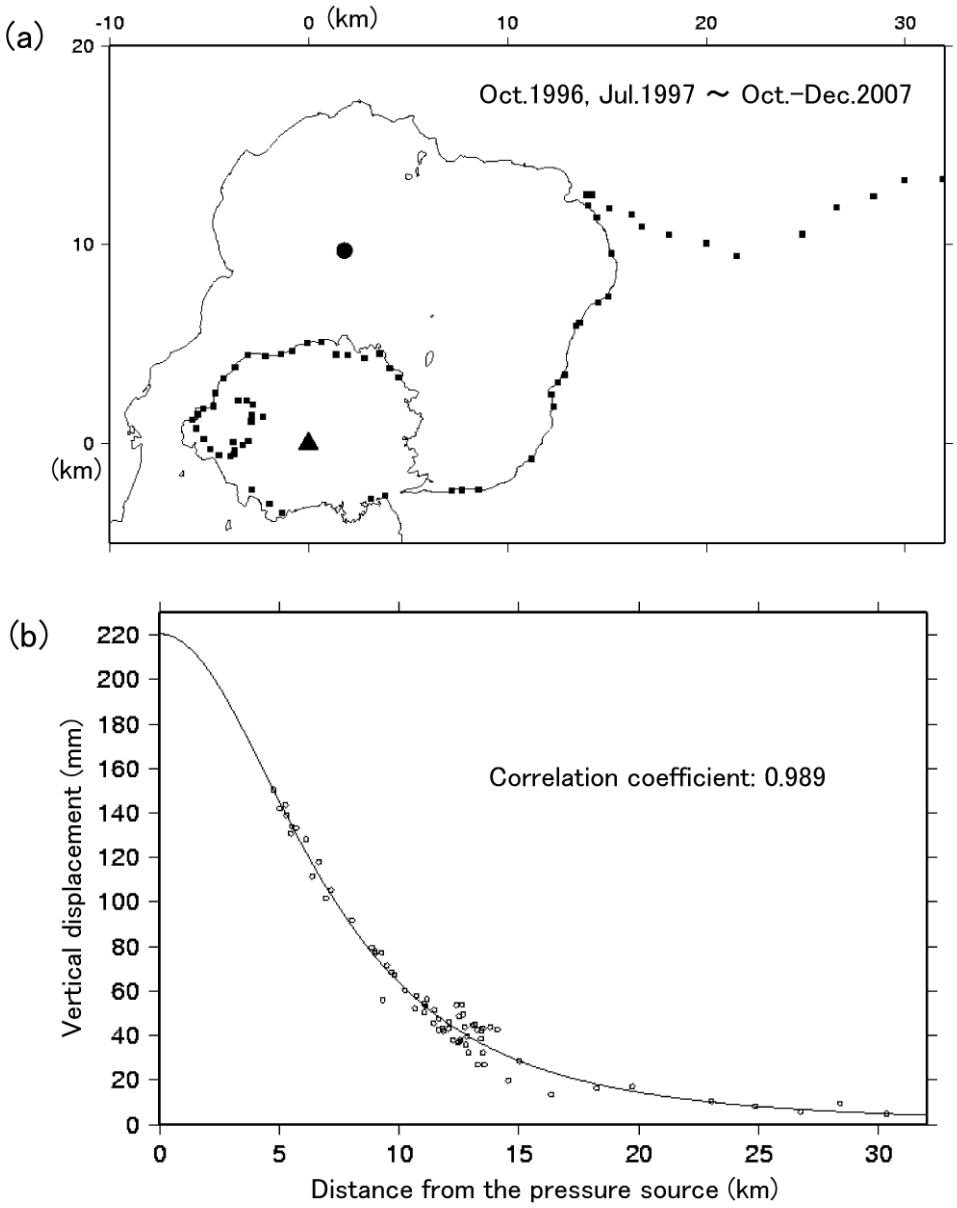


Fig. 3 (a) Horizontal location of the calculated pressure source (solid circle). Solid rectangles are the bench marks used for the calculation. Solid triangle indicates the location of the summit crater. (b) Comparison between measured vertical displacements (open circles) and theoretical vertical displacements (solid line) versus radial distance from the pressure source.

1996・97年～2007年の期間も前期間と同様に，姶良カルデラ中央部地下（桜島北方沖）の主圧力源Aのみの1圧力源モデルで上下変動量が説明され，桜島中央部地下の副圧力源Bは見出せなかった。主圧力源直上の上下変動量（Uzo）は+220.5 mmであり，前期間と同様に主圧力源が増圧状態にあることが分かる。Fig. 3に，計算された圧力源の位置と上下変動量の測定値と理論値を図示した。1996・97年～2007年の期間の圧力源の容積変動量（ΔVp）は，約7,200万立方メートルの容積増加（マグマの貯留）と推定される。同期間中の観測降下火山灰量に基づくマグマの放出量（Dense Rock Equivalent）は約280万立方メートルと推定されるので，両者を合計して約7,500万立方メートルのマグマがマグマ溜りに供給されたものとみられる。この期間は，年間約680万立方メートルのマグマ供給率となり，Ishihara (1981) の指摘した噴火活動静穏期のマグマ供給率である年間約1,000万立方メートルに比較して約2/3であった。

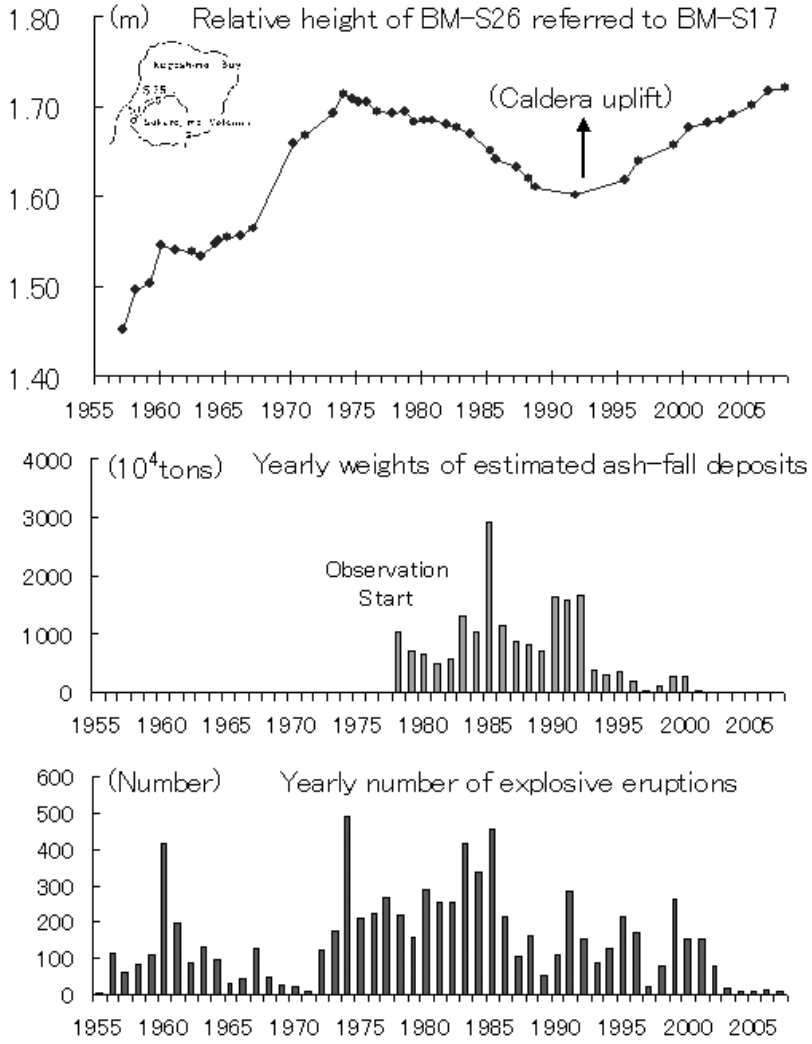


Fig. 4 Relation among secular change of relative heights of BM.S.26 referred to BM.S.17, yearly weights of estimated volcanic ash-fall deposits and yearly number of explosive eruptions at the active summit crater of Sakurajima volcano.

Fig. 4には，BM.S.17を基準にして，桜島北部のBM.S.26（松浦神社）の1957年以降の比高変化，山頂火口から放出された降下火山灰の推定年間総量および山頂火口の年間の爆発的噴火回数を示した。図中には，1996年から2007年までの期間中，桜島内の一部の路線において行った水準測量の結果も併せてプロットした。1967年頃からの噴火活動静穏化に伴った主圧力源内の増圧（マグマの貯留）による桜島北部の地盤隆起，1973・74年以降の活発な噴火活動（マグマの放出）に伴った主・副圧力源内の減圧による桜島北部の地盤の沈降，および1991年以降の噴火活動静穏化に伴った桜島の北部の地盤の再隆起現象が明瞭に確認される。 2007年におけるBM.S.26の隆起状態は，1973・74年頃の隆起をほぼ回復した状態となっている。

5. 結論

第10回桜島火山の集中総合観測の一環として2007年10月 - 12月に一等水準測量を実施した。測量結果の検討から得られた知見は次の通りである。

[1] 桜島および姶良カルデラ周辺の地盤は，前回までに引き続き，桜島北方沖の姶良カルデラ内部を中心にして隆起している。隆起分布のパターンは，前回の期間からほとんど変化が無い。

[2] 1991年以降，山頂噴火活動の静穏化に伴い再開した姶良カルデラ地下の主マグマ溜りにおけるマグマの貯留が現在も継続していることが分かる。

[3] 茂木モデルに基づき, 1996年から2007年までの上下変動量の地理的分布から圧力源の位置を求めると, 桜島北方約4～5 kmの姶良カルデラ中央部地下約8.8 kmの深さに増圧源のあることが推定される。

[4] 圧力源における容積増加量の見積もりにこの期間の降下火山灰量を加えて推定すると，主マグマ溜りへのマグマ供給率が年間約680万立方メートルとなる。Ishihara (1981) の指摘した噴火活動静穏期のマグマ供給率である年間約1,000万立方メートルに比較して約2/3であった。

謝　辞

水準測量の実施に際しては，防災研究所附属火山活動研究センターのスタッフ諸氏にお世話になった。ここに厚く感謝の意を表します。

参考文献

江頭庸夫（1989）：噴火活動に伴う桜島火山および姶良カルデラ周辺の地盤変動, 京都大学防災研究所年報，第32号B-1, pp. 29-39.

江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・木股文昭・宮島力雄・小林和典（1997）：姶良カルデラの地盤の再隆起―1991年12月～1996年10月―, 京都大学防災研究所年報，第40号B-1, pp. 49-60.

Ishihara, K. (1981): A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic material ejected, Abstract, 1981 IAVCEI Symposium –Arc Volcanism–, 143.

Mogi, K. (1958): Relations between the eruption of various volcanoes and deformations of the ground surfaces around them, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 36, pp. 99-134.

Yoshikawa, K. (1961): On the crustal movement accompanying with the recent activity of the Volcano Sakurajima (part 1), Bull. Dis. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 48.

Vertical Ground Deformation in Sakurajima Volcano and around Aira Caldera Revealed by the Precise Leveling Survey
– October 1996 ~ October-December 2007 –

Keigo YAMAMOTO, Tetsuro TAKAYAMA, Tomoya YAMAZAKI, Mitsuhiro TADA, Takahiro OHKURA*, Shin YOSHIKAWA*, Takeshi MATSUSHIMA**, Kazunari UCHIDA**, Manami NAKAMOTO**, Yoshifumi HIRAOKA***, Toshiharu ENYA*** and Moriyuki NEMOTO***

* Graduate School of Science, Kyoto University
** Faculty of Sciences, Kyushu University
*** Geographical Survey Institute

Synopsis

We conducted the precise leveling survey in Sakurajima volcano and around the Aira caldera during the period from October to December 2007. The obtained survey data are compared with those of the 1996 survey, resulting in the ground uplifts around the Aira caldera. From the analysis according to Mogi's model, the inflation source is located beneath the center of the Aira caldera. It is found that the magma storage at the primary magma reservoir beneath the Aira caldera is progressed during the study period. The magma storage is thought to begin since around 1993 when the eruptive activity at the summit crater of Sakurajima volcano was gradually decayed.

Keywords: Sakurajima volcano, Aira caldera, precise leveling survey, vertical ground deformation

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

桜島火山における火山性地震観測の強化
--陸域観測と海底地震計観測--

為栗　健・井口正人・八木原　寛*・宮町宏樹*
山崎友也・高山鉄朗・平野舟一郎*

* 鹿児島大学理学部

要　旨

桜島火山では2006年6月に山頂火口の東側斜面にある昭和火口において，58年ぶりに噴火が発生した。山頂火口直下の火山性地震の震源決定精度の向上，特に昭和火口周辺部における地震の発生を調べるために，山頂火口近傍において臨時地震観測を行った。また，姶良カルデラ下および若尊火山で発生する地震の震源決定精度向上のために，鹿児島湾において海底地震計を用いた地震観測を行った。2008年の昭和火口噴火の前後に発生した火山性地震の震源は，山頂火口噴火に伴う地震と同じ領域で発生していた。若尊火山の海底噴気孔近傍においては，観測された地動振幅レベルが潮位と同期する現象が観測された。

キーワード: 桜島火山，火山性地震，海底地震計，若尊火山

1.　はじめに

桜島火山で発生する火山性地震については多くの研究がなされており，震源分布や波動特性などの報告がある（例えば，清水ら，1982；加茂ら，1988；加茂ら, 1989）。最近では，A型地震（Volcano-tectonic earthquake）の震源分布や震源メカニズムについてHidayati et al.（2007）によって報告されている。A型地震の多くは山頂直下の深さ0～4km付近と桜島南西部の沖小島付近の深さ6～10kmで発生している。また，姶良カルデラ下やカルデラ北東部に位置する若尊火山周辺でも地震が発生している（Hidayati et al., 2007；加茂，1978）。BL型地震や爆発地震など噴火を伴う火山性地震は山頂直下の浅部（0～2km）で発生している（Iguchi, 1994；Tameguri et al., 2002）。

南岳山頂火口は1955年の爆発的噴火の開始後，現在まで噴火活動を続けているが，2000年以降は山頂噴火活動が低減傾向にあった。そのような活動の中，2006年6月に山頂火口の東側斜面にある昭和火口において58年ぶりに噴火が発生し, 2007年5～6月, 2008年2月，4月にも再び噴火が発生した。京都大学防災研究所附属火山活動研究センターによって桜島島内に設置されている定常地震観測網では，昭和火口噴火の前後にA型地震の地震活動, 発生領域に大きな変化は見られず，山頂直下浅部でのみ発生していた。山頂付近，特に昭和火口下における地震の発生状況を明らかにするため，定常地震観測網より火口近傍に臨時地震観測点を設置し，火山性地震観測を行った。臨時観測の概要および2008年2月に発生した昭和火口における爆発的噴火に伴う爆発地震について報告する。また，桜島島内の地震観測網の外側にあたる姶良カルデラ下や若尊火山，桜島の南南西海域の下で発生するA型地震の震源決定精度向上のため, 桜島火山の周辺海域に海底地震計を設置して地震観測を行ったので報告する。

2.　観測

2.1　陸域地震観測

Fig. 1に火山活動研究センターによって設置されている桜島島内の定常地震観測点と今回設置した臨時地震観測点を示す。定常観測点は南岳山頂火口を囲むように10点設置されているが，火口の東側の観測点が少なく，山頂からの距離も遠い。昭和火口は南岳山頂火口の東約0.5kmに位置しており, 南岳直下と昭和火口直下の地震を分離するためには東西の観測点の到達時間差が重要になる。そのため，臨時観測点は火口を東西から挟むように，火口の北東側

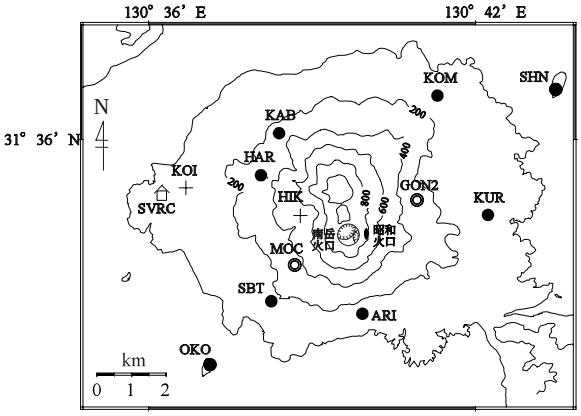


Fig. 1 Seismic stations in Sakurajima. ◎, ● and ＋ indicate temporary stations, permanent stations installed seismometers in borehole and ground surface, respectively.

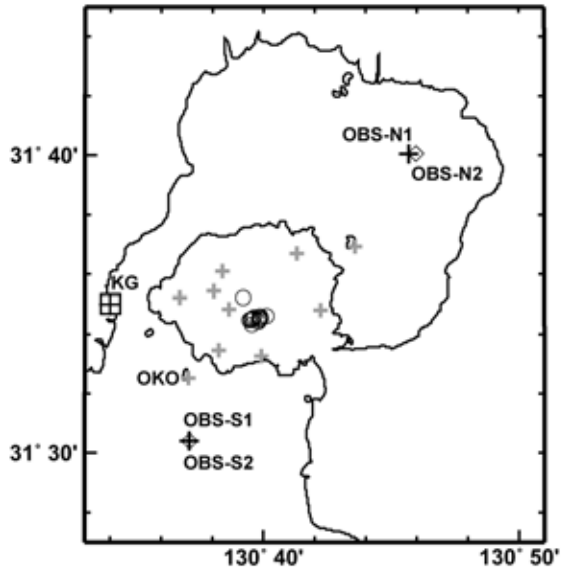


Fig. 2 Stations using ocean bottom seismographs. Symbols of black cross and rhombus indicate stations. KG is tide station operated by Japan Meteorological Agency.

2.5kmと南西側2.0kmの位置に2点設置した。地震計は約50cm埋設した。観測にはMark Products製L4C地震計（固有周期1秒）を使用し，地震計の出力は白山工業社製データ変換装置LS7000-XTに有効分解能24bit, 200Hzサンプリングで収録した。観測機器の電源は太陽電池とカーバッテリーで供給し，データはCFカードに収録する現地記録方式で観測を行った。データ回収の関係でGON2観測点は上下動1成分のみ，MOC観測点は3成分の記録を行った。MOC観測点は2007年6月5日から，GON2観測点は2007年9月19日から観測を開始し，2008年6月現在も観測中である。

2.2 海底地震計観測

Fig. 2に海底地震観測点の配置を示す。養殖漁業用のユニックを装備した小型船舶により, 2台の海底地震計（Ocean Bottom Seismograph，以下，OBSと記す）をOBS-N1とOBS-S1（2007年8月30日～2007年10月11日），およびOBS-N2とOBS-S2（2007年10月26日～2007年12月14日）に設置した。OBS-N1では，OBSの投入直後に「たぎり」を目視で確認したため，OBSは海底噴気孔（小坂，1991）の直上で投入されたと推定される。OBS-N1の震動の振幅レベルが大きいと予想されたため，OBS-N2はOBS-N1よりも約430m東に設置した。OBS-N2の投入位置では「たぎり」が無いことを確認した後にOBSを投入した。

使用したOBSは，本体に取り付けられた錘を音響信号による指令を受けて切り離し，自己の浮力で海面に浮上する。OBSの本体は，耐圧ガラス球，レコーダー，地震計，および電源から構成される。また耐圧ガラス球を保護するハードハットには，錘の切り離し機構を備えたトランスポンダ，浮上時の探索を容易にするためのフラッシャーとビーコンが取り付けられている。レコーダー（勝島製作所，KDR-224K）は高精度の水晶発振型時計を内蔵し，16bitの分解能でA/D変換されたデータをDATオーディオテープに収録する。アンプゲインは浅海底での観測であることを考慮して40dBを選択した。サンプリング周波数は64Hzとした。電源はアルカリ単一電池で，6本直列を6並列まで封入可能である。このサンプリング周波数と電池の並列数の組み合わせの場合，約2ヶ月間の連続観測が可能である。内部時計はOBSの投入直前と回収直後にGPS時計との差が計測され，その間は時計が線形にずれると仮定して補正が施された。地動センサーは固有周期4.5Hzの短周期3成分地震計（Mark Products，L-28BL）で，OBSが傾斜面に着底してもジンバル機構によって上下動センサーが鉛直方向を，水平動センサーが水平方向を向くように製作されている。ただし，着底時の水平動2成分（H1，H2）の方位を知ることはできない。レコーダーとセンサーの組み合わせはOBS-N1とOBS-N2, OBS-S1とOBS-S2で同じとした。DATテープに収録されたデータはWinフォーマットに変換された後, 解析に用いられた。

3. 観測波形

3.1 陸域地震観測の波形記録

2007年9月にGON2観測点の設置を行ってから2008年2月までに27個のA型地震, 3個の南岳山頂での爆発的噴火に伴う爆発地震が発生した。また，2008年2月の昭和火口の噴火活動の際，2月3日，2月6日に昭

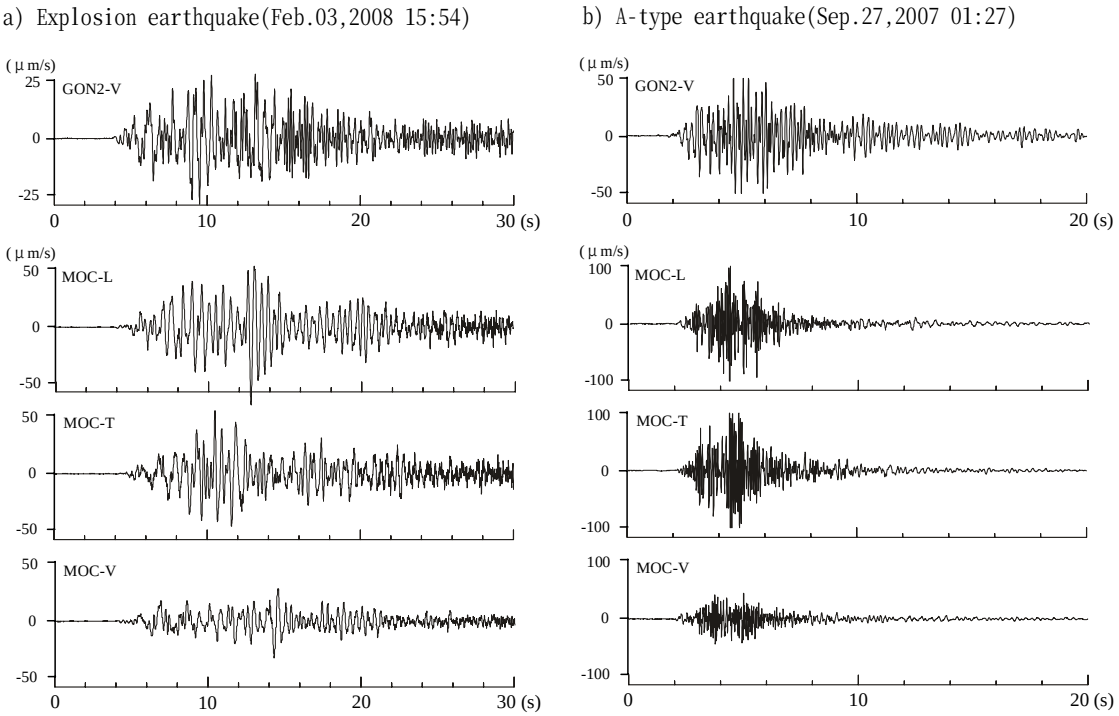


Fig. 3 Examples of observed waveform in Sakurajima. a) Explosion earthquake. b) A-type earthquake.

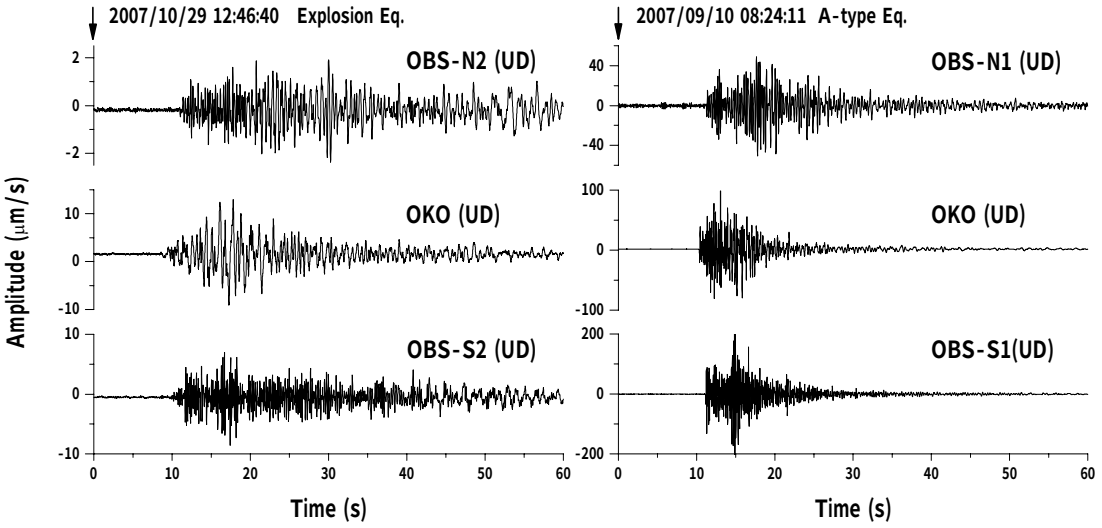


Fig. 4 Examples of waveforms recorded by ocean bottom seismograph. Explosion and A-type earthquakes are plotted at left and right sides, respectively.

和火口における爆発的噴火に伴う爆発地震が発生した。Fig. 3に臨時観測点で記録されたA型地震と昭和火口の爆発的噴火に伴う爆発地震を示す。A型地震については，地表設置のため波形が複雑になっており，MOC観測点の水平動記録でもS波の判別は難しい。ただ，震源（南岳山頂火口直下）に近いため，P波初動は明瞭であり，震源決定の際の初動到達時の読み取りは問題ない。爆発地震に関してもA型地震と同様に波形は複雑であるが，P波初動は明瞭である。

3.2 海底地震計による波形記録

OBS観測の効果が大きいと考えられる桜島の南南西海域下や姶良カルデラ下のA型地震は観測期間中に発生しなかった。そのため，火山性地震の観測波形例を示すにとどめる（Fig. 4）。Fig. 4の左が桜島火山の爆発地震，右がA型地震（海底地震観測期間中では最大規模）の観測波形（上下動成分，UD）である。比較のために，ボアホール観測点OKOの観測波形を合わせて示した。爆発地震の波形（Fig. 4の左）を相

互に比較すると，OBSのセンサーは固有周期よりも低周波側の感度が著しく低下するので，爆発地震で卓越する低周波成分が観測されていない。OBS-N2の振幅はOBS-S2の振幅の約1/5で震央距離の違いを考慮しても振幅が有意に小さいこと，振幅の減衰がよりゆるやかであることから，OBS-N2直下の未固結の堆積物の層厚はOBS-S2のそれよりも有意に厚いと考えられる。Fig. 4の右は山体直下のA型地震であるが，OBS-S2はOKOよりも震央距離が長いにもかかわらず，P波初動が同程度に明瞭である。OBS-S2直下の未固結の堆積物は厚くはないと考えられる。

4. 震源決定

震源決定の精度を落とさないため，A型地震については定常観測網でP波初動の到達時刻読み取り数が8個以上，S波の読み取り数が4個以上のもの，爆発地震についてはP波初動の到達時刻読み取り数が8個以上のものについて解析対象とした。その結果，臨時観測中に発生したイベントのうち，18個のA型地震，5個の爆発地震（南岳の爆発3回，昭和火口の爆発2回）の震源決定を行った。震源決定にはHirata and Matsu'ura（1987）の決定方法を使用した。速度構造はP波速度2.5 km/sの半無限均質構造，Vp/Vs比を1.73と仮定した。

定常地震観測網の中でHIK, KOI観測点は地震計が地表設置されており，その他の観測点は85～355 m深のborehole内に設置されている（Fig. 1）。震源決定を行った23例のイベントにおける各観測点の理論到達時と観測値の残差は，HIK, KOI観測点では全て正，山頂南側のARI，OKO観測点では全て負となった。定常観測網の中で，山頂火口に最も近いHIK観測点では相対的に遅く地震波が到達し，2番目に近いARI観測点では早く地震波が到達している可能性があり，震源決定結果に影響を及ぼしている可能性がある。この残差が伝播経路の速度異常か観測点直下の影響か分からないが，本解析では各観測点の残差を観測点補正値とみなし，初動読み取りの際に23例のイベントの平均残差を差し引いた時刻を読み取り値として震源決定を行った。

Fig. 5とFig. 6にA型地震の震源決定結果を示す。定常観測網で決定された震源を●で，臨時観測点を含めて決定された震源を○でプロットしている。臨時観測中に発生したA型地震の多くは南岳山頂直下の海水面下0-3kmで発生している。また，中岳と北岳付近で3個の地震が発生している。桜島南西部のやや深部の地震は，今期間は発生していない。山頂直下の震源分布については，深部の地震は山頂火口南東端の下で発生しており，浅部になるほど西側に寄って

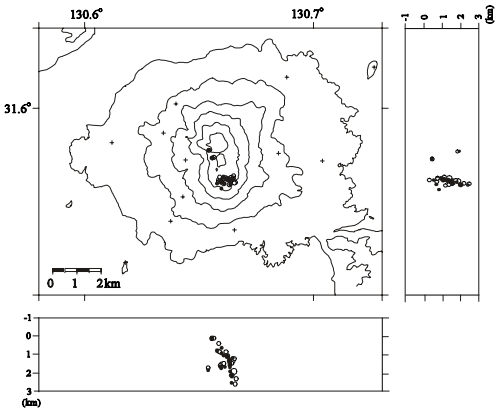


Fig. 5 Hypocenter distribution of A-type earthquakes. Solid and open circles indicate hypocenter determined by permanent seismic network and including temporary stations, respectively.

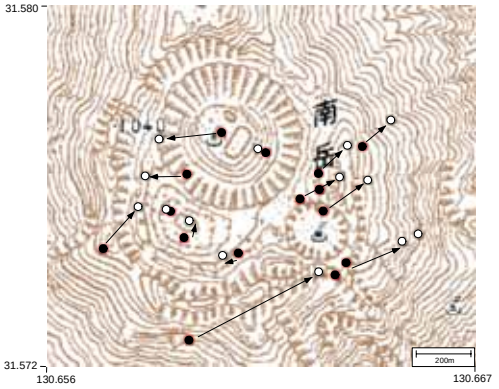


Fig. 6 Epicenter of A-type earthquakes at summit area. Symbols are same as Fig. 5.

いく分布になっている。臨時観測点を加えて決定された震源は，山頂直下1kmより深い地震は全体的に200mほど東側に移動し，深さについてはあまり変化がない。浅部の地震については，一定方向への震源位置の変化は見られないが，南岳山頂火口内に求まっていた震源は西に移動し，火口の西端付近に決定された。

Fig. 7に臨時観測期間中に発生した5例の爆発地震（○）と観測期間中以外の2007年に発生した爆発地震（●）の震源を示す。全ての爆発地震が南岳山頂火口内の深さ0.5～1.5kmで発生しており，山頂爆発と昭和火口における爆発も爆発地震の初動の震源は同じ領域で発生している。また，この期間の爆発地震の震源はIguchi（1994），Tameguri et al.（2002）で報告されている位置と同じ領域であった。

5. 考察

5.1 桜島山頂下の地震活動

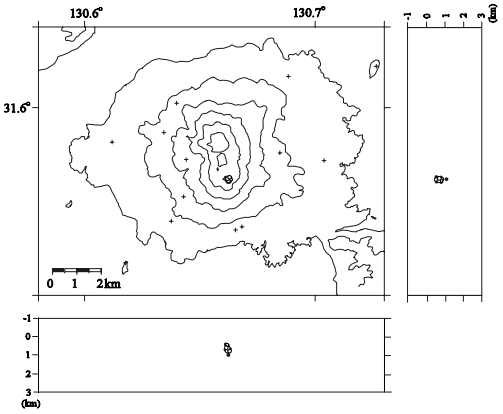


Fig. 7 Hypocenter distribution of explosion earthquakes. Open and solid circles indicate hypocenters during temporary observation and explosive eruption at summit crater in 2007, respectively.

Fig. 8に今回決定された地震の震源分布（●）とHidayati et al.（2007）の南岳山頂直下の震源分布を示す。震源決定を行った地震のうち，山頂火口の東端付近の1kmより深部の地震が2008年2月の昭和火口の活動と関連して発生したかどうかという点に注目する。Hidayati et al.（2007）では1998年から2005年に発生したA型地震について震源決定を行っている。本報告の震源付近でもその期間にA型地震は発生しており，特に2008年2月の噴火に関連して山頂火口の東端下でA型地震が発生していたとは明言できない。

また，昭和火口で発生した爆発的噴火に伴う爆発地震については，南岳の山頂火口における爆発的噴火に伴う爆発地震と同じ領域で発生していた。つまり，爆発地震としては従来の山頂爆発と同じ南岳の直下で発生し，表面での爆発現象が昭和火口で発生したと言える。初動が不明瞭なため震源決定ができない小規模なA型地震やB型地震が南岳直下から昭和火口への火道形成やマグマの移動によって発生している可能性があるが，それを明らかにするためにはより火口近傍での地震観測が必要であろう。

地表設置の観測点とborehole内に地震計を設置している観測点では震源決定の際の残差に違いが見られた。地表設置の観測点では残差が正であるため，地震波が相対的に遅く到達し，boreholeの観測点（特にARI，OKO観測点）では残差が負であるので，地震波が早く到達していると考えられる。本報告では，残差を観測点補正値として読み取り値から差し引いた。恐らく，地表面付近の地震波速度は火砕物の堆積等の影響で仮定している速度（Vp=2.5 km/s）より遅いと考えられる。また，ARI，OKO観測点などの桜島南西部は姶良カルデラの南端に近く（Matumoto, 1943），カルデラの外側の伝播速度が高速であると考えられる領域を地震波が通っている可能性がある。

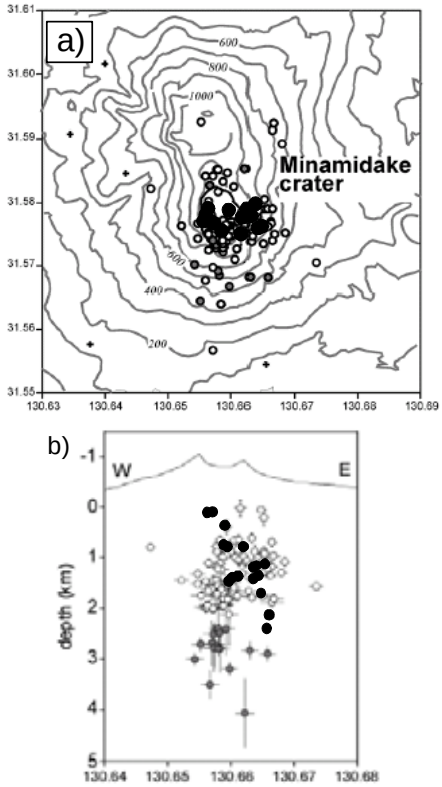


Fig. 8 Hypocenter distributions of Hydayati et al. (2007) and this report (solid circles).

山頂直下のA型地震の震源分布は1kmより深部では火口の東側，浅部では火口の西側に寄る傾向が見られる。また，Hidayati et al.（2007）の結果では1.5km付近にA型地震が多く発生し，その上部（1.3km付近）ではA型地震が少ない領域が見られる。爆発地震はA型地震が少ない領域で発生している。爆発地震の発生領域の議論をする上で，このA型地震の震源分布は非常に興味深い結果である。今後も火口近傍の臨時観測を継続し，データ蓄積を行う予定である。ただ，このような狭い領域での震源に対して細かい議論をする上では，震源決定に使用する速度構造が大きく影響する。今回の地震観測網では，震源決定の際に仮定するＰ波速度を±0.1km/s 変化させた場合，震源位置は全体的に深さ方向で±150mほど移動する。震源の深さはその深度での火道内のマグマ物性や圧力等を議論する上で重要である。そのためには，先に述べた各観測点における観測点補正値や山体周辺の速度構造を詳細に調べることが不可欠であり，2008年11月に行われる予定の桜島火山体構造探査が待たれる。その後，近年行われている三次元速度構造を用いた火山性地震の震源決定によって（例えば，Onizawa et al., 2007），より精度の高い震源位置や爆発機構の議論が行えるようになると考えられる。

5.2　若尊火山近傍の振動と潮位の関係

Fig. 9にOBS-N1で観測されたRMS振幅値を示す。記録には半日周期の振幅の変化が見られる。OBS-N1は若尊火山の海底噴気孔近傍に設置されているため，噴気活動による振幅の変化が潮汐に関係することを想定させる。そこでOBS-N1のRMS振幅と潮位の観測値とを比較した。2007年9月21日～9月30日の10日間におけるOBS-N1の各成分のRMS振幅値と気象庁の潮汐観測地点KG（Fig. 2）の潮位観測値（1時間値）を合わせて示す。Fig. 9から，潮位のピークとRMS振幅の半日周期変化のピークが同期していることが分かった。上下動，水平動の全ての成分において，高潮（High Water）とRMS振幅値の極小，低潮（Low Water）とRMS振幅値の極大，の関係である。すなわち，若尊カルデラの海底噴気孔の震動の振幅は，高潮時に小さくなり，低潮時に大きくなる。小潮であった9月21日～22日にかけては，RMS振幅の半日周期が不明瞭になる，または消滅しているといった対応も認められる。一方，半日より長周期の変化にのみ注目すると，潮位変化との間に明瞭な相関があるようには見えない。海底噴気孔のRMS振幅値の時間変化は潮汐と第一近似では関係するが，単純ではないと考えられる。

Fig. 9のピークの細部に注目すると，RMS振幅値の極小あるいは極大の時刻が，高潮あるいは低潮の時刻よりもわずかに先行しているようにみえる。そこで，潮位差が大きい9月26日～28日の3日間におけるOBS-N1の上下動1成分と潮位の時間変化を比較した（Fig. 10）。その結果，海底噴気孔の震動の振幅レベルの極小(LA)は高潮（LW）より約1時間，振幅レベルの極大（HA）は低潮より1～2時間程度先行することが分かった。KGのデータは時間値であるので，より時間分解能を上げた比較ができないが，RMS振幅値のピークが先行するのは確かである。

これまでに活火山周辺や海底熱水活動領域で行われた海底地震観測で，潮汐に同期した活動が指摘されたことがある。例えば笠原（1983）は，三宅島1983年噴火活動に際して海底地震観測を行い，地震回数のピークが潮汐の満・干潮時と良く対応するとした。西澤ら（1995）は大西洋中央海嶺上の熱水マウンドにハイドロフォン付きOBSを設置し，ハイドロフォンの記録にのみ潮汐に同期した低周波圧力変動を観測したことを示した。笠原（1983）の現象にはパターンが2つあり，噴火活動中にパターンが入れかわる複雑さが見られた点，西澤ら（1995）が述べた現象は圧力変動であり，地震計では潮汐と同期する現象は捉えられていない点で，本観測で捉えられた現象とは異なると言える。若尊カルデラの海底噴気孔の震動で見られたRMS振幅値の半日周期の変化は，潮汐との同期パターンが代わることなく，定常的に繰り返されるという特徴をもつ。

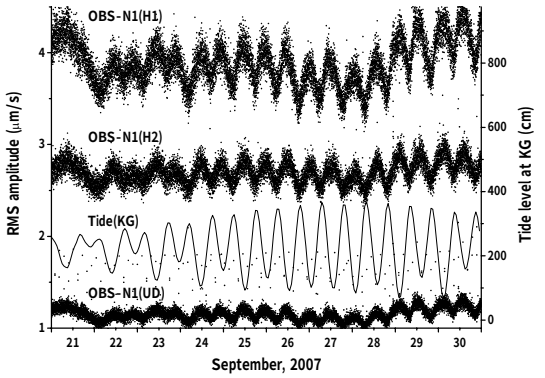


Fig. 9 RMS amplitudes at OBS-N1 and tide at KG (10 days).

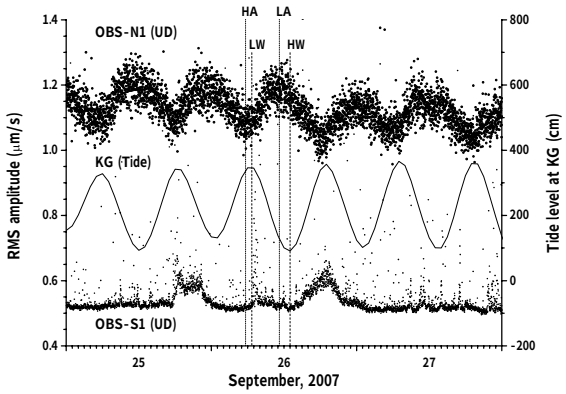


Fig. 10 RMS amplitudes at OBS-N1 and tide at KG (3 days).

解析の結果，若尊カルデラの海底噴気孔のRMS振幅値の極大が低潮に，RMS振幅値の極小が高潮に同期すること，さらにRMS振幅値の時間変化がKGの潮位変化に1～2時間程度先行することが明らかになった。これらはRMS振幅値の時間変化の発生原因を考察する際の手がかりを与える可能性がある。例えばRMS振幅値の時間変化は，海洋潮汐よりも，むしろ地球潮汐によって励起されることを示唆するかもしれない。KGは鹿児島港に位置し，若尊カルデラは鹿児島港と桜島間の狭い水路よりもさらに湾奥部に位置する。この領域の潮位変化は，KGよりも遅れると考えられる。もしRMS振幅値の時間変化が海洋潮汐で励起されると仮定すれば，RMS振幅のピークはKGの低潮，高潮の時刻以降でなければならない。従って，海洋潮汐の効果は大きくないのであろう。

6.　まとめ

桜島火山の山頂付近で発生する地震，特に山頂火口と昭和火口付近の震源分布を詳細にするため臨時

地震観測を行った。その結果，2008年2月の昭和火口噴火の前後に発生したA型地震の震源は従来の震源位置と同じ領域で発生していた。昭和火口の爆発的噴火に伴う爆発地震についても，これまでの南岳山頂火口の活動に伴って発生する爆発地震と同じ領域で発生していた。

若尊カルデラの海底噴気孔付近の観測点では，RMS振幅値が潮位と同期する現象が観測された。RMS振幅値の極大が低潮に，RMS振幅の極小が高潮に対応する。この同期パターンが代わることなく定常的に繰り返されている可能性が高い。RMS振幅値のピークは，潮位のピークより1～2時間先行する。

謝　辞

GON2観測点の地震計設置の際，東京工業大学の攪上勇介氏，日本学術振興会特別研究員の横尾亮彦氏にご助力いただいた。定常観測点の保守およびデータ蓄積は火山活動研究センター全スタッフの協力の元に行われている。記して感謝申し上げます。

（有）桜島水産，第6とも丸の川畑健一郎船長，および東桜島漁業協同組合の小柳澄男参事には，海底地震計の投入と回収作業全般において全面的にご協力をいただきました。海底地震計の設置にあたり，鹿児島県漁業共同組合連合会には便宜を計っていただきました。気象庁の鹿児島潮汐観測地点のデータは，気象庁ホームページのダウンロードサービスを利用しました。記して感謝申し上げます。

参考文献

笠原順三（1984）：1983年噴火と海底地震観測 –地震活動と潮位変化及び特異な地震波形-，月刊地球，No.6，pp. 749-754.

加茂幸介（1978）：桜島火山における噴火の前駆現象と予知，火山，23, pp. 53-64.

加茂幸介・西 潔・井口正人・高山鉄朗・清水邦夫・山里 平（1988）：桜島火山の地震活動，第6回桜島火山の集中総合観測，pp. 7-13.

加茂幸介・西 潔・井口正人・高山鉄朗・池田安彦・宇平幸一（1989）：桜島火山の地震活動，第7回桜島火山の集中総合観測，pp. 7-11.

小坂丈予（1991）：日本近海における海底火山の噴火，東海大学出版会，280pp.

清水 洋・植木貞人・高木章雄（1982）：桜島で観測される火山性地震波動の性質，第4回桜島火山の集中総合観測，pp. 11-17.

西澤あずさ，佐藤利典，笠原順三，藤岡換太郎(1995)：TAG熱水マウンドの潮汐に同期した活動 –OBSHによる観測結果-，JAMSTEC深海研究，11，pp. 125-135.

Hidayati, S., Ishihara, K. and Iguchi, M. (2007): Volcano-tectonicearthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira calder, southern Kyushu, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 52, pp. 289-309.

Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987): Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, pp. 50-61.

Iguchi, M. (1994): A vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 39, pp. 49-67.

Matumoto, T. (1943): The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan, J. Geol. Geogr., 19, pp. 1-57.

Onizawa, S., Oshima, H., Aoyama, H., Mori, H., Maekawa, T., Suzuki, A., Tsutsui, T., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Yamamoto, K., Mori, T., Taira, T., Miyamachi, H. and Okada, H. (2007): P-wave velocity structure of Usu volcano: Implication of structural controls on magma movements and eruption locations, J. Volcanol. Geotherm. Res., 160, pp. 175-194.

Tameguri, T., Iguchi, M. and Ishihara, K. (2002): Mechanism of explosive eruptions from moment tensor analyses of explosion earthquakes at Sakurajima volcano, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 47, pp. 197-215.

Reinforcement of Volcanic Earthquake Observations at Sakurajima Volcano - Observations in Sakurajima and Using Ocean Bottom Seismograph -

Takeshi TAMEGURI, Masato IGUCHI, Hiroshi YAKIWARA*, Hiroki MIYAMACHI*,
Tomoya YAMAZAKI, Tetsurou TAKAYAMA and Syuichirou HIRANO*

* Faculty of Science, Kagoshima University

Synopsis

We installed two temporary seismic stations in Sakurajima and two ocean bottom seismographs in Kagoshima bay for reinforcement of volcanic earthquake observations at Sakurajima volcano. In observation period, 28 A-type earthquakes occurred and we determined hypocenters of 18 events. The hypocenters of the events were located beneath active summit crater. The hypocenters are concentrated around the crater and the depths are ranging from 0 to 3 km beneath the crater. RMS amplitudes near Wakamiko volcano recorded by OBS were related to tide level.

Keywords: Sakurajima volcano, volcanic earthquake, ocean bottom seismograph, Wakamiko volcano

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

桜島の重力異常について
－ 火山の密度から見た内部構造 －

駒澤正夫*・中村佳重郎・山本圭吾・井口正人・
赤松純平・市川信夫・高山鐵朗・山崎友也

*産業技術総合研究所地質調査研究部門

要　旨

桜島で重力計3台を用いた重力調査を行った。既存点に，北岳，南岳，鍋山，周辺島嶼域の新規点を加え，566点のデータからブーゲー異常図を作成した。最適な表層密度は2.2～2.3g/cm^{3}で一般的な日本の火山と大差ない。表層密度2.3g/cm^{3}のブーゲー異常は姶良カルデラの低重力異常の南西縁に桜島があることを示す。残差重力は，北岳と鍋山に明瞭な低重力異常を呈す。測定点が少ないが，活動中の南岳周辺に目立った異常がないことは，直下ではなく北～東方に想定できるマグマの供給路と関連するかもしれない。四万十類層を主体とした基盤の高まりを示す高残差重力は垂水方向から桜島南部域に伸び，北東の陥没構造と対比される。

キーワード: 桜島火山，重力異常，表層密度解析，重力基盤

1.　はじめに

トカラ火山列島の北方に位置する口永良部島火山，薩摩硫黄島や鬼界カルデラでは重力調査がなされ，ある程度その密度構造が把握されつつあるが，さらに，その北方の鹿児島県桜島火山でも密度構造把握を目的として2007年9月に重力調査を行った．調査には，ラコスト重力計3台を使用した。標高値と位置については，DGPSによって測定を行っているためその精度に問題はないものである。今回の測定以前の既存点については，宮町ほか(2000)および新エネルギー･産業技術総合開発機構(2000)による397点の測定があるが，主として山麓の車道沿いでの測定に限定されているため，桜島火山の全容を把握するには不十分であった。2007年の調査は山体中心域と桜島周辺の島嶼域において169点の測定を実施した．既存点の多くは独立標高点の測点で測位精度の問題があるため取捨選択している．新規の測定点は，北岳周辺，鍋山～南岳周辺，引ノ平周辺の桜島火山の中核をなすところと周辺の島嶼に当たる．新旧の測定点を併せて約566点のデータを編集した．測点図をFig.1に示す。

2.　表層密度解析

桜島火山の密度推定の結果を示す。方法は，「上方接続残差分散比較法(Comparison of Variance of Upward Residual : CVUR 法)」(Komazawa, 1995)というもので，地形がつくる密度構造は起伏をもつので重力効果として最も短波長の成分が発生することを利用している。ブーゲー補正と地形補正に

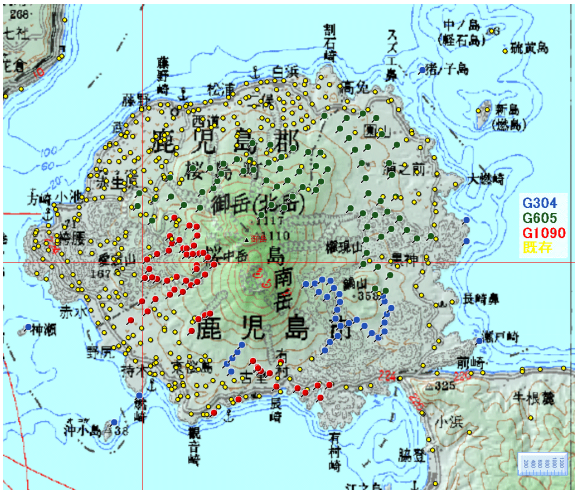


Fig.1 Location map of gravity stations

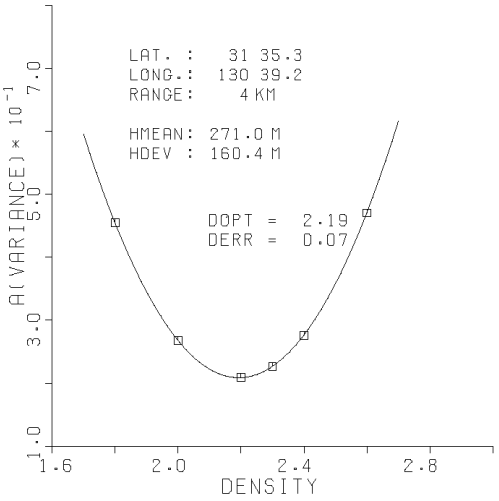


Fig.2 Estimated surface density around Kita-dake and Minami-dake.

使う密度（仮定密度）が，地形を作っている表層密度に一致すれば，第１層目は密度的に透明になって地形に対応する短波長の重力成分は消失するので，仮定密度と表層密度が一致した場合，短波長成分の比率が最も少なくなる。ここでは短波長成分だけを取り出すようなフィルターを施した重力残差の分散量（ランダム性）を計算し，その分散量を一番小さくする密度が最適な表層密度となる。

解析の結果，北岳−南岳を中心とした半径 4km の範囲の平均密度として，2.19g/cm^3 という結果を得た(Fig.2)。 この値は，火山の表層（深度数 100 m程度）の平均密度としては普通か，やや小さい程度である。解析例として，阿蘇火山中央火口丘で 2.27g/cm^3 (Komazawa,1995)，富士山の山頂付近で 2.0g/cm^3 程度，すそ野域で 2.4g/cm^3 程度(駒澤，2003)，口永良部火山で 2.25g/cm^3（駒澤ら，2007）になるなどの解析結果がある。

一方，サンプリング半径を小さくし，位置をずらしてスキャンさせれば，面的な密度分布が得られる。そうして得られた結果を Fig.3 に示す。Fig.3 は，250m の上方接続残差に対し 2km のサンプリング半径で解析した表層の密度を示している。概略的には，標高の高い火山の山頂付近で密度が小さく標高の低い裾野部で密度が高い傾向がある。これは，火山群が溶岩だけでなく火山灰や空隙率が大きい火砕物などの低密度のもので構成されていることを示している。一方，すその部や噴出源から離れたところでは低密度の表層が侵食されて

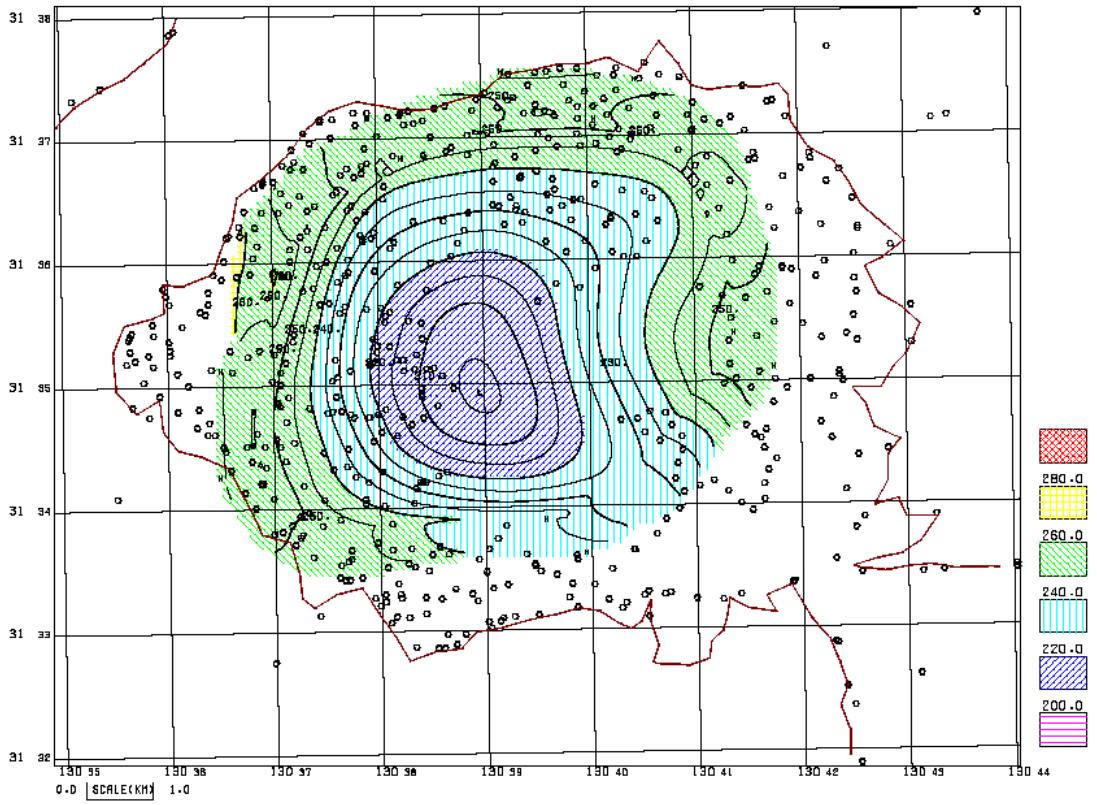


Fig.3 Two-dimensional distribution of the estimated surface layer densities by the CVUR method. The values of contour denote density in g/cm^3 multiply by 100. Open circle marks denote gravity stations.

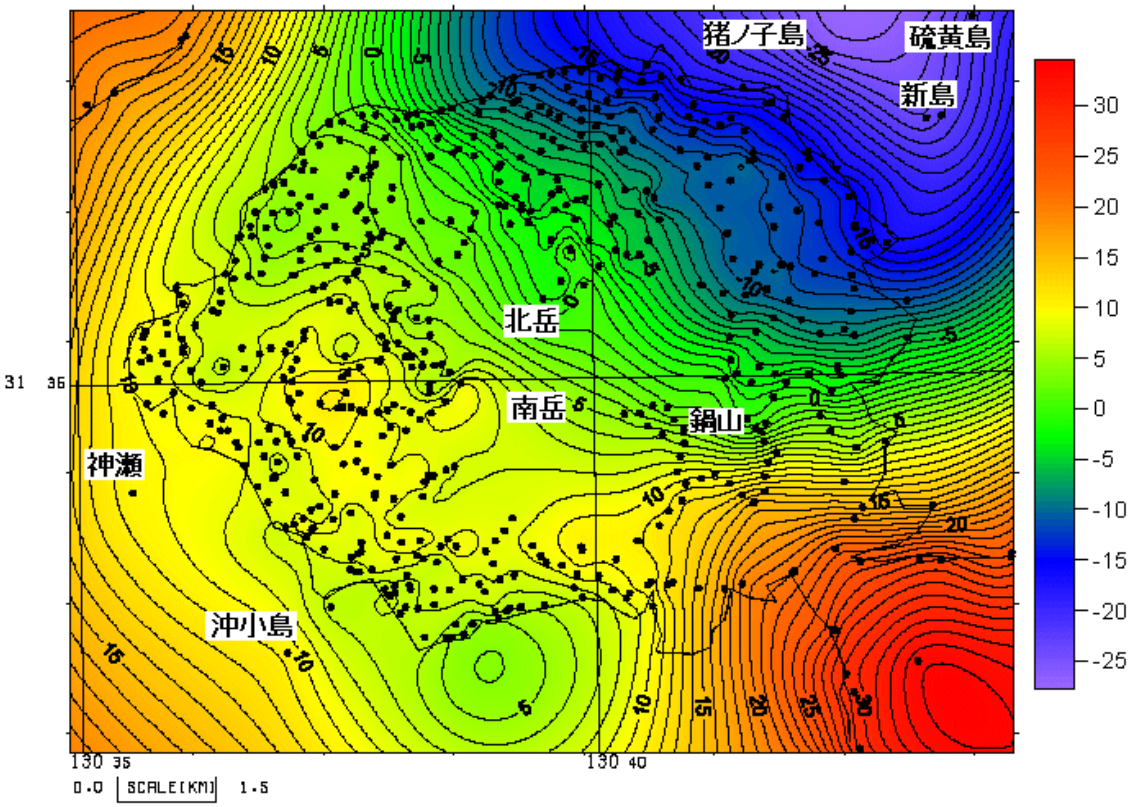


Fig.4 Bouguer anomalies of Sakurajima volcano. Assumed density: 2.3g/cm^3. Contour interval: 1mGal. Solid circle marks denote gravity stations.

しまっているか，噴出堆積物そのものが薄いことが考えられる。

3. 重力異常から推定される地下構造

解析した表層密度の平均的な値を仮定密度としたブーゲー異常図を作成した。Fig.4に仮定密度2.3g/cm^{3}のブーゲー異常図を示す。先ず，概略の傾向として，桜島の北東域で姶良カルデラに向かってブーゲー異常値が小さくなっているのが判る。30mGalを超える最大のブーゲー異常域が，大隅半島の垂水方面に見られるが四万十類層群を主体とした高密度の基盤岩の分布に対応している。垂水方面から伸びてきた高重力異常が桜島島内では山体南麓に見られ四万十類層群が浅いところに存在しているものと考えられる。広域的には北岳，南岳，鍋山といった桜島火山の中核部は重力異常の遷移域となっており，多くの火山で基底部が局所的な高重力異常を示すのとは対照的な結果となっている。可能性として，基底部に高密度域が存在していても，地表付近の低密度物質の厚いことが考えられる。局所的見ると北岳は高重力域が北東側に張り出しているとことにあり基盤が浅くなっているところに火山が生成されたことを示している。一方，鍋山周辺域は姶良カルデラからの低重力異常が入り込んで来ているのが判り基盤が陥没しているのが推定される。

海域については船上重力データ(中条・村上，1976)を編集した広域のブーゲー異常図(Fig.5)を見ると，

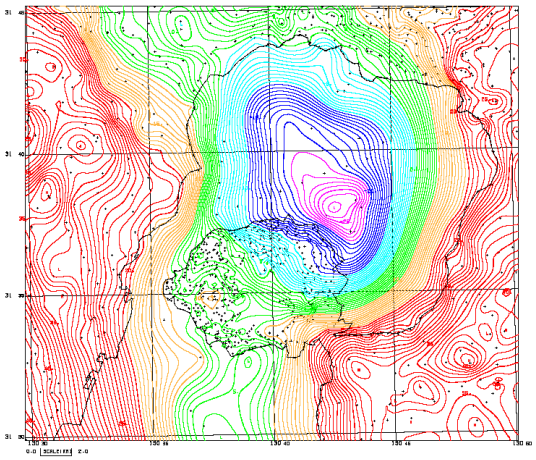


Fig.5 Regional Bouguer anomalies around Sakurajima volcano. Assumed density: 2.3g/cm^3

姶良カルデラの南方に位置する桜島はカルデラ壁に対応するような重力異常の急勾配域になっていることが判る。

4. フィルター計算

深度に応じた構造を抽出するために上方接続ファイルター操作をして残差重力を作成した。深度が数100mから1km程度の構造を見るために仮定密度2.3g/cm^{3}のブーゲー異常に対して上方接続1kmを広域トレンドとして除去した残差重力を求めた(Fig.6)。

Fig.6を見ると，北岳と鍋山については明瞭な低重力異常を呈している。一方，現在噴火活動の激しい南岳周辺には目立った異常がないところとなっているが，測定点がないために詳細な重力異常が判らないことが一番の理由である。別の解釈としてマグマを供給している場所が南岳直下ではなく北方ないし東方に想定できることも挙げられる。高残差重力は，垂水方向から桜島南部域に伸びており四万十類層群の基盤の高まりを示し，北東域の陥没構造と対比される。

低残差重力域は噴出源（火山）と考えられるが，噴出源と考えられないところは概して正の残差重力域か目立った異常がないところとなっている。理由として，火山に対応していないところは低密度の表層部分が侵食されてしまっているか火山性堆積物そのものが薄いことを示している。それに対し，火山群は溶岩だけでなく，火山灰や空隙率の大きい火砕物などの低密度のもので構成されているため表層密度も小さくなっていることが考えられる。

5. 重力基盤解析

解析の方法としては，基盤の起伏から計算される重力異常が観測重力値に収束するように基盤形状を徐々に修正させて最終的に最適解を求める逐次近似法を用いた。計算には，仮定密度2.3g/cm^{3}のブーゲー重力異常と地形標高の各々100mメッシュデータを入力データとした。また，解析対象の深度である数100m～1kmの数倍以上深い構造による広域傾向面的な重力異常は，2kmの上方接続フィルターで除去した。さらに，局所的な異常や誤データが作るノイズ

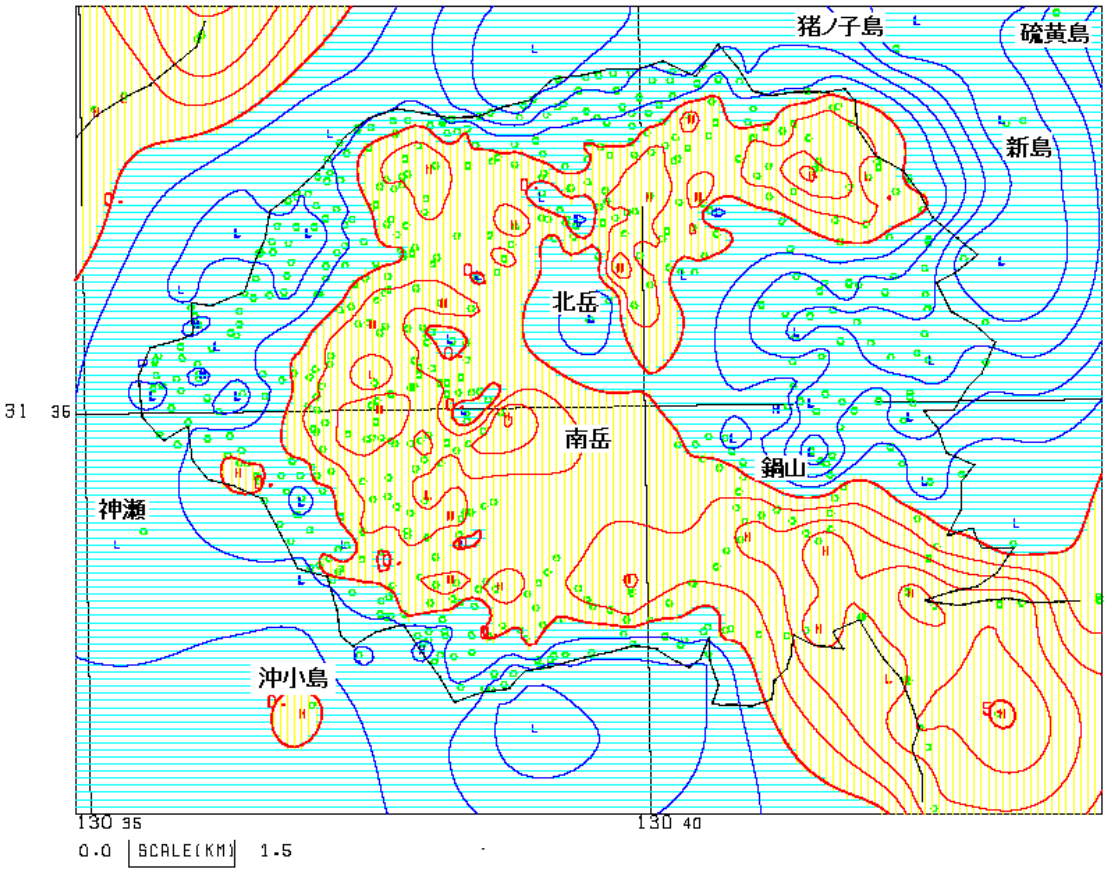


Fig.6 Gravity residuals inferred from shallow structure, nearly shallower than 500m. Regional trends are removed with the 1km upward-continuation. Open circles denote stations.

成分は，50mの上方接続フィルターで除去した。以上のバンドパスフィルターの操作をした残差重力に対して3次元解析をおこなった。ここでは重力基盤は，四万十類層群基盤のほか高密度溶岩や岩脈の集積した構造から生成されているものと考えられるものである。解析は，地下構造を低密度の被覆層と高密度の基盤の均質2層にモデル化して行った。基盤の密度は四万十類層群基盤（一部，花崗岩も含む）や高密度の溶岩・岩脈の集積した構造の密度として適当と考えられる2.65g/cm^{3}とした。被覆層，つまり，新しい火山灰や火砕堆積物の密度値としては2.0～2.3g/cm^{3}が考えられる（火山性堆積物の領域が広いので表層密度解析の結果も考慮して2.3g/cm^{3}を想定）が，本解析では一律に密度差を0.35g/cm^{3}とした。重力基盤を標高で100m間隔の等高度線で示し，段階表示した(Fig.7)。最も深いところは姶良カルデラから伸びる新島付近の桜島の北東域にあり海水準下2kmを越えている。更に，その伸びは鍋山に達している。北岳から南岳周辺は海水準下500mから1km程度で，Yokoyama and Ohkawa(1986)による海水準下2.5kmに比べかなり浅くなっている。また，北岳周辺は，周囲に比べ500m程深い南北方向の割れ目状の窪みが解析されておりマグマの通路となっているように見える。一方，南岳には割れ目状の構造は見られないが，この周辺に測点がないため正確な重力異常が得られていないことが考えられる。

6. まとめ

桜島火山の山頂から麓までを含んだ平均的な密度は2.3g/cm^{3}程となるが，表層密度分布は概略火山の構成物の密度と整合する。表層密度解析の結果からは，北岳－南岳周辺の低密度火砕物が保存され低密度となり，海岸域は火砕物が剥脱された構造のためか比較的高密度となっているものと考えられる。残差重力の負の領域が北岳，鍋山などの桜島火山の中核をなす火山群に見られる。南岳については測定がないのではっきりしたことは言えないが，低残差重力域となると考えられる。

重力基盤構造は鍋山周辺で姶良カルデラから伸びるように深く解析されている。また，北岳も局所的な南北方向の割れ目状の構造が解析された．広域的には桜島火山は姶良カルデラの南壁に対応するような重力の急勾配域となっている。

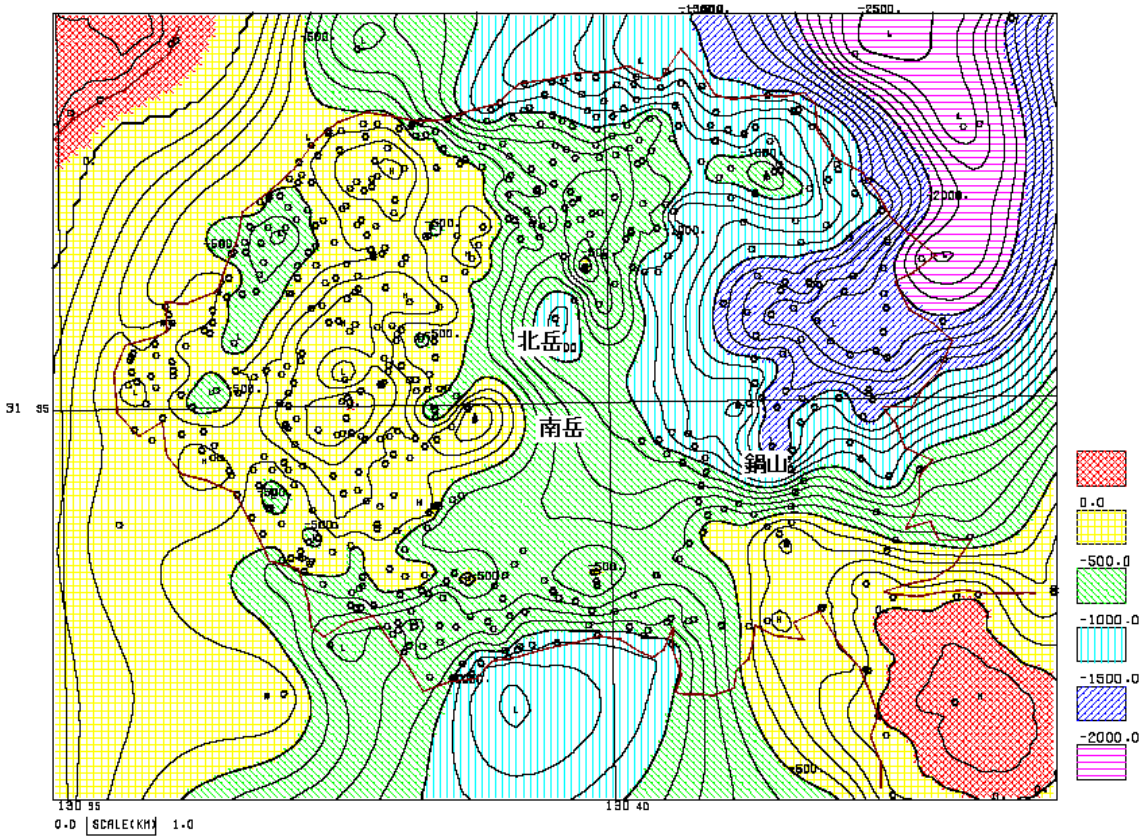


Fig.7 Gravity basement in meter above sea level with the density contrast of 0.35g/cm^3. Contour interval is 50m. Gravity stations are shown with open circle marks.

謝　辞

本調査を実施するにあたり京都大学防災研究所火山活動研究センターの方々のご協力を得て実施することができました。ここに感謝に意を表します。

参考文献

駒澤正夫（2003）：重力測定による富士山の重量と内部構造, 地質ニュース, No. 590, pp. 44-48.

駒澤正夫・中村佳重郎・山本圭吾・井口正人・赤松純平（2007）：口永良部火山の重力異常, 京都大学防災研究所年報, No.50 B, pp. 343-348.

中条純輔・村上文敏（1976）：鹿児島湾の物理探査の予察，地質調査所月報，27, 807-826.

宮町宏樹･東浦勝良･平野舟一郎･山本明彦(2000)：桜島火山における高密度重力測定, 鹿児島大学理学部紀要, 33, 101-116.

新エネルギー･産業技術総合開発機構(2000)：新エネルギー･産業技術総合開発機構重力測定値データファイル, 日本重力CD-ROM, 数値地質図, P-2, 地質調査所.

Komazawa, M. (1995) : Gravimetric analysis of Aso Volcano and its interpretation, J. Geod. Soc. Japan, Vol. 41, pp. 17- 45.

Yokoyama, I. and Ohkawa, S. (1986) : The subsurface structure of the Aira caldera and its vicinity in Southern Kyushu, Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 30, pp. 253- 282.

Gravity Anomalies at Sakurajima Volcano, Southwest Japan

Masao KOMAZAWA*, Kajuro NAKAMURA, Keigo YAMAMOTO, Masato IGUCHI, Junpei AKAMATSU, Nobuo ICHIKAWA, Tetsuro TAKAYAMA and Tomoya YAMAZAKI

* Geological Survey of Japan, AIST

Synopsis

Gravity survey was carried out in the Sakurajima volcano in 2007. Three LaCoste gravimeters were used, and altitude values are based on DGPS, so Bouguer anomalies are calculated with good accuracy. The total number of new measurement points amounts to about 169. From comparing some kinds of Bouguer anomalies of each assumed densities, the optimal as surface density is considered to be 2.2 - 2.3g/cm^3, and the result is common about Japanese volcanoes. The residuals of the Bouguer anomalies of 2.3g/cm^3 shows that the low anomalies are distributed about Kita-dake and Nabe-yama volcanoes, but there are no conspicuous gravity anomalies around Minami-dake. The reason is that the magna chamber of Minami-dake exists in north or east area, but just under the volcano.

Keywords: Sakurajima volcano, gravity anomaly, surface density analysis, gravity basement

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

桜島昭和火口2007年噴火の活動推移

横尾亮彦*・為栗　健・井口正人・石原和弘

* 日本学術振興会特別研究員

要　旨

2007年5月から6月のおよそ40日間にわたって，桜島昭和火口で噴火活動が発生した。2007年噴火初期には，それまで火道内を埋めていたと考えられる比較的低温の灰放出が観測された。第2活動期は，100℃を超える噴煙が頻繁に観測され，初動の立ち上がりが明瞭な，いわゆる爆発型の空気振動を伴う噴火である。赤熱物質の放出や火映が観察されるなど，2007年噴火の活動最盛期であったといえる。噴火活動が終息する直前2週間は，20～30℃の低温噴煙が放出され，この現象に対応する空気振動は約1 Hzに卓越周波数を持つ単調微動型であった。

キーワード: 桜島，昭和火口，2007年噴火，単調微動型空気振動

1. はじめに

南九州の姶良カルデラ南縁に位置する桜島の噴火活動の特徴は，1955年以降，南岳山頂火口においてブルカノ式噴火に分類される爆発的な噴火活動が継続していることである。しかし，1992年以後は，その活動度も漸次低くなり，2002年以降の年間爆発回数は10回程度でしかない。この半世紀にわたって繰り返されてきた山頂火口での噴火活動とは対照的に，有史以後の桜島火山の噴火活動は，山腹火口からの溶岩流出も特徴として挙げられる。たとえば，1471～76年，1779年，1914～15年，1946年には，それぞれ約0.2～1.7 km^3におよぶ溶岩流が流出した（石原ら，1982）。特に最も新しい1946年の溶岩流を流出した噴火活動とその活動火口は，昭和噴火，昭和火口とそれぞれ呼ばれている。

昭和火口における噴火活動は1948年7月を最後に沈静化していたものの（宇平，1994），2006年6月4日に58年ぶりとなる噴火が再開し，およそ半月後の6月20日まで継続した（Yokoo and Ishihara, 2007）。2006年噴火は，高さ数100～1000 m程度の小規模噴煙の放出が頻繁に繰り返されることで特徴付けられ，噴火開始から沈静化までの間で，その活動様式に大きな変化は見られなかった。2006年噴火の終息から約11ヶ月を経た2007年5月15日夜，2006年噴火の活動位置からやや南側の昭和火口地形内で噴火活動が再開した。そして，6月22日朝までのおよそ1ヶ月にわたって，噴火が繰り返された。本稿では，この噴火活動を昭和火口2007年噴火と呼び，可視・熱赤外カメラ，低周波マイクロホン等による噴火表面現象の観測結果をもとに，2007年噴火の活動推移と特徴についてまとめる。

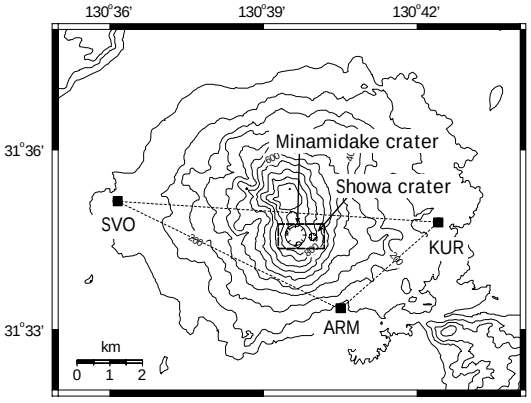


Fig. 1 Map of Sakurajima volcano with three stations with low frequency microphones. Two stations of SVO and KUR were also equipped with video monitoring systems.

2. 観測データ

本稿で使用する可視画像データは，桜島の東西の2点（Fig. 1；KUR，SVO）にそれぞれ設置されている可視画像撮影装置によるものである。これらはデジタルカメラモジュール（SONY DFW-VL500；SVO），および高感度TVカメラシステム（NEC　NC840-B，CANON U-4E；KUR）を用いて構成され，いずれもGPS衛星時間と同期した信号を利用して時刻情報の付与がなされる。とくに，KUR（火口までの視線距離3.5 km）において30fpsで撮影される画像の一部は，10秒に一度の頻度でSVOへの転送が行われ，噴火表面現象の監視に役立てられる。また，毎日05:00から21:00までの映像はKUR現地においてDVD/HDデッキにも録画保存し，これの詳細な確認作業によって，天候不良や夜間による視界不良の期間を除いた，2007年5月15日から6月22日までの2007年噴火の活動期間中に，少なくとも578回の噴火が発生していたことが明らかとなった（Fig. 2）。また，一連の噴火活動推移と噴煙温度との対応を明らかにするため，熱赤外カメラ（NEC三栄 TH7102MV）を用いた現地観測もKURにて随時実施した。

他方，従来からSVOに設置されていた低周波マイクロホン（ACO TYPE 3048S/7144）に加えて，島内2地点（Fig. 1；KUR，ARM）にも同タイプのマイクロホン（TYPE 3348/7144）を設置し，3点による空振ネットワーク観測も行った。各観測点への空振到着時間差による波源決定計算により，夜間や天候不良時でも南岳山頂火口における爆発的噴火と昭和火口からの噴火活動を区別することが可能である（横尾ら，2008）。マイクロホン・増幅器からの出力信号は，24bit A/D変換し，200Hz（SVO，ARM）および100Hz

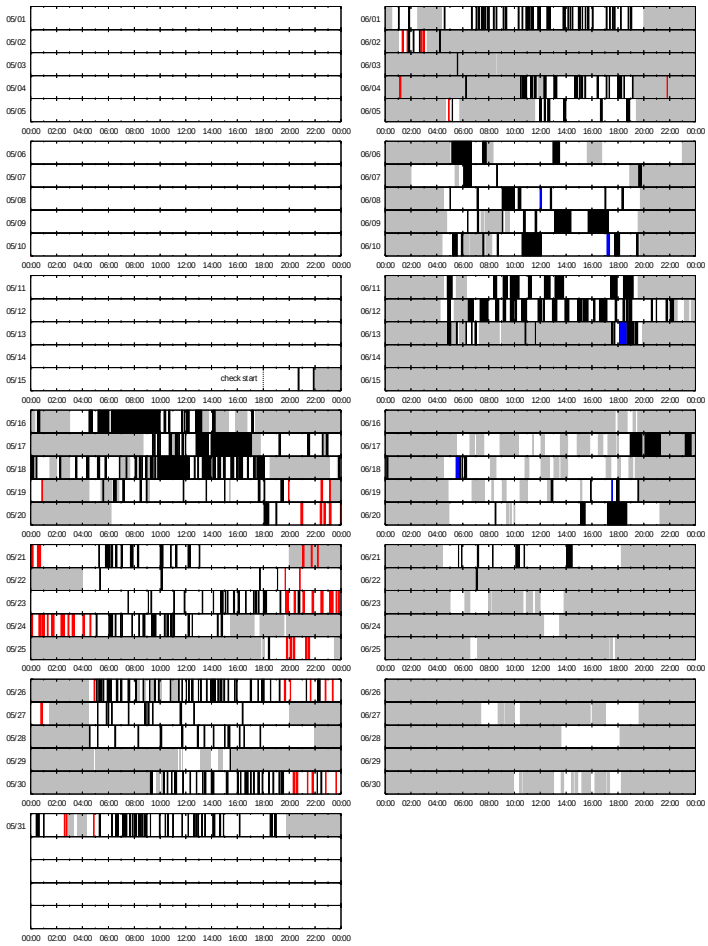


Fig. 2 Time table of the 2007 eruptions determined by recorded movie images at KUR (Fig. 1). Black and white colored areas mean the occurrences of eruptions and no eruptions, respectively. Gray colored areas are the periods during we could not determine whether eruptions occurred or not due to bad weather conditions, the night time or no records of movie images owing to devices' accidents. Red and blue bars mean the eruptions with ejection of reddish materials and small scaled pyroclastic flows, respectively (see Figs. 7 and 10).

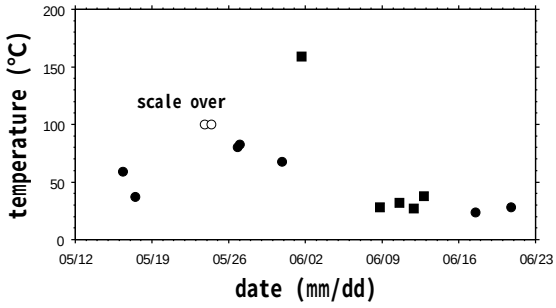


Fig. 3 Temporal change of apparent temperatures of the volcanic clouds. Circles and squares mean the different methods of taking thermal data; single capturing and continuous capturing (1 s intervals), respectively.

（KUR）のサンプリング周波数で通信回線を介してテレメータ収録した。

3. 表面現象観測結果からみた2007年噴火

5月15日夜に開始した噴火活動は，最初の数日は高度数100 m程度の噴煙を断続的に放出し続けるものであった（Fig. 2）。KURから撮影した熱赤外画像によれば，これらの噴煙の見かけ最高温度は40～60℃である（Fig. 3）。いずれの噴煙も火口を出た直後，火口直上の部分で最高温度を示し，噴煙が上昇・拡大する過程で周囲大気を取り込むため，見かけ温度が火口からの距離に応じて漸次低下する。この時期にはそれぞれの噴火イベントに対応するような明瞭な空振は観測されていない。

その後の5月19日未明から6月5日までのおよそ2週間にわたる期間は，爆発的な噴火が散発的に数多く発生することで特徴付けられ（Figs. 2, 4 and 5），その噴煙の上昇速度は火口出口部で30～50 m/s, 噴火開始20秒を経ても15 m/sであった（Fig. 4c）。噴煙高度は2 kmを超えるものも散見され，SVOから撮影した噴火映像からだけでは南岳の爆発噴煙との区別がつかない（Fig. 4b）。これらの噴火に伴って発生する空振はFig. 6に示すような振動波形を呈し，変動開始時に比較的明瞭な圧縮相，その後に膨張相が続く。圧縮相の最大振幅は，昭和火口に最も近いARM（伝播距離2.3 km）においても1～2 Paと，2006年以後発生した山頂爆発13例（ARMにおいて15～180 Pa；伝播距離2.7～2.8 km）に比べて1桁から2桁小さい（横尾ら，2008）。後続の膨張相は明瞭でないことが多く，さらにその後に，はじめの圧縮相と同程度かやや小さい振幅の短周期振動が発現する（Fig. 6）。

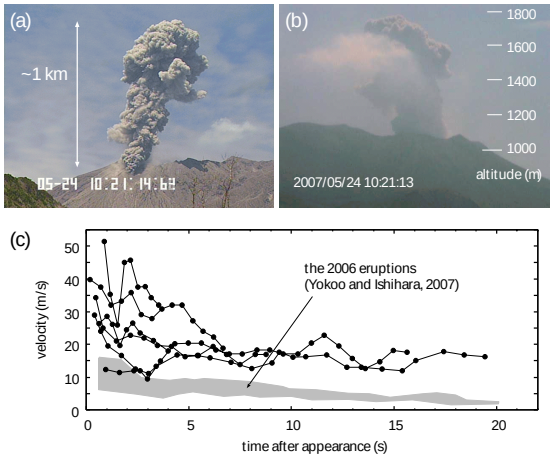


Fig. 4 (a) and (b) Video stills of the eruption on May 24 taken by the KUR and SVO monitoring systems, respectively. (c) Time change of uprising velocities for selected 6 explosive eruptions (see Table 1). Gray colored range indicates the results for the 2006 eruptions (Yokoo and Ishihara, 2007).

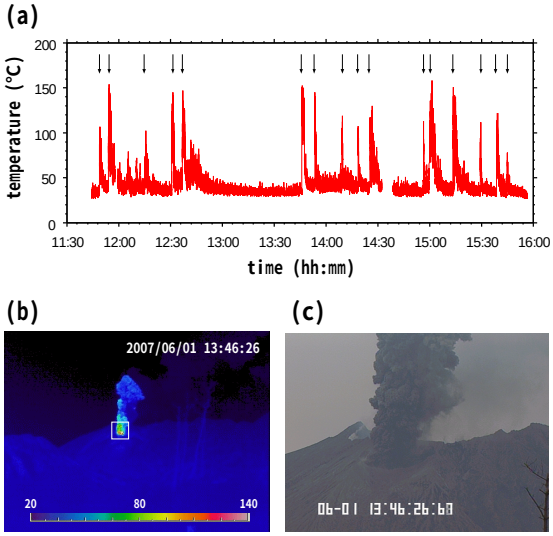


Fig. 5 (a) Four hours' change of the maximum temperature (1-s intervals) in the selected area just above the crater which is shown by a white box in (b). Data were taken on June 1. Arrows mean the times of eruptions start. (b) and (c) Thermal and visible snapshots at the 13:46 eruption.

5月24日～6月1日の噴煙温度は80～160℃と比較的高温であったこともあり（Figs. 3 and 5a），夜間か早朝にかけての時間に噴火が発生した場合には，火口から200 m程度の高さにまで火柱が発生することもあった（Fig. 7a）。噴煙から離脱した赤熱岩片が山体斜面に着弾する様子は肉眼でも視認することが可能であった。また，同時期には微弱な火映が連日観

測されていたが（Fig. 7b），鹿児島県の協力の下で5月24日午前中に実施した上空からの観測では，火孔の底部にマグマが貯留しているかどうかは明らかにできなかった（火孔部分の最高表示温度は92℃であった）。

火映が観察されなくなった6月5日ころからは，噴火活動は非爆発的となり，弱々しく灰を放出するタイプの噴火に変化した。そして，灰放出に伴う継続時間が数分から10数分におよぶ微動型空振が顕著に観測されるようになった（Fig. 8a; 横尾ら，2008）。初動は正圧変化から始まるが，ARMでの振幅でも0.5 Pa以下と小さく，SVOではほとんど識別できない。いずれの噴火の微動型空振のスペクトル構造にも1 Hzあたりに明瞭なピークが認められる（Fig. 8b）。6月11日9時40分～48分にかけて観測した微動型空振の卓越周波数（解析区間20.48秒，1秒刻み）はFig. 9のようになっており，0.9～1.3 Hzの範囲でのわずかな変動があったものの表面現象との対応も見られず，ほぼ一定であったとみなせる。同様に，6月7日～21日に発生した20例の微動型空振の卓越周波数についても調べたが，いずれも0.8～1.7 Hzの値におさまり，系統的な時間変化は認められない。

6月8日～6月20日の噴煙温度は20～30℃程度と顕著に低く（Fig. 3），昭和火口周囲で発生している噴気温度や火口周辺の熱異常領域の表示温度と大きな違いはない。6月8日～19日にかけては，噴煙柱の部分崩壊に伴って発生する，流走距離100 m以下のごく小規模な火砕流（火砕サージ）が観察された（Fig. 10）。ただし，その発生回数は5回しかなく，2006年噴火の60回以上（Yokoo and Ishihara, 2007）と比べると少なく，発生頻度も低い。

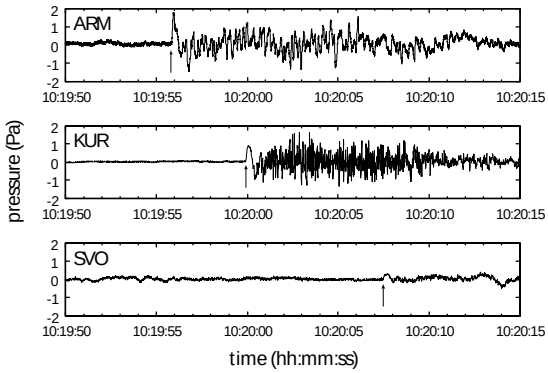


Fig. 6 Infrasound waveforms associated with the eruption on May 24. Arrows indicate the arrival time of the waves at each station.

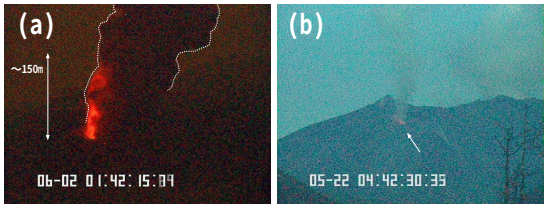


Fig. 7 (a) Reddish ejecta were observed at the night-time eruptions. (b) Weak volcanic glow indicated by a white arrow was frequently observed above the crater.

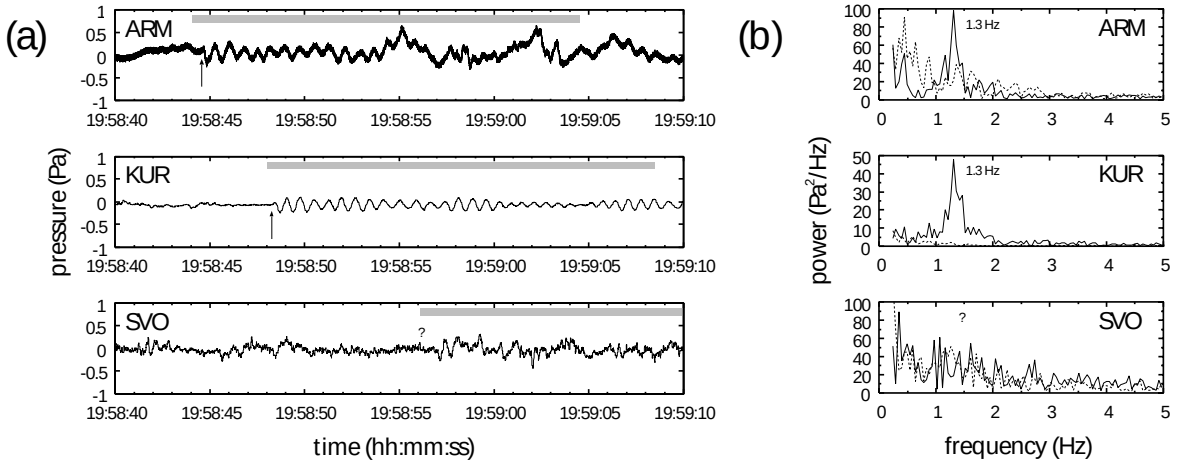


Fig. 8 (a) Monotonic infrasound waveforms observed on June 15 (Yokoo et al., 2008). It is difficult to recognize these signals at SVO. (b) FFT power spectrum for the gray colored periods in (a), 20.48 s. Dashed lines are those of the background at the periods of 1 min before the arrivals.

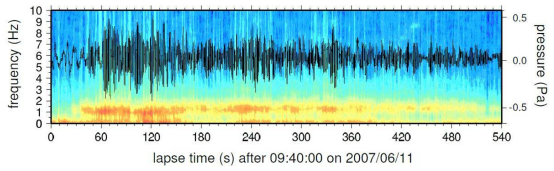


Fig. 9 Waveforms of monotonic infrasound tremor lasting about 8 min. with its power spectra on June 11.

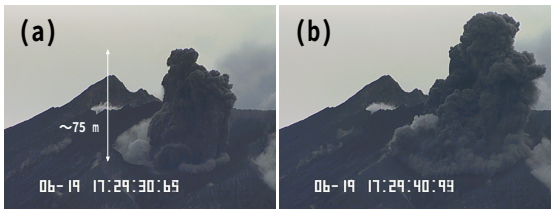


Fig. 10 Small scaled pyroclastic surge caused by a partially collapse of the eruption cloud on June 19.

4. 考察

4.1 火口底深度の推定

2007年噴火活動期間中, 5月19日～6月5日にかけての期間に発生したいくつかの噴火では，比較的明瞭な空振波形が桜島島内の3観測点で記録されている。横尾ら (2008) は, 数値標高データと高層気象データを用いて，各観測点における到着時刻から空振波源を計算した。その結果，2007年噴火における波源は火口内南側，また，2008年噴火の波源は北側にそれぞれ決定され，これらは実際の活動火孔位置といい一致をみせた。彼らの計算手法を踏襲すれば，空振波源だけでなくその発振時刻も同時に計算することが可能であるため，ここでは，可視映像にみられる噴煙現象の観察結果と併せて，噴火活動中の昭和火口深度について考察する。

5月24日10時19分の噴火（Fig. 4）は，すべての空振観測点で初動の到達時刻が明瞭に読み取れる（Fig. 6）。波源から各観測点まで，空気振動が風の影響を受けつつ大気音速で伝播したと仮定すると，発振時刻は10時19分49.22秒と計算される（$t_{0\ infrasound}$ ；Table 1）。他方, 可視映像上での噴煙の火口縁到達時刻（$t_{0\ plume}$）は10時19分49.89秒であり，両者の間には0.67秒の時間差（Δt）がある。また，噴煙が火口縁上に現れた瞬間の噴煙上昇速度は40 m/sであった（Fig. 4c；$U_{0\ plume}$）。いま，昭和火口底面の破壊と噴煙上昇が同時に開始され，また，火口内における噴煙の上昇速度も上記の40 m/sで近似できるものとすれば，火口底までの深さd_{crater}は $U_{0\ plume} \times \Delta t$ =30 (m) と計算され（Table 1），噴火の約10分前に行った上空からの観察結果に矛盾しない。5月19日～6月1日にかけて発生した噴火のうち，各観測点の空振波形，および可視映像中において噴煙の上昇する様子が明瞭であった6つの噴火について, 上記と同様の解析を行ったところ，火口底までの深度は21～36 mと非常に浅い，しかしほとんど変わらない結果が得られた（Table 1）。

4.2 単調微動型空気振動

2007年噴火の最も特徴的な現象のひとつに，噴火期間後半（6月7日～20日）に観測された単調微動型の空気振動がある。この単調微動型空振は，これまで半世紀にわたって噴火を繰り返している桜島でも初めて観測されたものである。世界的にみても，単調微動型空振についての報告は，綿田ら（2005）による諏訪之瀬島での例以外に著者らは知見していない。他方，調和微動型地震にカップリングした調和微動型空振は、桜島をはじめ（坂井ら，1996），カリムスキー火山やアレナル火山などでの報告が多数あり（Hagerty et al., 2000; Lee et al., 2004），その発

Table 1 Estimated depth of the crater bottom at Showa crater during the 2007 eruptions

date and time (mm/dd hh:mm)	$t_{0\ infrasound}$ (ss)	$t_{0\ plume}$ (ss)	Δt (s)	$U_{0\ plume}$ (m/s)	d_{crater} (m)
05/19 19:20	34.00	34.78	0.78	26	22
05/23 19:16	55.55	56.50	0.95	30	31
05/24 10:19	49.22	49.89	0.67	40	30
05/24 14:25	34.99	35.55	0.55	34	21
05/28 06:30	16.48	17.10	0.62	50	36
06/01 17:05	27.50	29.60	1.90	12	24

生メカニズムはマグマやガスで満たされた火道の共鳴が想定されている（Garcés and McNutt, 1997; Peterson and McNutt, 2007）。

今回の微動型空振について，ここでも火砕物と火山ガスの混相体で構成された火道最上部の領域で共鳴が発生していると考える。今，火道上部を長さLのパイプで近似し，その下端はマグマの発泡破砕面，上端に昭和火口を仮定する。噴火が開始されるとパイプ内部は噴煙（火砕物＋火山ガス）で満たされ，すなわち，これを共鳴体と考えれば破砕面は閉端，昭和火口は大気側への開放端として作用する。

噴煙の音速Cを理論・観測値を参考に200-300 m/s（Kumagai and Chouet, 2000; Yokoo and Taniguchi, 2004）と仮定すると，6月7日～20日にかけての間に観測された単調微動型空振の卓越周波数f = 0.7～1.7 Hzが，上記共鳴体の一次モード振動であるとすれば，パイプ長は L = C/4f = 30～100 (m) と推算される。本稿では記していないが，単調微動型空振が発現しているときの地震波形には同種の波形が見られない。これは，共鳴現象が火口の非常に浅い位置で発生していることと，規模の小さい現象であったためであろう。

5. まとめ

昭和火口2007年噴火の活動推移について，噴火表面現象の観測結果から次の3つの活動ステージに分類し，まとめた。

(1) 噴火活動開始期（5月15日～5月18日）

噴火開始から数日間がこれに相当し，ほぼ連続的に低温噴出物を放出する特徴があり，目立った空気振動は観測されない。火道を埋めていた2006年噴火堆積物等を放出し，火道の形成が行われていた時期だと考えられる。

(2) 噴火活動最盛期（5月19日～6月5日）

本期間は2007年噴火の活動最盛期であり，火道が確立されることで，比較的浅い位置までマグマが上昇してきていたと考えられる。この時期の昭和火口の深さは20～30 mと推算され，そのため，噴火活動が夜間に発生した場合には，火口から赤熱物質が放出される様子が，また，噴火が発生していないときにも火映が観察される。噴火に伴って発生する空振波形は，南岳山頂爆発のものに類似して，明瞭な圧縮相で開始する。放出される噴煙の上昇速度は火口を出た直後で20～50 m/sである。

(3) 噴火活動衰退期（6月6日～6月22日）

噴煙温度が顕著に低下し，そのため，火口から放出される火砕物は上昇速度を獲得できず，噴煙の一部が崩落した。灰放出等のごく小規模な噴火活動が起きると，マグマ破砕面から火口出口までの長さ30～100 mに依存した共鳴現象が発生し，0.7～1.7 Hzに卓越周波数を持つ単調微動型の空気振動が発生する。第3期の活動期間中に，これの卓越周波数に大きな変化がなかったことは破砕深度がほぼ一定であったことを示唆する。

6. おわりに

昭和火口における噴火活動は，2008年2月3日～6日，4月3日～の2期間でも発生し，6月7日現在も継続している。特に，2008年2月の噴火は，ARMで145Paの空振を記録し，1.5 km流下した高温火砕流（260℃以上）の発生もあり非常に爆発的である。2006～2007年の2期間で発生した噴火活動とは明らかに様相が異なっている（井口ら，2008）。1936年から開始した昭和火口の噴火活動は，1946年の昭和溶岩流出に至るまでに数ヶ月程度の休止期をはさみながらさまざまなタイプの噴火を断続的に続けたこともあり（津屋・水上, 1940），昭和火口における噴火活動について今後とも注意深く観測を続けていく必要があると考えられる。

謝　辞

ARMの空振観測結果は国土交通省九州地方整備局のものである。KURの監視映像はNHK鹿児島放送局と共同で撮影した。熱赤外観測の実施には高山鉄朗氏，山崎友也氏のご協力があった。空気振動の発振時刻の推定に使用した数値標高データ，高層気象データは国際航業株式会社，鹿児島地方気象台からそれぞれ提供していただいた。その際，平松秀行氏にお世話になった。以上の方々に対して記して感謝します。なお，本研究の一部には文科省科研費補助金（特奨19・126：代表者 横尾亮彦）を使用した。

参考文献

井口正人・為栗　健・横尾亮彦 (2008): 火山活動の経過－1997～2007年－，第10回桜島火山の集中総合観測, pp. 1-18.

石原和弘・高山鉄朗・田中良和・平林順一 (1982): 桜島火山の溶岩流 (I) －有史時代の溶岩流の容積－，京大防災研年報, Vol. 24B, pp. 1-10.

坂井孝行・山里　平・宇平幸一 (1996): 桜島火山のC型微動に伴う超低周波音，火山，Vol. 41，pp. 181-185.

津屋弘逵・水上　武 (1940): 昭和14年10月桜島火山の小噴火, 東大震研彙報, Vol. 18, pp. 318-339.
宇平幸一 (1994) 大正噴火以後の桜島の活動史, 験震時報, Vol. 58, pp. 49-58.
綿田辰吾・及川　純・井口正人・八木原　寛 (2005): 諏訪之瀬島火山の空振記録, 火山爆発のダイナミックス, Vol. 3, pp. 71-72.
横尾亮彦・井口正人・為栗　健・綿田辰吾・及川　純 (2008): 桜島における火山噴火に伴う空気振動の観測, 第10回桜島火山の集中総合観測, pp. 173-181.
Garcés, M.A. and McNutt, S.R. (1997): Theory of the airborne sound field generated in a resonant magma conduit, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 78, pp. 155-178.
Hagerty, M.T., Schwartz, S.Y., Garcés, M.A. and Protti, M. (2000): Analysis of seismic and acoustic observations at Arenal Volcano, Costa Rica, 1995-1997, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 101, pp. 27-65.
Kumagai, H. and Chouet, B. (2000): Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids, J. Geophys. Res., Vol. 105, pp. 25,493-25,512, doi:10.1029/2000JB900273.
Lee, J.M., Gordeev, E.I. and Ripepe, M. (2004): Explosions and periodic tremor at Karymsky volcano, Kamchatka, Russia, Geophys. J. Int., Vol. 158, pp. 1151-1167.
Peterson, T. and McNutt, S.R. (2007): Seismo-acoustic associated with degassing explosions recorded at Shishaldin Volcano, Alaska, 2003-2004, Bull. Volcanol., Vol. 69, pp. 527-536, doi:10.1007/s00445-006-0088-z.
Yokoo, A. and Taniguchi, H. (2004): Application of video image processing to detect volcanic pressure waves: A case study on archived images of Aso volcano, Japan, Geophys. Res. Lett., Vol. 31, L23604, doi:10.1029/2004GL021183.
Yokoo, A. and Ishihara, K. (2007): Volcanic activity around Showa crater of Sakurajima Volcano monitored with infrared and video cameras, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 50C, pp. 149-156.

Sequence and Characteristics of the 2007 Eruptions at Showa Crater of Sakurajima Volcano

Akihiko YOKOO*, Takeshi TAMEGURI, Masato IGUCHI and Kazuhiro ISHIHARA

* JSPS Research Fellow

Synopsis

Showa crater of Sakurajima volcano erupted again in 2007 after 1 year's interval. Activity of this 2007 eruptions was able to be divided into three stages. The first stage was characterized by weak ejection of volcanic materials without significant infrasound signals. This stage lasted only for the first few days. Main explosive eruptions accompanying with impulsive infrasound waves occurred in the second stage (about two weeks). During this stage, incandescent reddish ejecta were frequently observed. Temperatures of the eruption clouds were relatively high (~160°C). Final two weeks was categorized into the third stage of the 2007 eruptions. Peculiar infrasound tremor signals (peak frequency was about 1.0 Hz) were recorded associated with minor ash eruptions.

Keywords: Sakurajima volcano, Showa crater, the 2007 eruptions, monotonic infrasound tremor

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成20年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

阿蘇火山・中央火口丘群における熱活動の定量化

寺田暁彦*・鍵山恒臣*・吉川　慎*

*京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター

要　旨

阿蘇火山中央火口丘群における熱活動の詳細を把握し，その放熱量を定量的に見積もるために，ヘリコプターを用いた早朝空中赤外観測を実施したほか，現地調査および既存文献の整理を行なった。熱活動は，中岳第1火口と中央火口丘群西側斜面に存在する。両地域の放熱率は計 200 – 300 MW で，非噴火時としては国内有数の規模である。放熱率の9割以上は中岳第一火口の火口湖が占める。一方，西側斜面地熱帯からの放熱率は 9.9 MW である。同地帯は温泉湧出が放熱率の大半を占めていたが，現在，吉岡温泉に2006年に形成された噴気孔が，同地域全体の放熱の半分を占めている。

キーワード: 阿蘇火山，放熱率，湯の谷温泉，吉岡温泉，地獄・垂玉温泉，空中赤外画像

1.　はじめに

阿蘇火山の中央火口丘群の中岳第1火口には,火山活動が比較的静穏な時期に火口湖(以下では湯だまりと呼ぶ）が形成され，その表面から活発な放熱活動が継続している（Terada et al., 2008a)。その一方，火口丘群の西側斜面でも熱活動が見られる（湯原・牛島，1980)。

これまで，中岳第1火口では地上や空中から赤外カメラを用いた地表面温度観測が行なわれてきた。その結果，湯だまり湖面より上の火口内壁部に，南壁噴気に代表される活発な噴気活動が見られ，火山活動との関係が議論されてきた。また，過去30年以内には第2火口や火口外でも熱活動が存在した（須藤，私信)。したがって，比較的静穏とされる時期の熱活動を定量化することは，将来も起きるであろう熱活動の変化を定量的に把握するために重要である。

一方，中央火口丘群西側斜面では，温泉放熱量測定とともに，1 m 深地温観測による伝導的伝熱量が見積もられてきた(湯原･牛島，1980)。しかし，吉岡温泉を除き，最近20年間は放熱量に関する定量的評価が行なわれていない。

本論文では，複数の手法を用いて現在の阿蘇火山中央火口丘群における熱活動を検討する。まず2章において，既存の研究や未公表資料を整理し，これまでに明らかになっている阿蘇火山の熱活動の知見をまとめる。3 章では，地表面温度分布の詳細を把握するために，日射の影響が少ない早朝に実施した空中赤外観測について述べる。ここで得られた赤外画像に基づき，4章では噴気地，5章では火口湖や湯沼からの放熱率を見積もる。このように得られた結果を6章でまとめ，阿蘇火山における放熱活動の特徴と，その時間変化を議論する。

2.　先行研究の概要

Fig.1 に阿蘇火山および中岳，中央火口丘群の西側斜面地熱地帯（以下では西斜面地熱帯と呼ぶ）の位置を示す。1970年代以降，中岳火口周辺では地上または空中から赤外カメラを用いた地表面熱異常の観測や，ボーリング掘削による地中温度計測が実施されてきた。

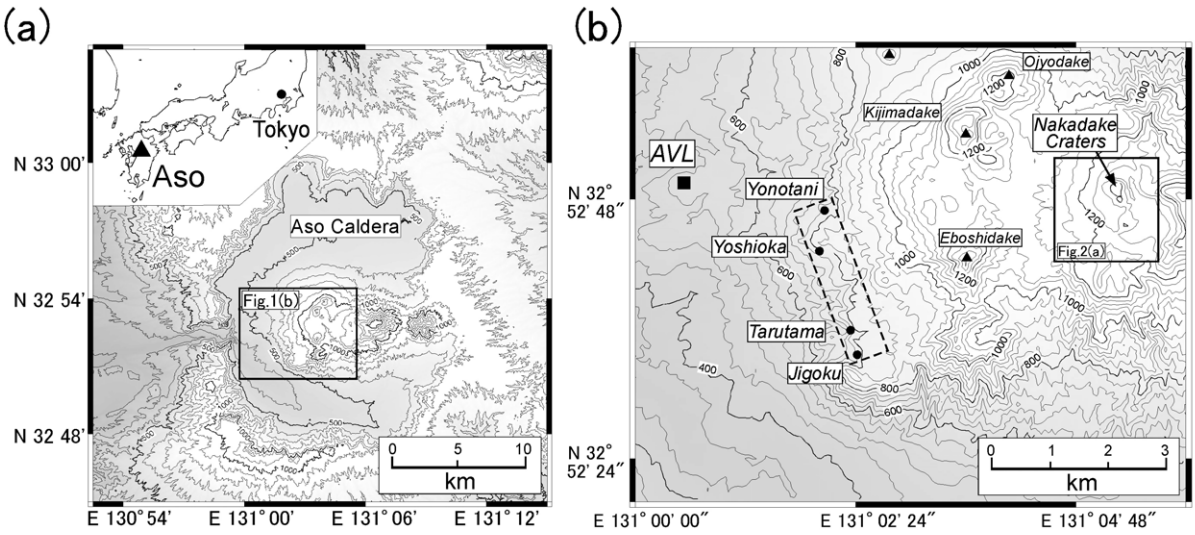


Fig. 1 (a) Locality and topography of Aso volcano. (b) Topographic map of the western area of central cones. The square written in a broken line shows the location of the Western slope geothermal zone including Yunotani, Yoshioka and Jigoku-Tarutama hot springs. Closed square indicates Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University.

一方，西斜面地熱帯では，放熱率測定の他にも様々な研究が行なわれている。本章では，これら先行研究で得られている知見をまとめる。

2.1 中岳周辺の熱活動

(1) 第 1 火口

Fig.2(a)に中岳第 1 火口周辺における熱活動の概略を示す。第 1 火口では，湯だまりが干上がると，火口底に優勢な噴気孔が観察される（例えば池辺・他，2008）。一方，火山活動が比較的静穏で，湯だまりが存在する時期でも(Fig.2(b))，湖面からの放熱率は 200 MW 前後に達している（Terada et al., 2008a）。このことは，湯だまりの底では常に活発な火山性流体の噴出が起きていることを意味する。

湯だまりの湖水量および周辺雨量の連続観測によれば，1 mm の降水に対して湯だまりへ流入する水量は，平均 110 m^3 と見積もられている。これに対して，湖水表面温度および面積から計算した湖表面蒸発量は，年間降水流入量の数倍に達している。すなわち，湖水の大部分は湖底から噴出する火山性流体により賄われている（Terada et al., 2008a）。このほか，地下水が火口壁の下部から滝状に流入している様子が直接観察されることもある（池辺・他，2008）。湖水量は，梅雨や台風時期に顕著に増加する一方，それ以外の時期では，降雨とは直接的には無関係に増減している（Terada et al., 2008a）。静穏期における湖表面温度には，気温変動に対応した季節変動が顕著に見られる一方，気温変動を考慮したモデルを用いて蒸発量を計算すると，静穏期には年間を通じて極めて安定した放熱活動が続いていることがわかる（Terada et al., 2008a）。

湯だまり湖面よりも上部にあたる，第 1 火口の火口壁にも噴気孔が存在する。とくに火口内壁南側の通称，南壁噴気（Fig.2(a)の“S”，Fig.2(c)）の活動は消長が顕著で，噴気孔周辺が高温化して赤熱する現象がしばしば観測される。最近では，2007 年 8 月から 2008 年 4 月現在まで，赤熱した状態（Fig.2(c)）が継続している。2007 年 6 月に実施したラマン・ライダーによる測定では，同噴気孔周辺からの H_2O Flux として，約 50 kg/s（約 110 MW）が観測された（Nakamura et al., submitted）。この値には，湯だまりから蒸発した水の一部が含まれている可能性がある。

このほか，1977 年（久保寺・他，1978）および 1981 年（須藤・他，1984）で実施された赤外カメラ観測によれば，火口内壁南東側の中～上部にかけて（Fig.2(a)の“SE”，Fig.2(c)）や，火口内壁南西側の，阿蘇火山博物館 A カメラの下方（Fig.2(a)の“SW-1”，Fig.2(d)）においても，温度異常が観測されている。これ

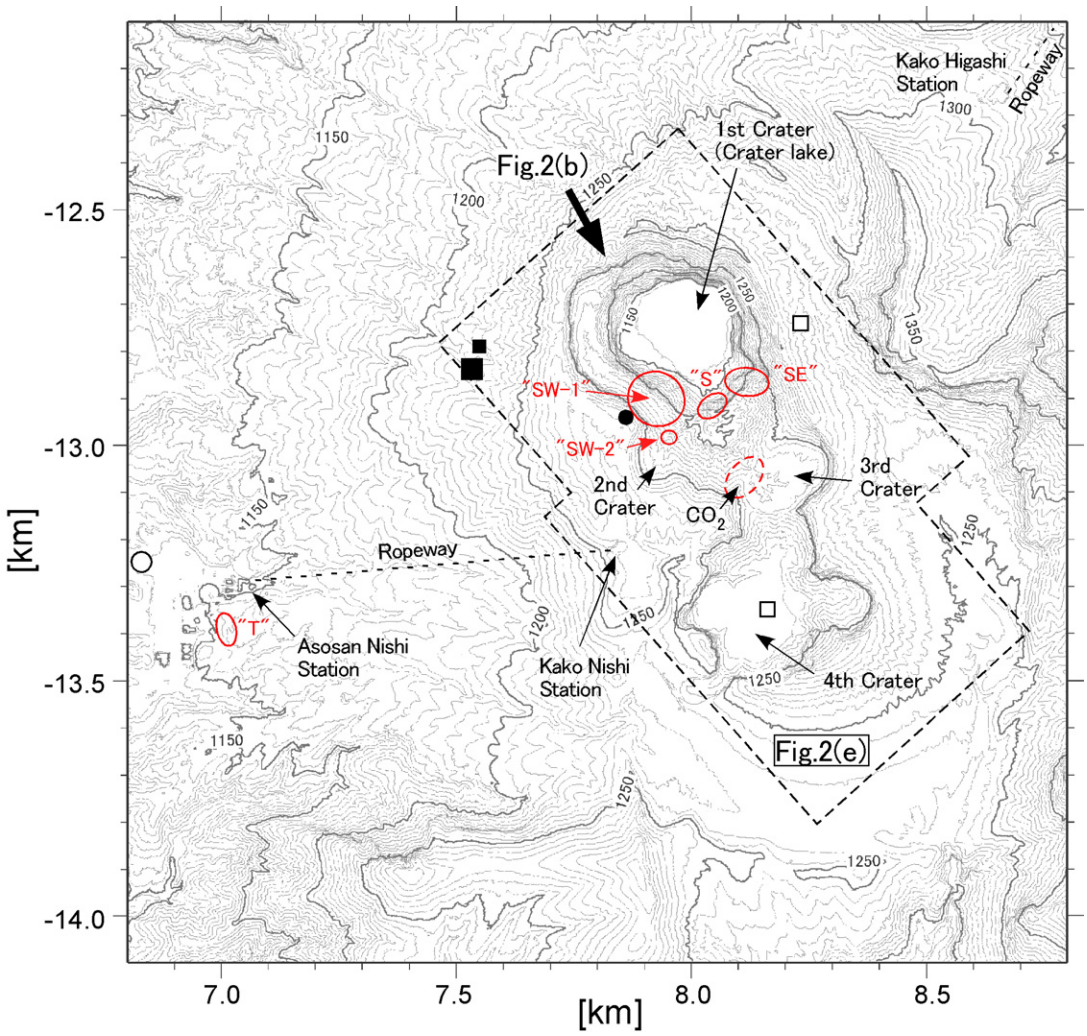


Fig.2(a) Topographic map showing localities of geothermal field of Nakadake Craters. Large and small closed circles indicate 150 m and 50 m wells (Sudo and Hurst, 1998). Locations of wells of 10 m depth for ground temperature measurements are represented by open squares. Closed circle indicate the location of the “Camera A” operated by Aso Volcano Museum. The photographs shown in Fig. 2(c) and (d) were taken from the “Camera A”, respectively. Digital topographic data are from Kokusai Kogyo, Co. Ltd.

らの温度異常は，1996 年には消滅していた（鵜川・他，1998）が，後述のとおり 2008 年 4 月の観測では明瞭に認められた。

なお，第 3 火口と第 2 火口の境界部に存在する小規模な温度異常（Fig.2(a)の“SW-2”）は，かなり以前から認識されていたらしい。久保寺・他（1978）の赤外カメラ観測結果でも，“SW-2”に対応すると思われる温度異常が記載されている。

(2) 第 2 火口

同火口の南部にあたる，遊歩道からやや下方の領域では，1980 年頃まで噴気活動が存在した（久保寺・他，1978）が，その後，衰退して現在に至っている。同火口で 2004-2005 年に実施された観測によれば，第 2 火口と第 3 火口の境界部にあたる領域（Fig.2(a)の破線で囲った領域）において，土壌 CO_2 Flux がやや高い傾向が認められた（齋藤・他，2007）。

(3) 火口外の周辺領域

これまでの赤外カメラによる観測では，第 1 火口以外の領域で温度異常が認められたことはない（久保寺・他，1978；鵜川・他，1998）。

一方，山上有料道路の入口付近（Fig.2(a)の“T”）において，1979 年 10 月に弱い噴気活動が一時的に見られた（須藤，私信）。1970 年代以降，中岳周辺における火口外での熱活動の報告は，これが唯一である。

なお，第一火口西壁縁の西方約 200 m 地

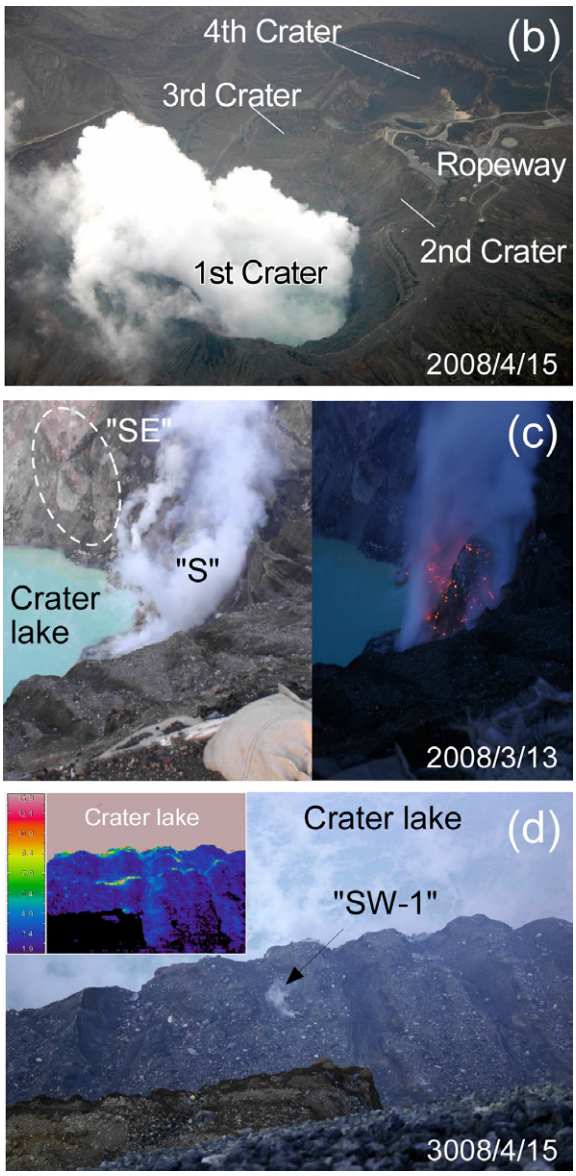


Fig.2(b) Aerial photograph of the Nakadake Craters. (c) Photograph of the South-wall fumarole (“S” in the text) and Southeast steaming ground (“SE” in the text). Red hot glows are visible at nighttime (right side) in active period. (d) Photograph of the Southwest steaming ground (“SW-1” in the text) with an infrared photograph. The photographs of (c) and (d) were taken at the “Camera A” indicated by closed circles in Fig. 2(a).

点で掘削された深度 70 m（Fig.2(a)の小黒四角）および 150 m（Fig.2(a)の大黒四角）の観測井において，連続地中温度観測が 1989 年から約 20 年にわたり実施された。その間，最高温度は 30 ℃ 程度であったが，火山活動に同期したと考えられる僅かな温度変化が観測された（Sudo and Hurst, 1998）。一方，第 4 火口中央部および第 1 火口の東 100 m 付近（Fig.2(a)の白四角））で，1985 年頃から 1 年間にわたり実施された深度 10 m の連続温度観測では，明らかな温度異常は認められなかった（須藤，私信）。

2.2 中央火口丘西側斜面の地熱地帯

同地熱地帯には，北から湯の谷温泉，吉岡温泉，地獄・垂玉温泉が N20°W 方向に配列している（Fig.1(b)）。この方向は，中岳火口群の配列方向に一致しており，火山性流体の上昇に関係する弱線の存在を示唆する。

地球化学的研究によれば，本地域に湧出する温泉水の大半は天水起源の，蒸気加熱型温泉と考えられている（山崎・他，1978；Parmentier and Hayashi, 1981；新エネルギー・産業技術総合開発機構，1995）。一方，同位体水文学的研究によれば，本地域から湧出するマグマを起源とする CO_2 が，阿蘇火山の他の地域に湧出する温泉水に比較して多く含まれている（山田，2005）。

湯の谷温泉の地下 200 – 400 m 付近には，蒸気卓越型の地熱貯留層が存在している。蒸気卓越型貯留層は世界的に珍しく，生産性に優れることから，同温泉では1970年代に地熱開発が行なわれた（山崎・他，1978；Parmentier and Hayashi, 1981）。吉岡温泉でも，長さ 100 m 程度のパイプを挿入しただけで蒸気が得られている（寺田・他，2007）。すなわち，同地域の地下浅部には，蒸気卓越型の貯留層が広く存在するらしい。

(1) 湯の谷温泉

湯の谷温泉では，阿蘇観光ホテルが 2000 年に廃業して以降，温泉関連設備は事実上利用されていない。

同温泉には，複数の水蒸気爆発由来の堆積物とともに，多数の火口状地形が存在し，過去に繰返し爆発が起きたことが示唆される（池辺・藤岡，2001）。その火口状地形の幾つかには温泉が湧出し，特に，湯の谷の南部には，「坊主地獄」と呼ばれる泥火山や，雀（すずめ）地獄，餅搗（もちつき）地獄（Fig.3(a)）などの湯沼が形成されている（湯原・牛島，1980）。これらの湯沼は，流出・流入河川を持たない閉塞湖である。雀地獄から北方へ伸びる湯の谷川沿いには温

泉湧出口が点在し,「湯の谷」の名称の由来とされる（池辺・藤岡，2001）。

同温泉では，1970年代に進められた地熱開発により，深度 400 m 規模の2本の坑井，すなわち1号井および2号井が掘削された（Fig.3(a)）。掘削直後の坑井からの放熱率は，それぞれ 3 MW および 12 MW 前後に達したが（湯原・牛島, 1980; Parmentier and Hayashi, 1981），その2年半後には坑井内の硼酸石（H_3BO_3）の晶出による閉塞傾向が顕著となり（Taguchi et al., 1981），やがて両坑井とも利用されなくなった。2008年4月現在，1号井は暴噴状態で，その噴気は，湿度の高い日には山麓からも望見できる。2号井は，旧ホテル施設の一部として噴気が排出されており，その規模は1号井よりも大きい。両噴気は，吉岡で2006年に形成された噴気（5 MW）よりも小規模で,おそらく 1 MW 前後以下と思われる。

同温泉では，歴史時代に 2 度の噴火が知られている。1816 年の推定火口は 2 号井付近のくぼ地（Fig.3(a)），1881 年の推定火口は温泉湧出が見られる赤湯付近（Fig.3(a)）と考えられている（池辺・藤原，2001）。この他，1989-1990 年にかけて，湯の谷北部のキャンプ場施設（Fig.3(a)）に噴気地が新たに形成される活動が起きて，同施設が放棄された事象が知られている。

以上のように湯の谷温泉では，爆発を含む異常な熱活動が，過去 200 年間に 3 回認識されている。

(2) 吉岡温泉

吉岡温泉には 20 件前後の別荘が密集している。2006 年に異常な地熱活動が起きる以前の同温泉は,地熱地域としてはごく小規模で,別荘地を除いて完全に植生に覆われていた。1977 年の空中赤外観測（久保寺・他，1978），1978 年の 1 m 深地温観測（湯原・牛島, 1980）でも，顕著な地熱異常は検出されていない。すなわち，2006 年以前の吉岡温泉に存在した熱活動は，1960 年代に開発された水平坑から得られた 0.2 MW 規模の温泉湧出，人工的に得られた小噴気(“a1”, “a2”)，そしてごく小規模な湯沼(“D”)だけである（寺田・他，2007; Terada and Sudo, submitted）。

同温泉では，2006 年に顕著な熱活動が始まり，噴気や噴気地“A”，“B”，“C”（Fig.3(a)(c)）が形成された（新村，2007；寺田・他，2007）。これら噴気地の形成で軟弱化した斜面が，降雨をきっかけとして崩壊して土石流が約 200 m 流下した。熱活動のピークである 2006 年 10 月には，新たに形成された噴気孔“b1”からの放熱率は 30 MW 前後に達し,高さ 3 m の火山灰丘が形成された。同 16 日には 10 トン以上の火山灰噴出が起きるとともに,その火山灰丘は消失した。また，同 22 日には有色噴煙が山麓から望見された。2007 年 1 月において，噴気地放熱率は 0.6 MW 前後，噴気放熱率は 5 MW 前後と見積もられている（寺田・他，2007）。

(3) 地獄・垂玉温泉

地獄温泉・垂玉温泉は空間的に近接しており，既存研究に倣い，本研究でも同地域を地獄・垂玉温泉と呼ぶ。2008 年 4 月現在，南方に地獄温泉清風荘，北方に垂玉温泉山口旅館の 2 つの旅館が営業している（Fig.4(a)）。

地獄温泉の南方には，北西方向に開いた径 250 m 前後の爆裂火口状の地形が存在する。この窪地内には活発な温泉湧出が見られ，地獄温泉の主要な源泉（以下では主要源泉部と呼ぶ）として利用されている。

周辺では，同爆裂火口を起源とする 10^5 m^3 規模の水蒸気爆発に由来する堆積物が見つかっており，それぞれ 4,500 および 10,000 年前の事象と考えられている。この他，これより小規模の水蒸気爆発は，同地域で少なくとも 9 回発生してきたらしい（宮縁・渡辺, 2000）。

主要源泉部では温泉変質が進行している。同地域は北西へ開いた急斜面を呈しており，大雨などの際に地すべりが起きている。

3. 空中赤外観測および地上温度観測

一般に，地表面温度は日射を受けて上昇する。したがって，火山性の温度異常を検出するうえで日射は障害となる。そこで，日射の影響がほとんどない早朝に空中赤外観測を実施することで，地表面温度異常分布の詳細を観測することを試みた。また，大気中の水蒸気が赤外観測に与える影響を評価するために，空中赤外観測と同時に，地上で地表面温度の連続測定を行なった。

3.1 空中赤外観測

佐賀航空株式会社が運用する 4 名乗りヘリコプター，ロビンソン式 R44 を 65 分間貸し切った。同機体は,通常は遊覧飛行用として,

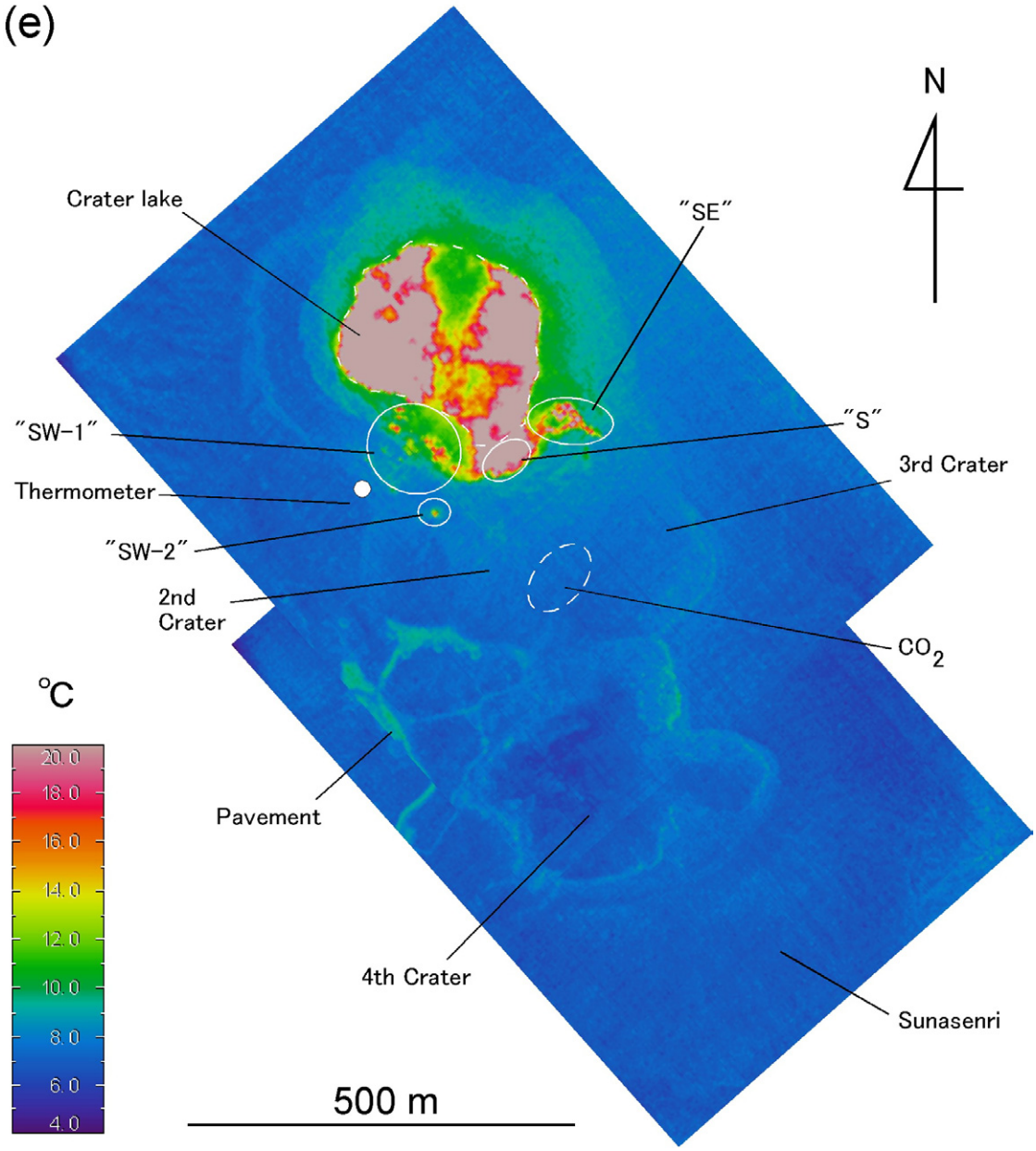


Fig.2(e) Aerial infrared photograph of Nakadake craters taken from 1,500 m height at 15 April 2008. Open circle shows the location of the “Camera A”. Circle written in broken line represents the region where CO_2 fluxes from soil are measured relatively high (Saito et al., 2007). “Thermometer” shows the location where ground temperature observation (Fig.5(b)) is carried out.

阿蘇火山中岳の北北東 5.6 km に位置する観光施設「カドリー・ドミニオン」敷地内などを離発着しており，今回の観測でも同施設を使用した。

観測時には，三脚に取付けた赤外カメラを搭乗者のひとりが水平に持ち，カメラを機外から僅かに出して，鉛直下方へレンズを向けた。赤外カメラは IEEE ケーブルを通じてノート型パソコンで操作するとともに，データを同パソコンの内蔵 HDD へ連続的に収録した。

観測は 2008 年 4 月 15 日に実施した。日射の影響を極力避けるため，熊本市における日出時刻 05 時 47 分に対して，離陸を 06 時 11 分，着陸を 07 時 16 分とした。観測時の対地高度は，中岳で 1,500 m，その他の地域では 1,000 m を維持した。このとき，赤外カメラ画像上の 1 画素がなす面積は，視線方向に対する法面において，それぞれ 3.24 m^2 および 1.96 m^2 と見積もられる。

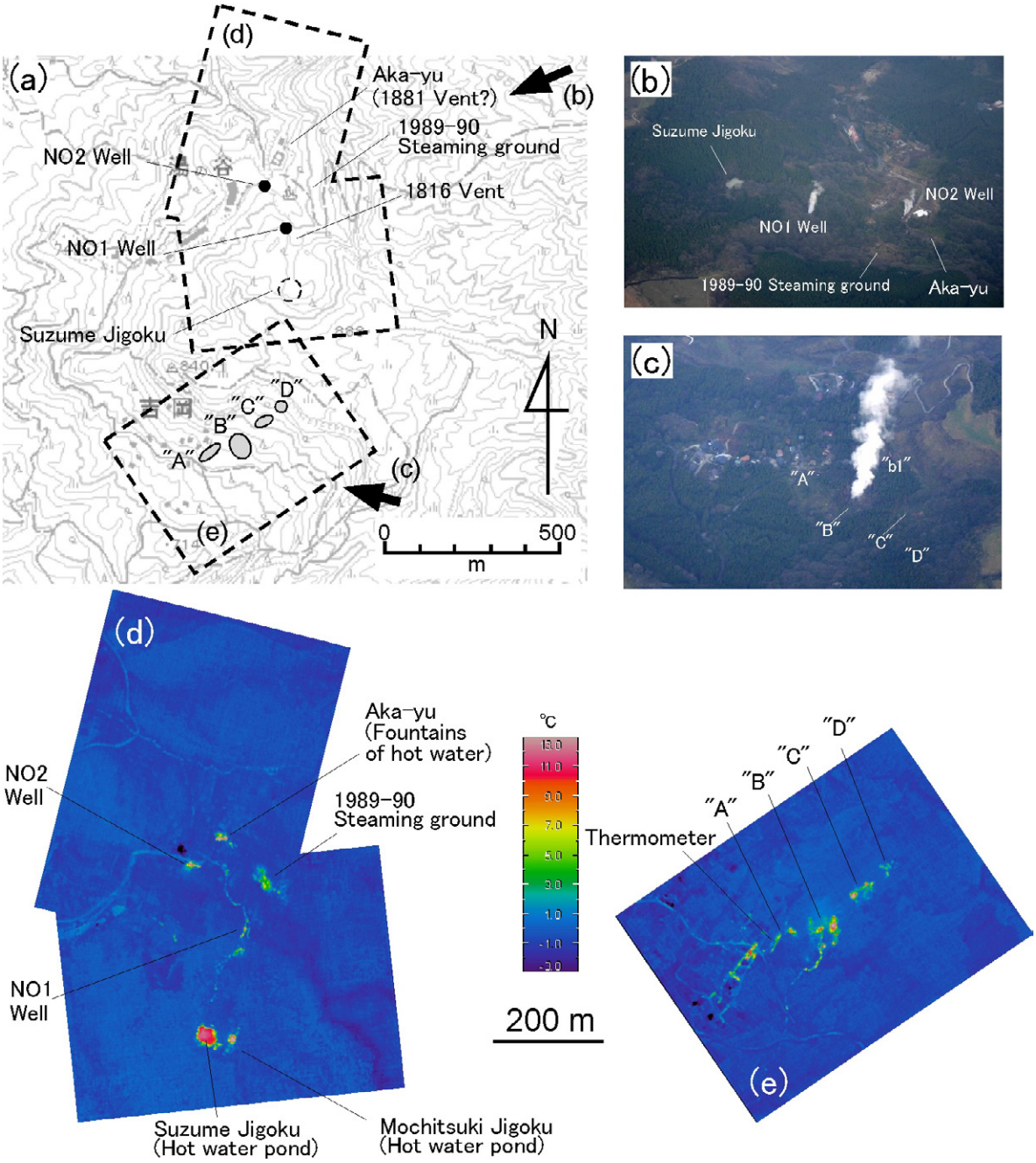


Fig.3(a) Topographic map showing localities of geothermal field of the Yunotani and Yoshioka Hot Springs. Aerial photographs of the (b) Yunotani and (c) Yoshioka Hot Springs. Aerial infrared photographs of the (d) Yunotani and (e) Yoshioka Hot Springs taken from 1,000 m height at 15 April 2008. “Thermometer” in Fig.3(e) shows the location where ground temperature observation (Fig.5(c)) is carried out.

本研究では，地表面の放射率を 1 として議論を進める。

3.2 地上温度観測

温度空中赤外観測と同時に，中岳第 1 火口周辺および吉岡温泉において地表面温度計測を実施した。観測に用いたのはティアンドディ社製のロガーRTR-71 およびステンレス保護管付きセンサで，地表面および 5 cm 深地温を 1 分毎に記録した。Fig.5 に，阿蘇山測候所の気温とともに，地温変化を示す。ここで，空中赤外観測実施直前にあたる午前 6 時の阿蘇山測候所の気温は，8 ℃ である（Fig.5(a)）。

中岳第 1 火口周辺では，温度計を阿蘇火山博物館の通称 A カメラ（Fig.2(b)の白丸）付

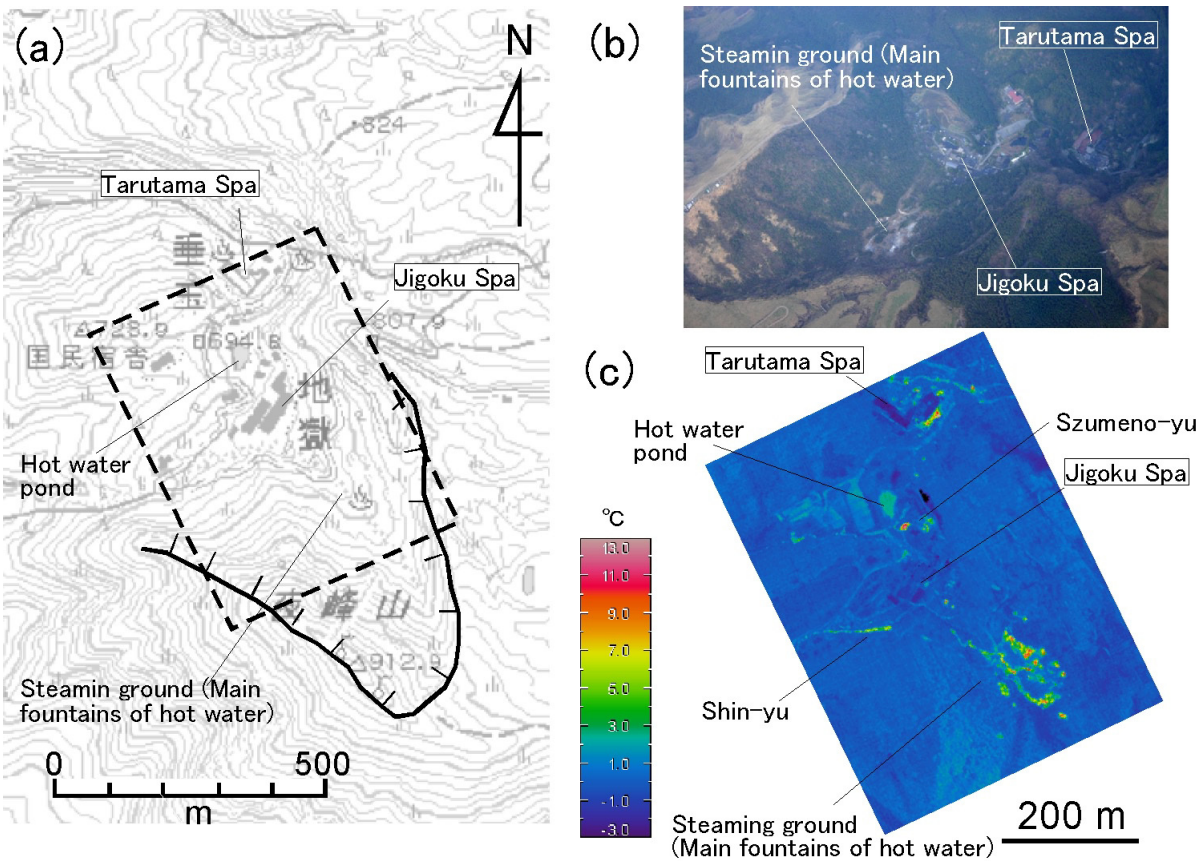


Fig.4 (a) Topographic map showing localities of geothermal field of the Jigoku-Tarutama Hot Springs. (b) Aerial photographs of the Jigoku-Tarutama Hot Springs. (c) Aerial infrared photographs of the Jigoku-Tarutama Hot Springs taken from 1,000 m height at 15 April 2008.

近に設置した。1,500 m 上空から赤外カメラで記録された当該箇所の地表面温度 0 - 0.5 ℃に対して，地表面温度は 6 ℃ であった（Fig.5(b)の矢印）。この差は，地表面からの放射エネルギーの一部が，大気中の水蒸気に吸収されたためと考えられる。

吉岡温泉では，温度計を地熱異常域“A”付近に設置したため（Fig.3(e)），5 cm 深地温は地熱活動に対応して 25 – 30 ℃ と，気温よりもかなり高い状態で推移した。1,000 m 上空から赤外カメラで観測された当該箇所の地表面温度は 7 – 9 ℃ だったが，地表面温度（Fig.5(c)の矢印）は 12 ℃ であった。

以上のように，当時の観測条件において，上空からの赤外カメラ観測では実際よりも 4 - 6 ℃前後低く計測されたことがわかる。

3.3 温度異常分布の概要

観測対象である中岳火口群，湯の谷，吉岡および地獄・垂玉温泉について，解析に用いる赤外画像と，およその撮影範囲を Fig.2(c), Fig.3(d)(e)および Fig.4(c)に示す。以後，3-2 節の結果に基づき，赤外カメラ観測で得た温度に 5 ℃ を加えた温度を用いて議論を進める。図中のカラーバーも，補正後の値を示す。ただし，ここで示した温度は，少なくとも 3.24 m^2，あるいは 1.96 m^2 の範囲について平均化された値である。さらに，実際には地表面が傾斜していることも考えれば，実際にはより高温であった場合もある。

(1) 中岳火口群

第 1 火口内では，水温の高い火口湖に対応する熱異常がみられ，湖表面温度は最高で 46.1 ℃と測定された。平面的に顕著な温度変化が見られるが，このような面的温度変化の大半は，湖面および南壁噴気“S”に由来する噴煙（Fig.2(b)）による放射エネルギーの不均質な吸収が原因であろう。

南壁噴気“S”の最高温度は，計測限界に対応

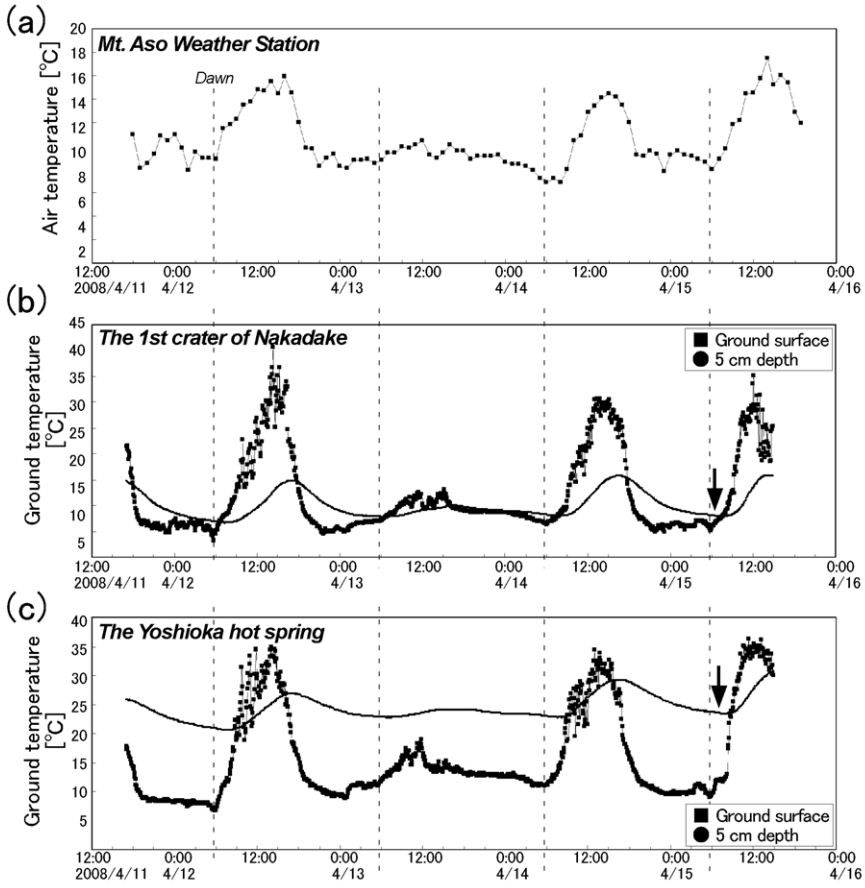


Fig.5(a) Records of air temperature measured at the Mt. Aso Weather Station, Japan Meteorological Agency, located at the open circle in Fig.2(a). (b)(c) Records of thermometers at ground surface and 5 cm depth, that are measured at the top of crater wall of the Nakadake 1st Crater and the Yoshioka Hot Spring. The sites' locations are indicated by "Thermometer" in Fig.2(e) and Fig.3(e), respectively. The aerial infrared survey is carried out when arrows are showing.

する 100 ℃ が測定された。同領域では赤熱現象が続いており，今回の観測時にも，一部の噴気孔は数 100 ℃ 以上の高温状態だったと思われる。

第 1 火口内については,赤熱状態にある"S"ばかりでなく，その東西の領域"SW-1"および"SE"についても，顕著な温度異常が見られる。このような温度異常は，久保寺・他（1978）や須藤・他（1984）では検出されたが，1996 年に実施された空中赤外観測(鵜川･他,1998)では検出されていない。すなわち，火口壁に存在する噴気活動に顕著な時間変化が見られる。2008 年 4 月以降，"SE"でも，ときおり活発な噴気が観察されるようになり，近年の熱活動の高まりを反映していると思われる。なお，"SW-1"の最高温度は 18.0 ℃，"SE"の最高温度は 23.3 ℃ であった。

火山活動に関係すると思われる温度異常は，従来の研究と同様，第 1 火口内にのみ見られた。土壌 CO_2 Flux がやや高い領域（齋藤・他，2007）でも，それに対応すると思われる温度異常は検出されなかった。

(2) 湯の谷温泉

湯の谷温泉南部に見られる顕著な温度異常（Fig.3(d)）は，雀地獄や餅搗地獄などの湯沼に対応する。現地調査によれば，これら湯沼では温泉の湧き出しが見られた。本地域から北方へ伸びる線状の温度異常は，湯の谷川沿いに点在する温泉湧出とその流出に対応する。1989-90 年に生じた噴気地は，現在は植生がかなり回復しているものの（Fig.3(b)），地温の高い状態が現在も継続している。赤湯では，従来から見られている温泉湧出のため，小規模な湯沼が形成されている。そのため，赤湯

は明瞭な熱異常として，赤外画像に表現されている（Fig.3(d)）。

(3) 吉岡温泉

赤外画像上では，2006 年に新たに形成された地熱異常“A”～ “C”，それ以前から存在する温泉湧出“D”を明瞭に認識できる。温度異常の広がりは，2007 年 1 月に熊本県が実施した空中赤外観測（寺田・他，2007）に比較して，“A”については縮小傾向が見られる。また，地熱異常域“B”から線状に伸びる温度異常は，噴気孔“b2”から噴出している温泉水の流出に対応する。このような温泉湧出は，2007 年 1 月の観測時には存在しなかった。

なお，“A”の西方に広がる温度異常は，別荘地に相当する。これら温度異常には，舗装道路の下で生じている熱活動に対応するものが含まれるが，多くは，横穴から湧出する温泉水（湯原・牛島，1980）の配管や，温泉水を一次的に貯留する槽，蒸気から温泉を造成するための槽（寺田・他，2007）などに対応する。

(4) 地獄・垂玉温泉

地獄温泉南方の主要源泉部（Fig.4(c)の右下）に，顕著な温度異常が見られる。現地調査によれば，本領域では温泉湧出が卓越しており，赤外画像に表現されている熱異常は，噴気地や温泉水湧出口，小規模な温泉水のプールが含まれる。

温泉湧出とそれに付随する小噴気地は，地獄温泉の主要施設内にも点在し，例えば雀の湯などの露天風呂施設が温度異常として赤外画像に表現されている（例えば，地獄温泉雀の湯）。また，Fig.4(c)の画像中央左側の，東西方向へ線状に伸びる温度異常は，新湯（しんゆ）と呼ばれる温泉湧出と，新湯から沢へ流出している温泉水に対応する。新湯の温泉湧出量は季節変動が顕著で，毎年 10 月から 3 月にかけて湧出量が顕著に減少するらしい。この他，地獄温泉北方の溜池に見られる温度異常は，同施設で使用された温泉水の排水の一部が流入していること，池の底でも温泉湧出が起きていることが原因である。

垂玉温泉では，温泉湧出口付近の舗装された駐車場や，いくつかの露天風呂が顕著な温度異常として観測された。

なお，地獄温泉と垂玉温泉の中間に位置する国民宿舎は，地獄温泉からの引き湯を利用していた。同施設が閉鎖された後の 2008 年 4 月 15 日において，同施設の温泉貯留タンクに相当する位置に温度異常が認められたが（Fig.4(c)），同施設内に自然の火山性地熱異常は見出されなかった。

4. 噴気地としての放熱率の推定

噴気地からの放熱率を評価するためには，熱異常領域の面的広がりを把握することが重要である。今回は，噴気地上空から撮影した赤外画像に基づき，地表面温度分布から熱収支モデルを用いて放熱率を求める，Sekioka and Yuhara（1974）の方法を用いる。なお，地上において氷を用いた放熱率測定法（Terada et al., 2008b）も合わせて実施した。その詳細は別に発表する。

4.1 熱収支法

Sekioka and Yuhara（1974）の熱収支法では，モデルから計算される地表面における放射，顕熱および潜熱輸送量を合算し，その残差量を地中から地表へ向かう熱流量と考える。これら詳細については，寺田・他（2008）で述べたので，ここでは放熱率の計算に用いる式のみを示す：

$$Q_g = 37\sum_i \Delta T_i S_{gi} \qquad (1)$$

ここで，Q_g はある噴気地からの総放熱率，ΔT_i は地表面温度差 $T_i - T_0$ に対応し，T_i は噴気地内のある地点 i における地表面温度，T_o は火山性の熱活動が影響しない領域での地表面温度である。また，S_{gi} は ΔT_i をなす地表面面積の和である。式(1)を適用する際に必要な観測量は，T_0，T_i およびその地表面積 S_{gi} であり，いずれも赤外画像から得られる。なお，係数 37 は，国内 20 数箇所の噴気地での気象観測から得られた結果を平均した値である（Sekioka, 1983）。

4.2 解析方法

得られた画像には，温度情報が 0.1 ℃ 間隔で記録されているが，これは 1 画素に対応する広さの地表面について，平均化された放射エネルギーから求められた値である。さらに，赤外カメラによる観測には，放射エネルギーの大気水蒸気による吸収，近傍から噴出

した噴気による吸収,植生の影響が含まれる。したがって，本研究では各温度に対する面積を厳密に求めることはせず，地表面温度を2.5 ℃ 間隔の階調に分けて，その中央値を各階調 i の地表面温度 T_i とした。

また，一般に赤外画像には火山とは無関係な温度異常も含まれている。日射の影響を避けるために早朝に実施した本観測では，直接的な日射の影響はほとんど見られない一方で，ホテルや別荘地内の温泉貯留槽や，放射率が地表面とは異なる舗装道路などが，温度異常として認められる。放熱率の計算に当たり，これらを地上観察結果に基づいて選別した。

なお，対象とする地域の多くは斜面に位置しているため，地表面積 S_{gi} を見積もる際には地表面の傾斜角を地形図から読取ることで，1 画素あたりの面積を補正した。

4.3 解析結果

Table 1 に，各噴気地からの放熱率を，温度異常面積，解像度および観測された最高温度とともに示す。

中岳第 1 火口の南壁噴気“S”では,放熱率は 2.0 MW と計算された。ここで，測定可能上限を超えている領域では温度を 100 ℃ に固定している。そのため，100 ℃以上の領域については過小評価となるが，その面積は小さいため，見積もりに与える影響は小さい。ただし,“S”には顕著な噴気活動が存在している。Table 1 に示した放熱率には，噴気としての放熱率が含まれてないことに注意が必要である。その他の領域からの放熱率は，“SE”は 0.64 MW，“SW-1”は 0.27 MW，そして“SW-2”は 0.005 MW と計算された。これら第 1 火口の噴気地としての合計放熱率は 2.9 MW である。

湯の谷温泉の 1989 年噴気地について解析を行なった結果，噴気地としての放熱率は 0.09 MW と求められた。

吉岡での“A”～“D”における放熱率は，合計 0.41 MW である。この値は，2007 年 1 月の空中赤外画像から推定値された 0.6 MW （寺田・他，2007）よりもやや小さい。

地獄・垂玉については，観測した赤外画像には露天風呂など自然状態ではない熱活動が多く含まれていている。そこで，本研究では地獄温泉南方の主要源泉部のみを対象として計算を行なった。その結果，放熱率は 0.42 MW と見積もられた。

5. 火口湖および湯沼からの放熱率推定

本章では，中岳第一火口の湯だまりや，湯の谷温泉の雀地獄，餅掲地獄の蒸発エネルギーを，空中赤外画像に基づいて推定する。

5.1 解析方法

阿蘇火山においては，噴気地としての放熱以外に，火口湖や湯沼としての放熱が見られる。これまで，中岳第 1 火口の火口湖については，Ryan et al.(1974)の式を用いることで，気象要因を考慮した詳細な見積もりが行なわれている（Terada et al., 2008a)。

本研究では，湖面から蒸発で失われるエネ

Table 1 Computed heat-discharge rates (MW) through steaming ground with the equation (1). “Area” and “Max. Temperature” represent the total area that surface temperatures are obviously higher than that of natural ground surface and its maximum surface temperatures, respectively. “Resolution” shows the area per pixel in the infrared photographs.

	Area [m^2]	Max. Temperature [℃]	Resolution [m^2/pixel]	Heat-discharge [MW]
1st Crater				
“S”	1.0×10^3	100<	3.24	2.0<
“SE”	3.5×10^3	23.3	3.24	0.64
“SW-1”	2.9×10^2	18.0	3.24	0.27
“SW-2”	6.0×10^1	8.8	3.24	0.005
Yunotani	9.3×10^2	48.7	1.96	0.09
Yoshioka	4.2×10^3	38.0	1.96	0.41
Jigoku -Tarutama	4.5×10^3	30.1	1.96	0.42

Table 2 Computed heat-discharge rates (MW) through crater lake and ponds with the equation (2). "Area" and "Mean Temperature" represent surface areas and mean surface temperatures of lake or ponds, respectively.

	Area [m^2]	Mean Temperature [℃]	Heat-discharge rate [MW]
Yudamari	4.8×10^4	51.9	110
Suzume	5.7×10^2	24.2	0.14
Mochitsuki	9.6×10	25.6	0.027

ルギー Q_l の大小関係を概略的に求めるために，須川（1960）が火口湖や湯沼において蒸発計を用いて収集した蒸発量データに基づく経験的関係を用いる：

$$Q_l = CS_l T_l^3 \qquad (2)$$

ここで，T_l は湖面の平均温度，S_l は湖面積，C は北海道登別火山および阿蘇火山雀地獄で得られた経験的定数（須川，1960；湯原・牛島，1980）に，水の密度を与え，潜熱 2.5 × 10^6 J/kg を乗じることで MKS 単位系に整理した値 1.7 × 10^{-2} J/(s･K^3) である。

5.2 解析結果

Table 2 に，湯だまり，雀地獄，餅搗地獄からの放熱率を，面積および平均表面温度とともに示す。

湯だまりでは，主として噴気の影響による表面温度のばらつきが見られる。一方，実際の湯だまり表面温度はほぼ均一であることが，経験的に知られている。そこで，表面温度として，もっとも高い温度 45.9 ℃ を採用する。また，A カメラから湖面を赤外カメラで測定した場合，実際の湖面温度よりも 6 ℃ 程度低い値が測定されることが，経験的に知られている（Terada et al., 2008a）。そこで，水温に 6 ℃ を加えた温度 51.9 ℃を，蒸発エネルギーの計算に用いる。このとき，赤外カメラから得られた湖表面積 4.8×10^4 m^2 から，蒸発エネルギーは 110 MW と計算される。

雀地獄については，赤外カメラから得られた表面温度の平均 24.2 ℃を用いる。赤外カメラから得られた湖表面積 570 m^2 より，同湯沼からの放熱率は 0.14 MW と計算される。餅搗地獄も同様に，表面温度 25.6 ℃ および湖表面積 96 m^2 から，放熱率は 0.027 MW と計算される。

6. 議論

本研究と既往の研究成果を合わせることで，阿蘇火山における熱活動の全容を明らかにすることができた。Table 3 に，本研究で見積もった噴気地および火口湖，湯沼からの放熱率を，噴気および温泉からの放熱率（湯原・牛島，1980；寺田・他，2007）とともに示す。本章では，過去の推定と本研究との比較を行ない，主に時間変化についてまとめるとともに，阿蘇火山の熱活動の特徴を検討する。

6.1 過去の研究との比較

中岳第一火口では，これまで多くの熱的観測が実施されてきたが，それぞれ解析手法が異なること，活動時期によって放熱活動に大きな変化が見られることから，比較には注意が必要である。一方，西側斜面地熱地域では，1974-75 年に実施された総合的な熱的調査の結果（湯原・牛島，1980）の一部と比較が可能である。当時と比較すると，湯の谷と地獄・垂玉温泉においては明瞭な変化は認められない一方で，吉岡温泉では著しい熱活動の発達が起きた。

(1) 湯だまり

本研究で用いた経験的関係（須川，1960）から得られた 110 MW は，2007 年を対象とした Terada et al.(2008a)の見積もり 220 MW の半分程度である。須川（1960）の式では，気温や風などの気象的要因の違いが考慮されていない問題がある一方，Terada et al.(2008a) が用いた Ryan et al.(1974)のモデルは，現実よりも過大評価となりやすい可能性が指摘されている（Hurst et al. 1991）。すなわち，ここに挙げた放熱量は，概略的値に過ぎない。蒸発エネルギーの絶対値を議論するためには，新

しい火山観測手法であるライダーを用いた測定（Nakamura et al., submitted），湖水温度の直接測定などの新たな工夫を重ね，注意深く検討を進める必要がある。

(2) 湯の谷温泉

1号および2号井からの放熱率は，現在は 1 MW 前後と思われる。同坑井からは，当初は 3 MW および 12 MW の噴出があったが（湯原・牛島, 1980; Parmentier and Hayashi, 1981），現在は坑井の閉塞により 1/10 程度に減少した。

雀地獄からの放熱率は，ほぼ同じ手法を用いた湯原・牛島（1980）に比較して，1/3 程度の値となった。これは，本研究で測定された湖面温度が，湯原・牛島（1980）よりも 10℃程度低いことに対応する。この水温の違いは，火山活動の変化のほか，観測時の気温の違いが影響している可能性がある。なお，2006 年 10 月に我々が実施した現地調査では，雀および餅掲地獄の湯量が著しく減少し，特に雀地獄の湖底の大部分が露出している様子を確認した。このように，雀地獄の湯量は顕著に変動するらしい。

温泉湧出率は，湯原・牛島（1980）は一部の泉源で直接測定を行い，放熱率として 0.78 MW を報告した。現在，湯の谷における温泉施設は事実上管理されておらず，温泉湧出量を測定することは困難である。

なお，湯の谷温泉では 1 m 深地温観測に基づき，伝導的伝熱量は 0.17 MW と見積もられている（湯原・牛島，1980）。一方，本研究では彼らの調査時には存在しなかった 1989 年噴気地の放熱率を 0.09 MW と見積もった。

以上のように，湯原・牛島（1980）と直接比較することは難しい。1989-90 年噴気地は衰退し，現在，熱活動としてはごく小規模である。坑井を除けば，湯原・牛島（1980）が調査した 30 年前と比較して，同温泉で顕著な変化は認められないと評価できる。

(3) 吉岡温泉

吉岡温泉の地熱活動は，2006 年の活動（新村，2007；寺田・他，2007）の結果，湯原・牛島（1980）の調査時に比較して著しく発達した。

噴気地の放熱率は，本研究と寺田・他（2007）を比較すると，2007 年以降は変化がないか，やや衰退したと言える。噴気孔“b2”から放出される噴気量も，2007 年以降は顕著な変化はない。すなわち，吉岡温泉で 2006 年に生じた地熱活動は，その後 1 年半以上にわたり安定して継続していると評価できる。

2008 年 4 月現在，吉岡温泉からの総放熱率は，5.6 MW である。以前は 0.2 MW 規模の温泉湧出が見られただけの同温泉は，現在，西側斜面地熱地域において最大規模の地熱地域となった。

(4) 地獄・垂玉温泉

湯原・牛島（1980）は，1m 深地温観測に基づいて伝導的伝熱量を 0.70 MW と見積もっ

Table 3 Results of computed heat-discharge rates (MW) through fumaroles, steaming grounds, ponds or lakes and hot springs of Aso volcano. Superscript numbers refer to the following references: (a) Nakamura *et al*. submitted; (b) Terada *et al* (2008a); (c) Yuhara and Ushijima (1980); (d) Terada *et al*. (2007).

	Fumaroles	Steaming grounds	Ponds or lakes	Hot springs
1st Crater				
Yudamari	-	-	110 - 220[(b)]	-
“S”	<100[(a)]	2.0<	-	-
“SE”	-	0.64	-	-
“SW-1”	-	0.27	-	-
“SW-2”	-	0.005	-	-
Total	<100	2.92<	110	-
Yunotani	1	0.09	0.17	0.78[(c)]
Yoshioka	5	0.41	-	0.20[(d)]
Jigoku -Tarutama	-	0.42	-	1.86[(c)]
Total	6	0.92	0.17	2.84

た。一方，本研究で推定した放熱率 0.42 MW は，対流的伝熱量も含む噴気地としての放熱率であり，比較は難しい。また，湯原・牛島（1980）は地獄・垂玉温泉の広い範囲を測定対象としたが，本研究では地獄温泉の主要源泉部のみを解析対象としている。

本地域では顕著な噴気孔は存在せず，主要源泉部を除いて噴気地は小規模である。すなわち，本地域での放熱活動の本質は温泉湧出と思われる。湯原・牛島（1980）は，数多く分布する温泉湧出口の一部で湧出量を測定し，温泉放熱率を 1.86 MW と見積もった。現在も，温泉湧出口は広く分布しており，その多くは直接的に利用されていることから，現在，温泉湧出量を測定することは困難である。

6.2 阿蘇火山の放熱活動

Table 3 に，阿蘇火山の各地域からの放熱率を示す。ここで，本研究で測定していない湯の谷温泉，地獄・垂玉温泉における，温泉としての放熱率は湯原・牛島（1980）の値を，吉岡温泉からの噴気および温泉放熱率は寺田・他（2007）を用いた。

阿蘇火山からの総放熱率は，不確定の大きな中岳第 1 火口南壁噴気“S”を除けば 120 – 220 MW，同噴気を加えれば 300 MW 規模となる。これは，非噴火時の火山としては極めて多く，国内では別府地域の 400 MW に次ぐ。放熱活動の大部分は中岳第 1 火口の湯だまりで起きている。その規模は，草津白根火山の火口湖，湯釜の 30 MW（Ohba et al., 1994）の数倍規模であり，Poás (Rowe et al., 1992) や Ruapehu (Hurst et al., 1991) などと同様に，世界に存在する火口湖における最大級の放熱規模である 200 – 300 MW（Pasternack and Varekamp, 1997）に匹敵する。非噴火時の SO_2 放出量が 500 – 1000 tonne/day に達することや，中岳第 1 火口南壁噴気“S”において，たびたび赤熱現象が見られることから，非噴火時を通じて，マグマからの活発な脱ガスが継続していることが示唆される。

一方，西斜面地熱帯からの放熱率は合計 9.9 MW で，中岳第 1 火口の 10 分の 1 以下の規模である。蒸気卓越型貯留層の存在が示唆されている一方で，湯の谷および地獄・垂玉温泉の放熱形態は，温泉湧出が 7 割以上を占めている。吉岡温泉でも，以前は温泉湧出が見られるのみであったが，現在，2006 年の地熱活動によって形成された乾き蒸気を噴き出す噴気孔“b1”（2007 年 5 月以降は“b2”）が，同温泉からの放熱率の大半を担っている。噴気孔“b1”（“b2”）の放熱率は，西斜面地熱帯全体の放熱率の 5 割に相当する。

2006 年に起きた吉岡温泉の地熱活動の他にも，湯の谷温泉，地獄・垂玉温泉では多数の水蒸気爆発の痕跡が残されており，本地域の地熱活動は安定していない。本地熱地域直下に存在すると考えられている蒸気卓越型の地熱貯留層は世界的にも数少なく，その一般的特徴を整理するうえでも，本地熱地帯は重要である。

7. おわりに

阿蘇火山中央火口丘群における地熱活動を定量的に評価するために，ヘリコプターを用いた早朝空中赤外観測と現地調査を実施したほか，既存研究を整理した。中央火口丘群全体からの放熱率は 300 MW 前後に達し，非噴火時の活動としては世界的にみても有数の規模である。放熱量の 9 割は中岳第 1 火口の火口湖が占める。一方，西側斜面地熱地域からの放熱率は 9.9 MW である。同地域を構成する 3 つの温泉では，これまで爆発を含む異常な活動が発生するなど，熱活動は安定していない。2006 年以前の同地熱地域では，放熱の大半は温泉湧出が担っていたが，2008 年 4 月現在，2006 年に吉岡温泉に形成された噴気孔が，同地域全体の放熱率の半分を占めている。

謝　辞

早朝におけるヘリコプターの運行は，佐賀航空株式会社のご協力により実現しました。阿蘇火山博物館の須藤靖明氏には，1970 年代以降の第 1 火口周辺における熱活動についての貴重な情報に加え，草稿について有益なコメントを頂きました。福岡管区気象台地震火山課の松島正哉氏，阿蘇火山防災連絡事務所の後小路義弘氏には，現地調査に際して多くの情報をご提供頂きました。地獄温泉清風荘の河津　威氏には，同温泉の現状と歴史についてご教示頂きました。国際航業株式会社には，中岳火口群周辺の数値標高データをご提供頂きました。以上の方々に深く感謝します。なお，空中赤外観測は 2008 年度阿蘇火山集中

総合観測のひとつとして，文部科学省科学研究補助金・基盤研究(B)（課題番号：19310116，研究代表：鍵山恒臣）を使用して実施しました。

参考文献

池辺伸一郎・藤岡美寿夫（2001）：文化十三年（1816）の阿蘇「湯の谷大変」－古文書・絵図資料による水蒸気爆発記録－，火山，第 46 巻，pp.147-163.

池辺伸一郎・渡辺一徳・宮縁育夫（2008）：阿蘇火山中岳 1988～1995 年活動期における噴火様式の変化，火山，第 53 巻，pp.15-34.

鵜川元雄・矢崎　忍・宮坂　聡（1998）：火山専用空中赤外映像装置（VAM－90A）による北海道駒ヶ岳，九重山，阿蘇山の山体表面温度観測，防災科学技術研究所研究報告，第 58 巻，pp.77-104.

久保寺　章・須藤靖明・太田一也（1978）：空中赤外熱映像法による阿蘇および雲仙火山の熱的調査，阿蘇火山の集中総合観測（第 1 回）報告（1977 年 8 月～12 月），pp.40-50.

齊藤政城・松島　健・松尾のり道・清水　洋（2007）：阿蘇中岳火山の二酸化硫黄および二酸化炭素ガス放出量の測定，九州大学大学院理学研究院研究報告，第 22 巻，pp.51-62.

新エネルギー・産業技術総合開発機構（1995）：地熱開発促進調査報告書 No.38 阿蘇山西部地域，1508pp.

新村太郎（2007）：南阿蘇村吉岡地熱地帯における新たな噴気活動と温度の連続測定，熊本学園大学論集「総合科学」，第 13 巻，pp.49-67.

須川　明（1960）：高温な水面からの蒸発量，北海道大学地球物理学研究報告，第 7 巻，pp.63-70.

須藤靖明・山田年広・西　潔・井口正人・高山鉄朗（1984）：阿蘇火山中岳火口内の熱的調査 - 地上赤外熱映像装置による観測 - ，阿蘇火山の集中総合観測（第 2 回）報告（1981 年 8 月～12 月），pp.57-64.

寺田暁彦・須藤靖明・吉川　慎・井上寛之（2007）：阿蘇火山吉岡温泉で 2006 年に起きた地熱活動の定量的評価，火山，第 52 巻，pp.335-340.

寺田暁彦・鍵山恒臣・松島喜雄・吉川　慎・吉川章文・小山　寛・山﨑伸行・平松秀行・大島弘光（2008）：有珠火山 2000 年新山の総放熱率と貫入マグマの冷却過程，有珠火山集中総合観測成果報告書，印刷中.

宮縁育夫・渡辺一徳（2000）：阿蘇火山地獄温泉付近における水蒸気爆発とその堆積物，火山，第 45 巻，pp.25-32.

山田　誠（2005）：火山地下水システムにおけるマグマ起源 CO_2 混入過程に関する同位体水文学的研究，京都大学大学院理学研科博士論文，102pp.

山崎達雄・林　正雄・古賀昭人・野田徹郎・福田道博（1978）：阿蘇カルデラ湯の谷地熱地域の蒸気井とその探査.地熱，第 15 巻，pp.205-216.

湯原浩三・牛島恵輔（1980）：阿蘇垂玉・湯の谷地域放熱量調査報告，地質調査所月報，第 31 巻，pp.553-566.

Hurst, A. W., Bibby, H. M., Scott, B. J. and McGuinness, M. J. J. (1991): The heat source of Ruapehu crater lake; deductions from the energy and mass balances, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 46, pp.1-20.

Nakamura T., Hashimoto T., Terada, A., Sugimoto N., Katsube, Y. and Abo, M., First measurement of water vapor distribution in volcanic fumaroles using a Raman lidar located by an active crater, Geophys. Res. Lett., submitted.

Ohba, T., Hirabayashi, J. and Nogami, K. (1994): Water, heat and chloride budgets of the crater lake Yugama at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, Geochem. J., Vol. 28, pp.217–231.

Parmentier, P. and Hayashi, M. (1981): Geologic model of the “Vapor-dominated“ reservoir in Yunotani geothermal field, Kyusyu, Japan, Geothermal Resources Council transactions, Vol. 5, pp.201-204.

Pasternack, G. B. and Varekamp, J. C. (1997): Volcanic lake systematics I. Physical constraints, Bull. Volcanol., 58, pp.528-538.

Rowe, G. L., Brantley, S. L., Fernandez, M., Fernandez, J. F., Borgia, A. and Barquero, J. (1992): Fluid-volcano

interaction in an active stratovolcano; the crater lake system of Poás Volcano, Costa Rica, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 49, pp.23-51.

Ryan, P. J., Harleman, D. R. F. and Stolzenbach, K. D. (1974): Surface heat loss from cooling ponds, Water Resour. Res., Vol. 10, pp.930-938.

Sekioka, M. (1983): Proposal of a convenient version of the heat balance technique estimating heat flux on geothermal and volcanic fields by means of infrared remote sensing, Memoirs of the National Defense Academy Japan, Vol. 23, pp.95-103.

Sekioka, M. and Yuhara, K. (1974): Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface, J. Geophys. Res., Vol. 79, 14, pp.2053-2058.

Sudo, Y. and Hurst, A. W. (1998): Temperature changes at depths to 150 meters near the active crater of Aso Volcano: preliminary analysis of seasonal and volcanic effects, J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 81, pp.159-172.

Taguchi, A., Parmentier, P., and Yamasaki, T. (1981): Sassolite sublimated in a steam well at the Yunotani geothermal field, Aso Caldera, Kyushu, Mineralogical Journal, Vol. 10, pp.338-343.

Terada A., Hashimoto, T., Kagiyama, T. and Sasaki, H. (2008a): Precise remote-monitoring technique of water volume and temperature of a crater lake in Aso volcano, Japan: Implication for a sensitive window of volcanic hydrothermal system, Earth Planets Space, 60, 705-710.

Terada A., Kagiyama, T. and Oshima, H. (2008b): The Ice Box Calorimetry: A handy method for estimation of heat discharge rates through a steaming ground, Earth Planets Space, 60, 699-703.

Terada A. and Sudo Y. Geothermal activity within the western slope geothermal zone of Aso volcano, Japan: Development of a new geothermal field in 2006 Geothermics, submitted

.

Quantitative Evaluation of Geothermal Activities at the Central Cones of Aso Volcano, Japan

Akihiko TERADA*, Tsuneomi KAGIYAMA* and Shin YOSHIKAWA*

*Aso Volcanological Laboratory, Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

For quantitative evaluations of geothermal activities of Aso volcano, Japan, an aerial infrared survey was carried out on early morning by use of a helicopter. At Nakadake, one of the central cones of Aso volcano, aerial infrared photographs reveal that no temperature anomalies exist out of the 1st Crater of Nakadake. The total heat-discharge rate from Aso volcano is estimated to be 200 – 300 MW in the calm period. The most of heat is discharged from hot crater lake of the Nakadake 1st Crater. Heat-discharge rate from the Western slope geothermal field (WSGZ) is estimated to be 9.9 MW. The Yoshioka hot spring (one of the WSGZ) that notable geothermal events occurred in 2006 releases over 5 MW of heats corresponding to the half of the heat-discharges from the WSGZ.

Keywords: Aso volcano, Heat-discharge rate, Yunotani hot spring, Yoshioka hot spring, Jigoku-Tarutama hot spring, Aerial infrared photograph

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

砂の繰返し載荷時の挙動モデルとしてのひずみ空間多重モデルにおけるストレスダイレイタンシー関係

井合　進・飛田哲男・小堤　治*

＊ 京都大学防災研究所非常勤講師/（株）明窓社

要　旨

本稿は，砂の繰返し載荷時の挙動モデルとして，新たなストレスダイレイタンシー関係を提案し，それをひずみ空間多重モデルに組込んだ形の定式化を提示する。提案するストレスダイレイタンシー関係は，ダイレイタンシーによる体積ひずみ成分が，仕事をしないせん断機構を表現する膨張的成分，および，累積せん断ひずみに比例する収縮的成分の和として与えられるという簡単な仮説に基づくものである。定式化とともに，このモデルを適用していられる砂の繰返し挙動の解析例を併せて示す。

キーワード: 砂，構成式，繰返載荷挙動，ダイレイタンシー

1.　はじめに

カムクレイモデルにおけるストレスダイレイタンシーの式は，３軸応力状態において，以下のとおり表される(Roscoe *et al.*, 1963; Schofield & Wroth, 1968)。

$$p\mathrm{d}v_\mathrm{p} + q\mathrm{d}\gamma_\mathrm{p} = \mathrm{M}p\mathrm{d}\gamma_\mathrm{p} \tag{1}$$

ここに，平均有効応力 $p=(\sigma_\mathrm{a}'+2\sigma_\mathrm{r}')/3$（圧縮を正），偏差応力 $q=\sigma_\mathrm{a}'-\sigma_\mathrm{r}'$，ダイレイタンシーによる体積ひずみ $v_\mathrm{p}=\varepsilon_\mathrm{pa}+2\varepsilon_\mathrm{pr}$（圧縮を正），偏差ひずみ $\gamma_\mathrm{p}=(2/3)(\varepsilon_\mathrm{pa}-\varepsilon_\mathrm{pr})$。下添字 a, r は，円柱供試体の軸方向および半径方向を，p は塑性ひずみを表す。

式(1)において，ダイレイタンシーによる体積ひずみ増分は以下のように分解できる(Iai, 1994)。

$$\mathrm{d}v_\mathrm{p} = \mathrm{d}v_\mathrm{p}^\mathrm{c} + \mathrm{d}v_\mathrm{p}^\mathrm{d} \tag{2}$$
$$\mathrm{d}v_\mathrm{p}^\mathrm{c} = \mathrm{M}\mathrm{d}\gamma_\mathrm{p} \tag{3}$$
$$p\mathrm{d}v_\mathrm{p}^\mathrm{d} + q\mathrm{d}\gamma_\mathrm{p} = 0 \tag{4}$$

式(3)は収縮的な体積ひずみ成分，式(4)は膨張的な成分を示す。膨張的な成分を体積ひずみとして有するひずみ増分 $(\mathrm{d}v_\mathrm{p}^\mathrm{d}, \mathrm{d}\gamma_\mathrm{p})$ は，式(4)のとおり仕事をしない。

2. 提案するストレスダイレイタンシー関係

以上のストレスダイレイタンシー式は３軸応力条件下で与えられたものであるが，これを一般的な応力条件に書き換える。

まず，体積ひずみ成分を以下のとおり，三成分に分解する。

$$\varepsilon = \varepsilon' + \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{c} + \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d} \tag{5}$$

ここに，

ε' : 等方的圧力の変化による成分（有効体積ひずみ），$\varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{c}$ ：収縮的ダイレイタンシー成分，$\varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}$ ：膨張的ダイレイタンシー成分。

式(5)を用いると，ひずみは以下のとおりの成分に分解できる。

$$\varepsilon_{kl} = \frac{1}{3}\left(\varepsilon' + \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{c} + \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}\right)\delta_{kl} + e_{kl} \tag{6}$$

このうち，右辺の最後の２項をまとめて，

$$\varepsilon_{kl}{}^\mathrm{n} = \frac{1}{3}\varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}\delta_{kl} + e_{kl} \tag{7}$$

と書き，式(7)であらわされるひずみの増分が，応力ベクトルと直交する成分（仕事をしない成分）であると仮定する。すなわち，

$$\sigma_{kl}' \mathrm{d}\varepsilon_{kl}^{\mathrm{n}} = 0 \tag{8}$$

これより，膨張的ダイレイタンシー成分は，以下のとおり求められる。

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} = \frac{s_{kl}\mathrm{d}e_{kl}}{-\frac{I_1}{3}} \tag{9}$$

他方，収縮的成分は，以下のように与える。

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} = -\frac{1}{4\pi}\sum_{i=1}^{I}\sum_{j=1}^{J}\mathrm{M}_{\mathrm{v}}\left|\mathrm{d}\gamma_{\mathrm{p}}^{(ij)}\right|\Delta\omega\Delta\Omega^{(j)} \tag{10}$$

ここに，仮想単純せん断ひずみは，以下で与える。

$$\mathrm{d}\gamma^{(ij)} = \left\langle t_k^{(ij)}, n_l^{(ij)} \right\rangle \mathrm{d}\varepsilon_{kl} \tag{11}$$

以上が，提案するストレスダイレイタンシー関係である。以下に，これらの関係を多重せん断モデルに組込む形の構成式を示す。本稿では，２次元的定式化を示すが，３次元的定式化もこれに準じて行うことができる(Iai & Ozutsumi, 2005)。

3. 積分形の構成式（基本形）

２次元解析の場合，応力，ひずみベクトルを以下で与える。

$$\boldsymbol{\sigma}'^{\mathrm{T}} = \left\{\sigma_x' \quad \sigma_y' \quad \tau_{xy}\right\} \tag{12}$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}^{\mathrm{T}} = \left\{\varepsilon_x \quad \varepsilon_y \quad \gamma_{xy}\right\} \tag{13}$$

多重せん断モデルの積分形の基本形を，以下で与える(Iai *et al.*, 1992)。

$$\boldsymbol{\sigma}' = -p\mathbf{n}^{(0)} + \sum_{i=1}^{I} q^{(i)}\mathbf{n}^{(i)}\Delta\omega \tag{14}$$

ここに，

$$\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} = \left\{1 \quad 1 \quad 0\right\} \tag{15}$$

$$\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}} = \left\{\cos\omega_i \quad -\cos\omega_i \quad \sin\omega_i\right\} \quad (\text{for } i = 1,...,I) \tag{16}$$

$$\omega_i = (i-1)\Delta\omega \tag{17}$$

$$\Delta\omega = \pi / I \tag{18}$$

式(14)の等方成分 p および仮想単純せん断応力 $q^{(i)}$ は，有効体積ひずみ ε'，仮想有効体積ひずみ ε''，および仮想単純せん断ひずみ $\gamma^{(i)}$ の関数として，以下で与える。

$$p = p(\varepsilon') \tag{19}$$

$$q^{(i)} = q^{(i)}(\gamma^{(i)},\ \varepsilon',\ \varepsilon'') \tag{20}$$

なお，式(20)において，仮想単純せん断ひずみ $\gamma^{(i)}$ のみの関数とせず，有効体積ひずみ ε'，仮想有効体積ひずみ ε'' を含む関数としている理由は，「5. 積分形の構成式（液状化解析）」で記述するとおり，仮想単純せん断機構の拘束圧力依存性および液状化状態依存性を考慮するためである。

さて，式(19)(20)における有効体積ひずみ ε' は，体積ひずみからダイレイタンシーによる体積ひずみ成分を除去したものであり，以下で与える。

$$\varepsilon' = \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\boldsymbol{\varepsilon}' = \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}\right) \tag{21}$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}} = \frac{\varepsilon_{\mathrm{d}}}{2}\mathbf{n}^{(0)} \tag{22}$$

式(22)におけるダイレイタンシー成分は，以下のように収縮的成分 ε_d^c および膨張的成分 ε_d^d よりなる。

$$\varepsilon_{\mathrm{d}} = \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} + \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} \tag{23}$$

すなわち，

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}} = \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} + \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} \tag{24}$$

ここに，

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} = \frac{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}}{2}\mathbf{n}^{(0)} \tag{25}$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} = \frac{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{2}\mathbf{n}^{(0)} \tag{26}$$

式(20)における仮想有効体積ひずみ ε'' は，有効体積ひずみから膨張的ダイレイタンシー成分を除去したもので，旧 FLIP の液状化フロントパラメタ S_0 に対応する有効体積ひずみであり，以下で与える。

$$\varepsilon'' = \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\boldsymbol{\varepsilon}'' = \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}\right) \tag{27}$$

仮想単純せん断ひずみ $\gamma^{(i)}$ は，以下で与える。

$$\gamma^{(i)} = \mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}\right) = \mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{28}$$

ダイレイタンシー成分の増分は，ひずみ増分の線形変換で与えられるものと仮定し，これを以下のとおり書く。

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}} = \mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{29}$$

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} = \mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{30}$$

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} = \mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{dT}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{31}$$

よって，式(23)より，

$$\mathbf{n}_{\mathrm{d}} = \mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} + \mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} \tag{32}$$

4. 増分形（基本形）

増分形の構成式は，式(3)の両辺の微分をとれば，以下で与えられる。

$$\mathrm{d}\boldsymbol{\sigma}' = -\mathrm{d}p\mathbf{n}^{(0)} + \sum_{i=1}^{I}\mathrm{d}q^{(i)}\mathbf{n}^{(i)}\Delta\omega \tag{33}$$

$$\mathrm{d}p = \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'}\mathrm{d}\varepsilon' \tag{34}$$

$$\mathrm{d}q^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}}\mathrm{d}\gamma^{(i)} + \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'}\mathrm{d}\varepsilon' + \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon''}\mathrm{d}\varepsilon'' \tag{35}$$

式(34)(35)に，式(21)(27)(28)を代入すると，

$$\mathrm{d}p = \frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'}\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\mathrm{d}\left(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}\right) \tag{36}$$

$$\mathrm{d}q^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}}\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} + \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'}\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\mathrm{d}\left(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}\right) + \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon''}\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\mathrm{d}\left(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}\right) \tag{37}$$

式(36)(37)および式(29)～(31)を式(33)に代入すれば，増分形の構成式が以下のとおり与えられる。

$$\mathrm{d}\boldsymbol{\sigma}' = \mathbf{D}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{38}$$

$$\mathbf{D} = K_{\mathrm{L/U}}\mathbf{n}^{(0)}\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} + \sum_{i=1}^{I}G_{\mathrm{L/U}}^{(i)}\mathbf{n}^{(i)}\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\Delta\omega - K_{\mathrm{L/U}}\mathbf{n}^{(0)}\mathbf{n}_{\mathrm{d}}{}^{\mathrm{T}} + \sum_{i=1}^{I}\left(H^{(i)} + L^{(i)}\right)\mathbf{n}^{(i)}\mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}}\Delta\omega - \sum_{i=1}^{I}\left(H^{(i)}\mathbf{n}^{(i)}\mathbf{n}_{\mathrm{d}}{}^{\mathrm{T}} + L^{(i)}\mathbf{n}^{(i)}\mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{cT}}\right)\Delta\omega \tag{39}$$

ここに，

$$K_{\mathrm{L/U}} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} \tag{40}$$

$$G_{\mathrm{L/U}}^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}} \tag{41}$$

$$H^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'} \tag{42}$$

$$L^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon''} \tag{43}$$

式(39)の右辺の第１項，第２項は，それぞれ圧縮伸張およびせん断に関する増分形を表し，対称マトリクスである。第３項は圧縮伸張へのダイレイタンシーの影響，第４項はせん断機構の拘束圧依存性および液状化状態依存性，第５項はせん断機構に与えるダイレイタンシーの影響を表すものである。これら第３～５項は，いずれも圧縮伸張の機構とせん断に関する機構のカップリングの３種類の機構を示すもので，非対称マトリクスとなる。

5. 積分形の構成式（非液状化解析）

非液状化解析の積分形の基本形は，式(20)を単純化して，以下のとおり，有効体積ひずみ ε'，および仮想単純せん断ひずみ $\gamma^{(i)}$ の関数として，以下で与える。

$$q^{(i)} = q^{(i)}(\gamma^{(i)},\ \varepsilon') \tag{44}$$

5.1 圧縮伸張成分 p の定式化

非液状化解析においては，圧力 p を，正規圧密の場合と過圧密の場合に分けて与える。ここに，正規圧密と過圧密は，有効体積ひずみの履歴を基に，以下のとおり定義する。

正規圧密：$-\varepsilon' \geq \max(-\varepsilon')$ and $-\mathrm{d}\varepsilon' > 0$ の時

過圧密：$-\varepsilon' < \max(-\varepsilon')$ or $-\mathrm{d}\varepsilon' < 0$

これらに応じて，圧力 p は，$0 \leq n_K < 1$ に対して，以下のように与える。

(1)正規圧密の場合

$$\eta = -(1-n_K)\varepsilon'/\varepsilon_{\mathrm{Lma}} \tag{45}$$

ここに，規準応力 $p = p_{\mathrm{a}}$ における体積弾性係数を K_{La} として，

$$\varepsilon_{\mathrm{Lma}} = p_{\mathrm{a}}/K_{\mathrm{La}} \tag{46}$$

$\eta \geq \eta_{\mathrm{low}}(=0.3)$ の時：

$$p = p_{\mathrm{a}}\eta^{\frac{1}{1-n_K}} \tag{47}$$

$\eta < \eta_{\mathrm{low}}(=0.3)$ の時：

$$p = -K_{\mathrm{Llow}}\left(\varepsilon' - \varepsilon'_{\mathrm{low}}\right) + p_{\mathrm{low}} \tag{48}$$

ここに、p_{low}、K_{Llow}、$\varepsilon'_{\mathrm{low}}$ は、それぞれ、$\eta = \eta_{\mathrm{low}}$ の時の p、K_{L}、ε' の値，すなわち、

$$p_{\mathrm{low}} = p_{\mathrm{a}}\eta_{\mathrm{low}}^{\frac{1}{1-n_K}} \tag{49}$$

$$K_{\mathrm{Llow}} = K_{\mathrm{La}}\left(\frac{p_{\mathrm{low}}}{p_{\mathrm{a}}}\right)^{n_K} \tag{50}$$

$$\varepsilon'_{\mathrm{low}} = -\frac{\eta_{\mathrm{low}}}{(1-n_K)}\varepsilon_{\mathrm{Lma}} \tag{51}$$

(2)過圧密の場合

正規圧密からの除荷開始時点での圧力および有効体積ひずみをそれぞれ

$$p_{\mathrm{r}} = p_{\mathrm{a}}\left(-(1-n_K)\varepsilon'/\varepsilon_{\mathrm{Lma}}\right)^{\frac{1}{1-n_K}} \tag{52}$$

$$\varepsilon_{\mathrm{r}}' = -\max(-\varepsilon') \tag{53}$$

とおき，これらを用いて，以下を定義する。

$$\eta_r = -(1-n_K)(\varepsilon' - \varepsilon_{\mathrm{r}}')/\varepsilon_{\mathrm{mr}} \tag{54}$$

ここに，除荷開始時点での体積弾性係数を K_{Ur} として，

$$\varepsilon_{\mathrm{mr}} = p_{\mathrm{r}}/K_{\mathrm{Ur}} \tag{55}$$

$$K_{\mathrm{Ur}} = K_{\mathrm{Ua}}\left(\frac{p_{\mathrm{r}}}{p_{\mathrm{a}}}\right)^{n_K} \tag{56}$$

これを用いて、

$\eta_{\mathrm{r}} \geq \eta_{\mathrm{rlow}}(=-0.7)$ の時

$$p = p_{\mathrm{r}}\left(\eta_{\mathrm{r}}+1\right)^{\frac{1}{1-n_K}} \tag{57}$$

$\eta_{\mathrm{r}} < \eta_{\mathrm{rlow}}(=-0.7)$ の時

$$p = -K_{\mathrm{Ulow}}(\varepsilon' - \varepsilon'_{\mathrm{low}}) + p_{\mathrm{rlow}} \tag{58}$$

ここに、p_{rlow}、K_{Ulow}、$\varepsilon'_{\mathrm{rlow}}$ は、それぞれ、$\eta_r = \eta_{\mathrm{rlow}}$ の時の p、K_{U}、ε' の値，すなわち、

$$p_{\mathrm{rlow}} = p_r(\eta_{\mathrm{rlow}}+1)^{\frac{1}{1-n_K}} \tag{59}$$

$$K_{\mathrm{Ulow}} = K_{\mathrm{Ua}}\left(\frac{p_{\mathrm{rlow}}}{p_{\mathrm{a}}}\right)^{n_K} \tag{60}$$

$$\varepsilon'_{\mathrm{rlow}} = -\frac{\eta_{\mathrm{rlow}}}{(1-n_K)}\varepsilon_{\mathrm{mr}} + \varepsilon_{\mathrm{r}}' \tag{61}$$

5.2 せん断成分 $q^{(i)}$ の定式化

多重せん断モデルの定式化に基づき，式(20)における仮想単純せん断モデルを，骨格曲線上では，以下のように双曲線型で与える。

$$q^{(i)} = \frac{\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}}{1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|}q_{\mathrm{v}} \tag{62}$$

ここに，q_{v}，γ_{v} は，仮想単純せん断モデルのせん断強度，(せん断) 規準ひずみであり，せん断強度 τ_{m} およびせん断弾性係数 G_{m} と，以下のように関係づけられる。

$$G_{\mathrm{m}} = \frac{q_{\mathrm{v}}}{\gamma_{\mathrm{v}}}\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega \tag{63}$$

$$\tau_{\mathrm{m}} = q_{\mathrm{v}}\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega \tag{64}$$

逆に解けば，

$$\gamma_{\mathrm{v}} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega}{\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega}\right)\frac{\tau_{\mathrm{m}}}{G_{\mathrm{m}}} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega}{\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega}\right)\gamma_{\mathrm{m}} \tag{65}$$

$$q_{\mathrm{v}} = \frac{\tau_{\mathrm{m}}}{\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega} \tag{66}$$

ここに，γ_{m} は，(せん断) 規準ひずみである。

なお，$I \to \infty$ の時，

$$\gamma_{\mathrm{v}} = \frac{\pi}{4}\gamma_{\mathrm{m}} \tag{67}$$

$$q_{\mathrm{v}} = \tau_{\mathrm{m}}/2 \tag{68}$$

仮想単純せん断機構が履歴ループに入った際には，拡張 Masing 則を用いる(Iai *et al.*, 1990)。履歴ループに入った際の仮想せん断ひずみに応じて，妥当な

履歴減衰を表現するように定められるパラメタ ξ, ζ を用いて，あらかじめ，以下の正規化を行う。

$$\tilde{q}^{(i)} = \frac{q^{(i)} / q_{\mathrm{v}}}{\zeta} \tag{69}$$

$$\tilde{\gamma}^{(i)} = \frac{\gamma^{(i)} / \gamma_{\mathrm{v}}}{\xi} \tag{70}$$

これらを用いて，履歴ループ内での仮想せん断応力は，次のとおり与えられる（詳細は文献参照のこと）。

$$\frac{\tilde{q}^{(i)} - \tilde{q}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta} = \frac{\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)} - \tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}}{1 + \left| \dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)} - \tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta} \right|} \tag{71}$$

非液状化解析時は，せん断強度，せん断弾性係数を以下のとおり与える。

$$\tau_{\mathrm{m}} = p \sin \phi_{\mathrm{f}} = m_1 p \tag{72}$$

$$G_{\mathrm{m}} = G_{\mathrm{ma}} \left(\frac{p}{p_{\mathrm{a}}} \right)^{m_G} \tag{73}$$

よって，規準ひずみの拘束圧依存性は，以下のとおり与えられる。

$$\gamma_{\mathrm{m}} = \frac{\tau_{\mathrm{m}}}{G_{\mathrm{m}}} = m_1 \frac{p}{G_{\mathrm{ma}}} \left(\frac{p}{p_{\mathrm{a}}} \right)^{-m_G} \tag{74}$$

5.3 ダイレイタンシーの収縮的成分の定式化

式(23)におけるダイレイタンシーの収縮的成分 $\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}$ は，以下で与える。

$$\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} = \int \mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} \tag{75}$$

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} = -r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}} r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}} r_{S_0} \sum_{i=1}^{I} \mathrm{M}_{\mathrm{v}}^{(i)} \left| \mathrm{d}\gamma^{(i)} \right| \Delta\omega \tag{76}$$

ここに，

$$\mathrm{M}_{\mathrm{v}}^{(i)} = \frac{\mathrm{M}_{\mathrm{v0}}}{\left(1 + \dfrac{\mathrm{M}_{\mathrm{v0}} \gamma^{\mathrm{c}(i)}}{-\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{cm}} / \left(\pi r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}} r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}} \right)} \right)^2 r_{\mathrm{M}}^{(i)}} \tag{77}$$

$$\mathrm{M}_{\mathrm{v0}} = \frac{\mathrm{M}_{\mathrm{p}}}{\sum_{i=1}^{I} \left| \sin \omega_i \right| \Delta\omega} \tag{78}$$

ここに，$r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}}$ は収縮的ダイレイタンシーおよび膨張的ダイレイタンシーに共通してかかるパラメタ，$r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}}$ は収縮的成分のみにかかるパラメタである。また，非液状化解析の場合には $r_{S_0} = 1$ とする。さらに，変相角を ϕ_{p} として，

$$\mathrm{M}_{\mathrm{p}} = \sin \phi_{\mathrm{p}} \tag{79}$$

5.4 ダイレイタンシーの膨張的成分の定式化

式(23)におけるダイレイタンシーの膨張的成分 $\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}$ は，以下で与える。

$$\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} = r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}} \sum_{i=1}^{I} \left[\left| \frac{\gamma^{(i)}}{\gamma_{\mathrm{v}}} \right| - \ln \left(1 + \left| \frac{\gamma^{(i)}}{\gamma_{\mathrm{v}}} \right| \right) \right] \gamma_{\mathrm{v}} m_{1\mathrm{v}} \Delta\omega \tag{80}$$

ここに，

$$m_{1\mathrm{v}} = \frac{m_1}{\sum_{i=1}^{I} \sin \omega_i \Delta\omega} \tag{81}$$

6. 増分形の構成式（非液状化解析）

非液状化解析の増分形の基本形は，式(33)～(43)において，積分形における式(44)の変更点に対応して，仮想有効体積ひずみに関する微分 $L^{(i)}$ の項を省略でき，接線剛性マトリクスは，以下で与えられる。

$$\begin{aligned} \mathbf{D} = {} & K_{\mathrm{L/U}} \mathbf{n}^{(0)} \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} + \sum_{i=1}^{I} G_{\mathrm{L/U}}^{(i)} \mathbf{n}^{(i)} \mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}} \Delta\omega \\ & - K_{\mathrm{L/U}} \mathbf{n}^{(0)} \mathbf{n}_{\mathrm{d}}{}^{\mathrm{T}} + \sum_{i=1}^{I} H^{(i)} \mathbf{n}^{(i)} \mathbf{n}^{(0)\mathrm{T}} \Delta\omega \\ & - \sum_{i=1}^{I} H^{(i)} \mathbf{n}^{(i)} \mathbf{n}_{\mathrm{d}}{}^{\mathrm{T}} \Delta\omega \end{aligned} \tag{82}$$

6.1 $K_{\mathrm{L/U}} = -\dfrac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'}$ の計算

(1)正規圧密の場合

体積成分に関する式(45)～(51)より，K_{L} は以下のとおり与えられる。

$\eta \geq \eta_{\mathrm{low}} (= 0.3)$ の時：

$$K_{\mathrm{L}} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\eta} \frac{\mathrm{d}\eta}{\mathrm{d}\varepsilon'} = K_{\mathrm{La}} \left(\frac{p}{p_{\mathrm{a}}} \right)^{n_K} \tag{83}$$

$\eta < \eta_{\mathrm{low}}(=0.3)$ の時：

$$K_{\mathrm{L}} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} = K_{\mathrm{Llow}} \tag{84}$$

(2)過圧密（除荷）の場合

体積成分に関する式(54)～(61)より，K_{U} は以下のとおり与えられる。

$\eta_{\mathrm{r}} \geq \eta_{\mathrm{rlow}}(=-0.7)$ の時

$$K_{\mathrm{U}} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\eta_{\mathrm{r}}}\frac{\mathrm{d}\eta_{\mathrm{r}}}{\mathrm{d}\varepsilon'} = K_{\mathrm{Ua}}\left(\frac{p}{p_{\mathrm{a}}}\right)^{n_K} \tag{85}$$

$\eta_{\mathrm{r}} < \eta_{\mathrm{rlow}}(=-0.7)$ の時

$$K_{\mathrm{U}} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'} = K_{\mathrm{Ulow}} \tag{86}$$

6.2 $G_{\mathrm{L/U}}^{(i)} = \dfrac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}}$ の計算

せん断成分に関する式(62)～(71)より，$G_{\mathrm{L/U}}^{(i)}$ は以下のとおり与えられる。

(1)骨格曲線上：

$$\begin{aligned} G_{\mathrm{L}}^{(i)} &= \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}} = \frac{1}{\left(1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|\right)^2}\frac{q_{\mathrm{v}}}{\gamma_{\mathrm{v}}} \\ &= \frac{1}{\left(1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|\right)^2}\frac{G_{\mathrm{m}}}{\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega} \end{aligned} \tag{87}$$

(2)履歴ループ上：

$$\begin{aligned} G_{\mathrm{L/U}}^{(i)} &= \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}} \\ &= \frac{1}{\left(1+\left|\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}\right|\right)^2}\frac{\zeta}{\xi}\frac{G_{\mathrm{m}}}{\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega} \end{aligned} \tag{88}$$

6.3 $H^{(i)} = \dfrac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'}$ の計算

まず，

$$H^{(i)} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'} = \frac{\partial q^{(i)}}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial \varepsilon'} \tag{89}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^{(i)}}{\partial p} &= \frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial p} + \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial p} \\ &= \frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \tau_{\mathrm{m}}}{\partial p} + \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}{\partial p} \end{aligned} \tag{90}$$

これらの順に計算していく。

まず，$\dfrac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}$，$\dfrac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}$ は，以下のように計算される。

(1)骨格曲線上：式(62)より，

$$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}} = \frac{\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}}{1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|} \tag{91}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}} &= -\frac{\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}}{\left(1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|\right)^2}\frac{q_{\mathrm{v}}}{\gamma_{\mathrm{v}}} \\ &= -\frac{\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}}{\left(1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|\right)^2}\frac{G_{\mathrm{m}}}{\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega} \end{aligned} \tag{92}$$

(2)履歴ループ上：式(69)(70)(71)より，

$$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}} = \frac{\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}}{1+\left|\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}\right|}2\delta\zeta \tag{93}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}} &= -\frac{\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}}{\left(1+\left|\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}\right|\right)^2}\frac{q_{\mathrm{v}}}{\gamma_{\mathrm{v}}}2\delta\zeta \\ &= -\frac{\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}}{\left(1+\left|\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}\right|\right)^2}\frac{2\delta\zeta G_{\mathrm{m}}}{\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega} \end{aligned} \tag{94}$$

また，$\dfrac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}}$，$\dfrac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}$ は，以下のように計算される。

$$\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}} == \frac{1}{\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega} \tag{95}$$

$$\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}=\left(\frac{\sum_{i=1}^{I}\sin^2\omega_i\Delta\omega}{\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega}\right) \tag{96}$$

さらに,式(72)(74)より

$$\frac{\partial \tau_m}{\partial p}=m_1 \tag{97}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial \gamma_m}{\partial p}&=(1-m_G)m_1\frac{1}{G_{\mathrm{ma}}}\left(\frac{p}{p_{\mathrm{a}}}\right)^{-m_G}\\&=\frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}}\end{aligned} \tag{98}$$

よって,

$$H^{(i)}=-K_{\mathrm{L/U}}m_1\left(\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}}+\frac{1-m_G}{G_{\mathrm{m}}}\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\right) \tag{99}$$

ここに, $K_{\mathrm{L/U}}$ は式(83)～(86)で与えられる。

6.4 $\mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}$ の計算

ダイレイタンシーの収縮的成分は，式(76)より，

$$\begin{aligned}\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}&=-r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}}r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}}r_{S_0}\sum_{i=1}^{I}\mathrm{M}_{\mathrm{v}}^{(i)}\left|\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon}\right|\Delta\omega\\&=-r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}}r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}}r_{S_0}\left(\sum_{i=1}^{I}\mathrm{M}_{\mathrm{v}}^{(i)}\left|\mathbf{n}^{(i)}\right|^{*}\Delta\omega\right)^{\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon}\end{aligned} \tag{100}$$

ここに,

$\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon}\geq 0$ の時

$$\left|\mathbf{n}^{(i)}\right|^{*}=\mathbf{n}^{(i)} \tag{101}$$

$\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon}<0$ の時

$$\left|\mathbf{n}^{(i)}\right|^{*}=-\mathbf{n}^{(i)} \tag{102}$$

式(30)に式(100)を代入して，両辺を比較すれば,

$$\mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}=-r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}}r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}}}r_{S_0}\left(\sum_{i=1}^{I}\mathrm{M}_{\mathrm{v}}^{(i)}\left|\mathbf{n}^{(i)}\right|^{*}\Delta\omega\right) \tag{103}$$

なお，$\gamma^{(i)}-\gamma_0{}^{(i)}\geq\gamma_{\mathrm{c0}}$ の場合のみ、$\mathrm{M}_{\mathrm{v}}^{(i)}$ を通常どおり発生させるが、それ以外では $\mathrm{M}_{\mathrm{v}}^{(i)}=0$ とする点に注意する。また,非液状化解析では，$r_{S_0}=1$ とする。

6.5 $\mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}$，$\mathbf{n}_{\mathrm{d}}$ の計算

次に，ダイレイタンシーの膨張的成分については，式(80)の両辺を微分して，

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}=\sum_{i=1}^{I}\frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma^{(i)}}\mathrm{d}\gamma^{(i)}+\frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}\mathrm{d}\gamma_{\mathrm{v}} \tag{104}$$

ここに，

$$\frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma^{(i)}}=r_{\varepsilon_{\mathrm{d}}}m_{1\mathrm{v}}\left(\frac{\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}}{1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|}\right)m_{1\mathrm{v}}\Delta\omega \tag{105}$$

$$\frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}=r_{\varepsilon_d}\sum_{i=1}^{I}\left(\frac{\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|}{1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|}-\ln\left(1+\left|\frac{\gamma^{(i)}}{\gamma_{\mathrm{v}}}\right|\right)\right)m_{1\mathrm{v}}\Delta\omega \tag{106}$$

式(28)より，

$$\mathrm{d}\gamma^{(i)}=\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{107}$$

次に，

$$\mathrm{d}\gamma_{\mathrm{v}}=\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial \varepsilon'}\mathrm{d}\varepsilon' \tag{108}$$

これに，式(98)を代入して，

$$\mathrm{d}\gamma_{\mathrm{v}}=-K_{\mathrm{L/U}}\frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\mathrm{d}\varepsilon' \tag{109}$$

ここに, $K_{\mathrm{L/U}}$ は式(83)～(86), また，$\dfrac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}$ は式(96)で与えられる。

式(21)と(29)より

$$\mathrm{d}\varepsilon'=\left(\mathbf{n}^{(0)}-\mathbf{n}_{\mathrm{d}}\right)^{\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{110}$$

これらを式(108)に代入すると，

$$\mathrm{d}\gamma_{\mathrm{v}}=-K_{\mathrm{L/U}}\frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\left(\mathbf{n}^{(0)}-\mathbf{n}_{\mathrm{d}}\right)^{\mathrm{T}}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{111}$$

これらと式(107)を式(104)に代入すると，

$$\mathrm{d}\varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} = [\sum_{i=1}^{I} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma^{(i)}} \mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}} - K_{\mathrm{L/U}} \frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}} \frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}} \left(\mathbf{n}^{(0)} - \mathbf{n}_{\mathrm{d}}\right)^{\mathrm{T}}] \mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{112}$$

よって，式(31)より，

$$\mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}} = \sum_{i=1}^{I} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma^{(i)}} \mathbf{n}^{(i)} - K_{\mathrm{L/U}} \frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}} \frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}} \left(\mathbf{n}^{(0)} - \mathbf{n}_{\mathrm{d}}\right) \tag{113}$$

ここに $\frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma^{(i)}}$，$\frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}$ は，それぞれ式(105)(106)で，また，$K_{\mathrm{L/U}}$ は式(83)～(86)で与えられる。

式(32)に式(113)を代入して，

$$\mathbf{n}_{\mathrm{d}} = \mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} + \sum_{i=1}^{I} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma^{(i)}} \mathbf{n}^{(i)} - K_{\mathrm{L/U}} \frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}} \frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}} \left(\mathbf{n}^{(0)} - \mathbf{n}_{\mathrm{d}}\right) \tag{114}$$

よって，$\mathbf{n}_{\mathrm{d}}$ は以下のとおり計算される。

$$\mathbf{n}_{\mathrm{d}} = \left(1 - K_{\mathrm{L/U}} \frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}} \frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\right)^{-1} [\mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{c}} + \{\sum_{i=1}^{I} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma^{(i)}} \mathbf{n}^{(i)} - K_{\mathrm{L/U}} \frac{(1-m_G)m_1}{G_{\mathrm{m}}} \frac{\partial \varepsilon_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}} \frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}} \mathbf{n}^{(0)}\}] \tag{115}$$

なお，定式化の完結のため，これを式(113)に代入すれば $\mathbf{n}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{d}}$ が求まる。

7. 積分形の構成式（液状化解析）

7.1 圧縮伸張成分 p の定式化

液状化解析においては，式(19)における圧力 p を以下で表す。
まず，

$$\eta = -(1-l_K)\left(\varepsilon' - \varepsilon_0'\right)/\varepsilon_{\mathrm{m0}} \tag{116}$$

とおく（ただし，$l_K > 1$）。ここに，$\varepsilon_{\mathrm{m0}}$ は，体積ひずみに関する規準ひずみ（規準体積ひずみ）であり，液状化解析開始時点（初期自重解析後）の圧力 p_0，体積弾性係数 K_{U0} および低減パラメタ r_K により，以下で与える。

$$\varepsilon_{\mathrm{m0}} = p_0 / \left(r_K K_{\mathrm{U0}}\right) \tag{117}$$

これを用いて，

$\eta > 0$ の時：

$$p = p_0 \left(\eta + 1\right)^{\frac{1}{1-l_K}} \tag{118}$$

$\eta \le 0$ の時：

$$p = p_0 \left[\frac{\eta}{1+|\eta|} r_\eta + 1\right]^{\frac{1}{1-l_K}} \tag{119}$$

ここに，p の上限値を $p_m = r_p p_0$ のようにパラメタ r_p を用いてあらわせば，以下の式によりパラメタ r_η が与えられる。

$$r_\eta = 1 - r_p^{1-l_K} \tag{120}$$

当面、$r_p = 10$（プログラム内固定値）としておく。

7.2 せん断成分 $q^{(i)}$ の定式化

液状化解析時には，式(62)～(71)までの定式化は液状化解析時と同じであるが，$q^{(i)}$ を規定する式(62)(65)(66)では，状態変数 S および液状化フロントパラメタ S_0 を用いて，以下のような拘束圧力依存性および液状化状態依存性を与える。

$S_0 > S_{0\mathrm{bd}}$ の場合：

$$\tau_{\mathrm{m}} = \tau_{\mathrm{m0}} S \tag{121}$$

$$G_{\mathrm{m}} = \tau_{\mathrm{m}} / \gamma_{\mathrm{m0}} \tag{122}$$

$$\gamma_{\mathrm{m}} = \gamma_{\mathrm{m0}} \tag{123}$$

$S_0 < S_{0\mathrm{bd}}$ の場合：

$$\tau_{\mathrm{m}} = \tau_{\mathrm{m0}} S + \Delta\tau_{\mathrm{m}} \tag{124}$$

$$G_{\mathrm{m}} = \tau_{\mathrm{m}} / \gamma_{\mathrm{m}} \tag{125}$$

$$\gamma_{\mathrm{m}} = \gamma_{\mathrm{m0}} /(S_0 / S_{0\mathrm{bd}}) \tag{126}$$

ここに,

$$S_{0\mathrm{bd}} = 1.0 \tag{127}$$

$$\Delta\tau_{\mathrm{m}} = \Delta r_{\mathrm{m}} p_0 \tag{128}$$

$$\Delta r_m = (m_1 - m_2)(S_{0\mathrm{bd}} - S_0)(0.4 / S_{0\mathrm{bd}}) \tag{129}$$

ここに，内部摩擦角，変相角をそれぞれ ϕ_{p}，ϕ_{f} とすると，$m_1 = \sin\phi_{\mathrm{f}}$，$m_2 = \sin\phi_{\mathrm{p}}$。
また，状態変数および液状化フロントパラメタは，以下で与える。

$$S = p / p_0 + S_1 \tag{130}$$

$$S_0 = \min\left|p''/ p_0\right| + S_1 \tag{131}$$

ここに，S_1 はパラメタで，小さな正の値。式(131)における仮想圧力 p'' は，圧力を規定する式(116)～(120)に準じて，仮想有効体積ひずみ ε'' により，以下のとおり与える。まず,

$$\eta'' = -(1-l_K)\left(\varepsilon'' - \varepsilon_0''\right)/\varepsilon_{\mathrm{m0}} \tag{132}$$

とおき、$\eta'' \geq 0$ であれば,

$$p'' = p_0\left(\eta''+1\right)^{\frac{1}{1-l_K}} \tag{133}$$

$\eta'' < 0$ であれば、以下を用いる。

$$p'' = p_0\left[\frac{\eta''}{1+\left|\eta''\right|} r_{\eta''} + 1\right]^{\frac{1}{1-l_K}} \tag{134}$$

ここに,

$$r_{\eta''} = r_\eta \tag{135}$$

7.3 ダイレイタンシーの定式化

液状化解析におけるダイレイタンシーは，収縮的成分，膨張的成分ともに，非液状化解析の場合と同じで, 式(75)～(81)により定式化する。ただし, 式(76)において,

$$r_{S_0} = S_0^{\left[q_2(1-\exp(-r/r_0)\right]} \tag{136}$$

8. 増分形の構成式（液状化解析）

8.1 $K_{\mathrm{L/U}} = -\dfrac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\varepsilon'}$ の計算

体積成分に関する式(116)～(119)より，$K_{\mathrm{L/U}}$ は以下のとおり与えられる。

$\eta > 0$ の時：

$$K_{\mathrm{L/U}} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\eta}\frac{\mathrm{d}\eta}{\mathrm{d}\varepsilon'} = r_K K_{\mathrm{U0}}\left(\frac{p}{p_0}\right)^{l_K} \tag{137}$$

$\eta \leq 0$ の時：

$$K_{\mathrm{L/U}} = -\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\eta}\frac{\mathrm{d}\eta}{\mathrm{d}\varepsilon'} = r_K K_{\mathrm{U0}}\left[\frac{\eta}{1+\left|\eta\right|} r_\eta + 1\right]^{\frac{l_K}{1-l_K}}\left(\frac{1+\left|\eta\right|+\eta}{(1+\left|\eta\right|)^2} r_\eta\right) \tag{138}$$

液状化解析，非液状化解析における体積ひずみ，ダイレイタンシーによる体積ひずみ，と圧力の関係は，Fig. 1 に示すとおりとなる。

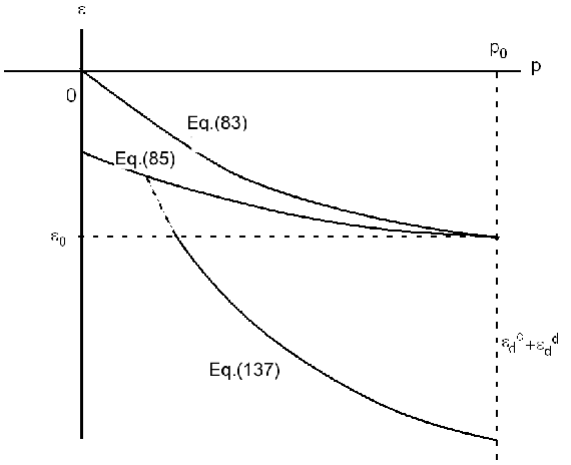


Fig. 1 Schematic figure of volumetric strain, dilatancy, and pressure

8.2 $G_{\mathrm{L/U}}^{(i)} = \dfrac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma^{(i)}}$ の計算

$G_{\mathrm{L/U}}^{(i)}$ は，液状化解析と同じ式(87)(88)で与えられる。

8.3 $H^{(i)} = \dfrac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'}$ の計算

まず,

$$H^{(i)}=\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon'}=\frac{\partial q^{(i)}}{\partial S}\frac{\partial S}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial \varepsilon'} \tag{139}$$

以下，順に計算していく。
まず， 次のようにおく。

$$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial S}=\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \tau_{\mathrm{m}}}{\partial S}+\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}{\partial S} \tag{140}$$

ここに，$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}$，$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}$ は，式(91)～(94)で，また，

$\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}}$，$\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}$ は，式(95)(96)で，非液状化解析と同じように与えられる。また，
式(140)の残りの項は，以下で与えられる。

$$\frac{\partial \tau_{\mathrm{m}}}{\partial S}=\tau_{\mathrm{m0}} \tag{141}$$

$$\frac{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}{\partial S}=0 \tag{142}$$

式(139)の右辺の中間の項は，式(130)より

$$\frac{\partial S}{\partial p}=p_0^{-1} \tag{143}$$

式(140)～(143)および式(40)を式(139)に代入すれば，
(1)骨格曲線上：

$$H^{(i)}=-\frac{\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}}{1+\left|\gamma^{(i)}/\gamma_{\mathrm{v}}\right|}\frac{m_1 K_{\mathrm{L/U}}}{\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega} \tag{144}$$

(2)履歴ループ上：

$$H^{(i)}=-\frac{\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}}{1+\left|\dfrac{\tilde{\gamma}^{(i)}-\tilde{\gamma}_{\mathrm{r}}^{(i)}}{2\delta}\right|}\frac{2\delta\zeta m_1 K_{\mathrm{L/U}}}{\sum_{i=1}^{I}\sin\omega_i\Delta\omega} \tag{145}$$

8.4 $L^{(i)}=\dfrac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon''}$ の計算

まず,

$$L^{(i)}=\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \varepsilon''}=\frac{\partial q^{(i)}}{\partial S_0}\frac{\partial S_0}{\partial p''}\frac{\partial p''}{\partial \varepsilon''} \tag{146}$$

として，順に計算していく。
まず， 次のようにおく。

$$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial S_0}=\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \tau_{\mathrm{m}}}{\partial S_0}+\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}\frac{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}{\partial S_0} \tag{147}$$

ここに，$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_{\mathrm{v}}}$，$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}$ は，式(91)～(94)で，また，

$\frac{\partial q_{\mathrm{v}}}{\partial \tau_{\mathrm{m}}}$，$\frac{\partial \gamma_{\mathrm{v}}}{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}$ は，式(95)(96)で与えられる。

また,式(121)～(129)より， $S_0>S_{0\mathrm{bd}}$ の場合：

$$\frac{\partial \tau_{\mathrm{m}}}{\partial S_0}=0 \tag{148}$$

$$\frac{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}{\partial S_0}=0 \tag{149}$$

$S_0<S_{0\mathrm{bd}}$ の場合：

$$\frac{\partial \tau_{\mathrm{m}}}{\partial S_0}=-(m_1-m_2)(0.4/S_{0\mathrm{bd}})p_0 \tag{150}$$

$$\frac{\partial \gamma_{\mathrm{m}}}{\partial S_0}=-\gamma_{\mathrm{m}}/S_0 \tag{151}$$

式(131)より， $\mathrm{d}p''<0$ の時,

$$\frac{\partial S_0}{\partial p''}=p_0^{-1} \tag{152}$$

$\mathrm{d}p''\geq 0$ の時,

$$\frac{\partial S_0}{\partial p''}=0 \tag{153}$$

式(132)～(134)より,

$\eta''>0$ の時：

$$K_{\mathrm{L/U}}''=-\frac{\mathrm{d}p''}{\mathrm{d}\varepsilon''}=-\frac{\mathrm{d}p''}{\mathrm{d}\eta''}\frac{\mathrm{d}\eta''}{\mathrm{d}\varepsilon''}=r_K K_{\mathrm{U0}}\left(\frac{p''}{p_0}\right)^{l_K} \tag{154}$$

$\eta''\leq 0$ の時：

$$K_{\mathrm{L/U}}{}'' = -\frac{\mathrm{d}p''}{\mathrm{d}\eta''}\frac{\mathrm{d}\eta''}{\mathrm{d}\varepsilon''}$$

$$= r_K K_{\mathrm{U0}}\left[\frac{\eta''}{1+|\eta''|}r_{\eta''}+1\right]^{\frac{l_\mathrm{K}}{1-l_\mathrm{K}}}\left(\frac{1+|\eta''|+\eta''}{(1+|\eta''|)^2}r_{\eta''}\right) \tag{155}$$

式(147)～(155)を式(146)に代入すれば，$S_0 < S_{0\mathrm{bd}}$ かつ $\mathrm{d}p'' < 0$ の場合：

$$L^{(i)} = -[(m_1-m_2)(0.4/S_{0\mathrm{bd}})p_0\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_\mathrm{v}}\frac{\partial q_\mathrm{v}}{\partial \tau_\mathrm{m}} + \frac{\gamma_\mathrm{m}}{S_0}\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_\mathrm{v}}\frac{\partial \gamma_\mathrm{v}}{\partial \gamma_\mathrm{m}}]\frac{K_{\mathrm{L/U}}{}''}{p_0} \tag{156}$$

ここに，$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial q_\mathrm{v}}$，$\frac{\partial q^{(i)}}{\partial \gamma_\mathrm{v}}$ は，式(91)～(94)で，また，$\frac{\partial q_\mathrm{v}}{\partial \tau_\mathrm{m}}$，$\frac{\partial \gamma_\mathrm{v}}{\partial \gamma_\mathrm{m}}$ は，式(95)(96)で与えられる。

なお，$S_0 \geq S_{0\mathrm{bd}}$ または $\mathrm{d}p'' \geq 0$ の場合は，

$$L^{(i)} = 0 \tag{157}$$

8.5 $\mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{c}$ の計算

液状化解析では，非液状化解析の場合の式(103)と同じであるが，r_{S_0} を式(136)で与える。

8.6 $\mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{d}$ の計算

液状化解析では，非液状化解析の場合の式(104)～(107)は同じとなる。次に，

$$\mathrm{d}\gamma_\mathrm{v} = \frac{\partial \gamma_\mathrm{v}}{\partial \gamma_\mathrm{m}}\frac{\partial \gamma_\mathrm{m}}{\partial S_0}\frac{\partial S_0}{\partial p''}\frac{\partial p''}{\partial \varepsilon''}\mathrm{d}\varepsilon'' \tag{158}$$

これに，式(151)～(155)を代入すると，$S_0 < S_{0\mathrm{bd}}$ かつ $\mathrm{d}p'' < 0$ の場合：

$$\mathrm{d}\gamma_\mathrm{v} = -\frac{\gamma_\mathrm{v}}{S_0}\frac{K_{\mathrm{L/U}}{}''}{p_0}\mathrm{d}\varepsilon'' \tag{159}$$

なお，$S_0 \geq S_{0\mathrm{bd}}$ または $\mathrm{d}p'' \geq 0$ の場合は，

$$\mathrm{d}\gamma_\mathrm{v} = 0 \tag{160}$$

式(30)と式(27)より，

$$\mathrm{d}\varepsilon'' = \left(\mathbf{n}^{(0)} - \mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{c}\right)^\mathrm{T}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{161}$$

これらを式(158)に代入すると，$S_0 < S_{0\mathrm{bd}}$ かつ $\mathrm{d}p'' < 0$ の場合：

$$\mathrm{d}\gamma_\mathrm{v} = -\frac{\gamma_\mathrm{v}}{S_0}\frac{K_{\mathrm{L/U}}{}''}{p_0}\left(\mathbf{n}^{(0)} - \mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{c}\right)^\mathrm{T}\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{162}$$

なお，$S_0 \geq S_{0\mathrm{bd}}$ または $\mathrm{d}p'' \geq 0$ の場合は，

$$\mathrm{d}\gamma_\mathrm{v} = 0 \tag{163}$$

これらと式(107)を式(104)に代入すると，$S_0 < S_{0\mathrm{bd}}$ かつ $\mathrm{d}p'' < 0$ の場合：

$$\mathrm{d}\varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d} = [\sum_{i=1}^{I}\frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma^{(i)}}\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}} - \frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma_\mathrm{v}}\frac{\gamma_\mathrm{v}}{S_0}\frac{K_{\mathrm{L/U}}{}''}{p_0}\left(\mathbf{n}^{(0)} - \mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{c}\right)^\mathrm{T}]\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{164}$$

なお，$S_0 \geq S_{0\mathrm{bd}}$ または $\mathrm{d}p'' \geq 0$ の場合は，

$$\mathrm{d}\varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d} = \left[\sum_{i=1}^{I}\frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma^{(i)}}\mathbf{n}^{(i)\mathrm{T}}\right]\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon} \tag{165}$$

よって，式(31)より，$S_0 < S_{0\mathrm{bd}}$ かつ $\mathrm{d}p'' < 0$ の場合：

$$\mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{d} = \sum_{i=1}^{I}\frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma^{(i)}}\mathbf{n}^{(i)} - \frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma_\mathrm{v}}\frac{\gamma_\mathrm{v}}{S_0}\frac{K_{\mathrm{L/U}}{}''}{p_0}\left(\mathbf{n}^{(0)} - \mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{c}\right) \tag{166}$$

また，$S_0 \geq S_{0\mathrm{bd}}$ または $\mathrm{d}p'' \geq 0$ の場合は，

$$\mathbf{n}_\mathrm{d}^\mathrm{d} = \sum_{i=1}^{I}\frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma^{(i)}}\mathbf{n}^{(i)} \tag{167}$$

ただし，式(166)(167)における $\frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma^{(i)}}$，$\frac{\partial \varepsilon_\mathrm{d}^\mathrm{d}}{\partial \gamma_\mathrm{v}}$ は，それぞれ式(105)(106)で，また，$K_{\mathrm{L/U}}{}''$ は式(154)(155)で与えられる。

8.7 $\mathbf{n}_d$ の計算

$\mathbf{n}_d$ は，式(32)に，式(103)および式(166)(167)を代入することにより求まる。

9. 適用例

以上の定式化に基づき，ゆるい砂および密な砂についての非排水繰返しせん断挙動の数値解析を実施した。解析に用いたモデルパラメタは，Table 1 に示すとおりである。解析結果は，Figs. 2, 3 に示すとおり，ゆるい砂ではひずみ振幅が急増するが，密な砂ではひずみ振幅が漸増する傾向などを含め，室内試験で得られる標準的な砂の挙動の特徴を表現することができている。

10. 結論

本稿では，砂のダイレイタンシーによる体積ひずみを，仕事をしないせん断機構を表現する膨張的成分と累積せん断ひずみに比例して発生する収縮的成分から構成されるとする新たなダイレイタンシーモデルを提案し，その定式化をひずみ空間での多重せん断モデルに組み込む形で提示した。あわせて，基本的な非排水繰返し載荷挙動の解析を行い，その全体的な妥当性を確認した。

Table 1 Model parameters

Loose sand	Dense sand
$p_a(\sigma_{ma}')=98\mathrm{kPa}$	$P_a(\sigma_{ma}')=98\mathrm{kPa}$
$G_m=8.449\times10^5\mathrm{kPa}$	$G_m=1.141\times10^5\mathrm{kPa}$
$m_G=0.5$	$m_G=0.5$
$K_{La}=2.203\times10^5\mathrm{kPa}$	$K_{La}=2.974\times10^5\mathrm{kPa}$
$K_{Ua}=2.203\times10^5\mathrm{kPa}$	$K_{Ua}=2.974\times10^5\mathrm{kPa}$
$n_K=0.5$	$n_K=0.5$
$H_{max}=0.24$	$H_{max}=0.24$
$\phi_f=39.67°$	$\phi_f=43°$
$\phi_p=28°$	$\phi_p=28°$
$\varepsilon_d^{cm}=0.2$	$\varepsilon_d^{cm}=0.1$
$r_{\varepsilon_{dc}}=1.0$	$r_{\varepsilon_{dc}}=0.5$
$r_{\varepsilon_d}=0.2$	$r_{\varepsilon_d}=0.2$
$q_1=0.5$	$q_1=0.5$
$q_2=1.0$	$q_2=1.5$
$r_0=0.1$	$r_0=0.1$
$l_K=2.0$	$l_K=2.0$
$r_K=0.5$	$r_K=0.5$
$S_1=0.005$	$S_1=0.005$
$\gamma_{c0}=10^{-4}$	$\gamma_{c0}=3.94\times10^{-4}$
	$\sigma_{m0}'=98\mathrm{kPa}$

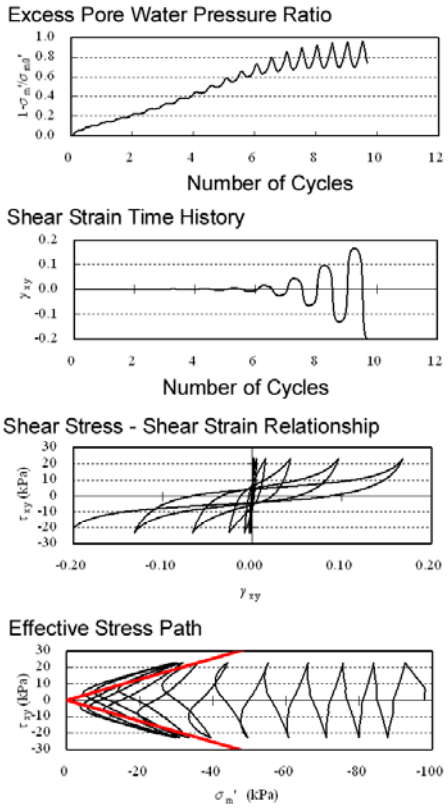


Fig. 2 Computed stress strain relationship for loose sand

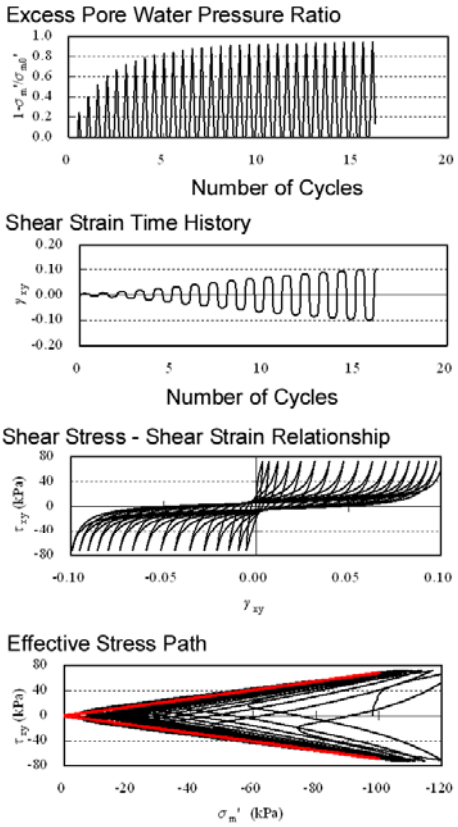


Fig. 3 Computed stress strain relationship for dense sand

参考文献

Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T. (1990). "Parameter identification for a cyclic mobility model." *Report of the Port and Harbour Research Institute,* 29 (4): 57-83.

Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T. (1992). "Strain space plasticity model for cyclic mobility." *Soils and Foundations,* 32 (2): 1-15.

Iai, S. (1994). "A new look at the stress dilatancy relation in Cam-Clay model." *Soils and Foundations,* 34 (2): 1-12.

Iai, S. and Ozutsumi, O. (2005). "Yield and cyclic behaviour of a strain space multiple mechanism model for granular materials." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics,* 29 (4): 417-442.

Roscoe, K. H., Schofield, A. N. and Thurairajah, A. (1963). "Yielding of clays in states wetter than critical." *Geotechnique,* 13 (3): 211-240.

Schofield, A. N. and Wroth, C. P. (1968). *Critical State Soil Mechanics*. London: McGraw-Hill.

Stress Dilatancy Relation in Strain Space Multiple Mechanism Model for Cyclic Behavior of Sand

Susumu IAI, Tetsuo TOBITA and Osamu OZUTSUMI*

*Lecturer, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University/Meisosha Co.

Synopsis

The paper proposes a new stress-dilatancy relationship that will be incorporated into a strain space multiple mechanism model for cyclic behavior of sand. The proposed relationship is based on the hypothesis that the dilative component of dilatancy represents the mechanism that consumes no energy, whereas the contractive component of dilatancy is in proportion to the cumulative shear strain. An example of cyclic behavior of sand simulated by the proposed model is given to demonstrate the capability of the model.

Keywords: constitutive equations, cyclic behavior, dilatancy, sand

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

高松塚古墳発掘調査による墳丘の地盤特性の評価

三村　衛・吉村　貢*・金田　遙**

＊ ソイルアンドロックエンジニアリング株式会社
** 京都大学大学院工学研究科

要　旨

国宝高松塚古墳壁画はカビや細菌，虫類による生物被害，および地震による墳丘地山の亀裂や漆喰の劣化による物理的被害によって危機的状況に陥ったため，恒久保存対策として石室を解体し，壁画を温湿度管理の行き届いた環境下において修復することになった。これを受けて，2006年10月～2007年9月にかけて古墳の発掘調査と石室解体が行われた。本報告では，発掘時に明らかとなった古墳の土構造物としての構造特性と強度特性を原位置強度試験と室内土質試験によって把握するとともに，5mの深さに及ぶ掘削と石材の取り出しに際して問題となる，発掘壁面の安定性と石材吊り上げ時のクレーンベース地盤の支持力特性について検討した結果について報告する。

キーワード：高松塚古墳，地盤調査，版築構造，土質試験，支持力特性

1.　はじめに

高松塚古墳は1972年3月21日に奈良県高市郡明日香村で発見され，墳丘内にある石室内面に塗られた漆喰に極彩色の壁画が描かれていたことから，全国的に有名となった。同年6月には史跡に指定され，翌年には特別史跡に昇格した。1974年には壁画が国宝に，出土遺物が重要文化財に指定され，石室と壁画は古墳南側に空調施設と前室を有する保存施設による環境管理の下で現地保存されてきた。

発掘調査によって，下段が65大尺（23.01m），上段が50大尺（17.7m）の直径を有する二段円墳で，緩い南向き斜面に築造されていることがわかっている（（独）文化財研究所奈良文化財研究所，2006）。壁画が描かれている石室は二上山起源の凝灰角礫岩を組み合わせたもので，東西各3枚の側石，4枚の床石，4枚の天井石，北奥と南側前面の閉塞石各1枚の合計16枚から成っている。石室の概略寸法は内法で，奥行き2.66m，幅1.03m，高さ1.13mである。石室内部表面には漆喰が塗られ，その表面に極彩色の壁画が描かれている。

石室内部は外気温変動の影響を受けて外気に対して約3ヶ月のタイムラグをもって15～20℃の温度年変動を示し（三浦他，2005），相対湿度はほぼ100%近い値を保持するという環境にある（石崎他，2004）。これはカビにとっては非常に良好な生育環境であり，栄養分と酸素が供給されればたちどころに大繁殖につながる危険性を有している。2001年には骨材の防黴処理を行わずに南側取合部天井の崩落止め工事を行い，取合部にではあったがカビの大発生を見た（高松塚古墳取合部天井の崩落止め工事及び石室西壁の損傷事故に関する調査委員会，2006）。このため，壁画面へのカビの発生の有無の確認とカビの除去のために，担当者が石室内に立ち入る回数が必然的に増え，結果的に石室内部の温度上昇をまねいたり，外部の有機物が石室内部に混入する危険性が増大した。その後も壁画面へのカビの発生は収まらず，逆に細菌やバクテリアといった微生物の繁殖，それを捕食する虫類の侵入といった生物被害が増大し，虫類の死骸にカビが繁殖するという食物連鎖構造ができあがってしまった。こうした生物被害に加えて，墳丘内部には過去の大地震によると思われる無数の亀裂や地割れが見つかり，石室内部精密三次元測量によって石室自体が斜面方向に傾いていることが確認され，壁画が描かれている漆喰層の風化に伴う粉状化や剥落の危険性など，物理的な被害を併せて被っていることがわかった（（独）文化財研究所奈良文化財研究所，2006）。これを受けて国宝高松塚古

墳壁画恒久保存検討会で審議を重ねた結果，石室を解体し，石材を墳丘から取り出して温湿度環境をコントロールできる保存施設に置いて，壁画の修復を行うことが決定された。

本稿では，2004年～2005年，2006年～2007年の2度にわたって実施された発掘調査の結果，特に現地で実施した各種原位置試験結果を中心に，採取試料による室内試験結果を併せて，高松塚古墳の墳丘地盤の構造と強度特性を明らかにする。また，通常の発掘調査とは異なり，石室解体を伴う調査となるため，墳丘頂部からは5mに及ぶ大掘削を行わなければならない。したがって，土木工事としての対応が求められることになり，発掘に伴う大規模掘削による墳丘壁面の土圧と安定性のチェックや石材吊り上げ時のクレーン足場地盤の支持力特性の評価といった地盤工学的アプローチを実施した。また，一連の原位置強度試験，採取試料を用いて実施した安定検討結果に基づいて発掘と石室解体に適切と思われる支保工を設置し，国宝壁画の描かれている石材の取り出しに際して工事の安全性の確保に努めた。

2. 古墳構造と構築時の作業痕跡

高松塚古墳石室解体に伴い，2006年10月2日～2007年9月6日にかけて発掘調査が実施された。発掘調査そのものは，文化庁が主管し，（独）国立文化財機構奈良文化財研究所，奈良県立橿原考古学研究所，明日香村教育委員会の合同チームで行われ，筆者らは必要に応じて現場に出向き，墳丘版築土の現場観察，分析，物理・強度特性の測定などを実施した。今回の発掘調査は石室解体という目的のため，墳丘を大きく掘削し，石室床面下まで掘り下げることになったため，高松塚古墳の内部構造がはっきりと確認できた。正確な座標値や寸法については正式な報告を待つことになるが，高松塚古墳の内部の構造を概観した模式図をFig. 1に示す。我々が従来目にしていた古墳外周版築は現地発生と思われる花崗岩起源のマサ土で構築されたものである。以後，この版築

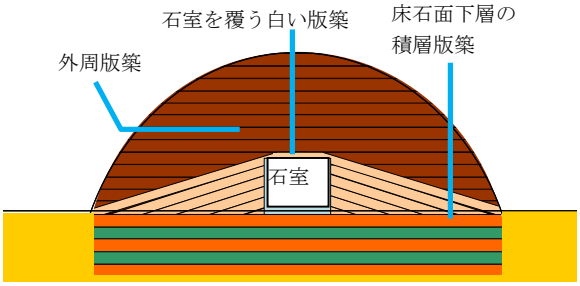


Fig. 1 Schematic View of Structure of the Compacted Earth of Takamatsuzuka Tumulus

層を他の版築層と区別するために，外周赤色版築と称する。2004年～2005年にかけての調査では，墳丘版築土の物性や力学特性を把握するために，Fig. 2に示す石室周りの3ヶ所でボーリングと試料採取を実施した（(独) 文化財研究所奈良文化財研究所, 2006, 三村・石崎，2006）。特別史跡の古墳ということで，

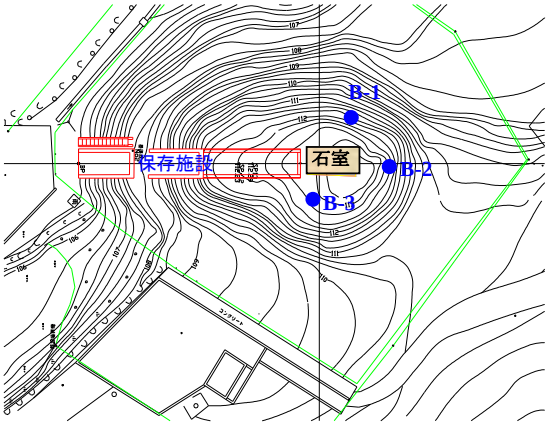


Fig. 2 Plan View of the Tumulus and Location of Sampling

ボーリングマシンを墳丘に直接設置しない，泥水は墳丘内部亀裂を通って石室に水がまわる可能性があるので使用しない，振動の大きなディーゼルエンジンは使用しないという厳しい制約のもとで，仮設覆屋基礎から単管をくみ上げて構築した仮設足場上に電気モーター駆動のボーリングマシンを設置し，泥水の代わりに圧縮空気を送気するという特殊な方法でボーリングと試料採取を実施した（奥田他, 2006）。さらに，採取試料の目視観察ができるようにということで，透明のアクリルサンプラーが採用され，Fig. 2に示す石室西側のB-1孔から7本，北側B-2孔から4本，東側b-3孔から6本の合計17本の試料が採取された。墳丘上部は植物の残骸や根の影響で土壌化が進んでおり，締固めよる版築の明確な構造は目視できない。しかしながら，墳丘深部から採取した試料には層状の版築構造を判別することができる。一例としてB-3孔から採取した版築層の試料のコアをFig. 3に示す。同図に見られる版築は古墳墳丘外周を造っているものであり，赤みがかった花崗岩，閃緑岩起源のマサ土である。版築層には明瞭な横縞が認められ，土を層状に撒き出し，締め固めて構築した時の構造がよくわかる。同図に併せて示したRIコア密度計で測定した密度分布から，搗棒（つきぼう）による打撃面では高密度化しているのに対し，各層の撒きだし下面では打撃エネルギーの分散によって締固め度合いがさほど大きくなっていないために，密度の高低が層厚ごとに交互に現れていることがわかる。このような古墳構築時に形づくられた版築の密度構

造が1300年の時空を超えて残存しているのは驚くべきことである。

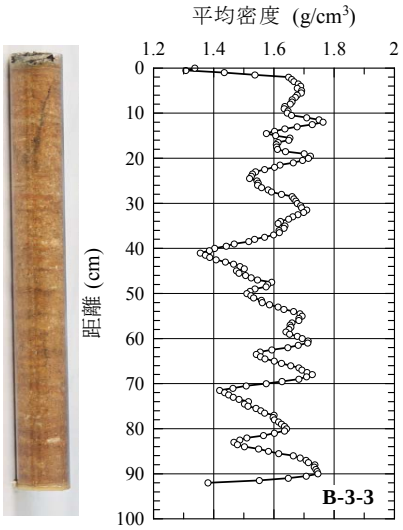


Fig. 3 Example of Compacted Earth Sample and the Distribution of Wet Density Profile Measured By RI Measurement

発掘が進捗し，石室天井近くまで掘り下げた段階で，墳丘外周の赤色版築層とは明らかに異なる白色の版築層が現れた。この版築層は石室の構築と一体的に施工された強固なもので，石室を土饅頭状に被覆するようになっていた（松村，2008）。発掘時に現地で撮影した白色版築層をPhoto-1に示す。XRD分析により，白色版築を構成する土は花崗岩起源ではなく，塩基性鉱物を主体とするものであることがわかり，別の場所から持ち込まれたものであることが予察される。この版築層は外周の赤色版築に比べて硬く，仕上げ層厚も約3cmと薄くなっている。また，締固め面にムシロ目痕跡と細い搗棒（つきぼう）痕跡が見いだされており（松村，2008），石室を保護するために丁寧かつ強固に構築されていたことがうかがえる。Photo-2に示すように，床石設置面以深の版築はマサ土と現地で石室石材を削って寸法調整を行った時に発生した削り粉が層状に13層積層した構造となっており，やはり非常に硬質に仕上げられている。この部分からは，地盤と床石を水平に設置するために用いられた水杼の補助として使われた水縄を止める杭の打設痕跡（Photo-3）が見いだされており（松村，2008），被葬者の安寧と石室の安定性を確保するために，設置地盤と床石を水平に保つことを重視したことがうかがえる。

2004年～2005年にかけての発掘調査で，トレンチ壁面から24ヶ所に及ぶ地震によると思われる版築の割れや亀裂が見つかっている（（独）文化財研究所



Photo 2 Accumulated Compacted Earth with Powders from Chamber Stone Located beneath the Stone Chamber



Photo 3 Trace of Supported Pile for the Level Using Water



Photo 1 Appearance of Firm White Compacted Earth Surrounding Stone Chamber



Photo 4 Earthquake Induced Cracks in the Tumulus Mound

奈良文化財研究所，2006，三村・石崎，2006）。石室解体に向けて大きく掘削された2006年～2007年の調査では，その広がりが三次元的に確認され，墳丘が予想以上に大きく傷んでいることがわかった。Photo-4に発掘途中に外周赤色版築内で認められた地震による亀裂と地割れの一例を示す。大きなものでは長さ数メートル，幅30cmに及ぶような大規模なものもあり，木竹の根の侵入経路になったり，雨水の流入経路になったりすることから，石室に対する負の影響要因となっていたものと考えられる。

3. 室内試験による外周版築土（赤色版築）の物理・力学特性の評価

Fig. 2に示した3孔から採取した墳丘土について，力学試験には使用できないサンプラーシューの部分に残存した土を用いて調べた各深度ごと墳丘土の粒度分布をFig. 4に示す。いずれも粗粒から細粒にわたってよい配合になっており，締固めに適した材料であることがわかる。特に地表面近傍の試料は土壌化によって粘土化しており，細粒分含有率が高くなる傾向が認められる。Table 1に各種試験に使用した試料に対して求めた土粒子密度と自然含水比の値を示す。土粒子密度についてはいずれの孔の試料も2.70前後の値となっているのに対し，自然含水比についてはB-2孔の試料は他の2孔のものに比べて高くなっている。墳丘北側は全体としてやや粘土質であり，含水比もそれに応じて高くなっているものと考えられる。

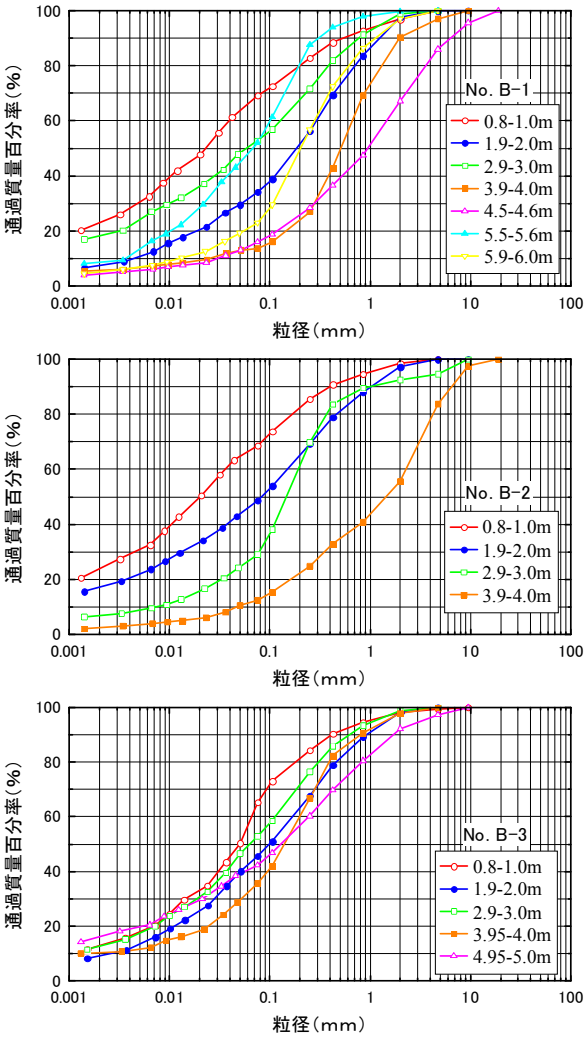


Fig. 4 Grain Size Distribution Curves of Compacted Earths

Table 1 Density of Soil Particles and Natural Water Content

	ρ_s (g/cm^3)	w_n (w_{min} - w_{max}) %
B-1	2.68	17.6 (16.1 - 18.6)
B-2	2.71	22.8 (21.0 - 25.5)
B-3	2.72	16.6 (15.3 - 18.6)

採取した試料から構造がしっかりと残存している版築層を選択し，定体積排水排気 一面せん断試験を行った。硬くて脆い不飽和状態の細粒分混じりマサ土ということで，円柱形へのトリミングや端面成形がほとんど不可能であったため，サンプラーから抜き出しながら標準圧密用のカッターリングで押し抜いて供試体とし，それを再度押し出す形で試験装置にセットした。供試体寸法は直径60mm，高さ20mmである。高松塚古墳墳丘は地山面から墳丘頂部までの高さがせいぜい6m程度の盛土であり，拘束圧も小さく，いわゆる低拘束圧下での挙動が問題となる。したがって，一面せん断試験に際しては，上載圧として15kPa～120kPaという比較的低い値を用い，この応力領域での強度定数を求めることとした。ボーリング孔B-1，B-2，B-3から版築構造が明確に残っているほぼ中央部から取り出した供試体に対して実施した一面せん断試験結果をFig. 5に示す。版築土は人工構造物とはいっても構築されてから既に1300年あまりを経過し，地震や生物による影響を受けているということで，供試体ごとのばらつきは避けられない。Table 1に示すように，石室の東西から採取したB-1，B-3試料については供試体の平均含水比が16.6%～17.6%で砂質系土であったが，石室北側のB-2試料については平均含水比が22.8%と高く，細粒分が多く含まれる材料であった。応力経路に基本的な物性の違いが反映されており，砂質であるB-1，B-3はc=105～120kN/m^2，ϕ=35～36° と低い粘着力と高い内部摩擦角となっているのに対し，粘土分が多く含水比の高いB-2試料では，粘着力c=150kN/m^{2}が高く，逆に内部摩擦角がϕ=26° と小さい値を与えている。

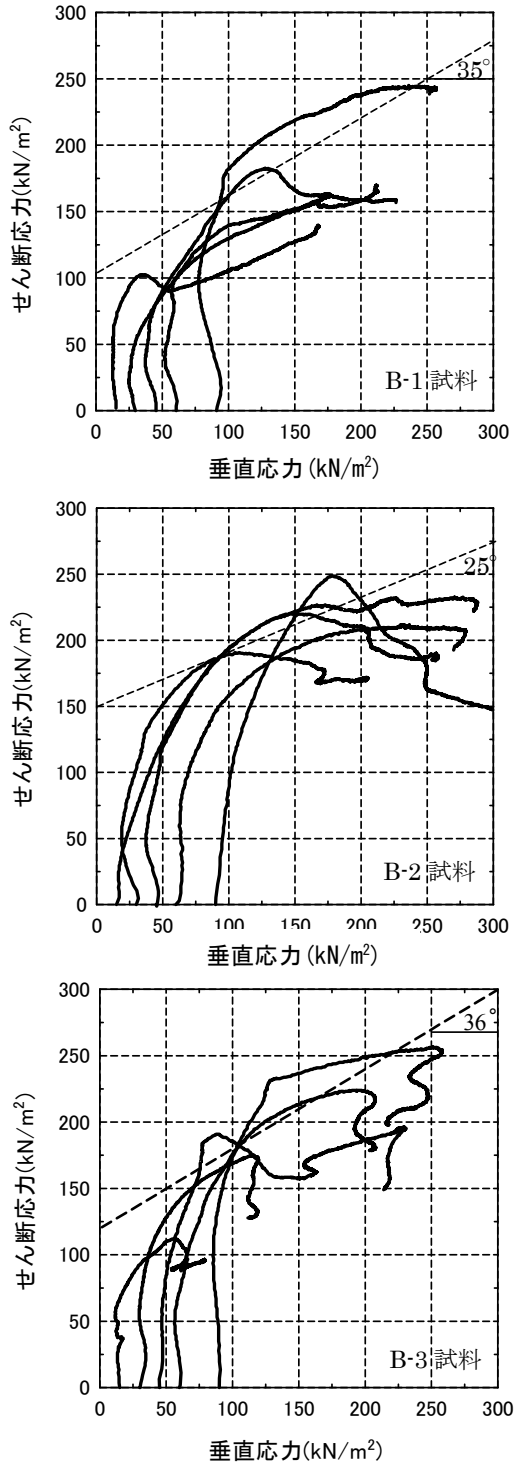


Fig. 5 Experimental Results of Direct Shear Tests on Compacted Earth from the Mound of Takamatsuzuka Tumulus

4. 墳丘版築層の強度測定と強度分布特性

地盤材料の強度特性は，試料を採取し，室内において一軸圧縮試験や三軸圧縮試験といった土質試験を行い，破壊時の応力から算定するのが一般的である。また現場で標準貫入試験やコーン貫入試験を行って，c, ϕ値や非排水せん断強さc_u値に換算することで直接求めることもできる。ただし，これらはいずれも試料採取に際して地盤を大きく切り取ったり，貫入時に大きな孔を空けたりすることになる。文化財，特に今回の対象である特別史跡の高松塚古墳に対しては，こうした地盤の改変はできないことになっている。したがって，適用できる試験法は遺跡である地盤を傷めることのない，限りなく非破壊に近いものであることが求められる。高松塚古墳の墳丘版築の強度測定には，軟岩硬度計としてトンネル切羽などで使用される「針貫入試験機」を適用することとした。

4.1 針貫入試験機とその適用性

針貫入試験は元来，岩盤中の破砕帯狭在物や軟岩の調査に適用されるものであるが，室内試験に供することができる高品質の試料が採取できないような地盤において威力を発揮するという特長があり，その意味ではまさに土構造物系の文化財に対しても適した試験方法であると考えて導入した。また，版築が，Fig. 2やPhoto 2でも明らかにしたように，深度方向に向かって構造が複雑に変化するため，層構造ごとの強度を調べるという意味でもこの試験方法は理にかなっていると考えたのも採用した理由の一つである。針貫入試験機の構造をFig. 6に模式的に示す。試験方法は，先端の針部分を測定対象地盤に人力で貫入するという簡単なもので，対象土をあまり傷めないという特長がある。貫入時にスプリング部分の圧縮によって生じるスピンドルの変位量から換算される貫入力P(N)が原位置で求められ，一般に固結力を有する土に適用できる。こうして求められたPを用いて①針貫入量Lが10mmになった時のP(N)，②最大貫入力P(N)の時の針貫入量L(mm)のいずれかを用いて針貫入勾配Δ=P/L（N/mm）を算定する。事前の校正試験によりΔと一軸圧縮強さq_u(kN/m²)がほぼ一義的な関係にあることがわかっているので，針貫入試験測定結果を換算して一軸縮強さq_uを求めることができる。

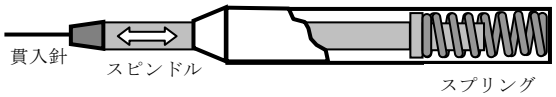


Fig. 6 Schematic View of Needle Penetration Testing Apparatus

4.2 それぞれの版築層の強度分布

発掘調査の進捗に合わせ，重要と思われる地盤面が現れた時点で平面的に針貫入試験を実施した。石室解体というミッションがあるため，まず石材を吊

り上げる門型クレーン基礎の足場が設置される面が十分な支持力を有しているかどうかを検討する必要があった。次に，外周赤色版築層の内部に石室を取り巻くように土饅頭状に構築された白色版築層が，非常に硬く，丁寧に構築されていることがわかったので，石室天井面まで10cmという位置でこの白色版築層を中心とした強度分布を測定した。さらに，石室の床石を取り出した後の石室接地面以下の版築層は，石室石材を現地成形する際に出た石材の削り粉を層状に挟み込んだ特殊な構造を有しており，石室全体を支えるためにやはり非常に強固に構築されていた。この面においても異なる構造を有する版築層ということで強度分布を測定した。

3つの異なる平面において実施した針貫入試験結果から換算して求めた一軸圧縮強さのコンターをFig. 7に示す。Fig. 7では図の上方が北側となり，南に保存施設の一部である前室がある。発掘は古墳墳丘の断面を確認するために東西十字方向に畦と呼ばれる部分を残しながら行われたので，針貫入試験はその部分を除いて平面として現れた部分に対して実施した。クレーンベースにおける針貫入試験から得られる換算一軸圧縮強さ分布をFig. 7(a)に示す。クレーン基礎は上段発掘区と下段発掘区の境界部分に幅93cmのテラスを設け，その上に設置されることになっていたため，同図に示すように，その幅で面的な強度分布を測定した。同図より，換算一軸圧縮強さは200～400kN/m^2（c=100～200 kN/m^2）となってFig. 5に示す墳丘外周赤色版築土（Fig. 1参照）の室内一面せん断試験結果と同程度ないしは若干大きめの値を示している。室内試験結果がやや小さめの値となったのは，試料採取から室内におけるトリミングに至る過程における攪乱の影響なども考えられるが，詳細については現段階では原因を特定するに至っていない。強度定数の絶対値は締固めマサ土としては比較的大きなものであり，後述するクレーンベースの石材吊り上げ時の支持力検討は，Fig. 5とFig. 7(a)の結果から得られる値に基づいて実施した。石室天井石から10cmの地点における古墳墳丘平面の針貫入試験による換算一軸圧縮強さ分布をFig. 7(b)に示す。この部分はほぼすべてが石室と一体として築造されたと考えられる白色版築層にあたり，q_u=200～600kN/m^2（c=100～300kN/m^2）クレーンベースの強度分布に比べて値が高くなっていることがわかる。この白い版築層は石室を直接覆うもので，墳丘外周の赤い版築とは種類の異なる土で構築されており，一層あたりの層厚が薄く，かつ高い強度を有するように構築されていることがわかる。床石を取り外した後の下部版築層における換算一軸圧縮強さq_u分布をFig. 7(c)に示す。床石設置面以深の版築層は，石材を原位置で組み上げる際に成形した時に削り取られたと思われる凝灰岩質の岩片粉を13層挟み込んで築造されているもので，発掘時の印象では石室を支える部分にもあたるためか非常に硬質でありながら，潜在的な節理面ともなっているため，容易に層境界で剥がれるような構造特性を有していることがわかった。また，針貫入試験による換算一軸圧縮強さの分布はq_u=400～800kN/m^2（c=200～400kN/m^2）と上部の版築に比べて高強度であることが確認できた。

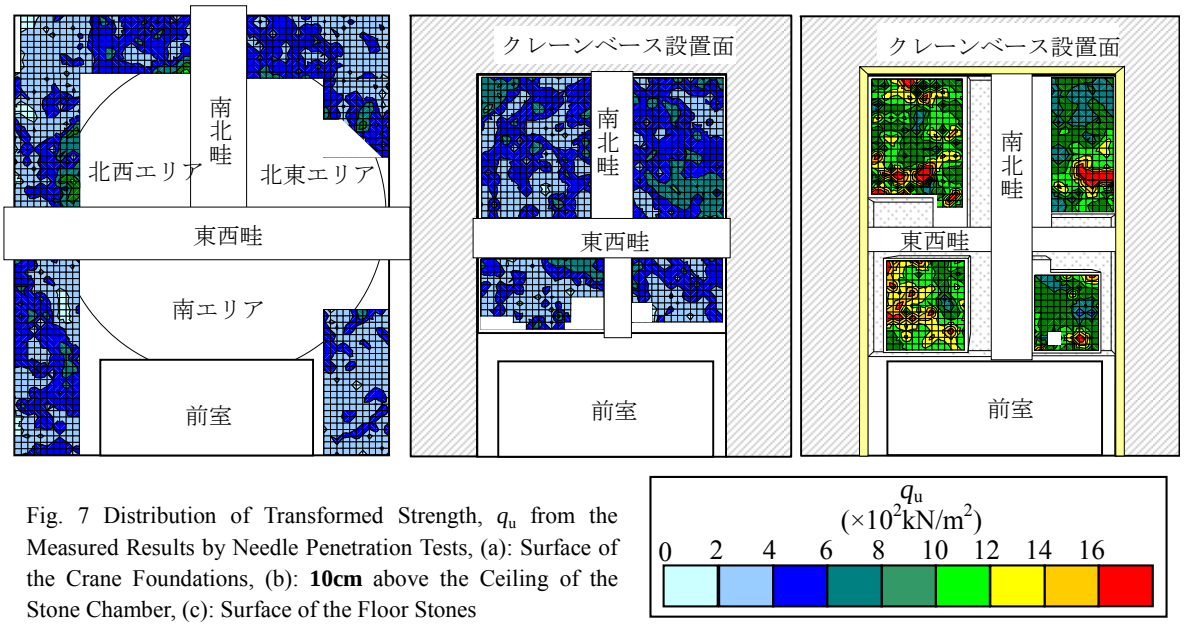


Fig. 7 Distribution of Transformed Strength, q_u from the Measured Results by Needle Penetration Tests, (a): Surface of the Crane Foundations, (b): **10cm** above the Ceiling of the Stone Chamber, (c): Surface of the Floor Stones

5. 石室解体工事の概要と墳丘地盤の簡易安定解析

5.1 クレーンベース基礎地盤の支持力

前章で示した原位置地盤強度に基づいて，発掘調査時の墳丘壁面の安定性と石室解体時における門型クレーン足場の支持力検討を行った。石室は古墳の中央に形成され，内のり寸法は奥行き約265cm，高さ約113cm，幅約103cmと判明しているが，石室部材全体の形状と寸法は発掘して周囲の土を取り除いてみないと正確には分からないという状況であった。わずかに南側に露出した閉塞石から厚さは50cm前後，幅と長さがそれぞれ100cm前後と推定されていた。発掘調査はFig. 8のように上下二段掘りで，下段発掘区上面に石室外側想定周囲から93cmの解体作業に最低限必要なスペースとクレーン基礎として，上段に93cm幅のテラスを設けている。墳丘上部から天井石が露出するレベル，壁石が露出するレベル，床石が露出するレベルの3段階に分け，石材の解体を進めながら，基本的には北側→南側へという順序で慎重に発掘調査は進められた。石室の解体は，特殊な固定治具を用いて1つ1つ石材を吊上げるという手順で行われた（肥塚他，2008）。

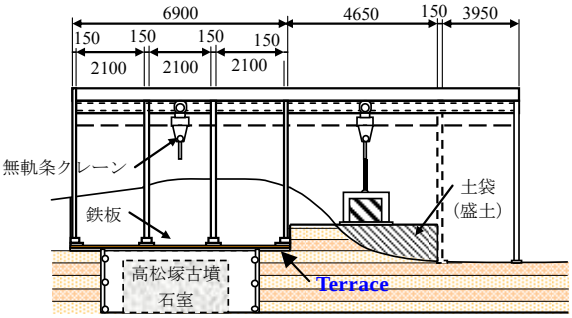


Fig. 8 Schematic Cross-section of Dismantling Site with Crane Foundations

下段発掘区は上段テラスから深さ 2.5m，幅 4m となる。土木開削工事であれば，切ばりを入れる，矢板を打つ，H 型鋼杭を打ち込んでせき板で土留めする，などの対策が必要と考えられる。高松塚古墳墳丘は史跡であり重要な文化財であることから，発掘調査前に破壊することは許されず，発掘調査後の壁面でさえ可能な限り損傷を回避しなければならない。そこで，まず支保工のない状態での墳丘地盤の安定性について検討した。クレーンベース基礎地盤の安定性を検証するために，門型クレーンフレームのベースとなる墳丘版築地盤の許容支持力を算定した。Fig. 7 の結果，および別途実施した簡易支持力測定器によるインパクト値といった各種試験による情報から，粘性土（完全 c 材，ϕ=0）のケース，砂質土（完全ϕ材，c=0）といったいくつかのケースを想定し，具体的には，Table 2 に示すように，得られた値をそのまま適用したケース，c, ϕの測定値のばらつきを考慮して標準偏差 1σ分を下方に見積もった安全側の地盤定数を仮定したケースの合計 6 つのケースを設定した。ちなみに Fig. 5 に示す室内試験から得られる粘着力 c の値は 1σ下方値にほぼ一致している。また，版築土の原位置 RI 湿潤密度測定結果に基づいて，対象地盤の単位体積重量をγ=16.43kN/m^3 と設定した。クレーンベース基礎地盤に作用する外力としては，クレーンフレーム鉄骨重量と最大石材重量を合わせた 4.5t がすべて 1 本のクレーン基礎に作用するという安全側の値を採用し，この荷重が敷鉄板幅 93cm のクレーンベースに作用すると仮定することにより，最大載荷圧力として q_{max}≒44 kN/m^2 を得た。こうした条件に基づき，テルツアギの支持力算定式；q_a = 1/3・α・c・N_c よって算定される許容支持力 q_a と q_{max} から安全率を算定した。方形基礎に対しては形状係数α = 1.3，c 材料（安全側をとってϕ=0 と仮定する）に対する支持力係数 N_c = 5.1 を適用すると，それぞれのケースに対して許容支持力が得られる。Table 2 に検討結果を併せて示す。極端なケースとして比較のために実施した，版築マサ土を完全なϕ材料としたケース 5, 6 では安全率が 1 を下回っているが，現場試験と室内試験に基づいて粘着力 c を設定したそれ以外のケースでは非常に大きな安全率を示しており，基本的には地盤を構成する土が健全な状態であれば，石室吊り上げ時のクレーン足場の支持力は十分であることがわかった。

Table 2 Parameters and Estimated Results of the Stability Analysis for the Crane Foundation

	Cohesion, c (kN/m^2)	Friction Angle, ϕ	Allowable Baring Capacity	Judgement (Factor of Safety)	Notes
Case 1	200	0	408.0 kN/m^2	○ (9.3)	Needle Pene-tration Test
Case 2	115	0	234.6 kN/m^2	○ (5.4)	
Case 3	129.4	0	264.0 kN/m^2	○ (6.0)	Simplified Bearing Capacity Test (CASPOL)
Case 4	106.2	0	216.6 kN/m^2	○ (4.9)	
Case 5	0	32.8	40.1 kN/m^2	× (0.9)	
Case 6	0	29.6	23.1kN/m^2	× (0.5)	

ところが，該当工事は発掘調査と並行して実施されるという一般的な土木掘削工事とは異なる手順で実施されること，発掘の過程で明らかとなった版築層に多数の亀裂があること，石室の側壁吊り上げはフレーム中心では行われないことなどから，石室解体作業完了までに(a) 版築層内に無数に走る亀裂部分がクレーンと石材の荷重を受けて圧縮し，フレームごとに不同沈下を起こす，(b) 支保のない発掘構内への変位が発生する，(c) 版築層内の亀裂が流れ盤状に走っていた場合，すべり破壊を起こす，といった地

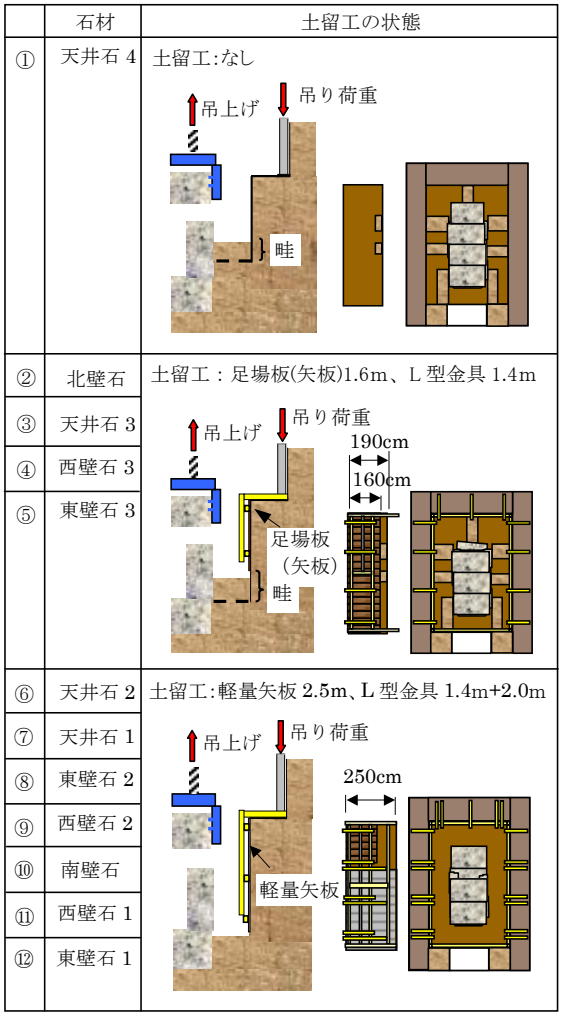


Fig. 9 Adopted Earth Retaining Wall Structures for Excavation of Tumulus Mound and Dismantling of the Stone Chamber

盤変状を伴う不測の事態が懸念された。これらのいずれが発生してもクレーンのバランスが崩れることによって重大な事故に直結し，クレーン構造自体が機能しなくなって石材の搬出は不可能となる。こうした事態を防止するとともに，発掘孔内部の作業者の安全を確実に担保するために，特別史跡に対する配慮を含めた実行可能な土留め工を採用し，万全を期すこととなった。

5.2　壁面の土留め工とその安全性照査

既に述べたように，特別史跡である高松塚古墳墳丘には地盤改良やアンカー工など，地盤の改変を伴うような補強は適用できないため，クレーンベースとなる版築土に鋼版を敷き，発掘壁面は矢板によって保護し，壁面土圧に対してはI型鋼の腹起こしで矢板を押さえるとともにクレーン足場の敷鋼版に固定したL型の治具で補強するという方式が採用された。発掘壁面の「土留め」は三つの段階がある。第一段階は素掘り，第二段階は木製矢板が，第三段階は軽量アルミ矢板が用いられた。各段階の発掘深度はテラス部から，160cm，190cm，250cmである。Fig. 9に各段階を模式的に示す。図中，①～⑫は石材取り出しの順序を示しており，それぞれの石材の取り出しに対応する壁面支保工の設置状況を示している。

石室の石材は特殊な治具に固定され，クレーンで吊上げ解体と移動がおこなわれた。石材の質量は最大 3t と見積もられ，下側にある石との付着などにより吊上げ荷重は石材質量の 1.5 倍と想定された。荷重がクレーンベースに作用する場合，基礎の支持力を確保するために締固めやセメント混合による改良が実施されるが，特別史跡である高松塚古墳墳丘には手を加えられないという事情があり，今回は全く無処理の地盤状態での作業とならざるを得なかった。

Fig. 9に示したように，発掘調査に合わせて三段階の壁面崩落防止処置が実施されている。各段階では吊上げられる石材の重量が異なること，東西両側の壁石はクレーンフレームに対して偏心した状態であることを考慮して，矢板，腹起こし，逆Ｌ型治具による複合仮設支保工（Photo 5）を導入し，その断面力を算定した。ただし，矢板については，下端部も特別史跡ということで根入れすることができず，発掘底部に設置し，H型鋼を井桁状に組み上げた部材で押さえることによって発掘孔内部への変状を防止するという方法が採られた。

設計定数としては地盤材料を完全φ材と仮定し，粘着力を無視してTable 2の設定の中で最も安全側であるケース6を適用した。計算に際し，吊り上げ時にクレーンベースが担う荷重を上載荷重として主動土圧を矢板部材に，その分担合力を腹起こし材，および逆Ｌ型治具に荷重作用として負荷するという設定とした。Table 3に算定結果を示す。同表からも明らかなように，国宝壁画の描かれている天井石，側壁の吊り上げに際し，矢板の曲げ応力，腹起こしの曲げ応



Photo 5 Layout of Earth Retaining Walls

Table 3 Estimated Stability of Earth Retaining Wall Structure for Dismantling of the Stone Chamber of Takamatsuzuka Tumulus

Stones	Status of Earth Retaining Wall	Bending Stress of Sheet Piles	Bending Stress of Wales	Bending Stress of L type Reinforced H-steel
		Allowable (kN/m^2) Wooden: 8.50×10^3 Aluminum: 6.00×10^4	Allowable (kN/m^2) 1.63×10^5	Allowable (kN/m^2) 1.63×10^5
Ceiling 4	None	None	None	None
North Wall	Wooden Sheet Pile 1.6m & L type Reinforced H-steel 1.4m	7.52×10^3	6.04×10^4	1.18×10^5
Ceiling 3		8.24×10^3	6.71×10^4	1.32×10^5
West Wall 3		6.16×10^3	4.80×10^4	9.29×10^4
East Wall 3		6.49×10^3	5.10×10^4	9.90×10^4
Ceiling 2	Aluminum Sheet Pile 2.5m & L type Reinforced H-steel 1.4m and 2.0m	2.48×10^4	6.39×10^4	1.44×10^5
West Wall 2		2.31×10^4	5.92×10^4	1.32×10^5
East Wall 2		2.23×10^4	5.73×10^4	1.27×10^5
Ceiling 1		2.50×10^4	6.45×10^4	1.46×10^5
West Wall 1		2.38×10^4	6.12×10^4	1.38×10^5
East Wall 1		2.35×10^4	6.04×10^4	1.35×10^5
South Wall		2.13×10^4	5.42×10^4	1.20×10^5

力，L型補強鋼の曲げ応力のいずれもが許容応力以下と算定された。一連の検討結果から，地盤に打ち込まず根入れ効果が期待できない矢板式壁面支保工ではあるが，石室石材の吊り上げ，取り出し時における安定性が確認された。

6. おわりに

国宝高松塚古墳壁画がカビや細菌の繁殖とダニや虫類の侵入という生物被害と，墳丘の地震による傷み，石室の傾斜，石材の割れ，漆喰面の劣化や粉状化といった物理被害を受けて，現地で保存することが不可能になったため，石室を解体し，壁画を取り出して室温21℃，湿度55％の保存施設に保管し，修復を行うことになった。石室解体に先立って墳丘の発掘調査が実施されたが，別途，石室石材の吊り上げ，取り出しに際して必要となるクレーン基礎地盤の支持力特性と発掘壁面の安定性の検討が必要となった。このため，特別史跡の高松塚古墳墳丘部の地盤工学的な調査を併せて実施した。

まず，発掘調査により，高松塚古墳の墳丘は花崗岩，閃緑岩起源のマサ土から成る赤色版築層が墳丘外周部を覆い，墳丘内部の石室周囲は塩基性岩片を多く含む白色版築層が石室を土饅頭状に包むように築造されていることがわかった。この白色版築層からは，締固め時に搗棒に土が着かないようにムシロを敷いて叩いた痕跡や，その上から細い搗棒でさらに突き固めた痕跡が見つかっており，石室を守るためにより強固な版築層を構築しようとしたことがわかった。また床石設置面以深の版築層は，現場で石室石材を成形する際に発生する凝灰岩の削り粉をマサ土の間に挟むようにして層状に構築されていた。原位置における針貫入試験によって測定された換算一軸圧縮強さも外周赤色版築＜石室周囲白色版築＜床石設置面下層状版築の順に大きくなっており，石室の安定性と保護を重視した構造になっていることがわかった。また採取した外周赤色版築土に対して実施した排気排水一面せん断試験結果から求めた強度定数は，針貫入試験による換算一軸圧縮強さより若干小さめではあるが，ほぼ調和的な値を示し，一連の原位置，室内試験結果が妥当なものであることが確かめられた。

こうして求めた強度値を基に石室解体に伴う石材吊り上げ時における門型クレーンベースの支持力の検討を行ったところ，版築土が保持する強度は石材を吊り上げに対して十分な支持力を与えることが確認された。ただし，支持力算定にあたっては地盤の強度は版築が無傷で健全であるという前提にたっているが，実際には地震による亀裂や地割れが古墳内部を縦横に走っており，地盤全体としては不安定な状態にあると考えなければならない。一連の発掘調査と石室解体工事を安全に遂行するためには，門型

クレーン足場の安定性が不可欠であり，そのためには地盤の石室側への変位を許さないことが必須条件となる。こうした認識にたち，発掘調査の障害にならないという制約の下で壁面の変状を抑え込むというコンセプトで，板およびアルミ矢板，H 鋼腹起こし，逆 L 型 H 鋼補強鋼による複合仮設支保工を導入した。最も安全側の土圧分布を仮定して石室解体，吊り上げ時の各部材の断面力を算定したところ，部材に発生する応力はすべて許容値以下に収まっており，壁面の安定性が十分確保されていることが確認された。検討結果は発掘現場に反映され，ひび割れなど石材の不安定な箇所には事前に改修・補強が加えられた後，石室石材は大きなトラブルに見舞われることなく解体されて墳丘から取り出され，保存施設に搬入された。

謝　辞

本稿は，平成18年度に国宝高松塚古墳壁画恒久保存対策としての石室解体，壁画の取り出しに伴って実施された発掘調査における地盤工学的調査に基づいて執筆されたものである。一連の発掘調査にあたり，文化庁，（独）国立文化財機構東京文化財研究所，同奈良文化財研究所の各位に，現地における便宜，貴重な助言など，筆舌に尽くせない協力を賜った。記して深甚の謝意を表する。

参考文献

石崎武志・佐野千絵・三浦定俊（2004）：高松塚古墳石室内の温湿度および墳丘部の水分分布調査，保存科学，第43号，pp.87-94.

奥田　悟・三村　衛・石崎武志（2006）：エアーボーリングによる高松塚古墳墳丘の地盤調査と試料採取，土と基礎，第54巻，第4号，pp.10-12.

肥塚隆保・高妻洋成・降幡順子（2008）：石室解体と輸送，月刊文化財，532号，pp.22-37.

高松塚古墳取合部天井の崩落止め工事及び石室西壁の損傷事故に関する調査委員会（2006）：高松塚古墳取合部天井の崩落止め工事及び石室西壁の損傷事故に関する調査報告書，121p.

松村恵司（2008）：石室解体修理事業に伴う発掘調査，月刊文化財，532号，pp.16-21.

三浦定俊・石崎武志・赤松俊祐（2005）：高松塚古墳における30年間の気温変動，保存科学，第44号，pp.141-148.

三村　衛・石崎武志（2006）：高松塚古墳墳丘の現状とその地盤特性について，地盤工学ジャーナル，Vol. 1, No. 4, pp.157-168

Geotechnical Characteristics of the Takamatsuzuka Tumulus

Mamoru MIMURA, Mitsugu YOSHIMURA* and Haruka KANADA**

* Soil and Rock Engineering Co, Japan
** Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The physical and mechanical properties of the Takamatsuzuka Tumulus mound were investigated through laboratory and in-situ tests. It is true the intact soil of the mound exhibits a high value of strength, but the structure of the Tumulus mound was found to be unstable due to existence of the earthquake induced cracks. In the case of evacuation of the chamber stones, sufficient support structures were constructed to maintain the stability of the excavated Tumulus walls and the bearing capacity of the base of the crane. Finally the evacuation project has successfully conducted without any problems.

Keywords: Takamatsuzuka Tumulus, site investigation, compacted earth (Hanchiku), laboratory test, bearing capacity

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Generalized Scaling Relations for Level Ground Response

Tetsuo TOBITA, Susumu IAI and Saki NODA

Synopsis

To investigate the generalized scaling relation in centrifuge modeling, a prototype is scaled down to 1/100 with 9 combinations of scaling factors of virtual 1 G and centrifugal field. The model ground is flat and made of a homogeneous sand layer. Five accelerometers are employed in various depths. Dynamic input motions are scaled accordingly. In prototype scale, the applicability of the scaling relation is evaluated by examining the identity of dynamic responses obtained from 9 cases. Results show that shear wave velocities are approximately the same value and, therefore, the generalized scaling relation of shear wave velocity is confirmed. For the scaling relation of acceleration, when the ground response is nearly elastic, the scaling law is confirmed for a range of centrifugal acceleration applied in this study.

Keywords: Centrifuge model testing, scaling relation, dynamic,

1. Introduction

The size of physical model is increasing with demands from earthquake engineering community for rigorous investigation on structure's ultimate state. For example, the world largest shaking table of 20 × 15 m has been built in the E-defense, Japan. It can shake a real scale 6-story reinforced concrete building (1,000 t) (Chen et al. 2006), or 2 wooden Japanese houses simultaneously (Suzuki et al. 2006). However, even with such a large shaking table, when dynamic behavior of a whole structure including its foundation buried into the ground is examined, a prototype has to be scaled down due to limitations of shaking table's capacity (Tokimatsu et al. 2007).

In centrifuge modeling, geometrical scale of a model can be theoretically decreased by increasing the centrifugal acceleration. However, with decreasing model scale, the problem of scaling effects, i.e., dependence of model behavior on a relative size of structure and granular material, becomes more and more apparent (e.g., Honda and Towhata 2006). Other problems for dynamic testing under larger centrifugal acceleration are the requirements of more powerful actuator and its precise control (Chazelas et al. 2006).

To overcome these deficiency in centrifuge tests and increase the efficiency of small to medium size geotechnical centrifuges, two stage scaling relationship called generalized scaling relationship for centrifuge tests was proposed by Iai et al. (2005) (Figure 1). In this scaling relation, recorded physical model parameters are converted to those in the virtual 1G field with scaling factor for centrifuge model tests, η [Fig. 1(a)], then the parameters are further converted to prototype with scaling factor for 1G tests, μ [Fig. 1(b)] (Iai 1989). By using this scaling relationship, model tests with scaling factor (prototype/physical model) of 100 or much higher may be possible.

Tobita and Iai (2007) studied the applicability of the scaling law with pile foundations. However, they encountered some difficulties concerned with precise control of shake table required for rigorous investigations. In the present study, a newly equipped shake table is employed. In the experiments, a prototype is scaled down to 1/100

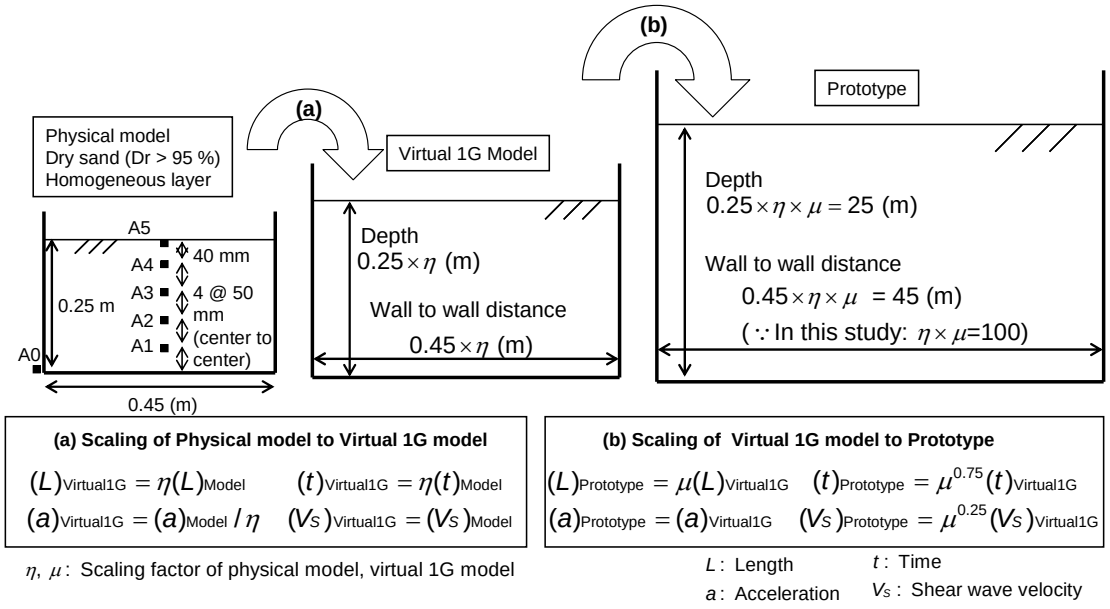


Figure 1. Physical model setup and concept of the two stage scaling with associated scaling relationship: (a) scaling relations for centrifugal field and (b) scaling relations for 1G field.

with 9 combinations of scaling factors of virtual 1 G and centrifugal field. Input motions are also scaled accordingly. Then the generalized scaling relation is examined by comparing dynamic responses in the prototype scale. If the generalized scaling law is valid, those responses are identical regardless of scaling factors. In the present paper, only 4 out of 9 cases, and cases of the smallest input motion are mainly discussed.

2. Generalized scaling relationship

This section briefly reviews the derivation of generalized scaling relationship (Iai et al. 2005) of physical model tests based on the fundamental physical laws, for example, stress equilibrium, definition of strains, and a constitutive relation.

Stress equilibrium:

$$\partial\sigma_{ij,j} + X_i = \rho\ddot{u}_i \tag{1}$$

Definition of strain:

$$\varepsilon_{ij} = \left(u_{i,j} + u_{j,i}\right)/2 \tag{2}$$

Constitutive relation:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\varepsilon_{kl} \tag{3}$$

where σ_{ij} is stress tensor, x_i is coordinate system, ρ is density, $\ddot{u}_i$ is acceleration and dots mean temporal differentiation and $X_i = (0,\ -\rho g,\ 0)$, g is acceleration due to gravity, ε_{ij} is strain tensor and C_{ijkl} is tangential stiffness modulus. Here, the summation rule is supposed.

The scaling relations for centrifuge model tests are derived by introducing scaling factors for variables appearing in equations (1) - (3) as follows and by demanding that these variables must satisfy both the equations for prototype and the model.

$$(x_i)_p = \lambda(x_i)_m,\ (\sigma_{ij})_p = \lambda_\sigma(\sigma_{ij})_m,\ (u_i)_p = \lambda_u(u_i)_m,$$

$$(\rho)_p = \lambda_\rho(\rho)_m,\ (g)_p = \lambda_g(g)_m,\ (\varepsilon_{ij})_p = \lambda_\varepsilon(\varepsilon_{ij})_m,$$

$$(t)_p = \lambda_t(t)_m,\ (C_{ijkl})_p = \lambda_C(\varepsilon_{ijkl})_m$$

where subscripts "p" and "m" mean, respectively, "prototype" and "model." By substituting variables for prototype into Eq. (1),

$$(\sigma_{ij,j})_p + (X_i)_p = (\rho)_p(\ddot{u}_{ij})_p \tag{4}$$

Then introducing scaling relations into Eq. (4),

$$\lambda_\sigma/\lambda(\sigma_{ij,j})_m + \lambda_\rho\lambda_g(X_i)_m = \lambda_\rho\lambda_u/\lambda_t^2(\rho)_m(\ddot{u}_{ij})_m \tag{5}$$

Since variables for model also satisfy Eq. (1), then all the coefficients of Eq. (5) must be equal as follows,

$$\lambda_\sigma/\lambda = \lambda_\rho\lambda_g = \lambda_\rho\lambda_u/\lambda_t^2 \tag{6}$$

Now, from the left hand side of Eq. (6), the scaling relation of stress is written as,

$$\lambda_\sigma = \lambda\lambda_\rho\lambda_g \tag{7}$$

From Eq. (2), (3) and (6) in the same way, the scaling relation of time, displacement and stiffness

Table 1. Generalized scaling factors for centrifuge model tests ($\mu_\varepsilon = \mu^{0.5}$) (Iai et al. 2005)

	Partitioned		Generalised
	Centrifugal field	Virtual 1G field	
	η=Prototype /physical model	μ=Prototype /virtual model	Prototype /physical mod
Length	η	μ	μη
Density	1	1	1
Time	η	$\mu^{0.75}$	$\mu^{0.75}\eta$
Stress	1	μ	μ
Pore water pressure	1	μ	μ
Displacement	η	$\mu^{1.5}$	$\mu^{1.5}\eta$
Particle velocity	1	$\mu^{0.75}$	$\mu^{0.75}$
Shear wave velocity	1	$\mu^{0.25}$	$\mu^{0.25}$
Acceleration	$1/\eta$	1	$1/\eta$
Strain	1	$\mu^{0.5}$	$\mu^{0.5}$
Bending moment	$\eta^{3.0}$	$\mu^{4.0}$	$\mu^{4.0}\eta^{3.0}$
Flexial rigidity	$\eta^{4.0}$	$\mu^{4.5}$	$\mu^{4.5}\eta^{4.0}$

are given by,

$$\lambda_t = \left(\lambda\lambda_\varepsilon / \lambda_g\right)^{0.5} \quad , \quad \lambda_u = \lambda\lambda_\varepsilon \quad , \quad \lambda_C = \lambda\lambda_\rho\lambda_g / \lambda_\varepsilon \tag{8}$$

Now let us partition the scaling factors for length, density, acceleration, and strain as follows,

$$\lambda = \eta\mu\ ,\ \ \lambda_\rho = \eta_\rho\mu_\rho\ ,\ \ \lambda_g = \eta_g\mu_g\ ,\ \ \lambda_\varepsilon = \eta_\varepsilon\mu_\varepsilon \tag{9}$$

where η and μ denote respectively the scaling factor of length for centrifuge and 1 g model tests. The value of the scaling factor for acceleration due to gravity in 1 g field is unity (μ_σ=*1*) and that for centrifugal field is $\eta_g = 1/\eta$. The scaling factor for density and strain in centrifugal field are η_σ =μ_ε=1. Substituting these into the above relations yields the generalized scaling relationship,

$$\lambda = \eta\mu\ ,\ \ \lambda_\rho = \mu_\rho\ ,\ \ \lambda_g = 1/\eta\ ,\ \ \lambda_\varepsilon = \mu_\varepsilon \tag{10}$$

In general, scaling relation of shear wave velocity can be derived as follows by using the shear wave velocity of the model ground, $(V_s)_m$, and that of the prototype ground, $(V_s)_p$. Shear modulus at small strain, of the model ground $(G_0)_m$ and the prototype ground $(G_0)_p$ are expressed,

$$(G_0)_m = (\rho)_m (V_S)_m^2 \tag{11}$$

$$(G_0)_p = (\rho)_p (V_S)_p^2 \tag{12}$$

These moduli give the scaling factor for the tangent modulus of soil as,

$$\begin{aligned}\lambda_C &= [(\rho)_p (V_S)_p^2]/[(\rho)_m (V_S)_m^2] \\ &= \lambda_\rho [(V_S)_p/(V_S)_m]^2\end{aligned} \tag{13}$$

whereas the similitude of shear modulus is $\lambda_C = \lambda\lambda_\rho\lambda_g / \lambda_\varepsilon$ (Eq. 8). Consequently, the scaling factor for the strain is given by,

$$\lambda_\varepsilon = \lambda\lambda_g / [(V_s)_p/(V_s)_m]^2 \tag{14}$$

Table 2. Scaling factors applied in the present study

	Scaling factor		
	Centrifugal field	Virtual 1G field	Prototype
Case	η	μ	$\mu\eta$
1G	1	100	
8G	8	12.5	
10G	10	10	
20G	20	5	
30G	30	3.33	100
40G	40	2.5	
50G	50	2	
60G	60	1.67	
70G	70	1.43	

Therefore, the scaling relation of shear wave velocity is given by,

$$\begin{aligned}\lambda_{Vs} &= (V_s)_p/(V_s)_m = \sqrt{\lambda\lambda_g/\lambda_\varepsilon} \\ &= \sqrt{(\eta\mu)(\eta_g\mu_g)/\mu^{1-N}} = \sqrt{(\eta\mu)(1/\eta)/\mu^{1-N}} = \mu^{N/2}\end{aligned} \tag{15}$$

where the scaling factor of strain is assumed to be μ_ε=$\mu^{1\text{-}N}$. The generalized scaling relationships are summarized in Table 1 with the scaling factor of density and strain μ_σ=1 and μ_σ=$\mu^{0.5}$ (i.e., *N*=0.5) in 1 g field (Iai 1989). Note that the scaling factor of particle velocity, $\mu^{0.75}$ is different from that of shear wave velocity, $\mu^{0.25}$ in 1g field.

3. Centrifuge model tests and investigation of the generalized scaling law

The experiments were conducted in a rigid wall container mounted on 2.5 m radius geotechnical centrifuge at the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University (DPRI-KU). Overall dimensions of the rigid container are 450 × 150 × 300 mm in length, width, and height, respectively. Dynamic excitation was given in the direction parallel to the cross-section shown in Figure 1 by a shake table mounted on a platform. The shake table was controlled by displacement signals. An accelerometer was attached to the base plate of the shake table to measure input motion. Five accelerometers were installed in the model ground of compacted dry silica sand (e_{max}=1.19, e_{min}=0.71, and D_{50}=0.15 mm) with relative density more than 95% (Figure 1). To obtain firm model ground, dry tamping method was employed.

As shown in Table 2, total 9 cases with various scaling factors of length, η and μ were considered. Since the model ground was well compacted, the experiments were consecutively carried out from small to large centrifugal acceleration. The scaling factors of centrifugal field, η, correspond to the centrifugal acceleration, while the scaling factors of the virtual 1 G field, μ are selected so that the

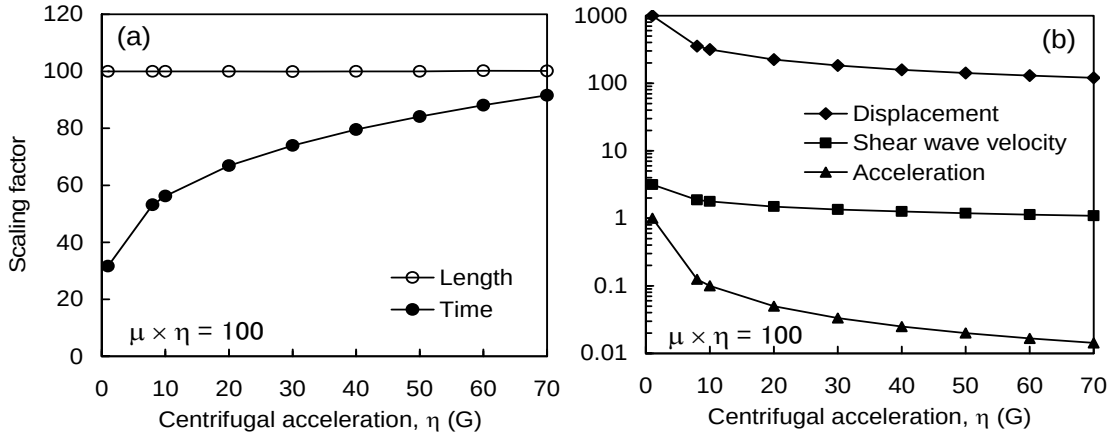


Figure 2. Scaling factors of length and time (a), displacement, shear wave velocity and acceleration (b) for model tests conducted in the present study.

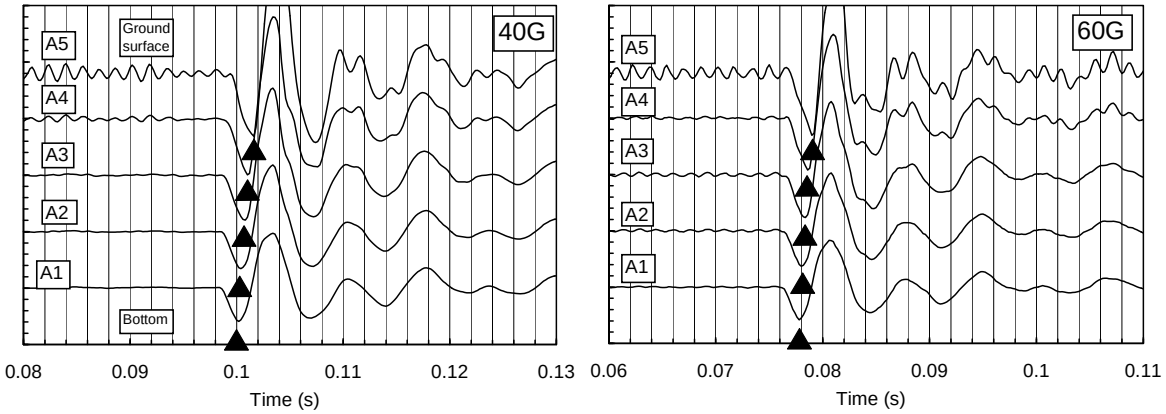


Figure 3. Time histories of response acceleration against impulsive input motion and arrival time of the 1st peak specified with solid triangle for Cases 40 G and 60 G (in model scale).

scaling factor of prototype, $\eta \times \mu$, is equal to 100. Other scaling factors, time, shear wave velocity, displacement and acceleration for each centrifugal acceleration are given in Figure 2 together with the scaling factor of length whose value is constant, i.e., $\eta \times \mu$=100. As shown in Fig. 2(b), the scaling factor of shear wave velocity is rather insensitive to centrifugal acceleration (it varies from 1 to 3 for a range of 1 G to 70 G), while that of acceleration and displacement are sensitive to centrifugal acceleration. Scaling factor of acceleration varies from 1 to 0.014 in a range of centrifugal acceleration of 1 G to 70 G, and that of displacement from 1000 to 120 in the same range of centrifugal acceleration. The scaling factor of time varies from 31 to 91 in a range of 1 G to 70 G.

To evaluate scaling relationship of the shear wave velocity, travel time of impulsive input motion (single sin wave with 250 Hz in model scale) was measured. The travel time in this study was taken as the arrival of the 1st peak due to a difficulty encountered to specify exact arrival time of signals. Based on the time histories of acceleration, such as shown in Fig. 3 for cases 40 G and 60 G, shear wave velocities in the model scale

Table 3. Input frequencies for sinusoidal waves

Case	Frequency (Hz)	
	Centrifugal field	Prototype
1G	20.6	
8G	34.6	
10G	36.6	
20G	43.5	
30G	48.1	0.65
40G	51.7	
50G	54.7	
60G	57.3	
70G	59.5	

were derived [Fig. 4(a)], then, by using scaling factors shown in Fig. 2(b), they were converted to the prototype scale [Fig. 4(b)]. Shear wave velocities with different markers shown in Fig. 4 are derived by the difference of distance and travel time between sensors A3 to A5 and A1. Travel time of A2 was not used because time difference between A1 and A2 was too small to be captured by the sampling frequency employed in the tests (5 kHz). In model scale, shear wave velocities tend to increase as centrifugal acceleration increase [Fig.

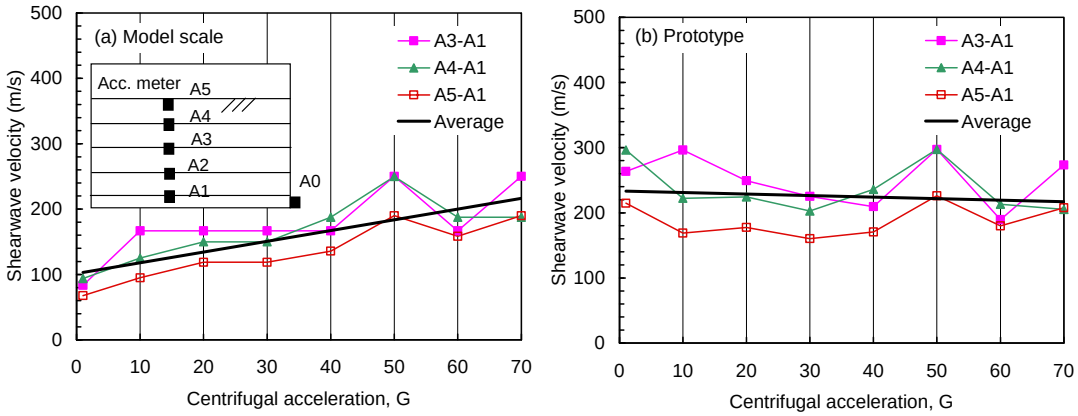


Figure 4. Shear wave velocities in model scale (a), and prototype (b)

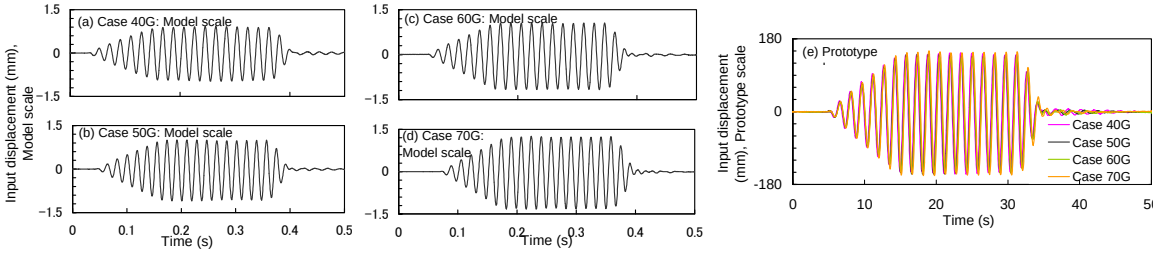


Figure 5. Time histories of input displacements of Case 40G (a), 50G (b), 60G (c), and 70G (d) in model scale, and all cases combined in prototype scale (e).

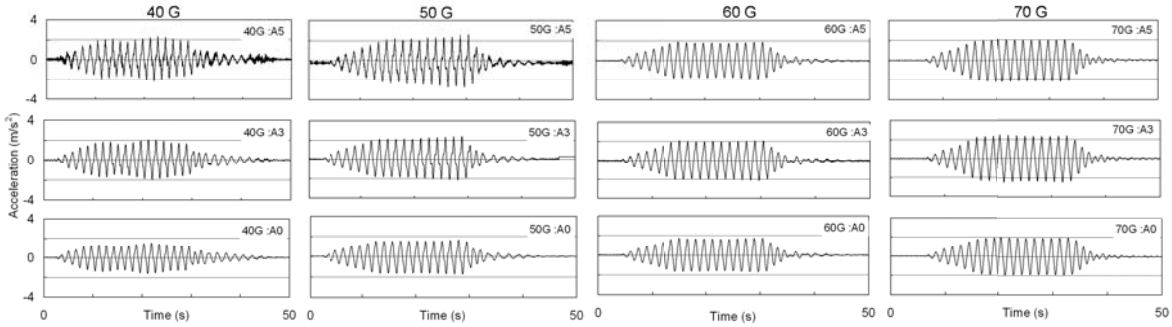


Figure 6. Time histories of input (A0) and response (A3 and A5) acceleration of Cases 40 G to 70G.

4(a)], while, in prototype scale [Fig. 4(b)], shear wave velocity becomes more or less constant, about 230 m/s on average.

Next, to investigate the scaling law of acceleration, the model was excited by sinusoidal input motions (0.65 Hz, duration 35 s in prototype scale) (Table 3). Figures 5(a) to (d) are the time histories of input displacements in model scale and Fig. 5(e) is the converted time history in prototype scale. A range of displacement amplitude is from 0.9 mm to 1.2 mm in model scale. After conversion, the amplitude becomes 150 mm in prototype scale. As shown in Fig. 5(e), similar input motions were employed in all cases. Time histories of acceleration recorded at the base (A0), in the middle layer (A3), and at the ground surface (A5) for Cases 40 G to 70 G are plotted in Fig. 6. These are all in prototype scale. As seen in Fig. 6, all the input and response acceleration amplitude except for Case 40 G are about 2 m/s^2 indicating the response may be in a linear elastic range. In this range, the generalized scaling law of acceleration under the centrifugal acceleration of 50 G up to 70 G is validated. For Case 40 G, input acceleration amplitude is reduced to about 1 m/s^2. This might be due to the mechanical resonance of the centrifuge equipment used in the present study as seen in Fig. 6 (Case 40 G) with lasting vibration after the end of shaking. The other possibility is the sensitivity of scaling factor of acceleration to centrifugal

acceleration shown in Fig. 2(b). Considering other tests cases with lower centrifugal acceleration, the applicability of the generalized scaling relation is largely confirmed.

4. Conclusions

Applicability of the generalized scaling law for centrifuge modeling is investigated. In the present study, a prototype is scaled down to 1/100 with 9 combinations of scaling factors of virtual 1 G and centrifugal field. Input motions are also scaled accordingly. Four out of 9 cases with the smallest input motions are mainly discussed. The generalized scaling relation is investigated by comparing responses in the prototype scale. Prototype shear wave velocities were close each other and the generalized scaling law of shear wave velocity was confirmed. For the scaling law of acceleration, when the ground response was nearly linear elastic, the scaling law was confirmed with centrifugal acceleration of 50 G up to 70G. Considering other tests cases with lower centrifugal acceleration, the applicability of the generalized scaling relation is largely confirmed.

Acknowledgment

The financial support for this research is provided by the Japan Ministry of Education, Culture, Sport, Science, and Technology (MEXT), Scientific Research (B) under Grant No. 18360228.

References

Chazelas, J. L., Derkx, F., Thorel, L., Escoffier, S., Rault, G., Buttigieg, S., Cottineau, L. M., and Garnier, J. (2006). "Physical modelling of earthquakes in the LCPC centrifuge." 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, 3-8 September, Geneva, Switzerland., ID 1064.

Chen, S., Kabeyasawa, T., and Kabeyasawa, T. (2006). "Analytical research of full-scale reinforced concrete structure test on E-Defense." Proceedings of the 100th Anniversary Earthquake Conference, San Francisco, California, USA, April 18-22, 8NCEE-000666.

Honda, T., and Towhata, I. (2006). "Study of similarity rules in centrifuge model tests on embankment during liquefaction." The 41 st Japan National Conference on Geotechnical Engineering, Kagoshima, Japan, No. 928.

Iai, S. (1989). "Similitude for shaking table tests on soil-structure-fluid model in 1g gravitational field." Soils and Foundations, 29(1), 105-118.

Iai, S., Tobita, T., and Nakahara, T. (2005). "Generalized scaling relations for dynamic centrifuge tests." Géotechnique, 55(5), 355-362.

Suzuki, Y., Saito, Y., Okuda, T., Ogasawara, M., and Suda, T. (2006). "Large-scale shaking table tests of Kyoto's traditional wood houses." The Annual Conference of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, E-07.

Tobita, T., and Iai, S. (2007). "Verification of generalized scaling relations for dynamic centrifuge experiments." 4th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology, 755-762.

Tokimatsu, K., Suzuki, H., Sato, M., and tabata, K. (2007). "Soil-pile-structure interaction during multi-dimensional shaking through physical model tests using E-Defense facility." The Fourth International Conference on Urban Earthquake Engineering 841-848.

水平成層地盤における拡張型相似則の検証

飛田哲男・井合進・野田早紀

要　旨

近年，実験模型の大型化が進んでいる。しかし，地盤-基礎構造物の相互作用問題について実大模型を作成し実験を行うことは，発破による液状化試験など特殊な事例を除き，現段階では不可能に近い。このため，遠心模型実験が用いられることが多いが，中小型の遠心模型実験装置では装置の容量や使用できる土槽の大きさなどによる制約がある。そこで，Iaiら(2005)は仮想的な1G場模型を考え，それをターゲットとして遠心模型実験を行い，実験結果に対し遠心場の模型相似則と1G場の模型相似則(Iai 1989)を連続して適用し実物スケールに換算する相似則を提案した。ここでは，これを「拡張型相似則」と呼ぶ。

キーワード:遠心模型実験，相似則，動的載荷

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

ソイルベントナイト鉛直遮水壁の地震時挙動に関する遠心模型実験

乾　　徹*・髙井敦史**・栗原太志*・勝見　武*・嘉門雅史*

* 京都大学地球環境学大学院
** 京都大学大学院工学研究科

要　旨

ソイルベントナイト地中遮水壁は優れた施工性，高い遮水性能と変形追従性を有することから，地盤汚染物質の原位置封じ込めへの適用が期待されている。しかし，剛性が低い材料であることから，静的・動的な構造安定性を検証する必要がある。特に，地中遮水壁は透水性の高い帯水層に打設することが一般的であり，地震時に周辺地盤が液状化するリスクがある。そこで本研究ではソイルベントナイト地中鉛直遮水壁の地震時挙動と健全性を遠心模型実験により評価した。その結果，最大 500gal の地震動に対して遮水壁の沈下は確認されるものの，有意な水平変位，損傷は発生せず，遮水壁としての健全性を保持することが明らかになった。

キーワード：ソイルベントナイト，鉛直遮水壁，地震時挙動，遠心模型実験

1．はじめに

2003 年 2 月に施行された土壌汚染対策法を受けて，工場跡地等の汚染の可能性がある土地の売買に際して自主的に汚染調査が実施されるようになっている。調査によって土壌溶出量基準，含有量基準を超過する汚染が発覚した場合にも，汚染範囲が広いケースや既設構造物直下に汚染土壌が存在するケースでは，汚染土壌の除去や積極的な浄化がコスト的・技術的に困難となる。このような場合，地中連続遮水壁を用いて汚染土壌を原位置に封じ込める原位置封じ込め工法がリスクを回避する措置として有効である。

地中連続遮水壁に用いられる材料のひとつにベントナイトと原位置土の混合土（ソイルベントナイト，以下 SB）が挙げられる。SB は低い透水性と変形に対する追従性が高いことから，地中連続遮水壁としての適用性は高いとされている（例えば，Grube, 1992）。筆者らは，Trench-cutting and Re-mixing Deep wall（TRD 工法）を適用して SB 地中遮水壁として打設する工法を開発し，SB の遮水性能や耐化学性を明らかにしてきた（Kamon et al., 2006 & 2007; Katsumi et al., 2008）。Fig. 1 に TRD 工法を用いた SB 地中連続遮水壁の施工手順を示す（Kamon et al., 2006）。

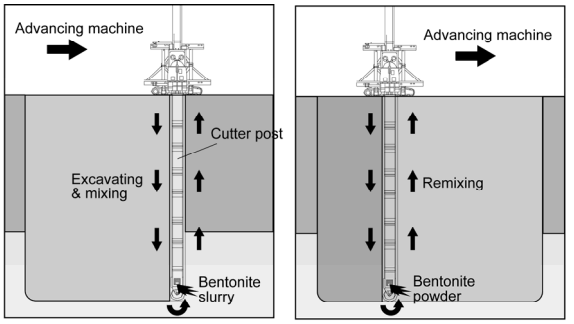


Fig. 1　Construction process of SB vertical cutoff wall with TRD method (Kamon et al., 2006)

SB はソイルセメントや鋼矢板などの代表的な遮水壁材料と比較して変形追従性の点で優れるものの，剛性が比較的低い材料である。このことから，遮水壁としての健全性を，構造物としての安定性や変形特性の観点からも照査する必要がある。特に，遮水壁は透水性の高い帯水層に打設されるものであり，供用中に地震力などの動的な外力が作用した場合には周辺地盤が液状化するリスクがある。このような条件下においても，SB 遮水壁に過剰な変形や亀裂が発生せず，遮水壁としての機能を長期に渡って維持

することを担保する必要がある。

そこで本研究では，SB 地中鉛直遮水壁の地震時挙動とその際の遮水壁としての健全性を評価することを目的とし，その第一段階の検討として遠心模型実験を行った。具体的には，加速度，周波数が異なる複数の地震動を作用させ，周辺地盤が液状化した場合の鉛直遮水壁の挙動，ならびに遮水壁の変形，損傷の発生状況を調査した。

2. 実験方法

2．1 供試体の作成

本工法の試験施工サイトから採取した関東ローム（自然含水比 70%）と砂礫土（自然含水比 27%）の中礫分（4.75 mm）以上の粗粒分を取り除き，質量比で 4：25 の質量比で混合したもの（以下，混合土）を模擬原位置土として使用した。混合土の混合比は当該サイトのそれぞれの土の層厚に基づいて決定した。混合土の粒度分布は，礫分（2 mm–4.75 mm）が 5.6 %，砂分（75 μm–2 mm ）が 70.8%，シルト分（5 μm–75 μm）が 15.8 %，粘土分（≤ 5 μm）が 7.8%であった。

SB 供試体は，自然含水比状態の土に 10%濃度ベントナイト掘削液を添加し，フロー値（JIS R 5201 に準拠）を 150 mm に調整した後，Na 型ベントナイト 100 kg/m^3 を粉体添加し，ソイルミキサーを用いて十分に混合・撹拌を行い作製した。SB 供試体の透水係数（30 kPa で等方圧密時）は 5.0 x 10^{-11} m/s であった。

2．2 繰返し三軸試験

SB の動的荷重に対する基本的な強度・変形特性を明らかにすることを目的として，繰返し圧密非排水三軸試験を実施した。試験方法を以下に示す。

SBM をモールドに充填し，直径 5 cm，高さ 10 cm に成形した後，200 kPa で予備圧密を行った。予備圧密は約 1 週間行い，排水と圧縮がほぼ収束することを確認した時点で繰返し載荷を行った。実験条件として，SB 供試体の圧密後の湿潤密度と繰返し応力比を Table 1 に示す。なお，繰返し三軸試験では2．1に示した粗粒分を取り除いた混合土（最大粒径：4.75 mm）による SB に加え，0.85 mm ふるい通過分の混合土から作製した SB についても試験を行った。これは後述の遠心模型実験の模型スケールの関係上，最大粒径が 0.85 mm ふるい通過分に制限されたことから，最大粒径の違いによる影響を比較するためである。Table 1 に示すように，最大粒径 0.85 mm の混合土から作製した SB は最大粒径 4.75 mm の混合土から作製したものと比較して圧密後の湿潤密度が 5%程度大きくなっている。

Table 1　Test conditions for cyclic triaxial test for SB

Maximum diameter of the composite soil (mm)	Cyclic stress ratio	Wet density of SB specimen (Mg/m^3)
4.75	0.229	1.89
	0.216	1.89
	0.205	1.90
0.85	0.240	2.04
	0.235	2.03
	0.224	2.00

2．3 遠心模型実験

本実験で作製した模型土槽の断面図を Fig. 2，上面図を Fig. 3 にそれぞれ示す。京都大学防災研究所の遠心載荷装置（有効半径：2.5 m，容量：24 g·ton）を用いて実験を実施した。モデル縮尺は 1/50 とし，50 g の遠心力を加えた。

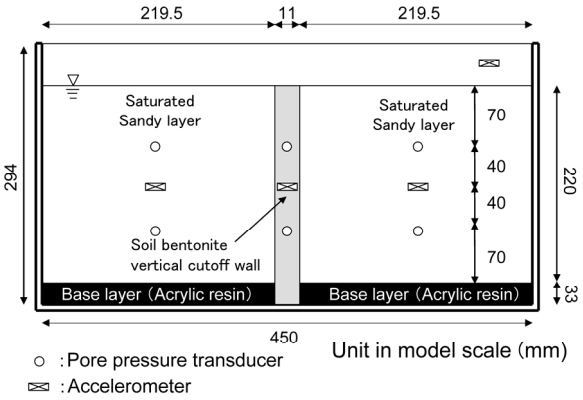


Fig. 2　Cross section of the model employed for the centrifugal test

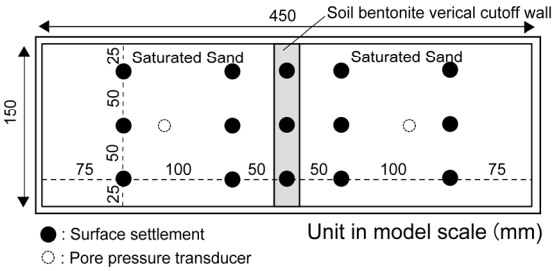


Fig. 3　Plan section of the model employed for the centrifugal test

SB 鉛直遮水壁は2．1に示した SB を型枠に充填し，60 kPa で予備圧密を行うことにより作製した。SB 鉛直遮水壁の寸法は模型スケールで 11 mm 厚，150 mm 幅，250 mm 深さであり，プロトタイプでは 550 mm 厚，12.5 m 深さに相当する。通常，鉛直遮水壁は難透水層に根入れすることから，土槽の底部に基盤層を模擬したアクリル板に 11 mm 幅の溝を設け，Fig. 2 に示すとおり SB 遮水壁を設置した。土槽と SB 鉛直遮水壁の間には，フリクションを最小化するためにシリコングリースを充填した。

次に，珪砂 7 号（土粒子密度： 2.68 Mg/m^3，最大

間隙比 : 1.23，最小間隙比 : 0.74，平均粒径 : 0.13 mm）を用いて，水中落下法により相対密度が約 40%となるよう遮水壁周辺に飽和砂地盤を作製した。地盤は水溶性のセルロースを用いて動粘性係数 50 cst に調整した流体を用いて飽和させた。

測定項目は，1) 加速度（入力，SB 鉛直遮水壁，砂地盤），2) 間隙水圧（SB 鉛直遮水壁，砂地盤），3) 加振後の地表面沈下，4) 加振後の SB 遮水壁天端での水平変位，である。間隙水圧計，加速時計を Fig. 2 に示す位置に取り付けるとともに，地表面沈下については，Fig. 3 に示すポイントで測定を行った。

試験では，はじめに砂地盤と SB 鉛直遮水壁の間隙水圧が等しくなるまで 50g 場で予備圧密を行い，地震動を入力した。入力地震動が異なる Case-1～3 の 3 ケースで実験を実施した。各ケースの土槽の実物スケールでの加速度を Fig. 4 に示す。Case-1 においては片振幅 3 mm，20 Hz，25 cycle の正弦波，Case-2 においては片振幅 2 mm, 100 Hz, 10 cycle の正弦波，Case-3 においては実際の観測波形に基づく地震動（500 gal 相当）をそれぞれ与えている。

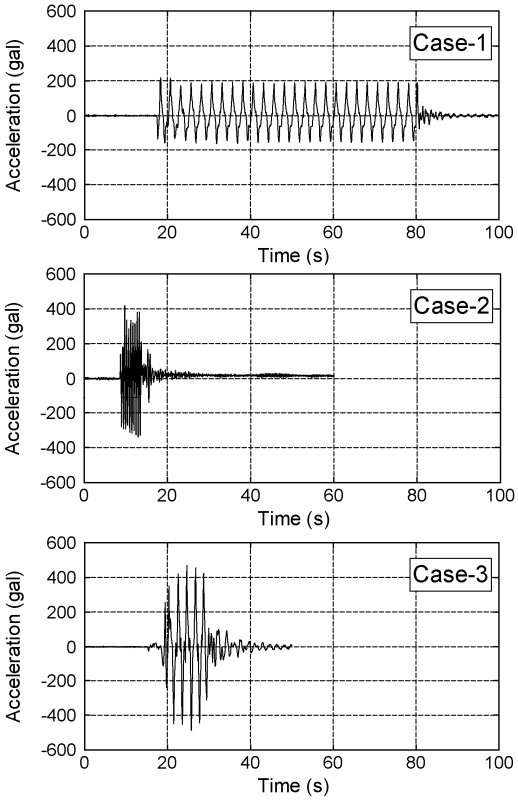


Fig. 4 Profile of the acceleration of the soil box in prototype scale

3. 試験結果とその考察

3．1 繰返し三軸試験

Fig. 5 に繰返し三軸試験から得られた有効応力経路の代表例（最大粒径 4.75 mm，応力比 0.229 のケース）を示す。SB は透水性の低い材料であり全てのケースで過剰間隙水圧がほとんど発生せず，有効応力経路は載荷開始段階からほとんど変化せず定常となっている。Fig. 6 に同じケースの軸ひずみ－偏差応力関係を示す。載荷回数の増加に伴ってひずみが蓄積され，片振幅軸ひずみが約 1.5～2%に達した時点で急激にひずみが増加している。Fig. 7 に軸ひずみ両振幅 5%を破壊と定義し，破壊に至る繰返し回数と応力比の関係を示す。最大粒径が 4.75 mm の供試体と 0.85 mm の供試体の結果にはほとんど相違はなく，遠心模型実験において最大粒径を小さくすることによる剛性・変形特性への影響はないといえる。

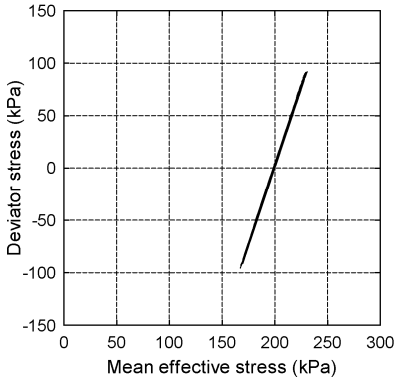


Fig. 5 Effective stress path during cyclic triaxial test

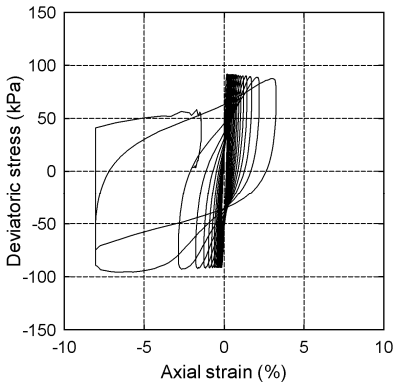


Fig. 6 Axial stain vs. deviator stress

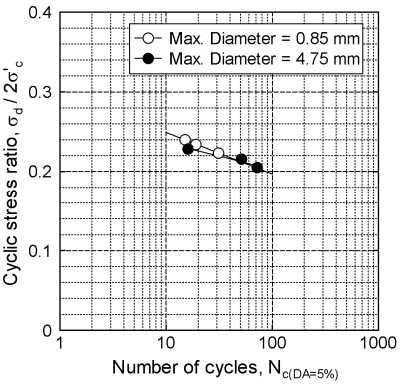
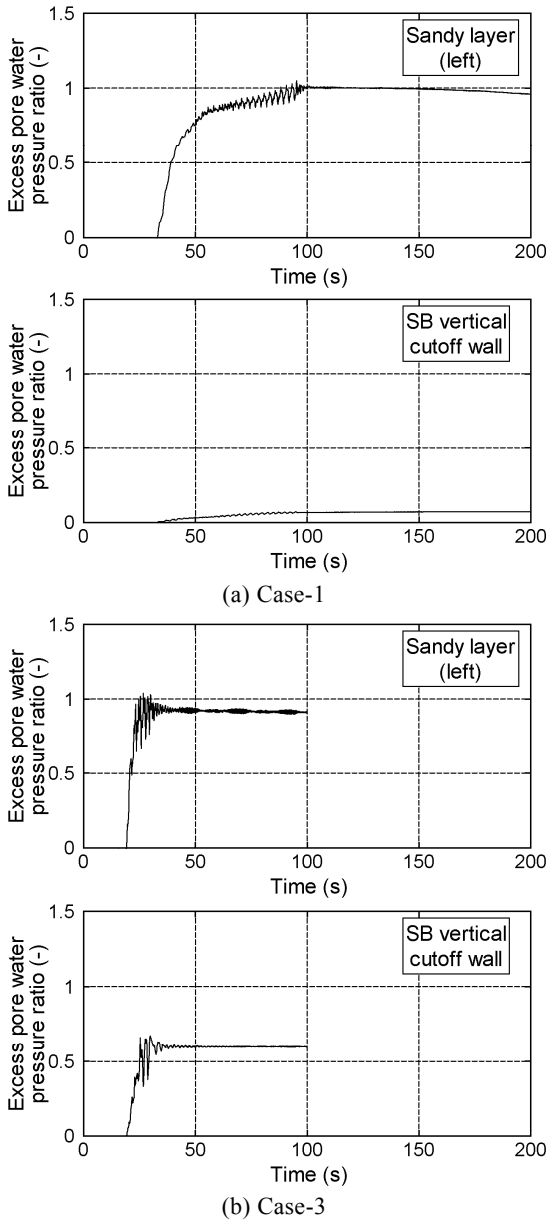


Fig. 7 Number of cycles vs. cyclic stress ratio

3．2 遠心模型実験

Fig. 8 に Case-1，および Case-3 における実物スケールで 7.5 m 深さでの砂地盤（Fig. 2 左側）と SB 地中鉛直遮水壁での間隙水圧の経時変化を示す。Case-1，Case-3 ともに砂地盤はいずれも液状化していることがわかる。一方，SB 遮水壁内の間隙水圧は最大入力加速度が 200 gal 程度の Case-1 においてはほとんど発生しなかったが，最大入力加速度が 500 gal に達した Case-3 においては過剰間隙水圧比が 0.6 に達した。一方，Case-1 と加速度がほぼ同等で周波数が異なる Case-2 においては，Case-1 とほぼ同じ結果が得られた。このことから，加速度の大きな地震動に対しては SB 遮水壁内の過剰間隙水圧がある程度上昇すると推定できる。



(a) Case-1

(b) Case-3

Fig. 8　Profiles of pore water pressure during the test: (a) Case-1 and (b) Case-3

加振後に SB 鉛直遮水壁天端の水平変位，および Fig. 3 に示す地点で地表面沈下量を測定した。いずれの試験ケースにおいても，遮水壁は水平方向には有意な変位は発生せず，入力加速度が最も大きい Case-3 においても傾きや亀裂の発生は確認されず，沈下のみが確認された（Photo 1）。Case-1～3 の沈下量の測定結果を Fig. 9 に示す。Case-1，Case-3 では液状化が発生した周辺地盤は大きく沈下している一方，遮水壁も自身の沈下と周辺地盤による連れ込み沈下の影響により実スケールで 30～40 cm の沈下を起こした。これは，繰返し三軸試験でも確認できるように繰返し載荷に対して大きな変形を発生することによるものであると考えられる。しかし，周辺地盤に比べると沈下量は小さく，遮水壁自体にも損傷は確認されなかった。比較的高い周波数の地震動を与えた Case-2 では周辺地盤に対する遮水壁の相対沈下量が小さくなった。



Photo 1　Cross section of the model before the test (Left) and after the test (Right) in Case-3

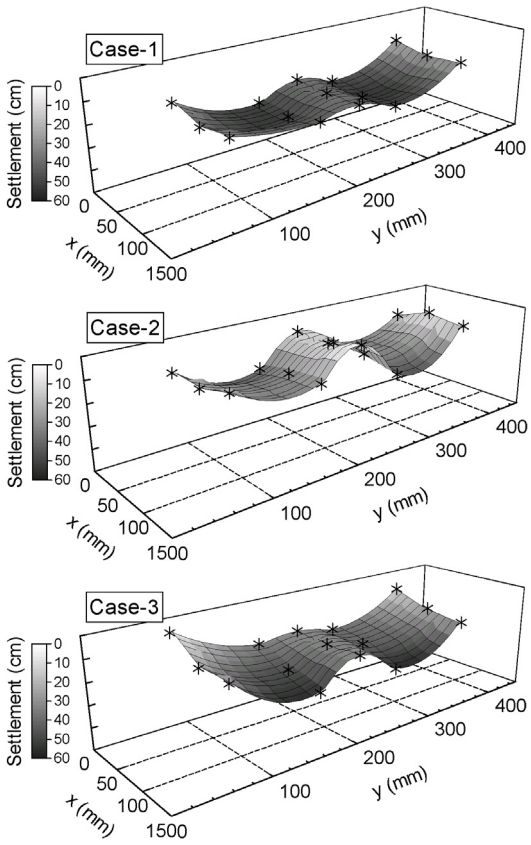
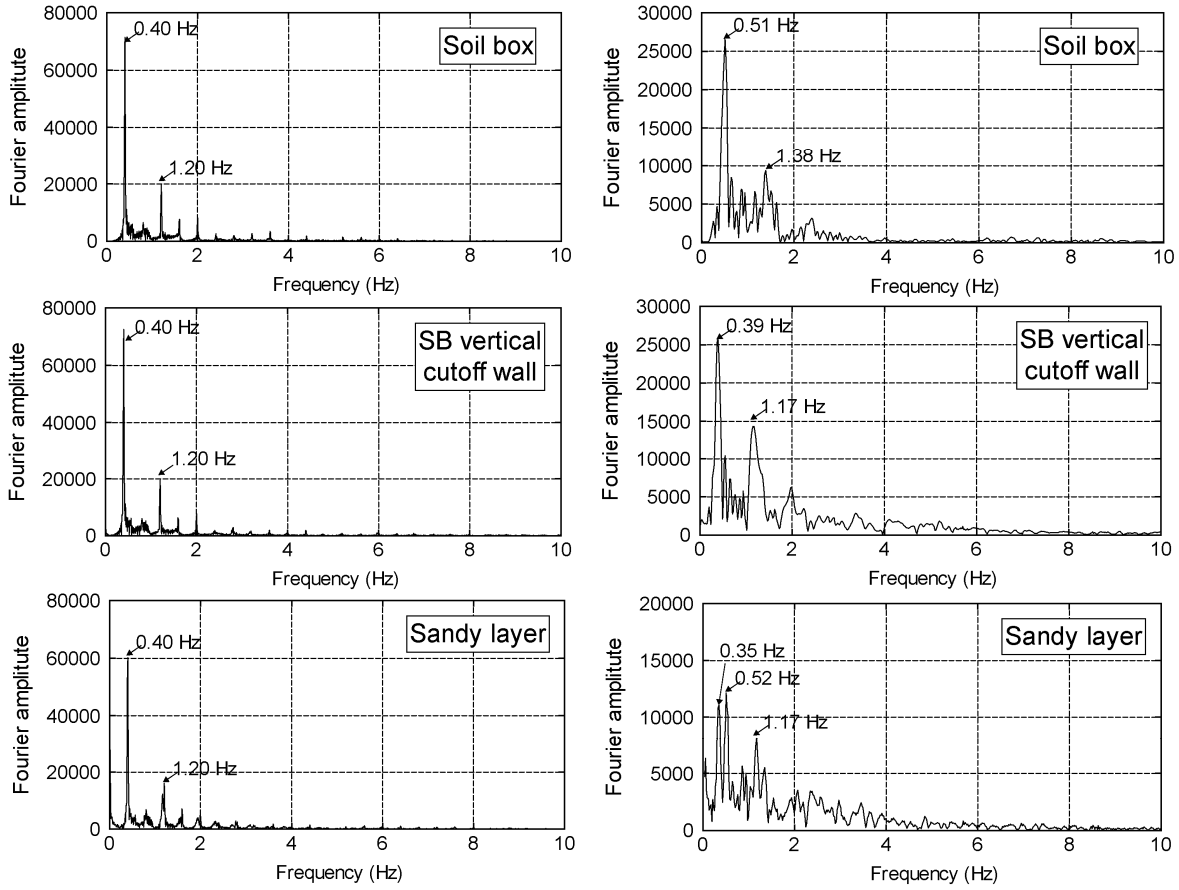


Fig. 9　Surface settlement after centrifuge test



(a) Case-1　　(b) Case-3

Fig. 10　Fourier acceleration spectra of soil box, saturated sandy layer and SB vertical cutoff wall

以上のことから，繰返し三軸試験で示されたように SB は地震動を受けた場合, 大きな変形が蓄積し剛性が低下する材料であるが，最大加速度 500 gal 程度の地震動に対しては，沈下は発生するものの遮水壁としての機能は維持するといえる。沈下の発生量に対する地震動の影響は明確ではないが，同等の加速度であれば振動回数が多いケース，振動回数が同等であれば加速度の大きいケースの沈下量が大きくなる傾向がみられた。

比較的大きな沈下が確認された Case-1，3 について土槽，砂地盤，遮水壁の応答加速度から求めたフーリエスペクトルを Fig. 10 に示す。Case-1 では土槽，砂地盤，遮水壁ともに卓越する振動数は同じで入力波の振動数と一致することから，遮水壁と砂地盤は一体となって振動し，局所的な損傷が発生しなかったと考えられる。なお，Case-2 でも Case-1 と同様の傾向が確認された。Case-3 では砂地盤と遮水壁は卓越する振動数はほぼ同じであるが，土槽より小さな振動数が卓越した。これは加振開始直後に砂地盤が液状化し，入力波が砂地盤に伝播せず低い振動数で砂地盤が振動したためであると考えられる。ただし，砂地盤と遮水壁の卓越振動数は類似していることから遮水壁に局所的な損傷は発生しなかったと判断される。しかしながら，Case-1 と比較すると一致の程度は低く，さらに大きな加速度が発生した場合においては検討が必要であると考える。

本実験では，均質な帯水層に打設された場合のみを想定しているが，1. に示した鉛直遮水壁による原位置封じ込め工法の適用条件を考えた場合，敷地境界などにおいて既存構造物の近接に施工する例が比較的多いと考えられる。このような場合には，鉛直遮水壁の前面，背面で周辺地盤の物性や上載圧が異なり，地震時に鉛直遮水壁に偏土圧が作用する可能性が指摘される。したがって，今後はこのようなケースにおいての地震時挙動についても検討が必要であるといえる。

4. おわりに

本研究では，地盤汚染の原位置封じ込めに適用さえるソイルベントナイト（SB）地中鉛直遮水壁を対象として，地震時における遮水壁の健全性を評価するための基礎的な検討として遠心模型実験を実施し，地震時挙動と遮水壁の健全性の検証を行った。具体的には，加速度，周波数が異なる複数の地震動を作用させ，周辺地盤が液状化した場合の鉛直遮水壁の

挙動，ならびに遮水壁の変形，損傷の発生状況を調査した。得られた結果を以下に要約する。

[1] SBを対象とした繰返し三軸試験より，SBは繰返し載荷に対して徐々にひずみが蓄積し，ある程度のひずみが発生した時点で急激にひずみが大きくなる挙動を示す。一方，過剰間隙水圧の発生は確認されなかった。本実験で用いたSBについては，両ひずみ振幅が5%に達する繰返し載荷回数20回の時の繰返し応力比は約0.23であった。

[2] 遠心模型実験より，最大加速度200gal程度の地震動によって周囲の地盤が液状化したとしてもSB地中鉛直遮水壁中の過剰間隙水圧はほとんど上昇しない。しかし，最大加速度約500 galの大きな地震動が加わると，過剰間隙水圧の上昇が確認された。

[3] 地震動によるSB鉛直遮水壁の沈下は確認されたが，水平方向への変形や亀裂は確認されなかった。本研究で実施した最大加速度500 gal程度の地震動に対しては局所的な変形や破壊に至らず，遮水性能は維持できると考えられる。地震動の加速度，周波数が変形特性に及ぼす明確な影響は確認されなかった。

[4] 本実験で想定した均質な帯水層中においては，地盤が液状化した場合にも地盤とSB遮水壁が一体的に振動することが応答加速度のフーリエスペクトルから確認され，SB遮水壁の変形追従性が明らかになった。しかしながら，加速度の大きな振動に対する応答やSB遮水壁の前面と背面の地盤物性が異なるようケースの検討，さらには異なる種類の原位置土から作製したSBの挙動の調査が今後の課題として挙げられる。

謝　辞

本研究の実施にあたっては，ライト工業（株）荒木　進 氏，杉山好司 氏，および京都大学防災研究所　飛田哲男先生，清水博樹技術室主任に多大なご協力をいただいた。記して謝意を表する。

参考文献

Grube, W.E. (1992): Slurry trench cut-off walls for environmental pollution control, Slurry Walls: Design, Construction, and Quality Control, ASTM STP 1129, D.B. Paul et al., eds., ASTM, Philadelphia, pp.69-77.

Kamon, M., Katsumi, T., Inui, T., Ogawa, Y. and Araki, S. (2006): Hydraulic performance of soil-bentonite mixture barrier, 5th ICEG Environmental Geotechnics, H.R. Thomas, ed., Thomas Telford Publishing, London, pp.733-740.

Kamon, M., Katsumi, T., Inui, T., and Matsuhashi, D. (2007): Hydraulic barrier performance and chemical compatibility of SBM, Proceedings of the 13th Asian Regional Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Allied Publishers, pp.725-728.

Katsumi, T., Kamon, M., Inui, T. and Araki, S. (2008): Hydraulic barrier performance of SBM cut-off wall constructed by the trench cutting and re-mixing deep wall method, GeoCongress 2008 Geotechnics of Waste Management and Remediation, Geotechnical Special Publication No.177, pp.628-635.

Centrifuge Model Tests on the Seismic Performance of Soil-Bentonite Vertical Cutoff Wall

Toru INUI*, Atsushi TAKAI**, Futoshi KURIHARA*, Takeshi KATSUMI* and Masashi KAMON*

* Graduate School of Global Environmental Studies, Kyoto University
** Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Containment with soil-bentonite (SB) cutoff walls has been proved to be an effective method to prevent the contaminants in subsurface environment from migrating in the aquifer, in terms of its hydraulic barrier performance and chemical compatibility. However, SB is a rather flexible material compared with other typical barrier materials. Thus, static/dynamic stability is another important issue. In this study, centrifuge model tests were performed to evaluate the seismic performance of the vertical SB cutoff wall, which is usually installed in permeable aquifer with the potential risk of liquefaction. Deformation and settlement of the SB cutoff wall in liquefied ground were acceptable and its integrity was maintained for a range of earthquake motion applied in this study (max. 500 gal).

Keywords: soil bentonite, vertical cutoff wall, seismic behavior, centrifuge model test

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

全国電子地盤図の作成と地盤防災への適用性に関する研究
―電子地盤図作成手法の構築―

山本浩司*・三村　衛・吉田光宏**

＊（財）地域地盤環境研究所
** 京都大学大学院工学研究科

要　旨

ボーリング調査データを集積した「地盤情報データベース」の構築が，全国各地にまで広がりを見せている。これは，地域の地盤研究や地震防災，建設活動などへ，過去からの地盤調査情報を活用する動きである。本研究は，このような地盤情報の活用をさらに拡大し，地域間での地盤情報の連携を図るために，メッシュ分割した地域の代表的地盤情報をデータベースから抽出・モデル化する手法を提案する。この作成手法を統一規格化して全国展開することで「全国電子地盤図」として地盤情報の活用・連携への進展が期待される。本稿では，集積されたボーリングデータをもとに，堆積環境や地形等から個々のデータを取捨選択して合理的に地盤モデルを作成する手法について，「関西圏地盤情報データベース」を用いて大阪平野地盤に適用したパイロット・スタディーの成果を報告する。

キーワード: 表層地盤，地盤情報，データベース，電子地盤図

1.　はじめに

日本全国には様々な地盤が存在している。この各地域の地盤特性を知るために，数十年も前から地盤調査情報（ボーリングデータ）が「地盤図」や「地盤情報データベース」の形で集積されている。そして，地域差はあるものの，最近では地盤情報データベースの構築が浸透し，その活動の組織化も各地域に広がって活発化している（地盤工学会，2007）。これらの活動は，大量の地盤情報をディジタル・データベース化することによって，地域の地盤研究や地震防災，建設活動などに，過去からの地盤調査情報を再び，有効活用することが目的である。

地盤情報データベースは，コンピュータの発達がもたらした地盤情報の活用技術であり，四半世紀の歳月を経て地盤工学の基礎技術の一つに成長したが，今後，更にその活用を拡大するためには解決すべき課題も残されている。その一つは，地域に分散的に構築されている地盤情報データベースの連携・統合化である。大量に漏れなく情報を扱うことがデータベースの利点なので，この発想は重要である。これに加えて，各データベース間やデータベース内のデータ間に存在する品質格差への対処も地盤情報活用における重要な課題である。地盤調査情報はデータベース化されても生データの集合体なので，その活用には実地盤を解釈することが必要となる。その際に，解釈の個人差を最小限に押さえて，適切な判断を導くには，基準となる代表的な地盤情報が示されることが有益である。たとえば，地盤情報データベースの情報を用いて地域地盤研究を行い，その成果（解釈された地盤情報）をデータベースにフィードバックすることも，その対処法の一つである（KG-NET・関西圏地盤研究会，2007など）。

平成18年度に始まった「統合化地下構造データベースの構築」の研究（文部科学省科学振興調整費）（藤原，2007）は，地域に分散する地盤情報データベースを統合・連携し，地震ハザード評価等の全国的な活用に資するための体制作り（統合化，連携）を目的に掲げている。この研究に参画した地盤工学会が「表層地盤情報データベース連携に関する研究」を分担する中で，「全国電子地盤図」の構想が提起された（地盤工学会，2007；安田ら，2007）。ここで

「全国電子地盤図」とは，全国に構築されているデータベースの地盤情報を連携する基本スキルの一つである。つまり，地盤情報データベースに集積された既存の地盤調査情報（生データ）と学術的に解釈・付加された地盤情報を融合し，各地域において250m区画毎の浅層地盤（深度100m以浅の沖積層および上部の洪積層）の代表的地盤情報を全国統一基準でモデル化することで，各地域の電子地盤図（地盤モデルのデータベース）を構築する。そして，各地域の電子地盤図が，コンピュータシステム上で連携して「全国電子地盤図」となる。

この構想を展開するにあたり，「電子地盤図作成支援システム」が開発された（地盤工学会，2008）。本研究では，この適用と電子地盤図の作成方法について，「関西圏地盤情報データベース」（KG-NET・関西圏地盤協議会）のボーリングデータを用いて，大阪平野地盤を対象にパイロット・スタディーを実施した。この検討より，電子地盤図（代表的地盤情報）の抽出・モデル化方法を提示する。

2. 全国電子地盤図の構想（背景と意義）

「全国電子地盤図」は，前述のように，地盤工学会「表層地盤情報データベース連携に関する研究」（地盤工学会，2007；安田ら，2007）の議論の中で提起された。その構想の背景と意義は，以下のように述べられている。

「全国電子地盤図」構想の背景として，既に先行地域で構築された地盤情報データベースは，構築システムやデータの内容が多種多様に渡るため，単純に連結する事が困難であり，連結できたとしても，データの利用が困難な点がまず上げられる。利用者にとって利用しやすい全国規模のデータベース連携とするには生データの解釈や品質が一定の基準で統一化されている事が必要である。また，連携された地盤情報の公開についても，先行地域で構築されてきたデータベースや後発地域で構築中のデータベースのデータは所有権・著作権の問題があり，公開に対する制約がデータ提供者からつけられているものも多く，現時点で公開が自由な地盤情報データベースは多くない。これに対し，各地域の地盤情報データベースのデータを利用して作成する「電子地盤図」には，個別データの所有権や著作権の問題は発生せず，しかも，データベースを連結したことと同様な成果が得られ，さらに信頼できるデータを用いて地層の解釈を行うなど，利用者にとってはより使いやすい情報が提供される。

「全国電子地盤図」の意義については，それが全国の都市域の表層（主に沖積層）を対象とした地盤モデルであり，対象範囲・対象深度が重複する一部の箇所を除いて，他機関が作る深部構造や深層の地盤モデルと連携して容易に補完関係をなすことができる点にある。また，全国電子地盤図が作成されると，地盤工学研究者にとっては，全国の地盤概況を広域で把握することができ，堆積環境の類似する同時代堆積物の工学的特性を比較することが可能となる。さらに，地盤工学実務者にとっては，全国の地盤概要が即時に検索可能となり，計画構造物に対する地盤工学上の問題点の把握や地盤調査計画立案が容易になる。一般の人にとっては，地盤概況を把握できることから土地や家屋の購入等にあたって専門家のアドバイスを受けやすい。また，小中学生が郷土の地形・地質を学習する際に地盤の知識も容易に得られ，更には地盤災害に対する啓発にも役立てることができる。

3. 電子地盤図とその作成方法

3.1 電子地盤図とは

「電子地盤図」とは，250m区画（地域標準4分の1メッシュ）における深さ100m程度よりも浅い地盤（いわゆる沖積層や洪積層の上部）の地盤特性を，全国統一基準でモデル化したもの（250m区画毎の代表的地盤情報）の集合体（データベース）である。そして，「全国電子地盤図」は，Fig. 1の構築フローに示すように，各地域で作成された「電子地盤図」を統合することで完成される。

ここで，電子地盤図のメッシュサイズは，「統合化地下構造データベースの構築」の研究（藤原，2007）におけるサイズと整合させたが，今後，メッシュサイズを可能な限り小さく細分することも目標とする課題である。また，電子地盤図の代表的地盤情報は，各地域に構築されている地盤情報データベース等の地盤情報より，250m区画毎に地盤データを抽出し，地質学的・土質工学的解釈を加えて作成する。その作成方針等をまとめると，以下のとおりである。

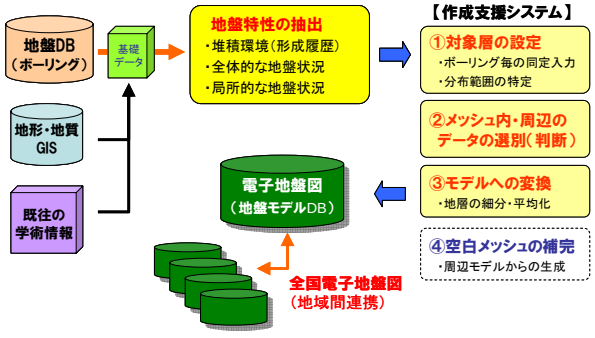


Fig.1 Process of Development of the Representative Soil Profile Model

【作成方針】
・地域に構築された地盤情報データベース等を利用して，地盤モデル化の基礎データとする。
・地盤研究活動の成果（解釈された地盤情報）を付加し，250m区画毎の代表的地盤情報を抽出する。
・電子地盤図作成支援システム（ツール）を開発し，各地域に提供する。モデル化の方法や共通仕様の適正を確認するために，各地域でケーススタディーを実施する。

【地盤情報の統一基準】
・地盤モデル化の基礎データは，各地域で構築されている地盤情報データベースより，モデル作成に必要な情報のみを編集して用いる。
・地域地盤には堆積層等に特徴（違い）があるので，全国統一基準の地盤モデルを作成するために，共通仕様を設ける。たとえば，土質名については，全国電子地盤図としては地域固有の名称を全国で統一するために，土質試験法「地盤材料の分類名と現場土質名の対応」を参照して，礫質土（G），砂質土（S），粘性土（Cs），有機質土（O），火山灰質粘性土（V），高有機質土（Pt），人工材料（Am）の 7 種類の分類とした。

3.2　電子地盤図の作成方法

全国電子地盤図が起案された幾つかの背景の中で最も重要な点は，地盤情報データベースに集積された地盤調査データの集合体より抽出された各地域の全体的または局所的な地盤特性の実像を地盤モデルに情報化し，その地盤情報（地盤モデル）を地域間で連携・共有することによって，生データから一歩進んだ形での地盤情報の提供とその活用を全国的に展開することにある。したがって，電子地盤図の作成では，対象地域の地盤特性を検討・抽出する研究的作業（地域地盤研究）を起点と位置づけることにする。

次に，その学術的に解釈された地盤情報を地盤モデルに反映するまでの一連の処理手順の考え方を統一し，250m区画毎の代表的地盤情報を生成する。その過程では，基礎データの品質や分布の粗密・偏りへの処理方法もルール化し，情報の品質レベルを揃えることにも配慮する必要がある（4章で検討）。

電子地盤図の代表的地盤情報（地盤モデル）は，地盤情報データベースを用いて作成される地震応答解析のための地盤モデル（山本ら，2005）と同様な手順で作成するが，それが全国統一基準で実施されることに意義がある。この一連の作業を支援して統一化するために，「全国電子地盤図作成支援システム」が開発された（地盤工学会，2008）。この支援システムには，関西圏の地盤研究活動等で培われた地盤情報処理技術（山本ら，2005；KG-NET・関西圏地盤研究会，2007）を導入して，Fig.1に示したように，次の3つの機能より構成されている。

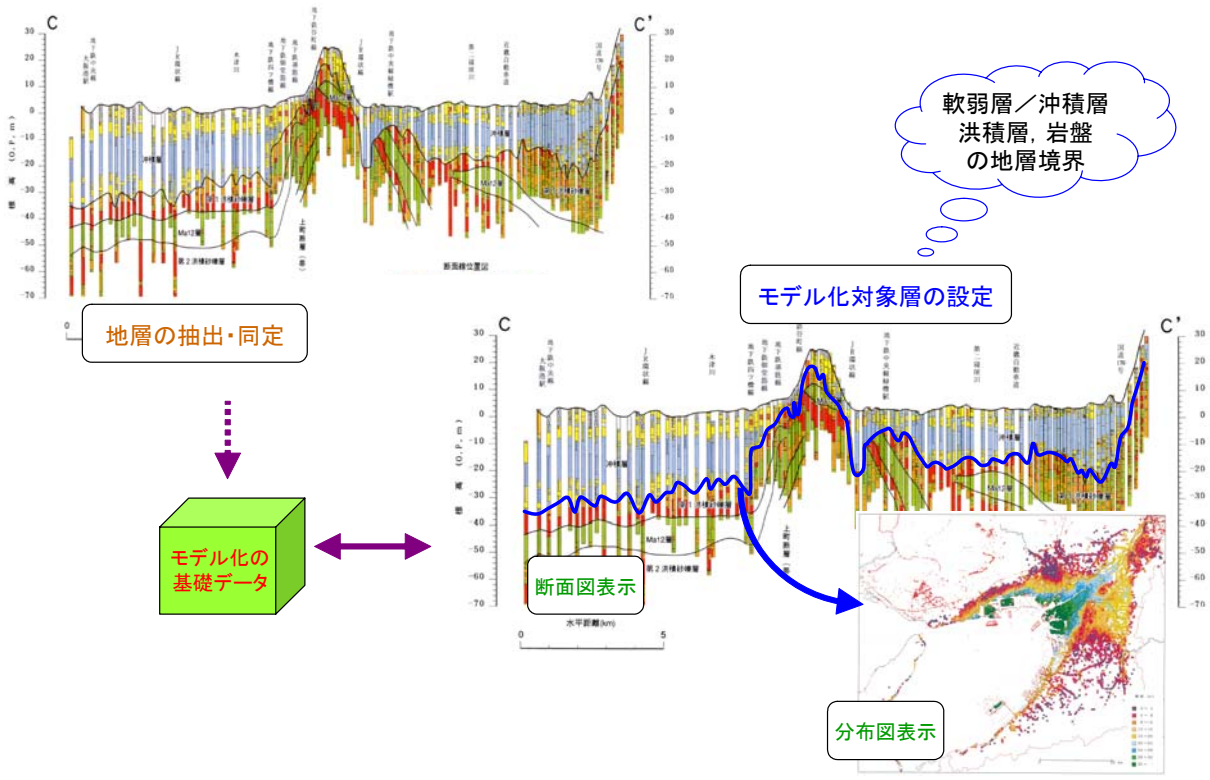


Fig. 2 Example of the Process to Determine the Boundary for the Designated Layers

(1) 対象層の設定：地盤特性を抽出する研究作業と並行して，基礎データのボーリング柱状図１本毎にモデル化対象層の設定を行う。Fig. 2に示すように，今回の電子地盤図の対象層は，浅層に堆積する軟弱な沖積層（相当層）である。処理作業は地質学的解釈にもとづき，地層のつながりを追いながら支援システム上で対象層を同定し，その対象範囲（上・下端）を入力する。

(2) データの選別：各メッシュ（250m区画）に対して，その地盤条件を代表するボーリングデータを選別する。その際に，全体的・局所的な地盤特性を反映することを念頭に，ボーリングデータ 1本毎の品質なども吟味して，メッシュ内や周辺のボーリングデータを選別する。

(3) モデルへの変換：この選別したボーリングデータを支援システムの機能を用いて地盤モデルに変換する。

Fig. 3に，具体化した作成手順を，支援システムの操作画面上に示す。詳細は以下のとおりである。

①Fig. 2で前述したように，ボーリング柱状図１本毎にモデル化対象層を設定する（今回は，沖積相当層を同定入力した）。

②ボーリング地点と250m区画（国土地理院の地域標準4分の1地域メッシュ）の分布図より，モデル化対象のメッシュを選択し，メッシュ内および周辺に位置するボーリングデータを取り出す（自動選択および任意指定）。選択したボーリングは，柱状図断面として表示され，①で設定したモデル化の対象地層の境界線が併記される。

③このデータ群よりモデル化に適さないボーリングデータの削除と対象層の境界（範囲）の補正を行い，地盤モデルを機械的に生成する。モデル化は，深度方向に地層を2mに細分して各細分層の代表土質（分布数が多い土質）を抽出し，その土質のN値や土質試験値を平均してモデルの値とする。図中右下に，地盤モデルの空間イメージを示す。

④以上による地盤モデルはデータベースに収録されて電子地盤図となる。これを連携システムで運用することにより「全国電子地盤図」が完成される。

4. パイロット・スタディー

4.1 電子地盤図の作成における課題

電子地盤図（代表的地盤情報モデル）は，3章に詳述したように，地質学的検討よりモデル化の対象層

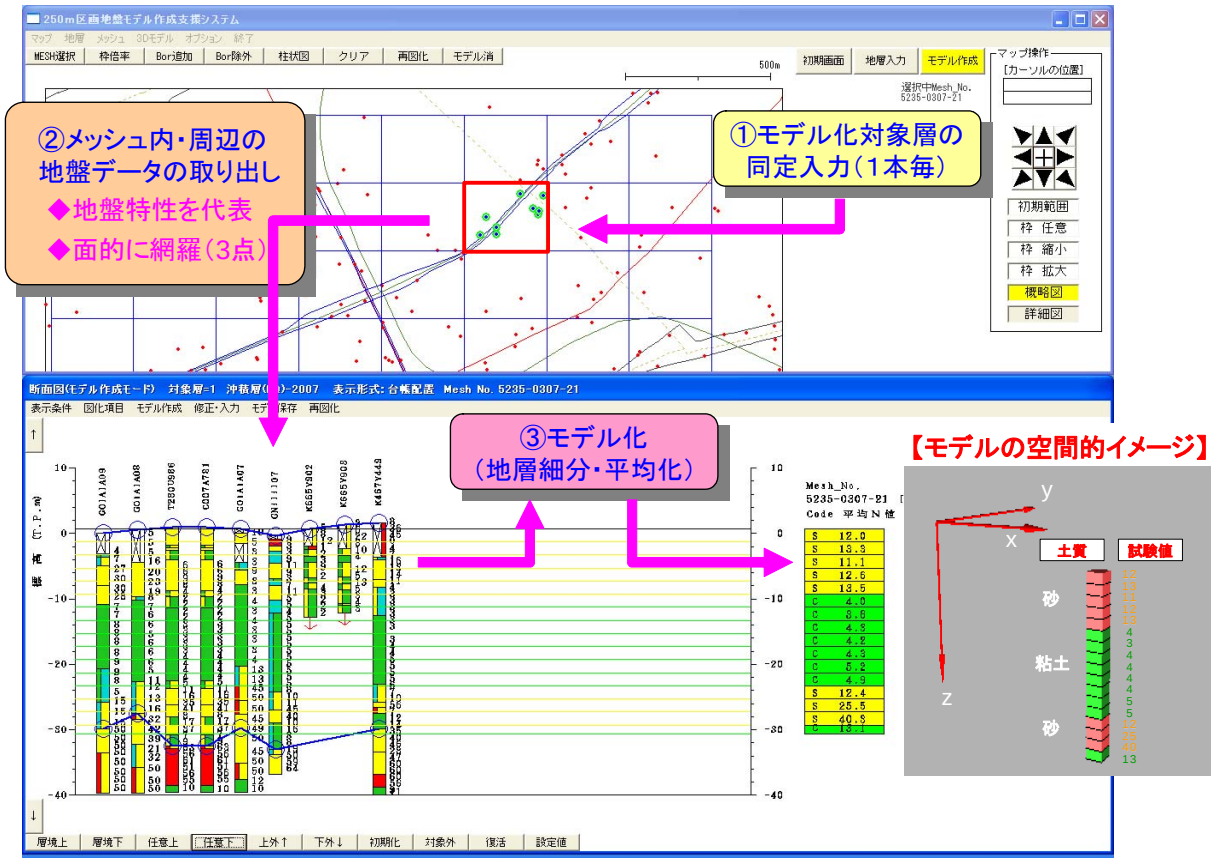


Fig. 3 Extracting Process of Representative Soil Profile Models for Subsurface Ground Shown on the Operating Windows of the Support System

が同定されたボーリングデータを用いて，構築支援システムの機能によって地盤モデルに集約される。そして，作成したモデルの空間的な整合性を確認しながら修正・更新を繰り返し，この結果はデータベースに追記・編集される。これが電子地盤図となる。

ここで，電子地盤図の基になる250mメッシュ毎の地盤モデル作成にあたり，いくつか考えておかないといけないポイントがある。まず，各メッシュに対するボーリングデータの数と分布には粗密と偏りがあり，都市域から離れると空白の場所もある。またメッシュ内で地盤条件が大きく変化する場所もある。このような場所のモデル化は，基礎データの選別で補助的に地質図等を参照することなどが必要となり，判断に個人差が現れてくる。

本来，電子地盤図に集積される地盤情報は，250mメッシュ空間の代表的地盤情報とするものであり，例えば地盤災害に脆弱な要素が部分的にでも存在すればそれを代表させるというような“情報の選別（作成者の判断）”が伴う。情報の選別という点では，過去50年間にも及ぶ地盤調査データの集合体から良質な情報を選別（不良データを除外）することも重要な課題である。しかし一方では，将来的にボーリングデータの集積が進んだ時点でモデルの更新を繰り返し行うためにも，できる限り統一された個人差のない作成方法であることも重要な点である。この方向性の異なる２つの課題に対処するために，パイロット・スタディーの中で，いくつかのモデル化方法を比較・検討して，その使い分けのルールを提案する。

4.2　電子地盤図モデル化方法の比較

パイロット・スタディーの対象地域は，大阪平野地盤のほぼ中央に位置する大阪市域の10km四方の領域とした。この領域には大阪平野の特徴的な３種の地盤が分布している。西大阪地域は沖積粘土層が厚く，広範囲にほぼ水平に堆積し，東大阪地域には非常に軟弱な粘土（東大阪鋭敏粘土）が埋没谷地形に局所的に堆積している。両地域に挟まれる上町台地は洪積地盤であり，その両縁部には沖積層厚の急激な減少や砂堆の分布が南北方向に帯状に続いている（KG-NET・関西圏地盤研究会，2007）。

基礎データのボーリングデータは，関西圏地盤情報データベース（KG-NET・関西圏地盤協議会）を利用した。Fig. 4とTable 1に対象地域のメッシュ毎のボーリング本数の頻度を示す。メッシュ内のボーリング本数の分布は，ボーリングデータが豊富な都市域ということもあり，4本以上含まれるメッシュが全体の40%を占めている。その一方で，意外にも2本以下のメッシュは約4割もあり，12%は0本（空白）となっている。

ここで，各メッシュの代表的地盤情報（地盤モデル）を抽出するためのボーリングデータの選定では，①そのメッシュの地盤特性を反映する，②個人の誤差を排除する，③効率的で分かりやすいことを重視した。そのことを勘案し，以下の３種の手法を候補として各方法の適用性を比較した。

A法：メッシュ内のボーリングを単純平均

B法：広げた範囲のボーリングを単純平均
（移動平均，今回は1.5倍の辺長の範囲とした）

C法：メッシュを被うように，地盤特性が類似して，かつ品質の良いボーリングを選別して平均

この３種の方法で地盤モデルを作成し，その差異を比較した。一例として，Fig. 5にA法（機械的な処理）とC法（マニュアル的な処理）によるモデルの層厚差の分布を示す。図に示されるように，成層状態がほぼ一様な西大阪では両モデルの差は小さいが，上町台地のように軟弱層が薄く砂・礫質土が不規則に堆積する場所や，埋没谷地形に局所的に鋭敏粘土が分布する場所においては，差の大きいメッシュが多数分布している。

さらに，地震防災上問題となる鋭敏粘土に注目すると，Fig. 6の各モデルの層厚分布に示されるよう

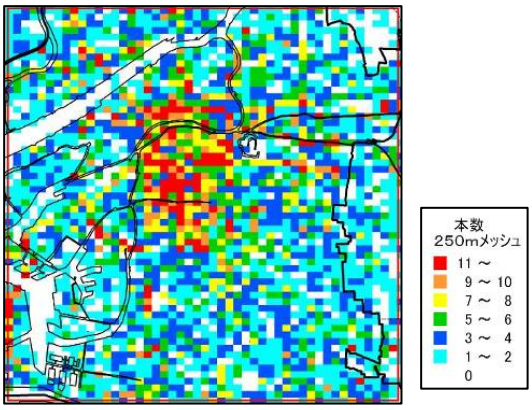


Fig. 4 Numbers of Boreholes in 250m Square Mesh.

Table 1 Location and Numbers of Boreholes in Each Mesh （●･･･Point of Borehole）

本数 / 分布	4本以上	3本	2本	1本	無し（周辺あり）	無し（周辺無し）
均一	●	●	●	●	●	
不均一（偏り）	●	●	●		●	
全体に占める割合	40%	10%	13%	17%	12%	

に，B法では分布範囲がやや曖昧であり，A法は所々に抜けが多く，C法の結果は実際の分布状況に最も近く埋没谷地形が明瞭にモデル化されている。

このように，地盤の成層状態や局所性に応じてモデル化方法（ボーリングの選別方法）を使い分けることが，個人差を少なく，効率的に適切な地盤情報を抽出する良法であると考えられる。Table 2に，地盤の成層状態とボーリングの分布状況による適当なモデル化方法を整理した。

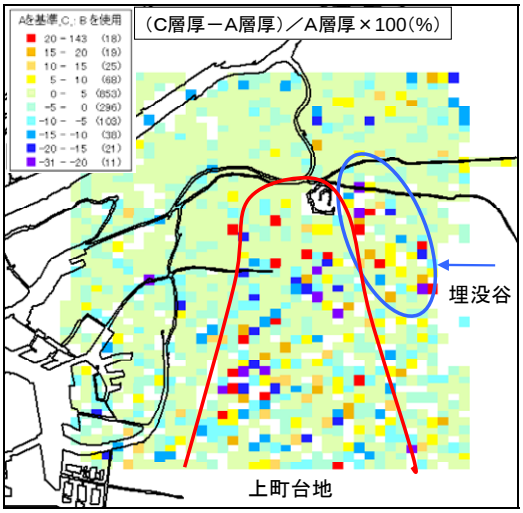


Fig. 5 Difference in Evaluated Thickness of Alluvial Layers Between A- and C-Method

以上より，電子地盤図（代表的地盤情報モデル）の作成において，ボーリングデータの分布状況や地盤条件に応じてモデル化方法（ボーリングの選別方法）を使い分けるルールを以下のように考案した。

A法：成層状態がほぼ一様で，メッシュ内にボーリングが3本以上偏りなく均一に分布している場合は，メッシュ内のボーリングデータを単純平均することによって地盤モデルを作成する。

B法：成層状態がほぼ一様であるが，メッシュ内にボーリングが2本以下しかない，もしくは3本以上あっても分布に偏りがある場合は，周囲のメッシュにまで領域を広げて移動平均的にボーリングを追加し，それらを単純平均する。

Table 2 Adopted Modeling Procedures for Different Subsurface Condition

成層状態	メッシュ内のボーリング	適当なモデル化方法	該当地域
ほぼ一様	多数＆均一分布（3 本以上）	A 法（メッシュ内平均）	西大阪
	少数／不均一（2 本以下，偏り）	B 法（移動平均的に平均）	
一様な変化（傾斜等）	多数～少数 均一～不均一	C 法 代表する地盤情報のボーリングを選択して平均）	東大阪 上町台地縁
局所的変化（埋没谷他）			

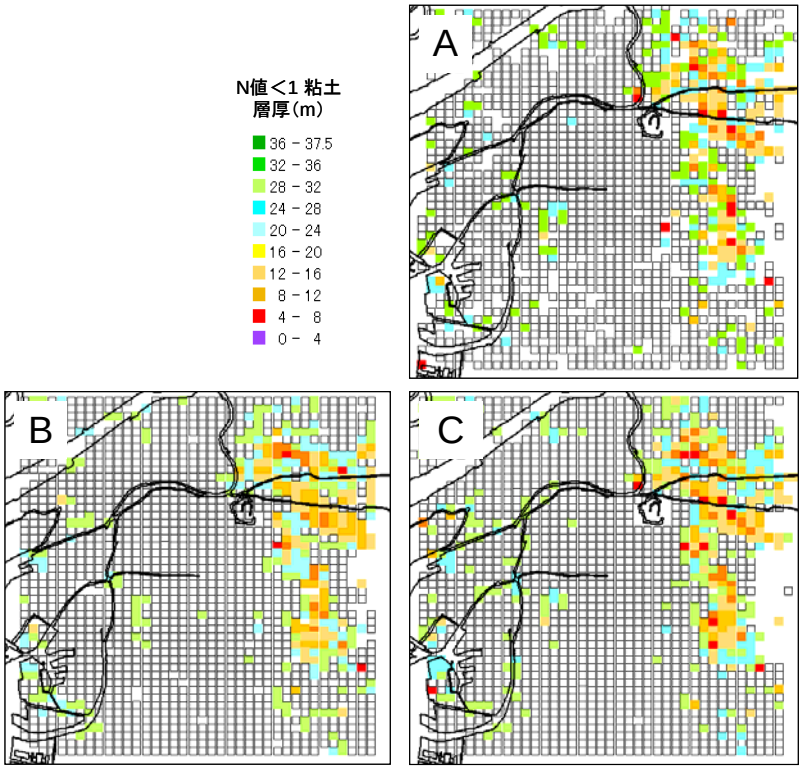


Fig. 6 Distribution of Thickness of Sensitive Soft Clay Deposits Whose Average N-vale < 1 through each Modeling Method

C法：断層や埋没谷などの地下構造や地形が急変するような場合，ボーリングの本数や分布によらず，当該メッシュの地盤を代表するボーリングを選択して，それらを平均することによって地盤モデルを作成する。

4.3　電子地盤図の試作

今回検討した作成ルールを適用してパイロット・スタディー対象領域の電子地盤図（代表的地盤情報モデル）を試作した。その結果の代表例を一連の流れにまとめて，Fig. 7に示す。

図に示されるように，ボーリング1本毎に同定した沖積相当層（モデル化対象層）の分布からは，同層が西大阪で厚く，上町台地で薄く，東大阪では局所的に厚く分布する様相が浮かび上がって見える。このボーリングデータを用いて作成した地盤モデルの層厚分布が下図である。両図を比較して分かるように，ボーリングデータによる沖積相当層の分布が明瞭にモデル化されている。

また，今回の試作では，250m区画内に軟弱層の厚い場所が局所的であっても明らかに存在する場合は，その地盤条件を代表させるようにモデル化を行った。したがって，埋没谷が存在する東大阪地域においては，右図に示すようにその分布域（N値＜1の条件で取り出した鋭敏粘土層の分布）が明瞭に内在するモデルとなっている。電子地盤図の利活用の一つとして重要な位置づけにある地震災害リスクの評価のための地盤情報（モデル）としても，適確にモデル化がなされたものと考えられる。

5.　おわりに

全国電子地盤図の構想を具体化するために，その代表的地盤情報モデルの作成方法について，「関西圏地盤情報データベース」（KG-NET・関西圏地盤協議会）のボーリングデータを用いて，大阪平野地盤を対象にパイロット・スタディーを実施した。この検討より電子地盤図（代表的地盤情報）の抽出・モデル化方法を提示し，試作結果を示した。

本文中に繰り返したように，地盤情報データベースに集積された地盤調査データ（ボーリングデータ）は，それ自体は生データの集合体であり，全体の地盤像の一部としての地質学的に解釈された情報等は付加されていない（一部の事例を除く）。また，調査データとしての品質のばらつきや，空間的な情報の粗密さも有している。さらに，日本全国を見れば地域に特徴的な地盤も存在している。それらのことを勘案したうえで，全国の地盤情報を連携するアイディアとして「全国電子地盤図」が提起されている。

今回の検討では，代表的地盤情報モデルを抽出するためのボーリングデータ選定の考え方として，①そのメッシュの地盤特性を反映する，②個人の誤差

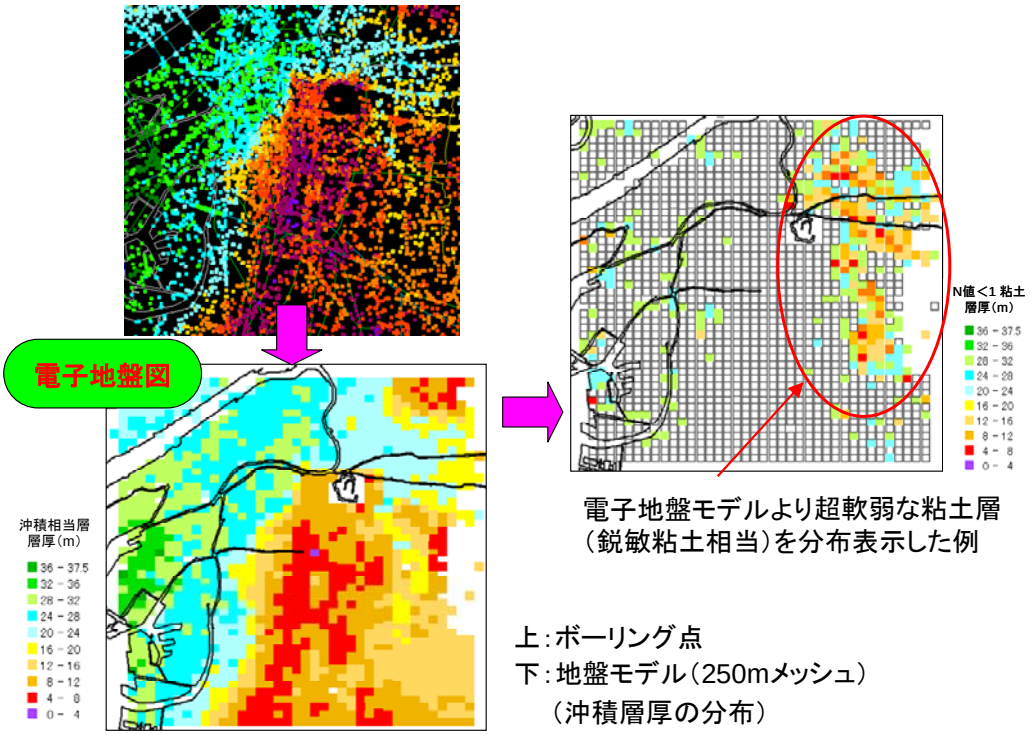


Fig. 7 Evaluation of the Performance of Representative Soil Profile Models for Osaka plains Area By Comparing the Derived Thickness of the Alluvial Deposits with the Original Data from the Database

を排除する，③効率的で分かりやすいことを重視することとした。そして，上述のような諸要素に対して個人差を最小限に押さえながら，できる限り統一した設定となるように，地盤条件やデータの密度・分布状況に応じて３種類のモデル化方法を使い分けることを提案した。その方法にはマニュアル的な処理も含める必要があった。

また，モデル化の視点として「現在の生活空間としての地盤」を表現するために脆弱性を伴う軟弱層（沖積相当層）の抽出に趣を置いた。この点も含めて，今後，大阪平野以外の地盤条件の地域についても同手法の適用性を検討する必要がある。さらに，電子地盤図の情報を提供・表示するためのシステム化も進める予定である。

謝辞

本研究は，(社)地盤工学会関西支部とKG-NET・関西圏地盤研究会共催の「全国電子地盤図作成検討委員会」の活動と並行して実施した。また，「関西圏地盤情報データベース（KG-NET・関西圏地盤情報協議会）」の提供を受けた。京都大学防災研究所・平成19年度一般共同研究19G-09の一環として行われたものであり，関係各位に謝意を表する。

参考文献

KG-NET・関西圏地盤研究会（2007）：新関西地盤－大阪平野から大阪湾－，pp.296+66.

地盤工学会（2007）:「表層地盤のデータベース連携に関する研究」研究報告書.

藤原広行（2007）：統合化地下構造データベースの構築に向けて，シンポジウム 統合化地下構造データベースの構築に向けて 予稿集, 防災科学研究所, pp.9-22.

三村衛・山本浩司・安田進・藤堂博明（2008）：表層地盤の電子地盤図作成について，第2回シンポジウム「統合化地下構造データベースの構築」データベースの連携で築く公共の地盤情報 予稿集，防災科学技術研究所，pp.31-36.

安田進・藤堂博明（2007）：表層地盤情報データベース連携に関する研究，シンポジウム 統合化地下構造データベースの構築に向けて 予稿集，防災科学技術研究所，pp.35-40.

山本浩司・田中礼司・関口春子・吉田邦一（2005）：地盤情報データベースによる大阪堆積盆地のVs推定式と浅層地盤モデル，第40回地盤工学研究発表会，pp.39-40.

山本浩司・三村衛・三田村宗樹・大島昭彦・小田和広（2008）：大阪平野における全国電子地盤図の作成 －パイロット・スタディー－，第43回地盤工学研究発表会，投稿中.

吉田光宏・三村衛・山本浩司・近藤隆義（2008）：地盤情報DBによる代表的地盤情報の抽出－電子地盤図の作成手法について－, 第43回地盤工学研究発表会，投稿中.

Development of Digital Underground Map and Its Application to Geotechnical Hazard Assessment

Koji YAMAMOTO*, Mamoru MIMURA and Mitsuhiro YOSHIDA**

* Geo-Research Institute, Japan
** Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A procedure for developing “Representative Soil Profile Model” (RSPM) has been established based on the boring data stored in the Kansai Geoinformatics Database (GI-base). The topic is a part of the national project of “Cooperation of Underground Database”. The sophisticated procedure to develop RSPM is introduced in this paper together with the outcomes of RSPM. As a pilot study, 10km square of the heart of Osaka has been selected for modeling. RSPM has been developed for each 250m square mesh representing the geological and geotechnical characteristics of the target area. The derived RSPM will be connected and cooperated with other databases.

Keywords: subsurface ground, geotechnical information, database, representative soil profile model

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

自立式矢板護岸の動的有効応力解析

上田恭平*・飛田哲男・井合　進

* 京都大学大学院工学研究科

要　旨

地震時における自立式矢板護岸の動的変形挙動を把握するため，遠心模型実験および数値解析を実施した。数値解析においては，地震動が加わる前の矢板の初期拘束条件や，矢板・土要素間のモデル化の方法など，種々の条件を変化させ，解析条件の違いが解析結果に及ぼす影響について考察を行った。その結果，自立式矢板護岸の地震時挙動を精度良く予測するためには，地震動が加わる前の矢板の初期曲げモーメント分布に代表される，静的な応力状態を正確に再現することが必要不可欠であることが確認された。また，飽和砂地盤を対象とした場合，受働側の矢板・土要素間にジョイント要素を導入することで，解析精度が向上することがわかった。

キーワード: 自立式矢板，地震応答，遠心模型実験，有効応力解析，初期応力状態

1.　はじめに

自立式矢板工法は，他の矢板工法と比較して構造的に簡便であり建設費用も安価であることから，都市域の臨海部で広く採用されている。しかしその一方で，タイロッドやアンカーなどを用いた控え式矢板工法に比べて水平方向のたわみが大きく，大地震に対する既設自立式矢板護岸の脆弱性が近年問題視されるようになってきている。そこで本研究では，まず地震時における自立式矢板護岸の動的変形挙動を把握するために，遠心場において模型振動実験を実施した。続いて，有限要素法による数値解析を実施し，模型実験の再現を試みるとともに，解析条件の違いが結果に及ぼす影響について考察を行った。

2.　遠心模型実験

本章では，遠心模型実験の概要について述べる。

2.1　遠心力載荷装置と振動負荷装置

本実験には，京都大学防災研究所の遠心力載荷装置を使用した。アームの回転軸からプラットホームに設置した土槽の中心までの距離である有効回転半径は2.5mである。最大遠心加速度は振動台を用いない静的な実験で200G，振動台を用いる動的な実験では振動台の性能による制限から50Gである。また最大積載重量は200G下で120kgである。

本実験で使用した振動負荷装置は，Electro-Hydraulic型の油圧アクチュエータ式である。駆動油タンクやアキュムレータタンク，油圧ポンプなどの制御系機器は，デスクトップパソコンを除いて全て遠心アーム上に搭載されている。アーム上に設置された制御用ノートパソコンに，観測室内に設置された制御用デスクトップパソコンから無線LANを介してリモート接続し，専用のソフト（マルイ製）を用いて振動台の制御操作を行う。振動制御は入力信号により油圧サーボバルブをコントロールすることで，アキュムレータタンクからピストンに流入する油の量を調節することにより行う。この油圧サーボ制御方式は，比較的単純な機構で大きな加振力と変位を発生できることや，加振周波数を制御しやすいといった利点がある。ただし，本実験に用いた振動負荷装置は変位制御方式のため，加速度記録として得られている想定波を入力する場合には，それを変位波形に変換したものを入力する必要がある。

遠心実験では，模型の縮尺が1/Nの場合，重力場のN倍の加速度を与えて実験することにより，実際の地盤内応力状態を近似的に再現することができる。本実験では縮尺1/50の模型を用いた。以下特にことわりがない限り，数値などはプロトタイプスケールで

表すものとする。

2.2 計測システムと計測機器の設置

本実験において用いた計測機器は，すべての実験ケース共通で加速度計（SSK製：A6H-50）5個，レーザー変位計（キーエンス製：LBP-080）1個，間隙水圧計（SSK製：P306A-2）3個である（Fig. 1）。

加速度計，レーザー変位計，間隙水圧計のデータは，遠心載荷装置のアーム上に設置した動ひずみ計（東京測器研究所製：DC-104R）のアンプでチャンネルごとに増幅され，無線LANを介して観測室内の計測用デスクトップパソコンでデータの取得，記録の操作を行うことができる。データ取得用ソフトウェアには動ひずみ計添付のプログラム（DC-7104）を利用した。

Fig. 1に示すように，入力加速度の計測用として土槽外部に1台（A1），土槽の右側から6.75m（模型スケールで13.5cm），底から10m（模型スケールで20cm）の場所に1台（A3），土槽の左側から4.5m（模型スケールで9cm），底から10m（模型スケールで20cm）の場所に1台（A3），陸側の地表面に1台（A2），自立式矢板の天端に1台（A4）の計5台の加速度計を設置した。レーザー変位計（D2）は自立式矢板の天端の水平変位を測定するため土槽上部に固定した。間隙水圧計は土槽の底から10m（模型スケールで20cm）の位置に1台（P1），5m（模型スケールで10cm）の位置に2台（P2,P3）の計3台を設置した。また曲げモーメントを測るため，矢板の天端より2cm（模型スケール）下を基点（M1）に2.25cm（模型スケール）間隔で合計10断面（矢板両面で20個）のひずみゲージが貼られている。なお，センサー設置の際には釣り糸を用い，各々を所定の高さに固定した。

2.3 模型の作成

用いた土槽の内寸は45cm×15cm×30cm（長さ×奥行き×高さ）で鋼製の剛土槽を使用した。片方の側面が強化ガラス板で，矢板と地盤の挙動を観察することができる。地盤の作成にはすべての実験ケースにおいて5号硅砂を使用した。

飽和砂を用いる実験では相似則により粘性の高い流体を使用することが多い。本研究では環境に配慮してメトローズ（信越化学製水溶液セルロースエーテル）を使用した。粉末を温水に溶かして自由に粘性を変えられる利点もあるが，シリコンオイルに比べて温度に敏感である。そのため地盤作成前に粘度計により常温下で所定の粘性が得られていることを確認した。振動実験は50G場で行うので，相似則に従って室温において水の50倍の粘性のものを用いた。

矢板模型としてはアルミニウム板を使用した。寸

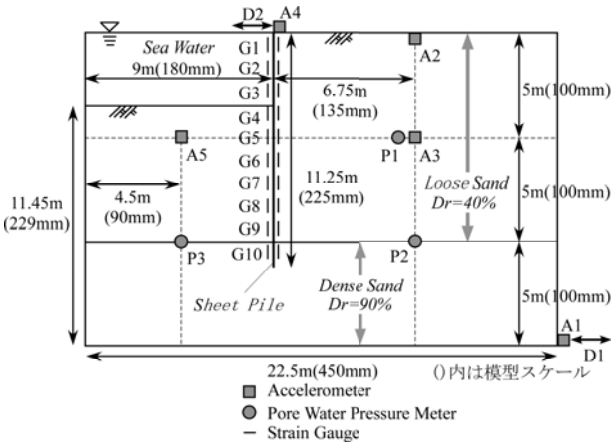


Fig. 1 Cross-section diagram of the centrifuge model

法は，厚さ0.2m（模型スケールで0.002m），高さ22.5m（模型スケールで0.225m），幅15m（模型スケールで0.15m）である。矢板を所定の位置に設置するため，層厚100mm（模型スケール）となったところで矢板を約3cm地盤中に埋め込み，矢板上部海側に押さえのための治具を取付け，給砂による矢板の海側への変位を拘束した。また土槽と接する矢板側面に防水シリコンを塗り，土槽との隙間から砂がすり抜けるのを防止した。

乾燥地盤の作成は，空中落下法により相対密度が70%になるように行った。一方，飽和地盤の作成は，まずメトローズを注入し，水中落下法により行った。なお，自立式矢板と硅砂の挙動をより視覚的にするため，土槽内側のガラス面に乾燥ソバを軽く付着させた。飽和砂地盤の場合には，まず矢板の根入れ層として相対密度90%で層厚5m（模型スケール100mm）の地盤を作成し，乾燥砂地盤と同様に矢板を設置してから相対密度40%の地盤を作成した。砂を所定の重量投入後，土槽上部の釣り糸の固定を解いた後，模型を遠心載荷装置に載せ，50Gの遠心力場で5分間の圧密を行った。圧密終了後，1G場に戻して矢板上部の治具を取り外した上で，再度50Gの遠心力場に載せ加振を実施した。

2.4 実験ケース

実験はTable 1に示すとおり，乾燥砂地盤3ケース（内訳は，同一模型に対し0.5mm，2mm，3mmの3ケ

Table 1 Experiment cases

	地盤条件	入力加振変位(mm)	入力加速度 (Gal)	相対密度 (%)
DC1	乾燥砂	0.5	56.7	70
DC2		2.0	191.0	70
DC3		3.0	258.6	70
SC1	飽和砂	2.0	141.2	40/90
SC2		2.0	101.4	40/90
SC3		2.0	210.9	40/90

ースのステップ加振)，飽和砂地盤3ケースを行った。模型に加える入力地震波は50Hz，15波の正弦波とした。これはプロトタイプで1Hzに相当する。Table.1に各ケースの最大入力加速度の値を示す。得られた実験データは第4章に解析結果と併せて示す。

3. 有限要素法による数値解析

本章では，有限要素法による数値解析の概要について述べる。

3.1 数値解析法の概要

本研究では，多重せん断機構モデル（Iaiら,1990a）に基づく有効応力解析プログラムであるFLIP（Finite element analysis of Liquefaction Program）（井合,1989）を用いて数値解析を行った。多重せん断機構モデルは平面ひずみ状態にある砂の繰り返し載荷時の挙動を表現するためのものである。このモデルは，平均成分に関する構成則と偏差成分に関する構成則から成り，平均成分に関する構成則では平均有効応力-体積弾性ひずみ関係が規定される。一方，偏差成分に関する構成則では，Towhataら（1985）が提案した多重せん断ばねモデル（Fig. 2参照）によりせん断応力-せん断ひずみ関係が規定される。このモデルでは，任意方向のせん断面に対して仮想的な単純せん断が発生するものとし，これらのせん断面に対して双曲線型モデルが適用されている。このモデルの特徴は，以下の通りである。

1) 排水条件におけるせん断応力 - せん断ひずみの履歴ループの特性（いわゆるひずみ依存カーブ）は，既往の試験データとよく適合する。
2) 主応力回転の影響が新たなパラメータを導入しなくても自然に考慮される。
3) 材料としての異方性が導入しやすい形となっている。

なお，多重せん断ばねモデルは，任意の最大減衰定数の双曲線型せん断ひずみ-減衰定数関係を再現できるよう拡張されている（Iaiら,1990b）

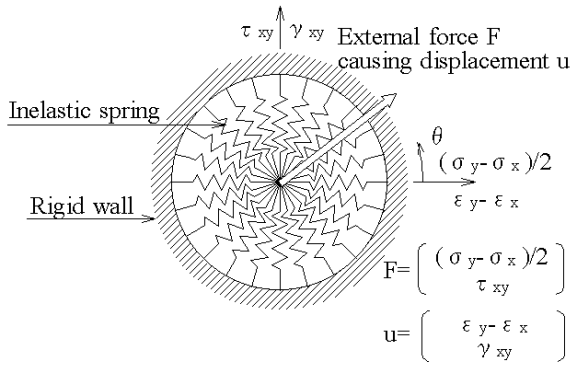


Fig. 2 Multi inelastic spring model

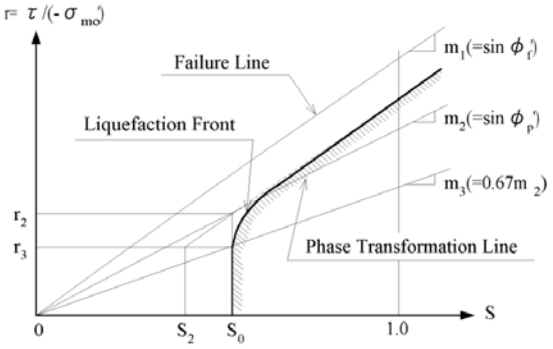


Fig. 3 Schematic figure of liquefaction front

また過剰間隙水圧の発生は，液状化フロントの概念（Fig. 3参照 ）を導入して，累積塑性せん断仕事の関数として定義されている（Iaiら,1990a）。

3.2 数値解析の手順

前節で述べたFLIPによる数値解析の手順を以下に示す。まず完全排水条件の下で静的解析であるモデルの自重解析を行う。この自重解析は，数値解析上は地震応答解析におけるモデルの初期状態（初期応力，初期変位など）を計算するための解析であるが，物理的には地盤の圧密を行っていることに相当する。自重解析の後，遠心模型実験で得られた入力波の波形を用いて，動的解析である地震応答解析を非排水条件下で行う。

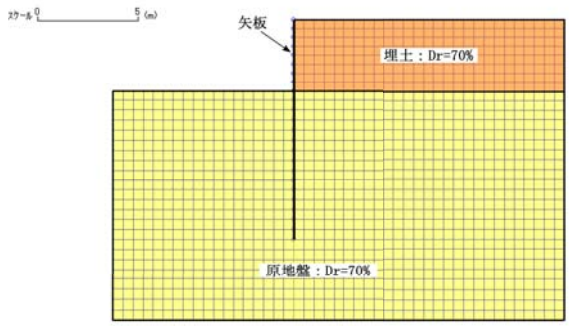
前章で述べた遠心模型実験では，治具を用いて矢板上部を水平方向に拘束した上で50G場での初期圧密を行い，その後，治具を取り外した上で再度50Gの遠心場に載せ加振を行っている。このような載荷ステップを正確に再現するために，本解析では自重解析を2段階に分けて実施している（以下，多段階解析）。すなわち，

1) 矢板上端を水平方向に拘束し（BOUN命令使用）第1段階の自重解析を行う。
2) 矢板上端の拘束を解いた上で（BOUN命令解除）第2段階の自重解析を行う。

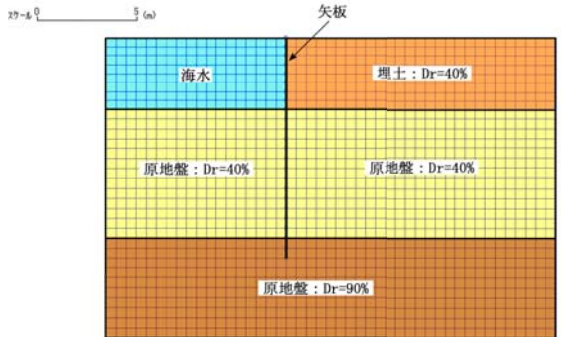
なお，初期条件の違いが解析結果に及ぼす影響を考察するため，矢板上部に拘束を設けず自由端とした場合の自重解析も併せて行った（以下，通常解析）。

3.3 解析メッシュ

解析に用いたメッシュをFig. 4に示す。同図(a)は乾燥砂地盤（以下，DC），(b)は飽和砂地盤（以下，SC）の場合である。解析寸法は遠心模型実験で対象とした実大モデルと同一とした。境界条件は遠心実験における条件を模擬し，底面境界は水平方向・鉛直方向ともに固定とし，左右側方境界には鉛直ローラー



(a) Dry sand



(b) Saturated sand

Fig. 4 Finite element meshes for the analysis

を用いて水平方向の変位のみを拘束した。

メッシュの作成においては，矢板と土の境界に同一座標を有する二重節点を設け，一方を矢板要素に，他方を土要素に属するものとした。二重節点は相互に独立に動けるわけではなく，実現象に即したように節点間にある種の拘束条件を設ける必要がある。そこで本解析では，以下に示す2種類のモデル化を行った。すなわち，矢板と土の間に摩擦が無いと仮定し，MPC命令を用い矢板と土の二重節点における水平方向(x方向)の変位を等しくおいたケース(以下，ジョイントなし）と，受働側の矢板・土要素間にジョイント要素（摩擦角15°と仮定）を導入し，摩擦を考慮したケース（以下，ジョイントあり）である。なお，主働側の矢板・土要素間に関しては，負の水圧が発生する可能性があることから，ジョイント要素の導入を避け同一水平変位条件のみとした。また，矢板下端の節点に関しては，いずれの解析ケースにおいてもMPC命令を用いることで，水平および鉛直方向の変位が同一座標の土節点のそれと等しくなるように設定した。

3.4 解析パラメータの決定方法

解析に用いた矢板のパラメータをTable 2に，地盤および過剰間隙水圧モデルのパラメータをそれぞれTable 3,4に示す。矢板のパラメータには，実験で矢板の材料として用いたアルミニウムの標準的な値を採用した（理科年表,2003）。次に，地盤のパラメータの決定方法を以下に示す。

1) 遠心模型実験で得られた入力地震動の加速度波形（A1）および地表面加速度波形（A2）をフーリエ変換し，それぞれのフーリエスペクトルを求める。
2) Parzenウィンドウを用いてスペクトルの平滑化を行った上で，入力加速度に対する地表面加速度の周波数応答関数（伝達関数）を求め，1次卓越振動数を算定する。なお，周波数応答関数にもParzenウィンドウを適用して平滑化を行った。
3) 式(1)に示す1/4波長則を用い，1次振動数 f_1（Hz），層厚 H（m）よりせん断波速度 V_S（m/s）を求める。

$$V_S = 4 f_1 H \tag{1}$$

4) せん断波速度 V_S（m/s）および質量密度 ρ（kg/m^3）を用い，式(2)より地盤のせん断剛性 G（kPa）を求める。

Table 2 Sheet pile parameters for the analysis

ヤング率 E(kPa)	せん断剛性 G(kPa)	ポアソン比 ν	質量密度 ρ (kg/m^3)
7.03×10^7	2.61×10^7	0.345	2.70×10^3

Table 3 Soil model parameters for the analysis

		N値	質量密度	変形特性		
				初期せん断剛性	体積弾性係数	内部摩擦角
		(N)	ρ (kg/m^3)	G_{ma} (kPa)	K_{ma} (kPa)	ϕ_f (°)
DC		21.6	1.44×10^3	1.248×10^5	3.256×10^5	41.15
液状化層	SC1	6.2	1.86×10^3	5.537×10^4	1.444×10^5	38.47
	SC2	6.2	1.86×10^3	5.537×10^4	1.444×10^5	38.47
	SC3	5.3	1.86×10^3	5.018×10^4	1.309×10^5	38.24
非液状化層		31.2	1.92×10^3	1.596×10^5	4.162×10^5	42.33

Table 4 Pore water model parameters for the analysis

		N値	液状化パラメータ				
		(N)	S_1	w_1	p_1	p_2	c_1
液状化層	SC1	6.2	0.005	1.156	0.50	1.115	1.601
	SC2	6.2	0.005	1.156	0.50	1.115	1.601
	SC3	5.3	0.005	0.760	0.50	1.131	1.524
非液状化層		31.2	0.005	13.670	0.50	0.665	7.532

$$G = \rho V_S^2 \qquad (2)$$

4) 求められたせん断剛性を用い，パラメータ簡易設定法（森田ら,1997）により各種パラメータを決定する。

なお，飽和砂地盤における非液状化層（相対密度Dr=90%）のパラメータに関しては，非液状化層の加速度記録が得られていないことより，式(3)に示すMeyerhofの関係式を用いて，相対密度より経験的にN値を求めパラメータを決定した。

$$Dr = 21\sqrt{N/(\sigma_v'/98 + 0.7)} \qquad (3)$$

ここで，σ_v'（kN/m^2）は地盤の鉛直有効応力である。

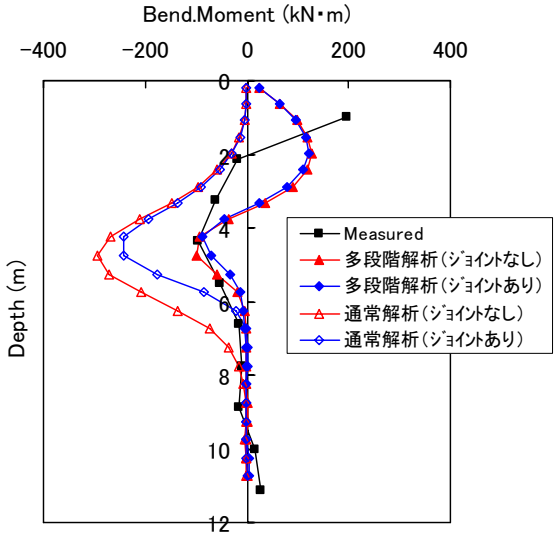
4. 実験結果と解析結果との比較

本章では，遠心模型実験により得られた結果と数値解析により得られた結果との比較を行い，数値解析の有効性について検討する。また，解析条件の違いが結果に及ぼす影響についても考察する。なお，飽和砂地盤に関しては，ひずみゲージの欠測などの理由によりSC1,2では一部実験データが得られていないため，SC3における解析結果のみを考察の対象とする。

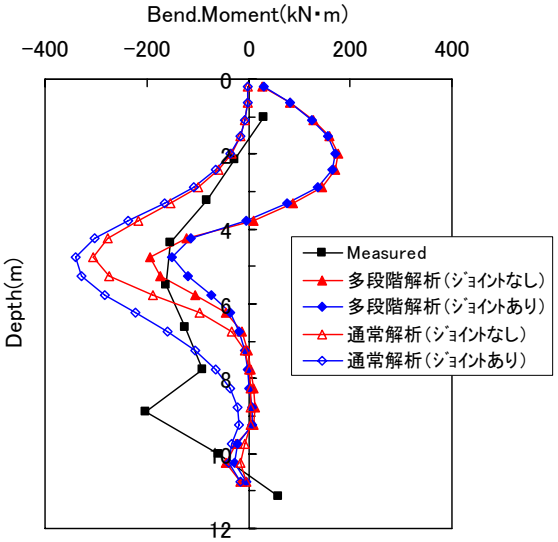
4.1 初期曲げモーメント分布

本節では，地震動が加わる前の初期曲げモーメントに関して比較を行う。自重解析後の曲げモーメントの深度分布をFig. 5に示す。同図(a)が乾燥砂地盤，同図(b)が飽和砂地盤における分布形状であり，両図ともに遠心模型実験における圧密後の曲げモーメント分布を併せて示してある。

乾燥砂地盤における多段階解析では，同図(a)より実験における深度4.5m付近のピークが，その大きさも含めて精度良く再現されていることがわかる。一方，通常解析では，ピークの発現位置こそほぼ等しいものの，モーメントの絶対値最大値を3倍程度過大評価している。多段階解析，通常解析ともにジョイント要素を導入することにより，モーメントの絶対値最大値が僅かではあるが小さくなる傾向にある。なお，多段階解析で浅部における分布形状が実験と異なるのは，解析では平面ひずみ状態を仮定しており矢板上端が奥行き方向に一様に固定されているのに対し，実験では奥行き方向の両端点のみ（土槽壁との接点）を治具で固定し，ひずみゲージを取り付けた矢板中央付近における曲げモーメントを計測値



(a) Dry sand

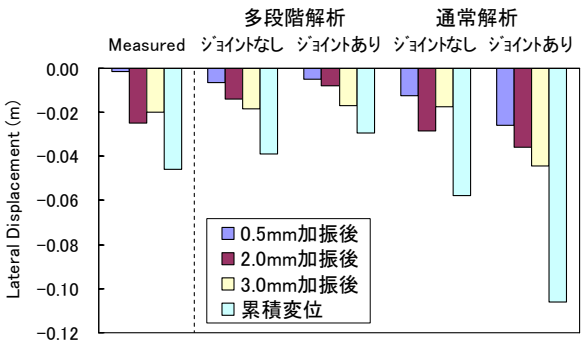


(b) Saturated sand

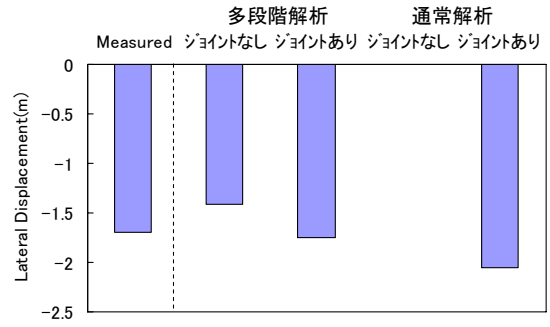
Fig. 5 Bending moments of the sheet pile before shaking

として用いているためであると思われる。以上より，乾燥砂地盤では多段階解析を用い実験条件を忠実に再現することで，モーメントの絶対値最大値を精度良く再現することが可能であると言える。また，初期曲げモーメント分布に関しては，ジョイント要素の有無による影響はそれほど見受けられない。

一方，飽和砂地盤を対象にした多段階解析においても，同図(b)に示すモーメント分布より，乾燥砂地盤の場合と同様に深度5m付近におけるピークの発現が概ね再現されており，ジョイント要素を用いた場合，モーメントの絶対値最大値もほぼ等しいことがわかる。一方，通常解析では実験におけるモーメントの絶対値最大値を2倍程度過大評価しているのが見て取れる。多段階解析において浅部における分布形状が実験と異なるのは，乾燥砂地盤のそれと同



(a) Dry sand



(b) Saturated sand

Fig. 6 Lateral displacements of the sheet pile head after shaking

様の理由によるものであると思われる。以上より，飽和砂地盤においても多段階解析により実現象を再現することが可能であり，ジョイント要素を導入した方がその精度が高くなると言える。

4.2　加振後水平変位

本節では，地震動により生じる矢板上端の水平変位について考察を行う。ここでは加振中に生じる変位量のみを考察の対象としており，加振後の過剰間隙水圧消散に伴う変形に関しては取り扱わないこととする。遠心実験および数値解析の各ケースにおける矢板上端の水平変位量をFig. 6に示す。同図(a)は乾燥砂地盤，同図(b)は飽和砂地盤における結果である。なお，同図(b)に示すように，通常解析においてジョイント要素を用いなかった場合，収束計算が途中で発散したため最終的な変位量が得られていない。

乾燥砂地盤ではステップ加振を行っており，同図(a)より通常解析では各加振段階において変位量を幾分過大評価していることがわかる。一方，多段階解析では，2.0mm加振による水平変位量が実験よりも小さく見積もられており，その結果として累積変位もジョイントなしで実験の85%，ジョイントありで65%程度の値となっている。ただし，矢板長（11.25m）と比較するといずれの場合も1%にも満たない非常

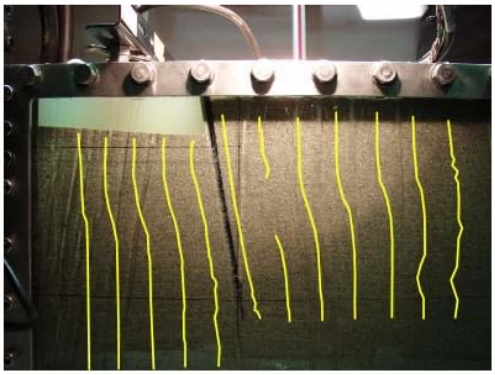
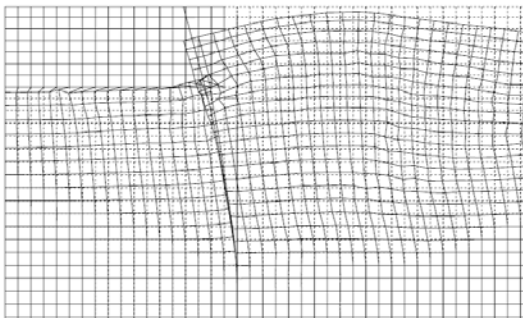
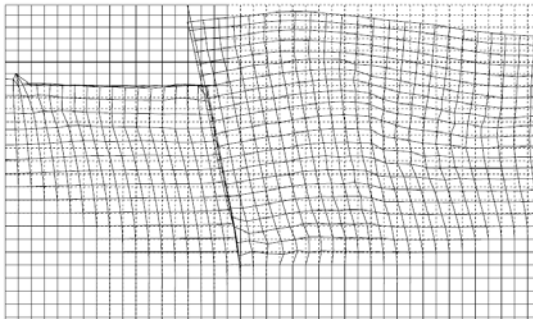


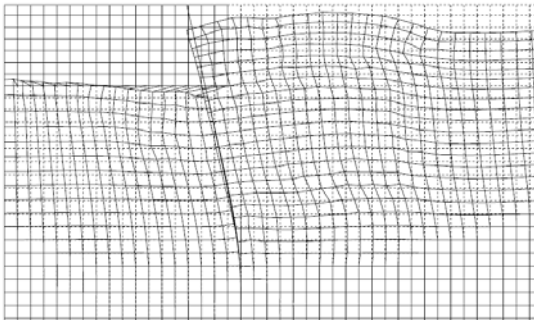
Photo 1 Deformation of the centrifuge model after shaking



(a) Multistage analysis with no joints



(b) Multistage analysis with joints



(c) Normal analysis with joints

Fig. 7 Computed deformation of the sheet pile wall after shaking

に小さな変位量であり，相対密度70%程度の乾燥砂地盤であれば，300Gal近い地震動が加わっても工学

上問題となるような変形は生じないことがわかる。以上より，乾燥砂地盤では変位のスケールこそ非常に小さいものの，多段階解析と通常解析の差異，およびジョイント要素の有無による影響は明確に見て取ることができる。

一方，飽和砂地盤における水平変位量は，同図(b)より，多段階解析においてジョイント要素を用いない場合で実験結果の約83%，用いる場合で約103%，通常解析においてジョイント要素を用いる場合で約121%となっている。乾燥砂地盤の場合と同様に，通常解析の方が多段階解析よりも若干変位が大きく算出される傾向にある。同図(b)より，実験と等価な拘束条件を課した上で，かつ受働側の矢板・土要素間にジョイント要素を導入した場合（多段階解析・ジョイントあり）に，実験結果と最も整合性の高い解析結果が得られている。Fig.5(b)とFig.6(b)とを比較すると，自重解析後，すなわち加振前における曲げモーメント分布の再現性が高ければ，加振後における矢板変位量も精度良く再現できることがわかる。つまり，ある地震動により生じる矢板の水平変位量を精度良く予測するためには，地震動が加わる前の曲げモーメント分布に代表される初期応力状態を正確に再現することが必要不可欠となる。

4.3 加振後変形形状

本節では，地震動により生じた矢板および地盤の変形形状に関して考察を行う。乾燥砂地盤のケースは変形量が非常に小さいためここでは除外し，飽和砂地盤のみを考察の対象とする。遠心模型実験における加振後の変形の様子をPhoto 1に示す。陸側の地盤が液状化の作用により海側に流動することで，矢板が大きく海側に押し倒され，それに伴い海側の海底地盤が隆起しているのが確認できる。変形の範囲は矢板からの距離に依存しており，矢板近傍ほどより深部まで変形し，逆に矢板から離れるほど変形は浅部にとどまっている。続いて，解析における加振後の変形図をFig. 7に示す。同図(a)，(b)はそれぞれ多段階解析においてジョイント要素を用いない場合と用いる場合，同図(c)は通常解析においてジョイント要素を用いる場合である。なお，前節で述べたように，通常解析においてジョイント要素を導入しない場合は，数値計算が発散し最終的な結果が得られていない。Photo 1とFig. 7とを比較すると，Fig. 7(a)では海底地盤の隆起が実験よりも過小評価されている。さらに，陸側の地表面付近の形状も実験結果と幾分異なったものとなっており，解析では矢板側により倒れこむような形になっている。同図(b)，(c)では海底地盤の隆起が再現されており，全体的な変形モードも実験結果と似通ったものとなっている。ただ，同図(b)では矢板近傍の陸側地表面の要素が若干矢板に倒れこむ傾向が見られ，かつ全体的な変形量が実験よりもやや大きく描かれている。以上より，多段階解析においてジョイント要素を導入した場合が，実験結果と最も近しい変形モードになっていることがわかる。このことから，前節で述べたのと同様に，加振後の変形モードの予測に関しても，Fig. 5に代表される初期応力状態を正確に把握することが必要不可欠である。

5. 結論

本研究では，地震時における自立式矢板護岸の動的挙動を把握するため遠心場における模型振動実験を行った。同時に有限要素法による数値解析を実施し，種々の解析条件を変化させた上で実験結果との比較を行った。その結果，以下のことが明らかになった。

遠心模型実験を対象とした数値解析では，実験における拘束条件と等価な条件をモデルに課した上で，多段階解析を実施することにより精度の良い妥当な結果が得られた。これは実際の地盤・構造物系の解析を行う場合でも同様であり，自立式矢板の施工手順を踏まえた上で，地震動が加わる前の矢板の初期曲げモーメント分布に代表される静的な応力状態を正確に再現することが，矢板護岸の地震時挙動を精度良く予測するためには必要不可欠であるといえる。

また本研究では，受働側の矢板・土要素間のモデル化に関して，摩擦を考慮しないケース（ジョイントなし）と考慮するケース（ジョイントあり）の2種類のモデル化を行った。その結果，多段階解析においてジョイント要素を導入した場合が，最も実験結果との整合性が良いことが確認された。実際の自立式矢板においてもある程度の摩擦が存在することを考慮すると，これは妥当な結果であるといえる。なお，ここでは摩擦角をある一定の値と仮定し，また主働側の矢板・土要素間の摩擦に関しては考慮に入れていない。妥当な摩擦角の設定方法や主働側の矢板・土要素間の適切なモデル化が今後の検討課題である。

参考文献

井合進（1989）:2.5FLIPによる解析，地盤と土構造物の地震時の挙動に関するシンポジウム発表論文集，土質工学会地盤と土構造物の地震時の挙動に関する研究委員会, pp.94-103.

森田年一，井合進, Hanlong Liu，一井康二，佐藤幸博(1997):液状化による構造物被害予測プログラム

FLIPにおいて必要な各種パラメタの簡易設定法, 港湾技研資料, No.869.
文部科学省国立天文台編（2003）:理科年表, 丸善株式会社.
Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T.（1990a）:Strain space plasticity model for cyclic mobility, Report of Port and Harbour Research Institute, Vol.29, No.4, pp.27-56.
Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T.（1990b）: Parameter Identification for a Cyclic Mobility Model, Report of Port and Harbour Research Institute, Vol.29, No.4, pp.57-83.
Towhata, I. and Ishihara, K.（1985）:Modelling Soil Behavior under Principal Stress Axes Rotation, Proc. of 5th International Conf. on Num. Methods in Geomechanics, Nagoya, Vol.1, pp.523-530.

Numerical Study of Dynamic Behavior of a Self-supported Sheet Pile Wall

Kyohei UEDA*, Tetsuo TOBITA and Susumu IAI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Physical model tests under centrifugal acceleration are conducted and results are compared with the one obtained by a finite element analysis. When the lateral movement of the sheet pile head is fixed during the self-weight analysis in simulation, that is the same condition as the model tests, computed bending moments due to consolidation agree with measured ones and also deflections after shaking are generally consistent with each other. While if the pile head is free in the self-weight analysis, computed bending moments and deformations disagree with measured ones. Thus, to simulate an existing sheet pile wall behavior during large earthquakes with accuracy required in practice, it is necessary to obtain in-situ bending moment profiles and input them as an initial condition.

Keywords: self-supported sheet pile, seismic response, centrifuge model test, effective stress analysis, initial stress condition

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Numerical Analysis of Interaction Between Soils and Pile Group Based on the Full-scale Statnamic Test

Gi-Cheon KANG*, Tetsuo TOBITA and Susumu IAI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Numerical analysis for interaction between soil and pile group is performed using finite element method with 2D modeling. Results of numerical analysis are compared with the full-scale statnamic test of a 3 x 5 pile group conducted in the Salt Lake City International Airport site. In the numerical analysis of the pile group, there are two cases. The first case is that dynamic loads without cycle static loads. The other is that static loads prior to dynamic loads were applied at the group pile. In results, load versus deflection curves and bending moment versus depth are compared with the measured ones. Also, when numerical analysis includes the static loading before the dynamic loading (Case 2), the load-deflection curves were larger than measured ones but agree better than that of Case 1.

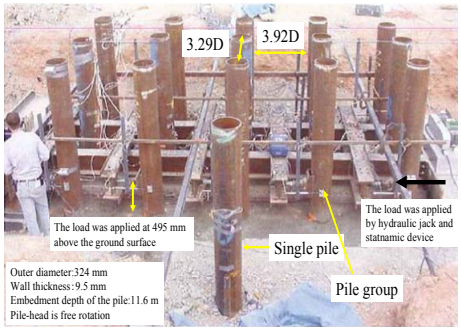
Keywords: Interaction, Numerical analysis, Statnamic test and Pile group

1. Introduction

Considering costs and labors to conduct full–scale lateral load tests on pile groups (e.g., Rollins et al. 1998, 2005), it is desirable to develop a simulation method which can predict group pile response including the group effect with an accuracy required for design practice. Using the 2D FEM code developed by Iai et al. (1992), Tobita et al. (2006) analyzed the full–scale group pile behavior under static lateral loads and obtained reasonable results. Objective of the present study is to further investigate the applicability of the FEM code by simulating the statnamic lateral–load tests conducted in a series of the full–scale lateral–load test project (Rollins et al. 2005).

2. The full-scale lateral load tests of a 3 × 5 pile group

Overall layout of the 15–pile group and single pile is shown in Fig. 1(a). Fig. 1(b) shows the statnamic device for the dynamic load tests.



(a) 15 pile group and a single pile



(b) Statnamic device

Fig. 1 Photograph of the full-scale lateral-load tests

A solid fuel propellant inside the combustion chamber is ignited then the reaction mass and silencer are launched away from the pile group (Snyder 2004).

The soil profile of the site (Fig. 2) shows a dominance of cohesive sandy silt and silty sand. Piles were driven in 3 × 5 pattern with a spacing of 3.92 pile diameters centre to centre in the direction of loading. The pile is made of steel and has an outer diameter of 324 mm with a wall thickness of 9.5 mm. It was driven closed–ended to a depth of 11.6 m. Lateral load was applied either statically or dynamically. In both cases, a lateral load was applied at 495 mm above the ground surface. Each pile and the load frame were pin–connected so that the rotation was free at the pile head.

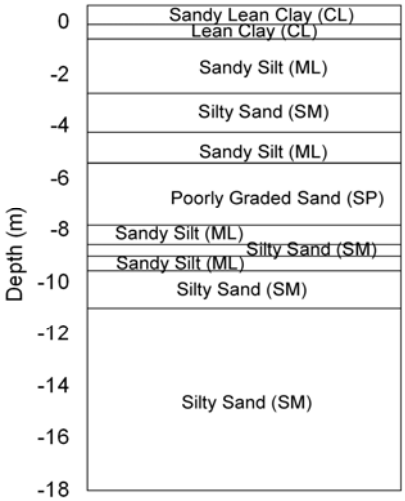


Fig. 2 Ground profile

In the full–scale tests, the statnamic tests on the 15–pile group were conducted simultaneously with the static loading tests. The statnamic tests were performed mainly as final loading cycles. The group pile was cyclically loaded up to certain target deflections after which the statnamic test was performed by loading the pile group to the same target deflection. The dynamic test was performed as a 16th cycle for target deflection of 13 and 25 mm, a 15th cycle for 38 mm, and an 11th cycle for 64 mm target deflection. The statnamic test was performed as an initial cycle once to observe the dynamic behavior of the pile group as it was loaded into virgin soil. Thus, the test was performed as a 1st and 12th cycle for the 89 mm target deflection shown in Fig. 3 (Snyder 2004).

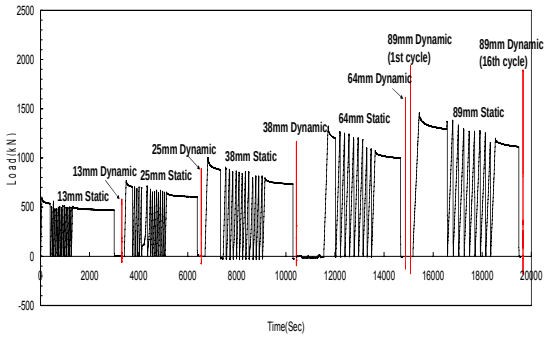


Fig. 3 Loading view of the full-scale test for pile group targeting 13, 25, 38, 64 and 89 mm deflections

3. Numerical model

Two dimensional finite element analysis based on the multi–shear mechanism constitutive relationship, FLIP (Finite element analysis program for Liquefaction Process) (Iai, et al. 1992), is employed to simulate the full–scale lateral–load tests of a pile group. To have the same loading condition with the full–scale tests, the present analysis is conducted under drained condition by applying lateral load at the pile head. In the analysis of the dynamic loading tests, measured time histories of statnamic load are applied to the pile head.

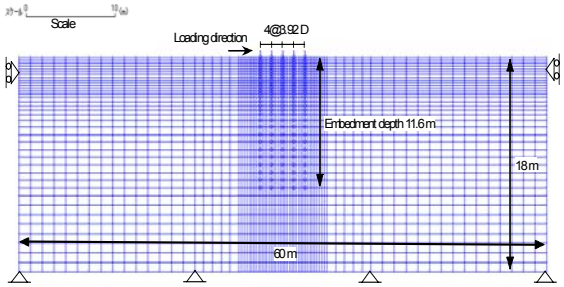


Fig. 4 FEM Mesh for the FLIP analysis

Five piles in the middle row shown in Fig. 1 is a target of the analysis. Finite element mesh of the target cross section is shown in Fig. 4. In FLIP, the multi–spring elements (Towhata and Ishihara 1985) are used for modeling visco–plastic behavior of soils. Bilinear beam elements are used for modeling piles. Displacement degrees of freedom of side boundaries are fixed in horizontal direction, while that of the bottom boundary are fixed in both horizontal and vertical direction. Top and bottom of piles are set as displacement and rotation free to keep the same fixity condition as the full–scale tests.

Soil deformation near piles is a major concern when the simulation is carried out in two dimensions (Iai et al. 2006). In FLIP, soil–pile interaction springs are adapted between soil and pile nodes to take into account the soil deformation

near piles. Values of these spring coefficients are internally determined based on the separately derived empirical relationship. Detail can be found in Ozutsumi et al. (2003).

3.1 Model parameter identification

Soil layers shown in Fig. 2 are adopted in the analysis. Model parameters of the ground and pile are defined based on the geotechnical investigation data at the site (Snyder 2004). Parameters for piles are taken from the industrial standard. Variation of shear modulus in depth is consistent with the variation of tip resistance and sleeve friction of the CPT test results (Tobita et al. 2006). Rayleigh damping parameters are set as 0.15 % for soil by method of trial and error (Fig. 5) and zero for pile element.

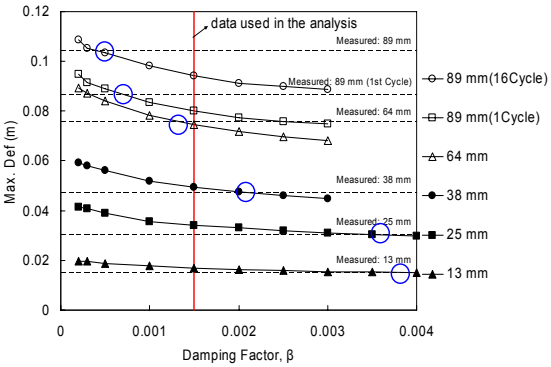
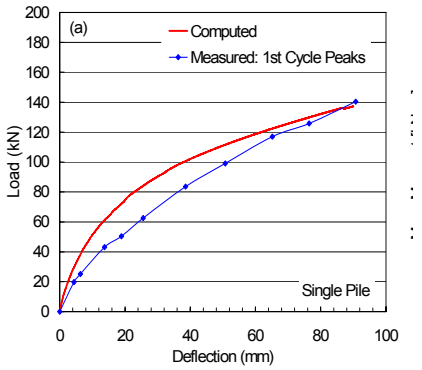


Fig. 5 Determination of Rayleigh Damping factor β

3.2 Single pile behavior

A lateral load is statically applied at the pile head (0.495 m above the surface) until the displacement of 90 mm at the loading point is achieved [Fig. 6(a)]. The maximum load at the maximum deflection agrees, however, the load–deflection behavior is slightly over–estimated. The initial slope of the computed load–deflection curve is about 1.5 times larger than that of measured. Computed load at the pile head deflection of 50 mm is about 30 % over–estimated. The maximum moment at a given lateral load shown in Fig. 6(b) is practically in good agreement.



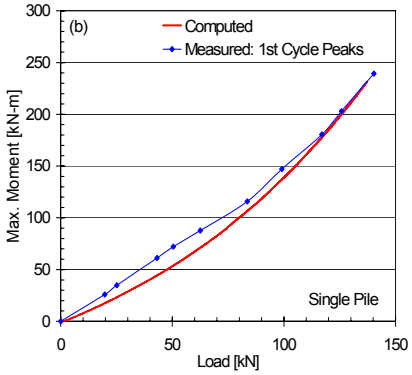


Fig. 6 Single pile: (a) Measured and computed load deflection curve, and (b) Maximum moment load curve

Computed bending moment in depth at 90 mm of the pile head displacement shown in Fig. 7 is consistent with the one measured at the pile head displacement of 89 mm.

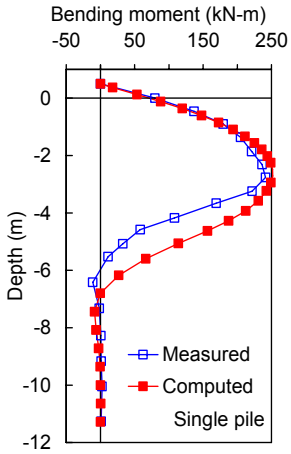


Fig. 7 Comparison of bending moment profile of a single pile: Full scale experiment (Snyder 2004) and computation by FLIP

3.3 Pile group behavior against statnamic loading

In the numerical analysis of the pile group, there are two cases. The first case is that dynamic loads without cycle static loads were sequentially applied to the pile group. The other is that static loads prior to dynamic loads like the field test were applied at the group pile controlled by the separated target deflections.

In Case 1, dynamic loads without cyclic static loads were sequentially applied to the pile group [Fig. 8(a)], i.e., for all target deflections, except for the 1st cycle of target deflection 89 mm. This preserves the simplicity and saves computational time in the numerical analysis. However, deflection levels after the second dynamic loading are evaluated smaller than measured ones [Fig. 8 (b)].

In Case 2, before the dynamic loading, numerical analysis considering static loadings was conducted separately controlled by the target deflections [Fig. 8(c)].

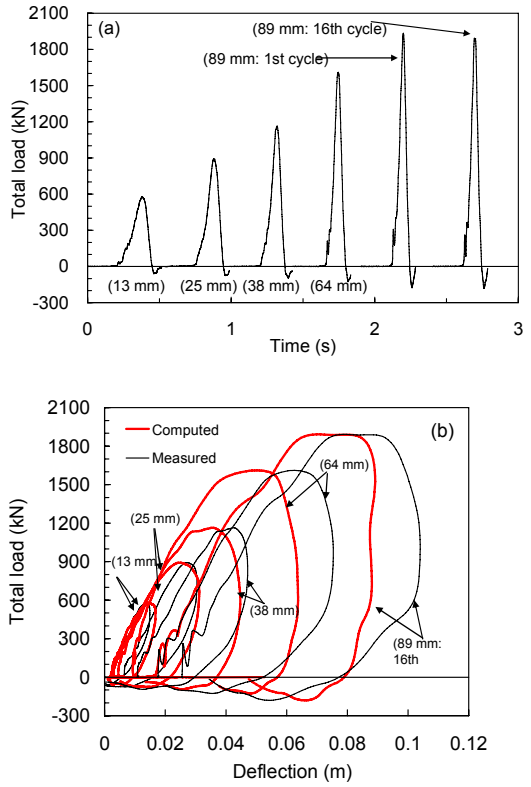


FIG 8. Time sequence of the total load applied to the pile group in the numerical analysis (a), comparison of load–deflection curves except for 1st cycle of a target deflection of 89 mm (b), static load of target deflection 13 mm prior to dynamic loads (c).

3.4 Load versus deflection

Fig. 8 (b) provides the plot of the measured and computed load–deflection curves for all cases, except for the 1st cycle of the target deflection of 89 mm. In each curve, slope in the loading phase agrees well. However, computed curves are consistently under estimating the deflections, partly because loading condition is different from the full–scale tests as mentioned earlier. In the full–scale tests, gaps between piles and surrounding ground made by static cyclic loads might lead larger deflection, while in the numerical analysis, no gaps are allowed between soil and pile.

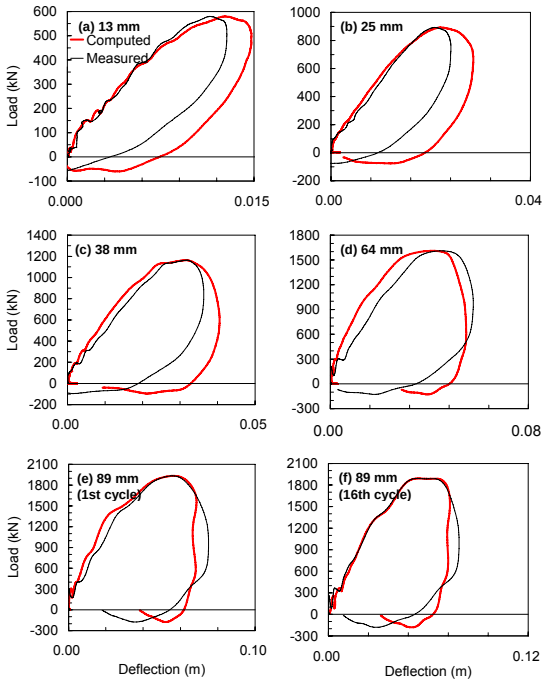


Fig. 9 Measured and computed load versus deflection curve: target deflection of (a) 13 mm, (b) 25 mm, (c) 38 mm, (d) 64 mm, (e) 89 mm (1st cycle), and (f) 89 mm (16th cycle) for Case 1.

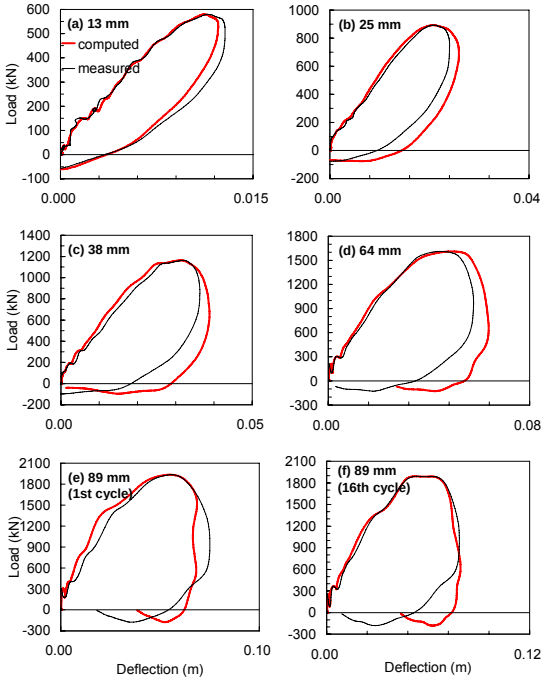
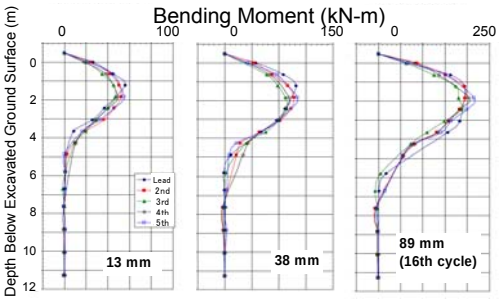


Fig. 10 Measured and computed load versus deflection curve: target deflection of (a) 13 mm, (b) 25 mm, (c) 38 mm, (d) 64 mm, (e) 89 mm (1st cycle), and (f) 89 mm (16th cycle) for Case 2.

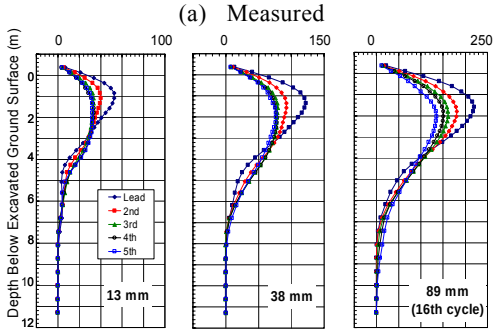
Curves shown in Fig. 8(b) are separately shown in Fig. 9 (Case 1). Fig. 10 shows them for Case 2. The 1st cycle of the target deflection of 89 mm is separately shown in Fig. 9 and 10. Each curve is shifted so that loading starts at zero deflection. Load–deflection curves during loading phase agree well for all cases. However, in the unloading phase, deflections are over-estimated for Case 1 than Case 2 when target deflection is small [Fig. 9 (a)-(c)]. As target deflection increases, analytical curves show better agreements, especially, a slope during loading phase agrees well for target deflection 64 mm of Case 2 compared with Case 1.

3.5 Bending moment profiles

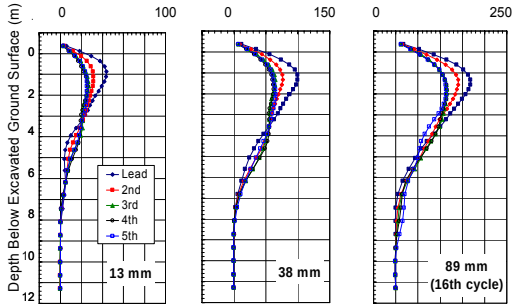
Bending moment profiles of target deflections of 13, 38, and 89 mm (16th cycle) are compared in Fig. 11. Snyder (2004) reports that, "in the full–scale static load tests, the depth at the maximum bending moment became progressively greater depths with increasing deflection. This was typically not the case with the dynamic tests." For example, in Fig. 11, at a target deflection of 13 mm, the peak moments occurred at a depth of 1.8 m for the trailing rows and a depth of 1.2 m for the lead row (Row 1). The peak moments for a target deflection of 89 mm (16th cycle) generally occurred at the same depths. The moment in Row 5 were typically greater than all other rows indicating that the reduced soil resistance ahead of these piles forced them to develop more curvature for a given load resulting in higher bending moments despite the fact that lower loads were carried (Snyder 2004) [Fig. 11 (a)].



(a) Measured



(b) Case 1



(c) Case 2

Fig. 11 Compared with bending moment curves at peak loads for the 13, 38, and 89 mm (16th cycle) target deflection.

In the Case 1 [Fig. 11 (b)], bending moments of trailing row piles show lower peaks than that of the lead row, which is not the case with the full–scale tests shown in measured ones. Compared with measured profile, peak moments of trailing rows are significantly underestimated.

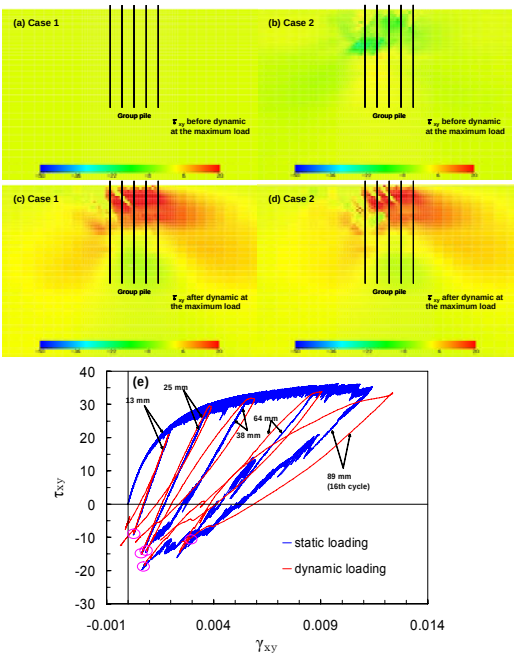


Fig. 12 Shear stress distribution for Case 1 and 2 prior to dynamic loads [(a)-(d)], shear stress-strain curves of Case 2 for all target deflections (e).

In the Case 2 [Fig. 11 (c)], peak moments of all rows are significantly underestimated than Case 1. Also, row 3, 4, and 5 almost give the same ones at large deflections, while bending moment of row 3 gives smallest peak in the full-scale tests.

For explaining the effect of static loads applied to Case 2, the shear stress distributions for target deflection 13 mm were checked in Fig. 12. Fig. 12 (a) and (c) are for Case 1, (b) and (d) are for Case 2. Fig. 12 (b) shows that the shear stress remains before dynamic loading for Case 2 like the real test.

Also, In Fig. 12 (e), the dynamic load starts at a point finishing the static load for Case 2. After all, Case 2 considering static loads like the full-scale tests shows a good agreement than that of Case 1.

4. Conclusions

Needs of development of a simulation method which can predict group pile response including the group effect with the accuracy required to design practice has been increasing. The computer code called FLIP was applied to simulate the full–scale lateral–load tests of a 3 x 5 pile group conducted in the Salt Lake City International Airport site. The soil profile at the test site generally consisted of cohesive sandy silt and silty sand. A series of tests includes static load tests for single and pile group, and dynamic load tests for pile group. Lateral loads were applied at 0.495 m from the ground surface with the hydraulic jack for the static loading and the statnamic device for the dynamic loading. Closed–end steel pipe piles were driven to a depth of 11.6 m. Pile head was rotation free.

In the numerical analysis, model parameters for soils are taken from the geotechnical investigation data at the test site. With these model parameters, the full–scale static loading tests of a single pile and the full–scale dynamic loading tests of a pile group was simulated. Overall load–deflection behavior of the pile group agrees well with the measured ones. When a numerical analysis considering static loadings was conducted separately controlled by the target deflections before the dynamic loading (Case 2), the load-deflection curves were larger and agree better than Case 1. Some discrepancies are found on the bending moment profile. Numerical analysis overestimates the group effects in dynamic tests. This calls up further improvement of a numerical modeling.

References

Brown, D. A., Morrison, C., and Reese, L. C. (1988): Lateral load behavior of pile group in sand, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 1261–1276.

Iai, S., Matsunaga, Y., and Kameoka, T. (1992): Strain space plasticity model for cyclic mobility, Soils and Foundations, Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 32(2), 1– 15.

Iai, S., Tobita, T., Nakamichi, M., and Kaneko, H. (2006): Soil–pile interaction in horizontal plane, Seismic Performance and Simulation of Pile Foundations in Liquefied and Laterally Spreading Ground, Geotechnical Special Publication, ASCE, No. 145, 38–49.

Ozutsumi, O., Tamari, Y., Oka, Y., Ichii, K., Iai, S., and Umeki, Y. (2003): Modeling of soil–pile interaction subjected to soil liquefaction in plane strain analysis, Proceedings of the 38th Japan national conference on geotechnical engineering, Akita, Japan, 1899–1990.

Reese, L., C., Wang, S., T., Isenhower, W., M., and Arrellage, J., A. (2000): Computer program LPILE plus version 4.0 technical manual, Ensoft, Inc, Austin, Texas.

Reese, L. C., and Wang, S. T. (1996): Technical manual of computer program GROUP 4.0 for Windows, Ensoft, Inc., Austin, Texas.

Rollins, K. M., Lane, D., J., and Gerber, T., M. (2005): Measured and computed lateral response of a pile group in sand, Journal of Geotechnical and Environmental Engineering, Vol. 131(1), 103–114.

Rollins, K. M., Peterson, K. T., and Weaver, T. J. (1998): Lateral load behavior of full–scale pile group in clay, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, Vol. 124(6), 468–478.

Snyder, J., L. (2004): Full–scale lateral–load tests of a 3x5 pile group in soft clays and silts, Master thesis submitted to the faculty of Brigham Young University.

Tobita, T., Iai, S., and Rollins, K., M. (2004): Group pile behavior under lateral loading in centrifuge model tests, International Journal of Physical Modelling in Geotechnics, Vol. 4(4), 1–11.

Tobita, T., Iai, S., and Rollins, K. M. (2006): Numerical analysis of full–scale lateral–load tests of a 3 X 5 pile group, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 700.

Towhata, I., and Ishihara, K. (1985): Shear work and pore water pressure in undrained shear, Soils and Foundations, Vol. 25(3), 73–84.

静･動的な側方荷重を受ける群杭挙動の数値解析

姜　基天*・飛田　哲男・井合　進

*京都大学大学院　工学研究科

要　旨

本研究では，ソルトレーク国際空港で実施された実大群杭の静･動的載荷試験（Rollins et al. 1998, 2005)を対象として，地盤と群杭の相互作用を明らかにするため，2次元有限要素法を用い数値解析を行った。数値解析では動的な荷重だけを考慮した場合と動的載荷前の静的な荷重も考慮した場合の2種類の解析を行なった。数値解析より得られた荷重－変位関係と曲げモーメント曲線は実験結果と概ね一致した。また，準静的載荷が地盤の応力状態に及ぼす影響を明らかにするため，地盤のせん断応力－ひずみ関係を調べた。その結果，準静的な載荷過程を考慮することで解析の精度が向上することが確認された。

キーワード：相互作用，数値解析，静･動的載荷試験，群杭

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

成層圏循環が対流圏北半球環状モードの予測可能性に及ぼす影響

向川 均・黒田 友二*・廣岡 俊彦**

* 気象研究所
** 九州大学大学院理学研究院

要　旨

成層圏循環変動が冬季対流圏循環の予測可能性に及ぼす影響について気象庁より提供された5冬季分の一ヶ月アンサンブル予報結果を用いて統計的な解析を行った。特にここでは，中高緯度域大気循環場における最も主要な帯状変動成分である北半球環状モード(NAM) という枠組みを用いて，大気運動の予測可能性を吟味した。その結果，成層圏における極渦が気候値よりも弱いことに対応して，成層圏で負のNAM指数が観測されたときには，正のNAM指数が観測された（成層圏極渦が強い）ときと比べ， 3日から11日までの予報期間について対流圏におけるNAM指数の予測誤差は有意に減少することが示された。

キーワード: 予測可能性，北半球環状モード，アンサンブル予報

1. はじめに

成層圏循環変動が対流圏循環の予測可能性に及ぼす影響を解明することは，成層圏－対流圏力学結合に関する理解のためだけではなく，対流圏循環の中長期予報の精度を向上させるためにも重要である。例えば， Baldwin et al. (2003) は， 極渦の強度変動と対応する，冬季北半球の大気循環変動の最も主要な変動成分である北半球環状モード(Northern Annular Mode: NAM) 変動の大気最下層 (1000hPa) での指数の大きさを，成層圏における NAM 指数から統計的に予測する手法を提案している。ここで NAM 指数とは，NAM モードに伴う変動の大きさと極性を表すインデックスである。この予測式では，各気圧レベルにおける現在の NAM 指数を予測子として，10 日先から 40 日先までの一ヶ月で平均した 1000 hPa の NAM 指数を予測する。彼らは，成層圏下部の 150 hPa における NAM 指数を予測子とした場合には，1000 hPa の NAM 指数を予測子とした場合に比べ，予測される 1000 hPa の NAM 指数変動が大きくなることを示した。このため，彼らは，大気最下層における NAM 指数変動の予測には，対流圏ではなく，むしろ成層圏下部の NAM 指数が重要であると主張した。彼らの研究は，Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) が示した NAM 指数変動が成層圏から対流圏へ約 2, 3 週間の時間スケールで下方伝播するという統計的特徴に基づいている。

一方，Mukougawa et al. (2007) は，現業の気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果を用いて，2003 年 1 月の成層圏突然昇温現象 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) の直後に，極渦が弱い状態に対応する負の NAM 指数が対流圏へ下方伝播した時期における NAM 指数の予測可能性について解析を行った。その結果，この時期の対流圏における NAM 指数の予測可能な期間は，たかだか 6 日程度であることが示された。この予測可能な期間は，SSW のそれに比べてかなり短い。また，NAM 指数変動の予測には，対流圏上層における惑星規模波の振る舞いを正しく再現することが重要であることも示された。

本研究では，2001年/2002年から2005年/2006年までの5冬季分の気象庁現業一ヶ月アンサンブル予報結果を統計的に解析することにより，成層圏におけるNAM指数変動が，対流圏における大気循環の予測可能性，特に，対流圏におけるNAM指数変動の予測可能性に及ぼす影響を調べる。また，対流圏NAM指数予測誤差の大きさの変動と関連する成層圏循環変動についても解析を行った。

2. データと解析方法

本研究では，主として，気象庁より提供された気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果について解析を行った。気象庁一ヶ月予報は，水平解像度 T106，鉛直層数 40 (モデル上端は 0.4 hPa) の数値予報モデルを多数の初期値から時間積分を行うアンサンブル予報の手法を用いて実施されている。このアンサンブル予報は毎週 2 回 (水曜日と木曜日) 実施され, 各アンサンブル予報のメンバー数は，コントロールラン(人工的な初期摂動を含まない) と BGM 法で生成された初期摂動を含む 12 摂動ランの合計 13 である。本研究では，2001/02 年から 2005/06 年までの 5 冬季について解析を行った。ここでは冬季を 12 月から 3 月までの 4 ヶ月と定義し，11 月 30 日から 2 月 28 日までの期間に予報初期日が存在する各冬季 26 アンサンブル予報 (全期間で 130 アンサンブル予報) について解析を行った。このアンサンブル予報結果は，24 時間毎に 1000 hPa から 1 hPa までの 22 等圧面上での緯度経度 2.5 度格子点データとして提供された。また，以下では，各アンサンブル予報の誤差の評価には, 全 13 メンバーを平均したアンサンブル平均予報を用いる。さらに，本研究では，特に断らない限り，移動性擾乱の影響を取り除いて NAM 指数変動の予報誤差に注目するため，アンサンブル平均予報に 7 日の移動平均を施した。このため，3 日目までの 7 日移動平均予報誤差を評価するときには，初期日以前の解析値を用いている。

一方，同期間の実況データとして，1000 hPaから0.4 hPaまでの23等圧面上での緯度経度1.25度格子点データとして提供された気象庁全球客観解析(GANAL) データを用いた。また，NAM指数は以下のように定義した。まず，1957年11月から2002年4月まで月平均ERA-40再解析データを用いて，11月から4月までの期間について，各月毎の平均値で定義した気候値からの偏差場を作成する。次に，1000 hPaから0.4 hPaまでの23等圧面上で北緯20度以北の月平均高度場偏差場の第一主成分 (スコア)を求める。このスコアに対する各等圧面上の月平均高度場偏差の回帰をNAM パターンと定義する。但し，北極域での高度場偏差が負となるようにNAMパターンを定義する。一方，同じ期間の日平均ERA-40再解析データを用いて日付毎に平均した値に60日のローパスフィルターを施して作成した日々の気候値からの偏差として，毎日の偏差場を定義した。この日々の各等圧面高度場偏差のNAMパターンへの射影成分を求め，それをNAM指数と定義した。上記のNAMパターンの定義から，北極域が負の高度場偏差となるときNAM指数は正となる。

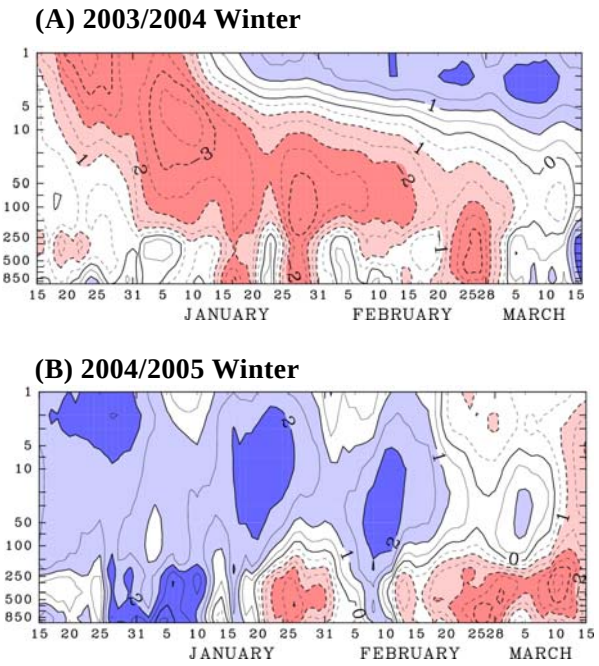


Fig. 1 Time variation of NAM index from 15 Dec 2003 through 15 Mar 2004 (a) and from 15 Dec 2004 through 15 15 Mar 2005 (b). The dashed contour denotes negative values.

3. 結果

3.1 2003/04年と2004/05年の比較

まず，成層圏で負の NAM 指数が卓越した 2003/04 年冬季と, 正の NAM 指数が卓越した 2004/05 年冬季でのアンサンブル平均予報誤差を比較する。Fig. 1 に，それぞれの冬季期間での，各等圧面における NAM 指数変動を示す。2003/04 年の冬季では，2003 年 1 月初旬に SSW が生じたのに伴い，負で大きな NAM 指数が，12 月下旬から 1 月末にかけて，成層圏上部から下部までゆっくり下降する (Fig. 1a)。NAM 指数の負の領域は，2 月下旬まで，50hPa を中心とする成層圏下部に存在する。また，この期間における対流圏の NAM 指数も正になることは少なく，1 月下旬や 2 月末などに，しばしば負で大きな値となる。

一方，2004/05年の冬季では (Fig. 1b)，成層圏に強い極渦が存在し，正で大きなNAM指数が卓越する。この正偏差が成層圏上部から下部へと下方伝播する様子もうかがえるが，2003/04 年冬季ほどには明瞭ではない。また，対流圏のNAM指数は1月上旬まで正で大きな値となるが，1月下旬以降，負の値となり2003/04年に比べ対流圏でのNAM指数の変動は大きいことがわかる。

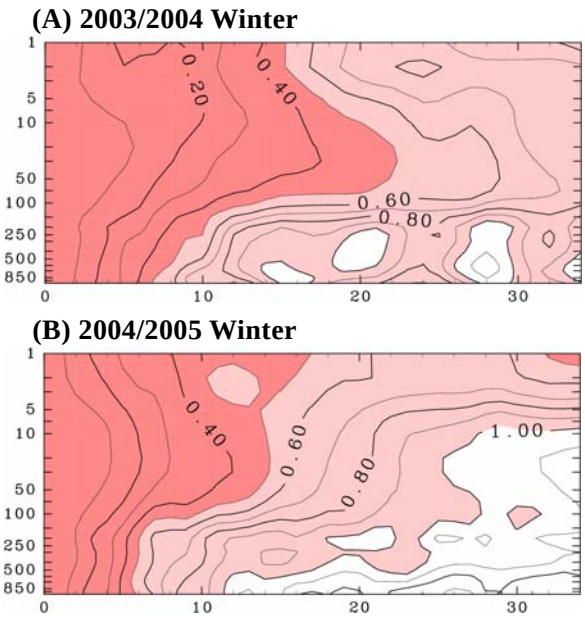


Fig. 2 Forecast rms error of ensemble-mean prediction for 7-day averaged NAM index for 2003/2004 winter (a) and 2004/2005 winter (b). The x-axis is the lead time in days, and the y-axis is the pressure level (hPa) The error is normalized by the standard deviation of the NAM index at each level. The values less than 0.5 (1.0) are shaded by heavy (light) red color.

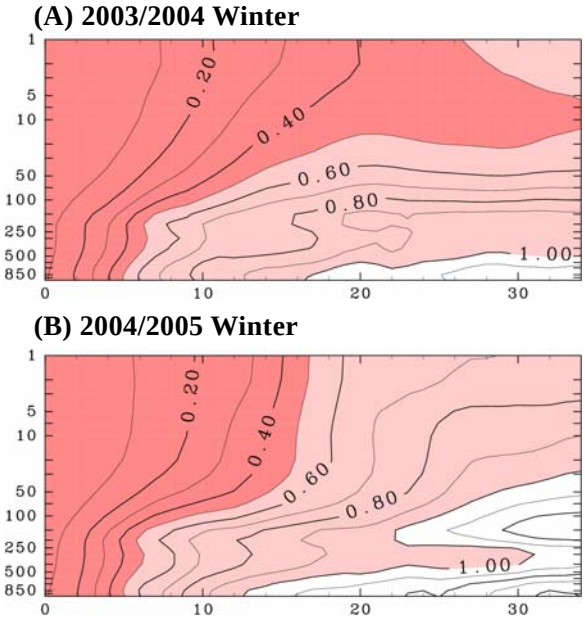


Fig. 3 As in Fig.2, but for the spread among 13 ensemble members for 7-day averaged NAM index for 2003/2004 winter (a) and 2004/2005 winter (b).

Fig. 2 に，2003/04 年 (Fig. 2a) と，2004/05 年 (Fig. 2b) における，NAM 指数の気象庁一ヶ月アンサンブル平均予報誤差の大きさを示す。図の横軸は予報期間 (日)，縦軸は各気圧面 (hPa) を示す。値は，全アンサンブル予報で平均した NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差の二乗平均根 (Root Mean Square; RMS) を示す。なお，各等圧面における NAM 指数変動の大きさの違いを考慮し，値は各等圧面における NAM 指数変動の標準偏差(5 冬季で定義した)で正規化した。すなわち，図で示された値が 1 となるとき，予報誤差の大きさは NAM 指数変動の標準偏差の大きさに等しくなる。さて，Fig. 2 からこの 2 年間を比較すると，2003/04 年冬季での NAM 指数予報誤差の大きさは，2004/05 年冬季に比べやや小さいことがわかる。特に，その差は成層圏で顕著であるが，対流圏でもその差を認めることができる。例えば，10 hPa における NAM 指数誤差の大きさが 0.5 以上となるのは，2003/04 年では予報期間が 18 日以上の場合であるのに対し，2004/05 年では，14 日程度以上で誤差は 0.5 以上となる。また，500hPa でも，2003/04 年では，その予報期間は 8 日程度であるのに対し，2004/05 年では予報期間 6 日以内で，誤差は標準偏差を超える。

この傾向は，全アンサンブル予報メンバー間の散らばりの大きさを表すスプレッドでも見ることができる(Fig. 3)。この図は，各メンバーの NAM 指数のアンサンブル平均からの差の二乗平均根の平均値を示す。値は，アンサンブル平均誤差と同様に各等圧面における NAM 指数変動の標準偏差の大きさで正規化した。この図から，2003/04 年のスプレッドは，2004/05 年のスプレッドよりも小さいことがわかる。例えば，10 hPa でのスプレッドの大きさは，2003/04 年では 30 日以上の予報期間でも 0.5 を超えないのに対し，2004/05 年では 15 日予報以上でスプレッドの大きさは 0.5 を超える。一方，500 hPa でのスプレッドが 1 を超えるのは，2003/04 年では 30 日よりも長い予報期間の場合であるが，2004/05 年では 20 日予報のスプレッドが 1 を超えている。

以上のように，成層圏で負の NAM 指数が卓越する 2003/04 年は，正の NAM 指数が卓越する 2004/05 年に比べ，気象庁一ヶ月アンサンブル平均予報誤差やアンサンブルスプレッドの大きさが小さくなる傾向にあることが示された，すなわち，成層圏や対流圏における NAM 指数変動の予測可能性が高くなる傾向にあることがわかる。以下では，この傾向の統計的有意性を確かめるため，5 冬季分の気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果を用いた解析を行う。

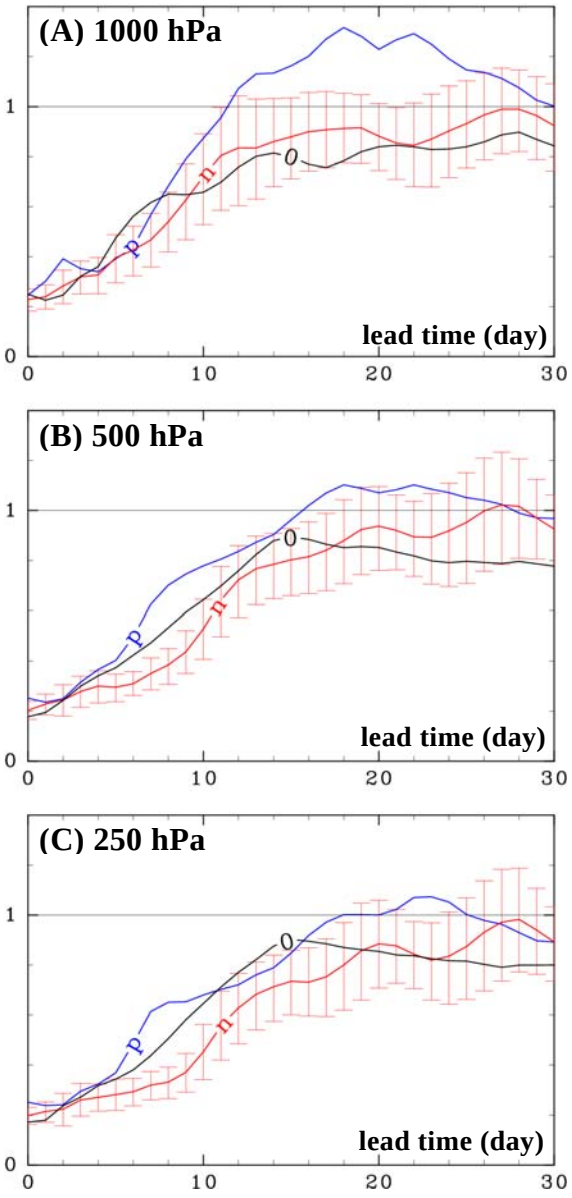


Fig. 4 Time evolution of rms forecast error of ensemble-mean prediction for 7-day averaged NAM index at 1000 hPa (a), 500 hPa (b) and 250 hPa (c) for the prediction classified according to the initial 50-hPa NAM index at the initial time of forecast against the lead time. Blue lines are for the case that the NAM index is above 1.0, while red lines are for the NAM index below -1.0. The rms error of the other forecasts is shown by black lines. The intervals of the 95% statistical confidence of the average rms error for the negative NAM case (red) estimated by a random sampling method are shown by red bars.

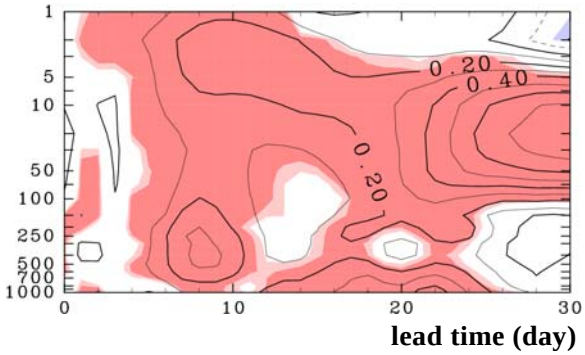


Fig. 5 Time evolution of the difference in the rms forecast error of ensemble-mean prediction for 7-day averaged NAM index between the positive and the negative NAM case classified by the initial 50-hPa NAM index for each pressure level (hPa). The positive values indicate the error for the negative NAM case is smaller than that for the positive NAM case. The heavy (light) shades indicates regions where statistical significance exceeds 95(90)%.

3.2 対流圏NAM指数予報誤差の成層圏NAM指数依存性

以下では，成層圏におけるNAM指数偏差が対流圏のNAM指数予報誤差の大きさに与える影響を統計的に調べる。Fig. 4は，予報初期日における成層圏下部の50hPa NAM指数 (NAM指数の標準偏差で規格化した) の大きな正あるいは負の値を取った予報事例で平均した，1000hPa (a), 500hPa (b), 250hPa (c) でのアンサンブル平均予報誤差の大きさの予報期間依存性を示す。なお，成層圏の他の等圧面でのNAM指数の値でも分類を行ったが，50hPaにおけるNAM指数に対する依存性が最も大きかった。Fig. 4で青実線は，50 hPa NAM指数が1以上の場合 (positive case; 18事例), 一方, 赤実線は -1 以下の場合 (negative case; 43事例) ，黒実線はそれ以外の69事例の平均を示す。また，赤実線に付随するエラーバーは，ランダムサンプリング法で得られた平均値の95% 信頼区間を示す。このランダムサンプリング法では，NAM指数が負のnegative case (全43事例) からランダムに18事例を抽出したサンプルから平均値を求める操作を1000回繰り返し，得られた上位5% と下位5%の値の区間をエラーバーで示す。この図より， negative caseにおける対流圏中上層でのNAM指数予報誤差は，3日から11 日の予報期間では, positive caseよりも有意に小さいことがわかる。但し，大気下層の1000 hPa NAM指数予報誤差の大きさの違いは，上記の予報期間で有意ではない。しかし，予報期間が15日程度以上では，positive caseの場合のNAM指数予報誤差はnegative case に比べ有意に小さくなる (Fig. 4a)。

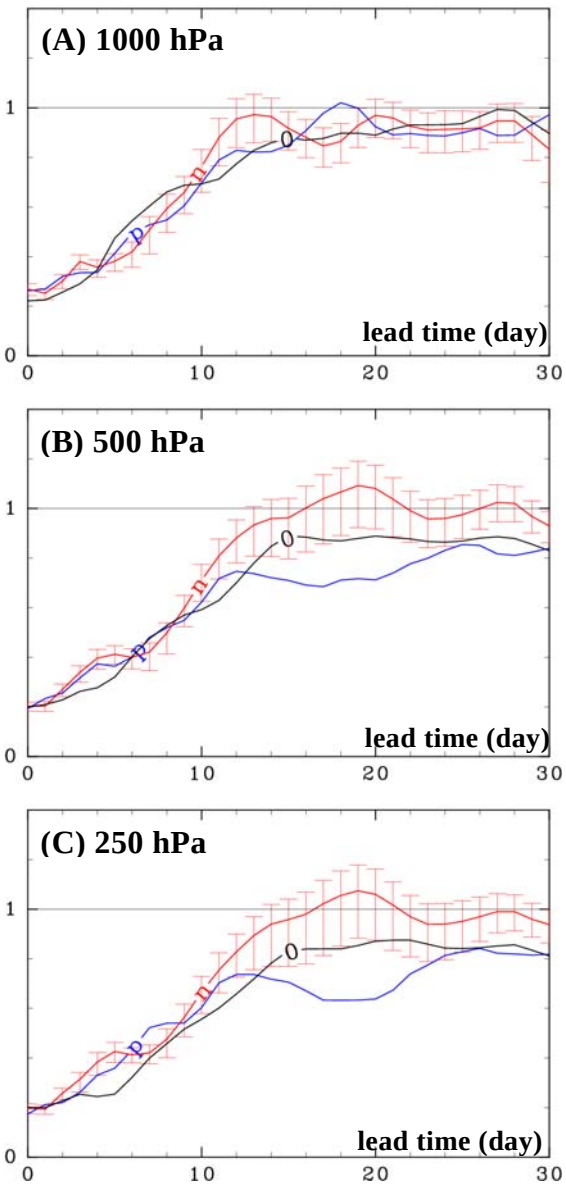


Fig. 6 As in Fig, 4, but for the classification of the forecast according to the initial 1000-hPa NAM index.

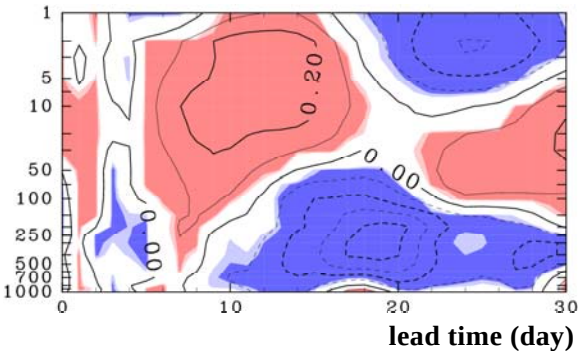


Fig. 7 As in Fig. 5, but for the classification for the forecast according to the initial 1000-hPa NAM index.

一方，Fig. 5 は，各等圧面高度における NAM 指数予報誤差の positive case と negative case の差を示す。横軸は予報期間である。値が正の領域では，negative case の場合の予報誤差が小さく，濃い (淡い) 陰影の部分はその差が 95(90) % 以上の統計的有意性を持つことを示す。この図より，成層圏では 4 日以上の予報期間では negative case の予報誤差が有意に小さいことがわかる。また，対流圏から成層圏下部では，予報期間 8 日を中心にして，negative case の予報誤差が有意に小さくなる。一方，対流圏下部では，20 日前後を中心に negative case の予報誤差が小さくなることがわかる。このように，統計的にも，成層圏下部で NAM 指数が負で大きな値となるときには，正で大きな値をとるときと比べて，対流圏での NAM 指数予報誤差が有意に小さくなることが示された。

一方，Fig. 6 には，予報初期日における 1000 hPa NAM 指数の大きさで事例を分類した結果を示す。Fig. 4 と同様に，positive (negative) case は 1000 hPa NAM 指数が +1 以上 (-1 以下) の事例で，全 130 事例で 27 (34) 事例存在する。黒実線は，それ以外の 69 事例の平均値を示す。青実線と赤実線の比較から，3 日から 11 日の予報期間で，対流圏上層の 8 日目付近を除き (Fig. 6c)， negative case の予報誤差は positive case の予報誤差よりも有意に小さくない。一方，15 日以上の予報期間では，対流圏中上層の NAM 指数予報誤差は，むしろ，negative case の場合に大きくなる。また，各等圧面高度における NAM 指数予報誤差の positive case と negative case の差を示した Fig. 7 からも，これらのことは明瞭に示すことができる。さらに，Fig. 7 から，成層圏中上層における，二つの case の間での NAM 指数誤差の違いは予報期間 12 日目を中心に拡大するのに対し，対流圏での差が最大となるのは，8 日目前後であることがわかる。このことは，対流圏における NAM 指数誤差の情報が上方に伝播することを示唆している

以上の解析から，大気下層の NAM 指数の値は，対流圏における予報期間 10 日程度までの NAM 指数予報誤差に有意な影響を与えないことが示された。

3.3 対流圏 NAM 指数予報誤差と成層圏循環との関連性

前節では，成層圏NAM指数の値が，対流圏のNAM指数予報誤差に与える影響について解析を行ったが，以下では，逆に，対流圏NAM指数予報誤差の大きさが，成層圏循環のどのような特徴と関連するのかを相関解析により調べる。もし，この節で得られた結果が前節の結果と整合的であれば，前節の結論をより補強することができると考えられる。

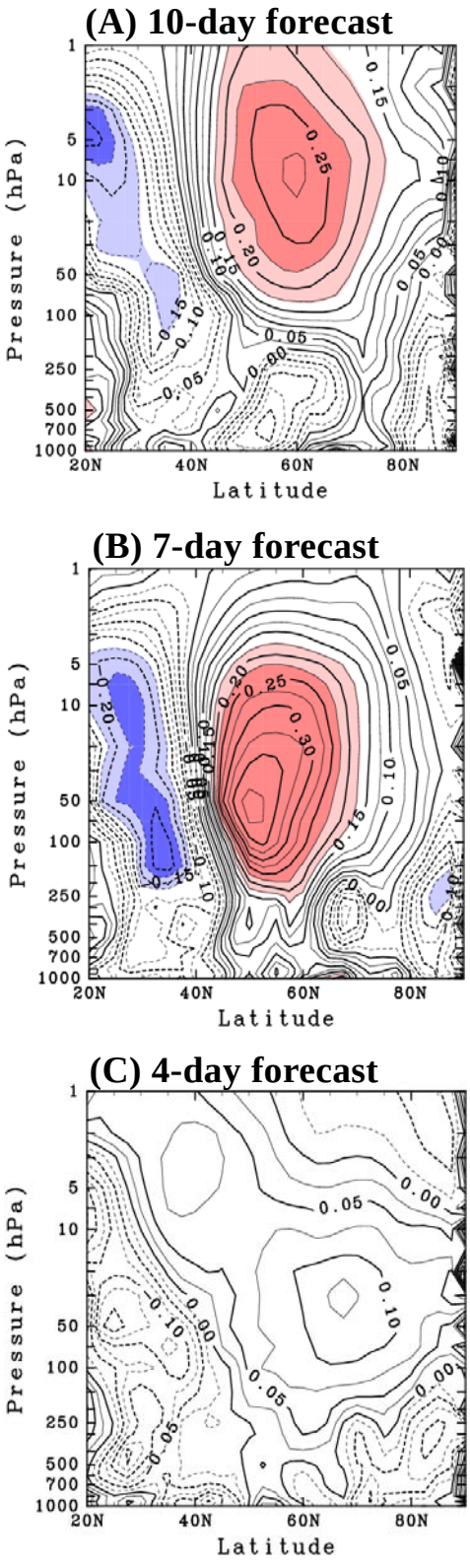


Fig. 8 Correlation coefficient between the magnitude of the forecast error of the ensemble-mean prediction of 7-day averaged 500-hPa NAM index and the zonal-mean zonal wind anomaly at the initial time of forecasts. (a) for the correlation with the 10-day forecast error, (b) for 7-day forecast, and (c) for 4-day forecast.

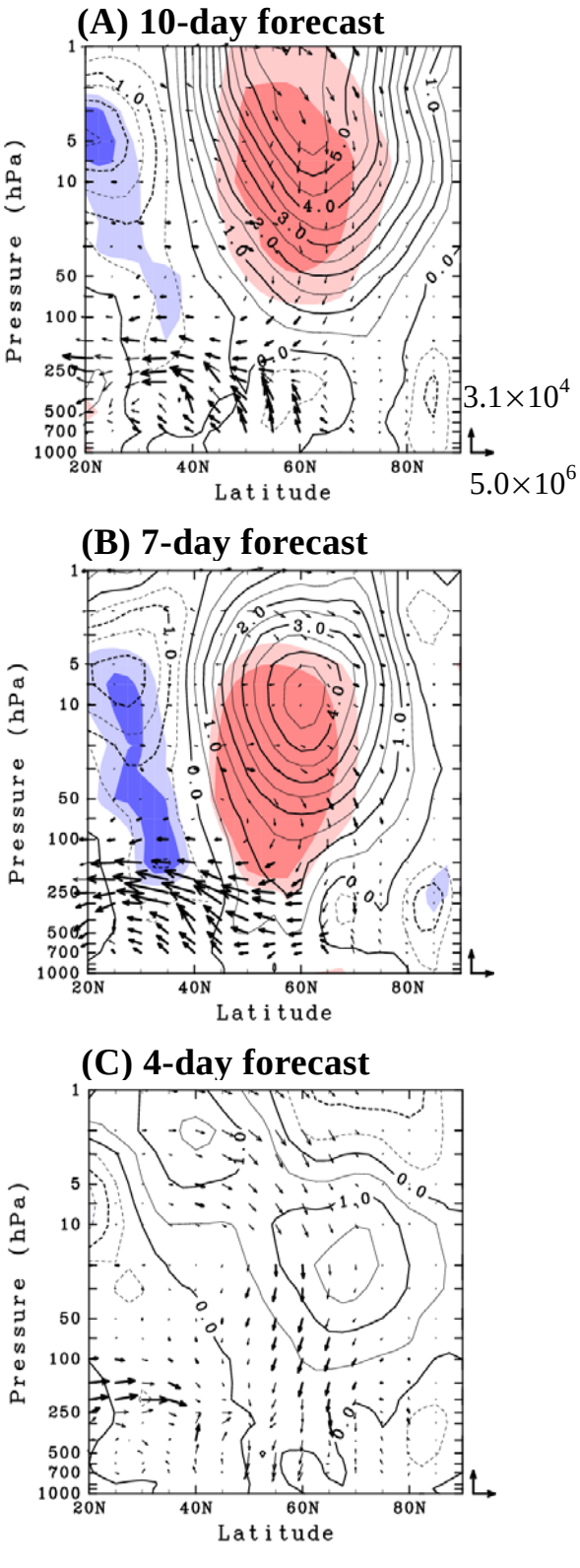


Fig. 9 Regressed anomaly of the zonal-mean zonal wind and WN 1 E-P flux (kg/s^2) at the initial time of forecast upon the magnitude of the ensemble-mean prediction error of 7-day averaged 500-hPa NAM index for 10-day forecast (a), 7-day forecast (b), and 4-day forecast (c). E-P flux is scaled by the reciprocal square root of the pressure.

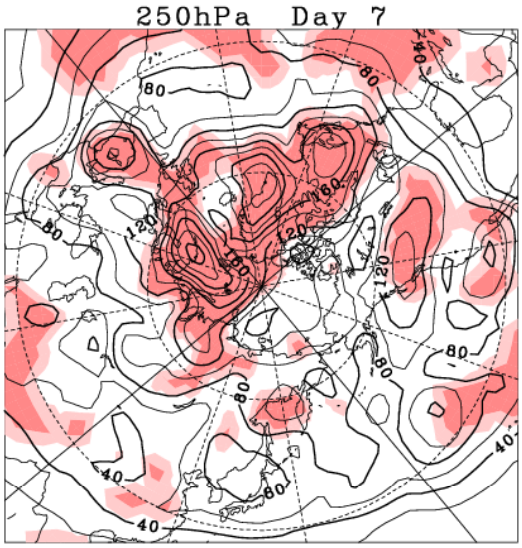


Fig. 10 Horizontal distribution of the ensemble-mean forecast rms error of the predicted Z250 for the forecast classfied as the positive NAM case based on 50-hPa NAM index at the initial time of the forecasts. The heavy (light) shades indicates regions where the error is large at 95(90)% statistical significance compared with the negative NAM case.

まず, Fig. 8 に全 130 事例のアンサンブル予報結果を用いて計算された，10 日目 (Fig. 8a)，7 日目 (Fig. 8b)，4 日目 (Fig. 8c) の 500 hPa での NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差の大きさと，予報初期日における各緯度高度の帯状風偏差との相関係数を示す。Fig. 8a から，予報 10 日目の NAM 予報誤差は，予報初期日において北緯 60 度 10 hPa 付近の帯状風が西風偏差成分を持つときに有意に大きくなる傾向にあることがわかる。一方, 予報 7 日目では, 500 hPa NAM 予報誤差の大きさは，10 日目よりもやや下層の，北緯 50 度 50hPa 付近の西風偏差と有意な関連を持つ。しかし，予報 4 日目の NAM 予報誤差と帯状風偏差との関係は有意ではない。この予報 7 日目を中心とする 500hPa NAM 予報誤差の大きさと成層圏下部での西風偏差との関係は，成層圏下部における NAM 指数が負で大きな場合に対流圏 NAM 指数の予報誤差が有意に小さくなるという前節で得られた結果と整合的であり，対流圏 NAM 指数の予測精度に成層圏下部の帯状風偏差が有意な影響を与えていることを示している。

また，Fig. 8から，500hPa NAM予報誤差の大きさに影響を与える西風偏差は，成層圏上部から下部へと次第に下降していることがわかる。この下降の要因を探るため，Fig. 9に，500hPa NAM予報誤差の大きさに対する，予報初期日における帯状風偏差および波数1のE-P flux偏差場の回帰を示す。具体的には，例えば，Fig. 9aは，予報10日目の500hPa NAM 指数アンサンブル平均予報誤差が全130事例の平均よりも1標準偏差大きい場合の，帯状平均風偏差場と，波数1のE-P fluxの南北と鉛直成分の偏差場を示す。なお，波数1以外のE-P flux偏差と500hPa NAM指数誤差との関係は有意ではなかった。Fig. 9より，帯状風偏差が成層圏上部から下部へと下降するとき，成層圏でのE-P fluxの鉛直成分の偏差は負であることがわかる。冬季の気候値ではE-P fluxの鉛直成分は正であるため，このことは，500 hPa NAM予報誤差が大きいときには, 対流圏から成層圏への波数1の鉛直伝播が弱くなることを意味している。しかも, Fig. 9から，波数1に伴うE-P fluxの発散は帯状風偏差中心よりもやや下層で生ずるため，次第に帯状風偏差は下降する傾向にあることと一致している。一方，対流圏では，北緯60度付近から赤道側でE-P fluxの南北成分の負偏差が顕著である。すなわち，対流圏中で，波数1成分がより赤道側へ伝播するため，中高緯度で西風加速が生じ，対流圏の北緯50度から60度付近の西風偏差が増大する傾向となることがわかる。

以上の解析から，対流圏 NAM 指数予報誤差が大きいときには，波数 1 成分の対流圏から成層圏への鉛直伝播が抑制されて，対流圏では低緯度側へと伝播する傾向が強いことが示された。この波数 1 の偏差成分に伴い，成層圏では西風偏差が強まる傾向となる。但し，ここで得られたのは，西風偏差と波数 1 の偏差成分との統計的関係であり，両者の因果関係を示していないことに注意すべきである。つまり，成層圏に存在する西風偏差によって，波数 1 成分の成層圏への鉛直伝播が弱まった可能性も考えられる。両者の因果関係については，今後，数値実験などにより，より詳細に吟味する必要がある。

3.4 対流圏高度場予報誤差の成層圏NAM指数依存性

最後に，3.2 節と同様の解析を行い，成層圏 NAM 指数偏差が対流圏における高度場予報誤差の大きさに与える影響を統計的に調べる。Fig. 10 に，予報初期日における 50hPa NAM 指数をもとに，3.2 節と同様に全 130 事例を positive case (18 事例)，negative case(43 事例)に分類したときの, 予報 7 日目の 250 hPa 高度場アンサンブル平均予報誤差の positive case の平均値を示す。また，Fig. 10 で濃い (淡い) 陰影を付けた領域の誤差は，negative case の平均値に比べ 95 (90) %以上の信頼度で有意に大きいことを示している。この図から, 成層圏で NAM 指数が正の場合，特に，北大西洋域の高度場予測誤差が有意に大きくなることがわかる。なお，成層圏下部の NAM 指数と北大西洋高度場予報誤差の大きさとの間の有意な

関係は，予報期間 7 日目だけではなく，予報 5 日目から 13 日目までの予報期間で存在する。
さらに，Fig. 10から，高度場予報誤差は東西一様な分布ではなく，むしろ東西非一様であり，特に，北大西洋域で大きく北太平洋域で小さいことがわかる。また，成層圏でのNAM 指数が負の場合と比べて有意に誤差が大きくなる領域も，東西一様に分布するのではなく，北大西洋域にのみ存在し，北太平洋域には有意な領域は存在しない。このことは，成層圏におけるNAM変動は, 対流圏循環でのNAM変動に伴うほぼ東西一様な変動成分の予報誤差に直接影響を与えるのではないこと示していると考えられる。むしろ，成層圏でのNAM変動は，北大西洋域で卓越する大気循環変動成分である北大西洋振動 (NAO) に伴う高度場の予報誤差に，より大きな影響を与えている可能性が高い。つまり，3.2節で解析した対流圏におけるNAM指数予報誤差の主要な部分は，北大西洋域における高度場予報誤差のNAM変動パターンへの射影と考えるべきであることが示唆される。この結果は，成層圏におけるNAM変動は，対流圏におけるNAM変動ではなく, むしろ北大西洋振動 (NAO) とより関連しているというItoh and Harada (2004) の解析結果とも整合的である。

4. まとめ

成層圏循環変動が冬季対流圏循環場の予測可能性に及ぼす影響を吟味するため，気象庁気候情報課より提供された 5 冬季 (2001/2002 年から 2005/2006 年まで)の気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果について統計的な解析を行った。ここでは特に，中高緯度域大気大循環場における最も主要な変動成分である北半球環状モード (NAM) という枠組みに注目して解析を行った。ここで，NAM は，主として極渦の強弱に対応する極域と北緯 40 度付近を中心とする中高緯度域の高度場との間のシーソー的な変動パターンとして特徴づけられる。また，NAM の予測可能性は, NAM に伴う偏差パターンの大きさと極性を示す NAM 指数に基づいて解析を行った。

解析の結果，成層圏下部の 50hPa で，極渦が気候値よりも弱いことと対応する負の NAM 指数偏差が予測初期日に観測されたときには，正の NAM 指数偏差が観測された (成層圏極渦が強い) ときと比べ，3 日から 11 日までの予報期間の対流圏中上層における NAM 指数アンサンブル平均予報誤差は有意に小さくなることが示された。一方，対流圏における NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差と, 予報初期日における大気最下層の 1000 hPa での NAM 指数との関係は有意でない。

また，500 hPa NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差と予報初期日における帯状平均風偏差や惑星規模波に伴う E-P flux 偏差との関係についても相関解析を行った。その結果，500 hPa NAM 指数の 7 日予報誤差は，予報初期日における北緯 50 度，50 hPa 付近の西風偏差と有意に関連することが示された。このことは，予報初期日における 50hPa の NAM 指数に対流圏 NAM 指数予報誤差が依存するという結果と整合的である。さらに，500 hPa NAM 指数予報誤差は，波数 1 に伴う E-P flux の鉛直成分の成層圏での負偏差 (上向き伝播の弱化) と, 対流圏における南北成分の負偏差 (赤道向き伝播の強化) とも有意に関連することが示された。このことは，波数 1 の惑星規模波の伝播特性の違いが，対流圏 NAM 指数の予測可能性と有意に関連していることを示している。

一方，成層圏下部の50hPaにおけるNAM指数変動と対流圏上層の高度場アンサンブル平均予測誤差との関連についても解析を行った。その結果，予報初期日における成層圏下部NAM指数が正の場合には負の場合と比較して，予報7日目を中心として，北大西洋域における高度場の予報誤差が有意に大きくなることが示された。一方，北太平洋域の高度場予報誤差の大きさは，予報初期日における成層圏下部のNAM指数の影響を受けない。このことは，成層圏下部における環状的な循環変動の影響は，対流圏上層の環状的な変動成分の予測可能性ではなく，むしろ北大西洋振動 (NAO) の予測可能性に直接的な影響を与えることを示唆している。

謝　辞

本研究で使用した気象庁一ヶ月アンサンブル予報データは，気象庁と（社）日本気象学会の研究協力の枠組みである「気象研究コンソーシアム」を通じて提供された。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. J. Geophys. Res., Vol. 104, pp. 30937-30946.

Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, Vol. 294, pp. 581-584.

Baldwin, M. P., Stephenson, D. B., Thompson, W. J.,

Dunkerton, T. J., Charlton, A. J. and O'Neil, A. (2003): Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. Science, Vol. 301, pp. 636-640.

Itoh, H. and Harada, K. (2004): Coupling between tropospheric and stratospheric leading modes. J. Clim., Vol. 17, pp. 320-336.

Mukougawa, H. and Hirooka, T. (2007): Predictability of the downward migration of the northern annular mode: A case study for January 2003. J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 85, pp. 861-870.

Influence of Stratospheric Circulation on the Predictability of the Tropospheric Northern Annular Mode

Hitoshi MUKOUGAWA, Yuhji KURODA* and Toshihiko HIROOKA**

* Meteorological Research Institute
** Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University

Synopsis

Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric boreal winter circulation is examined by using 5-year archive of 1-month ensemble forecast dataset provided by the Japan Meteorological Agency (JMA) in the framework of the Northern Hemisphere Annular Mode (NAM). It is found that the prediction skill of the tropospheric NAM index, corresponding to the zonally symmetric component of the extratropical atmospheric circulation, is significantly improved for 3- to 11-day forecast when the negative NAM index associated with weaker polar vortex is observed in the stratosphere.

Keywords: predictability, northern hemisphere annular mode, ensemble forecast

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

JRA-25 再解析データに基づく Hadley 循環の長期変化に関する研究

正木　岳志・岩嶋　樹也・向川　均

要　旨

気象庁の再解析データセット「JRA-25」を用いて，1979年から2006年の北半球冬季・夏季，および推移期に相当する3月・9月におけるHadley循環の長期変化傾向を調べた。その結果，北半球冬季(夏季)において強化(弱化)傾向が見られた。また3月においては強化傾向が見られ，9月において明瞭なtrendは見られなかった。さらに局所子午面循環を検討したところ，冬季における強化傾向にはインド洋と西部太平洋域が大きく寄与していることがわかり，下層における水蒸気フラックスの収束が増大する傾向に因るものであると示唆された。

キーワード：熱帯大気，Hadley 循環，局所子午面循環

1．序論

Hadley 循環の長期変化傾向(trend)について，これまでの研究では以下のことが報告されている。Hadley 循環すなわち東西平均子午面循環の北半球冬季(12,1,2月；DJF)における北側のセルは強まる傾向にあり，北半球夏季(6,7,8 月；JJA)における南側のセルには明瞭な trend が見られないとしている(Tanaka et al.,2004; Mitas and Clement,2005)。DJF における Hadley 循環の北側のセルの強化傾向に関して Mitas and Clement(2006)は，再解析データにおける対流圏中層の誤った cooling 傾向による可能性があると述べている。また 3 月と 9 月の循環強化から，前者は DJF における北側のセルの持続，後者は JJA における南側のセルの持続であり，最近の Hadley 循環の季節進行に遅れが見られるとしている(Kobayashi and Maeda,2006)。

これまでの研究は，東西方向に平均した Hadley 循環についての解析であり，経度毎にみた局所子午面循環との関係については明らかにされていない。さらに Hadley 循環の形状(緯度幅)の変化傾向については解析されていない。そこで本研究では JRA-25 再解析データを用いて，Hadley 循環の形状の変化や季節進行，局所子午面循環の経度方向の差異およびその長期変化傾向を，冬季・夏季および冬(夏)季から春(秋)季の推移期に相当する 3(9)月に注目して解析を行った。

2．データと解析方法

気象庁の長期再解析プロジェクトによるデータセット「JRA-25(Japanese Re-Analysis 25 years)」[緯度・経度方向の水平解像度：1.25°x 1.25°，鉛直等圧面高度(23層)1000-0.4hPa]の月平均データを使用して，Hadley 循環や局所子午面循環の年変化・年々変化について，主成分分析や trend 解析を行う。また Hadley 循環の形状に関連して，本研究では 500hPa 上昇流 ω_{500} の緯度幅の経年変化に着目し，総流量の変化傾向が上昇流域の緯度幅の変化傾向に因るか，上昇流の強さに因るかを議論する。

3．解析結果および考察

3.1　Hadley 循環の季節変化

まず Hadley 循環の季節変化について示す。Hadley 循環を表す指標として Oort and Yienger(1996)によって定義された質量流線関数ψを用いる。ψは以下の式で定義される。

$$\psi = \frac{2\pi R\cos\phi}{g}\int_{p=0}^{p=p_0}[\bar{v}]\,dp \quad (1)$$

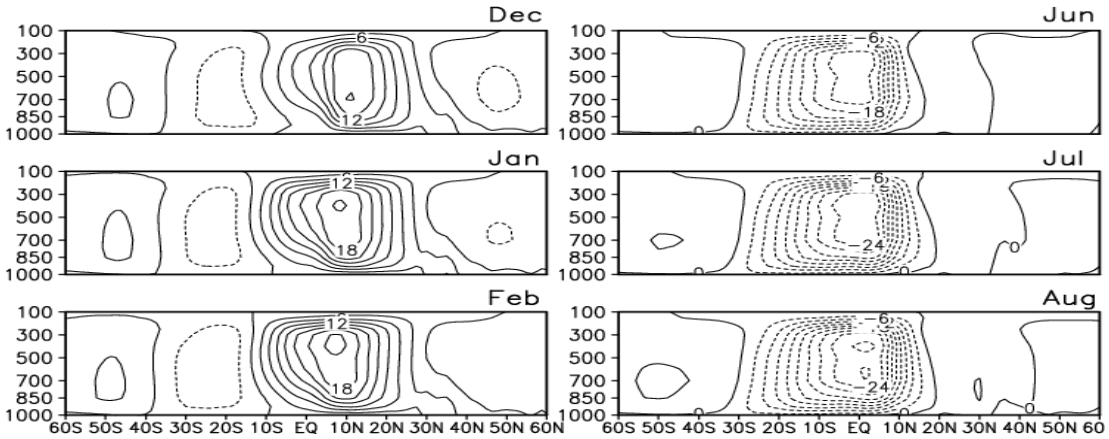


Fig. 1 Latitude-height cross section for climatology of mass stream function in Winter (December, January, February) and in Summer (June, July, August). Contour interval is 3×10^{10} kg/s.

ここで，[¯]は東西時間平均を表す。つまりψは東西時間平均した南北風を球面上で上層から下層まで積分した値で定義される。

Fig.1 からわかるように北半球冬季に北側のセルが peak となる一方，北半球夏季に南側のセルが peak となる。peak 時のψの絶対値を冬季・夏季で比較すると夏季における南側のセルのほうが相対的に約 27%強い。また，その他の季節では対流圏界面付近で両極に流れる 2 つのセルが卓越する(図略)。

3.2 DJF における解析結果

DJF における Hadley 循環の循環強度の経年変化を Fig.2 に示す。以下，北半球冬季平均場を DJF，北半球夏季平均場を JJA と称する。循環強度の指標として Oort and Yienger(1996)の定義に倣い，DJF において 0°-30°N の領域におけるψの最大値を，JJA において 30°S-0°の領域におけるψの最小値をその指標として定義した。結果，DJF において明瞭な正の trend が示され，その割合は 1.7×10^{9}kg/s/yr(信頼水準 99%)であった。しかし，彼らの定義はある一点の値を Hadley 循環の強度として定義しており，その指標の定義に疑問が残る。そこで本研究では，気候値からの偏差に対する EOF(Empirical Orthogonal Function)解析を行い，主要な変動成分として取り出された空間パターンの時係数の経年変化を解析した(Fig.3)。第 1 モードの空間パターンにおけるψは正偏差(寄与率 40.8%)であり，時係数の trend を考慮すると循環は強まる傾向となる。これは先に述べた DJF における Hadley 循環の強化傾向と整合的であり，先行研究と同様の結果である。

ψの最大値，つまり子午面内の総流量が増える傾向が Fig.2 で示された。ψは(1)式で示される関数であると共に，東西時間平均したωを緯度方向へ積分した関数として表される。そこで上昇流の緯度幅を解析し，総流量の変化傾向が緯度幅の変化傾向に因るか，上昇流の強化に因るかを議論する。上昇流の緯度幅の定義として 500hPa，30°S-30°N におけるω＜0 の領域をその緯度幅として定義した。結果，Hadley 循環の上昇流域の緯度幅における 1979 年～2006 年の平均は 3.5×10^{3}km であった。緯度幅の変化傾向に統計的に有意な trend はなく，総流量が増加することを考慮すると，上昇流は強まる傾向にあると示唆される(Fig.4)。

次に，上記で示された DJF における Hadley 循環の強化傾向が，どの領域の影響を受けているかを議論するため，経度毎に東西平均した局所子午面循環の trend を解析する。経度毎に東西平均した領域に関して，インド洋は Kitoh et al.(1997)で定義された領域(40°E-110°E)を，西部太平洋(120°E-170°E)と東部太平洋(150°W-100°W)は Wang(2002)で定義された領域とした。また残りの領域(80°W-20°E)を大西洋とした。なお，局所子午面循環を解析する際，質量保存則を用いるψは有効ではないためωの trend に着目し，それらの変化傾向を検討する。

DJF における局所子午面循環の解析から，インド洋，西部太平洋，東部太平洋域における局所子午面循環が強化されていることがわかった。特にインド洋域における trend が明瞭に表れたため，以下にインド洋域で東西平均した各物理量の解析結果を示す。

Fig.5a はωの trend の緯度高度断面図である。10°S-0°の上昇流域のωと，15°N-20°N の下降流域のωに有意な強化傾向が見られた。Fig.5b は水蒸気フラックスの発散の trend の緯度高度断面図である。上層の水蒸気は下層に比べると微量であるため，500hPa から上層を表記していない。両図を比較すると上昇流(下降流)強化の領域において，下層における水蒸気フラックスの収束(発散)が増大傾向であることがわかる。上昇流が強化される領域では降水量の trend も対応しており，

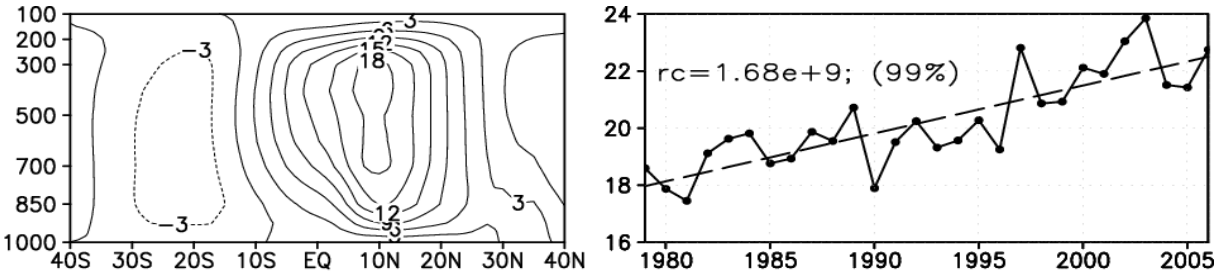


Fig. 2 (a) Latitude-height cross section for climatology of mass stream function in DJF. Contour interval is 3×10^{10} kg/s. (b) Annual values of Hadley cell strength index defined by Oort and Yienger(1996). Broken line shows its linear trend (kg/s/yr), and "rc" is regression coefficient, and its significance level is also shown.

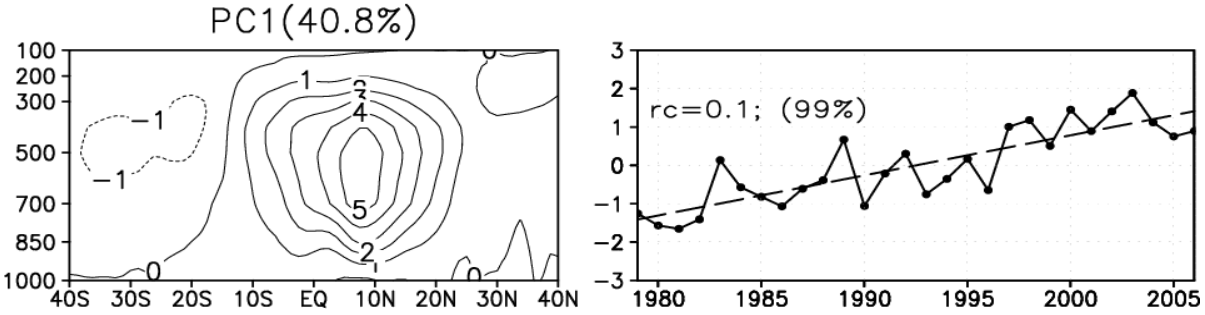


Fig. 3 PC1 of anomaly from climatology. (a) Latitude-height cross section for the spatial pattern. Contour interval is 1×10^{9} kg/s, and contribute rate is also shown. (b) Annual values of Time-coefficient for the PC1. Broken line shows its linear trend and its significance level is also shown.

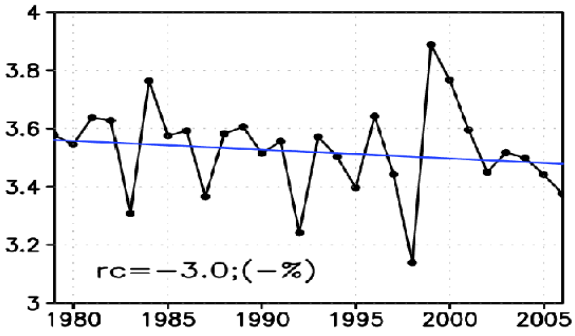


Fig. 4 Annual values of width of upward region at 500hPa. Blue line shows its linear trend (km/yr) , and "rc" exhibits regression coefficient, and its significance level is also shown ("−%" explains significance level is less than 90%). Unit is km.

その割合は 0.1mm/day/yr を超える(Fig.5c)。次にこの上昇流強化傾向を考察するため，緯度経度面での解析を行った。Fig.6 はインド洋域における SST(Sea Surface Temperature)と 850hPa 速度ポテンシャル χ_{850} の trend である。Fig.6a からインド大陸南部に 2.5×10^{-2}K/yr 以上の有意な正の trend が見られる。また同領域では-4.0 $\times10^{4}$m^2/s/yr 以下の下層風の収束傾向がある(Fig.6b)。

3.3 JJA における解析結果

JJA における Hadley 循環の循環強度の経年変化を解析したところ，有意に弱化する傾向が示された(Fig.7)。これは先行研究と異なる結果である。全期間における trend は弱化傾向であるが，1998 年以降に着目すると強化傾向があるように見え，この期間についてさらに議論する必要がある。しかし本研究では全期間における trend を基に議論を進める。その様子は EOF 解析からも示された。Fig.8 から第 1 モード(寄与率 61.3%)に負の偏差が見られ，第 1 モードの時係数を考慮すると Hadley 循環は有意に弱化することがわかる。

次に，Fig.9 に ω_{500} の緯度幅の経年変化を示す。上昇流域の緯度幅の平均は 2.9×10^{3}km であり，DJF と比較すると JJA における上昇流域の緯度幅は 19%狭い。またその経年変化から有意な trend はないことがわかった。つまり総流量は減少する傾向にあるが，上昇流域の緯度幅は変わらないことから，上昇流の弱化がうかがえる。

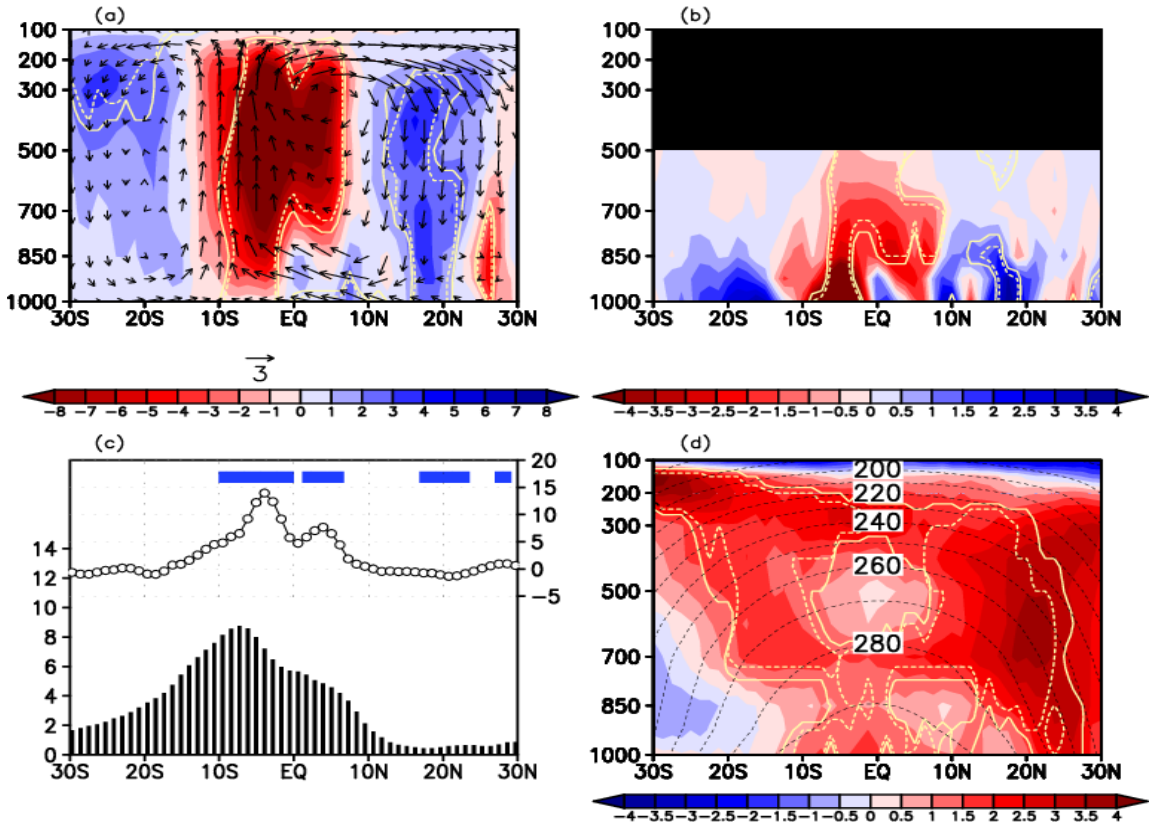


Fig. 5 DJF climatology for local Hadley circulation averaged between Indian ocean region (40°E—110°E). (a) Meridional-vertical circulation pattern and ω trend (Pa/s/yr). Vector is described by using meridional wind and –100×ω. Tone interval is 1×10^{-4}Pa/s/yr. (b) Trend of divergence of water vapor flux. Positive (negative) trend indicates divergence (convergence) trend of water vapor flux. Contour interval is 0.5×10^{-10} 1/s/yr. (c) Trend (line) and climatology (bar) of precipitation. Left label shows climatology (mm/day), right label shows trend (10^{-2} mm/day/yr), and upper blue bar indicates region for significance of trend exceeds 90%. (d) Trend (shade) and climatology (black broken line) of temperature. Contour interval is 10K and tone interval is 1×10^{-2}K/yr. (a),(b),(d) Yellow line (broken line) indicates significance level of trend exceeds 90% (95%).

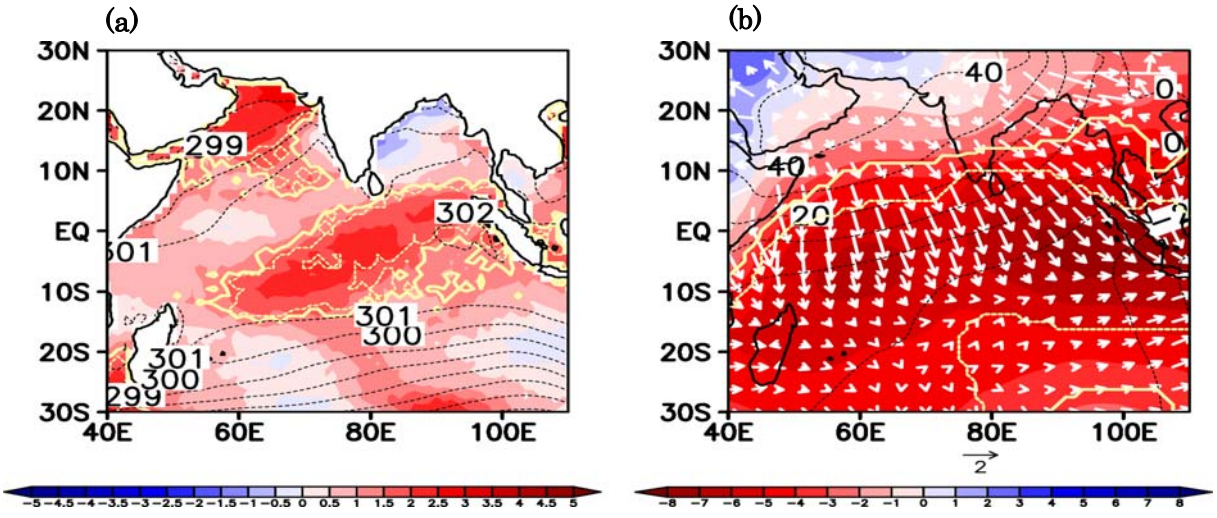


Fig. 6 Longitude-latitude cross section for the trend and climatology of SST and χ_{850} in DJF. (a) Trend (shade) and climatology (black broken line) of SST. Contour interval is 1K, tone interval is 0.5×10^{-2}K/yr. (b) Trend (shade) and climatology (black broken line) of χ_{850}. Vector is climatology of divergence wind (m/s). Contour interval is 1×10^{6} m^2/s and tone interval is 1×10^{4} m^2/s/yr.

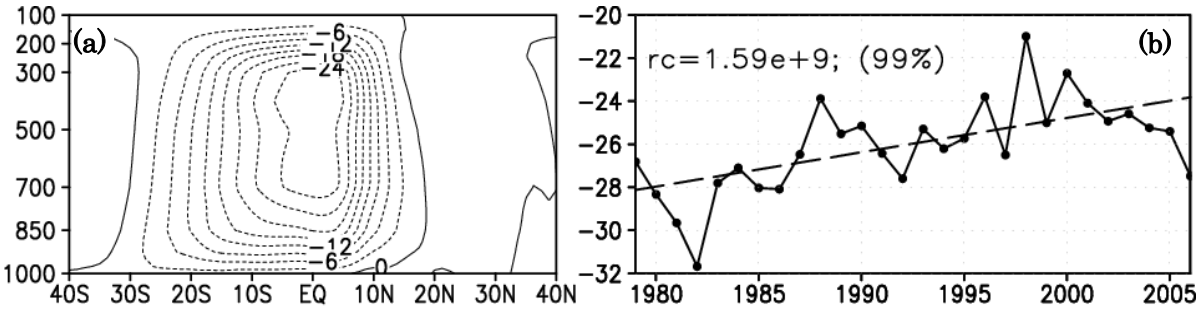


Fig. 7 Same as Fig.2 but for JJA.

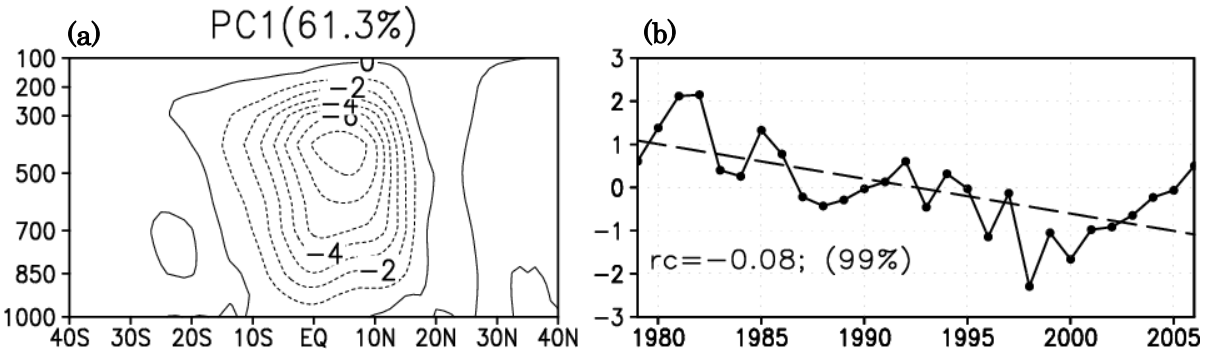


Fig. 8 Same as Fig.3 but for JJA.

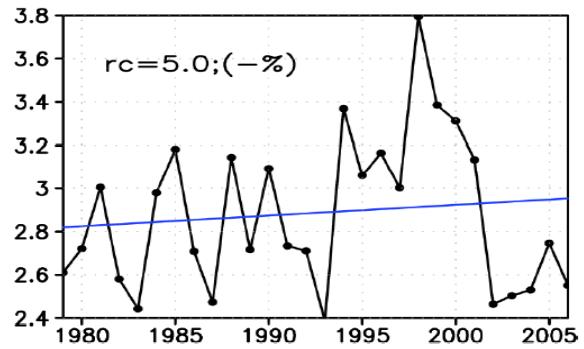


Fig. 9 Same as Fig.4 but for JJA.

DJF と同様に，JJA における Hadley 循環の弱化傾向を考察するため，局所子午面循環の trend を検討したところ，インド洋と大西洋域の局所子午面循環が Hadley 循環の弱化に大きく寄与していることがわかった。特にインド洋域においてその傾向が明瞭に見られたので，以下インド洋域で東西平均した各物理量の解析結果を示す。

ωの trend の緯度高度断面図を Fig.10a に示す。10°N-20°N 付近の上昇流域のωに有意な正の trend，つまり上昇流が弱まる傾向が見られる。またその南側に有意な負の trend が見られ，インド洋局所子午面循環の上昇流域の弱化傾向と南偏傾向による循環弱化がうかがえる。さらに同領域下層の水蒸気フラックスの発散は増大傾向にあり，上昇流の弱化傾向と対応していた(Fig.10b)。降水量の trend から上昇流弱化に対応した降水量の減少傾向が示され，その割合は-1.0×10^{-1}mm/day/yr を超える(Fig.10c)。

次に緯度経度面での解析結果を Fig.11 に示す。インド大陸南部における 302K を超える高 SST 域の南側に有意な正の trend が見られ，その最大値は 3.1×10^{-2}K/yr であった。これは DJF に比べて約 24%大きい。この SST の正の trend に対応して下層風も収束傾向となることが Fig.11b からわかる。その割合は 20°S-10°N, 70°E-110°E 付近で-4.0×10^{4} m^2/s/yr 以下となり，この領域の trend は統計的に有意であった。

3.4 季節平均場の結果に対する考察

DJF における Hadley 循環の強化にはインド洋，西部太平洋，東部太平洋における局所子午面循環の強化が寄与していると考えられる。特にインド洋域における局所子午面循環の強化は，下層の水蒸気フラックスの収束(発散)の増大に伴う上昇流(下降流)強化が示唆される。その割合は上昇流強化が最も強い領域において 1979 年に比べて約 38%強まっており，同領域下層における水蒸気フラックスの収束の増大傾向が最大の領域で，約 48%増大することがわかった。また両者の相関

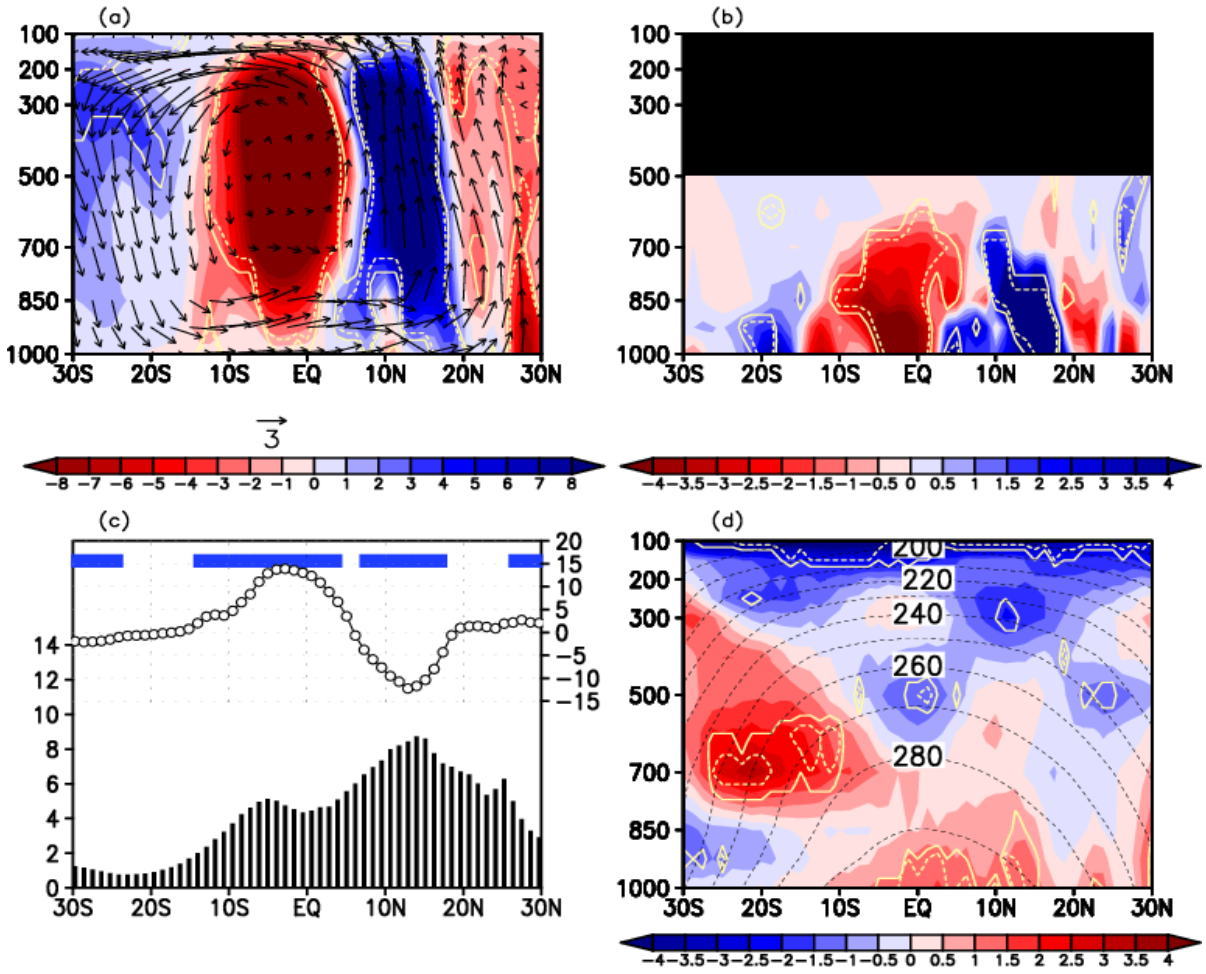


Fig. 10 Same as Fig.5 but for JJA.

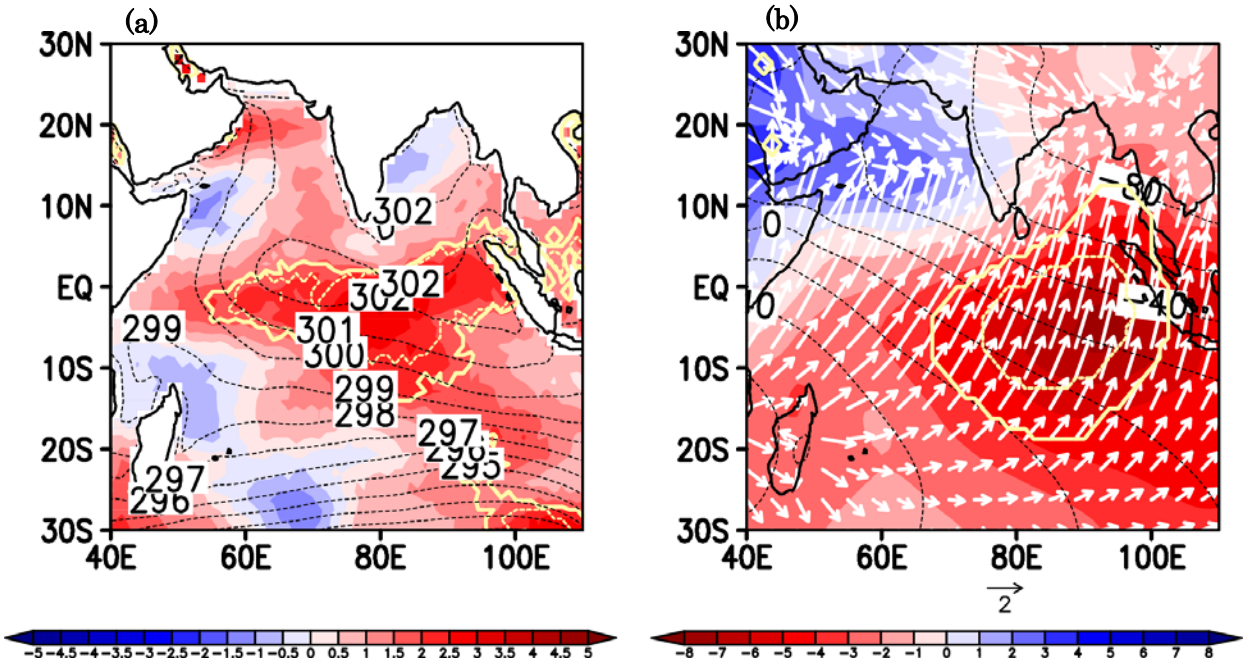


Fig. 11 Same as Fig.6 but for JJA.

は 0.81 であり良い対応が見られた。さらに緯度経度面の解析結果を考慮すると，以下のことが考察される。

SST の上昇に伴い上昇流強化，下層風の収束強化が起きる。それらに因り下層における水蒸気フラックスの収束が増大傾向となり，その収束に伴い上昇流強化がもたらされる。インド洋域において，上昇流強化領域での比湿の trend はほとんど不変か減少傾向となっており(図略)，下層風収束の増大による水蒸気フラックスの収束の増大傾向が局所子午面循環の強化に影響していると考えられる。

Fig.5d の気温の trend から上昇流域において安定化する傾向が見られる。しかしこの領域の上昇流は強まる傾向にあり，対応していない。つまり上昇流強化には下層の水蒸気フラックスの収束がより重要であることが示唆される。また Mitas and Clement(2006)が指摘する対流圏中層の cooling 傾向は見られなかった。

JJA における Hadley 循環の弱化には，インド洋と大西洋域の局所子午面循環の弱化傾向が大きく寄与していると考えられる。インド洋域における局所子午面循環の弱化は，下層における水蒸気フラックスの発散の増大傾向に伴う上昇流弱化が示唆される。また緯度経度面の解析から SST が最大となる領域が南偏することと，それに伴う上昇流と下層の収束領域の南偏，加えてインド大陸での水蒸気の減少傾向(図略)から，下層における水蒸気フラックスの発散は増大傾向となり，それに対応して上昇流が弱まると考えられる。上昇流弱化が最大の領域と水蒸気フラックスの発散傾向が最大の領域の相関係数は，0.93 であり高い相関関係が得られた。さらにこの領域における局所子午面循環の弱化からインド洋域の夏季モンスーンの弱化も示唆されるため，Kitoh et al.(1997)と Goswami et al.(1999)で定義された monsoon-index に倣い, JJA におけるモンスーンの経年変化を調べた。しかしどちらが定義した index にも有意な trend は見られなかった。これは大楽・江守 (2006) が指摘するように，地理的に不動の monsoon-index が適切な尺度ではない可能性がある。

気温の trend の鉛直分布に関して，赤道上や 10°N 付近の対流圏中層に有意な負の trend が見られた。これは先述した対流圏中層の cooling 傾向と対応しているため, 循環も強化する傾向にあることが考えられるが, 気温と鉛直流の trend は対応していなかった(Fig.10d)。

3.5 3 月・9 月における解析結果

Kobayashi and Maeda(2006)は 3 月と 9 月の Hadley 循環に強化傾向を示し, 季節進行の遅れを指摘している。本研究では, 同期間の Hadley 循環と局所子午面循環の経年変化について解析を試みた。

3 月と 9 月における Hadley 循環の循環強度の定義は, Kobayashi and Maeda(2006)の定義に従い, 3 月において 7°N，500hPa のψの値を，9 月において 7°S，500hPa のψの値を循環強度の指標として用いた。結果，3 月において Hadley 循環は強まる傾向にあり, その割合は 2.3×10^{9}kg/s/yr(有意)で，先行研究の結果よりも明瞭に表れた(Fig.12)。その様子は Fig.13 に示した EOF 第 1 モードからも示された。第 1 モードの寄与率は 59.7%で，循環強化傾向が見られる。一方，9 月における循環強度の経年変化には有意な trend は見られず(Fig.14), EOF 第 1 モードからも有意な trend は認められなかった(Fig.15)。これは先行研究と異なる結果である。

上昇流域の緯度幅に関して，3 月における上昇流域の緯度幅の平均は 3.1×10^{3}km であった。また緯度幅の経年変化には有意な trend は見られなかった。つまり総流量(Kobayashi and Maeda(2006)の定義は，Hadley 循環のほぼ中心付近として考えている)が増えていることから，上昇流の強化が推測される。また，Fig.16 から 9 月における ω_{500} の緯度幅(平均は 2.8×10^{3}km)が年間 14km/yr の割合で拡大していることがわかる。すなわち，総流量が変化しておらず幅が拡大していることから，上昇流の弱化傾向が考えられる。

上記より，3 月と 9 月の Hadley 循環は，3 月において強化傾向が，9 月において弱化傾向が示されたが，これらの期間における経度毎の局所子午面循環を解析することは，季節進行の遅れの原因を探る上で有用であると考えられる。よって，以下に 3 月，9 月における局所子午面循環の trend 解析の結果を記述する。

(1) 3 月のインド洋域における局所子午面循環

3 月における局所子午面循環は，インド洋と西部太平洋域において強化傾向が見られ，これらが Hadley 循環の強化に大きく寄与していると考えられる。インド洋域の局所子午面循環に関連して，上昇流域のほぼ全域で有意なωの負の trend となり，その最小値は-1.6×10^{-3}Pa/s/yr で, DJF と同じ割合であった。同領域下層の水蒸気フラックスは有意に収束増大傾向にあり，上昇流強化と対応している。DJF 同様，降水量の trend も上昇流強化と対応しており，その割合は 1.0×10^{-1} mm/day/yr 以上であった。また緯度経度面の解析からは，SST の上昇に伴う下層風の収束増大傾向が確認された(図略)。

(2) 9 月の大西洋域における局所子午面循環

9 月において，大西洋域の局所子午面循環に弱化傾向が見られたため, Fig.17a に大西洋域における局所子午面循環の気候値とωの trend を示す。10°N-15°N 付近の対流圏中上層における上昇流域のωに有意な正の trend(最大値 1.3×10^{-3} Pa/s/yr)があり，同領域下層に有

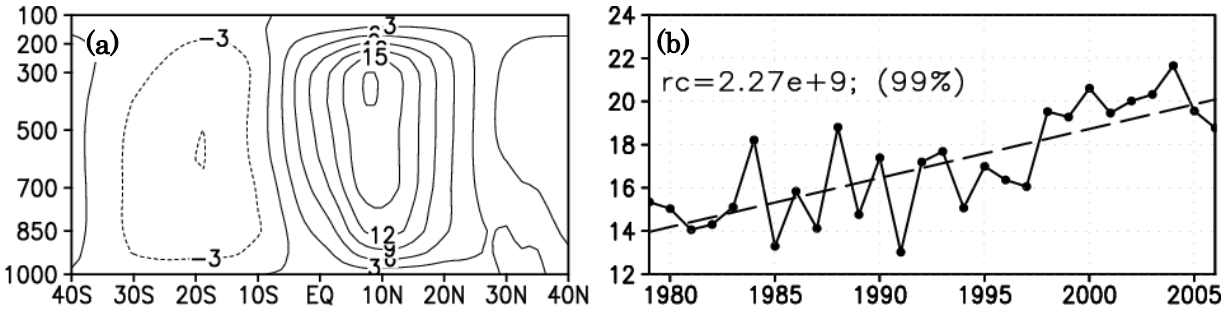


Fig. 12 Same as Fig.2 but for March.

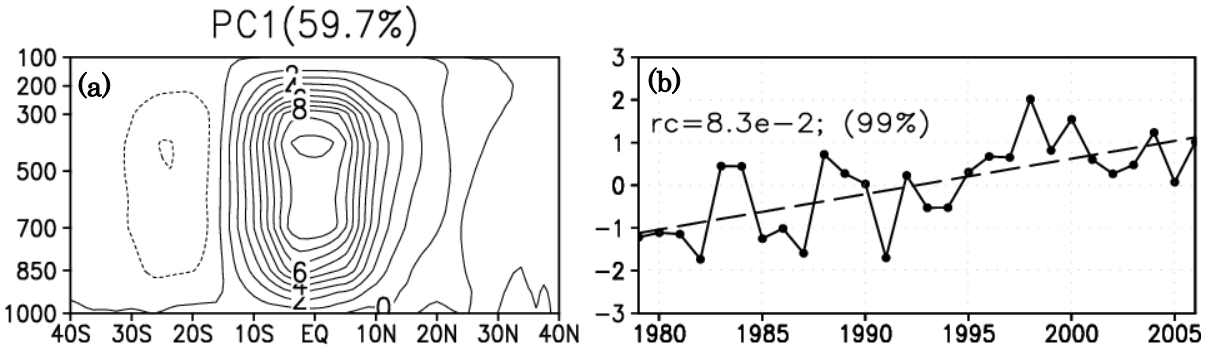


Fig. 13 Same as Fig.3 but for March.

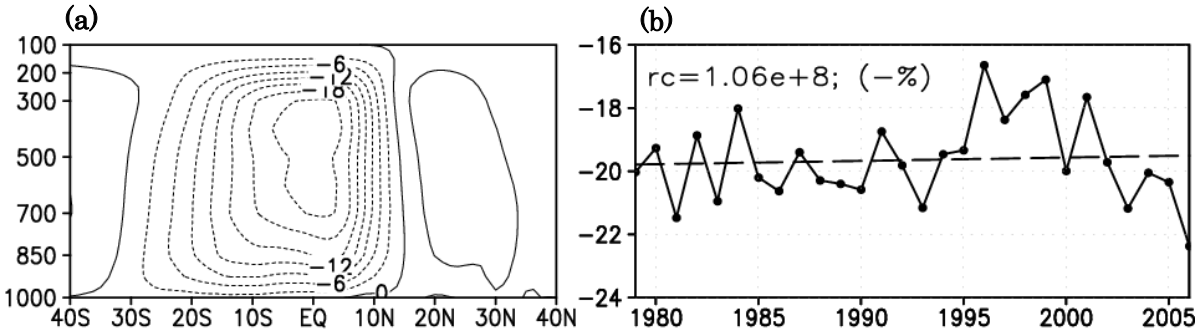


Fig. 14 Same as Fig.2 but for September.

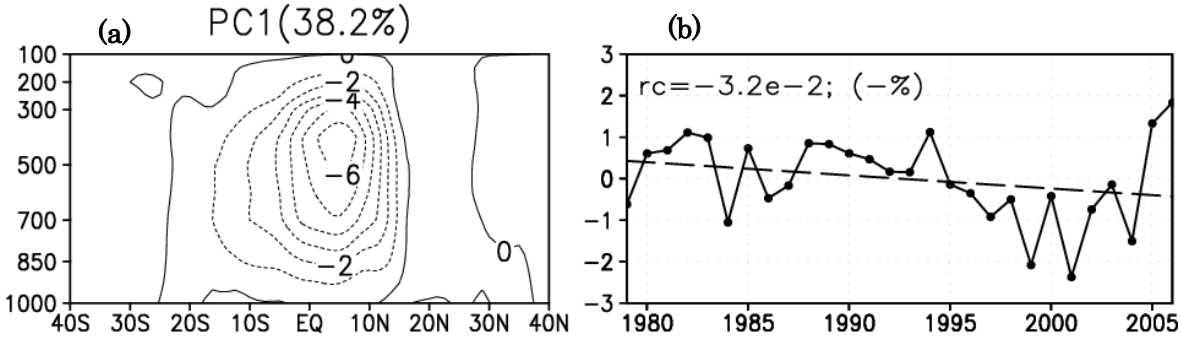


Fig. 15 Same as Fig.3 but for September.

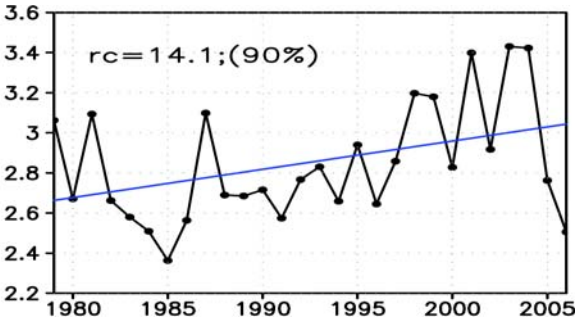


Fig. 16 Same as Fig.4 but for September.

意な負の trend が見られる。下層の水蒸気フラックスの発散を解析したところ，850hPa-1000hPa，13°N 付近に有意な負の trend があり, その上層に有意な正の trend が見られた(Fig.17b)。つまり，上昇流弱化傾向は中上層における水蒸気フラックスの発散が増大する傾向と対応している。緯度経度面の解析からカリブ海とカナリア諸島周辺の SST が高い領域に，2.0×10^{-2}K/yr 以上の有意な正の trend が広がり，Fig.17c の下層における 10°N-15°N の有意な負の trend と対応していると考えられる。同領域下層の χ の trend から中部大西洋に収束増大傾向が見られ，SST の trend とほぼ一致しているが，中上層の上昇流の弱化とは対応していなかった。

3.6 3 月・9 月の結果に対する考察

3 月における Hadley 循環の強化傾向は，DJF とほぼ同様の考察ができ，下層の水蒸気フラックスの収束が増大する傾向に伴う対流強化が考えられる。

9 月において Hadley 循環の trend に明瞭な trend が見られなかった原因として，以下のことが考えられる。

Fig.18 に示すように，上層の北風領域では負の trend であり，中層の正の trend 領域における気候値は殆どどちらかわからないか，弱い南風である。また，trend は上層の正の trend よりも中層の負の trend の方が値は大きい。つまり式(1)で定義された ψ において，南北風を積分すると 500hPa, 7°S の値に明瞭な trend が表れにくい可能性が示唆される。しかし，総流量は変化せず上昇流域の緯度幅が広がる傾向にあることを考慮すると，9 月における Hadley 循環の弱化が推測される。

9 月における大西洋域の局所子午面循環の弱化傾向について，SST と上昇流弱化の傾向は対応していなかった。これについて χ_{500} の trend(図略)を見ると，発散傾向が確認され，上昇流が弱化する領域と一致していた。つまり χ_{500} の発散傾向が同気圧面における水蒸気フラックスの発散の増大に寄与していると思われる。

4．結論

本研究では JRA-25 再解析データを用いて，Hadley 循環の循環強度と形状における trend を 1979 年～2006 年の期間で解析した。また経度毎の局所子午面循環を解析することにより，どの領域が Hadley 循環の trend に寄与しているのかを調べた。

DJF における Hadley 循環は, ψ の最大値や EOF 第 1 モードから強化傾向が示され，先行研究と同様の結果となった。また ω_{500} の緯度幅に有意な変化傾向は見られず，総流量が増加傾向にあることを考慮すると上昇流の強化が推測される。さらにインド洋, 西部太平洋, 東部太平洋域における局所子午面循環の強化が Hadley 循環の強化傾向に寄与していた。上昇流強化が示唆されたインド洋域，西部太平洋域では，SST の上昇と下層の風の収束に関連した，水蒸気フラックスの収束の増大傾向が上昇流強化と対応していることがわかった。またインド洋域と ITCZ 北側では水蒸気フラックスの発散の増大傾向に伴う下降流強化が示された。温暖化すると対流圏全域で温度が上がり，安定度が増すため Hadley 循環は弱まるとされている(例えば，Tanaka et al.,2005; Held and Soden,2006; Vecchi and Soden,2007)。しかし Fig.2 や Fig.5 に示したように北半球冬季においてそのような傾向は見られなかった。また，Mitas and Clement(2006) が指摘した対流圏中層の cooling 傾向は見られなかった。この傾向は全球東西平均した気温の trend からも確認された(図略)。つまり，上昇流の強弱傾向には気温の trend よりも下層の水蒸気フラックスのほうが重要であると考えられる。

JJA における Hadley 循環は弱化しており，ω_{500} の緯度幅に有意な変化傾向が見られないことから，上昇流の弱化が示唆される。この結果は先行研究と異なる。経度毎の局所子午面循環を検討したところ，インド洋と大西洋域で弱化傾向と南偏傾向が明瞭に表れた。またその弱化傾向には，下層風の収束場の南偏に伴う水蒸気フラックスの発散の増大傾向が考えられる。

3 月の Hadley 循環は先行研究と同様に強化しており，その強化傾向がインド洋域と西部太平洋域の局所子午面循環の強化に因ることが示された。つまりこれらの領域における局所子午面循環の強化が，季節進行の遅れの誘因となる可能性が示唆される。

9 月の循環強度の trend は明瞭ではなかった。しかし，総流量が変化せず, 上昇流域の緯度幅が年間 14.1km/yr の割合で拡大することを考慮すると，上昇流弱化に伴う循環弱化傾向が考えられる。これは先行研究と異なる結果である。この傾向には大西洋域における局所子午面循環の弱化が大きく寄与しており，上昇流の弱化は，χ_{500} の発散傾向と対応する中上層の水蒸気フラッ

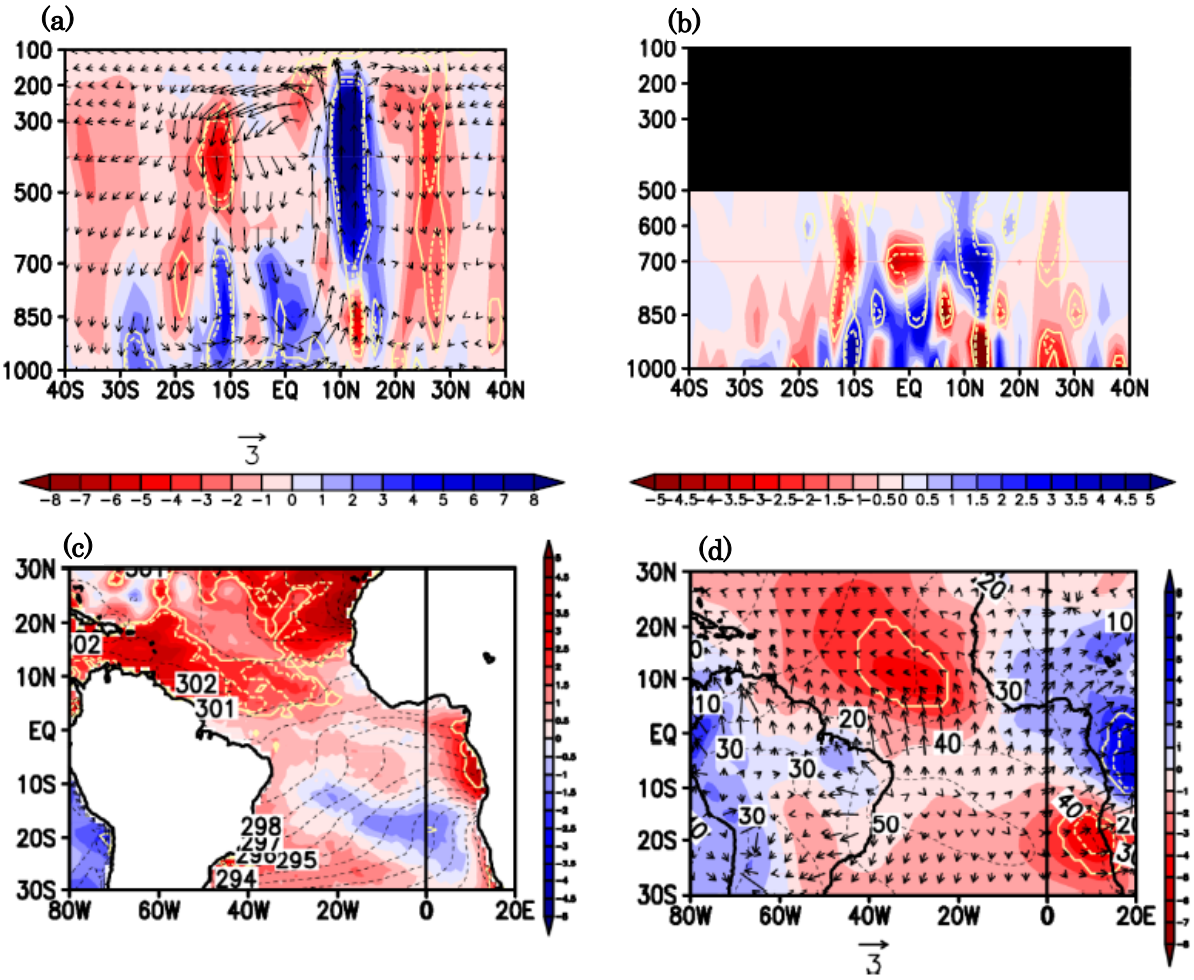


Fig.17 Same as Fig.5 but for September in Atlantic Ocean.

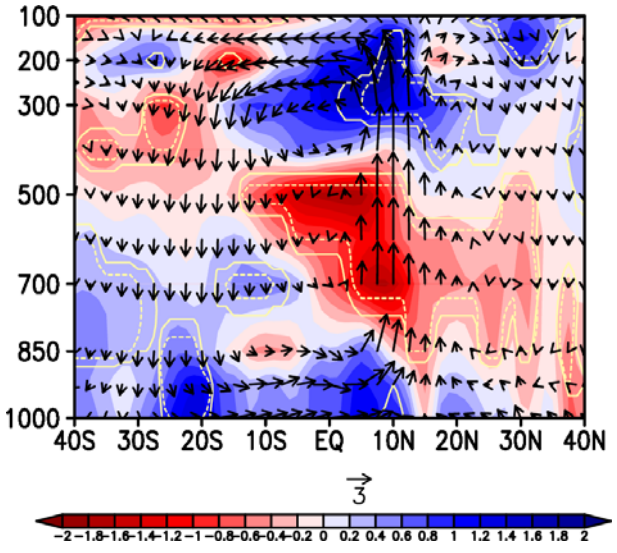


Fig. 18 Trend of meridional wind in September. Tone interval is 0.2 $\times 10^{-4}$ Pa/s/yr and vector is climatology of Hadley circulation(m/s).

クスの発散傾向と対応していた。

本研究では衛星データである NOAA の OLR (Outgoing Longwave Radiation) も用いて，データ依存性について解析を行ったが (図略)，インド洋以外の領域において上昇流と OLR の trend の良い対応は見られなかった。また JRA-25 のみを使用している点にも疑問が残る。よって今後，NCEP/NCAR や ECMWF の再解析データを用いて比較し，データ依存性について議論しなければならない。

謝　辞

本研究で用いた JRA-25 再解析データは，気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものであります。また図の作成には GrADS を使用致しました。

参考文献

大楽浩司・江守正多. (2006)：高解像度全球気候モデルによる地球温暖化時の夏季アジアモンスーン，水工学論文集，第 50 巻，pp．547-552.

Goswami, B. N., Krishnamurthy, V. and Annamalai, H. (1999): A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon, Q. J. R. Meteorol. Soc, Vol. 125, pp. 611-633.

Held, I. M. and Soden, B. J. (2006): Robust responses of the hydrological cycle to global warming, J. Clim., Vol. 19, pp. 5686-5699.

Kitoh, A., Yukimoto, S., Noda, A. and Motoi, T. (1997): Simulated changes in the Asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO_2, J. Meteorol. Soc. Japan, Vol. 76, pp. 1019-1031.

Kobayashi, C. and Maeda, S. (2006): Phase shift of the seasonal cycle in the Hadley circulation in recent decades, Geophys Res. Lett., Vol. 33, L22703, doi:10.1029/2006GL027682.

Mitas, C. M. and Clement A. (2005): Has the Hadley cell been strengthening in recent decades?, Geophys Res. Lett., Vol. 32, L03809, doi:10.1029/2004GL021765.

Mitas, C. M. and Clement, A. (2006): Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses, Geophys Res. Lett., Vol. 33, L01810,doi:10.1029/2005GL024406.

Oort, A. and Yienger, J. J. (1996): Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO, J. Clim., Vol. 9, pp. 2751-2767.

Tanaka, H. L., Ishizaki, N. and Kitoh, A. (2004): Trend and interannual variations of Walker, monsoon, and Hadley circulation defined by velocity potential in the upper troposphere, Tellus, Ser. A., Vol. 56, pp. 250-269.

Tanaka, H. L., Ishizaki, N. and Nohara, D. (2005): Intercomparison of the intensities and trends of Hadley, Walker and monsoon circulation in global warming projections, SOLA., Vol. 1, pp. 077-080, doi: 10.2151/sola. 2005-21.

Vecchi, G. A. and Soden, B. J. (2007): Global warming and the weakening of the tropical circulation, J. Clim, Vol. 20, pp. 4316-4340.

Wang, C. (2002): Atmospheric circulation cells with the El Nino Southern Oscillation, J. Clim, Vol. 15, pp. 399-419.

Analyses of Long-Term Trend of Hadley Circulation by Using the JRA-25 Reanalysis Dataset

Takeshi MASAKI, Tatsuya IWASHIMA and Hitoshi MUKOUGAWA

Synopsis

By using the monthly mean values of JRA-25 reanalysis dataset, produced by the Japan Meteorological Agency, the years 1979-2006, we investigate long-term variation of the Hadley circulation in winter, summer, March and September. The Hadley circulation has strengthening (weakening) trend in winter (summer), and has strengthening (no clear) trend in March (September). Local Hadley circulation over the Indian Ocean is contributed to positive trend of Hadley circulation strength, and convergence trend of water vapor flux in lower troposphere is contributed to strengthening trend of upward motion in winter. For the rate of trend, upward motion strengthens 38% and convergence of water vapor flux strengthens 48% and their correlation is 0.81.

Keywords: tropical atmosphere, Hadley circulation, local meridional circulation

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

初冬におけるブロッキングと成層圏突然昇温との関連

風本　圭佑*・向川　均

＊京都大学大学院理学研究科

要　旨

初冬における対流圏ブロッキングと成層圏突然昇温(SSW)との力学的関係を明らかにするため，JRA-25再解析/JCDASデータセットを用いて，複数の事例について解析を行った。また，2001年12月に生じたSSWについて，気象研究所／気象庁統一大気大循環モデルを用いた予報実験結果についても解析した。その結果，初冬のSSW発生と，予め気候場に比べ振幅の大きな波数1成分が存在するときに北大西洋域で発生する顕著なブロッキングとが力学的に関連することが示された。それは，惑星規模波とブロッキングとの干渉効果により，波数1に伴う波活動度の上向きフラックスがある閾値を超えて増大するためである。

キーワード：ブロッキング，成層圏突然昇温，惑星規模波

1．はじめに

冬の成層圏循環における最も顕著な現象である成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) は，Matsuno (1971) により，対流圏から上方伝播する大振幅の惑星規模波と成層圏帯状流との相互作用で基本的には理解できることが示されている。しかしながら，SSW の発生時にしばしば観測される，対流圏における惑星規模波の増幅メカニズムを矛盾なく説明する理論は依然として存在しない (Andrews et al., 1987)。しかし，SSW 発生時にしばしば対流圏においてブロッキングが出現することや，ブロッキングが惑星規模波の励起に関連する(e.g. Andrews et al., 1987) ため，ブロッキングは，対流圏における惑星規模波の増幅と関連していると考えられている。

Quiroz (1986) は，1981/82 年から 1984/85 年の 11 月から 3 月に発生したブロッキングと SSW とを比較し，統計的にブロッキングは，SSW に平均して約 3.5 日先行して出現することを示している。Mukougawa et al. (2005, 2007) (以下では M05, M07) は，気象庁一ヶ月予報結果及び大気大循環モデルを用いた予報実験結果を用いた 2001 年 12 月末に発生した波数 1 型の SSW の解析から，北大西洋域のブロッキングに伴う帯状風偏差や高度場偏差が有意に SSW と関連していることを示している。一方，Taguchi (2008) は，統計的手法を用いて, 過去約 50 年間に発生した北半球のブロッキングの発生時期と SSW の発生時期との間には統計的に有意な関係がないことを示している。

このように，Quiroz (1986) や Taguchi (2008) は，ブロッキングと SSW との関係を統計的に解析しているが, 個々のブロッキングと SSW との関係については詳しく解析されていない。また，ブロッキングと SSW との間に関連が有るとしても，SSW を伴うブロッキングと，伴わないブロッキングに相異点があるのかどうかも明らかではない。さらに，ブロッキングが惑星規模波の励起とどのように関係しているのかも依然として明らかではない。

そこで，本研究では，個々のブロッキングと SSW との関係を事例解析により調べ，対流圏ブロッキングと SSW との力学的関係を明らかにすることを目的とした。また，以下では初冬 (11 月，12 月) の事例について解析を行う。これは，初冬では対流圏から成層圏への惑星規模波の伝播は 1 月以降に比べて少なく，成層圏における波活動度も小さいため，対流圏ブロッキングが成層圏循環に及ぼす影響を解析することが，１月以降と比べ容易になると考えられるためである。具体的には，以下の 3 事例について詳細な解析を行った。

事例 a： 2001 年 12 月に北大西洋域で顕著な対流圏ブロッキングが発生した直後に波数1型のSSWが発生した。

事例 b:：1998 年 12 月に事例 a と同じ経度で弱いブロッキングが発生後，波数 1 型の SSW が発生した。

事例 c：1989 年 12 月の事例で，事例 a と同様に北大西洋域で顕著なブロッキングが発生したが SSW は生じなかった。

また，上記 3 事例の解析結果を検証するために，1983 年 12 月末に北太平洋域で顕著なブロッキングが発生したが，SSW は生じなかった事例 d の解析も行った。さらに，M07 で示されている，事例 a についての一ヶ月アンサンブル予報実験結果の解析も行った。

2. データと解析手法

2.1 データ

JRA-25 再解析/JCDAS データセットの日平均値を用いた。期間は1979年から2006年までの11月から1月，データは 1.25°×1.25°の緯度‐経度格子点上で与えられる。また，鉛直層数は 1000hPa から 0.4hPa までの 23 層である。気候値には，1979 年 1 月から 2006 年 12 月の日々の平均値に対し，60 日をカットオフ周期とする Lanczos low-pass filter (121 項) (Duchon, 1979)を施した値を使用した。移動性擾乱の影響を取り除くため，以下では，8 日をカットオフ周期とする Lanczos low-pass filter (17 項) を施した値を用いた。

また，気象研究所／気象庁統一大気大循環モデルを用いた一ヶ月アンサンブル予報実験結果についても解析を行った(M05, M07)。2001/2002 年の冬季には，気象庁一ヶ月アンサンブル予報は毎週水曜日と木曜日の 2 回，摂動を加えない初期値と，12 個の初期摂動を含む初期値を用いて実施された(水曜と木曜それぞれ 13 メンバー)。予報実験結果の検証には，JRA-25 再解析/JCDA データセットの 1200UTC の値を使用した。

2.2 ブロッキングイベントの検出

ブロッキングの定義として Barriopedro et al. (2006) (以下では B06)の定義を用いた。B06 に従い，ブロッキングの検出のみ 2.5°×2.5°緯度‐経度格子点値を用いた。まず，北半球の 500hPa 高度場を用いて，以下のように定義される高度場の南北勾配 GHGS(中緯度)と GHGN(高緯度)を毎日，各経度で計算する：

$$GHGS = \frac{Z(\lambda,\phi_0) - Z(\lambda,\phi_S)}{\phi_0 - \phi_S}, \tag{1}$$

$$GHGN = \frac{Z(\lambda,\phi_N) - Z(\lambda,\phi_0)}{\phi_N - \phi_0}, \tag{2}$$

ここで，

$$\begin{aligned} &\phi_N = 77.5^\circ N + \Delta, \\ &\phi_0 = 60.0^\circ N + \Delta, \\ &\phi_S = 40.0^\circ N + \Delta, \\ &\Delta = -5.0^\circ, -2.5^\circ, 0^\circ, 2.5^\circ, 5.0^\circ, \end{aligned} \tag{3}$$

である。Z(λ,φ)は緯度φと経度λにおける 500hPa 高度を示す。ここではまず，

$$\begin{aligned} &GHGS > 0, \\ &GHGN < -10\,(\mathrm{m/deg.}), \\ &Z(\lambda,\phi_0) - [Z(\phi_0)] > 0, \end{aligned} \tag{4}$$

で与えられる条件が，少なくとも一つのΔについて満されたならば，毎日，各経度でブロッキングが発生していると判断した。式(4)で，$[Z(\phi_0)]$は緯度ϕ_0で帯状平均した 500hPa 高度である。

次に，ブロッキングの出現頻度の高い領域である西経 80 度から東経 40 度の北大西洋域と，東経 140 度から西経 100 度の北太平洋域 (Lupo and Smith, 1995)のそれぞれの領域において，連続する経度 12.5 度以上で条件(4)を満たしながら，5 日以上持続したブロッキングを，ブロッキングイベントと定義した。また，各領域でブロッキングではない日が 3 日間続けばブロッキングイベントが終了したと判断した (B06)。

それぞれのブロッキングイベントの強さの指標として，各ブロッキングイベント期間中の各領域における 500hPa 高度場の気候値からの偏差の極大値を用いた (Nakamura et al., 1997)。このようにして，1979 年から 2005 年までの 11 月と 12 月で，北大西洋域で 35 イベント，北太平洋域で 20 イベント検出した。

2.3 SSW イベントの検出

本研究では，WMOの定義を用いて，SSWイベントの検出を行った。このWMOの定義では，10hPaの東西平均場から得られる次の4つの条件を用いる (e.g. Inatsu et al., 2007；Mcguirk and Douglas, 1988) 。(A) 北緯85度の帯状平均温度 (T) が北緯60度のTよりも高い日が5日以上持続する。(B) 北緯85度のTが一週間以内に25K以上昇温する。(C) 北緯65度の帯状平均風(U)が西風から東風に逆転する。(D) 30日以内に，そのUが東風からもとの西風 (ただし2 m/s以上) に戻る。これら(A)，(B)，(C)，(D)のすべての条件を満たすイベントを

大規模昇温 (major warming)，(A)のみ満たし, (B), (C), (D)のすべてを満たさないイベントを小規模昇温 (minor warming)，(A)，(B)，(C)を満たし，(D)を満たさないイベントを最終昇温 (final warming) と定義する。

本研究では，初冬(11 月，12 月)に発生した大規模昇温のみを解析対象とした。その結果，1979 年から 2005 年までの 11 月と 12 月で 3 つの SSW イベントを検出した(1987 年 12 月，1989 年 12 月，2001 年 12 月)。

3． 解析結果

3.1 事例の抽出

SSW イベントの検出を行った結果，1998 年と 2001 年のイベントは静穏な状態から昇温していたのに対し，1987 年のイベントでは，昇温直前に小規模な昇温を伴っていた(図略)。このため，対流圏から上方伝播してきた惑星規模波が成層圏循環に与える影響を解析することが容易になると考えられる事例 a (2001 年）と事例 b (1998 年）の SSW イベントについて詳細に解析を行った。

2001 年の事例 a では，SSW 発生前に，持続期間が 32 日(11/25～12/26； 35 イベント中 2 番目の長さ)，強さが 480m (12/20 に極大；35 イベント中 3 番目の強さ) という顕著なブロッキングが北大西洋域で発生していた。一方， 1998 年の事例 b では，SSW 発生前に，持続期間 5 日(11/28～12/2)，強さ 290m(12/2 に極大： 35 イベント中32番目) の弱いブロッキングが北大西洋域で発生していた。

また，SSW を伴うブロッキングと，伴わないブロッキングの違いについて詳しく調べるため，事例 a と事例 b と同様に北大西洋域でブロッキングが発生したが，SSW は発生しなかった事例についても解析を行った。この事例として，事例 a のブロッキングイベントと同程度の持続期間と強さを持つ，1989 年 12 月に北大西洋域で発生したブロッキングイベント（事例 c）について解析を行った。1989 年の事例 c では，北大西洋域で発生したブロッキングイベントの持続期間は 36 日(11/13～12/18)で，強さは 400m(11/23 に極大； 35 イベント中 16 番目)であった。このブロッキングイベントの持続期間は，北大西洋域で発生した全ブロッキングイベントの中では最長である。

3.2 事例の比較

まず，3 事例の概観を示す。Fig. 1 は 10hPa，北緯 80 度における T の時間変動を示す。SSW が発生した事例 a (実線)と事例 b (一点鎖線)では，ブロッキング発生後，

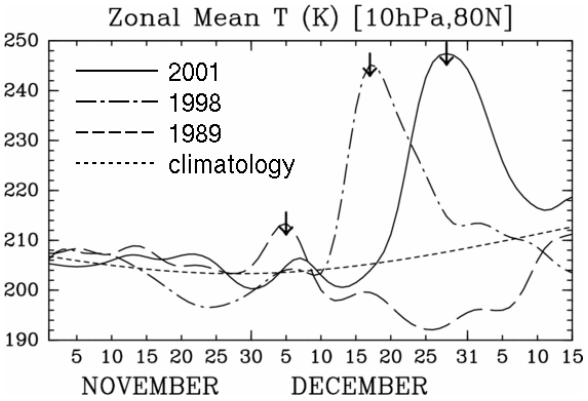


Fig. 1 Time variation of 10hPa T at 80N from 1 Nov through 15 Jan for Case a (solid line), Case b (dash-dotted line), Case c (broken line), and the climatology (dotted line). Arrows denote the peak day when T attains maximum.

数日の間に温度が約 40 度上昇し, 2001 年 12 月 28 日，1998 年 12 月 17 日に温度が極大となった。しかし, 1989 年の事例 c (破線)では事例 a や b のような顕著な昇温は生じない。Fig. 2 に，この 10hPa，北緯 80 度の T のピーク時 (Fig.1 の↓) における 10hPa 高度場を示す。事例 a (Fig. 2a) と事例 b (Fig. 2b) では，波数 1 の増幅によって，波数 1 型の SSW が発生していることがわかる。但し，波数 1 の位相は両者で異なっている。一方，事例 c (Fig. 2c) では, 低気圧性の極渦が依然として強く，極域の温度も低いままである。Fig. 2 で示されたように SSW が発生した事例 a や b と，SSW が発生しなかった事例 c とでは, 対流圏における波数 1 成分の増幅に明瞭な違いがあることが予期される。

次に，SSW 発生の重要な要因である対流圏から成層圏への波活動度の鉛直伝播の違いを調べる。Fig. 3 に，北緯 50 度から 70 度で平均した，300hPa における波数 1 に伴う波活動度の鉛直伝播を表現する E-P flux の鉛直成分 (F_Z) の時間変動を示す。SSW が発生した事例 a (実線)と事例 b (一点鎖線)では，SSW の発生前に，Fz が, その標準偏差の 2 倍を大きく越える日が約 10 日持続していることがわかる。この特徴は 100hPa でも同様に認められた(図略)。このことは，Polvani and Waugh (2004)の結果と整合的である。一方，SSW が発生しなかった事例 c (破線)では，このような特徴はない。

次に，11 月 1 日から 12 月 31 日の期間で，北緯 50 度から 70 度で平均した 100hPa における波数 1 に伴う F_Z のピーク期(事例 a は 2001 年 12 月 16 日，事例 b は 1998 年 12 月 2 日，事例 c は 1989 年 1 1 月 20 日)付近に注目して，3 事例の振舞いの違いを比較する。

Fig.4 は，このピーク期の 300hPa 高度場を示す。3 事例とも北大西洋城にブロッキングが存在している。事例 a (Fig. 4a)では，明瞭な Ω 型のブロッキングがイ

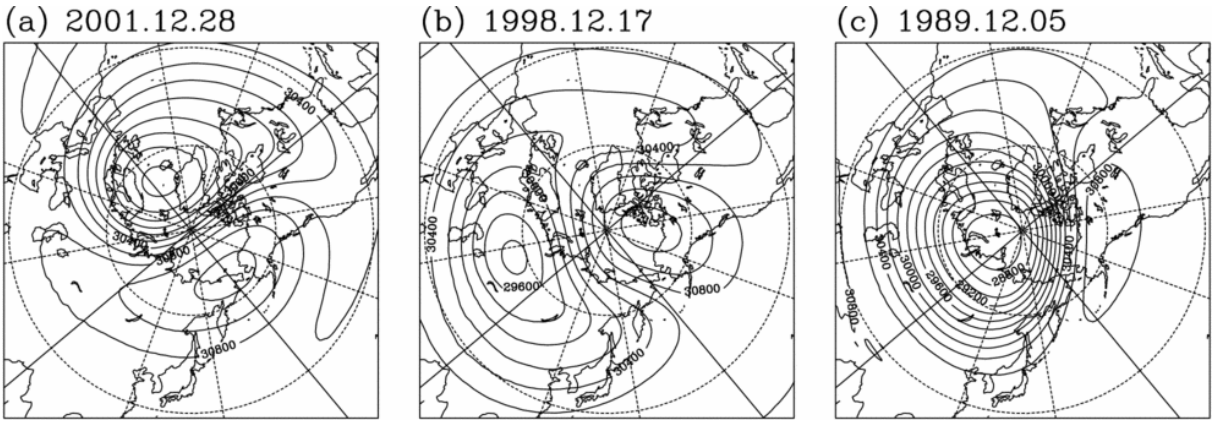


Fig. 2 10-hPa height field (m) on the peak day of 10hPa T at 80N for (a) 2001, (b) 1998, and (c) 1989. Contour interval is 200 m.

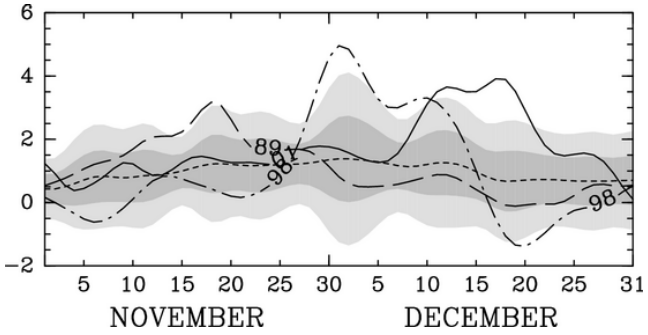


Fig. 3 Time variation of zonal wave number 1 (WN1) E-P flux ($\times 10^5$ kg/s^2) at 300hPa averaged from 50N through 70N for Case a (solid line), Case b (dash-dotted line), Case c (broken line), and climatology (dotted lime). The heavy (light) shades indicate ±1(2) standard deviation.

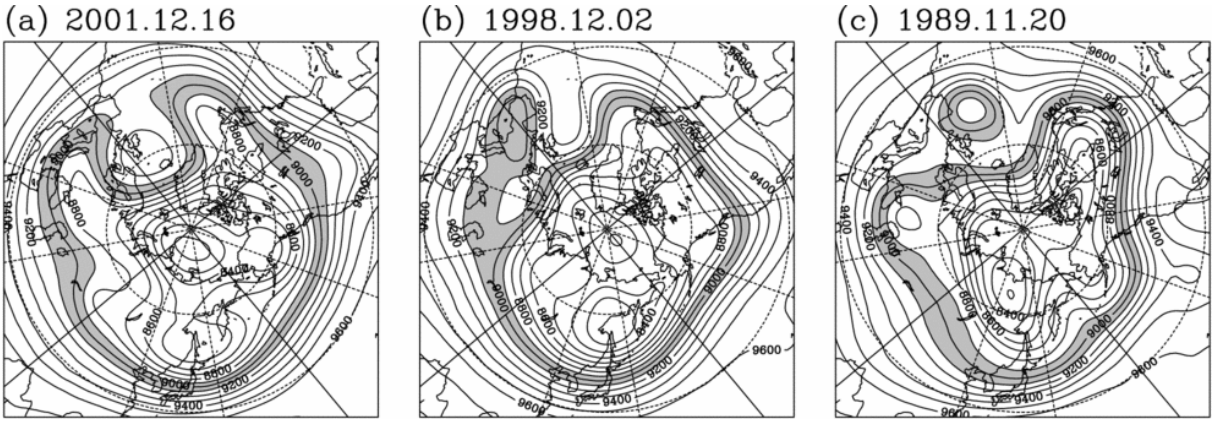


Fig. 4 300-hPa height field (m) on the peak day when Fz associated with WN1 component at 100hPa averaged from 50N through 70N attains maximum for (a) 2001, (b) 1998, and (c) 1989. Contour interval is 100 m.

ギリス付近に存在する。事例 b (Fig. 4b)のブロッキングは,他の事例に比べかなり弱く, 持続期間も短い。一方, SSW が発生した事例 a と b では，波数 1 成分が卓越している(Fig. 4a,b)。SSW が発生しなかった事例 c では，アメリカ東岸でリッジが張り出し, 北緯 60 度付近の緯度円に沿って波数 2 成分が卓越していることがわかる(Fig. 4c)。

以上のことは，Fig. 5 からも確認できる。Fig. 5 は，北緯 50 度から 70 度で平均した東西平均からの高度場偏差の経度－高度断面を示す。事例 a (Fig. 5a)と事例 b (Fig. 5b)では, 対流圏から成層圏まで波数 1 成分が卓越し, その位相は高度とともに西に傾いている。これは，惑星規模波が上向きに伝播していることを示している。また，対流圏ではブロッキングに対応する正の高度場偏差が北大西洋域に存在する。しかし事例 c (Fig. 5c)では，対流圏で波数 2 成分が卓越し，位相は鉛直に立っている。このため，1989 年の事例では惑星規模波の上向き伝播が弱く，SSW が発生しなかったと考えられる。以上の比較から，SSW の発生には波数 1 成分が増幅し，その位相が西傾することが重要と考えられる。

一方，惑星規模波の伝播は U の分布にも依存するため, U の分布は SSW の発生に重要な影響を与えている可能性がある。そこで各事例について，300hPa，北緯 50 度から 70 度で平均した波数 1 に伴う F_Z のピーク期付近における U，及び波数 1 に対する refractive index の子午面分布を調べた。しかしながら，3 事例に大きな違いはみられなかった(図略)。この比較から，SSW の発生には，波の伝播特性の違いよりも，対流圏での波数 1 成分の持続的な励起が重要であることが示唆される。

3.3 ブロッキングと波の励起

次に，ブロッキングと波数 1 の励起との関係を調べるために，8 日の low-pass filter を施した場 Z を，60 日の low-pass filter を施した場 Z_B とそれからの偏差場 Z_A (= Z－Z_B) に分けて事例 a について解析を行った(Fig. 6)。ブロッキングは長期間の平均操作を伴う Z_B では不明瞭(Fig. 6b)であるため，Z_B はブロッキングにとっての「基本場」と考えることができる。一方，Z_A ではイギリス付近に明瞭な高気圧性偏差が存在するため，Z_A はブロッキングに伴う偏差場を表現していると考えられる(Fig. 6c)。

Fig.7 に，北緯 50 度から 70 度で平均した東西平均からの高度場偏差の経度－高度断面を示す。Fig. 7 上, 7 中, 7 下は，それぞれ，300hPa における波数 1 に伴う Fz が標準偏差の 2 倍を越えた日 (2001 年 12 月 11 日) , Fz のピーク期 (2001 年 12 月 17 日) , ピーク期の 6 日後の高度場偏差を示す。まず，Fig.7 右の等値線で示された Z_B の波数 1 成分の位相は高度とともに西に傾いていることがわかる。一方，300hPa における Z_A の北大西洋域でのリッジは，11 日には，基本場 Z_B のリッジの東側に位置している(Fig.7 右上)。さらに，ピーク期の 17 日には，Z_B のリッジとほぼ同位相かやや西側に Z_A のリッジが存在する(Fig.7 右中)。この 11 日から 17 日にみられたブロッキングの西進と対応するように,

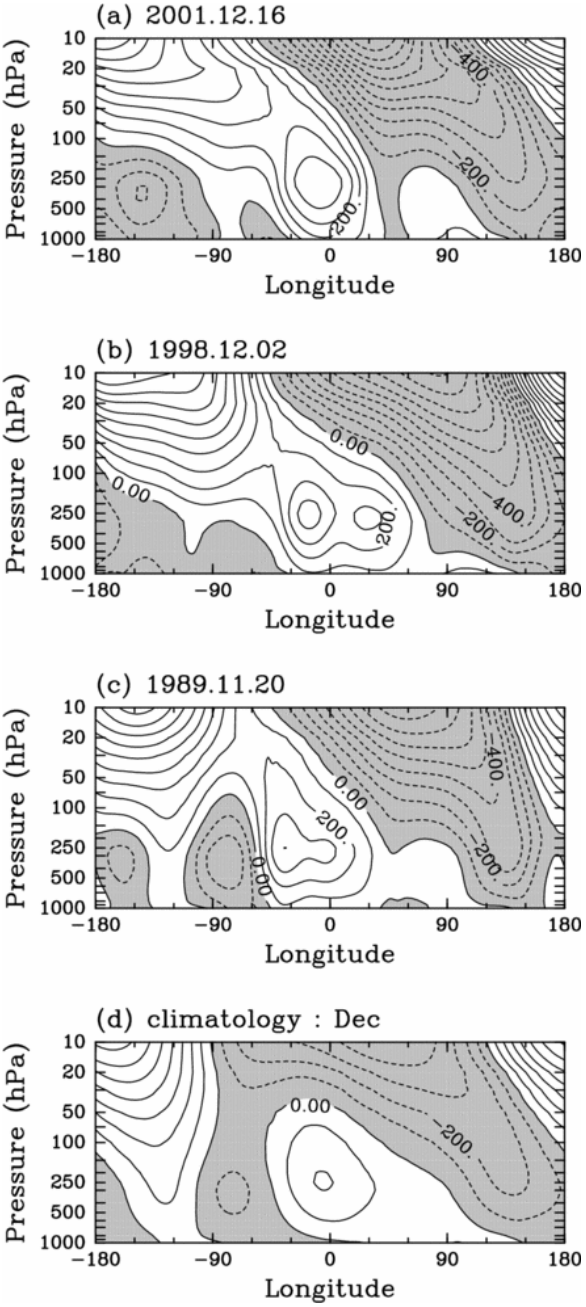


Fig. 5 Longitude-height cross section of eddy geopotential height field averaged from 50N through 70N on peak day when Fz associated with WN1 component attains maximum. (a) 2001, (b) 1998, (c) 1989, and (d) climatology. Contour interval is 100 m.

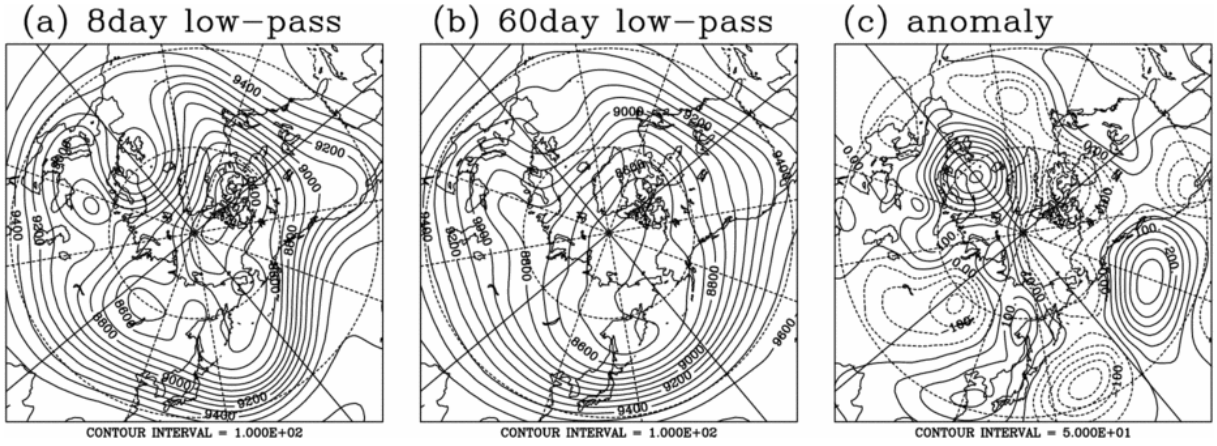


Fig. 6 300-hPa height field of Z (a), Z_B (b), and Z_A (c) on the first day when WN1 Fz at 300hPa exceeds +2 standard deviation. Contour intervals are 100m for (a) and (b), 50m for (c).

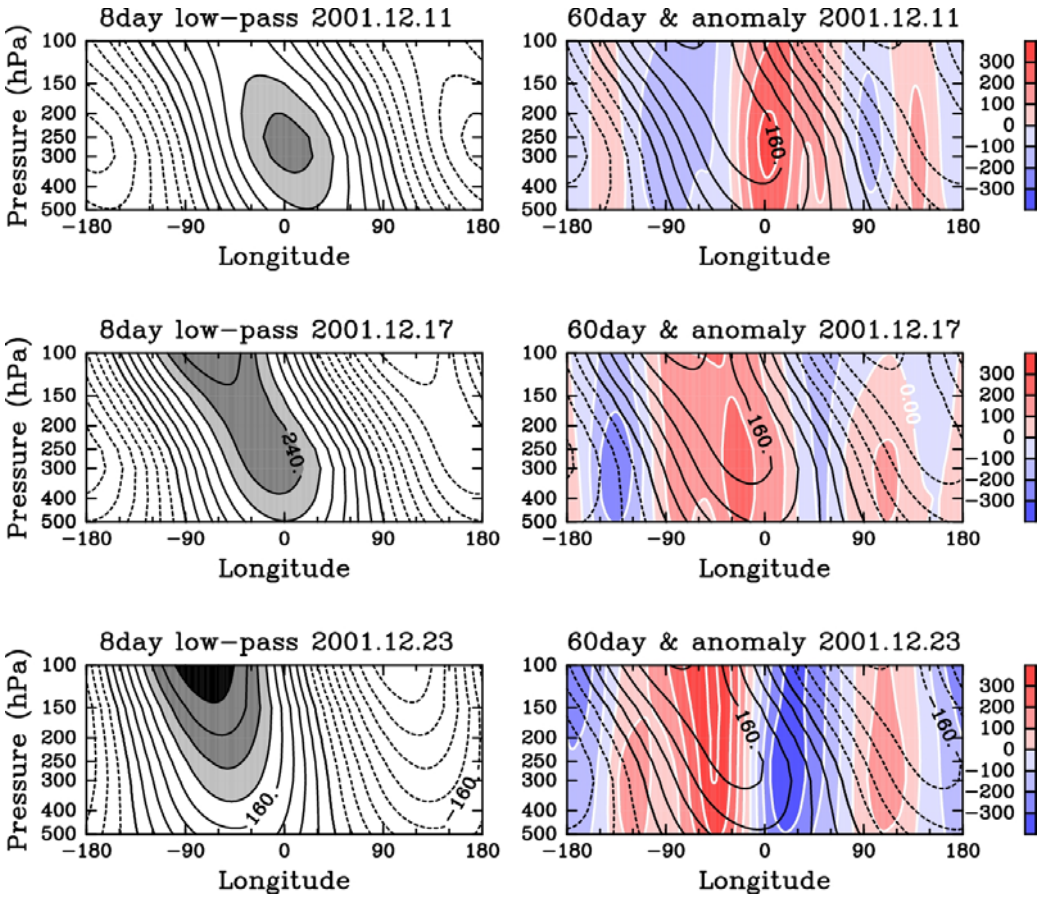


Fig. 7 Longitude-height cross section of eddy geopotential height field averaged from 50N through 70N on 11 Dec 2001 (top), 17 Dec. 2001 (middle), and 23 Dec. 2001 (bottom). Left panels show Z field of WN 1 component (contour interval is 40 m and region larger than 200m is shaded). Right panels indicate Z_B of WN1 component by contours with an interval of 40m, and Z_A by shades as shown by the convention to the right.

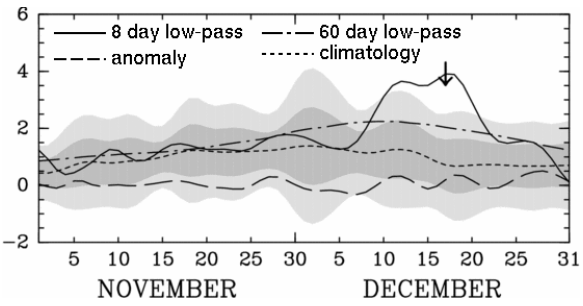


Fig. 8　Time variation of WN1 Fz ($\times 10^5$ kg/s^2) at 300hPa averaged from 50N through 70N associated with Z (solid line), Z_B (dash-dotted line), Z_A (broken lime), and climatology (dotted line). The heavy (light) shades indicate ±1 (2) standard deviation. Arrow denotes the peak day when WN1 Fz with Z attains maximum.

Z の波数 1 成分が増幅している(Fig.7 左)。このことは，波数 1 の停滞性擾乱に対してブロッキングが西進することで，波数 1 の Fz が増大し，成層圏への波活動度の伝播が強化したことを意味している。一方，ピーク 6 日後の 23 日には，Z_A でみた北大西洋域のリッジは，さらに西進して西経 50 度付近に位置し，波数 1 の位相は鉛直に立つ(Fig.7 左下)。このとき，波数 1 の波活動度の上方伝播も弱くなる。以上のことは，波数 1 の停滞性擾乱の振幅や位相の傾きの時間発展は，波数 1 の停滞性擾乱とブロッキングとの相対的位置関係によって決まっていることを示唆している。

次に，Fig.8 に，Z，Z_B，Z_A それぞれの，300hPa における北緯 50 度から 70 度で平均した波数 1 に伴う Fz の時間変動を示す。Z(実線)のピーク日(12 月 17 日)において，Z_B に伴う Fz(一点鎖線)の大きさは Z に伴うそれの 52%を説明するのに対し，ブロッキングと対応する Z_A に伴う Fz(破線)の大きさは Z の 5%しかない。このため，両者の合計は，もとの場である Z (= Z_B + Z_A) に伴う Fz よりも 43%も小さい。このことは，Z_B と Z_A とが重なり干渉する線型干渉効果が，波数 1 に伴う Fz の増大に大変重要であることを示唆している。

以上のことは，事例 b においても示される。一方，事例 c では，基本場の波数 1 成分の振幅が事例 a や b と比べ小さいため，北大西洋域でブロッキングが発生しても Fz は増大しない。このため，事例 c では SSW が生じなかったと考えられる。従って，初冬における SSW の発生には，対流圏において，ある程度増幅した波数 1 成分が存在するときに，北大西洋域で持続性の高い顕著なブロッキングが発生し，波数 1 成分のリッジの下流側から上流側へゆっくりブロッキングが西進することが重要と考えられる。

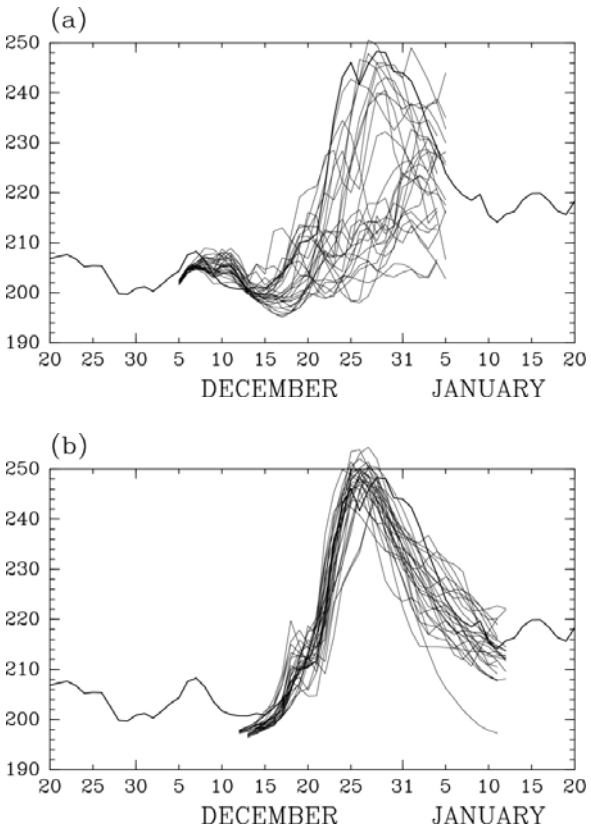


Fig. 9　Time variation of 10hPa T at 80N from 20 Nov. 2001 through 20 Jan. 2002 for the analysis (thick solid lines), and for MRI/JMA GCM hindcast (thin solid lines) starting from 5 and 6 Dec. 2001 (a), and 12 and 13 Dec. 2001 (b).

3.4 予報実験結果を用いた解析

ここでは事例解析から得られた SSW とブロッキングとの関係を吟味するため，M07 で実施された気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル(MRI/JMA-GCM)を用いた事例 a の一ヶ月アンサンブル予報実験結果について詳しく解析した。

Fig. 9 の太実線は，10hPa，北緯 80 度における観測された T の時間変動である。Fig.9 の細実線は，12 月 5 日と 6 日 (Fig. 9a) ，12 月 12 日と 13 日 (Fig. 9b) の気象庁一ヶ月アンサンブル予報の初期値を用いて MRI/JMA-GCM を 30 日間積分した結果を示している (M07 の Fig.1 と同じ) 。12 月 5 日と 6 日を初期値とする実験結果では，いくつかのメンバーが観測された SSW の発生をうまく再現しているが，再現していないメンバーも多い。一方，12 月 13 日と 14 日を初期値とする全てのメンバーは SSW の発生を再現している。

Fig.10 は，12 月 5 日と 6 日を初期値とする各アンサンブルメンバーについて，100hPa における北緯 50 度から 70 度で平均した波数 1 成分に伴う Fz を初期日(12

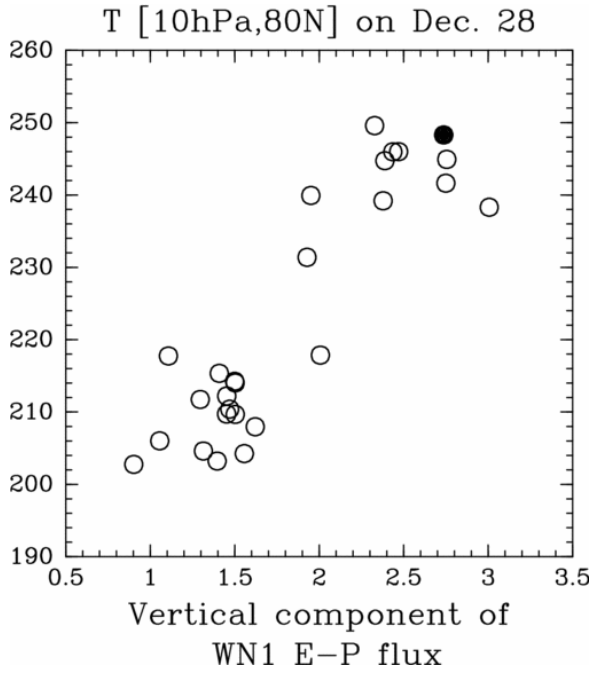


Fig. 10　Relationship between 10hPa T (K) at 80N on 28 Dec. and the cumulative Fz ($\times 10^6$ Kg s^{-2} day) of WN1 at 100hPa averaged from 50N through 70N. Open circles are ensemble experiments starting from 5 and 6 Dec. Closed circle is the analysis. The cumulative Fz is computed during the period from the initial time of the hindcast (5 Dec. or 6 Dec.) to 28 Dec., and from 5 Dec. to 28 Dec. for the analysis.

月 5 日を初期値とするメンバーは 5 日，12 月 6 日を初期値とするメンバーは 6 日）から 12 月 28 日までの期間で積分した値（横軸）と，12 月 28 日の 10hPa，北緯 80 度での T（縦軸）との関係を示す。図で，○は 12 月 5 日，6 日を初期値とするアンサンブルメンバー，●は観測値を示す。観測値については，Fz を 12 月 5 日から 12 月 28 日までの期間で積分した。この図から，Fz の時間積分値と 12 月 28 日の T との間には正の相関があることがわかる。さらに，Fz の積分値が 2.0×10^6 Kg s^{-2} day 以上（以下）では，T は 240 (210) K 付近に集中していることがわかる。このことは，SSW が発生するのに必要な Fz の時間積分値にある閾値が存在することを示唆している。

以上の解析結果から，成層圏極域の T は Fz の時間積分値に対して非線形的に応答することが示唆される。このため，初冬に SSW が発生するためには，事例解析で示されたように，対流圏で波数 1 成分の波活動度がある程度以上持続して励起される必要があることが確認できた。

4．考察とまとめ

本研究では，ブロッキングと SSW との力学的関係を調べるため JRA-25 再解析/JCDAS データセットを用いて，初冬(11 月，12 月)に発生したブロッキングと SSW の事例について解析を行った。まず，初冬に発生した SSW とブロッキングの検出を行った結果，北太平洋域のブロッキング発生直後には，SSW は生じないことが示された。そこで，北大西洋域で発生したブロッキングと SSW との関連を明らかにするため，以下の 3 事例を比較して詳しい解析を行った。事例 a：SSW の直前に北大西洋域でブロッキングが発生した(2001 年 12 月)。事例 b：SSW の直前に事例 a と同じ経度で弱いブロッキングが発生した(1998 年 12 月)。事例 c：北大西洋域で顕著なブロッキングが発生したが，SSW は発生しなかった(1989 年 12 月)。

事例a，b，c の比較から，初冬のSSW 発生には，対流圏における波数1 に伴う波活動度フラックスの持続的な励起が重要であることが示された。一方，惑星規模波の鉛直伝播に影響を与える成層圏での帯状平均風分布は，初冬におけるSSWの発生に対して大きな役割を果たしていないことが示された。

次に，ブロッキングと波数1 成分の励起との関係について詳細に調べるため，事例a について，60 日の Lanczos low-pass filter (Duchon, 1979) を施した場として定義した基本場と，それからの偏差場に分離して解析を行った。その結果，事例aの基本場では波数1 成分が卓越し，その位相は西傾していたことが明らかになった。さらに，SSW 発生前に，基本場の波数1成分の振幅が，その気候学的標準偏差を大きく超える程度まで増幅していた。一方，偏差場は，北大西洋域の顕著なブロッキングを孤立した正の高度場偏差としてうまく表現していた。また，基本場の波数1 成分のリッジの東側，あるいはほぼ同じ経度にブロッキングに伴う正の高度場偏差の中心が存在するとき，偏差場と基本場との線型干渉効果によって波数1に伴うFzが増大することが示された。

この線形干渉効果の重要性は事例b においても確認できた。一方，SSWが発生しなかった事例cでは，基本場の波数1 成分の振幅が他の事例に比べ小さくFzは増大しなかった。従って，初冬にSSWが発生するためには，予め対流圏で気候場に比べ振幅の大きな波数1成分が存在するときに，北大西洋域で顕著なブロッキングが発生する必要があると考えられる。

一方，1983 年 12 月末に北太平洋域で発生したブロッキングについても解析を行った結果，北太平洋域でブロッキングが発生した場合には，北太平洋域から成層圏へ上方伝播する惑星規模波の波活動度は極めて弱

いことが示された。このため初冬の北太平洋域で発生するブロッキングは SSW を励起しにくいことが予期される。これは，北太平洋域でブロッキングが発生すると, 成層圏での気候場のリッジ(Fig. 5d)と対流圏ブロッキングに伴う高気圧性偏差とがほぼ同位相となり，惑星規模波の位相の傾きが鉛直方向に大変小さくなり，Fz も小さくなるためと考えられる。以上のことからも，初冬における波数 1 型の SSW は, 北太平洋域ではなく北大西洋域で発生するブロッキングと関連することが理解される。また，この結果は，SSW と関連するブロッキングは, そのほとんどが北大西洋域で SSW に先行して発生するブロッキングであることを統計的に示した Quiroz (1986)の結果と矛盾しない。

最後に，M07で行われた気象研究所/気象庁統一大気大循環モデルを用いた事例aに関する一ヶ月アンサンブル予報実験結果について解析を行った。その結果，SSWが発生する場合には，対流圏から成層圏に流入する波数1に伴う波活動度フラックスの時間積分値がある閾値以上に大きくなっていることが示された。この結果は，対流圏で一時的に波活動度が増大しただけではSSWは発生しないことを示唆している。従って，この解析からも，SSWの発生には，対流圏での惑星規模波の持続的な励起が重要であることがわかる。

Taguchi (2008)は，統計的手法を用いて過去約 50 年間の冬季(11 月から 3 月)に発生した北半球のブロッキングの発生時期と SSW の発生時期との間には統計的に有意な関係がないことを示している。一方，本研究では，初冬に生じたブロッキングと SSW との間には，力学的に有意な関連があることが示された。これは，初冬では成層圏に存在する惑星規模波の活動度が比較的小さいため，対流圏が成層圏に及ぼす影響を明らかにしやすいためであると考えられる。Taguchi (2008)のように，全ての冬季のデータを使用すると，特に，晩冬では成層圏での波活動度が常に大きくなるため，個々のブロッキングと SSW との因果関係を明らかにすることは難しいと考えられる。

謝　辞

本研究では，JRA-25/JCDAS 再解析データセット使用しました。このデータセットは気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものです。また，本研究では，一ヶ月アンサンブル予報データを使用しました。データを提供して頂いた，気象庁数値予報課ならびに気候情報課の皆様に深く感謝します。図の作成には，地球流体電脳ライブラリを使用しました。

参考文献

Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovy, C. B. (1987): Middle Atmosphere Dynamics, Academic Press. 489 pp.

Barriopedro, D., Herrera, R. G., Lupo, A. R. and Hernandez, E. (2006): A climatology of Northern Hemisphere blocking, J. Clim., Vol. 19, pp. 1042-1063.

Duchon, C. E. (1979): Lanczos filtering in one and two dimensions, J. Applied. Met.,Vol. 18, pp. 1016-1022.

Inatsu, M., Kimoto, M. and Sumi, A. (2007): Stratospheric sudden warming with projected global warming and related tropospheric wave activity, SOLA, Vol. 31, pp. 105-108.

Limpasuvan, V, Thompson, D. J. and Hartmann, D. L. (2004): The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warming, J. Clim., Vol. 17, pp. 2584-2596.

Lupo, A. R. and Smith, P. J., (1995): Climatological features of blocking anticyclones in the Northern Hemisphere, Tellus, Vol. 47A, pp. 439-456.

Matsuno, T. (1971): A dynamical model of stratospheric sudden warming, J. Atmos., Sci., Vol. 28, pp. 1479-1494.

Mcguirk, J. P. and Douglas, D. A. (1988): Sudden stratospheric warming and anomalous U.S. weather, Mon. Wea. Rev., Vol. 116, pp. 162-174.

Mukougawa, H. and Hirooka, T. (2004): Predictability of stratospheric sudden warming: A case study for 1998/99 winter, Mon. Wea. Rev., Vol. 132, pp. 1764-1776.

Mukougawa, H., Sakai, H. and Hirooka, T. (2005): High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., Vol. 32, L17806, doi:10.1029/2005GL022909.

Mukougawa, H., Hirooka, T., Ichimaru, T. and Kuroda, Y. (2007): Hindcast AGCM experiments on the predictability of stratospheric sudden warming, Nonlinear Dynamics in Geosciences, Springer-Verlag, pp. 221-234.

Nakamura, H., Nakamura, M. and Anderson, J. L. (1997): The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation, Mon. Weather. Rev., Vol. 125, pp. 2074-2093.

Plumb, R.A. (1985): On the three-dimensional propagation of stationary waves, J. Atmos. Sci., Vol. 42, pp. 217-229.

Polvani, L. M. and Waugh, D. W. (2004): Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. J. Clim., Vol. 17, pp. 3548-3554.

Quiroz, R. S. (1986): The association of stratospheric warming with tropospheric blocking, J. Geophys. Res., Vol. 91, pp. 5277-5285.

Taguchi, M. (2008): Is there a statistical connection between stratospheric sudden warming and tropospheric blocking wvents?, J. Atmos. Sci., Vol. 65, pp. 1442-1454. .

Tibaldi, S. and Molteni, F. (1990): On the operational predictability of blocking. Tellus, Vol.42A, pp. 343-365.

Relationship between Tropospheric Blocking and Stratospheric Sudden Warming in Early Winter

Keisuke KAZAMOTO* and Hitoshi MUKOUGAWA

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The dynamical relationship between tropospheric blocking events and major stratospheric sudden warming (SSW) events in early winter is examined using JRA-25/JCDAS data set. A series of hindcast experiments by an atmospheric general circulation model is also utilized to elucidate the detailed mechanism of a SSW occurring in December 2001. It is found that the following two factors are inevitable for the occurrence of the SSW events. One is anomalous amplification of zonal wave number 1 (WN1) component compared with its climatological value in advance. The other is an occurrence of blocking over the Euro-Atlantic sector. The upward propagation of WN1 wave activity is enhanced by the interference between the WN1 component and the blocking, which in turn causes the SSW event in early winter.

Keywords: blocking, stratospheric sudden warming, planetary wave

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

熱帯域季節内振動の活動度と予測可能性との関係

谷口 博・向川 均・近本喜光*・久保田拓志**・前田修平***・佐藤 均***・伊藤 明***

* 東京大学気候システム研究センター
** 宇宙航空研究開発機構地球観測研究センター
*** 気象庁気候情報課

要　旨

気象庁の現業1ヶ月アンサンブル予報システムにおいて改良した初期摂動作成スキーム（BGM 法）を用いて，熱帯域における季節内振動（MJO）の予測可能性を調査した。最も成長する初期摂動の成長率は，MJO の振幅に対してはほぼ独立である一方で，MJO に伴う対流活発域がインド洋や西部太平洋にあるときには有意に小さくなった。また，この成長率は，北半球冬季と比べて北半球夏季に有意に大きくなる。これらの初期摂動の水平構造は，北半球冬季には東進する東西波数１成分が卓越するのに対し，北半球夏季には東進しない定在成分が顕著となることが明らかになった。

キーワード：予測可能性，熱帯域季節内振動，アンサンブル予報，成長モード育成法

1．はじめに

Madden-Julian 振動（MJO）として知られている熱帯域季節内振動は，熱帯大気中の季節内の時間スケールにおいて最も卓越する変動であり，30 日から 60 日の周期で熱帯を東向きに伝播する対流偏差と，それに関連する循環偏差とで特徴づけられる（e. g.，Madden and Julian，1994）。MJO は，日本を含む中高緯度域の大気循環にも大きな影響を与えるため（Waliser et al.，2003；Jones et al.，2004），その予測可能性を正しく評価することは重要である。また，熱帯域の季節内振動の予測精度が良い場合，日本を含む中高緯度域の予測精度も向上する傾向にあることがこれまでの研究により指摘されている（Ferranti et al.，1990；Tsuyuki，1990）。しかしながら，熱帯域の季節内振動の予測精度と MJO の活動度との関係については一貫した結果が得られていないのが現状である（Boer，1995；Jones et al.，2000；久保田ら，2005）。例えば，Jones et al.（2000）は，NCEP 中期予報モデルを用いて，MJO に伴う対流偏差が強い期間に，MJO の予測精度が僅かに良くなることを示した。一方，Boer (1995) は，ECMWF の予報システムでは，MJO の予測精度が MJO 自身の活動度にほとんど依存しないことを示している。また，MJO の位相と予測精度との関係については，Jones et al.（2000），Waliser et al.（2003）らによって調べられており，いずれもインド洋域で MJO に伴う発散場がある場合に予測精度が良くなることが示されている。

我々はこれまでの研究で，気象庁現業アンサンブル予報システムで用いられている初期摂動作成スキーム（BGM 法；Toth and Kalnay，1993，1997）の改良を行い，熱帯域の大気循環場の予測可能性評価に適した初期摂動の作成に成功した（Chikamoto et al.，2007，以降 C07）。そこで本研究では，この改良された初期摂動作成スキームを用いて長期間にわたる初期摂動を作成し，摂動の成長率などの力学的特徴と MJO の活動度との関係について調査を行い，一貫した結果の得られていない MJO の活動度と予測可能性との関係について解析を行う。

2．実験設定と解析手法

2.1 熱帯域初期摂動の作成

本研究で使用したモデルは，2007 年 4 月に更新さ

れ，気象庁現業アンサンブル予報システムで用いられている TL159V0703C（GSM0703）である。初期摂動作成スキームには BGM 法(Toth and Kalnay 1993，1997)を用いる。本研究で使用する BGM 法は，C07 と同様の改良が施されている。改良点は以下のとおりである：(1) 緯度 20 度より極側の摂動は 0 とする，(2) 熱帯域 20S-20N における 200-hPa 速度ポテンシャル(χ200)ノルムを用いて摂動を規格化する，(3) ノルムの大きさを χ200 における気候学的変動の 10.0% とする（本実験では，C07 で得られた空間スケールの大きい「大規模モード」を抽出するために使用するノルムの大きさが C07 とは異なる。C07 と同期間の基本場で実行した予備実験によれば，空間スケールの小さな「対流モード」を除去し大規模モードだけを抽出するのに適したノルムの大きさは，χ200 の気候学的変動の 10.0% 程度である(C07 では，3.3% 程度であった))，(4) 各摂動サイクルにおけるモデル積分時間を 24 時間として摂動を作成する。求めた初期摂動は 4 メンバーである。再解析データ JRA-25/JCDAS（Onogi et al.，2007)の日々の値を初期値に用いて，摂動を加えないコントロールラン 1 ケースと摂動を加えた摂動ラン 4 ケース，の計 5 ケースのアンサンブルメンバを用いる。境界条件として，COBE-SST から計算した日別 SST（日別気候値＋初期時刻で計算した気候値からの偏差。予報期間中は固定)を毎時与える。初期摂動作成サイクルでの積分時間(Δt)は 24 時間である。初期摂動作成サイクルは 1996 年 4 月 1 日から開始し，2006 年 2 月 28 日までの期間を解析した。

2.2 解析手法

予報初期日における MJO の活動度，位相の定義には JRA-25/JCDAS の χ200 の日平均値を用いる。1996 年～2006 年までの χ200 の日平均値に 60 日の低域フィルター(Duchon，1979)を施して気候値を作成する。さらに，気候値からの偏差に対して 30-90 日の帯域フィルターを施す。このようにして得られたデータに対して主成分分析を行い，第一(第二)モード EOF1（EOF2）の時系数 PC1（PC2）を用いて求められる

$$\sqrt{(\mathrm{PC1})^2+(\mathrm{PC2})^2} \qquad (1)$$

の値で MJO の活動度を定義する。Wheeler and Hendon（2004）に倣い，式（1）の 91 日移動平均が予報期間の平均よりも 1.0 標準偏差(1.0σ)上回る(下回る)期間を MJO の活動の活発期(衰退期)と定義した。また，MJO の位相は，EOF1，EOF2 の時系数 PC1，PC2 の符号で定義した。このようにして定義した MJO の活動度，位相毎に初期摂動の成長率を計算し，予測可能性を評価する。初期摂動の成長率は以下のようにして求めた。まず，第 k 日における 24 時間(Δt)での摂動の成長率 α_k（Δt）は，メンバー毎に 20S-20N の領域で平均した χ200 を用い，以下のようにして計算する：

$$\alpha_k(\Delta t) \equiv \frac{1}{\Delta t} \ln \frac{\| \mathbf{v}'_k(\Delta t) \|}{\| \mathbf{v}_k(0) \|}. \qquad (2)$$

ここで，$\mathbf{v}_k(0)$ は t=0（予報開始日 k)における χ200（初期摂動），$\mathbf{v}_k'$（Δt)は t=Δt における χ200（t=Δt 後の摂動)である。‖・‖は 20S-20N における χ200 の RMS(自乗平均)で定義したベクトル・の大きさ(ノルム)を表す。一方，N 日間での成長率は，24 時間での成長率 α_k（Δt）を用いて，

$$\alpha_k(N\Delta t) = \frac{1}{N}\sum_{k=1}^{N} \alpha_k(\Delta t), \qquad (3)$$

と定義した。

3．結果

3.1 熱帯域季節内振動の活動度と初期摂動の成長率との関係

改良した初期摂動作成スキームを用いて得られた初期摂動の成長率は，全期間平均で 0.1 (1/day) となった。このことは，得られた初期摂動が全期間を通じて平均的に不安定であることを示唆しており，C07 の結果とも整合的である。次に，初期摂動の成長率と MJO の活動度との関係を Fig. 1 に示す。 Fig. 1 の赤(青)丸印は，初期日が MJO 活発期(不活発期)である場合の誤差成長評価期間に対する 1p 摂動の成長率（3）の平均値を示している。MJO の活動度（活発期，不活発期）の判定規準を ±1.0σ とした場合には，MJO の活動度に依らず全評価期間にわたって平均成長率に有意な差は見られない。以上の特徴は，MJO の活動度を評価する際の指標には依らない。850-hPa，200-hPa の東西風と OLR の結合 EOF の時系数を用いて定義した Wheeler and Hendon (2004) の MJO index を使用して同様の解析を行ったところ，1.0σ 基準で MJO の活動度を区別した場合には，活動度により平均成長率に有意な差は見られなかった（図は示さない)。

3.2 熱帯域季節内振動の位相と初期摂動の成長率との関係

Fig. 2 は，初期摂動作成期間(1996 年 4 月 1 日から

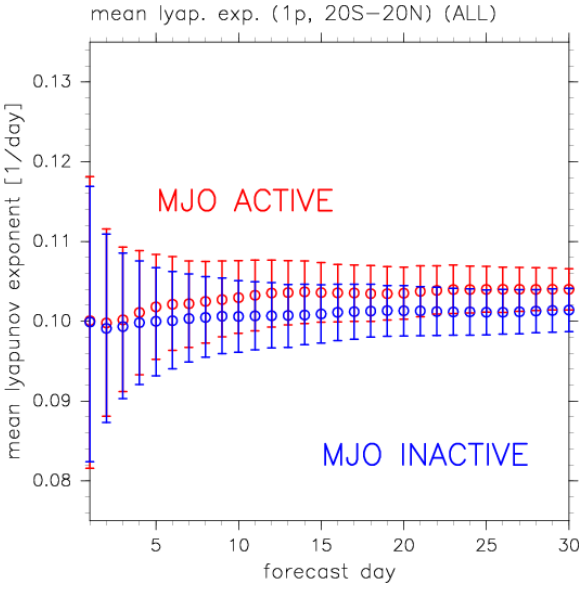


Fig. 1 The time-mean growth rate of the leading tropical bred vector (1stBV) for each MJO activity; active: >1 σ , inactive: <-1 σ . Horizontal and vertical axes are evaluation period (day) and time-mean growth rate (1/day). Red and blue circles indicate the time-mean growth rate for the periods of active MJO and inactive MJO, respectively. Error bar shows 95% confidence interval estimated by random-sampling method.

2006 年 2 月 28 日)の JRA-25/JCDAS 再解析データの χ200 の気候値からの偏差に対し 30-90 日の帯域フィルターを施したデータに対する主成分分析結果である。良く知られているように，西太平洋の海洋大陸上で変動の大きい第一モードと，インド洋域に変動の中心域が存在する第二モードの構造が現れている。この第一，第二モードの時系数(PC1，PC2)の符号により，基本場(背景場)の MJO の位相を定義し，

$$\sqrt{(PC1)^2+(PC2)^2} \geq 1.0 \qquad (4)$$

の基準を満たす MJO 活発期の各位相毎に求めた 1p 摂動の平均成長率を Fig. 3 に示す。この Fig. 3 から，インド洋域に発散場があるとき(PC2－)に，最も初期摂動の平均成長率が小さいことがわかる。次いで，西太平洋の海洋大陸上が発散場にあるとき(PC1＋)に，初期摂動の平均成長率が小さくなる。但し，MJO の活動度毎に初期摂動の成長率を評価した場合と比べて，平均値のばらつき(エラーバー)が大きく，有意な差が認められるのは評価期間 0～15 日程度である。

3.3 初期摂動の時空間構造 -活動度毎の違い-

3.1 節で得られた結果の解釈を行うため，最も成長するアンサンブルメンバの初期摂動(1p)の χ200 偏差について主成分分析を実施した。Fig. 4 は，全期間にわたって実施した初期摂動（1p）の χ200 偏差に対する主成分分析の結果である。C07 と同様に，得られた初期摂動は水平スケールの大きな「大規模モード」の特徴を有しており，「対流モード」とは異なる。また，第一，第二モードは，Fig. 2 と同様に，

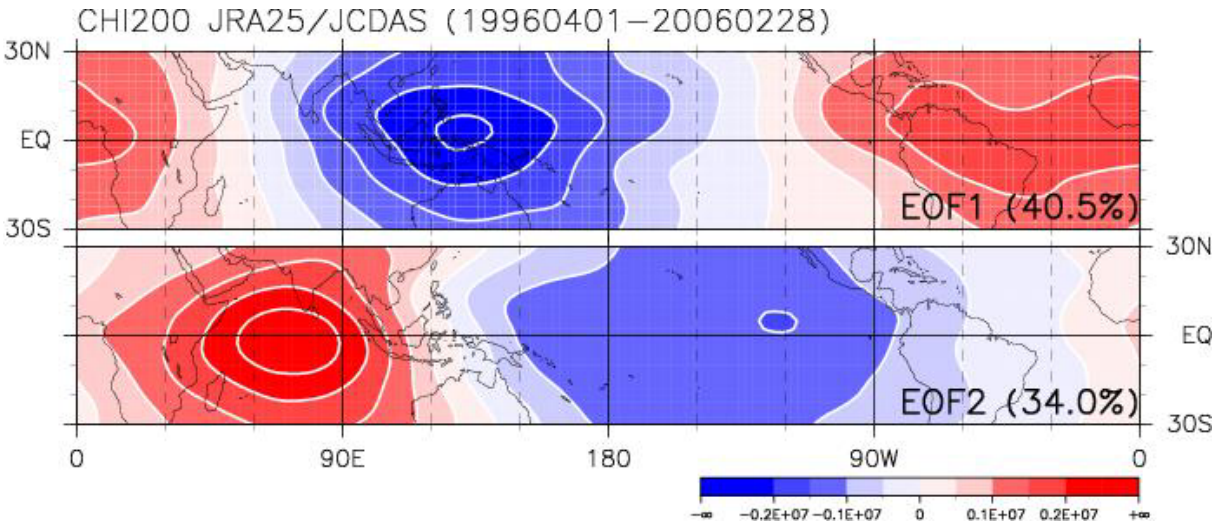


Fig. 2 The leading eigenvectors 1 (top, EOF1) and 2 (bottom, EOF2) of principal components of χ200 with 30-90 day filtered for the period from April 1, 1996 to February 28, 2006 by JRA-25/JCDAS data. EOF1 and EOF2 accounted for 40.5% and 34.0%, respectively. Blue and red end of the spectrum indicate the region of divergence and convergence of velocity field, respectively. The contour intervals are 5.0×10^5 m^2 s^{-1}.

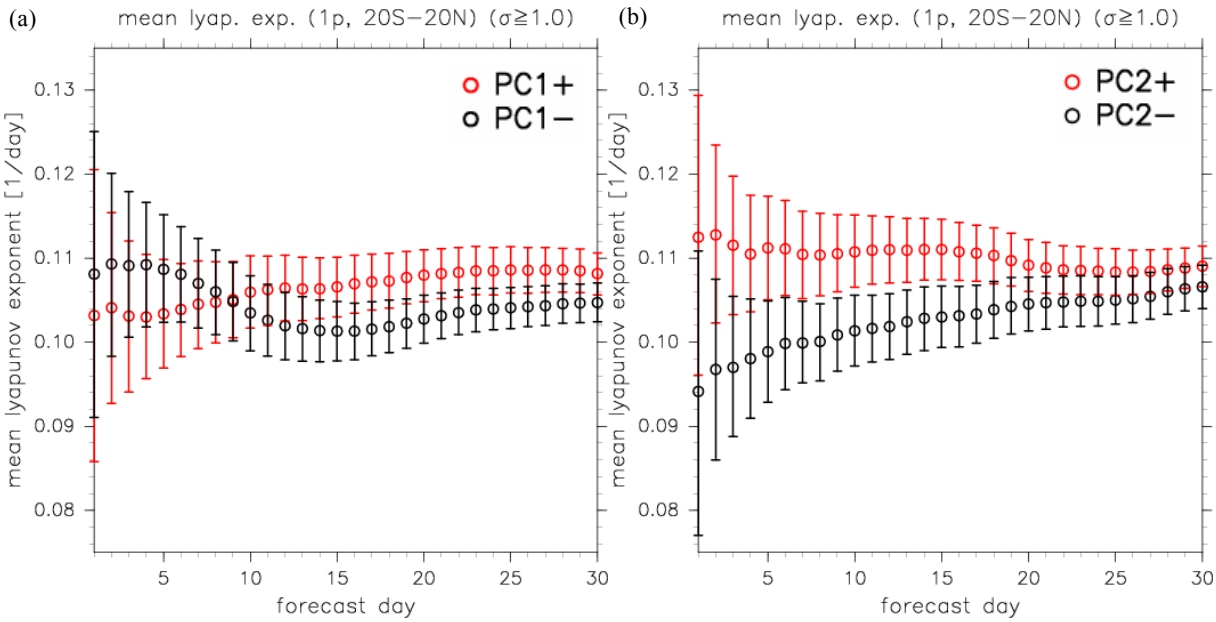


Fig. 3 The time-mean growth rate of 1stBV for each MJO phase in active phase. Horizontal and vertical axes are evaluation period (day) and time-mean growth rate (1/day). Red and black circles indicate the time-mean growth rate for positive score phase and negative score phase of principal components of velocity potential anomalies of 200-hPa (Fig. 2), respectively. Error bar shows 95% confidence interval estimated by random-sampling method. (a) For absolute value of EOF1 (Fig. 2, top) score (PC1) > 1 **σ** case, (b) for absolute value of EOF2 (Fig. 2, bottom) score (PC2) > 1 **σ** case.

それぞれ西太平洋の海洋大陸付近，インド洋域で収束/発散場が卓越する構造をもつ。同様の主成分分析を Fig. 1 の活発期と不活発期に分けて実施した結果を Fig. 5, 6 に示す。初期摂動の構造(Fig. 5, 6)は，活動度に依らず Fig. 4 と同様の大規模構造が存在する。第一，第二モードの寄与率も，Fig. 5 と Fig. 6 で大差はない（活発期の寄与率の差がやや小さい）。

次に，活動度毎の初期摂動の時空間構造と他の物理量との関係を示す事例を Fig. 7 と Fig. 8 に示す。MJO 活発期(Fig. 7a, Fig. 8a)の初期摂動では，東西波数 1 型の構造が明瞭に現れ，15 日～20 日程度で地球を周回する様子が見える。C07 で指摘されたように，初期摂動の東進速度はおおよそ 30 m/s であり，降水活動を伴わない乾燥ケルビン波と似た構造を持っている。MJO 不活発期(Fig. 7b, Fig. 8b)の初期摂動の構造においても波数 1 型の構造が表れているものの，

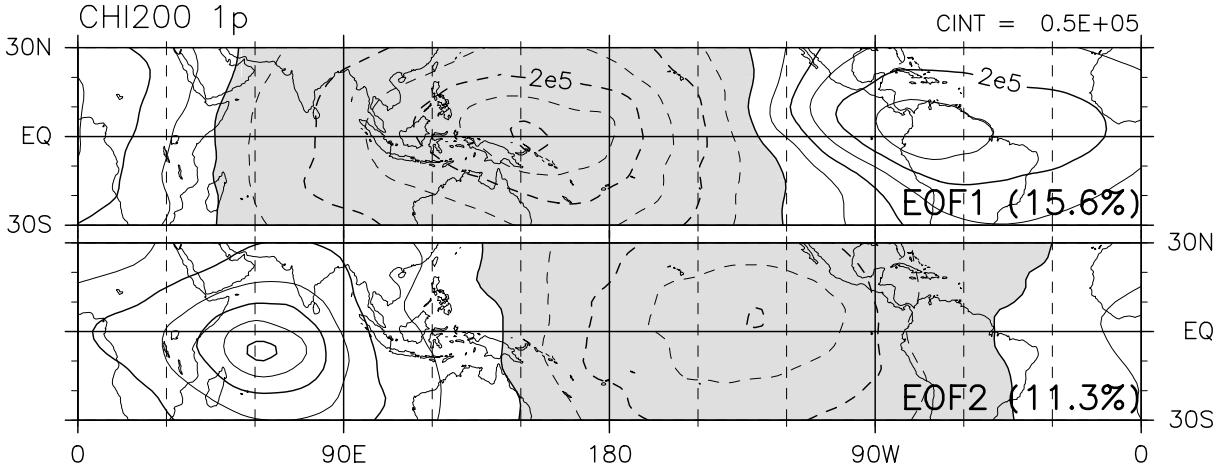


Fig. 4 The leading eigenvectors 1 (top, EOF1) and 2 (bottom, EOF2) of principal components of 1stBV anomalies from April 1, 1996 to February 28, 2006. EOF1 and EOF2 accounted for 15.6 % and 11.3 %, respectively. A shaded area indicates the region of divergence of velocity field. The contour intervals are 5.0×10^4 m^2 s^{-1}.

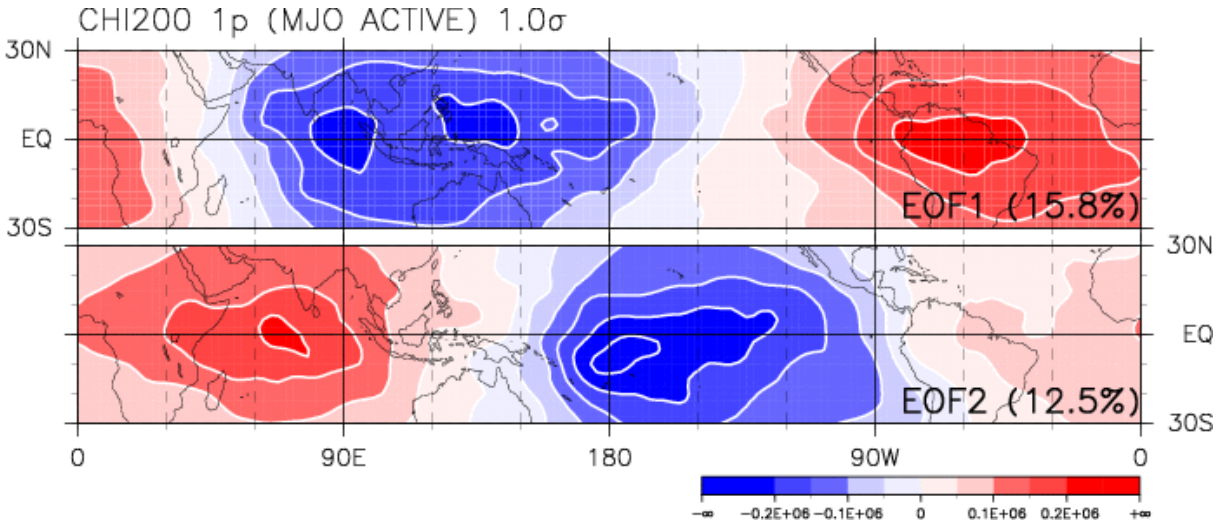


Fig. 5 Same as Fig. 4, but for MJO active phase case. EOF1 and EOF2 accounted for 15.8 % and 12.5 %, respectively. Blue and red end of the spectrum indicate the region of divergence and convergence of velocity field, respectively. The contour intervals are 5.0×10^4 m^2 s^{-1}.

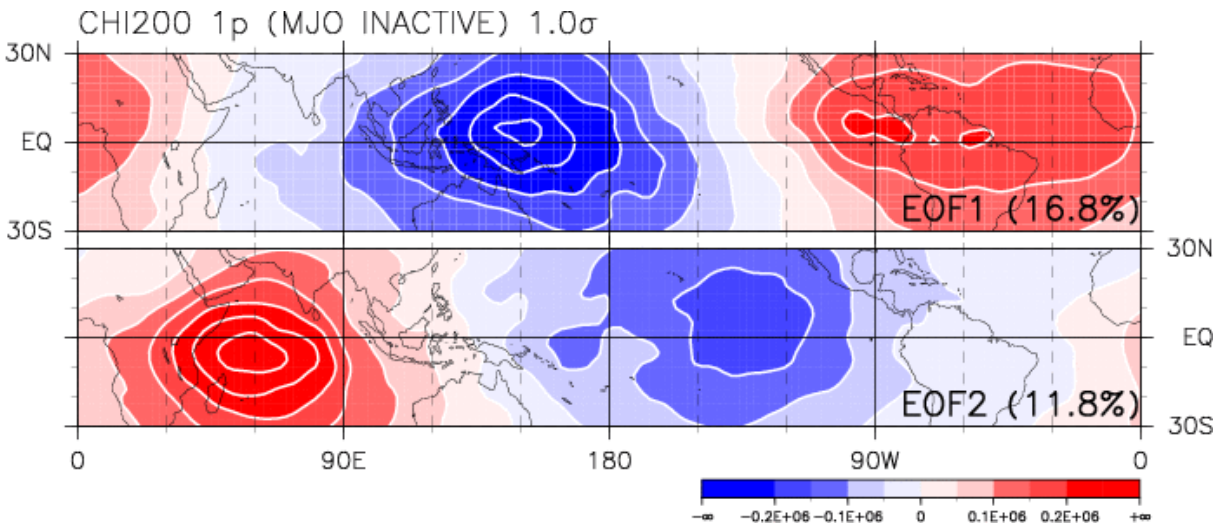


Fig. 6 Same as Fig. 5, but for MJO inactive phase case. EOF1 and EOF2 accounted for 16.8 % and 11.8 %, respectively. The contour intervals are 5.0×10^4 m^2 s^{-1}.

地球を周回するような東進構造や降水活動との関連性も明瞭に見ることが出来ない（初期摂動の時空間スペクトルに於いても活動度の差による明瞭な違いは存在しなかった。図は示さない）。これらの点で，今回の実験で得られた初期摂動は，活動度に依らず C07 と同様の特徴を持っていることが示唆される。

3.4 初期摂動の時空間構造 -位相毎の違い-

3.2 節の結果を考察する手掛かりとするため，JRA-25/JCDAS の χ200 偏差の主成分分析から得られる各スコア（PC1, PC2）が極値をとるとき（Fig. 7 や Fig. 8 の赤/青色の曲線が極値を取る日時）の初期摂動（1p）の構造とその背景場（基本場）の構造それぞれの合成図を作成した（Fig. 9）。 Fig. 9 をみると，初期摂動（1p）の平均成長率が最も小さかった PC2- の位相では，初期摂動と背景場の構造はインド洋から西太平洋域にかけて逆位相の関係にあったことがわかる。これに対し，平均成長率が大きかった PC1- や PC2+ の位相では，主としてインド洋域で初期摂動と背景場に同位相の構造が存在し，PC2- とは異なる特徴が見られた。

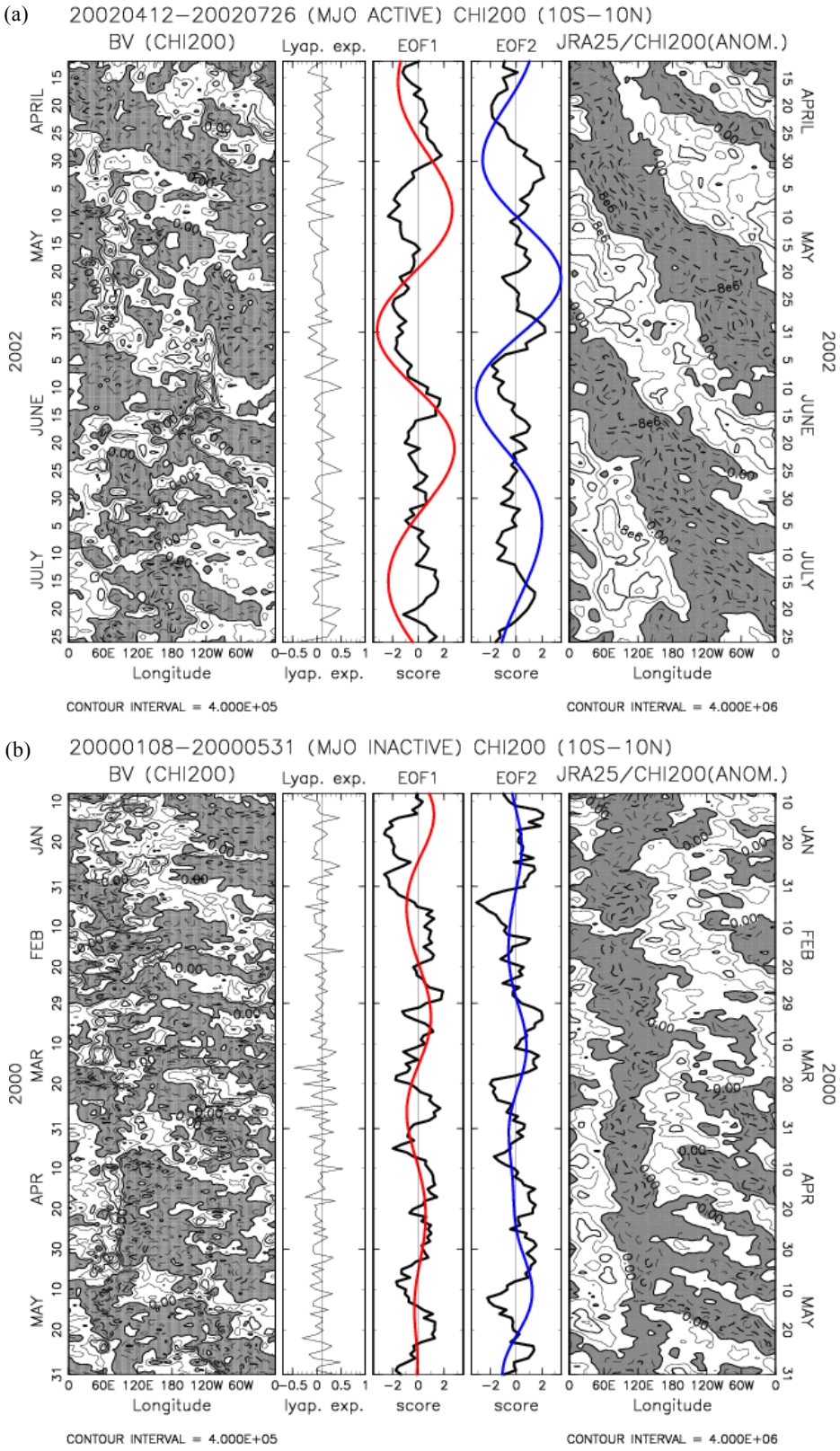


Fig. 7 Hovmoller diagram of χ200 of 1stBV averaged over the 10S-10N region, growth rate of 1stBV, score of EOF1, score of EOF2 (black: 1stBV, blue: JRA-25), and hovmoller diagram of χ200 anomalies of JRA-25 averaged over the 10S-10N region from the left, respectively. (a) Apr 12, 2002-July 26, 2002 for the case of active MJO phase, (b) Jan 8, 2000-May 31, 2000 for the case of inactive MJO phase. The contour intervals of left (right) hovmoller diagrams are 4.0×10^5 m^2 s^{-1} (4.0×10^6 m^2 s^{-1}). A shaded area indicates the region of divergence of velocity field.

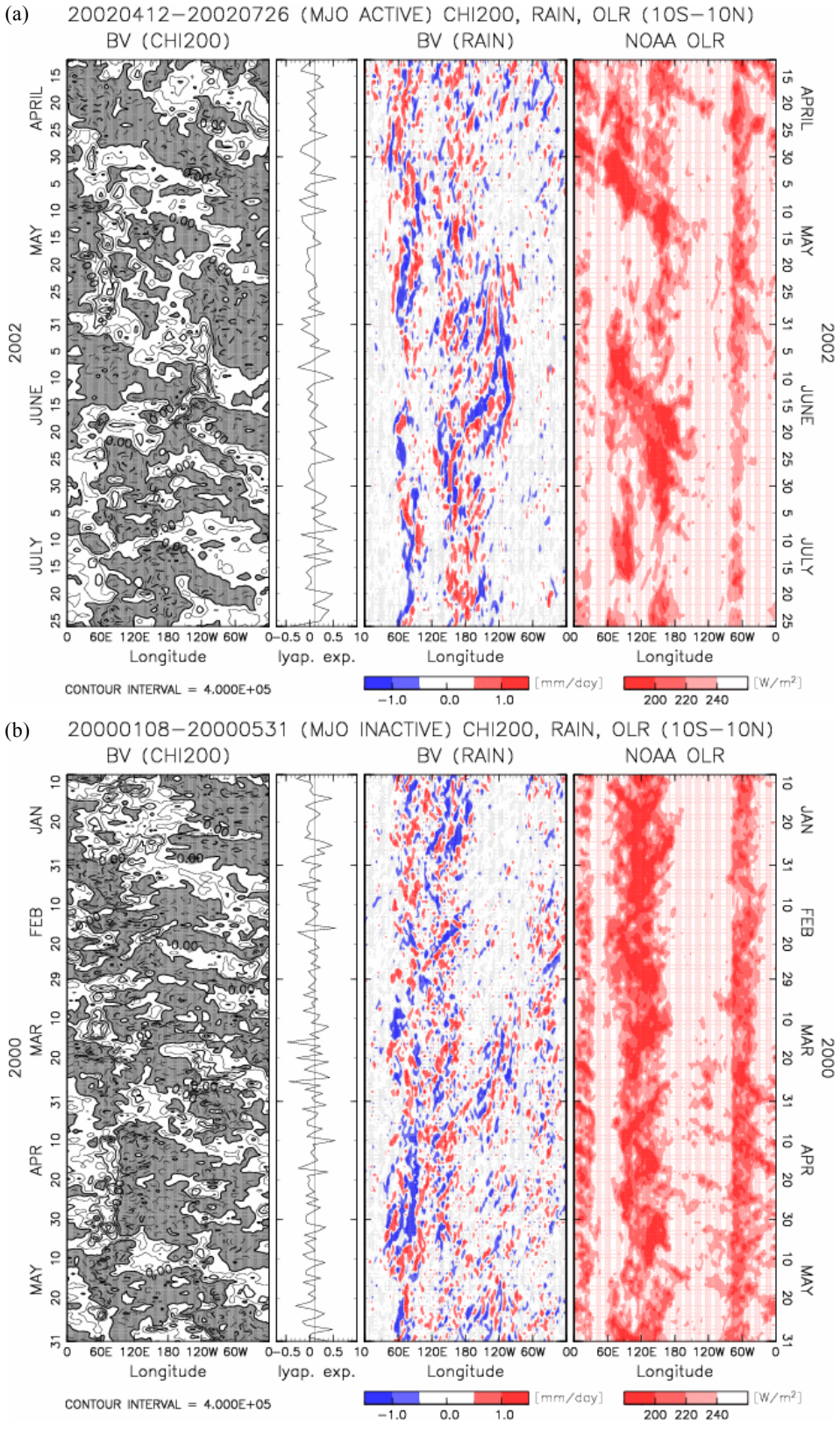


Fig. 8 Hovmoller diagram of χ200 of 1stBV averaged over the 10S-10N region, growth rate of 1stBV, hovmoller diagram of total precipitation of the bred vector averaged over the 10S-10N region, and hovmoller diagram of NOAA OLR (≦240 Wm^{-2}) averaged over the 10S-10N region from the left, respectively. (a) Apr 12, 2002-July 26, 2002 for the case of active MJO phase, (b) Jan 8, 2000-May 31, 2000 for the case of inactive MJO phase. The contour intervals of χ200 BV are 4.0×10^5 m^2 s^{-1}. A shaded area of χ200 BV indicates the region of divergence of velocity field.

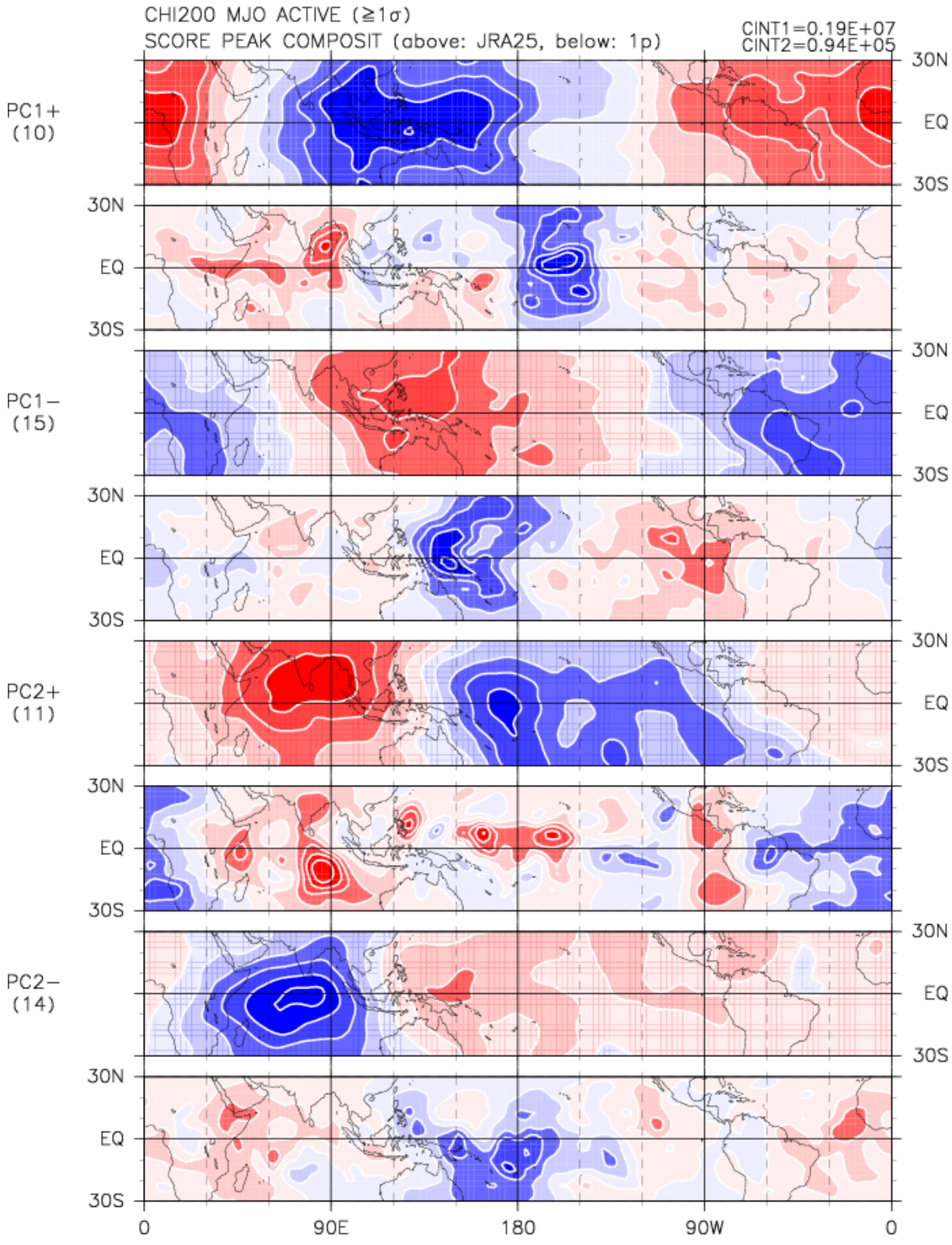


Fig. 9 Composite figures of horizontal structures of 1stBV and basic state (JRA-25) of χ200 by each score peak of leading mode (EOF1, EOF2) in χ200 of JRA-25. Background χ200 (basic state) of "PC1+", 1stBV of "PC1+" phase, basic state of "PC1-", 1stBV of "PC1-" phase, basic state of "PC2+" phase, 1stBV of "PC2+" phase, basic state of "PC2-" phase, 1stBV of "PC2-" phase in order from top figure. Blue and red end of the spectrum indicate the region of divergence and convergence of velocity field, respectively. The contour intervals are 1.9×10^6 m^2 s^{-1} (basic state) and 9.4×10^4 m^2 s^{-1} (1stBVs).

3.5 初期摂動の季節依存性

初期摂動(1p)の成長率の季節依存性を Fig. 10 に示す。全期間の初期摂動の成長率を，北半球の夏季(5～10 月)と冬季(11～4 月)で分類し，Fig. 1 と同様にして，誤差評価期間毎に平均値を求めた。その結果，初期摂動の成長率は北半球の夏季と比べて冬季に有意に小さくなる，という季節依存性が存在することが明らかになった(Fig. 10)。この要因を探るため，季節毎に初期摂動(1p)の主成分分析と時空間スペクトル解析を行った。その結果，活動度毎に分類した 3.3 節の場合と同様に，初期摂動の構造は季節に依らず波数 1 型の大規模構造が卓越していることがわかった（Fig. 11）。また，初期摂動の時空間スペクトル(Fig. 12)をみると，冬季の初期摂動は 8 日から 30 日程度の日数で地球を東進するモードが卓越していた。一方，夏季のモードは 12 日から 30 日程度で地球を周回し，冬季と比べて東進伝播速度の小さい停滞型のモードが多く含まれるという特徴が見られた。

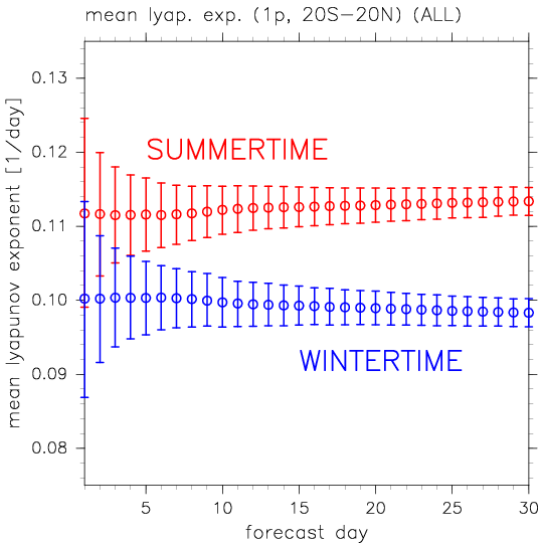


Fig. 10 Seasonal dependence of time-mean growth rate of 1stBV. Horizontal and vertical axes are evaluation period (day) and time-mean growth rate (1/day). Red and blue circles indicate the time-mean growth rate for the boreal summer (May – October) and boreal winter (November – April), respectively. Error bar shows 95% confidence interval estimated by random-sampling method.

4. まとめと議論

改良した初期摂動作成スキームを用いて，気象庁現業アンサンブル予報システムにより長期間にわたる初期摂動を作成し，熱帯域季節内振動の活動度や位相と熱帯域大気循環場の予測可能性との関係について調べた。また，初期摂動の成長率の季節依存性についても調査し，熱帯域大気循環場の予測可能性の季節依存性についても調べた。

本実験で得られた初期摂動の成長率は，全期間平均で 0.1 (1/day)となった。このことは，得られた初期摂動が熱帯域の大気循環場に対して平均的に不安定であることを示唆しており，C07 の結果とも整合的である。また，初期摂動は大規模な波数 1 型の水平構造を持ち，熱帯域大気循環場の予測可能性評価に適した初期摂動が作成されていることも確認した。

熱帯域季節内振動の活動度と初期摂動の成長率との関係では，MJO の活動度（振幅）に対して成長率の変動はほぼ独立であることが明らかとなった。このことは，MJO の活動度と熱帯域大気循環場の予測精度は独立な関係にあることを示唆しており，Boer (1995)の結果を支持するものである。初期摂動の構造は MJO の活動度に依らず波数 1 型の成分が卓越し，降水活動を伴わないで東進する乾燥ケルビン波(Milliff and Madden, 1996)に似た特徴を持つ。ただし MJO 活発期に得られた初期摂動は東進伝播が明瞭に見られるのに対し，MJO 不活発期の初期摂動には活発期ほど明瞭な東進伝播が見られず，その水平構造は MJO 活発期と比べてやや小さい。

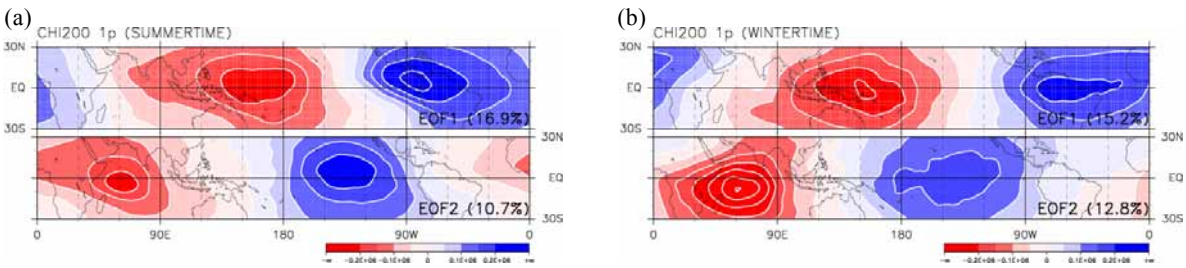


Fig. 11 Same as Fig. 4, but for (a) the boreal summer case (May – October) and (b) the boreal winter case (November – April). EOF1 and EOF2 accounted for 16.9 % and 10.7 % in (a) and for 15.2 % and 12.8 % in (b), respectively. Blue and red end of the spectrum indicate the region of divergence and convergence of velocity field, respectively. The contour intervals are 5.0×10^4 m^2 s^{-1}.

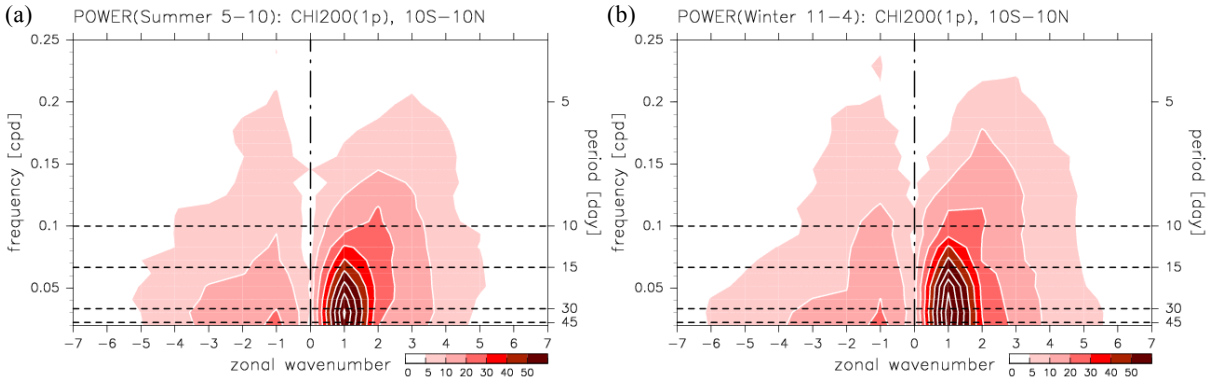


Fig. 12 The space-time spectrum of χ200 of the tropical bred vector averaged over the 10S-10N region. (a) The boreal summer case (May – Oct) and (b) the boreal winter case (Nov – Apr). The spectral power is calculated in the section of 102 days and is smoothed with a 1-3-5-3-1 filter in frequency and with daily moving averaged in each season case. The horizontal and vertical axes are zonal wave number and frequency (cycle per day), respectively. Positive (negative) zonal wave numbers indicate eastward (westward) propagation. The contour intervals of spectrum > 50 are 10.0.

一方，熱帯域季節内振動の位相と初期摂動の成長率との関係には明瞭な違いが見られた。MJO に伴う対流圏上層の発散域がインド洋域にあるとき，初期摂動の成長率が有意に小さくなることが示された。また，西太平洋の海洋大陸上に発散場があるときも，それに次いで初期摂動の成長率が小さくなる。このことは，インド洋域で MJO が発達期にある時に，熱帯域大気循環場の予測精度が最も良くなり，西太平洋域の海洋大陸上を MJO イベントが通り過ぎるまでの期間は，高い予測精度が持続する可能性があることを示唆している。これらの結果は，Jones et al. (2000) や Waliser et al. (2003) らの結果とも一致する。Waliser et al. (2003) は，MJO 活発期に予測精度が良いという結果と，MJO イベントの持続性との関係について指摘しており，MJO イベントの東進伝播がインド洋域から西太平洋域にまで達する場合には，予測可能な期間が長くなる可能性があることを示唆している。本実験で得られた結果でも，Waliser et al. (2003) の示唆した状況と同様のことが起こっているのかもしれない。初期摂動の水平構造と背景場の水平構造との関係に位相による明瞭な違いが存在していることも今回の実験で明らかとなった。初期摂動と背景場の関係に関する研究はこれまで殆どなされておらず，その予測可能性に対する影響については良くわかっていないのが現状である。更なる調査が必要であろう。

また，初期摂動の成長率には明瞭な季節依存性が存在し，夏季と比べて冬季の方が有意に小さくなる。このことは，熱帯域大気循環場の予測精度は夏季よりも冬季の方が良くなることを示唆する。得られた初期摂動が季節に依らず波数 1 型の大規模構造を持つことに加えて，冬季には東進伝播成分が卓越するのに対し，夏季には定在する成分が冬季よりも多く含まれるという特徴も明らかとなった。本実験で得られた初期摂動を用いて長期間にわたる予報実験を実施し，初期摂動の時間発展や線形性について調査を行い，本実験で得られた結果を検証する必要がある。熱帯域の初期摂動が中緯度の大気循環場に与える影響に関して調査することも今後の課題である。

謝 辞

気象庁現業アンサンブル予報システムを使用させて頂いた気象庁気候情報課の皆様に深く感謝します。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いました。

参考文献

Boer, G. J. (1995): Analyzed and forecast large-scale tropical divergent flow, Mon. Weather Rev., Vol. 123, pp. 3539-3553.

Chikamoto, Y., Mukougawa, H., Kubota, T., Sato, H., Ito, A. and Maeda, S. (2007): Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation, Geophys. Res. Lett., Vol. 34, L04806, doi:10.1029/2006GL028450.

Duchon, C. E. (1979): Lanczos filtering in one and two dimensions, J. Appl. Meteor., Vol. 18, pp. 1016-1022.

Ferranti, L., Palmer, T. N., Molteni, F. and Klinker, E. (1990): Tropical-extratropical interaction associated with the 30--60 day oscillation and its impact on me-

dium and extended range prediction, J. Atmos. Sci., Vol. 47, pp. 2177-2199.

Jones, C., Waliser, D. E., Schemm, J. E. and Lau, W. K. (2000): Prediction skill of the Madden and Julian oscillation in dynamical extended range weather forecasts, Clim. Dyn., Vol. 16, pp. 273-289.

Kubota, T., Mukougawa, H. and Iwashima, T. (2005): Predictability of Madden and Julian oscillation in JMA one-month forecasts, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 48B, pp. 475-490.

Madden, R. A. and Julian, P. R. (1994): Observation of the 40-50 day tropical oscillation. A review, Mon. Weather Rev., Vol. 122, pp. 814-837.

Milliff, R. F. and Madden, R. A. (1996): The existence and vertical structure of fast, eastward-moving disturbances in the equatorial troposphere, J. Atoms. Sci., Vol. 53, pp. 586-597.

Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto, T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., Kadokura, S., Wada, K., Kato, K., Oyama, R., Ose, T., Mannoji, N. and Taira, R. (2007): The JRA-25 Reanalysis, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 85, pp. 369-432.

Tsuyuki, T. (1990): Prediction of the 30-60 day oscillation with JMA global model and its impact on extended-range forecasts, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 68, pp. 183-201.

Toth, Z. and Kalnay, E. (1993): Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations, Bull. Amer. Meteorol. Soc., Vol. 74, pp. 2317-2330.

Toth, Z. and Kalnay, E. (1997): Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method, Mon. Weather Rev., Vol. 125, pp. 3297-3319.

Waliser, D. E., Lau, K. M., Stern, W. and Jones, C. (2003): Potential predictability of the Madden-Julian Oscillation, Bull. Amer. Meteorol. Soc., Vol. 84, pp. 33-50.

Wheeler, M. and Hendon, H. H. (2004): An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction, Mon. Weather Rev., Vol. 132, pp. 1917-1932.

Dependence of the Predictability of the Tropical Intraseasonal Oscillation on its Activity

Hiroshi TANIGUCHI, Hitoshi MUKOUGAWA, Yoshimitsu CHIKAMOTO[*],
Takuji KUBOTA[**], Shuhei MAEDA[***], Hitoshi SATO[***] and Akira ITO[***]

[*] Center for Climate System Research, University of Tokyo
[**] Earth Observation Research Center, Japan Aerospace Exploration Agency
[***] Japan Meteorological Agency

Synopsis

The predictability of the tropical intraseasonal oscillation (MJO) is examined by using a new BGM method for the operational 1-month ensemble prediction system of the Japan Meteorological Agency. The growth rate of the first bred vector (1stBV) is almost independent of the amplitude of the MJO while the growth rate of 1stBV becomes significantly smaller when the active convective region associated with the MJO resides over the Indian Ocean and the western Pacific. The growth rate of 1stBV for the boreal summer is significantly larger than that for the boreal winter; zonal wavenumber 1 components propagating eastward dominate the 1stBV during the boreal winter while in the boreal summer standing wave components become distinct in the horizontal structure of the perturbation.

Keywords: predictability, tropical intraseasonal oscillation, ensemble forecast, BGM

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

大気輸送モデルを用いた逆転法による領域別地表面CO_2フラックスとその年々変動の推定

井口敬雄

要　旨

陸上および海洋起源CO_2フラックスの分布やその年々変動を調べるため，TransCom3 Layer2の逆転法を用い，自ら開発した三次元大気輸送モデルでCO_2の輸送実験を行い，それぞれ11に分割された陸上と海洋の領域毎に1988～2001年のフラックスを推定した。その結果，全球規模でのフラックスの年々変動については，大気中CO_2の年間残留量やTransComメンバーのモデルによる推定値と大体同じ結果が得られた。一方，陸上の領域別フラックスの年々変動については，Sim-CYCLEで求めた領域別フラックスとの間に食い違いも見られ，植生活動以外のCO_2フラックスの重要性も含めて今後に課題を残した。

キーワード：二酸化炭素，輸送モデル，逆転法

1．はじめに

18世紀半ばの産業革命以来，大気中における二酸化炭素(CO_2)の濃度は増加の一途を辿っている。しかもその増加率も上昇し続けており，2000年代以降の平均は4.1GtC/年に達する(IPCC 2007)。温室効果気体であるCO_2の濃度上昇は地球の気候に大きな変動をもたらす事が予想され，その具体的な影響とともに今後のCO_2濃度の動向に関心が集まっている。

この大気中CO_2濃度の上昇の原因が石油・石炭等の化石燃料の燃焼や森林の伐採による土地利用の変化といった人間活動によるものであることは明白であるが，こうした活動により放出されたCO_2の全てが大気中に残留し蓄積されている訳ではなく，4割近い量が地表面から吸収されている事が知られている(IPCC 2007)。主な吸収源としては，海洋による吸収や，陸上生態系（植生および土壌）の炭素保有量の増加による吸収効果が考えられるが，その詳細な内訳は明らかにはなっていない。さらに，大気中のCO_2濃度の年間増加率（＝大気中における人為起源CO_2の年間残留量）についても，大きな年々変動があることが分かっている(Conway et al. 1994)。近年の大気中CO_2残留量の年々変動をFig.1（黒実線）に示す。Fig.1に見られる年々変動に比べれば化石燃料によるCO_2放出の年々変動はずっと小さいと見積もられており(Marland 2007)，土地利用変化によるCO_2の放出量についても化石燃料に比べ推定値の誤差は大きい(Houghton 2003)ものの人間活動であり，これほど年によって差が出ることは考えにくい。したがって，海洋あるいは陸上によるCO_2の吸収量に大きな年々変動があるものと考えられる。この年々変動の詳細を明らかにする事は大気CO_2収支の全体を明らかにする上で重要な課題であり，さらに将来のCO_2濃度変動を予測する上でも必要であると言える。

地表面からのCO_2フラックスの推定には大きく分けて二種類の手法がある。一つは，フラックスの源を直接研究してフラックスの分布や変動を研究するボトムアップ型の手法であり，もう一つは，大気中のCO_2濃度や同位体比の分布を観測し，それを基に地表面からのフラックスを推定するトップダウン型の手法である。ボトムアップ型の研究には，森林や草原等の生態系の上空でCO_2濃度を観測したり，海洋表層水のCO_2分圧を測定したりすることによって直接フラックスを求める方法や，陸上生態系や海洋における炭素循環のメカニズムを数値モデル化してシミュレーションを行い，フラックスを推定する方法(Ito and Oikawa 2002, Cao and Prince 2002他)などがある。一方，トップダウン型の手法には，輸送モデルによるシミュレーションの結果と観測値からフラックスを逆算する逆転法（詳細は後述）（Bousquet et al. 2000, Baker et al. 2006他）や，植生や海洋による炭素同位体の分別効果を利用して大気中CO_2の炭素同位対比（$\delta^{13}C$）の変動を測定する事によりCO_2フラックスの起源を推定しようとする手法(Miller et al. 2003)な

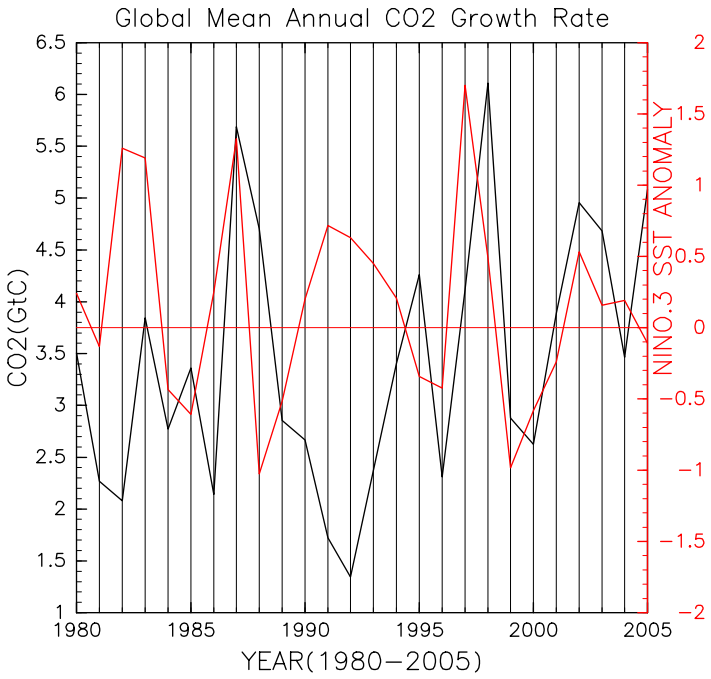


Fig. 1 Year-to-year variation of increase of CO_2 in the atmosphere (the black line). NOAA/ESRL data is used and converted from ppm to GtC at the rate of 1ppm=2.1GtC. The red line is year-to-year variation of annual mean NINO.3 SST anomaly, which is used as an ENSO monitoring index in Japan Meteorological Agency

どがある。いずれの手法も理論的な根拠に基づいているが同時に現実的な欠点も含んでおり，推定された大気中CO_2の収支は互いに食い違いが見られる。決定的な手法が存在しない現状では，それぞれの手法の長所を認識した上で，複数の手法の結果を総合的に判断するのが妥当と考えられる。

井口・木田(2007)は陸上生態系モデルSim-CYCLE (Ito and Oikawa 2002)を用いてシミュレーションを行い，陸上生態系からのフラックスの年々変動が大気中残留CO_2の年々変動と同様にENSOと高い相関関係を持つ事を示した。この結果は大気中CO_2濃度の年々変動における陸上生態系の役割の重要性を示唆するものだが，陸上生態系起源のCO_2フラックスはあくまでも大気中CO_2収支の一部であり，その全体を明らかにするためには海洋をはじめ他の要因からのフラックスの推定が欠かせない。

井口・木田は三次元大気輸送モデルも既に開発しており，大気中におけるCO_2の分布を再現する事を可能にしている。この輸送モデルを用いて逆転法によるフラックスの推定を行う事で，前述の陸上生態系モデルによる推定の結果と合わせ，大気中CO_2濃度の年々変動についてより詳しい理解が得られる事が期待できる。

こうした考えの下，TransComの逆転法の手法を用いて，1988～2001年の領域別地表面CO_2フラックスの推定を試みた。本論文ではその結果について報告する。

2. 逆転法について

2.1 逆転法の概要

逆転法は，大気輸送モデルを用いてCO_2の輸送シミュレーションを行い，その結果が観測値になるべく近くなるようなフラックスの分布を求める手法である。尚，地表面はあらかじめ幾つかの領域に分割されており，フラックスの推定はこの領域毎に行われる。

逆転法で行うCO_2輸送シミュレーションには，事前推定フラックスによるシミュレーションと，単位フラックスによるシミュレーションがある。事前推定フラックスとは，他の何らかの方法で推定されたフラックスの分布である。一方，単位フラックスは各領域から一定期間に単位質量（例えば１ヶ月間で1GtC）放出させ，濃度分布の変化を調べるシミュレーションである。事前推定フラックスを用いて行われたシミュレーションによる結果と観測値の差が最も小さくなるようにするためのフラックス分布の修正量を，単位質量を用いたシミュレーションの結果

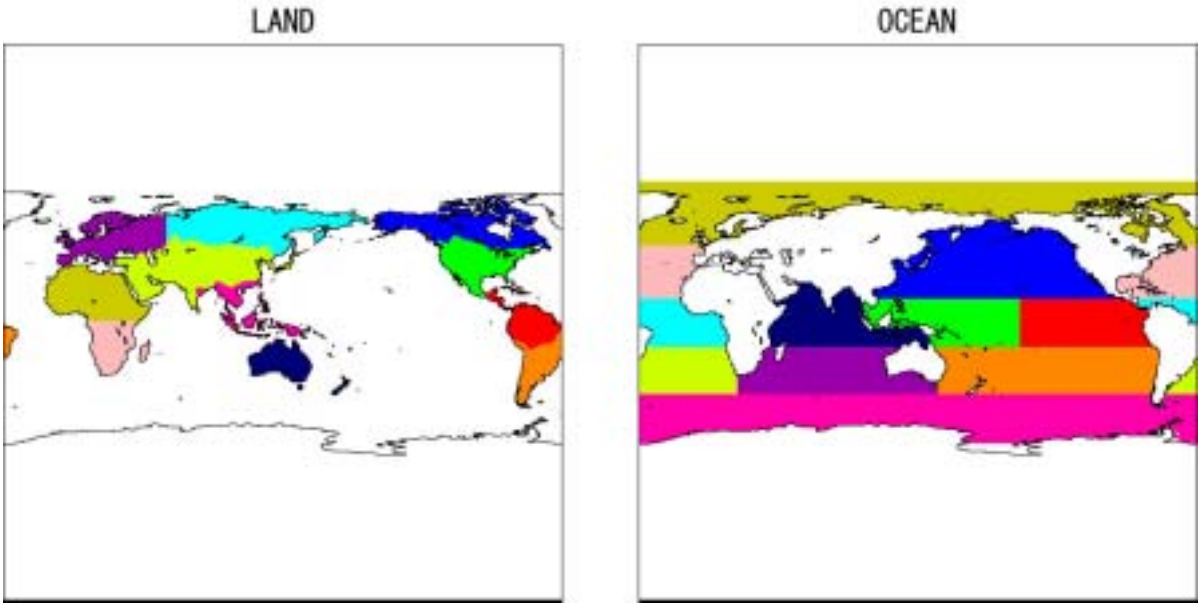


Fig. 2 Land(left) and ocean(right) regions used in TransCom3 Layer2 inversion (Baker et al. 2006).

を基に計算する。

フラックス分布には，全球合計フラックス量（＝大気中CO_2残留量）や事前推定の誤差といった束縛条件があるため，修正によって観測値と一致するようなフラックス分布が求められることはまずない。したがって，観測値と修正値との誤差の自乗和が最も小さくなるようなフラックス修正量を求める事になる。

2.2 TransComについて

逆転法によるフラックスの推定は従来複数の研究で行われてきたが，研究による食い違いが大きかった。これらの研究はそれぞれ異なる大気輸送モデル，CO_2観測データ，逆計算モデルを使用しており，そのどれもが誤差の要因と考えられる。そこで立ち上がったのがTransComプロジェクトで，輸送モデル以外の条件を同じにしてフラックスの推定を行い，まずモデルによる誤差を検証しようというものである。

今回使用したのはTransCom3 Layer2の逆転法で，22（陸上11，海洋11，Fig.2参照）に分割された領域毎のフラックス年々変動をもとめる事ができる。CO_2輸送実験の手法，実験を行うために必要なフラックスデータ，輸送実験結果からフラックスを逆算するためのプログラム等はTransComのホームページ(http://www.purdue.edu/transcom/)から入手できる。TransComホームページからはまた，TransComメンバーの輸送モデルを用いて求めたフラックス年々変動(1988～2001)も入手できる。本研究でも同じ1988年～2001年についてフラックスの推定を行い，これらの推定値とも比較できるようにした。

3. 使用したモデルおよびデータ

本研究では，以下の数値モデルとデータを使用した。

3.1 大気輸送モデル

大気中のCO2濃度を再現する三次元の大気輸送モデルは井口・木田が開発したものを用いている。本モデルは大気をグリッドボックスに分割し，隣り合うボックス間のフラックスを計算する方法でトレーサーの輸送を行い，質量の保存を保証する。水平解像度は2.5°×2.5°，鉛直14層（σ座標）で上部境界は10hPa，タイムステップは20分である。

3.2 大気再解析データ

3.1の大気輸送モデルは風速などの大気データを外部から読み込んで輸送を行う。本研究ではNCEP/NCARの1990年の再解析データを用いた。データの水平解像度は2.5°×2.5°，鉛直17層（p座標，上部境界は10hPa）および地表面データで，タイムステップは6時間である。これを輸送モデルのグリッド

とタイムステップに合わせて空間的・時間的に内挿を行って使用している。

4. 結果

4.1 全球合計フラックスの年々変動

Fig.3に，本研究における逆転法によって得られた全球合計CO_2の1988～2001年の年々変動を示す。赤線は陸上からのフラックスの全球合計，青線は海洋からのフラックスの全球合計，そして黒線は全フラックスの全球合計である。

全球合計CO_2フラックス（Fig.3の黒線）の年々変動は，TransComメンバーのモデルの結果と比較して全体的に大きな違いは無かった。フラックスを求めた期間（1988～2001年）における最大フラックスと最小フラックスの差は約3.5GtC/yrで，Fig.1に示した同期間の大気中CO_2年間残留量の最大値と最小値の差（約4.5GtC /yr）と比較すると小さいが，これはTransComメンバーの結果でも同様である。他の目立った点としては，1988年のフラックスが他モデルでは放出になっているのに本モデルでは弱い吸収になっている事，2000年のフラックスが他モデルでは前後の年より低くなっているのに本モデルではやや高くなっている事が挙げられる。

陸上（Fig.3の赤線）と海洋（同青線）の全球フラックスを見てみると，他モデルと比較して陸上フラックスは高目，海洋フラックスは低目の結果が出た。しかし年々変動成分については全体的に他モデルとよく似た結果が出た。部分的には，陸上全球フラックスについて，1988-1989年のフラックスの減少が小さい，2000年のフラックスが前後の年よりもはっきりと高くなっているという点で，前述の全球合計フラックス（黒線）の年々変動に関する特徴は陸上全球フラックスに起因している事が分かる。また，1992年のフラックスが前後の年より高くなっている点も他のモデルと異なる点である。Fig.4にSim-CYCLEでのシミュレーションによって求めた全球合計陸上生態系起源CO_2フラックスの同期間の年々変動を示すが，上記の3点については今回の自モデルを用いた逆転法の結果と異なり，TransComの他モデルの結果と同じであった。海洋全球フラックスについては陸上ほどの特徴的な点は見られなかった。

4.2 陸上領域別フラックスの年々変動

次に，陸上領域別のCO_2フラックスの年々変動をFig.5に示す。

他モデルの結果との比較で目に付いたのは熱帯アメリカ（南米大陸北部の熱帯地方を主とした領域）におけるフラックスで，他モデルの半数以上で期間を通し最も高いかまたはそれに準ずるフラックス量が推定され，CO_2の放出源とされたのに対し，本モデルでは全陸上領域の中間くらいに位置し，年間フラックス量も０前後を変動している。但し他モデルの中にも同様な結果が出たものもある。

その他の領域では，北半球中高緯度の領域ではモデル間の違いが小さく，逆に熱帯や南半球の領域ではモデル間の違いが大きいという傾向が見られた。Schimel他(2001)は，1990年代に北半球温帯域の陸上生態系が吸収に転じたとしているが，本モデルも含め，TransComの多くのモデルによる逆転法の結果において，北米大陸温帯域とヨーロッパ領域が期間を通して吸収となっており，これに合致している。尚，フラックスの年々変動についてはモデルによる差が大きく，共通した性質は見出せなかった。

さらに，Sim-CYCLEによるフラックスで得られた領域別生態系起源CO_2フラックスの年々変動をFig.6に示す。Fig.6では熱帯アメリカは放出源となっており，これはTransComメンバーの逆転法の結果と同じである。一方，アフリカ北部が最も強い吸収源となっているが，逆転法でこのような結果が出たのは少数（2例）である。また，ヨーロッパは弱いながらも吸収源となっていたが，北米大陸温帯は1999～2000年に吸収となっているがそれ以外は吸収源とも放出源ともいえない。

4.3 海洋領域別フラックスの年々変動

海洋領域別フラックスの年々変動をFig.7に示す。海洋の場合は陸上に比べ領域によるフラックス量の違いも少なく，また年々変動の振幅も小さい。これは他モデルによる結果でも同様である。

この中で注目すべきは南大洋がCO_2フラックスの放出源とされている点で，本モデルの他，TransComメンバーの逆転法の結果にも共通していた。元来南半球の海洋はCO_2の主要な吸収源と考えられてきた(Tans et al. 1990)が，他の南半球の海洋フラックス（これはモデルによって結果が異なる）を合わせても南半球中高緯度の海洋による吸収は僅かという事になる。これは最近の海洋表層水のCO_2分圧測定によるフラックス推定値とも隔たりがあり，CO_2収支を考える上で大きな問題となっている（中澤他 2006）。

5. 議論

自ら開発した大気輸送モデルを用いた逆転法の結果は，同じ手法を用いてTransComメンバーが行った逆転法の結果やSim-CYCLEを用いて行ったシミュレーションの結果(Fig.4, Fig.6)，さらに大気中CO_2年間残留量(Fig.1)と比較して様々な共通点や食い違う点

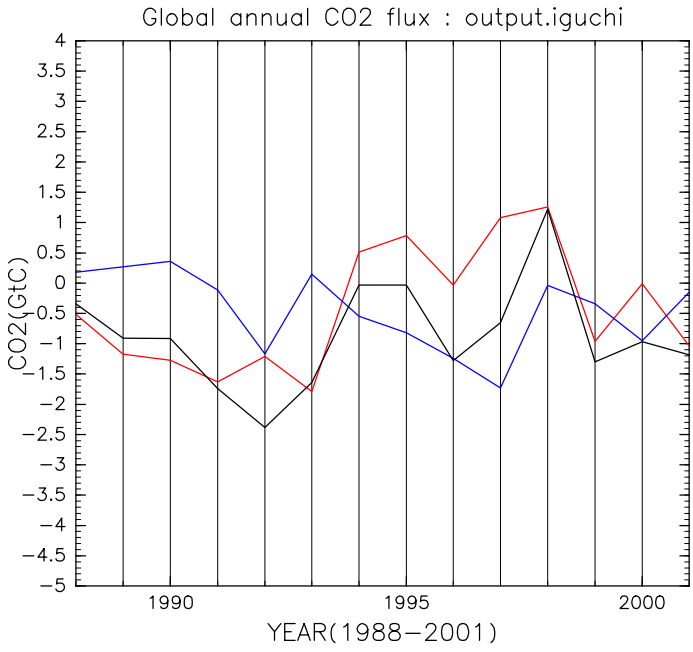


Fig. 3 Year-to-year variation of global CO_2 fluxes estimated by synthesis inversion using our transport model. The red, blue, and black lines are fluxes of land, ocean, and total respectively.

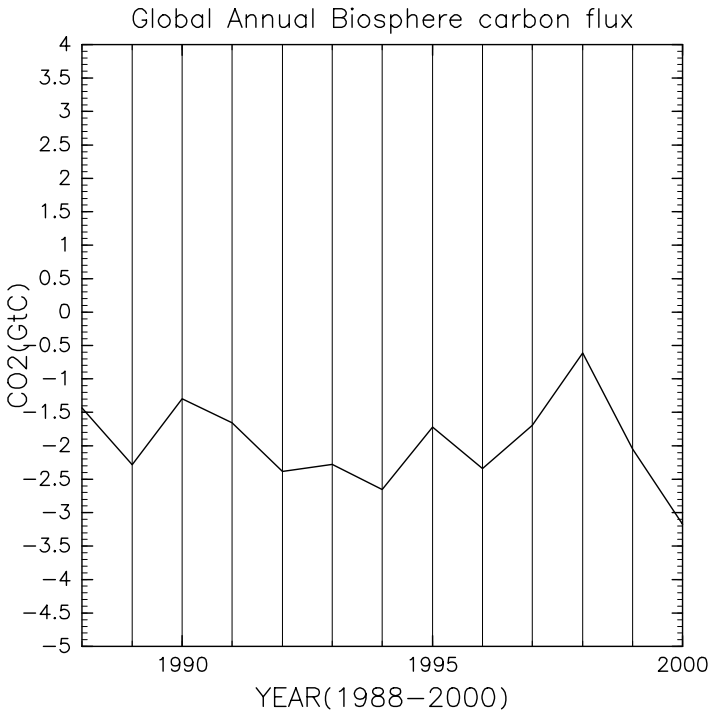


Fig. 4 Year-to-year variation of global CO_2 flux from terrestrial ecosystems calculated by Sim-CYCLE.

が確認された。食い違いの原因には様々な要因が考えられ，現時点では特定するには至っていない。

まず，全球合計したフラックスの強さと年々変動が他モデルと同様な結果を示したという事は輸送モ

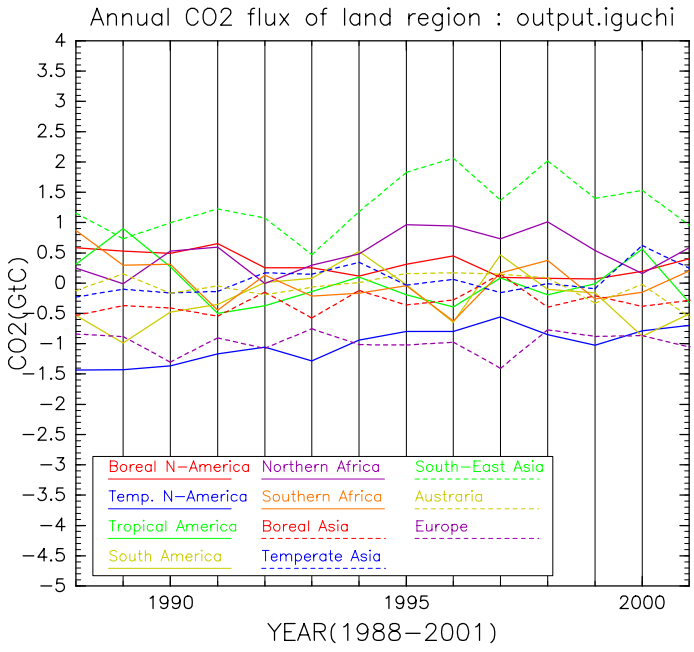


Fig. 5 Year-to-year variation of regional land CO_2 fluxes estimated by synthesis inversion using our transport model.

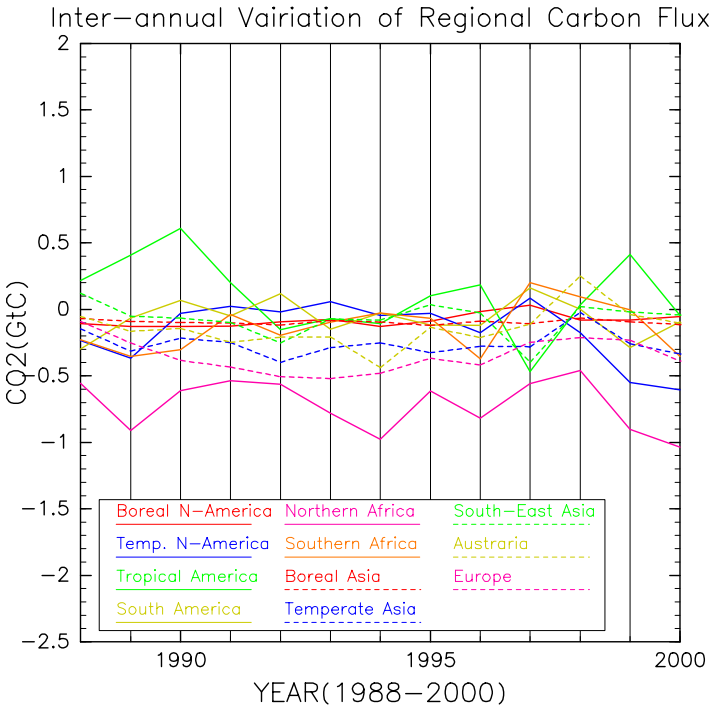


Fig. 6 Year-to-year variation of regional CO_2 fluxes from terrestrial ecosystems calculated by Sim-CYCLE.

デルによるCO_2濃度分布の再現が概ね妥当であったと考えられる。しかし，陸上合計フラックスと海洋合計フラックス，さらに領域別フラックスと細分化していくと，モデルによる結果の違いが顕著になっ

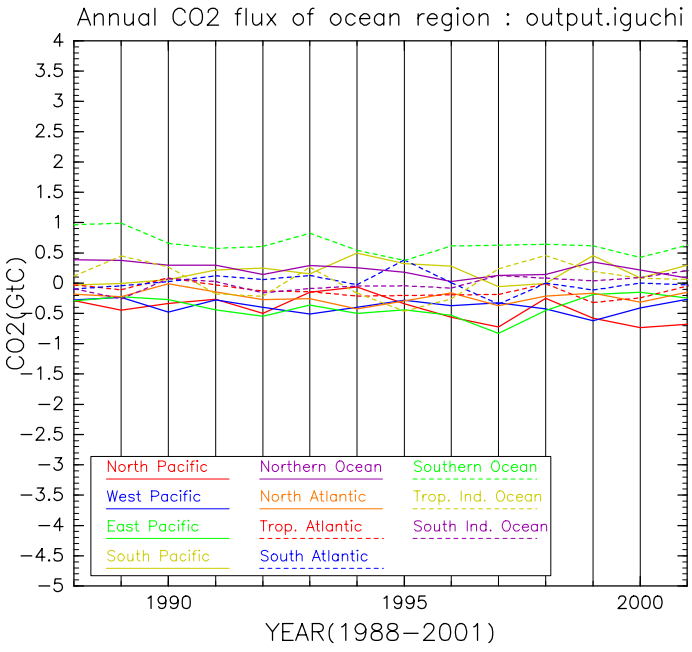


Fig. 7 Year-to-year variation of regional ocean CO_2 fluxes estimated by synthesis inversion using our transport model.

た。同じ手法を用いているのだから誤差の原因は基本的にモデルに起因する事になる。本研究の結果では他モデルと比較して陸上合計フラックスが高く，海洋合計フラックスが低くなる傾向が見られたが，その原因としては(i)モデル最下層（中緯度で1.5km程度）全体を混合層として扱っている，(ii)拡散係数が適切でない，が考えられる。この点についてはさらに十分に検討した上でモデルの改良を進めていきたい。またモデルの違いだけでなく，TransCom Layer2実験では大気データを統一していないという事情もある。本研究ではNCEP /NCARの1990年の大気データを使用したが，異なる年のデータを用いれば結果も異なってくると考えられる。さらに観測点の数や密度が十分でないこともモデル間の誤差を大きくしている要因と思われる。全球規模フラックスでは小さかったモデル間の誤差が，領域別に細分化するほど大きくなった事や，観測点が密な北半球中高緯度でモデル間の誤差が比較的少なく疎らな領域で大きいのはその表れと言える。

海洋合計フラックスの年々変動が推定できた事は全球規模での大気中CO_2収支を考える上で重要である。全球合計フラックスの年々変動が陸上合計フラックスの年々変動に近いという点では他モデルの結果と合っているし，Sim-CYCLEを用いて行ったシミュレーションの結果とも合致する。しかし，海洋合計フラックスの年々変動も陸上のそれと比較して無視できない大きさであることが示された。特に，全球合計フラックスが極小値となる1992年や極大値となる1998年は陸上合計フラックスの変動と同等以上に海洋合計フラックスの変動が寄与している事が示された。この点については海洋フラックスのさらなる研究による確認が必要と言える。

大気中CO_2残留量の年々変動(Fig.1)との違いについては，推定のために使用しているCO_2観測データの違いなどが原因として考えられる。

陸上合計フラックスの年々変動がSim-CYCLEの全球合計フラックスと一致しない理由には，植生の有機物生成･分解活動によるCO_2フラックス以外も含まれる事が考えられる。Patra(2005)は火災によるCO_2フラックスの重要性を指摘しているが，火災はエル・ニーニョの年は発生件数が増えるなど年々変動が大きく，今後十分考慮していく必要がある。また，Sim-CYCLEについても現在は土壌水分への依存性が無い為，干ばつの年において水ストレスによるCO_2放出の増加を十分再現できていないといった問題点も残っている。

6. 結論

大気輸送モデルを用いた逆転法により，全球規模のCO_2フラックスの年々変動を推定する事が出来た。この結果は大気中CO_2残留量の見積りや陸上生態系

モデルによるシミュレーション結果と合わせ，全球規模の大気中CO_2収支を解明する上で役立つ物であることが分かった。しかし領域別フラックスの年々変動の推定についてはまだモデル間の誤差が大きいということが示された。

今後はこうした結果と現状を踏まえ，他の輸送モデルを用いた結果や他の手法によるCO_2収支に関する推定とも比較を行いつつ，総合的に検討する事によって逆転法の推定値をCO_2収支の解明に役立てていきたい。

謝　辞

本研究におけるTransCom3 Layer2実験の手法と他モデルによる逆転法結果などのデータはTransCom Home Pageにて公開されているものをダウンロードし使用させていただきました。

大気輸送モデルの入力値として使用した再解析気候データはNCEP/NCAR Re-analysis Data Setをインターネットを通じて取得し使用させていただきました。

本論文において比較資料として使用したシミュレーションで用いた陸上生態系モデルSim-CYCLEは筑波大学生物科学系の伊藤昭彦氏・及川武久氏が開発したものを提供していただき独自の変更を加えたものです。

大気中におけるCO_2残留量の年々変動のデータは米国海洋大気庁地球システム調査研究所地球監視部(NOAA/GMD)が作成しホームページで公開しているものを使用させていただきました。

ENSO監視指数は気象庁がホームページで公開しているデータを使用させていただきました。

本論文で使用した図は，地球電脳倶楽部の電脳ライブラリを使用して作成しました。

以上の各氏と各機関に御礼申し上げます。

参考文献

井口敬雄，木田秀次 (2007): 数値モデルを用いた大気－陸上生態系間炭素フラックスの年々変動のシミュレーション，京都大学防災研究所年報，第50号.

中澤高清他(2006): 第７回二酸化炭素国際会議報告，天気, 53, pp.153-158.

Baker, D. F., et al. (2006): TransCom 3 inversion intercomparison: Impact of transport model errors on the interannual variability of regional CO2 fluxes, 1998-2003, Global Biogeochemical Cycles, Vol. 20, GB1002, doi:1029/2004GB002439.

Bousquet, P. et al. (2000): Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980, Science, Vol. 290, pp. 1342-1346.

Cao, M. and Prince, S. D. (2002): Increasing terrestrial carbon uptake from the 1980s to the 1990s with changes in climate and atmospheric CO2, Global Biogeochemical Cycles, Vol. 16, No. 4, 1069, doi:10.1029/2001GB001553.

Conway, T. J. et al. (1994): Evidence for interannual variability of the carbon cycle from the National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Global Air Sampling Network, Journal of Geophysical Research, Vol. 99, No. D11, pp.22831-22855.

Houghton, R. A. (2003): Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000, Tellus, 55B, pp.378-390.

IPCC (2007): CLIMATE CHANGE 2007 THE PHYSICAL SCIENCE BASIS, Cambridge University Press.

Ito, A., and Oikawa, T. (2002): A simulation model of the carbon cycle in land ecosystem (Sim-CYCLE): A description based on dry-matter production theory and plot-scale validation, Ecological Modelling, 151, pp.143-176.

Marland, G., Boden, T. A., and Andres, R. J. (2007): Fossil fuel CO2 emission data is available at CDIAC home page, http://cdiac.ornl.gov/trends/emis/em_cont.htm.

Miller, J. B. et al. (2003), The atmospheric signal of terrestrial carbon isotopic discrimination and its implication for partitioning carbon fluxes, Tellus, 55B, pp. 197-206.

Patra, P. K. et al. (2005): Role of biomass burning and climate anomalies for land-atmosphere carbon fluxes based on inverse modeling of atmospheric CO2, Global Biogeochemical Cycles, Vol. 19, GB3005, doi:10.1029/2004GB002258.

Schimel, D. S. et al. (2001): Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems, Nature, 414, pp.169-172, doi:10.1038/35102500.

Tans, P. P., I. Y. Fung and T. Takahashi (1990): Observational Constraints on the global atmospheric CO_2 budget, Science, Vol.247, pp.1431-1438.

Estimation of Year-to-year Variation of Regional CO_2 Fluxes by Synthesis Inversion Using Atmospheric Transport Model

Takao IGUCHI

Synopsis

By TransCom3 Layer2 synthesis inversion method using originally developed three-dimensional atmospheric transport model, CO_2 fluxes from 11 land regions and 11 ocean regions for the period of 1988-2001 are estimated. As a result, year-to-year variation of global total flux was similar to that of TransCom members' results and increase of atmospheric CO_2. On the other hand, year-to-year variation of CO_2 fluxes from land regions have some discrepancies with those calculated by terrestrial ecosystem model (Sim-CYCLE). These discrepancies may involve both problems of inversion method and importance of CO_2 sources other than photosynthesis.

Keywords: carbon dioxide, transport model, inversion problem

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

MTSAT-1R 中間赤外データを用いた雲反射率・雲粒有効半径の算出

奥 勇一郎・石川 裕彦

要　旨

NOAA/AVHRR データを用いて雲反射率・雲粒有効半径を算出する手法を，MTSAT-1R/JAMI データに適用し，東アジア域における雲反射率・雲粒有効半径を算出した。静止衛星である MTSAT-1R のデータを用いることによりアジア域における雲微物理量の空間分布が 1 時間間隔で算出可能となる。算出された雲粒有効半径を Terra/MODIS により算出されたそれとの比較を行ったところ，妥当なものであることが確認できた。また，東アジア域から北西太平洋における雲粒有効半径の日変化を解析したところ，海上で大きく陸上で小さいという一般的な特徴を示せただけでなく，異なる日変化を呈していることが新たにわかった。

キーワード: 雲反射率，雲粒有効半径，衛星リモートセンシング，放射，3.7μm 帯，MTSAT-1R

1. はじめに

大気中のエアロゾルが気候に与える影響は，エアロゾル自身が太陽放射を散乱・吸収する直接効果と，エアロゾルが雲凝結核となることによって雲の光学的・微物理学的特性を変化させる間接効果がある。間接効果には，雲粒の数密度に影響して雲の光学的特性を変化させる第一間接効果と，雲水・氷晶から降水への変換効率に影響して雲の寿命を変化させる第二間接効果がある。これらエアロゾルによる間接効果の見積もりには不確定性が大きく，その主な要因はエアロゾルと雲との関係があいまいであることによると報告されている (IPCC, 2007)。両者の因果関係を明らかにするためには，雲の光学特性に関する定量的な評価が必要不可欠である。

一方，中間赤外 3.7μm 帯における雲反射率は，雲の光学的厚さが大きければ雲粒粒径半径に依存することが知られている (Rosenfeld and Lensky, 1998)。この性質を利用して，NOAA/AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) や TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) /VIRS (Visible and Infrared Scanner) の 3.7μm 帯チャンネルのデータを用いて雲反射率・雲粒有効半径を算出し，それらを指標とした雲微物理量の観測およびエアロゾルによる影響評価についての研究がなされている。たとえば，船舶 (Nakajima and Nakajima, 1995) や工業地域 (Rosenfeld, 2000) からの排煙により大気中のエアロゾル濃度が増加し，放出源風下側の層積雲の雲粒有効半径が減少している様子が確認されているほか，全球における雲粒有効半径の季節変化も調べられている (Kawamoto et al., 2001)。雲粒有効半径とは，雲粒の体積を幾何学的断面積で重み付け平均した半径のことをいい，雲による光の消散に関して指標となる雲微物理量のひとつであり，雲粒有効半径 r_{e} は，半径 r の雲粒の数密度 $n(r)$ を用いて次式で定義される。

$$r_{\mathrm{e}} = \frac{\int \pi r^3 n(r)\, dr}{\int \pi r^2 n(r)\, dr} \qquad (1)$$

AVHRR や VIRS は，衛星直下地点においてそれぞれ 1.1km，2km と高空間分解能での観測が可能だが，衛星の観測幅がそれぞれ 2,900km，720km であるため，大陸スケールの広い領域を一度に観測することはできない。また，これらの可視赤外放射計を搭載する衛星は周回軌道であるため，同一衛星による同一地域の観測は 1 日に最大 2 回までしか行うことができない。時々刻々と変化する雲微物理量の変化を把握するには，高時間分解能での観測が可能な静止軌道衛星による観測が必要であると言える。2005 年 6 月から運用が開始された MTSAT-1R (Multi-functional Transport Satellite) に搭載されている可視赤外放射計 JAMI (Japanese Advanced Meteorological Imager) には，従来の GMS (Geostationary Meteorological Satellite) シリーズにはなかった 3.7μm 帯センサーが

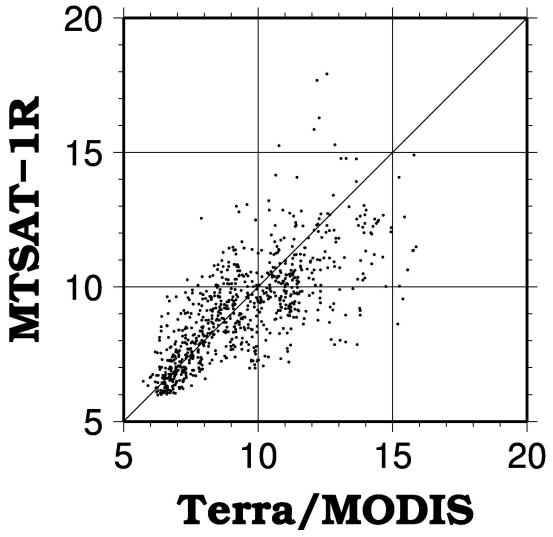


Fig. 1 A scatter diagram of an effective radius of cloud particle derived from Terra/MODIS and MTSAT-1R.

追加されている。そこで，本研究ではMTSAT-1Rを用いて雲反射率および雲粒有効半径を算出し，静止軌道衛星の利点である広域かつ高時間頻度観測に着目して，東アジア域におけるこれらの日変化について調べる。

2. 算出手法

3.7μm帯は，11μm帯や12μm帯の波長領域と同様に大気による吸収が弱い窓領域であるため，大気の影響を受けずに地球表面からの放射を測定することができる。3.7μm帯が観測している波長領域は，放射スペクトルにおける地球放射と太陽放射の裾野の部分に相当し，わずかながら両者が重なる波長領域である。このため，日中は太陽光の反射と物体からの放射を，夜間は物体からの放射のみを観測する。つまり，日中のデータは可視画像と赤外画像の特徴を併せ持ち，夜間のデータは赤外画像だけの特徴を持つことになる。ここで，雲頂からの放射を黒体放射とみなすことができるように，光学的に厚い雲を想定し，衛星に到達する放射輝度を考える。光学的厚さ$\tau > 10$の雲であれば，雲の3.7μm帯における透過率は0とみなすことができ(King and Harshvardhan, 1986)，3.7μm帯が観測する放射輝度$L_{3.7}$は次式で与えることができる。

$$L_{3.7} = t^0_{3.7}\left(\frac{F_0\mu_0}{\pi}\right)\rho_{3.7} + t'_{3.7}B_{3.7}(T)(1-\rho_{3.7}) \quad (2)$$

F_0は3.7μm帯における太陽放射フラックスであり$F_0 = 11.5\ \mathrm{W/m^2}$，$\mu_0$は太陽天頂角$\theta_0$の余弦であり$\mu_0 = \cos\theta_0$，$L_\lambda$は波長$\lambda$における放射輝度，$B_\lambda$はプランクの関数，$\rho_\lambda$は反射率，$t_\lambda$は大気上端から雲頂までの大気の透過率であり，$t^0_\lambda$は太陽放射の反射経路における透過率，$t'_\lambda$は雲頂放射の経路における透過率，$T$は雲頂温度をそれぞれ示す。式(2)において，第1項が可視反射成分，第2項が赤外放射成分である。夜間の場合，$\theta_0 = 90\,[^\circ]$，すなわち$\mu_0 = 0$となるので，前述の通り3.7μm帯が観測する放射輝度は第2項の赤外放射成分のみとなる。したがって，雲反射率$\rho_{3.7}$を求めるには，第2項の赤外放射成分を取り除かなければならない。式(2)と同様に，11μm帯が観測する放射輝度L_{11}は次式で与えることができる。

$$L_{11} = t'_{11}B_{11}(T) \quad (3)$$

Rosenfeld and Lensky (1998)に倣い，$t'_{3.7} = t'_{11} = 1$，$t^0_{3.7} = 0.75$と仮定すると，式(3)から雲頂温度Tが求まる。よって，式(2)の第2項が求まり，反射率$\rho_{3.7}$が算出される。

一方，Nakajima and King (1990)は，放射伝達モデルによるインバージョン計算を用いて雲反射率と雲粒有効半径の関係について調べ，光学的に厚い雲$\tau > 8$では，雲粒有効半径は3.7μm帯の反射率のみで決まるとしている。$\tau > 8$の光学的に厚い雲を対象として，雲反射率と雲粒有効半径の関係を経験的近似曲線で示したものが次式である(Kaufman and Nakajima, 1993)。

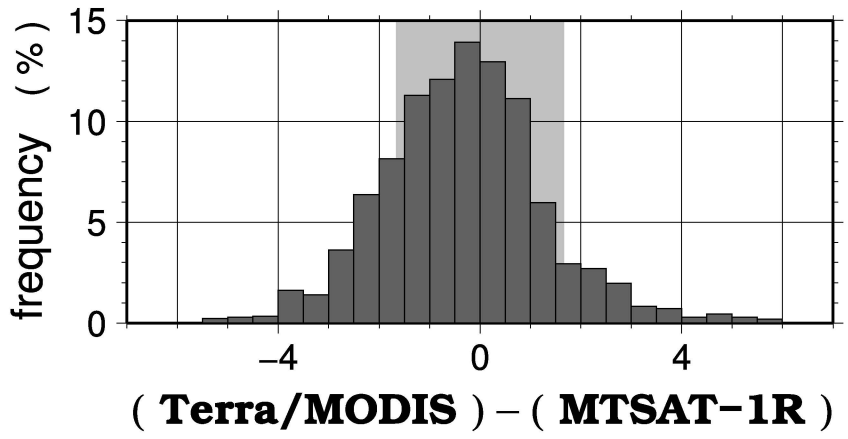


Fig. 2 A histogram showing frequency distribution of r_e differences derived from between Terra/MODIS and MTSAT-1R. The difference value within a RMSE is shown as the shaded area.

$$\ln(\rho_{3.7}) = a_0 + a_1 r_e + a_2 r_e^2 + a_3 r_e^3 \quad (4)$$

$$\begin{cases} a_0 = -0.68460 \\ a_1 = -0.08243 \\ a_2 = -0.00749 \\ a_3 = 0.00033 \end{cases} \quad (5)$$

である。なお，以上により算出される雲反射率や雲粒有効半径は光学的に厚い雲を対象としているので，次の条件を満たす画素を本研究における雲画素と定義する。

$$\begin{cases} 250\,[\mathrm{K}] < T_{11} < 270\,[\mathrm{K}] \\ |T_{11} - T_{12}| < 1\,[\mathrm{K}] \end{cases} \quad (6)$$

T_{11} は11μm帯の，T_{12} は12μm帯の輝度温度である。なお，式(6)により抽出される雲画素は，Inoue (1987)の雲分類表における積雲に相当する。

3. データ

本研究では，気象業務支援センターより配信されたMTSAT-1RのHRIT (High Rate Information Transmission)データを，幾何補正情報をもとに緯度経度0.05度間隔の格子点データに画像ナビゲーションを行ない，キャリブレーションテーブルをもとに輝度階調値から輝度温度への変換したものを，雲反射率の算出のために使用した。算出領域は東アジアおよび北西太平洋を含む北緯10〜60度，東経100〜170度の範囲であり，2006年3月〜2008年2月のデータを使用した。雲反射率算出の際に，各格子点におけるμ_0，すなわち太陽天頂角θ_0の値が必要である。θ_0は格子点の位置と時刻で決まるが，MTSATの1シーンにおける画像上端（北極）と下端（南極）では観測時刻に約30分の差がある。太陽天頂角の効果を正しく反映させるため，HRITデータからピクセル毎の観測時刻のデータを読み取り，これをもとにμ_0を算出した。また，式(2)では平行平板雲を仮定している，すなわち太陽光線は必ず大気層の上方から差し込むことが前提である。日の出直後，日の入直前は，大気層の下方から進入してくる太陽光線もあるので，$\theta_0 > 70\,[^\circ]$を雲反射率の算出条件とした。求めた雲反射率から雲粒有効半径を算出した。

MTSATのデータから算出された雲粒有効半径の妥当性を調べるために，地球観測衛星Terra/MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer)のMOD06データ(King et al., 1997)における雲粒有効半径を真の値として，両者の比較を行った。MODISは，NASA (National Aeronautics and Space Administration)の地球観測衛星Terra，Aquaに搭載されているNASA/GSFC (Goddard Space Flight Center)により開発された中分解能撮像分光放射計である。バンド数は波長0.4〜14μmの範囲で36あり，雲・放射エネルギーフラックス・エアロゾル・土地被覆・土地利用変化・植生・地表温度・火災・噴火・海面温度・海色・積雪・気温・湿度・海氷等の観測を行うのに利用されている。このうち，主にバンド7 (2.1μm)と20 (3.7μm)のデータを用いて雲粒有効半径が算出されている。MOD06データはLAADS (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System, http://ladsweb.nascom.nasa.gov)にて配布されており，MTSATの解析領域内および期間内のものをダウンロードし，MTSATによる算出結果との比較に用いた。

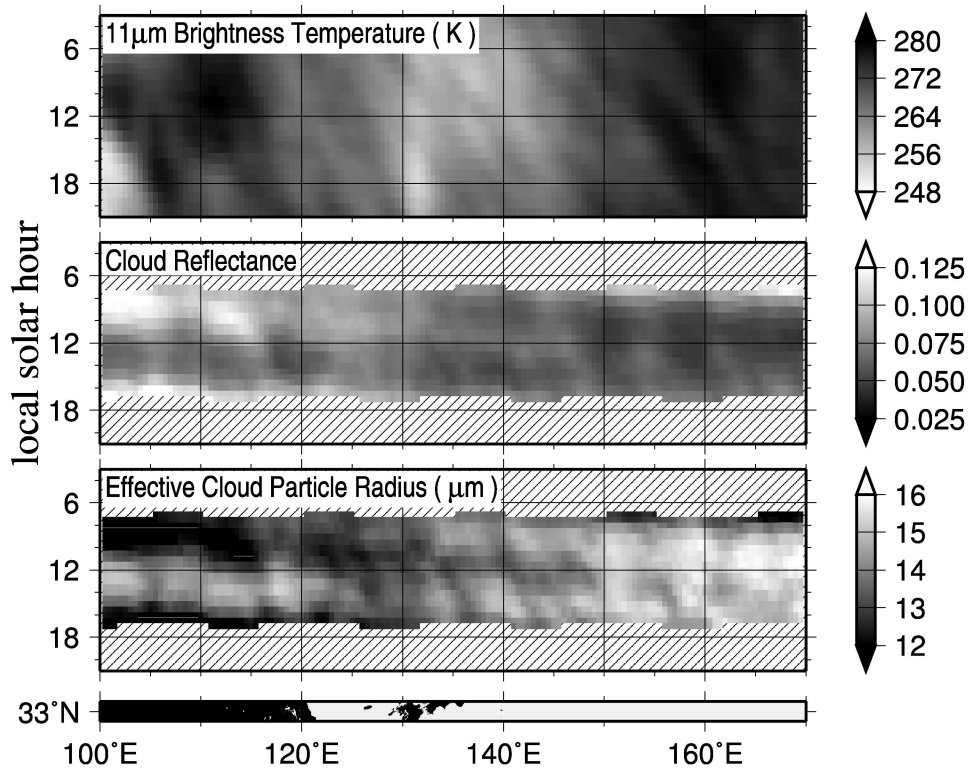


Fig. 3 Longitude-local solar hour cross section diagram in 33°N showing 11μm brightness temperature, cloud reflectance, effective radius of cloud particle and land-sea distribution as a monthly mean from 24 June 2007.

雲反射率や雲粒有効半径の日変化とそれらのバックグラウンドとなる気象場とを比較するために，UCAR/DSS (Data Support Section, http://dss.ucar.edu/pub/reanalysis) より配布されている緯度経度 2.5 度間隔，6 時間毎の NCEP/NCAR 再解析データを使用した。

4. 結果

Fig. 1 は MTSAT で算出した雲粒有効半径を Terra/MODIS と比較した散布図である。MODIS の雲粒有効半径データは 1km 間隔であるので，MTSAT との比較を行う際は緯度経度 0.05 度間隔で空間平均した値を用いた。また，観測時刻の差に起因する誤差を排除するために，両衛星による観測時刻差が 60 秒以内のデータを比較対象とした。対象となったサンプル数は 2075，両者の相関係数は 0.7212，RMSE は 1.667μm であった。Fig. 1 をヒストグラムで比較したのが Fig. 2 である。これによると，MTSAT の値が MODIS のそれよりも過大評価している頻度が過小評価している頻度に比べて若干多い。誤差の原因としては，t_λ を定数値として計算を簡略化したことが考えられる。MODIS の場合，他のバンドの観測から得られる温度や水蒸気の鉛直プロファイルを用いて t_λ 等を計算することができるため，より詳細な算出過程を経て正確な雲粒有効半径を求めることができる。また，両センサー間における空間分解能の違いも原因のひとつと考えられる。しかし，両者を比較して顕著なバイアスは認められないことから，MTSAT で求めた雲粒有効半径はおおむね妥当な値であると言える。

Fig. 3 は，2007 年 6 月 24 日から 1ヶ月平均した北緯 33 度における雲反射率（上から 2 段目）および雲粒有効半径（同 3 段目）の経度–ローカル時間断面図である。斜線部は日の出前あるいは日の入後のため，雲反射率や雲粒有効半径が算出されなかった領域である。参考までに，雲の存在頻度の指標として 11μm 帯の輝度温度の経度–ローカル時間断面図（最上段）と北緯 33 度における海陸分布（最下段）も示す。Fig. 4 は，Fig. 3 と同期間の NCEP 再解析データから求めた 500hPa における気圧（コンター），水蒸気（シェード），風（ベクトル）の分布である。一般に，大陸性の大気と海洋性の大気ではエアロゾルの数濃度や種類が異なるため，大陸上の雲反射率は海洋上より大きくなり，大陸上の雲粒有効半径は海洋上より小さくなる。雲反射率や雲粒有効半径を日平均値（すなわち，Fig. 3 において縦軸方向に平均した値）でみると，雲反射率

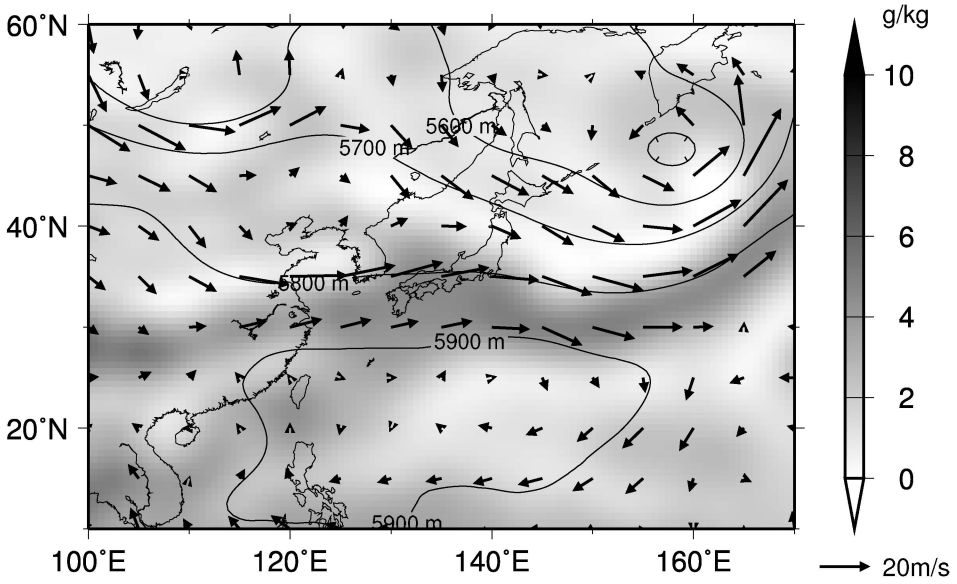


Fig. 4 Monthly mean from 24 June 2007 of wind field (vector), geopotential height (contours) and water vapor (gray-scale shading) distribution at 500hPa level from NCEP/NCAR Reanalysis data.

は東経 130 度のあたりを境に大陸側では大きく海洋側では小さく，雲粒有効半径は大陸側で小さく海洋側で大きくなっている。しかし，Fig. 3 のように日変化を比較すると，東経 130 度より大陸側では午後になると海洋側と同じくらい雲反射率は小さくなっている。また，雲粒有効半径は大きくなっている。さらに，日中における変化量に着目すると，海洋側の変化量は大陸側の変化量よりも小さく，ほぼ一定であることがわかる。夜間のデータが無いので，大陸側で顕著な日変化がみられるとは言えないものの，日中に限っては海洋側より陸上側の方が振幅が大きくなっている。

一方，Fig. 3 の 11μm 帯の輝度温度の日変化に着目すると，ローカル時間に依存して雲の存在率が極端に偏っていたとは言えない。また，Fig. 4 から北緯 33 度の緯度帯付近の中層における水蒸気量は，東西にのびる梅雨前線により均一に分布しており，風に関しても西風が卓越するほぼ均一な場であったと言える。よって，雲反射率や雲粒有効半径の陸海における日変化の違いは，雲の存在頻度や水蒸気場の不均一性による影響では無いことがわかる。さらに，図としては示さなかったが，3 日間平均，5 日間平均，10 日間平均を調べてみたところ，1ヶ月平均と同じような傾向が見られた。よって，Fig. 3 はある特定のイベントを反映したものではなく，この期間における平均的な日変化であるといえる。加えて，他の緯度帯においても，同様の雲反射率や雲粒有効半径の日変化の特徴の陸海における違いはみられた。

5. まとめ

MTSAT-1R に搭載された 3.7μm 帯チャンネルのデータを用いて，雲反射率および雲粒有効半径の算出を行った。算出された雲粒有効半径を MODIS によるそれと比較したところ，妥当な値であることが示せた。算出されたデータを用いて東アジア域から北西太平洋における雲粒有効半径の日変化を解析したところ，海洋側で大きく陸上側で小さいという一般的な特徴を示せただけでなく，陸海上における日変化の特徴の違いによってもたらされていることが新たにわかった。この結果は，Greenwald and Christopher (1999) らが解析を行ったカリフォルニア沖の海上における雲粒有効半径の日変化の傾向と一致し，本研究により陸上との違いも広い範囲にわたって示すことができた。

本研究で得られた雲反射率の日変化の特徴は，放射における第一間接効果の見積もりに貢献できるものと思われる。また，静止軌道衛星の高時間分解能の利点を生かして，汚染気塊の放出や火山の噴火に伴うエアロゾルが，雲性状に及ぼす影響をイベント単位で解析することが可能になると思われる。これらは気候モデル，物質輸送モデルの結果と照らし合わせることにより，より高度な理解が得られるものと期待できる。

謝　辞

本研究で使用したMTSAT-1Rデータ，Terra/MODISのMOD06データ，NCEP/NCAR再解析データは，それぞれ気象業務支援センター，NASA/GFSC，UCAR/DSSより配布されたものです。本論文中の図はGMT (The Generic Mapping Tools, http://gmt.soest.hawaii.edu) によって作成しました。本研究の一部は科学研究費補助金（若手研究(B)，課題番号:2071004，課題名「静止軌道衛星による広域アジアの雲性状環境の実時間監視と動態解明」）の助成を受けたものです。

参考文献

Greenwald, T. J. and S. A. Christopher, 1999: Daytime variation of marine stratocumulus microphysical properties as observed from geostationary satellite. Geophys. Res. Lett., Vol. 26, No. 12, pp. 1723-1726.

Inoue, T., 1987: A cloud type classification with noaa 7 split-window measurements. J. Geophys. Res., Vol. 92(D4), pp. 3991-4000.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Kaufman, Y. J. and T. Nakajima, 1993: Effect of amazon smoke on cloud microphysics and albedo — analysis from satellite imagery. J. Appl. Meteorol., Vol. 32, pp. 729-744.

Kawamoto, K., T. Nakajima, and T. Y. Nakajima, 2001: A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. J. Climate, Vol. 14, No. 9, pp. 2054-2068.

King, M. D. and Harshvardhan, 1986: Comparative accuracy of selected multiple scattering approximations. J. Atmos. Sci., Vol. 43, No. 8, pp. 784-801.

King, M. D., S. C. Tsay, S. E. Plantick, M. Wang, and K. N. Liou, 1997: Cloud retrieval algorithms for MODIS: optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document, No. ATBD-MOD-05, 79 pp., [available online at http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/atbd_mod05.pdf].

Nakajima, T. and M. D. King, 1990: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. part I: Theory. J. Atmos. Sci., Vol. 47, No. 15, pp. 1878-1893.

Nakajima, T. Y. and T. Nakajima, 1995: Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. J. Atmos. Sci., Vol. 52, No. 23, pp. 4043-4059.

Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. Science, Vol. 287, pp. 1793-1796.

Rosenfeld, D. and M. I. Lensky, 1998: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 79, No. 11, pp. 2457-2476.

Estimation of a Reflectance and an Effective Radius of Cloud Particle Using MTSAT-1R Data

Yuichiro OKU and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

Multi-functional Transport Satellite/Japanese Advanced Meteorological Imager (MTSAT/JAMI) image has been used to estimate the 3.7μm cloud reflectance and the effective radius of cloud particle. Snapshot comparisons with spatially resolved retrievals from the MODerate resolution Imaging Spectrometer (MODIS) instruments flown on the Terra polar platforms show qualitative agreement with MTSAT retrievals. The result is presented which shows that the effective particle size distribution over the maritime has different characteristics from that over the continent.

Keywords : cloud reflectance, particle effective radius, satellite remote sensing, radiation, 3.7μm, MTSAT-1R

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

台風8019号に伴い発生した竜巻に関する数値実験

佐藤和歌子*・石川裕彦

* 現　東日本電信電話株式会社

要　旨

1980年10月13日に宮崎平野上で発生した竜巻について，領域気候モデルPSU/NCAR MM5を用いて再現実験を行った。モデルの初期値に用いたデータの解像度が粗いにも関わらず，竜巻の引き金となったと考えられるメソサイクロンの再現に成功した。また，地形や海陸間の粗度長差が竜巻発生に与える影響を調べるために感度実験を行った。その結果，宮崎平野の北西に位置する九州山地が竜巻の元となるメソサイクロンを発生しやすい環境を作っている可能性が示唆された。海陸間の粗度長差については，３次元モデル内でのメソサイクロン発生に対する影響については確認できなかった。

キーワード: 竜巻，台風，数値予報モデル

1.　研究背景

2006年は甚大な被害をもたらした竜巻が複数発生した。特に9月に宮崎県延岡市で発生した延岡竜巻（死者3名），11月に北海道佐呂間町で発生した佐呂間竜巻（死者9名）は記憶に新しい。これらの竜巻による大きな被害発生を機に，竜巻研究に再び注目が集まり始めた。過去にも竜巻に関する研究が積み重ねられてきたが，その多くは高層観測や地上観測データなどの時間的・空間的に限定されたデータをコンポジット解析することによる，統計学的・気候学的な観点に基づく研究であった。

米国では毎年多数の竜巻が発生しており，その構造，発生機構，発達機構などに関する研究が積み重ねられている。米国で発生する竜巻の数は，年間約800個にも上る（Niino et al.， 1997）。全世界で1年間に確認される竜巻の数はおよそ1000個である（気象庁，2007）ことを考慮すると，約8割が米国で発生していることになる。それに対し日本で発生する竜巻は年間約20個ほどである（Niino et al.， 1997）。この事実から「日本は竜巻のあまり発生しない地域である」，といえるだろうか？　竜巻の発生数を年間発生総数ではなく，単位面積あたりの年間発生数で比較すると，米国では～1個/km^2，日本では約0.5個/km^2となり（Niino et al.， 1997），単位面積あたりの発生数で考えると，日本で発生する竜巻の数は決して少なくはない。

米国において，ハリケーンに伴って竜巻が多発することが知られている。Hill et al. (1966) は1916年から1964年までの熱帯低気圧に伴う竜巻の発生地点データセットを用いて統計解析を行い，熱帯低気圧に伴い発生する竜巻は，地上気圧の中心から相対的に見て北東象限において発生頻度が高いことを指摘した。また，ハリケーンの強い水平循環内に上層の乾燥空気が巻き込まれることにより対流不安定成層となっていたことがいくつかの事例で確認された。移動する台風に対して，相対的に北東側象限に位置する領域が最も台風外からの異質空気が流入しやすい場所であると彼らは指摘している。一方，ハリケーンに伴い竜巻が発生した場合と発生しなかった場合との最も大きな相違点は，ハリケーン内部の対流圏下層において，非常に強い鉛直シアが存在するか否か，ということである（Novlan and Gray，1974）。また，ハリケーンの北東側象限の対流圏下層1500mにおいて強い水平風の鉛直シアの存在が指摘されている（Gentry，1983）。強い鉛直シア（水平渦度）を持つハリケーン内部の環境下では，その立ち上がり（tilting）により，竜巻のような強い鉛直渦度が形成されやすい大気状態になっていると考えられる。

以上，米国でハリケーンに伴い発生する竜巻の特徴について述べたが，日本およびその周辺においても台風に伴って竜巻が発生することが知られている

（光田，1983）。日本で発生する全ての竜巻の約20%は，直接的・間接的に台風に関わっていたと言われている（小元，1982；Niino et al., 1997）。また，竜巻発生場所の熱帯低気圧に相対的な分布を見てみると，日本においても米国と同様に，台風中心から見て相対的に北東～東象限において発生頻度が偏っている。さらに，竜巻発生時の環境であるが，台風内部で強い水平風の鉛直シアが存在していることが知られており，このことも米国での事例と一致し，日本で発生する台風に伴う竜巻は，米国におけるハリケーンに伴う竜巻と，ある程度類似していると考えられる。

一般的に米国のハリケーンに伴う竜巻はメキシコ湾岸地域において発生しやすい。一方で日本における台風に伴う竜巻に関しては，関東平野，東海地方，高知平野，宮崎平野，琉球諸島など，特に太平洋に南向きに面した海岸地域において被害が集中している（林ら，1994）。琉球諸島を除くこれらの地域には，関東山地，日本アルプス，四国山地，九州山地などの標高1500m以上からなる山脈の南側山麓の平野部であるという共通点がある。また，これらの竜巻多発地帯は海岸線からそれほど離れていない場所であるというのも特徴的である（吉野ら，2002）。このことから，日本で発生する竜巻は，台風近辺の強い鉛直シア環境以外にも，山岳による障害物としての影響や，海陸間の粗度長が不連続である影響も大きく受けて発生していると考えられる。よって，米国での研究成果をそのままあてはめるのではなく，竜巻発生環境に関する日本独自の指標を考えなければならない。そのためには，日本で発生した竜巻について，より多くの事例解析をする必要がある。しかし，竜巻の水平スケールは平均的には100m程度と小さく，寿命も10分程度と短いので，その構造，発生機構，発達機構を観測的に調べることは容易ではない。最近はドップラーレーダー観測網が発達し，その観測結果の解析から，顕著な竜巻の親雲の多くがメソサイクロンを持つ積乱雲（スーパーセル）であったこと，台風に伴う竜巻の親雲はスーパーセルと比較して鉛直・水平スケールが一回り小さいミニスーパーセルが多いことなどが知られるようになった。しかし，このように観測機器や観測網が発達しても竜巻の時間的空間的スケールが小さいため，観測結果のみからは，発生・発達メカニズムの理解が十分進まないのが現状である。そこで，雲解像領域予報モデルにより，竜巻発生時の環境を高解像度で再現し，その再現された場を解析することが発生・発達メカニズムの理解へつながると思われる。

日本において1991年～2006年に発生した竜巻のうち，台風に伴って発生したものは全体の約15.8%であった。宮崎平野で発生した竜巻だけに着目すると，台風に伴って発生したものは83.0%にも上った。Saito（1992）は入手でき得る観測データを用いて，1980年10月に宮崎平野で発生した5つの竜巻と発生時の環境について解析し，これらの竜巻が海上から上陸した長続きする積乱雲に伴って発生したこと，その積乱雲が低気圧性の渦を伴っていたことを示した。台風に伴って竜巻が頻発する宮崎平野で起こった竜巻の中でも，この台風8019号は計7個もの竜巻を発生させた（うち5個が宮崎平野で発生）。しかし，30年近く前の事例であり，当時の観測網は今日ほど発達しておらず，再解析データも整備されていないことから，竜巻発生の環境場を十分に知るための時間的・空間的に解像度の高いデータが存在しない。そのため，この竜巻についての詳しい事例解析はほとんどなされてこなかった。

先述したとおり，日本における竜巻の構造や発生機構，発達機構を解明するためには事例解析を数多く行わなければならない。しかし，現象の時間的・空間的スケールの小ささや，発生数の少なさから，観測だけでは理解を深めることは困難である。観測データの少なさを補完するためには，数値モデルを用いることによって竜巻発生時の環境場や竜巻そのものを再現し，その結果から解析を行うのが適当であると考えられる。近年，数値モデルを用いた竜巻の再現実験が行われるようになった。しかし，1999年の豊橋竜巻や2006年の延岡竜巻・佐呂間竜巻など比較的最近の事例についてしか行われていないのが現状である。近年の事例については，気象庁のRANAL（水平解像度20km）など，数値モデルの初期値として使用するのに好都合な解像度の高いデータがあることが一因と考えられる。しかし，日本における竜巻の発生数は非常に少ないため，近年発生したものだけではなく，過去に発生した事例についても数値モデルによる再現実験を行い，詳細な解析データを蓄積していかなければならない。過去の事例を数値モデルによって再現するにしても，初期値として入力できるデータには解像度が粗いものしか存在しない（NCEP Final AnalysisやJRA-25再解析データなど）。解像度の粗いデータを初期値にして，どこまで現実に近い再現ができうるか，ということも興味深い問題である。

日本で発生する台風に伴う竜巻は，台風近辺の強い鉛直シア環境以外にも，山岳による障害物としての影響や，海陸間の粗度不連続の効果も大きく受けた結果，発生していると考えられる。しかし，地形が大気現象に及ぼす影響について行われた数値実験は，集中豪雨（東ら，2007）や豪雪に関するものはあるものの，竜巻に関するものは今まで行われてこ

なかった。そこで，本研究では数値モデルによる感度実験を行い，宮崎平野独特の地形が竜巻発生に及ぼす影響について考察する。

本研究では，台風8010号に伴って発生した竜巻の発生発達メカニズムを探るために，PSU/NCARの雲解像数値予報モデルMM5による再現実験を行った。この再現実験により得られた場（モデル水平格子間隔27km）を用いて，台風8010号に伴う竜巻の発生・発達環境を解析した。また2－wayネスティング（9km, 3km，1km，0.333km）して，メソサイクロンスケールの高解像度再現実験を行い，宮崎平野において擾乱が発達する過程を調査した。さらに，数値モデル内の地形や粗度長を操作した感度実験を行い，地形等が竜巻発生に及ぼす影響を調査した。

この次の章からは以下のような構成となっている。第2章は宮崎平野と竜巻の概要について説明する。第3章では使用したモデルの概要について説明する。第4章では，MM5による再現実験結果を示し，竜巻の発生環境と発生・発達メカニズムについて考察する。第5章では宮崎平野の地形を考慮した感度実験の結果を示し，竜巻発生における地形の影響について考察する。第6章はまとめである。

2.　宮崎平野と竜巻の概要

2.1　宮崎平野の地形概要

宮崎平野は，九州南東部に位置する南北方向に約60 km，東西方向に最大30 kmの範囲に広がる三角形状の地域である。東部は日向灘に面した海岸線になっており，北西部には九州山地が，南部には鰐塚山地が迫っている。平野部は多少起伏に富んでおり，標高200m以下の丘陵や台地が多数存在する。宮崎平野の地形は，第１章で述べた台風に伴って竜巻が発生しやすい場所の条件（1500m以上の山からなる山脈の南側山麓かつ海岸線からそれほど離れていない）を満たしている。

2.2　宮崎平野で発生する竜巻の特徴

宮崎平野で発生した竜巻に注目してみると，約80%が台風に伴うものである。日本で発生する竜巻のうち，台風に伴うものは20%であるから，宮崎平野は，特に台風に伴って竜巻が発生しやすい場所であるといえる。

2.3　台風8019号に伴う竜巻の特徴

台風8019号の元となる熱帯低気圧は1980年10月3日15UTCにフィリピンの東の北西太平洋（東経155.0度，北緯5.3度）で確認され，同月8日15UTCに東経141.0度，北緯17.4度にて台風強度に達し台風8019号となった。その後台風8019号は24時間の間に75hPaという急発達をしながら北進し，9日00UTCに最低気圧890hPaを記録した。その後，+25hPa/dayの割合で減衰しながら北西進を続けた。12日06UTC頃に進路を北東に変え，さらに減衰しながら速度を上げ、北東進を続けた (Fig. 1) 。

台風8019号の接近時には，宮崎平野上で計7つの竜巻が発生した。本研究では特に，1980年10月13日16～18UTCにかけて宮崎平野で発生した5つの竜巻を対象とする。これらの竜巻は前述した台風8019号のアウターレインバンドに相当する位置で発生し，負傷者15名，家屋の損壊約400戸，農作物の損害約16億円という大きな被害をもたらした（Saito,1992）。

竜巻発生時の台風の位置は宮崎平野から南西方向の東経130.7度，北緯30.5度であり，竜巻は台風の進行方向に相対的に右前方象限，距離にすると台風中心から約120km離れた位置で発生した。また，このときの中心気圧は950 hPaであり，急激に減衰する過程（+25hPa/day）において竜巻が発生した。

この事例に関して，気象観測データを詳細に解析した Saito (1992)によると，竜巻発生時には，地表と高度 1 km との間に約 20 m km^{-1} の風の鉛直シアがあり，潜在不安定の飽和大気が対流圏のほぼ全層を占めていた。さらに，竜巻は台風 8019 号のレインバンドを構成し，西北西～北西に進むエコー群の通過に伴って発生し，そのうち 4 つが 1 つの長時間持続したエコー付近で発生した。各地点における風の変動成分の解析により，竜巻は日向灘から内陸に約 13 ms^{-1} の速さで進入してきたメソサイクロンの内部（多くは後面）で発生したことが分かっている。

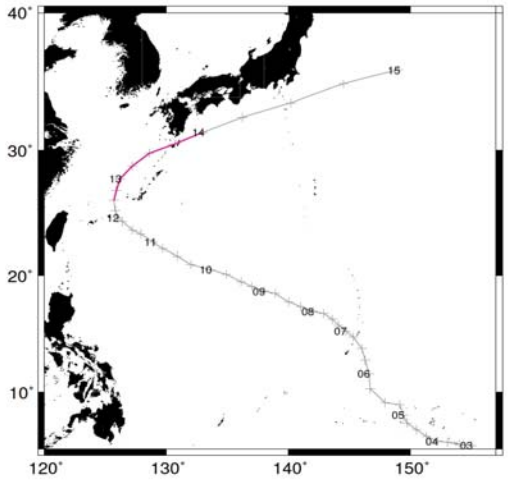


Fig. 1 Track of typhoon 8019. Solid line and plus marks indicate typhoon track and every 6hour position respectively.

3. 使用した数値モデルの概要

本研究ではFig.2に示す計算領域を用いた。最も粗い計算領域（D1）は，水平解像度27-km×27-kmで，90×90の格子数からなる。その領域の中にネスティングドメインD2(100×100), D3(265×265), D4(310×310), D5(325×325)を置いた。D1は北緯30°，東経130°を中心とする日本列島，朝鮮半島，日本海，北西太平洋をカバーする約2400km四方の領域である。このドメインは台風8019号とその周辺のシステムを再現するために設定した。D2およびD3は台風8019号のレインバンドを高解像度で再現するために適用した。D2からD3へは初期値に用いたデータの解像度の粗さを補うためにネスティングを行った。D4およびD5はレインバンド内のメソサイクロンを再現するために適用した。D4からD5へはモデルアウトプットの解像度を上げるためにネスティングを行った。初期値・境界値条件には，６時間毎，1.25°×1.25°の解像度をもつJRA-25再解析データを使用し，海面温度には，NCEP-NOAA Optimal Interpolating Reynolds SST（1°×1°格子）を用いた。積分時間は1980年10月12日12時（UTC）から14日00時（UTC）の36時間である。時間ステップはD1で60秒である。また台風の発達を現実に近づけるために初期値に台風ボーガスを組み込んだ。鉛直方向には，1000hPaから50hPaまでを参照レベルとして，計33フルσレベルを与えた。

MM5には多くの物理過程や力学過程に関するオプションが存在している。本研究では，大気境界層のパラメタリゼーションとして，４つの安定度レジームから構成される高解像度Blackadar PBLスキームを全てのドメインに使用した。地形や土地利用に関する情報は，D1に対しては5minの，D2に対しては2minの，D3～D5に対しては30 secの空間解像度を持つNCARアーカイブを利用した。また，雲の微物理過程に関しては，Reisner et al. (1996)の水蒸気，雲水，雨水，氷水，雪水，雹水の混合比と氷の数密度を陽的に予報する雲解像スケールに適した計算スキームを全てのドメインに対して適用した。D3以下のドメインに関しては，一切の降水過程をこのバルクスキームだけで表現し，サブグリッドスケールの積雲対流パラメタリゼーションは適用しなかった。D1とD2に対しては，Arakawa-Schubertタイプの単一雲を仮定したGrell積雲対流パラメタリゼーションを適用した。また，晴天，雲，降水，地表面と相互作用する長波放射・短波放射スキームによる計算を１分毎に更新した。解析値および観測値ナッジングは行わなかった。



Fig. 2 Model computational domains. Coarsest model domain is labeled D01, and nested domains are labeled D2~D5.

4. 再現実験の結果と考察

4.1 再現実験

MM5 による台風 8019 号の再現の妥当性を検証するために，まず台風経路と最低海面更正気圧の時系列変化を気象庁のベストトラックデータと比較した。台風経路は時間が経つにつれて現実よりもやや南よりの進路をとったが，時間的には現実と非常に類似した結果が得られた。最低海面更正気圧の時系列変化を比較すると，台風ボーガスを入れたにも関わらず実際よりも約+20hPa ほど大きい値となった（図には示さない）。しかし，本研究で対象としている現象は，台風の中心付近の内部構造ではなく，台風からかなり離れたアウターレインバンドであるため，この結果を用いて解析を行っても差し支えないと判断した。さらに，台風の再現性を考察するため，モデルの結果から見積もられたレーダー反射強度の時間変化を追った。Fig. 5 は，D3 の再現実験の結果から得られた高度 850hPa 面（約 1500m）における台風 8019 号の雲分布パターン（雨水混合比などの凝結物質から見積もられたレーダー反射強度）を 1980 年 10 月 13 日 16 時(UTC)～19 時(UTC)の範囲で 1 時間ごとに示したものである。これを見ると，台風 8019 号に伴うレインバンドが台風と平行して移動している様子が再現されているのが分かる。また竜巻発生時刻付近で，台風 8019 号のレインバンドが宮崎平野上空を通過している様子が再現されていることが分かる。これは，竜巻発生前後に台風 8019 号のアウタ

ーレインバンドが宮崎平野上空を通過したとするSaito(1992)の解析結果と一致する。

以上の結果から，台風の経路や中心気圧などに多少違いがあるものの，比較的現実に近い台風を再現できたと判断した。

次に，竜巻発生時の大気の状態がどのくらいの精度で再現されているかを確かめるために，1980 年 10 月 13 日 18UTC における鹿児島高層観測所の観測結果と，D3 の再現実験結果から得られた大気の鉛直プロファイルを比較した。MM5 によって再現された大気の鉛直プロファイルを，鹿児島高層観測所における大気の鉛直プロファイルと比較するとかなり類似しており，対流圏全体が非常に湿っていた様子が再現できていることが分かった (not shown)。このことからも MM5 によって，台風だけでなく大気の状態についても，現実に非常に近い再現ができたといえる。

4.2 メソサイクロンの発生

MM5 モデルアウトプットから見積もられたレーダー反射強度の変化を 5 分ごとに追うと，日向灘から宮崎平野に向かってレーダー反射強度の大きい領域が西～西北西に向かって進んでいる様子が再現されていた。レーダー反射強度が特に長時間維持されたエコー領域がいくつか再現されていたが、その中でも特に長時間強度が維持されていたエコーについて考察した。エコー付近の鉛直渦度の変化を見てみると，周囲より鉛直渦度の大きな領域がしだいにその大きさを増しながら下降していく様子が見られた。Saito(1992)によると，竜巻は台風 8019 号のレインバンドを構成する西北西～北西に進むエコー群に伴って発生し，発生した 5 個の竜巻のうち 4 個は 1 つの長時間持続したエコー付近に存在した竜巻低気圧（メソサイクロン）から発生したとしている。このことから，今回 MM5 で再現されたこのエコーや鉛直渦度の大きい領域は，Saito(1992)で述べられている，長時間持続しかつ，竜巻を発生させたメソサイクロンとそれに伴うエコーではないかと考えられる。つまり，このエコーの付近で竜巻を発生させたメソサイクロンが再現されている可能性があると考えられる。鉛直渦度が最大になり，地上にタッチダウンした時刻(19:25)の、このエコー付近における雨水量と鉛直流の鉛直断面を見ると，スーパーセル様の積乱雲が再現されていた。しかし，再現された積乱雲の高度は約 5km ほどであり，米国のグレートプレーンズで観測されるスーパーセルと比較すると規模が小さい。今回再現した積乱雲は,1990 年 11 月に千葉県茂原市で発生した台風 9019 号に伴う竜巻の事例（Suzuki et.al., 2000）と同様にミニスーパーセルといわれるものであると考えられる。このミニスーパーセル状構造付近の地上気圧を真上から見た様子を Fig.3 に示した。このミニスーパーセル状積乱雲が存在している場所と一致して地上気圧が周囲より低くなっているのが分かる。さらに最低気圧付近の鉛直渦度の断面図（Fig. 4）をみると，中心付近で鉛直渦度が約 $0.02\,s^{-1}$ とかなり大きくなっているのが分かる。これはメソサイクロンの目安である鉛直渦度強度 $0.01\,s^{-1}$ を満たしている。このことから，MM5 によってミニスーパーセルとその中に存在するメソサイクロンが再現されたといえる。

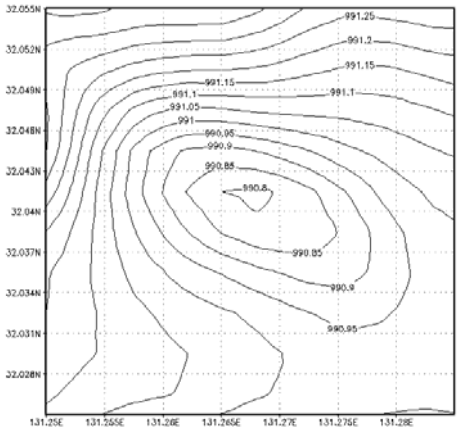


Fig. 3 Horizontal distribution of model-simulated surface pressure around the miniature supercell-like structure at 19:25

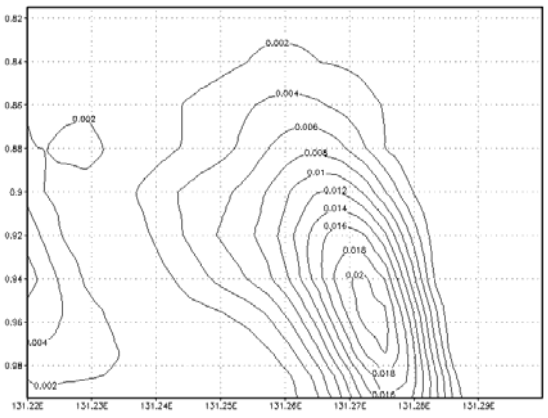


Fig. 4 Vertical profile of model-simulated vertical vorticity around the miniature supercell-like structure at 19:25

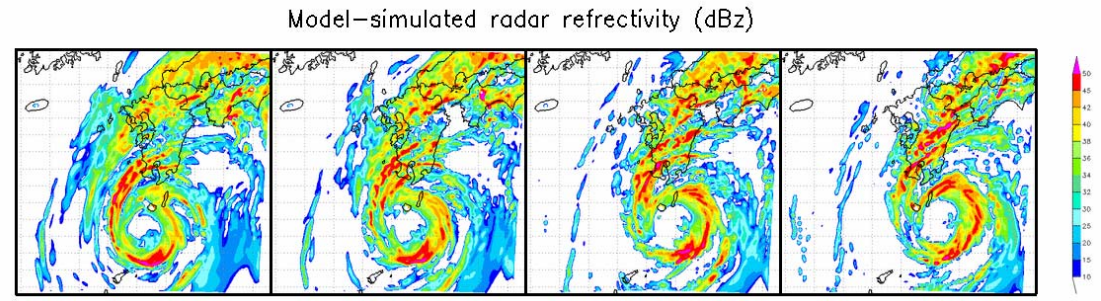


Fig. 5 model-simulated radar reflectivity from 16UTC to 19UTC on 13 October 1980 (at 850 hPa)

4.3　再現実験まとめ

MM5を用いて，1980年10月13日に宮崎平野で発生した竜巻の再現を試みた。再現実験の結果，ミニスーパーセルに類似した構造の積乱雲の中にメソサイクロンと思われる，鉛直渦度の大きい領域が再現された。これは，前述の千葉県茂原市で発生した台風9019号に伴う事例や，2006年に宮崎県延岡市で台風0613号に伴って発生した事例とも一致する。よって，台風8019号に伴い宮崎平野で発生した竜巻は，ミニスーパーセル中に存在するメソサイクロンから発生した可能性があることが分かった。また，今回のMM5による計算結果は，1999年に愛知県豊橋市で発生した台風9918号に伴う事例をARPSによって再現した結果（坪木ら，2000）と同様に，メソサイクロンが存在していた場所と上昇流が強い場所とがほぼ一致していた。このことから，本研究で扱った台風8019号の事例についても，比較的大きな渦度が鉛直流によって引き伸ばされることによって渦度がさらに増大し，竜巻を発生させるに至ったのではないかと考えられる。

また，本研究では空間的，時間的に解像度の粗い初期値を用いて再現実験を行った。しかし，初期値の解像度の粗さにも関わらず，解析に耐えうる程度の再現に成功した。このことから，解像度の粗いデータしか残されていない過去の事例についても解析が可能であることが分かった。

5.　感度実験

5.1　感度実験概要

比較のため，第 4 章で行った MM5 による再現実験の結果をコントロールランとし，以下の 3 実験を行った。

実験 1．鰐塚山除去実験：宮崎平野南西部に広がる鰐塚山の除去を行った。宮崎平野はまったくの平らではなく 200m 以下の小さな起伏がある。そこで鰐塚山の高度を 0 にしてしまうのは問題であると考え，高度 200m 以上の部分を 200m にし，台地に変えた。この地形を使い，MM5 による計算を行った。

実験 2．九州山地除去実験：次に九州山地が宮崎平野における竜巻発生に与える影響を調べるために，鰐塚山に行ったものと同様の処理を九州山地についても行い，この地形を用いて MM5 による計算を行った。

実験 3．海陸間粗度長差 0 実験：海陸間での粗度長の不連続が竜巻発生に与える影響を調べるために，地形はそのままで海陸の粗度差を 0（陸地部分の粗度長を全て海のものに合わせる）にして MM5 による計算を行った。

いずれの実験も地形や粗度長以外はすべてコントロールランと同じ条件で計算を行った。

5.2　結果

(1)実験 1

Fig 6 はコントロールランと鰐塚山を除去した場

合のそれぞれのモデルアウトプットから見積もられたレーダー反射強度を比較したものである。コントロールランでは鰐塚山付近でレーダー反射強度が大きくなるが，地形を除去した場合ではレーダー反射強度の強まりがほとんど起こっていないのがわかる。また，コントロールランでは鰐塚山付近で鉛直渦度，鉛直流ともに大きくなっているが，地形を除去した場合はそれが見られなかった（not shown）。

渦管は引き伸ばされることにより渦の強度が増すことが知られている（ストレッチング）。渦管が山を越えることによって，どのような現象が生じると考えられるだろうか。Fig 7 は考えられる 3 つの現象を示したものである。(a)は渦管がそのまま山を乗り越える場合で，渦管は引き伸ばされることがないため，ストレッチングによる強化が起こらない。(b)は，渦管が山に衝突することによって縮められ，逆に渦が弱くなる場合である。(c)は，(a)の場合と同様に渦管がそのまま山を乗り越えようとするのだが，下層が非常に湿っているため，少しの上昇で凝結が始まり，対流が強化され（つまり上昇流が発生して），この上昇流により渦管が引き伸ばされる場合である。この場合，降水が発生するため，レーダー反射強度が強化されると考えられる。コントロールランでは，下層が非常に湿っていたため，鰐塚山に渦管が乗り上げることにより凝結が生じ，さらに凝結によって強化された上昇流により鉛直軸をもつ渦管が引き伸ばされ（ストレッチング），この渦の引き伸ばし効果によってさらに強い鉛直渦が形成されたものと考えられる。地形を除去した場合も，下層は湿っていたが，地形が誘発する凝結やそれによる上昇流が起こらないため，渦の強化も起こらなかったものと考えられる。

また，鰐塚山がある場合，風が山を迂回するように吹き，風向に乱れが生じることによって風の水平シアが発生する。この水平シアによって鉛直軸を持つ渦が生じる可能性があると考えられる。一方，山を除去した場合，山を迂回する流れや山による風向の乱れが生じないため，鉛直軸を持つ渦の発生も起こりにくくなると考えられる。つまり，山を除去した場合，上述したストレッチングによる強化の対象となる渦管すら存在しにくい状況になっていたとも考えられる。

しかし，これらの影響は鰐塚山付近のみの局所的なものであった。実際に竜巻が発生した宮崎平野では，鰐塚山を除去したことによる変化がほとんど見られなかった。鰐塚山の影響はごく局所的なもので，台風自体にはもちろんのこと，宮崎平野にも影響はほとんど与えていないものと考えられる。台風に伴って宮崎平野で発生する竜巻は，平野の南に位置する鰐塚山よりも，北西に位置する九州山地の影響を受けているのではないかと考えられる。そこで，九州山地を除去する次の実験 2 を行った。

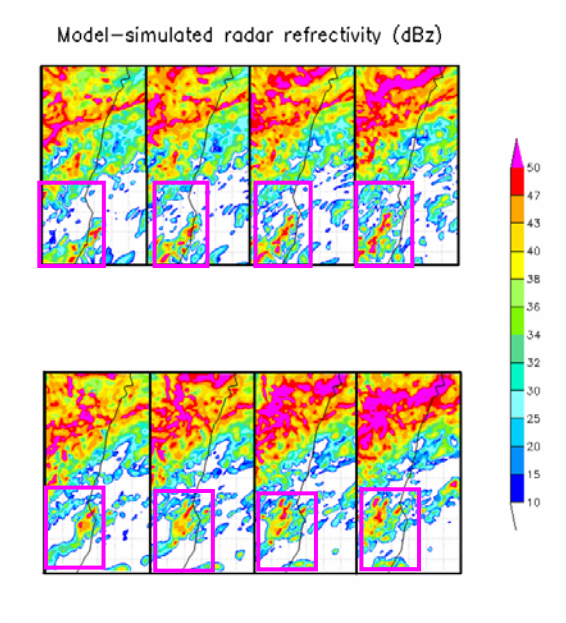


Fig. 6 model-simulated radar reflectivity of control run (upper) and experiment 1 (lower). Squares indicate experimental area.

(2)実験 2

コントロールランでは 19:25 にメソサイクロンが再現された。この時刻について，コントロールランと九州山地除去実験の結果を比較した。Fig.8 は，地表付近の風の様子を比較したものである。コントロールランでは，宮崎平野に吹き込む北よりの風も，日向灘から吹き込む東風も，地形の影響を受けて九州山地を迂回するような流れになっている（Fig . 8a）。しかし九州山地を除去した場合，この北よりの風と東風は，遮るものが無くなるため内陸部にそのまま吹き込むようになる（Fig . 8b）。その結果，コントロールランにおいて宮崎平野上を北東から南西にかけて横断していた風の収束線が，九州山地を除去した場合には北北東～南南西に向きを変えることによって宮崎平野上には存在しなくなった。風の収束線付近では，風が収束することにより発生した上昇流により渦が引き伸ばされると考えられる。この引き伸ばしにより鉛直渦度が強化され，竜巻を伴うメソサイクロンへと発達した可能性があると考えられる。しかし，数値モデル内で九州山地を除去した場合，この過程が宮崎平野上では起こらなかった。

以上のことから,「なぜ宮崎平野で台風に伴う竜巻が多発するのか」という問いに対しては，九州山地が風の収束域を宮崎平野上に作り出すことによって，宮崎平野に強い鉛直渦が発生しやすい環境を作り，その結果生じた強い鉛直渦から竜巻が発生する可能性があると言える。

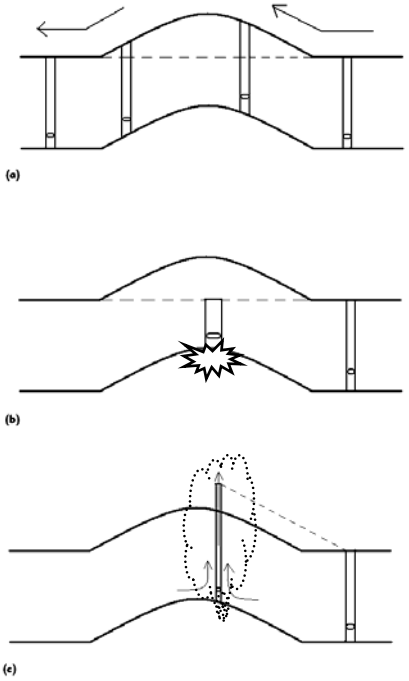
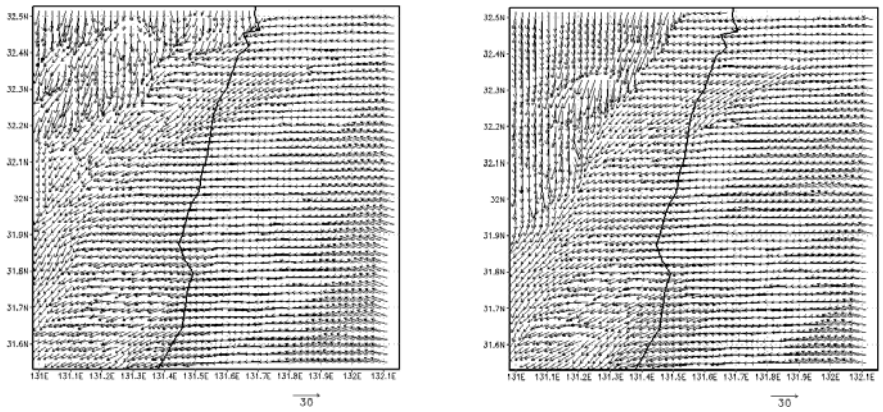


Fig. 7　Three things which may happen when vortex tube passes over the mountain. (a) The vortex-tube does not deform. (b) The vortex-tube is shortened when it collides with a mountain and is shorten. (c) The vortex-tube is stretched by upper wind flow due to convection.

(3)実験３

Saito(1992)は，海陸間の粗度長に差があることが竜巻発生に影響を与えているのではないか，と言っている。さらに吉野ら(2002)は，海岸線は粗度長の明瞭な不連続線であり，その結果として，地表面付近の風の場にも影響が生じて，海岸線より海側では風速は大きく，陸側では風速は小さくなると考えられ，この風速差が竜巻発生の要因となると示唆している。他にも多くの研究者が，海陸間の粗度長差が竜巻発生要因の一つであると言っている。このことを確認するために，数値モデル（MM5）を用いて，粗度長を変えた実験を行った。数値モデル内における，宮崎平野とその周辺（陸側）はほとんどが森林や耕作地であり，USGS 25-category による分類ではカテゴリー2～15 にあたり，その粗度長は 10～50cm である。海（カテゴリー16）の粗度長は 0.1cm であるから，陸と海との粗度長差は約 100～500 倍となり，数値モデル内における海陸間粗度長差はかなり大きいといえる。MM5 による感度実験の結果，海陸間の粗度長に差があるコントロールランでは海岸線を境にして風速が減少したが，海陸粗度差を 0 にした場合では風速にあまり変化が見られなかった。また，エクマン境界層の理論から，風速だけでなく風向も海岸線を境にして急激に変化するはずであるが，MM5 による数値実験ではコントロールランと海陸間粗度長差を 0 にした場合とでは，あまり差が見られなかった。つまり，3 次元モデルを用いた実験では，メソサイクロンの形成には，粗度長差があまり寄与しないということが言える。ただし，メソサイクロンの中での竜巻渦そのものの形成に対する粗度長差の影響については，より高分解能のモデルを用いた数値実験による検討が必要である。



(a)　(b)

Fig. 8 Horizontal distribution of surface wind,　(a) control run　(b) simulation without Kyushu mountainous district

5.3 感度実験まとめ

第4章（コントロールラン）で，九州山地の風上側の対流圏下層に存在した収束線（下層収束線）が鉛直渦度の発達に少なからず影響を与えている可能性を示した。この下層収束線が生じる理由として，2つの理由が考えられる。1つめは「山岳によるブロッキング効果」である。九州山地を除去した実験2の結果を見ると，九州山地が除去されたことにより，東から吹き込む風が迂回しなくなり，風の収束線の位置が移動した。しかし，同様に山を除去した実験1（鰐塚山除去実験）では，宮崎平野に存在する下層収束線には影響が見られなかった。このことから九州山地によるブロッキング効果で，宮崎平野の対流圏下層に風の収束線が発生し，この収束線によって鉛直渦度が強化されることが分かった。2つめの理由は「海陸間の地表面粗度長差による影響」である。海陸間の粗度長差を0にした実験3の結果とコントロールランの結果との比較から，海陸間に粗度長差があることによって，陸側で風速が小さくなることが分かった。しかし，風向にはそれほど変化は見られず，宮崎平野に存在している下層収束線に対する影響もほとんど見られなかった。このことから，鉛直渦度の強化やメソサイクロンの発生に影響を与える下層収束線や低風速域の形成には「海陸間の粗度長差」より「九州山地によるブロッキング」による影響の方が大きいと考えられる。

6. 結論

本研究では，台風に伴い宮崎平野において竜巻が発生する過程，及び地形が竜巻発生に影響を及ぼすか否かを調べることを目的とし，台風8019号に伴う竜巻をターゲットとして，MM5による再現実験と3種類の感度実験を行った。

まず，MM5によって台風8019号とそれに伴い発生した竜巻を生み出したと思われるメソサイクロンを再現した。実際に竜巻が発生した時刻とのずれはあるが，ミニスーパーセルの中にメソサイクロンの基準となる $0.01\ s^{-1}$ 以上の鉛直渦度を持つ領域が再現された。このメソサイクロンと思われる領域では，地上1000m付近にある鉛直渦度の強い領域が時間とともに下降して，地上に達する様子が見られた。

次に，宮崎平野で台風に伴う竜巻が発生しやすいのは地形の影響があるのではないかという予測のもと，3種類の地形データを用いてMM5による感度実験を行った。

1つ目は宮崎平野の南に位置する標高1100mほどの鰐塚山を除去した実験を行った。地形を除去した場合，鰐塚山付近でのレーダーエコー，上昇流，鉛直渦度が小さくなったものの，宮崎平野には影響を及ぼさず，ごく局所的な影響を与えるに過ぎなかった。

2つ目は宮崎平野の北西に位置する標高1700m級の九州山地を除去した実験を行った。宮崎平野の北西部に北東～南西方向に伸びていた風の収束線が，九州山地が無くなったことにより北北東～南南西に向きを変えたことから，風の収束線が宮崎平野上には存在しなくなった。これにより，宮崎平野上の強い収束域が減少，それに伴う上昇流が弱まった。さらに上昇流が弱まったことで，鉛直渦度が大きい領域も減少した。つまり，九州山地は東風を迂回させることにより宮崎平野上に風の収束線を作り出し，そこから生まれる上昇流による渦の引き伸ばし効果によって鉛直渦度を増大させる，という影響を与えていたと考えられる。

3つ目は海陸間の粗度長差を0にした実験を行った。海陸間で粗度長の不連続があることによって，下層の風速が陸側で弱まることは分かったが，宮崎平野上の低風速域や下層収束線にはほとんど影響を与えていないことが分かった。

感度実験によって，宮崎平野が台風に伴って竜巻が発生しやすい環境にあるのは，九州山地が大きく影響している可能性があることが分かった。このことを確認するにはさらに多くの事例について解析する必要がある。

本研究では，竜巻を発生させたと考えられるメソサイクロンまで再現できた。しかし，竜巻自体の再現をすることはできなかった。竜巻自体を再現するためにはさらにネスティングを重ねて解像度を上げる（100m以下）必要があると考えられる。また，米国に比べて日本における竜巻の発生事例は非常に少ない。発生事例数の少なさを補い，日本における竜巻発生環境の指標や発生機構を見出すためには，最近の事例だけでなく過去の事例についても積極的に再現実験を行い，詳細な解析を蓄積する必要がある。今回初期値に用いたデータ（JRA-25）の水平解像度は1.25°である。これはRANAL（水平解像度20km）など，最近の事例を数値モデルで計算するときに初期値として用いられているデータの解像度に比べるとかなり粗いものである。しかし，初期値のデータが粗くても，竜巻を発生させた環境や，発生機構について考察するのに耐えられる程度の再現ができることが分かった。JRA-25のデータを用いて過去の事例を解析し，日本における竜巻の事例解析を蓄積させていくことは大変意味があると考えられる。

参考文献

気象庁(2007)：突風等短時間予測情報利活用検討会，参考資料１.

小倉光義(1997)：メソ気象の基礎理論，東京大学出版会，215pp.

小元敬男(1982)：台風に伴う竜巻について，天気，第29巻，9号，pp．91-104.

瀬下慶長・安斎緑郎・笠村幸男(1980)：台風 7912 と台風 7916 によって発生した宮崎市周辺のたつ巻，天気，第 27 巻，6 号，pp. 13-21.

坪木和久・武田喬男(2000)：台風 9918 号外縁部で発生した 1999 年 9 月 24 日の東海地方の竜巻とメソサイクロン，天気，第 47 巻，11 号，pp. 15-21.

東佑次・葛葉泰久(2007)：T0514 期間中における地形と降雨発生機構の関係に関する研究，日本気象学会春季大会講演発表・配布資料.

吉野純・石川裕彦・植田洋匡(2002)：台風 9918 号により東海地方にもたらされた竜巻に関する数値実験，京都大学防災研究所年報，第 45 号, pp. 369-388.

Jimy Dudhia, Dave Gill, Kevin Manning, Wei Wang and Cindy Bruyere(2005) : PSU/NCAR Mesoscale modeling system tutorial class notes and users' guide(MM5 Modeling System Version3), (http://www.ucar.edu/mm5/documents/tutorial-v3-notes.html), pp.4-14.

Gentry, R. C. (1983) : Genesis 0f tornadoes associated with hurricanes, Mon. Wea. Rev., Vol. 111, pp.1793-1805.

Hill, E. L., Malkin, W. and Schulz, W. A., Jr.(1966) : Tornadoes associated with cyclones of tropical origin-practical features, J. Appl. Meteor., Vol. 5, pp. 745-763.

McCaul, E. W., Jr. (1991): Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments, Mon. Wea. Rev., Vol. 119, pp.1954-1978.

Niino, H., Fujitani, T. and Watanabe, N. (1997) : A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993, Journal of Climate, Vol. 10, pp.1730-1752.

Novlan, D. J. and Gray, W. M. (1974) : Hurricane spawned tornadoes, Mon. Wea. Rev., Vol. 102, pp.476-488.

Saito, A., (1992) : Mesoscale analysis of typhoon-assosiated tornado outbreaks in Kyushu island on 13 October 1980, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 70, pp. 43-55.

Suzuki, O., Niino, H. and Nirasawa, H．(2000) : Tornado-producing mini supercells associated with typhoon 9019, Mon. Wea. Rev., Vol. 110, pp.504-520.

Numerical Simulation of Tornadoes Associated with Typhoon 8019

Wakako SATO* and Hirohiko ISHIKAWA

* Nippon Telephone and Telegraph Corporation

Synopsis

On 13 October 1980, Typhoon 8019 spawned five tornadoes in Miyazaki Plain. In this study, we attempted to simulate the mesocyclone that have generated these tornadoes by using regional climate community model PSU/NCAR MM5. The spatial resolution of initial input data was very coarse, however, the MM5 simulation successfully reproduced mesocyclone that might have triggered off tornadoes. The results of high-resolution simulation indicated that Kyushu-mountainous district induced the low-level strong horizontal convergence line and it amplified the vertical vorticity on Miyazaki plain. By contrast, differences of roughness length between ocean and land didn't have significant influence on vortical strengthening and generation of mesocyclones in 3dimensional model.

Keywords: tornado, typhoon, numerical prediction model

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

メソ降水系の構造と強度に及ぼす静的安定度の影響

竹見哲也

要　旨

本研究は，メソ降水系に伴う降水の構造や強度に及ぼす環境の気温減率の影響について，理想化した条件設定による雲解像数値実験を多数実行することにより調べた。CAPEを一定に保ちつつ気温減率を変化させた感度実験により，対流不安定成層中の静的安定度に応じてメソ降水系の強度が決まることが分かった。CAPEは，環境の静的安定度が同じ条件の場合においてメソ降水系の強度を診断する際の良い指標となることが示された。梅雨期強雨の事例に対して数値シミュレーションを行い，いくつかの安定度指標について調べた結果，気温減率が良い環境指標のひとつになりうることが確認された。

キーワード：メソ降水系，静的安定度，数値気象予報モデル，降水

1.　はじめに

湿潤大気における降水雲はしばしばメソスケールに組織化した構造に発展し，瞬発的な強風や集中豪雨などの気象災害をもたらす。中でも線状に組織化した降水系（レインバンドあるいはスコールライン）の構造や力学過程について，これまで観測や数値実験・数値シミュレーションによって多くの研究がなされてきた。メソスケールの線状降水系（以下，メソ降水系とする）の構造や強度を決める要因として，周囲の下層大気の風の鉛直シアーとメソ降水系の発達に伴い形成される下層の冷気プールとの相互作用が極めて重要であることがわかっている（Rotunno et al., 1988；Fovell and Ogura, 1989；Robe and Emanuel, 2001；Weisman and Rotunno, 2004）。

また，熱力学的な環境条件（気温や水蒸気量）とメソ降水系の組織化や構造との関連についても多数の研究がなされてきている。近年の研究では，境界層や自由対流圏を含めた対流圏全層にわたる気温や湿度の違いによる影響について調べられ（Barnes and Sieckman, 1984；Nicholls et al., 1988；Ferrier et al., 1996；LeMone et al., 1998；Lucas et al., 2000；McCaul and Weisman, 2001；McCaul et al., 2005；James et al., 2005；James et al., 2006），中緯度の気温の条件に限って言えば対流有効位置エネルギー（CAPE）や可降水量といった積分量でメソ降水系の強度が診断できるとしている（Takemi, 2006）。

しかし，地球上の様々な気候条件の下で発達するメソ降水系の構造や強度の違いを決める要因が何なのかについてはまだ詳細に調べられていない。様々な気候環境間で最も異なる環境条件は気温の高度分布，すなわち気温減率と言える。言い換えると，静的安定度が気候環境に応じて大きく変わるということである。気温減率が違うことによるメソ降水系への影響については最近いくつかの研究がなされ始めている。Houston and Niyogi (2007)は自由対流高度より上空1 km程度の大気層における気温減率が積雲対流の発生にどう影響するかについて数値モデルにより調べ，気温減率が大きいほど強い対流が生じることを示した。Takemi (2007)は熱帯型と中緯度型の二通りの気温プロファイルの条件で湿度やシアーのプロファイルが変化したときにスコールラインの強度がどう変化するかを数値モデルによる多数の感度実験で調べ，同程度のCAPEでも中緯度型の気温減率（より大きな気温減率）の環境場においてより強いスコールラインが発達することを示した。しかし，いずれの研究でもまだ包括的に気温減率のメソ降水系への影響を調べてはいない。

そこで本研究では，理想的な条件設定のもとで系統的に環境パラメータを変化させて多数の数値実験を行うことにより，メソ降水系の構造や強度に及ぼす気温減率の影響を明らかにする。さらに，数値実験により示された気温減率の影響が現実的な系においてどのように現れるかについて検討するため，梅雨前線帯で発生した集中豪雨の数値シミュレーションを行い，静的安定度による診断の適用性について

議論した。

2. 理想大気場における数値実験の設定

用いた数値モデルは，米国国立大気研究センター（NCAR）で開発が進められている次世代メソ気象予報モデルWeather Research and Forecast (WRF)モデルのARW (Advanced Research WRF)バージョン2.1.2である（Skamarock et al., 2005）。理想化した条件設定のもとで数値実験を行うため，メソ降水系のダイナミクスを論じる上で必要最小限の物理過程を採用することにした。すなわち，雲物理過程にはHong and Lim (2006)スキーム，乱流混合にはDeardorff (1980)スキームを用い，その他の諸物理過程（地表面・放射）は含めないこととし，さらにコリオリ力も無視することとした。このように簡略化することにより，対流のダイナミクスに焦点をあてることが可能となる。

計算領域は東西300 km・南北60 km・高度17.5 kmの3次元であり，北端および南端の側面境界は周期条件，東端および西端の側面境界は放射条件を課し，水平一様な基本場を設定することで数値実験のための理想大気場を作成した。下端境界は摩擦なし条件とし，上端境界は固定端でモデル上層に減衰層を設けることで波の反射を抑制した。水平格子間隔は500 m，鉛直格子間隔は250 mとした。格子配置はArakawa-Cタイプのスタガードである。

気温減率に対する感度を調べるため，ここではWeisman and Klemp (1982)による以下の解析関数型を用いて気温プロファイルを設定した。すなわち，

$$\bar{\theta}(z) = \theta_0 + (\theta_{tr} - \theta_0)(z/z_{tr})^{5/4} \qquad (1)$$

ここでθは温位，zは高度を示し，添え字0およびtrはそれぞれ地上高度と対流圏界面高度を表す。Weisman and Klemp (1982)では米国中西部の環境場としてθ_0=300 (K)，θ_{tr}=343 (K), z_{tr}=12 (km)と設定していた。本研究では，圏界面温位の数値を343 K, 348 K, 353 K, 358 Kと5 K刻みで系統的に変化させることにより，熱帯あるいは中緯度を表すような気温プロファイルを設定することにする。これら圏界面温位に対応した温位プロファイルをFig. 1に示す。

相対湿度の鉛直プロファイルも温位の場合と同様にWeisman and Klemp (1982)による関数型で与える。ただし，境界層に対応する下層1.5 kmでは一定の混合比q_{v0}を与えた。この際，異なる圏界面温位でもCAPEが同程度となるようにq_{v0}の数値を調節した。設定したCAPEの数値は1.0×10^3, 1.7×10^3, 2.6×10^3の3通りである。これらのCAPEの数値は中緯度（Bluestein and Jain, 1985）や熱帯（Lucas et al., 1994；LeMone et al., 1998）で観測される範囲にある。それぞれのCAPEに対応した数値実験シリーズをC10, C17, C26とし，また各圏界面温位の下2桁の数値をとってT43などとして，数値実験のケース名はC17T43などと称することとした。数値実験のリストをTable 1にまとめた。

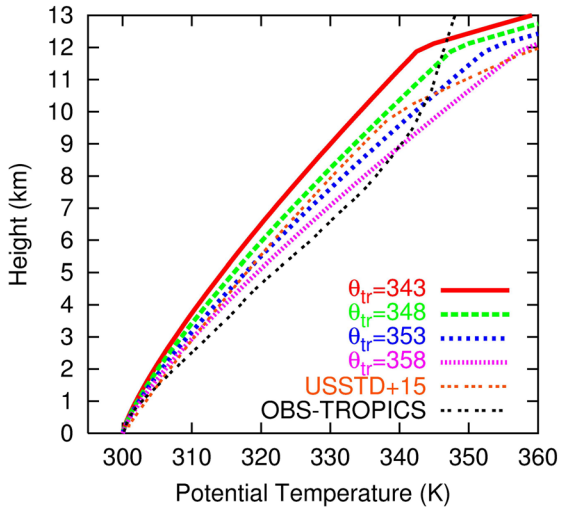


Fig. 1 Vertical profiles of base-state potential temperature for the numerical experiments. Temperature profiles of the United States Standard Atmosphere (USSTD) and the observed tropical atmosphere (OBS-TROPICS) are also shown for reference

Table 1 List of numerical experiments

Series	Case	θ_{tr}	q_{v0}	CAPE
	C37T43	343	16.0	3709
C17	C17T43	343	13.1	1734
	C17T48	348	14.5	1767
	C17T53	353	16.0	1772
	C17T58	358	17.7	1772
C10	C10T43	343	12.1	1086
	C10T48	348	13.2	1061
	C10T53	353	14.5	1064
	C10T58	358	16.0	1081
C26	C26T43	343	14.4	2634
	C26T48	348	16.0	2668
	C26T53	353	17.7	2648
	C26T58	358	19.0	2633

Weisman and Rotunno (2004)やTakemi (2006)によれば，下層・中層・上層の鉛直シアーの中で下層シア

ーの場合に最も強い降水系が発達することが分かっているので，本研究では下層シアーのみに注目する。Table 1に示した各ケースに対して，強弱2通りの鉛直シアーを下層2.5 kmに設定した。すなわち，2.5 kmの大気層内で風速が5 m/sあるいは15 m/s線形に変化するような風速プロファイルを与えることにした。

本研究で考えるメソ降水系は，シアーに対して直交方向に発達するスコールラインである。そのため，初期擾乱として南北方向に線状に伸びる正の温位擾乱（最大で1.5 Kで楕円形の断面を持つ柱状の正偏差領域）を与えた。各ケースで4時間分の時間積分を行い，初期擾乱から降水系が発達する1時間以降を解析対象期間とした。

3. 数値実験の結果

3.1 メソ降水系の構造

最初にCAPE=1700（C17）のシリーズの計算結果によりメソ降水系の構造の違いを示す。

Fig. 2は4時間後における高度5 kmにおける水平断面を示す。弱い鉛直シアーの場合で圏界面温位の違いによる構造変化を表している。シアーが弱いため，すべての圏界面温位の場合について組織化の度合いは低く，対流の上昇流セルの分布にはばらつきが認められる。ただし，圏界面温位が低いほど上昇流セルが大きくなりかつ強く発達するようになるという傾向が見て取れる。

Fig. 2に示した各ケースに対応した鉛直断面をFig. 3に示す。図はスコールライン方向（南北方向）に平均した物理量で示している。圏界面温位が低くなるにつれ，雲域および雨域は広がる傾向にあり，冷気プールのサイズが大きくなっていく。冷気プールの強化に伴い，系に相対的な風速もより強化される傾向にある。

このように，同じCAPEであっても圏界面温位の違いにより降水系の構造が大きく変わることが分かる。

Fig. 3で示される構造の違いは，下層シアーが強い場合にはより顕著に現れる。図には示さないが，シアーが強い場合には，圏界面温位が343 Kあるいは348 Kの時にのみ強いスコールラインの発達が再現され，一方高い圏界面温位の場合にはスコールラインのような組織だったメソ降水系は発達できなかった。

このような系の構造の違いは，基本的には降水の蒸発冷却の効果により形成される冷気プールの強さによるものと考えられる。Rotunno et al. (1988)は，冷気プールの強さと下層の鉛直シアーの強さの大小関係によりスコールラインの構造が特徴付けられることを理論的に明らかにしている。本計算結果において冷気プールの強さを求めて下層シアーとの大小関係を調べたところ，Fig. 3に見られる構造が冷気プールの強さに依存していることを確認した。

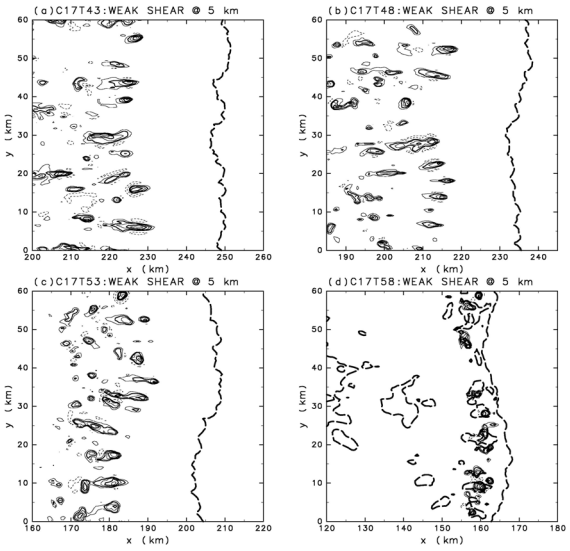


Fig. 2 Horizontal cross section of vertical velocity at the 5-km level (contoured) and the cold-pool leading edge at the surface at 4 hour for the weak-shear cases of (a) C17T43, (b) C17T48, (c) C17T53, and (d) C17T58

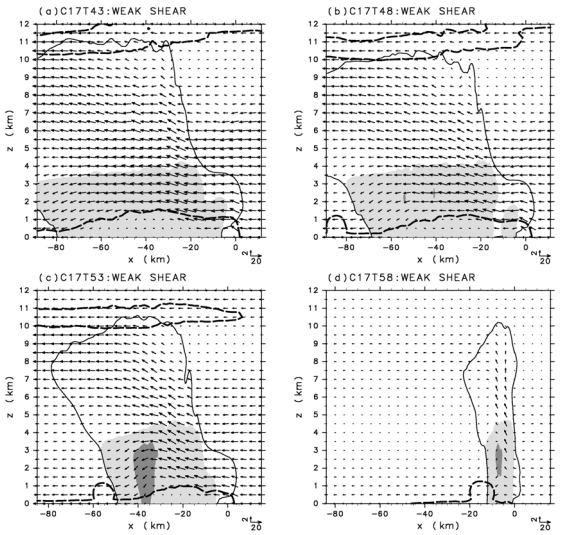


Fig. 3 Vertical cross sections of system-relative wind vectors, cold-pool boundary (bold-dashed line), cloud boundary (thin solid line), and rain mixing ratio (shaded) averaged in the north-south direction at 4 hours for the same cases shown in Fig. 2

3.2 メソ降水系の強度

数値実験の各ケースで得られたメソ降水系の強度を比較するため，ガストフロント（冷気プールの先端位置）付近での対流活動が活発な領域を解析対象として選んだ。すなわち，ガストフロントの位置か

ら前方10 km・後方40 kmの東西50 kmの範囲の領域における物理量の統計値を求めることにした。

Fig. 4に解析対象領域での1時間から4時間の期間での領域平均降水強度の時系列の平均値とその標準偏差のケース別の違いを示す。図の左側に弱いシアーの場合で得られた結果を，右側には強いシアーの場合の結果を示している。同じCAPEの値のシリーズを見ると，両シアー強度に共通して，圏界面温位が低くなるほど降水強度が強まっていくことが分かる。この傾向はFig. 2およびFig. 3で示された構造の違いを反映しているものである。圏界面温位の違いによる変化の幅は，シアーが強い場合により顕著に現れている。一方，同じ圏界面温位の場合でCAPEが違うケースで比較すると，CAPEが大きくなるほど降水強度が強まっている様子も分かる。さらに，同じ圏界面温位・同じCAPEの場合で異なるシアー間での降水強度の違いを比べると，シアーが強いほうが降水強度の強い系はより強く，降水強度の弱い系はより弱くなることが分かる。言い換えると，シアーが強くなるほど系の降水強度はより敏感に変動するということである。

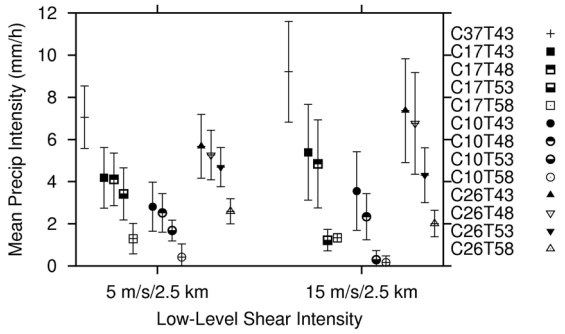


Fig. 4 The mean (symbols) and standard deviation (error bars) of the mean precipitation intensity averaged over the analysis area during 1-4 hours

次に系のピーク値によりケース別の違いを調べてみる。Fig. 5は，解析領域における上昇流の最大値の時系列の平均値および標準偏差を示す。同じCAPEのケース間で比べると，圏界面温位が低いほど最大上昇速度がより高くなることが分かる。また，同じ圏界面温位でCAPEが違う場合を比べると，CAPEが大きいほど最大上昇速度が高くなることも見て取れる。これらの傾向は，Fig. 4で示された降水強度の領域平均値と同じものである。

降水強度の領域内最大値に対する同様の統計をFig. 6に示す。この図からは，平均降水強度（Fig. 4）や最大上昇速度（Fig. 5）と異なる傾向が見て取れる。同じCAPEのケースで比較すると，圏界面温位が高くなるほど最大降水強度が強まる傾向にあることが分かる。この傾向はCAPEが大きい値の場合により顕著であると言える。ただ，圏界面温位が358 Kの場合やシアーが強い場合には，この傾向から外れるケースもある。これは，これらのケースではFig. 2dのように降水系の組織化の度合いが低いことが影響しているものと考えられる。

このように降水強度のピーク値が降水強度の平均値や上昇速度の最大値と違う傾向を示す理由は，圏界面温位が高い場合（すなわち気温が高く下層の相対湿度が高い場合）は下層での降水蒸発が抑制される傾向にあるため，このことが降水の瞬時の値には好都合な状況であったものと考えられる。すなわち，下層の湿度が高いため降水が蒸発しにくいため，瞬時の降水強度にはプラスに作用するということである。

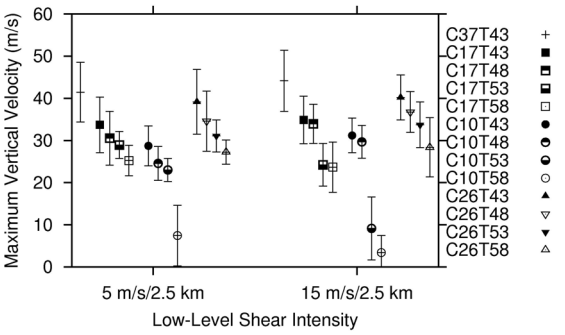


Fig. 5 The same as Fig. 4, except for the maximum updraft velocity in the analysis domain

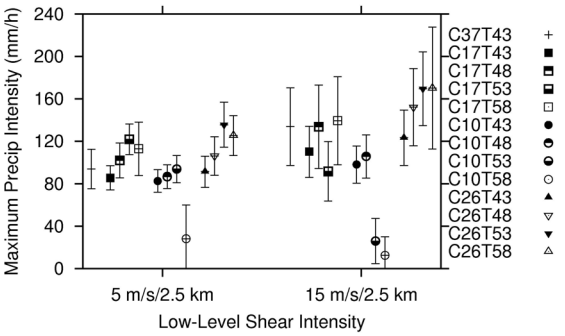


Fig. 6 The same as Fig. 4, except for the maximum precipitation intensity at the surface

以上の関係を気温減率（静的安定度）とCAPEという二つの環境パラメータで整理してみる。ここで気温減率は，Takemi (2007)に従い，対流不安定な成層をした対流圏下部におけるものとした。すなわち次式で表されるものである。

$$\Gamma = -\frac{T_{z(\theta_{e\min})} - T_{z(\theta_{e\max})}}{z(\theta_{e\min}) - z(\theta_{e\max})} \qquad (2)$$

ここで，θe_{max}は下層の相当温位の最大値，θe_{min}は中層の相当温位の最小値であり，Tは気温である。

Fig. 7に気温減率によって整理した領域平均降水強度（Fig. 4参照）のCAPEやシアーの違いによる変化パターンを示す。同じCAPEの系列を見ると，気温減率が大きいほど降水強度が強くなることが分かり，この傾向はシアーが強い場合のほうがより顕著に現れると言える。一方，同程度の気温減率の場合で異なるCAPEのケースで比較すると，CAPEが大きくなるほど降水強度が強くなると言える。

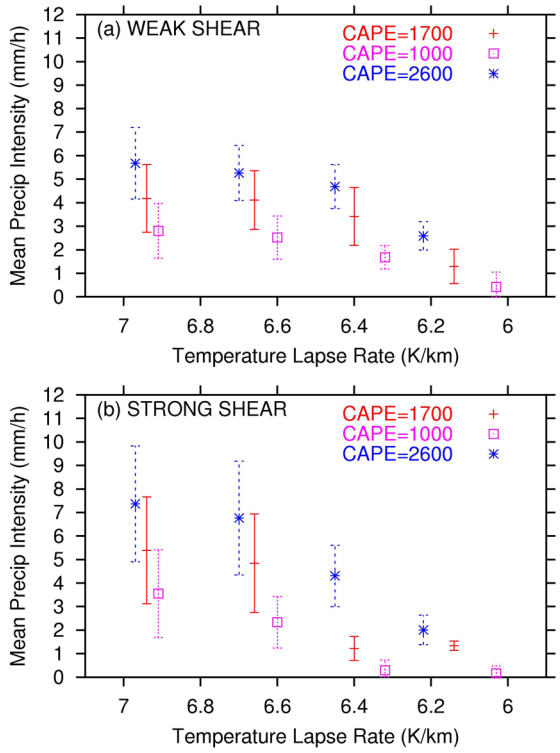


Fig. 7 The mean (symbols) and standard deviation (error bars) of the mean precipitation intensity against temperature lapse rate for the C17, C10, and C26 cases for (a) weak shears and (b) strong shears

このように，(2)式で示される対流不安定な大気層における気温減率によって降水系の強度をよく説明できることが分かる。一方CAPEは，同程度の気温減率（静的安定度）の環境において降水系の強度を診断するための良い指標になると言える。

気温減率が降水系の強度の診断において良い環境指標であるとすれば，ある指定された高度間の気温差に基づく安定度指数が降水系の発達を診断する際の良いパラメータとなりうることを示唆している。すなわち，断熱的に持ち上げるという過程により求める安定度指数よりも，気温の高度別の差から求められる指数のほうがより適していると予想される。この点を念頭におき，次章では梅雨前線帯で発生した集中豪雨の実事例について数値シミュレーションを行い，その安定度指数について調べる。

4. 梅雨期豪雨シミュレーションによる検討

本章では，2004年7月および2005年6月に新潟県で発生した梅雨前線帯での集中豪雨の事例を解析対象とし，数値シミュレーションを行うことにより降水系の発達と安定度との関係について調べる。両事例ともに河川の氾濫による水害や土砂災害などの甚大な被害をもたらした集中豪雨であり，同じ北陸地方で発生したという地理的な共通性もあることから，解析対象として選択した。

4.1 数値モデルとシミュレーションの設定

本章の数値シミュレーションには，ペンシルバニア州立大学とNCARが開発したMM5（The fifth-generation Mesoscale Model）（Dudhia, 1993）バージョン3.7.2を用いた。MM5は前章の数値実験で用いたWRFの前世代のメソ気象モデルであるものの，これまで多くの事例研究で用いられてきた実績があるため，本章の実事例シミュレーションで用いることとした。

計算領域はネスティング機能を用いて，第1領域としては本州をカバーする広範囲の領域を設定し，第2領域は北陸地方を中心とした領域，さらに最内側の第3領域は新潟県中央部および日本海上をカバーする領域とした。各計算領域における水平格子幅は9 km，3 km，1 kmとスケールダウンした。鉛直の格子点数は30とし，下層ほどより密に配置させた。

用いた物理過程のパラメタリゼーションは，雲物理過程・積雲（第1領域のみ）・境界層乱流・大気放射・地表面過程である。雲物理過程および境界層乱流のパラメタリゼーションには，様々な組み合わせでテスト計算を行い，最も再現性の良かったオプションを選択している。

MM5の初期値・境界値には気象庁メソ解析値（MANAL）を利用した。MANALは水平分解能10 kmで6時間間隔の水平風速・気温・相対湿度・等圧面高度の格子点値である。

計算対象とした事例の概要は以下の通りである。2004年7月のケースは新潟県中越地方を中心に河川の氾濫や土砂災害などの甚大な被害をもたらした豪雨であり（新潟地方気象台，2004），数値モデルによるシミュレーション研究によりその発生機構や環境場について調べられている（Kato and Aranami, 2005；Yamasaki, 2007）。2005年6月のケースは，新潟県下越地方で河川の氾濫による水害や土砂災害を

もたらした豪雨である（新潟地方気象台，2005）。両事例ともに梅雨前線が新潟県に位置した期間中に発生したものであり，梅雨前線帯に発生した降水セルがメソスケールに組織化した結果生じた集中豪雨である。

計算対象期間は，2004年7月の事例では7月11日21時（時刻は日本標準時）から14日21時，2005年6月の事例では6月26日21時から29日21時である。計算領域については，第2領域以下の設定は両事例で若干異なる。ただし，両事例においても梅雨前線帯の主要部分とその中の降水セルが十分に分解できるように第2領域および第3領域を設定している。

4.2　2004年7月事例のシミュレーション結果

Fig. 8に2004年7月13日6時におけるレーダーアメダス合成図による降水強度分布を示し，対応する時刻における第3領域でのシミュレーション結果をFig. 9に示す。能登半島北部，佐渡島南方，新潟県中越地方へと延びる降水バンドの構造や強度は，MM5では若干強めになっていたり若干南に寄っていたりするものの，全般的にはよく再現されていると言える。降水バンドの時間発展を追跡すると，バンドの上流側で常に新しい降水セルが発達する様子が確認でき，Kato and Aranami (2005)で指摘されたようにバックビルディング型で形成されたメソ降水系であることが分かる。降水セルの発生域は降水バンドの西端の日本海海上である。

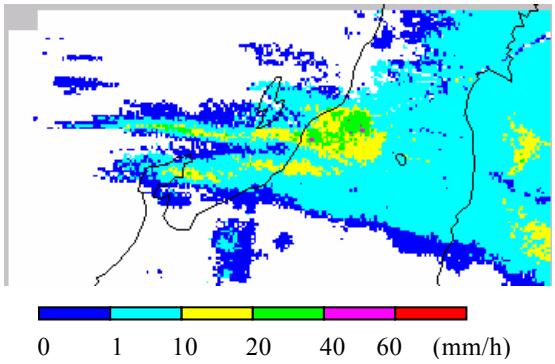


Fig. 8 Precipitation intensity at 0600 JST 13 July 2004 by Radar-AMeDAS analysis

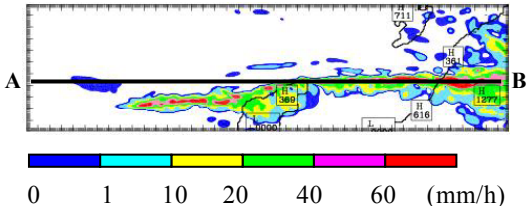


Fig. 9 The simulated precipitation intensity at the simulation time of 0600 JST 13 July 2004.

数値モデルにより現実に発生したメソ降水系の時間発展や構造がある程度再現されていたので，以下でシミュレーション結果をより詳細に解析することにした。

Fig. 10は，Fig. 9に示される線ABに沿って取った降水バンドの鉛直断面図を示す。降水セルは東にいくほど雲水プラス雲氷の混合比が高くなり徐々に発達していく様子が見て取れる。ただその発達高度は気温0℃の層で頭打ちになっているように見える。降水セルが陸上に到達した段階でその頂部は0℃層を超えて圏界面レベルにまで達し，十分背の高い積乱雲となる。

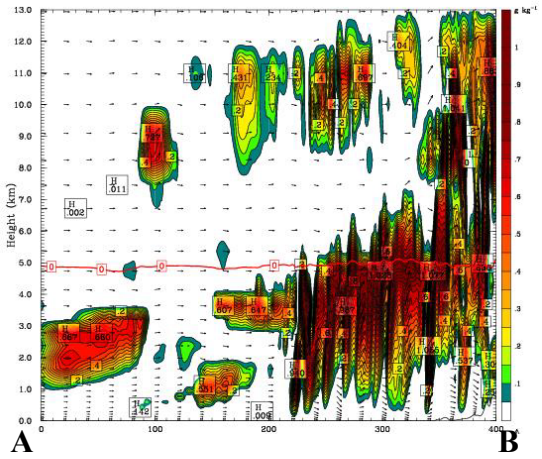


Fig. 10 Vertical cross section of cloud-water and cloud-ice mixing ratio (g kg^{-1}) along the line AB shown in Fig. 9. The red line represents the level at which temperature is 0 degree Celsius.

降水セルの発達高度が0℃層付近で頭打ちになっている理由を探るため，温位の鉛直勾配により安定度を調べてみた。Fig. 10と同じ鉛直断面での気温減率の分布をFig. 11（ただし時刻は1時間前のもの）に示す。高度4 km付近に安定層（赤い部分）が領域西側に存在しているのが分かる。東側では対流活動により安定層の構造が鮮明ではないものの，高度4 km付近には暖色系の安定層が残っているように見える。このように安定層が存在することは，鉛直運動がそこで弱められることを意味する。したがって，雲頂高度は安定層を若干貫入したところで頭打ちの状態になる。

この中層での安定層はメソα低気圧の進行方向前方の層状性降水域において氷の融解により形成されたものである。メソα低気圧中心が東進してその後方で積乱雲活動が活発する際には，この中層安定層が積乱雲の発達を抑制するセンスに作用しているのである。この様子がFig. 10の海上での降水セルの鉛

直発達の頭打ちとして現れたと言える。

次に環境場における安定度指数について調べた。3章で対流不安定な下部対流圏での気温減率がメソ降水系の強度を診断する指標として有益であることを示した。そこでここでは，高層観測の指定面データからでも計算できる指標として，950 hPa面と500 hPa面の間の気温減率として定義することにした。そのほか安定度指数として，K指数，トータル・トータルズ指数，ショワルター指数，リフティッド指数（例えば，大野，2001）について計算し，またCAPEやCINについても調べた。

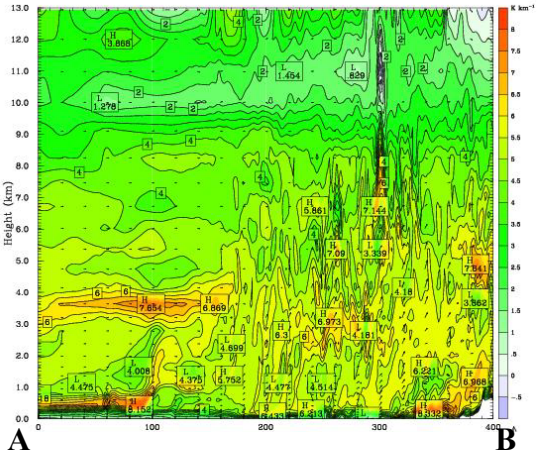


Fig. 11 The same as Fig. 10, expect for the vertical gradient of potential temperature at 0500 JST 13 July 2004

Fig. 12に7月13日3時における950 hPa・500 hPa間の気温減率の空間分布を示す。暖色系になるほど減率が大きくなり，すなわちより不安定な成層になる。Fig. 9に示された降水バンドの位置の上流側に減率の大きな領域が広がっている様子が分かり，降水セルが発達するところでは減率の大きな不安定な状況になっていると言える。一方，対流不安定な状況を診断する際に頻繁に用いられるCAPEについては，降水バンドよりも離れた南方において高い数値を示す領域が広がっており，降水バンド近傍では小さな数値しか示さなかった。

その他，断熱的に空気塊を持ち上げるという過程により得られる指数（ショワルター指数やリフティッド指数）の空間分布はCAPEと似ており，降水バンド近傍でのセルの発達の診断にはあまり適していないものと考えられる。

対流圏下層での気温減率が良い指標になりうるということは，ある指定された高度間の気温差に基づき計算される指数が役に立つであろうと考えられる。そこでFig. 13にK指数の空間分布を示す。K指数は数値が大きいほど積乱雲の発生の可能性が高くなることを意味している。この図を見ると，能登半島北部からその沖合の海上で数値の大きな領域が存在していることが分かる。この領域は，Fig. 9に見られる降水バンドの上流側のセルの発生域によく対応していると言える。図には示さないが，トータル・トータルズ指数もK指数と同様の分布を示していた。したがって，ある高度間での気温差に基づく安定度指数が有効な指標であると考えられる。

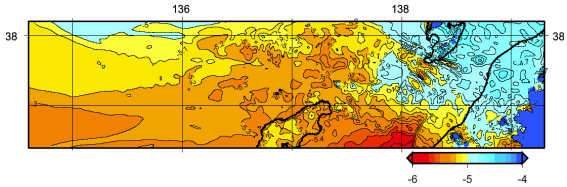


Fig. 12 Temperature lapse rate between the 950-hPa level and 500-hPa level at 0300 JST 13 July 2004

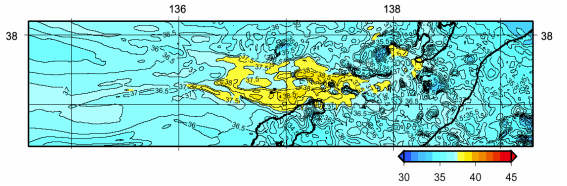


Fig. 13 The same as Fig. 12, except for the K index distribution

4.3　2005年6月事例のシミュレーション結果

Fig. 14に2005年6月27日18時における降水分布のシミュレーション結果を示す。バンド状の降水域が東西に広がっている。レーダーアメダス合成図と比べると，モデルで得られた佐渡島より西側の降水帯は観測とはあまりよく対応していなかった。しかし，新潟県海岸付近および陸域での降水分布については，モデルは比較的よく観測事実を再現していた。本事例は新潟県山間部で雨量が多く，モデルもそのような降水分布特性を再現していたと言える。

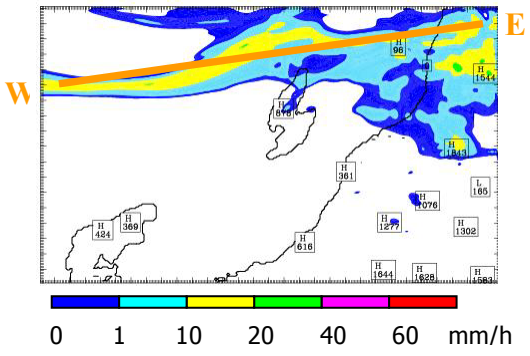


Fig. 14 The simulated precipitation intensity at 1800 JST 27 June 2005

Fig. 14の線WEに沿った鉛直断面により雲の発達高度を調べてみる。Fig. 15に同時刻における雲水混合比および風速の鉛直断面図を示す。下層の雲の鉛直発達は高度6 km程度で抑えられていることが認められる。なお，上空にも雲域は下層雲とは切り離されて存在している。温位の鉛直勾配により局所的な安定度を調べたところ，高度5 kmから6 kmの間に安定層が存在していた。本事例においてはこの安定層が積乱雲の鉛直発達を有効に抑制していたものと考えられる。それでは大雨はなぜ生じたかと言えば，降水域が上陸して山間部に達した時に地形による強制上昇の効果が作用して降水セルが発達したためだと考えられる。地形に強制されて降水セルが次々に発達し，局所的に豪雨が生じたのである。

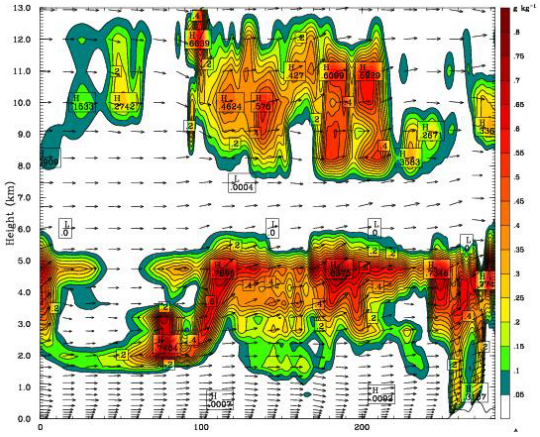


Fig. 15 Vertical cross section of cloud-water and cloud-ice mixing ratio along the line WE shown in Fig. 14

本事例についても前節と同様に安定度に係わる指標について調べてみた。Fig. 16およびFig. 17はそれぞれ，6月27日17時における950 hPa面と500 hPa面の間の気温減率およびK指数である。Fig. 14の降水バンドの位置と比べると，バンド近傍で気温減率が顕著に大きくなっていたり，あるいはK指数が大きくなっているような様子は見てとれない。山間部においても顕著に不安定な様子を示すところは認められない。これは前節の2004年7月の事例とは異なる傾向である。

このように2005年6月の事例における環境場の特性が2004年7月の場合と異なるということは，それぞれの事例でのメソ降水系の発達機構が異なるということに繋がる。2004年7月の事例では，気温減率が大きい・K指数が大きいという領域がメソ降水系近傍に存在しており，大気の不安定な構造が積乱雲の発達に大きく関与していたと言え，地形効果など外部強制の作用はさほど重要でなかったものと考えられる。一方2005年6月の事例では，大気の不安定性はあまり顕著ではなく，むしろ地形効果による外部強制力が降水セルの発達に大きく影響していた。このことが，Fig. 15に見られるように海上で積乱雲活動があまり活発でないという状況となって現れていたものと考えられる。

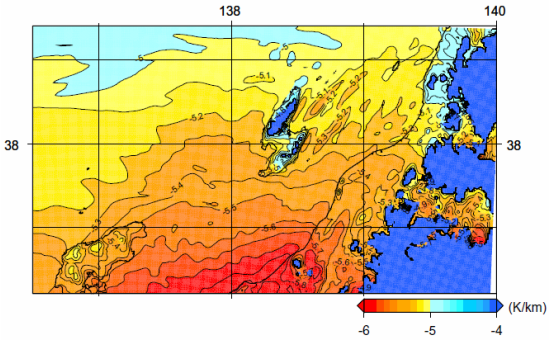


Fig. 16 Temperature lapse rate between the 950-hPa level and 500-hPa level at 1700 JST 27 June 2005

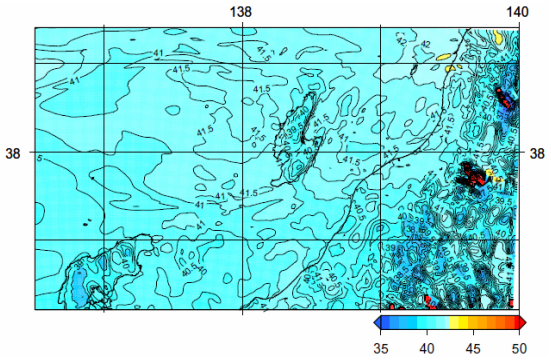


Fig. 17 The same as Fig. 16, except for K index

5. 結論

本研究では，理想化した条件設定による数値実験および実事例に対する数値シミュレーションを行うことにより，メソ降水系の構造や強度に及ぼす環境場の静的安定度の影響について調べた。得られた結果は以下のとおりにまとめられる。

- 下層の気温減率（静的安定度）の違いによりメソ降水系の強度（上昇流・降水強度）が大きく影響を受ける。気温減率が大きいほどメソ降水系の強度は増大する。
- CAPEが同じでも気温減率がより大きい場合（中上層がより低温）ほどメソ降水系の強度は大きくなる。
- 外部強制の影響が顕著でない場合には気温減率が大きいほど降水セルの発達を促進させる。気温減率が小さい場合には，地形効果など外部強制力がないとメソ降水系は発達できない。

・指定された高度間の気温差に基づく安定度指数（K指数など）が積乱雲発達の診断の際の有効な指標となりうる。

本研究で取り扱った実事例は梅雨前線帯でのメソ降水系であった。今後は，多様な環境場で発生発達する様々なメソ降水系の場合について数値実験や数値シミュレーションによって安定度との関係をより深く追求する必要がある。このような取り組みをすることにより，将来の気候条件（例えば温暖化気候）の下でのメソ降水系に伴う降水特性が現在気候での場合と比べてどのように変化するのかといった理解が深まるのと考えられる。

謝　辞

本稿に掲載された図の一部は，地球流体電脳倶楽部作成の地球流体電脳ライブラリを使用して作成しました。MM5を用いた梅雨前線に伴う強雨事例の数値シミュレーションは，益田精治氏（東京工業大学大学院総合理工学研究科環境理工学創造専攻修了）によりなされたものです。ここに益田氏のご尽力に感謝いたします。

参考文献

大野久雄（2001）：雷雨とメソ気象，東京堂出版，309 pp.

新潟地方気象台（2005）：平成17年6月27日から28日の梅雨前線による大雨に関する新潟県気象速報，15 pp.

新潟地方気象台（2004）：平成16年7月新潟・福島豪雨に関する気象速報（最終版），24 pp.

Barnes, G. M. and Sieckman, K. (1984): The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines, Mon. Wea. Rev., Vol. 112, pp. 1782-1794.

Bluestein, H. B. and Jain, M. H. (1985): Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring, J. Atmos. Sci., Vol. 42, pp. 1711-1732.

Deardorff, J. W. (1980): Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, Bound. -Layer Meteor. Vol. 18, pp. 495-527.

Dudhia, J. (1993): A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, Mon. Wea. Rev., Vol. 121, pp. 1493-1513.

Ferrier, B. S., Simpson, J. and Tao, W.-K. (1996): Factors responsible for precipitation efficiencies in midlatitude and tropical squall lines, Vol. 124, pp. 2100-2125.

Fovell, R. G. and Ogura, Y. (1989): Effects of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure, J. Atmos. Sci., Vol. 46, pp. 3144-3176.

Hong, S. Y. and Lim, J. O. J. (2006): The WRF single-moment 6-class microphysics scheme, J. Korean Meteor. Soc., Vol. 42, pp. 129-151.

Houston, A. L. and Niyogi, D. (2007): The sensitivity of convective initiation to the lapse rate of the active cloud-bearing layer, Mon. Wea. Rev., Vol. 135, pp. 3013-3032.

James, R. P., Markowski, P. M. and Fritsch, J. M. (2006): Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength, Mon. Wea. Rev., Vol. 134, pp. 950-964.

James, R. P., Fritsch, J. M. and Markowski, P. M. (2005): Environmental distinction between cellular and slabular convective lines, Mon. Wea. Rev., Vol. 133, pp. 2669-2691.

Kato, T. and Aranami, K. (2005): Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the prediction using a cloud-resolving model, SOLA, Vol. 1, pp. 1-4.

LeMone, M. A., Zipser, E. J. and Trier, S. B. (1998): The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE, J. Atmos. Sci., Vol. 55, pp. 3493-3518.

Lucas, C. E., Zipser, E. J. and LeMone, M. A. (2000): Sensitivity of tropical west Pacific oceanic squall lines to tropospheric wind and moisture profiles, J. Atmos. Sci., Vol. 57, pp. 2351-2373.

Lucas, C. E., Zipser, E. J. and LeMone, M. A. (1994): Vertical velocity in oceanic convection off tropical Australia, J. Atmos. Sci., Vol. 51, pp. 3183-3193.

McCaul, E. W., Jr. and Weisman, M. L. (2001): The sensitivity of simulated supercell structure and intensity to variations in the shapes of environmental buoyancy and shear profiles, Mon. Wea. Rev., Vol. 129, pp. 664-687.

McCaul, E. W., Jr., Cohen, C. and Kirkpatrick, C. (2005): The sensitivity of simulated storm structure, intensity, and precipitation efficiency to environmental temperature, Mon. Wea. Rev., Vol. 133, pp. 3015-3037.

Nicholls, M. E., Johnson R. H. and Cotton, W. R. (1988): The sensitivity of two-dimensional simulations of tropical squall lines to environmental profiles, J. Atmos. Sci., Vol. 45, pp. 3625-3649.

Robe, F. R. and Emanuel, K. A. (2001): The effects of

vertical wind shear on radiative-convective equilibrium states, J. Atmos. Sci., Vol. 58, pp. 1427-1445.

Rotunno, R., Klemp, J. B. and Weisman, M. L. (1988): A theory for strong, long-lived squall lines, J. Atmos. Sci., Vol. 45, pp. 463-485.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W. and Powers, J. G. (2005): A description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-468+STR, 88 pp.

Takemi, T. (2007): A sensitivity of squall-line intensity to environmental static stability under various shear and moisture conditions, Atmos. Res., Vol. 84, pp. 374-389.

Takemi, T. (2006): Impacts of moisture profiles on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions, Atmos. Res., Vol. 82, pp. 37-54.

Weisman, M. L. and Rotunno, R. (2004): "A theory for strong, long-lived squall lines" revisited, J. Atmos. Sci., Vol. 61, pp. 361-382.

Weisman, M. L. and Klemp, J. B. (1982): The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, Mon. Wea. Rev., Vol. 110, pp. 504-520.

Yamasaki, M. (2007): A numerical study of rainfall associated with a Baiu front: A case of Niigata-Fukushima heavy rainfall in 2004, SOLA, Vol. 3, pp. 57-60.

Static-Stability Control of the Structure and Intensity of Mesoscale Precipitating Systems

Tetsuya TAKEMI

Synopsis

The present study investigates the effects of environmental temperature lapse rate on the precipitation structure and intensity in mesoscale convective systems by conducting systematically a large number of idealized convection-resolving simulations of the precipitating systems that develop under low-level shear conditions. Changing the temperature lapse rate with CAPE being unchanged, we showed that the environmental stability in a convectively unstable layer well delineates the intensity of the simulated precipitating systems. CAPE can only be a good measure for diagnosing the development and intensity of the convective systems so long as the environmental static stability is identical. Some static stability measures were examined for a real heavy rain case during the Baiu season.

Keywords: mesoscale precipitating system, static stability, numerical weather prediction model, precipitation

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成20年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

WRFモデルを用いた高解像度気象シミュレーションシステムの構築：豪雨の事例解析

辰己賢一・竹見哲也・石川裕彦

要　旨

気象場・海面温度・標高データに高解像度のデータを使用するためのプリプロセッサの整備を行った。降雨分布・風速分布に対する地形の影響の解明を目的として, 異なる分解能の標高データを用いた次世代メソ気象モデルWRFによる数値シミュレーションを行った。その結果, WRFが比較的高い精度で降雨分布やその他気象場をシミュレート可能であることを示し, 地形データの解像度と風速や降雨分布・降雨強度との間で強い相関があることを確認することができた。

キーワード：WRFモデル, DEM, 地形標高, 豪雨

1. はじめに

台風や梅雨前線に伴う豪雨の定量的な予測は, 災害による社会的・人的被害を軽減するには不可欠である。本研究では, 2004年7月12日～13日にかけて新潟県および福島県で発生した局地的強雨に注目し, 米国国立大気研究センター（The National Center for Atmospheric Research, 以下NCARと記す）を中心に開発が進められているメソ気象モデルWRF（Weather Research and Forecasting）を用いて, 高解像度シミュレーションとその量的予測の可能性を調べた。

メソスケールの降水現象を気象モデルでシミュレーションするには, 計算量が膨大になる。よって, 高速の演算装置と大規模なかつ高速のランダムアクセスメモリーが必要である。今回, 数値計算には京都大学防災研究所共同利用電子計算機システム（日本コンピュータシステムズ社製, CPU:インテルItanium2プロセッサ1.6GHz駆動 × 4, メモリ16GB共有型メモリ）を用いた。並列計算にはMPI（Message Passing Interface）の仕様に準じたフリーの実装ライブラリであるMPICH1を用いた。

高解像度の気象シミュレーションを行うためには, 十分な高解像度を持つ初期値, 境界値データを取り込む必要がある。特に, 複雑地形での量的予測には高分解能の標高データを利用しなければならない。本研究の目的は, 最高水平解像度300mの超高解像度計算を行う手法を確立し, 高分解能データセットを使って空間解像度を上げた計算を行うことにより, 豪雨が高精度で予測されうるのか調べることである。

2. メソ気象モデルとシミュレーション環境の構築

2.1 メソ気象モデルの概要

メソ気象モデルWRFは, NCARとThe Pennsylvania State University（PSU, ペンシルバニア州立大学）で開発されてきた非静力学モデル「MM5」の次世代モデルと言われており, NCARが中心となって現業・研究両用のメソモデルとして開発プロジェクト作業が行われている。日射量・大気放射量を計算する放射モデル, 乱流混合層を表現する乱流モデル, 水蒸気・雲水・雨水・雪・雹などを考慮した雲物理モデル, 地表面温度・土壌温度・土中水分量・積雪量・地表面フラックスを算出する地表面モデルなどの物理モデルが導入されている。また最新の物理モデルやデータ同化システムが利用でき, 局地的豪雨や突風などの予測および再現には適したモデルと言える。また, 大規模並列計算機で効率よく計算が行われるようにソースコードが設計されており, ユーザーは比較的容易に並列計算を行うことが可能である。

2.2 気象データの処理

WRF によるシミュレーションのための初期値･境界値に用いる気象場には, 気象庁メソ客観解析データ (JMA-MANAL (Meso Analysis), 以下 MANAL と記す) を用いた。MANAL は日本域における地上観測および高層観測などの観測データや衛星データなどから3次元的に規則正しく分布する格子点上の気象要素の値を求めて収録されている GRIB(GRIdded Binary) 形式のデータである。解析時刻は 00, 06, 12, 18UTC の1日4回であり, 格子系はランベルトで, 空間分解能は 10km (水平格子数 361 × 289) である。収録されている気象要素は海面更正気圧･東西風･南北風･気温･相対湿度であり, 等圧面要素として高度･東西風･南北風 (以上, 鉛直 20 層)･相対湿度 (鉛直 11 層) である。MANAL の相対湿度については 300hPa 高度面より上空のデータが存在せず, また地表面物理量のデータもないため, この不足分のデータを補うために米国環境予測センター (National Centers Environmental Prediction, 以下 NCEP と記す) の全球客観解析データ (NCEP Final Analysis) を用いた。また, 海面水温データには, 地域遅延モードデータベース (Regional Delayed Mode Data Base : RRMDB) で管理されており, アスキーデータ形式で提供されている MGDSST(Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperatures) の水平分解能 0.25 度のデータを利用した。

2.3 標高データの処理

水平格子 1km 未満の高解像度気象シミュレーション計算により局所的な気象場を精度よく再現するためには, 下端境界条件としての複雑地形を精度よく反映させる必要がある。しかしながら, 気象シミュレーションでは時には, 粗い格子標高値データを等間隔格子ごとに当てはめて, それによる空間補間で平滑化された地形を表現していることがある。この場合には, 山の頂や尾根･谷線が格子上に再現される精度は十分とは言えず, 補間された結果が実際の地形を忠実に再現できているとは言いがたい。

本研究では, 地形データセットに USGS(United States Geological Survey) の緯度･経度 30 秒間隔の全地球数値標高モデルデータ (以下, GTOPO30 と記す) と, より高分解能のデータである国土地理院 (Geographical Survey Institute, 以下 GSI と記す) 発行の数値地図 50m メッシュ標高データ (以下, GSI50 と記す) を用いた。GSI50 は, 2 万 5 千分の 1 地形図の等高線から計測･計算して求めた数値標高モデルで, 標高点の間隔は南北方向で 1.5 秒, 東西方向で 2.25 秒, 実距離で約 50m である。

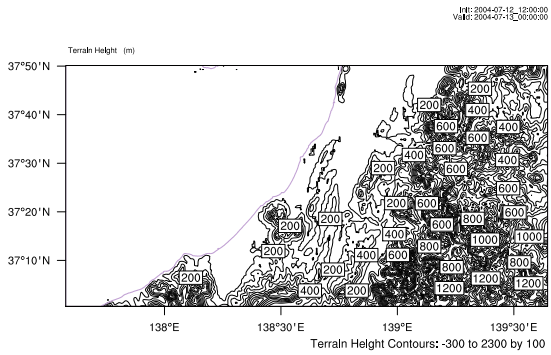


Fig. 1 Terrain Height by USGS 30

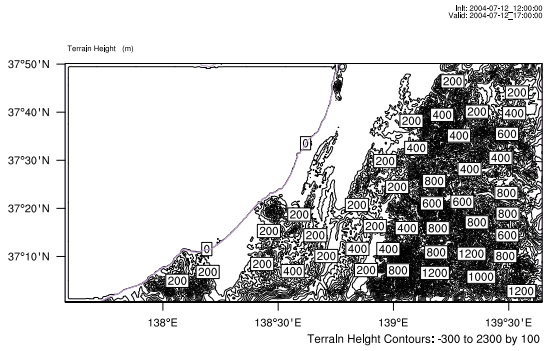


Fig. 2 Terrain Height by GSI50

本研究では, GSI50 を WPS(WRF Pre-Processing System, WRF の前処理プログラム) で処理可能なデータ形式へと変換するプログラムを作成し, データ変換を行った。次に WPS を用いた内挿計算 (最近隣法) により地形データおよび気象データの WRF の計算格子点 (水平格子間隔 0.3km) への割り当てを行い, 初期値･境界値データ作成のためのデータの整備を行った。Fig. 1 に GTOPO30 により作成されたモデル内での地形標高分布, Fig. 2 に GSI50 により作成されたモデル内での地形標高分布を示す。両図の比較から明らかなように, GSI50 で作成した地形データは, GTOPO30 と比較しデータ量が多く, 現実に近い状態で地形がより忠実に再現されていることがわかる。

GSI50 データを利用した場合, WRF のプレインストールデータとしてサポートされて

いる USGS の土地利用・植生分布 (1 °×1 °スケール) データとの不整合が生じる。このため, GSI50 で標高が 0m より大きく陸地フラグが水の場合はフラグを陸に変更し, 土地利用情報は Grassland (Land Use Category 7) に変更した. また, 標高が 0m 以下で, 陸地フラグが陸の場合は水に変更し, 土地利用情報は Water Bodies (Land Use Category 16) に変更する処理を施し, GSI50 データにあわせた土地利用・植生分布データを作成した。

3. WRF モデルによる実験設定

3.1 豪雨の概況

解析対象事例では, 2004 年 7 月 12 日夜から 13 日早朝にかけて, 日本海から東北南部にのびる梅雨前線が停滞し, 北陸沿岸で発達した雨雲が次々に流れ込み, 新潟県中越地方や福島県会津地方を中心に激しい豪雨が発生した。特に中越地方では, 数時間にわたって時間雨量 50 ミリを超す激しい雨が降り続き, 降り始めからの総雨量は新潟県栃尾市で 431 ミリ, 笠堀ダムで 473 ミリを記録した。

Fig. 3 に 2004 年 7 月 13 日 08 時におけるレーダー・アメダス解析雨量図を示す。複雑地形を有する場所での局地的豪雨がどの程度量的・場所的に精度良くシミュレーションできるかを調べるため, 地形データセット以外の物理過程オプションや積分時間間隔, 水平格子間隔, 鉛直層数, 気象場などをすべて統一し, 地形の高解像度化が降雨・風速などの計算結果に与える影響の考察を行った。

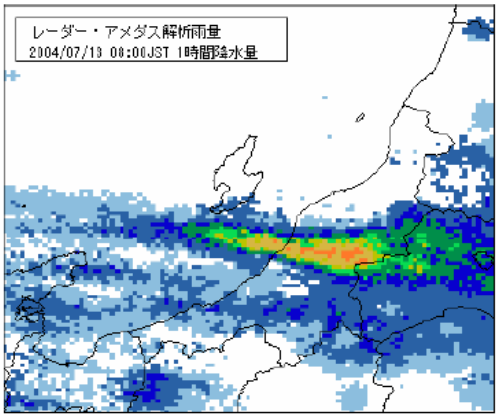


Fig. 3 Hourly-accumulated rainfall (mm) by Rader-Amedas Analysis

3.2 計算領域と対象期間

本研究で使用した計算領域を Fig. 4 に示す。図に示すように, 第 1 領域（最外側の領域）は本州と日本海を含む格子点数 221(東西方向) × 181（南北方向) で水平格子間隔は 8.1km, 第 2 領域（第 1 領域の内側）は梅雨前線と北陸地方沿岸および内陸を含む格子点数 241(東西) × 103(南北) で水平格子間隔は 2.7km, 第 3 領域（第 2 領域の内側) は能登半島近海と中越地方を含む格子点数 472（東西方向) × 211(南北方向) で水平格子間隔は 0.9km, 第 4 領域（第 3 領域の内側) はピーク雨量が計測された地域を含む格子点数 601（東西方向) × 301（南北方向) で水平格子間隔は 0.3km である。この第 4 領域にのみ GSI50 を適用し, それより外側の領域では USGS の粗い地形データを用いた。今後, 粗い領域から順に Domain1, Domain2, Domain3, Domain4 と呼ぶ。いずれの領域も鉛直層数レベルは地表から 50hPa 面までの 28 層とした。また各レベル面は, 下層では密に上層では粗に設定した。

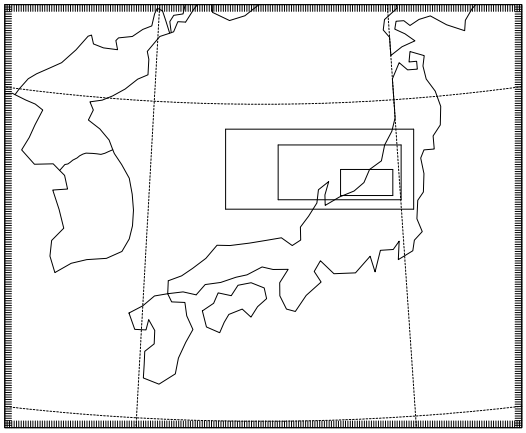


Fig. 4 Computational domains

解析対象期間は, Domain1, Domain2 で日本標準時（以降, 本研究では日本標準時を用いる)2004 年 7 月 12 日 15 時から豪雨後の 2004 年 7 月 13 日 15 時までの 24 時間積分を行い, Domain3, Domain4 では, 2004 年 7 月 12 日 21 時から豪雨後の 2004 年 7 月 13 日 15 時までの 18 時間積分を行った。Domain1, Domain2 で計算開始時刻を早めた理由として, 計算ではスムーズに気象状態が時間的に進行するまでに時間がかかる（スピンアップ問題）ことがある。そのため Domain3, Domain4 よりも計算開始時間を早め, この影響を除去しようと考えたものである。

Table 1 Model options for physical process in the simulation

雲微物理スキーム	WSM5 (WRF-Single-Moment-MicroPhysics class 5)
積雲パラメタリゼーション	New Kain-Fritsch (Domain1), None(Domain2, 3, 4)
境界層乱流	Mellor-Yamada-Janjic scheme
地表面スキーム	Thermal diffusion scheme
大気放射スキーム	RRTM scheme(longwave), Dudhia scheme(shortwave)

3.3 モデルオプション

WRF では数多くの物理過程オプションが用意されており, ユーザーは個々の目的に応じて適切な物理過程オプションを選択しなければならない。本研究で使用した雲微物理・地表面過程・大気放射・大気境界層に対する物理過程オプションを Table 1 に示す。前節で示した Domain1 では, 雲物理を用いて積雲を陽に表現できない格子スケールであるため, 積雲パラメタリゼーションを併用した。3 次元変分法による同化システム (WRF Variational Data Assimilation System, WRF 3-D Var) や 4 次元データ同化手法の 1 つであるナッジングは用いていない。また, ネスティングは双方向であり, すなわち親領域で先に計算した結果を子領域の値として与え, 時間ステップで領域間で計算結果を受け渡す手法を用いた。各領域の時間ステップは, Domain1 が 45 秒, Domain2 が 15 秒, Domain3 が 5 秒, Domain4 が 0.56 秒と設定した。Domain1, Domain2, Domain3 では, 時間ステップ比を 3 に設定しているのに対し, 格子 Domain4 での時間ステップを変えた (時間ステップ比 9) 理由として, GSI50 を使った計算では, 地形の傾斜・起伏がより精度よく再現され, このため計算不安定性が高まったためである。積分時間間隔をより小さくすることにより, 不安定性を回避することが可能となった。

4. シミュレーション結果

4.1 降雨分布の再現精度

総観場での気象擾乱の再現性を見るため, Fig. 5, Fig. 6 に Domain1 における 2004 年 7 月 13 日午前 5 時～8 時の 3 時間平均地上水平風速と積算降雨量の分布をそれぞれ示す。本来ならば, モデルの再現性を詳細に検証するには, 相当温位, 渦度など高層気象場の様々なパラメータについて検討しなければならないが, 今回は地形データの違いによる降雨分布・降雨強度, 風向・風速に与える影響について調べることを主たる目的としているため, これらについてのパラメータについては精度検証に用いなかった。

Fig. 5 より, 朝鮮半島東部沿岸から北陸地方沿岸部にかけて, 風速の水平シアーが顕著な部分が線状に伸びていて, それより南では太平洋高気圧の縁辺を周り込んで流入している南西～西風が卓越し, 北では北東～東風が卓越していることがわかる。この風の収束域が梅雨前線に対応していて, 前線帯へ向かって暖湿気流が流入し, 対流不安定層が形成されていることから, 気流の収束構造がよく再現されていることがわかる。

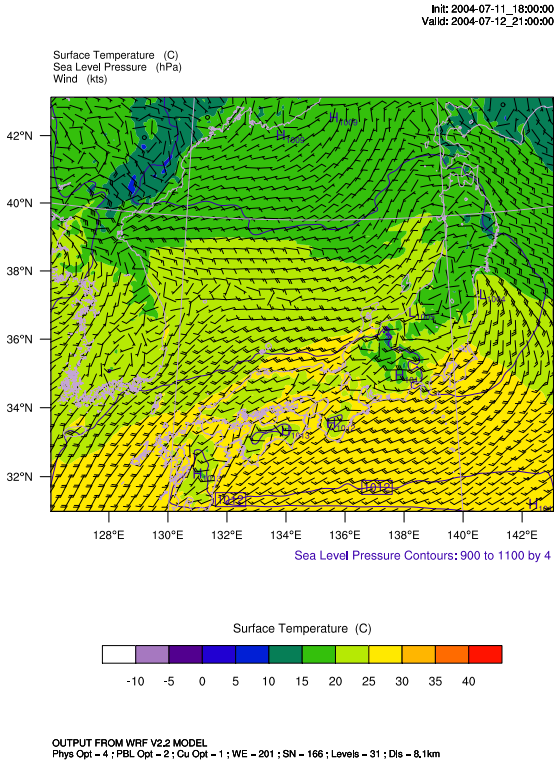


Fig. 5 Mean surface wind speed (m/s) in Domain1 averaged during 0500JST to 0800JST 13 July 2004

Fig. 6 より, 風向シアーつまり梅雨前線帯に沿って降水帯が見られ, 特に日本域においては, 能登半島東部から中越地方にかけて 3 時間で 100mm を超える激しい降雨帯がシミュレート

されている。この降水帯の発現域は, AMeDAS 観測値や Fig. 3 に示すレーダーアメダス解析雨量図などと比較すると, やや南側に位置しているものの, 領域全体の傾向として見ると, 豪雨をもたらした降水システムがモデルで精度よく再現されていることがわかる。

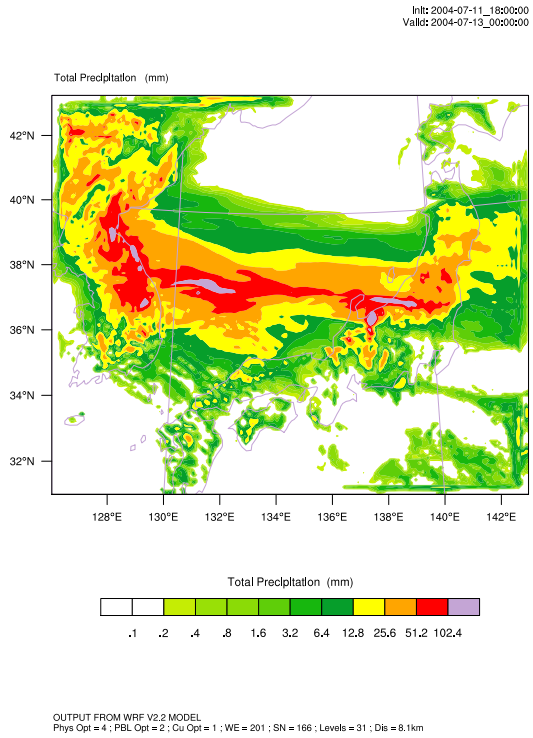
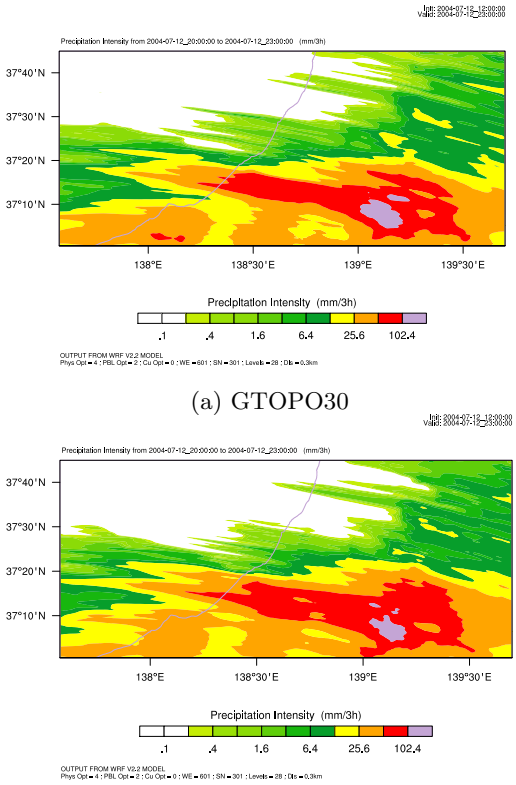


Fig. 6 The same as Fig. 5, except for mean rainfall (mm)

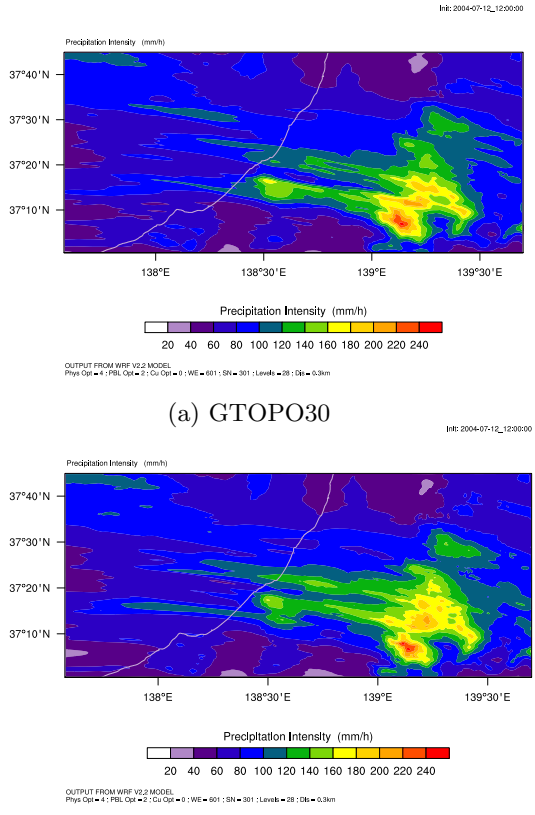
次に, モデルに用いた地形データセットの違いが降水域および降水量がどの影響し, またどの程度観測値と対応しているのかを調べた。Fig. 7 に Domain4 における GTOPO30, GSI50 両ケースの 3 時間積算降雨量 (2004 年 7 月 13 日 5 時～8 時) 分布を, Fig. 8 に Domain4 における GTOPO30, GSI50 両ケースの 24 時間積算降雨量 (2004 年 7 月 12 日 15 時～13 日 15 時) 分布を示す。Fig. 9 に 4 観測点（三条, 栃尾, 笠堀ダム, 大谷ダム）の AMeDAS および雨量計の観測値とシミュレーション結果を比較したグラフを示す。この 4 地点との比較を行った目的は, 三条, 栃尾は比較的平野部の地点に位置しており, 笠堀ダム, 大谷ダムは, 越後山脈の麓に位置しているためである。実地形がより精度よく再現されているデータをモデルに利用した時, 前線性の降雨に加え, 地形性の降雨が生じ, それによって山岳部における降雨のピーク値にどのような違いが生じるかを調べるためである。



(a) GTOPO30

(b) GSI50

Fig. 7 Simulation results of 3-hourly accumulated rainfall (mm) in Domain4



(a) GTOPO30

(b) GSI50

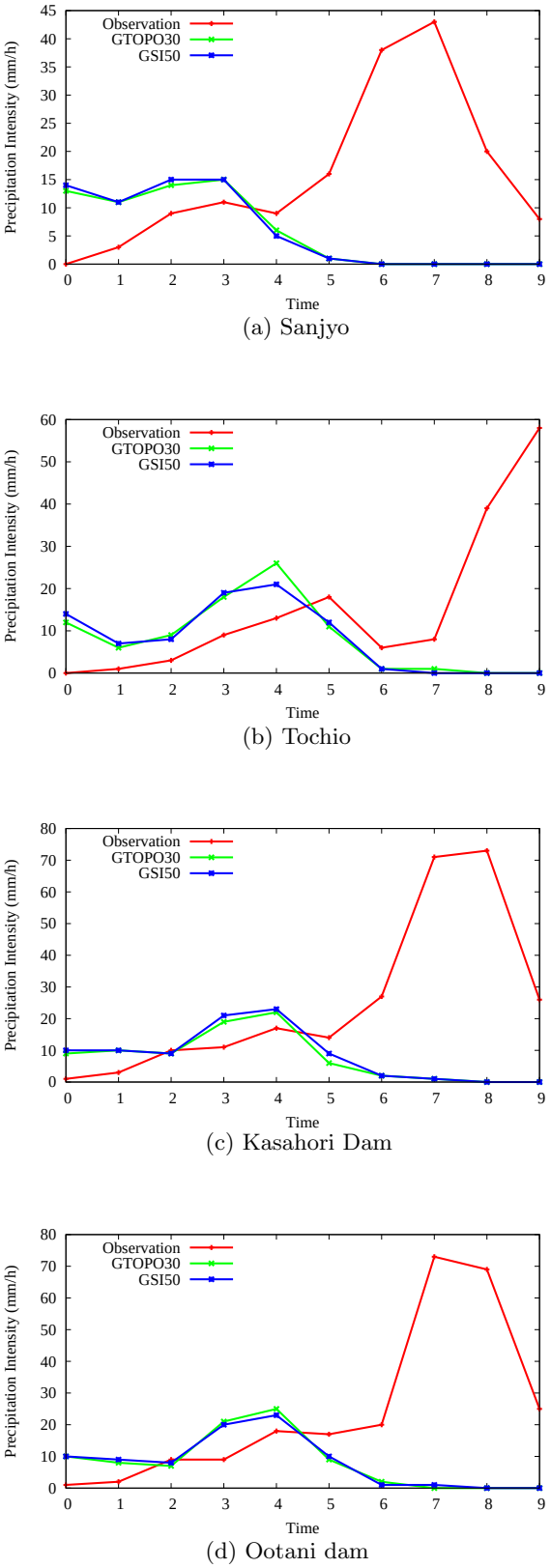
Fig. 8 Simulation results of daily-accumulated rainfall (mm) in Domain4

Fig. 7を見ると梅雨前線に伴って発達した降水バンドが両図で再現されていることがわかる。GTOPO30を使った結果では全体的に滑らかな分布を示しているのに比べ, GSI50を使った結果では, 全体的にでこぼこした細かなスケールで降雨分布が再現されていることがわかる。また, GTOPO30に比べGSI50では, 北緯37度20分以南, 東経139度15分以東において積算降雨量50mm以上の領域が大きいことがわかる。この領域は標高1000mを越える位置にあることから, より実地形を近く再現しているGSI50のほうが, 地形性上昇による対流活動の強化とそれに伴う地形性降雨が再現されていると考えられる。しかしながら, 降水系全体として雨域の位置や降雨強度には大きな差は出なかった。

Fig. 8に示す24時間積算雨量においても, 3時間積算雨量図と同様, GSI50を使った計算結果の方が細かく降雨分布がシミュレートされており,GTOPO30に比べGSI50では, より東側の領域まで多くの雨がもたらされていることがわかる。

Fig. 9に示す各地点ごとの雨量を見てみると, 今回の計算結果では, GTOPO30とGSI50のいずれを使った場合でも, 降水の始まり, 終了, 量的評価などについて, いずれの地点でも観測値との良い対応は見られなかった。これは, モデル計算で求められた降水バンドの位置が観測値と比較して, 約100kmほど南側に再現されてしまったためである考えられる。このことは, 初期値・境界値に用いるデータの精度や初期値・境界値の作成方法が計算結果に大きな影響を与えることを示唆している。

新潟県が設置した笠堀ダムの雨量計で計測された2004年7月13日0時～9時までの9時間積算雨量値は248mmであった。この値とシミュレーション結果で得られた雨量のピーク値を比較してみる。計算結果で9時間積算雨量が最も大きかった地点（笠堀ダムから緯度方向へ0.3度下げた地点）で見ると, GTOPO30で239.78mm, GSI50で243.62mmとなっており, 積算雨量値の再現精度は高いと言える。このことから豪雨の場所については, その発現域の良好な一致を見ることはできなかったが, 積算雨量のピーク値は良好な結果が得られたと考えられる。



(a) Sanjyo

(b) Tochio

(c) Kasahori Dam

(d) Ootani dam

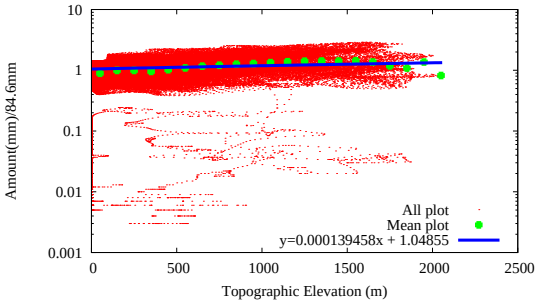
Fig. 9 Rainfall amount (mm) during 0000JST to 0900JST 13 July 2004 on the basis of simulation and observation

4.2 標高依存直線による解析

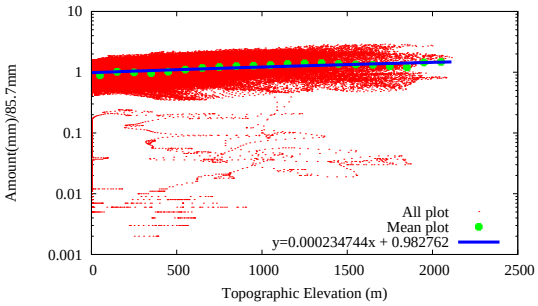
降雨分布の標高依存曲線を見ることにより, 地形データの解像度が降雨に及ぼす影響について調べる。Fig. 10 に対象領域内の 24 時間積算降雨量 (2004 年 7 月 12 日 15 時～13 日 15 時) の分布を求め, 地形の標高と積分降雨量の関係をプロットしたものを示す。ただし, 縦軸は対数軸とし, 地点降雨量を領域内平均降雨量で正規化している。ここで, 地形標高を 100m 間隔で層別化し, 各標高区分内における積分降雨量の空間平均値をプロットする（緑プロット）と明確な直線関係（図の青線）が成立する。この直線関係を鈴木ら (2003) は「降雨分布の標高依存直線 (Dependence Line on Topographic Elevation; DLTE)」と呼んでいる。

本研究において, 降雨分布の標高依存性を定量的に評価するため, 指標として標高依存直線を導入した。Fig. 10 において, GSI50 を用いた結果では, 標高依存直線の相関係数ががGTOPO30 を用いた結果に比べて大きく, すなわち降雨分布の標高依存性が相対的に高くなっている。このことは, より高分解能の標高データを用いた方が, 降雨に与える地形の影響が大きいこと示している。しかし, 本事例だけではデータ数が少なく, 推測の域を脱していないことから, 今後いくつかの事例を取り上げ, 降雨分布の標高依存性を詳しく検証する予定である。また, GTOPO30 による標高依存直線では, 標高が 1800m を超えたあたりから, 空間平均値のプロットの傾きが負に転じていることが見て取れる。これは, GTOPO30 を使った計算では, 標高値が平滑化の影響を受け, その結果 1800m 以上の格子点が少なくなるため, 降雨変動が収束していない可能性が考えられる。

次に, 標高層別地点数を表したグラフを Fig. 11 に示す。図より, GSI50 に比べ, GTOPO30 では, 特に 1800m 以上の標高において地点数が大きく減少していることがわかる。これは標高値を計算モデルの格子点に当てはめる際, 補間を行って平滑化されたことが原因であると考えられる。領域内の標高が大幅に小さくなった領域では, 山岳による地形性降雨に対する地形効果が小さくなっていると考えることができる。このことは, 地形性降雨を数値的に精度よく再現するためには, 実地形に近い地形データを用いて計算を行ったほうが良好な結果が得られる可能性が高いことを示唆している。

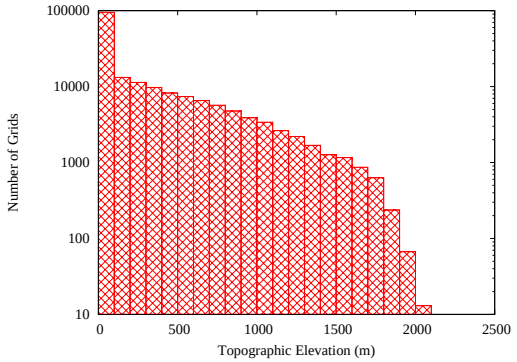


(a) GTOPO30

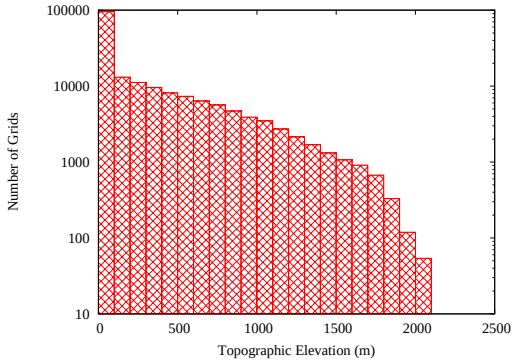


(b) GSI50

Fig. 10 The relation between accumulated rainfall and topographic elevation on the basis of rainfall in Domain4



(a) GTOPO30

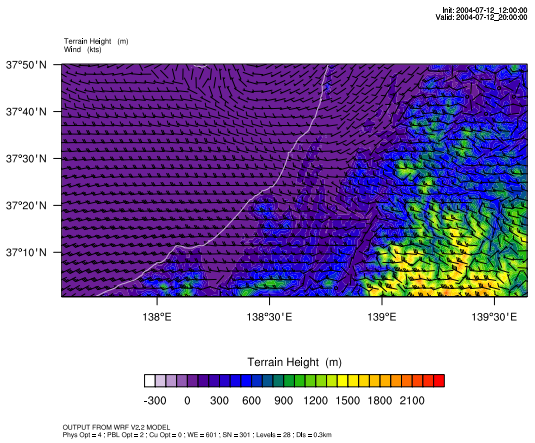


(b) GSI50

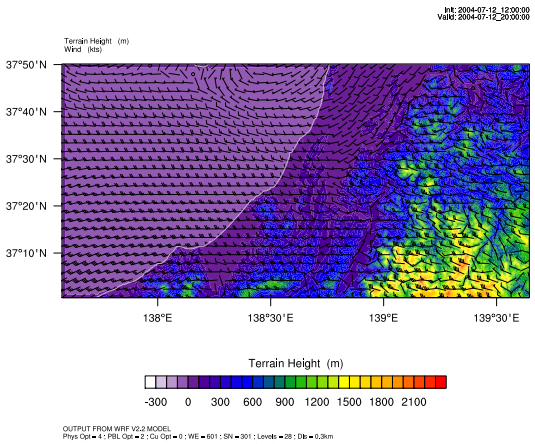
Fig. 11 Number of grids in each class of elevation, excluding sea grids in Domain4

4.3 風向・風速が降雨に与える影響

一般に、風の吹く方向に山岳があれば, それによって風の流れが妨げられると同時に, 地形性の上昇流が生じる. この上昇流が対流活動を活発化させる。つまり, 風の水平風速の強さが上昇流の強さに影響を与え, 降水現象へと結びつくことが考えられる。本節では, 風向・風速が降雨・標高依存直線に与える影響を調べる。Fig. 12 に 2004 年 7 月 13 日 5 時～8 時のモデル最下層における平均水平風速の分布を示す。風速の長い矢羽は 10 ノット, 短い矢羽は 5 ノット, 太い矢羽は 50 ノットで示されている。図より, 両者とも谷筋に沿って風が吹いており, また標高が高い場所では比較的水平風速が強くなっているが, 水平風速と降雨の発現域との明瞭な対応を示すことはできなかった。場所により差異があるものの, 全体的に類似しており, 地形データセットの違いによる水平風速場に大きな変化は見られなかった。



(a) GTOPO30



(b) GSI50

Fig. 12 Mean surface wind speed (m/s) in Domain4 averaged during 0500JST to 0800JST 13 July 2004

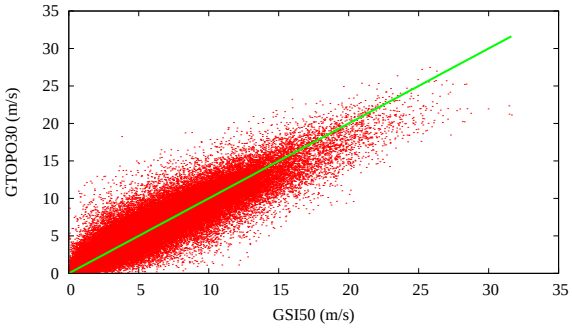
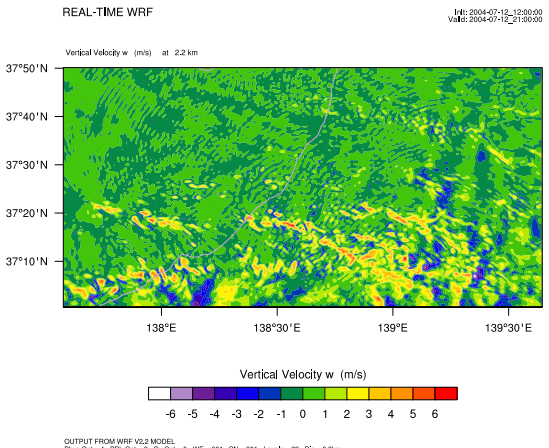


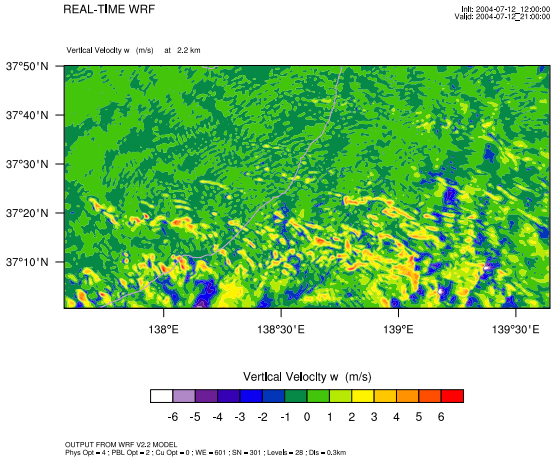
Fig. 13 Comparison of the surface wind speed between GTOPO30 and GSI50

水平風速の差異をより定量的に見ていくため, 計算格子点毎の GTOPO30 を使った結果と GSI50 を使った結果の風速値を抽出し, プロットした図を Fig. 13 に示す。図より, 低い風速側ではどちらの地形データを使った場合でも風速値に差はほとんどないように見えるが, 15m/s を超える部分では GSI50 で計算された風速のほうが GTOPO30 で計算された風速より大きくなっていることがわかる。このことは標高が高い地域において, GTOPO30 と比べて GSI50 のほうが水平風速が大きいことを示しており, 標高依存直線の傾きと水平風速の強さに強い相関があるとした中北ら (2001) の研究結果と一致している。水平風速が強くなれば山岳の影響による地形性上昇気流・地形性降雨が強化されることから, 実地形を忠実に再現した地形モデルを用いた数値シミュレーションが豪雨・強風の予測可能性に対して有効であることが確認できた。

Fig. 14 に 2004 年 7 月 13 日 5 時～8 時の 3 時間平均鉛直風速分布を示す。ただし, 地形と等圧面が交わらないよう鉛直風速は高度 2200m 上の風速分布である。同図より, 梅雨前線帯に沿って, 線状の上昇流域が見られることから, 気流の収束域が再現されていることわかる. また, 地形標高分布との対応を見ると, 斜面の風上側で上昇流が卓越し, 風下側で下降流が卓越していることが見て取れるが, 用いた地形データセットの違いによる上昇気流場に大きな差異は見られなかった。一方, Fig. 7, Fig. 8 に示す多雨域のピーク領域は Fig. 14 に示す強制上昇域の経度にして約 5 分ほど東, つまり斜面の風下側に位置しており, 山頂付近で発生した積雲が西風によって風下側に移流したことが示唆される。



(a) GTOPO30



(b) GSI50

Fig. 14 The same as Fig. 13, except for vertical wind speed.

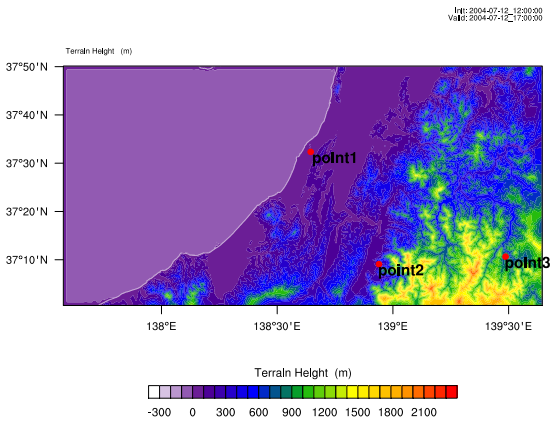
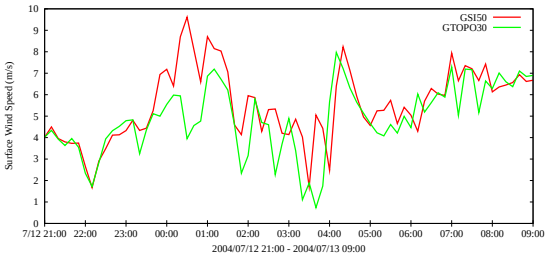
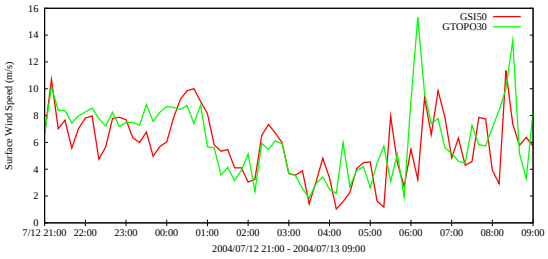


Fig. 15 Selected locations for time series analysis.

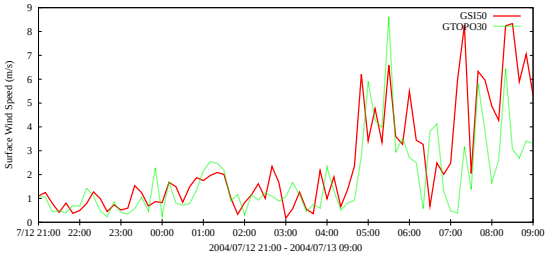
Fig. 16 に Fig. 15 に示した 3 地点における水平風速の時系列を示す。図の point1 は, 海岸線に近い平野部に対応し, point2 が斜面の風上側, point3 が斜面の風下側に対応する。GTOPO30 と GSI50 の両者において, 水平風速の時間変化は同じような傾向を示していることがわかる。しかしながら, point2 では 06:10 前後に GTOPO30 において風速 15m を超える値を示しており, point3 では, 07:00 以降において, GSI50 の場合の風速がいずれの時刻においても, GTOPO30 より大きな値となっていることがわかる。どちらの場合がより現実の値を精度良く再現しているかを知ることは非常に困難であるが, GSI50 のほうがより細かい時間変動で風速の時系列を描いている点を考えると, より高解像度の地形データを使用した方が, 降雨現象を忠実に再現できる可能性が高いと言えるであろう。



(a) point1



(b) point2



(c) point3

Fig. 16 Surface wind speed in Domain4

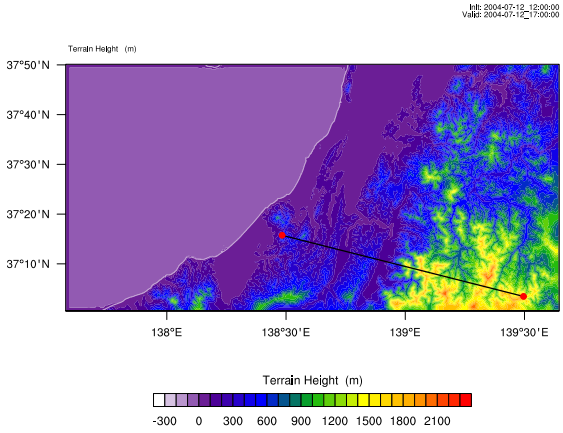
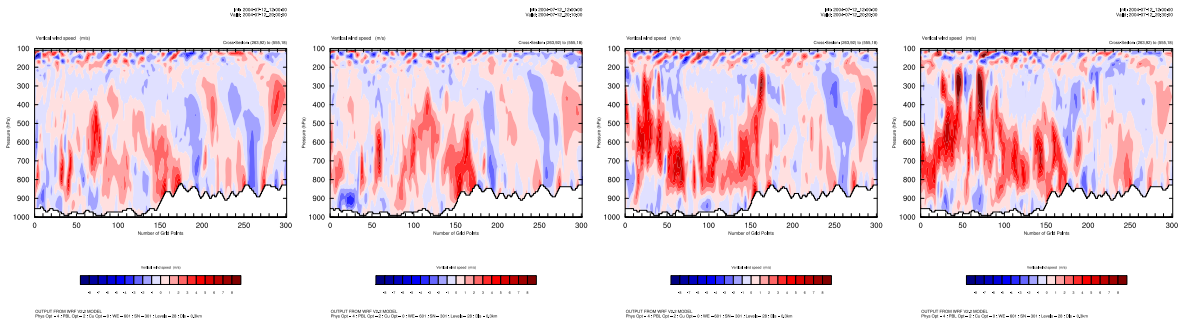
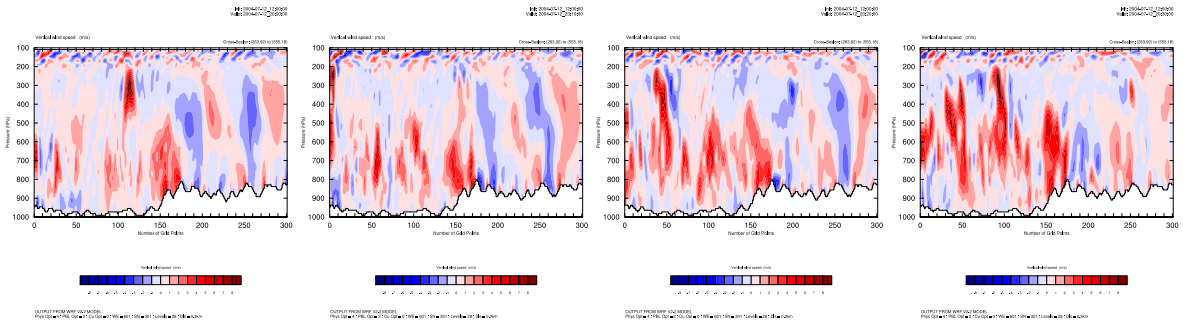


Fig. 17 A line used for vertical cross sections in Fig. 18



(a) GTOPO30



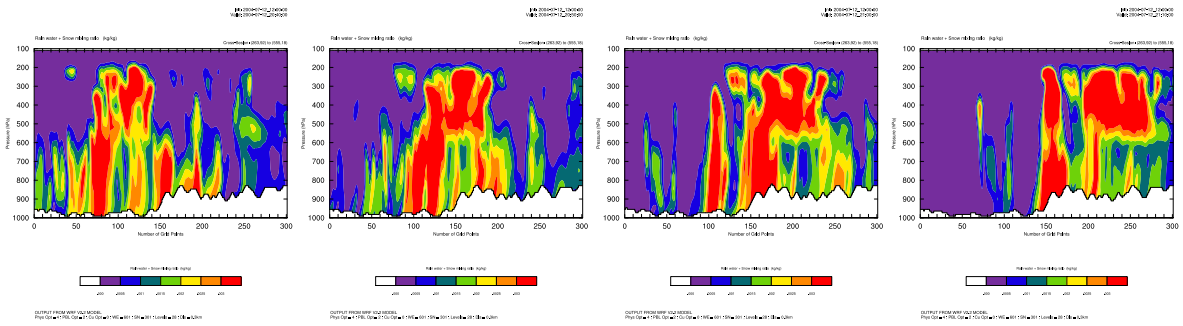
(b) GSI50

Fig. 18 Vertical cross sections of velocity along the line shown in Fig. 17

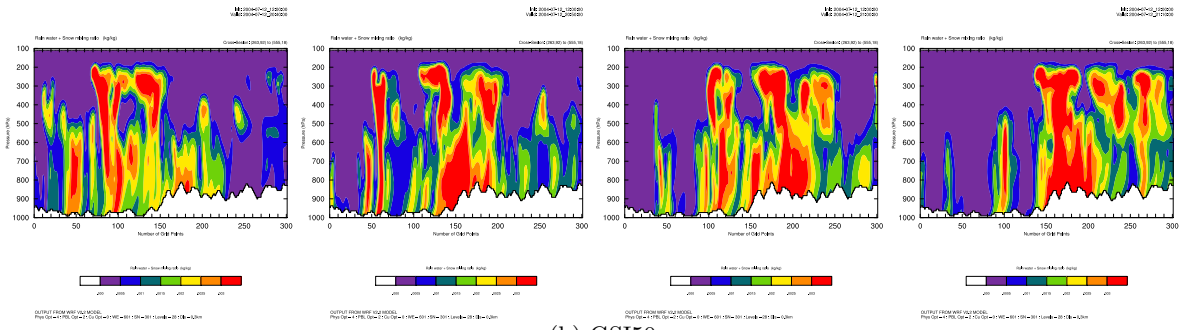
一般に斜面の風上側で上昇流が発生し, 対流活動が活発化し, 積雲が生じ, 雨を降らせる。しかしながら, 地形や大気の条件により, 積雲の発生位置やその規模, 対流セルの活動時間が大きく変動し, 複雑な構造や振る舞いを示す。地形および風向が上昇流や降雨に与える影響を調べるため Fig. 17 に示すラインに沿った 2004 年 7 月 13 日 8:00 から 8:30 における 10 分間隔の上昇流の鉛直分布を Fig. 18 に示す。図を見ると, GTOPO30 では GSI50 に比べ領域内の地形面の凹凸が減っており, より平滑化されてしまっていることがわかる。

Fig. 18 より, GTOPO30, GSI50 とも総じて, 斜面の風上側で上昇流が生じ, 風下側で下降流が生じていることがわかる。特に 08:20, 08:30 における山岳山頂付近で, より精度よく実地形が再現されている GSI50 における結果の方が上昇流の鉛直速度の値が 2〜3m/s 程度大きくなっており, 暖湿空気が山地の西斜面で地形性上昇をうけている様子が見て取れる。このことは前線性の収束に伴う上昇流場に加え, 地形性の要因で上昇流が強化され, 対流不安定が顕在化されやすい気象場が再現されている可能性が高いことを示唆している。しかしながら, 上昇流が到達している高度には明瞭な差を確認することはできなかった。また, GSI50 では上昇流がより強化されているにも関わらず, Fig. 7, Fig. 8 に示す山間部の多雨域において, 積算降雨量に差がほとんどなかった原因を明らかにすることはできなかった。しかしながら, 計算結果では, GSI50 のほうが, GTOPO30 に比べ, やや東側の領域においても強い降雨が観測されていることから, 地形性上昇によって強化された積雲が一般風に流され, 東へ移動している可能性が伺える。

Fig. 19 は, 2004 年 7 月 13 日 8:40 から 9:10 までの 10 分間隔の降雨域を雨と雪の混合比の和によって表したものである。同図より風上で発生した積雲が後方に流れていき, 風下側に降水がもたらされており, 山岳が上昇流ならびに積雲の発達・形成に大きな影響を与えていることがわかる。特に 8:50, 9:00 の GTOPO30 と GSI50 の両図を比較すると, GSI50 では積雲が一般風によって東側に流されたことにより, GTOPO30 と比べ, 斜面の風上・山頂側から風下側へと降雨域が遷移している様子が見て取れる。以上のことから, GSI50 を使った計算では, 再現性の高い山岳により地形性の上昇流が強化されて対流性の雲が発達し, それが風下に流されるできる降水帯が明瞭に見て取れる。このことから, 山岳が対流活動に強く影響を及ぼし, 降雨域の場所に影響を与えることがわかった。



(a) GTOPO30



(b) GSI50

Fig. 19 Vertical cross sections of precipitation mixing ratio (sum of rain water and snow) along the line shown in Fig. 17

4.4 まとめ

以上, 地形データに GTOPO30 と GSI50 を使い, 細密格子 300m での高解像度シミュレーションを行い, 地形が風速・風向・降雨に与える影響について解析を行った。その結果, 本事例において, 標高依存直線が成立することを明らかにし, また, 地形データセットの分解能の違いが, 上昇流・降雨の発現域・降水量に影響を与えることを明らかにすることができた。

5. 結論

本研究では, 2004 年 7 月 13 日の新潟・福島豪雨の事例を取り上げ, WRF モデルを使った高解像度気象シミュレーションシステムの構築を行った。また, 使用する地形データセットの違いが, 計算結果に出る影響を調べ, 以下の成果を得た。

1) WRF モデルを計算機に取り込み, 動作確認するとともに, 比較的高い精度で降雨分布が再現されることを確認した。

2) 国土地理院数値地図 50m の標高データを WRF に取り込むためのシステムを構築した。

3) 実地形に近いデータを WRF モデルに組み込むことにより, 地形性降雨がより強化されることを示した。

本研究において, 地形データセットの高解像度化が降雨分布などの結果に影響を与えることが確認でき, また WRF モデルが高解像度シミュレーションに耐えうる再現精度を持つことが確認された。今後は, データ同化などの手法を導入することによる豪雨の発現域への影響を調べるとともに, 事例数を増やして, 地形データセットの解像度が降雨分布に与える影響をより定量的に評価するためのシステム構築を行っていきたいと考えている。

参考文献

鈴木善春・宮田昇平・中北英一・池淵周一 (2003):
メソ気象モデルによる数値シミュレーションに基づいた降雨-地形関係の解析, 水工学論文集, 第 47 巻

中北英一・鈴木善春・池淵周一 (2001):
標高依存直線に基づいた降雨分布の地形依存特性の解明, 水工学論文集, 第 44 巻

沖大幹・虫明功臣・小池俊雄 (1990):
地形と風向による豪雨時の降雨分布の推定, 土木学会論文集, No.417/ -13, pp.199-207

鈴木善晴・宮田昇平・中北英一・池淵周一 (2002):
メソ気象モデルを用いた降雨場の時間積分過程の解析, 防災研究所年報

A High-Resolution Weather Simulation System Based on the WRF Model: A Case Study for a Heavy Rainfall

Kenichi TATSUMI, Tetsuya TAKEMI and Hirohiko ISHIKAWA

Synopsis

We equipped pre-processor for use a meteorological field and sea surfae temperature and high-resolution terrain data. For the purpose of solving the influence of terrain for rainfall and wind speed distribution, We calculated by using the WRF model incorporating 50-m mesh elevation data. As a result, We found that WRF model has high precision about simulating the rainfall distribution and other meteorological field. It was also found that there are strong correlation between terrain data resolution and rainfall distribution, rainfall intensity.

Keywords: WRF model, DEM, terrain, heavy rain

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

大気境界層における乱流構造

—気象研究所気象観測鉄塔（つくば）による観測—

堀口光章・林　泰一・足立アホロ*・小野木　茂*

＊ 気象庁気象研究所

要　旨

安定度が中立に近い大気境界層における乱流構造について，これまで潮岬と信楽で観測を行ってきたが，長期間にわたるデータの解析を行うためにつくば市にある気象研究所気象観測鉄塔（高さ213m）での観測データを使用した。ここでは，6高度に三次元超音波風速温度計が設置されている。中立に近い観測例で100秒程度の時間スケールを持った強風域の乱流構造が見られ，それは鉛直方向にかなりの拡がりを示している。また，最下層（高度10m）を除いて，イジェクション（低速流の上昇運動）による運動量フラックスへの寄与の方がスウィープ（高速流の下降運動）より大きい。

キーワード: 大気境界層，乱流構造，気象観測鉄塔，イジェクション，スウィープ

1.　はじめに

接地層の安定度が中立に近い場合を対象として，大気境界層における乱流構造について調べてきている（堀口ら，2007）。大気境界層では，流れが速く，その空間スケールも大きくて非常に大きなレイノルズ数となっている。ここでの乱流の状態，特に組織構造（ある大きさの領域で現れる秩序だった動きなどを示す構造）と呼ばれるような乱流の構造の様相を調べることは，熱や運動量の輸送などを考える上で重要である。

組織構造は，室内実験などにより，境界層流れや管内流の乱流中に存在することが示された構造であり，乱れの生成と乱流輸送に大きな寄与をなしていることが調べられてきている（Kline et al., 1967; Corino and Brodkey, 1969 など）。

これまで潮岬と信楽で観測を行ってきたが，これらの場所は周囲があまり平坦ではなく，使用したドップラーソーダによっては詳細な風速変動をとらえることが困難であり，また観測期間も短かった。そこで，周囲が比較的平坦で典型的な大気境界層を対象とした観測が可能であり，詳細で，かつ長期間にわたる測定がなされてきた気象研究所気象観測鉄塔（高さ 213m）（茨城県つくば市）での観測データを解析する。

2.　潮岬と信楽での観測の概要

京都大学防災研究所附属流域災害研究センター潮岬風力実験所（和歌山県東牟婁郡串本町）において 1998 年 11，12 月に行った観測と，京都大学生存圏研究所信楽 MU 観測所（滋賀県甲賀市）において 2001 年 12 月から 2002 年 3 月にかけて行った観測により，比較的大きな時間スケールを持った下降する強風域による乱流構造が示された。これは，これまで乱流境界層に対する実験により調べられてきた組織構造に対応するものと考えられた。

また，平均流方向と鉛直方向の風速成分による乱流変動の四象限分類について，スウィープ（高速流の下降運動）による運動量フラックスへの寄与の方がイジェクション（低速流の上昇運動）よりやや大きい例が示された。これについて，スウィープによる運動量フラックスへの寄与が大きいことと強風域の構造とは関連が深いことが示唆された。

3. 気象観測鉄塔での観測とデータの概要

気象研究所気象観測鉄塔は高さ 213m で，1975 年に建設された気象観測用の鉄塔である。北方約 20km に標高 876m の筑波山が位置しているが，それより近傍の地形は比較的平坦であり，大気境界層観測に適している。周囲の建物としては，気象研究所本館（高さ約 41m）が鉄塔の北東約 250m にあるので，その風向の場合には観測される風に影響があるものと思われる。

鉄塔の構造は一辺が 4m の正三角形で，支線式であり，塔の端から 6m 突き出た水平支柱の先端に測定器が設置できるようになっている（花房ら，1979）。

観測については，鉄塔の 6 高度（10，25，50，100，150，200m）に設置された三次元超音波風速温度計によりサンプリング周波数 10Hz で乱流測定がなされている。なお，鉄塔による影響を避けるため，三方向に伸ばされた各水平支柱の先端にそれぞれ同じ測器を設置，高度 213m の鉄塔頂部に設置された二次元超音波風速計により測定される風向により切替えてデータが収録されている。さらに，平均的気象要素の測定のために，各高度にプロペラ型風向風速計，白金抵抗温度計，容量型湿度計が設置され，測定値が記録されている。

建設以降，観測が継続されてきたが，今回は 1999 年から 2002 年にかけて収録されたデータを調べている。

4. 観測例の解析

4.1 強風域による乱流構造

観測の解析において，乱流統計量の扱いの時の平均化時間を30分としてデータはこの時間ごとに処理する。そして，高度25mでの超音波風速温度計による乱流測定と白金抵抗温度計による平均気温測定からMonin-Obukhov安定パラメータ（z/L, zは測定高度，LはObukhovの長さ）を求め，観測時の安定度の指標として使用する。また，平均流方向を25m高度の風について求め，その他の高度における平均流方向風速成分（u）もこの25m高度における平均流方向についての速度成分をとることとする。

安定度が中立に近い場合の観測例（2000年2月28日 13 時 30 分 ～ 14 時 30 分）を示す。この時のMonin-Obukhov安定パラメータの値は，13時30分～14時において-0.06，14時～14時30分においては-0.07であり，昼間であることもありやや不安定側の値ではあるが，中立に近い条件であった。また，高度25mにおける平均風速と風向は，13時30分～14時において風速6.2m/s，風向187度，14時～14時30分においては風速4.9m/s，風向193度で，ともに研究所本館の影響がないと思われる南寄りの風であった。

まず，13時30分～14時の時間帯において，超音波風速計による各高度での平均流方向風速成分（u）の時間変化を見ると（Fig. 1），100秒程度の比較的長い時間スケールの風速変動（図中，赤色の矢印で強風域の例を示す）が，鉛直方向に同じような時刻に現れている様子が見える。これより短い時間スケールの変動は，鉛直方向での同時性が低くなる。

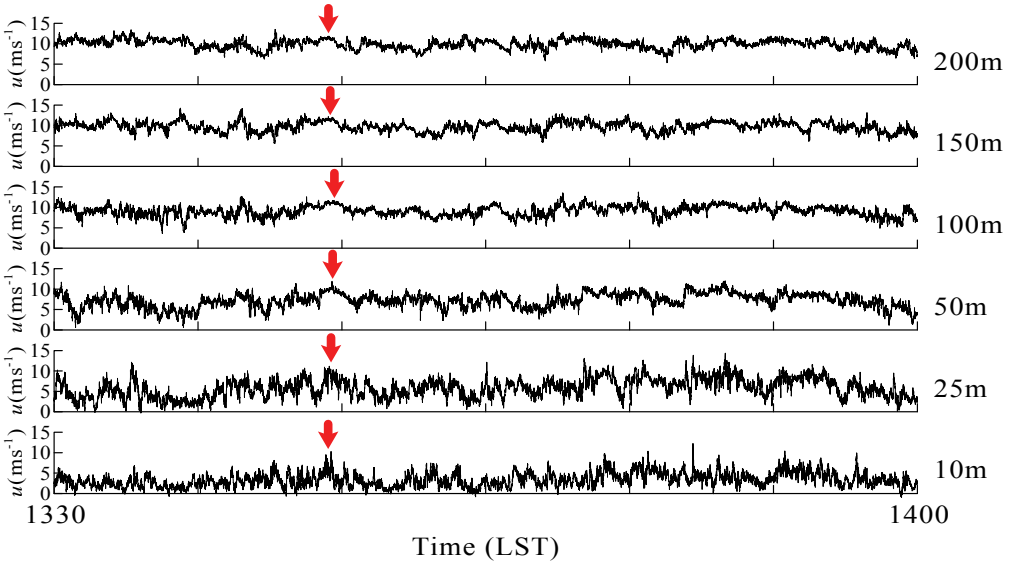


Fig. 1 Time series of streamwise velocity component (u) observed by sonic anemometers at each levels from 1330 to 1400 LST on Feb. 28, 2000 at the meteorological tower of MRI in Tsukuba. Red arrows denote typical regions of high-speed velocity

Fig. 2は，同じ日（2000年2月28日）の引き続く30分間（14時～14時30分）における超音波風速計平均流方向風速成分（u）の時間変化である。この時間帯でも，鉛直方向に拡がった比較的長い時間スケールの風速変動が見られる。

13時30分～14時の時間帯での平均流方向風速成分（u）に対して，スケールのごく小さな変動成分を除き，また図の作成を容易にするため80個ずつのブロック平均を施してから時間高度断面図を作成すると（Fig. 3），鉛直方向への強風域の拡がりの様子がよくわかるようになる。ただし，もともとの測定は200mまでに6高度のみであり，鉛直方向には飛び飛びのデータしかないところから内挿して時間高度断面図を作成しているので，注意が必要である。

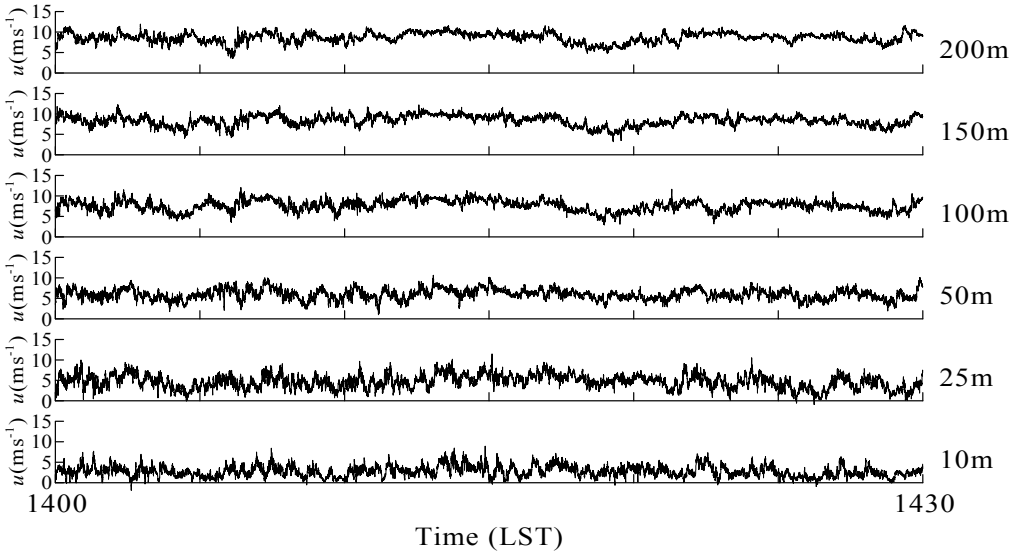


Fig. 2 Time series of streamwise velocity component (u) observed by sonic anemometers from 1400 to 1430 LST on Feb. 28, 2000

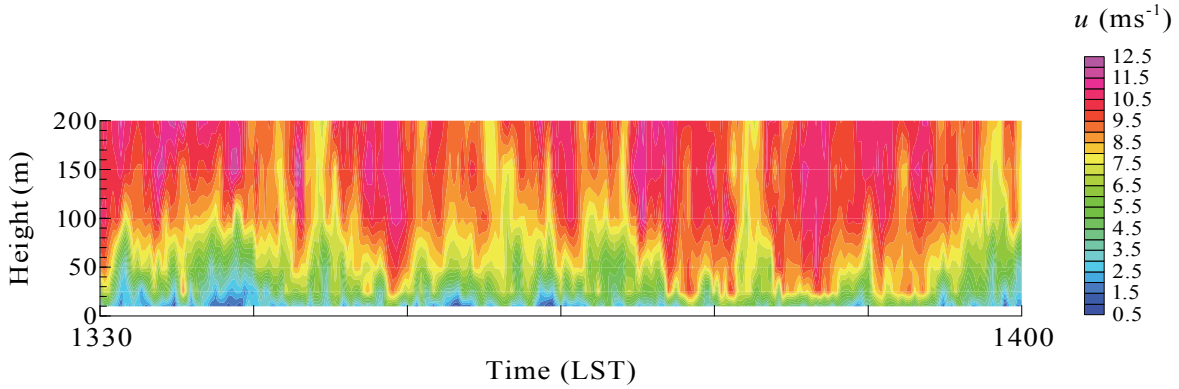


Fig. 3 Time-height cross section of streamwise velocity component from 1330 to 1400 LST on Feb. 28, 2000

風速変動領域の構造が良くわかるように，30分間の平均時間について，平均流方向風速成分(u)の変動成分u'をその標準偏差σ_uで規格化した値を求める。そして，Fig. 3の場合と同様に，スケールのごく小さな変動成分を除き，また図の作成を容易にするために80個ずつのブロック平均を施し，この値についての時間高度断面図（Fig. 4）を作成する。Fig. 5はこの日の引き続く30分間（14時～14時30分）のデータに対する図である。

このような処理を施すと，高度200mまで拡がった強風域の乱流構造が断続的に現れている様子がわかる。

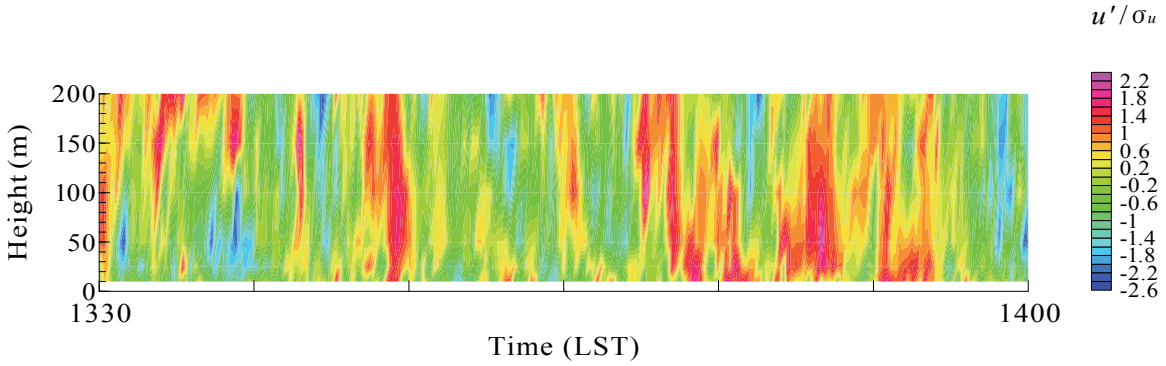


Fig. 4 Time-height cross section of fluctuations of the streamwise velocity component, normalized with respect to the standard deviation, from 1330 to 1400 LST on Feb. 28, 2000

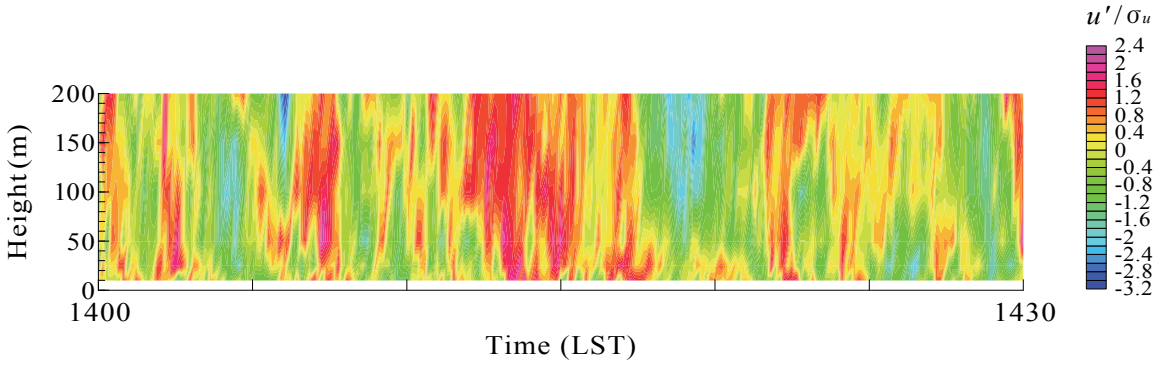


Fig. 5 Time-height cross section of fluctuations of the streamwise velocity component, normalized with respect to the standard deviation, from 1400 to 1430 LST on Feb. 28, 2000

特定のスケールを持った風速変動を抽出するために平均流方向風速成分（u）に対して連続ウェイブレット変換を行い，特に強風のイベントを抽出することとする。実際には，30 分間での平均値からの変動成分（u'）を標準偏差（σ_u）で規格化した値を作成し，さらにスケールのごく小さな変動成分を除くために 80 個ずつのブロック平均を施したデータに対してウェイブレット変換を行っている。また，ウェイブレットとしては，これまでの潮岬と信楽における観測結果の解析（堀口ら，2007）と同様に，次式(1)に示す“Mexican Hat”関数を使用する（変数 t に対する関数 g として示す）。

$$g(t)=(1-t^2)\exp(-t^2/2) \qquad (1)$$

このウェイブレットの時間スケールを比較的大きく取ることによって，それに対応する規模の風速構造を抽出することができる。今回は，ウェイブレットの時間スケールを160秒としている。

Fig. 6は，13時30分～14時30分におけるウェイブレット係数についての時間高度断面図である。ウェイブレット係数が正の値（暖色系の色で示す）である時は平均的な風速より強い領域（強風域），負の値（寒色系の色で示す）である時は平均的な風速より弱い領域（弱風域）を示している。なお，観測時間内の最初と最後の部分は，連続ウェイブレット解析におけるデータ処理の関係で係数が得られていない。

この解析により，比較的大きな時間スケールを持ち鉛直方向へ拡がった強風域の構造が断続的に出現している様子が示される。この構造は，これまで潮岬と信楽において高度 350m 程度までのドップラーソーダ観測で示されたもの（堀口ら，2007）と同様な構造であり，また，他のこれまでの観測による研究（Gao et al., 1989）と同様な構造であると考えられる。

特に顕著な強風域としてウェイブレット係数が大きな値，例えばウェイブレット係数が0.6以上となる時間帯が出現する回数を高度25mのデータについて数えると解析期間（2952秒）中に5回出現しているので，出現時間間隔は平均として590秒（約10分）となる。これをこの高度の平均流方向風速成分（u）の解析期間での平均値5.6m/sを用いて空間間隔に変換すると約3300mとなる。

なお，周囲の地表面状況の参考として，高度10mでの平均風速と運動量フラックスの測定から風速高度分布が対数則を満たすことを仮定して粗度長（z_0）を見積もると，13時30分～14時の時間帯のデータからは1.9m，14時～14時30分の時間帯については1.7mという値が得られる。

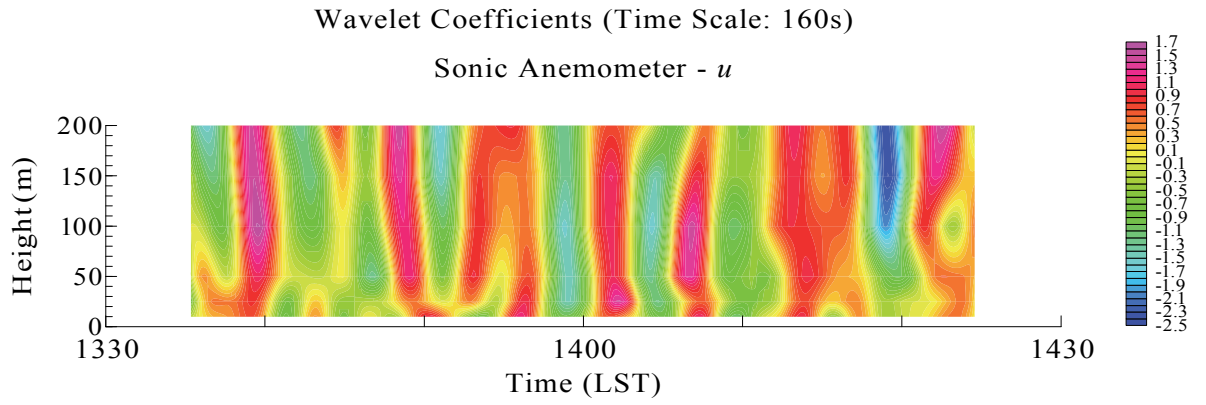


Fig. 6 Time-height cross section of wavelet coefficients for the streamwise velocity component, normalized with respect to the standard deviation, from 1330 to 1400 LST on Feb. 28, 2000

4.2　イジェクション，スウィープの乱流運動による運動量フラックスへの寄与

平均流方向（u）と鉛直方向（w）の風速成分について，その変動特性を乱流変動の四象限分類により検討する。四象限分類は，乱流変動をそれぞれの平均値からの変動成分の正負により，第 1 象限（$u'\geqq 0$, $w'\geqq 0$），第 2 象限（$u'<0$, $w'\geqq 0$），第 3 象限（$u'<0$, $w'<0$），第 4 象限（$u'\geqq 0$, $w'<0$）に分類するものである。これらのうち，低速流の上昇運動である第 2 象限に位置する乱流運動をイジェクション，高速流の下降運動である第 4 象限に位置するものをスウィープと呼んでいる。

平均的に見て地表近くに比べて上空の方が風速は強く，運動量の輸送は下向きであるが，各象限で $u'w'$ の値を考えると，その値が負である場合，上空から下方に向かっての運動量フラックスに寄与することになる。それに対応する乱流運動がイジェクションとスウィープであり，ここでは，これらによる運動量フラックスへの寄与を比較する。

ここでは，前節と同じ 2000 年 2 月 28 日の例について，13 時 30 分から 14 時 30 分までの 1 時間のデータをまとめて取り扱う。まず，乱流変動の状態が各象限に分類される時間の割合について見てみると，Fig. 7 に示すように第 1 象限と第 3 象限である時に比べ，第 2 象限（イジェクション）と第 4 象限（スウィープ）である時の方がかなり多く，全体の時間の 57～65%程度を占めている。また，イジェクションとスウィープを比較すると，スウィープの乱流運動である場合の方が高度 25m 以上ではイジェクションに対して 1.1～1.3 倍程度多い。そして，最下層（10m）についてのみ，イジェクションの方がスウィープに対して 1.2 倍多くなっている。

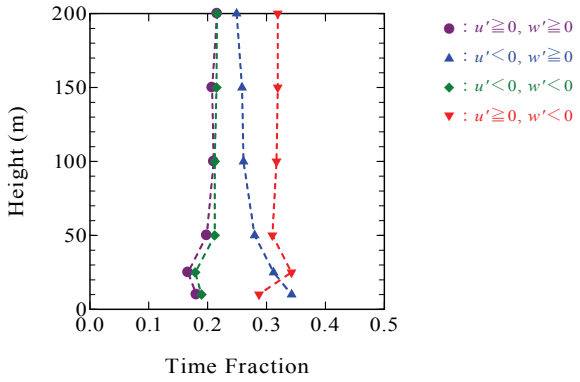


Fig. 7 Profiles of time fraction of each quadrant for the velocity fluctuation based on sonic anemometer data from 1330 to 1430 LST on Feb. 28, 2000

2000 年 2 月 28 日 13 時 30 分～14 時 30 分の例について，各象限に分類された時の $u'w'$ 値を積算し，高度 25m での全象限積算 $u'w'$ 値で規格化して示したのが Fig. 8 である。各象限での乱流変動によるレイノルズ応力（運動量フラックス）への寄与を示している。イジェクションとスウィープの乱流運動を比較すると，高度 25m 以上ではイジェクションによるレイノルズ応力への寄与の方が 1.1 から 1.4 倍程度大きくなっている。また，最下層（高度 10m）では，逆にスウィープの寄与の方が 1.3 倍大きくなっている。高度 25m 以上において，時間の割合としてはイジェクションの方が少なかったので，短い時間のうちに効率的に運動量を輸送していることになる。

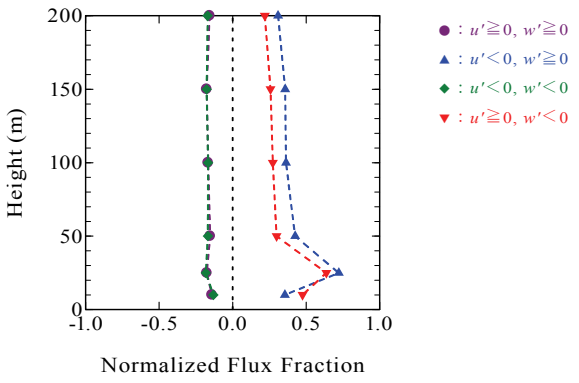


Fig. 8 Profiles of flux fraction of each quadrant for the velocity fluctuation based on sonic anemometer data from 1330 to 1430 LST on Feb. 28, 2000. Values are normalized with respect to total $u'w'$ at the 25m level

レイノルズ応力への寄与についてのこの結果は，イジェクションによる寄与の方が卓越するというこれまでの数値実験（Lin et al., 1996, Drobinski et al., 2007）と同様な結果である。これまで報告してきた潮岬と信楽でのドップラーソーダによる観測では，イジェクションとスウィープによる運動量フラックスについて，スウィープによる寄与がイジェクションによる寄与よりやや大きい，あるいはそれと同程度である例が示されている。

ドップラーソーダは 20 秒あるいは 30 秒ごとのサンプリングであり，必然的に大きな乱流構造による寄与のみを見ていることになる。観測でスケールの大きな乱流構造として下降する強風域が抽出されており，これが全体としてスウィープの乱流運動として働き，ドップラーソーダによる観測結果の解析では大きな寄与を示していることが考えられる。一方，超音波風速計による観測では小さなスケールの乱流変動による効果も全て含まれている。しかし，潮岬

や信楽での観測結果とこの気象観測鉄塔による結果の違いが，この理由のみによるのか，場所による違いなどもあるのかについては今後検討していく必要がある。

5. おわりに

今回は気象観測鉄塔による観測データより，中立に近い条件での観測ケースについてのデータ処理結果を報告したが，今後，多数のケースを解析し，また他の場所における観測結果とも比較検討して，乱流構造の性状について総合的な考察を進めていく予定である。

参考文献

花房龍男・藤谷徳之助・伴野　登・魚津　博（1979）：筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設，気象研究所技術報告，第 3 号，50 pp.

堀口光章・林　泰一・植田洋匡（2007）：中立に近い安定度の大気境界層における乱流構造の観測－解析のまとめ－，京都大学防災研究所年報，第 50 号 B，pp. 455-464.

Corino, E.R. and Brodkey, R.S. (1969): A visual investigation of the wall region in turbulent flow, Jour. Fluid Mech., Vol. 37, pp. 1-30.

Drobinski, P., Carlotti, P., Redelsperger, J.-L., Banta, R.M., Masson, V. and Newsom, R.K. (2007): Numerical and experimental investigation of the neutral atmospheric surface layer, Jour. Atmos. Sci., Vol.64, pp. 137-156.

Gao, W., Shaw, R.H. and Paw U, K.T. (1989): Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy, Boundary-Layer Meteorol., Vol. 47, pp. 349-377.

Kline, S.J., Reynolds, W.C., Schraub, F.A. and Runstadler, P.W. (1967): The structure of turbulent boundary layers, Jour. Fluid Mech., Vol. 30, pp. 741-773.

Lin, C.-L., McWilliams, J.C., Moeng, C.-H. and Sullivan, P.P. (1996): Coherent structures and dynamics in a neutrally stratified planetary boundary layer flow, Phys. Fluids, Vol. 8, pp. 2626-2639.

Turbulence Structure in the Atmospheric Boundary Layer –Observations by the Meteorological Tower of MRI in Tsukuba–

Mitsuaki HORIGUCHI, Taiichi HAYASHI, Ahoro ADACHI* and Shigeru ONOGI*

* Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

Synopsis

Turbulence structures in the near-neutral atmospheric boundary layer have been investigated at Shionomisaki and Shigaraki. In order to analyze a large amount of data, we use the meteorological tower (213m tall) of Meteorological Research Institute (MRI) in Tsukuba. Three-dimensional sonic anemometer-thermometers were mounted at six levels of the tower. A near-neutral observation case shows high-speed turbulence structures with roughly estimated time scale of 100 s. These structures are rather extensive in the vertical direction. The contribution of ejection motion (low-speed upward motion) to momentum flux is larger than that of sweep motion (high-speed downward motion) except for the lowest level (10m).

Keywords: atmospheric boundary layer, turbulence structure, meteorological tower, ejection, sweep

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

A Downscale Experiment on Numerical Weather Prediction in Indochina Region with a Mesoscale Model

Palikone THALONGSENGCHANH*, **, Shigenori OTSUKA* and Shigeo YODEN*

* Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University
** Department of Meteorology and Hydrology, Lao PDR

Synopsis

We perform a downscaling hindcast experiment in Indochina region with a fine-mesh mesoscale regional model under the assumption of the "perfect forecast" produced by a global numerical weather prediction model. The experiment is done for June-to-September of the years 2003-to-2006 in the rainy season. Validations of the downscaling hindcast are made with temperature data obtained at 17 surface stations in Laos. We propose a new method to diagnose the improvement of correlation or bias by the downscaling using a scatter diagram. The correlation between the model results and observations is higher in July and September than that in June or August. We find a rather common bias for all the stations of about 1 K in the model in addition to the bias due to the elevation error of each station.

Keywords: numerical weather prediction, Indochina region, mesoscale model, downscaling

1. Introduction

The climate of Lao PDR in Indochina (e.g., Thalongsengchanh and Sokhathammavong, 2002) is tropical with distinct dry and wet seasons corresponding to two major wind regimes similar to that observed in South East Asia, that is, the Northeast Monsoon and the Southwest Monsoon. As Lao is an inland country, it is protected from strong wind and typhoon-induced storm surge. However, active monsoon and tropical depressions during the Southwest Monsoon period bring heavy rainfall very often due to the dynamic cooling and orographic lifting effects on the western side of the mountain range along the Lao-Vietnam border.

Weather conditions during the wet season in Lao have large year to year variations with potential water-related disasters such as flooding and drought. Seasonal forecast schemes in Lao have evolved over periods through trial and error, and the current forecasts scheme relies on various predictors and their relative influence on the future state. El Nino/Southern Oscillation (ENSO) is one of the major drivers of climate variability in most parts of South East Asia. The prediction of El Nino several months to one year in advance will provide greater opportunity to improve the seasonal predictions. The flood frequency of the Mekong River has been widely discussed under Mekong River Commission Secretariat, and a variety of statistical models to forecast floods have been proposed by using hydrological data.

Operational forecasts from month to season time scales are available in several forecast centers based on global numerical model outputs. However, information with sufficient spatial resolution is needed in the estimation of hydrological afflux, particularly river run-off that may potentially produce severe floods under extreme weather conditions. Thalongsengchanh et al. (2006) was the

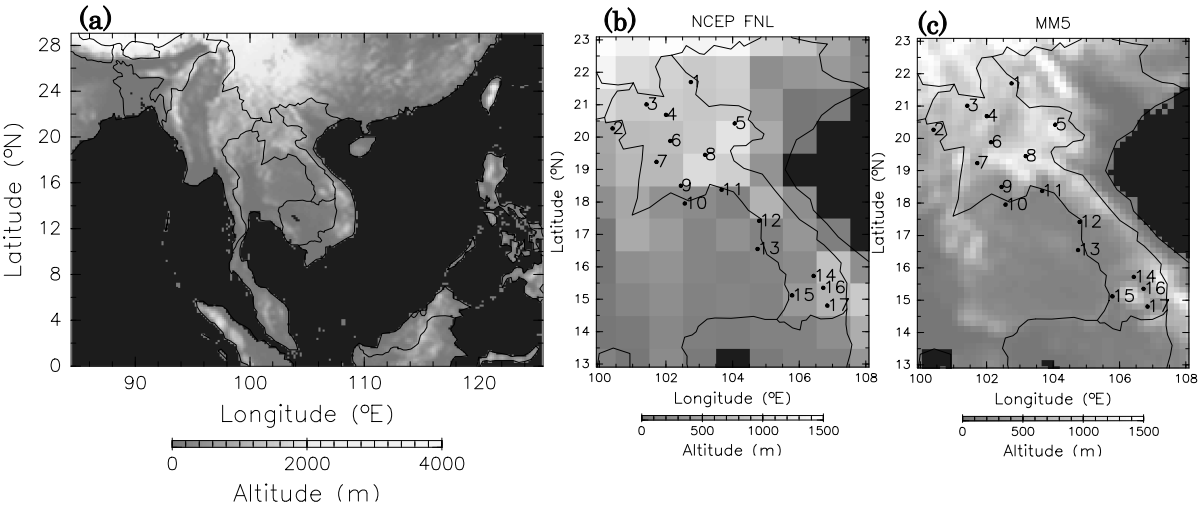


Fig 1. (a) Map of the model domain. Gray tone shows the terrain elevation. (b) Terrain in NCEP FNL with station numbers. (c) Terrain in MM5 with station numbers.

first attempt to apply a mesoscale model for downscale numerical weather predictions (NWP) in Lao PDR to obtain information with high resolutions. The main concern of that work was to validate the model performance through dynamical downscaling of the global model output for weather forecasting in Indochina region.

In this study, we perform downscaling hindcast experiments further for several months in the wet Southwest Monsoon period under the assumption of the "perfect forecast" produced by data assimilation in a global NWP system. The downscaling is made with the fine-mesh mesoscale regional model same as the previous work (Thalongsengchanh et al., 2006).

2. Model description

We use the Fifth-Generation Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research (NCAR) Mesoscale Model (MM5) version 3.7.4, which is a non-hydrostatic regional model nested to a global dataset. The model domain covers the Indochina region including the South China Sea (85E–125E in longitude and Equator–30N in latitude) on a Mercator projection as shown in Fig. 1a. The domain has 230×170 grids with the grid interval of 20 km. The model has 23 levels from the surface to 100 hPa with nonuniform vertical resolutions. We use a cumulus parameterization scheme "Kain-Fritsch 2" with a parameterization of shallow convections, and microphysics "Mixed-Phase" with rain, cloud water, ice, and snow. Both longwave and shortwave radiation are calculated, including longwave radiation from clouds.

We used the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Global Final Analyses (FNL) for initial and boundary conditions which are necessary for the entire time integration period. The NCEP FNL data are available for every 6 hours with 1×1 degree horizontal resolution as shown in Fig. 1b.

We perform 5-day forecasts with 1-day overlaps to obtain long term data, discarding initial 1-day of each run. Model output is stored by every 3 hours. The experiment was done for June, July, August, and September in the wet Southwest Monsoon period of the years 2003, 2004, 2005, and 2006.

Evaluation of a downscaling hindcast is made with surface temperature at 17 observation stations in Lao PDR. The observational time interval is 3 hour, though at some stations only daytime data are available. We use daily averaged values in the following analysis. Figure 1 shows the map of Lao PDR and neighboring countries with terrain height and the locations of 17 stations of which data are used in this study. Figure 1b shows the terrain elevation for NCEP FNL in gray scale, while Fig. 1c shows the terrain used in the present MM5 experiments. We can see much better horizontal

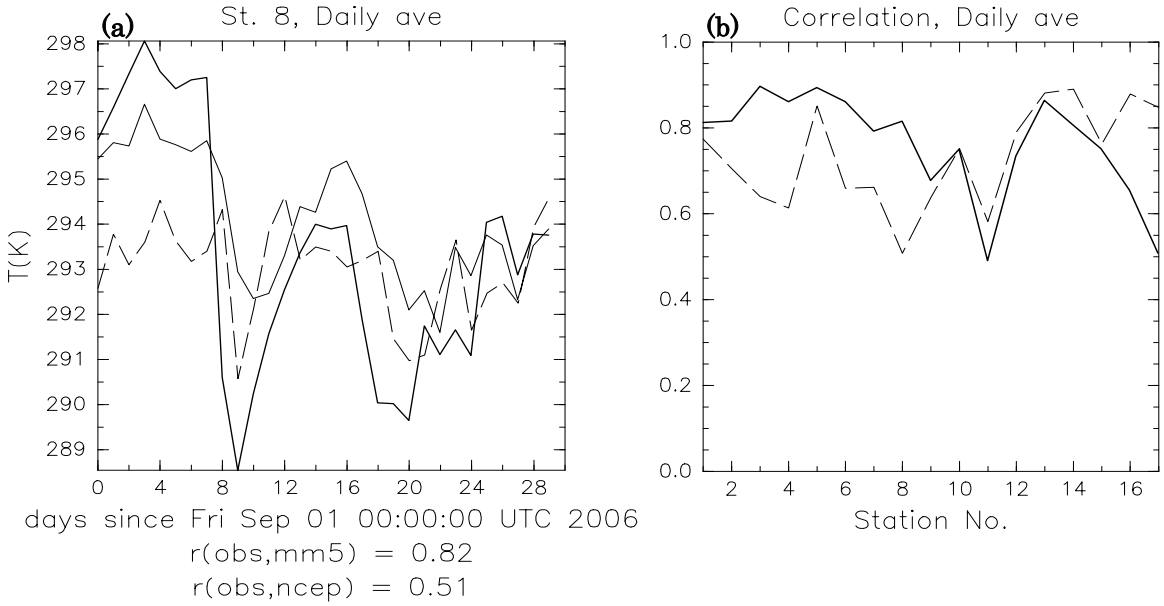


Fig. 2. (a) Time series of daily average surface temperature: MM5 output (thick solid line), the observation (thin solid line), and NCEP FNL (thin dashed line). (b) Correlation values between MM5 and observation (thick solid line), and those between NCEP FNL and observation (thin dashed line).

resolution in MM5; in NCEP FNL we have multiple stations in a cell, while all the stations are well-resolved in MM5. Small-scale mountains and valleys resolved in MM5 will be useful for better forecasts by downscaling.

3. Output example

Figure 2a shows a time series of daily average surface temperature at station no. 8 in September 2006. Three lines show daily average data of observed surface temperature (thin solid line), surface temperature at the nearest grid point in NCEP FNL (thin dashed line), and temperature at 2 m above ground level at the nearest grid point in MM5 (thick solid line). The correlation between observation and MM5 output is 0.82, which is greater than that between observation and NCEP, 0.51. This is the best example of improvement for this month by the downscaling.

Figure 2b shows correlation values at the 17 stations. From station no. 1 to station no. 9, the MM5 output is better than NCEP FNL, while it is not for the other stations. The downscaling technique does not always bring improvement of forecasts, particularly station no. 16 and 17 for this month.

4. Correlation analysis

4.1 Methods for analysis

We use scatter plots of two values of monthly correlations to evaluate results of downscaling numerical experiments; one is correlation between the station observations and the corresponding MM5 results, and the other is correlation between the observations and the NCEP FNL data. The quality of FNL varies in space and time, and the MM5 output is highly affected by the quality of FNL because MM5 is constrained by FNL through the initial and the boundary conditions. If we evaluate both the quality of MM5 results and the quality of FNL simultaneously, we can split the effects of the initial and the boundary conditions and those of the downscaling.

Figure 3 shows examples of the scatter diagrams of correlation values (x, y) for four months, where the horizontal axis x is correlation between the observations and FNL for 17 stations and four years, while the vertical axis y is correlation between the observations and MM5 output. There are three lines in each diagram: x=0.5, y=0.5, and x=y. We divide each panel into five sub-regions with the lines: (1) x>0.5, y>0.5, and x<y, (2) x>0.5, y>0.5, and x>y, (3) x<0.5 and y>0.5, (4) x>0.5 and y<0.5, (5) x<0.5 and

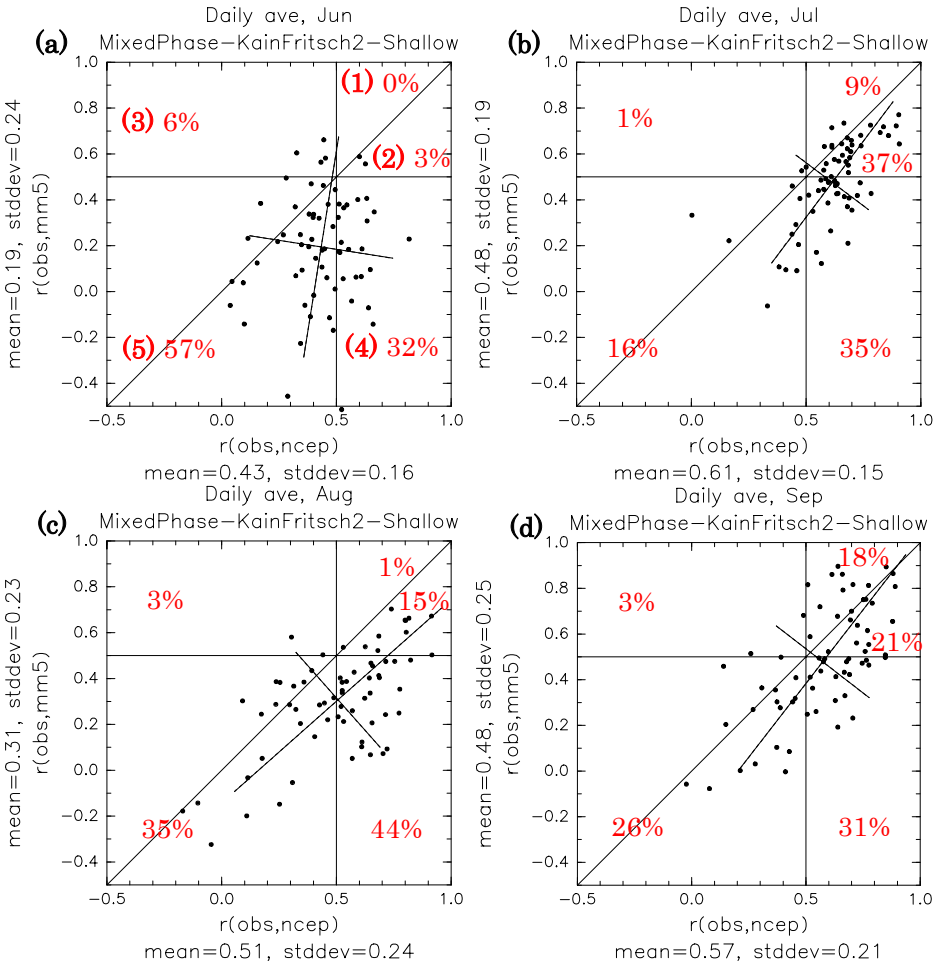


Fig. 3. Scatter diagrams of monthly correlation values of daily average surface temperature of observation, MM5, and NCEP FNL. The *x* axis shows correlation between observation and FNL, while the *y* axis shows correlation between observation and MM5. (a) June, (b) July, (c) August, and (d) September.

$y<0.5$.

The data points in the boxes (1) and (3) mean improvement by the downscaling. In these cases, correlation between the observation and MM5 output is better than that between the observation and FNL. In the case of the box (3), the correlation between the observation and FNL shows lower than 0.5, but the improvement by the downscaling is very high. The data points in the boxes (2) and (4) mean that NCEP is better that MM5. In these cases, the downscaling does not achieve improvement. The data points in the box (5) mean correlation values less than 0.5 for both *x* and *y*. In this case, the assumption that FNL is a perfect forecast is no longer guaranteed. The downscaling has little meaning even if $y>x$. Note that correlation between the observations and NCEP FNL is usually better than that between the observations and MM5 results because FNL is a product of contemporary data assimilation scheme which is constrained by observation data.

4.2 Month-to-month variation

Figure 3 shows the scatter diagrams for June, July, August, and September. Each panel contains 68 points (four years and 17 stations), and the percentages of data points in the boxes (1)-(5) are shown within the boxes. In September, 21% of the points are in the boxes (1) and (3), while 52% of the points are in the boxes (2) and (4). The rate of the improvement in September is the highest in these four months. In July, 10% of the points are in the boxes (1) and (3), while 72% of the points are in the boxes (2) and (4). This shows that the rate of the improvement in July is smaller than that in September because FNL has better performance in July than in September. In August, 4% of the points are in the boxes (1) and (3), while 59% of the points

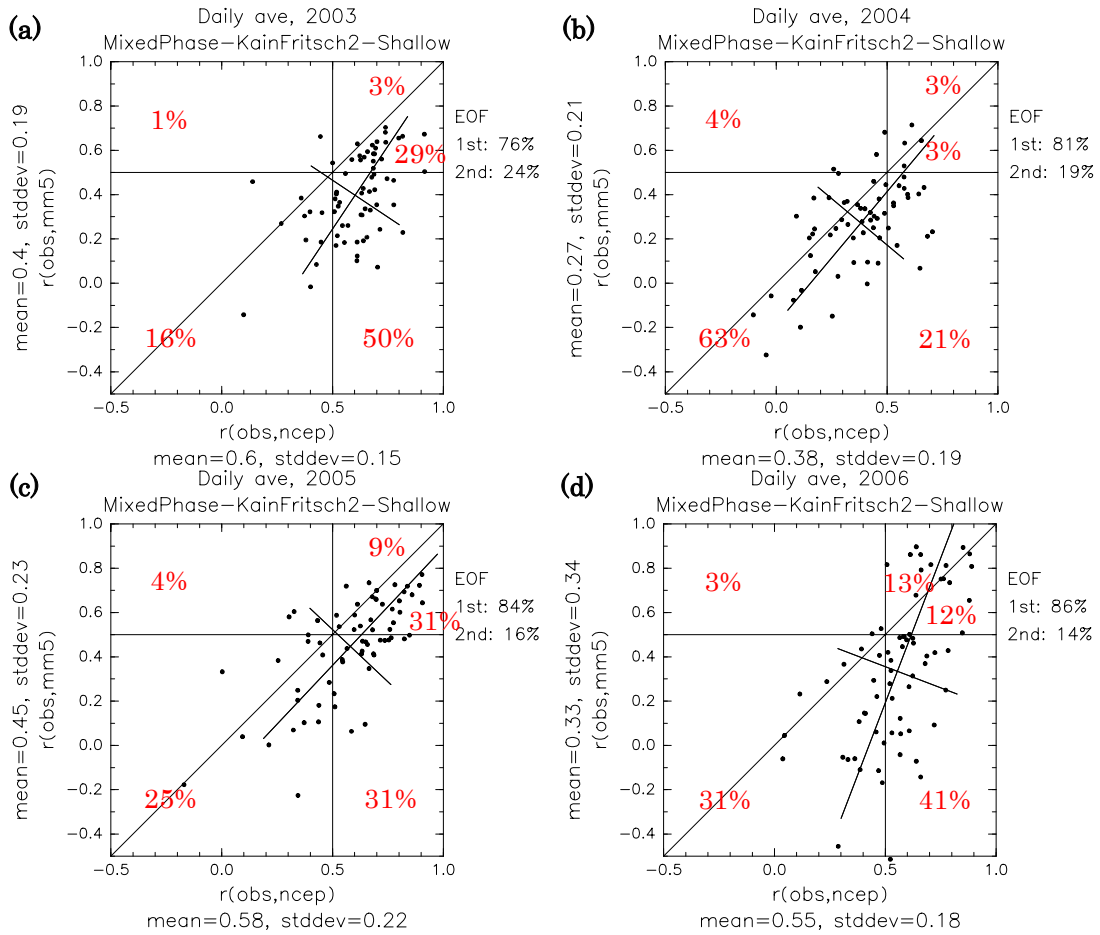


Fig. 4. Same as Fig. 3, but for years (a) 2003, (b) 2004, (c) 2005, and (d) 2006.

are in the boxes (2) and (4). In June, 6% of the points are in the boxes (1) and (3), while 35% of the points are in the boxes (2) and (4). In June, the percentage of the points in the box (5) is 57%, which is the highest in these four months. This means that the performance of FNL is the worst in June, which also makes the performance of the downscaling by MM5 the worst.

The month-to-month variation of the correlation between observed surface temperature and surface temperature in FNL and then in MM5 can be explained by the seasonal march of the summer monsoon in Southeast Asia. In June, pre-monsoon disturbances frequently appear in small sub-grid scales, by which FNL becomes poor. In August, tropical cyclones occur frequently in Indochina region, which are difficult to reproduce in a global objective analysis. Thus, the quality of FNL is lower in June and August than in July and September.

4.3 Year-to-year variation

Figure 4 shows the same diagrams as Fig. 3, but for each year from 2003 to 2006. In 2003, variance of the points is smaller than that in other years; 50% of the points are in the box (4). The percentage of the points in the boxes (1), (2), and (4) is 82%. This means that the performance of FNL is high in 2003, and the rate of the improvement is not so high; only 4% of the points are in the boxes (1) and (3). In 2004, on the other hand, 63% of the points are in the box (5); this means that both the performance of FNL and the performance of the downscaling by MM5 are the worst in these four years. The percentage of the points in the boxes (1) and (3) is 7%. In 2005, 13% of the points are in the boxes (1) and (3); the rate of the improvement is higher than that in 2003 and 2004. In 2006, 16% of the points are in the boxes (1) and (3), which is the highest value in the four years.

5. Bias analysis

5.1 Station-to-station variation

Figure 5 shows scatter plots of two values of monthly bias of surface temperature at three

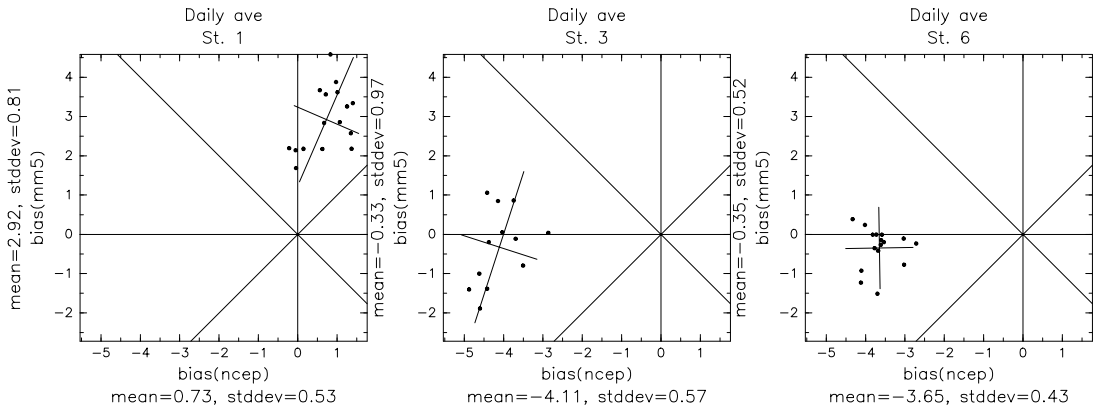


Fig. 5. Bias of the NCEP FNL and MM5 for station no. 1, 3, and 6.

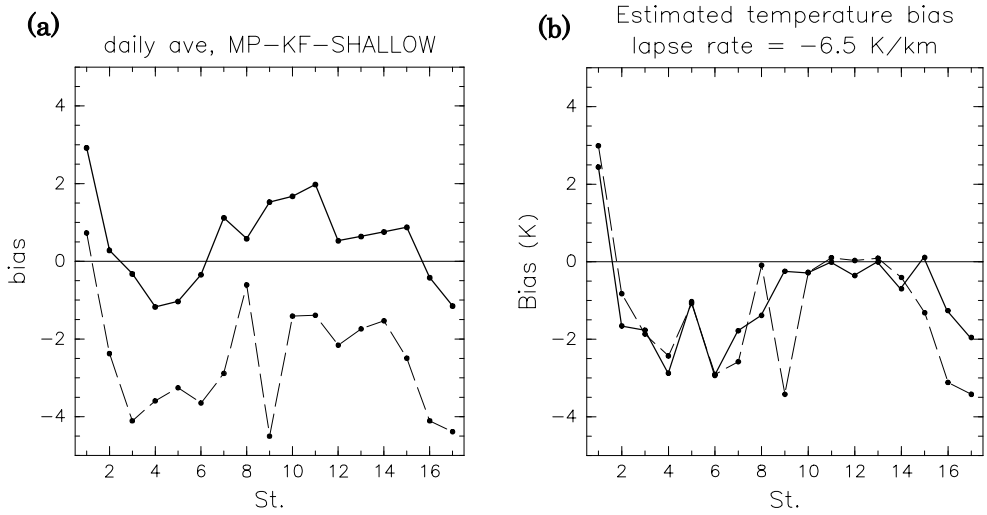


Fig. 6. (a) Bias of daily average surface temperature at 17 stations for MM5 (thick solid line) and NCEP FNL (thin broken line). (b) Same as (a), but estimation from the elevation error with the temperature lapse rate of -6.5 K/km.

stations; the *x* axis shows the bias of FNL and the *y* axis shows the bias of the MM5 output. Each panel has 16 points (four years and four months). At station no. 3 and 6, the biases of MM5 output are much smaller than those of FNL. On the other hand, the bias of MM5 is larger than that of FNL at station no. 1. At station no. 1 and 3, time variation of the bias is larger than that at station no. 6. The biases of FNL are much reduced by the downscaling at station no. 3 and 6, while it is increased at station no. 1.

Figure 6a shows surface temperature bias of MM5 output (thick solid line) and FNL (thin broken line) at the 17 stations. At most of the stations, the improvement of the bias by the downscaling is clear. The station-to-station pattern of the bias of the MM5 output is similar to that of FNL. Figure 6b shows the bias estimation at 17 stations calculated from the elevation error of MM5 and that of FNL with the lapse rate of -6.5 K/km. The station-to-station pattern is almost the same as the actual bias shown in the left panel. From the comparison of the two panels, it is concluded that in addition to the bias due to the elevation error, MM5 has positive bias of about 1 K, while FNL has negative bias of about -2 K.

6. Concluding remarks

We performed downscale experiments on numerical weather predictions in Indochina region using a fine-mesh mesoscale regional model for June, July, August, and September in the wet season of Southwest Monsoon period in 2003, 2004, 2005, and 2006. We evaluated the results using daily average surface temperature observed at 17 stations in Lao PDR.

We employed scatter diagrams of correlation

values to split the effect of the inaccuracy of NCEP Global Final Analyses FNL and the improvement by the downscaling. The month-to-month variation of the improvement rate of the surface temperature is clear; the percentage of the improvement is the highest in September. In July, both the MM5 outputs and FNL have high correlation with the observations, though the rate of the improvement is lower than that in September. In June and August, the correlation between the observations and the MM5 outputs is lower than that in other two months. This is probably due to the low correlation between the observations and FNL. This month-to-month variation can be explained by the seasonal march of the summer monsoon in Southeast Asia. The year-to-year variation of the improvement rate of the surface temperature also depends on the quality of FNL.

The bias of surface temperature has the station-to-station variation depending on the elevation error in the model. In addition, MM5 has a positive bias of about 1 K, while FNL has a negative bias of about -2 K.

Acknowledgements

Most part of this research was done during the first author was a postdoctoral research fellow at Department of Geophysics, Kyoto University, supported by the KAGI21 (Kyoto University Active Geosphere Investigations for the 21st Century COE Program), which was approved by the MEXT (Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology of Japan). This research is also supported by "International Research for Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia" under the MEXT Special Coordination Funds for Promoting Science and Technology. The figures were produced by GFD-DENNOU Library (http://www.gfd-dennou.org/arch/dcl/).

References

Thalongsengchanh, P., Hadi, T. W., Niwano, M., Otsuka, S., and Yoden, S. (2006): An experimental numerical weather prediction in Indochina region with a meso-scale model. Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 49, No. B, pp. 459-465.

Thalongsengchanh, P. and Sokhathammavong, K. (2002): Climatic research for mountainous area and high land in Lao PDR. Technical Report of Department of Meteorology and Hydrology, Vol. 1, pp. 80.

メソモデルによるインドシナ域でのダウンスケール数値天気予報実験

Palikone THALONGSENGCHANH*, **・大塚　成徳*・余田　成男*

*京都大学大学院理学研究科
**ラオス水門気象局

要　旨

全球数値天気予報モデルによって「完璧な天気予報」が為されたという仮定の下で，高解像メソスケール領域モデルを用いてインドシナ地域においてダウンスケールハインドキャスト実験を行った。実験は雨季である6月～9月について2003年～2006年の4年間に対して行い，実験結果の検証にはラオスの地表観測点17点の気温を用いた。ここでは散布図を用いて観測との相関係数やバイアスの改善を評価する方法を提案する。観測とモデル結果の相関係数は7月と9月に高く6月と8月に低かった。バイアスは各地点の地形表現の誤差に伴うバイアスに加えて領域モデル結果においては全地点において約1 Kのバイアスが見られた。

キーワード:　数値天気予報，インドシナ地域，メソスケールモデル，ダウンスケーリング

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

ダブルスキンファサードに作用する風圧力に関する実大測定について

河井宏允・西村宏昭*・鈴木雅靖**・大浦　豊***

* 日本建築総合試験所
** 鹿島建設株式会社
*** 三協立山アルミ株式会社

要　旨

室内側のスキン（インナースキン）に自動換気装置と開閉可能な窓を持つ単層換気タイプの実大ダブルスキンファサード４体を組み込んだ模型を自然風中に設置し，アウタースキン，インナースキンに作用する風圧および室内圧を測定した。インナースキンに作用する風圧は位置にかかわらず一定で，その風圧は変動を含めてアウタースキンの上下の換気口の圧力の平均となる。室内圧の実測結果は，インナースキンの自動換気装置の開口による圧力損失と室内に流出入する空気量が一定という仮定のもとにキャビティ内圧力から算定した理論値と，変動を含めて良く一致する。風上面の場合，アウタースキンに作用するピーク風力は，通常のシングルスキンのピーク風力の29%，インナースキンに作用する風力は86%であった。また，自然風中の風圧変動のように，不規則な非定常信号の解析においては，移動平均による多重解像度解析が有効である。

キーワード： ダブルスキン，ピーク風力，室内圧，移動平均，多重解像度解析

1．　はじめに

近年，我が国においても，屋内環境の快適性とエネルギー節約の視点から，ファサードにダブルスキンを使用し，空気を室内外に換気させることにより，屋内環境を快適に保つ建物が増えている。しかし，ダブルスキンファサードに対する風荷重をどのように設定するかという研究は始まったばかりであり，耐風設計に必要な十分な資料は多くないのが現状である。

Kawai (2007)，河井(2006,2005)は，風洞実験によって全層換気および単層換気型のダブルスキンに作用する風圧を測定し，その耐風設計用風荷重の提案を行っている。また，Inculetら(2007)は230mの高さの高層建築物のダブルスキンに関する風洞実験から耐風設計用風荷重を提案した。Chinoら(1993,1997)は，既存の外装材の外側に新しい外装材を設置する場合に，外装材に作用する風圧力を風洞実験および実測によって検討した。

本研究では，実物建築物に取り付けられた実大の単層換気ダブルスキン４体を組み込んだ模型を作成し，それを自然風中に設置し，アウタースキン，インナースキン及び模型室内の風圧を測定した。設置した実大ダブルスキンは，インナースキンの窓が開閉可能であるとともに，インナースキンに自動換気装置が組み込まれ，ダブルスキン間のキャビティ圧と室内圧の差に応じて換気量が調整される。測定では，窓の開閉，換気装置の作動状況を変化させ，それらの効果を測定した。

2．　測定概要

ダブルスキン実大模型は，Fig.1に示したように，相対する各面に高さ4205mm，幅1610mmのダブルスキンを２体組み込んだ，高さ5825mm，幅5200mm，奥行き2520mmのものである。インナースキンの窓の大きさは1400mmx2052mmである。インナースキンの窓の横に幅100mm，高さ2052mmの自動換気装置がついている。模型は京都大学防災研究所附属潮岬風力実験所内の野外実験場に，ダブルスキンの一面が西に正対するように設置した（Fig. 2）。風圧係数算定の基準となる風速は，模型から西北20mの位置にあ

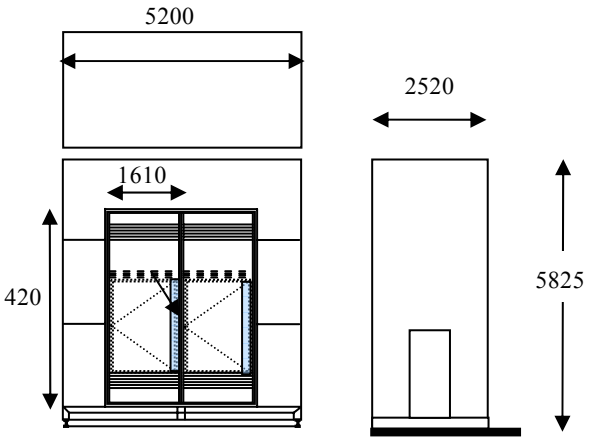


Fig.1 Model with double skin facades

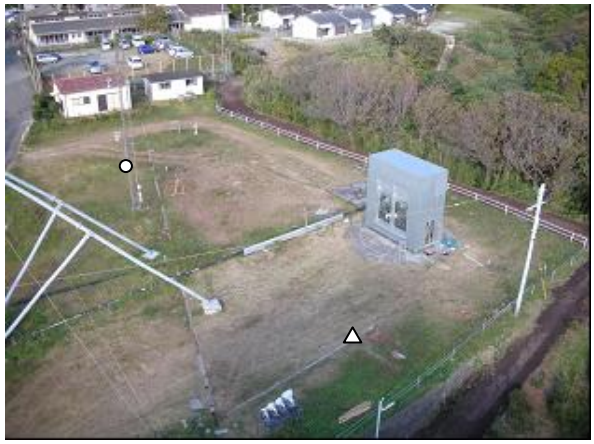


Fig.2 Model set in a field

る気象観測塔の高さ5mの位置の３次元超音波風速計により測定した（Fig.2白丸印）。また，圧力測定の基準静圧は，模型の西南11mの位置に静圧測定用マンフォールを設置し，その中の圧力を模型まで導いた（Fig.2三角印）。

ダブルスキンに作用する風圧は，Fig.3に示したように，西面のアウタースキン23点，西面インナースキンキャビティ側22点，西面インナースキン室内側12点，東面アウタースキン13点，東面インナースキンキャビティ側14点，東面インナースキン室内側6点の合計80点で, 室内圧は10点で測定した。圧力は，測定孔からビニールチューブで導いた圧力とマンフォール内から導いた静圧との差圧を半導体式ダイアフラム型圧力計で測定した。風圧に加えて，自動換気装置の弁の動きを測定するためのレーザー変位計及びキャビティ内の風速を測定する熱線風速計を適宜数箇所設置した。

風速, 風圧, 変位等の全信号は, AD変換器に導き，時間間隔0.01秒で同時にサンプルし連続計測した。自動計測では，超音波風速計の風速が一定値を超えると計測を行うように設定した。

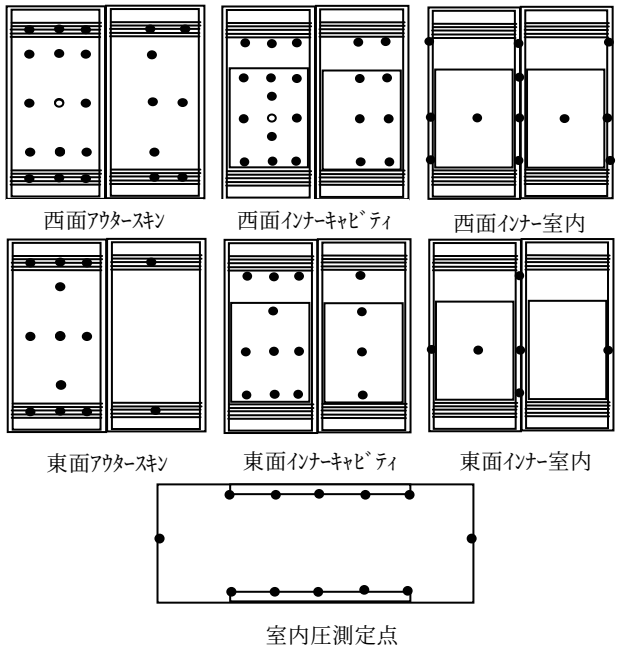


Fig.3 Pressure measurement points

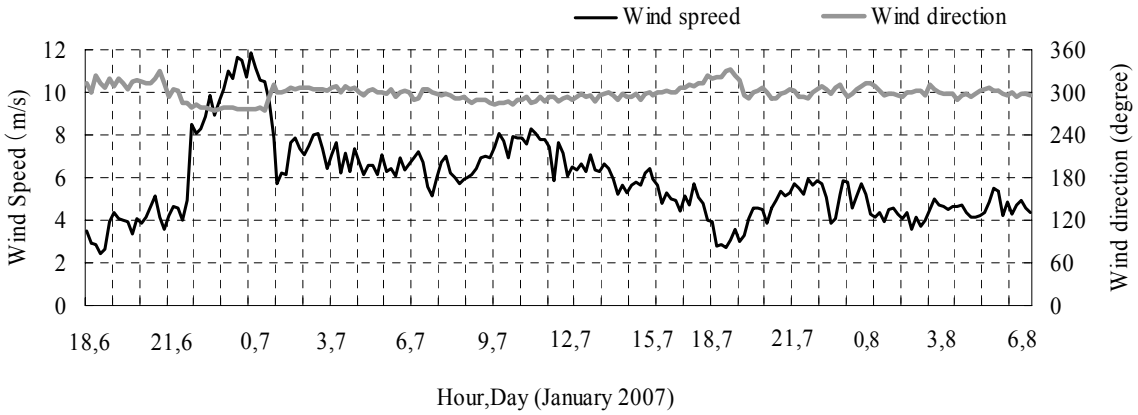


Fig.4 Records of wind speed and wind direction during observation

また，窓の開閉と自動換気装置の作動による風圧の違いを調べる測定に関しては手動計測を行った。

本論文では，平成19年1月6日～8日にかけて低気圧が日本を通過した際に観測したデータの解析結果に基づいて，ダブルスキンに作用する風圧力や室内圧の特性について述べる。

3. 測定結果

3.1 解析データの概要

解析には平成19年1月6日17時32分から8日8時30分までの記録を用いた。Fig.4はそのときの風速・風向記録の10分間平均値の時刻歴変化を示したものである。この期間は，2年間の観測期間中で唯一，10分間平均風速10m/s以上の強風が連続して2時間にわたって吹き，平均風速6m/s以上の強風が20時間程度継続した。この期間の瞬間最大風速は29.4m/sに達した。風向は西から西北であった。半導体圧力計は温度によってドリフトが生じるが，この期間中の天候は曇りであり気温の変化が小さく，温度による圧力計のゼロ点の移動も少ないと考えられた。この期間中，インナー窓の開閉，自動換気装置の作動や停止など，Fig.5に示す様々なCaseについて観測を実施した。

Fig.6は瞬間最大風速29.4m/sを記録した時の平成19年1月6日23時50分から10分間の風速，風向，西面北側窓中央点(Fig.3中の白丸印)及び東面北側窓中央点(Fig.3中の白丸印)のアウタースキン，インナースキンキャビティ側，インナースキン室内側の風圧の時刻歴変化を示している。この記録の平均風向は277度，平均風速は11.6m/sであり，自動換気装置は4つとも作動状態

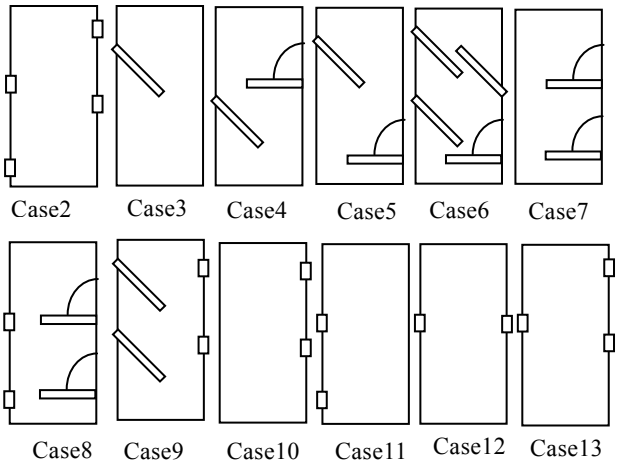


Fig.5 Cases for measurement

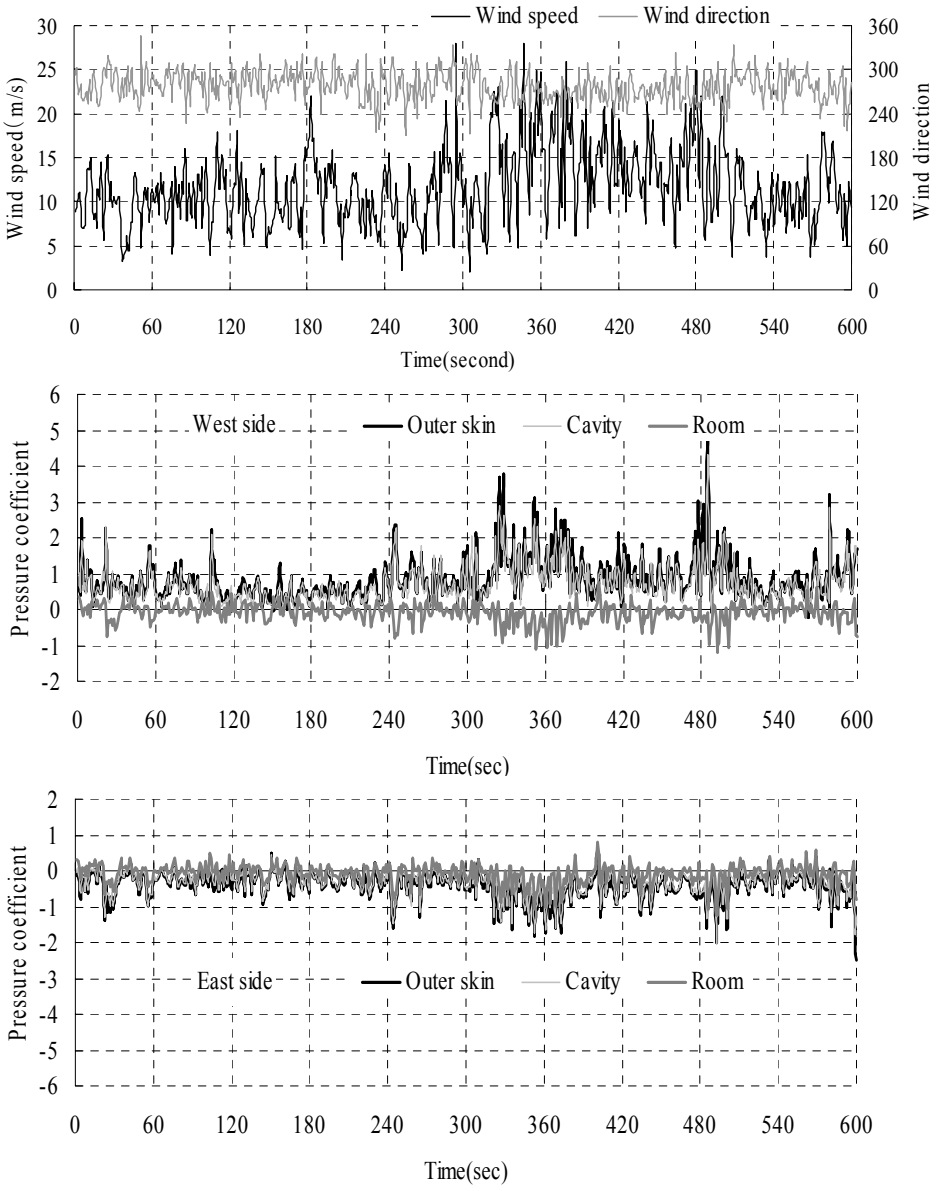


Fig.6 Records of wind speed, wind direction, pressure on outer and inner skin and internal pressure in a room

(Fig.5Case2)である。Fig.6では，風圧は10分間平均風速に基づく速度圧で基準化された風圧係数として示されている。風速計が模型設置位置から離れているため，風速変動と風上面である西面の風圧変動との相関は，ゆっくりした変動以外あまり良くなく，風圧が最大となるのは瞬間最大風速が生じた時刻ではなく，2番目に大きな風速を記録した記録を開始してから482秒後である。

Fig.6より風速がかなり激しく変動していることが分かる。ちなみに乱れ強さは34%，突風率は2.5と非常に大きい。なお，この時間帯以外の時間帯でも風速の変動は激しい。

風圧の変動は，風速よりもより顕著であり，大きな突風が襲来している時刻320秒前後と時刻480秒前後には，風圧係数にして4～5程度の大きな風圧力が作用することが分かる。風が西面にほぼ正対して当たるため，アウタースキン，インナースキンキャビティ側の圧力は正でほぼ等しく，インナースキン室内側の圧力および東面の圧力は負でほぼ同程度である。

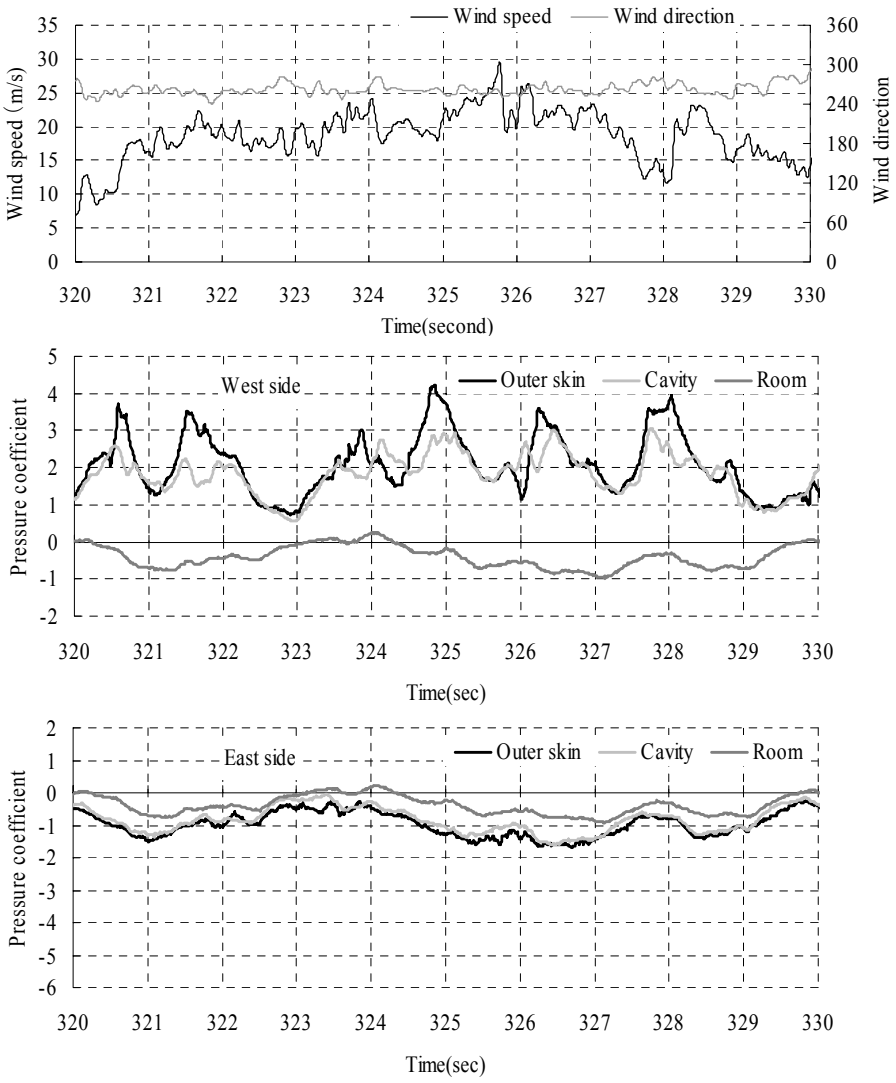


Fig.7 Records of wind speed, wind direction, pressure on outer and inner skin and internal pressure in a room

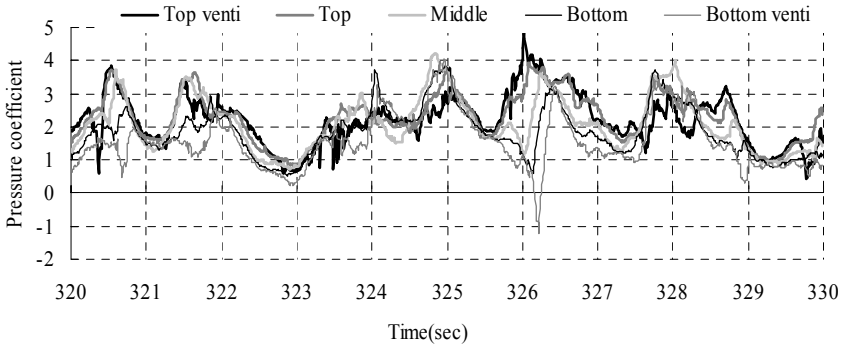


Fig.8 Records of pressure on outer skin and ventilation opening.

Fig.7は，Fig.6に示した時刻歴から，風速が最も大きい320秒から330秒の10秒間を拡大したものである。Fig.6に示されているように，この10秒間で，風速は7m/sから30m/s，風向は240度から290度まで大きく変動する。アウタースキンに作用する風圧は，風圧が大きくなる時刻ではインナースキンキャビティ側の圧力より大きいことが分かる。また，キャビティ側の圧力変動はアウタースキンの圧力変動よりも若干時間が遅れて生じているように思われる。インナースキン室内側の圧力は西面，東面ともほぼ等しい。したがって，室内圧は変動を含めてほぼ同じと考えられる。東面での圧力は，アウタースキン及びインナースキンキャビティ側でほぼ等しく，西面に比べて平均，変動ともかなり小さい。また，室内圧は東面の圧力より若干小さいが，極めて似た変動性状を

示している。

Fig.8は，西面北側窓の中央線上の測定点に作用する風圧の時刻歴を示したものである。Fig.8からアウタースキンの風圧(外圧)が上部から下部へと伝搬する様子が見てとれる。伝搬速度は，時刻によって若干異なっているが，時刻326秒付近では約6.5m/sである。この時の風速は20m/s程度であるから，伝搬速度は風速の約1/3程度ということになる。風圧変動の伝搬は，風上から接近した乱渦が模型周りの流れ場に沿って移動することに伴って生じると考えられる。

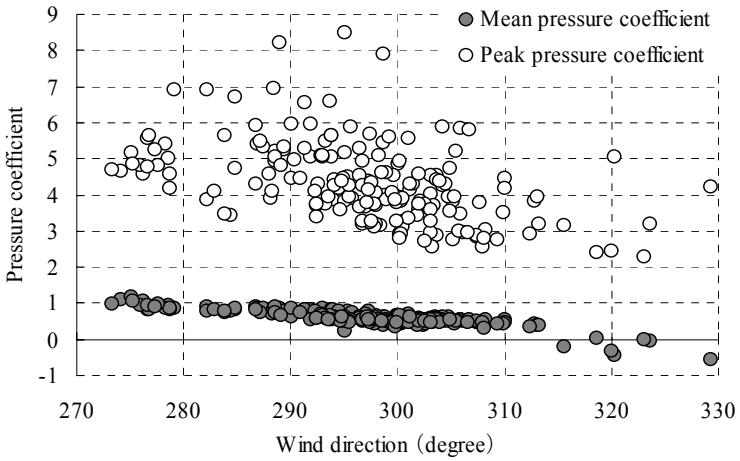


Fig.9 Mean and peak pressure coefficients at a center point of a west face (10 minute mean reference velocity pressure)

3.2　風圧係数と基準化速度圧(準定常の仮定)

Fig.6～8に示した風圧の時刻歴では，風圧係数は10分間平均風速に基づく速度圧により基準化されたものである。Fig.6に示されたように，今回のように風速変動が極めて大きい自然風場では，基準風速を10分間平均風速にした場合には，ピーク風圧は極めて大きくなる。Fig.9は全てのデータに関して，西面北側アウタースキン中央点の平均風圧係数とピーク風圧係数(10分間の瞬間最大風圧を基準速度圧で除した値)を，平均風向を横軸にとって示したものである。Fig.9に示されているように，平均風圧係数は風向とともに減少し，風向315度(西面に45度から風が当たる場合)で0となりその後負に転じるが，測定ごとのバラツキは小さく安定した結果となった。ピーク風圧係数(正側)も，平均風圧係数と同様に風向によって減少する傾向にあるが，測定ごとのバラツキは極めて大きく，時に8を超える値を示す。

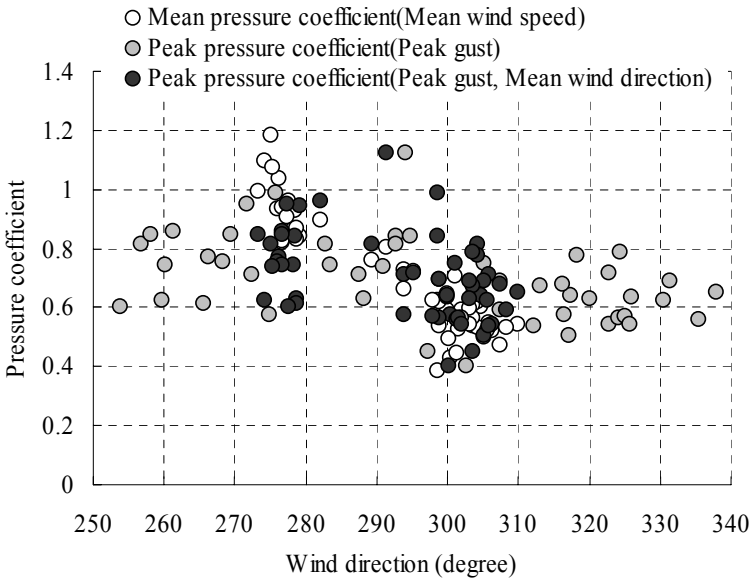


Fig10 Mean and peak pressure coefficients at a center point of a west face (10 minute mean and peak gust reference velocity pressure)

Fig.10は，自動換気装置が全て作動している状態での西面北側アウタースキン中央点における平均風圧係数(白丸)及びピーク風圧係数(黒丸および灰色丸)と風向の関係を示したものである。平均風圧係数は10分間の平均値を10分間平均速度圧で基準化したもの，黒丸で示したピーク風圧係数は，10分間のピーク風圧を瞬間最大速度圧(平均化時間0.01秒)で基準化し10分間平均風向に対してプロットしたもの，灰色丸は10分間のピーク風圧を瞬間最大速度圧(平均化時間0.01秒)で基準化し，瞬間最大風速が観測された時の瞬間風向に対してプロットしたものである。

Fig.10に示されているように，平均風圧係数とピーク風圧係数の値はほぼ一致する。したがって，風圧は瞬間速度圧に比例して変動している(準定常の仮定)と考えられる。ただし，前述したように，風速計の測定位置は模型北西20mの位置にあり，瞬間最大風速とピーク風圧は同時刻には発生しないことに注意する必要がある。詳細な比較では，平均風圧係数に比べてピーク風圧係数の方が，風向が270度以上では風向の増大に伴う風圧係数の減少の度合いが小さい。即ち，西面正面から風が斜めに当たるようになっても，ピーク風圧係数はあまり大きくは減少しない。このことは，ピーク風圧が生じる時の風向が平均風向と異なることを示唆している。

そこで，最大瞬間風速が生じた時の風向を横軸にとって，ピーク風圧係数をプロットしてみた(Fig.10灰色丸)。Fig.10に示すように，様々な風向で風速は最大値をとる。このときの風向でピーク風圧係数をプロットした場合，ピーク風圧係数は広い風向にわたってあまり変化しないことが分かる。しかし，この結果は，当初予想していたものとは異なるものである。準定常の考えによれば，この風向を用いてプロットすれば，ピーク風圧係数の風向による変化は平均風圧係数の風向による変化により近くなるはずである。しかし，Fig.10では風向が340度になってもなお，ピーク風圧係数はかなり大きく，平均風圧係数とは異なる傾向を示している。この原因の一つとして，風速計が模型からかなり離れた位置にあり，風速計位置において風速が最大になる時には，風圧がピーク値をとっていないことがあげられる。他の原因としては，斜めから風が当たる場合には，準定常の仮定が成立しないのではないかと考えられる。平均風圧係数が0の場合には，準定常の仮定ではピーク風圧も0となるが，乱渦が小さく風圧場が局所的な流れ場に影響される場合には，ピーク風圧が0になるとは限らないからである。

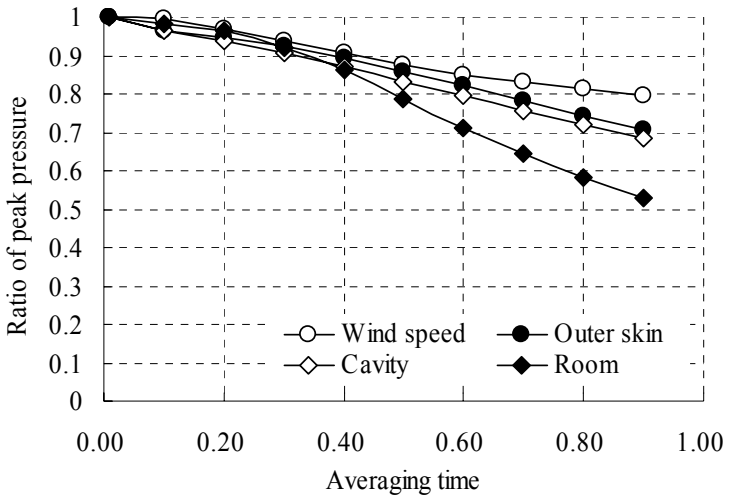


Fig.11 Variation of normalized peak pressure coefficient with averaging time

3.3 評価時間と空間平均

前節では，最大瞬間風圧が最大瞬間速度圧によって評価することができることを示したが，外装材の耐風設計を考える場合，最大，最小風圧の平均化時間をどの程度に設定するかは非常に重要である。外装材の耐風設計にとっては，外装材全体に瞬間的にどのような風力が作用するかが問題となるが，外装材全体の風力を評価するためは，外装材の様々な点に作用する風圧力の空間平均を求める必要がある。しかし，このような計測は手間と時間が掛かるため，風洞実験や指針などでは，一点に作用する風圧力の時間平均によって空間平均を代用する場合も多い。ここでは，平均化時間を変化させた解析結果から，外装材全体に作用する風力がどの程度の評価時間に相当するかを調べた。

まず，各点で計測される最大風圧が平均化時間によってどの程度変化するかを調べる。本計測のサンプリング時間は0.01秒である。Fig.11は，0.01秒で計測されたデータの移動平均をとったデータセットの最大値が，元のデータに対してどの程度減少するかを西面北側中央点について示したものである。平均化時間0.1秒では，ほとんどの計測点において，最大値は元のデータの96.5パーセント以上である。このことは，10Hz以上の高周波数成分が極めて小さいことを意味している。

アウタースキンの場合，94%になるのが平均化時間0.2秒，90%になるのが平均化時間0.4秒，86%になるのが平均化時間0.5秒程度である。インナースキンキャビティ側の圧力もアウタースキンとほぼ同じ傾向を示す。しかし，インナースキン室内側の風圧は，平均化時間0.4秒以上になると平均化時間の増大とともに，急速に最大風圧が減少する。

同じデータに対して窓面で計測された９点の風圧変動の最大値を評価した。評価は，風圧変動の最上部，中間部，最下部，全面の空間平均を求め，それに基づいて最大風圧係数を算出した。最上部，中間部，最下部の各点の最大風圧の平均（３点の平均）に対して空間平均の最大値は98パーセントと極めて大きく，水平方向ではどの部分でも最大値はほぼ同時に生じている，即ち風圧はほぼ同じように変動していると考えられる。全面(9点平均)では85パーセント程度となり，最上部と最下部で最大値は，Fig.8で既に示したように，必ずしも同時に生じることはない。また，西アウターの中央点を風圧変動の代表値とした場合，中央点の最大風圧係数と，全面で空間平均された風圧変動の最大値の比は0.94程度でかなり大きい。これは，この点の平均化時間を0.2秒程度に設定した値と同じである。以上より，窓全体のピーク風圧係数は，中央点の風圧変動の平均化時間を0.2秒とした場合の中央点のピーク風圧係数に相当すると考えられる。

3.4 キャビティ内の平均およびピーク圧力

Fig.7より西面のキャビティ内のピーク圧力がアウ

タースキンに作用する圧力よりも小さくなることが分かる。この原因は，Fig.8で示された上下の換気口のピーク圧力が同時に生じないことによる。Fig.12は，Case2について西面北側中央点のインナースキンキャビティ側の圧力変動を，アウタースキンの上下の換気口の圧力変動の平均と比較したものである。Fig.12では上下3箇所におけるキャビティ内の圧力変動がプロットされているが，それらはほとんど重なり一本に見えている。したがって，キャビティ内では圧力は位置によって変化せず一定であると考えられる。このことは，キャビティ内における流れの摩擦損失が極めて小さいことを示している。熱線風速計によって測定したキャビティ内の流れの速度は1m/s以下で，この結果を裏付ける結果となっている。

Fig.12の灰色の太線はアウタースキンの上下の換気口の圧力変動の平均値を示しているが，ピーク圧力は多少キャビティ内のピーク圧力より大きいものの，変動はほとんど同じであるといって良い。したがって，キャビティ内の圧力変動は，換気口の圧力変動の平均で表されることが分かる。

圧力変動から観測される事柄を更に確認するため，平成19年1月6日22時4分から1月7日0時55分までのCase2の16の10分間記録について10分間ごとの平均風圧係数及びピーク風圧係数を求め，上下換気口の圧力係数の平均値と比較し

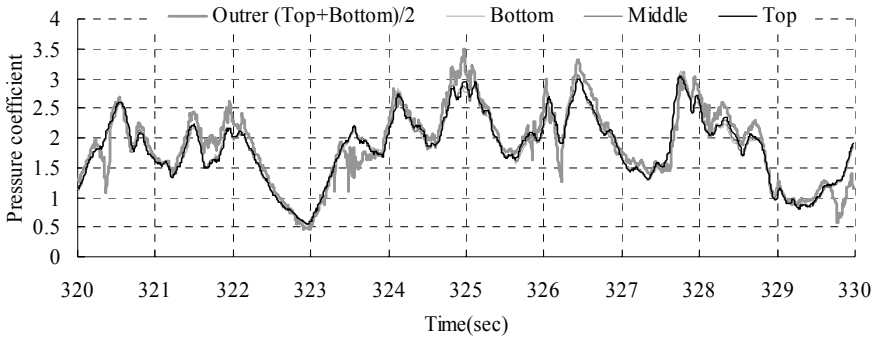


Fig.12 Pressure coefficient on the west inner skin at the cavity side

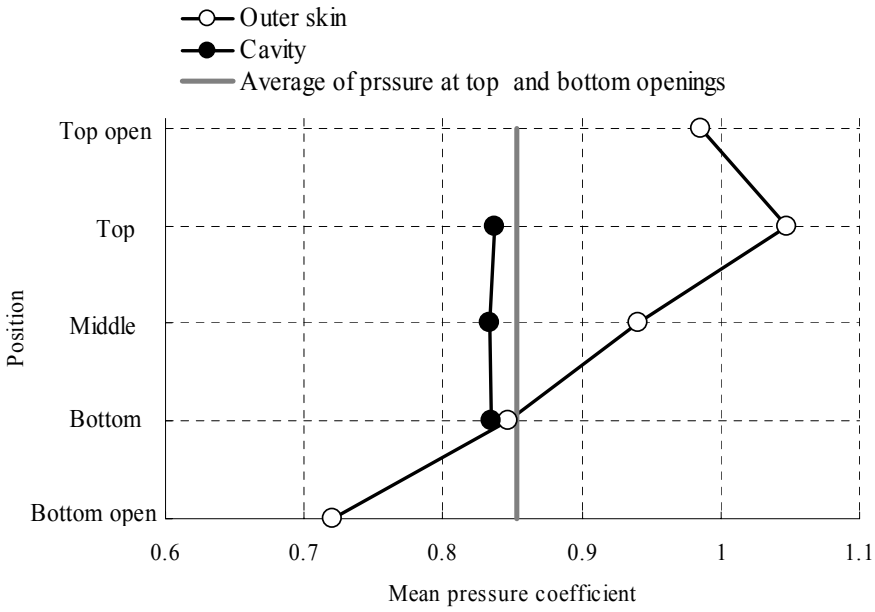


Fig.13 Mean pressure coefficients on the outer skin and the inner skin at the cavity side, gray line shows the average of pressure coefficients at the openings.

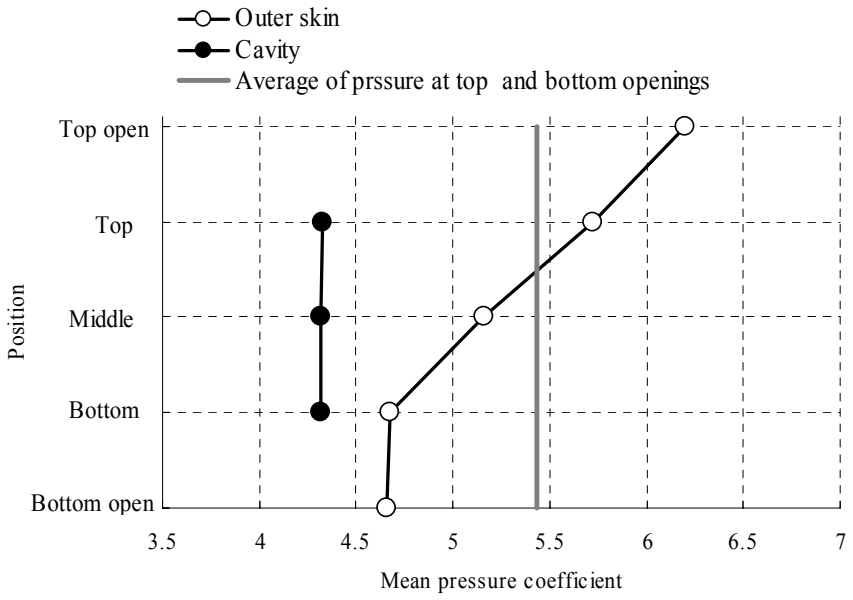


Fig.14 Peak pressure coefficients on the outer skin and the inner skin at the cavity side, gray line shows the average of pressure coefficients at the openings.

Fig.13及びFig.14に示した。解析したデータの平均風向は277度で，風は西面に対してほぼ直角に当たる。図中の灰色太線は，上下換気口の圧力係数の平均値である。キャビティ内の平均圧力係数は上下換気口の平均圧力係数の平均値とほぼ等しく，キャビティ内ではほぼ一定となる。Fig.14から分かるように，キャビティ内ではピーク風圧係数も一定となるが，その値は上下換気口のピーク圧力係数の約８割程度である。これは，後述するように，高周波数領域での圧力変動が減少することが原因である。

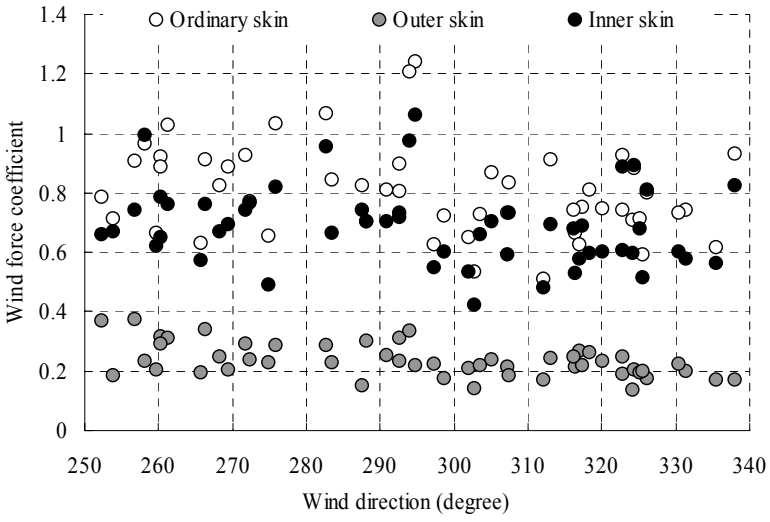


Fig.15 Peak wind force coefficients on an ordinal single skin and the outer skin and the inner skin

3.5　ピーク風力係数とピーク風圧係数

本節では耐風設計上重要なアウタースキンおよびインナースキンに作用するピーク風力が，通常の外装材に作用するピーク風力に比較してどの程度になるかを検討した。検討は，自動換気装置が全て作動したCase2について行った。

Fig.15は，自動換気装置が作動しているCase2の場合の西面北側の窓面全体に作用するピーク風力係数を示したものである。Fig.15に示したピーク風力係数は, Fig.10と同様に瞬間最大風速と瞬間風向に基づいて基準化したものである。白丸は，アウタースキンに作用する風圧と室内圧の差のピークを示したもので，通常の外装材のピーク風力係数に当たる。黒丸はインナースキンのピーク風力係数，灰色丸はアウタースキンに作用するピーク風力係数である。

ピーク風力係数は，風向が大きくなると若干小さくなる傾向にある。全てのデータに関するピーク風力係数は，通常の外装材が0.80，アウタースキンが0.69，インナースキンが0.23となった。したがって，アウタースキンは通常の外装材の29%程度，インナースキンは86%負担することになる。

3.6　圧力変動のパワースペクトル

Fig.16は, 模型風上の風速変動のパワースペクトル密度である。Fig.16ではパワースペクトルに周波数を乗じたものを周波数に対してプロットしてある。周波数が5Hzまでは，風速変動のパワーは-3/5乗よりもやや大きい傾きで減少し，5Hz以上では周波数の-3乗に比例して減少する。

Fig.17はCase2(平均風速11．6m/s，平均風向277度)の西面北側中央点のアウタースキン，インナースキンキャビィー側，インナースキン室内側，及び上下

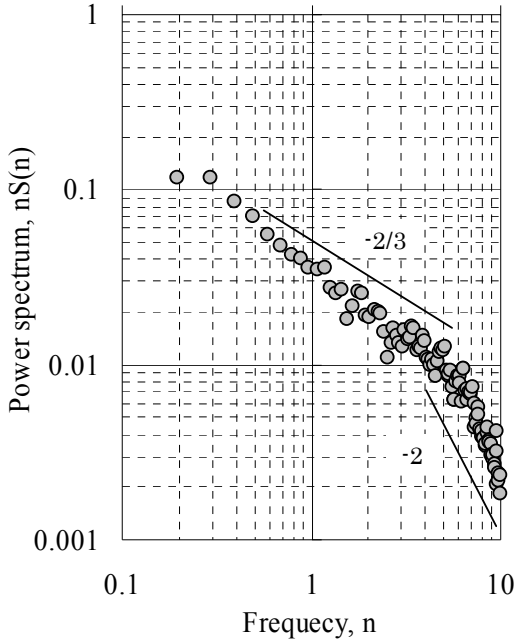


Fig.16 Power spectrum of wind speed

換気口の平均圧力のパワースペクトル密度を示したものである。河井(1981)の研究により明らかになっているように，アウタースキンに作用する風圧変動のパワースペクトルは，高周波数域において風速変動のパワースペクトルより急峻な勾配-2.5乗で減少することがFig.17に示されている。

キャビティ内の圧力変動は, 周波数4Hzまではアウタースキンの風圧変動の7割弱のパワーとなるが, 周波数6Hz付近にキャビティ内の圧力変動のヘルムホルツ共振に伴う小さなピークが生じた後，急速に減少する。また，上下の換気口の圧力変動の平均値(推定理論値)のパワースペクトルは，全ての周波数にわ

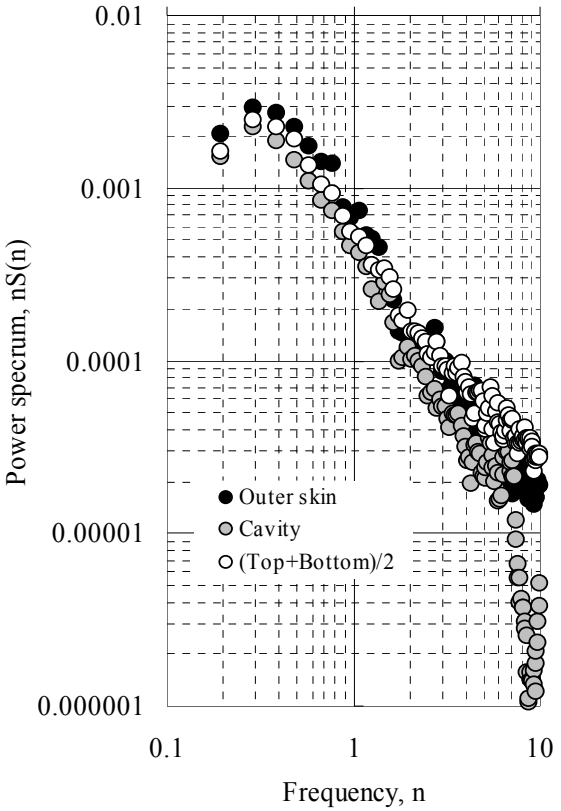


Fig.17 Power spectra of pressure on outer skin and inner skin at the cavity side

たってキャビティ内の圧力変動のパワースペクトルより大きいが, 特に2Hz以上の高周波数域では測定値を大きく上回る。したがって，キャビティ内のピーク風圧係数が推定理論のピーク風圧係数より小さい原因は，高周波数域でキャビティ内の内圧変動が外圧変動に追従しないことによるものであると考えられる。

Fig.18は, キャビティ内の圧力変動のパワースペクトルとアウタースキンの圧力変動との比，即ちキャビティ内圧力変動のアドミッタンスを示したものである。Fig.18からキャビティ内の圧力変動がアウタースキンの圧力変動よりも7Hz付近のヘルムホルツ共鳴域を除いて小さくなることが示されている。

Fig.19は, アウタースキンに作用する風力変動のパワースペクトルをアウタースキン，インナースキンキャビティ側の風圧変動のパワースペクトルと比較したものである。風力変動のパワースペクトルは，低周波数域では風圧変動のパワースペクトルよりかなり小さいが，2Hz以上の高周波数域では風圧変動のパワースペクトルより大きくなる。これは，低周波数域では，アウタースキンとキャビティ内の圧力変動の相関が大きく，高周波数域では相関が小さいことが原因であるが，これについては4章で考察する。

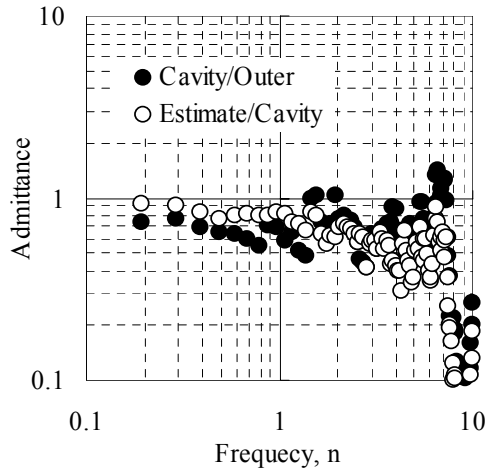


Fig.18 Admittance of pressure on the outer skin to the inner skin at the cavity side.

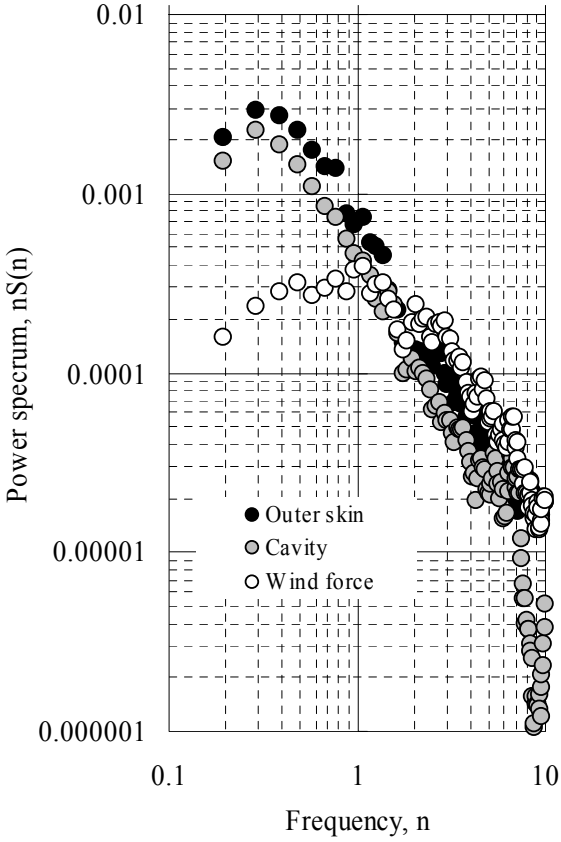


Fig.19 Power spectra of pressure on the outer skin, the inner skin at the cavity side and wind force on the outside skin

3.7 窓の開閉と自動換気装置が室内圧に与える影響

このダブルスキンのインナースキンの窓は開閉可能となっている。前節までは，窓が全て閉鎖され自動換気装置が作動しているCase2について，主に西面アウタースキンおよびインナースキンキャビティ側の圧力測定結果を示した。本節では，自動換気装置と窓の開閉が室内圧にどのように影響するかについ

て考察する。

Fig.20，21はCase2～11における，西面北側アウタースキン，西面北側インナースキンキャビティ側，西面北側インナースキン室内側，東面北側インナースキンキャビティ側，東面北側アウタースキンの平均風圧係数を示したものである。凡例の括弧の数字は風向を表している。全ての窓がしまっているCase2では，室内圧は西面キャビティ圧と東面キャビティ圧の差を1:3.26の比で平均した値となる。即ち，東面キャビティ圧が3倍強，西面キャビティ圧よりも室内圧に貢献している。この差は東面の自動換気装置の一つが正常に作動せず，強風でも完全に閉じていなかったためと考えられる。この点についての理論的裏付けは4章で考察する。

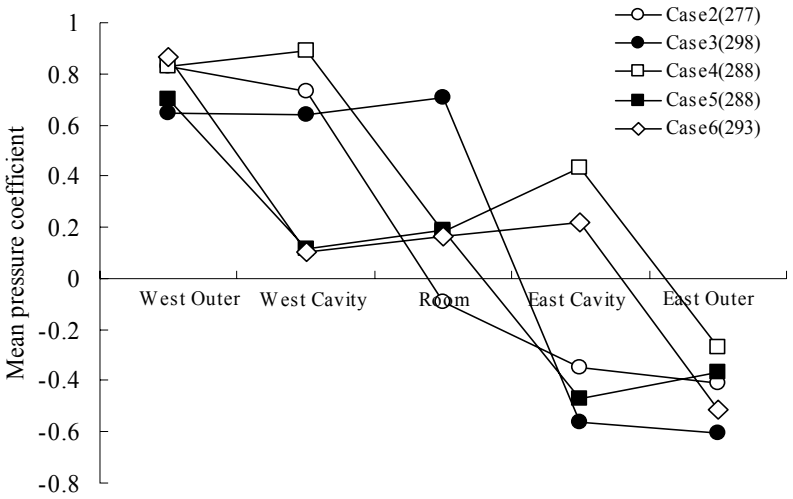


Fig.20 Mean pressure coefficients for the various cases

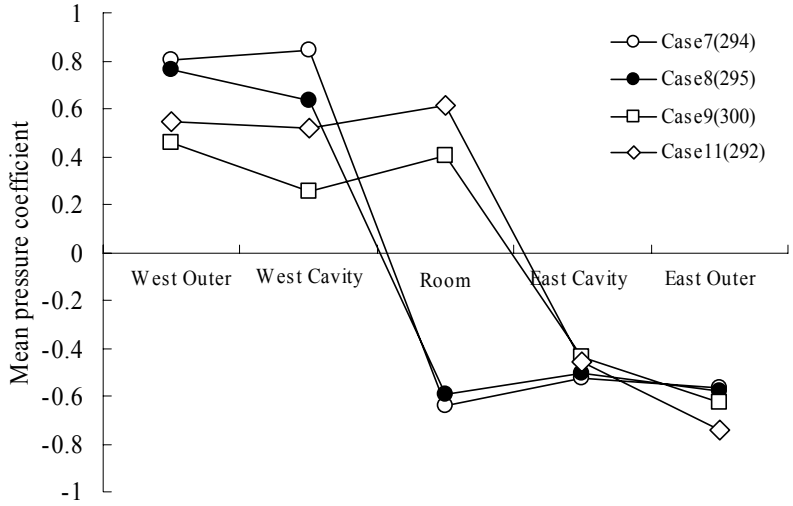


Fig.21 Mean pressure coefficients for the various cases

西側インナー窓を開けたCase3の場合には，室内圧は西側アウタースキンの平均風圧より若干大きくなった。これは，室内圧を測定する圧力計が開けた窓に取り付けられているせいではないかと考えられる。西面と東面の両方の窓を開けたCase4の場合も，室内圧は両キャビティ圧よりも小さくなった。この場合，流れが西面から東面へと室内を流れるために，室内圧は流れに大きく影響される結果，このような状況が生じたと思われる。Case5，6もCase4と同様に両側の窓を開けた場合であるが，開けた窓の位置が異なるため，キャビティ圧，室内圧ともに，Case4とは大きく異なる。このように，室内に空気が流れる場合には，室内圧は流れの状態によって影響を受け，測定位置，測定状況によって大きく異なる。

Case8，9は片側の窓を開け，反対側の自動換気装置を作動させた場合である。この場合，自動換気装置はあまり効かず，室内圧は窓を開けた側のアウタースキンの風圧と同じとなり，反対側のキャビティ圧は反対側のアウタースキンの圧力とほぼ等しい。Case11は自動換気装置が片側だけ作動している場合であるが，この場合，室内圧は換気装置が作動している側のキャビティ圧と同じとなる。

4. 考察

4.1 風力変動のパワースペクトル

3.3節で示したように，風力変動のパワースペクトルは，高周波数域ではアウタースキンの風圧変動よりも大きい。高周波数領域でのパワーの増大は，一見おかしいと考えられるかも知れないが，その原因は高周波数域においてアウタースキンの風圧変動とキャビティ内の圧力変動がほとんど相関を持たないことによっている。アウタースキンに作用する風圧変動を $p_{out}(t)$，キャビティ内の圧力変動を $p_{cav}(t)$ とすると，アウタースキンに作用する風力変動のパワースペクトル $S_f(\omega)$ は式(1)で表される。

$$S_f(\omega) = S_{out}(\omega) - 2Co(\omega) + S_{cav}(\omega) \qquad (1)$$

ここに，$S_{out}(\omega), S_{cav}(\omega)$はアウタースキン及びキャビティの風圧変動のパワースペクトル，$Co(\omega)$はアウタースキンとキャビティの風圧変動のコ・スペクトルである。

(1)式から分かるように，コ・スペクトルが大きいと風力変動のパワースペクトルは小さくなり，コ・スペクトルが小さいと風力変動のパワースペクトルは大きくなる。Fig.22は基準化コ・スペクトラム$Co(\omega)/\sqrt{S_{out}(\omega)S_{cav}(\omega)}$を示したものである。0.8Hz以下の低周波数域では，アウタースキンの風圧変動とキャビティ内の圧力変動の相関は大きく，基準化コ・スペクトルは1に近い値を示す。その結果，Fig.19に示したように風力変動のパワースペクトルも小さい。しかし，0.8Hz以上ではコ・スペクトルは，急速に減少し，3Hz付近で負に転じ，6Hz付近で最小となる。このときの基準化コ・スペクトルの値は-0.5程度であり，アウタースキンの風圧変動とキャビティの圧力変動は逆位相に近い変動特性を示す。そのため，風力変動はアウタースキンとキャビティの風圧変動の和に近い振幅で変動する。コ・コヒーレンスが最小となる周波数は，Fig.18に示したようにキャビティ内の圧力変動のパワーがヘルムホルツ共鳴によって増大する周波数より若干小さい。したがって，アウタースキンの風圧変動とキャビティ内の圧力変動の位相の変化はヘルムホルツ共鳴によって生じると考えられ，共鳴現象が風力変動に影響を及ぼすことが分かる。

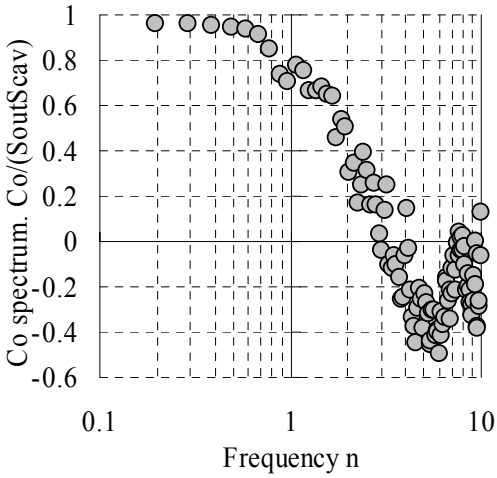


Fig.22 Normalized co-spectrum between pressure fluctuations on the outer skin and the inner skin at the cavity side

4.2 室内圧変動と開口面積

3章で述べたように，室内圧は風上側と風下側の開口面積比によって大きく変化する。自動換気装置を全て作動した状態でも，換気装置の動作の状況によって室内圧は大きく変化することが分かった。ここでは，開口面積が室内圧にどのように影響するかを，室内の空気が圧縮されないという仮定のもとに，連続の定理と開口における圧力損失から開口面積と室内圧の関係を導き測定結果に適用する（Harris(1990), Holmes(1979),Liu(1981)）。西面と東面の開口面積をそれぞれA_1,A_2とし，西面と東面のキャビティ内の圧力をp_1,p_2とすると，開口部における圧力損失は(2)式で表される。

$$|p_1 - p_i| = \frac{1}{2}\rho U_1^2 k_1$$
$$|p_2 - p_i| = \frac{1}{2}\rho U_2^2 k_2 \qquad (2)$$

ここにp_iは室内圧，ρは空気密度，U_1,U_2は西面および東面から室内に流入する空気の流速である。

(2)式と連続の式(3)

$$U_1 A_1 = U_2 A_2 \qquad (3)$$

より，室内圧は西面，東面のキャビティ圧を用いて

$$p_i = \frac{p_1 + \gamma^2 p_2}{1+\gamma^2}, \gamma = \frac{A_2}{A_1} \qquad (4)$$

となる。

3.5章で示した平均風圧係数によって，自動換気装

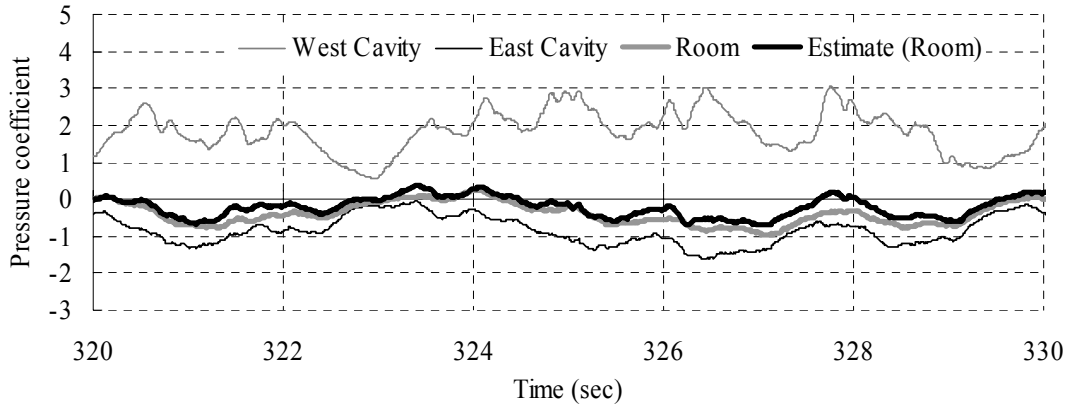


Fig.23 Records of pressure fluctuations in cavities and room

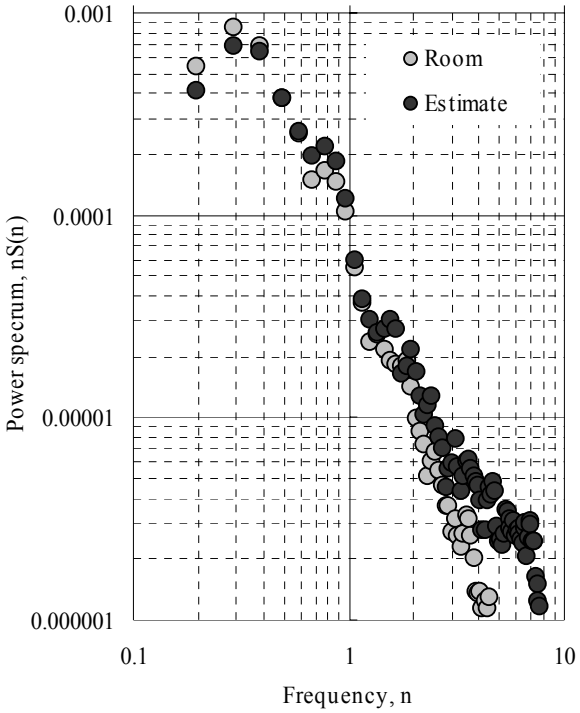


Fig.24 Power spectra of internal pressure in the room

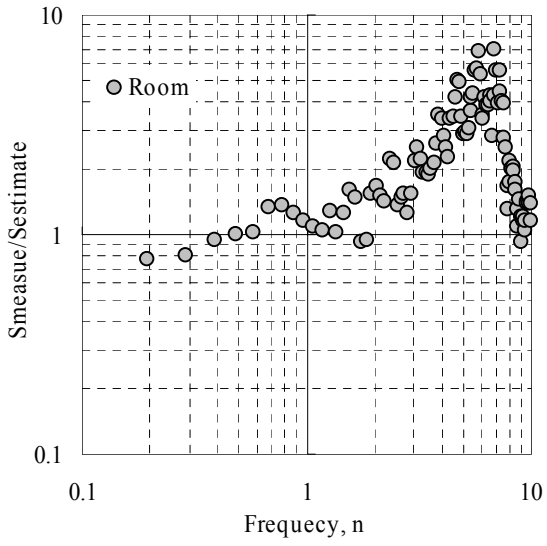


Fig.25 Ratio of power spectra

置が全て作動しているCase2の場合の開口比を求めると，$\gamma = 1.805$ となる。

上の関係が瞬間的にも成立するかどうかを確認するため，上の式により作った疑似室内圧の時系列と測定結果とを比較したのがFig.23である。Fig.23より，(4)式によって求めた風圧変動は，測定された風圧変動に極めて良く一致することが分かる。なお，3章で示したように，室内圧変動は東面キャビティ内の圧力変動とほぼ同様に変動している。

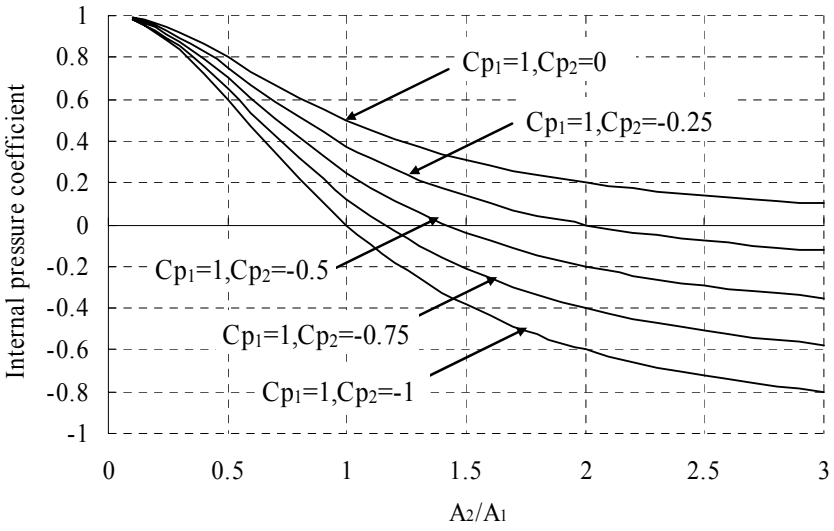


Fig. 26 Effect of open area on internal pressure

Fig.24は，(4)式から算出した推定室内圧のパワースペクトルを測定値と比較したものである。2Hz付近までは良く一致しているが，2Hz以上の高周波数域では推定値の方が大きいことが分かる。Fig.25は，推定室内圧と測定室内圧のパワースペクトルの比を示したものである。比は2Hz付近から7Hz付近まで急速に増大し，7Hz付近においては推定値のパワーは測定値のパワーの8倍程度になる。

Fig.26は，室内圧が西側と東側の開口比によってどのように変化するかを示したものである。西側キャビティ内の圧力係数を1として，東側キャビティの圧力係数を0～-1まで変化させている。キャビティ圧の内圧への分配比は開口比の2乗に比例しているため，開口比がわずかに変わると，室内圧は大きく影響される。例えば，東側の圧力係数が-0.5の場合，開口比が0.5では室内圧係数は0.7，開口比が1の場合には0.25，開口比が2の場合には-0.2となる。現行の建築基準法や建築物荷重指針で定める外装材用の内圧係数は0～-0.5となっているが，この値は建築物の各面

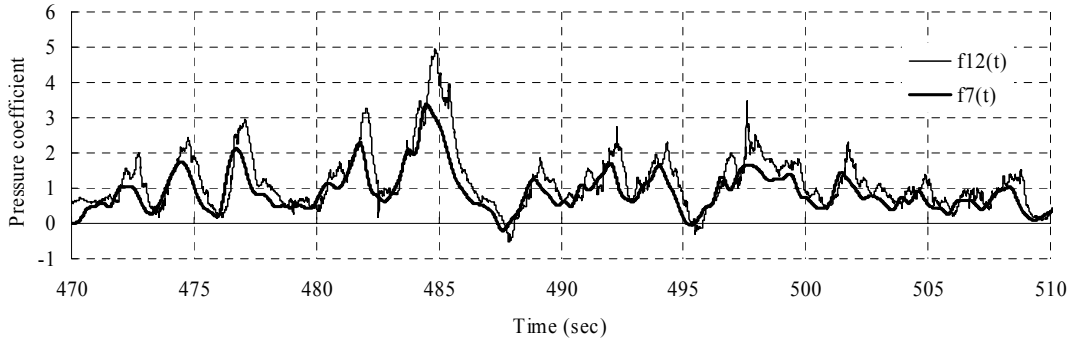


Fig.27 Comparison between original pressure fluctuation and f7 component of wavelet

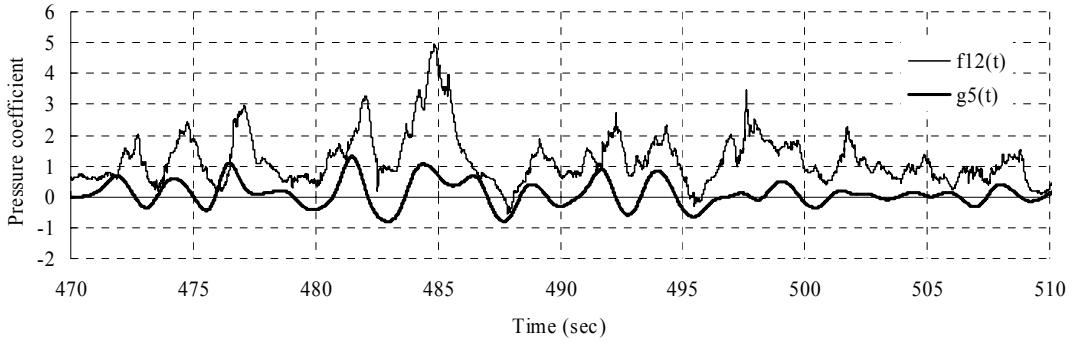


Fig.28 Comparison between original pressure fluctuation and g5 component of wavelet

の隙間(開口)面積が同じであるとして算定された値である。隙間の面積は建築物の外装の状況によって大きく変化するため，上記の結果からすると，もう少し幅をもって設定する方が良いと考えられる。

4.3 風圧変動の時間周波数特性

(1) ウェーブレット解析

自然風中では風圧は極めて大きく変動するため，これまで述べたスペクトル解析などの信号の定常性を仮定した解析方法では，ピーク風圧の性状が捉えられない可能性がある。時間とともに性状を大きく変える信号の非定常性を解析する手段としては，ウェーブレット解析がある。本節では，本測定で得られた信号についてウェーブレット解析を行い，その時空間的な特性を把握する。

本解析で用いたウェーブレットは４階のカーディナルＢスプライン関数である(Chui(1992))。この関数は対称で滑らかなスケーリング関数を持ち，周波数分解能がよく振動のような周期的な信号の解析には適していると考えられている。また，効率よく計算が可能な多重解像度解析にも向いている。

解析は，西風の西北面アウタースキン中央点の風圧変動のデータに対して実施した。用いたデータは2007年1月6日23時55分10秒から51秒間の4096個(サンプリング間隔0.01秒)である。データは平均値を差し引いた後処理をした。多重解像度解析では，2の巾乗で解像度が示される。データ個数が4096個の場合，最も次数の大きい $f_{12}(t)$ が元のデータを表し，次数の小さくなるにしたがって，高周波数域における変動が小さくなる。各時間における，各周波数における振幅の変化 $g_{j-1}(t)$ は，$f_j(t)$ から次数が一つ小さい $f_{j-1}(t)$ を差し引くことで求めることができる。即ち，

$$g_{j-1}(t) = f_j(t) - f_{j-1}(t) \tag{5}$$

となる。

Fig.27は $f_7(t)$ と元の信号との比較，Fig.28は $g_5(t)$ と元の信号を比較したものである。$f_7(t)$ では，1.56Hz以上の振動は含まれておらず,そのため風圧のピーク値の値がかなり小さいが，全体の様子は良く捉えられていると言える。$g_5(t)$ は0.78Hz付近での変動を捉えたものであるが，ピーク風圧がほぼこの周期で変動していることがわかる。

(2) 移動平均による多重解像度解析

ウェーブレット解析は時間周波数解析にとって有効な手段ではあるが，我々の実務において必要となるピーク風圧の解析にとっては必ずしも有効とは言えない。それは，ウェーブレット解析で得られた結果と，物理現象あるいは設計荷重との対応がつけにくいためである。ここでは，風力と評価時間との関係を算出することに良く用いられる移動平均を用いた多重解像度解析を実施し，ピーク風圧の特性につ

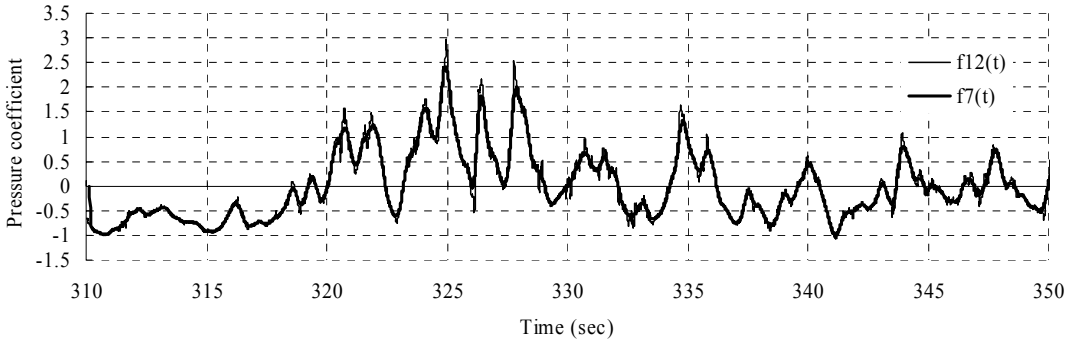


Fig.29 Comparison between original pressure fluctuation and f7 component of moving average

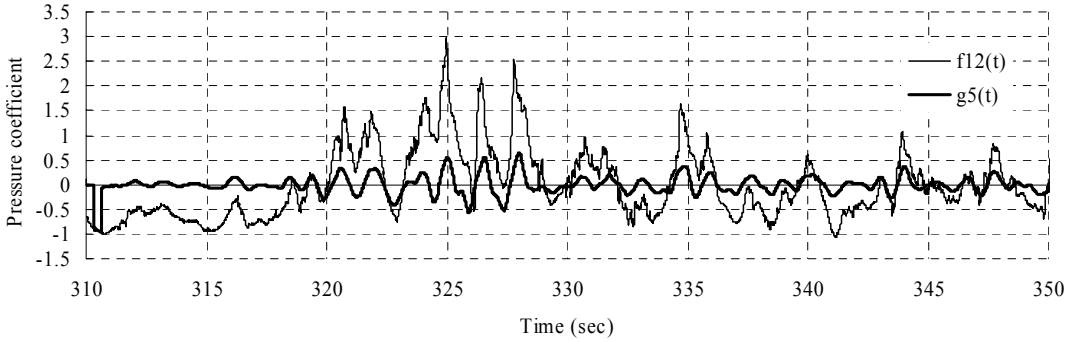


Fig.30 Comparison between original pressure fluctuation and g5 component of moving average

いて検討する。

Fig.29は，次数７の $f_7(t)$ を移動平均操作によって求めたものである。次数が7であるから，平均は2^5=32個のデータについて行っている。移動平均を用いる方法は，一定の幅を持つ矩形窓によるスケーリング関数（Haarのスケーリング関数）を用いて信号を処理する方法と原理的には同じであるが，Haarのスケーリング関数では離散的に処理されるため，32個ごとに値が変化する。一方，移動平均による方法はFig.29に示したように次数が変化しても波形は連続的に変化する。Fig.29に示されているように，この場合，32個の移動平均によってもピーク風圧はあまり低下しない。この点では，先のスプライン関数を用いた場合とは大きく異なっている。また，Fig.30は，$g_5(t)$ を示したものであるが，ピーク風圧が生じる時の風圧変動の周期と極めてよく一致しており，風圧変動のような信号の解析には，移動平均操作の方がいいのではないかと思われる。

5. 結論

潮岬風力実験所に，単層換気型の実大ダブルスキンを4つ組み込んだ模型を設置し，自然風中でダブルスキンに作用する風圧力等の実測を行った。その結果，次の結論を得た。

(1) ダブルスキンのピーク風圧係数を瞬間最大速度圧を基準として評価した場合，風が正面から当たる場合には，ピーク風圧係数はほぼ平均風圧係数に一致する。

(2) 1m^{2}程度の面積を持つ外装材の場合のピーク風圧の評価時間は0.2秒程度が適切である。

(3) ダブルスキン間のキャビティ内の圧力は，変動を含めて，上下の換気口の圧力の平均値となる。

(4) 風上面においては，アウタースキンとインナースキンは，それぞれ通常の外装材に作用するピーク風力(風荷重)の29%および86%を負担する。

(5) アウタースキンの風力変動は，高周波数域，特にキャビティの空間に伴うヘルムホルツ共鳴周波数付近においては，アウタースキン及びインナースキンに作用する風圧変動の位相がほぼ逆転するため，風圧変動の倍以上のパワーを持つ。

(6) インナースキンの窓の開閉により，反対側のインナースキンには大きな風力が作用する。両側の窓を開けると，室内を空気が流れ，場所によって室内圧は大きく異なる。

(7) 室内圧は壁の隙間による開口面積を算定できれば，変動を含めてほぼ正確に評価できる。

(8) 開口面積は室内圧に大きな影響を及ぼす。開口面積が2倍程度変わるだけで，室内圧は正から負へと大きく変化する。

(9) 自然風での風圧データは極めて不規則に変動するが，耐風設計上重要なピーク風圧の特性を捉

えるには，ウェーブレット解析より移動平均による多重解像度解析が有効である。

謝　辞

本研究は，鹿島建設技術研究所と三協立山アルミ株式会社の協力により行われた。研究の実施にあたっては，両者の関係者に大変お世話になった。ここに記して感謝の意を表する。また，観測の実施にあたっては，技術職員の加茂正人氏，技術支援職員の河内伸治氏の協力を得た。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

河井宏允・石崎澆雄(1981):乱流中における２次元角柱の風上面に作用する風圧変動について，日本建築学会論文報告集，第300号，pp.51-59.

河井宏允・金杉忠久・小島浩士・西林達麿(2004):全層換気ダブルスキンファサードに作用する風力について，第１8回風工学シンポジウム論文集，pp.335-340

河井宏允(2006):単層換気ダブルスキンファサードに作用する風力について，京都大学防災研究所年報49号B, pp473-486

Chino, N., Iwasa, Y., Hagiwara, T., Matagi, Y. and Sato,H., (1993): Wind load acting on double composite exteriors - A study on internal pressure of double composite exteriors, Jour. Struc. Constr. Engng, AIJ, No.448, June, pp.29-36.

Chino, N., Iwasa, Y. and Sato, H. (1997): Field measurements of wind load on double composite exteriors, AIJ Jour. Technol. Des. No.4, March, pp.25-30.

Chui, C.K. (1992): An Introduction to Wavelet, Academic press

Inculeta, D. R. Navarro, M.G. Isyumov, N(2007): The effects of an open double facade on structural and cladding wind loads, Proceedings of The 12th International Conference on Wind Engineering, pp.319-326

Harris, R.I. (1990): The propagation of internal pressures in buildings, Jour. Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, Vol.34, pp.169-184.

Holmes, J.D (1979): Mean and fluctuation internal pressures induced by wind, Proc. 5th Int. Conf. on Wind Engineering, Fort Collins, CO, Pergamon, Oxford, 1980, pp.435-450.

Kawai, H. (2007): Wind force on double skin façade with building high grazing, Proceedings of The 12th International Conference on Wind Engineering, pp.311-318

Liu, H. and Saathoff, P.J.(1981): Building internal pressure: sudden change, Jour. Eng. Mech. Div. A.S.C.E., Vol.107(EM2), ,pp.309-321

Filed Measurement of Wind Pressure on Story-High Double Skins with Open Windows

Hiromasa KAWAI, Hiroaki NISHIMURA*, Masayasu SUZUKI** and Yutaka OURA***

* General Building Research Corporation of Japan
** Kajima Technical Research Institute
*** Sankyo Tateyama Aluminum ,Inc

Synopsis

Wind loads on double skin facades are investigated by field measurements using a model with 4 full scale double skin windows. Peak wind loads on the outer and the inner skins at a windward side are 29% and 86% of wind loads on an ordinaryl single skin respectively. Pressure in a cavity between the outer skin and the inner skin is the average of pressure at top and bottom open air inlet. Internal pressure in a room can be estimated by the theory derived from pressure loss and mass conservation. Time-frequency characteristics of pressure fluctuation was investigated by a multi-resolution analysis combined with moving average, which may be more suitable than a wavelet analysis for a non-stationary random process as like pressure fluctuation in natural wind.

Keywords: double skin, peak wind load, internal pressure, moving average, multi-resolution analysis

京都大学防災研究所年報　第51号Ｂ　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

ラージ・エディ・シミュレーションによる竜巻状の渦を作る試み

丸山　敬

要　旨

上部に吸い出し口をもつ円筒形の対流域と，下部に正方形水平断面の直方体収束域をもつ竜巻発生装置を模擬した解析領域を設定し，ラージ・エディ・シミュレーション（ＬＥＳ）を用いた数値計算によって竜巻状の渦を生成した。流入気流条件，解析領域の大きさや形状等が渦の発生条件や渦内の気流性状に及ぼす影響を明らかにした。さらに，渦内の低圧部の分裂も見られるなど，種々の竜巻状の渦を再現し，今回用いた計算手法が，実際の竜巻内の気流性状を検討するツールとしての可能性を示した。

キーワード：LES，竜巻，数値計算，渦，シミュレーション

1.　はじめに

2006年には多くの竜巻が発生して９月の台風13号に伴う延岡市の竜巻では３名の死者を出し，ＪＲ日豊本線の特急“にちりん”が脱線した。続く11月の北海道佐呂間町で発生した竜巻では９名もの死者を出した。これらの竜巻に関しては観測やメソスケールモデルを用いた数値シミュレーションにより，その生成過程や構造が明らかになりつつある（気象庁気象研究所2006，坪木和久2007）。

これら最近の研究成果によると，竜巻の発生機構は局地前線に伴うものと，スーパーセルによるものに大別できるが，スーパーセルに伴うもののほうが強い竜巻となることが多く，2006年９月に発生した延岡市の竜巻も，台風13号に伴うスーパーセルに起因するものであることが明らかになっている。新野（2007）によると，“スーパーセルに伴う竜巻の発生にはメソサイクロンと呼ばれる直径数kmの回転を伴う強い上昇気流の存在が重要となる。そして，竜巻の発生にとってメソサイクロンの存在が重要なのは，竜巻の渦度源としてではなく，その気圧低下により下層に強い上昇気流を作り出し，地表面近くに何らかの原因で存在する鉛直渦度を引き伸ばすためであることを示唆している。”と述べている。同様に，地表面近くの鉛直渦度の存在が竜巻の発生に重要であることを，佐々（2006）もドライアイスミストを用いた室内実験により示している。この地表面近くの鉛直渦度の生成には，降水系からの冷気外出流などによって生じる局地前線上の水平シア，地表面粗度や地形による水平シアの存在が重要であり，それらの影響を明らかにすることは，竜巻発生や竜巻内の気流性状を解明・再現する上で重要であると考えられる。

さて，竜巻内の気流性状を明らかにしようとする過去の研究では竜巻状の渦を発生させる装置を用いた室内実験が主であった。この装置には種々の種類があるが，いずれも上昇流を発生する部分と，鉛直渦度を発生させる部分からなり，その一例の概略をFig. 1 に示す。この装置では収束域の周囲に設置された仕切り板により鉛直渦度を与え，対流域の上部に設置された吸引装置で上昇流を発生させている。これにより，上部の吸い出し流の強さや，仕切り板により与える鉛直渦度を調整し種々の条件下において収束域に竜巻状の渦を発生させ，その気流性状を熱線風速計やレーザー流速計，ＰＩＶ等によって計測する。ただし，渦内の気流性状は３次元的な変動流であり，装置内に計測装置を設置する際の制約等から，詳細な計測結果は多くなかった。そのため，近

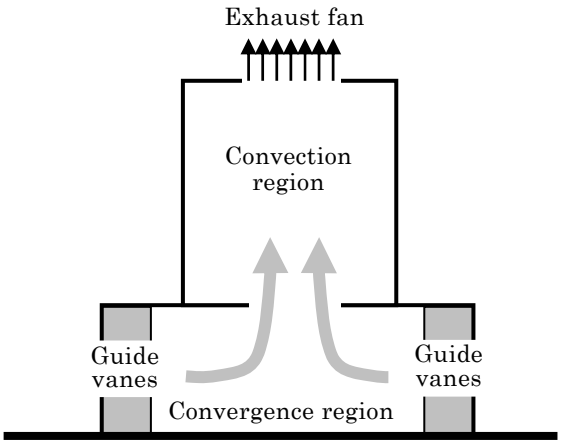


Fig. 1　Tornado simulator

年では直径が数mもある大型の装置も作られるようになってきており，測定の便を高め，各種模型を渦の中に入れて詳細な計測も行われるようになってきている。

一方，メソスケールモデルを用いた数値シミュレーションによれば，前述のようにスーパーセルやメソサイクロン等，風速場の構造が明らかにされている。ただ，それらの計算は水平分解能が1kmから500m程度で，竜巻の渦内部の気流性状を詳細に再現するものではなく，竜巻による強風によって建物等が被害を受ける際のメカニズムを明らかにするには，十分な分解能を有しているとは言い難い。そこで，竜巻の渦内の気流性状や渦と物体との相互作用を明らかにすることを目的に，近年進歩の著しい数値計算手法を用いて，竜巻状の渦の作りだすことを試みた。本報では，作り出された渦の生成条件や渦内の気流性状について報告する。

2.　計算の概要

2.1　計算概要

数値計算は差分法を用い，乱流モデルにラージエディシミュレーション（ＬＥＳ）を用いた計算コードRIAM-COMPACT（内田ら2004）を一部改造して行った。解析領域はChurchら（1979）や文字ら（1982, 1983）が用いた竜巻発生装置に準じ，Fig. 2 に示すように対流域と収束域をもち，それぞれが異なる計算領域となっている。これら２つの計算領域は１つの面で接合され，接合面の一部で気流のやりとりが行われる。すなわち，対流域の底面の一部と収束域の上面の一部は円形断面をもった開口部でつながっており，その部分では水平方向に同じ形状をもった計算格子を配置して，変数のやりとりを行っている。

2.2　計算領域

上部の対流域は直径C，高さHcの円筒形で，上面中央部には直径Cuの円形の吸出口に一様流出（上向き一定）速度Uoを与えて上昇流を発生させている。対流域では上部の吸出口と下方の収束域との接合部分を除いてno-slip条件を用いる。実際の計算には直交格子を用いるので，対流域は円筒に外接する計算格子（Fig. 2 中グレーで塗りつぶした部分）の風速を０としている。収束域は，一辺Dの正方形水平断面をもつ高さHdの直方体で，上端は直径Duの円形断面をもった開口部で対流域と接している。収束域の上端開口部以外の上面および底面はno-slip条件を用いる。側面は，slip境界条件，自由流入出境界条件および風速をディリクレ条件として与え，収束域に流入する気流性状を制御している。解析領域の寸法をTable １にまとめる。

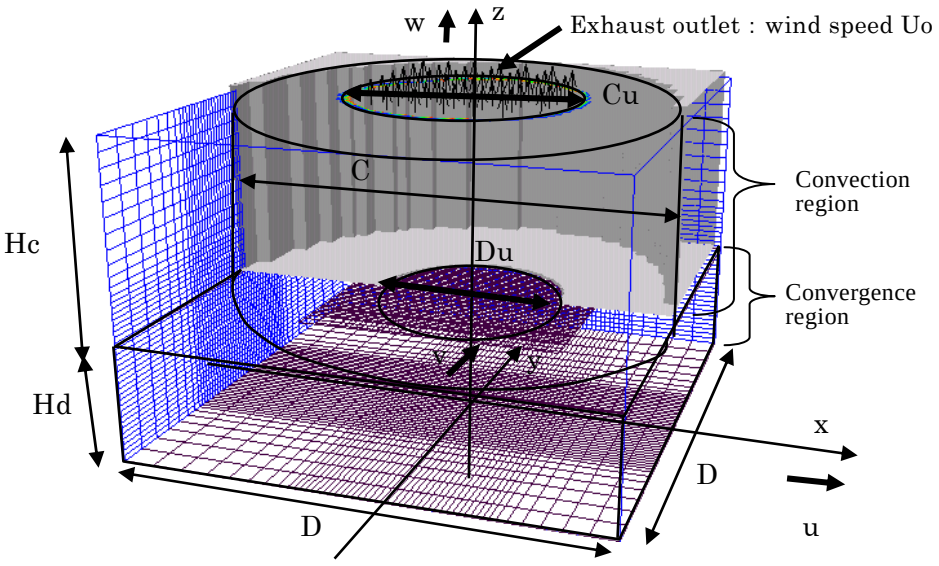


Fig. 2　Calculation region and mesh descretization

Table 1　Dimensions of calculation region

Exhaust wind speed：Uo= 1.0 m/s
Minimum mesh size：6mm
Hc = 350～600, C=300～1200, Cu = 250mm
Hd = 200～400, D=1200, Du = 300～450mm

2.3　収束域における流入境界条件

実験装置内では前節で紹介したように仕切り板などにより水平シアを与え，鉛直渦度を供給しているが，本計算ではFig. 3 に示すように収束域の壁面境界における流入風速の分布を水平・鉛直方向に変化させて水平シアを与え，鉛直渦度を供給している。

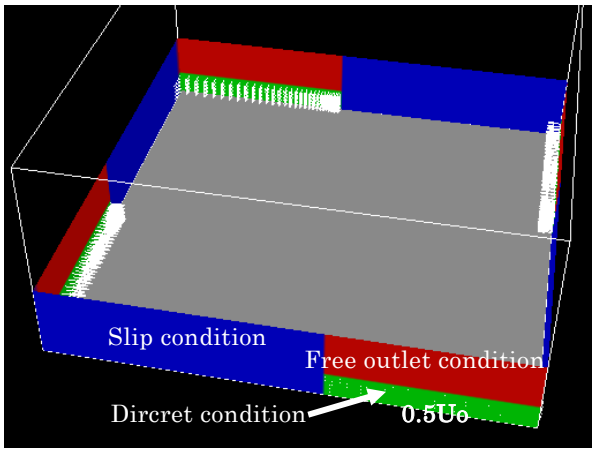
3.　計算結果

3.1　収束域流入風の水平シアの影響

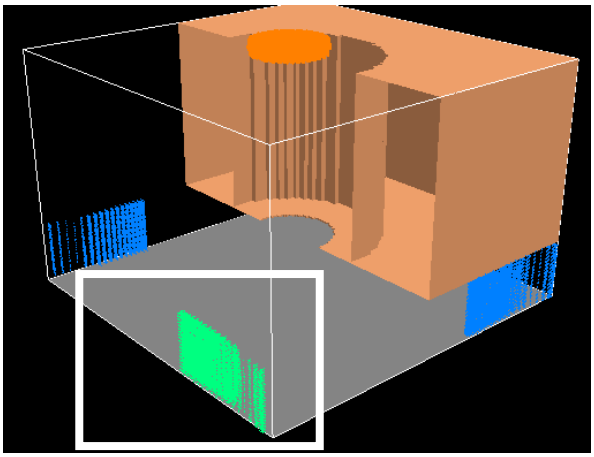
始めに，収束域流入境界条件として壁面に一様な流入風速を与え水平シアがない場合と，壁面流入風速を空間的に変化させて水平シアを与えた場合を比べた。水平シアがない場合にはFig. 4 a に示すように計算をいくら進めても渦は発生しなかった。一方，Fig. 3 に示すような水平シアを与えた場合には，計算を進めるとFig. 4 b～f に示すように対流域に生じる上昇流に吸い寄せられた収束域の気流が，次第に回転を始め，中心部の圧力低下とともに渦が形成され，上方の対流域に伸びてゆく。また，渦の中心部の圧力降下に従って，最大風速半径も小さくなり，しばらくするとほぼ定常な渦を形成する。

3.2　対流域の幅の影響

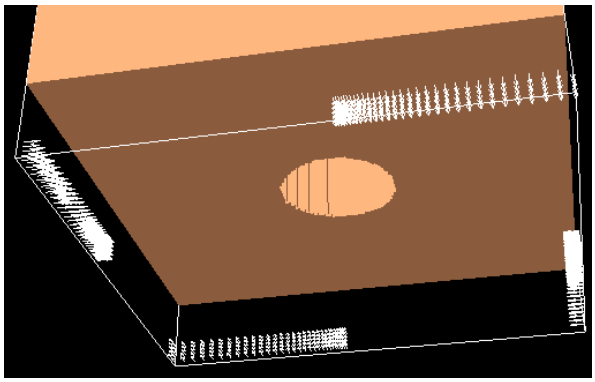
対流域の幅を変化させると，渦内の風速，圧力がFig. 5 に示すように変化する。対流域の半径が小さくなるほど，風速は大きくなり，渦内の圧力も下がる。今回計算した範囲では最大平均風速半径の対流域の大きさによる変化は少なかった。また，渦の中心付近では平均的に下降流が生じている結果となった。文字（1982）にならい，渦の性状を表すパラメータ



a1. Boundary condition of side wall

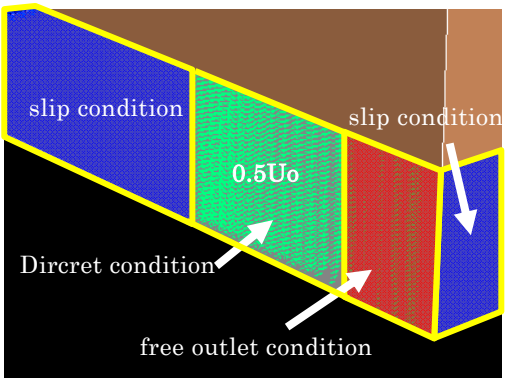


b1. Overview



a2. View from floor
Boundary condition（a）

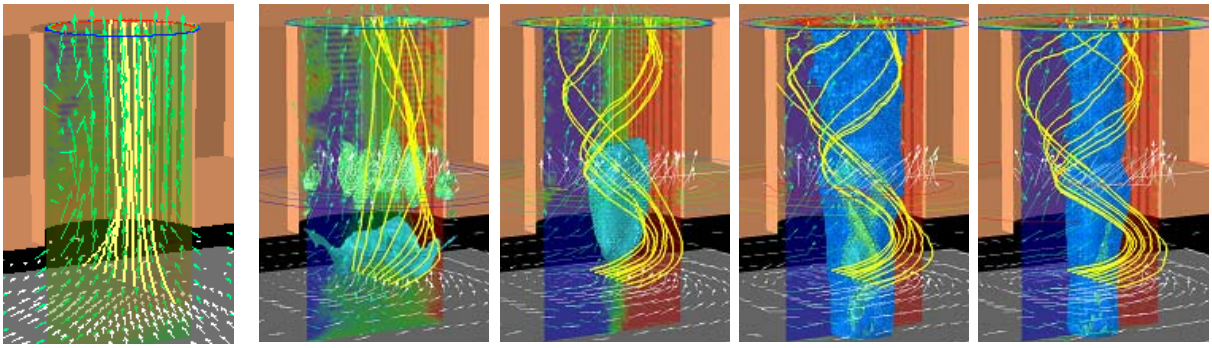
各側面右端 0.42D の下部 0.33Hc に法線方向のみ流入 0.5Uo，上部 0.66Hc は自由流入出境界条件，各側面左端 0.58D は slip 条件を与える。



b2. Magnified view of rectangular area in b1
Boundary condition（b）

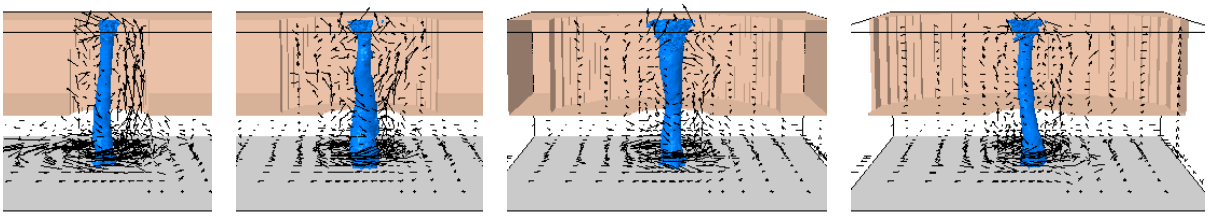
各側面左端から 0.66D は slip 条件，0.66D～0.89D には法線方向のみ流入 0.5Uo，右端 0.11D は自由流入出境界条件を与える。

Fig. 3　Inflow conditions on side boundaries of convergence region



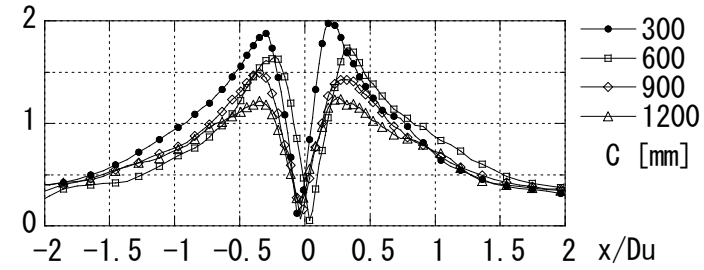
a． Without horizontal wind shear　b． 2.5sec.　c． 3.0sec.　d． 3.5sec.　f． 4.0sec.
With horizontal wind shear（boundary condition (a). Starting from velocity = 0.0）

Fig. 4　Development of vortex；Instantaneous velocity vectors, stream lines, contour plots of pressure
Uo＝1m/s, Hc＝350mm, C,Du＝300mm, Hd＝200mm.

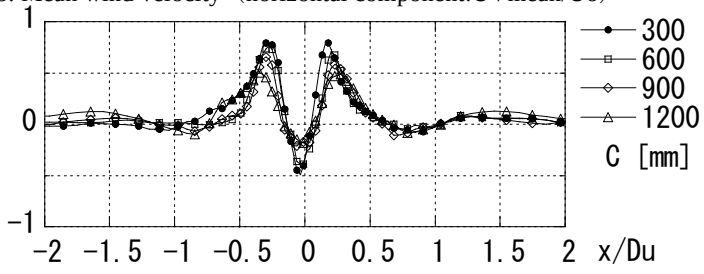


C＝300mm　C＝600mm　C＝900mm　C＝1200mm

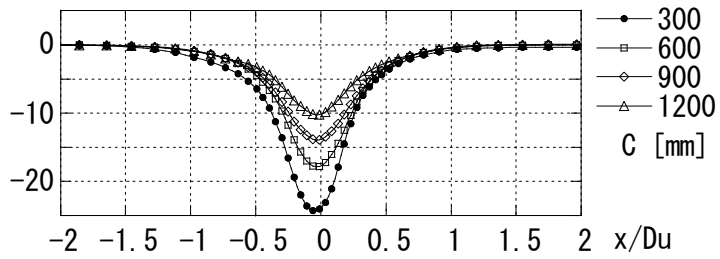
a. Instantaneous flow field；Contour plots show low pressure region.



b. Mean wind velocity（horizontal component:UVmean/Uo）



c. Mean wind velocity（vertical component : Wmean/Uo）



d. Distribution of pressure（Pmean/ ρ Uo2）

Fig. 5　Variation of flow characteristics with the width of convection region : C
Time averaged values 1.6 second after steady condition. Using boundary condition (a) in Fig. 3 .
Uo＝1m/s, Hc＝350mm, C,Du＝300mm, Hd＝200mm.
Values in vertical plane, y=0 , at the height of 54mm（0.27Hd） from the floor.

であるスワール比Sを，Fig. 6 に示すように収束域内の円筒状の検査面を横切って流入する単位高さあたりの流量Qと，周辺部Rにおける循環を用いて式(1)のように定義し，計算で発生させた上記の渦に対してSの値を求めた。

$$S=\frac{\tan\theta}{2a}=\frac{R\Gamma_{\infty}}{2lQ} \qquad (1)$$

ここで，

$a=\dfrac{l}{R}$ ：検査面のアスペクト比

θ ：検査面に対する流入角度

l ：収束域の高さ

$Q=2\pi Rv$ ：検査面の円周部を横切って流入する単位高さあたりの流量[m^2/s]

$\Gamma_{\infty}=Q\tan\theta=2\pi Ru$ ：周辺部 R における循環

である。

求めたスワール比の値は検査面の半径Rによって Fig. 7 のように変化し，収束域上部の対流部との接続開口の半径150mm付近で急変し，渦の中心に向かって急激に増加し，外縁に向かってゆっくりと減少する。収束域と対流域の接続開口の半径付近，R =180mmにおけるスワール比の対流域の大きさに対する変化を示すとFig. 8 のようになり，今回計算した範囲では対流域の大きさとともにスワール比は大きくなる傾向が見られた。

3. 3　収束域の流入風速分布の影響

これまでに述べた結果は，収束域の各側面右端0.42Dの下部0.33Hcに法線方向の流入風速0.5Uoを設定したFig. 3 に示す流入境界条件（a）の結果である。このとき，収束域内の渦の周辺，および，自由流入出境界条件を設定した側面付近の風速分布は，下部から流入した風量と上部から吸い出される風量の差が 0 になるように決り，収束域内の水平面内の風速分布は周辺部で高さ方向に大きく変化する。例えば，Fig. 9 に示すように，下層で流入風速が与えられている高さと，上層で自由流入出境界条件が与えられている高さでは，水平面内の風速分布が異なる。特に，自由流入出境界条件が与えられている部分とslip境界条件を与えている部分との境目では狭い領域に強い流入風が現れている。また，渦内の半径方向の風速変化も下層と上層では異なり，下層の方が最大風速が大きくなっている。

このような不均一性を和らげるために，Fig. 3 b に示すような境界条件（b）を設定した。すなわち，

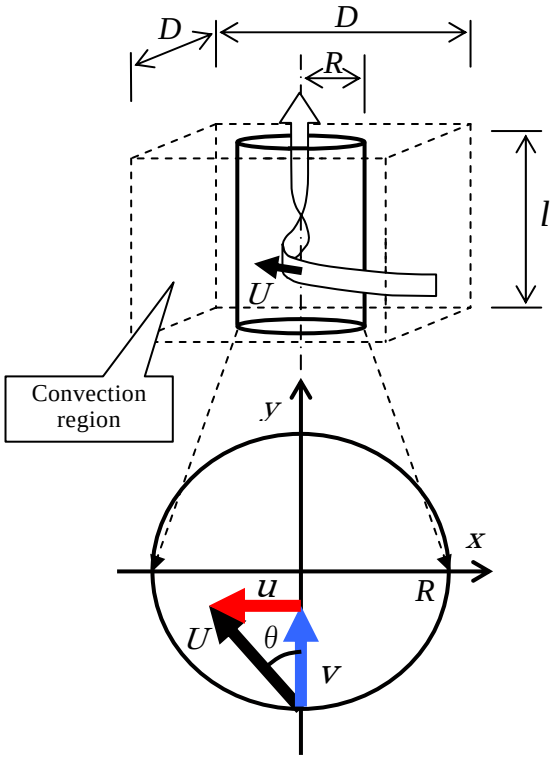


Fig. 6　Definition of swirl ratio S

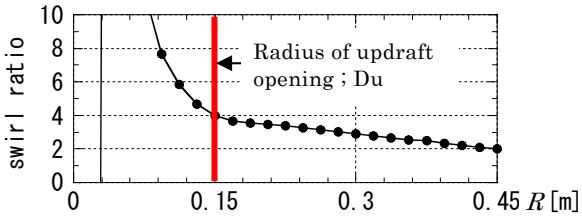


Fig. 7　Variation of swirl ratio S with R

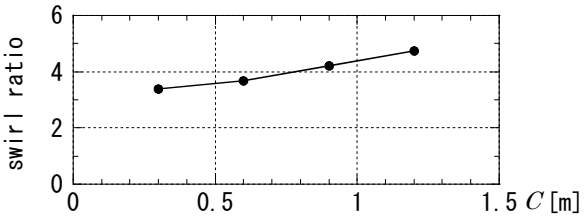
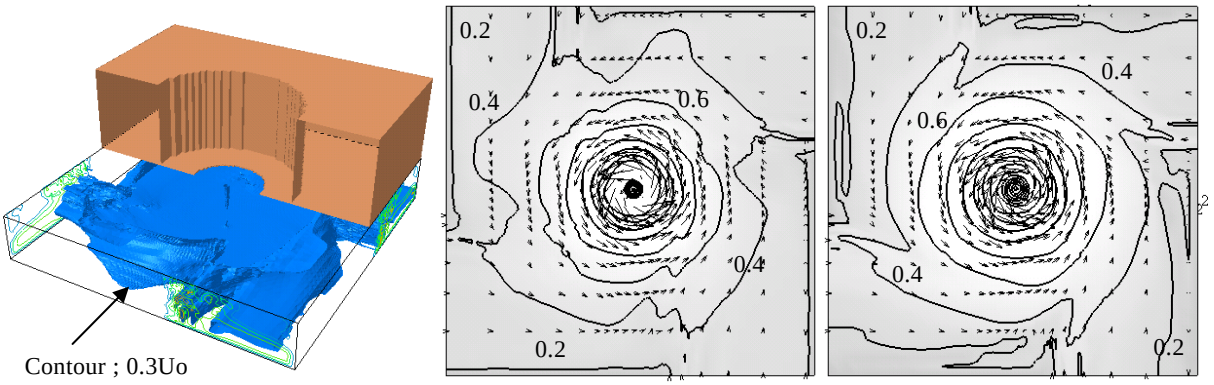


Fig. 8　Variation of swirl ration S with C

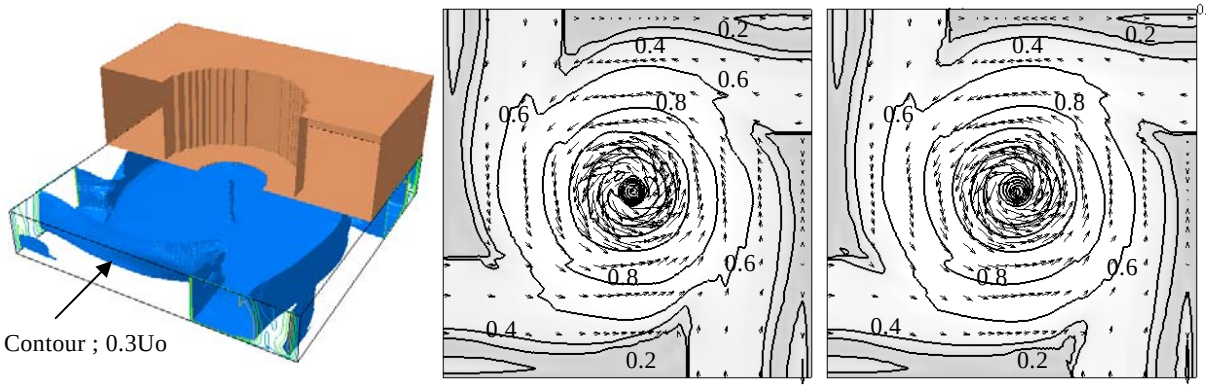
収束域の各側面左端から0.66Dはslip条件，0.66D～0.89Dには法線方向のみ流入0.5Uo，右端0.11Dは自由流入出境界条件を高さ方向全面にわたって与えた。その結果は，Fig. 9 b に示すように，水平面内の風速分布は側面付近では空間変化が大きいものの，高さ方向の変化は境界条件（a）よりも小さいものとなった。

3. 4　対流域，収束域の大きさの影響

対流域および収束域の大きさを変化させた計算を



a. boundary condition (a)　　z=0.13Hd　　z=0.44Hd



b. Boundary condition (b)　　z=0.13Hd　　z=0.44Hd

Fog. 9　Distribution of mean wind velocity；horizontal components, UVmean/Uo
Uo＝1m/s，Hc＝450mm，C＝600mm，Du＝300mm，Hd＝200mm.

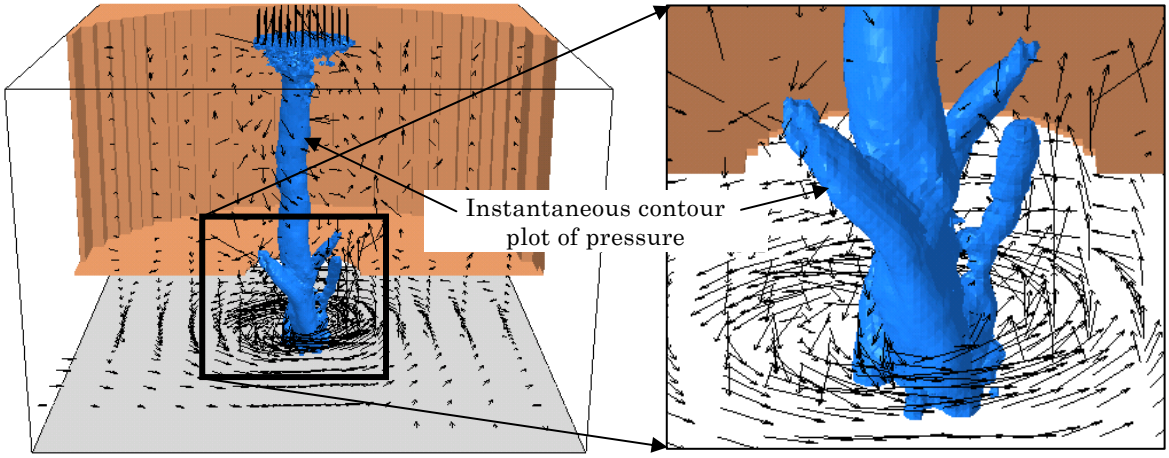


Fig. 10　Calculated result with large convection region, low convergence region and wide updraft opening
Turbulence of convection region comes down into convergence region. Low pressure region is split.
Uo＝1m/s，Hc＝600mm, C＝1200mm, Du＝300mm, Hd＝200mm.

行った。対流域が大きくなると側壁での摩擦による速度減衰が大きくなり，渦中心の圧力低下も下部の収束域に比べて小さくなる。このため，流れが収束域から対流域に入っていくと渦中心方向に向かう気圧傾度が小さくなるため，回転流は外に広がるように流れ，渦接線方向の風速も小さくなる。また，対流域側壁周辺付近では下降流が生じるなど，３次元性の強い複雑な流れが生じ，渦中心の変動も大きくなって，揺らぎや曲がりが大きくなる。このような変動は，下部の収束域にも伝わり渦の減衰や，Fig.10に示すように低圧部の分裂も見られようになる。ただし，今回の計算範囲では風速分布が複数の渦を作

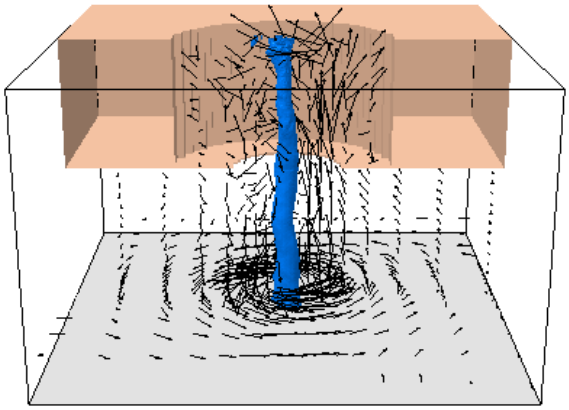


Fig. 11　Calculated result with high convergence region

Uo＝1m/s, Hc＝350mm, C＝600mm, Du＝300mm, Hd ＝ 400mm . Turbulence of convection region comes down into convergence region and the vortex is twisting.

るまでには至っていない。

一方，収束域の高さが対流域に対して相対的に高い場合には，低い場合に比べて対流域の乱れが収束域に降りてきても減衰や分裂は起こりにくい。しかし，渦は鉛直方向にまっすぐ通らず，Fig.11に示すようにゆらぎが生じやすくなる。また，収束域と対流域をつなぐ開口部の大きさDuが大きくなることによっても上部対流域からの乱れが降りてきてゆらぎが生じやすくなる。

4.　まとめ

上部に吸い出し口をもつ円筒形の対流域，下部に正方形水平断面をもつ直方体の収束域をもつ竜巻発生装置を模擬した解析領域を設定し，ラージエディシミュレーション（ＬＥＳ）を用いた数値計算により竜巻状の渦を生成させ，種々の条件による渦の性状を調べた。得られた見地を以下にまとめる。

[1] 下部収束域の壁面境界に自由流入出境界条件を与え，上部の吸い出し口からの吸い出しによる上昇流だけでは渦は発生しなかった。

[2] 下部収束域の壁面境界に鉛直シアを与えるように風速の空間分布を与えると，定常的な渦が生成できた。

[3] 下部収束域壁面境界における風速分布の与え方により，渦内の風速分布が変化する。壁面境界の風速分布に鉛直方向の変化があるときには，鉛直方向の変化がないときに比べて，収束域内の渦内および周囲の風速分布の鉛直方向の変化が大きい。

[4] 上部対流域，および，下部収束域の形状は生成される渦の気流性状に影響を及ぼす。

[5] 上部対流域の容積が大きい場合には対流域内の気流の３次元性が強く，乱れが大きくなって対流域内の渦中心の変動も大きくなり，揺らぎや曲がりが大きくなる。このような変動は下部の収束域にも伝わり，渦の減衰や低圧部の分裂が見られようになる。

[6] 下部収束域の容積が大きい場合には，対流域の乱れが収束域に降りてきても減衰や分裂は起こりにくいが，渦は鉛直方向にまっすぐ通らず，ゆらぎが生じやすくなる。

以上，数値計算による竜巻状の渦の生成法と，生成された渦の性状を紹介した。この方法を使えば，境界条件を変えることにより，上昇流が存在する領域の下層における竜巻状の渦の生成およびその気流性状に関して，風速のプロフィルが及ぼす影響や，地表面粗度，地形，上空の対地移動速度の影響を変えた状況を作り出すことが可能であり，それらの影響および渦内の気流性状を検討することが今後の課題である。

参考文献

内田孝紀・杉谷賢一郎・大屋裕二（2004）：一様流中に置かれた急峻な単純地形まわりの気流性状の評価，日本風工学会論文集，No.100，pp.35-43

佐々浩司 竹村早紀 山下賢介（2006）：,日本流体力学会年会，講演アブストラクト集，pp.134

坪木和久（2007）：竜巻シンポジウムーわが国の竜巻研究の今後の課題と方向性ー，「積乱雲と竜巻のシミュレーション実験」，HP資料.

新野　宏（2007）: 竜巻, 天気, 日本気象学会, Vol.54, No.11，pp.43-49

報道発表資料（2006）：佐呂間町で発生した竜巻をもたらした積乱雲の再現実験においてスーパーセルを確認，気象庁気象研究所

文字信貴（1982）：竜巻渦の室内実験，京都大学防災研究所年報，vol.25 A，pp.27-45.

文字信貴・光田寧（1983）：竜巻実験装置を用いた１セル及び２セル渦の研究, 京都大学防災研究所年報，vol.26 B-1，pp.393-401.

Church.C.R., J.T.Snow, G.L.Baker and E.M.Agee（1979）：Characteristics of tornado-like vortices as a function of swirl ratio , J. Atmos, Sci., Vol.36 , pp.1755-1776.

A Trial of Generating a Tornado-like Vortex by Large Eddy Simulation

Takashi MARUYAMA

Synopsis

A tornado-like vortex was generated numerically by Large Eddy Simulation. The calculation region was designed to reproduce the wind flow in a tornado simulator. The tornado simulator consists of a convection region and a convergence region. An unsteady flow field of vortex was generated and examined the flow characteristics with varying the inflow conditions and the configuration of calculating region.

Keywords: Large Eddy Simulation, tornado, numerical simulation, vortex

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

多層透水層による波浪変形特性に関する実験的研究

間瀬　肇・作中淳一郎*・安田誠宏・Changhoon Lee**・
中平順一***・新井雄太郎***

*京都大学大学院工学研究科
**韓国Sejong大学
***八千代エンジニヤリング株式会社

要　旨

本研究では，多層の透水層による波浪変形を予測する理論式を誘導した際にその検証データが必要となることを考慮し，水理実験により鉛直方向に透水性が異なる場合および水平方向に透水性が異なる場合についての波浪変形に関する実験データ（波高減衰率，線形抵抗係数，反射率，透過率）を整理し，その特性を検討する。

キーワード：多層透水層，波高減衰，線形抵抗係数，反射率，透過率

1.　緒　論

透水性が高い砂礫層からなる海底地盤や捨石潜堤上を伝播する波浪変形，港内での長周期波対策用の消波層による波の変形，また消波構造物を平面的に設置した場合の波浪低減効果を算定するためには，透水層を考慮した波浪変形理論が必要である。その際，鉛直方向に透水性が異なる砂礫層からなる海底地盤，外側被覆層と内側裏込層の透水性が異なる多層の捨石防波堤や離岸堤による波浪変形特性を知るためには，多層透水層の影響を考慮できる波浪モデルが必要である。

泉宮・遠藤(1989)，Somchaiら(1989) および間瀬ら(1994) は，透過性構造物による波浪変形や透水層上を伝播する波の変形を予測可能な緩勾配方程式を導いた。これらの波動方程式の中には，透水層内での流体運動に対する抵抗力を表すために，線形抵抗係数が含まれている。

本研究では，単層と2層の透過性地盤上の波高減衰の水理模型実験結果をもとに，透水層の材質，波高，周期の条件ごとに線形抵抗係数についてのデータを整理し，単層の場合と多層の場合の相違について検討する。また，直立消波堤による反射および透過に関する水理模型実験も行い，多層透水層の影響を考察する。

これらの実験データは，今後誘導する理論式（多層透水層を考慮した緩勾配方程式，放物型方程式およびブシネスク方程式）の検証に用いる。

2.　透水層による波浪変形の理論

実験結果を整理する上で，透水層を考慮した波の分散方程式が必要である。ここでは，間瀬ら(1994) の緩勾配方程式とともに分散関係式を示す。緩勾配方程式は，Fig. 1 に示す条件の元で得られる。

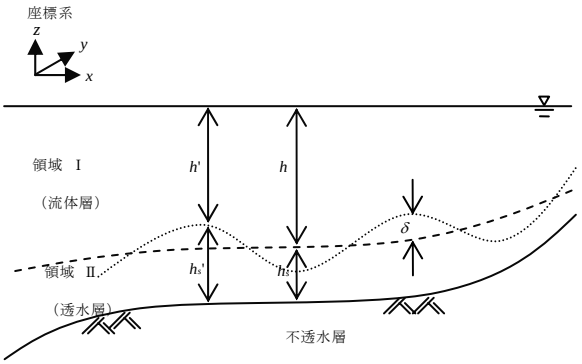


Fig. 1　Coordinate system of mild-slope equation on permeable layer

記号は，$h'(x)$：全水深，$h(x)$：平均水深，$\delta(x)$：水深の凹凸，$h_s'(x)$：全透水層厚，$h_s(x)$：平均透水層厚である。式の誘導に当たっては，緩勾配と微小振幅，および水深変動凹凸が波長オーダーであることを仮定する。

最終的な方程式は，以下のように表される。

$$\nabla_h\cdot\left\{\left(p+\frac{q}{\gamma}\right)\nabla_h\tilde{\phi}\right\}+\left(p+\frac{q}{\gamma}\right)k^2\tilde{\phi} -\frac{\cosh^2(kh_s)}{D^2}(1-\gamma)\nabla_h\cdot\left(\delta\nabla_h\tilde{\phi}\right)=0 \tag{1}$$

ここで，

$$p=\frac{1}{4kD^2}\left\{\begin{array}{l}\cosh^2(kh_s)\sinh(2kh)\left\{1+\dfrac{2kh}{\sinh(2kh)}\right\}\\ +\gamma\sinh(2kh_s)\{\cosh(2kh)-1\}\\ +\gamma^2\sinh^2(kh_s)\sinh(2kh)\left\{1-\dfrac{2kh}{\sinh(2kh)}\right\}\end{array}\right\} \tag{2}$$

$$q=\frac{1}{4kD^2}\left\{\gamma^2\sinh(2kh_s)\left\{1+\frac{2kh_s}{\sinh(2kh_s)}\right\}\right\} \tag{3}$$

$$\gamma=n/(\tau+if) \tag{4}$$

である。また，分散関係式は以下のようである。

$$\omega^2=gk\frac{\tanh(kh)+\gamma\tanh(kh_s)}{1+\gamma\tanh(kh)\tanh(kh_s)} \tag{5}$$

3. 実験装置および実験条件

3.1 実験装置

透水層の材料として用いたのがヘチマロン（新光ナイロン株式会社）とステラシート（日建工学株式会社）である。空隙率はヘチマロンが94%，ステラシートが93%であった。ヘチマロンはどの方向から見ても同じ割合で空隙が存在しているようであるが，ステラシートは等方性ではないようである。

透水性海底地盤上を伝播する波浪変形実験の模型設定状況を Fig. 2 に示す。直立消波堤による反射・透過実験のための模型設置状況は，Fig. 3 に示す。

Fig. 2 の実験では，ヘチマロンやステラシートを用いて，厚さ 20cm および幅 5.0m の海底地盤を作製し，その上を伝播する際の波高減衰を測定した。Fig. 3 の実験では，幅 60cm および高さ 100cm の直立消波堤モデルを設置し，その沖側と岸側で波を測定した。模型縮尺は 1/30 を想定した。

3.2 実験条件

反射波吸収型造波装置により，規則波および不規則波を造波した。一様水深領域の水深は 50cm とした。規則波実験の場合，波高を 3.0cm および 6.0cm として，それぞれのケースに対して周期を 1.0s, 1.5s および 2.0s とした。不規則波実験の場合は，有義波高を 3.0cm と 6.0cm にし，それぞれに対して有義波周期を 1.0s, 1.5s および 2.0s とした。

4. 実験結果および考察

4.1 透水層上を伝播する波浪変形

ここでは，単層および鉛直方向に透水性が異なる

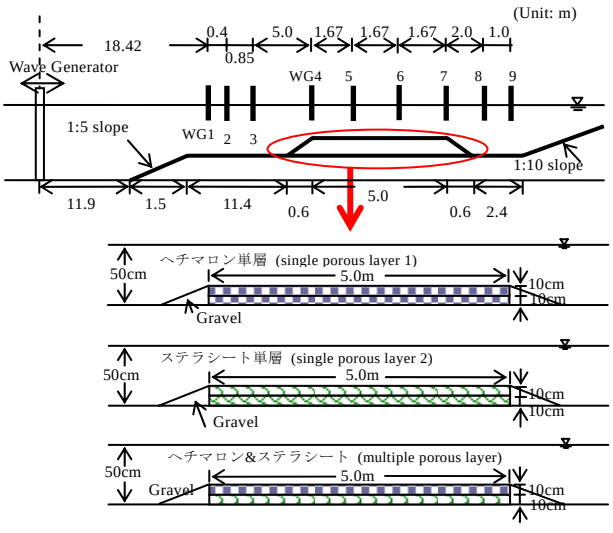


Fig. 2 Cross section of permeable seabed case

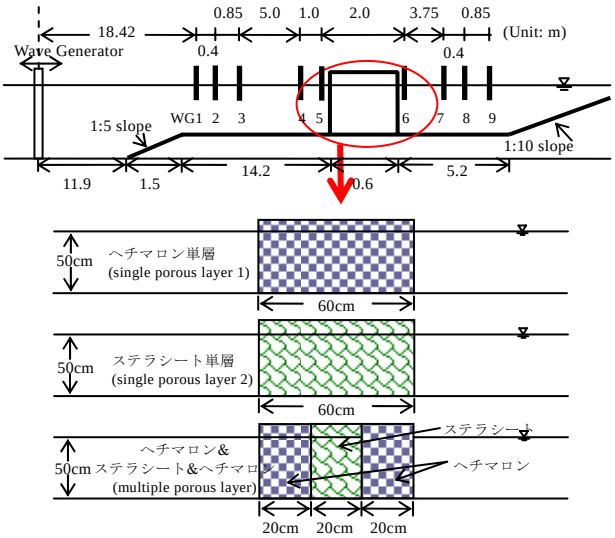


Fig. 3 Cross section of permeable breakwater case

多層（実際には2層）の透水性地盤上における波浪減衰の水理実験データを解析する。透水層上を伝播する波の水位変動は，次のように表わされる。

$$\eta = A\exp\{i(kx-\omega t)\} = A\exp(-k_I x)\exp\{i(k_R x-\omega t)\} \quad (6)$$

ここで，k_R および k_I は，それぞれ分散関係から得られる複素波数 k の実数部および虚数部である。式(6)からわかるように，透水層上の伝播に伴い波の振幅は指数関数的に減衰する。波振幅の空間的変化から波高減衰係数 k_I が求められる。式(5)を用いて k_I から線形抵抗係数 f の値が求められるが，その際，慣性係数 τ の値が必要である。しかし，k_I が小さい場合には，τ にあまり影響されないので，線形抵抗係数 f の算定に当たっては慣性係数 τ を 1.0 とする。波高減衰係数 k_I は，実験結果より求める。

Fig. 2 に示した透水層上にある波高計WG4, 5, 6, 7 地点の水位変動記録を用いて波高減衰を調べる。ここでは，規則波の実験データのみを用いる。波高計 WG4 地点の波高を H_s として，WG4, 5, 6, 7 地点での波高を H_s で無次元化する。横軸を WG4 からの距離とし，縦軸に無次元化した波高を対数軸でプロットし，指数関数で近似した線を描いたものが，Fig. 4～9 である。

Fig. 4 および 5 のヘチマロン単層（single porous layer 1）の場合は，周期が1.0s，1.5s，2.0s の順で波高減衰が大きくなった。

Fig. 6 のステラシート単層（single porous layer 2）の波高 3.0cm の場合では周期が 2.0s，1.0s，1.5s の順となった。同じくステラシート単層で波高 6.0cm の場合では，Fig. 7 によると，周期が 2.0s，1.5s，1.0s の順であった。ただし，周期 1.0s と周期 1.5s の波高減衰率には大きな差がない。

Fig. 8 および 9 のヘチマロン&ステラシートの場合（multiple porous layer）は，波高 3.0cm では，1.5s と 2.0s の波高減衰がほぼ同じであるが，概ね周期が 1.0s, 2.0s, 1.5s の順で波高減衰が大きくなっており，ステラシートの特性と同じである。

k_I に対して f は2つ求められる。小さいほうの値を f_1，大きいほうの値を f_2 とする。Fig. 10～13 は線形抵抗係数 f_1 および f_2 を示したものである。Fig. 13 におけるステラシート単層の波高 6.0cm，周期1.0s のケースでは，k_I の値が大きく f が求まらなかった。

Fig. 10 および 11 によると，ヘチマロンの場合，周期が大きくなると f_2 は減少するが，f_1 はほぼ一定である。線形抵抗係数とは透水層内での流体運動に対する抵抗力を表すもので，透水層ごとに固有の

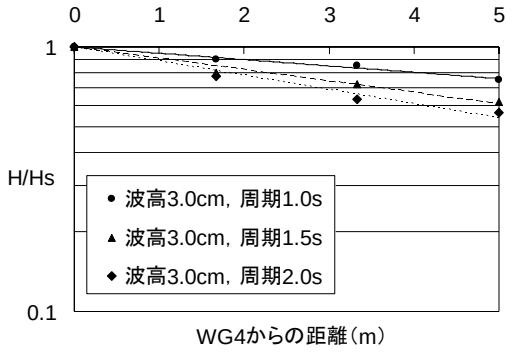


Fig. 4 Wave damping (wave height = 3.0cm using single porous layer 1)

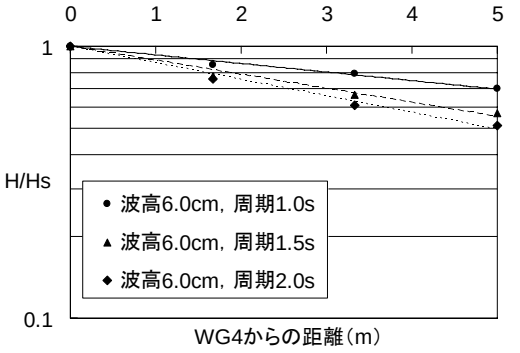


Fig. 5 Wave damping (wave height = 6.0cm using single porous layer 1)

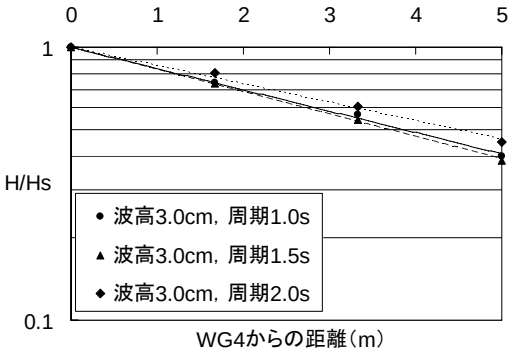


Fig. 6 Wave damping (wave height = 3.0cm using single porous layer 2)

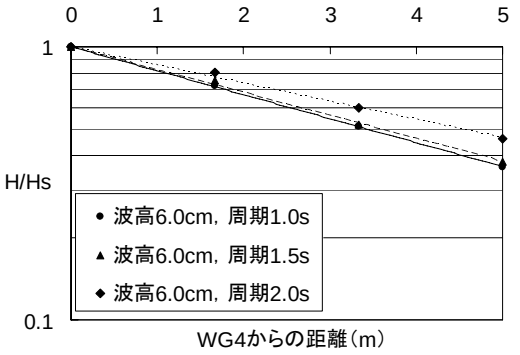


Fig. 7 Wave damping (wave height = 6.0cm using single porous layer 2)

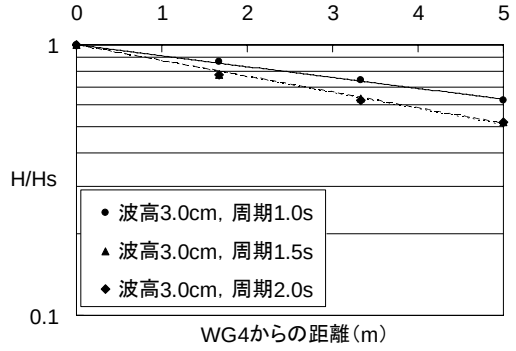


Fig. 8 Wave damping (wave height = 3.0cm using multiple porous layer

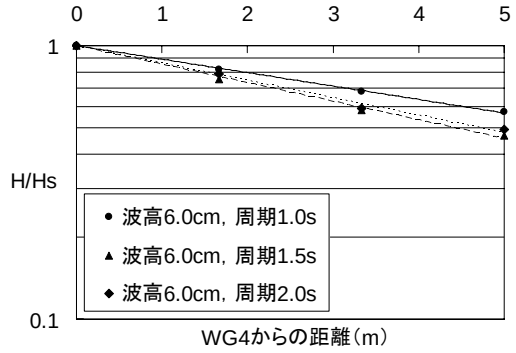


Fig. 9 Wave damping (wave height = 6.0cm using multiple porous layer)

値を持つと考えると，線形抵抗係数の値として f_1 を採用するのが良い。

ステラシートの場合は Fig. 12 および 13 より，線形抵抗係数 f_1 および f_2 の値はともに周期にかかわらずほぼ一定であるが，f_1 のほうがより変化が少ない。ステラシートの線形抵抗係数 f_1 は，ヘチマロンのそれに比べて2～5倍である。

4.2 直立透水層による反射と透過

ここでは，透水層，周期，波高の条件ごとに直立消波堤における反射率や透過率を求め，単層と多層の直立消波堤による波浪変化特性を調べた。反射率は，Goda & Suzuki (2005)の方法によって算定した。

Fig. 14～17 は，それぞれ波高 3.0cm の規則波および不規則波，波高 6.0cm の規則波および不規則波の反射率を示したものである。どの条件においても周期が 1.0s，1.5s，2.0s の順で，反射率は大きくなる。透水層別にみると，ヘチマロン単層，ヘチマロン&ステラシート&ヘチマロン，ステラシート単層の順で反射率が大きくなる。

Fig. 18～21 は，Fig. 14～17 に対応する透過率を示したものである。これらの図から，すべての条件において周期が 1.0s，1.5s，2.0s の順で透過率が大きくなる。また，透過率は，ステラシート単層，へ

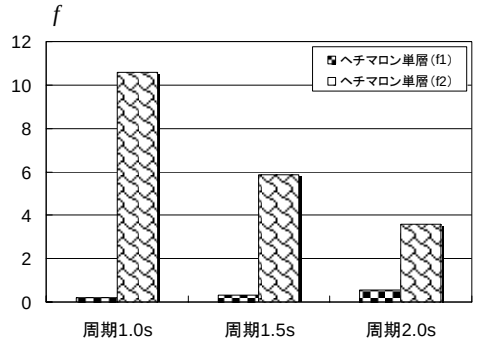


Fig. 10 Equivalent resistance coefficients of f_1 and f_2 (wave height = 3.0cm using single porous layer 1)

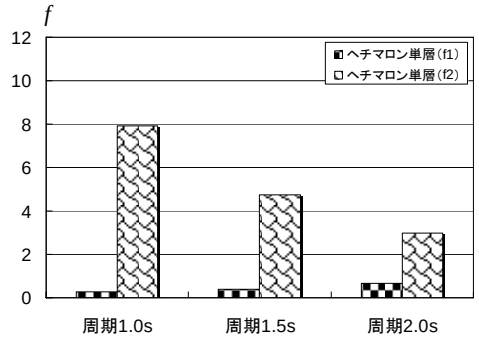


Fig. 11 Equivalent resistance coefficients of f_1 and f_2 (wave height = 6.0cm using single porous layer 1)

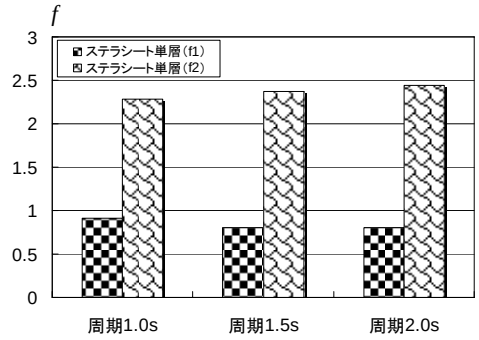


Fig. 12 Equivalent resistance coefficients of f_1 and f_2 (wave height = 3.0cm using single porous layer 2)

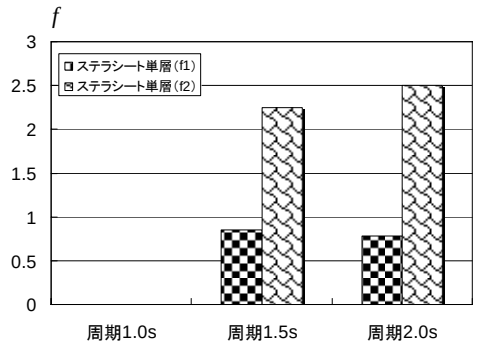


Fig. 13 Equivalent resistance coefficients of f_1 and f_2 (wave height = 6.0cm using single porous layer 2)

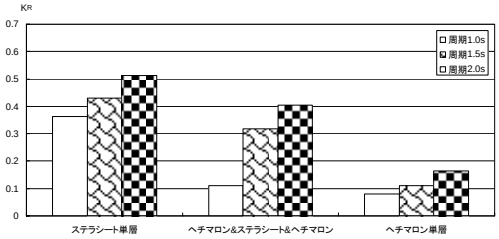


Fig. 14 Reflection coefficient (wave height = 3.0cm by regular wave)

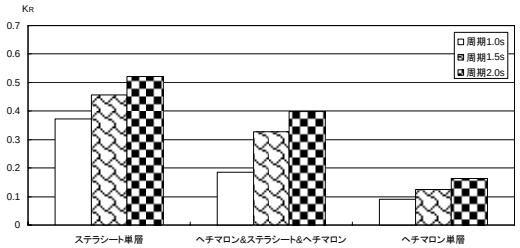


Fig. 15 Reflection coefficient (wave height = 3.0cm by irregular wave)

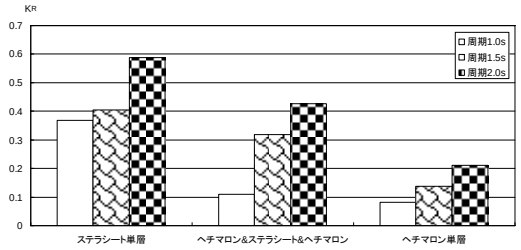


Fig. 16 Reflection coefficient (wave height = 6.0cm by regular wave)

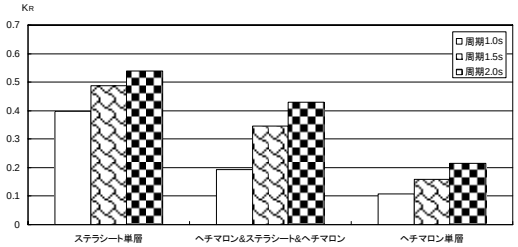


Fig. 17 Reflection coefficient (wave height = 6.0cm by irregular wave)

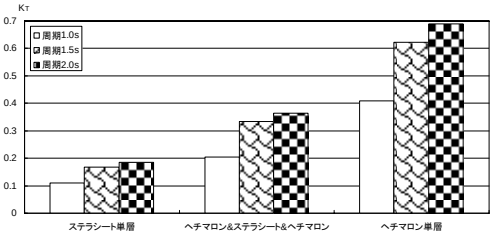


Fig. 18 Transmission coefficient (wave height = 3.0cm by regular wave)

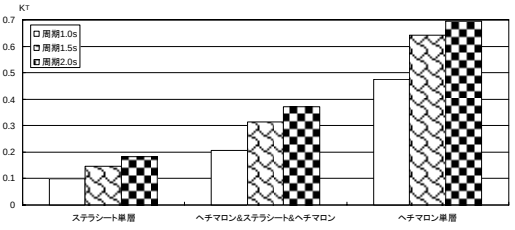


Fig. 19 Transmission coefficient (wave height = 3.0cm by irregular wave)

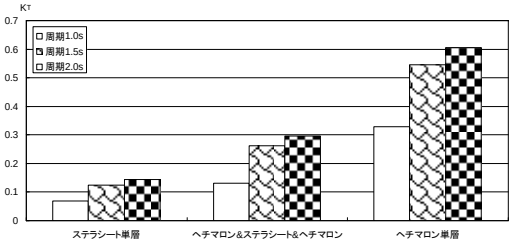


Fig. 20 Transmission coefficient (wave height = 6.0cm by regular wave)

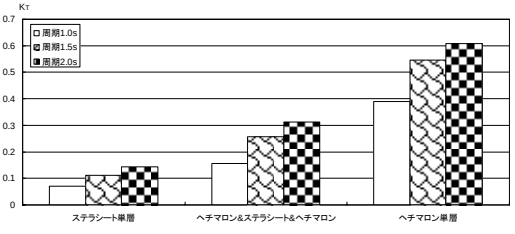


Fig. 21 Transmission coefficient (wave height = 6.0cm by irregular wave)

チマロン&ステラシート&ヘチマロン, ヘチマロン単層の順で透過率が大きくなる。

Fig. 14と15, Fig. 16と17, Fig. 18と19, Fig. 20と 21の比較から，規則波と不規則波による傾向の違いはほとんどないことがわかる。

5. 結 語

ここで, 本研究で得られ1た主要な結果を整理し結論とする。主要な結果は，以下のようである。

1) ヘチマロン単層の海底地盤の場合は，周期が大きいほど波高減衰が大きくなった。一方，ステラシート単層の海底地盤では，周期が小さいほど波高減衰が大きくなった。
2) 線形抵抗係数はある波高減衰に対して２つ存在するが，波の条件が変わってもあまりその値が変化しない f_1 を採用するのが良い。
3) 周期が大きいほど，直立消波堤によるエネルギー散逸が小さく，波の吸収や消波が難しい。
4) 規則波と不規則波の反射率や透過率の周期や波高，透水層材料に対する変化傾向はほぼ同じであった。

本研究プロジェクトの最終目標は，多層透水層を考慮した緩勾配方程式，放物型方程式および拡張ブ

シネスク方程式などの波動モデルの導出と，これらの波動方程式を用いて実際の海岸に設置されている離岸堤群による波浪変形，港湾内に設置された消波構造物の影響，さらには，こうした消波構造物の最適設置場所を算定するための波浪変形予測モデルを構築することである。

今後，本研究で示した実験結果を検証データとして用いて行く。

参考文献

泉宮尊司･遠藤雅人(1989)：潜堤および透過性構造物のある海浜における波動場解析, 海岸工学論文集, 第36巻，pp.638-642.

間瀬　肇・竹葉　憲・酒井哲郎・喜岡　渉(1994)：波状透水層上の波動方程式と Bragg 散乱解析, 土木学会論文集，第485号, II-26, pp.95-102.

Somchai･磯部雅彦･渡辺 晃(1989)： 透過潜堤による波浪変形の解析モデル, 海岸工学論文集, 第36巻, pp.643-647.

Goda, Y. and Suzuki, Y. (1976): Estimation of incident and reflected waves in random wave experiments, Proc. 15th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE, pp.828-845.

Experimental Study on Characteristics of Wave Deformation by Multi-Permeable Layer

Hajime MASE, Junichirou SAKUNAKA*, Tomohiro YASUDA,
Changhoon LEE**, Junichi NAKAHIRA*** and Yutaro ARAI***

* Graduate School of Engineering, Kyoto University
** Dept. Civil and Environmental Engineering, Sejong University
*** Yachiyo Engineering, Co., Ltd.

Synopsis

This study examines wave deformation due to porous media of single and multi layers as modeled porous horizontal seabed and vertical breakwaters. By utilizing the theoretical dispersion relation including permeability of seabed, linearized friction factors of porous media are estimated through hydraulic experiments. The characteristics of friction factors are examined with respect to wave conditions and porous media. The reflection and transmission coefficients are also obtained for uniform and multiple porous breakwaters. These experimental data will be used as the verification data for newly developed wave models taking into account of multiple porous layers installed in coastal areas.

Keywords: porous seabed, porous structures, wave deformation, wave reflection, wave transmission, linearized friction factor

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

白良浜海岸における波浪特性の経年変化と構造物による影響評価

安田誠宏・塚本淳仁*・間瀬　肇・島田広昭*・石垣泰輔*

*関西大学　環境都市工学部　都市システム工学科

要　旨

本研究は，白良浜海岸における地形と波浪特性の関係の経年変化を調べること，および岩礁背後に建設された潜堤が湾内の波浪に及ぼす影響を調べることを目的としている。白良浜の海底地形は，浜中央付近で深くなってきている。波高の経年変化については，浜の北側において経年で1.5～3倍に大きく増大した。潜堤が波高へ及ぼす影響については，波向がWSWのうねりの条件のときに，潜堤設置前に比べて浜の北側と南側で波高が10～30%増大することがわかった。

キーワード: 白良浜海岸，波浪特性，経年変化，潜堤，うねり，波向

1.　はじめに

白良浜は和歌山県西牟婁郡白浜町にあって，鉛山湾に属し，湯崎，権現崎の岩礁地帯に囲まれた石英からなる白砂の美しい浜である。この浜は，鉛山湾を経て，紀伊水道の南端に位置して太平洋に面しているので，夏期には台風により，また冬期には季節風による強風と高波浪の影響を受けており，また高潮や津波の影響も少なくない。

大正8年，この地に初めて掘泉に成功し，いわゆる銀銭湯が知られてから，温泉郷として発展し，白良浜の後背地は高度に都市化されてきた，一方，我が国の海岸域の利用に伴って，自然海浜の消滅が余儀なくされてきたなかで，この美しい自然の白良浜の保全が要望されてきた。

近年，砂の供給が絶たれ，浜の面積減少が顕著になり，1981年までの10年間でその幅が7～8 m，面積で3000 m^2が減少した。この対策として1974年および1981年に小規模な養浜が実施された。さらに白良浜保全対策協議会が立てた事業案で，白浜の南側，湯崎よりにT型突堤と権現崎にヘッドランドを建設してから養浜をすれば安定海浜が形成できる計画であった。しかしながら，整備事業の順序などによりヘッドランドの建設はされておらず，1989年から2000年まで11回にわたって75,000 m^3の砂を海中に投入したが，現在も砂の流出を防げてはいない。

そこで2003年11月から，砂の流出を防ぐ目的で権現崎から海中に，北東から南東にかけて長さ150 m，幅30 mの潜堤が建設されている。岩礁の上に10～200 kgの石を投入して基礎をつくり，その上に約500 kgの被覆石，さらに6 tの被覆ブロックを被せる工法を採っている。

潜堤建設開始後，浜に対する利用者の意見として，浜中央部での波高の上昇や，汀線付近で浜のバーム形状が急勾配になっているというものがある。どちらの現象も過去には起こらなかったと言われている。

本研究は，白良浜海岸における地形と波浪特性の関係の経年変化を調べること，および岩礁背後に建設された構造物（潜堤）が湾内の波浪に及ぼす影響を調べることを目的としている。

2.　波浪シミュレーションモデル

2.1　回折を考慮した多方向不規則波の波浪変形計算モデル

本研究では，間瀬ら(1998) が考案したエネルギー平衡方程式を基礎式とした，回折を考慮した多方向不規則波の波浪変形計算モデルを用いて，白良浜の波浪シミュレーションを行う。

エネルギー平衡方程式を以下に示す。

$$\frac{\partial(v_x S)}{\partial x}+\frac{\partial(v_y S)}{\partial x}+\frac{\partial(v_\theta)}{\partial \theta}=-\varepsilon_b S \qquad (1)$$

ここで，Sは波の方向スペクトル，(x, y) は水平座標，θはx軸から反時計回りに測った波向角，ε_bはエネル

ギー減衰係数，特性速度 (v_x, v_y, v_θ) は

$$(v_x, v_y) = \frac{\partial \omega}{\partial k}\bar{s} = (C_S \cos\theta, C_S \sin\theta) \quad (2)$$

$$v_\theta = -\frac{1}{k}\frac{\partial \omega}{\partial k}\frac{\partial k}{\partial n} = \frac{C_k}{C}(\sin\theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos\theta \frac{\partial C}{\partial y}) \quad (3)$$

と表される。ここで，(s, n) は波向・波峰に沿った座標，Cは波速，C_gは群速度である。

回折項は以下の放物線型波動方程式から定式化された。

$$2ikCC_g A_x + i(kCC_g)_x A + (CC_g A_y)_y = 0 \quad (4)$$

式(4)を変形し，実部と虚部について整理すると

$$(C_g |A|^2)_x = 0 \quad (5)$$

$$(CC_g |A|_y^2)_y - 2CC_g A_y A_y^* = 0 \quad (6)$$

となる。式(5)はエネルギー保存，式(6)は回折によるエネルギーの釣り合いを表している。波エネルギーは$E \propto |A|^2$であり，式(5)および式(6)の左辺第 1 項はEで表現できるが，第 2 項の$A_y A_y^*$はEでは表現できない。そこで，$A_y A_y^*$をE_{yy}/4 と近似すると，式(6)は

$$(CC_g E_y)_y - CC_g E_{yy}/2 \equiv 0 \quad (7)$$

となる。式(5)の左辺と式(1)の左辺とを比べ，エネルギーE を方向スペクトル S とみなす。そして，ほぼゼロである式(7)の E を S として式(1)の右辺に加えると，モデル方程式として次式を得る。

$$\frac{\partial(v_x S)}{\partial x} + \frac{\partial(v_y S)}{\partial x} + \frac{\partial(v_\theta)}{\partial \theta} = \frac{\kappa}{2\omega}\left\{\left(CC_g \cos^2\theta S_y\right)_y - \frac{1}{2}CC_g \cos^2\theta S_{yy}\right\} - \varepsilon_b S \quad (8)$$

ここで，κは回折影響係数である。

2.2 GFS-WRF-SWAN援用波浪推算システム

GFS-WRF-SWAN援用波浪推算システムは，Global Forecast System (略して，GFS)，Weather Research and Forecasting model (WRF)，Simulating WAves Nearshore (SWAN) からなり，間瀬ら(2005) が構築したものである。

GFS は，米国環境予測センター (NCEP) の全球気象予報モデルである。このモデルは，全球を緯度方向に 768，経度方向に 384，高さ方向 64 に区切った格子を用いて気象予測計算を行う。その予報値が 3 時間間隔，経度・緯度方向に 1 度間隔で，1 日 4 回 384 時間先まで web 上にアップロードされる。

WRF は，米国大気研究センター (NCAR) によって開発された局地気象予測モデルである。WRF は，GFS の 1 度間隔のデータを取り込んで，メソスケールの気象予測計算を行うことができる。このモデルは，予測方程式と呼ばれる 6 つの方程式と診断方程式，気体の状態方程式を解く。

SWAN は，オランダ・デルフト工科大学で開発された第 3 世代沿岸波浪推算モデルである。第 3 世代波浪推算モデルに属し，世界中で使用されている WAM を浅海域まで拡張したものである。

SWAN は風による波生成及び反射，浅水砕波及び海底摩擦による逸散，白波による逸散，3 波共鳴及び 4 波共鳴波浪相互作用から形成される。基礎式は波作用平衡方程式であり以下のように表される。

$$\frac{\partial}{\partial t}N + \frac{\partial}{\partial x}c_x N + \frac{\partial}{\partial y}c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma}c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta}c_\theta N = \frac{S(\sigma,\theta)}{\sigma} \quad (9)$$

ただし，

$$S(\sigma,\theta) = S_{phil} + S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds} + S_{bf} \quad (10)$$

であり，σは波振動数，θは波高，tは時間，$N(\sigma,\theta)$ は作用密度スペクトル，c_x, c_y はx, y方向の伝播速度，c_σ, c_θはσ, θ方向の伝播速度，$S(\sigma, \theta)$ はエネルギーソース関数である。

3. 海底地形および波浪特性の経年変化

3.1 海底地形の経年変化

Fig.1 に示した和歌山県が測量した平成 6 年，10 年，15 年（1994 年，1998 年，2003 年）の 3 年分の海底地形図を基に地形の変化を考察する。なお，平成 15 年の水深は潜堤建設前の状態を示す。また，海底地形の変化を考察するときに，白良浜における養浜事業も深く関連性があるとして考慮する。養浜事業の実施履歴 (Table 1) および砂の投入箇所 (Fig.2) は，和歌山県から提供いただいた資料である。

浜中央付近の水深をみると，浜から水深 3～4 mまでの距離が，平成 10 年以降では短くなっている，つまり，浜付近の水深が深くなり，勢いのある波が浜の近くまで寄せてくる可能性が高いと推察できる。養浜実施履歴と照らし合わせると，砂を投入していないところでは深くなった反面，砂の投入量が 5,000 m^3程度では深さはあまり変化せず，投入量が 10,000 m^3を超えると浅くなっている。

平成 15 年から権現崎付近に潜堤を建設する計画が立てられたため，従来までは詳しく測量されていなかった岩礁の水深が明らかになった。試計算の結果，岩礁が詳しく測量されていない平成 6 年，10 年のデータでは平成 15 年の場合より 50～80 cm 程度波高が高くなり，比較する対象として取り扱うには相応しくないと判断した。岩礁は 10 年でその形状が大きく変化しないとして，詳しく表わされていない平成 6 年と 10 年の権現崎付近の海底地形をそれぞれ平



(a) H6 (1994)



(b) H10 (1998)



(c) H15 (2003)

Fig.1　Water depth chart of the Namariyama Bay

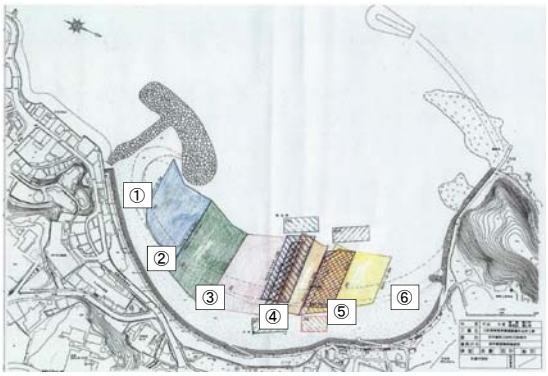


Fig.2　Location of artificial beach nourishment and examination point in the Shirarahama Beach

成 15 年の海底地形に合わせた。その際，浜北側沖での水深が合うようにして，岩礁の形状と繋ぎ合せた。

3.2　波浪特性の経年変化

(1) 解析条件

3.1 で作成した海底地形図をもとに，2.1 で説明した回折を考慮した波浪変形モデルを用いた計算を行う。地形変化による影響をより詳しく特定するため，また，湾内の波浪特性の変化を明確にするために，うねりと風波の 2 種類の波浪条件を用いて検討する。うねりは有義波高$H_{1/3}$＝1 m，有義波周期$T_{1/3}$＝12 sとし，風波は有義波高$H_{1/3}$＝1 m，有義波周期$T_{1/3}$＝6 sとした。波向の条件は 4 方向（WNW，W，WSW，SW）とした。浜辺近くに 6 つの調査地点を南端から北端まで約 100m間隔でとり，波浪の経年変化を調べる。Table 1 およびFig.2 の①～⑥が調査地点である。

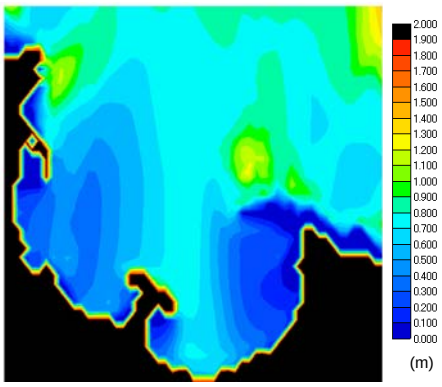
(2) うねりの場合

Fig.3 は波向き W の場合の波高分布図である。白良浜での波高は T 字突堤と浜北側権現崎岩礁付近の周辺ではその地形の影響により小さくなっていることが確認できる。経年での波高変化については，浜中央付近に注目すると波高 60～80 cm の範囲が広がっている。この結果は，3.1 で述べた浜中央で水深が深くなってきている影響によるものと推察できる。

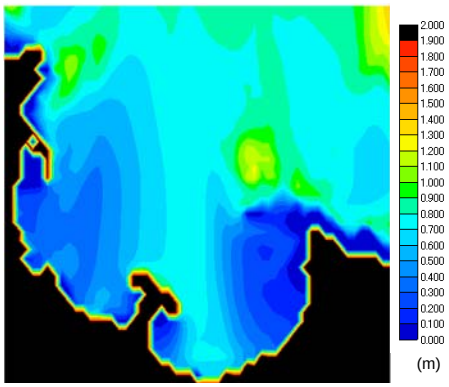
波浪特性の経年変化を調べるために，平成 15 年に対する各年の波高の差をとる。Fig.4～7 は，それぞれ波向 WNW，W，WSW，SW のときの波高差の平

Table 1　Past record of artificial beach nourishment (unit:m^3)

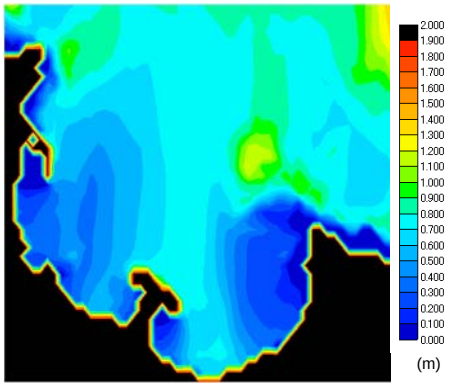
	H1 (1989)	H2 (1990)	H3 (1991)	H4 (1992)	H5 (1993)	H6 (1994)	H7 (1995)	H8 (1996)	H9 (1997)	H10 (1998)	H11 (1999)	H12 (2000)
①	1220	0	0	0	13880	0	0	0	0	0	0	0
②	3680	0	0	7300	0	0	0	0	0	0	0	0
③	3420	0	5050	0	0	0	0	0	720	0	3345	1265
④	4920	0	1010	0	0	960	2835	3110	3600	1480	3345	1265
⑤	1500	0	0	0	0	4800	2835	1550	0	1480	0	0
⑥	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	14740	0	6060	7300	13880	5760	5670	4660	4320	2960	6690	2530



(a) H6 (1994)



(b) H10 (1998)

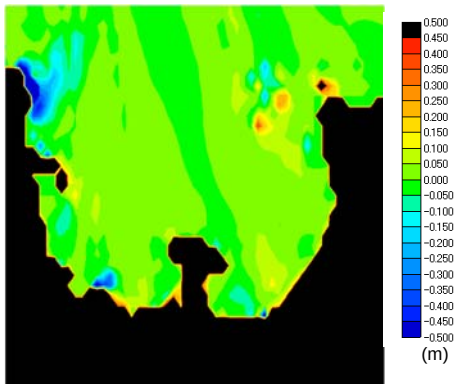


(c) H15 (2003)

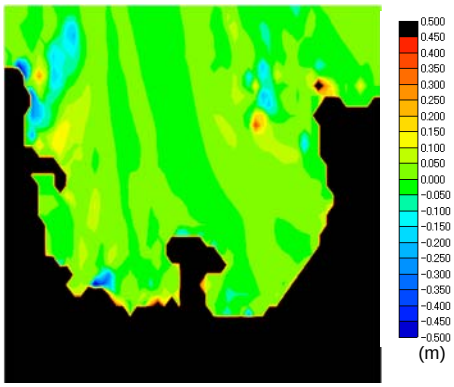
Fig.3　Wave height distribution
($H_{1/3}$＝1m, $T_{1/3}$＝12s, Direction W)

面分布を示したものである。

年を経るごとに，浜中央部から北側にかけて全体的に波高が上昇していることがわかる。平成 15 年と平成 6 年を比べると，WSW を除くすべての波向で浜の南側における波高が低下している。Fig.1(a)と(c)をみると，平成 15 年では浜の南側の水深が浅くなっているので波高が小さくなったといえる。Fig.1(c)では，Fig.1(a)より浜北側の水深 4 m までの等水深線間隔が狭くなっており，これが浜中央から北側にかけて波高が上昇した原因と考えられる。各波向に対する波浪の経年変化特性をまとめたものを Table 2 に示す。

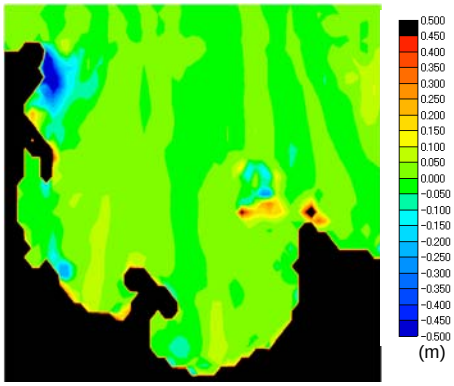


(a) H15-H6 (2003-1994)

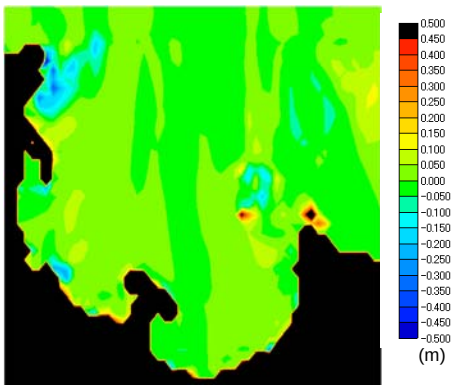


(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.4　Difference of wave height distribution by interannual variability (Swell, Dir. WNW)

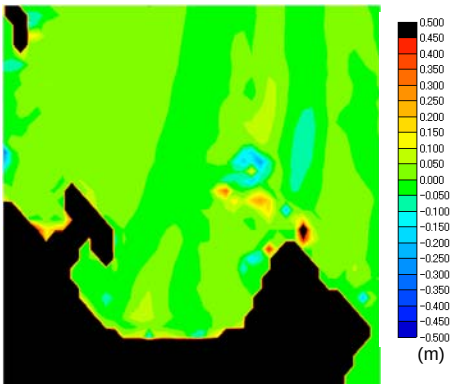


(a) H15-H6 (2003-1994)

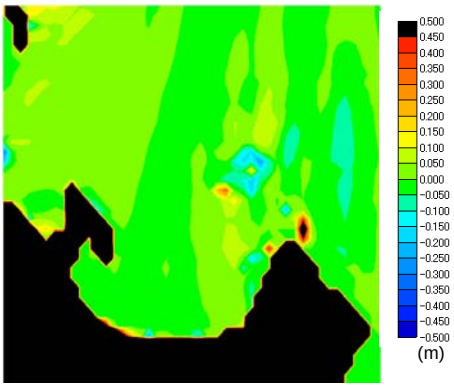


(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.5　Difference of wave height distribution by interannual variability (Swell, Dir. W)

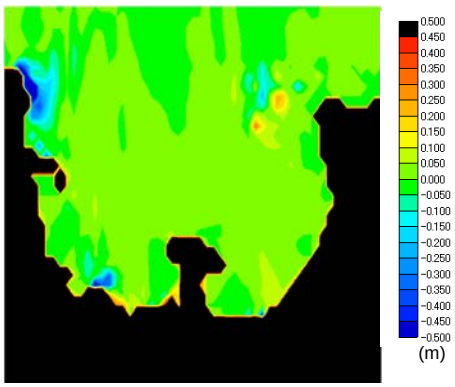


(a) H15-H6 (2003-1994)

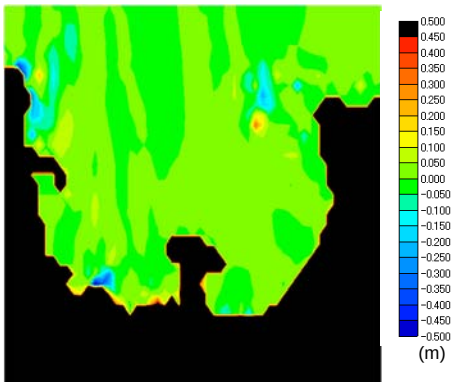


(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.6 Difference of wave height distribution by interannual variability (Swell, Dir. WSW)

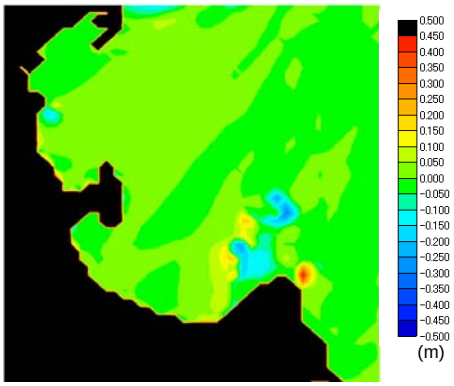


(a) H15-H6 (2003-1994)

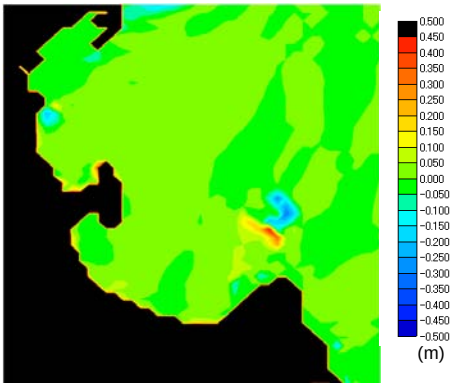


(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.8 Difference of wave height distribution by interannual variability (Wind wave, Dir. WNW)

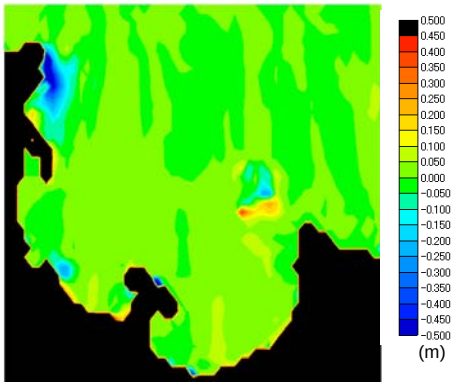


(a) H15-H6 (2003-1994)

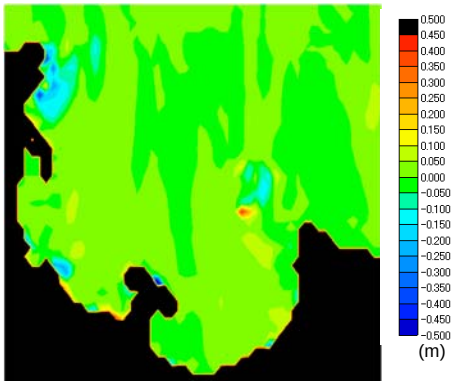


(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.7 Difference of wave height distribution by interannual variability (Swell, Dir. SW)

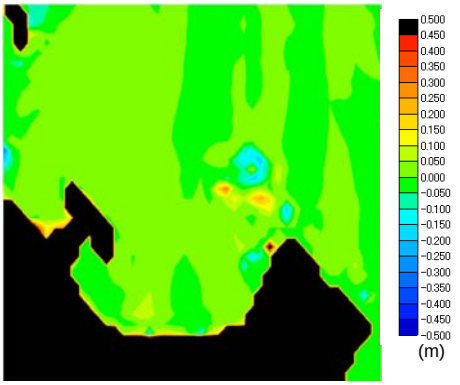


(a) H15-H6 (2003-1994)

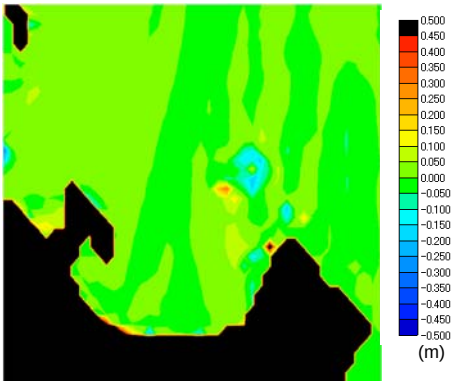


(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.9 Difference of wave height distribution by interannual variability (Wind wave, Dir. W)

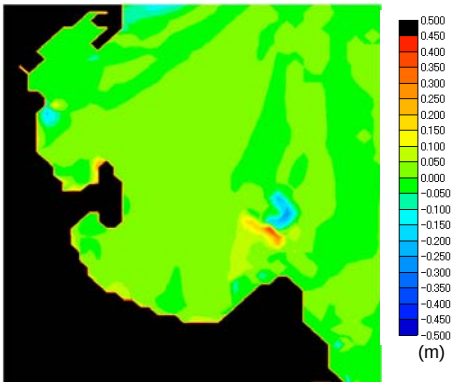


(a) H15-H6 (2003-1994)

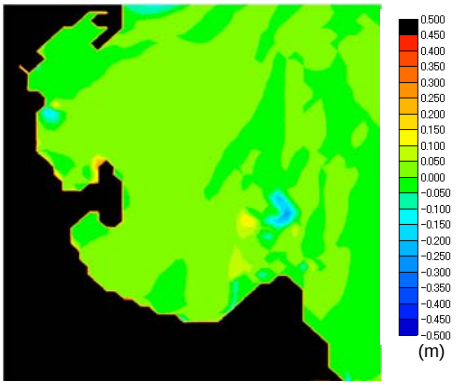


(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.10 Difference of wave height distribution by interannual variability (Wind wave, Dir. WSW)



(a) H15-H6 (2003-1994)



(b) H15-H10 (2003-1998)

Fig.11 Difference of wave height distribution by interannual variability (Wind wave, Dir. SW)

Table 2 Interannual variability of wave characteristics for swell

入射波向	波高差をとる年	特性
WNW	H15−H10	浜の北端と中央で0～5cmの上昇が見られる.
	H15−H6	H10と比べたものと同じ位置に違いが見られるがその影響は0～10cm大きい. 浜の南側では5cm低くなっている.
W	H15−H10	中央から北端にかけて0～10cm程波高の上昇が見られる. 北端に近くなるほど波高差が大きくなる.
	H15−H6	差のあらわれ方はH10と同様だが, 浜中央で10cmの上昇, 浜南側では10cmの低下が見られる.
WSW	H15−H10	差が浜の北端, ほぼ権現崎の位置に0～10cmの上昇が見られた.
	H15−H6	H10 の特性に加えて浜中央も上昇している.
SW	H15−H10	浜の中央から北端にかけて0～5cm波高は上昇している.
	H15−H6	浜の中央から北端にかけて0～10cm波高は上昇している. 加えて南側で10cm低下していることが確認できた.

Table 3 Interannual variability of wave characteristics for wind wave

入射波向	波高差をとる年	特性
WNW	H15−H10	浜の中央と北端で0～5cm程度波高が上昇している.
	H15−H6	H10と比べたものと同じ位置に違いが見られるが浜の中央水深4mまで10～15cmと大きい上昇が見られる.
W	H15−H10	浜の中央から北端にかけて0～10cm波高は上昇している.
	H15−H6	差のあらわれ方はH10と同様だが, 浜中央で10cmの上昇, 浜南側では10cmの低下が見られる.
WSW	H15−H10	差が浜中央で10cm上昇と大きく, 中央北寄りから北端にかけては0～8cm上昇.
	H15−H6	経年で浜南側で10cm低下. 浜中央から北端まで5～10cm波高は上昇している.
SW	H15−H10	浜中央南寄りで5cm程度波高の上昇が見られる. その他の場所では差がない.
	H15−H6	浜中央と北端で0～10cm波高が上昇している.

(3) 風波の場合

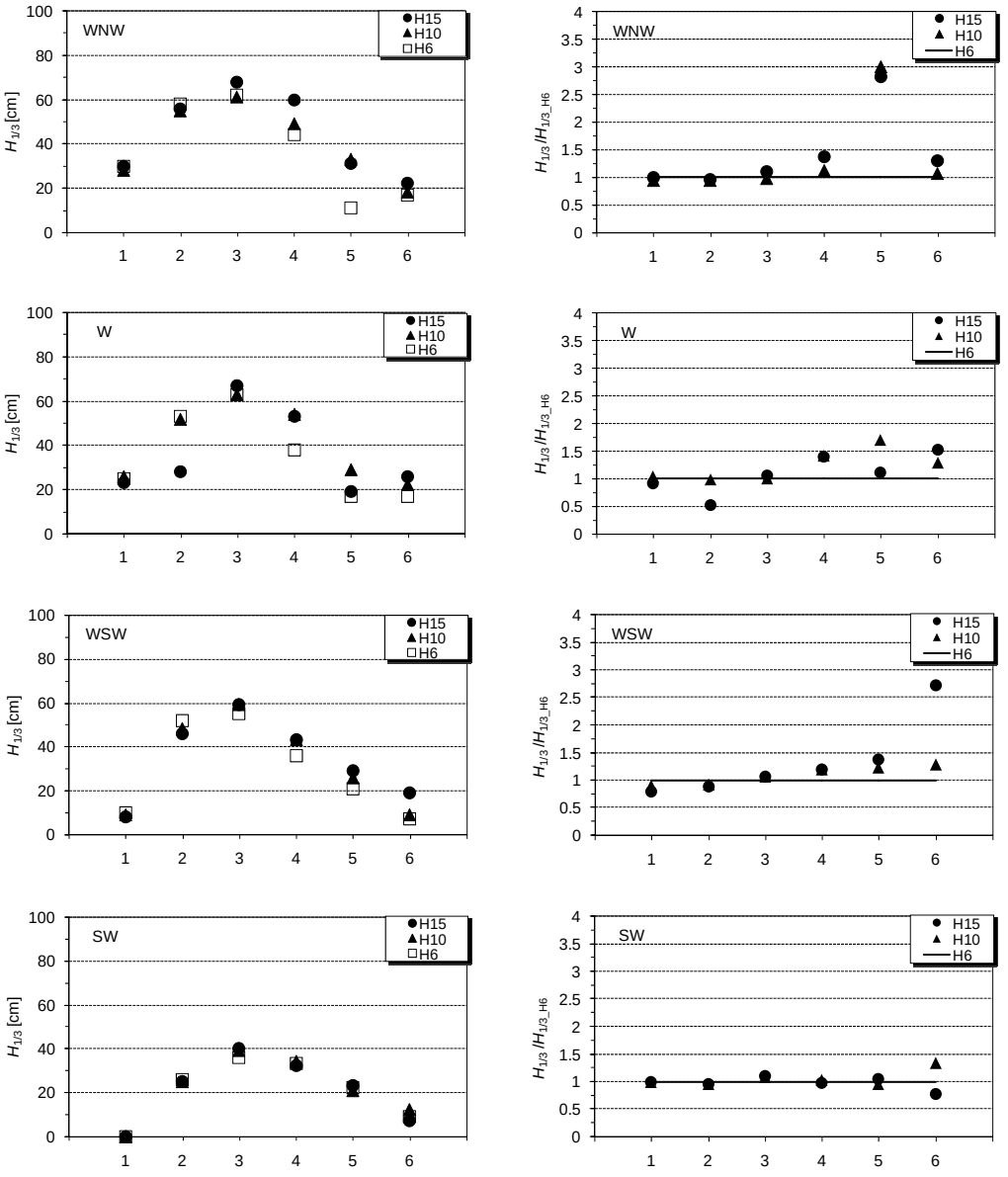
うねりの場合と同様に，平成 15 年に対する波高差の経年変化を Fig.8～11 に示す。それぞれ波向 WNW，W，WSW，SW のときのものである。

波浪の経年変化特性は，うねりの場合と全体的によく似た傾向がみられ，波向による影響が大きいことがわかった。各波向に対する波浪の経年変化特性を，Table 3 にまとめて示す。

(4) 沿岸における変化

Fig.12(a)は，Fig.2 に示した沿岸における調査地点での波高を示したもの，Fig.12(b) は，平成 6 年を分母とした場合の平成 10 年および 15 年の波高比を示したものである。

Fig.12(a)の沿岸方向の波高の特性をみると，いずれのケースにおいても，波高は砂浜中央部の③で最も高く，北および南にいくにつれて，徐々に小さくなる。波向については，波向 SW の時に波高が最も小さく，中央の③でも最大 40 cm 程度である。経年変化について Fig.12(b)をみると，波向 WNW のとき，



(a) Wave height　　(b) Ratio of wave height against H6(1994)

Fig.12　Wave height and variability distribution along the coast (Swell)

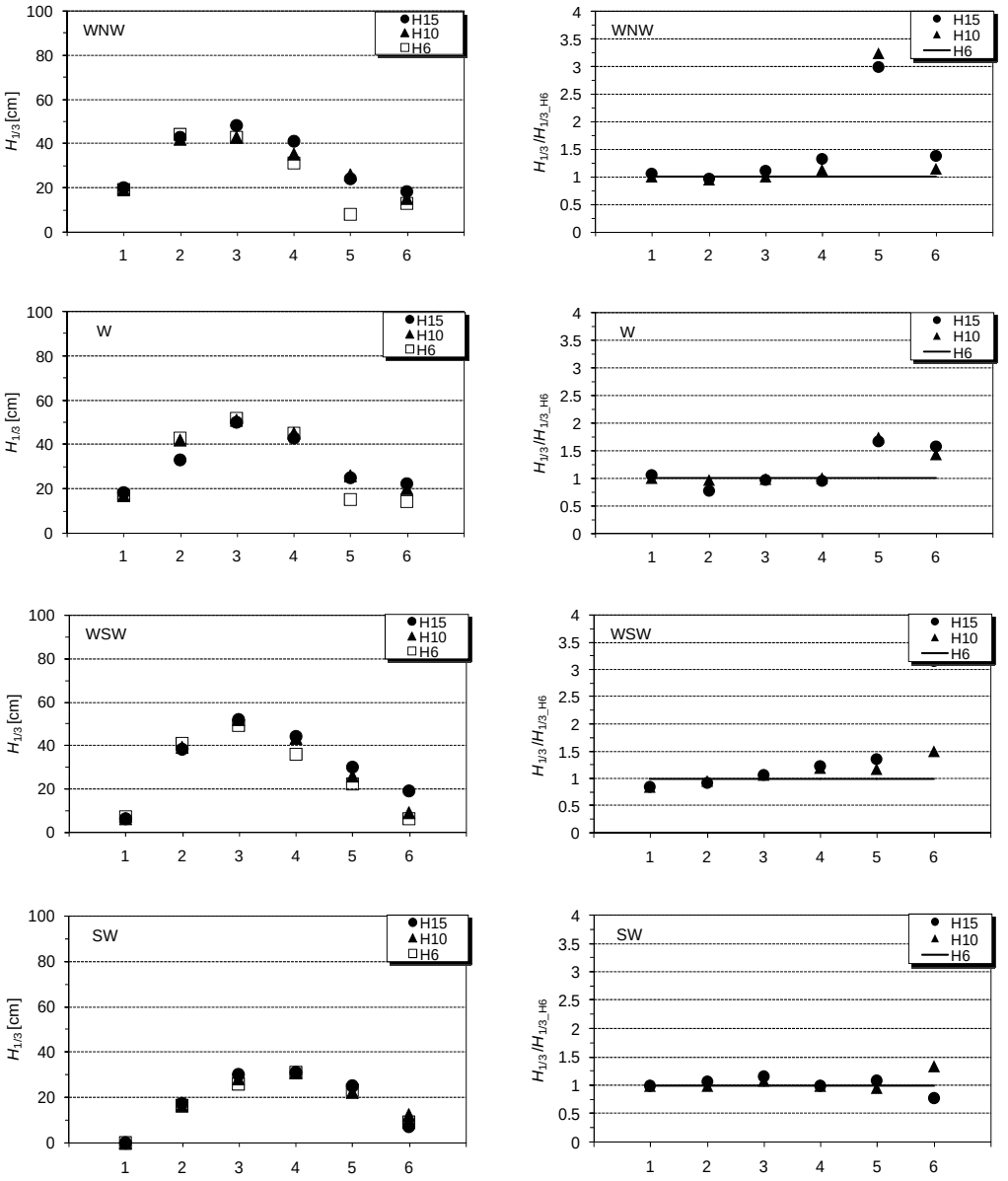
調査地点④で約 10cm, 調査地点⑤で約 20cm 上昇し，波高比は約 3 倍になっている。波向 W のときの調査地点②における平成 15 年の波高は 25cm 程小さくなり，約半分になっている。波向 WSW では，南側では波高は年々減少しているが，反対に北側では増大している。地点⑥では岩礁の背後で，波高は元々10 cm と小さかったが, 約 2 倍の 20cm に増大している。

うねりの場合と同様に，風波での計算結果についても，波高分布と平成 6 年に対する波高分布比を，それぞれ Fig.13(a)および(b)に示す。一番高い波高はうねりでは 70 cm であったのに対して，風波では 50 cm 程度と低い。影響のあらわれ方についても，風波の場合はうねりの場合を小さくしたものとなった。

4.　構造物が波浪特性に及ぼす影響

4.1　海岸整備事業の目的

白良浜の後背地の開発が進むにつれ，浜の面積が減少するようになった。和歌山県が砂の流出状況を調査した結果，1999 年に完成した T 型突堤（ヘッドランド）がある南側に比べ，北側の砂浜が幅 63m で目標の 82 m よりも狭くなっていることがわかった。砂の流出の防止および北側の砂浜の面積を広げるための対策として，潜堤が建設されている。Fig.14 に示すような設計断面で，北東から南東にかけて長さ 150m，幅 30m の構造物である。



(a) Wave height (b) Ratio of wave height against H6(1994)

Fig.13 Wave height and variability distribution along the coast (Wind wave)

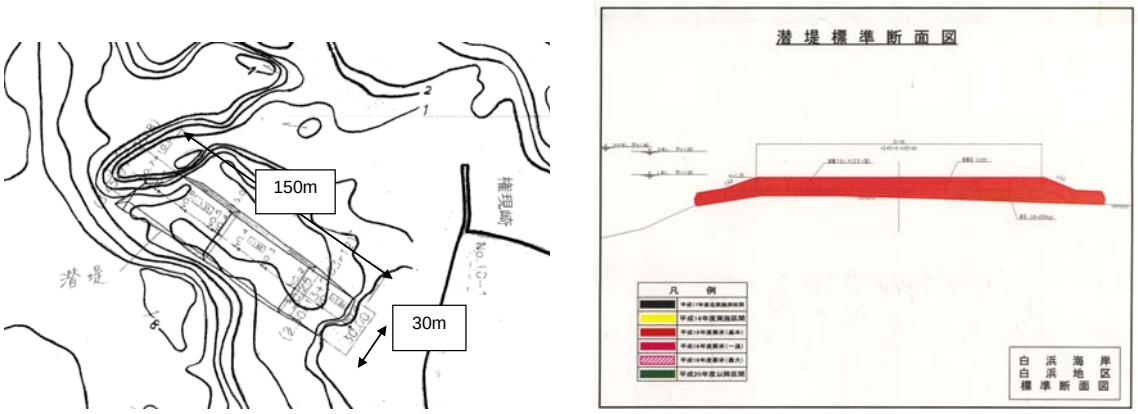
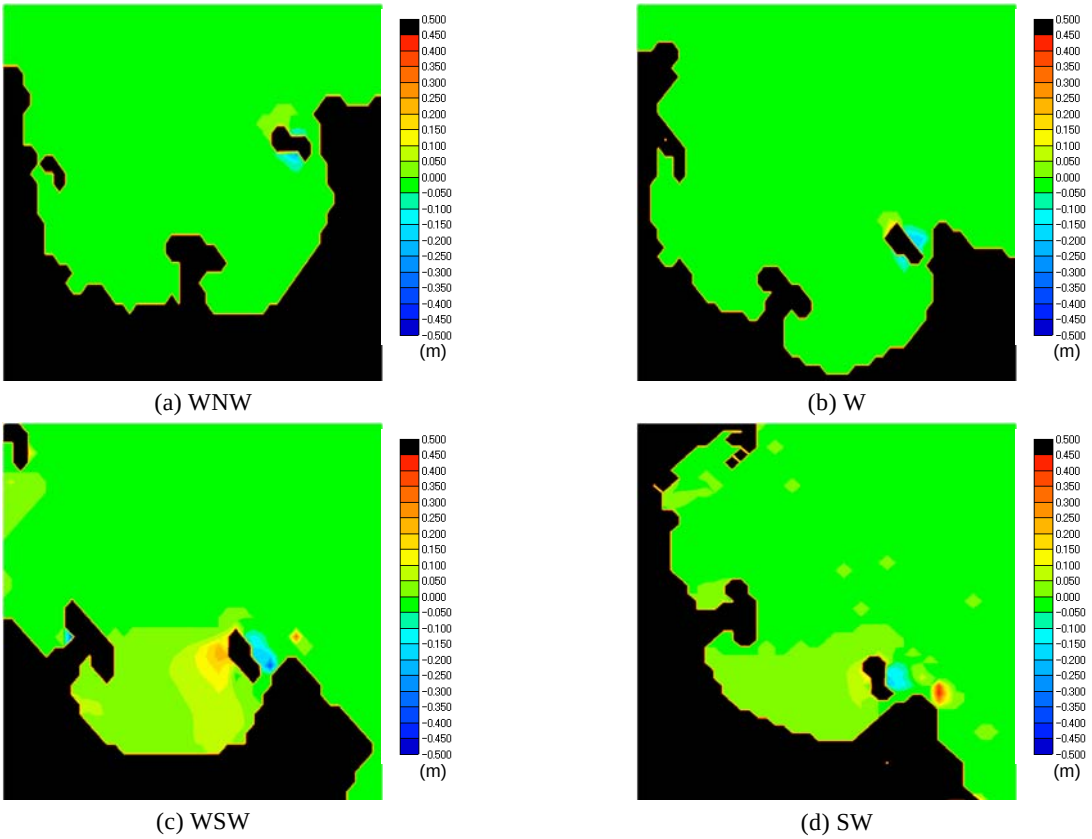


Fig.14 Plan and section of the submerged breakwater



(a) WNW　(b) W

(c) WSW　(d) SW

Fig.15　Difference of wave height distribution between with and without submerged breakwater for swell

4.2　潜堤による波浪特性の変化

潜堤建設前に測量された平成 15 年の海底地形を用い，潜堤建設前と完成後の波浪特性の変化を比較する。検討対象地点は，Fig.2 に示した浜辺に沿う 6 地点である。ここでも，3.2 と同様に，うねりと風波の 2 種類の入射波，WSW から SW の 4 種類の波向を解析条件とした。

(1) うねりの場合

Fig.15 に潜堤の有無による波高差の平面分布を示す。潜堤設置により波高が増大すれば正の値，減少すれば負の値である。(a)～(d)はそれぞれ波向 WNW，W，WSW，SW の条件による計算結果である。

波向 WNW のとき，潜堤すぐ裏の地点で波高が 20 cm 低下，20 m 背後で波高が 5 cm 低下とその影響はわずかである。波向 W においても，潜堤すぐ裏の地点で波高が 20 cm 低下，20 m 背後で波高が 5 cm 低下とわずかな影響である。波向 WSW では，入射してきた波が潜堤に反射して湾内全体放射状に影響が及んでいる。浜付近においては，潜堤の影響によって南側で 3～5 cm 波高が上昇し，北側で 5 cm 程度上昇している。波向 SW でも，波向 WSW と似通った結果であるが，その影響のあらわれ方は小さい。潜堤付近で波高は 10 cm 程度上昇しているが，浜付近では差はない。

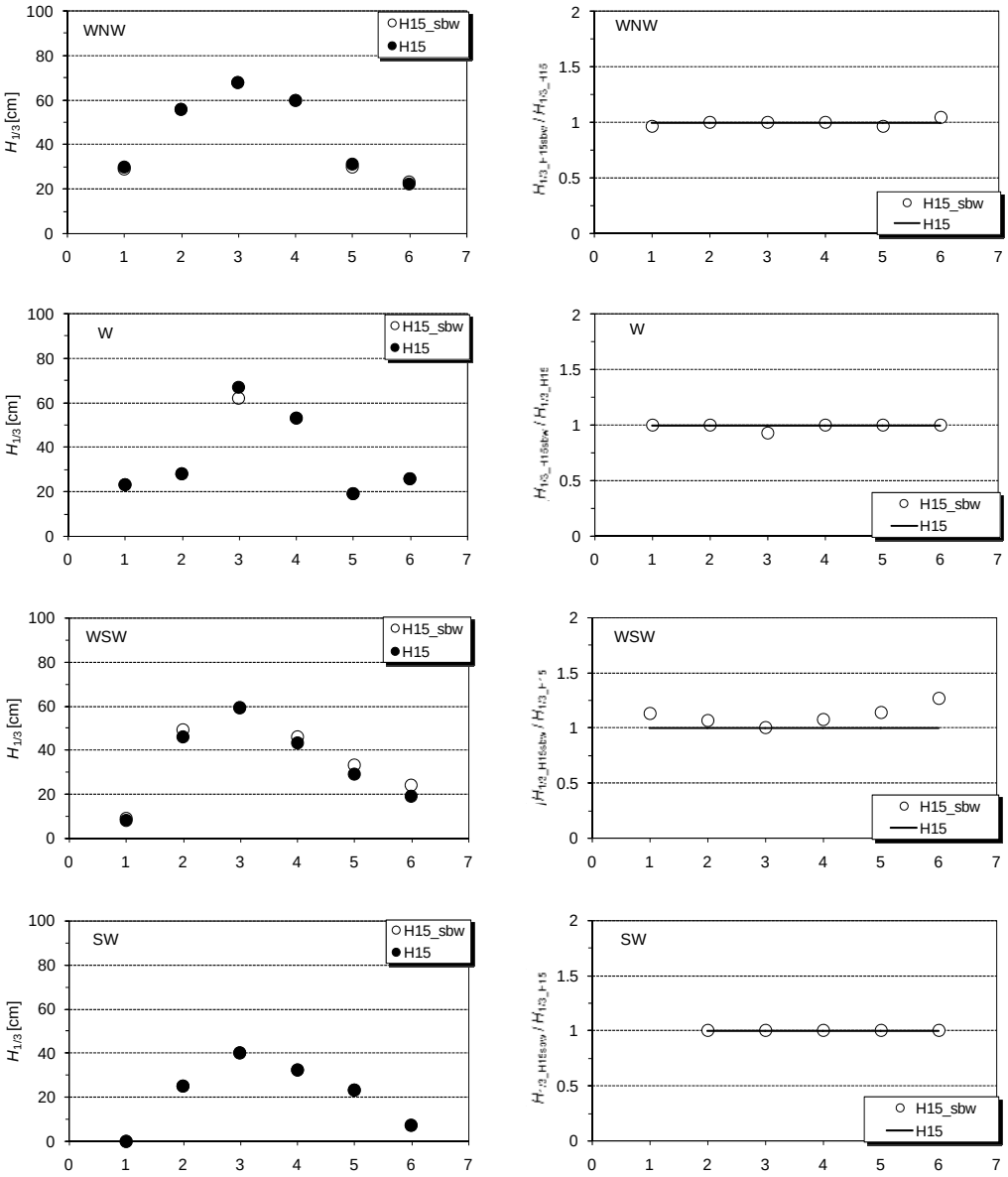
うねりの場合の沿岸の調査地点①～⑥における波高および波高比分布を示したものが Fig.16 である。波向 WNW，SW では差はほとんど無い。波向 W では，浜中央の調査地点③の波高が 5 cm 程度小さくなっている。波向 WSW では，浜の中央を除いて波高が 5 cm 程度上昇している。

潜堤は北西から入射する波の勢いを低減する設計であるが，元々岩礁が浜の北側の波高を小さくしていることもあり，今回の計算条件では，波高の差はほとんどみられなかった。北寄りから入射する波に対しては潜堤の効果が認められない。逆に，WSW のような，台風接近および通過時に南寄りから入射してくるうねり性の波に対して，堤体によって波が反射されて浜の南側での波高が大きくなった。このように，ある特定の条件においては，潜堤が沿岸の波高分布に影響を及ぼすことがわかった。

(2) 風波の場合

うねりの場合と同様にして，Fig.17 に潜堤設置前の波高と潜堤完成後の波高との差を示す。(a)～(d)はそれぞれ波向 WNW，W，WSW，SW の条件による計算結果である。

波向 WNW，W では，うねりの場合と同様に，潜堤の影響はあまりみられない。波向 WSW，SW でもうねりの場合と同様な影響のあらわれ方で，潜堤で



(a) Wave height

(b) Ratio of wave height against with the submerged breakwater

Fig.16　Wave height and variability distribution along the coast (Swell)

反射された波によって湾内の波高が全体的に増大している。

風波の場合の沿岸方向の調査地点についての波高および波高比分布を Fig.18 に示す。波向 WNW と W, SW では差はほとんど無い。波向 WSW の場合には，若干波高が増大しているが，うねりの場合に比べると潜堤による影響は小さい。

5.　台風0610号接近時における波浪解析

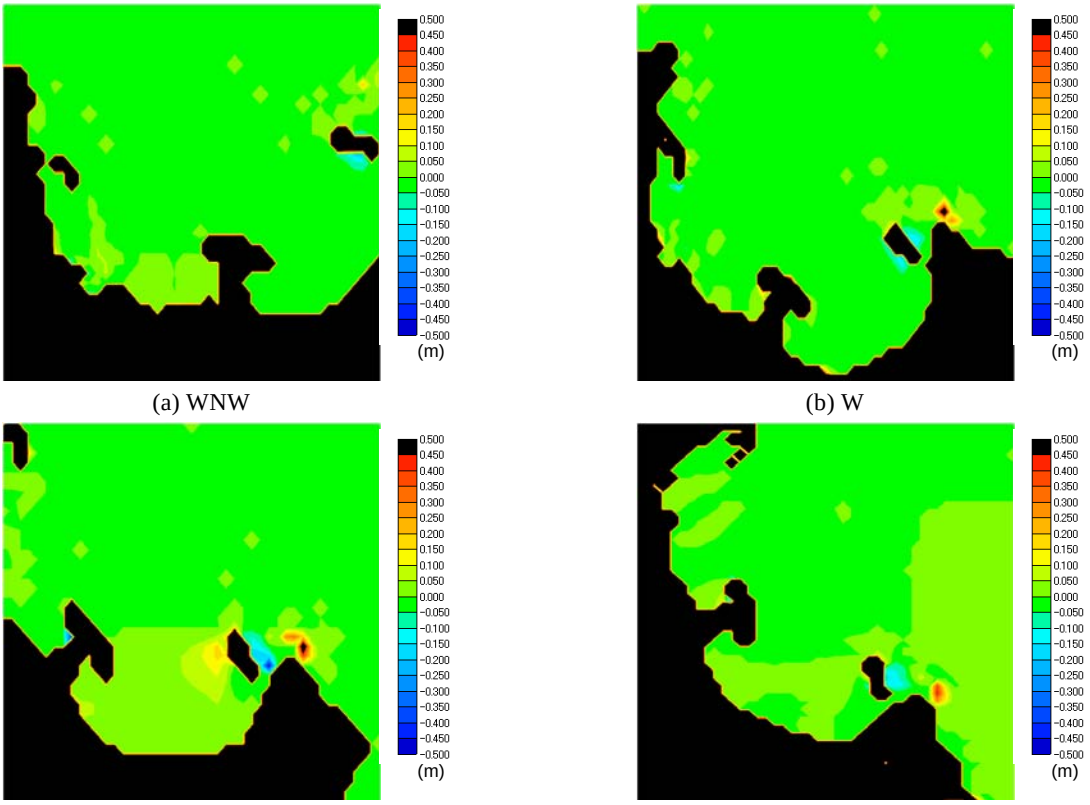
5.1　平成18年8月17日の海水浴場遊泳禁止について

白良浜を管理している自治体によると，遊泳禁止措置をとる基準を次のように定めている。

・ 気象庁の注意報・警報
・ ライフセーバー等による現場の状況判断

2006 年 8 月 17 日に白浜海水浴場中央部で部分的に遊泳禁止措置がとられた。同日に和歌山県下の他海水浴場では通常どおり遊泳可能であり白浜海水浴場のように部分的もしくは全体で遊泳禁止措置をとっている場所はなかった。気象状況を調べてみると，白良浜で高波が発生した原因は Fig.19 のように九州鹿児島県南東沖 200 km に接近していた台風 0610 号の影響と思われる。

同日の白良浜は最高気温 35.4 度, 最低気温 27.6 度, 曇りのち晴れという天気であったが，利用者が白浜



(a) WNW　(b) W

(c) WSW　(d) SW

Fig.17　Difference of wave height distribution between with and without submerged breakwater for wind wave

中央部での遊泳禁止措置を見聞きして，措置をとるような波高になることは潜堤建設以前にはなかったと波を意識し始めた可能性がある。そこで，遊泳禁止になった日の一例である 2006 年 8 月 17 日の波浪状況の再現を試み，部分的な遊泳禁止になった原因を考察する。

5. 2　GFS-WRF-SWAN援用波浪推算システムによる沖合波浪解析結果

2. 2で解説した方法を用いて潮岬における平成18年8月13日午前0時から8月19日午前9時まで時間毎の波高，周期，波向を計算した。この値を同日に観測された潮岬におけるナウファス観測値と比較し，白浜におけるSWAN計算値の扱いを決めた。

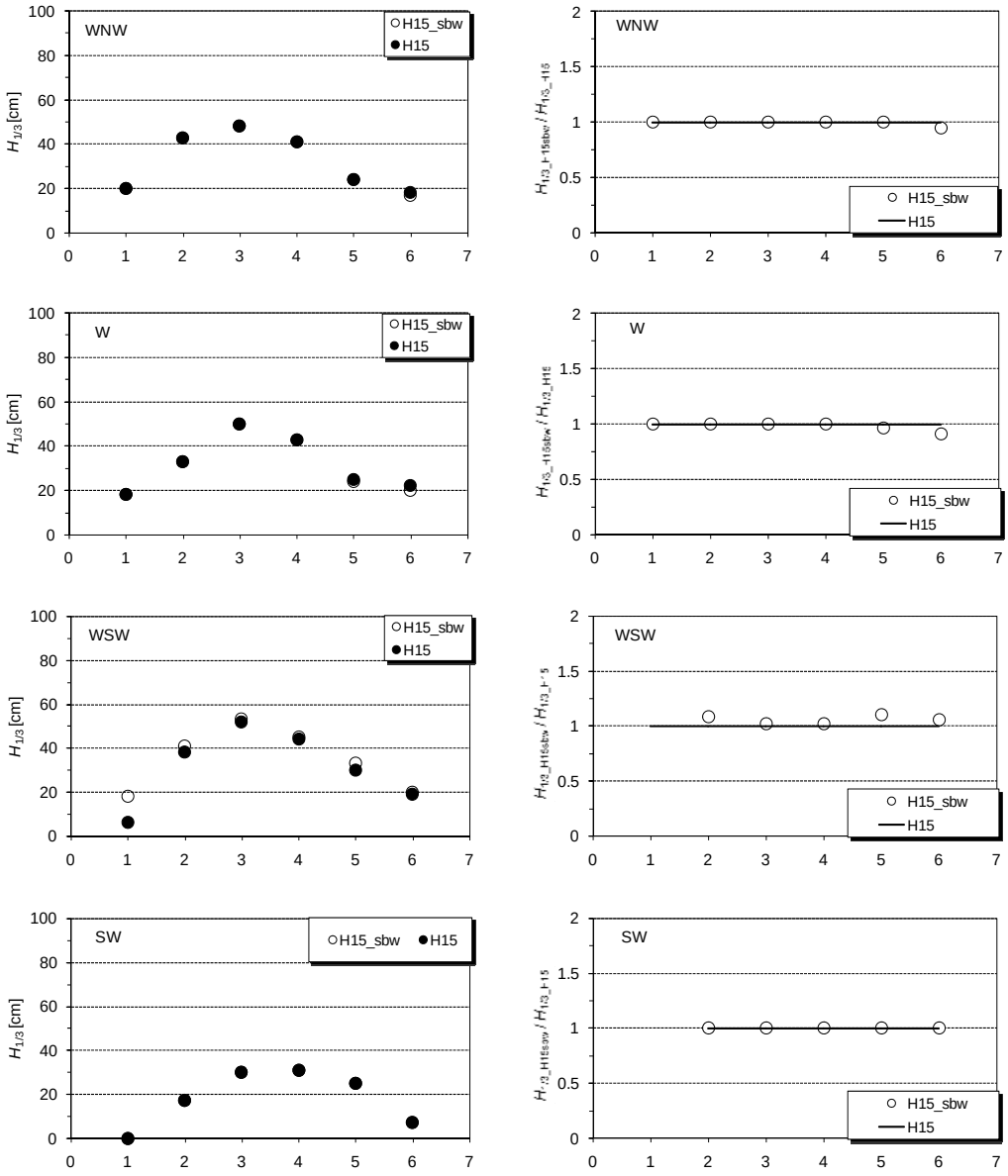
2006年8月13日から8月19日におけるSWANによる波浪推算結果をFig.20および21に示す。Fig.20は外洋の大領域での結果，Fig.21はそれを境界条件として細かい水深データで計算した小領域での結果である。SWANの計算結果を実測値と比較すると，波高のピーク時は一致するが高い波がきた場合に約1割程度小さい値となることが間瀬ら(2005) の研究によって明らかにされている。今回推算された波高を潮岬におけるナウファス実測値と比べた結果，波高を1.5倍にすると一致度が高いことがわかったため，このことを考慮して白浜沖合での波高を決定した。白浜沖4 kmでの計算結果をFig.22に示す。Fig.22における2006年8月17日の午前10時の波高は2 mであったが，有義波高$H_{1/3}$=3.0 m，有義波周期$T_{1/3}$＝12 s，波向244° (ほぼ西南西) とすることにした。

5. 3　エネルギー平衡方程式による波浪変形計算結果

5. 2で決定した白浜沖の波高を用いて，白良浜における波浪変形計算を行った。浜に沿った調査地点①～⑥での結果はFig.23のようになった。これをみると，浜中央の調査地点③では波高が93cmと高く，遊泳するには危険と判断できる波高である。他の調査地点でも波高が50～80cm程度あることから，海水浴をするにはあまり相応しくない状況であったことが再現された。

6.　結論

本研究では，波の回折を考慮した多方向不規則波浪変形計算モデルを利用し，和歌山県西牟婁郡白浜町の白良浜における海底地形と波浪特性の経年変化，また，権現崎付近に建設された潜堤が波浪に及ぼす影響を検討した。



(a) Wave height

(b) Ratio of wave height against with the submerged breakwater

Fig.18 Wave height and variability distribution along the coast (Wind wave)

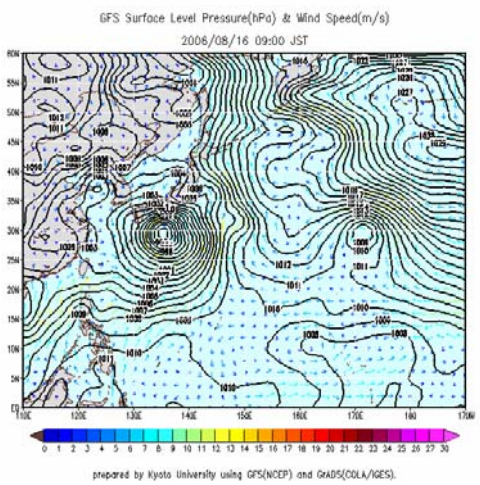


Fig.19 Surface level pressure and wind speed by NFL data (2006/8/16 9:00)

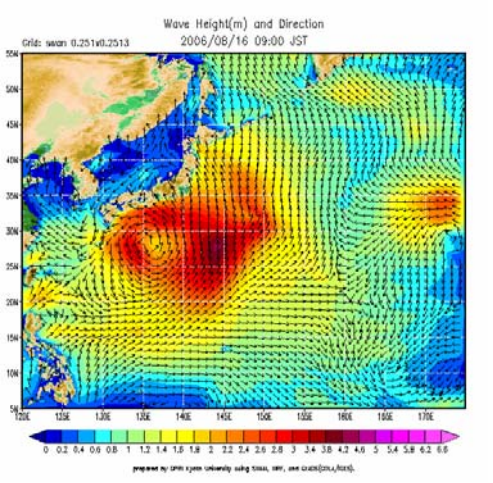


Fig.20 Wave height and direction in 1st domain by SWAN (2006/8/16 9:00)

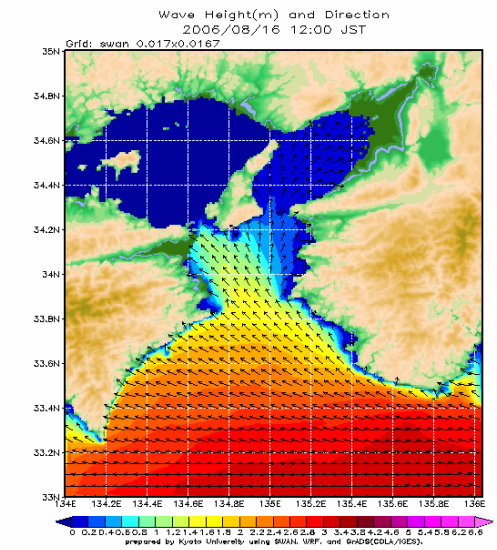


Fig.21　Wave height and direction in 2nd domain by SWAN (2006/8/16 12:00)

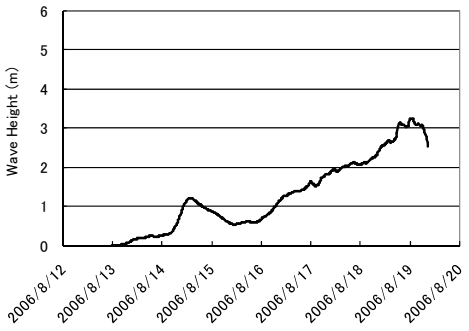


Fig.22　Simulated wave height at 4km offshore from Shirahama by SWAN

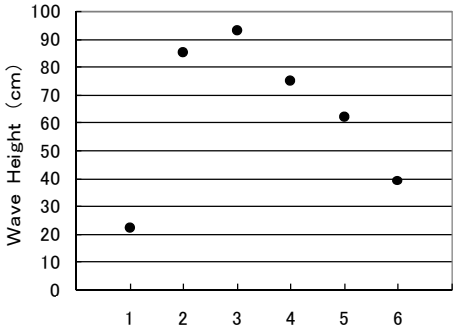


Fig.23　Calculated wave height at the Shirarahama Beach by EBED

1)　白良浜の海底地形は，浜中央付近で深くなってきている。養浜実施履歴と照らし合わせると，砂を投入していないところでは深くなった反面，養浜をしたところでは砂の投入量が 5,000 m^{3}程度では深さはあまり変化せず，投入量が 10,000m^{3}を超えると浅くなった。

2)　波高の経年変化については，波向により変化に多少の差はあるが，浜の北側において経年で1.5～3倍に大きく増大した。浜の南側では，平成6年以降，波高はやや低下もしくはほぼ同じであった。

3)　潜堤が波高へ及ぼす影響は，波向がWSWのうねりのときに，浜の北側と南側であらわれ，波高が10～30%増大した。

4)　遊泳禁止になった日についての再現解析を行った。その結果，浜の中央部で約90cmと遊泳禁止になるに相当する波高が再現された。

以上のように，ある特定の条件においては，潜堤が沿岸の波高分布に影響を及ぼすことがわかった。これは数値シミュレーションによる考察であるので，波浪観測をすることで沿岸方向の詳細な波浪分布を調べ，本研究で示した潜堤が波浪に及ぼす影響について検証する必要がある。また，本研究では海浜流の推定は行っていないので，潜堤による砂の流出制御効果の検討はしていない。これについては，現状の深浅測量を実施して，地形変化および漂砂特性の把握や別途数値解析が必要である。

謝　辞

白良浜の水深測量データならびに白浜海岸環境整備事業に関する貴重な資料をご提供いただいた和歌山県関係者各位に謝意を表する。

参考文献

間瀬　肇，木村雄一郎，Tracey H. Tom，小川和幸 (2005)：GFS-WRF-SWAN援用波浪推算システムの構築と検証，海岸工学論文集，第52巻，pp.181-185.

間瀬　肇，高山知司，国富將嗣，三島豊秋 (1998)：波の回折を考慮した多方向不規則波の変形計算モデル，土木学会論文集，No.628，pp177-187.

Interannual Variability of Waves and Influence of Submerged Breakwater on Wave Characteristics at Shirarahama Beach

Tomohiro YASUDA , Junji TSUKAMOTO*, Hajime MASE, Hiroaki SHIMADA* and Taisuke ISHIGAKI*

* Department of Civil, Environmental and Applied System Engineering,
Faculty of Environmental and Urban Engineering, Kansai University

Synopsis

The purpose of this study is to investigate an interannual variability of waves and influence of submerged breakwater on wave characteristics at the Shirarahama Beach. The wave transformation model with the theory of energy balance equation including wave diffractions effect is used for the evaluation. We used three different topography conditions, with or without submerged breakwater and two different wave conditions which are a swell and a wind wave. It was found that the wave characteristics are varied year by year according to changing of topographic conditions. The influence of submerged breakwater on the wave characteristic is also investigated in case of swell and WSW wave direction.

Keywords: Shirarahama Beach, wave characteristics, interannual variability, submerged breakwater, swell, wave direction

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成20年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

流れによる波の屈折とその砕波減衰モデルに関する研究

沖　和哉

京都大学大学院工学研究科

要　旨

本研究では流れがある場合にのみ生じる特殊な現象である焦線付近での波の屈折，砕波および wave blocking について，波作用量平衡式モデルの適用性の検証を行った。規則波実験および不規則波実験との比較により，非線形性の影響が小さい場合には本数値モデルは wave blocking の位置も含めて波高の変化を精度良く計算できることがわかった。これまでに提案されている砕波減衰モデルを適用する際にはパラメータの変更が必須であった。焦線付近の波の屈折については，理論値に近い結果が得られた。

キーワード：波作用量平衡式，屈折，焦線，砕波，wave blocking

1．はじめに

波浪は流れによって影響を受ける。断面1次元問題を考えると，流れによって波高が変化する。逆流を遡って波浪が伝達する場合には，砕波も生じ，さらに強い流れ場においては条件によって波がそれ以上伝播できなくなる wave blocking が発生する。平面2次元場では，流れによって波は屈折する。一様な流れ場に対して波がある角度をなして横切る場合，流れ場の強さによっては，波が流れを乗り越えられずに大きく屈折する場合がある。この乗り越えられない境界を焦線とよぶ。これは河口付近あるいは潮流および沿岸流が顕著な場所で発生しうる現象である。

これまでにいくつかの波・流れ共存場における波浪数値予測モデルが提案されている。時間領域モデルにおいては，例えば水谷ら（2002）による VOF 法に基づくモデルや沖ら（2003）の Boussinesq 方程式に基づくモデルがあり，位相解析モデルにおいては，波作用量平衡方程式に基づくモデル（Kirby，1984；間瀬ら，2004）などがある。一般的に流れの影響を波浪モデルに組込むのは困難である。その原因として，時々刻々の水位および流速の変動を計算する位相解析モデルの場合には，波浪による流速変動成分と場の流速成分とを区別するのが難しいことが挙げられる。また，波が流れを遡って伝播する場合には波長が短くなるため，波形を十分な精度で再現するためには格子の大きさを小さくしなければならないという問題もある。流れの影響を考慮したモデルにおいても，焦線付近での波向きの変化および wave blocking を取扱った計算例は少ない。

波作用量は流れ場においても保存されることから，波作用量平衡方程式を用いると波に対する流れの影響を取扱いやすい。本研究では流れがある場合にのみ生じる特殊な現象である焦線付近での波の屈折，砕波および wave blocking について，波作用量平衡式モデルの適用性の検証を行う。

2．波作用量平衡式モデル

本研究では，間瀬ら（2004）によって提案された回折項を有する波作用量平衡式に基づくモデルを用いる。

$$\frac{\partial(C_x N)}{\partial x}+\frac{\partial(C_y N)}{\partial y}+\frac{\partial(C_\theta N)}{\partial \theta}$$
$$=\frac{\kappa}{2\sigma}\left\{\frac{\partial}{\partial y}\left(CC_g\cos^2\theta\cdot\frac{\partial N}{\partial y}\right)\right.$$
$$\left.-\frac{1}{2}CC_g\cos^2\theta\cdot\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right\}-\varepsilon_b N \qquad (1)$$

ここで，N は波作用量，C は波速，C_g は群速度，σ は角周波数，κ は回折影響係数，ε_b は砕波等によるエネルギー減衰係数であり，特性速度（C_x，C_y および C_θ）はそれぞれ次のように表される。

$$C_x = C_g\cos\theta + U \qquad (2)$$

$$C_y = C_g\sin\theta + V \qquad (3)$$

$$C_\theta = \frac{\sigma}{\sinh 2kh}\left(\sin\theta\frac{\partial h}{\partial x}-\cos\theta\frac{\partial h}{\partial y}\right)$$
$$+\cos\theta\sin\theta\frac{\partial U}{\partial x}-\cos^2\theta\frac{\partial U}{\partial y}$$
$$-\sin^2\theta\frac{\partial V}{\partial x}-\sin\theta\cos\theta\frac{\partial V}{\partial y} \qquad (4)$$

ここで，(U, V) は場の流速ベクトル，k は波数，h は水深である。式 (1) で表される波作用量平衡方程式は，付加された回折項により本来考慮できない回折の効果を考慮することができる。時間領域モデルと比較すると，直接波の流速成分を取扱わないため場の流れとの流速の区別の必要がなく，また，位相平均化されているために，高周波数成分による解像度の問題も生じない。同じ位相平均モデルに分類されるエネルギー平衡方程式モデルと比較すると，エネルギー平衡方程式では流れを考慮して定式化した場合にラジエーションストレスに関連する項が新たに付加されて計算の簡便さが失われるが，波作用量は流れがある場合でも保存されるために，基礎式自体は変わらない。したがって，波作用量平衡式は流れの影響を考慮するモデルの基礎式として適している。また，本研究では 1 次精度風上差分を適用するため，数値安定性がよく，計算時間も早いという利点がある。

3. 砕波および wave blocking

流れの影響によって波高は変化する。また，波が流れを遡って伝播する場合には砕波が生じ，さら強い流れ場ではそれ以上波が遡上できない wave blocking という特殊な現象も生じる。断面 1 次元伝播問題における波高の変化については，間瀬ら（2004）により理論値と一致することが確認されている。したがって，ここでは流れによる砕波および wave blocking について検証する。

1 次元の流れ場においては，次の分散関係式が成り立つ。

$$\omega - kU = \sigma = \left(gk\tanh kh\right)^{1/2} \qquad (5)$$

ただし，σ は相対角周波数，ω は絶対角周波数であり，波の進行方向を正とする。Fig. 1 は式 (5) の分散関係を表したもので，破線と曲線の交点により解が求められる。破線 (b) で表される場の流速 U = 0 の場合，すなわち流れがない場合には交点 B により解が得られる。波の伝播方向と流れの向きが同じである順流場の場合には，式 (5) は破線 (a) のように表され，交点 A により解が求められる。波の伝播方向と流れの向きが逆である逆流場の場合には，破線 (c) で表されるように，交点 C および交点 X の 2 つの解が得られる。交点 C では波および波のエネルギーは流れをさかのぼって伝播するが，交点 X では波は流れを遡るものの，波のエネルギーは流れを遡ることができずに流れと同方向に伝播する。交点 X では波数が大きくなることから高周波数の波となり，数値計算上取扱うのが困難となるが，本研究で取扱う波作用量平衡式モデルはエネルギーの伝播する方向に解を求める手法であるため，交点 X での解は考慮しなくてよい。さらに場の逆流速が大きい場合には，破

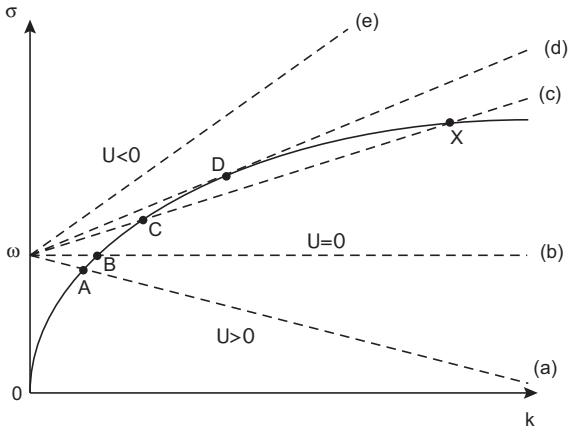


Fig. 1 Dispersion relations in the flow fields

線 (d) で示されるように，曲線とは 1 点で接する。このときの流速は，波のエネルギーが流れを遡って伝播することのできる限界流速である。破線 (e) で示されるように，この限界流速以上に逆向きの流れが強い場合には，曲線との交点をもたず，波は存在できない。

波が流れを遡る場合には，波高が増大し，さらに大きくなると砕波する。波のエネルギーの遡上が阻止される wave blocking が生じる場合にも，その直前においては波高増大に伴う砕波が生じる。一様水深場でも流れによって砕波が生じるため，水深（勾配）の変化のみによる砕波とは異なるメカニズムがあると考えられる。

以下では規則波および不規則波を対象として行われた実験との比較を通じ，本モデルにおける砕波減衰モデルの適用性について検証する。

3.1 規則波実験との比較

Chawla and Kirby (1998) によって行われた室内実験との比較をおこなう。Fig. 2 に実験装置の概要を示す。流れを発生させることのできる水層の中央部に水路幅を変化させる壁を設置し，水路幅に応じて流速が変化する。水路最狭部での流速は U = -0.53m/s，最拡部では U = -0.32m/s であり，水路幅が変化する場所では流速もなめらかに変化している。水深は 0.5m で，用いられた入射波の周期は 1.2s，入射波高は 1.223～12.61cm に変化させた 6 ケースである。この入射波の条件では kh > 2.4 となり，深海条件である。

まず，波高が 1 番小さい 1.223cm のケース（Test1）では wave blocking により波が反射したために，実験においては詳しく検証されていない。入射波高が 1.8cm である Test2 の波高分布を Fig. 3 に示す。実線が計算結果，○が実験結果を表す。計算結果においては，場の流速が式 (5) によって得られる

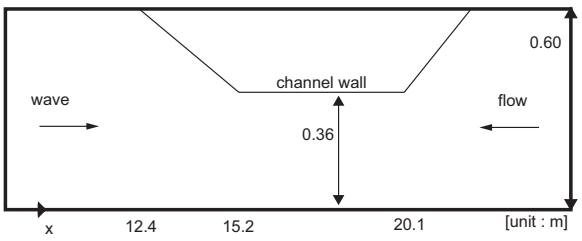


Fig. 2 Experimental setup (Chawla and Kirby, 1998)

wave blocking の生じる流速の理論値 U = -0.47m/s に一致する x = 14.8m 付近で波高が最大となり，それ以上波が遡上していない結果が出ている。実験結果では，x = 14.8m 付近で波高が最大となった後一気に減衰しており，計算結果と実験結果はよく一致している。

次に入射波高が 3.344cm である Test3 の結果を Fig. 4 に示す。入射波周期および水深は全ての実験において変わらないため，wave blocking が生じる流速の理論値およびその場所は変わらない。計算結果では，x = 14.8m 付近で波高が最大となり，wave blocking が生じている。実験結果においては，x = 15.0m を越えた辺りで波高が最大値をとり，その後急激に減衰している。計算結果において wave blocking が発生するまで

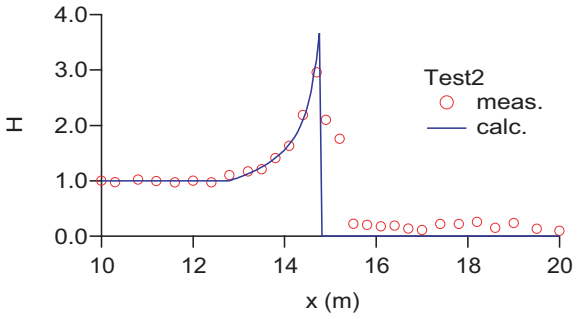


Fig. 3 Wave height distribution (Test 2)

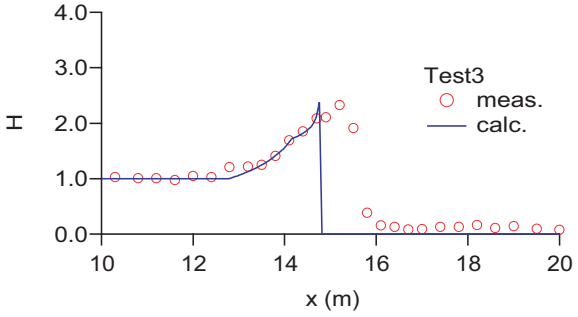


Fig. 4 Wave height distribution (Test 3)

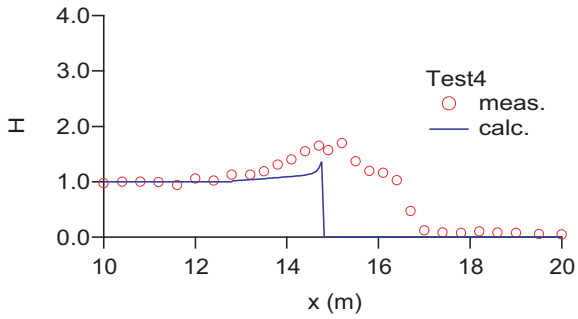


Fig. 5 Wave height distribution (Test 4)

は，実験結果と計算結果はよく一致している。

Fig. 5 に Test4 の結果を示す。入射波高は 6.607cm である。計算結果では，x = 14.8m 付近で wave blocking が生じているが，実験結果では x = 15.0m 付近で波高が最大値となるが，その後はゆるやかに波高が減衰している。さらに，wave blockig の位置は，より流速の大きい位置へ移動している。

ここには示さないが，Test5 の実験結果では波高が最大となる位置は上述のケースと変わらないものの，wave blocking は発生していない。Test6 でも同様に wave blocking が発生していないが，本モデルではこれらを再現することはできない。これらの実験結果と計算結果の違いの原因は，式(5)が微小振幅波理論に基づいているためである。有限振幅波理論では，分散関係式は波高の関数になる。Chawla and Kirby (1998) は3次のストークス波理論により計算を行い，Test3 および Test4 における wave blocking の位置の変化を再現した。しかし，Test5 および Test6 のように，wave blocking が生じない結果は再現できなかった。

ところで，本研究では流れを考慮した3種類の砕波減衰モデルを上記の計算の際に適用して検証を行った。そのひとつは，砕波減衰係数には高山ら（1991）の定義を用い，海底勾配の影響を取り入れた Miche の砕波限界式を組み合わせたモデルで，砕波限界式は次式で表される。

$$\frac{H_b}{L_b} = 0.14 \tanh\left(\frac{\gamma}{0.88} \frac{2\pi h}{L_b} \right) \tag{6}$$

$$\gamma = \begin{cases} 0.8 + 5\tan\beta \ ; & \tan\beta < 0.1 \\ 1.3 \ ; & \tan\beta \geq 0.1 \end{cases} \tag{7}$$

ここで，L_b は砕波波長，β は海底勾配である。ふたつ目は，Battjes and Janssen (1978) の砕波減衰モデルで，減衰係数は次式で表される。

$$\varepsilon_b = \frac{-\beta}{\pi} k \sqrt{\frac{8}{\rho h} \frac{N}{\sigma}} \tag{8}$$

ここで，β はパラメータである。もうひとつは，次式で表される Chawla and Kirby (2002) による砕波減衰モデルである。

$$\varepsilon_b = \frac{-3\beta}{4\bar{\sigma}\sqrt{\pi}} \sqrt{\frac{g\bar{k}^3}{\tanh \bar{k}h}} \left(\frac{\bar{k}}{\gamma \tanh \bar{k}h} \right)^2 H_{\mathrm{rms}}^3 \times \left[1 - \left\{ 1 + \left(\frac{\bar{k} H_{\mathrm{rms}}}{\gamma \tanh \bar{k}h} \right)^2 \right\}^{-5/2} \right] \tag{9}$$

ここで，β および γ はパラメータ，$\bar{\sigma}$ および $\bar{k}$ はそれぞれ代表相対角周波数および波数，H_{rms} は波高の自乗平均値である。ここに示した砕波減衰モデルには，流速成分が変数として直接含まれていないが，波数（あるいは波長）および周波数にその影響が含まれている。いずれのモデルを適用した場合においても，入射波高が小さいケースにおいては実験結果とほぼ一致した。特に，Battjes and Janssen (1978) のモデルは Test3 においても Fig. 4 に示すように実験結果と良く一致しているが，推奨されるパラメータを変更する必要があった。他の砕波減衰モデルにおいても同様に，パラメータを変更した。用いた砕波減衰モデルには砕波の要因として海底勾配も含まれているため，一様水深の様な場合の砕波現象には一致の程度が悪いことが考えられる。

3.2 不規則波実験との比較

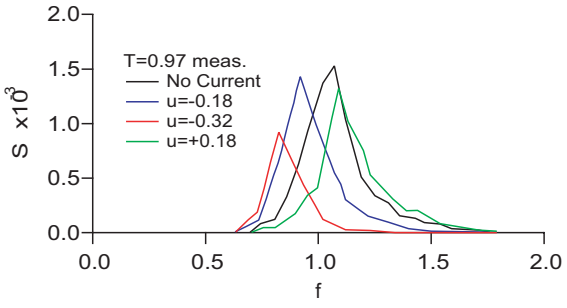
不規則波を対象として手賀ら（1998）によって行われた室内実験との比較を行う。実験では，水槽内の計測区間の両側に吸込み口と湧き出し口があり，水を循環させることによって水路内に流れを発生させる。水深は 0.5m であり，実験に用いられた条件を Table 1 に示す。W1 ～ W3 は流れがない場合の条件で，3種類のスペクトルピーク周期

Table 1 Test particulars (Tega et al., 1998)

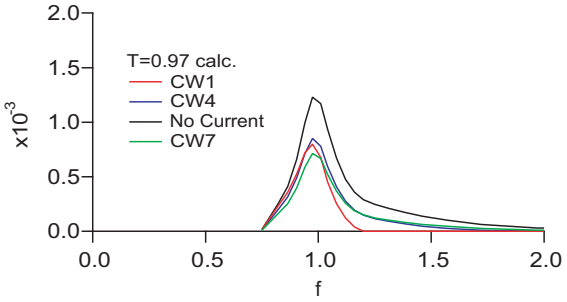
Test	Tp (sec)	H (m)
W1	0.97	0.080
W2	1.40	0.096
W3	2.22	0.095
		U (m/s)
CW1	0.97	-0.32
CW2	1.40	-0.32
CW3	1.40	-0.264
CW4	0.97	-0.18
CW5	1.40	-0.18
CW6	2.22	-0.18
CW7	0.97	-0.18
CW8	1.40	-0.18

を有する不規則波を用いた。CW1 ～ CW8 は水槽内に流れがある条件で，本研究ではピーク周期が 0.97s および 1.40s の結果について比較を行う。

Fig. 6 に T_p = 0.97s の場合の波高スペクトルの変化を示す。(a) は実験結果，(b) は本モデルによる計算結果である。実験結果においては，逆流が強くなるほどスペクトルのピークは低周波数側に移動し，スペクトルエネルギーは減少している。一方，順流の場合には，スペクトルピークが高周波側へ移動し，スペクトルエネルギーもやや減少している。計算結果においては，逆流および順流いずれの場合においてもスペクトルエネルギーが減少する様子は再現できているが，スペクトルエネルギーは分布形はそのままで全体として減少しており，スペクトルピークの移動は見られない。ただし実験では，逆流の条件においては流れのある領域と流れのない領域との境界で砕波が顕著であったと記述されている。



(a) Measurements (Tega et al., 1998)

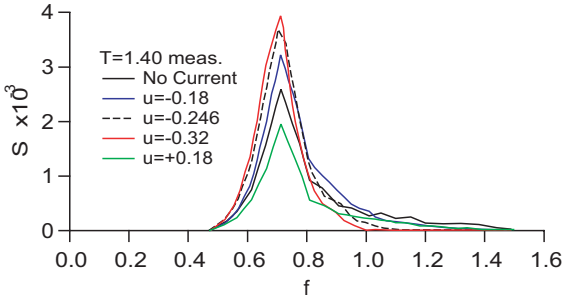


(b) Calculation

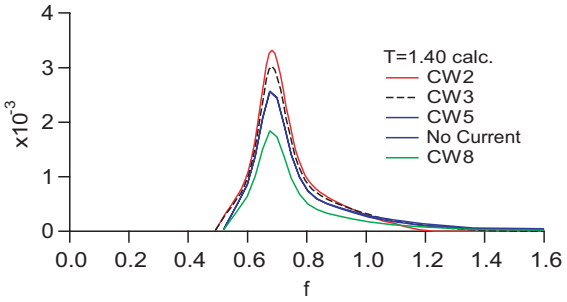
Fig. 6 Wave spectral density distributions (T_p = 0.97s)

T_p = 1.40s の場合の波高スペクトルの変化を Fig. 7 示す。実験結果では，逆流が強くなるほどスペクトルエネルギーが減少しているが，T_p = 0.97s の場合のようにスペクトルピークが移動することはない。また，順流の場合でもスペクトルピークは移動せず，スペクトルエネルギーが減少している。一方，計算結果においても流れによってスペクトルエネルギーが減少する様子が再現されており，実験結果とよく一致している。

不規則波の場合には成分波ごとに wave blocking の流速が異なるため，現象を複雑にしている。逆流条件の実験結果から，砕波によってエネルギーが低周波数側へ移動していると考えられるが，本モデルにおいては成分波間のエネルギー移動を考慮していないため，このような現象は再現できない。砕波が顕著ではない条件においては，不規則波の場合においてもスペクトル分布の再現性はよい。手賀ら（1998）は数値計算も行っているが，T_p = 0.97s の条件では数値発散が生じて解を得ていない。また，流れのない領域と流れのある領域との境界で発生する砕波は，水槽湧き出し口の流れの影響を受けているため，スペクトルエネルギー減衰とピーク周期移動のメカニズムの解明には，これらの影響を受けていないデータが必要であるとしている。したがって，本研究で用いたモデルでは，砕波が顕著でない場合の適用性は高い。砕波による低周波数へのエネルギー移動のメカニズムは明らかになってはいないが，この影響をモデル化して組込む場合には，本モデルでは入射波の条件に応じて決定される周波数分割数



(a) Measurements (Tega et al., 1998)



(b) Calculation

Fig. 7 Wave spectral density distributions (T_p = 1.40s)

（分割幅）に大きく依存する結果となることが予想される。

4. 流れによる波の屈折

平面２次元問題を考えると，流れの影響によって波向きが変形する。以下では流れによる波の屈折について検証する。岩瀬ら（2007）によって一部の条件について検証されているが，ここではそれらも含めて詳細に調べる。

4.1 焦線

流れの影響による特徴的な現象である焦線付近における波の屈折現象について述べる。Fig. 8 (b) に対象とする領域における流速分布を示す。x 方向のみの流れ場であり，y によって流速が変化し，x 方向には一様である。(a) はその流れ場にある角度で入射する波浪の波向き線の変化を示したものである。A 地点を通過した波浪は流れによって屈折しながら B 地点へ伝わるが，x 方向波数成分 k_x は x 方向流速の一様性により常に一定である。屈折によって y 方向波数成分 k_y は小さくなる。やがて C 点では y 方向波数成分 k_y は 0 となり，波数 k は x 方向成分 k_x に一致する。その後，波は y の負の方向へと屈折する。このとき，y 方向波数成分が 0 となる地点すなわちそれ以上波が y の正の方向へと伝わることができない境界を焦線（caustic line）とよぶ。場の流れには y の負の方向成分はないにもかかわらず波浪は焦線を横切って伝播することができず，y の負の方向へと屈折する。

平面２次元の流れ場においては次式の分散関係式がなりたつ。

$$\omega - \vec{k}\cdot\vec{U} = \left(gk\tanh kh\right)^{1/2} \qquad (10)$$

ただし，$\vec{k} = (k_x,\ k_y)$ は波数ベクトル，$k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ は波数，$\vec{U} = (U,\ V)$ は場の流速ベクトル，ω は角周波数，h は水深，g は重力加速度である。焦線においては y 方向波数成分が 0 となるため，分散関係式は次式で表される。

$$\omega - k_x U = \left(gk\tanh kh\right)^{1/2} \qquad (11)$$

したがって，ある地点（たとえば A 地点）での波数成分が既知であれば，x 方向波数成分 k_x は常に一定であることから，式 (11) より焦線における流速が理論的に求められる。

以上の例では波の進行方向と流れの向きが同じであったが，流れが逆向きの場合においても焦線は存在する。

4.2 波の屈折計算

ここでは，対象とする領域の流速分布および入射波の波向きの条件を変え，2. で示した波作用量平衡方程式モデルによる波の屈折現象の再現性を検討する。

(1) 順流場における波の屈折

Fig. 9 に示す領域を対象とする。場の流速は (b) に示すように y = 200m において最大値 $U_f(>0)$ となり，x 方向には一様な分布を有する。波は主として場の流れと同じ方向に伝播するので，ここでは順流とよぶ。実際には計算領域内に平面的に入射しているはずだが，波向き線の変化を調べるために，領域左側入射境界の１ヶ所からのみ波浪を入射さ

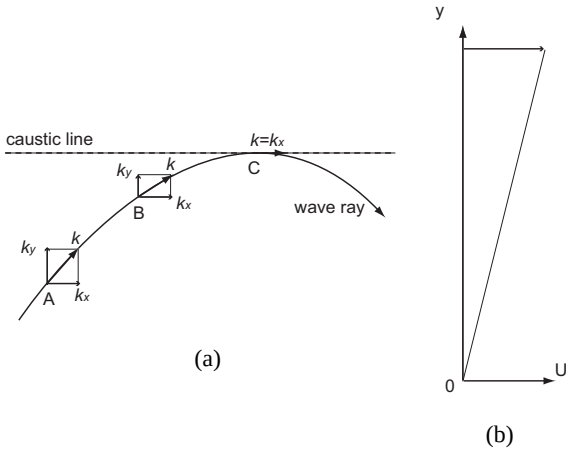


Fig. 8 Wave ray change in the flow field

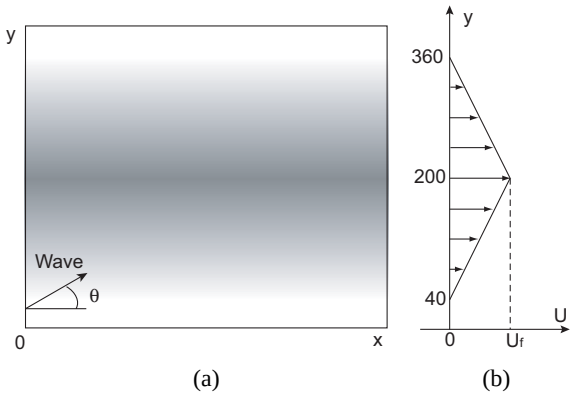


Fig. 9 Calculation setup in the following current

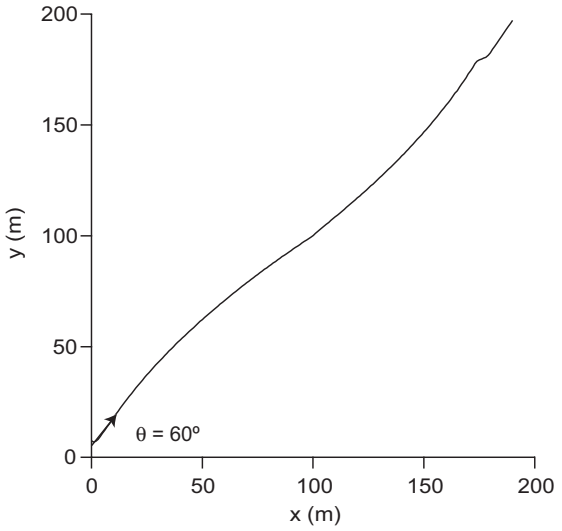


Fig. 10 Wave ray change (θ = 60º)

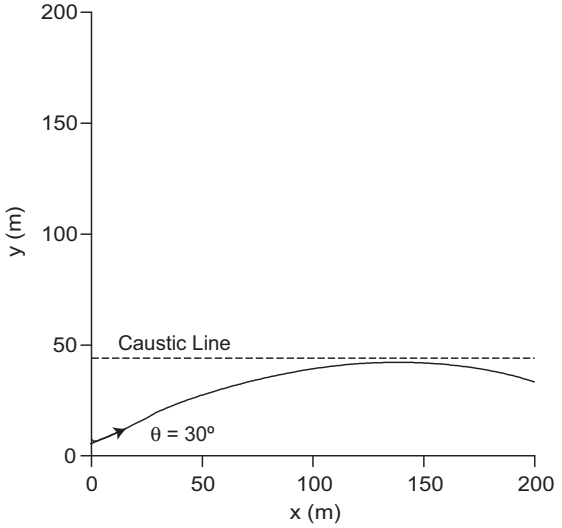


Fig. 11 Wave ray change (θ = 30º)

せた条件で計算し，波高が最大の位置を追跡して波向き線の変化とする。以下では U_f = 1.6m/s とし，水深 20m，入射波周期 5.0s として計算する。

まず，θ = 60º で入射した場合の波向き線の変化を Fig. 10 に示す。入射した波は流れによって屈折して方向を変えながら，流れ場を横切って伝播している。このとき，屈折によってy方向波数成分が0になることがないため，波は流れを横切ることができる。

次に，θ = 30º で入射した場合の波向き線の変化を Fig. 11 に示す。y = 6m から入射した波は，x = 140m 付近においてそれ以上 y の正の方向へ伝播することができず，y の負の方向へと屈折している。波が到達した最大の y 座標における流速は，u = 0.41m/s である。一方，入射条件から式(11)によって求めた焦線における流速の理論値は u = 0.47m/s となり，本モデルによる計算結果とおおよそ一致していることがわかる。

(2) 逆流場における波の屈折

Fig. 12 に示す領域を考える。場の流速は(b)に示すように y = 200m において最大値 U_a(<0) となり，x 方向には一様な分布を有する。波は主として場の流れと逆方向に伝播するので，ここでは逆流とよぶ。以下では U_a = -0.96m/s として，順流の場合と同様に波向き線の変化を計算した。

Fig. 13 に，θ = -50º で入射した場合の波向き線の変化を示す。入射地点は流れ場の中にあるが，波は流れの影響を受けて屈折しながら伝播し，流れの外へと伝わっている。流れのない領域においては波はまっすぐ伝播する。

Fig. 14 は，θ = -30º で入射した場合の波向き線の変化を示したものである。y = 84m から入射した波は，x = 150m 付近においてそれ以上 y の負の方向へと伝播することができず，y の正の方向へと屈折し，流れから外へ出ることができない。y の正の方向へと屈折した地点における流速は u = -0.25m/s である。式(11)から入射地点の条件を用いて焦線における流速の理論値を求めると u = -0.22m/s となり，逆流場においても計算結果とほぼ一致していることがわかる。

以上の結果より，本数値モデルにより焦線付近での屈折変化をおおよそ再現できた。

5. おわりに

本研究では流れがある場合にのみ生じる特

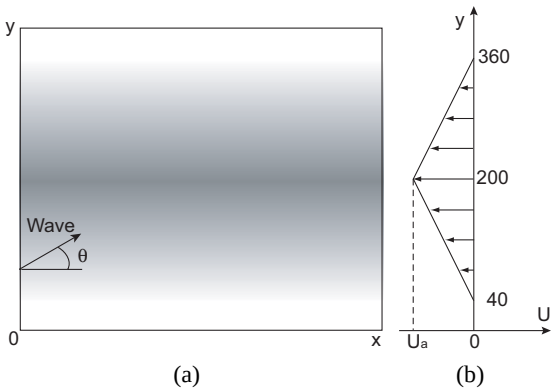


Fig. 12 Calculation setup in the opposing current

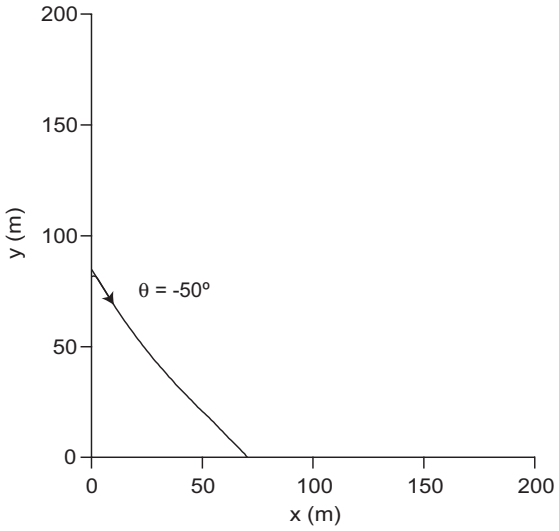


Fig. 13 Wave ray change (θ = -50º)

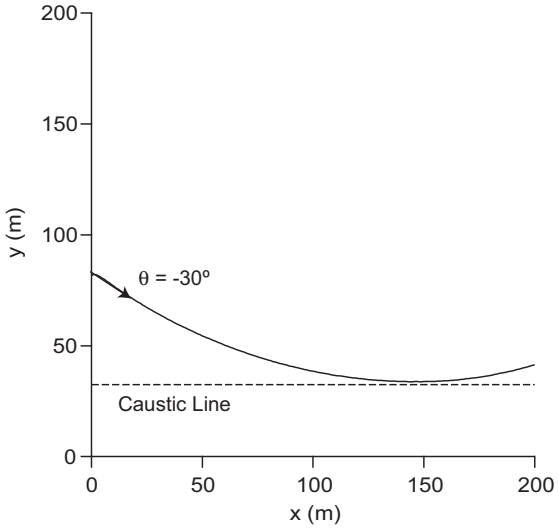


Fig. 14 Wave ray change (θ = -30º)

殊な現象である焦線付近での波の屈折，砕波および wave blocking について，波作用量平衡式モデルの適用性の検証を行った。

まず，１次元問題の規則波の条件では，非線形性が小さい場合には，砕波減衰および wave blocking 現象を含めた波高分布について，実験結果と本モデルによる計算結果の一致の程度はよかった。非線形性が強い場合には，wave blocking の位置のズレが大きくなった。不規則波の条件では，砕波が顕著ではない場合において，スペクトルエネルギー減衰について，実験結果と本モデルによる計算結果はよく一致していた。砕波が顕著な場合にはスペクトルピーク周波数の移動については再現できなかったが，実験装置の特性にも問題があり，今後さらなる検討が必要である。これらの計算においては，砕波減衰モデルのパラメータを推奨されている値と変更する必要があった。次に，平面２次元問題について，焦線が存在するような流れ場において波向き線の変化を計算したところ，理論値にほぼ一致する結果が得られた。以上より，波・流れ共存場における本数値モデルの妥当性が示された。

参考文献

岩瀬諒子，沖　和哉，酒井哲郎（2007）：焦線を含む流れ場における波の屈折計算，平成19年度土木学会関西支部年次学術講演会，II-42 (CD-ROM).

沖　和哉・酒井哲郎・芦谷淳志（2003）：波と流れの相互干渉を考慮した Boussinesq 方程式による数値解析，海洋開発論文集，第19巻，pp.159-164.

沖　和哉・間瀬　肇（2004）：位相平均型波浪予測モデルの高精度化に関する研究，海岸工学論文集，第51巻，pp.1-5.

高山知司，池田直太，平石哲也（1991）：砕波および反射を考慮した波浪変形計算，港湾技術研究所報告，第30巻，第１号，pp.21-67.

手賀夕紀子・小林信久・多田彰秀（1998）：不規則波と流れの干渉による波動場の変化，海岸工学論文集，第45巻，pp.36-40.

間瀬　肇・由比政年・雨森洋司・高山知司（2004）：波・流れ共存場における砕波および回折効果を考慮した位相平均波浪変形予測モデルの構築，海岸工学論文集，第51巻，pp.6-10.

水谷法美・許　東秀・前田祐介（2002）：港内の波と流れの非線形相互作用の数値解析に関する研究，海岸工学論文集，第49巻，pp.51-55.

Battjes, J. A. and J. P. F. M. Janssen (1978) : Energy loss and set-up due to breaking of random waves, Proc. 16th ICCE, pp.569-587.

Chawla, A. and J. T. Kirby (1998) : Experimental study of wave breaking and blocking on opposing currents, Proc. 26th ICCE, pp.759-772.

Chawla, A. and J. T. Kirby (2002) : Monochromatic and random wave

breaking at blocking points, Jour. Geophys. Res., Vol.107, No.C7, pp.(4-1)-(4-19).
Kirby, J. T. (1984) : A note on linear surface wave-current interaction over slowly varying topograhpy, Jour. Geophys. Res., Vol.89, pp.745-747.

Study on Wave Refraction due to Steady Current and its Energy Dissipation Model for Wave Breaking

Kazuya OKI

Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Waves propagating on a current field are affected by the ambient current. Firstly, wave is refracted by the current. In a particular condition, wave cannot cross the strong steady current and is refracted back in the opposite direction. Secondly, wave cannot go upstream against the strong adverse current. In this study, the applicability of wave action balance equation model in these situations is verified by comparing the calculated result with theoretical solution. As a result, the model can predict the wave refraction and the phenomena around the caustic line due to the current. As for wave blocking, some characteristics are derived from the numerical calculations.

Keywords: wave action balance equation, refraction, caustic, wave breaking, wave blocking

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Cバンド偏波レーダーを用いた降水粒子識別とビデオゾンデを用いた集中同期検証観測

中北英一・山口弘誠*・隅田康彦*・竹畑栄伸**
鈴木賢士***・中川勝広****・大石 哲*****・出世ゆかり******・坪木和久******

*京都大学工学研究科
**中部電力
***山口大学農学部
****情報通信研究機構
*****山梨大学大学院医学工学総合研究部
******名古屋大学地球水循環研究センター

要　旨

本研究では，次世代現業用大型気象レーダーと期待されているCバンド偏波レーダーと，降水粒子を直接観測することができるビデオゾンデを同期させる手法を構築し，その観測を行った。この同期観測によって，ビデオゾンデで観測されている降水粒子と偏波レーダーの情報を直接結び付けられるようになった。そして，同期観測で得られた降水粒子と偏波パラメータの情報から，ファジー理論を用いた降水粒子タイプ判別法の構築について述べる。さらに，様々な降水粒子が混在している様子を表現できる粒子判別法構築の可能性について示す。

キーワード： 偏波レーダー，ビデオゾンデ，降水粒子判別，ファジー理論，レーダー反射因子差，偏波間相関係数

1. はじめに

近年，温暖化・都市化に伴い集中豪雨災害が頻繁に生起するようになってきている中，その予測精度は向上してきたとはいえ，まだまだ難しいのが現状である。正確な降雨予測・降水量推定のためには，空間・時間的にきめ細かな情報を得ることができる気象レーダーの役割がますます重要となってきている。しかし，電波の反射強度のみを受信する現在のコンベンショナルレーダーでは，反射強度から降水強度を推定するのに必要な降雨の雨滴粒径分布や降水粒子のタイプをリアルタイムで推定することは不可能であり，地上雨量計ネットワークとタイアップすることによって精度向上が図られてきた。しかし，雨滴粒径分布は時々刻々と変化するため，その精度向上は限界に達している。

次世代型偏波レーダーは，降水粒子の粒径分布や，雨や雪といった降水の種類を推定できる可能性を秘めており，精度のよい降雨予測や，地上雨量計の情報を用いることなく降雨量推定精度が向上するものと大いに期待が寄せられている。もともと偏波レーダーは約20年前から現業用のレーダーに変わるものとして，まずは反射因子差Z_{DR}を用いた研究開発が進められてきた（Bringi and Chandraseker, 2001）。わが国では，Xバンド（3cm波）を中心に研究が開始され，現在では国土交通省釈迦岳レーダ雨量計，八本木レーダ雨量計，国見山レーダ雨量計で現業用Cバンド（5cm波）レーダーとして実用化されている。しかし，技術開発黎明期であったため期待したほどの精度向上は見られず，国土交通省では利用に関する研究開発はいったん中止され，業務用レーダーとしてはこれらのレーダ雨量計以外に広がっていなかった。その後Z_{DR}以外の情報が利用可能になり，海外では欧米を中心としてSバンド（10cm波）偏波レー

ダーの改善が進められた。それに伴い，降雨量推定精度の向上の見込みが立ち，昨年から順次，現業配備がなされ始めている。Xバンドにおいては，わが国でも研究開発が進められ実用化されつつある。しかし，わが国の現業用と見込まれるCバンド偏波レーダーにおいては取り組みが遅れている。

そのCバンド偏波レーダーは現在世界で数機しかなく，その1つが情報通信研究機構（NiCT）沖縄亜熱帯計測技術センターで開発され，ここ数年実験運用されているCOBRA（**C**-band **O**kinawa **B**istatic polarimetric **RA**darの略）であり，本研究では主にそのレーダー情報を用いる。COBRAでは，水平，垂直偏波面におけるレーダ反射因子$Z_{\rm HH}$，$Z_{\rm VV}$ならびにその反射因子差$Z_{\rm DR}$のような従来の二偏波レーダーでも観測されるパラメータ以外に，直線偏波抑圧比LDR，偏波間相関係数$\rho_{\rm HV}$，偏波間位相差$\phi_{\rm DP}$とその伝播方向の伝播位相差変化率$K_{\rm DP}$といった偏波パラメータも得られる。また2つの発信機を用いて取得される$Z_{\rm DR}$の優位性も旧来より増している。

2007年11月に実施した沖縄集中観測では，COBRAによるレーダー観測を中心として，様々な地上観測を行った。またそれだけではなく，レーダーが電波を出して探査している上空のそのポイントに，どういった大きさ・種類の降水粒子が存在するのかをビデオカメラを搭載したゾンデによって直接観測を行った。このビデオゾンデによる同期観測によって，今までレーダーがいったい何を見ているのか謎であった部分を実際に目で見ることが可能となった。

本研究では，この同期観測から得られる情報を用いて，様々な降水粒子が存在するときに，どのような偏波パラメータの値をとり得るのか分析し，降水粒子の種類の判定に関する基礎的研究を行う。

2. 偏波レーダーによる諸因子

2.1 レーダーの原理

気象レーダーは，電磁波のもつ直進性，等速性，散乱性を利用した無線装置である。レーダーのアンテナから放射された電磁波は，目標である降水粒子に当たって散乱し，散乱した一部の電磁波が同一のアンテナに受信される。レーダーはこの電磁波を受信し，アンテナの向きと電磁波の往復に要する時間から目標の位置を測定し，反射波の強さ（レーダーエコー）から目標の性質や大きさを測定するものである。以下では深尾・浜津（2005）を参考に，気象レーダーによって観測される諸因子について述べる。

2.2 レーダー反射因子

電磁波が降水粒子を通過すると，入射電磁波のエネルギーの一部を受け取り，その一部は熱として降水粒子が吸収し，残りは同じ周波数の電磁波としてあらゆる方向に再輻射する。入射方向に輻射される反射波と入射波とのエネルギーの比を後方散乱断面積σという。目標の大きさが波長に対して小さい場合はレイリー近似が成り立ち，後方散乱断面積σは，

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{\pi}\frac{\pi D^6}{\lambda}\left|\frac{m^2-1}{m^2+1}\right|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4}|K|^2 D^6 \qquad (1)$$

と表される。このような近似が成立する散乱をレイリー散乱と呼ぶ。ここで，λはレーダーから放射される電波の波長であり，Dは降水粒子の直径である。また，mは降水粒子の複素誘電率で、温度と波長の関数であり，mの関数である$|K|^2$も同様である。単位空間体積中に降水粒子が充満していれば全体からの散乱断面積は$(\pi^5/\lambda^4)|K|^2\sum D^6$となり，レーダーサイトから距離$d$の位置にある単位体積空間内からの受信電力$P_{\rm r}$は，

$$P_{\rm r} = \frac{C|K|^2\sum D^6}{d^2} = \frac{C|K|^2 Z}{d^2} \qquad (2)$$

で表される。この式(2)をレーダー方程式という。ここで，$\sum$は単位体積空間内での総和を意味し，Cはレーダーの特性（受信電力，電波の波長，アンテナの特性，パルスの空間長等）で決まる定数でレーダー定数と呼ぶ。レーダー方程式内のZは，レーダー反射因子といわれ，通常[mm^6/m^3]で表し，

$$Z = \sum D^6 = \int N(D)D^6 dD \qquad (3)$$

で表される。$N(D)$は，雨滴の粒径分布であり，$N(D)dD$は単位体積空間中に含まれる直径$D\sim D+dD$の雨滴の個数である。さらに，

$$Z[{\rm dBZ}] = 10\log_{10}(Z[{\rm mm}^6/{\rm m}^3]) \qquad (4)$$

のように表示することも多い。レーダーにより受信されるのはこの値である。

(2)式の受信電力Prからレーダー反射因子Zを推定するには，レーリー近似が成立すること，$|K|^2$が既知であるという条件を満たす必要がある。$|K|^2$は電波の波長と温度に依存することは既に述べたが，加えて液相か固相かといった降水粒子の状態にも大きく依存する。上空の降水粒子は氷相であるものの，雪や氷，あられなどの状態であるために$|K|^2$の値は不確実であるし，降水粒子が雪ならば結晶を形成しているためにレーリー近似の条件を満たすかも不確実である。そこで通常は水に対する$|K|^2$の値（通常は0.93）を用いてレーダー反射因子Zを算定している。この算定されたレーダー反射因子Zを等価レーダー反射因子$Z_{\rm e}$という。

2.3 偏波レーダーによる観測

気象レーダーの標的である降水粒子は基本的に粒子構造をしており，その形状，粒子の向きなどがこれらの粒子を特徴付けている。単一偏波による送受信では、後方散乱信号からこのような粒子の形態に関する情報を得ることができない。一方，偏波による散乱特性の違いは標的の形状や粒子の向きに依存するため，複数の偏波を用いれば，形状や粒子の向きに関する情報を得ることができる。こうしたことから，降水粒子の形態に関する情報を得る手段として，複数の偏波を送受信できるレーダーが導入された。

通常の気象レーダーは進行方向に直交し、地表面に水平な偏波面を持つ電波を送受信する。それに対し，二重偏波レーダーは，偏波面が地面に平行な水平偏波と偏波面が地面に直交する垂直偏波の2つの直線偏波を送受信し，様々なパラメータを得ることが可能である。二重偏波を送受信する偏波レーダーには，水平・垂直偏波を同時に送受信する方式，水平・垂直偏波を単一または一定数パルスごとに交互に切り替える方式，右旋・左旋の2つの円偏波を用いる方式などが存在する。本研究で利用する偏波レーダーは，水平・垂直偏波を同時に送受信する方式を用いており，以後，この方式について説明する。

散乱波を水平偏波および垂直偏波の合成によるとするとき，アンテナ点での後方散乱（受信）電界E^bは入射（送信）電界E^iと直線偏波の後方散乱行列$\boldsymbol{s}$により，

$$\begin{bmatrix} E_{\mathrm{H}} \\ E_{\mathrm{V}} \end{bmatrix}^b = \boldsymbol{s} \begin{bmatrix} E_{\mathrm{H}} \\ E_{\mathrm{V}} \end{bmatrix}^i \frac{e^{-jkr}}{r} \tag{5}$$

と表される。ただし，後方散乱行列$\boldsymbol{s}$は

$$\boldsymbol{s} = \begin{bmatrix} s_{\mathrm{HH}} & s_{\mathrm{HV}} \\ s_{\mathrm{VH}} & s_{\mathrm{VV}} \end{bmatrix} \tag{6}$$

である。ここで，jは虚数単位（$j^2=-1$）を表し，kは波数（$k=2\pi/\lambda$），rはレーダーと標的との間の距離を示す。添え字のうちHは水平偏波を，Vは垂直偏波を示している。また第一添え字は降水粒子による散乱電界の偏波を，第二添え字は降水粒子への入射電界の偏波を示す。したがって，s_{HH}は水平偏波で入射し，散乱してきた水平偏波を示し，s_{VV}は垂直偏波で入射し，垂直偏波で散乱してきたことを示す。

次に，単位体積あたりの微小散乱断面積の和をレーダー反射率$\eta[\mathrm{m}^{-1}]$といい，次式で表される。

$$\eta \equiv \int \sigma(D)\, N(D) dD。 \tag{7}$$

ここで$N(D)$は降水粒子の粒径分布である。式（1）を用いることにより，式（7）は，

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int D^6 N(D) dD \tag{8}$$

と表すことができる。ここで，積分部分はレーダー反射因子Zであるから，レーダー反射率ηは

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z \tag{9}$$

となる。

そこで，後方散乱行列を用いれば，例えば水平偏波の入射波に対する水平偏波成分のみの散乱電力を求めることができる。入射電界と散乱電界がいずれも同じ水平偏波あるいは垂直偏波の場合，両者の関係は，

$$\eta_{\mathrm{hh}} = 4\pi \left\langle n \left| s_{\mathrm{HH}} \right|^2 \right\rangle, \tag{10}$$

$$\eta_{\mathrm{vv}} = 4\pi \left\langle n \left| s_{\mathrm{VV}} \right|^2 \right\rangle, \tag{11}$$

と表されることが知られている。ここで，$\langle * \rangle$は期待値を表し，nは粒径分布に応じた粒子数の重み付けを示す。したがって，式（10）と式（11）に式（9）を代入すると，水平偏波と垂直偏波のレーダー反射因子は，

$$Z_{\mathrm{HH}} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \left\langle n \left| s_{\mathrm{hh}} \right|^2 \right\rangle, \tag{12}$$

$$Z_{\mathrm{VV}} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \left\langle n \left| s_{\mathrm{vv}} \right|^2 \right\rangle, \tag{13}$$

と表される。

2.4 レーダー反射因子差 Z_{DR}

垂直偏波Z_{VV}と水平偏波Z_{HH}の比として表現されるレーダー反射因子差Z_{DR}は次式で定義される。

$$Z_{\mathrm{DR}}[\mathrm{dB}] = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_{\mathrm{HH}}}{Z_{\mathrm{VV}}} \right), \tag{14}$$

Z_{DR}は水平及び垂直偏波面に対する粒子形状，すなわち粒子の縦横比に関するパラメータである。降雨粒子は落下時の空気抵抗を受け横長に扁平し，その扁平度は直径が大きいほど大きくなる。したがって粒径が大きくなるにつれて，Z_{DR}は大きな値をとるようになる。一方，雪やあられの場合は，径の大小によって扁平度が大きく変わることがないため，0dBに近い値をとる。また,融解層においては氷粒子が徐々に溶け出し表面を楕円形に覆うようになる。雨滴は粒径がある大きさ以上になると分裂してしまうが，融解層においては氷粒子の表面に付着しているため大きな粒径でも分裂せず，レーダーでは大きな雨滴として認識されるためZ_{DR}は極大値をとる。

2.5 偏波間相関係数 $_{\mathrm{HV}}$

水平偏波と垂直偏波の受信信号の相関係数である偏波間相関係数ρ_{HV}は，

$$\rho_{\mathrm{HV}} = \frac{\left| \left\langle n s_{\mathrm{VV}} s_{\mathrm{HH}}^* \right\rangle \right|}{\left\langle n \left| s_{\mathrm{HH}} \right|^2 \right\rangle^{1/2} \left\langle n \left| s_{\mathrm{VV}} \right|^2 \right\rangle^{1/2}} \tag{15}$$

と表される。ここで$\langle ns_{\mathrm{VV}}s^*_{\mathrm{HH}}\rangle$は水平偏波と垂直偏波の共分散であり，$\langle n|s_{\mathrm{HH}}|^2\rangle$，$\langle n|s_{\mathrm{VV}}|^2\rangle$はそれぞれ水平偏波，垂直偏波の分散である。$\rho_{\mathrm{HV}}$は粒径の縦横比がそろっている度合いに関するパラメータであり，雨のような一種類の降水粒子だけが存在する場合は縦横の比に相関があり、1に近い値を示す。一方，様々な粒子の種類や形が存在する場合や，山岳等の地表面によって電波が散乱される（グランドクラッター）場合は相関が小さくなる。特に液体と固体が共存する融解層においては，偏波間相関係数ρ_{HV}が最低となる。後にこの特性を利用して偏波間相関係数ρ_{HV}を用いて融解層を特定する。

2.6 伝搬位相差変化率K_{DP}

電波が散乱体積内を伝搬するとき，一般には位相のズレが生じる。水平偏波，垂直偏波のそれぞれについてレーダーと対象標的間の往復で生じる位相変化を$\phi_{\mathrm{HH}}, \phi_{\mathrm{VV}}$とするとき，等方散乱標的であれば両偏波間で位相変化に差は生じないが，非等方性散乱標的では両者は異なる値をとる。粒径の大きい雨滴のような扁平粒子では，水平偏波による位相遅れが垂直偏波の場合に比べて大きくなるため，単位距離当たりでは$\phi_{\mathrm{HH}} > \phi_{\mathrm{VV}}$となる。両者の差を$\phi_{\mathrm{DP}}$とすると，

$$\phi_{\mathrm{DP}}[^\circ] = \phi_{\mathrm{HH}} - \phi_{\mathrm{VV}} \tag{16}$$

となり，これを偏波間位相差と呼ぶ。

ϕ_{DP}の距離に対する変化率が伝搬位相差変化率K_{DP}である。大気のような均質媒質体中でレーダー電波が伝搬する場合，K_{DP}は伝搬経路上の2点間を往復する間に生じる偏波間位相差ϕ_{DP}の単位距離当たりの差として，

$$K_{\mathrm{DP}}[^\circ/\mathrm{km}] = \frac{\phi_{\mathrm{DP}}(r_2) - \phi_{\mathrm{DP}}(r_1)}{2\,(r_2 - r_1)} \tag{17}$$

で与えられる。ここで，r_iはレーダーアンテナからの距離である。

伝搬位相差変化率K_{DP}は，振幅の情報を用いないため降雨減衰の影響を受けることが無く，強雨時の降雨量推定に有力であるとされている。特に，降雨減衰の影響が大きいXバンド気象レーダーにおいてはK_{DP}が導入されることで，更なる可能性が期待されている。

3. 沖縄集中観測

3.1 沖縄集中観測の概要

沖縄集中観測は2007年11月15日から28日にかけて行われ，独立行政法人情報通信研究機構(NiCT)沖縄亜熱帯計測技術センターを拠点とし，京都大学防災研究所，山梨大学，名古屋大学，山口大学，つくば大学，電力中央研究所などの様々な大学，機関の水文学，気象学の観測，モデルの専門家が連携して実施した。偏波ドップラーレーダーCOBRAは名護降雨観測施設に設置されており，沖縄亜熱帯計測技術センターと大宜味大気観測施設に設置されている2次元ビデオディスドロメータ, インパクト型ディスドロメータ, パーシバル雨滴計，マイクロレインレーダ, レーザ雨滴計（LD), 光学式雨量計，転倒枡式雨量計といった地上設置装置により様々な観測がなされている。また，ビデオゾンデの放球は恩名村にある沖縄亜熱帯計測技術センターで行われ，ここでCOBRAの遠隔操作も行っている。Fig. 1ではこれら観測点の位置関係を示している。

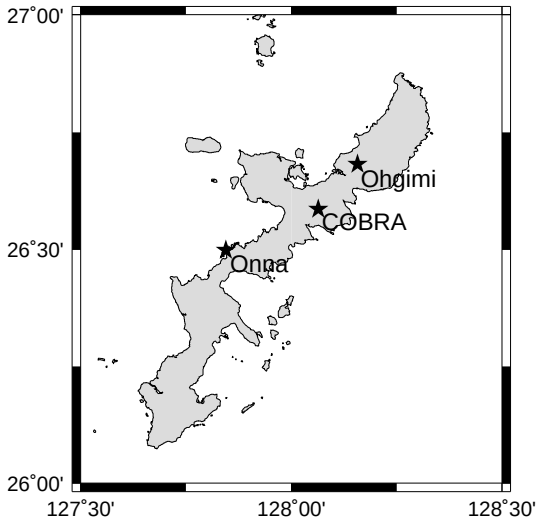


Fig. 1 Locations of COBRA, Onna site and Ohgimi site

3.2 COBRAの概要

本研究では，独立行政法人情報通信研究機構(NiCT)沖縄亜熱帯計測技術センターが試験運用している沖縄偏波降雨レーダCOBRAで得られたレーダ情報を利用する。

一般の気象レーダーのアンテナは機械的に3次元全体を走査することが可能であり，必要に応じて特定の方位方向を走査する。3次元の立体的なエコーを観測する場合は，一定仰角で方位方向に全周走査するPPI（Plan Position Indicator）スキャンを，仰角を変えながら繰り返し行うボリュームスキャンが行われる。しかし，ボリュームスキャンでは，そのスキャンが完了し終わるまでに5分程度かかってしまうため，きめ細かな同期観測ができない。そのため，特定方位

角の鉛直断面を走査するRHI（Range Height Indicator）スキャンによってビデオゾンデとの同期を行った。

3.3 ビデオゾンデの概要

ビデオゾンデは，センサーのついたビデオカメラを気球に吊り下げ，雲の中の粒子を直接観測する装置であり，Takahashi（2006），Suzuki（2006）により，東アジアモンスーン地域の様々な場所で200台以上が放球されている。Fig. 2にビデオゾンデの概要を示す。

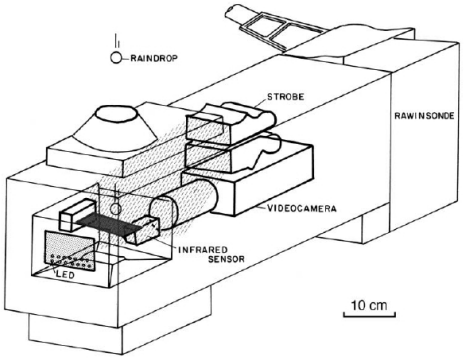
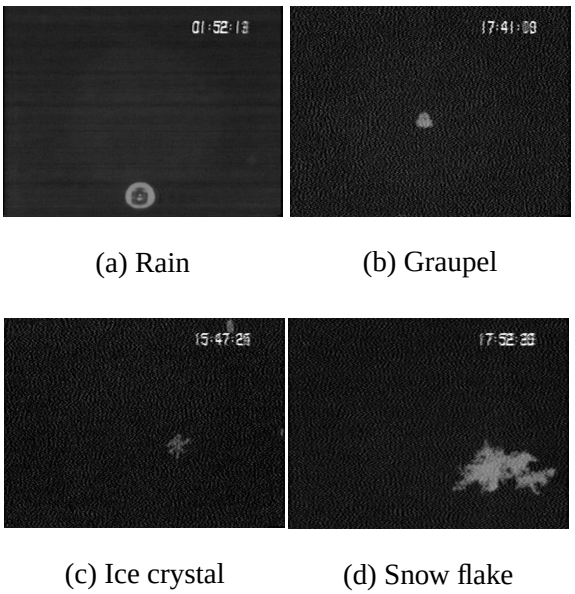


Fig. 2 Outline of Videosonde

ビデオゾンデは気球から50m下方に吊り下げられ，ゾンデの上昇速度が約5m/sとなるように気球の浮力が調整されてから放球される。ビデオゾンデには，直径0.5mm以上の粒子が通ったことを検知する赤外線センサーがついており，粒子がセンサーを横切るとフラッシュが焚かれ，真っ黒なスクリーンが一瞬明るくなり粒子が撮影される。通常，直径0.5mm以下の粒子はセンサーで検知されないが，大きな粒子とともにセンサーを横切るときに撮影されることがある。今回使用したビデオゾンデではビデオカメラによって写される視野は$13 \times 20 \times 30$ mm^{3}であり，また，1秒間に最大5回までフラッシュを焚くことができる。撮影された映像は1,680MHzの無線で送信され，10Hz～1MHzに変調されて地上のモニターに映し出されビデオテープに録画される。

ビデオゾンデで撮影された降水粒子は，雨，あられ，氷晶および雪片の4種類に分類することとした。これらの粒子の判別では表面の様子や形，サイズ，色の濃淡などによって一つ一つ目で見て降水粒子のタイプの判定を行っている。Fig. 3にはビデオゾンデで観測された降水粒子の例を示す。

判別した粒子は，空間的な分布を見るために，数濃度，質量濃度の計算を行った（Fig. 4）。Fig. 4を見ると，雨と氷粒子（あられ，氷晶，雪片）の存在する範囲は4,000～5,000mで分かれていることがわかる。し



(a) Rain (b) Graupel

(c) Ice crystal (d) Snow flake

Fig. 3 Precipitation perticles detected by pictures with Videosonde

かし，雨と氷粒子が混在する融解層付近では降水粒子がほとんど観測されておらず，ビデオゾンデNo.1以外では500～1000m程の厚さで降水粒子が観測されていない領域が存在する。今後の観測でこの融解層での降水粒子の分布を解明していく必要がある。

融解層より上空においてはあられ，氷晶，雪片が混在していることがわかる。雪片は主に雨と氷粒子の境界より上層の狭い範囲で観測されている。これは粒子表面が融け併合しやすくなっていることを示している。また，あられと氷晶はほとんど同じような高度分布形をしているが，氷晶のほうがより上空まで観測されており，落下するにつれて氷晶に着氷し，あられに成長してその数や大きさが増えている様子がうかがえる。

3.4 COBRAとビデオゾンデの同期

COBRAとビデオゾンデの同期は，ビデオゾンデの位置を特定して，COBRAでその方位のRHIスキャンを行うものとした。しかし，ビデオゾンデの位置を特定してCOBRAに指令を出しても，アンテナが走査する方位を向いてスキャンを開始するまでには時間が経過してしまう。その間にもビデオゾンデの位置は時々刻々と変化をしていくため，同期を行うためにはビデオゾンデの位置の推定と予測が必要不可欠となってくる。

COBRAのRHIスキャンは方位角1°毎の走査が可能であるが，この方位角を決定し同期するためには，ビデオゾンデの3次元的な位置を特定する必要があ

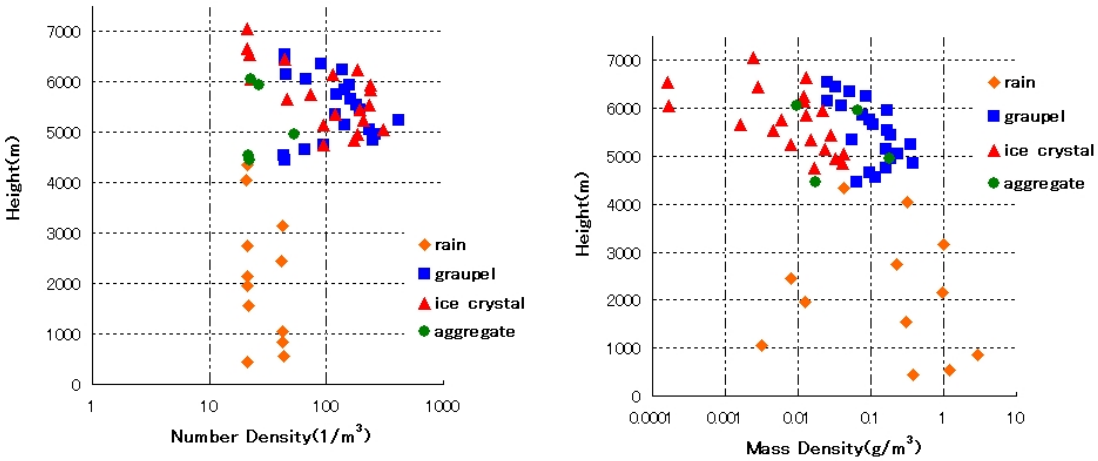


Fig. 4 Number density and mass density in Videosonde No.1

る。ビデオゾンデ自身には，その位置を特定する機能はないが，ビデオ画像を無線で送信するため，無線を受信するアンテナの向きから仰角，方位角を知ることができる。また，高度Hはビデオゾンデに取り付けられたラジオゾンデから得られる気温T，気圧Pの情報によって

$$H = \left[T_0 \left(\frac{P}{P_0} \right)^{-\frac{R^* L}{g_0 M}} - T_0 \right] \Big/ L \qquad (18)$$

で求めた。ここで，R^*, M, g, Lはそれぞれ，気体定数，大気のモル質量，重力加速度，気温減率である。また，添字0は地上での値を示している。仰角，方位角，高度が分かれば3次元的な位置を特定することができるため，以上の情報を直接入力することで現在位置を特定するプログラムを作成した。

ここまで，ビデオゾンデの位置を特定することは可能になったが，位置情報の入力からスキャンを開始するまでの間には約1分タイムラグが存在するため，1分前と現在の位置から線形外挿によって1分後のビデオゾンデの位置を推定するとした。ビデオゾンデの現在位置を特定するプログラムに1分後の位置を推定するプログラムを組み込み，ゾンデ位置の仰角，方位角，気温，気圧を入力するとCOBRAのRHIスキャンを行う方位角を表示するようにして，1分毎に1方位角のRHIスキャンを行った。位置推定の開始時には過去の情報がないため，一度目のみ外挿せずに特定された位置情報をそのまま使用している。また，同期観測の終了はビデオゾンデが雲を突き抜け，粒子が観測されなくなるまでとした。

Fig. 5はビデオゾンデが実際に飛んでいた位置とスキャンがなされた場所を示している。ビデオゾンデはCOBRAから25〜30kmの位置を飛んでおり，ど

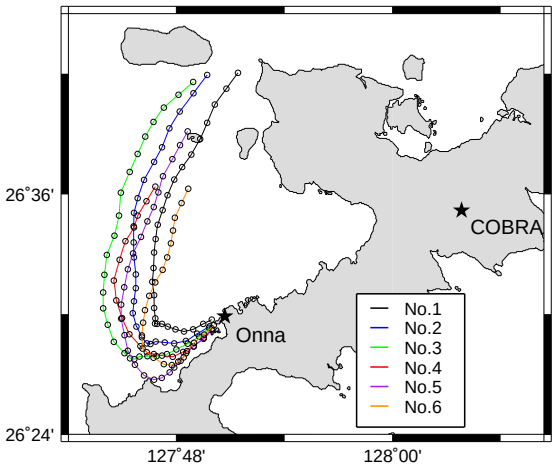


Fig. 5 Position where Videosonde flew. ○ is a position of the RHI scanning

のゾンデも推定された位置と大きく外れていなかった。RHIスキャンの1度目は，位置推定がなされておらず1km以上も実際の位置とはズレてしまったが，多くの場合その誤差は300m程度であった。COBRAのレーダービームの幅は約0.8°であり，レーダーから30kmの位置においてはビーム幅が約400mに広がるため，すべてのRHI観測がこの幅の中に入ったわけではなかったが，水平面的な連続性を考えるとうまく同期ができたと考えられる。

3.5 使用したデータとその処理

本研究で解析の対象とするデータはTable 1の通りである。2007年11月26日夜半前から27日の昼過ぎまで台風23号から伸びる外側の降雨バンドが次々とかかり，その間にビデオゾンデを6台放球した。ビデオゾンデのナンバーは放球順にNo.1 ～ No.6となっ

Table 1 Observation period

Date	Start time	End time	Observation time(min)	Number of Videosonde
2007/11/26	18:37	19:03	27	No.1
	20:58	21:23	26	No.2
	21:53	22:19	27	No.3
	22:57	23:57	26	No.4
2007/11/27	01:51	02:16	26	No.5
	02:36	02:57	22	No.6

ている。

使用するレーダーデータはビデオゾンデ放球ごとに1分毎に存在するRHI観測のデータである。RHIのデータはレーダーサイトを中心とした極座標となっているため，まずビーム方向鉛直断面の直交座標系に変換を行った。直交座標のメッシュのサイズは100m × 100mとし，メッシュの中心に一番近傍の極座標のメッシュを探査してその値をメッシュの値とした。次に，ビデオゾンデが存在する位置における偏波パラメータの連続的な変化を見るために時系列データを作成した。1分毎に存在するRHI画像のそれぞれにおいて，ビデオゾンデが位置する場所を中心として水平1km幅の鉛直断面を切り出す。そして，その一つの断面を1分間として時間順に並べていったものがFig. 6である。

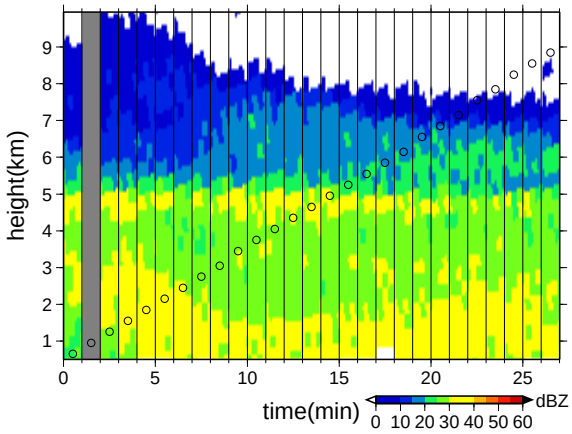


Fig. 6 Time series image of radar refrectivity Z_{HH} of No.1 Videosonde

3.6 レーダー反射因子差 Z_{DR} の校正

現在，COBRAのデータは完全には自動校正ができておらず，レーダー反射因子差Z_{DR}にはオフセットが確認されている。Fig. 7は，横軸をZ_{HH}，縦軸をZ_{DR}として降雨域でのデータを散布図にしたものである。Fig. 7を見るとZ_{HH}が大きくなるにつれてZ_{DR}も大きくなっていくことが分かる。これはZ_{HH}が大きい範囲では降雨粒子が扁平していき，それに伴いZ_{DR}が大きくなっていることを示している。一方，Z_{HH}が10 ～ 20dBZ程度の小さな範囲で降雨粒子は直径が小さく扁平していないと仮定するならば，水平偏波と垂直偏波の間に差はなくZ_{DR}の値は0dBとなるはずである。しかし，Fig. 7においてZ_{HH}が小さな範囲では，Z_{DR}は-0.6 ～ -1.4dB程の値をとっていることがわかる。つまり，COBRAのZ_{DR}には，-0.6 ～ -1.4dB程度のバイアスが存在している。以後，Z_{DR}の値は観測されたZ_{DR}に1.0dBプラスして扱っている。

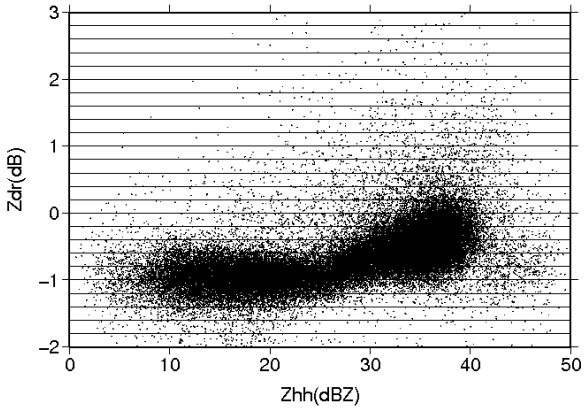


Fig. 7 Scatter chart in radar refrectivity Z_{HH} and differential refrectivity Z_{DR}

3.7 偏波間相関係数 $_{\mathrm{HV}}$ の補正

ρ_{HV}を実際に使用するにあたっては，雑音の影響を考慮した補正が必要となる。SNRをdB単位で表示したものをxとすると，ρ_{HV}の観測値$\rho_{\mathrm{HV}obs}$は，

$$\rho_{HVobs} = \rho_{HV} \frac{1}{1 + 10^{-x/10}} \tag{19}$$

と表されるため、式（19）によってρ_{HV}の補正値を得ることができる。

このようにSNRを使いρ_{HV}に補正を施さなければならないが，残念ながらSNRはデータとして記録されていないため受信電力によってSNRを求める。Fig. 8はビーム方向に描いた水平偏波による受信電力の値を示している。十分遠方の無降雨域では，受信電力は一定の値に収束しておりこの値を雑音Nとみなす。Fig. 8においては，40kmを越える地点から一定値に収束しており，その値は-108.7dBmを示している。雑音の原因には，外部から受信する雑音とレーダー内部で発生する雑音が存在するが，気象レーダーの場合はレーダー内部の雑音が卓越し外部から受信する雑音は無視できる程度である。また，雑音の大きさは短期間に大きく変動しないため，観測を通じて同じ値を使っている。

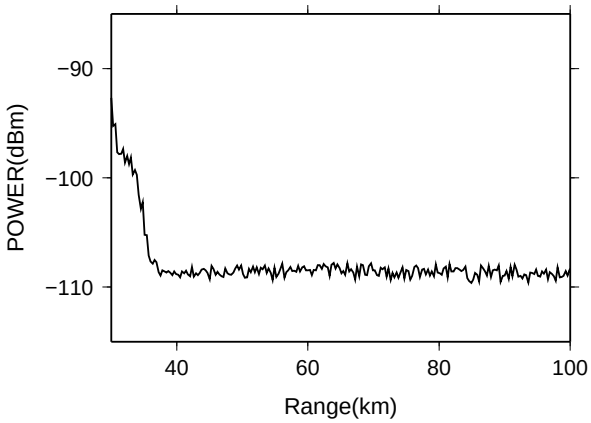


Fig. 8 Received power in the beam direction

各点での受信電力を信号SとするとSNR x[dB]は，

$$\begin{aligned} x &= 10\log_{10} SNR \\ &= 10\log_{10}(S/N) \\ &= 10\log_{10} S - 10\log_{10} N \\ &= S[\mathrm{dBm}] - N[\mathrm{dBm}] \end{aligned} \tag{20}$$

である。ここで得られたxを式（19）に代入することでρ_{HV}の補正値を求めることができる。Fig. 9は，ρ_{HV}を補正する前後の図である。この2つの図のどちらでもρ_{HV}が最小値となる融解層がはっきり確認でき，融解層より下部の降雨領域では受信感度がよく補正によるρ_{HV}の増加はほとんど見られない。一方，上空の雲の切れ目付近のρ_{HV}が小さな部分においては，補正を施すことによって値が大きくなっている。

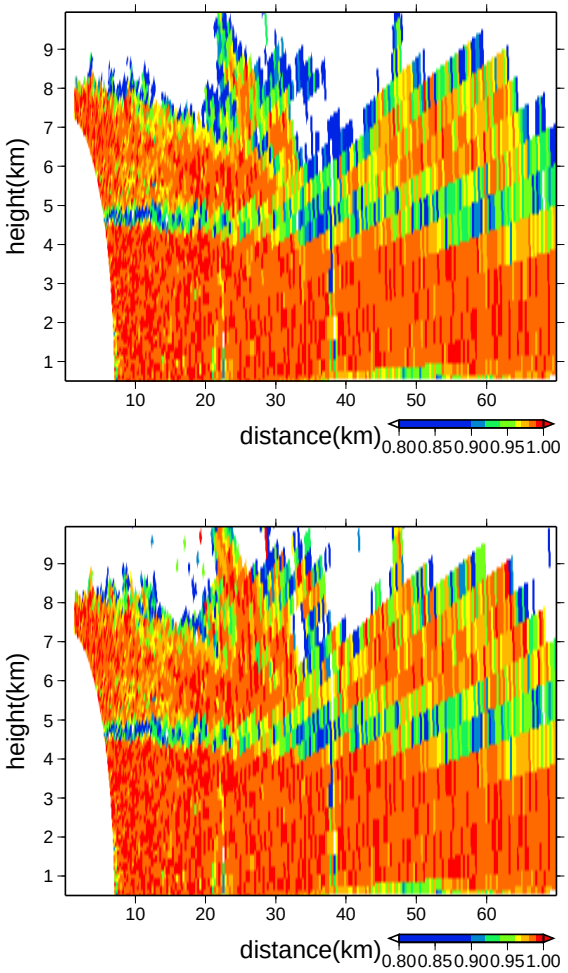


Fig. 9 RHI images of observed correlation coefficient (above) and corrected correlation coefficient (below)

3.8 伝播位相差変化率K_{DP}と偏波間位相差ϕ_{DP}の平滑化

偏波間位相差ϕ_{DP}から伝搬位相差変化率K_{DP}の値を算定する前に，平滑化を行う必要がある。これは，観測された位相情報Ψから観測ノイズδを取り除き，偏波間位相差ϕ_{DP}を取り出すためである。このとき位相情報Ψは，

$$\Psi = \phi_{\mathrm{DP}} + \delta \tag{21}$$

の関係にある。もし，レンジ方向に対して十分に大きなδが存在するとき，単純に移動平均を施して観測ノイズを取り除いたとしてもδの影響を完全に取り除くことができず，その結果として，K_{DP}を算出するとバイアスが残ることになる。したがって，平滑化を行う前にδを取り除くフィルタリングを行わなければならない。

そこで，本研究では反復フィルター（Hubbert and Bringi, 1995）を用いた。この反復フィルターの概要は次の通りである。

1. 観測値$\Psi(r_i)$に移動平均を施し，$\tilde{\Psi}_{\mathrm{flt}}(r_i)$を求める。
2. $\Delta\Psi(r_i) = \left|\tilde{\Psi}_{\mathrm{flt}}(r_i) - \Psi(r_i)\right|$を求める。
3. $\Delta\Psi(r_i) \leq T_h$のとき，$\Psi(r_i) = \Psi(r_i)$とし，
   $\Delta\Psi(r_i) > T_h$のとき，$\Psi(r_i) = \tilde{\Psi}_{\mathrm{flt}}(r_i)$とする。
   ただし，$T_h[^\circ]$であり，閾値を示す。
4. 1〜3までを所定の回数繰り返す。

閾値T_hはΨの標準偏差から決める必要があり，標準偏差の1.25から2倍程度が良好な結果が出るとされている。また，繰り返す回数は10回程度繰り返せば，十分であることが知られている。閾値$T_h = 5[^\circ]$，反復回数を10回としたときの結果をFig. 10に示す。単純に移動平均を施した青の実線ではノイズを完全に取り除くことができずに細かく変動しているが，赤の破線は滑らかに増減していることがわかる。

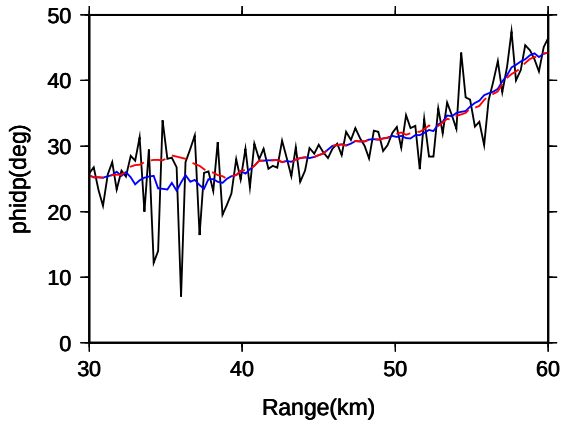


Fig. 10 Observed differential phase Ψ (black line), moving avaraged differential phase ϕ_{DP} (blue line) and moving avaraged differential phase ϕ_{DP} after filtering (red dash line) in direction of range

4. 同期観測における降水粒子タイプの判別

4.1 偏波レーダーを用いた粒子タイプの判別

正確な降水量推定・降水予測をするためには降水粒子タイプを推定することが必要不可欠となってきている。そこでこれまで，偏波レーダーの情報を用いた降水粒子タイプの推定に関して様々な方法が試みられており，例えば，統計的決定手法，ニューラルネットワークによる判定法などがなされている。しかし，これらの手法を用いて降水粒子判別を行うためにはいくつかの問題点がある。すなわち，1）それぞれの降水粒子と偏波パラメータの関係が十分に解明されていない，2）統計的に十分な量の観測により判別法を構築する必要があるが，それに耐えるだけの観測が行われていない，3）降水粒子はある境界値できれいに分けられるものではなく混ざり合った状態で存在しているが，そのあいまいさを表現できない，などである。このような問題点はあるものの，現地観測とレーダーの観測により偏波パラメータと粒子の関係性がまとめられており（Straka et al., 2000），Table 2に示すとおりである。

これに対し近年行われている降水粒子の判別方法にファジー理論を用いた方法がある（Lim et al., 2005）。ファジー理論は,「暑い」や「高い」などあいまいさを含んだ情報をあいまいなまま理解し，あいまいな形で判断する人間の思考方法をモデル化し，これを定量的に取り扱う手法である。このファジー理論によって，境界付近でのあいまいさや偏波パラメータが持つエラーを表現することができる。

4.2 ファジー理論による降水粒子タイプ判別法

ファジー理論（水本，1988）とは，境界がはっきり定まっていないような集合（ファジー集合）を定量的に取り扱おうという理論である。ファジー集合$\boldsymbol{A}$とは，ある集合$\boldsymbol{X}$の要素xが集合$\boldsymbol{A}$に属することをあいまい性を含んだ形で表現できる集合で，メンバーシップ関数μ_Aによって特徴付けられた集合のことである。ここで，メンバーシップ関数は

$$\mu_A : X \rightarrow [0,1] \tag{22}$$

と表現される。すなわちメンバーシップ関数とは，集合$\boldsymbol{X}$の要素xがファジー集合$\boldsymbol{A}$に対してどの程度属しているかの度合いを表しており，メンバーシップ関数の値が1に近いほどファジー集合$\boldsymbol{A}$に属している度合いが高いことを示し，反対に0に近ければ属する度合いが低いことを示す。そして，このようなメンバーシップ関数で非ファジー集合$\boldsymbol{X}$をファジー集合$\boldsymbol{A}$に関連付けることをファジー化するという。

4.3 偏波パラメータによる降水粒子タイプの推定

降水粒子をファジー理論で推定するにあたって，入力とするデータは，COBRAによって得られるレーダー反射因子Z_{HH}，レーダー反射因子差Z_{DR}，偏波間相関係数ρ_{HV}，伝搬位相差変化率K_{DP}と，ビデオゾンデに取り付けられたラジオゾンデから得られる気温Tを用いる。以下，この偏波パラメータに関する添え字をiとして，ある偏波パラメータを表現するときx_iと表す。また推定する降水粒子のタイプはビデオゾンデで特定した雨，あられ，氷晶，雪片の4種類であり，ある粒子を表す場合，添え字jで表すものとする。

Table 2 Thresholds for polarimetric parameters in hydrometeor types(Straka et al., 2000)

Hydrometeor types	Z_{HH}[dBZ]	Z_{DR}[dB]	HV	K_{DP}[°/km]	LDR[dB]
Hail	$45 \sim 80$	$2 \sim 5$	< 0.96	$0 \sim 0.5$	$26 \sim \quad 18$
Graupel	$20 \sim 50$	$0.5 \sim 2$	> 0.95	$0 \sim 1.5$	$< \quad 25$
Rain	< 60	> 0	> 0.95	> 0	$< \quad 25$
Ice crystal	< 35	$0.5 \sim 6$	> 0.95	$0.6 \sim 0.6$	$< \quad 24$
Snow flake	< 45	$0 \sim 3$	> 0.5	$0 \sim 0.5$	$< \quad 10$

まず，偏波パラメータの集合をメンバーシップ関数を用いてファジー化する。本研究では，偏波パラメータの集合をファジー化するために必要なメンバーシップ関数をビデオゾンデによって得られる粒子のタイプに関する情報を用いて決定することにした。

メンバーシップ関数の形には台形関数を用いた。この台形関数は，大きさが1で一定の値を持つ平らな部分と直線的に漸減する裾野の部分を持つ。降水粒子タイプjによく属する偏波パラメータの値x_iには幅があり，この領域が台形関数の上底部分となる。また，降水粒子が存在し得ない偏波パラメータの範囲では0の値をとり，この2つの境界付近では裾野の部分を対応させる。台形関数のメンバーシップ関数は4つのパラメータa, b, c, dによって決定される。これらのパラメータは台形関数の各頂点の偏波パラメータx_iの値を表しており，裾野および水平な部分の幅を決めている。

この台形関数の境界値を決める4つのパラメータは今回ビデオゾンデで観測された降水粒子を全て積算し，その出現頻度によって決定した。各偏波パラメータx_iごとにヒストグラムを作成し，その上限値および下限値から10％の範囲を台形メンバーシップ関数の裾野の部分に対応付ける。このような方法をとったのは粒子の数が少なくなるx_iにおいて粒子に属する度合いは下がり,その間の値では広く粒子が分布していると考えられるためである。このようにして得られたメンバーシップ関数をFig. 11 に示す。

今回の観測においては，限られた数のビデオゾンデ観測しかできておらず十分な数の降水粒子を観測できていないため，Table 2 と比較して求めたメンバーシップ関数は不十分な点が多い。特に雨のメンバーシップ関数は，層状性降雨の弱い雨でしか観測がなされなかったためZ_{HH}，Z_{DR}などでは弱い数値を示している。しかし，観測事例が少ないという問題は今後さらなる観測がなされることで解決できる

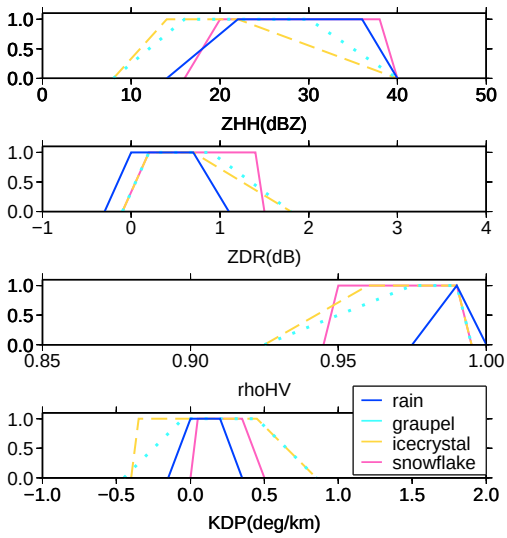


Fig. 11 Membership function $\mu_j^{x_i}$

ため，本研究ではできる限り観測データに従って降水粒子の判別を構築することを目指した。また，他のメンバーシップ関数に比べると気温Tのメンバーシップ関数では，1°C付近に雨と氷粒子のはっきりとした境界があり，気温Tによって雨と氷粒子が分類されていることがわかる。しかし，気温Tはレーダーと同時に観測できるパラメータではないため，気温に重きをおいた降水粒子の推定では偏波レーダーの特性を生かしていない。そこで，気温を除いた降水粒子タイプの判別についても後に述べる。

以上のようにして決定されたメンバーシップ関数を用いて，降水粒子ごとの評価値Q_jをメンバーシップ関数の単純和として，

$$Q_j = \mu_j^{Z_{HH}}(Z_{HH}) + \mu_j^{Z_{DR}}(Z_{DR}) + \mu_j^{\rho_{HV}}(\rho_{HV}) + \mu_j^{K_{DP}}(K_{DP}) + \mu_j^{T}(T) \quad (23)$$

と定める。メンバーシップ関数は個別の偏波パラメータがどの粒子のタイプに属するか個別に表現するものであるのに対して，このQ_jは偏波パラメータの組

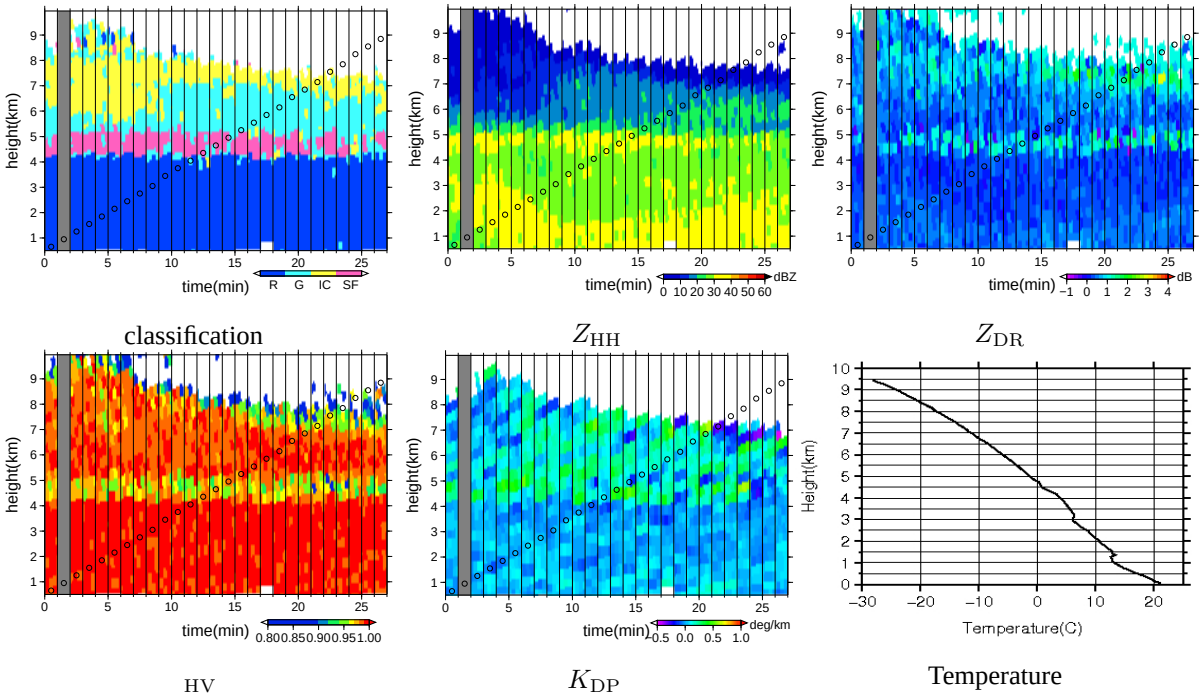


Fig. 12 Hydrometeor classification and observed polarimetric parameter. In the figure of classification, R, G, IC and SF show rain, graupel, ice crystal and snow flake, respectively

み合わせを考慮した上で総合的に評価する指標である。今回，評価式の値はメンバーシップ関数の単純和として求めているが，偏波パラメータ同士の関係性などを考慮したうえでメンバーシップ関数の重み付けや評価式の式形を今後考えなければならない。

最後に，計算された評価式の値を比較することで粒子のタイプjを決定する。通常，評価式Q_jが最大となる粒子jが，x_iの組に対する降水粒子のタイプと決定する。

5. 結果

5.1 降水粒子タイプの判別1

以上のようにして求められたメンバーシップ関数，評価式（23）を用いて粒子タイプの判別をおこなった。Fig. 12 は降水粒子タイプ判別の結果とそのときの偏波パラメータの分布である。

Fig. 12 では，きれいな層状性の降水システムであるため，レーダー反射因子Z_{HH}やレーダー反射因子差Z_{DR}，偏波間相関係数ρ_{HV}によってブライトバンドとして融解層が検出されている。この融解層においては，多くの場合雪片と分類されている。それより上層ではあられ，氷晶と分類がなされている。対流性降雨の場合，融解層の上部下部で偏波パラメータの値が大きく変化するため的確に粒子が特定されている。

次に気温Tの影響を見るために，式（23）の評価式から気温Tのメンバーシップ関数を除いて粒子判別を行ったものがFig. 13 である。これらの図を見てわかる通り，気温Tのメンバーシップ関数を除いた場合，雨の範囲であられや氷晶，雪片といった氷粒子に分類がなされている。一方で融解層より上層では，ほとんど雨と判別されることなく気温Tのメンバーシップ関数を除く前と似た分布を示している。そのため，気温Tの情報を用いずに降水粒子の判別を行う場合，雨と氷粒子の判別を行うことが重要となる。

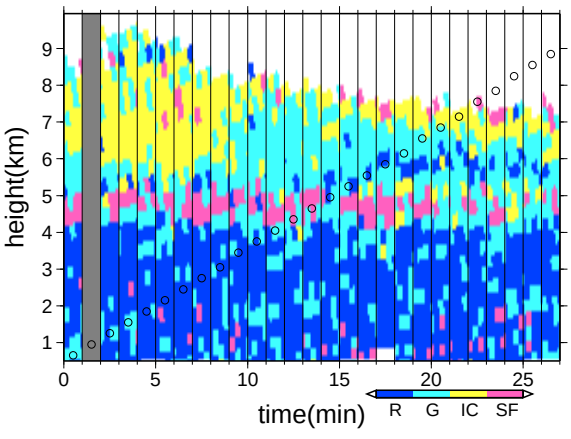


Fig. 13 Hydrometeor classification without membership function of temperature

5.2 降水粒子タイプの判別2

ビデオゾンデの観測（Fig. 4）や気温Tのメンバーシップ関数（Fig. 11）からわかる通り，雨と氷粒子は気温0°C以上のある高度（融解層）を境界にしてわかれて分布している。そこで，この融解層を特定（Brandes and Ikeda, 2004 ; Matrosov et al, 2006）することによって気温Tの情報を用いずに降水粒子の判別を行うことを考える。

融解層は，レーダー反射因子Z_{HH}やレーダー反射因子差Z_{DR}などによりブライトバンドとして検出されるが，本研究では偏波間相関係数ρ_{HV}による融解層の特定を行う。偏波間相関係数ρ_{HV}を用いるのは，降水粒子中の変動がZ_{HH}やZ_{DR}に比べて少なく，閾値を設けやすいためである。また，Z_{HH}やZ_{DR}では検知されないような弱い層状性降雨においても，偏波間相関係数ρ_{HV}によってブライトバンドが検出されるからである。

ρ_{HV}の鉛直プロファイルを見ると，降水粒子が存在する部分ではほとんど1に近い値をとるが，0°Cを上回る，数百mの範囲では急激に低下して最小値をとる。この性質を利用してρ_{HV}の値が低下した部分を自動的に特定することにより融解層を求めたものがFig. 14である。

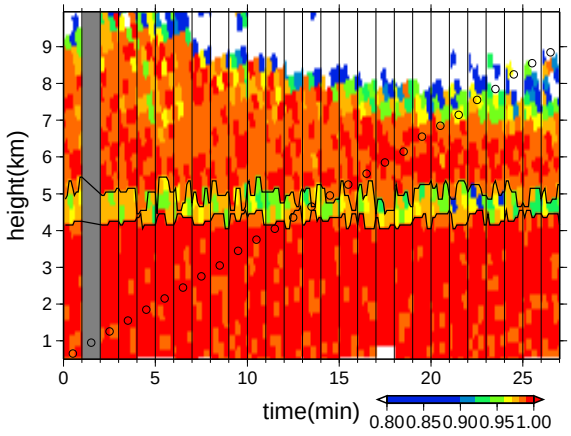


Fig. 14 Melting layer detection with correlation coefficient. Black line shows the top and bottom of meltiong layer

各鉛直断面について融解層下端h_1，融解層上端h_2を求めて，融解層高度hに関するメンバーシップ関数$\mu_j^h(h)$を作成した。融解層においては液相と固層が混じり合っているものと考えられるので，融解層高度のメンバーシップ関数もh_1とh_2において混ざり合っているものとして表現した（Fig. 15）。

また，評価式も改めて次式を用いて降水粒子の判別を行った。

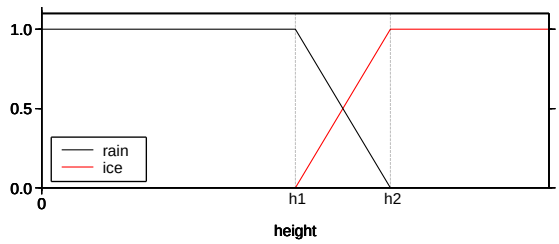


Fig. 15 Membership function of melting layer height. Ice shows ice particle such as graupel, ice crystal and snow flake.

$$Q_j = \mu_j^h(h) \times \Big(\mu_j^{Z_{HH}}(Z_{HH}) + \mu_j^{Z_{DR}}(Z_{DR}) + \mu_j^{\rho_{HV}}(\rho_{HV}) + \mu_j^{K_{DP}}(K_{DP})\Big). \quad (24)$$

式（24）のように融解層高度のメンバーシップ関数についての積をとることで融解層の上空で雨，融解層より下層で氷粒子といった矛盾した判別をなくすことができる。Fig. 16では融解層を特定し評価式（24）を用いて行った降水粒子判別の結果を示す。気温のメンバーシップ関数を含んだFig. 12の粒子判別の結果と比較すると，Fig. 16では雨の領域で氷粒子と判別される矛盾が取り除かれている。一方，融解層以上の上空では先の判別結果であるFig. 12と比べても，あられ，氷晶，雪片の分布に大きな差異は見られない。Fig. 12とFig. 16に示した判別結果の間に見られる大きな違いは，雨粒と氷粒子の境界が約500m，高度が高くなっていることである。この領域は特定した融解層の下半分に当たり，多くの場合雨と判別されているが，残念ながら今回のビデオゾンデの観測ではこの高度において粒子が撮影されていない部分であり，どちらが正しいかは現段階では検証できない。雨と氷粒子の判別は非常に重要となるため，今後のビデオゾンデ観測においては融解層近辺で数多くの降水粒子を観測することが望まれる。

5.3 降水粒子の判別3

ビデオゾンデの観測により，融解層より上空では異なるタイプの降水粒子が混在していることがわかる（Fig. 4）。そのため，降水粒子のタイプの判別の過程で一種類に降水粒子のタイプを決定してしまうのは適切ではなく，ファジー理論の特性を生かせていない。この混ざり具合を表現するために，式（24）の評価値Q_jの大きさの違いに着目して推定を行う。

上述したように，融解層より上層においてはあられ，氷晶，雪片が混ざり合って存在していることがわかっている。そのため新たな判別区分として，あられ＋氷晶，あられ＋雪片，氷晶＋雪片の区分を新たに追加した。この3つの区分に分類されるための判断の基準として，2つの粒子の評価式Q_jの値が第

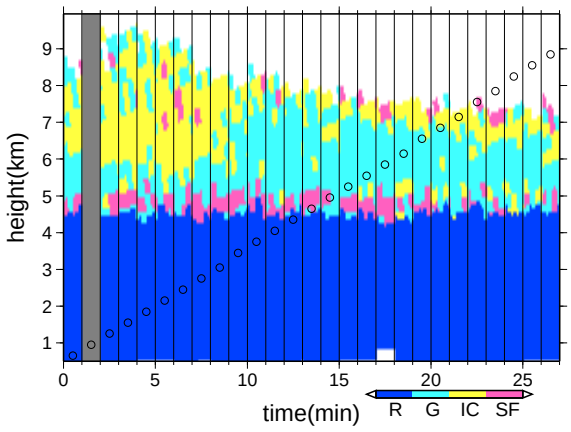


Fig. 16 Hydrometeor classification that used membersip function of melting layer height

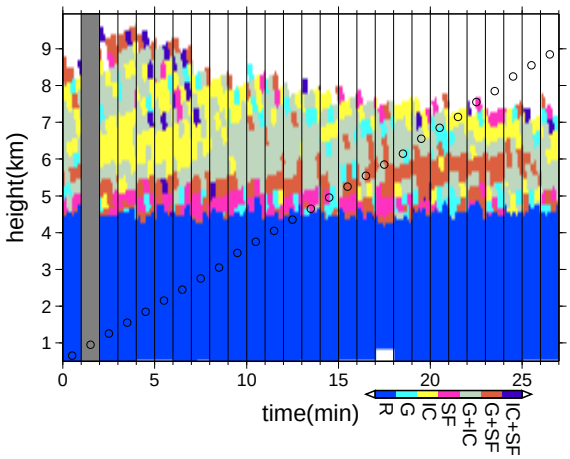


Fig. 17 Hydrometeor classification as mixture of some types

1位，第2位になり，さらにその2つの評価値の差が0.1以内となることとした。この新たな混在判別区分を加えて降水粒子タイプの推定をおこなった結果をFig. 17に示す。

Fig. 17を見ると，Fig. 16ではあられが単独に存在するとして判別がなされていた広い領域であられ＋氷晶やあられ＋雪片の分類に変化している。この事実は粒子を1種類に判定していることに無理があったということである。融解層近辺において雪片が卓越している領域やあられ＋雪片の分類がなされている領域が多く見られる。そしてあられ＋雪片の領域は雲の中央までその領域が広がっている。さらに，雲頂付近の雲の切れ目においては氷晶が卓越している。これらの結果はビデオゾンデの観測に一致するものであり，偏波パラメータによって混ざり具合を表現することも可能であることを示している。

しかし，この降水粒子の混在を表現する上で評価値Q_jの差の境界値は評価式の式形や粒子の混在状況を考慮したうえで決定しなければならないが，0.1という値でどこまで混ざり具合が表現できるのかを見るために仮に与えている。今後，粒子判別の精度評価の手法を構築し，検証をしていく必要がある。

6. 結論

以上，本研究では，2007年秋に実施した沖縄集中観測によって行われた偏波レーダーCOBRAとビデオゾンデの同期によって，明らかになった降水粒子と偏波パラメータの関係性を用いて，降水粒子タイプの推定の可能性を探った。特に，観測によって明らかになった粒子の混ざり具合が，偏波レーダーを用いた判別の中で表現できるのか検証をおこなった。

まず，沖縄集中観測においては偏波レーダーとビデオゾンデの同期手法を構築するとともに，確かに偏波レーダーCOBRAとビデオゾンデの同期が実現したことを確認した。次に，ビデオゾンデの観測結果を用いて降水粒子タイプの詳細な解析をおこなうことで雲中で粒子が混ざり合っていることを明らかにした。そして，COBRAの偏波パラメータとビデオゾンデの降水粒子の情報によって，ファジー理論による降水粒子タイプの推定法，特に混在の推定方法を構築し，この観測における降水粒子タイプの判別をおこなった。

今回の研究では，観測データが限られているため，降水粒子のタイプと偏波パラメータを関係付けるメンバーシップ関数の設定に不十分な部分が残っている。さらに，今回は混在する降水粒子の多寡といったものを考慮せず，粒子の有無によってメンバーシップ関数を決定した。しかし，このように限られた条件においても，粒子のタイプ推定はある程度可能であり，偏波パラメータは降水粒子タイプを推定する能力を持っている。そしてさらに，粒子同士が混じりあっているという状態を表現する可能性を示すことができた。

今回の沖縄集中観測は2008年の梅雨期をターゲットとした本観測の準備のための予備観測の意味合いがあったために，必ずしも対流性降雨等の強雨を多く見込めない時期での観測であった。実際，十分な数の降水粒子を観測するには至らなかった。2008年6月の本観測においては，今回の観測中にはなかったような，台風や梅雨時における対流性の雨が期待され，異なる降水システムで数多くの観測が行われることによって，降水粒子タイプの判別法のさらなる発展が望まれる。

さて，従来の研究においては，ファジー理論によっ

て特定される粒子は分類数を増加させるだけで，最終的に1種類の降水粒子を特定するだけであった。しかし，本研究の最終的な目的は，降水粒子のタイプを特定することだけではなく，何と何が存在し，加えてその存在比はいくらかを偏波レーダによる観測によって明らかにし，降水予測モデルとのタイアップをはかることで，その精度の向上をはかることにある。引き続きビデオゾンデによる降水粒子の直接観測を実施することで粒子の混在の様子と偏波パラメータの関係を明らかにし，様々な降水タイプに対応できる判別法の構築を図っていきたいと考えている。

参考文献

深尾昌一郎・浜津亨助（2005）：気象と大気のレーダーリーモートセンシング，京都大学学術出版会.

水本雅晴 (1988) :ファジイ理論とその応用，サイエンス社.

Bringi, V.N. and Chandraseker, V.（2001）:Polarimetric Doppler Weather Radar, Cambrige Univ. Press, New York.

Brandes, E.A. and Ikeda, K. (2004) :Freezing-level estimation with polarimetric Radar, Journal of Applied Meteorology, Vol. 43, pp. 1541-1553.

Hubbert, J. and Bringi, V.N. (1995)：An iterative filtering technique for the analysis of copolar differetial phase and dual-frequency radar measurements, J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 12, pp. 643-648.

Lim, S., Chandrasekar, V. and Bringi, V.N. (2005) :Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification, IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 43, No. 4.

Matrosov, S.Y., Clark, K.A. and Kingsmill, D.E. (2006) :A polarimetric radar approach to rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol. 46, pp. 154-166.

Straka, J.M., Zanic, D.S. and Ryzhkov, A.V. (2000) :Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations, American Meteorological Society, Vol. 39, pp. 1341-1372.

Suzuki, K., Shigenaga, Y., Kawano, T. and Yoneyama, K. (2006) :Videosonde observations during the R/V mirai MR04-08 cruise, The Marine Meteorological Society, UMI to SORA, Vol. 82, No. 2.

Takahashi, T. (2006) :Precipitation mechanisms in east Asian monsoon: Videosonde study, J. Geophs. Res. , Vol. 111.

Classification of Hydrometeors Using a C-band Polarimetric Radar and Validation by In-Situ Campaign Observation Synchronized with Video-Sonde

Eiichi NAKAKITA, Kosei YAMAGUCHI*, Yasuhiko SUMIDA*, Hidenobu TAKEHATA**, Kenji SUZUKI***, Katsuhiro NAKAGAWA****, Satoru OISHI*****, Yukari SHUSSE****** and Kazuhisa TSUBOKI******

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

**Chubu Electric Power Co., Inc.

***Faculty of Agriculture, Yamaguchi University

****National Institute of Information and Communications Technology

*****Interdisciplinary Graduate School of Medicine and Engineering, University of Yamanashi

******Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University

Synopsis

This research is based on a synchronized campaign observation of C-band polarimetric radar, COBRA and video-sonde, which was carried out on Nov. 2007 in Okinawa, Japan. The observation was accomplished by constructing a method to synchronize C-band polarimetric radar, COBRA and video-sonde which observes the real hydrometeors. The observation succeeded to incorporate the polarimetric radar information and hydrometeor observed from video-sonde. Here, we investigate the relationship between the radar observation and hydrometeors, and seek for the possibility of classification as mixture of some types of hydrometeors from polarimetric radar observation.

Keywords: polarimetric rader, video-sonde, hydrometeor classification, fuzzy logic, differential radar refrectivity, correlation coefficient

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

衛星観測情報から推定する瞬時降雨量の時間相関長さのグローバル分布

中北英一・木島梨沙子*

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

本研究では，月降雨量の分散を補正する式 (中北ら, 2006) を用いて，TRMMの低頻度観測情報から降雨場確率パラメータである瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定を試みた。既往研究 (中北ら, 2006 ; Nakakita et al., 2007) による推定手法では，時間相関長さの推定可能領域が，TRMM/PRの観測頻度の多い中緯度領域のみであった。そこで本研究では，PRよりも観測頻度の多いTRMMのマイクロ波放射計TMIのデータを用い，さらに，TRMMの観測時間情報を取り込むことで，地点ごとにパラメータ推定を行う手法を新たに開発し，その結果，全球推定が可能となった。

キーワード: 降雨場，TRMM搭載降水レーダ，TRMMマイクロ波放射計，低頻度観測，月降雨量，時間相関長さ

1.　序論

1．1　本研究の背景と目的

地球上で雨がどのような降り方をしているのか，降雨の継続時間や空間的広がりといった特性は，未だ未知な部分が多い。その理由は，降雨特性はさまざまな物理現象が複雑に絡んでおり，降雨の時空間分布特性には多くの要因が絡み合ってたまたま生起する現象としての要素が強いからである。

一方で，近年，世界各地で様々な豪雨災害が頻発しており，各地における降雨現象の時空間分布特性の解明は緊急な課題といえる。現在，日本ではレーダ網と雨量計ネットワークによる世界最高水準の降雨観測網を持ち，時々刻々と変化する降雨分布をほぼリアルタイムで得ることが可能であるが，世界各地に目を移せば，多くの国で観測設備の整っていない地域や海洋上など，雨量の計測が行われていない地域は多い。

そこで，20 世紀後半から，地球規模の降雨の時空間分布特性の把握のために人工衛星による降雨観測が始まった。その中でも特に，これまで観測がほとんどされてこなかった熱帯域や海域を含んだほぼ全球を，時空間的にくまなく観測しているのが，熱帯降雨観測衛星 (TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission) である。TRMM は，世界初の衛星搭載降水レーダ (PR: Precipitation Radar)，TRMM マイクロ波観測装置 (TMI: TRMM Microwave Imager) を含む計 5 つの観測機器を搭載し，1997 年の打ち上げ以来，熱帯域を中心とした北緯 35 度から南緯 35 度までの全球の降雨観測を行っている。TRMM は軌道傾斜角を小さくして熱帯域を高頻度で観測できるよう軌道設計され，またローカルな観測時刻を変化させて降水の日周変化を観測できるように，太陽非同期軌道をとっている。

このような TRMM の観測では，全球的にさまざまな地点,時刻をカバーすることが可能である反面，それぞれの地点で時間間欠的な観測になるということが問題になる。そのため TRMM を用いてあらゆる気候値を算出する際には，サンプリングエラーの影響は無視できない。そこで TRMM は緯度経度 5°×5°の領域平均降雨量の推移の把握が大きな目的として掲げられ，計画の段階からそのフィージビリティの検討のため，海洋上での推定精度の検討 (Bell, 1987) やゴビ砂漠と我が国での推定精度の比較 (Ikebuchi *et al.*, 1993) が行われている。

これらの既往研究では，TRMM による領域平均月降雨量の推定の精度評価にあたり，既存のレーダ情報やアメダスといった長期観測情報から降雨場に関

する気候値としての確率パラメータをあらかじめ算定して利用している。もちろん，過去の長期情報が存在するところでは問題ないが，TRMM の観測範囲はそうでない領域の方が大きい。

そこで，中北・沖村ら (2002) は，時間・空間平均降雨量を推定し精度評価する際，打ち上げ以来蓄積された TRMM/PR 情報のみから得られる降雨場における確率パラメータを標本値として推定し，その推定値が TRMM/PR の観測頻度に依存することを示し，さらには観測頻度をパラメータとしてその推定値の補正の可能性を定性的に示した。すなわち，降雨場確率パラメータの補正方法が開発されれば，TRMM 観測情報から算出される降雨特性の気候値としての確率パラメータの精度が向上するばかりか，領域平均月降雨量の推定の精度等，あらゆる指標の精度向上に繋がる。

これを受け，中北･岡根 (2006) は，地点月降雨量の分散に焦点をあて，観測頻度に応じて算定される標本分散の確率モデルを開発し，TRMM/PR 観測情報から得られる推定値の定量的な補正方法を提案した。そして日本の近畿地方で TRMM/PR 観測情報に適用し，推定された母分散および，同時に得られた瞬時降雨量の時間相関パラメータの値が同領域で地上レーダから得られた観測値とほぼ一致することを確認した。つまり，この手法によって，月降雨量の標本分散が補正可能となっただけでなく，低頻度の衛星情報を用いて算定した月降雨量から瞬時降雨量の時間相関長さなど，瞬時降雨量の時空間的な分布の特徴を抽出することが可能となった。この開発された推定式は，観測月数 (data length) とひと月の観測頻度 (observation frequency) に依存した標本期待値を表しており，TRMM の観測頻度ならびに長期観測の有効性を示す重要な指標ともなる。これはさらに今後，TRMM の後継･拡張ミッション計画として，2013 年に打ち上げ予定の次世代衛星である GPM (全球降水観測計画: Global Precipitation Measurement) における打ち上げの前情報として貴重な情報といえる。

ここで，推定可能となった降雨の時間相関長さが，降雨情報としてどのような重要性を持つか述べる。流域，特に中小河川においては，ピーク流量や総流出量の算定に，流域降雨の時間空間分布を考慮することが，その推定精度に大きく寄与する。その時間的な指標となるのが，瞬時降雨量の時間相関長さである。しかしこれまで，その推定範囲は，長期間にわたり，ほぼ連続的な観測が行われている一部地域のみに限られていた。そこで，低頻度の衛星情報から，全球規模の降雨の時間相関長さの推定が可能となれば，さまざまな地域の流域スケールの降雨量推定，また流量特性の把握に，今後大いに役立つことが予想される。

しかしその一方で，TRMM の観測では緯度が低下するにつれ，観測頻度が低くなるため，低緯度では瞬時降雨量の時間相関パラメータの推定が困難となる恐れがある。そこで Nakakita *et al.* (2007) では，空間相関を取り込み，領域平均値を用いることで，物理的に観測頻度の問題を解決し，低緯度での推定を試みている。しかしこの推定手法では，観測面積の小さい情報を空間平均することの精度低下に加え，標本数の減少によりパラメータ推定精度の低下が著しく，全球規模での推定には問題が残った。

1. 2 本研究の概要

そこで，本研究では，中北･岡根 (2006) の地点月降雨量の標本分散の補正式を用いて，TRMMの低頻度観測から得られる時間間欠的な観測情報から，瞬時の降雨量の時空間分布特性として重要な，瞬時降雨量の時間相関長さおよび月降雨量の母分散の全球推定を行うことを目的として掲げ，その中でも特に，観測頻度の少ない低緯度でも瞬時降雨量の時間相関長さが推定可能となる方法を模索し，全球規模の推定ができることに焦点を置く。

そこで本研究では，月降雨量の分散補正式において，パラメータとして考慮されているひと月の観測頻度 (observation frequency)，観測月数 (data length) に加えて新たに，TRMM の様々な観測時間間隔 ΔT を導入することにより，TRMM の観測の特徴を生かし，標本期待値をさらに精度よく求める手法を開発する。

そして，南西モンスーンの卓越する期間に，アジアモンスーン域において推定を行い，全球における推定可能性を示す。また本研究では，降水レーダでの結果とマイクロ波放射計による結果の比較も行う。

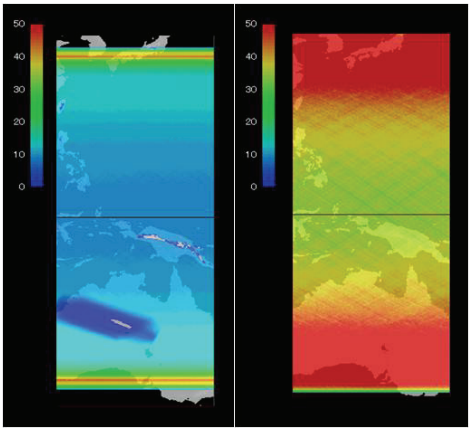


Fig. 1 Monthly observation frequency of TRMM/PR (left) and TMI (right) in 120°E-150°E [count]

2. 衛星観測を考慮した観測頻度に依存した月降雨量の標本分散補正式

2. 1 標本分散と観測頻度の関係

中北ら(2002) によると，第 1 章で述べた TRMM の軌道特性から，TRMM/PR 観測情報から算定する確率パラメータである地点月降雨量の分散値は，TRMM の観測頻度の多い中緯度地域に比べ，頻度の少ない低緯度地域では過大に推定される。すなわち，TRMM の観測では各地点の観測頻度が緯度ごとに異なり，観測幅の狭い PR の場合は日本の近畿地方 (北緯 33°～) を含む中緯度地域でひと月の観測頻度は約 30 回あり最大で 60 回を超えるものの，低緯度地域 (緯度 0°～20°) ではひと月に約 15 回である (Fig. 1, left) 。また観測幅の広い TMI においても，全域で観測頻度は増えるものの, 同様なことが言え，中緯度では最大観測頻度が 100 回を越えるが，低緯度では最大 30 回程度にとどまる (Fig. 1, right) 。そのため，低緯度の地域と高緯度の地域では，月降雨量を推定する際のひと月の標本数が異なってくるため，大数の法則に従って，少ない標本数から計算する低緯度標本分散値は真の分散値よりも過大な値を算出する。

この関係を明らかにするために，地上レーダである国土交通省深山レーダ雨量計を用いて 5 分毎に得られる観測情報を，時間間隔が等間隔になるように間引いて観測頻度を操作し，地点月降雨量の標本分散期待値とひと月の観測頻度 (一ヶ月の観測回数) の関係を示したのが Fig. 2 である。Fig. 2 から，観測頻度が少ないところでは標本分散は大きな値を示しているが，観測頻度が十分多くなるにつれ，標本分散の値はある一定値 (母分散) に収束していくことがわかる。すなわち，大数の法則に従った標本分散パラメータと観測頻度の関係が見てとれる。

この観測頻度と月降雨量の標本分散の関係を理論的に導くことで，中北･岡根 (2006) は，低頻度観測情報から得られる確率パラメータの月降雨量の標本分散を補正する手法を開発した。本研究で用いるこの分散補正式の導出過程を，次節に示す。

2. 2 既往研究による時間相関を考慮した分散補正式

中北･岡根 (2006) は，瞬時の地点降雨強度を確率変量とみなして，時間相関を組み込むことにより，月降雨量の標本分散の期待値と観測回数の関係を以下のように導出した。

TRMMの離散的な観測情報から得られるある地点xのj月の標本月降雨量$H_{j,n}(x)$は，TRMMのひと

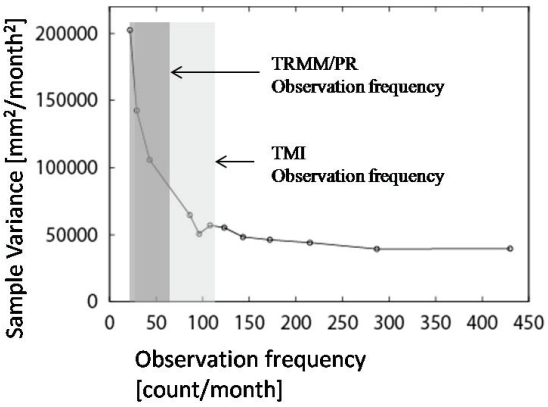


Fig. 2 A Relation between sample variance and monthly observation frequency (Nakakita *et al*., 2002)

月の観測回数をnとすると，

$$H_{j,n}(x) = \frac{T}{n}\sum_{i_j=1}^{n} P(x, t_{i_j}) \tag{1}$$

と表わされる。ここで，Tはひと月の総時間数，t_{ij}はあるj月の第i番目観測の時刻，$P(x, t_{ij})$はその時刻の瞬時の降雨強度である。

標本月降雨量のmヶ月平均値$M_{n,m}(x)$は，(1) 式より，

$$M_{n,m}(x) = \frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m} H_{j,n}(x) \tag{2}$$

である。これらを用いると，TRMM観測情報から算定される月降雨量の標本分散の期待値$E[S_{n,m}{}^2]$は，

$$E[S_{n,m}^2] = E[\frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}\{H_{j,n}(x) - M_{n,m}(x)\}^2] \tag{3}$$

と表される。ここで，互いにτ時間離れた瞬時降雨強度の時間相関を指数関数$e^{-\nu|\tau|}$で近似すると，瞬時降雨強度の共分散関数は，瞬時降雨強度の期待値をμ_{i1}，瞬時降雨強度の二乗期待値をμ_{i2}として，

$$c(\tau) = \mu_{i2}e^{-\nu|\tau|} - \mu_{i1}^2 \tag{4}$$

と表わすことができる (Cox and Isham, 1988)。(3) 式を (4) 式を用いて展開すると，月降雨量の標本分散の期待値と観測回数n及び月数mの関係として，

$$E\left[S_{n,m}^2\right] = \mu_{i2}\left\{\frac{1}{m}\frac{T^2}{n^2}\sum_{j=1}^{m}\sum_{i_j=1}^{n}\sum_{k_j=1}^{n} e^{-\nu|(k_j-i_j)\Delta T|} - \frac{1}{m^2}\frac{T^2}{n^2}\sum_{j=1}^{m}\sum_{l=1}^{m}\sum_{i_j=1}^{n}\sum_{k_l=1}^{n} e^{-\nu|(l-j)T+(k_l-i_j)\Delta T|}\right\} \tag{5}$$

が導かれる。ここでは，TRMMの観測時間間隔は$\Delta T = T/n$とし，ひと月で一定であると仮定している。

さらに，観測頻度 n, 月数 m を無限大にすること

で月降雨量の分散の不偏推定値は,

$$\lim_{n\to\infty,m\to\infty} E\left[S^2_{n,m}\right]_{(x)} = \frac{2\mu_{i2}}{\nu}\left(T + \frac{e^{-\nu T}}{\nu} - \frac{1}{\nu}\right) \quad (6)$$

となり，分散はある値に収束していく。

(5) 式から，(3) 式の標本値として算定される月降雨量の標本分散の期待値が，ひと月の観測回数 n と月降雨量のサンプル数に対応する月数 m に依存していることがわかる。また，時間相関パラメータνにも依存しているため，衛星による低頻度観測情報からいかにモデルパラメータνをうまく推定するかが，月降雨量の分散の補正の精度に関わっていることがわかる。

そこで時間相関パラメータνを推定する際，中北・岡根 (2006) は，全ての n, m を通して，衛星観測情報から直接算定される標本分散の期待値 ((3) 式) とモデル値 ((5) 式) との差の二乗和が最小となるものを最適な値として同定する方法を用いている。ただし，(3) 式の期待値操作はある空間領域内での空間平均操作で持って代用する。この同定方法によって，観測頻度の幅が少ない TRMM 観測の場合でも異なる月数もとるために最小自乗和を求める際に標本値が多く得られることになり，安定したν が得られる。ただし，月数 m が小さい場合は，月降雨量の分散標本値の標本誤差が大きいため，標本値として信頼性の低い月数 15 ヶ月以下は除外している。本研究においても，この推定手法を採用し，TRMM の観測情報を用いて月降雨量の母分散並びに瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定を行った。

3. TRMM/PRとTMIを用いた月降雨量の標本分散補正式の適用

3. 1 TRMM/PRとTMIのデータ

本研究では，PR2A25 Ver.6 の高度 3 km の rain データ，TMI2A12 Ver.6 の Surface Rain を用いて解析を行った。Ver.6 を用いた理由としては，PR と TMI の差が小さく，TMI の陸域での降雨量が大きく改善されている点にある。TRMM/PR および TMI の観測方法については，TRMM Sensor Package (Kummerow, 1998) にある。以下簡単に，PR と TMI の観測から得られる降雨量およびその空間分解能について述べる。

降水レーダ PR は，13.8GHz の降水粒子の後方散乱を測って降雨プロファイルを算定している。PR の観測幅は 215km と TMI に比べ狭いため，サンプルが少ないという欠点がある反面，降雨を直接測定し，また空間分解能が，鉛直 0.25 km，水平 4.3 km と優れているため，詳細でより精度の高い降雨推定ができることが特徴である。

一方のマイクロ波放射計 TMI は，水平・鉛直の 2 偏波，観測周波数 10.65 GHz, 19.35 GHz, 21.3 GHz, 37 GHz, 85.5 GHz の 5 周波 9 チャンネルを持ち，さまざまな周波数から得られた輝度温度を用いて降雨プロファイルを算定している。そのため，PR に比べると低周波数の空間分解能に制約され，多少粗い分解能の影響が残るが，TMI2A12 の降雨量の算定時には，Goddard Profiling Algorithm (GPROF) によって 85.5 GHz の最高解像度に落とされている (Kummerow, 1996 ; Kummerow, 2001)。

両者の水平空間分解能は，2001 年 8 月に TRMM の軌道変更が行われ，PR は軌道高度変更前 4.3 km，変更後 5 km，TMI は軌道高度変更前 4.4 km，変更後 5.1 km である。

これら PR と TMI の観測空間分解能を考慮し，本研究では，スキャンごとに送られてくる観測情報を，データの存在する北緯 40 度から南緯 40 度において約 4 km×4 km に相当する 2 分×2 分にメッシュ化したデータを利用する．本研究で『地点』として扱う場合は，この 2 分メッシュを指す．

これらの地点データを用い，第 3 章では，2.5 度×2.5 度領域で推定を行う。また，観測値から直接 (3) 式の値を算定する場合には，期待値を求めることが必要になるが，2.2 で述べたように，この領域内の空間平均によってその期待値操作を代行することとする。

3. 2 TRMM/PR によるアジアモンスーン域への時間相関長さの適用結果

今回，対象としている期間は，東アジア域において南西モンスーンの卓越する6月から10月である。月数 (データ長) としては，1998年-2006年のうち，TRMMが軌道変更した2001年の8月を除いた全ての月数44ヶ月分を用いている．

この期間の月平均降雨量と月降雨量の標本標準偏差を Fig. 3 に示す。ここで，ヒマラヤ・チベット域の標高が 3000m 以上ある山岳域は，今回は対象外とした。Fig. 4 から，TRMM から得られる月降雨量の標本標準偏差の分布は，月平均降雨量に依存するだけでなく，日本付近の中緯度に比べ，観測頻度の少ない赤道付近の低緯度で，非常に大きくなっていることがわかる。

第 2 章で詳しく述べた月降雨量の分散補正式を，このアジアモンスーン域において適用した結果，北緯・南緯とも 36 度から 21 度までの 2.5 度×2.5 度領域で時間相関パラメータ ν の推定が可能であった。ここで得られた瞬時降雨量の時間相関長さ (時間相関パラメータの逆数) の分布を，Fig. 4 に示す。時間相関パラメータ ν の同定方法としては，中北・岡根

(2006) に習い，全ての n, m において，標本分散の期待値とモデルから推定される標本分散期待値の差の二乗和が最小となるものを最適な ν とした。ただしここでも中北･岡根 (2006) と同様に標本値として信頼性の低い月数 15 ヶ月以下を除外し，m=16～44 ヶ月を用いた。

北緯 36 度から 31 度にかけての観測頻度の高い領域では，日本列島にかけて延びる梅雨前線の影響による，帯状に長い時間相関長さの分布が見られ，時間相関長さが短い中国の内陸との差がよくでている。また，この時期，比較的雨の少ない南半球においても，南緯 36 度から 31 度までの領域では，陸域から離れたインド洋南部で，時間相関長さの長い分布がでているのが見てとれる。しかし 31 度よりも低い緯度の推定領域では，緯度方向に同じ値が続き，また不自然な値と思われる極端に長い推定結果となった領域も多く見られた。これは PR の観測頻度が十分にないために，モデル式 (5) から推定された分散期待値との最小自乗和を求めるための TRMM の標本分散値が，十分な観測頻度で得られず，適切な ν が推定されなかったのだと考えられる。さらに 21 度以下の低緯度領域においては最小自乗和が得られず，ν の推定自体が不可能であった。

一方，推定結果の時間相関パラメータ ν を用いて (6) 式より得られた月降雨量の母分散の値 (Fig. 4, right) と，補正前の標本分散の値 (Fig. 3, right) を，緯度ごとに比較したのが Fig. 5 である。ここでは横軸に月平均降雨量，縦軸にそれぞれの分散値をとっている。すると，緯度が低くなるにつれ過大評価されていた月降雨量の標本分散値 (Fig. 5, left) が，母標準偏差の推定値では大幅に補正され (Fig. 5, right)，補正後は月平均降雨量と，月降雨量の母分散の間にべき乗則 (Iturbe, 1998) が成り立っていることがわかる。すなわち，月降雨量の母分散の値については，時間相関パラメータ ν の推定が不自然であった 31 度以下の緯度においても，うまく補正されているといえる。今回，推定された時間相関長さおよび補正された母分散が，このような結果となった理由については，後の第 3 章で，パラメータ ν と分散補正式の関係をもとに，詳しく解析していく。

以上から，現方法では，TRMM/PR を用いて推定した瞬時降雨量の時間相関パラメータ ν は，ひと月の観測頻度が 30 回以上ある地点を含む，36 度－31 度の間の 2.5 度領域でしか適切に求まらず，瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定は難しいことがわかった。

3. 3 TRMM/TMI による時間相関長さの全球推定

そこで先ずは，PR でのパラメータ推定において最大の障害となったひと月の観測頻度の不足を根本的に解決する方法として，観測頻度の多い TMI のデータを用いて，瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定を試みた。期間は PR と同様，5 月-10 月で 2004 年から 2006 年の 3 年分を用い，15 ヶ月間で推定を行った。TMI 観測情報から得られたこの期間の月平均降雨量と月降雨量の標準偏差を，Fig. 6 に示す。Fig. 6 から，月平均降雨量の分布は PR とほぼ変わらないが，TMI は PR よりもひと月の観測頻度が多いために，月降雨量の標準偏差の値が PR に比べ，特に低緯度域で小さく算出されていることがわかる。

この TMI 観測情報を用いて推定した瞬時降雨量の時間相関長さと月降雨量の母標準偏差を Fig. 7 に示す。Fig. 7 に示すように，TMI を用いることによって，低緯度を含む全ての緯度で時間相関長さの推定が可能になったものの，推定された時間相関長さは，全ての地域で非常にばらついた結果となった。このことから，TMI の観測頻度を持ってしてもなお，現推定手法では，時間相関パラメータ ν の同定が困難であることが分かった。そこで，時間相関パラメータ ν を推定する際に実際にどのような問題があるのかを調べるため，いくつかの領域において，パラメータ ν を推定する際に求めたモデル式 (5) の値 (以下，モデル値と呼ぶ) と標本値である(3)式の値

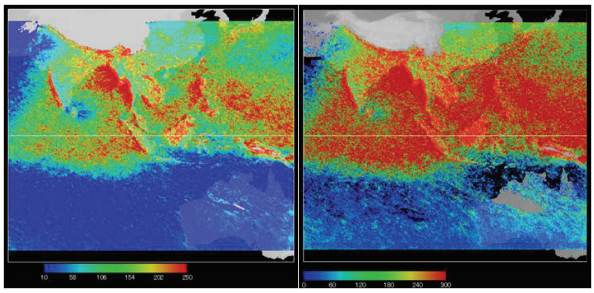


Fig. 3 Average monthly rainfall [mm] (left) and sample standard deviation of monthly rainfall [mm] (right) of TRMM/PR

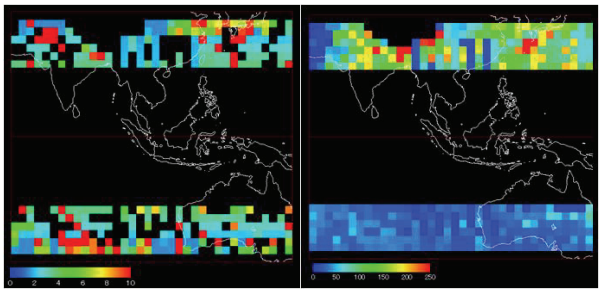


Fig. 4 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right) of TRMM/PR

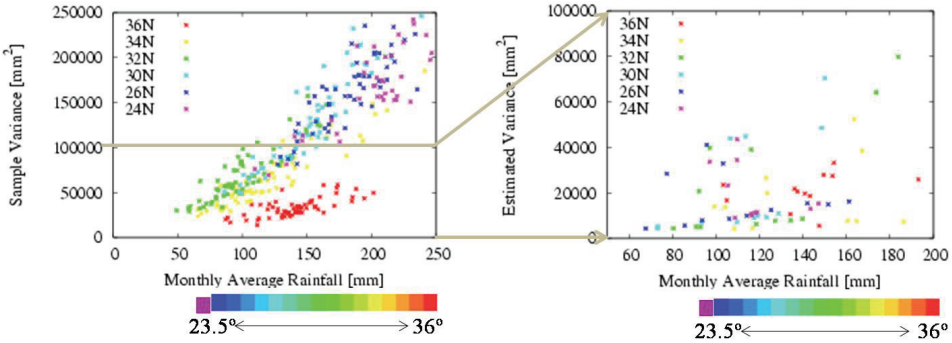


Fig. 5 Sample variance of TRMM/PR (left) and estimated population variance (right) in 24°N-36°N [count]

(以下，直接算定値と呼ぶ) との残差の最小自乗和，ならびに推定されたモデル式の値についての結果を示す。

その結果の一例を Fig. 8 の (a) - (d) に示す。それぞれ，上段が残差自乗和で下段がモデル式の値である。ここで選択した領域は全て，観測頻度が十分ある中緯度における領域である。それぞれの領域の特徴を述べると，(a) は太平洋アメリカの西海岸沖の月降雨量が 50[mm]以下，瞬時降雨量の二乗期待値が 0.01[mm^2]以下と，この時期の降雨量が非常に少なく，したがって標本分散値も極端に少ない地域である。(b) は中国東部であり，モンスーン域に属するため，この時期に降雨のある領域であるが，月降雨量，瞬時降雨量の二乗期待値とも全球においてほぼ平均値をとっている領域である。 (c) はフィリピン海上，この時期，南西モンスーンの非常に卓越しているフィリピン海上であり，月降雨量，月降雨量の分散値とも非常に多い領域である。 (d) は陸上でもっとも月降雨量，月降雨量の分散値の値が大きいヒマラヤの山岳域の南東部である。

これらの領域で，先ずは，パラメータ ν を同定する際に求めた，残差最小自乗和を見る (Fig. 8 上段) 。それぞれの領域で最適値として推定されている時間相関長さ (1/ν) は，(a) 1.5 時間，(b) 2.8 時間，(c) 11 時間，(d) 16 時間である。(b) - (d) の領域では，ある ν の値で最小自乗和が求まっているが，(a) のように時間相関長さが短く 1.5 時間と推定された領域では，ν が 0.004 以上からは残差最小自乗和の値が変化せず，最適な ν が求まっていないことがわかる。また，全てのグラフにおいて ν が 0.004 以上では最小自乗和がほぼ一定の値をとっているため，ν が 0.004 以上，すなわち時間相関長さが 4 時間より短いところでは時間相関パラメータ ν が適切に求められないと考えられる。

次に，同領域で推定された ν を用いて求めたモデル値の，観測頻度による変化を Fig. 8 の下段にピンクのラインで示した。またここで，TMI から直接算定された標本分散値が，水色のプロットである。

Fig. 8 の下段から言えることは，(a) の領域では，各観測頻度で直接算定値とモデル値が，よくマッチしており， (a) のように月降雨量が非常に少ない地域でも，(5) 式の標本分散と観測頻度の関係がよく成り立っている。このことはこの関係式は，月降雨量の値と標本分散値に関わらず成り立つことを示し

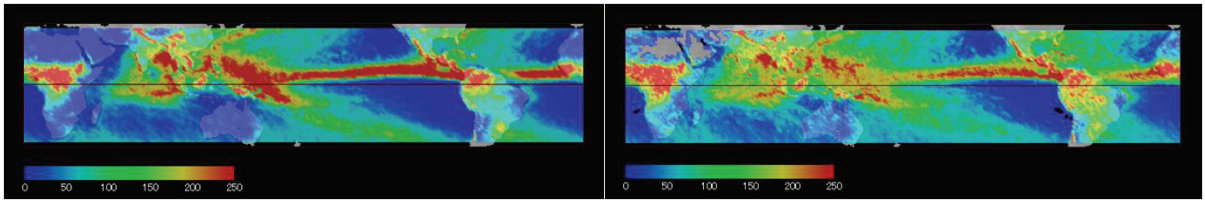


Fig. 6 Average monthly rainfall [mm] (left) and sample standard deviation of monthly rainfall [mm] (right) of TMI

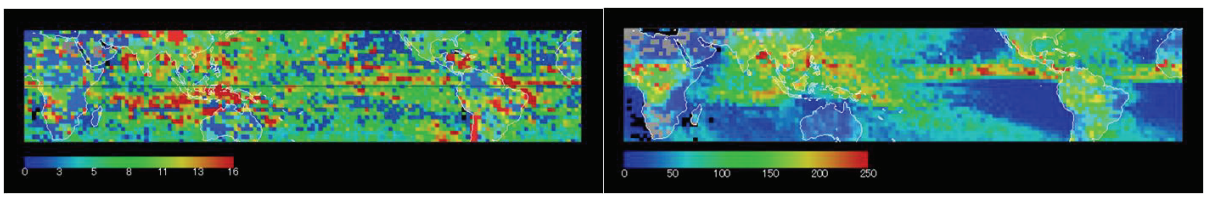
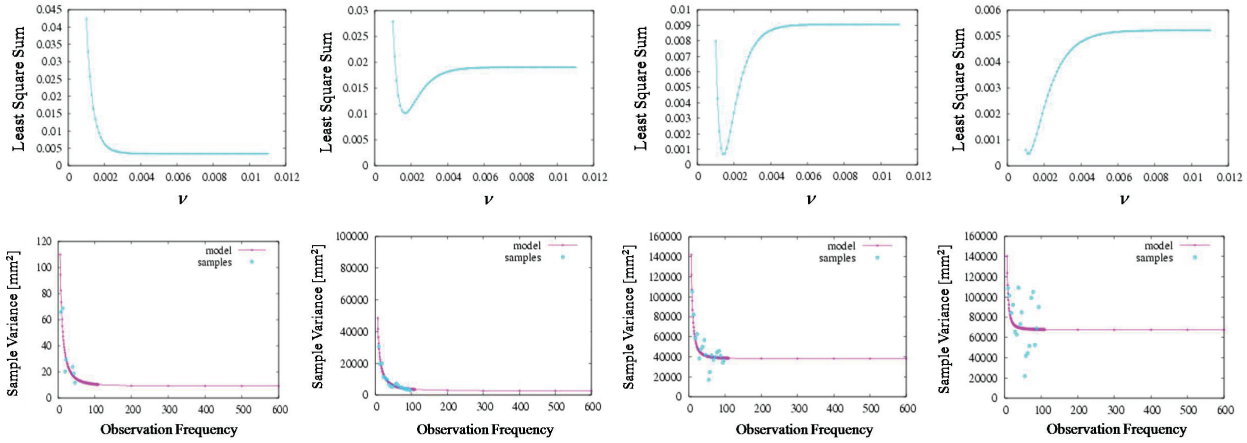


Fig. 7 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right) of TMI



(a) the Pacific ocean, off the west coast of North America　(b) West part of China　(c) Philippine sea　(d) Himalayas

Fig. 8 Top: Least square sum of expectation of sample variance estimated directly from TMI and from the parameter ν
Bottom: Expectation of sample variance estimated directly from TMI and from the parameter ν obtained from the least square sum (top figure) in various observation frequency n

ている。また，(b) の領域でも，直接算定値とモデル値のフィッティングがうまくいっていることがわかる。しかし，(c) の領域では，観測頻度に応じた直接算定値の変化を見ると，ある一定の観測頻度までは，過大な標本分散値が減少しているが，ある観測頻度からは多少ばらつく傾向にある。一方, (d) の領域では，直接算定値と観測頻度の関係を見ると，観測頻度が多くなるにつれ分散値が激しくばらつき，このような領域では (5) 式の標本分散と観測頻度の関係が成り立っていないことがわかる。

以上の結果をまとめると以下のとおりである。すなわち，[1] それぞれの観測頻度での直接算定値とモデル値とがよくマッチし，モデル式が標本分散値と観測頻度の関係をうまく表現しているにも関わらず，最適なパラメータ ν が決定されていない領域もあれば，[2] それぞれの観測頻度での直接算定値とモデル値とのばらつきが非常に大きくても，最小自乗和をとることでパラメータ ν の同定が明確にできている領域がある。[1] の関係は時間相関長さが 1.5 時間と短く推定された領域 ((a) に代表される領域) に見られ，[2] は時間相関長さが 16 時間と長く推定された領域 ((d) に代表される領域) に見られる。[3] またそれ以外の領域では，直接算定値とモデル値とがほぼ一致し，最小自乗和によるパラメータ ν の推定もできていた ((b) , (c) のような領域) 。

そこで，上記[1] のように標本分散値と観測頻度の関係がモデル式でうまく表現できているにも関わらず，パラメータ ν がうまく求まらない理由と，[2] のように標本分散値と観測頻度の関係がモデル式でうまく表現できていない領域について，その原因を探るために，モデルの月降雨量の標本分散補正式 (5) について，TRMM から得られる統計値および時間相関パラメータ ν と時間相関の項の関係をもとに，考察を行う。

3．4　時間相関モデル式の検証

月降雨量の標本分散の期待値と観測回数n，月数mの関係として, 2. 2において (5) 式が導かれている．この式を，

$$\frac{E\left[S_{n,m}^2\right]}{\mu_{i2}} = f_{n,m}(\nu) = \frac{1}{m}\frac{T^2}{n^2}\sum_{j=1}^{m}\sum_{i_j=1}^{n}\sum_{k_j=1}^{n} e^{-\nu|(k_j-i_j)\Delta T|} - \frac{1}{m^2}\frac{T^2}{n^2}\sum_{j=1}^{m}\sum_{l=1}^{m}\sum_{i_j=1}^{n}\sum_{k_l=1}^{n} e^{-\nu|(l-j)T+(k_l-i_j)\Delta T|} \tag{7}$$

と変形すると，左辺はTRMM観測情報から直接算定する項 (月降雨量の標本分散値および瞬時降雨量の二乗期待値) であり，右辺はパラメータn (観測頻度) ，m (月数) ，ν (時間相関パラメータ) で変化する時間相関の項というように分けられる。

左辺はTMI から得られる観測頻度nでの標本分散と瞬時降雨量の二乗期待値の比である。すなわち，左辺の値の精度は，TRMM からこれらのサンプルを十分に多くとれるかで決まってくるが，現在では TRMM の観測情報が 10 年近く貯まっていることを考えれば，そのデータ長 (月数) を十分に多く用いることで，左辺の TRMM の標本値の精度は十分に得られ，右辺のパラメータ推定時に問題となってくることはあまりないように考えられる。

一方，右辺は，第一項が，ひと月の全ての観測時間についての時間共分散に関する項であり，第二項

が月をまたいだ時間間隔についての時間共分散に関する項である。

この右辺の項，すなわちモデルの時間相関の項の値を，様々な観測頻度 n と様々な時間相関パラメータ ν に対して示したのが Fig.9 である。すなわち，観測頻度 n に依存して変化しているこの右辺の項の値がとる範囲に，TRMM の観測値により算定される左辺の値が含まれない場合は，いかなる時間相関パラメータをもってしてもモデル式が観測値を表現できないことを意味する。さらに，この図から，観測頻度が 600[回]以下の n では，パラメータ ν が 0.04 以上，すなわち時間相関長さ 4 時間以下の範囲では，パラメータ ν による時間相関の項がほとんど変わらないことが分かる。すなわち，右辺による最適なパラメータ ν の決定は不可能となる。

以上の解析結果を踏まえて，ここで，時間相関長さが 4 時間以下では現実的な最適値としての時間相関長さが求まらない原因を，モデルの原点に立ち返って考えてみる。瞬時降雨量の時間相関関数を指数関数 $f(\tau)=e^{-\nu|\tau|}$ で表すと，離散的な TRMM の観測では，

$$f(\tau)=e^{-\nu\tau}=e^{-\nu|(k_j-i_j)\Delta T|} \tag{8}$$

となる。ここで ΔT は T/n として一定と仮定していた。時間間隔τ が長くなると，(8) 式の値は次第に小さくなり，特に 1/ν が小さいときはほぼ 0 に等しい。具体的には，1/ν が 3 時間以下の場合では時間間隔が 15 時間以上，1/ν が 1.5 時間以下の場合では時間間隔が 7 時間以上にもなれば，時間相関 $e^{-\nu|\tau|}$ の値はほぼ 0 となる。

一方，TMI の観測頻度 n を用いて，ΔT を T/n として一定と仮定したとき，ΔT がとり得る範囲は， n が 30 回で ΔT =約 24 時間，n が 60 回で ΔT =約 12 時間，n が 100 回でも ΔT =7 時間程度となる。ΔT は τ が 0 以外でとり得る最小の値なので，時間相関長さ 1/ν が短い場合はいかなる ν の値でも時間相関 $e^{-\nu|\tau|}$ の値がほぼ 0 となってしまっていることがわかる。このことが (7) 式の右辺の値がパラメータ ν に実質依存しなかった理由である。

以上のことを簡潔にいうと次の通りである。短い時間相関をもつ瞬時降雨量の時間相関長さを推定する際，得られる観測時間間隔が長ければ，それよりも短いスケールの時間相関を同定するのは，感度の問題で明らかに不利である。すなわち，観測頻度に応じてその範囲は異なってくるが，時間相関の項はある一定の ν の範囲でしか感度がないために，その範囲内での ν が選択されてしまうということが起きてくる。

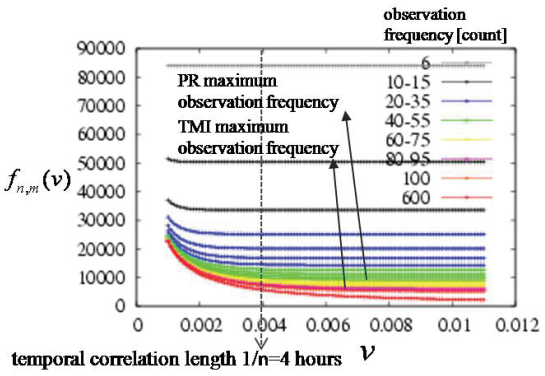


Fig. 9 Value of the temporal correlation term (ordinate) depending on ν (abscissa) in various observation frequency n

このことは 3.2 で PR による ν の推定結果が緯度ごと (すなわち観測頻度ごと) に同じ値になってしまったこともよく説明付けている。さらに，それにも関らず補正された月降雨量の母分散の値は，緯度ごとの影響がなく，適当な値に補正されていたのは，モデル式が異なる ν によってほとんど変化しなかったためであることが，以上により明らかになった。

以上，中北･岡根 (2006) による月降雨量の分散補正式では観測時間間隔 ΔT を T/n として一定として，実際に存在するより短い時間間隔を無視していたため TRMM のような低い観測頻度の範囲ではパラメータ ν の同定ができていなかったことがわかった。

4. TRMMの観測時間間隔を考慮した月降雨量の標本分散補正式

第3章で観測時間間隔を$\Delta T= T/n$と仮定したことで，時間相関モデルのパラメータ推定精度に限界があることが明らかになった。しかし，もともと，実際のTRMMの観測時間間隔は$\Delta T= T/n$と一定ではなく，観測周期に伴って短い時間間隔と長い時間間隔を交互に繰り返している。そこで，本章ではTRMMの変化する観測時間間隔を導入することにより，前章よりも短い時間間隔での降雨特性をより精度よく得られるように推定手法を大幅に改良する。

4. 1 TRMMの観測時間間隔

TMI は 848km という広い観測幅を持つために，TRMM が地球を一周して巡ってくる度，何度か重複して同じ地点を観測する。そのため，TMI の観測時系列では，全ての緯度において短い観測時間間隔が連続的に現れ，さらに TRMM の軌道が東西方向となる中緯度地域においてはそれよりもさらに短い観測時間間隔が多く存在する。

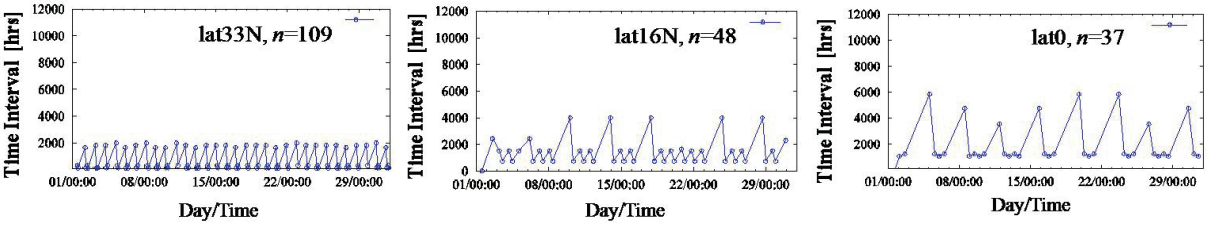


Fig. 10 Time series of TMI observation interval (ΔT)

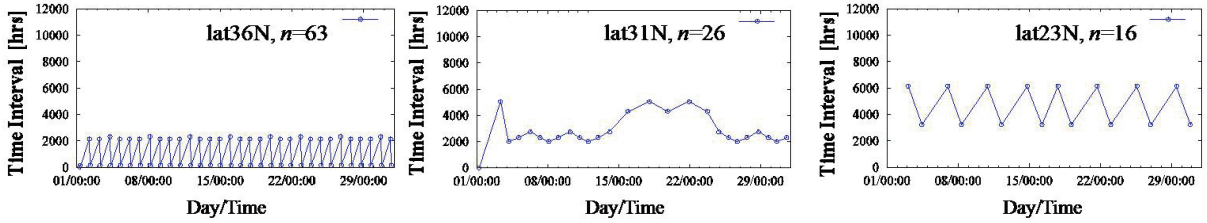


Fig. 11 Time series of PR observation interval (ΔT)

そこで，緯度ごとに，最大観測頻度をもつ地点のひと月 (2007 年 7 月) の観測時間間隔の時系列を Fig. 10 に示した。各図の右上に，その領域の緯度およびひと月の観測頻度を記してある。Fig. 10 を見ると，ひと月の観測頻度が 109 回ともっとも多い中緯度では，20 時間程度の観測時間間隔の後に，1.5～3 時間という短い観測時間間隔が連続的に現れている。また，緯度が低くなるにつれ，平均的な観測時間間隔は長くなるものの，赤道付近においても，6～7 時間という観測時間間隔が得られており，この観測時間間隔は $\Delta T = T/n$ としたときの n=100[回]における ΔT よりも短いものである。

すなわち，実際の TMI の観測でとり得る短い観測時間間隔 τ の範囲では，ν によって (8) 式の値が大きく異なるため，実際の TRMM の観測時間間隔を (5) 式に取り込めば，ν を推定する際のモデル式の感度が向上すると考えられる。また TMI の観測時系列では短い時間間隔が連続的に存在することから，観測時間間隔 τ が，特に中緯度においては，1.5 時間単位で様々に得られるため，短い時間相関を同定する際に，非常に精度よく求まると考えられる。

また，PR を用いた推定においても，実際の観測時間間隔を取り入れることで推定精度が向上する可能性があるので，PR においても同様に，緯度ごとに最大観測頻度のある地点のひと月 (2006 年 7 月) の観測時間間隔の時系列を取り出した (Fig. 11) 。Fig. 11 からわかるとおり，PR でも短い観測時間間隔が存在する。しかし，TMI の観測時間間隔 (Fig. 10) と大きく異なる点は，PR の観測では連続的には短い観測時間間隔が得られないことである。これは TMI の観測幅に対し PR の観測幅が 247 km と非常に狭いためである。したがって PR ではとくには短い時間間隔がさまざまには存在せず，残念ながらTMIのような精度向上は期待できないと考えられる。加えて，観測幅が狭いために，PR では中緯度においても同じ 2.5 度領域で観測頻度の多い地点が極端に減少する。これらのことを併せて考えると，PR の観測ではやはり観測頻度の限界が推定精度に影響してくると予想される。

4．2　TRMMの地点観測時間間隔を考慮した時間相関パラメータ推定手法

ここでは第 3 章及び 4.1 での考察結果から，TMI の観測情報を用いて TRMM の変化する実際の観測時間を取り入れた新たな推定手法の開発を試みる。

TRMM の観測周期は，基本的には一定であるものの，大気の摩擦がもたらす軌道のずれによって観測時間や観測の有無が変化する。またひと月の日数によってもひと月の観測頻度は異なる。さらに，地点ごとに観測時刻の異なるフットプリントをもつため，正確な TRMM の観測時間間隔を得るには，各地点において用いた月数分の TRMM の軌道情報全てを用い，それぞれの地点の観測のあった時刻差を順次計算していかなければならない。すなわち，地点 x の観測時間間隔の時系列を $\Delta(x)$ と表記すると，(5) 式は，

$$f(x)_{\Delta(x),n,m} = u_{i2}\left\{\frac{1}{m}\frac{T^2}{n^2}\sum_{j=1}^{m}\sum_{i=1}^{n}\sum_{k=1}^{n} e^{(-\nu|(t_k-t_i)|)} - \frac{1}{m^2}\frac{T^2}{n^2}\sum_{j=1}^{m}\sum_{l=1}^{m}\sum_{i_j=1}^{n}\sum_{k_l=1}^{n} e^{(-\nu|(l-j)T+(t_k-t_i)|)}\right\} \quad (9)$$

と表わされる。ここで t_i がその地点 x をTRMMが観測した時刻であり， TRMMの軌道情報から得る。(9) 式から，ある領域に含まれる時間相関パラメータ

νを求める際には，ある領域に含まれる全ての地点xでの各月数mでの標本分散と標本分散の期待値 (モデル式) の差の自乗和が最小になるよう求めることになる。すなわち，評価式

$$s'^2 = \sum_{BR} \sum_{m} \left\{ S^2_{n,m,\Delta(x)} - f(x)_{\Delta(x),n,m} \right\}^2 \qquad (10)$$

を最小にするνを求める。ここで，B_R はパラメータν及び月降雨量の母分散が一様として推定する領域 (推定値の空間分解能) である。

第３章での，モデル式 (5) を用いた推定方法では，観測値から(3)式の値 (直接算定値) を求める場合には期待値を求めることが必要で，あらかじめ設定した領域内の標本分散の空間平均によって期待値操作を代行した。一方，本章で提案する手法では，(10) 式の評価式で用いられる，観測値から直接算定する標本値は，期待値ではなく，あくまで標本値としたので，空間平均による期待値操作の代行は不要となった。これにより以下のような利点が得られる。この新しい方法では，(9) 式から地点ごとに標本期待値を計算するため，(10) 式の最小自乗和を求める際の標本数が増え，空間分解能B_R も以前のように標本値の数の制約にとらわれず自由に設定できるようになった。この点は，非常に重要であり，第5章で改めて議論する。すなわち，これまでのように観測頻度毎に標本分散の期待値をあらかじめ算定しておく必要がなくなったため，様々な分解能での算定も可能となった。

5. TRMMの地点観測時間間隔を考慮した月降雨量の標本分散補正式のアジアモンスーン域への適用

本章では，第4章で提案した新しい推定手法においてTMIを用いた際の空間分解能B_Rを考察し，第4章の推定手法を用いて，TMI及びPRの観測情報から瞬時降雨量の時間相関長さおよび月降雨量の母分散の推定を行った結果とその推定精度を検討する。

5．1 TMIによるアジアモンスーン域での瞬時降雨量の時間相関長さの推定結果

第 4 章で提案した推定手法を用いて，TMI の観測情報から瞬時降雨量の時間相関長さおよび月降雨量の母分散の推定を行った。用いたのは 2002 年から 2007 年までの 5-10 月の 30 ヶ月である。

先ずは推定可能な空間分解能を調べるために，アジアモンスーン域の南東域 (東経 120 度-東経 150 度) において様々な大きさの空間領域で時間相関パラメータ ν を推定した。空間領域 B_R として用いたのは，1×1 メッシュ (約 4 km×4 km), 5×5 メッシュ (約 20 km×20 km)，15×15 メッシュ (約 60 km×60 km)，25×25 メッシュ (約 100 km×100 km)，そして第 3 章の手法で空間分解能としていた，2.5 度×2.5 度 (75×75 メッシュ，約 300 km×300 km) の領域である。これらの空間分解能 B_R で推定された，瞬時降雨量の時間相関長さの分布を，Fig. 12 に示す。

Fig. 12を見ると，1×1メッシュの4 km×4 km 分解能，5×5メッシュの20 km×20 km 分解能ではノイズが多くまじり，全域的に分布のばらつきが目立つ。しかし，15×15メッシュの60km×60 km 分解能になるとそのようなノイズが減り，時間相関長さの分布としてのまとまりが明確に表れていることが見てとれる。

一方で，時間相関パラメータを同定する際の空間分解能において考慮すべきことは，TMIの観測空間分解能 (フットプリント) と，少ないサンプル数から得られる標本期待値の精度を十分にあげるための空間分解能である。第3章で示した既往手法では期待値

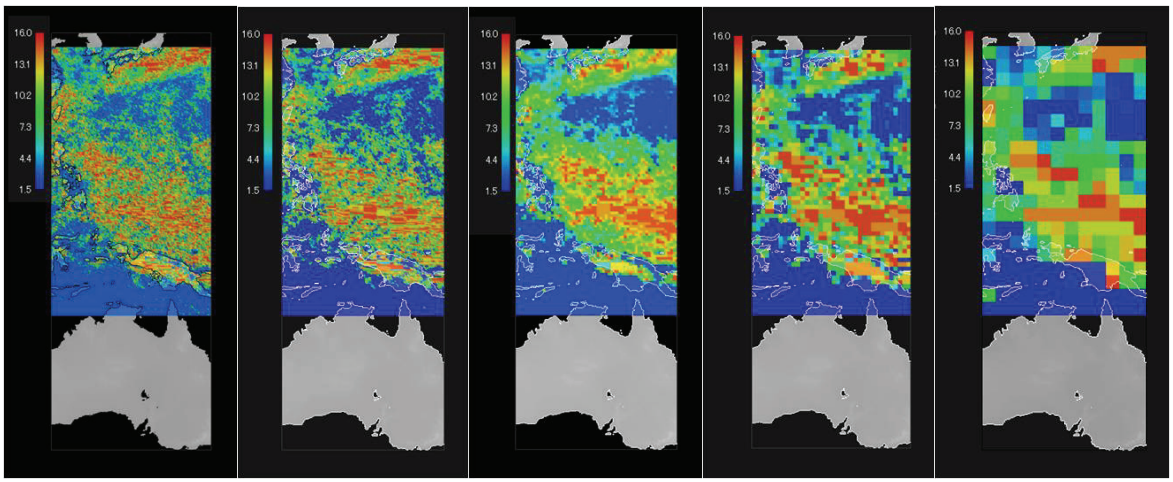


Fig. 12 Estimated temporal correlation length [hrs] from TMI in various spatial scales (from left, B_R=4 km×4 km, 20 km×20 km, 60 km×60 km, 100 km×100 km, 300 km×300 km) in 120°E-150°E

操作が必要であったために，後者が大きな問題となり，かなり広い2.5度×2.5度の分解能で推定していたが，本手法では期待値操作の必要がないため，前者の観測空間分解能のみを考慮すればいいことになる。TMIによる降雨量推定は，3.1で述べたとおり，幾つかの周波数の異なる空間分解能で観測された輝度温度を用いて行われているのであるが，最も低い空間分解能が10.65 GHz の38.3 km であることを考えれば，このことからも，60km×60 km が最適な空間分解能であるといえる。

そこで，本研究では，時間相関長さを推定する空間分解能B_Rとして，60km×60 km の15×15メッシュを採用する。

この空間分解能を用いて，アジアモンスーン域全域において瞬時降雨量の時間相関長さ及び月降雨量の母標準偏差の推定を行った結果を，Fig. 13 に示す。第3章で既往手法を用いて推定した結果 (Fig. 4, Fig. 7) に比べ，

1. 低緯度でも推定可能になった
2. 全球 (全ての緯度) での推定精度が向上した
3. 高い空間分解能での推定が可能になった

の全てにおいて，手法の性能が飛躍的に向上したことが見てとれる。

推定された瞬時降雨量の時間相関長さは，主に海洋で長く，陸域で短い結果となっている。日本の沿岸では梅雨前線の影響と見られる帯状の長めの時間相関長さの分布が推定されており，実際の現象の特性をうまく推定できているものと考えられる。また低緯度においても，海洋で南西モンスーンが卓越する領域や，積雲活動が活発な赤道付近を中心に，長めの時間相関長さが推定されており，低緯度においても，実際の降雨現象の特性をうまく推定できていると考えられる。一方，陸域では特に山岳域で長く推定されており，これは山岳域における地形性降雨の影響がでていると考えられる。

一方，月平均降雨量がほぼ0[mm] なチベット域で一部，時間相関長さが16時間以上の長い推定が出ていることに関しては，次のような問題が考えられる。すなわち，TRMMの観測時系列には無降雨期間も多く含まれており，その時間相関 (すなわち無降雨期間の時間相関長さ) も含んだ推定となっているためである．逆に，この時期はほぼ常時，降雨が観測されている海洋において，瞬時降雨量の時間相関長さが16時間以上と若干長めに推定されている領域に関しては，無降雨期間の影響は少ないと考えられることから，主に降雨の日周変化の影響がでていると考えられる．

そこで今後，無降雨期間を除いた時間相関長さの推定や，各地域の降雨の日周変化について調べていく必要があると考えられる。

5. 2 PRによる瞬時降雨量の時間相関長さの推定結果

PR については, その観測頻度の少なさから標本数を十分に確保するため, 2.5 度×2.5 度の領域で, 2001 年から 2006 年の間の 5-10 月の 30 ヶ月を用いて推定をおこなった。Fig. 14 が推定された瞬時降雨量の時間相関長さと月降雨量の母標準偏差の結果である。

このように PR を用いた推定結果は，中緯度においては TMI の推定結果と似た分布が得られたが，低緯度ではばらつきの多い分布となった。これは，TMI と PR の観測頻度の差 (Fig. 1) および, 4.1 で述べたように PR では連続的な短い観測時間間隔が得られないためであると考えられる。また, PR では中緯度においてすら 2.5 度×2.5 度領域でしか求まらなかったのも, 4.1 で述べたように PR では中緯度領域でも観測頻度が多い地点の数が極端に少ないことが原因であると考えられる。しかし，第 3 章で以前の

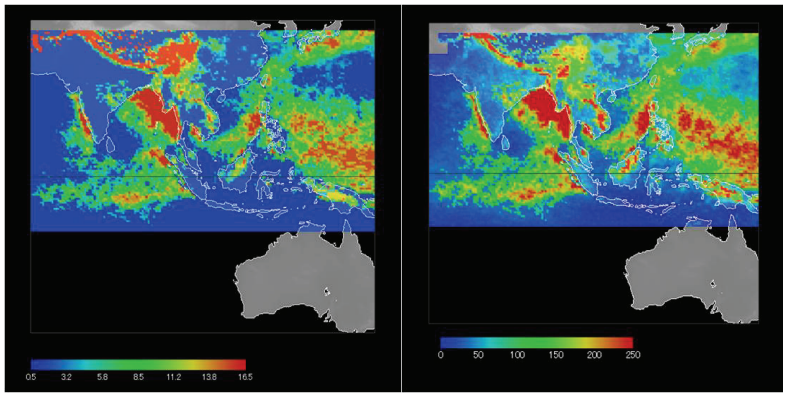


Fig. 13 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right) from TMI, in Asian monsoon region

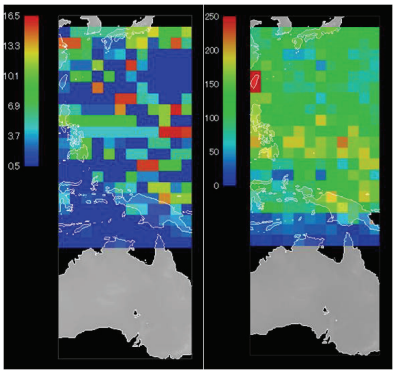


Fig. 14 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right)

手法で推定した際の結果 (Fig. 4) と比較すると，中緯度でも不自然な値が推定されていた領域の結果が改善され，PR についても，今回の推定方法によってその推定精度が向上したことがわかる。

6. 結論

本研究は，確率論的なアプローチから，TRMM の低頻度観測から得られる時間間欠的な観測情報を用い，瞬時の降雨量の時空間分布特性として重要な瞬時降雨量の時間相関長さを推定することを目的とした。特に，本研究では，中北･岡根 (2006) より得られた月降雨量の分散補正式をもとに，TRMM の観測時間間隔を新たに考慮し，加えてより高い空間分解能で推定できる新しい手法を提案することで，これまで推定の難しかった低緯度も含めた全球での推定を可能にすることに重点をおいた。

本研究で開発された新しい手法を用い TMI 観測情報から推定した結果，モデルの精度が飛躍的に向上し，全ての領域において推定精度の向上が見られた。本研究において特に向上した点を以下に挙げる。

- TRMM の実際の観測時間間隔を取り入れたことで，短時間スケールの降雨の時間相関を捉えることができるようになり，月降雨量の分散補正式において推定する時間相関パラメータの精度が向上した。
- 上記から，さらに，低緯度でも高精度で求まるようになったため，全球推定が可能となった。
- 新たに提案した手法では，パラメータ推定のための評価式で用いるのは，観測値から直接算定される標本値の期待値ではなく，あくまで標本値としたので，空間平均による期待値操作の代行は不要となった。これによって標本数が増え，推定できる空間分解能が大幅に向上した。

また，この新しい推定手法で PR による推定も行い，以前の手法で得られた結果と比較すると，中緯度では精度の向上が見られた。またこれまで推定不可能であった低緯度では，TMI を用いた場合と比べ精度が劣るものの，推定可能となった。

今後，モデルにおけるさらなる改善と発展に関しては，無降雨期間を考慮すること，またTRMM観測によって現在解明されつつある日周変化やMJO等の季節内振動をモデルに考慮していくことが考えられる。また，この推定式に空間相関関数を導入した理論式を展開することで，瞬時降雨量の空間相関長さも推定可能にすること，また領域平均する際の降雨の空間分布を考慮することが挙げられる。また，異なる季節や異なる年での全球分布の推定も行うことで，季節変動や年変動の理解につながることも，今後期待される。

謝　辞

本研究で用いたTRMM/PRおよびTMI観測情報は，宇宙航空研究開発機構 (JAXA) に提供いただいた。ここに，感謝の意を表する次第である。

参考文献

中北英一・沖村俊郎・鈴木善晴・池淵周一 (2002)：降雨の標高依存特性を導入したTRMM/PRによる時間･空間平均降雨量の推定，土木学会水工学論文集，第46巻， pp. 25-30.

中北英一・岡根俊介 (2006)：人工衛星による低頻度観測情報から直接算定される地点月降雨量分散値の補正手法，土木学会水工学論文集，第50巻，CD-ROM，6pp.

Bell, Thomas L. (1987): A Space-Time Stochastic Model of Rainfall for Satellite Remote Sensing Study, *J. Geophys. Res*., Vol.92, pp.9631-9643.

D.R.Cox, F.R.S., and Valerie Isham (1988): A simple spatial-temporal model of rainfall, *Poc.R.Soc.Lond.,* A415, pp.317-328.

Ikebuchi, S., E. Nakakita, K. Kakimi and T. Adachi (1993): Accuracy of space and time average estimation on precipitation by using satellite data, *Proc. of International Symposium on HEIFE*, pp.216-226.

Kummerow et al. (1998): The Tropical Measuring Mission (TRMM) Sensor Package.

Kummerow et al. (2001): The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors, *American Meteorological Society*.

Nakakita, E., S. Okane, L. Konoshima (2007): Method of Correcting Variance of Point Monthly Rainfall Directly Estimated Using Low Frequent Observations From Space, *Advances in Geosciences 2006*, Vol.6, pp.35-45.

Rodriguez-Iturbe, Ignacioi, Narco Marani, Paolo D'Odorico, and Andrea Rinaldo (1998): On space-time scaling of cumulated rainfall fields, *Water Resources Research*, Vol.34, No.12, pp.3461-3469.

Estimating Global Distribution of Temporal Correlation Length of Instantaneous Rainfall using Spaceborne Rainfall Observations

Eiichi NAKAKITA and Lisako KONOSHIMA*

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper aims at estimating a global distribution of temporal correlation length of instantaneous rainfall, only from a low frequent satellite data. Nakakita *et al.* (2006, 2007) developed a method of correcting the sample variance of monthly rainfall and estimating a stochastic parameter of temporal correlation of instantaneous rainfall from a low frequent observation of TRMM/PR. However, the estimates were possible only in middle latitude, where TRMM/PR observation frequency was high. This research seeks a better method for estimating parameters by considering TRMM observation time intervals, and also changing the estimation method to a point-to-point estimation. As a result, a finer distribution of temporal correlation lengths of instantaneous rainfall was obtained in all latitudes.

Keywords: Precipitation field, TRMM/PR, TRMM/TMI, Low frequent observation, Monthly rainfall, Temporal correlation length

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

西羽束師川流域の水文・環境観測と水・汚濁負荷流出解析
－非特定汚染源からの汚濁負荷流出構造の解明－

城戸由能

要　旨

近年，都市部での局地的集中豪雨による内水浸水等の被害が顕在化しており，本研究で対象とする西羽束師川流域でも治水対策の一貫として大型地下トンネル貯留施設が建設中である。一方，流域内の市街化が進みさまざまな負荷源から流出する汚濁物質により河川水質は汚染されているが，非特定負荷源からの汚濁負荷に関する実態調査が皆無であり，削減対策の検討のための基礎的情報が不足している。そこで，本研究では雨水流出・汚濁負荷流出の実態調査とその流出解析およびモデル化を行った。その結果，対象流域内の雨水流出および汚濁負荷流出機構の特性を明らかにするとともに，今後の調査の要点，負荷削減策についての検討を行った。

キーワード: 西羽束師川流域，大型貯留施設，雨水・汚濁負荷流出解析，非点源汚濁負荷

1. はじめに

近年，都市化や地球規模気候変動の影響を受け，世界各地で異常降雨が発生し，甚大な水害を引き起こしている。特に国内では，都市部での局地的集中豪雨による内水浸水が多発し，地下街の浸水被害も顕在化し，それらの対策が急務となっている。そのため，流域全体での流出抑制対策を含めた総合的な雨水対策（総合治水対策）が昭和55年の事務次官通達「総合治水対策の推進について」に基づいて，17河川を対象に実施され，その後，平成16年には「特定都市河川浸水被害対策法」が成立し，より多くの河川流域を対象とした総合的な雨水対策が進められようとしている。本研究が対象とする西羽束師川流域は，流域貯留浸透事業実施河川として総合治水対策のプログラム評価の中で取り上げられ（国土交通省，2004），地下トンネル貯留施設による浸水防止事業が進行中である。また，西羽束師川流域でも浸水実績図および浸水予想図を含む洪水ハザードマップが作成され，地域住民への情報提供および防災意識の啓蒙活動の一環として公開されている。

一方，都市河川の水質改善は1990年代以降鈍化しており，水洗化等による生活環境の保全はもとより，低水時の水量・水質の保全および生態系の再生・維持が都市再生の目標に掲げられている。西羽束師川流域は桂川を原水とする農業用水路や流域内中小河川が合流し，最終的に淀樋爪町にて桂川に合流する。流域内は市街化が進み，人為的な負荷源（特定負荷源）とともに都市地表面等の非特定負荷源から流出する汚濁物質により河川水質の汚染レベルが高い。今後，下水道整備が進むことで特定負荷源からの汚濁負荷の削減は期待できるが，非特定負荷源からの汚濁負荷についてはその発生・流出・流下機構に関する実態調査も皆無であり，今後の削減対策の検討のための基礎的情報が不足している。

本研究の最終的な目標は，治水対策と汚濁負荷削減を両立させた雨水制御計画を立案し，現在建設中の地下トンネル貯留施設を両目的で利用可能な制御戦略を提案することにある。本論文では，そのための基礎となる雨水流出・汚濁負荷流出の実態調査と，それに基づく雨水および汚濁負荷の流出機構の解明とモデル化を目的とする。

2. 西羽束師川流域の現状と課題

西羽束師川流域は桂川右岸に位置し，流域には西暦784年桓武天皇が造営した長岡京があり，歴史的に重要な地域であるが，古くから小畑川・小泉川・桂川の大氾濫が起き，多大な被害を受けてきた地域である。Table 1に示すように，近年も浸水被害が多く発生しており，早急な治水対策が必要な地域である。

2.1 西羽束師川流域における治水全体計画

京都市の「安らぎ 華やぎ 京都21推進プラン」（京都市，2002）の年次計画書によると，河川・下水道等の連携による総合的な治水対策の推進の一環として，西羽束師川や有栖川流域において，河川・下水道の連携による河川改修，および雨水幹線・ポンプ場・雨水貯留池の整備など総合的な治水対策の推進が挙げられている。また，向日市のマスタープランでは，「治水対策の推進」として「京都府桂川流域下水道雨水事業と本市公共下水道雨水事業による雨水幹線及び貯留施設の整備を促進するとともに，小規模河川の改修や浚渫などによる治水対策」を進めるとともに，「西羽束師川改修計画の早期実現と淀川や桂川の河床引き下げなどを関係機関に要請し，抜本的な浸水対策」を図り，さらに「開発行為等による雨水流出量の増加対策として，事業主に雨水流出抑制施設の設置を指導」することが示されている。

2.2 計画の概要

向日市の公共下水道による雨水整備は，平成6年度に事業着手し，平成8年度に策定した「向日市下水道雨水排水基本計画」に基づいて実施されている。本計画では，目標年次を平成22年度とし，寺戸川流域や石田川流域など市内を8つの雨水排水区に分割し，排水区面積約767haについて雨水幹線や貯留施設を整備することになっている。特に，寺戸川排水区においては，平成9年から供用を始めた向日市の寺戸川1号幹線，および平成13年から暫定供用を開始した京都府「いろは呑龍トンネル」（以下呑龍トンネルと略す）が流出抑制の役割を果たし，両者の貯留能力は約6万m^3に及ぶ。一方，石田川排水区では，平成11年度から約1.1万m^3を貯留する石田川1号幹線の建設が開始され，その末端には京都府桂川流域下水道の乙訓ポンプ場（Table 2）の建設が進んでおり，西羽束師川本川への放流が始まろうとしている。このように，京都府流域下水道雨水事業と連携して向日市の下水道雨水排水対策が計画的に進められている。

京都府は，京都市・向日市・長岡京市にまたがる1.84haの区域の雨水排水・浸水対策を進めるために，増水河川からの溢水を取り込み貯留するための地下貯留施設（呑龍トンネル）の計画を推進している。呑龍トンネルは延長約8.8km，容量約15万m^3の大規模な施設である。 この呑龍トンネルのうち，北西端部の北幹線1号幹線（935m，内径8.5m）については，2001年6月1日から暫定供用が開始され，約5万m^3の雨水が貯留可能となっている。当初計画では，一端貯留された雨水は河川水位が低下後，徐々にポンプ施設で西羽束師川に排除することになっていたが，貯留雨水の一部を降雨中に桂川右岸流域下水道・洛西浄化センターのポンプ場から桂川本川へ直接放流することが検討されている。これにより，連続する大規模降雨にも対応して，流域内排水路の雨水排除能力を越えた雨水をトンネル貯留施設に取り込みことができるとともに，10年確率降雨に対する計画容量を約5万m^3縮減できる。西羽束師川流域における総合治水対策の概要をTable.3に示す。

Table 1 Flood disaster in Katsura River basin

年月日	時間最大雨量[mm]	総雨量[mm]	浸水戸数
1990/9/13	70.5	349.5	約810戸
1991/7/15	37.0	109.0	約570戸
1993/7/5	29.5	165.0	約400戸
1997/8/5	48.5	103.5	約 20戸
1998/8/27	55.5	61.5	約 30戸
1999/6/27	67.5	125.0	約480戸
1999/6/29	37.5	177.0	約440戸

Table 2 Outline of Otokuni pumping station

ポンプ場名称	乙訓ポンプ場	
所在地	向日市	
吐出量	0.8m^3/s	
	計画概要	事業実績
排水面積	1,838ha	216ha
対策量	約24万m^3	約5万m^3
幹線管渠	約9.2km	約0.9km
関係市	京都市、向日市、長岡京市	

Table 3 Outline of Nishihaddukashi basinwide flood prevention plan

	暫定計画10年確率		H15年度末整備	
	[m^3/s]	貯留分[m^3]	[m^3/s]	貯留分[m^3]
総量	151	327,000	129	241,604
河道対策		0		0
河道改修	100		100	
羽束師貯留管※	9	0	0	0
流域				
下水道対策	35	272,000	20	155,794
●洛西1-1幹線		78,000		78,000
●呑龍		154,196		53,000
●西部開発		24,794		24,794
●その他6カ所		15,010		0
流域対策	7	55,000	6	47,010
○その他6カ所		49,170		45,670
○学校公園貯留		5,830		1,340
計画外	0		3	38,800
西羽束師排水機場	60		60	

※羽束師貯留管は現計画では放水のみで貯留機能は無い。

2.3 治水計画の課題

現時点の雨水排除計画では，呑龍トンネル，洛西1-1幹線，久世ポンプ場，乙訓ポンプ場，西羽束師川，羽束師ポンプ場，羽束師貯留管および関連市の雨水貯留管といった多様な対策施設が計画された能力を同時連携的に発揮することで，10年確率の治水安全度を保つものである。しかし，各施設の運転管理は各施設事業者が個別に管理することになっており，緊急時においては各施設管理者が近隣影響地域の被災軽減を図るため，施設の最大能力を使ってそれぞれ独立に運転される可能性がある。加えて，現在完

成している施設は計画能力の一定割合しか発揮できない状況が続き，その割合も施設によってばらつきがある。また，近年の都市型水害の被害補償の際に明らかなように，治水対策施設は，そのほとんどが人工・公物となることから，一旦浸水被害が生じれば管理瑕疵を問われる。さらに，西羽束師川流域を自然河川として管理した場合，合流点付近の桂川本川の流下能力から制約を受け，西羽束師川から桂川への許容放流量(60m^3/s)が流域の治水安全度を規定してしまう。

2.4 治水計画の課題に対する対応案

上述のように西羽束師川流域の10年確率の治水安全度を確保するためには，様々な対応策を検討する必要がある。まず，西羽束師川流域に完成している各施設等を統合的に管理することにより，各施設の流出抑制効果を最大限に発揮させる運転管理・施設制御方法の検討を行うべきである。そのためには，河川と下水道が一体となった流出解析モデルを構築し，これを活用して，各種運転管理の方策をシミュレーションにより検証することが重要である。さらに，近年問題となっているノンポイント汚染源からの雨天時流出汚濁物質についても，流出解析モデルを活用して，面源負荷流出量の把握と公共用水域における水質挙動を明らかにするとともに，貯留・浸透施設の活用による負荷削減効果の評価を行う必要がある。そのための必要な調査項目としては，①地形調査，②降雨調査，③流量，流況調査，④水質調査，⑤浸水被災履歴調査，などが挙げられる。

3. 既存調査資料の収集・整理

3.1 水文・気象関連データ

対象流域内でこれまでに行われてきた水文・気象関連の観測データについて調査・整理を行った。

水位観測点については，桂川からの分水点にあたる一ノ井堰から松尾付近までの一ノ井用水路（東・西）の区間に水位計はなく，桂川からの導水量が把握できない。松尾以南の洛西幹線（西・中央），寺戸川，久世ポンプ場までの都市下水路については，各所に水位計が設置されている。しかし，久世ポンプ場から西羽束師川排水機場までの西羽束師川については水位計が少なく，この区間に新たな水位観測点を設ける必要がある。特に，石田川幹線が合流する地点には乙訓ポンプ場が建設中であり，ポンプ場の供用開始に向けて，放流先河川および流入する石田川の水量を把握しておく必要が高い。また，寺戸川の支流や和井川，ふりこんで川などの枝川および小規模な農業用水路については，常時観測を行うのではなく，本川への流入量を把握することを目的とした晴天時および雨天時に短期間集中的な観測を実施することで，水系全体の水収支を把握することが必要となる。特に，雨天時の小流域からの流出は，灌漑・非灌漑期といった農業用利水状況や地形条件・土地利用等により大きく異なる可能性があるので，観測対象地点を精査して，効率的な観測を行えるようにする。

雨量観測点については，流域の全体規模に対し十分な数の雨量計が設置されているといえるので，新たな観測地点を設ける必要性は低い。ただし，降雨分布を把握するために対象流域外部である桂川左岸流域などの観測点のデータも収集して，流域全体をカバーする領域での降雨空間分布および時系列変動について解析を行うことも検討する。

3.2 流出解析等に関する既存研究資料

対象流域でこれまで行われてきた，水文観測や流域内水路等の詳細な調査，および治水計画を目的とした流出・氾濫解析等を含む研究資料を収集した。資料の中には，対象流域の特徴のひとつである，農業用水路と河川河道網の関係を対象流域の北部流域について詳細に調査し，とりまとめたものがある（京都市，2003）。流域全体の流出機構を解明する上でこの資料は非常に重要であり，西羽束師川流域全体について同様の調査を実施することが必要となる。桂川右岸流域下水道排水区内で降雨量18地点，水位4地点のデータをまとめた資料では日雨量・日平均水位をまとめた月報が主であり，10分間雨量・水位をまとめた日報データが少ない。向日市の下水道雨水排水区基本計画に関わる報告書（向日市，2003）では排水施設等の配置図等の基本図面および流量計算等の基礎データが詳細に得られる。

近年の下水道排水区を対象とした流出解析業務では，MOUSE，XP-SWMM等の市販の流出解析ソフトウェアパッケージを利用することが多く，その基本は住戸区画単位で，Kinematic Wave Modelを元にした表面流出解析および管路・水路の水理解析を実施し，マンホール等からの溢水による浸水深・浸水エリアの評価を実施している。対象流域の特性を鑑みれば，農業用水路と雨水排水路の地上排水路網の平面的な位置関係，さらに地下埋設管への取込みなど，立体的な位置関係を表現することが流出計算上必要となる。また，溢水雨水の地表流動つまり氾濫解析を厳密に行わなければ，全般としては低平地であっても微少な地形変動による凹凸によって一部の地区が湛水することは過去の浸水被害からみても明らかであり，氾濫解析についてはモデル化をする上で考慮すべきことが多い。

4.現地調査

2005～2007年度の期間に複数回の現地踏査を行い，河川網・水路網の状況，流況および水質状況等についての把握を行った。特に，①流出経路および湛水危険度の高い地点の確認，②農業用水路の現状水量把握，③水位計設置地点の確認，④晴天時・雨天時の本川への横流入水路の確認等を行った。

4.1　水文・水質観測地点と観測・分析方法

本研究で実施した水文・水質観測の主要な地点とその写真をFig.1に示す。以下に観測地点と内容についてまとめる。

(1)自記水位計による連続観測

既設の流域内水文観測地点の配置を検討し，久世ポンプ場より下流部での水位観測が不十分であることが判明したため，本研究では新たに4カ所に自記水位計を設置した。設置地点は，①石田川右岸（乙訓ポンプ場側），②三反田橋下流右岸，③長権堂橋下流右岸，④古川綴橋上流右岸，である。計測時間間隔は5分とし，データの回収を1～2週間間隔で行った。

(2)自動水質計による連続観測

水質観測では，イオンセンサー等を装備した自動記録式の自動水質計（堀場製作所社製：W23-XD）を流域内4地点に設置し現地連続観測を行った。設置地点は，①嵐山水0075号（一ノ井西水路・嵐山地点），②寺戸川左岸（久世ポンプ場上流），③石田川下流右岸（乙訓ポンプ場近傍），④古川綴橋上流右岸，である。測定項目は，以下の項目である。1)pH(-)，2)COND(S/m)，3)TURB(mg/L)，4)DO(mg/L)，5)Temp(℃)，6)SAL(%)，7)TDS(g/L)，8)σt(σt)，9)ORP(mV), 10)Cl(mg/L), 11)NO3(mg/L), 12)Ca(mg/L)。計測時間間隔は10分～15分とし，降雨時には随時1～5分間隔に設定変更した。水質計内のロガーに記録されたデータを1～2週間間隔で回収した。

(3)流況および採水観測

自記水位計および自動水質計のデータ回収と同時に，各地点の流速および水深の現地計測と採水を行った。また，晴天時・雨天時の集中観測では，流速・水深計測とともに自動採水器（ISCO社製：6710オートサンプラー）および手採水による採水を行った。得られた採水試料について実験室内で分析機器を用いた水質分析を行った。

(4)水質分析方法

採水試料を実験室に持ち帰り，分析機器を用いた水質分析を行った。採水試料は，まずガラス繊維ろ紙(GA-100；保有粒子径1μm)を用いてろ過し，ろ過前後のろ紙の乾燥重量の差から浮遊粒子状物質量(SS)を計測した。使用した分析機器は全有機態炭素測定器（島津製作所社製：TOC-V/CNS）およびイオンアナライザー（島津製作所社製：PIA-1000）である。分析項目は有機物・富栄養化物質，溶存態の陽イオン類・陰イオン類の16項目である。

1)TOC（全有機態炭素, Total Organic Carbon）, 2)T-N（全窒素，Total Nitrogen），3)SS（浮遊粒子状物質，Suspended Solid），【溶存陽イオン類】4)Li，5)Na, 6)NH4, 7)K, 8)Mg, 9)Ca,【溶存陰イオン類】10)H2PO4, 11)F，12)Cl，13)N02，14)Br，15)NO3，16)SO4。

このうち，1)，2)の項目についてはろ過後試料と原水についてそれぞれ機器分析を行い，4)以降の項目についてはろ過後試料のみを分析した。1)，2)の二項目についてはろ過後試料の分析結果から溶存態物質量，原水試料の分析結果から総量を求め，両者の差から懸濁態物質量を算定した。また，各採水地点で複数採水した場合は混合または個別分析後の測定値の平均を用いた。

4.2　観測結果

(1)晴天時観測

晴天時縦断観測は，水系の上流から下流までの複数地点について同日に採水を行ったものである。晴天時観測集計結果をTable 4に示す。

TOC・T-Nについては自然河川に比べて濃度が高く，都市域の人為的な汚染源からの汚濁負荷の供給が影響を及ぼしている。SSについては比較的低く，自然河川と比べても特に高いとはいえない。ただし，本川下流部の三反田橋から古川綴橋地点ではSSも高い濃度で観測されており，晴天時の流量が小さく河床堆積物からの巻上げによる供給は考えにくいので，晴天時にも不特定な供給源が流域内に存在することが考えられる。実際，晴天時調査時に河道沿いの施設からの排水が直接放流されるのを目視確認しており，一部の排水については採水して水質分析を行った。枝川である石田川や五間堀川・七間堀川の水質は西羽束師川本川に比べて極めて悪く，特に下流の五間堀川・七間堀川については晴天時の流速は極端に低く，多くの汚濁物質が滞留しており，水質悪化の要因となっている。このように河道中に滞留している河川水および河床堆積物の多くは，雨天時の増水期に一気に流出するので，雨天時負荷の発生源のひとつとなる。

本川に複数流入する水路や排水口からの流出水を採水・分析した結果，寺戸川・久世，三反田橋，古川綴橋地点の横流水は流入先河川水質に比べて極端に高濃度の物質が多く検出された。特に古川綴橋地点の横流水はあきらかに家庭からの洗濯排水と考えられ，流入時間と水量は限定されているが，炭素・窒素・塩素イオン・Naイオン等が極端に高い。下水道の整備状況および接続状況を確認する必要があるが，同様の負荷源が流域内に多く残存する可能性がある。また，五間堀川は西羽束師川本川から分岐した水が流域内農耕地に網目状に分配され，その一部は随所で本川に戻ってくる。流域境界として図示さ

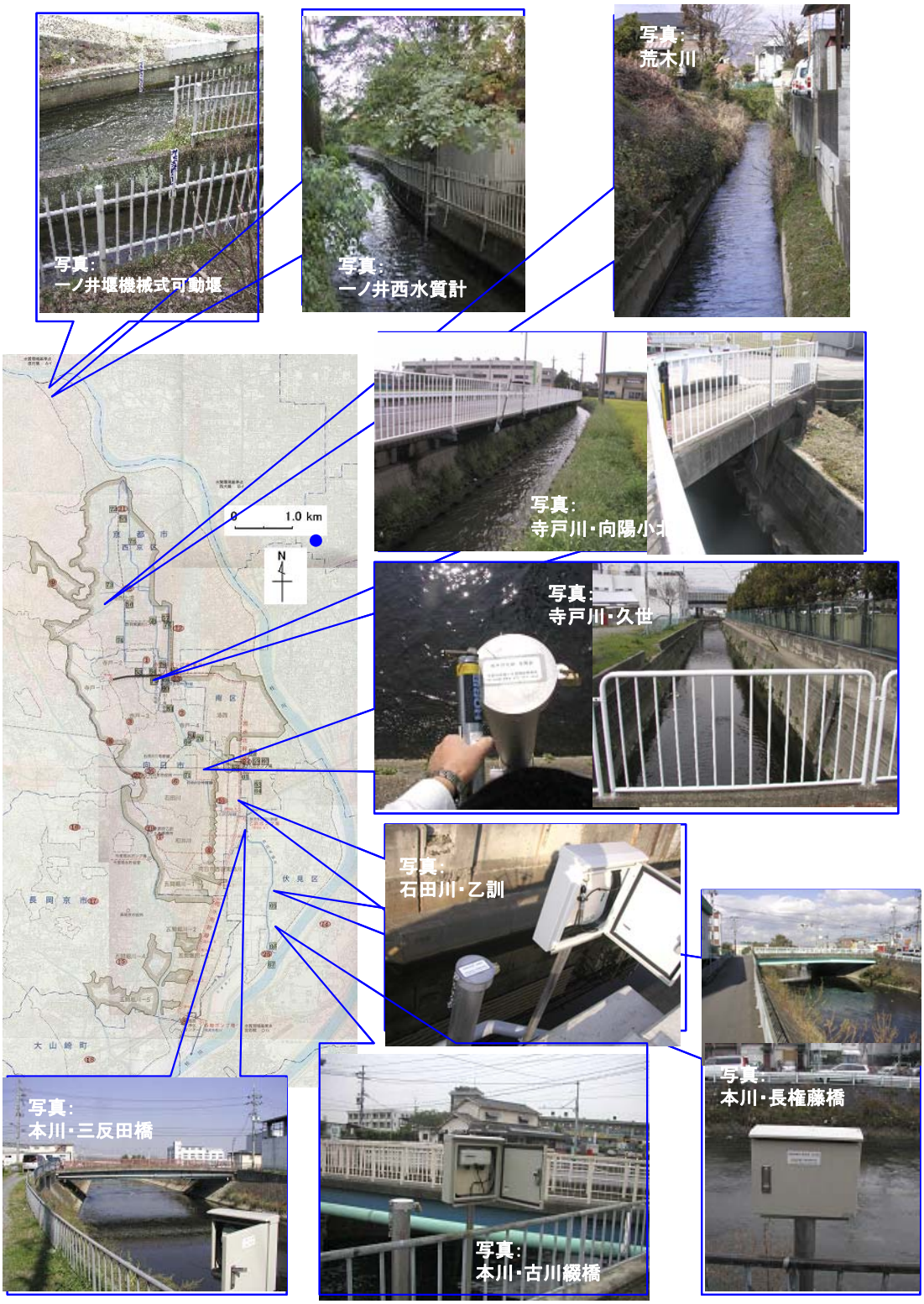


Fig.1 Map of study area and photo of observation stations

れた集水域以外にも西羽束師川に集まる水の経路を詳細に調べることが，水量解析および水質解析を進める上で重要となる。この点は，後述のモデル解析にも大きく影響を及ぼす。

古川綴橋でのNaイオンを除いて，都市河川で典型的な時間周期を特に示す地点および水質項目は見られないが，有機態炭素および窒素についてはなだらかな時間変動が見られる。SSについては特定の時間帯に極端に高くなる傾向があり，特に寺戸川・久世地点で顕著であった。有機態炭素・窒素・SS・溶存陽イオン類については，一ノ井西水路に比べ，下流川の水質悪化が顕著であり，特に寺戸川・久世地点で高濃度に検出された。溶存陰イオン類濃度については，上流～下流まで大きな差異は見られなかった。

(2) 雨天時観測

雨天時観測を過去3年間に計8回行い，機器の故障等によって回収データが不十分なものを除くと，5回の有効な観測データが得られた。今回の解析では，2006/5/17 および2006/9/6に実施した雨天時観測の結果についてまとめる。採水地点数はそれぞれ4地点，当日の総降雨量は，20.5mm（京都観測所），17.0mm

Table 4 Average of water quality during dry weather condition in 2006

河川・水路名	地点名	水質項目	TOC [mg/L]	POC [mg/L]	DOC [mg/L]	T-N [mg/L]	P-N [mg/L]	D-N [mg/L]	SS [mg/L]
		data数	15	15	15	15	15	15	15
		平均	4.0574	2.4883	1.5690	3.3903	0.3039	3.0987	8.9593
		偏差	3.4663	2.9927	0.9450	7.0488	0.2448	7.0633	12.5154
		最大	13.3453	11.8578	4.5070	28.6379	1.1225	28.4180	52.8000
		最小	0.9312	0.2228	0.7084	0.9014	0.0980	0.8034	2.7875
一ノ井西水路	嵐山	河川水	2.6744	1.7296	0.9448	1.1803	0.2354	0.9449	4.8467
一ノ井東水路	嵐山・第一橋	河川水	4.2011	3.2270	0.9742	1.2787	0.2892	0.9894	6.7391
寺戸川	向陽小北	河川水	3.9318	2.0839	1.8479	1.4916	0.3425	1.1492	8.0999
		横流入	2.2166	1.4526	0.7640	1.2600	0.3421	0.9179	5.9422
	久世P場上流	河川水	0.9312	0.2228	0.7084	1.0161	0.1187	0.8975	4.3900
		横流入	2.9568	1.4235	1.5333	1.3964	0.2782	1.1182	9.4286
	乙訓	河川水	2.4022	0.8038	1.5984	1.4997	0.1720	1.3277	3.0203
		横流入	13.3453	11.8578	1.4876	2.0784	1.1225	0.9558	52.8000
		工場排水	2.2308	0.6286	1.6022	0.9014	0.0980	0.8034	3.2000
西羽束師川	三反田橋	河川水	2.5610	1.2926	1.2684	1.2325	0.2477	0.9848	5.1037
		横流入	2.6113	1.0047	1.6066	1.3789	0.1355	1.2469	2.7875
	長権堂橋	河川水	1.4479	0.5883	0.8596	1.2292	0.1510	1.0782	3.9396
		横流入	5.0922	2.5368	2.5540	4.8795	0.3439	4.5356	14.8000
	古川畷橋	河川水	3.3557	2.0776	1.2781	1.3936	0.2809	1.1127	4.3580
		横流入	10.9022	6.3953	4.5070	28.6379	0.4006	28.4180	4.9333

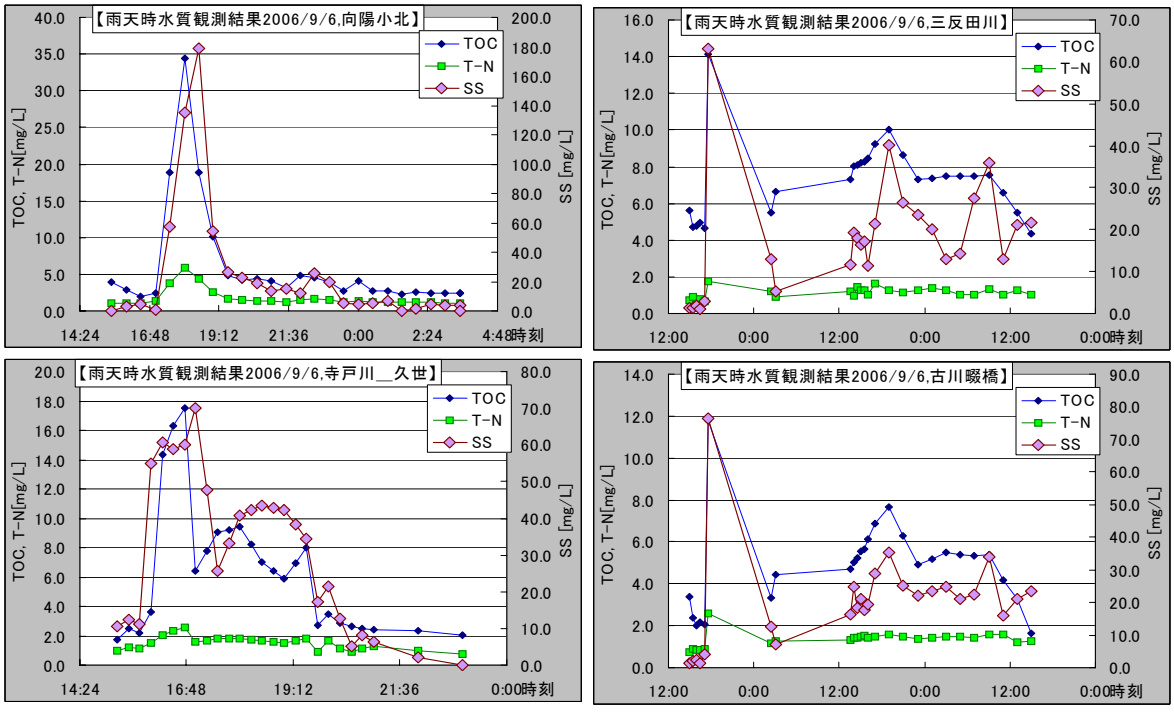


Fig.2 Observed water quality during wet-weather condition in 2006

（長岡京観測所）であった2006/09/06の観測結果をFig.2に示す。

晴天時水質と比較すると，寺戸川中流部の向陽小北地点では有機態炭素はピーク時には10倍，窒素は20倍を越え，SSを含めて降雨初期に高濃度の流出が観測される。この傾向は，西羽束師川本川でも観測されたが，2日間にわたって観測を行った三反田橋および古川畷橋では，9/6当日の降雨による負荷流出と2日目以降に流域から集まってきた汚濁物質の濃度も高い。降雨終了後も有機態炭素は晴天時の2倍程度，総窒素はやや高めであるが，SSはほぼ晴天時水質濃度と同様になっている。

陽イオン・陰イオン類については，寺戸川向陽小北地点では，流量増加期に濃度が低下する負荷量一定のものが多く見られ，降雨終了後は速やかに晴天時レベルの濃度に戻った。しかし，硝酸態窒素のみはファーストフラッシュと共に濃度が増加した。

特に，雨天時の懸濁態成分が高く，都市地表面等に堆積した粒子状物質が，降雨初期に大量に流出する様子ことが農業用水を多く集める寺戸川でも観測された。また，寺戸川・向陽小北地点から久世ポンプ場での水質挙動は2005年までの観測と異なり，向陽小北から久世地点までの区間に何らかの負荷源が考えられる。寺戸川には洛西幹線農業用水路から農地に排水された用水が戻る地点が多く，また国道171号線沿いの違い地部からの横流入口も多い。さらに，下流の西羽束師川本川でも多くの農業用水路が接続しており，農地のみならず市街地の雨水も集水している可能性が高い。

(3) 自動水質計による連続観測

自動水質計による測定のためには，センサー表面の汚染除去と内部液交換および標準濃度に調整された校正液による校正を行う必要がある。より正確な測定値を得るためには高頻度で校正を行う必要があり，イオン測定に関しては1日1回，その他の測定に関しては1週間に1回程度の校正が推奨されている。現地での昼夜間連続観測のためには，効率的なセンサーのメンテナンス作業が必要である。昨年度からの経験にもとづき，現地でのメンテナンス作業を2週間に1回程度実施するのにあわせて，晴天時縦断観測の一部としての採水・分析作業も行った。さらに，2ヶ月に1回程度の頻度で自動水質計そのものを交換し，実験室内でより精密なメンテナンス作業を実施した。このようなメンテナンス方法における測定精度については別途解析・評価を行う必要がある。

自動水質計による観測データの集計結果をTable 5に示す。計測時間間隔については，基本的に多雨期には10分，秋雨期以降は15分とし，雨天時観測時には降雨時の詳細な水質変動を計測するために一時的に5分程度の間隔で測定を行った。

水質センサーの計測値は，室内分析機器による測定結果とは測定方法が異なるので，その利用については，JIS等で規格化されている分析方法による測定結果と比較する必要がある。また，自動水質計に搭載されている水質センサーには，センサーを河川水中に長時間設置することによる様々な要因で測定値に特有の変動が見られる。その変動については統計的な処理により変動成分を分離・補正して，真の測定値に変換する必要がある（福田，2006）。今後，収集データに基づいて季節変動を含めたさまざまな変動要因を同定してモデル式を作成して検証を行う予定である。

Table 5 Statistical value of automatically detected water quality

		pH [−]	COND [S/m]	TURB [NTU]	DO [mg/L]	Temp [℃]	DEP [m]	SAL [%]	TDS [g/L]	σt [σt]	ORP [mV]	Cl [mg/L]	NO3 [mg/L]	Ca [mg/L]
一ノ井西水路	総数	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726	30,726
嵐山	平均	7.303	0.010	244.46	0.489	13.900	0.876	0.001	0.066	0.000	433.9	7.332	3.410	7.997
2006/4/1	偏差	0.196	0.001	65.80	0.153	0.383	0.083	0.001	0.006	0.000	17.8	0.597	0.730	3.354
～	最大	8.240	0.024	999.00	10.764	26.869	1.500	0.010	0.156	0.000	657.0	28.000	27.221	66.000
2007/3/31	最小	5.000	0.000	0.00	0.000	7.560	−0.252	0.000	0.000	0.000	167.0	0.000	0.000	0.000
寺戸川	総数	30,696	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651	32,651
久世P場上流	平均	7.231	0.013	248.38	0.600	19.390	0.933	0.004	0.083	0.000	407.3	14.139	3.812	12.541
2006/4/1	偏差	0.123	0.004	45.57	0.251	0.321	0.017	0.002	0.025	0.001	6.9	2.099	1.073	2.734
～	最大	10.000	0.418	999.00	10.145	30.660	1.805	0.210	2.655	0.100	602.5	56.829	27.557	59.200
2007/3/31	最小	5.000	0.000	0.00	0.000	6.340	0.000	0.000	0.000	0.000	83.0	0.000	0.000	0.000
石田川	総数	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540	45,540
乙訓	平均	6.746	0.017	156.09	0.592	17.491	5.782	0.009	0.111	0.000	433.1	15.480	3.186	13.818
2006/4/1	偏差	0.152	0.002	73.98	0.463	0.196	0.052	0.001	0.012	0.000	20.4	0.908	0.835	2.577
～	最大	10.000	0.154	999.00	10.764	32.348	7.108	0.070	0.984	0.000	681.1	43.005	22.680	65.834
2007/3/31	最小	5.000	0.000	0.00	0.000	5.604	0.200	0.000	0.000	0.000	129.0	0.442	0.000	0.000
西羽束師川	総数	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,408	35,396
古川畷橋	平均	6.255	0.015	120.06	0.203	17.515	1.103	0.007	0.099	0.000	404.6	17.373	4.225	16.687
2006/4/1	偏差	0.148	0.001	62.97	0.311	0.598	0.021	0.001	0.003	0.000	71.2	6.324	0.871	3.399
～	最大	10.000	0.128	999.00	7.759	28.984	2.403	0.200	0.820	0.000	576.0	108.400	24.079	73.650
2007/3/31	最小	5.000	0.000	0.00	0.000	0.000	0.300	0.000	0.018	0.000	−422.3	0.000	0.000	0.000

5. 観測データにもとづくモデル解析

5.1 雨水および汚濁負荷流出モデルの構成

本論文では，一ノ井および洛西農業用水路，寺戸川・千代原川および西羽束師川枝川などの中小河川水網に対して，表面流出解析に広く利用されているKinematic waveモデルを適用し，久世以下の西羽束師川本川の河川流動解析には河口部での排水機操作も考慮してDynamic waveモデルを用い，モデルパラメータを調整して流域全体の降雨流出構造の特性把握を試みた。

汚濁物質の流出・輸送モデルはさまざまなタイプのものが提案されているが，雨天時を考慮すると流出雨水の挙動と先行晴天期間中に都市域の屋根面・地表面等に堆積する汚濁負荷量に着目する必要がある（城戸ら，2006）。前者については，Kinematic waveモデルの斜面流出速度に基づいて堆積負荷量が流出する物理的挙動を表現したモデルを用いる。また，河道流下過程においては，移流・分散を基本として一次元の水質モデルを用いるが，河床堆積物の寄与が重要となる。これは，降雨初期には流量増加に伴いファーストフラッシュの汚濁源となる一方で，降雨終了後の流量逓減期には水中の懸濁物質や自然的凝集機構にともない，河川から河床への汚濁物質の移動（沈降および吸着現象）が見られる。これらの堆積負荷はヘドロ化するなどして晴天時の河川水質にも影響をおよぼす。特に，低平地市街部の中小河川ではこの傾向が強く現れ，流域全体の物質収支を評価する上で，流域－河川－河床を連接した解析**wet**が必要となる（Kido, Y. et al., 2006）。

5.2 雨水流出モデル

雨水流出解析では，流域斜面からの雨水流出についてKinematic waveモデルを用い，差分法を用いた雨水流の追跡プログラムを作成し，対象流域に適用した。河道流については，西羽束師川本川に対してDynamic Wave法による流動解析を行い，一ノ井水路・洛西水路・寺戸川等においては斜面流と一括してKinematic Wave法による雨水流出解析を行った。

(1) 流域分割とモデルパラメータ

1/2,500地形図および1/40,000流域下水道一般図をもとに流域分割を行い，地形条件，水路・管路接続，および地被条件を読みとった。土地利用については地形図および国土地理院の細密数値情報を合わせて用いた。水路および河道の断面形状，勾配等は，現地測量，過去の調査資料および西羽束師川計画図（縦断面図，平面図）等を元にして算定し，不明なものについては近隣の水路網の情報から推定した。

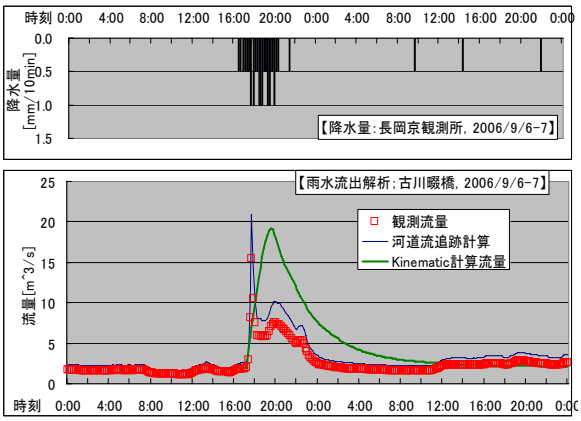


Fig.3 Simulation of stormwater runoff and river water flow during wet-weather condition

(2) 対象流域における雨天時流動特性の解析

解析結果の評価対象地点は寺戸川中流の向陽小学校北，久世ポンプ場上流，および西羽束師川本川の古川畷橋である。対象降雨イベントは2006年9月6日である。解析結果の一例をFig.3に示す。

降雨が短期集中型であり，大きな時間変動が少ないためKinematic wave法による流出解析では，比較的降雨に対応した雨水流出が再現されている。河道流動解析では，久世から上流端の久世地点での流量波形が古川畷地点と類似しており，西羽束師川本川河道形状が比較的単純で，複断面に改修されている区間も短いこととあいまって上流の入力流量波形が下流側にほぼ保存した形で伝播している。

Kinematic Waveモデルを用いた流出解析では，モデル流域の条件も単純化しており，下流部の土地利用条件もほとんど農地（水田）と市街地部で形成され，降雨に対応した流出ピークの時間遅れなどが生じにくい構造になっている。さらに，土地利用や斜面形状・勾配等の地形条件がことなる最上流部からの雨水流出が下流部に伝播するまでに平滑化され，急激な流量の増減を再現できていない。古川畷橋および久世地点での観測流量波形は，降雨の形状とはやや異なり二段のピークが見られるが，これは流域の地被および地形等流出に関わる諸条件が複雑に絡み合った結果と解釈できる。特に，久世地点より上流部の下水道排水区と農業用水路との水分配関係や用水路樋門の作動条件等単純化しにくい構造が卓越しているのが，当流域の大きな特徴であり，それらを組み込むためには，下水道分野で用いられている分布型流出モデルに対応した時間・空間密度での解析が必要となる。今回は第一段階の雨水流出モデルを用いた一降雨イベントの解析にとどまったが，基礎となる流出機構についてはモデル化できており，課題も明確である。

5.3 汚濁負荷流出解析

(1)流送能力型汚濁負荷流出モデル

国内河川の水質解析や流出負荷量予測に広く適用されているモデルとしてLQモデルがある。これは負荷量Lを流量Qの累乗関数で表現するものであり，流量および対象汚濁負荷の水質濃度の観測データに基づいて統計的手法でモデルパラメータを決定する手法である（國松，1989）。

$$L(t) = k_1 \cdot Q(t)^{n_1} \tag{1}$$

ここで，ここで，L：汚濁負荷量(g/s)，Q：河川流量(m^3/s)，k_1，n_1：定数，t：時間である。このモデルを用いた解析事例では多くの場合観測データが晴天時に限られており，そこで決定されたパラメータを用いて年間負荷量推定を行うと，雨天時の流量増に関してモデルの適用限界を超えて外挿を行うこととなる。また，雨天時観測データに基づいてパラメータ同定を行ったとしても，観測事象の流量範囲を超える事象に適用することは避けるべきである。特に都市域では流量増加期と逓減期における同じ流量値に対する流出負荷量の差異が発生するファーストフラッシュ現象を十分考慮すべきであるが，このモデル式ではこの再現することは不可能である。また，流量に伴いかならず負荷量も流出するという前提に基づいており，汚濁負荷源が無限供給型となるため長期間の負荷量推定では過大評価となりやすい。

LQモデルの欠点を補うために堆積負荷量の概念を導入したのがLSQモデルである。これは流域内の発生源から流出可能な負荷量を堆積負荷量として設定するものであり，負荷流出量を堆積負荷量と流量の指数関数で表現するものである。

$$L(t) = k_2 \cdot S(t)^{m_2} \cdot Q(t)^{n_2} \tag{2}$$

$$\frac{\partial S(t)}{\partial t} = S(0) - \int_0^t L(\tau) d\tau \tag{3}$$

ここで，L：汚濁負荷量(g/s)，Q：河川流量(m^3/s)，S：堆積負荷量(g)，k_2，m_2，n_2：定数，t：時間である。このモデルでは，直接観測できるのは流量と汚濁物質濃度，両者の積で求められる汚濁負荷量であり，時々刻々の堆積負荷量を観測することは不可能である。そこで，雨天時観測データ全体から総流出負荷量をまず算定し，これを降雨前の初期堆積負荷量$S(0)$として与え，連続式（式(3)）を用いて時々刻々の堆積負荷量を算定し，重回帰分析によってパラメータを推定するのが一般的な方法である。このモデルにおいても基本的には観測事象を超える流量範囲での適用はLQモデルと同様に限界がある。このモデルの特徴は堆積負荷量の導入により，特に都市域で発生するファーストフラッシュ現象，つまり流量増加期に高い負荷流出量が発生し，流量逓減期には流出負荷量が低いという特徴を再現することが可能である。また，流出期間中に堆積負荷量は減少していくので，長時間降雨の場合には堆積負荷量がゼロとなり負荷流出量もゼロとなり，汚濁負荷源が有限供給型で表現される。ただし，観測データに基づいて初期堆積負荷量を設定するため，他の降雨事象に対して適用する場合の初期堆積負荷量設定の妥当な方法が課題となる。

(2)表面負荷量流出モデル

SWMM (Storm Water Management Model)は下水道排水区全体を対象とした雨水・汚濁負荷流出を再現する統合的モデルであり，1970年代に米国環境保護局(US-EPA)によって開発され（US-EPA，1998），随時改良が加えられ，現在ではパソコン用の統合パッケージ(XP-SWMM)として販売されている。本研究では，SWMMのひとつのモジュールである表面流出負荷量モデル(surface pollutant runoff model)を利用する。このモデルは地表面堆積負荷の物理的な流出現象に基づいて，米国水資源局・陸軍工兵隊が共同で開発したモデル(STORM: Storage, Treatment, Overflow and Runoff Model)を基礎としている。

$$\frac{dS}{dt} = -k_3 \cdot S(t) \tag{4}$$

$$S(t + \triangle t) = S(t) \cdot \exp(-k_3 \cdot \triangle t) \tag{5}$$

$$L(t) = \frac{\{S(t) - S(t + \triangle t)\}}{\triangle t} = S(t) \cdot \frac{\{1 - \exp(-k_4 \cdot u(t) \cdot \triangle t\}}{\triangle t} \tag{6}$$

ここで，S：堆積負荷量(g)，L：汚濁負荷量(g/s)，u(t)：雨水流出速度(m/s)，k_3，k_4：定数，t：時間である。式(4)は堆積負荷量の時間変動が当該時点における存在量に比例し，かつ汚濁負荷量については雨水流出速度の影響を考慮したモデル化がなされており，屋根面・道路面から水路底・河床における堆積負荷量を発生源とする非点源負荷が降雨流出に伴い流出す

る過程を表している。上述のSTORMでは雨水流出速度の代わりに降雨強度を用いており，屋根面堆積負荷量の流出現象の物理的な意味を表現している。一方SWMMでは地表面雨水流出速度および下水道管渠・排水路等での流出についてはManning則に基づいた雨水流出モデルと連結しており，本研究でも前節の雨水流出解析による雨水流出速度を用いることができる。このモデルにおいても上述のLSQモデルと同様に初期堆積負荷量$S(0)$の決定方法が課題となる。

(3)堆積負荷量算定モデル

US-EPAが実施した土地利用別の地表面堆積負荷量調査に基づいて，先行晴天日数を説明変数とする飽和型の負荷堆積モデルが提案されている（建設省土木研究所，1975）。このモデルでは先行晴天日数の増加に伴い地表面堆積負荷量は単調増加するが，風等による移動を考慮して一定量以上の堆積が起こらないという仮定に基づいている。指数関数型の堆積負荷量モデルを以下に示す。

$$Su(t_d) = Hu_0 \cdot \{1 - \exp(-k_5 \cdot t_d)\} \qquad (7)$$

ここで，Su:堆積負荷量(g/ha]，Hu_0:初期堆積負荷量(g/ha]，k_5:定数，t_d:先行晴天期間(日または時間]である。しかし，地表面の堆積負荷量は現実にモデル式が示す飽和型の堆積が起こるとは限らない。そこで，屋根面や道路表面の堆積負荷量の多くは大気降下物である点に着目し，降下物を測定した調査事例が国内でもいくつか見られる。ただし，その多くは酸性雨調査を目的とした湿式降下物観測であり，晴天時の降下物の調査事例は決して多くない。

流域地表面や屋根面等に堆積する汚濁負荷にはさまざまな起源のものがある。特に，都市域では大気汚染物質の他にも路面舗装材等の剥離物などが挙げられ，発生起源や堆積場のみならず，その発生サイクル期間も多様なものが集合している。今後，京都市域における地表面堆積負荷量の調査結果（城戸ら，2006）をもとに非特定負荷源となる堆積負荷量モデルを組み込む予定である。

5.4 対象流域における雨天時汚濁負荷流出特性の解析と削減策の検討

(1) 流出モデルによる算定結果

今回の汚濁負荷流出解析にはSWMMの表面負荷流出モデルを用いた。表面流速は5.2(2)Kinematic Wave Modelで得られた表面流出速度を用いている。初期堆積負荷量$S(0)$については，観測総流出負荷量を与えている。中流部の向陽小北と下流部の古川畷のシミュレーション結果の一部をFig.4に示す。雨天時はDOCやD-Nといった溶存態の再現性はあまりよくないが，構成比の高い懸濁態（POC，P-N）の再現性が高く，総量（TOC, T-N）についても再現性が高い。降雨終了後晴天が継続する期間についても同様のシミュレーションを行ったが，雨天時とは逆に懸濁態の再現性が低く，構成比が高い溶存態の再現性が高いという結果を得られた。また，この降雨イベントにおける観測地点の流下負荷量を推定した結果，西羽束師川下流部の三反田～古川畷地点での流下負荷量が特に大きく，この間の流入負荷量の影響とともに降雨後の流量逓減期に緩勾配下流部河床への沈降負荷量の影響が大きいことが予測された。

(2)非特定負荷源の影響評価

これまでの晴天時および雨天時観測における採水分析結果をもとに，常時観測を行っている自動水質計計測項目を用いて連続的な晴雨天時の水質予測を行い，観測地点における長期間の流下負荷量を推定した。

採水分析で得られた主要水質項目であるTOC・POC・DOC，T-N・P-N・D-N，SSの7項目の水質濃度を被説明変数として，採水時刻における自動水質計計測濃度を説明変数とした重回帰分析をおこない，主要水質項目の濃度を推定する重回帰モデルを作成した。地点毎に晴雨天時別にデータを整理したが，解析に十分なデータ数が無い場合は，晴雨天時のデータを一括して分析した水質予測モデルを作成した。自動水質計計測値のうち塩分濃度，海水比重は淡水河川では意味がないので除外し，水位との相関も著しく低いので除外した。また内部相関の高かった項目については代表性を考慮してひとつの項目に絞り込んでいる。最終的に，自動水質計計測値のうちの9項目［pH，TURB(mg/L)，DO(mg/L)，Temp(℃)，TDS(g/L), ORP(mV), Cl(mg/L), NO3(mg/L), Ca(mg/L)］を説明変数の候補とし，ｔ値＞2.0を基準とする変数増減法を用いて有意性の高い重回帰モデルを作成した。2006/9/6の重回帰式による推定結果の再現性をFig.5に示す。図に示したTOC・T-N・SSおよび懸濁態物質については，全般的に重相関係数およびF値・P値の統計量，有意水準は全てのモデルで高く，十分説明力があると評価できる。懸濁態物質（POC, P-N, SS）については，比較的多くの説明変数が採用され説明力の高いモデルとなっているが，溶存性物質（DOC，D-N）については説明力のある変数は少なく，説明力も相対的に低い。また，雨天時と晴天時では選択される説明変数および偏回帰係数の値は大きく異なるので，できる限り晴雨天時別のモデルを

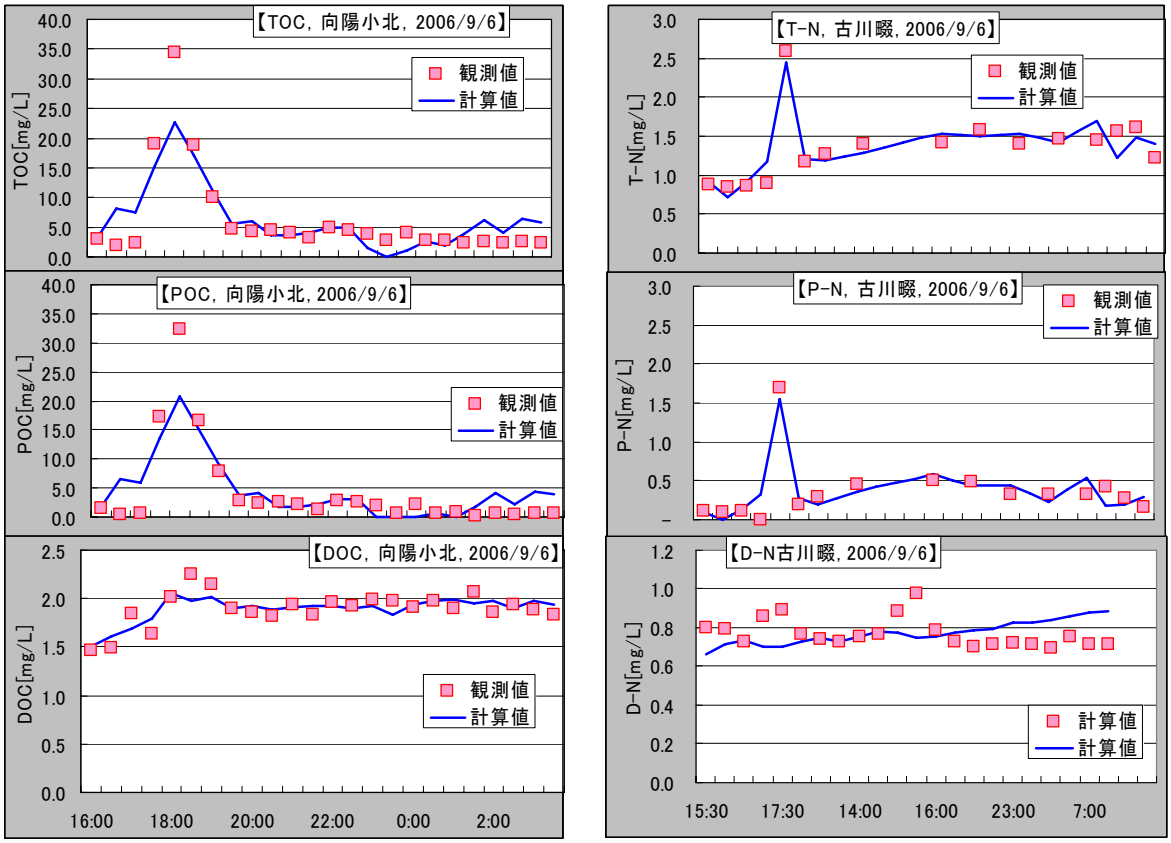


Fig.4 Simulation of pollutant runoff during wet-weather condition

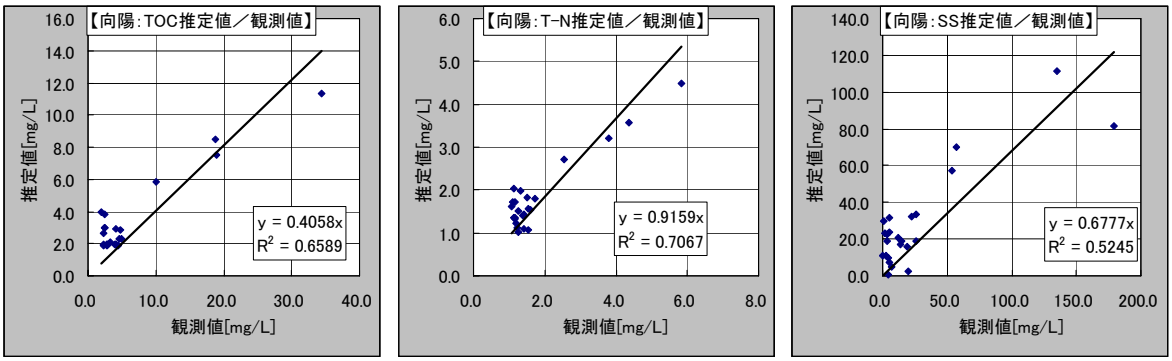


Fig.5 Verification of multi-variable model for water quality

使い分けることとした。ただし，以降の解析ではデータ数が少ない地点については共通の重回帰モデルを使わざるを得なかった。

本年度の雨天時観測のうち比較的良好なデータが入手できた2006/9/6～9/7，および重回帰分析の対象データ期間内で，寺戸川・久世地点の水位データの提供を受けた2006/5/11，の両期間において，自動水質計計測値を入力変数とする重回帰モデルを用いて推定した主要水質項目［TOC・POC・DOC，T-N・P-N・D-N，SS］の水質濃度と同期間の水位計データおよびこれまでの流況観測から得られた水位－流量曲線により推定した河川流量に基づいて，各観測地点の流下負荷量（フラックス）時系列を算定した。各地点の流下負荷量をFig.6に，当該地点までの累積集水面積で除した面積原単位をTable 6に示す。

日雨量30mmであった5/11と日雨量15.5mmであった9/6の両者を比較すると，久世地点では流出雨水量は2.9倍であり，降雨損失を考慮すれば雨量と比例するが，流出負荷量については，TOCにおいて約6倍，T-Nで5.2倍，SSでは14.3倍に達する。古川畷においてはTOC・SSにおいて同様であるが，T-Nについては3.7倍にとどまり，雨水流出量は1.4倍となる。古川畷は西羽束師川本川の最下流端付近であり，河道勾配および集水域の流域勾配もゆるく，当日の取水状況は明らかではないが五間堀川・七間堀川等の農業用水路も接続されており，流量自身は相対的に小さ

Table 6 Unit load of pollutants estimated by multi-variable model

			雨量	流量	TOC	POC	DOC	T-N	P-N	D-N	SS
			[mm]	[m3/day]	流下負荷量[ton/日]						
2006/5/11	寺戸川	向陽小北			※水質観測無し						
		久世	30.0	2.84E+05	2.567	2.413	0.154	0.442	0.144	0.298	15.810
	石田川	乙訓	34.0	4.99E+04	0.735	0.486	0.249	0.191	0.039	0.152	0.599
	本川	三反田	30.0	1.40E+05	※水質観測無し						
		古川畷	30.0	3.89E+05	4.582	2.319	2.263	0.810	0.581	0.229	55.723
2006/9/6 ～9/7	寺戸川	向陽小北	17.0	6.75E+04	0.269	0.217	0.052	0.070	0.036	0.033	1.208
		久世	17.0	9.78E+04	0.426	0.356	0.070	0.085	0.035	0.050	1.105
	石田川	乙訓	17.0	6.73E+04	1.070	1.005	0.065	0.086	0.043	0.043	0.166
	本川	三反田	17.0	3.63E+05	0.347	0.189	0.158	0.175	0.080	0.095	0.819
		古川畷	17.0	2.79E+05	0.823	0.572	0.252	0.219	0.094	0.125	3.532
2006/9/8 ～9/9	寺戸川	向陽小北	0.0	8.92E+04	0.196	0.101	0.095	0.074	0.014	0.060	0.728
		久世	0.0	1.23E+05	0.192	0.118	0.074	0.101	0.053	0.048	0.644
	石田川	乙訓	0.0	2.97E+04	0.404	0.349	0.055	0.063	0.050	0.013	0.096
	本川	三反田	0.0	1.96E+05	0.314	0.175	0.139	0.090	0.041	0.049	0.587
		古川畷	0.0	1.54E+05	0.784	0.473	0.311	0.153	0.021	0.132	0.552
					集水面積原単位[kg/km2/日]						
2006/5/11	寺戸川	向陽小北			※水質観測無し						
		久世	30.0	2.84E+05	187.06	175.82	11.23	32.19	10.49	21.70	1,152.19
	石田川	乙訓	34.0	4.99E+04	283.91	187.57	96.34	73.92	15.06	58.86	231.22
	本川	三反田	30.0	1.40E+05	※水質観測無し						
		古川畷	30.0	3.89E+05	231.34	117.07	114.26	40.88	29.34	11.54	2,813.22
2006/9/6 ～9/7	寺戸川	向陽小北	17.0	6.75E+04	52.96	42.70	10.26	13.69	7.13	6.56	237.55
		久世	17.0	9.78E+04	62.08	51.84	10.23	12.32	5.10	7.22	161.01
	石田川	乙訓	17.0	6.73E+04	826.90	776.80	50.10	66.09	32.90	33.19	128.19
	本川	三反田	17.0	3.63E+05	35.72	19.42	16.30	17.96	8.20	9.76	84.25
		古川畷	17.0	2.79E+05	83.14	57.72	25.42	22.15	9.48	12.67	356.58
2006/9/8 ～9/9	寺戸川	向陽小北	0.0	8.92E+04	38.57	19.92	18.65	14.56	2.82	11.74	143.26
		久世	0.0	1.23E+05	28.04	17.18	10.86	14.70	7.65	7.05	93.84
	石田川	乙訓	0.0	2.97E+04	311.98	269.51	42.47	49.04	38.85	10.19	74.51
	本川	三反田	0.0	1.96E+05	32.32	17.98	14.34	9.29	4.24	5.05	60.44
		古川畷	0.0	1.54E+05	48.40	34.13	14.27	10.88	4.03	6.85	176.58

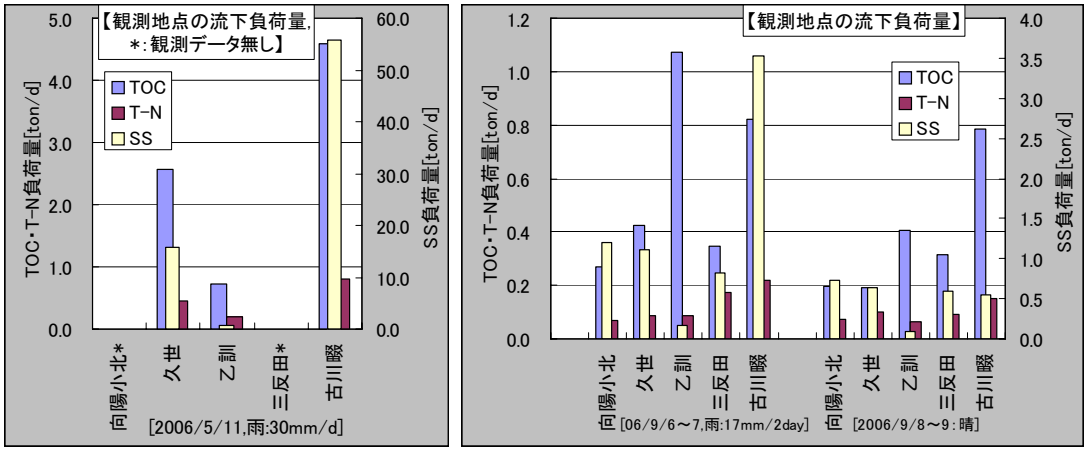


Fig.6 Runoff pollutants load estimated by multi-variable model

くなっている。これは先行晴天日数および雨水および汚濁負荷の流出特性によるものである。また，9/6の解析結果から流下方向で必ずしも一様に流下負荷量が大きくなるわけではなく，寺戸川・久世地点および西羽束師川本川三反田地点から古川畷にかけての流下負荷量が大きくなる。そのひとつの原因としては各観測地点間の流入負荷量が挙げられる。特に，9/6の降雨時およびその後の晴天期間において，乙訓（石田川）地点の流下負荷量はTOC・T-N・SSの全てで高く，西羽束師川本川の大きな負荷源となっている。このことは他の降雨事象でも見られており，数年間にわたる年間負荷量を解析することで，より明解になるはずである。

古川畷地点の流量に比べて流下負荷量が高く，水質濃度が相当高くなっている。しかし，本川三反田地点から古川畷地点までの集水域面積は極端に小さい。流下特性をより明確にするため，累加集水面積により流下負荷量を除した流下負荷量原単位を流下負荷量とあわせてFig.7に示す。この図から，9/6-7の雨天時および9/8-9の降雨後の晴天期間の両期間において，向陽小北～三反田までの区間に比べて古川畷での流下負荷量およびその原単位は集水面積の増加

Table 7 Comparison between river water quality and lateral inflow water quality

				TOC[TC-IC]				陽イオン類					
				TOC[T]	POC[T]	DOC[T]	SS[GA100]	Li	Na	NH4	K	Mg	Ca
				[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]
一ノ井水路	嵐山	河川水	雨天時平均	3.6235	2.9367	0.6885	5.0122	0.0000	31.2400	0.0000	3.3992	5.4808	38.7007
			晴天時平均										
		横流入水	晴天時平均	2.1423	1.5165	0.6258	3.8667	0.0000	96.0894	0.0000	9.4884	10.6315	106.0520
寺戸川	向陽	河川水	雨天時平均	4.5877	3.4553	1.1324	23.292	0.0000	31.4472	0.3657	3.4281	5.0565	56.4876
			晴天時平均	3.8110	1.9706	1.8404	10.073	0.0000	37.9743	0.0000	5.0323	6.0428	59.4792
		横流入水	晴天時平均	2.1088	1.2902	0.8186	5.400	0.0000	41.0175	0.0000	4.1451	6.2086	58.3010
	久世	河川水	雨天時平均	4.9144	4.0598	0.8546	31.6556	0.0000	33.5035	0.0000	3.5228	5.1817	56.8889
			晴天時平均	2.4832	1.7498	0.7334	55.5500	0.0000	7.8156	0.0000	1.7028	3.1748	13.3297
		横流入水	**晴天時平均**	**36.3158**	**7.0489**	**31.9140**	**4.8000**	**0.0000**	**151.6775**	**0.0000**	**28.2587**	**15.9619**	**84.2319**
石田川	乙訓	河川水	雨天時平均	5.8717	4.8988	0.9729	2.7636	0.0000	93.3876	0.0000	7.3885	8.1484	68.9980
			晴天時平均										
		横流入水	晴天時平均	7.7880	6.2432	1.5449	28.0000	0.0000	52.0707	0.0000	5.4234	6.5771	62.5762
本川	三反田	河川水	雨天時平均	2.3522	1.9044	0.4478	16.3040	0.0000	47.5049	0.0000	4.5960	6.2982	72.8006
			晴天時平均	8.2096	5.5368	2.6728	6.8000	0.0000	82.1243	0.0000	6.9966	8.9586	79.6346
		横流入水	晴天時平均	2.6113	1.0047	1.6066	4.2400	0.0000	76.8751	0.0000	10.5578	13.5585	121.0469
	古川	河川水	雨天時平均	3.8794	2.9940	0.8854	28.0600	0.0000	25.4285	0.0000	3.5178	5.3748	37.0620
			晴天時平均	4.2290	2.7824	1.4466	4.5116	0.0000	42.5841	0.0000	4.2739	5.9765	45.0395
		横流入水	**晴天時平均**	**10.3748**	**6.0569**	**4.3179**	**2.2000**	**0.0000**	**1,390.5982**	**69.3772**	**306.2339**	**9.1456**	**82.4055**

				T-N			陰イオン類						
				T-N	P-N	D-N	H2PO4	F	Cl	N02	Br	NO3	SO4
				[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]
一ノ井水路	嵐山	河川水	雨天時平均	0.9502	0.0915	0.8587	1.2687	0.7415	6.4489	0.0173	0.0000	0.6322	3.0688
			晴天時平均										
		横流入水	晴天時平均	0.9017	0.0603	0.8414	0.2687	2.6124	8.9039	0.0000	0.0000	0.6285	5.2048
寺戸川	向陽	河川水	雨天時平均	1.7212	0.4607	1.2605	1.3713	0.6594	7.5752	0.0011	0.0000	0.9819	3.2842
			晴天時平均	1.4469	0.3301	1.1168	1.3642	0.3607	1.1511	0.0421	0.0000	0.7114	3.4118
		横流入水	晴天時平均	1.2541	0.3528	0.9012	1.0039	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.7265	3.5795
	久世	河川水	雨天時平均	1.6421	0.3998	1.2423	1.6775	1.3521	8.5075	0.0008	0.0000	0.9267	3.5489
			晴天時平均	1.2967	0.5070	0.7897	1.1158	0.3926	9.5383	0.0196	0.0000	0.5067	3.2315
		横流入水	**晴天時平均**	**10.8936**	**7.0813**	**3.8122**	**1.9180**	**0.0000**	**23.0436**	**0.0000**	**0.0000**	**0.0000**	**11.2155**
石田川	乙訓	河川水	雨天時平均	2.2060	0.9787	1.2273	1.2385	0.7784	5.5517	0.0199	0.0000	0.8619	3.7543
			晴天時平均										
		横流入水	晴天時平均	1.4899	0.6102	0.8796	1.7571	0.0000	0.0000	0.0197	0.0000	0.3735	3.9308
本川	三反田	河川水	雨天時平均	2.0235	0.2088	1.8148	1.6380	0.0000	11.6313	0.0147	0.0000	1.3969	7.5598
			晴天時平均	1.3937	0.2655	1.1282	2.2794	1.0838	3.7566	0.0000	0.0000	0.6207	4.7390
		横流入水	晴天時平均	1.5542	0.2262	1.3280	0.8835	0.0000	4.2894	0.0108	0.0000	1.1670	14.1498
	古川	河川水	雨天時平均	1.6797	0.3016	1.3781	1.6396	0.2596	8.6659	0.0177	0.0000	0.9585	4.5499
			晴天時平均	1.0787	0.1977	0.8810	1.9177	0.0040	8.8020	0.0186	0.0100	0.5751	6.0906
		横流入水	**晴天時平均**	**53.1166**	**2.1317**	**50.9850**	**0.5709**	**0.0000**	**61.9566**	**26.7291**	**0.0520**	**110.4277**	**44.3862**

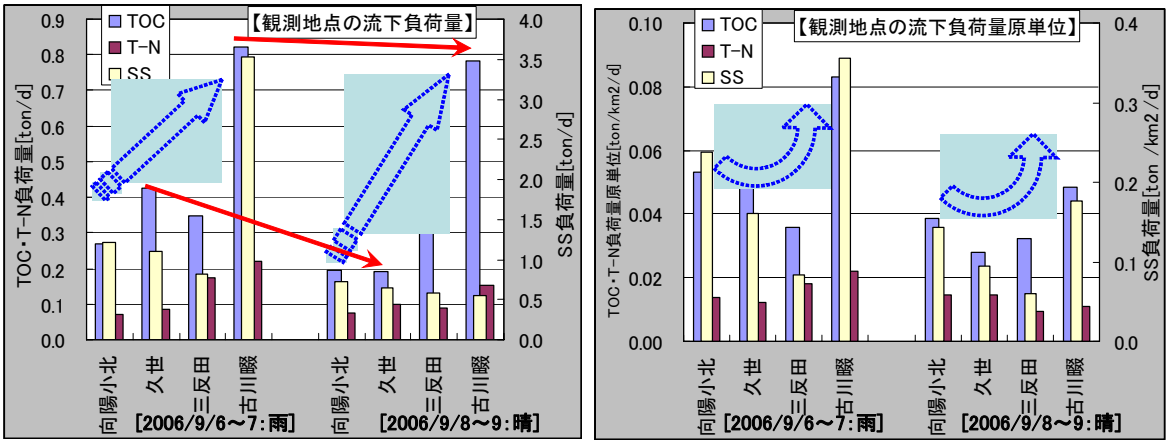


Fig.7 Runoff pollutants load and unit load during flowing down

に対し大きく増加している。三反田地点から古川暅地点間での横流入負荷量については踏査により数地点で確認されており，家庭排水起源のものと農業用水路を通した流入水となる。後者については濃度レベルで河川本川水質と極端に高いわけではないが，前者の家庭雑排水の水質濃度は極端に高い(Table 7)。ただし，この流入地点ひとつに限ると水量的に小さく，時間間欠的に流入しており，河川水質への影響が極端に大きいとは考えにくい。ただし，同様の横流入水が河道区間全域で定量的に把握できていないので，水質影響のひとつの要因として今後の調査対象として重要視すべきである。

前述の通り，古川暅地点は西羽束師川本川の最下流端付近にあたり雨天時においても流速が小さくなっている。晴天時には七間堀川への導水のため古川暅地点直上の可動堰が立ち上げられており，下流部の流速はますます低くならざるを得ない。このため，降雨後の6/8-9では三反田地点よりも古川暅地点の流

量は小さくなっている。降雨終了後の流量逓減期に下流側の流速が低くなると，流下汚濁負荷のうち特に懸濁態成分は沈降しやすく，河床に堆積する。この堆積汚濁負荷がその後の晴天期間の水質形成に大きな影響を及ぼすことは，京都市内の別河川水系での調査研究でも明らかとなっている（城戸ら, 2004）。さらに，大雨時には桂川への放流規制，小雨時には可動堰による水深調整が行われることを考えあわせると，西羽束師川本川の雨天時流下負荷量がフラッシュ効果として河床堆積物を巻上げ桂川に全量放流されるとは考えにくい。全体的に一ノ井農業用水路から洛西農業用水路幹線，寺戸川を経由して西羽束師川に到達した汚濁負荷は古川畷付近の河道に滞留しやすい構造となっており，下流部の水質汚濁の大きな要因となっている。

(3)非特定負荷源の対策案

水質改善のための対策を以下にまとめる。

流域全体の汚濁負荷流下構造から，寺戸川・久世ポンプ場付近より上流部では，農業用地からの負荷が主たる負荷源と考えられるので，農業用水の水量管理と施肥等の管理が対策として重要となる。観測・踏査の結果，下流側では本来下水道で排除すべき雑排水の一部が直接河川放流されている場合が見られるので，まずは下水道未接続改善が必要となる。次に，面源負荷対策としては下流部での横流入水路からの晴天時・雨天時を通した流入負荷の定量的把握から優先順位を明らかにして，下水道への未接続改善，流入口での小型貯留施設による負荷削減，呑龍貯留管や既存ポンプ施設を利用した積極的な負荷流入防止と最終処理場への輸送・処理などを講じることが挙げられる。特に，これまでの解析の結果，石田川の雨天時流出負荷量は大きく，この流域における下水道整備状況を鑑みた上で生活排水の混入防止を進めた上で，道路排水・屋根面排水をオンサイトで貯留・浸透させるなどの対策が必要となる。特に，久世ポンプ場付近から下流では，主要幹線道路および鉄道網からの排水経路については，一部現地敷地内散水がされているが，残りの多くは都市雨水排水路や農業用水路に流入することが確認されており，高濃度の流出雨水が流入している可能性が高い。全ての流入点を明確にすることは不可能ではあるが，確認地点での観測・分析により河川水質への影響度を評価することで，全域での対策に結びつける方向で検討すべきである。

最後に，西羽束師川本川下流部では流速が特に遅く，流下汚濁負荷が河床に堆積しやすい構造になっており，その堆積汚濁負荷が降雨後の河川水質に影響をおよぼす影響を考慮すれば，できるだけ降雨時のフラッシュ効果を確保するために可動堰操作や末端排水機場操作を検討して桂川への放流量を増加させることも，西羽束師川本川下流部の水質改善には役立つ。ただし，桂川－淀川を経由して大阪湾への流入負荷となることを考えると，西羽束師川水系内部での負荷削減対策が重要である。流域内のポイント負荷対策，ノンポイント負荷対策および河道内での対策として河床堆積物の積極的な除去，河道断面形状の改善による流速確保なども含めて総合的な対策を講ずる必要がある。

6. 結論

本研究の成果を以下にまとめる。

1)雨水流出解析：河川集水区と下水道集水区が図面に示されるほど明確に分かれておらず，多くの農業用水路に横流入の形で側溝および暗渠が接続しているため，細かい流下過程の再現には多大な時間を要する。今回の解析では，集水域を小流域分割してKinematic Runoffモデルにより西羽束師本川へ到達する雨水流出を再現し，本川における河道流下をDynamic Waveモデルで再現したが，観測値と比較してほぼ満足できる結果が得られた。

2)汚濁負荷流出解析：雨天時は溶存態の再現性が低いが，構成比の高い懸濁態の再現性が高い。晴天時については懸濁態の再現性は低いが，構成比が高い溶存態の再現性が高く，総量としての再現性は十分であると評価できる。

3)観測地点流下負荷量：推定の結果，西羽束師川下流部の三反田～古川畷地点での流下負荷量が大きく，この間の流入負荷量の影響とともに降雨後の流量逓減期に緩勾配下流部河床への沈降負荷量の影響が大きいことが予測された。

4)水質改善対策：水質改善対策としてまず実施すべきなのは，横流入水路からの晴天時・雨天時を通した流入負荷の定量的把握から優先順位を明らかにして，下水道への未接続改善，流入口での小型貯留施設による負荷削減，呑流貯留管や既存ポンプ施設を利用した積極的な負荷流入防止と最終処理場への返送処理などを講じることである。さらに，西羽束師川本川下流部での流速低下期の汚濁負荷沈降量と，降雨後の河川水質への影響度を評価した上で，降雨時のフラッシュ効果を確保するための可動堰操作や末端排水機場操作の検討，河道堆積物の積極的な除去，河道断面形状の改善による流速確保などの物理的対策を施すことも重要となる。ただし，時空間的な降雨分布と流域性状の空間分布および集水路網・河川網の特性を考慮して，より複雑な雨水流出解析を実施するためには，河川および農業用水路と下水

道網を合わせた集水区域構成と詳細な水路網の接続関係を明確にするための詳細な現地調査を行わなければならない。

謝　辞

本研究は平成16～18年度に行われた京都府受託研究業務「西羽束師川流出実態調査」の一貫として行われたことを記して謝意を表します。

参考文献

城戸・井口・深尾(2004)：河床底泥が河川水質に及ぼす影響，京都大学防災研究所年報，No.47B，pp.809-818.

城戸・齋藤・中北(2006)：都市域の大気汚染由来汚濁物質の堆積と流出，京都大学防災研究所年報，No.49B，pp.543-550.

城戸・川久保・井口・田中・中北(2007)：鴨川における河川水と地下水間の水・物質循環の解明，京都大学防災研究所年報，No.50(CD-ROM)，pp.579-594.

京都市(2002)：安らぎ華やぎ京都21推進プラン，http://www.city.kyoto.jp/sogo/seisaku/promop/index.html，(2008/2/25参照).

京都市(2003)：農業用水路及び河川の水位調査結果について，京都市下水道局・計画課資料.

京都府：いろは呑龍トンネル，http://220.110.14.220/donryu/index.asp，(2008/2/25参照).

國松孝男・村岡浩爾(1989)：河川汚濁のモデル解析，技報堂出版.

建設省土木研究所(1975)：都市域からの雨天時汚濁流出調査報告書，土木研究所資料第1019号.

国土交通省(2004)：流域と一体となった総合治水対策に関するプログラム評価・評価書。http://www.pref.kyoto.jp/gesuido/page7.html，(2008/2/25参照).

国土交通省淀川河川事務所：安全に暮らす，http://www.yodogawa.kkr.mlit.go.jp/safe/inundation/index.html，(2008/2/25参照).

福田・城戸・中北(2006)：自動水質計観測データを用いた河川環境の評価，土木学会関西支部年次学術講演集，Ⅱ-24(CD-ROM)．

堀場製作所：マルチ水質モニタリングシステム，http://www.jp.horiba.com/products/water/，(2008/2/25参照).

向日市(2003)：浸水安全度向上に関する調査及び流出解析モデル構築業務報告書.

KIDO, Y., et al (2006): Pollutant Runoff Impacts on Urban River Environment through the Combined and Separate Sewerage System, Proc. of the 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, Session B-7-1～Session B-7-11.

Hydrological Observation and Runoff Analysis in Nishihadukashi River Basin - Evaluation of Pollutant Runoff Mechanisms from Non-point Source -

Yoshinobu KIDO

Synopsis

In this study, availability analysis is focused to use the flood control system for pollutant reduction derived from non-point sources. Big tunnel stormwater storage system named "Donryu" is under construction in Nishihadukashi river basin for flood prevention. This paper shows that basic investigations of stormwater and pollutant runoff in this basin continuously carried out from 2004 to clarify the runoff characteristics and effectiveness of pollutant reduction measures. Water level and water quality are automatically monitored by electric sensors. Continuous stormwater samplings were carried out in several rainfall events. Stormwater and pollutant runoff analysis by numerical models had good performance to simulate observed data. Some water quality characteristics are defined by the observation and simulation. Finally, pollutant reduction measures in near future are discussed.

Keywords: Nishihadukashi River basin, stormwater storage facility for flood control, stormwater and pollutant runoff analysis, non-point source pollution

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成20年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

陸面過程モデルによる
土壌水分量推定値の季節変動・年々変動の精度評価

萬和明*・田中賢治・中北英一

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

GSWP2の枠組みにおける陸面過程モデルSiBUCの陸面オフライン計算によって全球土壌水分分布が推定されている。これらプロダクトの推定精度の検証を実施した。GSMDBの土壌水分現地観測値との月平均値・年偏差間の相関係数を算出し，モデル推定値の季節変動・年々変動の精度評価を実施した。イリノイ・ロシア西部・華北平原で良好な精度が得られていることが明らかとなった。一方，精度が十分でない領域が存在することが明らかとなったが，これら領域は内陸部の年降水量の少ない乾燥・半乾燥地域であった。

キーワード：土壌水分，陸面過程モデル，季節変動，年々変動，精度評価

1. 序論

土壌水分が大気・地表面間のエネルギー・水収支を通して，気候形成やその変動に寄与するという研究成果が報告されている (例えば Koster et al., 2004)。季節スケールから年々スケールといった気象予測精度向上のためには，土壌水分量の把握が有効な手段となる。そこで，効果的な気象予測精度の向上のため，観測値を元にした気象強制力を陸面過程モデルに与え，全球土壌水分量分布を算出しようというプロジェクトGSWP (Global Soil Wetness Project) が実施されている。

全球土壌水分プロジェクトは第2期が終了しており (Dirmeyer et al., 2002)，いくつかの研究報告がなされている (例えば Dirmeyer et al., 2006)。Yorozu et al. (2005) は，陸面過程モデル SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy) (Tanaka, 2004) を用いてGSWP2 に参加し，灌漑の効果を考慮した土壌水分量分布を独自に推定している。Guo et al. (2006a, 2006b) は，GSWP2 に参加した15の陸面過程モデルによる土壌水分量推定値を観測値と比較し，土壌水分量の季節変動・年々変動の精度評価をしている。しかし，Guo et al. は，各々の観測点で土壌水分量の推定値と観測値の相関係数を算出し，それらをいくつかの領域にまとめ，領域における相関係数の中央値で精度評価をしている。

そこで，本稿では，陸面過程モデルにより推定された土壌水分量の季節変動・年々変動の推定精度を，各々の観測点で考察していく。特に，降水量が土壌水分量の推定精度に大きな影響を及ぼすと考えられるため，陸面過程モデルに対する入力値としての降水量の精度と，土壌水分量の推定精度の関係について考察する。また，特に推定精度がよくない観測点において，その原因となる要素を追求していく。

2. 陸面過程モデルによる土壌水分量推定

2.1 SiBUC の概要

SiBUC は SiB (Simple Biosphere) をベースに開発されてきた陸面過程モデルである (田中ら, 1994)。SiBUC が表現できる地表面構成要素は，複数の植生ばかりでなく，都市域や河川・湖沼等の水体にも及ぶ。FAO 統計値 (Food and Agriculture Organization of the United Nations, available at http://faostat.fao.org/) と Turner et al. (1993) によると，全球規模で考えれば，陸域に占める都市・水体の割合は，それぞれ約1.8%・2.7%であり，植生割合に比べ都市・水体の割合は小さく，従来の陸面過程モデルでは省略されてきた。しかし，都市・水体の水・熱収支特性は植生地の特性とは全く

Table. 1 List of varibles used in eq. (1)-(3) and Fig. 2

変数	定義	単位
W_i	Soil Moisture of *i*th layer	–
D_i	Soil Depth of *i*th layer	m
θ_s	Porosity	–
ρ_w	density of water	Kg m^{-3}
E_s	Direct evaporation from surface soil layer	kg m^{-2}s^{-1}
$E_{dc,i}$	abstraction of soil mopisture by transpiration	kg m^{-2}s^{-1}
P_1	Infiltration of precipitation into surface soil layer	m s^{-1}
$Q_{i,i+1}$	Flow between soil layer	m s^{-1}
Q_3	Gravitational drainage from recharge layer	m s^{-1}

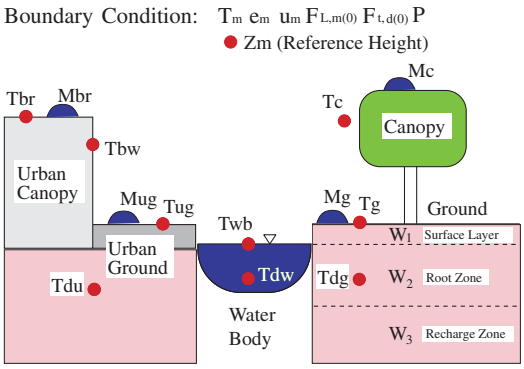


Fig. 1 Schematic image including prognostic variables of SiBUC

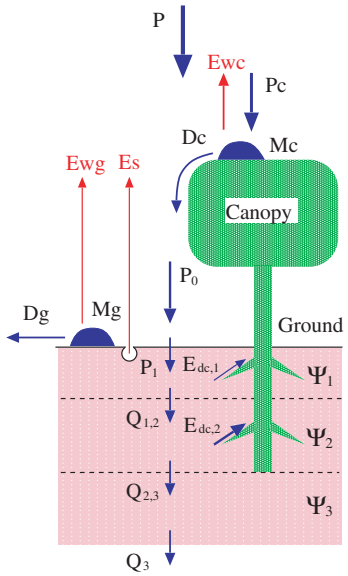


Fig. 2 Schematic image of water budjet in vegetation sub model of SiBUC

異なるため，都市・水体が存在する影響が小さいとは言い切れない。そこで，陸面過程モデルの精度を向上させることを目的に，従来まで考えられてきた植生モデルに都市・水体の効果を加えたモザイクモデルとして開発されたのがSiBUCである。Fig. 1にSiBUCの概念図と予報変数を示す。

Fig. 2にSiBUCの植生モデルにおける水収支概念図を示す。SiBUCでは土壌は3層で表現され，各層の土壌水分量はRichards式 (Richards, 1931) によって表現されている。式(1)-(3)に土壌水分量の支配方程式を示し，また，同式とFig. 2に使用されている変数の説明をTable. 1に示す。

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1}\left[P_1 - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_w}(E_s + E_{dc,1})\right] \quad (1)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2}\left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{E_{dc,2}}{\rho_w}\right] \quad (2)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3}\left[Q_{2,3} - Q_3\right] \quad (3)$$

2.2 土壌水分量推定値

陸面過程モデルSiBUCを用いた土壌水分量分布は，日単位で算定されている。本稿では，GSWP2の枠組みのもと，時間間隔1時間，全球陸域1度グリッド，1986-1995年の10年間を対象とした数値計算を実施し，土壌水分量分布を算定した。SiBUCに与えるデータはISLSCP-IIのデータセット (Hall et al., 2004) がGSWP2から提供されており，基準実験であるB0実験のデータを用い，3時間の気象強制力を1時間間隔に，月単位の植生データを1日間隔のデータにそれぞれ線形内挿して用い，土壌データは固定値を用いている。

スピンアップとして，本計算とは別に，地表面水分ゼロ・土壌水分75%の初期条件で，1982年7月から1985年末までの3年半に及ぶスピンアップ期間を設けている。これは，本論文の解析対象グリッドでは，土壌水分量の値が落ち着くのに十分な期間である。

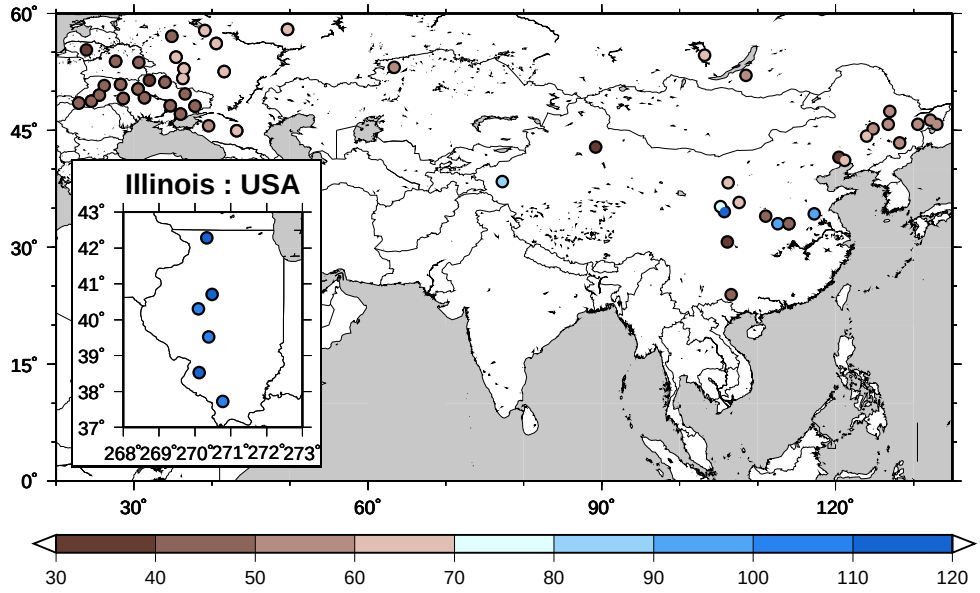


Fig. 3 Soil moisture observation sites about Global Soil Moisture Data Bank used in this study. The shades show monthly observation number during 1986-1995.

本稿では，GSWP2 の結果としては，B0 実験と呼ばれる基準実験の土壌水分量推定値を用いる。

3. 解析に用いるデータ

3.1 土壌水分量観測値

土壌水分量の観測値として広く知られているのが，Global Soil Moisture Data Bank (GSMDB: Robock et al., 2000) である。GSMDB には世界各地の土壌水分量の観測値が集められている。観測値はデータソース毎にいくつかの領域にまとめられ，観測期間や観測頻度などはデータソース毎にまちまちである。本稿では，土壌水分量の観測期間が GSWP2 の対象年 (1986-1995 年) と重なり，後述する NCDC 観測値が得られる，イリノイ・アメリカ，中国，ロシアの 3 領域の観測値を利用する。なお，ロシアのデータは，同じ観測点で春穀物と冬穀物の 2 種類が観測されている。領域毎の観測地点数はそれぞれ，イリノイ・19 地点，中国・40 地点，ロシア・171 地点である。

3.2 月平均値・年偏差時系列の算出

GSMDB から得られる土壌水分量観測値は，領域毎に観測される深さが異なり，観測する土層の数も異なっている。イリノイでは 11 層・200cm，他の領域では 100cm である。そこで，本稿では 100cm までの鉛直積算土壌水分量を対象とし，精度評価に用いる。

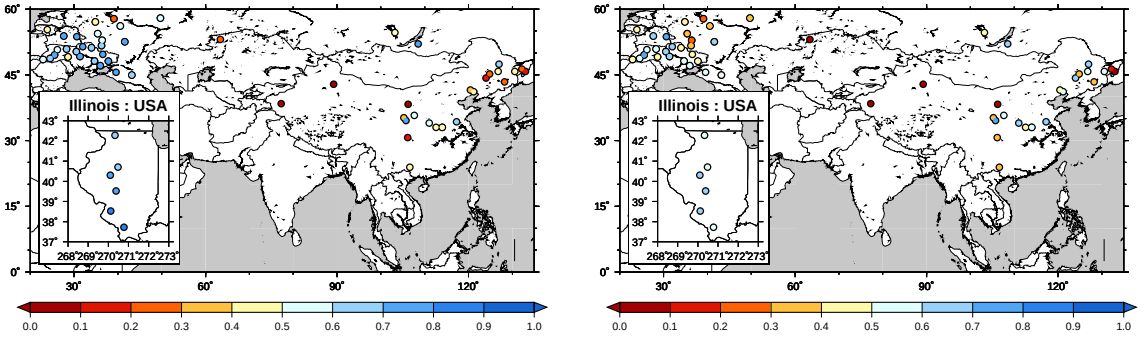
毎月の観測頻度もまた領域毎に異なっているが，おおよそ 1-3 回程度である。しかし，欠損期間も存在しており，対象とする深度まで土壌水分量が得られていない期間も存在する。本稿では，100cm (インドでは 60cm) までの観測値が得られたときのみ，観測値をその月の平均値と考える。同一月に複数回観測値が得られた場合は，それらの平均を月平均値とする。統計的に処理するため 30ヶ月以上 (全期間の 4 分の 1 以上) の観測値が得られた観測地点を，土壌水分量の精度検証の解析対象とする。

SiBUC の土層厚はグリッド毎に異なるが，各グリッドは 100cm 以上の土層厚を有している。そこで，土壌水分量推定値として，表層から 100cm（インドでは 60cm）までに相当する土壌水分量を求め，検証に用いた。なお，モデル出力値の月平均値は，算定された日単位の値を平均した「月平均値」ではなく，観測値が得られた時のモデル出力値のみの平均をモデルの月平均値としている。

このようにして算出された月平均値は，最大 120ヶ月分である。これらの値から，10 年分の平均的な年周期を算出する。そして，月平均値からこの平均的な年周期を引き，平均的年周期からのずれ，すなわち年偏差の時系列を求めた。この偏差は，ある月あるいはある季節の年々変動を示すものである。したがって，観測値とモデルの月平均値の相関は，モデルの季節変動の再現精度を表しており，観測値とモデルの年偏差間の相関は，モデルの年々変動の再現精度を表現している。

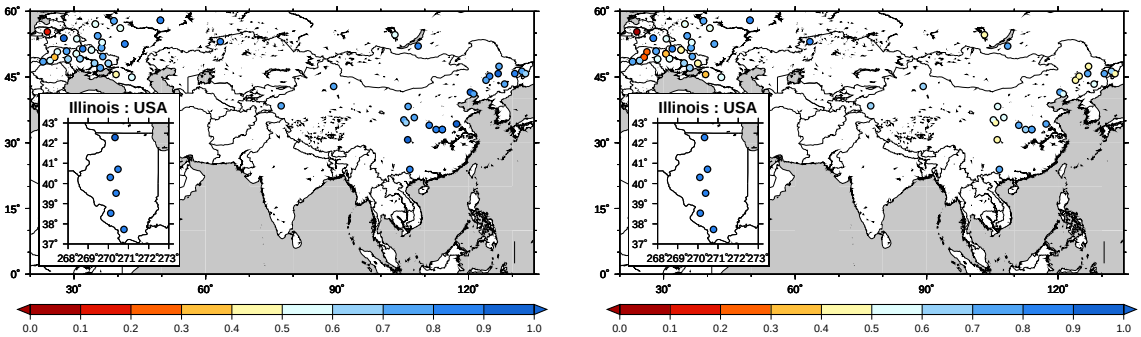
3.3 降水量観測値

降水量プロダクトは数多く公開されている (谷田貝，2007) が，本稿では National Climatic Data Center



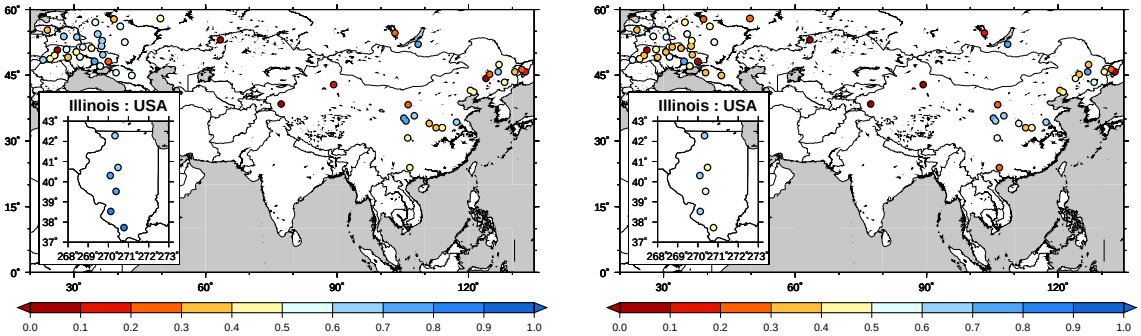
(a) Seasonal variability correlation　　(b) Inter-annual variability correlation

Fig. 4 Correlation coefficient of soil moisture between observation (GSMDB) and Estimation (B0:GSWP2).



(a) Seasonal variability correlation　　(b) Inter-annual variability correlation

Fig. 5 Correlation coefficient of precipitation between observation (NCDC) and input data (B0:GSWP2).



(a) Seasonal variability correlation　　(b) Inter-annual variability correlation

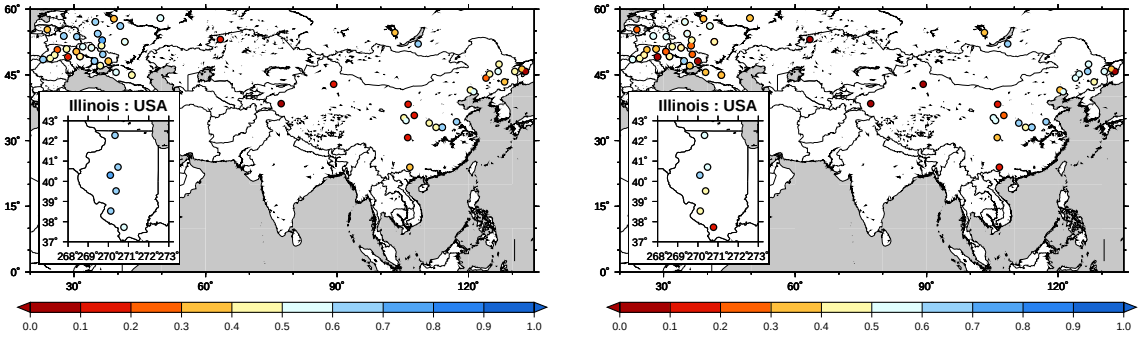
Fig. 6 Correlation coefficient of soil moisture between observation (GSMDB) and Estimation which is calculated using NCDC precipitation alternative to GSWP2.

(NCDC) の Global surface summary of day data v.7 の日降水量データを用いる。同データには，24528 地点の観測地点があり，1929 年から現在までのデータがアーカイブされている。本稿では，1986-1995 年のデータで，毎月 25 日以上観測値が存在する観測地点のデータを解析対象とした。

3.4　解析対象グリッド・観測地点

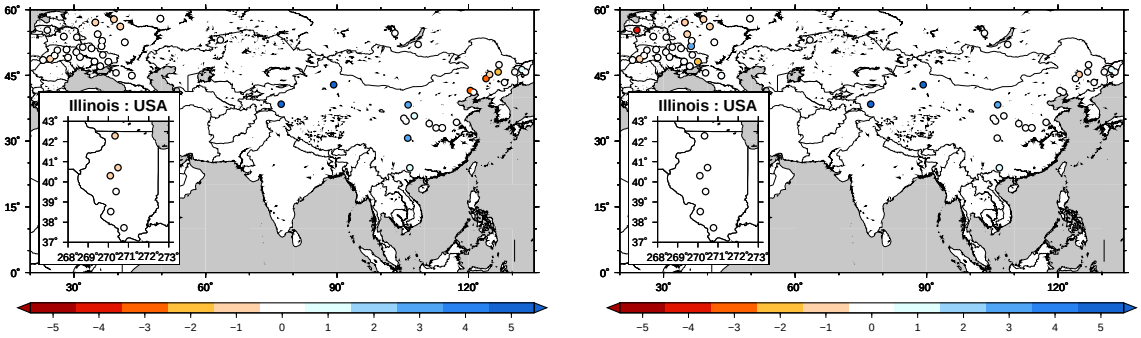
SiBUC による土壌水分量推定値は，水平解像度 1 度 (約 100km) である。しかし，土壌水分量・降水量はともに地点データである。すなわち，モデル出力値と観測値を単純に比較すると，水平スケールに大きな違いがあり，観測値のグリッド代表性の問題が発生する可能性が指摘されており，解析時に注意が必要である。

モデルで表現している各グリッドにおいて，土壌水分量観測地点，降水量観測地点がともに存在するグリッドを抽出し，本稿における解析対象グリッドとする。Fig. 3 に，本稿における解析対象地点を示す。解析対象は計 80 地点である。



(a) Seasonal variability correlation　　(b) Inter-annual variability correlation

Fig. 7 Correlation coefficient of soil moisture between observation (GSMDB) and Estimation which is calculated using soil property of sand.



(a) Seasonal variability correlation　　(b) Inter-annual variability correlation

Fig. 8 Lag months in which highest correlation is shown between observation (GSMDB) and Estimation.

4. 土壌水分量推定値の精度評価

4.1 季節変化・年々変動の時系列変化

本節では，SiBUC によって GSWP2 の B0 実験において推定された土壌水分量の精度評価を行う。土壌水分量の GSMDB 観測値とモデル推定値の，月平均値の相関と年偏差間の相関を示したのが Fig. 4 である。イリノイでは月平均値・年偏差間の相関ともに高く，季節変動・年々変動の再現精度がよいことがわかる。ロシア西部でも月平均値の相関は高いが，年偏差間の相関に関しては，北方ほど相関が低くなっている。中国では，華北平原においては月平均値・年偏差間の相関ともに比較的高い値となっているが，他の地域では特に内陸部を中心に相関が非常に低い値となっている。

4.2 入力値としての降水量精度

土壌水分推定値は入力値である降水量の影響を強く受ける。そこで，入力値としての降水量の精度を検証した。Fig. 5 に，NCDC 降水量と GSWP2 入力の降水量との月積算値と年偏差間の相関を示す。同図によると，全体的に季節変動・年々変動の精度はともに良好である。

また，他の入力値・パラメータは GSWP2 の B0 実験と同条件で，月降水量に NCDC 観測値を用いた感度実験を実施し，土壌水分量を新たに推定した。しかし，概して土壌水分量の推定精度が改善されることはなかった（Fig. 6）。

このことから，入力値としての降水量は十分な精度を有しており，土壌水分量の推定精度が下がっている要因は，降水量の誤差によるものであるとは考えられない。

4.3 土壌特性一様

本節では，土壌水分量の推定精度に与える誤差要因として，土壌パラメータを考える。そこで，入力値・土壌パラメータ以外を GSWP 実験と同様に設定し，土壌特性を全球一様で sand, clay, silt に固定した実験を実施した。これらの実験結果のうち，sand 実験による推定土壌水分量と GSMDB との相関を示したのが Fig. 7 である。同図から明らかなように，土壌特性を変更することで，土壌水分量の推定精度が

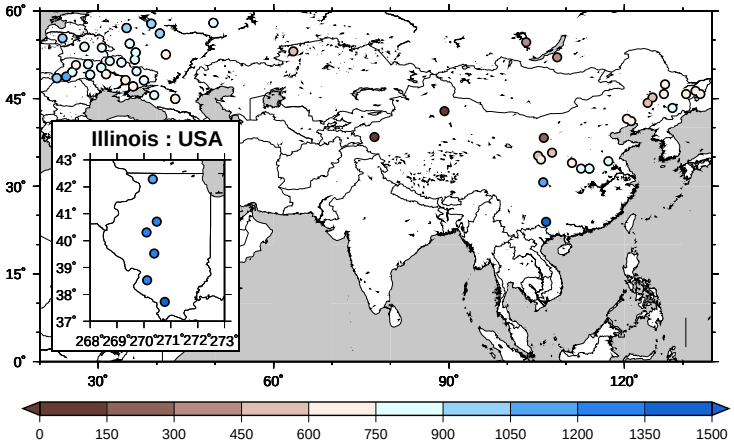


Fig. 9 Annual Precipitation about input data set in GSWP2 B0 experiment.

向上することはなく，逆に精度が悪くなる傾向にある。このことから，GSWP2によって与えられている土壌特性は概ね適切なものであると見なせる。したがって，土壌特性の設定誤差，あるいはその空間代表性に起因する誤差によって，土壌水分量の推定精度が悪化しているとは判断できない。

4.4 土壌水分推定値と観測値のラグ相関

GSWP2のB0実験におけるSiBUCの土壌水分推定値とGSMDB観測値との月平均値の相関のラグ相関をとり，もっとも相関が高かったラグ（月単位）を示したのがFig. 8である。この値が0に近いほど推定値の時系列変化が観測値と似通っていることを示すものと考える。同図によると，土壌水分推定値の精度が良くない地点ほどラグが大きいことがわかる。つまり，モデルによる土壌水分の時系列変化が十分に表現できていないことを表している。

Fig. 9に平均年降水量を示す。土壌水分の推定精度が良くない地点は降水量の比較的少ない乾燥・半乾燥地域とほぼ一致することがわかる。

5. 結論

GSWP2のB0実験においてSIBUCが推定した土壌水分量の季節変動・年々変動の精度をGSMDB観測値を用いて検証した。SIBUCが推定による土壌水分推定値はイリノイやロシア，華北平原において概ね良好な精度が得られていることがわかった。しかし，内陸部において推定精度が十分でない地点が存在することがわかった。これらの地域は年降水量の少ない乾燥・半乾燥地域であり，これら地域を中心によりいっそうの陸面過程モデルによる土壌水分の推定精度の向上が望まれる。

参考文献

田中賢治・池淵周一 (1994): 都市域・水体をも考慮した蒸発散モデルの構築とその琵琶湖流域への適用，京都大学防災研究所年報，第37号B-2, pp.299-313.

谷田貝亜紀代 (2007): 水循環解析ーデータの作成と利用, 天気, vol.54, pp999-1002.

萬和明，田中賢治，池淵周一 : NDVI時系列解析による全球作物分類図の作成，水工学論文集，第49巻，pp379-384，2005.

Dirmeyer, P.A., X.Gao, T.Oki (2002): The second global soil wetness project (GSWP-2) science and implementation plan, IGPO Publication Series No.37.

Dirmeyer, P.A., X.Gao, M.Zhao, Z.Guo, T.Oki and N.Hanasaki (2006): The Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2): Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface, Bulletin of American Meteorological Society, vol.87, pp.1381-1397.

Guo, Z. and P.A.Dirmeyer (2006a): Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations: 1. Intermodel comparison, J. Geophys. Res., vol.111, D22S02.

Guo, Z., P.A.Dirmeyer, Z.-Z.Hu, X.Gao, and M.Zhao (2006b): Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations: 2. Sensitivity to external meteorological forcing, J. Geophys. Res., vol.111, D22S03.

Hall, F.G., B.Meeson, S.Los, L.Steyaert, E.Brown de Colstoun, D.Landis (2004): eds.ISLSCP Initiative II. NASA. DVD/CD-ROM.NASA.

Koster, R.D., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C. -H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, T. Yamada (2004): Regions od strong coupling between soil moisture and precipitation, science, vol.305, pp.1138-1140.

Richards, L. A. (1931): Capillary Conduction of Liquids through Porous Mediums, Physics, vol.1, pp.318-333.

Robock, A., Konstantin Y. Vinnikov, et al. (2000): The Global Soil Moisture Data Bank. Bulletin of American Meteorological Society, vol.81, pp.1281-1299.

Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. and Dalcher, A. (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol.43, No.6, pp.505-531.

Tanaka, K. (2004): Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto University.

Turner, B.L., R. H. Moss and D. L. Skole (1993): Relating Land Use and Global Land-Cover Change: A Proposal for an IGBP-HDP Core Project, *IGBP Report*, No. 24.

Yorozu, K., K. Tanaka, S. Ikebuchi (2005): Creating a global 1-degree dataset of crop type and cropping calendar through the time series analysis of NDVI for GSWP2 simulation considering irrigation effect, Proc. of 85th AMS Annual Meeting, 19th conference of Hydrology, 6.8 (CD-ROM).

Evaluation of the Accuracy on Seasonal or Inter-annual Variability of Soil Moisture Estimates by LSS

Kazuaki YOROZU*, Kenji TANAKA and Eiichi NAKAKITA

*Graduate school of engineering, Kyoto University

Synopsis

Integration of one-way uncoupled SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy) land surface model has produced global soil moisture field under the framework of the 2nd Global Soil Wetness Project (GSWP2). One of advantages of GSWP2 products is the most accurate global land surface hydrological data set in available. Thus, these global products should be applied to land-atmosphere interaction study. To do this, it is important to understand spatial or temporal accuracy on calculated soil moisture field. Global soil moisture field calculated by SiBUC is compared with soil moisture observation data provided from Global Soil Moisture Data Bank. It is confirmed that estimated soil moisture has adequate accuracy on inter-seasonal or annual scale.

Keywords: Soil Moisture, Land suraface model, Seasonal variability, Inter-annual variability, Evaluation

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

偏波レーダー情報の同化に向けたOSSEによる氷相雲物理量の同化実験

山口弘誠*・中北英一

＊ 京都大学大学院工学研究科

要　旨

偏波レーダーにより氷相雲物理量（あられや雪などの混合比と数濃度）が将来的に得られた場合，それをデータ同化することで降雨予測にどのような影響を与えるのかについて検証した。全ての計算をOSSEの枠組みで実施し，気象モデルCReSSを完全モデルであると仮定し，観測値を模擬的に作成した。その結果，氷相雲物理量の混合比を同化することで，雨水混合比を同化する場合よりも長い時間先の降水予測精度が向上した。また，固体雲微物理量とドップラー速度の両者を同化することで更に良いパフォーマンスを示すことを明らかにした。

キーワード：短時間降雨予測，データ同化，偏波レーダー

1.　緒論

治水管理において，外力のインプットである降雨量を適切に予測することは重要である。豪雨災害をもたらす大気の現象のスケールの多くはメソβスケールであり，その予測は非常に難しい。メソβスケールの現象は，雨域の連続観測から時間的に外挿する運動学的手法の適用範囲を超えているため，力学・物理学に基づいた数値予報モデルを使う必要がある。数値予報の問題として，予測対象の現象が表現可能かどうか，それを表現する分解能があるかどうか，などが挙げられるが，それらと同様に，初期値が適切に与えられているかどうか，という問題も非常に重要である。最適な初期値を与えるために最も有効な手法として，観測情報のデータ同化がある。

データ同化とは，時間的・空間的に限られたデータ（観測情報）から，モデル（理論）を満足する初期条件，境界条件，あるいはモデルに含まれる係数，を求めることである。その目的の一つは，データ同化によって推定された真の状態と考えられる値（解析値）をモデルの初期値として将来予測をすることであり，予測精度を上げるためにも効果的なデータ同化が期待されている。さて，気象学の分野において，データ同化によって求められた解析値は，予報モデルの初期値としてはもちろんのこと，過去の再解析データを用いて様々な研究がなされている。そのようなことからも，より良いデータ同化システムを開発していくことは重要な課題である。

さて，最新型の気象レーダーである偏波レーダー観測によって，降水粒子の種類判別や降雨粒子の粒径分布に関する観測情報が比較的高い精度で得られている（例えば，Lim，2005など）。降水粒子の種類判別によって，雲物理における時間発展のプロセスが明らかになり，雨滴粒子の形成プロセスを精度良く評価できる。また，降雨粒子の粒径分布情報によって，レーダーを用いた高精度な降雨量推定が可能となる。つまり，偏波レーダーによって観測される降水粒子の種類判別と降雨粒子の粒径分布情報を同化することでますます予測精度の向上が期待される状況にある。現在の研究レベルでは，降水粒子の種類判別がようやくできる状態にある程度であるが，本研究では，将来，偏波レーダーにより固体雲微物理量（あられや雪などの混合比や数濃度）が得られると仮定し，その情報をデータ同化することで降雨予測にどのような影響を与えるのかを検討する。

一方で，データ同化手法に視点を向けると，近年，アンサンブルカルマンフィルタ法の理論展開が目覚ましい。著者はこれまで，理論における仮定が最も少ない逐次アンサンブル平方根フィルタ法（Whitaker and Hamill, 2002）を用いてきた（私信，2008）。しかし，計算機資源的なコストが非常に大きく実用的ではなく，予報モデルの発展移行への妨

げにもなっていた。前述した偏波レーダー情報を同化するためには，詳細な雲物理過程を考慮した数値モデルを用いたデータ同化システムの開発が必須であり，用いるデータ同化手法を見なおす必要があった。そこで，現実の大気への適用に関して認めることができる仮定を施したアンサンブルカルマンフィルタ法である局所アンサンブル変換フィルタ法（Hunt et al., 2007）を用いたデータ同化システムを開発する。

本研究では，第一に，局所アンサンブル変換カルマンフィルタ法を詳細な雲物理過程を考慮した気象モデルへ適用し，第二に，模擬的に作成した固体雲微物理量の観測値をデータ同化し短時間降雨予測における精度評価を実施する。

2. 局所アンサンブル変換カルマンフィルタの導入

2.1 アンサンブルカルマンフィルタの物理的解釈

アンサンブルカルマンフィルタ（Ensemble Kalman Filter: EnKF）はEvensen（1994）により初めて提案されたデータ同化手法であり，アンサンブル予報とデータ同化手法のカルマンフィルタを融合したものである。時間軸を基準にデータ同化手法を考えた場合，逐次法と変分法に分類できる。逐次法とは，ある初期条件から時間積分を開始し，観測データ取得時刻にモデルの予報値を観測値に近づける方法であり，最適内挿法やナッジング手法やカルマンフィルタなどがある。変分法とは，ある同化期間内において，モデルの力学的・物理学的な制約条件の下で，モデル変数を同化期間内の観測値に近づける方法であり，3次元変分法や時間軸を加えた4次元変分法などがある。EnKFは逐次法に分類される。

カルマンフィルタは誤差の時間発展を必要とするデータ同化手法である。そこにアンサンブル予報が提供する予報のばらつきの情報を利用することがEnKFの最大の特徴である。EnKFの概念図をFig. 1に示す。まず，アンサンブル予報により，流れに依存した誤差の情報（黄色の楕円）が得られる。これがカルマンフィルタが必要とする誤差の時間発展に相当する情報となる。次に，観測値が得られた時間において，流れに依存した誤差の情報から予報誤差共分散行列を求め（計算上は，その平方根を求める），観測値でフィルタリングをかけて解析値（赤色の×印）を求める。最後に，次のタイムステップのためのアンサンブル摂動（右側の赤色の円）を求める。EnKFの特徴としては，変分法に比べ，時間の流れに依存する情報を取り込むデータ同化手法である。

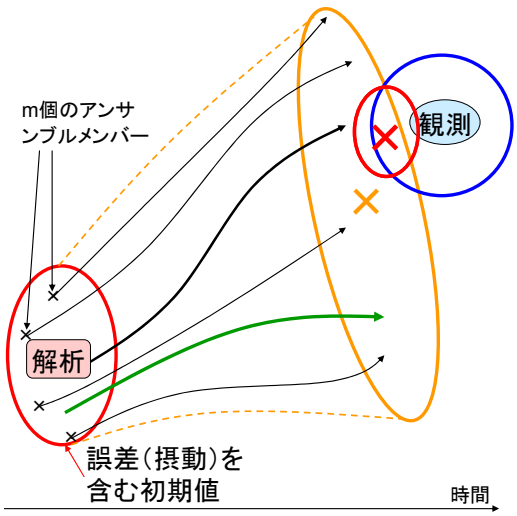


Fig. 1 The schematic design of EnKF

2.2 局所アンサンブル変換カルマンフィルタ

前述した通り，2.1のようなアンサンブルカルマンフィルタを理論的に組み立てた逐次アンサンブル平方根フィルタ法（Whitaker and Hamill, 2002）を用いると，莫大な計算機資源を要する。そこで，本研究では，大気力学系に用いることを前提とした幾つかの仮定を施したアンサンブルカルマンフィルタ法である局所アンサンブル変換カルマンフィルタ法（Local Ensemble Transform Kalman Filter: LETKF, Hunt *et al.*, 2007）を用いる。本節では，LETKFの基本的事項について，Miyoshi and Yamane (2007)をもとに解説する。

LETKFは，大気力学系の特徴である局所的低次元性を前提としたいくつかの仮定を施して計算効率を高くしたアンサンブルカルマンフィルタの1つである。局所的低次元性とは，全体としては複雑に見える大気力学系でも，ある小さな領域に注目すると，誤差の広がる方向が非常に低次元になっていることである（Patil *et al.*, 2001）。LETKFでは，各格子点のまわりの小さな領域（local patch）をそれぞれ独立に扱う。LETKFは，local patch内の格子点値のアンサンブルを使って，local patch内にある観測値のみをアンサンブルカルマンフィルタで同化し，local patchの中心の格子点値のみを解析値とする。こうすることで，local patchの大きさを超えた誤差相関は完全に0であると仮定される。格子点ごとにlocal patchを作成し，最後にlocal patchの中心値を集めて領域全体の解析値を得る。よって，各local patch毎に計算されるアンサンブルカルマンフィルタは完全に独立しており，並列化のプロセスを包含している。

さて，LETKFではアンサンブル摂動 **E** を直接用い

て m 個のアンサンブルメンバーが張る m 次元空間内で解析を行う。物理空間での予報誤差共分散行列 $\mathbf{P}^f$ は,

$$\mathbf{P}^f = \mathbf{E}^f \tilde{\mathbf{P}}^f \left(\mathbf{E}^f\right)^{\top} \tag{1}$$

である。ここで,

$$\tilde{\mathbf{P}}^f = (m-1)^{-1}\mathbf{I} \tag{2}$$

である。これを用いて，解析誤差共分散は

$$\mathbf{P}^a = \mathbf{E}^f \tilde{\mathbf{P}}^a \left(\mathbf{E}^f\right)^{\top} \tag{3}$$

となり，解析アンサンブル摂動 $\mathbf{E}^a$ は,

$$\mathbf{E}^a = \mathbf{E}^f \left(\tilde{\mathbf{P}}^a\right)^{1/2} \tag{4}$$

となる。また， m 次元空間内の $m \times m$ 解析誤差共分散行列 $\tilde{\mathbf{P}}^a$ を,

$$\tilde{\mathbf{P}}^a = \left[\left(\mathbf{H}\mathbf{E}^f\right)^{\top}\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}\mathbf{E}^f + (m-1)\mathbf{I}/\Delta\right]^{-1} \tag{5}$$

のように求める。ここで， $\mathbf{H}$ はモデル変数から観測値へ変換する役割を持つ観測演算子， $\mathbf{R}$ は観測誤差共分散，Δ は共分散膨張パラメータである。

LETKFの効率性は，(4)式の行列平方根の計算と(5)式の逆行列の計算を1回の固有値分解で共有して行うところにある。すなわち,

$$\left(\mathbf{H}\mathbf{E}^f\right)^{\top}\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}\mathbf{E}^f + (m-1)\mathbf{I}/\Delta = \mathbf{U}\mathbf{D}\mathbf{U}^{\top} \tag{6}$$

のように固有値分解すると,

$$\tilde{\mathbf{P}}^a = \mathbf{U}\mathbf{D}^{-1}\mathbf{U}^{\top} \tag{7}$$

$$\left(\tilde{\mathbf{P}}^a\right)^{1/2} = \mathbf{U}\mathbf{D}^{-1/2}\mathbf{U}^{\top} \tag{8}$$

となり，一つの固有値分解が双方に適用される。さらに，LETKFでは，計算の効率化のためカルマンゲインを直接計算せず，解析インクリメント $\delta\tilde{\mathbf{x}}^a$ を,

$$\delta\tilde{\mathbf{x}}^a = \tilde{\mathbf{P}}^a \left(\mathbf{H}\mathbf{E}^f\right)^{\top}\mathbf{R}^{-1}\mathbf{d} \tag{9}$$

として求める。ここで， $\mathbf{d}$ は観測インクリメントである。この解析インクリメントを $\left(\tilde{\mathbf{P}}^a\right)^{1/2}$ の各列に足したものと，$\mathbf{E}^f$ を乗じることで，解析アンサンブルを得ることができる。

2.3 雲解像モデルCReSSへLETKFの導入

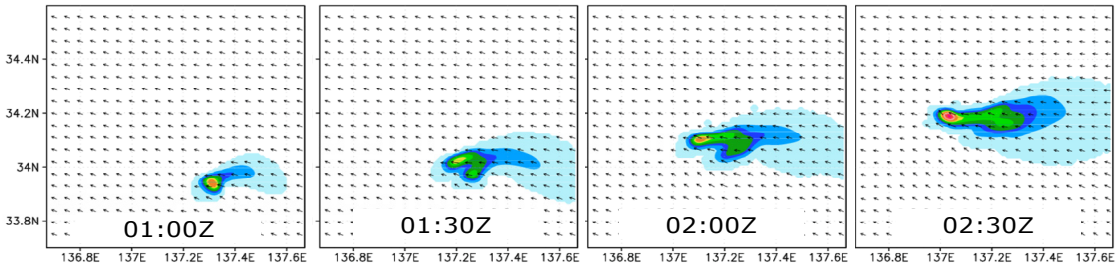
本研究では，偏波レーダー情報の同化を将来的な目標としており，偏波レーダー情報を最大限にいかせるモデルを構築，または選択すべきである。これまで用いてきた「降雨の概念モデルと用いた降雨予測手法」のモデルでは，雲物理過程の表現を簡略化しているので，ここでは詳細な雲物理過程を考慮している雲解像モデルCReSS（Tsuboki and Sakakibara, 2002）へLETKFを導入した。ここでは, CReSS-LETKFと呼ぶ。

3. OSSEによる固体雲微物理量の同化

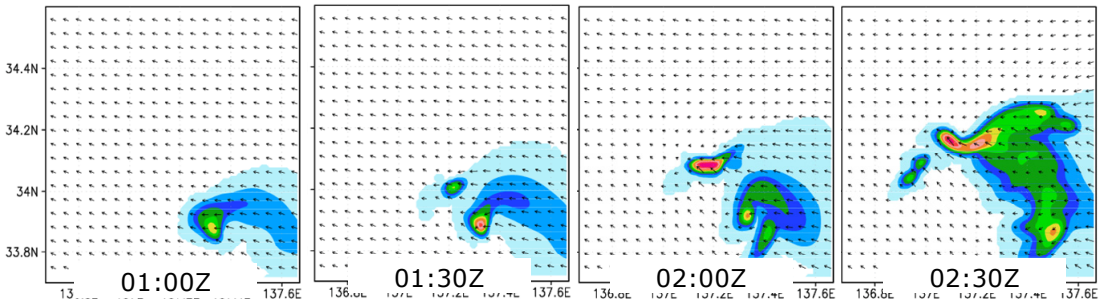
本章では，前章で構築したCReSS-LETKFを用いて，OSSEの枠組みにおいて固体雲微物理量をデータ同化し，短時間降雨予測における影響を評価する。

3.1 OSSEsによるデータ同化の精度評価

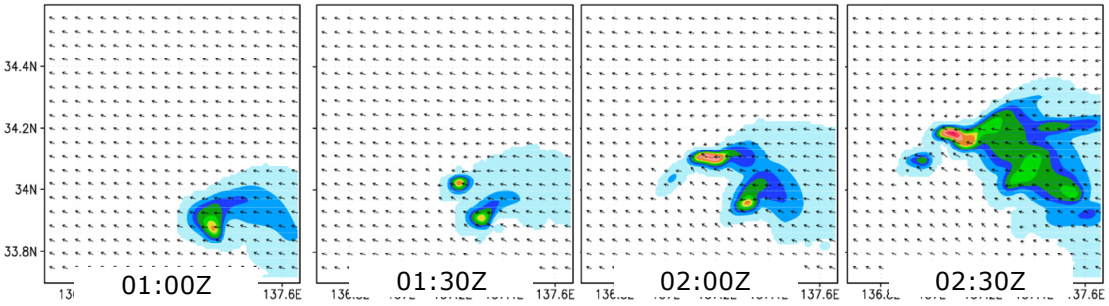
OSSEs（Observing System Simulation Experiments）とは，予報モデルが完全モデルであると仮定して，模擬的に真の大気の場や真の場から誤差を考慮して観測値を作り出し，予報精度を検証するためによく用いる手法である。本研究では，スーパーセルの降雨事例を取り上げる。予報モデルCReSSによって，3時間先予測（00:00-03:00）を行い, まず, 真の大気の場を作成した。格子数を 100 × 100 × 50（水平格子間隔 1000 m，鉛直格子間隔 500 m）とし，湿潤なサウンディングデータに暖かいバブル（中心最大で+1K の温位差）を与えた。さらに，ガウス分布を仮定した観測誤差を考慮して，固体雲微物理量（あられ，雪，雲氷の 3 種ごとの混合比と数濃度）の模擬的観測値(00:30-01:00 まで)を作成した。そして，初期時刻をずらして，違う初期時刻を再び 00:00 時の初期値として計算し，模擬観測値を 00:30-01:00 までデータ同化して, 01:00 から 03:00 まで 2 時間先予測を行った。ここでは，他の観測値のデータ同化と比較するため，固体雲微物理量だけに限らず，レーダー反射因子・ドップラー風速・水蒸気量の観測値を同様に作成した。



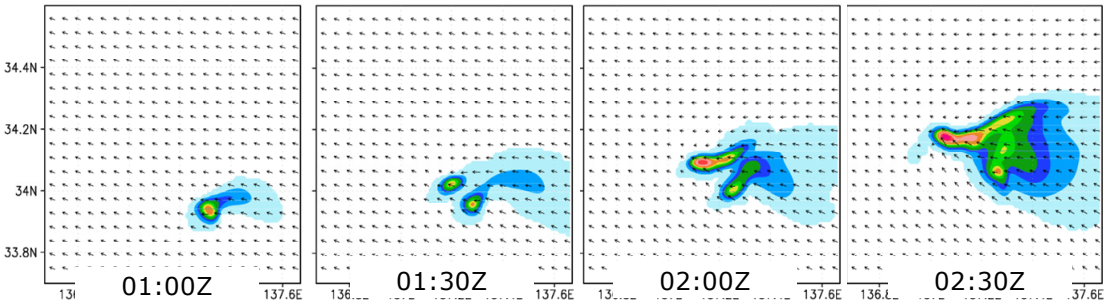
(a) "Truth" run



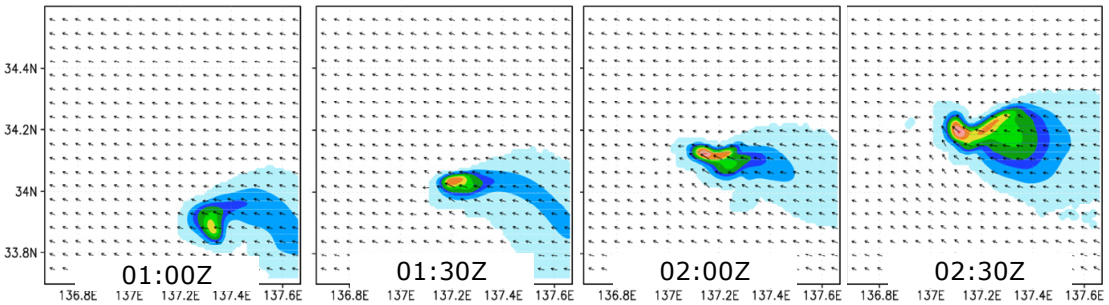
(b) No assimilation



(c) Assimilation of ice-phase microphysical variables



(d) Assimilation of ice-phase microphysical variables and Doppler velocity



(e) Assimilation of water vapor

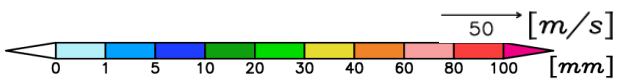


Fig. 2 Rainfall prediction of the various case of data assimilation

3.2　結果

同化する観測値を変えて，幾つかのケースの降雨予測を実施した。2 時間先までの降雨予測結果を同化する観測値ごとに Fig. 2 に示す。固体雲微物理の混合比を同化した場合（Fig.2(c)），同化終了時刻においては同化しない場合と比べても大差がないが 30 分先から 1 時間先予測において同化した場合の方が真の場に近づいた。固体雲微物理の混合比を同化することの効果は，時間が遅れて現れており，これは固体層の雲物理量が融解して地上付近の降雨となるまでにかかる時間を表していると考えられる．

そこで，ドップラー風速を同化することで，風の収束域が修正されることを考えて，固体雲微物理の混合比とドップラー風速の両者を同化した場合（Fig.2(d)），固体雲微物理の混合比のみを同化する場合よりも，降雨強度，降雨域ともに時間効果が延びた。これは，従来よく同化研究で用いられているレーダー反射因子を同化する場合よりも長い持続時間であり，固体雲微物理量をデータ同化することの意義をうかがうことができる。つまり，偏波レーダー観測による固体雲微物理量の観測精度の向上が期待される。

また，従来研究でよく同化されている可降水量と呼ばれる，水蒸気の鉛直積算量を同化した場合（Fig.2(e)），30分先ではレーダー反射因子を同化した場合や固体雲微物理量を同化した場合の方が予測精度が高いものの，1時間先予測においては，水蒸気量を同化した場合の方が精度よく計算された。これは，降水の源が水蒸気であることを意味しており，水蒸気の観測精度の向上の必要性を示唆する結果である。ただし，本研究では，他の観測値と同様に，水平格子2×2グリッド毎に可降水量の観測値が得られるものと仮定しているが，現状のGPS配備網はそれほど密ではないので，従来の水蒸気の同化の研究結果よりは幾分良い結果になっているだろうと考えられる。いずれにしても，数時間先の降雨予測においても，水蒸気の同化の必要性が示される結果であった。

10分ごとの予測降雨量を同化する観測値ごとに，Equitableスレットスコアによって評価したものをFig.3に示す。閾値を1mm/hとして，グリッドごとに降水が「ある」か「ない」かに分けて，的中しているかどうかによって精度評価をする指標である。また，ランダム予報によって的中する確率を差し引いたEquitableスレットスコアであるため，1が完全予報，0がランダム予報となる。レーダー反射因子を同化した場合ははじめの10分間の精度が良くなるものの，それ以降先の予測にはほとんど影響がない。また，固体雲微物理量を同化した場合は，20分先，30分先

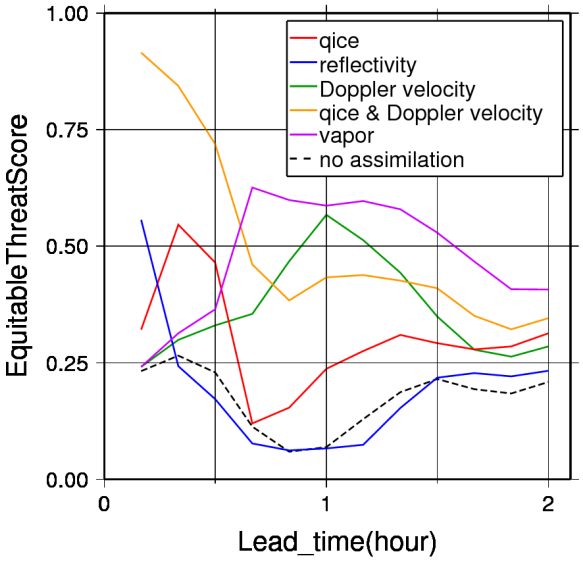


Fig. 3 The equitable threat score of rainfall prediction

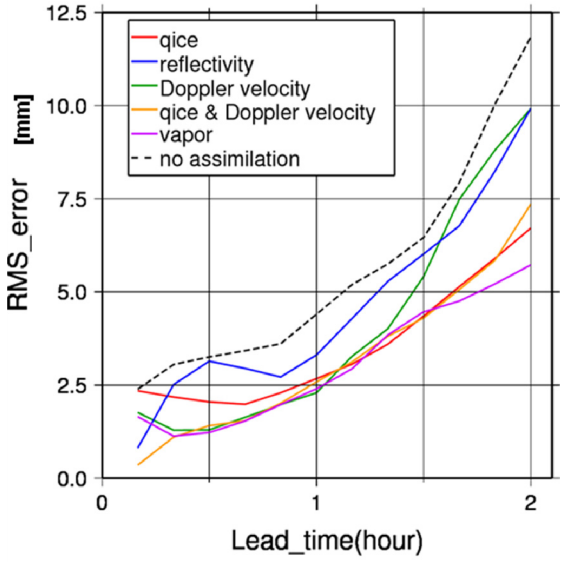


Fig. 4 The RMS error of rainfall prediction

には効果があるものの，それ以降はほとんど影響がない。さらに，水蒸気を同化した場合は，はじめの30分間はほとんど影響がないものの，30分先をこえると効果が現れている。これらは，降水の形成過程の起源をたどっていることに他ならない。

Fig. 2には示していないが，レーダー観測値であるドップラー風速を同化した場合，1時間先予測の精度が高いことが分かる。これは，風の収束域が修正され，降雨量よりも降雨域が精度良く予測された結果である。また，固体雲微物理量とドップラー速度の両者を同化した場合，1時間未満先の予測には非常に

精度の高いパフォーマンスを示しており，2時間先においても比較的悪くはない結果である。水蒸気観測ができない領域においても，偏波レーダー情報の同化によって，この程度の精度向上が期待できるところである。

Fig. 4に領域全体の降雨量のRMS誤差を示す。水工学の分野においては，領域，つまり流域の降水量を予測することが非常に重要である。さて，図を見ると，Equitableスレットスコアの場合と同様のことがいえることが分かる。やはり，2時間先予測においては，水蒸気量の同化の効果が大きいものの，固体雲微物理量，またはそれとドップラー速度の両者を同化した場合も比較的それに近い効果を示していることが分かる。上述したが，ここでの水蒸気量の観測網は密であると設定していることを考慮すると，偏波レーダーのみの観測情報を同化するだけでも相当の効果があることが期待できることが分かる。

4. 結論

近い将来，偏波レーダーによって観測できるであろう固体雲微物理量をデータ同化することで，降雨予測における影響を検討した。その結果，時間的に考えると，レーダー反射因子を同化する場合よりも少し先の時間の降雨予測精度が向上することが分かった。また，水蒸気観測の水平密度を向上する必要性を示唆し，偏波レーダー情報の同化が水蒸気の同化に匹敵するくらいの効果を示した。また，CReSS-LETKFシステムを構築した。

参考文献

山口弘誠・中北英一（2008）：アンサンブルカルマンフィルタを用いたドップラーレーダー情報の4次元同化設計，土木学会水工学論文集，第52巻，pp.343-348.

Evensen, G. (1994): Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics, J. Geophys. Res., Vol. 99 (C5), pp. 10143-10162.

Hunt, B. R., Kostelich, E. J. and Szunyogh, I. (2007): Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. Physica D, Vol.230, pp.112-126.

Lim. S., Chandrasekar, V. and Bringi, V.N. (2005): Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verivication, IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing, Vol.43, pp.792-801.

Miyoshi, T. and Yamane, S. (2007): Local ensemble transform Kalman filtering with and AGCM at a T159/L48 resolution, Mon. Wea. Rev., Vol. 135, pp.3841-3861.

Patil, D. J., Hunt, B. R., Kalnay, E., Yorke, J. A. and Ott, E. (2001): Local low dimensionality of atmospheric dynamics, Phys. Rev. Lett., pp.5878-5881.

Tsuboki, K. and Sakakibara, A. (2002): Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator, High Performance Computing, Springer, pp.243-259.

Whitaker, J. S. and Hamill, T. M. (2002): Ensemble data assimilation without perturbed observations, Mon. Wea. Rev., Vol.130, pp.1913-1924.

Data Assimilation of Ice-Phase Microphysical Variables by Observing System Simulation Experiments with an Aim to Assimilate the Polarimetric Radar Data

Kosei YAMAGUCHI* and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

An impact on rainfall prediction by the data assimilation of the cloud microphysical variables is evaluated, in case of a realization of the observation of them from the polarimetric radar. All numerical experiments are conducted under the observing system simulation experiments, that is, it is assumed that the forecast model CReSS is a perfect model. All observing data are simulated by the forecast model. As a result,

the rainfall prediction accuracy of the case of the assimilation of the cloud microphysical variables is improved by a comparison of the case of the assimilation of the mixing ratio of rainwater. In addition, the rainfall prediction of the case of the assimilation of both the amount of the cloud microphysical variables and the Doppler velocity shows the best performance.

Keywords: short-term rainfall prediction, data assimilation, polarimetric radar

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

新疆タリム河流域の地下水流動解析
－飽和二次元モデルによる地下水流動解析－

Batuer Abudoureyimu*・城戸由能・田中幸夫*・中北英一

* 京都大学大学院工学研究科

要　旨

新疆ウイグル自治区のほとんどは乾燥地域であり，耕地開発・工業開発および気候変動等の影響で河川表流水の減少，地下水位低下などにより生活用水の確保難や水質悪化，農地の荒廃等の深刻な問題が発生している。そのため，将来的な水資源の確保および水環境の保全に対する有効な対策を検討する必要があるが，タリム河流域における水・物質循環構造に関しては物理的な現象解明はほとんど進んでいない。そこで，本研究では飽和平面二次元地下水流動モデルを用いて，タリム河流域全体の地下水水位および流動特性の解析をおこない，流域全体における水資源利用に伴う地下水流動状況の変化について検討した。

キーワード:新疆タリム河流域，地下水流動解析，水資源管理

1. はじめに

新疆ウイグル自治区は，乾燥地域のため水資源賦存量は限られており，耕地開発が過剰で，工業開発も増加している。山岳地域の氷河融水および降水を主な水源とする河川表流水は，気候変動等の影響により流域全般で減少するとともに地下水位が低下し，生活用水の確保難や水質悪化，農地の荒廃等の深刻な問題が発生している。

タリム河は新疆ウイグル自治区のほぼ中央から南に広がるタクラマカン砂漠の北辺を東西に横断する中国でもっとも長い内陸河川である。タリム河流域は国家級の綿花生産基地であるとともに，新疆における重要な食料と優秀な果実生産基地である。また，石油・天然ガスのエネルギー資源が豊富であり，国家レベルの21世紀エネルギー戦略に従い，将来的には石油化学工業地帯として開発が進む予定である。それゆえタリム河流域は新疆ウイグル自治区の経済活動の将来戦略の上で非常に重要である。タリム河主流は典型的な乾燥・内陸河川であり，本川流域のほとんどが砂漠域で占められ，本川への直接流入量は極めて少なく，主に北西部の上流域の支流から水量が補給される。

タクラマカン砂漠のような典型的な旱魃区域では，植物成長状況は地下水位と深く関係し，地下水供給に依存しているといわれているが，これまでに行われたタリム河流における河川流量や地下水位に関する調査は少なく，著者らが参加して取りまとめた中国タリム河水資源及び生態問題研究（Yudong　Song他，2000）が最新かつ総合的なものであるが，簡単な統計処理が行われているのにとどまり，物理的な現象解析はほとんど進んでいない。

新疆ウイグル自治区の持続的な発展を進めるためにタリム河の水資源・水環境の保全策を考える上で三つの重要な点がある。まず緑地帯を保全して砂漠の北侵を阻止し，大部分の天然ガス・石油生産が位置する天山山脈南部の経済開発地帯を保護すること。次に，緑地帯による砂漠化の進行を防ぎ，青海から来る218号国道を保護するとともに，将来改修する青海新疆鉄道を守ることで，重要な物流動脈を確保すること。そして最後に西水東輸送の主要な河道を保護することで経済活動を支える必要がある。このように砂漠の進行を阻止とともに，特に下流域の河川および地下水の水量と水質を保全することが将来的に持続利用可能な水資源環境を作るために最も重要な課題となっている。そのため本研究ではこれまでの観測結果等を整理した上で，飽和平面二次元地下水流動モデルを用いて，タリム河流域全体の地下水水位および流動特性の解析をおこない，水資源・水環境の評価を行うことを目的とする。

2. 研究対象流域の概要

2.1 タリム盆地の地形・地勢特性

研究対象領域をFig.1に示す。後述する地下水流動解析の対象領域はタクラマカン砂漠を含む南北約800km，東西約1,600kKmの領域とした。タリム河は新疆ウイグル自治区のほぼ中央を東西方向に貫流する大河川であるが，近年源流域・中流域での水資源利用量の増加，中流域での氾濫原からの蒸発により下流域への流下流量が減少している。国土の多くは典型的な乾燥地域であり，平均降水量が116.7mm/年であるのに対して可能蒸発散量は1,600～2,200mm/年と非常に大きい。このため水資源賦存量が乏しく，生態環境も脆弱である。さらに，経済発展と人口増加に伴い水資源環境はますます悪化している。

タリム盆地は中国の内陸盆地であり，天山山脈・パミル高原・崑崙山脈に囲まれ，東西約1,500km，南北は最大約600kmである。地形変化は緩やかで，地勢は西南から東北に緩やかに傾き，海抜は80～940mに分布し，地表勾配はおよそ１/4,000程度である。タクラマカン砂漠はタリム盆地中央に位置し，面積は約33.8万km^2，中国全土の砂漠総面積の約47%を占める。この砂漠の特徴のひとつが移動砂丘であり，その大きさは平均100～150m，最大200～300mで，流砂が砂漠面積の85%を占める。タリム河は，このタクラマカン砂漠の北に位置する天山山脈南麓部の緩傾斜地の沖積平野を流れており，この地域において古代から最も重要な川である。その水は砂漠の進退と緑地の存亡を決定し，古代の町の興亡はタリム河と関わりが深かった。

2.2 タリム盆地の気候特性

タリム盆地東南部では，年間を通してチベット高原から西南風の下降があり，しかも，北極の寒湿気団と東南季節風はこの地域には侵入しにくい。そのため，タリム河中流域における年平均降水量は17.4～42.8mmと中国国内で最も降水量の少ない地方となっている。また，年平均気温は10.7℃で，最高気温が43.6℃，最低気温は－30.9℃と年格差が非常に大きい。蒸発量はきわめて大きく，可能蒸発散量は約3,000mm／年にも達し，降水量は時としてこの１%にも及ばない。ここは中国の最乾燥の中心であり，砂塵をふくんだ黒い暴風が太陽を青黄色に変え，日光は遮られて，一日中暗く，見通しがきかなくなる状態が頻発する。最大風速は約40.0m/s，砂塵暴風の年平均発生日数は80日以上と多いものの，同時に砂漠の熱資源は豊かで，積算温度は4,100～4,300℃／年，無霜期間は185～214日，年間日照時間は約2,800～3,100時間にもなる。



Fig.1 Map of study area

2.3 タリム河の特性

タリム河は新疆ウイグル自治区内のカシュガル・ホタン・キズリスウ・アクス・バインゴロンの５つの地区を流下し，流域面積は山岳部と砂漠を含めると約10.5×10^{5}km，盆地部は約53.0×10^{4}km^2，盆地の中心を占めるタカラマカン砂漠が約33.8×10^{4}km^2，山麓平原部とオアシスが存在する可耕地の面積は約19.2×10^{4}km^{2}である。国内最長の内陸河川であるタリム河は３つの源流部支流であるアクス川・ホタン川・ヤルカン川が合流してできたものである。仮にヤルカン川を源流と考えるとタリム河は全長約2,200ｋｍであるが，タリム河と称される河道部は，通常三つの支流の合流点以下の1,287ｋｍを指す。中下流部分（インバザからカラまで）の沖積平野の幅は80.0～130.0km，長さは約315.0kmである。タリム河の河道は湾曲が多く，氾濫原や河岸段丘，くぼ地，砂丘等の微地形が発達しており，河畔林としてのコヨウ林の成長に適している。

タリム河流域の自然資源は豊富で，新疆の農業・畜産業・林業の中心地であり，タリム河は地域間の水量バランスを調整し生態システムを維持する重要な柱である。また，タリム盆地北端部での砂漠拡大を防ぐ天然障壁ともなり，砂漠の進退と緑地の存亡に重要な役割を果たしている。このようにタリム河下流域の生態システムを保全することは，新疆にお

ける環境保護と経済発展に対して大きな意味を持っているが，タリム河流域の土地資源の開発利用においては総合的・長期的計画が不十分であり，特にタリム河流域の持続的な生態環境を保全する面での認識が不足している，したがって，上流と下流，地域と地域，生産と生態，農業と林業・畜産業の間で様々問題が発生している。そのため，タリム河流域では自然資源が衰退し，生態環境の悪化が進んでいる。

3. 流域水資源・水環境の問題点

タリム河流域における水資源・水環境に関する最も大きな問題点は，気候変動や開発進行により引き起こされる砂漠化の進行と地下水位の低下であり，灌漑用水・工業用水等への利用増加を目的としたさらなる地下水の汲み上げがもたらす，地表付近の塩分類の蓄積による水質悪化である。

3.1 砂漠化と塩害の進行

降水量の減少あるいは気温の上昇など自然環境自体の変化による地下水位の低下が乾燥化の主たる原因であるが，灌漑用水等への河川水の多量取水や樹木の過剰伐採による飛砂の進入・被覆の増大など，人為的な要因が砂漠化を促進している。つまり，砂漠化の進行と人為的影響の相乗的効果で環境影響が累進している。過去50年で流域内の人口と灌漑面積は増加し，灌漑用水量は３倍に増大した（Table 1）。流域中流の沖積平野部に建設された利水用の平原ダムからの浸透損失と蒸発損失が大きく，中流域では土砂が多量に堆積して河床が上がり，氾濫域が拡大して氾濫水の浸透・蒸発による損失が増加し，ますます下流への流下流量が減少している。そのためタリム河下流部ではで長期間にわたり河川水が枯れ，約360kmに及ぶ河道両岸のコヨウの林が枯死した。

河川水位の低下に伴い地下水位が下降するとともに塩分濃度とともに水質汚濁の指標である鉱化度が上昇している。高濃度の塩分を含む地下水の農地灌漑や表層土壌の流出により，土壌表層部の塩分濃度はますます高まり，砂漠化と塩害が流域土地利用に対して重大な問題を発生させている。

1999年の流域実地調査（Yudong　Song他，2000）によると，タリム河中・下流部でのロブノル県からロブ村までの218国道沿いで286カ所の砂害が報告されており，1982年の調査時点での115カ所から171カ所も増加している。特に，下流域での砂漠化が深刻なため一部のオアシスでは“沙進人退”（砂漠化の進行による人間生存域の後退）の局面をもたらした。調査の結果，タリム河下流域には半固定砂丘と低い移動砂丘が多く存在し，砂丘は毎年18.0～23.0m東進するとともに，タリム盆地東部のクムタゲ砂漠がこれまでに西へ1.0～1.5km拡大しており，毎年3.0～5.0mの速度でタクラマカン砂漠と接近していることが明らかとなった。このため，強い砂嵐の影響範囲とそれによる被害が広がってきており，人間および生物の生存環境が悪化し，農業と人民生活の継続が困難となりつつある。特に，218号国道と５つの兵団団場の安全が脅かされており，砂漠化の影響は深刻な状況にある。

Table 1 Increasing of population and irrigation

	1950	1998	[1998/1950]
Population [Million Capita]	156.0	825.0	5.3
Irrigation Area [km^2]	3,480.0	12,553.0	3.6
Irrigation Volume [$\times 10^8$ m^3／year]	50.0	153.0	3.1

3.2 農業生産活動への影響

タリム河沖積平野はタクラマカン砂漠の北縁に分布し，堆積物の主な構成は細砂である。沖積平野では風の吹く日が多く，風速５m/s以上の日が４月～７月に集中し，風食を促進する。耕地開発により天然植生が除去され，丘陵部を平にならして耕地が造成されるが，土壌の水分条件が変化すると，風食によって土壌の細い粒子と栄養物質が失われる。その結果土地生産力が低下し，環境劣化と土地の砂漠化を引き起こすことになる。土地の砂漠化は農業に大きな危害を与える。最初の段階では，地表面における軽度の風食，砂の堆積および流動が始まり，周辺の耕地にも影響が出る。同時に作物が砂で傷められ，局地的に砂で埋められる。次の段階では，強い風食と中程度の堆積および埋没がおこり，砂丘頂部と低い窪地にやや大きい風食穴が発生し，また流動砂丘も発生するようになる。固定砂丘は半固定砂丘に変化し，砂丘と砂丘の間の低地では風食が激化し，飛砂は強度を増して頻発し，定常的に耕地を襲い，農作物を枯死させたり，埋没させたりして大被害をもたらす。最終段階での特色は流動砂丘の形成で，その風下への前進移動に伴って砂の堆積と埋没が発生する。またこの砂丘が飛砂の発生源となって広範囲の農地・集落・道路・建物等を襲い，砂に埋没させ，開発地区は壊滅的な打撃を受ける。

タリム河中流域では土壌塩分濃度の上昇や湛水被害によって放棄された農地は２万haに達している。特に，含塩量の高い地下水による灌漑のため，農地の土壌塩分化を引き起こし，作物は被害をうけ，放棄された農地面積は７千haにのぼった。タリム河中

下流域では灌漑区域以外でも地下水位が低下して土壌水分条件が変化し，風食によって砂漠化を引き起こした土地面積が4.5万haに達する。タリム河下流域のカラとテカンリクの五つの農場では灌漑用水不足と風食が原因で放棄された農地面積は１万haに達した。放棄された農地は風食によってさらに砂漠化を進展させることになる。

4. 流域の流況および水質状況

4.1 流下過程での河川流量変化

タリム河流域において大規模開発がおこなわれる以前の水文観測資料が少ないため河川流量の概算は困難であるが，歴史的記述によると流量はかなり大きかったと推定されている。大規模開発の影響でタリム各支流の農業用水利用が増加し，特に上流部でダムが作られた後，カシュガル川とウゲン川の水がタリム河に流入しなくなるなど，タリム河に流入する支流の流量は明らかに減少した。

タリム河上流域にも上遊貯水池・勝利貯水池・多浪貯水池が建設され，その総貯水容量は3.3億m^3である。中流域では反帝貯水池・反修貯水池・巴満貯水池が建設されており，その総貯水容量は2.4億m^3である。下流域にはカラと大西海子貯水池が建設されており，２つの総貯水容量は3.0億m^3である。

アクス川流域で1952年以後に拡大された耕地面積は12万haに及び，アクス川から取水された灌漑用水量は27億m^3に達した。ヤルカン川とホタン川の両流域で開発された農地面積は18万haで，灌漑用水量は35億m^3に達した。源流域三枝川流域の灌漑面積が拡大して，灌漑用水量が増加したため，タリム河本川へ流入する水量が激減した。

アラル水文調査所の観測によると多年平均水量は半減している。大規模開発以前にはアラル水文調査所の年平均水量は約100.0～120.0億m^3であったと推定されており，アクス川はタリム河の最大の水源であり，タリム河の形成と発展に決定的な役割をもたらす。アクス川の年平均水量が75億m^3で灌漑面積は約23万ha，年間の取水量は53億m^3に達しており，これは河川水量の71%を占めている。ヤルカン川の年平均水量は78億m^3，灌漑面積は36万haであり，河川水はほとんど灌漑に利用され，単位面積当たり灌漑水量は27,000 m^3/haに達する。ホタン川の年平均水量は49億m^3，灌漑面積は11万haであり，灌漑水量原単位は20,000 m^3/haに達しており，夏には年間の約半分の水量が下流に流れて6.5万ha森林帯を涵養するほか，11億m^3の水量がタリム河に流入する。以上のように，３つの源流の灌漑面積が拡大し，灌漑用水量が増加したため上流から来る水量が激減した。

タリム河中流の河床勾配は緩く，1/5,000-1/10,000である。流砂・沈積作用のため固定河床がないのが常で，河道は遷移しやすい。南北両岸では極めて小さな支流が多いので大小の分流が縦横に分布し，交叉して多くの湖が形成される。灌漑のために両岸で多くの取水口がつくられている，沙雅県内では28個の無頭首工用水口がつくられており，タリム河沿岸では320カ所で堤防を取り壊して灌漑用水を確保する場所がある。また，掘削されただけの用水路は浸透防止の機能が低く，貯水池もうまく機能していない。このほか，タリム河は幅員が大きく，水深が浅く，河床の構成物質が大粒で粗いため，浸透が大きい。このため，タリム河中流は浸透と蒸発などが原因でアラルからカラ地点に至る528kmの間で流量の82%近くが失われてしまい，タリム河の下流では水不足が深刻である。カラ水文調査所の多年平均水量は６億m^3であり，50年代に比べて2/3に減少した。カラと大西海子貯水池が建設され，大西海子貯水池はタリム河の終端となった。このような人為的な要因で，下流のカラにいたるタリム河は多年にわたって断流状態となり，300ｋｍの河道はほとんど涸れている。また，大西海子貯水池の下流に位置するロブノール湖流入への水がなくなり，70年代初期にロブノール湖は完全に消失してしまった。

4.2 河川流量の経年変化と年内変化

過去の水文資料を整理した結果，1950年代中期から60年代にかけてのタリム河三源流から主流に流れこむ年平均流量は51.8億m^3であったが，1990年代には42.0億m^3に低下し，約9.8億m^3も減少してきた。一方，タリム河主流上流域における利水量は1950年代の12.6億m^3から1990年代の19.3億m^3に増加し，タリム河中流域を流れる河川流量は1950年代の37.1億m^3から1990年代の23.3億m^3にまで減少している（Fig.2）。1957年から1998年までのタリム河中流域の平均年流量は25.3億m^3であるが，最大年流量と最小年流量の比は5.84であり，この期間の変動幅は大きい。このような不安定な流量状況は，上流域源流部から流れ込む流量の不安定性の影響が大きい。経年的な流量変動の要因としては，以下の点が考えられる。

(1) タリム河の主な水源は上流源流部の降水と高山域の氷河雪融水であり，天山山脈の南側斜面とコンロン山脈北側斜面から発する大きな源流から補給されており，水源流量は高山氷河貯蔵量，積雪量，山岳部気温状況と密接な関係にある。降水量や氷河・積雪からの融水量は気候影響，特に気温により大きな影響を受けるため，毎年の積雪量・氷河量の増減と春季以降の融氷・融雪のバランスがタリム河への

年間流入量を不安定にしている。

(2)タリム河の上流部三源流であるアコス川・ホタン川・ヤルカンド川で，1950年以降下流への平均流下流量が低下している。その原因は三源流の流域内の灌漑地増加が挙げられる。統計によると三源流での灌漑面積は1949年の35.1万haから1993年には77.6万haに増加している。タリム河本川河道に直接流入する流域面積は小さく，乾燥地域に位置し降水量も少ないため，本川河道部での供給水量は少ない。

(3)タリム河本川上流域でも耕地開発が進められており，農業用水量が増加してきた。また，タリム河中流域の河床で土砂が堆積して，洪水期で氾濫が多く，蒸発と浸透による主河道からの無効損失が大きい。

(4)タリム河流域全体における水資源管理が不十分であるが，特に上流域の農村では総合的な水資源管理の体制が整っておらず，合理的な河川水利用・地下水利用の計画が機能せず，行政の指導力も弱い。このため，現地農民がそれぞれの判断で自由に取水しており水資源の浪費が多い。

流域河川流量の年内の変動特性は，一般に10～４月が渇水期，3～4月に春洪水が発生し，7～8月の期間に流量のピークを迎える。Fig.3にタリム河の上流から下流の３つの観測点の1957年から1998年までの月平均流量を示す。7月から9月の豊水期間中に，中流域では最大月平均流量が約600m^3/sにも及ぶが，下流域（Qara）では月流量の変動は小さく，年間を通して約50 m^3/s程度に収まっている。タリム河中流シンチマン観測点の月平均流量変化を見ると，7月～9月の洪水期総流量は18.6億m^{3}に達し，年総流量の79.3%を占める。3月頃から氷河雪融水が流入し始め，小規模な春洪水期を迎えるが，4～6月には農業用水利用が増加して河川流量は低下し，水不足が発生する。11月～2月にかけての渇水期間の総流量は年間総流量の約5.4%を占めるにとどまる。このように毎年春季耕作期の４月～６月にかけて流域全体で灌漑用水の導引水が行われ，自然植生への水供給が不足して植物成長に大きな影響を及ぼしている。

4.2　水質環境の状況

対象流域内の山岳氷雪の融水を源とする枝川は，谷口を出て，ただちに伏流水となるか山麓部で表流しながら大量に浸透していく。このため，地下水位はかなり深く，地下水深度は約4.0m以下となり，土壌中の塩類集積の危険を免れている。洪積平野の先端では，地下水がしばしば湧水の形でふたたび地表に滲み出して地下水湧出帯となり，塩分を含む湿草地を形成する。こうして，しばしば盆地中央は広い範囲にわたって塩分を含む低地あるいは水流が潜行する低湿地となり，水がたまれば塩湖として地表に

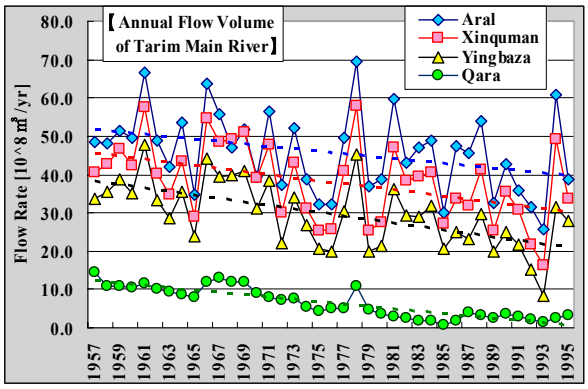


Fig.2 Annual river water flow in Tarim main river

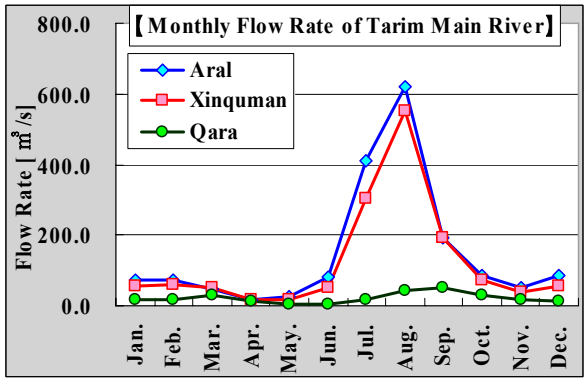


Fig.3 Average of monthly discharge in Tarim River

現れる。この現象に従い，地下水の化学的性質も山麓から盆地の中心に向かって地域的に変化している。一般に山地は表流水形成区なので，地下水の塩分濃度はかなり低いが，谷口から山麓洪積平野に出てからは重炭酸塩型の淡水となる。洪積平野の先端部では地形の傾斜は緩慢となり表層土壌の土粒構成も細かく，地下水の流動が妨げられ，地層から供給される塩分が滞留して水質は含塩化程度を増し，硫酸塩型の地下水に変わる。さらに凹地に向かって排水の悪い塩類湿草地と塩類沼沢が形成され，地下水位は浅いときに地表に接近する。このような湿原や沼沢では含塩化の程度はいよいよ強まり，硫酸塩あるいは塩素化合物の多い水となる。あらゆる表流水と地下水はみな山地から低地に流れ，最終的にその一部がタリム河に流入し，他は蒸発する。タリム河・河川水の塩分濃度は水量の時間変化につれて変化し，洪水期は含有量が低下して渇水期は上昇する。なおアラル水文調査所のデータによると，塩類濃度の変動範囲は0.5～5.5g/Lである。

タリム盆地の極端に乾燥する大陸性気候は，河水の化学的性質を複雑なものとする重要な原因のひとつである。土壌中の塩類の多くは硫酸ナトリウムと塩化ナトリウムである。極端な乾燥のために土壌中に塩素化合物の塩類盤層が出現するが，これは世界中の砂漠土壌のなかでもめずらしいものである。砂

漠域では雨量が極めて少ないため土壌中の塩類は全く溶脱しないか，溶脱しても非常に微量なので，可溶性塩類が大量に蓄積する。そのため，少量の水が大量の塩類を溶解することによって，河川は短い流下過程で比較的高い含塩状態を呈するようになる。またタリム河の水量が減少するとともに河川水の含塩量が徐々に上昇する。水質の変化は，さまざまな自然条件と人為的要素による影響を総合的に反映しており，タリム河中上流域の塩類化分布は非常に広汎にわたる。農地開発を進める上で土地改良のために農地に集積した塩類を洗脱するために使われ，大量の高濃度塩類を洗い流した水は，たとえば新和県と沙雅県の農地排水を集めている新沙排水路を介してタリム河に流入している。このようないくつかの排水路がタリム河に流入し，本川河川水の含塩量は上昇してきた。しかも水質の年内変化は川の水量と密接な関係があり，夏秋洪水期は含塩量が最低となり，春冬渇水期は急激に上昇する。

4.3　地下水位の変動状況

タリム河本川沿いの地下水観測点（Fig.1）の地下水深度をFig.4に示す。本川上流部のアラル付近では1970年までは地下水深は上昇していたがその後，やや減少傾向を示している。本川下流部のカラ付近では地下水深が低下する傾向がみられる。また，本川中流部のインバザ（Fig.5）の一年間の観測結果では月変動が見られるが，必ずしも降水量の年内変動と対応せず，農業用水等の揚水による地下水流動への影響が大きいと考えられる。

カラ観測点から約50km離れているアラガン区における帯水層厚は20m～40mの間にあり，主要な帯水層の土質は細砂・粉細砂であり，空隙は小さく，浸透係数は1.0～5.0m/dayである。帯水層の富水性は良好とはいえず，井戸１カ所あたりの湧出水量は150.0m^3/day/m以下である。

Table 2にタリム河全域における地下水の補給源の割合を示す。過去の資料では，1980年代の地下水天然補給量は296.8億m^3，可能揚水量は149.8億m^3，1990年代の地下水天然補給量は333.4億m^{3}で，このうち山岳部での地下水天然補給量は195.5億m^3，平原部では227.3億m^{3}と見積もられ，総可能揚水量は144.4億m^{3}と推定されている。1999年の調査結果（Yudong Song他，2000）から地下水揚水量は70年代には8.2億m^3，80年代では11.4億m^3，90年代では27.0億m^{3}という結果を得たが，先の総可能揚水量の数値からみると，十分供給可能な水量であり，地下水位の低下や水量不足が起こるとは考えにくい。しかし，流域内の観測井戸では経年的な地下水位低下が観測されており，上述のような砂漠化や塩害を引き起こしている。これは，過去の資料では，客観的な観測データや物理的な解析に基づいた地下水資源量の推定・評価が行われていないためであり，河川水・地下水の流動現象を総合的に表現できるモデルを用いて流動解析を行い，地下水位の経年的な低下状況を再現して，これまでのタリム河流域における水量収支を評価することが，まず必要である。

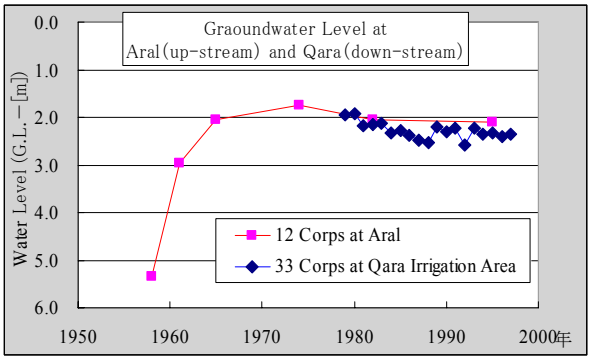


Fig.4 Groundwater level at Aral and Qara

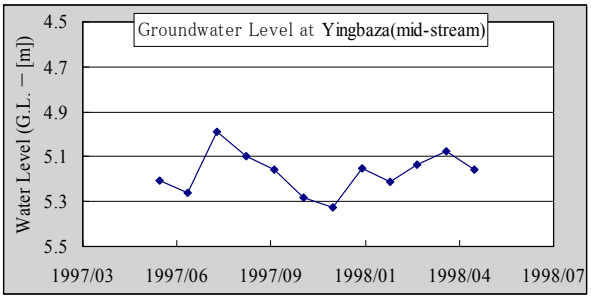


Fig.5 Monthly groundwater level at Yingbaza

Table 2 Recharge source of groundwater

Source	Ratio[%]
Precipitation	2.4%
Irrigation Water Way	35.3%
Subterranean	17.3%
River Water Flow	32.9%
Irrigation Area	3.8%
Flood Plane	8.3%
Summation	100.0%

5.　地下水流動解析

以上のような過去の資料・観測データの整理を踏まえて，タリム河流域における地下水流動解析を行った。

5.1　解析対象領域

解析対象領域は上流域源流部の主要な三つの支流河川とタリム河本川を含む，東西約1,600km，南北約800kmの範囲とした。計算領域は5kmグリッドに分割し，南北160個，東西320個の格子空間を計算領域として設定した。

5.2　解析に用いたデータ

解析に使用した地表標高（USGS, 2006）および土地利用（USGS, 2007）のデータは1kmグリッドで提供されており，地表標高については計算領域の5kmグリッドに単純平均して与えた。土地利用については，後述の涵養量の設定で説明する。地表標高および土地利用データの概観をFig.6およびFig.7に示す。

解析対象流域には，14地点の雨量観測所において経年的に降水量観測が行われている。Fig.8に14地点の過去数十年間の年平均降水量を示す。昆侖・天山山脈沿いの３地点の年間降水量は250mmを超えているが，他の地点の多くは年間降水量50mm以下である。このように対象領域内の雨量の空間分布は大きい。Fig.9は８カ所の観測所月平均降水量を示しており，５月～８月の四ヶ月間に降雨が集中しており，年間降水量の３分の２を占めている。計算領域の降水分

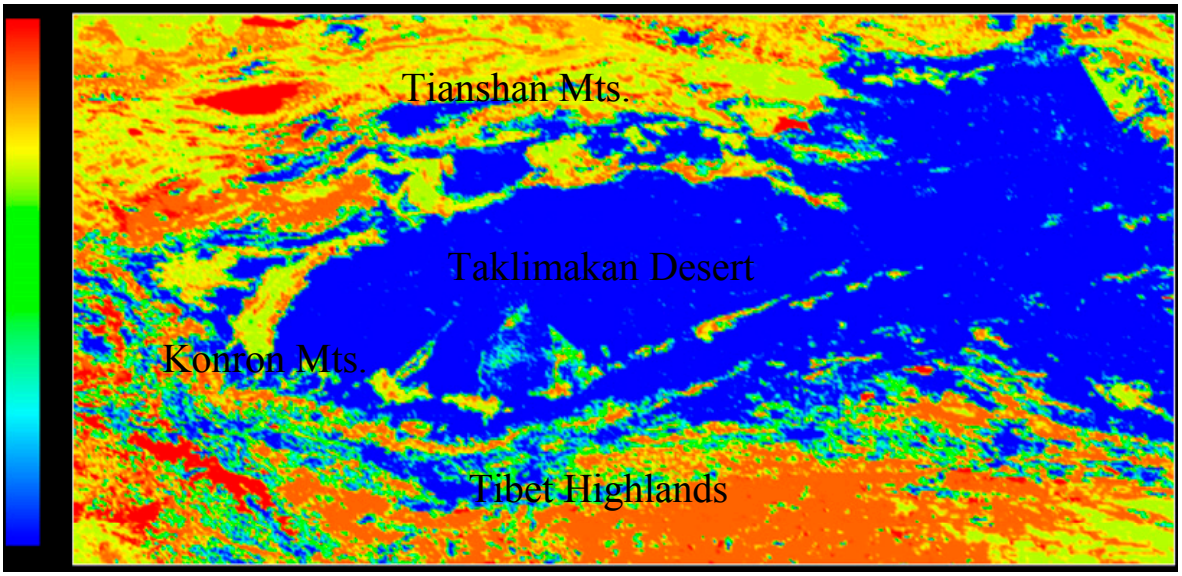


Fig.6 Elevation of land surface in Trim River basin

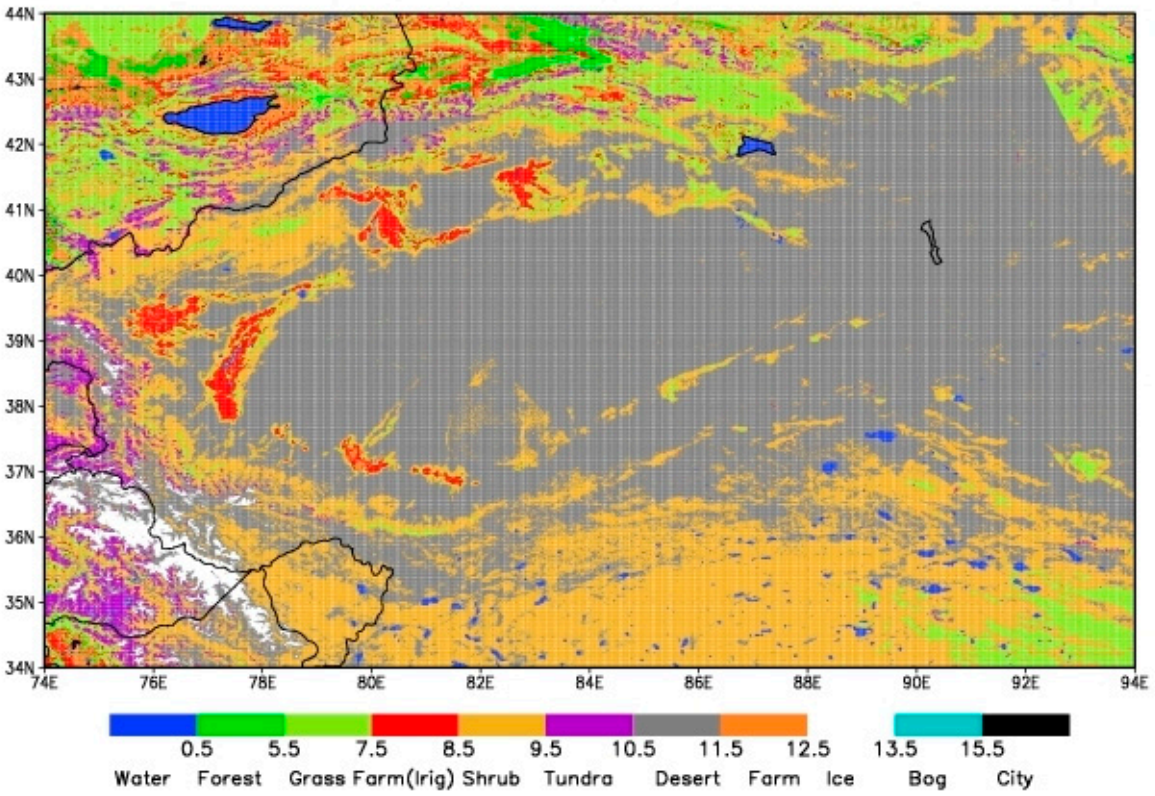


Fig.7 Land use in Trim River basin

布については，14地点の年平均降水量および８地点の月平均降水量から各地点の毎月降水量をもとめ，ティーセン法を用いて領域内の空間分布をあたえた。

降水量から地下水への涵養量の設定は，1km土地利用データが11種類の土地利用に分類されており，それぞれの土地利用に対して，降水量から地下水涵養量となる割合を設定し，計算格子の5kmグリッド内の土地利用面積割合で加重平均した値（地下水涵養率）として与えた。Fig.10に地下水涵養率の分布を示す。なお，今回の計算では蒸発散量については地下水涵養率に含めて計算している。

飽和平面二次元地下水流モデルを使ってタリム河地下水流動解析を行なった。モデル基礎式を以下に示す。

$$\lambda\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left\{K(h-s)\frac{\partial h}{\partial x}\right\}+\frac{\partial}{\partial y}\left\{K(h-s)\frac{\partial h}{\partial y}\right\}+\varepsilon$$

ここで，λ は間隙率，K は透水係数，h は水位，s は基盤標高，ε は（涵養量－揚水量）である。この式を差分展開し，数値計算をおこなった。

上述の通り下流域のカラ観測地点付近の透水層は地表から20～50mの間にあり，主要な地質は細砂・粉細紗で空隙は小さく，浸透係数は1.0～5.0m/dといわれている。これらの情報を基にして，地下水流動に関わるパラメータとして，透水層厚＝50.0[m]，有効間隙率 λ=0.2とし，透水係数については，K＝1.0×10^{-2}～1.0×10^{-4}[m/sec]の間で変化させて、計算領域全域に一様に与えた。透水層厚を一定としたので，帯水層基盤標高は地表標高から一律に50m低い位置にあり，高度分布は同じとなる。このため，地下水流動場の空間境界は地表山岳部の分水嶺と一致し，流量収支に基づいて境界から領域内への流量を求めている。地下水盆の下流端は自由境界とし，タクラマカン砂漠からクムタグ砂漠に向かって流下する。

計算結果の比較･検証のために，先に示した３地点の地下水位データを用いた。

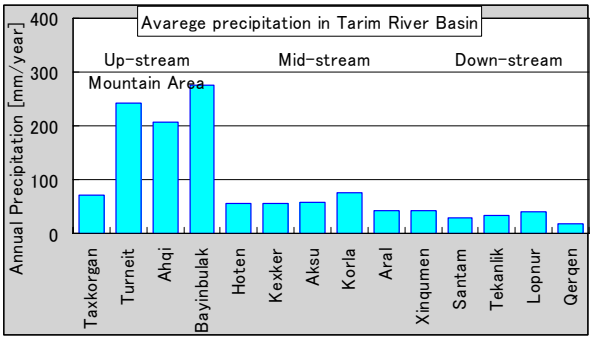


Fig.8 Precipitation at 14 observation stations

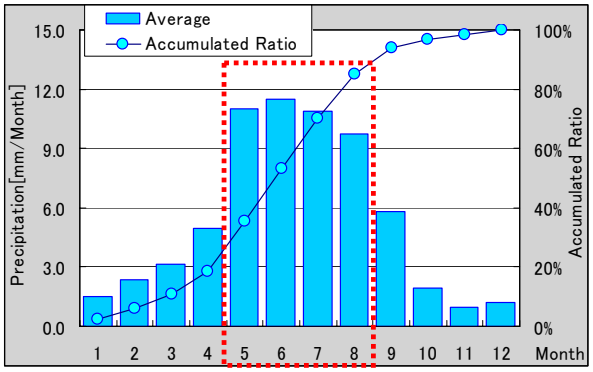


Fig.9 Average monthly precipitation at 8 observation stations

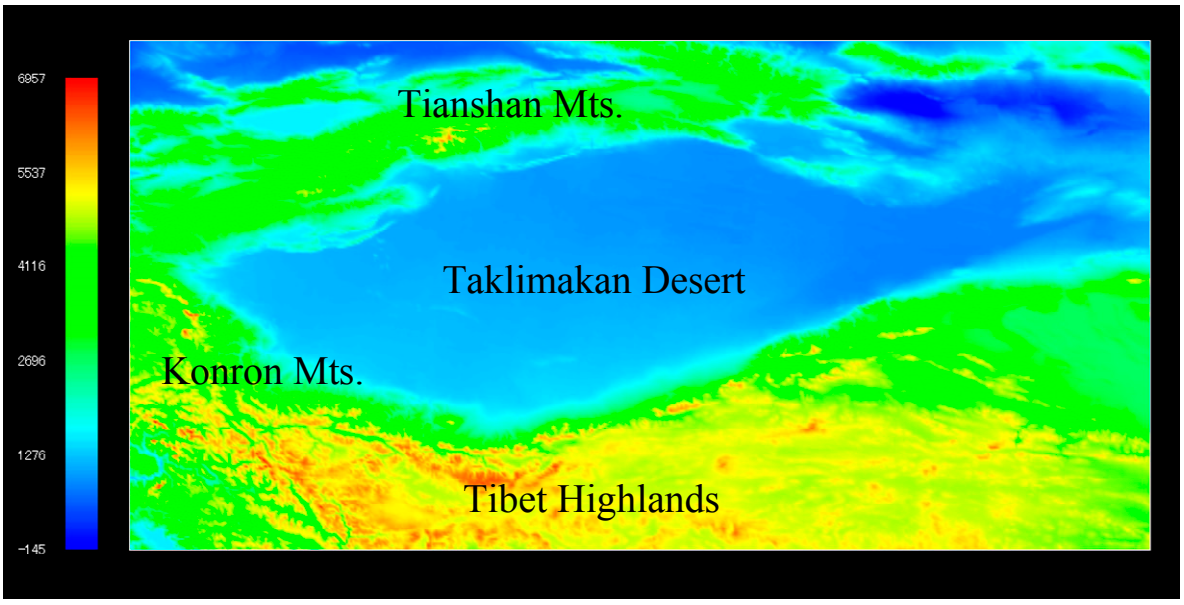


Fig.10 Recharge ratio estimated based on land use in Trim River Basin

5.3　地下水流動解析結果

地下水揚水量については，文献で得られた流域全体の年間揚水量と全耕地面積で除した原単位を基準として与えるが，年内変動に関するデータが得られていないので今回の計算値では年間を通して一定量とせざるを得なかった。そこで，灌漑農地が広がる上流部アラルにおいて，年間変動が収束（Fig.11）するように揚水量を修正した上で領域全体の灌漑農地に与えた。全般的に，地下水流動は標高の高い山岳部から盆地中央に向かって流れ，タリム河本川に入ると地下水流出は河川水流の方向と一致して，ほぼ東向きに流れる傾向が再現できた。また，Fig.10に示すように月平均降水量の変化に対応した月変動は再現できたが，揚水量を年間を通して一定量で与えているので，Fig.5に示す中流部インバザの地下水位変動とはやや異なる結果となった。これは流域内の作付け作物種を特定して灌漑期・非灌漑期に分けた揚水量設定を行うことで修正可能と考えている。下流域では地下水補給に対して降水の影響は小さく，地下水は主に潜水蒸発と植物蒸散によって消失するため，経年的に地下水位が下降する傾向（Fig.4）が見られた。計算結果でも下流部カラ地点における経年的な水位低下は再現できたが（Fig.12），20年間の水位低下速度は観測値の－2.0cm／年よりかなり小さくなった。

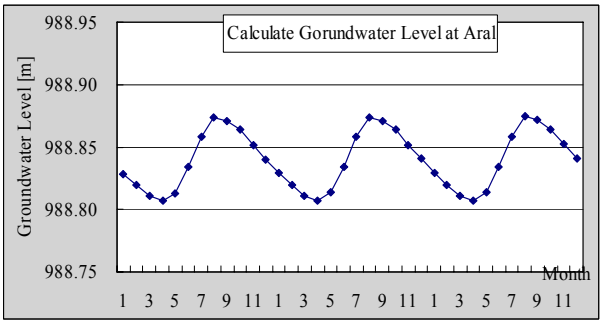


Fig.11 Calculated groundwater level at Aral

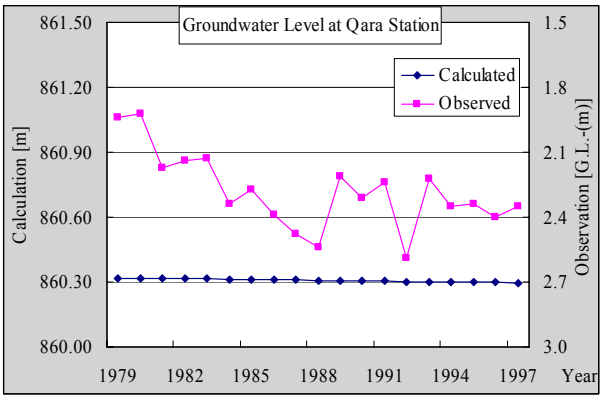


Fig.12 Calculated and observation of groundwater Level at Kara

データの加工には，アジア研究所・研究員甲山 治氏の協力を得たことを記して謝意を表する。

6.　結論

新疆タリム河流域における水資源環境の現状を整理し，現在までの調査結果だけでは流域の水収支を十分解明できないことが明らかとなった。そのため飽和二次元地下水流動モデルを用いて現況再現計算を行った。灌漑農地が広がる上流部のアラルにおいて年間の変動が収束するように揚水量を設定するなど，いくつかの工夫をおこない，月平均降水量の変化に対応した地下水位の月変動の再現はできたが，揚水量を年間を通して一定量で与えているので，十分な再現結果を得られていない。また，下流部のカラにおける経年的な地下水位低下は再現できたが，低下速度は観測値よりかなり小さくなった。

今後は，まず基本となる地下水流動モデルの修正･改善を進めるとともに，物質循環モデルを加え，今後検討すべき対策や将来変動影響を評価するために，これらのモデルの改良を進めていく。

謝　辞

本研究で用いた，タリム盆地域の標高・土地利用

参考文献

新疆タリム河流域管理局 (2006)：欢迎来到塔河网，www.tahe.gov.cn，（参照:2008/02/25）．

中国水利局 (2006)：看天下快报，www.water.com.cn，（参照:2008/02/25）．

Batuer.Abudoureyimu (2004)：農業活動の水環境に対する汚染とその予防対策，旱魃区研究，Vol.3（ウイグル語）．

Juhua Luo 他(2005): ヤルカンド河流域水文特性分析，水文，pp.56.

Liu Ying et al. (2006)：Modeling groundwater table dynamics at the lower reaches of the Tarim river, Resources science, Vol.28, No.5.

Mayingjie, Jifang, Fanzili, et al. (1999)：タリム河水質汚染分析及び制御対策～タリム河を例にする～，干ばつ地区地理，1999年12月第４期．

USGS (2006)：Global 30 Arc Second Elevation Data, http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/dem_img.html，（参照:2008/02/25）．

USGS (2007)：Land Cover Data, http://tahoe.usgs.gov/landcover.html，（参照:2008/02/25）．

Xu hailiang et al. (2007) : Relationship between climate changes and annual runoff of headstreams of Tarim River, 地理科学, pp.219.
Xi Xiumei et al. (2006) : Runoff analysis of the middle reaches of the Tarim river, Research of soil and water concervation, Vol.13, No.2.
Yudong Song et al. (2000) : 中国タリム河水資源及び生態問題研究, 新疆人民出出版社, pp.50-160.
Zhonglei Feng (2004): Study on the Relation of Channel Sedimentation and Water Conservancy Projection Running in Tarim River, 新疆農業大学修士論文, p.8.
Zhang Zongjie et al. (2005) : Database sestem for groundwater resources of China.The Map publishing house of China.

Groundwater Analysis of Tarim River Basin in Xinjiang
- 2-dimensional Saturate Groundwater Flow Model Analysis -

Batuer ABUDOUREYIMU*, Yoshinobu KIDO, Yukio TANAKA* and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Tarim River, which is one of the longest inland rivers in China, mainly supplies water resources for the human society and the agricultural activity in Teklimakan Desert. Water resources and water environment in Tarim river basin are fundamentally poor because of arid area condition. Furthermore increasing of irrigation water and pollutant load inflow derived from national development projects in this area brings much damage on the Tarim basin environment. Especially, river surface flow in downstream area was intermittently dried up and groundwater level has been gradually dropped. Groundwater flow analysis in Tarim river basin was carried out by the numerical model and water resources conservation measures were discussed.

Keywords: Tarim River basin in Xinjiang, groundwater flow analysis, water resources management

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

都市域の内・外水氾濫解析における下水道システムのモデル化

川池健司・中川　一・今井洋兵*・山田裕三**

* 大阪府
** 東京海上日動火災保険

要　旨

近年，都市域で短時間集中豪雨が増えており，内水氾濫および外水氾濫による浸水被害発生の危険が高まっている。本研究は，浸水被害の予測手法としての数値解析モデルのうち，とくに下水道部分のモデル化を進展させることを目的としている。松江市を対象とした下水道のモデル化において，建物の屋根に降った雨水は枝線下水道を経由して，それ以外の地上の氾濫水は道路側溝に通じるグレーチングを通して，それぞれ幹線下水道に流入するというモデル化を行った。解析の結果，このモデルによって平成18年7月豪雨時の浸水状況を適切に再現することができたものの，屋根からの排水による効果が適切に表現されているかの検証が今後の課題である。

キーワード: 氾濫解析，下水道システム，都市域，松江市

1.　はじめに

近年，わが国における短時間集中豪雨は増加傾向にあり，とくに都市域において 1 時間あたり 50mm や 100mm を越える豪雨が各地で観測されている。これに伴い，河川の破堤氾濫や，都市河川からの溢水氾濫や，内水氾濫による浸水被害の危険性が増大しているといえよう。このような浸水被害が発生するかどうかを左右する重要な要因として，下水道の機能が挙げられる。下水道が十分な排水能力を有していれば，浸水被害を防ぐことができる場合もあれば，あるいは床下浸水程度の被害で済む場合や短時間の浸水で済む場合もある。しかし，逆に下水道の排水能力を上回るような豪雨や氾濫流量が押し寄せた場合には，深刻な浸水被害に至ることがあり，それには下水道からの排水先となる河川の水位状況なども複雑に影響する。

破堤による河川洪水の氾濫に対しては，その浸水危険性を予測する手法がマニュアル化され，全国画一的な「浸水想定区域図」の整備が国土交通省の主導で進められている。それに対して，内水氾濫についてはまだそのような汎用的な予測手法が確立されていない。その原因として，内水氾濫による被害（とくに人的被害）は相対的に小さいと考えられていることとともに，下水道を含めた内水氾濫の浸水状況予測の難しさが影響していると考えられる。

以上のような背景から，下水道の影響を含めた内・外水氾濫予測のための数値解析モデルの構築がこれまでにもいくつか研究されてきた。例えば戸田ら（1999）は，鴨川からの洪水氾濫および豪雨を外力とした京都市街地の解析モデルを構築し，連続式のみを考慮した簡易な下水道モデルを適用している。川池ら（2004）は大阪府の寝屋川流域を対象として，下水道内部の流れをスロットモデルを用いて解析するとともに，排水先の河川水位をも考慮した流域全体を対象とする解析モデルを構築している。相良ら（2004）は管径 30cm 以上の非常に細かい下水道までを対象とし，なおかつ下水道から氾濫水の噴き出しをも考慮した解析を行っている。さらに Kawaike et al.（2007）は，相良らのモデルのうち下水道への流入部分を，マンホールを介したモデルではなく，道路側溝へのグレーチングを想定したモデルに改良し，島根県松江市に適用している。

本研究は，Kawaike et al.（2007）の研究からさらに改良を進めたものである。地上に降る雨のうち，家屋等の建物の屋根に降った雨水が，雨水ます，枝線下水道を経由して下水道に流入する過程をモデルに加えることによって，下水道モデルの高度化を試

みる。

2. 氾濫解析モデル

本研究では，Kawaike et al.（2007）と同様，Fig.1 で示すように地上部，下水道網，河川網をそれぞれサブモデルとし，これらを統合することで都市域における雨水の排水プロセスをモデル化する。

各サブモデル，およびモデル間の相互作用については，以下のとおりである。

2.1 地上部の平面二次元解析

地上の平面二次元解析には，井上ら（1999）の非構造格子モデルを用いる。基礎式は，通常の氾濫解析において用いられるものとして，水平粘性項を省略した以下の連続式と運動量式である。

＜連続式＞

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=r_e-q_{sew}+q_{up} \qquad (1)$$

＜運動量式＞

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial (uM)}{\partial x}+\frac{\partial (vM)}{\partial y}=-gh\frac{\partial H}{\partial x}-\frac{gn^2M\sqrt{u^2+v^2}}{h^{4/3}} \qquad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial (uN)}{\partial x}+\frac{\partial (vN)}{\partial y}=-gh\frac{\partial H}{\partial y}-\frac{gn^2N\sqrt{u^2+v^2}}{h^{4/3}} \qquad (3)$$

ここに，h：水深，H：水位，u, v：x, y 方向の流速，M (=uh), N (=vh)：x, y 方向の流量フラックス，r_e：有効降雨量，q_{sew}：地上から下水道への単位面積あたりの雨水排水流量，q_{up}：下水道から地上への単位面積あたりの雨水噴出流量，g：重力加速度，n：Manning の粗度係数である。

さらに，地上部の解析格子は市街地，道路，河川，耕作地の 4 つの属性に分類し，それぞれの属性ごとに異なる粗度係数の値を設定する。

2.2 下水道網の解析

Fig. 2 は，地上部に降った雨水が氾濫，もしくは下水道に流下する過程を模式的に表したものである。この図によると，地上部に降った雨水が下水道に排水される経路としては，大きく 2 つに分けられることがわかる。1 つは家屋等の建物の屋根から雨水ますを経由して排水される経路，もう 1 つは地上からグレーチングと呼ばれる道路側溝の穴を経由して排水される経路である。そこで本研究では，地上の市街地格子に降った雨水のうち，家屋の面積率を掛けた分の流量が，家屋の屋根から雨水ますに集められて下水道に流下するものとする。各家屋から下水道までの詳細な流路等は不明なので，Fig. 3 に示すように幹線下水道までの最短経路を通る下水道（「枝線下水道」と呼ぶ）を仮定する。それ以外の地上の解析格子に降った雨水は地上を氾濫することになるが，下に幹線下水道が通っている格子では，グレーチングから幹線下水道に雨水が流下する。1 つの格子の下に幹線下水道が複数存在する場合は，全ての幹線下水道に均等な流量が排水されるとする。逆に，下水道の水位が上昇して下水道から地上部へ氾濫水が逆流するときは，グレーチングのみを通して逆流し，雨水ますからの逆流は生じないものとする。

(1) 地上部・下水道の相互関係

(a) 地上部から下水道への排水

まず，建物の屋根から雨水ますを経由して枝線下水道への排水が行われる場合，本研究では，雨水ま

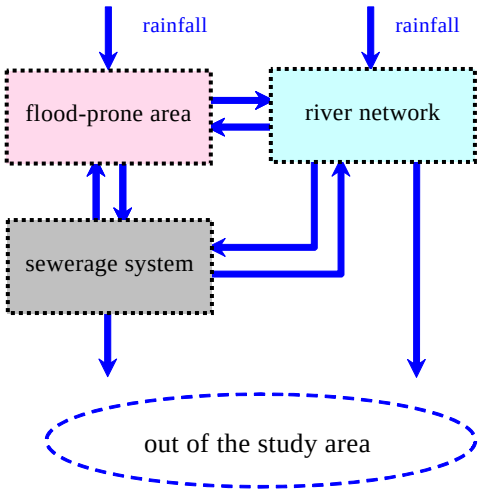


Fig. 1 Framework of the computational model

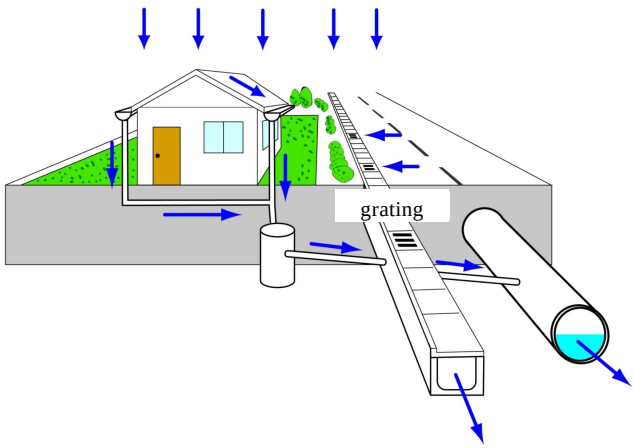


Fig. 2 Process of storm water drainage

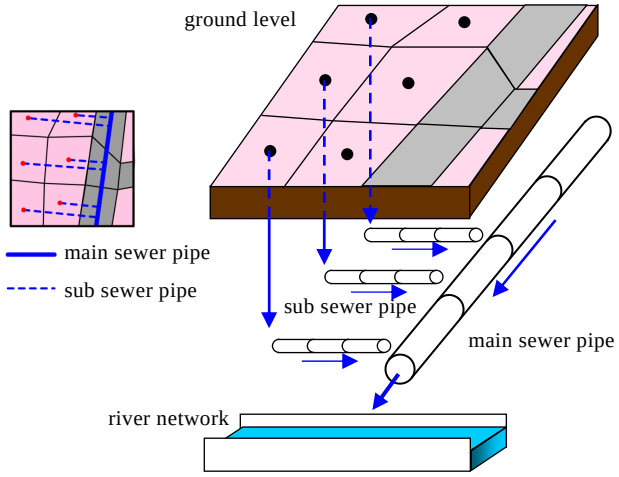


Fig. 3 Framework of sewerage model

すでの滞留や地中への浸透の影響は考慮せず，市街地格子に降った雨水のうち，家屋の面積率λに従って瞬時に枝線下水道に流入する。すなわち，式(1)中のq_{sew}は以下のように表される。

$$q_{sew} = \lambda r_e \tag{4}$$

つぎに，グレーチングを経由して地上部から幹線下水道への排水が行われる場合，排水流量を求めるには，下水管を縦断方向に離散化した区間ごとに行う。Fig. 4 (a)に示すように，地上の解析格子から下水管iの離散化された区間jへ排水される流量$Q_{sew,i,j}$は，$H_{i,j}$を下水管水位として，段落ち式に従って以下の式から求める。

$H_{i,j} \le z_m$のとき

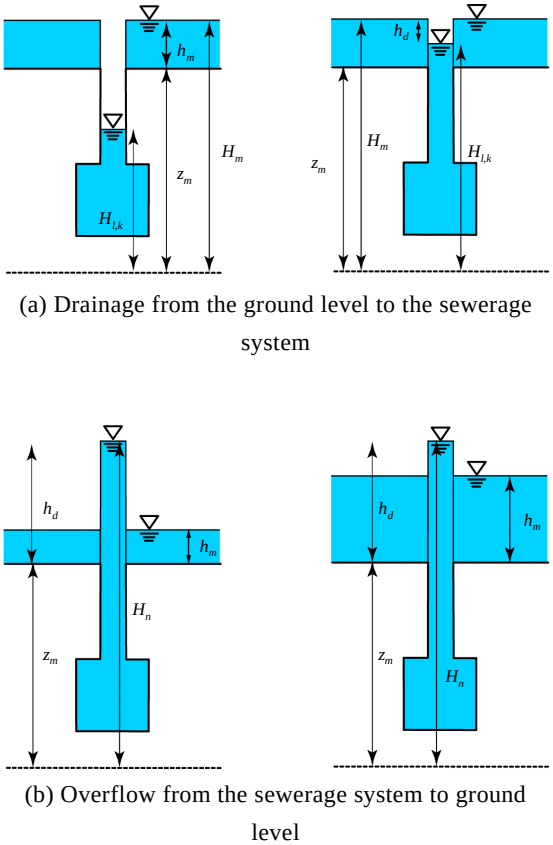
$$Q_{sew,i,j} = \mu\beta\Delta x_i h_m \sqrt{g h_m} \tag{5}$$

$z_m < H_{i,j} \le H_m$のとき

$$Q_{sew,i,j} = \mu\beta\Delta x_i h_d \sqrt{g h_d} \tag{6}$$

ここに，h_m：地上部格子水深，z_m：地上格子地盤高，H_m (=z_m+h_m)：地上部格子水位，$h_d = H_m - H_{i,j}$，Δx_i：離散化した下水管iの区間長，μ：流量係数で，μ = 0.544 とする。また，β：下水管の開口率で，グレーチングの長さの下水管格子長に対する割合で定義される。

式(5)，(6)から求めた値を用いることで，ある地上の解析格子から下水管に排水される式(1)中の流量q_{sew}は，その地上の解析格子の排水先下水管がL本のとき，以下の式から求める。



(a) Drainage from the ground level to the sewerage system

(b) Overflow from the sewerage system to ground level

Fig. 4 Interaction between the sewerage system and the flood-prone area

$$q_{sew} = \frac{1}{A}\sum_{i=1}^{L} Q_{sew,i,j} \tag{7}$$

ここに，A：地上の解析格子の面積である。

(b) 下水道から地上部への逆流

下水管内の水位が上昇して地上部へ逆流するときは，グレーチングを経由して行われる。逆流は，Fig. 4 (b)のように，下水管水位が地上の解析格子の水位を越えたときに発生するが，その流量は$h_d = H_{i,j}$（下水管水位）－z_m（地上格子地盤高）として以下に示す越流公式から求める。

$h_m / h_d \le 2/3$（完全越流）のとき

$$Q_{up} = \mu_1\beta\Delta x_i h_d \sqrt{2 g h_d} \tag{8}$$

$h_m / h_d > 2/3$（潜り越流）のとき

$$Q_{up} = \mu_2\beta\Delta x_i h_m \sqrt{2g\left(h_d - h_m\right)} \tag{9}$$

ここに，μ_1, μ_2：流量係数で，μ_1 = 0.35, μ_2 = 0.91 とする。式(8)，(9)を用いて求めた値から，ある地上部格子にグレーチングから逆流してくる式(1)中の流量q_{up}は，その地上部格子にグレーチングがN個あ

る場合は，以下に示す式から求められる。

$$q_{up} = \frac{1}{A}\sum_{k=1}^{N} Q_{up,k} \tag{10}$$

ここで，$Q_{up,k}$：地上部格子にある k 番目のグレーチングからの逆流流量とする。

(2) 下水道管渠内の解析

本研究では，下水道内の流れは連続式と運動量式を用いて力学的に解析し，下水道が管渠であることを考慮して Preissman のスロットモデルを導入する。このモデルは, Fig. 5 に示すように管路の頂部に仮想的なスロットをとりつけ，管路流れに開水路と同じ基礎式を用いて計算する方法である。本研究では，枝線下水道，幹線下水道ともに以下の基礎式を用いる。なお，下水道の断面積は簡単のため，長方形断面とする。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{q}{\Delta x} \tag{11}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial (uQ)}{\partial x} = -gA\frac{\partial H_p}{\partial x} - \frac{gn^2|Q|Q}{R^{4/3}A} \tag{12}$$

ここに，A：流水断面積，Q：流量，q：横流入流量，Δx：下水管の離散化された 1 区間長，u：流速，R：径深である。また，H_p：水位であり，z：管底高，h：水深とすると，$H_p = z + h$ であるが，h は，

$$h = \begin{cases} A/B & : A \le A_p \text{のとき} \\ B' + (A - A_p)/B_s & : A > A_p \end{cases} \tag{13}$$

で求められる。ここに，B：下水道断面を長方形と仮定したときの管路幅，B’：管路の天井高，A_p：管路の断面積，B_s：スロット幅である。

(a) 枝線下水道

枝線下水道は，Fig. 3 で示すように，地上の解析格子の図心から幹線下水道に対して最短距離の線分で表される。勾配，断面は接続する幹線下水道と等しくする。また，枝線下水道では式(11)中の横流入量 q はつねに 0 である。枝線下水道の上流端での流量は式(4)に地上の格子面積をかけた値となる。枝線下水道の下流端，すなわち幹線下水道との境界の流量は式(12)の移流項を省略した式を用いて求める。

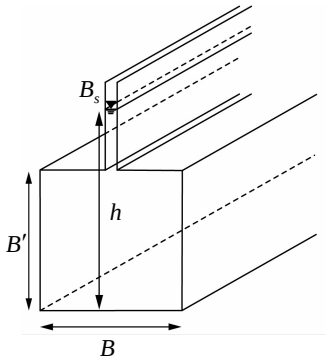


Fig. 5 Slot model

(b) 幹線下水道

幹線下水道網はツリーのような接続関係にあるとする。つまり，雨水は上流側の 1 本もしくは複数の幹線下水道から下流側の 1 本の幹線下水道に流下する仕組みになっており，その最も下流に位置する幹線下水道の下流端から地上の河川格子や河川網に排水される。接合部分の流量，幹線下水道下流端の流量はともに式(12)の移流項を省略した式から求める。式(11)中の横流入流量には，枝線下水道下流端からの流量，グレーチングを経由した地上からの流入流量［式(5)または式(6)］，地上への噴出流量［式(8)または式(9)］を考慮する。

2.3 河川網の一次元不定流解析

(1) 河川網の解析

河川網では，井上ら（2000）の特性曲線法を用いた一次元不定流解析を適用する。以下に示す連続式と St.Venant 式を特性曲線法を用いて解くことで，一次元不定流解析を行う。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \tag{14}$$

$$\frac{1}{g}\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{g}\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} = s_0 - s_f \tag{15}$$

ここに，A：流水断面積，Q：流量，q：x 方向の単位長さあたりの横流入量（流入を正, 流出を負とする），$u = (Q/A)$：断面平均流速，$s_0 = \sin\theta$：水路底勾配である。基準面から河床までの高さを z とすると，$\sin\theta = -dz/dx$，s_f：摩擦勾配で，抵抗則として Manning 公式を用いるときは，$s_f = n^2 u|u| / R^{4/3}$，n：Manning の粗度係数，R：径深，g：重力加速度である。計算する際には，各断面の水深が分かれば流水断面積と径深が求められるように，前もって，河川の断面特性から水深 0.1m ごとに流水断面積と径深を求めておく。

(2) 下水道・河川間の相互関係

(a) 下水道から河川への流入

下水管のうち，自然流下により排水され下流端で河川と合流する場合はそこで水のやりとりが行われる。H_{sew}（下水管水位）＝h_p（下水管水深）＋z_b（下水管底高）としたときに，H_{sew} が H_p（河川水位）よりも大きい場合は下水管から河川に水が流入する。その流入流量 Q は以下に示す段落ち式から求める。

$$Q = \mu h_{sew}\sqrt{g h_{sew}} \tag{16}$$

ここで，μ：流量係数で，$\mu = 0.544$ とする。



Fig. 6 Hii River basin

(b) 河川から下水道への流入

一方，H_{sew} が H_p よりも小さい場合は河川から下水管に水が流入する。そのときは，下水管下流端の水位が河川水位と等しくなるような水深を，下水管下流単に与えることで流入を表現する。

(3) 地上部・河川間の相互関係

(a) 地上部から河川への流入

地上部から河川への溢水氾濫を考慮するために，本研究では，河川に面した地上部格子の標高とその地上部格子の図心に最も近い河川網計算断面の河川水位を比較して溢水かどうかを判定する。河川水位を H_r，地上部格子の標高を z_m とすると，段落ち水深 $h_1 = z_m - H_r$ であるから，$h_1 > 0$ のときは地上部から河川への排水が起こり，単位幅あたりの排水流量は，以下に示す段落ち式から求める。

$$q = \mu h_1 \sqrt{2gh_1} \qquad (17)$$

ここに，μ：流量係数で，μ = 0.544 とする。この単位幅流量を x, y 方向に分割して，この格子辺での流量フラックス（M, N）とする。

(b) 河川から地上部への流入

一方，$h_1 < 0$のときは河川から地上部へ流入が起こるが，そのときは流入流量を計算するのではなく，地上部の水位と河川の水位が等しくなるような水深を地上部の格子に与えることで流入を表現する。

3. 松江市における平成18年7月豪雨の再現計算

3.1 松江市の概要

本研究は，平成 18 年 7 月豪雨により，甚大な被害を被った島根県松江市を対象領域とする。Fig. 6 に，松江市が位置する斐伊川流域を示す。松江市は，宍道湖から大橋川が流れ出す出口の低平地付近を中心に，大橋川の両岸に市街地が広がっている。宍道湖から日本海までの水面勾配は非常に緩やかで，宍道湖の水位がなかなか低下せず，この辺りは洪水が長期化しやすい地形になっている。また，二つの湖をつなぐ大橋川は河道断面が小さく疎通能力が小さい河川であり，宍道湖の洪水の排水がスムーズに行われないために，松江市は洪水氾濫の常襲地であった。

2006 年の 7 月 15 日～24 日にかけて，九州から本州にのびた梅雨前線の活動が活発となり全国的に広い範囲で大雨に見舞われ，松江市においても 17 日朝と 18 日夜の 2 回にわたって短時間に集中豪雨があった。最大時間雨量が 54mm，7 月 16 日～21 日にかけての 6 日間で総雨量が 418mm と，7 月の月間平均雨量の 2 倍を超える大雨だった。この大雨により大橋川の洪水が溢れるなどして，周辺に浸水被害，土砂崩落が発生した。大橋川の松江観測所の水位は，18 日に警戒水位（1.2m），特別警戒水位（1.4m）をともに超えて，19 日の午後 3 時前には最高水位 1.96m を記録した。松江市では，浸水面積 205ha，浸水家屋 1702 戸の被害を受け，特に JR 松江駅周辺などの被害が大きかった。Fig. 7 に松江地点での降雨強度，ならびに宍道湖と中海の水位，Fig. 8 に松江市中心部における浸水域をそれぞれ示す。地域ごとの浸水状況を見ると，大橋川南部では大橋川の水位上昇によって市内の水路網，さらには下水道内の水位が上昇して地上部に逆流している。大橋川北部でも大橋川の水位上昇に伴って浸水が進んでいるが，地盤高の低い地域では降雨が地形的に溜まった内水氾濫が浸水被害の主な原因であると報告されている。

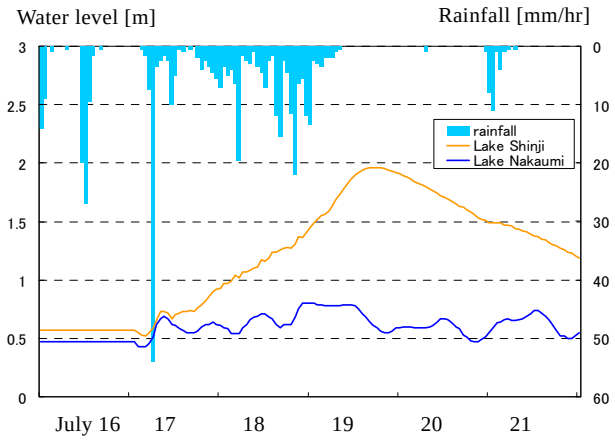


Fig. 7 Rainfall and water level observed in July, 2006

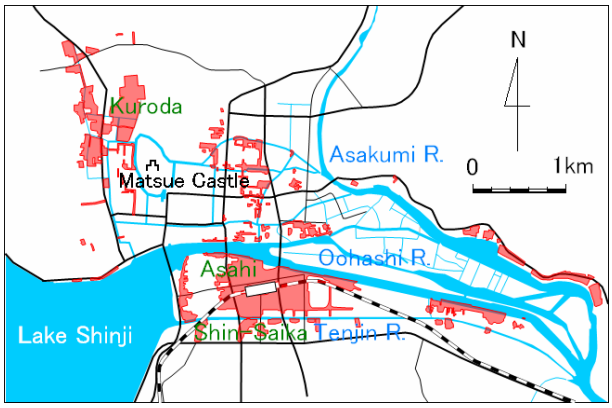


Fig. 8 Inundated area at the disaster of 2006

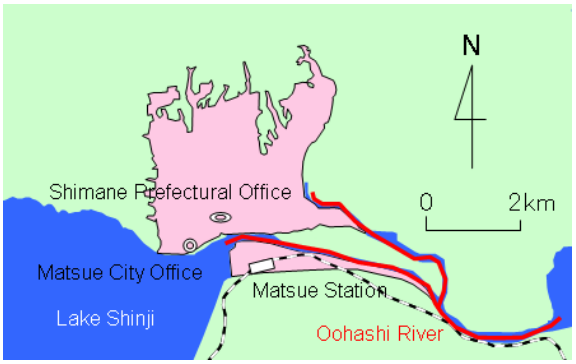


Fig. 9 Study area of sub models

3. 2 松江市のモデル化

本研究における計算対象領域は Fig. 9 に示す松江市の中心部である。同図には地上部，河川網のサブモデルによる解析範囲を示しており，下水道網は地上部の下に存在する。

(1) 地上部

Fig. 10 には 2500 分の 1 の都市計画基本図から読み取った各解析格子の標高を示す。地上部の対象領域は大橋川によって北部と南部に分断されており，北部の東側の境界は朝酌川に面している。さらに，この対象領域の地上部の解析格子をそれぞれ市街地格子，道路格子，河川格子，耕作地格子の 4 つの属性に分類した図が Fig. 11 である。道路格子，河川格子の数はそれぞれ 1047 個，525 個であり，全格子数は 4021 個である。それぞれの格子における粗度係数の値は Kawaike,et al.（2007）の値を用いて，市街地格子で 0.067，道路格子で 0.043，河川格子で 0.020，耕作地格子で 0.040 と定める。なお，市街地格子の家屋の面積率は，簡単のため一様にλ=0.6 である。

(2) 下水道網

本研究で用いた下水道網を Fig. 12 に示す。下水道管渠内では粗度係数を一様に 0.015 とする。下水管の断面形状は長方形と仮定し，開口度は現地踏査の結果から 0.1 とする。

(3) 河川網

大橋川の対象区間は，宍道湖から中海までの全区間，朝酌川は百足橋から大橋川との合流点までで，区間長はそれぞれ 7.5km，3.7km である。それぞれの川に沿って，大橋川は 50m 間隔で 150 の計算断面を，朝酌川は 100m 間隔で 37 の計算断面を設ける。

3. 3 解析結果と考察

本研究では，2006 年に松江市で発生した平成 18 年 7 月豪雨による氾濫状況の再現を試みた。解析の条件として，Fig. 7 で示す松江での降雨を対象領域全体に与える。大橋川の上・下流端には，Fig. 7 に示す宍道湖，中海の実測水位を，朝酌川の上流端には朝酌川流域での降雨流出解析結果（Kawaike et al., 2007）を与える。計算時間は 16 日 0 時から 22 日 0 時の 6 日間である。

解析の結果得られた最大浸水深を Fig. 13 に示す。

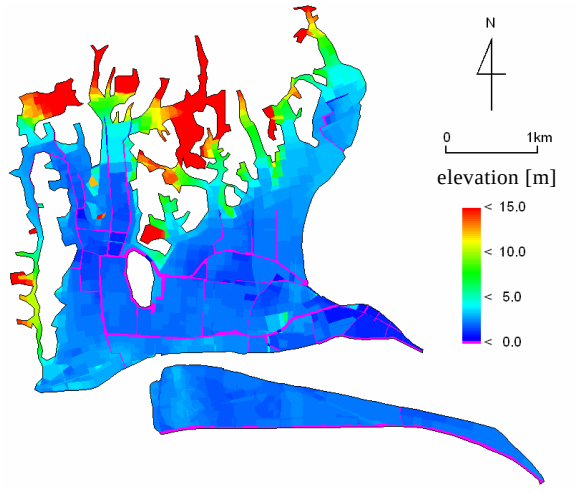


Fig. 10 Computational meshes and their elevation

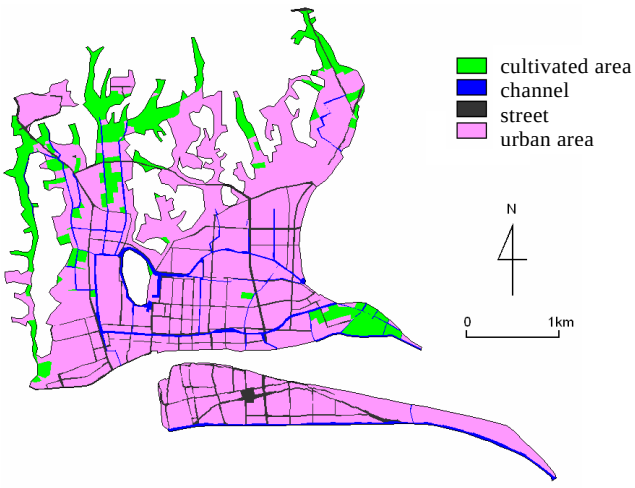


Fig. 11 Categories of computational meshes

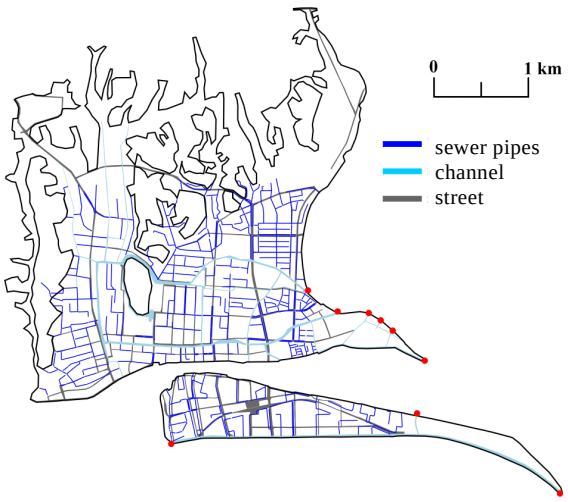


Fig. 12 Sewerage network

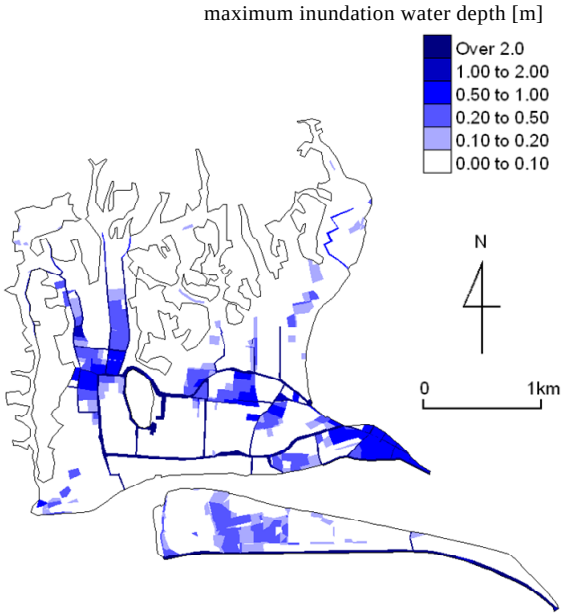


Fig. 13 Maximum inundation water depth

この解析結果と Fig. 8 の浸水実績を比較すると，解析により大橋川より左岸側と右岸側ともに浸水実績をおおむね再現できていることがわかる。しかし，左岸側と右岸側で数値解析の結果の傾向が大きく異なっている。つまり，北部では数値解析結果のほうが浸水実績よりも過大に，南部では過小に評価している。これは，北部の浸水は，市内河川網が大橋川の水位上昇に伴い氾濫したもので，南部は，大橋川の水位上昇に伴って下水道内の水位が上昇して地上部へ噴出したものだと考えられるが，地上部と下水道網の流出入が全て段落ち式および越流公式で扱われているため，その係数の設定方法に問題があったと考えられる。

これらの結果は，Kawaike et al.（2007）の解析結果とほぼ同様であり，この水害時の浸水状況を再現することには成功しているが，この結果からは本モデルの改良による影響が見られないため，モデル改良の是非については不明である。

4. 短時間集中豪雨への適用

本章では，短時間集中豪雨を用いて Kawaike et al.（2007）よる氾濫解析モデル（以下，旧モデル）との解析結果の比較を行うことで，家屋から下水道への排水を考慮した本モデルの改良の影響について検討する。

4.1 解析条件

対象領域は，前章で扱った松江市とする。ただし，大橋川の水位の影響を受けないようにするために，宍道湖，中海の水位および，朝酌川上流からの流出流量は 7 月 16 日 0 時の値で一定とし，河川水位上昇による下水道の雨水排水機能の低下が起こらないようにする。対象とする災害外力は，2000 年 9 月 11 日から 12 日にかけて東海地方を中心に集中的に発生した東海豪雨とする。Fig. 14 は名古屋雨量観測所にて観測された東海豪雨の時間雨量を示す。その他の解析条件は，3.2 と同様とする。

4.2 結果と考察

4.1 で述べた解析条件のもと，本研究において提案したモデルと旧モデルを適用した。解析結果として，Fig. 15 (a), (b)に両モデルによる最大浸水深を示す。この図から，家屋からの排水の影響を考慮した氾濫解析の方が，氾濫水の拡がりが大きいことがわかる。この浸水過程を比較するために，それぞれの地点を通る下水道内の水深の時間変化に着目した。Fig. 15 (a)に示す下水管 N1，N2，N3，S1，S2，S3 内の水深の時間変化を Fig. 16 に示す。これらの水深の変化を見てみると，本研究における解析モデルのほうが，降雨強度の変化に伴う水深の変化率が大きい

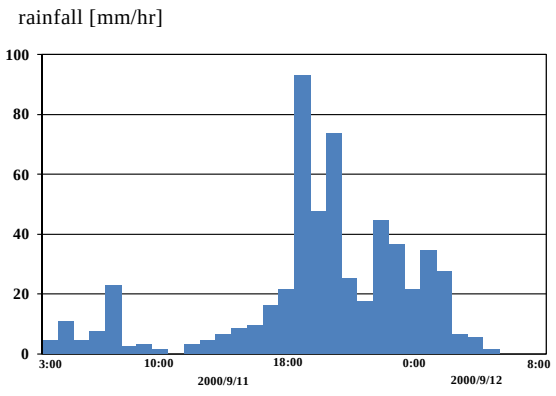


Fig. 14 Rainfall observed at Nagoya in 2000

ことがわかる。これは，枝線下水道から幹線下水道へは強制的に流入させ，幹線下水道から枝線下水道への逆流を考慮していないため，家屋からの排水が幹線下水道の水深の変化に大きな影響を与えていると考えられる。さらに，旧モデルでは，地上部での氾濫も下水道網内の流れも本研究のモデルによる解析結果に比べて少なくなっているが，これは地上部において氾濫水が河川格子に排水されているか，下水道網により排水されているからだと考えられる。

本研究における解析モデルでは，各家屋の雨水ますの影響を考慮していない。つまり，雨水ます内での地下への浸透や，一時的な貯留によるタイムロスをモデル化していないため，幹線下水道への到達時間が早くなっていると考えられる。

以上より，家屋からの排水が都市域の氾濫に影響を及ぼすことが示せた。しかしながら，解析結果に差が出ることはわかったものの，どちらの解析モデルがより精度が高いかの検証が，今後の課題として残されたといえる。

5. おわりに

本研究では，家屋からの雨水排水過程を考慮した氾濫解析モデルを構築し，松江市に適用した。その結果，平成 18 年 7 月豪雨時の浸水状況が旧モデルと同様に再現可能であること，さらに旧モデルで表現されていなかった家屋からの排水が氾濫水に影響を及ぼすことがわかった。

しかしながら，両モデルの間で結果に差が出ることはわかったものの，検証材料が存在しないことから，本モデルによって精度が向上したと結論付けることはできなかった。したがって今後，模型実験や現地での観測を行うことによってモデルの検証を進めていくことが，今後の課題である。

謝　辞

本研究を進めるにあたり，国土交通省出雲河川事務所の方より平成18年7月豪雨での浸水状況に関するデータを，また松江市下水道課の方より下水道に関するデータを快く提供いただきました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

井上和也・川池健司・戸田圭一（1999）：非構造格子による氾濫解析モデル，京都大学防災研究所年報，第42号 B-2，pp.339-353.

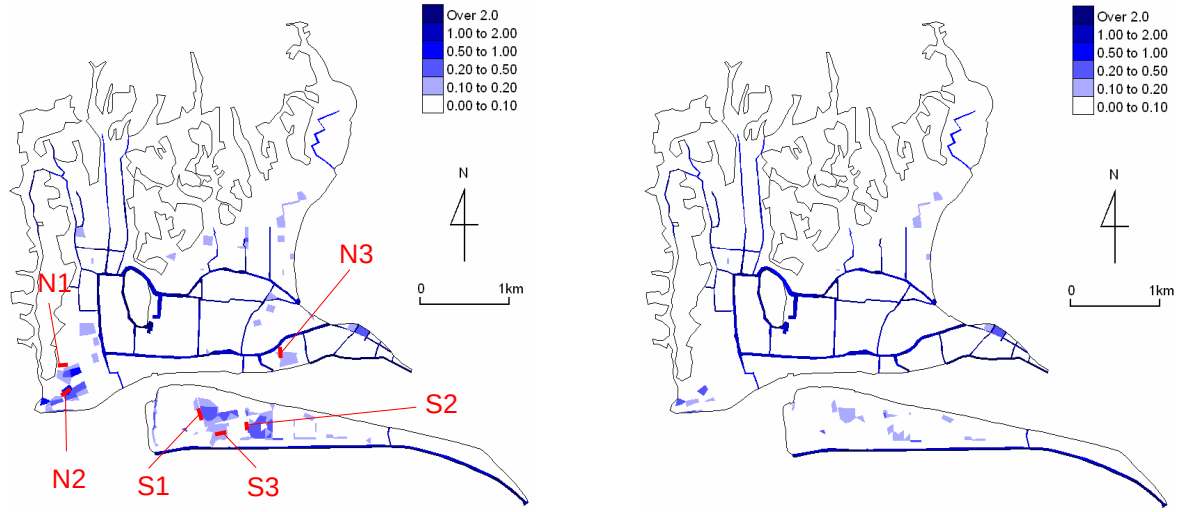
井上和也・戸田圭一・前田　修（2000）：河川網が発達した領域での氾濫解析法とそのメコンデルタへの適用，水工学論文集，第44巻，pp.485-490.

川池健司・井上和也・戸田圭一・野口正人（2004）：低平地河川流域での豪雨による都市氾濫解析，土木学会論文集，No.761／II-67，pp.57-68.

相良亮輔・錦織俊之・井上和也・戸田圭一（2004）：枝線下水道を考慮した市街地氾濫解析，水工学論文集，第48巻，pp.589-594.

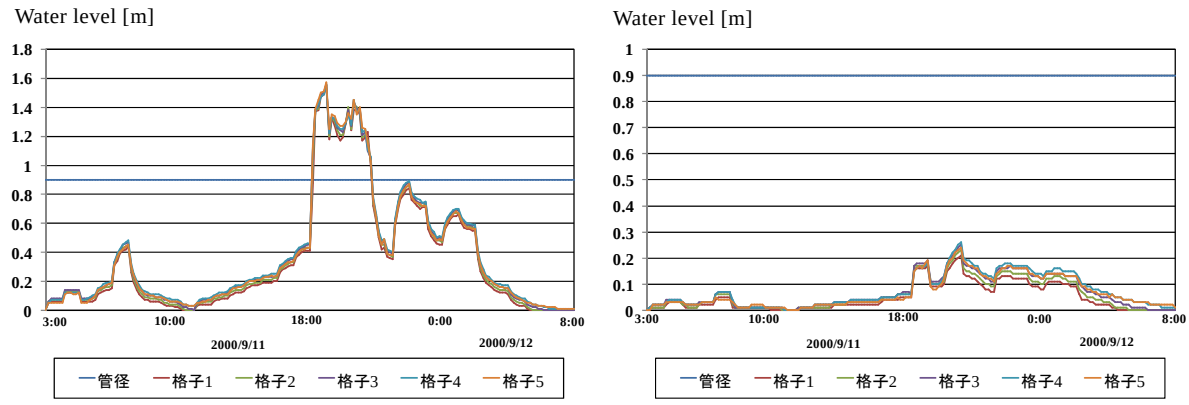
戸田圭一・井上和也・村瀬　賢・市川　温（1999）：豪雨による都市水害の水理モデルの開発，京都大学防災研究所年報，第42号 B-2，pp. 355-367.

Kawaike, K. and Nakagawa, H. (2007): Flood Disaster in July 2006 in the Matsue City Area and its Numerical Modeling, Proc. 32nd IAHR Congress.



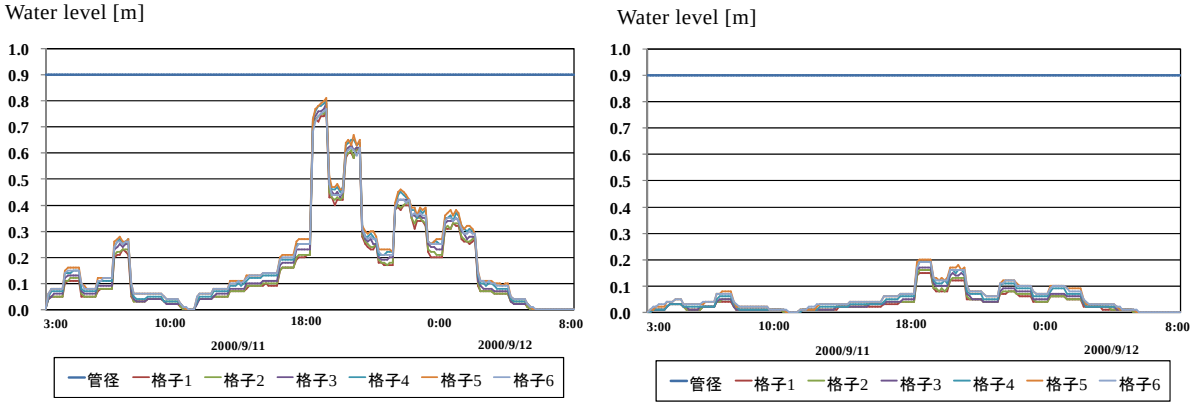
(a) proposed model　　(b) conventional model

Fig. 15 Comparison of maximum inundation water depth between the proposed model and the conventional model



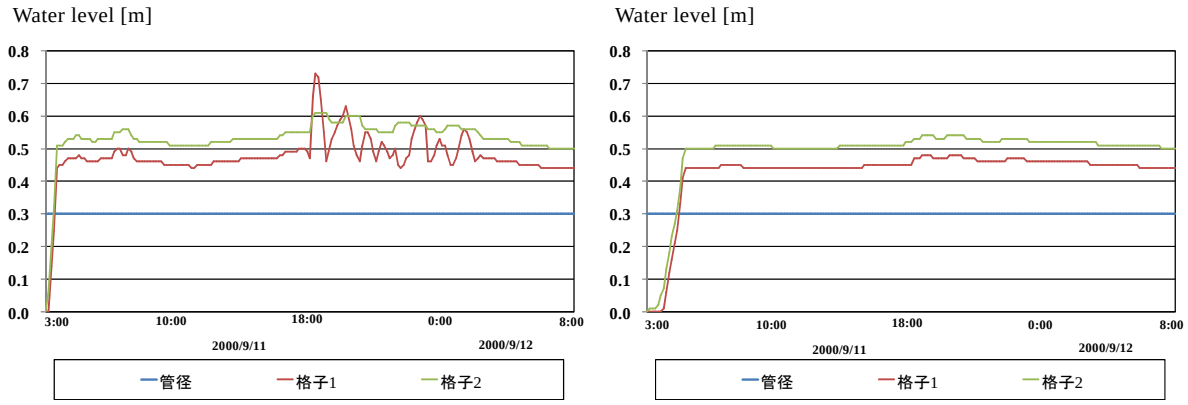
proposed model (N1) conventional model (N1)

(a) N1



proposed model (N2) conventional model (N2)

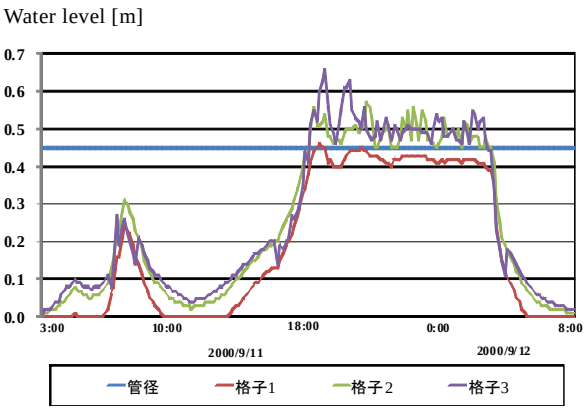
(b) N2



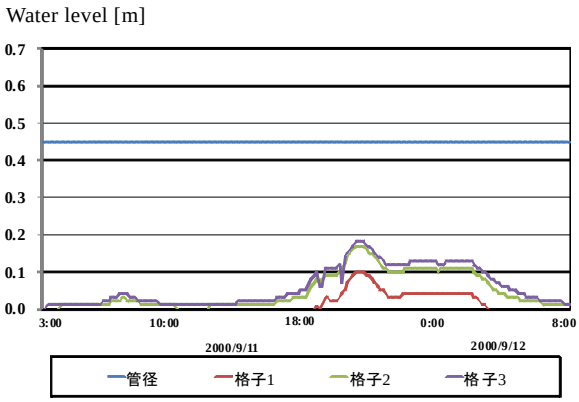
proposed model (N3) conventional model (N3)

(c) N3

Fig. 16 Comparison of temporal change of sewer pipe water depth between the proposed model and the conventional model (1)

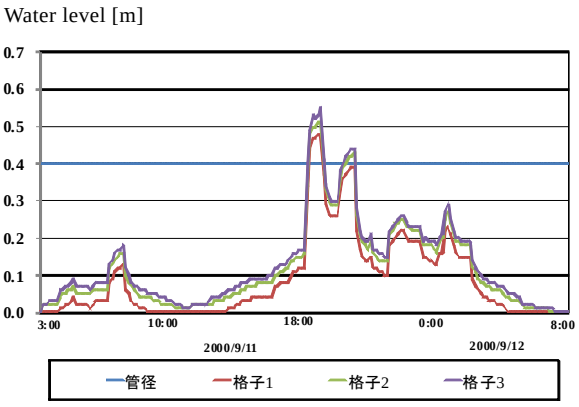


proposed model (S1)

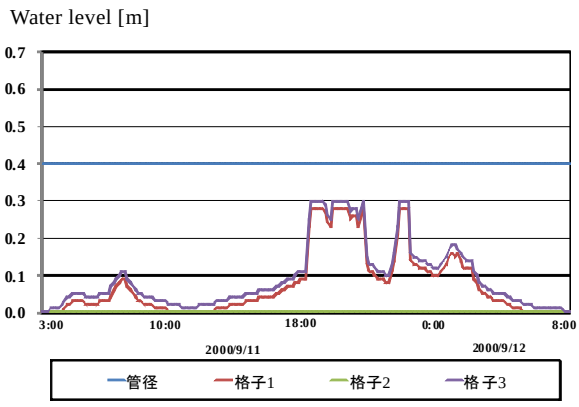


conventional model (S1)

(d) S1

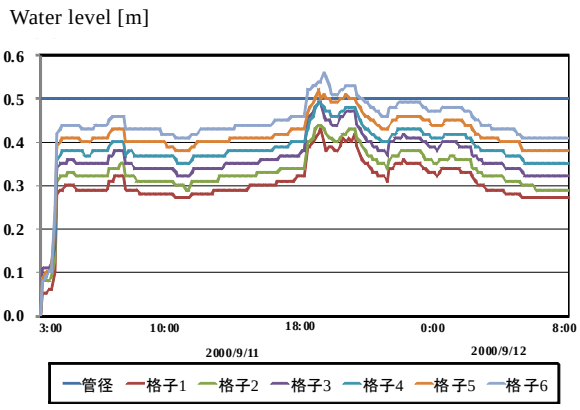


proposed model (S2)

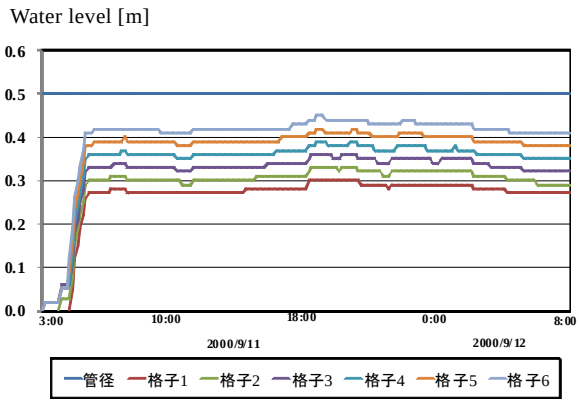


conventional model (S2)

(e) S2



proposed model (S3)



conventional model (S3)

(f) S3

Fig. 16 Comparison of temporal change of sewer pipe water depth between the proposed model and the conventional model (2)

Modeling of Sewerage System in Numerical Simulation of Inundation Flow in Urban Area

Kenji KAWAIKE, Hajime NAKAGAWA, Yohei IMAI* and Yuzo YAMADA**

* Osaka Prefectural office, Japan
** Tokio Marine & Nichido Fire Insurance, Ltd., Japan

Synopsis

Recently, inundation disaster due to heavy rainfall is a serious problem especially in urban area. In this study, to predict its hazardousness appropriately, the conventional numerical simulation model is revised in the model of sewerage system. Storm water given to buildings roofs is drained through sub-sewer, and inundation water on the ground is drained through grating of street gutter into main sewer pipes. This simulation model is applied to the Matsue City area, Japan. As the simulation results, the inundation area and water depth at the disaster of 2006 are reproduced well, but validation of the effects of drainage process expressed in this study should be done in the future.

Keywords: numerical simulation of inundation flow, sewerage system, urban area, Matsue City

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Prediction of Flood/Debris Flow Hydrograph Due to Landslide Dam Failure by Overtopping and Sliding

Ripendra AWAL*, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE, Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

An integrated model was developed by combining three separate models: (i) model of seepage flow, (ii) model of slope stability and (iii) model of dam surface erosion and flow to predict flood/debris flow hydrograph resulted from failure of landslide dam by overtopping and sudden sliding. The main advantage of an integrated model is that it can detect failure mode due to either overtopping or sliding based on initial and boundary conditions. The proposed model is tested for three different experimental cases of landslide dam failure due to overtopping and sliding, and reasonably reproduced the resulting flood/Debris flow hydrograph.

Keywords: landslide dam, slope stability, seepage flow, overtopping flow, flood/debris flow hydrograph

1. Introduction

Earthquakes or heavy rainfall and snow melt may cause landslides and debris flow on the slopes in the vicinity of river channel. If the sediment mass generated by such landslides are big enough and reaches the river may sometimes block a river flow and create a landslide dam naturally. Formation and failure of landslide dam are one of the significant natural hazards in the mountainous area all over the world. Landslide dams are also common in Japan because of widespread unstable slopes and narrow valleys exist in conjunction with frequent hydrologic, volcanic and seismic landslide triggering events (Swanson, 1986). Historical documents and topography have revealed the formation of many landslide dams, some of which broke and caused major damage in Japan (Tabata et al., 2002). The 2004 Chuetsu earthquake resulted in many landslide dams particularly in the Imo River basin. In 2005, typhoon 14 caused a large landslide dam near the Mimi-kawa river (Mizuyama, 2006).

The catastrophic failure of landslide dam may occur shortly after its formation. Prediction of potential peak discharge and resulting hydrograph is necessary for the management of dam-break flood hazards and to decide appropriate mitigation measures including evacuation. The predicted outflow hydrograph will serve as an upstream boundary condition for subsequent flood routing to predict inundation area and hazard in the downstream. Sudden, rapid and uncontrolled release of water impounded in landslide dam has been responsible for some major disasters in mountainous region. Peak discharge produced by such events may be many times greater than the mean annual maximum instantaneous flood discharge.

Basically, there are two methods to predict probable peak discharge from potential failure of landslide dam (Walder and O'Connor, 1997). One method relies on regression equations that relate

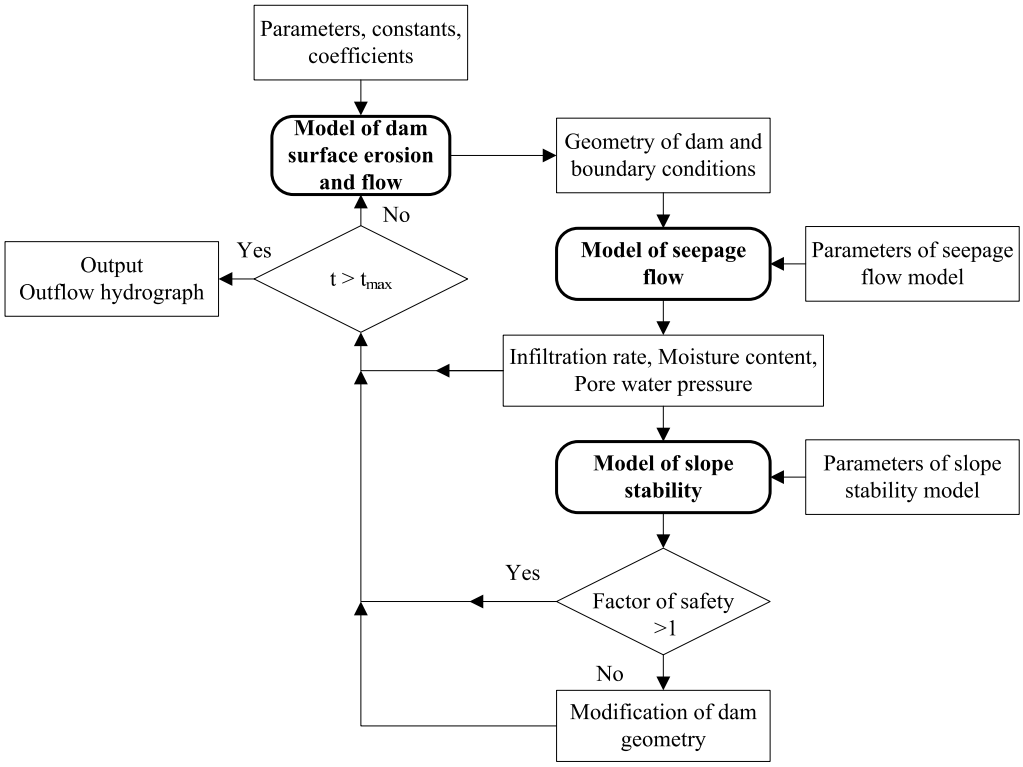


Fig. 1 General flow chart of an integrated model to predict flood/debris flow hydrograph due to landslide dam failure.

observed peak discharge of landslide dam failure to some measure of impounded water volume: depth, volume, or some combination thereof (Costa, 1985, Costa and Schuster 1988, Walder and O'Connor, 1997) and regression equations that relate experimental peak discharge to some measure of impounded water volume: depth, torrent bed gradient and inflow discharge (Tabat et al., 2001). The other method employs computer implementation of a physically based mathematical model. Several researchers have developed physically based model such as Fread (1991), Takahashi and Kuang (1988), Takahashi and Nakagawa (1994), Mizuyama (2006) and Satofuka et al. (2007). Although, landslide dam failure is frequently studied as an earthen dam failure, very few models are developed for landslide dam failure that can treat the flow as both sediment flow and debris flow. If the concentration of sediment is above 10%, non-newtonian viscous flow has to be taken into account. During surface erosion of landslide dam, sediment concentration increased more than 10%, so the model to predict the flood/debris flow hydrograph due to landslide dam failure should be capable to treat all types of flow based on sediment concentration.

Most of the existing models are applicable to overtopping failure of landslide dam. Some model has limitation to represent downstream batter slopes of greater than 1 in 5 (Davies, 2007). Infiltration process is neglected in almost all available models. In this context, an attempt has been made to incorporate integration of three separate models: (i) model of seepage flow, (ii) model of slope stability and (iii) model of dam surface erosion and flow to predict the outflow hydrograph resulted from failure of landslide dam by overtopping and sudden sliding. The main advantage of an integrated model is that it can predict time at which landslide dam may fail and also detect failure mode due to either overtopping or sliding based on initial and boundary conditions.

2. Numerical model

The model of the landslide dam failure to predict flood/debris flow hydrograph consists of three models. The seepage flow model calculates pore water pressure and moisture content inside the dam body. The model of slope stability calculates the

factor of safety and the geometry of critical slip surface according to pore water pressure, moisture movement in the dam body and water level in the upstream reservoir. The model of dam surface erosion and flow calculates dam surface erosion due to overflowing water. General outline of proposed integrated model is shown in Fig. 1. A brief description of each model is given below.

2.1 Model of seepage flow

The seepage flow in the dam body is caused by the blocked water stage behind the dam. The transient flow in the dam body after formation of landslide dam can be analyzed by Richards' equation. To evaluate the change in pore water pressure in variably saturated soil, pressure based Richards' equation is used (Awal et al., 2007).

$$C\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x(h)\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\right) \quad (1)$$

where h is the water pressure head, $K_x(h)$ and $K_z(h)$ are the hydraulic conductivity in x and z direction, C is the specific moisture capacity $(\partial\theta/\partial h)$, θ is the soil volumetric water content, t is the time, x is the horizontal spatial coordinate and z is the vertical spatial coordinate taken as positive upwards. Eq.(1) represents flow in both the unsaturated domain as well as in the saturated domain. Line-successive over-relaxation (LSOR) is often a very effective method of treating cross-sectional problem grids. LSOR scheme is used in this study for the numerical solution of Richards' equation.

In order to solve Richards' equation, the constitutive equations, which relate the pressure head to the moisture content and the relative hydraulic conductivity, are required. In this study, constitutive relationships proposed by van Genuchten (1980) are used for establishing relationship of $K-h$ and $\theta-h$, with $m=1-(1/\eta)$.

2.2 Model of slope stability

The evaluation of transient slope stability of landslide dam by the limit equilibrium method involves calculating the factor of safety and searching for the critical slip surface that has the lowest factor of safety. Many attempts have been conducted to locate the position of critical slip surface by using general noncircular slip surface theory coupled with different non-linear programming methods. The numerical procedure behind the identification of critical noncircular slip surface with the minimum factor of safety based on dynamic programming and the Janbu's simplified method is mainly based on research by Yamagami and Ueta (1986). The algorithm combines the Janbu's simplified method with dynamic programming on the basis of Baker's successful procedure.

Janbu's simplified method can be used to calculate the factor of safety for slip surfaces of any shape. The sliding mass is divided into vertical slices and the static equilibrium conditions of each slice are considered as sum of the vertical forces equal to zero and sum of the forces parallel to failure surface equal to zero. For the soil mass as a whole, sum of the vertical forces $\sum F_y=0$ and sum of the horizontal forces $\sum F_x=0$ are considered as equilibrium condition.

Based on the above considerations the factor of safety, F_s for Janbu's simplified method is defined as:

$$F_s=\frac{1}{\sum_{i=1}^{n}W_i\tan\alpha_i}\times \sum_{i=1}^{n}\left\{\frac{cl_i\cos\alpha_i+(W_i-u_il_i\cos\alpha_i)\tan\phi}{\cos^2\alpha_i\left(1+\frac{1}{F_s}\tan\alpha_i\tan\phi\right)}\right\} \quad (2)$$

where W_i is the weight of each slice including surface water, l_i is the length of the base of each slice, u_i is the average pore water pressure on the base of the slice, α_i is the inclination of the base to the horizontal, n is the total number of slices, and c and ϕ are the Mohr-Coulomb strength parameters.

The details of transient slope stability analysis of landslide dam by using dynamic programming and Janbu's simplified method can be found in Awal et al. (2007).

2.3 Model of dam surface erosion and flow

There are only a few two-dimensional (2D) numerical models for dam-break erosion by overtopping flow. Takahashi and Nakagawa (1994) used 2D model to predict flood/debris flow hydrograph due to natural dam failure caused by overtopping. Broich (1998) used 2D model using different numerical schemes for shallow water equations, Exners equation and sediment transport formulae. Unrealistic modeling of the vertical and lateral erosion, no stability mechanism, and parabolic breach shape are the some limitations of this model (Morris and Hassan, 2002).

The mathematical model developed by Takahashi and Nakagawa (1994) was used for the modeling of surface erosion and flow. The model was capable to analyse the whole phenomena from the beginning of overtopping to the complete failure of the dam as well as to predict flood/debris flow hydrograph in the downstream. The infiltration in the dam body was not considered in their model; therefore, time to overflow after formation of landslide dam could not be predicted from the previous model. In this study, infiltration in the dam body is also incorporated.

The model is two-dimensional and it can also collapse to treat one-dimensional for overtopping from full channel width. In case of sudden sliding failure, simplified assumption is made for initial transformation of the dam body after the slip failure. Based on many experiments the slipped mass is assumed to stop at the sliding surface where slope is less than angle of repose and the shape of the slipped mass is assumed as trapezium. There is some time lag between slip failure and movement of the slipped soil mass but in the model, the time necessary for such a deformation is assumed as nil. The erosion process by the overspilled water is analysed for the modified dam shape.

The erosive action of the overtopping flow removes material from the top part of the dam. The overtopped flow grows to debris flow by adding the eroded dam material to it, if the slope and length of dam body satisfy the critical condition for the occurrence of a debris flow.

The main governing equations are briefly discussed here. The depth-wise averaged two-dimensional momentum conservation equation for the x-wise (down valley) direction is

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta' \frac{\partial (uM)}{\partial x} + \beta' \frac{\partial (vM)}{\partial y} = gh \sin\theta_{bxo} - gh\cos\theta_{bxo} \frac{\partial (h + z_b)}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_T} \quad (3)$$

and for the y-wise (lateral) direction,

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta' \frac{\partial (uN)}{\partial x} + \beta' \frac{\partial (vN)}{\partial y} = gh \sin\theta_{byo} - gh\cos\theta_{byo} \frac{\partial (h + z_b)}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_T} \quad (4)$$

The continuity of the total volume is

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = i\{c_* + (1 - c_*)s_b\} - q \quad (5)$$

The continuity equation of the particle fraction is

$$\frac{\partial (ch)}{\partial t} + \frac{\partial (cM)}{\partial x} + \frac{\partial (cN)}{\partial y} = ic_* \quad (6)$$

The equation for the change of bed surface elevation is

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + i = i_{sml} + i_{smr} \quad (7)$$

where $M = uh$ and $N = vh$ are the x and y components of flow flux, u and v are the x and y components of mean velocity, h is the flow depth, z_b is the elevation, ρ_T is the apparent density of the flow, $\rho_T = c(\sigma - \rho) + \rho$, c is the volume concentration of the solids fraction in the flow, σ is the density of the solids, ρ is the density of water, β' is the momentum correction coefficient, τ_{bx} and τ_{by} are the x and y components of

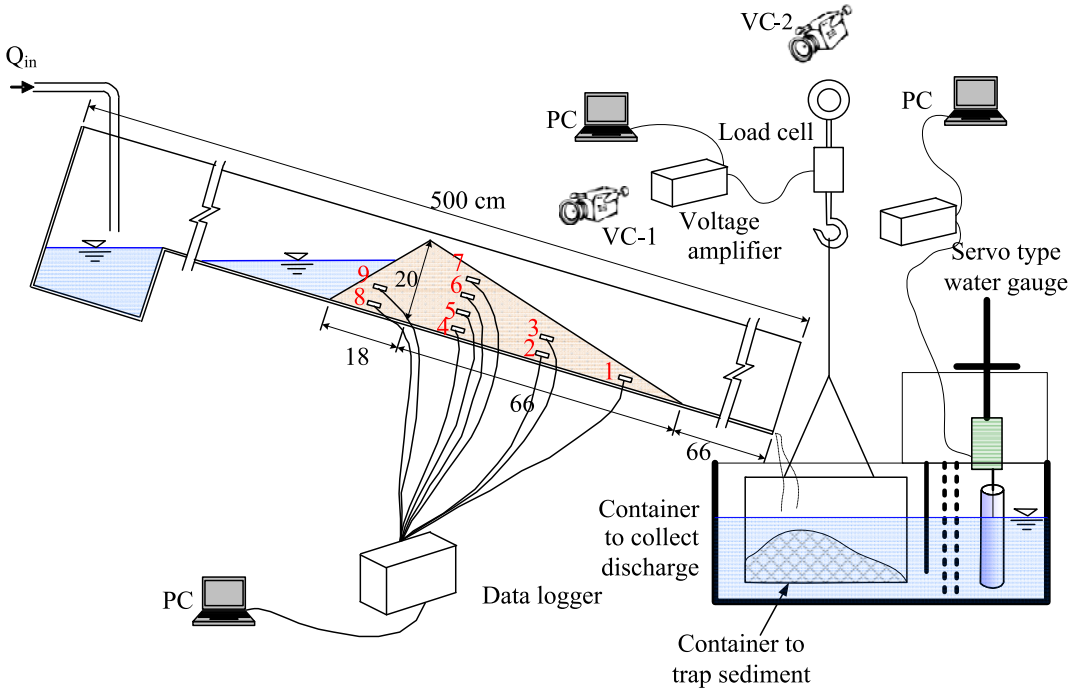


Fig. 2 Experimental setup

resistance to flow, i is the erosion or deposition velocity, c_* is the solids fraction in the bed, s_b is the degree of saturation in the bed (applicable only in cases of erosion, when deposition takes place substitute $s_b = 1$), i_{sml} and i_{smr} are the mean recessing velocity of the left and right hand side banks of the incised channel, respectively, t is the time, g is the acceleration due to gravity and q is the infiltration rate.

Shear stress, erosion or deposition velocity and channel enlargement for overtopping from partial channel width were evaluated using the model presented in Takahashi and Nakagawa (1994).

3. Experimental study

A rectangular flume of length 5m, width 20cm and depth 21cm was used. The slope of the flume was set at 17 degree. Mixed silica sand of mean diameter 1mm was used to prepare a triangular dam in the flume. The height of the dam was 20cm and the longitudinal base length was 84cm. The schematic diagram of the flume is shown in Fig. 2. van Genuchten parameters (including θ_r) were estimated by non-linear regression analysis of soil moisture retention data obtained by pF meter experiment. Some other parameters of mixed sand are listed in Table 1.

Table 1 Some parameters of the sediment considered

Sediment type	SMix
Saturated moisture content, θ_{sat}	0.287
Residual moisture content, θ_{res}	0.045
α	5.50
η	3.20
Specific gravity, Gs	2.65
Mean grain size, D_{50} (mm)	1.00
Angle of repose, ϕ (degree)	34

4. Results and discussions

The shape of the dam body at different time step due to surface erosion after overtopping and the shape of slip surface during sliding were measured by analyses of video taken from the flume side. Water content reflectometers (WCRs) were used to measure the temporal variation of moisture content during seepage process. Load cell and servo type water gauge were used to measure sediment and

total flow in the downstream end of the flume. pF meter with automatic pressure controller was used to determine the van Genuchten parameter of sand mixture used for the landslide dam.

Numerical simulations and flume experiments were performed to investigate the mechanism of landslide dam failure and resulting hydrograph due to overtopping and sudden sliding. Experimental conditions and parameters used for simulations in different cases are shown in Table 2. K and δ_d are the parameters of erosion and deposition velocity respectively. Following three cases are considered:

Table 2 Experimental conditions and parameters for simulation

Case	Q_{in} (cm^3/sec)	Water content	Saturated hydraulic conductivity, K_s (m/sec)	K	δ_d
I	550	50%	0.00018	0.11	0.005
II	49	50%	0.00018	0.11	0.005
III	30.5	20%	0.00030	0.11	0.005

Case I: Overtopping (from full channel width)

Steady discharge of 550 cm^3/sec was supplied from the upstream part of the flume. The model started simulation after the start of inflow. Overtopping occurred after the filling of the reservoir. Overtopped water proceeds downstream eroding the crest as well as the downstream slope of the dam body.

The simulated and experimental outflow hydrograph at 66cm downstream of the dam are

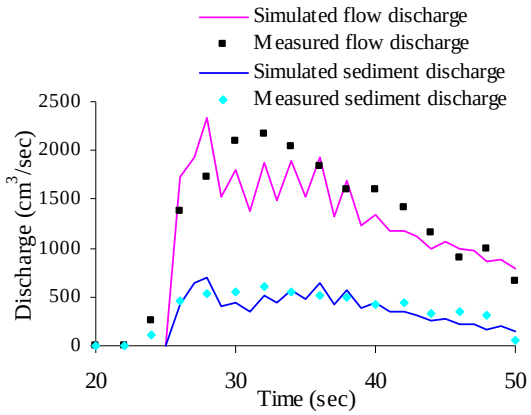


Fig. 3 Outflow hydrograph

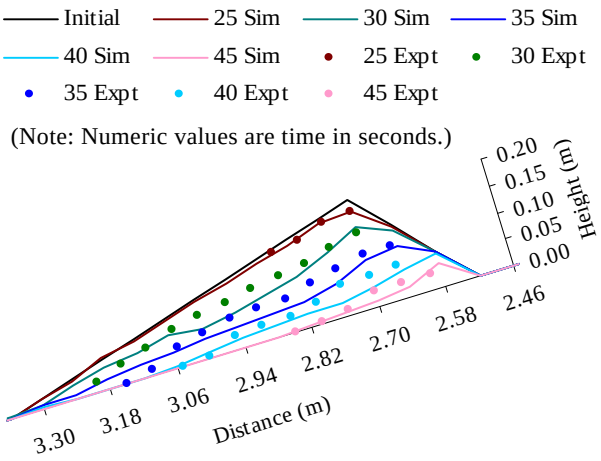


Fig. 4 Comparison of dam surface erosion

represented in Fig. 3. Transformation of the dambody with time is shown in Fig. 4. The shape of the simulated surface of the dam body at each time steps are similar to observed. The simulated outflow hydrograph is not matching perfectly due to difference in time to overspill the reservoir and rate of dam surface erosion between simulation and experiment.

Case II: Overtopping and channel breach (from partial channel width)

Notch of the width 5cm and depth 0.5cm was incised at the crest and downstream face of the dam in the left side of the dam body so that the erosion of the surface of dam body can be observed from left side of the flume. Steady discharge of 49.0 cm^3/sec was supplied from the upstream part of the flume, after the filling of the reservoir, it overflowed from the notch at the crest of the dam. The overtopping flow incised a channel on the slope of the dam and that channel increased its cross-sectional area with time caused by the erosion of released water. The simulated and experimental outflow hydrograph are represented in Fig. 5. Fig. 6 shows the comparison of the simulated and experimental shapes of dam surface at different time steps. In both experiment and simulation the channel incised almost vertically that may be due to rapid drawdown of reservoir and small inflow rate. The overflowing water depth was very small so the shear stress due to flowing water in the side wall of incised channel was also small and above the water level there was some apparent cohesion added by

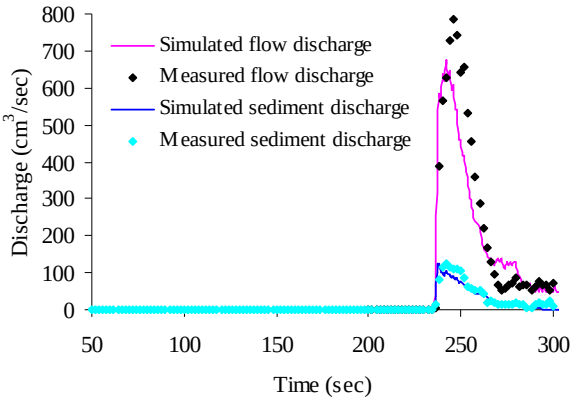


Fig. 5 Outflow hydrograph

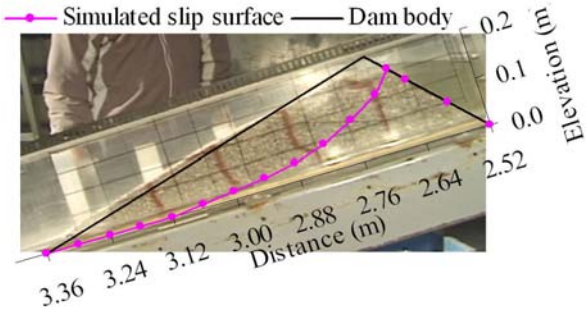
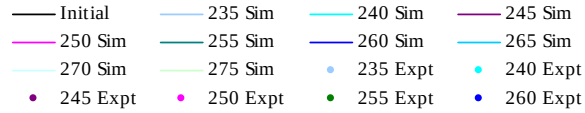


Fig. 7 Comparison of simulated and experimental slip surface



(Note: Numeric values are time in seconds.)

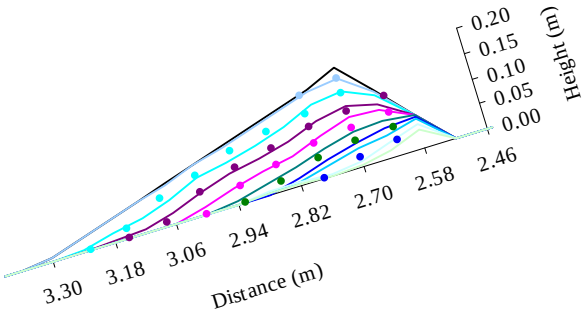


Fig. 6 Comparison of dam surface erosion at incised channel

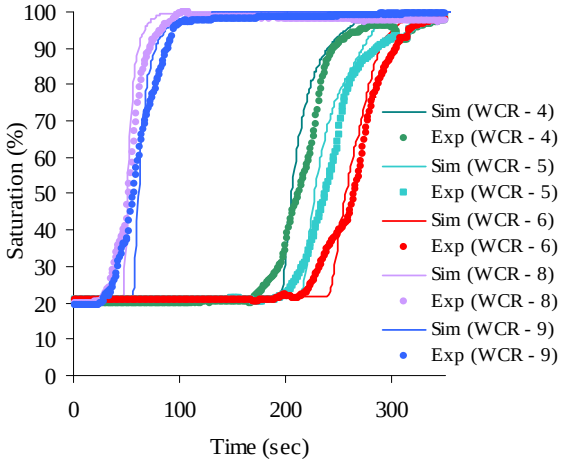


Fig. 8 Simulated and experimental results of water content profile for different WCRs

water content and adhesion so the side wall is very steep. Armouring effect is also negligible due to small particle size of the dam body.

Case III: Sudden sliding

Steady discharge of 30.5 cm^3/sec was supplied from the upstream part of the flume. The sudden sliding of the dam body was observed at 447sec in the experiment whereas in the simulation it was observed at 410sec. The simulated time was slightly earlier than the experimentally observed time that may be due to the assumption of immobile air phase in unsaturated flow and variation of saturated hydraulic conductivity. Moreover, the effects of interslice forces are ignored in Janbu's simplified method. Increase in shear strength due to the negative pore-water pressures are not considered in the formulation of factor of safety. Fig. 7 shows the comparison of simulated and experimental slip surface. For the same experimental conditions, moisture content in the dam body was measured by using WCRs. Fig. 2 shows the locations of WCRs in the dam body. Fig. 8 shows the simulated and experimental results of moisture profile at WCR-4, WCR-5, WCR-6, WCR-8, and WCR-9 which are in good agreement. The geometry of predicted critical slip surface was also similar to that observed in the experiment.

Fig. 9 shows the simulated and experimental results of outflow hydrograph. There is some time lag between failure of dam and movement of the slipped soil mass but in the model, the time necessary for such a deformation is assumed as nil so the simulated peak is earlier than experimental peak. Peak discharge depends on the shape of the dam body assumed after sliding and parameters of erosion and deposition velocity.

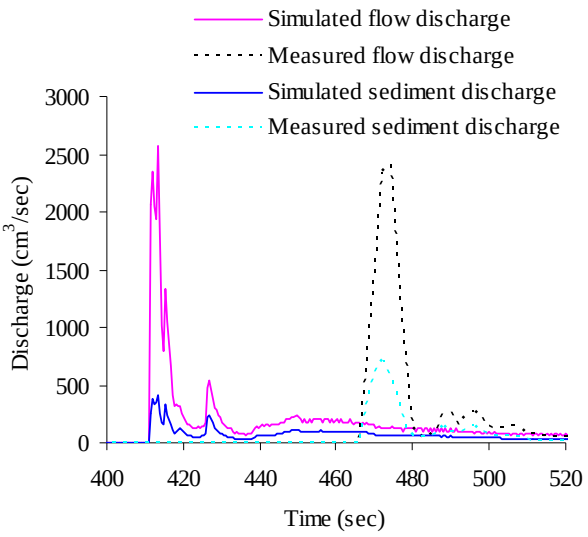


Fig. 9 Outflow hydrograph

The movement of moisture in the dam body measured by using WCRs, critical slip surface observed in the experiment and predicted outflow hydrograph are close to the result of numerical simulation.

5. Conclusions

An integrated model is developed for simulation of flood/debris flow hydrograph due to landslide dam failure by overtopping and sliding. The proposed model is tested for three different experimental cases of landslide dam failure due to overtopping and sliding and reasonably reproduced the resulting hydrograph. The numerical simulation and experimental results of movement of moisture in the dam body, predicted critical slip surface and time to failure of the dam body are also in good agreement. The predicted hydrograph can be used for flood disaster mitigation in the downstream. The model can be further extended to three-dimensions for the better representation of failure process of landslide dam.

References

Awal, R., Nakagawa, H., Baba, Y. and Sharma, R. H. (2007): Numerical and experimental study on landslide dam failure by sliding, Annual J. of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 51, pp. 7-12.

Broich, K. (1988): Mathematical modeling of dambreak erosion caused by overtopping, Proceedings of the 2nd CADAM Workshop, Munich, October.

Costa, J. E. (1985): Floods from dam failures, U.S. Geological Survey, Open-File Rep. No. 85-560, Denver, 54.

Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1988): The formation and failure of natural dams, Geological Society of America Bulletin 100, pp. 1054–106, 1988.

Davies,T.R., Manville, V., Kunz, M. and Donadini, L. (2007): Modeling Landslide Dambreak Flood Magnitudes: Case Study, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 133(7), pp. 713-720.

Fread, D. L. (1991): BREACH: an erosion model for earthen dam failures, U.S. National Weather Service, Office of Hydrology, Silver Spring, Maryland.

Mizuyama, T. (2006): Countermeasures to cope with landslide dams – prediction of the outburst discharge, Proc. Of 6th Japan-Taiwan Join Seminar on Natural Disaster Mitigation, (in CD ROM).

Morris, M. and Hassan, M. (2002): Breach formation through embankment dams & flood defense embankments: a state of the art review, Impact Project Workshop, H. R. Wallingford, UK.

Satofuka, Y., Yoshino, K., Mizuyama, T., Ogawa, K., Uchikawa, T. and Mori, T. (2007): Prediction of floods caused by landslide dam collapse, Annual J. of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol.51, pp. 901-906 (in Japanese).

Swanson, F. J., Ouyagi, N. and Tominaga, M. (1986): Landslide dams in Japan, in Schuster, R. L., ed., Landslide Dams: Process, Risk and Mitigation: ASCE Geotechnical Special Publication, No. 3, pp. 131-145.

Tabata, S., Ikeshima, T., Inoue, K. and Mizuyama, T. (2001): Study on prediction of peak discharge in floods caused by landslide dam failure, Jour. of JSECE, Vol. 54, No. 4, pp. 73-76 (in Japanese).

Tabata, S., Mizuyama, T. and Inoue, K. (2002): Landslide dams and disasters, Kokon-shoin, pp. 205.

Takahashi T. and Kuang, S. F. (1988): Hydrograph prediction of debris flow due to failure of landslide dam, Annuals, Disas. Prev. Res. Inst., Kyto Univ., No. 31, B-2, pp. 601-615.

Takahashi T. and Nakagawa, H. (1994):

Flood/debris flow hydrograph due to collapse of a natural dam by overtopping, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 12, No. 2, pp. 41-49.

van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 44, pp. 892-898.

Walder, J. S. and O'Connor, J. E. (1997): Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams, Water Resources Research, Vol. 33, No. 10, pp. 2337-2348.

Yamagami, T. and Ueta, Y. (1986): Noncircular slip surface analysis of the stability of slopes: An application of dynamic programming to the Janbu method, Journal of Japan Landslide Society, Vol. 22, No. 4, pp. 8-16.

天然ダムの越流及びすべり破壊に起因した洪水/土石流ハイドログラフの予測

Ripendra AWAL*・中川一・川池健司・馬場康之・張浩

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

本研究では，（ｉ）浸透流解析モデル，（ii）斜面安定モデル，（iii）堤体表面侵食モデル，の３つのモデルを組み合わせることにより，天然ダムの越流及びすべり破壊に起因した洪水/土石流ハイドログラフの予測に関する統合的なモデルを開発した。統合的なモデルの主な特長は，ある初期条件及び境界条件下での天然ダム破壊が越流とすべりのどちらに起因する破壊なのかがわかることである。越流及びすべりに起因する天然ダムの破壊実験を３ケース行い提案したモデルの妥当性を検証した。その結果提案したモデルは実験から得た洪水流及び土石流ハイドログラフの結果を適切に再現することが確認された。

キーワード：天然ダム，斜面安定，浸透流，越流，洪水/土石流ハイドログラフ

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Numerical Simulation on Debris-Flow Deposition and Erosion Processes Upstream of a Check Dam with Experimental Verification

Badri Bhakta SHRESTHA*, Hajime NAKAGAWA, Kenji KAWAIKE and Yasuyuki BABA

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The understanding of behavior and mechanism of debris flow, and the study of preventive measures are very important in order to manage the sediment disaster in the river basin and prevent the downstream hazards. A check dam is commonly used for preventing the sediment disaster due to debris flow by storing the harmful sediment discharge. The numerical simulations and experiments have been carried out to investigate the mechanism of debris flow deposition process upstream of a check dam, and flushing out of deposited sediment due to erosion process by a normal scale flood flow. A new deposition equation to calculate debris flow deposition upstream of a check dam is also developed. The simulations and experiments have been performed using closed type and grid type check dams.

Keywords: debris flow, check dam, erosion/deposition, numerical simulation, experiments

1. Introduction

Debris flows are common in mountainous areas throughout the world, which contain varying amounts of mud, sand, gravel, boulders, and water. In addition to causing significant morphological changes along riverbeds and mountain slopes, these flows are frequently reported to have brought about extensive property damage and loss of life (Takahashi, 1991; Hunt, 1994; Huang and Garcia, 1997). Therefore, the understanding of behavior and mechanism of debris flow and the study of preventive measures are very important in order to manage the sediment disaster in the river basin and prevent the downstream hazards. To reduce the debris flow hazards, it is common to couple structural and non structural preventive measures. Preventive measures require the consideration of the various scenarios and involve the evaluation of hydrological, hydraulic, sediment size distribution, topographical and other parameters.

Fig. 1 shows the number of occurrence of debris flow, landslide, and slope failure disaster from 1982 to 2007 in Japan. Fig. 2 shows the historical trend line of number of losses of life due to sediment disasters such as debris flow/landslide, slope failure and floods in Nepal and Japan. There is decreasing trend of loss of life due to the development of countermeasures against sediment hazards.

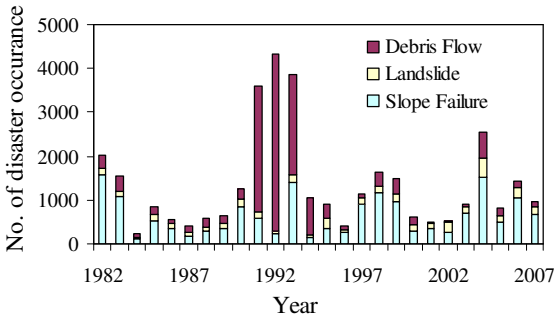


Fig. 1 The number of debris flow, landslide and slope failure disaster occurrence in Japan (Data of debris flow from 1991 to 1993 include pyroclastic flow caused by the eruption of Mt. Unzen Fugendake in Nagasaki prefecture)

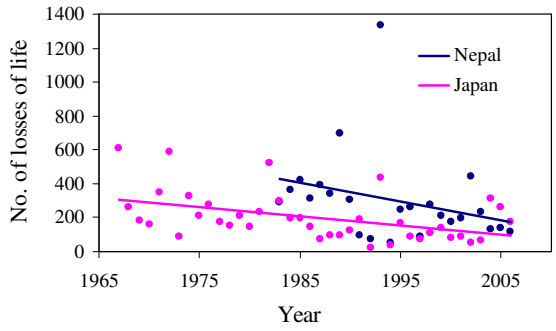


Fig. 2 Trend of number of losses of life due to sediment disasters in Nepal and Japan



Photo 1 A grid dam constructed to prevent downstream sediment disaster of debris flow at Hirayu River, Gifu Prefecture, Japan

Check dams are one of the effective structural counter measures for debris flow control. Photo 1 shows a grid type check dam constructed to prevent sediment disaster in downstream area due to debris flow at Hirayu River in Jinzu River drainage basin, Gifu Prefecture, Japan. Check dams can effectively store the debris flow as long as there is an adequate storage capacity, when check dam loses such storage capacity, the check dam can not capture enough sediment to reduce the debris flow (Mizuyama et al., 1998). Check dams can be distinguished as closed and open types. In closed type check dam, it is difficult to prevent from losing its trapping capacity unless sediments are continuously removed, whereas open type dams may keep their trapping capacity without any need of artificially removing the sediment (Bovolin and Mizuno, 2000).

The main objective of this study is to develop a numerical model and to investigate the debris flow deposition process upstream of a check dam, and flushing out of deposited sediment due to erosion process by a normal flow discharge. The simulations and experiments have been performed using closed type and grid type check dams. A debris flow deposition model for upstream of a check dam is developed based on the mechanism of static pressures. The constitutive equations of Takahashi et al. (1997) and those of Egashira et al. (1997) are chosen for the study on deposition process upstream of a check dam. A new deposition velocity equation to calculate debris flow deposition upstream of a check dam is also developed. To simulate the debris flow deposition upstream of a closed or a grid type check dam, a deposition model and a model of grid dam blockage by large sediment particles in the case of a grid dam, are incorporated in a flow model of the solid-liquid mixture of debris flow. A riverbed erosion model under unsaturated bed condition is used to simulate the erosion process of deposited sediment upstream of a check dam.

2. Numerical model

2.1 Basic governing equations

The flow of the solid-liquid mixture is described using one dimensional depth averaged equations for the mass conservation of a sediment water mixture, the mass conservation of sediment particles and momentum conservation of the flow mixture as

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}=i_b \tag{1}$$

$$\frac{\partial (Ch)}{\partial t}+\frac{\partial (CM)}{\partial x}=i_b C_* \tag{2}$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\beta\frac{\partial (uM)}{\partial x}=gh\sin\theta-gh\cos\theta\frac{\partial h}{\partial x}-\frac{\tau_b}{\rho_T} \tag{3}$$

where $M\ (=uh)$ is flow flux in x direction, u is the mean velocity, h is flow depth, i_b is erosion (>0) or deposition (≤ 0) velocity, C is the sediment concentration in the flow, C_* is maximum sediment concentration in the bed, β is momentum correction factor equal to 1.25 for stony debris flow (Takahashi et al., 1992), g is the acceleration due to gravity, θ is bed slope, τ_b is bottom shear stress, ρ_T is mixture density $(\rho_T=\sigma C+(1-C)\rho)$, σ is density of the

sediment particle, and ρ is density of the water.

The equation for the erosion/deposition process to change in bed surface elevation is described as follows:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + i_b = 0 \tag{4}$$

where z_b is erosion or deposition thickness of the bed measured from the original bed surface elevation.

The erosion and deposition velocity that have been given by Takahashi et al. (1992) are used as follows. Erosion velocity, if $C < C_\infty$;

$$i_b = \delta_e \frac{C_\infty - C}{C_* - C_\infty} \frac{M}{d_m} \tag{5}$$

Deposition velocity, if $C \geq C_\infty$;

$$i_b = \delta_d \frac{C_\infty - C}{C_*} \frac{M}{d_m} \tag{6}$$

where δ_e is erosion coefficient, $\delta_e = 0.0007$; δ_d is deposition coefficient, $\delta_d = 0.01$; d_m is mean diameter of sediment and C_∞ is the equilibrium sediment concentration described as follows (Nakagawa et al., 2003), if $\tan\theta_w > 0.138$, a stony type debris flow occurs, and

$$C_\infty = \frac{\tan\theta_w}{(\sigma/\rho - 1)(\tan\phi - \tan\theta_w)} \tag{7}$$

If $0.03 < \tan\theta_w \leq 0.138$, an immature type debris flow occurs, and

$$C_\infty = 6.7\left\{\frac{\tan\theta_w}{(\sigma/\rho - 1)(\tan\phi - \tan\theta_w)}\right\}^2 \tag{8}$$

If $\tan\theta_w \leq 0.03$, a turbulent water flow with bed load transport occurs, and

$$C_\infty = \frac{(1 + 5\tan\theta_w)\tan\theta_w}{\sigma/\rho - 1}\left(1 - \alpha_0^2 \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right)\left(1 - \alpha_0^2\sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}}\right) \tag{9}$$

where ϕ is the internal friction angle of the sediment, and

$$\alpha_0^2 = \frac{2\{0.425 - (\sigma/\rho)\tan\theta_w/(\sigma/\rho - 1)\}}{1 - (\sigma/\rho)\tan\theta_w/(\sigma/\rho - 1)} \tag{10}$$

$$\tau_{*c} = 0.04 \times 10^{1.72\tan\theta_w} \tag{11}$$

$$\tau_* = \frac{h\tan\theta_w}{(\sigma/\rho - 1)d_m} \tag{12}$$

in which θ_w is water surface slope, τ_{*c} is the non-dimensional critical shear stress, and τ_* is the non-dimensional shear stress.

2.2 Deposition model upstream of a check dam

In the upstream region of a check dam, sediment concentration is higher than that of equilibrium state and becomes maximum sediment concentration due to existence of the check dam, and the yield stress exceeds the driving force, then debris flow stops and deposition occurs, before filling up upstream of the check dam. This mechanism of deposition is incorporated in momentum equation of the flow mixture of debris flow as considering yield stress in the bottom shear stress. The bottom shear stress is evaluated as follows:

$$\tau_b = \tau_y + \rho f_b |u| u \tag{13}$$

where τ_y is the yield stress and f_b is the coefficient of resistance.

(1) The constitutive equations and bottom shear stress

The constitutive equations of Takahashi et al. (1997) and those of Egashira et al. (1997) are chosen for the study on deposition process upstream of a check dam. The constitutive equations of Takahashi et al. (1997) for a fully stony debris flow are described as follows. The expression for the shear stress is as

$$\tau = \tau_y + a_i \sin\alpha_i \left\{\left(\frac{C_*}{C}\right)^{1/3} - 1\right\}^{-2} \sigma d_m^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 \tag{14}$$

$$\tau_y = p_s \tan\phi \tag{15}$$

where a_i is experiment constant, α_i is the collision angle of the particle ($a_i \sin\alpha_i = 0.02$) (Takahashi, 1991), z is coordinate perpendicular to bed and positive upward in the normal direction of flow and p_s is static pressure which can be

expressed as follows:

$$p_s = f(C)(\sigma - \rho)Cgh\cos\theta \tag{16}$$

in which $f(C)$ is described as

$$f(C) = \begin{cases} \dfrac{C - C_3}{C_* - C_3} & ; \quad C > C_3 \\ 0 & ; \quad C \le C_3 \end{cases} \tag{17}$$

where $C_3 = 0.5$ is the limitative concentration which p_s affects.

By substituting the constitutive equations of Takahashi et al. (1997) into the momentum conservation equation under a steady and uniform flow conditions, the bottom shear stress for a stony debris flow is derived as follows:

$$\tau_b = p_s \tan\phi + \frac{1}{8}\rho \frac{(\sigma/\rho)}{\left\{(C_*/C)^{1/3} - 1\right\}^2}\left(\frac{d_m}{h}\right)^2 |u|u \tag{18}$$

An immature debris flow occurs when C is less than $0.4C_*$ and bottom shear stress is described as follows:

$$\tau_b = \frac{\rho_T}{0.49}\left(\frac{d_m}{h}\right)^2 u|u| \tag{19}$$

The Manning's equation is used to determine the bottom shear stress in the case when C is less than 0.02 as follows:

$$\tau_b = \frac{\rho g n^2 u|u|}{h^{1/3}} \tag{20}$$

The constitutive equations of Egashira et al. (1997) are described as follows. The shear stress is as

$$\tau = p_s \tan\phi + \sigma k_d (1 - e^2) C^{1/3} d_m^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \rho k_f (1 - C)^{5/3} / C^{2/3} d_m^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 \tag{21}$$

where e is the restitution of sediment particles, k_d and k_f are empirical constants, $k_d = 0.0828$ and $k_f = 0.16$. The static pressure is described as follows:

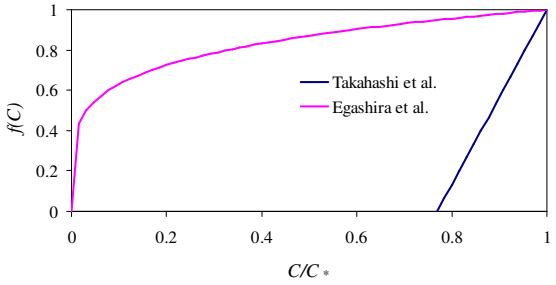


Fig. 3 Plots of *f(C)* according to Takahashi et al. (1997) and Egashira et al. (1997), C_*=0.65

$$p_s = f(C)(\sigma - \rho)Cgh\cos\theta \tag{22}$$

in which $f(C)$ is described as

$$f(C) = \left(\frac{C}{C_*}\right)^{1/5} \tag{23}$$

By using the constitutive equations of Egashira et al. (1997), the bottom shear stress is derived as follows:

$$\tau_b = p_s \tan\phi + \rho \frac{25}{4}\left\{k_d(\sigma/\rho)(1 - e^2)C^{1/3} + k_f(1 - C)^{5/3}/C^{2/3}\right\}\left(\frac{d_m}{h}\right)^2 |u|u \tag{24}$$

Eq. (17) and Eq. (23) are represented in Fig. 3, from which the roles of the both constitutive equations assigned to static pressures or yield stresses are evident. The static pressures in Eq. (16) are influential when sediment concentration is higher than C_3, while in Eq. (22) they are predominant even for lower sediment concentrations.

(2) Deposition velocity model

The deposition velocity models given by previous researchers such as Takahashi et al. (1992), Egashira et al. (2001) and others are proportional to the flow velocity, and deposition upstream of a check dam can not be calculated, when the flow velocity becomes zero, also the calculated deposition upstream of check dam is too small. Therefore, a new deposition velocity equation for upstream of a check dam is derived. Upstream of a check dam, deposition usually takes place when yield stress exceeds the equilibrium shear stress, before filling up the sediment storage

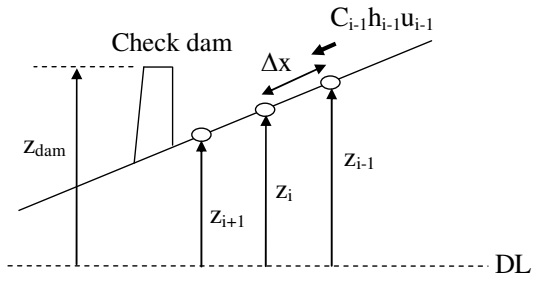


Fig. 4 Definition sketch of deposition upstream of a check dam

capacity. In the upstream area of a check dam, if bed elevation z_i is less than elevation of the dam crown z_{dam} at calculation point i (Fig. 4), the sediment discharge from the upstream will deposit in the distance increment of calculating point Δx when yield stress exceeds the equilibrium shear stress. The sediment discharge per unit width from the upstream is described as follows:

$$qs_{up} = C_{i-1}h_{i-1}u_{i-1} \tag{25}$$

Effective non-dimensional shear stress on the bed responsible for the deposition should be $\tau_{*e}-\tau_{*y}$ and deposition velocity is written as follows:

$$i_{dep} = K_{dep}(\tau_{*e}-\tau_{*y})\frac{C_{i-1}h_{i-1}u_{i-1}}{C_*\Delta x} \tag{26}$$

where i_{dep} is the deposition velocity upstream of a check dam (if $z_i < z_{dam}$ or $z_{i+1} > z_i$ and $\tau_{*y} > \tau_{*e}$), K_{dep} is constant, τ_{*e} is the non-dimensional equilibrium shear stress and τ_{*y} is the non-dimensional yield stress. These non-dimensional stresses are described as follows:

$$\tau_{*e} = \frac{\rho_T gh\sin\theta}{(\sigma-\rho)gd_m} \tag{27}$$

$$\tau_{*y} = \frac{(\sigma-\rho)Cgh\cos\theta\tan\phi}{(\sigma-\rho)gd_m} \tag{28}$$

2.3 Grid dam blockage model

The opening of a grid dam is blockaded by large sediment particles in debris flow. This blockade phenomenon is influenced by the width of dam opening, the maximum particle diameter of sediment, and the sediment concentration of debris flow (Ashida and Takahashi, 1980; Ashida et al., 1987; Mizuyama et al., 1995; Mizuno et al; 2000; Takahashi et al., 2001b, 2002; Miyazawa et al., 2003, Satofuka and Mizuyama, 2006). Takahashi et al. (2001b) proposed stochastic model of blocking caused by formation of an arch composed of several boulders. They clarified the relationship between the probability of blockage of grid and parameters such as boulder's diameter, sediment concentration and clear spacing of dam. Based on this probability of blockage model, growing rate formula of grid dam developed by Satofuka and Mizuyama (2006) is used as follows:

$$i_b^{'} = i_b - a_2\frac{Chu}{C_*\Delta x} \tag{29}$$

where a_2 coefficient parameter depends on the instantaneous blockade probability of grid and influence of horizontal beam, the details can be found in Satofuka and Mizuyama (2006).

2.4 Erosion model upstream of a check dam

The large boulders deposited upstream of a check dam can not be transported by a normal scale of flood flow. If we remove large boulders deposited upstream of a grid dam or blockaded large boulders at open spaces of grid, deposited sediment upstream of grid dam may be transported to the downstream of grid dam by a normal scale flood flow due to the erosion process. Thus, the grid dams will have debris flow storage capacity to control the next debris flow event in monsoon season. Hence, a one-dimensional mathematical riverbed erosion equation proposed by Takahashi et al. (1992) is used to simulate the erosion process of deposited sediment upstream of a grid dam as follows:

$$\frac{i_b}{\sqrt{gh}} = K\sin^{3/2}\theta\left\{1-\frac{\sigma-\rho_T}{\rho_T}C\left(\frac{\tan\phi}{\tan\theta}-1\right)\right\}^{1/2} \cdot\left(\frac{\tan\phi}{\tan\theta}-1\right)(C_\infty - C)\frac{h}{d_m} \tag{30}$$

where K is a numerical constant.

The condition setup for installation of closed dam proposed by Takahashi et al. (2001a) is used.

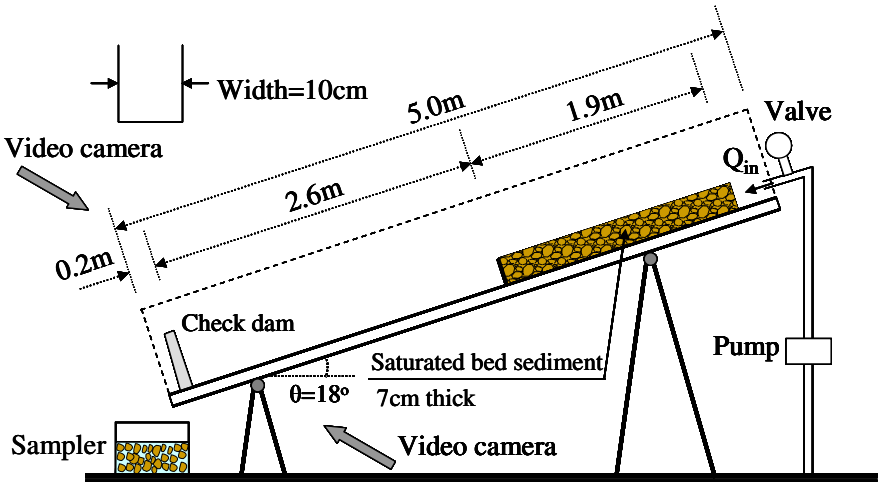


Fig. 5 Experimental flume setup

3. Laboratory experiments

A rectangular flume of 5m long, 10cm wide and 13cm deep flume is used for the experiments. The slope of flume is set at 18 degrees. The details of experiment setup are shown in Fig. 5. Silica sand and gravel mixtures sediment with 1.9m long and 7cm deep is positioned 2.8m upstream from the outlet of the flume by installing a partition of 7cm in height to retain the sediment. This sediment bed is saturated by water. Sediment materials with mean diameter d_m = 2.53mm, maximum diameter $d_{\max}$ = 15mm, maximum sediment concentration at bed $C_* = 0.65$, angle of repose $\tan\phi = 0.72$ and sediment density σ = 2.65g/cm^3 are used. The particle size distribution of sediment mixture is shown in Fig. 6. Check dams are set at the 20cm upstream from the end of the flume. Four types of check dam; one closed dam of 8cm in high and three open type grid dams with various spacing of grid are selected for the study. The details of the check dam types are shown in Fig. 7.

Debris flow is produced by supplying a constant water discharge 260cm^3/sec for 10sec from the upstream end of the flume. Debris flow produced in the experiments is the fully stony type debris flow and the largest particles are accumulated in the forefront. Debris flow deposition patterns upstream of check dams are captured by two standard video cameras located at side and above the flume end.

The deposited sediment upstream of a grid dam may not be effectively transported downstream of the dam by a normal scale flood flow because the large

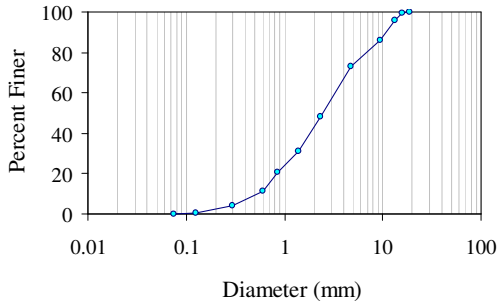


Fig. 6 Particle size distribution of bed sediment

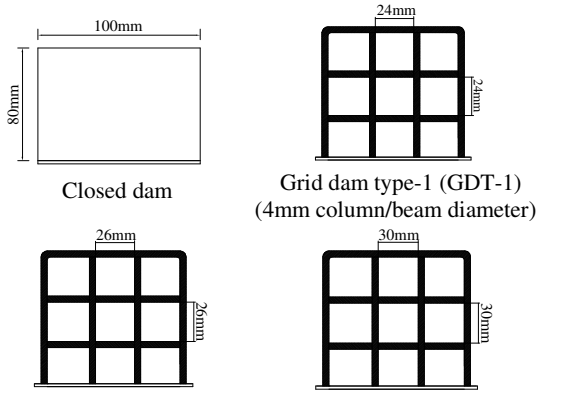


Fig. 7 Check dam types

boulders deposited upstream of the grid dam can not be transported by a normal scale flood flow. If we remove some large boulders deposited upstream of a grid dam, the deposited sediment upstream of the grid dam may be transported to the downstream by a normal scale flood flow. The experiments on flushing out of deposited sediment upstream of the check dam

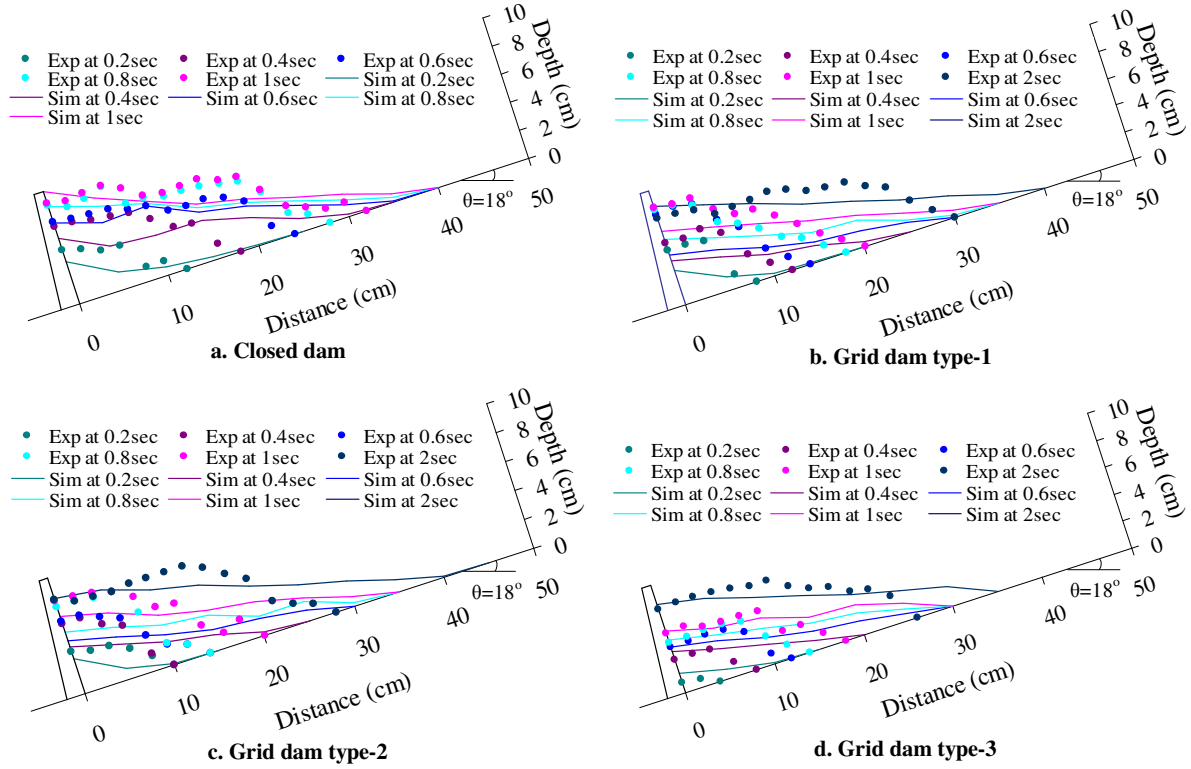


Fig. 8 Simulated and experimental results of debris flow deposition upstream of a check dam (using proposed deposition velocity model of upstream of a check dam and the constitutive equations of Takahashi et al.)

are carried out in two cases, with removing and without removing some large boulders from the upstream of the check dam. In CASE-I: clear water discharge at a rate of 260cm^3/sec is supplied for 15sec after removing some large boulders deposited upstream of the check dam. In CASE-II: clear water discharge at a rate of 260cm^3/sec is supplied for 15sec without removing any large boulders from the upstream of the check dam, the deposited sediment can not be effectively transported to the downstream, after that some deposited large boulders are removed, then again clear water discharge at a rate of 260cm^3/sec is supplied for 15sec to check the flushing out of deposited sediment. The erosion process of deposited sediment is analyzed from the images shot by video cameras.

4. Results and discussions

To simulate the debris flow deposition upstream of a check dam, the blockage of grid by large sediment particles, and the erosion of deposited sediment upstream of a check dam, numerical models described in 2.2, 2.3 and 2.4 are used, respectively. The calculation conditions of the numerical simulation are as follows; the grid size Δx =5cm, the time interval Δt = 0.001sec, ρ = 1.0g/cm^3, n =0.04 (in Eq. (20)), e=0.85 (in Eq. (24)), K_{dep}= 1.0 (in Eq. (26)) and K = 0.1 (in Eq. (30)).

4.1 Debris flow deposition upstream of a check dam

Fig. 8 shows the simulated results using proposed deposition velocity model of upstream of a check dam and the constitutive equations of Takahashi et al. (1997), and experimental results of debris flow deposition upstream of a closed type or a grid type check dam. The calculated results of the debris flow deposition upstream of a check dam using the constitutive equations of Egashira et al. (1997) are shown in Fig. 9. From the both figures, the simulated results of deposition depth upstream of a check dam are quite consistent with the experimental results at the front and near the check dam parts. However, some discrepancies can be found in the shape of deposition between the simulated and experimental

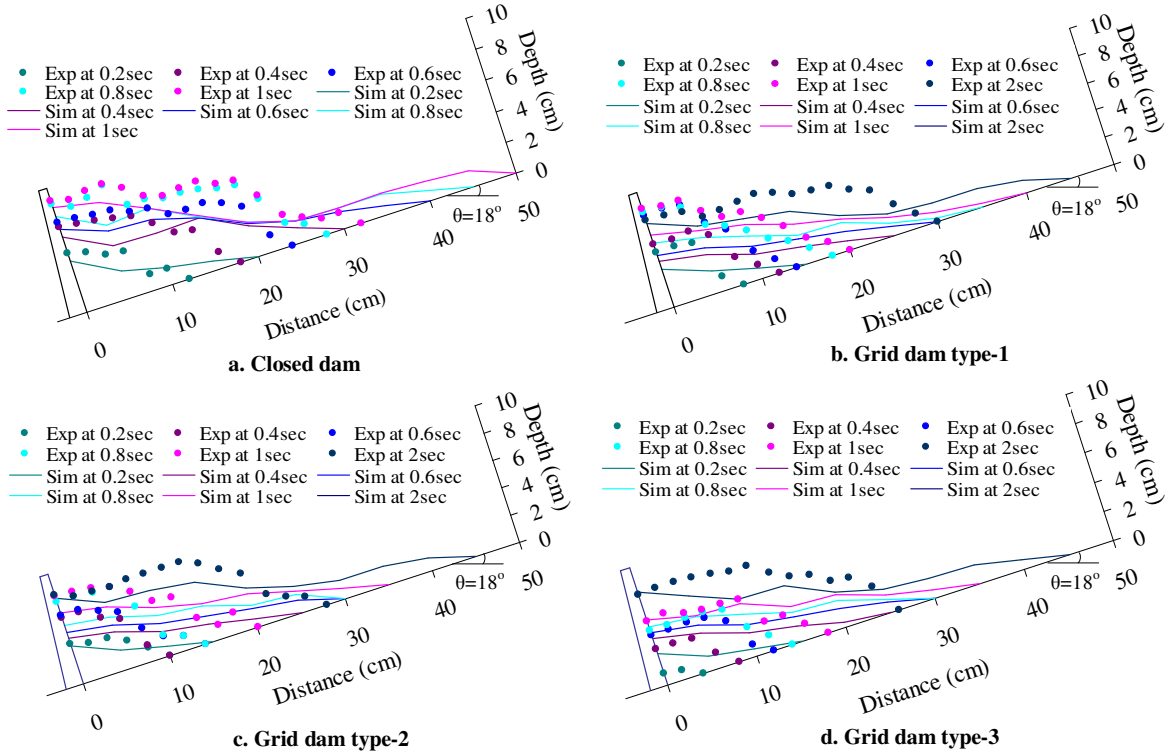


Fig. 9 Simulated and experimental results of debris flow deposition upstream of a check dam (using proposed deposition velocity model of upstream of a check dam and the constitutive equations of Egashira et al.)

results at the most upstream part of the deposition, which may be due to the effect of the air entrapped in the fluid, which results from churning up the flow, when a debris flow from the upstream collides with the check dam or the deposited surface; and high turbulence is generated at upstream end of the deposition, in the experiments.

The experiments are carried out in the fixed bed condition, in which the debris flow jumps due to the collision with a check dam or the deposited surface and flows on it. The deposited sediment in the most upstream area of the deposition is eroded by the coming debris flow from the upstream and the many sediments discharge downstream, which affects in the experimental results on depth of sediment deposition in the most upstream area.

The debris flow deposition phenomenon upstream of a closed or a grid dam could be calculated by the proposed deposition velocity model and both the constitutive equations. Some variations are found in the simulated results with the comparison between Fig. 8 and Fig. 9, which may be due to the effect of the static pressures. The static pressures in Eq. (16) are influential when sediment concentration is higher

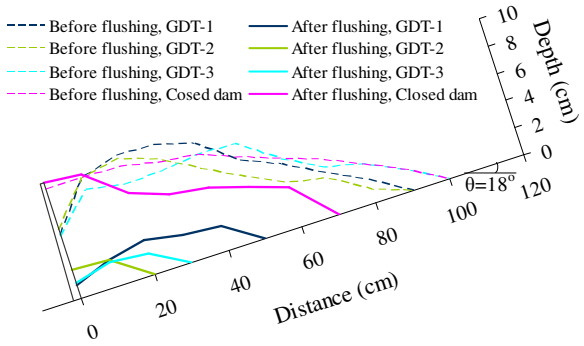


Fig. 10 Experimental results of flushing out deposited sediment due to erosion and variations in depth, CASE-I

than the limitative concentration C_3, while in Eq. (22) they are predominant even for lower sediment concentrations. In the simulation results, by using the constitutive equations of Egashira et al. (1997), the deposition shapes are reproduced larger in area with compared to the results obtained from the constitutive equations of Takahashi et al. (1997), because of the yield stress is highly predominant even for lower sediment concentration in the constitutive equations of Egashira et al. (1997) (Fig. 3).

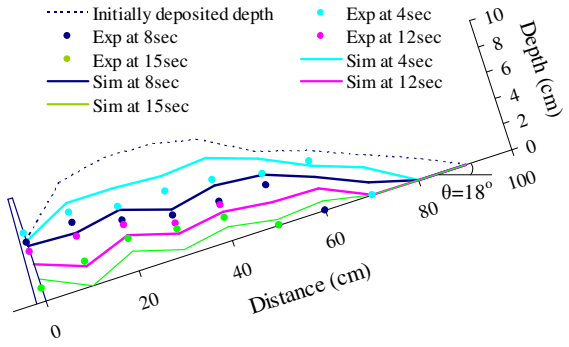


Fig. 11 Simulated and experimental bed variations of deposited sediment due to erosion, CASE-I, GDT-1

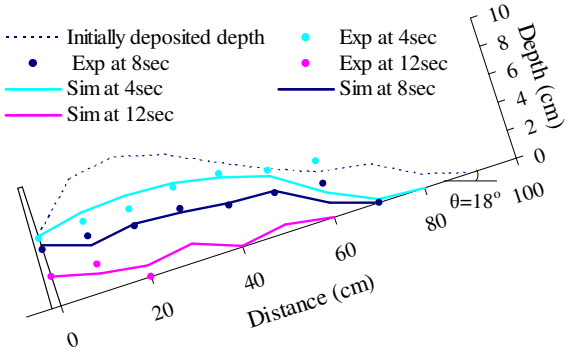


Fig. 12 Simulated and experimental bed variations of deposited sediment due to erosion, CASE-I, GDT-2

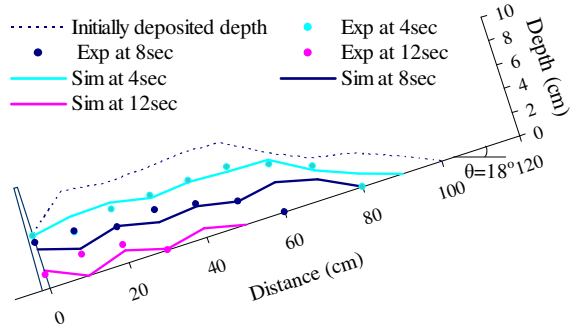


Fig. 13 Simulated and experimental bed variations of deposited sediment due to erosion, CASE-I, GDT-3.

4.2 Erosion of deposited sediment

CASE-I

Fig. 10 shows the experimental results of the time variation in shape of deposited sediment upstream of the check dams due to erosion process after supplying the normal flow discharge. In which, dashed line indicates initially deposited depth of sediment and

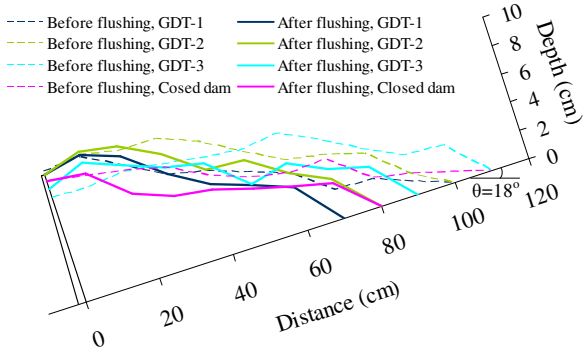


Fig. 14 Experimental results of flushing out deposited sediment before removing large boulders, CASE-II

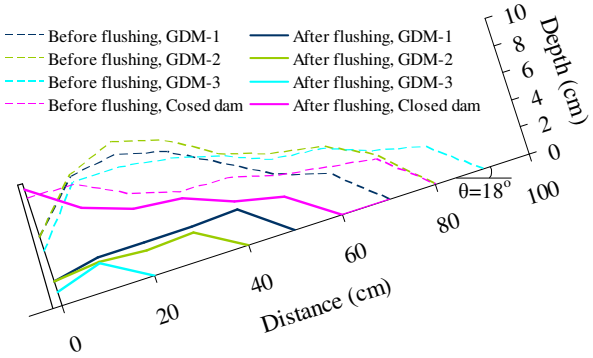


Fig. 15 Experimental results of flushing out deposited sediment after removing large boulders, CASE-II

continuous line indicates depth of deposition after the erosion. The sediment deposited upstream of a grid dam is flushed out more effectively than the closed dam. The erosion process of deposited sediment upstream of grid dams is investigated using a one-dimensional riverbed erosion model and comparison between experimental and simulated results are shown in Fig. 11, Fig. 12 and Fig. 13 for Grid Dam Type (GDT)-1, GDT-2 and GDT-3, respectively. Deposited sediment upstream of grid dams is effectively transported to the downstream due to the erosion process by a normal flow discharge. Thus, the grid type check dams will have debris flow storage capacity to control the next debris flow event. In the numerical simulation, measured mean diameter 3.21mm of deposited sediment is used.

CASE-II

In this case, firstly clear water discharge is supplied without removing any blockaded and deposited large boulders from the upstream of a grid

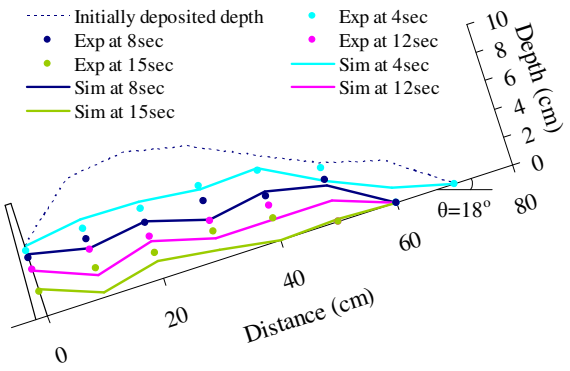


Fig. 16 Simulated and experimental bed variations of deposited sediment due to erosion, CASE-II, GDT-1

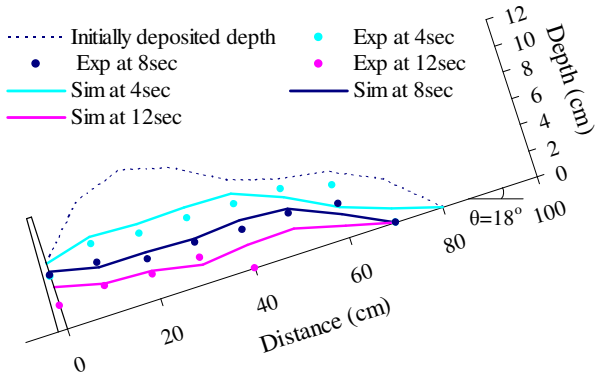


Fig. 17 Simulated and experimental bed variations of deposited sediment due to erosion, CASE-II, GDT-2

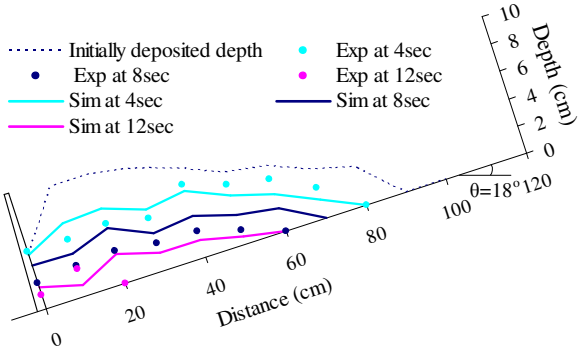


Fig. 18 Simulated and experimental bed variations of deposited sediment due to erosion, CASE-II, GDT-3

dam, and Fig. 14 shows the experimental results of erosion of deposited sediment, in which deposited sediment may not be effectively transported to downstream. After that some blockaded and deposited large boulders from upstream of a grid dam are removed, then again clear water discharge is supplied, and Fig. 15 shows the experimental results of erosion of deposited sediment by supplying a flushing discharge after removing some large boulders, where dashed line indicates the deposition shape after removing boulders at the end of first water supply. The deposited sediment could not be flushed out effectively due to erosion by water supplying before removing large boulders. Fig. 16, Fig. 17 and Fig. 18 show the comparison of the simulated and experimental results of variations in deposition shape upstream of GDT-1, GDT-2 and GDT-3, respectively at different time steps due to erosion process after removing some large boulders from upstream of the grid dam.

In all three types of grid dam, deposited sediment upstream of grid dam could be effectively transported to the downstream due to the erosion process by normal flow discharge, when some large boulders blockaded in open spaces of grid and deposited upstream of the grid dam, are removed. The simulated results of erosion process of deposited sediment upstream of the grid dam are in good agreement with the experimental results.

5. Conclusions

The numerical model is developed to simulate debris flow deposition, and erosion upstream of a check dam. A new deposition equation to calculate debris flow deposition upstream of a check dam is also developed based on the mechanism of effective non dimensional shear stress on the bed. The debris flow deposition phenomenon upstream of a closed or a grid type check dam can be calculated by the proposed deposition velocity model and both the constitutive equations of Takahashi et al. (1997) and Egashira et al. (1997). The simulated results of debris flow deposition upstream of a check dam, and the erosion of deposited sediment using a one-dimensional riverbed erosion model agree well with the experimental results. The deposited sediment upstream of a grid dam can be flushed out more effectively than that of a closed dam due to erosion process by a normal scale of flood flow when some deposited large boulders are removed. From the results, it is shown that the grid type check dam can keep their sediment trapping capacity more effectively than the closed type check dam.

Acknowledgements

Dr. Hao Zhang, Assistance Professor, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University is gratefully acknowledged for his suggestions in many ways.

References

Ashida, K., Egashira, S., Kurita, M. and Aramaki, H. (1987): Debris flow control by grid dams, Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No.30 B-2, pp.441-456, (in Japanese).

Ashida, K. and Takahashi, T. (1980): Study on debris flow control -hydraulic function of grid type open dam-, Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No.23 B-2, pp.433-441, (in Japanese).

Bovolin, B. and Mizuno, H. (2000): Experimental study on the effect of a check dam against mudflow, Proceedings of the 2nd Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, pp.573-578.

Egashira, S., Honda, N. and Itoh, T. (2001): Experimental study on the entrainment of bed material into debris flow, Physics and chemistry of the earth (C), Vol.26, No.9, pp.645-650.

Egashira, S., Miyamoto, K. and Itoh, T. (1997): Constitutive equations of debris flow and their applicability, Proceedings of the 1st Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, pp.340-349.

Huang, X., and Garcia, M.H. (1997): A perturbation solution for Bingham-plastic mudflows, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.123, No.11, pp.986-994.

Hunt, B. (1994): Newtonian fluid mechanics treatment of debris flows and avalanches, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.120, No.12, pp.1350-1363.

Miyazawa, N., Tanishima, T., Sunada, K., and Oishi, S. (2003): Debris-flow capturing effect of grid type steel-made sabo dam using 3D distinct element method, Proceedings of the 3rd Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, pp.527-538.

Mizuno, H., Mizuyama, T., Minami, N., and Kuraoka, S. (2000): Analysis of simulating debris flow captured by permeable type dam using distinct element method, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol.52, No.6, pp.4-11 (in Japanese).

Mizuyama, T., Kobashi, S. and Mizuno, H. (1995): Control of passing sediment with grid-type dams, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol.47, No.5, pp.8-13, (in Japanese).

Mizuyama, T., Nakano, M. and Nanba, A. (1998): Case study on debris flow control, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol.51, No.4, pp.36-39, (in Japanese).

Nakagawa, H., Takahashi, T., Satofuka, Y., and Kawaike, K. (2003): Numerical simulation of sediment disasters caused by heavy rainfall in Camuri Grande basin, Venezuela 1999, Proceedings of the 3rd Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, pp.671-682.

Satofuka, Y., and Mizuyama, T. (2006): Numerical simulation on debris flow control by a grid dam, The 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, (in CD-ROM).

Takahashi, T. (1991): Debris flow, IAHR Monograph Series, Rotterdam: Balkema.

Takahashi, T., Nakagawa, H., Harada, T., and Yamashiki, Y. (1992): Routing debris flows with particle segregation, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.118, No.11, pp.1490-1507.

Takahashi, T., Nakagawa, H., Satofuka, Y., and Kawaike, K. (2001a): Flood and sediment disasters triggered by 1999 rainfall in Venezuela; A river restoration plan for an alluvial fan, Journal of Natural Disaster Science, Vol.23, No.2, pp.65-82.

Takahashi, T., Nakagawa, H., Satofuka, Y. and Wang, H. (2001b): Stochastic model of blocking for a grid-type dam by large boulders in a debris flow, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol.45, pp.703-708, (in Japanese).

Takahashi, T., Nakagawa, H., Satofuka, Y. and Wang, H. (2002): Simulation of debris flow control by a grid-type sabo dam, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol.46, pp.689-694, (in Japanese).

Takahashi, T., Satofuka, Y., and Chishiro, K. (1997): Dynamics of debris flows in the inertial regime, Proceedings of the 1st Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, pp.239-248.

実験的検証を伴う砂防ダム上流における土石流の堆積・侵食過程の数値解析

Badri Bhakta SHRESTHA*・中川一・川池健司・馬場康之

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

土石流メカニズムの理解と予防策についての研究は，流域内の土砂管理や土砂災害の防止のために重要である。通常，透過型の砂防ダムは土石流を貯えることにより土砂災害を防ぐものとして使われている。砂防ダム上流での土石流堆積過程及び通常洪水流による堆積土砂侵食のメカニズムを研究するため，数値解析と実験を行った。砂防ダム上流での土石流堆積を計算する新たな式を明らかにした。解析と実験は不透過型砂防ダムと格子型砂防ダムを用いた。

キーワード：土石流，砂防ダム，侵食/堆積，数値解析，実験

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成20年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Effects of Groins on the Flow and Bed Deformation in Non-Submerged Conditions

Hiroshi TERAGUCHI*, Hajime NAKAGAWA, Yasunori MUTO,
Yasuyuki BABA and Hao ZHANG

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This paper presents the results obtained from the studies on turbulent flow and bed deformation around groins with experimental and numerical methods. Two impermeable or permeable groins were positioned on the left side of the model channel. The velocity distributions around the groins were measured under non-submerged conditions. In the case with impermeable groins, the local scour hole around the upstream groin resulted deeper than that of the case with permeable ones. A 3D numerical model based on unstructured meshes was developed. The numerical results for velocity distributions have been compared with those of the experimental measurements and show good agreement.

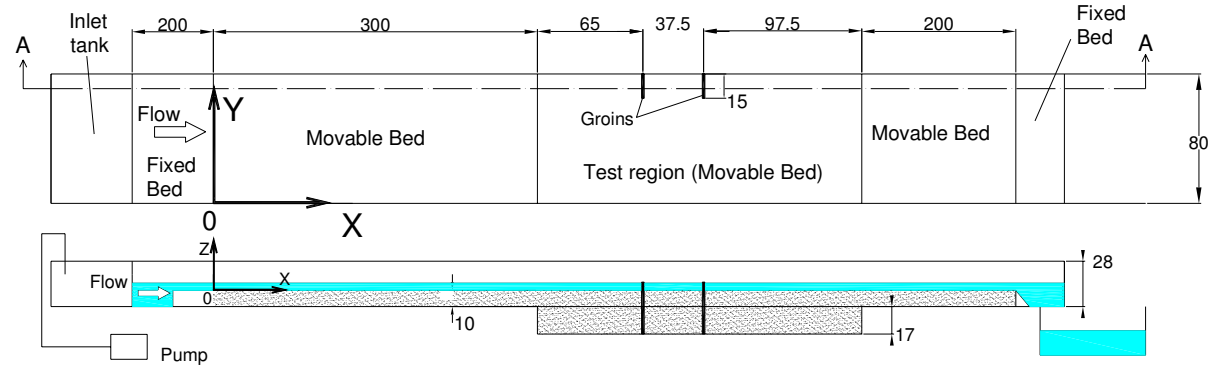
Keywords: groins, non-submerged, 3D numerical model, unstructured meshes

1. Introduction

The groin is one of the structures that is constructed in natural rivers or streams to either protect the banks from erosion or maintain navigation safety (Uijttewaal, 2005). Nowadays, groins are also constructed in rivers for the preservation and maintenance of ecosystems because diversified flow around groins creates conditions suitable for riverbank vegetation and aquatic biota (Carling et al., 1996; Schwartz and Kozerski, 2003).

Considering permeability of the structure, groins are classified into two types: impermeable ones and permeable ones. The first type is generally constructed using local rocks, gravels or gabions and the second one consists of rows of piles, bamboo or timbers (Klaasen et al, 2002). The two types of groins affect the flow field and sediment transport in different ways and result in various flow patterns and bed morphologies (Zhang, 2005; Zhang et al., 2006a). However, the morphological impacts of groins are not completely understood. Normally, the deepening of the main channel is a desirable result, but local scour around the groin toes and deposition in the main channel are unwanted with respect to the stability of the groin structure and the availability of channel width for the purpose of navigation (Garde et al., 1961; Gill, 1972). For a better understanding of the flow and/or bed deformation in groin fields, many studies have been conducted in case of single groin (Kuhnle, 2002). But in practice, groins are usually organized in a group, so a lot of studies are still needed.

This study intends to investigate the flow and bed deformation around two impermeable or permeable groins. Both laboratory experiments and numerical simulations are conducted. Experiments are able to provide reliable information under specific and controlled conditions. The similarities in process like flow separation will allow more generic applications for validate modeling tools. In view of these, a 3D numerical model based on unstructured meshes was developed.



unit: cm

Fig. 1 Experimental set-up (top view, top; longitudinal view (section A-A),bottom,not to scale)

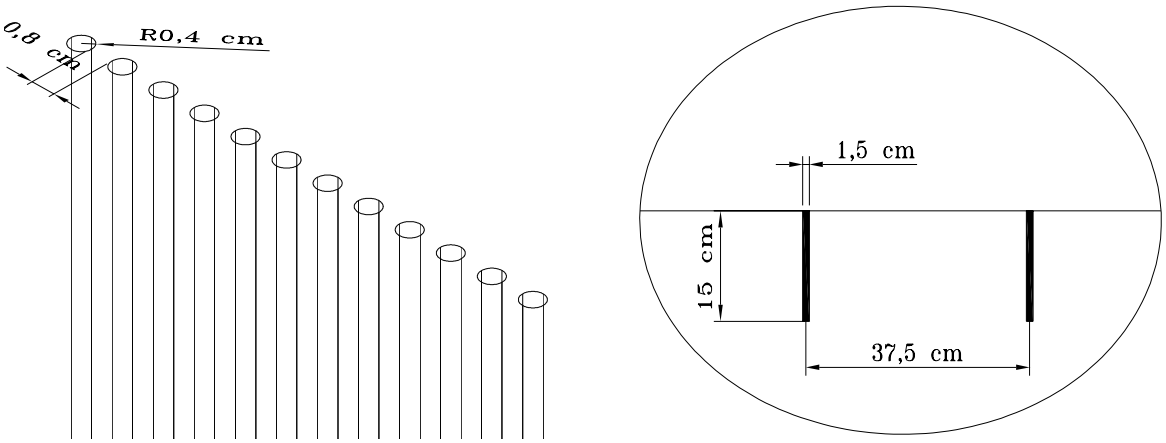


Fig. 2 Details of permeable groin (left side) and groins position and geometry (right side).

2. Laboratory Experiment

The experiments were conducted at the Ujigawa Open Laboratory, DPRI, Kyoto University, in a straight flume of 10m-long, 0.80m-wide and 0.28m-deep (0.45m-deep in test region). For the present experiments, the channel bottom was adjusted to be 1/800. The detailed sketch of the experimental set-up is shown in **Fig.1**. The x-axis starts from the beginning of the movable bed, the y-axis from the right wall of the flume and the z-axis from the initial flat bed level. There is a fixed bed, made of wooden plank elevated 10cm above the bottom at the upstream entrance. The function of the wooden plank is to smoothen the flow. Two groins are placed perpendicular to the channel banks on the left side of the flume in the test region (Fig. 2). In Case 1, impermeable groins, made of wooden cuboids, are used. In Case 2, permeable groins, a series of round sticks, are designed to have a permeability of 50%.

The sediment utilized is coal with a mean diameter of 0.83mm and a specific gravity of 1.41. The experiments are conducted under uniform flow conditions. The hydraulic parameters adopted for both cases (Cases 1 and 2) are given in **Table 1**. Uniform flow condition is established by adjusting the tailgate height of the flume. Constant rate of sediment is supplied continuously from the upstream boundary of the flume to maintain the dynamic equilibrium state.

The dry sediment is mixed with water before it is supplied in order to avoid the dispersion effects. The sediment transport rate is evaluated with the bed load transport formula proposed by Ashida-Michiue (1972), but the amount of sediment is finally adjusted from some trial experiments. Five hours duration for each experiment are found sufficient for the attainment of dynamic equilibrium condition.

At the downstream boundary, a tailgate is used to control the water level. The water level is measured

with a point gauge and the bed deformation is obtained through a laser sensor after the flume has been completely drained out.

For the measurement of velocity field, cements are used to fix the final bed deformation. After fixing the bed, the same discharge is imposed to measure the flow velocities around the groins and two electromagnetic velocimeters are utilized, one with an I-shape sensor and another with an L-shape sensor. Considering the bed roughness effects there is no difference between cements and sediments (coal) that could cause changes in the velocity results.

Table 1 Details of the experimental conditions

Cases	1	2
Submergence	non-submerged	
Discharge Q(l/s)	6.50	
Mean velocity u(cm/s)	20.31	
Flow depth h(cm)	4.00	
Shear velocity u_*(cm/s)	2.22	
Shear velocity ratio u_*/u_{*c}	1.91	
Reynolds number, Re	8,132	
Froude number, Fr	0.324	

3. Numerical Model

For the time being, the numerical model is used to simulate the flow field based on fixed-bed conditions. The governing equations of proposed numerical model are based on the steady 3D RANS (Reynolds-averaged Navier-Stokes equations) and the continuity equation, which can be expressed in a Cartesian coordinate system with the tensor notation as follows.

$$u_j \frac{\partial u_i}{\partial u_j} = F_i - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_i} \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (2)$$

where u_i= time-averaged velocity; x_i= Cartesian coordinate component; ρ= density of the fluid; F_i=body force; p= time-averaged pressure; ν=molecular kinematic viscosity of the fluid; $\tau_{ij} = -\rho\overline{u_i' u_j'}$, are the Reynolds stress tensors, and u_i' is the fluctuating velocity component.

The standard k-ε model is used for the turbulence closure. The Reynolds tensors are acquired through the linear constitutive equation.

$$-\overline{u_i' u_j'} = 2\nu_t S_{ij} - \frac{2}{3}k\delta_{ij} \quad (3)$$

where k= turbulence kinetic energy; δ_{ij}= the Kronecker delta; ν_t = eddy viscosity and S_{ij}= the strain-rate tensor, the latter three are expressed by

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & if \quad i = j \\ 0 & if \quad i \neq j \end{cases} \quad (4)$$

$$\nu_t = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (5)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (6)$$

in which C_μ is a coefficient, and is set to be a constant and equal to 0.09, ε is the dissipation rate of the turbulence kinetic energy k.

Two transport equations as described below are employed to estimate k and ε, respectively.

$$u_j \frac{\partial \kappa}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_\kappa}\frac{\partial \kappa}{\partial x_j} \right) + G - \varepsilon \quad (7)$$

$$u_j \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right) + \left(c_{\varepsilon 1} G - c_{\varepsilon 2} \right)\frac{\varepsilon}{\kappa} \quad (8)$$

where G= the rate-of-production of the turbulence kinetic energy k, is defined as

$$G = -\overline{u_i' u_j'}\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad (9)$$

and the model constants are used as suggested by Rodi (1980).

A detailed presentation about the numerical schemes, discretization methods, solution methods, equation solvers and the convergence criteria is given by Zhang et al. (2006b).

In the simulation, the inlet boundary is considered as a Dirichlet boundary and all the quantities are prescribed. The outlet boundary has been set far from the groin area, a Neumann boundary with zero gradients is assumed there. The wall function approach is adopted near impermeable boundaries. The permeable groin is expressed as a cluster of impermeable groins and each permeable groin is expressed with some fine meshes in the simulation.

The simulation sequence follows the SIMPLE

(Semi-implicit method for pressure-linked equations) procedure. At first, the momentum equations are solved for each velocity components, in which the pressure, the eddy viscosity, the turbulent kinetic energy and its dissipation rate are considered as known. The resultant velocity field is used to calculate the mass fluxes through faces of Control Volumes. After the pressure correction equation is solved, the velocity field is improved. Finally, the transport equations for the turbulent kinetic energy and its dissipation rate are solved and the eddy viscosity is updated.

The above procedures are repeated until the residual level becomes sufficiently small or the prescribed maximum iteration step number is covered.

4. Results and Discussions

(1) Experimental results

The bed contours at equilibrium condition in both cases are shown in **Fig.3**. It can be seen that the erosion around the upstream groin in Case 1 is deeper than that in Case 2. The maximum depths of scour hole around the upstream groin in Case 1 and 2 reach about 15cm and 2cm, respectively. The deposition area in Case 1 is concentrated in the downstream region of the downstream groin due to the reduction of the velocity and recirculation flows occurring in this region. On the other hand, in Case 2, the deposition area is distributed throughout the channel with a small concentration downstream of the downstream groin.

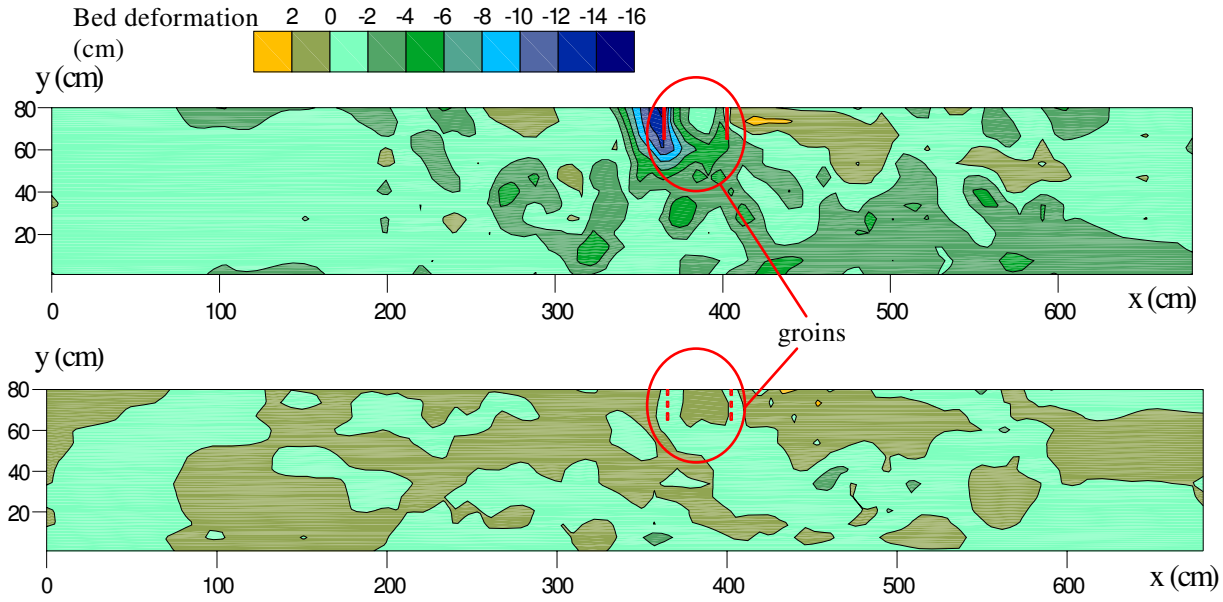


Fig. 3 Bed contours at equilibrium condition (top: Case 1 (impermeable groins); bottom: Case 2 (permeable groins))

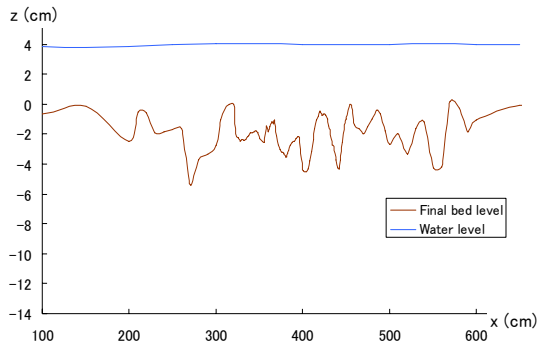


Fig. 4 Longitudinal profile of water surface and bed level along main channel (y=40cm) – Case 1.

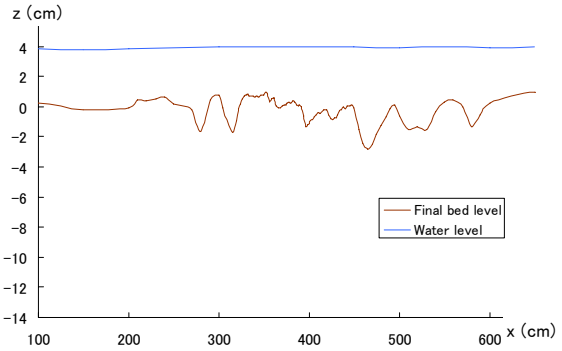


Fig. 5 Longitudinal profile of water surface and bed level along main channel (y=40cm) – Case 2.

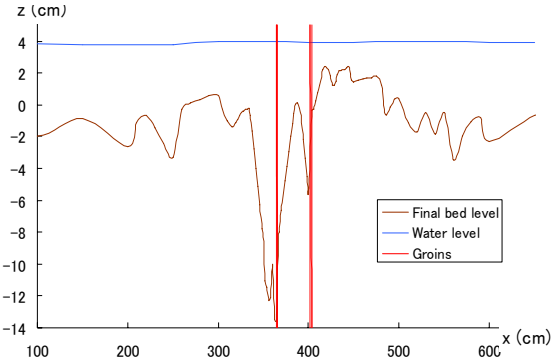


Fig. 6 Longitudinal profile of water surface and bed level along channel (y=72cm) – Case 1.

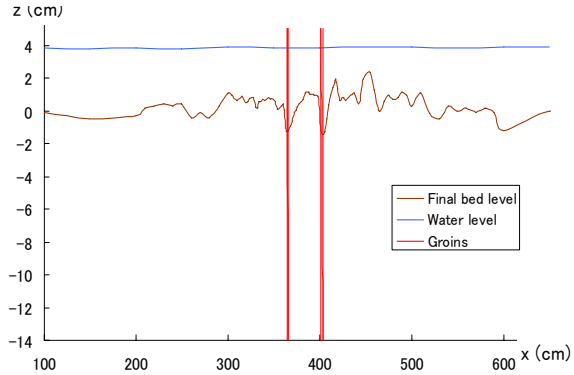


Fig. 7 Longitudinal profile of water surface and bed level along channel (y=72cm) – Case 2.

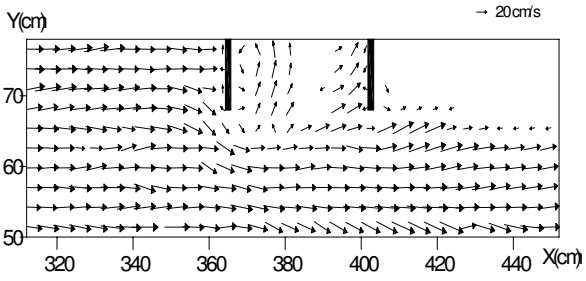


Fig.8 Velocity field around groins in XY plane at z=2.0cm – Case 1 (experiment).

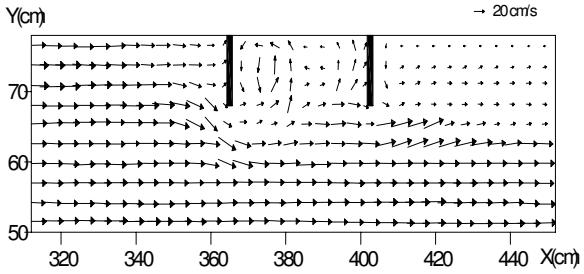


Fig.9 Velocity field around groins in XY plane at z=2.0cm – Case 1 (simulation).

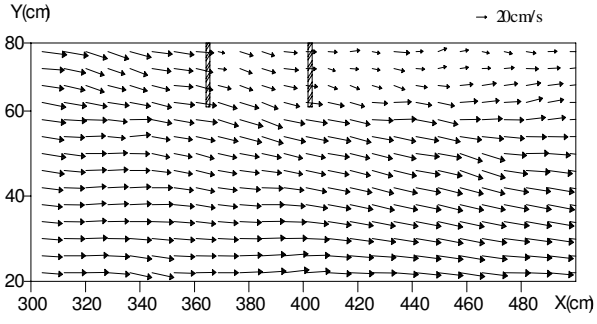


Fig.10 Velocity field around groins in XY plane at z=2.0cm – Case 2 (experiment).

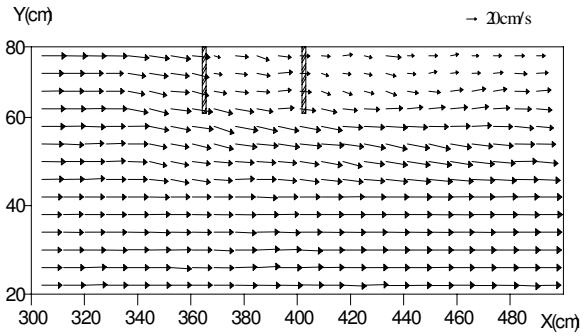


Fig.11 Velocity field around groins in XY plane at z=2.0cm – Case 2 (simulation).

The longitudinal profiles of water level and bed level along the channel (y=40cm and y=72cm) in Cases 1 and 2 are shown in **Fig.4**, **Fig.5**, **Fig.6** and **Fig.7**, respectively.

The level z=0cm denotes the initial bed level. The longitudinal section y=40cm corresponds to the centerline of the flume and y=72cm corresponds to the longitudinal section 8cm from the left wall of the channel. In both cases, a small increase of the water level near the groins can be seen, probably due to the effects of the contraction of the flow width by groins. The erosion deep around the groins in Case 1 can be seen with details in **Fig.5**.

(2) Comparison of numerical and experimental results

Numerical results of flow velocity are compared with those of measured ones based on the deformed fixed bed around groins of Case 1 and 2.

a) Velocity distribution around the impermeable groins in XY plane – Case 1 (z=2.0 cm)

The velocity distributions of experimental and simulated results around impermeable groins at depth z=2.0cm are shown in **Fig.8** and **Fig.9,** respectively. The magnitude of the simulated velocity agrees well with that of the experiment. When the flow approaches the upstream groin,

major part of the obstructed flow diverts to the main channel, which creates a mixing zone in front of the groin head. A part of the flow travels downstream which creates recirculation flow between the groins.

Comparing the simulation results with the experimental ones, the flow structures are quite similar in the upstream area of the groins but differ to some extent in the downstream area. A clear recirculation flow is observed in the simulation results comparing with the experimental results. One reason may be the measurement grid is too coarse for the experiment.

b) Velocity distribution around permeable groins in XY plane – Case 2 (z=2.0cm)

For the permeable groins, the velocity fields around the groins of experimental and simulated results are shown in **Fig.10** and **Fig.11**, respectively.

In this case, the flow directions are not greatly changed. It can be seen that just after passing the upstream groin, the flow direction diverts to the right side wall in the experimental results. At the downstream of the upstream groin, reduction of velocity occurs, but after the flow passed the downstream groin the reduction becomes more significant. The sediment deposition observed downstream of the downstream groin (see **Fig.3** bottom) could be caused by this velocity reduction.

Compared with Case 1 (impermeable groins), the flow patterns in Case 2 show practically parallel to the channel near the groins head.

c) Velocity distribution near the upstream groin in YZ plane – Case 1

The velocity vectors in YZ plane near the upstream groin of experimental and simulation results are shown in **Fig.12** and **Fig.13**, respectively.

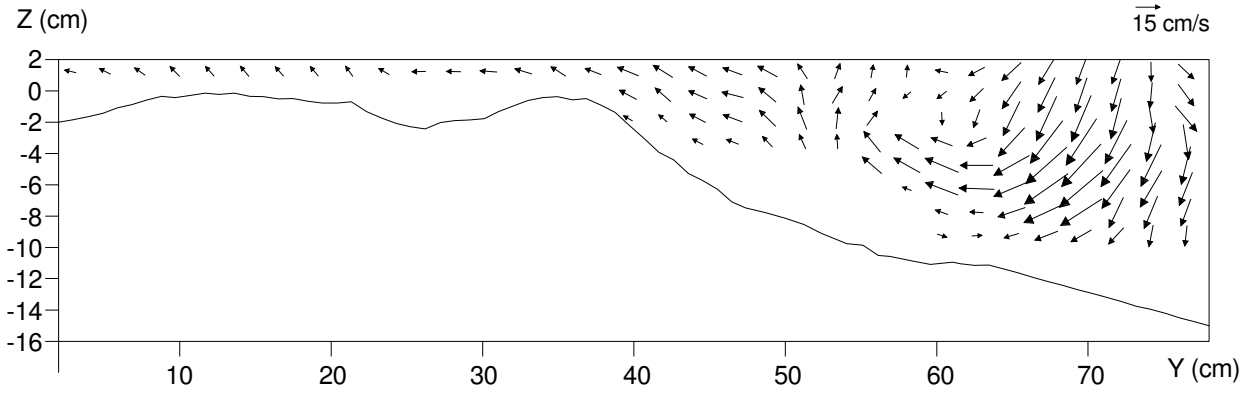


Fig.12 Velocity field around groins in YZ plane at x=362cm – Case 1 (experiment).

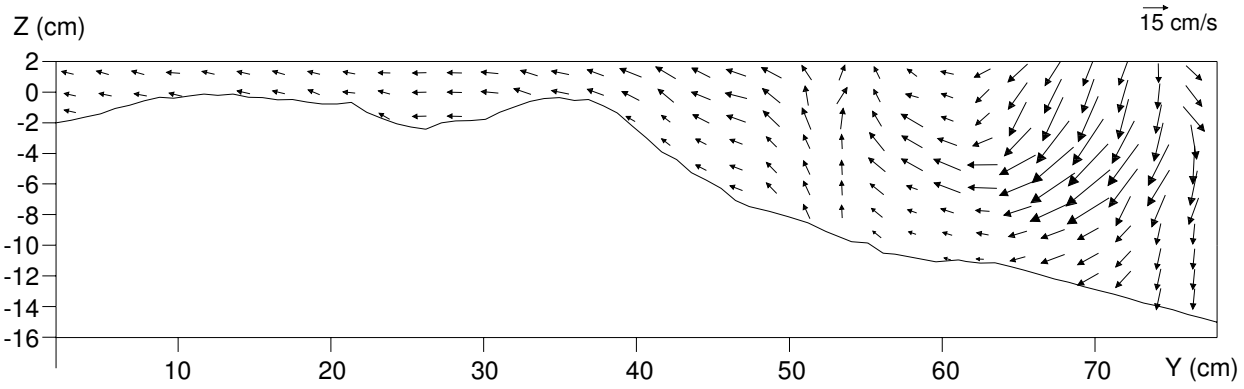


Fig.13 Velocity field around groins in YZ plane at x=362cm – Case 1 (simulation).

The longitudinal position of this cross section is x=362cm, just 2.25cm upstream of the upstream groin, seen from downstream to upstream.

From the experimental results, the recirculation flow near the upstream groin is quite similar to the computed results. The bed erosion around the upstream groin probably results from the influence of this recirculation flow that is more evident near the groin (from y=65cm to y=80cm). It means the flow is attacking the channel bank and can cause the erosion in this region. Hence bank protection measures are needed when this kind of groin is utilized.

The case of permeable groin is not shown here because the flow passing through the piles causes a little recirculation upstream of the upstream groin and without causing significant erosion compared with the case of impermeable groins (see **Fig.3** bottom).

5. Conclusions

The experiments have provided us with detailed information regarding the flow pattern and bed deformation around impermeable or permeable groins under non-submerged scour conditions.

Experimental result indicates the influence of the permeability on the bed deformation and flow structures around groins. Under the same hydraulic conditions, the erosion around the upstream groin is significantly deeper in the case of impermeable groins (Case 1) compared with the case of permeable groins (Case 2). The developed numerical model can simulate the flow structures around groins quite reasonably in fixed bed conditions, i.e., using final scoured bed form. Further 3D model simulations are expected in future works to validate the applicability of the numerical model in other cases such as movable bed and to compare the results with experimental data. The model should also be compared with field data where the results depend on the different conditions that are not considered in this study.

References

Ashida, K. and Michiue, M. (1972): Studies on bed load transportation for nonuniform sediment and river bed variation, Disaster Prevention Research Institute Annuals, Kyoto University, No. 14B, pp. 259-273 (in Japanese).

Carling, P.A., Kohmann, F., and Golz, E. (1996): River hydraulics, sediment transport and training works: their ecological relevance to European rivers, Archiv. Hydrobiol. Suppl., Vol. 113, No. 10, pp 129-146.

Garde, R. J., Subramanya, K. and Nambudripad, K. D. (1961): Study of scour around spur-dikes, Journal of Hydraulic Division, ASCE, Vol. 87, No. 6, pp. 23-38.

Gill, M.A. (1972): Erosion of sands beds around spur dikes, Journal of Hydraulic Division, ASCE, Vol. 98, No. 9, pp. 1587-1602.

Klaassen, G. J., Douben, K. and van der Waal, M. (2002): Novel approaches in river engineering, River flow 2002, Bousmar & Zech, eds., Swets & Zeitlinger, Lisse, pp. 27-42.

Kuhnle et al. (2002): Local scour associated with angled spur dikes, ASCE, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 12.

Rodi, W. (1980): Turbulence models and their application in hydraulics- A state of art review, University of Karlsruhe, Germany.

Schwartz, R. and Kozerski, H. (2003): Entry and deposits of suspended particulate matter in groyne fields of the middle Elbe and its ecological relevance, Acta Hydrochim. Hydrobiol., Vol. 31, No. 4-5, pp 391-399.

Uijttewaal, W.S.J. (2005): Effects of groin layout on the flow in groin fields: laboratory experimental, Journal Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 131, No. 9, pp. 782-791.

Zhang, H. (2005): Study on Flow and Bed Evolution in Channels with Spur Dykes, Doctoral Dissertation, Kyoto University.

Zhang, H., Nakagawa, H., Muto, Y., Touchi, D. and Muramoto, Y. (2006a): 2D numerical model for river flow and bed evolution based on unstructured mesh, Journal of Applied Mechanics, JSCE, Vol. 9, pp. 783-794.

Zhang, H., Nakagawa, H., Muto, Y., Baba, Y. and Ishigaki, T. (2006b): Numerical simulation of flow and local scour around hydraulic structures, River flow 2006, pp. 1683-1693.

非越流条件での水制による流れと河床変動への影響

Hiroshi TERAGUCHI*・中川　一・武藤　裕則・馬場　康之・張　浩

*京都大学工学研究科

要　旨

この論文では，水制のまわりの流れと河床変動に関して実験および数値計算を行い得られた結果を示す。実験水路では一対の不透過または透過性の水制を左岸側に設置し，非越流の条件で水制周辺の流速を測定した。不透過水制の場合，水制周辺の上流での局所洗掘は透過水制の場合より深くなることが確認された。 非構造メッシュによる 3 次元数値モデルを開発し，数値計算を行った結果，流速は実験測定の結果を十分な精度で再現することができた。

キーワード：水制，非越流，3 次元数値モデル，非構造メッシュ

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Scour around Spur Dyke: Recent Advances and Future Researches

Hao ZHANG and Hajime NAKAGAWA

Synopsis

Scour is a common phenomenon in river engineering and a challenging problem for hydraulic research. Scour may bring human either benefits or disasters depending on whether the scour process is well understood and effectively managed. Investigation on scour around spur dyke has a long history and still receives much attention to date. This paper provides background knowledge and research prospect on this topic. The paper is organized mainly in three parts. The first part presents a state-of-the-art on related researches such as the flow structure, estimation formulae for equilibrium scour depth, temporal and spatial variation of scour and scour around grouped spur dykes. After that, recent advances in numerical modeling techniques are presented, including the principle ideas, governing equations and solution methods. Finally, possible avenues for future researches are suggested.

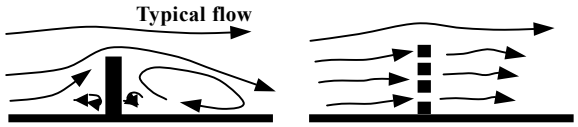
Keywords: spur dyke, scour, recent advances, future researches

1. Introduction

Spur dykes are typical man-made hydraulic structures and are widely constructed in alluvial rivers all over the world. Spur dykes are generally built perpendicular or at an angle to the channel bank or revetment, protruding into the watercourse. Historically, spur dykes were constructed to prevent channel banks or levees from erosion by diverting away approaching flows, to improve river navigation conditions by deepening the main channel bed or to secure water supply and agriculture irrigation by maintaining suitable flow discharge and water level. Nevertheless, aesthetic and environmental impacts of spur dykes have attracted much attention since several decades before. Nowadays, spur dykes are also considered as a promising measure to enhance diversities of channel morphologies and riverine eco-systems.

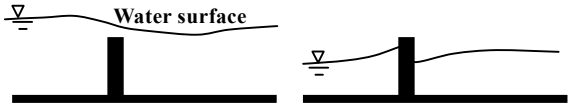
Spur dykes may be classified into various types. According to structure permeability, spur dykes are generally categorized into two types: impermeable and permeable (Fig.1a). Impermeable spur dykes are built of local soil, stones, gravels, rocks or gabions, while permeable ones usually consist of one or several rows of timber, bamboo, steel or reinforced concrete piles. An impermeable spur dyke blocks and defects the river flow, while a permeable one allows water to pass through it at a reduced velocity. Based on submergence conditions, submerged and non-submerged spur dykes are distinguished (Fig.1b). In general, the submerged condition is not desirable for impermeable spur dykes since the overtopping flow may cause severe erosion and damage. Spur dykes may be classified as attracting, deflecting or repelling spur dykes according to their inclination as shown in Fig.1c. An attracting spur dyke points downstream and attracts the flow towards its head and thus to the bank. In contrast, a repelling spur dyke inclines in upstream direction and diverts the flow away from itself. The spur dyke normal to the flow is a deflecting one. It diverts the flow at its head and results in a wake zone behind it. Classification of spur dykes may also be made according to their appearances (Fig.1d). Due to the importance of the

head as will be discussed later, spur dykes are designed with various appearances mainly in terms of the shape of the head. Apart from a straight spur dyke, alternatives may include a mole-head, L-head, T-head or hockey-shaped one.



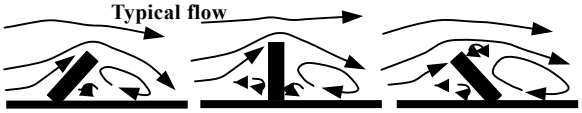
Impermeable Permeable

(a) Permeability



Submerged Non-submerged

(b) Submergence



Attracting Deflecting Repelling

(c) Inclination

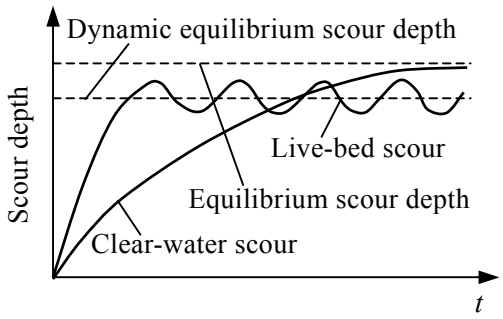


Straight Mole-head L-head T-head Hockey-shaped

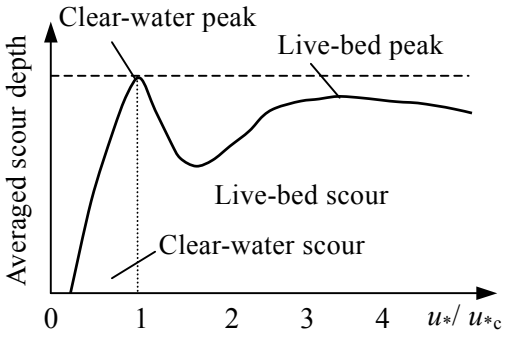
(d) Shape

Fig.1 Classification of spur dykes

Protruding of a structure such as a spur dyke to a channel leads to changes on the flow patterns and bed configurations. These changes usually initiate a scour process, involving turbulent flow, sediment transport and erodible boundaries. This process is a dynamic feedback process. A clear understanding and a scientific interpretation of this process are a prior for successful design and sustainable management of hydraulic structures. Consequently, tremendous amount of researches have been conducted over the years in laboratory experiments, numerical simulations and field measurements. As is known, scour is a localized lowering of channel bed due to the imbalance of sediment transport. The scour occurring at a spur dyke is generally divided into three categories: general scour, constriction scour and local scour. General scour takes place on a channel bed as a result of sediment transport irrespective of whether or not a spur dyke is there. Constriction scour arises from the narrowing of the watercourse by the presence of the spur dyke. Local scour results directly from the impact of the spur dyke on the local flow pattern. It is noticed that local scour is usually superimposed on constriction scour. Based on the sediment transport mode by the approaching flow, local scour is either a clear-water scour or a live-bed scour. Clear-water scour refers to conditions when the bed material upstream of the scour area is at rest, i.e. the near-bed shear stress u_* some distance away from the spur dyke is not greater than the critical shear stress u_{*c} for the initiation of particle movement. Live-bed scour takes place when the near-bed shear stress is generally greater than the critical one and the flow induces general sediment transport. Clear-water scour and live-bed scour are usually differentiated in conventional analyses of local scour. The temporal variation of the maximum scour depths under clear-water scour and live-bed scour conditions are schematically shown in Fig.2.



(a) Temporal variation of local scour (after Chabert and Engeldinger, 1956)



(b) Local scour against shear stress (after Chiew, 1984)

Fig.2 Sketch of clear-water and live-bed scour

In general, clear-water scour may be divided into several stages: initial stage, development stage, stabilization stage and equilibrium stage. The scour develops quickly at initial and development stages and shows insignificant changes at the stabilization stage. An equilibrium stage is reached finally, which usually takes a longer time compared with a live-bed scour. In case of live-bed scour, the scour increases rapidly with time and then fluctuates about a mean value in response to the passages of bed forms (Fig.2a). Although the near-bed shear stress under live-bed scour condition is larger than that under clear-water scour condition, the maximum scour depth in the former case is not necessarily larger than that in the latter one. Scour occurs when the near-bed shear stress is larger than a critical value (Fig.2b). With the increasing of the near-bed shear stress, the scour depth at the equilibrium stage increases. A peak value occurs when the near-bed shear stress equals to the critical shear stress. This peak is called a clear-water peak. The scour depth decreases from the clear-water peak with the development of bed forms and reaches a minimum value when the deepest bed forms take place. The scour depth increases to a new peak with the further increasing of the near-bed shear stress. This peak is named a transition flat bed peak (or live-bed peak), at which stage bed forms disappear and more flow energy contributes to the scour process. When the bed forms appear again at still higher near-bed shear stress and dissipate some of the flow energy, the scour depth decreases again.

Excessive scour is one of the major causes for failures of spur dykes. On the other hand, the pool-riffle morphologies, as consequences of scour, provide new river amenities and important habitats for riverine species. Therefore, a balance should be well maintained to achieve the maximum beneficial effects and still afford an effective control of the scour. This necessitates a deep insight into the associated problems and underlying processes, together with advanced prediction methods and tools if available. This paper firstly presents a review on up-to-date knowledge and conventional approaches. After that, recent advances, especially in numerical modeling, are discussed. Avenues for future researches are suggested at the final part.

2. Scour around a single spur dyke

2.1 Flow structure around a spur dyke

An insight into the nature of the flow is a prerequisite for the understanding of the scour process. In general, the flow initiates and controls the scour process. The flow past a spur dyke is generally complex and this complexity increases with the development of the scour hole.

(1) Flow separation and vortex shedding

The flow past the spur dyke may be divided into three zones: a main flow zone from the head of the spur dyke to the opposite side of the channel, a wake zone behind the spur dyke and a mixing zone in-between them (Fig. 3).

In the main flow zone, the velocity is accelerated. Molinas et al. (1998) reported in their experimental research that the velocity at the spur dyke head might be increased up to 1.5 times the approaching flow velocity, depending on the flow conditions and spur dyke protrusion ratios. Ho et al. (2007) presented similar results when they investigated the flow around different impermeable spur dykes with both experimental and numerical methods.

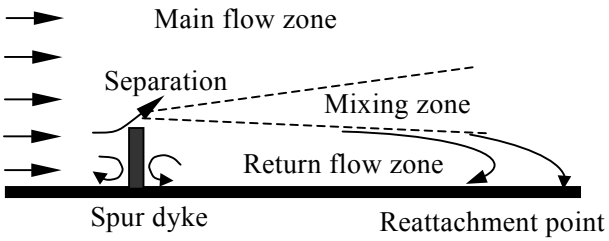


Fig.3 Typical flow around spur dyke

The wake zone may be further subdivided into a return flow zone and a reattachment zone. The return flow zone is generally characterized by two eddies of different rotating direction and size. A small eddy is near to the spur dyke, the centre of which locates at a distance almost equal to the spur dyke length L. A larger eddy is at the downstream of the small one, whose centre locates a distance of about $6L$ away from the spur dyke. The reattachment zone is an area where the separated flow reattaches the channel bank downstream of the spur dyke. According to Chen and Ikeda (1997), the length of the reattachment zone covers a distance of

around 6*L* and locates over the range from 11*L* to 17*L*. The reattachment zone is usually simplified into a point for the convenience of analyses. At this point, the time-averaged velocity is zero. But it should be kept in mind that the instantaneous reattachment point fluctuates back and forth. For impermeable spur dykes, Ouillon and Dartus (1997) reported that the location of the reattachment point was 11.5*L* in experiments and 10.7*L* with a numerical model study. With a depth averaged numerical model, Liu et al. (1994) found that the angle of inclination showed more remarkable effects than the shape of the spur dyke on the reattachment point. Moreover, the location of the reattachment point is the farthest for a repelling spur dyke compared with a deflecting or an attracting one with the same effective length. Ho et al. (2007) investigated the separation length (distance between the spur dyke and the reattachment point) behind a single spur dyke with different permeability. They found that the separation length decreases with the increasing of spur dyke permeability. For 0% (impermeable), 20% and 80% permeability, the separation length is 12.5*L*, 5.7*L* and 1.8*L*, respectively. Furthermore, it wa noticed that the wake zone shrank with the development of scour hole according to the authors' experimental studies. The flow structure on the water surface entirely changed from a flat bed to a scoured bed. The change of the local bed configuration and the development of the 3D vortex systems were responsible for this phenomenon.

The vortex shedding in the mixing zone is an important aspect of the flow field. By measuring the water level fluctuations along the centerline of the migrating vortices, Chen and Ikeda (1997) found that there were clear periodic water level fluctuations. These fluctuations showed obvious phase difference between two consecutive measuring points, which suggested a strong coherency between them. The correlation coefficient was determined with FFT (Fast Fourier Transformation) method for each pair of time series of water surface fluctuations. The lag time when the correlation coefficient took a peak was considered as the migration time of a vortex. It was found that the migration velocity of the vortices was kept to be constant, which was a little larger than the mean flow velocity. The vortices shedding from the spur dyke merged with each other as they migrated downstream. As a result, there were increases in both length scale and time scale of the vortices.

(2) Flow structure in the scour area

The flow in local scour generally shows obvious 3D characteristics. This 3D flow may be divided into several components. In front of the spur dyke, there exists a bow wave near the water surface and a downflow towards the channel bed due to the stagnation of approaching flow. As the result of the flow separation, a horse-shoe vortex develops in the local scour hole and a wake vortex system forms behind the spur dyke. A schematic diagram of the flow and local scour at the longitudinal section passing the spur dyke head is shown as below.

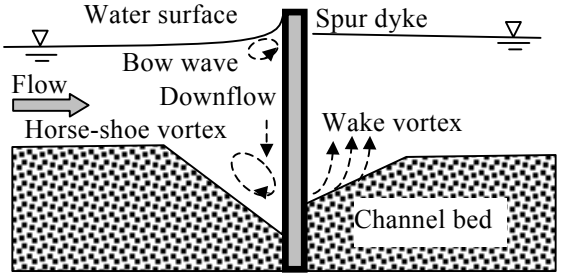


Fig.4 Typical flow in a scour hole

The authors have investigated the flow structure in a scour hole with two sets of electro-magnetic velocimetries in a laboratory flume. The hydraulic condition is given in Zhang and Nakagawa (2008). The local scour geometry is shown in Fig.5, which is obtained with a laser displacement meter. The mean velocity profiles at typical cross-sections are shown in Fig.6 and Fig.7. From these figures, one may have a clear image on the complex vortex systems in the proximity of the spur dyke.

Unit: cm

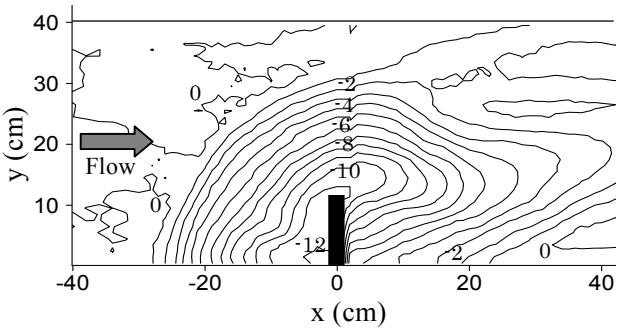
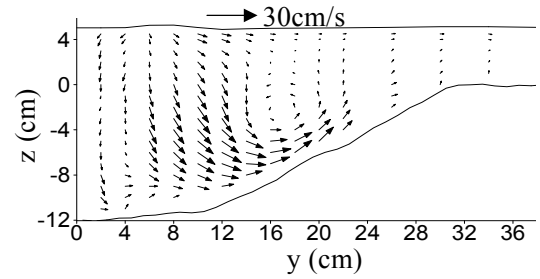
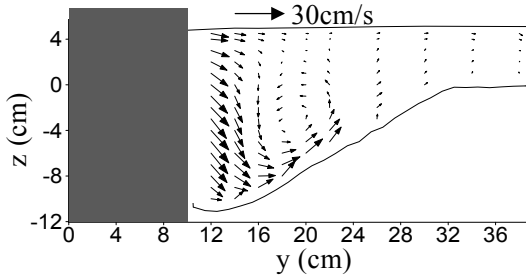


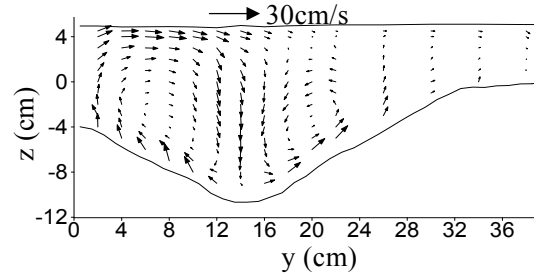
Fig.5 Scour around an impermeable spur dyke



(a) Transverse section x=-4cm



(b) Transverse section x=0cm



(c) Transverse section x=4cm

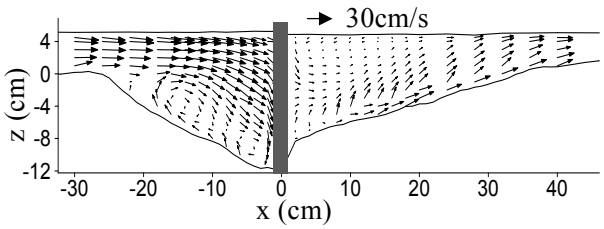
Fig.6 Transverse flow velocity in a scour hole

2.2 Parameters related to scour at a spur dyke

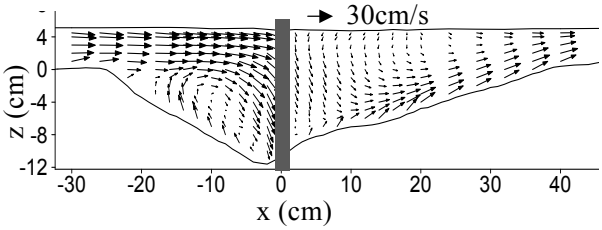
The scour depth depends on a lot of parameters characterizing the fluid, the bed sediment, the flow condition, the channel geometry and the spur dyke structure. Researches have been conducted in the literature to identify the roles of these parameters with laboratory experiments, numerical simulations or field measurements. However, there remain many disputed points on which there is a lack of general agreement. Since a spur dyke is very similar to an abutment in many aspects, results obtained for bridge abutments are considered to be applicable for spur dykes as well. Based on existing researches, the aforementioned parameters and their influences on the scour process are detailed as follows.

(1) Parameters related to the fluid

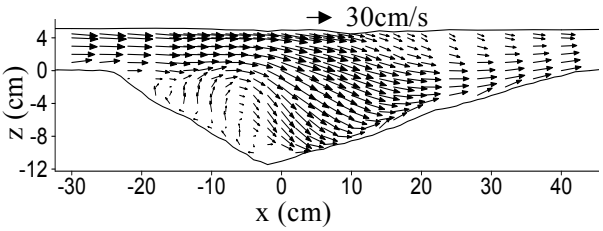
Parameters include the fluid density ρ, the kinematic viscosity υ, the gravitational acceleration g and the temperature T. The change of these parameters is generally assumed to be insignificant in a specific hydraulic experiment or an actual river reach. However, it should be noticed that the effect of these parameters might become important in some cases. For example, the change of the viscosity due to temperature variation may affect the sediment threshold condition as well as the development of bed forms and thus the flow field. According to a series of laboratory experiments conducted in the authors' group relating to scour around spur dykes (e.g. Zhang, 2005), it is found that experiments in the winter season takes a longer time than those in summer times in order to arrive at an equilibrium condition due to the differences in water temperature.



(a) Longitudinal section y=6cm



(b) Longitudinal section y=10cm



(c) Longitudinal section y=14cm

Fig.7 Longitudinal flow velocity in a scour hole

(2) Parameters related to bed sediment

Parameters include the particle density ρ_s, the angle of repose □, the mean diameter d, grain size distribution, cohesiveness and bed consolidation. Studies concerning the latter two parameters are still in its infant and are not detailed here.

Laursen (1960) has stated that the maximum scour depth was affected by sediment size under clear-water scour but not under live-bed scour. But it was argued to be curious by many researchers. Garde et al. (1961) did experiments with four sand

sizes in range 0.29mm to 2.25mm under live-bed scour condition and found that the sediment size influenced both the rate of scour and the maximum scour depth. He included the sediment size in a drag coefficient and incorporated it into a semi-empirical equation for the estimation of scour depth. Gill (1972) reported that the rate of scour development of the fine sand was higher than that of the coarse sand according to his experiments with two sediment sizes (d=0.914mm and d=1.52mm). For the same value of near-bed shear stress in the approaching flow area, fine sediments resulted in greater scour depth. The reduction in scour depth for relatively large sediment might be due to large particles impeding the erosion process at the base of the scour hole and dissipating some of the flow energy in the erosion zone. However, the coarse sand was scoured deeper than the fine sand for the same value of τ/τ_c, in which τ= near-bed shear stress in the approaching flow area and τ_c =critical shear stress of bed material. Raudkivi and Ettema (1983) believed that the relative grain size defined by L/d had more meaning compared with the grain size d itself to analyze the effect of sediment size on scour depth. The scour depth was independent of the sediment size if the relative grain size was large enough. Melville (1997) agreed with them and included the relative grain size, rather than the grain size itself, in his prediction formula.

The geometric standard deviation σ_g, generally defined as $\sigma_g = \sqrt{d_{84}/d_{16}}$ is an important parameter for the analysis of grain size distribution. It is commonly accepted that the sediment may be considered uniform if σ_g <1.4 and nonuniform else. Armor layer may form on the channel bed and in the scour hole during the scour process in nonuniform sediment bed. It has significant effect on the maximum scour depth. Melville and Sutherland (1988) pointed out the existence of a limiting armor condition which represented the coarsest or most stable armored bed for a given bed material and could be characterized by a mean velocity u_{ca}. Each sediment had a unique value of u_{ca}, dependent on the sediment size and grading. For nonuniform sediment bed, the clear-water peak would be replaced by an armor peak. The critical flow velocity at the armor peak u_a was determined using u_a=0.8u_{ca}. u_a marked the transition from clear-water scour to live-bed scour in nonuniform sediment bed and was equivalent to u_c for uniform sediment. For velocities less than u_a, armoring occurred and the scour depth was limited accordingly. Beyond u_a, the armoring diminished and the scour depth was reasonably constant irrespective of σ_g at the live-bed peak.

Raudkivi and Ettema (1983) found that the maximum clear-water equilibrium scour depth, for sediment with a shape factor near one, depended on σ_g. They proposed a practical relation to estimate the equilibrium scour depth at a bridge pier in nonuniform sediment bed in terms of the geometric standard deviation as follows.

$$\frac{d(\sigma_g)}{D} = K_\sigma \frac{d}{D} \tag{1}$$

where D= bridge pier diameter and K_σ= coefficient which depended on σ_g, giving by a diagram.

According to experimental studies conducted by Dey and Barbhuiya (2004), the scour depth at an abutment with an armor-layer in clear-water scour condition under limiting stability of surface particles was always greater than that without an armor-layer for the same bed sediments.

(3) Parameters related to flow condition

The approaching flow depth and mean velocity are two important parameters. According to experimental studies carried out by Gill (1972) and others, it may be concluded that the maximum scour depth increased at a decreasing rate with the increasing in approaching flow depth. The scour depth increased proportionately with the flow depth for shallow flows and was independent of flow depth in case of deep flows. An explanation was that the bow wave that formed in front of the spur dyke interfered with the down flow and horseshoe vortex in shallow flows and the two had opposite senses of rotation. With the increasing of flow depth, the interference reduced and became insignificant eventually. The flow velocity, being incorporated in the shear stress in many researches, deserves special attention. According to the ratio of the flow velocity and the critical flow velocity for sediment threshold, scour may be classified as clear-water scour and live-bed scour as has been mentioned in the previous contexts. Since there are

significant differences between the two classes of scour as discussed before, it is important to consider them separately. In general, the effect of flow conditions is not discussed separately. They usually come with, saying, the dimension of the spur dyke structure and the critical velocity or shear stress for sediment threshold/armoring.

(4) Parameters related to geometry of channel

Rectangular channel has been assumed in most of the researches and the channel width is the only parameter which needs to be considered. But an actual river generally has various shapes. A complex channel geometry poses great challenges not only because there are many difficulties in characterizing its dimensions but also because it puts forward new problems on how to adequately quantify other parameters such as the water depth, the velocity and the effective length of spur dyke.

Sturm and Janjua (1994) studied the scour around an abutment in a compound channel. The abutment was situated in the floodplain setting well back from the edge of the main channel. The main channel was treated as fixed-bed channel, while the floodplain was covered with sediment, clear-water scour occurring at the abutment. A discharge contraction ratio was introduced to account for the compound channel effects. This ratio represented the redistribution of flow between the main channel and the floodplain as the flow passed through the abutment contraction. A more systematic study was conducted by Melville (1995). The study was limited to the case of an abutment spanning the floodplain and extending into the main channel.

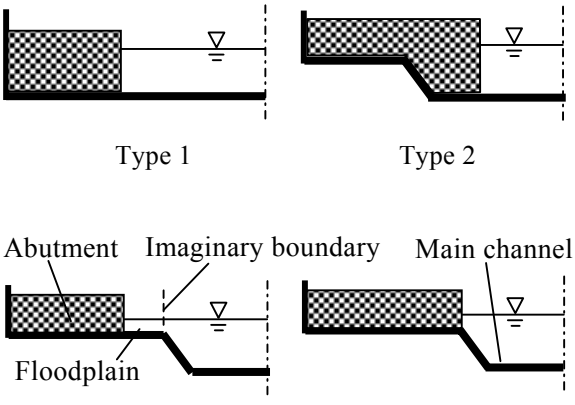


Fig.8 Scour types in compound channel (after Melville, 1995)

Melville (1995) suggested three types of scour in idealized compound channels as shown in Fig. 8. Type1 applied to an abutment spanning a well-defined channel without floodplain. In Type2, the abutment spanned the floodplain and extended into the main channel. In Type3, the abutment spanned only part of the floodplain. Type3 was further divided into two cases: the abutment in Type3a extended only partly across the floodplain while terminated at about the edge of the main channel in Type3b. The effect of the channel geometry on the scour depth was represented by a multiplying factor K_G as will be discussed in the latter contexts. The K_G was defined as the ratio of the scour depth at an abutment in a compound channel to a scour depth at an abutment in a corresponding rectangular channel. In general, K_G was a function of the size, shape, roughness of the main channel and the floodplain. Cardoso and Bettess (1999) studied Type3 abutment scour with a set of laboratory experiments. Their results were in conformity with Melville's suggestion that scour at abutments on floodplains could be approximated by scour in rectangular channels if an imaginary boundary (sketched in Type3a, Fig.5) was assumed separating the flows in the main channel and the floodplain. From this point, Type3 scour might be treated as special cases of Type1 scour. However, they observed that the time to equilibrium was shorter, by up to a factor of 7, when the scour hole extended into the main channel than when the scour hole was confined entirely to the floodplain.

(5) Parameters related to spur dyke structure

Parameters include the size, shape, alignment and permeability of the spur dyke.

The effective length L is usually used in the analysis of scour around spur dykes instead of the actual length. The effective length is defined as the projected length of a spur dyke, i.e. the length perpendicular to the flow. Therefore, spur dykes of different alignment extending the same lateral distance into the flow have different actual lengths. According to the ratio of L/h, Melville (1995) classified bridge abutments as short, intermediate length and long abutments. Melville (1995) stated that for a long abutment, the scour depth was independent of the abutment length.

The shape of the spur dyke has a significant effect on the local flow structure and hence the scour process. A streamlined body is usually expected to reduce the drag exerted by the flow and to reduce the size of the wake and general flow disturbances. A vertical wall abutment causes greater scour depth in comparison with other types. For a long abutment, Melville (1992) argued that the shape of the abutment became unimportant.

The inclination angle of the spur dyke to the approaching flow significantly influences the scour depth. Early researches carried out by Garde et al. (1961) suggested that the maximum scour depth was greatest for a spur dyke with an inclination angle of 90^o and smaller for all other inclinations upstream and downstream. But this was disputed by Tison (1962), who argued that the greatest maximum scour depth was recorded for an upstream spur dyke inclination, followed by the 90^o and the downstream ones with evident experimental data. Tison (1962) also gave explanations on the observed variations of maximum scour depth with the inclination angle using a simple theory, in which the importance of the vertical driving motion on the scour development was emphasized. For short abutment, Melville (1992) stated that the effect of the inclination angle could be ignored.

The permeability of spur dyke also affects the scour depth significantly. The scour depth and area at an impermeable spur dyke are remarkably larger than those at a permeable one (Zhang, 2005). Yeo (2007) conducted a series of experiments to investigate the local scour at spur dykes with permeability ranged from 0% to 80%. Normalizing the maximum scour depth at a spur dyke with the maximum scour depth at an impermeable spur dyke, he found that the dimensionless scour depth decreased with the increasing of the structure permeability. The relation was nearly linear. The locations of the maximum scour depth were almost the same in both impermeable and permeable cases. However, the scour area was concentrated at the head of the impermeable spur dyke, whereas the channel bed in the proximity of the spur dyke was significantly scoured in all permeable cases. Zhang (2005) observed that the scour hole had a V-shape along the axis of the permeable spur dyke.

A typical scour at a permeable spur dyke with 50% permeability is given below (Zhang and Nakagawa, 2008). The hydraulic condition for this experiment is the same as that in Fig.5, except that the impermeable spur dyke is replaced with a permeable one. Compared with the contour in Fig.5, it is found that the maximum scour depth here is less than half of that in the impermeable case.

Unit: cm

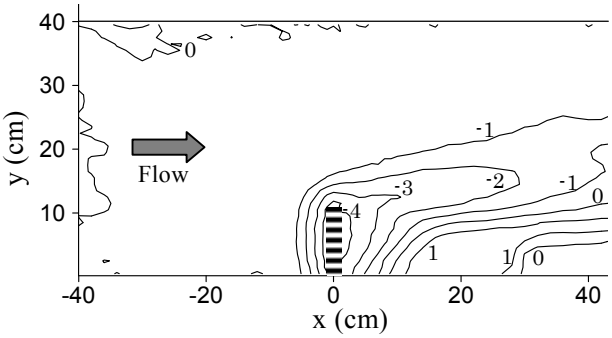


Fig.9 Scour around a permeable spur dyke

2.3 Equilibrium scour depth

In order to estimate the maximum scour depth, a lot of relations and formulae have been developed. Basically, these relations or formulae are grouped into four categories: (1) regime approach relating the scour depth to the increased discharge intensity; (2) dimensional analysis approach based on field or experiment data; (3) analytical or semi-analytical approach and (4) probabilistic approach.

(1) Regime approach

In the regime approach, scour depth is a function of the flow discharge at the contracted section. Based on Lacey's regime formula, Inglis (1949) proposed a scour prediction equation.

$$d_s + h = 0.47 k_i (Q/f)^{1/3} \tag{2}$$

where d_s= equilibrium scour depth; h= water depth from initial bed; f=silt factor, is equal to $1.76\sqrt{d}$; d= mean diameter of sediment; Q= regime discharge and k_i= amplification factor for local scour depth, depending on the type of obstructions. Another representative relation is that presented by Ahmad (1953), having the form as

$$d_s + h = k_a q^{2/3} \tag{3}$$

where k_a= constant depending on the flow intensity

and the inclination angle of the spur dyke and q= discharge per unit width in the contracted section.

This kind of approach suffers from an inherent drawback as the regime concept originates from the analysis of general scour whereas the mechanism of scour around a spur dyke is quite different from that of general scour. As a consequence, some dominant factors for maximum scour depth are not taken into account such as the dimension of the spur dyke and the mode of sediment transport.

(2) Dimensional analysis

Using dimensional analysis and experimental and/or field data, a significant amount of formulae are developed. As has been mentioned before, there are a lot of parameters entering the problem. In practice, those parameters are generally not directly converted to dimensionless variables. Instead, they are carefully selected and combined to work together, resulting in variables such as the Froude number, the dimensionless shear stress and so on.

Garde et al. (1961) correlated the scour depth with dimensionless parameters as

$$(d_s + h)/h = f(\alpha, \theta, Fr, C_D) \tag{4}$$

where $\alpha=(B-L)/B$, the opening ratio, in which B is the width of the channel; θ = angle of inclination of spur dyke with the direction of approaching flow; $F_r = u/\sqrt{gh}$, the Froude number, in which u is the approaching flow velocity and C_D= drag coefficient of sediment, defined as

$$C_D = 4(s-1)gd/(3\rho w_s^2) \tag{5}$$

where $s=\rho_s/\rho$ and w_s= settling velocity of sediment.

Assuming constant relative density of sediment and absence of viscous effect, Melville (1992) proposed the following expression

$$\frac{d_s}{h} = f\left(\frac{u^2}{gd}, \frac{L}{h}, \frac{d}{h}, \sigma_g, Sh, Al, SG\right) \tag{6}$$

where Sh, Al = parameters describing the shape and alignment of the abutment and SG= parameter describing the effects of lateral distribution of flow and cross-sectional shape of the approach channel.

Sturm and Janjua (1994), on the other hand, introduced the following expression when they investigate abutment scour in a compound channel.

$$d_s / h = f(F_r, F_{rc}, M) \tag{7}$$

where F_r= approaching Froude number in the floodplain, defined by the velocity and depth upstream of the end of the abutment; F_{rc}= critical value of the approaching Froude number for initiation of motion and M= discharge contraction ratio, defined as the ratio of the discharge approaching section through the opening width to the total discharge.

The equations derived from dimensional analysis are evaluated with laboratory experimental data and/or field data. A lot of empirical formulae are then developed. Some formulae are developed for clear-water scour, some are for live-bed scour, and some are intended to include both. The estimation formula proposed by Melville (1997) includes extensive data from bridge piers and abutments. It has been frequently cited in the literature. This formula is written as

$$d_s = K_{hL} K_I K_d K_s K_\theta K_G \tag{8}$$

where K= empirical expressions accounting for various influences on scour depth, termed K-factors hereafter. K_{hL} = factor for flow depth and abutment length; K_I = factor for flow intensity; K_d = factor for sediment size; K_s = factor for abutment shape; K_θ = factor for abutment alignment and K_G = factor for channel geometry. The K-factors are considered individually and are evaluated by fitting envelope curves to existing data for bridge foundations.

Melville (1997) suggested following estimation methods for the factors of K_{hL} and K_I.

$$K_{hL} = \begin{cases} 2L & if \quad \dfrac{L}{h} < 1 \\ 2\sqrt{hL} & if \quad 1 < \dfrac{L}{h} < 25 \\ 10h & if \quad \dfrac{L}{h} > 25 \end{cases} \tag{9}$$

$$K_I = \begin{cases} 1 & if \quad \dfrac{u-(u_a-u_c)}{u_c} \geq 1 \\ \dfrac{u-(u_a-u_c)}{u_c} & if \quad \dfrac{u-(u_a-u_c)}{u_c} < 1 \end{cases} \tag{10}$$

in which, the critical velocity may be related to the critical frictional velocity via the logarithmic form of the velocity profile, i.e.

$$\frac{u_c}{u_{*c}} = 5.75\log\left(5.53\frac{h}{d}\right) \tag{11}$$

$$\frac{u_{ca}}{u_{*ca}} = 5.75\log\left(5.53\frac{h}{d_a}\right) \tag{12}$$

The critical shear velocities u_{*c}, u_{*ca} are determined from the sediment size d and the median armor size d_a, using the Shields diagram or other relations. The median armor size of the sediment is found with an empirical expression given by Chin et al. (1994)

$$d_a = d_{\max}/1.8 \tag{13}$$

where d_{max}= the maximum particle size of the nonuniform sediment material.

The expression in Eq. (10) indicates that the scour depth is approximately proportional to the flow intensity under clear-water scour but is independent of flow velocity under live-bed scour.

The factor related to sediment size K_d has the following form. In case of nonuniform sediment, the d is replaced with d_a.

$$K_d = \begin{cases} 1.0 & if \quad \dfrac{L}{d} > 25 \\ 0.57\log\left(2.24\dfrac{L}{d}\right) & if \quad \dfrac{L}{d} \le 25 \end{cases} \tag{14}$$

Selecting the vertical wall abutment as the primary shape, the shape factor K_s for typical shape of abutment is given in Table 1.

Because the shape effects become unimportant at longer abutments, Melville (1997) recommended using the adjusted shape factor K_s^* in the prediction formula as follows.

$$K_s^* = \begin{cases} K_s & if \quad \dfrac{L}{h} \le 10 \\ K_s + 0.667(1-K_s)\left(\dfrac{L}{10h} - 1\right) & if \quad 10 < \dfrac{L}{h} < 25 \\ 1.0 & if \quad \dfrac{L}{h} \ge 25 \end{cases} \tag{15}$$

Selecting the right angle as reference, the alignment factor K_θ is given in Table 2.

Table 1 Shape factors (after Melville, 1992)

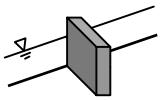
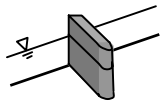
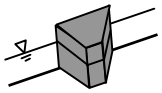
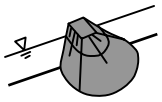
Model	Shape	K_s
	Vertical wall	1.00
	Semicircular ended	0.75
	Wing-wall	0.75
	Spill-through with slope horizontal:vertical 0.5:1 horizontal:vertical 1:1 horizontal:vertical 1.5:1	 0.60 0.50 0.45

Table 2 Alignment factors (after Melville, 1992)

θ	30	60	90	120	150
K_θ	0.90	0.97	1.00	1.06	1.08

Melville (1992) recommended that the alignment factor be applied to longer abutments only and gave the adjusted alignment factor K_θ^* as

$$K_\theta^* = \begin{cases} K_\theta & if \quad \dfrac{L}{h} \ge 3 \\ K_\theta + (1-K_\theta)\left(1.5 - \dfrac{L}{2h}\right) & if \quad 1 < \dfrac{L}{h} < 3 \\ 1.0 & if \quad \dfrac{L}{h} \le 1 \end{cases} \tag{16}$$

Finally, the effect of the channel geometry for a compound channel is given by

$$K_G = \sqrt{1 - \frac{B^*}{B}\left[1 - \left(\frac{h^*}{h}\right)^{5/3}\frac{n^*}{n}\right]} \tag{17}$$

where B, B^*= width of the main channel and the floodplain, respectively; h^*= water depth in the floodplain; n, n^*= Manning's roughness coefficient for the main channel and floodplain, respectively.

With the all the K-factors known, the maximum scour depth is readily estimated.

(3) Analytical and semi-analytical approach

The dimensional analysis approach has been successful to predict local scour in many laboratory flumes. However, this kind of approach does not

include any treatment to model the physical process unique to the scour phenomenon. Hence, the applicability and generality of this kind of method are quite questionable, especially in prototype scales. In early investigations, Laursen (1960, 1963) developed formulae, based on scour at long contraction, for clear-water and live-bed scour depths at vertical-wall abutments as follows.

For live-bed scour (Laursen, 1960)

$$\frac{L}{h}=2.75\left(\frac{d_s}{h}\right)\left[\left(\frac{1}{r}\frac{d_s}{h}+1\right)^{7/6}-1\right] \tag{18}$$

For clear-water scour (Laursen, 1963)

$$\frac{L}{h}=2.75\left(\frac{d_s}{h}\right)\left\{\left[\left(\frac{1}{r}\frac{d_s}{h}\right)+1\right]^{7/6}\Big/\left(\frac{u_{*p}}{u_{*c}}\right)-1\right\} \tag{19}$$

where u_{*p}= shear stress associated with sediment particles; r= ratio of scour depth at abutment to scour depth in equivalent long contraction. It is assumed that r=11.5 for live-bed scour and r=12 for clear-water scour.

Based on the premise that the flow obstruction and the subsequent increases in bed shear stress due to the projection of abutment are responsible for the scour, Lim (1997) developed a semi-empirical formula for clear-water scour

$$d_s/h=K_s\left(0.9X_a-2\right) \tag{20}$$

where K_s= shape factor as given in Table1, and $X_a=\tau_{*ca}^{-0.375}F_{da}^{0.75}(d/h)^{0.25}[0.9(L/h)^{0.5}+1]$, where F_{da}= sediment densimetric Froude number based on d_a

$$F_{da}=u/\sqrt{(s-1)gd_a} \tag{21}$$

After introducing a generalized bed-load transport relation, Lim and Cheng (1998) extended Lim's work to live-bed scour conditions as

$$\left(1+\frac{d_s}{2h}\right)^{4/3}=\frac{1+1.2\sqrt{\dfrac{L}{h}}}{\sqrt{\dfrac{u_{*c}^2}{u_*^2}+\left(1-\dfrac{u_{*c}^2}{u_*^2}\right)\left(\dfrac{L\tan\phi}{d_s}+1\right)}^{2/3}} \tag{22}$$

(4) Probabilistic approach

There are many uncertainties during the estimation of the scour depth. Johnson and Dock (1998) classified the uncertainties into three groups: 1) model; 2) hydraulics and 3) parameters. The model uncertainty comes from the using of a model that may not be completely representative of the physical process. Hydraulic uncertainty is the result, for example, of attempting to estimate flow depth and velocity for a specific discharge at a particular location. Parameter uncertainty results from an inability to accurately access parameters and model coefficients required in the model.

Probabilistic approach for scour is still very few. In order to obtain a probabilistic scour depth, for example, Johnson and Dock (1998) suggested a working procedure using the Monte Carlo method. The procedure is as follows: 1) generate values for each of the random variables in a deterministic model; 2) estimate the scour depth from the deterministic model based on the generated random variables; 3) repeat *Procedure2* for N simulation cycles; 4) Calculate the mean and deviation for the N values of scour depth; 5) Obtain the distribution of the N values of scour depth.

2.4 Temporal variation of scour depth

The time required by a given discharge to scour to its full potential is generally much larger than the time for which it runs (Kothyari and Ranga Raju, 2001). Therefore, temporal variation of scour is of great significance, in particular to predict the scour in an actual river where the flow is unsteady and discharge changes rapidly.

Kothyari and Ranga Raju (2001) noticed that scour process around a spur dyke was similar to that around a pier except that the boundary layer effect induced by the channel wall might cause less scour in the spur dyke case. They introduced the concept of an analogous pier, the size of which was determined through an analysis of the drag force experienced by the pier and the spur dyke. Estimation formula for scour process around piers (Kothyari et al. 1992) was then used to predict the scour around a spur dyke. The model was verified under both clear-water and live-bed scour conditions. Coleman et al. (2003) presented an expression to predict the temporal variation of scour depth by determining a function relating the time-dependent scour depth to the equilibrium

scour depth. In case of uniform sediment and clear-water scour condition, an equation was proposed to evaluate the time to equilibrium scour, which was defined as the time required for the rate of scouring to reduce to 5% of the smaller of the spur dyke length L or the flow depth h in the succeeding 24h period.

Dey and Barbhuiya (2005) developed a model for the temporal variation of scour depth based on the concept of mass conservation of sediment particles, considering the horse-shoe vortex as the main agent for scouring and assuming a layer by layer scour process. Apart from other models, they obtained the temporal variation of scour depth by solving a differential equation instead of relating it to the equilibrium scour depth. The model was successfully applied to predict the scour process around short abutments of different shapes in uniform and non-uniform sediments under clear-water scour conditions.

2.5 Geometry of scour at a spur dyke

The volume and geometry of a scour hole is valuable for assessing the potential benefit to the aquatic habitat. Shields et al. (1995) documented significant increases in fish numbers, sizes, species and the area of aquatic habitat after the enlargement of local scour in a river restoration project. In the proximity of the historically built spur dykes along the Yodo River in Osaka, Japan, favorable environment for the growth and habitant of a variety of living things have also been observed. (Kinki Regional Development Bureau, MLIT, Japan 2002). Unfortunately, very few studies have been carried out on this subject to date.

Kuhnle et al. (1999, 2002) investigated the shape and volume of local scour around different types of spur dykes under different flow conditions with experimental methods. They plotted the topographic maps showing the geometries of the scour around spur dyke and suggested a simple prediction scheme for the area and volume of scour holes. In the prediction method, the maximum scour depth was predicted firstly based on Melville's relation as described before, and then the scour depth was converted to a volume using relations derived from experimental data. According to their reports, the overtopping ratio (approach flow depth divided by spur dyke height) and the protrusion angle were two important parameters which affected the geometry of local scour. Larger overtopping ratios caused the region of maximum scour to shift toward channel bank and caused a secondary scour zone to form downstream of the spur dyke. Compared with deflecting and attracting spur dykes, repelling spur dykes generally resulted in maximum scour volume and minimum near-bank erosion.

Ishigaki and Baba (2004) reported an experimental study on the scour around deflecting and attracting spur dykes under submerged and non-submerged conditions. They pointed out that the deflecting spur dyke was more effective than the attracting one in protecting channel bank erosion, coinciding with the observations in Kuhnle et al (2002). Ishigaki and Baba (2004) also argued that scour holes occurred at the head of the deflecting spur dyke and located near the root of the attracting one in submerged conditions.

Typical scour holes around an impermeable and a permeable spur dyke under clear-water scour condition have been shown in Fig.5 and Fig.9, respectively.

3. Scour around grouped spur dykes

In order to improve the efficiency, spur dykes are generally organized in a group. A single spur dyke is not commonly observed in actual rivers. For a group of spur dykes, there are some new parameters that should be paid much attention, for example, the spacing between two consecutive spur dykes, termed embayment in this paper.

3.1 Main channel-embayment exchanges

The embayment between two consecutive spur dykes attracts a lot of attention nowadays mainly due to its environmental function, i.e. maintaining a wide variety of fauna and flora in the river system. The exchange process between the main channel and the embayment plays an important role in determining the effectiveness of spur dykes.

Nakagawa et al. (1995), Muto et al. (2000) and Zhang (2005) investigated the flow structure in rectangular embayments of different aspect ratios. The aspect ratio was defined as W/L, in which W

was the length of the embayment and L was the effective length of the spur dyke. They concluded that the aspect ratio determined the shape and stability of circulating flow induced in the embayment. An aspect ratio close to unity gave rise to a single circulation, whose center almost coincided with the geometrical center of the embayment. Larger aspect ratios resulted in two circulating flows. One was large and located in the downstream part of the embayment. Another one was small and emerged just behind the upstream spur dyke. The two circulations were in opposite direction. With extreme large aspect ratio of six, penetration of the main channel flow into the embayment would be observed as shown in Uijttewaal (1999). However, the two circulating flows remained in a relatively stable position.

The flow near an embayment is characterized by the generation of coherent vortex in-between the main channel and the embayment and free-surface oscillation inside it. Kimura and Hosoda (1997) investigated the two processes and their interactions with both experimental and numerical methods. According to their results, a large coherent vortex with subsequent small vortices took place periodically, consistent with that of the free surface oscillation. The temporal velocity variation might be decomposed into two components that were caused by the free surface oscillation and the shear instability in the mixing area. Due to the non-linear interaction between the shear instability and free surface oscillation, the vortex caused by the shear instability was amplified selectively. Once the vortex was amplified, the following vortices merged into the main circulation until next period started.

Uijttewaal et al. (2001) conducted physical scale model experiments in a 20m-long and 3m-wide channel with a series of embayments. According to their result, reducing the main channel velocity had no effect on the flow pattern in the embayment, whereas lowering the water level did. In the latter case, the effects of the bottom slope became more pronounced, shifting the centre of the circulation flow towards the main channel. Uijttewaal et al. (2001) also argued that the shape of the spur dyke was of minor importance for the exchange process.

Researches of Muto et al. (2000) and Uijttewaal et al. (2001) indicated that horizontal circulation was dominant in embayments under non-submerged conditions. Small-scale 3D turbulence played a minor role in the mass and momentum exchange process between the main channel and the embayment. Under submerged condition, however, Nakagawa et al. (1995) pointed out that vertical circulation was important according to their experimental study. Kimura et al. (2002) reported obvious vertical circulating flow in an embayment with numerical simulations, consistent with the original experimental data.

3.2 Scour caused by grouped spur dykes

(1) Main channel degradation

The degradation of the main channel caused by a group of spur dykes is generally treated as a long constriction scour. The reduction of the channel width due to the construction of spur dykes results in increases in near-bed shear stress and hence considerable scour within the constricted reach. Nevertheless, the main channel degradation caused by grouped spur dykes is slightly different from that of a solid long constriction due to the flow separation around the heads of spur dykes.

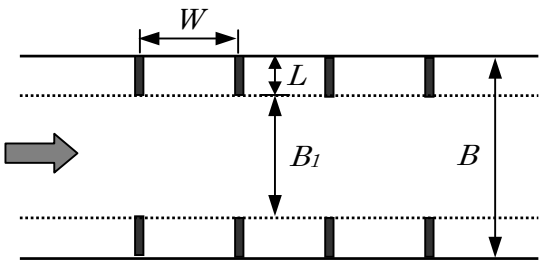


Fig. 10 Definition of factor λ

Michiue et al. (1984) and Suzuki (1989) suggested an equivalent constriction width by introducing a factor λ which modifies the constriction width caused by the construction of grouped spur dykes as λB_1, where B_1 is the constriction width as sketched in Fig.10. From known values for the bed degradation in flume experiments and numerical computation, the factor λ is determined with a diagram. λ takes a value of 1.0 when aspect ratio approaches 0 or is between 4 and 8 and the spur dykes work almost the same as a long constriction. λ is larger than unity when the

aspect ratio is larger than 8 and takes a value of B/B_1 when the aspect ratio approaches infinity. That is, spur dykes work independently when the aspect ratio is very large. Furthermore, the main channel degradation is larger than that of a long constriction when the aspect ratio is between 0 and 4 (i.e. λ is less than unity). The suggested estimation formula for the main channel degradation Δz is as below.

$$\frac{\Delta z}{h}=\left(\frac{\lambda B_1}{B}\right)^{-4/7}-1+\frac{u^2}{2gh}\left[\left(\frac{\lambda B_1}{B}\right)^{-6/7}-1\right] \qquad (23)$$

(2) Local scour around each spur dyke

Local scour varies with the location of the spur dyke in the group. In general, the scour depth at the head of the most upstream spur dyke (denoted as first spur dyke hereafter) is similar to that of a single one, whereas which far from the first spur dyke is different from a single one due to the influence of the neighboring spur dykes.

From experimental result, Suzuki (1989) and Zhang (2005) found that local scour holes showed insignificant changes from the 4th spur dyke. Suzuki (1989) suggested to estimate the maximum scour depth at the first spur dyke d_{s1} with any prediction formula for a single spur dyke as discussed before and proposed the following expression for the scour depth after the 4th spur dyke d_{sc} in a group.

$$\frac{d_{sc}}{d_{s1}}=0.07\frac{W}{L}+0.14 \qquad (24)$$

(3) Morphological consequences of spur dykes

From the perspective of waterfront recreation and river environment, investigation on the main channel degradation or the local scour alone is far from enough. There is a great public demand on researches concerning diversity of river flow and channel morphology after the construction of spur dykes. It is expected that people might take full use of rivers' aesthetic and ecological values if spur dykes are effectively arranged.

Zhang (2005) and Zhang et al. (2005) studied the morphological consequences of a series of impermeable and permeable spur dykes in laboratory experiments. The permeable spur dykes have a permeability of 50%. The experiments were carried out under clear-water scour regime and last around 2 months in order to achieve the equilibrium condition. The bed deformation is shown in Fig. 11.

According to the experimental result, main channel degradation caused by the impermeable spur dykes was quite similar to that of the permeable ones. However, severe local scour took place at the most upstream pair of impermeable spur dykes, which had a potential to undermine the foundation of spur dykes. Local scour around other impermeable spur dykes was relatively smaller and was expected to provide suitable pool habitat for aquatic species. Considering the effect on the formation of pool-riffle morphology, Zhang et al. (2005) suggested to combine the impermeable and permeable spur dykes in a group. In order to prevent the channel bank from erosion by the return currents, an aspect ratio less than three was

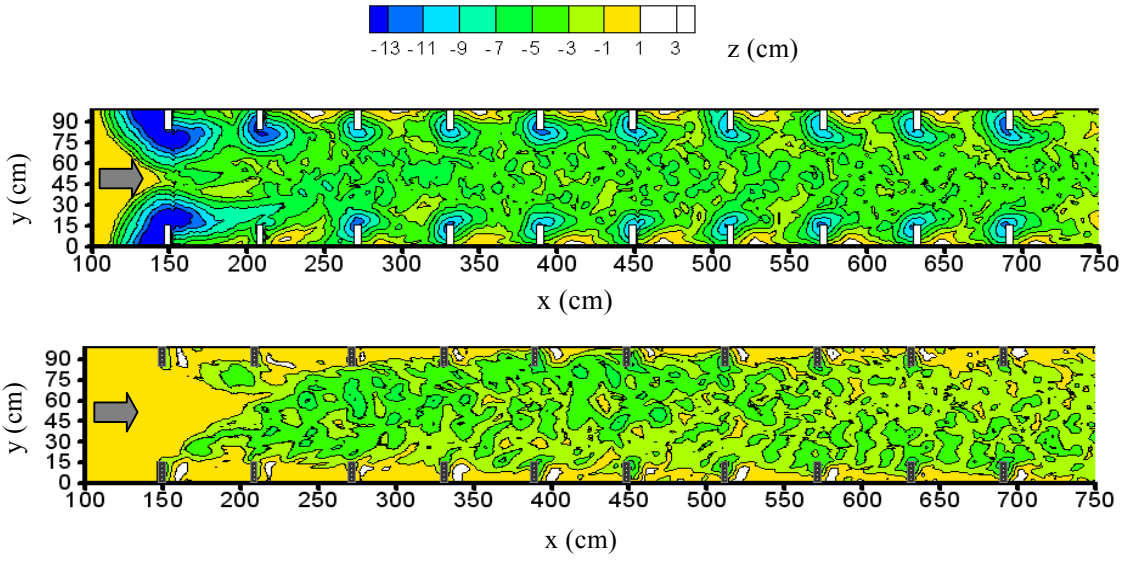


Fig. 11 Morphological consequences of grouped spur dykes (Impermeable, Top; Permeable, Bottom)

recommended by Zhang (2005) based on both experimental and numerical results.

Besides the permeability and the aspect ratio, orientation angle also plays an important role in the arrangement of spur dykes. Tominaga and Matsumoto (2006) investigated the pool-riffle morphology caused by grouped spur dykes with an angle to the channel bank under submerged flow conditions. For spur dyke groups inclined towards upstream, severe scour holes were observed around the heads of spur dykes and deposition regions occurred beside the channel bank. For spur dyke groups orienting downstream, front regions of spur dykes and area near the channel bank were significantly scoured. An alternate arrangement of spur dykes inclined towards upstream was satisfactory to create pool-riffle morphology.

4. Numerical modeling of scour at spur dyke

Conventional methods for scour prediction involve lots of empiricism, simplifications and uncertainties. It is quite risky to implement these methods in engineering practice if a deep insight is not assured into the problem to be solved. With the rapid development of CFD (Computational fluid dynamics) and computer sciences, more general and reliable approaches become attainable. Since scour is a localized degradation of channel bed due to imbalance of sediment transport, numerical models developed for sediment transport and bed deformation in alluvial channels could be applied to predict scour process. But generally it is not the fact in practice. Scour around spur dyke is a relatively local problem and necessitates the resolution of many local quantities. Unfortunately, local phenomena are commonly ignored or not well-resolved in general alluvial river models. Therefore, although alluvial river modeling has been presented in many literatures such as Cao and Carling (2001), it is still necessary to have a section to discuss the numerical modeling of scour around spur dyke, emphasizing on some unique aspects.

In general, three kinds of numerical modeling researches have been conducted in the past several decades: (1) numerical modeling of flow field with planar or unscoured bed (e.g. Mayerle et al., 1995; Ouillon and Dartus, 1997; Peng and Kawahara, 1998; Kimura et al., 2002; Nakagawa et al., 2004 and Ho et al., 2007); (2) numerical modeling of flow field with scoured bed (e.g. Marson et al., 2003; Tominaga and Matsumoto, 2006 and Teraguchi et al., 2008) and (3) numerical modeling of flow field and bed deformation with movable bed (e.g. Michiue and Hinokidani, 1992; Yoseef and Klaassen, 2002; Bhuiyan et al, 2004; Nagata et al., 2005; Zhang et al., 2006; Onda et al., 2007 and Zhang et al., 2008). The performances of existing numerical models are mostly evaluated according to researchers' preferences as well as verification data at hand. Some of these models are reported to well resolve the typical horseshoe vortex in the scour hole area (e.g. Marson et al., 2003 and Nagata et al., 2005) and some are concentrated on the reasonable reproduction of the reattachment length behind the spur dyke (e.g. Mayerle et al., 1995, Ouillon and Dartus, 1997 and Ho et al. 2007). Some are focused on the elaborateness of the turbulence model (e.g. Yossef and Klaassen, 2002) and some pay more attention on the sediment transport routines (e.g. Onda et al., 2007). It is noticed that reliable and detailed experimental data is still insufficient both in amount and in quality concerning the 3D flow and scour around spur dykes. Therefore, there is still a long way for the verification of numerical models. Moreover, in order to have a practicable model for actual use in river engineering, much space remains to improve the model elaborateness and cost-effectiveness.

4.1 General approach on scour modeling

Modeling the scour process, in essence, is the modeling of a strongly coupled system involving flow, sediment and morphology. Direct resolving this system is almost impossible to date and seems hardly attainable in near future. As an alternative, it is usually decoupled in the numerical modeling.

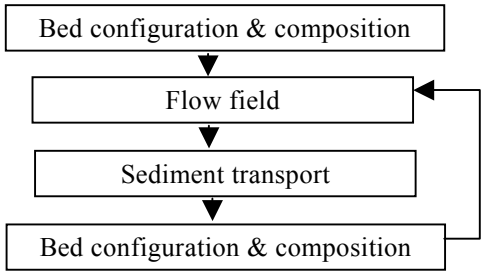


Fig. 12 Typical flow-chat of scour modeling

A typical flow chart for the simulation of scour at spur dyke is shown in Fig. 12. It is evident from Fig. 12 that a numerical model generally consists of three modules: a hydrodynamic module for the simulation of the flow field, a sediment module for the modeling of sediment transport and a bed variation module to account for the change of the bed topography and sediment composition.

4.2 Turbulent flow modeling

The LES (Large eddy simulation) based on the space-filtered Navier-Stokes equations experienced significant development in the past several decades. But its application is still confined in experimental fumes and is very limited in scour modeling. Full 3D modeling of flow of engineering interest is built on the RANS (Reynolds-averaged Navier-Stokes) equations. Particularly, the k-ε model is widely used, whose governing equations are written as

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i}=0 \tag{25}$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t}+u_j\frac{\partial u_i}{\partial x_j}=f_i-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x_i}+v\frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j\partial x_j}+\frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \tag{26}$$

$$\frac{\partial k}{\partial t}+u_j\frac{\partial k}{\partial x_j}=\frac{\partial}{\partial x_j}\left[\left(v+\frac{v_t}{\sigma_k}\right)\frac{\partial k}{\partial x_j}\right]+G-\varepsilon \tag{27}$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t}+u_j\frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j}=\frac{\partial}{\partial x_j}\left[\left(v+\frac{v_t}{\sigma_\varepsilon}\right)\frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j}\right]+\left(C_{1\varepsilon}G-C_{2\varepsilon}\varepsilon\right)\frac{\varepsilon}{k} \tag{28}$$

where u_i= averaged velocity field; x_i= Cartesian coordinate component; f_i= body force; p= pressure; $\tau_{ij}=-\rho\overline{u_i'u_j'}$, Reynolds stress, where u_i' is the fluctuating velocity field; k= turbulence kinetic energy; ε = dissipation rate of k; G= turbulence production rate; the eddy viscosity $v_t=C_\mu k^2/\varepsilon$ and coefficients C_μ=0.09, σ_k=1.0, σ_ε=1.3, $C_{1\varepsilon}$=1.44, $C_{2\varepsilon}$=1.92. Despite its success in solving many engineering problems in practice, the k-ε model suffers from some inherent drawbacks such as the assumption of local isotropic turbulence. Nagata et al. (2005) found that the original model could be improved after introducing a quadratic relation between the Reynolds stress and the rate of strain.

4.3 Sediment transport and bed variation

Compared with researches on flow modeling, simulation of sediment transport is far lagged and involves much empiricism. Sediment is generally divided into bedload and suspended load. Since the adjustment of bedload transport process to the flow condition proceeds rapidly, the transport of bedload is usually modeled with empirical formulae. For example, the relation proposed by Ashida and Michiue (1971) is written as

$$\frac{q_{bm}}{\sqrt{sgd_m^3}}=17p_{bm}\tau_{*em}^{3/2}\left(1-\frac{u_{*cm}}{u_*}\right)\left(1-\frac{\tau_{*cm}}{\tau_{*m}}\right) \tag{29}$$

where subscript m= sediment size fraction (bed load fraction here); q_{bm}= bed load discharge; d_m= diameter of fraction m; p_{bm}= percentage of sediment size fraction m in the bed composition; τ_{*m}, τ_{*cm}, τ_{*em}= dimensionless shear stress, critical shear stress and effective shear stress, respectively; u_{*cm}= critical friction velocity.

The local bed slope affects the sediment transport significantly. Van Rijn (1993) pointed out that the critical shear stress for the sediment entrainment and the transport rate should be corrected. He separated the local bed slope as a longitudinal slope and a transverse slope and introduced correction methods correspondingly. Zhang et al. (2006) believed that the separation of the local bed slope into two slopes was physically unreasonable and derived a correction method in 3D directly. Moreover, unrealistic bed slope over the angle of sediment repose should be avoided in the simulation. Zhang et al. (2006) introduced a method to correct bed slope at the end of each time step. The method guaranteed that the bed slope was not greater than the angle of sediment repose as well as ensured that sediment conservativeness was maintained. Sekine (2004) and Nagata et al. (2005), however, assumed an *ad hoc* sediment transport rate due to a sliding process. They included the sediment transport rate in the bed deformation model instead of correcting the local bed slope after the bed deformation model was solved.

Suspended sediment is usually solved from the advection-diffusion equation as follow.

$$\frac{\partial C_m}{\partial t}+\left(u_j-w_{sm}\delta_{j3}\right)\frac{\partial C_m}{\partial x_j}=\frac{\partial}{\partial x_j}\left[\left(\frac{v_t}{\sigma_c}\right)\frac{\partial C_m}{\partial x_j}\right] \tag{30}$$

where C_m= volumetric sediment concentration;

w_{sm}= sediment settling velocity for each fraction; σ_c= turbulent Schmidt number and δ_{ij}= Kronecker delta. The suspended load layer exchanges with the bedload layer via upward and downward fluxes and hence influences the bed topography and composition.

As is known, it takes time and space for sediment transport to adapt to its possible capacity under the specific local flow conditions. The non-equilibrium transport of sediment load around spur dykes has been reported by some researchers (e.g. Michiue and Hinokidani, 1992 and Nagata et al., 2005). Since most bedload transport formulae give transport rate under equilibrium condition, the results are questionable. There are two alternatives in the literature: introducing a non-equilibrium adaptation coefficient to account for the difference between the actual sediment transport and the prevailed transport under equilibrium condition (e.g. Minh Duc, et al., 2004), or employing stochastic models for sediment pickup and deposition (e.g. Onda et al., 2007).

When the sediment transport rate is known, the bed deformation is generally solved from the sediment continuity equation in the bedload layer. In a stochastic model, however, Nagata et al. (2005) obtained the temporal change of the bed level from the volumes of pickup and deposition.

4.4 Solution methods

To date, the FVM (Finite volume method) is the commonplace in CFD simulations. In an FVM, the governing equations are integrated over a series of CVs (Control volumes) covering the study domain instead of being solved directly. The mesh data for CVs may be organized in a structured way or an unstructured way. Structured mesh is very efficient for domains with relatively simple geometries (Bhuiyan et al., 2004). With the increasing of the geometry complexity, more suitable mesh system such as the boundary-fitted mesh may be employed (e.g. Onda et al., 2007). With a boundary-fitted mesh, some additional terms are introduced and governing equations may become very complex. However, boundary-fitted mesh still belongs to structured mesh and it may take full use of computational techniques developed for structured mesh. For most problems of engineering interest, an unstructured mesh system is promising, which provides an accurate resolution of complex geometries and boundaries as well as allows mesh adaptation (e.g. Zhang, 2005 and Zhang et al., 2006).

5. Suggestions for future researches

Although there have been great achievements on scour around spur dykes over the past years, a lot of challenges remain for future researches.

The deposition and erosion of nonuniform sediment have significant influence on the scour process and are closely related to riverine habitat. But the progress is very slow in developing reliable predictive tools mainly due to the shortage of scientific knowledge in bed sorting mechanisms and high-quality experiment or field data. Since sediment particles in actual rivers generally cover a wide spectrum of sizes, this is a research field to be explored urgently.

The effect of the groundwater pore pressure on the scour process deserves special attention as well. The gradient of the pore pressure during the drawdown of a flood or tsunami may cause significant reduction in the effective shear stress in the substrate and therefore enhanced scour (Sumer, 2008). Transient scour may develop rapidly behind a spur dyke when there is a sudden change in the ground water level. This phenomenon may result in the undermining of the spur dyke and a degradation of the pool habitat around the spur dyke. Therefore, incorporating ground water in the morphological model is a new challenge and of great value.

Up to now, sediment transport has been correlated with the mean flow and near-bed shear stress. However, this concept is found to be not sufficient for quantitatively accurate prediction of scour (Chrisoholdes, et al., 2003). The importance of the turbulent coherent structure on sediment threshold and transport has been pointed out by some researchers such as Gyr and Hoyer (2006). An entire image of the scour process necessitates a breakthrough in liking the understanding at small scales such as the micromechanics of flow and sediment transport to large scales such as vortex systems and bed deformation in laboratory flumes and actual rivers.

Acknowledgements

This research is financially supported by the Toujiro ISHIHARA Research Fellowship from the Association of Disaster Prevention Research, Japan.

References

Ahmad, M. (1953): Experiments on design and behavior of spur dikes, Proc. IAHR Convention, Minnesota, pp. 145-159.

Ashida, K. and Michiue, M. (1972): Studies on bed load transportation for nonuniform sediment and river bed variation, Annuals of DPRI, Kyoto Univ., No. 14B, pp. 259-273. (in Japanese)

Bhuiyan, ABM F., Huque, F. and Saifuddin, AKM (2004): Numerical modeling of flow pattern & bed evolution around spur-type structures, Proc. 9th Int. Symp. on Riv. Sed., Yichang, pp. 1497-1502.

Cao, Z. and Carling, P. (2001): Mathematical modeling of alluvial rivers: reality and myth. Part 1: general review, Water & Maritime Eng., ICE, Vol. 154, No. 3, pp. 207-219.

Cardoso, A.H. and Bettess, R. (1999): Effects of time & channel geometry on scour at bridge abutments, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 125, No. 4, pp. 388-399.

Chabert, J. and Engeldinger, P. (1956): Etude des afouillements autour des piles des ponts, Laboratoire National d'Hydraulique, Chatou, France. (in French)

Chen, F.Y. and Ikeda, S. (1997): Horizontal separation flows in shallow open channels with spur dikes, J. Hydrosci. & Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 15, No. 2, pp. 15-30.

Chiew, Y.M. (1984): Local scour at bridge piers, Report No. 355, Univ. of Auckland, School of Eng., New Zealand.

Chin, C.O., Melville, B.W. and Raudkivi, A.J. (1994): Streambed armoring, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 120, No. 8, pp. 899-918.

Chrisoholdes, A, Sotiropoulos, F. and Strum, T.W. (2003): Coherent structures in flat-bed abutment flow: computational fluid dynamics simulations and experiments, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 129, No. 3, pp.177-186.

Coleman, S.E., Lauchlan, C.S. and Melville, B.W. (2003): Clear-water scour development at bridge abutments, J. Hydraul. Res., IAHR, Vol. 41, No. 5, pp. 521-531.

Dey, S. and Barbhuiya, A.K. (2004): Clear-water scour at abutments in thinly armored beds, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol.130, No.7, pp.622-634.

Dey, S. and Barbhuiya, A.K. (2005): Time variation of scour at abutments, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 131, No. 1, pp.11-23.

Garde, R.J., Subramanya, K. and Nambudripad, K.D. (1961): Study of scour around spur-dikes, J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, Vol. 87, No. HY6, pp. 23-37.

Gill, M.A. (1972): Erosion of sand beds around spur dikes, J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, Vol. 98, No. HY9, pp. 1587-1602.

Gyr, A. and Hoyer, K. (2006): Sediment Transport: a Geophysical Phenomenon, Springer.

Ho, J., Yeo, H.K., Coonrod, J. and Ahn, W.S. (2007): Numerical modeling study for flow pattern changes induced by single groyne, 32nd Congress of IAHR, Venice, Italy, CD-ROM.

Inglis, C.C. (1949): The behaviour and control of rivers and canals, C.W.I.N.R.S. Poona, Res. Pub. No. 13.

Ishigaki, T. and Baba, Y. (2004): Local scour induced by 3D flow around attracting & deflecting groins, Proc. 2nd Int. Conf. on Scour and Erosion, Meritus Mandarin, Singapore, pp. 301-308.

Johnson, P.A. and Dock, D.A. (1998): Probabilistic bridge scour estimates, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 124, No. 7, pp. 750-754.

Kimura, I. and Hosoda, T. (1997): Fundamental properties of flows in open channels with dead zone, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 123, No. 2, pp. 98-107.

Kimura, I., Hosoda, T. and Onda, S. (2002): Prediction of 3D flow structures around skewed spur dikes by means of a non-linear k- ε model, RiverFlow 2002, Bousmar & Zech (eds), Balkema, Vol. 1, pp. 65-73.

Kinki Regional Development Bureau, MLIT, Japan (2002): Lake Biwa & the Yodo River.

Kothyari, U.C. and Ranga Raju, K.G. (2001): Scour around spur dikes and bridge abutments, J. Hydraul. Res., IAHR, Vol. 39, No. 4, pp. 367-374

Kothyari, U.C., Garde, R.J. and Ranga Raju, K.G. (1992): Temporal variation of scour around circular bridge piers, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol.

118, No. 8, pp. 1091-1106.

Kuhnle, R.A., Alonso, C.V. and Shields Jr., F.D. (1999): Geometry of scour holes associated with 90° spur dyke, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 125, No. 9, pp.972-978.

Kuhnle, R.A., Alonso, C.V. and Shields Jr., F.D. (2002): Local scour associated with angled spur dyke, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 128, No. 12, pp.1087-1093.

Lausen, E.M. (1960): Scour at bridge crossing, J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, Vol. 86, No. HY2, pp. 39-54.

Lausen, E.M. (1963): Analysis of relief bridge scour, J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, Vol. 89, No. HY3, pp. 93-118.

Lim, S.Y. (1997): Equilibrium clear-water scour around an abutment, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 123, No. 3, pp. 237-243.

Lim, S.Y. and Cheng, N.S. (1998): Prediction of live-bed scour at bridge abutment, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 124, No. 6, pp. 635-638.

Liu, J., Tominaga, A and Nagao, M. (1994): Numerical simulation of the flow around the spur dikes with certain configuration and angles with bank, J. Hydrosci. & Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 12, No. 2, pp. 85-100.

Marson, C., Caroni, E., Fiorotto, V. and Da Deppo, L. (2003): Flow field analysis around a groyne, 31st IAHR Congress, Thessaloniki, Greece, Vol. 2, pp. 377-384.

Mayerle, R., Toro, F.M. and Wang, S.S.Y. (1995): Verification of a three-dimensional numerical model simulation of th flow in the vicinity of spur dikes, J. Hydraul. Res., IAHR, Vol. 33, No. 2, pp. 125-136.

Melville, B.W. (1992): Local scour at bridge abutments, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 118, No.4, pp. 615-631.

Melville, B.W. (1995): Bridge abutment scour in compound channel, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 121, No. 12, pp.863-868.

Melville, B.W. (1997): Pier and abutment scour: integrated approach, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 123, No. 2, pp.125-136.

Melville, B.W. and Sutherland, A.J. (1988): Design method for local scour at bridge piers, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 114, No. 10, pp. 1210-1226.

Michiue, M. and Hinokidani, O. (1992): Calculation of 2-dimensional bed evolution around spur-dike, Annual J. Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 36, pp. 61-66. (in Japanese)

Michiue, M., Suzuki, K. and Hinokidani, O. (1984): Formation of low-water bed by spur-dikes in alluvial channels, Proc. 4th APD-IAHR Congress.

Minh Duc, B., Wenka, T. and Rodi, W. (2004): Numerical modeling of bed deformation in laboratory channels, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 130, No. 9, pp. 894-904.

Molinas, A., Kheireldin, K. and Wu, B. (1998): Shear stress around vertical wall abutments, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 128, No., pp. 811-820.

Muto, Y., Imamoto, H. and Ishigaki, T. (2000): Turbulence Characteristics of a shear flow in an embayment attached to a straight open channel, Proc. 4th Int. Conf. on Hydrosci.& Eng., Seoul, Korea, pp.232-240.

Nagata, N., Hosoda, T. Nakato, T. and Muramoto, Y. (2005): Three-dimensional numerical model for flow and bed deformation around river hydraulic structures, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 131. No. 12, pp. 1074-1087.

Nakagawa, H., Zhang, H., Ishigaki, T. and Muto, Y. (2004): Prediction of 3D flow field with non-linear k- ε model based on unstructured mesh, J. Appl. Mech., JSCE, Vol. 7, pp. 1077-1088.

Nakagawa, K. Kawahara, Y. and Tamai, N. (1995): Experimental study on hydraulic characteristics of flows in embayments, Annual J. Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 39, pp. 595-600. (in Japanese)

Onda, S., Hosoda, T. Kimura, I. and Iwata, M. (2007): Numerical simulation on local scouring around a spur dyke using equilibrium and non-equilibrium sediment transport models, Annual J. Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 51, pp. 943-948. (in Japanese)

Ouillon, S. and Dartus, D. (1997): Three-dimensional computation of flow around groyne, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 123, No. 11, pp. 962-970.

Peng, J. and Kawahara, Y. (1998): Application of linear and non-linear k- ε models to flows around spur dykes, Annual J. of Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 42, pp. 643-648.

Raudkivi, A.J. and Ettema, R. (1983): Clear-water scour at cylindrical piers, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 109, No. 3, pp. 338-350.

Sekine, M. (2004): Numerical simulation of braided stream formation on the basis of slope-collapse model, J. Hydrosci. & Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 22, No. 2, pp. 1-10.
Shields, F.D.Jr. Cooper, C.M. and Knight, S.S. (1995): Experiment in stream restoration, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 121, No. 6, pp. 494-502.
Sturm, T.W. and Janjua, N.S. (1993): Clear-water scour around abutments in floodplains, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 120, No. 8, pp. 956-972
Sumer, B.M. (2007): Mathematical modeling of scour: a review, J. Hydraul. Res., IAHR, Vol. 45, No. 6, pp. 723-735.
Suzuki, K. (1989): Hydraulic functions & problems of river training structures, JSCE Summer Course in Hydraul. Eng., pp. A-4-4-A-4-22. (in Japanese)
Tison, Jr. G. (1962): Discussion on Study of scour around spur-dikes, J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, Vol. 88, No. HY4, pp. 301-306.
Tominaga, A. and Matsumoto, D. (2006): Diverse riverbed figuration by using skew spur-dike groups, RiverFlow 2006, Lisbon, pp. 683-691.
Uijttewaal, W.S.J. (1999): Groyne field velocity patterns determined with particle tracking velocimetry, 28th IAHR Congress, Graz, Austria.
Uijttewaal, W.S.J., Lehmann, D. and van Mazijk, A. (2001): Exchange processes between a river and its groyne fields: model experiments, J. Hydraul. Eng., ASCE, Vol. 127, No. 11, pp. 928-936.
Van Rijn, L.C. (1993): Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas, AQUA Publications.
Yeo, H.K. (2007): Nature-friendly river-training structure using groynes, the 4th Joint Seminar between IWHR-KICT, July 9, Beijing.
Yossef, M.F.M. and Klaassen, G.J. (2002): Reproduction of groyne-induced river bed morphology using LES in a 2-D morphological model, RiverFlow 2002, Bousmar & Zech (eds), Balkema, pp. 1099-1108.
Zhang, H. (2005): Study on flow and bed deformation in channels with spur dykes, Doctoral Dissertation, Kyoto Univ.
Zhang, H. and Nakagawa, H. (2008): Investigation on morphological consequences of spur dyke with experimental and numerical methods, Proc. 8th Int. Conf. on Hydrosci. & Eng., Nagoya. (to appear)
Zhang, H., Nakagawa, H., Ishigaki, T. and Muto, Y. (2004): Prediction of 3D flow field and local scouring around spur dykes, Annual J. Hydraul. Eng., JSCE, Vol. 49, pp. 1003-1008.
Zhang, H., Nakagawa, H., Ishigaki, T., Muto, Y. and Khaleduzzaman, A.T.M. (2005): Flow & bed deformation around a series of impermeable & permeable spur dykes, Proc. Int. Conf. on Monitoring, Prediction and Mitigation of Water-related Disasters, Kyoto, pp. 197-202.
Zhang, H., Nakagawa, H., Muto, Y., Baba, Y. and Ishigaki, T. (2006): Numerical simulation of flow and local scour around hydraulic structures, River Flow 2006, Lisbon, pp. 1683-1693.

水制周辺の局所洗掘に関する研究：進展と展望

張　浩・中川　一

要　旨

水制周辺の局所洗掘は一般的な水理現象であるものの，課題の多い研究テーマである。局所洗掘が人間にとって利益となるか災害となるかは，洗掘の過程が十分に解明され効果的に管理されているかどうかに依存するため，長年にわたって研究され，多くの関心を集めてきた。本論文では関連する研究の背景および展望について報告する。論文は三つの部分から構成される。まず，水制周辺流れの特性，最大洗掘深の予測，洗掘の時・空間的変化特性，水制群による洗掘に関する研究の現状を概観する。次に，モデル構築の基本原則，支配方程式，数値計算方法を含めた数値シミュレーション技術の進展について述べる。最後に，将来の研究方向をいくつか提示する。

キーワード:水制，局所洗掘，進展，展望

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

貯水池からの排砂に対する下流河川での土砂応答特性

南　修平・藤田正治

要　旨

ダム建設による流砂の遮断は，下流河川に様々な負の影響を及ぼす。これに対して，近年，フラッシングや置土といった土砂をダム下流へ供給する取り組みが行われている。これらの取り組みによる下流河床の応答特性を明かにすることは，土砂管理上の重要な課題である。そこで本研究は，宇奈月ダムと出し平ダムの連携排砂を対象に，一次元河床変動シミュレーションモデルを用いて，ダムからの人工的な土砂供給に伴う下流河川の土砂応答特性を明らかにし，今後の土砂管理への有用な情報を得ることを目的とする。

キーワード: フラッシング排砂，土砂管理，一次元河床変動計算

1.　はじめに

我が国では，ダム堆砂，ダム下流河床の低下および河床材料の粗粒化，海岸侵食等の土砂に係わる様々な問題が顕在化している。最近では流砂環境の変化に伴う生態系への影響も指摘されている。このような中，近年，貯水池では堆砂およびダム下流環境対策のために，フラッシング，バイパッシング，置土など，土砂をダム下流へ供給する取り組みが行われている。これらの対策にあたっては，このような人工的土砂供給に伴う下流河川の物理環境の応答特性を明らかにし，その結果を対策に反映させることが肝要である。しかし，このような取り組みは最近になって行われ始めたものであり，人工的な土砂供給というインパクトに対する下流での河床変動や粒径変化といったリスポンスについては，十分明らかになっているとは言い難い。

貯水池からの人工的な土砂供給に対する下流河川での土砂応答特性を知ることは，多くの河川や貯水池における土砂管理上の主要課題の1つと考えられる。そこで，本研究では実河川での排砂オペレーションに基づく貯水池からの人工的な土砂供給条件と下流河川の土砂動態を一次元河床変動シミュレーションにより解析し，その解析結果に基づき，下流河川の河床位や河床材料の粒度分布の長期的変化特性，下流河川へ供給された土砂の伝播特性，排砂による河床撹乱特性を明らかにし，今後の土砂管理に有用な情報を得ることを目的とする。

2.　対象河川と土砂動態の実態

本論文では，実河川として富山県の黒部川を例にあげて解析する。黒部川を対象とした理由は，河口から約20km上流に位置する2001年完成の宇奈月ダムと，その上流約7kmに位置する1985年完成の出し平ダムが，2001年以降，連携して排砂を行っており，また土砂に係わるデータが豊富なためである。

黒部川は，富山県東部に位置する一級河川である。鷲羽岳にその源を発し，途中，多くの渓流を合わせて渓谷を形成し，Fig.1に示す河口から約13km上流の愛本地点で平野部に出る。それより下流では，扇状地を北西に流下し，日本海に注いでいる。流域面積は682km^2，流路延長85km，河川勾配は1/5～1/100と我が国有数の急流河川である。流域は地形が急峻，地質は脆弱であり，単位流域面積当たりの土砂生産量は我が国で最上位にランクされる。流域の年間平均雨量は約4,000mmと多雨地帯であることから，流域に設置されたダムでは洪水時に大量の土砂が流入する（建設省土木研究所，1993）。このような大量の土砂流入に対して，宇奈月ダムと出し平ダムは，フラッシング方式による排砂を行っている。排砂方法は，所定の出水，洪水時に貯水位を低下させ，自然流下状態とすることで，掃流力を増加させ，土砂をダム下流へと流下させるものである。出し平ダムは1991年より単独で排砂を行っており，また宇奈月ダム完成後の2001年以降，2007年12月までの間，両貯水池は連携して14回の排砂操作を行っている（国土交通省黒部河川事務所，2008）。

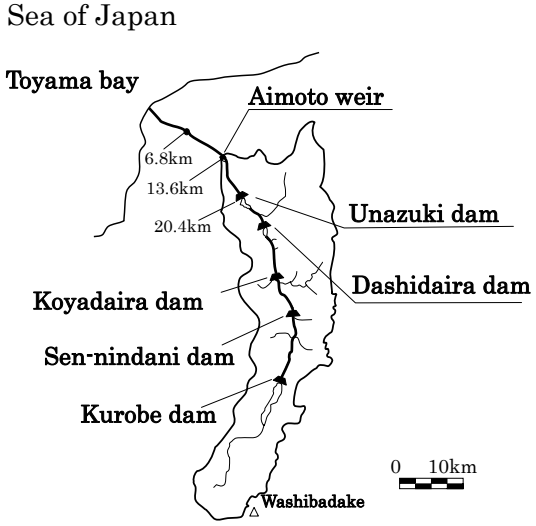


Fig.1 Location of dams in the Kurobe River basin

黒部川の土砂動態の実態を把握するため，宇奈月ダムより下流の河床変動量の実測値を，主なダムが完成した時期とともにFig.2に示す(西川・杤木, 2006)。ここに河床変動量は，河口から宇奈月ダム直下までの20.4kmの区間を3つに分け，1963年を基準とした河床変動量の各区間における平均値で示した。1960年頃から現在にかけて河床が1.5～2m低下しており，とくに1970年頃から1985年頃にかけて河床低下が認められるが，これは砂利採取等が一要因と考えられる。近年は砂利採取量が減少したこともあり，顕著な河床低下は認められない。

出し平ダムが排砂を開始した1991年，連携排砂が始まった2001年以降に着目すると，河床高は若干の低下を示している領域もあるが，ほとんど変化していないと言える。排砂による下流河川の河床高等の応答は，すでに生じていると考えられるが，これらの実測データからは明瞭に検討できない。そこで，ここでは，両貯水池と下流河川を対象に一次元河床変動シミュレーションを行い，排砂に対するダム下流河川の土砂応答特性等を詳細に検討する。

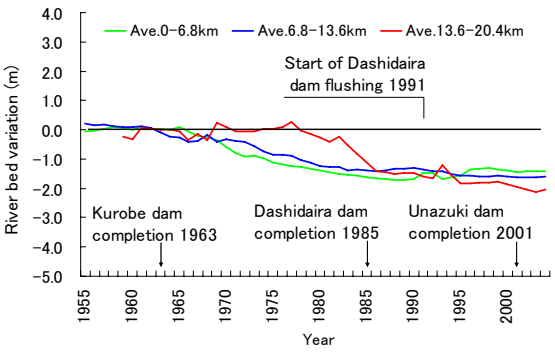


Fig.2 River bed variation based on 1963 in the Kurobe River

3. 計算モデルとその妥当性

3.1 モデルの概要

用いた計算モデルは，掃流砂，浮遊砂およびウォッシュロードを対象とした一次元河床変動計算モデルである。

流れの計算は一次元不等流とし，河床材料を掃流砂・浮遊砂となる0.1mmより大きな成分と，ウォッシュロードとなる0.1mm以下の成分に分け，掃流砂量は芦田・道上式，浮遊砂量およびウォッシュロード量は，粒子の浮上と沈降を考慮した一次元移流拡散方程式により得た断面平均濃度に断面通過流量を乗じて求める。浮遊砂およびウォッシュロードの浮上量は，それぞれ芦田・道上式，侵食速度式を用いて算定する。粒度分布は，河床を表層から鉛直方向に分割し，河床変動に応じて各々の分割された層の粒度分布が変化する多層モデルにより解析する。これらの詳細については，Jian Liu et al.（2004a，2004b）を参照されたい。

3.2 計算条件

連携排砂が行われた2001年から2006年における貯水池とその下流の河床変動の再現計算を下記の様な条件で行い，実測値との比較により計算モデルの妥当性を検証する。

まず，対象領域はFig.3に示すとおりで，河口から出し平ダム湛水域上流の約30kmとする。この区間には，愛本堰堤，宇奈月ダム，出し平ダムが設置されており，宇奈月ダムより上流約4.5km地点に黒薙川が流入する。宇奈月ダム上流の初期河床位は2000年12月の実測値に基づく平均河床高とするが，宇奈月ダムより下流では2000年度に測量が実施されていないため，初期河床を1999年12月の実測値に基づく平均河床高とする。ここに，計算断面間距離は100～200mとする。

河床材料の初期粒度分布は次にように与えた。まず，出し平ダム上流については，別途実施したダム

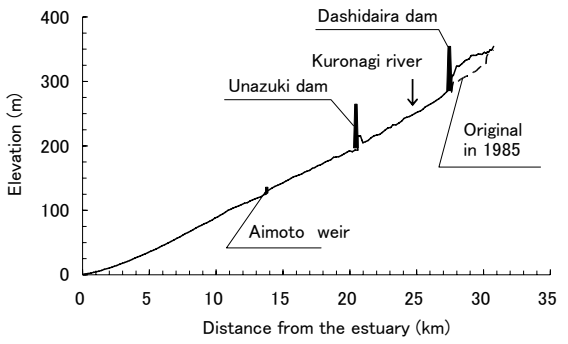


Fig.3 Initial river bed profile

完成後の1985年6月から2000年12月までを対象とした再現計算により得られた2000年12月の計算値を用いる。出し平ダムより下流では1998年度の実測値に基づき与える。

水位の境界条件に関しては，河口地点で富山湾の平均潮位El.0.21mを与え，両ダム地点では毎時の貯水位の実測値を与える。また，流量は出し平ダム上流端と黒薙川で与える。出し平ダム上流端の流量は，毎時の出し平ダム流入量の実績値を用い，黒薙川の流量は宇奈月ダム流入量の実績値から出し平ダムゲート放流量および宇奈月ダム貯水池内への発電放流量の実績値を差し引いて求める。

給砂は出し平ダム上流端および黒薙川から行うものとし，給砂地点の河床勾配をそれぞれ実績値に基づく1/55，1/30とした等流計算により水理量を求め，流砂量を計算して与える。この際，粗度係数はそれぞれ0.03，0.04とし，給砂の粒度分布は過去の調査結果に基づき設定する。掃流砂量は芦田・道上式，浮遊砂量はレーン・カリンスキー式より得られる断面平均濃度に流量を乗じて求める。ここに，底面濃度は芦田・道上式を用いて算定する。ただし，上記により算定した給砂量では河床変動が正確に計算できなかったので，ここでは便宜上，出し平ダム上流端では，掃流砂量と浮遊砂量を計算値の0.4倍，黒薙川では0.6倍の量を給砂量として与えた。さらに，出し平ダム上流端および黒薙川の有効流量をそれぞれ300m^3/s，100m^3/sとする。ここに，有効流量は掃流砂と浮遊砂を流入させる下限の流量であり，各上流端におけるアーマーコート破壊流量程度である。また，ウォッシュロードについては，Fig.4およびFig.5に示すとおり，2001年から2006年に出し平ダム上流端と黒薙川で観測した濁水実測値に基づき流量の関数で給砂する。ウォッシュロードが流入する流量は，過去の実測結果を考慮して，出し平ダム上流端において100m^3/s，黒薙川で35m^3/s以上とする。なお，出し平ダム上流については500m^3/s以上の濁水実測値が無いことから，出し平ダム建設前に調査された濁度の実測値に基づき得た関係式を適用する。

河床材料は11粒径階に分けられ，掃流砂と浮遊砂の代表粒径は707.1mm, 361.2mm, 118.3mm, 37.42mm, 11.83mm，3.742mm，1.183mm，0.374mm，ウォッシュロードの代表粒径は0.1mm，0.0158mm，0.0022mmと設定する。

計算時間間隔は，流量および水位データの入力間隔の3600秒を最大とし，河床変動量に応じて随時調節する。具体的には，計算の全ての断面で1回の河床変動量が25cmを超えないような時間間隔にて設定する。

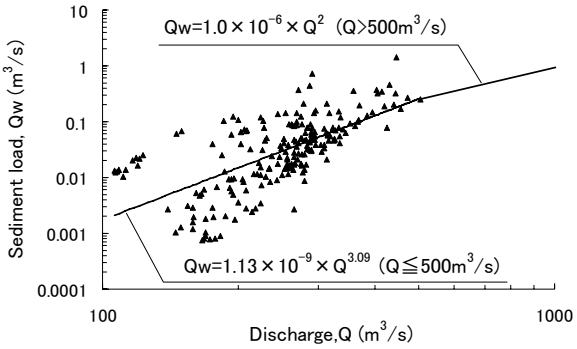


Fig.4 Relationship between water discharge and wash load at an upstream point of the Dashidaira dam

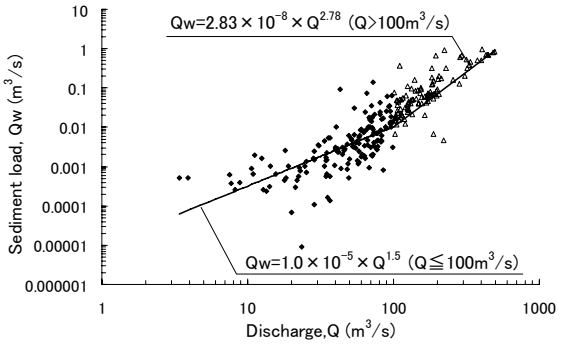


Fig.5 Relationship between water discharge and wash load at the Kuronagi river

3.3　計算結果

実際の排砂操作を考慮して両貯水池およびその下流の河床変動をシミュレーションし，計算モデルの妥当性を検証する。

Fig.6に，両貯水池の堆砂縦断形状の計算結果を実測値と比較して示す。これより計算結果は，2006年12月時点の堆砂形状の実測値を良好に表現できていることがわかる。また，Fig.7にダム下流河川における初期河床からの河床変動量を，計算結果と実測値で比較して示す。愛本堰堤より上流を中心に，毎年

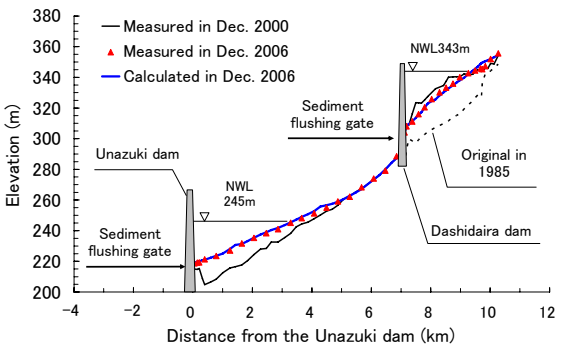


Fig.6 Measured and calculated longitudinal profiles in the Unazuki and the Dashidaira reservoir

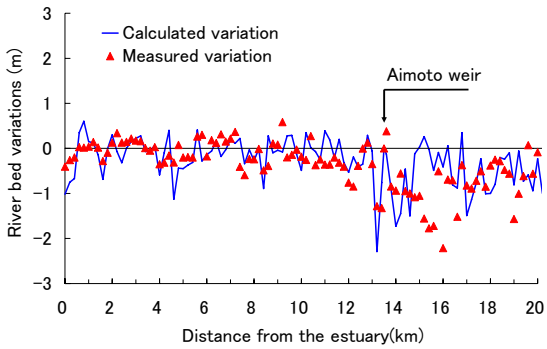


Fig.7 Measured and calculated river bed variations in the downstream of the Unazuki dam

数万m^{3}の砂利採取が行われていること等により，実測値では2m近く河床低下している箇所が認められる。計算では砂利採取を考慮していないため，これら砂利採取が行われた領域における再現性が比較的劣るものの，全体的な河床変動傾向は実現象を良好に表現できている。これらの計算結果より，本計算モデルは排砂操作下での両貯水池ならびにその下流の河床変動を適切に表現できると評価できる。

4. 排砂に対する土砂応答特性の分析

4.1 分析の概要

排砂の量と粒径および排砂頻度と関係するダム下流の長期的な河道変化やパルス状に流出した土砂によるダム下流の短期的河道変化は，総合土砂管理を行う上で重要な視点となる。とくに後者は，河川への適度な撹乱が生態系に必要であるということに対する重要な情報になりえる。そこで，排砂に伴う長期的河床変動特性および河床の粒度分布の変化特性だけでなく，パルス状にダムから流出した土砂の伝播特性や短期的な河床変動特性を検討するために，次のような河床変動計算を行った。

初期河床高は両貯水池およびその下流河川において2006年12月の実測値とし，1972年から2006年の35ヵ年の流量の実測値を順に繰り返して与えることにより100年間の河床変動計算を行う。ただし，ダム完成以前はダムへの流入流量データが無いため，ダム地点近傍の測水所のデータからダム流入量を求めた。また，河口水位および給砂条件は3章での再現計算と同様の方法で与える。

両貯水池では毎年6月～8月において，出し平ダムで300m^3/sを超える出水，あるいは宇奈月ダムにおいて400m^3/sを超える出水が生じたとき，貯水位を低下させ，自然流下状態にして連携排砂を行うこととしている。その年の連携排砂以降に，出し平ダムで480m^3/sあるいは宇奈月ダムで650m^3/sを超える洪水が発生すれば，再度排砂操作が行われる。ここでは，これらの排砂ルールに基づく排砂操作を考慮した河床変動計算を行うが，自然流下時間は過去の実績値を参考に12時間と設定した。排砂ルールの詳細は参考文献（国土交通省黒部河川事務所，2007）を参照されたい。

4.2 排砂による長期河床変動

Fig.8は，宇奈月ダムからの年間流出土砂量のうち，下流河床変動に寄与する掃流砂量と浮遊砂量の合計を示したものである。その年の洪水規模や回数によって，流出土砂量が大きく変動している。

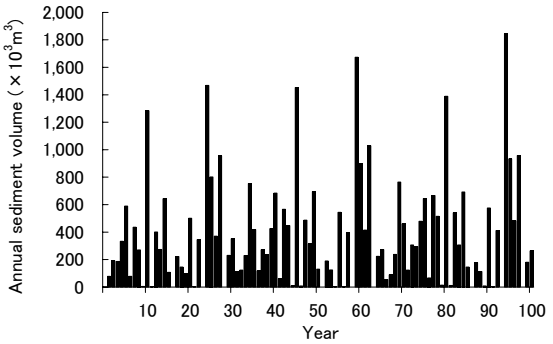


Fig.8 Annual sediment volume of the suspended load and bed load released from the Unazuki dam

Fig.9は宇奈月ダム下流の3区間の河床変動量を示したもので，流出土砂量の変動によりダム下流の河床位も変動している。長期的な河床変動を見ると，10年後までは下流のどの区間でも河床変動はあまり見られないが，愛本堰堤より上流，すなわち13.6km～20.4kmのダム直下の区間では10年後あたりから徐々に河床が上昇している。その下流の2区間では25年後あたりから河床が上昇している。したがって，排砂による河床上昇は上流ほど早く生じるが，少なくとも10年程の年数が必要となる。Fig.9には，各区間の河床表層の平均粒径の経年変化も示されている。

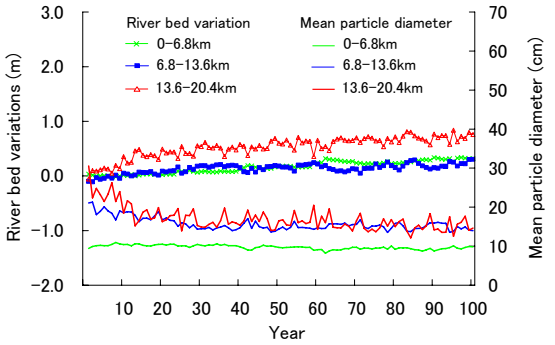


Fig.9 Time variation of calculated sediment deposition depth and calculated mean particle diameter in bed surface layer in the downstream of the Unazuki dam

河口付近では，ほとんど平均粒径は変化していないが，ダム直下の区間や愛本堰堤より下流の扇状地出口付近では河床表層が細粒化している。

このような長期的な河床変化が治水，利水および環境上許容されるものか，また環境上望ましいものかは別途検討する必要があるが，もし長期的な河床変動が大きいと判断される場合には，この解析で明らかにされたような排砂と河床上昇の時間遅れを考慮しながら，排砂操作を工夫することも選択肢の１つであろう。

4.3　パルス状の流出土砂の伝播特性

Fig.8のような様々な大きさのパルス状の流出土砂は，Fig.9に示すように下流の河床位を短期的に変動させ，河道に様々な撹乱を与えると考えられる。しかし，Fig.9は土砂供給地点から離れると，流出土砂の変動が平滑化され，短期的な河床変動も緩和されることも示している。このような事項について先の計算結果から詳細に考察する。

Fig.10はFig.8に示す宇奈月ダムからの年間流出土砂の経年変化をスペクトル解析した結果を示したものである。概ね2～3年，5年，18年の卓越周期が見られる。Fig.8からも18年周期程度で大規模な土砂流出が発生していることがわかる。Fig.11はダム下流の3区間の年間河床変動量の経年変化をスペクトル解析した結果を示したもので，ダム直下の区間では概ね2～3年，4～5年，9年および18年の卓越周期が見られ，他の2つの区間と違い流出土砂のスペクトル分布に近い分布を呈している。Fig.12は，河床表層の平均粒径についても同様の検討を行った結果を示したものである。河床変動と同様に，ダム直下の区間では概ね2～3年，4～5年，9年の卓越周期が見られるが，流出土砂や河床変動に見られた18年程度の卓越周期は見られない。これは，たとえ10年以上の周期で発生する大規模な土砂流出であっても，ダム直下区間における河床材料の平均粒径は，ほとんど変化しないことを示すものである。以上のように排砂地点に近い区間では，流出土砂の変動に応じた短期の河床変動が生じ，排砂に対する応答性が高いことがわかる。

Fig.13は宇奈月ダムからの年間最大日流出土砂量とそれが発生した日の区間平均日河床変動量の絶対値の関係を示したものである。図には両者の相関係数が示されている。ダム直下の区間では流出土砂量に対して河床変動量の絶対値が大きく，両者の相関も高いのに対して，その下流2区間では河床変動量の絶対値は小さく，相関係数も小さい。このようにダム直下区間では排砂による土砂供給に対する応答性が高く，流出土砂の増減に連動して河床変動量も増減するのに対し，その下流2区間では流出土砂量の増減にはあまり関係なく，その変動量もさほど大きくない。

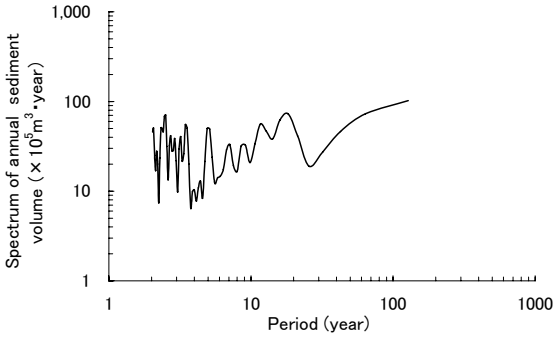


Fig.10 Spectrum of annual sediment volume released from the Unazuki dam

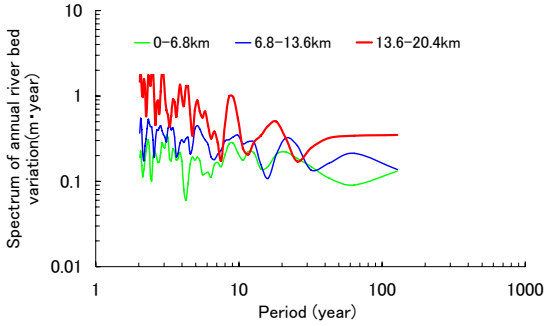


Fig.11 Spectrum of annual river bed variations in the downstream of the Unazuki dam

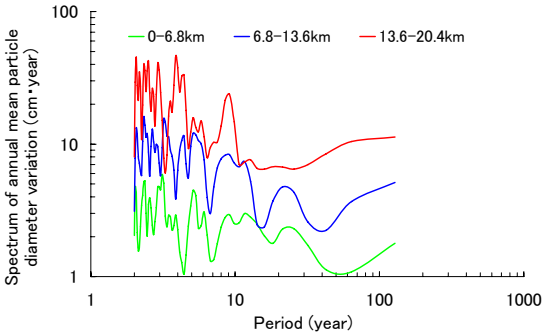


Fig.12 Spectrum of annual mean particle diameter variations in the downstream of the Unazuki dam

Fig.14は宇奈月ダムからの年間最大日流出土砂量とその日からN日後の区間平均日河床変動量の絶対値の相関係数を示したものである。ダム直下の区間ではNが0日のとき，最も相関が高くなるが，5日程経過するとほとんど相関が無くなる。これより下流の2区間では，同日の相関係数はFig.13に示すように非常に小さいが，1日ないし2日後の相関係数が少し大きくなっている。しかし，ダム直下区間と同様に5日程経過するとほとんど相関は無くなっている。何れの区間も6～9日後に再度相関係数が0.3程度に大きくなっているが，これは排砂後に発生した出水によっ

て，河床が変動したためである。このように，ダム直下の区間に比べて，その下流の2区間では，流出土砂の河床への伝播が多少遅れることになる。

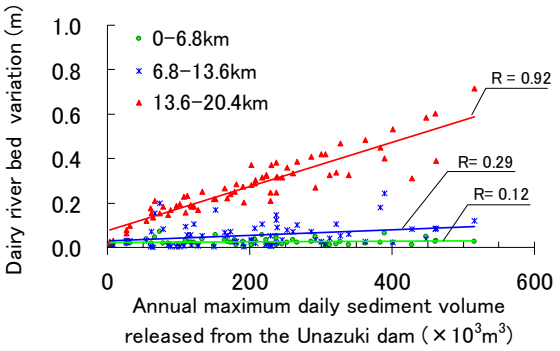


Fig.13 Relationship between the annual maximum daily sediment volume released from the Unazuki dam and absolute values of segment averages of the daily river bed variations when the annual maximum sediment volume occurs

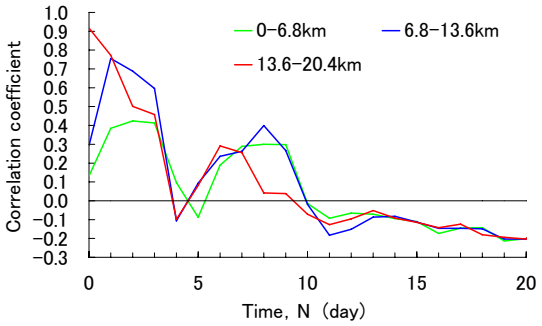


Fig.14 Correlation coefficients between annual maximum daily sediment outflow volume released from the Unazuki dam and absolute values of the daily river bed variations on N days after the annual maximum sediment outflow occurs

4.4 パルス状の流出土砂による短期河床変動特性

排砂により土砂がパルス状に流出し，その結果河床に適度な撹乱を与えることができれば，環境面でその効果が評価されることになろう。環境面で有効な排砂の量と頻度を決めるためには，生態系としてどのような撹乱が必要であるかという知見が必要である。しかし，現状ではそのような知見が不足しているため，ここでは，まずどのような撹乱が与えられているのかということを短期河床変動特性から検討する。

河床位の時間変化率に着目し，時間河床変動の絶対値のランクと，それらの年間平均発生頻度との関係を整理してFig.15に示す。これより，河口～6.8kmは河床の微小変動が多く，逆に愛本堰堤(13.6km)～宇奈月ダム直下(20.4km)では大きな河床変動が多いことがわかる。河口付近では粒径が細かく，少しの流水で河床が微小に変動する。一方，それより上流では，河床材料が比較的粗いこともあり，微小な河床変動の頻度は少ないが，比較的大きな河床変動の発生頻度が多くなる。

このような整理から，ダムからの流出土砂量やダムからの距離，川幅や河床勾配といった地形条件などに起因して，ダム直下の区間では，比較的大きな河床変動の発生頻度が多いが，下流ほどそれらの発生頻度は少なくなり，河口付近では河床の微小変動が多くなることが明らかとなった。

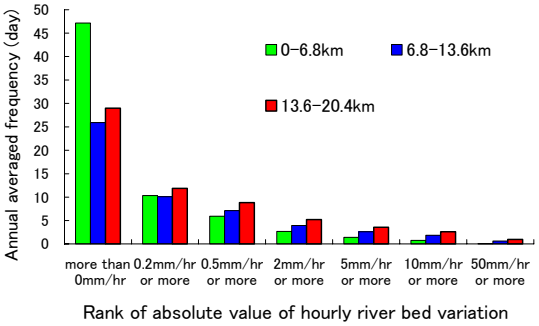


Fig.15 Relationship between the ranks of absolute values of hourly river bed variations and their annual averaged frequencies

5. まとめ

本論文では土砂管理上，有用となる情報を得るために，黒部川を例に，貯水池からの排砂に対するダム下流の長期的な河道変化特性，パルス状に流出した土砂の伝播特性および短期的河床変化特性をシミュレーションにより検討した。得られた成果を以下にまとめる。

(1) 排砂操作を含む，貯水池および下流河川の土砂動態を概ね表現できるシミュレーションモデルを得た。

(2) 貯水池からの排砂に対するダム下流の長期的な河道変化特性として，河床は徐々に上昇するが，その量やタイミングは区間によって異なる。また，河床表層の粒径は一部の区間を除き，細粒化の傾向を示す。

(3) ダム直下の区間では，流出土砂の周期に応じた河床変動，粒径変化が生じるが，その下流の区間では流出土砂の周期と違った周期を示す。また，ダム直下区間では年間最大日流出土砂量が発生した日に，河床変動が最も大きくなるが，

それより下流の区間では1日ないし2日後になって河床変動が生じるなど，区間によって流出土砂の河床への伝播特性が異なる。

(4) 排砂に伴う下流の撹乱を調べたところ，ダム直下の区間では比較的大きな河床変動の発生頻度が多いが，下流ほどそれらの発生頻度は少なくなり，河口付近では河床の微小変動が多くなる。

謝　辞

本研究を行うに際し，国土交通省北陸地方整備局黒部河川事務所，関西電力株式会社より各種調査データ等の貴重な資料を提供いただいた。ここに深謝致します。

参考文献

建設省土木研究所（1993）：黒部川の河道特性と河道計画

国土交通省北陸地方整備局黒部河川事務所（2008）：第28回黒部川ダム排砂評価委員会資料

国土交通省北陸地方整備局黒部河川事務所（2007）：第27回黒部川ダム排砂評価委員会資料

西川一・椚木敏仁（2006）：黒部川流砂系，砂防学会誌，Vol.59，No.2，pp.64-72

Jian Liu，Shuhei Minami，Hideki Otsuki，Bingi Liu，Kazuo Ashida（2004a）：Environmental impacts of coordinated sediment flushing，Journal of Hydraulic Research，IAHR，Vol.42，No.5，pp.461-472

Jian Liu，Shuhei Minami，Hideki Otsuki，Bingi Liu，Kazuo Ashida（2004b）： Prediction of concerted sediment flushing，Journal of Hydraulic Engineering，ASCE，Vol.130，No.11，pp.1089-1096

The Sediment Responses in the Downstream by Sediment Flushing of the Reservoirs

Shuhei MINAMI and Masaharu FUJITA

Synopsis

In order to alleviate negative influences on the downstream environment of the dam due to the reservoir sedimentation, the measures such as sediment flushing and sediment relocation have been adopted to supply sediment to the downstream channel. It is very important to understand the responses of the downstream channel to the sediment supply by the above measures. In this paper, the responses of sediment discharge by sediment flushing of the Dashidaira and Unazuki reservoirs on the downstream channel were studied by means of one dimensional numerical model of bed variation. The responses of the downstream physical environment to the sediment flushing of these reservoirs are analyzed to acquire useful information on the sediment management.

Keywords: sediment flushing, sediment management, one-dimensional numerical model

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

山地渓流域における土砂動態の定量的モニタリング手法の開発

堤 大三・水山高久*・野中理伸**・藤田正治・志田正雄

*京都大学大学院農学研究科
**株式会社ハイドロテック

要　旨

岐阜県高山市の足洗谷流域を対象にハイドロフォンと濁度計, 流速計等を組み合わせたシステムを複数個所に設置し, 山地流域全体の土砂収支を把握することで, 空間的な土砂動態の違い, 降雨分布との対応を把握することを目的とした観測を行なった。その結果, 出水時における流砂量の空間的・時間的違いが検知され, 定量的に土砂動態を把握することが可能であることが示された。ただし, 観測機器の技術的課題など, いくつか問題点が残されている。今後これらの課題を克服し, 山地流域全体を網羅した土砂動態のモニタリング手法を確立していく。

キーワード: ハイドロフォン, 掃流砂, 土砂動態モニタリング, 山地流域

1. はじめに

山地河川における掃流砂・浮遊砂等の土砂の動態を把握することは, 土砂災害・洪水災害を防止することはもちろん, 山地から海岸へと続く流砂系の総合的管理を実践する上で, 欠くことのできない重要な情報を提供する手段である。しかし, これまで提案されている土砂動態計測手法には, 1）装置が大掛かりである, 2）メンテナンスに手間がかかる, 3）連続観測が難しい, 等の問題点があり, これまでのところ連続して定量的に土砂動態を把握することはできていないというのが現状である。また, 近年の降雨観測の進展により, 空間的な降雨分布に大きなばらつきがあることがわかってきており, それに合わせてよりきめ細かな土砂動態の把握が求められてきている。

この様な背景を鑑み, 本研究では近年新たに提案されている, 掃流砂量計測装置であるハイドロフォンを用いたモニタリング手法を山地流域に適応することを考えた。ここで, ハイドロフォンとは, 河床に設置した金属製パイプに掃流砂が衝突するときに発生する音を, 金属パイプ内に設置したマイクロフォンによって検出し, 掃流砂量を求めるものである。また, 山地流域内の支流をそれぞれモニタリングし, これまで行なわれてきたよりも高密度な計測を行ない, 山地流域全体の土砂収支を把握することで, 空間的な土砂動態の違い, 降雨分布との対応を把握することを目的とした観測を行なった。

このモニタリング手法が確立すれば, 流砂系において, 土砂生産が活発な山地流域に適応し, 流砂系の総合土砂管理に資する情報を提供することが可能となり, 最終的には, 土砂災害・洪水災害の軽減へとつながるものと考えられる。

2. ハイドロフォンの原理と既往の研究

ハイドロフォンとは, 砂や礫などの粒子が河床に設置した金属パイプに衝突するときの音をパイプ内に設置したマイクロフォンで検知し, 掃流砂量を計測するものである（Fig. 1参照）。

日本やスイスにおいて, 1980年代よりその開発が始まっており（澤井, 2001；Baezinger, 1990；Rickenmann, 1992）, 1990年代以降にその実用化に向けた計測技術の向上や, 現地への適用実験などが活発に行われるようになってきている（栗原, 宮本, 1992；水山ら, 1996；水山ら, 1998；水山ら, 2002）。

ハイドロフォンはそもそも, 流砂量の絶対値を計測するものではなく, 流砂量の大小を相対的に計測する装置であるが, ハイドロフォンの下流に設置したピット掃流砂計測装置によって直接計測した流砂

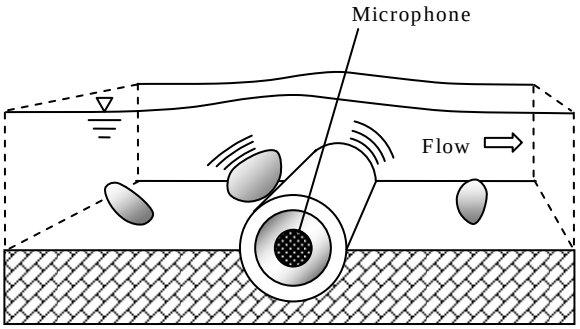


Fig. 1 Schematic figure illustrating method of bed load measurement by hydrophone

量と相関を取ることで，ハイドロフォンによって得られる流砂パルス数から流砂量を定量的に求める手法についても検討が行われている（水山ら，2003；星野ら，2004）。また，ハイドロフォンの弱点と考えられてきた，流砂量が多いにもかかわらずパルス数が一時的に減少，もしくは0に近付くという現象に関して，水路実験による詳細な検討が行われ，これを克服する技術も開発されてきている（小田ら，2008）。

最近では，水理模型実験の流砂量計測装置としてハイドロフォンが利用される研究や（小田ら, 2005），実河川に設置され流砂量観測が行なわれるなど（星野ら，2004；中谷ら，2007），ハイドロフォンが実用化され始めている。

3. 観測流域

穂高砂防観測所の観測流域のひとつである足洗谷流域（流域面積12.6 km^2）を対象として観測を行なった。足洗谷流域は，ヒル谷，割谷，白水谷，黒谷の4支流からなっており，それらが合流した後，足洗谷となり，蒲田川に合流している。ここで，ハイドロフォンは，各支流とそれらが合流した後の足洗谷本流の計5ヶ所に設置する計画であるが，現在は白水谷を除く4ヶ所に設置している。流域の全体図とハイドロフォンを設置した位置をFig. 2に示す。

ハイドロフォンは，砂防堰堤や試験水路等，河床が固定されている場所を選んで設置している。それぞれ設置した位置の様子をPhoto 1からPhoto 4に示す。足洗谷のハイドロフォンは，コンクリートの試験流路の下流端に設置され，その直下流にはピット流砂量計が併設されており，ハイドロフォンの出力パルスと流砂量とのキャリブレーションを行うことができる（Photo 1）。黒谷のハイドロフォンは，工事用道路が渓流と交差する地点の洗越し部に設置され，流速計，水位計，濁度計と併設されているため，流

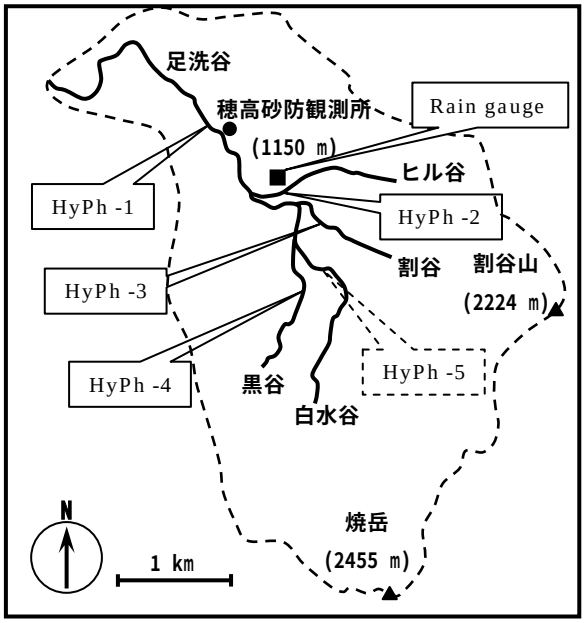


Fig. 2 Ashiarai-dani chatchment area and measurement points



Photo 1 Hydrophone at Ashiaraidani station

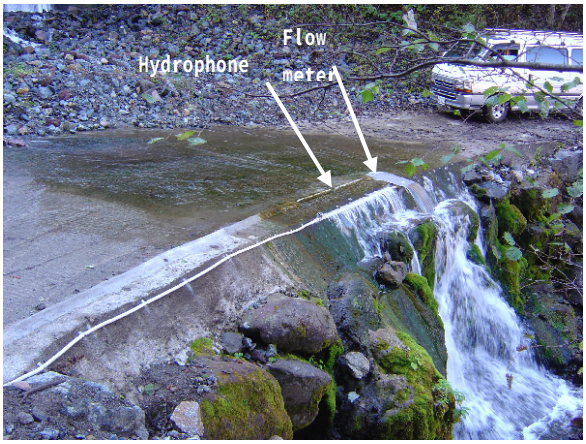


Photo 2 Hydrophone at Kurodani station

量や濁度との相関を取ることが可能である（Photo 2）。割谷のハイドロフォンは，砂防堰堤の水通し部に設



Photo 3 Hydrophone at Warudani station



Photo 4 Hydrophone at Hirudani station

置され，流速計，水位計，濁度計と併設されているため，黒谷と同様にそれらのデータと相関を取ることが可能である（Photo 3）。ヒル谷のハイドロフォンは，試験堰堤の貯水池上流端に設置され，試験堰堤における流量，濁度と相関を取ることが可能である（Photo 4）。足洗谷の支流の残るひとつである白水谷に関しては，現在はハイドロフォンを設置していないが，2008年度以降に設置する予定であり，設置場所の検討を行っている。

4. 観測結果

4.1 観測期間における降雨

2007年6月から2008年3月までに，ヒル谷下流において計測された降雨をFig. 3に示す。梅雨期から秋にかけて断続的にまとまった降雨が観測されているが，各降雨の最大降雨強度は大きくなく，最大でも17 mm/hrである。事実，昨年は大きな降雨イベントはなく，観測流域である足洗谷において，土石流などの大規模な土砂移動現象は観測されていない。ただし，ハイドロフォンは，大きな土砂移動イベントでなく，むしろ小規模な掃流砂を計測することに向いているため，昨年のような大きな降雨イベントのない年であっても，土砂移動が計測されているものと思われる。

4.2 各観測点における観測結果

Fig. 3に示した降雨の期間と同じ期間に計測された，足洗谷，黒谷，割谷，ヒル谷，各地点での水位，ハイドロフォンパルス，濁度の変化をFig. 4, 5, 6, 7にそれぞれ示す。ただし，足洗谷では技術的な問題のため，濁度が観測されていなかったため，ここでは表示していない。まず，個々の観測地点における観測結果の全体的な傾向について述べる。足洗谷では，2007年8月のデータ収集開始以来，ハイドロフォンパルス，水位共に安定的にデータが得られている。黒谷では，2007年10月のデータ収集開始以来，比較的安定的にデータが得られているが，11月末から12月にかけて欠測期間がある。これは，通信不良によるものと思われる。また，欠測からの回復後は濁度データが不安定な値を示している。割谷では，2007年6月のデータ収集開始以来，ハイドロフォンパルス，

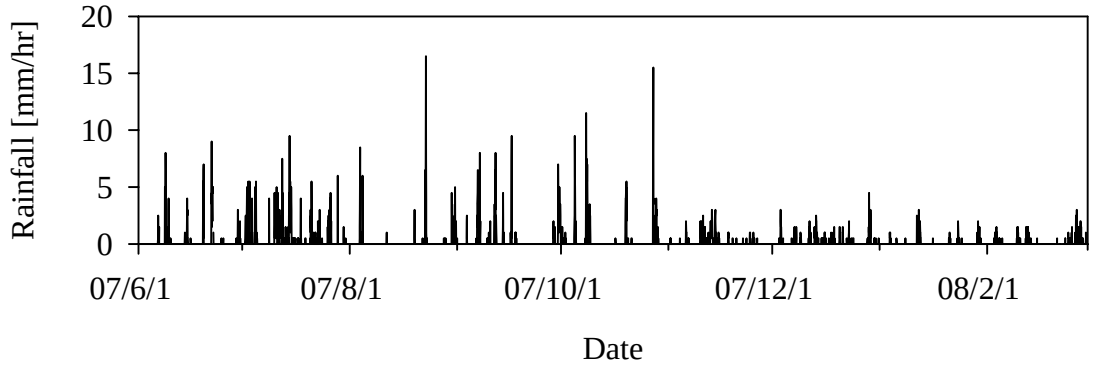


Fig. 3 Observed rainfall at Hirudani station

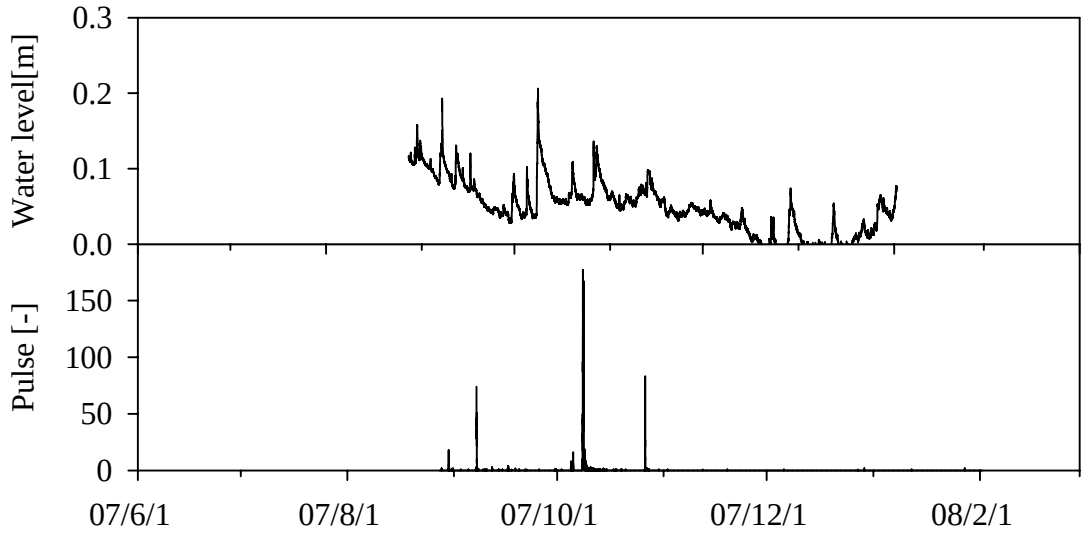


Fig. 4 Observed water level and hydrophone pulse at Ashiaraidani station

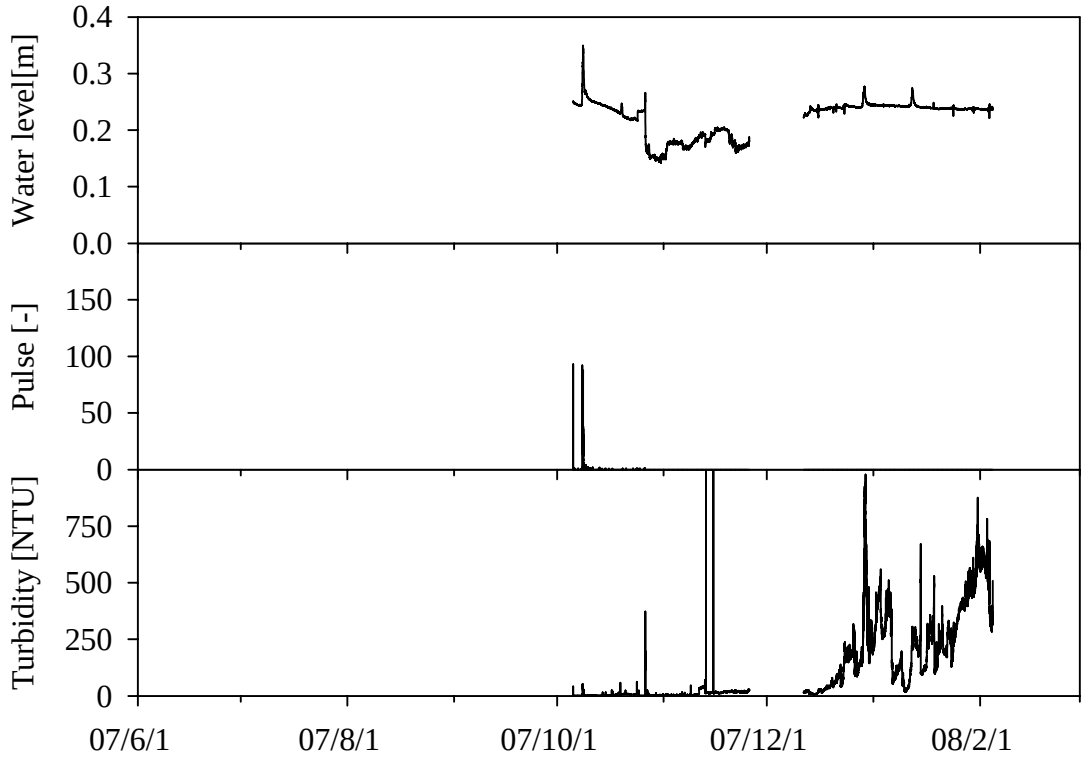


Fig. 5 Observed water level, hydrophone pulse and turbidity at Kurodani station

水位，濁度ともに比較的安定してデータが得られているが, 9月末から断続的に短期間の欠測期間がある。これは，通信不良によるものと，電源供給不足（太陽電池パネルを使用）によるものと考えられる。ヒル谷では, 2007年以前の観測開始から継続して水位, ハイドロフォンパルス, 濁度を計測しており, 水位, 濁度に関しては，非常に安定的にデータが得られている。しかし，ハイドロフォンパルスに関しては, 2007年8月以降常に微小な出力が検出されており，ノイズが入った状態が続いている。また，2008年1月以降は，頻繁にパルスが検出されているが，これらの傾向は，他の3地点とは異なるものであり，ハイドロフォンパルスの計測に何らかの不具合が生じているものと考えられる。

比較的安定して，ハイドロフォンパルスの計測ができている，足洗谷，黒谷，割谷の観測結果と，降雨との対応を見てみると，ハイドロフォンパルスが観測されるときは，比較的まとまった降雨が観測さ

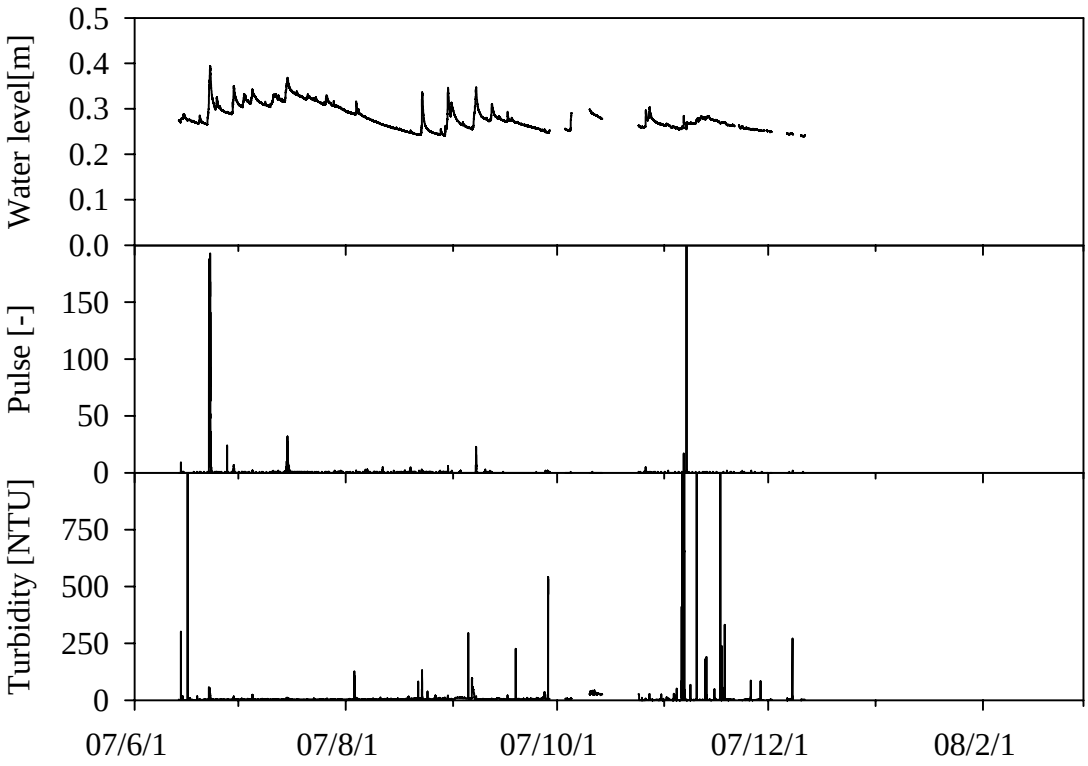


Fig. 6 Observed water level, hydrophone pulse and turbidity at Warudani station

れており，それに伴って水位の上昇も見られる。しかし，同程度もしくはそれ以上の降雨が観測され，水位上昇が起こっていても，ハイドロフォンパルスが検出されていないこともあり，まとまった降雨があれば必ず土砂移動が起こるわけではないことが示されている。これは，山岳地域特有の降雨の空間的なばらつきや，土砂供給現象（斜面崩壊，河岸侵食，河床堆積物の再移動）の時間的な差異によるものと考えられ，特に山地河川の河床には，流砂の供給源となる土砂が均一かつ十分に堆積しているわけではないことが起因しているものと考えられる。ハイドロフォンパルスと濁度変動との対応を見ると（Fig. 5, 6），ハイドロフォンパルスが検出されているときは，濁度が上昇する傾向が見られるが，ハイドロフォンパルスが検出されていないときでも濁度上昇が検出されることが数多くある。このことから，ハイドロフォンで検知される掃流砂の移動と濁度計によって検知される浮遊砂・ウォッシュロードの移動は，必ずしも同時に起こるわけではないことが示されている。また，割谷では（Fig. 6），ハイドロフォンパルスが検出されていても，濁度上昇が見られないことが数少ないが観測されている。観測値に問題がないとすると，掃流砂は移動しているが，濁度成分は移動していないということである。流砂の供給源が，斜面崩壊や河岸侵食であるならば，掃流砂成分と合わせて必ず浮遊砂やウォッシュロードといった濁り成分が含まれているため，このような観測結果とはならない。よって，河床に堆積していた掃流砂成分のみが流量の増加により再移動し，ハイドロフォンパルスとして検出されたものと考えられる。このように，ハイドロフォンと濁度計をあわせた観測システムを用いると，流砂の供給源を推定することも可能になるものと考えられ，流域の土砂動態に関して量的だけでなく質的な検討も行なうことができる有効な手段と考えられる。

4.3　イベント時における詳細結果

観測地点間でのハイドロフォンパルスの出力値を比較し，流砂の空間的な把握を行うため，足洗谷と黒谷の両地点でハイドロフォンパルスが正常に検出されている2007年10月8日前後あわせて3日間のデータを降雨と共にFig. 8に示す。この期間の降雨は10月8日0:00に始まり，5:00から6:00にピークを示し，17:00に一旦止み，その後再び9日1:00から11:00まで続いた。一連の降雨の総降雨量は89 mmであり，比較的まとまった降雨であったが，土砂災害が発生するほどの規模ではない。黒谷，足洗谷における水位上昇が顕著になるのは，降雨ピーク直前の8日4:00頃で，その後上昇を続け12:00から14:00の間に最大値を記録している。黒谷と足洗谷の水位変動はほぼ同じ傾向を示し，時間的な差異も小さい。一方，ハイドロフォンパルスが検知され始めたのは，黒谷が降雨ピーク

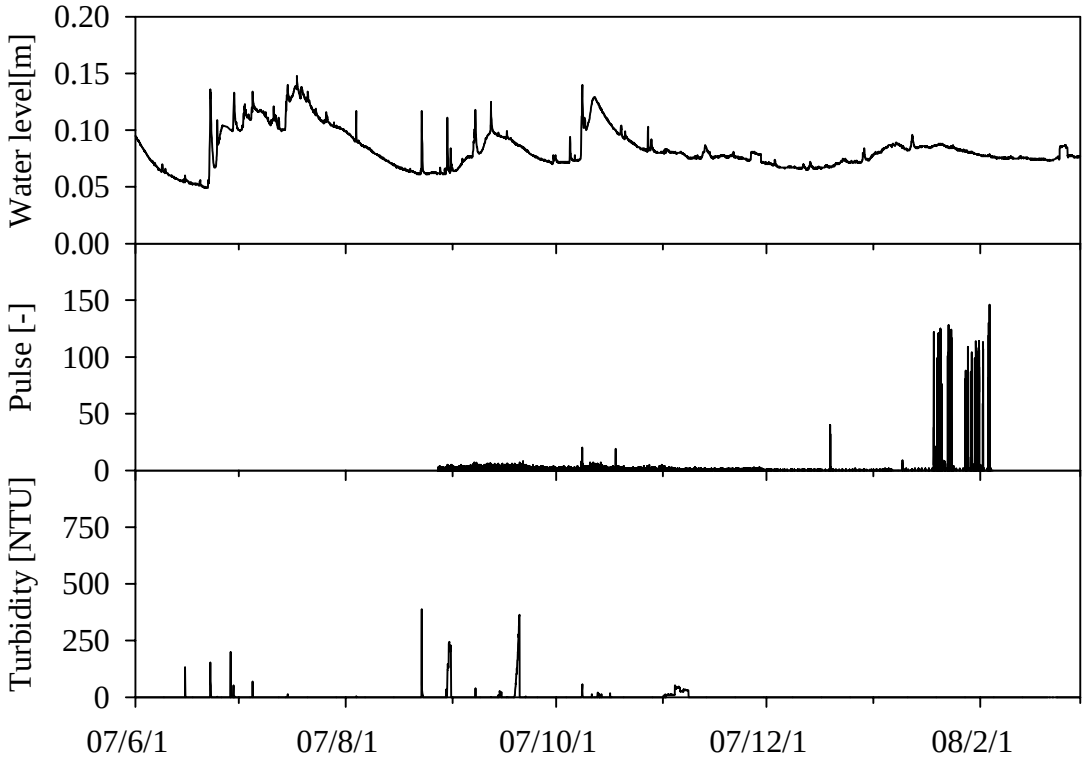


Fig. 7 Observed water level, hydrophone pulse and turbidity at Hirudani station

とほぼ同時8日5:00頃で，足洗谷では少し遅れ6:00頃である。黒谷では，その後パルス数が急増し，降雨ピーク後かつ水位ピーク前の7:00から8:00の間にピークを記録している。一般的に流量ピークと流砂量ピークは時間的に一致せず，流量よりも流砂量の方が早くピークを迎えるということが経験的に知られており，このことと一致している。その後，2度目のパルス数ピークが12:00頃記録されている。一方，足洗谷においては，ハイドロフォンパルスは，黒谷よりも遅れて増加し始めており，ピークは12:00頃に記録されている。その後，2度目のピークは，18:00頃に記録されている。黒谷と足洗谷のハイドロフォンパルスを詳細に比較してみると，変動曲線の形が，非常に似ており，足洗谷の変動曲線は，黒谷のそれを時間的に遅らせかつ伸ばした様な形を呈している。よって，黒谷，足洗谷の2地点で観測されたハイドロフォンパルスは，同一の流砂のまとまりを計測した結果である可能性が高い。このことから推測すると，まず，黒谷上流部のある地点で生産された土砂が，河道に流入し黒谷下流部のハイドロフォン観測地点まで流下し，パルスとして観測された。その後，流下速度が速い成分と遅い成分が徐々に分離されながらさらに流下し，白水谷，割谷，ヒル谷と順次合流した後，足洗谷のハイドロフォン観測地点まで到達し，パルスとして検知されたと考えられる。検出時間の遅れを見るため，単純に一度目のピークの時間差を計算すると，黒谷と足洗谷の観測地点間で約4.5時間の遅れがあり，2地点間の距離が2.0 km離れていることから，掃流砂の移動速度は，約0.45 km/hrと推定される。

今年度の観測では，異なる複数地点間においてハイドロフォンパルスが正常に検出されているのは，Fig. 8に示した，黒谷と足洗谷における2007年10月8日のデータのみであったが，足洗谷流域の観測網の維持管理を徹底し，観測を継続することで，さらに複雑な土砂動態の解析が可能となるものと期待する。

5. おわりに

ハイドロフォンを用いた流砂量観測システムにより，山地系流域における面的な土砂動態のモニタリングを試みた。その結果，以下に示す，いくつかの知見が得られた。

［1］ ハイドロフォン計測上，通信等の技術的問題がない期間において，小規模な流砂現象であっても，確実にパルスが検出されており，対象とした足洗谷のような山地河川においても有効な掃流砂計測装置である。

［2］ ハイドロフォンと濁度観測とを組合せること

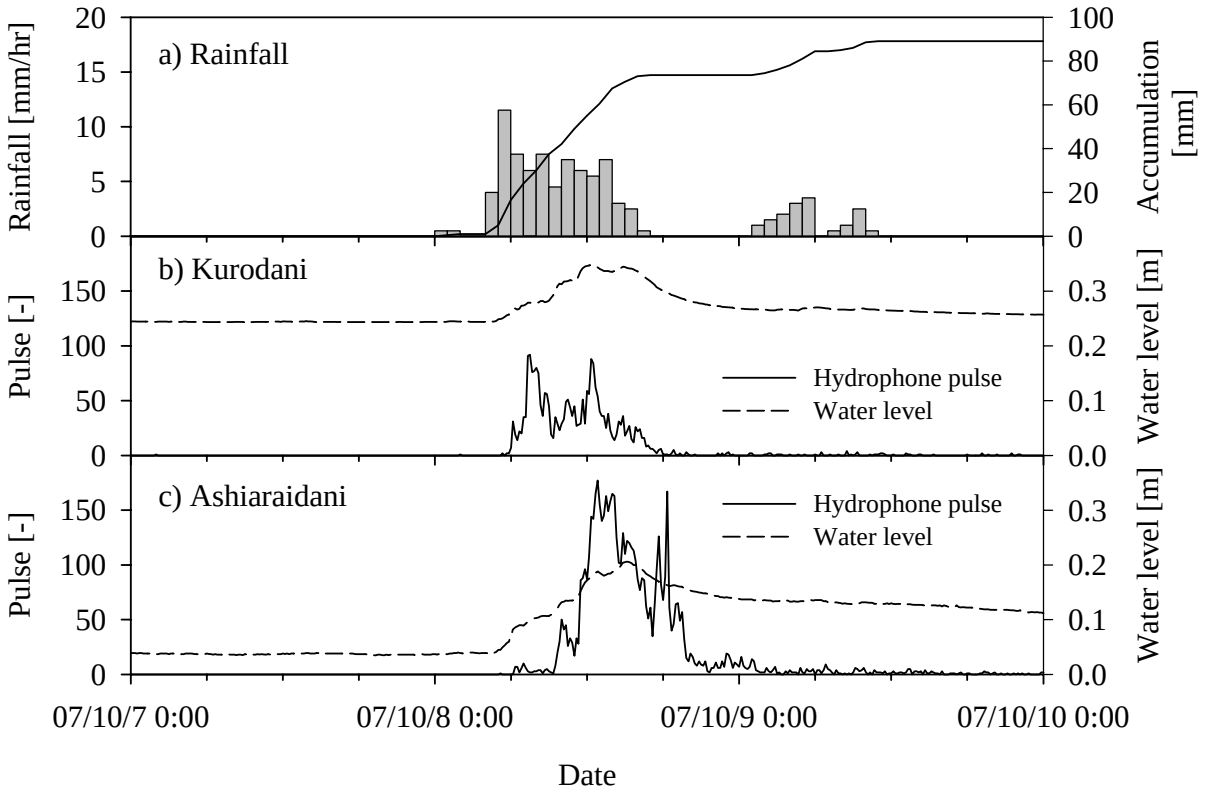


Fig. 8 Comparison of hydrophone pulse and water level changes observed at Kurodani and Ashiaraidani station during a rainfall event on October 8, 2007

によって，掃流砂と浮遊砂，ウォッシュロードといった濁り成分の観測を網羅することができる。また，流砂の供給源が斜面崩壊・河岸侵食などの外部からなのか，河床堆積土砂の再移動のような河川内部からなのかを推定することも可能となると考えられる。

［3］　異なる2地点で観測されたハイドロフォンパルスの変動曲線を比較することで，流砂の経路を推定し，土砂が供給された位置を特定することも可能であることが示された。3地点以上の観測結果を比較することで，変動曲線の重ね合わせ等を行い，さらに複雑な土砂動態解析を行うことも可能と考える。

現在のところ，降雨分布と土砂動態との関係に関する検討や，ハイドロフォンパルスから流砂量を求める定量的解析などを実施する段階までは至っていない。今後，ハイドロフォンパルスとピット流砂量計による流砂量との相関を用いて，より定量的な流砂量計測を行う予定である。また，本年度は，足洗谷を対象とした面的な観測を開始した初年度であるため，機器の維持管理や通信上の問題が多数起こり，安定的に全ての地点からデータを得ることができなかった。これらのシステムの問題点を改善し，より有用な流砂量観測システムを構築していく。

謝　辞

本研究の一部は，社団法人近畿建設協会からの研究助成を受けて行った。この場を借りて，謝意を表する。

参考文献

小田晃・長谷川祐治・水山高久・宮本邦明・野中理伸（2005）：ハイドロフォンによる流砂量計測の水理実験への適用，砂防学会誌，58(2)，p.15-25.

小田晃・水山高久・Jonathan B. Laronne・野中理伸・松岡美和（2008）：ハイドロフォンの特性に関する水路実験，砂防学会誌，60(5)，p.66-71.

栗原淳一・宮本邦明（1992）：音響を利用した流砂量計測装置について, 砂防学会誌(新砂防), 44(5), p.26-31.

澤井健二（2001）：流砂系即技術の現状と展望，砂防学会誌，54(2)，p.75-84.

中谷洋明・鶴田謙次・吉村暢也（2007）：手取川上流域でのハイドロフォンを用いた流砂量観測及び解析，砂防学会誌，60(3)，p.20-25.

水山高久・里深好文（2003）：ピット流砂計測装置

のハイドロフォンのキャリブレーションへの適用，砂防学会誌，56(3)，p.55-56.
水山高久・冨田陽子・野中理伸・藤田正治（1998）：ハイドロフォンによる流砂量の観測（続報），砂防学会誌，50(6)，p.44-47.
水山高久・野中理伸・野中伸久（1996）：音響法（ハイドロフォン）による流砂量の連続観測，砂防学会誌，49(4)，p.34-37.
水山高久・野中理伸・藤田正治（2002）：常願寺川津之浦下流砂防堰堤におけるハイドロフォンによる流砂観測，砂防学会誌，55(3)，p.56-59.
Baezinger, R and H. Burch (1990): Acoustic sensors (hydrophones) as indicators for bed load transport in a mountain torrent, Hydrology in Mountain Regions, 1-Hydrological Measurements; the Water Cycle, Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990), IAHS Publ. No. 193.
Rickenmann, D. (1992): Bedload transport and discharge in the Erlenbach, stream. COMTAG Meeting and Workshop.

Development of a Sediment Flow Monitoring System in a Mountainous Catchment Area

Daizo TSUTSUMI, Takahisa MIZUYAMA*, Michinomu NONAKA**, Masaharu FUJITA and Masao SHIDA

*Graduate School of Agriculture, Kyoto University
**HydroTech Co.

Synopsis

Hydrophones were installed at several branches of Ashiarai-dani chatchment which has been an investigated subject of Hodaka Sedimentation Observatory, and observations of sediment load were conducted. As a result, the system observed temporal and spatial change of sediment load within the chatchment. The result indicated that the observation system is useful for the total observation of sediment load within a whole chatchment, which is required for the integrated control of a sediment flow system from mountain to river mouth. Farther development of the system and analysis method is expected.

Keywords: hydrophone, bed load, sediment flow monitoring, mountainous stream

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

観測桟橋周辺の海底底質調査と海浜形状変化

馬場康之・内山　清・関口秀雄・中川　一

要　旨

上越･大潟海岸のほぼ中央に位置する大潟波浪観測所では，観測桟橋沿いの海底地形と海底底質の採取が継続的に行われている。本報では，冬季季節風の影響を強く受けている２月時点での底質の粒度分析結果と，岸沖方向海底地形の計測結果から，桟橋沿いの地形変化ならびに底質の分布状況の経年的な変化について検討する。桟橋沿いの岸沖方向海底地形は2000年以降目立った地形の変動の無い状況が続いていたが，2005年以降に汀線が前進する様子が確認された。最近数年間の海底底質の分布状況の変化からは，2003年～2004年頃に底質の分布に変化があり，相対的に粒径の小さな土砂の堆積が確認された。

キーワード: 海浜形状，底質分布，経年変化，現地観測

1.　はじめに

大潟波浪観測所は，上越市郷津から柏崎米山に至る全長約27kmの上越大潟海岸のほぼ中ほどに位置している（Fig. 1）。観測桟橋近傍では，近年海岸侵食が顕著であり，海岸全体においても侵食傾向が確認されている。大潟波浪観測所では，波浪，海上風に関する現地観測に加えて，桟橋に沿った岸沖方向の沿岸地形の計測，および海底底質の採取を実施している。本報告では，最近数年間の沿岸地形計測の結果，ならびに採取された底質の粒度分析結果について報告する。

2.　岸沖方向海底地形の時間変化

観測桟橋沿いの沿岸地形の測深作業は，ほぼ毎月１回の割合で実施されている。Fig. 2は1996年後半以降の岸沖方向の断面形状を時間順に示したものである。2000年以前には，比較的規模の大きな地形の変動が見られるが，2000年以降は地形の変動幅も少なくなっている様子が確認できる。

Fig. 3は，1998年～2006年の2月に計測された地形である。上越・大潟海岸を含めた日本海沿岸では，冬季季節風による風浪の影響が強く，例年2月は高波浪，強風の影響を非常に強く受けている時期である。Fig. 3に示された断面地形によると，2004年頃までは，汀線位置が図中約25m付近にあり，断面地形も汀線近くで急に深くなる傾向を示しているのに対して，2005年，2006年になると汀線が25mほど前進している様子が確認できる。2003年以降の4年間について，岸沖方向の断面地形を比較したものがFig. 4である。この図からも，2005年，2006年には，2003年と比較して汀線が25m程度前進していること，汀線位置から図中200m付近にかけて土砂が堆積している状況が確認できる。しかしながら，岸沖方向250m付近での断面形状の変化が少ないことから，2003年以降の観測桟橋沿いの岸沖方向の地形変化は，汀線から200m程度の範囲に留まっていることが分かる。

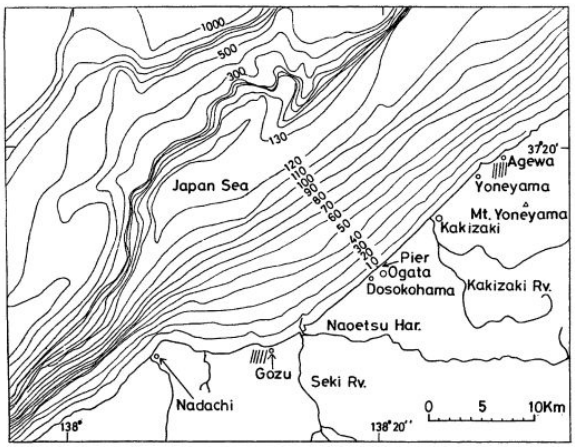


Fig. 1 Joetsu-Ogata coast and Ogata wave observatory
（OWO is located at “Pier”）

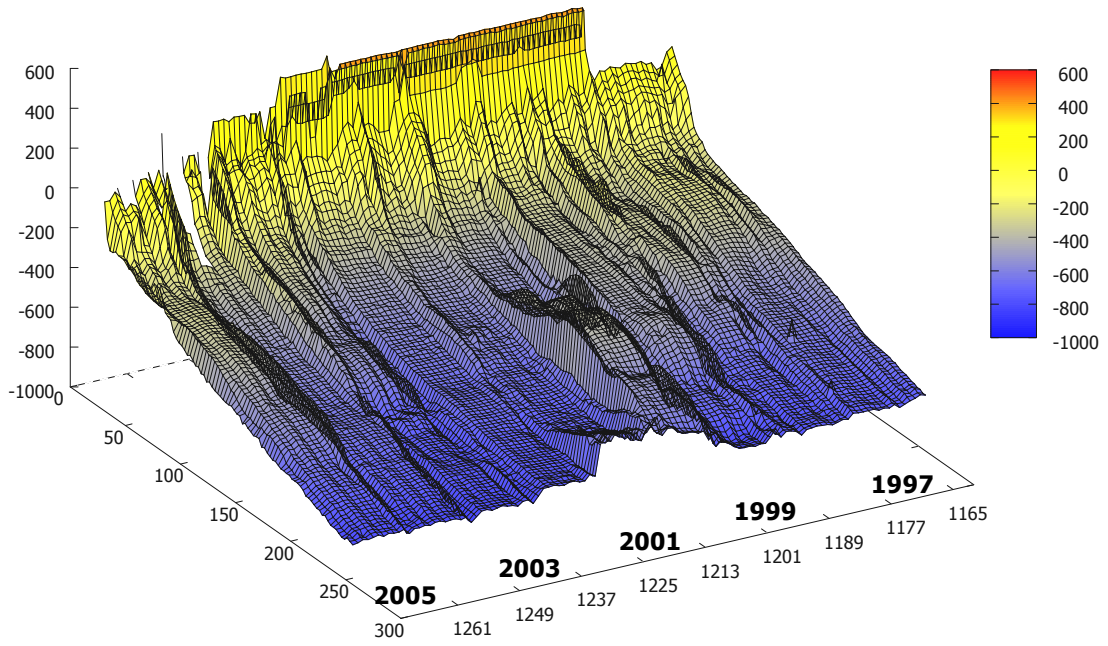


Fig. 2 Temporal variations of cross-shore profile along the observation pier

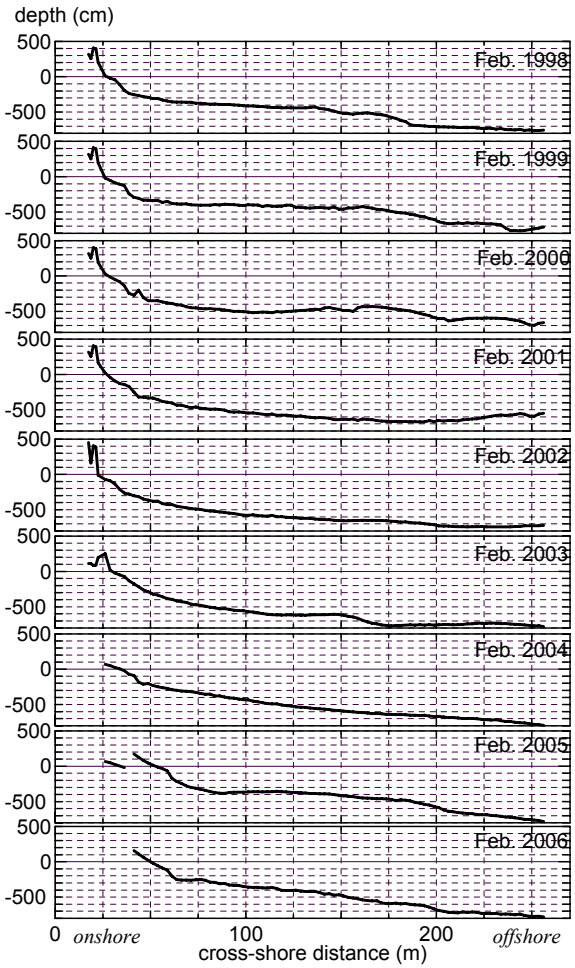


Fig. 3 Cross-shore bottom profiles past winter season (February in1998 – 2006)

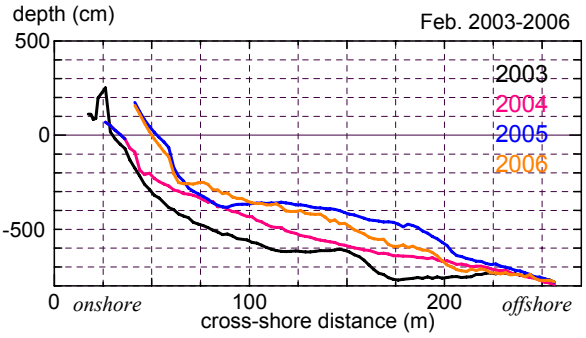


Fig. 4 Comparisons of cross-shore bottom profiles in February (from 2003 to 2006)

3. 海底底質の粒度分析結果

海底底質の採取は観測桟橋に沿って約10m間隔で行われている。採取された底質は十分に乾燥された後，1/4φ間隔で標準ふるいを用いた粒度分析を実施した。以下の結果では，ウェントワースの粒径区分も使用する。

3.1 粒度分析結果による底質分布の比較

Fig. 5は2003年～2006年の2月に採取された海底底質の粒度分布結果について，平均粒径，標準偏差，歪み度，尖度をそれぞれ示したものである。また，平均粒径の隔年変化について，Fig. 6に示す。

平均粒径の岸沖方向分布について，2005年と2006年の結果は似た分布形を示し，2005年の方がやや粒径が小さい傾向を示している。一方，2003年，2004年の平均粒径の分布は，2005年と2006年の結果と比較して大きく異なる結果となっている。2003年と2004年の分布形状を比較すると，岸沖距離175m付近を境にして平均粒径1mm以上の粗い砂と1mm以下の細かい砂の分布が逆転していることがわかる。

2003年：
岸沖距離150m付近　2φ，200m付近　-0.5～-1φ
2004年：
岸沖距離150m付近　-0.5φ，200m付近　0.5～1φ

2004年は，計測領域全体に粗い砂（0φ付近）が分布するようになる一方で，汀線付近（岸沖距離75m以下）では，他の計測年よりも相対的に細かい砂が分布する結果となっている。その後，2005年になると汀線付近を除く全計測領域において，分布する砂の平均粒径が細かい値（1～1.5φ）に大きくシフトしている。2006年には1φ付近の砂が目立ち，やや粗くなる傾向を示すものの，2005年には粗い砂（-0.5φ）の分布が見られた岸沖距離200m以上の領域においても，0.5～1φ程度の砂が分布するようになる。

この期間における粒径の標準偏差を比較すると，岸沖距離200m以上の地点では，いずれの計測結果も淘汰度はあまりよくない状況で，計測年による違いは見られない。岸沖距離200m以下で汀線付近を除く領域では，2003年，2005年および2006年の標準偏差は小さい値となり，よく淘汰されていることがわかる。その一方，2004年においては，計測領域全体にわたって標準偏差の値が大きく，淘汰が進んでいない様子が分かり，他の3ヵ年の状況とは明らかに異なる様相を呈している。

歪み度(skewness)については，平均粒径や標準偏差のように明確な違いは見られないものの，岸沖距離200m付近では，2003年の結果が他の3ヵ年の結果と異なる傾向を持つこと，岸沖距離100～150m付近では，2003年，2004年の結果と，2005年，2006年の結果が正負逆の傾向を持つことが分かる。

以上の結果を勘案すると，2003年からの4年間においては，2003年，2004年の間に桟橋周辺の底質の性状が岸沖方向に大きく変化しており，結果的に相対的に細かい砂の分布する2005年，2006年の状況に移行してきたと考えられる。

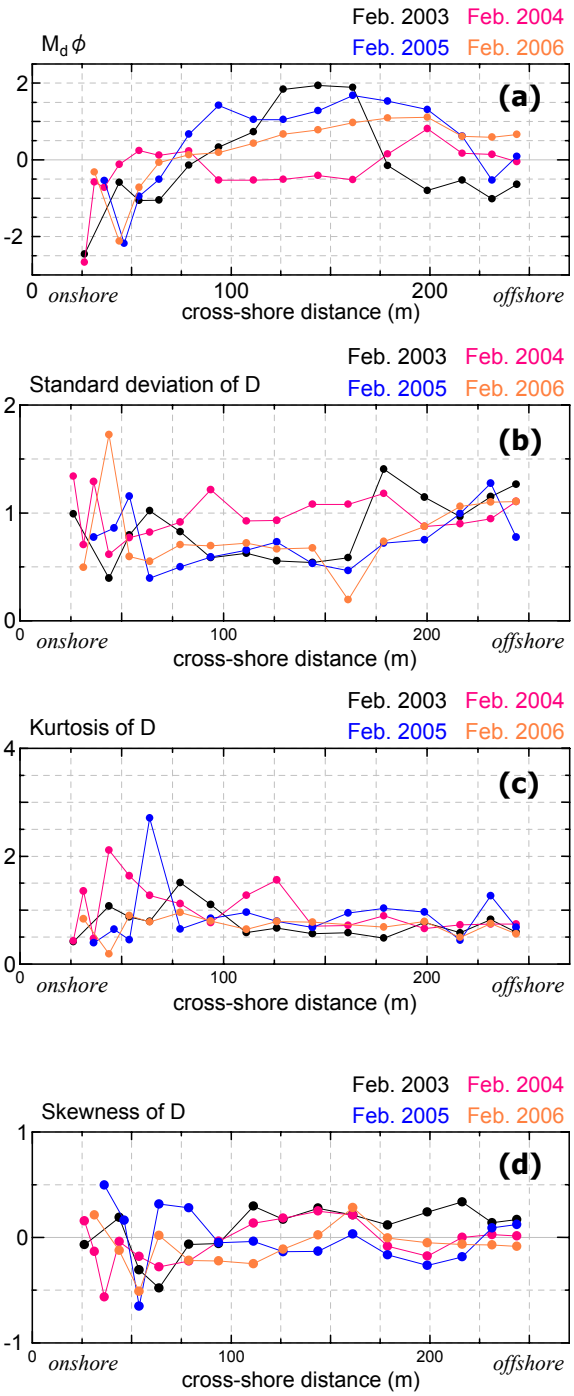


Fig. 5 Comparisons of cross-shore distributions of Md φ (a), standard deviation (b), skewness (c) and kurtosis (d)

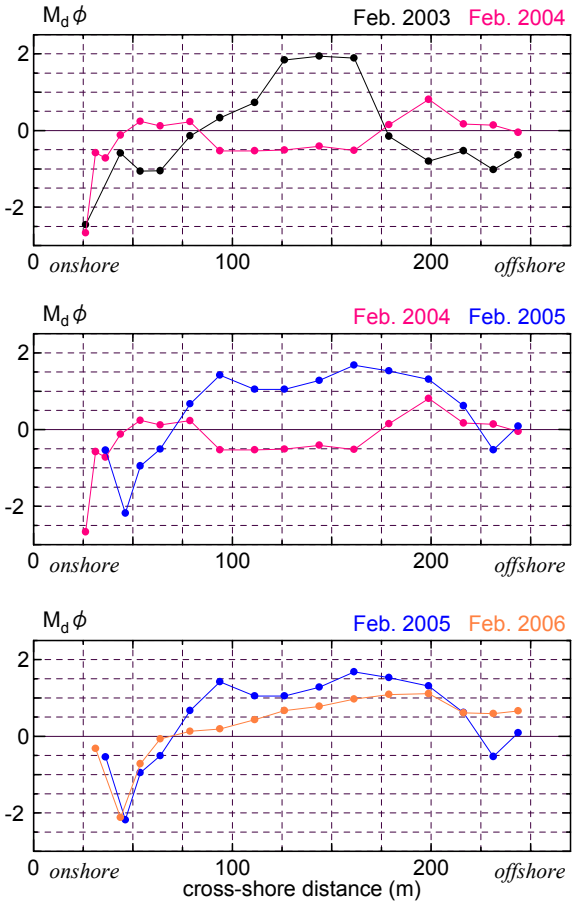


Fig. 6 Interannual variations of cross-shore distributions of Md ϕ

3. 2　粒度分析結果による底質分布の比較

Fig. 3に示した観測桟橋沿いの断面地形形状は，岸沖距離200mより沖の領域ではほとんど変化が無く，それよりも岸側で全体的に堆積する傾向を示している。以下では，底質の分布状況を，粒径加積曲線の比較を通じて比較・検討する。

Fig. 7は, Fig. 4に示した2003年～2006年の岸沖方向の断面地形の変化に対応した期間の粒径加積曲線を示したものである。先の記述の通り，岸沖距離244mの地点では地形自体の変化はほとんど確認されないものの，平均粒径は時間が経つに従って細かくなる傾向を示している。粒径加積曲線の比較においても同様の傾向が確認される。2003年から時間を追って，粒径の分布が図の右から左に移動しており，2003年には1mm（ϕ=0）以下の土砂の割合が30%程度であるのに対して，2006年になると1mm以下の土砂の割合が70%程度にまで増加している。

岸沖距離199m地点においては，堆積している土砂の粒度分布が2003年とそれ以外の年で大きく異なる様子が見られる。断面地形は経年的に堆積傾向であ

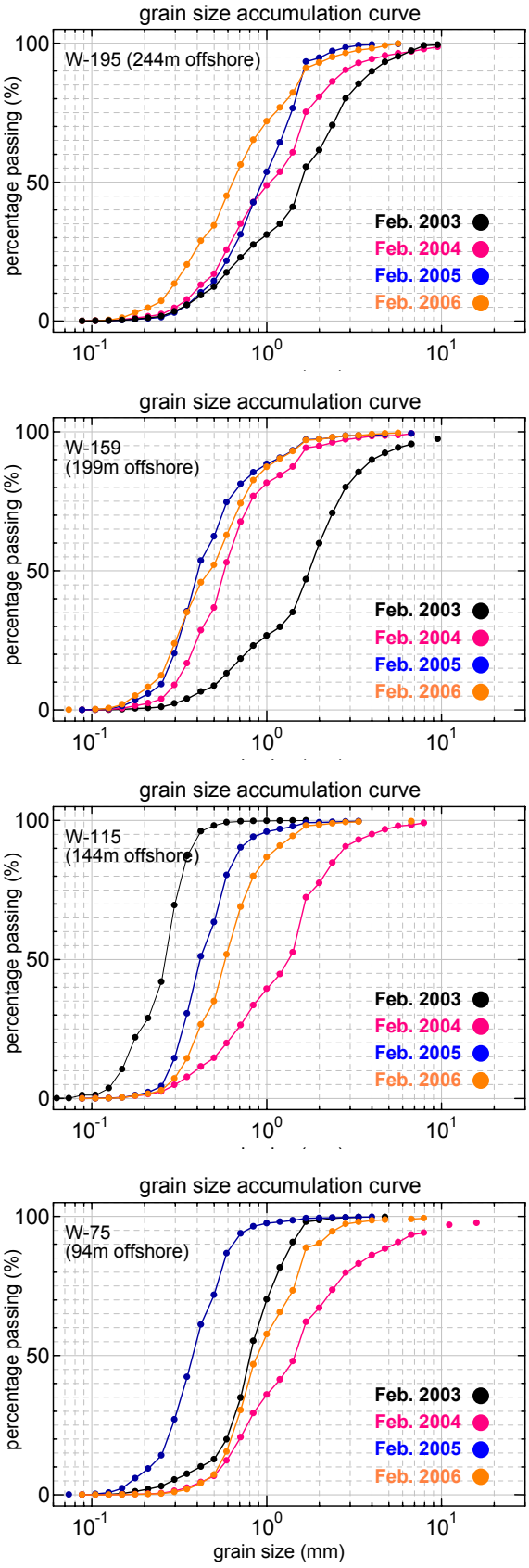


Fig.7 Comparisons of grain size accumulation curves at 94m, 144m, 195m & 244m offshore

り，その過程で堆積している土砂の粒度分布が2003年を境に細粒化しており，1mm（φ=0）以下の割合が80～90%程度にまで増加している。

内山（2001）によると，大潟海岸の後背地を形成する新砂丘砂が周辺海浜の漂砂源となっており，新砂丘砂の主成分は粗砂～中砂（0～2φ, 0.25～1.0mm）であることがわかっている。岸沖距離199m地点に2003年以後に堆積した土砂は，海岸背後の新砂丘砂が冬季風浪の影響を受けて侵食，運搬されたと考えることができる。

上と同様に岸側の2地点（岸沖距離144m，94m）における粒径加積曲線を比較したものである（Fig. 7下）。いずれの地点も経年的に堆積傾向を示しているが，先ほどの沖側の2地点（244m，199m）とは変化の傾向が異なっている。

岸沖距離144m，94mの2地点では，2003年の時点で相対的に粒径の小さな土砂が多く分布しており，岸沖距離144mにおいては1mm（φ=0）以下の土砂で構成されていることがわかる。2004年には一旦粗粒化した後，2地点とも再度細粒化する結果となっている。2005年には相対的に粒径の小さな土砂の分布が多く認められるが，2006年の時点では岸から沖に向けて分級が進んだ分布を示す結果となっている。

4. おわりに

本報告では，大潟波浪観測所における岸沖方向海底地形の計測結果ならびに底質の粒度分析結果について検討した。

最近10年間程度の観測桟橋沿いの海底地形は，2000年以前にはある程度の規模の地形変化が観測されたが，その後は特に目立った地形変化の見られない状況が継続していた。観測所近辺の海岸は，1960年代以降海岸浸食の顕著な領域であり，2004年頃までは汀線が後退した状態が確認される。しかしながら，2005年以降に汀線が20m程度前進する様子が計測されている。ただし，観測桟橋先端付近ではほとんど地形変化が見られず，この堆積傾向は岸に近い領域に限定されていると思われる。

観測桟橋沿いの海底底質の粒度分析結果については，2003年以降の4ヵ年分について比較検討を行った。その結果，2003年と2004年の間で海底底質の性状が大きく変化したことが認められ，また2005年以降に堆積が見られる領域では相対的に細かな砂が堆積していることが確認された。さらに，地形の変化がほとんど見られない観測桟橋先端付近においても，平均粒径は時間を追って細かくなる傾向を示していることも認められた。

参考文献

内山　清（2001）：海底底質と海浜底質の粒度組成－桟橋に沿った海底底質とビーチカスプにおける海浜底質－，京都大学防災研究所年報，第44号，B-2，pp. 361-374.

Cross-shore Profiles of the Grain Size Composition and Bottom Topography around the Observational Pier

Yasuyuki BABA, Kiyoshi UCHIYAMA, Hideo SEKIGUCHI and Hajime NAKAGAWA

Synopsis

This report shows observed results of cross-shore profiles of the grain size Composition and bottom topography around the observational pier at Ogata Wave Observatory (OWO). The measurements of cross-shore bottom profile have been carried out once a month, and the bottom profile change in recent 10 years is small except before 2000 and after 2005. After 2005, shoreline advance is observed even though Joetsu-Ogata coast have been suffered from severe beach erosion for long time. From the results of grain size analysis, it is found that relative fine sand accumulates around the observational pier after 2005.

Keywords: beach profiles, bottom sediment, interannual variation, field observation

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

生活者の印象による水辺GES環境評価

萩原良巳・萩原清子*・松島フィオナ**・柴田 翔**・河野真典**・松島敏和**

* 佛教大学 社会学部
** 京都大学大学院工学研究科

要　旨

本研究は生活者によるメタ･アクタレベルの参加を把握し水辺環境評価システムを構築することを目的としている。生活者の印象がひとつの総合的環境評価指標となりうることに着目し，印象による水辺環境評価システムを提案する。その有用性を実証するため，まず季節と場所を考慮し，水辺の時空間の個性と多様性を表現し，印象がどのようなGES環境項目によって構成されているかを明らかにする。次に，エコ環境項目のうち特にツバメと水鳥に着目して，それらの印象に対する影響度合いを明らかにする。最後に，上下流地域の比較考察を行い，印象構成項目とGES環境項目の関連から各地域の特性を明らかにし，それぞれの水辺像を明らかにする。

キーワード: 印象，水辺環境評価システム，GES環境，クラメールの関連係数，因子分析

1.　生活者参加型水辺環境評価システムの提案

水辺環境の場合に生活者（萩原清子・須田，1997；萩原清子，2001）にとっての環境の価値は遊びや生業や水資源の利用からなる日常的価値と地震時などの避難場所としての非日常的価値が考えられる。また，物理的・生態的な擬似自然価値と歴史や景観や借景からなる文化価値も考えられる。環境を利用価値と非利用価値にわける考え方からすれば，これらはオプション価値を含む利用価値ということになる。生活者のための水辺環境マネジメントは上述のような多様な価値を多様な生活者が評価するという意味で生活者参加型の水辺環境評価が必要であると考える。

環境マネジメントのための参加型意思決定の方法として本研究が依拠する考え方はシステムズ・アナリシスをベースとした適応計画方法論である（萩原良巳，2008）。これは，①問題の明確化，②調査，③分析Ⅰ，Ⅱ，④代替案の設計，⑤評価，⑥コンフリクトマネジメント，⑦意思決定という流れで示される意思決定を支援する問題解決のプロセスの合理化を目的としている。ここで重要なキーワードは，a) 計画の適正な基準，b) 目的間あるいは主体間の競合，c) 将来の不確実性とリスク，d) 情報開示や生活者（住民はこの一部である）参加などの制度設計である。

これらはいずれも重要であるが，近年では特に，価値観の多様化に伴う評価の対立などによるコンフリクト（萩原・坂本，2006）の発生が増えてきている。また，情報公開や生活者参加 (public involvement) への要望も高くなっており，これらの点を考慮しないわけにはいかない時代となっており，b) と d) への対応が重要となってきている。

1997 年に改正が行われた「河川法」では，「環境」が河川管理の目的に新たに加わるとともに周辺住民などの意見を聞く，地域参加が位置づけられている。

本研究では環境への参加の基本概念を以下のようにメタ，アクタの 2 つのレベルで定義する（萩原良巳ら，1998）。メタは目に見えない生活者の心的・動的機能であり，アクタは目に見える生活者の行動様式である。メタレベルの参加（3C），すなわち Concern（気にする），Care（いとおしむ），Commitment（かかわる）は，まつり（うやまう，おそれる，いのる），まもり，なりわい，あそびを通して示される（アクタレベルの参加（4A））。

本研究は生活者によるメタレベルとアクタレベル

の参加を把握し水辺環境評価システムを構築することを目的としている。評価 (evaluation) の対象は具体的なものである必要はなく，印象という抽象的なものも対象となりうる（Dasgupta，2001)。「印象」は水辺を定量的でなく感性的に捉えるものである。例えば，水辺を利用する人々はいちいち鳥や花木の数を数えることなく多いか少ないか，好きか嫌いか，きれいかきたないかなどの印象を抱いている。このような印象は水辺環境の複数の要素から構成されると考えられるため 1 つの総合評価指標と認識できる。これらのことから，Fig.1 に示すような GES 環境（萩原ら，1998）から印象構成項目（自然な感じ，親しみやすいなど）が構成され，それらがさらに水辺の印象（水辺像）を構成していると考える。印象による評価を含む水辺環境評価システムを用いることにより生活者参加型の水辺環境マネジメントのための重要な情報が得られるものと考える。

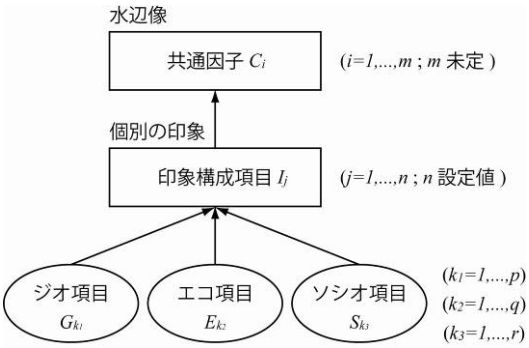


Fig.1 Structure of waterside environmental evaluation systems based on impressions

具体的には，クラメールの関連係数を用いた関連分析によって GES 項目（第 1 階層）と印象構成項目（第 2 階層）の関連を明らかにし，因子分析によって印象構成項目から共通因子（第 3 階層）を抽出する。かくして，このシステムの構造は Fig.1 の「水辺像を構成する共通因子←印象構成項目←GES 項目」という 3 階層システムで表される。本システムの全体構造が明らかになれば，印象による評価を水辺環境マネジメントに取り入れることが可能となりうる。例えば，水辺整備の事前・事後評価に活用できると考えられる。

適応計画方法論では上述の①②⑤⑥⑦で生活者の参加が可能であるが，2.では社会調査により生活者のアクタレベルとメタレベルの参加を把握する。具体的には，季節（時）と場所（空間）を考慮し，まずアクタレベルの参加の形態として水辺の“あそび”を把握し，水辺の時空間の個性と多様性を表現する。また，印象とそれを構成するジオ・エコ・ソシオ環境に着目して社会環境調査を実施し，印象がどのような要素で構成されているかを明らかにする。さらに，季節の変化と空間の特性による印象とその構成要素の差異を明らかにし，印象による水辺の時空間の個性と多様性を表現する。

3.ではエコ項目のうち，まず水辺でよく観察されるツバメに着目する。ツバメは軒下に巣を作り，ヒアリングによれば家に巣をつくると縁起が良いといわれ，人々の生活とのかかわりが深いと考えられるためである。以下では鳥類におけるツバメの位置付けを行い，印象による水辺環境評価システムを用いてツバメに着目した水辺環境評価を行う。つぎに水鳥に着目してエコ調査を行いそれが地元住民にどのように捉えられているのか，ソシオにおける位置づけを明らかにする。さらにツバメや水鳥がどのように地元住民の水辺印象項目に関連しているかをクラメールの関連係数で分析し，プロフィール分析，因子分析を通してツバメと水鳥の印象に与える影響度合いを明らかにする。

4.では，京都市の鴨川を調査対象地域とし，上流域の大原と雲ヶ畑，そこから15kmほど下流の市街地にある中京区末丸町で社会調査を行う。大原は雲ヶ畑より開けた場所にあり，観光のために多くの人が訪れるが，雲ヶ畑は急勾配の谷に沿って民家が並び，観光も盛んではない。このような地形，社会状況の違いが水辺環境評価にどのように反映されるかを比較考察し，Fig.1で示される印象による水辺環境評価システムを用いその有効性を確認する。このため，上下流住民の水辺GES環境の印象と認識の社会調査を行ない，各調査地域の問題を明らかにする。つぎに各地域の印象構成項目のプロフィールから地域特性を読み取り，その地域差をクラメールの関連係数によりGES環境項目を用いて構成する。そして,印象構成項目を用いて因子分析を行い，各地域の水辺像を求める。

2. 季節の移ろいを考慮した生活者参加型水辺空間環境評価

2.1 社会環境調査

(1) 調査の概要と実施

調査票の設計；調査対象地域は京都市の鴨川である。印象に関する項目に関しては，水辺マネジメントのベクトルを示すGeo-, Eco-, Socio-からなるGES環境を構成するGES項目と印象項目をブレインストーミング等で抽出し，KJ法やISM法など（萩原良巳，2008）を用いて調査項目を決定した。具体的には，GES環境を構成する要素をそれぞれG構成項目，E構成項目，S構成項目とし，それらの要素から影響を受けて水辺の印象を構成するI(Impression)構成項目を

調査項目として設定した。調査票は34項目の印象測定項目と「調査年月日」「時間帯」「天気」などの基本情報と59項目のあそびデータで構成される。34項目の印象測定は「水がきれい」から「水がきたない」という5段階評価（間隔尺度）で構成される（山本，2001；Osgood，1957）。

調査地は京都市，雲ヶ畑を源流とする賀茂川と大原を源流とする高野川および 2 つの河川が合流してからの鴨川とし，調査区間は賀茂川の御園橋，高野川の高野橋から鴨川の四条大橋までとした。調査実施期間は 2006 年 11 月から 2007 年 10 月に年間を通じて行った。調査は京都大学と佛教大学の教員と学生が現地に出向いて観察し，橋間ごとに 34 の調査項目および 59 項目のあそびについて記入していくという方法で行った。

本研究での分析は場所の違いが明確になるように以下の 3 区間を設定した。区間 1（二条大橋～四条大橋），区間 2（賀茂大橋～二条大橋），賀茂川と高野川の合流地点である区間 3（出町橋・河合橋～賀茂大橋）である。区間 1 にはサクラを中心としたさまざまな花木を植栽した花の回廊が整備され，区間 2 は休息場所や広場が多く蛍観賞も楽しめる。賀茂川と高野川の合流地点である区間 3 はデルタと呼ばれて人々に親しまれ，地形的に水際に近づきやすく大文字山や比叡山もよく見える。また，季節の違いによる印象の差異を分析するために，データを春（3 月～5 月），夏（6 月～8 月），秋（9 月～11 月），冬（12 月～2 月）の四季に分けた。

(2) 時空間別“あそび”の特徴

観察調査のサンプル数は区間ごとに異なるため，“あそび”に関してはその種類に注目した。多様な生活者がいれば多様な“あそび”があり得るからである。

調査票に例示した 59 項目のうち区間ごとにどれだけの“あそび”が観察されているかをみると区間 1 は区間 2 および区間 3 に比べて四季すべてであそびの多様性は低い(Table 1)。これらは G 項目の「水際に降りやすい」，「水にふれたくなる」，「水に入りたくなる」と S 項目の「遊歩道が多い」，「遊ぶ場所が多い」，「休む場所が多い」の項目で区間 1 の評価が低いことの現れと考えられる。区間 2 ではスポーツを行える広場が整備されていることもありサッカーやアメフトなどのあそびが多く観察されている。水に関連するあそびは区間 2 および区間 3 で数多く観察されている。なお，区間 2 の特徴として読書が数多く観察されている。

季節の違いでは区間 2 および区間 3 においては冬のあそび数が減っているが，これは冬季に行うスポーツや水遊びが減ることによるものであろう。ジョギング，ウォーキング，自転車，散歩の観察数は多く，日常的にこの区間が利用されていることがうかがえる。しかし，区間別，季節別では利用形態が異なる傾向がみられる。

ところで，ジョギングなどの日常的な利用は G, E, S すべての影響を受けるものと考えられる。これはまさに上述したように，メタレベルの参加が，アクタレベルの参加を通して示されるということである。したがって，以下のような印象による総合評価の必要性が示唆される。

Table 1 Diversity of “play”

観察種類数 / 季節	区間 1	区間 2	区間 3
春	24	34	31
夏	28	39	33
秋	23	38	34
冬	26	27	24

(3) 時空間別印象項目の特徴

単純集計の結果から項目がどちらの評価に偏っているかを表し，区間，季節によって各項目の評価はどのように変化するかを考察する。質問の 34 項目は 5 段階評価について区間ごとに合計し，その合計を総サンプルで割った%表示にする。こうして得られた結果のうち 60%以上のものを含む項目を対象区間あるいは季節の特徴を表していると考える。

(a) G 構成項目

調査区間全体の特徴としては「水にふれたくない」，「水に入りたくない」という結果が得られる。しかし，区間と季節を考慮すれば，区間 2，区間 3 の夏ではほぼ「水にふれたくなる」，「水に入りたくなる」の割合の方が大きくなる。したがって，平均的に見ると，区間や季節の個性がまったく見えなくなってしまう場合がありうる。

(b) E 構成項目

「木が多い・少ない」で区間による差異が見られる。その一方で，季節による変化では区間ごとに共通した変化を示しているのが特徴的である。「木が多い・少ない」では冬に「木が多い」の割合が減り，葉が落ちることが木の多さへの印象に影響していることがうかがえる。春になるとどの区間でも「花が多い」という回答が他の季節に比べて増え，桜が与える影響の大きさがうかがえる。草に関しては区間 1，区間 2 では秋になると，区間 3 では冬になると「草が多い」の割合が小さくなり，秋になると河道内の草が刈られ，冬には枯れてしまうことが影響してい

ると思われる。昆虫は全体的に少ないが，どの区間でも夏になると「昆虫が少ない」という回答の割合が小さくなり，夏のセミの影響があると思われる。

(c) S 構成項目

「遊歩道や歩道が多い」,「歩きやすい」という印象は，鴨川の歩道がすでに全区間にわたってある程度整備されているためであると思われる。しかし，遊ぶ場所や休む場所の多さに関しては区間ごとに異なり，鴨川が区間ごとに個性を持った多様な川であることがうかがえる。特に区間 3 では夏になると「遊ぶ場所が多い」の割合が大きくなっており，区間 3 は水際に降りやすいため，夏になると水際が遊ぶ場所として認識されるためであると考えられる。

(d) I 構成項目

I については GES 環境との関係を考慮しながら見る。区間 1 では「風景や景観が悪い」「単調な感じ」,「品がない」,「眺めていたくない」の割合が 60%以上であり，それらの印象が総合的に影響しているものと思われる。さらに,「風景や景観がよい・悪い」と「眺めていたい・いたくない」がほとんど同じ結果を示していることが特徴として挙げられる。「自然な・人工的な」では，区間 2 で花，木，草，鳥などのエコ環境が乏しくないにもかかわらず,「人工的な」と感じている。これは遊ぶ場所や休む場所が多く人が多いことが影響していると思われる。「特色がある・平凡な」では，特色があるに片寄っている区間 2，3 について区間 2 は遊ぶ場所や休む場所が多い，区間 3 は水際に近づきやすいという特徴があり，空間的特徴とそれに伴う人々の利用の多様性によって「特色がある」と感じていると考えられる。「すっきりしている・ごみごみしている」では，季節の変化が小さいことから，季節で変化する植生や人の多さなどの影響はないことがうかがえる。

(e) 季節の違いによる印象の差異

春では，どの区間でも「花が多い」と回答している割合が大きい。鴨川の調査対象区間では桜がどの区間にも植えられており，春になると花見をする人々でにぎわう。

夏では，水際に近づきやすくて水遊びのしやすい区間 3 で，夏になると,「水際に降りやすい」,「水にふれたくなる」という回答が増え,「にぎやかな感じ」,「特色がある」,「華やいだ感じ」,「親しみやすい」が全季節の中で最も大きくなり 70%以上となる。夏の活気のある様子が印象によく表れている。

秋と冬では，区間 1，2 では秋になると「草が少ない」の割合が大きくなり，区間 3 では冬になると「草が多い」の割合が小さくなる。秋に刈られ，冬に枯れる草の様子が印象に表れている。単純集計の季節による比較から，G の水と E の花，草の植生について大きな印象の差異があることが分かり，G と E には季節の移ろいが感じられる。

(f) 区間の違いによる印象の差異

区間 1 は遊ぶ場所と休む場所が少なく，木が少ないという印象が多い。他の区間に比べて特に人工的という回答が多い。

区間 2 は遊ぶ場所と休む場所が多く，区間 3 についで水際に降りやすいと答える回答が多い。冬以外は 60%以上が「人が多い」と感じている。親しみやすい，全体的によい印象と答える回答が最も多いことから，人のたくさん集まる魅力的な区間であるといえる。

区間 3 は最も水際に降りやすく，他区間に比べ夏に特徴的な印象の変化がある。夏になると「水にふれたくなる」,「水に入りたくなる」の回答が他区間に比べて特に多くなり,「にぎやかな感じ」,「華やいだ感じ」,「騒がしい」,「特色がある」,「眺めていたい」,「親しみやすい」という回答が四季の中で最も多くなる。

以上の単純集計結果から季節と場所による水辺 GES 環境の違いが，印象に表れていることが明らかとなった。季節比較では，G の水，E の花，草で季節の移ろいが感じられ, 区間比較では各区間の G, E, S それぞれの違いが印象の違いとして表れている。また，どの区間においても桜を植えていることが印象に反映されており，鴨川の整備の結果を印象から評価することが可能であると考えられる。水辺環境マネジメントの際には，場所と季節によって印象が異なることを認識しておくことが必要であるといえよう。

2.2 印象構成項目とGES環境項目の関連分析

社会調査では生活者の参加形態としてアクタレベル（あそび）とメタレベル（印象）についてのデータを得，2.1 で簡単な考察を行った。アクタレベルによる環境評価に関しては既存の文献で紹介されている手法によって環境評価が可能であると考えられるので本研究ではメタレベル（印象）に焦点を当てて検討する。以下では項目間の関連の度合いを測り，I がどの GES 項目によって構成されているかを明らかにする。このため，項目間の関連を測るクラメールの関連係数（Cramer，1946；柴田，2008）を用いることにする。

クラメールの関連係数はカテゴリカルな 2 つの項目間の関連の度合いを表し，次式で表現される。

$$\text{クラメールの関連係数 } \varphi = \{\chi^2 / n(q-1)\}^{1/2} \quad (1)$$

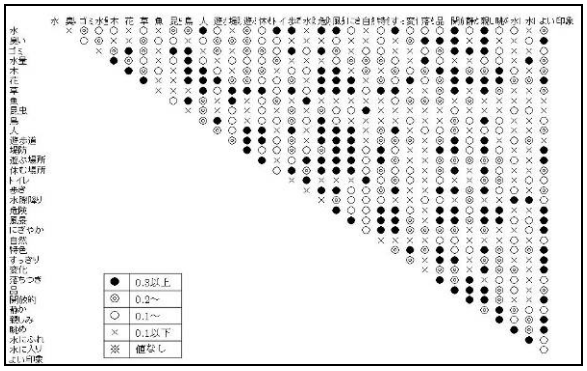
ただし，χ^2はカイ 2 乗値，n はサンプル数，q は 2 項目のカテゴリー数（選択肢の数）の少ない方の数

である。

クラメールの関連係数を求めるに当たって，カテゴリー数が多い項目と少ない項目を用いて計算すると(1)式のqにより関連係数の値が大きくなる。本研究の場合，GES環境項目の多くのカテゴリー数が2か3であるので, 印象構成項目を5カテゴリーから「1, 2」,「3」,「4，5」の3カテゴリーに変換する。

関連の度合いについて，本研究ではサンプル数が40～60 程度であることを考慮し，関連があるといわれるカイ 2 乗値 5%有意を基準に，クラメールの関連係数が 0.1 以下を独立と考えて×，0.1 以上 0.2 未満を○，0.2 以上 0.3 未満を◎，0.3 以上を●で示す。回答がどちらかに片寄りクラメールの関連係数が計算されない場合は※と表す。3 区間について四季別の関連分析を行ったが，紙面の都合上，Table 2 には区間 2（春）のみのクラメールの関連係数による関連分析を示している。

Table 2 Relation analysis of section 2 (spring) based on Cramer's coefficient of contingency



(1)　各区間での関連分析

区間 1；季節を通して関連がある項目のある I は，【にぎやか・寂しい】【すっきりとした・ごみごみした】【落ち着いた・華やいだ】の 3 項目であった。【にぎやか・寂しい】では「人が多い・少ない」「静かである・騒がしい」,【すっきりとした・ごみごみした】では「歩きやすい・歩きにくい」,【落ち着いた・華やいだ】は「静かである・騒がしい」との関連がある。これら 3 項目以外では季節によって G，E 項目は異なる。また，単純集計では区間 1 は他区間に比べて「親しみにくい」という回答が多い。「親しみにくい」の割合が特に大きい秋を見ると関連のある項目は,「水際へ降りやすい・降りにくい」,「水にふれたくなる・ふれたくない」,「水に入りたくなる・入りたくない」,「草が多い・少ない」,「遊ぶ場所が多い・少ない」,「休む場所が多い・少ない」である。この「親しみやすい・親しみにくい」に関連する GES 項目は重要で，今後の水辺整備計画の目的を明示しているといえよう。

区間 2；季節を通して関連のある項目を見てみると，【にぎやか・寂しい】では「人が多い・少ない」がすべての季節で関連がある。「静かである・騒がしい」も夏以外で関連がある。【落ち着いた・華やいだ】では「静かである・騒がしい」がすべての季節で関連している。なお，【にぎやか・寂しい】【落ち着いた・華やいだ】に関連する GES 項目は季節により異なっている。以上の結果より区間 2 では季節によって I に関連する項目が異なっていることが分かる。花に注目すると，春において関連するものが多く，区間 2 の特徴の一つである桜の影響が表れているといえる。

区間 3；季節を通して関連のある項目を見てみると，【特色のある・平凡な】で「水際に降りやすい・降りにくい」が,【落ち着いた・華やいだ】では「静かである・騒がしい」がすべての季節で関連している。また，両者ともに関連する他の GES 項目は季節により異なっている。この結果，季節によって区間 3 でも I と関連のある項目が異なり, I ごとに GES 項目が異なっていることが分かる。2.1 の単純集計結果で区間 3 の特徴であった「水際への降りやすさ」に注目すると，すべての季節で【特色のある・平凡な】と関連があり，夏だけでなく，秋にも水遊びが見られる区間 3 の特徴を表している。

(2)　代表項目の選定

ここでは，区間，季節ごとに I を構成する GES の代表項目を抽出する。その基準は以下の 5 つとする。①I と関連のある（クラメールの関連係数が 0.3 以上）の項目，②各 GES 内で他の項目との関連がない，もしくは関連が弱い項目，③各 GES 内で 2 項目以上が関連しあっている場合，そのうちより多くの項目と関連がある項目，④③で決まらない場合，相互に関連している複数の項目の中から，区間，季節を考える上で重要であると思われる項目，⑤似た項目がある場合には，概念的に広い項目を選択する

例えば，印象構成項目【親しみやすい・親しみにくい】の春では区間 1 は G：水，S：歩道，区間 2 は G：水量，水際，E：鳥，S：ゴミ，人，トイレ，区間 3 は G：水際，E：草，S：人，歩きやすさ，となる。これらは以下の印象の分析で用いる。

2.3　印象の分析

(1)　印象のプロフィール

印象測定の34項目から印象構成項目【にぎやかな感じ・寂しい感じ】【自然な・人工的な】【特色がある・平凡な】【すっきりしている・ごみごみしている】【変化に富んだ感じ・単調な感じ】【落ち着いた感じ・華やいだ感じ】【品がある・品がない】【開放的

な感じ・閉鎖的な感じ】【親しみやすい・親しみにくい】の9項目の印象について季節ごとに5段階評価の総和を回答数で割り全体的な推移を考察する。区間1から区間3におけるプロフィール（山本，2001）をそれぞれFig.2からFig.4に示す。なお，横棒は標準偏差を示している。

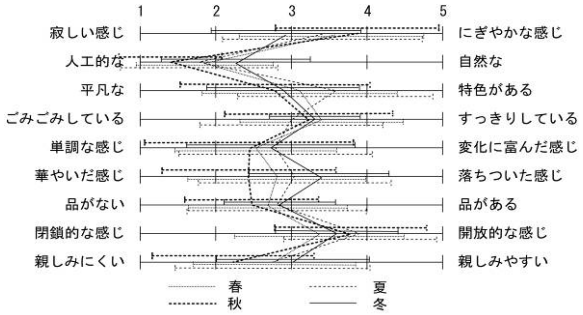


Fig.2 Profile of section 1

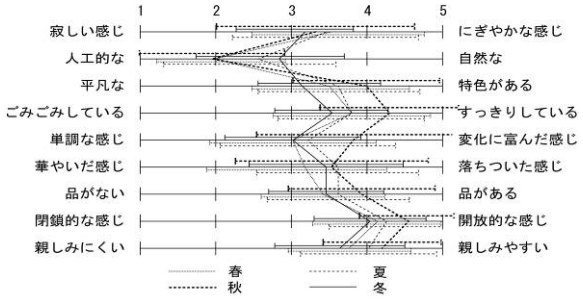


Fig.3 Profile of section 2

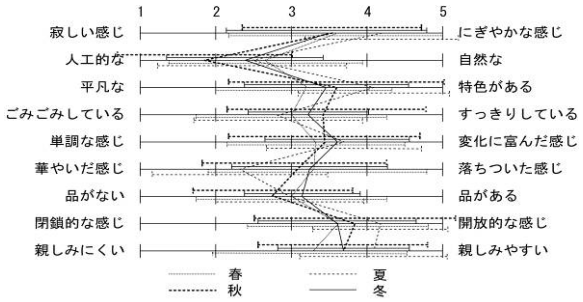


Fig.4 Profile of section 3

春：区間 2 が他の区間より，やや特色があり，すっきりしていて，開放的な感じがし，親しみやすいと感じている。これらの項目は花，遊ぶ場所，人の多さなどと関連があり，遊ぶ場所や花見に来る人が多い区間 2 の特徴をよく表している。

夏：区間 3 が他の季節に比べ特徴的であり，他の区間よりにぎやかで，特色があり，変化に富んでいて，華やいでいると感じている。これらの項目は，水際への降りやすさ，水に入りたくなるかどうか，人の多さ，歩道の多さなどとの関連があり，水際での遊びを行いやすい区間 3 の特徴を表している。夏になると，水際での遊び行動や人が多いことが関連していることがうかがえる。

秋：区間 1 と区間 2 で印象の方向が異なっている項目が多い。区間 2 では特色があり，変化に富んでいて，落ち着いた感じがして，品があり，親しみやすいと感じているのに対して，区間 1 では平凡，単調で，華やいだ感じがして，品がないと感じ，親しみにくいと感じている。これらの項目で区間 1 と区間 2 で共通して関連のある項目には「特色がある・ない」で魚，「落ち着いた・華やいだ」で静かさがあるが，それ以外では共通した項目はない。

冬：他の季節に比べて区間の違いによる印象の差異が小さくなる。

以上より，区間2では休む場所や遊ぶ場所が多く，区間3では水際に近づきやすいなどの区間の特徴の違いや季節によって，区間に対する印象が異なっていることが分かる。区間2の休む場所や遊ぶ場所が多いという特徴は，活動しやすい春や秋に大きな影響を及ぼし，区間3の水際に近づきやすいという特徴は夏に大きな影響を及ぼしていることがわかる。

(2) 印象の因子分析

前項で用いた 9 項目の印象構成項目を用いて探索的因子分析（奥野ら，1976）を行い，共通因子を抽出する。この 9 項目の印象測定を欠損データはサンプルごと除外し，因子抽出法は最尤推定法，因子数の決定はスクリープロット法で決定し，各因子について因子負荷量の 2 乗値の分散を最大にするバリマックス法を用いて因子軸に直交回転を施した。本研究では印象構成項目の分布から，説明できる情報を示す寄与率が大きくなるように考慮して因子数を決定した。こうして得られた因子分析の結果について対象区間における四季の適合度と分析結果を Table 3 に示す。

因子分析モデルの検定にはp値とRMSEA（Root Mean Square Error of Approximation）を用いる。p値は「計測誤差」が有意であるという帰無仮説をある水準(α)でモデルを採択あるいは棄却する値である。RMSEAはモデルによって規定される分布と，データから計算される真の分布との乖離を1自由度あたりの量として示した「構造誤差」の指標である（豊田，1998）。

(3) 因子分析の時空間比較

春：区間 1 の共通因子『活気のある』は，「木，歩道，静かさ」と関連を持つ【にぎやか・寂しい，開放的な・閉鎖的な，落ち着いた・華やいだ】という I で構成されている。区間 1 は休む場所が少なく，歩道とそのわきにある桜でにぎわいを感じている様子がうかがえる。区間 2 の共通因子『うれしさ（心の高揚）』は，「花，ゴミ，人」と関連を持つ【開放的な・閉鎖的な，すっきりしている・ごみごみしている，親しみやすい・親しみにくい】という I で構成

Table 3 Results of factor analysis

	春		夏		秋		冬	
	因子と解釈	項目(因子負荷量)	因子と解釈	項目(因子負荷量)	因子と解釈	項目(因子負荷量)	因子と解釈	項目(因子負荷量)
	N=62, A=55, p=0.50, R=0.03		N=73, A=65.5p=0.26, 2, R=0.08		N=65, A=64, p=0.28, R=0.074		N=45, A=64, p=0.19, R=0.128	
区間1	因子1：活気のある	にぎやか（0.872），開放的な（0.650），落ち着いた（−0.615）	因子1：鴨川らしさ	品のある(0.849)，親しみやすい(0.703)，変化に富んだ(0.657)，特色のある(0.503)	因子1：はんなり	親しみやすい(0.739)，品がある(0.711)，自然な(0.620)，落ち着いた(0.601)	因子1：鴨川らしさ	変化に富んだ（0.855），特色のある（0.788），品のある（0.589）
	因子2：変化に富んだ	変化に富んだ（0.997），特色のある(0.405)	因子2：活気のある	にぎやかな(0.958)，落ち着いた感じ(-0.586)，開放的な感じ(0.467)	因子2：やすらか	開放的な(0.789)，すっきりとした(0.778)	因子2：開放的な	開放的な（0.991）
	因子3：はんなり	品のある（0.705），親しみやすい（0.629），特色のある（0.529）	因子3：すっきりとした	すっきりとした(0.998)	因子3：活気のある	にぎやかな(0.657)，落ち着いた(-0.622)，開放的な(0.602)	因子3：楽しさ	親しみやすい（0.825），にぎやか（0.559）
			因子4：人工的な	自然な(0.926)	因子4：特徴的な	特色がある(0.681)，変化に富んだ感じ(0.656)	因子4：落ち着き	落ち着いた（0.990）
	N=78, A=63, p=0.74, R=0		N=77, A=55, p=0.28, R=0.07		N=97, A=61, p=0.488, R=0.004		N=43, A=59, p=0.38, R=0.08	
区間2	因子1：うれしさ	開放的な（0.816），すっきり（0.745），親しみやすい(0.728)，	因子1：特徴的な	特色のある(0.969)，変化に富んだ(0.579)	因子1：はんなり	親しみやすい（0.764），品がある（0.714），すっきり（0.487）	因子1：うれしさ	親しみやすい（0.707），すっきり（0.703），開放的な（0.672）
	因子2：しっとり	落ち着いた（0.806），にぎやか（−0.541）	因子2：楽しさ	にぎやかな(0.645)，親しみやすい(0.609)，変化に富んだ感じ(0.504)	因子2：特徴的な	変化に富んだ（0.954），特色のある（0.603）	因子2：特色のある	特色のある（0.981）
	因子3：鴨川らしさ	特色のある（0.708），変化に富んだ(0.550)，品のある(0.421)	因子3：しとやか	落ち着いた感じ(0.747)，品のある(0.609)，すっきりとした(0.420)	因子3：にぎやか	にぎやかな（0.995），落ち着いた（-0.429）	因子3：変化に富んだ	変化に富んだ（0.925）
	因子4：自然な	自然な（0.973）	因子4：広々とした	自然な(-0.699)，開放的な(0.572)	因子4：しとやか	落ち着いた（0.607），自然な（0.603），品のある（0.420）	因子4：しとやか	落ち着いた（0.776），品のある(0.443)
	N=41, A=65, p=0.16, R=0.104		N=56, A=52, p=0.75, R=0		N=57, A=58, p=0.11, R=0.133		N=49, A=58, p=0.89, R=0	
区間3	因子1：静か	すっきり（0.807），にぎやか（-0.760），自然な(0.726)，落ち着いた(0.641)	因子1：活気のある	にぎやかな(0.845)，落ち着いた感じ(-0.834)，開放的な感じ(0.592)，特色のある(0.425)	因子1：しとやか	品がある(0.878)，落ち着いた(0.702)，自然な(0.655)	因子1：特徴的な	特色のある（0.940），変化に富んだ（0.769），開放的な（0.619）
	因子2：上品な	品のある（0.891），親しみやすい（0.703），開放的な(0.429)	因子2：はんなり	品のある(0.912)，親しみやすい(0.546)	因子2：特徴的な	変化に富んだ(0.982)，特色のある(0.723)，にぎやかな(0.441)	因子2：派手な	にぎやか（0.831），落ち着いた（−0.615），変化に富んだ(0.414)
	因子3：特色のある	特色のある（0.988），変化に富んだ（0.538）	因子3：特色のある	特色のある(0.891)	因子3：うれしい	親しみやすい(0.885)，すっきりとした(0.669)，開放的な(0.517)	因子3：しとやか	落ち着いた（0.595），品のある（0.573），変化に富んだ（0.533）
					因子4：活気のある	にぎやかな(0.827)，開放的な(0.474)		

（注）N: サンプル数，A：累積寄与率，p：p 値，R：RMSEA

されている。桜が咲き，花見の人々でにぎわう一方で，ゴミが目に付くようになる区間 2 の春の様子を表した印象といえる。区間 3 の共通因子『特色のある』は，「水際への降りやすさ，遊ぶ場所の多さ」と関連のある【特色のある・平凡な，変化に富んだ・単調な】という I で構成されている。バーベキューをする人などでにぎわう様子を表した印象だと考えられる。

夏：区間 1 の共通因子『活気のある』は，静かさと関連のある【にぎやか・寂しい，落ち着いた・華やいだ，開放的な・閉鎖的な】という I で構成されている。静かさや開放的な感じという印象は夏に開催される納涼床と関連があると思われる。共通因子『すっきりとした』は，「水に入りたくなるかどうかと」の関連がある【すっきりしている・ごみごみしている】で構成されており，夏に関係の深いと思われる水辺に対する印象である。区間 2 の共通因子『楽しさ』は，「水際への降りやすさ，魚の多さ，人の多さ」と関連のある【にぎやか・寂しい，親しみやすい・親しみにくい，変化に富んだ・単調な】という I で構成されている。水遊びをする人などでにぎわう様子がうかがえる。区間 3 の共通因子『活気のある』は「水際への降りやすさ」と関連のある【開放的な・閉鎖的な，特色がある・平凡な】と「静かさ」と関連のある【にぎやか・寂しい，落ち着いた・華やいだ】という I で構成されている。水際に降りやすい区間 3 が夏ににぎわう様子がうかがえる。

秋：区間 1 の共通因子『活気のある』は「静かさ」と関連のある【にぎやか・寂しい，落ち着いた・華やいだ，開放的な・閉鎖的な】という I により構成されている。区間 1 では観光客や恋人たちなどが多数見られ，それが印象に表れていると考えられる。区間 2 の共通因子『特徴的な』は「トイレに困るかどうか」と関連のある【変化に富んだ・単調な，特色がある・平凡な】という I により構成されている。「トイレに困るかどうか」は河川敷からトイレへのアクセスが容易かどうかと関わっていると考えられるため，区間 2 でトイレに行きやすいことが印象に表れていると考えられる。区間 3 の共通因子『しとやか』は，「静かさ」と関連のある【品がある・ない】，「静かさ」と「鳥」と関連がある【落ち着いた・華やいだ，自然な・人工的な】という I により構成されている。調査を行った 2007 年の秋は気温が高く水際に降りやすい区間 3 では水遊びがよく観察され，水遊びがこの区間の印象構成に影響している。

冬：区間 1 の共通因子『楽しさ』は，「堤防の勾配，人の多さ」と関連がある【親しみやすい・親しみにくい，にぎやか・寂しい】という I により構成されている。区間 1 の河川敷の「人の多さに」対する印象であると思われる。区間 2 の共通因子『うれしさ』は「危険を感じるかどうか，樹木の多さ，遊ぶ場所の多さ」と関連がある【親しみやすい・親しみにくい，開放的な・閉鎖的な，すっきりしている・ごみごみしている】により構成されている。これは，冬でも観察される枯れ木や遊ぶ場所に対する印象を表していると考えられる。区間 3 の共通因子『派手な』は，「水際への降りやすさ，樹木の多さ，静かさ」と関連がある【変化に富んだ・単調な，落ち着いた・華やいだ，にぎやか・寂しい】により構成されている。これは冬でも観察される枯れ木，区間 3 の大きな特徴の水際への降りやすさ，近くの道路からの騒音などに対する印象であると考えられる。

以上のことより，季節ごとに得られた共通因子は解釈が同じであってもそれを構成する印象構成項目は異なる。当然，印象構成項目を構成する GES 項目も異なる場合があり，それらがそれぞれの季節の特徴を表現していることがわかる。

ここでは，まず GES 環境項目の構成を明らかにした。つぎにこれらの GES 構成項目と印象構成項目の関連をクラメールの関連係数を用いた関連分析によって明らかにした。そして印象構成項目のプロフィールを考察し，最後に因子分析によって印象構成項目から共通因子を抽出した。このプロセスは，ジオ・エコ・ソシオ各項目の代表項目を抽出し，その評価から個別の印象が形成され，つぎに水辺像を求めるという階層的環境評価システムの構造となっている。

これまでの水辺環境評価では水辺に訪れる頻度や利用によって評価されているものの，実際に水辺を訪れる生活者が「いつ」「どこで」「どのように」水辺を総合的・総体的に感じているかは考えられていなかった（萩原清子，2004）。ここでは，生活者の感性から生み出された五感を表した「印象」に着目したものであり，階層的環境評価システムにより，四季に応じた，また場所に応じたきめの細かい生活者参加型水辺環境マネジメントが可能になるものと考えられる。

3. 社会から見た生態環境評価—とくにツバメと水鳥に着目して—

3.1 地元住民からみた水辺の鳥類の評価

まず水辺周辺（地元）住民と水辺 GES 環境の関連構造を明らかにするため社会調査を行う。社会調査対象地域は京都市の鴨川本川に隣接する末丸町（丸太町橋右岸南側）である。末丸町を対象とした理由は以下のとおりである。末丸町は鴨川に隣接し，住民は日常的に水辺を利用していると考えられる。また，京都では町内会単位で様々な活動が行われており，末丸町はひとつのまとまりとみなすことができる。さらに，隣接する河川敷の人工水路のみそそぎ川では梅雨時にホタル観賞ができるという特徴がある。

社会調査の実施（萩原良巳ら，2007）は 2006 年 11 月 7 日に町内会全戸にポスティングを行った。約 140 通の調査票を配布し 61 件の回答を得た（回収率は約 44%）。低回収率の原因としては高齢者が多いことや，マンションをセカンドハウスとしている人たちの影響が考えられる。

(1) 好き嫌いによる鳥類の評価

調査票では鴨川で観察される鳥類の対する好き嫌いを質問項目とした。水辺の鳥類の好き嫌いは 3C のうち Concern（関心），Care（好き）に対応しており，水辺の鳥類の存在は 4A のうち「あそび」に対応している。

回答形式は「好き」，「嫌い」，「無差別（無関心・知らない）」である。「好き」，「嫌い」の回答は種を認知していることであり，Concern（関心）の表れとみなすことができる。したがって，好き嫌いの反応を関心度と考える。以下では地元住民にとって重要であると考えられる関心度 50%以上の種に着目する。

Fig.5 に関心度 50%以上の鳥類に対する好き嫌い結果を示す。ツバメはカモ，サギ，カラス，ユリカモメの次に関心度が高く，関心のある人全員が「好き」と評価している。カワセミは鴨川では希少種でありほとんど観察されないにもかかわらず関心度の高さは注目に値する。また留鳥のうちカラス，ハト，トビが「嫌い」という評価が多いのに対して，ツバメ，ユリカモメの渡り鳥はほとんどが「好き」という評価である。

また「鴨川で季節のうつろいを感じるもの」の質問項目（複数回答）の回答率は，植物 69%，周辺の山なみ 62%，鳥 41%，歳時・年間行事 10%，虫 7%，あそび行動 3%であり，鳥類の季節変化が地元住民の水辺の季節感に影響していることがわかった。なかでもツバメは地元住民の関心度が高く，全員が「好き」と評価しており，ツバメの渡りが初夏の風物詩のひとつとなっている。

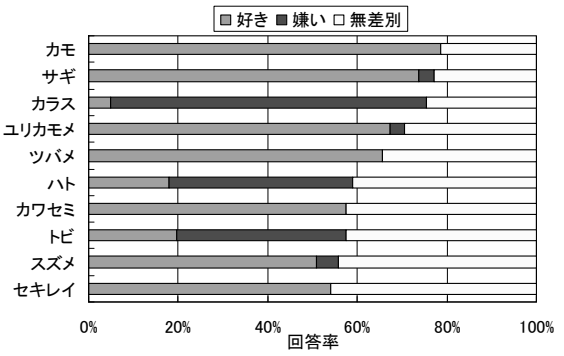


Fig.5 Like or dislike of birds

(2) ツバメの鳥類における位置付け

ツバメと他の鳥類との関連を明らかにするためにクラメールの関連係数を用いる。ここでは自由度 4，$N=61$，$k=3$ における有意確率 5%に対する値（0.279）を考慮して，クラメールの関連係数が 0.28 以上の場合，2 項目に関連があるとする。関心度 50%以上の鳥類間の好き嫌いの関連を Table 4 に示す。非常に関連のあるものが多く，ツバメはすべての鳥類と関連していることから，地元住民の好き嫌いにおいてツ

バメを鳥類の代表と解釈することができる。

Table 4 Relationships among “like-dislike” of birds

	カモ	サギ	カラス	ユリカモメ	ツバメ	ハト	カワセミ	トビ	スズメ	セキレイ
カモ		○		○	○	○	○	○	○	○
サギ	○				○	○	○	○	○	○
カラス				○	○	○		○	○	○
ユリカモメ	○		○		○	○	○	○	○	○
ツバメ	○	○	○	○		○	○	○	○	○
ハト	○	○	○	○	○		○	○	○	○
カワセミ	○	○		○	○	○		○	○	○
トビ	○	○	○	○	○	○	○		○	○
スズメ	○	○	○	○	○	○	○	○		○
セキレイ	○	○	○	○	○	○	○	○	○	

（○：クラメールの関連係数 0.28 以上）

3.2 ツバメの生態調査（松島フィオナ，2008）

(1) ツバメの巣分布調査

ツバメの巣分布調査は京都市街地の賀茂川，高野川の二川合流点を中心とした Fig.6 に示す範囲の研究対象地域で行った。これは鴨川（賀茂川，高野川）の水辺で見られるツバメが営巣していると考えられる範囲である。またこの範囲に含まれる鴨川および賀茂川の河川敷は鴨川公園として整備されており，末丸町の地元住民の水辺利用範囲とほぼ一致すると考えられる。研究対象地域は高度に都市化されている（京都市都市計画局都市企画部，2006）が京都御所，下鴨神社（糺の森），吉田山などの緑地が存在している。

調査は 2006 年と 2007 年のツバメの繁殖期（4 月～8 月）に行った。調査方法は研究対象地域内すべての道路に沿って観察し，巣の場所と建物の利用形態（商業または宅地利用，ただしマンションはツバメの巣がある 1 階部分で判断する），巣の利用状況（親鳥，雛，卵の有無）を記録し，糞の採取を行った。ツバメの巣分布の調査結果（2007 年）を Fig.6 に示す。

Fig.6 よりツバメの巣は鴨川（賀茂川，高野川）の水辺の近くに多く存在している。このことからツバメの営巣地選びは水辺との距離に関係していると考えられる。また，駅（出町柳駅）周辺の交差点の付近に巣が密集しており，京都御所，下鴨神社，京都大学の付近には巣が少ないことから，歩行者の交通量が多い場所が営巣地として好まれ，緑地や大きな建物のある場所は好まれていないことが考えられる。ツバメの巣のある建物の利用形態の調査結果（2007 年）は商業利用が 128 ヶ所（68%），宅地利用が 59 ヶ所（32%）であった。

以上より，ツバメの営巣地として小規模の建物が密集したにぎやかな場所が好まれており，水辺からの距離のみならず人間生活との距離の近さが重要であると考えられる。

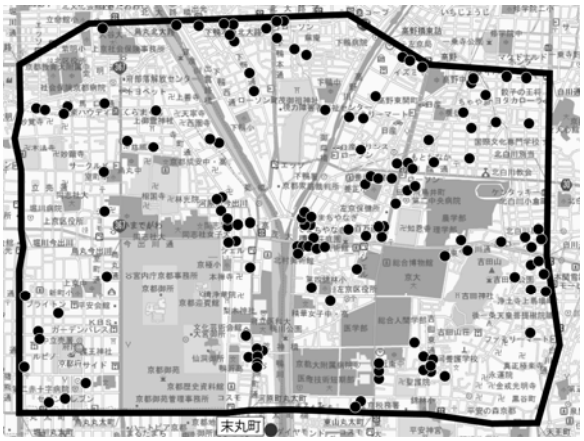


Fig.6 Research area and distribution of barn swallows’ nests

(2) ツバメの食性調査

2006 年に巣の下で採取した糞の内容物を顕微鏡で調査し，ツバメの主たる餌である生物（虫）を同定して個体数を集計した結果および地元住民の好き嫌いを Fig.7 に示す。コウチュウはドロムシ（19%），オサムシ（17%），ゾウムシ（11%）などでが含まれているが好き嫌いは最も多いドロムシに対するものである。

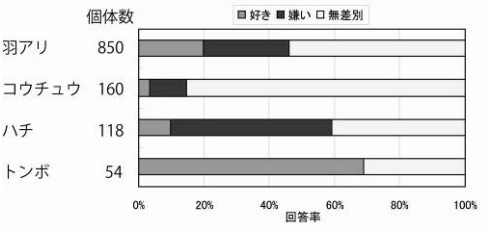


Fig.7 Main food of barn swallows and local residents’ “like-dislike” towards them

Fig.7 より羽アリ，コウチュウ，ハチ，トンボといった河川敷で観察される虫が餌となっていることがわかった。これらの虫に対する地元住民の好き嫌いに着目すると，羽アリは関心度が 50%以下で好き嫌いが対立しており，コウチュウは関心が低い。ハチとトンボは関心度 50%以上でハチはほとんど「嫌い」，トンボは関心ある人全員が「好き」と評価している。

次に，地元住民の好きなトンボとツバメの関係に着目し，糞の中にトンボが入っていた巣の分布を Fig.8 に示す。二川合流点付近に多く分布しているが，水生昆虫であるトンボを含んだ糞がみられる巣が水辺から離れた場所にも分布しており，研究対象地域の設定は妥当であったといえる。また，この分布より巣が水辺に近いということは餌を得るのに有利で

あることが考えられる。

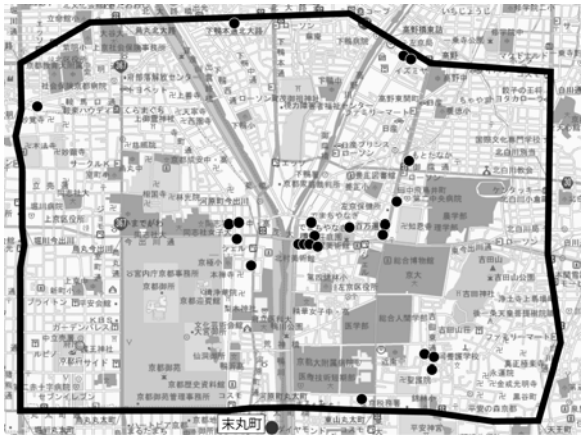


Fig.8 Distribution of barn swallows' nests whose faeces contain dragon flies

(3) ソシオからみたツバメの評価

ツバメの巣分布調査より，ツバメの営巣には水辺との距離だけでなく，小規模の建物が密集したにぎやかな場所が重要であることがわかる。また，ツバメの食性調査より餌場としての水辺利用や地元住民の嫌いな虫を多く食べていることが明らかになった。

ツバメは天敵から身を守るために人間社会を利用しているとも考えられるが，地元住民はツバメの存在を好ましく思っており（ツバメが巣をつくると店が繁盛するという言い伝えもある），ツバメは人間の精神構造と共生していると言うことができる。

こうして，地元住民の関心度の高さと全員が「好き」という評価によってツバメのいる水辺は望ましいといえるであろう。したがって，ツバメの保全は水辺環境マネジメントのひとつの目的となりうる。また，ツバメの生態に着目すれば，河道のみを保全するだけでなく，ツバメが巣をつくる京町家や地元商店街などを保全する広い意味での水辺「まちづくり計画」が必要となろう。

3.3 水鳥の生態調査

(1) 水鳥の GES 環境

京都市街地を流れる鴨川本川における水鳥の GES 環境調査および考察を行う。研究対象地域は社会調査対象地域，水鳥分布調査対象地域，水質測定点の 3 つに分類される（Fig.9）。

社会調査対象地域は鴨川右岸に隣接する末丸町の町内会である。水鳥分布調査対象地域は賀茂川・高野川の二川合流点から三条大橋南側の堰堤までの約 2.3km のである。これは末丸町の地元住民が日常的に利用する範囲であると考えられる。水質測定点は三条大橋，出町橋，河合橋の 3 地点である。

研究対象地域の河道内には堰堤が 7 ヶ所，合流式下水道幹線からの吐口が 8 ヶ所，飛び石が 3 ヶ所配置されている。また右岸の河川敷は鴨川公園として整備されており，震災時の広域避難場所に指定されている。

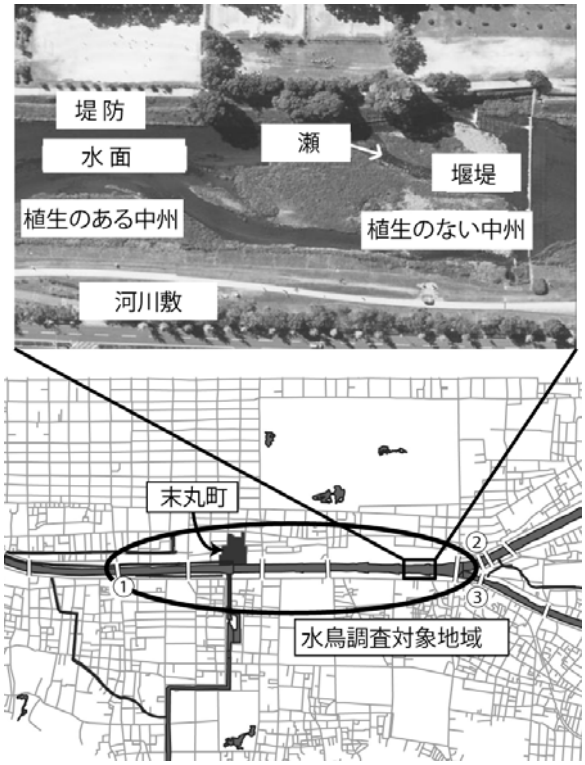


Fig.9 Research areas of three kinds of research and classification of habitats

(2) 生息場調査

まず，水鳥分布の観察のために Fig.9 のように水辺を水面，瀬，堰堤，植生がある中州，植生がない中州，堤防，河川敷 7 つの基本的な生息場に分類する。2007 年 10 月 7 日に撮影された水鳥分布調査対象地域の航空写真を用いて GIS (Geographic Information Systems) による計測を行った。その結果，全面積 318,638 m^2 のうち水面 122,034m^2，瀬 2,559m^2，堰堤 10,897m^2，植生がある中州 47,552m^2，植生がない中州 5,217m^2，堤防 25,737m^2，河川敷 104,641m^2 である。調査対象地域は水面の次に河川敷が広く，利用者にとっては多様な遊び空間となっていることがわかる。

次に，水鳥分布調査対象地域の水質に着目する。Fig.9 に示した 3 地点における水質測定の 2005 年度年間平均値を Table 5 に示す（京都市環境局地球環境政策部，2006）。出町橋は賀茂川，河合橋は高野川，三条大橋は本川なので，三条大橋の水量は他の 2 地点の和とほぼ等しく，pH，BOD，COD，SS，全窒素は 2 地点の中間の値となっている。BOD についていずれの地点でも 1.0 (mg/l)を下回っており良好な水質

といえる。またこれは水鳥の生息にとっても望ましいと考えられる。

Table 5 Results of water quality measurements

	① 三条大橋	② 出町橋	③ 河合橋
流量 (m/s)	1.92	1.17	0.80
全水深 (m)	0.20	0.31	0.23
pH	8.4	8.8	7.5
BOD (mg/l)	0.6	0.7	0.5
COD (mg/l)	1.3	1.5	1.1
SS (mg/l)	2	2	1
全窒素(mg/l)	0.84	0.59	1.0

(3) 水鳥分布調査

水鳥分布の現地調査は Fig.9 の水鳥調査対象地域において 2006 年 6 月 10 日から 2007 年 5 月 27 日にわたり 15 回行った。観察方法は裸眼および双眼鏡で水鳥の位置, 種類, 個体数を地図上に記録した。Fig.10 に研究対象地域における水鳥の種類と個体数, Fig.11 に水鳥の個体数の時間変動を示す。

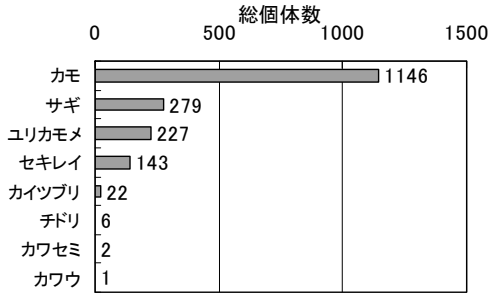


Fig.10 Kinds and population of aquatic birds

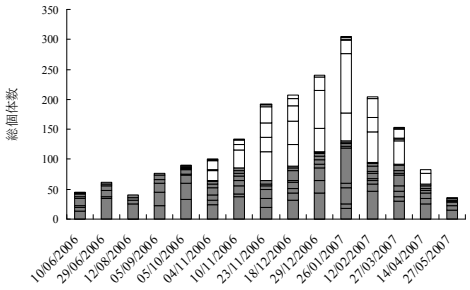


Fig.11 Seasonal change of population of aquatic birds (gray: residential birds, white: migratory birds)

Fig.10 より観察された個体数はカモが最も多く，以下はサギ，ユリカモメ，セキレイの順である。また，Fig.11 より渡り鳥（ユリカモメ, コガモ, ヒドリガモ, オナガガモ）の影響で冬に個体数が大きく増加していることが明らかになった（松島フィオナ，2008）。特に 1 月の鴨川本川の水辺は水鳥でにぎわっているといえる。

3.4 印象構成項目と GES 環境項目の関連分析

(1) 印象と鳥類との関連分析

エコ項目と印象構成項目の関連に着目し，鳥類の好き嫌いと水辺の印象の関連を Table 6 に示す。「にぎやかな感じ」にサギ，ツバメ，カワセミ，スズメが，「特色がある」にはカワセミ，セキレイが，「すっきりしている」にはユリカモメが，「変化に富んだ感じ」にはカモ，サギが，「落ちついた感じ」「品がある」「親しみやすい」にはカラスが関連している。「自然な」「開放的な感じ」に鳥類は関連していない。

以上よりツバメは「自然な」「開放的な感じ」以外の印象構成項目と関連しているといえる。ただし，カラスは Fig.5 から圧倒的に嫌われており Table 6 の印象とネガティブに関連していると考えられる。このため印象との関連の仕方がツバメと異なるカラスも鳥類の代表と考える。

Table 6 Relationships between “like-dislike” of birds and impression items

	カモ	サギ	カラス	ユリカモメ	ツバメ	ハト	カワセミ	トビ	スズメ	セキレイ
にぎやかな感じ		○			○		○		○	
自然な										
特色がある							○			○
すっきりしている				○						
変化に富んだ感じ	○	○								
落ちついた感じ			○							
品がある			○							
開放的な感じ										
親しみやすい			○							

（○：クラメールの関連係数 0.28 以上）

(2) 印象構成項目とジオ・ソシオ環境項目との関連分析

次に，印象構成項目とジオ・ソシオ項目との関連分析を行う。ここでは自由度 2，$N=61$，$k=2$ における有意確率 5%に対する値（0.313）を考慮して，クラメールの関連係数が 0.31 以上を関連があるとする。印象構成項目とジオ・ソシオ項目との関連を Table 7 に示す。

ジオ項目は「品がある」に関連する項目が多く，「落ちついた感じ」に関連する項目はない。ソシオ項目は「にぎやかな感じ」「変化に富んだ感じ」「落ちついた感じ」と関連する項目が多く，「品がある」「親しみやすい」と関連する項目はない。これらからジオ項目は静的な，ソシオ項目は動的な印象構成項目との関連があると考えられる。

ここでジオ項目，ソシオ項目の代表項目を抽出するためにジオ項目間，ソシオ項目間の関連分析を行

う。ジオ項目間の関連表を Table 8 に，ソシオ項目間の関連表を Table 9 に示す。ここでは自由度 1, $N=61$, $k=2$ における有意確率 5%に対する値（0.251）を考慮して，クラメールの関連係数が 0.25 以上を関連があるとする。

Table 7 Relationships between Geo and Socio items and impression items

	ジオ項目											ソシオ項目									
	川の水をきれいと思う	飛び石は楽しい	飛び石は便利	飛び石はあぶない	飛び石を利用する	堰は美しい	堰はみにくい	堰はおもしろい	堰は楽しい	遊び空間は十分	ハンディキャップの配慮が十分	広域避難場所の知識	洪水を意識する	納涼床を利用する	ホタル観賞が楽しみ	ホタルの保全活動の認識	五山の送り火が楽しみ	地元の盆踊りに参加	清掃活動を見た経験	河川敷の草刈を見た経験	河床整備をみた経験	ぼうぼうか，すっきりか	鴨川のまもりは十分か
にぎやかな感じ							○			○					○				○	○	○		○
自然な		○														○							
特色がある			○														○						
すっきりしている	○											○						○	○				○
変化に富んだ感じ											○									○			
落ち着いた感じ				○									○	○	○							○	
品がある	○				○	○				○													
開放的な感じ				○										○							○		
親しみやすい		○										○											○

（○: クラメールの関連係数 0.31 以上）

Table 8 Relationships among Geo items

	川の水をきれいと思う	飛び石は楽しい	飛び石は便利	飛び石はあぶない	飛び石を利用する	堰は美しい	堰はみにくい	堰はおもしろい	堰は楽しい	遊び空間は十分	ハンディキャップの配慮が十分	広域避難場所の知識	洪水を意識する
川の水をきれいと思う		○	○										
飛び石は楽しい	○		○	○	○						○		
飛び石は便利	○	○											
飛び石はあぶない		○											
飛び石を利用する		○									○		
堰は美しい								○					
堰はみにくい											○		
堰はおもしろい						○							
堰は楽しい													
遊び空間は十分													
ハンディキャップの配慮が十分					○		○						○
広域避難場所の知識													
洪水を意識する													

（○: クラメールの関連係数 0.25 以上）

Table 9 Relationships among Socio items

	納涼床を利用する	ホタル観賞が楽しみ	ホタルの保全活動の認識	五山の送り火が楽しみ	地元の盆踊りに参加	清掃活動を見た経験	河川敷の草刈を見た経験	河床整備をみた経験	ぼうぼうか，すっきりか	鴨川のまもりは十分か
納涼床を利用する		○			○		○			○
ホタル観賞が楽しみ	○		○			○	○	○		
ホタルの保全活動の認識		○		○		○	○	○		○
五山の送り火が楽しみ			○							
地元の盆踊りに参加	○									
清掃活動を見た経験		○	○				○	○		○
河川敷の草刈を見た経験	○	○	○			○		○		○
河床整備をみた経験		○	○			○	○			○
ぼうぼうか，すっきりか										
鴨川のまもりは十分か	○		○			○	○	○		

（○: クラメールの関連係数 0.25 以上）

ジオ項目について「飛び石は楽しい」「ハンディキャップへの配慮が十分」が他のジオ項目との関連が多いため，この 2 つをジオ項目の代表項目と考える。これらは「落ち着いた感じ」以外の印象構成項目と関連がある。

ここでは地元住民の感性（Concern, Care）に着目して，これらと関連のある「ホタル観賞が楽しみ」「鴨川のまもりは十分か」をソシオ項目の代表項目とする。この 2 つの代表項目は「品がある」「親しみやすい」以外の印象構成項目と関連がある。

3.5 印象分析

(1) プロフィール分析

Fig.12 に地元住民による鴨川の印象のプロフィールを示す．印象構成項目間で標準偏差の違いは小さく，「変化に富んだ感じ」は中央（どちらでもない）に寄っており，「親しみやすい」と「開放的な感じ」に大きく反応している。

ツバメは「にぎやかな感じ」「特色がある」「すっきりしている」「変化に富んだ感じ」と関連しており，（嫌いな）カラス（がいないこと）は「落ちついた感じ」「品がある」「親しみやすい」に関連している。カラスに関連する印象構成項目は評価の平均が偏っており，ツバメに関連する印象構成項目は評価の平均がやや無差別に寄っていることから，ツバメが水辺の印象を極端ではなくマイルドにしているのではないか，と考えることができる。

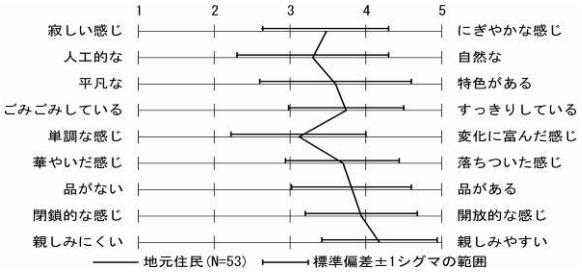


Fig.12 Profile of impressions of Kamo River by local residents

(2) 因子分析結果と鳥類の印象に与える影響度

共通因子を構成する印象構成項目によって解釈したものを Table 10 に示す。これは印象構成項目による評価の約 64%の情報量で解釈した，地元住民が共通して持つ「鴨川像」である。

Table 10 より因子寄与率が卓越した共通因子はない。第 1 因子「なじみ」は印象構成項目がプロフィールでは「親しみやすい」「開放的な感じ」が大きく反応していることから，鴨川は地元住民にとって「なじみのある川」と認識されている。第 2 因子「(鴨川)らしさ」は景観などを考慮した環境マネジメントの目的と制約を作る方針を示唆している。また第 3 因子「しっとり」は「にぎやかな感じ」の因子負荷量の符号が負であるため，対極の「寂しい感じ」によって解釈を行った。

ツバメに着目すると「変化に富んだ感じ」「特色が

ある」との関連から第 2 因子「(鴨川) らしさ」に,「にぎやかな感じ」との関連から第 3 因子「しっとり」に,「すっきりしている」との関連から第 4 因子「すっきり」に関連している。カラスに着目すると「親しみやすい」との関連から第 1 因子「なじみ」に,「品がある」との関連から第 2 因子「(鴨川) らしさ」に,「落ちついた感じ」との関連から第 3 因子「しっとり」に関連している。このように地元住民の好き嫌いによるツバメとカラスの評価が印象構成項目を介して共通因子に影響している関連構造が明らかになった。

水鳥類に着目すると，サギやカモに対する関心は「変化に富んだ感じ」と関連しており，これらは「(鴨川) らしさ」を構成しているため，鴨川の個性と関連していることが考えられる。カワセミの関心が関連する「にぎやかな感じ」とユリカモメの関心が関連する「すっきりしている」はそれぞれ「しっとり」「すっきり」を構成している。以上より水鳥に対する関心が，地元住民が共通して持っている「鴨川像」に関連があるということがわかった。

また，鳥類と同様の考察により印象構成項目と関連するジオ，ソシオの代表項目「飛び石は楽しい」「ハンディキャップへの配慮が十分」「ホタル観賞が楽しみ」「川のまもりは十分か」も共通因子に関連していることがわかる。

Table 10 Common factors and interpretation of "Image of Kamo River" of local residents

共通因子と解釈	印象構成項目	因子負荷量	因子寄与率 (累積寄与率)
第 1 因子	親しみやすい	0.891	17.8%
なじみ	開放的な感じ	0.803	(17.8%)
第 2 因子	変化に富んだ感じ	0.732	17.2%
(鴨川) らしさ	特色がある	0.583	(35.1%)
	自然な	0.544	
	品がある	0.502	
第 3 因子	落ちついた感じ	0.902	16.1%
しっとり	にぎやかな感じ	−0.411	(51.2%)
第 4 因子	すっきりしている	0.966	12.6%
すっきり			(63.8%)

4. 印象による上下流域の水辺 GES 環境評価

4.1 社会調査の概要

ここでは鴨川の上流域の大原と雲ヶ畑を調査対象地域とした。大原は雲ヶ畑より開けた場所にあり，観光のために多くの人が訪れるが，雲ヶ畑は急勾配の谷に沿って民家が並び，観光も盛んではない。このような地形，社会状況の違いが環境認識にどのように反映されるかを考察するため，これらの上流の2地域を選定した。

調査票はKJ法とISM法を用いた体系的な方法で設計し，住民から見た水辺のジオ・エコ・ソシオ環境項目とそれらの総合指標と考えられる印象構成項目を調査項目として設定する。エコ環境項目には生態の好き嫌い，ソシオ環境項目には水辺でのあそびを項目に入れている。調査項目を設定する際には，住民の関心，問題点を把握するために現地調査や地元の方々（町内会，自治会など）へのヒアリングを行い，調査項目の妥当性と過不足の有無を検討した。

調査は各調査地域の住民に対して行い，雲ヶ畑と大原では2007年11月に，末丸町，雲ヶ畑では全戸，大原では観光客が多く訪れる三千院，寂光院を中心とした地域に調査票をポスティングした。大原，雲ヶ畑でそれぞれ61件，45件（回収率は28%，63%,）の回答を得た。回収率の極端に低い大原はアンケート調査が頻繁に行われていたためである。末丸町については3.の結果を用いる.

Table 11 Population and age of three research areas and Kyoto city

	(年)	1985	1990	1995	2000	2005
大原	人口(人)	2,666	2,655	2,626	2,514	2,526
	15歳未満(%)	20.3	16.2	11.8	8.9	6.2
	15～64歳(%)	61.6	63.2	62.0	59.5	52.0
	65歳以上(%)	18.2	20.7	26.2	31.3	41.8
雲ヶ畑	人口(人)	313	298	277	244	218
	15歳未満(%)	16.6	16.8	15.2	14.3	8.3
	15～64歳(%)	68.1	64.1	59.9	55.3	58.3
	65歳以上(%)	15.3	19.1	24.9	30.3	33.5
末丸町	人口(人)	341	276	344	311	479
	15歳未満(%)	11.1	8.7	7.3	8.0	10.2
	15～64歳(%)	74.5	79.3	79.9	72.0	74.9
	65歳以上(%)	14.4	12.0	12.8	16.4	14.8
京都市	人口(千人)	1,479	1,461	1,464	1,468	1,475
	15歳未満(%)	19.1	15.8	13.7	12.7	12.0
	15～64歳(%)	69.5	71.0	71.1	69.2	67.2
	65歳以上(%)	11.4	12.7	14.6	17.2	19.9

1985年から2005年までの調査地の人口と年齢構成比率の5年ごとの推移をTable 11に示す(1985年～2005年の「京都市の人口(国勢調査結果)」による)。京都市全体でも少子化と高齢化の傾向が見られ，1985年から20年間で15歳未満が7.1%減少し，65歳以上が8.5%増加している。雲ヶ畑ではそれぞれ8.3%減

少，18.2%増加し，大原ではそれぞれ14.1%減少，23.6%増加しており，上流の雲ヶ畑，大原の少子化，高齢化の傾向が京都市全体と比べて顕著である(ただし，2000年から2005年にかけて大原の65歳以上の人口割合が10%以上増加しているのは老人ホーム建設のためである)。

雲ヶ畑では林業不振と高齢者の割合が大きく森林の管理が十分にできないという問題が起こっている。また，2007年にバスの本数が1日当たり6便から4便に減少し，朝9時ごろに市街地へ出ると17時ごろまで帰る便がない状況であり，交通の便が悪くなっている。

大原では，少子化，高齢化の他に観光，農業による川の汚れ，生活道路の渋滞，ゴミの散乱などが問題となっている。さらに，サルやイノシシにより農作物が荒らされるなど，獣害も問題になっている。また，クマも出現する。

4.2 単純集計結果の考察

(1) 地域の属性

どの調査地域でも「小学生以下の子供がいない」が80%以上，「ペットを飼っていない」が70%以上である。属性の差が大きな項目をTable 12に示す。年齢，居住人数，居住年数で上流と下流の差が顕著である。

Table 12 Attribution of three areas

項目	選択肢	大原	雲ヶ畑	末丸町
年齢	20歳～39歳	0.0%	6.7%	21.3%
	40 歳～69 歳	55.7%	46.7%	50.8%
	70 歳以上	41.0%	44.4%	27.9%
居住人数	2 人以下	37.7%	51.1%	59.0%
	3 人～4 人	45.9%	33.3%	29.5%
	5 人以上	9.8%	11.1%	9.8%
居住年数	5 年未満	0.0%	4.4%	19.7%
	5 年～10 年	4.9%	6.7%	36.1%
	11 年～20 年	9.8%	2.2%	8.2%
	21 年以上	80.3%	84.4%	34.4%

(2) 単純集計から見た地域

1つの選択肢の回答が全体の70%以上を占める多数項目，排他的選択肢の回答がおよそ40%～60%の間で2分された対立項目，排他的選択肢で多数項目に含まれているものを除き回答が10%以下の少数項目を見ることで，地域の概要をつかむ。多数項目をTable 13に，対立項目をTable 14に示す。なお，「いいえ」に斜線を引いている項目は複数回答の項目である。

Table 13 Large number opinions

	項目	はい	いいえ
大原	川のまもりは十分である	1.6%	91.8%
	観光客と会話をしたことがある	90.2%	8.2%
	固有種を守るために外来魚を絶滅するべきであると思っている	86.9%	3.3%
	少子化の傾向が気になる	83.6%	
	産業廃棄物処理場や建設資材置き場が迷惑(はい) or 仕方がない(いいえ)	82.0%	11.5%
	サルの出現に困っている	82.0%	12.0%
	高齢化の傾向が気になる	78.7%	
	大原ふれあい朝市に行ったことがある	75.4%	21.3%
	高野川がそばにあってうれしい	73.8%	13.1%
	草木のすっきりした川が好き	18.0%	73.8%
	森のまもりは十分である	9.8%	70.5%
	川の清掃活動に参加したことがある	70.5%	23.0%
	生活廃水対策が必要	70.5%	
雲ヶ畑	賀茂川がそばにあってうれしい	95.6%	2.2%
	固有種を守るために外来魚を絶滅するべきである	86.7%	2.2%
	産業廃棄物処理場や建設資材置き場が迷惑(はい) or 仕方がない(いいえ)	82.2%	15.6%
	地すべりの危険を意識することがある	82.2%	15.6%
	洪水の危険を意識することがある	77.8%	22.2%
	ハチの出現に困っている	77.8%	
	シカの出現に困っている	75.6%	
	森のまもりは十分である	11.1%	73.3%
	松上げを楽しみにしている	73.3%	11.1%
	イノシシの出現に困っている	71.1%	
	サルの出現に困っている	71.1%	
末丸町	鴨川がそばにあってうれしい	98.4%	0.0%
	五山の送り火を楽しみにしている	91.8%	6.6%
	河川敷の広さは（あそびや散策などに）十分と思っている	88.5%	8.2%
	春によく訪れる	88.5%	
	清掃活動をしている人たちを見たことがある	86.9%	11.5%
	すっきりした河原が好きである	80.3%	18.0%
	河川敷の草刈をしている人たちを見たことがある	78.7%	18.0%
	鴨川の春が好き	77.0%	
	河川敷が震災時の広域避難場所に指定されていることを知っている	77.0%	21.3%
	飛び石を利用してよく遊ぶ	21.3%	72.1%
	固有種を守るために外来魚を絶滅するべきであると思っている	72.1%	14.8%

どの地域も「川がそばにあってうれしい」が多数項目となっているが，上流ではそれにも関わらず「産業廃棄物施設が迷惑」「サルの出現に困っている」「森のまもりが不十分」，大原ではさらに「少子高齢化が気になる」「生活廃水対策が必要」，雲ヶ畑では「地すべり，洪水の危険を感じる」「イノシシ，シカ，クマ，ハチの出現に困っている」とネガティブな項目が多い。その一方で，末丸町では「河川敷の広さが十分」「春が好き」「五山の送り火が楽しみ」から遊び場が充実していることや桜が親しまれていることがうかがえる。うれしさの理由と思われる項目が多く上流のようなネガティブな項目は少ない。

対立項目は調査地によって異なっており，大原，雲ヶ畑，末丸町でそれぞれ地すべり対策，水辺へのアクセスの確保，ハンディキャップへの配慮などの必要性があると考えられる。

少数項目は，大原では人口流入が気になる人(7%)が少ない。雲ヶ畑では川のまもりが十分でない理由に遊び空間対策(7%)と回答し，冬が好きという人(4%)が少ない。一方で「季節のうつろいを遊び行動で感じる」という項目は，大原，末丸町では少数項目となっているのに対し，雲ヶ畑では22%である。すなわち，雲ヶ畑では遊び水辺空間を求める人は少ないが，あそびが季節感を感じさせるという重要性を持っていることが分かる。

Table 14 Split opinions

	項目	はい	いいえ
大原	地すべりの危険を意識することがある	52.5%	39.3%
	虫にかまれて(刺されて)ひどい経験がある	42.6%	44.3%
	大原女祭りを楽しみにしている	45.9%	39.3%
雲ヶ畑	水際に降りやすい	44.4%	46.7%
	将来の森林植生は雑木林にすべき(はい) or 現状を維持すべき(いいえ)	42.2%	48.9%
末丸町	ハンディキャップの配慮が十分である	37.7%	50.8%
	洪水の危険を意識することがある	45.9%	50.8%
	トビが人を襲うのを見たり，聞いたりした経験がある	45.9%	39.3%
	鋼駝連合会の盆踊りに参加したことがある	55.7%	44.3%
	鴨川のまもりは十分である	44.3%	34.4%

(3) 地域差の考察

上流の大原，雲ヶ畑と下流の末丸町ではGES環境が大きく異なるため，共通した質問項目の他にそれぞれ固有の調査項目を設定している。これは調査票設計段階の現地調査，地元の方へのヒアリングから出てきた項目であり，それ自体上下流それぞれの特性と問題を表している。

Table 15に単純集計結果の差のまとめを示す。表の対角成分には上流と下流の固有の項目を記載した。そして，行方向に各選択肢の回答が20%以上異なる項目を記載し，各調査地域から見た他の調査地域の特性，問題を記載する。すなわち，列方向に表を見ると，他の調査地域から見た特性と問題を見ることができる。なお，(はい：いいえ）は回答の割合を示しており，(数値のみ）の場合は複数回答の場合の回答割合を示している。

まず，対角成分の固有の項目を考察する。産廃施設などについては上流のどちらも80%以上が「迷惑」，サル，イノシシ，シカ，ハチの出現についても60%以上が「困っている」，森のまもりについても70%以上が「十分でない」と回答しており，これらが上流域の住民に問題として認識されていることが分かった。

下流の末丸町では，上流で項目となっている生活の不安や獣害は項目に入っていない。

上流の抱える問題のうち産業廃棄物処理場は下流域で出たゴミを処理するための場所であることと，森のまもりを担うのは主に上流の住民だが，そのおかげで自然に親しむ場の提供や土石流入の防止がなされていることを考えれば，下流の住民もこれらの問題の改善に関与していく必要があるといえる。

次に，対角成分以外を見て地域間の比較をする。上流の比較では，川沿いの遊びや散策のスペースについて雲ヶ畑では60%以上が「必要ない」と回答し，大原では60%以上の人が「必要」と回答しており，雲ヶ畑と大原の川に求めることの差が表れている。救急医療体制については大原の方が「不安」と回答する人が多い。地すべりの危険については急勾配の谷沿いに民家の並ぶ雲ヶ畑の方が危険を感じている人が多い。また，クマの出現に困っている住民は雲ヶ畑の方が多い。

3箇所で比較すると，川の水のきれいさでは大原が特にきたないと回答する人が多い。大原では観光シーズンになると観光客の増加により宿泊施設などからの排水が増え，河川が汚染されるという問題を抱えている。洪水の危険と川のまもりに対する認識は上流と下流で差が見られ，上流のほうが洪水の危険を「意識する」，まもりが「十分でない」と感じる人が多い。末丸町では意見が分かれている。

好きな季節については末丸町では春が好きな人が特に多い。末丸町では暖かくなり桜が咲く春が好まれている。その一方で，雲ヶ畑では夏が好きと回答した人が多い。

川がそばにあってうれしいかどうかという項目では大原でやや「うれしくない」という人が多いが，3箇所とも70%以上の人が「うれしい」と回答している。

Table 15 Differences among three areas

	大原	雲ヶ畑	末丸町
大原	水際への降りやすさ / 地すべりの危険 / 将来の森林植生 / 産業廃棄物処理施設と建築資材置き場 / サル / イノシシ / シカ / クマ / ハチの出現 / 人口に関して気になること / 生活で不安や不便に感じること / 森のまもり / 清掃活動への参加 / 下流の人々に対する認識 / 観光客とのかかわり	あそびや散策のスペースが必要ない(60：31)，地すべりの危険を感じる(82：16)，クマの出現に困っている(62)，川の夏が好き(64)	水がきれい(66：30)，洪水の危険を意識しない(51：46)，川の春が好き(77)，
雲ヶ畑	水際へ降りにくい(25:67)，あそびや散策のスペースが必要(64：33)，高齢化の傾向が気になる(79)，救急医療体制が不安(67)	水際への降りやすさ/地すべりの危険/将来の森林植生 / 産業廃棄物処理施設と建築資材置き場 / サル / イノシシ / シカ / クマ / ハチの出現 / 人口に関して気になること / 生活で不安や不便に感じること / 森のまもり / 清掃活動への参加 / 下流の人々に対する認識	洪水の危険を意識しない(51：46)，川の春が好き(77)，
末丸町	水がきれいでない(62：31)，洪水の危険を意識する(64：31)，川がそばにあってもうれしくない(13：74)	洪水の危険を意識する(78：22)，川の夏が好き(64)，	飛び石 / 堰堤 / 河川敷の広域避難場所としての役割 / トビの襲来 / 鳥へのえさやりの是非 / 納涼床 / ホタル観賞 / 五山の送り火 / 河川敷の清掃活動 / 草刈 / 河床整備

(4) あそびの地域差

回答数の多い順上位5つのあそびを調査地ごとにTable 16に示す。大原と雲ヶ畑では魚とり，魚つり，魚を見るという魚が関係した遊びが上位にきている。その一方で，末丸町では散歩，ウォーキング，休息，自転車といった歩道やベンチを用いるあそび上位にきており，よく行われる遊びに差が見られる。末丸町では歩道の整備，ベンチの設置，花木の植栽が行われており，その結果があそびに表れている。また，雲ヶ畑で夏が好きな人が多かったのは水に入るあそびができるためである。

Table 16 Types of “play” frequently performed (top 5)

大原		雲ヶ畑		末丸町	
散歩	41.0%	魚とり	37.8%	散歩	65.6%
魚を見る	41.0%	魚つり	31.1%	花を見る	45.9%
花を見る	27.9%	散歩	24.4%	ウォーキング	44.3%
魚とり	16.4%	魚を見る	24.4%	休息	42.6%
魚つり	14.8%	水に入る	22.2%	自転車	32.8%

(5) 好き嫌いによるエコ環境評価

エコ項目について，鳥，魚，植物，虫，その他生物の好き嫌いを調査した。このとき，名前を知らない項目や好き嫌いの判断のつかない項目は何も記入しないという形式の項目に設定した。以下，約 180 調査項目をもとにして関心度 50%前後を境に 3 地域の好き嫌いによるエコ環境評価を行なう。全体として，上流 2 地域のほうが下流よりエコ環境に関して関心度が高い。市街地と山間部の違いがうかがえる。

哺乳類ではサル・シカ・イノシシ・クマ・モグラが上流2地域で嫌われている。イヌ・ネコについては下流では好かれているが上流2地域ではネコが嫌いが半分近くになる。上流に生息するタヌキ・キツネは約2/3に嫌われ，ムササビ・ヤマネ・モモンガは（大原と雲が畑では関心度は異なるが）好き嫌いが分かれている。全地域でネズミ・モグラ・コウモリが嫌われている。

鳥類では上下流3地域でカモ・ツバメ・ユリカモメ・カワセミ・スズメ・セキレイが好かれ，逆にカラスとハトが嫌われている。上流2地域ではウグイスが好かれ，サギは大原では好き嫌いが半々であるが，他の2地域では好かれている。

昆虫では，上下流とも圧倒的にホタル・チョウ・トンボ・コオロギ・セミ・バッタが好きであるが，ムカデ・ヤブカ・ハエ・ハチ・ガを嫌っている。アリは上流で嫌われているが，下流では好き嫌いが割れている。また，上流ではカブトムシ・クワガタがほぼ100%好かれている。

魚類ではブルーギル・ブラックバスが殆んど100%嫌われ，上流2地域ではアマゴが100%，上下流3地域ではアユ・コイ・フナ・ゴリ・ドジョウが好かれている。大原を除けば関心度は低いがウグイ・オイカワも好かれている。

その他動物では，全域で，ヘビ・ヒル・イトミミ

ズが圧倒的に嫌われ，カエルは約2/3が好きである。カメは下流では好かれているが，上流で約1/3が嫌っている。

植物はほとんどすべて，ブタクサを除き，好まれている。

次に，特に好き嫌いに大きな差が見られたトビ，オオサンショウウオ（天然記念物）の好き嫌い結果をTable 17に示し，この結果を詳細に考察しよう。

Table 17 “Like-dislike” towards kites and Japanese giant salamander

		好き	嫌い	無関心
トビ	大原	36%	21%	43%
	雲ヶ畑	29%	13%	58%
	末丸町	20%	38%	52%
オオサンショウウオ	大原	21%	33%	46%
	雲ヶ畑	18%	60%	22%
	末丸町	11%	39%	50%

無関心な回答をのぞけば，トビは大原と雲ヶ畑では好きな人(63%，69%)の方が嫌いな人より多いのに対し，末丸町では嫌いな人(66%)のほうが多い。なぜこのような結果を得たのであろうか。答えは極めて単純である。鴨川下流の住民がトビに餌を与えたからである。ことわざに「トンビに油揚げ」という言葉がある。死んだ魚などを主食とするトビがヒト社会に依存して生きるようになり，河原で子供が弁当を食べていた時，トビが後ろから（ヒトからみれば）襲い，頭から血を流す事件（2004年）がおこり，鴨川に「トビに気をつけよう」という立看板が目立つようになった。鴨川上流の住民は上昇気流にのるトビを自然な存在と認識しているのである。

つぎにオオサンショウウオについては，雲ヶ畑の関心度が比較的高く，好き嫌いも雲ヶ畑で嫌いな人の割合が大きい。現地でヒアリングを行うとオオサンショウウオが増えすぎて危険だから川で子供を遊ばせられない，オオサンショウウオが魚を食べてしまって困っているという人が多かった。しかしながら，雲ヶ畑の住民は，国指定の天然記念物である「存在価値」を認識しているため殺生が出来ず，日常生活における「迷惑存在」との共生に苦悩している。（なお，大出水の時，オオサンショウウオが雲ヶ畑から末丸町まで流され，メディアが大騒ぎし，末丸町の住民が天然記念物を見たと大感激していた。）このように，オオサンショウウオはメタ（規範的・理想的）存在でありアクタ（日常生活的）存在でもある。社会調査により，現在における環境「存在価値」を絶対とみなさず相対として考えなければならないことがわかる。

なお，ほとんど観察できないカワセミの関心度と好き嫌いの単純集計を示せば，大原・雲ヶ畑・末丸町の順に，関心度59%・60%・57%で好きが97%・96%・100%である。このことは，カワセミが多くの住民にとってメタ的存在であることを示している。

以上のことから，単純に単純結果を考察することができないことがわかる。社会調査結果は単なるデータではなく，現場を知らなければ考察できないのである。換言すれば，調査結果の考察は，調査に参加している地域住民一人一人をイメージできなければできないという事実が重要なのであると言えよう。

4.3 印象構成項目のプロフィール

ここでは，印象構成項目のプロフィール図により，大原，雲ヶ畑，末丸町における鴨川流域の印象について比較・考察する。Fig.13に各調査地域のプロフィールを示す。

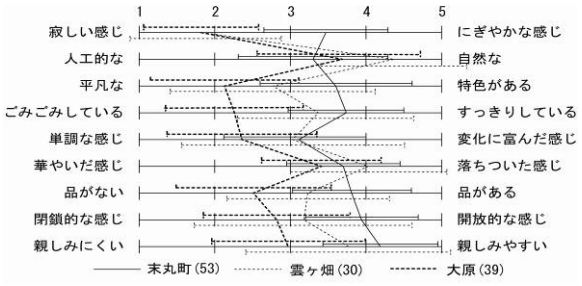


Fig.13 Profiles of impressions at three areas

大原では寂しく，平凡で，ごみごみしていて，単調で品がなく，閉鎖的な感じがし，やや親しみにくい印象である。雲ヶ畑では寂しい感じがすることが大原と共通しているが，特に「自然な～人工的な」で「自然な」に大きくよっている。この項目のみ雲ヶ畑の標準偏差が最も小さく，雲ヶ畑の大きな特性といえる。末丸町ではにぎやかで，特色があり，すっきりしていて，品があり，開放的で親しみやすい印象で，大原と印象の傾向が逆になっている項目が多い。

末丸町と大原で印象の傾向が逆になっている項目が多いのは，遊びや散策のスペースの違いが理由として考えられる。末丸町の周辺では歩道，ベンチ，広場，飛び石等が整備されているが，大原は末丸町と比較するとそれらが十分に整備されていない。Table 15に示したように大原では「遊びや散策のスペースが必要か」という質問に対して約65%の人が「必要」と回答しており，歩道や広場が少ないことをよく思っていない人が多いと考えられる。

以上のように調査地域の印象構成項目を比較する

と差があることが分かった。末丸町と大原では傾向が逆になっている項目が多く，雲ヶ畑は特に「自然な」感じである。

4.4 印象構成項目と GES 環境の関連分析

(1) クラメールの関連係数

4.3で分析した9つの印象構成項目と住民のGES環境認識との関連を分析し，印象の差を考察する。ここでは，項目間の関連を測るためにクラメールの関連係数を用いる。

印象構成項目を説明するGES環境代表項目として各地域の個性を表す社会，文化，生態などを中心とした地域特性を表現するものを選択した。これをTable 18に示す。本研究では，カテゴリー数，大原，末丸町ではサンプル数が約60であることを考慮し，関連があるといわれる5%有意を基準にクラメールの関連係数が0.28以上を関連があるとし●で示し，雲ヶ畑ではサンプル数が約40であることを考慮し，同様に0.31以上を関連があるとし●で示している。

「品がある・品がない」は，大原では「水の汚れ」，「高齢化」，「森のまもり」が関連している。雲ヶ畑では「シャクナゲ」，「少子化」，末丸町では嫌いな人の多い「カラス」が品に関連している。大原で問題となっている水の汚れと高齢化が品がないと感じさせていると考えられる。

「開放的な・閉鎖的な」は，大原，雲ヶ畑で遊び空間と将来の森林植生との関連がある。

以上から大原の水のきれいさや高齢化，雲ヶ畑のシャクナゲや産業廃棄物施設，末丸町の飛び石といった各地域の特性や問題が印象構成項目に関連しており，印象の差となって表れている可能性があることが分かった。

(2) プロフィールの地域差の考察

Table 18によりFig.13に示したプロフィールで大きな差のあった項目を考察する。

「特色のある・平凡な」では，大原では「水のきれいさ」「地すべりの危険」との関連があり，雲ヶ畑では「将来の森林植生」，末丸町では「飛び石」，「川のまもり」との関連がある。

大原では周辺の地形や水質に平凡さを感じていると思われ，雲ヶ畑では比較的生活と関わりの深い森林に特色を感じるかどうかが関連している。一方で，末丸町では飛び石，鴨川の整備状況全般に特色を感じていると考えられる。

「すっきりしている・ごみごみしている」では，大原では「水のきれいさ」「地すべりの危険」，雲ヶ畑では「産業廃棄物処理施設」が関連しており，上流の大原，雲ヶ畑それぞれで問題となっている水の汚れ，産業廃棄物処理施設が影響していると考えられる。

「変化に富んだ・単調な」は，大原では「大原女祭り」，雲ヶ畑では「シャクナゲ」，「水遊び」，末丸町では「ホタル観賞会」との関連があり，季節感のある行事，あそびに対する認識の差がこの項目の差となって表れていると思われる。

4.5 因子分析とその考察

得られた共通因子の解釈を行ったものをTable 19に示す。なお，*p*値，RMSEAは良好である。

関連分析結果を用いて，因子分析結果を考察する。「なじみ」は，大原では遊び空間，森林植生，高齢化の傾向など，雲ヶ畑では遊び空間，シャクナゲ，川のまもりなど，末丸町では飛び石，カラスと関連のある「開放的な・閉鎖的な」，「親しみやすい・親しみにくい」で構成されている。飛び石やシャクナゲといった各地域特有の項目と上流域では遊び空間と森林植生への意向の違いが関連している。

Table 18 Relationships between GES items and impressions at three areas

	大原								雲ヶ畑								末丸町							
	ジオ			エコ		ソシオ			ジオ		エコ			ソシオ			ジオ		エコ			ソシオ		
	水のきれいさ	遊びのスペース	地すべり	将来の森林植生	サル	八朔踊り	高齢化	森のまもり	遊びのスペース	地すべり	将来の森林植生	シャクナゲ	サンショウウオ	水に入る	川のまもり	産廃	少子化	飛び石	ハンディキャップ	カラス	ツバメ	ソメイヨシノ	納涼床	ホタル観賞	川のまもり
にぎやかな感じ								●					●		●						●				●
自然な	●			●	●												●							●	
特色がある			●								●					●		●							●
すっきりしている	●	●	●													●					●				●
変化に富んだ感じ			●									●		●			●		●					●	●
落ちついた感じ	●	●				●	●			●	●				●		●			●			●		●
品がある	●		●	●			●	●				●					●			●					
開放的な感じ		●		●			●		●		●	●			●								●		
親しみやすい				●		●			●			●		●	●			●		●			●		

Table 19 Common factors and interpretation of “Image of River” at three areas

場所(サンプル)	因子と解釈(寄与率)	項目(因子負荷量)
大原(39)	因子1：(高野川)らしさ(32.6%)	品のある(0.880)，変化に富んだ(0.812)，特色のある(0.754)，すっきりとした(0.730)，にぎやかな(0.455)
p=0.928	因子2：なじみ(13.6%)	開放的な(0.812)，親しみやすい(0.644)
RMSEA=0	因子3：落ち着き(12.1%)	落ち着いた(0.960)
累積寄与率65%	因子4：ひっそり(6.6%)	にぎやかな(-0.511)，自然な(0.481)
雲ヶ畑(30)	因子1：(賀茂川)らしさ(26.3%)	落ち着いた(0.817)，自然な(0.801)，すっきりとした(0.745)，品のある(0.494)
p=0.649	因子2：なじみ(18.3%)	親しみやすい(0.947)，開放的な(0.571)，品のある(0.408)
RMSEA=0.0117	因子3：特徴的な(17.7%)	特色のある(0.964)，変化に富んだ(0.537)，にぎやかな(0.426)
累積寄与率62%		
末丸町(53)	因子1：なじみ(17.8%)	親しみやすい(0.891)，開放的な(0.803)
p=0.887	因子2：(鴨川)らしさ(17.2%)	変化に富んだ(0.732)，特色のある(0.583)，自然な(0.544)，品のある(0.502)
RMSEA=0	因子3：しっとり(16.1%)	落ち着いた(0.902)，品のある(0.466)，特色のある(-0.435)，にぎやかな(-0.411)
累積寄与率64%	因子4：すっきり(12.6%)	すっきりとした(0.966)

「らしさ」は，大原では水のきれいさ，地すべりの危険など大原で問題となっている項目，雲ヶ畑では地すべりの危険，将来の森林植生，川のまもり，産業廃棄物処理施設といった雲ヶ畑で問題となっている項目，末丸町では飛び石，ホタル観賞会など末丸町特有の項目と関連のある印象構成項目で構成されている。

大原の「落ち着き」は水のきれいさ，遊びのスペース，八朔踊り，高齢化との関連がある「落ち着いた・華やいだ」から構成されている。「ひっそり」は森のまもり，水のきれいさ，将来の森林植生，サルと関連のある「にぎやか・寂しい」「自然な・人工的な」から構成されている。雲ヶ畑の「特徴的な」は将来の森林植生,シャクナゲ，水に入る，オオサンショウウオなどの雲ヶ畑固有の項目と関連がある印象構成項目から構成されている。末丸町の「しっとり」はカラス, 納涼床などと(マイナスの)関連のある印象構成項目から構成され，「すっきり」はソメイヨシノ，川のまもりと関連のある印象構成項目から構成されている。

こうして，上下流3地域の水辺環境の個性を相対評価し，その印象評価の構成を明らかにすることができた。これらの一連の分析から，上下流一体とした，流域水辺環境マネジメントを「多様性と統一」という視座で行なう必要性を明確にした。次の課題は，上記視座による，環境と防災の水辺計画代替案を作成することである。当然,この際上下流におけるコンフリクト問題は避けられないと思われる。

参考文献

奥野忠一・芳賀敏郎・矢島敬二・奥野千恵子・橋本茂司・古河陽子（1976）：続多変量解析法，日科技連，299pp.

京都市環境局地球環境政策部（2006）：平成17年度公共用水域及び地下水質測定結果.

京都市企画調整局情報化推進室情報統計課（1997）：京都市の人口

京都市総合企画局情報化推進室情報統計課（2002・2007）：京都市の人口

京都市総務局総務部統計課（1988・1992）：京都市の人口

京都市都市計画局都市企画部（2006）：土地利用現況資料.

柴田翔（2008）：ディスカッションペーパー，京都大学萩原研究室ゼミ資料.

豊田秀樹（1998）：共分散構造分析 ＜入門偏＞ ―構造方程式モデリング―，朝倉書店，325pp.

萩原清子（編著）（2001）：新・生活者からみた経済学，文眞堂，320pp.

萩原清子（編著）（2004）：環境の評価と意思決定，東京都立大学出版会，215pp.

萩原清子・須田美矢子（編著）（1997）:生活者からみた経済学，文眞堂，296pp.

萩原良巳（2008）：環境と防災の土木計画学，京都大学学術出版，766pp.

萩原良巳・萩原清子・高橋邦夫（1998）：都市環境と水辺計画―システムズ・アナリシスによる―，剄草書房，195pp.

萩原良巳・萩原清子・松島敏和・柴田翔（2007）：地元住民から見た鴨川流域環境評価，京都大学防災研究所年報第50号，pp.765-772.

萩原良巳，坂本麻衣子（2006）：コンフリクトマネジメント―水資源の社会リスク―，勁草書房，264pp.

松島フィオナ（2008）：京都の都市化された水辺環境における鳥類群集の分布様式，京都大学大学院修

士論文.
山本真理子（編著）（2001）：心理測定尺度集（1）人間の内面を探る“自己・個人内過程”，サイエンス社，321pp.
Osgood, C, E.（1957）: The Measurement of Meaning, Univ of Illinois Pr; New Ed, 346pp.
Cramer, H.（1946）: Mathematical Methods of Statistics, Princeton University Press, 575pp.
Dasgupta, P.（2001）: Human well-being and the natural environment, Oxford University Press, 351pp.

Waterside GES Environmental Evaluation through Impression Analysis

Yoshimi HAGIHARA, Kiyoko HAGIHARA*, Fiona MATSUSHIMA**, Sho SHIBATA**, Masanori KAWANO** and Toshikazu MATSUSHIMA**

* Faculty of Sociology, Bukkyo University, Japan
** Graduate school of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study aims to construct participatory waterside environmental evaluation systems. Focusing on impressions as a comprehensive environmental evaluation indicator, waterside environmental evaluation systems through impression analysis are suggested. To show that the systems are useful, first by taking seasons and areas into consideration, time and spatial characteristics and diversity are expressed by types of “play” and the relationships between items which constitute impression and GES environment aer examined. Secondly, barn swallows and aquatic birds are chosen as representatives of Eco environmental items, their effects on impression are considerd. Thirdly, up and downstream local residents are compared and “images of waterside” at each areas are clarified.

Keywords: Impression, Waterside Environmental Evaluation systems, GES Environment, Cramer's Coefficient of Contingency, Factor Analysis

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

バングラデシュにおける安全な飲料水の選択行動分析

萩原良巳・柴田　翔*・萩原清子**・福島陽介***・酒井　彰****・高橋邦夫*****

* 京都大学大学院工学研究科
** 佛教大学社会学部
*** 国土交通省
**** 流通科学大学情報学部
***** 日本下水文化研究会

要　旨

近年，バングラデシュにおいて飲料水のヒ素汚染が問題となっている。また，バングラデシュは地理的立地条件から，洪水，渇水，塩害など多様な大災害が頻発し，経済的な貧しさもあってヒ素汚染に対して最も脆弱な地域として挙げられる。さらに導入されたろ過装置なども適切な維持管理の欠如などから有効に機能していない例が多々見られる。本研究ではバングラデシュにおける飲料水ヒ素汚染問題について，住民にとって受け入れられる代替案作成にあたり，現地の社会環境を把握し，飲料水を取り巻く状況のモデル化を目的とする。このため社会調査を実施し現地の飲料水利用状況を明らかにする。

キーワード: バングラデシュ，ヒ素汚染問題，社会調査，水運びストレス，共分散構造分析

1. はじめに

現在，バングラデシュにおいて地下水のヒ素汚染が問題となっている。ヒ素汚染された水を飲み続けると皮膚病やガンになり最悪の場合，死に至ることが分かっている。バングラデシュでは農村部の人口の97%が地下水を飲料水として利用している。バングラデシュは2007年11月にバングラデシュ南部を襲ったサイクロンのように洪水，渇水，塩害と多様な大災害を抱え，経済的にも世界の最貧国の一つとして挙げられている（萩原ら，2003）。このため，自ら代替技術導入などの対策を行うことが難しくヒ素汚染問題に対して最も脆弱な地域の一つとして挙げられる。

バングラデシュでは池や川の表流水を飲料水として利用してきたが，1970年代以降より世界銀行や各国の援助によって人口増加や洪水による表流水汚染の感染症リスク回避を目的としてシャローチューブウェル(浅井戸)を導入し飲料水として利用してきた。ところが，1993年に地下水のヒ素汚染が発見されて飲料水のヒ素汚染が全国的な問題となった。

2000年までの調査によって国土の70%に及ぶ地域にヒ素汚染が広がっていて，飲料水として利用される井戸の約30%がバングラデシュ政府の飲料水基準である0.05mg/L（WHO基準では0.01mg/L）を超えていることが分かった（Government of The People's Republic of Bangladesh, 2004）。

この対策として政府，世界銀行，海外NGOなどの機関は安全な飲料水供給のための代替技術を導入してきた。また近年，地下水のヒ素汚染問題はバングラデシュ国内で大きな社会問題となり，テレビや新聞，ラジオに大々的に取り上げられたことによりヒ素汚染問題は広く知れ渡り半ば常識となっている。

しかし，導入された代替技術は，メンテナンスの仕方が分からない，メンテナンスにお金が掛かる，ヒ素汚染問題は知っているが患者を見たことがない，味が悪いなど様々な理由で放置されていることが多い。また，家から水源までが遠く水運びが負担であるなど，ヒ素が人体に悪影響を及ぼすことを知りながらも家のすぐ近くにあるヒ素汚染された浅井戸を飲料水として利用している住民のように，導入された代替技術が有効に利用されていないことも多い。

このような状況からバングラデシュにおける飲料水のヒ素汚染問題の軽減には，単にヒ素汚染除去技

術を導入するだけではなく，現地の社会環境を理解し，現地の状況に根ざした住民が受け入れられる代替案が必要と考えられる。

以上の状況から，バングラデシュにおける飲料水ヒ素汚染問題軽減の代替案作成にあたり，本研究では現地の社会環境を把握し，飲料水を取り巻く状況をモデル化することを目的とする。

システムズアナリシス（萩原ら，2006）に則った本研究の構成を以下に示す。

1) 社会調査の実施：現地の生活環境と飲料水の利用を明らかにするために社会調査を実施する。

2) 単純集計の考察：調査結果の単純集計から調査地の特徴を明らかにし，クラメールの関連係数により質問項目の代表項目を選出する。

3) 水運びストレスのモデル化：水運びストレスをモデル化し，水運びの負担を定量的に評価する。

4) 現地の飲料水利用状況のモデル化：共分散構造分析によって現地の飲料水利用状況をモデル化する。

2. 社会調査の実施

現地の社会環境と飲料水の利用状況を明らかにするために社会調査を実施する。事前研究では社会調査を行った地域はヒ素汚染がひどく，これ以上の調査の続行は現地住民に過剰の期待を持たせてしまうと判断し，社会調査と水運びストレスのモデル化は調査地を変更して分析した。本研究では社会調査と分析を一貫した地域で実施する。

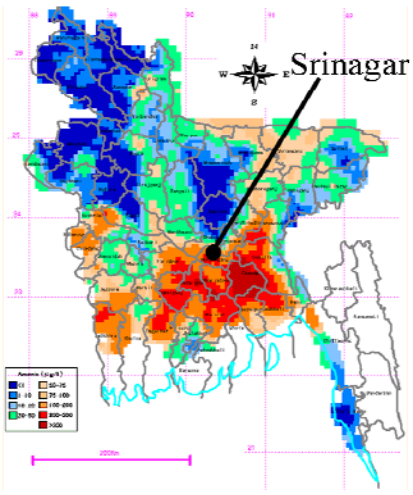


Fig.1 Areas affected by arsenic and area of Srinagar

2.1 調査地域の選定

調査対象地域はヒ素汚染の状況と現地での調査活動を考慮し，Munshigonji（ムンシガンジ）県Srinagar（スリナガル）郡のBasailbogh（バシャイルボグ）村とする。バシャイルボグ村は首都ダッカから南西約20kmに位置し，DPHE(Department of Public Health Engineering)によるとほとんどの浅井戸がヒ素に汚染されていることが分かっている。バングラデシュにおける地下水ヒ素汚染の状況とスリナガルの位置をFig. 1に示す。

2.2 調査票の作成

事前研究（福島ら，2004）で実施したＫＪ法とＩＳＭ法（萩原，2008）を用いて体系的に作成された調査票を下に，「Personal data(個人情報)」「Drinking water(飲料水)」「Sanitation(衛生)」「Life(生活)」の4つの大項目からなる合計45項目の調査票を作成した。

「満足している　□□□□□　していない」

調査項目「飲料水の満足度」などの項目は以上のような5段階評価の項目として設定した。ただし，5段階評価の原点は無差別であることを断っておく。

2.3 調査の実施

2007年8月と9月にバシャイルボグ村にてNPO法人日本下水文化研究会と現地NGOのSPACE(Society for Peoples' Actions in Change and Equity)の協力を得てインタビュー形式による全戸調査を実施した。インタビューは現地NGOのメンバーと日本人が組になり，5段階評価の項目のような評価に迷う項目は逐次相談しながらインタビューを実施した。こうして123世帯中118世帯から回答が得られた。バシャイルボグ村の地図をFig.2に示す。

バシャイルボグ村は首都ダッカから車でおよそ1時間の道路沿いに位置し，雨季には大部分が水に浸かり，村はいくつかの島に分かれる。1つの島は主に親戚同士の数世帯で集落を形成し，これをバリと呼ぶ。バシャイルボグ村には20のバリが点在する。雨季では移動にボートや竹橋を用いる。この付近は中東や日本への出稼ぎが多く，比較的裕福と言われている。雨季のバシャイルボグ村の様子をPhoto 1に示す。



Photo 1 Basailbogh Village(rainy season)

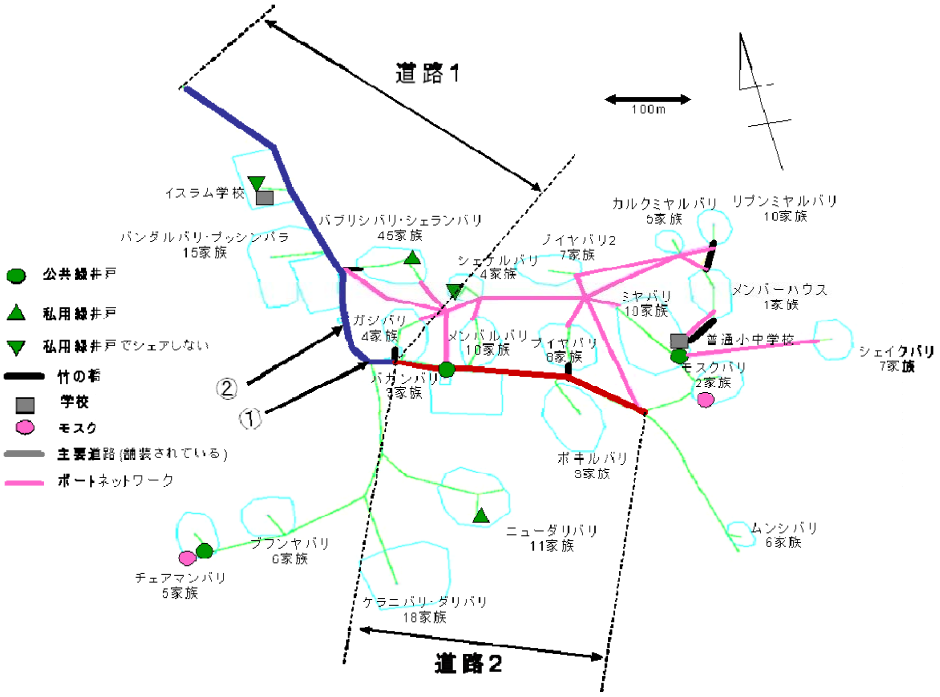


Fig.2 The map of Basailbogh

2.4　調査地の水利用について

バシャイルボグ村ではヒ素汚染対策技術として，150mより深くヒ素に汚染されていない深層地下水を水源とする深井戸と，ヒ素除去フィルターのAIRP(arsenic iron removal plant)が利用されている。2007年9月時点で，公共の深井戸が3基，私用の深井戸が4基，私用のＡＩＲＰが2基の合計9つの水源が飲料水として利用されていた。公共の水源は誰でも利用できるが，私用の水源は所有者が利用を制限していることもあり，全体の25%に当たる30世帯が現在もヒ素に汚染された水を飲料水としている。各バリの使用水源についてTable 1に示す。

3.　単純集計と調査項目の関連分析

社会調査の結果について単純集計によって調査地の特徴を明らかにする。そして調査項目間の関連分析によって今後の分析に用いる代表項目を選出する。

3.1　単純集計結果の考察

バシャイルボグ村はダッカ近郊の都市で農家よりもサービス業が多く，他の地方から移り住んできた世帯や数年で他の地方に移り住む世帯が多い。日本への出稼ぎに出る世帯も多く，トイレなどの設備が整った裕福な世帯も数多く見られた。また，ダッカ近郊ということもあり，村からすぐのマーケットには商店や病院があり物流も整っている。

集計結果から，調査地ではヒ素汚染問題と衛生問題についての基本的な知識を持っていることが明らかになった。ヒ素汚染問題と衛生問題は新聞やテレビ，ラジオで取り上げられており，浅井戸がヒ素に汚染されていることや，排せつ物が表流水を汚染して感染症の原因となっているといった基本的な知識は常識となっている。

一方で，ヒ素汚染にどのような代替技術があるか，排せつ物をどうやって取り扱うか，生ごみのリサイクルなどの実際的な知識については世帯によって差があることも明らかになった。

飲料水の項目ではほとんどの世帯がヒ素汚染問題を心配していて現状の水環境に満足しておらず，安全な飲料水への欲求も高い。現在，安全とされている深井戸を使用していても，その安全性を疑う世帯も多く，ヒ素汚染代替技術に費用，または労働でコストを負担しても良いと考えていることが明らかになった。

衛生に関する項目では飲料水と異なり世帯によって回答は大きく異なった。自由意見として飲料水は公共の問題で，衛生の，特にトイレについては個人の問題であるという意見が多く見られ，新しいトイレへの負担でもヒ素汚染代替技術より高額支払っても良いと回答する世帯が見られた。掃除の頻度などトイレの衛生状況は世帯によって異なり，現地住民の衛生の考え方は異なることが明らかになった。

生活に関する項目では，金銭的に豊かだからと言って生活に満足しているとは限らず，生活の満足度には様々な要因があると考えられる。

Table 1 Source of water

Options	Place	User
Public deep tube-well	Mosque at Chairman bari	Chairman bari, Bhunnya bari
	Roadside	Gazi bari, Began bari, Member bari, Bhniya bari, Pokir bari, sarjon Alir bari
	School	Mosque bari, Mia bari, Sheikh bari
Private deep tube-well (share)	Bhandari bari	Bhandari bari Baburshi bari
	Sarang bari	Sarang bari, Baburshi bari
	Ripon miar bari	Ripon miar bari
Private deep tube-well (not share)	Islam school	
	Sheikh bari	Sheikh bari
AIRP	Kerani bari	Kerani bari
Shallow tube-well (all families)	all baris	NewDhali bari, Bhunnya bariMunshi bari, Member house, Khaleq miar bari
Shallow tube-well (part of families)	allbaris	Bhandari bari, Sarjon Alir bari, Ripon miar bari

3.2 調査結果のバリ毎の特徴

バリ毎の集計結果の比較から知識や満足度，心配に関する項目ではバリ間での差異は見られなかった。しかし，マイクロクレジットの利用や水源，水運び行動，トイレなど，普段の生活の中で関わりのある行動ではバリ毎に特色が見られた。バシャイルボグでは親戚が集まってバリとなることが多く，日常生活では密接な関係があり，バリ毎で行動に特色があると考えられる。

3.3 調査項目の関連分析

χ^2 値をもとに 2 つの項目間の関連を調べるクラメールの関連係数によって，回答の類似傾向を明らかにし今後の分析に用いる代表項目を選出する。

クラメールの関連係数は独立な2組のグループ間の関連の度合いを調べるのに用いられる(Cramer, 1945)。クラメールの関連係数の詳細については付録1に示す。

$$\text{クラメールの関連係数} V = \left[\chi^2 / \{N(q-1)\}\right]^{1/2} \quad (1)$$

χ^2 はカイ2乗値， N はサンプル数， q は2項目のカテゴリー数（選択肢の数）の少ないほうの数である。

複数回答可の質問項目については，それぞれを独立の項目として分析する。5段階評価の項目の5・4や2・1の評価は程度を表しており，ここでは一つの意見として考える。5・4と2・1をまとめて，5・4を「3」，3を「2」，2・1を「1」という3段階の評価とする。

関連係数について，5%有意を基準としてサンプル数とカテゴリ数を考慮し，0.25以上を関連があるとする。代表項目選出の基準を以下に示す

① 他の項目と関連がある項目

② 現地調査やバングラデシュの状況から重要と考えられる項目

③ 単純集計において回答が分かれている項目

④ 似たような項目を選ぶ場合には，概念的に上回る項目

これより関連のある項目をグループ化して類似傾向の項目を除き，今後の分析に用いる代表項目を選出した。

4. 水運びストレスのモデル化

2005 年の事前調査（福島，2006）から，地元住民にとって飲料水の水運びが大きな負担となっていることを明らかにした。本章では 2005 年 12 月と 2007 年 12 月に行われた現地調査のデータを下に水運びストレスをモデル化し，水運びの負担を定量的に評価する。

4.1 水運びストレスについて

飲料水の水運びは，コルシと呼ばれる壷で一度に約 10～20 リットルの水を運ぶ。現地調査から，日々の飲料水の水運びは女性の仕事であり，大きなストレスとなっている。また，水運びストレスには，水を汲んで運ぶ肉体的ストレスと，宗教上の理由による精神的ストレスの 2 種類があることが分かった。イスラム文化では女性は親族以外の男性と会うことを嫌い，不特定多数の男性の視線にさらされることを精神的な負担と感じている。本研究ではこの 2 つのストレスを水運びストレスとしてモデル化する。

また，調査地は雨季になると水に浸かる場所が多く，乾季と雨季では状況が大きく異なるので，乾季と雨季の季節ごとに考える。

単純集計より飲料水の水運びに関する行動パターンは，ほとんどの世帯がバリ内で同じ行動をとる。しかし，同じバリ内でも深井戸の所有者と対立しており利用させてもらえず，浅井戸を利用している世帯のように，世帯間の関係によって飲料水の入手先

が異なることもある。

肉体的ストレスは水を運ぶ量によって異なり，各世帯の人数によって変化する。以上より，水運びストレスは世帯を 1 つの単位として，世帯の人数を肉体的ストレスのウェイトとして用いる。バリ単位でストレスを考えるときは，バリ毎に各世帯の計算結果を集計して考える。

4.2 調査区間の設定

バシャイルボグでは雨季に地表の大部分が水に浸かり，道路から離れたバリは移動にボートやバリと道路をつなぐ竹橋が必要となる。マーケットにつながる道路とその他の区間では通行量も異なる。また，モスク前は男性が集まるなど，村の中でも場所によって肉体的ストレスと精神的ストレスの感じ方は変化すると考えられる。このため，通行量や移動の特性を考慮し調査地域を 7 つの区間に分割する。

区間 0：自分のバリ内

バリ(集落)内は基本的に親族から構成される集団が居住していて女性は自由に行動できる。

区間 1：道路 1（Fig.1 参照）

バシャイルボグ村でもっとも人通りが多く，雑貨屋が立ち並び男性がお茶を楽しむ。道路はマーケットに抜ける道でリキシャ（バングラデシュでよく見られる三輪自転車のタクシー），オートバイが頻繁に通行する。夕方には仕事を終えた男性や子供が集まり，すぐ傍の橋の漁師の獲物を見学するなど憩いの場となっている。ここに留まる女性の姿はあまり見かけられず，足早に立ち去ることが多い。

区間 2：道路 2（Fig.1 参照）

舗装された道路で，まれにリキシャ，オートバイが通る。通行量は比較的多い。

区間 3：その他の歩行区域

自分のバリ以外の他のバリ内，一部舗装された道路，全ての舗装されていない道路を含む。通行量，人通りは少ない。

区間 4：アップダウン

乾季におけるバリの入り口の急勾配の坂道で，足元は不安定である。

区間 5：ボート移動区間

水に浸かっていてボートが無ければ移動できない。

区間 6：竹橋移動区間

雨季に道路とバリをつなぐ竹の橋で非常に不安定であり，慎重に渡る必要がある。

区間 7：モスク前

バシャイルボグには 2 箇所のモスクがある。普段から男性が集まり会話を楽しんでいて，女性の姿はほとんど見かけない。

これらの区間における移動距離を以下のように定義する。

d_i ：区間 i における移動距離 $(i=0,\cdots,7)$

以下では各区間の移動距離 d_i を用いて肉体的ストレスと精神的ストレスを考える。

4.3 肉体的ストレスの定義

肉体的ストレスは水を運ぶことによる各世帯の肉体的な負担を表す指標で，ここでは水運びの仕事量と定義して，以下のように示す。

仕事量

＝各世帯の人数（人）×1 人当りの 1 日の飲料水の重量（kg 重）×水源までの移動距離（m）

肉体的ストレスのモデル化において，以下のパラメータを設定する。

n : **世帯の人数**
m : **1人当りの1日の飲料水の重量**
α_i : **区間iにおける肉体的ストレ スの係数**
d_i : **区間iにおける移動距離**

移動距離について簡単のため全ての世帯は各バリの中心から出発するとして，バリの中心を基準とする。このモデルでは歩行距離を実距離として用いて，各区間の特性を考慮してそれぞれの区間における肉体的ストレスの係数を α_i $(i=0,\cdots,7)$ と設定する。これより肉体的ストレスを(2)に定式化する。

$$\text{肉体的ストレス } P = \text{仕事量} = n \times m \times \sum_{i=o}^{7} \alpha_i d_i \quad (2)$$

4.4 精神的ストレスの定義

精神的ストレスは水を運ぶ際の精神的な負担を表す指標で，水運びに掛かる時間，すなわち，不特定多数の男性の目にさらされている時間と定義して以下のように示す。

水運びに掛かる時間

＝水源までの移動距離（m）÷歩行速度（m／分）

＋汲み上げに掛かる時間（分）

精神的ストレスのモデル化において，以下のパラメータを設定する。

β_i :区間iにおける精神的ストレスの係数
d_i :区間iにおける移動距離
v_i :区間iにおける歩行速度
T :汲み上げに掛かる時間
β_w :水源のある区間wにおける精神的ストレスの係数
γ_i :区間iにおける水汲み後の歩行速度の変化率

肉体的ストレス同様，移動距離について簡単のため全ての世帯は各バリの中心から出発するとして各バリの中心を基準とする。現地調査によって精神的ストレスは人の多さや通行量によってその度合いは異なることが明らかになった。そこで，人通りの多さや通行量による特性を考慮して，それぞれの区間における精神的ストレスの係数を$\beta_i\ (i=0,\cdots,7)$と設定する。区間によって歩きやすさが異なるとして，それぞれの区間における歩行速度を$v_i\ (i=0\cdots7)$とする。また，水運び前の空のコルシと，水が入り重量のあるコルシでは，歩行速度が遅くなることが観察および実地体験から明らかになった。そこで，水運び後の歩行速度は変化率γ_iを用いて$\gamma_i v_i\ (0<\gamma_i<1)$とする。汲み上げに掛かる時間を$T$，そこに掛かる精神的ストレスの係数を$\beta_w$（$w$は井戸が位置する区間）とする。これより精神的ストレスを(3)のように定式化する。

精神的ストレスM＝時間

$$=\sum_{i=o}^{7}\beta_i d_i/v_i+T\beta_w+\sum_{i=o}^{7}\beta_i d_i/\gamma_i v_i \quad (3)$$

4.5　モデルのパラメータの設定

肉体的ストレスと精神的ストレスの構成要因をまとめて Table 2 と Table3 に示す。

①　世帯の人数n

アンケート調査の質問項目「(1.7) Constituent of the family」の結果を用いる。

②　1 人当りの 1 日の飲料水の重量m

ヒアリングから 1 人当たり 1 日約 2 リットルの水を汲むことが一般的であるようだった。

③　区間iにおける肉体的ストレスの係数α_i

区間 0，区間 1，区間 2，区間 3，区間 7 はほぼ平坦な道で歩行速度は変化せず，

$$\alpha_0=\alpha_1=\alpha_2=\alpha_3=\alpha_7=1$$

とする。

区間 4 のアップダウンでは坂の上り下りは平坦な道よりも歩数が多くなる。アップダウンの距離を測り平坦な道での歩数と比べたところ，アップダウンでは平坦な道より約 3 倍ほど歩数が多くなってい

Table 2 Parameter of physical stress

	Area	Distance	Physical stress		
			familiy number	water	coefficient
0	own baris	d_0	n	m	α_0
1	Road1	d_1			α_1
2	Road2	d_2			α_2
3	Others	d_3			α_3
4	Up down	d_4			α_4
5	Boat	d_5			α_5
6	Bamboo bridge	d_6			α_6
7	Mosque	d_7			α_7

Table 3 Parameter of phychological stress

	Area	Distance	Psychological stress			
			coefficient	velocity	time	coefficient of velocity
0	own baris	d_0	β_0	v_0	T	γ_0
1	Road1	d_1	β_1	v_1		γ_1
2	Road2	d_2	β_2	v_2		γ_2
3	Others	d_3	β_3	v_3		γ_3
4	Up down	d_4	β_4	v_4		γ_4
5	Boat	d_5	β_5	v_5		γ_5
6	Bamboo bridge	d_6	β_6	v_6		γ_6
7	Mosque	d_7	β_7	v_7		γ_7

る。これより α_4=3 とする。

区間 5 のボート移動区域では，コルシはボートに置いて移動する。コルシを置いたくらいではボートを漕ぐ負担は変わらず，また住民はボートの扱いには慣れておりボートを漕ぐことに特別な負担はないと考えられる。このため，ボート上では肉体的ストレスは感じないとして $\alpha_5 = 0$ とする。

区間 6 の竹橋移動区域では，観察から足場が不安定な竹橋を渡るのは通常の 4 倍ほど時間が掛かっていた。これより時間距離として実距離の 4 倍と，すなわち竹橋を渡るのは通常歩行の 4 倍の仕事量が掛かると仮定して $\alpha_6 = 4$ とする。

④　区間 i における精神的ストレスの係数 β_i

交通量，人の多さによって以下の 4 段階に分かれると仮定する。

$$\beta_0 < \beta_3 = \beta_4 = \beta_5 = \beta_6 < \beta_2 < \beta_1 = \beta_7$$

ヒアリング調査から区間 0 の自分のバリ内は主に親戚で構成されており，女性はその中なら精神的な負担を受けずに行動できるので $\beta_0 = 0$ とする。すなわち，自分のバリ内にある水源に水運びに行くときの精神的ストレスは 0 となる。現地でのヒアリング調査と観察から道路 1 とモスク前は明らかに人だかりが多く，道路 2 は道路 1 とその他の地域の中間程度の人の多さを確認できた。
区間 3，区間 4，区間 5，区間 6 はほとんど人と会うことはなく，

$$\beta_3 = \beta_4 = \beta_5 = \beta_6 = 1$$

とする。

区間 2 の道路 2 はマーケットのある主要道路につながっていることもあり，比較的リキシャやオートバイの交通量も多く，人通りも多い。ヒアリング調査では出来れば通りたくないとあり β_2=1.5 とする。

区間 1 の道路 1 はマーケットのある主要道路につながっていて，交通量も多く数件の店が並び男性が集まる場所になっている。区間 6 のモスク前も男性が集まる場所になっていて，いつも男性が談笑している。このため，ヒアリング調査では，人が多いので通りたくないとあり，$\beta_1 = \beta_7 = 2$ とする。

⑤　区間 i における歩行速度 v_i

現地の女性と一緒に歩いた著者自身の歩行速度は平坦な道でおおよそ 60m/分であった。バングラデシュの女性は普段はサリーを着ているので，ズボンより歩幅が狭く歩行速度はやや遅くなる。
区間 0，区間 1，区間 2，区間 3，区間 7 はほぼ平坦な道なので歩行に問題はなく，

$$v_0 = v_1 = v_2 = v_3 = v_7 = 60\text{m/分}$$

とする。

④より区間 4 のアップダウンは通常より 3 倍の時間が掛かっているとして，

v_4=20m/分とする。同様に，区間 6 の竹橋移動区域は v_6=15m/分とする。

区間 5 のボート移動区域では GPS によって大まかに速度を測定して v_5=60m/分とする。

⑥　汲み上げに掛かる時間 T

井戸に来る→コルシを軽くすすぐ→水を汲むという一連の行動は，実地体験と現地観察からおよそ 30～60 秒ほど掛かっていた。ここでは T=40 秒=0.67 分とする。

⑦　区間 i における水運び後の歩行速度の変化率 γ_i

どのような人も水運び後は約 10～20kg の水を運ぶと考えて，γ_i は世帯によらず一定とする。

区間 5 のボート移動区域を除いた全ての区間で同じ変化率とする。実地体験と観察から変化率は $0.5 \le \gamma_i \le 1.0$ である。すなわち，水を持ったときの歩行速度は通常より遅くなるが，2 分の 1 より小さくなることはないことを示している。ここでは，水がこぼれない様に通常速度より少し遅めに歩いていたことより，

$$\gamma_0 = \gamma_1 = \gamma_2 = \gamma_3 = \gamma_4 = \gamma_6 = \gamma_7 = 0.8$$

とする。

区間 5 のボート移動区域ではコルシはボートに置いて移動するので，水運び前後で速度は変わらないので γ_5=1 とする。

以上のパラメータの設定から肉体的ストレスと精神的ストレスの式は以下のように記述できる。

肉体的ストレス

$$P = 2n\left(d_0 + d_1 + d_2 + d_3 + 3d_4 + 4d_6 + d_7\right) \quad (4)$$

精神的ストレス

$$M = 0.0375(2d_1 + 1.5d_2 + d_3 + 3d_4 + 0.89d_5 + 4d_6 + 2d_7) + 0.66\beta_w \quad (5)$$

肉体的ストレスは各バリの中心からそれぞれの水源までのストレスを計量しており，移動距離の部分は各世帯ともにバリ内では同じ値となる。この値は各バリから水源までの移動距離を示している。

この移動距離を，

$$D = \left(d_0 + d_1 + d_2 + d_3 + 3d_4 + 4d_6 + d_7\right) \quad (6)$$

としてバリ間の水源までの移動距離を比較する。肉体的ストレスでは各世帯が水運び行動にどれだけ肉体的負担が掛かっているかを表している。一方，移動距離はバリから水源までどれだけ距離があるかを表し他のバリとの比較に用いる。

4.6 水運びストレスの計量と考察

単純集計ではほとんどの世帯がバリ内で同じ行動を取ることから，バリ単位で水運びストレスを考える。バリ内で異なる行動を取る世帯については個別に示す。

各バリから水源までのルートは乾季，雨季ともにヒアリングによって確認したところどのバリも最短のルートを辿っていることが明らかになった。そこで，各バリからそれぞれの水源までは最短のルートを通ると仮定し移動距離 D と精神的ストレス M の計算結果について，乾季の結果を Table 4 に，雨季の結果を Table 5 に示す。

計算結果は上段に移動距離 D を下段に精神的ストレス M を示している。移動距離は 10m 以下を四捨五入，精神的ストレスは小数点以下を四捨五入で示している。Table 4，Table 5 について 1 世帯でも浅井戸を利用しているバリは○で示している。それぞれのバリについて現在利用している水源の計算結果は色付きで示しており，浅井戸を利用しているバリは精神的ストレスが最小となるバリを示している。

注1） ブフンヤバリは 2007 年 9 月のアンケート調査ではモスク前の深井戸を利用していたが，2007 年 12 月の調査では浅井戸の方が安全で味も良いという理由でバリ内の浅井戸を利用している。

注2） バンダルバリ・プッシンバラはバリ内に私用深井戸があるが，所有者と対立している数世帯は利用させてもらえず浅井戸を利用している。

注3） バブリシバリでは隣接するシェランバリの私用深井戸を私用しているが 1 世帯だけバンダリバリの私用深井戸を利用している。

注4） リプンミヤルバリはバリ内に私用深井戸があるが，所有者と対立している数世帯は利用させてもらえず浅井戸を利用している。

注5） シェイクバリでは 4 世帯は学校横の深井戸を利用しているが，残りの 2 世帯は浅井戸を利用している。

注6） シェケルバリでは私用深井戸を所有者が独占しているので，残りの家庭は道路沿いの深井戸を利用している。

移動距離と精神的ストレスの計算結果について考察する。

乾季ではバブリシバリの 1 世帯とポキルバリ，シェケルバリを除いた全てのバリが移動距離と精神的ストレスが最小となる水源に水運びに行っている。バブリシバリは注 3，シェケルバリは注 6 の理由でそれぞれの水源に水運びには行っていない。ポキルバリは道路沿いの深井戸と学校横の深井戸の中間に位置している。移動距離と精神的ストレスは道路沿いの深井戸の方が少しだけ大きいが，道路沿いのバリと仲が良いので道路沿いの深井戸を利用している。

雨季ではバブリシバリの 1 世帯と，シェケルバリ，ポキルバリ，メンバルバリ，ブイヤバリ 2 以外のバリは精神的ストレスが最小の水源に水を汲みに行っている。バブリシバリ，シェイクバリ，ポキルバリは乾季と同様の理由で，メンバルバリとブイヤバリ 2 は共にシェイクバリが最もストレスの小さい水源だが私用深井戸のため利用していない。

ミヤバリ，メンバーハウス，リプンミヤルバリ，カルクミヤルバリ，シェイクバリ，ブイヤバリ 2，シェケルバリのボート移動区域は肉体的ストレスの係数を 0 としているため，乾季に比べると雨季の移動距離はかなり小さくなっている。

バブリシバリ，シェランバリ，ガジバリ，バガンバリ，メンバルバリ，ブイヤバリ，ポキルバリでは竹橋移動区域の肉体的ストレスの係数から，雨季の方が移動距離は大きい。

ニューダリバリ，カルクミヤルバリや雨季のメンバルバリとブイヤバリ 2 のように近くに水源があっても，公共ではなく私用の水源なら利用していない。これは所有者が他のバリの住民に水源を使わせるの

Table 4 Result of stress model (dry season)

Stress model(dry season)	number of famil	number of person	Public deepu tube-well			Private deep tube-well(Share)			Private deeptube-well(not share)		AIRP
name of bari			Mosque	Roadside	School	Bhandari	Sarang	Ripon miar	Islam school	Sheikh	Kerani
Kerani bari	10	46	270	310	590	470	430	790	560	490	20
			10	13	27	23	19	34	30	21	0
Chairman bari	4	14	30	420	710	580	540	910	670	600	300
			1	18	32	28	24	39	35	26	11
○Bhunnya bari	1	11	100	330	620	490	450	820	580	510	210
			4	15	29	25	21	36	32	23	8
○Newdhali bari	5	20	340	320	600	480	430	740	570	500	250
			13	14	28	24	20	33	31	22	9
○Bandhari bari	14	73	550	280	560	30	170	760	190	460	480
			26	19	32	0	7	39	10	26	23
○Baburshi bari	16	76	490	220	500	160	10	700	250	400	420
			22	14	27	7	1	35	15	21	19
Sarang bari	10	53	490	220	500	160	10	700	250	400	420
			22	14	27	7	0	35	15	21	19
Gazi bari	5	16	410	110	390	300	250	590	380	290	340
			17	7	20	18	14	27	25	14	13
Began bari	2	8	410	20	280	290	240	960	330	180	340
			19	2	14	20	15	39	23	8	15
Member bari	3	16	470	80	280	350	300	480	390	180	400
			20	4	12	21	17	20	25	6	17
Bhuiya bari	3	15	550	160	200	430	380	400	470	210	480
			25	8	8	26	22	15	30	8	22
Pokir bari	4	20	660	270	250	540	490	450	580	320	590
			30	13	10	31	27	17	35	13	27
○Munshi bari	5	22	750	360	270	630	580	470	670	430	680
			35	18	10	35	31	18	39	19	31
Mosque bari	2	9	660	270	70	540	490	270	580	340	590
			31	14	2	32	27	10	35	15	27
Mia bari	5	23	740	340	60	610	560	260	650	410	660
			33	15	1	33	29	8	37	17	29
○Member house	1	7	770	370	90	640	590	140	670	440	690
			35	18	3	36	32	5	39	19	32
○Ripon miar bari	7	35	890	500	290	770	720	10	810	570	820
			40	23	11	41	36	0	44	24	36
○Khaleque miar bari	3	19	880	490	280	760	710	150	800	560	810
			40	23	11	41	36	6	44	24	36
○Sarjon Alir bar	6	22	840	440	200	710	660	400	730	510	760
			38	21	7	38	34	15	41	22	34
○Bhuiya bari 2	7	23	840	350	160	710	670	370	750	510	760
			38	17	6	38	35	14	42	22	34
Sheikh bari	4	19	580	180	320	450	400	520	490	10	500
			26	9	15	27	23	22	30	0	23

Table 5 Result of stress model (rainy season)

Stress model(rainy season)	number of family	number of person	Public deepu tube-well			Private deep tube-well(Share)			Private deeptube-well(not share)		AIRP
name of bari			Mosque	Roadside	School	Bhandari	Sarang	Ripon miar	Islam school	Sheikh	Kerani
Kerani bari	10	46	270	310	590	470	490	Impossible	Impossible	Impossible	20
			10	13	27	23	21	Impossible	Impossible	Impossible	0
Chairman bari	4	14	30	420	710	580	600	Impossible	Impossible	Impossible	300
			1	18	32	28	26	Impossible	Impossible	Impossible	11
○Bhunnya bari	1	11	100	330	620	490	510	Impossible	Impossible	Impossible	210
			4	15	29	25	23	Impossible	Impossible	Impossible	8
○Newdhali bari	5	20	340	320	600	480	490	Impossible	Impossible	Impossible	250
			13	14	28	24	22	Impossible	Impossible	Impossible	9
○Bandhari bari	14	73	550	280	560	30	150	Impossible	Impossible	Impossible	480
			26	19	32	0	7	Impossible	Impossible	Impossible	23
○Baburshi bari	16	76	550	280	560	220	10	Impossible	Impossible	Impossible	480
			25	17	30	10	1	Impossible	Impossible	Impossible	22
Sarang bari	10	53	550	280	560	220	10	Impossible	Impossible	Impossible	480
			25	17	30	10	0	Impossible	Impossible	Impossible	22
Gazi bari	5	16	430	130	410	320	330	Impossible	Impossible	Impossible	360
			17	7	21	19	17	Impossible	Impossible	Impossible	14
Began bari	2	8	410	20	280	290	300	Impossible	Impossible	Impossible	340
			19	2	14	20	18	Impossible	Impossible	Impossible	15
Member bari	3	16	470	80	280	350	360	Impossible	Impossible	70	400
			20	4	12	21	19	Impossible	Impossible	3	17
Bhuiya bari	3	15	610	220	260	490	500	Impossible	Impossible	Impossible	540
			28	11	11	29	27	Impossible	Impossible	Impossible	25
Pokir bari	4	20	690	300	280	570	580	Impossible	Impossible	Impossible	620
			31	14	11	32	30	Impossible	Impossible	Impossible	28
○Munshi bari	5	22	750	360	270	630	640	Impossible	Impossible	Impossible	680
			35	18	10	35	33	Impossible	Impossible	Impossible	31
Mosque bari	2	9	660	270	70	540	550	170	Impossible	Impossible	590
			31	14	2	32	30	13	Impossible	Impossible	27
Mia bari	5	23	740	340	60	610	620	80	Impossible	60	660
			33	15	1	33	31	8	Impossible	8	29
○Member house	1	7	740	340	60	600	620	120	Impossible	80	660
			35	18	3	35	34	5	Impossible	11	32
○Ripon miar bari	7	35	410	20	120	80	50	10	Impossible	40	340
			32	15	11	18	14	0	Impossible	11	28
○Khaleque miar bari	3	19	400	10	110	70	40	30	Impossible	30	330
			30	15	10	17	13	3	Impossible	9	27
○Sarjon Alir bar	6	22	690	300	20	570	600	160	Impossible	140	620
			37	20	6	38	37	11	Impossible	16	34
○Bhuiya bari 2	7	23	410	20	120	130	50	40	Impossible	40	340
			27	10	7	18	10	6	Impossible	6	24
Sheikh bari	4	19	400	10	110	120	40	30	Impossible	10	330
			22	5	10	13	5	11	Impossible	0	19

を嫌がることと，利用者も私用の水源は使いたがらないことが理由として考えられる。

乾季と雨季の比較では，乾季は道路沿いの竹橋を利用しているバリのストレスが大きくなり，雨季ではボートを利用するバリのストレスが小さくなり，季節によって差があることが明らかになった。水運びストレスのモデル化により一部を除いたほとんどのバリが精神的ストレスの値が最小となる水源を利用していることが明らかになった。また，ヒ素に汚染された浅井戸の水を利用しているバリは比較的ス

Table 6　2005 – 2007 physical stress

Physical stress	numebr of family	number of person	2005(dry)	2007(dry)	2005(rainy)	2007(rainy)
Kerani bari	10	46	12420	920	12420	920
Chairman bari	4	14	420	420	420	420
Bhunnya bari	1	11	1100	1100	1100	1100
New Dhali bari	5	20	5000	5000	5000	5000
Bhandari bari	14	73	12410	5690	10950	5190
Baburshi bari	16	76	1390	1210	1570	1390
Sarang bari	10	53	530	530	530	530
Gazi bari	5	16	1760	1760	2080	2080
Began bari	2	8	160	160	160	160
Member bari	3	16	1280	1280	1280	1280
Bhniya bari	3	15	2400	2400	3300	3300
Pokir bari	4	20	5400	5400	6000	6000
Munshi bari	5	22	5940	5940	5940	5940
Mosque bari	2	9	630	630	630	630
mia bari	5	23	1380	1380	1380	1380
Meber house	1	7	630	630	420	420
Ripon miar bari	7	35	10150	5390	4200	530
Khaleque Miar bari	3	19	5320	2850	2090	570
sarjon Alir bari	6	22	4400	4400	440	440
Bhuiyan-Bhuiya bari	7	23	3680	3680	2760	2760
Sheikh bari	4	19	2910	2910	190	190

Table 7　2005 – 2007 psychological stress

psychological stress	numebr of family	number of person	2005(dry)	2007(dry)	2005(rainy)	2007(rainy)
Kerani bari	10	46	0	100	0	100
Chairman bari	4	14	4	4	4	4
Bhunnya bari	1	11	4	4	4	4
New Dhali bari	5	20	65	65	65	65
Bhandari bari	14	73	95	266	95	266
Baburshi bari	16	76	22	29	22	29
Sarang bari	10	53	0	0	0	0
Gazi bari	5	16	35	35	35	35
Began bari	2	8	4	4	4	4
Member bari	3	16	12	12	12	12
Bhniya bari	3	15	33	33	33	33
Pokir bari	4	20	56	56	56	56
Munshi bari	5	22	50	50	50	50
Mosque bari	2	9	4	4	4	4
mia bari	5	23	5	5	5	5
Meber house	1	7	3	3	3	3
Ripon miar bari	7	35	44	77	44	77
Khaleque Miar bari	3	19	33	33	30	30
sarjon Alir bari	6	22	42	42	36	36
Bhuiyan-Bhuiya bari	7	23	42	42	49	49
Sheikh bari	4	19	27	27	15	15

トレスの値が大きいことが示された。

ポキルバリのように移動距離と精神的ストレスが大きくても水運びに行くバリがあれば，メンバーハウスのように公共井戸が近くにありストレスが小さくても水運びに行かないバリもあり，飲料水の選択行動には水運びストレスだけが影響しているわけではないと考えられる。

4.7　調査地における 2005 年から 2007 年におけるストレスの変化

2005 年の調査では合計 7 つの深井戸が飲料水として利用されていた。2007 年の調査ではリプンミヤルバリとバンダルバリ・プッシンバラで新たに 2 基の私用深井戸が，ケラニバリでは 2 基の私用 AIRP が導入され，所有者と一部を除くバリの住民が利用している。2005 年と 2007 年の肉体的ストレスと精神的ストレスの比較をそれぞれ Table 6, Table7 に示す。

2005 年の乾季ではケラニバリ，バンダリバリ，リプンミヤルバリは肉体的ストレス，精神的ストレス共に他のバリよりも非常に大きい値となっている。

雨季も同様に，リプンミヤルバリがボートを利用するので肉体的ストレスの値が小さいものの，ケラニバリ，バンダリバリは肉体的ストレス，精神的ストレス共に非常に大きい値となっている。

これらのバリでは2005年から2007年の間に裕福な世帯が深井戸やＡＩＲＰの費用を全て負担して導入し，ストレスの値は大きく減少した。2005年のストレス上位3つのバリが代替技術を導入したということで，計算されたストレスの値の大きさが現地の状況を良く表現していると考えられる。一方でストレスが比較的大きいムンシバリでは代替技術を導入せず，浅井戸を飲料水として利用し続けている。ムンシバリは貧しい世帯が多く，調査でも「ヒ素は心配だが代替技術を導入するだけのお金がない。」という意見が得られた。

水運びストレスをモデル化しストレスを定量的に評価することで水運びストレスが安全な飲料水を利用するかの選択行動に影響していることが明らかになった。すなわち，ストレスの値が大きければ，水運びが面倒で安全な飲料水を利用せずヒ素汚染された浅井戸の水を利用する。一方で代替技術の導入については経済的な状況などの社会環境を考慮する必要があると考えられる。

5. 現地の飲料水利用状況の構造化

これまでの調査では様々な機関によって導入された代替技術の多くは有効に利用されず放棄されていることが明らかになった。前章ではその理由の一つと考えられる水運びストレスをモデル化し定量的に評価した。この結果，水運びストレスの値は安全な飲料水を利用するか，すなわち代替技術を利用するかの選択行動に影響していることを示したが，代替技術を導入するかには飲料水を取り巻く状況を考慮する必要があることを示した。

これらの状況は本質的には，現地住民の潜在的なヒ素汚染に対する意識や生活状況に起因するものではないかと考えられる。すなわち，多くの住民は経済的に困窮しているためヒ素汚染に対する対策を持てず，また，ヒ素による中毒症状は数10年後に表れるためヒ素に対する不安感を持ちにくいのではないかと考えられる。

本章ではこの飲料水利用状況について共分散構造分析を用いて構造化し，飲料水を取り巻く状況について解釈する。

5.1 共分散構造分析について

共分散構造分析は多変量解析法の1つであり，代表的な多変量解析の一般化とも言われている。多様な潜在変数(latent variables)をモデルシステム内に定義可能であり，複雑な要素が絡み合った現象に構成概念(construct)を導入して分析するのに適したモデルである。

構成概念とは「その存在を仮定することにより，複雑に込み入った現象を比較的単純に理解することを目的とした概念」を指し，それを表現するために導入された直接観測不可能な変数を潜在変数と呼ぶ。

共分散構造分析は構造方程式と測定方程式の2種類によって構成されている。構造方程式は潜在変数間の因果関係を示す式で，測定方程式は多くの潜在変数とその観測変数の間の関係を表現するものである。

構造方程式だけを取り出すと同時方程式やパス解析の一般形であること，測定方程式だけを取り出すと因子分析の一般形であることが示され，パラメータの特定化に応じて様々な多変量解析を構造方程式モデルの枠組みの中で行うことができる。

本研究ではまず観測変数に外生変数と内生変数の2群が存在するＭＩＭＩＣ(multiple indicator multiple cause)モデルを用いて潜在変数を構造化する。次いで，MIMICモデルによって構造化した潜在変数を多重指標モデル(multiple indicator model)でつなげ潜在変数間の関係をモデル化する。

5.2 潜在変数の設定

現地の飲料水を取り巻く状況を示す潜在変数として，水運びの負担を示す【水運びストレス】，経済状況の苦しさを示す【経済困窮度】，ヒ素や健康への不安を示す【社会不安感】を設定する。

以下の記述では潜在変数を【】，観測変数を「( )」（( )内は項目番号）で表す。また，質問項目は乾季と雨季の両方で調査している項目があるが，3.3の代表項目の選出より，雨季よりも乾季の方が他の項目と関連がある項目が多かったことから，今後の分析は乾季の質問項目を代表項目として用いる。水運びストレスは3.6の計算結果を5段階にカテゴリ化した。分析に用いる質問項目の単純集計結果をTable 8に示す。

潜在変数【水運びストレス】は入力の観測変数として「(2.11)アクセスしやすいか」「肉体的ストレスモデル」，出力の観測変数として「(2.5)水量は十分か」「(2.11)精神的ストレスを感じるか」を用いて構成する。

潜在変数【経済困窮度】は入力の観測変数として「(1.6.3)) ビジネスマンか」「(1.10)マイクロクレジットを利用しているか」，出力の観測変数として「(4.1)生活に満足しているか」「(4.5)生活に安心はあるか」を用いて構成する。

潜在変数【社会不安感】は入力の観測変数として「(1.7)世帯人数」「(2.17)ヒ素が人体に有毒であること知っているか」,出力の観測変数として「(2.6)現在の飲料水を不安に思うか」「(2.18)ヒ素について家族の健康に関心はあるか」を用いて構成する。

Table 8 Grand total of answers in survey

item	sample
1.6 Main occupation of householder and/or family members who support family budget	
3) Businessman	30
1.7 Constituent of family	
1～4	64
5～7	35
7～	18
1.10 Do you (or your some of family members) join Microcredit?	
yes	61
no	53
2.5 Do you think current drinking water is enough during dry season?	
5(enough)	85
4	22
3	3
2	4
1(not enough)	2
2.6 Do you think your current drinking water is safe?	
5(safe)	68
4	8
3	8
2	5
1(not safe)	27
2.11 collecting water at during dry season	
How is the accessibilitye is drawingto collect water for you?	
5(easily accessible)	61
4	23
3	9
2	18
1(hardly accessible)	5
Is drawing collecting water a psychological burden for you?	
5(a lot)	25
4	14
3	6
2	25
1(not at all)	46
2.17 Do you know the fact that arsenic is harmful to your health?	
5(yes)	102
4	11
3	0
2	1
1(no)	2
2.18 Are you concerned with your, your son's or daughter's health with regard to arsenic in the future?	
5(concerned)	85
4	20
3	5
2	5
1(no problem)	1
4.1 Are you satisfied current life?	
5(yes)	20
4	41
3	10
2	11
1(no)	33
4.5 Are you at ease with yourself in your daily life?	
5(yes)	19
4	35
3	18
2	27
1(no)	16
Physibal stress(dry season)	
5	10
4	9
3	7
2	19
1	73

5.3 MIMICモデル

設定した潜在変数について最尤推定法によるMIMICモデルで構造化する。

最尤推定法では各変量は多次元正規分布に従い，その分散共分散行列が正則のとき標本分散共分散行列はWishart分布に従う。Wishart分布については付録2に示す（竹村，1991）。

共分散構造分析のモデルの検定にはp値，RMSEA，GFI，AGFIを採用した。これらは一般に広く用いられている検定方法であり，その評価基準を以下に示す。

(1) p値

「計測誤差が有意である」という帰無仮説をある水準αでモデルを採択あるいは棄却する値で，本研究では0.05以上でモデルを採択する。

(2) RMSEA (Root Mean Square Error of Approximation)

モデルによって規定される分布とデータから計算される真の分布との乖離（構造誤差）を1自由度あたりの量として示した値で0.05以下が望ましいとされている。

(3) GFI (Goodness of Fit Indicator)

サンプル数に依存しない適合度の高さとして用いられ，経験的に0.9以上が望ましいとされている。

(3) AGFI (Adjusted Goodness of Fit Indicator)

GFIは自由度が小さくなると見かけ上の適合度が改善されるという性質があり，自由度の影響を修正した適合度指標として用いられ，GFI―0.1以上が望ましいとされている。

【水運びストレス】【経済困窮度】【社会不安感】のMIMICモデルをそれぞれFig. 3，Fig. 4，Fig. 5に示す。全てのモデルにおいて適合度は良好であった。

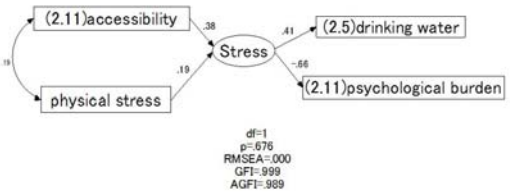


Fig. 3 MIMIC model (Stress)

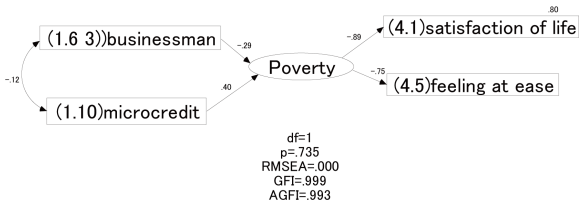


Fig. 4 MIMIC model (Poverty)

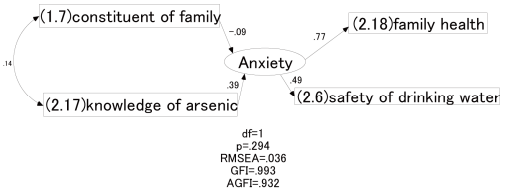


Fig. 5 MIMIC model (Anxiety)

【水運びストレス】はアクセスのしやすさと肉体

的ストレスが正の影響を及ぼし，その結果，水量に正，精神的ストレスを感じるかに負の影響を及ぼしている。水源までアクセスがしやすいほど水量に満足し，精神的負担を感じなくなることが分かる。

肉体的ストレスは正の影響を与えているが，実際に計算したストレスが現地住民のストレスの感じ方に与える影響は小さいことが分かった。これは水源が遠く水運びストレスの値は大きいにもかかわらず特に負担を感じないと回答している世帯や，逆に家のすぐそばに水源があっても水運びが面倒で負担を感じる世帯があり，ストレスの感じ方はばらつきがあると考えられる。

【経済困窮度】はビジネスマンであるかどうかが負の影響，マイクロクレジットの利用が正の影響を及ぼし，その結果，生活の満足度と安心に負の影響を及ぼす。現地では自分で商売を営むビジネスマンは比較的裕福で，貧しい世帯はマイクロクレジットを利用しており，経済的に苦しい世帯は生活に満足しておらず安心を感じていない。現地調査でもマイクロクレジットの返済が負担となっているという意見が得られた.

【社会不安感】はヒ素の有毒性の知識が正の影響を及ぼし，ヒ素について家族の健康に関心があるかと現在飲んでいる飲料水の安全性に正の影響を及ぼす。世帯人数の係数の値は小さく不安感にはほとんど影響を与えていない。ヒ素に関する知識があり不安感が高い世帯は家族の健康に関心があり，結果として安全な飲料水を利用し，現在飲んでいる飲料水を安全と感じていると考えられる。

5.4 多重指標モデル

5.3 MIMICモデルで構造化した潜在変数を用いて，【水運びストレス】を最終到達とした多重指標モデルで現地の飲料水利用状況を構造化する。これは【経済困窮度】と【社会不安感】の潜在変数の値によって【水運びストレス】を構成したモデルである。この結果をFig. 6に示す。適合度は良好であった。計算結果より，【経済困窮度】と【社会不安感】は【水運びストレス】に正の影響を及ぼす。すなわち経済的な苦しさが高まるほど，不安が高まるほど水運びのストレスを感じるようになることが分かる。

これは4.7で示したように，裕福な世帯は自ら代替技術を導入するなど状況改善を図ることができる。しかし，その余裕のない貧しい世帯では現状のままである。また，不安を感じる，すなわち安全な飲料水を利用し，ヒ素に関心のある世帯は水運びストレスを面倒と考えていると解釈できる。

以上のバシャイルボグにおける飲料水利用状況のモデル化から，「(2.5)水量は十分か」「(2.11)精神的ストレスを感じるか」を出力とする【水運びストレス】は【経済困窮度】【社会不安感】が影響していることを明らかにした。現地の飲料水を取り巻く状況は，社会環境に起因する経済的な苦しさや不安感も影響している。このため，ヒ素汚染問題軽減の代替案作成にはヒ素汚染の代替技術だけでなく，貧困やヒ素に対する不安のような社会問題にも取り組む必要があると言えよう。

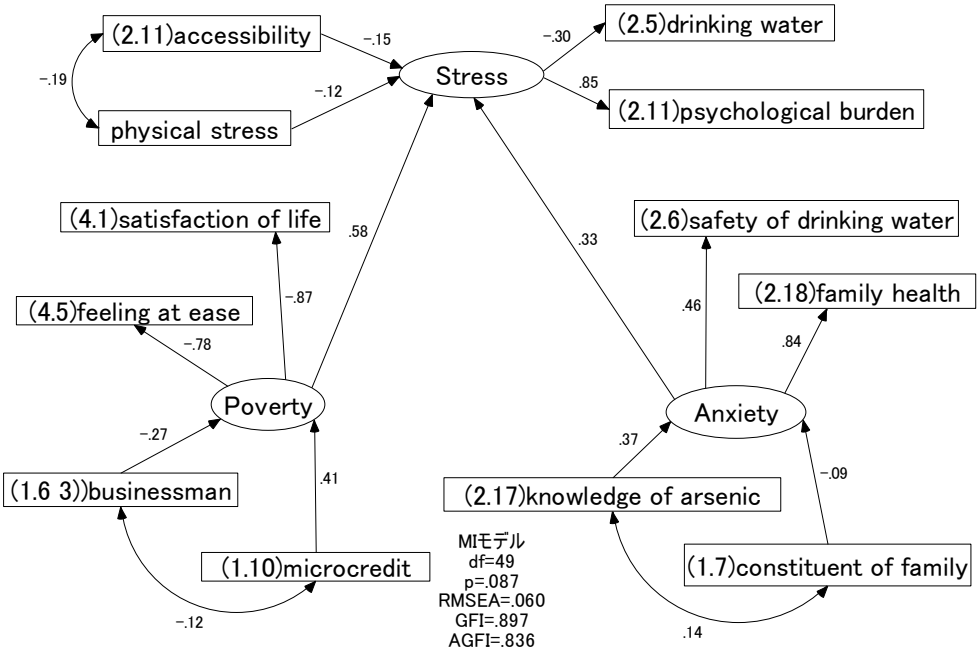


Fig. 6 MI model

6. おわりに

本研究ではバングラデシュにおける飲料水ヒ素汚染問題軽減を考えるにあたり，現地の社会環境を把握し，飲料水を取り巻く状況をモデル化することを目的として社会調査を実施し分析を行った。社会調査と単純集計により現地の飲料水の利用状況を把握し，飲料水ヒ素汚染問題への関心は高く半数以上の住民が代替技術の導入を求めていることが分かった。そして質問項目の関連分析によって分析に用いる代表項目を選出した。

水運びストレスのモデル化により，水運びストレスを定量的に評価したところ，現地の状況をよく表現していることが分かった。すなわち，水運びストレスが安全な飲料水を利用するかの選択行動に影響を及ぼしていることが明らかになった。

共分散構造分析による飲料水利用状況の構造化により，現地の飲料水を取り巻く状況は貧困や不安感も影響しており，ヒ素汚染問題の代替案作成にはこれらも考慮する必要があることを示した。

今後の課題としては，まず安全な飲料水を利用するかの選択行動の構造化が挙げられる。そして，本研究で明らかになった貧困や不安感といった社会環境に起因する問題を取り入れた代替案の作成が必要であるだろう。

謝　辞

本研究を進めるにあたり，ご指導，ご協力いただいた方々にこの場を借りて感謝いたします。日本下水文化研究会の高村哲氏（ノームプランニング），保坂公人氏（五十音設計株式会社），Md. Tofayel Ahmed氏，また，坂本麻衣子准教授（長崎大学），そしてMd. azahar Ali Paramanil氏をはじめとするSPACEのスタッフの皆様には調査の全面的な協力と貴重なご助言を頂き感謝いたします。そして皆様の協力がなければ本論文はなしえなかったことを重ねて銘記いたします。

参考文献

竹村彰通：多変量推測統計の基礎，共立出版，1991.

萩原良巳・萩原清子・Bilqis,Amin,Hoque、山村尊房・畑山満則・坂本麻衣子・宮城島一彦：バングラデシュにおける災害問題の実態と自然･社会特性との関連、京都大学防災研究所年報、第46号　B,pp.15-30, 2003

萩原良巳・坂本麻衣子：コンフリクトマネジメント－水資源の社会リスク，勁草書房，2006

萩原良巳：環境と防災の土木計画学，京都大学学術出版，2008

福島陽介・萩原良巳・畑山満則・萩原清子・山村尊房・酒井彰・神谷大介：バングラデシュにおける飲料水ヒ素汚染に関する社会調査とその分析、環境システム論文集、pp21-28,2004

福島陽介：バングラデシュにおける飲料水ヒ素汚染軽減のための計画論的研究，京都大学工学研究科修士論文，2006

Cramer, H (1945): Mathematical Methods of Statistics, Almqvist and Wiksells.

Government of The People's Republic of Bangladesh (2004): National Policy for Arsenic Mitigation 2004 and Implementation Plan for Arsenic Mitigation in Bangladesh.

付　録

付録 1　クラメールの関連係数について

標本の n 個の個体が2つの変数（定量的であってもなくても良い）によって，Table 9に示した型の2元表に分割されたのとする。

Table 9 contingency table

変数	1	2	･･･	s	合計
1	v_{11}	v_{12}	･･･	v_{1s}	$v_{1\bullet}$
2	v_{21}	v_{22}	･･･	v_{2s}	$v_{2\bullet}$
▪	･･･	･･･	･･･	･･･	▪
▪	･･･	･･･	･･･	･･･	▪
r	v_{r1}	v_{r2}	･･･	v_{rs}	$v_{r\bullet}$
合計	$v_{\bullet 1}$	$v_{\bullet 2}$	･･･	$v_{\bullet s}$	n

この種の表を分割表といい，しばしば2つの変数が独立であるという仮説を検定する必要が生ずる。無作為にとられた個体が表の i 行，j 列に属する確率を p_{ij} で表わす。

このとき，独立性の仮説は

$$p_{ij} = p_{i\bullet} p_{\bullet j} \qquad \sum_i p_{i\bullet} = \sum_j p_{\bullet j} = 1$$

となるような $r+s$ 個の定数 $p_{i\cdot}$ と $p_{\cdot j}$ が存在するという仮説と同値である。この仮説によれば，2つの変数の結合分布は $r+s-2$ 個の未知のパラメータを含んでいる。なぜならば最後の関係によって $r+s$ 個の定数の2つ，たとえば $p_{r\cdot}$ と $p_{\cdot s}$ は残りの

$r+s-2$ 個によって表わされるからである。

この問題に χ^2 検定を適用するためには

$$\chi^2 = \sum_{i,j} \frac{(v_{ij} - np_{i\bullet}p_{\bullet j})^2}{np_{i\bullet}p_{\bullet j}} \tag{7}$$

を計算しなければならない。ここで，和は rs 個のクラス全部にわたってとるものとする。なお，これらの2式はいまの場合には

$$\sum_i \left(\frac{v_{ij}}{p_{i\bullet}} - \frac{v_{rj}}{p_{r\bullet}} \right) = 0 \quad (i = 1,\ldots,r-1)$$

$$\sum_j \left(\frac{v_{ij}}{p_{\bullet j}} - \frac{v_{is}}{p_{\bullet s}} \right) = 0 \quad (j = 1,\ldots,s-1)$$

となる。これらの方程式の解は

$$p_{i\bullet} = \frac{v_{i\bullet}}{n}, \quad p_{\bullet j} = \frac{v_{\bullet j}}{n}$$

であり，結局推定量としては単に周辺頻度から計算した頻度比を用いればよい。これらの推定量を $p_{i.}$ と $p_{.j}$ に代入すれば，χ^2 の式は次のようになる。

$$\chi^2 = n\sum_{i,j} \frac{(v_{ij} - v_{i\bullet}v_{\bullet j}/n)^2}{v_{i\bullet}v_{\bullet j}} = n\left(\sum_{i,j} \frac{v_{ij}^2}{v_{i\bullet}v_{\bullet j}} - 1 \right) \tag{8}$$

また，χ^2 は観測度数と期待度数とのずれを定量化する測度として用いられ，

$$\chi^2 = \sum_{i,j} \frac{(v_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}} \tag{9}$$

とも表される。ただし，E_{ij} は期待度数で，

$E_{ij} = np_{i.}p_{.j}$ である。すなわち，2つの変数が独立ならば $p_{ij} = p_{i.}p_{.j}$ となり，観測度数と期待度数は一致し $\chi^2 = 0$ となる。

一方，変量

$$\varphi^2 = \frac{\chi^2}{n} = \sum_{i,j} \frac{(v_{ij}/n - (v_{i\bullet}/n)(v_{\bullet j}/n))^2}{(v_{i\bullet}/n)(v_{\bullet j}/n)} \tag{11}$$

は属性相関係数のひとつであるK. Pearsonによって導入された平均自乗コンティンジェンシィ（Mean Square Contingency）φ^2 である。$\varphi^2 = 0$ となるのは変数が独立のとき，またそのときに限る。一方，不等式 $p_{ij} \le p_{i.}$ および $p_{ij} \le p_{.j}$ を用いて，上の式から $q = \min(r,s)$ とすれば，$\varphi^2 \le q-1$ であることがわかる。これと上式より

$$0 \le \frac{\varphi^2}{q-1} = \frac{\chi^2}{n(q-1)} \le 1$$

となる。大きいほうの限界1は各行の（$r \ge s$ のとき）あるいは各列（$r \le s$ のとき）が0と異なる要素をただひとつ含んでいるとき，またそのときに限って達成される。したがって，

クラメールのコンティンジェンシィ係数（Cramer's coefficient of contingency）

$$C_r = \frac{\chi^2}{n(q-1)} \tag{12}$$

は標本によって示された関連性の度合いの尺度とみなされる。この尺度の分布は，もちろん χ^2 分布に簡単な変数変換を行えば求まる。

クラメールのコンティンジェンシィ係数は他のコンティンジェンシィ係数やPearsonの積率相関係数とオーダーが異なる。むしろその平方根をとるほうが望ましく，その慣行が確立しつつある。そこでクラメールのコンティンジェンシィ係数の平方根

$$V = \sqrt{C_r} = \sqrt{\frac{\chi^2}{n(q-1)}} \tag{13}$$

をクラメールの関連係数と呼ぶことにする。ここで，サンプル数を n，二つの変量をカテゴリ $r \times s$，$q = \min(r,s)$ とすると V はこれらの値によって大きく変化する。有意確率 α が0.1，0.05，0.01における χ^2 の値における V について計算したものを Table 10に示す。

クラメールの関連係数は特にサンプル数によって

Table10 Cramer's coefficient of contingency

有意確率α	カイ二乗値									
0.1	2.706	4.605	7.779	6.251	10.64	14.68	7.779	13.36	18.55	23.54
0.05	3.841	5.991	9.488	7.815	12.59	16.92	9.488	15.51	21.03	26.3
0.01	6.635	9.21	13.28	11.34	16.81	21.67	13.28	20.09	26.22	32
自由度	1	2	4	3	6	9	4	8	12	16
カテゴリ数	2×2	3×2	3×3	4×2	4×3	4×4	5×2	5×3	5×4	5×5
q	2	2	3	2	3	4	2	3	4	5
サンプル数										
10	0.520192	0.678602	0.623659	0.790633	0.729383	0.699524	0.881986	0.817313	0.786342	0.767138
	0.619758	0.774016	0.688767	0.884025	0.79341	0.750999	0.974064	0.880625	0.837257	0.810864
	0.814555	0.959687	0.814862	1.064894	0.916788	0.849902	1.152389	1.002247	0.93488	0.894427
20	0.367831	0.479844	0.440993	0.559062	0.515752	0.494638	0.623659	0.577927	0.556028	0.542448
	0.438235	0.547312	0.487032	0.6251	0.561026	0.531037	0.688767	0.622696	0.59203	0.573367
	0.575977	0.678602	0.576194	0.752994	0.648267	0.600971	0.814862	0.708696	0.66106	0.632456
30	0.300333	0.391791	0.360069	0.456472	0.42111	0.40387	0.509215	0.471876	0.453995	0.442907
	0.357817	0.446878	0.39766	0.510392	0.458076	0.43359	0.562376	0.508429	0.483391	0.468152
	0.470284	0.554076	0.470461	0.614817	0.529308	0.490691	0.665332	0.578648	0.539753	0.516398
40	0.260096	0.339301	0.311829	0.395316	0.364692	0.349762	0.440993	0.408656	0.393171	0.383569
	0.309879	0.387008	0.344384	0.442012	0.396705	0.3755	0.487032	0.440312	0.418629	0.405432
	0.407278	0.479844	0.407431	0.532447	0.458394	0.424951	0.576194	0.501124	0.46744	0.447214
50	0.232637	0.30348	0.278909	0.353582	0.32619	0.312836	0.394436	0.365513	0.351663	0.343074
	0.277164	0.34615	0.308026	0.395348	0.354824	0.335857	0.435615	0.393827	0.374433	0.362629
	0.36428	0.429185	0.364417	0.476235	0.41	0.380088	0.515364	0.448219	0.418091	0.4
100	0.164499	0.214593	0.197218	0.25002	0.230651	0.221209	0.278909	0.258457	0.248663	0.24259
	0.195985	0.244765	0.217807	0.279553	0.250898	0.237487	0.308026	0.278478	0.264764	0.256418
	0.257585	0.30348	0.257682	0.336749	0.289914	0.268763	0.364417	0.316938	0.295635	0.282843
200	0.116319	0.15174	0.139454	0.176791	0.163095	0.156418	0.197218	0.182757	0.175831	0.171537
	0.138582	0.173075	0.154013	0.197674	0.177412	0.167929	0.217807	0.196914	0.187216	0.181315
	0.18214	0.214593	0.182209	0.238118	0.205	0.190044	0.257682	0.224109	0.209045	0.2
1000	0.052019	0.06786	0.062366	0.079063	0.072938	0.069952	0.088199	0.081731	0.078634	0.076714
	0.061976	0.077402	0.068877	0.088402	0.079341	0.0751	0.097406	0.088062	0.083726	0.081086
	0.081456	0.095969	0.081486	0.106489	0.091679	0.08499	0.115239	0.100225	0.093488	0.089443
10000	0.01645	0.021459	0.019722	0.025002	0.023065	0.022121	0.027891	0.025846	0.024866	0.024259
	0.019598	0.024477	0.021781	0.027955	0.02509	0.023749	0.030803	0.027848	0.026476	0.025642
	0.025758	0.030348	0.025768	0.033675	0.028991	0.026876	0.036442	0.031694	0.029563	0.028284

値が大きく異なり，用いるときには注意が必要である。たとえばカテゴリ数2×2，自由度1で有意確率α=0.05におけるVについてみてみよう。サンプル数$n=60$のとき$V=0.253$だが，$n=1000$のとき$V=0.062$，$n=10000$のとき$V=0.020$とサンプル数が大きくなるにつれてVの値は小さくなる。Vを用いるときはサンプル数を考慮して値を設定する必要がある。

本研究では社会調査のサンプル数が120であることを考慮し，Vが0.25以上のときは関連があると設定して関連分析を行った。

付録 2　ウィシャート分布について

多変量正規分布について考える。Xをp次元の確率ベクトルとする。確率ベクトルXの平均値のベクトルをμとする。Xの$p\times p$分散共分散行列をΣで表す。すなわちΣの対角要素はXの各要素の分散である。

Xの密度関数が次の形で与えられるとき，Xの分布を平均ベクトルμ，Σの分散（共分散）行列Σの多変量正規分布と呼ぶ。

$$f(x;\mu,\Sigma)=\frac{1}{(2\pi)^{p/2}|\Sigma|^{1/2}}\exp\left[-\frac{1}{2}(x-\mu)'\Sigma^{-1}(x-\mu)\right] \quad (14)$$

多変量正規分布をこのように密度関数で定義する場合はΣは正定値でなければならない。Xが多変量正規分布に従うことを$N(\mu,\Sigma)$または次元を明示して$N_p(\mu,\Sigma)$と書く，ここで多変量正規分布において$\mu=0,\Sigma=I$とおいたものを多変量標準正規分布とよぶ。多変量標準正規分布の密度関数は(1)から

$$f(x;0,I)=\frac{1}{(2\pi)^{p/2}}\exp\left[-\frac{1}{2}x'x\right]=\prod_{i=1}^{p}\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{-x_i^2/2} \quad (15)$$

となる。この場合密度関数の形から明らかなように X の各要素は独立に 1 変量標準正規分布に従う。次に $X_1{}',\cdots,X_n{}'$ を各行とする行列を

$$X=\begin{pmatrix} X_1{}' \\ \vdots \\ X_n{}' \end{pmatrix}$$

と書く。なお $X_n{}'$ は X_n の転置を示す。いま，$X_t,\ t=1,\cdots,n$ が互いに独立に $N_p(\mu,\Sigma)$ に従うとする。ここでは一般性のために各確率ベクトルの平均ベクトルは異なってもよいものとしている。ここで平方和積和行列 W を

$$W=\sum_{t=1}^{n}X_tX_t{}'=X_tX_t{}'$$

とおく。また

$$\Psi=\Sigma^{-1}\sum_{t=1}^{n}\mu_t\mu_t{}'=\Sigma^{-1}M'M$$

とおく。ただし $M=E(X)=1_n\mu'$ で 1_n は全ての要素が 1 の n 次元ベクトルである。このとき，W の分布を自由度 n，分散共分散行列 Σ，非心度行列 Ψ の非心ウィシャート分布とよび，$W(n,\Sigma,\Psi)$ あるいは $W_p(n,\Sigma,\Psi)$ と書く。非心度は分布の中心からの外れ具合を表しており，平均の二乗和を分散で割った値で示される。非心ウィシャート分布は，1 変量における非心カイ二乗分布の一般化である。カイ二乗分布と同様に平均 $M=0$ の場合には単にウィシャート分布といい $W_p(n,\Sigma)$ と書く。

多変量正規分布からの独立な標本について，基本的な統計量は標本平均ベクトルおよび標本分散共分散行列である。

$$\overline{X}=\frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n}X_t$$

$$S=\frac{1}{n-1}\sum_{t=1}^{n}(X_t-\overline{X})(X_t-\overline{X})'=\frac{1}{n-1}W \quad (16)$$

本文では S を $n-1$ で除いた形の標本分散共分散行列，W を平均からの偏差ベクトルの積和行列とする。

ここで，ウィシャート分布の密度関数の導出のため三角分解について考える。$n\times p$ 行列 X の各行が独立に $N_p(0,\Sigma)$ に従うものとする。X の各列を $X(1),\cdots,X(p)$ と表そう。$X(1),\cdots,X(p)$ に関してグラムーシュミットの直交化を行うことによって得られる正規直交ベクトルを $h(1),\cdots,h(p)$ として以下のように表される。

$$h(k)=e(k)/\|e(k)\|,\qquad e(k)=X(k)-h(1)h(1)'X(k)-\cdots-h(k-1)h(k-1)'X(k)$$

ここで，幾何学的に考えれば，$e(k)$ が $X(k)$ を $X(1),\cdots,X(k-1)$ に回帰分析したときの残差ベクトルとなることも明らかであろう。いま

$$t_{ii}=\|e(i)\|,$$
$$t_{ij}=h(j)'X(i),\qquad i>j$$

とおけば

$$X(k)=t_{k1}h(1)+\cdots+tkh(k),\qquad k=1,\cdots,p$$

と書ける。$H=(h(1),\cdots,h(p)),T=\{t_{ij}\}$（$t_{ij}$ を要素とする下三角行列）とおくと X は $X=HT'$ と表される。したがって，ウィシャート行列 $W=X'X$ は

$$W=TH'HT'=TT' \quad (17)$$

と分解できる。正定値行列 W を下三角行列 T とその転置の積として表したもので，この形の分解を三角分解あるいはコレスキー分解と呼ぶ。

以上ではコレスキー分解をグラムーシュミットの直交化から導いたが，任意の正定値行列 A が $A=TT'$，T は正の対角要素を持つ下三角行列に一意的に分解できる。

いま W を以下のようにブロックに分け，T をこれに対応させる。

$$W=\begin{pmatrix} W_{11} & W_{12} \\ W_{21} & W_{22} \end{pmatrix}\quad T=\begin{pmatrix} T_{11} & 0 \\ T_{21} & T_{22} \end{pmatrix}$$

$W = TT'$を書き下せば

$$W_{11} = T_{11}T_{11}' \qquad T_{11} = W_{11}^{1/2}$$
$$W_{12} = T_{11}T_{21}' \qquad T_{21}' = W_{11}^{-1/2}W_{12}$$
$$W_{22} = T_{21}T_{21}' + T_{22}T_{22}' \qquad T_{22} = W_{22\cdot 1}^{-1/2}$$

となる。

ところで(T_{11}, T_{21})は(W_{11}, W_{12})のみの関数であり，T_{22}は$W_{22\cdot 1}$のみの関数であり(T_{11}, T_{21})とT_{22}は互いに独立である。さらに分割する大きさを順次かえていき，T_{11}のサイズを 1 から$p-1$まで順次大きくしていくと，Tの第一列と$(p-1)\times(p-1)$のT_{22}は互いに独立である。次にTの第 2 列は（0 要素を除いて）T_{22}の第 1 列と同じものである。ところで，$T_{22}T_{22}{}' = W_{22\cdot 1}$は$W_{22\cdot 1}$の三角分解になっており，これはウィシャート分布に従っていることからT_{22}の第 1 列すなわちTの第 2 列は残りの$(p-2)\times(p-2)$の部分から独立である。以下帰納法により$W = TH'HT' = TT'$をウィシャート行列の三角分解とすると，Tの各列は互いに独立であることが示された。

$\Sigma = I$と仮定し$W \sim W_p(n, \Sigma)$とする。$W = TT'$をWの三角分解とする。このときTの要素t_{ij}は全て互いに独立であり，$t_{ii} \sim \chi^2(n-i+1)$，$t_{ij} \sim N(0,1), i > j$，となる。

この三角分解の結果に基づいてウィシャート分布の密度関数を求める。まず，$\Sigma = I$の場合について，Wを三角分解したTの密度関数を求めよう。この場合，Tの要素はすべて互いに独立であり，Tの（対角線を含む下三角部分の）要素は標準正規分布に従うことから同時密度関数は，

$$\begin{aligned} f(T) &= \prod_{i \geq j} f(t_{ij}) = \prod_i f(t_{ii}) \prod_{i>j} f(t_{ij}) \\ &= c \prod_i t_{ii}^{n-i} \exp\left(-\sum_{i \geq j} \frac{1}{2} t_{ij}^{\,2} \right) \\ &= c \prod_i t_{ii}^{n-i} \exp\left(-\frac{1}{2} trTT' \right) \end{aligned} \tag{18}$$

と書ける。ただし基準化定数cは

$$\frac{1}{c} = 2^{p(n-2)/2} \pi^{p(p-1)/4} \prod_{i=1}^{p} \Gamma\left[(n-i+1)/2 \right] \tag{19}$$

で与えられる。これで$\Sigma = I$の場合のウィシャート行列を三角分解したときのTの密度関数が求められた。次にΣが一般の正定値行列の場合を考えよう。そのためにもΣも三角分解して$\Sigma = AA'$，ただしAは正の対角要素をもつ下三角行列とする。いま$\tilde{W} \sim W(n, I)$とすれば$W = A\tilde{W}A' \sim W(n, \Sigma)$となる。$W$を三角分解したものを$W = TT'$とし$\tilde{W}$を三角分解したものを$\tilde{W} = \tilde{T}\tilde{T}'$とおけば

$$W = TT' = A\tilde{T}\tilde{T}'A'$$

と表される。ところで$A\tilde{T}$はやはり正の対角要素をもつ下三角行列である。したがって三角分解の一意性から$T = A\tilde{T}$とならなければならない。$\tilde{T}$の密度関数は既に求められているから，$\tilde{T}$からTのヤコビアン変換$J[\tilde{T} \to T]$（$J = (\partial \tilde{t}_i / \partial t_j)$）を行うことで$T$の密度を求めることができる。

$\tilde{T}$からTの変換を要素ごとに書き下せば

$$\begin{aligned} t_{11} &= a_{11}\tilde{t}_{11} \\ t_{21} &= a_{21}\tilde{t}_{11} + a_{22}\tilde{t}_{21} \\ &\cdots \\ t_{p1} &= a_{p1}\tilde{t}_{11} + \cdots + a_{pp}\tilde{t}_{p1} \\ t_{22} &= a_{22}\tilde{t}_{22} \\ t_{32} &= a_{32}\tilde{t}_{22} + a_{33}\tilde{t}_{32} \\ &\cdots \\ t_{ij} &= a_{ij}\tilde{t}_{jj} + a_{i,j+1}\tilde{t}_{j+1,j} + \cdots + a_{ii}\tilde{t}_{ij} \end{aligned} \tag{20}$$

となっている。ここでt_{ij}の右辺において$\tilde{t}$の添え字は(i, j)および(i, j)以前に現れたものであることに注意しよう。このことからヤコビ行列

$$\frac{\partial\left(t_{11},t_{21},\cdots,t_{p1},t_{22},\cdots,t_{p2},\cdots,t_{pp}\right)}{\partial\left(\tilde{t}_{11},\tilde{t}_{21},\cdots,\tilde{t}_{p1},\tilde{t}_{22},\cdots,\tilde{t}_{p2},\cdots,\tilde{t}_{pp}\right)}$$

（t_{ij} が行，$\tilde{t}_{ij}$ が列として）は下三角行列となり，その対角要素が

$$a_{11},a_{22},\cdots,a_{pp},a_{22},\cdots,a_{pp},\cdots,a_{pp}$$

で与えられることがわかる。したがって，ヤコビアンの絶対値は

$$J\left[T\to\tilde{T}\right]=1/J\left[\tilde{T}\to T\right]=a_{11}a_{22}^{2}\cdots a_{pp}^{p} \qquad (21)$$

の形で与えられる。そこで $\tilde{t}_{ii}=t_{ii}/a_{ii}$ に注意して，

$\tilde{T}$ の密度関数より T の密度関数を求めると

$$\begin{aligned} f(T) &= c\prod_i \left(t_{ii}/a_{ii}\right)^{n-i}\exp\left(-\frac{1}{2}trA^{-1}TT'A^{-1'}\right) \\ &= c\prod_i t_{ii}{}^{n-i}\exp\left(-\frac{1}{2}tr\Sigma^{-1}TT'\right)\Big/\left|\Sigma\right|^{n/2} \end{aligned} \qquad (22)$$

となることが分かる。以上で三角分解された T の密度関数が求まった。さて，W と T の関係は 1 対 1 であるから，同様に T から W への変換のヤコビアンを求めれば W の密度関数が求めることができる。

$W=TT'$ の関係を書き下せば，

$$\begin{aligned} &w_{11}=t_{11}{}^{2}\\ &w_{21}=a_{11}t_{21}\\ &\cdots\\ &w_{p1}=t_{11}t_{p1}\\ &t_{22}=t_{21}{}^{2}+t_{22}{}^{2}\\ &t_{32}=t_{21}t_{31}+t_{22}t_{32}\\ &\cdots\\ &w_{ij}=a_{j1}t_{i1}+\cdots+t_{jj}t_{ij} \end{aligned} \qquad (23)$$

となる。同様に w_{ij} の右辺において t の添え字は (i,j) および (i,j) 以前に現れたものだけである。そたがって，ヤコビ行列はやはり下側三角行列となり，その対角要素は

$$2t_{11},t_{11},\cdots,t_{11},2t_{22},t_{22},\cdots,t_{22},\cdots,2t_{pp}$$

である。したがってヤコビアンの絶対値は

$$\begin{aligned} 1/J\left[T\to W\right] &= 2t_{11}{}^{p}\,2t_{22}{}^{p-1}\cdots 2t_{pp}\\ &= 2^{p}\prod t_{ii}{}^{p-i+1} \end{aligned} \qquad (24)$$

の形で与えられる。

これより W の密度関数を求めると

$$f(W)=\left(c/2^{p}\right)\prod t_{ii}{}^{n-p-1}\exp\left(-\frac{1}{2}tr\Sigma^{-1}W\right)\Big/\left|\Sigma\right|^{n/2}$$

となる。ところで $\left|W\right|=\left|T\right|^{2}=\prod t_{ii}{}^{2}$ となることから

$$f(W)=c'\left|W\right|^{(n-p-1)/2}\exp\left(-\frac{1}{2}tr\Sigma^{-1}W\right)\Big/\left|\Sigma\right|^{n/2} \qquad (25)$$
$$\left(c'=c/2^{p}\right)$$

と書ける。基準化定数を簡潔に記すために多変量ガンマ関数 $\Gamma_p(a)$ を

$$\Gamma_p(a)=\pi^{p(p-1)/4}\prod_{i=1}^{p}\Gamma\left[a-\frac{1}{2}(i-1)\right] \qquad (26)$$

と定義する。この記法を用いれば W の密度関数は以下の形にまとめられる。

$W\sim W_p(n,\Sigma)$ とする。$n\geq p$ とし Σ は正則とする。このとき W の対角要素を含む下側三角部分の要素の同時密度は

$$f(W)=\frac{\left|W\right|^{(n-p-1)/2}\exp\left(-\frac{1}{2}tr\Sigma^{-1}W\right)}{2^{pn/2}\left|\Sigma\right|^{n/2}\Gamma_p(n/2)} \qquad (27)$$

で与えられる。

もちろん，式の密度関数は W が正定値の領域における密度関数であり，W が正定値でなければ密度は 0 である。

この式は確率の密度関数であることから積分すると 1 となる。したがって変数変換によって

$$\Gamma_p(a) = \int_{W>0} |W|^{a-(p+1)/2} \exp(-trW) dW \quad (28)$$

定値の領域である。

となることが示される。ただし，積分範囲はWが正

A ChoiceBehavior Analysis on Safety Drinking Water in Bangladesh

Yoshimi HAGIHARA, Sho SHIBATA*, Kiyoko HAGIHARA**, Yosuke HUKUSHIMA***
Akira SAKAI**** and Kunio TAKAHASHI*****

* Graduate School of Engineering, Kyoto University
** School of Sociology, Bukkyo University
*** Ministry of Land, Infrastructure and Transport
**** University of Marketing and Distribution Sciences
***** Japan Association of Drainage and Environment

Synopsis

Recently, arsenic contamination of drinking water becomes serious problem in Bangladesh. Bangladesh is one of the poor countries in the world and it has been suffering many kinds of disaster such as cyclones, floods, droughts, and damage caused by salt. Various alternative technologies have been introduced to supply safe drinking water. However, most of them have been abandoned because of difficulty of maintenance, stress of collecting water and so on. To plan alternative of arsenic contaminated drinking water in Bangladesh, in this study social survey with Bangladesh residents was carry out and the situation of using drinking water was clarified.

Keywords: Bangladesh, arsenic contaminated, social survey stress of collecting water, SEM

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

河川流域における環境影響物質発生領域の特定手法の開発

小尻利治・田中千尋*・田中賢治・浜口俊雄

＊ 株式会社　山武

要　旨

清浄な水資源循環の回復に貢献することを目的として，河川水質悪化の原因の1つであるノンポイント負荷の発生領域を特定する手法を提案する。本手法では，過去に計測された環境影響物質の時系列データとそのときの降雨量時系列データおよびGISを使うことにより，解析によって発生領域を短時間で特定する。ここで扱うノンポイント負荷は，対象流域に降雨があったときに環境基準点で環境影響物質が増加する分と定義している。本報では，環境影響物質としてCODを取り上げ，特定手法の開発とその適用例を示す。

キーワード: ノンポイント負荷，発生領域特定，積算降雨量，パターンマッチング，GIS

1.　はじめに

河川や湖沼の水質汚濁の原因は，ポイント負荷と呼ばれる工場や下水処理場などの特定汚染源（点源）とノンポイント負荷と呼ばれる農地や市街地などの非特定汚染源（面源）に分けられる。ポイント負荷の発生源は，上記のように明確で，例えば水質汚濁防止法（環境省，1970）のように排出規制などの対策が実施されており，近年徐々に減少している。一方で，ノンポイント負荷の対策は重要な課題となっている（阿部，2006）。ノンポイント負荷は発生源が明確ではないため，河川流域などの広い領域の中で，どこが発生箇所なのか特定する手法の開発が必要になっている。湖沼については，環境省において2005年6月に湖沼水質保全特別措置法（通称：湖沼法）が改正され，市街地や農地などから汚濁物質が水域へと流れ出すノンポイント負荷対策の強化を講じることになった（環境省，2005）。

本研究では，清浄な水資源循環の回復に貢献することを目的として，河川水質悪化の原因の1つであるノンポイント負荷の発生領域を特定する手法を提案する。本手法は，過去に計測された環境影響物質の時系列データとそのときの降雨量およびGISを使って，短期間で発生領域が特定可能なものである。なお，降雨によって流出する環境影響物質を対象とする手法であり，ここではCODを例として発生源特定手法の提案と解析事例紹介を示す。

2.　ノンポイント負荷の定義

ノンポイント負荷はポイント負荷の工場や下水処理場などからの排水と異なり，面的な広がりがある市街地・農地・森林などからの負荷であるため，環境影響物質の発生地点の特定ばかりでなく，その発生量を求めることすら難しい。

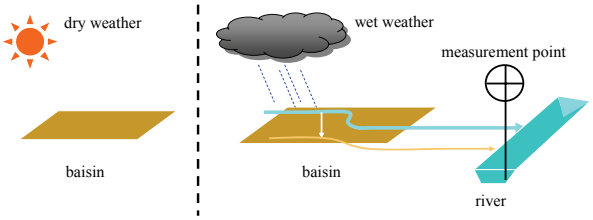


Fig.1 Target of nonpoint source

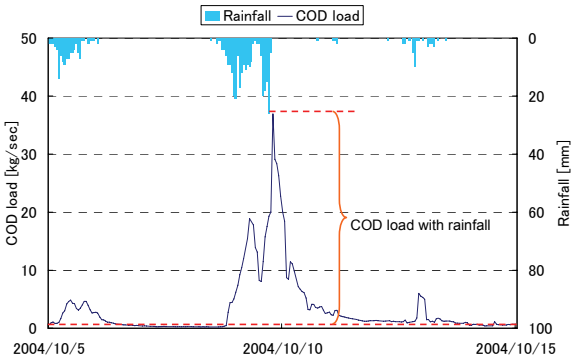


Fig.2 COD load with wet weather

本研究では，ノンポイント負荷をFig.1に示すように次のように“晴天時に地表にたまり，降雨によって地表や地下を経由して河川に流出する環境影響物質の負荷”と定義することで，計測点における発生量と流域内の発生箇所を推定する。Fig.2にCOD負荷量と降雨量の時間変化を示す。このグラフから，上記の定義が定性的に正しいことがわかる。

3. ノンポイント負荷量の算出

降雨がなかった場合に環境影響物質の負荷量がいくつになるかを推定し，実際の負荷量（計測値）から差し引くことによりノンポイント負荷量を推定する。本研究では，降雨による流出と定義したノンポイント負荷を対象としているため，データ解析の際には計測値から常時流出している環境影響物質の流出量を差し引いた時系列データを用いなければならない。常時の環境影響物質流出量を推定するためには，事例ベースモデリング（TCBM：Topological Case-Based Modeling）（筒井，1997）や，分布型流出モデル（Hydro-BEAM：Hydrological River Basin Environmental Assessment Model　など）（小尻，1998）などが利用できる。TCBMは豪雨時の予測などのように事例となるデータが少ない場合には不利になる可能性があるが（小尻，2007），晴天時のようにある程度まとまったデータがある場合には安定した推定が可能である。

また，本報では環境影響物質としてCODを対象とする。CODは化学的酸素要求量であり，代表的な水質の指標の一つである。単位が[ppm]または[mg/l]であることからもわかるように，降雨に伴う河川流量の増大により，同じ負荷量でも降雨が多いと数値が下がってしまう。そこで，解析ではCODに河川流量を掛け合わせたCOD負荷量として検討を行う。

$$L_{COD}[kg/sec] = C_{COD}[mg/l] \times Q[m^3/sec] / 1000[kg/g] \quad (1)$$

L_{COD} ：COD負荷量
C_{COD} ：COD濃度
Q　　：河川流量

4. 重回帰式による負荷量の推定

本研究において，ノンポイント負荷を降雨による流出と定義したため，水質計測点における負荷量は流域を代表する降雨量データを変数とした線形式で推定できると仮定した。ここで，流域を代表する降雨量データとは，対象流域全体の平均降雨量やある場所の降雨量を時間積算したそれぞれ時系列データから，環境影響物質の計測値時系列データと関連性が強いデータをステップワイズ法により求めたものである。環境影響物質負荷量が積算雨量を変数とした線型方程式で算出できることを示すために，重回帰式による環境影響物質負荷量の推定を行った。ここでは，線形式を作るために3つの変数を用意し，式（2）の重回帰式を算出した。

$$Y(t) = a_1 \times X_1(t) + a_2 \times X_2(t) + a_3 \times X_3(t) + b \quad (2)$$

Y　　：環境影響物質負荷量
X_1　：24時間積算雨量
X_2　：6時間積算雨量
X_3　：12時間積算雨量
$a_1 = 4.86 \times 10^{-2}$
$a_2 = 3.43 \times 10^{-2}$
$a_3 = 5.48 \times 10^{-3}$
$b = 6.83 \times 10^{-2}$

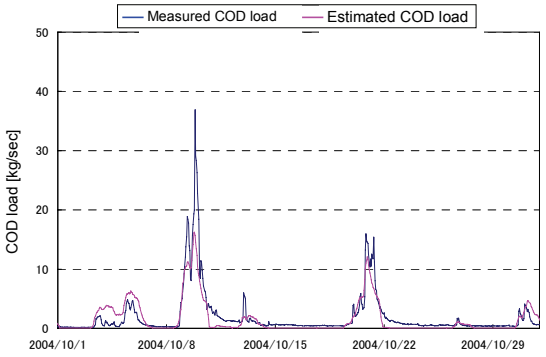


Fig.3 Estimated COD load

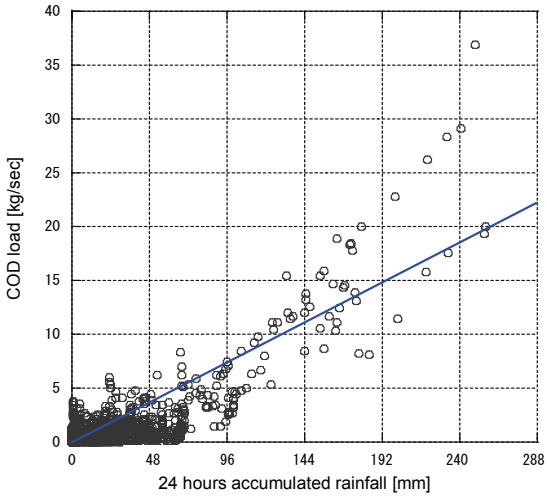


Fig.4 Scatter chart between an accumulate rainfall and COD load

式（2）を用いて推定した環境影響物質負荷量の1つであるCOD負荷量の推定値をFig.3に示す。重相関はR=0.824となった。単一領域の負荷量が，時間積算雨量を変数とした線型方程式で定性的に算出できることが確かめられた。また，Fig.4に最も相関値が高くなった24時間積算雨量とCOD負荷量の散布図を示す。積算雨量が50mmを超えるような降雨時にはCOD負荷量と高い相関関係があることがわかる。

5. 解析手法の原理

本研究で提案する新しい特定手法では，対象流域に降雨があったときに環境基準点で環境影響物質が増加する分をノンポイント負荷と捕らえ，ポイント負荷と区別している。前述のとおり，ノンポイント負荷はどこから発生しているのかがわかりづらい。しかし，河川流域のいずれかの場所から発生している可能性は非常に高い。そこで，ノンポイント負荷の発生箇所を広い河川流域から特定する手法を検討した。まず，河川流域をメッシュに分割し，メッシュごとの降雨量を入力としてメッシュごとの環境影響物質負荷量を算出することを考える。調査対象とする流域において環境影響物質量とその特性は以下の通りである。対象流域全体の環境計測点での時刻tにおける環境影響物質流出量 F(t) は，流域を構成する各メッシュ i からの環境影響物質流出量 $f_i(t)$ の和になる。

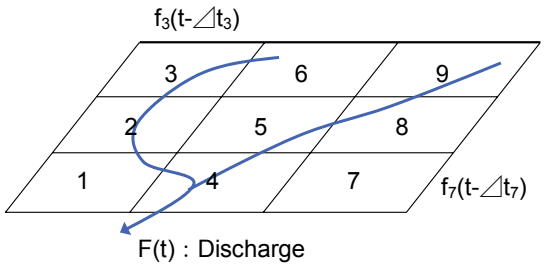


Fig.5 Discharge from each mesh

$$F(t) = f_1(t-\Delta t_1) + f_2(t-\Delta t_2) + \cdots + f_n(t-\Delta t_n) \quad (3)$$

$F(t)$ ：環境基準点での環境影響物質流出量
$f_i(t)$ ：メッシュ i の環境影響物質流出量
Δt_i ：メッシュ i から環境基準点までの流達時間

各メッシュでは，環境影響物質流出量と降雨ごとの積算雨量に相関関係があるため，各メッシュの環境影響物質流出量$f_i(t)$は

$$f_i(t) = K_i \times R_i(t) \quad (4)$$

K_i ：環境影響物質流出率[-]
$R_i(t)$ ：積算雨量[mm]

となる。ここで，メッシュごとに環境影響物質流出率K_iを考える。雨が降りだしから降り終わるまでを1回の降雨と数え，各降雨に番号jをつけることにより，流域全体の環境影響物質流出量F_jは，求めたいメッシュiの環境影響物質流出率K_iと各メッシュの環境影響物質流出量の和として表せる。

$$\begin{aligned} F_j &= f_{1j} + f_{2j} + f_{3j} + \cdots + f_{nj} \\ &= K_1 \times R_{1j} + K_2 \times R_{2j} + K_3 \times R_{3j} \\ &\quad + \cdots + K_n \times R_{nj} \end{aligned} \quad (5)$$

j ：降雨番号

これは多元連立1次元方程式なので，降雨回数jがメッシュ数iより多い場合に，理論的に浸入水比率K_iを求めることができる。流域を構成するメッシュが10程度であれば，理論的に10回以上の降雨により各メッシュの浸入水比率を求めることができる。一般に安定解を得るには，これより多くの降雨回数を必要とする。

今回の対象のように，河川流域から発生領域を特定するためにはメッシュ数が多く必要となり，その

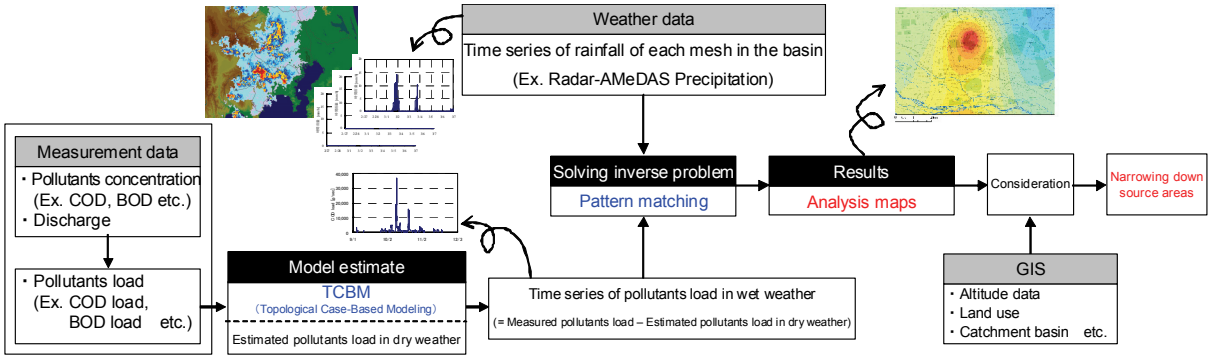


Fig.6 Overview of a method to specify source areas of environmental impacts

メッシュ数以上の多数の降雨回数が必要になる。降雨回数を増やすには調査期間を大幅に増やす必要があるが，それは実用的ではない。その対策として，環境影響物質の発生分布を定性的に求める以下の手法を考えた。発生領域を特定するという逆問題を解くことは，同定すべき未知数がメッシュ数だけ存在する必要があるため，非常に困難である。ここでは，工学的に直面した不適切な条件下の逆問題を，雨量データの時間積分によって観測情報を擬似的に増加させることで安定的に解こうとしている。提案する手法は，メッシュ毎の特徴的な積算雨量と計測点における環境影響物質負荷量のそれぞれの相関を比較することで，定性的な環境影響物質負荷量の分布を求めるものである。これはパターンマッチの考え方で，時系列データのグラフから特定のパターンが出現するかどうかを判断する手法である。本研究では，この手法をパターンマッチング手法と呼ぶ。

6. パターンマッチング手法による汚濁物質発生領域の特定

環境基準点の汚濁物質量を基準として，流域内全メッシュのレーダー雨量の時系列データをそれぞれパターンマッチ解析し，相関値を求める。その際，流出に伴う時間遅れを考慮して，その相関値が最大となる時刻を当該メッシュから環境基準点への流出の到達時間とする。式(6)に相関値算出の式を示す。

$$C_a = \max_{\Delta t=0,\cdots,T_d}\left(\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(R_{i-\Delta t}^{a}-\overline{R^a}\right)\left(L_i-\overline{L}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(R_{i-\Delta t}^{a}-\overline{R^a}\right)^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(L_i-\overline{L}\right)^2}}\right) \quad (6)$$

a　：分割領域名
⊿t　：到達時間
T_d　：到達時間の候補数
n　：対象期間のデータ数
R_{ia}　：領域aにおける時刻iの降雨量
R_a　：検討期間の領域aにおける降雨量の平均値
L_i　：計測点における時刻iの汚濁物質量
L　：検討期間の計測点における汚濁物質量の平均値

降雨の影響が無い期間でも，環境影響物質量は0にはならない。これは，ポイント負荷など常時流出している環境影響物質が主な原因であると考える（第2章参照）。本研究では，環境影響物質の1つとしてCODを取り上げ，河川の環境基準点で1時間おきに連続計測されたデータを利用する。このデータを元に，まず降雨がなかった場合を想定し，降雨により流出するCOD負荷量を事例ベースモデリング（TCBM）により推定する。これと解析メッシュごとの降雨量の時系列データをパターンマッチングにより識別して，発生領域の解析マップを作成する。その場合，各メッシュによって流達時間の違いがあるため，それぞれのメッシュで最適な時間遅れを考慮する。最後に，出来上がった解析マップと標高分布図，土地利用図など流出に影響する資料を基に，汚濁物質発生領域を特定する。

7. 解析事例

7.1 解析条件

河川流域の対象はFig.7に示す多摩川流域とする。多摩川は，東京都，神奈川県，山梨県にまたがる1級河川で，上流は山間部，中流から下流は市街地が広がっている。水質計測箇所は下流部の環境基準点である多摩川原橋（国土交通省　水文水質データベース）。降雨量データは気象庁のレーダー雨量データ。期間は2001年～2005年。対象流域のメッシュ数は1147。環境影響物質として，DO，導電率，濁度，CODが1時間お

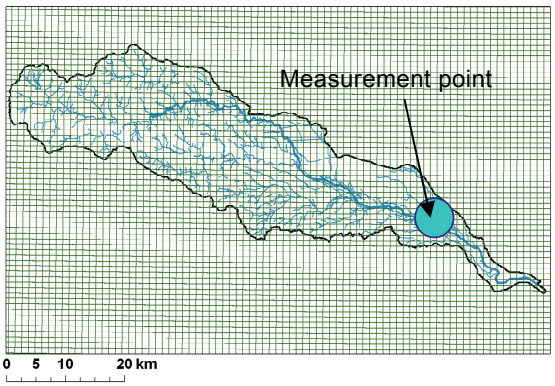


Fig.7 The Tama river basin

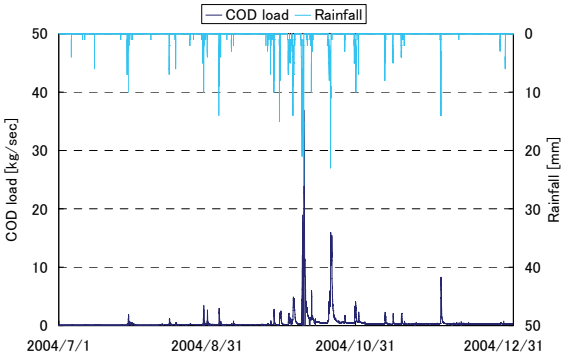


Fig.8 Measured COD load and Rainfall

きに自動で計測されている。本研究では，CODの時系列データを用意して，利用することとした。

7.2　解析結果

Fig.8にCOD負荷量と降雨量の時系列データのグラフの抜粋を示す。本解析事例では，雨天時のCOD負荷量に比べて，晴天時のCOD負荷量が1%程度であるので，晴天時のCOD負荷量は少量で一定とみなした。そのため，パターンマッチにはCOD負荷量そのものとレーダー雨量データで行い，常時流出しているCOD負荷量を差し引くことはしなかった。

流域内各メッシュのレーダー雨量データと環境基準点のCOD負荷量を利用して，パターンマッチングを行った。その結果をコンタ図で示したものがFig.9である。降雨量の変化とCOD負荷量の変化量の相関が強いメッシュでは，降雨があった場合にCOD負荷が多量に流出している領域となる。その部分は影響度が強く赤色で表されている。一方，その相関が弱く，影響度が低い領域が青色で示されている。本解析結果では，環境基準点のやや上流部（領域Ⅰ）と流域の上流部（領域Ⅱ）の大きくみて2箇所が赤色になった。

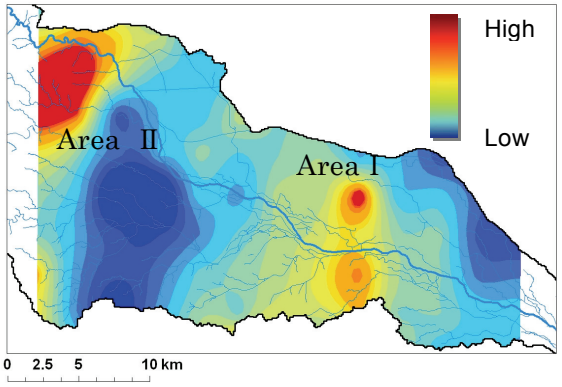


Fig.9 Pattern matching result

7.3　GISを用いた考察

パターンマッチの結果だけでは詳細な場所の特定ができないので，その結果にいくつかのGISを重ね合わせ，影響度が高くなった箇所の特色を調べた。まず①の領域に着目して考察する。Fig.10に領域Ⅰ周辺の地図と重ね合わせた解析結果，Fig.11に土地利用図，Fig.12に集水域図，Fig.13に標高分布図を示す（Fig.10からFig.13は同じ範囲の表示）。これらの図を用いて検討すると，影響度が高くなった領域Ⅰは，土地利用図を用いると建物用地（■）とその他の用地（■）

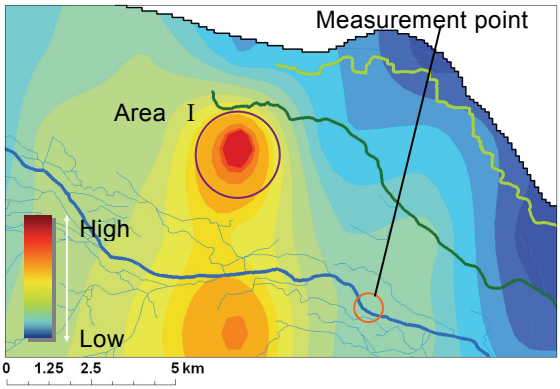


Fig.10 Pattern matching result（Area Ⅰ）

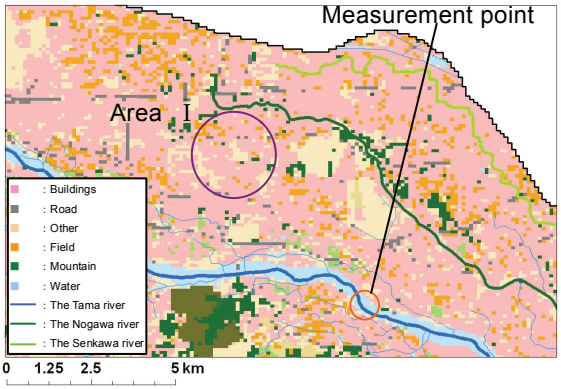


Fig.11 Land use (Area Ⅰ)

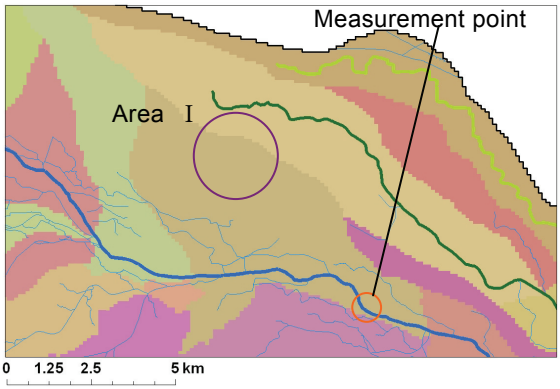


Fig.12 Catchment (Area Ⅰ)

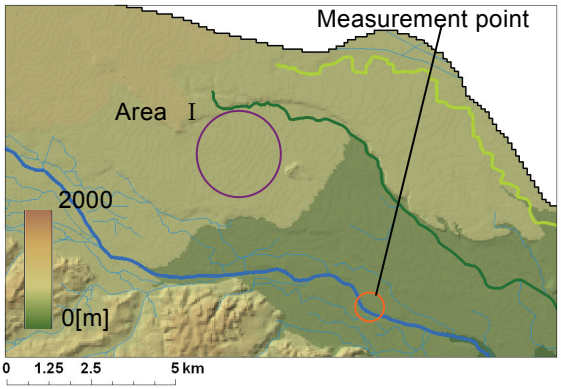


Fig.13 Elevation (Area Ⅰ)

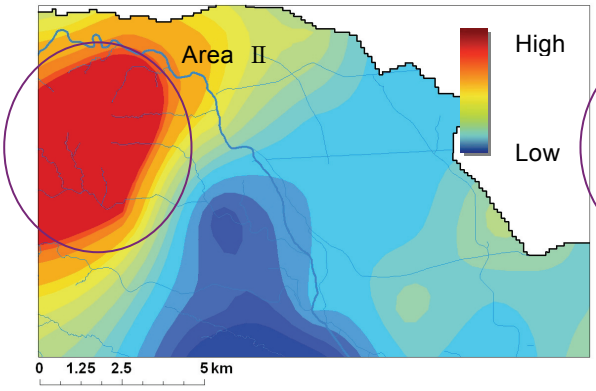


Fig.14 Pattern matching result (Area Ⅱ)

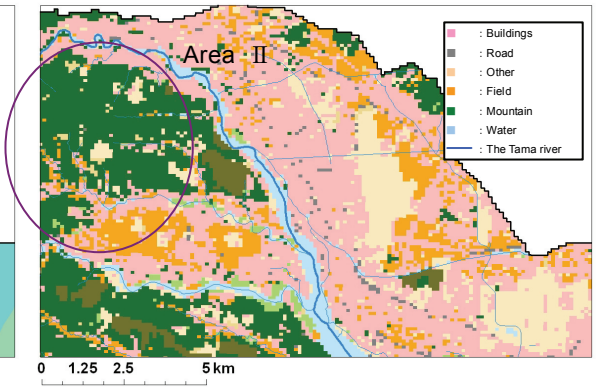


Fig.15 Land use (Area Ⅱ)

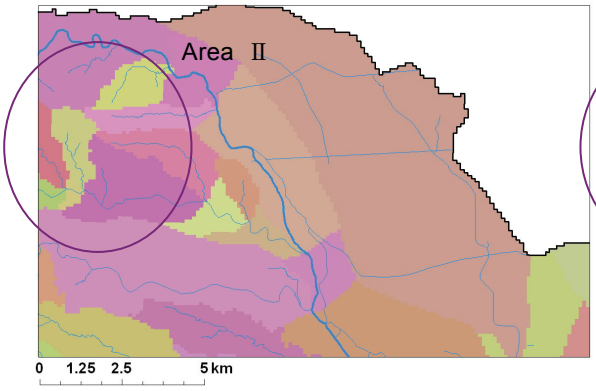


Fig.16 Catchment (Area Ⅱ)

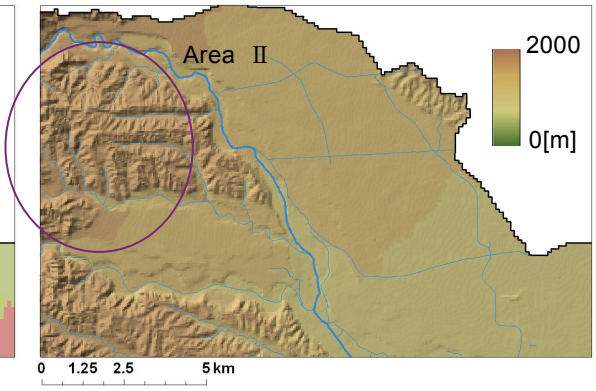


Fig.17 Elevation (Area Ⅱ)

の部分であることがわかる。また，集水域図と標高図からは，この領域への降雨は計測点に流出している可能性が高いことがわかり，解析結果の信頼性が確認できる。今回の資料からではこれ以上の特定はできないが，より詳細なGIS資料を用いることにより，当該領域に何があって，環境影響物質がどんな流出状況か推測することもできると考えられる。また，都市計画の観点からも，この領域をどのように利用していくべきか検討する資料を提供できているのではないかと考える。

次に領域Ⅱについて考察する。Fig.14に領域Ⅱ周辺の地図とパターンマッチの結果を重ねた図，Fig.15に土地利用図，Fig.16に集水域図，Fig.17に標高分布図を示す（Fig.14からFig.17は同じ範囲の表示）。土地利用図と標高図から領域Ⅱは山岳部（■）であることがわかる。集水域図と標高図からはこのあたりに降った雨は多摩川に流出していることがわかる。以上の結果より，詳細なことはわからないが，この領域に何らかの散布があり，河川のCODを上昇させている原因になっていることが推定できる。

領域Ⅰ及びⅡの発生原因を特定するためには，今後より詳細な現地調査が必要となる。しかし，従来は環境影響物質の発生源を数km^{2}の広さに絞り込む手法がほとんどなく，この作業を解析のみで短時間で行う本手法に新規性を見ることができる。

7.4　実測値による比較検討

Fig.18に国立環境研究所で調査された水質測定データの年間最大CODの分布を示す。計測箇所が少ないため，詳細な検討はできないが，この資料からは環境基準点である多摩川原橋でCOD濃度が高くなっており，上流下流ともに低いので，環境基準点より上流部でCOD濃度を上昇させる環境影響物質が流出

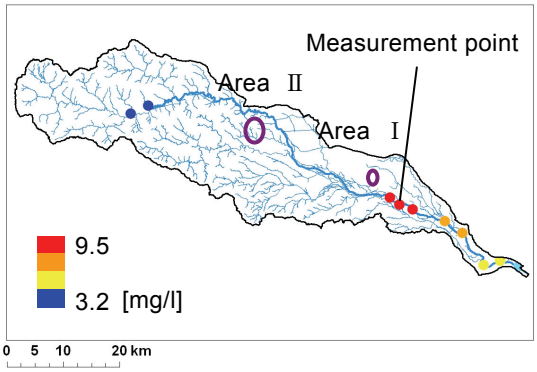


Fig.18 Annual maximum COD (2001)

していることがわかる。前節で示したパターンマッチによる解析結果で赤色になった領域Ⅰ及びⅡともに環境基準点と上流側の測定点の間にあることから，定性的には解析結果と実測結果はあっていることになる。

本手法の解析精度または信頼性を確認するため，今後は実測データの収集，メッシュ分割を工夫することによりメッシュ数を減らした重回帰分析，分布型流出モデルによる水質解析の検算などの別手法を検討しなければならない。

8. まとめ

本研究では，河川流域における環境影響物質発生領域の特定手法を開発し，環境影響物質（COD）の発生源を特定することを目指して，解析の一例を示した。今後は，今回解析した解析マップと国立環境研究所等の実測データや，分布型流出モデルによるシミュレーション結果を比較することで，本手法の精度を検証していく予定である。これにより本手法の信頼性が向上して汎用的に利用できるようになると，短時間で環境影響物質発生領域を特定できるようになる。その結果，清浄な水資源循環の回復に貢献するばかりでなく、環境アセスメントや都市計画への活用も期待される。

参考文献

阿部　徹・裵　義光・並木嘉男（2006）：面減負荷対策に関する研究，河川環境総合研究所報告第12号，pp.19-29.

環境省HP（2005）：改正湖沼水質保全特別措置法，http://www.env.go.jp/

環境省HP（1970）：水質汚濁防止法，http://www.env.go.jp

国土交通省HP：水文水質データベース，http://www1.river.go.jp/

国立環境研究所HP：環境データベース，http://www.nies.go.jp/igreen/index.html

小尻利治・東海明宏・木内陽一（1998）：シミュレーションモデルでの流域環境評価手順の開発，京都大学防災研究所年報，第41号B-2，pp.119-134

小尻利治・原山和也・田中賢治・浜口俊雄（2007）：事例ベースモデルと分布型流出モデルを併用した河川流量予測，京都大学防災研究所年報

筒井宏明・黒崎　淳・佐藤友彦（1997）：履歴データを事例として使用する非線形モデリング技術TCBM：Topological Case Based Modeling，計測自動制御学会論文集，Vol.33　No.9，pp.947-954

Development of a Method to Specify Source Areas of Environmental Impacts in a River Basin

Toshiharu KOJIRI, Chihiro TANAKA*, Kenji TANAKA and Toshio HAMAGUCHI

* Yamatake Corporation, Japan

Synopsis

In this research, the authors developed a method to estimate contaminant source areas of nonpoint load by analyzing the time series environmental impacts data in the river and the change of the time series rainfall distribution of the river basin, and focused on the outflow of nonpoint load mainly by the rainfall. In this research, TCBM, water quality data, RADAR rainfall data and GIS are combined. At first, the authors made a map that was colored in accordance with coefficients of correlation for each mesh to analyze, then considered the contaminant source areas by this map and GIS data (ex. Land used data, Altitude data etc.).

Keywords: Nonpoint load, Specifying source areas, Accumulate rainfall, Pattern matching, GIS

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

気候モデルのバイアス検出と補正

田中賢治・萩澤佑樹*・佐久間良一**・小尻利治

＊ 京都大学工学部
** 京都大学大学院工学研究科

要　旨

本研究では各機関から提供される地域気候モデル(RCM)出力値に含まれるバイアス情報を効率的に検出・補正する手法の開発を行う。個々のグリッド毎にバイアス情報を算定しても情報が多くなりすぎる上に，検証情報の関係で評価不可能な格子が出てくるため，水系別あるいは都道府県別といった領域単位でモデル評価を行う。バイアス検出では各気象要素の月平均値のみならず頻度分布を算出し，各階級別にモデルバイアスを評価する。バイアス補正では，領域別の月平均値をできるだけ観測値と一致させることに留意しつつ，極値(頻度分布の両側の裾野部)の再現性を高めるべく，各階級別に補正係数を調整するアルゴリズムを考案した。

キーワード:地域気候モデル，バイアス検出，バイアス補正，頻度分布，極値

1.　はじめに

地球温暖化に対する危機感が実感のものとして感じられるようになった昨今，将来気候の具体的な変動予測についての社会的ニーズはより高まってきている。2007年2月に発表されたIPCC（気候変動に関する政府間パネル）第4 次評価報告書は，国内の報道でも大きく取り上げられ，地球温暖化に対する危機意識はわが国でも次第に高まりつつある。

地球温暖化の影響評価および対策検討のため，地域レベルでの信頼性の高い気候変化予測情報が必要となったのをきっかけに，2007年度から気候変動予測に関する国家的な2つのプロジェクトが発足した。文部科学省による「21世紀気候変動予測革新プログラム」と，環境省による「地球温暖化に係る政策支援と普及啓発のための気候変動シナリオに関する総合的研究」である。前者は過去5年間に地球シミュレータを用いた地球温暖化予測で実績を上げた「人・自然・地球共生プロジェクト」の後継として予測そのものの改良・高度化を図ること，後者は気候モデルの温暖化将来予測結果の総合的な解析，地域気候モデルなどの利用による空間詳細化，また社会経済シナリオの空間詳細化等を利用して，気候モデルの予測結果を社会に「実感」可能な情報として翻訳することを目的としている（江守，2007）。

これまでは，モデル開発者側からデータ利用者側へほとんど一方向的な情報の流れで，必ずしも情報交換が十分ではなく，例えば日射量など影響評価に必要な要素が出力されていないということがあった。これまでのプロジェクトに見られた問題点を克服すべく，モデル側と利用者側の情報交換を促進し橋渡しをすることが，著者らが参画している上記環境省プロジェクトのサブ課題S-5-3「温暖化影響評価のためのマルチモデルアンサンブルとダウンスケーリングの研究」の重要な役割となる。

近年の気候モデルの発展は目覚ましいものがあるが，それにも増して，気候予測情報の利用者側の求める解像度や精度も高まり，モデルが実現できる精度と利用者側の求める精度の間には依然ギャップが存在する。本研究では各機関から提供されるRCM出力値に含まれるバイアス情報を効率的に検出・補正する手法の開発を行う。モデル格子数や格子位置が変更された場合にも迅速にモデルの性能評価を行えるように，できるだけ汎用的なシステムを構築することを目指す。こういったバイアス検出・補正システムにより，利用者にとって有用な情報が得られるだけではなく，モデル開発者がモデルの改良・調整を効率的に進めることも可能となる。

2. 使用したデータおよびデータ処理

2.1 モデル出力値

環境省地球環境研究総合推進費 S-5-3 では気象研，防災科研，筑波大の各機関が 20km 解像度 RCM による力学的ダウンスケーリングを実施しており(Table 1 参照)，本研究では，サンプルデータとして 2002 年 1 月から 2004 年 12 月（計 36 ヶ月）の再現計算結果の提供を受けた。サンプルデータには日射，風速等様々な地上気象要素が含まれるが，本研究では降水量と気温のデータのみを使用した。

Table 1 Name of each RCM in this study

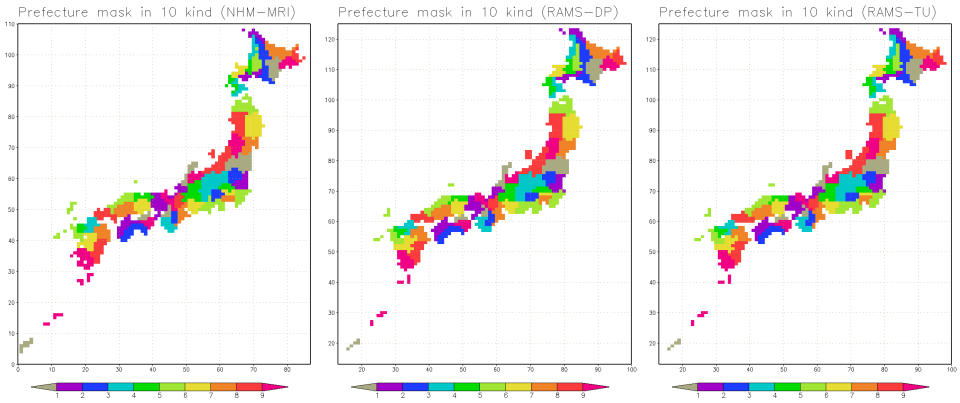
institution	Name of RCM
MRI (Meteorological Research Institute)	NHM-MRI
NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention)	RAMS-DP
University of Tsukuba	RAMS-TU

2.2 検証データ（観測値）

モデル検証用データとして AMeDAS 毎時データ（気象データベース・アメダス，制作：ウェザートーイ，発売元：(財）気象業務支援センター）の気温，降水量を使用した。観測地点数は年により異なる。全ての観測地点番号を分析した結果，2044 地点(ただし，観測サイトの移動や観測要素の変更に伴う番号の付け替えも含む）が抽出された。データ解析を容易にするために，一旦 2044 地点全ての時刻に欠測値を与え，データを順次読み込み，有効データ（欠測ではない値）が見つかれば置き換えるという作業を通じて，全ての年に共通なデータセット（観測年に依存せず統一的に扱えるデータセット）を作成した。

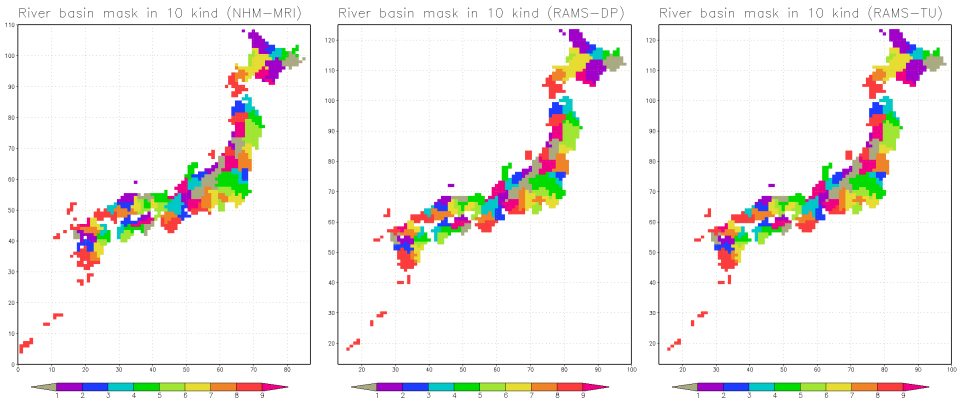
2.3 地理データ（マスクデータ）

流域・非集水域メッシュデータ W07_52M（国土数値情報 http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/）の県別の水系コード情報，北海道の支庁コード情報（気象研・内山博士より提供）から，各 RCM のモデルグリッドで表現した水系別マスク，都道府県別（北海道は支庁別）マスクを計算する。水系コードは一級河川を含む単一水系域（001～199），主要二級河川を含む単



(a) NHM-MRI (b) RAMS-DP (c) RAMS-TU

Fig.1 Prefecture unit mask for each RCM grids (60 categories)



(a) NHM-MRI (b) RAMS-DP (c) RAMS-TU

Fig.2 River basin unit mask for each RCM grids (78 categories)

一水系域（201～499），複合水系域（501～949），流出口のない水系域(951～999)で区分されているが，201 以降のコードについては隣接する（あるいは再近隣の）一級水系に集約する。ただし，小さな水系は最低でも 5 メッシュが含まれるようにさらに集約した結果，78 水系に区分された。都道府県マスクについては 46 都府県に北海道の 14 支庁を加えて 60 区分に分類される。各 RCM の解像度は同じであるが，図法の違い，基準経度の違いにより，格子中心位置が少しずれ，その結果，各モデル格子がどの水系(県)に分類されるかが微妙に異なる(Fig.1， Fig.2)。できるだけ汎用性をもたせるため，基本的にモデル格子中心座標の情報のみからこれらマスクデータを作成できるシステムを構築した。

2.3　モデル格子と観測点情報との対応付け並びに観測データの並べ替え

アメダス観測点の位置情報，各 RCM のモデル格子中心座標情報から，検証データの存在する各観測点がどのモデル格子に最も近いかを判定し，観測点とモデル格子を対応づける。また 1 つのモデル格子に対応する観測点が複数存在する場合には（Fig.3 参照），有効データに関して平均値を算出し，モデル値と対応させるべき観測値を 1 つ用意する。各モデル格子に最も近い観測点を 1 つ探索するのではなく，各観測点に対応するモデル格子を探索するため，観測点の配置状況によってはどの観測点とも対応しない格子が出てくることになる。本研究では県別あるいは水系別といったある領域単位でモデルバイアスは評価されるため，評価対象にならなかった格子のバイアス情報は同一領域内の他の格子から算定されたバイアス情報と同様であると仮定することでバイアス補正を行う。なお，気温に関しては，モデル標高と観測点標高の差の分を補正する（観測値をモデル標高気温に補正する)。最後に，モデルバイアスを評価する単位（都道府県別，水系別）毎に各観測値を並べ替え，1 次元配列に格納する。

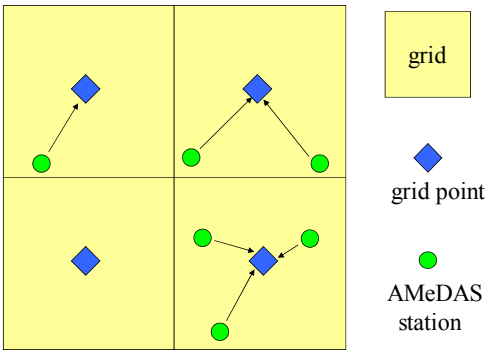


Fig.3 Corresponding grid for each observation station

2.4　RCM 出力の並べ替え

モデルバイアスを評価する単位（都道府県別，水系別）毎に各RCM出力（地上2次元場）各格子点の値を並べ替え，1次元配列に格納する。これにより，各モデル出力のフォーマットが統一されるとともに，海上の値など，評価対象外の情報を落とせる。

3.　モデルバイアスの検出

3.1　月平均降水量と降水強度頻度分布

各RCMグリッドにおけるモデル値と観測値が，共に欠測でない時の1時間降水量のみを扱い，これらを各月ごと各エリア別に，サンプルランである2002年～2004年の3年間分の平均値を算定する。降水量の場合，モデル値の平均月降水量を観測値の平均月降水量で割った比を月降水量のバイアスとする。

頻度分布の算出においても平均月降水量の比較と同様に，モデル値と観測値が共に欠測でない時の1時間降水量を 1 個の標本として数える。各月ごとに，1エリア内の全てのグリッドがもつ標本（3年分）を集めた。1ヶ月が30日のとき，各月ごとの標本の大きさは，1エリア内に1つのグリッドしか標本をもっていない場合であれば2160(24x30x3), 9つのグリッドが標本をもっている場合だと19440(24x30x3x9)になる。これら1時間降水量を，降水強度別に階級分けして頻度分布に表す。階級ごとの境界値は，1.0mm/hr, 2.0mm/hr，5.0mm/hr，10mm/hr，15mm/hr，20mm/hr，30mm/hrの7つを設定し，合計8つの階級に分けることを基本とするが，月別，エリア別の最大降水強度に応じて，頻度分布の階級を調整する。頻度分布の階級の基本の境界値をclev_i(i=1～7)とし，最大降水強度（Pmax）に応じて調整された境界値をclev*_i (i=1～7)とすると，

Pmax < 6	clev*_i = 0.2clev_i
6 < Pmax < 15	clev*_i = 0.5clev_i
15 < Pmax < 60	clev*_i = 1.0clev_i
60 < Pmax	clev*_i = 2.0clev_i

以上のように設定された降水強度階級を用いて，観測値とモデル出力のそれぞれについて頻度分布を計算する。さらに，極端現象の再現性を評価するために，90%，99%，99.9%の3つの非超過確率降水量（上位10%，1%，0.1%降水量）を算定する。

3.2　月平均気温と気温頻度分布

降水量の場合と同様に，各 RCM グリッドにおけるモデル値と観測値が，共に欠測でない時刻の気温のみを扱い，これらを各月ごと各エリア別に，サンプ

ルランである 2002 年～2004 年の 3 年間分の平均値を算定する。気温の場合，モデル値の月平均気温から観測値の月平均気温を差し引いた値を月平均気温のバイアスとする。気温の頻度分布を求める際の階級については，月によりまた緯度帯により，適切なレンジが異なるため，モデル値と観測値の全標本の中の最大値（Tmax）と最小値(Tmin)を 10 階級に分割することにした。頻度分布の階級の基本の境界値を clev_i(i=1～9)とすると，

$$clev_i = int(Tmin) + real(i) \times real(int(Tmax) - int(Tmin))/9.$$

以上のように設定された気温階級を用いて，観測値とモデル出力のそれぞれについて頻度分布を計算する。さらに，両側（低温側と高温側）の極端現象の再現性を評価するために，0.1%，1%，10%，90%，99%，99.9%の6つの非超過確率気温（上位10%，1%，0.1%の低温と高温）を算定する。

3.3　モデルバイアス検出結果

Fig.4は各RCMの2月と7月の平均降水量のバイアス(比)を都道府県別に示したものであり，モデル降水量が過大なエリアには青色が，過少なエリアには赤色がつけられている。なお，黄色いエリアはモデル出力が観測値に対して±10%以内に収まっている場所である。Fig.5は各RCMの2月と7月の平均気温のバイアス(差)を都道府県別に示したものであり，高温バイアスのエリアには赤色が，低温バイアスのエリアには青色がつけられている。なお，黄色いエリアはモデル出力が観測値に対して±0.5K以内に収まっている場所である。

これらの図からわかる通り，モデルバイアスは季節的にも空間的にも大きくばらつく。ただし，各 RCM はまだ調整段階であり，使用したデータはサンプルデータであることに注意されたい。本研究ではこのように様々なモデル出力についてモデルバイアスを効率よく検出するシステムを構築することを目的としているため，ここでは個々のモデルについてバイアスの特徴を詳しく述べることはしない。

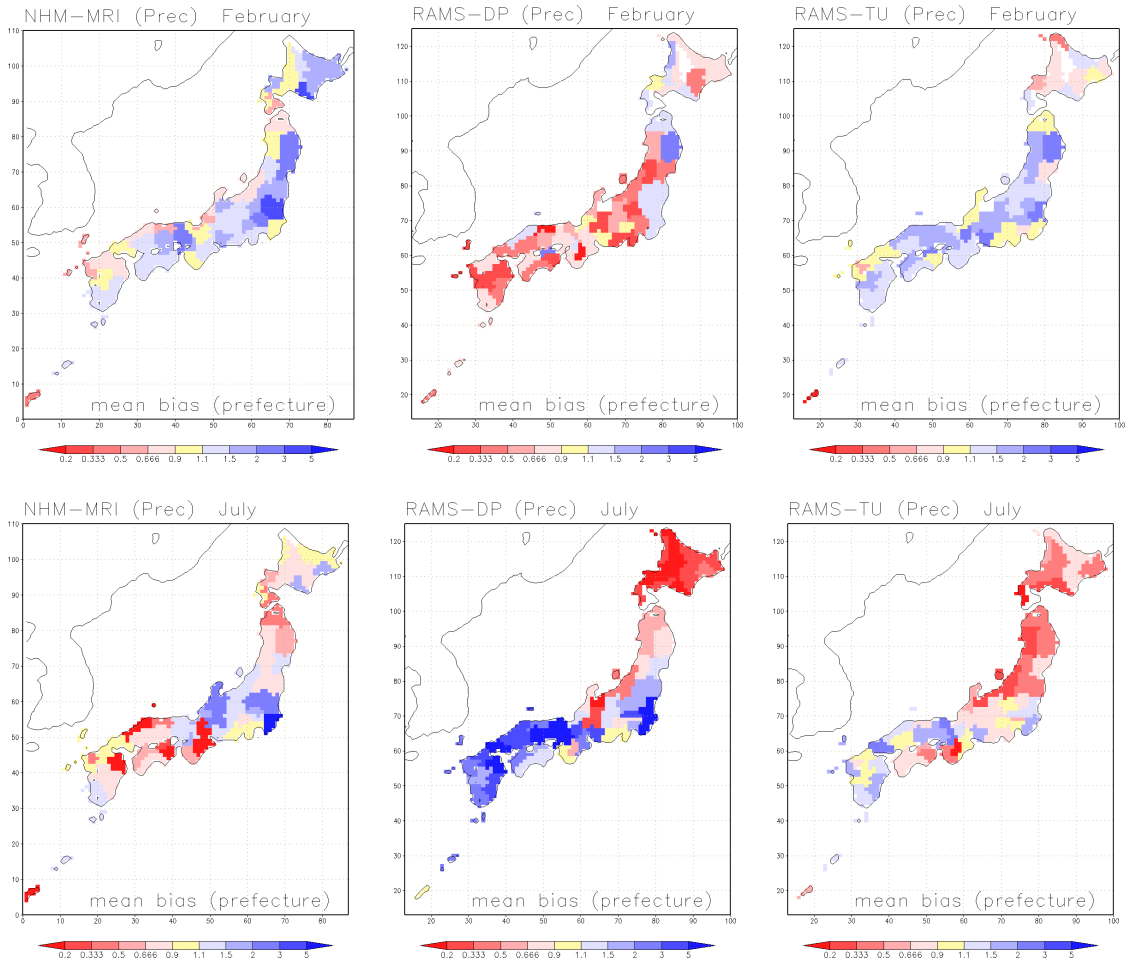


Fig.4 Monthly mean precipitation bias by prefecture unit for each RCM (upper: February, lower:July). Too much (wet) area is blue, dry area is red. Small bias (ratio is close to 1) is yellow.

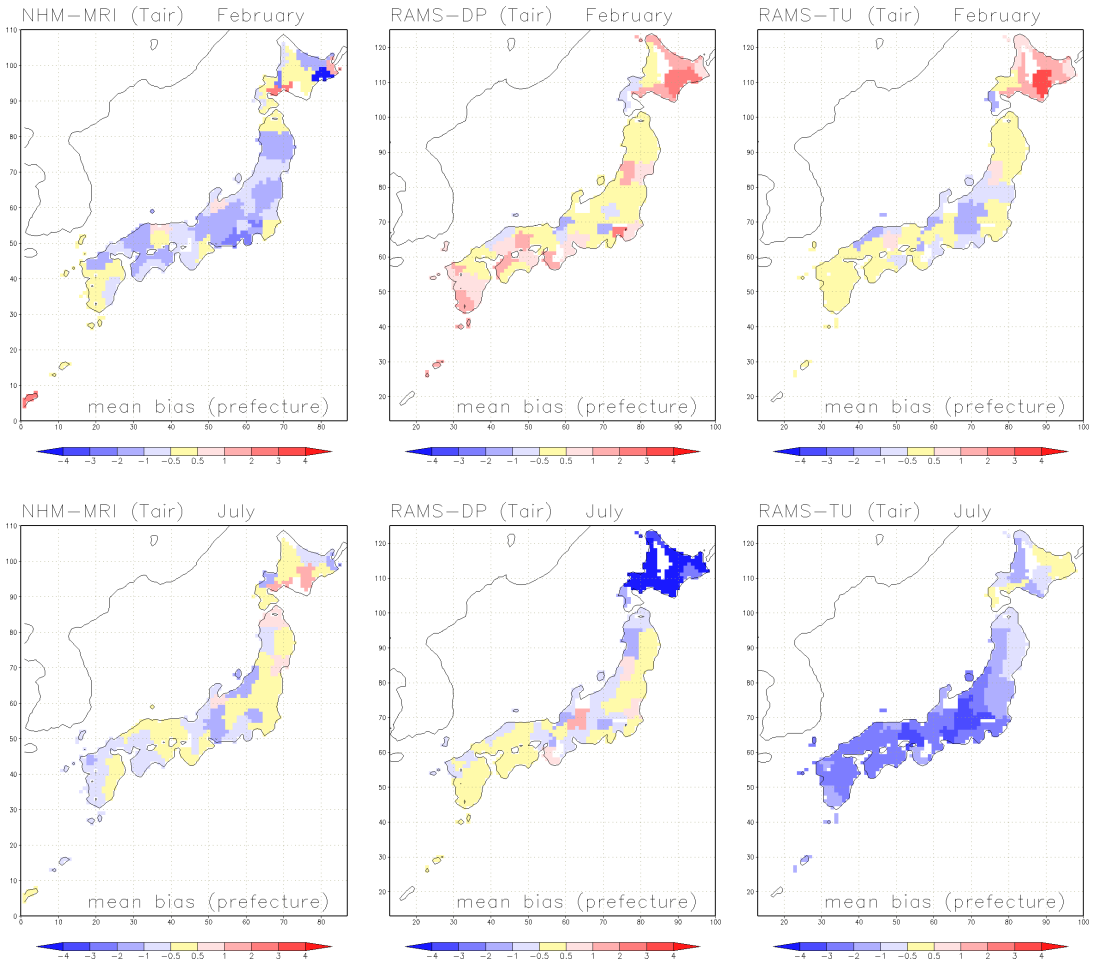
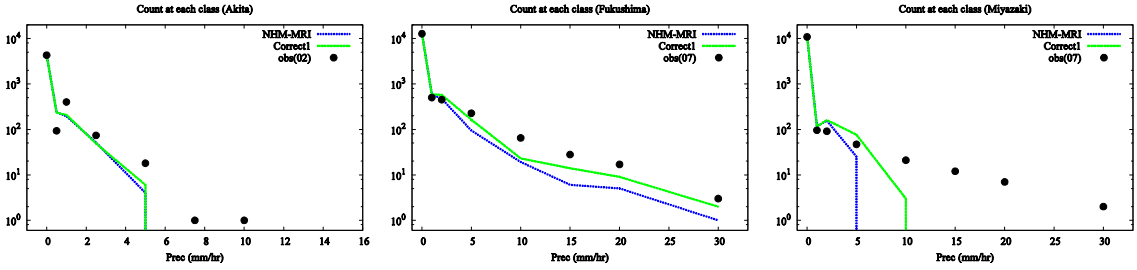


Fig.5 Monthly mean temperature bias by prefecture unit for each RCM (upper: February, lower:July). Too high (warm) area is red, cold area is blue. Small bias (difference is ±0.1K) is yellow.

3.4　エリア別の頻度分布の評価

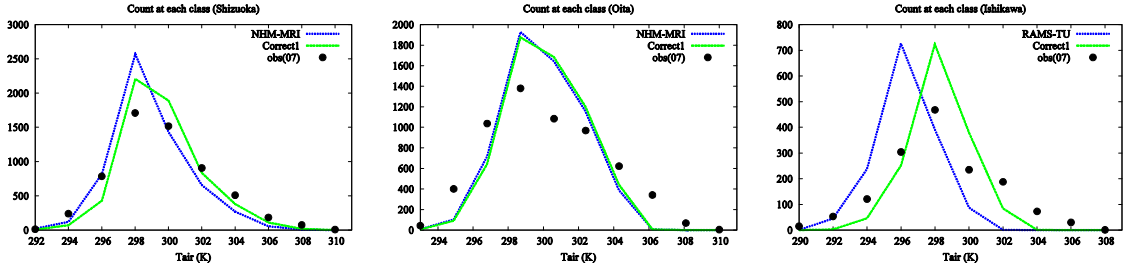
降水強度と気温の頻度分布の例をそれぞれ Fig.6, Fig.7 に示す。黒点は観測値，青線はモデル出力であり，簡易な補正として月平均バイアスで補正をかけた結果も緑線で示されている。Fig.6 の左図は NHM-MRI の 2 月の秋田県の例であるが，観測値では 10mm/hr 以上の降水強度が含まれているが，モデル出力では 5〜7.5mm/hr の階級までしか頻度分布が存在しない。Fig.4 の左上図でも示されている通り，2 月の秋田県の降水量バイアスはほとんどなく，月平均値だけを見ていると問題がないように思えるが，このように頻度分布をとることで，モデル出力の問題点が明確になる。また，このように月平均値が合っている場合には，簡易補正をかけてもほとんど補正がかからず，頻度分布もほとんど改善されない。Fig.6 の中図は NHM-MRI の 7 月の福島県の例であり，全体的に頻度が低いものの，30mm/hr 以上の階級まで分布が広がっており頻度分布の形状は観測値に近い。また，この場合，月平均値の過少バイアスの情報で補正をかけることで，頻度分布もある程度改善されている。Fig.6 の右図は NHM-MRI の 7 月の宮崎県の例であり，30mm/hr 以上の階級まで頻度分布が広がるべきところモデル出力では 5〜10mm/hr の階級で終わっている。この場合も簡易補正で少しは頻度分布が改善されるが，実際の頻度分布には程遠い。

Fig.7 の左図は NHM-MRI の 7 月の静岡県の例であり，モデル出力値の頻度分布は両側の裾野の広がりも含めてかなり精度が良いが，簡易補正をかけることで，高温側が改善され，低温側はやや悪くなっている。Fig.7 の中図は NHM-MRI の 7 月の大分県の例であり，Fig.5 の左下図でも示されている通り，月平均気温のバイアスはほとんどないが，頻度分布の裾野の広がりは全く異なっており，簡易補正をかけても頻度分布は全く改善されていない。Fig.7 の右図は RAMS-TU の 7 月の石川県の例であり，大きな低温バイアスが見られる。簡易補正をかけることで頻度分布が全体に高温側にシフトするが，その結果低温の極値の再現性がかえって悪くなっている。



(a) Akita (Feb, NHM-MRI)　(b) Fukushima (Jul, NHM-MRI)　(c) Miyazaki (Jul, NHM-MRI)

Fig.6 Example of frequency distribution of precipitation intensity (blue line: model output, green line: corrected value by monthly mean bias, dot: observation)



(a) Shizuoka (Jul, NHM-MRI)　(b) Oita (Jul, NHM-MRI)　(c) Ishikawa (Jul, RAMS-TU)

Fig.7 Example of frequency distribution of precipitation intensity (blue line: model output, green line: corrected value by monthly mean bias, dot: observation)

以上，いくつかの例で示した通り，頻度分布も考慮した形でモデル出力値を補正する手法を開発する必要がある。

4.　頻度分布を考慮したモデルバイアス補正

簡易な補正法として，まずは月平均値を合わせることがよくされる。本研究ではさらに極値（頻度分布の両側の裾野部）の再現性を高めるべく，各階級別に補正係数を調整する手法の開発に着手した。

頻度分布を考慮した補正法では，月平均値バイアスを解消する平均の補正係数をまず各階級に一律に適用し，頻度分布がどのように修正されるかをあらかじめ求めておく（仮補正）。次に，各階級の補正係数をある割合で変化させた場合，その前後の階級の頻度分布がどのように変化するかをあらかじめ算定しておき，月平均値を保存させるという制約条件のもと各階級の補正係数を様々変化させ，頻度分布のピーク位置や極値の再現性の高い組み合わせを順次探索していくというものである。

4.1 頻度分布調整アルゴリズム

(a) 最適比率の設定

まず，本補正のアルゴリズムで用いる比率について説明する。最適比率（optimal ratio）は，仮最適比率（provisional optimal ratio）を微調整したものであり，この仮最適比率とは，全階級に対して一律な値である固定比（fixed ratio）と，各階級によって異なる値である変動比（variable ratio）により構成されている。これらの関係を図で表したものが Fig.8 である。それぞれの役割を簡単に述べるとすれば，固定比は月平均値を観測値に近づけるための比率であり，変動比は階級頻度分布を観測値に近づけるための比率である。固定比は，月平均値バイアスを解消するものでるので，降水量（比）の場合はその逆数（観測値の平均月降水量／モデル値の平均月降水量），気温（差）の場合は符号を逆にしたもの（観測値の月平均気温－モデル値の月平均気温）となる。

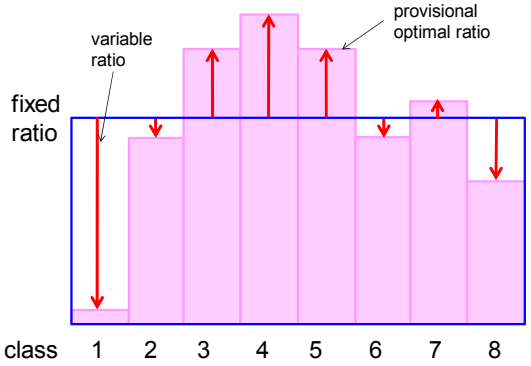
続いて，本補正のアルゴリズムに変動比を導入した動機について触れる。簡易補正によってモデル値が向上した点は，平均月降水量が観測値と等しくなった点である。つまり，全体的な補正としての効力はあるが，階級ごとにおける部分的な補正としては効果が無い。この簡易補正の欠点を補うものとして，本補正では変動比を用いるのである。

降水量（比）の場合の変動比（α）は，固定比（w0）に対して 0.1 倍から 0.9 倍まで変化させるように設定する。

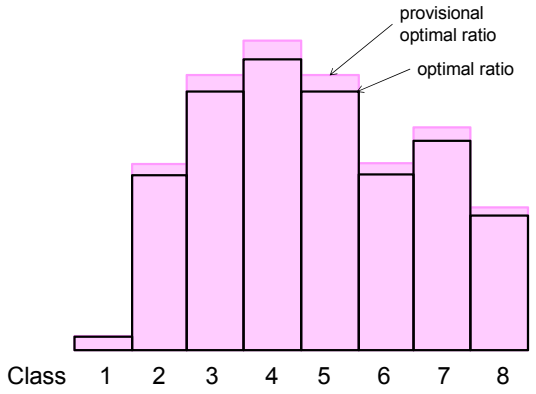
$\alpha = 0.1 w0 \times i$　（i=-9～9）

気温（差）の場合は 0.5K 単位で-4K から 4K までの範囲で設定する。

$\alpha = 0.5 \times i$　（i=-8～8）



(a) fixed ratio and variable ratio



(b) final adjustment

Fig.8 Schematic image of optimal ratio

(b) 本補正の判断基準

本補正によるモデルバイアス改善度の指標として，以下の値を用いる。

$$d\,\mathrm{var} = \sum_{i=1}^{8} (m\,\mathrm{var}_i - o\,\mathrm{var}_i) a_i \qquad (1)$$

以降では，この値 *dvar* を補正誤差と呼ぶこととする。この補正誤差は，各階級別の降水量（気温）に重み a_i をつけた上での，モデル値と観測値の階級別合計量の差であり，0 に近づくほど，その補正の精度が高まっていることを示す。

頻度分布の裾野部分（降雨強度が強い階級）の階級の補正に重点を置き，補正誤差算定における重み（a_i）を次のように設定することで，極値の再現回数の差が小さくなるようにした。

$a_i = clev_i$　　$(clev_i > 1)$

$a_i = 1$　　$(clev_i \leqq 1)$

気温についても同様に設定すると，かえって頻度分布のピーク階級がずれてしまう場合が出てくるので，気温については全ての階級で a_i=1 とした。

(c) 各変動比による変化量

本項では，各変動比によるモデルバイアス変化量の検討方法について述べる。本補正は後述する単位操作を繰り返し，各変動比がモデルバイアスに及ぼす変化量を予め調べておくことで，次項で記述する補正誤差最小化のための処理を助けている。記述を簡便にするために，降水量のみに関して記す。

モデル値に関して，変動比を変化させることにより，本補正後のモデル値がどの階級に移り，元の階級の合計降水量と移動先の階級の合計降水量にどのような変化をもたらすかを 1 つの単位操作とする。

Fig. 9 は，この単位操作が行われる判断過程をフローチャートにしたものである。欠測でないモデル値に，簡易補正と本補正をそれぞれ行うことにより，本補正後の階級が簡易補正後の階級と等しければ単位操作 1 を，等しくなければ単位操作 2 を行う。変動比を変化させながら，この図で示されている単位操作までの一連の流れを，各月・各エリアにて，欠測でない全ての降水量で行う。単位操作の式は，以下に示す。

単位操作 1

$$store(j, ic0, ic1) = \sum \{c(j) \cdot prc\} \qquad (2)$$

単位操作 2

$$store(j, ic0, ic1) = \sum \{(-f) \cdot prc\} \qquad (3)$$

$$store(j, ic0, ic2) = \sum \{(c(j) + f) \cdot prc\} \qquad (4)$$

ただし，

j：変動比の数
ic0：元のモデル値が属する階級
ic1：簡易補正後に属する階級
ic2：本補正後に属する階級
c(j)：j番目の変動比
f：固定比
prc：モデル値の1時間降水量
store(j,ic0,ic1)：j番目の変動比によって，階級ic0から階級ic1へ移動した降水量
store(j,ic0,ic2)：j番目の変動比によって，階級ic0から階級ic2へ移動した降水量

これら単位操作によって出された，変動比 $c(j)$ ごとの階級 k から階級 1 への移動した降水量 $store(j, k, 1)$ を，次項で述べるアルゴリズムにて駆使する。

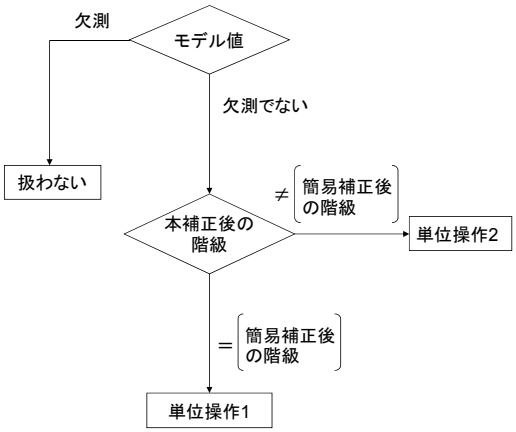


Fig.9 Flowchart of unit correction

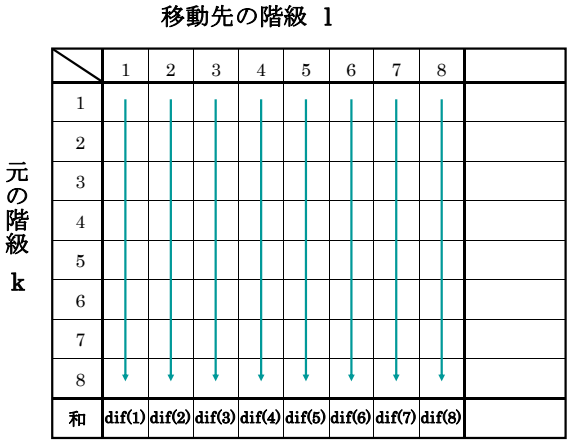


Fig.10 calculation of dif

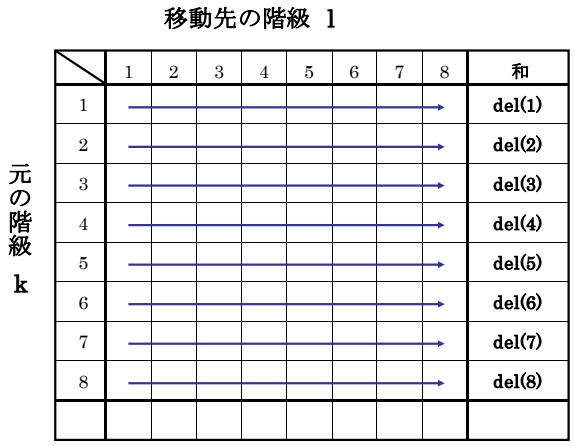


Fig.11 calculation of del

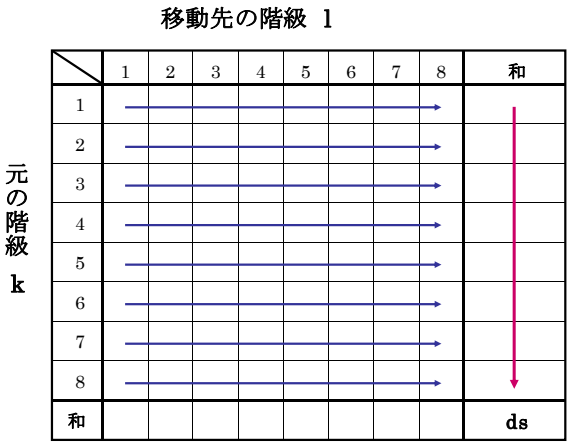


Fig.12 calculation of ds

1	−0.14	−80.68	0	0	0	0	0	0	0	−80.68
2	−0.14	55.43	−118.42	0	0	0	0	0	0	−62.99
3	−0.14	0	141.69	−302.68	0	0	0	0	0	−161
4	−0.14	0	0	−17.17	−27.84	0	0	0	0	−45
5	−0.14	0	0	0	−18.38	0	0	0	0	−18.38
6	−0.14	0	0	0	16.61	−20.76	0	0	0	−4.15
7	−0.14	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	−0.14	0	0	0	0	0	0	0	0	0

1	0.14	80.68	0	0	0	0	0	0	0	80.68
2	0.14	−76.28	139.27	0	0	0	0	0	0	62.99
3	0.14	0	−100.84	261.84	0	0	0	0	0	161
4	0.14	0	0	−63.31	108.31	0	0	0	0	45
5	0.14	0	0	0	−36.19	54.58	0	0	0	18.38
6	0.14	0	0	0	0	4.15	0	0	0	4.15
7	0.14	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	0.14	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Fig.13 Example of the table of store(j,k,l) and del(k) (upper: α =-0.14, lower: α =+0.14)

(d) 補正誤差最小化のためのアルゴリズム

前項までに設定した値を使って，本研究のメインテーマである，モデルバイアス最小化のためのアルゴリズムを紹介する。このアルゴリズムは，4.1(a)で設定した複数の変動比を使って，それぞれの階級でどのような変動比を固定比に加えれば，4.1(b)に示した補正誤差を最小化できるのかを特定する。

(1) 最初に，簡易補正後のモデル値について各階級の合計降水量を求め，それらを式(1)の *mvar* に代入したものを，補正誤差の初期値と定める。元のモデル値でなく，簡易補正後のモデル値に関するモデルバイアスを初期値として求めるのは，簡易補正によ

って平均月降水量が観測値とほぼ等しい値になっているからという理由と，一律の固定比をまず全階級にかけておくことによって，n 階級に属する降水量が(n-2)階級に移動しているのに，(n-1)階級に属する降水量が(n+1)階級に移動するという好ましくないケースが起こるのを防ぐという理由がある。

(2) 4.1(c)で予め導き出していた *store(j,k,1)*を，Fig.10 のようにして移動先の階級 *1* ごとに足し合わせて，これを *dif* とする。この *dif*（各変動比による移動先の階級ごとの合計降水量変化）を，式(1)で用いた *mvar*（各階級の合計降水量）に各々加えていき，式(1)によって再び補正誤差(*dvar*)を算出する。また，補正誤差を算出するときには，両隣の階級とその階級の変動比の差の絶対値和が 1.0 を越えないような変動比をとることで，(1)で挙げた降水量の好ましくない階級移動を防ぐと共に，計算時間の短縮を図っている。

(3) さらに *store(j,k,1)*を用いて，*ds*（各変動比による元の階級ごとの合計降水量変化の和）を導出する。まず，Fig.11 のように *store(j,k,1)*を元の階級 *k* ごとに足し合わせて，その和を *del(k)*（各変動比による元の階級ごとの合計降水量変化）とする。さらに，この *del(k)*を Fig.12 で表されるように全ての階級で足し合わせたものを *ds* とする。Fig.13 は *store(j,k,1)*と *del(k)*の例である。

(4) (2)で算出した補正誤差が初期値よりも小さくなっており，かつ，(3)で導出した *ds* が全階級合計降水量の 3 パーセント未満であるときに，この補正誤差を新たな補正誤差として，それ以降の他の補正誤差と比較する対象にする。

(5) (2)から(4)の繰り返しによって，最も補正誤差が小さくなったときに，その補正誤差を導き出した各階級の変動比を最適な変動比の組み合わせとし，これらの最適な変動比と固定比を足し合わせたものを，各階級の仮最適比率とする。

(6) 最後に，この比率をかけたモデル値の平均月降水量と観測値の平均月降水量の比をとり，微調整として，その逆比をアルゴリズムで導き出した仮最適比率にかけることで本補正の最適比率とする。なお，(3)で「*ds* が全体量の 3 パーセント未満」という条件を設けたのは，この最後の微調整が「微調整」の範囲を超えてしまわないようにするためである。なぜなら，仮に *ds* が全階級合計降水量の中でかなりの重みを占めてしまったら，最後の微調整によって，アルゴリズムで改善された頻度分布が悪化してしまう可能性があるからである。

以上の本補正におけるアルゴリズムの全体的な流れをフローチャートとして，Fig.14 に示す。

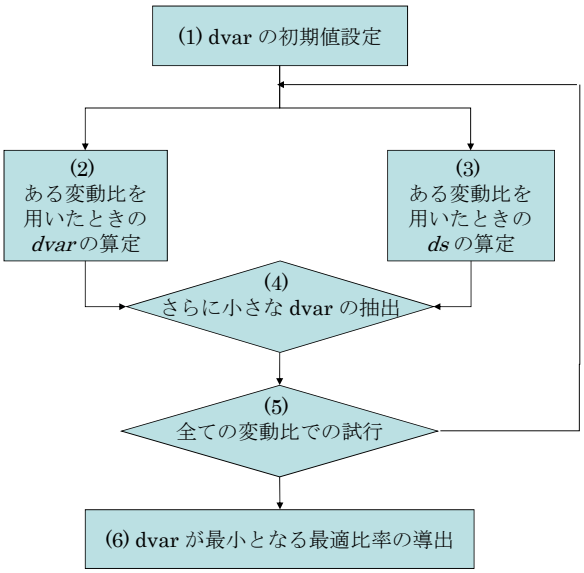


Fig.14 Flowchart of bias correction system

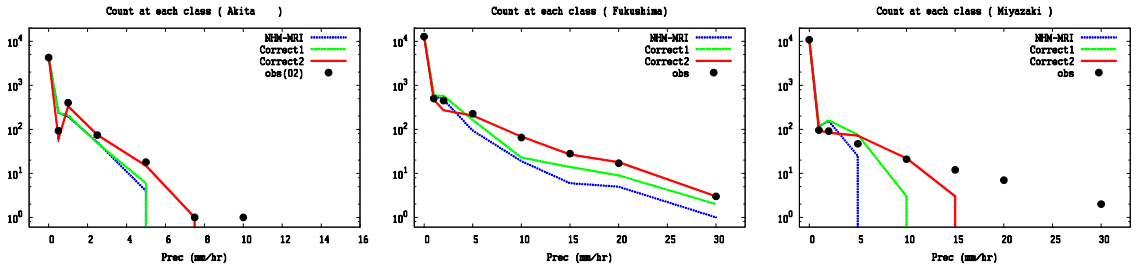
4.2 頻度分布を考慮した補正法の適用結果

3.4 で示した例について，頻度分布を考慮した補正法を適用した結果をそれぞれ Fig.15, Fig.16 に示す。いずれの場合も簡易補正に比べて格段に頻度分布形状が改善されていることが見てとれる。ただし，図 6 の右図のように元のモデル値の分布があまりにもかけ離れている場合には，実際の頻度分布に近づけることは困難である。補正係数の探索範囲を広げればもう少し頻度分布の裾野を右側に引っ張ることはできるが，その場合莫大な計算時間を要することになり，また，あまりに過剰な補正を施すことは「補正」の範疇を越える作業でもある。モデル出力自身がどの程度まで頻度分布を再現できれば極値の再現性も含めて補正が可能になるのかといったこと（モデル改良のためのガイドラインのようなもの）も今後検討していく予定である。

4.3 極値の再現性について

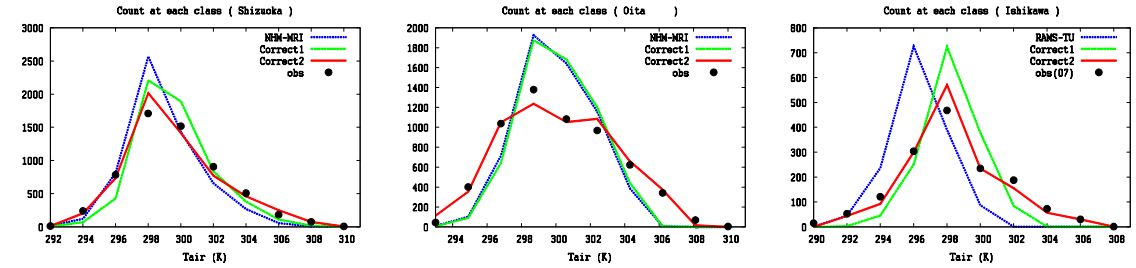
Fig.17 は，各都道府県別の 99%非超過確率（上位 1%）降水強度の散布図であり，上図は 2 月に関するもの，下図は 7 月に関するものである。図中に相関係数と RMSE の値も示されている。

2 月については，頻度分布を考慮した補正により CC と RMSE が大幅に改善されていることが分かる。7 月に関しても改善はされているものの，まだ十分な値とは言えない。現在のアルゴリズムでは元のモデル出力値の精度がもう少し上がらないと，たとえ補正をかけたとしても，影響評価研究に耐える精度で極値を再現することはできない。興味深いことに，RAMS-TU の 2 月の例（右上図）では，月平均値による簡易補正をかけると，元のモデル出力値よりも極値の再現性が悪くなる場合があるということである。



(a) Akita (Feb, NHM-MRI) (b) Fukushima (Jul, NHM-MRI) (c) Miyazaki (Jul, NHM-MRI)

Fig.15 Example of frequency distribution of precipitation intensity (blue line: model output, green line: corrected value by monthly mean bias, red line: corrected value considering frequency distribution, dot: observation)



(a) Shizuoka (Jul, NHM-MRI) (b) Oita (Jul, NHM-MRI) (c) Ishikawa (Jul, RAMS-TU)

Fig.16 Example of frequency distribution of precipitation intensity (blue line: model output, green line: corrected value by monthly mean bias, red line: corrected value considering frequency distribution, dot: observation)

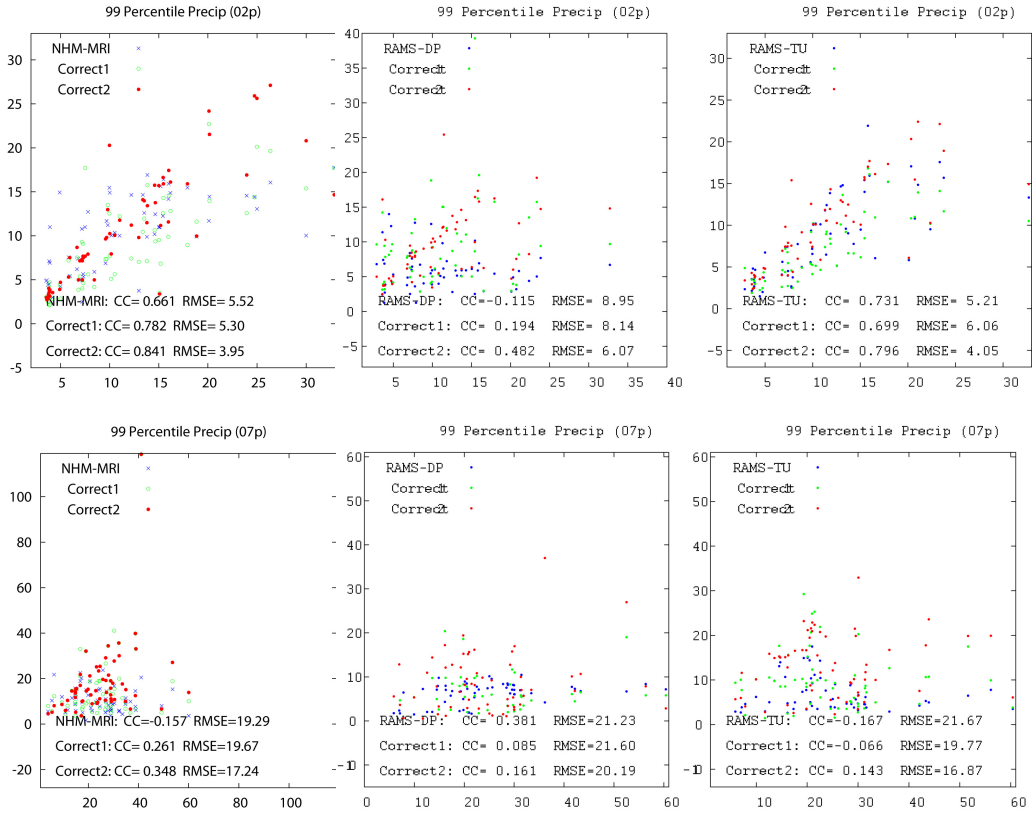


Fig.17 Scatter diagram of extreme precipitation (99percentile) for each RCM output and bias corrected value (blue: model output, green: corrected value by monthly mean bias, red: corrected value considering frequency distribution, upper:February, lower: July)

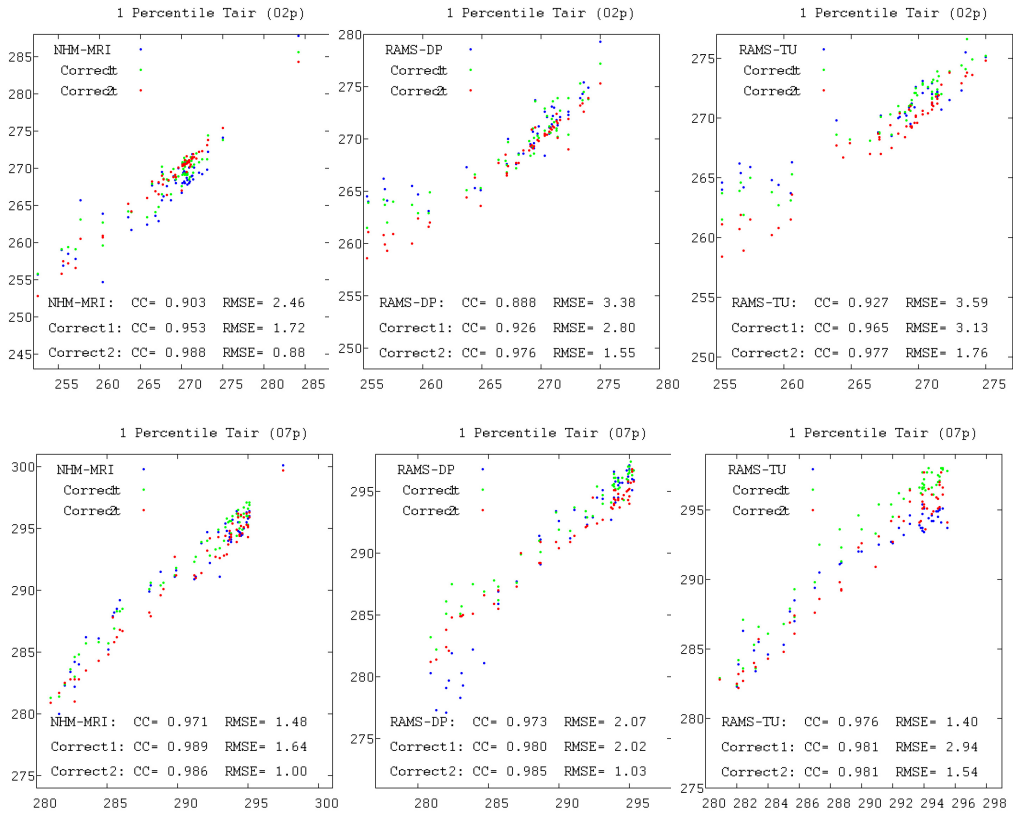


Fig.18 Same figure as Fig.17 but for low temperature extreme (1 percentile)

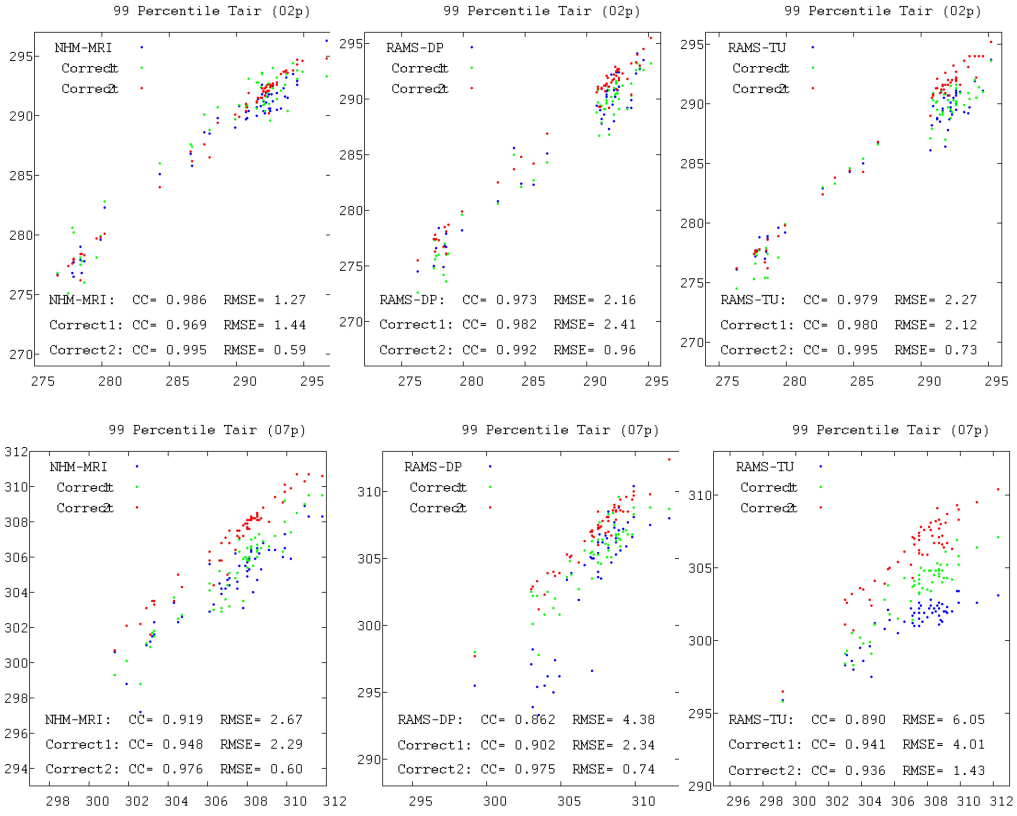


Fig.19 Same figure as Fig.17 but for high temperature extreme (99 percentile)

Table 2　Input and Output of bias detection/correction system

プログラム：GSI/basmask.f
入力データ
　　W07_52M_**.txt (**=01～47)　流域・非集水域メッシュ
　　code_Lon1-Lon2E_Lat1-Lat2N.dat (北海道の支庁別マスクデータ)
　　../RCM/comp/orgMODEL.txt (MODEL=NHM-MRI, RAMS-DP, RAMS-TU)　モデル格子中心座標
出力データ
　　prefecarea.txt 各都道府県に属する RCM グリッド数（NHM-MRI, RAMS-DP, RAMS-TU）
　　basinarea.txt　各水系に属する RCM グリッド数（NHM-MRI, RAMS-DP, RAMS-TU）
　　gridpMODEL.gad 各 RCM 格子の都道府県別マスク
　　gridrMODEL.gad 各 RCM 格子の水系別マスク

プログラム：RCM/comp/stnmatch.f
入力データ
　　addramd.txt アメダス観測点の位置，標高情報
　　../../GSI/prefecarea.txt 各都道府県に属する RCM グリッド数
　　../../GSI/basinarea.txt　各水系に属する RCM グリッド数
　　../../GSI/gridpMODEL.gad 各 RCM 格子の都道府県別マスク
　　../../GSI/gridrMODEL.gad 各 RCM 格子の水系別マスク
　　orgMODEL.txt モデル格子中心座標
　　../../AMEDAS/amedas1hrYYYY.gad (YYYY=2002～2004)　アメダスデータ
出力データ
　　gridmatchMODEL.gad 各 RCM 格子に属する観測点数
　　maskorderMODEL.gad 各 RCM 格子を 1 次元配列に並べ替える場合の順位
　　amedas/topoMODELA.gad (A=r,p) 評価するエリア別に並べ替えた一次元配列の観測点標高データ
　　amedas/VARMODELYYYYA.gad (VAR=Prec, Tair) 評価するエリア別に並べ替えた一次元配列の観測データ

プログラム：RCM/comp/readmodel.f
入力データ
　　../../GSI/prefecarea.txt 各都道府県に属する RCM グリッド数
　　../../GSI/basinarea.txt　各水系に属する RCM グリッド数
　　../../GSI/gridpMODEL.gad 各 RCM 格子の都道府県別マスク
　　../../GSI/gridrMODEL.gad 各 RCM 格子の水系別マスク
　　gridmatchMODEL.gad 各 RCM 格子に属する観測点数
　　maskorderMODEL.gad 各 RCM 格子を 1 次元配列に並べ替える場合の順位
　　降水量，気温のモデル出力値(MM=01～12)
　　../NHM_Ver0/YYYYMM/VAR_105x115.dat　(VAR=smqr, smqs, smqg, tsfs)
　　../RAMSD/VER1/YYYY_ps/MM/1hr/VAR (VAR=precipr, tempf2m)
　　../RAMST/1mon/S5V0MM.YYYYMM.grd
出力データ
　　model/VARMODELYYYYA.gad (VAR=Prec, Tair) 評価するエリア別に並べ替えた一次元配列のモデル出力値

プログラム：RCM/comp/biaspdfprec.f, biaspdftair.f
入力データ
　　../../GSI/prefecarea.txt 各都道府県に属する RCM グリッド数
　　../../GSI/basinarea.txt　各水系に属する RCM グリッド数
　　../../GSI/table-prefec.txt 各都道府県区分の名前
　　../../GSI/table-river.txt　各水系の名前
　　model/VARMODELYYYYA.gad (VAR=Prec, Tair)　評価するエリア別に並べ替えた一次元配列のモデル出力値
　　amedas/VARMODELYYYYA.gad (VAR=Prec, Tair)　評価するエリア別に並べ替えた一次元配列の観測データ
出力データ
　　gnu/MODEL/pct-statA.txt（A=r,p）エリア別の非超過確率降水強度の統計値
　　gnu/MODEL/percentileMMA.txt (MM=01～12, A=r,p) 月別エリア別の非超過確率降水強度
　　gnu/MODEL/weightMMA.txt (MM=01～12, A=r,p) 月別エリア別の平均バイアスと階級別補正係数
　　gnu/MODEL/biaspdfMM-NNA.txt (MM=01～12, NN=01-60) 頻度分布，階級別総降水量，積算相対頻度

プログラム：meanbias.f
入力データ
　　../../GSI/gridpMODEL.gad 各 RCM 格子の都道府県別マスク
　　../../GSI/gridrMODEL.gad 各 RCM 格子の水系別マスク
　　gnu/MODEL/weightMMA.txt (MM=01～12, A=r,p) 月別エリア別の降水量の平均バイアスと階級別補正係数
　　gnuT/MODEL/weightMMA.txt (MM=01～12, A=r,p) 月別エリア別の気温の平均バイアスと階級別補正係数
出力データ
　　meanbiasMODEL-1dA.gad (A=r,p) 各 RCM の月平均値のバイアス（1 次元）
　　meanbiasMODEL-2dA.gad (A=r,p) 各 RCM の月平均値のバイアス（2 次元）

Fig.18, Fig.19 は，それぞれ各都道府県別の 1%，99%非超過確率気温（上位 1%の低温，上位 1%の高温）の散布図であり，上図は 2 月に関するもの，下図は 7 月に関するものである。いずれの図においても，頻度分布を考慮した補正により CC と RMSE が大幅に改善されていることが分かる。例えば RAMS-TU の 7 月の 99%非超過確率気温(Fig.19 の右下)では，比較的大きな低温バイアスが存在するものの，気温に関しては元のモデル出力の頻度分布形状も比較的滑らかで観測値から極端に外れていないため，本研究で提案したアルゴリズムがうまく機能していると言える。

5. おわりに

本研究では気象研，防災科研，筑波大の各機関からサンプルデータとして提供を受けた2002年から2004年の再現計算結果をモデル出力値，AMeDAS毎時データを検証データとして，各RCM出力値に含まれるバイアス情報を効率的に検出・補正するシステムの開発に着手した。

モデル格子数や格子位置が変更された場合にも迅速にモデルの性能評価を行えるように，できるだけ汎用的なシステムとなるように心掛けた。個々のグリッド毎にバイアス情報を出しても情報が多くなりすぎる上に，検証情報の関係で評価不可能な格子も出てくるため，水系別あるいは都道府県別といった領域単位でモデル評価を行うこととした。

バイアス検出では各気象要素の月平均値のみならず頻度分布を算出し，各階級別にモデルバイアスを算定するとともに，様々な例を通じて，月平均値のみに基づく補正では，特に極値の再現性という意味で不十分であることを指摘し，頻度分布も考慮した形でモデル出力値を補正する手法を開発する必要があることを示した。

バイアス補正では，領域別の月平均値をできるだけ観測値と一致させることに留意しつつ，極値(頻度分布の両側の裾野部)の再現性を高めるべく，各階級別に補正係数を調整するアルゴリズムを考案し，試験的にバイアス補正を試みた。降水量においては必ずしも十分に補正アルゴリズムが機能していなかったが，用いたデータがわずか3年と短く，サンプル数が少ない関係で頻度分布形状が不自然になっていたことも考えられるので，今後はさらに長期間のデータを用いてアルゴリズムの改良を検討していきたい。

謝　辞

本研究は，環境省の地球環境研究総合推進費(S-5-3)の支援により実施されました。

参考文献

江守正多（2007）：地球環境研究センターニュース Vol.18，No.3.

田中賢治，渡辺裕司，相馬一義，池淵周一（2005）：領域気象モデルによる降水量プロダクトの定量的な利用にむけて，水文・水資源学会 2005 年研究発表会要旨集，pp.314-315.

Tanaka, K., T. Kojiri, Y. Fujihara (2006) : Bias correction of the meteorological variables from RCM for hydrological application, The Advance Report of ICCAP, pp.43-46.

Tanaka, K., T. Kojiri, Y. Fujihara (2007) : Bias correction of the meteorological variables from RCM for hydrological application,XXIV General Assembly of IUGG, MS016-60.

Kenji Tanaka, Kazuaki Yorozu (2007) : Selecting the best meteorological forcing dataset for each river basin, Eos Trans. AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract H33C-1455.

付　録

本研究で提案したバイアス検出補正システムは以下のプログラムで構成される。各プログラムの入出力リストをTable 2にまとめた。

1. basmask.f : 水系別マスク，都道府県別マスクデータの作成
2. stnmatch.f : モデル格子と観測点情報との対応付け並びに観測データの並べ替え
3. readmodel.f : RCM出力の並べ替え
4. biaspdfprec.f, biaspdftair.f :
   モデルバイアスの検出，頻度分布計算
   頻度分布を考慮したモデルバイアスの補正

Bias Detection and Correction of Climate Model Output

Kenji TANAKA, Yuuki HAGIZAWA*, Ryoichi SAKUMA** and Toshiharu KOJIRI

* Faculty of Engineering, Kyoto University
** Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study aims to develop the method for detecting and correcting the bias information of RCMs. This system is designed to be general so that it can follow the change in model setting. Bias information for each individual grid is too much for handling, and some grids may have no evaluation data. Therefore, model bias is evaluated in each river basin or prefecture unit. Not only the monthly mean value, but also frequency distribution is evaluated for each unit area. A new bias correction method that can reproduce the extreme values while keeping the monthly mean value is proposed. In most cases, this new method works well in getting better frequency distribution and extreme values.

Keywords: Regional Climate Model, bias detection, bias correction, frequency distribution, extreme value

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

ダム貯水池モデルを組み込んだ流域環境評価モデリング

浜口俊雄・小尻利治・森 英祐*

* 京都大学大学院工学研究科

要　旨

本稿は，気候変動による流域の水文環境・生態環境の影響評価が可能なモデリングを示し，淀川流域の過去の再現結果と100年先推定結果の比較検討することを目的とする。解析に際しては，GCM出力値を用い，分布型流出モデルにより流域単位での評価を行った。その際現在と将来との流況の変化を捉えるとともに，簡素化した条件下で水温等を用いた指標から環境面への影響の検討も行った。また，分布型流出モデルにダム貯水効果を導入し，人為的な水移動を考慮した結果，気候変動による河川流況の変化や環境面の変化傾向が見受けられ，河川管理の重要性が増すことが示唆された。さらにダム貯水池の治水効果によるピーク流量の減少が確認された。

キーワード：気候変動，分布型流出モデル，GCM，影響評価

1.　はじめに

現在，多くの国で水問題が発生しているが，人口の増加，経済の発展に伴い水需要の更なる増加が予測され，水問題はより深刻化していくと考えられ，不安は高まっていると言える。また，将来的な気候変動による水資源分布への影響も懸念され，近年においても，各地での異常気象の発生が報告されている。以上のような背景を受け，1997年に第1回世界水フォーラム，2007年にはアジア太平洋水サミットが開かれるなど，安定的な水資源供給は世界的な問題として認識されており，取り組みが検討されている。日本においては，我が国は世界的に見ると降水量が多く水資源の豊かな国であるが，季節変動が大きく，地形も急峻であるため，安定的な水利用に適しているとは言い難く，ダムや堰などにより水資源の安定供給に努められてきた。近年，日本では水資源の回収利用が進んだため，水利用量は横ばい，もしくは減少傾向にあるが，異常少雨，異常多雨の変動が大きくなる傾向も見られ，また，現在運用されているダムの多くは利水基準を1956年から1975年の少雨年を基準とし，設定されており，近年における水資源動態への対応はしていない。水資源の地理的，期間的な偏在性を鑑みると，世界規模での取り組みがなされると同時に，流域単位での総合的な水資源管理が求められ，人為的な水移動としてのダム操作による治水及び利水効果の評価，運用がなされる必要がある。流域管理に際しては，短期，長期両者の視点からの水資源分布評価が必要であり，気候変動による影響を考慮する必要がある。また，近年，大循環モデル(GCM)を用いた温暖化シナリオに基づく将来予測が活発化，高精度化している。そこで，本研究ではGCM出力値を流域単位に適用し，ダム貯水池による流域での効果の検証及び気候変動前後における流域での水資源分布の比較，評価を行った。

2.　解析手法

本章では，気候変動による影響評価の解析手法を述べる。Fig.1に解析フローチャートを示す。

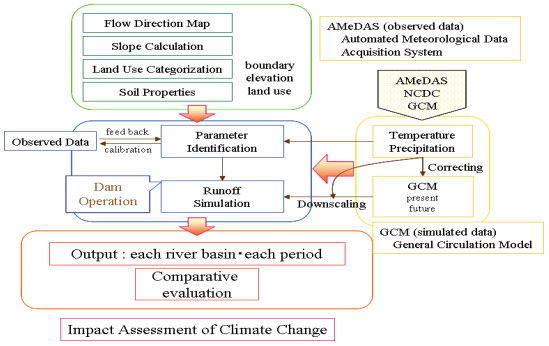


Fig.1 Analysis method

同図に示すように，解析は流域のモデル化，気象データ解析，流出解析，影響評価の順に行った。流域のモデル化は多層メッシュ分布型モデル(Hydro-BEAM)を用い，ダム貯水池に関しては別モデルを構築し，これを Hydro-BEAM に組み込んだ。次に過去のデータを用い，透水係数などのパラメータ同定を行う。パラメータ同定はダム流域ごとに行い，ダム下流域については，ダムからの放流量の実測値を与え，最下流地点にて行った。また，GCM データに関しては，CGCM2 の結果(気象庁, 2003)を利用し，ダウンスケールをした後，入力データとし，流出解析結果を再現期間，将来予測期間において比較・検討を行った（井本ら，2007)。

3. 流域のモデル化

3.1 Hydro-BEAMの基本構成

流域のモデル化はHydro-BEAM(Hydrological River Basin Environment Assessment Model)(小尻ら，1997)を用いた。Fig.2にHydro-BEAMの概念図を示す。

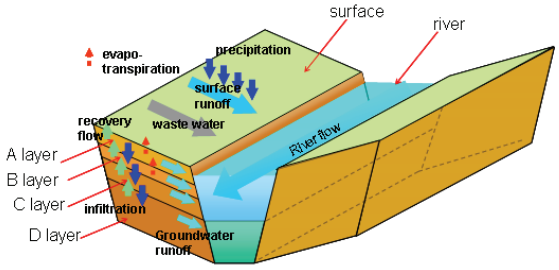


Fig.2 Pattern diagram of Hydro-BEAM

Hydro-BEAMは多層メッシュ分布型流出モデルで，鉛直構造にA~D層の4層を設定しており，A~C層の水平流出量は河川に流入し，D層は河川流量には影響を及ぼさない地下水層としている。各セルに対し標高や土地利用などの地理情報，及び，降水量や蒸発散量の気象情報を与え，解析を行うため，比較的忠実に流域をモデル化出来ると考えられる。また，河川流出，表面流，A層からの流出にはkinematic wave法，B~D層は線形貯留法を用いて解析を行っている。

3. 2 ダム貯水池のモデル化

ダムの目的は洪水調節，灌漑，上水道・工業用水供給，水力発電など多岐にわたっており，安定的な水資源供給の観点から，とりわけ，治水，利水を目的としているダムは重要であると考えられる。ダム貯水池では人為的に放流量が操作されており，水移動は地理条件のみに依存していない。ダムにおける人為的な水移動操作により，下流域ではその影響を受けていると考えられ、ダムの規模によりその影響は無視出来るものではない。そこで，ダム貯水池に関しては，Hydro-BEAMとは異なったモデル化を行い，外挿モデルとしてHydro-BEAMに組み込んだ。以下，ダムのモデル化手法を述べる。ダム貯水池での水移動は次式で表される。

$$S_{t+1} = S_t + (R - Q)\Delta t \qquad (1)$$

ここに，S：貯水量，R：流入量，Q：放流量，t：タイムステップを表す添字，Δt ：時間差分である。従って，ダムでの水移動をモデル化する際，流入量，及び，放流量の決定が要求される。実際のダム貯水池においては，流入量は貯水位の変化割合から，貯水位-貯水量関係式から導き出され，流入量，貯水位より放流量が決定されるが，本研究では以下の手順に従いダム貯水池のモデル化を行った。

(ⅰ) ダム貯水池のモデル化

ダム貯水池は周辺地形，貯水位に応じその貯水域が大きく変化する。Hydro-BEAMに組み込むため，メッシュ上でダムに該当するセル(以下ダムセル)を決定する。 Fig.3に貯水域の算定結果の一例を示す。赤印がダム堤体位置，青セルがダム貯水域である。尚，貯水域の算定は貯水位ごとにDEMを用いて行い，貯水位によるダムの貯水域変化を捉えるものとした。

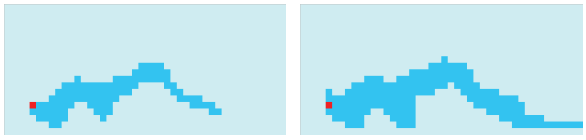


Fig.3 The area of a dam reservoir

Fig.3は貯水位差15mあり，貯水位による貯水域の変化が分かる。算定結果を用い，ダムセルを決定し，Hydro-BEAM上でのダム貯水池の位置を決定する。Hydro-BEAMではkinematic wave法，線形貯留法を用い各セルの計算が行われているが，ダムセルでは，流量の収支によってのみ計算を行うものとした。

(ⅱ)流入量の決定

ダムセルの位置に従い，Fig.4のように流入位置を決定し，当該セルへの流出量をダム流入量とした。

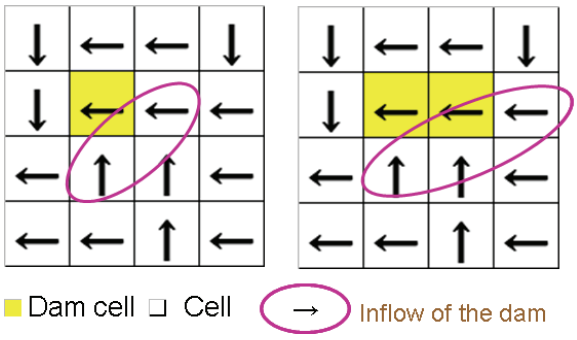


Fig.4 inflow of a dam

(ⅲ)放流量の決定

ダム貯水池では操作規則が設けられており，放流量は操作規則に則り決定される。治水・利水目的のダムでは主に，洪水調節，制限水位，確保流量が設定されており，次式に定式化を行いモデルでの放流量とした。

1.洪水調節

・洪水期

$$Q_{out1}=\begin{pmatrix}Q_{in}\\ Q_{d}\\ \min(Q_{in},Q_{d})\end{pmatrix}\ \text{when}\begin{pmatrix}SWL\le H\\ DWL\le H\le SWL\\ H\le DWL\end{pmatrix} \quad (2)$$

$$Q_{out1}=0 \quad \text{when } H<LWL \quad (3)$$

・非洪水期

$$Q_{out1}=\begin{pmatrix}Q_{in}\\ Q_{d}\\ \min(Q_{in},Q_{d})\end{pmatrix}\ \text{when}\begin{pmatrix}SWL\le H\\ NWL\le H<SWL\\ H<NWL\end{pmatrix} \quad (4)$$

$$Q_{out1}=0 \quad \text{when } H<LWL \quad (5)$$

ここに， H：ダム水位，Q_{in}：ダム流入量，Q_{out}：ダム放流量，Q_{d}：ダム制限放流量，SWL：サーチャージ水位, NWL : 常時満水位, DWL : 洪水期満水位, LWL：最低水位 である。

2.確保流量

$$Q_{out2}=\max(Q_{out1},Q_{\sup}) \quad (6)$$

ここに，Qout2：更新されたダム放流量，Qsup：ダム確保流量 である。

3.維持流量

$$Q_{out3}=\max(Q_{out2},Q_{in}) \quad \text{when } Q_{std}<Q_{eco} \quad (7)$$

ここに， Q_{out3}：更新されたダム放流量，Q_{eco}：維持流量, Q_{std} : 基準地点を含むメッシュの流量である。尚，ダム貯水位Hに関しては貯水量Sをから貯水量-貯水位関係曲線より導いた。また，実際のダムでの放流量はダム管理者の判断による部分が少なくない。しかし，将来予測をするにあたり，客観性を保つため、人為的判断によるダム操作は考慮せず，操作規則のみに則るものとした。以上により決定した放流量をダム下流メッシュに返すことにより，Hydro-BEAM に組み込むこととした。

3.3 琵琶湖のモデル化

本研究では淀川流域を対象とした。淀川流域は上流部に琵琶湖を有し，その面積は約630km^{2}に及ぶ。琵琶湖は淀川流域に多大な影響を与えていると考えられ，ダム貯水池同様，Hydro-BEAMとは異なったモデル化を行い，これに組み込んだ。琵琶湖での水移動は，ダム貯水池同様，流入量，放流量から決定されるものとし，放流量は瀬田川洗堰，疎水により決定される。ただし，流入量に関しては，琵琶湖は貯水位の変化による貯水域の変化は小さいものとし，予め，琵琶湖対象セル，琵琶湖への流入セルを決定した。一般に，上流部から琵琶湖に流入した水は下流に至るまでに1日程度の時間がかかると言われているが，これを考慮せず，琵琶湖へ流入した水は直ちに貯水位に影響し，放流量が決定されるものとして解析を行った。

4. 気象データ解析

Hydro-BEAMでは各メッシュの気温・降水量の時系列データが必要である。気象データはAMeDAS観測値，GCM出力値を用い，ティーセン分割を行い，各メッシュの気象データをAMeDAS観測値で代表させることとした。尚，データが欠測している場合は他の観測所のデータで補完し，観測所と各メッシュにおける高度補正を行う。気象データの解析として，蒸発散量，積雪深の推定をそれぞれ行う。蒸発散量の推定は熱収支式から推定するものと，気温などから経験的に推定するものが考えられる。今回使用したGCM出力値では降水量，気温しか与えられず，熱収支式を解くことが出来ないため，必然的に後者を選択し，蒸発散量の推定にはThornthwaite法を用いた。Thornthwaite法は平均気温と可能可照時間から可能最大蒸発散量を与え，経験的に求められている補正係数を用い，蒸発散量の推定を行うものである。次に積雪・融雪過程について述べる。積雪・融雪モデルは，蒸発散量と同様，熱収支法によるものと，経験式を用いるものに大別されるが，蒸発散量と同様の理由で後者を選択し，Degree-Day法を用いてこれを行った。

5. ダウンスケーリング

GCMはIPCCのSRES A2基づいた気象庁の全球大気海洋結合モデル(CGCM2)を用い，再現期間，将来予測期間をそれぞれ1979-2000年, 2079-2100年とした。しかし，解像度が100kmと流域単位に適用させるには粗く，また，バイアスが存在するため，これのダウンスケール，バイアス補正を行い，モデルへの入力値とした。補正方法は，Dettinger *et al.*，Wood *et al.* の手法を改良した方法を用い，以下の仮定の下，月単位での統計量(平均, 分散)を合わせるように行った。Fig.5に補正方法の概念図を示す（藤原ら，2006）。

①降水，気温はそれぞれある確率密度関数に従う。

②再現期間，将来予測期間において確率密度関数は時間的な変化はしない。

③月降水量，月気温はそれぞれピアソンⅢ型分布，

正規分布に従う。

補正は上述の仮定の下，以下に示す方法で行った。

[1]再現期間における観測値，GCM出力値を用い，各観測地点・各月毎に確率分布を定める。

[2]気候モデルの出力値がP_{GCM}であるとき，これ

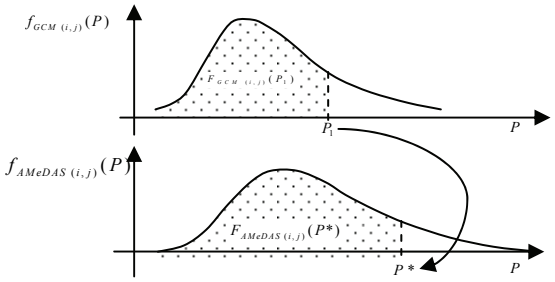


Fig.5　Pattern diagram of bias correction

の非超過確率を求める。

[3]観測値の確率分布において[2]の非超過確率に等しい値P_{AMeDAS}を求め，これをP_{GCM}と置き換える。

[4]将来予測期間についても再現期間でのGCM出力値の確率分布における非超過確率を求め，再現期間と同様に観測値を用い置き換える。

以上の手法によりGCM出力値の補正を行った。Fig.6, 7に再現期間でのAMeDASによる観測値，補正前のGCM出力値，補正後のGCM出力値を示す。

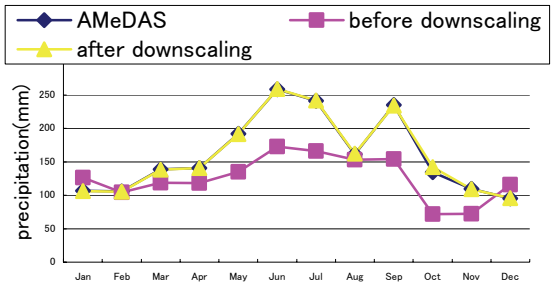


Fig.6　Monthly averaged precipitation

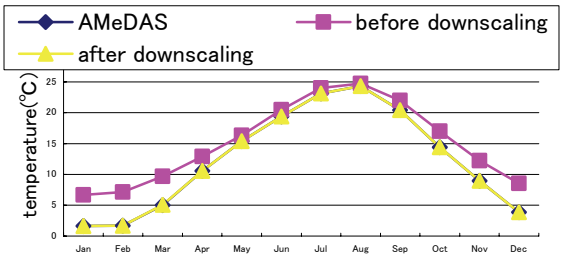


Fig.7　Monthly averaged temperature

確率密度関数の時空間的な変化，また，確率密度関数の適用の妥当性などの問題は残るが，仮定が妥当であると想定し，本稿でのダウンスケールとする。補正前の出力値は降水量について概ね過小評価，気温について過大評価をしていたが，補正により再現性は高まったと考えられる。ダウンスケール手法に関しては，ニューラルネットワークの導入など種々の方法を適用し，その妥当性を検討するなども考えられるが，今後の課題とする。

6.　実流域への適用

6.1　対象流域の概要

実流域への適用は琵琶湖・淀川流域を対象とし，行った。Fig.8 に標高図を示す。淀川は幹線流路延長 75.1km，流域面積 8240km^2 の 2 府 4 県に跨る近畿地方最大の一級河川である。日本最大の湖である琵琶湖，また，965 本の支流を持ち，古くから社会，文化，経済の基盤となってきた。大阪府内では取水，排水など人為的な水移動が多く行われ，地理情報のみによる解析には適していないと考えたため，枚方観測所地点を最下流地点とし，枚方観測所地点から上流を対象に流出解析を行った。

北東に位置する琵琶湖流域では農業地帯が広がっているが，中流域には京都市，下流域には大阪市などの大都市も流域内に含み，取水・排水などの人為的な水移動も多く行われている。

流域の気候はそれぞれ，下流域は雨量の少ない瀬戸内海気候区，木津川上流域は台風による雨量の多い太平洋型気候区，琵琶湖北部流域は降水量の多い日本海型気候区，桂川上流域および猪名川上流域は前線性の雨量が多い区域，以上の4区域に分類される。各区域における流出特性がそれぞれ異なっていること，また，琵琶湖による調整効果のため，日本における他河川に比較して，流況は安定したものとなっている。

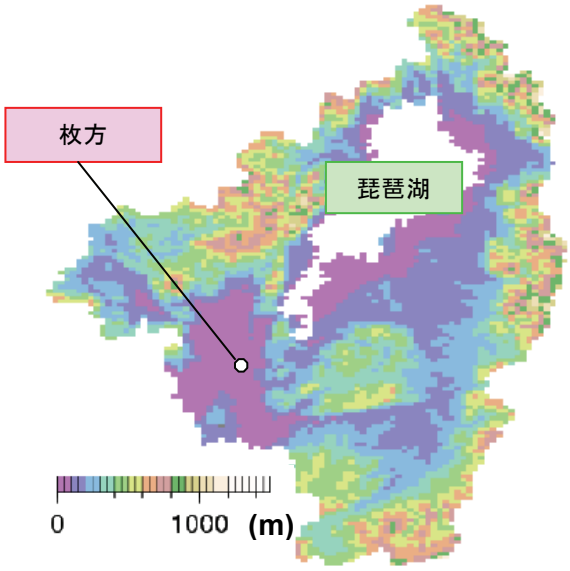


Fig.8 Elevation

6.2　パラメータ同定

パラメータ同定は各ダム流域において行った。パラメータ同定期間は2000年である。2000年は渇水年であった。パラメータ同定後の計算結果をFig.9, 10に示す。

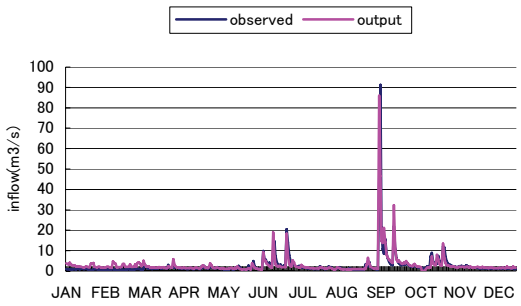


Fig.9 Inflow (Shorenji Dam, 2000)

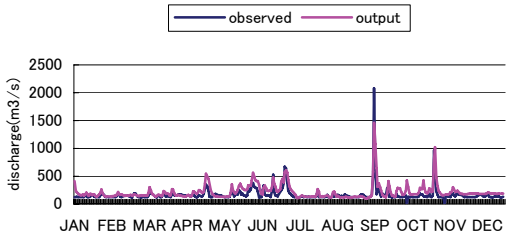


Fig.10 Discharge (Hirakata, 2000)

各地点において概ね再現性が保たれていると考えられる。また，ダムからの放流量はFig.11, 12のようになり，貯水位はFig.13, 14のようになった。放流量も流入量同様，概ね再現されている。しかし，貯水位に見られるように渇水時におけるダムからの放流量が過小評価されており，モデル解析値では貯水位変化が見られない。ダム管理者の判断による放流量増量が行われたとも考えられるが，渇水を捉えきれていないことが分かる。今後モデルの改善が必要と考えられる。また，室生ダムは常に常時満水位よりも大幅に貯水位が低く保たれていた。これもダム管理者の判断によるものと考えられる。

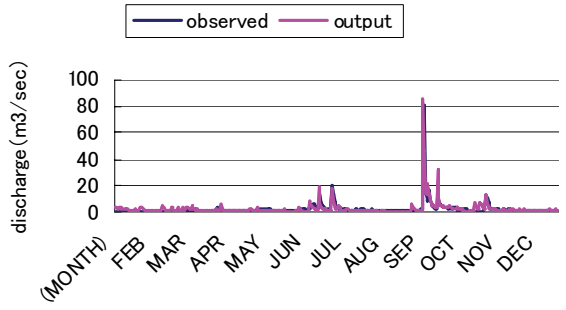


Fig.11　Discharge (Shorenji Dam, 2000)

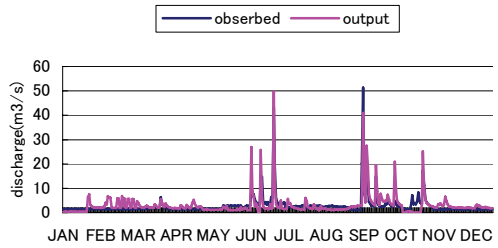


Fig.12 Discharge (Muro Dam, 2000)

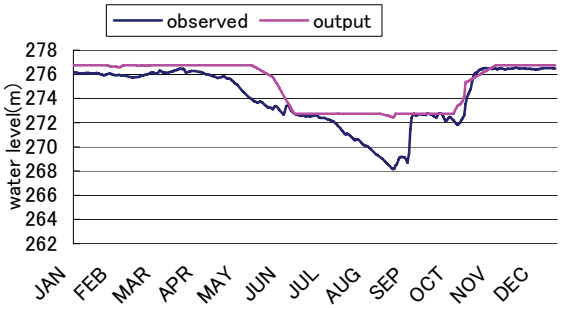


Fig.13 Water level (Shorenji Dam, 2000)

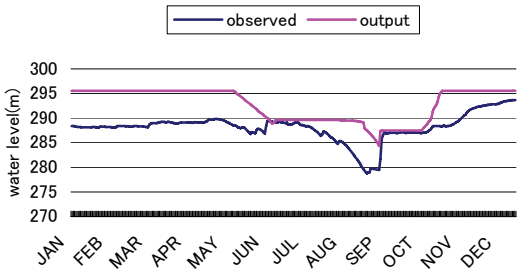


Fig.14 Water level (Muro Dam, 2000)

6.3　気象データ解析

Fig.15に流域平均降水量，Fig.16に流域平均蒸発散量，Fig.17に箱館山地点での積雪深，Fig.18に同地点での融雪量を示す。それぞれ青線がAMeDAS解析値によるもの，赤線がGCMの再現期間，黄線がGCM将来予測期間である。また，Fig.19に積雪深の2月の分布図を示す。

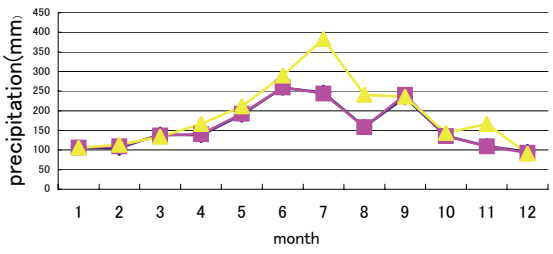


Fig.15 Monthly averaged precipitation

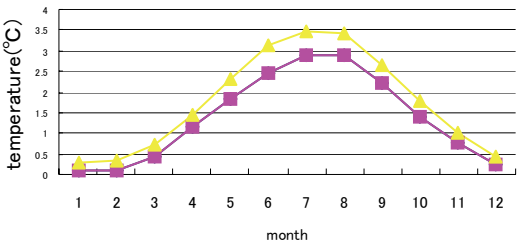


Fig.16 Monthly averaged temperature

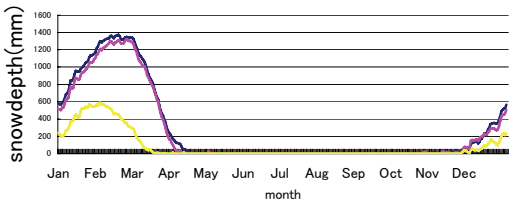


Fig.17　Snowdepth (Mt. Hakodate)

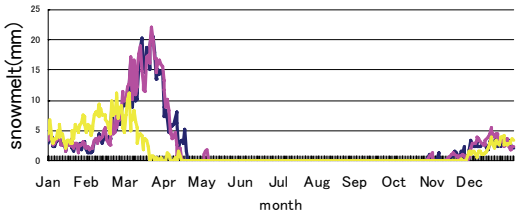


Fig.18　Snowmelt (Mt. Hakodate)

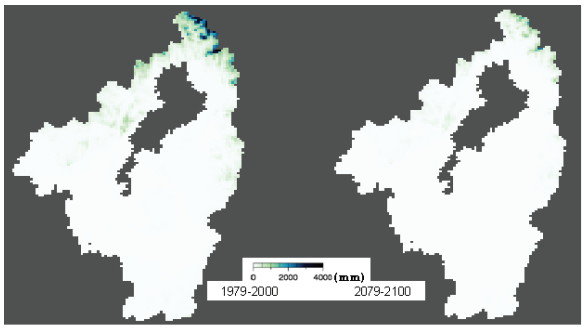


Fig.19 Snowdepth

降水量に関し，Fig.15に示すように大幅な変化が見られた。将来予測期間において，年降水量は増加傾向が見られる。Fig.20にそれぞれ月降水量，日降水量を示す。

降水は夏季において大幅に増加する傾向が見られ，特に，7月，8月での著しい増加が認められる。3ヶ月降水集中度は35%であったのに対し，40%を上回る。冬季においては若干の減少が見られ，現在よりも降水の季節変動は大きくなると考えられる。また，

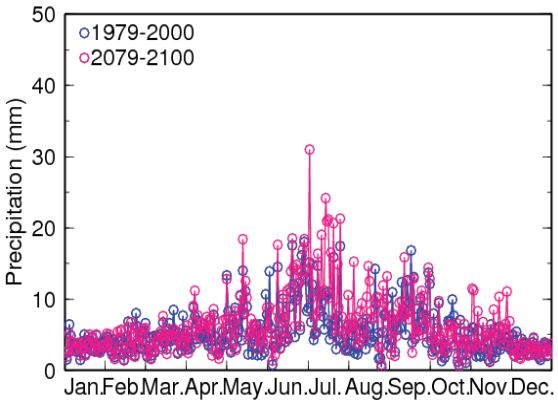


Fig.20 Daily precipitation

Fig.20に示すように降水パターンにも変化が見られた。夏季での降水量の大幅な増加に加え，ピーク降水量も大幅に上昇することが示唆される結果となり，季節的にも，短時間的にも変動幅が大きくなるという結果になった。蒸発散量の推定にはThornthwaite法を用いたため，風速，大気圧，水蒸気圧などは考慮されておらず，気温によってのみ依存するものとなっているが，1年を通して増加傾向が見られる。蒸発散量は季節的，地理的な条件により違いはあるものの，降水量の約1/3が蒸発するといわれ，降水減少の季節的，時間的な変動が大きくなったことを考えると，蒸発散量の増加は水資源管理，水資源供給に対し大きな負の影響を与えると考えられる。蒸発散量と同様に，気温変動を受け，積雪量の減少，融雪期の早期化が見られた。箱館山は滋賀県にあり，近畿圏では比較的積雪が豊富な地域であるが，最大積雪深は将来予測期間において1/2以下に落ち込む結果となった。また分布図からも分かるように，琵琶湖北東部の雪が豊富であった地点での積雪深は大幅に減少する結果となった。伊吹山は琵琶湖東部に位置し，箱館山同様スキー場がある場所であるが，伊吹山においても大幅な積雪深の減少が見られる。また，積雪域も大幅に減少し，積雪域は北東部に一部残るだけとなった。このことは，冬季における積雪としての水資源貯留量の大きな減少を意味する。また，融雪量の減少，早期化も見られることから，春季での水資源分布の変化が予想される。

6.4　流出解析

Fig.21 に枚方地点での月平均流出量を示す。夏季においての降水量の増加を受け，流出量も夏季において大幅に増加する傾向が見られた。年間を通して増加傾向が見られたが，3 月のみ減少傾向が見られた。これは積雪量の減少，消雪期の早期化により，融雪量が減少したためであると考えられる。Table1 に枚方地点での流出特性を示す。

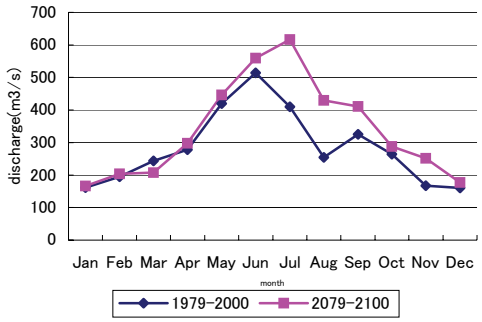


Fig.21 Monthly discharge (Hirakata)

Table1 Discharge regime

	1979-2000	2079-2100
Maximum(m^3/s)	2863.2	4995.4
95-day(m^3/s)	374	444.9
185-day(m^3/s)	171.8	239.2
275-day(m^3/s)	130.3	139.8
355-day(m^3/s)	112.7	116.9
Minimum(m^3/s)	81.6	81.6
Annual averaged(m^3/s)	283.1	338.4
Dec.-Feb. (m^3)	15411.3	16307
May.-Mar. (m^3)	28920.9	29215
Jun.-Aug. (m^3)	36034.8	49190.9
Sep.-Nov. (m^3)	22964.9	28798
Coefficient of river regime	16.08	19.32
Discharge concentration	0.36	0.399

流出特性に関し，最大流量，放水流量は将来予測期間において，大きく増大する傾向が見られた。一方，渇水流量，最低流量には大きな変化は見られなかった。洪水に対する危険性が増加する一方で，渇水に関する危険性が減少するわけではないと考えられ，水資源管理の重要性が増すと考えられる。Fig.22にそれぞれ8月の分布図，Fig.23に再現期間，将来予測期間においてダム操作を考慮した場合，しない場合，それぞれ平年，最大流量年，最小流量年についてハイドログラフを示す。

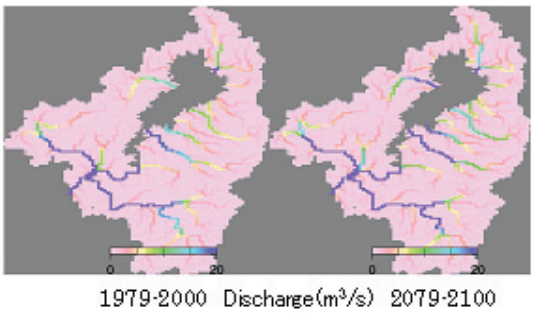


Fig.22 Discharge (August)

平年においても夏季の降水量が増加し，また，最大降水量も大幅に増加していることが分かる。また，平年，最大流量年，いずれもダム貯水池を考慮することにより，最大流量は減少させることが出来ることも分かる。最大流量記録時での日吉ダムによる洪水調節をFig.24に示す。

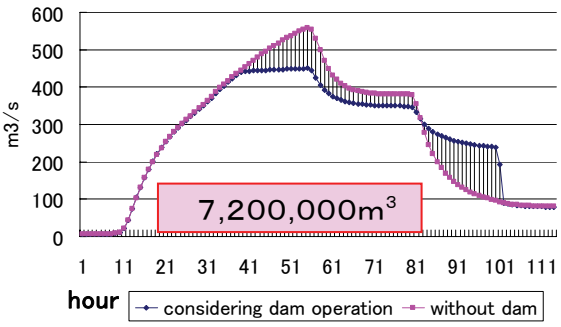


Fig.24 Flood control

最大流量時，日吉ダムでは7,200,000m^3の流量が操作され,流量ピーク値をカットした。しかし,ダム操作により洪水調節を行った場合でも,将来予測期間で

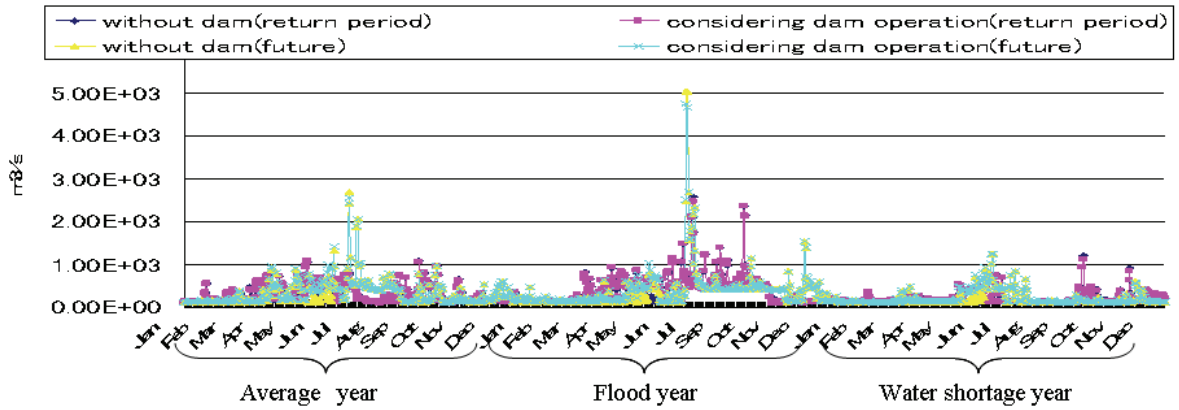


Fig.23 Hydrograph

のピーク流量値は再現期間でのピーク流量値を大幅に上回っている。ダム下流域においても流量が増加するため，最下流地点においても大幅に流量が増加すると考えられ，これを再現期間に起こるピーク流量値の水準に下げるには，より厳しいダム操作が要求される。ダム貯水池における洪水調節は，制限水位，予備放流などにより事前に洪水対策が取られ，ピーク時における放流量の制限により，これがなされる。将来，予備放流の重要性が大幅に増すと考えられ，また，制限水位，制限放流量が見直される必要がある可能性を示唆する結果となった。渇水に関しては，現状と大きな違いが見られなかったため，水資源利用形態に大きな変化がない限り，操作規則に関しても大きな変革を行う必要性はないと考えられるが，多目的ダムにおいては，洪水対策のため，制限水位の見直しなどが行われると，渇水に対する危険性が大幅に増すと予想され，ダム貯水池操作は厳しいものとなる。将来，淀川流域での水資源管理はより難しいものとなることが予想される。安定的な水資源供給を目指し，ソフト面，ハード面，両者の観点から河川整備が行われることが望まれる。

7. 水温移流

Hydro-BEAMの長所として，ダムモデル同様，様々なモデルをその中に組み込むことが可能な点が挙げられる。ここでは流量・気温などから，簡略化した条件下で，水温解析手法とその計算結果を述べる（小尻ら，2006）。

・地中水温度推定過程

各層から流出する地下水温は，地中温度に等しいとする。このとき，深さZ(m)地点での地中水温は，次式で表される。

$$\theta_g = \bar{\theta}_0 + De^{-\sqrt{\pi/\chi T}} \sin\left(\frac{2\pi}{T}t - z\sqrt{\frac{\pi}{\chi T}}\right) \quad (8)$$

ここに，θ_g：地中水温℃，$\bar{\theta}_0$：年平衡水温℃，D：地表面温度 T_s の時系列変化を正弦関数に近似したときの振幅，T：周期 365 日，χ：地中での熱の拡散率 $0.04m^2d^{-1}$ である。

・河川水温度推定過程

河川水温に影響を及ぼす要素として，水面熱収支，表面流，A~C 層流，用水路流，下水道流，下水処理場からの放水を考えるものとする。次式により基礎式を与え(新井・西沢, 1974), 河川水温を求める。

$$c\rho D\left(\frac{\partial\theta_{riv}}{\partial t}\right) = H_0 + \frac{c\rho}{A}\sum_i q_i(\theta_i - \theta_{riv}) \quad (9)$$

ここに, c:比熱 $1.0cal\,g^{-1}$℃, ρ:水の密度 $1.0\times10^6 gm^{-3}$，D：平均水深 m，θ_{riv}：河川水温℃，H_0：単位面積あたりの水面熱収支量 $cal\,m^{-2}s^{-1}$，A：水面積 m^2, q_i：流入流量 $m^3\,s^{-1}$，θ_i：流入水温℃である。

以上を用い，水温解析を行った結果を Fig.25 に示す。気温の上昇を受け，河川水温も 1 年を通し上昇する結果が得られた。

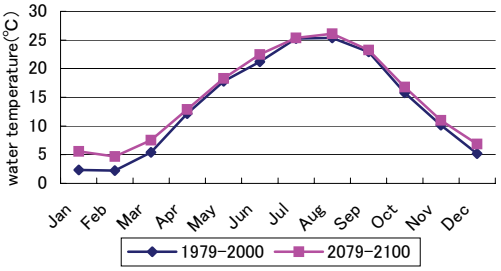


Fig.25 Water temperature

8. 環境評価

気候変動に伴う流域での環境の変化は生態へも影響を及ぼすと考えられる。生態は生物群集，周辺環境など相互に影響を及ぼし合い，複雑な系をなしている。従い，環境からの影響によってのみ生態への影響評価を行うことは，必ずしも生態の実態を捉え，包括的な生態への影響評価を行えると言えないが，本研究では生態に影響を与える要素を取り出し，指標を作成し，温暖化による生態への影響評価をおこなった。

8.1 植生評価

日本における植生は，暖かさ指数(warmth index, WI)と，寒さ指数(coldness index, CI)を用いて，5 タイプに大別される。WI，CI は，それぞれ月平均気温が 5℃以上, 5℃以下となる月の年間合計値(積算月平均気温)である。沖縄等最も温暖な地域には亜熱帯林が分布し，亜熱帯常緑樹林帯に区分される。西日本から東海・関東までの温暖な地域は，照葉樹林帯に区分され，湿潤を好むものから乾燥を好むものまで様々な樹種によって構成される。また，中部地方の内陸山間部では，WI だけ見ると照葉樹が生える条件を満たしているのに，落葉広葉樹や針葉樹が広がる地域があり，暖帯落葉樹林帯または中間体と呼ばれる。さらに，西日本から東北にかけての山地，北海道南部には，温帯落葉樹林帯が，北海道東部，北部には常緑針葉樹林帯(亜寒帯)が広がっている。

本研究では，植生が WI，CI によって評価できるとし，メッシュ毎に WI，CI を用いて植生帯を推定することとする。このとき，適性度を用い，これを次式で表し，解析結果を Fig.26, 27 に示す。

$$\ln_{ti} = W_i(x) \cdot C_i(x) \qquad (10)$$

ここに，$\ln_{ti}$：植生帯 i の生産適性度，$W_i(x)$：サンプル i の WI に関する適性度(0-1)，$C_i(x)$：サンプル i の CI に関する適性度(0-1)である。

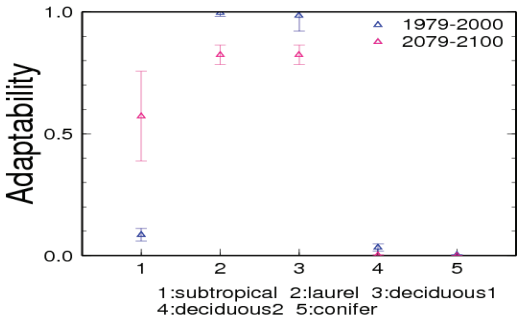


Fig.26 Adaptability of vegetation

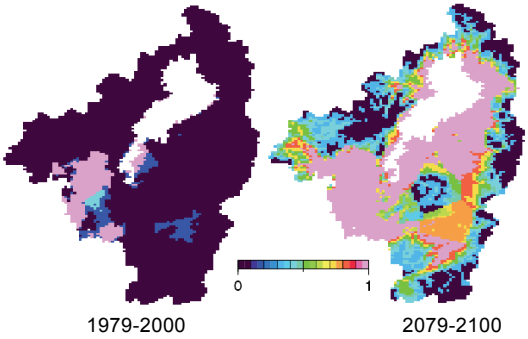


Fig.27 Adaptability of vegetation (subtropical)

亜熱帯性常緑樹林の適正度が大きく上昇したことが見て取れ，標高の低い地域ではほぼ全般で適正度は1となった。照葉樹林，暖帯落葉樹林などの適正度は微減し，気温による評価だけであるが，温暖化により，それぞれの適正地が変化すると考え，植生に対しても影響が及ぶことが予想される。また，植生に対する評価として，気候変動前後において，花粉飛散期推定を行い，次節にて示す。

8.2　花粉飛散期推定

近年，花粉症患者は全国で約 2000 万人とも推定されて折り，年々増加傾向にあるという現状がある。花粉症の原因となるのはスギをはじめ，ヒノキやマツ，イネ科など様々な種の花粉であるが，最も患者数が多く，関心が高いのがスギ花粉である。したがって，本研究では，スギ花粉を取り上げることとする。スギ花粉飛散予測には，総飛散量予測，飛散開始日予測，日花粉飛散量などがあるが，飛散量に関しては，スギの雄花数が非常に強く関係しており，年度によっても大きく異なる現状があることから，ここでは取り扱わない。飛散開始日の予測手法は，従来から 1 月 1 日を起因日とする積算気温が用いられているが，地域によってその差は大きく，雄花の休眠打破を考慮する必要性や，高度分布を考慮する必要性があるといわれている。ここで，休眠とは，水分・温度等の環境条件が発育に好適でも生理的要因により発育できない状態のことをいう。金指・横山（2002）によれば，スギでは休眠打破に必要な温度範囲は 0℃～8℃(または，～10℃，～12℃)であり，この温度条件が 5 週間続くと休眠の完全打破に至る。また，開花に至るのに要する有効積算温度は 200～240℃d(または，140～260℃d)とされ，その幅は広いのが現状である。本研究ではデータが少ないこともあり，従来からの方法と，休眠打破を考慮する方法の両方を検討することとし，Fig.28, 29 にそれぞれの方法においての，再現期間，将来予測期間での解析結果を示す。

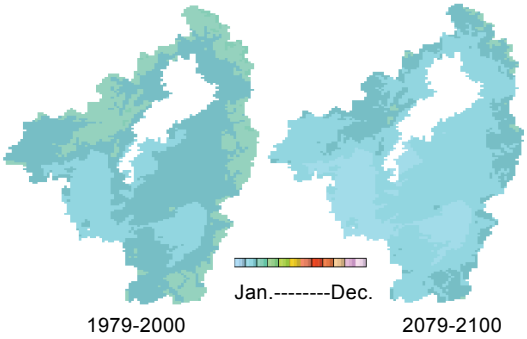


Fig.28 Pollen scattering season

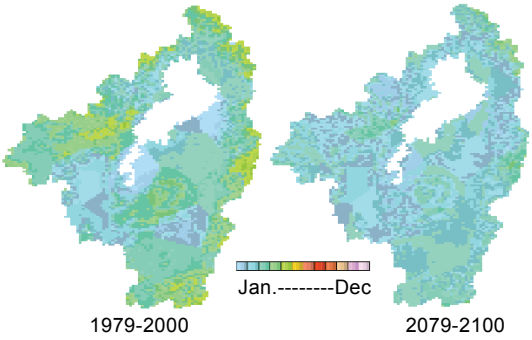


Fig.29 Pollen scattering season (Considering breaking of dormancy)

1 月，2 月の積算気温から推定する方法の結果は，再現期間，将来予測それぞれの流域平均で 2 月 23 日，2 月 14 日であった。次に休眠打破を考慮する方法では，それぞれ，3 月 2 日，2 月 15 日であった。また，この方法では休眠打破に至らない地域が確認され，期間的に休眠打破に至ることが出来なかったことが原因と考えられる。このことは温暖な地域または，

寒冷な地域での休眠打破の条件をさらに検討する必要があることを示している。いずれも全体的に花粉飛散時期は早くなる傾向を示しており，花粉飛散期からの観点からも，気候変動による植生への影響がみられる。

8.3　魚類評価

水辺動物の代表格である魚類は，その生息域が水温，水質，地形等の様々な要素によって評価可能である。IFIM や PHABSIM といった河川の詳細を扱い，地形要素や底質等まで評価項目として取り入れるモデルでは，魚類生態を総合的に扱うことが可能となってきている。しかし，これには現地調査を含む詳細なデータが必要である。本研究では，瀬，淵等の微地形は考慮せず，水温と標高によって生息域評価を行うものとする。

評価方法は，ファジイ理論を用いて種類毎に生息適性を評価するというものであり，これを次式に示す。また，使用するメンバーシップ関数を Fig.30, 31 に示し，Fig.32～34 にそれぞれの結果を示す。

$$\ln_{fi} = T_i(x)G_i(x) \tag{11}$$

ここに，$\ln_{fi}$：サンプル i の生息適性度 ，$T_i(x)$：サンプル i の水温に関する生息適性度 ，$G_i(x)$：サンプル i の標高(地形)に関する生息適性度である。

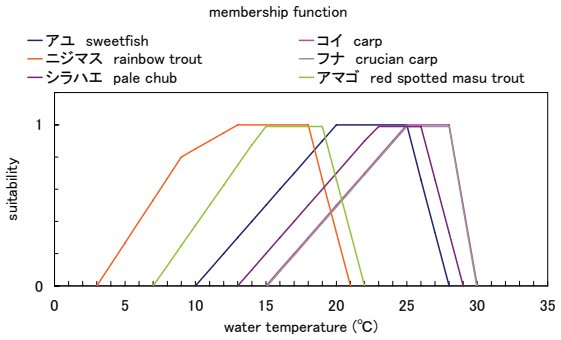


Fig.30 Membership function (water temperature)

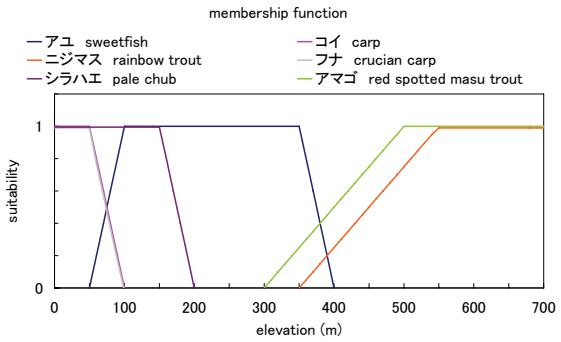


Fig.31 Membership function (elevation)

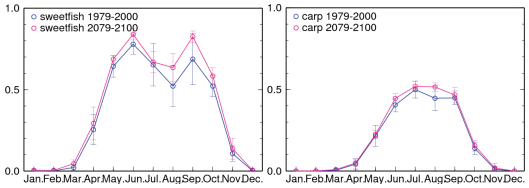


Fig.32 Adaptability (sweetfish ,carp)

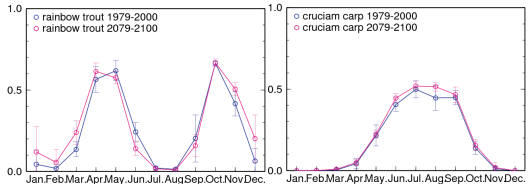


Fig.33 Adaptability (rainbow trout , cruciam carp)

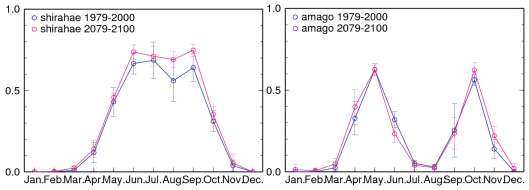


Fig.34 Adaptability (shirahae, amago)

水温上昇により，アユ，コイ，フナ，シラハエなど，比較的高い水温を好む生物の適正度が，夏季において上昇，比較的低い温度を好むニジマス，アマゴなどの適正度は減少する結果が得られた。また，冬季においての水温上昇により，低い温度を好む生物の適正度は冬季において上昇傾向が見られたが，高い温度を好む生物に対しては影響を及ぼす程度のものではなく，適正度は低く保たれた。気候変動の影響を受け，低い温度を好む生物が大きな影響を受けると考えられる。

9.　おわりに

気候変動による影響評価を様々な指標を用い比較を行うことにより，流況，環境へ影響を与えることが示唆された。主な結果を以下にまとめる。

(ⅰ)夏季流量の大幅な増加
(ⅱ)ピーク流量値の大幅な増加
(ⅲ)ダム貯水池による，ピーク流量の減少
(ⅳ)水温の上昇
(ⅴ)植生適正地分布の変化
(ⅵ)魚類の適正度の変化

本稿で示した水文評価は将来的な流域管理への一指標として利用されることが望まれる。今後，更なるモデル精度の向上，利水安全度など水利用の観点からの評価，土砂生産・移動の観点からの評価など多様な発展性が期待される。環境評価に関しては，気温・水温要素のみに着目して評価を行ったが，水質などの重要要素の追加，生態系との相互影響の検討などから更なる発展が望まれる。

参考文献

井本昂志・小尻利治・田中賢治・浜口俊雄(2007) : 気候変動による流域水環境の変動特性に関する比較, 京都大学防災研究所年報，第 51 号. (印刷中)

小尻利治，黒田良人，東海明宏(1997) : GISベースでの水環境シミュレーションと環境評価モデルの開発, 第5回地球環境シンポジウム公演集, pp.209-214.

小尻利治・浜口俊雄・大出真理子(2006) : 地球温暖化による流域水資源・生態への影響評価，京都大学防災研究所年報，第 49 号 B，pp.741-753.

気象庁(2003) : 地球温暖化予測情報，第5巻.

金指達郎，横山敏孝(2002) : スギ雄花の休眠打破と開花に要する温度条件，日本花粉学会誌，pp.95-102.

藤原洋一・大出真理子・小尻利治・友杉邦雄・入江洋樹(2006) : 地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価，水工学論文集第 50 巻.

土木学会編(1999) : 水理公式集 平成 11 年版，土木学会.

Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Meyer, M.K., and Jeton, A.E.(2004) : Simulated hydrologic responses to climate variations and change in the Merced, Carson, and American River basins, Sierra Nevada, California, 1900-2099，Climatic Change, 62，pp. 283-317.

Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V. and Lettenmaier, D.P. (2004) : Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs，Climatic Change, 62，pp.189-216.

River Basin Environment Assessment Modeling in Conjunction with Dam Reservoir Models in Hydrology

Toshio HAMAGUCHI, Toshiharu KOJIRI and Eisuke MORI*

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study provides the extended distributed runoff model, which is based as the Hydro-BEAM, in conjunction with some dam reservoirs to assess the physical effects of dam reservoirs and water body such as a lake in river basin environments. Simulations are conducted from 1979 to 2000 and from 2079 to 2100 in the Yodo River basin by inputting GCM outputs. The effects of modeling dam reservoirs can be found from results with and without dam simulations. Global warming can also influence on the hydrological and ecological behavior in the coming future through the fuzzy criteria to be proposed as some suitability.

Keywords: climate change, distributed runoff model, dam, GCM, impact assessment

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

地球規模気象情報を用いた渇水時貯水池操作のための降水予測手法に関する研究

野原大督・岡田知也*・堀　智晴

* 京都大学大学院工学研究科

要　旨

昨今の観測技術の発達や計算機資源の向上に伴い，世界各国にわたる様々な気象・水文情報網が整備されてきている。一方，水資源管理では，管理単位である河川流域内での水文情報と当該流域での過去の統計的情報を元に管理が行われており，将来の状態の定量的な予測に基づく最適な操作には至っていない。特に，渇水調節を対象とするような長期の予測については，予測精度は低く管理上考慮されていないのが実情である。このような背景から，本論では，渇水時貯水池操作を支援するため，地球規模で得られる広域的な気象・水文情報を活用した長期降水予測手法を提案する。

キーワード：長期降水予測，地球規模気象情報，パターン分類，AIC，貯水池操作

1.　はじめに

近年，水資源管理においては，集中豪雨のような極端な気象現象の多発や社会の水依存性の増大等から，水資源の効果的な利用が求められている。こうした問題に対して，ダム貯水池は大きな能力を持っているが，環境問題や公共事業に対する社会意識の変化の中，新規のダム建設は難しく，そのため，既存施設による水資源の一層の計画的・効率的利用が求められている。

貯水池の計画的・効率的な運用には，将来の流域における流況を推定することが重要であり，そのためには入力としての将来降水量を予測することが重要となる。しかし，現行の貯水池管理では，管理単位である河川流域内での水文情報と当該流域での過去の統計的情報をもとに管理が行われており，定量的な降水・流況予測に基づく最適な管理には至っていない。

こうした中で，洪水を対象とする高水管理に対しては，洪水時の管理体制への移行や計画規模を超える可能性があるか等の判断に降水予測や台風進路予測を行っているところもある（吉谷，2007）。また，和田ら（2005）は，気象庁の予測降雨情報の適用性の検討が行われており，高水管理への利用性を示している。一方，低水管理においては，気象庁が発表している中・長期気象予報を定量的に利用した数カ月先までの長期降水量の予測手法について研究されているが（新井・丸山，1979；池淵ら，1990；Kojiri et al.，1994），予測精度には限界があり実用化には至っていない。予測のリードタイムが数ヶ月間という長い期間であるため予測精度の低下が避けられないことに加え，これらの予報が都道府県あるいは1地方を対象に発表されているため，貯水池が山間部に位置することが多く上流域が狭い我が国においては，必ずしも貯水池の上流域における将来の降水状態を表していないことも原因と考えられる。このため，貯水池の管理者は，具体的にどの時点で渇水を引き起こすような少雨が想定されるのか，あるいは渇水時においては，いつ渇水状態を解消するような降水があるのかについて情報が無いまま，放流量の決定を行わざるを得ないのが実情である。

一方，地球規模での水動態の把握について世界的に関心が高まっており，昨今の観測技術の発達や計算機資源の向上を背景に，世界各国にわたって気象情報網が整備され，観測情報を始めとした多様な情報の利用環境が急速に整いつつある。

一般に，気象現象は空間スケールが大きいほど，その時間スケールも大きいことが知られており，惑星規模の現象であれば，その時間スケールは数ヶ月を超えるものもある（小倉，1984）。このため広域

Table 1 Properties of datasets used in this study

Dataset	Spatial range	Spatial resolution	Temporal range	Temporal resolution	Updatete frequency
500hPa monthly mean geopotential height (NCEP/NCAR reanalysis)	90N-90S, 180W-180E	2.5 degrees grid	Jan. 1948 - present	Monthly	Monthly
Global sea surface temperatures (glbsst)	80N-80S, 180W-180E	2 degrees grid	Jan. 1946 - present	Monthly	Monthly

気象情報は，その空間的・時間的スケールから，流域の比較的長期の将来における水動態に関する情報を含有している可能性が大きい。これらの広域情報から流域スケールの予測に有用な情報を抽出し，将来の流域の状態について定量的な評価方法を確立することは，効率的な水資源管理の実現に大きく貢献するものと期待される。

そこで，本論では，地球規模気象情報のうち500hPa気圧高度分布と海面水温分布に着目し，これらの分布情報を利用しながら流域降水量と相関の高い領域を定量的に選び出し，選ばれた領域における情報を用いた流域降水量の予測を行う手法を提案する。

2. 地球規模気象情報を用いた長期降水予測手法の概要

2.1 長期降水予測の期間と時間解像度の設定

ダム貯水池で渇水対策を計画的に行うためには，渇水の発生時期および発生期間，発生規模をあらかじめ，ある程度の範囲で把握せねばならず，そのためには，管理流域への入力として，将来の長期間における降水量を予測する必要がある。ダム操作による渇水対策では，通常，数週間から数ヶ月先までの流況が予測できれば，その情報に基づいて適切な操作を選択することができる（永井ら，2003）とされており，また，わが国では，通常1年以上に及ぶ渇水があまり見られないことから，本研究では降水予測期間を3ヶ月間と設定する。

また，降水量予測の時間解像度については，まずは将来における大まかな傾向として月単位の流況を把握するため，1ヶ月単位とする。

2.2 利用する地球規模気象情報の概要

近年，計算機資源の向上に伴い，観測地点における観測結果に基づいた数値計算により算出された，全球にわたる気象諸量の格子点データが利用可能となっている。本論では，上述のようなデータが整備されている気象諸量のうち，日本での長期的な降水量に影響を及ぼすと考えられる500hPa気圧高度と海面水温分布を利用する。

500hP気圧高度面は，対流圏のほぼ中間高度にあたり，大気全体の流れを代表しているとみなされ，また，地上気温との相関が高いことから，長期予報作業において多用されている（古川・酒井，2004）。また，海面水温分布は，特に熱帯域の海面水温の変動は大気との相互作用によって大気の変動に大きな影響を与えうるほか（住，1995），日本の降水量に大きな影響を与える台風の発達・衰弱にも関係する（大西，1995）。これらの気象諸量の考慮にあたっては，総観的な気象場を把握するため，月平均値を用いることとする。

また，利用する情報は，貯水池での実管理で用いることを念頭に置くと，データへのアクセス性が高く，また，最新のデータを素早く入手できることが求められる。さらに，過去の統計データを用いる上では，長期間のデータの蓄積があることが望ましい。500hPa気圧高度分布と海面水温分布は，共にオンライン上で長期間にわたる全球データを無償で公開している機関があり，比較的容易に利用できる体制となっている。本論では，500hPa気圧高度分布については，米国海洋大気庁地球システム研究所（NOAA/ESRI）のWEBサイト上で提供されているNCEP/NCAR再解析データ（National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research Reanalysis Data）（Kalnay et al.，1996 ; Kistler et al., 2001）の月平均500hPa気圧高度データを利用し，海面水温分布については，気象庁が作成し，海上保安庁海洋情報センター（JODC）が運用を行っている北東アジア地域全球海洋観測システムの地域遅延モードデータベース(NEAR-GOOS RDMDB)で公開されている，月平均海面水温データセット（Global Sea Surface Temperatures: glbsst）を利用した。利用データの概要をTable 1 に示す。

Table 2 Meteorological information in 7 regions taken into consideration for long-term precipitation prediction

Data	Region name	Longitudinal range	Latitudinal range	Information number
500hPa monthly mean geopotential height (Northern hemisphere)	Low latitude	180W-180E	0N-30N	I1
	Mid-latitude	180W-180E	30N-60N	I2
	High latitude	180W-180E	60N-90N	I3
Global sea surface temperatures	El Niño monitoring area	150W-90W	4S-4N	I4
	Sea off Japan	145E-180E	35N-45N	I5
	Southern sea area of Japan	120E-140E	0N-30N	I6
	Dipole mode observing area	50E-110E	10S-10N	I7

2.3 提案手法の概要

以下では，本論で提案する地球規模気象情報を利用した流域降水量予測手法の概要を述べる。

前項で述べた2種類の地球規模気象情報は全球にわたって整備されているわけであるが，これをそのまま1つの情報として考慮することは，対象とする流域における降水量との関係が小さな領域における現象についても情報の中に含まれることになるため，予測精度が低下することが考えられる。そこで，予測の低下を防ぐため，気圧高度分布，海面水温分布については全球を考慮するのではなく，Table 2に示すような複数の領域における状態を考慮する。

具体的には，気圧高度分布については，日本の河川流域における降水量に対する影響を考えることから，北半球における分布状態のみ着目するものとし，さらに，南北方向に3つの領域に分ける。すなわち，南北方向はそれぞれ北緯0度～30度，30度～60度，60度～90度，東西方向はすべて360度を範囲とする3領域である。また，海面水温分布については，日本における長期的な天候との関係が指摘されている4つ領域を考える。すなわち，エルニーニョ現象監視領域（南緯4度～北緯4度，西経150度～西経90度），日本近海の黒潮と親潮が衝突する海域（北緯35度～45度，東経145度～180度），台風の発達・衰弱に影響を与える日本南海（北緯0度～30度，東経120度～140度）（野原ら，2006），インド洋ダイポールモード現象が観測される領域（南緯10度～北緯10度，東経50度～110度）（Saji et al., 1999）の4領域である。

以上の3領域における気圧高度分布と4領域における海面水温分布に関する観測情報を，I1～I7の7つの異なる気象情報として考える（Table 2 参照）。そして，Fig. 1 に示すように，7つの気象情報を説明変数とし，将来における流域降水量を目的変数とした重回帰式を構築する。ただし，7つの気象情報を単純に全て説明変数とするのではなく，7つの気象情報の中から最も再現性の良い重回帰式を構成する情報の組み合わせを求める。この情報の組み合わせを説明変数とした重回帰式を用いて，降水量の予測を行う。重回帰式は，向こう1ヶ月間，向こう1ヶ月から2ヶ月の間，向こう2カ月から3ヶ月の間の3期間における降水量をそれぞれ目的変数とした3つの式を別々に求める。

以下3章では，回帰式の説明変数とするための分布情報の利用手順について，4章では7つの情報の中から効果的な情報の組み合わせを説明変数とした降水量予測のための重回帰式の構築方法について，順に述べる。

3. 長期降水予測のための地球規模気象情報の利用手順

前章で定義した7つの領域における気象情報は，各領域内で格子点値として与えられるため，そのままでは回帰式の説明変数として用いることができず，降水予測を行うことができない。本章では，長期降水予測のための重回帰式を構築することを目的に，格子点情報として与えられる気圧高度分布及び海面水温分布の特徴を定義し，こうした特徴と流域降水量との関係の定量化を行う。

3.1 気圧高度分布の特徴の表現方法

前章で述べた北半球の3領域における気圧高度分布の特徴は，月平均500hPa気圧高度情報を用いて以下のように定義する。

各領域における気圧高度分布が平年状態からどの程度異なっているのかを考慮するため，まず，各領域内のすべての格子点について，領域南端から北へ緯度方向の格子点番号をi（$i = 1$～13），西経180度から東へ経度方向の格子点番号を j（$j = 1$～144）として，各格子点の解析値$g(i, j)$から平年値$h(i, j)$を差し引

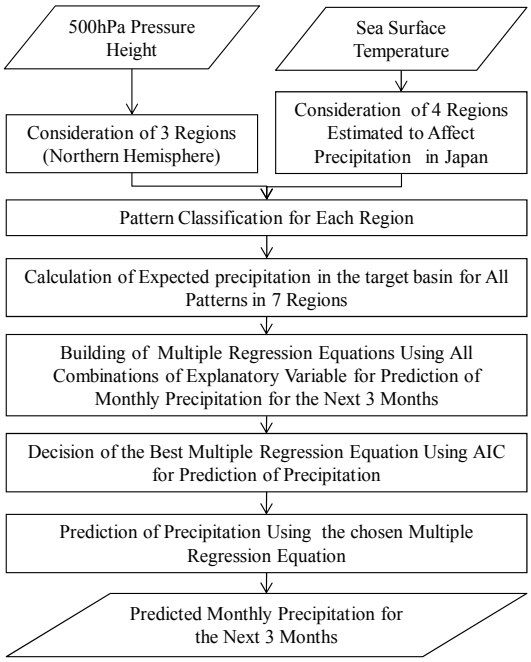


Fig. 1 Flow of Precipitation Prediction

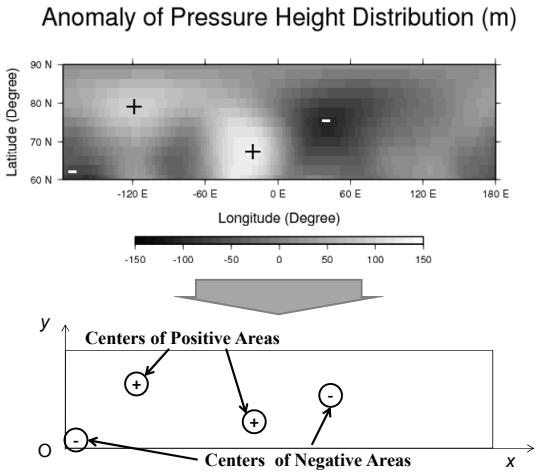


Fig. 2 Characteristic of pressure height distribution defined using locations of centers of positive and negative deviation areas

いた平年偏差量$G(i,j)$を求める。

$$G(i,j) = g(i,j) - h(i,j) \tag{1}$$

ただし, $g(i,j)$ は格子点i,j における解析値, $h(i,j)$ は格子点i, j における過去の一定期間における平均値であり，本論では1971年から2000年までの30年間の平均値を用いた。平年偏差量の算出により，当該領域において平年偏差量が正である領域と負である領域とが把握できる。この，正偏差域と負偏差域の位置関係を特徴として重視するため，当該領域における気圧高度分布の特徴を，Fig. 2 に示すような正/負偏差域の中心の格子点の座標を用いて定義する。ここで，正偏差域の中心は，周囲の8つの格子点における偏差量よりも大きく，かつ当該格子点における偏差量が50m以上である格子点とし，逆に負偏差の中心は，周囲の8つの格子点における偏差量よりも小さく，かつ当該格子点における偏差量が-50m以下である格子点とする。

3.2 海面水温分布の特徴の表現方法

前章で述べた 4 領域における海面水温分布の特徴についても，前項の気圧高度分布の特徴と同様に定義する。すなわち，各領域における海面水温の平年偏差を算出し，正の平年偏差域の中心と負の平年偏差域の中心を求める。ただし，海面水温分布では，正偏差域の中心は，周囲の 8 つの格子点における偏差量よりも大きく，かつ当該格子点における偏差量が 0.2℃以上である格子点とし，負偏差域の中心は，周囲の 8 つの格子点における偏差量よりも小さく，かつ当該格子点における偏差量が-0.2 度以下である格子点とする。

3.3 地球規模気象場の特徴の分類のための距離関数の設定

次に，前節で求めた各領域における気圧高度分布と海面水温分布の正偏差域と負偏差域の中心座標を用いて，各領域における分布の特徴を代表的なパターンに分類する。

初めに，気圧高度分布を考慮する 3 つの領域において，過去の一定期間の（本論では 1976 年から 2000 年の 25 年間）月平均 500hPa 気圧高度分布を月ごとに 6 つのグループに分類し，それらをクラスターと呼ぶことにする。すなわち，月ごとに 25 のデータがあり，それらを各データに含まれる正偏差域と負偏差域の中心座標の位置関係を用いて 6 つのクラスター（群）に分類する。分類手法にはパターン分類手法の 1 つである K-means 法を用いる（MacQueen, 1967）。K-means 法を適用するためには，分類しようとする対象間の距離を定義する必要がある。この距離を，前節で考えた偏差域の中心を用いて，以下の手順のように算出する。

ある領域における，ある 2 つの観測パターン m, m' 間の距離を考えるために，両パターン内の正偏差域と負偏差域の中心座標の位置関係がどれだけ似ているかを数値化することを考える。観測パターン m の k 番目の正偏差域（正偏差域 k とする）の位置を

(X_k^m, Y_k^m)，観測パターン *m'*の *k'*番目の正偏差域（正偏差域 *k'*とする）の位置を$(X_{k'}^{m'}, Y_{k'}^{m'})$とすると，両者の距離 $D_s(m, k, m', k')$は，

$$D_s(m,k,m',k') = \sqrt{(X_k^m - X_{k'}^{m'})^2 + (Y_k^m - Y_{k'}^{m'})^2} \qquad (2)$$

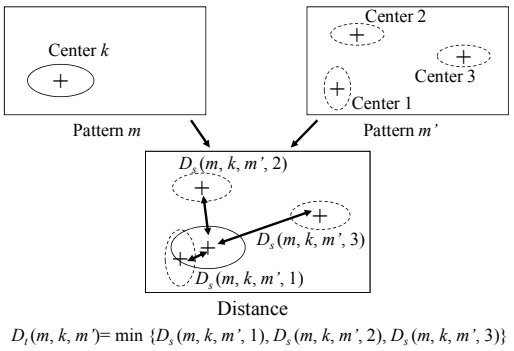
で求められる。同様に，観測パターン *m* の正偏差域 *k* と観測パターン *m'*のすべての正偏差域との距離を算出し，その中で最も小さいものを正偏差域 *k* に着目した場合の観測パターン *m* と観測パターン *m'*の距離 $D_t(m, k, m')$と設定する（Fig. 3）。

$$D_t(m,k,m') = \min_{k'}\left\{D_s(m,k,m',k')\right\} \qquad (3)$$

さらに，観測パターン *m* におけるその他の正偏差域から見た観測パターン *m'*との距離についても，式(3)と同様に算出することができる。以上で求めた距離の最大値を観測パターン *m* と観測パターン *m'*の，正偏差域を考えたときの距離 $D_p(m, m')$とする。同様にして負偏差域を考えたときの距離 $D_n(m, m')$も求め，最終的に，これらの 2 つの距離のうち大きい方の距離を観測パターン *m* と観測パターン *m'*との距離 $D_r(m, m')$と設定する（Fig. 4）。

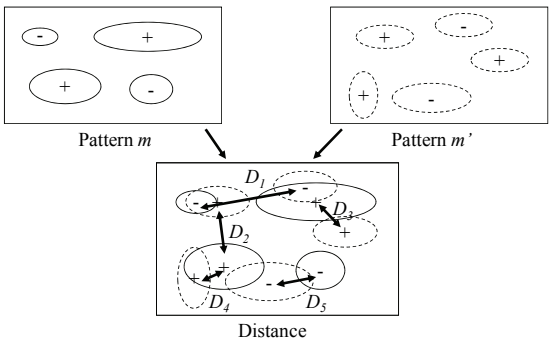
$$D_r(m,m') = \max\left\{D_p(m,m'), D_n(m,m')\right\} \qquad (4)$$

海面水温分布を考慮する 4 つの領域においても，上記と全く同様に距離関数を定義することができる。



$D_t(m, k, m') = \min\{D_s(m, k, m', 1), D_s(m, k, m', 2), D_s(m, k, m', 3)\}$

Fig. 3 Integrated distance between positive center *k* in pattern *m* and positive centers in pattern *m'*



$D_p(m, m') = \max(D_2, D_3, D_4)$
$D_n(m, m') = \max(D_1, D_5)$
$D_r(m, m') = \max\{D_p(m, m'), D_n(m, m')\}$

Fig. 4 Integrated distance between pattern *m* and pattern *m'*

3.4 地球規模気象場の特徴の分類

次に，設定した距離関数を用いて，各領域における分布状況を，K-means 法により月ごとに 6 つのクラスターに分類する。分類は，まず，過去のデータの中から初期クラスターとして月ごとに 6 つの観測パターンを無作為に選び，各クラスターにおける代表パターンの初期値とする。次に，残りの過去の観測パターンのデータを，代表パターンとの距離が最も小さなクラスターへそれぞれ分類する。同じクラスターに分類された全てのデータを用いて，新しい代表パターンの正・負偏差域の中心の位置を算出する。正・負偏差域の中心座標は全データの重心の位置とする。そして，全てのデータを，新しく算出された代表パターンとの距離が最も小さいクラスターへ再度分類する。以上の手順を繰り返し行い，クラスターへの分類結果に変化が生じなくなった段階で，パターン分類結果を終了する。K-means 法によるパターン分類の流れを Fig. 5 に示す。この手順により，過去のデータから 6 つのクラスターと代表パターンが得られる。

3.5 分類された特徴と流域降水量との関係の表現

次に，分類結果を用いた流域降水量に関する表現方法について，説明する。すべての月のすべてのクラスターにおいて，各クラスターに分類される気圧偏差分布が得られた場合にその月から向こう 1 ヶ月，1 ヶ月先から 2 ヶ月先までの間, 2 ヶ月先から 3 ヶ月先までの将来の 3 期間において発生する降水量の期待値を求める。

これにより，地球規模の気圧偏差域の分布と対象とする流域の将来の降水量との関係が，気圧偏差分布のクラスターに対する流域降水量の条件付期待値という形で表現されたことになる。

4. 情報量基準を用いた降水量予測回帰式の構築

前節で得られた条件付期待値を用いて，将来の流域降水量と関係が深い地球規模気象情報を選び出す方法を示す。

まず，向こう 1 ヶ月，1 ヶ月先から 2 ヶ月先までの間，2 ヶ月先から 3 ヶ月先までの将来の 3 期間（l =1～3）における降水量を y^l，3.1 節で述べた 7 つの気象情報ののうち，説明変数として考える情報の数を m とすると，将来の 3 期間における降水量の条件付期待値を x_m^l として，以下の重回帰式を考える。

$$y^l = a_0^l + a_1^l x_1^l + \cdots + a_m^l x_m^l + \varepsilon^l \tag{5}$$

ただし，$a_0^l,\cdots,a_m^l$ は係数である。ε^l は残差であり，平均 0，分散 σ^2 の正規分布に従うものとする。

対象とする月の将来の 3 期間における降水量を式(5)の重回帰式を用いて予測する場合，重回帰式の説明変数の数を多くすれば予測値をより観測値に近づけることができる。しかし，説明変数の数が多くなり，重回帰式が複雑になることによって，たまたま観測されたデータに対しても係数を過度に調節してしまうことがある。つまり，新しいデータにはあわず，かえって誤差が大きくなってしまうことになる（甘利，2007）。そこで本研究では，地球規模気象情報の抽出として，式(5)における説明変数 $x_1^l,\cdots,x_m^l$ の個数と組み合わせを，情報量基準 AIC（Akaike, 1974）を用いて選出する。

式(5)の重回帰式には l を固定すると N 組のデータが与えられる．このとき対数尤度は，

$$\begin{aligned} &s(a_0^l,a_1^l,\cdots,a_m^l,\sigma^2) \\ &= -\frac{N}{2}\log 2\pi\sigma^2 - \frac{1}{2\sigma^2}\sum_{i=1}^{N}(y_i^l - a_0^l - \sum_{j=1}^{m} a_j^l x_j^l)\hat{\sigma}^2 \end{aligned} \tag{6}$$

となり，$a_0^l,\cdots,a_m^l$ の最尤推定量 $\hat{a}_0^l,\cdots,\hat{a}_m^l$ は，

$$\begin{pmatrix} N & \sum x_{1i}^l & \cdots \sum x_{mi}^l \\ \sum x_{1i}^l & \sum (x_{1i}^l)^2 & \cdots \sum x_{1i}^l x_{mi}^l \\ \vdots & \vdots & \ddots \\ \sum x_{mi}^l & \sum x_{mi}^l x_{1i}^l & \cdots \sum (x_{mi}^l)^2 \end{pmatrix} \begin{bmatrix} a_0^l \\ a_1^l \\ \vdots \\ a_m^l \end{bmatrix} = \begin{pmatrix} \sum y_i^l \\ \sum x_{1i}^l y_i^l \\ \vdots \\ \sum x_{mi}^l y_i^l \end{pmatrix} \tag{7}$$

の解として得られる．また，$\hat{\sigma}^2$ は，

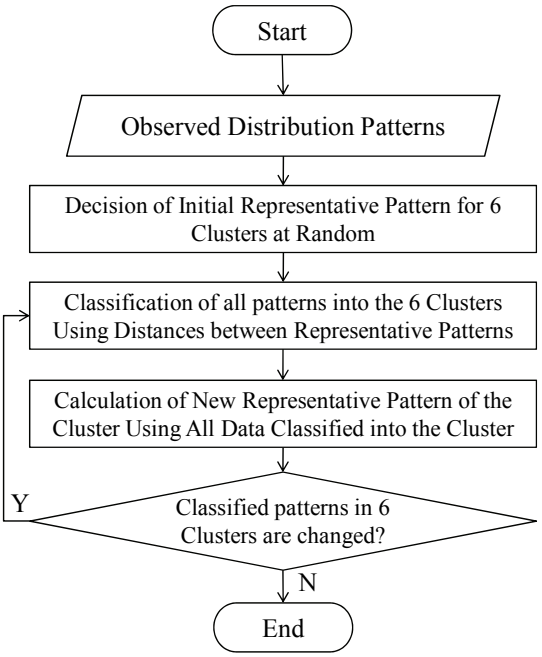


Fig. 5 Flow of pattern classification with K-means method

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{N}\{\sum_{i=1}^{N}(y_i^l)^2 - \hat{a}_0^l\sum_{i=1}^{N} y_i^l - \sum_{j=1}^{m}\hat{a}_j^l\sum_{i=1}^{N} x_{ji}^l y_i^l\} \tag{8}$$

で与えられる．この重回帰モデルに含まれるパラメータ数は m+2 個であるので，$x_1^l,\cdots,x_m^l$ を説明変数とするモデルの AIC は，

$$AIC(x_1^l,\cdots,x_m^l) = N(\log 2\pi + 1) + N\log\hat{\sigma}^2 + 2(m+2) \tag{9}$$

となる（石黒，1983）。このAICが最も小さくなる説明変数 $x_1^l,\cdots,x_m^l$ の組み合わせを選ぶことにより，対象とする月における情報の抽出が完了する。以上の手順を，全ての月において，向こう1ヶ月間，1ヶ月先から2ヶ月先までの間，2ヶ月先から3ヶ月先までの間の将来の3期間（l =1～3）に対し適用することで，全ての期間における地球規模気象情報の抽出がなされる。最後に，抽出された説明変数を式(5)に当てはめることによって長期降水量予測回帰モデルが完成し，このモデルを用いて長期降水量を算出する。

5. 適用と考察

適用は，吉野川水系早明浦ダム上流域を対象に2001

Table 3 Best combination of explaining variables and calculation results of AIC

Predicted period	Best combination of explaining variables	AIC		
		Best combination	All information	Average
Next 1 month	I1, I2, I7	287.113	292.713	291.182
Next 1 month to 2 months	I3, I4	287.186	294.875	292.529
Next 2 months to 3 months	I3	286.032	295.041	292.034

Table 4 Multi-variable regression equations estimated by the best combinations of explaining variables

Predicted period	Equation*
Next 1 month	$y = 0.771848+0.788025x_1-0.300433x_2+0.311434x_7$
Next 1 month to 2 months	$y = -14.7050+0.586055x_3+0.382903x_4$
Next 2 months to 3 months	$y = 33.5024+0.742762x_3$

* y: precipitation during the predicted period, x_1: expected precipitation calculated using I1, x_2: expected precipitation calculated using I2, x_3: expected precipitation calculated using I3, x_4: expected precipitation calculated using I4, x_7: expected precipitation calculated using I7.

年1月から2002年12月まで行った。月平均500hPa気圧高度分布と月平均海面水温分布の平年値については1971年～2000年の30年間の期間の値から算出し，クラスター分類と各クラスターの期待降水量の算出には1976年～2000年の25年間の期間のデータを用いた。

5.1 重回帰式の説明変数としての地球規模気象情報の抽出結果

重回帰式の説明変数の選定結果をTable 3 に示す。向こう1ヶ月間の早明浦ダム流域での期待降水量を目的変数とする重回帰式では，北半球低緯度帯の500hPa気圧高度分布（I1），北半球中緯度帯の500hPa気圧高度分布（I2），およびダイポールモード現象の海域における海面水温分布（I7）の3情報を説明変数としたものが，最もAICが小さかった。同様に，1ヶ月先から2ヶ月先までの期間では，北半球高緯度帯における500hPa気圧高度分布（I3）とエルニーニョ監視領域における海面水温分布（I4）の2情報が，2ヶ月先から3ヶ月先までの期間では，北半球高緯度帯における500hPa気圧高度分布（I3）の1情報のみが，説明変数として選ばれた。

AICの値に目を移すと，前述の説明変数の組み合わせの場合のAICは，向こう1ヶ月間，1ヶ月先から2ヶ月先までの期間，2ヶ月先から3ヶ月先までの期間の順に，287.113，287.186，286.032であったのに対し，7つ全ての情報を説明変数として重回帰式を求めた場合のAICは，順に292.713, 294.875, 295.041であり，いずれも全ての説明変数の組み合わせの回帰式のAICを平均した値よりも大きかった。これは，7つすべての情報を説明変数とした場合と比べて，説明変数として考慮する情報を限定した場合の方が，予測モデルとしての重回帰式の汎用的性能が大きかったことを意味している。

また，Table 3 には示していないが，北半球高緯度帯における気圧高度分布のみを説明変数とした場合のAICは，どの予測（再現）期間においても，他の変数の組み合わせの場合と比べ，比較的小さな値であった（2ヶ月先から3ヶ月先までの期間では最小）。これは，今回考慮した7つの情報の中では，北半球高緯度帯における500hPa気圧高度の分布状況の中に，早明浦ダム流域における長期の降水量と関連する何らかの影響が含まれている可能性が考えられる。ただし，本手法では重回帰式の精度はパターン分類の結果にも影響を受けるため，異論の余地があることを付記しておく。

本手法において最良と推定された重回帰式をTable 4 に示す。

5.2 降水予測結果

前項で推定された重回帰式を用いて，2001年1月～2002年12月まで各月初頭において，3ヶ月間のひと月降水量の予測を行った。予測結果として，まず，各予測期間に対するRMSE をTable 5 に示す。Table 5 を見ると，2ヶ月先から3ヶ月先までの期間に対する

Table 5 RMSE of prediction

Prediction				Prediction as normal value
Next 1 month	Next 1 to 2 months	Next 2 to 3 months	Average for the next 3 months	
99.02	126.07	172.83	136.10	135.39

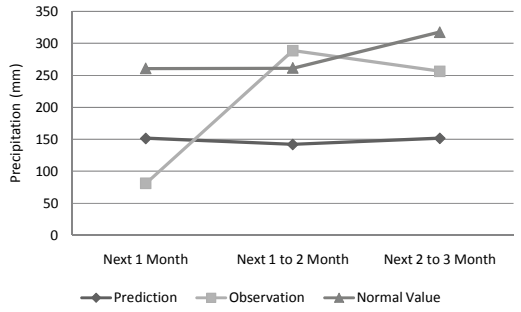


Fig. 6 Prediction result in April, 2001

予測では，提案予測式の方が平年値を予測値とした場合に比べ，RMSE が大きくなっており，精度が悪いことが分かる。逆に，向こう1ヶ月間と1ヶ月先から2ヶ月先までの期間に対する予測では，提案予測式の精度の方が良かった。また，3ヶ月間の月降水量の平均的な予測精度についても，提案予測式の方が RMSE が大きかった。これは，向こう2～3ヶ月先までの期間において，提案予測手法の精度が平年値を予測値とした場合よりも大きく悪かったことが原因と考えられる。一方，向こう1ヶ月先までの期間では，平年値のみを考慮した場合に比べ精度が向上しており，向こう2～3ヶ月先まででは若干の誤差の減少があった。

次に，各月における予測結果例をFig. 6 ～Fig. 8 に示す。全体的に，Table 5 に示すような，予測期間が先になるほど観測値との誤差が大きくなる傾向が見られた。特に，2～3ヶ月先までの期間において，観測値と差が大きくなる予測が多かった。また，提案回帰式では，全体的に平年値よりも過小に見積もる傾向があった。一方，観測値との比較では，系統だった特徴は見られなかった。

6. おわりに

本論では，比較的容易に入手することが可能な地球規模気象情報を用いて，対象とする流域における将来3ヶ月間の月降水量を予測する手法を提案した。提案手法では，向こう1ヶ月間，1～2ヶ月先の期間に対しては，平年降水量をそのまま予測値とする場合と比較して予測精度が向上した。一方，2～3ヶ月先の期間に対しては，予測精度が悪かった。以上のことから，限定的ではあるが，流域降水量予測における地球規模気象情報の利用について，一定の可能性を見ることができた。今後は，パターン分類などの各手法の精度を向上させつつ，より多様な情報の利用や，時間解像度のより細かい降水量予測手法の構築などを行っていきたい。

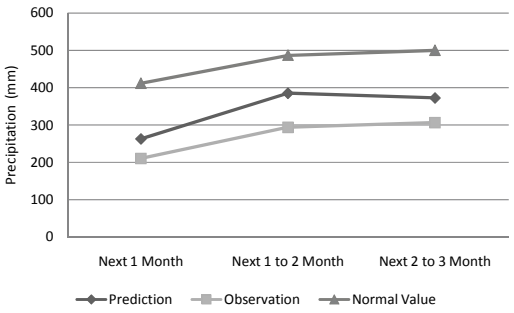


Fig. 7 Prediction result in July, 2001

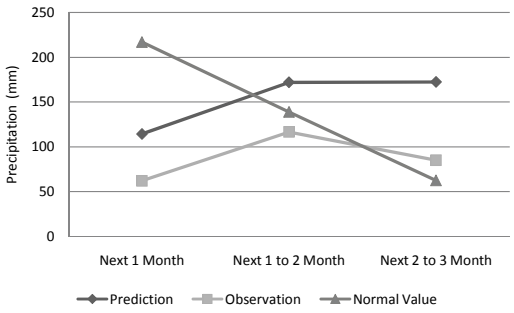


Fig. 8 Prediction result in November, 2002

謝　辞

本研究で用いた降水量データは，独立行政法人水

資源機構吉野川局池田総合管理所より提供していただいた。ここに謝意を表するものである。

参考文献

甘利俊一（2007）：赤池情報量基準AIC―その思想と新展開，赤池情報量AIC―モデリング・予測・知識発見―，赤池弘次・甘利俊一・北川源四郎・樺島祥介・下平英寿共著，室田一雄・土屋隆編，共立出版株式会社，pp.58-63.

新井信雄・丸山信雄（1979）：ベイズ決定問題としての渇水予測―長期気象予測の活用―, 第23回水理講演会講演論文集，pp.269-273.

池淵周一・小尻利治・宮川裕史（1990）：中・長期予報を利用したダム貯水池の長期実時間操作に関する研究，京都大学防災研究所年報，第33号B-2, pp.167-192

石黒真木夫（1983）：第8章回帰モデル，情報量統計学，坂元慶行・石黒真木夫・北川源四郎共著，北川敏男編，共立出版株式会社，pp.138-142.

大西晴夫（1995）：朝倉　正・関口理郎・新田　尚編，新版気象ハンドブック，株式会社朝倉書店，pp.343-344.

小倉義光（1984）：一般気象学，東京大学出版会，pp.158-202.

小尻利治・合田広・奥田昌弘・桜井健一郎（1996）：気象事象の空間的パターン分類による降水量予測に関する研究，水文・水資源学会1996年発表会要旨集，pp.46-47.

住明　正（1995）：朝倉　正・関口理郎・新田　尚編，新版気象ハンドブック，株式会社朝倉書店，pp.354-357.

永井明博・田中丸治哉・角屋睦（2003）：ダム管理の水文学，森北出版株式会社，pp.126.

日本海洋データセンター：”NEAR-GOOS地域遅延モードデータベース（RDMDB）”, http://near-goos1.jodc.go.jp/index_j.html.

野原大督・小尻利治（2006）：地球規模気象情報を考慮した学習型貯水池操作支援システム，水文･水資源学会誌，第19巻，第1号, pp.25-43.

古川武彦・酒井重典（2004）：アンサンブル予報―新しい中・長期予報と利用法―，株式会社東京堂出版，pp.16-22.

吉谷純一（2007）：2006年度春季大会シンポジウム「異常気象に挑む―極端な降水現象の理解と予測を目指して―」の報告５．洪水・低水管理のための降雨予測技術発展の展望，天気，54巻，7号，pp.631-634.

Akaike, H. (1974): A new look at the statistical model identification, IEEE Transactions on Automatic Control, 19, pp.716-723.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, pp.437-471.

Kaufman L. and Rousseeuw P. J. (1990): Finding groups in data : an introduction to cluster analysis, John Wiley & Sons, Inc., pp.113-114.

Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne and M. Fiorino (2001): The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation., Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 247-267.

Kojiri, T., K. Tomosugi and C.V. Galvao (1994) : Knowledge-Based Decision Support System of Real-Time Reservoir Operation for Drought Control , J. Japan Soc. Hydro &Water Resour., Vol. 7, No. 3, pp.188-195.

MacQueen J. (1967): Some methods for classification and analysis of multivariate observations, 5th Berkeley Symp. Math. Statist. Prob., edited by L. Le Cam and J. Neyman, Volume 1, pp.281-297.

NOAA/ESRL Physical Sciences Division: “The NCEP/NCAR Reanalysis Project at the NOAA/ESRL Physical Sciences Dvision”, http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/.

Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata (1999): A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean. Nature, 401, 360-363.

Precipitation Prediction Method Using Global Meteorological Information for Application to Long-term Reservoir Operation

Daisuke NOHARA, Tomoya OKADA* and Tomoharu HORI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Various kinds of meteorological information that cover all over the world have been developed with advancement of observational techniques and computer resources in recent years. Information and statistics only in a river basin, however, is taken into account in actual water resources management; therefore, it does not get to optimal management based on the quantitative prediction of basin conditions in the future. Long-term prediction which is crucial especially for drought control is not taken into consideration in water resources management, because of the limitation of prediction accuracy. To overcome the situation where long-term prediction is not so applicable to reservoir operation, a long-term precipitation prediction model for reservoir operation that takes advantage of global information is proposed.

Keywords: Long-term precipitation prediction**,** Global meteorological information, Pattern classification, AIC, Reservoir operation

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Surface and Subsurface Flow System Configuration for Conjunctive use Management at Regional Scale

Sina NASOUHI*, Toshio HAMAGUCHI and Toshiharu KOJIRI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The application of conventional conjunctive use models has been mainly restricted to plain fields, and under limited recharge scenarios. The current research, however, tries to propose a modeling frame work that can address these two problems. In the previous report, a series of analytical solutions for generating primary operation rules was provided. As the second step, this report expands the modeling domain from plain area up to the mountainous sub-basins, by developing a DEM-based channel configuration algorithm for a sub-basin of the Nagara River. The algorithm unlike common GIS software can handle the error resulted from up lifting topographical sinks, and was proved to be practical for hydraulic routing on variable topography.

Keywords: conjunctive use, flow direction, iso-parametric approximation

1. Introduction

1.1. Research overview

The application of conventional conjunctive use models has been restricted mainly to plain area under limited hydrological scenarios. To generate the required long-term inflow for driving operation rules, the authors developed a series of analytical solutions for simultaneous recharge estimation. Then based on the delay in surface and ground water inflow (Fig.1) and mass curve analysis (Fig.2), a simple conjunctive use operation rule was proposed, which could impose upper and lower limits on the net system withdrawal (see Nasouhi *et al*, 2006). Thus, the limitation of hydrogeological scenarios was relaxed. This net permissible withdrawal later has to be re-distributed through the

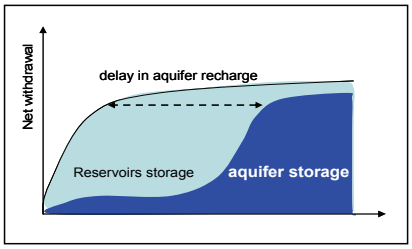


Fig. 1 effect of inflow delay on allocation of surface and ground water resources

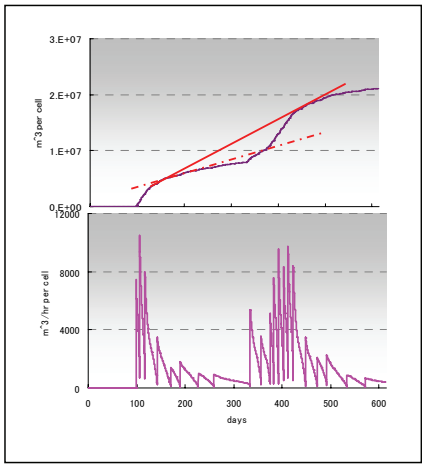


Fig. 2 the long term mass curve analysis (solid tangent) of recharge provides better estimation of the net permissible withdrawal, compared with the short term one (dashed).

model cells (*i.e.* pumping wells and dams) with restricts on environmental vulnerability such as soil salinity. As the second feature of our conjunctive use model, this report considers extending the modeling domain up to the marginal mountainous sub basins, where the impacts of environmental changes such as snow melting on the operation rules can be considered.

1.2. Problem identification

A suitable model for conjunctive use applications needs not only to be simple enough for generating operation rules; but also to be able to simulate the dominant hydrological processes in each sub domain (Table.1). This heterogeneity in hydrogeologic settings suggests simplification of the governing equations.

An example is when a simple hydraulic routing over such a variable topography is desired. Traditionally, 1D kinematic wave model in the eight flow directions has met the required simplicity for mountainous basins. However, Liu *et al* (2004) could show that the concentration flow lines of overland flow mainly depend on the hill slope landform, rather than average geometric characteristics as it's applied in 1D kinematic wave model. As an approach, they applied the iso-parametric theory to approximate 2D flow direction over quadrilateral topographical elements. Next, based on a 2D kinematic wave model (Tayfour and Kavas, 1994, and Tayfur, 2001), they introduced a FVM kinematic wave model.

Obviously, kinematic wave theory has to assume a minimum slope in an arbitrary direction under supercritical condition. This assumption however for the DEM-based topography might not be correct, since the cells with very low or zero gradients can be expected in DEM data.

That is especially important since DEM-based techniques have attracted many interests, due to their capability for utilizing GIS data and RIS analysis. Alternatively, diffusion wave models have been used to handle very low slopes, though they usually need linearization and are not as simple as kinematic wave. As an alternative, Jain *et al* (2005) applied a 2nd order FVM diffusion wave model which was easier and more efficient than common 2nd order FDM kinematic wave models.

Yet, because of discrete nature of DEM data, unreal sinks in the drainage pattern can be obtained. These sinks, that here after we call "DEM sinks", can result in discontinuity in the drainage network. The software like Arc GIS usually uplift such DEM sinks to connect different channel reaches into a wide network. However, this uplifting mechanism may reduce the average basin elevation and slope, and underestimate runoff velocity consequently. Further, connecting all reaches into a network may not be realistic for arid regions where the drainage network is not developed well, and can be discontinuous.

1.3. Report objectives

Despite the variety of our research objectives, this report mainly focuses on surface and subsurface flow configuration at regional scale of conjunctive use. Thus after a brief proposal for subsurface flow, the main body of report deals with developing an effective DEM-based algorithm for surface flow parameterization with application for a sub-basin of the Nagara River Basin.

Table 1 different hydro-geologic setting and process in conjunctive use domain

	mountainous river basin area	**flatter area and plains**
hydro-geologic setting	- shallow local subsurface storages - rivers are mainly "gaining" type	- deep large aquifers - rivers are mainly "loosing" type
dominant hydrologic process	- saturation excess overland flow - lateral subsurface flow to river (through flow, interflow, base flow)	- infiltration excess overland flow - vertical percolation to the aquifers
hydraulic routing	- kinematic wave model - Conceptual-layers modeling	- diffusion wave - profile modeling (1D Richard equation)

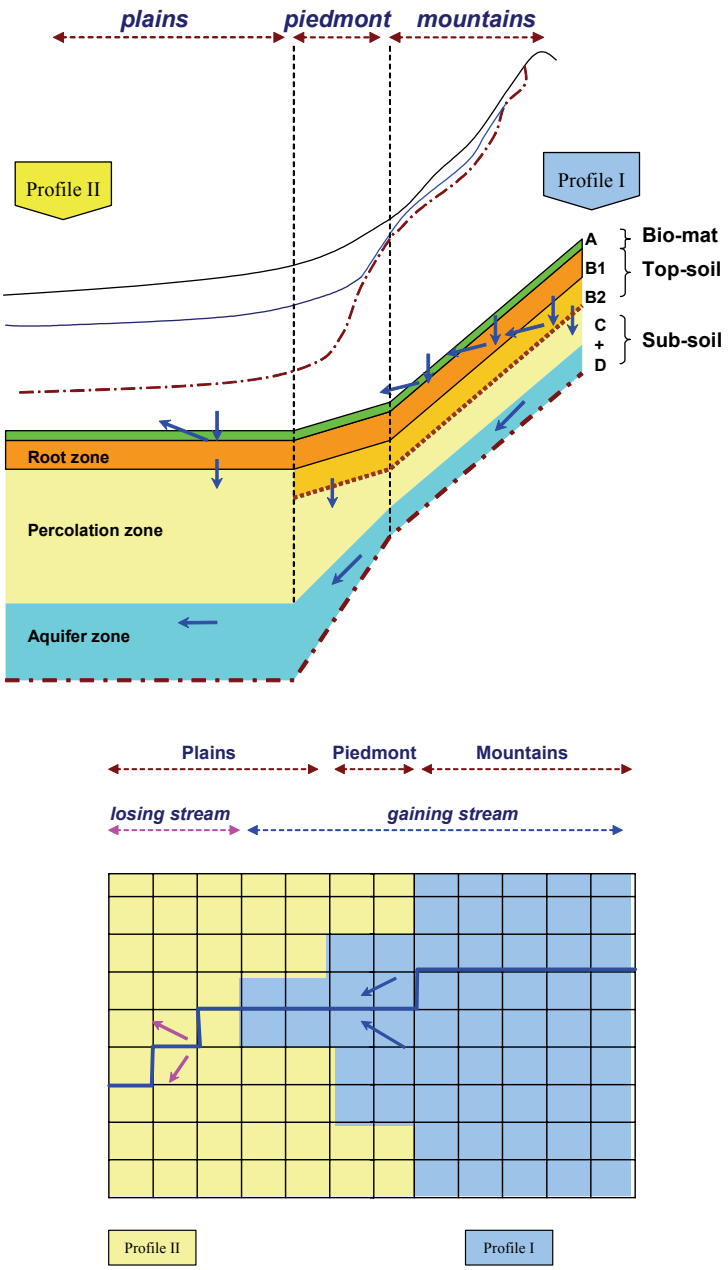


Fig. 3 Proposed modeling layout for subsurface flow configuration, in cross sectional view (above) and plan view (down)

2. Subsurface flow configuration

Solution of Richard Equation for the complex hill slope system is not always accurate. That is especially true in mountainous area where geologic discontinuity (*e.g.* faults), and permeable bed rock (*e.g.* fractured rocks) can be quite prevalent. In such condition, defining a continuous domain, and imposing lower boundary conditions at large mesh size can be a challenge. As a simplification, distributed conceptual layered models have been developed. These models basically involve continuity equation and a steady state form of momentum equation (*i.e.* Darcy law) into a linear or non-linear storage framework. This research developed a transient reformulation under non-linear storage assumption, and linked that to the generalized piston flow equations for the flat downstream areas (Nasouhi *et al*, 2006). The schematic flow components are illustrated in Fig.3.

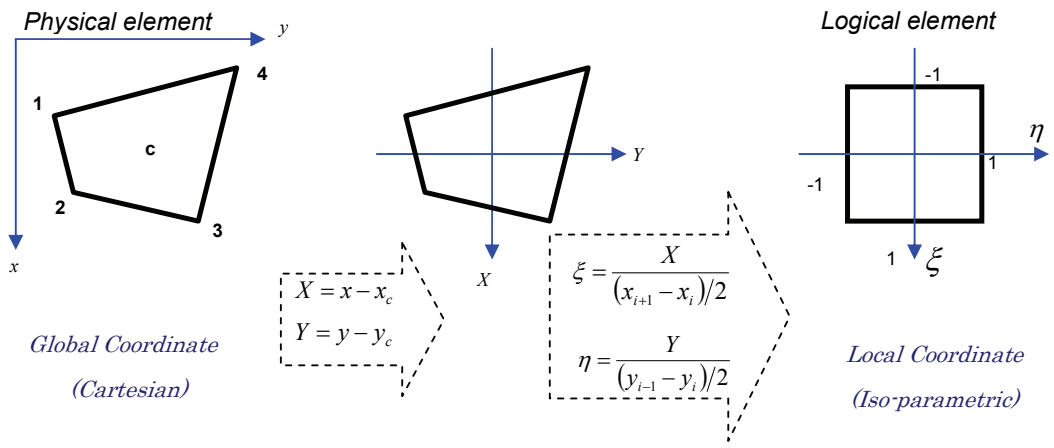


Fig. 4 Iso-parametric transformation of Cartesian coordinate system

3. Overview of iso-parametric approximation for flow direction

Liu *et al* (2004) adopted iso-parametric techniques from the finite element method (FEM), to estimate slope for a bi-linear cell in the finite volume method (FVM). A linear interpolation function (N_i) thus can be used to estimate dependent variable over a bi-linear cell, in terms of its nodal values as below:

$$N_i(x,y) = \psi(x).\phi(x) \qquad (1)$$

Where the linear functions are:

$$\psi(x) = \frac{(x - x_{i+1})}{(x_{i+1} - x_i)} \quad , \quad \phi(y) = \frac{(y - y_{i-1})}{(y_{i-1} - y_i)}$$

The interpolation functions then after iso-parametric transformation of the element (Fi.4) can be expressed as the local shape functions:

$$\eta = \frac{Y}{(y_{i-1} - y_i)/2} \quad , \quad \xi = \frac{X}{(x_{i+1} - x_i)/2} \qquad (2)$$

To obtain a general equation, the resulting shape function has been calculated for each node of the quadrilateral element (i=4) as follows:

$$i = 1 \therefore \quad \xi = -1 \quad \eta = -1$$

$$\Rightarrow \tilde{N}_1(\xi,\eta) = \frac{1}{4}(1-\xi)(1-\eta)$$

$$i = 2 \therefore \quad \xi = 1 \quad \eta = -1$$

$$\Rightarrow \tilde{N}_2(\xi,\eta) = \frac{1}{4}(1+\xi)(1-\eta)$$

$$\vdots$$

$$i = I \therefore \quad \xi = \xi_I \quad \eta = \eta_I$$

$$\Rightarrow \tilde{N}_i(\xi,\eta) = \frac{1}{4}(1+\xi_I\xi)(1+\eta_I\eta) \qquad (3)$$

Considering the equation (3), now the partial derivative over each element can be estimated:

$$\frac{\partial \tilde{f}}{\partial \xi} = \frac{1}{4}\sum_{i=1}^{4}\xi_i(1+\eta_i\eta).f_i = \frac{1}{4}\{-f_1(1-\eta) + f_2(1-\eta) + f_3(1+\eta) - f_4(1+\eta)\} \qquad (4)$$

$$\frac{\partial \tilde{f}}{\partial \eta} = \frac{1}{4}\sum_{i=1}^{4}\eta_i(1+\xi_i\xi).f_i = \frac{1}{4}\{-f_1(1-\xi) - f_2(1-\xi) + f_3(1+\xi) + f_4(1+\xi)\} \qquad (5)$$

Finally, by substituting the transformation equations into the chain rules, the partial derivatives in global (Cartesian) system can be estimated:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{\partial \tilde{f}}{\partial \xi}.\frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{\partial \tilde{f}}{\partial \xi}.\frac{2}{dx}$$

$$\Rightarrow \frac{\partial f}{\partial x} = \frac{1}{2dx}(-f_1 + f_2 + f_3 - f_4) \qquad (6)$$

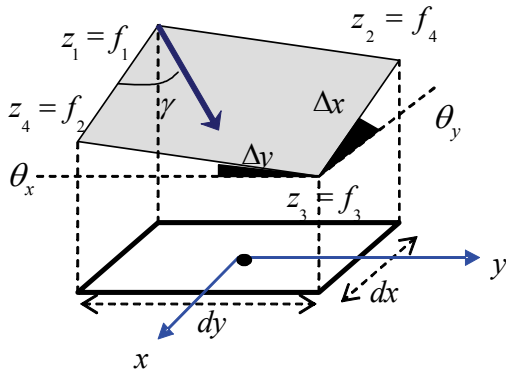


Fig. 5 Adaptation of subscripts from FEM to DEM data

$$\frac{\partial f}{\partial y} = \frac{\partial \tilde{f}}{\partial \eta} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial \tilde{f}}{\partial \eta} \cdot \frac{2}{dy}$$

$$\Rightarrow \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{1}{2dy}\left(-f_1 - f_2 + f_3 + f_4\right) \quad (7)$$

It's quite feasible to partition hill slope surface in to rectangular finite difference grid with calculation node at the center of projection of each cell (Fig.5). One can replace the nodal values (counterclockwise) with DEM data (clockwise) to reach the similar formulas by Liu *et al* (2004). Yet, the negative unit coefficient here we obtained (equations 10 and 11) indicates negative slope gradient in flow direction. That is physically more sensible than considering positive values for slope vectors when they are in the x or y directions – as it can be concluded from their equations.

$$\tan\theta = \left|\nabla Z(x,y)\right| = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad (8)$$

$$\tan\gamma = \frac{\partial z}{\partial y} \Big/ \frac{\partial z}{\partial y} \quad (9)$$

where

$$\frac{\partial z}{\partial x} = -\frac{1}{2dx}\left(z_1 + z_2 - z_3 - z_4\right) \quad (10)$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} = -\frac{1}{2dx}\left(z_1 - z_2 - z_3 + z_4\right) \quad (11)$$

4. DEM-based channel network configuration

Liu *et al* (2004) suggested their method for two kind of topographies, including the simple slopes with small grooves (small scale), and the complex slopes with large landform undulation (large scale). However, they application was limited at small scale for the analysis of runoff erosion mechanism, (rill erosion). They let inflow from all nearby cells without any restriction of channel boundaries. Obviously, at large mesh size, the channel reaches have to be located between converging slopes to prevent up-hill flow at such large distances. However, dealing with DEM-based data, one can come across with DEM sinks in the resulting channel network. At this chapter, we try to develop a standard technique to get over these problems.

4.1. Basin topography modeling

Despite of varieties of topography modeling techniques, what we mean by topography modeling here, is such modeling which can accommodate a more compatible channel network to the real drainage pattern. This definition enables us to mark DEM data anomalies; and to approximate them with average values, in such manner that the false sinks disappear and the missing channels can be recovered.

In practice the number of such anomalies can be too large to be adjusted. For instance, a primitive investigation of DEM data in a small sub basin of the Nagara River revealed 100 sinks with the average relative depth of 137.2 m. Consequently the calculated channel network included several discontinuities and reverse slopes.

A simple automatic filter can be defined as the 4-points average of the adjacent DEM data. As the new sinks can be introduced after filtering initial sinks, this filtering procedure should be done in an iterative manner. Thus for our case study, the total initial and secondary sinks came up to 260 points. Note that the default 4-point average filter can be reduced to 3- or 2-points schemes through later manual controls. Yet, for our sub basin, from the 260 points, only 7 sinks had to be re-calculated by 2-point averaging schemes. That indicates the efficiency of 4-point averaging filter.

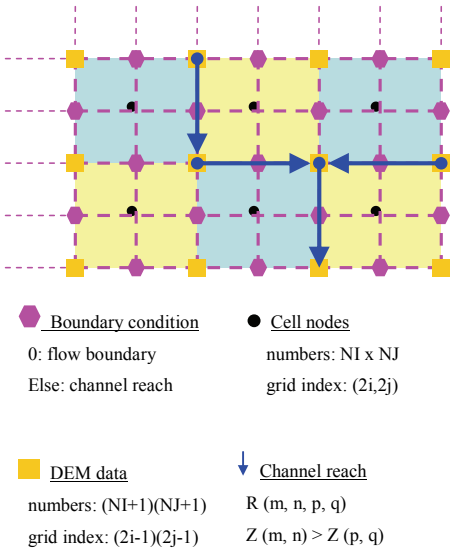


Fig. 6 Control grid worksheet elements

4.2 Channel reaches connection

While discontinuity in simulated channel network can be expected at some special settings (*e.g.* arid regions or karstic terrains); it can be also an error due to missing-data at large DEM mesh size. Obviously, a search radius can be decided where the explicit channel reaches (*i.e.* at the converging slopes) can be connected through possible DEM paths.

To facilitate this, a control grid worksheet was defined where the reaches are demonstrated as vectors at cell boundaries (Fig.6). Note that for each assumed radius, the search has to be repeated to capture secondary connectors in the second step. The procedure has been demonstrated in Fig.7 where the boundary values of 1 and 2 absolute magnitude shows the initial and secondary connectors within unit search radius. Similarly, the absolute values of 3 and 4 stand for twice unit search radius, respectively. Thus, the developed control grid worksheet provides an efficient interface for later manual control, where the unrealistic connectors can be turned off, by setting zero at boundaries; or the missed connectors can be recovered by defining non-zero values(6 or -6 in this study) for cell boundary condition (Fig.8).

5. Results and discussion

Although conventional DEM sinks filtering can save model from reverse slopes and failure in routing procedure; it can also introduce unrealistic raise in the average basin elevation. It can be seen in Fig.9, where uplifting of DEM sinks with the same surrounding ridges elevation results in moderate hill slopes. Consequently, the discharge rate of lateral inflow to channels can be underestimated. One simple way of correcting this error can be subtracting an averaged estimation of the up-lift, from all those DEM data which lie along the channel system. Hence, while the essential channel slope for establishing continuous flow has been preserved, the nearby slopes have been increased in such a way that the average basin elevation stays the same level. As for the sub basin, the average DEM sinks up-lift was estimated about 137.2 m through 263 sinks. Considering total 322 DEM data on channel network, it suggests an average subtract of -112.06m for each of the channel DEM points. Hence, not only the resulting average basin elevation will be the same as the original data (Fig.9), but also it guarantees a more realistic channel network for the later routing procedure.

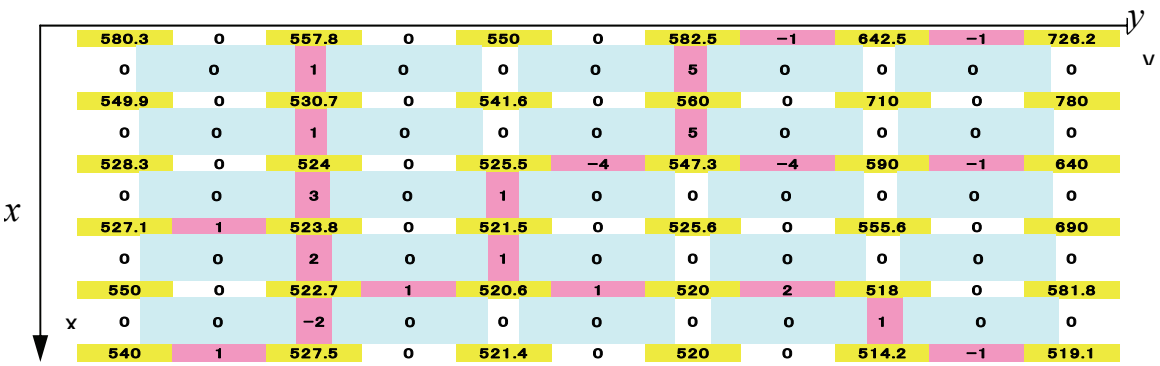


Fig. 7 Demonstration of explicit channels (type 1), and connector channels within 1 unit mesh size (types 2 and 3), and within 2 unit mesh size (types 4 and 5).

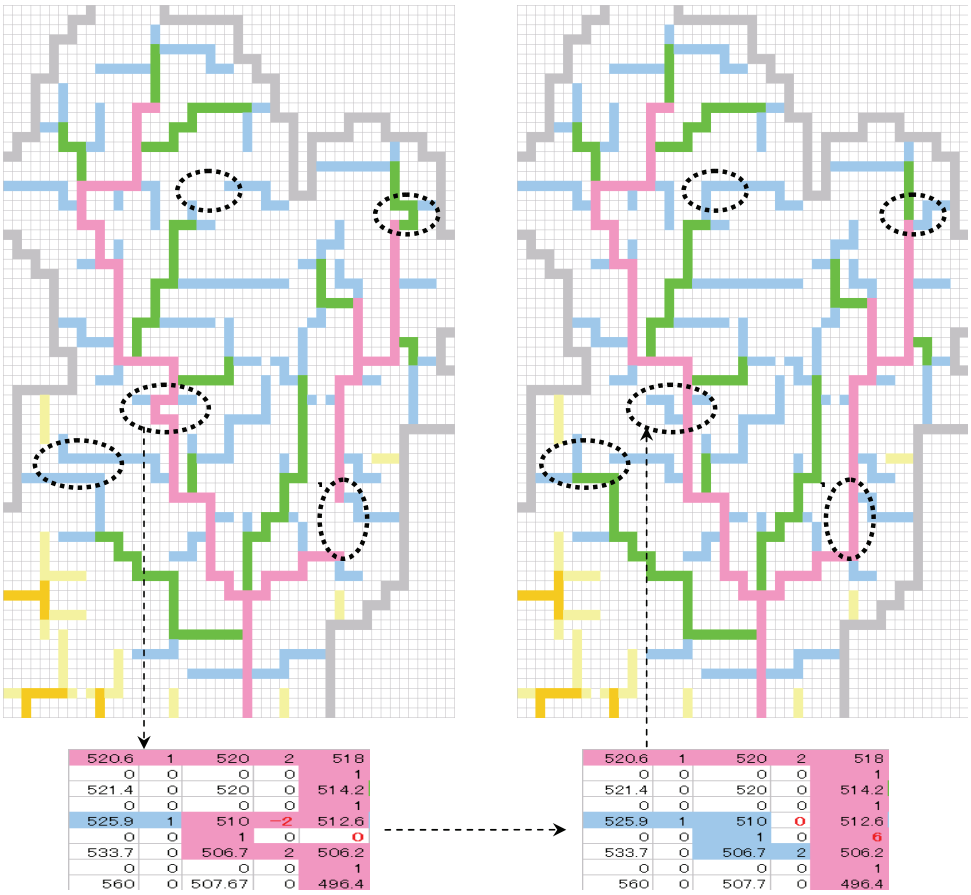


Fig. 8 Channel network improvement (right) after manual control of calculated connectors (left) by changing boundary condition, such as the red values (the lower matrixes). Note that the explicit channels (1 or -1) can not be changed. Also, the manually introduced connectors (6 or -6) need to follow DEM matrix. The gray cells depict sub basin boundaries (the Nagara River Basin)

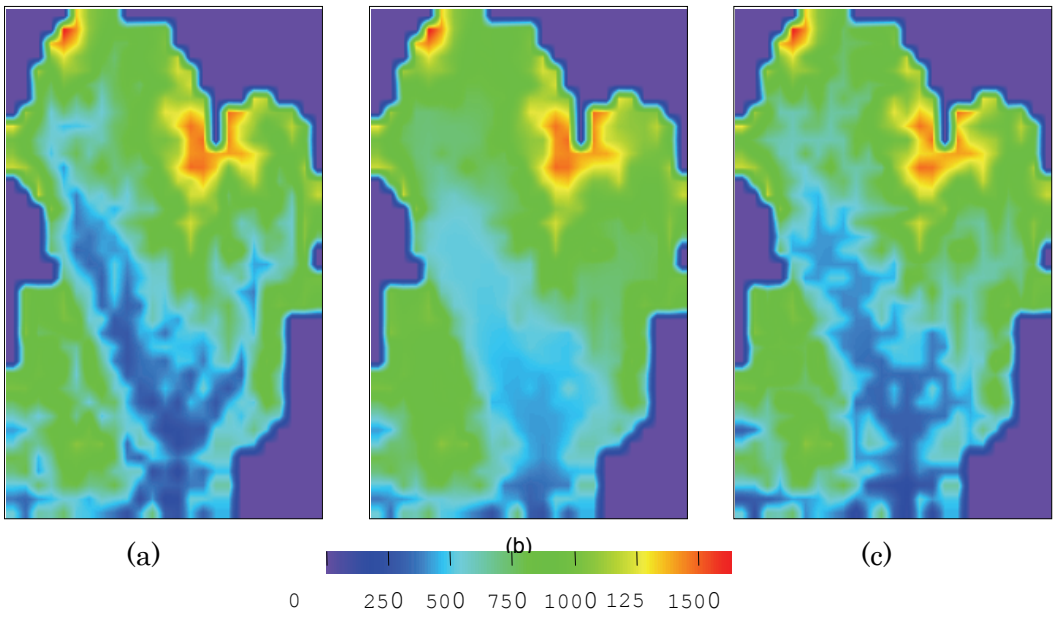


Fig. 9 Topography based on large size mesh DEM data including sinks (a), after filtering the sinks (b), and after un-doing the filtering error (c). The colored scale represents the elevation above sea level (m).

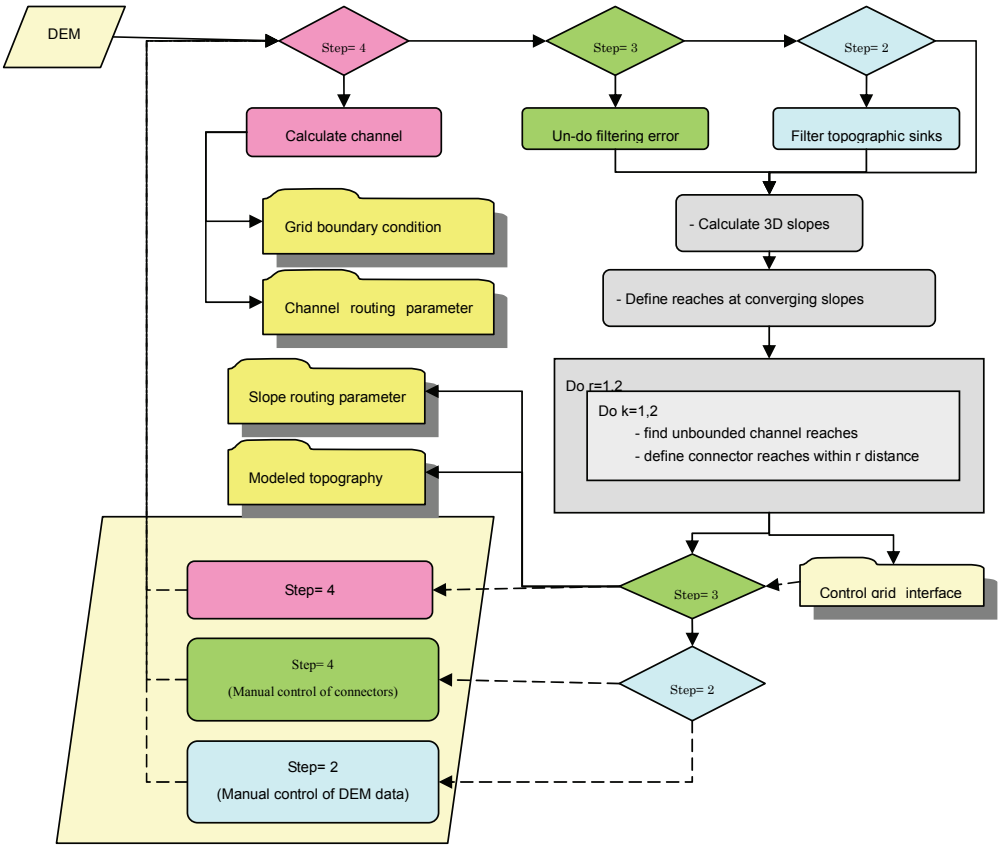


Fig. 10 Final Channel network configuration algorithm with parameterization for surface flow routing

As a byproduct of such pushing down the channel network, the slope of adjacent cells to the network increase in such a way that many of the former connectors (implicit channels) now are locating between the new converging slopes, as the new explicit channels (table 2).This is another merit of our proposed error redistribution technique. Though, as can be seen in Fig.10, the resulting network need to be controlled as usual.

It is essential to mention that our estimation for the average subtract based on changes in channel DEM data is quite basic, and can be replaced by more accurate estimators such as Equation (12) which apply difference between real average basin elevation and the average elevation of the model after filtering the DEM sinks. Though, the suggested correction algorithm still remains practical enough:

$$\Delta\bar{h} = \frac{\bar{h}_{\text{basin}} - \bar{h}_{\text{model}}}{N_{DEMC}} \qquad (12)$$

where N_{DEMC} is the number of the DEM points on the channel reaches.

Table 2 Changes in number of explicit and implicit channel reaches

	after filtering sinks	after DEM adjustment	After undoing the error
Explicit channels (type 1)	229	230	310
Connector channel (type 2)	53	57	27
Connector channel (type 3)	6	5	1
Connector channel (type 4)	24	20	4
Connector channel (type 5)	2	2	0
Manual changes (type 6)	-	10	2

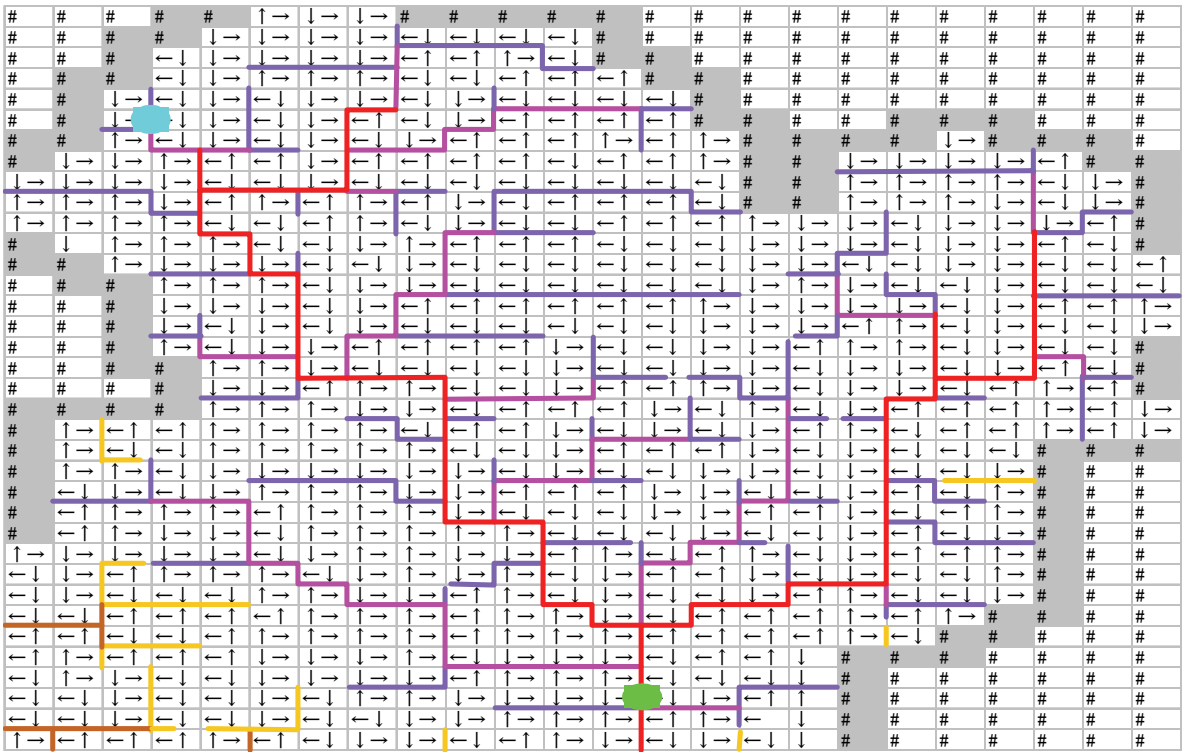


Fig. 11 Final simulated surface flow direction with 1D channel reaches and unit vectors of 2D overland flow in the x and y directions.

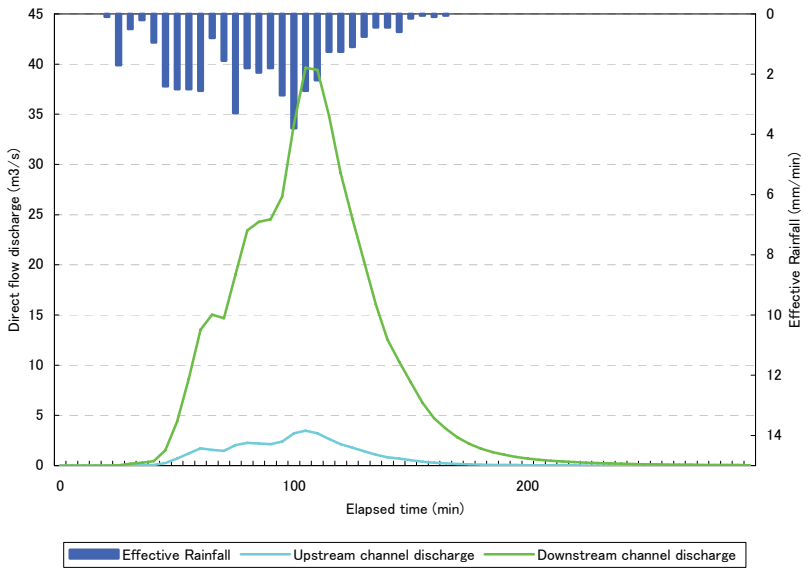


Fig. 12 Simulation results for discharge at two selected reaches (the blue and the green marks in Fig. 11)

6. Conclusion and further steps

To sum up briefly, the DEM-based surface flow direction can be established through four steps of simulation and corresponding manual controls (Fig. 10). In each step, the overland flow direction on each bi-linear element has been estimated by iso-parametric approximation. Then, once the explicit channel reaches have been defined between the converging slopes, the implicit connector reaches will be established through iterative searching procedure up to twice unit distance. Thus the final topography model and the overland flow routing parameters are estimated at the end of the third step. An additional step (forth step) has been also considered to accept final manual control and

produce channel routing parameters, as well as the boundary condition at each calculation cells.

The resulting surface flow network has been depicted in Figure 10, where the unit vectors show the overland flow components in the x and y directions. As it can be seen except few adjusted channel reaches; the river network can be approximated automatically well by the converging slopes. One can come across with some DEM-based software that can also generate flow net work automatically. Nevertheless, as far as the authors are award, they can not correct the error due to uplifting DEM sinks, as our algorithm does here (Fig.9). Obviously, without such correction the slope and runoff can be underestimated.

To verify capability of the algorithm for handling flow routing application, a 2nd order Runge-Kuta FVM diffusion wave flow routing was developed to simulate surface direct flow (Hortonian) through the network. This assumption (*i.e.* no subsurface runoff) cannot be true for forested mountainous basins such as the Nagara River. However, it enables us to judge pure effect of the proposed flow configuration. Under such assumption, application of the numerical flow routing should result in different runoff picks happen at the same time. That is what can be seen in Fig.12, where by joining flow components downstream, the discharge picks tend to unify into a larger one, but in the same time. This is just a basic verification though, and the efficiency of the proposed algorithm (such as Eq. 12) needs to be examined against observation. This requires contributing the subsurface flow components (Fig. 3) into the overland flow discharge as a follow-up of this report.

References

Liu, Q.Q., Chen, L. and Singh, V.P. (2004): Two-dimentional kinematic wave model of overland-flow, *J. Hydrol.*, Vol.291, pp. 28-41.

Nasouhi, S., Hamaguchi, T., Kojiri, T. (2006): Conjunctive simulation of surface and subsurface flow within water budget, *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, No. 49 B, pp. 641-659.

Jain, M.K., Singh, V.P. (2005): DEM-based modeling of surface runoff using diffusion wave equation, *J. Hydrol.*, Vol.302, pp. 107-126.

Tayfur, G. (2001): Modeling two-dimensional erosion process over infiltration surfaces, *J. Hydrol. Eng.*, Vol. 6, pp. 259-262.

Tayfur, G., Kavvas, M.L. (1994): Spatially averaged conservation equations for interacting rill-interrill area overland flows, *J. Hydraul. Eng.*, Vol. 120, pp. 1426-1448.

地域規模の表流水・地下水有機的利用管理のための計算システムの設定

Sina NASOUHI*・浜口俊雄・小尻利治

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

従来の表流水・地下水有機的利用モデルの利用は平野部に限られてきたばかりか，制約のある地下水涵養シナリオでも行われてきた。そこで本研究は上記制約を打破するモデル化構成の提案を試みた。筆者らはこれまでに，基本操作ルール作成に使う解析解を算出した後，長良川支流域を用いて数値地図モデル型河道設定アルゴリズムを開発することで平野部だけでなく山岳部も加えたモデル化領域へ拡張した。本研究はGISソフトウェアで従来見かけないアルゴリズムによって，Kinematic wave法で算定された流量成分だけでなく，誤差として近似的に無視される流量成分も平野部で考慮し，様々な地形上の落水網設定に実用できることを示した。

キーワード:有機的利用，落水方向，アイソパラメトリック近似

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

Surface Runoff Modeling of Ephemeral Streams Considering Homogenization Theory in Arid Regions, Wadi Assiut in Egypt

Mohamed SABER*, Toshio HAMAGUCHI and Toshiharu KOJIRI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Abstract

It has been stated that the limitation of the development of arid zone hydrology is the lack of high quality observations. This paper introduces a distributed hydrological model of the Wadi system for flood control and water resources management considering the discontinuous occurrence of flow in both space and time. We provide a homogenization method of upscaling hydrologic parameters related to a distributed runoff model from macroscopic aspects up to megascopic ones. Discharge distribution of the Wadi system can be simulated. Transmission losses and their effects on surface and subsurface flow are evaluated. The conjunctive use of surface and subsurface water is recommended. It is concluded that this model is an applicable methodology for distributed discharge in the arid regions.

Keywords: Homogenization theory, transmission losses, Wadi system, Kinematic wave model.

1. Introduction

Understanding of hydrological processes of Wadi system in the arid regions is so important due to the importance of the water resources in such areas. In the arid areas, it is well known that there are many crucial problems, for instances, the shortage of water resources which affects the economic activity and human live and increasing the losses which represent in the evaporation, initial and transmission losses. Despite the critical importance of water in arid and semi-arid areas, hydrological data have historically been severely limited. Moreover, those countries of the arid areas are facing the problem of overpopulation, and consequently the demand of water resources for the agricultural and domestic purposes is needed to overcome this problem. For this reason we selected Egypt as arid region where most of the population is concentrating in the Nile Delta and Nile Valley, so we select it as case study to apply our hydrological model, especially in the Wadi catchments like Wadi Assiut in the eastern Desert. The modeling approach is a powerful tool to simulate the surface water process in the rainfall-runoff analysis.

This study proposes a homogenization method of upscaling hydrological parameters related to a distributed runoff model from microscopic aspects up to macroscopic ones. Homogenization is a mathematical method that allow us to upscale differential Equations (*i.e.* is a mathematical method which provides a means for upscaling of differential Equations). The essential idea of homogenization is to average inhomogeneous media in some way in order to capture global properties of the medium.

The relationship between Wadi flow transmission losses and groundwater recharge depend on the underlying geology. The alluvium

underlying the Wadi bed is effective in minimizing evaporation loss through capillary rise (the coarse structure of alluvial deposits minimizes capillary effects). Wheater et al. (1997) and Telvari et al. (1998) stated that surface water and groundwater interactions depend strongly on the local characteristics of the underlying alluvium and the extent of their connection to, or isolation from, other aquifer systems.

Transmission losses in semiarid watersheds raise important distinctions about the spatial and temporal nature of surface water–groundwater interactions compared to humid basins. Because of transmission losses, the nature of surface water–groundwater interactions can be limited to brief periods during runoff events and to specific areas associated with the runoff production and downstream routing (Boughton and Stone, 1985). Walters (1990) and Jordan (1977) provided evidence that the rate of loss is linearly related to the volume of surface discharge.

Andersen et al. (1998) showed that losses are high when the alluvial aquifer is fully saturated, but are small once the water table drops below the surface. Sorman and Abdulrazzak (1993) provided an analysis of groundwater rise due to transmission loss for an experimental reach in Wadi Tabalah, S.W. Saudi Arabia and he stated that about average 75% of bed infiltration reaches the water table.

Much high quality research is needed, particularly to investigate processes such as spatial rainfall, and infiltration and groundwater recharge from ephemeral flows. New approaches to flood design and management are required which represent the extreme value characteristics of arid areas and recognize the severe problems of conventional rainfall-runoff analysis. One reason for the focus of this paper on the arid , semiarid regions to develop distributed hydrological model to overcome the prescribed struggles for water resources management and flood control purposes, in addition to evaluate the transmission loss and its effect on both surface and subsurface water.

Thus, our approach is an integrated numerical model based on sporadic precipitation and under conditions of data deficiency where we developed the watershed modeling by using GIS tool, surface runoff and stream routing modeling based on using the Kinematic wave approximation, the initial and transmission losses modeling estimated with applying SCS method (an empirical model for rainfall abstractions suggested by the U.S Soil conservation Service) and Walter's Equation (1990) respectively, and groundwater modeling based on the linear storage model.

2. The Target Watershed Basin

We aim to study the Wadi Assiut watershed (Fig. 1) which is located in the Eastern Desert of Egypt. Egypt is one of the most populous countries in Africa. The great majority of it estimated 80 million people live near the banks of the Nile River and in the Nile Delta, in an area of about 40,000 square kilometers, where the only arable agricultural land is found).

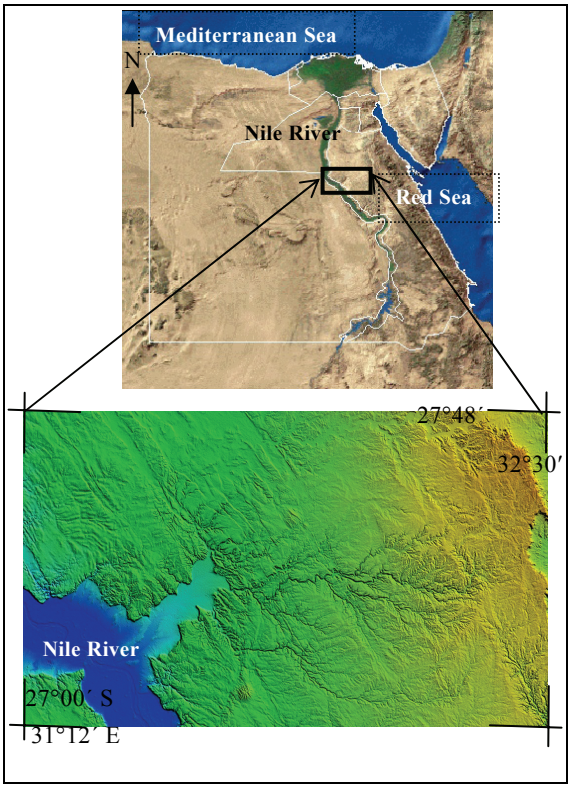


Fig.1 Location map of Wadi Assiut Watershed, Egypt

Wadi Assiut Watershed is located between Long: 32°30′ E & 31°12 W ′ and Lat: 27°48′ N & 27°00 S ′, and it is considered as sub-basin of the Nile River Basin. The total area of Wadi Assiut Catchment is 7293 km^2, the perimeter is 496.91 Km and the length of the main channel is 165.09 km.

Most of its area is a desert except some part of urbanization, and very small areas of agricultures which are closed to Assiut city along the Nile River Basin. So studying this area is important due to the propagation of populations and consequently the need of water resources for agricultural, domestic and manufactory purposes.

Wadi Assiut catchment has undergone a number of improvements over the past centuries, where many of the past studies were applied and many of projects established there due to its importance. Furthermore, it is a good choice for application of the Wadi modeling simulation because its characteristics of the arid conditions for example its drainage system is ephemeral streams and the rainfall is very rare in space and time. Presently, the establishment of new town, which will be in the near future crowded by populations and consequently the importance of hydrological modeling for water resources management and flood threat control, is so crucial.

3. Purpose and Problem Statement

Ephemeral streams are characterized by much higher flow variability, extended periods of zero surface flow and the general absence of low flows except during the recession periods immediately after moderate to large high flow events (Knighton and Nanson, 1997). The scarcity of data and the lack of high quality observations as well as the potentially discontinuous occurrence of flow in both space and time are important characteristics of the ephemeral streams in the arid regions and consequently the difficulty of developing the powerful hydrological models. So, we propose distributed hydrological model showing the characteristics of Wadi system however the scarcity of data and the lack of high quality observations.

Our main purposes are flood control and the water resources management in the Wadi system due to the deficiency of the water resources and the dangerous of the flood threat, and studying the interaction between surface and subsurface water because the ground water considered the important water resources in the Wadi system. Moreover we aim to evaluate the transmission losses and its distribution to know its effect on both of the surface water flow and subsurface water.

4. Characteristics of Wadi System

The arid and semi-arid regions of the world are characterized by the expanding populations, increasing per capita water use, and limited water resources and so on. Rainfall is characterized by extremely high spatial and temporal variability. The most obvious characteristics in the ephemeral streams in the arid areas are the initial and transmission losses in addition to the discontinuous occurrence of flow in both space and time.

4.1 Initial and Transmission Losses

Initial losses occur in the sub-basins before runoff reaches the stream networks, whereas transmission losses occur as water is channeled through the valley network. Initial losses are related largely to infiltration, surface soil type, land use activities, evapotranspiration, interception, and surface depression storage.

Transmission losses are important not only with respect to their effect on stage flow reduction, but also to their effect as recharge to groundwater of underground alluvial aquifers. It was suggested that two sources of transmission loss could be occurring, direct losses to the bed, limited by available storage, and losses through the banks during flood events as shown in Fig. 2.

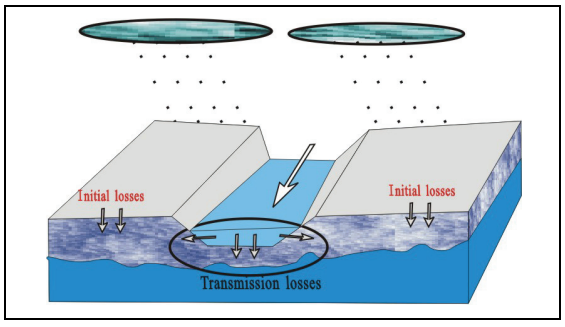


Fig.2 Conceptual model showing transmission and initial losses in the Wadi System

The rate of transmission loss from a river reach is a function of the characteristics of the channel alluvium, channel geometry, wetted perimeter, flow characteristics, and depth to groundwater.

In ephemeral streams, factors influencing transmission losses include antecedent moisture of

the channel alluvium, duration of flow, storage capacity of the channel bed and bank, and the content and nature of sediment in the stream flow. The total effect of each of these factors on the magnitude of the transmission loss depends on the nature of the stream, river, irrigation canal or even rill being studied (Vivarelli and Perera, 2002).

It can be concluded that transmission loss is complex, that where deep unsaturated alluvial deposits exist the simple linear model as developed by Jordan (1977) and implicit in the results of Walters (1990) may be applicable, but that where alluvial storage is limited, this must be taken into account.

4.2 Surface and Subsurface Water Interactions

Thus Hellwig (1973) found that dropping the water table below 60cm in sand with a mean diameter of 0.53mm effectively prevented evaporation losses, and Sorey and Matlock (1969) reported that measured evaporation rates from streambed sand were lower than those reported for irrigated soils.

Surface water–groundwater interactions in semiarid drainages are controlled by transmission losses (recharge plus evapotranspiration). In contrast to humid basins, the coupling between stream channels and underlying aquifers in semiarid regions often promotes infiltration of water through the channel bed, i.e. channel transmission losses (Boughton and Stone, 1985; Stephens, 1996; Goodrich *et al*., 1997).

The balance between distributed infiltration from rainfall and Wadi bed infiltration is obviously dependant on local conditions, but soil moisture observations from S.W. Saudi Arabia imply that, at least for frequent events, distributed infiltration of catchment soils is limited, and that increased near surface soil moisture levels are subsequently depleted by evaporation. Hence Wadi bed infiltration may be the dominant process of groundwater recharge.

5. Methodology and Model components

Due to the severe problems in the Wadi system in the arid areas, it is recommended to develop the distributed hydrological models, including surface water/groundwater interactions in the active Wadi channel, sediment transport, evaporation processes and consumptive use of Wadi vegetation, and the wider issues of groundwater recharge. These are challenging studies, with particularly challenging logistical problems, and require the full range of advanced hydrological experimental methods and approaches to be applied.

A distributed hydrological model in the Wadi system is proposed. This model is based on the modification of Hydro-BEAM (Hydrological Basin Environmental Assessment Model) which has been chosen for simulation the surface runoff model and estimation of the transmission losses. Hydro-BEAM was first developed by Kojiri *et al*. (1998) as a tool to assist in simulating long-term fluctuations in water quantity and quality in rivers through an understanding of the hydrological processes that occur within a watershed. It has since been used in a pioneering work on comparative hydrology, where a methodology for assessing the similarity between watersheds was proposed (Park *et al*., 2000), to investigate sediment transport processes in the large watershed of the Yellow River, China (Tamura and Kojiri, 2002), and to investigate pesticide levels in rivers and their effects on hormone levels in fish (Tokai *et al*., 2002).

However, the problems of sporadic precipitation and data deficiency in Wadi Assiut, our approach is physically-based numerical model as shown in Fig. 3.

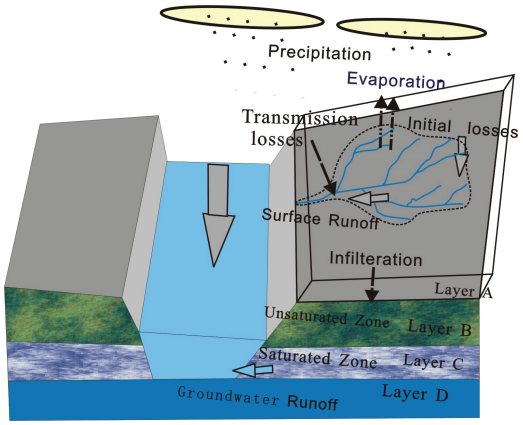


Fig. 3 Schematic conceptual model of Wadi system

The watershed modeling using GIS technique is achieved, surface runoff and stream routing

modeling based on using the Kinematic wave approximation is applied, the initial and transmission losses modeling is estimated by using SCS (1985) method (an empirical model for rainfall abstractions suggested by the U.S Soil conservation Service) and Walter's equation (1990) respectively, Groundwater modeling based on the linear storage model is used.

We provide a homogenization method of upscaling hydrologic parameters related to a distributed runoff model from macroscopic aspects up to megascopic ones. A surface flow direction prescribed through a flow routing map is significant to replace the discontinuous flow in the lumped model cell to the homogenized equivalent flow for the simplicity of calculations in the complicated Wadi system based on the conservation of water balance. Where the homogenized parameters (equivalent roughness coefficient $n*$ and equivalent hydraulic conductivity $k*$) are equivalently derived from the mathematically formulated descriptions based on the conservation of surface and subsurface water quantities.

These parameters are relied on Darcy's law and Manning's law with assumption that the calculation of the equivalent hydrological parameters is processed with the flow direction in each model cell as depicted in Figs. 4 and 5. The obtained Equations of the equivalent parameters are different considering the cell conditions, for instances, when we have a regular grid with even longitude and transverse intervals (i.e. the length and the breadth of the cells are the same), we noted that the parameters are depending only on number of cells and independent of the length and breadth of cells as given in equation 1 of equivalent roughness coefficient $n*$ and equation 2 of equivalent hydraulic conductivity $k*$.

$$n* = \frac{1}{\sum_{j=1}^{\mu} \frac{1}{\sum_{p=1}^{\mu} n_{jp}}} \quad (1)$$

$$k* = \sum_{j=1}^{\mu} \frac{1}{\sum_{p=1}^{\mu} \frac{1}{k_{jp}}} \quad (2)$$

On the other hand, if we have uneven longitude and transverse intervals, the parameters are depending on them as given in equation 3 of equivalent roughness coefficient $n*$ and equation 4 of equivalent hydraulic conductivity $k*$.

$$n* = \frac{\gamma}{\beta} \frac{1}{\sum_{j=1}^{\beta} \frac{1}{\sum_{p=1}^{\gamma} n_{jp}}} \quad (3)$$

$$k* = \frac{\gamma}{\beta} \sum_{j=1}^{\beta} \frac{1}{\sum_{p=1}^{\gamma} \frac{1}{k_{jp}}} \quad (4)$$

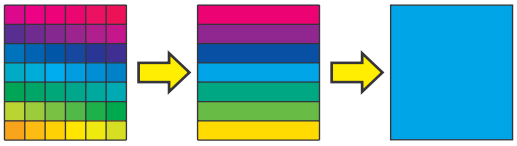


Fig. 4 Schematic diagram showing the homogenization method based on the flow direction

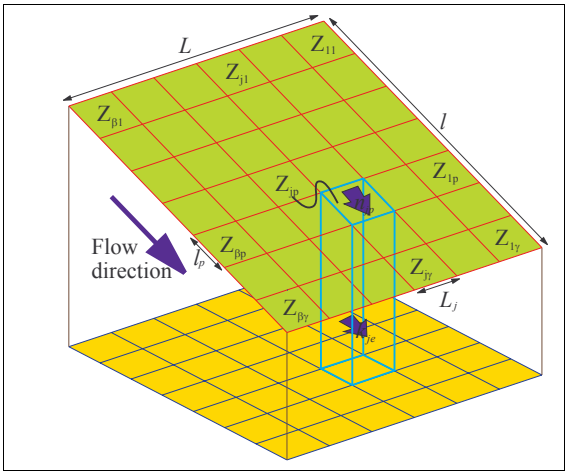


Fig. 5 Schematic diagram showing the homogenization method Fig. 5 Schematic diagram showing distribution of the slope direction cells and the transverse cells (as two dimensional domain), where slope direction: γ, vertical direction: β, slope length: l(m), slope width: L(m), cell Z_{jp}, Size : L_j(m)×lp (m), coefficient of roughness: n_{jp}($m^{-1/3}$.s), and coefficient of permeability: k_{jp}(m/s) (Hamaguchi *et. al.*, 2007).

5.1 Model Components

Rainfall-runoff modeling is the process of transforming a rainfall hyetograph into a runoff hydrograph. This can be achieved through the use

of data-driven or statistical mathematical techniques, through developing physical descriptions of the rainfall-runoff process, or through various combinations of these approaches.

Hydro-BEAM has been chosen for simulation the surface runoff in the arid area due to its flexibility of application to accomplish many purposes of hydrological simulation. The most important merit of Hydro-BEAM is that its ability for simulation of the monthly, daily and hourly discharge at every mesh.

Hydro-BEAM is one of the distributed runoff models developed by Kojiri's Laboratory. The watershed is modeled as a uniform array of multi-layered mesh cells, each mesh containing information regarding surface land use characteristics, ground surface slope direction, runoff, and the presence/absence of a channel. The original Hydro-BEAM model as depicted in Fig. 6 that uses for the humid conditions can be adopted for simulation in the arid area in Wadi system as described in the following sections. Initial and transmission losses are evaluated as subroutine model in Hydro-BEAM in this study, as crucial resource for the subsurface water in such areas.

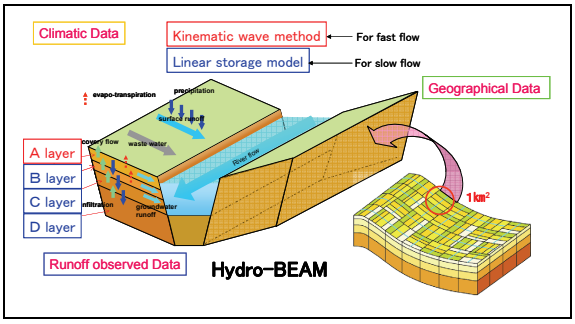


Fig. 6 Conceptual model of Hydro-BEAM

The watershed to be investigated is divided into an array of unit mesh cells. A mesh cell can be arranged as a combination of a surface layer and several subsurface layers. The following description considers Hydro-BEAM calibrated with four subsurface layers, labeled A, B, C and D. A-Layer is calibrated using Kinematic wave model for the overland flow evaluation and the other C-D layers (subsurface layers) are calculated by the linear storage model.

(1) Watershed Modeling

The data of digital elevation model (DEM, (SRTM （Shuttle Radar Topography Mission) from USGS internet site is obtained. The resolution of mesh size is (100 m). By processing the DEM using Global Mapper Program and Golden Surfer software to be input data of Arcview GIS tool, the watershed basin, sub-basin watersheds and stream network determination can be delineated as shown in Fig. 7, in addition to obtaining some geomorphologic information such as watershed area, perimeter, and main channel length, etc. We considered some points in the watershed modeling as follow: i) Determination of the watershed boundary location, ii) Division of the watershed into a regular grid of mesh cells (2 km), iii) Determination of a flow routing network based on mesh cell elevation as given by a DEM and checked against a printed map.

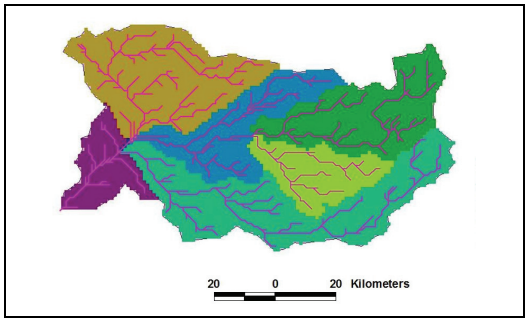


Fig. 7 Watershed delineation and stream network determination of Wadi Assiut

(a) Flow Routing Map

As well known, there are two types of flow routing system; 4 directions and 8 directions to determine drainage of flow water direction of drainage basin. Hydro-BEAM was originally developed to use a 4-direction flow routing map. The function of a flow routing map is to define a downstream destination for the discharge resulting from every cell in the watershed, with the exception of the furthest downstream mesh cell located at the watershed mouth. Flow direction from any given mesh cell can be estimated using the DEM elevations of the corners of each mesh cell as declared in Fig. 8.

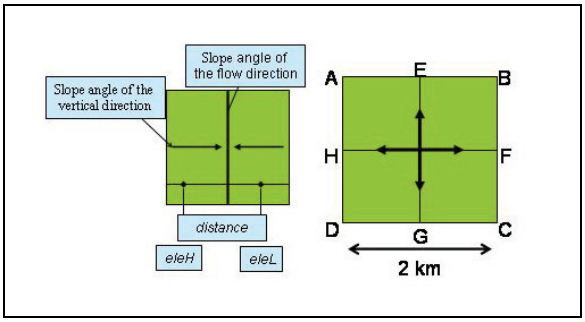


Fig. 8 Schematic diagram of the flow direction determination

Where the flow path of each mesh is decided based on the elevation values of each corner. On the other hand, the perpendicular direction of slope of the two half of the mesh is estimated based on dividing of each mesh into 20 parts. So, the flow direction in each mesh depend on the direction of its slope, then manually the opposite and paradox flow directions can be corrected based on the elevation map or the printed topographic map.

(b) Land Use Classification

Land use information is used to specify the structure of each mesh, its infiltration and runoff characteristics. Hydro-BEAM is set to use five categories of land use types as given in table 1, where they are grouped and represented as a percentage land cover of the total area of the mesh cell.

The land use distribution data of the world, GLCC （Global Land Cover Characterization）are available in USGS internet site as given in table 2. Land use data of GLCC is divided into 24 land use type. For the reason of hydro-BEAM is set to use five land use categories, we reclassified those types 24 into 5 types only to be available to input in Hydro-BEAM, The five categories of land use types are; mountains and forests, paddy field (rice field).

Table 1 Land use types of modified Hydro-BEAM

Category	Description
Mountains	Densely-vegetated regions (forest)
Field+ Paddy field	Agricultural regions including farms and orchards
Desert	Most of the Wadi areas are desert in the arid areas
Urban area	Paved or otherwise impervious urban regions
Water body	Bodies of water including inland waters

(2) Climatic Model

The metrological data are needed for each mesh in hydro-BEAM as input data for the climatic model to calculate evapotranspiration. So, we used climatic data of NCDC （National Climatic Data Center）, Global Hourly and Monthly data as shown in table 2.

Due to the lacking of many kind of data, we adopted Thornthwaite method to calculate daily mean potential evapotranspiration (potential evapotranspiration) as given in equations 5, 6, 7, and 8. The mean air temperature and duration of possible sunshine of each mesh are needed as meteorological data for our model.

$$E_p = 0.553 D_0 \left(\frac{10 T_i}{J} \right)^a \tag{5}$$

$$a = 0.000000675 J^3 - 0.0000771 J^2 + 0.01792 J + 0.049293 \tag{6}$$

$$J = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \tag{7}$$

$$E_a = M \times E_p \tag{8}$$

Where, E_a, E_p *(mm/d)* are the actual and the potential evapotranspiration; *Ti* (^0C) is the monthly average temperature, *J*: Heat index, D_0 *(h/12h)* is the potential day length and *M* is the reduction coefficient, vapor effective parameter.

Table 2 Types of input data and its resources

Type of data	Source of the data
DEM Data; SRTM （Shuttle Radar Topography Mission）	CGIAR-CSI （Consortium for Spatial Information）
Land use; GLCC （Global Land Cover	USGS（U.S. Geological Survey）

Characterization）	
Climatic Data; Surface Data, Hourly Global data	NCDC（National Climatic Data Center）
Daily Climatic quality Data; GHCN（Global Historical Climate Network Ver.2）	NCDC（National Climatic Data Center）

(3) Kinematic Wave Model

The kinematic wave equations as given in eq. 9 are derived from the St. Venant equations by preserving conservation of mass and approximately satisfying conservation of momentum. The momentum of the flow can be approximated with a uniform flow assumption as described by Manning's and Chezy's equations as shown in eq. 10. In this study, Kinematic wave model is applied for surface runoff and stream routing modeling based on using the Kinematic wave approximation with the assumption of the river channel cross section is supposed as a triangle shape. A finite difference approximation of the kinematic wave model can be used to model watershed runoff on the surface and layer A in Hydro-BEAM. The various features of the irregular surface geometry of the basin are generally approximated by either of two types of basic flow elements: an overland flow element, or a stream- or channel- flow element. In the modeling process, overland flow elements are combined with channel-flow elements to represent a subbasin. The entire basin is modeled by linking the various subbasins together.

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial q}{\partial x}=r(x,t) \qquad (9)$$

$$q=\alpha h^{m} \qquad (10)$$

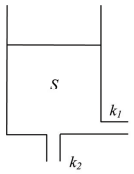
Where, h: water depth m, q: is discharge per unit length of flow [m3/m.s], r is rainfall intensity [m/s], t is time [s], x is distance from the upstream edge, and α, m is constant concerning friction

(4) Linear Storage Model

We used linear storage model as given in equations 11 and 12 for modeling of groundwater in layers B, C, and D layers in each mesh of the catchment area, thus the ground water storage can be evaluated in our model in Hydro-BEAM.

$$\frac{dS}{dt}=I-O \qquad (11)$$

$$O=(k_1+k_2)\cdot S \qquad (12)$$



Where S: is storage amount [m], I: is inflow [ms^{-1}], O: is outflow [ms^{-1}], k_1, k_2: are coefficient of permeability

(5) Initial and Transmission Losses Model

Due to the importance of the losses in the arid areas, we added one subroutine to Hydro-BEAM to calculate the initial and transmission loesses in each mesh.

(a) Initial losses

Initial losses occur in the sub-basins before runoff reaches the stream networks. It is related largely to infiltration, surface soil type, land use activities, evapotranspiration, interception, and surface depression storage. We adopted the NRCS method to calculate initial losses in the Wadi Assiut catchment. The method is suited for humid, arid and semiarid conditions (SCS. 1985) and it has been successfully applied to ephemeral watersheds in SW US, which resemble the eastern desert in Egypt in climate, topographical and land use (Osterkamp et al. 1994). Runoff in sub basins occurs after rainfall exceeds an initial abstraction (Ia) value. Rainfall excess, Q, in NRCS method is related to the effective potential retention value, S, as given in equation 13.

$$P_e=\frac{(P-I_a)^2}{P-I_a+S} \qquad (13)$$

The initial abstraction is suggested by NRCS to be approximately 20 % of the maximum potential retention value. The initial abstraction consists mainly of interception, infiltration prior to runoff, and surface storage, and is related to potential maximum retention (Empirical relationship of I_a and S) as given in equation 14

$$I_a = 0.2S \quad (14)$$

S (mm) is the maximum retention parameter and given as in equation 15.

$$S = \frac{25400 - 254CN}{CN} \quad (15)$$

Where, P_e = Accumulated precipitation excess at time t (mm), P = Accumulated rainfall depth at time t (mm), I_a = the initial loss (mm), S = potential maximum retention (mm)

The catchment's capability for rainfall abstraction is inversely proportional to the runoff curve number. For CN = 100, no abstraction is possible, with runoff being equal to total rainfall. On the other hand, for CN = 1 practically all rainfall would be abstracted, with runoff being reduced to zero. The curve number CN value depends on hydrologic soil group and land use cover complex. The hydrologic soil group as defined by SCS soil scientists are A, B, C, and D are classified based o the soil type and infiltration rate. So, based on the land use, soil type and infiltration rate, the curve number of the land use in the studied area can be estimated as given in table 3.

Table 3 Curve number values of the land use type

Land use	Soil group	Curve number
Mountains	A	45
Field	B	71
Desert	A	63
Urban	B	86

(b) Transmission Losses

Transmission loss is important not only in its obvious effect on flow reduction, but also as a source of ground water recharge to underlying alluvial aquifers. The variables that are considered useful in estimating the variation in the transmission loss included; 1-the flow volume at the upstream end of the reach, 2-channel antecedent condition, 3-chaneel slope, 4- channel bed material, the duration of the flow, 5- channel width. Walter's (1990) developed equation to calculate the transmission losses as given in Eq. 10.

$$V_1 = 0.0006225 W^{1.216} V_A^{0.507} \quad (3)$$

Where V_1 =transmission loss for the first mile (acre-ft), V_A = upstream flow volume (acre-ft), w=active channel width.

We used this equation to estimate transmission losses in the Wadi system, what is new in our paper is calculation of distributed transmission losses.

6. Results and Application

Hydro-BEAM is a multilayer hydrological model, four layers (A-D); A-Layer is composed of the surface and soil surface layer. kinematic wave model and Manning equation are used to estimate the surface runoff and roughness coefficient in each mesh of the watershed basin. B-D-Layers are subsurface layers, which are evaluated using linear storage model, with the assumption of that the flow in each of B and C layers toward the river, but D-layer is considered as groundwater storage. It makes the ground-water zone which does not exert influence in river flow. When storage water content reaches to thickness and becomes saturated state, water content flows into the upper layer of model as returns style.

Modeling processes and programming are declared in Fig. 9, where Hydro-BEAM consists mainly of three main modeling parts; climatic modeling, watershed modeling and the main program modeling. The simulation period is from 1994 to 1995 based on geographical and climatic data where Egypt subjected to a big rainfall event on November 1994. The watershed modeling of Wadi Assiut is achieved based on DEM data by using GIS.

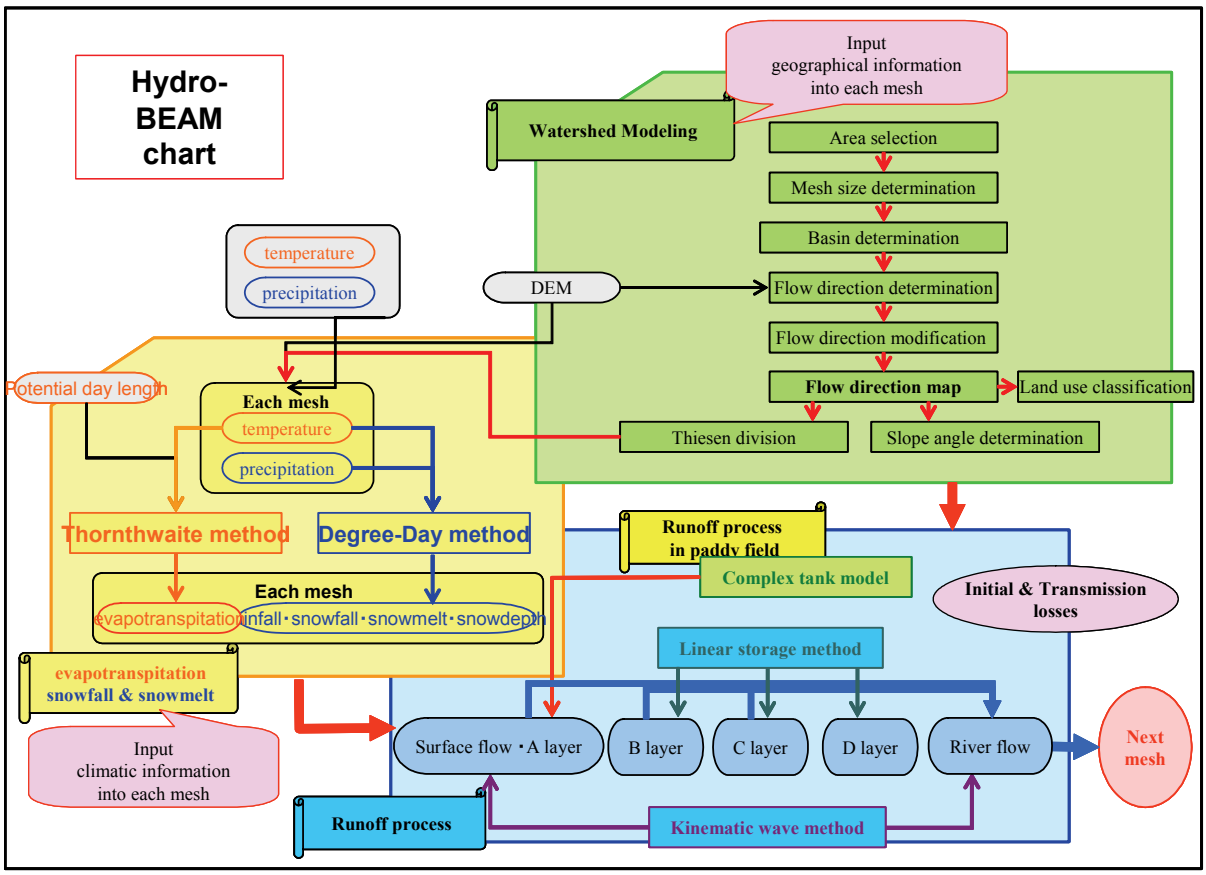


Fig. 9 Hydro-BEAM flow chart

The digital topological map of Wadi Assiut is demonstrated as shown in fig. 10. It is clear that the maximum elevation on the NE corner and the minimum elevation at the outlet point of Wadi Assiut that means the general slope from Northeastern to Southwestern direction.

Land use types can be reclassified and distributed using GLCC data which are classified into 24 types. Hydro-BEAM is setting to five land use categories; we classified land use in Wadi Assiut into five categories of land use types as follow; mountains and forests, paddy field (rice field) and field, desert, city or urban areas and Water. The model result of land use distribution in Wadi Assiut can be depicted as mountains, field, desert, city, and water as demonstrated in Figs. 11, 12, 13, 14, and 15 respectively. From the distribution maps of land use, it was found that the mountainous and forest land use type are limited as given in Fig. 11, and the field land use type is concentrated at the Southwestern part and small distribution in the central part of Wadi Assiut as declared in Fig. 12. Most of Wadi Assiut is desert areas as shown in fig.13.

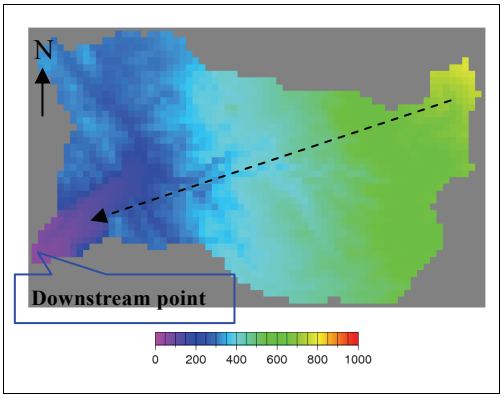


Fig. 10 Modeled topographical map of Wadi Assiut watershed

The distribution of urban land use type is limited as depicted in fig. 14 and also the water distribution is limited and it is located only at the downstream part of Wadi Assiut in the south western side.

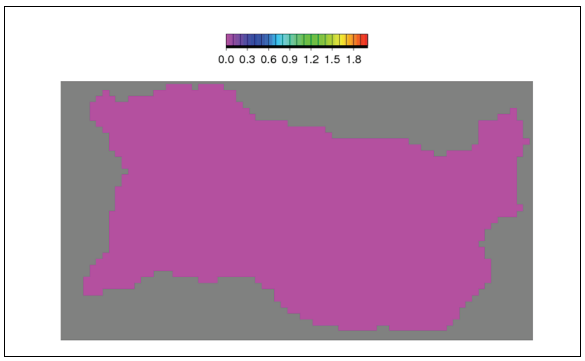


Fig. 11 Distribution map of mountains

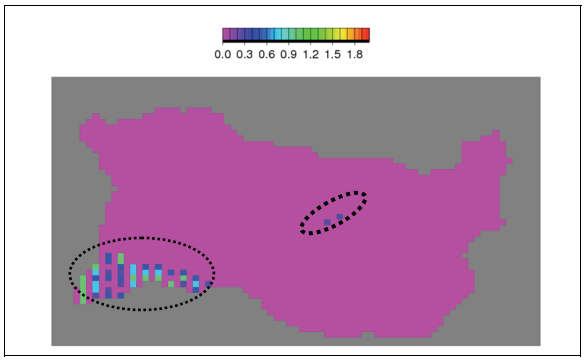


Fig. 12 Distribution map of filed and paddy field

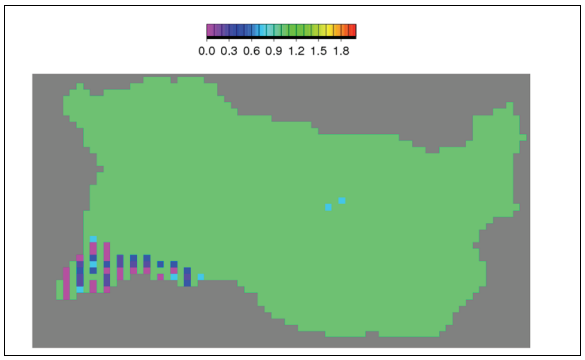


Fig. 13 Distribution map of desert

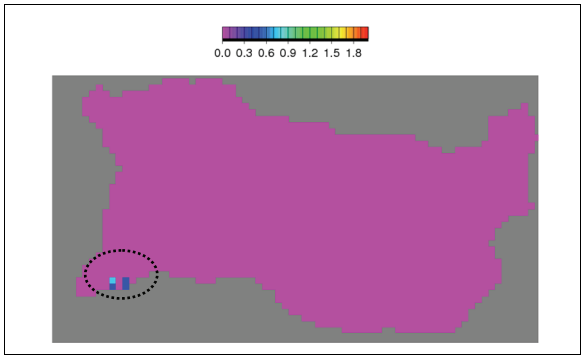


Fig. 14 Distribution map of city

The surface flow discharge can be demonstrated in Wadi Assiut watershed using the climatic data of the two years (1994-1995) for our simulation, where the daily and hourly output results can be obtained using Hydro-BEAM.

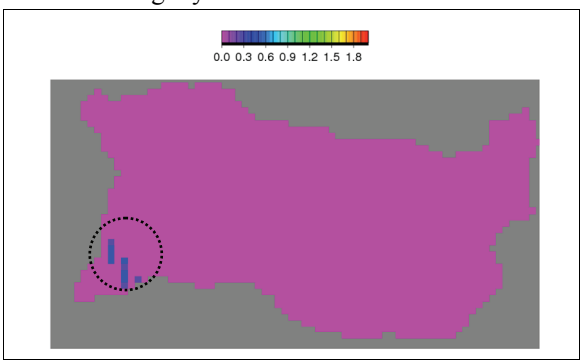


Fig. 15 Distribution map of water

However the lack of observed data, the simulated result is considered satisfied due to good agreement between discharge hydrograph and rainfall hytograph as shown in Fig. 16. The maximum peak of the runoff in Wadi assiut is 85m^3/s and the rainfall maximum peak is about 12.7mm/hr as shown in Fig. 2.

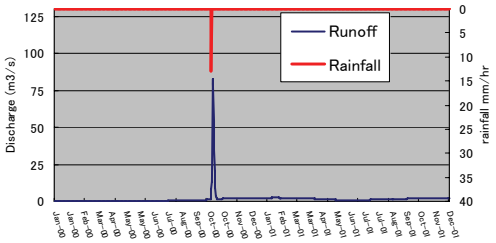


Fig.16 Daily discharge simulation hydrograph and rainfall hyetograph.

The simulation of hourly discharge also is accomplished as the maximum peak of is 49 m^3/s as shown in fig. 17, and it is clear that the result of daily and hourly simulations (simulation period is November 2-5, 1995) are completely coincide in their curve shape that means that behavior of the Wadi system can be declared using our model. From the distribution map of surface runoff in the Wadi system, we noticed that the discontinuous flow is perfectly depicted as shown in Fig.18, so the most import characteristics (the discontinuous surface flow) in the ephemeral streams is successfully evaluated by using our approach.

The merit of our model is evaluation the interaction between surface and subsurface water due to its importance in the arid regions. So, based on the linear storage model, the equivalent ground

water storage can be investigated.

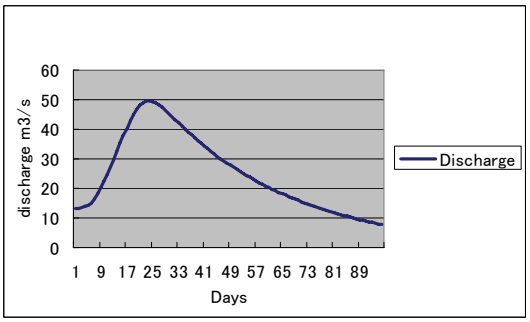


Fig. 17 Hydrograph of hourly discharge simulation

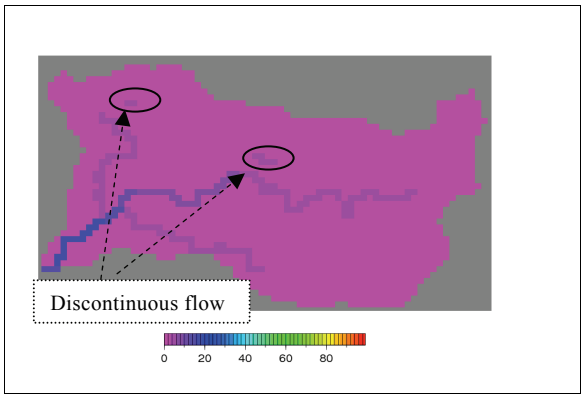


Fig. 18 Distributed map showing the discontinuously surface flow

It is declared that the subsurface water storage is affected by the flood effect where the curve showed that the subsurface storage increased during flood event and then gradually decreased during the recession of the flood as depicted in Fig.19.

Quantification of transmission loss is important, but it raises a number of difficulties. Walters (1990) provided evidence that the rate of loss is linearly related to the volume of surface discharge. Transmission losses are very important as the main resource of ground water recharge in the arid regions.

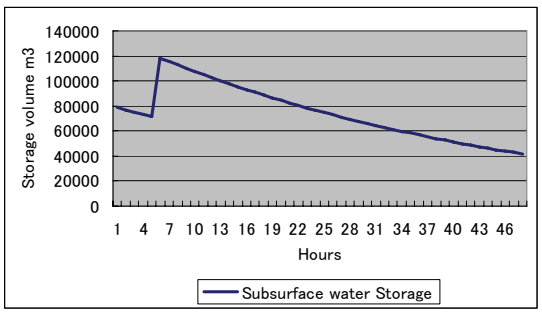


Fig. 19 Subsurface equivalent storage

It is evaluated in this study by using Walter's equation and the balance method (the difference between inflow and out flow in each mesh). A good agreement between the results of transmission losses using the two methods is found as shown in Fig. 20. The maximum peak of transmission losses is 13m^3/s by using Walter's method and 15m^3/s by using balance method.

It is deduced that the transmission losses contribute to the ground water as the main recharge for the subsurface water in the Wadi system, also with comparing the two curves of discharge and transmission losses, we noticed that the linear relationship between them, in other words the transmission losses affected positively with increasing the discharge that means that the maximum losses is in the time of the maximum flood peak as shown in Fig. 21, Moreover, you can see that the transmission losses curve at the recession of the flood is approximately equal to runoff.

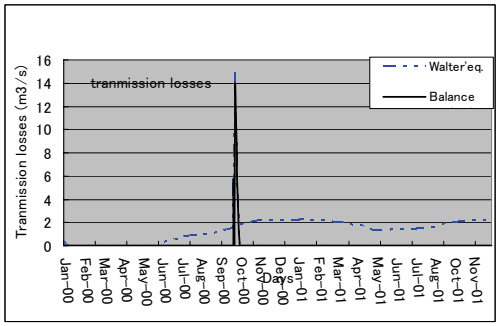


Fig.20 Transmission losses simulation (Walter's Equation and Balance method)

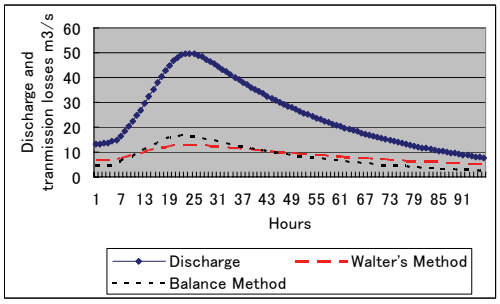


Fig.21 Comparing of discharge and transmission losses (Walter's Equation and Balance method)

One of the advantages of our research is that the transmission losses can be evaluated as distribution

value is not from one point to another one as the previous researches as depicted in fig. 22. It is obvious that the transmission losses are mainly concentrating on the stream channels of Wadi Assiut.

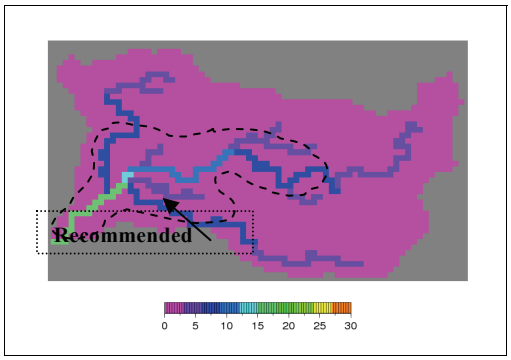


Fig. 22 Distribution map of transmission losses

Because of our main purposes in this research is water resources management and flood control, the conjunctive use of surface and subsurface water can be used for the real application. A lot of surface water infiltrated as the main resource of recharge to the subsurface due to the transmission losses. This subsurface water can be utilized for domestic and agriculture use. Constructing the pumping wells in the middle and western parts of Wadi Assiut is recommended as declared in Fig. 22. The surface water during the flood event or the rainy season can be used for the agriculture purposes.

We propose for the flood control and water resources management to establish two dams along the main channel of Wadi Assiut due to the maximum discharge during the flood at the two locations as shown in Fig. 23.

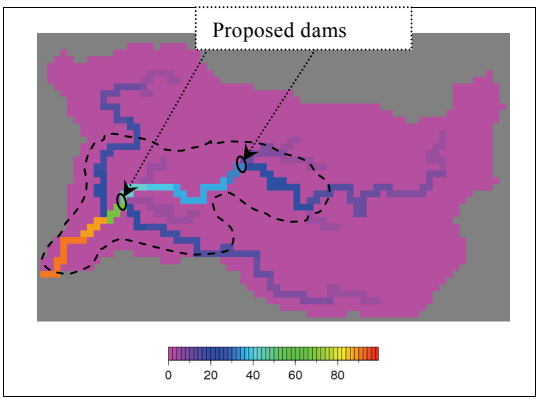


Fig. 23 Distributed map showing the maximum surface runoff.

They will be useful for protection the people from any flood threat and to increase the recharge to the subsurface water which can be used for the long term for people needs.

7. Conclusion

Hydro-BEAM has been chosen as distributed model for the Wadi System modeling. Modifications of Hydro-BEAM have been made to simulate the surface runoff in the ephemeral streams and to estimate the transmission losses as the main source of the recharge to subsurface water.

The runoff simulation is successfully achieved using Hydro-BEAM in the Wadi system. The maximum peak of the runoff in Wadi Assiut is 85m^3/s for the simulation period from (1994-1995). The rainfall maximum peak is about 12.7mm/hr. The simulation of hourly discharge also is accomplished. The maximum peak of discharge is 49 m^3/s, the simulation period is November 2-5, 1995, and it is clear that the result of daily and hourly simulations are completely coincide in their curve shape that means that behavior of the Wadi system can be declared using the proposed model.

The novelty of this research is that the proposed model shows the discontinuously surface flow of the Wadi system, in addition to the distribution of the equivalent subsurface water storage. The conjunctive use of surface and subsurface water can be used in the real application for the flood control and water resources management in Wadi Assiut. It is recommended that the western and the middle parts of Wadi Assiut can be utilized for pumping of subsurface water and establishment the dams to protect the people from the flood thread and increase the water resources to overcome the problem of the water shortage.

The transmission loss can be evaluated using two methods; Walter's equation and the balance method and the result is reasonable due to its agreement. It is concluded that transmission losses participate as the main source of recharge to the subsurface. It is noticed that it is affected by the volume of surface runoff as evidence that the rate of losses is linearly related to the volume of surface discharge.

It is concluded that the proposed model is

considered an applicable methodology in larger areas and consequently, a vital contribution to estimate the distributed surface and subsurface runoff regionally not only in Wadi Assiut, Egypt but also in the other arid regions. Much more researches is recommended for the Wadi system modeling based on the observed data and the regional application of the Wadi system model is our future target.

REFERENCES

Andersen, N.J., Wheater, H.S., Timmis, A.J.H. and Gaongalelwe, D. (1998) Sustainable development of alluvial groundwater in sand rivers of Botswana. In Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty, IAHS Pubn. No. 240, pp 367-376.

Goodrich, D.C., Lane, L.J., Shillito, R.M., Miller, S.N., Syed, K.H. and Woolhiser, D.A. (1997) Linearity of basin response as a function of scale in a semi-arid watershed. Water Resour. Res., 33,12, 2951-2965.

Hamaguci, T., Kojiri, T. and Saber, M. (2007): Hydrological application of upscaling technique based on homogenization theory, Proceeding of 2007 Annual Conference, Japan Socity of Hydrology and Water Resources, pp. 44-45.

Hellwig, D.H.R. (1973): Evaporation of water from sand, 3: The loss of water into the atmosphere from a sandy river bed under arid climatic condtions. J. Hydrol., 18, 305- 316.

Jordan, P. R. (1977): Stream flow transmission losses in Western Kansas. Jul of Hydraulics Division, ASCE, 108, HY8, pp. 905-919.

Knighton AD, Nanson GC. (1997): Distinctiveness, diversity and uniqueness in arid zone river systems. In Arid Zone Geomorphology: Process, form and Change in Drylands (2nd edn), Thomas DSG (ed.). John Wiley & Sons: Chichester; pp. 185–203.

Kojiri, T., Tokai, A., and Kinai, Y. (1998): Assessment of river basin environment through simulation with water quality and quantity. *Annuals of Disaster Prevention Research Institute,* Kyoto University, No. 41 B-2, pp. 119-134 (in Japanese).

Osterkamp W.R., Lane L.J. and Savard C.S. (1994): Recharge estimates using a geomorphic/distributed-parameter simulation approach, Amargosa river basin. Water Resources Bulletin, American Water Resources Association, 30, 3, pp. 493-507.

Park, J., Kojiri, T., Ikebuchi, S., and Oishi, S. (2000): GIS based hydrological comparison and run-off simulation of a river basin. Fresh Perspectives on Hydrology and Water Resources in Southeast Asia and the Pacific, Mosley, M. P. (eds.), Christchurch, 143-156.

SCS (1985): National Engineering Handbook, section 4: *hydrology, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Engineering Division, Washington, DC*.

Sorey, M.L. and Matlock, W.G. (1969): Evaporation from an ephemeral streambed. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 95, 423-438.

Sorman, A.U. and Abdulrazzak, M.J. (1993): Infiltration - recharge through Wadi beds in arid regions. Hydr. Sci. Jnl., 38, 3, 173-186.

Stephens DB (1996): Vadose zone hydrology. CRC Press–Lewis Publishers, Boca Raton

Tamura, N. and Kojiri, T. (2002): Water quantity and turbidity simulation with distributed runoff model in the Yellow River basin. Flood Defence '2002, Wu et al. (eds.), Science Press, New York Ltd., Vol. 2, 1699-1705.

Telvari, A., Cordery, I. and Pilgrim, D.H. (1998): Relations between transmission losses and bed alluvium in an Australian arid zone stream. In Hydrology in a Changing Environment. Eds Howard Wheater and Celia Kirby,Wiley, Vol II, pp 361-36

Tokai, A., Kojiri, T., and Yoshikawa, H. (2002): Case study of basin wide environmental quality assessment based on the distributed runoff model. 6th Water Resources Symposium, Japan, 229-234 (in Japanese).

Vivarelli, R. and B.J.C. Perera (2002): "Transmission Losses in Natural Rivers and Streams – a review." Riversymposium Papers and Presentations. Riverfestival Brisbane Pty Ltd, South Brisbane, Australia.

Walters, M.O. (1990): Transmission losses in arid region. *J. of Hydraulic Engineering*, 116, 1, pp. 127-138.

Wheater, H.S., Woods Ballard, B. and Jolley, T.J.,

(1997): An integrated model of arid zone water resources: evaluation of rainfall-runoff simulation performance. In: Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty, IAHS Pubn. No.24

エジプト・ワジアシュート流域における
均質化理論を考慮した乾燥地断流河川の表面流出モデリング

Mohamed SABER*・浜口俊雄・小尻利治

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

高精度の観測値があまりない乾燥地のワジ機構の特徴として，表面流出で見る限りでは時空間的な不連続現象となる。本稿は，時空間的な断流河川の不連続現象を考慮しながら治水や水資源管理のためにワジ機構の分布型水文モデルを導出する。まず分布型水文モデルのパラメータをマクロスケールからメガスケールまでアップスケールする均質化手法を示す。この結果を用いてワジ機構の流出分布をシミュレーションを実行し，河道での移動損失が表面流や中間流・地下水流からその効果の評価を示した。この手法を使って表流水・地下水の有機的利用は大いに活用されるべきである。本モデルは乾燥地の分布型流出に関連する諸問題に応用可能であると言える。

キーワード:均質化，移動損失，ワジ機構，キネマティック・ウェーブ法

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

TCBM を利用した洪水流況予測に関する研究

和田健太郎*・小尻利治・原山和也**
田中賢治・浜口俊雄

*京都大学工学研究科
** 株式会社　山武

要　旨

近年，世界各地で津波や洪水といった水災害の発生が報告されており，それらを予測する技術の向上が期待されている。なかでも，河川下流部への人口・資産の集中が進む現代においては，洪水予測の精度を上げることは重要である。一方，データの電子化や計算機技術の向上が今後も進むことを考えると，過去のデータの誤記や欠損は非常に少なくなっていくと考えられる。

そこで本研究では，過去のデータを蓄積した事例ベースを利用して洪水予測を行うことを試みる。具体的には，事例ベースモデル（TCBM）を利用して実時間洪水予測である。TCBM の導入にあたり，適用性の拡大のため分布型流出モデル Hydro-BEAM と時系列予測モデル LLM を利用する。

キーワード：洪水予測，事例ベース，LLM，分布型流出モデル

1.　はじめに

近年，世界各地で主に集中豪雨や台風に起因する水災害の発生が頻繁に報告されている。スマトラ島沖地震津波やアメリカ南東部を襲ったハリケーン・カトリーナ等が記憶に新しいが，日本においても新潟豪雨や福井豪雨，東海豪雨など 2004 年の被害は甚大であり，2005 年も台風 14 号によって宮崎県が多大な被害を受けた。そのような状況を考慮すれば，水災害の予測と対策技術の向上は，極めて重要な課題で，高棹らは，レーダー雨量計を用いた降雨域の移動予測に関して移流モデルを提案し，洪水予測を行った（高棹　他，1983)。小尻はファジイ理論を用いた洪水予測とダム操作を展開し，その後，ニューラルネットワークの利用を提案している（小尻　他，1990)。Smith らも降雨予測の不確実性をランダム現象とみなし，確率論的出水予測として超過確率での対応を提案している(Smith et al., 2003)。さらに，関井等（2007）は AI 手法の洪水予測分野への新たな適用として，SSNN の分布型洪水予測への適用を試みている。この手法は，分布型流出モデルへの時空間的な対応を意味しており，幅広い可能性を含んでいる。ここで，実時間洪水予測の条件を鑑みると，

・計算時間が短いこと
・予測は 1 時間だけでなく 5～6 時間程度先まで得られること
・出来るだけ高い予測精度を維持できること
・必要な地点で予測できること

が挙げられる。そこで本研究では，最近適用されだした数理モデルの一種である事例ベースを取り上げ，その適用可能性について検討するものである。導入する事例ベースモデル（或いはデータ蓄積型モデル）は，洪水予測よりもむしろ流通分野や金融分野，最近は製造プロセス分野で多く用いられてきた。データを蓄積する操作はデータマイニングと呼ばれ，計算機技術の進歩により増大した蓄積データを有効利用するため，データの蓄え方と取り出し方に工夫を凝らしたものである。事例ベースモデルの 1 つである，TCBM（Topological Case-Based Modeling）の洪水事象へ適用は，既に実流域で試みられてきたが，予測時間を長くした時系列とした予測ではないこと，適用範囲が観測データや観測地点・基準地点に限ら

れていたこと，などの問題があった。ここでは，それらを改良し実用性を高めることを目的としている。

2. TCBMによる水位予測

2.1 予測システムの基本構造

事例ベース推論を用いて河川水位の予測を行うが，その構造は知識ベースシステム（knowledge-based system）の一環として展開することができる。知識ベースは一般にエキスパートシステムとも呼ばれ（戸内，1995, 小林, 1997），専門家から獲得した知識を主体として，専門家と同程度の問題解決水準を達成しようとするものである（Fig. 1 参照）。

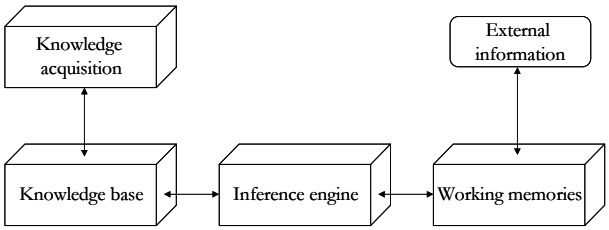


Fig. 1 Basic structure of knowledge-based expert system

(1) 知識ベースの基本構造

一般にプロダクションシステムでは知識は次のような if-then 文の集まりで表現される。

if (条件), then (処理)

if-then 文はプロダクションルールまたはルールと呼ばれ，（条件）が満たされた時，（処理）が実行される。また，知識獲得の際に設定された各条件，それぞれ一つずつの代表値を事実的知識として格納する。知識ベースのプロダクション集合を示すと以下のようになる。

Rule 1: if R1=n11,R2=n12,...,Rp=n1p, then RV=QV(n11,n12,...,n1p), m=QS(n11,n12, ...,n1p)

・・・

Rule i: if R1=ni1,R2=ni2,...,Rp=nip, then RV=QV(nil,ni2,...,nip), m=QS(nll,ni2,...,nip)

・・・

Rule q: if R1=nq1,R2=nq2,...,Rp=nqp, then RV=QV(nql,nq2,...,nqp), m=QS(nql,nql,...,nqp)

このプロダクションシステムでは，ルール i において，変数 *R1* が *ni1*，*Rp* が *nip* をとるとき,*処理 RV* は *QV(nil,ni2,...,nip)*で与えられることを意味している。結局，知識の条件式は q 個，存在することになる。*RV* は各条件式に一つずつ与えられている代表値（Representing Value），*m* は *RV* を設定する基となったデータを表し，*QV, QS* の値は条件式ごとに異なる数値，関数である。もちろん，事例*(nip)*もさらに下部の情報によるプロダクションシステムを構成している場合があり，条件式の総数は全体の和になる。また，no data（値無し）の場合もある。*RV* と *m* は知識獲得の度に更新されるが，条件式の数は常に一定である。*p* はシステム構築時に設定される各変数の分割数を表し，*R1~Rp* は，対象となる p 個の変数（事例内容）を意味している。

(2) ワーキングメモリ

ワーキングメモリ（working memory）は，知識ベースシステム構築の際に外界の環境を基にして設定され，事例内容 *R1~R*p を決定するための離散化条件が記述されている。知識ベースと同じく以下のように条件式で表されてはいるが，知識獲得の際に更新される知識ベースと異なり，一旦，システムが構築されて以降は不変である。

$$
\begin{aligned}
aj &\le Xj < aj + dj \\
aj + dj &\le Xj < aj + 2*dj \\
&\cdots \\
aj+(nj-1)*dj &\le Xj < aj+nj*dj
\end{aligned}
$$

ここに，*aj* (j=1，2，・・・，p) はシステム構築時の変数 *xj* (j=1，2，・・・，p) の最小値:min{ xj}を設定する。*dj* (j=1，2，・・・，p) は変数 *xj* に関する条件式の range, つまり区分単位幅を表し, 式:(max{ *xj*}-min{ *xj*})/ *nj* により設定されている。つまり *aj* + *nj*dj* は max{ *xj*}と同値となる。

(3) 推論エンジン

推論エンジン（inference engine）は，与えられた問題に対し，知識ベースとワーキングメモリを利用して，問題解決を達成するための制御を行う部分である。

i) まず，入力（*X1*，*X2*，・・・，*Xp*）を認識する。

ii) 次に，*X1~Xp* それぞれについてワーキングメモリを参照し，事例番号 R1~Rp を決定する。

iii) 知識ベースを利用し，*RV*=no data でなければ以下の式で推定値 Y が決定される。

$$Y = RV = QV(ni1,ni2,\cdots,nip)) \qquad (1)$$

iv) もし，*Y=RV*=no data の場合は，条件式の対象を変数ごとに前後一つずつ広げ，以下の式により推定値を得る。

$$Y_1 = AVE\left[\sum_{k_1=-1}^{1}\sum_{k_2=-1}^{1}\cdots\sum_{k_p=-1}^{1} QV(ni1+k_1, ni2+k_2, \cdots, nip+k_p)\right] \quad (2)$$

ただし，*RV*=no data の条件式の *RV* は，平均化の材料に含まない。

v) 更に *Y*=*RV*=no data の場合は，条件式の対象を各変数ごとに更に前後 1 つずつ広げ，以下の式により推定値を得る。

$$Y_2 = AVE\left[\sum_{k_1=-2}^{2}\sum_{k_2=-2}^{2}\cdots\sum_{k_p=-2}^{2} QV(ni1+k_1, ni2+k_2, \cdots, nip+k_p)\right] \quad (3)$$

$$Y_3 = AVE\left[\sum_{k_1=-3}^{3}\sum_{k_2=-3}^{3}\cdots\sum_{k_p=-3}^{3} QV(ni1+k_1, ni2+k_2, \cdots, nip+k_p)\right] \quad (4)$$

式(4)のように 3 つ範囲を広げても *RV* が存在しなかった場合は，*Y*=[出力無し]とする。iii)～v)より，推定値（*Y*）を出力する。

(4) 知識獲得支援

知識獲得支援サブシステム（knowledge acquisition support）は，新たに得られた観測情報を知識ベースに移植することを支援する役割を担う。本システムでの知識獲得の工程は，得られた観測情報を基に知識ベース内の代表値の値を更新する手法をとる。この手法により，ルールの数が増えると知識ベースの保守が難しくなるというプロダクションモデル特有の欠点が解消される利点がある。代表値の更新に用いる式は以下のようになる。

$$QV_{new}(ni1, ni2, \cdots, nip) = \frac{QV(ni1, ni2, \cdots, nip) + Y_{new}}{m(ni1, ni2, \cdots, nip) + 1} \quad (5)$$

2.2 事例ベース推論モデルでの展開

(1) 事例ベース推論モデルの概要

事例ベース推論モデル（TCBM）は，知識ベースシステムの構造を位相空間モデルとして表したもので，位相（Topology）の概念に基づく入出力関係の連続性が成り立つ対象に適用できる。TCBM を用いる際の工程は大きく 3 つに分けられる（Yamatake, 2004)。この 3 つを知識ベースシステムの類似性から表現すると，「モデリング」はワーキングメモリの設定を主としたシステム全体の構築段階に該当し，「推定」は推論エンジンによる出力，「学習」は知識獲得支援による知識ベースへの知識の格納作業にあたる。なお，以後では“量子化”との言葉が多発するが，これは入力空間を分割して部分空間の集合とすることを意味しており，分割数として p で表現したものに等しい。

TCBM ではモデルの次数やネットワーク構造などのモデリング用パラメータを同定して決めるのではなく，出力許容誤差を指定することで入力空間の位相を同定している。データは固定された事例ベース（位相空間）に事例として蓄えられ，出力推定時には入力と蓄積事例との位相空間内での距離（類似度）によって類似事例を検索し，見つかった事例を基に推定出力値を求めることになる（Fig. 2 参照）。

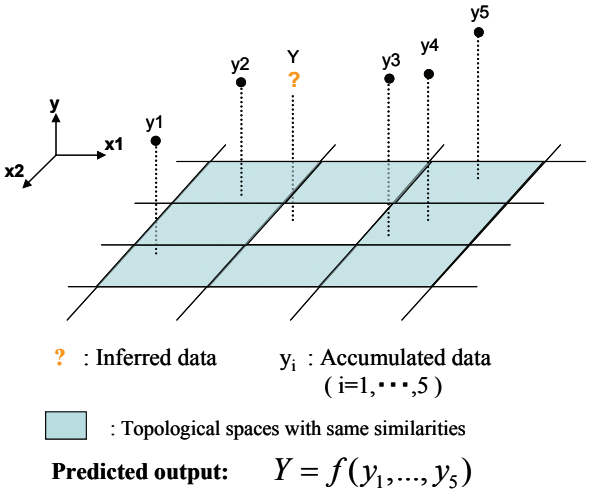


Fig. 2 Inference process of TCBM

図では TCBM の推定値の求め方を暫定的に関数 *f* として表しているが，具体的には代表値の概念を用いる。つまり，検索事例から見て同類似度を有する蓄積データから代表値を算出し，それを推定値として出力に当てるものである。

(2) 入力空間の量子化

入力空間の量子化に用いる二つの評価指標の出力分布条件では，量子化された部分空間それぞれ一つずつにおいて，あらかじめ設定された出力許容誤差（ε）内にその部分空間に蓄積されているデータの出力分布幅がおさまっているかどうかが必要となる。もし，部分空間内の蓄積事例の y 値の最高値と最低値の幅である出力分布幅が出力許容誤差（ε）より小さければ，出力分布条件を満たしていることになる。連続性条件では，部分空間それぞれ一つずつにおいて，その部分空間の代表事例値と周りを囲む部分空間の代表事例値の平均値との差が出力許容誤差（ε）内におさまっているかどうかを調べる。これは隣り合う部分空間で値が大きく異なるデコボコの位相空間とならないようにチェックするものであり，周りの代表値の平均値との差が出力許容誤差（ε）より小

さければ，連続性条件を満たしていることになる。

類似度は量子化された空間で Fig. 3 のように定義する。入力と同じ部分空間内にある代表値を類似度 4 として最高類似度に設定する。その後ひとつ範囲を広げるたびに 3，2，1，0 と値を下げていき，それ以外は全て類似度 0 とする。

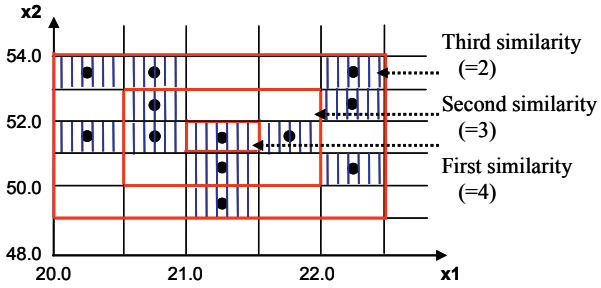


Fig. 3 Definition of similarity

3. TCBM による実時間洪水予測

3.1 TCBM における予測手法

(1) ローカルリニアーモデル

動的システムの将来の動きを予測するために，効果的な近似手法として，過去のデータの中で最も類似した軌跡をもつ曲線のみを使っての局所近似がしばしば用いられる。ローカルモデル（Local Model: LM）による時系列予測の手順は主に以下の 3 つのステップから成る（Babovic, 2001）。

i) 時系列データを位相空間に埋め込む。
ii) その中から，近隣点 k 個を拾い出す。
この局所部分で回帰を行い，予測値を得る。

ローカルモデルの同タイプのモデルとして，本研究で導入するローカルリニアモデル（Local Linear Model: LLM）がある。このモデルではステップ 3 の回帰が 1 次式で行われる。LLM では予測に線形モデルを用いるが，その結果は概して非線形モデルとなる。この非線形モデルは，各近隣点それぞれでの線形近似のつなぎ合わせからなっている。

非線形時系列データの分析の大部分は位相空間の近隣点探索である。これらの手法の成果は，採用する近隣点探索手順によって大きく左右される。従って，効果的な近隣点探索手順が選択されるよう，十分注意を払わなければならない。

ローカルリニアモデルの適用手順の予測段階には，近隣点のデータに基づいた回帰も含まれる。最も単純な方法としては，近隣点の動きを全て足し合わせて平均した値を用いるものがある。他には，例えば以下のように近隣点による回帰にファジィ理論を導入することができる。

(2) 遺伝的演算法による最適化

遺伝的プログラミング（Genetic Programming: GP）は遺伝的アルゴリズム（Genetic Algorithm: GA）の拡張という意味で，GA の考え方を多く用いる。GA で扱う情報は，PTYPE と GTYPE の二層構造からなる（伊庭，1996）。GTYPE（遺伝子コードともいい，細胞内の染色体に相当する）は遺伝子型の類似性で，低レベルの局所規則の集合であり，GA のオペレータの操作対象となる。PTYPE は表現型（発言型）であり，GTYPE の環境内での発達に伴う大域的な行動や構造の発現を表す。環境に応じて PTYPE から適合度が決まり，そのため適合選択は PTYPE に依存する。

生殖の際には，GTYPE に対して突然変異，逆位，交叉といった操作が適用され，次の世代の GTYPE を生成する。これらの操作の適用頻度，適用部位は一般にランダムに決定される。GA の基本的な流れをまとめると，次のようになる。

i) ランダムに初期世代の集団 M(0)を生成する。
ii) 適合度計算：現在の集団 M(t)内の各個体 m に対して適合度 *u(m)*を計算する。
iii) 選択：*u(m)*に比例する確率分布を用いて，M(t)から個体 m を選び出す。
iv)生殖：選び出された個体に GA 操作を作用させて，次の世代の集団 M(t+1)を生成する。
v) ii)に戻る

GP は，GA の遺伝子型（GTYPE）を拡張し，構造的な表現を扱えるようにしたものである。ここでの構造的表現とは，グラフ理論におけるグラフや，木構造のことをいう。複雑な数式や概念，関係などは木構造で表現できる。GP では tree と呼ばれる構造表現を使う。tree はサイクルを持たないグラフのことである。tree に対する GA 操作として，以下を導入する。これらはビット列を対象とする従来の GA 操作の自然な拡張である。

Gmutation：ノードのラベルの変更
Ginversion：兄弟の並べ替え
Gcrossover：部分木の取替え

以上の準備のもとに GP のアルゴリズムは次のようになる。

Step1：ランダムに tree:GTYPE{ $g_t(i)$ }を構成する。
Step2：GTYPE{ $g_t(i)$ }の表現型 PTYPE{ $p_t(i)$ }に対して適合度{ $f_t(i)$ }を決める。
Step3：適合度の大きな GTYPE に対して一定数のペアを取り出す。
Step4：取り出したペアに対して Gcrossover を適用し，適合度の小さな GTYPE と置き換える。

Step5：GTYPE に関して，ランダムに Ginversion，Gmutation を適用する。

Step6：以上によって求められた新しい GTYPE を，次の世代の$\{g_{t+1}(i)\}$として，Step2 へ戻る。

ただし，適合度は大きいものほど良いとしている。このアルゴリズムは，実操作の違いを除いて GA のアルゴリズムと同一である。従って，GP では GA の知見の多くをそのまま用いることができる。

3.2 予測・観測データの再構築

(1) 予測降水量の算出

実時間洪水予測に必要な予測降水量の算出には，気象庁が提供している降水短時間予報の値を利用する。降水短時間予報は解析雨量と同じく 30 分間隔で発表され，6 時間先までの各 1 時間雨量を予報している。例えば，9 時の予報では 15 時までの，9 時 30 分の予報では 15 時 30 分までの，各 1 時間雨量を予測する。解析雨量により毎時間の雨量分布が得られる。この雨量分布を利用して雨域を追跡すると，それぞれの場所の雨域の移動速度が分かる。この移動速度を使って直前の雨量分布を 6 時間分移動させて，6 時間後までの雨量分布を作成する。

予測の計算では，雨域の単純な移動だけでなく，山の斜面で雨が強まったり，山を越えて雨が弱まったりする地形の効果も考慮している。また，予報時間が延びるにつれて，次第に雨域の位置や強さのずれが大きくなるので，予報後半には数値予報の結果も加味している。　降水短時間予報では，日本を小さなメッシュで区分けし，それぞれのメッシュごとに 6 時間先までの各 1 時間雨量の予報値が提供されている。メッシュサイズは東西：3.75 分，南北 3.00 分である。

(2) 洪水データの作成

TCBM の適用で問題となるのが，事例として蓄えられている洪水データの数である。少ない場合は，分布型流出モデル（例えば，Hydro-BEAM）を利用し，洪水時の蓄積データを増やすことが出来る。シミュレーションによるデータマイニングの際には，信頼度を添付して蓄積する必要があり，予測の際にはシミュレーションデータに信頼度を掛けた値を使用する。ただし，全てのシミュレーションデータの信頼度は同じとする。信頼度 R の設定には，FFM モデリングの際に設定する出力許容誤差を基準として使用し，式(6)で表される。

$$R = N_p / N_{all} \tag{6}$$

ここでN_pは洪水データのうちでシミュレーション値と真値との絶対誤差が，あらかじめ設定する出力許容誤差より小さかった回数を表す。また，N_{all}は洪水データの全回数を表している。

3.3 洪水予測手順

洪水予測（Flood Forecast Model: FFM）の流れを示すと，Fig. 4 に示すように洪水水位予測用と通常水位予測用の 2 つの位相空間を内包するモデルとなる。それぞれのデータ蓄積位相空間の軸となるモデリング用入力変数の数を一般化のため p 個と q 個とする。

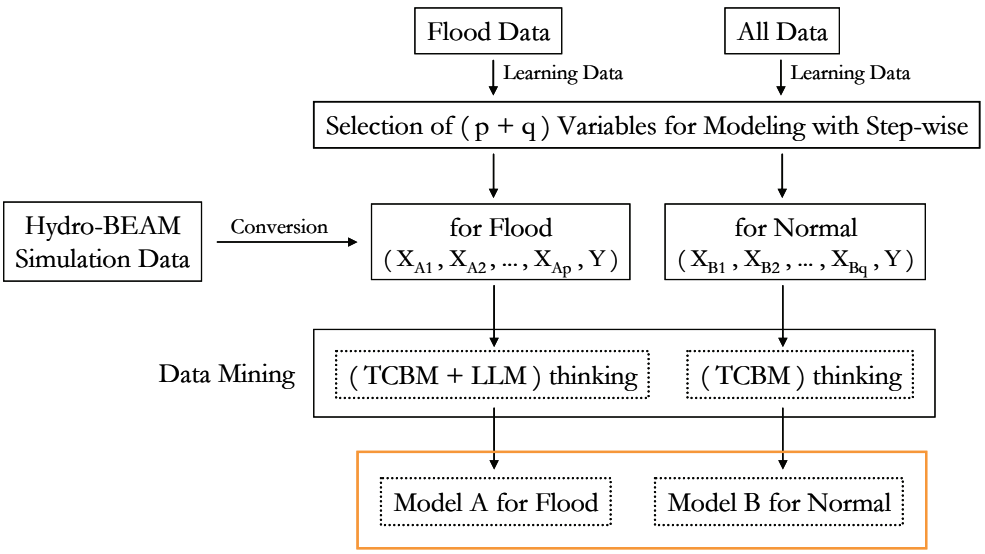


Fig. 4 Flood forecast system

つまり，2 つの位相空間の軸として採用する入力変数はそれぞれ異なり，計(p + q)個のモデリング用入力変数を選択することになる。(p + q)個の変数の選択手法としては，TCBM と同様にステップワイズ法を利用する。洪水データのみでステップワイズ法にかけた結果選ばれた p 個の変数を洪水水位予測用，通常データで選んだ結果選ばれた q 個の変数を通常水位予測用のモデリング変数としてそれぞれ採用する。

ここでは，事例ベース位相空間内にはデータが今全部で n 個あるとして，それらを *Si(ti)*,(i=1,2,…,n)で表すことにする。この n 個から位相距離 r_1， r_2 を基に正式な近隣点として j 個を認定し，それらのデータによって推定値を出力するまでの流れを示している。

i) 時刻 *t* での Input を探索点 *Q(t)*として設定する。
ii) *Si(ti)*, (i=1,2,…,n)のうち，*Q(t)*との位相距離が r_1 より小さいものを k 個選び，それらを *Si(ti)*, (i=1,2,…,k)として iii)に進む。
iii) *Si(ti-1)*, (i=1,2,…,k)に注目し，その中で *Q(t)*との位相距離が r_2 より小さいものを j 個選び，それらを *Si(ti-1)*, (i=1,2,…,j)として iv)に進む。
iv) で選ばれた j 個のデータを正式な近隣点として認定し，*Si(ti)*: *(Xi1, Xi2,..., Xip, Y)*の *Y* を *Y(Si(ti))* と表すことにする。
v) *Y(Si(ti))*, (i=1,2,…,j) を推定値として出力する。位相距離 r_1， r_2 の長さは，代表値の算出に用いた類似度までの部分空間内の値を全て網羅できる長さ，(無次元化した対角線の長さ)/2 に設定する。

以上のようにして LLM 概念の出力を求め，TCBM 概念の出力と合わせた最終的な FFM の出力結果は以下の式で表すことにする。

$$Y(S_i(t_i)) = \frac{RV + \sum_{i=1}^{j1} Y(S_i(t_i)) + R * \left\{ RV_H + \sum_{i=1}^{j2} Y_H(S_i(t_i)) \right\}}{1 + j1 + R * (1 + j2)} \quad (7)$$

ここで，*RV* は TCBM 概念の代表値を表している。*Y(Si(ti))*は LLM 概念の出力を表し，見つかった近隣点の数(j1,j2)だけ足し合わせている。また右下の添え字 *H* は Hydro-BEAM シミュレーションデータであることを表し，*R* はその信頼度である。

本システムは 6 時間先までの水位を予測し，洪水時の水位のようなピーク水位の予測にも対応できるという特徴を持つ。まず，降水短時間予報から 6 時間先までの予測降水量を算出し，FFM の Input と上流水位予測の Input に組み込む。TCBM を用いて上流水位の予測を行い，GP を用いて欠損値の補正を行う。算出された水位予測結果を FFM の Input に組み込み，データセットを作成する。作成されたデータセットを FFM 内に取り入れ，1 時間先のデータセットを判断基準値にかける。判断基準値にかけた結果,「洪水」と判断すれば洪水水位予測用モデルを用いて（TCBM+LLM）概念で推定を行い，「通常」と判断すれば通常水位予測用モデルを用いて（TCBM）概念で推定を行う。その結果を 1 時間先水位予測の結果とする。

FFM の iv)で求められた予測水位を 2 時間先水位予測のためのデータセットに組み込み，再び判断基準値にかけて 2 時間先水位の予測を行う。iv)と v)を繰り返して 6 時間先までの水位を予測し，それらをつなげた結果を 6 時間先までの水位予測の結果とする。

iii)の判断基準値について説明すると，洪水事例として蓄積されているデータの，各入力変数 $x_1,\cdots,x_p$ それぞれの平均を取っておく。そして入力変数 $X_{A1},\cdots,X_{Ap}$ の中で一つでも平均を越えている値があれば，洪水水位となる可能性があると判断し，洪水水位予測用モデルへと送ることにする。その判断基準値を満たさない場合は，通常水位予測用モデルに送ることとする。

i)～iii)が，構築された実時間洪水予測システムによる予測の手順である。次章では，本システムを過去の洪水イベントへ適用し，LLM を導入した効果等について検証・考察を行う。

4. 適用と考察

4.1 適用流域と設定条件

京都府京都市を流れる鴨川の七条大橋以北を対象流域として用いる(Fig. 5 参照)。鴨川は長さ 33km，流域面積 208km^2 の一級河川である。京都の北にある桟敷ヶ岳に源を発し，高野川と合わさって京都の市街地を北から南へ流れたのち，桂川に注いでいる。出町柳付近で高野川と合わさるまでは賀茂川，あるいは加茂川と呼ばれる。また鴨川が注ぐ桂川は，大阪府との境で木津川，宇治川と合流して淀川となるので，鴨川は淀川水系である。鴨川は時に洪水を起こす川としても知られ，1935 年の洪水では京都市内の橋のうち約 9 割が流され，死傷者 83 名を出している。

使用する観測情報は，上賀茂，大原，荒神橋の観測水位と荒神橋の H-Q 式である。TCBM や FFM の

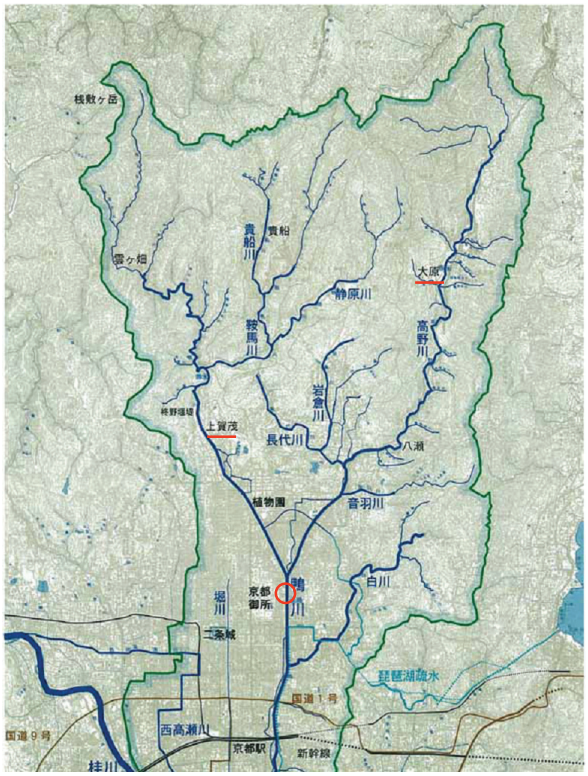


Fig. 5 Applied area of the Kamo River

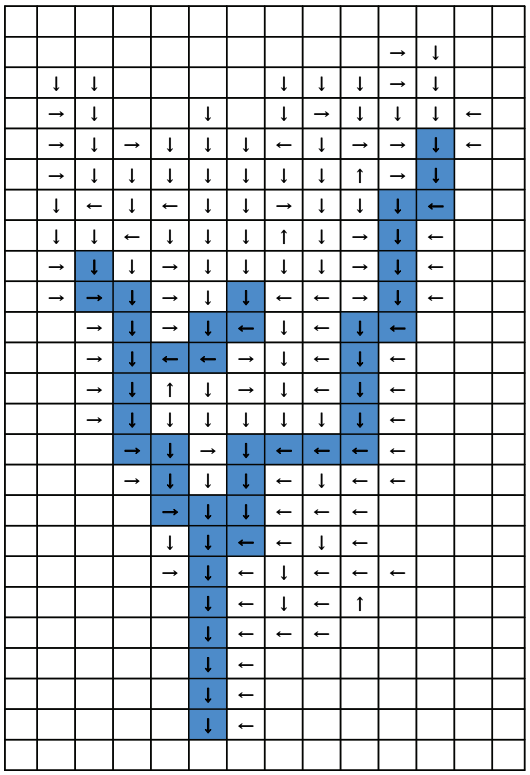


Fig. 6 Flow map of meshed river basin

適用では，荒神橋の水位を予測対象とする。Fig. 6 は適用時におけるメッシュ化された流域図と鴨川の位置を示している。

位相空間の量子化などの際に重要となる出力許容誤差の値は 5cm とする。モデリングの際に必要なモデル変数の数は，計算時間やデータの充足度を考慮して 4 つとする。FFM の一般化のため p と q で表現している入力変数の数もそれぞれ 4 に設定する。分布型洪水予測用の TCBM に関しては，「緯度」と「経度」の両方が選ばれた時点での変数の数をモデル変数の数とする。類似度に関しては類似度 1 まで使用し，0 からは値無しとして出力する。FFM 内の洪水水位予測用モデルには，水位が 80cm 以上のデータを蓄積することとする。

データ欠損のリスクを減らすため，主として雨量は積算雨量として入力変数候補としている。積算雨量データは鴨川流域の AMeDAS 雨量観測地点 4 個(京都，大原，上賀茂，府庁)分を用意し，上流の水位データは 2 地点（大原，上賀茂）分を用意した。積算雨量は積算時間を変えて 19 種類，上流水位は 1，2，3，6 時間前の 4 種類作成したので，合計 84 個のデータセットを入力変数候補として作成したことになる。荒神橋の実時間観測水位も候補に加えたステップワイズ法で変数選択をする際の多重共線性の判断基準値はデータの分布の割合を上げることを考え，0.7 とやや低めに設定した。

気象データとして，AMeDAS 観測値（1979～2000 年）を使用した。気象データは，ティーセン法により AMeDAS 観測所の位置をもとに，それぞれの観測値を各メッシュに割り当てた。気温は AMeDAS 観測所の標高と各メッシュの平均標高の標高差を用い，気温の逓減率を 6.5(℃/km）として補正を行った。

パラメータ同定は，1999 年と 2000 年を対象に行った。続いて FFM を中心とする実時間洪水予測システムの適用結果を，次に示す。予測対象とする洪水イベントは 1999 年 6 月 27 日 5 時～6 月 28 日 0 時，2001 年 6 月 19 日 15 時～6 月 20 日 3 時，2001 年 8 月 21 日 19 時～8 月 22 日 11 時の 3 種類である。簡単のため，それぞれイベント 1，イベント 2，イベント 3 として表現する。

4.2　適用結果と考察

鴨川の荒神橋地点における 1 時間先の水位を予測するが，予測期間は 1 年間とし，2000 年 1 月 1 日 0:00～12 月 31 日 23:00 を対象とする。2000 年の 1 年間を時間に換算すると 8784 時間になり，観測値の欠損期間を除くと 8565 時間となった。よって，2000 年以外のデータから TCBM のモデリングを行い，2000 年において 1 時間先予測を 8565 回行った結果を予測値として出力し，観測値と比較し検証することと

する。

84 個の入力変数候補からステップワイズ法により変数を選択した結果を，選択変数 1 つの場合，2 つの場合，・・・，6 つの場合に分けて Table 1 に示す。これは選択変数の数それぞれについてステップワイズ法が選んだ，最適な入力変数の組み合わせである。設定条件で述べたように，モデル変数を 4 つとして TCBM のモデリングを行うことにする。選ばれた入力変数は，上賀茂-水位(1 時間前)，京都-積算降雨(3 時間)，大原-積算降雨(24 時間)，大原-積算降雨(120 時間)の 4 つ(以後それぞれを変数 x1, x2, x3, x4 と呼ぶ)であった。

続いて，量子化数を「出力分布条件」と「連続性条件」の 2 つの指標を用いて決定し，それぞれの条件を満たした割合を評価指標充足率として算出する。変数 x1～x4 それぞれについて量子化数を 1 から順に増やしていき，評価指標充足率の増加に収束が見られる部分付近の量子化数をその変数の量子化数として採用することにする。Fig. 6 に，変数 x1 の量子化数を 1 から増やしたときの評価指標充足率の変遷を示す。横軸が量子化数，縦軸が評価指標充足率(%)である。

Table 1 Obtained parameters on points

78					
78	3				
78	3	28			
78	3	28	32		
78	3	26	32	58	
78	3	26	32	58	68

Number	Name	Attribute	Conditions
78	Kamigamo	WL	1 hour delay
3	Kyoto	AP	3 hours
28	Ohara	AP	24 hours
32	Ohara	AP	120 hours
58	Prefecture hall	AP	1 hour
68	Prefecture hall	AP	48 hours
26	Ohara	AP	15 hours

WL: water level,
AP: Accumulated precipitation

Fig. 7 を見ると，量子化数を増やすほど評価指標充足率は増加していくが，量子化数が 45 を過ぎたあたりから増加傾向に収束がみられる。そこで充足率が初めて 2 つとも 80%を超えた量子化数（49）を変数 x1 の量子化数として採用する。変数 x2，x3，x4 についても同様の方法で量子化数を決定し，結果として変数 4 つの量子化数は x1：49，x2：46，x3：40，x4：17 となった。

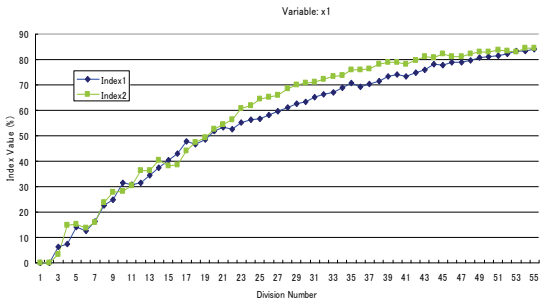
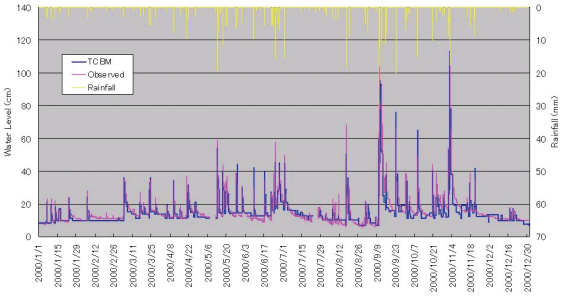
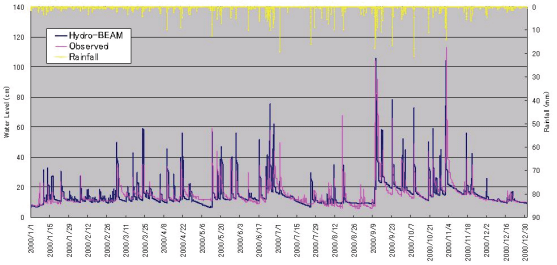


Fig. 7 Sufficient rate against division number on variable x1 where Index1 is output condition and Index2 is continuous condition



(a) At Kamogawa point



(b) At Kojin bridge point

Fig. 8 One hour ahead prediction of water level with observed in 2000; (MAE=2.08, RMSE=3.50 (cm))

Fig. 8 に，鴨川と荒神橋地点での一時間先水位予測の再現結果を示す。つまり，1 時間先の降水量には TCBM の精度を確認するため観測値を用いている。降水量には上賀茂と京都，大原の平均値をとっている。図を見て分かるように，かなり良い精度で再現できている。このことから，データ蓄積型モデルが河川水位の予測にも適応できることが分かった。本

研究では 1 時間先の降雨量に観測値を使ってはいるが，入力変数を積算降雨としていることで，もし予測降雨量に多少のずれがあったとしてもそれほど大きな誤差にはつながらないであろうことが推測できる。図からは全体の予測値の変遷を見ることができる。ピーク予測値にある程度の大小はあるが，平均誤差:2.08(cm)や RMSE:3.50(cm)の数値を見ても分かるように，全般的に基底水位も含め良い精度で予測できている。月平均流量に関しては，梅雨時の 6 月よりも 9 月や 11 月のほうが大きくなっている。9 月に関しては 9 月 8 日～13 日にかけて台風 14 号が日本の西の海上を北上しており，その期間の降水量が非常に大きかった影響で流量が増大し，月平均流量も大きくなっていると考えられる。この期間の AMeDAS 京都地点の 72 時間降雨観測量は 1980 年以降では 4 番目に大きな記録となっている。11 月に関しても 11 月 2 日に発生した豪雨などによる影響のため，月平均流量も大きくなっていると思われる。流量の増大や減少の様子をより如実に見られるように一時間ごとの流量分布の変化の様子を示した。5 月 13 日 19 時～21 時の空間分布図の変化の様子を見れば，ある大きな雨により上流で流量が一気に増え，それが下流へと伝わっていく様子がよく分かる。

Table 2 Obtained parameters for FFM

Name of point	Attribute	Conditions
Kibune	AP	480 hours
Kamigamo	AP	48 hours
Kibune	AP	15 hours
Kamigamo	AP	120 hours

Table 3 Obtained parameters for water level prediction at Kamigamo

Model and points	Attribute	Conditions
Model A for flood		
Kamigamo	AP	6 hours
Prefecture hall	AP	3 hours
Prefecture hall	AP	24 hours
Kamigamo	WL	6 hour ahead
Model B for no flood		
Kamigamo	WL	Real-time
Kyoto	AP	3 hours
Ohara	AP	24 hours
Ohara	AP	120 hours

以下では実時間洪水予測システム（以下，本システムと呼ぶ）の適用結果を示す。イベント 1 では 3 時間先までの水位予測，イベント 2 とイベント 3 では 6 時間先までの水位予測を行う。これは降水短時間予報で 6 時間先までの降雨予報が発表されるようになったのは 2001 年 4 月以降であり，それ以前は 3 時間先までの予報値しか存在しないためである。例としてイベント 3 における京都地点の 6 時間先までの降水予報値と AMeDAS 観測値との比較を行う。予測精度が良いとは言いがたい結果であった。やはり，より先の時間を予測すると精度は悪くなるという印象である。FFM 内の洪水水位予測用と通常水位予測用の 2 つのモデルの変数選択結果を Table 2 に示す。ここに，AP は積算降雨，WL は水位を表す。モデル A が洪水水位予測用モデル，モデル B が通常水位予測用モデルである。

本システムは 6 時間先までの水位予測を行うため，モデル A とモデル B の積算降雨データは観測データと先の予測降水量を組み合わせて作成する。また，モデル B には上流の上賀茂の実時間水位がモデル変数として採用されているため，上賀茂水位を予測するためのモデルを作成する。Table 3 に上賀茂水位予測のためのモデル変数を示す。同時に，荒神橋における洪水イベント時は上賀茂水位も高くなると予想され，データの少なさから値が欠損となることを考えて GP による値の補正も同時に行う。学習データから GP で導かれた上賀茂水位予測式は次のようになった。

$$Q1 = -\left(\left(\begin{array}{l}\sqrt{\sqrt{c}\times\left(39.3\times\sqrt{b}\right)} \\ -\left(44.1+\sqrt{exp\left(\sqrt{\sqrt{d+47.1+\sqrt{d\times c\times b}+b}\right)\times\sqrt{a}}\right) \\ -\sqrt{39.2}\end{array}\right)-\sqrt{b}\right) \tag{8}$$

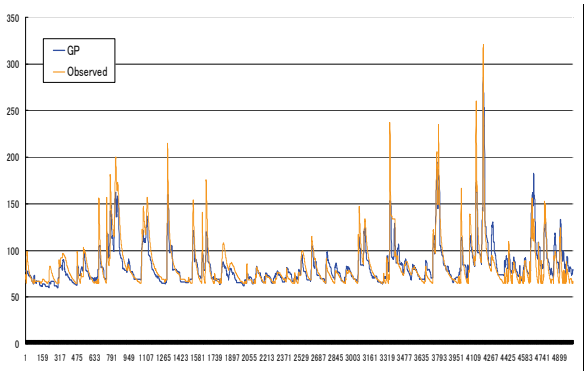
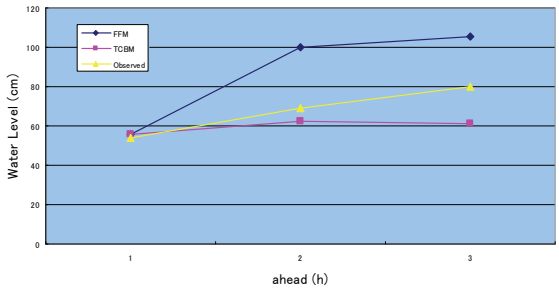


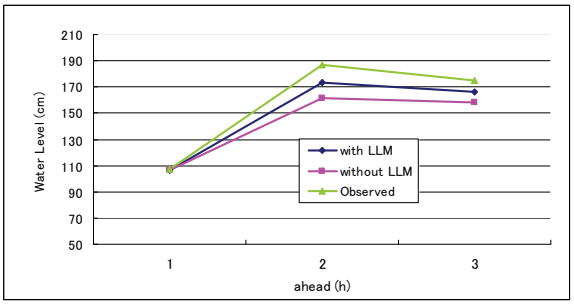
Fig. 9 Predicted water level with GP at Kamigamo point

ただし，a は貴船 AP(480h)， b は上賀茂 AP(48h)， c は貴船 AP(15h)， d は上賀茂 AP(120h) であり，Q1 が上賀茂水位である。学習データとしては，データが不足しがちな高水位時の補正に重点を置き，65cm 以上のデータを学習データとして学習を行った。 Fig. 9 に上賀茂用 TCBM と GP による上賀茂 6 時間先水位予測結果の中で，実際に GP による値の補正を行ったケースを示す。

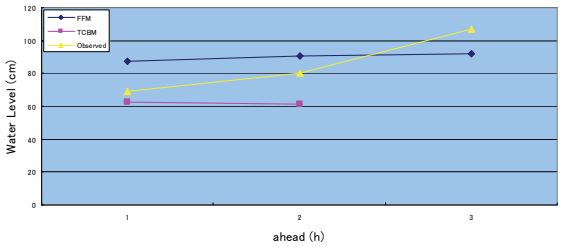
求められた上賀茂水位と予測降水量，観測降水量を用いて FFM のインプットデータを作成した。さらに，Hydro-BEAM シミュレーションデータによる FFM の洪水データの作成を行った。具体的には，1999 年～2000 年において雨を 1.5 倍，1.8 倍，2.1 倍，2.4 倍， 0.5 倍に変化させ，その雨を用いて行った Hydro-BEAM シミュレーションの結果のうちで，モデル A 内にデータとして入れる基準に設定した水位



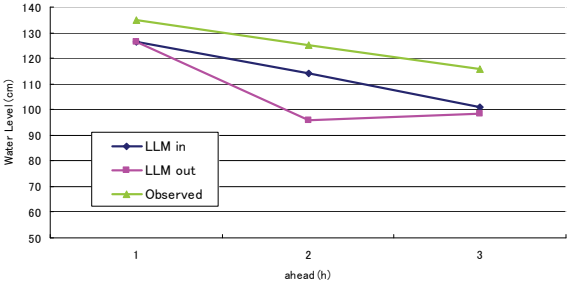
(a) At 4:00 in June 27, 1999



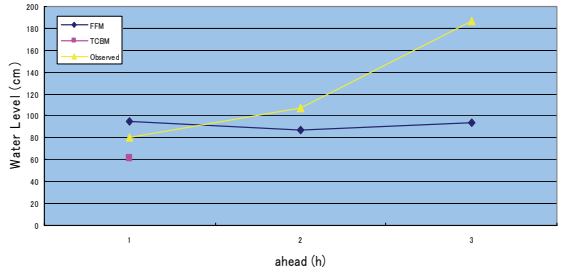
(a) At 4:00 in June 27, 1999



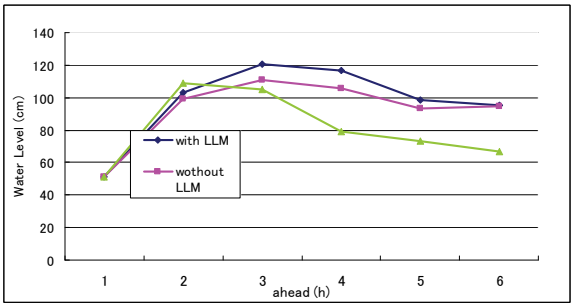
(b) At 5:00 in June 27, 1999



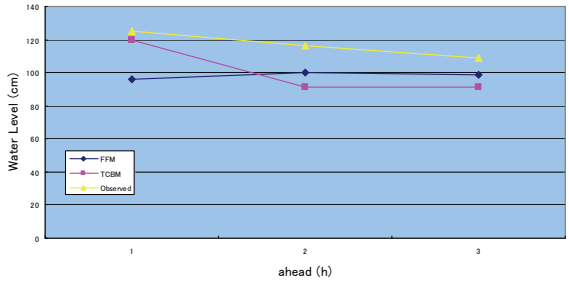
(b) At 5:00 in June 27, 1999



(c) At 6:00 in June 27, 1999

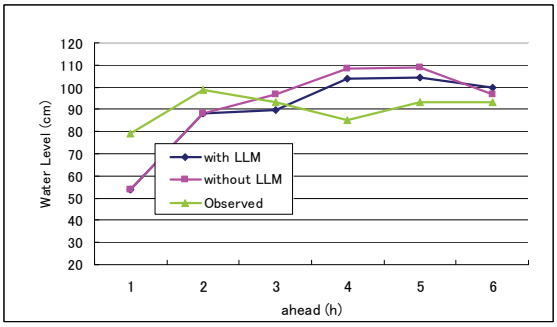


(c) At 6:00 in June 27, 1999



(d) At 13:00 in June 27, 1999

Fig. 10 Predicted results



(d) At 13:00 in June 27, 1999

Fig. 11 Comparison between predicted results with

80cm 以上のデータを蓄積させた。合計 820 個のデータが作成され，信頼度 R とともにモデル A 内の事例ベースに蓄積された。信頼度 R は式(6)を計算した結果，R=0.16 となった。この信頼度 R は予測の際に利用する。

以上によって構築された FFM にインプットデータを与えて実時間洪水予測を行った。イベント 1 の予測結果を Fig. 10 に示す。(b)と(c)の図から，系列的な水位変動については，データを増やした効果が見てとれる。効果割合の定量的把握を行い，実用性の確認を行う必要がある。図(c)の 4～6 時間先の予測や(d)の 2 時間先予測で値に大きな改善が見られる。LLM 概念による値の改善はピーク値の立ち上がり部分に特に効果を発揮すると言えそうである。ただ，(b)では途中に観測値と真逆の経緯をたどっている。また(b)や(d)を見ると，いったん予測値を外すとその後の予測値に悪い影響を与えてしまうケースがある。イベント 3 の洪水予測においては大きな改善効果があったことが分かる。(a)～(d)のどの図においても FFM が TCBM よりも観測値にかなり近い挙動をとっており，大きく外れる値もとっていない。これらの結果から，ピークの立ち上がりだけでなく，だらだらと高い水位を維持しているケースに対して時系列情報を用いた予測が効力を発揮するということが分かる。図を見ると，ピーク時に適切に洪水と判断してモデル A に予測を委ねており，導入の効果があったことが分かる。別の視点として，Hydro-BEAM シミュレーション値を事例ベースに加えたことによる効果である。洪水イベントの推定値出力割合が 75.0(%)から 94.4(%)に向上したことで，数値として表された。つまり，「推定値なし」が出力されるという問題が約 20(%)改善されたことになる。

LLM 有りと LLM 無しの結果を観測値と共に Fig. 11 (a) ~ (d)に示す。LLM の導入により，(a)ではピークの立ち上がり，(b)ではピーク後の減衰の表現において精度に改善が見られる。(d)でも高水位時の挙動の追跡に精度の改善が見られる。一方，(c)では 2 時間先の予測値には改善が見られたが，3 時間先の予測で値を外して以降，LLM 有りの方で精度が悪くなっている。やはり一度予測を外した後に値が正値と離れていってしまう場合があるようである。まとめると，LLM の導入はピークの立ち上がりやピーク後の減衰に効果を発揮するが，一旦， 値を外した後の予測に弱さを見せることがあると分かった。

続いて，TCBM による河川メッシュのみを対象とした分布型洪水予測の結果について検証する。「緯度」と「経度」として選んだモデル変数を選んだ結果を Table 4 に示す。先に緯度が選ばれ，経度が選ばれたのは 5 番目であった。

Table4　Obtained parameters for distributed runoff model

Name of point	Attribute	Condition
Kyoto	AP	6 hours
Latitute		
Kojin briudge	WL	Real-time
Keihoku	AP	6 hours
Longitude		

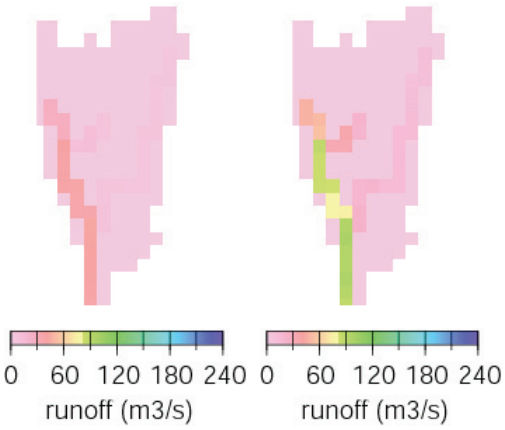
前述のように，緯度と経度の量子化数は単位幅が Hydro-BEAM のメッシュサイズと同じになるように設定する。メッシュサイズを 1km に設定したので，位相空間内の緯度・経度方向の単位幅が 1km となるように量子化を行った。その他の 3 つの変数については今までと同様に「出力分布条件」と「連続性条件」を用いて決定した。結局，決定された 5 変数の量子化数は変数の 1 つ目から順に 34，23，28，21，17 となった。

最後に，実時間洪水予測システムによって求められた，荒神橋地点の実時間水位を用いて，6 時間先までの実時間分布型洪水予測の結果を Fig. 12 の(a)~(f)に示す。2001 年 6 月 19 日 19 時において，6 時間先までの鴨川流域の河川メッシュの洪水分布を予測したものである。ピーク部分での予測精度に課題は残るものの，分布型で出力が可能になったことは TCBM の汎用化という観点からは意義が大きい。

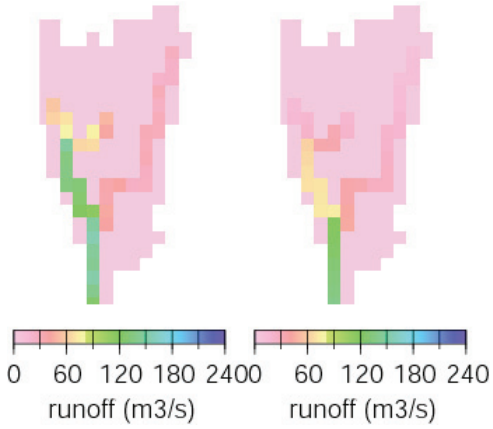
5. 結語

本研究では事例ベースモデル（TCBM）をより汎用性のあるモデルにすることを研究目的とし，時系列情報を重視したモデルへ拡張した TCBM による実時間洪水予測と，分布型での流量情報の提供を可能にした TCBM による分布型洪水予測を行った。またその際，実時間で 6 時間までの洪水予測を行うため，時系列予測に優れた LLM の概念を導入して TCBM の拡張を行った。さらに，分布型流出モデルである Hydro-BEAM を利用して洪水特性の把握を行い，汎用性拡大のために利用した。ここで，得られた研究成果をまとめると以下のようになる。

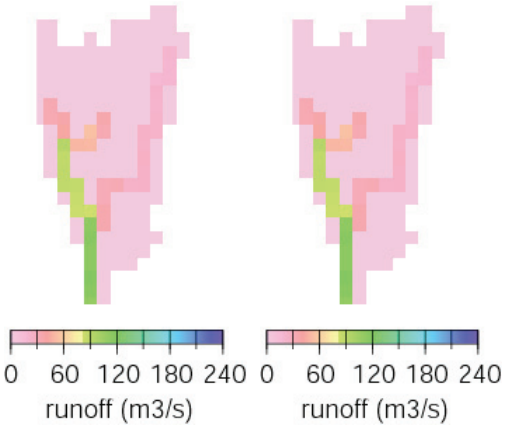
- TCBM を知識ベースシステムの一手法と解釈し，事例ベース内の位相空間をプロダクションシステムの形式で表現できることとした。
- TCBM での実時間予測にローカルリニアー(LLM)概念による時系列予測を組み込むことが可能であり，ピーク値への立ち上がり挙動やピーク水位の緩やかな減衰の予測に効果を発揮できた。



(a) One hour ahead (b) Two hour ahead



(c) Three hour ahead (d) Four hour ahead



(e) Five hour ahead (f) Six hour ahead

Fig. 12 Real-time flood prediction results at 18:00 of June 19

・観測情報が少ない地点での予測に AI 手法の一つである GP を利用することで欠損値の補正が可能になり, TCBM による水位予測の汎用性を上げた。
・対象流域の洪水特性を把握した分布型流出モデルによるシミュレーションデータを蓄積データとして格納することで，事例の希少ない場合出力データを安定にした。
・分布型流出モデルによる流量情報を蓄積することで河川メッシュを対象とした分布型洪水予測が可能となり，危険地域や避難可能地域の空間的分布を把握できるようになった。

参考文献

伊庭斉志（1996）：遺伝的プログラミング，東京電機大学出版局，pp.13-27.

小尻利治・藤井忠直(1990)：知識ベースを用いたファジイ貯水池操作に関する研究，土木学会水工論文集，34，pp. 601−606.

小尻利治・東海明宏・木内陽一（1998）：シミュレーションモデルでの流域環境評価手順の開発，京都大学防災研究所年報，第 41 号 B-2, pp.119-134.

小林重信（1997）：知識工学，昭晃堂.

関井勝善・　スミス，J.ポール・小尻利治（2007）：分布型を考慮した AI 手法による実時間流出予測モデルの構築，水文水資源学会誌，Vol.20, No.6, pp.329-340.

高棹琢馬・椎葉充晴・中北英一(1983)：レーダー雨量計による短時間予測の検討，京都大学防災研究所年報，第 26 号 B-2, pp.165-180.

戸内順一（1995）：人工知能入門，日本理工出版会.

Babovic, V. and Fuhrman, D. R. (2001) : Data assimilation and error prediction using local models, D2K Technical Report 0401-2, pp.25-30.

Smith, P. J., and Kojiri, T., (2003) : Probabilistic short-term distributed flood forecasting, Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No.46B, pp.885-897.

Yamatake Corporation (2004): dataFOREST Version 4.0.0 マニュアル

A Study on Flood Forecasts using TCBM

Kentaro WADA*, Toshiharu Kojiri , Kazuya HARAYAMA**
Kenji TANAKA and Toshio HAMAGUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University
** Yamatake, Ltd., Japan

Synopsis

The aim of this study is to improve TCBM (Topological Case-Based Modeling) and to apply it for flood forecast by introducing other two concepts. One is LLM (Local Linear Model) thinking to use time-series information which is generally thought to be important for flood forecast. The other is to increase the data volume of flood events using the distributed runoff model (Hydro-BEAM) to cover the weak point of limited flood-case data. This enhanced TCBM is called FFM (Flood Forecast Model) for real-time flood forecasting system with six hour ahead forecast in this study. As a result, the effect of improving TCBM is found and the versatility of TCBM thought to be expanded.

Keywords: Flood prediction, Topological case-based modeling, Local linear model, Distributed runoff model

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

気候変動による流域水環境の変動特性に関する比較

井本昂志*・小尻利治・田中賢治・浜口俊雄

＊ 京都大学大学院工学研究科

要　旨

近年，世界各地で深刻な水資源問題が発生している。地域により気候特性・地理特性が異なり，水資源の地域的偏在や植生・生態系への影響も様々である。従って，気候変動を考慮に入れた地域レベルでの水資源，流域環境の総合的な管理が不可欠である。一方，大循環モデル(GCM)の精度向上やダウンスケール化も取り組まれており，将来の気象予測精度が向上してきている。

そこで本研究は，気候変動による流域水環境への影響を世界規模で比較評価することを目的とし，GCM 出力をベースに分布型流出モデルを用いて，気候変動による流域水環境への時空間的影響評価を比較検討するものである。

キーワード：分布型流出モデル，比較研究，水環境，地球温暖化

1.　はじめに

水は生物にとって必要不可欠なものであり，人間の生活と密接に関わっている。またそれと同時に，水は限りある資源でもある。地球上の全水量（約 14 億km ^{3}）のうち大部分を海水が占め，淡水の割合は 2.5%である。淡水の大部分は極地の氷雪として存在しており，河川水や湖沼水，地下水として存在するのは，地球上の水の 0.8%である。このうち比較的容易に利用できる河川水や湖沼水は，地球上の水のわずか約 0.01%にすぎない。水は循環しているため，実際に利用可能な水量はこれよりも多いが，UNESCO（国連教育科学文化機関）によると，世界全体の水資源賦存量は約 0.0045 億km ^{3} と報告されており，これも全体の水量からするとごくわずかである。加えて，水資源賦存量の多くを占める河川水は，地域による偏在が激しく，世界の陸地総面積の約 40%を占める乾燥・準乾燥地域における河川流量は，世界全体の約 2%にすぎない（環境省，2000)。

現在多くの国で水不足が発生しているが，国連によると，途上国での病気の約 8 割は汚染された水がおもな原因であり，毎年約 1000 万人が死亡していると推定されている(高橋　他, 1998)。言い換えると，水不足は生活用水だけではなく，食料不足や生態系への影響，地域紛争など地域社会・流域環境に深刻な影響をもたらすことになる。 IPCC（International Panel on Climate Change）は 2007 年に発表した第 4 次評価報告書の中で，以下のように報告している(文部科学省　他，2007)。

- 地球の気候システムの温暖化は，大気や海洋の世界平均温度の上昇，雪氷の広範囲にわたる融解，世界平均海面水位の上昇が観測されていることから，気象学的にも明白である。
- 20 世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇のほとんどは，人為起源の温室効果ガスの増加によってもたらされた可能性が高い。過去 100 年間（1906～2005 年）の線形の昇温傾向は 100 年当たり 0.74［0.56～0.92］*°C* であり，第 3 次評価報告書で示された 0.6 *°C* ［0.4～0.8 *°C* ］(1901-2000 年）と比べて大きい。温度上昇は地球全体にわたり生じており，とりわけ北半球での高緯度地域ほど上昇が大きい。降水量は，1900 年から 2005 年にかけて，南北アメリカの東部，ヨーロッパ北部，アジア北部と中部でかなり増加した一方，サヘル地域，地中海地域，アフリカ南部や南アジアの一部では減少した。1970 年代以降，世界的に干ばつの影響を受ける地域が拡大したことになる。
- SRES 排出シナリオの範囲では，今後 20 年間

に，10 年当たり約 0.2 ℃ の速度で気温が上昇すると予測される。例えば，全ての温室効果ガス，及び，エアロゾルの濃度が 2000 年のレベルで一定に保たれたとしても，10 年当たり 0.1 ℃ のさらなる昇温が予測される。その後の気温予測は，個別の排出シナリオに徐々に依存するようになる。昇温分布やその他の地域スケールの特徴（風のパターン，降水，一部の極端現象や海氷現象を含む）の予測されたパターンについて，第 3 次評価報告書よりも高い確信度が得られるようになった。すなわち，

- 昇温は，積雪面積の縮小，ほとんどの永久凍土地帯における融解深度の深化，海氷面積の縮小といった最近の観測された傾向を継続する形で，ほとんどの北半球の陸域において最大となり，南極海及び北大西洋の一部地域で最小となる。
- 極端な高温や熱波，大雨の頻度は引き続き増加するであろう。
- 降水量は，高緯度地域では増加する可能性がかなり高く，一方，ほとんどの亜熱帯陸域においては減少する可能性が高い。
- 今世紀半ばまでに，世界の年間河川流量及び利用可能性は高緯度地域，及び，いくつかの熱帯湿潤地域において増加し，中緯度地域と熱帯のいくつかの乾燥地域において減少すると想定される。
- 地中海周辺，米国西部，アフリカ南部，ブラジル北東部といった半乾燥地域では，気候変動による水資源の減少に苦しむことの確信度は高い。
- アジアでは，2050 年までに淡水の利用可能性は，中央・南・東・東南アジア，特に大規模河川の流域において減少すると予測される。

本研究では世界各地の異なる 3 流域を対象に，GCM 出力値を利用し 1979～1988 年，2075～2084 年の 2 期間について，流域レベルでの気候変動による水環境への影響を時空間的に評価するとともに，世界規模での地域による較差を明らかにすることを試みる。対象流域として木曽川（日本中部），Narmada 川（インド中央部），Struma 川（ブルガリア南西部）取り上げる。 温暖化の影響評価として，GCM 出力値における 1979～1988 年，2075～2084 年を対象に比較を行う.対象流域の位置は，木曽川（日本：東経 136-138°北緯 35-37°），Narmada 川（インド中央部：東経 72-83°北緯 20-24°），Struma 川（ブルガリア南西部：東経 22-25°北緯 40-43°）である（Fig. 1 参照）。

なお，各流域での特徴は，以下のようである。

- 流域の緯度経度・規模・傾斜度など，流域の地形特性が大きく異なる。
- 木曽川流域は温暖湿潤気候，Narmada 川流域はサバナ気候，Struma 川流域は地中海性気候に属し，気象特性も異なる。
- IPCC 第 4 次報告により水資源の減少が予想される地域である。



Fig. 1 Location of applied river basins. (1:The Kiso River, 2: The Narmada River and 3: Struma River)

2.　分布型流出モデルによる解析と評価

2.1　分布型流出モデルの基本構成

流出解析に関しては，平面分布型としてメッシュ型モデル，鉛直分布型として多層モデルを用いてメッシュ型多層流出モデル Hydro-BEAM（Hydrological River Basin Environment Assessment Model，小尻　他，1998）を適用する。Hydro-BEAM は，流域の水循環に関わる水・物質動態や生態環境を評価する分布型流出モデルである（Fig. 2 参照）。その適用範囲は蒸発散・積雪融雪・流出・地下水・水温・水質・生態など多岐に渡る。すなわち，様々な解析手法を組み込むことが出来る，という柔軟性を持ち合わせている。Hydro-BEAM の構造は，流域を正方形メッシュに区切り，それぞれのメッシュに鉛直構造を有するメッシュ型多層モデルである。鉛直方向の層数は解析目的により適宜変えることができる。

Fig. 3 にモデルの模式図を示す。それぞれのメッシュは A 層～E 層の 5 層の鉛直構造を有しており，A 層～D 層の水平流出量は河川に流入し，E 層は河川流量には影響を及ぼさない地下水層とする。解析では，表面流と A 層には kinematic wave 法を，B～E 層には線形貯留法を適用する。水田では河川からの灌漑用水の取水が，必要な維持湛水深を満たすように行われるという農業従事者の操作方策を考慮し，地下浸透・用水路流出・畦畔越流を算定する。また，大気－土壌間の水移動として蒸発散を考慮し，積雪・融雪についても考慮する。さらに，用水路の設定は流域水循環における人為的な水移動を示す上で不可欠となる。そこで，水田からの排水を扱う用水路網は落水線に沿うと仮定し，最終的に各メッシュ内で河川へと流入するものとする。

分布型流出モデルでは，入力データとして各メッシュの気候データ（気温・降水量の時間データ）が

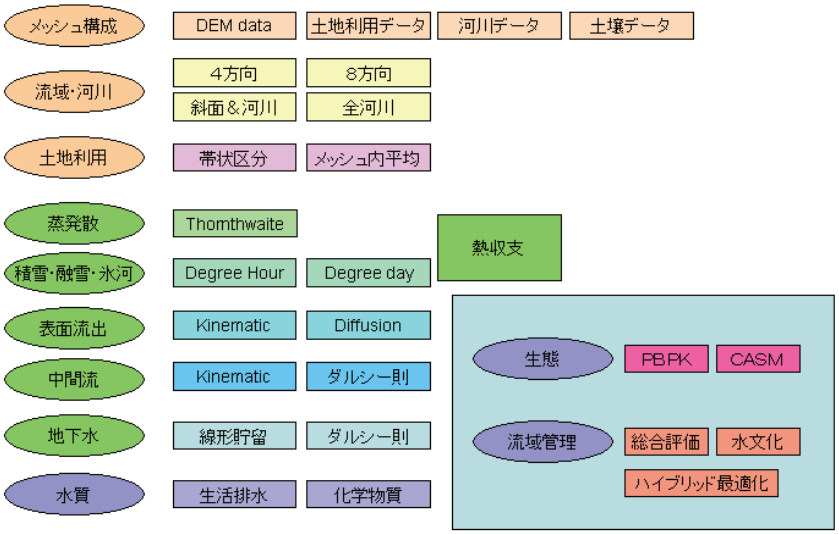


Fig. 2　Feasible components on Hydro-BEAM

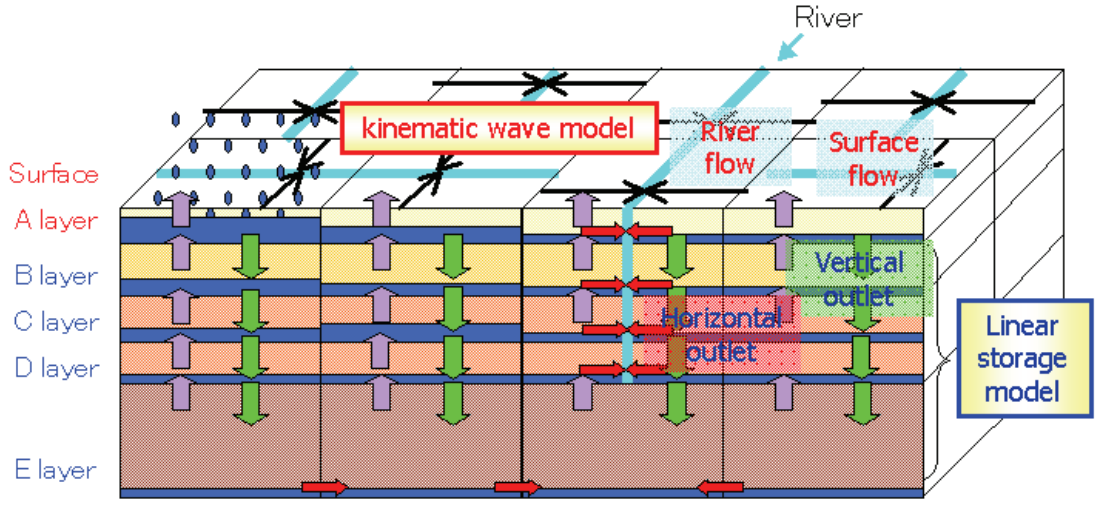


Fig. 3　Conceptual illustration of Hydro-BEAM

必要となる。日本以外の河川流域を対象にする場合，観測所の密度が非常に薄い地域も存在する。従って，国内においてもティーセン法を用いるのではなく，対象メッシュに近い2つのAMeDAS観測地点を選び，その観測量を線形補間し，各メッシュの気象データとする。GCM出力値については20 ㎞グリッドでの数値が存在するので，気候観測値による補正を行った後，各メッシュを内包するグリッドのGCM出力値で割り当てることとする。各メッシュの気温は，式(3)を用いて，観測地点の標高と各メッシュの平均標高の差により補正する。データが欠測の場合は，他の観測所のデータで補完することとする。

$$T'_m = \frac{(T_1 - tau(H_m - H_1))dis_2 + (T_2 - tau(H_m - H_2))dis_1}{dis_1 + dis_2} \quad (1)$$

$$P_m = \frac{P_1 dis_2 + P_2 dis_1}{dis_1 + dis_2} \quad (2)$$

$$T_m = T'_m - tau(H_m - H_{gcm}) \quad (3)$$

ここに，T_m はメッシュmの気温(℃)，H_m はメッシュの標高(m)，H は観測地点標高(m)，dis はメッシュと観測地点の距離(m)，tau は気温の逓減率（0.0065 ℃/m），gcm：GCM出力を表す添字，1，2は観測地点を示す添字である。

2.2 国外河川のモデル化

(1) 流域形状の決定

世界の流域界データとして，各研究機関が提供しているウエブサイト（例えば，CGERによるGDBD，USGSによるHydro-sheds，など）がインターネット上から入手できる。Hydro-shedsは流域単位が大きいため，大規模河川の解析に，それ以外の河川にはGCBDを用いる。Narmada川にはHydro-sheds, Struma川にはGDBDによる流域界データを用いた。Arc－GISを用いて対象流域を切り出し，流域境界点のデータセットを作成する。流域境界部では，データの信頼性に欠けるため，メッシュが一部分でも流域界に重なった時点で落水線作成プログラムの対象メッシュとする。

(2) 落水線図の作成

全世界の標高分布データには，CGIAR-CSIによるSRTMをインターネット上からダウンロードして用いる。解像度は3秒グリッドである。これを用いて，メッシュ内の最低標高値と，隣接する4メッシュそれぞれの内部の最低標高値を比較し，落水方向を決定する。窪地やループ状になっている箇所がある場合は，メッシュの平均標高，斜面勾配（計算値），地図を参考に修正し，最終的な落水線図とする。

(3) 土地利用分布の設定

土地利用分布データは，USGSによるGLCCをインターネット上から入手する。GLCCでは全部で24の土地利用タイプに区分されている。同じような流出特性，負荷特性のものを1つにするという方針で5種類に再分類化を行う。

山林：森林・荒地
水田：田
畑地：畑・果樹園・その他の樹木畑
都市：建物用地・幹線交通用地・その他の用地
水域：内水地・海浜・海水域

GLCCとHydroBEAMの土地利用区分は1対1に対応しておらず，再分類を行う際にはHydro-BEAMの土地利用タイプに即した実測データによる検証が必要である。

Table 1 Obtained data and information

	Name	Producer	Chacteris-tics
Topogra-phical data	GDBD	CGER	River basin boundary
	Hydro-sheds	USGS	River basin boundary
	SRTM	CGIAR-CSI	Elevation
	GLCC	USGS	Land use
Meteoro-logical data	Surface data, Hourly global	NCDC	Hourly
	GSOD	NCDC	Daily
	GCM output	Meteorolo-gical Beurou in Japan	GCM
Observed data	The Narmada River	WISDOM	Daily

GDBD: Global Drainage Basin Database
CGER: Center of Global Environment Research
Hydro-sheds: Hydrological Data and Maps based on Shuttle Elevation Derivatives at Multiple Scales
SRTM: Shuttle Radar Topography Mission
CGIAR-CSI: Consortium for Spatial Information
USGS: US Geological Survey
NCDC: National Climatic Data Center
GSOD: Global Surface Summary of Day Data
WISDOM: Water Information System Data Online Management

(4) 入力気候データ

日本国外の河川流域では，観測所の密度が非常に粗い場所も存在する。従って，対象メッシュに近い2個のAMeDAS観測地点を選び，その観測量を線形補間し各メッシュの気候データとする。時間データはNCDCによるSurface Data - Global Hourly（有料）データを用いる。ただ，この時間データには欠測が多く存在するため，同一観測所の前後の値により補完した後，月データを用いた補正を行う。月データにはNCDCよりGHCN（無料）をダウンロードし用いる。

GCM出力値については国内河川と同様，気候観測値による補正後，ティーセン法を用い各メッシュに割り当てることとする。各メッシュの気温は，観測地点の標高と各メッシュの平均標高の差により補正を行う。

結局，世界中の情報を探すと有料，無料のデータと対応する解像度があり，モデル化の必要に応じて入手することになる。それらをまとめるとTable 1 のようになる。

(5) 蒸発散過程・積雪融雪過程

分布型流出モデルでは，蒸発散過程は熱収支法と回帰式やDegree-Day法など経験式を用いることができる。通常の観測所では，気圧，水蒸気圧，風速等の観測がなされておらず，広域の熱収支を計算することは困難とされている。一方，Degree-Day 法などの経験式は，季節や場所によって異なるパラメータを持ち，一般性には欠けるが，気温や降水量などの数個の気候因子のみにより，他の気候因子を推定することができる。日あるいは月レベルでの水環境応答特性分布を把握し，異なる流域の特性・気候変動の影響を比較評価するため，経験式による推定法を採用し解析を行うこととする。

(6) ダム操作過程

ダムによる環境改変が水量変化に起因して流域に大きな影響を及ぼすことは，明らかである。ダム操作には治水・利水だけではなく，流域環境全体を考えた役割が求められており，その役割は，より大きく，そしてダムのあり方についてもより厳しく見られるようになってきている。

実際のダム操作は必ずしも操作規定通りには行われていない。ここでは，人による主観性を排除するし，操作規則に沿った計算手順を適用する。Fig. 4にダム操作過程の位置づけを示す。ダムは流域メッシュに組み込むのではなく，流出モデルとは別に計算を行う。また，ダム貯水池の形状はテーブル関数を用いて内挿することで総貯水量 V と貯水位 H のH-V 変換式を作成し反映させる。ただし，ダム湖面からの蒸発は考慮していない。ここに， Qin はダム流入量，$Qout$ はダム放流量，$Qiup$ はダム直上流メッシュからの受け渡し水量，Qir はダムメッシュでの灌漑必要水量，である。洪水調節の基本式は以下のように定式化される。

洪水期：

$$Q_{out1} = \begin{bmatrix} Q_{in} \\ Q_d \\ \min(Q_{in}, Q_d) \end{bmatrix} \quad when \begin{bmatrix} SWL \le H \\ NWL \le H < SWL \\ H < NWL \end{bmatrix} \tag{4}$$

$$Q_{out1} = 0 \quad when\, H < LWL \tag{5}$$

非洪水期：

$$Q_{out1} = \begin{bmatrix} Q_{in} \\ Q_d \\ \min(Q_{in}, Q_d) \end{bmatrix} \quad when \begin{bmatrix} SWL \le H \\ DWL \le H < SWL \\ H < DWL \end{bmatrix} \tag{6}$$

$$Q_{out1} = 0 \quad when\, H < LWL$$

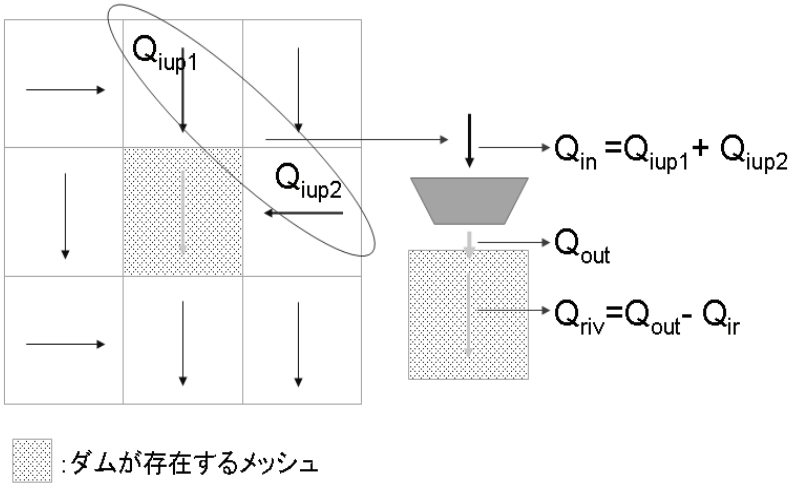


Fig.4 Graphic illustration of reservoir operation

ここに，Hはダム水位，Qdはダム制限放流量，SWLはサーチャージ水位，NWLは常時満水位，DWLは洪水期満水位，LWLは最低水位，である。ただし，確保流量，維持流量は次のようになる。

$$Q_{out2} = \max(Q_{out1}, Q\sup) \tag{7}$$

$$Q_{out3} = \max(Q_{out2}, Q_{in}) \quad when\, Q_{std} < Q_{eco} \tag{8}$$

ここに，$Qout2$は更新されたダム放流量，$Qsup$はダム確保流量$Qout3$は更新されたダム放流量，$Qeco$は維持流量，$Qstd$は基準地点を含むメッシュの流量である。

3. GCM出力による影響評価

3.1 GCM出力のダウンスケール化

1メッシュ4㎢程度の分布型流出モデルの場合，時間単位の降水量が必要である。ただ，解析目的は，日あるいは月レベルでの水環境応答特性を把握することであり，時間スケールでの詳細な流量分布を求めているわけではない。そこで，再現期間（1979-1988年）を対象として，GCM出力値と気候観測値との対応関係を利用し，月降水量，月平均気温といった月単位での統計値（平均，分散（確率分布））をGCMが再現するように，GCM出力値に含まれるバイアスを補正する。なお，GCMは，解像度20㎞グリッド，1時間タイムステップの最新のGCMを用いる。

(1) 気候観測量のGCMグリッドへの変換

ダウンスケールをする前の準備として，各メッシュへ気候観測値を割り振った後，ポイントデータである気候観測量を式（9）によりGCMグリッドに変換する。観測量の各メッシュへの割り振りには線形補間を用いる。

$$P_{obs(i,j)} = \sum_{m=1}^{X} \frac{P_m}{X} \tag{9}$$

ここに，$Pobj(i, j)$は気候観測値によるグリッドi，月jの降水量算定値，Pmは気候観測値によるメッシュmの降水量算定値，Xはグリッドiに含まれるメッシュ数，である。

(2) 月補正変換関数の算定

再現期間におけるGCMによる各月における日降水量再現値と観測日降水量を比較することにより，GCM出力値から各観測地点･各月の日ごとの降水量を求める関数を作る。すなわち，あるGCM出力値がpであったとき，当該グリッド，当該月における日降水量pの非超過確率関数を求める。

$$F_{GCM(i,j)}(P) = \int_{-\infty}^{P} f_{GCM(i,j)}(p)dp \tag{10}$$

ここに，$F_{obs}(i,j)(P)$はグリッドi，月jのGCM出力値を用いた日降水量の非超過確率関数，$f_{obs}(i,j)(P)$はグリッドi，月jのGCM出力値を用いた日降水量の確率分布関数 である。

同様に，ある気候観測値がp'であったとき，そのグリッド･その月における日降水量p'の非超過確率関数を求める。

$$F_{AMeDAS(i,j)}(p') = \int_{-\infty}^{P} f_{AMeDAS(i,j)}(p')dp \tag{11}$$

ここに，$F_{GCM}(i,j)(P)$：グリッドi，月jの気候観測値を用いた日降水量の非超過確率関数，$f_{GCM}(i,j)(P)$：グリッドi，月jの気候観測値を用いた日降水量の確率分布関数 である。GCM出力値pmの非超過発生確率と気候観測値p_m'の非超過発生確率は同じであると仮定し，p_mをp_m'で置き換える変換関数$g(p_m)$を作成する。

$$p' = F^{-1}_{AMeDAS(i,j)}(F_{GCM(i,j)}(p)) = g(p) \tag{12}$$

(3) 補正GCM出力値のダウンスケール

変換関数$g(p)$を求めることにより，GCM再現値を日単位で補正する。補正前の日降水量が補正後の日降水量と一致するよう時間降水量に一定の比率を乗じ，GCM再現期間の補正出力値を得る。同様に，GCM将来実験の出力値に作用させることによって，GCM将来予測値を補正し，将来の日降水量を算定する。なお，気温については，最後の部分で比率の代わりに差を加えることによって求める。

3.2 影響評価項目の設定

流域の特性は，さまざまな要素によって決定される。しかし，データの信頼性が不均一であり，それぞれの要素の影響が混在していることを踏まえると，条件を単純化した上での検討が必要である。比較要素として地理特性要素，気候特性要素，流出特性要素，評価指標による気候変動評価要素の大きく4要素について評価を行う。以下にそれぞれの指標について説明を行う。なお，各指標の季節値としては，

1 年を 12-2 月, 3-5 月, 6-8 月, 9-11 月の 4 つに分け，それぞれ 3 ヶ月あたりの値で与えることとする。

i）地理特性要素

流域平均標高

流域平均傾斜：各メッシュの勾配の平均値

流域土地利用平均

ii）気候特性要素

気温変動幅：最高月平均気温

—最低月平均気温

降水集中度：最大季節降水量／年降水量

月水資源賦存量：月降雨量＋月融雪量

—月蒸発散量

期間 9 日雨量：

iii）流出特性要素

気候変動の評価という視点に加え，ダムの有用性・必要性を測ることを目的とする。

年流出高：年流量／観測地点での集水面積

流出率：年流出高／年降水量

流量集中度：最大季節流量(累計値)

／年流量

河況係数：年最大流量／年最小流量

流量安定度：豊水量／渇水量

ダムによる開発水量

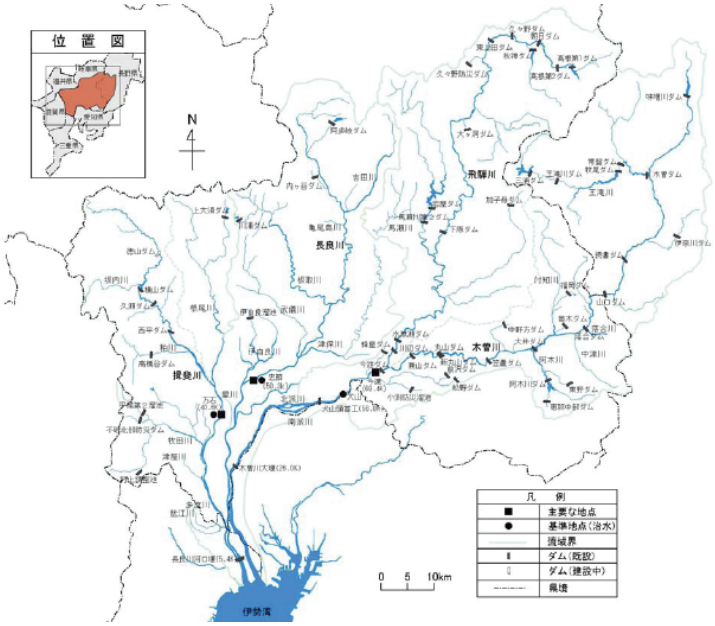


Fig. 5 Map of The Kiso River Basin

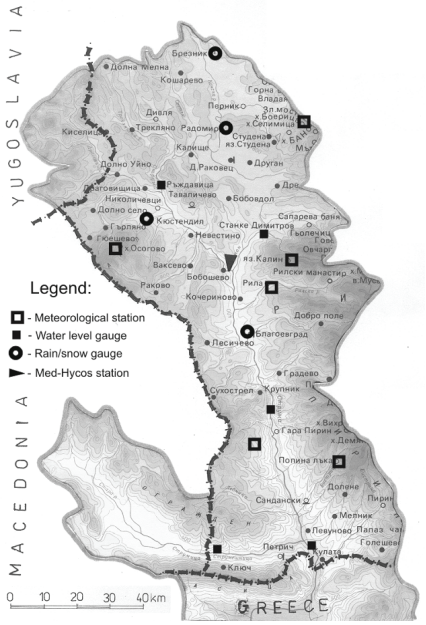


Fig. 7 Map of the Struma River Basin

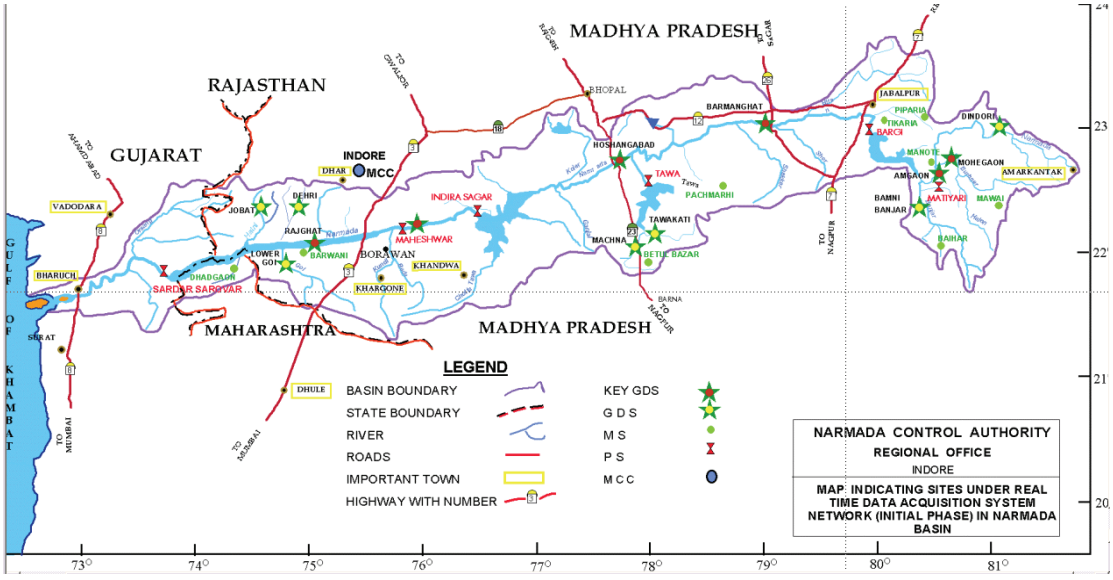


Fig.6 Map of the Narmada River Basin

4. 実流域への適用と考察

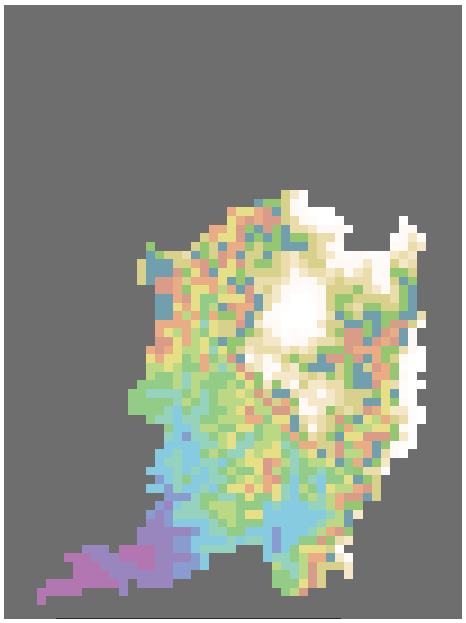
4.1 対象流域の概要

(1) 木曽川流域

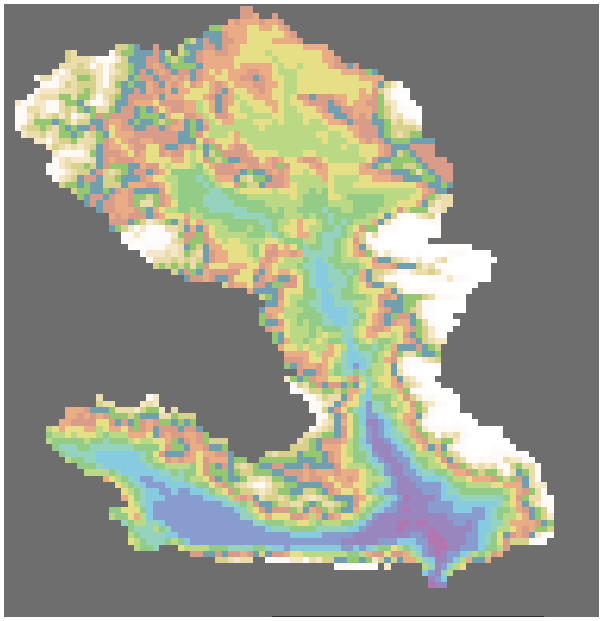
木曽川流域は，流路延長 229km，流域面積 5,275km^2 の日本の一級河川で，犬山地点より上流の 4,684km^2 を対象とする。流域の気候は，温暖湿潤気候区（太平洋側気候）に属し，流域の年間降水量は，約 2,500mm である。地形の特徴としては，上流域は 3,000m 級の山々を擁する日本有数の山脈地帯となっており，下流域は日本最大規模のゼロメートル地帯である。長良川・揖斐川と合わせて木曽川水系を形成し，流域面積 9,100km^2 の日本有数の大規模水系となっている。その豊富な水資源は，古くから農業用水や水力発電として，また産業の発展・人口集中に伴う都市用水として利用されてきた(Fig.5 参照)。

(2) Narmada 川流域

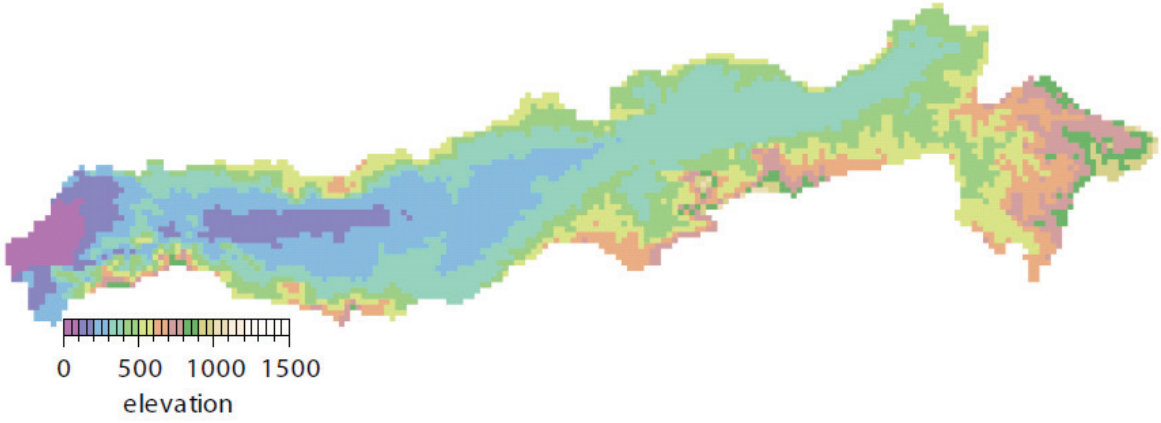
Narmada 川は，インド中央部を Vindhya Satpura 分水界を水源に東から西へ流れ，Gujarat 州でアラビア海へと注ぐ。インド半島を東から西に方向に流れる水系はインドの河川総流量の 10%と少なく Narmada 川はその主要河川の 1 つとして水資源の観点から重要である。流路延長は 1,289km に達し，北インドと南インドとの境界となっている。流域はサバナ気候に属し，年間降水量の 90%が 6 月～10 月の間に降るため，乾季には流量が極端に減少する。Narmada 川流域はインドでの水資源開発の中心で，現在，南 Gujarat の Narmada 川流域に大小あわせて 3,200 ものダムを建設するというナルマダ渓谷総合開発（NVDP）が進行しており，多数の灌漑・発電プロジェクトの計画・建設が進められている。一方，この計画により 3,500km^2 の森林と 2,000km^2 の農地が水没



(a) Kiso River



(b) StrumaRiver



(c) Narmada River

Fig. 8 Elevation distributions on applied river basins.

し，100 万人以上の人々が強制移住を余儀なくされるとみられている。これに伴う住民補償の問題や生態系の破壊，経済的なメリットの疑問視など，国内外から厳しい批判を受けている。なかでも，NVDP 最大のプロジェクトである Sardar Sarovar Project（SSP）は国際的な批判を浴びており，NVDP はその是非を大きく問われている(Fig. 6 参照)。

(3) Struma 川流域

Struma 川は，流路延長 290km，集水面積 10,797km^2（ブルガリア内，全流路延長 400km，全流域面積 18,078km^2）のブルガリア南西部最大の河川である。ブルガリア南西部を南に流れ，ギリシャに入りエーゲ海へと注ぐ。流域の一部には他にマケドニア，セルビアモンテネグロを含む。本研究では，ブルガリア／ギリシャ国境地点より上流の 10797km2 を対象とする。大陸の河川としては急峻な地形特性であり，気候は大陸性気候と地中海性気候の影響を受け，河川流量は年 25 億トン，融雪期の春に最大，乾季の夏に最小となる。下流域の南部では，融雪期と地中海サイクロンとが合わさり，突発的な洪水が発生する。流域の年間平均降水量は 700 ㎜程度と少なく，水資源は貴重となっている。しかし，1989 年以前に策定された開発計画に基づく過剰な取水や，流域内及び流域間の複雑な導水により必要以上の水利用が行われているため，乾季には都市部において慢性的な水不足が起こっている(Fig 7 参照)。

4.2 流域のモデル化

メッシュサイズは，それぞれの対象流域の規模・得られる精度・解析時間を考慮し，木曽川，Struma 川は 2 ㎞メッシュ，Narmada 川は 5km メッシュが適切であると判断した。解析メッシュ数は木曽川：1188，Narmada 川：4811，Struma 川：4396 個となった。なお，メッシュは全て正方形と仮定し，水流はメッシュの中心を東西南北の 4 方向いずれかに流下する。流域を比較評価する際には，それぞれのメッシュサイズは全て同じであることが望ましいが，Narmada 川が余りにも大きな流域であるため，5km メッシュで解析する。それぞれの流域の標高分布を Fig. 8 に示す。

気象データとして，AMeDAS 観測値（1979 から 1988 年），GCM 出力値（1979 から 1988 年，2075 から 2084 年）を使用した。気象データは，ティーセン法により観測所の位置をもとに，それぞれの観測値を各メッシュに割り当てた。気温は観測所の標高と各メッシュの平均標高の標高差を用い，気温の逓減率を 6.5(℃/㎞）として補正を行った。

4.3 気象データから見た特性

入力情報である気温・降水量については，観測値，GCM 再現期間（補正後），GCM 再現期間（補正前），GCM 予測期間で以下のような特性が得られた。

(1) 木曽川流域

木曽川流域では気温，降水量とも，GCM 出力が補正前から流域の気候特性を良く捉えている。補正の効果はあまり伺えないが，補正により逆に実測値から外れてしまうといった負の効果は見られなかった(Fig. 9, 10 参照)。

Fig. 9 のように，気温は 1 年間は全体を通して軒並み上昇する結果となり，流域平均気温は 8.5 ℃ から 11.8 ℃ へと上昇した。特に冬季に気温が上昇し，氷点下の期間が大幅に減少する結果となった。年平均降水量は 2,151mm/y から 2,065mm/y へと，ほぼ横ばいとなった。年降水量の変動は，概して小さくなる傾向が見られた。ただ，最大日降水量はほとんど変わっておらず，最少月降水量は減少する結果となり水管理を楽観視することはできない。

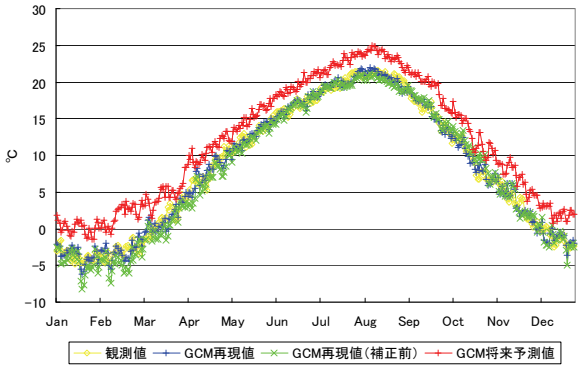


Fig. 9 Averaged daily temperature at the Kiso River Basin

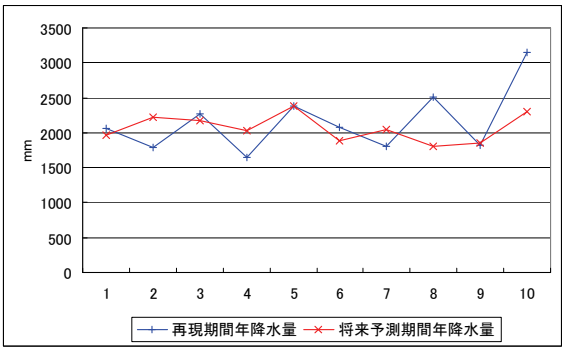


Fig. 10 Averaged annual precipitation at the Kiso River Basin

(2) Narmada 川流

Narmada 川流域は雨季と乾季が非常に明瞭で，かつモンスーンによる突発的豪雨により降水量の大小が非常に大きい。ただ，流域が非常に広大であるため，こうした気候特性と Fig.11 で示したように，補正により逆に値が平均化されてしまう(Fig. 11 参照)。ただ，Narmada 川流域は気候観測地点の分布が粗く，観測データの信頼性も高いものではない。そこで，流域から無作為に 4 地点を抽出し各地点ごとの観測値，再現値（補正後），再現値（補正前）の比較を行った。流域が非常に広大であるため流域平均で見ると値が均されているが，各地点で見るとうまく再現できている。このことから，GCM 出力値は観測地点よりも密なため，観測値のみによる線形補完では再現できなかった流域内部の降雨分布を表現していると言える。その結果，流域内での平均化の結果が強く出ていると推察できる。しかし，流域平均値の補正結果と観測値との間にはまだ隔たりがある。また，気温の年変動の概形がうまく表現できておらず，気温の将来予測値には不自然な不連続箇所が見られる。今後，さらなる実測データの収集・整備，新しいデータの補完・補正方法（衛星観測データの利用など）の開発が必要である。気温は，1 年間全体を通して軒並み上昇する結果となり，流域平均気温は 25.7 °C から 28.1 °C へと上昇した。

年平均降水量は 815mm/y から 1,288mm/y へと，大きく増加した。降水量の変動は，年・月・日単位ともに気候変動後増加する傾向となった。モンスーン型の気候特性は変化しておらず，気候変動前後の変化の傾向としては，大雨発生の確率が増え，渇水期の降水は変わらず乏しいと言える。

(3) Struma 川流域

Struma 川流域では，特に降水量について補正の効果がよく表れている。しかし，気温の将来予測値に，不自然な不連続箇所が見られる。今後，この要因を検討し，ダウンスケール手法を改良していく必要がある。

気温は，1 年間全体を通して軒並み上昇する結果となり， 流域平均気温は 8.8 °C から 12.1 °C へと上昇した。年平均降水量は 363mm/y から 335mm/y へと，減少した。一方，気候変動前後の降水量変化の傾向としては，年・月・日単位ともに減少し，最少月降水量の結果から，極端な渇水が起こる可能性が示唆された。

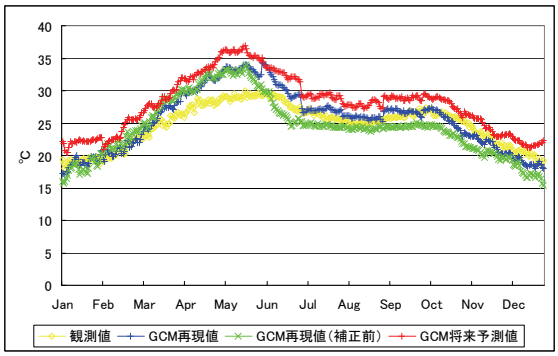


Fig. 11 Averaged daily temperature at the Narmada River Basin

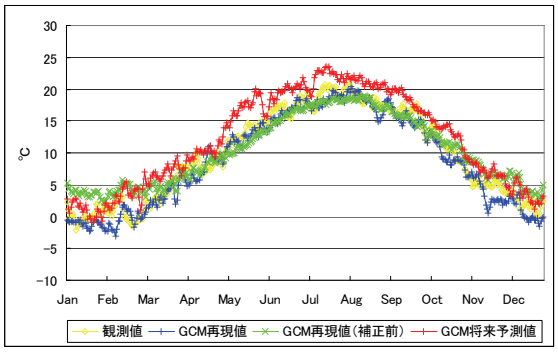


Fig. 13 Averaged daily temperature at the Struma River Basin

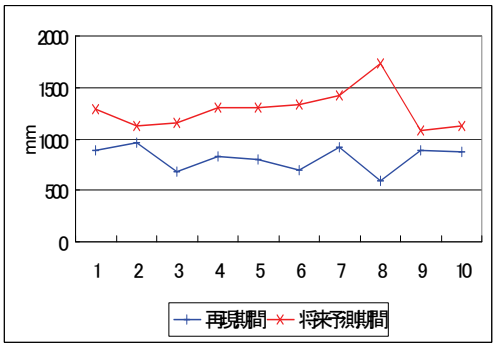


Fig. 12 Averaged annual precipitation at the Narmada River Basin

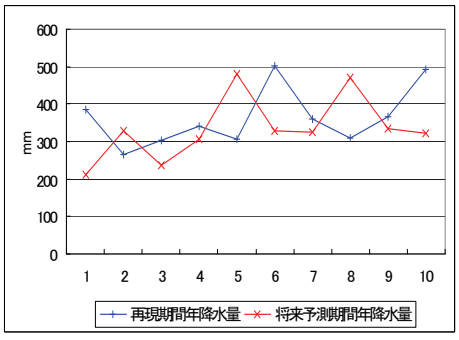


Fig. 14 Averaged annual precipitation at the Struma River Basin

4. 4 温暖化の影響評価

Fig. 15 は，木曽川におけるパラメータ同定時の観測値と計算値の比較である。解析結果を比較し，層厚，浸透係数等のパラメータを同定した。同定期間は，データの信頼性と計算時間を考慮して，木曽川で 2 年(1999 年から 2000 年)，Narmada 川(1979 年)，Struma 川で 1 年(1982 年)とした。パラメータ決定は，時刻ごとの流量の誤差比率 E_1，ピーク流量の再現性，総流量の再現性，の 3 点から総合的に判断した。すなわち，E_1 は次式で表される。

$$E_1 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left\{\frac{Q_o(i)-Q_c(i)}{Q_o(i)}\right\}^2 \qquad (13)$$

ここに，n は計算時間数 ，$Q_o(i)$は i 時の観測流量 m^3/s，$Q_c(i)$は i 時の計算流量 m^3/s，である。

木曽川流域では，ダム集水域ごとに同定を行い，それぞれの小流域にパラメータを設定した。ダム地点での同定手法は，ダム操作による誤差（人の主観を排除するためダム操作はマニュアル通りに行われると仮定している）を無くすため，ダムへの流入量（観測値）とダムメッシュへの流入量（解析値）を比較した。また，ダムからの放流量には観測放流量を与え，解析を行った。

今回は日単位での同定を行ったので，特に問題は発生していないが，時間単位で同定を行う際には，ダム流入量の観測値の信頼性を十分に検討する必要がある。なお，実際の集水面積と落水線図における集水面積が一致しているかの確認も必要である。

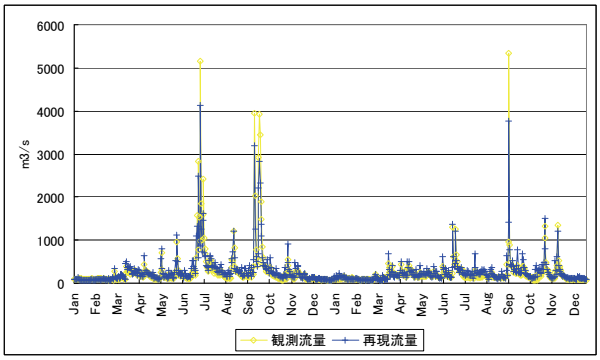
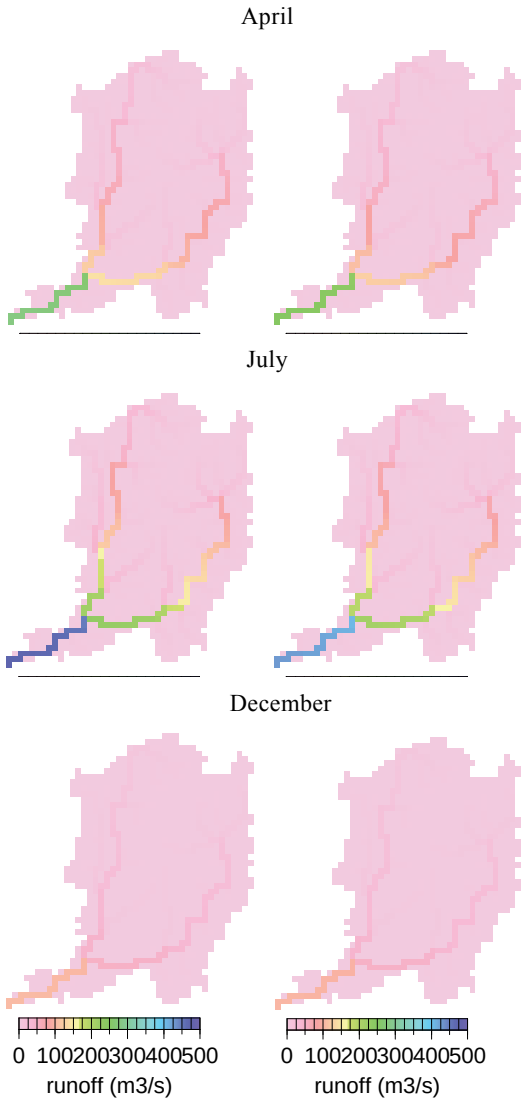


Fig. 15 Daily discharge at Inuyama in theKisoRiver Basin

Narmada 川流域での観測流量が入手できなかったため，パラメータの同定は行っていない。今後の課題の一つとして，データを入手し同定を行う必要がある。Struma 川流域でも観測地点の詳細が入手できなかったため，パラメータの同定は行っていない。今後，観測地点の緯度・経度・集水面積を入手し同定を行う必要がある。

蒸発散過程，積雪融雪過程での解析結果を入力値として，決定したパラメータを用い，水田流出，表面流出，土壌内浸透，河川流下の各流出過程について解析を行った。



(a) Re-produced, (b)Predicted

Fig. 16 Comparison of spatial distributions of discharge at the Kiso River

Fig. 16 に木曽川流域での月平均流量平均分布を示す。水流は河川メッシュに集中して流れ込んでいるのが分かる。同流域では詳細なダム操作規則の情報が入手できたため，再現期間・将来予測期間ともにダム操作ケースと自然流下ケースの計 4 ケースを評価する。なお，メッシュサイズは 2km，タイムステップは 1,200 秒とした。流量変化の傾向としては，

基底流量が全体的に減少した一方，ピーク流量は横ばい傾向，10 年確率洪水の規模は増す結果となった。全体とて，流量の時期的偏差は拡大し，平年流量は減少する結果となった。

ダムの有用性については，気候変動前後共に洪水時のピークカットが行われており，ダムが機能していることが分かる。現在の犬山地点での計画高水量は 12,500m3/s であり，充分にこの値を下回っている。

一方，渇水期に注目すると，気候変動前では，ダム操作により渇水現象に改善が見られるが，気候変動後はダム操作による改善が見られない。現状の流域管理システムでは，気候変動後の渇水に対応しきれない可能性が示唆された。

Narmada 川流域では，再現期間，将来予測期間の自然流下（ダム操作なし）の状態で 2 ケースを評価する。なお，メッシュサイズは 5km，タイムステップは 3,600 秒とした。流量変化の傾向としては，ピーク流量は大幅に増加し，その一方で乾季（渇水期）の流量は減少する結果となった。全体として，流量の時期的偏差は拡大する結果となった(Fig. 17, Fig. 18 参照)。

流域内にダム建設プロジェクトが進められており，いくつものダムが運用を開始されている。しかし，ダム群は利水・発電のみの用途として捉えられており，明確な操作規則等は定められていないのが現状である。気候変動により，流量偏差の拡大・ピーク流量の増大･洪水被害が予想されることから，今後，ダム等を有効に活用した流域管理が求められる。

Struma 川流域では，再現期間・将来予測期間の自然流下ケース 2 ケースを評価する。なお，メッシュサイズは 2km，タイムステップは 1,800 秒とした。流量変化の傾向としては，ピーク流量は横ばい，基底流量は減少する結果となった。全体として，流量の時期的偏差は拡大する結果となった。

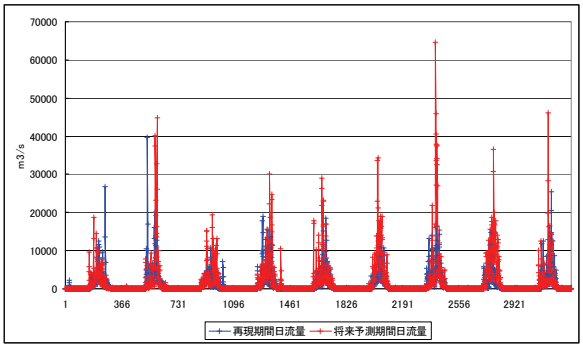
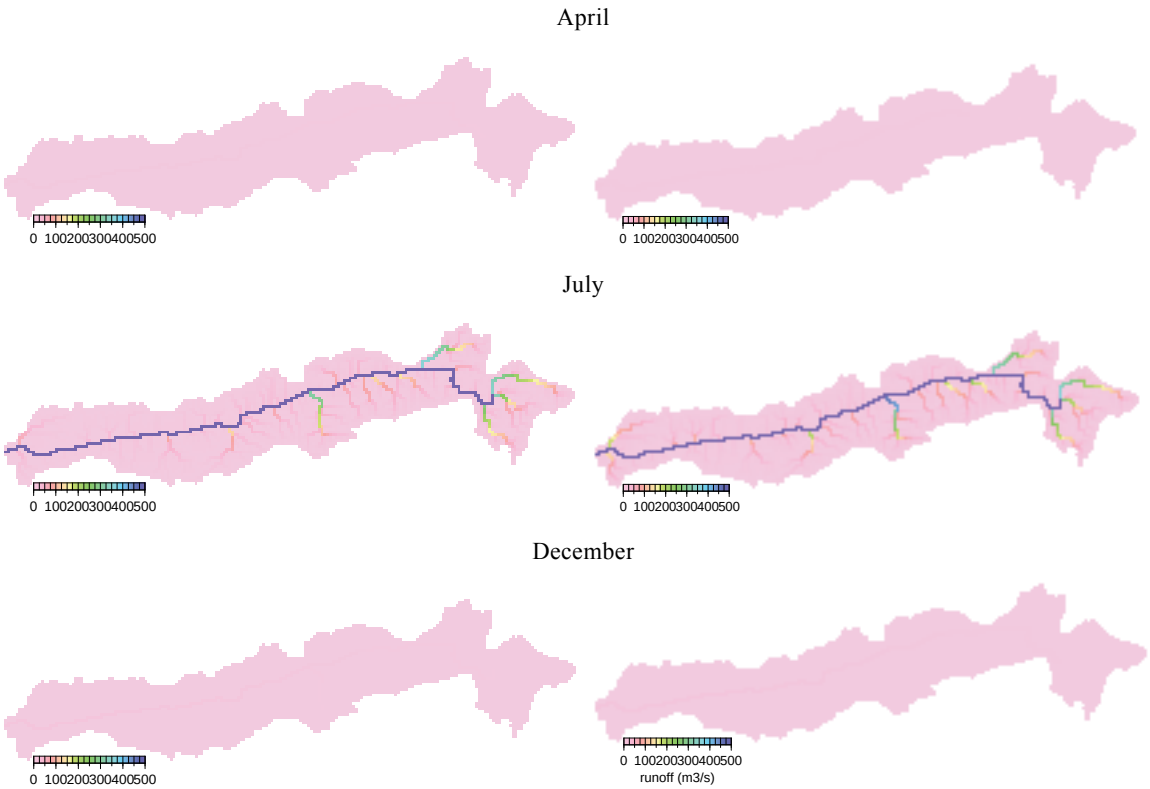


Fig. 17 Daily discharge at downstream point of the Narmada River Basin; Bigger than fifty–th maximum daily discharges and smaller than 2000-th ones for these ten years are plotted.



(a) Re-produced (b)Predicted

Fig. 18 Spatial distributions of discharge in the Narmada River Basin

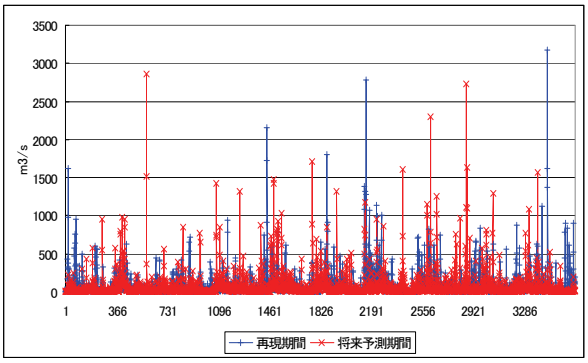
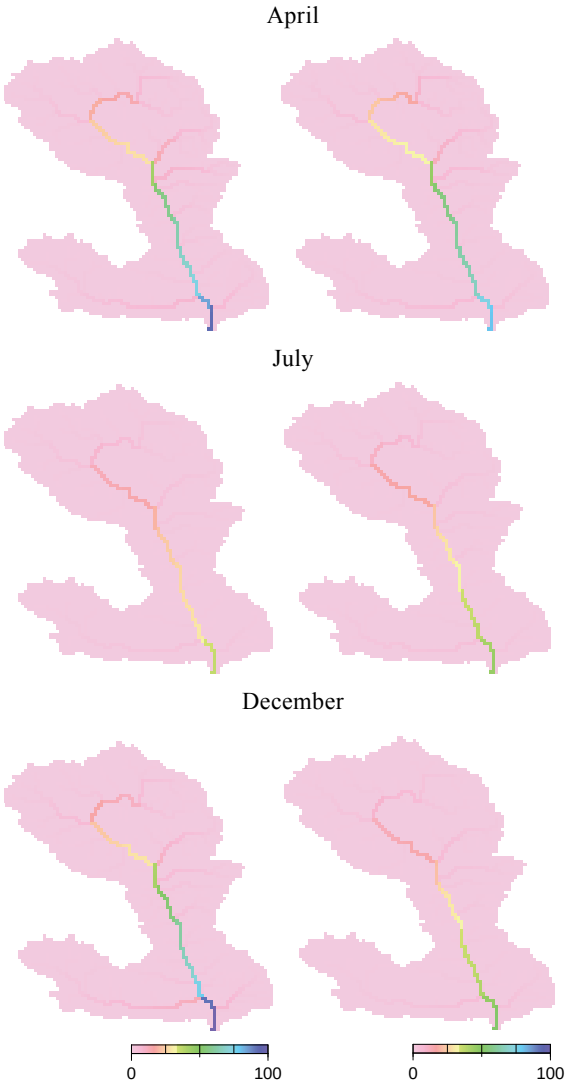


Fig. 19 Daily discharge in the Struma River Basin



(a) Re-produced, (b) Predicted

Fig. 20 Spatial distributions of discharge in the Struma River Basin

以上の結果をまとめると地球温暖化の流域への影響は，以下のようになる。

Table 2 Comparison of hydrological characteristics due to global warming

The Kiso River	Assessed characteristics
Temperature	Rise of yearly averaged temperature from 8.5 °C to 11.8 °C
	Less periods of below zero degree
Precipitation	Not specified change of averaged yearly of 2,151 mm/y
	Decrease of monthly minimum precipitation
Discharge	Decrease of base flow
	Increase of temporal delay of hydrograph feature
	High availability of reservoir for flood
	Not effective reservoir operation for irrigation
The Narumada River	
Temperature	Rise of yearly averaged temperature from 8.5 °C to 11.8 °C
Precipitation	Increase of averaged yearly precipitation of 815 mm/y to 1,288 mm/y
	No change of Climatic characteristics based on Monsoon
Discharge	Increase of peak
	Decrease of low flow
The Struma River	
Temperature	Rise of yearly averaged temperature from 8.8 °C to 12.1 °C
Precipitation	Decrease of averaged yearly precipitation of 363 mm/y to 335 mm/y
	Decrease of monthly minimum precipitation
Discharge	Decrease of base flow
	Increase of temporal delay of hydrograph feature

5. 結語

本研究では，GCM 出力値を利用して 1979 年から 1988 年，2075 年から 2084 年の 2 期間を対象に，分布型流出モデルを用い，気候的に大きく異なる 3 流域の流出解析を行った。その結果，流域特性や温暖化の影響を時空間的に比較し評価することができた。以下に，得られた成果と課題について述べる。

i）流域のモデル化における成果と課題

海外での河川流域のモデル化手法を実施したことで，あらゆる河川流域への適用が可能になった。現在，流量観測値はネット上から容易に入手することは難しく，現地とのコンタクトが必要である。他のデータは気候の時間データは有料だが，全てネット上から簡単に入手できる。表層土壌の特性分布を組み込むことにより，土壌水分量をある程度定量的に評価できるようになった。加えて，今までパラメータとして扱っていた間隙率や透水係数をデータから与えることができるようになったことから，パラメータ同定の精度の向上が期待できる。

ii）陸面過程における成果と課題

GCM アウトプットを用いた解析を行うため，蒸発散量を算定する際には陸面過程では必要データが少なくてすむ Thornthwaite 法，Degree-Day 法を用いた。GCM の補正手法についてはさらなる精度向上が求められる。特に海外の河川流域に関しては，気候観測値の信頼度が低く，観測データの補正/補完手法，GCM 補正手法の両方を向上させていく必要がある。

iii）流出解析における成果と課題

表層土壌の特性分布を組み込んだが，地下部分の計算は線形貯留法を用いて行った。そのため，地下部分の出力値はまだまだパラメータに依る所が大きく，実測データによる妥当性の検証が必要である。地下基盤までの深さの情報など地下全体の情報が整備され，これを組み入れれば，地下部分の計算を物理モデルベースで行うことが可能になるだろう。

iv）流域間の比較と気候変動影響評価における成果と課題

水量・土壌水分量など特に水動態に着目して結果を分析しつつ，気候変動による影響を評価した。対象流域は地域・気候とも大きく異なるが，流域ごとに異なる影響が現れた結果が得られ，地域レベルでの流域管理の重要性が示された。

今後の以下に挙げる課題についてさらなる検討が求められる。

・異なる地域・気候区における適用を目指し，様々な河川流域を対象とし評価を行う。

・気候要素と水動態の変動との関連性を明らかにするなど，得られたアウトプットの分析を進める必要がある。

・気候変動評価指標を充実させ，様々な視点から気候変動による影響を評価する

・指標による評価結果の妥当性を実測値により検証する。

謝　辞

なお，海外の流域の解析にあたっては，当研究室と交流の深いインド科学研究所の Mujumdar 教授，Sofia 大学の Daniela Zulatunova 教授より各種データの収集や入手方法の解説，現地の水利用の解説など，多岐にわたり多大な協力をしていただいた。記して謝意を表したい。

参考文献

環境省（2000）：平成 12 年度版 環境白書

小尻利治・東海明宏・木内陽一（1998）：シミュレーションモデルでの流域環境評価手順の開発，京都大学防災研究所年報，第 41 号 B-2, pp.119-134.

高橋裕・河田恵昭編（1998）：水環境と流域環境，岩波書店，

土木学会編（1999）：水理公式集 平成 11 年版，土木学会.

日本気象協会（2003）：地球環境変動が水資源に与える影響評価調査報告書

農林水産技術会議事務局編（1984）：農林水産研究文献解題 No.10，農林統計協会.

藤原洋一・大出真理子・小尻利治・友杉邦雄・入江洋樹（2006）：地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価，水工学論文集第 50 巻.

文部科学省・経済産業省・気象庁・環境省：IPCC 第 4 次報告書統合報告書政策決定者向け要約，2007

Kojiri, T., Hamaguchi, T. and Ode, M. (2007): Assessment of global warming impacts on water resources and ecology of a river basin in Japan, J. Hydro-Emvironment Research, Science Direct, Elsevier, pp.164-175.

Matsunaka, T. Takeuchi, H. and Miyawaki, T. (1992): 土壌の水分供給能並びに作物水分生理に関する試, Soil science and plant nutrition, vo.l38, pp.260-279.

Saxton, K.E. and Rawls, W.J. (2006): Soil Water Characteristics Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions, Soil Science Society of America Journal vol.70 pp.1569-1578.

Comparison of Water Environment Variations in River Basin due to Global Warming

Takashi IMOTO*, Toshiharu KOJIRI, Kenji TANAKA and Toshio HAMAGUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The impacts of climate change on water environment in river basins are assessed to analyze the difference of meteorological and hydrological characteristics in the world-wide scale with focus on water dynamics. In this study, three rivers of the Kiso River (Japan), the Narmada River (India), and the Struma River (Bulgaria) are applied by using the distributed runoff and environment model (Hydro-BEAM) with GCM outputs for present (from 1979 to 1988) and future (from 2075 to 2084) climate condition. First, data handling processes, such as the bias correction and downscaling process from GCM outputs to input data on simulation model are proposed for the limited river basins in Japan. Second, the modeling for runoff simulation is taken for the designated river basin. Finally, the impacts of climate change for water quantity are assessed.

Keywords: distributed runoff model, comparison, water environment, global warming

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成20年6月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

河川地形が微粒状有機物の流下距離に及ぼす影響

玉　基英* ・ 竹門康弘

*京都大学大学院工学研究科

要　旨

河川地形が流下粒状有機物の捕捉率に与える影響を調べるため,水路形態や水理条件が単純な琵琶湖疏水でプランクトンをトレーサーとして流下距離を推定した。その結果,鴨川運河でプランクトンの50%減耗距離は19-154km,疏水分線では1.5-2.2kmだった。またこれらの人工水路と砂州地形が発達している木津川や河床低下によって砂州が減少した宇治川における流下距離と比較を行なった。その結果,木津川の流下距離は疏水分線に,宇治川は鴨川運河に近かった。微粒状有機物の流下距離は河道の径深と正の相関を示したので,河道の巾が広く浅いほど微粒状有機物の捕捉率が高くなると考えられた。

キーワード: 流下粒状有機物, 流下距離, 河道地形

1. はじめに

河川では水, 土砂, 粒状有機物, 栄養塩, 各種生物がそれぞれ流下, 捕捉, 滞留の過程を繰り返していると考えられる。このうち, 粒状有機物(Particulate organic matter, POM)は河川生態系のエネルギー源として重要であるが, 世界各地の河川では有機物や栄養塩の人為的負荷による富栄養化を生じ, 粒状有機物の組成に大きな変化を生じている。このため, 基礎科学としてのみならず応用科学の課題としても粒状有機物の生産起原に着目した研究が広く内外で行われつつある(Webster and Meyer, 1997, 吉村ら, 2006)。たとえば, 河川生態系では上流から下流に向けて陸上生態系から供給される他生性有機物(Allochthonous POM)と水生植物や藻類によって生産された自生性有機物(Autochthonous POM)の寄与率が連続的に変化しているとする河川連続体仮説(River Continuum Concept, Vannote et al., 1980; Newbold et al., 1982), 粒状有機物の起源としては他生性有機物が多い河川でも生態系の栄養起源としては自生性有機物の寄与率が高いとする河川生産性仮説(Riverine productivity model, Horp and Delong, 2002)や, 河川生態系の二次生産者は栄養源として分解者であるバクテリアに多くを依存しているので起源的には他生性有機物の寄与率が高いとする河川生産性修正仮説(Revised riverine productivity model, Moulton, 2006) などが提案されている。いずれの説も誤りという訳ではなく, 河川の条件によって顕在化する特性が異なると考えられる。

このように, 河川生態系内の粒状有機物の挙動や機能についてはまだ解明すべきテーマが多いが, 中でも河道内の流下粒状有機物(SPOM, Suspended POM) がどのくらいの距離を流れるかは重要な課題である(Paul and Hall, 2002)。河道の規模, 勾配, 流量, 地形などの条件の違いによって SPOM の流下距離を予測できれば,有機物負荷による人為インパクトを評価するためにも, あるいは汎用性のある生態系モデルを構築する上でも有用で

ある。

ただし，粒状有機物の流下距離は粒子の単純な沈降過程だけではなく，岸際や土砂間隙おける濾過や生物による濾過･摂食などの過程も関わっているため，モデル化のために実現象の解明が不可欠である。とくに，近年の研究では，有機物起原の流程的な変化は必ずしも一様的ではなく，樹冠などの河岸環境や河床地形に応じて数 10ー数 100m のオーダーで変化していることが知られるようになった(Doi et al., 2007)。したがって，粒状有機物の流下距離に与える河床地形の影響を検討することは，応用的な意義が大きいと考えられる。例えば，河川に流入した負荷物質の浄化に要する距離を短くするための河川環境条件の検討などに役立つだろう。さらに，これらの知見は，流域の総合土砂管理において，河床にどのような粒径の土砂がどのくらい移動滞留することが河川環境上好ましいかといった課題に対して一つの回答を与えることが期待される。

そこで本研究では，河川の地形が流下粒状有機物の捕捉率に与える影響を調べるために，水路形態や水理条件が単純な京都市内の琵琶湖疏水で琵琶湖由来のプランクトンをトレーサーとして流下距離を推定した。琵琶湖疏水には鴨川運河と疏水分線とがあり，いずれも U 字形または矩形の断面構造をしているが，鴨川運河では河床や側壁がコンクリートで流量が多く流速も大きいのに対し，疏水分線は緩勾配で流量が少なく流速が小さい特性がある。いすれも流路の蛇行は殆どなく，土砂の堆積した砂州地形も欠いているので，河床材が多様で蛇行する自然河川に比べて，粒状有機物が捕捉されにくいと考えられるが，流下粒状有機物の捕捉率を自然河川と人工水路とで定量的に比較した例は未だ少ないのが現状である。そこで，本研究では，これらの人工水路で新たに推定した流下距離と竹門ら(2006)が宇治川と木津川で推定した流下距離とを比較し，流下距離の変異と径深との関係を分析した。

2. 調査地と観測方法

河道地形の違いによる比較研究のために，京都市内を流れる人工水路である琵琶湖疎水のうち，鴨川運河と疏水分線を調査地に選んだ（Fig.1)。また，土砂の堆積した砂州地形が発達し，河床材が多様で蛇行する自然河川の代表として木津川を，さらに自然河川でありながら，河床低下によって砂州が減少し岩盤や粘土層が露出した流程をもつ宇治川をそれぞれ比較対象に選んだ（Fig.1)。

2.1 京都市琵琶湖疏水

京都市内の琵琶湖疏水には鴨川運河と疏水分線とがあり(Fig.1)，上水用水，発電用水，環境維持用水の供給において重要な役割を担っている。鴨川運河は，鴨川に沿って約 14km の長さがあり，冷泉-塩小路の区間（約 3km）は暗渠，それ以外は開水路として流下し（Photo 1)，伏見区の墨染発電所を経て宇治川へ流出している。鴨川運河は鴨川沿いではすべて三面張りのコンクリート水路になっているが，南禅寺から鴨川までの区間は一部石積みの壁面で，河床には泥や礫が堆積し，水生植物も繁茂している。

いっぽう，疏水分線は，南禅寺や哲学の道を経て，最終的には高野川へ合流する約 5km の長さの開水路である。南禅寺から哲学の道までには三面張りの狭いコンクリート水路区間があるが,哲学の道以降は川底が砂,砂利，礫底の浅い開水路となっている（Photo 1)。本研究では，流下粒状有機物の採集地点として，鴨川運河の暗渠区間を除いた開水路区間に計 7ヶ所，疏水分線に計 5-6ヶ所をそれぞれ選定した(Fig.1)。

2.2 宇治川と木津川

宇治川は河床低下によって砂州が減少し岩盤や粘土層が露出した流程が卓越している河川であり(Photo2),平均河床勾配は 1/1151，平水時の水面幅は 100ｍから 120ｍ程度である。調査対象区間は，天ヶ瀬ダム直下から三川合流地点までの 16km とした(Fig.1)。宇治川発電所放流口からの流入水量は本川流量に影響しているが，その他の河川流入量は宇治川河川流量に影響を与えるほど大きいものはない。

木津川は,河床材料の粒径が比較的小さく，三川合流地点から 20km 地点付近を境に上流域と下流域に区別され，とくに下流域では 1km 程度の長さの砂州が発達している河川である（Photo 2)。上流域の平均河床勾配は 1/926，下流域の平均河床勾配は 1/1130 であ

り，平水時の上流域での水面幅は 20～50m 程度，下流域での水面幅は 200～300m 程度である。調査対象区間は高山ダム直下から三川合流までの 47km とした（Fig.1）。ダム直下から 26km 地点までの上流域の河岸は樹林植生が発達している（山本，2006）。

なお，Table 1 には，4 つの調査対象河道の平均川幅，平水時における水深，流速，流量，径深の平均値を示している。

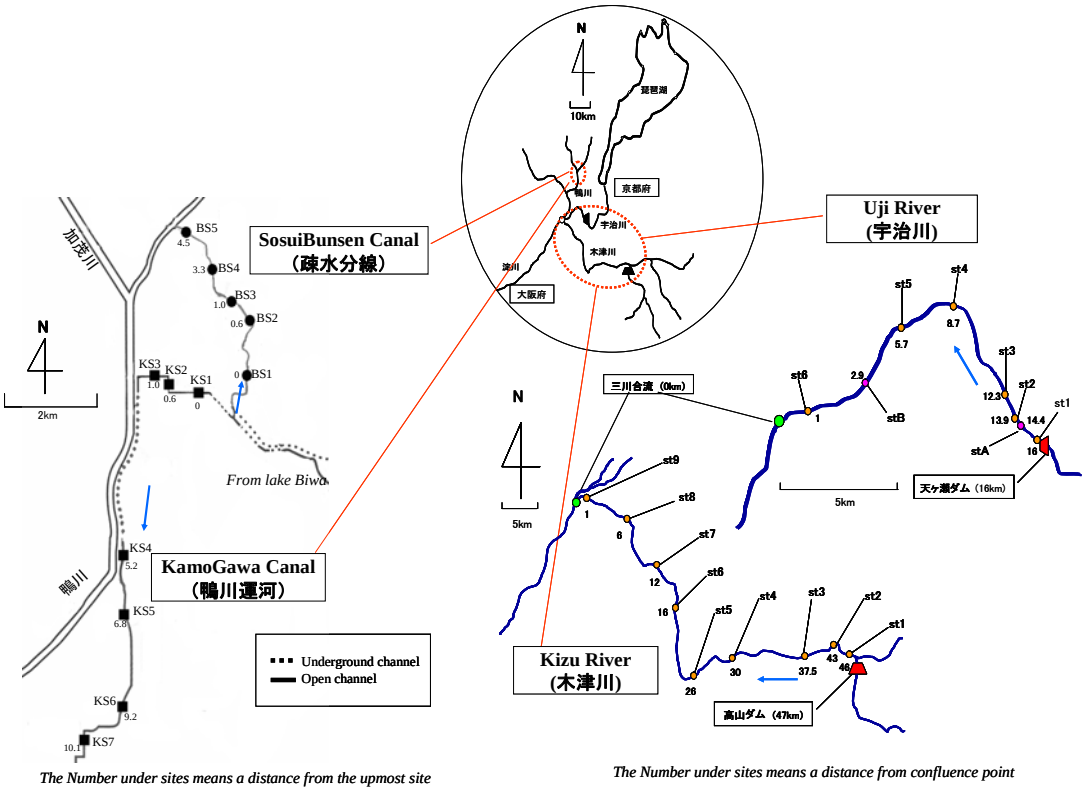


Fig. 1 Map of Study areas and SPOM sampling sites in Kyoto. Left: two artificial canals directly connected from the lake Biwa. Right: two river channels with dam reservoirs in upstream

Table 1　Hydro-morphologic properties of four channels under normal flow conditions.

Target channels	No. of sites	Width (m)	Depth (m)	Velocity (m/s)	Discharge (m^3/s)	Hydraulic radius(m)
Deep Canal (Kamogawa C.)	7	14.93 (±3.05)	1.77 (±0.63)	0.52 (±0.38)	10.71 (±2.78)	1.42 (±0.81)
Shallow Canal (SosuiBunsen C.)	5	3.40 (±0.89)	0.25 (±0.24)	0.41 (±0.13)	0.27 (±0.13)	0.18 (±0.12)
Deep River (Uji R.)	6	99.80	2.07	0.90	130.00	1.34
Shallow River (Kizu R.)	9	164.58	0.50	1.32	33.60	0.48

*Values of canals were the averages(±SD) of all sites, while those of rivers were measured at the representative cross section.



Photo 1 Representative channel landscapes in Kamogawa Canal (right) and Sosuibunsen Canal (left).

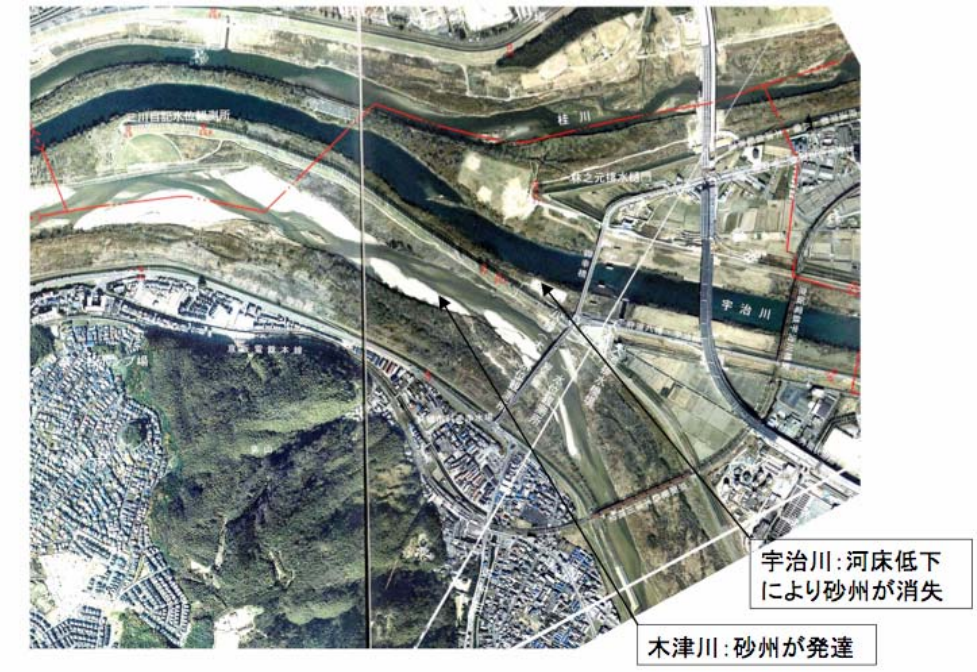


Photo 2 Differences in channel morphology between Uji River(upper) and Kizu River (lower) near confluence point.

2.3 観測方法

流下粒状有機物の採集は，竹門ら(2006)と同様の流下粒状有機物採集用ネット(口径30cm，メッシュサイズ 100μm)を用いた。このネットを河川の流水中に沈めてを濾して流下有機物を採取した(Photo 3)。サンプリングは 2-3 分間とした。ネット内を通過した河川水量を算定するために，採取中にネット内に流入する部分の平均流速をプロペラ式流速計(CR-7,コスモ理研)を用いて測定した。また，鴨川運河のように一部アクセスしにくい地点ではバケツで採水してからメッシュサイズ 25μm のネットを用いて濾過をした。試料は，ホルマリン溶液を 2%になるように添加して試験室に持ち帰り保存した。

鴨川運河では 2007 年 7 月 16 日と 10 月 9 日(平均流量が各 10.71m^3/s と 12.21m^3/s),疏水分線は 7 月 24 日と 10 月 10 日(平均流量が各 0.27m^3/s と 0.40m^3/s)に各 2 回実施した。Table 2-3 には，それぞれ鴨川運河ならびに疏水分線における調査時点の環境条件を示す。木津川と宇治川のデータは竹門ら(2006)のデータを利用した。本研究の一環として，2008 年 1 月 27 日と 28 日には宇治川で,また 2008 年 4 月 4 日と 5 日には木津川で，それぞれ同様の調査方法で安定同位体比分析用の試料を採集したが，これらについては現在分析中であり，本報告書には含めなかった。



Photo 3　Scene of SPOM sampling using POM net in running waters taken in Uji River

Table 2 Hydrologic and morphologic properties of the Kamogawa Canal under normal flow conditions on 16th July 2007.

	Distance (km)	Width (m)	Depth (m)	Velocity (m/s)	Discharge (m^3/s)	Hydraulic radius(m)
KS1	0.00	18.50	2.20	0.25	10.18	1.78
KS2	0.60	18.00	2.30	0.25	10.35	1.83
KS3	0.95	18.00	2.70	0.19	9.23	2.08
KS4	5.22	13.00	1.00	1.30	16.90	0.87
KS5	6.80	12.00	1.50	0.55	9.90	1.20
KS6	9.15	12.40	1.40	0.54	9.37	1.14
KS7	10.10	12.60	1.30	0.55	9.01	1.08
平均		14.93	1.77	0.52	10.71	1.42

Table 3 Hydrologic and morphologic properties of the Sosuibunsen Canal under normal flow conditions on 24th July 2007

	Distance (km)	Width (m)	Depth (m)	Velocity (m/s)	Discharge (m^3/s)	Hydraulic radius(m)
BS1	0.00	1.80	0.73	0.30	0.39	0.40
BS2	0.62	4.50	0.20	0.51	0.46	0.18
BS3	1.97	3.80	0.20	0.33	0.25	0.18
BS4	3.27	3.30	0.10	0.35	0.11	0.09
BS5	4.49	3.50	0.10	0.62	0.22	0.09
平均		3.38	0.27	0.42	0.29	0.19

Table 4 Classification of suspended FPOM and identification of lake originated plankton

Category		Genus	Species	Lake origin
デトリタス			Detritus	−
植物片			Plant Tissues	−
水生昆虫殻片			Insect Tissue	−
動物プランクトン遺体			zooplankton skin	−
鉱物			Mineral Particles	−
植物プランクトン (Phytoplankton)	藍藻 (Cyanobacteria, Cyanophyceae)	アナベナ属	*Anabaena　macrospora*	O
		アナベナ属	*Anabaena　spiroides*	O
		ゴンフォスフェリア属	*Gomphosphaeria lacustris*	O
		メリスモペディア属	*Merismopedia elegans*	O
		ミクロキスティス属	*Microcystis sp*	O
		オシラトリア属	*Oscillatoria kawamurae*	X
		ワロニチニア属	*Woronichinia naegelianum*	O
	珪藻 (Diatom, Bacillariophyceae)	アカントセラス属	*Acanthocecras zachariasi*	O
		アステリオネラ属	*Asterionella formosa*	O
		アウラコセイラ属	*Aulacoseria ambigue*	O
		アウラコセイラ属	*Aulacoseria granulata*	O
		コッコネイス属	*Cocconesis placentula*	X
		キンベラ属	*Cymbella sp*	X
		フラギラリア属	*Fragilaria crotonensis*	O
		メロシラ属	*Melosira varians*	X
		ハネケイソウ　属	*Pinnularia sp*	X
		スリレラ属	*Surirella sp*	X
		シネドラ属	*Synedra sp*	O
	鞭毛藻 (Flagellates)	ケラチウム属	*Ceratium　hirundinella*	O
		トラケロモナス属	*Tracelomonas hispida*	O
		ディモルフォコックス属	*Dimorphococcus lunatus*	O
		エレレラ属	*Ererella bornheimlensis*	O
		ユードリナ属	*Eudorna elegans*	O

Category		Genus	Species	Lake origin
植物プランクトン (Phytoplankton)	緑藻 (Green algae, Chlorochyceae)	ミクラステリアス属	*Micrasterisas mahabuleshwarensis*	O
		オエドゴニウム属	*Oedogonium sp*	X
		パンドリナ属	*Pandorina morum*	O
		ペディアストルム属	*Pedisastrum boryanum*	O
		ペディアストルム属	*Pedisastrum duplex*	O
		ペディアストルム属	*Pedisastrum simplex*	O
		プレオドリナ属	*Pleodorina californica*	O
		セナデスムス属	*Scenedesmus opoliensis*	O
		スフェロキステス属	*Sphaerocystis schroeteri*	O
		スポンジロウム属	*Spondylosium moniliforme*	O
		スタウラストルム属	*Staurastrum arctiscon*	O
		スタウラストルム属	*Staurastrum dorsidentiferum*	O
		テトラスポラ属	*Tetraspora lacustris*	O
		ボルボックス属	*Volvox aureus*	O
動物プランクトン (Zooplankton)	原生動物 (Protozoa)	ナベカムリ属	*Arcella sp*	X
		シボカウリ属	*Difflugia sp*	O
		ウロコカマリ属	*Euglypha sp*	X
	ワムシ (Eurotatorea)	シボワムシ属	*Brachionus sp*	O
		ハナビワムシ属	*Collotheca mutabillis*	O
		カメノコウアワムシ属	*Keratella cochlearis*	O
		カメノコウアワムシ属	*Keratella quardrata*	O
		シキガタワムシ属	*Lecane sp*	O
		エナガワムシ属	*Monostyla sp*	O
		ハネウデワムシ属	*Polyarthra vulgaris*	O
		ネズミワムシ属	*Trichocerca sp*	O
	節足動物 (Arthropoda)	ゾウミジンコ属	*Bosmina longirostris*	O
		ミジンコ属	*Daphinia sp*	O
		カイアシ亜綱	*COPEPODA*	X

2.4 実験室内の分析方法

採取した流下粒状物質は研究室に持ち帰り，メッシュサイズ 1mm の篩で濾過して 1mm 以下の微粒状有機物（FPOM: Fine POM）を分離した。つぎに，顕微鏡(×400, ×100 の倍率)を用いてデトリタス，植物片，水生昆虫殻，鉱物，プランクトンに種分けした。このうち，プランクトンについては，水野(1984)，水野・高橋(1991)，田中(2002)，一瀬・若林(2005)を用いて，種または属のレベルまで分類した。その上で，さらに湖沼由来プランクトンと河川由来付着藻類や底生性甲殻類などとの区別を行なった（Table 4)。その際，琵琶湖環境科学研究センターで毎週調査されている琵琶湖プランクトンの調査結果資料(http://www.lberi.jp/asp/bkkc/plankton/bkkcPlanktonKekkaJoken.asp）を参考にした。なお，分類が不明の種や止水性と流水性の区別の不明な種については，滋賀県立衛生環境センターの一瀬諭氏にご教示いただいた。プランクトンの流下距離推定のために，各地点から得られたプランクトン試料を少なくとも 500 個の細胞，群体または個体を同定，計数し，各分類群の個体数割合を求めた。

3. 結果

3.1 流下粒状有機物の組成の流程変化

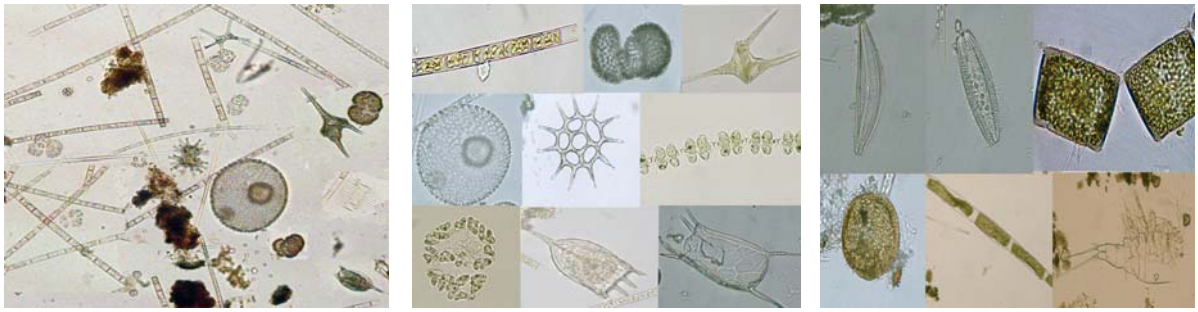
琵琶湖疏水分線ならびに鴨川運河で採集された微粒状有機物の組成は Table 4 のように分類された。いずれの水路でも最上流調査地点(KG1 と SB1)に出現したプランクトンの種組成は共通の特徴を示した。7 月の調査時にはいずれも優占種は糸型の珪藻類である *Aulacoseria granulate* で，次優占種は粒状群体の藍藻類である *Woronichinia naegelianum* であった。また琵琶湖固有種である *Pedisastrum biwae* も多く確認された(Photo 4)。

いっぽう，10 月の調査結果は 7 月と比べて種組成が大きく変化した。鴨川運河の優占種は *Aulacoseria granulate* で，次は糸型の緑藻類である *Dimorphocossus Lunatus*, *Spondylosium moniliforme*, *Woronichinia naegelianum*（藍藻類）の順に多く出現した（Fig.2)。これに対して，疏水分線の優占種は，*Dimorphocossus Lunatus* であり，次いで *Spondylosium moniliforme*，w*oronichinia naegelianum*, *Aulacoseria granulate* の順に多かった（Fig. 2)。

次に，琵琶湖環境科学研究センターで毎週調査されている琵琶湖プランクトンの調査結果資料を参考にして，琵琶湖由来プランクトンの占める割合を地点間比較した。その結果，疏水分線と鴨川運河のいずれにおいても最上流調査地点の流下粒状有機物中には琵琶湖由来のプランクトンが多いことがわかった。いずれの水路でも，毎回下流へ行くほど琵琶湖由来のプランクトンの割合が減少し，河道の付着藻類が増加した。とくに，疏水分線の BS4 から下流では，琵琶湖では出現しない *Cymbella* sp, *Melosira varians*, *Pinnularia* sp, *Surirella* sp のような珪藻が多く現われた(Fig. 2)。これらは疏水の水路内で生産されたと考えられる。

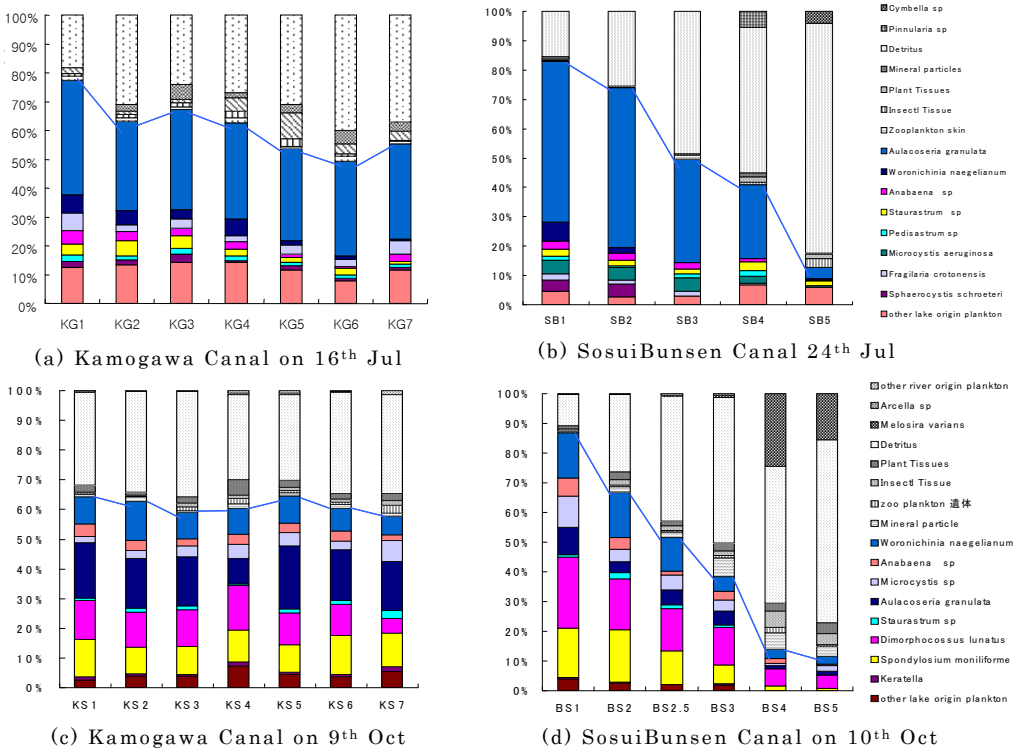
Fig. 2 の結果から，調査時期によって種組成に変化があるものの，いずれの時期にも下流ほど湖沼由来のプランクトンの割合が減少する傾向が認められた。ただし，7 月と 10 月のいずれにおいても疏水分線の減少率が，鴨川運河の減少率に比べて明瞭に大きかった。これは調査時期による種組成や流量変異の影響よりも，両水路の流量や地形の違いの影響が大きいことを意味している。

Fig. 3 は，竹門ら（2006）が，木津川と宇治川で今回と同様の方法によって調査した結果を示している。今回琵琶湖疎水の最上流地点で観測された湖沼由来プランクトンの割合は，鴨川運河では約 70%，疏水分線では約 80%であった。これらは，木津川の約 10%，宇治川の約 20%に比べてきわめて高い値であった。



(a) (b) (c)

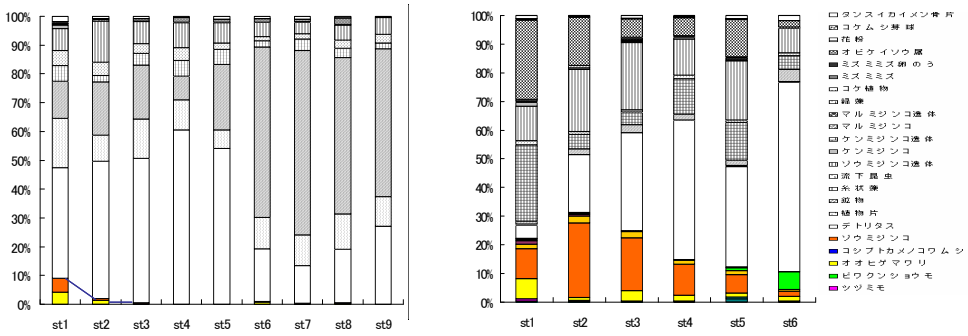
Photo 4 Optical microscopic images of suspended FPOM: (a)An example for the mixture of FPOM image(x100). (b)The lake originated Plankton; from left-up to clockwise *Aulacoseria granulata*, *Woronichinia naegelianum*, *Ceratium hirundinella*, *Spondylosium moniliforme*, *Pediastrum simplex*, *Volvox aureus*, *Dimorphococcus lunatus*, *Keratella cochlearis*, *Keratella quardrata* (x400). (c)The Instream originated algae; from left-up to clockwise *Cymbella* sp., *Surirella* sp., *Melosira varians*, COPEPODA *Oedogonium* sp., *Arcella* sp.(x400).



(a) Kamogawa Canal on 16th Jul (b) SosuiBunsen Canal 24th Jul

(c) Kamogawa Canal on 9th Oct (d) SosuiBunsen Canal on 10th Oct

Fig. 2 Longitudinal patterns of SPOM composition under normal flow in the lake Biwa Canals: Kamogawa Canal (a) and (c), and SosuiBunsen (b) and (d). The lower part of inner line in each figure corresponds to the fraction of the lake originated plankton



(a) Kizu River.　　(b) Uji River.

Fig. 3 Longitudinal changes in SPOM composition under normal flow conditions in the Uji River and the Kizu River (Takemon et al., 2006). The lower part of inner line in each figure corresponds to the fraction of the lake originated plankton.

この特性は，琵琶湖疎水の場合，琵琶湖から管路や開水路で直接つながっており，平水時には残流域からの希釈がないためと考えられる。これに対して，宇治川の場合には，天ケ瀬ダムまで瀬田川の流程で各支川からの希釈や河床で捕捉される結果，琵琶湖由来のプランクトン割合が減少するのに加えて，天ケ瀬ダム湖での滞留時間が短いためにプランクトンの増殖に至りにくいことも関係しているかもしれない。実際，天ケ瀬ダム直下地点よりも，関電の放流水の方が多くの湖沼由来プランクトンを含んでいたことからもこれらのことが示唆される。また，木津川では，高山ダム直下で上流にダム湖のない木津川本川が合流するため，希釈の効果が大きいと考えられる。

3.2 流下粒状有機物の流下距離推定

(1) 琵琶湖由来プランクトンの種別流下距離推定

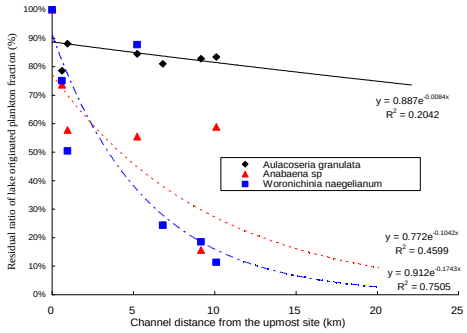
鴨川運河と疏水分線における微流下粒状有機物の流下距離を推定するために，Fig. 2 のデータのうち最上流地点(KS1 と BS1)における湖沼由来のプランクトンの割合を 100%として，各調査地点までの流程で湖沼由来のプランクトンが減少する割合を減耗率として算出した。また，指数関数の近似曲線を利用して最上流地点から 50%，90% に減耗する距離を推定した。その際，両疏水を流下するプランクトンのうち,琵琶湖由来の指標種として，7 月には *Aulacoseria granulate*, *Anabaena* sp., *Woronichinia naegelianum* を，10 月にはさらに *Dimorphocossus lunatus* と *Spondylosium moniliforme* を加えた。

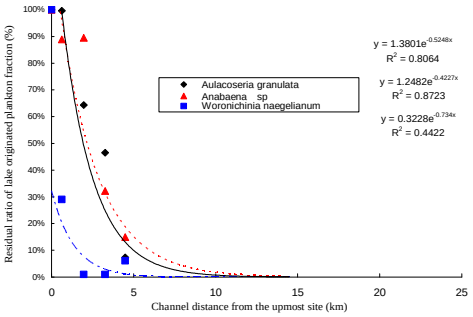
7 月調査の結果，鴨川運河では *Aulacoseria granulate* が非常に低い捕捉率であったのに対して，*Anabaena* sp. と *Woronichinia naegelianum* は比較的早く低減し，50%減耗距離はそれぞれ 68.2km, 4.2km, 3.4km であった。いっぽう,疏水分線では鴨川運河に比べて高い捕捉率を示し，*Aulacoseria granulate*, *Anabaena* sp., *Woronichinia naegelianum* の 90% 減耗距離はそれぞれ 5.0km, 1.6km, 6.0km であった(Fig. 4)。10 月にも同様に，鴨川運河では *Aulacoseria granulate* が低い捕捉率を示したのに対して，疏水分線では逆に高い捕捉率を示した。また *Dimorphocossus lunatus* や *Spondylosium moniliforme* は高い捕捉率を示した(Fig. 5)。

(2) 琵琶湖疏水と木津川・宇治川の流下距離の比較

鴨川運河ならびに疏水分線における琵琶湖由来プランクトンの合計出現率と流下距離との関係について，対数関係を仮定して最小自乗法で求めた較正曲線を描いた。これらに，竹門ら（2006）が木津川や宇治川において同様の方法で得た較正曲線を併せて比較した（Fig. 6)。その結果，鴨川運河は宇治川よりもさらにプランクトンを捕捉しにくい河道であり，疏水分線は木津川よりももさらにプランクトンを捕捉しやすい河道であることが示

唆された。そこで，これらの較正曲線から各事例における 50%減耗距離ならびに 90%減耗距離を求めたところ，湖沼由来プランクトンの流下距離は疏水分線が一番短く，ついで木津川,宇治川の順で,鴨川運河が最も長いことが分かった（Table 5)。





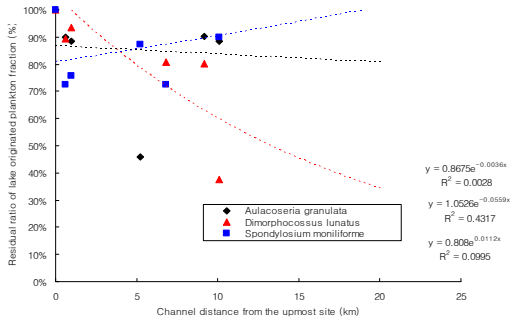
鴨川運河　　減耗距離(km)

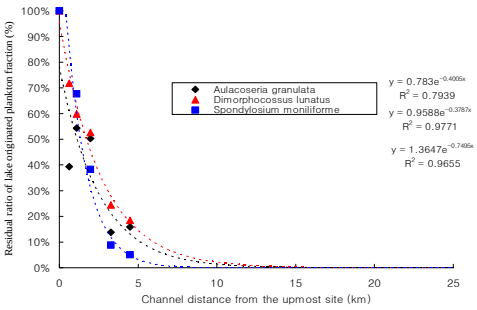
減耗率 / 指標種	50%	90%
Aulacoseria granulate	68.2	259.8
Anabaena sp	4.2	19.6
Woronichinia naegelianum	3. 4	12.7

疏水分線　　減耗距離(km)

減耗率 / 指標種	50%	90%
Aulacoseria granulate	1.9	5.0
Anabaena sp	−	1.6
Woronichinia naegelianum	0.4	6.0

Fig. 4 Longitudinal changes in the lake originated plankters fraction (f_L) of indicator species in the lake Biwa Canal on July 2007. Left: Kamogawa Canal, Right: Sosuibunsen Canal. Lower tables show the estimated 50% and 90% transport distance by calculated as the distance where the ratio of f_L decreased to exactly 50% and 10% comparing with that of the upmost site, respectively.





鴨川運河　　減耗距離(km)

減耗率 / 指標種	50%	90%
Aulacoseria granulate	153.1	600.1
Dimorphocossus lunatus	13.3	42.1
Spondylosium moniliforme	−	−

疏水分線　　減耗距離(km)

減耗率 / 指標種	50%	90%
Aulacoseria granulate	0.4	5.1
Dimorphocossus lunatus	1.7	6.0
Spondylosium moniliforme	1.3	3.5

Fig. 5 Longitudinal changes in the lake originated plankters fraction(f_L) of indicator species in the lake Biwa Canal on Oct 2007. Left: Kamogawa Canal, Right: Sosuibunsen Canal. Lower tables show the estimated 50% and 90% transport distance by calculated as the distance where the ratio of f_L decreased to exactly 50% and 10% comparing with that of the upmost site, respectively.

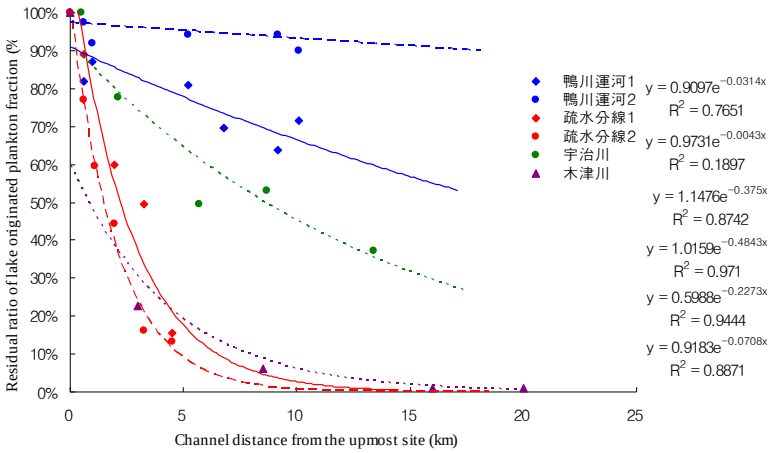


Fig. 6 Comparison of longitudinal changes in the lake originated plankton fraction in four channels.

Table 5 Comparison of FPOM transport distance of target channels under normal flow conditions. 1st and 2nd corresponds to the filed survey July and Oct 2007, respectively.

	Kamogawa Canal 1st	Kamogawa Canal 2nd	Sosuibunsen Canal 1st	Sosuibunsen Canal 2nd	Kizu River	Uji River
Estimated 50% transport distance	19.1 km	154.9 km	2.2 km	1.5 km	3.1 km	9.8 km
Estimated 90% transport distance	70.3 km	529.1 km	6.5 km	4.8 km	10.1 km	30.5 km

4. 考察

4.1 河床による微粒状有機物の捕捉率

河川における粗粒状有機物（CPOM）の挙動に関する研究は，その流域に自生しないイチョウの葉などをトレーサーとして人為的に流して分布や流下距離を測定する研究がされてきた。いっぽう，微粒状有機物（FPOM）の挙動については，トレーサーの選定は粗粒状有機物ほど簡単ではない。現場河川の実験例としては，イースト(Paul and Hall, 2002)，胞子(Wanner and Pusch, 2000),とうもろこし花粉（Georgian et al., 2003; Miller and Georgian, 1992)などが知られているものの，それらは河道位数 1-2 クラスの小規模な河川に限られいる。これは，河道位数が 4 以上のような中・下流域での実験は投入量を莫大にしなければ検出できないなどの限界があるためと考えられる。この点，本研究で微粒状有機物のトレーサーとして用いた湖沼来由のプランクトンは，湖沼やダムで大量に生産される自然物なので実験のためのコストが小さいというメリットがある。ただし，人為的に投入するトレーサーの場合はワンショットの現象として評価できるが，プランンクトンの場合には，継続的に流下しつづける事例として位置づけざるを得ない。これは，河床の捕捉効率だけを単独で評価しにくいというデメリットにつながるが，逆に河床への捕捉や蓄積と再流出の過程が平衡したときの流下距離を推定できるという意味では大きなメリットと考えられる。すなわち，捕捉と再流下の平衡後の流程変化を捉えることができれば，プランクトンが河川生態系で栄養段階に組み込まれる流程範囲を実質的に推定できることになる。

Fig. 4-6 によれば，湖沼由来プランクトンの割合は河道距離によって指数的に減耗している。これは湖沼由来のプランクトンが河道

内に流下，捕捉，滞留の過程を繰り返して減少するとともに，河川及び陸上起原の微粒状有機物が相対的に増加することによる。そこで，湖沼由来プランクトンの単位距離当りの捕捉率を算定するために，Fig. 6 からの近似式（Equation 1）のように式変形した（Equation 2）。

$$Y = a \cdot e^{bx} \quad (1)$$

$$\text{Trapping efficiency} = -\,d/dx\ Y = -ab \cdot e^{bx} \quad (2)$$

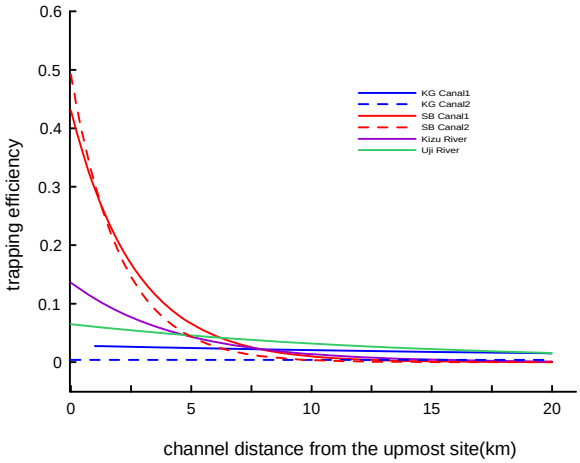


Fig. 7 Comparison of FPOM trapping efficiency in each channel

ここで，Y は流下距離 x 地点での湖沼由来プランクトンの出現率を示す。式(2)に本研究で推定された 4 河道ごとの係数を用いてプランクトンの捕捉効率を求めたところ，Fig. 7 の関係が得られた。本図における河道間の違いは，Fig. 6 からも予測されるように，疏水分線，木津川，宇治川，鴨川運河の順に捕捉効率が高いことを表している。また，これらの結果のうち，木津川と宇治川の違いについては同流量条件のときの比較結果であり，河道地形によって捕捉率が異なること示している。いっぽう，鴨川運河と疏水分線の大きな違いは 2 つの水路の形態及び水理条件に原因があると考えられる。鴨川運河は疏水分線より急勾配で流量が多いため流速が大きいことが流下距離の増加に影響していることは明らかである。しかし粒状有機物が河床に捕捉されやすい原因には，流速の違いだけではなく，次節で述べるように疎水分線の経深が小さいことも関係していると考えられる。

なお，本研究では流下距離の定量的な分析のために，琵琶湖来由のプランクトンは流れる水では繁殖しないと仮定したが，種によっては河床に堆積又は捕捉されてからも生長・繁殖する可能性も否定できない。もし，このような種が含まれていると，河床の捕捉効率は実際よりも小さく見積もられることになる。こうした現象による推定誤差を修正する方法として，以下の二つが考えられる。まず，流水中や河床に付着した状態では生長や繁殖のできないことが確実なボルボックスやゾウミジンコのような特定種に的を絞る方法が考えられる。ただし，動物プランクトンの場合には，魚類や底生動物が選択的に捕食することも考えられるので捕捉効率の解釈にあたっては，河道地形と水理条件に加えてこれらの動物による捕食効果を考慮する必要があるだろう。また，植物プランクトンであっても動物による捕食効果を考慮する必要がある点では同様であるが，植物プランクトンを利用する動物は，造網性トビケラ類や二枚貝類など濾過食者の底生動物が対象となるので，河床の物理的な捕捉過程と同様に，河床との接触機会や河床への沈降機会が増すほど捕捉効率が高まる可能性が考えられる。いっぽう，このような濾過食者の底生動物の中には，餌となるプランクトンの多いダム貯水池や湖沼の流出部下流域で個体数密度や現存量が増大する現象が知られている（谷田・竹門，1999 for review）。Fig. 7 のように流下直後の流程の方が捕捉効率の高い様式が見られた理由として，このような生物的過程が働いていると考えられる。

4.2 微粒状有機物の流下距離と水理条件・地形条件との関係

Speaker et al.(1984)及び竹門ら(2006)の研究によれば，粒状有機物の流下距離は河道地形の複雑性と関連があり，その定量的指標として径深を用いている。径深は断面積に対する潤辺の比であり河道地形が横断方向に平たく遠浅であるほど小さい値となる。疏水分線の平均径深(0.18)は鴨川運河のほ(1.42)より顕著に小さい特徴があった。疏水分線のプランクトンの捕捉率が大きかった原因として，前節で述べた流量や流速の小ささとともに，径深の小さいことが重要であると考えられる。Fig. 8 は，各河道について流量別に横断面と

経深を(Table 1-3 参照), 径深の流程変化を示したものである。さらに, プランクトンの50%流下距離と経深の関係を調べた結果,有意な指数関数関係が認められた (Fig. 9; Equation 3)。

$$y = 2.3831\, e^{1.2468x} \quad (R^2 = 0.4200,\ p<0.05) \qquad (3)$$

これらの結果は, 河道地形の複雑性が増加するほど微粒状有機物の捕捉率が高まり, 流下距離が短くなることを示している。

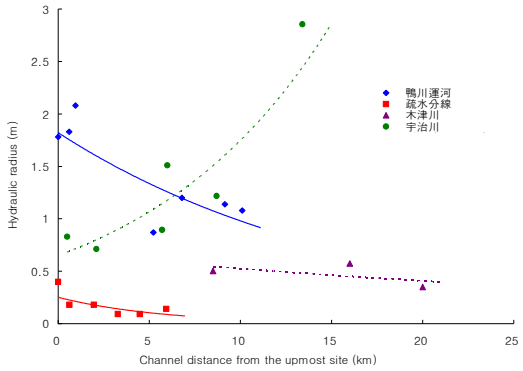


Fig. 8 Comparison of hydraulic radius in each channel. The Range of hydraulic radius in the Kizu River, the Sosuibensen Canal and the Kamogawa Canal shows comparatively smaller than the Uji River. Hydraulic radius in Uji River increased with channel distance due to riverbed degradation.

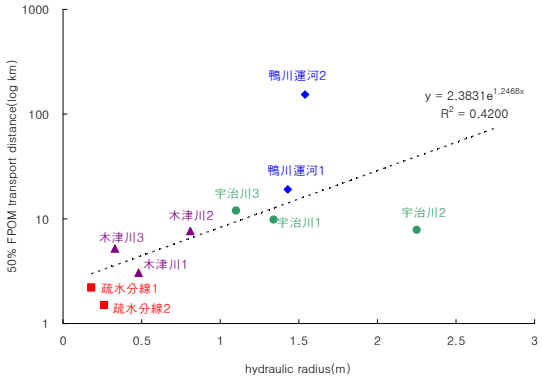


Fig. 9 Relationship between transport distance of FPOM and hydraulic radius

5. おわりに

湖沼由来のプランクトンを微流下粒状有機物のトレーサーとして利用してダム下流生態系における FPOM の流下距離を定量的に推定した。そのような研究は CPOM と比べて流下有機物の動態研究が難しいと知られた FPOM を対象で実の中規模以上の河川におけるダム由来の粒状有機物の動態を定量的に分析したという意義かあった。

河道地形が異なる人工水路の 2 ヶ所と実際河川の 2 ヶ所を対象として現場調査を行った。そして河道地形の複雑性の指標として径深を選定し,河道地形の複雑性が増加するほど FPOM の捕捉率も高くなるから流下距離が短くなることを証明した。

今後のダム由来の粒状有機物の流下距離が河川生態系の機能に及ぶ影響を調査するために安定同位体の分析研究を計画されている。

謝 辞

本研究を進めるにあたって,プランクトンの同定や生産起源の判定を滋賀県琵琶湖環境科学研究センターの一瀬諭氏に御教示いただいた。また,木津川と宇治川の流下距離については,山本佳奈氏の修士論文データを使用させていただいた。以上の方々に感謝の意を表する。尚,本研究の遂行のために以下の助成金を使用した。科学研究費補助金基盤 B19360224,河川生態学研究会木津川グループ研究費,ならびに国土交通省建設技術研究開発補助金。

参考文献

一瀬 諭・若林徹哉 (2005):やさしい日本の淡水プランクトン図解ハンドブック, 滋賀県立衛生環境センター, 150pp.

滋賀県立衛生環境センター (1991):琵琶湖プランクトンデータ集(植物プランクトン), 93pp.

滋賀県琵琶湖環境科学研究センターのホームページ, (http://www.lberi.jp/root/jp/06db/planktonzukan/bkjhindex.htm).

竹門康弘, 西ふき野, 加藤智子, 谷田一三 (2003):木津川砂州における堆積粒状有機物の分布様式.河川生態学術研究会木津川研究グループ編.木津川の総合研究, pp.243-262.

竹門康弘（2005）:底生動物の生活型と摂食機能群による河川生態系評価．日本生態学会誌，Vol.55，pp 189-197.

竹門康弘,山本佳奈,池淵周一（2006）:河川下流域における懸濁態有機物の流程変化と砂州環境の関係,京都大学防災研究所年報49B，pp677-690.

谷田一三・竹門康弘（1999）：ダムが河川の底生動物へ与える影響．応用生態工学，Vol.2：pp153-164.

田中正明（2002）：日本淡水産動植物プランクトン図鑑，名古屋大学出版会，602pp.

広瀬弘幸（1977）:日本の淡水藻図鑑，内田老鶴圃，933pp.

水野寿彦（1984）：日本淡水プランクトン図鑑，保育社，602pp.

水野寿彦・高橋永治編(1991):日本淡水動物プランクトン検索図説．東海大学出版会.

山本加奈（2006）:宇治川・木津川における流下粒状有機物の動態と河川間比較,京都大学大学院工学研究科修士論文.

吉村千洋，谷田一三，古米弘明，中島典之(2006):河川生態系を支える多様な粒状有機物，応用生態工学 9：85-101.

Doi, H., Takemon, Y., Ohta, T., Ishida Y. and Kikuchi, E. (2007) Effect of reach scale canopy cover on trophic pathways of caddisfly larvae in a Japanese mountain stream. Marine and Freshwater Research, 58:pp811-817.

Fisher S. G. (1998): Material Spiraling in Stream Corridors: A Telescoping Ecosystem Model, Ecosystems,Vol 1,pp 19-34.

Fisher S. G., and Likens G. E. (1972): Stream ecosystem: organic energy budget, Bioscience,Vol 22,pp 33-35.

Georgian T., Newbold J. D., Thomas S. A., Monaghan M. T., Minshall G. W., and Cushing C. E. (2003): Comparison of corn pollen and natural fine particulate matter transport in streams: can pollen be used as a seston surrogate?, Journal of the North American Benthological Society,Vol 22,pp 2-16.

Gregory K. J. (2006): The human role in changing river channels, Geomorphology,Vol 79,pp 172-191.

Miller J., and Georgian T. (1992): Estimation of fine particulate transport in streams using pollen as a seston analog, Journal of the North American Benthological Society,Vol 11,pp 172-180.

Newbold J. D., O'Neill R. V., Elwood J. W., and Winkle W. V. (1982): Nutrient Spiralling in Streams: Implications for Nutrient Limitation and Invertebrate Activity, American Naturalist,Vol 120,pp 628.

Paul M. J., and Hall R. O. (2002): Particle transport and transient storage along a stream-size gradient in the Hubbard Brook Experimental Forest, Journal of the North American Benthological Society,Vol 21,pp 195-205.

Speaker R., Moore K., and Gregory S. (1984): Analysis of the Process of Retention of Organic Matter in Stream Ecosystems, Verhandlung Internationale Vereinigung Limnologie,Vol 22.

Stanford J. A., and Ward J. V. (2001): Revisiting the serial discontinuity concept, Regulated Rivers Research & Management,Vol 17,pp 303-310.

Tockner K., Pennetzdorfer D., Reiner N., Schiemer F., and Ward J. V. (1999): Hydrological connectivity, and the exchange of organic matter and nutrients in a dynamic river-floodplain system (Danube, Austria), Freshwater Biology,Vol 41,pp 521-535.

Vannote R. L., Minshall G. W., Cummins K. W., Sedell J. R., and Cushing C. E. (1980): The River Continuum Concept, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences,Vol 37,pp 130-137.

Wanner S. C., and Pusch M. (2000): Use of fluorescently labeled Lycopodium spores as a tracer for suspended particles in a lowland river, Journal of the North American Benthological Society,Vol 19,pp 648-658.

Ward J. V., and Stanford J. A. (1983): Serial Discontinuity Concept of Lotic Ecosystems, Dynamics of Lotic Systems, Ann Arbor Science, Ann Arbor MI. pp 29-42.

Ward J. V., and Stanford J. A. (1995): The serial discontinuity concept: Extending the model to floodplain rivers, Regulated Rivers: Research & Management,Vol 10,pp 159-168.

Relation of Channel Morphology to FPOM Transport Distance in Tailwater

Giyoung OCK* and Yasuhiro TAKEMON

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study aims to show the relations of channel morphology to trapping efficiency of suspended FPOM(fine particulate organic matter) using lake originated plankters as FPOM tracers. We estimated the transport distance of suspended FPOM by calculation of the decreasing ratio of the lake originated plankters with channel distance. Study sites were established in two artificial canals and two natural rivers with different channel morphology below the Lake Biwa and dam reservoirs. Since the estimated FPOM transport distance had a positive correlation with the hydraulic radius of each channel, increasing complexity of channel morphology with wide and shallow cross section will increase the FPOM trapping efficiency.

Keywords: Fine particulate organic matter, Transport distance, Channel morphology

京都大学防災研究所年報　第51号B　平成 20 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 51 B, 2008

次世代防災情報検索システムの開発

松浦秀起・辰己賢一・吉田義則・和田博夫

要　旨

防災研究所での研究成果は，防災研究所の刊行物，研究集会や学会において，一般社会に発信されてはいるものの，研究成果の登録や発信が効率よく行われるよう，統合的に整備されている環境であるとは言い難い。つまり，研究成果が集約・整備された形で登録・配信されることは，研究者間との情報共有や防災教育，調査・研究を進めることは重要なことであると考えられる。本稿では，研究者自身が簡単に研究成果物を登録することができ，かつ登録後，様々な配信・検索手法を用いてユーザが求める情報を適切に効率よく利用できる環境を構築するため，次世代に向けた防災情報検索システムについて提案する。

キーワード: データベース，GPS，GoogleMaps，防災情報検索

1.　はじめに

京都大学防災研究所は創立以来，日本における自然災害研究の中心的役割を担うと共に，災害科学研究者による研究ネットワーク形成を主導してきた。そして，研究の一環として年報を始め，論文やハザードマップなどの印刷物と実験・観測・調査など記録（記録紙，映像を含む）等が，防災研究基礎資料として蓄積されてきた。このような膨大な資料を一般に公開し，分かり易い形で提供することは，防災学研究を推進させ，防災資料の利用者にとって生きた防災情報源として付加価値を高めることになると考えられる。

平成14年度に21世紀COE 研究分担課題「防災研究所で蓄積された印刷物や映像情報の電子ファイル化とホームページで高速検索可能なシステムの構築」を技術室が担当することになった。これは，防災研究所が有している防災資料を利用者にとって，よりわかりやすい形で提供するシステムの構築を目的としており，技術室は，これまで５年間取り組んできた。その集大成として，防災研究所の防災情報を検索し，発信する新しいシステム開発の試作を行い，現在も稼働中である。

しかしながら，現在のところ，研究所の研究成果が，誰でも簡単に閲覧，利用できる環境になっているとはいえないことが多く，データベースなどで研究成果情報を整備した形での情報発信や，研究者からの研究成果の情報を統合的に蓄積していくといったシステムは確立されていない。また，研究成果が分かりやすく整備された形で適切に登録・配信されることは，研究者自身にとっても，研究者間との情報共有や防災教育，調査・研究を進めることは重要であると考えられる。

本発表では，研究者自身の手によって，研究成果の情報を簡単に登録することができ，登録後，誰もが様々な検索方法で，求める情報を簡単に検索し利用できたり，分かりやすい形で閲覧できたりするような，次世代に向けた防災情報検索システム案について検討する。

2. 研究成果メタデータデータベースの必要性

研究者の情報発信業務の負担軽減と地域への防災情報発信の促進との両立を可能にするためのサイト構築を考えると，研究者自身がいつでも簡単に自動登録できる防災情報検索システムであり，一度の登録だけで，他の大型データベースにも任意登録できるようなシステム作りが必要である。ここで連携を試行している実在する大型データベースとしては，現在，Nii が推進している，学術情報リポジトリデータベースを対象としている。このデータベースは，世界の論文データベースと共有機能を持っており，このデータベースへの登録を同時に行うことを可能にすれば，研究者の研究成果物の引用率の増加だけでなく，防災研究，一般社会への貢献が見込まれることが予想される。

しかしながら，研究成果の保存形式は，論文，写真，プログラム，動画，実験データと多種多様であり，研究成果そのもの，つまりコンテンツも含めて学術情報リポジトリデータベースへの登録が可能であると判明しているものは全体の成果量の割合からみればかなり少ない。そこで本システムは，研究成果そのものＷｅｂ上で閲覧できるようにするのではなく，研究成果の概要などを含めたメタデータをデータベースに登録し，「メタデータ」をＷｅｂ上で閲覧できるようにすることを考えた。なおメタデータ内には，コンテンツがＷｅｂ上で閲覧できるデータに関しては，その情報へのリンクなどを含めて，メタデータ情報からコンテンツ情報へリンクできるようにしている。これにより，データベースに登録されたメタデータ自体が，Web上からの要求と研究成果との仲立ちを行うことができる。その結果，Web上に内容そのものを掲載することができない研究成果なども，Web上に概要や存在情報，関係する研究者へのアクセス情報などを掲載しておくことが可能となる。

Fig. 1は，防災情報検索システムの位置づけを示した図である。この図の中での「整理された情報の交換」の部分が，防災情報検索システムの担う部分となっている。具体的には，以下のような，ニーズを満たすような検索システムを目標としている。

「ユーザのニーズ」

(1) 必要とする情報・データを少ない時間・労力で検索・入手したい。

(2) データそのものや，その内容を容易に理解でき利用したい。

(3) 単一のメディアに依存せずに様々な情報を検索したい。

(4) 国際標準に準拠等統一したフォーマットで活用したい。

(5) 公開・配布されている防災情報を通じて，研究所と社会との連携・コミュニティの場を持ちたい。

本研究が提案しているシステムの構築においては，平成14年度の21COE分担研究課題「防災研究所で蓄積された印刷物や映像情報の電子ファイル化とホームページで高速検索可能なシステムの構築」にて試作構築されたシステムを母体としている。そのため，このシステムは防災研究所の研究成果として重要な位置を占めている年報を電子ファイル化する手順と，その内容を簡便にホームページ上で公開したり，高速検索したりすることは可能であるが，年報以外の様々な研究成果物の登録や整理，運用効率を十分に考えて構築されているとは言い難い。

つまり，このようなニーズに答えられたとしても，防災研究所の研究成果を登録・発信し続けることが可能なデータベースとしては不十分と考える。なぜなら，データベースへ登録の簡便性と，登録後の情報の運用効率性を上げなければ，持続的にこのデータベースが成長していくことは運用面において難しいからである。ここでいう「簡便さ」とは，研究者

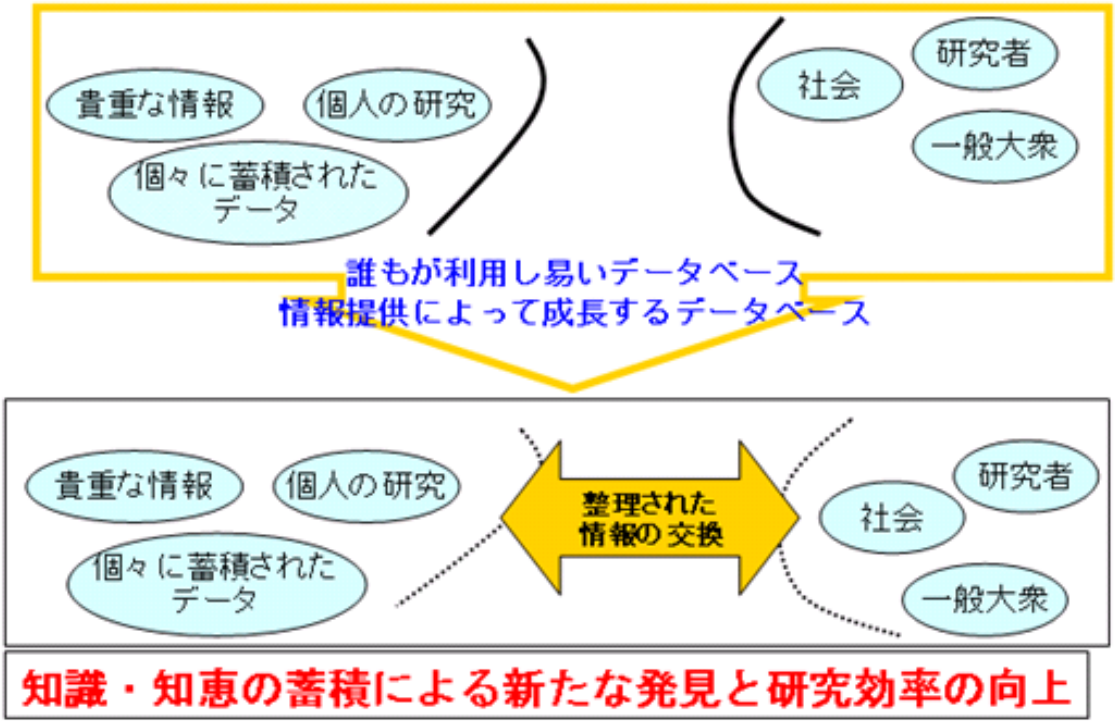


Fig.1　Location of information retrieval system for disaster prevention

個人が登録する際の負担を減らすことや，他の入力作業との重複を減らすことが挙げられるが，それにはまず，登録後のメリットや，登録を受け入れる箱であるデータベース構造などにおいて，将来のことを考慮した仕組みを形成している必要があると考えられる。

3. 次世代防災情報検索システムの概要

従来の防災情報検索システムでの検索機能は，テキスト検索ができるに留まっており，時間的，空間的な絞込み検索まではできない状態である。本研究では，試作された旧防災情報検索システムの良い部分を残しつつ，運用性やよりよい検索手法を改善・考慮したものを提案し，2.で示したユーザのニーズを満たすために，どのような要件が必要なのかを考えていく。

まず（1），（2），（3）に対しては，防災情報に関する研究成果が検索しやすい形で整理されて，分かりやすい形で配信されている必要があり，なおかつその情報が高速に検索できなくてはいけない。その情報源として，存在情報やコンテンツ情報へのリンクが集積・統合されている旧防災情報検索システムのメタデータデータベースを使用しているが，これは書誌データのメタデータに近いため，詳細な時間の絞り込み検索や空間検索に向いている形ではない。

そこで，次世代防災情報検索システムでは，時間の情報と空間の情報を加え，さらに研究者自身がメタデータを登録することを見越してのシステム構築を目指している。メタデータのデータの種類として新たに加える時間・空間情報は，以下のとおりである。

① 防災情報に関する時間情報の種類
・データベースに最初に登録された時間（自動付与）
・データベース情報が更新された時間（自動付与）
・防災情報が作成された時間（ファイル情報）
・防災情報に関連する時間（手動入力，任意）
②防災情報に関する空間情報の種類
・防災情報が作成された空間一点（緯度，経度，高さ，方位）
・上記の名称と住所（日本語・英語）
・防災情報が影響を及ぼす，もしくは関連の深い空間（緯度，経度，高さ，方位，範囲）
・上記の名称と住所（日本語・英語）

①での防災情報に関連する時間とは，調査期間やイベントの開催期間，実験期間などである。ただし関連する災害の期間に関しては，ここには記録せず，関連する災害情報などと一緒に別テーブルで保管され，その中で定義される。②での防災情報が影響を及ぼすもしくは関連の深い空間とは，災害調査範囲や被害範囲，イベント実施場所などであり，主に緯度・経度の情報（世界測地系）で保存される。範囲は，「点」，「線」，「円」，「多角形」の四つで指定でき，範囲の種類によって空間の保存の仕方が異なるように保存される。

他のニーズに関しての対応の補足として，（2）のニーズを満たすために，防災研究所のリソースだけでは，一般には理解不足が生じる可能性もある。そのため，他のデータベースとの連携や辞書検索などを活用したシステム作りも必要であり，シソーラスやオントロジーを意識した作りに改良できるよう，システム上での防災用語の統一を進めることが必要である。（4）については，ダブリンコアは国際標準なので，これに準拠したものを作成するが，前述の時間と空間情報を加えた防災に特化した付随情報を加えている。最後の（5）については，防災情報検索システムが他のデータベースや防災研究所の職員とも連携がとれるようにすることが第一歩の方法であると考えている。つまり，防災情報検索システムを通じて幅広く情報が取得できるようになれば，防災研究そのもの社会への理解度や研究に不可欠である研究者間や社会との協力体制が容易になる手助けとなるからである。連携の対象となるデータベースの例としては，現在稼働中の防災研究所職員総覧や情報学術リポジトリ，京都大学研究者総覧データベースなどが挙げられる。以上のようなことに留意した防災情報検索・発信を行うシステム構築ができれば，防災研究のサポートや地域への防災情報発信の促進に役立つと考えている。

4. 次世代防災情報検索システムの検索機能

4.1 キーワードの検索機能の強化

現在のキーワード検索機能は，ユーザがキーワードを入力して，検索結果を絞り込むという方法がほとんどであるが，この手法ではキーワード自体を思いつくことが難しい場合がある。そこで，ユーザがあまりキーワードを考えることなくキーワードを入力できるように，防災に関連するキーワード約2000個をデータベース化し，キーワードをクリックするだけで検索できたり，防災情報に複数のNDC を割り振ることによって，防災情報を主題に沿った形で絞り込み検索することができたり，図書から防災情報を検索することができる機能を考えている。また情報検索後，メタ情報閲覧時にその情報に関連が深いメタ情報を自動的に提供することができるクロスメ

ディア検索機能も追加予定である。

4.2　選択性重み付け検索機能

YahooやGoogleでのサイト検索機能としては通常機能としてユーザが入力したキーワードが登録されているサイトでどのような重みを持っているかを自動判定する機能（以下，重み付け機能とする）をもっている。これは例えば，キーワードがサイト内のタイトルに含まれているか本文に含まれているかでその重要度を相対的に変化させたり，キーワードが何個含まれているかで多く含まれているものの重要度を上げたりする機能である。ただし，有名なサイト検索のこの機能に関する情報はほとんどがブラックボックスであり検索サイト毎にその重み付けの内容が異なり，統一した基準があるわけではない。また，主にサイト検索を主に置いているため，HTML以外の重み付けには向いておらず，データベース内を検索して防災に特化したルールで重み付けをするといった機能はない。つまり，防災情報だけに特化した検索や，ユーザがキーワードで重要視する重みを任意にして検索できるわけではない。本研究では，防災に特化した重み付け検索ができたり，研究者の意見を取り入れた重み付けや，ユーザ側がキーワードに対して重み付けの度合いを任意で指定して検索できたりする機能を提案する。具体的には以下の三点の機能である。

① キーワードが持つ重要性をポイント化し，主となる重み付け検索アルゴリズム（例えば，出現比率やSEOを基としてものなど）を多数用意し，ユーザの選択によって上位に表示される記事内容が変化する
② ユーザが特定のキーワードごとに重みレベルを低～高までの3段階で指定できる
③ ユーザがシソーラス・関連検索機能を追加で選ぶことができ，ユーザが入力したキーワードと同じ意味を持つキーワードや関連するキーワードまで重要性のポイントに加算する

4.3　時間検索機能

防災研究所が研究対象としている防災情報は，関連する時間の種類が多種にわたる。例えば，主な時間の種類として，関連する特定の突発災害の発生期間，その災害の調査期間，調査結果を公表した日時などがある。これらは3で示したようにそれぞれ違う意味の時間情報としてデータベースで格納される。本研究では，ユーザがどの時間情報で検索の絞込みを行うかを選択できるようになる選択性時間検索機能を考えている。また，時間検索は全く違う時間をそれぞれに絞り込むようにでき，視覚的にわかりやすいように，Fig.2のように時間種別ごとに絞り込み検索を行うようにする予定である。

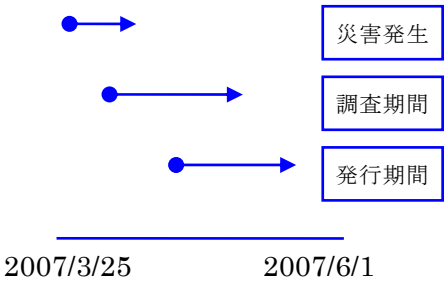


Fig.2　Function to limit the search data by requested a specific time

4.4　空間検索機能

防災研究所が研究対象としている防災情報の多くは，災害が起こる場所とその原因究明・対策に関連しているため，研究過程において取得した実世界の情報を場所と関連付けて，電子地図上で統合し，分析することで，調査・研究が行われる場合が多い。しかし，防災研究所で一般に提供されている年報，Newsletter などの刊行物や災害現地写真といった防災に関連した情報の地点情報は，テキストで提供



Fig.3　Function to limit the search data by requested a specific place

される場合が多く（例：京都市左京区吉田本町の京都大学），視覚的に地図で地点が分かりやすく説明して提供されている場合が少ない。こういった問題点を解決する手段の１つとして，緯度，経度といった位置情報を防災情報そのものに自動的に付与することで，GoogleMaps などを利用した，視覚的に位置を分かりやすくして防災情報を提供することが可能である。現時点での防災情報検索システムでも，テキスト検索⇒GoogleMaps上にマーキングといったことはできる。ここで提案する空間検索機能とは，逆にGoogleMaps上で検索範囲を空間的に絞りこんで，現時点でGoogleMaps上で表示されている地図の範囲内にある防災情報をテキストでリスト化するという検索手法である（Fig.3　参照）。

5.次世代防災情報検索システムの運用

以上のように検索システムの概要について述べたが，実際の運用にはメタデータの入出力を管理するコストが必要である。つまり，このメタデータの入出力を手動でやっていく場合は，人的にも時間的にもコストが高い。本システムでは，防災研究所のホームページでの情報掲載と同時に学術情報リポジトリへの登録を任意で行い，著作者が現職員である場合は，その職員詳細が閲覧できるようなメタデータ登録の半自動化システムを考えている。また膨大な研究成果から適切な情報のみを絞り込むようにするため，研究者自身が適切な情報区分を簡単に入力できるようにすることを考えている。

具体的には，Web上での研究成果情報の登録と更新である。従来は登録と削除を考えていたが，職員総覧や自己点検などが更新型になることを受けて，次世代防災情報検索システムも，登録後の更新ができるようになれば，もっと研究者が登録に対して前向きになると考えている。また自己点検や職員総覧にて登録されている研究成果についても，ある程度まで自動登録できるように，うまく連携させれば，ユーザ間の情報共有に加え，世界の防災研究の発達に寄与すると考えられる。

6.　おわりに

防災情報を検索・発信するシステムについて現状と次世代のシステム開発に向けての改良点などを記載したが，基盤とするデータベースシステムはまだ完全とはいえず，時間と人員が足りない新規データ入力や更新，訂正についての対策の課題は依然として残っている。今後は，研究者が調査，研究報告の過程でコンテンツが登録できるような仕組みや，登録時の入力や登録後の資産利用の効率性が高い情報発信システムの構築を目指していきたいと考えている。このことが，地域社会への防災研究の理解が深まる手助けとなり，研究者自身の情報発信や教育への相乗効果を生み，防災情報検索システムが将来的に防災研究の発展と共に災害被害への軽減の手助けになることを望んでいる。

謝　辞

本稿のシステム構築を進めるにあたっては，前平野室長やCOEプロジェクトリーダーであった林晴男先生をはじめ，辰己様，吉田室長，三浦様，高山様，和田様ほか，技術室の皆様，教員・研究員・附属図書館員の方々，手伝って頂いた非常勤職員などの多くの皆様方のご協力を頂いております。ここに記して心より厚く御礼申し上げます。

参考文献

Hideki MATSUURA, Kenichi TATSUMI, Hideo TAGAWA, Yoshinori YOSHIDA, Tsutomu MIURA, Tetsuro TAKAYAMA, Hiroo WADA and Norio, (2004): Digitization of disaster prevention Printed Matters and Video information, and construction of the search engine which can search these on the Internet website at high speed, Annuals of DPRI, Kyoto Univ.,No. 47 C, pp. 117-126.

Hideki MATSUURA, Kenichi TATSUMI, Hideo TAGAWA, Yoshinori YOSHIDA, Tsutomu MIURA, Tetsuro TAKAYAMA, Hiroo WADA and Norio,(2005): Digitization of disaster prevention Printed Matters and Video information, and construction of the search engine which can search these on the Internet website at high speed (2), Annuals of DPRI, Kyoto Univ., No. 48 C, pp. 125-132.

Digitization of disaster prevention Printed Matters and Video information, and construction of the search engine which can search these on the Internet website at high speed (3), Annuals of DPRI, Kyoto Univ., No. 49 C,pp.75-80.

Tomohiro KUGAI, Yoshiaki KAWATA and Haruo HAYASHI, (2004): Development of Cross-Media Database for Sharing Disaster Information, Annuals of DPRI, Kyoto Univ., No. 47 C, pp. 331-336.

Go URAKAWA, Nozomu YOSHITOMI*, Tomohiro KUGAI, Hironori KAWAKATA, Kenneth C. Topping and Haruo. (2004): Development of Cross-Media Database for Sharing Disaster Information and A Case Study

about Implementation Process, Annuals of DPRI, Kyoto Univ., No. 47 C, pp. 337-344 .

Hironori KAWAKATA, Paul YOSHITOMI, Go URA-KA-WA, Kelly CHAN, Hideki MATSUURA, Kenichi TATSUMI, Takeshi HARA, Munenari AGUSA, Haruo HAYASHI and Yoshiaki KAWATA, (2006):Building an Integrated Database System of Informationon Disaster Hazard, Risk, and Recovery Process-Cross-Media Database (2), Annuals of DPRI, Kyoto Univ., No.48 C, pp. 53-60.

Hironori KAWAKATA, Paul YOSHITOMI, GoURA-KAWA, Kelly CHAN, Hideki MATSUURA, Kenichi TATSUMI, Takeshi HARA, Munenari AGUSA, Haruo HAYASHI and Yoshiaki KAWATA, (2006):

Development of the Next-generation Information Retrieval System for Disaster Prevention

Hideki MATSUURA, Kenichi TATSUMI, Yoshinori YOSHIDA and Hiroo WADA

Synopsis

At DPRI, many research achievements of disaster prevention research have been stored. However, it is hardly adequate that a sufficient number of the research achievements is compiled from the database and delivered. Accordingly, it is important that the achievements organized is registered in database and delivered. Because the researcher can share the intelligence and information of the disaster prevention well by the research achievements. And the research achievements become an important source in advancing the disaster prevention education and the investigation and the research. In this paper, we propose the following system. The system is that easily it is possible to register the achievements. And user can use it easily, which is provided by the researcher, with a variety of retrieval.

Keywords: database, GPS, GoogleMaps, Information Retrieval System for Disaster Prevention