

積雲モデルを用いた梅雨前線帯降雨に対する地形の影響の評価

大石 哲・高橋輝明*・中北英一・池淵周一

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

豪雨の短時間予測を目的として梅雨前線帯の豪雨の生起・分布に与える地形と大気状態の影響を調査するために、詳細な雲の微物理過程に注目した数値計算による考察を行った。具体的には九頭竜川流域を対象として大気・水文観測で得られた大気のプロファイル、地上降雨と実際の地形を数値モデルに初期値、検証値として導入し、地形や大気プロファイルを仮想的に修正した場合と比較し、その原因を雲物理過程に注目して考察することにより、それらの要因が降雨に与える影響を考察する。

キーワード：雲物理，梅雨前線，地形，豪雨，数値計算

1. 序論

日本における梅雨前線帯の豪雨は、大きな災害をもたらす一方で予測が困難な現象である。梅雨前線帯の豪雨の一例として、1965年9月14～15日福井県東部の九頭竜川流域の西谷村で発生した西谷豪雨を立平(1976)より説明する。西谷村周辺には1000mを超える山脈があり地形の影響を受けた降雨は極めて降雨の分布が偏っていることが、9月14日9時から翌15日9時の日降雨量分布図(Fig. 1)より確認できる。すなわち、約30kmの間で日降雨量が100mmから800mmに変化しているのである。

梅雨期の豪雨が予測困難な挙動をすることは次のように説明される。梅雨期における豪雨はいくつかの水平スケールが違う現象が絡み合って発生する。例えば、梅雨前線に沿って複数のクラスターが帯状に発生し、これが移動することによって広域で長時間にわたって豪雨をもたらすことが多々ある。クラスターの移動は総観スケールでの気圧などの影響、またはメソスケールにおける地形の影響を受けた積雲の生起・発達によるものであると考えられている。

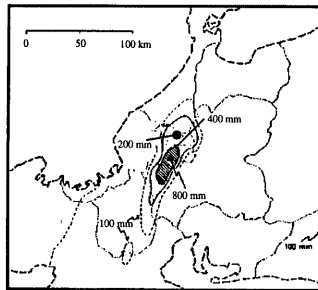


Fig. 1 Observed total rainfall amount from 9hr Sep. 14, 1965 to 9hr Sep. 15, 1965 (Tatehira, 1976).

これら2つのうちメソスケール、特にメソ β - γ スケールでのメカニズムは現在もよく解明されていない。そこでメソ β - γ スケールの地形の影響による積雲の生起・発達のメカニズムを解明することが、梅雨期の豪雨の予測に大きくつながるものと考えられる。

しかしメソβ・γスケールでの地形の影響を、現在の日本のアメダス・GMS(静止気象衛星)・高層気象観測・レーダー等の観測網では十分に解明するのは困難である。なぜなら積雲自体の寿命は数十分から数時間と短く、水平スケールも数キロから数十キロと短いためである。そのため、豪雨をもたらす積雲をシミュレートしながらその内部構造を出力することができるとは数値実験が非常に有効となってくる。

そこで、本研究では詳細な雲物理を陽に表現したモデルを用い、地形を表現できる2次元積雲モデル(大石ら, 1996)を用いて数値実験を行う。このモデルの大きな特徴は詳細な雲の微物理過程を陽に表現していること、電・霰・氷晶などの固体の降水粒子を導入していること、詳細なスケールの大気物理現象を扱うことができる非静力モデルであること、テンソル解析の手法を用いて基礎式を地形を下層境界条件とする一般化座標系を用いて表現していることである。この特徴によってWarm rainだけでなくCold rainの生起・発達・消滅過程のシミュレーションを物理的根拠をもって行うことが可能であり、各過程での水・霰・氷晶等の降水粒子の生産量を出力することができ、国土数値情報からの詳細な地形情報を取り込んだ計算を行うことができる。これらの特徴を活かし、観測によって解明することが困難である山岳地域における局地的対流性降雨を計算機上で表現し、その解析を行う。

これまでも同じ積雲モデルを用いた様々な研究が行われてきた。高橋・阿波田(1993)においては凝結核の違いによる降水の海洋性・大陸性の違い、またシアアの有無が積雲の発達に与える影響を研究している。大石ら(1995)においては鉛直流の有無・強弱が積雲に与える影響を、また大石ら(1997)ではモデルに仮想的な山岳を導入し山岳の高さや幅が積雲の生起・発達に与える影響を研究している。これらの研究では、初期大気のプロファイル・風・地形ともに仮想的条件であった。

そこで本研究では九頭竜川流域を対象とし、実際の地形と実際の気象条件を用いて地形と大気プロファイルが、積雲の雲物理過程を経て降雨分布に影響している状態を考察することを目的とする。そのため、この領域の山岳地形を国土数値情報より取り込んでモデル内で表現する。初期条件としては現地での観測によって得られた大気のプロファイルと、GPVデータから得られた初期風をモデルに与えた。この条件でシミュレーションを行い、実際の地形の影響を受けた積雲からの豪雨のメカニズムを解明する。さらにモデルを通して得られる降雨分布と観測降雨量との比較を行い地形の影響を評価することに

より、数値実験と実現象を比較して考察を行う。

2. 雲物理過程

本研究の考察において重要な雲物理過程は電の生成に関わる過程であるので、モデル中に表現されている電の生成に関わる過程を簡単に述べる。

2.1 降水粒子

降水粒子は、相と密度によって水滴(液体・ $\rho_w = 1.0$ [gcm^{-3}])、電(固体・ $\rho_h = 0.9$ [gcm^{-3}])、霰(固体・ $\rho_g = 0.3$ [gcm^{-3}])、氷晶(固体・ $\rho_i = 0.1$ [gcm^{-3}])に大きくクラス分けされ、さらに半径によって細かくクラス分けされる。水滴、電、霰はその大きさによらず、球形であると仮定し、半径によって2 [μm] から5.19 [cm] まで45のクラスに細分する。また考察の際には、水滴の大きさによって雲粒(2 [μm] ~ 32 [μm])、霧雨(32 [μm] ~ 320 [μm])、雨粒(0.32 [mm] ~)という呼称を用いる。

自然界での氷晶の形は気温と湿度によって様々であるが、本モデルでは円盤型を仮定し、半径により20 [μm] から2.05 [cm] まで21クラスに、厚みにより5クラスに細分化する。

2.2 凍結・着氷過程(Freezing・Riming)

水蒸気が氷に対して過飽和であるとき、氷晶核の活性化(nucleation of ice particles)により氷晶ができる。凝結核の活性化の時と同様、純粋な水滴や水蒸気から初期の氷晶になる過程(homogeneous nucleation of ice particles)は非常に低温、高過飽和度が要求される。Houze(1992)によれば、純粋な水滴が氷晶になるためには、気温が -40 ℃以下であることが理論的に必要であるし、水蒸気から初期氷晶になるためには気温 -65 ℃、過飽和度1000%という条件が必要となる。しかし、実際には水滴の場合と同様、空気中の微粒子を核として -40 ℃以上でも氷晶核は活性化(heterogeneous nucleation of ice particles)して氷晶を作る。この過程は、水蒸気から直接微粒子の上に氷晶が成長する場合(deposition nucleation)、何らかの核が過冷却水中を漂って起こる場合(immersion freezing)、凝結核が活性化してできた水滴が凍る場合(condensation nucleation)、水滴が微粒子に接触するときに凍結する場合(contact nucleation)等に分類される。

凍結過程とは上で述べた condensation nucleation と contact nucleation のことであり、着氷過程とは大気中の氷晶、霰および電が小さな水滴と衝突した時にその水滴を取り込んで成長することである。モデル中では水滴の落下速度が氷の落下速度より早いと

きには contact nucleation が起こり、その逆の時には着氷が起ることとしている。

(1) 凍結過程

Condensation nucleation は Vali(1968) が実験的に求めた凍結確率によって次のように表現している。

$$\xi_w = x_w \exp[-0.66(T - 273) - 1.0], \quad (1)$$

ここで x_w は水滴の質量である。モデルでは、この過程で凍結した水滴は同じ半径をもつ電となるとした。

Contact nucleation は大きな過冷却水滴と小さな氷晶との衝突によって起こる。衝突の式はまず、水滴同志の衝突として以下のように定式化される。体積 u と体積 $v-u$ の 2 水滴が衝突して体積 v の水滴が形成されたとすると、体積 v をもつ水滴の数密度 $n(v, t)$ の時間変化である式 (2) が衝突過程の基礎式となる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(v, t)}{\partial t} &= \frac{1}{2} \int_0^v n(v, t) V(v-u|u) n(v-u, t) du \\ &\quad - \int_0^\infty n(v, t) V(v|u) n(u, t) du, \quad (2) \end{aligned}$$

である。ここで $V(v|u)$ は衝突因子 (collection kernel) である。水滴の場合には、 $V(v|u) = \pi R^2 E(R|r)^2 \cdot \Delta U(R, r) \xi$ とする。ここで R は大水滴の半径、 r は小水滴の半径である。 $E(R|r)$ は衝突係数 (collection efficiency) であり、大水滴の中心から半径 Y_c 以内にある小水滴がすべて補足される時、 $E(R|r) = Y_c/R$ で定義される。 ξ は付着係数であり、衝突した水滴が併合せずにはねかえったり、衝突によって分裂することを表現したものである。水滴の付着係数は 1 とした。 $\Delta U(R, r)$ は大水滴と小水滴の落下速度の差である。

氷晶と水滴の衝突係数は Pitter & Pruppacher (1974) の室内実験値と Ono (1969) の野外観測値を修正して求めた。氷晶の半径が $100 \mu\text{m}$ より小さいか、水滴の半径が $5 \mu\text{m}$ より小さい場合は衝突係数は 0 とした。凍結水滴のうち半径が $20 \mu\text{m}$ を越える大きなものは、凍結したときの落下速度と表面の温度の関数である密度によって電か霰にクラス分けされる。

(2) 着氷過程

小さな水滴と大きな氷晶の衝突あるいは水滴と電、霰の衝突により氷晶、電、霰は水滴を取り込み成長する。この過程を着氷過程 (riming) と呼ぶ。着氷に関する衝突の計算は (1) の contact nucleation の時と同じである。

氷晶は着氷過程により厚さを増し、Cotton(1972) にしたがって、厚さが径に等しくなれば霰のクラスに入れる。霰が着氷過程により成長し密度を変えて

$0.7[\text{g cm}^{-3}]$ より大きくなった場合には電のクラスに入れる。

3. 観測の概要と計算条件

モデルに与える初期条件を得るため、九頭竜川流域において豪雨期間中に大気・水文観測を行った。現地で観測した大気のプロファイル・GPV データによる初期風・国土数値情報による地形を以下のような手法で導入した。ここで GPV データとは気象庁の数値モデル (RSM:Regional Spectral Model) から得られた数値予報格子点値 (Grid Point Value) のことである。

3.1 観測の概要

梅雨前線帯降雨が日本海から中部日本を襲った 6 月 24 日から 6 月 26 日にかけて、福井県大野市の九頭竜川流域において、豪雨期間中の大気・水文観測を行った。観測地点は九頭竜ダム統合管理事務所駐車場 (東経 136 度 29 分 55 秒、北緯 35 度 59 分 15 秒) である。観測地点を Fig. 2 に A 地点として示し、観測時の状況を Photo 3 に示す。観測項目は、ラジオゾンデによる気圧・気温・湿度の鉛直プロファイル観測、X バンドレーダーによる雨域の移動である。観測と同時にアメダス等のデータを入手し、観測期間中の大野市各地での雨量を得た。

X バンドレーダーによる雨域の移動の観測により、観測された雨域は西から東に 2 次元的に移動していることが確認できたため、本研究において 2 次元モデルを用いて数値計算を行うことの妥当性が示された。

3.2 地形の導入

観測中に X バンドレーダで雨域の移動を調べたところ西から東に移動していたため、地形は A 地点を含む西方向に切り出すこととした。切り出した計算領域を Fig. 2 上に直線で引いている。国土数値情報は 250m メッシュでの値が入力されているため、本モデルの格子点間隔 1200m に合わせて 1200m ごとの値を読み取ったが、この地形をモデルに与えて計算したところ地形に小さな波長の起伏がふくまれているために計算ができなかった。そのため Low Path Filter (Doswell(1977)) を用いて地形の高周波成分を取り除くスムージングを行った。スムージングはまず、国土数値情報の 250m メッシュでの値を Low Path Filter に通した後、本モデルの格子点間隔に合わせて 1200m ごとの値とした。Fig. 4 がスムージングを行った後の地形である。この地形をモデルの下層境界条件として与えた。

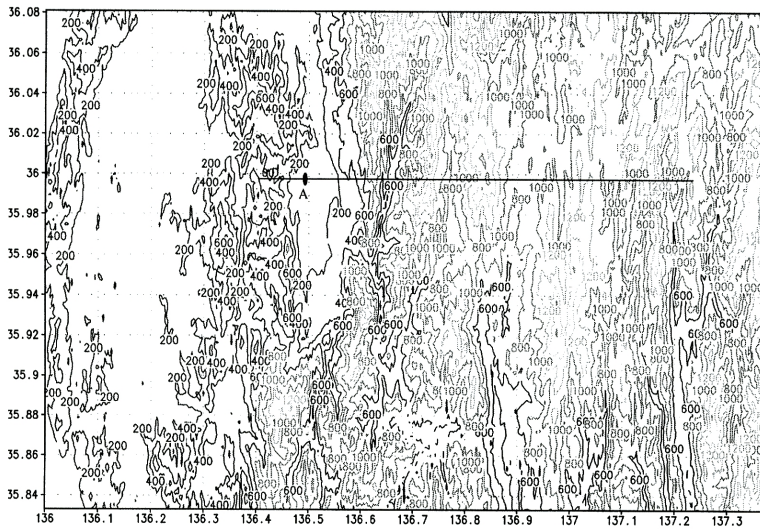


Fig. 2 Topological map of Kuzuryu River Basin.



Fig. 3 Situation of Observation.

3.3 気温・湿度プロファイルの設定

本研究では10事例の大気プロファイルの観測データから、強い雨の最中に観測した6月25日21時の大気プロファイル(プロファイル1)と、ほとんど雨が降らないときに観測した6月25日10時の大気プロファイル(プロファイル2)を計算に用いることにした。観測地点は計算領域の西端から真東に約15kmの地

点である。モデルの初期値として与える大気のプロファイルは計算領域の西端に与えるために、観測値をそのまま与えるのは妥当ではないと考え、GPVデータを用いて観測データを修正することにした。Fig. 5に示す925hPa面でのGPVデータによる気温分布図を見ると、計算領域よりも西で気温が高くなっていることが分かる。GPVのグリッド間隔は約40km

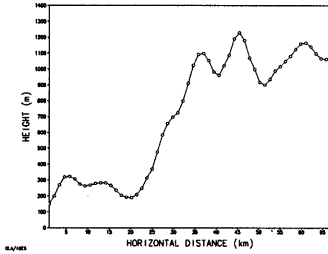


Fig. 4 Topography smoothed by Low Path Filter.

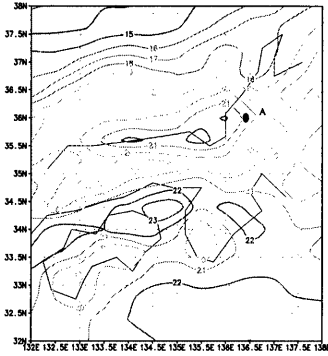


Fig. 5 Distribution of temperature from GPV on 925hPa.

であるため観測地点とほぼ同じ位置のGPVデータも存在するが、本研究では計算領域西端よりも西の地点のGPVを用いることとする。さらに、GPVは3時間毎の出力であるため6月25日10時のゾンデデータをを用いた計算を行うときは同日9時のGPV(客観解析値)を、6月25日21時のときは同日21時のGPV(客観解析値)を用いた。観測データとGPVデータを比較すると上層では観測データに代表性があるので観測データの下層のみを修正する。

本モデルでは鉛直方向に200m間隔で100~8900[m]まで45のグリッドを考え、各グリッドの中央点での値を代表値としている。観測データに200[m]ごとの値が存在する場合にはその値をそのまま用い、そうでないときにはその上下2点で内挿した。その後925hPa面での気温をGPVデータを用いて修正し、上空1700mでのゾンデで得られた気温との間で線形内挿して、1500m以下の気温に修正を加えモデルに与えた。修正前後の気温のプロファイルを、Fig. 6

およびFig. 7に示す。またそれぞれの修正後の温度・相当温度と湿度のプロファイルをFig. 8およびFig. 9に示す。

3.4 初期風の設定

初期風は先に述べた地点でのGPVデータによって得られたものを用いる。しかし、GPVデータは925hPa・850hPa・700hPa・500hPa面でのデータしか存在しない。そこで各気圧面での値を線形内挿し、各グリッド中央点での値を代表値としてモデルの対象領域の西端に与えた。与えた初期風をFig. 10に示す。ここで実際の風速を調べてみると下層で5~10[m]、上層では20~35[m]と非常に強い。そのため数値モデルの水平分解能を1200[m]としてこの風速を用いたシミュレーションにあわせた。

以上のような初期条件を与え、九頭竜川流域をモデルに表現した。

4. 計算結果と考察

先に述べた2事例の観測データを用いた積雲の発達過程の計算以外に、降水過程が大气プロファイルと地形によって変化する様子を考察するために、4事例の計算を行った。これらの初期条件をTable 1に示す。

はじめに図の見方の説明をしておく。Fig. 11に示した降水強度の分布図の1事例毎の図の中で左側の等値線図はその下に表した濃淡の凡例にしたがって、降雨強度を表している。横軸は時間軸であり、縦軸は2次元計算の水平方向の位置を表している。中心の折れ線図は総降雨量を表しており、横軸は降雨量、縦軸は2次元計算の水平方向の位置を表している。右側の折れ線図は導入した地形を横軸に標高、縦軸に水平方向の位置をとって表現している。Fig. 13等に示した積雲の鉛直構造の図で図中のCLOUD DROPLETと書いてある領域は雲粒の混合比が0.5[g/kg]以上、RAIN DROPLETは雨粒の混合比が1.0[g/kg]以上、HAILは雹の混合比が0.2[g/kg]以上、ICE CRYSTALは氷晶の混合比が0.02[g/kg]以上の領域である。最下層に地形の大きな概略を示した。

4.1 梅雨前線帯降雨の雲物理的構造

比較考察に先だて、降水強度の分布図(Fig. 11, Fig. 12)と積雲の鉛直構造(Fig. 13, Fig. 14)を用いて、2事例の観測データを用いた積雲の発達過程を解説する。

● Case 1

初期風が全層にわたり非常に強いため、地形に

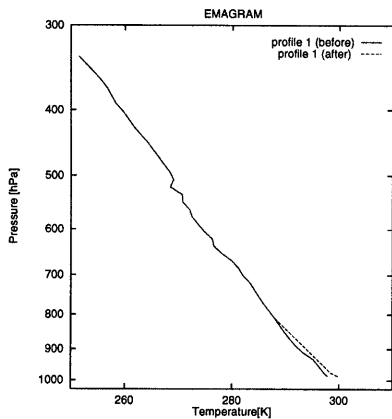


Fig. 6 Profile of Temperature (Profile 1, 21hr June 25). The solid line shows the profile before revision and dashed line shows revised one.

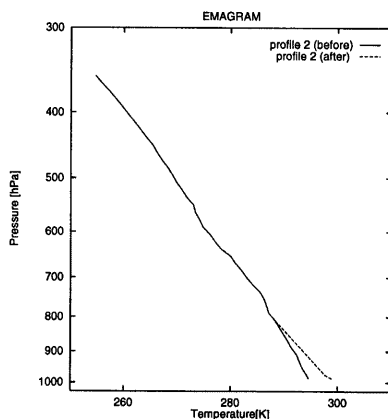


Fig. 7 Profile of Temperature (Profile 2, 10hr June 25). The solid line shows the profile before revision and the dashed line shows revised one.

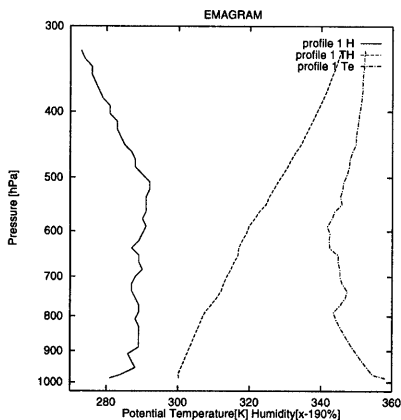


Fig. 8 Profile of Atmosphere (Profile 1, 21hr June 25). The solid line shows the profile of humidity, the dashed line shows the potential temperature and the broken line shows the equivalent potential temperature.

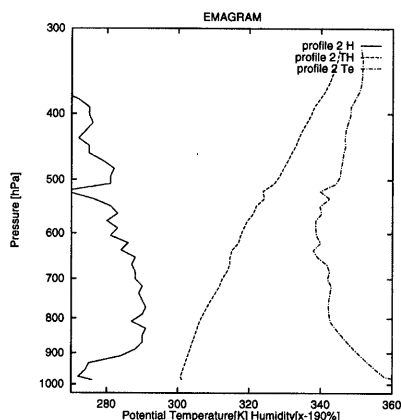


Fig. 9 Profile of Atmosphere (Profile 2, 10hr June 25). The solid line shows the profile of humidity, the dashed line shows the potential temperature and the broken line shows the equivalent potential temperature.

よる強い鉛直上昇流ができていることが分かる。この上昇風によって水蒸気の凝結が起こり積雲が発達している。この積雲の雲頂高度は7kmにまで達している。また氷晶の層が上空6km以上に分布しているために、氷晶と雲粒との衝突に伴う凍結過程が進み雹が生成している。図が煩雑になるため示していないが、1600[s]になると水平距離40km付近で下降流が強くなって

る。これは各降水粒子が落下し始めたために空気が降水粒子にひきずられているためである。1600[s]で雨滴は地表に達し、それ以後降り続ける。Fig. 11を見ると降雨強度が強いところが水平距離50[km]付近に見られ、その地点の総降雨量は40[mm]に達している。また降雨分布は30[km]以上と広く分布している。また観測雨量とCase 1によって得られた雨量をTable 2に示

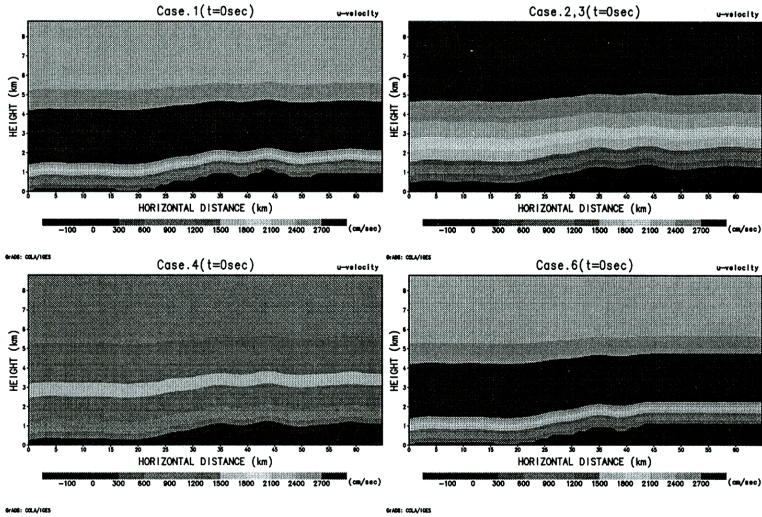


Fig. 10 Profile of initial horizontal wind.

Table 1 Initial condition of each calculation case. Observed date was June 25, 1996. R means with revision, NR no revision, C. Case, DEM Degital Elevation Map, LPF Low Path Filter, *T* temperature, *P* Pressure, *H* humidity and *V* horizontal wind speed,

Case	<i>T</i> & <i>P</i>	<i>H</i>	<i>V</i>	Topography	Note
1	21hr Obs. R	Obs. at 21hr	21hr GPV	DEM & LPF	Compare with observed rainfall
2	10hr Obs. R	Obs. at 10hr	9hr GPV	DEM & LPF	Compare with observed rainfall
3	Same as C.2	Same as C.1	Same as C.2	DEM & LPF	Effect of water vapor
4	Same as C.1	Same as C.1	C.1*0.5	DEM & LPF	Effect of initial wind
5	21hr Obs. NR	Same as C.1	Same as C.1	DEM & LPF	Effect of instability
6	Same as C.1	Same as C.1	Same as C.1	DEM reviced & LPF	Effect of vertical wind

した。この表を見ると15[km]ではそれほど合っていないが、30、40[km]地点では降雨がみられるかそうでないかに関しては、実現象をよく表していると言える。15[km]のところで合っていない理由は、その雨は本モデルの領域外の西側から流入する雲によって生起していると考えられるが、そのような雲をモデル中では表現していないからである。

● **Case 2**

初期風は下層・中層で Case 1 より弱く上層は Case 1 より強い。下層・中層での鉛直風は Case 1 より弱い。積雲の雲頂高度は5kmほどに達し、氷晶の分布は一部に見られるが Case 1 と比較すると小さく、混合比も小さい。積雲の雲

頂高度が Case 1 より低く、氷晶の生成量が Case 1 より少ない理由は考察で詳しく述べる。雲粒と氷晶とが共存していないことが原因で凍結過程が生起しないために、雹は生成していない。また Case 1 ほど雲粒の混合比は大きくないため衝突併合過程が起こりにくく、粒径の大きい水滴には成長していない。その結果、ただ雲が移流していくのみで降水は見られない。Table 3に見るように、観測雨量と数値実験の雨量が合っており、実現象をよく表していると言える。

Table 2 Comparison between observed rainfall(21hr) and the result of simulation (Case 1),

Horizontal distance	Observed rainfall (mm)	Result of simulation (mm)
15km	6	0
30km	4	2
40km	5	13

Table 3 Comparison between observed rainfall(10hr) and the result of simulation (Case 2)

Horizontal distance	Observed rainfall (mm)	Result of simulation (mm)
15km	1	0
30km	0	0
40km	1	0

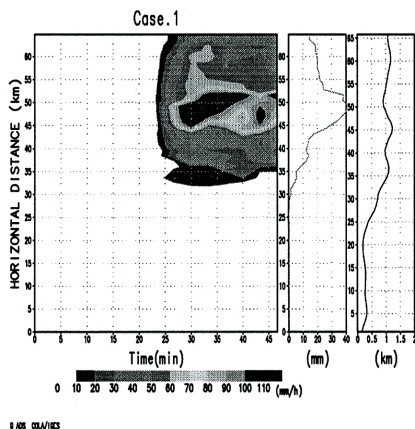


Fig. 11 Time series variation of distribution of rainfall intensity and spatial distribution of total rainfall amount (Calculated for 21hr June 25).

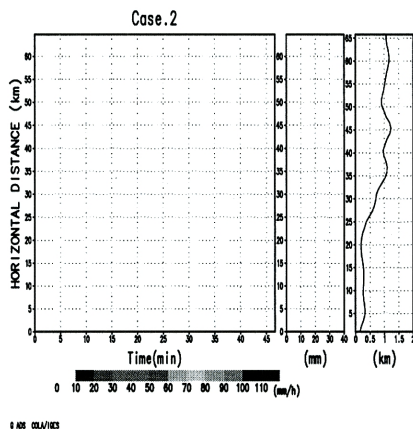


Fig. 12 Time series variation of distribution of rainfall intensity and spatial distribution of total rainfall amount (Calculated for 10hr June 25).

5. 考察

5.1 大気プロファイルが降水過程に及ぼす影響に関する考察

大石ら(1996)により、強い降雨の発生には電の生成が大きな要因となっており、電ができるためには、水滴と氷晶の層が交わり衝突することにより凍結していることが示されているので、以下では水滴、電、氷晶の相互作用に注目して考察する。

まず、Case 1とCase 2で積雲の発達とその結果の降雨強度分布に大きな違いが生じたのは、水蒸気量の影響が強いと考え、Case 2の計算において、湿度だけをプロファイル1を用いたCase 3を計算した。その時の積雲の構造をFig. 15に示す。Case 2では生じていなかった電と、それが融けて生起する雨

粒を見ることができる。プロファイル1,2(図8・図9)を見ると、気温10℃から-10℃の層において湿度がプロファイル1のほうが高いことが分かる。また湿度を可降水量として計算すると、プロファイル1では65.7[mm]、プロファイル2では60.4[mm]であった。しかし、Fig. 11, Fig. 18をみると、Case 1ほどの降水はCase 3では見られない。

次に、山岳地形によって生起する強制上昇流の影響を見るために、Case 1のプロファイルを用いて初期水平風だけを弱くして、強制上昇流の強さを小さくした計算をCase 4として行った。Fig. 11, Fig. 19の地表面降水強度を比較すると、Case 4では降水強度が非常に小さくなっていることがわかる。

最後に、大気的不安定度の影響を考察するために6月25日21時に観測された大気プロファイルを修

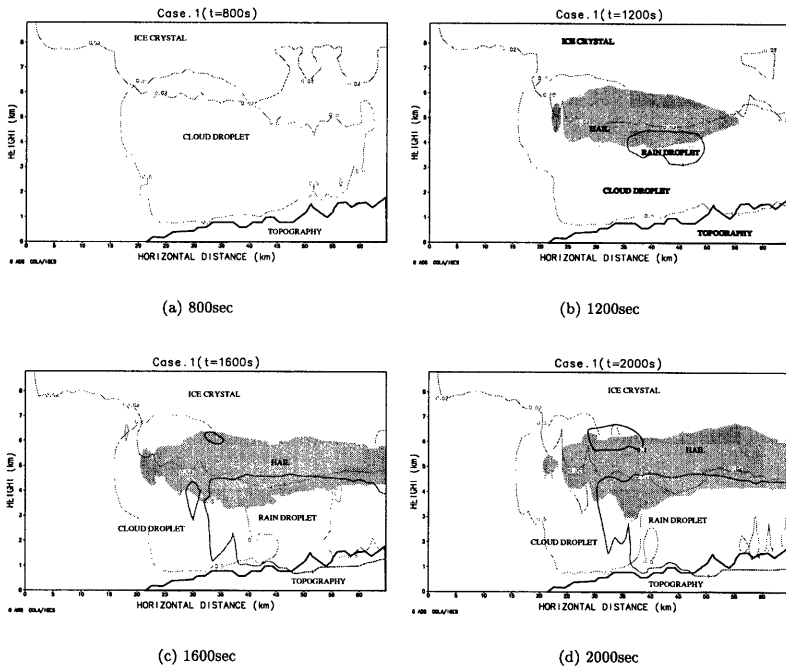


Fig. 13 Time series variation of distribution of particles in the Case 1. Topography was drawn by hand.

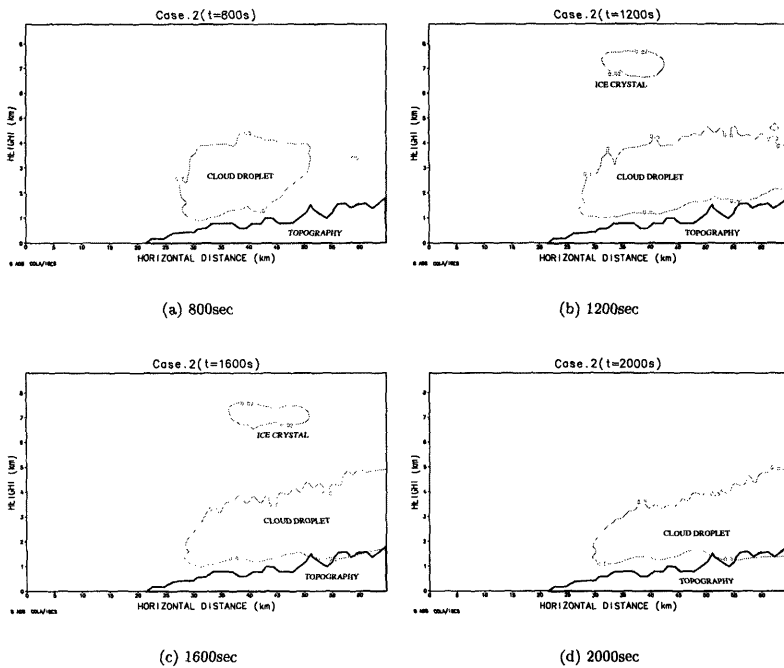


Fig. 14 Time series variation of distribution of particles in the Case 2. Topography was drawn by hand.

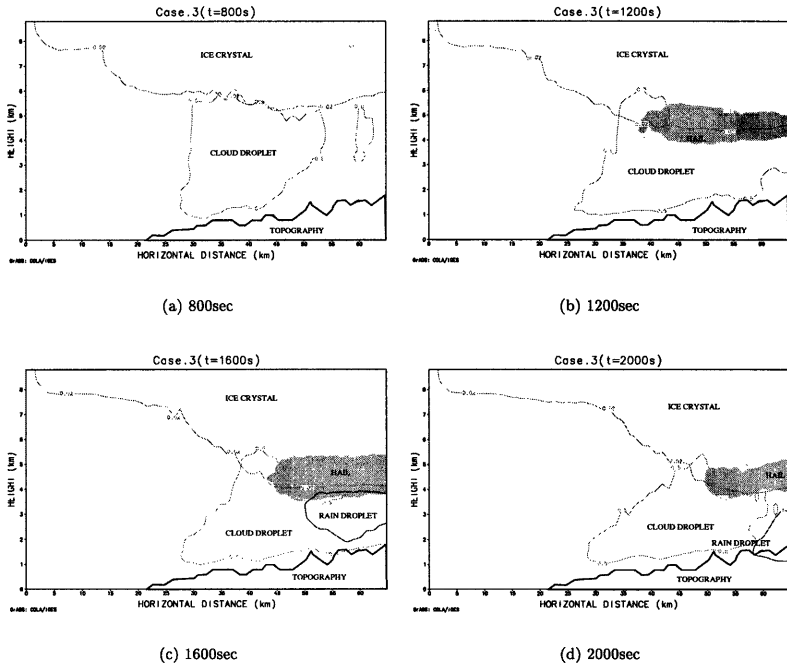


Fig. 15 Time series variation of distribution of particles in the Case 3. Topography was drawn by hand.

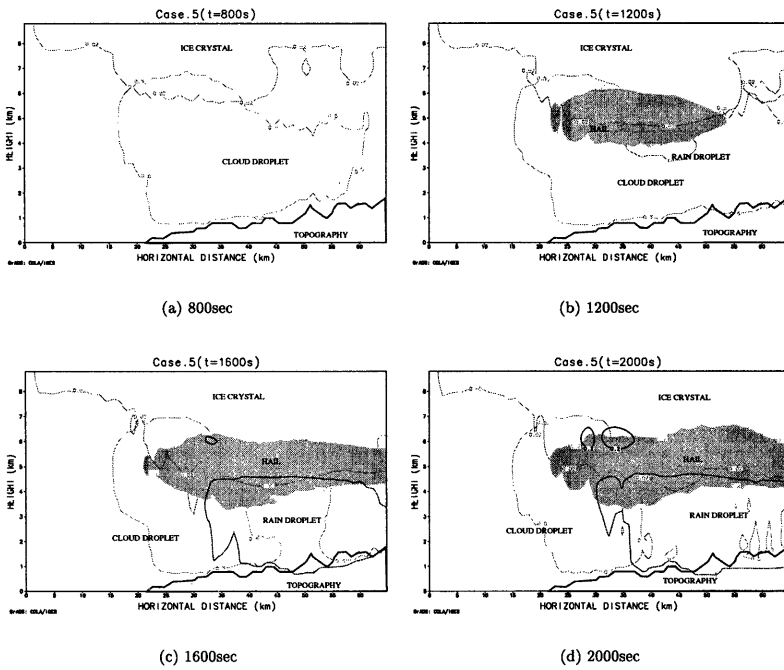


Fig. 16 Time series variation of distribution of particles in the Case 5. Topography was drawn by hand.

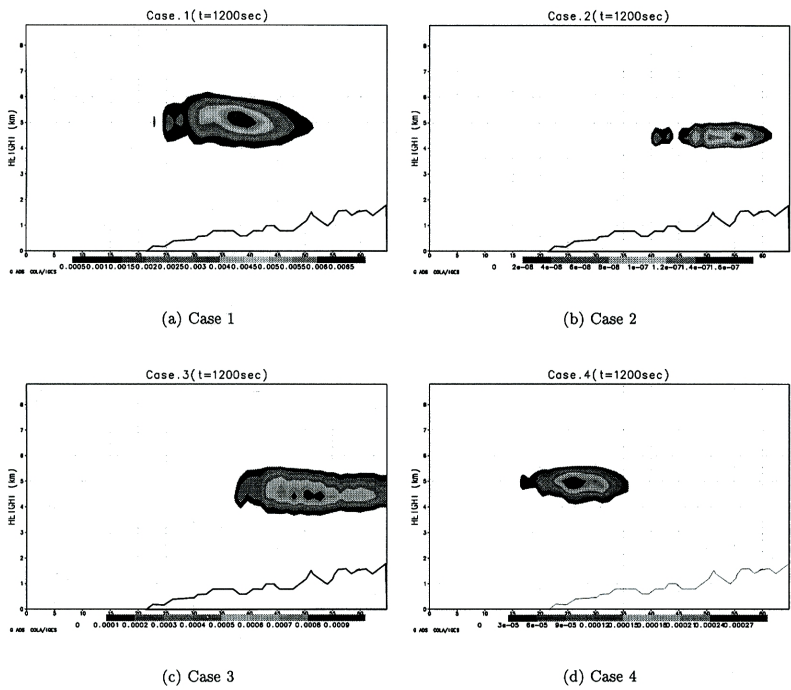


Fig. 17 Time series variation of distribution of hail mixing ratio in the Case 1 - Case 4 (1200sec).

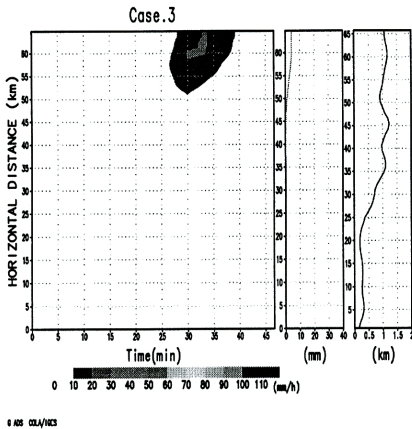


Fig. 18 Time series variation of distribution of rainfall intensity and spatial distribution of total rainfall amount (Case 3).

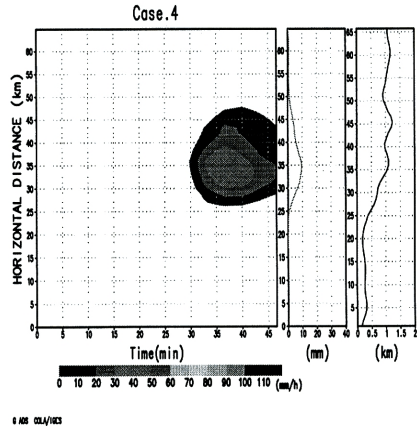


Fig. 19 Time series variation of distribution of rainfall intensity and spatial distribution of total rainfall amount (Case 4).

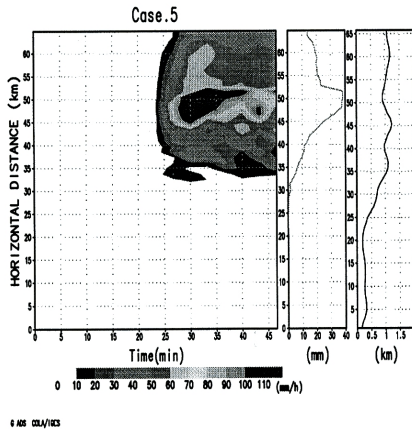


Fig. 20 Time series variation of distribution of rainfall intensity and spatial distribution of total rainfall amount (Case 5).

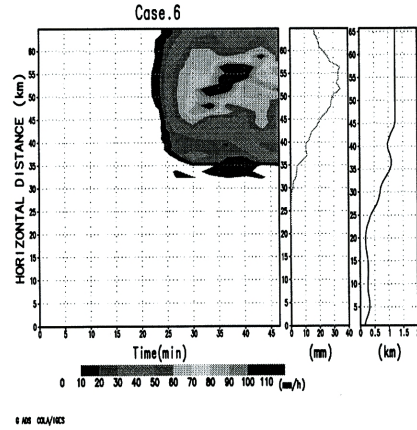


Fig. 21 Time series variation of distribution of rainfall intensity and spatial distribution of total rainfall amount (Case 6).

正せずに計算を行い Case 5 とした。Fig. 11 と Fig. 20 をみると、Case 1 とほとんど同様の降水強度分布が得られた。Case 5 の積雲の構造を Fig. 16 に示す。Fig. 13 と Fig. 16 を比較して、積雲の構造もほぼ同じであることが確認できる。すなわち、ここで変化させた程度の大気不安定度は積雲の発達過程に大きな影響を及ぼしていないことが示された。

このように湿度と鉛直風が積雲の発達に影響していることが分かったが、実際にどちらが降雨現象に強く影響しているのかを見るために電の混合比を

示した Fig. 17 を用いる。実際は降雨量で比較すべきであるが、事例によっては降雨域が領域外に出まわっているため比較が難しい。そのため上で考察したように、降雨に直接影響している電の混合比で比較することにする。

Fig. 17 を見ると、1200 [s] における電の混合比は Case 1 では 0.5[g/kg]~6.5[g/kg] 程度、Case 2 では 0.00002[g/kg]~0.0006[g/kg] 程度、Case 3 では 0.1[g/kg]~0.9[g/kg] 程度、Case 4 では 0.03[g/kg]~0.27[g/kg] 程度である。Case 2 と Case 3 を比較する

ことで水蒸気による影響が、Case 1とCase 4を比較することで鉛直風による影響が分かる。可降水量で10%程度違う水蒸気が雹の生成量に与える影響は、雹の混合比に換算しておよそ0.1[g/kg]のオーダーであるのに対し、2倍の差を持つ鉛直風が与える影響は雹の混合比に換算しておよそ1.0[g/kg]のオーダーである。このことから、考察してきたような梅雨前線帯の豪雨では、同じ気温、気圧、水蒸気のプロファイルを持っていても、水平風と地形によって生じられる鉛直風の違いによって、雹の生成量ひいては降雨分布に大きな違いが生じる。Case 2とCase 3の比較により分かるように、気温10℃から-10℃の層の水蒸気量の違いによって雹の生成の有無が決定される。すなわち、その層における水蒸気量が雹の生成とその結果の降水に対して、必要であることが示された。

以上を解説しまとめると、強い降雨をもたらすような梅雨前線帯の降雨には、雹の生成が不可欠であり、それは主として過冷却水滴と氷晶が衝突、あるいは接触することによって起こる。大気の中層から上層に小さな水を生成するのに十分な水蒸気は、この雹の生成のための必要条件である。日本海側特有の強風と険しい山岳地形は、強制上昇風を通して凝結過程を促進させ、できた水滴を強制的に上昇させることで氷晶との衝突をもたらして、多くの雹をつくり出す。それは水平風速が2.5~15[m/s]から5~30[m/s]と2倍にした時に、雹の混合比を0.03~0.27[g/kg]から0.5~6.0[g/kg]と約20倍にする程度の影響を持つ。その結果、計算終了時の最も降水量が大きい地点での50分間の総降雨量としては40[mm]から10[mm]と4倍程度の差となって現れる。したがって、水蒸気の十分な供給の有無と風の分布を知ることが、正確な局地的豪雨の予測に不可欠であることが示された。

5.2 降水に地形の影響による下降流が与える影響に関する考察

地形の影響によって生じる下降流が空中に漂う降水粒子を引きずり落とす働きがあると考え、その効果を見るために、計算領域西端から水平距離50[km]以東を平らにした仮想地形を導入して、Case 1で用いた大気プロファイルを用いて計算を行いCase 6とした。Case 1とCase 6を比較考察することによって強制下降流の影響を考察する。

Fig. 11, Fig. 21を見ると、強い降雨域が移動している様子がCase 5では見られるが、Case 1では強い降雨域の移動がCase 5ほど見られない。すなわちCase 1の降雨強度110[mm/h]以上の領域は地形がくぼんでいる所に停滞しているように見える。総降雨

量が最も大きい地点での総降雨量を見ると水平距離50[km]地点ではCase 1が40[mm]、Case 5が35[mm]とCase 1の方が多い。しかし水平距離50[km]地点の周辺ではCase 1よりCase 5の方が雨量は多い。計算終了時の領域全体での総降雨量を比較するとCase 1とCase 5はほぼ同じである。つまり、地形による強制下降流は領域内の降雨量の増減には影響しないが、降雨を集中させ下降流のある地点で非常に強い集中的な降雨をもたらすということが分かった。そして、そのような影響を与えるような風は降水粒子を地上までひきずり落す程度のものより弱くても、落下する降水粒子が下降流を促進していつそう強い降雨をもたらしていることも確認できた。

このように非常に強い水平風が地形の影響を受けて生じた下降流は降雨の集中化をもたらす。例えば、計算時間の短縮のため微物理過程を除き風のみを計算し下降流の位置が分かれば、強い降雨をもたらす地点がある程度特定できるものと考えられる。

5.3 考察のまとめ

1. 強い降雨をもたらすためには雹の存在が不可欠である。雹が生成するためには気温10℃から-10℃の層での十分な水蒸気が必要である。九頭竜川流域のような険しい山岳地形による強制上昇風によって凝結過程の促進・昇華による氷晶の生成が行われると、過冷却水滴と氷晶とが衝突し凍結過程により雹を生成する。雹の生成量は鉛直風の強さに特に影響されている。その結果、鉛直風の強さが降雨量・降雨強度に強く影響を与える。
2. 地形による強制下降流は降雨の集中化をもたらす。下降流が起きている場所で非常に強い降雨が起こる。このことより下降流の位置を特定することができれば、強い降雨をもたらす地点がある程度予測できると考えられる。

6. 結論

本研究では地形の導入が可能であり、詳細な雲物理過程を陽に表現した積雲モデルを用いて、梅雨期にもたらされる局地性豪雨を対象として、実際の地形と観測によって得られた大気のプロファイルをモデルに導入した。そして九頭竜川流域における梅雨前線帯豪雨を対象にして数値実験を行い、梅雨期の豪雨をもたらす積雲の発達に地形が与える影響を解明することを目標とした。その結果、以下のような結論を得た。

気温10℃から-10℃の層で十分な水蒸気量が存在することが強い降雨をもたらす必要条件であり、そ

の上で地形による強制上昇流の強さが降雨強度に与える影響は非常に大きい。また、地形による強制下降流は降水粒子をひきずり落すために、その位置が分かれば降水をもたらす地点は、ある程度予測することができる。この成果を得る過程で、梅雨前線帯における対流性局地豪雨の生起条件と降雨分布に関する知見と、その根拠となる物理過程を考察した。

また、本研究は3日間の特別観測を行った結果を初期値としているが、これをルーチン観測で代用するためには、100hPa毎の気温・気圧・湿度・風が1時間間隔で出力されるGPVが必要である。定常的には無理だろうが、特に激しい豪雨時だけでもそのような値が出力されることが望まれる。

参考文献

- 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一 (1995) : 2次元積雲モデルを用いた降水過程における鉛直上昇流の影響に関する研究, 土木学会水工学論文集, 第39巻, pp.255-260.
- 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一 (1996) : 豪雨の生起・発達に地形が及ぼす影響に関する数値実験的研究, 京都大学防災研究所年報, 第39号 B-2, pp.251-269.
- 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一 (1997) : 詳細な雲物理過程を考慮した豪雨に及ぼす地形の影響に関する数値実験的研究, 土木学会水工学論文集, 第41巻, pp.117-122.
- 高橋 勲・阿波田 康裕 (1993) : 詳細な雲の微物理過程を導入した二次元積雲の数値実験, 京都大学防災研究所年報, 第36号 B-2, pp.189-217.
- Houze, Robert Jr. (1993) : *Cloud Dynamics*, Academic Press, pp.501-556.
- Ono, A. (1969) : The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds, *J. Atmos. Sci.*, 26, pp.138-147
- Pitter, R. L. and H. R. Pruppacher (1974) : A numerical investigation of collision efficiencies of simple ice plates colliding with supercooled water drops, *J. Atmos. Sci.*, 31, pp.551-599.

Numerical Analysis of the Effect of Topography on Severe Rainfall in Baiu Season using Cumulus Microphysical Model

Satoru OISHI, Teruaki TAKAHASHI*, Eiichi NAKAKITA and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The effect of the real topography and observed atmospheric profile on generation and distribution of severe rainfall along baiu front has been studied numerically using a cloud model. The model represents the cloud microphysical processes explicitly. The detail of this study is divided into three phase. First, atmospheric and hydrological conditions in severe rainfall at the Kuzuryu river basin were observed and install them into the model as initial conditions. The topography of the basin was also installed. Second, calculate the cloud situation and rainfall condition using the model and the initial conditions. Third, the effect of initial conditions on cloud microphysical processes was investigated. Then, the effect of atmospheric and topological conditions on generation and distribution of severe rainfall was considered.

Keywords : cloud microphysics, baiu front, topography, severe rainfall, numerical simulation