

降雨の標高依存特性を考慮した TRMM/PR 長期観測情報の有効利用

中北 英一*・沖村 俊郎*・鈴木 善晴*・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究では、ある期間・領域の時間・空間平均降雨量を TRMM 観測情報を用いて推定する手法を提案する。このとき、この推定過程に降雨の標高依存特性を導入する。この推定手法の適用段階では、適用する領域の降雨の標高依存特性をモデル化した標高依存直線の傾きと切片（確率パラメータ）を知る必要があり、また、確率モデルをベースにして推定精度を算定するために、適用領域における降雨場の確率パラメータが必要である。よって、これらを TRMM による長期観測情報から算定したのち、時間・空間平均降雨量の推定手法の適用及びその推定精度の算定を行う。また、対象領域を日本を始めとする世界の各地域とすることで、降雨特性や推定精度の地域差を考察する。

キーワード：TRMM, 降雨の標高依存特性, 時間・空間平均降雨量, 確率モデル

1. 序論

近年の地球規模の気候に目を向けると、地球温暖化やエルニーニョ現象などの異常気象が続いている。また、エルニーニョ現象・南方振動のメカニズムが明らかにされるとともに、熱帯域における積乱雲の発達、降雨、それに伴って放出される潜熱が全世界の気象現象を駆動するエンジンの役割を果たすと考えられるようになり、熱帯域の降雨を計測することが不可欠なものと考えられるようになった。我が国の雨量計ネットワークを見れば質・量ともに世界的に最高のレベルにあるものの、世界各地に目を移せば、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。

このような背景をもとに、日米共同プロジェクトとして、1997年11月28日午前6時27分（日本標準時）に熱帯降雨観測衛星（TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission）が、宇宙開発事業団の種子島宇宙センターから打ち上げられた。熱帯域

の降雨量の気候値を求めることが目的とされ、世界で初めて人工衛星に降雨レーダを搭載している。また、この降雨レーダは降雨の3次元観測が可能であり、降雨分布の3次元構造を把握することにも有効である。また、TRMMでは上記気候値を抽出するために緯度 $5^\circ \times$ 経度 5° の領域平均月降水量の推移の把握が大きな目標として掲げられ、計画の段階からそのフィージビリティの検討ため海洋上の推定精度の検討がなされている（Bell, T. L.(1987)）。また、垣見(1993)やIkebuchi et al.(1993)では、ゴビ砂漠と我が国での精度比較を行っている。

これとは別に、降雨分布の地形依存特性に関する研究が進んでおり、ある程度の時間スケールにわたって積算した降雨量と地形標高との関係がモデル化されている（鈴木(2000)）。これによると、横軸に地形標高、縦軸に積算降雨量の対数値をとり、地形標高を等間隔で区分化することにより得られる、各区分内の積算降雨量の空間平均値が一直線上に並ぶので、これを直線でモデル化している。これを鈴

木らは「降雨分布の標高依存直線」と呼んでいる。

さて、沖村(2000)では、確率過程を仮定することにより、TRMM 観測情報から時間・空間平均降雨量をこの標高依存直線を導入して推定する手法を提案している。さらに、その推定精度を知るために確率モデルをベースとした精度評価を行っている。これによると、標高依存直線を導入した推定は、誤差期待値はゼロであるものの、推定式がもつ誤差分散が、標高依存直線を導入しない推定手法のものよりも大きな値を持つことがわかり、対象とする領域の降雨特性を表現した標高依存直線を上手く生かした切った推定手法とは言い切れなかった。そこで本研究では、この問題点を理論的に明らかにするとともに、その問題点を解決する推定手法をあらためて提案する。

さて、上記の議論では、地上レーダーによって時間的連続的に降雨の空間分布が観測されていることによって推定できる確率パラメータを用いている。さらに、標高依存直線の成立が鈴木(2000)によって確認されている領域への適用結果でもある。そこで、世界各地の3年にわたる計15ヶ月のTRMM/PRによる観測情報を用いて、

- 世界各地で標高依存直線が成立するかどうか
- 地上レーダーによる時間的にきめ細かな観測の存在しない領域での推定手法はどのようにすべきか

を検討するとともに、あわせて、地域による地形標高分布や気候特性の違いが標高依存直線やTRMMによる時間・空間平均降雨量の推定精度に及ぼす影響を考察する。

2. TRMM と降雨の標高依存特性

2.1 TRMM

TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) は、1997年11月28日(日本標準時)に、宇宙開発事業団の種子島宇宙センターから打ち上げられた。この衛星は日米共同プロジェクトとして、地球規模の降雨分布を観測することを目的として開発されたものであり、世界で初めての人工衛星搭載用の降雨レーダ(PR:Precipitation Radar)を搭載している。TRMMの観測は、この降雨レーダPRをはじめ、可視赤外観測装置、TRMMマイクロ波観測装置、雲及び地球放射エネルギー観測装置、雷観測装置の5つの機器により行なわれている。本研究は、PRにより得られた情報をもとに進めていく。

TRMMは高度約350km、また熱帯地方の観測頻

度を高くするために傾斜角を大きくとることを避け傾斜角35度の軌道で運用されている。地球を1周すると直前の軌道から少しずれた軌道を取って再び地球を1周する。地球観測衛星には、太陽を光源として用いるために衛星-観測点-太陽の角度を一定に保つために太陽同期軌道を取って周回するものが多いが、TRMMは降雨の日周期を観測するという積極的な理由から、準回帰傾斜軌道を取っている。すなわち、TRMMは準回帰傾斜軌道を描き、約90分で地球を一周し、1日に約16周回する。そして46日毎に、同じ観測地点を同じ地方標準時刻に観測するのである。また、PRの観測幅は約215kmであり、水平方向に約4kmの分解能を、高度方向には約250mの分解能を備えている。これにより降雨の三次元構造を明らかにすることができる。

また、各緯度によって観測頻度が異なり、緯度35度付近は最も観測頻度が高く、逆に赤道付近では低い。日本の場合、北緯35度付近に位置し、観測頻度も高く、同一地点では1日に1、2回の観測がある。しかし、間欠的な観測であることにはかわりなく、決して連続的に観測するのではない。

2.2 降雨の標高依存特性

本研究で用いる降雨の標高依存特性について、近畿地方及び九州南部を対象に地上レーダーによる観測情報を用いた以下のような研究が進んでいる(鈴木(2000))。降雨分布と地形標高との対応関係を調べるために、解析対象領域内の全地点について、横軸に地形標高、縦軸(対数軸)にひと月の積分降雨量をとり、例として、深山レーダ観測領域を対象に、1989年10月についてプロットしたものがFig.1である。プロット全体からは、降雨量分布が大きくばらついているものの降雨量が地形標高とともに増加する傾向を見て取れる。次に、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と、おどろくことにほとんど標高の一次式で表現できる。この直線関係を鈴木らは「降雨分布の標高依存直線」と呼んでおり、領域平均積算降雨量が50mm程度となる時間スケール以上で成立するとしている。このような関係が成立するということは、降雨分布の地形依存特性を特徴付けるものとして注目すべき特性である。

3. 時間・空間平均降雨量の推定と精度評価

この章では、ある期間及び領域の時間・空間平均降雨量をTRMM観測情報を用いて推定する手法を

Table 1 Notification

k, l, h, g	標高区分番号	$P(x_k, t)$	地点 x_k , 時刻 t の降雨量
n	全標高区分数	$\nu_T(x_k)$	地点 x_k の T 期間積算降雨量
n_i	i 回目に観測された観測区分数	I_i	i 回目に観測された標高区分番号の集合
B	対象領域全体	a_T	T 期間積算降雨量に対する標高依存直線の傾き
V	領域 B の面積	l_k	k 区分の代表標高値
B_k	k 区分の領域全体	d_i	時刻 t_i での標高依存直線の切片
$V(\cdot)$	領域 \cdot の面積	σ_P	瞬時の降雨量の標準偏差
T	期間全体	σ_{ν_T}	T 期間積算降雨量の標準偏差
M	期間 T での TRMM の観測回数	$Corr_P(x_k - x_l)$	瞬時の降雨量の空間相関係数
i, j	TRMM の観測時刻番号	$Corr_{\nu_T}(x_k - x_l)$	T 期間積算降雨量の空間相関係数
t	時刻	$Corr_t(t_i - t_j)$	瞬時の降雨量の時間相関係数
t_i	i 回目の観測時刻	$\hat{\mu}_{t_i}(\cdot)$	時刻 t_i , 領域 \cdot の空間平均降雨量の推定値
O_i	i 回目に観測された領域全体	$\hat{\mu}_T(\cdot)$	期間 T , 領域 \cdot の時間・空間平均降雨量の推定値
$O_{i,h}$	i 回目に観測された h 区分の領域	$\mu_{\bar{T}}(\cdot)$	期間 T , 領域 \cdot の真の時間・空間平均降雨量
x_k	k 区分に属する地点		

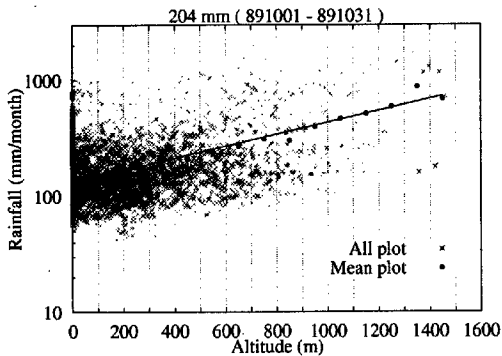


Fig. 1 Example of dependence line on topographic altitude

提案し、この推定精度を確率モデルをベースに検証する。特に、時間・空間平均降雨量の推定過程において降雨の標高依存特性を考慮することによる推定精度の向上を期待し、これを考慮しない場合との比較を行う。

Bell(1987), 垣見(1993)では、各観測時刻の空間平均降雨量を時間平均する過程で、衛星による各観測時刻の観測面積をその時刻の空間平均降雨量が持つ重み(カバー率)として考慮することで時間平均する手法をとっている。しかし、本研究では、降雨の標高依存特性を考慮することによる空間平均手法に重点をおいているので、カバー率は導入せずに各観測時刻の空間平均降雨量を同等に扱って時間平均する手法をとった。

3.1 時間・空間平均降雨量の推定式

対象とする領域 B (面積 V) を地形標高により区分化し、標高の低い区分から数えて k ($1, \dots, n$) 番目の区分領域を B_k (面積 $V(B_k)$) とする。また、

TRMM は期間 T に M 回の観測をするとし、 i 回目の観測時(時刻 t_i) の全観測領域を O_i , k 区分の観測領域を $O_{i,k}$ とする。また、 k 番目の標高区分に属する地点 x_k の時刻 t における降雨量を確率変数で $P(x_k, t)$ と表す。

尚、本論文で用いる記号の定義は Table 1 にまとめらる。

(1) 降雨の標高依存特性を考慮した推定式

i 回目(時刻 t_i) に観測された h 区分領域 $O_{i,h}$ (面積 $V(O_{i,h})$) の空間平均降雨量 $\mu_{t_i}(O_{i,h})$ は、

$$\mu_{t_i}(O_{i,h}) = \frac{1}{V(O_{i,h})} \int_{O_{i,h}} P(x_h, t_i) dx_h \quad (1)$$

となる。

本来はある一定期間以上の積算降雨量に対して地形依存特性が現れるのであり、TRMM が観測する瞬時の降雨分布に対してはこの特性が現れるとは限らない。しかし、期待値的には瞬時の降雨分布に対しても標高依存直線が成り立つものとして、領域 B の空間平均降雨量を推定するにあたり標高依存直線を導入する。すなわち、式(1)により計算される各標高区分の空間平均降雨量に対して最小二乗法により時刻 t_i での標高依存直線を決定する。この時、直線の傾きは T 期間の積算降雨量に対して決定される傾きの期待値に固定し、直線の切片を変化させることで時刻 t_i での標高依存直線を推定する(これは、誤差期待値、誤差分散の解析的な誘導を可能とするまずの推定方法として誘導したものであり、必ずしも精度上最適なものとは限らない)。そして、この直線上の値を各標高区分の空間平均降雨量の推定値とする。すなわち、時刻 t_i において推定されるべき k 区分領域の空間平均降雨量 $\hat{\mu}_{t_i}(B_k)$ は、

$$\hat{\mu}_{t_i}(B_k) = 10^{E[a_T] \cdot l_k + d_i} \dots \dots \dots (2)$$

Table 2 Equation for estimating specio-temporal averaged rainfall ($\hat{\mu}_T(B)$)

標高依存性を考慮する推定式		
重みあり	$\frac{1}{MV} \sum_{i=1}^M \sum_{k=1}^n 10^{E[a_T] \cdot l_k} \frac{1}{\sum_{h \in I_i} 10^{2E[a_T] \cdot l_h}} \sum_{h \in I_i} \frac{10^{E[a_T] \cdot l_h}}{V(O_{i,h})} \int_{O_{i,h}} P(x_h, t_i) dx_h V(B_k)$	①
重みなし	$\frac{1}{MV} \sum_{i=1}^M \sum_{k=1}^n 10^{E[a_T] \cdot l_k} \frac{1}{\sum_{h \in I_i} 10^{2E[a_T] \cdot l_h} V(O_{i,h})} \sum_{h \in I_i} 10^{E[a_T] \cdot l_h} \int_{O_{i,h}} P(x_h, t_i) dx_h V(B_k)$	②
標高依存性を考慮しない推定式		
重みあり	$\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{1}{V(O_i)} \sum_{h \in I_i} \int_{O_{i,h}} P(x_h, t_i) dx_h$	③
重みなし	$\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{1}{n_i} \sum_{h \in I_i} \frac{1}{V(O_{i,h})} \int_{O_{i,h}} P(x_h, t_i) dx_h$	④

Table 3 Expected error ($E[\hat{\mu}_T(B) - \mu_T(B)]$)

標高依存性を考慮する誤差期待値		
重みあり	0	
重みなし	0	
標高依存性を考慮しない誤差期待値		
重みあり	$\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sum_{k=1}^n E[P(x_k, t_i)] \left(\frac{V(O_{i,k})}{V(O_i)} - \frac{V(B_k)}{V} \right)$	⑤
重みなし	$\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{1}{n_i} \sum_{h \in I_i} E[P(x_h, t_i)] - \frac{1}{V} \sum_{k=1}^n E[P(x_k, t)] V(B_k)$	⑥

である。ここで、 $E[a_T]$ は T 期間の積算降雨量の標高依存直線の傾き a_T の期待値、 l_k は k 区分の代表標高、 d_i は時刻 t_i に最小二乗法により推定される直線の切片である。最後に期間 T 、領域 B の時間・空間平均降雨量を以下のように推定する。

$$\hat{\mu}_T(B) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{1}{V} \sum_{k=1}^n \hat{\mu}_{t_i}(B_k) V(B_k) \quad (3)$$

さて、最小二乗法で切片 d_i を同定する際、各標高区分の観測面積 $V(O_{i,h})$ を重みとして考慮する方法と考慮しない方法がある。考慮する場合、最小二乗法

$$J = \sum_{h \in I_i} \left\{ \mu_{t_i}(O_{i,h}) - \hat{\mu}_{t_i}(B_h) \right\}^2 V(O_{i,h}) \rightarrow \min \quad (4)$$

により切片 d_i を同定した上で、式 (3) により時間・空間平均降雨量の推定式を導く (Table 2 の式①)。

一方、最小二乗法において各標高区分の観測面積を重みとして考慮しない場合、最小二乗法

$$J = \sum_{h \in I_i} \left\{ \mu_{t_i}(O_{i,h}) - \hat{\mu}_{t_i}(B_h) \right\}^2 \rightarrow \min \quad (5)$$

により切片 d_i を同定した上で、同様に式 (3) により時間・空間平均降雨量の推定式を導く (Table 2 の式②)。

尚、誤差分散を解析的に誘導可能とするために、式 (4)、(5) で示したように、対数値ではなく実数値を用いて最小二乗推定を行う。

(2) 降雨の標高依存性を考慮しない推定式

この場合、(1) の標高依存性を考慮する場合の推定過程で用いた標高依存直線の傾きをゼロにして各観測時刻での空間平均降雨量を推定する。さらに、 M 回の空間平均降雨量を時間平均することにより期間 T 、領域 B の時間・空間平均降雨量を推定する。

この場合も標高依存直線の切片を推定する最小二乗法が 2 通り考えられ、まず、各標高区分の観測面積 $V(O_{i,h})$ を重みとして考慮する場合、切片 d_i は式 (4) の最小二乗法により同定され、時間・空間平均降雨量の推定式は Table 2 の式③となる。一方で、最小二乗法に重みを考慮しない場合、切片 d_i は式 (5) の最小二乗法により同定され、推定式は Table 2 の式④となる。

ここで、推定式③をみると、最小二乗法で重みを

考慮した推定は、 i 回目の観測時における領域 B の空間平均降雨量が観測領域 O_i の空間平均降雨量であると推定することと同等であることがわかる。したがって、TRMM による観測情報を用いた領域平均降水量の推定精度を解析した過去の研究ではこの Table 2 の式③を用いていることになる。

3.2 時間・空間平均降雨推定量の精度評価式

前章で提案したそれぞれの推定式による時間・空間平均降雨推定量の精度を理論的に評価するために、真の時間・空間平均降雨量

$$\mu_T(B) = \frac{1}{TV} \int_0^T \sum_{k=1}^n \int_{B_k} P(x_k, t) dx_k dt \quad (6)$$

に対する推定量の誤差期待値及び誤差分散、すなわち $E[\hat{\mu}_T(B) - \mu_T(B)]$ 及び $E[(\hat{\mu}_T(B) - \mu_T(B))^2]$ を算定することを考え、まず式の展開を行う。

(1) 誤差期待値

標高依存性を考慮しない推定の場合、最小二乗法で各標高区分の観測面積を重みとして考慮する時及び考慮しない時はそれぞれ Table 3 の式⑤及び式⑥となり、TRMM の各観測時の観測領域内の各標高区分の面積に依存する形で期待値的な誤差（バイアス）が発生する。

一方、標高依存性を考慮する推定の場合、最小二乗法での重み有無の考慮によらず理論的にゼロとなり、バイアスのない推定式となっていることがわかる。

(2) 誤差分散

標高依存性を考慮する場合、最小二乗法で重みを考慮する時及び考慮しない時はそれぞれ Table 4 の式⑦及び式⑧となる。一方、標高依存性を考慮しない場合、最小二乗法で重みを考慮する時及び考慮しない時はそれぞれ Table 5 の式⑨及び式⑩となる。

これらの誤差分散の算定式⑦～⑩に共通して挙げられることは、これらの式を構成する 3 つの項のうち、

- 第 1 項は、ランダム性を通した、特異サンプルの空間代表性の指標で、小さい程よい
 - 第 3 項は、空間相関の良さによる、一部サンプルの代表性の指標で、大きい程よい
- ということである。

3.3 推定精度の算定

(1) 精度評価式を用いた推定精度の算定

上記の誤差期待値、誤差分散を算定するにあたり、Table 3, 4, 5 の式に含まれる期間 T 、領域 B の

TRMM 観測軌道情報と降雨に関する確率パラメータ、すなわち Table 1 の σ_P , σ_{ν_T} , $Cor_P(|x_k - x_l|)$, $Cor_{\nu_T}(|x_k - x_l|)$, $Cor_t(|t_i - t_j|)$

と、 a_T , $P(x_k, t_i)$ 及び $\nu_T(x_k)$ の期待値 $E[a_T]$, $E[P(x_k, t_i)]$ 及び $E[\nu_T(x_k)]$ が必要となる。これらの確率パラメータは深山レーダによる降雨期（1988～1994, 1998, 1999 年の 6～10 月（ただし、1991 年 8 月、1998 年 6 月を除く））の 43 ヶ月の観測情報から計算した。尚、グラウンドクラッタやシャドウ等によりレーダー情報に影響があると考えられる領域の除去は鈴木 (2000) に従った。また、各相関係数は指数関数で近似しており、それぞれ $Cor_P(|x_k - x_l|) = e^{-0.097|x_k - x_l|}$, $Cor_{\nu_T}(|x_k - x_l|) = e^{-0.067|x_k - x_l|}$, $Cor_t(|t_i - t_j|) = e^{-0.006|t_i - t_j|}$ としている。これらの確率パラメータと 1998 年 9 月の TRMM 軌道情報 (Table 1 の n_i , M , t_i , $V(O_i)$, $V(O_{i,h})$, I_i) を用いて、対象期間 T を 1 ヶ月間、対象領域 B を深山レーダ観測領域（半径 120km の円内領域）として、それぞれの時間・空間平均降雨推定量の精度を算定した結果が Table 6（誤差期待値）と Table 7（誤差標準偏差（誤差分散の平方根））である。

Table 6 Theretical estimations of expected error(mm/month)

	依存性を考慮した場合	依存性を考慮しない場合
重みあり	0.0	16.6
重みなし	0.0	142.2

Table 7 Theoretical estimations of standard error(mm/month)

	依存性を考慮した場合	依存性を考慮しない場合
重みあり	83.9	90.5
重みなし	98.9	185.3

(2) 推定式の実データへの適用による推定精度の算定

次に、3.1 で誘導した推定式を用いて、実際に時間・空間平均降雨量を推定してみることににより、その誤差を統計的に評価する。期間 T の TRMM 観測軌道情報と TRMM が観測した領域の降雨量情報、また、特に推定過程で標高依存直線を用いる場合はその傾き $E[a_T]$ として 3.3(1) に述べた確率パラメータが必要となる。

今回、時間・空間平均降雨量を推定するにあたり、

Table 4 Variance of error $\left(E \left[\left(\hat{\mu}_T(B) - \mu_T(B) \right)^2 \right] \right)$ (with topographic dependency)

重みを考慮する場合の誤差分散	
$\frac{1}{M^2 V^2} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n 10^{E[\alpha_T] \cdot (l_k + l_l)} \frac{1}{\sum_{h \in I_i, g \in I_j} 10^{2E[\alpha_T] \cdot (l_h + l_g)} V(O_{i,h}) V(O_{j,g})}$ $\cdot \sum_{h \in I_i, g \in I_j} \frac{10^{E[\alpha_T] \cdot (l_h + l_g)}}{V(O_{i,h}) V(O_{j,g})} \int_{O_{i,h}} \int_{O_{j,g}} \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_g) \text{Cor}_t(t_i - t_j) dx_g dx_h V(O_{i,h}) V(O_{j,g}) V(B_k) V(B_l)$ $+ \frac{1}{T^2 V^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n \int_{B_k} \int_{B_l} \sigma_{\nu_T}^2 \text{Cor}_{\nu_T}(x_k - x_l) dx_l dx_k$ $- \frac{2}{MTV^2} \sum_{i=1}^M \int_0^T \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n 10^{E[\alpha_T] \cdot l_k} \frac{1}{\sum_{h \in I_i} 10^{2E[\alpha_T] \cdot l_h} V(O_{i,h})}$ $\cdot \sum_{h \in I_i} \frac{10^{E[\alpha_T] \cdot l_h}}{V(O_{i,h})} \int_{O_{i,h}} \int_{B_l} \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_l) \text{Cor}_t(t_i - t) dx_l dx_h V(O_{i,h}) V(B_k) dt$	⑦
重みを考慮しない場合の誤差分散	
$\frac{1}{M^2 V^2} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n 10^{E[\alpha_T] \cdot (l_k + l_l)} \frac{1}{\sum_{h \in I_i, g \in I_j} 10^{2E[\alpha_T] \cdot (l_h + l_g)}}$ $\cdot \sum_{h \in I_i, g \in I_j} \frac{10^{E[\alpha_T] \cdot (l_h + l_g)}}{V(O_{i,h}) V(O_{j,g})} \int_{O_{i,h}} \int_{O_{j,g}} \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_g) \text{Cor}_t(t_i - t_j) dx_g dx_h V(B_k) V(B_l)$ $+ \frac{1}{T^2 V^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n \int_{B_k} \int_{B_l} \sigma_{\nu_T}^2 \text{Cor}_{\nu_T}(x_k - x_l) dx_l dx_k$ $- \frac{2}{MTV^2} \sum_{i=1}^M \int_0^T \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n 10^{E[\alpha_T] \cdot l_k} \frac{1}{\sum_{h \in I_i} 10^{2E[\alpha_T] \cdot l_h}}$ $\cdot \sum_{h \in I_i} \frac{10^{E[\alpha_T] \cdot l_h}}{V(O_{i,h})} \int_{O_{i,h}} \int_{B_l} \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_l) \text{Cor}_t(t_i - t) dx_l dx_h V(B_k) dt$	⑧

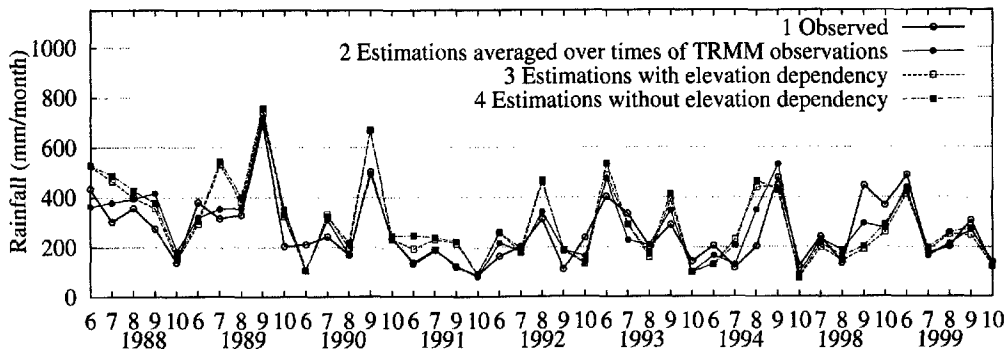


Fig. 2 Sample estimations of monthly rainfall averaged over Miyama-radar observation area.(with weight as sample number)

深山レーダ観測領域を対象領域とした。さらに、1998年9月のTRMM観測軌道を仮想的に3.3(1)に述べた43ヶ月に適用し、その各月においてTRMMが仮想的に観測したとする時刻と領域の降雨量情報は深山レーダの観測情報を用いることで推定を行った。この結果を、実際の各月降雨量とTRMMが各観測時刻で全対象領域を観測すると仮想してその観測時刻の空間平均降雨量のみから計算した月降雨量と合わせて、Fig. 2には最小二乗法で重みを考慮して標

高依存性を考慮した推定値と標高依存性を考慮しない推定値を、Fig. 3には最小二乗法で重みを考慮せずに標高依存性を考慮した推定値と標高依存性を考慮しない推定値をプロットした。

さらに、この43ヶ月についての4通りの推定値と実際の月降雨量から、それぞれの推定値の実際の月降雨量に対する誤差の標本平均 (Table 8) 及び標本標準偏差 (Table 9) を算定した。

Table 5 Variance of error $\left(E \left[\left(\hat{\mu}_T(B) - \mu_T(B) \right)^2 \right] \right)$ (without topographic dependency)

重みを考慮する場合の誤差分散	
$\frac{1}{M^2} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \frac{1}{V(O_i)V(O_j)} \sum_{h \in I_i} \sum_{g \in I_j} \frac{1}{V(O_{i,h})V(O_{j,g})}$ $\cdot \int_{O_{i,h}} \int_{O_{j,g}} \left\{ \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_g) \text{Cor}_t(t_i - t_j) + E[P(x_h, t_i)] E[P(x_g, t_j)] \right\} dx_g dx_h V(O_{i,h}) V(O_{j,g})$ $+ \frac{1}{T^2 V^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n \int_{B_k} \int_{B_l} \left\{ \sigma_{\nu_T}^2 \text{Cor}_{\nu_T}(x_k - x_l) + E[\nu_T(x_k)] E[\nu_T(x_l)] \right\} dx_l dx_k$ $- \frac{2}{MTV} \sum_{i=1}^M \int_0^T \frac{1}{V(O_i)} \sum_{h \in I_i} \sum_{l=1}^n \frac{1}{V(O_{i,h})}$ $\cdot \int_{O_{i,h}} \int_{B_l} \left\{ \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_l) \text{Cor}_t(t_i - t_l) + E[P(x_h, t_i)] E[P(x_l, t)] \right\} dx_l dx_h V(O_{i,h}) dt$	⑨
重みを考慮しない場合の誤差分散	
$\frac{1}{M^2} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \frac{1}{n_i n_j} \sum_{h \in I_i} \sum_{g \in I_j} \frac{1}{V(O_{i,h})V(O_{j,g})}$ $\cdot \int_{O_{i,h}} \int_{O_{j,g}} \left\{ \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_g) \text{Cor}_t(t_i - t_j) + E[P(x_h, t_i)] E[P(x_g, t_j)] \right\} dx_g dx_h$ $+ \frac{1}{T^2 V^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n \int_{B_k} \int_{B_l} \left\{ \sigma_{\nu_T}^2 \text{Cor}_{\nu_T}(x_k - x_l) + E[\nu_T(x_k)] E[\nu_T(x_l)] \right\} dx_l dx_k$ $- \frac{2}{MTV} \sum_{i=1}^M \int_0^T \frac{1}{n_i} \sum_{h \in I_i} \sum_{l=1}^n \frac{1}{V(O_{i,h})}$ $\cdot \int_{O_{i,h}} \int_{B_l} \left\{ \sigma_P^2 \text{Cor}_P(x_h - x_l) \text{Cor}_t(t_i - t_l) + E[P(x_h, t_i)] E[P(x_l, t)] \right\} dx_l dx_h dt$	⑩

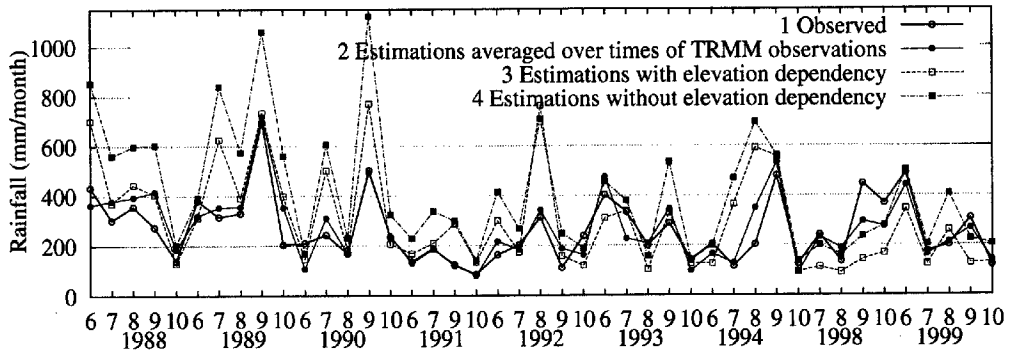


Fig. 3 Sample estimations of monthly rainfall averaged over Miyama-radar observation area.(without weight)

Table 8 Sample mean of 43 months' estimations in mm/month

	依存性を考慮した場合	依存性を考慮しない場合
重みあり	25.0	36.8
重みなし	40.6	147.9

Table 9 Sample standard error of 43 months' estimations in mm/month

	依存性を考慮した場合	依存性を考慮しない場合
重みあり	98.9	104.3
重みなし	161.0	236.5

(3) 考察

まず、理論的な精度評価として、Table 6 の誤差期待値の算定結果を見る。3.2(1) に述べたように、標高依存性を考慮した推定量の誤差期待値は、最小二乗法での重みの考慮によらずゼロである。また、標高依存性を考慮しない場合の誤差期待値は、最小

二乗法で重みを考慮する場合の方が重みを考慮しない場合に比べて小さい。

次に、Table 7 の誤差標準偏差を見ると、この値が最も小さくなるのは標高依存性を考慮し最小二乗法でも重みを考慮した場合であり、標高依存性の考慮及び最小二乗法での重みの考慮の効果が見ると

れる。

一方、統計的な精度評価としての Table 8 の誤差の算定結果をみると、標高依存性を考慮する場合の誤差はゼロにならないものの標高依存性を考慮しない場合より小さな値になっている。また、Table 9 の誤差標準偏差も、標高依存性を考慮した場合の方が小さくなっている。

ここで、Table 6, 7, 8, 9 の全体を通してみると、標高依存性を考慮する効果及び最小二乗法で重みを考慮する効果はともに、精度を向上させる方向にあることがわかり、加えて、最小二乗法での重みの効果の方が大きいこともわかる。

さて、最小二乗法において、各標高区分の観測面積を重みとして考慮することにより精度が向上したことについて誤差分散の精度算定式⑦～⑩に基づいて考察する。これらの式⑦～⑩は全て3つの項から構成される。重みの導入により影響を受けるのは第1項と第3項であり、今回の計算では重みの導入により 3.2(2) で述べた「ランダム性を通した、特異サンプルの空間代表性の指標」である第1項が小さくなり、「空間相関の良さによる、一部サンプルの代表性の指標」である第3項が大きくなり、主に第1項の影響により誤差分散が格段に小さくなった。このことは指標の意味を考えれば納得できる。すなわち、観測される面積の大きな区分程（大サンプルの区分程）地形図上を互いに大距離にある地点の組み合わせが多くなり、互いに相関の小さな地点の組み合わせが多くなる。このことは観測面積の大きな区分ほど「ランダム性を通した、特異サンプルの空間代表性の指標」を低くすることを意味することがわかる。しかも第1項は、Table 4 の式⑦、Table 5 の⑨式からわかるように、観測面積の2乗として重みがかかり、これが効いてくることによって、格段に小さな値となった。一方第3項は1乗でしか重みがかからないのでその寄与が小さく、さらに地形の形態によっては重みの導入によって大きくも小さくもなり得る。以上が重み導入効果の物理的解釈であり、それに対応して誤差分散が小さくなることの式形からの説明である。

3.4 時間・空間平均降雨量の推定手法の成果と課題

ある期間・領域の時間・空間平均降雨量を TRMM 観測情報から推定する手法について、この章では、特に空間平均手法の精度向上を目的として降雨の地形依存特性を推定過程へ考慮し、その推定精度への効果を推定式がもつ誤差期待値及び誤差分散を算定することにより検討した。その結果、推定精度を向

上させるためには、TRMM により得られる各観測時刻での瞬時の降雨分布に対して、

- 降雨の標高依存特性を考慮する
- TRMM の各観測時刻での標高依存直線の切片を同定する最小二乗法において、各標高区分の観測面積をその区分の空間平均降雨量が持つ重みとして考慮する

ことが有効であることが明らかとなった。

また、推定式のさらなる精度向上のために、標高依存直線の傾きと切片を同時に変化させての推定、対象期間内に TRMM が観測した降雨量の積算量を用いての推定、標高依存直線からの平均値のズレの影響の検討、Bell(1987)、垣見(1993)ではされているカバー率を導入した推定、が挙げられ、今後検討する。

4. TRMM/PR 長期観測情報を用いた世界各地での解析

前章では、対象とした領域に降雨の標高依存特性が現れる場合、この標高依存特性を考慮した形で時間・空間平均降雨量を推定する手法を提案した。すなわち、この手法を適用する時には、その地域での降雨の標高依存特性を事前に知ることが前提となっている。また、理論的な精度を算定する場合、その地域の降雨特性（降雨場の確率パラメータ）を知る必要がある。そこで、本章では、この推定式を適用する前段階として、TRMM/PR の長期観測情報を用いて世界の各地域での降雨の標高依存特性及びこの標高依存直線の成立度について調査する。同時に、TRMM/PR による長期観測情報から降雨場の確率パラメータを算定することを試みる。この上で、これら各地域に対し時間・空間平均降雨量の推定式を適用し、またその推定精度を算定して、降雨の標高依存特性の導入の効果、推定精度の地域差について考察する。

解析にあたり、対象領域の空間スケールを $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ とした。また、世界各地の対象領域として、モンスーンの影響下にあり山岳域かつ多雨域である地域を中心に 30 地域を選んだ。

また、TRMM/PR の長期観測情報として、モンスーンが卓越する期間を中心とした 1998～2000 年の 6～10 月の 15ヶ月間の観測情報を用いた。

4.1 世界各地域における降雨の標高依存特性

これまでの研究（鈴木(2000)）によると、レーダーによる時間的にも空間的にも密な観測情報を用

いた解析を通して、近畿地方及び九州南部での降雨の標高依存直線の成立が確認されている。しかし、この標高依存直線が世界の各地域でも成立するかどうかは知られていない。そこで、TRMMによる15ヶ月間の観測情報を利用し、標高依存直線の傾きや成立度の地域差を調査する。

(1) 世界各地での成立の確認

Fig.4は、調査した世界の30地域のうち代表的な6地域における15ヶ月積算降雨量の標高依存直線を示した図である。図中のRMSEは、標高依存直線の幾何学的な成立度を表す本論文で定義する指標である。これは、領域内に分布する降雨量をその領域の空間平均降雨量で除することで正規化し、この正規化された降雨量の各標高区分内平均値の対数値と、その区分の標高依存直線上の値との差の2乗平均値の平方根のことである。

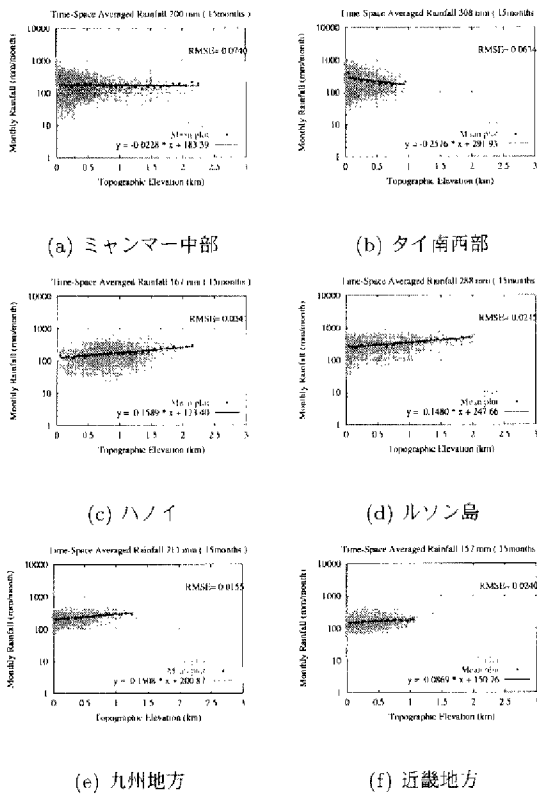


Fig. 4 Dependence line on topographic altitude obtained from TRMM observations for 15 months

ここでまず、「近畿地方」と「九州地方」に注目すると、Fig.4からはこの地域での標高依存直線は成立が確認でき、Fig.5の15ヶ月積算降雨量の空間分布を示す図から、紀伊山脈や四国山脈、九州山脈の辺

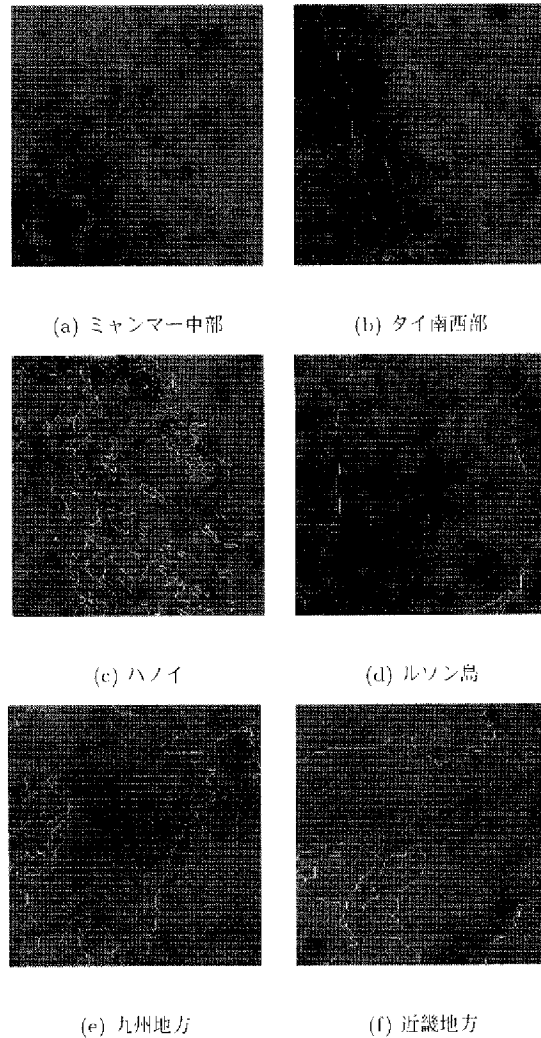


Fig. 5 Rainfall distribution obtained by averaging 15 months' TRMM observations

りに周辺と比べて強い降雨域を確認することができる。よって、これらはこれまでの研究(鈴木(2000))を裏付けていると考えられるので、これらのことから、TRMM観測情報から15ヶ月積算降雨量に対する降雨の標高依存特性を世界の各地域について調査して得られる結果を信頼できるものとし、以後議論をすることにする。

まず、Fig.4を見る。従来の研究では降雨の標高依存特性として、標高の増加に伴って降雨量も増加するという標高依存直線の傾きの値が正となる特性がほとんどであった。しかし、本研究で世界の各地域を対象に調査した結果、標高依存直線の傾きが正の値になる地域もいくつかあるものの、地域によっては傾きがゼロに近く、降雨量の標高に対する依存度が低い場合や、また地域によっては傾きが負であ

り、標高の増加に伴って降雨量が小さくなる場合も確認された。

ここで、降雨の標高依存特性について改めて考える。この特性は、ある一定期間以上の積算降雨量の空間分布に対し各区分内の空間平均降雨量を計算し、横軸に地形標高をとり縦軸にこの区分内平均降雨量の対数値をとると、各プロットが一直線上に並び、これを1次式で定式化できるというものである。よって、標高依存直線の傾きが正であろうと負であろうと各区分の空間平均降雨量が一直線上に並べば定式化でき、したがって、その地域の降雨特性を示す直線の傾きの符号によらず、地形標高と降雨量の関係は1次式により表現できる。すなわち、今回の調査により、地域によっては標高依存直線の傾きが負となる降雨の標高依存特性を見ることができ、標高依存直線の成立度が高ければ、このことはその地域の降雨特性をよく表していると捉えるべきなのである。実際に、調査した世界の30地点での15ヶ月積算降雨量の標高依存直線を見ると、極端に降雨量の少ない地域を除けば良く成立しているので、世界各地において降雨の標高依存特性が成立していると言ってよい。

(2) 世界各地の降雨特性の違い

標高依存直線の傾きの地域差について、Fig.4とFig.5を見ながら考察する。まず、Fig.4を眺めてわかることは、インドシナ半島よりも東側の「ルソン島」、「九州地方」、「近畿地方」において標高依存直線の傾きが正になっていることである。逆にインドシナ半島やこれより西側の「ハノイ」、「ミャンマー中部」、「タイ南西部」では標高依存直線の傾きの符号とその大きさは様々である。その中でも興味深い傾向を示すのは、「タイ南西部」であり、強い「負」の傾きの標高依存直線が現れている。この辺りのタイやミャンマーには南北方向に貫く標高1000mを越える大スケールの山脈があり、これがこの地域の降雨特性に大きく影響していると考えられる。Fig.5の「ミャンマー南部」、「タイ南西部」を見ると降雨域が山脈の西側に集中していることがわかる。このような降雨分布は日本では見られず、これら大スケールの山脈を有する地域に特有のものと考えられる。そして、この特有な降雨分布を示す原因としてまず考えられるものは、夏期にこの辺り一帯に南西の風をもたらすモンスーンである。この南西モンスーンは5月末頃からインドシナ半島のメコン川流域全体に吹き込み、流域に大量の降雨をもたらす。この季節風がインド洋から上陸するときにタイやミャンマーの山脈にぶつかり、湿気を含んだ気塊が山脈を通り

越える前に手前で雨を降らした結果であると推測できる。Fig.5を見れば、先の2地点について、山脈を境に風下側での降雨量は小さいことも確認できる。

また、このような大スケールの山脈が領域内にあり、15ヶ月積算降雨量の強い降雨帯が山脈の風上側に集中している事例はインドシナ半島の東部の山脈にも見られ、この地域でも南西モンスーンの影響があると考えられる。このように、山の風上側に強い降雨帯が確認されるのは、共通して地形のスケールが大きいところであり、日本のように山岳のスケールが小さい領域では見られない。

しかし、先にも述べたように、降雨の標高依存特性とは各標高区分内の空間平均降雨量が1次式で関係づけられることに意味があり、したがって、降雨の標高依存特性を考える場合、

- 標高依存直線の傾きの符号と大きさ
- 各標高区分の空間平均降雨量による標高依存直線の成立度

の2つの視点を持たなければならない。

「標高依存直線の傾きの符号と大きさ」の視点から見た場合、近畿地方と九州南部を対象とした従来の研究で、正の傾きをもつ標高依存直線となる降雨の標高依存特性が確認されている。今回の調査によっても、日本周辺はインドシナ半島ほど一方向の強い風はなく、様々な風向の風が吹く地域であるので、15ヶ月積算降雨量分布には、山岳域のやや南側に強い降雨域がある傾向であるものの、山岳域の風上側にも風下側にも比較的なだらかな降雨分布をしており、これにより正の傾きをもつ標高依存直線が現れたと考えられる。一方で、上述のインドシナ半島上の事例のように、大スケールの山岳域で南西モンスーンが卓越する地域では、傾きがゼロに近かったり、負の傾きである標高依存直線となる降雨の標高依存特性が確認された。よって、インドシナ半島の事例は、標高が与える降雨への影響よりも、南西モンスーンと大スケールの地形が与える降雨への影響の方が大きい結果であると言える。また、「ルソン島」では、モンスーンの影響下であると考えられるが正の傾きの標高依存直線が成立している。この理由として考えられるのは、この辺りの地形はインドシナ半島のものほどスケールは大きくなく、さらに、地球規模の大きな流れであるモンスーンがフィリピン辺りで南東風から南西風へ大きく向きを変える地域であるために、インドシナ半島上と比べて様々な風向の風が発生するということである。

一方、「各標高区分の空間平均降雨量による標高依存直線の成立度」という視点から見た場合、標高

依存直線の成立度を表す指標である RMSE の値がほとんどの地域で、成立の目安となる値の 0.1 を下回っている。よって、これらの地域での標高依存直線は成立していると言ってよい。

まとめると、15ヶ月分の TRMM 観測情報を用いることで世界の各地域において、「標高依存直線の成立度」という視点から降雨の地形依存特性の存在が確認された。また「標高依存直線の傾きの符号と大きさ」という視点に立つと、直線の傾きに各地域の降雨特性が反映された形となった。すなわち、モンスーンが卓越する地域では必ずしも標高依存直線の傾きが正となるわけではなく、一方でモンスーンの影響が小さくなる日本周辺では正の傾きをもつ標高依存直線を見ることができた。

4.2 各地域での降雨場の確率パラメータの推定

本研究では、時間・空間平均降雨量を推定するにあたり、対象期間を 1ヶ月、対象領域を $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ としている。そのために、必要となる降雨場の確率パラメータも期間を 1ヶ月、領域を $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ として推定する必要がある。各対象領域のパラメータの推定方法としては、その領域についての利用可能な観測情報の期間は 15ヶ月分であるので、各指標を 15ヶ月分の全情報から計算した平均値をもってその領域のパラメータとすることにする。なお、算定すべきパラメータは、月積算降雨量に対する標高依存直線の傾きと切片、月積算降雨量及び瞬時の降雨量の分散、月積算降雨量及び瞬時の降雨量の空間相関係数である。

(1) 標高依存直線

世界各地の例として「タイ南西部」、「メコン川流域南西部」、「ハノイ」、「ルソン島」、「九州地方」を挙げ、各地域における 15ヶ月間のうち 2000 年 6～9 月の各月の月積算降雨量の標高依存直線を示したものが Fig.6～10 である。この図を見ると、「九州地方」ではどの月でも標高依存直線が比較的良く成立していることがわかる (RMSE がほとんどの月で 0.1 以下である)。また、「九州地方」ほどではないが「ルソン島」においても各月の標高依存直線は良く成立している。また「ハノイ」では、月降雨量の多い月では標高依存直線が良く成立している。そして、「メコン川流域南西部」では、各月の標高依存直線の成立度は他地域と比べて悪く、各月の直線の傾きの変動も激しい。しかし、この「メコン川流域南西部」と同緯度に位置する「タイ南西部」では、各月の月降雨量が比較的多いためどの月の標高依存直線も良く成立しており、各月の直線の傾きの変動

も小さい。これらを踏まえると、その地域が観測頻度の高い高緯度に位置していることと、その月の月降雨量が大きいことは、その地域その月での標高依存直線の成立度を良くすることがわかる。

このように、世界の 30 地域における月積算降雨量に対する標高依存直線の傾きパラメータを算定し比較すると、4.1(2) で 15ヶ月積算降雨量の標高依存直線の傾きについて Fig.4 と Fig.5 を用いて述べたように、やはり、日本やフィリピンでは傾向として、標高依存直線の傾きが正であることが読み取れ、一方で、インドシナ半島やインド、カメルーンでは、降雨の地域特性によりパラメータとしての傾きは符号も大きさもさまざまであることがわかった。

また、世界の 30 地域における月積算降雨量に対する標高依存直線の成立度を比較すると、高緯度帯 (北緯 20° 以上) に位置する地域の RMSE の値は小さい傾向にあることがわかる。これは、TRMM の飛行軌道が準回帰傾斜軌道であるために、高緯度の地点ほど観測頻度が高くなり、このことがより多くの降雨量情報から各月の標高依存直線を決定することになるからである。

(2) 月積算降雨量及び瞬時の降雨量の標準偏差

次に、パラメータとして月積算降雨量及び瞬時の降雨量の標準偏差を算定すると、瞬時の降雨量の標準偏差にはそれほど地域差は見られないが、月積算降雨量の標準偏差に地域差が見られる。それは、観測頻度の高い日本周辺の地域の値が他の地域と比べてやや小さいということである。ここで、このような結果となった理由を考える。TRMM のような時系列上離散的な観測情報の 1ヶ月分から、ある領域内の月積算降雨量の空間分布を推定する際、1ヶ月間の情報のサンプル数が多い方が、当然、より実際に近い空間分布を推定できる。では、少ないサンプルから推定した月積算降雨量の空間分布がどのような特徴を持つかを考えると、このことが意味するのは、少ないサンプルからでは実際の降雨分布を表現しきれないために分散が大きくなるということである。すなわち、中心極限定理によればサンプル数 n が十分大きければ、母集団から無作為抽出による標本平均は、分散に母分散の n 分の 1 を持つ正規分布に従う。したがって、熱帯域の約 2 倍の観測頻度を持つ日本周辺では、たとえ降雨特性が同じであっても熱帯域に比して半分の分散となるはずである。よって、前述の、日本周辺の地域の月積算降雨量の標準偏差が小さくなった結果は、日本周辺では観測頻度が高いために、その分だけ実際の月積算降雨量分布に近い分布を推定できていることを表している

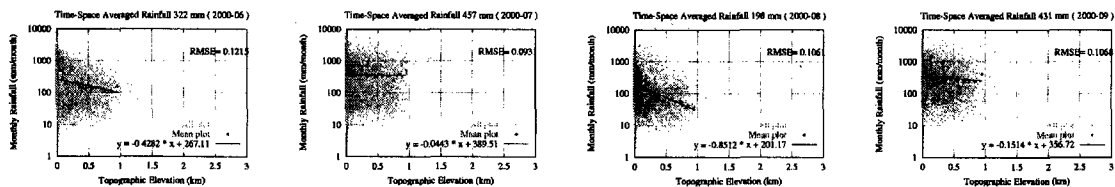


Fig. 6 Dependence line on topographic altitude obtained from monthly TRMM observations over southwest Thailand

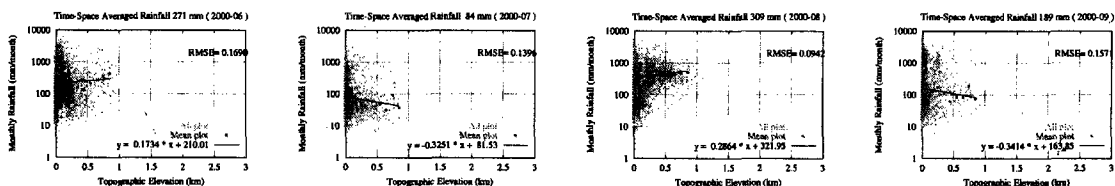


Fig. 7 Dependence line on topographic altitude obtained from monthly TRMM observations over southwest part of Mekong river basin

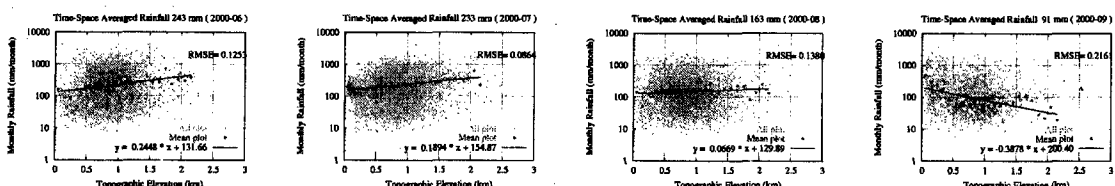


Fig. 8 Dependence line on topographic altitude obtained from monthly TRMM observations around Hanoi

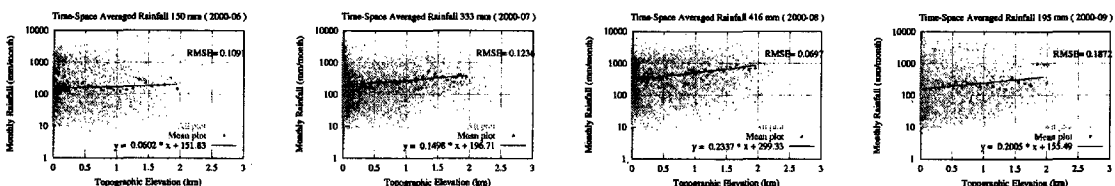


Fig. 9 Dependence line on topographic altitude obtained from monthly TRMM observations over Ruson Island

と考えられる。

4.3 精度評価式を用いた推定精度の算定

この節では、前章で誘導した時間・空間平均降雨量の推定式のうち、より高い精度であることが確かめられた、

- 降雨の標高依存特性を考慮し、最小二乗推定で重みを考慮する推定式
- 降雨の標高依存特性を考慮せず、最小二乗推定で重みを考慮する推定式

の2通りの推定式の推定精度を、誤差期待値と誤差標準偏差の2通りの指標を算定することで、世界の各地域及び各月の誤差にどのような違いがあるのかを調査する。推定精度を算定する場合、前章で導いた誤差期待値と誤差標準偏差の算定式を用いる。この場合、

- 降雨場の確率パラメータ
- TRMM 観測軌道情報

の2通りの情報が必要であり、よって、降雨場の確率パラメータは前節のTRMMの15ヶ月分の観測情報から推定した値を用いる。

(1) 精度評価式を用いた誤差期待値の算定

前章でも示したように、降雨の標高依存特性を考慮した推定式による誤差期待値は理論的にゼロである。したがって、降雨の標高依存特性を考慮しない推定式による誤差期待値の算定を行った。Fig.11は各地域の誤差期待値の算定結果である。

まず、降雨の標高依存特性を考慮しない場合の誤差期待値の算定結果に対し、地域間の違いとしてわかることは、各月ごとに軌道が変わるに従って、誤差期待値の算定結果が変化しやすい地域と変化しにくい地域があるということである。これについて、

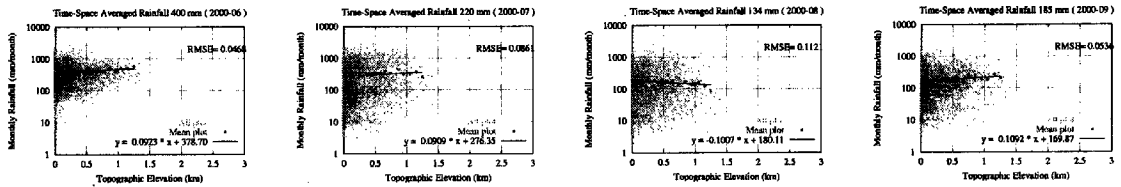


Fig. 10 Dependence line on topographic altitude obtained from monthly TRMM observations over Kyusyu

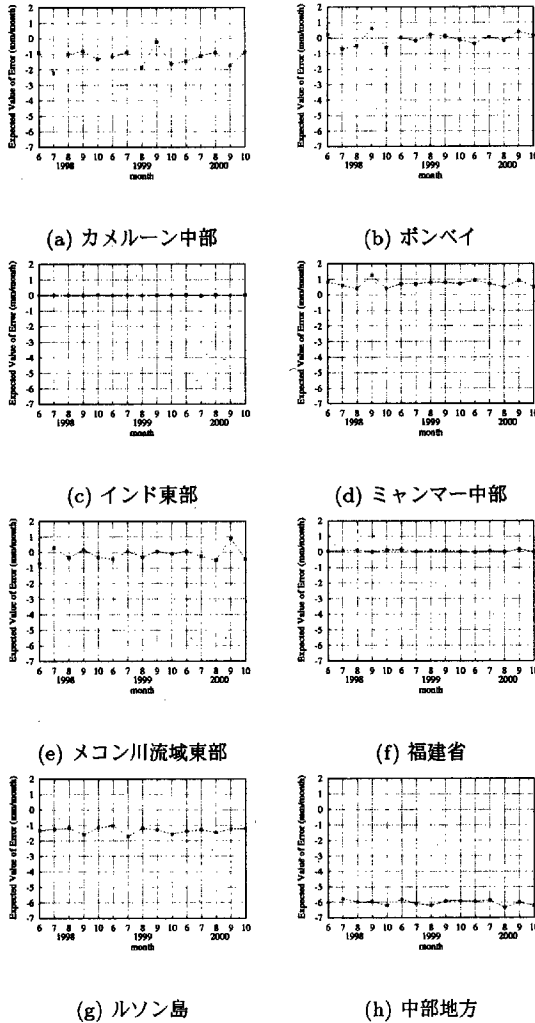


Fig. 11 Time series of expected error.

前章で導いた誤差期待値の算定式 (Table 3 の⑤) を見ながら考察する. この算定式

$$E \left[\hat{\mu}_{\bar{T}}(B) - \mu_{\bar{T}}(B) \right] = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sum_{k=1}^n E \left[P(x_k, t_i) \right] \left(\frac{V(O_{i,k})}{V(O_i)} - \frac{V(B_k)}{V} \right)$$

を見ると, $E[P(x_k, t_i)]$ は各地域の期待値的な標高

依存直線上にある各標高区分の瞬時の降雨量期待値であり, 標高依存直線の傾きパラメータに依存する. ゆえに, 傾きの絶対値の大きさにより誤差期待値の大小を決める指標である. 一方, $(V(O_{i,k})/V(O_i) - V(B_k)/V)$ は各観測時刻における各標高区分観測面積の全観測面積に対する比の違いが誤差期待値に及ぼす指標である.

ここで, $(V(O_{i,k})/V(O_i) - V(B_k)/V)$ の指標がもつ意味の一例を説明する. まず, 領域内の地形構造を考える. 世界各地域の $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ スケールの領域を見ると, 両極端な例として, 「地形スケールが小さく複雑な地形構造を持つ領域」と, 「地形スケールが大きく単純な地形構造を持つ領域」が挙げられる.

まず, 「地形スケールが小さく複雑な地形構造を持つ領域」を対象領域とした場合, $(V(O_{i,k})/V(O_i) - V(B_k)/V)$ の指標は各月の観測軌道情報が変わっても, この指標の変化は小さいことが物理的に解釈できる. すなわち, 誤差期待値の変化も小さいと言える. 一方で, 「地形スケールが大きく単純な地形構造を持つ領域」を対象領域とした場合は, 誤差期待値が各月で変化しやすいと解釈できる. 具体的には, 誤差期待値の変化が小さい地域として「インド東部」, 「福建省」が挙げられ, 誤差期待値の変化が大きい地域として「カメルーン中部」, 「メコン川流域東部」が挙げられる.

最後に, 少し特異な「中部地方」の特徴, すなわち誤差期待値が大きくマイナスとなっている理由を上記の考察をベースに考えると次のようになる. すなわち, この地方では, $E[P(x_k, t_i)]$ が大きな値を示す標高の高い領域が対象領域の北部に集中していることとともに, かつこの領域は TRMM 軌道の北限である北緯 35° よりさらに北方で (この対象領域内で相対的に) 観測頻度の小さな領域であり, $(V(O_{i,k})/V(O_i) - V(B_k)/V)$ が負となる領域である. このことが誤差期待値をマイナスとしている. このように, $(V(O_{i,k})/V(O_i) - V(B_k)/V)$ は, 地形分布と観測軌道の両者を加味した形で, 標高依存

特性の効果を示す重要な指標と言える。

(2) 精度評価式を用いた誤差標準偏差の算定

前章で示した誤差分散の算定式を用いて、降雨の標高依存特性を考慮した場合と考慮しない場合の推定式の推定精度の算定を行った。Fig.12には、誤差分散の平方根である誤差標準偏差の算定結果を載せている。この図からはっきりすることは、対象領域や対象とする月によらず、降雨の標高依存特性を考慮した推定式がもつ誤差標準偏差の方が小さい、すなわち精度が良いということである。

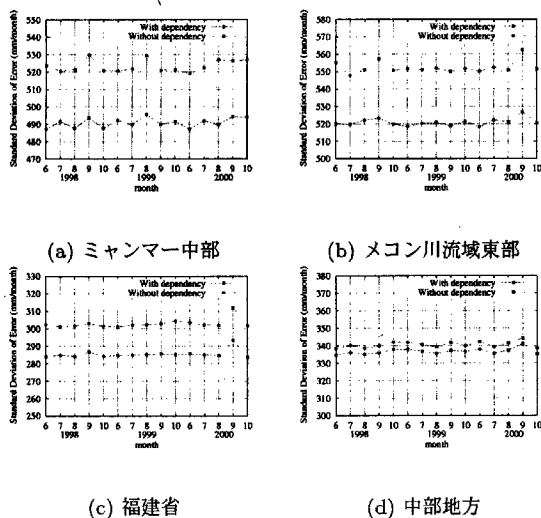


Fig. 12 Time series of standard error.

以下に記すことは、式形からの説明はできないが、興味深い傾向である。それは、Fig.12の全体から見てとれる傾向として、TRMMによる観測頻度の高い高緯度帯に位置する「福建省」と日本の各地域において、降雨の標高依存特性を考慮した場合と考慮しない場合の両方の誤差標準偏差の差が他地域に比べて小さいというものである。このことは、低緯度帯の各地域では標高依存特性を考慮した場合と考慮しない場合の差が大きいことを意味し、すなわち、これらの地域での降雨の標高依存特性の考慮の効果が大きいことを示す。

(3) 時間・空間平均降雨量の推定

最後に、以上の推定精度を踏まえ、時間・空間平均降雨量の推定を行った。推定値の精度は上で算定したFig.11とFig.12の推定精度に基づくものである。

図には示さないが、特徴的な地域を挙げると、「ボンベイ」では、各月の時間・空間平均降雨量の推定値が標高依存特性を考慮したものと考慮しないもので他地域に比べて差が大きい。ここで、「ボンベイ」

の各月の誤差期待値を見ると確かに各月で値が変動する地域であることがわかる。

また、「ミャンマー中部」の時間・空間平均降雨量の推定値は、どの月も降雨の標高依存特性を考慮しない推定値の方が若干大きい。ここで改めて「ミャンマー中部」の各月の誤差期待値を見ると確かに、各月の値が正側に偏っていることがわかる。逆に、「ルソン島」や「中部地方」では、どの月も標高依存特性を考慮しない推定値の方が若干小さく、改めて「ルソン島」と「中部地方」の各月の誤差期待値を見ると確かに、各月の値が負側に偏っていることがわかる。

これらの地域では、各月の時間・空間平均降雨量の推定値と誤差期待値の対応が見られ、互いの値の妥当性が見られる。

一方、「カメルーン中部」では、各月の誤差期待値は変動も大きく値も負側に偏っているが、時間・空間平均降雨量の推定値は標高依存特性を考慮したものと考慮しないものの差はほとんどない。この地域のように期待値通りの誤差が見られない地域もある。

5. TRMM 観測情報からの降雨場の確率パラメータ推定の可能性

この章では、TRMM/PRの15ヶ月分の長期観測情報を用い、世界の各地域における標高依存直線を含む降雨場の確率パラメータを推定した。TRMMは傾斜角 35° の準回帰傾斜軌道をとるため、各地点の観測頻度が緯度方向に異なり、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ の領域を考えた場合、低緯度地域($0^\circ \sim 20^\circ$)では少なく、ひと月に約25回、高緯度ほど観測頻度は高くなり、日本の近畿地方($33^\circ \sim$)であると、ひと月の観測回数は60回を越える。

確率パラメータのうち、月積算降雨量の分散を計算するときは、1ヶ月間のTRMM観測情報から各地点の月積算降雨量を推定し、その上で分散を計算する。この同じ計算を、低緯度の地域とするのと高緯度の地域とするのでは、計算の初期段階である各地点の月積算降雨量を推定するためのサンプル数が異なり、したがって、中心極限定理により、少ないサンプル数から計算しなければならない低緯度の分散は真の分散よりも大きな値を算出することとなる。これは、TRMM観測情報を用いて計算するときの特徴である。中心極限定理によれば、サンプル数 n が十分大きいとき、互いに独立な変量からなる母集団から無作為抽出による標本平均は、母分散の n 分の1を分散にもつ正規分布に従う。したがっ

て、この理論を応用すれば、緯度が異なることによる観測頻度の違いを考慮した月平均量の分散の補正の可能性がある。さらに、例えば我が国のように地上レーダーによる時間的にきめ細かな観測による分散と TRMM 観測情報ベースの分散の比がわかっているならば、その地域の分散比をベースに任意の緯度での TRMM ベースに推定される分散のおおよその補正が行える可能性がある。

ここで、実際に近畿地方を対象とする月積算降雨量の分散パラメータを考察することで、中心極限定理に従った分散パラメータと観測頻度（サンプル数）の関係を定量的に捉える。

本研究では、近畿地方を対象領域として、時系列上連続観測をするとみなせる深山レーダによる 43ヶ月分の観測情報と、時系列上離散的な観測情報である TRMM/PR による 15ヶ月分の観測情報のそれぞれから月積算降雨量の分散パラメータを算定しており、これらはそれぞれ $187^2 (=34,969)$ (mm/month)² と $218^2 (=47,524)$ (mm/month)² である。しかし、これらの値は、一方は深山レーダ観測情報から計算されたものであり、もう一方は TRMM/PR 観測情報から計算されたものである。さらに、厳密には異なる期間と領域を対象として計算されたものがある。よって、より正確に定量的な解析を行うために、これらの観測機器や対象期間と対象領域の違いをなくし統一することで分散パラメータを算定し直した。すなわち、対象期間と領域は深山レーダも TRMM/PR も観測を行っている期間と領域とし、対象域間を 1998 年 7~10 月、1999 年 6~10 月の 9ヶ月間、対象領域を深山レーダ観測領域とした。また、降雨量情報は深山レーダによる観測情報を用いることで統一し、TRMM が観測した時刻と領域の降雨量情報は、その時刻と領域の深山レーダによる降雨量情報を抽出したものをを用いた。これに従い、深山レーダにより時系列上ほぼ連続的に観測された全情報を用いて算定した分散パラメータと、TRMM が観測した時刻と領域のみの情報から算定した分散パラメータはそれぞれ、 $189^2 (=35,721)$ (mm/month)² と $345^2 (=119,025)$ (mm/month)² である。これが意味することは、十分な数のサンプルから算出される真の分散の値 $189^2 (=35,721)$ (mm/month)² に対し、TRMM 観測情報のみから算出する分散はそのサンプル数が小さいために $345^2 (=119,025)$ (mm/month)² と大きく算出されるということである。よって、この近畿地方と同じ TRMM の観測頻度を持つ地域では、真の分散と TRMM から算出される分散の値の比 $189^2/345^2 (=35,721/119,025=0.300)$ を事前に知っておくこと

で、TRMM 観測情報から算出される分散のおおよその補正を行えるのである。

また、実験的に、対象期間及び対象領域を同じ 9ヶ月間及び深山レーダ観測領域にして、深山レーダ観測情報を時間的に間引いてサンプル数を操作することにより、降雨量のサンプル数とそのサンプル数での分散パラメータの算定値との関係を表したものが Fig.13 であり、横軸に月積算降雨量を算出するために用いた瞬時の降雨量のサンプル数をとり、縦軸にそのサンプル数から算出された月積算降雨量の分散をとった。深山レーダの 5 分毎の降雨量情報を全て用いるとサンプル数は 8,600 個であり、このサンプル数からの分散の値は $189^2 (=35,670)$ (mm/month)² である。サンプル数を操作して分散を算定するにあたり、用いる降雨量情報をもとの 5 分毎の全情報のうち 10 分毎に抽出した情報、15 分毎に抽出した情報、…、50 分毎に抽出した情報、100 分毎に抽出した情報、150 分毎に抽出した情報、… というようにサンプル数を操作して分散を算定する方法をとった。実際に分散を算定すると、150 分毎の 287 個のサンプル数に減らすまでは分散の値は約 $190^2 (=36,100)$ (mm/month)² であり、サンプル数の操作に伴う変化が小さいので、Fig.13 には 100 分毎の 430 個のサンプルから算定した分散から載せている。

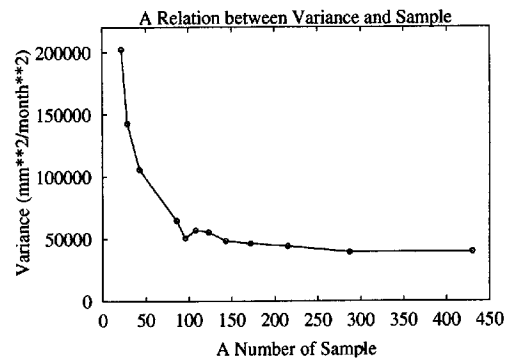


Fig. 13 Relation between a number of sample (number of observation) and variance.

この図から、瞬時の降雨量のサンプル数が十分な場合は分散の値は約 $40,000$ (mm/month)² であることがわかる。サンプル数が減少すると分散の値は大きくなり始める。図からはサンプル数が 150 (約 5 時間毎に抽出) を切ると分散の値が大きくなり始める様子が見取れ、サンプル数が 50 (約 15 時間毎に抽出) であると分散の値は約 $100,000$ (mm/month)²、

サンプル数が20(約36時間毎に抽出)であると分散の値は約200,000(mm/month)²となっている。

ここで、TRMMが観測した時刻と領域の降雨量情報のみから計算した分散が345²(=119,025)(mm/month)²であることの妥当性を検証する。深山レーダ観測領域内の各地点の1ヶ月間の観測回数の領域平均値が約36回であるので、Fig.13からサンプル数が36での分散の値を読み取ると約120,000(mm/month)²である。したがって、TRMMベースの分散が345²(=119,025)(mm/month)²であることは妥当であることがわかる。

上述の、中心極限定理に従った分散パラメータと観測頻度(サンプル数)の定量解析により、近畿地方を対象とするTRMMの観測頻度に従った月積算降雨量の分散と真の分散の比が約0.300であることも判明した。これを踏まえ、この節の途中で示した、近畿地方を対象領域として、深山レーダによる43ヶ月分の観測情報と、TRMM/PRによる15ヶ月分の観測情報のそれぞれから月積算降雨量の分散パラメータの算定結果が、それぞれ187²(=34,969)(mm/month)²と218²(=47,524)(mm/month)²であることを考えると、TRMM/PRの15ヶ月分から算出した分散の方が相対的に小さいことがわかる。逆に、深山レーダによる分散は相対的に大きいとも言える。これは、深山レーダ観測情報の降雨量情報への変換過程において、B-β法におけるパラメータB、βの値を本研究に限って1998、1999年について変更することで、本来の降雨量情報よりも大きく推定していることが原因であると考えられる。中川ら(2002)によると、レーダー反射因子の段階でのTRMM/PRと地上レーダーの検証を行っており、互いのレーダー反射因子の誤差は小さいことが示されている。したがって、TRMMによる分散が相対的に小さくなったのは、1998、1999年のB、βを変更したために、深山レーダのレーダー反射因子から降雨量への変換過程で発生した誤差によるものであると考えられる。

6. 結論

本研究では、ある期間及び領域の時間・空間平均降雨量をTRMM観測情報を用いて推定する手法を提案し、この推定精度を確率モデルをベースに検証した。特に、時間・空間平均降雨量の推定過程において降雨の標高依存特性を考慮することによる推定精度の向上を期待し、これを考慮しない場合との比較を行った。具体的には以下の通りである。

沖村(2000)では、TRMM観測情報を用いた時間・空間平均降雨量の推定手法について、降雨の標高依存特性を考慮した手法と考慮しない手法を提案し、その推定精度評価を行っている。これによると、降雨の標高依存特性を考慮する推定手法は、確率モデルをベースとした理論的な誤差がゼロとなる良い面がある一方で、誤差分散が標高依存特性を考慮しない推定手法のものよりも大きな値となってしまう手法であった。

そこで、時間・空間平均降雨量の推定過程を見ると、TRMMによる各観測時刻で、観測された瞬時の降雨分布に対して標高依存直線を同定する最小二乗推定に、各標高区分の観測面積をその区分の空間平均降雨量を持つ重みとして考慮する手法と考慮しない手法が存在することが判明した。よって、この2種類の最小二乗推定を使い分けることにより、4通りの時間・空間平均降雨量の推定手法を導くことに成功した。すなわち、

1. 降雨の標高依存特性を考慮し、最小二乗推定で重みを考慮する推定手法
2. 降雨の標高依存特性を考慮し、最小二乗推定で重みを考慮しない推定手法
3. 降雨の標高依存特性を考慮せず、最小二乗推定で重みを考慮する推定手法
4. 降雨の標高依存特性を考慮せず、最小二乗推定で重みを考慮しない推定手法

を導き、沖村(2000)で提案していた2.及び3.の推定手法に加え、さらに、1.と4.の推定手法を提案し、降雨の標高依存特性の考慮の効果と、最小二乗推定での重みの考慮の効果について考察した。

続いて、TRMM/PRによる長期観測情報の利用に関する基礎的検討を行った。標高依存直線を導入する時間・空間平均降雨量を適用する時には、その地域での降雨の標高依存特性を事前に知ることが前提となっている。また、理論的な精度を算定する場合、その地域の降雨特性(降雨場の確率パラメータ)を知る必要がある。そこで、この推定式を適用する前段階として、TRMM/PRの長期観測情報を用いて世界の各地域での降雨の標高依存特性及びこの標高依存直線の成立度について調査した。同時に、TRMM/PRによる長期観測情報から降雨場の確率パラメータを算定することを試みた。この上で、これら各地域に対し時間・空間平均降雨量の推定式を適用し、またその推定精度を算定して、降雨の標高依存特性の導入の効果、推定精度の地域差について考察した。

参考文献

- 沖村俊郎 (2002) : 降雨の標高依存特性を考慮した TRMM/PR 長期観測情報の有効利用, 京都大学大学院修士論文.
- 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, 水工学論文集, 第 46 巻, pp.25-30, 2002.
- 沖村俊郎 (2000) : 降雨の地形依存特性を考慮した TRMM 衛星レーダーによる時・空間平均降雨量の推定と精度評価, 京都大学卒業論文.
- Thomas L. Bell(1987) : A Space-Time Stochastic Model of Rainfall for Satellite Remote Sensing Studies, Jour. Geophys. Res. Vol.92, pp.9631-9643.
- 垣見康介 (1993) : 広域降雨場モデルを用いた衛星観測取得情報の評価精度に関する研究, 京都大学大学院修士論文.
- 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.
- 鈴木善晴・中北英一・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 45 巻, pp.301-306.
- 鈴木善晴 (2000) : 地形依存特性を考慮した降雨分布の時間積分過程の解析とモデル化, 京都大学大学院修士論文.
- 中北英一・鈴木善晴・池淵周一 (2000) : 降雨分布の地形依存特性における時間スケール階層構造, 水工学論文集, 第 44 巻, pp.91-96.
- 中川勝広・中北英一・鈴木善晴・大石哲・池淵周一 (2002) : TRMM/PR を用いた山岳域における地上降雨量分布推定, 水工学論文集, 第 46 巻, pp.31-36.
- 中川勝広・中北英一・鈴木善晴・大石哲・池淵周一 (2000) : 地上降雨レーダーによる TRMM/PR 検証研究, 第 2 回水文過程のリモートセンシングとその応用に関するワークショップ, pp.53-60.
- 中北英一・中川勝広・鈴木善晴・大石哲・池淵周一 (1999) : 山岳性降雨観測と解析, 建設産業の発展のための研究, 研究成果発表会テキスト, (社) 近畿建設協会, pp.37-45.
- 社団法人 日本リモートセンシング学会 (1998) : 日本リモートセンシング学会誌, 第 18 巻, 第 5 号.
- 宇宙開発事業団 地球観測データ解析センター (1998) : TRMM データ利用講習会 第 1 部 TRMM センサーの概要と TRMM データの構造.

Advanced use of long-term observations by TRMM/PR based on dependency of rainfall on topographic elevation

Eiichi NAKAKITA*, Toshio OKIMURA*, Yoshiharu SUZUKI* and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

A Method to estimate the specio-temporal averaged rainfall with TRMM observations is developed. A point of the method is that a dependency of rainfall distribution on topographic elevation is taken into consideration. Also, an analytical and a statistical evaluation for the accuracy of the estimation are carried out. The first one is based on stochastic specio-temporal structure of the rain distribution. And the second one, applications of the method was performed with radar-observed rainfall distributions during 43 monthly periods. Furthermore, to apply this method to other areas in the world, a dependency of rainfall on topographic elevation and the other stochastic parameters are estimated using observations from TRMM/PR. This procedure ensures accuracy of the proposed method.

Keywords : TRMM, a dependency of rainfall on topographic elevation, specio-temporal averaged rainfall, stochastic structure