

静止気象衛星 (GMS) の空間平均データ による降水量の推定*

中村和信** 土屋 喬***

要 旨

静止気象衛星 (GMS) で観測した雲の相当黒体温度と太陽光の反射強度を用いて、それぞれの面積平均値 (T と A) と、対応するアメダスの1時間降水量の面積平均値 (R) との関係を調査し、その結果に基づいて、GMS のデータによる降水量の推定を試みた。その結果は以下の通りである。

- (1) T および A と、 R との間には良い対応関係が見られる。特に $T \leq -45^{\circ}\text{C}$ と $A \geq 0.45$ の範囲で降水との対応が良くなる。
- (2) T と A の組合せによる2次元マトリックスの R との関係から求めた推定では、 T や A の単独データによる推定よりも空振り率は15~30%減少し、見逃し率は20~30%増加した。
- (3) 降水の起き易い領域を湿潤断熱過程に基づく上昇気流域で限定し、その領域内で降水の推定を行うと、空振り率は減少するが見逃し率は増加す。ただし、後者は見かけの効果が大きいと考えられる。

1. はじめに

気象衛星による観測データ (以下衛星データという) から降水量を推定する試みは、この種の観測開始以来多くの人によってなされてきた。その中で、積乱雲 (群) の観測データや他の雲も含む観測データにより、短時間から日単位の降水量まで、いろいろな時間スケールの降水量の推定が行われている (Scofield Oliver 1977; Follansbee, 1973)。また降水量の推定方法も、単独のデータによるものや連続したデータによるものなど、種々の方法がある (土屋, 1984)。

一般に、降水強度は数分~数10分で変化し、雲も短周期変化をすると考えられる。一方、日本の静止気象衛星 (以下 GMS という) の観測は3時間間隔であり、そのような短時間の変化を取り扱うことは不可能である。しかしながら本論では、1時間積算降水量と、緯経度 0.5 度平方の空間平均によって、そのような短周期変動をあ

る程度除くことができるとみなして、衛星データと降水量との関係を得ることを試みた。

すなわちGMSで観測される赤外(波長10.5~12.5 μm)と可視(波長0.55~0.75 μm)の2つの波長帯のデータを緯経度0.5度平方で平均する(T および A とする)。このような T や A および T と A の組合せを同じ領域内のアメダスによる1時間降水量の空間平均値 (R とする) と対応づけ、その関係を調査することが、本論の第一目的である。次に、 T および A と R を回帰曲線に対応づけ、また、 T と A の2次元マトリックス上の点と R との関係に基づいて降水量を推定し、回帰曲線とマトリックスによる推定精度を比較することが第二の目的である。さらに、低気圧の周辺で、湿潤断熱過程に基づく上昇気流域を求め、その領域のみを対象にして降水の推定を行い、推定精度の向上を試みるのが第三の目的である。

2. データ処理

本論では、データ処理を簡単にするため、データ利用の上で誤差をもたらすとみられる、赤外データの大気による吸収効果および可視データの太陽高度角の変化に対する補正は行わず、可視データは、太陽高度角の影響が日本付近で少ないと考えられる日本標準時12時のデータのみを扱った。このことにより、GMS の放射計が日本

* Rainfall estimation from spatially averaged data of the Geostationary Meteorological Satellite (GMS).

** Kazunobu Nakamura, 気象衛星センターデータ処理部管制課。

*** Takashi Tsuchiya, 気象庁予報部予報課。
—1985年4月22日受領—
—1985年8月2日受理—

第1表 1979年3～6月の12事例の集計された衛星データと降水量との関係。

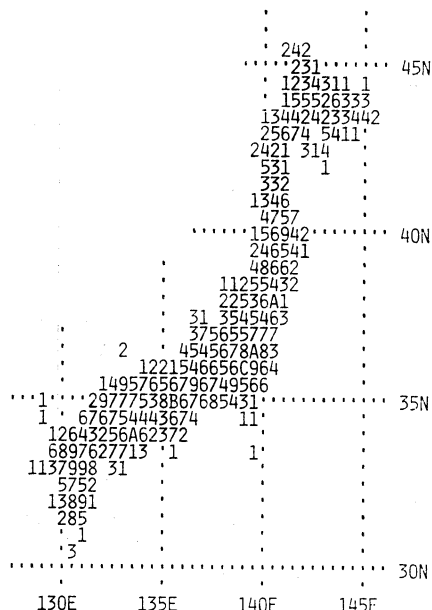
R_{AV} は平均降水量, r は降水率である (詳細は本文参照のこと). (a) は雲頂温度 T , (b) は反射強度 A の場合である.

(a)

RAIN (mm/hr)	T (°C)						
	0～-10	-10～-20	-20～-30	-30～-40	-40～-50	-50～-60	-60～-70
20～22							
18～20						2	1
16～18						3	
14～16						5	2
12～14				1	1	7	2
10～12			1	1	1	8	2
8～10				3	12	14	2
6～8			2	5	19	18	5
4～6	1	1	7	9	28	32	5
2～4	7	18	33	52	91	63	6
0～2	96	63	73	122	198	77	2
NO RAIN	169	139	207	204	234	59	
R_{AV} (mm/hr)	0.4	0.6	0.7	1.0	1.5	3.5	7.2
r (%)	38	37	36	49	60	80	100

(b)

RAIN (mm/hr)	A						
	0.0～0.1	0.1～0.2	0.2～0.3	0.3～0.4	0.4～0.5	0.5～0.6	0.6～0.7
20～22							
18～20							3
16～18						1	2
14～16							7
12～14						3	8
10～12						4	9
8～10					1	9	21
6～8						29	20
4～6					3	61	20
2～4				4	14	206	48
0～2		7	11	48	154	439	24
NO RAIN	24	68	181	305	413	220	3
R_{AV} (mm/hr)	0.0	0.1	0.1	0.2	0.4	1.8	5.9
r %	0	9	6	15	29	77	98

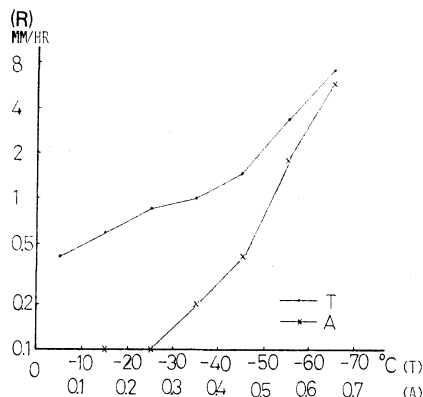


第1図 緯経度0.5度で区分した小領域に含まれるアメダス観測所の個数。記号A, B, Cはそれぞれ10, 11, 12個を表す。

付近を走査するのは11時35分から11時38分頃で、本論に用いるデータはその空間平均値（緯経度0.5度平方）である。一方、アメダスデータは、緯経度0.5度で区切った小領域（日本全土で約240個になる。以下「小領域」という）に含まれる観測点の、11時から12時までの1時間積算降水量（本論では「降水強度」と言う場合もある）の空間平均値である。両データの間にみられる時間差は、動きの速い降水セルや雲域の場合には誤差の原因となるが、ここでは1時間降水量の空間平均値を用いるにとどめた。なお各小領域には、赤外データは150～250、可視データは1200～2000、アメダス観測所は平均約4個含まれる。小領域に含まれるアメダス観測所数を第1図に示す。

3. GMS データと降水量との対応

1979年3月から6月までの期間に、低気圧や前線に伴う雲が広く日本を覆う12例を対象として調査した。はじめに個々の事例について、10°C毎の T および 0.1 毎の A と、降水量 (R) との関係を求め、これらを累積した結果を第1表および第2図に示す。第1表の降水率 (r) は、 T と A の各欄における全小領域数と降水を観測し



第2図 第1表のデータによる T および A と平均降水量 (R_{AV}) との関係。縦軸は対数目盛で表した R 。横軸は T (°C) および A 。

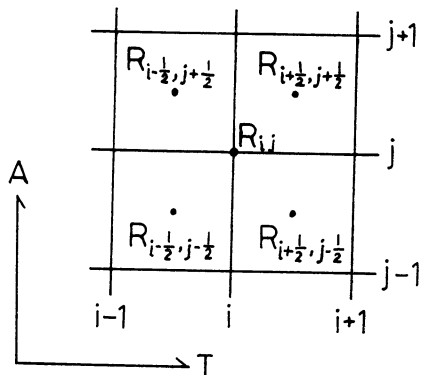
た小領域数との比であり、平均降水量 (R_{AV}) は、各欄における荷重平均値である。第1表および第2図によると、 T が低温になる程、および A が増加する程、降水率と平均降水量および各欄における降水量の最大値が増加している。

平均降水量と T との関係では、 $T = -25^{\circ}\text{C}$ と -45°C を境にして勾配が変わり、特に -45°C 以下では勾配が急になる。一方平均降水量と反射強度の関係は、0.25から勾配が増加し、0.45を越えるとさらに急勾配になる。第1表の降水率および降水量の最大値の増加傾向も考慮すると、 $T \leq -45^{\circ}\text{C}$ と $A \geq 0.45$ では、 T や A と降水量との対応が良くなることがわかる。

次に、 T (5°C毎) と A (0.025毎) の両者と平均降水量を求めるために、 T と A の2次元空間に全データ (2,400個) を表示し、各空間における平均降水量を対応させる。その際、次式による平滑化を行った (第3図参照)。平滑化して求める降水量を R_{ij} とし、周辺の降水量とデータ数を、 $R_{i-1/2, j-1/2}$, $R_{i+1/2, j-1/2}$, $R_{i-1/2, j+1/2}$, $R_{i+1/2, j+1/2}$ および $W_{i-1/2, j-1/2}$, $W_{i+1/2, j-1/2}$, $W_{i-1/2, j+1/2}$, $W_{i+1/2, j+1/2}$ とすれば、 R_{ij} は以下の式で表すことができる

$$R_{ij} = \frac{\sum_{p=0}^1 \sum_{q=0}^1 R_{i+p-1/2, j+q-1/2} \cdot W_{i+p-1/2, j+q-1/2}}{\sum_{p=0}^1 \sum_{q=0}^1 W_{i+p-1/2, j+q-1/2}} \quad (1)$$

ただし、 $R_{i,j}$ の周囲に2点以下のデータしかない時はデータなしとして (1) 式の R_{ij} は計算されない。このよ



第3図 T と A の2次元平面で平均降水量を表示するための平滑化操作の説明。 i と j は、 5°C および 0.025 毎の T と A の値を表すための添字である。 R_{ij} 値は周辺の4個の区域内の平均値から求められる。

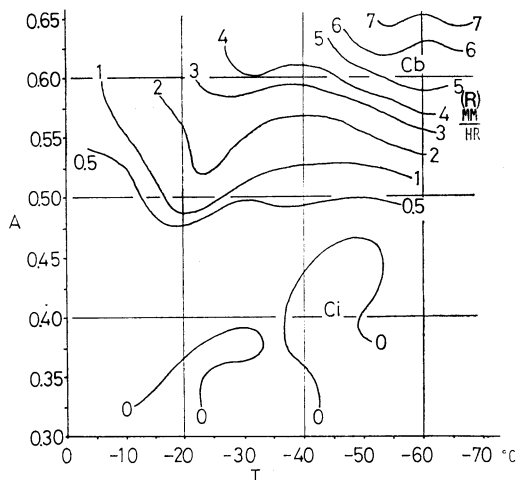
うにして求めた T - A の2次元マトリックス（以下「 TA ダイアグラム」という）上の降水量が第4図である。同図によれば、 A の値が 0.45 よりも大きい時、 T の値とはほぼ無関係に平均降水量は増加する。 T に関しては、 $-20 \sim -30^\circ\text{C}$ および -45°C 以下で平均降水量が大きく、 T と A が共に増加すると平均降水量も増加する。このことは第1表および第2図からも判る。

定性的には、 T は雲頂の高さを、 A は雲の厚さを示すものとみなすと、第4図の右上方は積乱雲、右下方は絹雲、中央上部は、積乱雲にまでは達していないが、それに近い程度まで発達した積雲や、厚い層状雲、あるいは両者の混合雲域、左下方は、背の低い積雲や層積雲に対応すると考えられる。従って、第4図は各種雲型に対応する平均降水量を示しているとも考えられる。

4. 降水強度の推定

前章の結果に基づき、 T と A それぞれのデータから回帰曲線による降水の推定および T と A の組合せによる降水の推定を試みた。また、これらの方法による推定の精度をさらに向上させるための1つの試みとして、断熱過程に基づく上昇気流域（以下「限定域」といい、4.3に述べる）のみを対象とする推定も行った。

推定の対象日時は1981年4月16日の12時で、対応する時刻の雲画像を第5図と第6図に示す。両図によると、東海地方、関東地方と東北地方南部の太平洋側には、絹雲に覆われた厚い層状雲があり、山陰地方の一部と北陸



第4図 T と A の2次元平面内に表示した第1表のデータに基づく降水量 (R) の分布 (mm/hr)。

地方および東北地方の日本海側は、中層雲と積雲の混合した雲域で、九州や四国など西日本の大部分では背の低い積雲や層積雲が見られる。

ここで推定結果の検証に用いる降水面積比、空振り率、見逃し率をそれぞれ次のように定義する。

$$\text{降水面積比} = \frac{\text{推定, 実測が共に } 1 \text{ mm/hr 以上の小領域数}}{\text{推定した小領域数}} \times 100\%$$

$$\text{空振り率} = \frac{\text{推定した小領域数} - \text{推定, 実測が共に } 1 \text{ mm/hr 以上の小領域数}}{\text{推定した小領域数}} \times 100\%$$

$$\text{見逃し率} = \frac{\text{推定した小領域数} - \text{推定, 実測が共に } 1 \text{ mm/hr 以上の小領域数}}{\text{推定した小領域数}} \times 100\%$$

4.1. 回帰曲線による方法

降水の推定を試みるための回帰式は、前章で扱った12例の全データ（第1表と第2図参照）から求めた。すなわち、 T による推定値を R_T 、 A による推定値を R_A とすると、

$$R_T = -0.29 + 0.0015 T^2 \quad (T \leq -14^\circ\text{C})$$

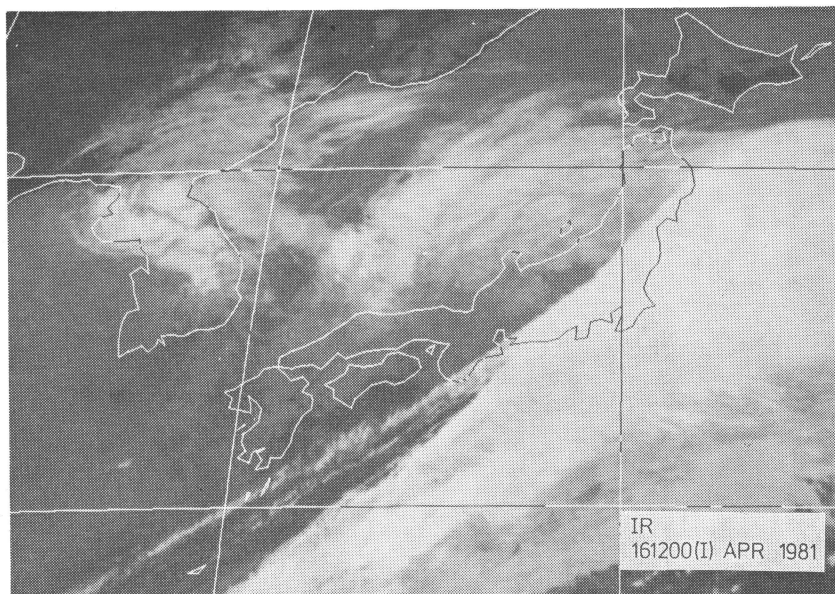
$$= 0 \quad (T > -14^\circ\text{C}) \quad (2)$$

$$R_A = -0.73 + 11.99 A^2 \quad (A \geq 0.25)$$

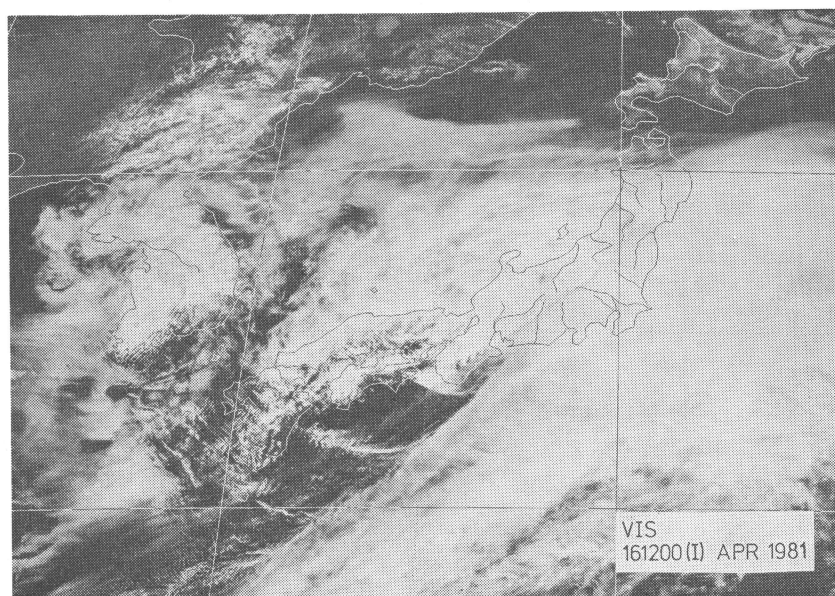
$$= 0 \quad (A < 0.25) \quad (3)$$

が得られる。

(2) 式と (3) 式は、 $T > -14^\circ\text{C}$ と $A < 0.25$ の範囲



第 5 図 1981 年 4 月 16 日 12 時の赤外画像.



第 6 図 1981 年 4 月 16 日 12 時の可視画像.

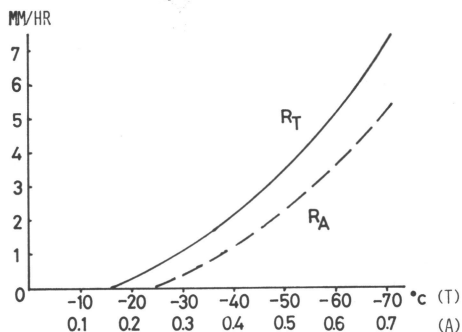
で R_T と R_A がそれぞれ負になるので, その場合には 0 にした. (2) 式と (3) 式を第 7 図に示す. (2) 式と (3) 式によって 1 mm/hr 以上と推定した領域とアメダスの

* 平均 2 乗誤差 = $(\sum (\text{実測値} - \text{推定値})^2 / \text{小領域数})^{1/2}$

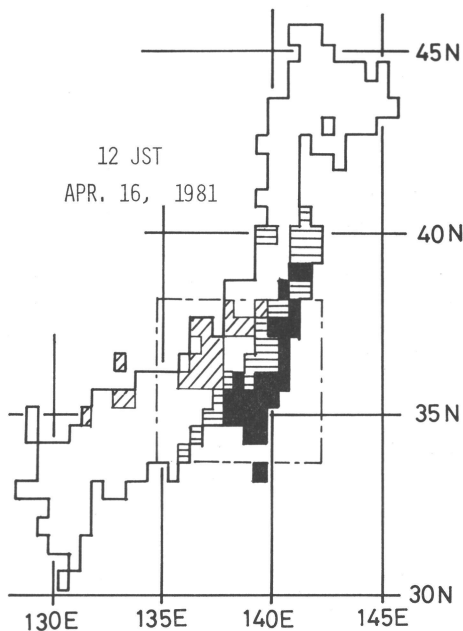
1985 年 10 月

観測値との比較を第 8 図と第 9 図に, また降水面積比 (黒色部に対応), 空振り率 (横線部), 見逃し率 (斜線部) と平均 2 乗誤差*などの推定結果を第 2 表と第 3 表に示す (表中の限定域については 4.3 に述べる).

実測が 1 mm/hr 以上の地域は, 第 8 図には黒と斜線

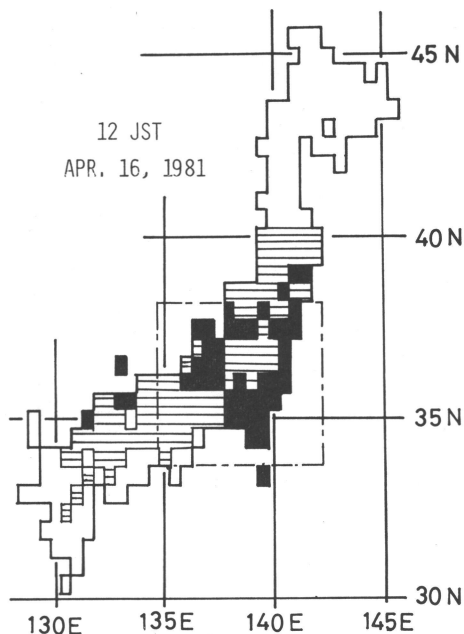


第7図 降水量の推定に用いた回帰曲線。縦軸は推定降水量、横軸は T および A である。



第8図 T による降水量の推定値 (R_T) と実測値との比較。斜線部は実測値が 1 mm/hr 以上、横線部は $R_T \geq 1\text{ mm/hr}$ の地域。また黒色部は両者共に 1 mm/hr 以上となる地域。一点鎖線は 34°N , 38°N , 135°E , 140°E を結ぶ線で、上昇気流域に基づく限定域を示す。

の小領域、第9図には黒い小領域として表されており、関東地方から東北地方南部の太平洋岸と日本海沿岸の山陰地方、北陸地方に分布している。第9図で $R_T \geq 1\text{ mm/hr}$ の分布をみると、推定が過大であるために実測値



第9図 A による降水量の推定値 (R_A) と実測値との比較。横線部は $R_A \geq 1\text{ mm/hr}$ の地域、黒色部は R_A と実測値が共に 1 mm/hr 以上の地域。一点鎖線は第8図と同じである。

1 mm/hr 以上の地域を全て覆い、第8図に存在する斜線部は現れていない。これを第2表と第3表でみると、見逃し率は低いが降水面積比と空振り率からは、回帰式による推定は良い結果とは言いがたい。その原因は式の精度にも依存するが、 T と A の値をそれぞれ単独に用い、雲頂温度は低い単独では降水を伴わない雲である絹雲や、白く輝いてはいるが降水を伴うことの少ない背の低い積雲や層積雲など、降水の可能性の大小を考慮せずに雲を一様に扱ったために不十分な精度になったと考えられる。

4.2. TA ダイアグラム法

各小領域の T と A の値を用いて、第4図の関係から降水量 R_{TA} を推定する。得られた推定値 R_{TA} と実測値がそれぞれ 1 mm/hr 以上の領域を第10図に、推定結果を第2表と第3表に示す。

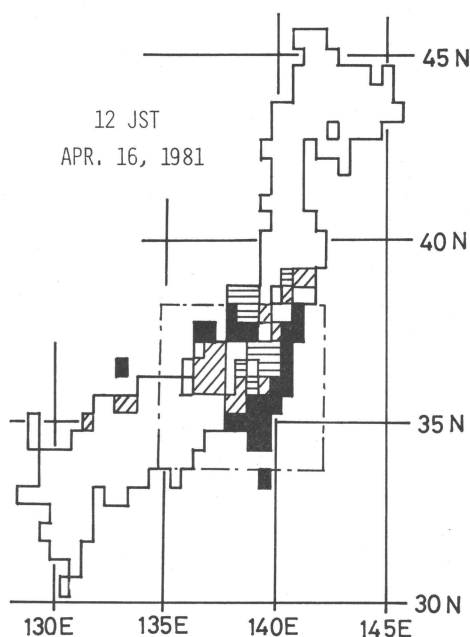
第10図においては、関東地方北部と北陸地方東部では過大な、山陰地方と北陸地方西部では過小な推定となっているが、 T や A のみによる推定よりも改善されている。これは第3表において、降水面積比が50%未満か

第2表 各種の推定方法による分割表, 数字は小領域の個数, () 内は限定域.

実測 推定	R_T		R_A		R_{TA}	
	1.0 以上	1.0 未満	1.0 以上	1.0 未満	1.0 以上	1.0 未満
1.0mm/hr 以上	25 (21)	26 (15)	45 (37)	87 (37)	24 (22)	13 (9)
1.0mm/hr 未満	20 (16)	169 (25)	0 (0)	108 (3)	20 (14)	41 (18)

第3表 推定結果のまとめ, () 内は各比率の算出基礎データ数.

	R_T		R_A		R_{TA}	
	全 域	限 定 域	全 域	限 定 域	全 域	限 定 域
降水面積比	49(25/51)%	58(21/36)%	34(45/132)%	50(37/74)%	65(24/37)%	71(22/31)%
空振り率	51(26/51)	42(15/36)	66(87/132)	50(37/74)	35(13/37)	29(9/31)
見逃し率	11(20/189)	39(16/41)	0(0/108)	0(0/3)	33(20/61)	44(14/32)
平均2乗誤差	1.34	2.09	1.40	1.95	1.01	1.68



第10図 T と A による降水量の推定値 (R_{TA}) と実測値との比較. 横線部が $R_{TA} \geq 1$ mm/hr の地域を表すほかは, 第8図と同じである.

ら60%以上に増加(空振り率は50~60%から35%に減少)し,平均2乗誤差が1.3以上から1.0に減少したことに
も現れている. 一方見逃し率は約10%から30%以上に増

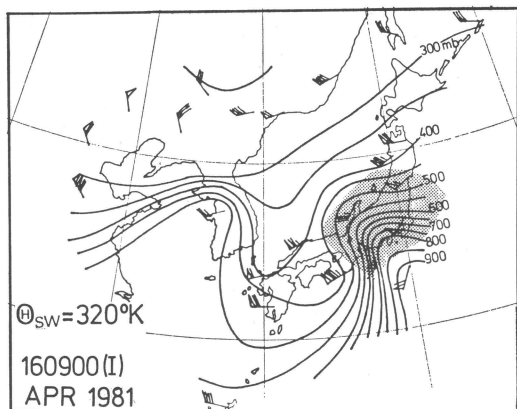
加する. これは推定する際の T と A の組合せが第4図の範囲外にある場合には推定しなかったので, 推定値と実測値が共に 1 mm/hr 未満である小領域の個数が減少して見逃し率が相対的に増加したからと考えられる. 例えば第4図の傾向から見て, R_{TA} が0.0に近いと推測される $A < 0.325$ の範囲の小領域数は全域で97個(以下の4.3.に述べる限定域では0)あり, その実測値は全て0.0であった. これを含めるとすれば見逃し率は13%である.

4.3. 推定対象域の限定

前項までは, 南西諸島を除く日本全域を対象とした結果であるが, ここでは降水の可能性が大きい領域を他の気象要素によって限定した時に推定の精度がどのように改善されるかを検討した. 低気圧や前線の近傍で降水の可能性の高い領域では大気は飽和に近いとみなし, 鉛直 P 速度 (ω) を

$$\omega \approx V \cdot \nabla \theta_{SW} P \quad (4)$$

で表されると仮定した. ここで θ_{SW} は偽湿球温位, V は等 θ_{SW} 面における風ベクトルである. 本論では, 事例解析の時期に日本付近の対流圏内で出現し易い θ_{SW} の値として 320 K を選び, (4) 式から大略の上昇気流域を求めた. これを第11図の点彩域で示す. 実際に推定の対象とした領域は第8図の鎖線で囲まれた領域(以下「限定域」という)である. その結果を第2表と第3表でみると, 降水面積比と空振り率では, R_T , R_A , R_{TA} のい



第11図 湿潤断熱過程を仮定して求めた上昇流域 (点彩域)。等値線は、 $\theta_{sw}=320K$ の等温位面の気圧である。

ずれも約10%改善される。一方平均2乗誤差は増加しているが、これは日本全域の計算の場合には、降水の可能性が小さい北海道、九州、四国が含まれるのに対し、領域を限定した場合には、そのような地域が含まれないことによると考えられる。また見逃し率の増加についても領域を限定することによって実測値と推定値が共に1mm/hr未滿の小領域が著しく減少するが、限定領域内の見逃した小領域の個数はほとんど減少しないので見逃し率は必然的に高くなる。

5. まとめ

本論では GMS で得られる雲頂の温度 (T) や雲による太陽光の反射強度 (A) およびそれらの組合せとアメダス降水量との関係を調査した。それらの対応関係は、回帰曲線や TA ダイアグラムを介して表現し、降水の推定を試みるとともに、鉛直流を考慮した降水域の限定をして、推定精度向上の試みも行った。その結果、以下のことがわかった。

- (i) 雲頂温度 T と降水現象とは比較的良好な対応を示す。
- (ii) 反射強度 A と降水現象との関係も比較的良好な対応を示す。
- (iii) 雲型を間接的に考慮したとみなせる T と A の組合せに基づく降水の推定では、 T や A の単独デ

ータによる推定よりも空振り率で15~30%減少し、見逃し率は20~30%増加する。また、平均2乗誤差で約0.3改善される。

- (iv) 鉛直流による降水域の限定は、推定精度の改善に有効である。

この他、

- (v) T または A から降水を推定する場合には、単独で存在する絹雲や、背の低い積雲や層積雲の存在は推定精度を低下させる要因となる。

GMS の観測データとアメダス1時間降水量との比較により、両者の間に良好な対応関係が示され、降水推定の可能性が示唆された。ここで行った衛星データによる降水量の推定では、単純な方法によるものではあるが、上述したいくつかの成果が得られた。しかしながら、ここで用いた赤外と可視の2チャンネルのみのデータによる限界も示唆された。すなわち、単独で存在する絹雲や、背の低い積雲や層積雲の存在による推定精度の低下である。これらのことに関しては、適切な空間平均操作の模索など、データ処理法の改善を試みる必要がある。一方、降水をもたらす雲の発達程度や寿命を考慮すると、1時間降水量を用いることは時間分解能から見て、降水量の推定精度を限定しているように思える。以上のことから、別の波長帯やレーダデータを併用したり、時間間隔の短い観測データに基づく推定の試みを行ったりすることも今後に残された課題である。

謝 辞

本稿をまとめるに当たって、絶え間ない激励と適切な御指導、御助言をいただいた山下 洋博士(前横浜地方気象台長)および櫃間気象衛星センター解析課長に深く感謝致します。

文 献

- Follansbee, W.A., 1973: Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs, NOAA Technical Memorandum NESS 44, 39 pp.
- Scofield, R.A. and V.J. Oliver, 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery, NOAA Technical Memorandum NESS 86, 47 pp.
- 土屋 喬, 1984: 気象衛星データによる降水の見積り法, 天気, 31, 607-623.