

衛星と地上から観測した全雲量の比較および その客観解析の試み*

久保田効, 古賀晴成, 青木利夫, 長野美文,
遠藤有礼, 湯本幸治, 長田芳一, 二宮洸三**

要 旨

現在, 気象庁電子計算室で利用できるデジタル化全雲量には3種類がある。1つは静止衛星の赤外放射観測による緯度・経度 1° 毎の雲量(GMS 雲量), 2つは極軌道衛星の高分解能赤外放射計による雲量(SATEM 雲量), それに地上・海上実況気象通報による雲量(SYNOP・SHIP 雲量)である。SATEM や SYNOP・SHIP 雲量の分布は離散的であるが, GMS 雲量はモザイク状ですき間がない。すき間のない GMS 雲量の出現は本来細かな雲量分布の客観解析を可能にした。しかし, GMS 雲量も SATEM や SYNOP・SHIP 雲量と比較すると定量的に誤差の大きい域がある。GMS 雲量は(i)年間を通じて山岳地帯で過大である。(ii)冬の陸上で過大である。(iii)夏の高緯度の海上で過小である。これらは GMS 雲量を算出する時の基準となる雲底気温の精度を上げることによって改善されることが示唆される。一方, 現在の GMS 雲量を基本にし, SATEM 雲量, SYNOP・SHIP 雲量を加味し, (i) (ii) (iii) を考慮した全雲量の客観解析を試みた。

1. まえがき

近年, 気象衛星による可視や赤外画像の利用が容易になった。レーダー画像のデジタル化と同様に, これらの画像から雲量分布が定量化できれば, その利用の間口はさらに拡がると思われる。

天気予報のうち, 晴か曇りかは雲量によるので, その予想と検証のためには, まず雲量の客観解析が前提となる。

また, 放射の計算には雲量が重要な因子となる。したがって予想モデルや気候モデルの組み立て, 水, 熱収支の見積りのためには雲量の量的把握が必要である。

可視や赤外画像によって定性的な雲分布は把握できる。しかし, この内の可視画像は日中しか使えず, その輝度は太陽高度に左右される。一方赤外画像は陸上, 夏の高緯度海上では雲の判別が難しい。

現在気象庁電子計算室で利用可能なデジタル全雲量は3種類ある。1つは, 地上・海上観測点から観測・通報される地上・海上実況気象通報による雲量(以後, SYNOP・SHIP雲量と呼ぶ)。2つ目は, 極軌道衛星TIROS-NとNOAA-6のHIRS2(高分解能赤外放射計)によって観測される雲量(以後SATEM雲量と呼ぶ)。3つ目は, 静止気象衛星の赤外画像から得られる雲量(以後GMS雲量と呼ぶ)である。SYNOP・SHIP雲量やSATEM雲量が観測されない区域があると共に離散的な分布をしているのに対して, GMS雲量はモザイクのようにすき間のない分布をしている。まさにすき間のないGMS雲量の出現によって, これまでの離散的な観測では出来なかった全雲量の客観解析が可能となった。しかし, GMS雲量にもまた問題があることが, これら3つのデジタル化全雲量の比較によって明らかとなった。

* Comparison of total cloud amounts measured by satellites and surface stations, and a trial of the objective analysis.

** Isao Kubota, Harushige Koga, Toshio Aoki, Yoshifumi Nagano, Arinori Endo, Kohji Yumoto, Yoshikazu Osada and Kozo Ninomiya (気象庁電子計算室)

——1981年2月16日受領——

——1981年4月16日受理——

比較は冬と夏の例について行なわれた。冬の例として1980年1月1日00 GMTと1月平均の雲量を、夏の例として1980年7月1日00 GMTと7月平均の雲量を用いた。

最後に前述3種の雲量を用いて、全雲量の客観解析を試みた。

2. GMS 雲量と SATEM 雲量の導出原理

2.1. GMS 雲量

気象衛星に積載された放射計が受ける赤外放射強度は放射伝達の式を積分して次のようになる。

$$R(\nu) = B(\nu, T_s)\tau(\nu, T_s) + \int_{\tau(\nu, T_s)}^1 B(\nu, T) d\tau(\nu, T) \quad (1)$$

ここで、 ν は波数 (cm^{-1}) で波長 λ (cm) の逆数である。 T は任意高度の気温、 T_s は雲があるときは雲頂の、雲がないときは地球表面の温度である。 $\tau(\nu, T)$ は T を持つ高度から衛星高度までの透過率、 $B(\nu, T)$ は T を持つ高度の黒体放射束を表す。右辺第1項は地球表面または雲頂からの、第2項はその上の空気からの寄与を表す。

GMS による赤外放射 $10.5\text{--}12.5 \mu\text{m}$ は大気に対して透明な窓領域である。したがって、 $\tau(\nu, T_s) \approx 1$ となり、(1)式は

$$R(\nu) = B(\nu, T_s) \quad (2)$$

となり、黒体放射束はプランクの関数

$$B(\nu, T_s) = \frac{c_1 \nu^3}{\exp(c_2/\lambda T_s) - 1} \quad (3)$$

で与えられるので、 $10.5\text{--}12.5 \mu\text{m}$ の波長帯で観測される赤外放射強度は近似的に

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} R(\nu) d\nu = \frac{c_1 \nu'^3}{\exp(c_2/\lambda T_s) - 1} d\nu' \quad (\text{erg cm}^{-2} \text{sec}^{-1} \text{str}^{-1}) \quad (4)$$

となる。ただし、 $\nu_2 = 1/(10.5 \mu\text{m})$ 、 $\nu_1 = 1/(12.5 \mu\text{m})$ 、 $d\nu' = \nu_2 - \nu_1$ 、 ν' は ν_1 と ν_2 の平均値、 $c_1 = 2hc^2 (= 1.1904 \times 10^{-5} \text{ erg cm}^2 \text{sec}^{-1} \text{str}^{-1})$ 、 $c_2 = hc/k (= 1.4385 \text{ cm K})$ である。また h 、 k はそれぞれ Planck, Boltzman の常数、 c は光速である。赤外放射強度の観測値と(4)式から雲頂温度または地球表面の温度 T_s を逆算することが出来る。

一方、下層雲の雲底温度として海上の場合

$$T_{CB} = \text{海面推定温度} - 5(\text{K}) \quad (5)$$

(阿部勝宏 ほか, 1979)

陸上の場合

$$T_{CB} = \text{地上気温の候値} - 5(\text{K}) \quad (6)$$

(前田紀彦, 1981)

と仮定する。

各画素で $T_s < T_{CB}$ ならばその画素は雲で覆われ、 $T_s > T_{CB}$ ならば雲なしと判定する。画素の水平分解能は衛星直下で約 5 km 、 50°N で約 8 km であるが、画素毎の重なりもあり、緯度、経度 1° 域に数百個の画素を持つ。ここに言う GMS 雲量とは、この 1° 域において雲画素数/全画素数で定義される量である。このような GMS 雲量が $50^\circ \text{N}\text{--}50^\circ \text{S}$ 、 $90^\circ \text{E}\text{--}170^\circ \text{W}$ の範囲において、1979年10月1日以来、毎日 00 GMT と 12 GMT について衛星センターで計算されたものを電子計算室で保存している。

2.2. SATEM 雲量

TIROS-N シリーズによる雲量の計算方法は Smith and Woolf (1976) に説明されている (Smith *et al.*, 1979)。それによると、波数 ν によって観測された有効雲量は

$$N\epsilon(\nu) = \frac{R(\nu) - R_c(\nu)}{R_{Bed}(\nu) - R_c(\nu)} \quad (7)$$

によって与えられる。ここで N は雲量、 $\epsilon(\nu)$ は雲の射出率であるが、 CO_2 の弱い吸収帯の ν を使うので $\epsilon(\nu) \approx 1$ となる。 $R_c(\nu)$ 、 $R_{Bed}(\nu)$ はそれぞれ、晴天、曇天放射強度である。 $R_c(\nu)$ は2点視野法に基づいて求められる。

(1)式の右辺第2項を部分積分を使って書きかえると

$$\begin{aligned} R(\nu) &= B(\nu, 0) + \int_0^{B(\nu, T_s)} \tau(\nu, T) dB(\nu, T) \\ &= B(\nu, 0) + \int_0^{p_s} \tau(\nu, p) \frac{dB(\nu, p)}{dp} dp \quad (8) \end{aligned}$$

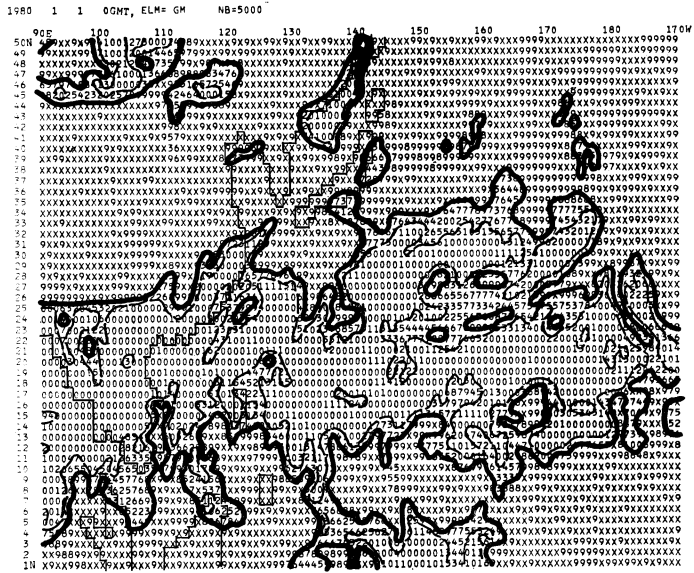
となる。したがって(7)式の分母は

$$R_{Bed}(\nu) - R_c(\nu) = \int_{p_c}^{p_s} \tau(\nu, p) \frac{dB(\nu, p)}{dp} dp \quad (9)$$

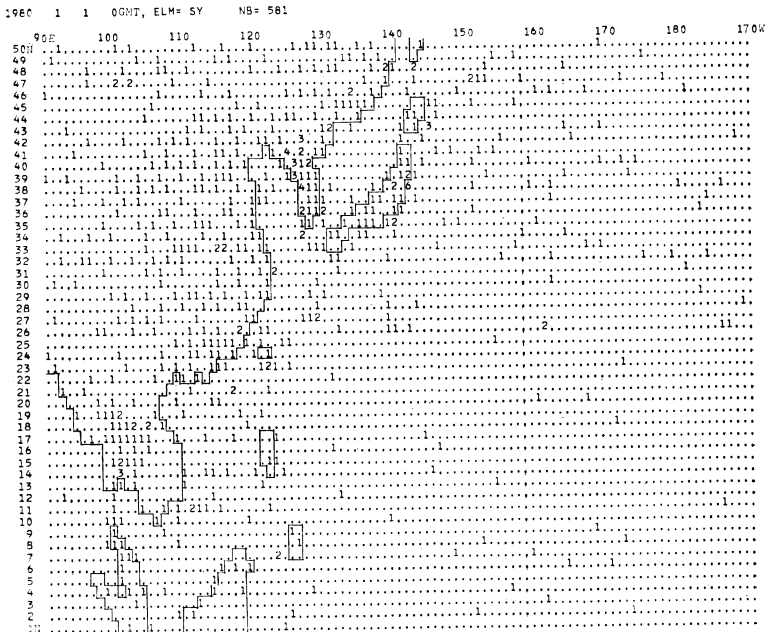
となる。ここで p_c 、 p_s はそれぞれ、雲頂、地球表面の気圧である。透過率は

$$\tau(\nu, p) = \exp\left[-\frac{1}{g} \int_0^p k(\nu, p) q(p) dp\right] \quad (10)$$

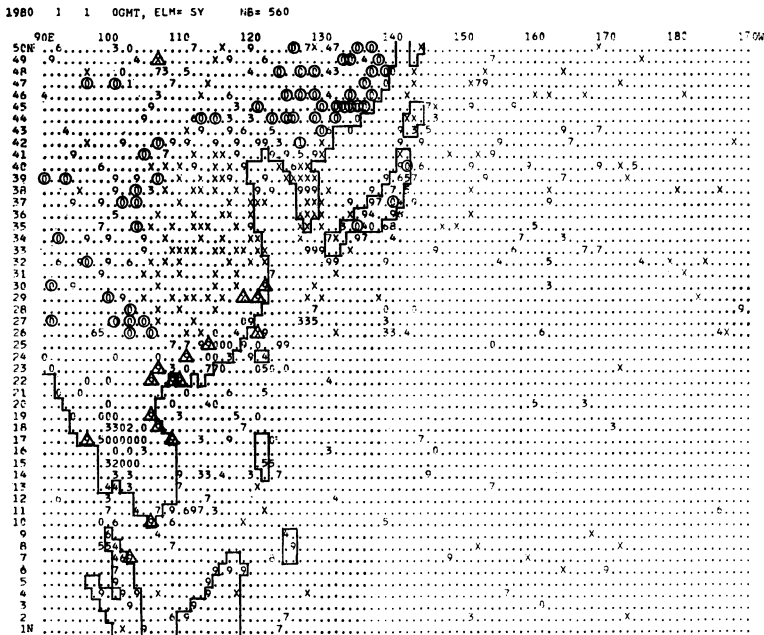
で与えられる。ここで $q(p)$ 、 $k(\nu, p)$ は気圧 p における CO_2 の重力比、吸収係数である。 $k(\nu, p)$ の値は室内実験で与えられており、 $q(p)$ は一定と仮定出来る。また温度プロファイルは HIRS 2 の観測で見積られているので、(9)式の右辺の被積分値は見積ることが出来る。一方(7)式と(9)式から、



第1図 1980年1月1日00 GMT の GMS 全雲量。10分位、ただし×は10、太線で囲まれた域は8以上の曇天、細破線で囲まれた域は2未満の快晴域を表わす。縦軸は緯度、横軸は経度。



第2図 GMS 雲量が見積られる緯度・経度 1° 域毎の地上・海上気象実況 (SYNOP・SHIP) 通報数。全部で5000個の1°域があるうち581個の1°域にSYNOP・SHIPの通報がある。



第3図 SYNOP・SHIP の全雲量。10分位、ただし×は10、560個の1°域に SYNOP・SHIP の全雲量データがある。△印は SYNOP・SHIP 全雲量が GMS 全雲量より8以上大きい場合、○印は逆に小さい場合。

$$\frac{R(v_j) - R_c(v_j)}{R_{Bcd}(v_k) - R_c(v_k)} = \frac{\int_{p_s}^{p_c} \tau(v_j, p) \frac{dB(v_j, p)}{dp} dp}{\int_{p_s}^{p_c} \tau(v_k, p) \frac{dB(v_k, p)}{dp} dp} \quad (11)$$

(11) 式の左辺は HIRS 2 の観測からすでに与えられており、右辺もいろいろな p_c について計算できる。左辺の値に最も近い時の p_c が雲頂気圧となる。ただし、(11)式は沢山のチャンネルの組だけ得られるので、 p_c は 1976年の Smith and Woolf の固有ベクトル法によって最適値が決定される。こうして(9)式と(7)式より N_e が求まることになる。

3. 冬の例の比較

3.1. 1980年1月1日 00 GMT の雲量分布

第1図は1月1日 00 GMT の GMS 雲量で、北半球部分のみ示してある。ここで、たとえば左上の(50°N, 90°E)における数字は49.0~50.0°N, 90.0~91.0°E の全雲量を10分位で表わしたものである。ただし10の場合はXで示してある。細実線で海陸分布の境界が描か

れている。1°域が海に属するかどうかは、その1°域に海の占める割合が50%以上かどうかで決めた。

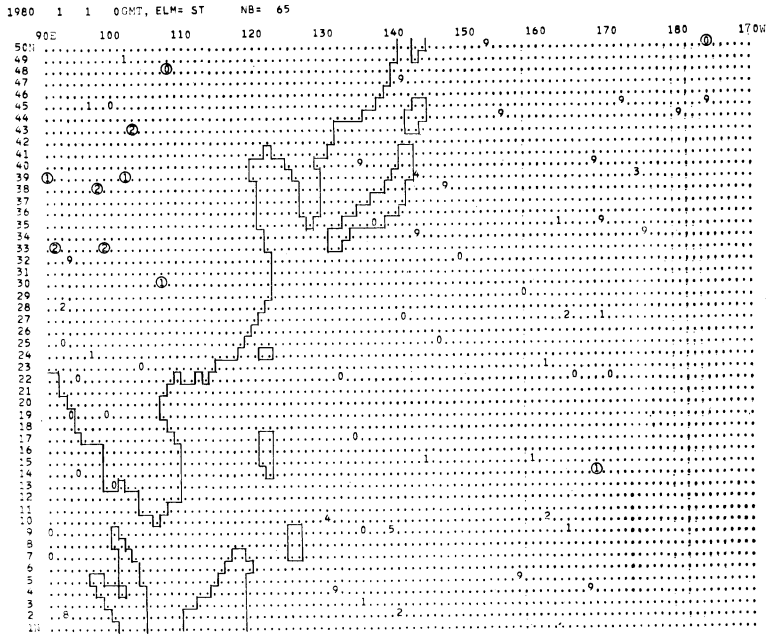
太線で囲まれた域は8以上の曇天、細破線で囲まれた域は、2未満の快晴域である。10~25°Nの緯度帯は、いわゆる亜熱帯高圧帯に当り、雲は少ないのがこの図からも分る。また、寒気の吹き出しが起っている沿海州沿いや本州太平洋岸沿いの海上では雲が少ない。

第2図は、1°域毎の SYNOP, SHIP の通報数が示されている。最大の通報数は三陸地方の6個であるが、大多数は1個で観測されない区域もかなり多い。SYNO P, SHIP の通報を持つ1°域の数は、この図に示した1月1日 00 GMT の場合581個であった。もし、1°域に2個以上の全雲量の通報があれば、その平均値を用いている。こうして得られた SYNOP・SHIP は全雲量の分布が第3図に示されている。

SYHOP・SHIP 雲量と GMS 雲量との最も簡単な比較のため

$$\Delta SG = \text{SYNOP} \cdot \text{SHIP 雲量} - \text{GMS 雲量} \quad (12)$$

を求め、 $\Delta SG \geq 8$ のとき△、 $\Delta SG \leq -8$ のとき○印で第3図に囲んだ。これによると、GMS 雲量が SYNOP・SHIP 雲量よりも極端に大きいのは(○印)山岳地帯や



第4図 SATEM 雲量 (TIROS-N または NOAA-6 によって観測通報される雲量)。10分位。正時に対して±3時間以内に観測したもの。データ数は65個。△印は SATEM 全雲量が GMS 全雲量より8以上大きい場合、○印は逆に小さい場合。

高緯度の陸上に多く、逆の例(△印)が、中・低緯度の陸上沿岸部で起っている。

第4図は SATEM 雲量分布である。00 GMT に対して SATEM の観測時刻が±3時間以内になるように制限してあるので、データ数も65個しかない。伊佐(1981)の調査によると、SATEM 雲量は曇天の場合 NO REPORT となる(通報される最大の雲量は80数%)がここではそれを90%と置いた。したがって SATEM 雲量の最大は90%である。デジタル化雲量の代表する拡がり、SYNOB・SHIP の場合約30 km、GMS の場合約100 km であるのに対して、SATEM の場合250 km (Phillips *et al.*, 1979; Smith *et al.*, 1979) である。代表域が拡がれば100%曇天の起り得る頻度も小さくなると考えられるので、曇天として、90%と置くのは妥当であろう。

SATEM 雲量と GMS 雲量との比較のため

$$\Delta TG = \text{SATEM 雲量} - \text{GMS 雲量} \quad (13)$$

が計算され、 $\Delta TG \geq 8$ のとき△で、 $\Delta TG \leq -8$ のとき○印で第4図に示した。 ΔTG は負になる場合が多い。中国大陸の山岳地帯で SATEM 雲量よりも GMS

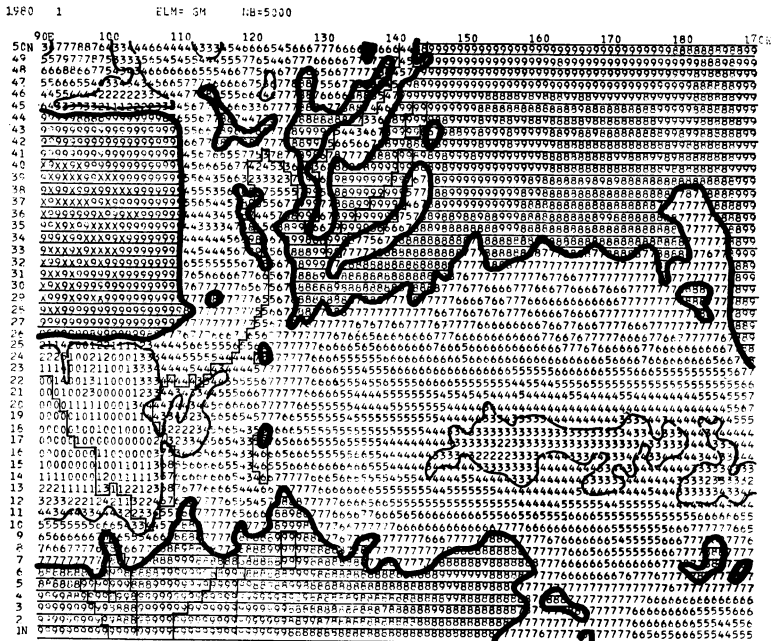
雲量が極端に多いのは、1つは SYNOB・SHIP 雲量と比較したとき、SATEM 雲量はやや小さ過ぎること(後述)、2つは、この域で GMS 雲量が過大であることによる。

3.2. 1980年1月の平均雲量分布

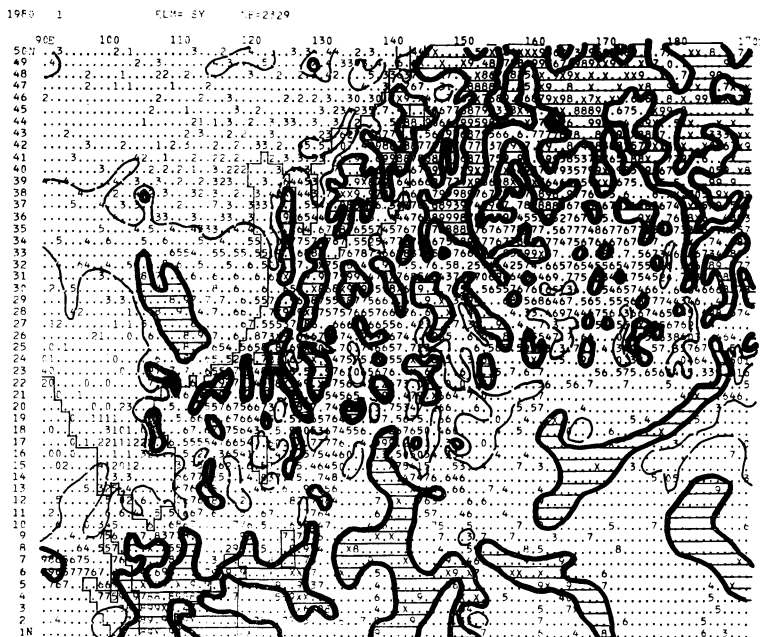
第5～7図にはそれぞれ1980年1月平均の GMS, SYNOB・SHIP および SATEM 雲量を示した。1月1日から1月29日までのすべての00 GMT と12 GMT の平均値である。月平均値の場合、離散的データである SYNOB・SHIP や SATEM 雲量でもデータ数が増え、雲量分布が描けるようになるので、3者の比較が容易になる。SATEM 雲量の場合は代表し得る拡がり250 km あるので、これをとりまく8個の緯度・経度1°域もまた同じ観測値を持つものと仮定した。各図において太実線で囲まれた域は雲量が8以上、細破線で囲まれた域は4未満の域である。また点は未観測の域である。これら3つの月平均雲量図の比較から、次の事が判った。

(i) 海上では、10～25°Nの緯度帯は少ないが、その他の緯度帯は多い。前者は、亜熱帯高圧帯つまり直接循環の下降流域にあたる。

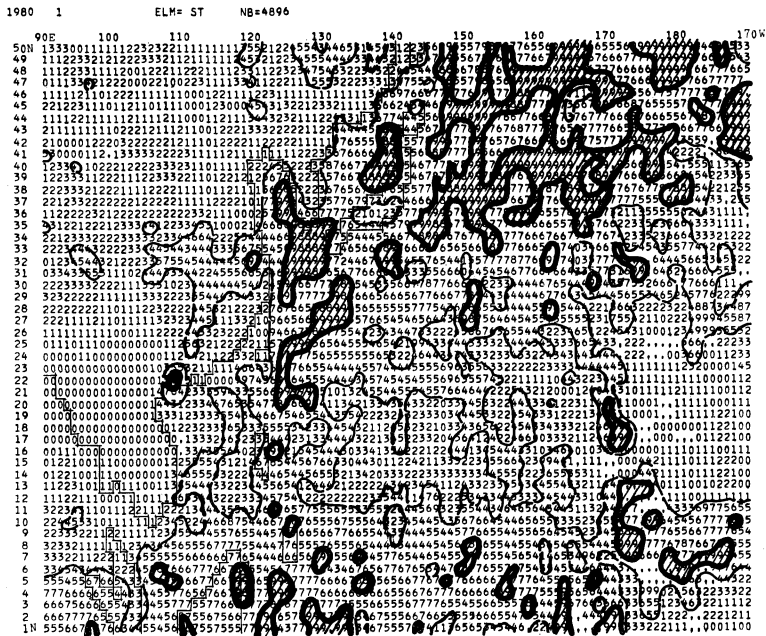
衛星と地上から観測した全雲量の比較およびその客観解析の試み



第5図 1980年1月平均のGMS全雲量, 10分位, ただし×は10, 太実線で囲まれた域は8以上, 細破線で囲まれた域は4未満.



第6図 1月平均のSYNOP・SHIP全雲量, データを持つ1°域の数は2329個, 他は第5図と同じ.



第7図 1月平均の SATEM 全雲量. データを持つ 1° 域の数は 4896 個. 他は第5図に同じ.

(ii) 1月は日本付近において冬型になりやすい月である。したがって大陸や日本列島の風下側は下降気流となりやすく雲が少ない。

(iii) 大陸上では、揚子江域に雲のやや多い域があるほかは少ない。ただし、GMS 平均雲量にのみ、25~44°N, 90~110°E 域に常に8以上の雲量を持つ域がある。この域において明らかに不自然な GMS 雲量の過剰は、(6)式における雲底温度 T_{CB} の高過ぎによる。この域には地上気温の気候値がないので、325K と設定したという。

(iv) SATEM 雲量はパターンとしては SYNOP・SHIP 雲量と共通した分布を示しているが、値そのものは SYNOP・SHIP の値よりも全体的に小さい。

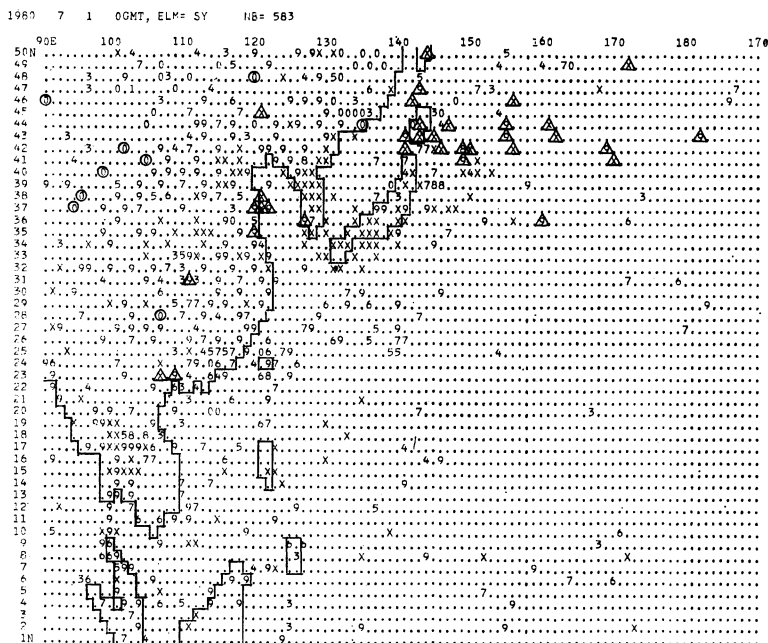
4. 夏の例の比較

4.1. 1980年7月1日 00 GMT の雲量分布

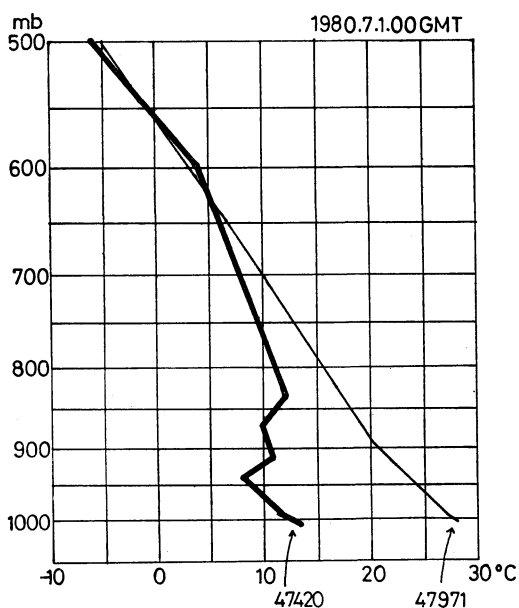
この時刻の GMS 雲量分布が第8図に示されている。おおむね東半分は快晴域が多く、西半分は曇天域が多い。まず、このGMS雲量分布をGMSの可視画像(0.55~0.75 μm)と比較してみよう(第9図)。破線で囲まれた域は快晴域で、20%毎の等値線により GMS 雲量を示している。第8図と同じものであるが、細かい点で若干の

差があるのは12°域は機械によるもので、第8図は手で描いたためである。日本標準時で朝9時にあたるので120°Eより西側はまだ陽が差しておらず可視による雲域は不明である。この可視画像と GMS 雲量は全般的にいて、定性的に一致している。ただし、40°N, 160°E および山東半島付近に 両者の明白な不一致が見られる。GMS 雲量では快晴であるのに、可視画像では明らかに雲に覆われている。後に明らかにするようにこれは可視画像の方が正しい。夏、この域は下層大気が安定なため、(5)式を用いると下層雲が、GMS 雲量に含まれないためである。

第10図には同じ時刻の SYNOP・SHIP の雲量分布が示されている。(12)式の ΔSG が計算されている。冬ほどではないが、山岳地帯では、やはり GMS 雲量が過大な例が多い。一方高緯度の海上で、GMS 雲量が SYNOP・SHIP 雲量に比べて過少な場合が多く見られる。第11図は同時刻における根室(47420)と父島(47971)における気温の鉛直分布である。ここで注目したいのは根室の下層の気温は非常に安定な鉛直分布を示していることである。この海域の特徴は下層気温より海面温度の方が低いことである。基準の雲底気温 T_{CB} として(5)式のように海面温度より 5° 低くしてあるが、それに対



第10図 第3図と同じ。ただし、1980年7月1日 00 GMT。



第11図 根室(47420)と父島(47971)における気温断面図。横軸気温、縦軸気圧。

応する高さはこの域では700 mbに相当する。これより下層の雲は、雲として捕えられないことになる。一方、

父島の方は940 mbが雲底高度に相当し、これは妥当である。

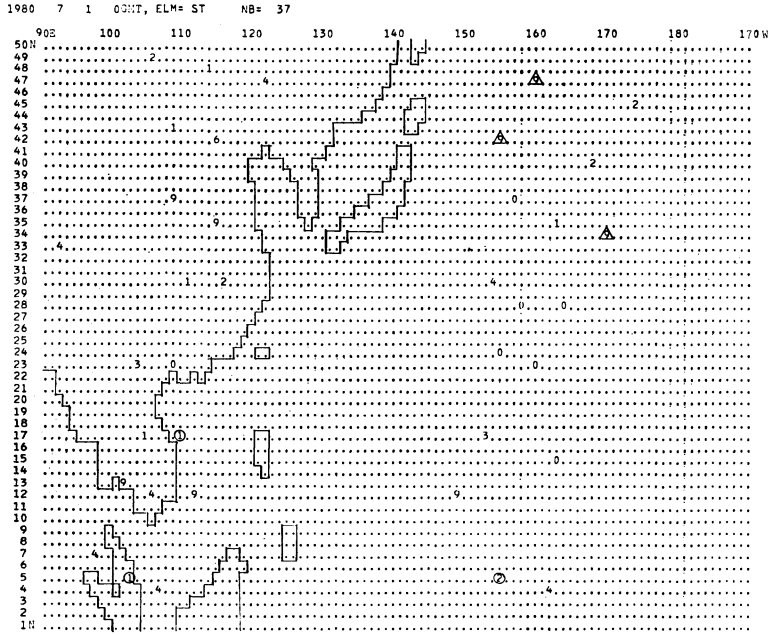
第12図には同時刻の SATEM 雲量分布を示す。(13)式で得られる ΔTG が8より大きい Δ 印は高緯度海上に見られる。これは、先の SYNOP・SHIP の場合と同様に GMS 雲量がこの域で過少であることによる。

4.2. 1980年7月平均の雲量分布

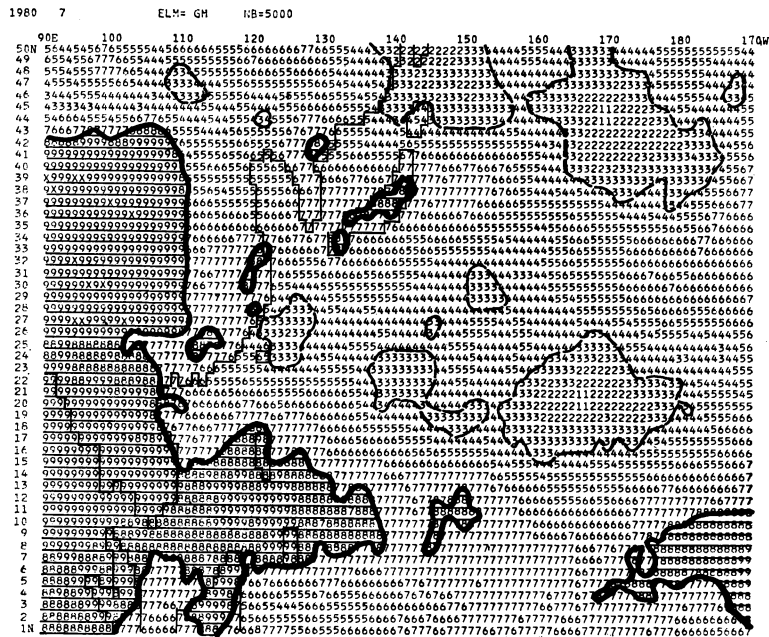
1980年7月1日から31日までのすべての 00 GMT と 12 GMT について平均したものを以下に論ずる。第13, 14, 15 図にそれぞれ、GMS, SYNOP・SHIP および SATEM の月平均雲量を示す。SATEM 雲量において 180°E 以東でデータがほとんどないのは、この月にはこの時間帯にこの域を通る軌道がなかったためである。これら3つの月平均雲量図の比較から次の事が分った。

- (i) 低緯度で雲量が多いこと。特に、華南やインド支那で雲量が多い。この地域は梅雨期にあたり、冬の乾期と比べ対照的である。
- (ii) 海上の15°~30°N帯で雲量が少ない。この域は亜熱帯高圧帯、つまり直接循環の下降流域にあたる。
- (iii) 高緯度の海上で、SYNOP・SHIP雲量やSATEM雲量が多いのに GMS 雲量は過少となる。
- (iv) 大陸上では、夏においても冬期と同様の理由で 25~44°N, 90~110°E の範囲において GMS 平均雲量

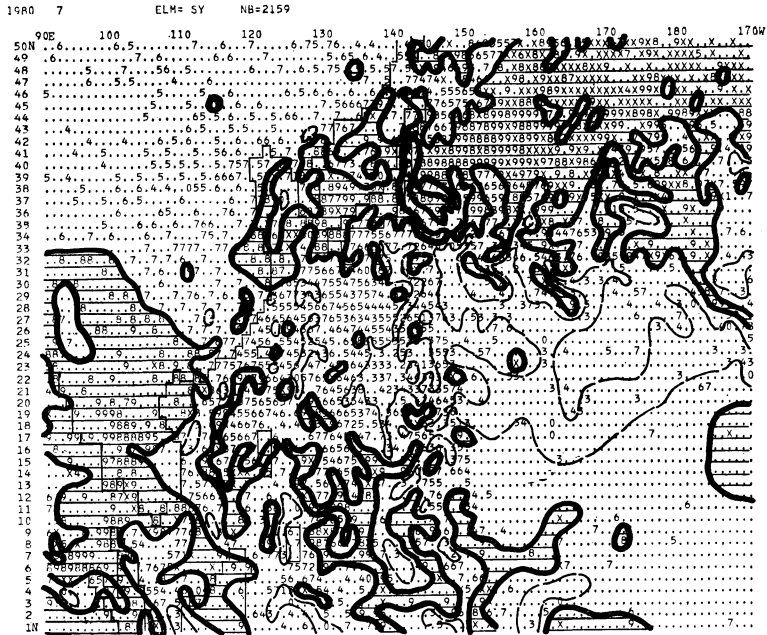
衛星と地上から観測した全雲量の比較およびその客観解析の試み



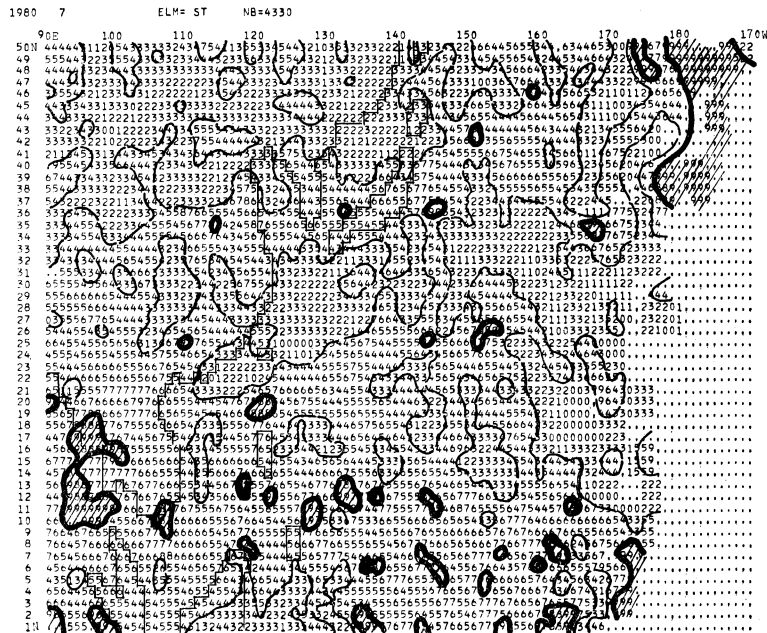
第12図 第4図に同じ。ただし、1980年7月1日00 GMT。



第13図 第5図に同じ。ただし、7月平均。



第14図 第6図に同じ。ただし、7月平均。



第15図 第7図に同じ。ただし、7月平均。

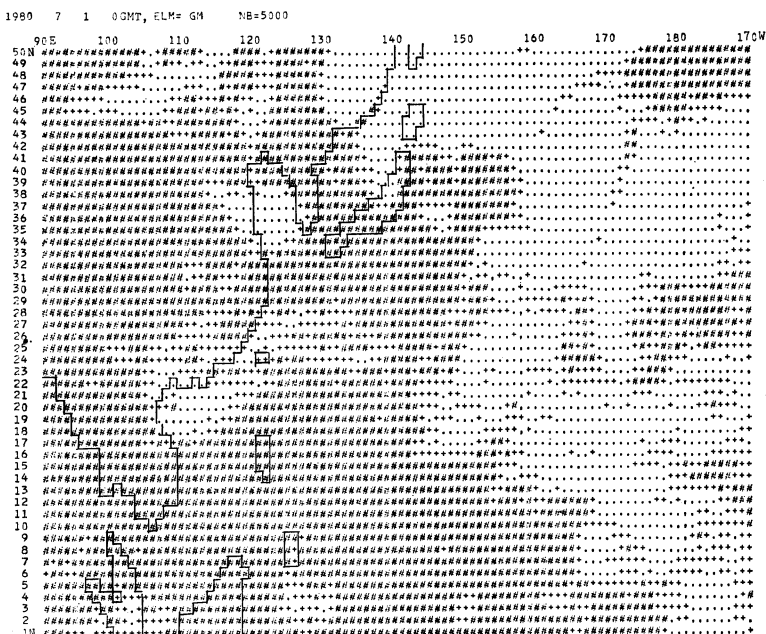
第1表 GMS, SYNOP・SHIP, SATEM 雲量の領域平均値の比較

期間	範 囲	観 測 の 種 類	陸 上			海 上		
			総観測数	平均雲量 %	比 率	総観測数	平均雲量 %	比 率
1980. 1 (00Z+12Z)	50°N-0°N	GMS	68,052	70.6	1.58	196,948	70.8	1.06
	90°E-170°W	SYNOP・SHIP	19,218	44.8	1.00	11,047	67.1	1.00
		SATEM	1,188	24.7	0.55	2,087	53.0	0.79
	50°N-40°N	GMS	26,818	71.0	2.16	31,482	88.4	1.19
	90°E-170°W	SYNOP・SHIP	6,649	32.9	1.00	1,988	74.4	1.00
		SATEM	461	22.9	0.69	292	73.9	0.99
44°N-25°N	GMS	20,140	98.8	2.20				
90°E-110°E	SYNOP・SHIP	4,089	44.9	1.00				
	SATEM	384	24.4	0.54				
1980. 7 (00Z+12Z)	50°N-0°N	GMS	76,847	77.2	1.05	222,597	60.2	0.83
	90°E-170°W	SYNOP・SHIP	21,371	73.5	1.00	11,741	72.8	1.00
		SATEM	1,147	44.1	0.60	2,144	50.0	0.68
	50°N-40°N	GMS	30,239	60.4	0.95	35,462	42.4	0.54
	90°E-170°W	SYNOP・SHIP	7,142	63.7	1.00	2,343	79.1	1.00
		SATEM	454	35.6	0.56	300	44.0	0.56
44°N-25°N	GMS	22,785	95.0	1.41				
90°E-110°E	SYNOP・SHIP	4,553	67.8	1.00				
	SATEM	326	40.0	0.59				

第2表 各雲量の性質, TCB 推定雲底気温

	SYNOP・SHIP 全雲量	GMS 雲量, ()は原因	SATEM 雲量, ()は原因
代表する範囲 (直径)	30 km	100 km	250 km
観測密度	粗	密	粗
夏・高緯度の海上 (実況と比べて)	普通	過小 (TCB 低過ぎ)	やや過小
冬・高緯度の陸上 (実況と比べて)	普通	過大 (TCB 高過ぎ)	やや過小
チベット高原 (実況と比べて)	普通	非常に過大 (TCB 高過ぎ)	やや過小
最大雲量の大きさ	10	10	9
平均雲量の大きさ (実況と比べて)	普通	やや大	過小
気候の分布	中緯度小, 高・低緯度大	中緯度小, 高・低緯度大 ただし夏, 高緯度小	中緯度小, 高・低緯度大

(有効雲量
代表する範囲大)



第16図 GMS 雲量のみによる全雲量客観解析.

- #曇天 (雲量 8—10)
- +晴天 (雲量 2—7)
-快晴 (雲量 0—1).

は80%を越えている。一方、SYNOP・SHIPやSATEM平均雲量では33°Nより南では同様に多いが、その北側では少ない。

(V) SATEM 月平均雲量分布は、SYNOP・SHIP月平均雲量分布とパターンの上で類似している。しかし、量的にはSATEM雲量の方がやや小さい。その理由としてはこの雲量が有効雲量であること、および代表する範囲が直径にしてSYNOP・SHIPに比べて8倍も大きいことによると考えられる。

5. GMS, SYNOP・SHIP および SATEM 雲量の性質のまとめ

以上3種類のデジタル化雲量の領域平均値を比較すると第1表のようになる。ただし、領域として次の3つを選んである。

- (i) 第1図に示された全領域の陸上と海上
- (ii) 高緯度40°~50°Nの陸上と海上
- (iii) 山岳域(25°~44°N, 90°~110°E)

SYNOP・SHIP 雲量を基準として、第1表を参照して次のように特徴をまとめることが出来る。

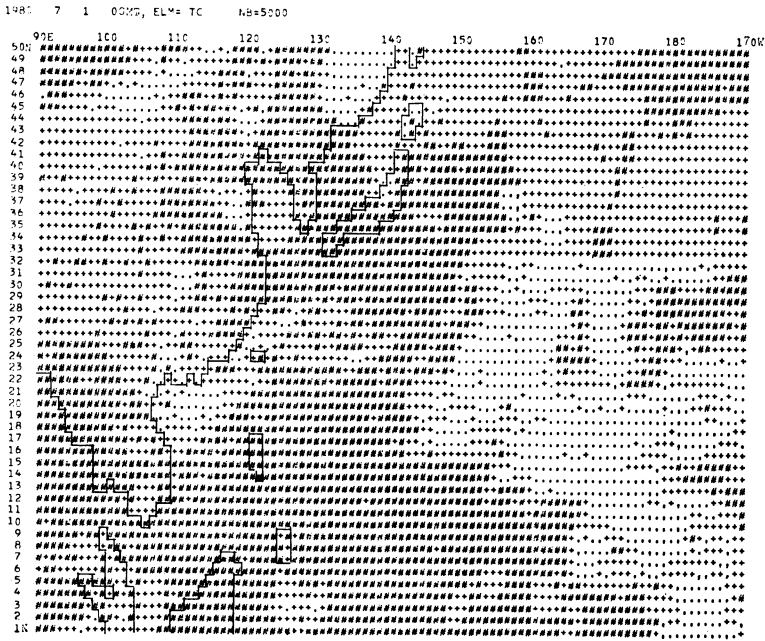
- (i) GMS 雲量は年間を通して、山岳地帯で著しく過大(月平均で冬は2.20倍, 夏は1.41倍)
- (ii) GMS 雲量は冬の陸上で過大(1.58倍)
- (iii) GMS 雲量は夏の高緯度海上で過小(0.56倍)
- (iv) SATEM 雲量はパターンは類似しているが量は、年間・海陸を問わずやや過小(0.6倍, ただし冬海上で例外的に0.79~0.99)

GMS, SYNOP・SHIP および SATEM 雲量の性質をまとめると第2表のようになる。

6. GMS, SYNOP・SHIP および SATEM 雲量を用いた全雲量客観解析の試み

GMS 雲量を基本にし、SYNOP・SHIPおよびSATEM雲量を加味して全雲量客観解析を試みた。手順は次の通りである。

- (i) SYNOP・SHIP 雲量のある1°域はGMS雲量をこれで置き換える。
- (ii) SATEM 雲量のある域では GMS 雲量をこれで置き換える。このとき SATEM 雲量を1.67倍(年間を通じてSYNOP・SHIPの60%であるから)して



第17図 第16図に同じ。ただし GMS, SATEM および SYNOP・SHIP 雲量を用いた。

3°×3°域に拡大する。

(iii) GMS 雲量は次のように修正する。冬の陸上からは25%差し引く。山岳地帯は夏, 冬共にさらに25%差し引く。夏, 40°N以北の海上では25%加え, その修正を40°Nから36°Nまで1°につき5%ずつ減らしながら35°N以南では修正しない*。

このようにして得た結果を1980年7月1日00 GMT についてのみ掲げる。

第16図は GMS 雲量のみを用いた結果である。第17図は上の操作によって得られた全雲量客観解析である。山岳地帯および高緯度の海上はかなり実況に近付いた。

なお, 1980年1月1日00 GMT についても, これと同様改良された結果が得られるが説明を省く。

7. あとがき

もし, 観測分布が密である GMS 雲量の精度が良ければ, このデータのみで全雲量の客観解析が出来る。GMS 雲量計算の基準となる雲底気温 T_{CB} の精度を上げることによって, そのゴールに近付けるはずである。たとえば, T_{CB} と海面温度との差 5°C を一定値にしないで, 気候的なてい減率の関数とするのも一方法であろう。また陸上や山岳地帯の地上気温として, 気候値の代りに実況解析の地上気温を使う方法が考えられる。このような方向での改善を衛星センターに切望したい。また, 可視画像のデジタル化により, 赤外画像のデジタル量の欠点を補う方法も考えられよう。

最後に, この論文を読み有益なコメントをくださった衛星センターの皆様にも厚く御礼申し上げる。

文 献

阿部勝宏・小野田仁, 1979: 雲量分布。GMS システム総合報告, II データ処理解説編その2, 気象衛星センター技術報告(特別号II-2), 83-91。
 伊佐真好, 1981: 個人的情報
 前田紀彦, 1981: 個人的情報
 Phillips, N., L. McMillin, A. Gruber and D. Work, 1979: An evaluation of early operational temperature soundings from TIROS-N, Bull.

* このような修正は, 第1表の GMS と SYNOP・SHIP の平均雲量の差からおおよその基準値として25%を選んだものである。冬の場合, 陸上におけるGMSとSYNOP・SHIP の平均雲量差は25.8%, 山岳地帯では冬の場合53.9%, 夏の場合27.2%となる。夏の高緯度・海上の場合-36.7%になるので25%の加算は小さ過ぎたかも知れないが, その程度のおおまかな修正にしか過ぎないことに注意して欲しい。

Am. Met. Soc., 60, 1188-1197.
 Smith, W.L. and H.M. Woolf, 1976: The use of
 eigenvectors of statistical covariance matrices
 for interpreting satellite sounding radio-meter
 observations, J. Atmos. Sci., 33, 1127-1140.

_____, H.M. Woolf, C.M. Haydon, D.Q.
 Wark and L.M. McMillin, 1979: The TIROS-N
 operational vertical sounder, Bull. Am. Met.
 Soc. 60, 1177-1187.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
第3回夏季大学「新しい 気象学」教室	昭和56年8月4日～6日	日本気象学会関西支部	大阪市立労働会館
第15回夏季大学 「新しい気象学」教室	昭和56年8月10日～13日	日本気象学会	日本教育会館
グローバル水収支の変動 に関するシンポジウム	1981年8月9日～15日		英国オックスフォード
IAMAP Third Scientific Assembly	1981年8月17日～28日		西独ハンブルグ市
月例会「大気数値 シミュレーション」	昭和56年9月4日	日本気象学会	気象庁第1会議室
第19回粉体に関する討論 会	昭和56年10月28日～30日	日本薬学会ほか	岐阜信用金庫本店大ホール
第28回風に関するシンポ ジウム	昭和56年11月27日	日本建築学会ほか	東京大学生産技術研究所 第1会議室
昭和56年日本気象学会秋 季大会	昭和56年12月1日～3日	日本気象学会	愛知県中小企業センター