

米国における静止気象衛星資料の利用の一端*

嶋 村 克**

まえがき

筆者は、科学技術庁の海外派遣研究員として、一年間渡米の機会を得た。フロリダ州マイアミのNHC (National Hurricane Center) およびメリーランド州スーランドにあるNOAAのNESS (National Environmental Satellite Service) において、米国での静止気象衛星資料の予報への直接の利用の現状について視察した。NHCでは低緯度地帯の解析や予報へ、衛星から得られる風資料や、画像資料の利用のされ方を調べるとともに大量の風を自ら計算してみた。NESSでは衛星から得られる風資料の気象学的問題点と、シビアウェザー予報への衛星資料の利用法について調べた。ここでは、風資料の気象学的問題点と、シビアウェザー予報への利用状況について簡単にのべてみたい。

1. 風計算

静止衛星の短時間 (SMS 衛星で30分) 間隔の相続く雲写真から雲の動きを計算し、雲の動きと一般場の風との関係から風を得ることは、衛星システムの中でも重要なミッションである。気象学的に意味のある雲の動きが認められれば、換言すると風との有意な相関のある雲の動きを抽出できれば、そのあと衛星システム全体のもつ工学的、天文学的、数値計算的な誤差の範囲を例えば、3 m/sec 以内に抑えることはそれほど困難ではない (Smith, 1972)。問題はむしろ気象学的にこの種の風とは一体何なのかという点にある。雲の移動を求める各種の方法について、また Man-Machine Interaction System の詳細や問題点などは別の機会に述べられるので、ここでは実際筆者が風計算作業に参加した経験を基礎に、オペレーショナルな面で、NESSが重点的にとりこんでい

る問題点を若干述べたい。

2.1. 風の高さについて

大気のように風の垂直シアの大きい場合には、風の資料に高さの情報がなければ使いものにならない。数値予報の初期値として客観解析につかうためには特にそうである。現業的には、NESSは今まで、ゾンデ観測との比較などを行い、統計的に最適高度 (Best Fit Level) なるものを考え、絹雲の動きは30,000フィートとか300 mb、積雲の動きは3,000フィートとか900 mb とかに固定して使ってきた。しかしこれではいかにも不十分である。現業用静止衛星としてATSシリーズでは赤外資料は得られなかったが、現在運用中のSMSシリーズでは所得可能となったこともあって、赤外放射資料から得られる温度情報を何とか使って高さの情報を得ようという試みが続けられている。その際直面する問題として次の四つが重要である。それぞれについてのNESSのアプローチの仕方を述べてみると、

(i) 積雲のように相対的に垂直方向に高い雲の動きはどのレベルの風を代表するのか、垂直シアとの関係はどうか。

ゾンデによる風との比較調査によると、積雲については、雲底よりほんのわずかに高いところの風ともっとも相関が高い (Hubert, 1972)。従って、積雲に関しては、雲頂温度ないし雲頂高度の情報のみでは処理できない。最適高度 BFL は、雲の厚さ ΔZ をとして

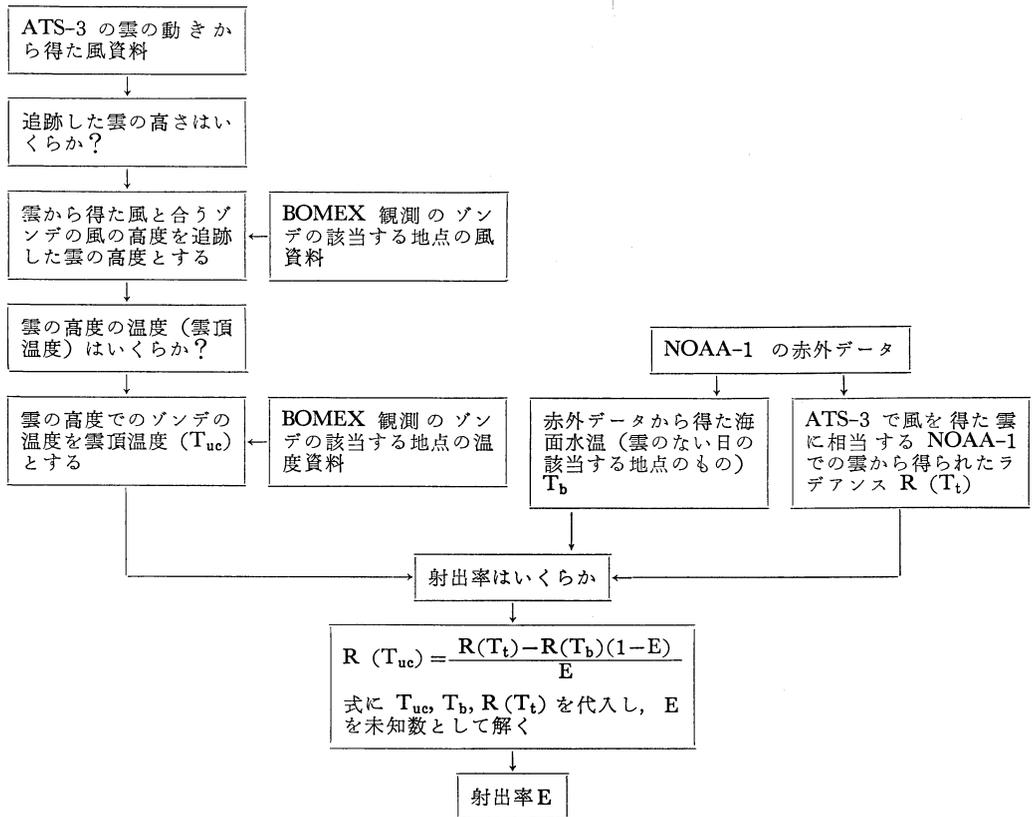
$$BFL = \text{雲底の高さ} + 0.2 \Delta Z$$

を考える。ただし、現在放送されているデータでは下層風として900 mb に固定している。これは時間的制約ばかりでなく、積雲の動きが、積雲の高低に関係なく雲底近く (熱帯では900 mb に近い) の風を代表するという調査結果に基づいている。

なお、貿易風逆転下のセル状層積雲 (大西洋東部に特

* On some Aspects of Application of Geosynchronous Satellite Data in the United States.

** M. Shimamura, 気象庁気象衛星課



第1図 射出率(第1表)を求めた手順

にあらわれる)は風を求めるのによいトレーサーであるが、この層積雲のセルの動きは、その場所の垂直加重平均(加重度は安定度・雲の厚さ・雲力学的過程による)の風と相関が高いが、一方垂直加重平均の風は雲底の風と酷似している。

垂直シアと雲の動きとの間には、今のところよい相関はみいだされていない。

(ii) 射出率の問題(特に絹雲の場合)

これがもっともやっかいな問題となっている。雲の射出率そのものについて、雲物理的考察をも含めて、決定的理論は今のところない。Hubert(1974)は、統計的方法を用いて特に絹雲について射出率を求めた。軌道衛星の赤外資料・ゾンデ資料・ATS衛星で得た風資料を第1図のような使い方をし、次式のなかの量を求め、未知数として残った射出率Eについて解く。

今、射出率(E)+透過率(T)+反射率(R)=1のうち、赤外窓領域では反射率は小さいとして無視すると次式を得る。

第1表 雲(主として絹雲)の厚さ別に得られた射出率

	Classification (D)		
	Thin (T) 薄	Moderate (M) 中	Heavy (H) 厚
Best Estimate	.60	.75	.85
Lower Limit	.35	.60	.75
Upper Limit	.84	.90	.95

$$R(T_{uc}) = \frac{R(T_t) - R(T_b)(1-E)}{E}$$

ここで、RはRadianceで絶対温度の関数としてプランクの式で与えられる。Tucは雲(雲頂)の温度、Tiは放射計の得たRadianceに対応する等価黒体温度、Tbは直下の海面水温、雲のあるときはその雲頂温度。

第1表にみるように、特に薄い絹雲については、他の有効な情報が得られない限り使いようのないほど広い範囲内にちらばってしまい、例えば1kmの誤差範囲で雲

頂高度を求めるのに射出率の誤差を0.07以下にしなければならぬという計算 (Shenk, 1973) などからみて、薄い絹雲の場合はこの方法によって求めることはあきらめざるを得ないとしている。薄い絹雲の近傍に厚い絹雲があり、同じ動き方をしているときは、大気のように傾圧性があり、垂直シアーのある動きをすることを逆に利用して、同一高度にあると考え、高度を決める。MMIPS (Man-Machine Interaction Processing System) では、ミニコンと直結した画像コンソール系とともに、ループにして繰返しみられる動画化された衛星写真の映画 (ループフィルムないしループムービー) が用いられていて、これによると雲の動きの上下方向の相対的な差ははっきりわかる。

薄い・中程度・厚いの区別は、画像コンソールのオペレータ (気象技術者) が決定する。ガイドラインとして、

ア) 可視画像上わからない絹雲は薄いとす。衛星関係者の中では、可視に見えず、赤外資料で探知できる絹雲は、いわゆる「見えない絹雲」として知られ、雲物理的解釈が行なわれている (Fujita, 1967)。

イ) 可視画像上でわかる絹雲は「中程度」とす。

ウ) 非常に明るく、例えば下層の雲に影を落している絹雲のデッキなど、および中層層状雲、積雲は「厚」とす。

このガイドラインでも定性的に考慮されている可視資料による厚さ (光学的厚さ) の情報をもっと定量的に得て、射出率を求めるのに参考としようとする各種の試み (Hansen, 1971) がなされている。ただしこの方法は、夜間は可視資料が得られないので用いられない。そのため、昼と夜で質のちがう高度情報になってしまうという問題がおこる。

(iii) 瞬時視野角内部分雲量の問題

温度情報を得るのに使う赤外資料は、静止衛星の場合画素と呼ばれる分解能を意味する面積から射出された赤外放射の積分デジタル値である。層状雲は分解能 (SMS の赤外で 9 km) 内全体を占めていると考えられるが、小積雲の場合など、瞬時視野角内全体を占めていないと、たとえば残りは海面からの放射が入り、得られた情報から雲頂温度情報を分離できないという問題がおこる。以前の衛星にくらべ、赤外分離能は改良されているとはいえ、まだ問題である。特に風のためのトレーサーとしては、積雲は小さいほど、自分自身の循環の影響を受けないなどの理由で理想的だといわれており (Hubert,

1971), この点に二律背反がある。これを解決するのに統計的処理が用いられる。つまり一画素の情報によらず、近傍の統計的に意味のある数の画素情報を集めて、雲で占められている温度情報をひきだそうとするわけである。仮に視野角が小さく、積雲のみの占める画素と海面のみで占められる画素の集りであれば、対応する二つの温度のところに頻度分布のするどいピークがでるはずである。数値シミュレーションによれば、雲のモード・海 (または陸) のモードにははっきり分離するためには、

ア) 雲の一要素 (Element) が視野の 3 倍。

イ) 雲量が 0.3 以上。

ウ) 雲頂温度が 8 ないし 10 度海面水温より高いこと。

の三つの条件の一つが良好であれば、他の二つの条件をゆるめることができるとしている (Hubert, 1974)。例えば、温度差が 6 度しかないが、雲要素が視野の 5 倍であるとか、視野の 3 倍以下であっても、温度差が大きければ、雲モードと海モードに区別できる。また頻度分布に海 (陸) のピーク以外のいま 1 つのピークがでる場合は、2 種の雲頂高度をもつ雲 (二層の雲のモード) があることを意味し、その二層の雲を分けるのにループムービーの助けをかりることができる。二層以上の雲がなければ、頻度分布のうち冷めたいピークのところが雲頂温度で、高い温度はニセである。このように視野角内部分雲量の問題に、ある領域内サンプルの頻度分布を用いると有効である。やっかいなのは、切り出し領域いかによって、線状とかセル状 (これらのパターンは衛星画像では極めて多いことがわかった) とかの雲があると、それに対応した独自のモードをつくりだしてしまうことである。切り抜ける方法としては、その場合には BFL を用いるとかするしかない。Fujita は、可視情報をも用いて解決しようとしたがまだ主観的な面と複雑な計算の点でオペレーションむきでないといえる (Fujita, 1967)。

(iv) 水蒸気による吸収やキャリブレーションによる赤外資料の誤差の問題

水蒸気による赤外窓領域の吸収はこのほか大きく、温度にしてカリブ海で 5~6 度、貿易風帯で 1.3~3 度といわれる。特に水蒸気の多い熱帯で積雲の雲底の下の層 (Sub-cloud Layer) で大きい。ということは、赤外資料から海面水温を求めるのには重大問題だが積雲雲頂の高さを求めるにはあまり問題にならないといえる。特に、貿易風逆転のある地域の層積雲では、沈降のため乾燥しているので吸収効果は小さい。

またキャリブレーションの面での誤差は、ノイズも入

れて SMS 衛星で 1~2 度としている。

2.2. 風を得るのにふさわしい雲・ふさわしくない雲

筆者はループムービー法を主として実際に多くの風を求めてみた。その経験をふまえて個条書きに列挙してみる。

ア) 貿易風逆転下の層積雲は極めてよいトレーサーである。衛星写真上でみられる層積雲のセル一つ一つは小積雲の集合と考えられ、メソスケールの循環によって維持されている。人が雲の動きを追うとき(または計算機のパターン認識)このメソスケールのセルのパターンを追っているのである。パターンが持続する時間は数時間である。そのこともあって、風を得るための雲の追跡時間を 2 時間ないし 2 時間半とし、それより短かくても長くてもいけない (Hubers, 1971)。

b. 積乱雲、特に巨大積乱雲は、それ自身の循環と一般場との相互作用があるためトレーサーとして不適である。陸上では加熱効果などが加わって、積乱雲が次々と南側に発生し、衛星写真映画などでは一見南へ動いているかの誤認をすることがある。

c. 次のような雲はトレーサーとして適していない。

(i) 海(陸)風前線に沿って発生する列または線状の積雲・積乱雲。局地的循環と一般場との重なった風系の中で、下層で収束する線状のシステムとなっている。このようなシステムは独自の運動をし、風を示さない。このようなシステムの例として、アーク状雲列や細い雲の線(後述)がある。

(iii) 圏界面や前線面、沈降性逆転面に出来るらしい重力波によって発生する雲がある。上昇域に雲があり波状にならぶ。動きは一般風と風向・風速ともに異なったものとなる (Hubert, 1971)。

(iv) 積乱雲から出ていくかなどに網雲は、積乱雲の近くではその循環の影響を受けているので不適である。またこの網雲は、延々と長くのびることがある。ITCZ 上にできた積乱雲のクラスターから発し、亜熱帯高気圧の乾燥した沈降域で氷晶の蒸発がおこるため、このような網雲を追跡した場合、風速が実際より小さくでやすい。また網雲の場合、パターンの特徴が 2 時間半保持しないために、求めた風向は実際に近いが風速に遅速があらわれるようである (Hubert, 1971, Fujita, 1967)。

d. すでに述べたことであるが、小積雲など小さい雲要素からなるものはよいトレーサーとなる。網雲でも、網雲のシールドの中の厚くて小さい部分はよいトレーサーとなる。

e. 衛星の資料は、いろいろの工夫によらなければ、垂直方向に情報を分解できない。このことのため、たとえば次のようなことがあるのは重要である。熱帯低気圧付近には、発達期以後には、巨大な網雲のアウトフローがあることが知られている。そのため、下層風を得るためのトレーサーである積雲がよく把握できないため、低気圧の最大風速は、実際よりはるかに小さく見積られる傾向がある。

2.3. 得られた風はどんな風であるか。

一つには、陸上の雲によりトレーサーがないこと、一つには海上のデータの無いところをおぎなうために衛星が使われているため、ゾンデとの比較は必ずしも容易ではない。さらに、ゾンデの風にも誤差はあるし、各種のじょう乱の影響が入っている。しかし、ともかくも、大西洋上で展開された特別観測 BOMEX (The Barbados Oceanographic and Meteorological EXperiment) のゾンデ資料を用いて比較した調査によると、衛星から得られる風は、ゾンデ以上にメソスケールのじょう乱の影響を除去した、総観スケールの風を代表していることがわかった (Hubert, 1974)。さらに、一点観測の比較でなく、ある範囲の風の場について検討した結果、下層雲(小積雲)をトレーサーとした風と、850 mb レーウィンの風を併用することにより総観スケールの解析については最良の解析を得ることができると、大量の衛星の風資料が、悪い資料の影響を抑えること、熱帯の並以上のじょう乱付近の下層風は低めにでることなどがわかった (Hubert, 1974)。ともかく、総観解析には役に立つとの結論である。

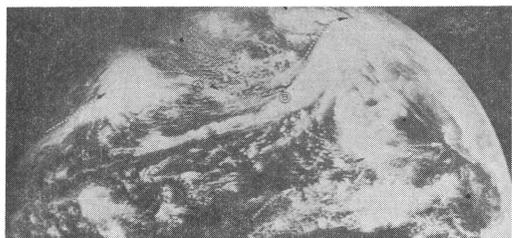
3. 衛星資料の予報への利用

実際行なわれている、NOAA-NESS の共同作業の点にしぼると、

a. 数値予報システムへの入力として。

もっとも重要な貢献は、衛星資料から得られる風であろう。NOAA の NMC (National Meteorological Center) では、この風を航空機からの報告と同程度のプライオリティで用いている。その他に、地上-500 mb の平均相対湿度を見積って、ポーガスとして客観解析へ入力されている。

また、予報官による 300 mb 解析(後述)を通して、風のポーガスが入力される。最近では、総観スケールについては、雲パターンや活動(Activity)度と、うず度など数値予報の取り扱い物理量との関係を調べた調査も蓄積されてきたため、衛星写真の情報から相関式の形で



第2図 ATS-1号 1970年1月22日 2043 Z
 絹雲のシールドの北端にジェット軸がある。矢印は 200 mb のジェット軸を示す。南の矢印はサブトロピカルジェットだが絹雲のするどい北側のふちがみられないのはジェットにともなう循環が弱いことを示している。



第3図 米国軍用気象衛星 DMSP 1973年11月23日 1051 Z 赤外 寒冷前線の後方で正渦度移流の結果生じた日本の東方のコンマ状雲塊。

の出す12時間前を初期値とする 300 mb 高度12時間予報資料の修正という形で解析が行なわれる。300 mb の風、特にジェット付近の風がボーガスとして数値予報客観解析用に入力される。

c. 各種予報、例えば地上プログノ、天気プログノ、航空悪天予報、降水量予報、汚染予報、流量・流水予報などへの利用。

衛星写真については、会報では NESS の気象専門家から気象学的説明 (Interpretation) が行なわれ、資料は各種予報のために用いられる。たとえば、雲予想図が NESS の衛星解析課で作られ、天気プログノや航空担当予報官に提供されている。放射霧の厚みを可視輝度情報から得て、消散時間を予想したり、降水量の見積りや、汚染状況の探知 (可視画像には、煙霧からの反射情報ははっきりあらわれない) など、各分野への利用の調査や現業化が行なわれている。

d. 短時間予報 (Nowcast)、特にメソスケールのシビアーウェザー予報への利用。

静止気象衛星の最大の特徴は、常時監視であって、SMS 衛星では30分間隔の同一地点の観測データが24時間取得できる点にある。電話回線を利用した充実した国内伝送網の助けを得て、地方予報中枢 (SFSS-Satellite Field Service Station) では、メソスケールのシビアーウェザーを中心とした短時間予報 (いわゆる Nowcast) に注意を集中している。地方予報中枢では、実時間で得られる衛星画像を用いて、画像の動画 (ループにした繰り返し可能な映画) を適宜作って参考に行っている。この面の利用状況については、節を改めて述べたい。

4. シビアーウェザー、特にトルネード予報への衛星資料の利用

日本の集中豪雨の場合に較べると、米国のトルネードの場合、シノプテックスケールのポテンシャル予報は相対的に容易であるように見える。すなわち、はっきりした比較的強い正うず度移流が先行し、低気圧が発達する場合はほとんどで、その暖域内で、下層にメキシコ湾からの暖湿気、上層はロッキー山系からの冷たく乾いた大気のいわゆる温度微差移流をおこして不安定化する。しかし、水平スケールの立場からは、トルネード一つ一つは、日本の集中豪雨セルよりさらにスケールは小さい。はっきりいって、現在の衛星写真の分解能から一つ一つのトルネードは探知できないばかりか、個々の積乱雲もすべて探知できるとはいいがたい。確実に探知し得るのは積乱雲の集合ないし複合 (Complex) であって、ただ

うず度を見積って、特に洋上の解析のため入力されている。

b. 人間による 300 mb 洋上の解析への利用

雲解析から得られるジェットの位置 (第2図参照) や短波の谷の情報 (第3図参照) などの総観解析用の情報、VTPR (垂直温度分布放射計) から得られる 300 mb 高度、それに航空機からの風の報告などをプロットして、予報官が総合的に判断することによって、NMC

そのどの部分が最もトルネードが発生しやすいかを見積れるというにすぎない。この点ではレーダーとの併用が必要となる。しかし一方、レーダーでエコーとして探知しえる数時間まえに、次に述べるようないろいろな雲の組織を観測し、予警報の助けとなる点や、大規模・中間規模の現象との関係や位置づけが容易に行えるなど、静止衛星の威力もまた認めざるを得ない。ここでは、衛星画像上でのトルネードの探知と、発生予想上の手がかりを、米国で現在どのように考えているかを紹介したい。

a. 予報上重要な雲の要素

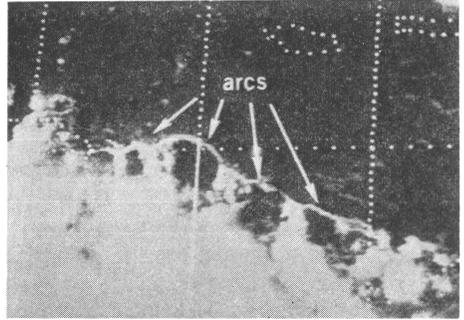
メソスケールの種々のシステムにともなって、それぞれ独自の雲が、独自のあらわれ方をする。衛星時代以前から調査を通じてわかってきたシステムをも含めて、積乱雲活動の発生発達のパテンシャルが高く、予報上重要な雲の組織が浮び上ってきた。

(i) ドライライン・スコールライン

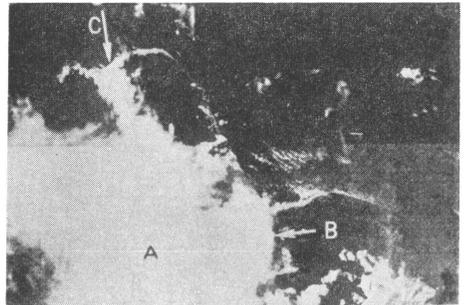
衛星時代以前に知られていた、プレフロンタル (Pre-frontal) スコールラインとか、ドライラインなどが、衛星資料にも際だった現象としてあらわれる。前者は寒冷前線進行方向前方にあらわれる比較的活発な線状の積雲活動域として観測され、一定の活動状態(ただし日中は夜間より活発)から対流不安定大気に近づいて、突然爆発的に活動が活発となる。このとき寒冷前線そのものにともなう雲の活動は観測されないことが多い(第8図参照)。後者、つまりドライラインは、比較的発達した低気圧の暖域内で、山岳ごえの下層の乾燥域と、メキシコ湾から南々西風によって舌状に北上してくる下層湿潤域(どちらも温暖)の境界、従って露点温度傾度の極大域にできる線状の下層収束のシステムで、早朝には雲もなにもないが、数時間後小積雲の列が線上にあらわれはじめる(第9図参照)。スコールライン・ドライラインいずれも、地上の風資料では方向収束ないし集風する線として解析できる。ドライラインに関連して、寒冷前線前面の850 mb~700 mbの乾いた舌状の流入域にともなう、雲のない舌状の地域は、日中の加熱効果や対流不安定強化のため、シビアウェザー警戒地域として、衛星気象技術者に注目されている(第12図参照)。

(ii) アークライン(弧状雲列)

最盛期を過ぎた積乱雲の寒冷ドーム(メソハイ)の先端部にできる小積雲の列と考えられている(第4図参照)。雨滴の蒸発などで寒冷化した重い空気が下降して下層で強く流出し、それと一般風との間で方向収束の線がみられる。地上解析にそれがはっきりうかがえる(第



第4図 a) ATS-3号, 1972年6月20日, 2045 Z
アーク状雲列の例。南にみられる雲は崩壊期の積乱雲である。



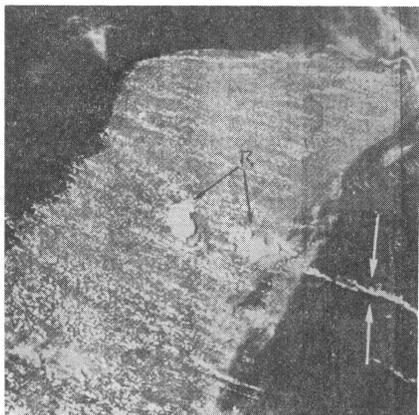
第4図 b) NOAA VHRR¹ 1973年9月14日
1852 Z

アーク状雲列が交差したところに積乱雲Aが発生している。白い雲のうちごくわずかの部分が上昇域で、あとは絹雲がひろがったために白くみえている。

10図d参照)。アークラインは、一般風に逆らって、もとの積乱雲よりずっと早く進むこと、海上での積乱雲にともなっても発生すること、寒冷ドームとその上の層との間に気温の逆転ができることなどから、地上の摩擦効果などによるのではなく、重力波的性格をもつと考える人もいるが、定説はない。寒冷前線にともなう雲列の南端部にあらわれることもあるし(第7図)、低緯度地方のクラウドクラスターの中の積乱雲から生ずることもある。小積雲の列であるため分解能ギリギリの線としてみられるので、前に述べたループフィルムで相続く画像を動画化してはじめて把握された現象である。

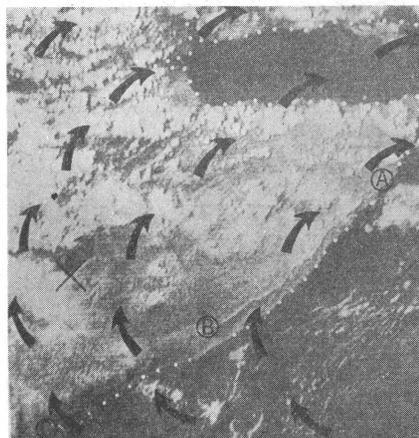
(iii) 細い雲の線(Thin line)

極めて細い線状の小積雲の組織の総称として使われているが、生成原因については定説はない。若干の例を挙げると、海上から陸上(ユカタン半島)へのびた Thin

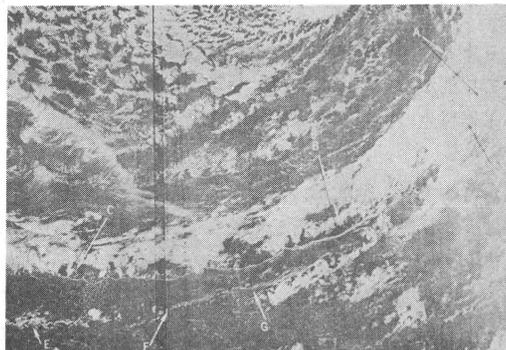


第5図 NOAA VHRR 1973年7月9日 1752 Z

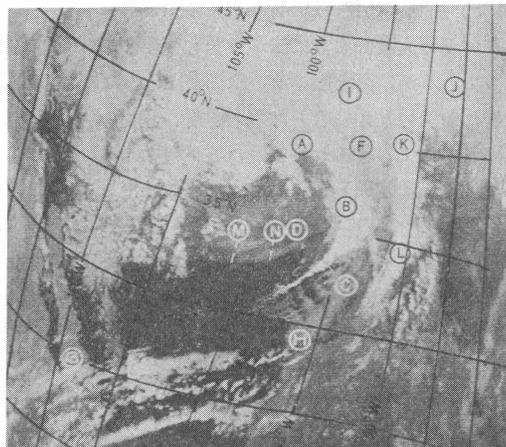
細い線状雲列 (Thin Line) を矢印で示す。この線上にのみ積乱雲が発生している。



第6図 ITOS-1号 1970年9月22日 1029 Z
サマリ共和国沿岸に生じた海陸風前線上の雲列 (A-B-C) を示す。矢印は境界層上端の一般風を示す。



第7図 NOAA VHRR 1972年11月7日 1556 Z
広い前線上の帯状雲バンドの南端にみられるアーク状雲列 (B-C) や細い線状雲列 (E-F-G) を示す。



第8図 NOAA 赤外 1972年2月18日 2121 Z
活発なスコールラインにともなう積乱雲列 (A-B-C) を示す。A点で4つ、B点で1つ、C点で3つのトルネードが報告されている。寒冷前線にともなう雲はない、MNDに沿ってポーラージェットが、またGHに沿ってサブトロピカルジェットがある。I、Jに沿って温暖前線がある。

Line 上にだけ積乱雲が発生する例 (第5図) や、前線雲の南端部にあらわれる Thin Line (第7図)、また南北にのびた Thin Line にそって積乱雲がならび、これが下層の風より早い速度で、風の方向に移動する例などがある。また重要な例として、海風 (および陸風) 前線に対応してあらわれる Thin Line がある (第6図)。他に Easterly Wave にともなう Cloud Cluster から ITCZ の雲列にのびるものや、前線の南端付近に、前線の走向にのびるものなどがある。共通していえることは、メソスケールの立場での下層の収束線上にあらわれ

るのではないかということである。

(iv) 網雲のシールドの北端

大規模場の立場で、上層ジェット (ポーラー・サブトロピカル両ジェットとも) と網雲のひろがりの北端とはよく対応することが知られている (第2図)。上層の発散場が、ジェット軸を境として符号を変え、そのためシャープな網雲のふちがみられると考えられている。この上層発散場は、当然対流活動に対し、シノプテックスケ

ールでの抑制または助長効果をもつことになる。上層ジェットとシビアウエザーとの関連はそういう意味もあって以前から知られていた。1972年5月5日の大トルネード群発生の例(第9図)がよく上記の事情を示している。

参考までに、絹雲が、対流積雲に与える効果を考えてみると、活動助長効果として種まき(Seeding)効果が、抑制効果として、日射をさへぎるため、地表付近の加熱を弱め、積雲活動をおさえる効果があり、さらに絹雲のあるなが、大規模な発散分布を示すため、大規模場での助長抑制効果を間接的に示すという面もある。つまり絹雲の存在自身は対流活動に対し、プラスにもマイナスにも働くので、ケースバイケースの面があるわけである。

(v) 加熱差効果(Differential Heating)

アメリカ大陸のように広がりをもったところでは特にそうであるが、海と陸あるいは湖と陸、または早朝層雲や霧におおわれているところといないところとの間には、日射による著しい加熱の差が起る(第11図参照)。海風(湖風、陸風)循環がそのために発生し、海風前線に対応して一つのThin Lineができることはすでに述べた。早朝霧や層雲のある部分の境界付近には日中強い温度傾度ができるというかたちであらわれ、海風循環と似たようなことがおこって、霧の境界線にそって下層収束線があらわれる。前夜に降水のあったところないところと共存すれば、蒸発による冷却に差ができ、同様な効果が生ずる。湖上も日中昇温が小さいため、加熱差効果による下層収束線が、環状に湖をかこむので、そのためにできる雲の環は、クラウドリング(Cloud Ring)とよばれている。

(vi) 摩擦差効果

陸と海、陸と湖の間に、境界層内の摩擦に差が生ずるため、下層に収束の線を生ずる(第6図参照)。これが、(v)でのべた加熱差効果と重なり合って、さらに積雲活動のポテンシャルの高い地域をつくる。

(vii) 古い前線などの線状・帯状地域

前線が活動を弱めたあとでも、弱いながら下層収束の場を維持している場合、気層の不安定化がおこれば、対流活動のポテンシャルの高い地域として注目しなければならない。

以上いろいろな重要な雲の組織やシステムを挙げたが、共通点として上げられるとすれば、主に下層の収束線や帯によって維持されている小積雲の列という点(絹

雲の北の境界をのぞいて)であろう。

b. シビアウエザー短時間予報の基本的考え方。

レーダー・地上資料との併用を行いながら衛星資料を軸としたシビアウエザー予報は、次の三つの手続を基本としている。

(i) a. で述べた予報上重要な雲組織があるかどうかを早朝に注意しておく。早朝までの赤外写真映画なども、参考にする。シビアウエザーには、ループフィルムはなくてはならない存在である。時間的連続性、三次元的運動などを実時間で把握することは、短時間予報で必須のことだからである。地上資料(特に風資料)、レーダー資料と衛星画像上の重要な雲の組織との対応をチェックしておく。

(ii) 総観規模の立場での成層の不安定化、特に対流不安定化の程度を見積る。現実的には、ショワルター・インデックスとともに次式で与えられるK数(K-Number)を対流不安定のインデックスとして用いる。

$$K\text{-Number} = T_{850\text{mb}} - T_{500\text{mb}} \\ + [T_{d850\text{mb}} - (T_{700\text{mb}} - T_{d750\text{mb}})]$$

ここで T は記されている等圧面の気温、 T_d は同じく露点温度である。

700 mb で乾いてきて、K-Number が20を割ると、大積乱雲発生の可能性がある。例えば、史上最大のトルネード群の発生といわれる1974年4月3日～4日には発生地地点ではK数が3, 5, 6といった値を示した。

(iii) 重要な雲の組織の交差点に注目する。

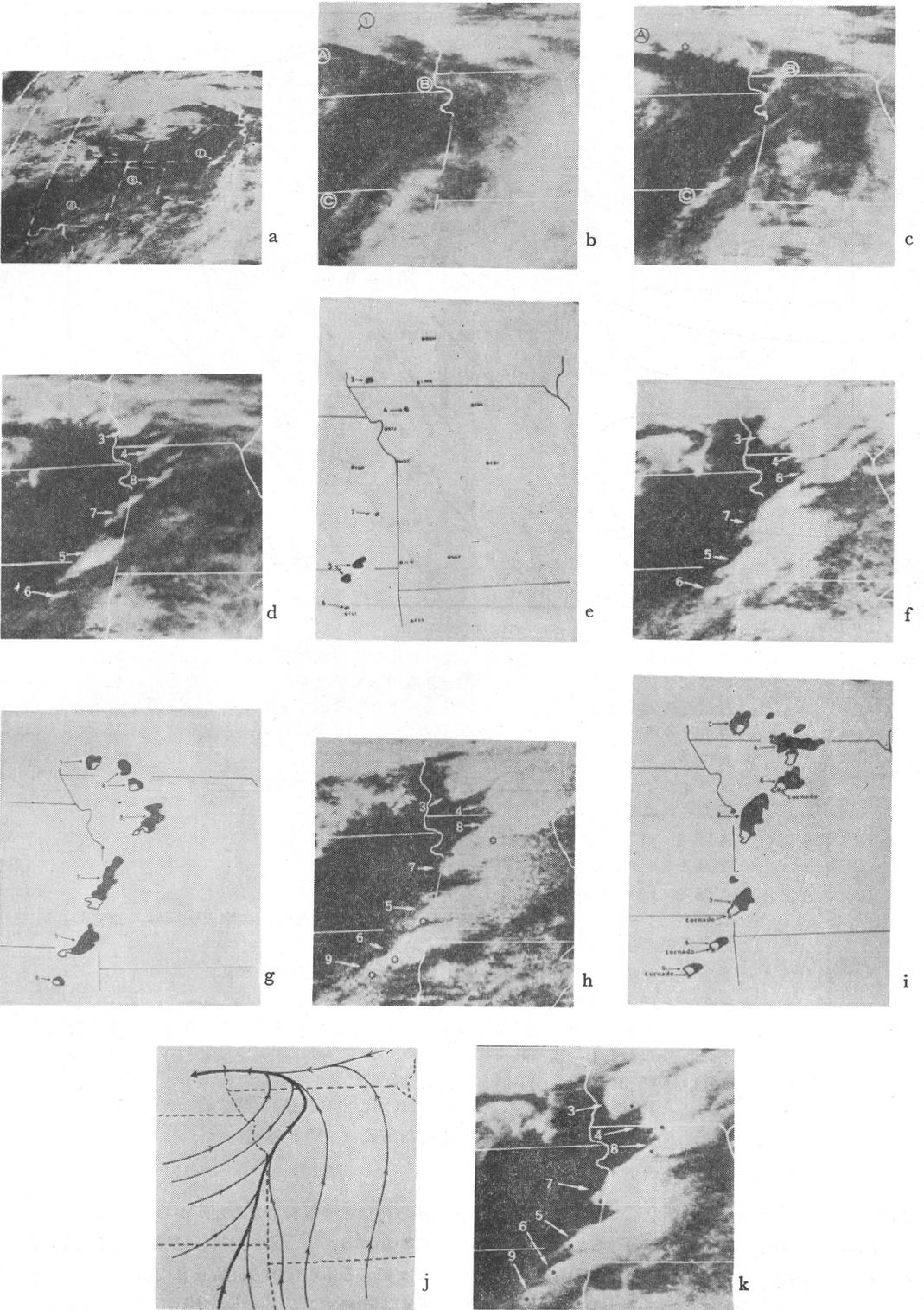
主要予報要素となる雲の組織の早朝からのふるまいを映画など衛星資料や地上・レーダー資料で監視し、総観規模の成層不安定化が確認されたあとは、注意報・警報へ最終的にふみきる判断の基準として次の2つを考える。

① スコールライン、ドライライン、アークライン、Thin Line、早朝の霧・層雲などの縁辺部、海(湖)風前線雲列、摩擦差収束線、古い前線、乾舌晴天域、絹雲の北端などの同種または異種の2つのシステムが交差する場所またはシステムの集合(Merge)する場所が、雷雲・積乱雲・トルネード活動のポテンシャルが最も高い。

② 日中の昇温の影響は、陸上では夜半まで続くので、警戒体制は夜半までゆるめてはならない。

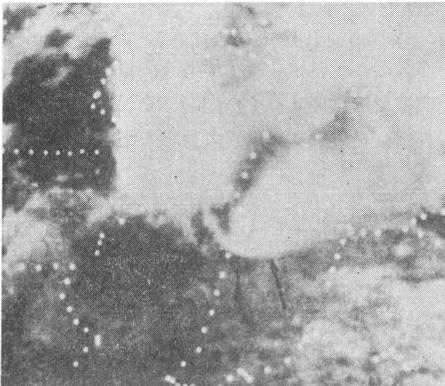
c. 主に衛星写真資料からみたトルネード発生状況の例

(i) 1971年5月5日の例(Anderson, 1974)



にのみトルネードが発生している。中央上部に見える渦巻状の雲パターンは低気圧にともなうもので、そこからのびる寒冷前線に沿っては、乾燥しているために雲が発生していない。第9図b)でCで示すドライライン上にはじめて積雲活動が認められた。レーダーがはじめてエコーを感知する2時間半前のことである。A-Bで示す雲列は①で前線と交差し、このあとトルネードの発生をみている。第9図c)から第9図h)へと日中の昇温による不安定化がすすみ、対流活動が活発化し、トルネードが次々と発生している。矢印で示す地点が強い上昇流

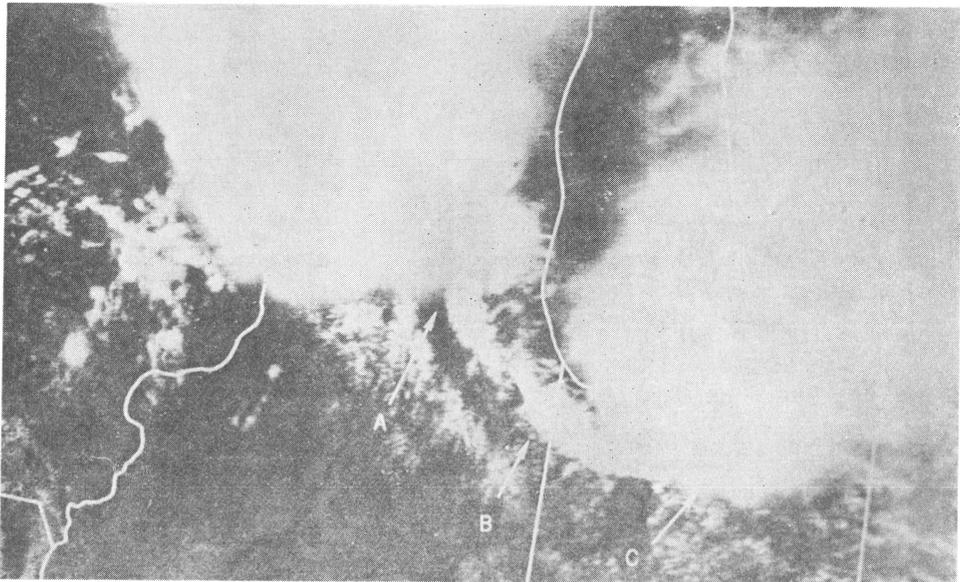
のある地点で西の境界ははっきりしているが、風下側にあたる東側ではかなとこ絹雲が流れてふちはばやけている。このかなとこ絹雲の走向は中層から上層までの風の垂直シアーに平行だといわれている。レーダーエコーで黒くぬりつぶしていないところは、下層で暖湿気の流入がある、トルネード発生の危険の最も大きいところを示している。第9図h)で示す写真(現地時間18時47分のもの)を最後に可視画像(この写真はATS時代のものなので赤外画像はない)は得られず、レーダー資料のみとなる。第9図j)は18時の地上風からえた流線解析で



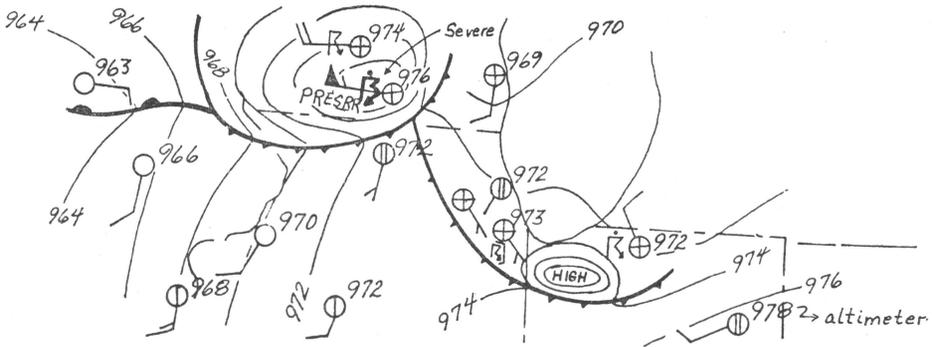
第10図 a) ATS-3 1973年1月16日 1850 Z
矢印はアーク状雲列を示す。



第10図 b) ATS-3 1973年1月16日 2247 Z
a) 図から約3時間後、B点、C点でアーク状雲列が交差し、積乱雲が発生した。



第10図 c) NOAA VHRR 1973年6月16日 1830 Z



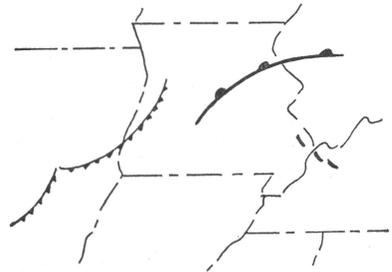
第10図d) 同日 1830 Z の地上メソ解析

ドライラインに向って集風していることがわかる。第9図1)は13時の地上解析であるが、破線で示す等露点線が、ドライライン上で露点傾度の大きいことを示している。

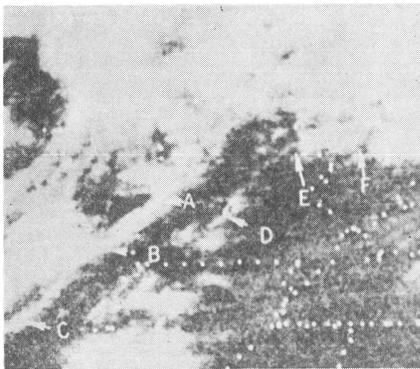
(ii) 1973年6月16日の例 (Purdum, 1974)

ミンガン湖周辺に発生した巨大積乱雲は、アーク状雲列と積乱雲発生の関係を示す好例である。第10図a)中で矢印で示すのは、メソハ이의広がる先端にあらわれたアーク状雲列で、それがウイスコンシン州にある積乱雲クラスターと交差している。この交差点で積乱雲の再発達があった。これはATS写真であるが、解像度のよい軌道衛星ノアの写真を第10図c)に示す。ここでAで示す交差点で発生した積乱雲によってできた新しいメソハ이의先端に新しいアーク雲列ができ、それがその後別の積乱雲の発生をおこしている。第10図d)には第10図c)に対応する時刻の地上メソ解析を示す。ミンガン湖南方

と西方につよいメソハイがあり、強風が吹いている。太い実線で示すメソハ이의先端とそれともなうアーク状雲列は、一般風(南風)に逆らって南へ進んでいること

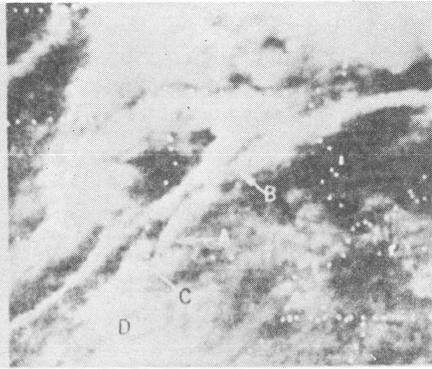


第11図a) 1973年7月23日の場合、地上解析上のシステム。破線は地上の水平シアー(トラフ)ライン。波状の線はメソハ이의外縁でアーク状雲列がある。



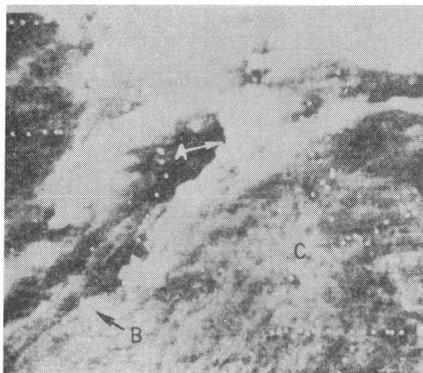
第11図b) 同日 1354 Z

A-B-Cはアーク状雲列、D-E-Fが温暖前線。Bの南にある早朝の雲のふちに注目しておく。

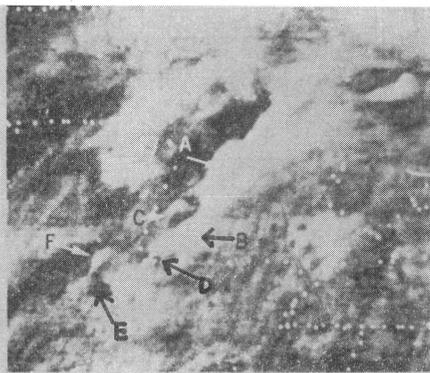


第11図c) 同日 1640 Z

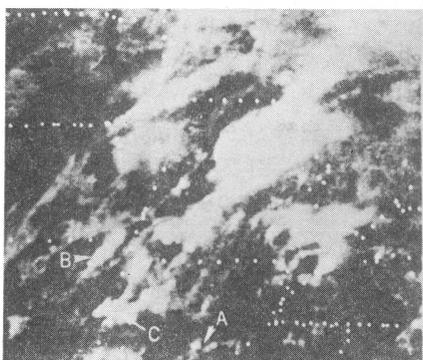
温暖前線上の対流活動(A-B)が活発化、アーク状雲列がそれに接近してきた。



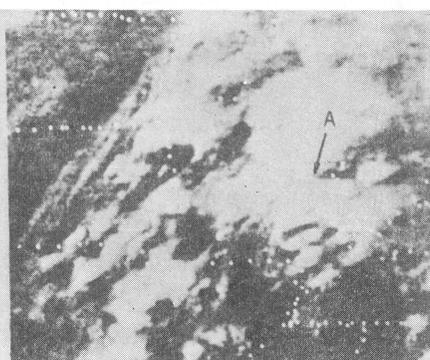
第11図 d) 同日 1737 Z
 アーク状雲列と温暖前線とA点
 で交差し積乱雲発生. Bで早朝
 雲のふちとアークと交差. Cは
 a) 図のトラフに対応する雲.



第11図 e) 同日 1910 Z
 アークと前線とが d) とは別の
 ところ (A) で交差し積乱雲
 が新たに発生した. Bの積乱雲
 の下降流でとの間に晴天域が
 でき, Cはそのメソハイの外縁の
 アーク状雲列による雲.



第11図 f) 同日 2027 Z



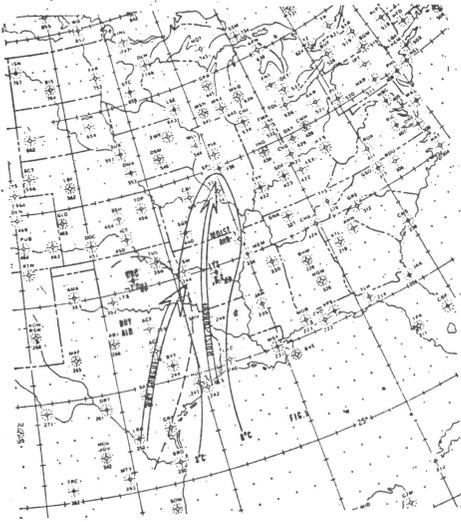
第11図 g) 同日 2203 Z
 アークとトラフ上の雲との交差
 点Aで巨大積乱雲発生.

がループフィルムで示されている。地上資料やレーダー資料の解析を併用することがいかに重要であるかわかりただけだと思う。

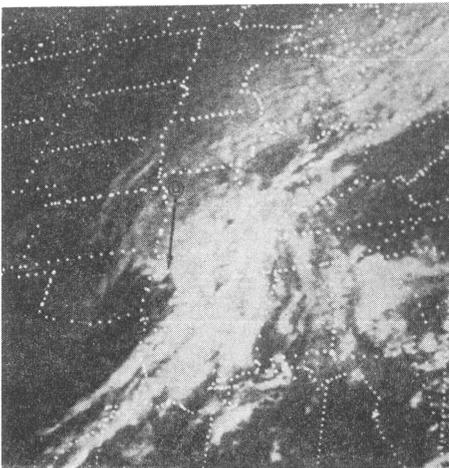
(iii) 1973年7月23日の例 (Purdom, 1974)

第11図 a) で示す地上解析上にあらわれた重要なシステム、すなわち、下むき孤状の線で示した崩壊期にあるメソハイ先端のアーク状雲列の線、温暖前線、破線で示した地上付近の風の水平シアライン、それに第11図 c) に示したアーカンサス州の早朝の雲 (CとDの記号のところ)の境界を注目しておく。第11図 b) A-B-Cが崩壊期のメソハイ先端のアーク雲列、D-E-Fが温暖前線にともなう雲である。第11図 c) のA, Bで示すのは温暖前線上の雲の対流活動が活発となったことを示し、

そのすぐ北方にあるアーク雲列と交差しつつある。CとDでは早朝雲縁で発生した積乱雲群である。その西方にあるアーク雲列がそれに近づきつつある。第11図 d) では温暖前線がアーク雲列と交差し、Aで巨大積乱雲を発達させた。この図のBの積乱雲は、第11図 b) では雲のなかったところで、日中の昇温の影響によって発達したのである。Cの対流活動は第11図 a) 破線で示した地上資料でみられる水平シアライン上のものである。第11図 e) 上のAは、温暖前線とアーク雲列の新しい交差点にできた積乱雲である。B点の西にある雲のない所と細い雲の線 (Thin Line) であるCに注目。この晴天域は、Bにある積乱雲の冷たい下降流のあるメソハイの地域、Cはその先端のアーク雲列であることが地上解析か



第12図 a) 1973年1月18日 1200 Z
850 mb の湿舌と乾舌とを示す。

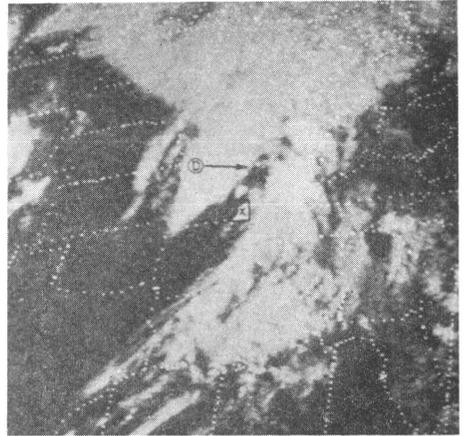


第12図 b) ATS-3 1973年1月18日 1527 Z
①は乾舌の入りこみを示す。

ら知られている。DとEの晴天域も同様な成因による。第11図g)のAでは移動してきたアーク雲列(第11図b)のAが地上トラフ(第11図d)のCの場所)と交差して発生した大積乱雲群で、中型飛行機が遭難した。

(iv) 1973年1月18日の例(Miller, 1973)

乾燥した中層の空気が暖かく湿った下層大気の上に流入してきた対流不安定を解消する際発生した積乱雲の例を示す。乾燥空気が一度凝結した水分を蒸発させてこの大気を冷し、中層にある温度の逆転という抑えをとり



第12図 c) 同日 2051 Z
①は乾舌の入りこみを示す。×印はトルネード発生地点を示す。

はずし、対流不安定を解消させる引き金となると考えられている。第12図 a) は 850 mb における暖湿気と乾燥空気の浸入を示す。両空気の露点温度差は16度以上となった。第12図 b) はそれから3時間半後の写真で、乾舌の地域には雲がなく①で示す所に乾燥域が入りこんでいるのがわかる。第12図 c) ではさらに奥まで入りこみ、×印で示したところの積乱雲によりトルネードが発生している。

文 献

- Anderson, R.K. *et al.*, 1974: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting, ESSA Technical report NESC 51, 5-E-5-5-E-13.
- Fujita, T.T., 1967: Using short wavelength-wave radiation data Determination for cloud height emissivity and cloudness, SMRP research paper No. 48.
- Fujita, T.T., 1974: Satellite meteorological analysis of tornado outbreak on May 5, 1971, The Walter A. Bohan Company, Illinois, U.S.A.
- Hansen, J.E., 1971: Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part I. The doubling method, *Jour. Atmos. Sci.*, 28, 120-125.
- Hansen, J.E., 1971: Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II. sunlight reflection by terrestrial water clouds, *Jour. Atmos. Sci.*, 28, 1400-1426.
- Hubert, L.F. and L.F. Whitney, Jr., 1971: Wind estimates from geostationary satellite pictures,

- Mon. Wea. Rev., 99, 665-672.
- Hubert, L.F. and L.F. Whitney, Jr., 1974: Compatibility of low cloud vectors and rawins for synoptic scale analysis, NOAA Technical Report NESS 70.
- Hubert, L.F. and A. Timchalk, 1972: Convective clouds as tracers of air motion, NOAA Technical Memorandum NESS 40.
- Leese, J.A., C.S. Novak and B.B. Clark, 1971: An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlaton, Jour. Appli. Met., 10, 118-132.
- Millar, J.A., 1973: Picture of the month, Dry air intrusion into a low-level moist tongue as viewed by ATS-3, Mon. Wea. Rev. 101, 594-596.
- Oliver, V.J. and J.F.W. Purdom, 1974: Mesoscale convective processes in the tropics as revealed by satellite imagery, Fifth confrence on weather forecasting and analysis, Ameri. Meteor. Soc. 61-62.
- Purdom, J.F.W., 1974: Satellite imagery applied to the mesoscale surface analysis and forecast, Fifth conference on weather forecasting and analysis, Ameri. Meteor. Soc. 63-68.
- Smith, A.H., 1974: What are you looking at when you say this area is a suspect area for severe weather?, NOAA Technical Memorandum NESS 56.
- Shenk, W.E. and R.J. Curren, 1973: A multi-spectral method for estimating cirrus top heights, Jour. Appli. Met., 12, 1213-1216.

====海外だより====

外国の気象観測所めぐり (4)

—タンジュイ河洪水観測所 (インドネシア)
7°40' S, 108°30' E—

日本では外国人が来て名乗りをあげ研究目的をつけるのと大い気象資料を簡単に見せてもらえるが、東南アジアなどではそう簡単にはいかない。1972年12月末にインドネシアを訪れたわたしは、気象資料を入手するのにも一つ一つの資料について値段の交渉が必要であった。また国内を旅行するためには、スパイでないことを示す証明書を発行してもらわねばならなかった。この国では、公共事業省 (DPUT) という役所が日本の建設省や農林省のような仕事を総括的に行なう大変活気のあるところで、気象調査もここの協力が無くては出来ない。ここからの研修生の面倒を見ていたこともあり、わたしの調査日程はここで好意的に作成された。運転手つきのランドクルーザーと案内の役人がつけられ、日本の建設省派遣のエキスパートのK氏夫妻も同行して10日間の視察旅行に出発した。最初の見学対象はジャワ島の南斜面、ジャカルタの南東にある長さ 100km ぐらいのタンジュイ河流域である。ジャカルタから4時間で有名な避暑地のバンドンにつき1泊してこの盆地からさらに南東の段々畑

の美しい斜面を登ると1,000m ぐらいの分水嶺をこえてこの流域に入る。北西から南東に流れるこの河の北側はジャワ島背りょう山脈で、南側は海岸との間に低い山脈がある。年降水量 3,000~4,000mm で10月頃が最多雨である。ほとんど堤防らしいものは無く、年数回、下流は洪水が溢れ、河口付近は広大な湿地帯にアラリヤ蚊が群発し、おそろしいところである。馬小屋のようなホテルでは水浴中も便所でも蚊とり線香を手放せない。この国はオランダによって多くの雨量観測がなされ、今もこの流域に10ヶ所ぐらいの観測所と数ヶ所の水位観測所があり、河口近くのバギリというところに公共事業局の出先の洪水観測センターがある。われわれの到着は電報と文書で予告されており、雨量表も用意されていて、人のよい所員たちが歓迎してくれた。中には「真白き富士の……」などと歌い出す人もある。隣組やラジオ体操など日本軍の遺産が多いのにはおどろいた。公共事業省では1. かんがい 2. 治水 3. 電力という順番でこれらの河の改修に力を入れている。人口の多いこの国では故障の多い自記雨量計より雨量ますによる観測の方が精度が高い場合も多い。(中島暢太郎)