

果を紹介しよう。

予測手順は、まず雲系の外挿、次に天気（降水の確率、雲量）への翻訳である。外挿速度としては、700 mb 風速や過去の Motion Vector などがテストされた。天気への翻訳には、第1図のような、赤外による温度と、可視による輝度（正規化されている）をパラメータとしたアルゴリズムを用いている。

降水確率の予測精度は第2図に示されているが、縦軸は誤差の一種と考えてよい。目先から2時間ぐらまでは、むしろ persistence の方が誤差が少ない。persistence というのは初期値の天気そのままつづくとする予測である。予測時間が0の所でもかなり大きい誤差があるのは、「天気への翻訳」の際の誤差である。

レーダーとアメダスを利用した短時間予報の精度は、目先数時間は persistence を上回ることが認められている。これを模図的に第2図に示してある。

第1図のアルゴリズムを見ると、輝度の方が降水確率により大きく影響していることが読みとれる。輝度が日中しか得られないことは、この外挿手法の大きな問題点であろう。

(3) 降水域の発達・減衰の予想

前項のように、3時間程度の降水予想には、レーダーとアメダスの組み合わせが主軸であるが、精度向上には単なる外挿でなく、発達・衰弱の予想も加える必要がある。

昭和56年度全国予報検討会において榎間道夫は、高い雲域のシャープな北西縁が先行する帯状エコーに追いついた時にエコーの強化が起り、追いついてしまうと衰弱する例を報告している。このように、雲画像で検出されたシステムとエコー域の相互作用が発達・衰弱についての情報を提供する可能性がある。また降水粒子が間もなく形成される可能性のある雲が識別できれば、やはり短時間予報の精度向上につながる。

2. 低気圧、大雨（雪）などの解析への利用

岡 林 俊 雄*

1. 低気圧の解析への利用

(1) J. Bjerknes の低気圧のモデルについて

1922年の J. Bjerknes らの低気圧のモデルはいまだにその骨子は気象学上広く通用している優れたものであるが、気象衛星が現われてから検討を要する点が無いわけではない。たとえば

(ア) 低気圧は大陸と海洋の位置関係で、その発達過程と発達速度が異なるので、すべての地域に J. Bjerknes のモデルをそのまま適用できない点があるはずである。このモデルは、北欧のスカンジナビヤ半島周辺には最も適合するものであろうが、たとえば極東海域の日本列島付近では、部分的修正モデルが必要であろう。

(イ) 低気圧と寒冷前線の位置関係ははっきりしているが、温暖前線のそれは予想以上に不確定で、前線がほとんど認められない（無い）場合もある。閉塞前線はモデル的に温暖型、寒冷型と単純に区別できず、それ自体一

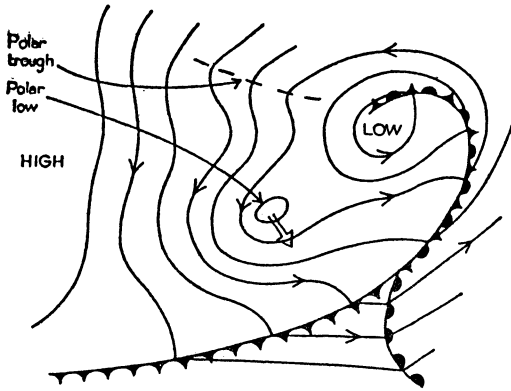
つの新しい前線 (essentially new front) とみなされる場合も少なくない (J.M. Wallace ら, 1977)。

(ウ) 低気圧が発達するために、いつも既存の前線帯 (pre-existing front) の存在が必要とは限らず、独立して発生・発達する場合も少なくない。また、低気圧の生涯が、発生期→発達期→最盛期→閉塞期→衰弱期というモデルのプロセスをたどるとは限らない場合もかなりある。それを次項に述べる。

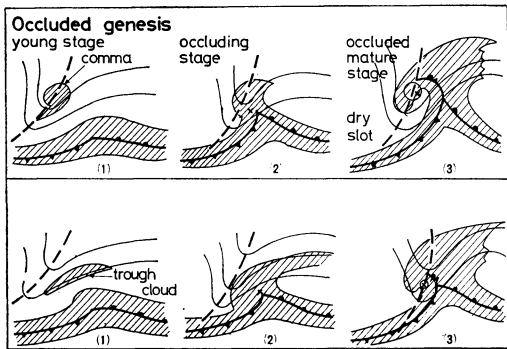
(2) 低気圧の閉塞の発達 (Occluded Genesis)

気象衛星によって広範囲な領域（特にデータの少ない海洋など）をカバーできるようになって、低気圧が J. Bjerknes らの述べた発達過程を経ずに、発生期からいきなり閉塞過程に入り、しかもかなり発達する雲システムの存在がわかってきた。これは、発達した低気圧の寒冷前線の後面の寒気場内の、上層のトラフの渦度移流最大域に伴う上昇気流域にできるコンマ (comma) 型の雲（積雲系）によるもので (Anderson ら, 1969), その雲が、その前方または南の前線帯に接触して、急速に発達

* Toshio Okabayashi, 気象研究所。



第1図 閉塞低気圧の後面の寒気場内の小さな低気圧 (polar low) とトラフ (polar trough) 発生時の典型的な天気図. polar low のところにカンマ型雲発生 (A course in elementary meteorology, Meteorological office, 1962).



第2図 閉塞の発達の様相.

実線：上層の等高線，太破線：上層のトラフ，斜線部：雲 (岡林，1982).

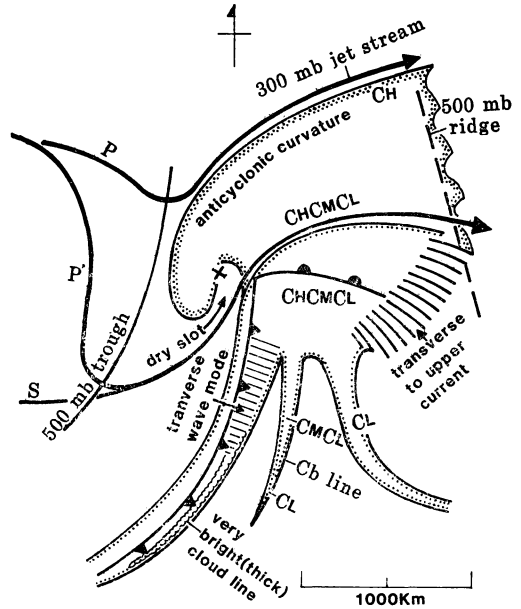
上段：コンマ型雲による

- (1) トラフ線上にコンマ型雲発生
- (2) 東進して前線帯の雲と接触，低気圧 (×印) 発生
- (3) 急速に閉塞の発達をする. 発達中は弧状雲は高気圧性湾曲をもつ.

下段：トラフの前面の弧状雲 (中・上層雲) による

- (1) トラフの前面に弧状雲発生
- (2) 東進して前線帯の雲と接触，低気圧 (×印) 発生
- (3) 閉塞の発達をする. 発達中は弧状雲が高気圧性湾曲をもつ.

してあたかも閉塞段階に似た低気圧と前線系をつくるプロセスであって，Occluded Genesis または Instant Oc-



第3図 低気圧が顕著に発達するときの雲パターンに現われる特徴のモデル的説明図. ジェット気流 P はポーラー系， S は亜熱帯系， P' はポーラー系の分流であるがはっきりしない場合がある. CL ；下層雲， CM ；中層雲， CH ；上層雲 (岡林，1982).

clusion と呼ばれるようになった。

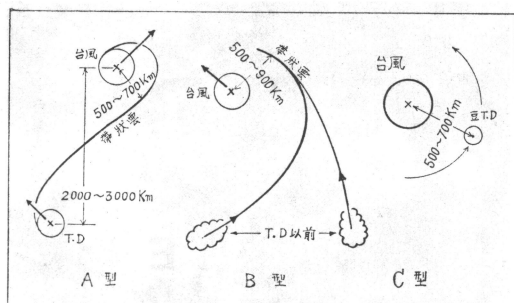
このプロセスは，冬季から春さきにかけて，相対的に暖かい海洋上に極気団が吹き出すときに発現頻度が大きい。コンマ型雲の発生しやすい地上パターンの典型例と，閉塞の発達過程のモデル的説明図をそれぞれ第1，第2図に示す。

(3) 発達する低気圧の雲パターンの特徴

低気圧の発達過程の雲パターンのモデルには Widge (1964), MacClain (1967), 岡林 (1971), Weldon (1976) などのがあるが，とくに顕著に発達する最盛期の雲パターンに現われる特徴 (岡林，1982) を第3図に示す。図をもとに主要点を列記すると

(ア) 低気圧の北辺の雲 (上層雲) が高気圧性湾曲をもった流線形の弧状雲 (走向はジェット気流に平行) になることが最重要な特徴である。

(イ) 寒冷前線が非常に長く (2,000~4,000 km) 南西に伸びる。そして，しばしば雲帯の東端部に細長くひときは輝度 (brightness; 雲厚に比例) の大きい線状雲が前線に平行に現われる (図の very bright cloud line)。



第4図 台風の外側の帯状雲による大雨のモデル的説明図。

(ウ) 寒冷前線の後面の寒気の流入が顕著なので、それが舌状の雲の無い領域 (dry slot) として現われる。

(エ) 寒冷前線の前方の暖域内に、しばしば、図のように寒冷前線とはほぼ平行に、輝度の大きい細長い帯状雲 (cb ラインで長さ 2,000~3,000 km) が現われる。スコールラインに相当する場合もある。

(オ) しばしば暖域の東部の雲が図のように配列する。それは上層 (500~300 mb) の気流に直交 (transverse) する傾向を示す。

(カ) しばしば寒冷前線の雲帯中の低気圧の中心に近い部分の雲のこまかい配列が図のように、前線に直交する波状の様相 (transverse wave mode) を呈する。

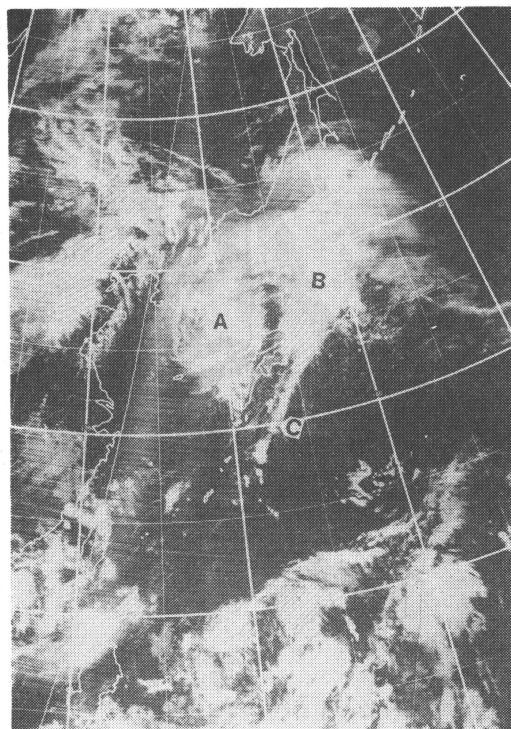
(キ) 低気圧が発達して南北のジェット気流が接近し、図のように低気圧の中心が南系ジェット気流の極側に入ると、南系ジェット気流を境にして雲厚の断層 (南東側高く、北西側低い) が時間と共に顕著になっていく。

などである。これらは、低気圧が顕著に発達するときの注目すべき観測事実である。

2. 大雨の解析への利用

大雨のパターンにはいろいろあるが、ここでは気象衛星出現により特に注目されはじめた、台風の外側の帯状雲による大雨に限定して述べる。それは、この大雨が台風本体の雲域によるものでなく、台風の中心から 500~700 km 外側 (主に進行方向の右側) にできる長い帯状雲 (幅約 100~200 km, 長さ 2,000~3,000 km) によるもので、しばしば総雨量最大の記録更新し、しかも気象衛星が出現するまではその実態がわからず、“先駆豪雨”とか台風が“前線を刺激して”というあいまいな説明をしていたのが実状であるからである。

この帯状雲は、台風の本体の雲域との間に晴天域をは

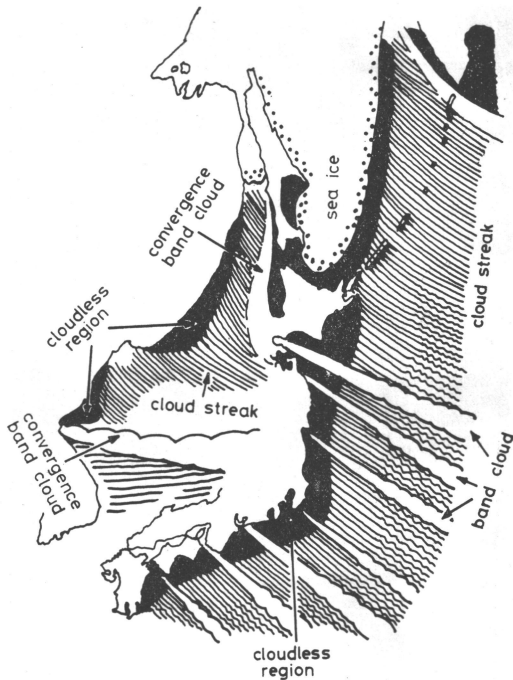


第5図 台風7408号による大雨時の気象衛星写真。A；台風本体の雲。B~C；大雨をもたらす台風の外側の帯状雲。1974年7月7日9時、(NOAA-4号、赤外画像)。

さんで、はっきり離れているから「外側の」とするが、大きくみると台風の循環系内の雲で、最終的には迂回してスパイラル状に台風本体へ回りこむものである。

1968年8月気象庁がルーチ的に気象衛星の受信開始してから、この帯状雲による大雨の顕著で且つ解析上歴史的にも貴重な例は、(ア) 1968年8月17~18日の台風6817号によるいわゆる“飛弾川”豪雨、(イ) 1974年7月7~9日の台風7408号によるいわゆる“たなばた”豪雨 (四国、近畿、東海、関東)、(ウ) 1976年9月8~13日の台風7617号による豪雨 (四国、近畿) であるが、この帯状雲による豪雨には調査の結果三つのタイプがある。それをモデル的に示したのが第4図である。図でA型は“飛弾川”、“たなばた”豪雨タイプ、B型は台風7617号による豪雨タイプ、C型は台風7416号の外側を回るじょう乱 (豆台風) による豪雨タイプである。

ここでは台風7408号の外側の帯状雲による大雨時 (“たなばた”豪雨) の衛星写真を第5図に示す。第5図で、Aが台風本体の雲、B~Cが大雨をもたらした帯状雲で



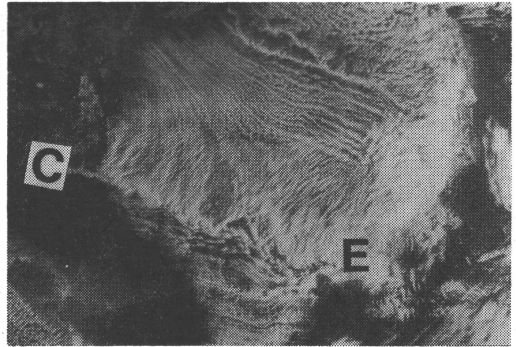
第6図 日本海側大雪時の標準的雲パターン。収束雲 (convergence band cloud) が、北陸地方の西に一本、石狩湾西方に一本現われる頻度が大きい (岡林, 1969年)。

ある。写真の時刻には帯状雲が丁度潮岬付近にかかっており、そこに集中的に大雨を降らせている。その後この帯状雲は、台風の移動とともに南関東地方へ移動したが、その間その通路に系統的に大雨を降らせていった。この帯状雲による合計雨量の最大は徳島県影平の1,065 mmであった。

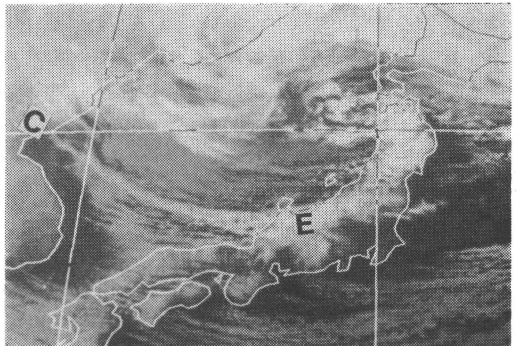
3. 大雪の解析への利用

気象衛星が出てから、冬季の日本列島周辺の雪雲の様相が一望のもとに写し出された。主に下層大気の成層の差異によるものであろうが、日本海の雲はセル状、セル状のつながりの線状雲、筋状雲、帯状雲などと、自然界の造形の複雑さと見事さに目をみはった。北陸や北海道西岸の豪雪機構については、非常に多くの研究がなされ、次第にその全容が解明されつつあるが、なぜ豪雪が集中するか、その集中性を支配しているものは何かという点に焦点がしばられてきた。

降雪をもたらす雲は線状、筋状、帯状雲やそれらの集合体であるが、集中豪雪のときは、日本海にひときわ太



第7図 日本海の収束雲 (C~E)。E付近 (鳥取、兵庫、福井県) が大雪。1977年1月13日9時24分 (NOAA-4号、可視画像)。



第8図 1981年1月豪雪時の収束雲 (C~E)。石川、福井県が大雪。1981年1月3日15時 (GMS-1、赤外画像)。

い帯状雲が存在することが気象衛星からわかった。それは降雪時に日本海上で特に収束の大きい帯状領域にできる帯状雲でその模図を第6図に示す。収束域の帯状雲ということで、短縮して“収束雲”と名づけた (岡林, 1969)。

収束雲の例を第7図に示す。多少蛇行しているが、東朝鮮湾から若狭湾に伸びているC~Eの雲がそれで、その雲のぶつかっている領域E付近 (鳥取、兵庫、福井県など) が大雪で、西郷では降水量が月最大の38.5 mm/日であった。天気図上で気圧配置はいわゆる袋型で、この収束雲内に不連続線が認められる (北陸不連続線か)。最近では1981年の豪雪時も数日間収束雲が存在していた。それを第8図に示す。

集中豪雪のときは、とにかく収束雲が作用しているということは観測事実である。それと地形と風との兼ね合いが豪雪の局地性を支配していると筆者は考えている。

しかし収束雲の発生と持続のメカニズムなど、まだまだ説明を要する問題がある。

以上は、シンポジウムの話題提供の要約であるが、多くの参考文献は到底載せきれないので省略しました。

おわりに

伊藤 宏

最後に将来の問題点を資料を作成する側から検討してみたいと思います。そのために現在実用に供せられている三つの衛星の比較の中から話題を出してみたいと思います。第1表は三つの衛星システムの比較一覧表です。本日は時間の関係で、表中にみられる4項目に限ることにいたします。

(1) センサー：米国の GOES に搭載している VAS (VISSR Atmospheric Sounder) は目下運用のテスト中です。観測時間がかなり長いことなど問題点が多いので、テストの結果を充分見極める必要があると思います。水蒸気の吸収帯による画像は既に NIMBUS 以来沢山の検証例にみられるように対流圏上層の循環に関する情報を雲のない領域についても与えてくれる点で有用と

思われます。したがって、次のステップのセンサーとしては水蒸気の吸収バンドを加えることが検討課題と思います。

(2) 撮像：静止気象衛星の最大の利点は広い範囲にわたって連続的に監視できることです。米国及びヨーロッパ連合の場合はその利点を積極的に活用しております。日本でも台風や大雨時の臨時観測では1時間毎ですが、それを常時その程度にまでしてゆくことが次のステップの課題と思います。

(3) 配信：日本では MDUS (中規模利用局) に対しても、SDUS (小規模利用局) に対しても、画像処理の終わったあとアナログ信号に変換し、ファクシミール形式で配信されています。米国及びヨーロッパ連合では MDUS に対応する受信局にはデジタル信号 (Stretched VISSR) が配信されています。この方式のほうが観測回数の増加には向いているので今後の問題として検討することが望まれる。

第1表 静止気象衛星システムの比較。

		米 国	ヨーロッパ連合	日 本
セ ン サ ー	波 長 帯	VIS. 0.55~0.75 IR. 10.5~12.5 VAS (IR 12バンド)	VIS. 0.4~1.1 IR. 10.5~12.5 IR ₂ 5.7~7.1	VIS. 0.55~0.75 IR. 10.5~12.5
	問 題 点	水蒸気の吸収バンド		
撮 像	所要時間	18.2分	25分	25分
	観測回数	48 (30分毎)	48 (30分毎)	14 (3時間毎と30分毎6回)
	問 題 点	観測回数の増加		
配 信	データ形式 気象資料 受信局	デジタル GOES-W 28/63/日 Stretched VISSR 16 WEFAX 160	デジタル 有 PDUS 8+(4) SDUS 306	アナログ 無 MDUS 10 SDUS 20
	問 題 点	データの定量的利用に不向き、観測回数の増加に不向き		
デ ー タ の 保 存	CCT	1978年以降の生データ	METEOSAT-1 の生データ全部 Climatorological Data Set (3 hr)	2年 生データ
	問 題 点	保存期間の延長		