

昭和56年北海道豪雨に伴う雲パターンの特徴

(昭和56年度, 気象衛星資料利用講習会報告, その1)

Characteristic Cloud Patterns Associated with the Heavy Rainfall Occurred over the Hokkaido District 3 to 6 August 1981

黒田 雄 紀*

Yuuki Kuroda*

要 旨

本稿は, 昭和56年度の気象衛星資料利用講習会の内, 札幌管区気象台ならびに函館海洋気象台の両会場で行った事例解析の一部である。

北海道豪雨に伴う雲域の推移を一連の雲画像によって詳細に観察すると, 他の気象資料では明確に表現され得ないじょう乱に伴う雲域の振る舞いが解析され, 異常気象時における有力な気象情報となり得ることを示している。このため, 雲画像に写し出されたこれらの雲域の特徴と雲解析の着目点について述べる。

1. はじめに

1981年8月3日から6日にかけて起った北海道の豪雨は, 全道の84%におよぶ市町村に大きな被害をもたらした。GMS 画像によってこの期間の雲パターンの推移を見ると, まず活発化した前線性雲バンドが北海道に停滞, 次いで台風に伴う熱帯から伸びる対流性雲バンドが急速に北上し, 前線性雲バンドと併合して活発化した。

北海道各地の降雨状況を見ると, 4日を中心とした前半の降雨群と, 5日から6日を中心とした後半の降雨群に大別され, 上述の雲パターンの変化と対応していた。

これら2つの雲パターンの特徴を, 6時間ごとの画像によって解説する。なお, 天気図類は紙面の都合で省略したが, 低気圧, 台風, 正渦度などの中心は, 画像および図中に記号で示した。

2. 前線性雲バンドの特徴

8月4日を中心として, 前半の大雨をもたらした前線性雲バンドの特徴は, 「大規模場の動向による雲バンド全体の移動変化」と「その中での中間規模の雲域の振る

舞い」に大別される。

(1) 前線性雲バンドの移動変化

3日9時から5日3時までの前線性雲バンドの厚くて密な雲域の南縁部を, 平滑化して追跡すると Fig. 1 と Fig. 2 のようになる(地上前線とは一致しない, また120°E以西および北方部分は省略した)。

両図を比較すると, Fig. 1 (3日9時~4日3時)では低気圧の中心から南西側の前線性雲バンドは一様に南下しているが, Fig. 2 (4日9時~5日3時)の期間になると津軽海峡より南西側は引きつづき南下, 北東側では西進に変化した。このため, 北海道地方には南北に立った活発な前線性雲バンドが停滞するパターンとなり, 8月4日を中心とした前半の大雨が降った。

a. 前線性雲バンドの一様な南下 (Fig. 1)

沿海州から日本海にかけては, 極から南に伸びる深い長波の谷となっており, 先行する正渦度域 (500 mb) および低気圧は順調に北東進している。一方, 太平洋高気圧は, 北海道のはるか東方海上にあって勢力を強めながら関東方面に張り出している。

このような場において, 低気圧から南西に伸びる前線性雲バンドは, 太平洋高気圧が張り出す日本海沿岸まで順調に南下した。

* 気象衛星センター解析課, Meteorological Satellite Center.

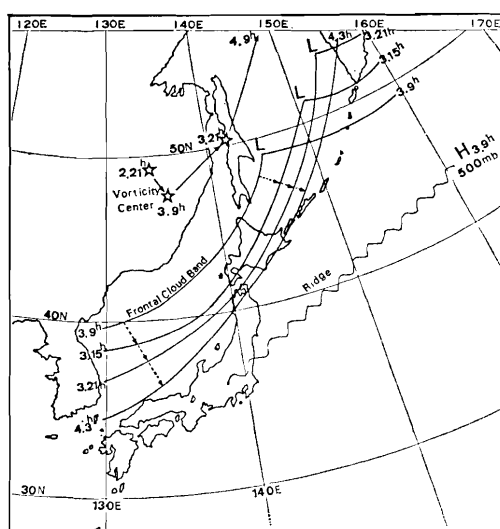


Fig. 1 前線性雲バンドの移動変化図, その1 (8月3日9時~8月4日3時)。

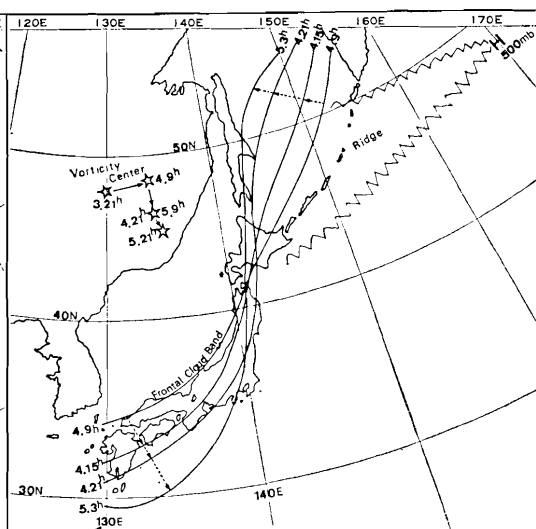


Fig. 2 前線性雲バンドの移動変化図, その2 (8月4日9時~8月5日3時)。

b. 北海道付近での前線性雲バンドの停滞 (Fig. 2)

順調に南下していた前線性雲バンドは、8月4日の早朝ごろから、Fig. 2のごとく津軽海峡東部を中心として、南西側は南下、北東側は西進のパターンに変化した。

これは、先行した正渦度域 (Fig. 1) が去ったあと、続いて次の正渦度域 (Fig. 2) が現われ、北方から夏期にはめずらしい -20°C (500 mb) の寒気の入りによって沿海州に強い Cut off Low が形成され、日本海から本州方面にかけてトラフの深まりが続いたこと。これと共に前日まで関東方面に張り出していた太平洋高気圧の気圧の峰が北上を始め、北海道からオホーツク海方面への張り出しに変ってきたこと。

このため、北海道付近の前線帯は、沿海州の Cut off Low と優勢な太平洋高気圧に挟まれた形となって動けなくなり、強い傾圧場が持続するパターンとなった。この場合は、4日の早朝から6日の未明まで持続したため、前半の前線性雲バンドの停滞による大雨と、後半の熱帯から入り込む対流性雲バンドとの併合による大雨をもたらした。

(2) 前線性雲バンドの Bulge 域と強雨域

日本海を南下中の前線性雲バンドを72時間動画によって繰り返し観察すると、雲バンドの中は一様でなく寒気側への Bulge (ふくらみ) を持つ雲頂高度の高い領域が日本海西部から中部付近で次々と形成され、急速に北東

進して北海道の西部を通過しているのが解析される。

この種の雲域は、Fig. 11 から Fig. 22 の画像に Cloud Area 1 から Cloud Area 5 で示してある5個の中間規模の雲域である。

a. 前線性雲バンド内に形成される 中間規模の雲域の特徴

ア、雲域の形態と規模

雲域の長さは上層雲の広がりも含めて約 1000 km である。雲域をおおう上層雲は、ゆるやかな高気圧性の曲率を持って寒気側にふくらんでいる。発達した対流雲は雲域の中・南部に多く、帯状や線状を呈している。全般に雲頂高度の高い領域として赤外面像のみでも識別することができるが、可視画像では雲の厚くて密な領域としてより明瞭に分る。雲域の境界は、活発な対流雲域のすぐ西側に位置し、可視画像では Fig. 14 の 135°E 付近の不活発な領域のごとく識別が容易である。赤外面像では同時刻の Fig. 13のごとく雲頂高度のやや低い領域として見られるが、絹雲の筋におおわれることがあり、可視画像にくらべて不明瞭となる。

イ、中間規模の雲域の移動変化と 500 mb 面の気圧の谷との関係

Fig. 3 は、5個発生した中間規模の雲域の内、2番目に発生して発達した雲域の移動変化図である。画像では Fig. 11 から Fig. 18 の Cloud Area 2 で示した雲域である。

Cloud Area 2 は、8月3日9時に北朝鮮でまとまりを見せ始め (Fig. 11 と 12), 3日15時には長波の谷のすぐ前面に相当する日本海西部に入って上層雲の増加と対流雲の発達が顕著となり (Fig. 13 と 14), 強い傾圧場の日本海中部に達して Bulge を持つ雲頂高度の高い中間規模の雲域に組織化され (Fig. 15), 急速に北東進して北海道を通過 (Fig. 16), オホーツク海に入って衰弱している (Fig. 17)。

Fig. 3 の華北に示してある太実線は 500 mb の渦度零線である。このパターンから推定すると、華北には長波の谷の周辺に沿った波長 1000 km 程度の短波の谷が 2 個解析され、Cloud Area 2 は東側の短波の谷に対応しているように見える。

この期間内において、500 mb 渦度図から短波の谷 (500 mb の弱い正渦度域) に着目すると、長波の谷の後面 (西側) では Fig. 3 のごとき波長 1000 km 程度の短波の谷が次々と早い速度で南東進し、前線性雲バンドに接近しているのが解析される。

これらから推定すると、5 個発生した中間規模の雲域は、長波の谷の周辺に沿って急速に移動する波長 1000 km ぐらいの短波の谷 (弱い正渦度域) に関係して発生し、長波の谷の前面 (日本海から北海道にかけての強い傾圧場) に入ると共に、Bulge を持ち発達した対流雲を伴う中間規模の雲域に組織化されて北海道を次々と通過し、波状的な大雨をもたらしたものと推定される。

b. 中間規模の雲域と強雨域

北海道豪雨の前半の降雨パターンを見ると、およそ 6 時間の間隔を持つ降雨ピーク (Fig. 4 と 5 の F1~F5) があり、次々と通過した中間規模の雲域と対応してい

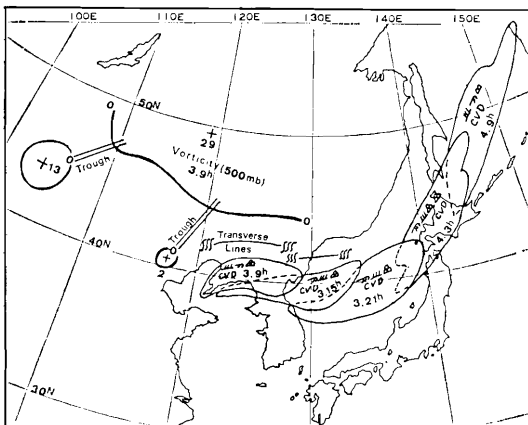


Fig. 3 前線性雲バンド内における中間規模の雲域 (Cloud Area 2) の移動変化図。

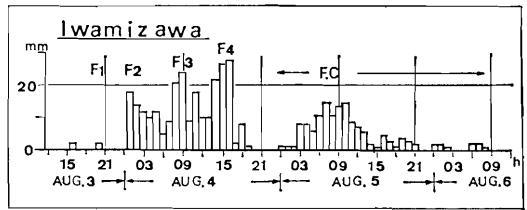


Fig. 4 岩見沢の雨量図。F₁~F₄ は中間規模の雲域に伴う降雨ピーク、F.C. は前線性雲バンドと併合した対流性雲バンドによる降雨域。

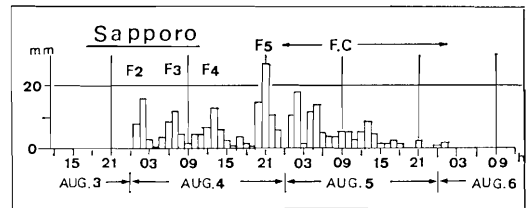


Fig. 5 札幌の雨量図。F₂~F₅ は中間規模の雲域に伴う降雨ピーク、F.C. は前線性雲バンドと併合した対流性雲バンドによる降雨域。

る。この降雨ピークは、雲域内の発達した対流雲によるものと推定される。なお、札幌の降雨ピーク F5 に対応する岩見沢は無降水となっている。これは同時刻の画像 (Fig. 22) を見ると札幌付近と道中央部には南北に伸びる 2 本の発達した積乱雲列があり、これが岩見沢を外れて通過したためと思われる。

この期間の地上天気図解析によると、前線性雲バンド付近にはオホーツク海の低気圧から南西に伸びる寒冷前線があり、この前線上の秋田沖に 4日 9 時と 15 時に小低気圧が解析されたのみである。雲パターンから見ると、5 個の波動性じょう乱が通過して強雨現象が起ったように見える。これらの中間規模の雲域は、天気図類のみでの把握はむずかしい。しかし、衛星画像では特徴のある雲パターンから短波に伴う中間規模の雲域の存在を把握することが可能となり、しかも比較的短時間間隔で追跡することができる。

雲画像から前線性雲バンドを解析する場合重要なことは、他の気象資料との総合解釈によって通常の前線に伴う雲バンドか、波動性じょう乱を伴っている前線かを判別し、積乱雲など問題の悪天域を正しく把握して予報に利用することである。

3. 台風 8112 号に伴う対流性雲バンドの特徴

8月4日を中心とした前線性雲バンドによる大雨のお

と、続いて台風に入り込んでいた2本の対流性雲バンドが台風から分離して急速に北上し、8月5日から6日にかけて北海道の各地を襲い再び集中豪雨をもたらして被害をより大きくした。

8月4日9時の可視画像 (Fig. 20) を見ると、房総半島のはるか南東海上には北上中の台風8112号がある。中心付近は雲量が少なく渦パターンも不明瞭で活発な対流雲もない。ところが中心の北側から南東側にかけては、発達した積乱雲を含む幅広い対流性の雲バンドが熱帯まで伸びており、一連の画像から共に北上しているのが観測された。これらの対流性雲バンドの振る舞いを以下に示す。

(1) 前線性雲バンドと併合する2本の対流性雲バンド

台風8112号に入り込む対流性雲バンド (以下雲バンド) は、Fig. 6の雲パターンの模図に示すように Convective Cloud Band 1 (以下、Band 1) と Convective Cloud Band 2 (以下、Band 2) の2本が見られる (Fig. 20の画像を参照)。

Band 1 は、はるか東方洋上の上層寒冷低気圧Aの循環系から積乱雲列が西に伸び、V・Uを経て不明瞭な台風の循環系B付近に達している。Band 2 は、台風の南方にある弱い熱帯低気圧に伴う積乱雲域GからH・Eを経てBに入り込んでおり、はるか南方のCおよびF付近から伸び出す雲バンドが、Dを経てH付近でBand 2に合流しているのが見られる。

なお、Band 1に伴う活発な積乱雲域Uは、このあとBand 1から分離して台風中心の周りを一巡し8月5日の夜半から6日の未明にかけて知床半島を通り、そこに

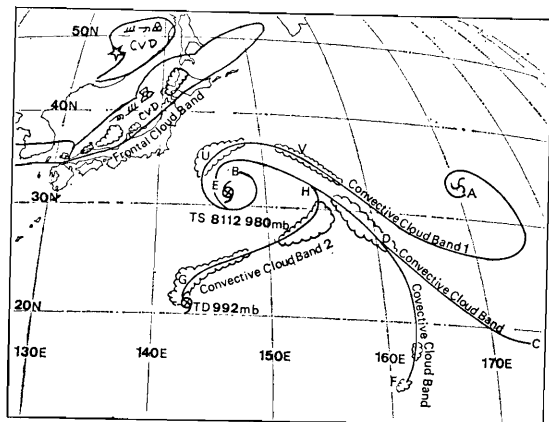


Fig. 6 台風8112号に伴う対流性雲バンドの模図 (1981年8月4日9時)。

記録的な集中豪雨をもたらした雲域である。

a. Band 1 と Band 2 の急速な北上

台風と共に北上中の Band 1・2 は、北海道西部に停滞中の前線性雲バンドに接近すると共に急速に加速して発達し、台風から分離して前線性雲バンドと併合した。Band 1 は8月4日の夜半に、Band 2 は5日の正午ごろ、共に襟裳岬付近に上陸しているのが36時間動画および一連の画像によって解析される。

襟裳岬に近い中杵臼の雨量図 (Fig. 7) を見ると、5日の未明 (F.C 1) と5日の午後 (F.C2) に降雨ピークがあり、前者は Band 1 のV付近が、後者は Band 2 のHからE付近の雲バンドの入り込みによって起きたようだ。

Fig. 8は台風の中心とBand 1の移動変化図である。台風の北上速度は約25 km/hrの等速であるが、前線性雲バンドと併合するBand 1の弧状の領域fは、北上と共に加速しているのが分る。その速度は、

$f_1 \sim f_2 \approx 30 \text{ km/hr}$ 、 $f_2 \sim f_3$ 、 $f_3 \sim f_4 \approx 55 \sim 60 \text{ km/hr}$ である。

Band 2の移動変化もBand 1とほぼ同様であった。

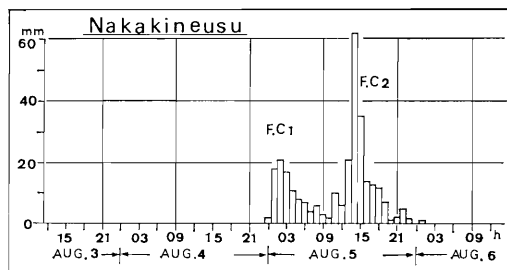


Fig. 7 中杵臼の雨量図。F.C1とF.C2は2本の対流性雲バンドに伴う降雨ピーク。

b. Band 1・2の発達

北海道に入り込むBand 1および2の弧状領域は、台風の循環系に位置していたときは雲頂高度の低い (発達の弱い) 積雲系の雲バンドであったが、前線性雲バンド (強い傾圧場) に接近と共に発達して積乱雲が増加し、併合と共に積乱雲のバンドに発達している。

弧状領域の雲頂温度 (T_{BB}) を算出し、高層資料から雲頂高度に換算するとおおよそ以下の値が得られた。

- ・台風の循環系にあるとき、 $-15 \sim -20^\circ\text{C}$ (約7,500~8,000 m)。
- ・前線性雲バンドに接近時、 $-31 \sim -35^\circ\text{C}$ (約10,000 m)。
- ・前線性雲バンドと併合時、 $-52 \sim -57^\circ\text{C}$ (約13,000 m)。

傾圧場に接近すると共に鉛直方向に発達していること

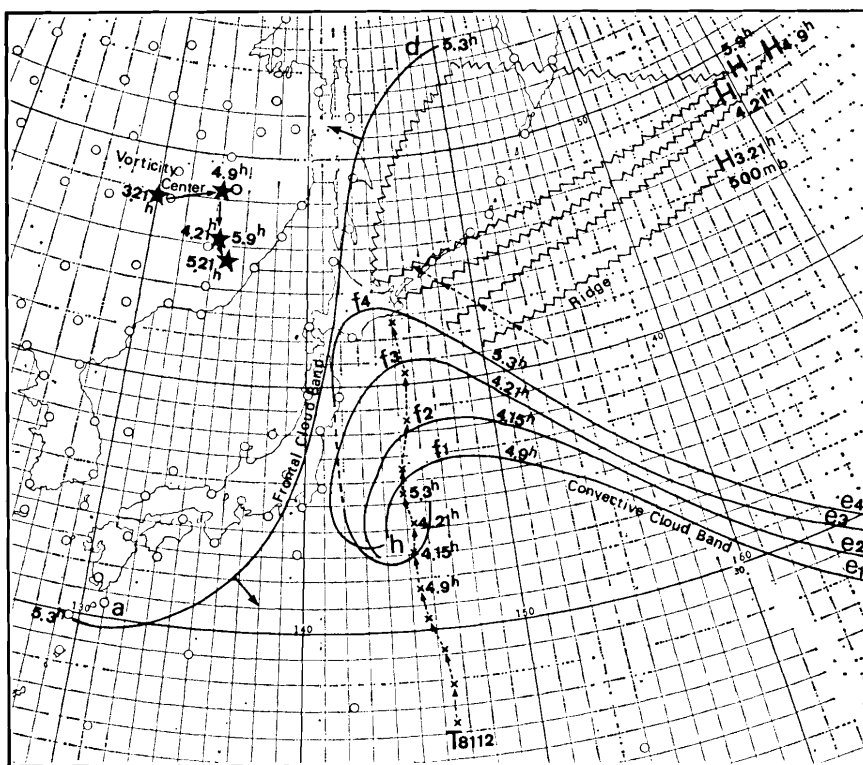


Fig. 8 台風中心と対流性雲バンド (Band 1) の移動変化図。

が分る。

c. 500 mb 天気図と雲バンド

Fig. 9 は8月5日9時の500 mb 天気図と雲バンドの合成図である (Fig. 24・25 の画像参照)。この図と画像から、

ア、北海道付近は高度・温度場から見て引きつづき強い傾圧場が維持されている。前線性雲バンドと併合した Band 1 の領域が c から f の積乱雲のバンドに対応して見られ、北海道の中・西部に再び大雨を降らせている (Fig. 4・5 の雨量図参照)。

イ、Band 2 の弧状の領域が台風から分離し襟裳岬のすぐ南方に達しているのが Fig. 25 の VIS 画像で明瞭に分る。この領域は、5日15時 (Fig. 26・27) には、すでに北海道に入り込んで前線性雲バンドと併合し、積乱雲のバンドに発達しているのが見られる。

(2) 知床半島を襲った積乱雲域Uの振る舞い

8月5日の夜半から6日の未明にかけて知床半島を中心に500 mm に達する大雨が降った。この豪雨をもたらした雲域は、Band 1 の西端部にあった積乱雲域Uで

ある (Fig. 19・20 の画像参照)。

先に示したように、Band 1 の弧状領域Vは台風から分離して前線性雲バンドに併合されるが、その過程においてU領域は台風の循環系に入り Band 1 から分離される。その後、台風の中心を一巡したあと知床半島方面を通過しオホーツク海に抜けた。Uを一連の画像 (Fig. 20~Fig. 29) で追跡すると台風の中心を一巡する間に一旦弱まるが、太平洋高気圧の縁辺に入ると共に発達を始め、前線性雲バンド (傾圧場) への接近により急速に発達して積乱雲のバンドに成長し、知床半島を通過しているのが解析される。

Fig. 10 は、台風中心に対するUの移動図である。北上をつづける台風の周囲を低気圧性に回転しているのが分る。

4. ITCZ から太平洋高気圧の縁辺に沿って伸び出す対流性雲バンド

北海道の後半の豪雨と同種の現象は、衛星画像によってしばしば見られる。データ空白域の現象であるため成因の解析は不充分であるが、筆者が衛星資料を中心とし

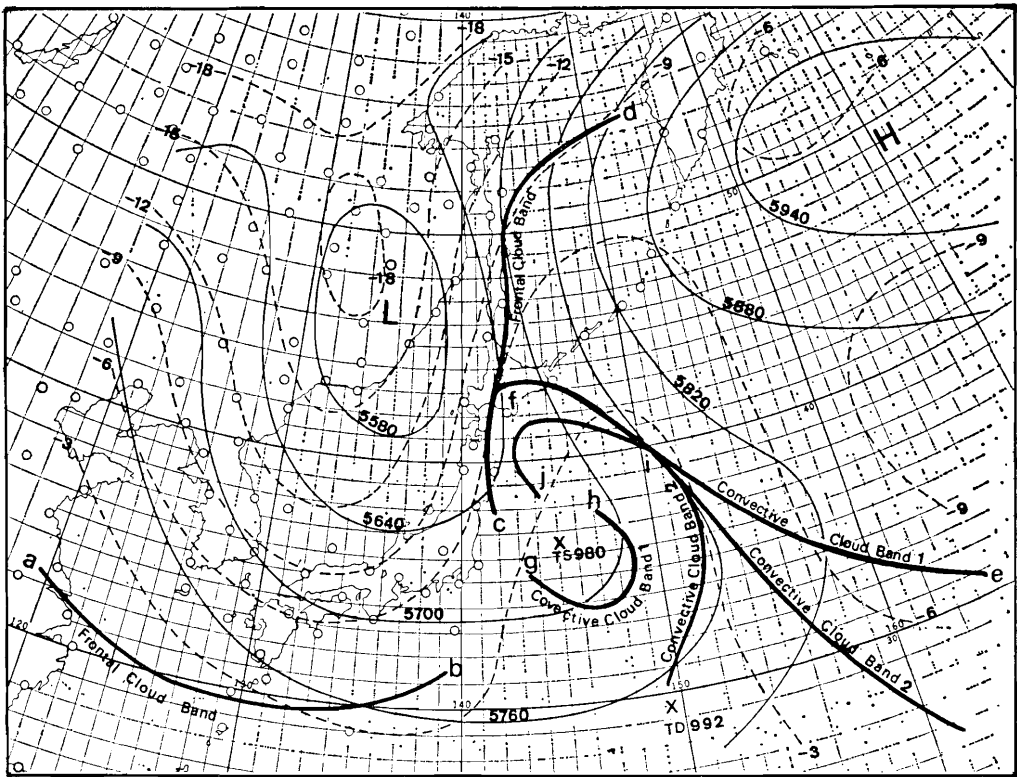


Fig. 9 500 mb 天気図と雲バンドの合成図 (1981年8月5日9時)。

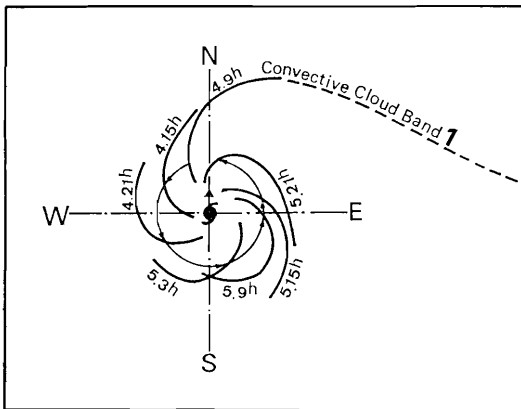


Fig. 10 台風中心に対する知床半島を襲った積乱雲域U (太実線)の移動変化図。

た調査結果を簡単に紹介する。

(1) 概要

主に暖候期、活発化した ITCZ から太平洋高気圧の西側縁辺部に沿って伸び出す発達した対流性雲バンド

(以下雲バンド)が、雲画像によって観測される。これに、長波の谷や熱帯低気圧(台風)が関係すると更に発達して伸び出す。過去に幾度か日本に入り込み集中豪雨による記録的な災害が起っている。

この種の雲バンドは、観測データの少ない洋上から入り込み、気象要素も湿度と相当温位の外は急激な変化が見られず、前線のようなはっきりとした特徴を持っていない。しかし熱帯からの暖湿気の流入を示すものであり、雨予報において注目すべき雲系である。

雲バンドの発生発達について黒田(1981)は、上・下層の風ベクトル解析から低緯度における上層波動の形成による ITCZ の活発化に伴ない、太平洋高気圧の南辺部の下層偏東風波動の卓越により発生し、熱帯低気圧(台風)や前線帯への入り込みによって発達するとし、雲バンドに伴う下層収束・上層発散の存在を指摘している。

(2) 雲バンドの分類

この種の雲バンドをモデル的に分類すると、Fig. 11のごとくA型とB型に大別され、B型は偏西風帯の長波

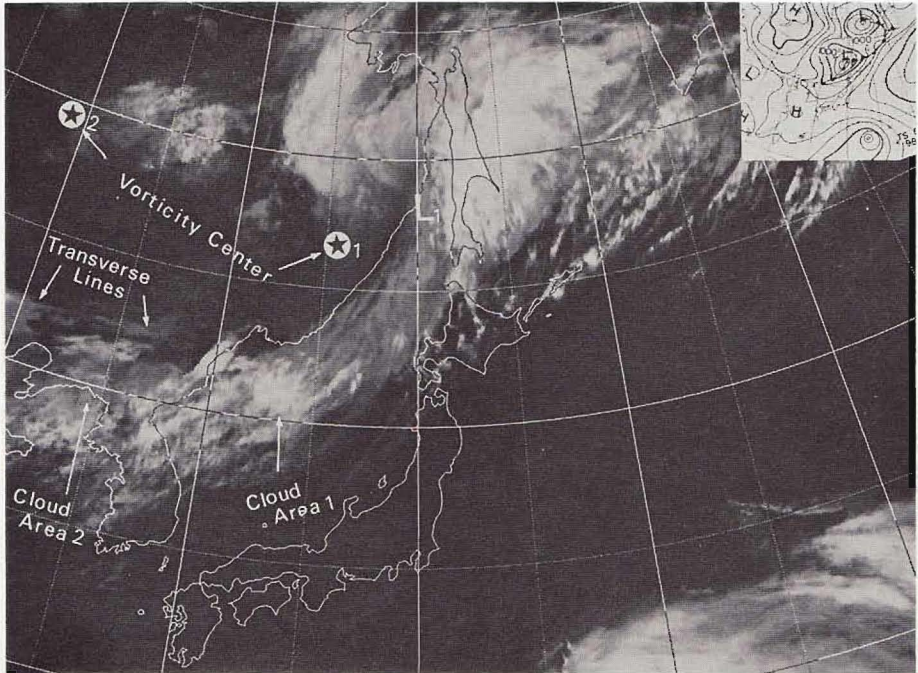


Fig. 11 1981年8月3日9時 (IR) 沿海州の星印1はカラフトにある発達中の低気圧に伴う正渦度中心。星印2は北海道豪雨に関する正渦度中心。Cloud Area 1は上層雲の増加と対流雲の発達により雲頂高度の高まりが顕著。

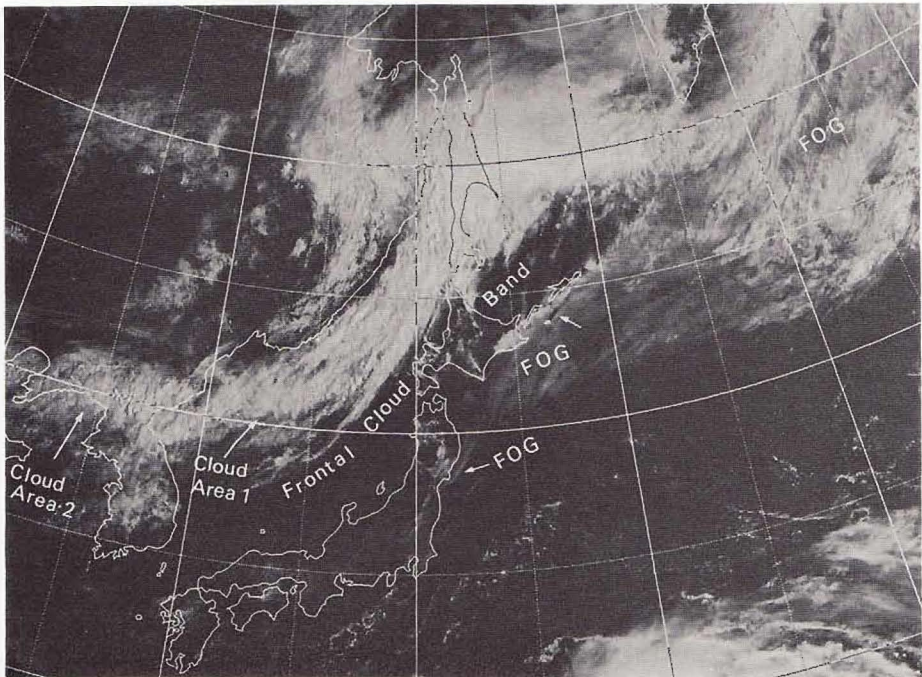


Fig. 12 1981年8月3日9時 (VIS) Cloud Area 1は前線性雲バンド内で発達中の中間規模の雲域。つづいて同種のCloud Area 2がまとまりつつある。太平洋高気圧の北側領域には広大な移流霧が発生し、下層の南西風を示す霧の切れ間が色丹島(矢印)に見られる。

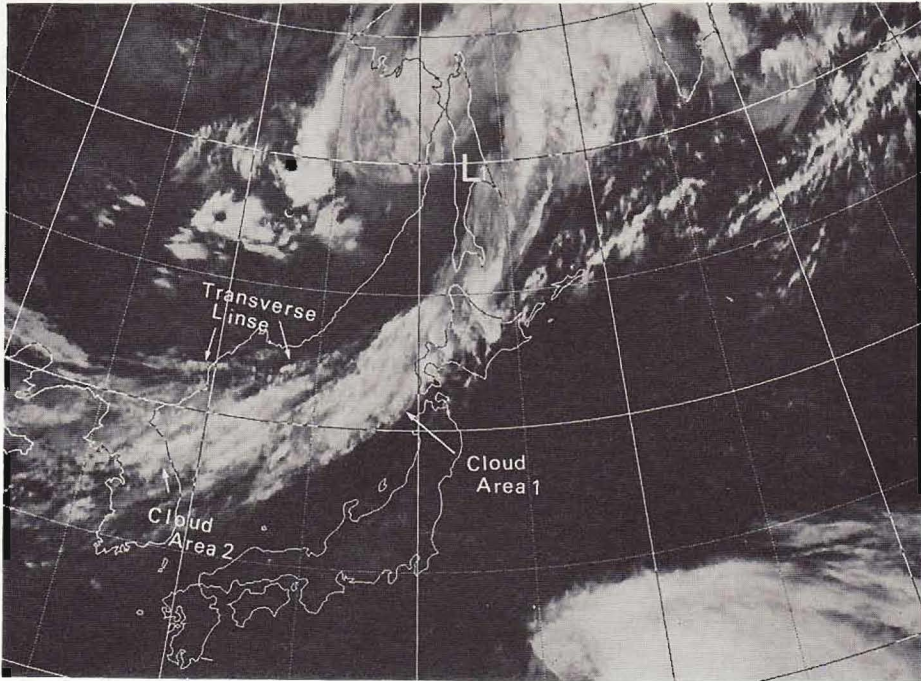


Fig. 13 1981年8月3日15時 (IR) Cloud Area 1 は上層雲が増加, 中・南部の対流雲は積乱雲に発達し寒気測に Bulge を持つ雲域に組織化された。Cloud Area 2 も日本海に入り発達。

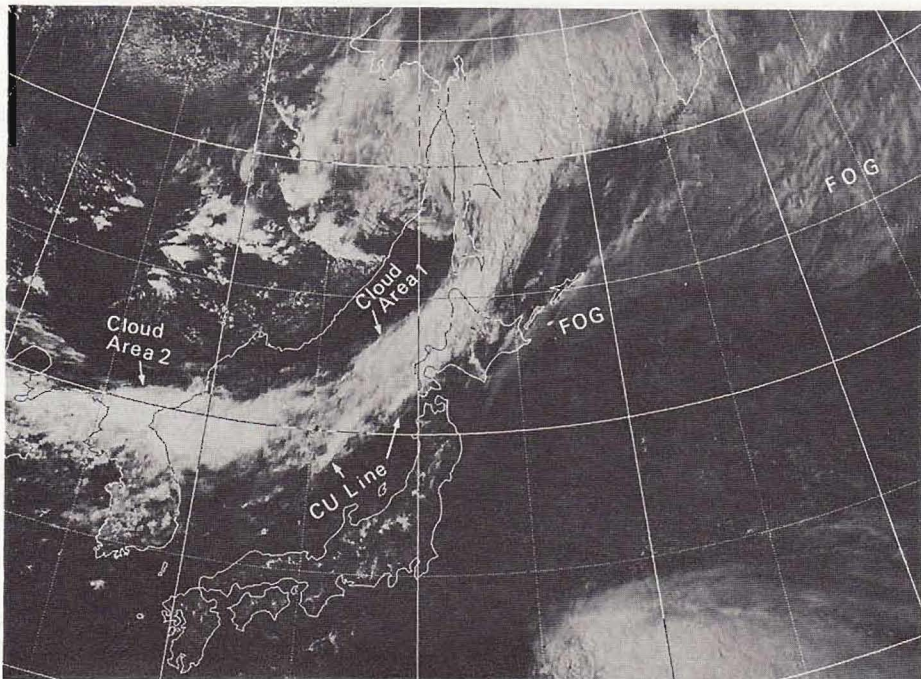


Fig. 14 1981年8月3日15時 (VIS) Cloud Area 1 には2本の積雲系のラインが見られ積乱雲に発達している。Cloud Area 1 と2の境界は 135°E 付近にあり, 雲頂高度がやや低く不活発な領域として見られる。中国東北区の積乱雲域は正渦度移流極大域に発生している。

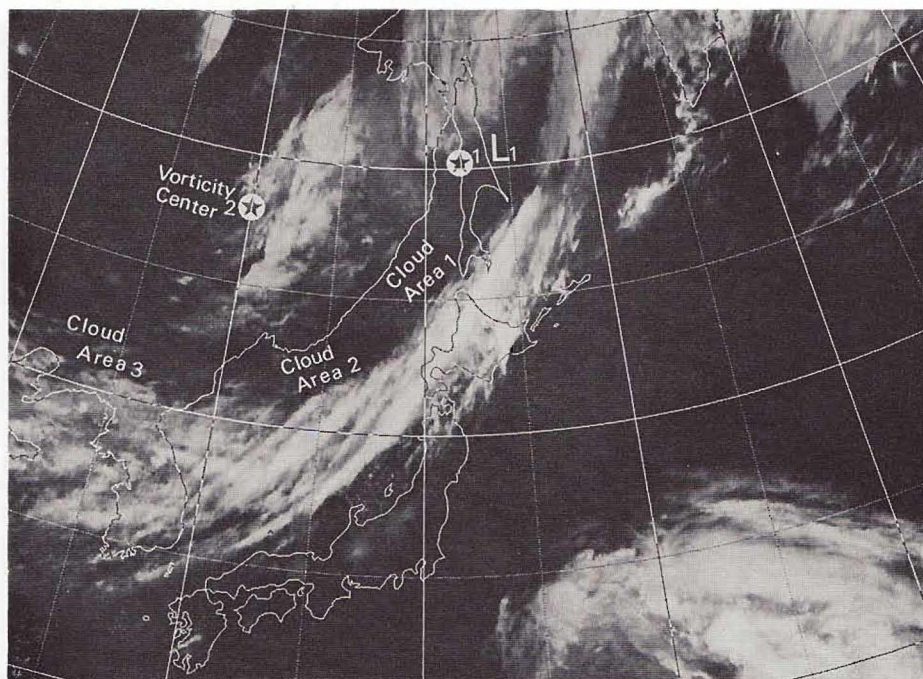


Fig. 15 1981年8月3日21時 (IR) 中国東北区の積乱雲域はコマ状の雲域に発達、正渦度中心付近の雲は渦状を呈している。Cloud Area 1 は北海道を通過中。Cloud Area 2 は日本海中部で Bluge を持つ雲域に組織化された。Cloud Area 3 が北朝鮮でまとまりつつある。

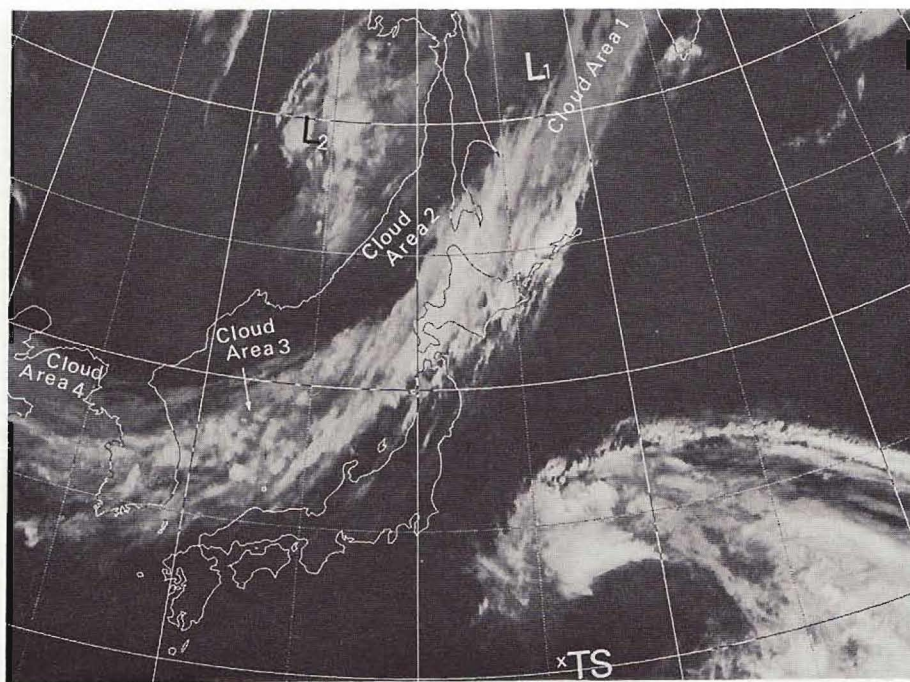


Fig. 16 1981年8月4日3時 (IR) Cloud Area 1 は北海道を通過後オホーツク海に入り衰弱。Cloud Area 2 が北海道に達し強雨始まる。Cloud Area 3 は日本海に入り発達中。Cloud Area 4 となる中・下層雲域が黄海北部に出現。L₂に伴う正渦度中心は雲パターンから見て48°N132°E付近と推定される。

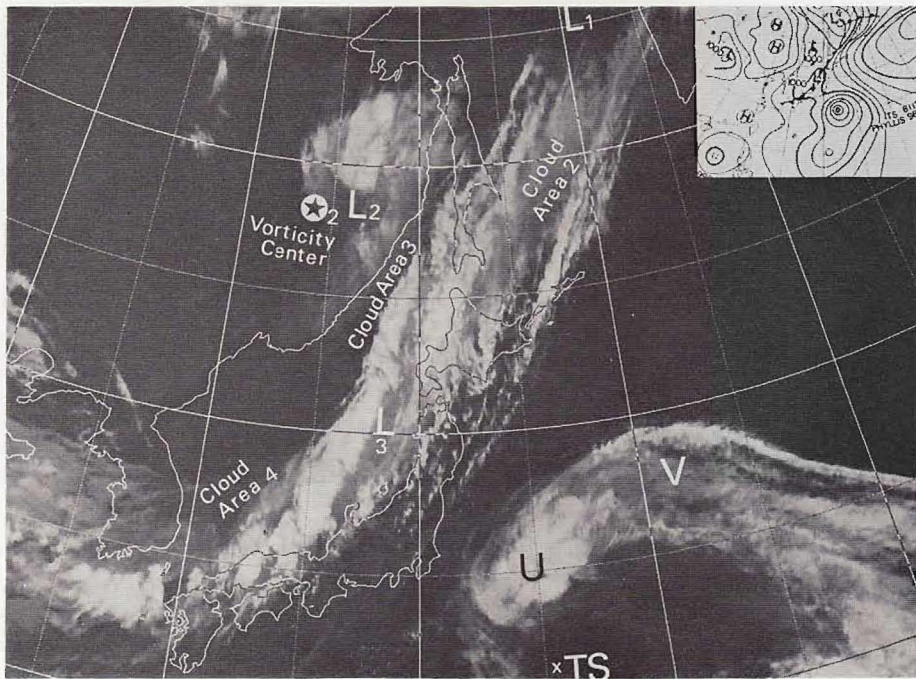


Fig. 17 1981年8月4日9時 (IR) Cloud Area 2 はオホーツク海に去り衰弱, 続いて Cloud Area 3 が北海道に達し大雨を降らせている。Cloud Area 4 は山陰沖に達し発達した積乱雲を伴っている。秋田沖に弱い低気圧 L_2 発生。TSは北上中の台風8112号。

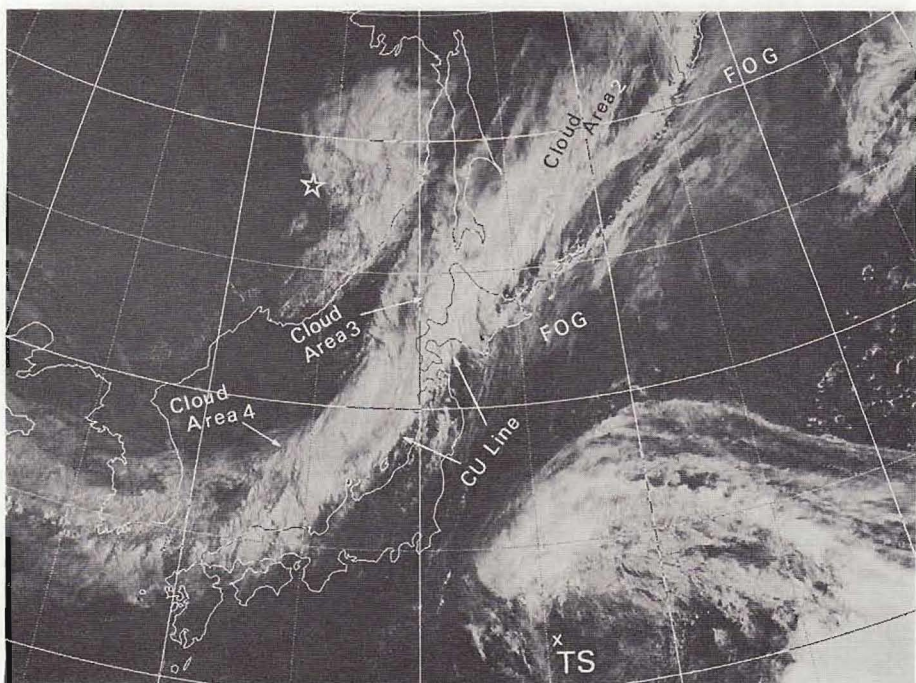


Fig. 18 1981年8月4日9時 (VIS) Cloud Area 3 に伴う発達した線状の対流雲が北海道西部を南北に横切り秋田沖から能登西方の積乱雲クラスターに達している。山陰沖の $37^{\circ}N134^{\circ}E$ 付近に波動を示す積雲列の変曲魚が見られ Cloud Area 4 に対応した波動のようだ。

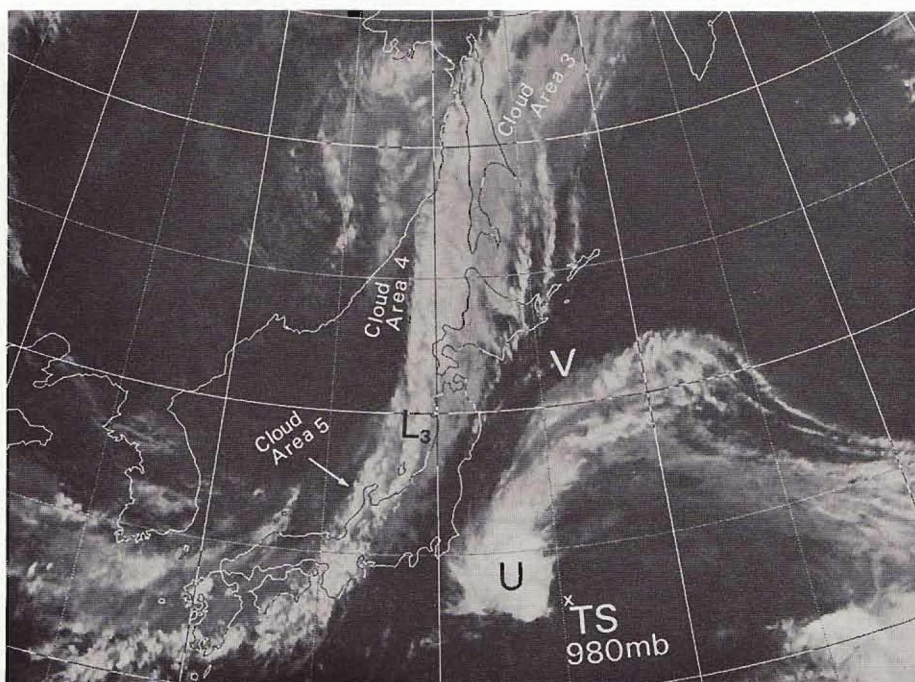


Fig. 19 1981年8月4日15時 (IR) Cloud Area 3 はオホーツク海に去り衰弱。Cloud Area 4 が北海道に達している。Cloud Area 5 が能登沖でややまとまりを見せ、このあと Fig. 22 のごとく北海道に達し前線性雲バンドのみによる最後の大雨を降らせる (札幌の降雨ピーク F_0 に対応)。

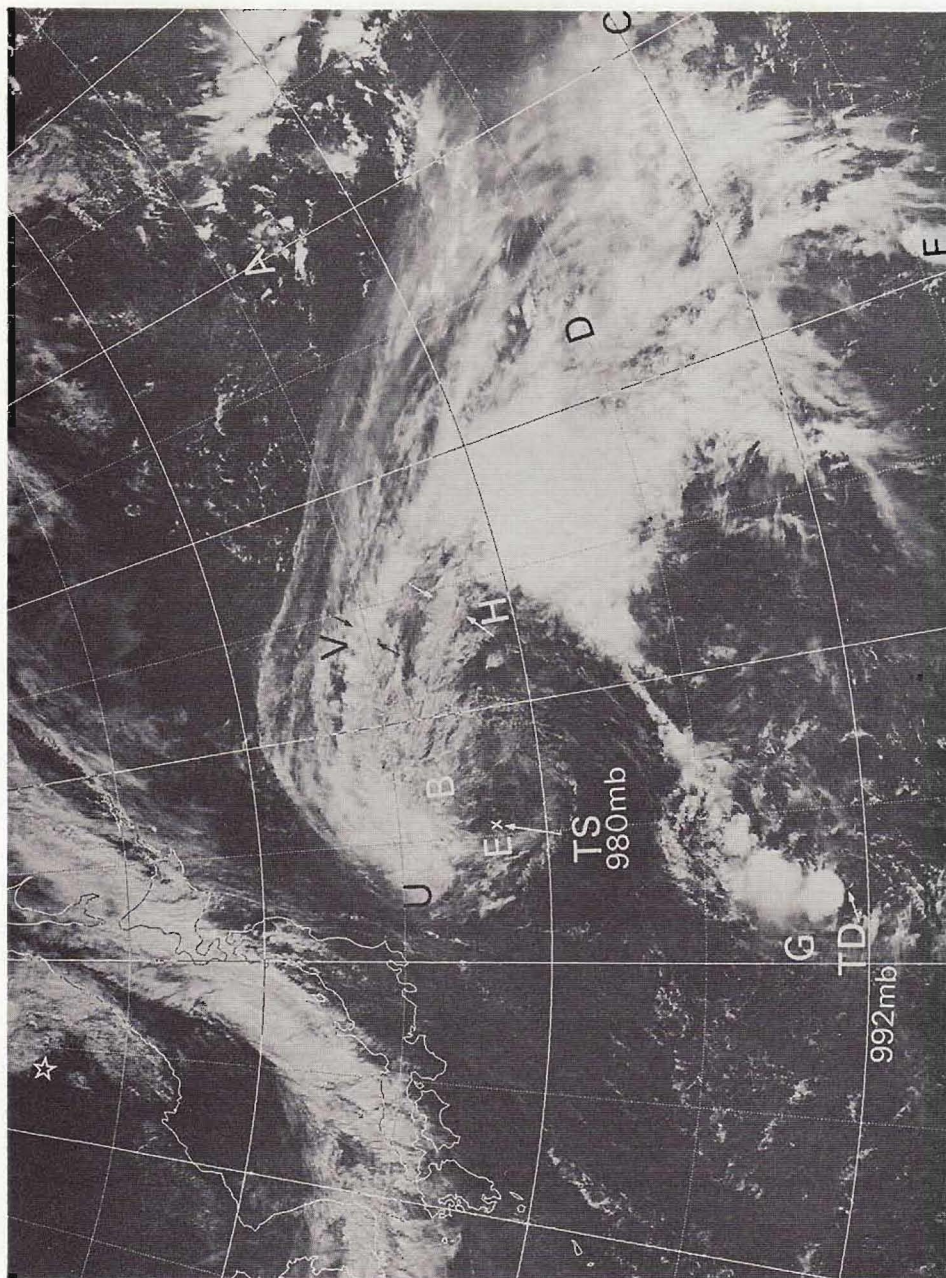


Fig. 20 1981年8月4日9時 (VIS) A: 上層寒冷低気圧, TS: 台風8112号, TD: 弱い熱帯低気圧, Convective Cloud Band 1はAからV・Uを経て台風の循環に沿ってBに達し, Convective Cloud Band 2はTDからH・Eを経てBに達している。Band 2にはCおよびFからのBandがDを経てH付近で合流している。V付近が最初に、H付近が2番目に入り込むBandである。Uは台風の中心の周りを反時計回りに回転して知床半島を通過した積乱雲域。

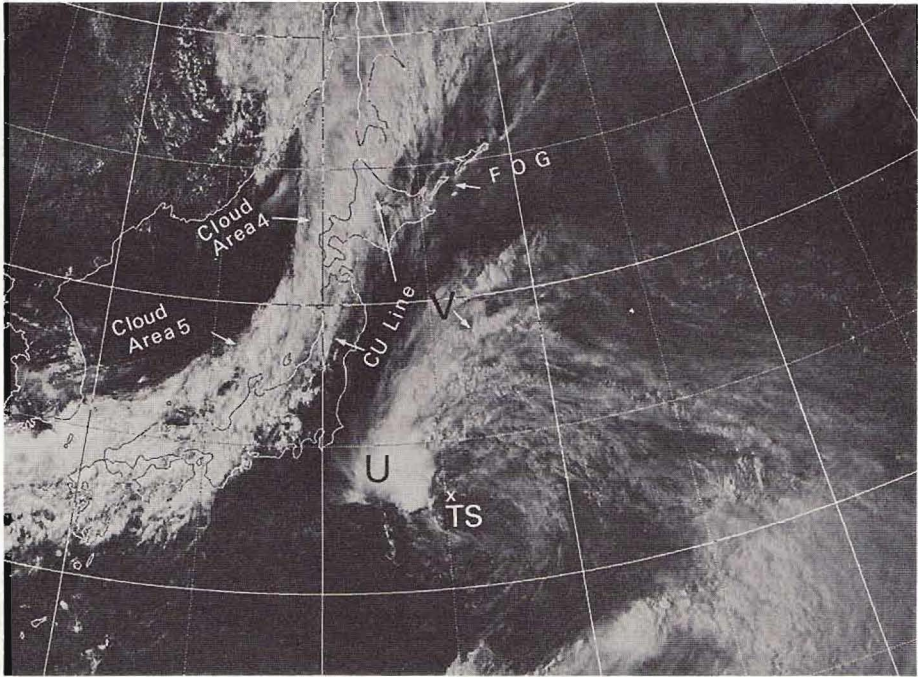


Fig. 21 1981年8月4日15時 (VIS) V: 加速して北上を始めた Band 1. U: 台風の循環に沿った動きを見せ始める。下層風系を示す霧の切れ間が色丹島や千島列島に見られ前日の南西風から南～南南東風に変っているのが推定される。

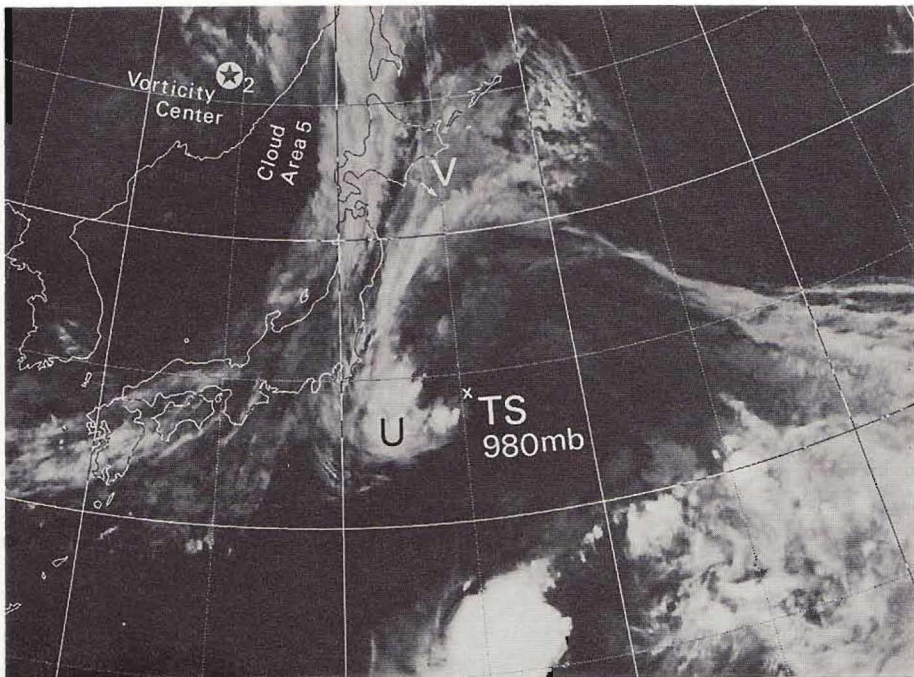


Fig. 22 1981年8月4日21時 (IR) 北上中のVの一部が北海道東部にかかってきたが活発でない。活発化するバンド状の雲域は矢印を中心とした弧状の領域である。VはUから吹き出された絹雲におおわれ雲頂高度が高く見えるが、弧状領域の主体は灰色でまだ発達した積乱雲は少い。Cloud Area 5: 最後の中間規模の雲域で札幌の降雨ピーク F₀ に対応。

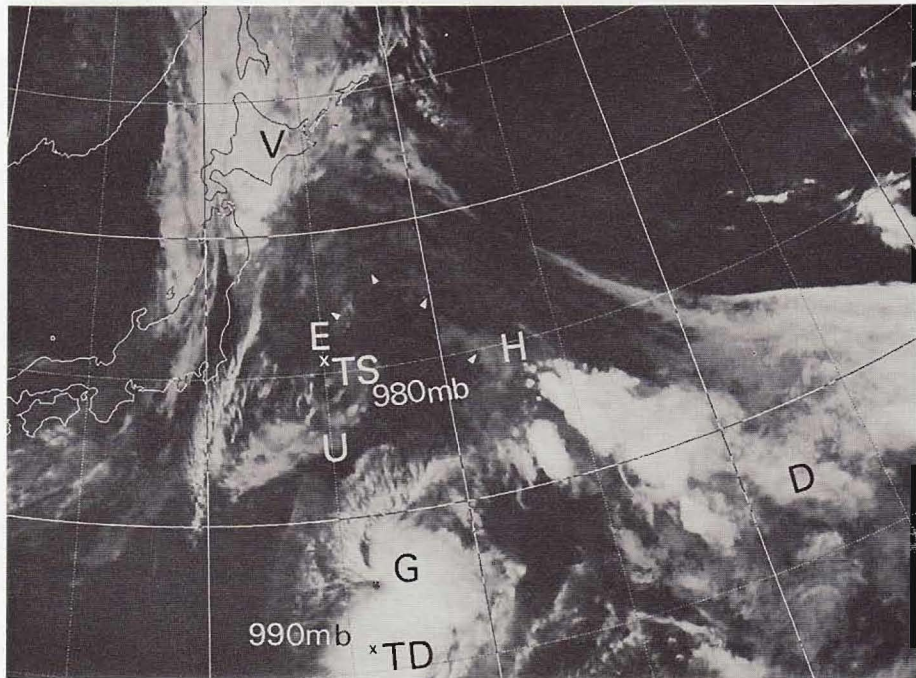


Fig. 23 1981年8月5日3時 (IR) Vは強い傾圧場に接近すると共に積乱雲のバンドに発達して北海道に入り込む (中杵白の降雨ピーク F.CI と対応)。Band 2 がEからHに見られ台風と共に北上している。Uは台風の南に達し弱まっているが、このあと再び発達を始める。

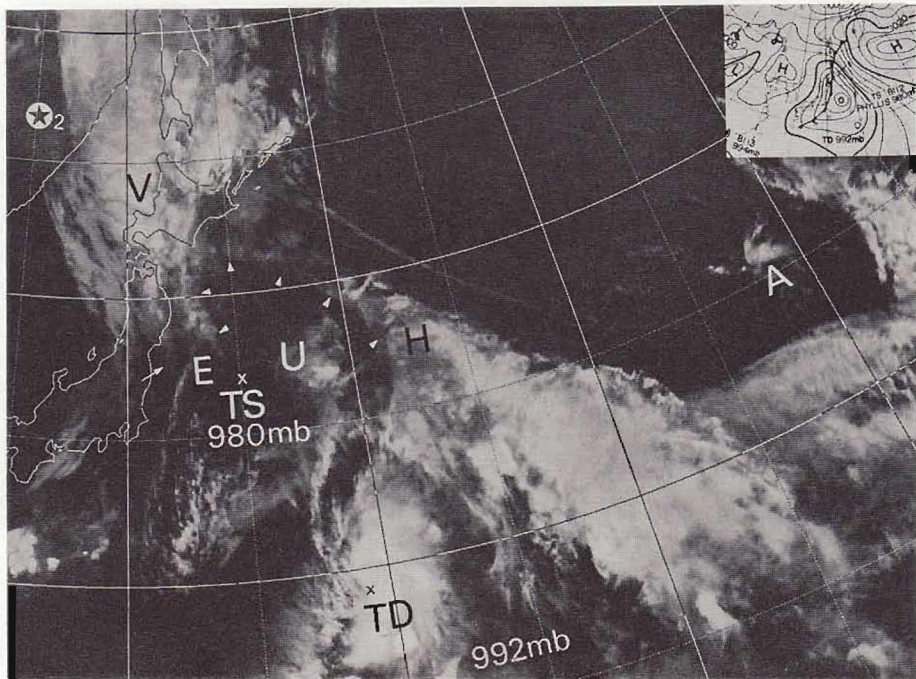


Fig. 24 1981年8月5日9時 (IR) Vは前線性雲バンドと併合、台風に戻り込んだUと矢印付近で切り離れる (Fig. 25 VIS 参照)。続いて入り込む Band 2 (EからHの三角印)は北上し樺太のすぐ南に達している。沿海州の星印は Cut off Low に伴う 500 mb 面の正渦度中心。

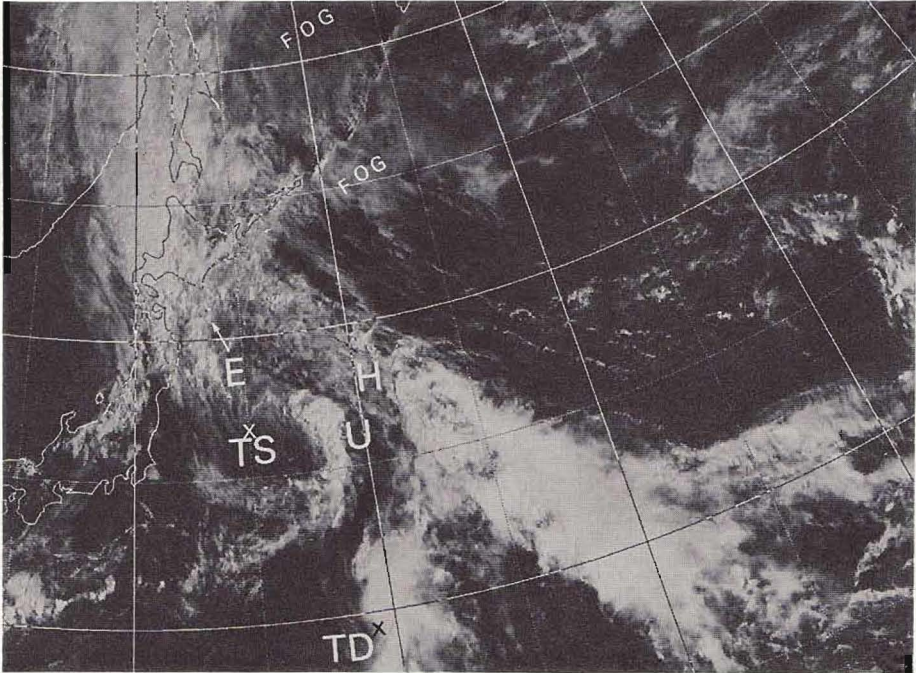


Fig. 25 1981年8月5日9時 (VIS) Eの北方には孤状の対流性雲バンド見られ、南北に立つ西側の領域が活発である (Fig. 24 IR 参照)。台風東側に回ったUは再び発達してきた。千島列島には下層南東風を示す霧の切れ間が見られる。

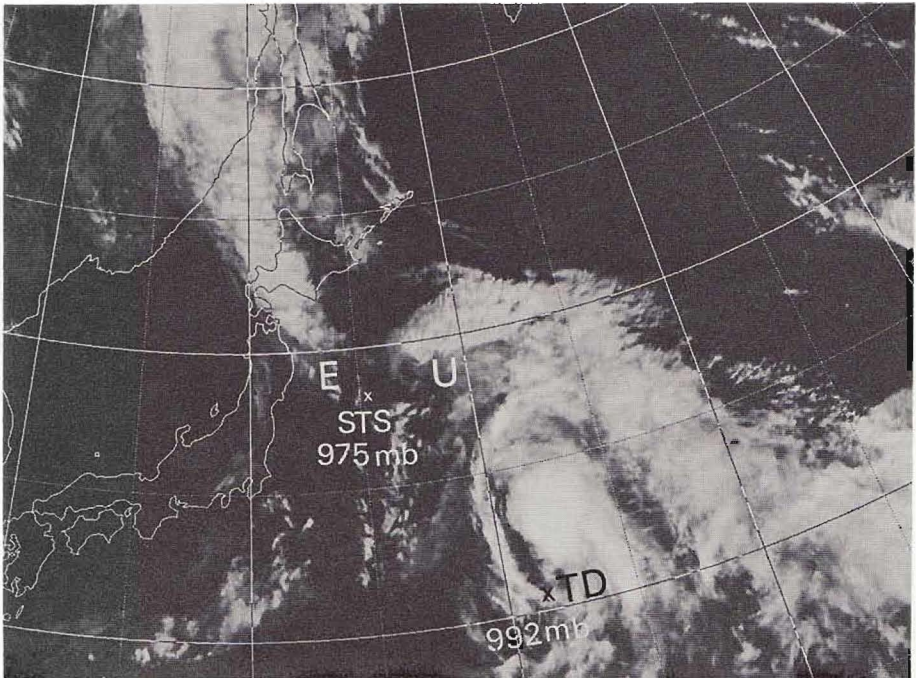


Fig. 26 1981年8月5日15時 (IR) Band 2 の孤状の領域Eは北海道に上陸して前線性雲バンドと併合し積乱雲のバンドに発達している (中枠白の降雨ピーク F.C2 と対応)。

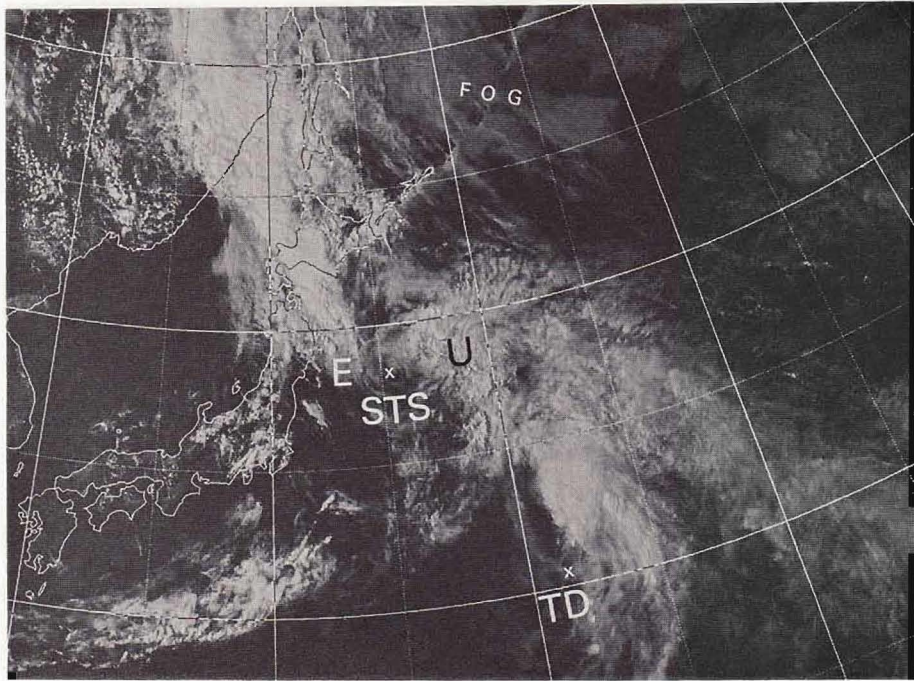


Fig. 27 1981年8月5日15時 (VIS) 台風を中心を一巡したUは、孤状の形態を見せて太平洋高気圧縁辺の雲バンドと再び併合しつつある。

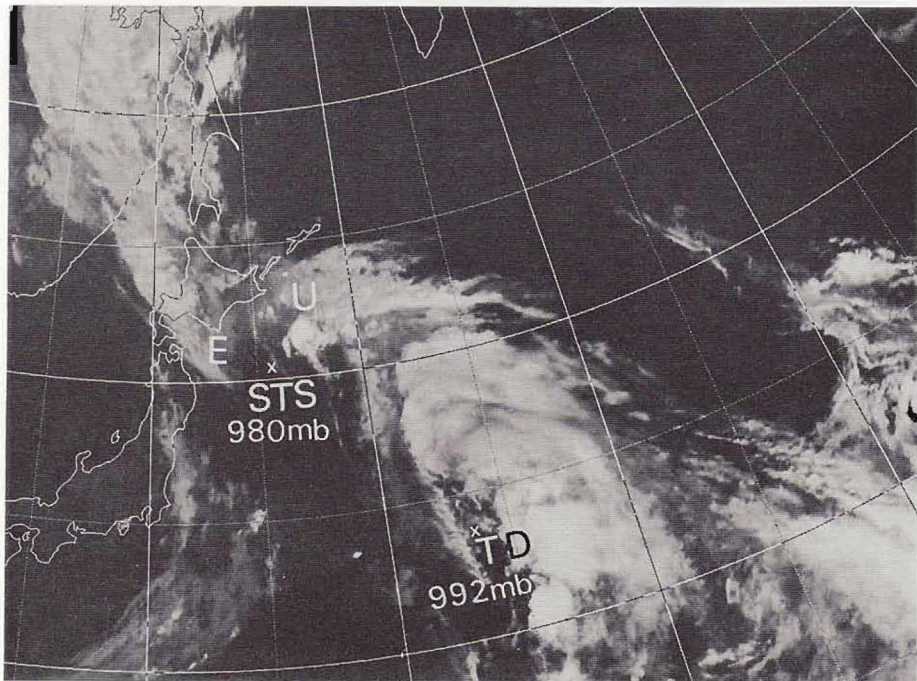


Fig. 28 1981年8月5日21時 (IR) 北海道東部にかかってきたUは、積乱雲が発生し発達している。

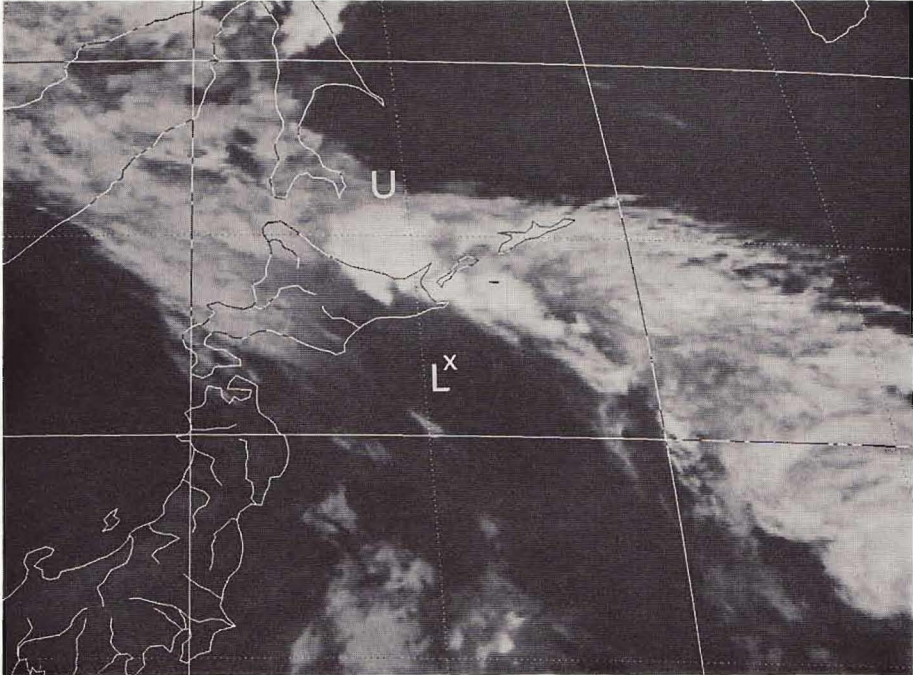


Fig. 29 1981年8月6日1時 (IR) 台風は温帯低気圧となったが、傾圧場に達したUは積乱雲のバンドに発達し、知床半島方面に記録的な豪雨を降らせている。

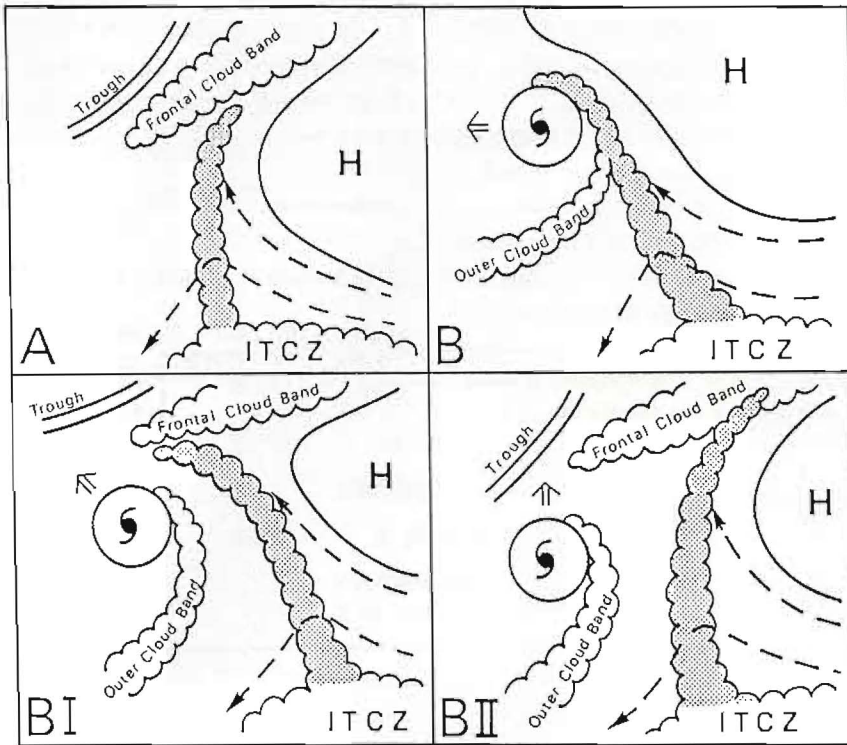


Fig. 30 ITCZ から太平洋高気圧の縁辺に沿って伸び出す対流性雲バンド (点彩域) のモデル図

の谷の影響を受けると、 B_I 型や B_{II} 型のような変化が起る。破線は下層偏東風の流れを示す。雲バンドの中部以南では逆V型の下層偏東風波動が形成され、風上側が風下側よりも強風となる。

A型：活発化したITCZ（熱帯低気圧の場合もある）から太平洋高気圧の縁辺に沿って北に伸び前線性雲バンドに入り込むパターンである。

B型：活発化したITCZ（熱帯低気圧の場合もある）から台風の外側バンドに入り込むパターンである。一般に台風が低緯度において太平洋高気圧の南縁部や南西縁部を西または西北西進しているときに出現し、太平洋高気圧の脊が北上しているときには日本に入り込むこともある。岡林、黒崎の事例調査（1976）として1975年8月の台風7505号に伴う雲バンドによる大雨が東海地方から紀伊半島にかけて降った例がある。

B_I 型： B 型が北上して長波の谷の影響を受け始めた場合に出現する。雲バンドは台風から分離し、弧状の形態で前線性雲バンドに接近または併合され発達する。今回の北海道豪雨の後半の大雨は B_I 型に属する。 B_I 型の場合、前線による大雨と熱帯から入ってくる大雨が重なり集中豪雨の起り易いパターンである。

B_{II} 型：台風が北進または停滞している場合で B_I 型から変化することが多いようである。雲バンドは太平洋高気圧の西側縁辺部に沿って北に伸び前線性雲バンドに入り込む。雲バンドは傾用場に近づくにつれ発達し、前線性雲バンドと併合場において最も発達する。

室戸岬レーダ班の事例調査（1976）として台風7617号に伴う西日本豪雨がある。このときのレーダ観測によると、雲バンドのエコーパターンは台風の循環に沿った弧状の形で急速に北上し前線バンドに入り込むと共に発達した直線的なバンド状のエコーパターンに変化したことが報告されており、 B_I 型から B_{II} 型に変化したことが推定される。

B_{II} 型が形成されると発達した雲バンドが一定地域に長時間入り込む可能性が強く、集中豪雨の最も起り易い

パターンである。

5. あとがき

気象衛星資料利用講習会では、講演時間などの都合で詳細な説明ができなかった点があった。この報告は、その後の調査も含めて北海道豪雨時に衛星画像に見られた雲系の特徴について述べた。筆者の経験では、この種の雲系は前線や台風の関係する豪雨時にしばしば見られるものであり、洋上での通常データの不足からして、その適確な把握には衛星観測がもっとも適している。しかし、これらの雲系の形成・発達あるいはその中での強雨をもたらす発達した積乱雲の形成と持続の機構などについては、まだ殆んど解明されていない。これらは衛星データ利用技術開発の今後の大きな課題の一つである。なお、次号では講習会のもう一つの話題「低気圧の発生・発達に伴う雲解析の着目点」を報告する予定である。

謝 辞

この報告をまとめるのに際し、札幌管区気象台の足立崇予報官から多量の資料をいただいた。また門脇俊一郎気象衛星センターデータ処理部長から適切な指導を受けた。同部管制課の山岸照幸主任技術専門官、長谷川秀行技官、森川幹大技官の各氏が出力された等価黒体温度(T_{BB})の資料を使用させていただいた。各位に厚く謝意を表します。

References

- 石井英夫, 1981: 北海道地方の大雨, 気象 '81-10, 9-12
 黒田雄紀, 1981: 20°N 帯の波動と対流性雲バンド, 気象衛星センター技術報告, 第4号, 21-42。