

第3章 雲パターン*

視覚的に表現される雲パターンは、その場の大気の流れ、温度・水蒸気分布、及び鉛直安定度などと密接に関連している。そのため、大気の立体構造を把握する上で、個々の雲パターンを解析することは重要である。

3.1 Ci ストリーク Ci streak

細長く筋状のCiを「Ciストリーク」と呼ぶ。Ciストリークは、ジェット気流に代表される上層の流れに沿う。また、Ciストリークは上層のトラフに対応して、高気圧性曲率を示し、下層雲域をエンハンスさせて雲域を発達させる場合もある。

図3-1では、黄海から東北地方北部にかけてみられる（三角印）。

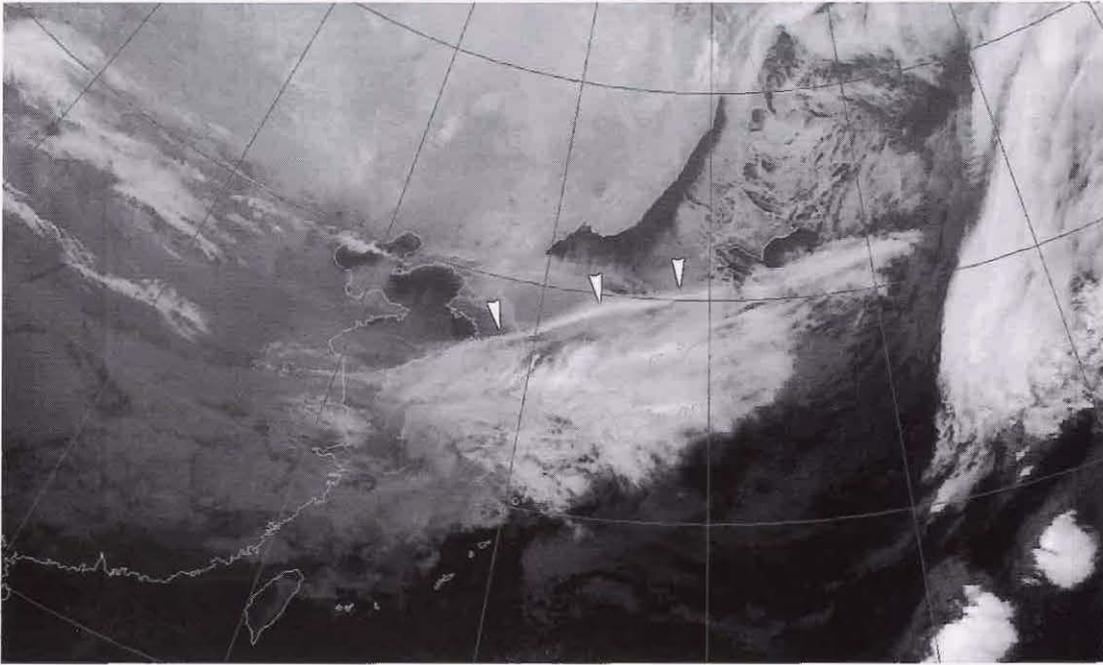


図3-1-1 Ciストリークの赤外画像 1998年12月1日18UTC

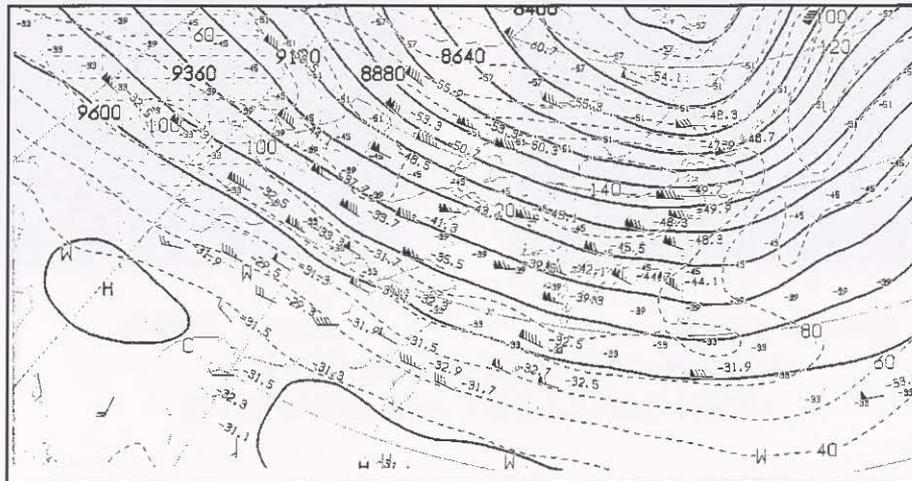


図3-1-2 300hPa天気図 1998年12月1日12UTC

* 3.1～3.7 山下 順也 3.8～3.13, 3.19, 3.20 鈴木 和史 3.14～3.18 江上 公

3.2 トランスバースライン Transverse line

流れの方向にほぼ直角な走向を持つ小さな波状の雲列を持つCisトリークを「トランスバースライン」と呼ぶ。一般にはジェット気流に沿って発現し80kt以上の風速を伴っている。大野・三浦(1982)によると、トランスバースラインは圏界面直下で励起されたケルビンヘルムホルツ波が可視化されたものである。

トランスバースライン付近では、乱気流の発生頻度が高いことが知られている。

このほか、発達中の台風から吹き出すトランスバースラインがみられる場合がある。台風の上層発散に伴う流れに関係していると思われるが詳しい調査は行われていない。

図3-2aでは、トランスバースラインは黄海から能登半島付近にみられ(三角印)、200hPaのジェット軸(図3-2b)にはほぼ対応している。また、父島付近の台風からの吹き出しにもみられる(三角印)。



図3-2a トランスバースラインの赤外画像 1998年8月30日03UTC

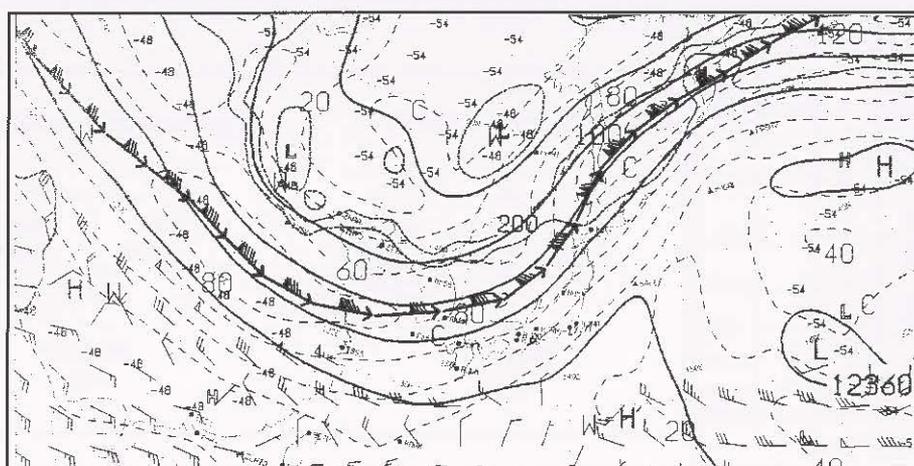


図3-2b 200hPa天気図 1998年8月30日00UTC

3.3 地形性巻雲 Orographic Ci

山脈の風下側に発生する停滞性のCiを「地形性巻雲」と呼ぶ。地形性巻雲は赤外画像では白く、風上側の雲縁が山脈と平行な直線状となり、風下側に長く伸びる。風上縁はほとんど移動せず同じ場所に留まるので、動画では識別が容易である。発生の条件として、山頂付近から対流圏上部までは安定成層を成し風向もほぼ一定であることが挙げられる(小花,1981)。こうした条件では、山脈により励起された波動が上層まで伝わり、上層が湿っていれば波動による上昇流域でCiが発生する。波動は総観場が変わらなければ定在波として維持されるので、停滞性の地形性巻雲が観測され

ると考えられる。

なお、山頂とCiとの間にギャップ(隔たり)がある時に、このギャップのすぐ下流側で乱気流が発生しやすい(図3-3c, Bader et al 1995)。

また、Ellrod(1989)及びBrown(1986)では、直線的身材に高気圧性曲率を持ち、山頂で35kt、ジェット気流の高度で75kt以上の山にほぼ直交する流れの時に、乱気流があるとしている。

図3-3aでは、奥羽山脈の風下にあたる仙台平野から福島県付近及び三陸沖にみられる(三角印)。当日21時の仙台のエマグラムでは、700hPaから300hPaまで、風向はほぼ北西にそろっており、風速も60~100ktである(図3-3b)。

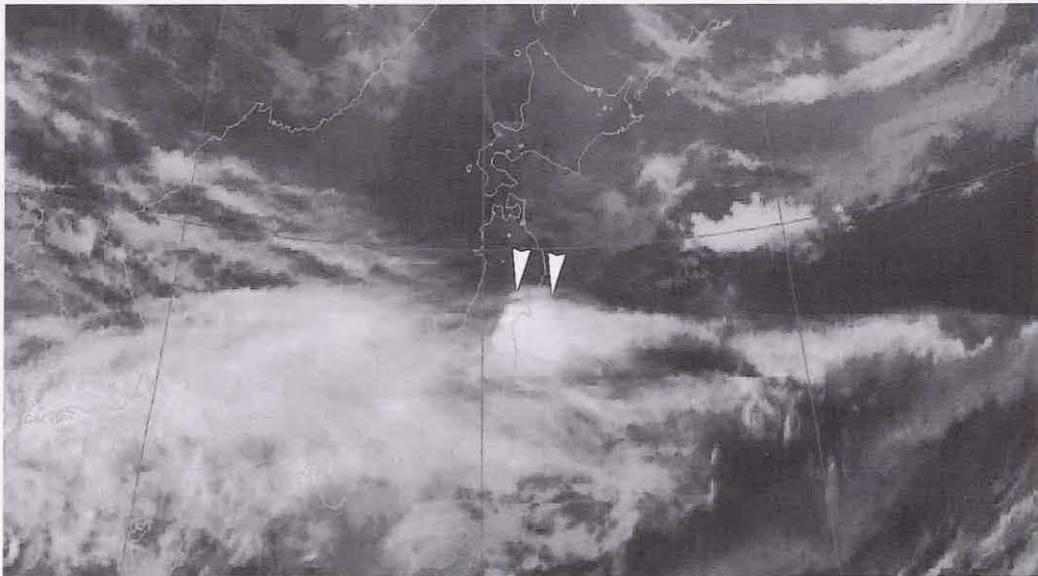


図3-3a 地形性巻雲の赤外画像 1998年6月1日14UTC

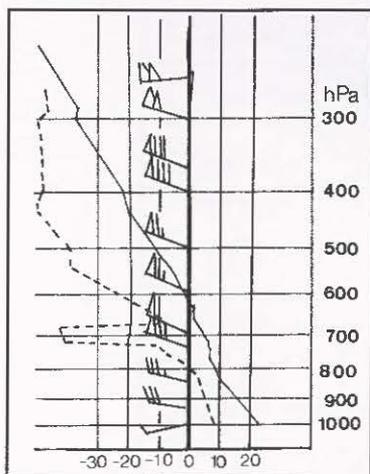


図3-3b 仙台のエマグラム 1998年6月1日12UTC
実線：気温 破線：露点温度 矢羽：風向風速

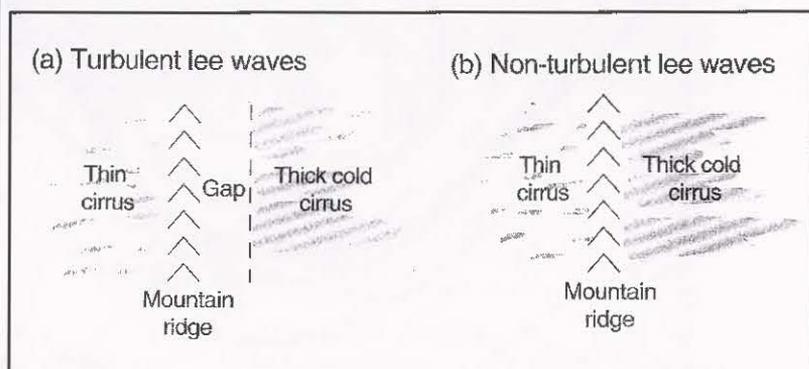


図3-3c 地形性巻雲の発生場所と乱気流との関係図
Ellrod, G.P.(1989)

3.4 かなとこ巻雲 Anvil Ci

最盛期から衰弱期のCbは、雲頂が圏界面によって抑えられCiが水平方向に流れ出し「かなとこ」状の構造を形成する。このCiを、「かなとこ巻雲」と呼ぶ。かなとこ巻雲はCbから主に風下側に羽毛状に伸び(図3-4d)、Cbの雲縁より毛羽だった雲縁を持つ。かなとこ巻雲の雲頂高度はCbと同程度であるが、強い雨を伴わないので、Cbとの

識別が重要である。

図3-4a、bでは、栃木県北部から福島県南部に白く輝く発達したCbがあり(三角印)、そこから北東方向の福島県から仙台湾にみられる明白色の雲域がかなとこ巻雲である(三角印)。レーダーでは、Cbに対応している部分は強いエコーが観測されているが、かなとこ巻雲の部分では弱いエコーとなっている(図3-4c)。

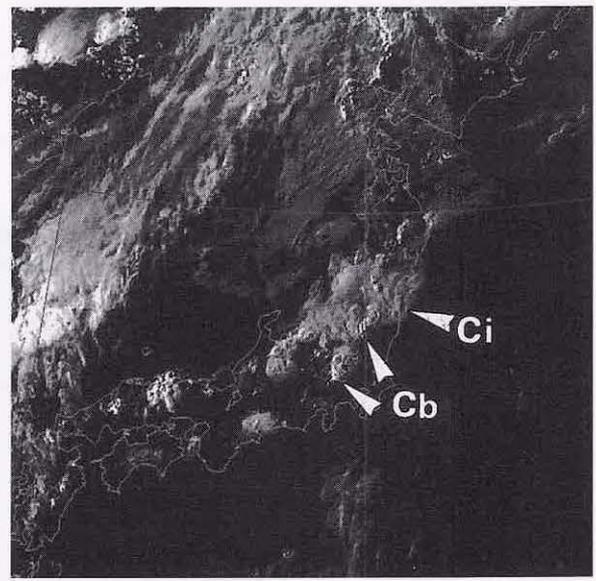
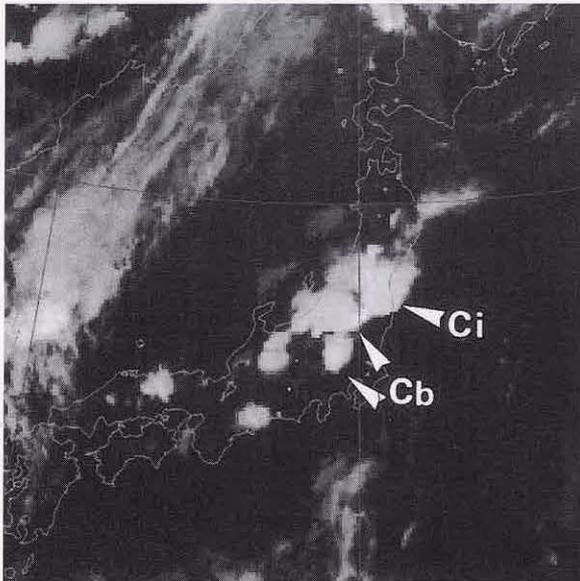


図3-4a かなとこ巻雲の赤外画像

図3-4b かなとこ巻雲の可視画像

日時は共に1997年8月3日09UTC

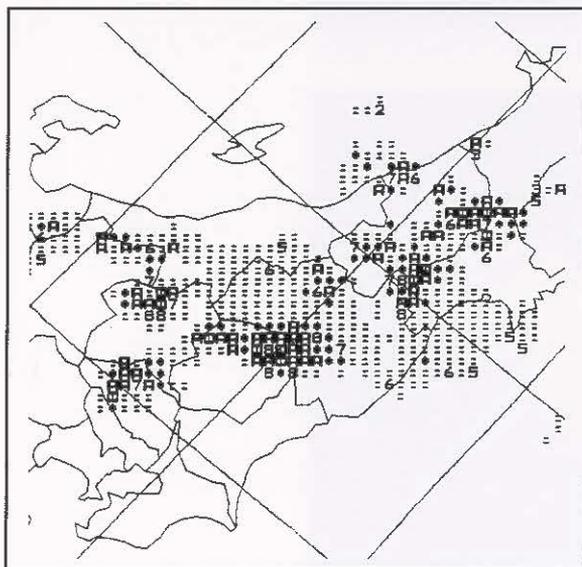


図3-4c レーダーエコー合成図 1997年8月3日09UTC

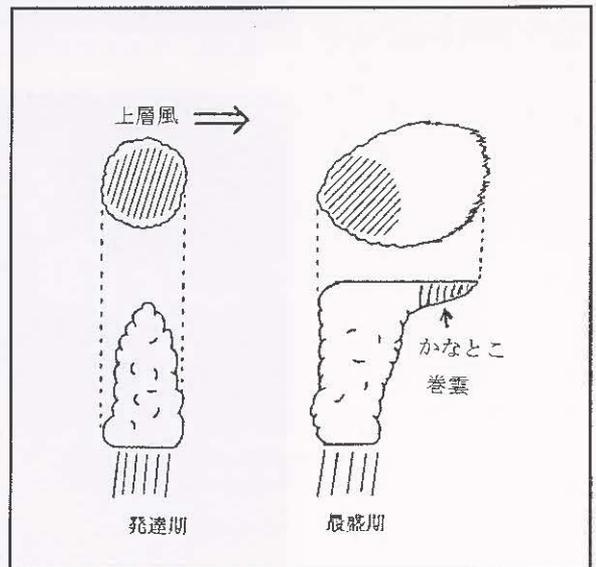


図3-4d かなとこ巻雲の模式図

3.5 バルジ Bulge

前線性雲バンドが、寒気側（極側）に凸状に（高気圧性曲率を持って）膨らむ現象を「バルジ」と呼ぶ。トラフの接近による前線波動や低気圧の発達に対応し、下層から暖湿な気流が上昇して雲域が発達していることを示す。雲域は発達するにつれ高気圧性曲率が増加する。発達しない雲域でも寒気側に膨らむことがあるが、一時的なもので持続性がない場合はバルジとは呼ばない。

図3-5では、若狭湾沖から北海道にかけて、バルジがみられる（三角印）。



図3-5 バルジの赤外画像 1999年1月19日07UTC

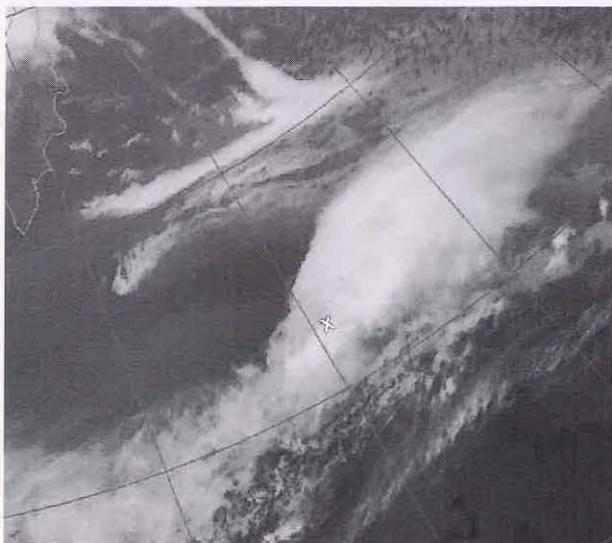


図3-6 フックパターンの赤外画像 1998年4月17日12UTC

3.6 フックパターン Hook pattern

発達中の雲域は北縁が高気圧性曲率を増すと共に、南西縁が低気圧性曲率を示すようになる。こうした雲縁の曲率の変曲点を「フック」と呼んでいる（図3-5 ×印）。なお、こうした形状をフックパターンと呼ぶのは日本の慣用のようで、諸外国ではレーダ観測の場合も含め、コンマ形状に対しフックパターンと呼んでいる

フックの形成は、雲域後面からの寒気流入を示している。

なお、フックと地上低気圧中心の位置にはおよそその関係がみられる（5.2.1項を参照）。

図3-6では、アリューシャンの南海上の雲域はフックパターン、×印をフックと呼ぶ。

3.7 波状雲 Lee Wave cloud

山脈や島など障害物の風下に等間隔に並んだ雲域を「波状雲」と呼ぶ。厳密には「山越え気流の風下にてできる波状雲」となるが、ここでは単に波状雲と呼ぶ。衛星画像でしばしば現れ、積雲や層積雲など下層雲からなる場合が多い。山脈のように細長い障害物の場合は、風下側に山脈に平行な走向を持つ等間隔に配列した雲列となる。

小花(1983)は、波状雲の発生について次の5条件を挙げている。

- ①風向は上層まで厚い層にわたってほぼ一定であり、障害物の走向にほぼ直交している
- ②上層までのかなり厚い層に渡って絶対安定である
- ③雲を形成するのに十分な水蒸気が存在する
- ④山頂付近でおよそ10m/s以上の風速がある
- ⑤スクローラー数が減少する成層の中で発達する

また風下波の理論から、波状雲の雲列の間隔は風速に比例し、風速が強いと雲列の間隔が広くなると言われる。

波状雲が存在する場合は、山岳波による乱気流の可能性が考えられる。山岳波に伴う乱気流の発生に

は、山頂付近での逆転層高度・鉛直安定度・山の形など風速以外の要素も関わってくるので、衛星で観測された波状雲の存在が乱気流に直接結びつくわけではないが、乱気流発生のポテンシャルとして利用することができる。

なお、風下波は、山の上流側へも伝播するため、図3-7cのように、波状雲は風下側ばかりでなく、若干風上側にも発生する場合がある。

図3-7aでは、朝鮮半島の長白山脈風下の日本海西部、奥羽山脈風下の東北地方太平洋側、沿海州のシホテアリニ山脈などに、波状雲がみられる(三角印)。この時の秋田における状態曲線では、風向は西南西から北西、700hPaまでは中立でそれより上層は安定、山頂付近である700~800hPaに逆転層があり風速は35ktとなり、小花が述べた条件にほぼ合致する(図3-7b)。

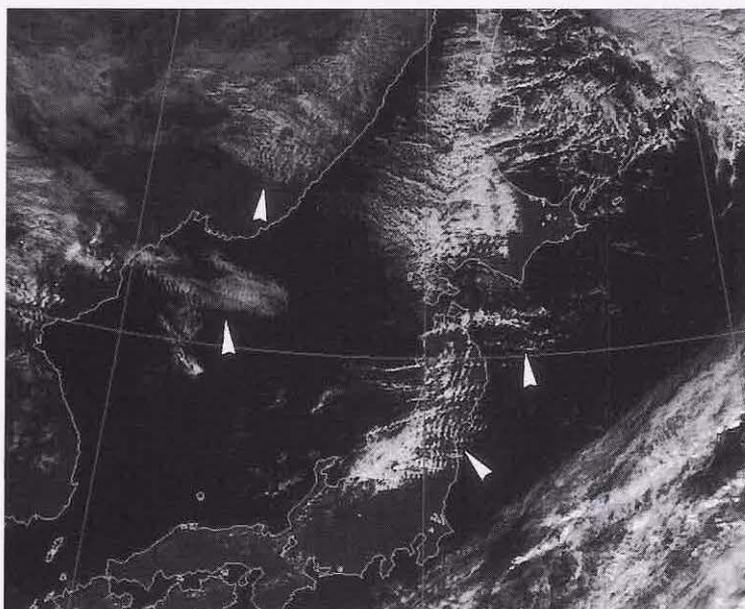


図3-7a 波状雲の可視画像 1998年11月3日02UTC

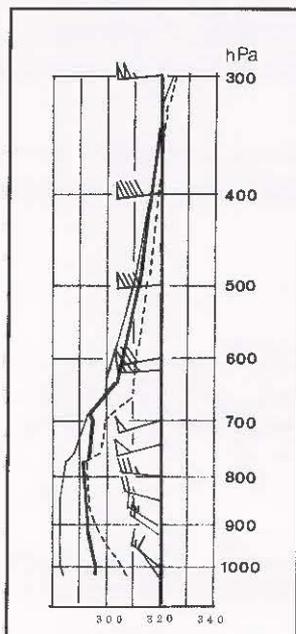


図3-7b 秋田の状態曲線 1998年11月3日00UTC
細線：温位 破線：飽和相当温位 太線：相当温位
矢羽：風向風速

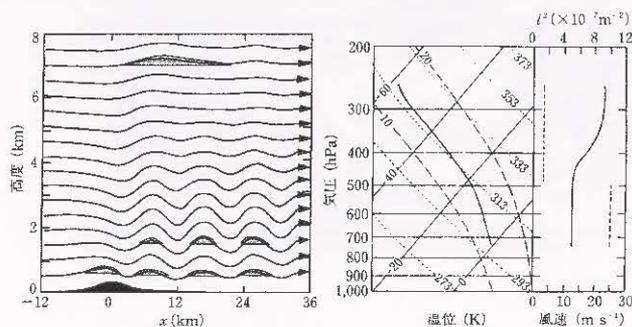


図3-7c 波状雲の模式図(小倉1997)

3.8 オープンセル Open cell

海上で、雲のない領域をとり囲んだドーナツ状あるいはU字状の雲パターンをオープンセルと呼ぶ。対流性の雲から成るオープンセルは、雲のない領域で下降し、取り囲む雲壁で上昇する鉛直循環を持つ(図3-8a)。縦横比(aspect ratio:セルの直径と高さの比)は20~30程度である(浅井1983)。風速や風向の鉛直シアが小さい時はドーナツパターンを維持するが、鉛直シアが大きくなったり風速が強くなると環状部分が崩れ、オープンセルにはならない。

オープンセルは、海面水温と気温の温度差が大きいときに発現する。これは、オープンセルが海上の暖流域あるいは強い寒気場内で発達することを表し、発達した低気圧後面から流入する寒気の強さを推定できる指標にもなる。下層で低気圧性の流れの強い(通常は寒気移流が強く、海面水温と気温の温度差が大きい)領域で発現しやすいと言えることもできる。

図3-8bでは、OやEがオープンセルで、おおよそ低気圧性循環内に存在している。

3.9 クローズドセル Closed cell

海上で、多角形をしたScから構成される雲パターンをクローズドセルと呼ぶ。風速や風向の鉛直シアは小さく、風速も20kt以下のことが多い。雲頂は逆転層で抑えられ、高気圧の南東象限にあたる下層の高気圧性の流れの領域で発現しやすい。オープンセルに比べ、気温と海面水温の温度差が小さいとき発現する。寒気の流入が弱い場合にクローズドセルが形成されたり、流入した寒気が弱まった場合にオープンセルからクローズドセ

ルに変化することがある。オープンセルになるかクローズドセルになるかは、主に寒気の強弱に対応するので、オープンセルが存在する領域とクローズドセルが存在する領域の境界は、上層の強風軸の位置と一致すると言われている(Bader et al.1995)。

図3-8bでは、Cの部分クローズドセルである。高気圧の南東象限の高気圧性循環内にあり、寒気が弱まっている領域に対応していることが推察できる。

3.10 筋状雲 Cloud street

下層風向に平行にCuやCgなどからなる雲列が多数並んだパターンを筋状雲と呼ぶ。雲頂高度はほぼ一定で、雲層内での風向の鉛直シアは小さく、オープンセルやクローズドセルに比べ風速の鉛直シアは大きい。

図3-8bではSが筋状雲で、オープンセルに比べ風速が大きい領域である(図3-8c)。

3.11 エンハンスト積雲 Enhanced Cu

低気圧後面の寒気場内に分布するCuからなるオープンセルの領域内に、CbやCgからなる雲域がみられることがあり、これをエンハンスト積雲と呼ぶ。エンハンスト積雲は、発達した低気圧の後面から南下する強い寒気による不安定成層の中でCuが活発化しCbやCgに発達したものである。逆に、エンハンスト積雲から寒気存在・強さを推定できる。

図3-8bのEがエンハンスト積雲で、オープンセルの他の部分より活発である。東の部分では組織化している。

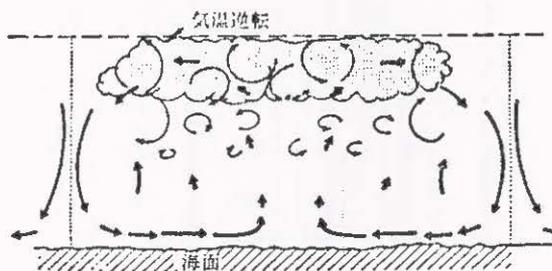
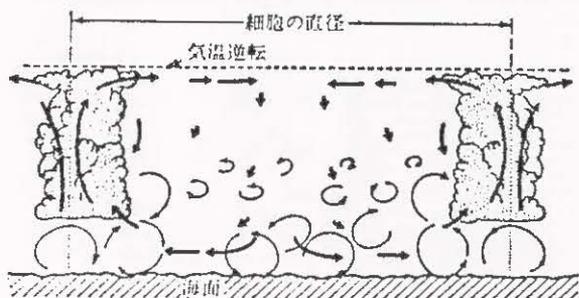


図3-8a オープンセル(左)とクローズドセル(右)のモデル図(浅井1983)

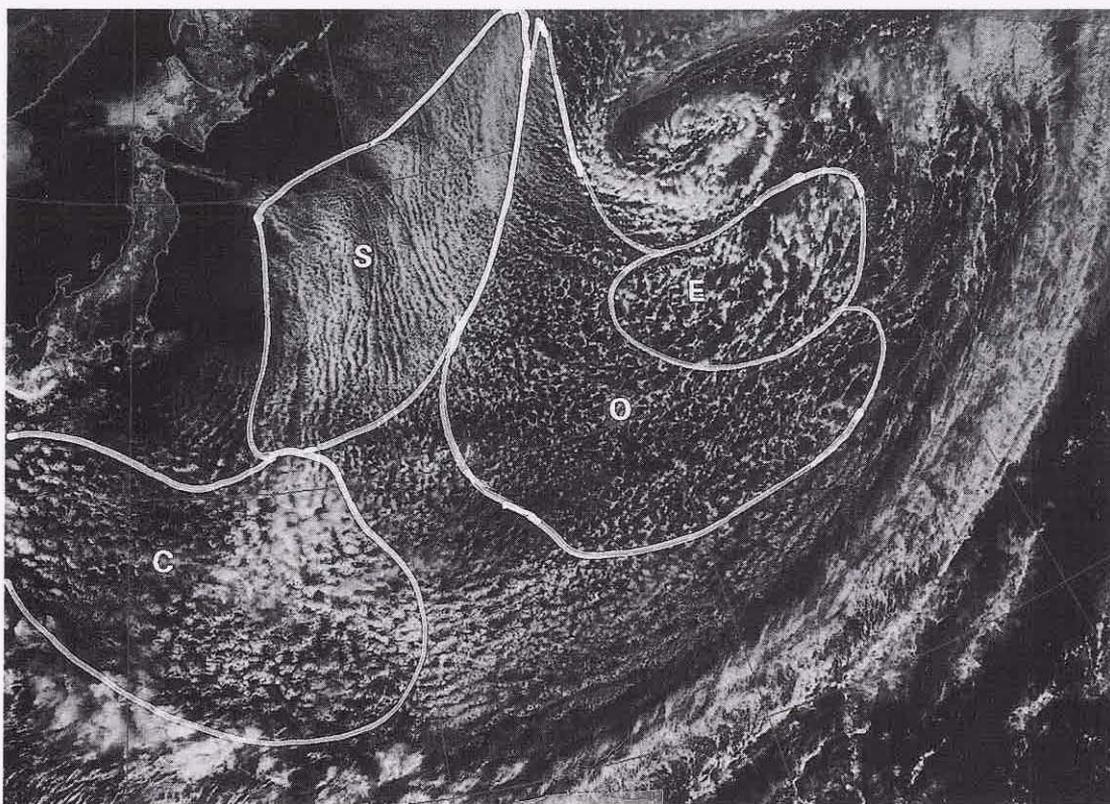


図3-8b セル状パターンの可視画像 1998年2月19日03UTC

O: オープンセル C: クローズドセル S: 筋状雲 E: エンハンスド積雲

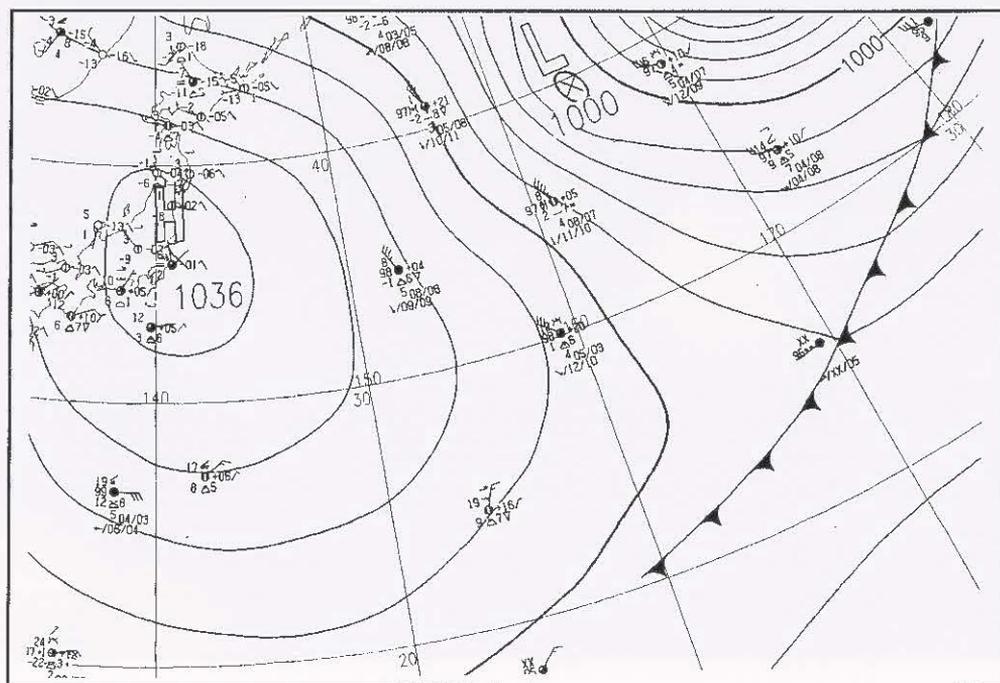


図3-8c 地上天気図 1998年2月19日00UTC

3.12 クラウドクラスター (Cb クラスター) Cloud cluster(Cb Cluster)

独立して存在することが多いCbが、集合して巨大な塊を形成することがある。この塊をクラウドクラスターあるいはCbクラスターと呼ぶ。クラウドクラスターは様々なサイズや発達段階の対流雲で構成され、水平スケールは数百キロメートルに達する。レーダ画像で認識できるメソ対流系システムとしてスコールラインやマルチセルなどが知られているが、クラウドクラスターはレーダ画像ではなく衛星画像で認識できるスケールの大きな対流系システムである。熱帯や夏の大陸上でみられることが多い。

Maddox(1980)は、合衆国中部で竜巻・ひょう・雷雨など激しい現象をもたらすメソ α スケールの対流系システムとして、MCC(Mesoscale Convective Complex)を衛星から定義した。MCCは-32℃より低い雲頂温度の領域が100,000km²(直径およそ350km)以上の面積を持ち6時間以上持続するほぼ円形をした雲域と定義される。MCCは大陸上で発達するクラウドクラスターの典型の一つで、大気成層は不安定であるが総観スケールの対流強制が弱いとき、夕方過ぎから夜にかけ形成さ

れやすい。図3-9aは、MCCの例である。直径300km以上のほぼ円形のクラスターが中国大陸にある。このクラスターは雲頂で高気圧性回転が認められ、地方時の早朝に最も強まった。

岩崎・武田(1993)による梅雨期の日本周辺におけるクラウドクラスターの調査では、大陸上では午後から夕方に出現する最大直径200km以上の大きさのクラスターが多く、海上では夜間から早朝に出現し大陸より小さなクラスターが多い。日本は周囲を海で囲まれた中緯度にあるため、MCCクラスの巨大クラスターはほとんど観測されない。経験的に言って、日本付近では直径200km以上の円形状クラスターはごく稀にしか出現しない。日本付近で発生する大型のクラウドクラスターの多くは東シナ海で発生・発達し、時として九州地方に大雨をもたらすことがある。例えば1982年長崎豪雨では(図3-9b)、豪雨をもたらした雲域は長径が200-300km程度の不規則な形状をしたクラウドクラスターが、涪州島付近からゆっくり南東進してきた。この大きさはMCCに該当しないが、日本付近では観測される最大級のクラスターに分類できる。

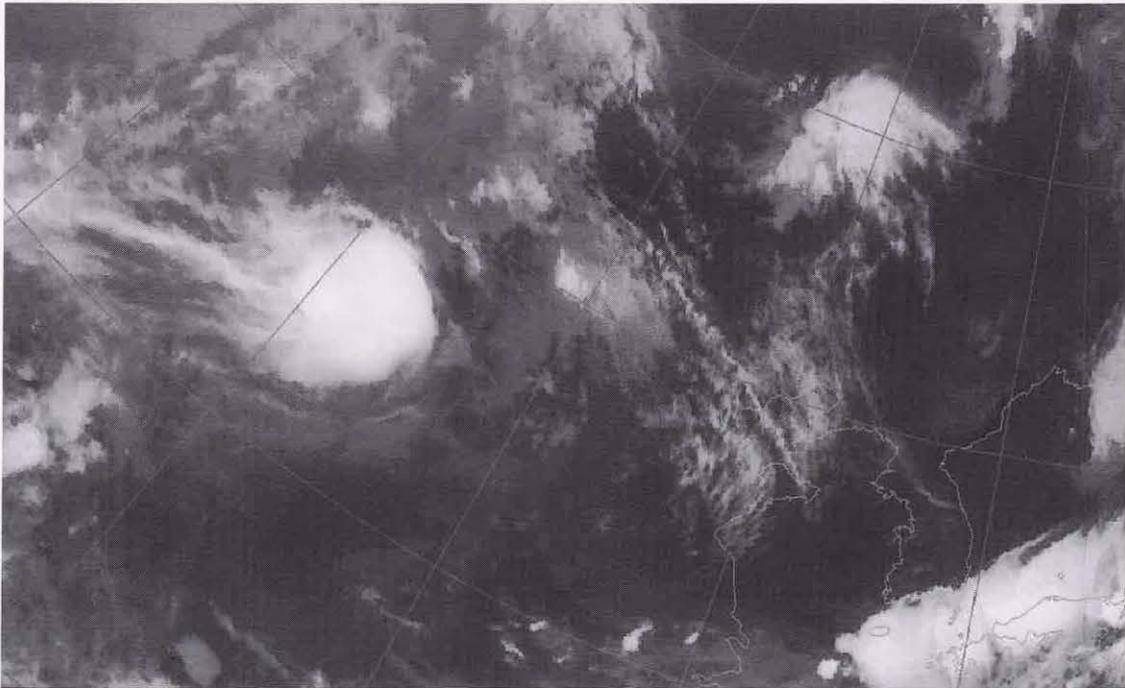


図3-9a クラウドクラスターの赤外画像 1997年8月5日00UTC

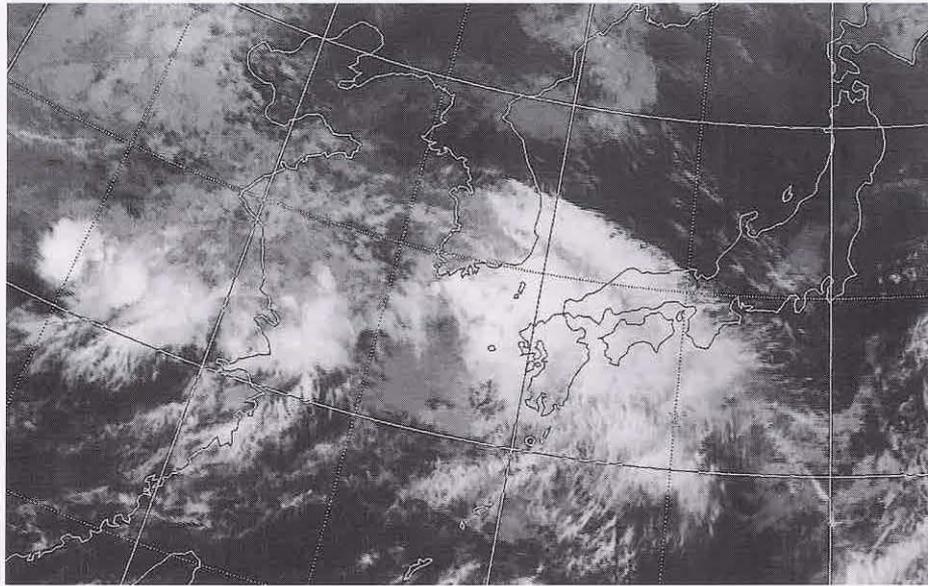


図3-9b クラウドクラスターの赤外画像 1982年7月23日00UTC

3.13 CDO Central Dense Overcast

台風に伴いCbが集合して形成された滑らかな雲頂を持つ円形状の雲域をCDOと呼ぶ。台風之眼

や中心はCDOの中に存在する。CDOは台風の発達期に形成され、台風強度を衛星から見積もる際の指標の一つとなっている(図3-10a, b)。

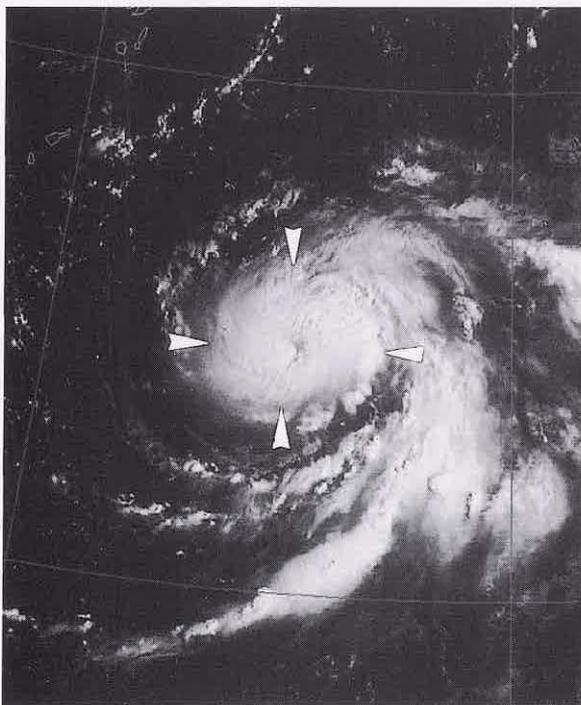


図3-10a CDOの可視画像 1998年8月26日00UTC

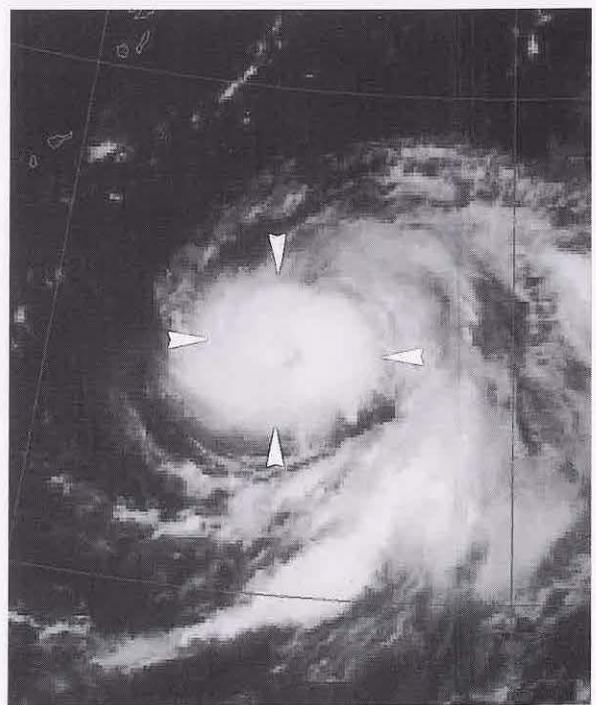


図3-10b CDOの赤外画像 1998年8月26日00UTC

3.14 テーパーリングクラウド Tapering cloud

上・中層風上側に向かって、次第に細くなっている毛筆状の(あるいは、にんじん状)雲域をテーパーリングクラウドと呼ぶ。これは、風上側から風下側に広がったCbと上層風に流されるかなとこ巻雲から構成されている。

テーパーリングクラウドは、特に穂先部分では豪雨、突風、雷、降雹などの顕著現象を伴うことが多く、その発生や移動を監視することは重要である。

気象衛星センター(1991)によれば、テーパーリングクラウドを構成する個々のCbを含む対流雲は上・中層風の下流側へ移動することが多いが、ほぼ停滞したり、時には風上側に伸びる対流雲列上に発生することもある。このライフタイムは、ほとんどが10時間未満である。

一般的に、テーパーリングクラウドの発生しやすい主な状況は、次の通りである。

①発生場所は、主に海上で、地上低気圧中心付近や

前線近傍・暖域である

②対流圏下層の暖湿気の流入(暖湿移流)と暖湿気塊上への乾燥空気の流入が顕著である

③対流圏上層には、相対的な強風帯、明瞭な鉛直シア及び上層発散がある

図3-11aでは、先島諸島の南に、テーパーリングクラウド(A)がある。このかなとこ巻雲は東北東～東に広がっている。

図3-11cのレーダーでは、先島諸島の南で雲域Aの降水強度64mm/hr以上のエコーが観測され、ここは、図3-11bの200hPa天気図では西風と西南西風による発散域である。この事例では、雲域Aから吹出すかなとこ巻雲の広がりや発散の状況は合うが、テーパーリングの形状と総観場との関係についての詳細な調査は行われていない。

なお、毎時の衛星画像と地上天気図を用いたテーパーリングクラウド発生時の雲パターンの調査(気象衛星センター、1991)では、図3-11dの8パターンに分類できるとしている。



図3-11a 赤外画像 1998年5月18日09UTC

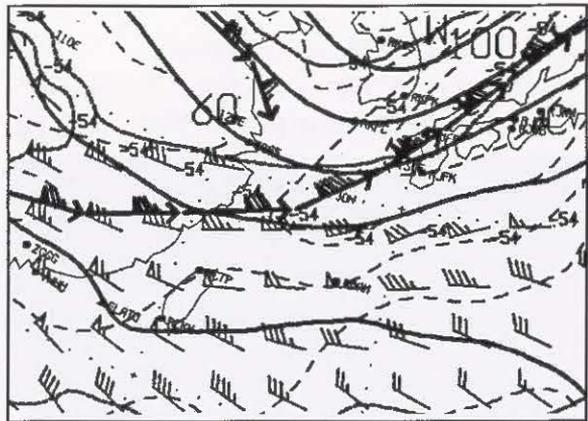


図3-11b 200hPa天気図 1998年5月18日12UTC

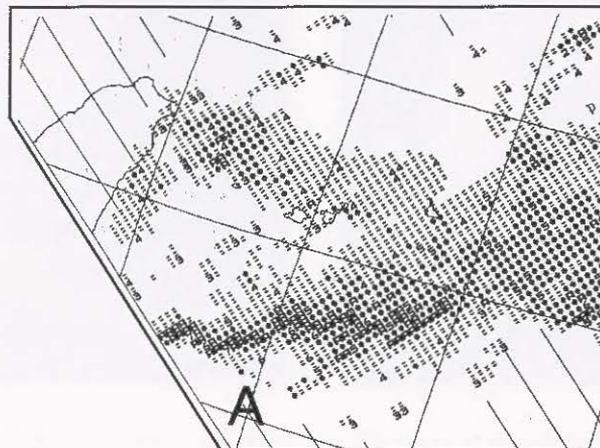


図3-11c レーダーエコー合成図 1998年5月18日09UTC

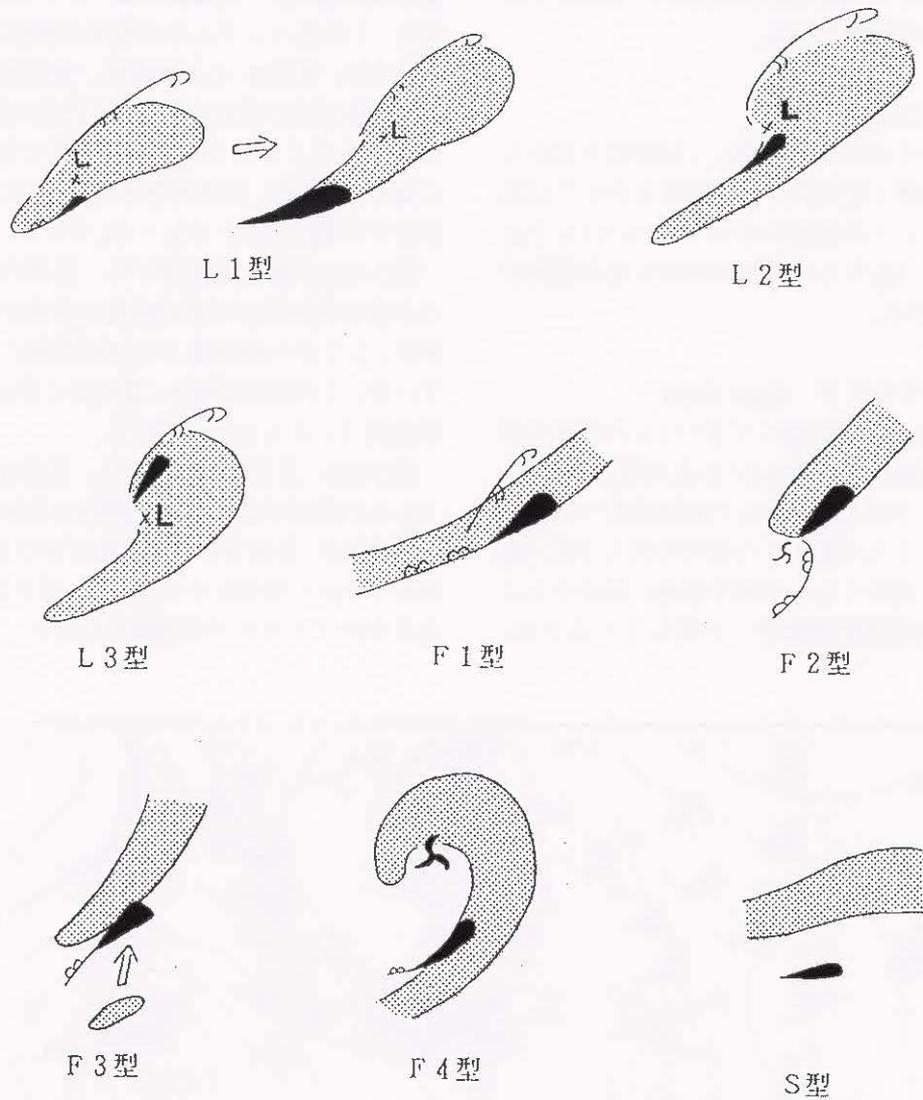


図3-11d テーパリングクラウドの分類の模式図

L1型：画像からみた低気圧性じょう乱の中心付近で発生し、その中心に相対的に南西に移動するもの

L2型：画像からみた低気圧性じょう乱の中心付近で発生し、その中心と共に移動するもの

L3型：画像からみた低気圧性じょう乱の雲域の中心の北又は北東側で発生するもの

F1型：雲バンド南縁又は雲列中に発生するもの

F2型：下層雲の雲渦の北又は北東の雲バンド又は雲列で発生するもの

F3型：雲バンドに下層雲域が北上し、その下層雲域に発生するもの

F4型：コマ状の雲域でスパイラル状に発生するもの

S型：低気圧性じょう乱を示す雲域又は雲バンドの南側で発生するもの

3.15 雲バンド Cloud band

帯状の雲域のことを雲バンドと呼ぶ。前線に伴う中・下層、上・中・下層などの多層構造の帯状の雲域、及び対流性の雲域のことを指す。バンドの幅は緯度1度以上で、幅と長さの比は1:4以上であることが一応の基準となる。

3.16 雲列 Cloud line

列状に連なる雲のことを指し、対流性の雲から成る。幅は緯度1度未満で、1度以上のものは雲バンドである。この雲列において、CbやCgを含むものはCb-Cgライン、Cuのみから成る雲列はCuラインと呼ぶ。

3.17 ロープクラウド Rope cloud

幅10～30km程度の細くて長いCuの雲列を指す。長さは2000～3000kmにも及ぶ場合がある。ロープクラウドは、主に海上で前線性雲バンドの暖域側に沿ってみられ、この雲列を挟んで風・温度が不連続に変化するため寒冷前線に対応することが多い。前線活動が弱まった時によくみられ、

雲列内にCbやCgなどの発達した対流雲はみられない。

図3-12bでは日本の南海上・先島諸島付近を通って華南まで東西約4000kmにも伸びる、中・下層主体の幅200～300kmの雲バンドA-Aがみえる。また、この雲バンドA-Aの南縁の東経130～150度付近では、雲列B、Cが西南西-東北東走向に伸びる。父島付近の雲列Bは、Cu程度の対流雲で構成され(Cuライン)、東経145度付近で雲バンドA-Aに交わる。一方、沖縄南海上の雲列Cは、南大東島付近ではCgを含む(Cg-Cuライン)。

図3-12aの地上天気図では、日本の東海上に中心を持つ低気圧から寒冷前線が沖縄の南海上まで伸び、ここから華南までは停滞前線として解析している。この寒冷前線は、雲列Bに対応し、停滞前線は雲バンドA-Aに対応する。

図3-12c、及び図3-12dでは、雲列Bは、雲バンドA-Aの雲域が消散すると同時に次第にバンドから離れ始め、分離されたまま東に伸びる。雲列Cは、弱まりながら雲列Bとつながり、長さ2,000kmにも及ぶロープクラウドが明瞭となった。

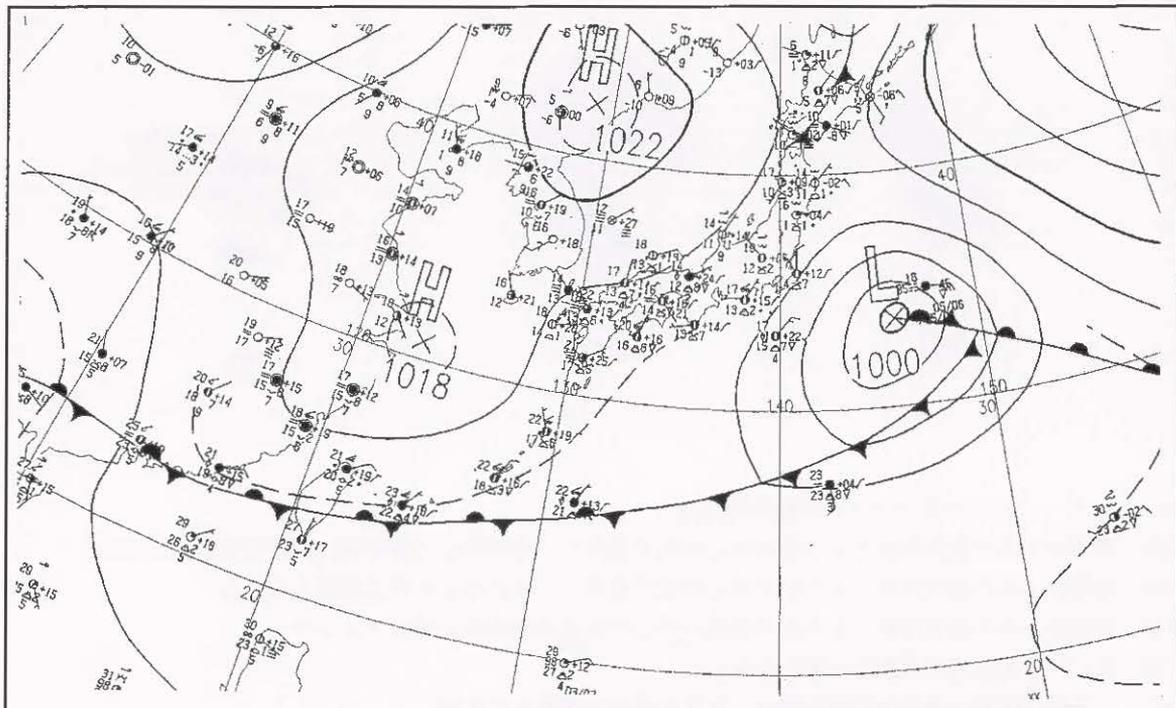


図3-12a 地上天気図 1999年4月20日00UTC

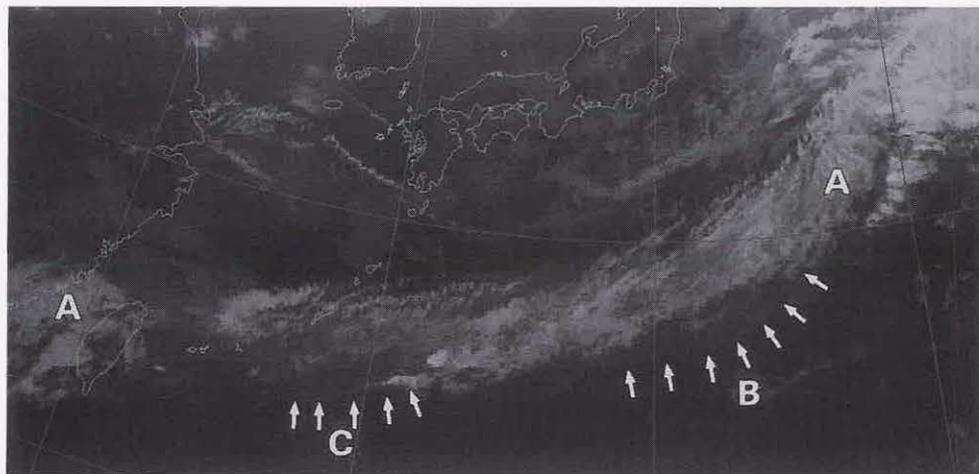


図3-12b 雲バンド・雲列の赤外画像 1999年4月20日00UTC
記号：本文参照

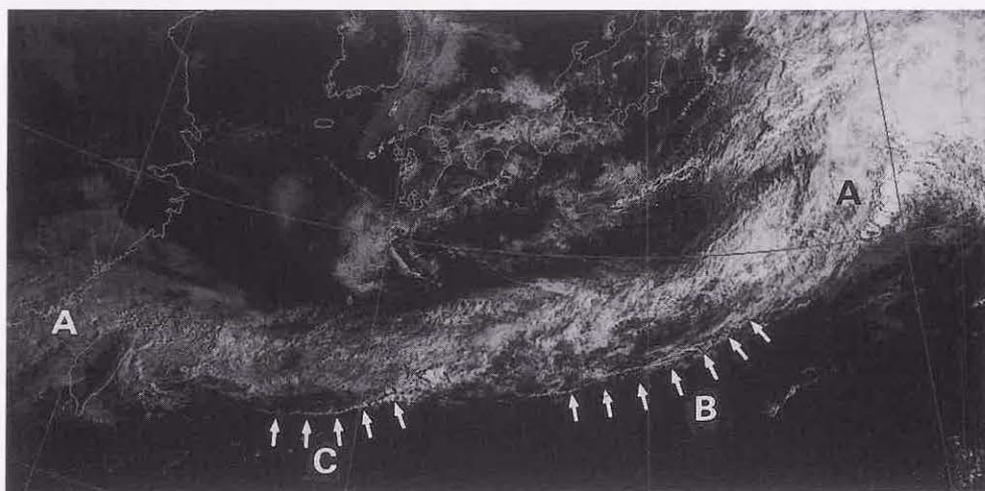


図3-12c 雲バンド・雲列の可視画像 1999年4月20日00UTC
記号：本文参照

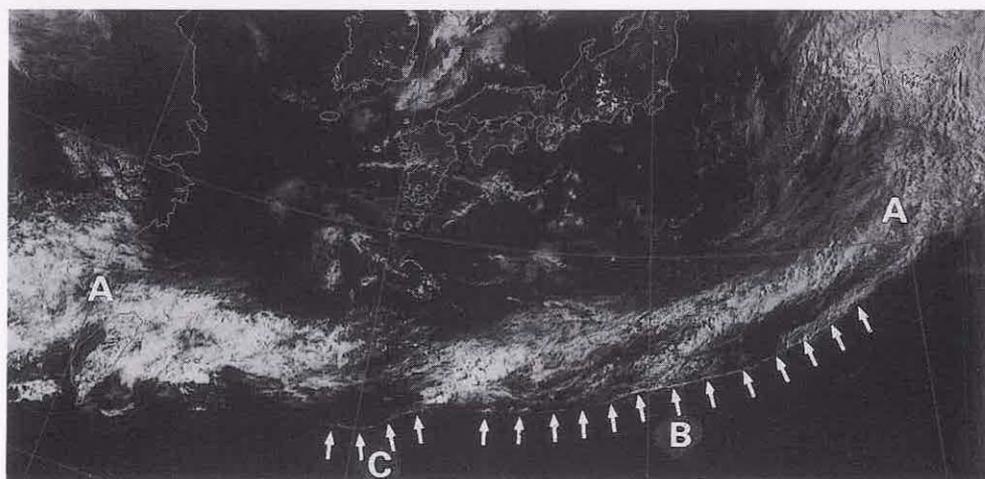


図3-12d 雲バンド・雲列の可視画像 1999年4月20日06UTC
記号：本文参照

3.18 カルマン渦 Karman vortex

室内実験において、流体中に置かれた物体の下流に、2列に渦が並んで形成されることがある。それぞれの渦は下流に向かって右側は反時計回り、左側は時計回りの回転をし、左右交互に並ぶ。これをカルマン渦列、またはカルマン渦と呼ぶ。

この渦列の間隔 (h) と同じ渦列中の渦と渦の間隔 (a) との比は、Chopra, Hubert(1965)の調査によると、 $0.28 < h/a < 0.52$ である (図3-13a)。

衛星画像でのカルマン渦は、島の風下側に主としてScから構成される雲渦が規則正しく列状に並んだものである。

Hubert, Krueger(1962)およびThomson, Gower, Bowker(1977)による衛星画像を用いた調査によると、カルマン渦の発生条件としては、主に次の3つが挙げられる。

①強い逆転層下にあるStまたはScによって覆われた広い海域であること

②風向が一定した比較的強い下層風が持続すること

③逆転層の上へ数100m突き抜けている山岳を持つ島が存在すること

この様な条件は、寒候期において流入した寒気が徐々に昇温する時期にあたる。カルマン渦の走向はほぼ下層風の流れに沿っている。

日本付近ではチェジュ島、屋久島、利尻島、千島列島のウルップ島およびパラムシル島の風下などに多くみられる。

図3-13bでは、黄海から東シナ海にかけて寒気に伴う下層雲域がみられ、南西諸島付近では層状化が著しい。この中で、チェジュ島から南に向かって、右側は反時計回り、左側は時計回りをする2列の渦列 (三角印) がみられる。これがカルマン渦である。この右・左の渦は交互に3~4つずつ並び、Scから構成され、 h/a の値は0.5位である。

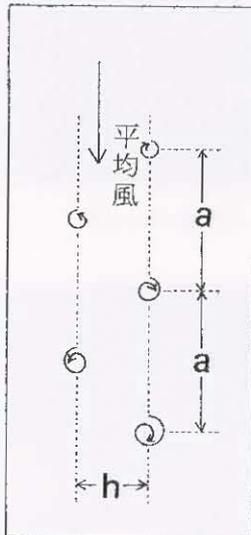


図3-13a カルマン渦列の模式図
記号：本文参照

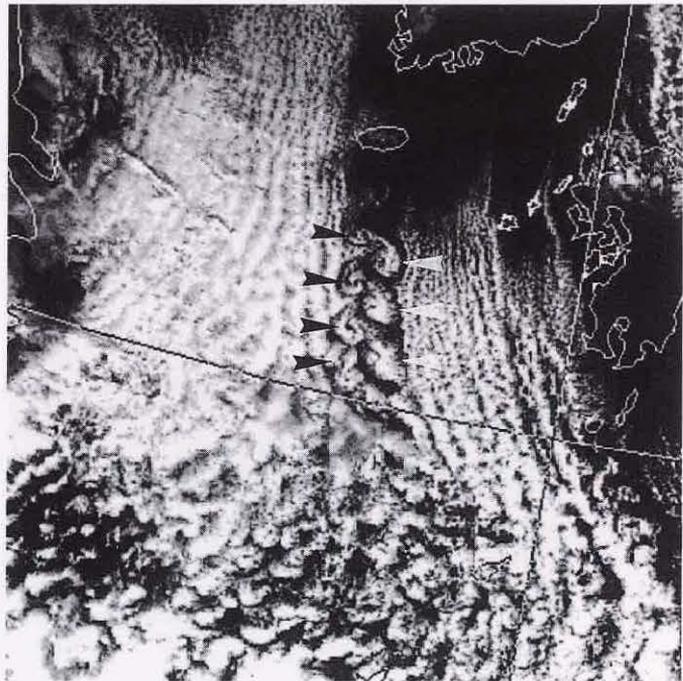


図3-13b カルマン渦の可視画像 1995年12月26日03UTC
記号：本文参照

3.19 带状対流雲

冬の日本海で、寒気の吹き出しに伴って現れる幅の広い帯を带状対流雲と呼ぶ。带状対流雲は、寒気吹き出しに伴う筋状雲の走向とほぼ直交する走向（横モード）を持つ雲と南縁にCbやCgを含む活発な対流雲列で構成されている。この雲は朝鮮半島の付け根付近から始まり、季節風の風向に沿って伸び、主として北陸地方や山陰地方に上陸する。

内田（1979）は、衛星画像からV字型雲パターンとして带状対流雲に着目し、里雪型の大雪と密接に結びついた現象であることを述べた。浅井（1988）は、寒気団の中で山岳による局地的な収束帯の形成により带状雲が発生することから、日本海寒気団収束帯（JPCZ）と呼んで、地形効果を強調した。

メソ気象調査グループ（1988）は、啓風丸による特別観測結果から、「地形により形成され不連続線に沿って活発な対流雲列が存在する」「横モードは1000～800hPaの風のシア方向に並ぶ」ことを明らかにし、モデル図を示した（図3-14-1）。これは带状雲の帯の走向と直交する断面を示した図である。带状雲（図ではCb・Transverseの範囲に相当）の南西側には背の高い対流雲、北東側は背の低い対流雲となっている。

図3-14-2a,bは带状対流雲が屈曲しながら元山沖から北陸地方に伸び、南縁には活発なCbがある。日本海西部は主にCgから成る東西走向の筋状雲が、日本海中部は主にCuから成る南北走向の筋状雲が見られ、带状対流雲はこうした異なる流れの収束により発達しているように見える。

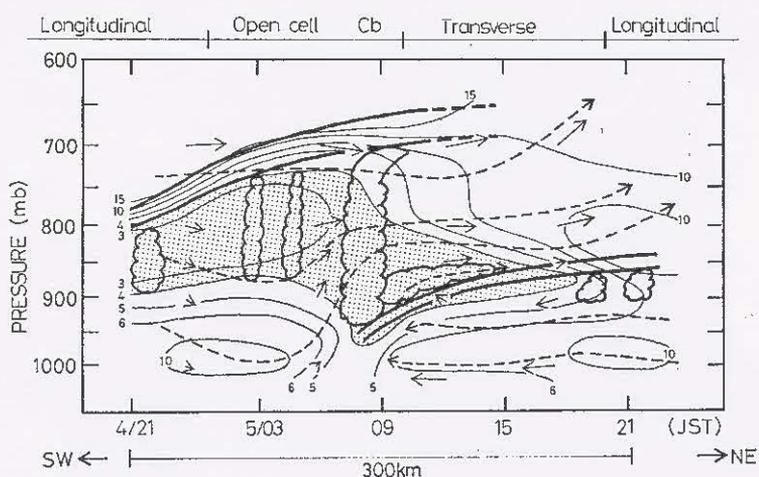


図3-14-1 带状対流雲のモデル図

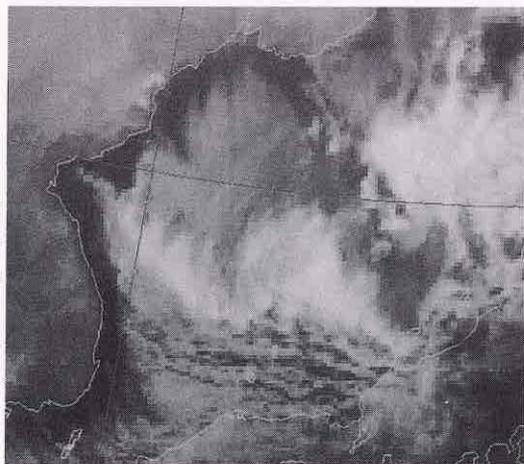


図3-14-2a 带状対流雲の赤外画像

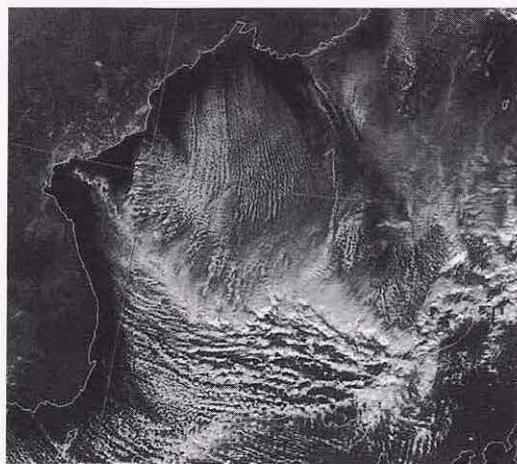


図3-14-2b 带状対流雲の可視画像

日時は共に2000年1月20日03UTC

3.20 航跡雲 Ship trails

下層雲が存在する海域で、幅10～30km程度で長さが1000kmにも達する層積雲からなる雲列がみられることがある。船舶の航行と密接に関連していることから航跡雲と呼ばれ、人工的な要因による現象である。可視画像では周囲の下層雲より輝度が高い灰色の雲列としてみるができるが、赤外面像では雲頂が低いために認識できない。

航跡雲の発生は海霧が多発する7月頃に北太平洋地域で多くみられ、複数の雲列が同時に数日継

続する(高崎1984)。このことから、航路上を航行する船の機関から排出される水蒸気を多量に含んだ温排気が、周囲の冷湿な気塊を巻き込み、雲として成長すると述べている。このような要因は飛行機雲の形成と同じで、条件によっては飛行機雲を赤外面像でみることが出来る(Bader et al.1995)。

図3-15は、航跡雲の例である。カムチャッカ半島の東海上約500km付近から、東方向に数百キロメートルにもわたる雲列が十数本みられる。

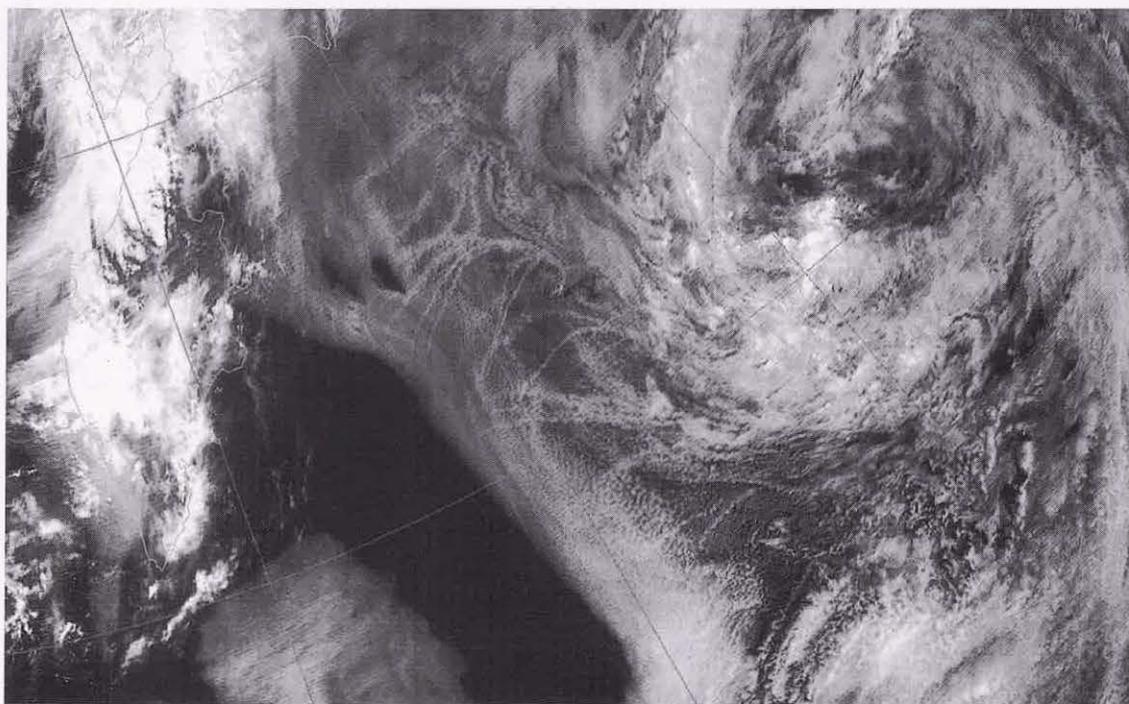


図3-15 航跡雲の可視画像 1998年6月25日03UTC