

第6章 各種現象の監視・解析*

6.1 大雨

6.1.1 画像解析の手順

大雨の監視において、衛星画像を利用することは、速報性、観測頻度、広域・均質性、連続性などの点から有効である。この利点を生かした画像解析は、総観スケールとメソスケールの2つの解析作業からなり、以下の手順で進められる(図6-1-1)。

【総観スケールの解析作業】

(1) 天気図による総観場の把握

天気図から、表6-1-1の総観スケールの現象を把握する。

(2) 画像による総観スケール雲解析

表6-1-1のように、画像から、雲・水蒸気パターンを解析しジェット軸やトラフなどの現象を把握

する。

(3) 総観スケール現象の照合(天気図による総観場と雲解析結果の対比)

上記の(1)と(2)を照合し、総観スケールの大気の立体構造などを理解する。

(4) 数値予報資料の解釈

数値予報資料において、明・暗域や雲域の動向と対応が良い物理量が認められた場合は、この物理量のその後の時間変化を捉え、天気分布・大気立体構造などの推移を組立てる。

(5) 明・暗域や雲域の推移の予測と画像監視

予測した天気分布・大気立体構造などから、その後の明・暗域や雲域の推移を予測し、活発な対流雲域の発生・発達・停滞などの大雨の兆候を捉えるように監視する。

表6-1-1 総観スケール現象における雲・水蒸気パターン、天気図

総観スケールの現象	対応する雲・水蒸気パターンの動向	天気図資料
強風軸などの上層の大気の流れ	流れに沿うバウンダリー、Ciストリーク及びトランスバースラインの曲率・走向	200hPa 天気図、 300hPa 天気図
中層のトラフ・寒気の動向(強弱、移動)	暗域の低気圧性曲率の変化や暗化、上層渦の盛衰、Ciストリーク・トランスバースラインの高気圧性曲率の変化	500hPa 天気図、 500hPa 高度・渦度解析図
中層の水蒸気分布	暗域の暗化(上・中層の大気沈降域)	700hPa 天気図
中・下層の上昇流、温度場、及び前線	中・下層雲域の消長、対流雲の発達程度	700hPa 上昇流、 850hPa 気温・風解析図
下層の大気の流れ(高・低気圧性循環など)、水蒸気分布、及び前線	下層雲域の消長、対流雲列の曲率・走向	850hPa 天気図
高・低気圧、前線などの気圧配置	雲域のフックパターン、下層渦の盛衰、対流雲列の走向	地上天気図

* 6.1 江上 公 6.2 淵田 信敏、田中 武夫 6.3 淵田 信敏 6.4 鈴木 和史、山口 俊一(予報部予報課)

【メソスケールの解析作業】

- (1) 各種観測実況によるメソスケール現象の把握
レーダー・アメダス・地上観測などの実況から、表6-1-2のメソスケール現象を把握する。
- (2) 画像によるメソスケール雲解析
表6-1-2のように、画像から雲パターンを解析し、不安定域などの現象を把握する。
- (3) メソスケール現象の照合（各種実況値と雲解析結果の対比）
上記の(1)と(2)を照合し、メソスケールの天

気分布・大気の立体構造などを理解する。

(4) 雲域の推移の予測

総観スケール現象の推移を考慮しながら、メソスケール現象における雲域の推移を予測（補外）し、活発な対流雲域の発生・発達・停滞などの大雨の兆候を捉えるように監視する。

次に、大雨をもたらす事例（寒冷低気圧、梅雨前線、及び高気圧縁辺流・台風と前線）に基づき、画像解析上の着眼点について述べる。

表6-1-2 メソスケール現象における雲パターン、観測実況資料

メソスケールの現象	対応する雲パターンの動向	観測実況資料
風のシア（収束・発散域）、不安定性降水	雲域の移動方向、消長、発達程度	レーダー、アメダス、地上観測など
下層の流れ（シア、高・低気圧性循環など）	対流雲列の曲率・走向、下層渦の位置	

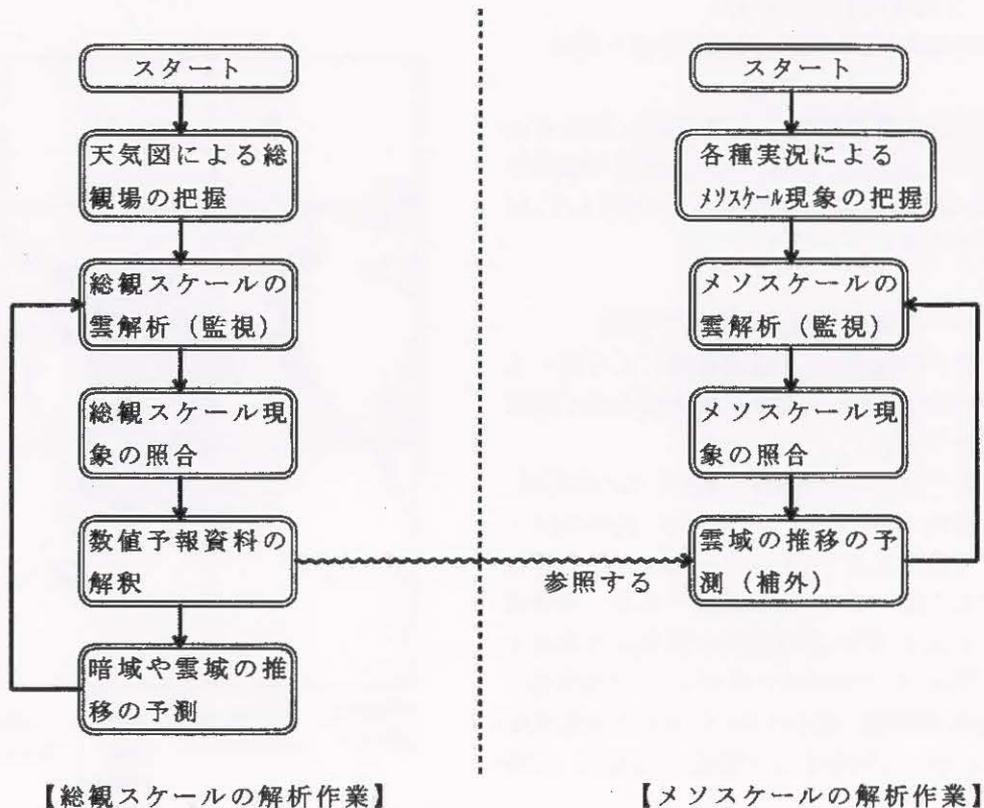


図6-1-1 画像解析作業フローチャート

6.1.2 寒冷低気圧周辺の不安定

寒冷低気圧の主な特徴は、上層寒気(低気圧)の切離、寒気ドームの形成、及び対流圏界面の沈降などが挙げられる。また、寒冷低気圧直下やこの渦の前面には地上低気圧が発生する場合がある。上層に寒気を持つ寒冷低気圧は、中心の後面(西側)よりも前面(東側)で対流が活発になることが多い(小花1983)。これは、前面では中層での正渦度移流により下層で強い上昇流が形成され、さらに下層の暖湿気の流入で不安定が強化されることが要因である。この不安定の強化により、寒冷低気圧の進行前面で対流活動が活発化する。

ここでは、寒冷低気圧近傍で竜巻があった例(1997年4月6~7日)を用いて、寒冷低気圧における画像の特徴を説明する。

(1) 寒冷低気圧と上層渦の動向

水蒸気画像では、渦が水蒸気のパターンにより可視化されるため、雲が無い場合でも、上層渦として解析・追跡することができる。この事例の水蒸気画像(図6-1-2a)では、上層渦が三角印付近に解析できる。これは500hPaの寒気核(図6-1-2a中、X印)とほぼ対応している。

(2) 寒冷低気圧前面の地上低気圧に伴う雲域(概観)

寒冷低気圧の南東象限には、低気圧に対応する雲域が発生する場合がある。この低気圧の暖域では、南風系による暖湿気の流入などに対応して、対流雲が発達する。

(着眼点)

①上層トラフと高気圧性曲率を示す雲域

上層トラフの前面は、正渦度移流により強い上昇流が形成される所で、高気圧性曲率を示す雲域が発生しやすい。

この事例では、水蒸気画像(図6-1-2a)の暗域、及び赤外画像(図6-1-2b)の雲域(A)北縁のCiストリークの曲率により、チェジュ島付近から南南西に伸びる上層トラフ(B)が解析できる。可視画像(図6-1-2c)では、雲域北縁が高気圧性曲率を示す厚い雲域(A)が山陰沖に抜がり、この西側部分では850hPa解析図(図6-1-3)にみられる低気圧性循環(x印)に対応する下層渦(三角印)が解析できる。

②暖域の活発な対流雲域

暖域の活発な対流雲域・雲列は、下層の収束及

び高相当温位域に対応する場合が多い。下層の収束は、対流雲域・雲列がどのような走向を持ち、雲域・雲列を構成する対流雲セルがどの方向へ移動するのかわによって、判断できることがある。

この事例の赤外・可視画像(図6-1-2b,c)では、活発な対流雲域(C)に向かってCu(D)が北北東進し、(C)を指向する南西-北東走向の寒冷前線対応のCb-Cgライン(E)上の個々の対流雲セルが北東進していることから、(C)付近での下層の収束が示唆される。850hPa解析図(図6-1-3)、及び700・850hPa解析図(図6-1-4)では、この(C)付近は、西南西風と南南西風の収束場、324K以上の高相当温位域、及び強い暖気移流の上昇流域である。

(3) 寒冷低気圧前面の地上低気圧のまとめ

大雨に着目した場合の、寒冷低気圧前面の地上低気圧における画像の特徴をまとめ、模式図として表した(図6-1-5)。以下に、着目点を記す。

・寒冷低気圧の南東象限に地上低気圧が発生する場合、暖域では下層の収束や南側からの暖湿気の流入が顕著となり、この付近で対流雲が活発化する。



図6-1-5 寒冷低気圧前面の低気圧における模式図
 点線：明・暗域バウンダリー 細矢印：下層の流れ
 波形閉曲線：雲縁 C：寒気核

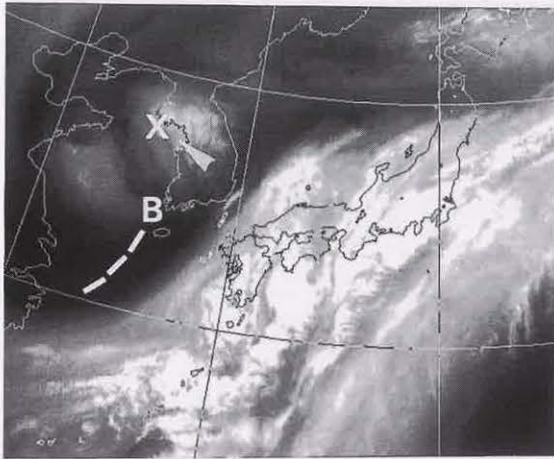


图 6-1-2a 水蒸气画像 1997年4月6日00UTC
記号：本文参照

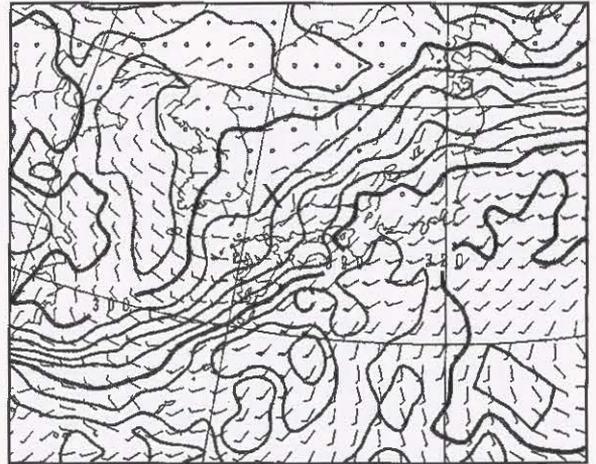


图 6-1-3 850hPa相当温位・風解析图 1997年4月6日
00UTC 記号：本文参照

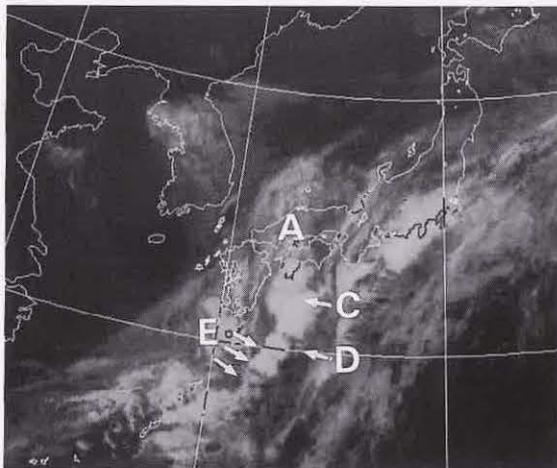


图 6-1-2b 赤外画像 1997年4月6日00UTC
記号：本文参照

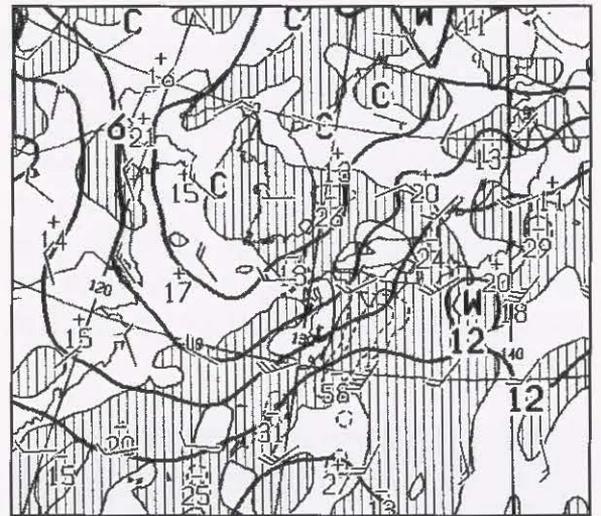


图 6-1-4 700hPa上昇流, 850hPa気温・風解析图 1997
年4月6日00UTC

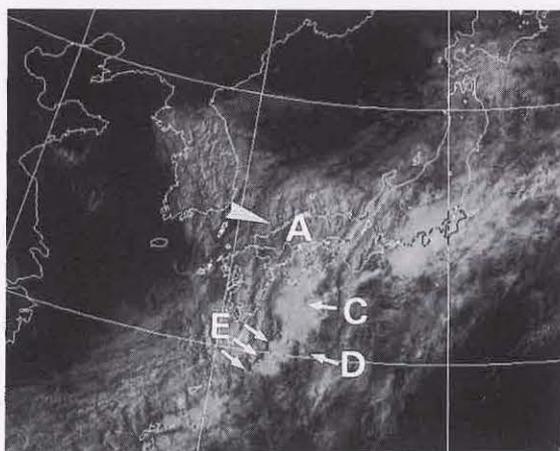


图 6-1-2c 可視画像 1997年4月6日00UTC
記号：本文参照

(4) 寒冷低気圧近傍の対流雲域

(概観)

寒気を伴った上層渦の接近で下層渦が明瞭化すると、下層の暖湿気が渦の前面に輸送される。このため、主に渦の前面で対流雲が活発化する。また、下層の暖湿気が渦の北側まで流入すると、そこで活発な対流雲が発生する。

(着眼点)

③寒冷低気圧の周囲の暗域

水蒸気画像では、上層渦中心近傍には明域の渦がみられ、この周囲を暗域が取り囲んでいる。暗域で示される乾燥域や寒気などの低相当温位気塊が、高相当温位気塊の上空に達するとポテンシャル不安定を強めることから、暗域は対流活動を予想する手掛かりになると言える。

この事例の水蒸気画像（図6-1-6a）では、紀伊半島沖に寒冷低気圧に対応する上層渦（三角印）が解析でき、日本の南海上ではトラフ（図6-1-2a中、B）に伴った暗域(F)の暗化（乾燥化）がみられる。赤外・可視画像（図6-1-6b,c）では、(F)の縁に沿って寒冷前線対応のCb-Cgライン(G)が明瞭化している。この(G)は、850hPa解析図（図6-1-7）の高相当温位（320K以上）域に沿って伸びている。

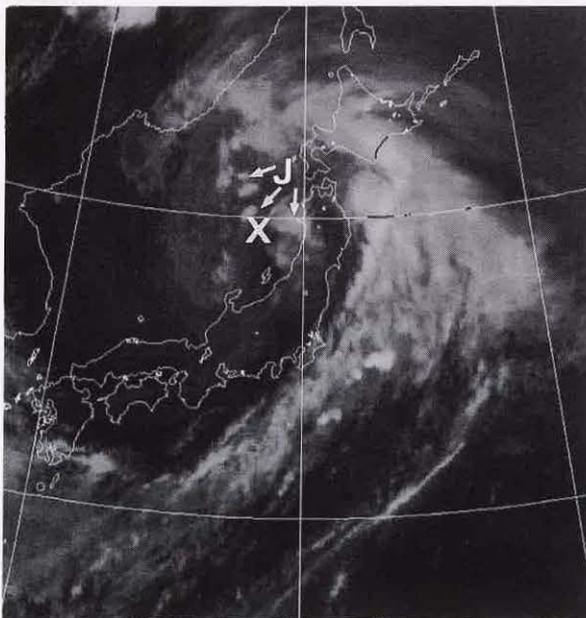


図6-1-9 赤外画像 1999年6月30日12UTC
記号：本文参照

④下層渦の発生

この事例の赤外・可視画像（図6-1-6b,c）では、低気圧性曲率を持つCuライン(H)の指向先で下層渦（X印）が明瞭化し、渦前面ではCg(I)が発生している。ここは、850hPa解析図（図6-1-7）では相当温位が凸状に内陸部に入り込んでいる部分(I)にあたる。この9時間後の赤外画像（図6-1-8）では、房総半島付近にある上層渦のほぼ直下に下層渦（X印）が解析され、渦近傍の横浜で竜巻が観測された。

なお、活発な対流雲が下層渦の北側まで抜がる場合もある。1999年6月30日12UTCの赤外画像（図6-1-9）では、下層渦（X印）の北側に活発な対流雲（J）がみられる。同時刻の850hPa解析図（図6-1-10）では、暖湿気（相当温位328K以上）が秋田沖まで流入している。

(5) まとめ

大雨に着目した場合の、寒冷低気圧における画像の特徴をまとめ、模式図として表した（図6-1-11）。以下に、注目点を列記する。

- ・ 寒冷低気圧の周囲の暗域が下層の暖湿気に接する所では、対流雲が活発化する。
- ・ 寒冷低気圧近傍で下層渦が明瞭化すると、主に前面で対流雲が活発化する。

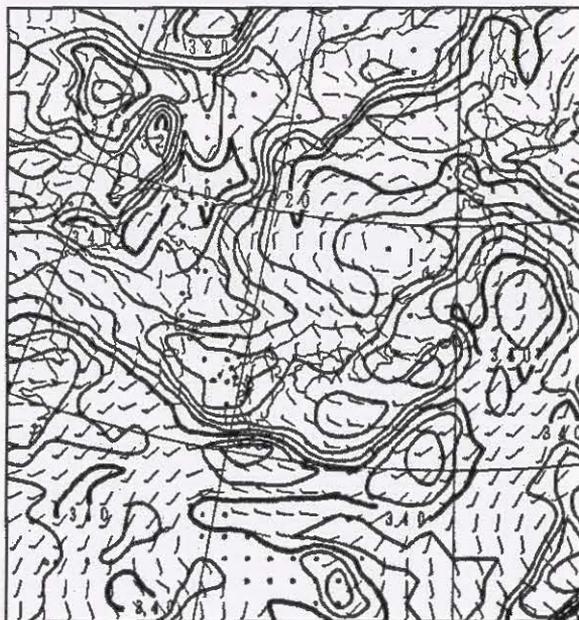


図6-1-10 850hPa相当温位・風解析図 1999年6月30日12UTC

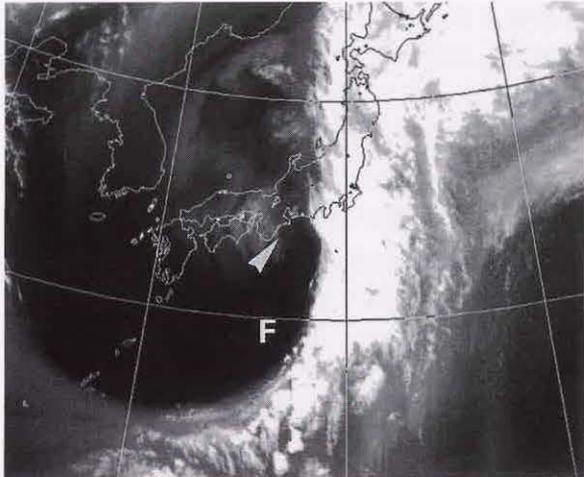


図 6-1-6a 水蒸気画像 1997年4月7日00UTC
記号：本文参照

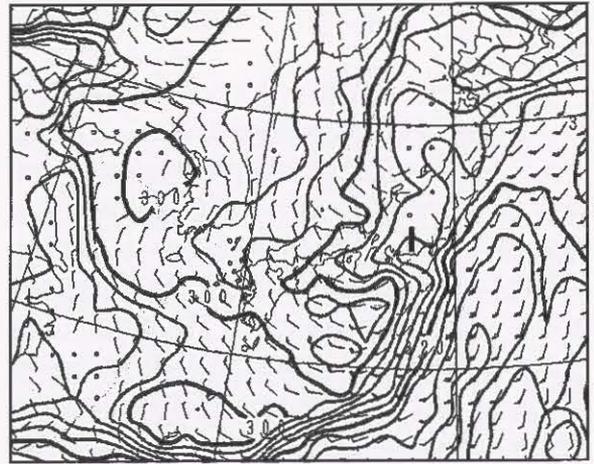


図 6-1-7 850hPa相当温位・風解析図 1997年4月7日
00UTC

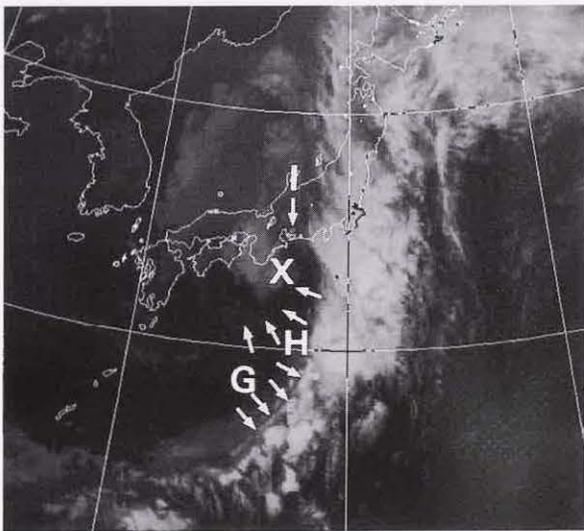


図 6-1-6b 赤外画像 1997年4月7日00UTC
記号：本文参照

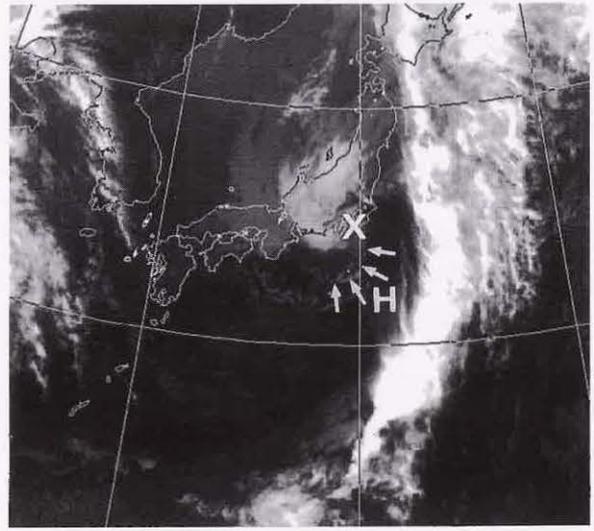


図 6-1-8 赤外画像 1997年4月7日09UTC（下層強
調階調） 記号：本文参照

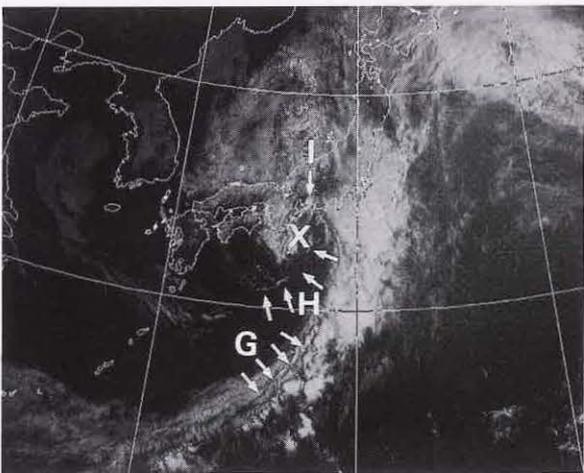


図 6-1-6c 可視画像 1997年4月7日00UTC
記号：本文参照

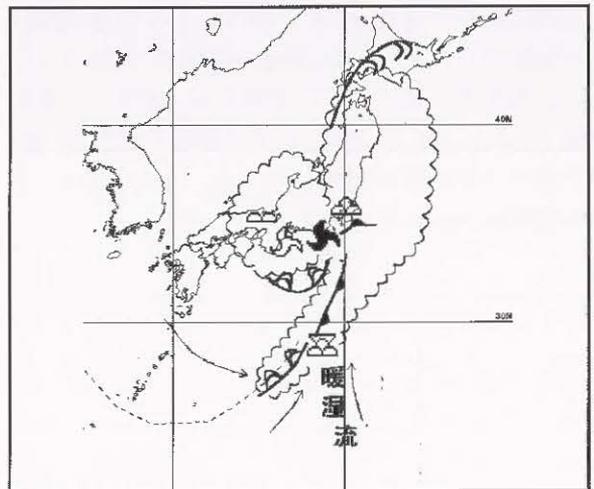


図 6-1-11 寒冷低気圧における模式図
記号：図 6-1-5 に同じ

6.1.3 トラフや暖湿気により活発化する梅雨前線

梅雨前線の主な特徴は、水平の温度傾度が小さいことに対して水蒸気傾度が大きいこと、下層ジェット気流の存在、及び暖湿気の流入(湿舌)が強いことなどが挙げられる。衛星画像では、梅雨前線に対応した東西走向を持つ雲バンドとしてみられ、日々変化する雲バンドの幅・長さ・南北動、雲バンド内の対流雲域や雲バンドに侵入する対流雲の盛衰や移動など、前線の活動を表す情報が豊富である。ほぼリアルタイムに広域のデータが取得できる衛星画像は、梅雨前線による大雨を監視する上で重要である。

ここでは、上層トラフと暖湿気の影響を同時に受けた梅雨前線の例(1997年6月21~22日)を用いて、梅雨前線における画像の特徴を説明する。

(1) 前線対応の雲バンドと暖域の対流雲域(概観)

前線対応の雲バンドに上層トラフが接近すると、雲バンドの北縁が高気圧性曲率を持つ雲域が形成され始める。一方、暖気側では、亜熱帯高気圧の縁辺を雲バンドに向かって対流雲が北上する。この中には発達した対流雲列もみられる。

(着眼点)

① トラフ対応の上層渦と高気圧性曲率を示す雲域

上層トラフの接近により、雲バンドには高気圧性曲率を示す厚みを増す雲域が形成され始める。これは、低気圧の発生・発達時にみられる雲域の特徴と同じである。

この事例の水蒸気画像(図6-1-12a)では、朝鮮半島付近の上層渦(A)から伸びるトラフ軸(破線)が解析できる。これは、500hPa解析図(図6-1-13)の正渦度極大域(A')に対応する。赤外・可視画像(図6-1-12b,c)では、トラフ前面の西日本(B)で雲バンドの厚みが増している。また、雲バンドの北縁がバルジ状に膨んできている。

② 前線近傍と暖域の対流活発域

活発な対流雲域・雲列は、6.1.2項寒冷低気圧の着眼点②のように、下層の収束及び高相当温位域に対応し発生する場合が多い。

この事例の赤外、可視画像(図6-1-12b,c)では、Cbを含む対流雲が雲バンド内の長江下流域から東シナ海(C)と、暖気側の台湾の東海上(D)にみられる。また、東シナ海のCgを含む対流雲(E)は北東進し、雲バンドと交わる九州南西海上には、活発なクラウドクラスター(F)がみられる。850hPa解析図(図6-1-14)では、(C)付近は下層の収束が明瞭な344K以上の高相当温位域にあたる。また、(D)・(E)も344K以上の高相当温位域内にみられ、太平洋高気圧の縁辺流によって北東進している。

通常、大雨ポテンシャルは下層の高相当温位域で高いが、Ninomiya・Yamazaki(1979)は下層の高相当温位域の中でも暖湿移流が大きい領域で、さらに大雨ポテンシャルが高いことを指摘している。図6-1-14では、(D)・(E)よりも(C)・(F)付近で相当温位の水平傾度が大きく、中でも(F)は風向が相当温位の等値線に直交していることから、最も暖湿移流が大きい領域にあたる。

(2) まとめ

大雨に着目した場合の、梅雨前線における画像の特徴をまとめ、模式図として表した(図6-1-15)。以下に、注目点を列記する。

- ・ 上層トラフの接近により、前線対応の雲バンドに高気圧性曲率を示す厚い雲域が形成される。
- ・ 前線対応の雲バンドでは、下層の収束の明瞭な所で対流が活発になる。
- ・ 暖気側では、太平洋高気圧の縁辺流による下層の高相当温位域で対流が活発になる。
- ・ 雲バンド南縁において、縁辺流による暖湿移流の大きい所では、特に対流が活発となる。

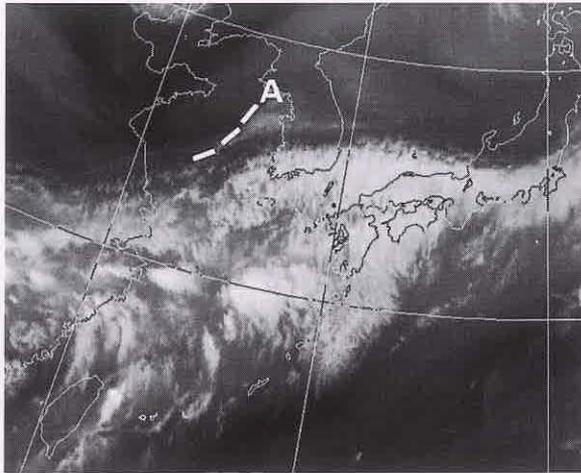


図 6-1-12a 水蒸気画像 1997年6月22日00UTC
記号：本文参照

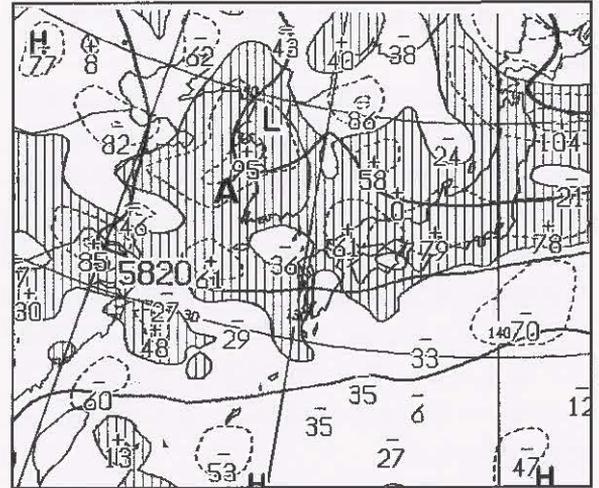


図 6-1-13 500hPa 高度・渦度解析図 1997年6月22日
00UTC 記号：本文参照

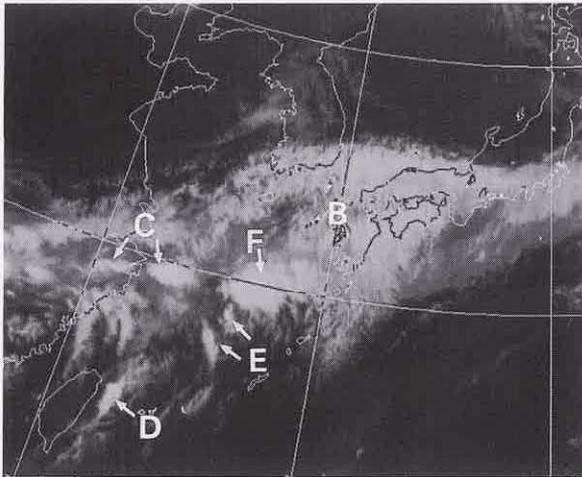


図 6-1-12b 赤外画像 1997年6月22日00UTC
記号：本文参照

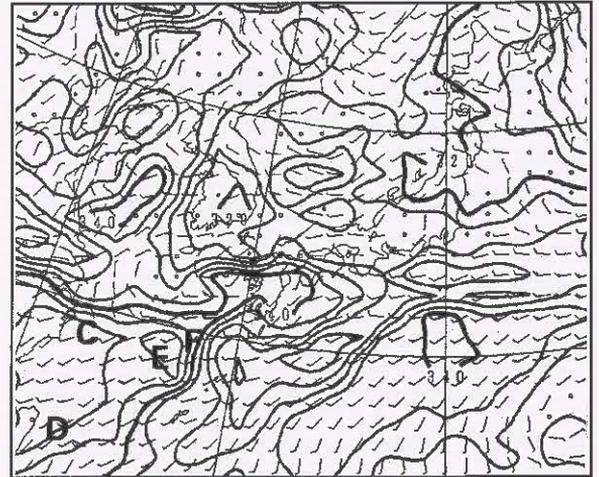


図 6-1-14 850hPa 相当温位・風解析図 1997年6月22
日00UTC 記号：本文参照

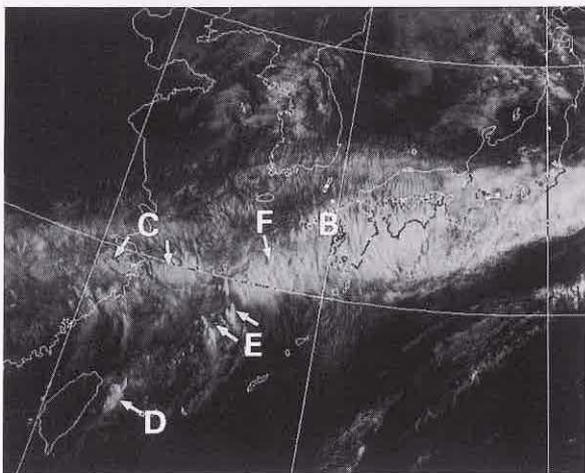


図 6-1-12c 可視画像 1997年6月22日00UTC
記号：本文参照

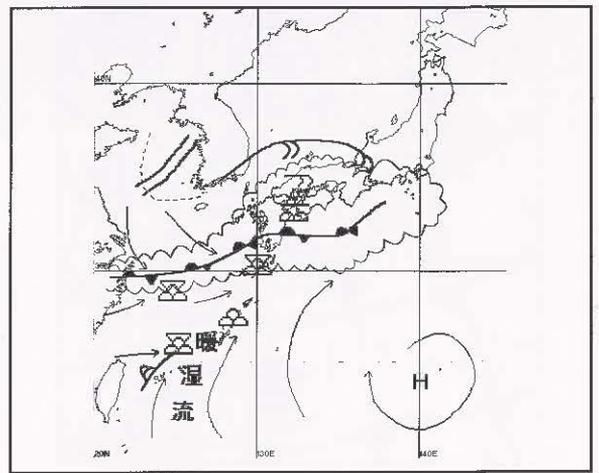


図 6-1-15 梅雨前線における模式図
記号は図 6-1-5 に同じ

6.1.4 高気圧の縁辺流や台風により活発化する前線

亜熱帯高気圧の縁辺流や熱帯じょう乱の暖湿な気塊の北上により、前線活動はしばしば活発化する。水蒸気画像では、亜熱帯高気圧の軸や大気沈降域を検出することができる。また、赤外・可視画像において、前線対応の雲バンドと高気圧の縁辺を移動する対流雲の動向により、下層の収束域などを把握することは、大雨に対する予測の手掛かりとなる。台風に伴った対流雲域・雲列が前線対応の雲バンドに流入する場合は、さらに大雨の可能性が高くなる。

ここでは、縁辺流や台風の接近によって前線が活発化した例（1998年8月26～31日、地上天気図は図6-1-16a,b）を用いて、画像の特徴を説明する。

(1) 前線対応の雲バンドと縁辺流の対流雲域（概観）

前線対応の雲バンドに、亜熱帯高気圧の縁辺を回ってくる暖湿気塊が流入すると、雲バンド南縁で対流雲が発達する。また、雲バンドの中には、地形などの影響で停滞する活発な対流雲域もみられる。

(着眼点)

①縁辺流に伴う対流雲域・雲列

縁辺流に伴う対流雲域の動向を解析することにより「対流活動の状況」「雲列の曲率から亜熱帯高気圧の軸」「前線対応の雲バンドに向かう雲列の動きから下層収束域」などの情報をそれぞれ抽出

できる。

この事例の水蒸気・赤外画像（図6-1-17a,b）では、日本の東海上の亜熱帯高気圧に対応する暗域の西縁の曲率(A)、及び、高気圧性曲率を持つ対流雲列(B)から、高気圧の軸は北緯37～40度付近と推測できる。雲バンド(C)の南縁の活発な対流雲(D)は、(B)の指向先で雲バンドと交わる所である。850hPa解析図（図6-1-18）では、(B)の雲列が亜熱帯高気圧の縁辺流と対応しているのがわかる。また、(D)付近は340K以上の高相当温位域にあたる。

②地形の効果を受けた対流雲域

活発な対流雲域の中には、地形によって斜面滑昇流が強化されて発達するものがある。この雲域の発達に好条件な環境が持続すると、個々のセルは消長を繰り返しながら雲域としては停滞してみえる場合がある。雲域が移動するか停滞するかは大雨の予想において重要である。

この事例の赤外画像（図6-1-17b）では、栃木・福島県境付近の活発な雲域(E)が地形の影響を受け停滞したと推察され、数時間停滞しながら盛衰を繰り返した。850hPa解析図（図6-1-18）では、(E)付近の850hPa風向は南である。栃木・福島県境付近において地形による強制上昇に関連していたと思われる（東京管区气象台、東気調査資料No.141）。

なお、この事例の地形効果の詳細は、気象庁技術報告（2000年3月予定）を参照されたい。

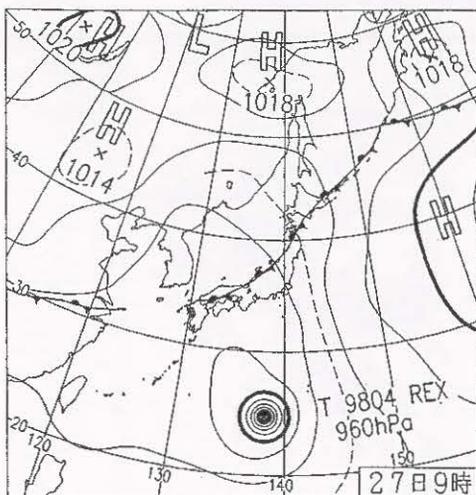


図6-1-16a 地上天気図 1998年8月27日00UTC

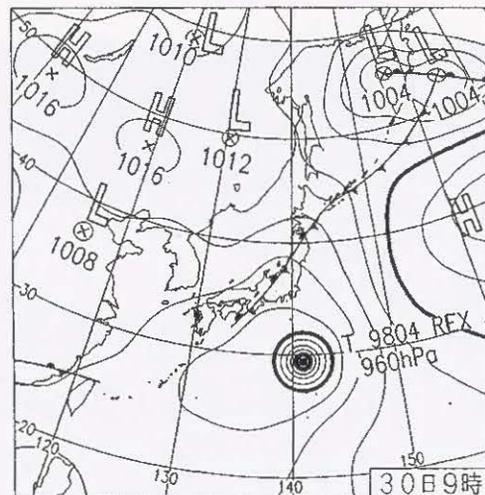


図6-1-16b 地上天気図 1998年8月30日00UTC

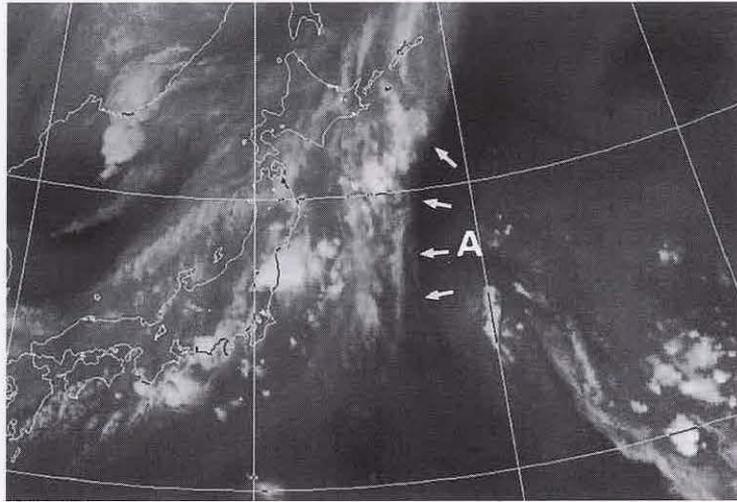


图6-1-17a 水蒸气画像 1998年8月26日21UTC
記号：本文参照

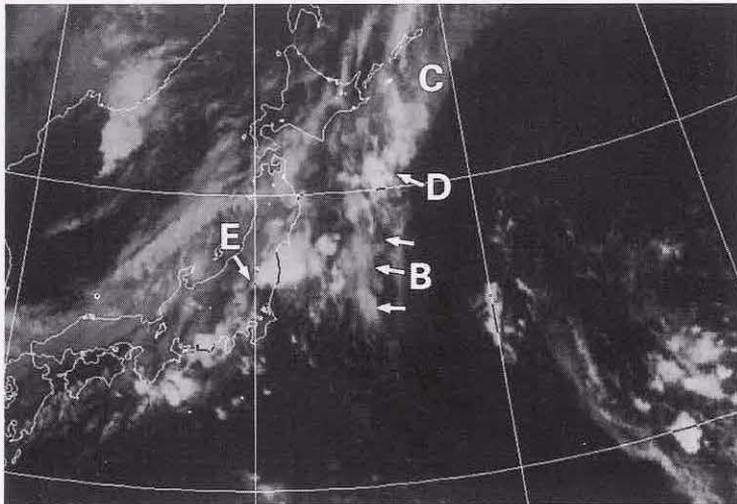


图6-1-17b 赤外画像 1998年8月26日21UTC
記号：本文参照

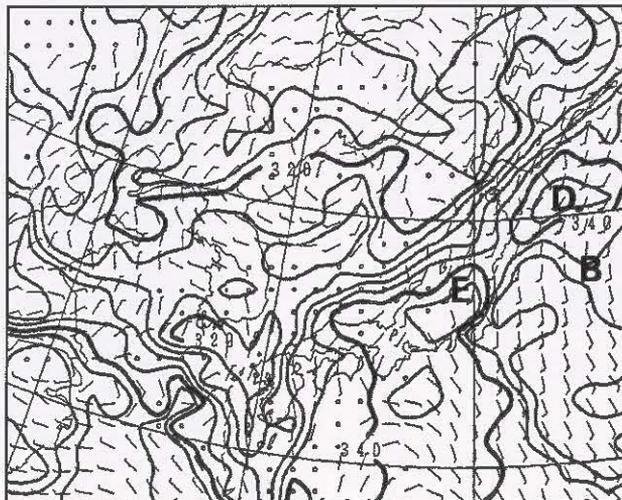


图6-1-18 850hPa相当温位・風解析図 1998年8月27日00UTC 記号：本文参照

(2) 前線対応の雲バンドと台風に伴う雲域
(概観)

前線対応の雲バンドに、台風からの暖湿気が流入すると、雲バンド南縁の対流雲は活発化する。

(着眼点)

③ 台風に伴う雲列

縁辺流の雲列が高気圧性曲率を示したのと対照的に、台風に伴う雲列は低気圧性曲率を示す。

この事例の赤外・可視画像(図6-1-19a,b)では、台風の北東象限に対流雲列(F)がみられ、すぐ東の縁辺流の雲列(G)と曲率が異なっているのがわかる。この雲列(F)の指向先の関東地方南部では、雲バンドの南縁(H)で対流が活発である。850hPa解析図(図6-1-20)では、台風から対流が活発な(H)付近への暖湿気(相当温位344K以上)の流入がみられる。

(3) まとめ

大雨に着目した場合の、高気圧縁辺流・台風と前線における画像の特徴をまとめ、それを模式図として表した(図6-1-21)。以下に、注目点を列記する。

- ・ 亜熱帯高気圧の縁辺流に伴う対流雲列は高気圧性曲率を示し、暖湿気の流入先の前線対応の雲バンド南縁で対流が活発化する。
- ・ 台風に伴う対流雲列は低気圧性曲率を示し、暖湿気の流入先の雲バンド南縁で対流が活発化する。

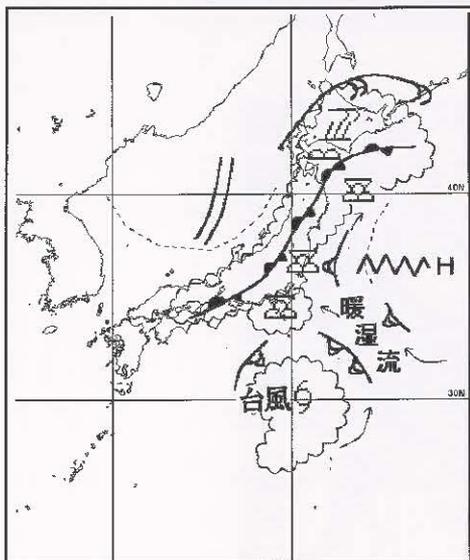


図6-1-21 前線における模式図
波線：リッジ 他は図6-1-5と同じ

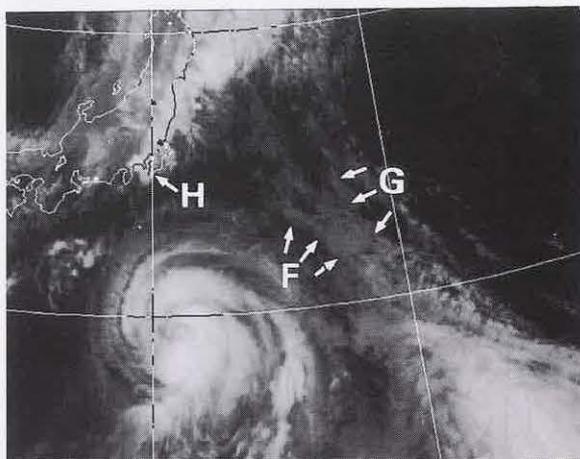


図6-1-19a 赤外画像 1998年8月30日00UTC
記号：本文参照

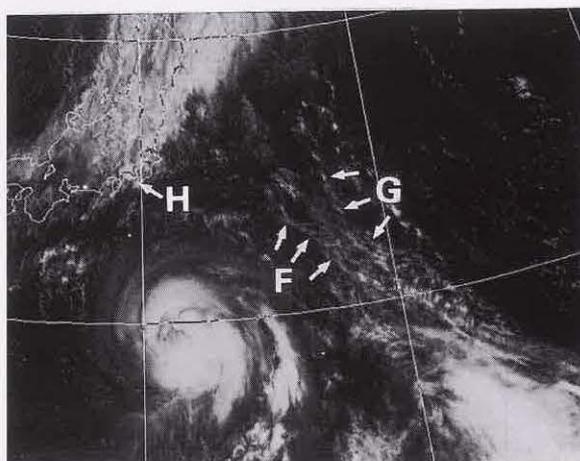


図6-1-19b 可視画像 1998年8月30日00UTC
記号：本文参照

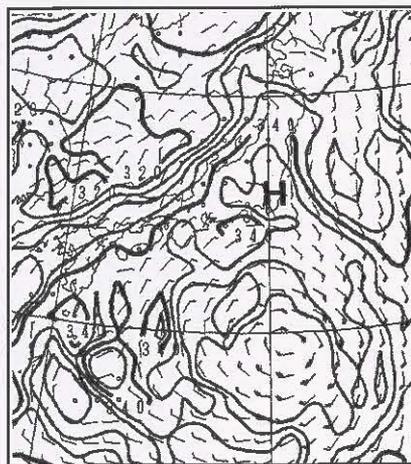


図6-1-20 850hPa相当温位・風解析図 1998年8月30日00UTC 記号：本文参照

6.2 大雪

6.2.1 帯状対流雲

冬型の気圧配置の時、日本海西部に活発な積雲や積乱雲から構成される帯状対流雲（3.19節参照）がみられることがある。帯状対流雲は日本海側の大雪に深く関係しており、大雪時に観測される北陸不連続線は帯状対流雲の南縁にあたる。

帯状対流雲が発生する時には、上層は日本付近で総観規模のトラフとなっていることが多い。帯状対流雲の中には下層渦が形成され、上陸して大雪になることが多い。下層渦はメソスケールの低気圧に対応し、発達して総観規模の低気圧にまで発達する場合もある。なお、「帯状対流雲全体に及ぶ南北の振動は、メソ α スケールのトラフ（500hPa）の通過に伴うものであり、帯状対流雲上にできる下層渦は、トラフ後面の温度トラフ（寒気核、700hPa）に対応している。」との報告もある（内藤、1992）。

以下に1998年1月23日から24日にかけての帯状対流雲の成長過程をみる。

(1) 帯状対流雲の成長期

1月23日06UTCでは、対流雲列上に下層渦（A）、（B）が発生し、下層渦（A）付近で対流雲列の走向が変化している。すなわち下層渦（A）より東の対流雲列は東方向へと伸び能登半島を指向し、西では南東方向へ伸びている。対流雲列の雲頂高度は高くなくCu程度である（図6-2-1）。

23日12UTCでは、帯状対流雲上の下層渦（A）は発達して周辺Cgを伴い、地上低気圧が解析される（図略）。この下層渦（A）の前面の能登半島北部から新潟県付近はCu域に覆われている。また、下層

渦（B）も発達を始め、周辺にCgを伴っている。この後面の元山沖には新たにCgからなる雲域（C）が発生している。この時の500hPaのトラフは黄海付近に、700hPaの -30°C の寒気は朝鮮半島北部にある（図6-2-2）。

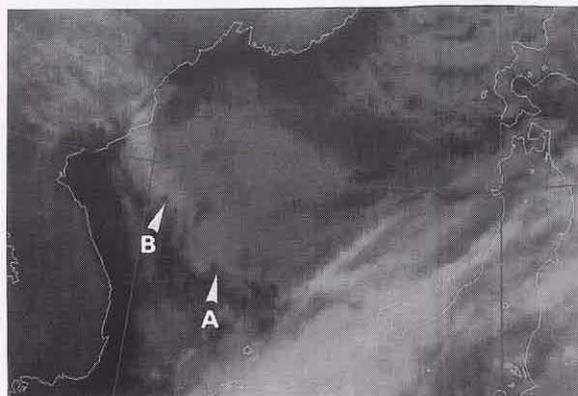


図6-2-1a 帯状対流雲の成長期の赤外画像 1998年1月23日06UTC 記号：本文参照

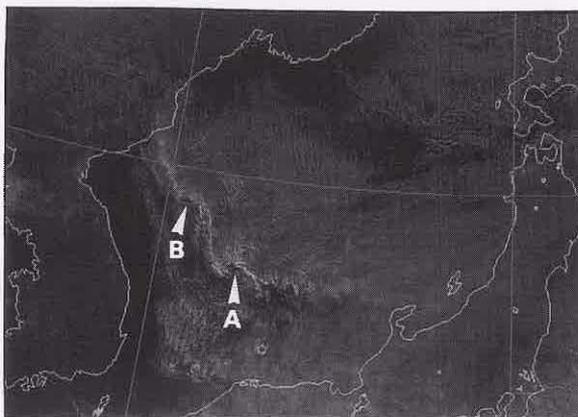


図6-2-1b 帯状対流雲の成長期の可視画像 1998年1月23日06UTC 記号：本文参照

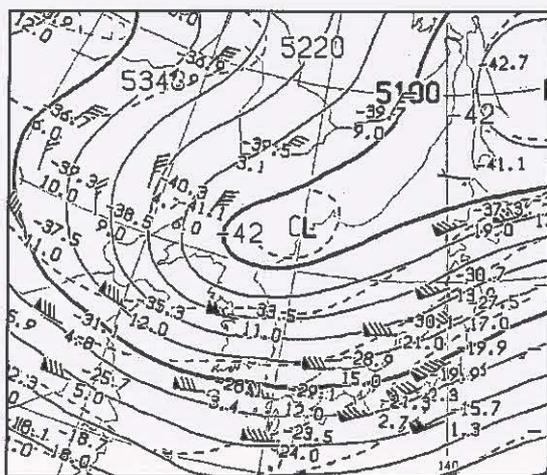


図6-2-2a 500hPa天気図 1998年1月23日12UTC

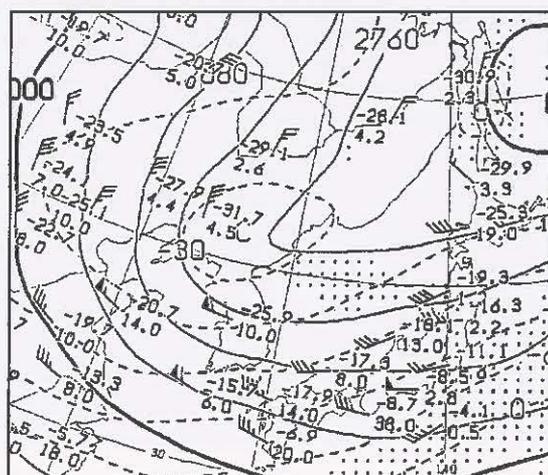


図6-2-2b 700hPa天気図 1998年1月23日12UTC

さらに6時間後の23日18UTCでは、下層渦(A)は東進し能登半島付近にある。下層渦付近では雲頂高度が下がり始めている。下層渦前面の対流雲域は東北東進し、東北地方の日本海側に上陸し不明瞭となった。また、6時間前には発達中にあった下層渦(B)は、この時間には衰弱し不明瞭となった。帯状対流雲上のスケールの小さい下層渦は、短時間の間に盛衰を繰り返すのが特徴である。6時間前に発生した雲域(C)はさらに南東方向に伸び帯状対流雲となった。雲頂高度は高くなりCg、Cbがみえる。帯状対流雲を挟んで筋状雲の走向の相違(北側で南北走向、南側で東西走向)が明瞭となってきた(図6-2-3)。

(2) 最盛期

24日00UTCでは、下層渦(A)は新潟県付近に上陸し消滅した。日本海中・西部の帯状対流雲は次第に南下を始め雲列は東西走向をもってきた。下層渦(B)は消滅したが、その位相が上陸した富山県付近では約10時間で20~30cm、新潟県の西部山沿いでは40~60cmの新たな降雪があった。また、新たに帯状対流雲上に下層渦(D)が発生した。帯状対流雲の雲頂高度は高いまま変化はなくCg、Cbが持続している。この時の500hPaのトラフは日本海にあり、700hPaの-24℃の温度トラフは黄海と日本海西部にある(図6-2-4)。

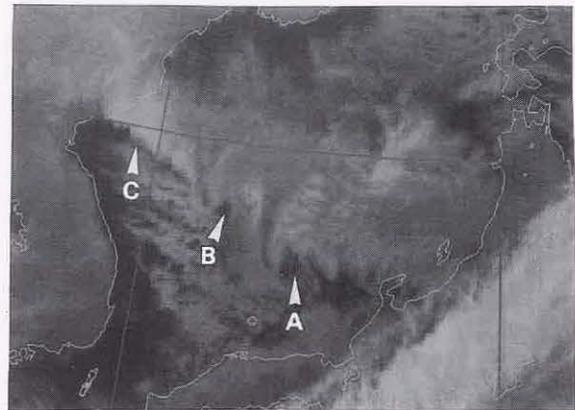


図6-2-2c 帯状対流雲の成長期の赤外画像 1998年1月23日12UTC 記号：本文参照

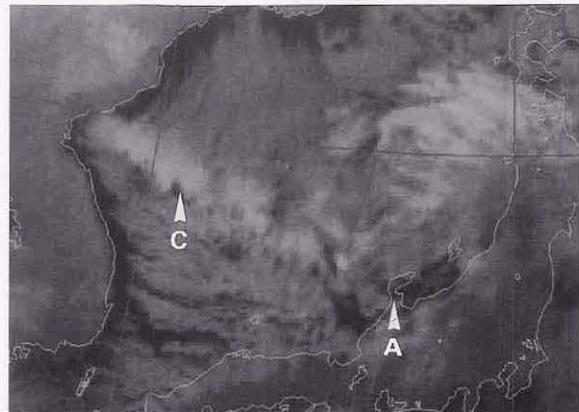


図6-2-3 帯状対流雲の成長期の赤外画像 1998年1月23日18UTC 記号：本文参照

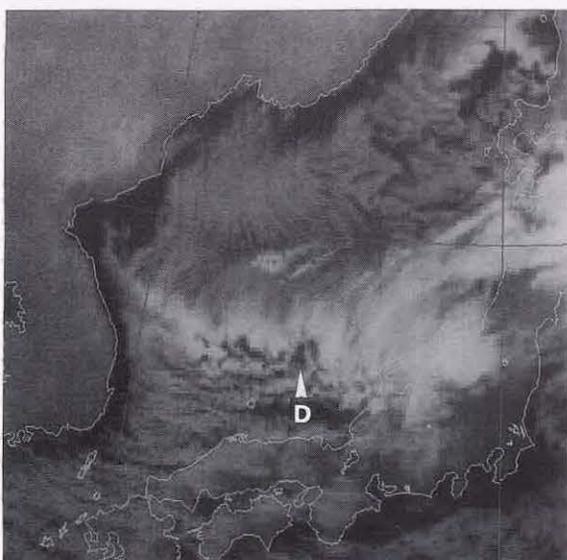


図6-2-4a 最盛期の赤外画像 1998年1月24日00UTC 記号：本文参照

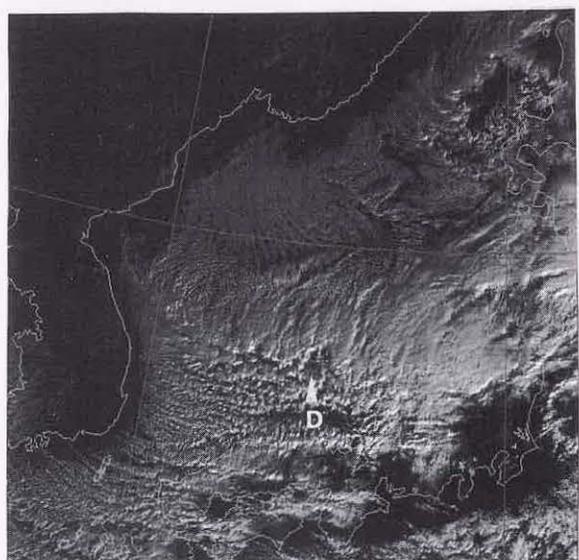


図6-2-4b 最盛期の可視画像 1998年1月24日00UTC 記号：本文参照

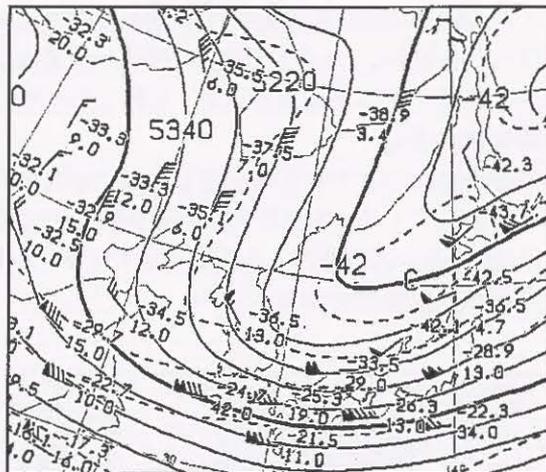


図6-2-4c 500hPa 天気図 1998年1月24日00UTC

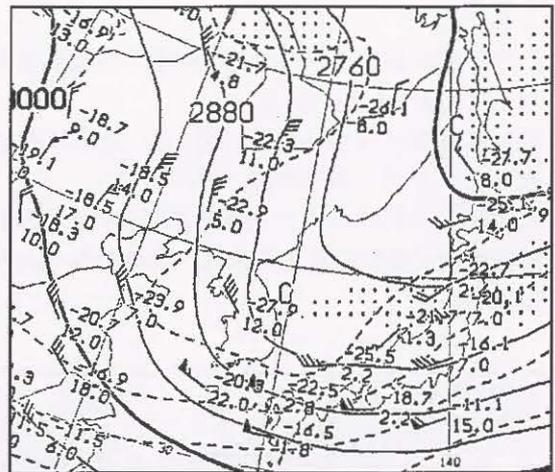


図6-2-4d 700hPa 天気図 1998年1月24日00UTC

さらに6時間後の24日06UTCでは、帯状対流雲はさらに南下を始め山陰沖まで達している。雲頂高度に変化はなく高いままである。下層渦(D)は石川県沖に達し、周辺にはCg、Cbを伴っている(図6-2-5)。

(3) 衰弱期

24日12UTCでは、帯状対流雲はさらに南下し、Cg、Cbを伴ったまま山陰地方に上陸し、下層渦Dは北陸地方に上陸し消滅した。上陸した地方では1時間5~9cmの強い降雪を観測した。なお、上陸した帯状対流雲は日本列島の脊梁山脈を超えられず、次第に雲頂高度を落として衰弱した。この帯状対流雲の北では南北走向を持った筋状雲が卓越している。この時の500hPaのトラフは東北地方にあり、700hPaの-24℃の温度トラフは北陸地方にある(図6-2-6)。

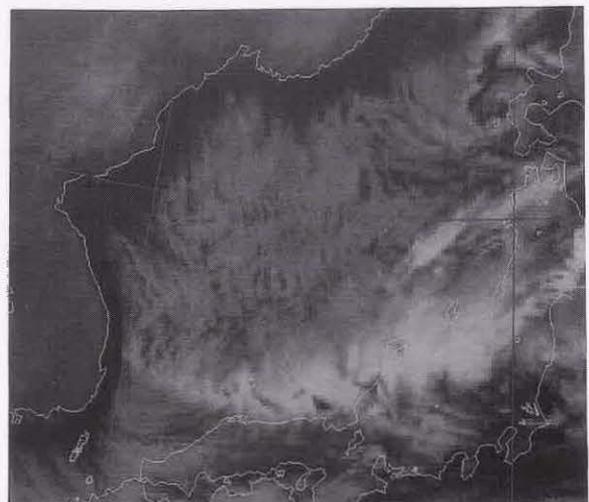


図6-2-5a 最盛期の赤外画像 1998年1月24日06UTC
記号：本文参照

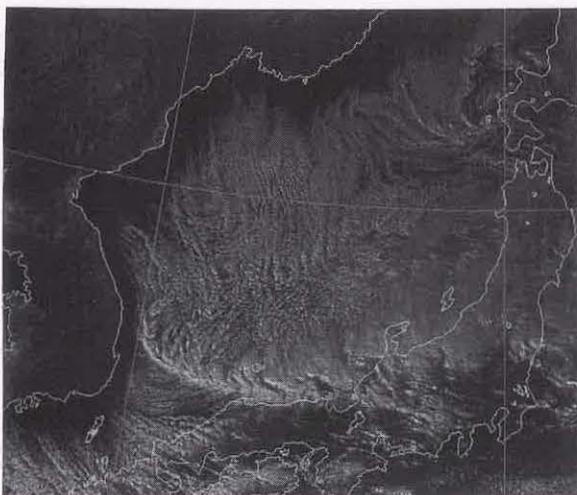


図6-2-5b 最盛期の可視画像 1998年1月24日06UTC
記号：本文参照

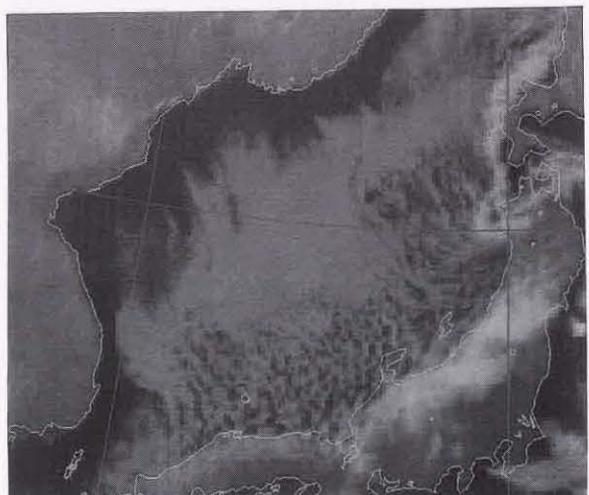


図6-2-6a 衰弱期の赤外画像 1998年1月24日12UTC
記号：本文参照

(4) まとめ

この事例における帯状対流雲の変化や動向をまとめると、次のようになる。

- ①帯状対流雲は日本海西部に発生し、次第に雲頂高度を上げながら南東方向に伸びだす
- ②その後帯状対流雲上に下層渦が発生し、この下層渦の前後で帯状対流雲の走向に相違がみられる様になる

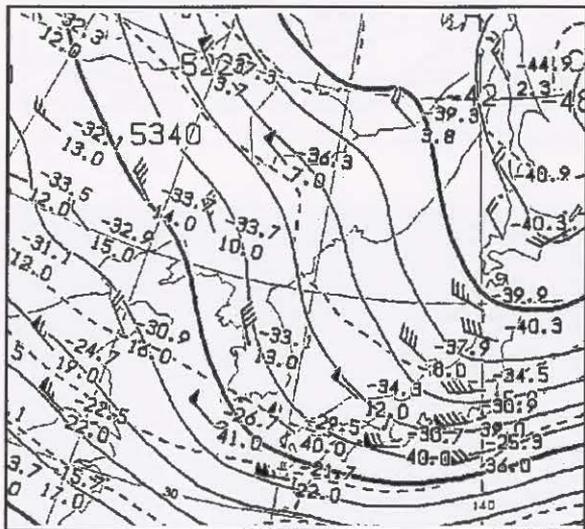


図 6-2-6b 500hPa 天気図 1998 年 1 月 24 日 12UTC

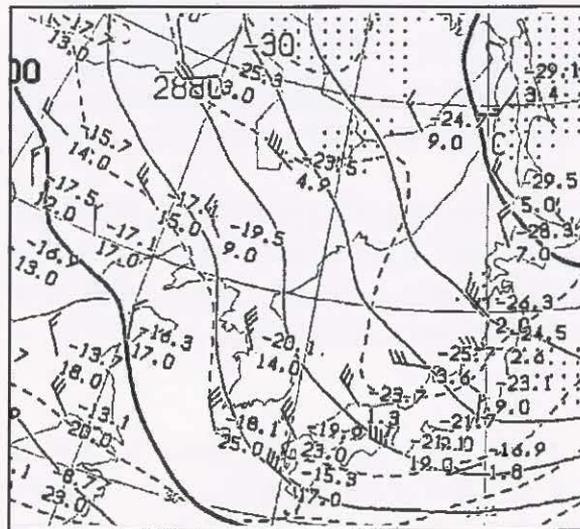


図 6-2-6c 700hPa 天気図 1998 年 1 月 24 日 12UTC

6.2.2 北海道西岸小低気圧

冬季、沿海州とサハリン・北海道（及びオホーク海の海水野）に挟まれる北海道西海上は相対的に暖域となり気圧の谷を形成する。このため、間宮海峡から日本海北部にかけては大陸から吹き出す北西の季節風と寒冷なサハリン・北海道（及びオホーク海の海水野）から吹き出す北東風がぶつかり南北に収束線を形成するようになる。この収束線上は、上昇気流の場となり帯状雲が発生する（図6-2-7）。この帯状雲に上層トラフが接近すると、上昇気流が強まり活発な対流雲を含む下層渦が発生し、小さな低気圧や袋状の低圧部が解析されるようになる。この北海道西岸に発生するメソスケールの下層渦は「北海道西岸小低気圧」と呼ばれ、そのうち石狩湾に発生するものを「石狩湾小低気圧」と呼んでいる。メソスケールの下層渦は北西風や北東風の北の流れに乗って南下し北海道西部から東北地方北部に上陸してしばしば大雪をもたらす。

「北海道西岸小低気圧」については、札幌管区気象台による報告（1989）があり、様々な面から調査されている。この中で衛星画像からの注目点については、帯状雲型と渦状雲型に大別（岡林：1972）し、各雲型を全部で7種類にわけて、その型別の発生のフロー・チャートや暴風雪の予測ワークシート等が作成されている。この項では、「北海道西岸小低気圧」の例を取り上げ衛星画像から着目すべき点を列記する。

(1) 衛星画像にみられる特徴

1997年12月20日18UTCにサハリン南部で発生したメソスケールの下層渦は、上層渦の影響を受け、稚内南西海上で発達し明瞭となった。その後、この下層渦と渦周辺を回るスパイラル状の積乱雲は南下し、石狩地方に上陸して札幌やその周辺部に大雪をもたらした。

衛星画像から解析した下層渦の経路と水蒸気画像から求めた上層渦の経路を図6-2-8に示す。

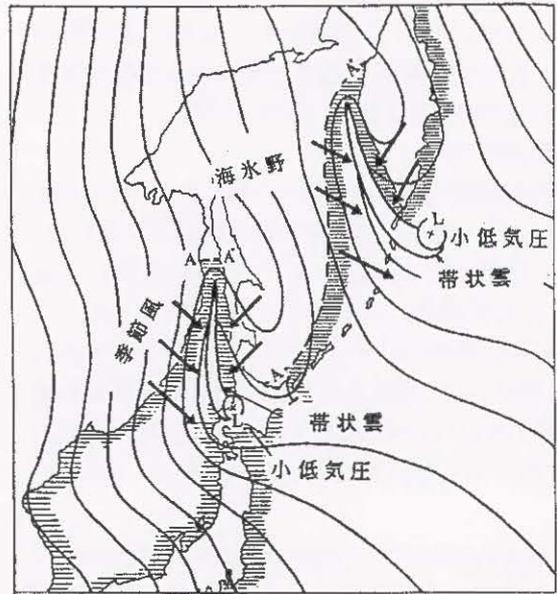


図6-2-7 帯状雲、小低気圧の発生モデル説明図（岡林1972）

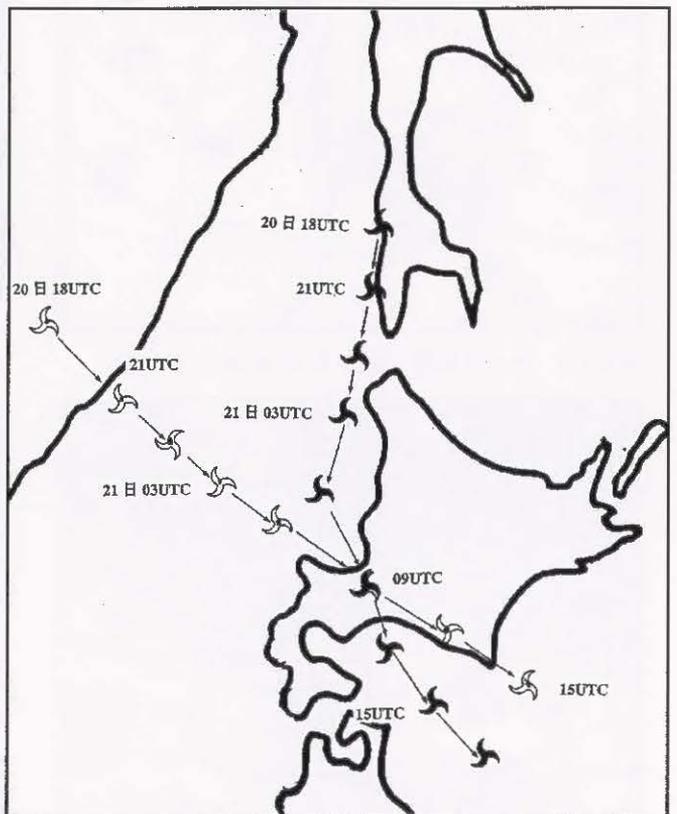


図6-2-8 衛星画像から解析した下層渦の経路と上層渦の経路

☯: 下層渦 (3時間毎の位置) ☁: 上層渦 (3時間毎の位置)

①下層渦発生前

北海道地方は、西高東低の冬型の気圧配置となっている(図6-2-9)。赤外面像からみると、低気圧の後面にあたる日本海北部は対流雲域Aに覆われているが、対流活動は弱い(図6-2-10)。

②下層渦発生期

水蒸気画像(図6-2-11)でみると、シベリア付近にあった上層渦Bが東南東進し沿海州に達した。この上層渦は500hPaで -42°C の寒気を伴っており、227の正渦度に対応している(図6-2-12)。この上層渦の接近により、サハリン南部では下層渦C(\times は渦中心)が発生した。また、日本海北部から間宮海峡にかけては寒気が強まり対流雲域Aが拡大し、大陸からの離岸距離も狭まっている(図6-2-13)。

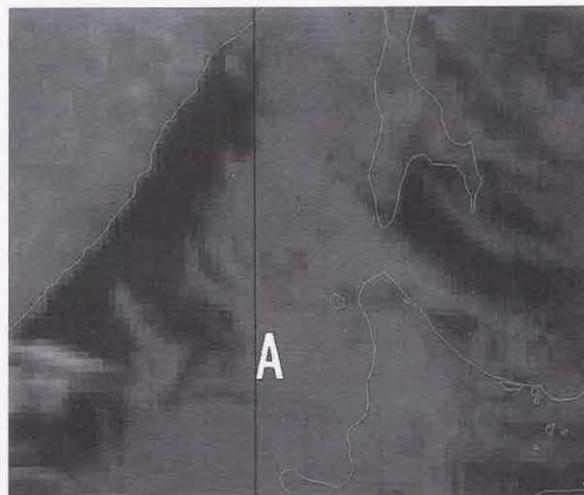


図6-2-10 下層渦発生前の赤外面像 1997年12月20日12UTC

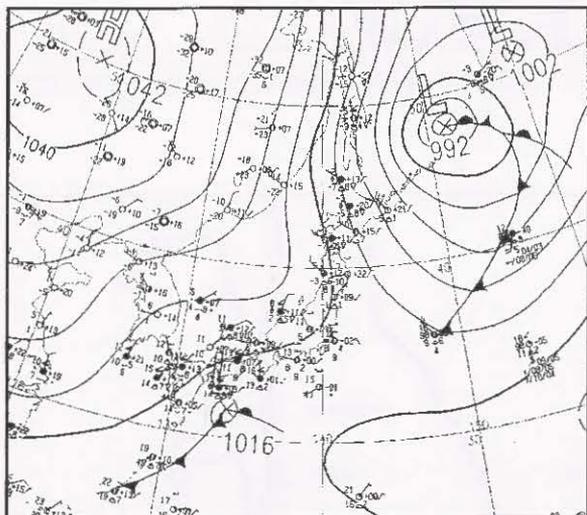


図6-2-9 地上天気図 1997年12月20日12UTC

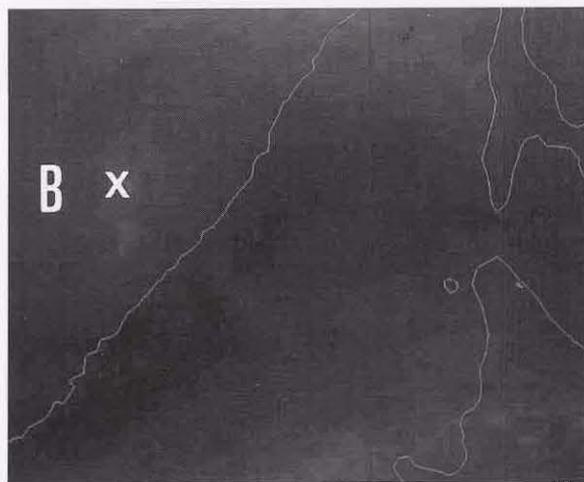


図6-2-11 下層渦発生期の水蒸気画像 1997年12月20日18UTC

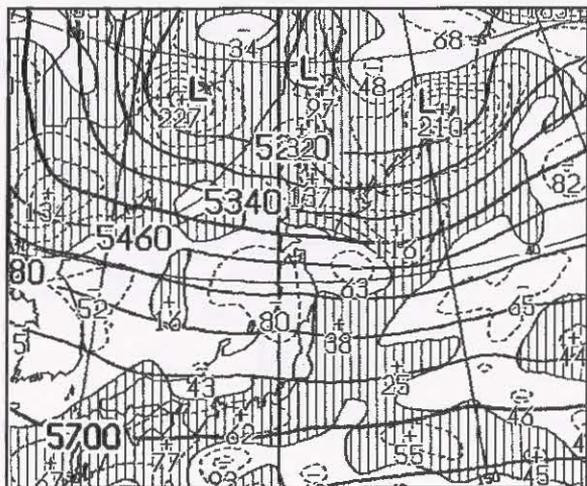


図6-2-12 500hPa高度・渦度解析図 1997年12月20日12UTC

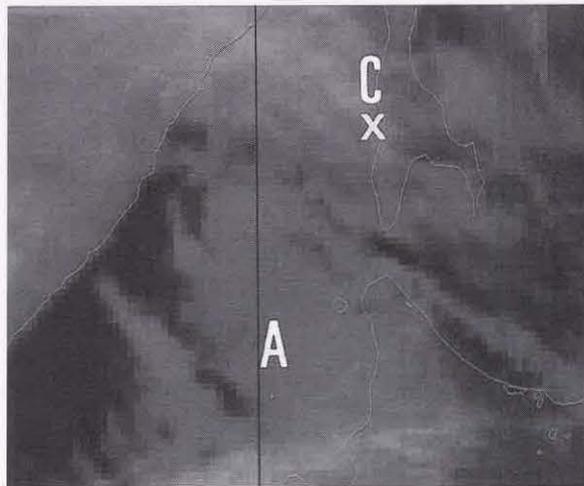


図6-2-13 下層渦発生期の赤外面像 1997年12月20日18UTC

③下層渦発達期

上層渦の接近に伴い、下層渦Cを取り巻く雲列の対流活動は活発化しCbを含む様になった。また、日本海北部にある対流雲Aも筋状構造をおび、風速の強まりを現わし、離岸距離もさらに狭まっている(図6-2-14)。

④下層渦最盛期

下層渦Cを取り巻くCbはスパイラル状となった。下層渦Cは、赤外画像の温度分布図でみると直径で約80kmの晴天域を持っている。晴天域の周りは雲頂温度にして約 -40°C (雲頂高度は約4,800m)のCbに取り囲まれ、対流活動が活発となっている。この時刻の可視画像でも下層渦中心は晴天域となっている。図6-2-17は、この時のアメダスの風向と雨量分布図で、稚内南西海上の下層渦C周辺の下層風が低気圧性回転をしているのがわかる。

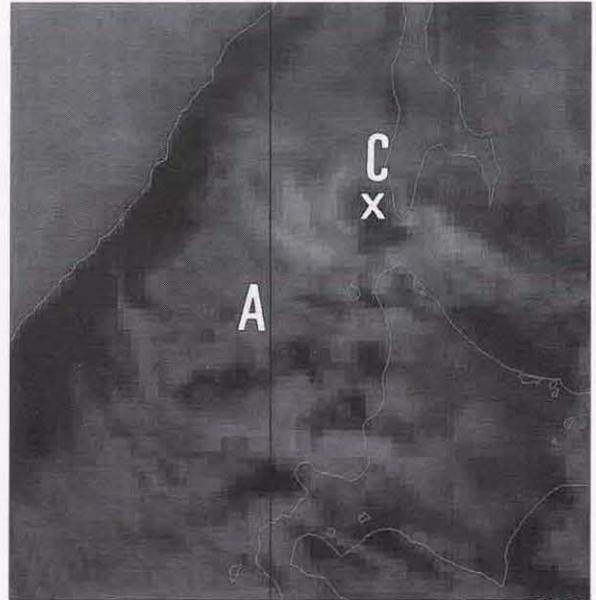


図6-2-14 下層渦発達期の赤外画像 1997年12月21日00UTC

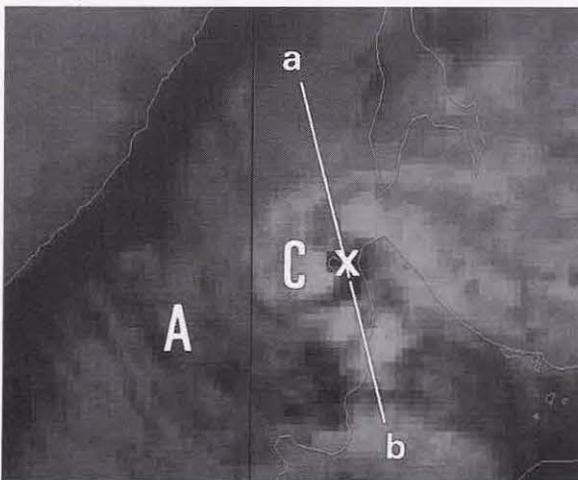


図6-2-15a 下層渦最盛期の赤外画像 1997年12月21日03UTC

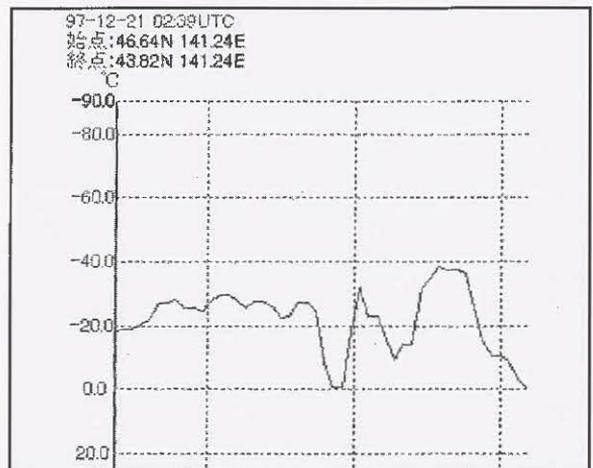


図6-2-15b a-b間の赤外の温度分布図 1997年12月21日03UTC

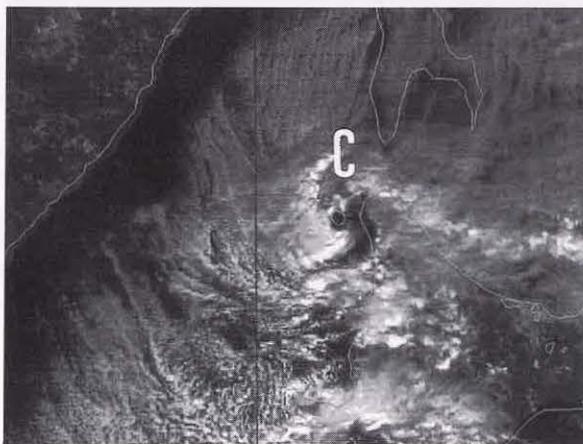


図6-2-16 下層渦最盛期の可視画像 1997年12月21日03UTC

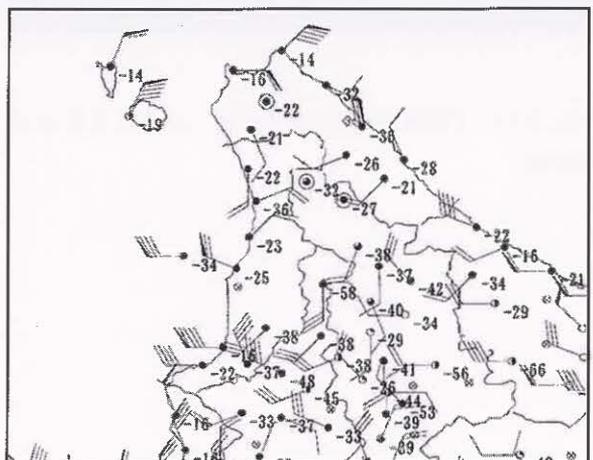


図6-2-17 アメダスの風向風速・雨量分布図 1997年12月21日03UTC

⑤下層渦衰弱期

21日09UTCになると下層渦Cは上層渦の直下となり雲頂高度もやや下がっている。下層渦Cは札幌付近に上陸し、下層渦を取り巻いていたCbは石狩湾内の地形の影響を受けて弧状の対流雲列Dとなっており、その一部が石狩地方に上陸している。札幌では21日12UTC~22日00UTCにかけて10cmの降雪を観測した。レーダー合成図(図6-2-18)では、エコー群は弧状となっており積丹半島付近には強いエコーがかかっている。対流雲Aの大陸からの離岸距離も拡がり、寒気は弱まっている(図6-2-19)。

⑥下層渦消滅期

上層トラフは下層渦に先行して東海上に抜け、取り残された下層渦Cは不明瞭となった。渦周辺の雲頂高度もさらに下がっている(図6-2-20)。

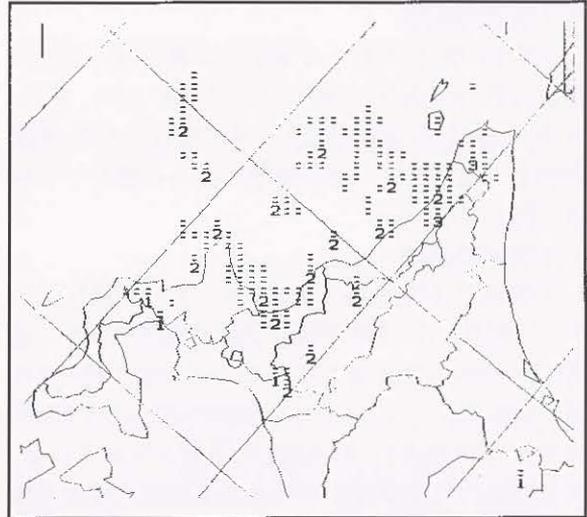


図6-2-18 レーダー合成図 1997年12月20日18UTC

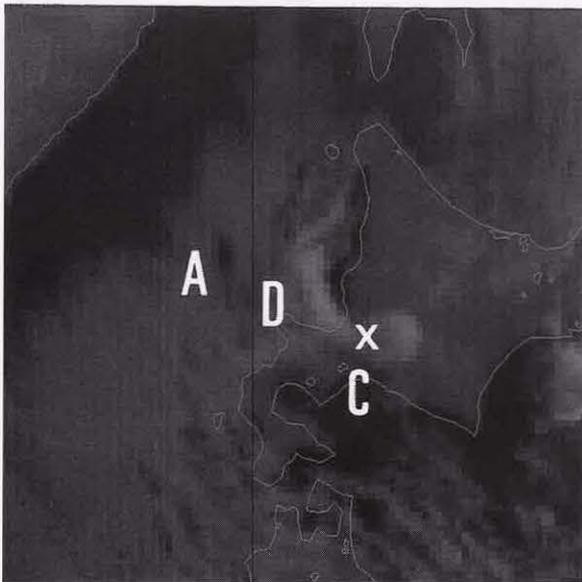


図6-2-19 下層渦衰弱期の赤外画像 1997年12月21日09UTC

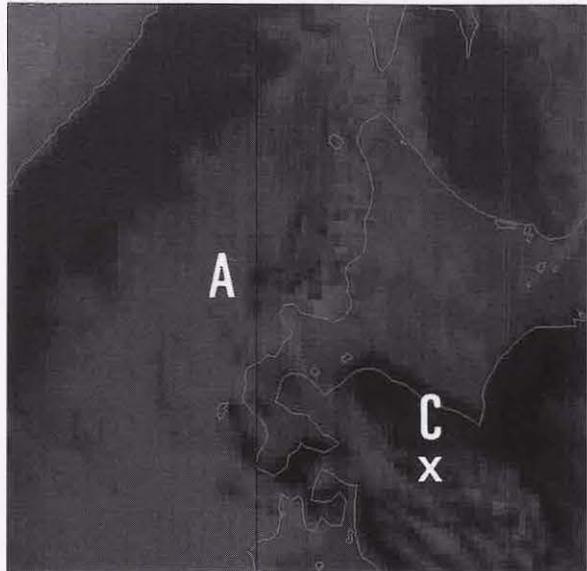


図6-2-20 下層渦消滅期の赤外画像 1997年12月21日15UTC

(2) 衛星画像の着目点

- ①サハリン・北海道（及び海氷野）では夜間の放射冷却によって高圧部が強まり、これから流出する北東風と北西の季節風がぶつかりサハリン南部から宗谷海峡の西海上にかけて収束線ができ、この収束線上に南北走向を持つ雲列が形成される。
- ②サハリン南部から北海道の西海上に上層トラフが接近すると、収束線上に下層渦が発生する。下層渦は活発な対流雲の渦となり、小さな低気圧や

袋状の低圧部が解析されるようになる。

- ③北東風と北西風とが合流しながら南下していく。带状雲（下層渦）は南下しながら低気圧性湾曲（進行方向の左の方へ）を示して東の方へ曲がり、それが上陸した地点に大雪をもたらす（図6-2-21の斜線部）。
- ④上層トラフが先行すると、下層渦の対流活動は弱まり、下層渦の形状も崩れていく。

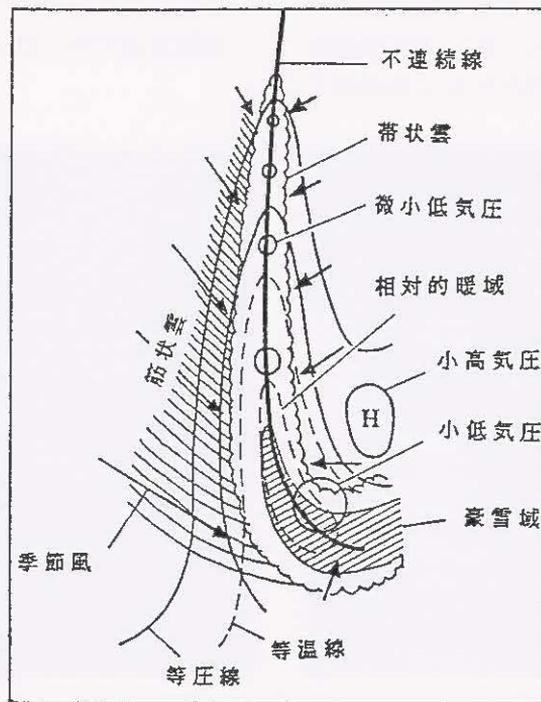


図6-2-21 収束線生成と降雪機構モデル図（岡林：1972）

6.2.3 冬型の特徴

冬季、日本海には冬型の気圧配置に伴い筋状雲が発生する。筋状雲の走向は日本海側の降雪に関わりがある。この項では筋状雲の走向と降雪の分布並びに地上天気図の等圧線との関係を述べる。

(1) 等圧線が南北走向の場合 1997年1月22日 (図6-2-22)

22日9時の可視・赤外画像では、日本海には筋状雲が広がり、一部は関が原、紀伊水道、豊後水道を抜けて太平洋側にも背の高い筋状雲がみえる。この太平洋側へ抜ける筋状雲の影響で三重県四日市市では記録的な降雪があった。また、八丈島付近には東西走向の輝度の高い雲列がみえ、この雲列で

16年振りの降雪を観測している。

21日9時には北陸付近と三陸沖にあった低気圧が、22日9時には日本の東海上で併合し日本付近は強い冬型となり、日本付近の等圧線は南北走向となった。

この冬型による降雪は、北陸から山陰地方が中心である。

22日9時までの主な24時間降雪量は次のとおりである。

長野県小谷村：67cm、新潟県津南町：62cm、
三重県四日市市：21cm

兵庫県篠山町：35cm、広島県高野町：56cm

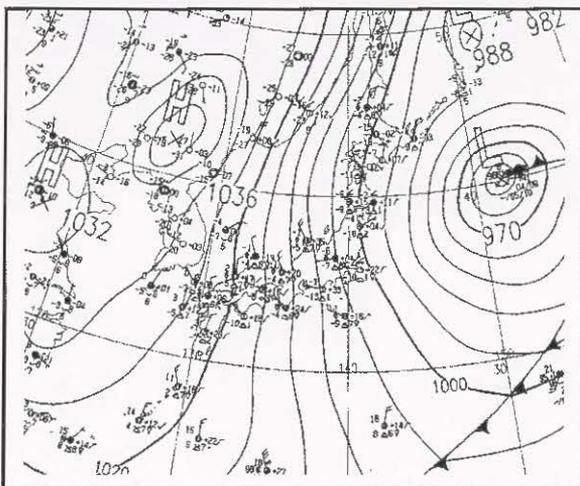
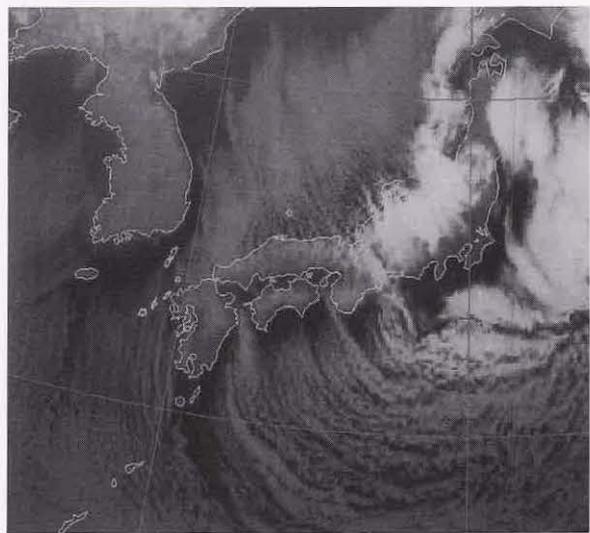


図6-2-22 南北走向の筋状雲の場合 1997年1月22日9時

左上：可視画像

右上：赤外画像

左下：地上天気図

右下：全国24時間降雪量

(2) 等圧線が東西走向の場合 1998年1月20日 (図6-2-23)

20日9時の可視・赤外画像では、日本海には東西走向の筋状雲がある。筋状雲が上陸している能登半島から東北地方日本海側にかけてはCuやCgを含み、この雲域の下では降雪量が多くなっている。

19日9時に関東東海上にあった低気圧が、20日9時には日本のはるか東海上に達し、また、大陸の高気圧の一部が華南方面から張り出し、日本付近は日本海西部に気圧の谷が残る弱い冬型の気圧配置となった。日本海北部の等圧線は北西から南東

走向であるが、日本海中・西部では気圧傾度が緩み、等圧線はほぼ東西走向となっている。

この冬型による降雪は、東北地方日本海側から北陸地方が中心である。

20日5時までの主な24時間降雪量は次のとおりである。

山形県大蔵村肘折：73cm、
 福井県和泉村九頭竜：65cm、
 富山県細入村猪谷：49cm
 岐阜県白鳥町長滝：44cm、新潟県津川町：42cm

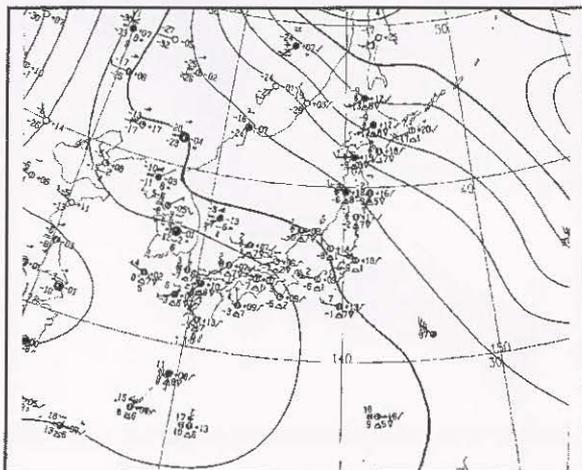


図6-2-23 東西走向の筋状雲の場合 1998年1月20日9時
 左上：可視画像 右上：赤外画像
 左下：地上天気図 右下：全国24時間降雪量

(3) 等圧線が北西から南東走向の場合 1999年1月9日 (図6-2-24)

9日9時の可視・赤外画像では、日本海西部には一部帯状対流雲がみえるが日本海全体が北西から南東走向の筋状雲で埋め尽くされており、Cgも日本海全般にみられる。筋状雲の走向は等圧線の走向とは若干ずれがある。また、筋状雲は北・東・西日本の太平洋側にも吹き抜けている。

9日9時にはオホーツク海には動きの遅い低気圧が、また、大陸には優勢な高気圧があり日本付

近は7日未明から強い冬型が継続している。日本付近の等圧線は日本海から日本の東海上にかけてほぼ北西から南東走向となっている。

この冬型による降雪は、広範囲に北海道から山陰地方にかけての日本海側が中心である。

9日16時までの主な24時間降雪量は次のとおりである。

滋賀県伊吹町春照：71cm、
岐阜県関が原町：63cm、
群馬県水上町藤原：69cm

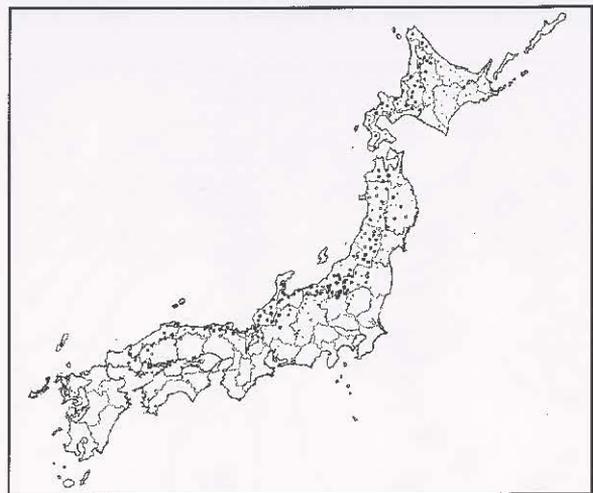
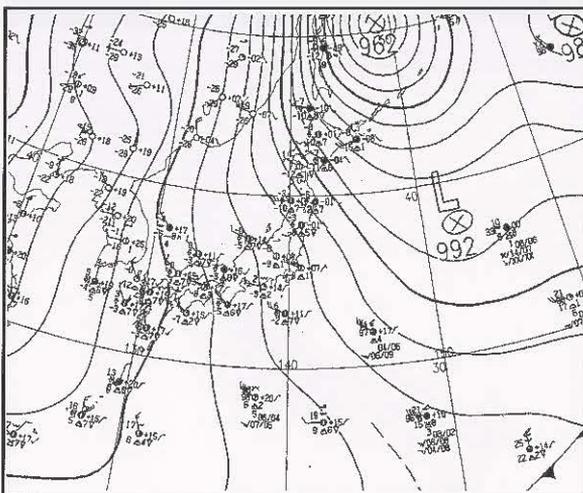
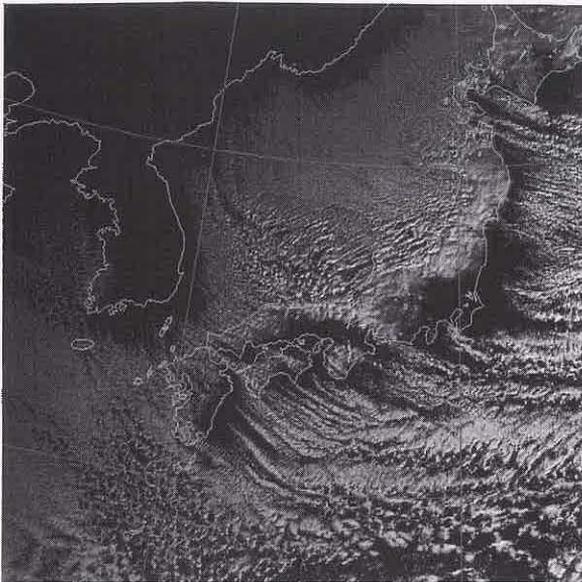


図6-2-24 北西から南東の筋状雲の場合 1999年1月9日9時

左上：可視画像

右上：赤外画像

左下：地上天気図

右下：全国24時間降雪量

6.3 強風

衛星画像から風の情報を引き出すには、複数の画像を用いて雲のセルを追跡してその移動を計算するのが一般的である。この他、強風に伴い特徴的な雲パターンが現われる。例えば「寒気の吹き出しに伴い出現する対流雲が、筋状の形状を持つ雲列となると地上の風速は20kt以上となる（気象衛星課：1976）。」「山脈の風下側に波状雲が出るようになると、山頂付近で20kt程度以上の風速がある。また、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がる（小花：1983）。」等の報告がある。

この節では、寒候期の冬型における寒冷前線通過時の強風を取り上げ、下層の風に関する情報の抽出例を示す。

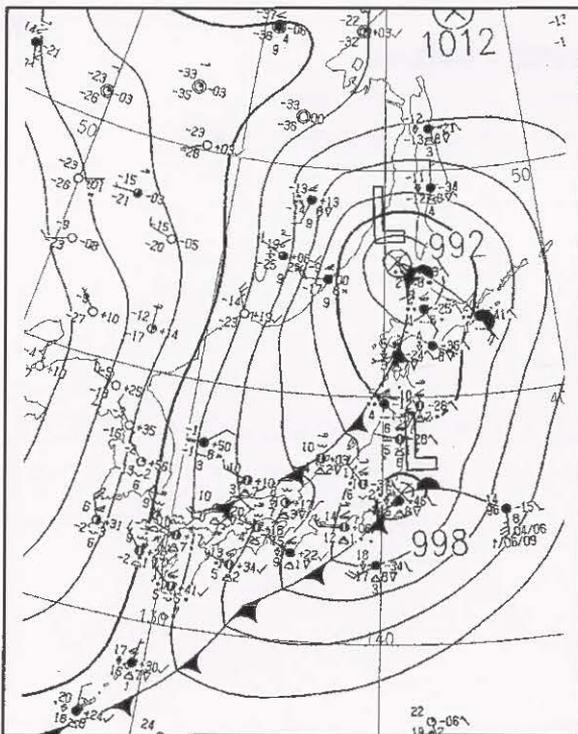


図 6-3-1 地上天気図 1999年2月27日00UTC

6.3.1 寒冷前線通過時の強風

1999年2月27日、北海道の西海上にあった低気圧が、発達しながら北海道を東北東進した。このため、冬型の気圧配置となり、関東地方では27日の夕方から北西の強風となった。

(1) 寒冷前線が日本海にある場合

27日00UTCの地上天気図(図6-3-1)をみると、稚内付近に地上低気圧があり、寒冷前線が九州北部に伸びている。また、関東の東海上にも別の低気圧があり、それから伸びる寒冷前線が南西諸島を経て華南に達している。

この中で、日本海側にかかる寒冷前線に注目する。図6-3-2は、同時刻の可視画像である。日本海側に伸びる寒冷前線後面に、秋田沖から山陰沖へと伸びるCg-Cuライン(A-B)が解析できる。Cg-Cuラインの矢印付近は、20m/sで東南東進している。寒冷前線後面にあたる日本海中部には筋状の対流雲(C)が発生しており、この対流雲セルは南南東に15m/sで移動している。

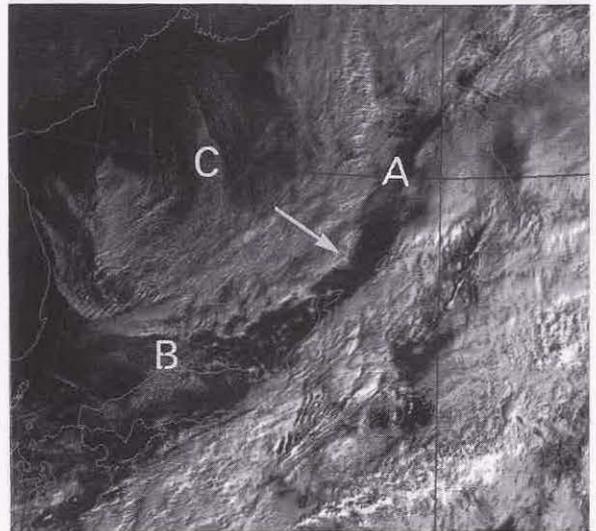


図 6-3-2 可視画像 1999年2月27日00UTC
記号：本文参照

このことから、寒冷前線後面では西北西の強風が推定される。相川（新潟）のアメダス時系列図（図6-3-3）をみると、相川を寒冷前線が通過したのは27日01UTC（10時）頃で気温が下降し、03UTC（12時）頃になると風速も9m/sから18m/sに強まっている。この風速は、筋状雲のセルの移動とほぼ一致している。また、Cg-Cuライン（A-B）矢印付近の移動速度ともほぼ一致している。

(2) 寒冷前線が内陸部にある場合

Cg-Cuライン（A-B）は脊梁山脈を越える時に不明瞭となり衛星画像からCg-Cuラインは認識できなくなった。ここでは、アメダスの時系列図により関東地方の前線通過時刻を推定する。東京のアメダスの時系列図を図6-3-4に示す。27日0630UTC（15時30分）には風向の急変（東南東→西北西）がみられる。また、風速も0710UTC（16時10分）に3m/sから11m/sに強まり、気温もこの時刻をピークとして下がり始める。このことから寒冷前線が東京付近を通過したのは27日0700UTC（16時00分）頃と推定される。

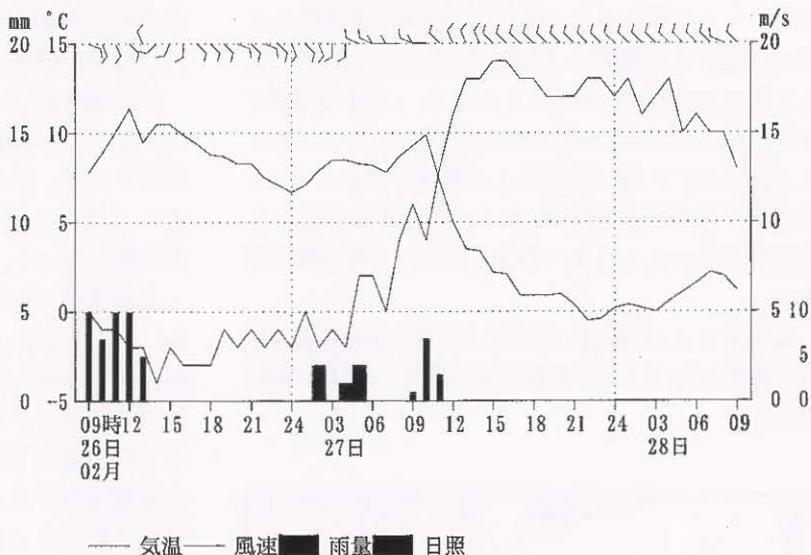


図 6-3-3 相川（新潟）のアメダス時系列値
1999年2月26日09時～28日09時（日本時）

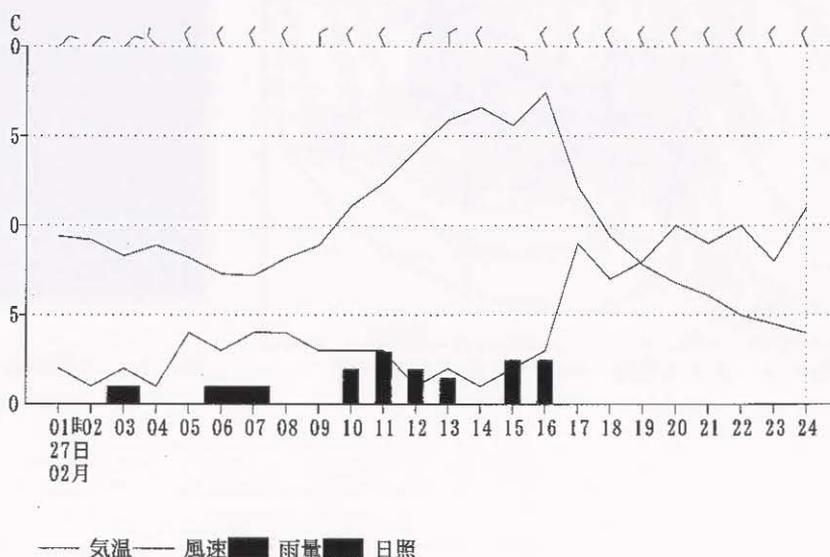


図 6-3-4 東京のアメダス時系列値
1999年2月27日01時～27日24時（日本時）

前線通過時刻に近い07UTCの可視画像(図6-3-5)から寒冷前線通過の特徴をみる。日本海側にかかっていたCg-Cuライン(A-B)は上陸し不明瞭となっているが、06UTCまで晴天域であった中部山岳や丹沢山地ではCu(D)が発生している。また、東北地方の太平洋側と紀伊半島の東側には波状雲(F)が発生している。その他、三陸沖には東西走向をした筋状雲(E)もみられる。これらからこの付近は西風の強風であることが推定できる。

この様な画像上の特徴から、風速を推定する。波状雲の雲列の間隔は風速に比例するので、その間隔から風速を推定することができる(3.7節参照)。今回の事例で、G. A. Corby(1957)の関係式風速 $U(m/s)=1.7\lambda(km)+4.8$ を使うと、風下波の

波長 λ が8kmの時、風速は18.4m/sとなる。

27日07UTCの画像から解析した寒冷前線の位置と対流雲セルの移動から求めた下層風ベクトル及び筋状雲、波状雲の発生状況を図6-3-6に示す。

(3) 寒冷前線が太平洋上に抜けた場合

日本列島を前線が通過した後の28日01UTCの可視画像(図6-3-7)をみると、関東地方の内陸部や三陸沖、紀伊半島の南東沖では脊梁山脈の影響を受け冬型特有の晴天域となっている。一方、北海道や東北・近畿地方では寒気と強風の影響を受け日本海側から太平洋側に吹き抜ける筋状の対流雲列(E)となっている。この時の太平洋側の対流雲セルの下層風は三陸沖では東南東15m/s、関東の東海上では東南東13~15m/sであった。

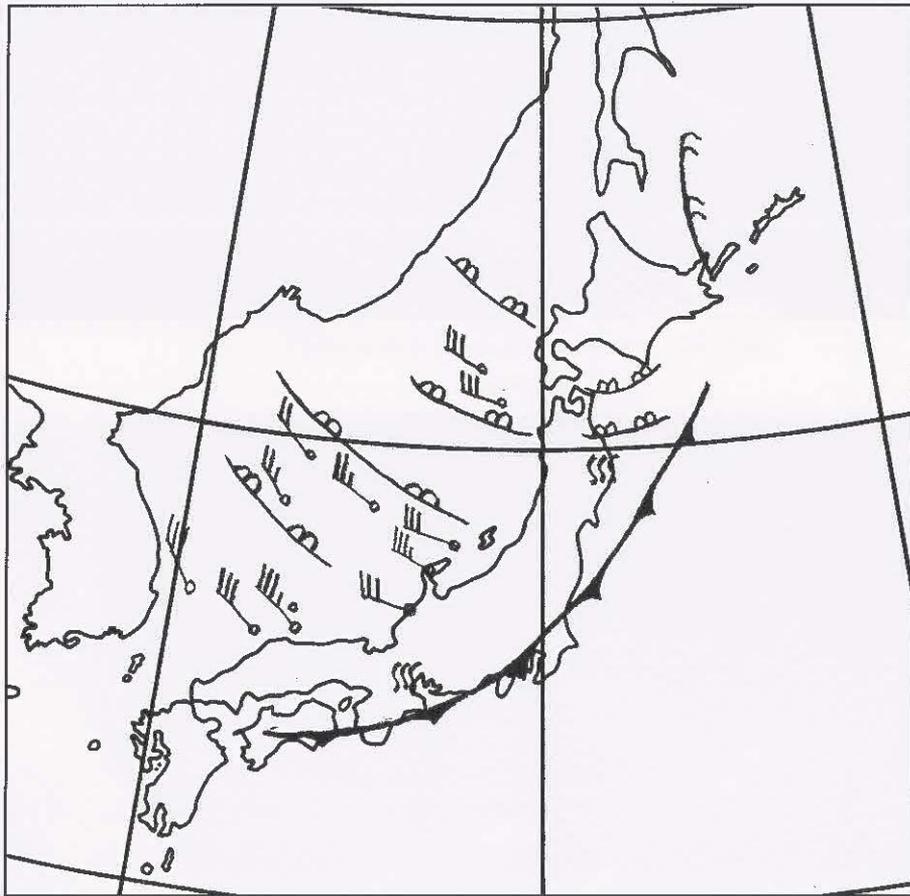


図6-3-6 1999年2月27日07UTC

(画像から解析した寒冷前線の位置と対流雲セルの移動から求めた下層風ベクトル及び筋状雲、波状雲)

▲ : 寒冷前線 ~~~ : 波状雲 ||| : 筋状雲 ↙ : 下層風ベクトル

6.3.2 画像からみられる強風時の着目点とその利用

(1)寒気の吹き出しに伴い出現するCuは、地上の風速が20kt以上となると筋状の形状を持つようになる。この筋状雲の個々のセルの移動を求め下層風を算出し、陸上や海上の風速を推定することができる。また、筋状雲の走向は地上や海上の風向に平行な雲列として形成されるため、筋状雲の走向から

風向を推定することができる(気象衛星課:1976)。(2)山脈の風下側に発生する波状雲は、山頂付近では20kt程度以上の風速がある。波状雲の雲列の間隔は風速に比例し、風速が強い程、波状雲の雲列の間隔は広くなるので、その間隔から風速を推定することができる(小花:1983)。

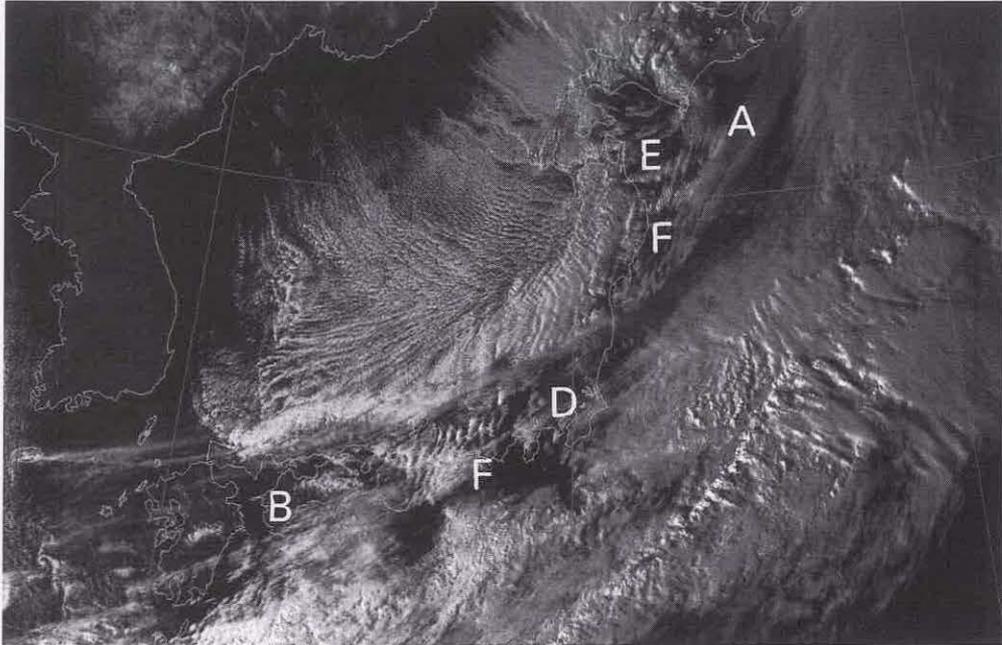


図 6-3-5 可視画像 1999年2月27日07UTC
記号:本文参照

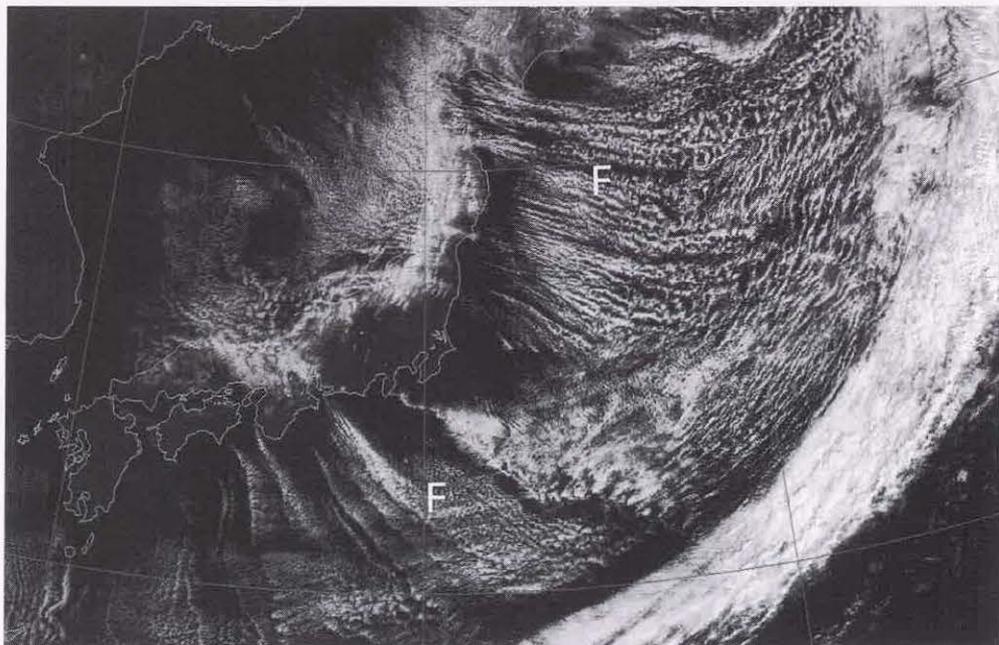


図 6-3-7 可視画像 1999年2月28日01UTC
記号:本文参照

6.4 霧・下層雲

6.4.1 霧

(1) 霧の一般的な特徴

雲頂を観測する衛星画像では、雲底が地面に接している霧と接していない層雲の区別はできない。このため雲解析では、通常は両者を一括し霧(あるいはSt)として扱う。以下に、その特徴を述べる。

霧は、赤外画像で暗灰色またはさらに暗い色調で表される。雲頂が低く周囲の地表(海表)面と温度差が小さいため、赤外画像で霧域を特定することは難しい。強い接地逆転が起きている時に存在する霧は、雲頂温度が霧の無い周囲の地表面温度より高くなり、赤外画像では地表面より黒くみえることから「黒い霧(Black Fog)」と呼ばれる(Bader et al.1995)。

霧は、可視画像で灰～白色の雲域としてみられる。霧域の雲頂表面は滑らかな一様である。雲頂高度はほぼ一定で、内陸に存在する霧域の境界は地形の等高線に沿った形状を示すことが多い。厚い上層雲や中層雲に覆われていない限り、可視画像による霧域の特定は容易である。下が透けてみえる薄い上層雲に覆われている場合も霧の識別は概ね可能であるが、粒状の上層雲が覆った時は霧域の表面にその影を落とすため、ごつごつした対流性の雲に見誤ることがある。一般に霧の動きは遅く形状の時間変化も緩やかなので、霧の判別には動画による動きや形状の変化を確認することも有効である。

霧の厚さは一般に数百メートル以下なので、霧の厚さより高い山や丘などの障害物に遮られ、障害物の風下側に霧のない切れ間が現れることがある。

このことから、その場所のおおよその風向を推定することができる。

(2) 海上の霧

図6-4-1は、日本付近で広範囲に霧が発生した事例である。可視画像で霧域は表面が滑らかな白色から明白色の領域で、北海道・東北地方の太平洋沿岸からその東海上(A)と日本海北部・中部(B)及び朝鮮半島東岸付近(C)に確認される。また、暗灰色の小規模な霧域が朝鮮半島の西の沿岸部(D)や黄海(E)に確認できる。霧域(A)は北海道十勝平野の内陸部にまで侵入し、日高山脈に明瞭な境界がみえる。赤外画像でこれらの霧域をみると、海上では霧域を明瞭に識別することはできない。それに比べ北海道地方の陸上では、晴天域では日射による地表面温度の上昇もあって、地表面温度と霧の雲頂温度との差が大きくなり、霧域の境界は分かりやすい。東北地方太平洋側の雲域(F)も霧のようにみえるが、可視画像では北海道地方の霧域に比べ輝度が高く表面がややごつごつしていることから、霧とは異なる雲(ScやCu)と判別できる。

図6-4-2は、障害物に遮られた霧の例である。千島列島のオホーツク海側に沿って幅100km程度の霧が存在する。この霧が島と島の間から太平洋側へ流れ出す様子から、千島列島北部ではカムチャッカの東の低気圧に吹き込む西～北西風が卓越していることがわかる。また流れ出した霧域の境界に乱れがないので、風速も弱いと推定できる。島の風下にあたる太平洋側には晴天域がみられ、これは島によって霧の移流が妨げられた結果である。

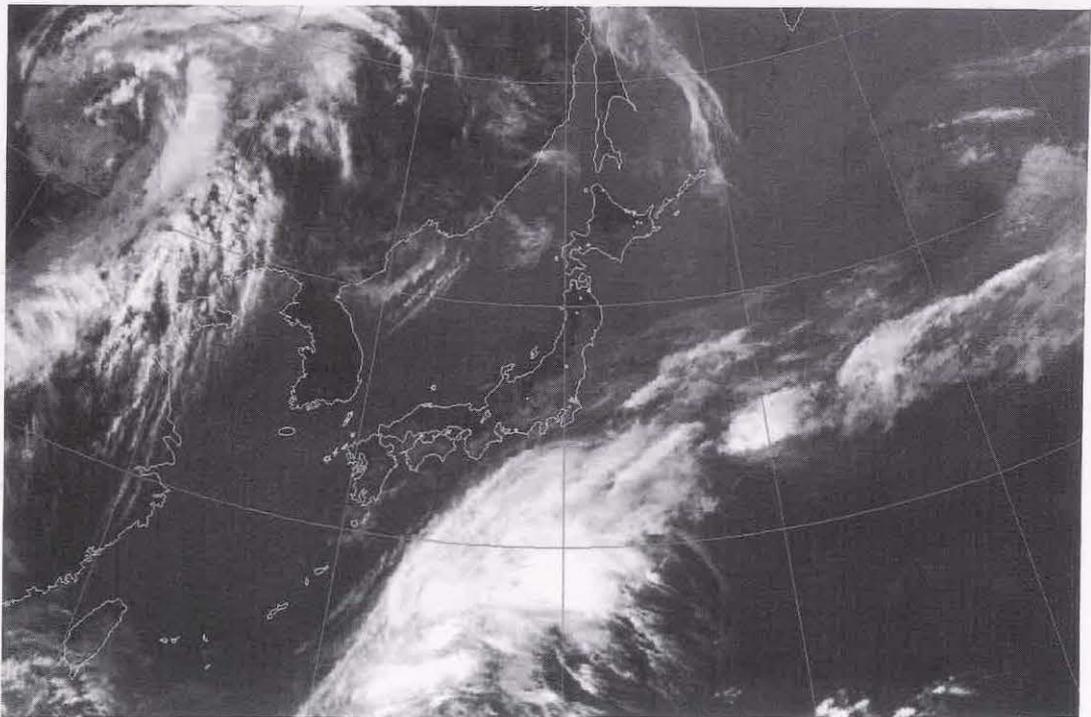
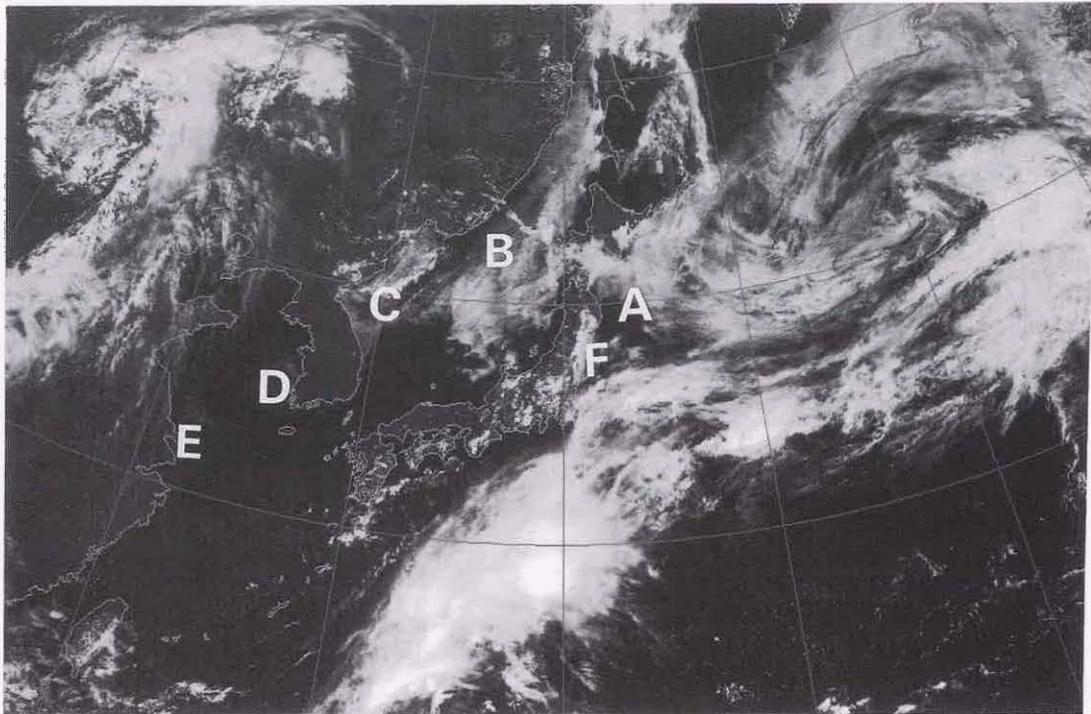


図 6-4-1 海上の霧 1997年6月17日 03UTC
上：可視画像 下：赤外画像 記号：本文参照

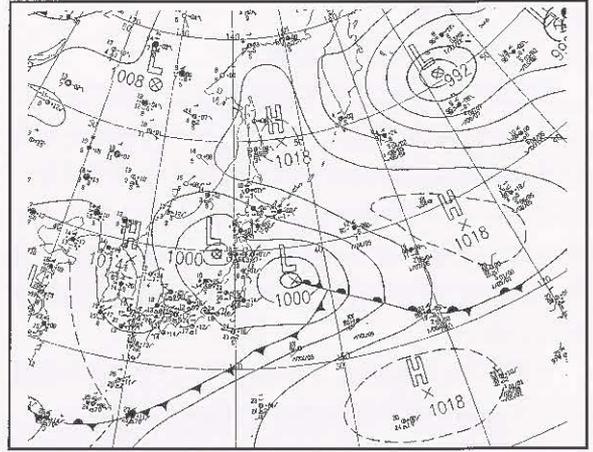
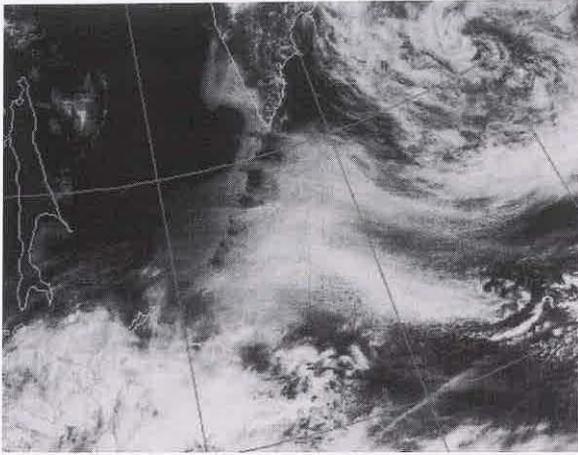


図6-4-2 海上の霧 1998年6月4日00UTC
左：可視画像 右：地上天気図

(3) 内陸の霧

図6-4-3は、西日本の所々で内陸部を中心に局地的な霧が発生した事例である。この霧は放射冷却によって夜半頃から発生し、日中は日射による昇温で徐々に面積が縮小していたため、この時刻の霧は最盛期を過ぎている。やや規模の大きな霧が、琵琶湖周辺から大阪湾にかけて (A)、津山盆地周辺

(B)、三次盆地周辺 (C) に確認できる。その他小規模な霧域として、中国山地、紀伊山地、四国山地 (いずれも D で示す) に散在している。また九州地方日田盆地にも小さな点状の霧域 (E) が確認できる。同じ時刻の赤外画像では、霧域はほとんど確認できない。

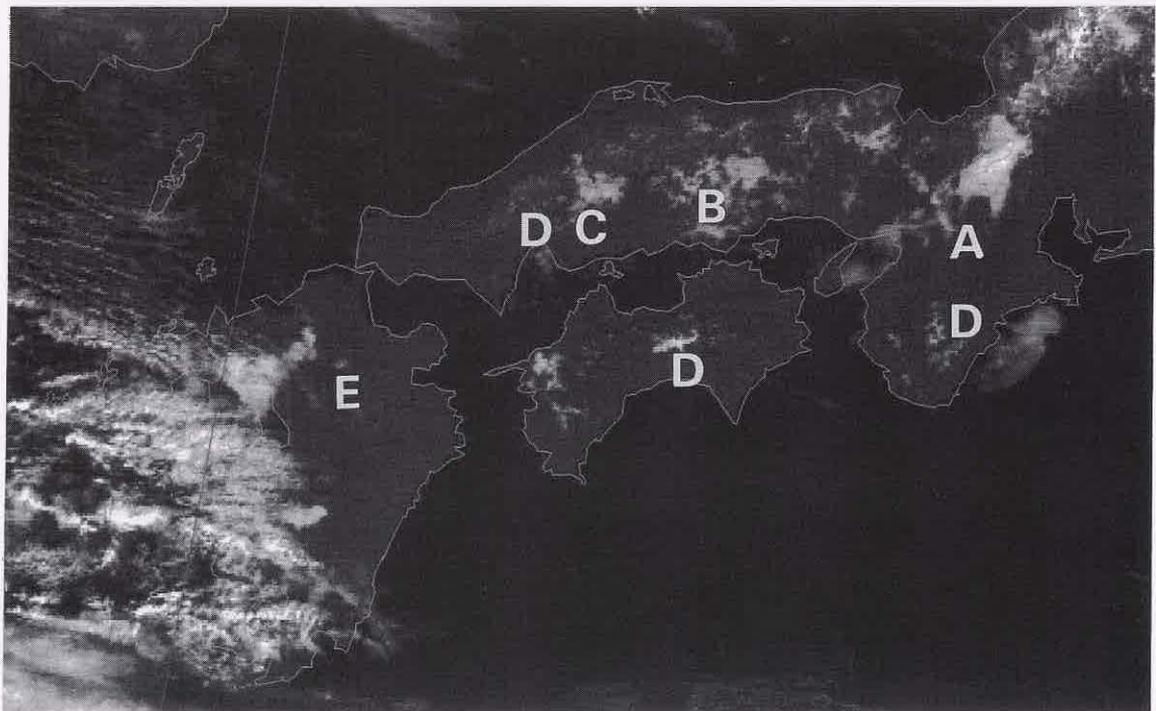


図6-4-3 内陸の霧 1996年2月14日01UTC 可視画像
記号：本文参照

6.4.2 下層雲

(1) 下層雲の一般的な特徴

衛星画像で下層雲と呼ぶ場合は、2.2節で述べたようにCu、Sc、Stを指す。これらの下層雲はそれだけでは顕著な気象災害を引き起こすものではないことから、その判別には余り注意が払われてこなかった。近年は天気予報における晴曇の判別に利用するため、衛星画像による下層雲の識別が注目されている。

下層雲は、可視画像では灰色ないし白色の雲域として、赤外画像では灰色の雲域としてみられる。形状の特徴に着目すると、海上では対流性の下層雲が現れることが多く、可視画像で房状または団塊状をした雲細胞が集合して広範囲に広がってみられるが、赤外画像では空間分解能の関係から個々の雲細胞の境界が明瞭でなくなり滑らかな表面を持った一様な雲域としてみられる。陸上では

層状性の下層雲が現れることが多く、可視・赤外画像ともに滑らかな表面を持つ広範囲な雲域としてみられる。長谷川(1998)によると、同程度の雲頂高度を持つCuとScの区別は、Cuの方が形状や階調の変化が速いことから可能であるとしている。

(2) 海上の下層雲

図6-4-4は、海上に広範囲に発生した下層雲である。冬季の海上ではオープンセルやクローズドセルなどセル状雲が発生しやすい。(O)付近はCuから成るオープンセルで、その北東(E)にはCbやCgの活発な対流雲がある。一方(C)付近はクローズドセルで、筋状の対流雲が寒気の弱まりにより対流活動が衰え、雲が水平方向に広がってScへ変質したものである。寒気が依然強いオープンセル領域のCuやCgに比べ、Scの方が雲のサイズは大きい。

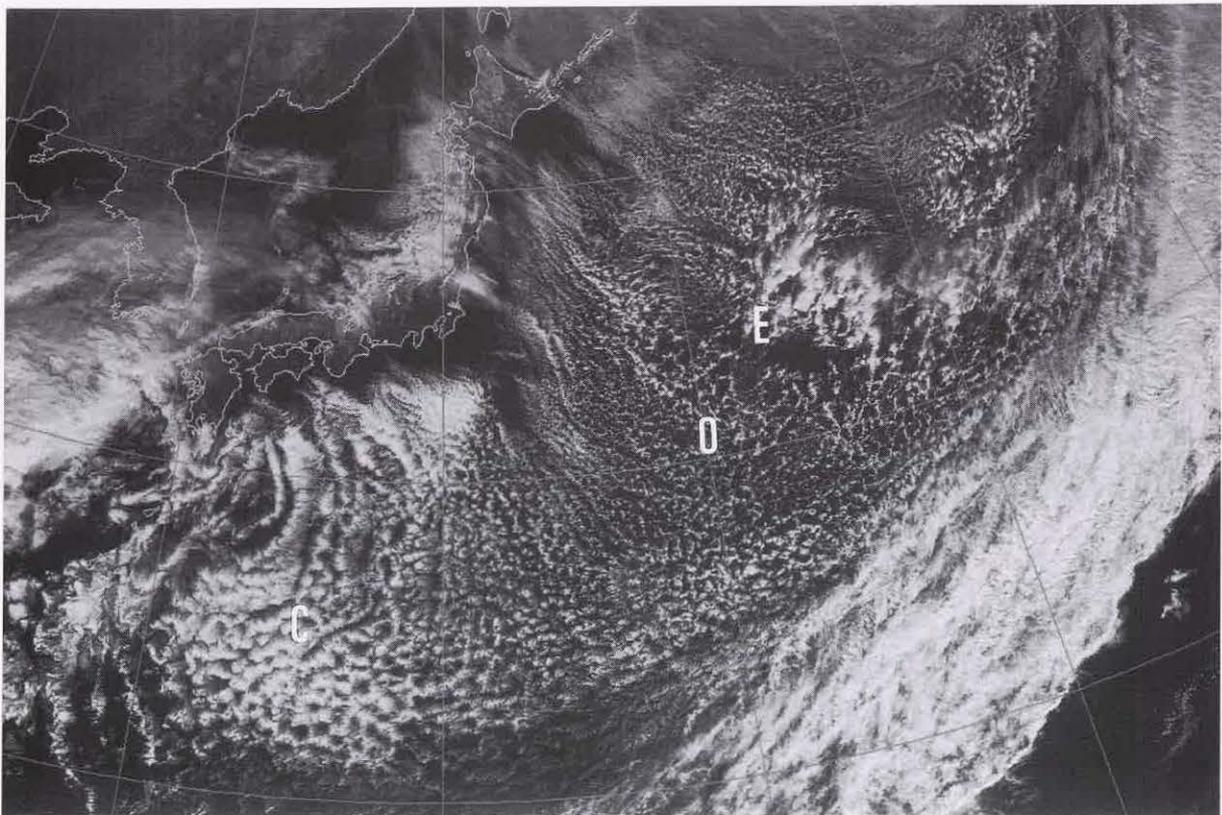


図6-4-4 海上の下層雲 1997年1月23日03UTC 可視画像
記号は本文参照

(3) 大陸の下層雲

大陸で大規模に発生した下層雲の例を図6-4-5に示す。可視画像で、華北の一部から華中・華南にかけて広範囲に広がる雲域が下層雲 (St, Sc) である。この例のように、華中から華南では冬～春にかけ、しばしば広範囲に下層雲に覆われることがあ

る。華南で一部周りに比べ階調が白くごつごつした部分 (A) は、インドシナ半島からのびる薄い上層雲 (赤外画像参照) の影が映っているためで、Cuのような対流雲ではないことに注意が必要である。

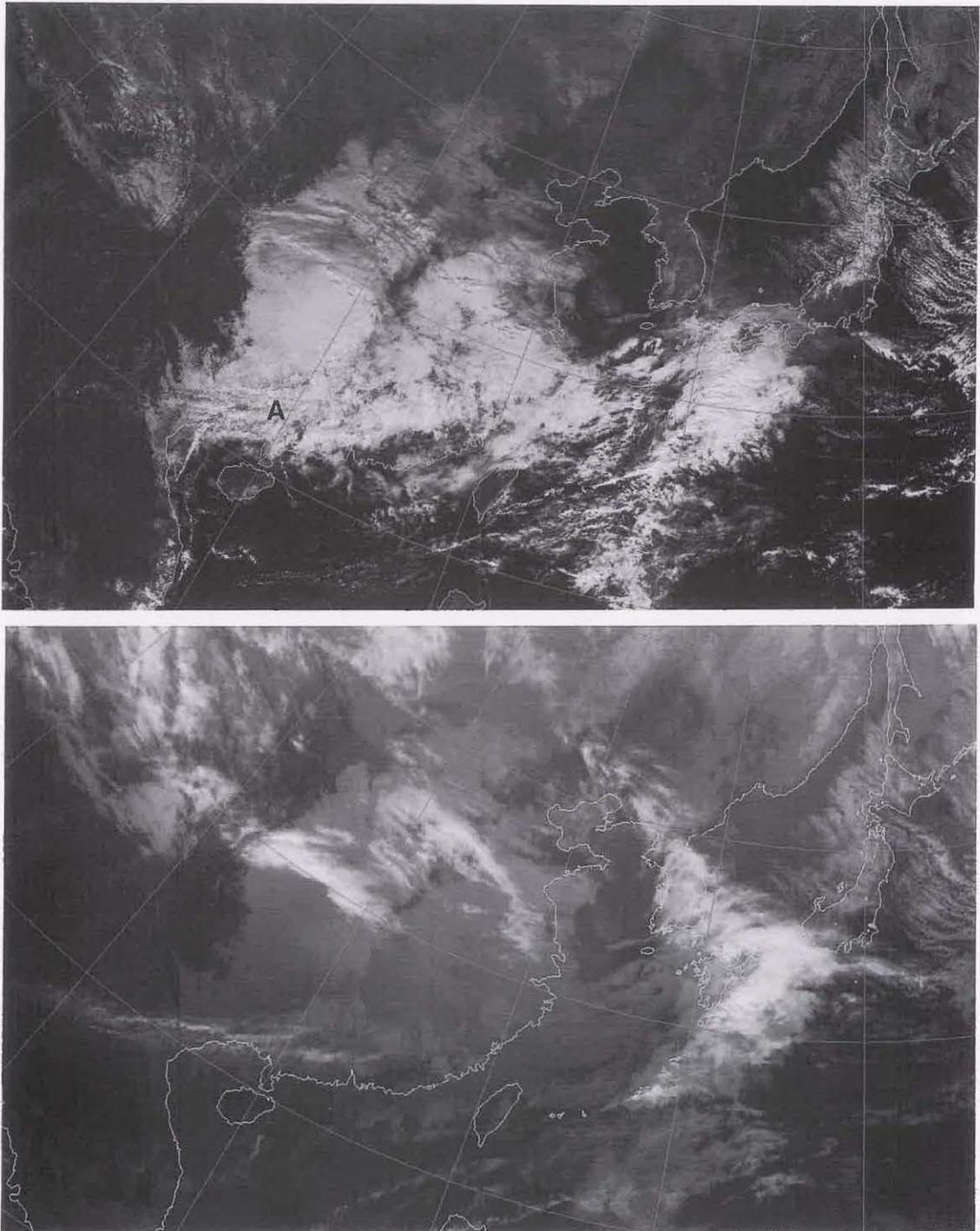


図6-4-5 大陸の下層雲 1998年2月1日03UTC

上：可視画像 下：赤外画像

6.4.3 日本付近の特徴的な下層雲

(1) やませ

やませは、初夏から盛夏にかけて北日本の太平洋沿岸に吹く冷たく湿った東または北東風を指す。この冷氣流は厚さが1km程度で、霧や層雲を伴い時には霧雨を降らせ日射の地上への到達を妨げる(図6-4-6 卜蔵、1995)。

やませは、衛星画像では三陸沖から北日本・東日本の太平洋沿岸に広がる St や Sc として認識できる。図6-4-7では、オホーツク海に中心を持つ高気圧から吹き出す東～北東の風により、北海道・東北地方太平洋側は St や Sc に覆われており、これがやませに伴う下層雲である。下層雲は北海道・東北地方の太平洋沿岸から内陸に広がっているが、山地に遮られて風下の日本海側へは広がっていない(秋田沖に St 域があるが北上して消滅傾向にあり、やませの下層雲とは異なる)。やませの下層雲とは別に三陸沖から北海道の東に広がっている下層雲(図中三角印の東側)は、日本の東に中心を持つ低気圧後面の寒気により発生した St や Sc で、セル状構造をした部分もあり、やませの下層雲とは異なる様相(きめ)をしている。

やませの下層雲は、海上に広範囲に連続的に広がっているのではなく、沿岸近海から陸上に限られている。このことは、やませの下層雲は沿岸近くで形成されたものであることを示唆している。

可視画像で雲域の輝度は、海上より陸上の方が明るい。この時の赤外画像の温度分布によると(図6-4-7)、やませの下層雲の雲頂温度は0~3℃で、高度に換算するとおよそ1500mに相当する。雲頂温度は海上の雲も陸上の雲もほぼ同じであるから、可視画像による下層雲の輝度の違いは、雲層の厚さや雲粒の粗密によるものであろう。したがって、海陸による雲の輝度の違いは、東よりの風が吹きつけることによる地形性上昇流や地表摩擦収束による上昇流で雲が形成され、海上より陸上で雲層が厚くなっているからと考えられる。

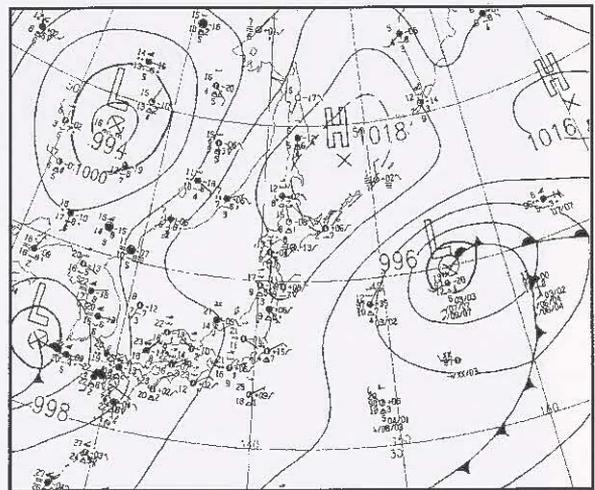


図6-4-7a 地上天気図 1997年6月8日00UTC

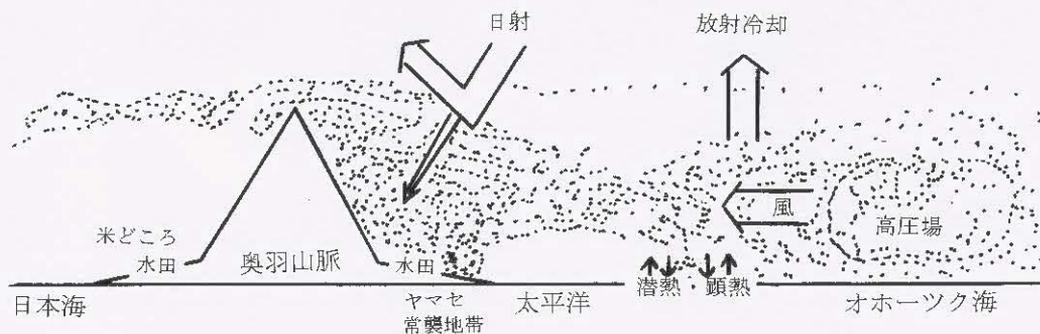


図6-4-6 やませの概念図(卜蔵、1995より)

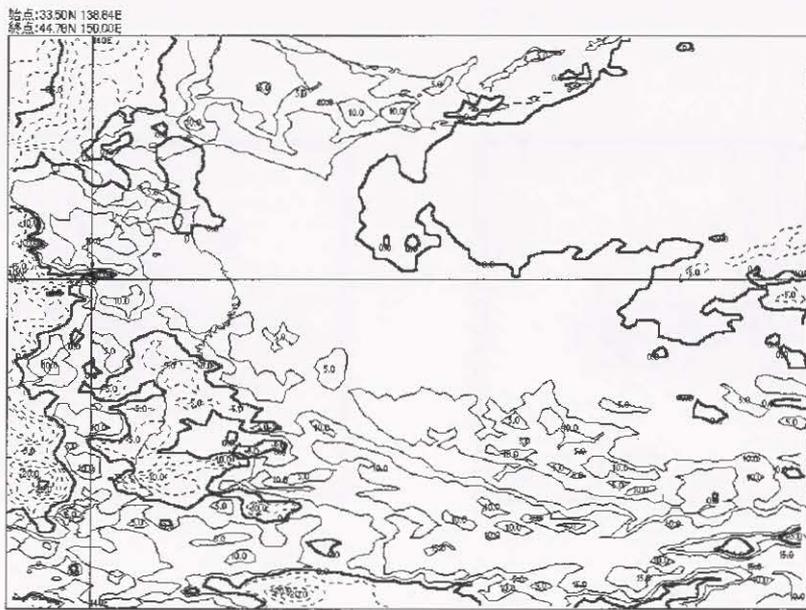
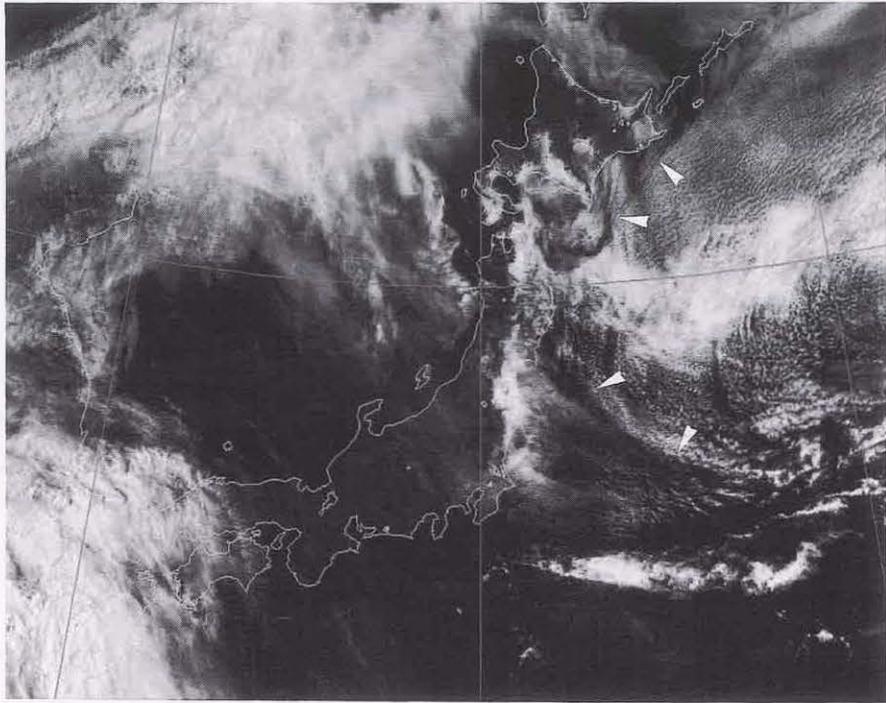


図 6-4-7b やませ 1997年6月8日00UTC

上：可視画像 記号は本文参照

下：北日本から三陸沖にかけての赤外温度分布図 等温線は5°C毎、太線は0°C。

(2) 関東南海上のシアラインに伴う下層雲

寒候期冬型の気圧配置が続くと、関東地方の南海上には中部山岳を分流した流れによりシアラインが形成される。このシアライン付近では特徴的な下層雲が形成される。鈴木・安東(1992)によると、「なまこ型」と「くらげ型」がこの種の雲域の代表例である。図6-4-8にこのモデルを示す。これらの雲域の形成には、中部山岳を迂回する二つの気流系により形成されるシアラインが強く関与していると言われる。すなわち、中部山岳の北回りで鹿島灘方面から流れ込む北東風系と中部山岳の南回りで遠州灘方面から流れ込む西風系の気流により関東南海上でシアラインが形成されると、シアラインに沿って対流雲が発生しその北側や東側に雲域を広げる。

なまこ型の雲域は、雲域の長軸が東西方向に伸び南縁は南に膨らんだ形状をした対流性の雲から成る。この雲域は東に移動する傾向があり、陸上に影響することは少ない。図6-4-9で房総半島からその南東沖に延びる下層雲域(N)がなまこ型の雲域である。南縁に沿ってCuからなる雲が伊豆半島沖から東南東方向に伸び、その北側はScからなる雲が広がる。なまこ型の場合、「降水は南縁のCu列に

限定されやすい」「雲域の西端が房総半島にかかる程度のことが多い」「陸地から離れる方向に移動する」ことから、陸上に悪天をもたらすことは少ない。

くらげ型雲域は、雲域の長軸が南北方向に伸び、南西縁はへこみ北縁は膨らみコマ形状に似たパターンを成す。雲域は下層雲から成り、中でも南側・西側はCuであることが多い。雲域が発達すると、北側は上・中層雲が覆った多層構造の雲から成る。この雲域は北上する傾向があり、関東地方に影響しやすい。図6-4-10で房総半島の南海上にある雲域(K)がくらげ型の雲域である。くらげの足に相当する対流雲列(Cu、図中三角印で示す)が南北に伸び、くらげの頭にあたる北側の雲域(CuやSc)は面積を広げながら北上している。くらげ型の場合、「降水は雲域の広範囲に観測される」「陸地に接近する方向に移動する」「上層のトラフと結びつくと低気圧として発達する」ことから、陸上に悪天をもたらしやすい。

なお、なまこ型の雲域はトラフの接近によりくらげ型の雲域に変身することがある(逆の変身は無い)ので、衛星画像からパターンの変化を監視することが、予報上必要である。

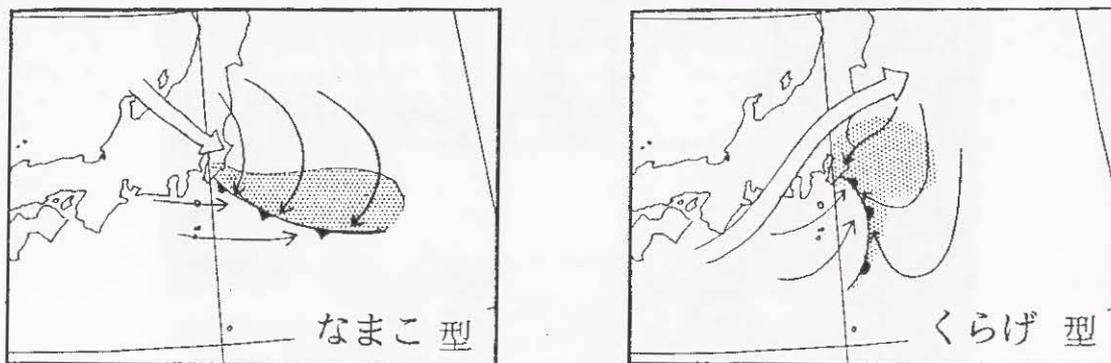


図6-4-8 関東南海上のシアに伴う下層雲のモデル(なまこ型とくらげ型)

鈴木・安東(1992)より

点彩域：雲域 細矢印：地上風 太矢印：安定層より上の風
シアラインは前線の記号で示す

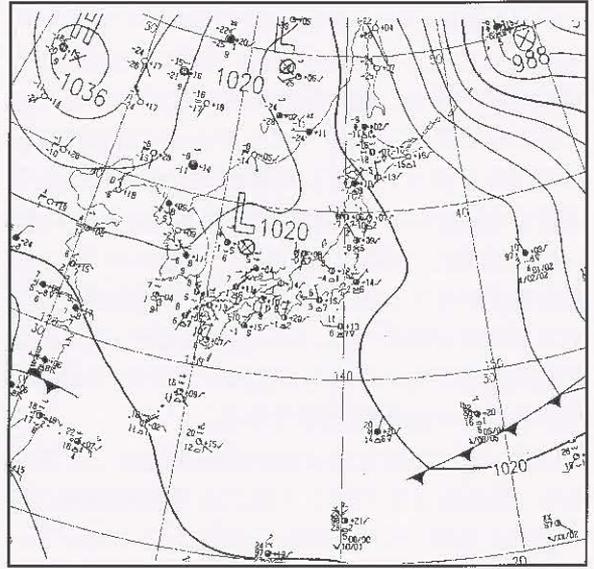
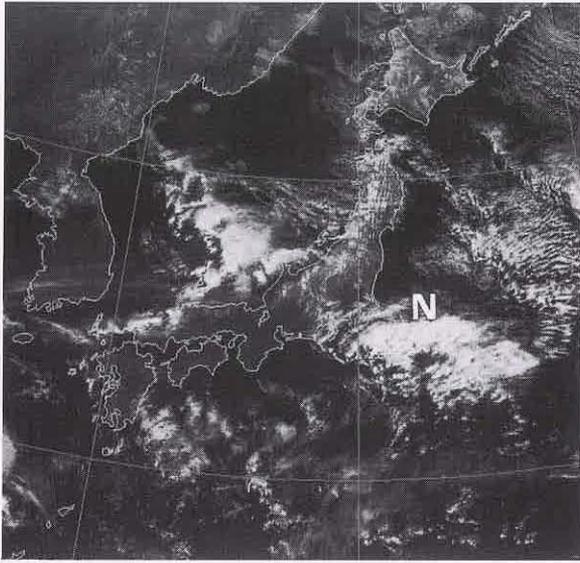


図6-4-9 関東南海上のシアに伴う下層雲（なまこ型：1998年2月16日）
 左：可視画像（03UTC） 右：地上天気図（00UTC）

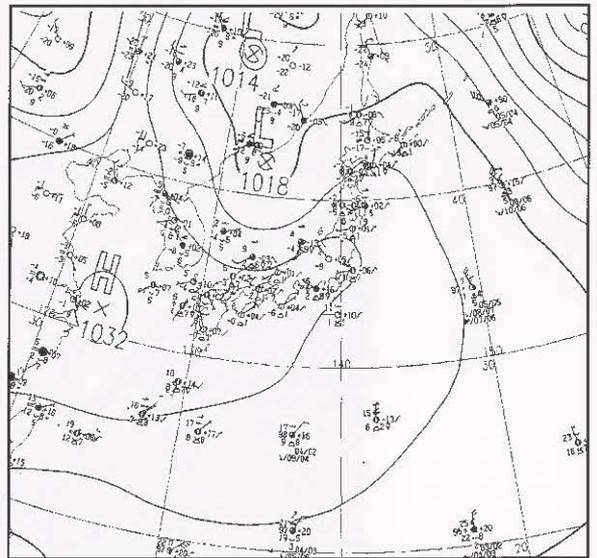
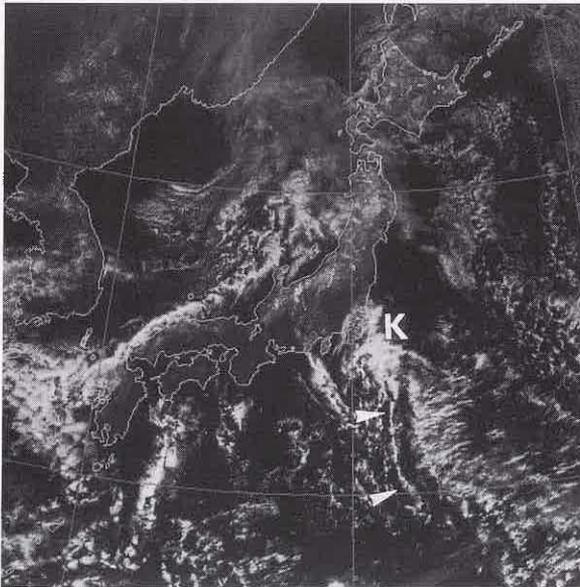


図6-4-10 関東南海上のシアに伴う下層雲（くらげ型：1998年1月30日）
 左：可視画像（03UTC） 右：地上天気図（00UTC）

(3) 沿岸前線

沿岸前線は、海から吹きつける相対的に暖湿な気塊と陸上で生成された冷氣塊との間に形成される局地前線である。東日本から西日本にかけての太平洋沿岸に発現し、雨・ウインドシア・視程障害などの悪天を伴う。滞留した地表付近の寒気の上を滑昇する気塊により下層雲が形成されるモデル(図6-4-11、気象庁予報部ほか1993)が考えられている。衛星画像からは、地形に捕捉された下層雲域として沿岸前線を認識できる。沿岸前線は前線・低気圧など総観規模擾乱から離れて発現するので、予報の観点からもその監視は重要である。

図6-4-12は、東日本に沿岸前線が発生した例である。低気圧はまだ東シナ海にあり温暖前線に伴う雲域の先端のCiは四国・中国地方まで延びている。総観規模の擾乱に伴うこうした雲域とは別に関東地方には下層雲域(三角印)が広がっており、これが衛星画像でみられる沿岸前線である(東海地方やその沖にも下層雲が広がっているが、関東地方と動きは異なるので別な成因と考えられる)。関東平野で形成された地表面近くの寒気層の上を南よりの気流が滑昇して下層雲域が形成された。館

野の高層観測(図略)から、東または北東の風で表される寒気層の厚さは500~1000mと推定できる。衛星からの測定では、下層雲の雲頂温度は0~5℃で、1500~2000mの雲頂高度にあたる。関東地方の下層雲は陸上にはほぼ限定されており、地表面に滞留する寒気を滑昇することで生成される沿岸前線の構造を反映している。

沿岸前線は、西日本でも観測される(図6-4-13)。西日本では関東平野のように冷気を涵養・滞留させる広大な平地は少ないため、沿岸前線に伴う下層雲域の規模は東日本より小さい。この例では紀伊半島や四国地方にみられる下層雲域(三角印)が沿岸前線により形成されたものである。それぞれ山地の南に広がる小さな平野部に存在している。東シナ海にある低気圧に伴う温暖前線から広がる雲域は九州地方まで広がっているが、ここで述べた下層雲域はこうした総観規模の雲域とは異なる。潮岬の高層観測(図略)から、東よりの風で表される寒気層の厚さは500m程度と推定できる。衛星からの測定では、下層雲の雲頂温度は-5℃前後で、2000m程度の雲頂高度にあたる。

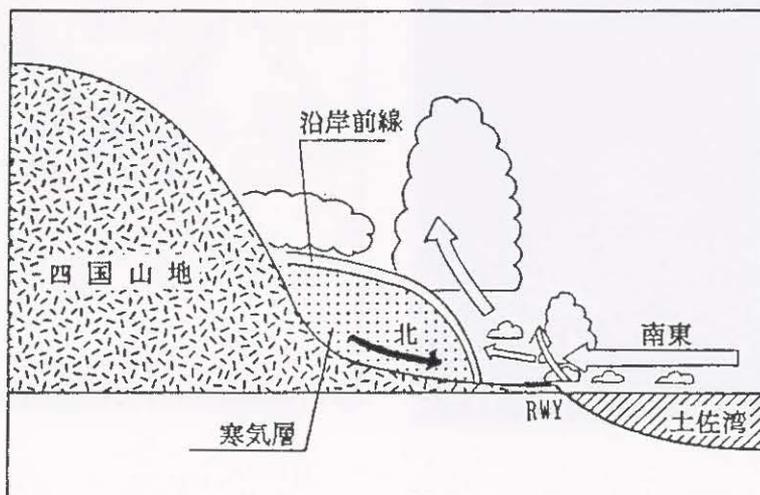


図6-4-11 高知における沿岸前線のモデル(気象庁予報部ほか、1993より)

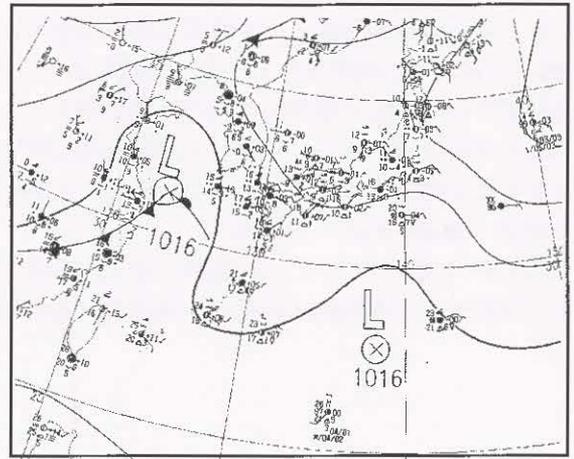
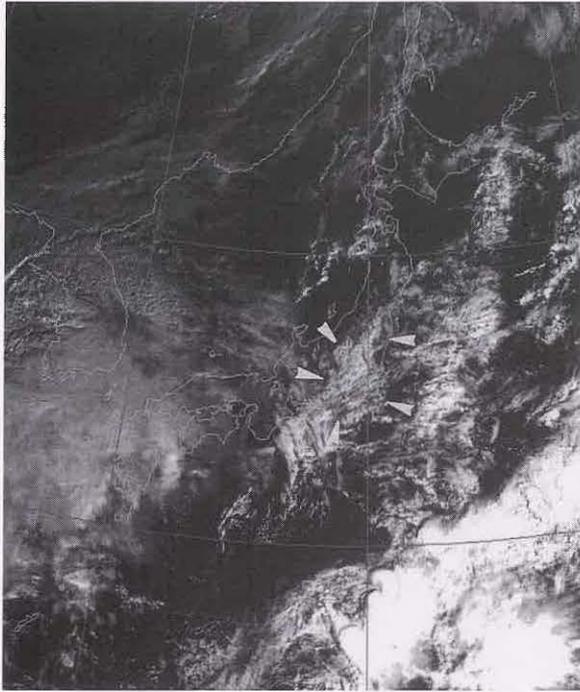


図 6-4-12 東日本の沿岸前線 1997年11月21日00UTC

左：可視画像、三角印は沿岸前線に伴う下層雲域 右：地上天気図

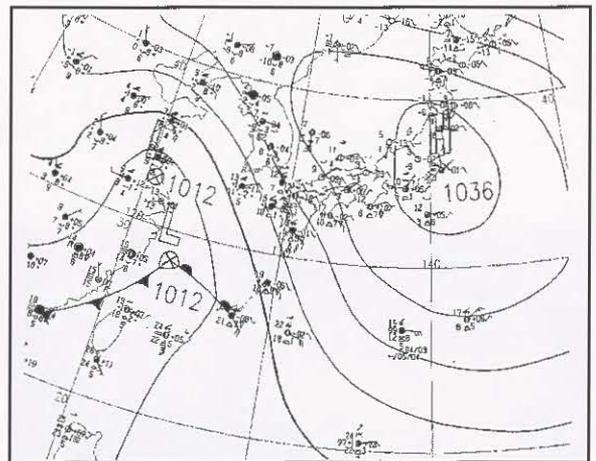
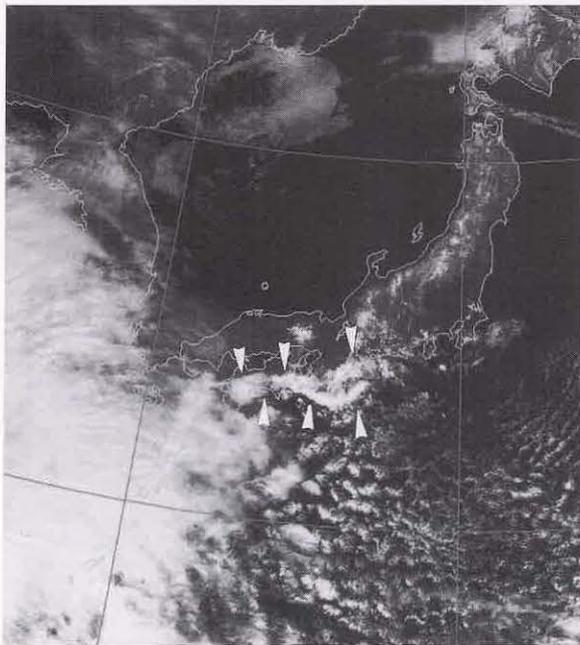


図 6-4-13 西日本の沿岸前線 1998年2月19日

左：可視画像 (03UTC)、三角印は沿岸前線に伴う下層雲域
右：地上天気図 (00UTC)

(4) フェーンに伴う堰き止め雲

山の斜面に沿って湿った気塊が上昇すると気塊は飽和して山の風上側では雲を発生させ、風下側を吹き下る時は断熱昇温により乾燥し雲が消滅する(図6-4-14)。この現象はフェーンと呼ばれるが、衛星画像で見ると風上側の山の斜面で雲が発生し風下側では晴天域になる。フェーンに伴い風上側で発生する下層雲を「堰き止め雲(Barrage Cloud)」と呼ぶ(Bader et al. 1995)。

図6-4-15では、サハラや朝鮮半島にある低気圧に向かって日本列島は南または南西の強風が卓

越している。日本付近は南海上から湿った気流が流れ込んでおり、斜面に沿った強制上昇により主としてCuから構成される下層雲が、中部山岳・紀伊半島・関西・四国地方などの南～南西斜面に形成されている。これらの雲は動画で観察すると山などの障害物で堰き止められて停滞しているのが確認でき、堰き止め雲と呼ばれる所以である。山越えした乾燥気塊が吹きおりの北陸・瀬戸内地方では晴天域となり、新潟や金沢では最高気温が30度を越すフェーンとなっていた。

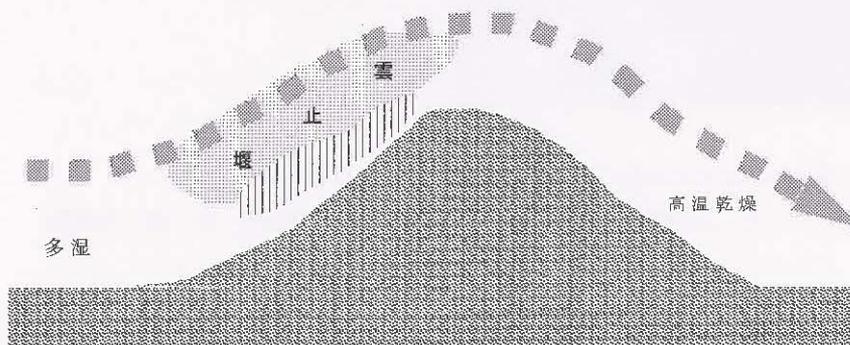


図6-4-14 フェーンの模式図

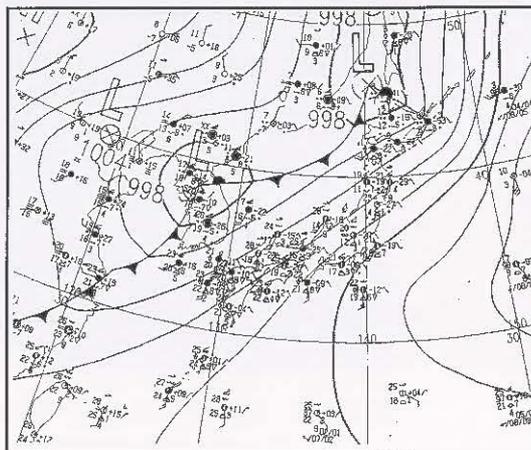
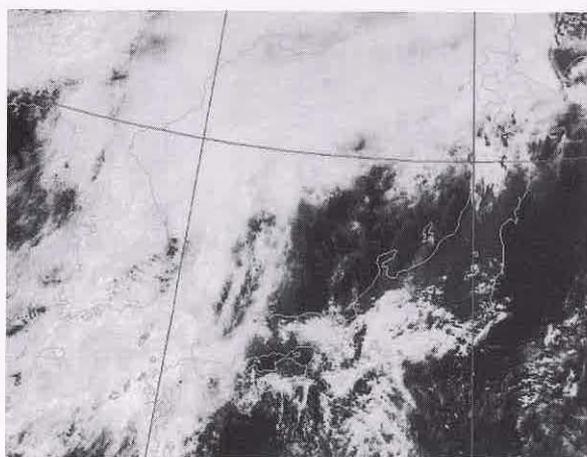


図6-4-15 フェーンに伴う堰き止め雲 1998年5月2日
左：可視画像(03UTC) 右：地上天気図(00UTC)