

気象衛星画像の解析と利用



平成12年3月
気象衛星センター

はじめに

1977年7月14日、静止気象衛星GMS（ひまわり）が打ち上げられてから、20年以上が経過した。ひまわりは、日本周辺ばかりでなく東南アジアや西太平洋の国々も含め、国内外の防災活動や天気予報に不可欠な資料を提供してきた。気象衛星画像を予・警報作業に活かすには、画像を解釈し必要な情報を抽出する解析技術が不可欠である。気象衛星センターは、雲解析をルーチン的に実施しており、こうした経験に基づき雲解析技術の維持・向上や周知に努めてきた。

我が国における雲解析の技術書としては、ESSA TECHNICAL REPORT NES51 "Application of Meteorological Satellite Data in Analysis and Forecasting" (Anderson et al., 1974年)の邦訳である「予報と解析への気象衛星資料の利用」(気象衛星室, 1976年)を嚆矢とし、ひまわりの画像を利用した「気象衛星ひまわりによる雲画像の解析とその利用」(気象衛星センター, 1981年)、予報の立場から記した「予報作業指針 気象衛星資料の予報への利用」(気象庁予報部, 1984年)などが刊行されてきた。これらの技術書は、ひまわりの運用開始に伴い、雲解析の手引きとして大いに利用された。

1995年に打ち上げられたGMS-5からは、可視域センサー(0.55-0.9 μm)のほか、水蒸気センサー(6.5-7.0 μm)やそれまでの赤外域センサー(10.5-12.5 μm)を2分した赤外1センサー(10.5-11.5 μm)と赤外2センサー(11.5-12.5 μm)が搭載され、新しい画像が使われている。また、GMS-5の後継機となる運輸多目的衛星(MTSAT)には、3.5-4.0 μm 帯センサーの搭載も予定されている。画像種類が増加したことや雲解析に関する知識の進展もあり、衛星画像解析技術の維持・向上のための指針の整備が急がれていた。また、予報作業現場では衛星画像利用環境の整備に伴い、衛星画像の見方やその利用を記した新たな手引き書の発刊を望む声が強くなっていた。

気象衛星センター解析課では数年間の準備を経て、ここに「気象衛星画像の解析と利用」を刊行する運びとなった。今回は従来の手引き書を基礎とし、新しい画像の見方やその後の雲解析の知見を加え、衛星画像解析の参考書としての装いを新たにした。本書は、気象衛星センター解析課において衛星画像解析技術の向上に利用されると共に、予報現場においても予報作業の中で衛星画像を利用するときの一助となれば幸いである。

最後に、本書のとりまとめに当たった解析課関係者の労をねぎらうと共に、本書により気象衛星画像の理解や利用が促進されることを期待する。

2000年3月

気象衛星センター所長

伊藤 衛

目 次

第1章 気象衛星の概要	
1.1 気象衛星の歴史	1
1.2 気象衛星による観測	2
1.3 画像の特性	4
1.4 画像の比較	10
第2章 気象衛星による雲型判別	
2.1 雲型判別の特徴	14
2.2 雲型の分類	14
2.3 雲型判別	14
2.4 雲型判別の事例	16
2.5 気象衛星で判別できる雲型と地上から観測される雲形	18
第3章 雲パターン	
3.1 C i ストリーク	26
3.2 トランスバースライン	27
3.3 地形性巻雲	28
3.4 かなとこ巻雲	29
3.5 バルジ	30
3.6 フックパターン	30
3.7 波状雲	31
3.8 オープンセル	32
3.9 クローズドセル	32
3.10 筋状雲	32
3.11 エンハンスト積雲	32
3.12 クラウドクラスター (C b クラスター)	34
3.13 CDO	35
3.14 テーパリングクラウド	36
3.15 雲バンド	38
3.16 雲列	38
3.17 ロープクラウド	38
3.18 カルマン渦	40
3.19 帯状対流雲	41
3.20 航跡雲	42

第4章 水蒸気パターン	
4.1 水蒸気パターン	43
4.2 バウンダリー	47
4.3 水蒸気画像による解析	56
第5章 総観規模の現象	
5.1 前線の解析	59
5.2 低気圧の発達パターンの分類	76
5.3 温帯低気圧の中心気圧の見積もり	104
第6章 各種現象の監視・解析	
6.1 大雨	108
6.2 大雪	119
6.3 強風	131
6.4 霧・下層雲	135
第7章 その他の現象	
7.1 海氷	147
7.2 積雪	148
7.3 黄砂	149
7.4 火山噴火	150
7.5 山火事と煙	151
7.6 サンダリント	153
7.7 潮目	155
7.8 日食	156
参考文献	157
索引	159
一口メモ	
食運用	9
月の画像	13
太陽妨害防止運用	16
ITCZ	18
SPCZ	91
渦の対発生	107
月によるレベルダウン	152

第1章 気象衛星の概要*

1.1 気象衛星の歴史

世界初の人工衛星であるスプートニクスが飛行してから3年後の1960年4月、最初の気象衛星TIROS-1が米国により打ち上げられた。TIROSシリーズはその後6年間に10機が打ち上げられ、衛星による様々な観測実験が行なわれた。TIROSシリーズは低高度を周回する軌道衛星であったが、1966年には初めての静止気象衛星ATS-1が米国により打ち上げられ、天気変化の監視に衛星観測が有効であることが確かめられた。

気象衛星観測の成功は、この新技術を利用し、気象学の発展や天気予報の改善を目指そうという気運を高めた。

1963年には世界気象機関(WMO)によりWWW(World Weather Watch:世界気象監視計画)が立案され、全世界をカバーする気象衛星観測ネットワーク構想がスタートした。この構想を受け各国では気象衛星を打ち上げ、1980年代初めまでに5機の静止衛星と2機の極軌道衛星(NOAA、METEORシリーズ)により全球をくまなく覆う観測網が確立した(表1-1-1)。その後、ロシアや中国が静止衛星を打ち上げ、1999年現在、気象衛星観測網は図1-1-1のようになっている。

なお、日本においては、1977年にひまわり(以下GMS)1号が打ち上げられた。GMSは5号まで運用されている。GMSの後継機としては運輸多目的衛星(以下MTSAT)が計画されている。

表1-1-1 気象衛星の年表

西 暦	項 目	国 名
1960年	最初の気象衛星 TIROS 1号打ち上げ	米 国
1967年	最初の静止気象衛星打ち上げ	米 国
1970年	NOAA シリーズ打ち上げ	米 国
1975年	GOES 打ち上げ	米 国
1977年	GMS, METEOSAT 打ち上げ	日 本, ヨーロッパ*
1982年	INSAT 打ち上げ	インド
1994年	GOMS 打ち上げ	ロシア
1997年	FY-II 打ち上げ	中 国

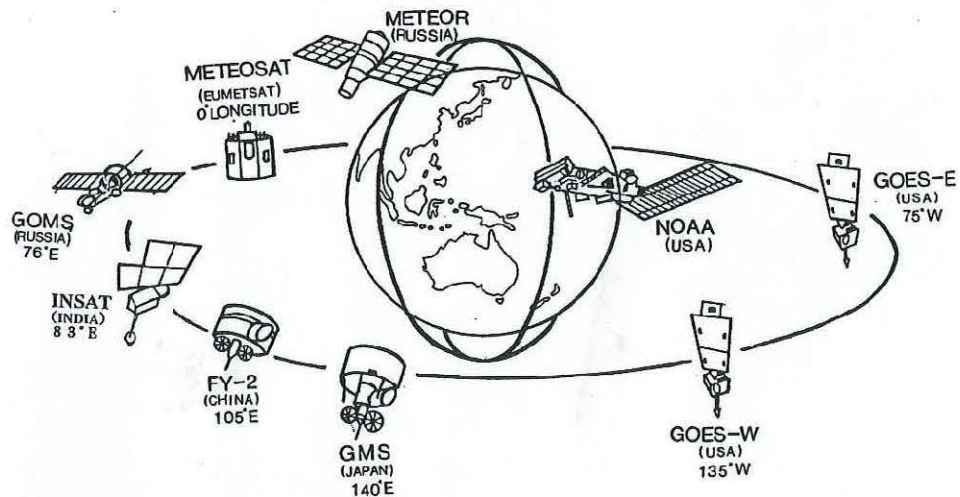


図1-1-1 気象衛星観測網

* 1.1, 1.2 田中 武夫 1.3 淵田 信敏, 江上 公, 山下 順也(南極事務室), 鈴木 和史
1.4 江上 公

1.2 気象衛星による観測

気象衛星（以下衛星）からの気象観測網の利点として、地球上すべての地域を空間的に均質に細かな密度で観測できることが挙げられる。このため台風や低気圧の雲域の変化や移動など短時間の大気現象の監視に有効である。また、地球全体にわたる資料を長期間蓄積し、気候変動の監視にも利用されている。

1.2.1 衛星の軌道

衛星では静止軌道及び太陽同期の極軌道が、これまで用いられている。

静止軌道衛星は、赤道上を地球の自転周期と同じ速度で周回する衛星で、地球から見て常に同じ場所に静止している（GMSの場合東経140° 赤道上36,000km）。GMSでは25分で北極から南極にいたる範囲を観測し、気象じょう乱等の監視・追跡に威力を発揮している。

極軌道衛星は低高度（NOAAの場合850km程度）を短い周期（NOAAの場合約100分）で南北に周回し、軌道を中心に約2,000kmの幅を観測する。極軌道衛星では同一地点の上空を1日2回通るのみであるが、静止軌道衛星で行えない極地方を観測できる。

1.2.2 放射の観測

地球から放射される光（電磁波）は、衛星に到達するまでの間、地球を取り巻く大気中を通る。光は波長によって大気に吸収され衛星まで届かないことがある。大気吸収の少ない波長帯は、大気の影響を受けずに地球表面からの放射を測定できるので“大気の窓”と呼ばれ、一般的にはこうした波長帯が雲や地表面の観測に用いられる。各波長の

大気による吸収率と衛星で観測する波長帯

波長帯を図1-2-1に示す。
波長0.55-0.90 μm 帯の可視光線や3.5-4.0 μm 帯・10.5-11.5 μm 帯・11.5-12.5 μm 帯の赤外線は、大気の窓である。

0.55-0.90 μm 帯の波長帯を観測したセンサーで得られた画像は、可視画像と呼ばれ、太陽光の反射を観測したものである。10.5-11.5 μm 帯と11.5-12.5 μm 帯の画像は、それぞれ赤外1画像、赤外2画像と呼ばれ、物体から放射される放射量を観測したものである。通常、赤外画像というときは赤外1画像をさす。3.5-4.0 μm 帯の画像は3.7 μm 画像と呼ばれ、日中は太陽光の反射を夜間は輝度温度を主に観測したものである。一方、大気の窓とは逆に、水蒸気による吸収の多い6.5-7.0 μm 帯の画像は水蒸気画像と呼ばれ、上・中層の水蒸気の多寡を知ることができる。赤外1画像、赤外2画像、水蒸気画像、夜間の3.7 μm 画像では、測定した赤外放射量は輝度温度に変換して表される。輝度温度は、黒体に相当すると仮定した物体からの放射温度である。

黒体物質の放射 I_b は、ステファン・ボルツマンの法則で表される。

$$I_b = \sigma T^4 \quad (\sigma: \text{ステファン・ボルツマン定数、} T: \text{黒体の絶対温度})$$

黒体でない物質からの放射 I は、黒体物質からの放射との比である射出率 ϵ を用いて表される。

$$I = \epsilon I_b$$

赤外領域では海面や厚い雲の ϵ は1.0に近いが、薄い雲では大幅に変化するので、 ϵ が分かっていると海面や雲の正確な輝度温度は決定できない。

なお、以後本書では特に断らない限り「輝度温度」は単に「温度」と呼ぶことにする。

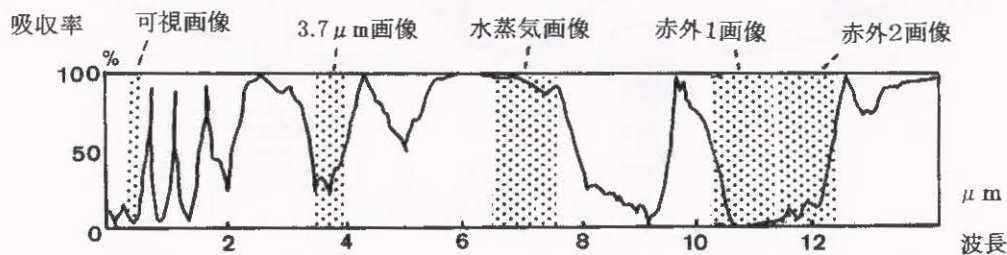


図1-2-1 各波長の電磁波の大気による吸収率と衛星で観測する波長帯

1.2.3 分解能

GMS-5に搭載するセンサーの特性を表1-2-1に示す。参考資料としてMTSATも合わせて示す。GMS-5の水平距離分解能は、可視画像1.25km、赤外画像5kmだが、これは衛星直下点での値である。直下点から離れるにつれ地球表面を斜めからみることになり分解能は低下する。日本付近では、およそ可視画像1.8km、赤外画像7kmの分解能になる。

GMS-5の画像の階調は、可視画像の場合6ビット(64階調)である。赤外画像では8ビット(256階調)となっており、おおよそ0.5～1.0℃程度の温度分解能となっている。

1.2.4 キャリブレーション

衛星の内部の温度変化などのために、センサーの出力である輝度レベル値と放射輝度(エネルギー)の関係が変化する。そのため、輝度が既知の物体を観測し、センサーの出力値を測定して、レベル値と放射輝度を関連づける事をキャリブレーションという。キャリブレーションは低輝度の物体と高輝度の物体の2点で行われる。低輝度の物体としては宇宙空間が、高輝度の物体は可視センサーの場合は太陽、赤外センサーの場合には衛星内部に持った既知の温度の黒体が利用される。赤外センサーのキャリブレーションは観測毎に行われる。

GMS-5の場合、キャリブレーションにより温度や反射率と観測したレベル値の対応が与えられ、

対応表(キャリブレーションテーブル)が提供される。したがって観測点の温度・反射率は、観測したレベル値に対応するキャリブレーションテーブルを参照することにより、知ることができる。

1.2.5 ナビゲーション

衛星画像を利用する場合には、画像上の位置と地球座標上の位置との対応を知ることが重要であり、このための作業をナビゲーションと呼ぶ。ナビゲーションには画像が撮影された時刻における衛星の正確な位置と姿勢を知る必要がある。

衛星の位置を知る作業を測距と呼ぶ。GMS-5の場合、1日4回6時間毎に地上の3点(埼玉県鳩山町、沖縄県石垣島、オーストラリアのクリブポイント)から衛星までの距離を測定し(3点測距)、衛星の軌道を決定する。決定した軌道からその後の衛星の位置を予測している。ナビゲーションに使用する衛星の位置は、この予測された位置である。

衛星の姿勢を知るには、計算機のスケジュールにより1日5回、可視画像上で選ばれた特定の地点(ランドマーク)の位置を可視画像上で対応させる。このランドマークの情報から衛星のスピン軸の方向を推定し(姿勢の傾き)、将来のスピン軸の方向を予測する。ナビゲーションに使用するスピン軸の方向は、この予測された方向である。

衛星の軌道や姿勢が所定の位置からずれた場合には、それを回復するための制御(南北・東西軌道制御など)を行う。

表1-2-1 GMS-5とMTSATの各センサーの比較

	GMS-5		MTSAT		備考
	可視	赤外	可視	赤外	
波長特性 (μm)	0.55～0.90		0.55～0.80		
		10.5～11.5(赤外1)		10.3～11.3(赤外1)	
		11.5～12.5(赤外2)		11.5～12.5(赤外2)	
		6.5～7.0(水蒸気)		6.5～7.0(水蒸気)	
				3.5～4.0(3.7 μm)	
分解能	1.25 km	5 km	1 km	4 km	直下点
画像階調	64	256	1024	1024	

1.3 画像の特性

1.3.1 可視画像

(1) 可視画像の特徴

可視画像は、雲や地表面から反射した太陽光の強弱を画像化したもので、海・陸・雲などの状態が観測できる。反射の大きいところは明るく、小さいところは暗く画像化している。一般に雪面や雲は反射率が大きいので明るく、地面は雲に比べ暗く、海面は反射率が小さいので最も暗く見える。ただし、観測する場所の太陽高度によって見え方が異なるので注意が必要である。朝夕や高緯度地方は、太陽光が斜めからあたるため入射光が少なくなり、反射量も少なく暗く見える。

(2) 可視画像の利用

ア 厚い雲と薄い雲の識別

雲の反射率は、雲に含まれる雲粒・雨滴の量・密度に依存する。一般に下層の雲は多くの雲粒や雨滴を含むので、上層の雲より明るく見える。積乱雲のように、鉛直方向に発達した厚い雲は多くの雲粒や雨滴を含むので明るく見える。薄い上層雲の場合は、下が透けて下層雲や陸地・海面が分かることがある。

イ 対流性と層状性の識別

雲頂表面のきめ(texture)から雲型を識別できる。層状性の雲頂の表面は滑らかで一様であるのに対し、対流性の雲頂表面はでこぼことして不均一である。雲頂表面のきめは、太陽光がやや斜めからあたる時が観察しやすい。

ウ 雲頂高度の比較

太陽光が斜めからあたる時、高さの異なる雲が共存していると、雲頂高度が高い雲から投影された影が雲頂高度の低い雲面に映ることがある。この影により雲の高さを比較することが出来る。

1.3.2 赤外画像

(1) 赤外画像の特徴

赤外画像は温度の分布を表している。昼夜を通して均質な観測が出来る。このため、雲や地表面の温度を常時観測するのに適している。赤外画像は温度の低いところを明るく、温度の高いところを暗く画像化してある。

(2) 赤外画像の利用

ア 常時監視

赤外画像は可視画像と違って、昼夜の別なく同じ条件で観測が可能である。これは、気象じょう乱を常時監視する上で、赤外画像の最も有利な点である。

イ 雲頂高度の観測

赤外画像からは、雲頂温度を知ることが出来る。その場所における気温の鉛直構造が分かれば、雲頂温度を雲頂高度に変換することが出来る。気温の鉛直構造の推定には、客観解析値や数値予報値を用いることが多い。対流圏では一般に上層ほど気温が低いので、雲頂温度が低い雲は雲頂高度が高いといえる。また、雲頂温度の変化から、鉛直方向の発達程度を監視できる。

ウ 地表面温度の測定

赤外画像からは、雲頂温度のほか、晴天域における地表面の温度を測定できる。特に直接観測の少ない海面水温は、有益な情報となる。

1.3.3 水蒸気画像

(1) 水蒸気画像の特徴

水蒸気画像も温度の分布を表している。赤外画像と同様に、温度の低いところを明るく、温度の高いところを暗く画像化している。水蒸気画像の場合、水蒸気による吸収が支配的なので、画像の明暗は上・中層の水蒸気が多寡に対応するという特徴を持つ。

標準的な大気を上・中・下層と代表的な3つの層に単純化し、赤外線放射量の吸収・再放射を概念的に示す(図1-3-1)。地表面付近から大気下層では気温が高く水蒸気量が多いので、放射される赤外放射量も多いが同時にそのほとんどが水蒸気に吸収され衛星に届く赤外放射量は少ない(図中a、b)。高度が増すにしたがい気温が低く水蒸気量が少なくなるので、再放射される赤外放射量は減るが、水蒸気に吸収される量も減る(図中c)。上層ではさらに気温が低く、水蒸気量も少ないので、再放射される赤外線はほぼ吸収されずに衛星に到達するが、衛星に届く放射量自体が少ない(図中d)。

上・中層で水蒸気の少ない乾燥した部分は、より下層からの放射量が多く寄与するので温度が高く、画像では暗くみえる。上・中層で水蒸気が多い湿った部分は、上・中層の水蒸気や雲からの放射量が多く寄与するので温度が低く、画像では明る

く見える。水蒸気画像でのこうした特徴を図1-3-2に示す。

(2) 水蒸気画像の利用

ア 上・中層の流れの把握

水蒸気画像の特徴は、上・中層に存在する水蒸気からの放射を観測できることである。つまり雲が無くても、水蒸気をトレーサとして上・中層の大気の流れを可視化できる。水蒸気画像で現れる明・暗域の分布から、上・中層のトラフ・渦やジェット気流の位置を推定できる。

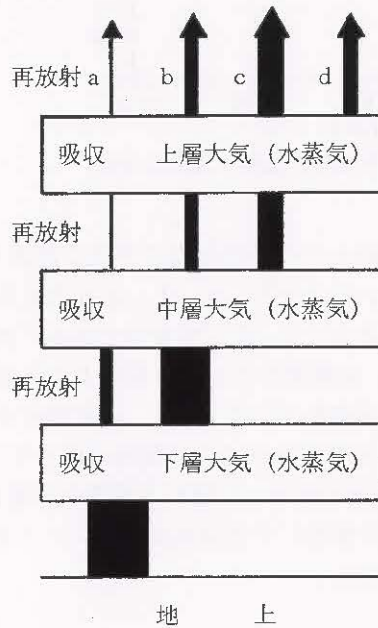


図1-3-1 水蒸気画像における放射の概念図 (岸本1997)

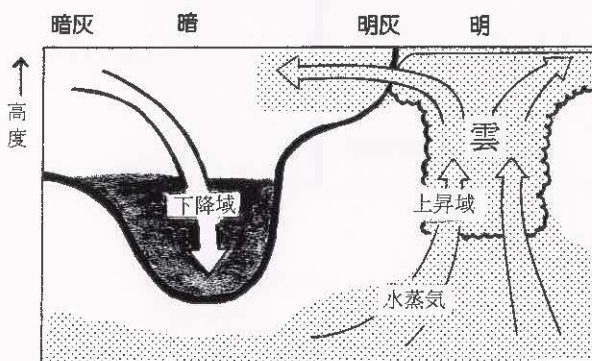


図1-3-2 水蒸気画像と大気現象との関係の概念図
ドット領域：水蒸気が多く含まれる領域
太線：平均射出高度 (画像上の色を決定する高度)

1.3.4 3.7 μm 画像

(1) 3.7 μm 画像の特徴

衛星で観測する放射量は、雲や地表面からの黒体放射と太陽の反射光の和である。3.7 μm の波長帯では、赤外1や赤外2の波長帯に比べ、地表面からの放射よりも太陽の反射光の方が大きい (図1-3-3)。このため、太陽がある日中は、画像は太陽の反射光の分布に近いものとなる。一方、太陽光による反射がない夜間は日中と異なる画像となる。夜間は雲などからの赤外放射を観測することになる。このように、3.7 μm 画像では昼と夜では画像の見え方が大きく異なるので、注意して利用しなければならない。特に日の出や日没頃は、太陽光の影響がどの範囲まで及んでいるのかを考慮することが必要である。

3.7 μm では、水から成る雲粒を持つ雲 (水雲) の射出率は赤外より小さい (図1-3-4) ことや氷晶に対しては太陽光の反射が小さいことなどの特性を持っており、こうした特性は雲の識別に利用される。

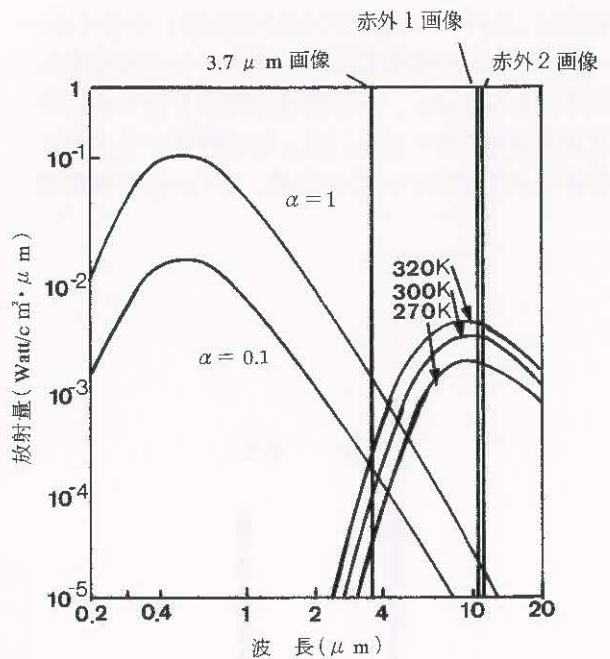


図1-3-3 太陽光の反射エネルギー (反射率 $\alpha = 1.0$ と 0.1) と黒体放射 (270K, 300K, 320K) の比較 (小平1980に加筆)

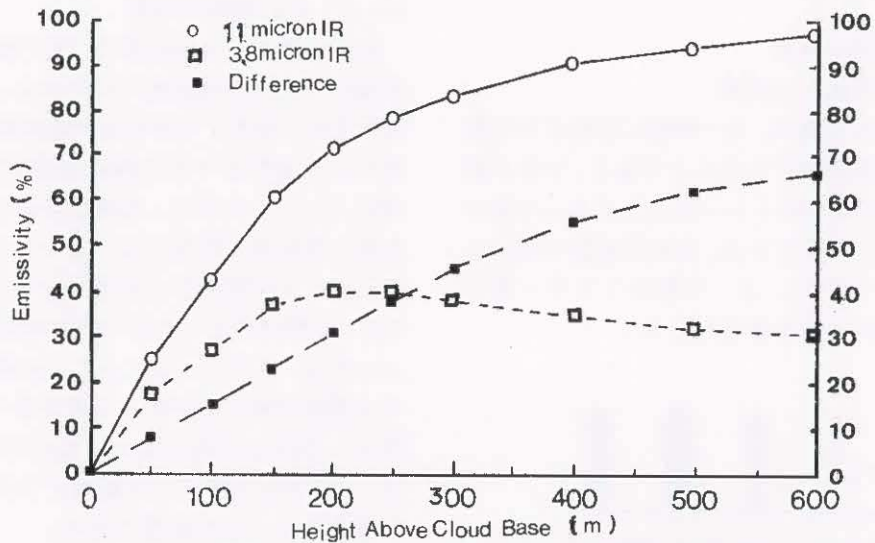


図1-3-4 層積雲（雲水量 $0.1\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ）の雲厚と射出率の関係（Ellrod,1995）

(2) $3.7\ \mu\text{m}$ 画像の利用

ア 夜間の下層雲の識別

$3.7\ \mu\text{m}$ 画像では、赤外画像では識別が難しい夜間の下層雲の検出精度が向上する。海上に存在する下層雲（水雲）を考えてみる（図1-3-5）。下層雲は、赤外1の波長帯ではほぼ黒体とみなせる。一方 $3.7\ \mu\text{m}$ の波長帯では、水雲からの射出率は赤外1より小さく、ある程度の厚さを持つ雲には透過率は0に近くなる。 $3.7\ \mu\text{m}$ で観測する水雲は黒体とみなせない。このため、 $3.7\ \mu\text{m}$ の雲頂

温度は赤外1での雲頂温度より低く観測される。海面については $3.7\ \mu\text{m}$ 、 $11\ \mu\text{m}$ の両波長ともほぼ黒体と見なせる。従って水雲である下層雲の場合、 $3.7\ \mu\text{m}$ 画像の方が赤外画像より下層雲頂と海面との温度差が大きくなり、検出精度が向上する。なお水雲であればこの関係が成り立つので、 $3.7\ \mu\text{m}$ 画像で検出した雲が下層雲か中層雲かは、赤外画像を併用して雲頂高度をチェックすることが必要である。

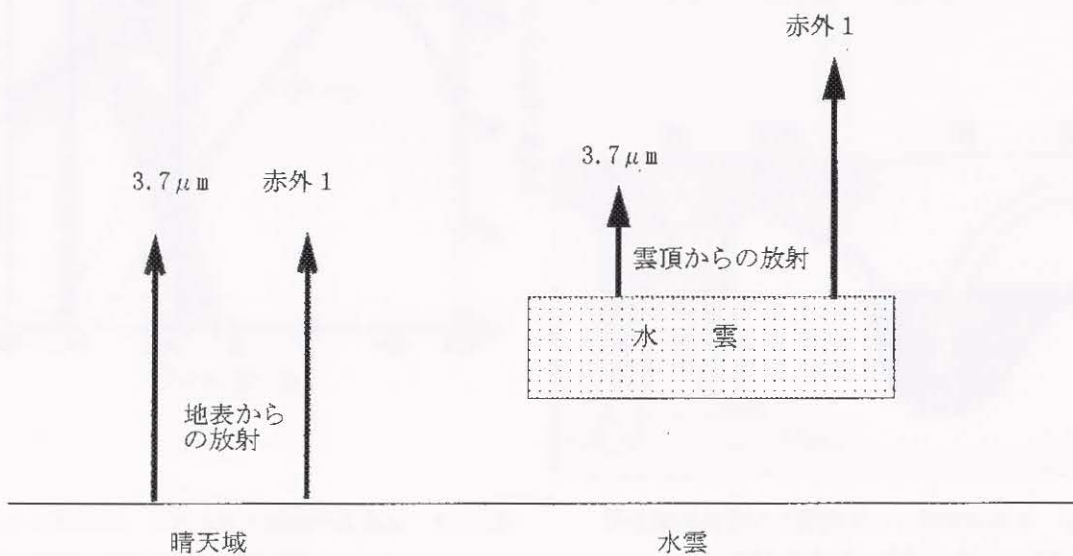


図1-3-5 水雲における $3.7\ \mu\text{m}$ と赤外1との放射の違い

イ 日中の雪氷域の識別

3.7 μ m では、雪氷面における太陽光の反射は、氷晶と同様に少ない (Kidder and Wu, 1984)。この特性を利用すると、可視画像だけでは共に強い反射を持つため判別が難しい雪氷面と雲域について、3.7 μ m 画像と比較することにより識別が可能となる。

1.3.5 3.7 μ m 差分画像

(1) 3.7 μ m 差分画像の特徴

3.7 μ m 差分画像は、3.7 μ m の温度から赤外1の温度を差し引いて画像化したものである。差分が正を暗く負を明るく表している。1.3.4項で述べたように、水雲に対し3.7 μ m では赤外1より雲頂温度を低く観測する。一方氷晶雲に対しては、3.7 μ m の方が透過の効果が大きく雲頂温度は高く観測される。3.7 μ m 差分画像では、3.7 μ m と赤外1との特性の違いを強調してみることができる。

図1-3-6に、夜間に差分画像と赤外画像を用いた雲型判別図 (Liljas, 1989) を示す。差分画像と赤外画像との併用により薄い上層雲や下層雲が識

別できることがわかる。

(2) 3.7 μ m 差分画像の利用

ア 夜間の下層雲の識別

下層雲は、周囲の晴天域との温度差が小さく、夜間は赤外画像のみによる探知は困難となる。3.7 μ m では赤外1の雲頂温度よりも低く算出され、両者の温度差は2~10度の負の値になる。3.7 μ m 差分画像は、3.7 μ m 画像より晴天域と下層雲域の違いが強調されるので、夜間の下層雲の識別に利用される。

イ 上層雲の識別

氷晶から成る上層雲に対し、3.7 μ m は可視光に近い性質を有し、雲を透過しやすい。夜間は、雲頂からの放射に温度の高い地上からの放射が薄い上層雲を通過して加わり、3.7 μ m では実際の雲頂温度よりも高く算出される。3.7 μ m では赤外1より透過の効果が大きいので、雲頂温度は赤外の温度よりも高くなり、両者の温度差は正の値になる。このため薄い上層雲の領域が識別できる。これにより例えば降水をもたらす積乱雲と降水をもたらさないかなと巻雲との区別が可能となる。

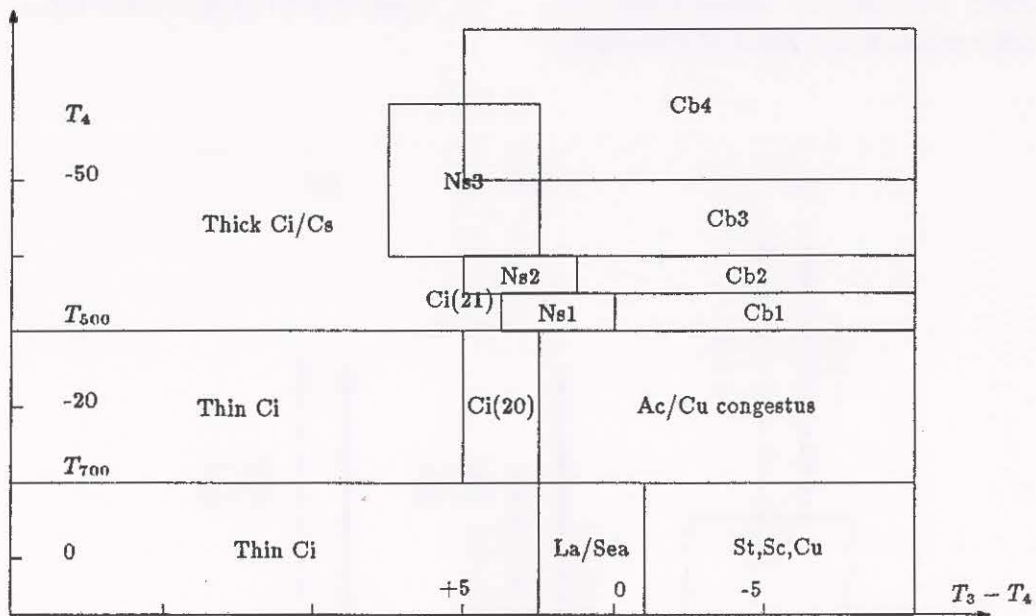


図1-3-6 3.7 μ m 差分温度と赤外温度による雲型判別図 (Liljas, 1989)

横軸：(3.7 μ m- 赤外) 差分温度 縦軸：赤外温度

1.3.6 赤外差分画像

(1) 赤外差分画像の特徴

赤外差分画像は、赤外1の温度から赤外2の温度を差し引き、画像化したものである。赤外の波長帯は、大気の窓と呼ばれるように水蒸気など大気による吸収の少ない波長帯であるが、水蒸気の吸収は無視できるわけではない。赤外2の波長帯の方が赤外1の波長帯より吸収が僅かであるが大きい。赤外1の値と赤外2の値の差は大気中の水蒸気量に依存し、赤外差分画像はこの差が大きいほど暗くなるよう画像化している。

(2) 赤外差分画像の利用

ア 下層雲の識別 (図 1-3-7)

下層雲は、赤外1と赤外2では共に黒体に近くその差分は0である。雲頂より上方の放射経路は乾燥していると考え、下層雲頂の差分量は小さい(a)。赤外差分画像は、もともと水蒸気吸収の少ない波長帯である赤外領域を2分割してその差をとっている、かなりの量の水蒸気が存在しなければ、その差は大きくならない。大気中の水蒸気は一般に下層で多く上層では少ないため、下層における水蒸気量の多寡が赤外1と赤外2の差分の大小に影響する。湿った気層を持つ晴天域(b)と乾いた晴天域(c)では、赤外1と赤外2で吸収量に差が生じる。従って、赤外差分画像では、湿った下層大気中にある下層雲と晴天域は識別で

きる。

イ 薄い上層雲の識別 (図 1-3-8)

水晶では、赤外1と赤外2で吸収量が異なる。十分厚い雲の場合(d)(e)は、雲頂からの放射だけを観測するので、経路上の水蒸気量は少なく、赤外1と赤外2の値の差は小さい。一方薄い上層雲の場合(f)、上層雲より下方からの放射と雲頂における放射が観測される。雲頂からの放射は、厚い上層雲と同様に赤外1と赤外2の値の差は小さい。一方上層雲より下方からの放射は、上層雲の中を通過する時、上層雲を構成する水晶による吸収を受けるため、赤外1と赤外2の差を生ずる。したがって赤外差分画像では、厚い上層雲が存在するところでは差が小さく白く見え、薄い上層雲が存在するところは差が大きく黒く見える。

ウ 火山灰・黄砂の識別 (図 1-3-8)

石英は、赤外1と赤外2の波長帯では吸収や散乱の特性が水と比べ逆であるという性質を持つ。赤外1と赤外2の温度差を計算した赤外差分画像で、温度差が正の場合は水滴や水晶で構成される雲であり、温度差が負の場合(g)は石英を含む物質ということになる。気象学的に着目する雲と石英が主体の現象(例えば火山灰や黄砂)は赤外差分画像では区別が可能である。この特性を利用して、火山灰や黄砂の監視が可能である。

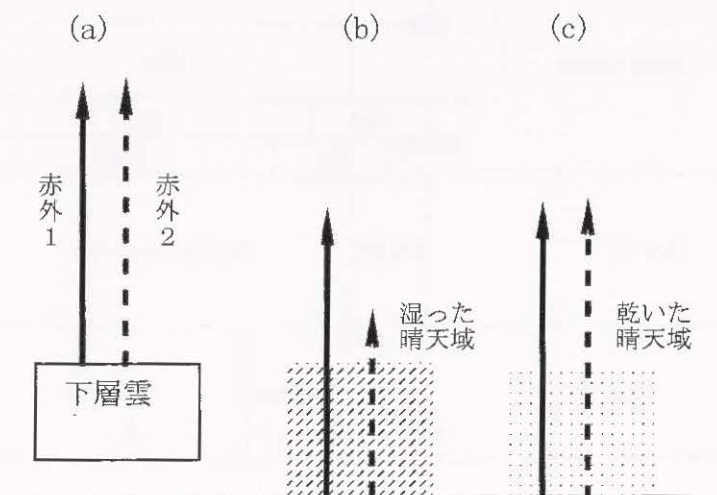


図 1-3-7 赤外差分画像における下層雲識別の概念図

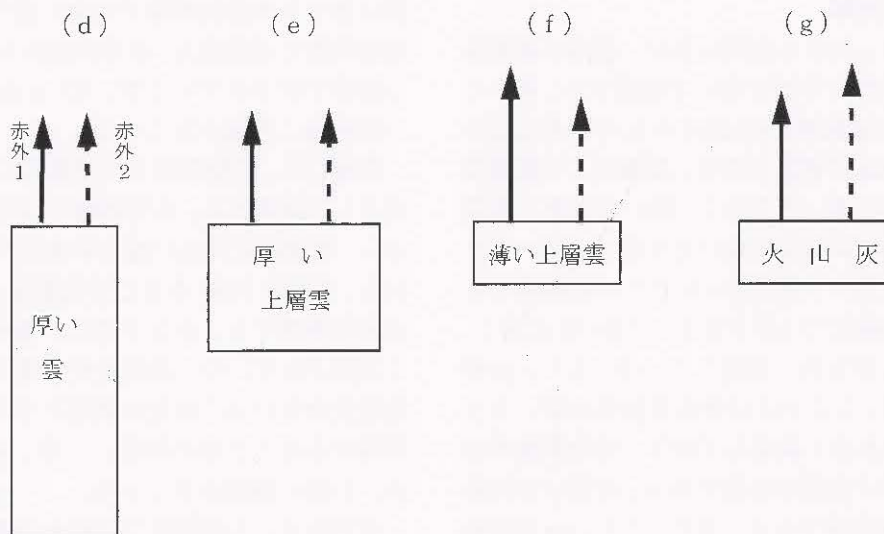


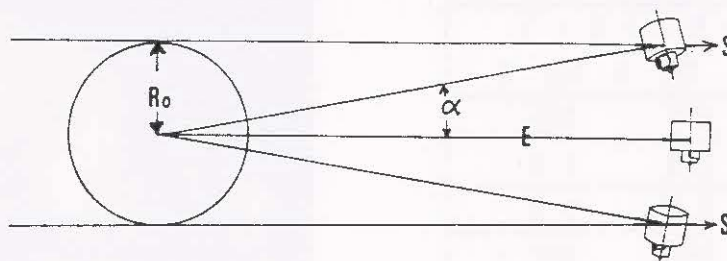
図1-3-8 赤外差分画像における薄い上層雲および火山灰識別の概念図

食運用

静止衛星から見れば、地球の視直径は20度ほどの大きさであるのに対し、太陽は0.5度程度にしか見えない。太陽と地球と静止衛星がほぼ一直線上に並ぶような時期があれば、静止衛星から見て太陽が地球の背後に完全に入ってしまうことが起こる。このような地球による日食の現象は、春分や秋分の前後に発生する。この前後の期間は、付図1にあるように、春分や秋分を中心として太陽の方向と衛星の軌道面との角度がそのまま α の範囲である。軌道の半径を a 、地球の半径を R_0 とすれば、 α は $\sin \alpha = R_0/a$ で決定できる。軌道半径を地球半径の約7倍とすると、 $\alpha \approx 8.5$ 度が求まる。3月20日の春分を起点とした場合、太陽と軌道面のなす角が8.5度以内というのは、約50日弱となる。食が一番長いのは、春分または秋分当日であり、およそ70分ほどである。つまりこの頃は夜中の0時頃を中心に1時間以上は衛星に太陽の光が当たらなくなる。たとえわずかな時間であっても太陽光が当たらないと、太陽電池からの電力供給は一切無くなり、衛星は宇宙空間の中で急速に冷却する。従って食期間は、衛星の機能保持を努めることがまず第一となる。

食前後には、その準備や後処置を含め衛星の特別運用期間として、通常時とは異なる運用を行う。概ね2月下旬から4月上旬までと8月下旬から10月上旬までの食期間中は、14UTCおよび15UTCの観測を中止し、16UTCの観測を10分遅らせて行う（鈴木和史）。

【参考文献】 気象衛星センター技術報告特別号「気象衛星システムの概説」、1986年、気象衛星センター、pp57.



付図1 食の起きる期間の地球と衛星の位置

E：春分・秋分時の軌道面

S：太陽光の入射方向

R_0 ：地球半径

1.4 画像の比較

この節では、日中と夜間に分け、前述の各画像の特徴を具体的に事例を用いて説明する。用いた画像は、水蒸気画像がGMS-5のものである以外は、全てNOAAの画像である。階調は、可視画像では、反射率の高い方を白く、低い方を黒く表現し、赤外画像では温度の高い方を黒く、低い方を白く表現しており、通常用いられている階調である。赤外差分画像では差が大きい(正)ほど黒く、小さいないし負を白く表現している。3.7 μm 画像においては、ここでは日中は反射率の高い方を黒く、低い方を白く表現しており、可視画像の場合と異なるので注意が必要である。夜間は赤外画像と同じ階調表現である。また、3.7 μm 差分画像では、差が正の場合を黒く、負の場合を白く表現している。(表1-4-1)

1.4.1 日中の画像

図1-4-1～1-4-5それぞれ日中の同時刻の可視、赤外、水蒸気、赤外差分、3.7 μm 画像で、ここでは津軽海峡から北海道南海上の雲域A、新潟・富山県付近の雲域B、日本の南海上の台風中心付近の雲域C、この北東側の雲域D、及び台風東側の雲域Eに着目する。

雲域Aは、可視画像では雲域Bと共に塊状の雲の集合体として観測されるが、雲域Bに比べて厚みがなく筋状となっている。赤外画像では雲域Aは暗灰色であることから、この雲域は発達していない対流雲(Cu)域と判断できる。一方、雲域Bは雲域Aに比べて明灰色であることから、雲域AのCu域よりも雲頂が高い雄大積雲(Cg)を含む対流雲域と判断できる。両者とも、上・中層の観

測に適する水蒸気画像では全く見られない。赤外差分画像では雲域A、B共に白から明灰色のまだら模様で示されているが、3.7 μm 画像では、黒～暗灰色に表現されている。

雲域Cは、可視画像では全体的に厚みのある雲域として観測され、赤外画像では白色であることから、雲頂高度の高い厚みのある対流雲域、すなわち、積乱雲(Cb)を含む対流雲域と判断できる。水蒸気画像でも、かなり明るい領域(明域)として表現されている。赤外差分画像では、ほとんど温度差がない白～灰色の表現となり、厚みのある雲域であることがわかる。一方、3.7 μm 画像では、白色に観測されている。

雲域Dは、可視画像では厚みがあり、赤外画像では白色であることから、上層雲を含む厚い雲域と判断できる。一方、雲域Eは、赤外画像では雲域D同様に白～明灰色ではあるが、可視画像では雲域Dに比べて厚みが薄いことから、厚みのない上層雲を含む雲域であることがわかる。水蒸気画像では、赤外画像と同様の見え方である。赤外差分画像では、雲域Dが小さな温度差の明灰色であるのに対して、雲域Eは大きな温度差の黒色を示すことから、雲域Eは薄い上層雲域と判断できる。一方、3.7 μm 画像では雲域Dは白色に観測されているが、雲域Eは白から明灰色である。

表1-4-1 画像での見え方

画 種	画像での見え方				
	白	明灰	灰	暗灰	黒
可視画像	← 反射大			反射小 →	
赤外画像	← 低温			高温 →	
水蒸気画像	← 湿潤			乾燥 →	
3.7 μm 画像(日中)	← 反射小			反射大 →	
3.7 μm 画像(夜間)	← 低温			高温 →	
赤外差分画像	← 負			正 →	
3.7 μm 差分画像	← 負			正 →	

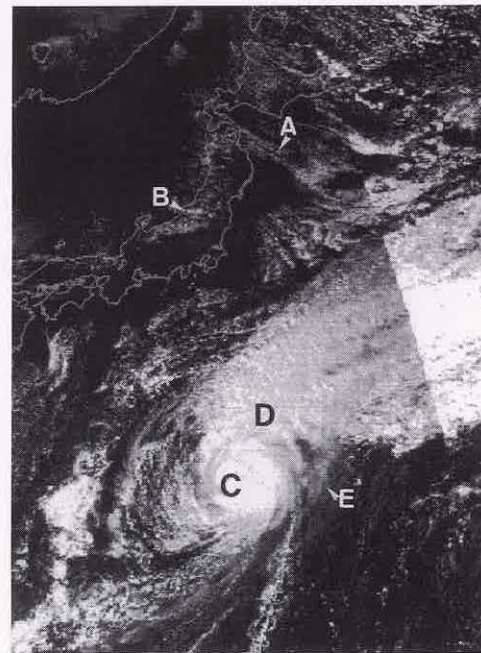


図1-4-1 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの可視画像

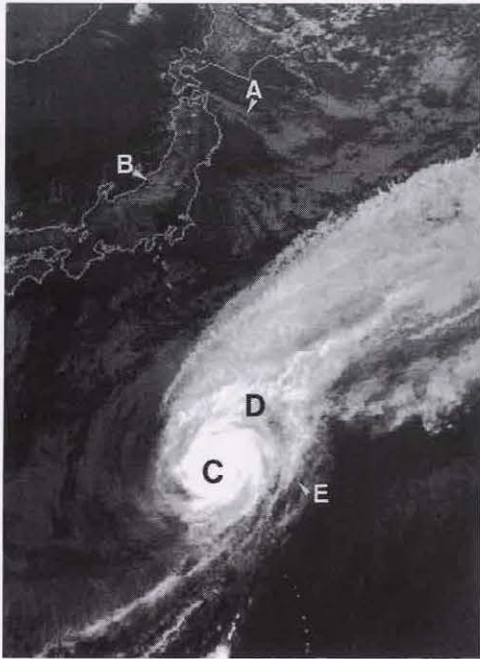


図1-4-2 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの赤外画像



図1-4-3 1997年11月7日05UTC GMS-5の水蒸気画像

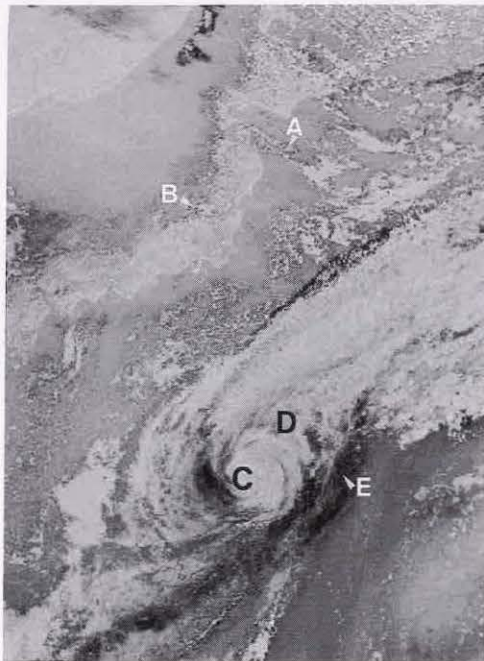


図1-4-4 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの赤外差分画像

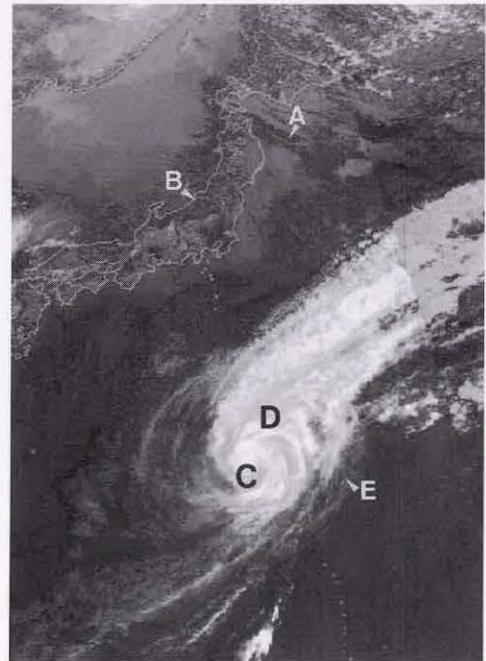


図1-4-5 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの3.7 μm 画像

1.4.2 夜間の画像

図1-4-6～1-4-8は、それぞれ夜間の同時刻の赤外、 $3.7\mu\text{m}$ 、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像である。ここでは、十勝平野から根釧台地にかけて発生した霧を含む下層雲域Aを中心に述べる。

日中の霧を含む下層雲域は可視画像を用いることでのちに判別できるが、可視画像のない夜間においては図1-4-6の赤外画像のようにこの雲域を判別するのは困難である。図1-4-7の $3.7\mu\text{m}$ 画像では、日高山脈付近に比べやや明るい明灰色の領域Aが十勝平野から根釧台地にかけて見え、霧を含む下層雲域の判別がつく。さらに、図1-4-8の $3.7\mu\text{m}$ 差分画像では、 $3.7\mu\text{m}$ 画像に比べこの雲域が明瞭に白く観測され、容易に判別がつく。

なお、日本海北部から北海道地方北部にかけての下層雲域Bも、雲域Aと同様に、赤外画像や $3.7\mu\text{m}$ 画像に比べて、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像の方が周囲の階調と明瞭なコントラストを示す白色に観測されていることから、判別が容易である。

さらに、北海道の南海上の上層雲を含む雲域Cは、赤外画像では上層雲域の判別が困難であるが、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像では雲域の主に北側で上層雲域に対応した黒色の領域が見られ、判別が容易となっている。

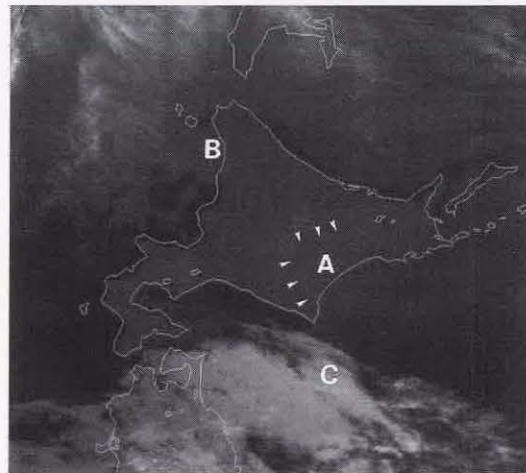


図1-4-6 1998年10月13日17UTC頃 NOAAの赤外画像

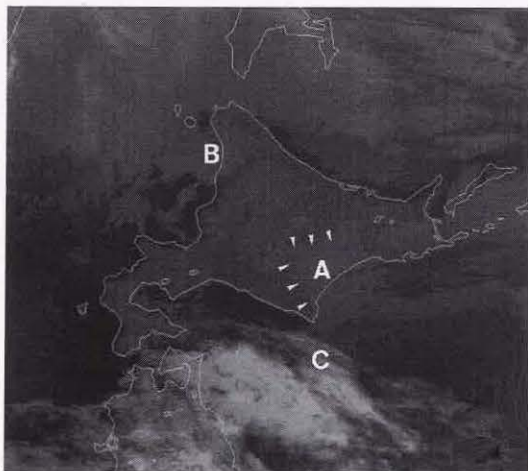


図1-4-7 1998年10月13日17UTC頃 NOAAの $3.7\mu\text{m}$ 画像

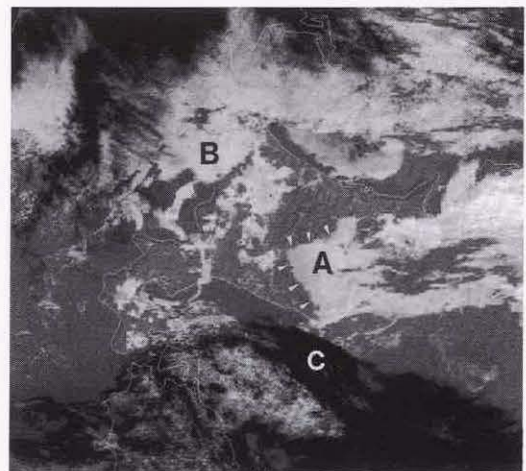
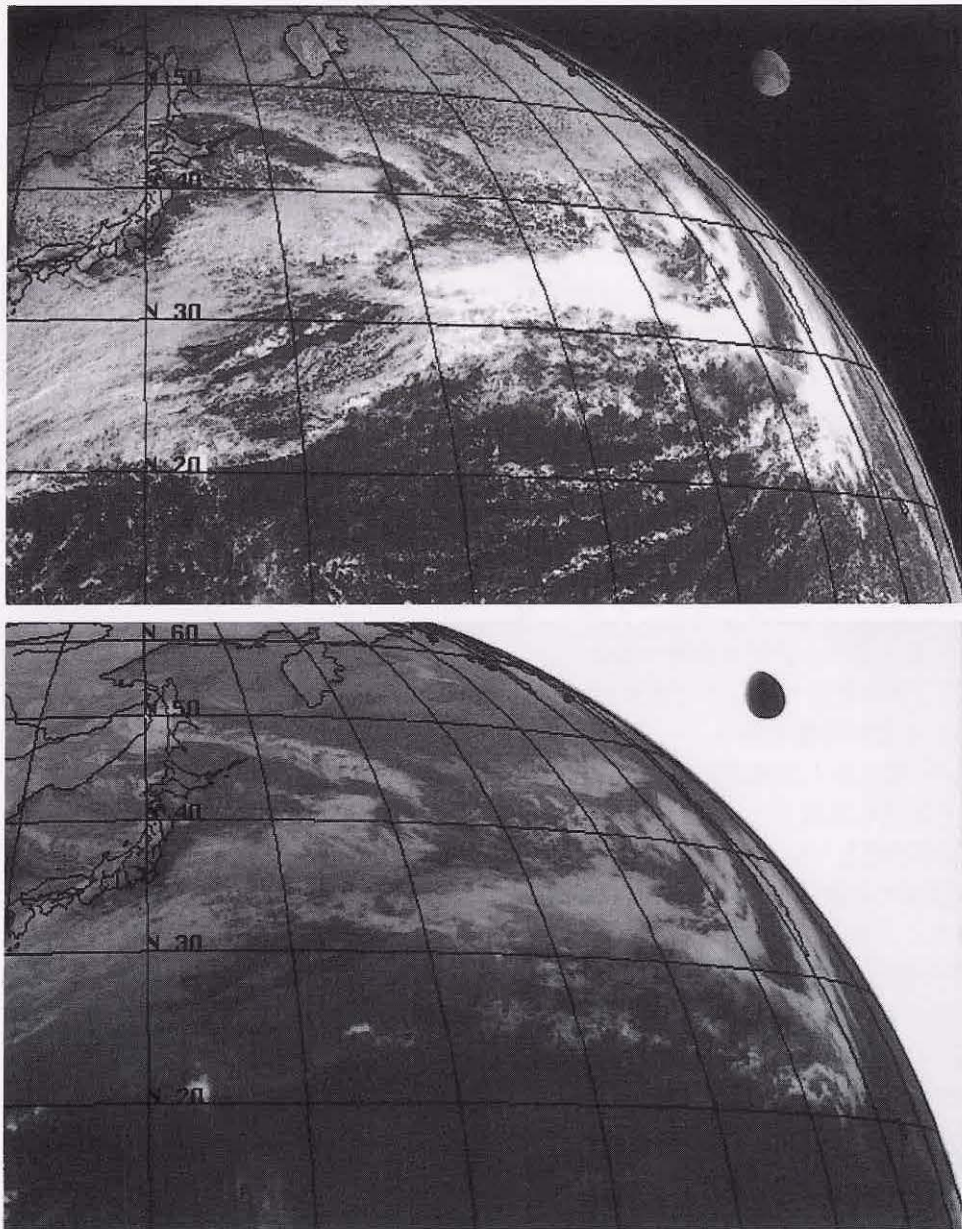


図1-4-8 1998年10月13日17UTC頃 NOAAの $3.7\mu\text{m}$ 差分画像

月の画像

地球を観測する気象衛星が、まれにはあるが地球と同時に月を捉えることがある。付図1はその時の画像で画面右上に月が写っている。可視画像には、太陽に当たっている月がうっすらとみえる。月の表面の様子がぼんやりとわかる。赤外画像では、太陽に当たっている部分が高温になるので黒くみえている。太陽が当たっていない部分は低温なため、宇宙空間と同様白く写っている。月の形がゆがんでいるのは、衛星が観測している間に、衛星と月との相対的な位置が変わったためと考えられる（鈴木和史）。



付図1 月の画像（1999年12月19日00UTC、可視画像(上)と赤外画像(下)）

第2章 衛星による雲型判別*

表 2-2-1 衛星画像による雲型分類

2.1 雲型判別の特徴

衛星は、地表面から目視で雲形を観察する地上観測と異なり、遙か地球の上空から雲頂の様子を観測している。また、衛星に搭載されたセンサーの分解能 (GMS-5では可視約1km、赤外約5km) は人間の目に比べ粗く、地上観測のような細かな雲形分類は出来ない。このように衛星で判別する雲型は、地上観測の雲形と基本的に別なものであることを認識する必要がある。地上観測の雲形と成因や構造的に類似した雲型名を用いているにすぎない。なお、以後衛星から判別する雲のタイプを「雲型」、目視による地上観測から得られる雲のタイプを「雲形」と区別する。

2.2 雲型の分類

衛星による雲型判別では、一般にCi (上層雲)、Cm (中層雲)、St (層雲/霧)、Cb (積乱雲)、Cg : Cumulus Congestus (雄大積雲)、Cu (積雲)、Sc (層積雲) の7種類に分類する (表 2-2-1)。

この雲型は、層状雲 (Ci、Cm、St) と対流雲 (Cb、Cg、Cu) とに特徴づけられる。Scは層状雲と対流雲との中間的な性格を持つ。

層状雲は、鉛直方向の広がり (雲の厚さ) に比べ水平方向への広がりの方がはるかに大きい。層状雲は、「ひとまとまりの広がりを持つ雲域として認識される」「雲の表面が滑らかで雲頂高度の凹凸が少ない」などの特徴を持つ。一方対流雲は、層状雲に比べ、雲は厚く雲域は小さい。対流雲は「独立したセル状の雲域として認識されやすい」「雲域の表面は凹凸している」などの特徴を持つ。

衛星から観測する雲を上・中・下層雲に分類することもできる。この場合、雲底高度によって上・中・下層雲を分類する地上気象観測と異なり、衛星では雲頂高度によって上・中・下層雲に分類するので、留意が必要である。雲頂高度で分類すると、上層雲では400hPa以上、中層雲では400～600hPa、下層雲では600hPa以下がおおよその目安となる。上層雲 (Ci)、中層雲 (Cm) のほか、下層雲にはCu、St、Scを含む。一般にCg、Cbはこうした分類に含

雲 型	分 類	
上層雲 C i	層状雲	上層雲
中層雲 C m		中層雲
層雲/霧 S t		下層雲
層積雲 S c	対流雲	
積雲 C u		
雄大積雲 C g		
積乱雲 C b		

めない。

2.3 雲型判別

人間の眼による雲型判別には、気象衛星が打ち上げられてから利用されている可視画像と赤外画像を使うのが一般的である。一方計算機では、可視・赤外画像のほか水蒸気・赤外差分画像も含めた雲型判別が用いられる。徳野・隈部(1996)は、雲解析情報図の雲型データを計算機により自動作成するアルゴリズムを示した。それは0.25° 格子範囲について各画像から得られるヒストグラムの形状や温度差分の特性等から雲型を判別していく。計算機による雲型判別は客観的な判別が可能であるが、気象条件や雲パターンなどを考慮した判別は難しい。逆に人間の眼による雲型判別は、気象条件や雲パターン・時間変化など総合的な気象知識を駆使できる利点がある。これからの雲型判別は、計算機と人間のそれぞれの長所を取り入れながら進めていくことが必要であろう。この節では、人間の眼による雲型判別について述べる。

2.3.1 可視画像と赤外画像による判別

可視画像では、反射される太陽光の強さを表す。雲では雲水量が多く厚い雲ほど反射が強い。対流雲は層状雲に比べ雲粒が多く厚いので、明るくみえる。同じ対流雲でも発達すると、雲が厚くなり反射強度が増す。すなわち、CuよりCg、CgよりCbのほうが明るい。従って、下層で形成される雲は上層

* 2.1, 2.2, 2.3 鈴木 和史 2.4 田中 武夫 2.5 淵田 信敏

で形成される雲より明るいことが多い。すなわちStのほうがCiより明るい。しかし、春先に大陸で多く出現する非常に濃密なCiは明るくみえるので、他の雲との区別に注意が必要である。また薄いCiでは、Ciを透過して下に存在する中・下層雲がみえることがある。この場合は下に存在する雲からの反射が加わり、Ci単独より明るくみえる。

赤外画像では、雲頂高度の高い雲は明るく、雲頂高度の低い雲は暗くみえる。一般に層状雲の場合、Ciが最も明るく、ついでCm、Stの順の明るさとなる。しかし薄い雲の場合、雲からの放射の他に雲より下の放射も雲層を透過して観測されるので、実際の雲頂温度より高温となり、雲頂高度の判断を誤ることがある。例えばCiは薄い雲層であることが多く、赤外画像だけではCmと間違えやすい。逆に非常に濃密なCiはCbと同程度の雲頂温度を持ち、Cbとの識別が難しいことがある。雲頂高度が低いStは、地面温度との温度差が小さく、赤外画像だけでの検出は難しい。対流雲では、発達程度は雲頂高度で分類できる。つまり発達した対流雲の雲頂高度はCbが高く、次いでCgが続き、発達程度が低いCuは最も低い。

可視画像と赤外画像による雲型判別ダイアグラムを図2-3-1に示す。この図は上述した関係を定性的に示したものである。

2.3.2 形状による判別

層状雲は、一様な雲頂高度を持つかなりの広がりを持った雲域として存在しやすい。例えばStは一定な雲頂高度をしているので、雲縁は地形の等高線に沿った形状をすることが多い。Ciは、筋状(Ciストリーク)、Cbから吹き出す羽毛状(かなとこ巻雲)、流れに直交する小さな雲列(トランスバースライン)などの特徴的な形状を示す。

対流雲は比較的小さな雲の塊として存在することが多い。対流雲は発達が進むにつれ、雲の厚みを増したり併合したりするので、衛星からみると雲域面積は増大する。したがって個々の雲の大きさは一般にCb、Cg、Cuの順となる。対流雲は、列状・テーパリング状・セル状などの特徴的なパターンを示す。

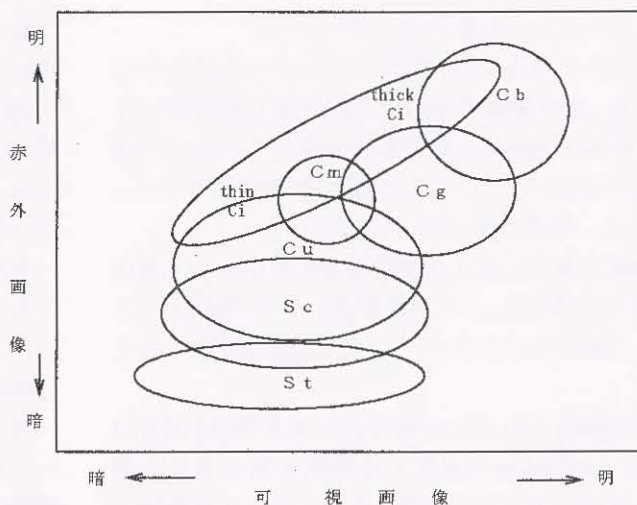


図2-3-1 雲型判別ダイアグラム

対流雲や下層雲の雲縁は、くっきりと明瞭である。一方上層雲の雲縁は、上層の強い風の影響で、毛羽だったりほつれた様子をしていて不明瞭である。

2.3.3 きめによる判別

可視画像は他の画像に比べ空間分解能が細かいので、雲表面の細かなきめ(texture)を知ることができる。雲表面の状態は、太陽光が斜めからあたっている方が凹凸による影が現れて、わかりやすい。

層状雲は滑らかで一様な雲表面をしている。一方対流雲の雲表面は凹凸がありごつごつしている。

2.3.4 動きによる判別

大気中では一般に上層ほど風が強いため、上層の雲の動きは速く下層の雲は遅い。従ってSt、Sc、Cuなど下層雲はCiに比べ動きが遅い。CbやCgのように背が高く厚い雲は、おおよそ雲層の平均風速で移動するので、Ciに比べ動きは遅い。

2.3.5 時間変化による判別

対流雲はライフタイムが短いので、短時間で雲の形状や雲頂高度が変化する。一方層状雲は雲の形状や雲頂高度の変化は小さい。例えばCbとCiを比べたとき、形状やパターンに着目して時間変化の少ないほうがCiとなる。

2.4 雲型判別の事例

図2-4-1a,bに雲型判別の例を示す。

華北から黄海・九州西海上にかかる雲域AはCiである。赤外面像では白色で幅のある雲の帯にみえ、雲域の走向は上層の風向に沿っている。可視画像ではCiの下にある下層雲が透けてみえる。従って、北側は薄いCiである。

大陸の華中に見える雲域BはCmである。赤外面像では雲域Aより温度が高いため明灰色にみえ、一様な広がりをもつ。可視画像では白くみえる。

先島諸島付近から台湾付近にある雲域CはStである。赤外面像では周りの雲域と比べさらに黒く、海面とほぼ同じ温度となり、ほとんど区別がつかない。可視画像では明灰色にみえ、雲域の表面は滑らかにみえる。

朝鮮半島の東側に張り付いている雲域DはScである。赤外面像では暗灰色にみえる。可視画像では明灰色にみえ、Cに比べてこぼこした表面を持ち、境界ははっきりしている。

日本海北部及び沿海州付近にある雲域EはCuである。赤外面像では雲域DのScよりも明るい明灰色にみえる。可視画像では明白色にみえ、形状も塊状をし、雲縁は明瞭である。

日本の東にある雲域F(三角印)はCbである。赤外面像では西側の雲縁が明瞭であるが東側は上

層の風に流され不明瞭となっている。可視画像では最も白くみえ形状は塊状をしている。このCbの南西方向にはCgがライン状に連なっている雲域G(代表例を三角印で示した)がみえる。赤外面像では、Cgに対する低温域が間隔をおいて並び塊状である。可視画像ではCuラインの中で間隔をおいた明白色の塊状としてみえる。

赤外面像では共に白くみえるCbとCiとを区別する方法を述べる。

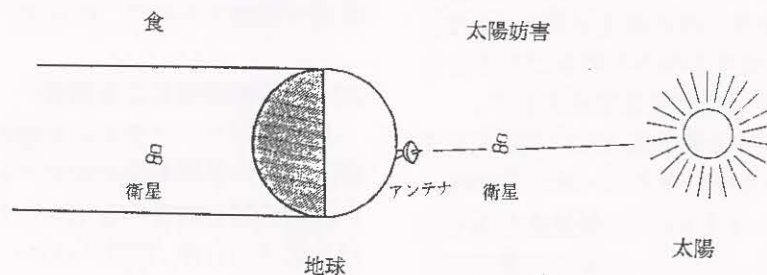
CiとCbの区別は各雲の形状、移動速度の違い及び総観場等を考慮して行う。

図2-4-1a,bでは、Cbは日本の東海上にある(F-三角印)。赤外面像では塊状をし、西側の雲縁が明瞭である。東側は上層の風に流され不明瞭となっている。速度も周りの雲域から比べると遅いことが動画から確認できる。Cbは中・下層の平均風速の影響を受けるため、移動はCiより遅いが、形状の変化は速い。これと似たような雲域Hが日本列島にかかっているが、これはCiである。雲域の速度が速いことから判断できる。また、赤外面像で華北に見える粒状の雲IもCiである。これも形状及び雲頂温度からCbと間違えやすい事例である。この場合は「朝鮮半島付近に上層のトラフがありトラフの後面ではCbは発生しにくい」「雲域の速度がかなり速い」「形状の時間的変化が少ない」ことから、Ciと判別できる。

太陽妨害防止運用

太陽とひまわりと地上局のアンテナが一直線に並ぶとき、つまり、地上局から見て太陽とひまわりが同じ方向に見えるとき、太陽から放射される雑音によりひまわりからの電波が妨害され、信号を正常に受信出来なくなる(付図1)。この現象は、春分および秋分の頃それぞれ約6日間発生する。この場合、太陽妨害防止運用として、03UTCの観測を中止する(鈴木和史)。

【参考文献】 木川誠一郎(1989): 太陽妨害の予測、気象衛星センター技術報告, 第19号, 37-42。



付図1 太陽妨害時と食時の地球・衛星・太陽の位置

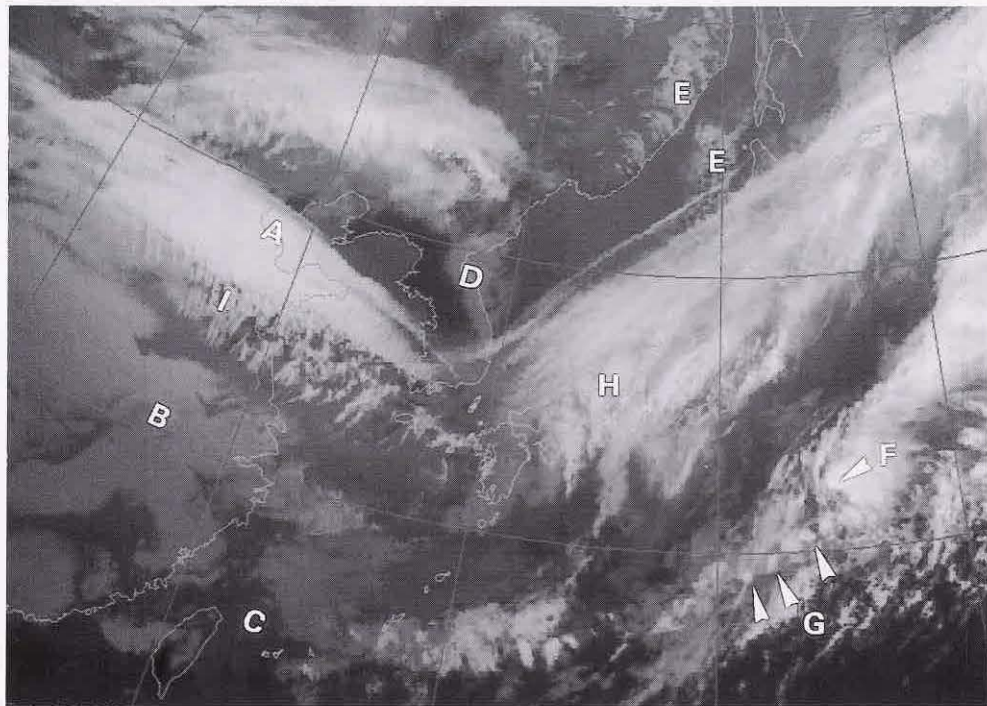


図 2-4-1a 雲型判別の赤外画像 1999年3月20日03UTC

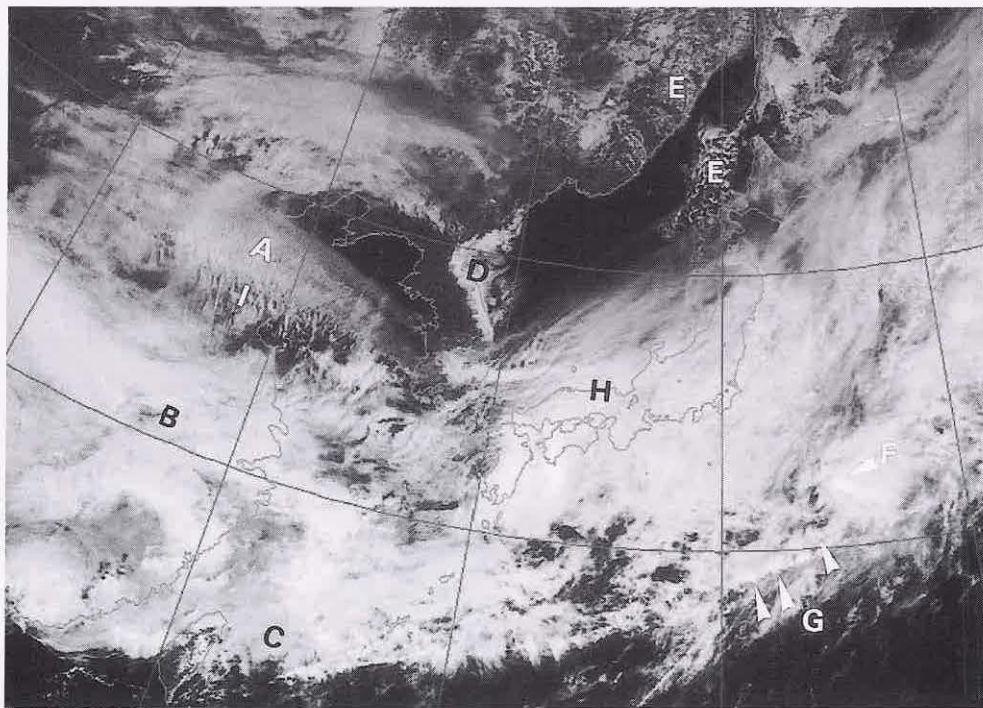


図 2-4-1b 雲型判別の可視画像 1999年3月20日03UTC

2.5 気象衛星で判別できる雲型と地上から観測される雲形

ここでは、衛星から判別できる雲型と地上から観測される雲形がどのようにみえるか、比較をしながら説明する。

地上気象観測法では、雲底高度とその雲のきめによって雲形を10種類に分類している。一方、衛星では遙か地球の上空から雲を観測しているため、赤外画像で観測される雲の雲頂温度・雲のきめや、可視画像で観測される太陽の反射輝度・雲

のきめによって雲型を判別している。この中で、地上から観測される巻積雲や高積雲の雲細胞は衛星のセンサーの分解能より小さいので、衛星画像で巻層雲・巻雲、高層雲・乱層雲は判別することはできない。

その対比を表2-5-1に示す。

以下に、衛星画像（赤外画像・可視画像）からみられる雲型と地上からみた代表的な雲形を掲載して、比較を行う。

表2-5-1 気象衛星から判別できる雲型と地上から観測される雲形

気象衛星から判別できる雲型と略語

雲型判別	用いる略語
上層雲	Ci
中層雲	Cm
層積雲	Sc
層雲・霧	St
積雲	Cu
雄大積雲	Cg
積乱雲	Cb

地上から観測される雲形と略語

層	地上から観測される雲形	略語
上層	巻雲	Cirrus Ci
	巻積雲	Cirrocumulus Cc
	巻層雲	Cirrostratus Cs
中層	高積雲	Alto cumulus Ac
	高層雲	Altostratus As
	乱層雲	Nimbostratus Ns
下層	層積雲	Stratocumulus Sc
	層雲	Stratus St
	積雲	Cumulus Cu
	積乱雲	Cumulonimbus Cb

ITCZ（熱帯収束帯、Intertropical Convergence Zone）
ITCZは、北緯5～15度付近に存在する下層の収束域で雲量・雨量が多い。衛星では活発な対流雲が連なる雲の帯として認識できる。1000～2000kmほどの間隔で活発な領域を持ち、その中の一部が台風に発達することがある。付図1では、ITCZに対応する雲が日付変更線の東からフィリピン付近に伸びている。所々に活発な雲の集団が見られ、矢印で示した台風や熱帯低気圧はこのような雲の集団から発生・発達し、北上したものである。ITCZに伴う雲は、更に西に伸びてベンガル湾のモンスーンに伴う雲の帯に連なっている。なお、衛星画像で見るとITCZは雲の帯として常に存在するのではなく、明瞭になったりどぎれたりするなど雲量の変動は大きい（鈴木和史）。



付図1 ITCZ（可視画像 1997年8月21日03UTC）

2.5.1 Ciのみの雲域



図2-5-1a 地上から見た雲の写真（鳥取県鳥取市） 1984年7月9日0801JST
 <地上から観測される雲形> 地上気象観測法（別冊）：1989
 上層雲 巻雲と巻層雲 (Ci and Cs) CL=0 CM=3 CH=5

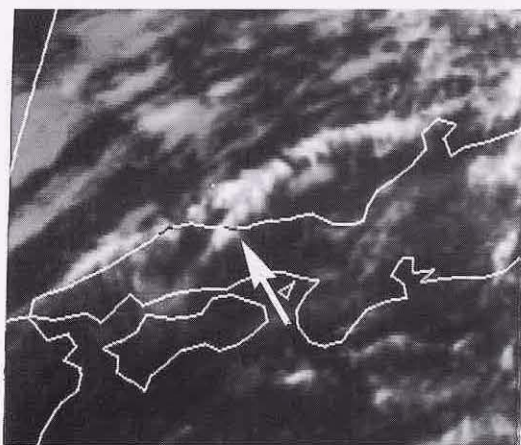


図2-5-1b 赤外画像

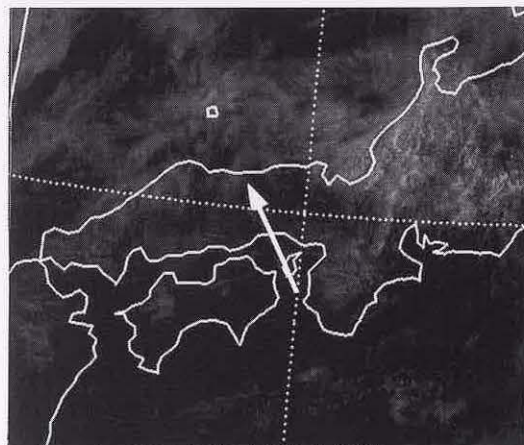


図2-5-1c 可視画像

共に 1984年7月9日0900JST (矢印：鳥取県鳥取市付近)

<衛星から観測される雲型> Ciのみの雲域

ここで、鳥取県鳥取市付近（矢印）に注目する。赤外画像からみると、山陰地方から能登半島にかけて筋状のCiが伸びている。鳥取市付近には、この筋状のCiの西端が掛かっているだけで他の雲

は解析できない。可視画像でも、陸地が透けてみえる。この場合、地上観測も衛星画像も同じ上層雲として判別している。

2.5.2 CiとCmが重なった雲域



図2-5-2a 地上から見た雲の写真（鳥取県鳥取市） 1978年9月22日1111JST
 <地上から観測される雲形> 地上気象観測法（別冊）：1989
 半透明状の高積雲（Ac） CL=0 CM=3 CH=0

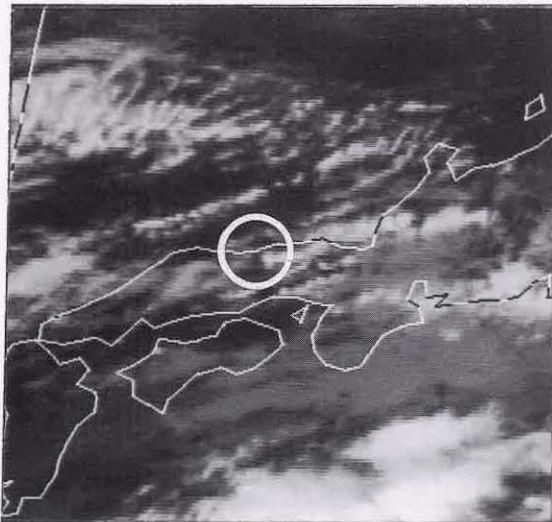


図2-5-2b 赤外画像

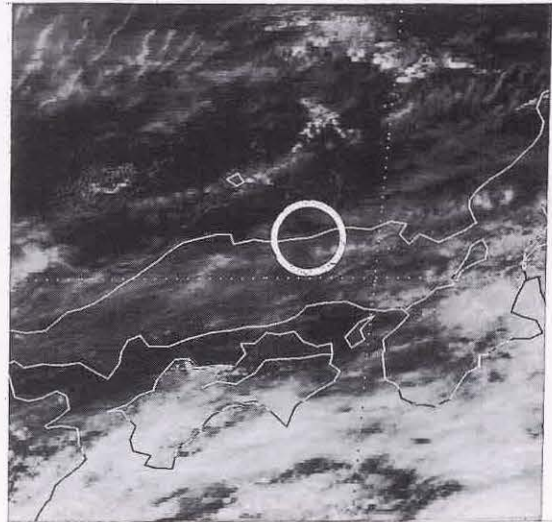


図2-5-2c 可視画像

共に1978年9月22日1200JST（○印：鳥取県鳥取市付近）
 <衛星から観測される雲型> CiとCmが重なった雲域

ここで、鳥取県鳥取市付近（○印）に注目する。鳥取市付近には東シナ海から東進してきたCiとCmがかかっている。可視画像からみると、その雲域は厚いものでないことがわかる。また、下層

雲も解析できない。

この場合、地上観測では単一層の高積雲を観測しているが、全天にわたって高積雲が広がっているため上層の雲は観測されていない。

2.5.3 CuとScが共存する雲域



図 2-5-3a 地上から見た雲の写真（東京都清瀬市） 1983年8月19日 1740JST

<地上から観測される雲形> 地上気象観測法（別冊）：1989

中層雲と下層雲 Ac and Cu

半透明状の高積雲（レンズ状） CL=2 CM=4 CH=0

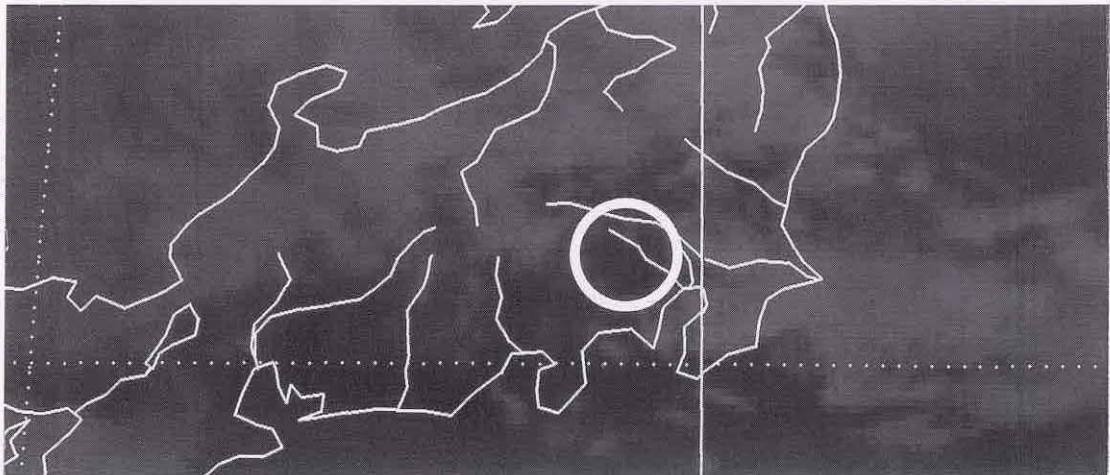


図 2-5-3b 赤外画像 1983年8月19日 1800JST

（○印：東京都清瀬市付近）

<衛星から観測される雲型> CuとScが共存する雲域

ここで、東京都清瀬市付近（○印）に注目する。衛星画像からみると、CuとScの混在した雲域が東京付近を覆っているが厚い雲域ではない。

地上観測では高積雲を観測しているが、高積雲

の雲量は疎らで隙間も多い。このように衛星の放射計の分解能より小さく疎らな雲域の場合、衛星画像では雲の隙間から地上の放射も加わり雲頂高度も低く見積もられる。

2.5.4 Ciのみの雲域



図2-5-4a 地上から見た雲の写真（宮城県仙台市） 1981年9月6日1710JST
 <地上から観測される雲形> 地上気象観測法（別冊）：1989
 中層雲 Ac 半透明状の高積雲 CL=0 CM=5 CH=0

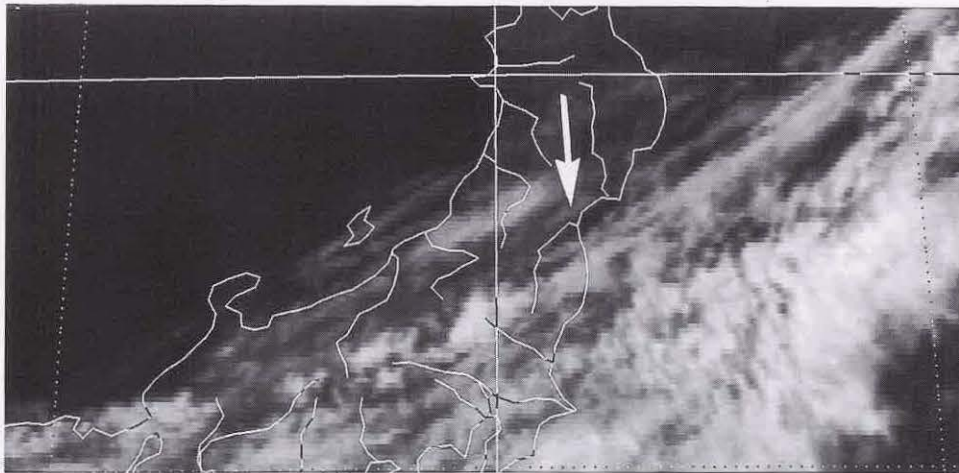


図2-5-4b 赤外面像 1981年9月6日1800JST
 (矢印：宮城県仙台市付近)
 <衛星から観測される雲型> Ciのみの雲域

ここで、宮城県仙台市付近（矢印）に注目する。衛星画像からみると上・中層雲主体の雲バンドが日本の東海上から房総半島・東海道沖に伸びている。仙台付近はこの雲バンドの北側を流れる上層のジェット気流に伴うCiがかかっている。この

場合、地上観測では中層雲と観測しており、衛星による判別と異なっているが、目視と衛星との観測方法の違いでこのような例はある。特にCiとCmの判別は衛星からも難しい。

2.5.5 Scのみの雲域



図2-5-5a 地上から見た雲の写真（東京都千代田区） 1984年11月12日
 <地上から観測される雲形> 地上気象観測法（別冊）：1989
 積雲から変化した層積雲以外の層積雲（Sc） CL-5 CM- / CH- /

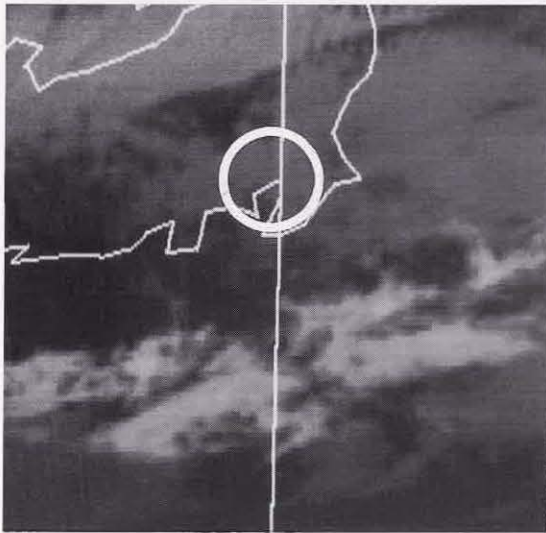


図2-5-5b 赤外画像

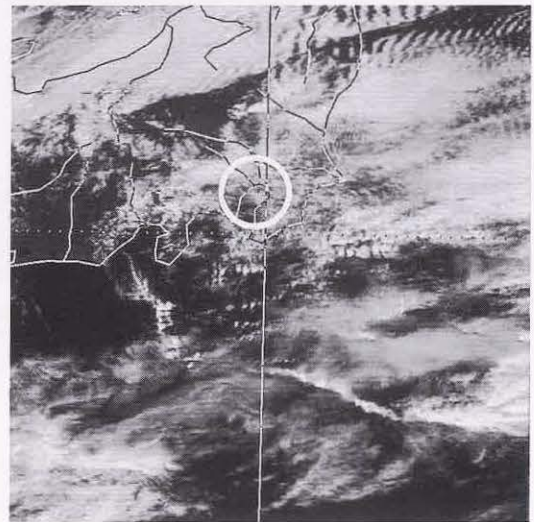


図2-5-5c 可視画像

共に1984年11月12日1200JST（○印：東京都付近）
 <衛星から観測される雲型> Scのみの雲域

ここで、東京都付近（○印）に注目する。衛星画像からみると東京都付近はScに覆われている。

下層雲の場合は、地上観測と衛星観測の雲型判別は比較的よく合う。

2.5.6 Cb、Cg、Cu が共存する雲域



図 2-5-6a 地上から見た雲の写真（東京都清瀬市） 1985年8月10日 1810JST
 <地上から観測される雲形> 地上気象観測法(別冊)：1989
 多毛状の積乱雲 (Cb) CL=9 CM=0 CH=3

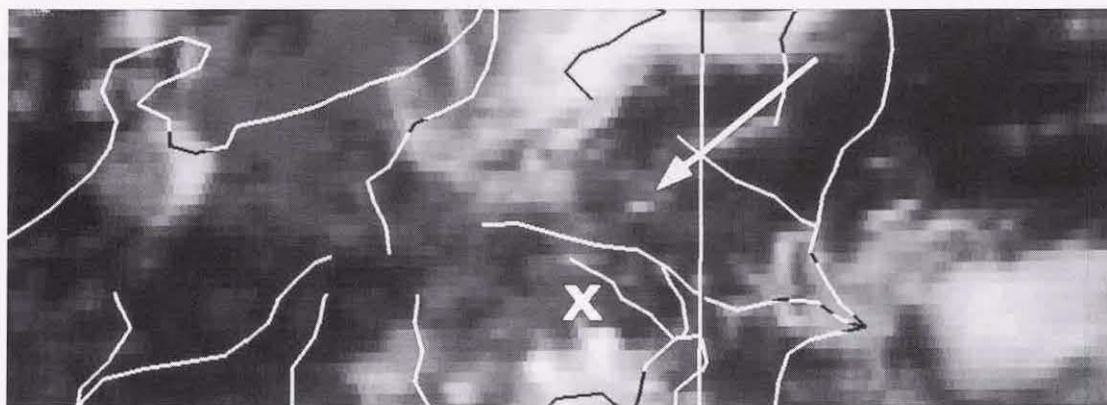


図 2-5-6b 赤外画像 1985年8月10日 1800JST
 (X印：東京都清瀬市付近)
 <衛星から観測される雲型> Cb、Cg、Cu が共存する雲域

ここで、東京都清瀬市付近(X印)に注目する。衛星画像からみると、東海地方や関東地方内陸部にはCbが発生しており栃木県南部付近にも小さなCbの塊(矢印)が解析できる。

地上観測では、東京都清瀬市から北北東の栃木

県付近のCbをみたものである(距離にして約60km離れている)。Cbの頭部にはかなとこ状の巻雲が広がっている。この手前にも雄大積雲が広がっている。

2.5.7 CuとCgが共存する雲域



図 2-5-7a 地上から見た雲の写真（東京都大島町元町） 1994年12月19日
 <地上から観測される雲形> 東管技術ニュース 1995(No.119)
 積雲(Cu) CL=2 CM=× CH=×

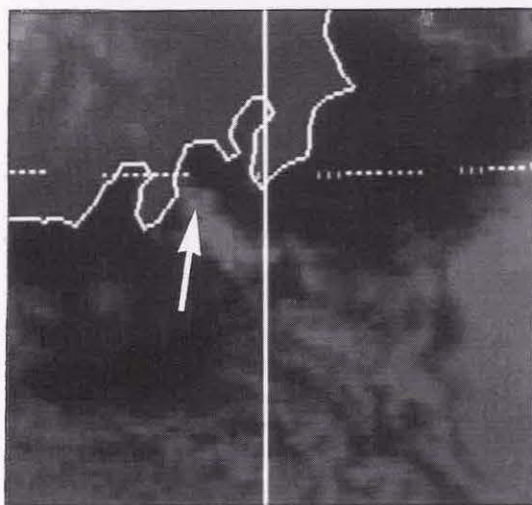


図 2-5-7b 赤外画像

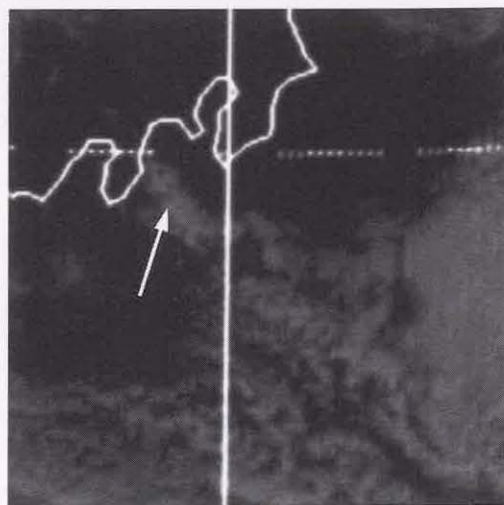


図 2-5-7c 可視画像

共に1994年12月19日（矢印：東京都大島町元町）
 <衛星から観測される雲型> CuとCgが共存する雲域

地上からみた写真と比較するために大島付近（矢印）に注目する。衛星画像からみると、伊豆半島の東海上には対流雲列が伸び、大島はこの下にある。この対流雲列の雲頂の輝度から判別する

と、Cuだけの雲列ではなく、Cuより発達したCgが共存している。このことから地上からみた写真で観測できる竜巻の発生と符合する。

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）。

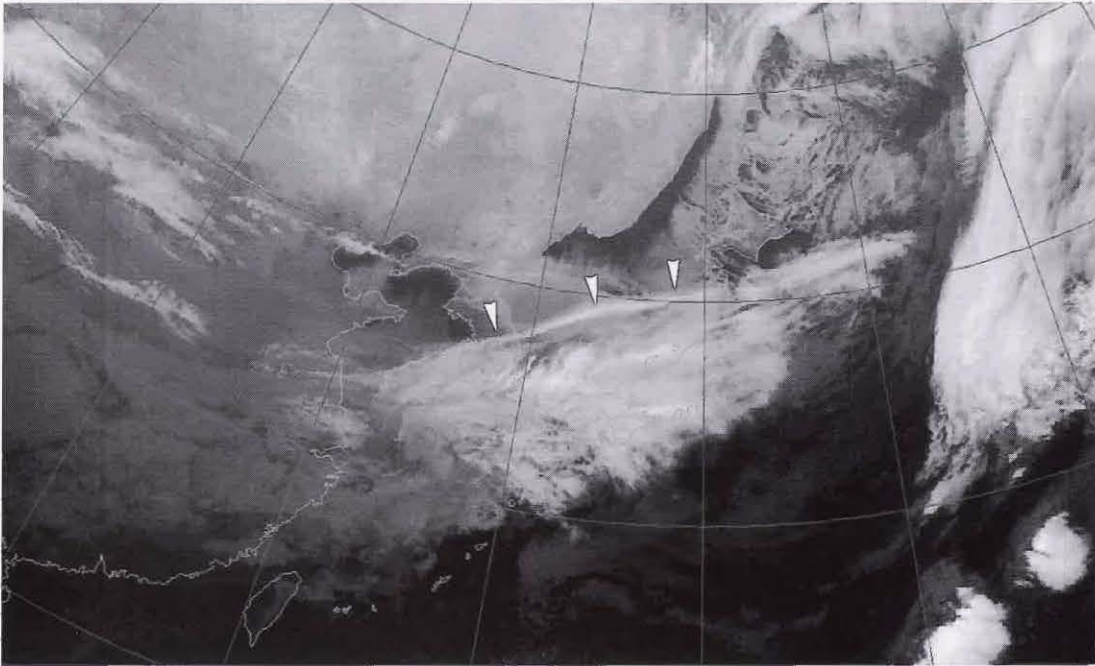


図3-1-1 Ciストリークの赤外画像 1998年12月1日18UTC

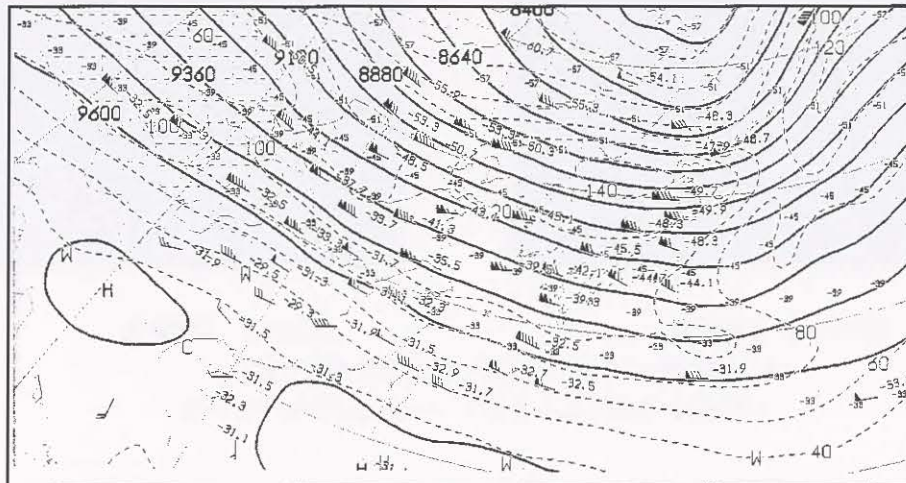


図3-1-2 300hPa天気図 1998年12月1日12UTC

* 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

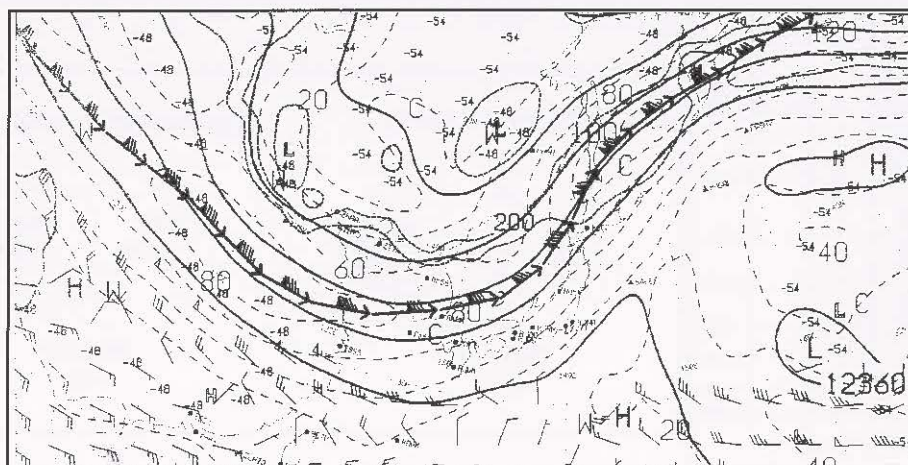


図3-2b 200hPa天気図 1998年8月30日00UTC

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、直線にかわずか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)。

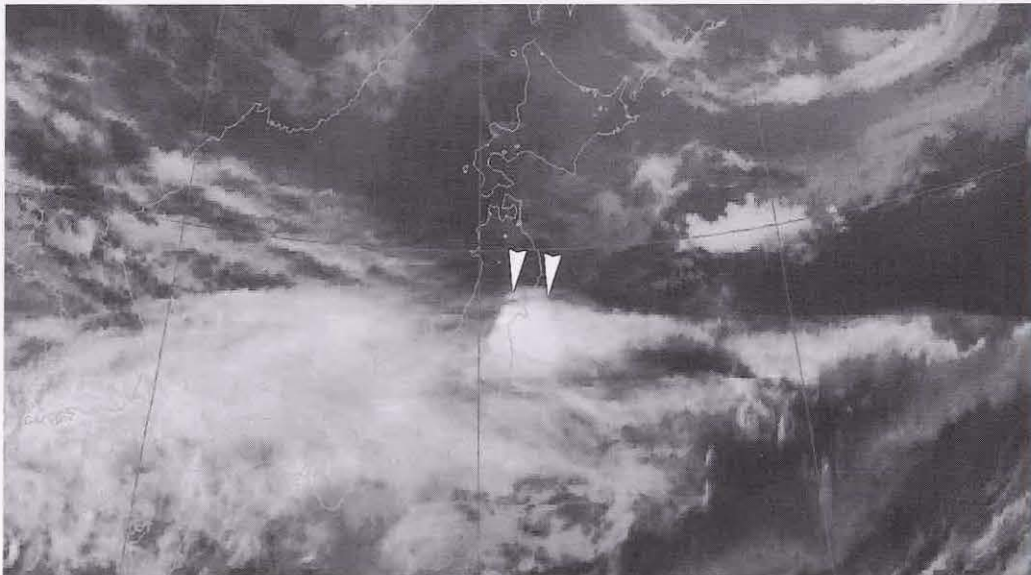


図3-3a 地形性巻雲の赤外画像 1998年6月1日14UTC

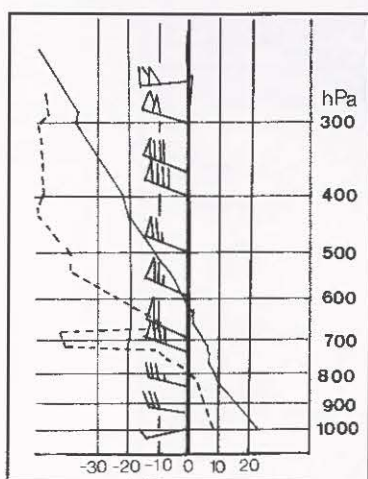


図3-3b 仙台のエマグラム 1998年6月1日12UTC
実線：気温 破線：露点温度 矢羽：風向風速

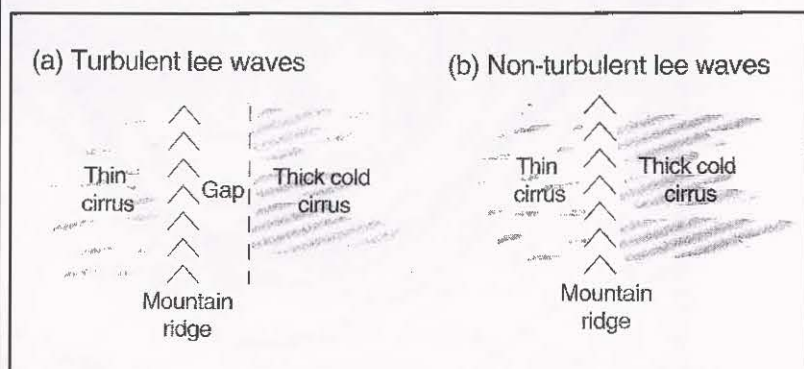


図3-3c 地形性巻雲の発生場所と乱気流との関係図
Ellrod, G.P.(1989)

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）。

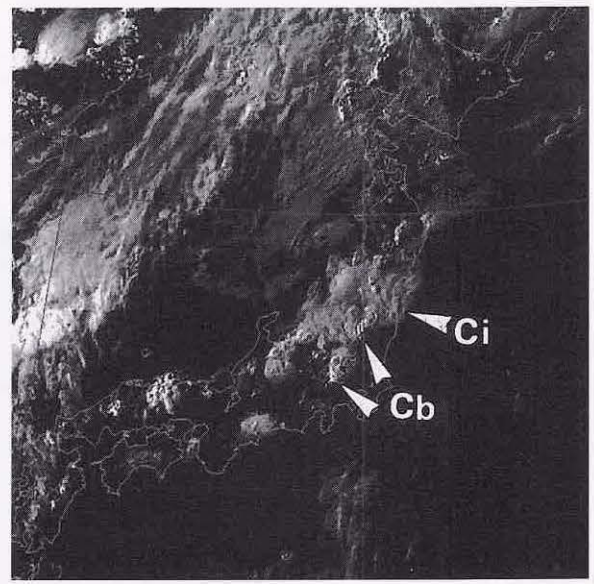
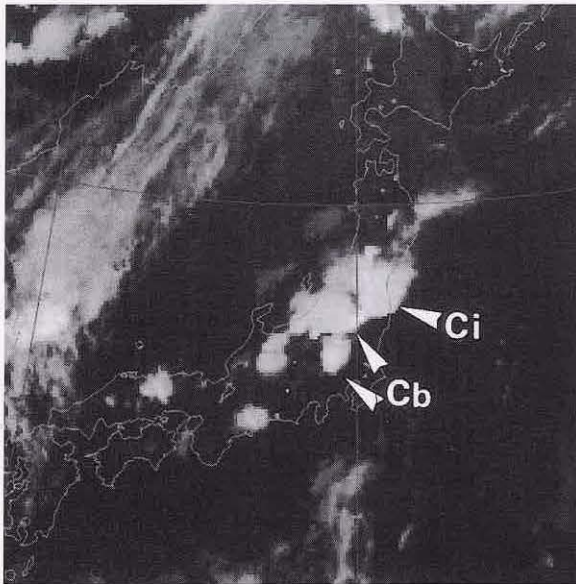


図3-4a かなとこ巻雲の赤外画像

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

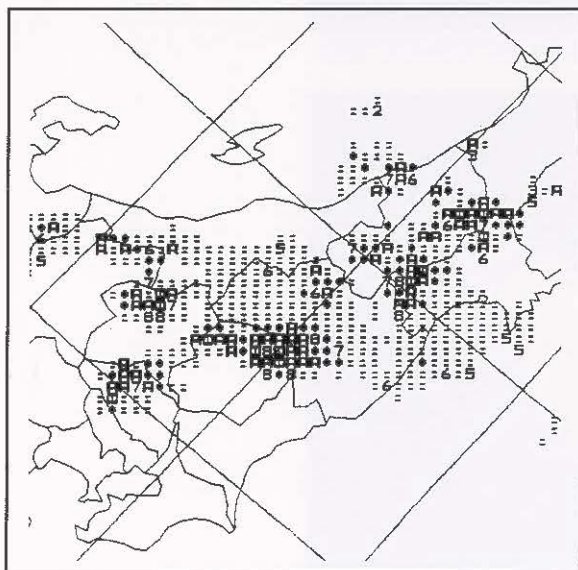


図3-4c レーダーエコー合成図 1997年8月3日09UTC

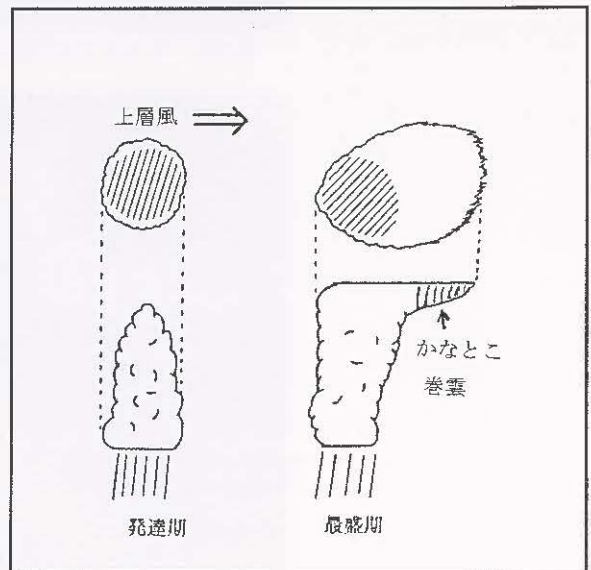


図3-4d かなとこ巻雲の模式図

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）。

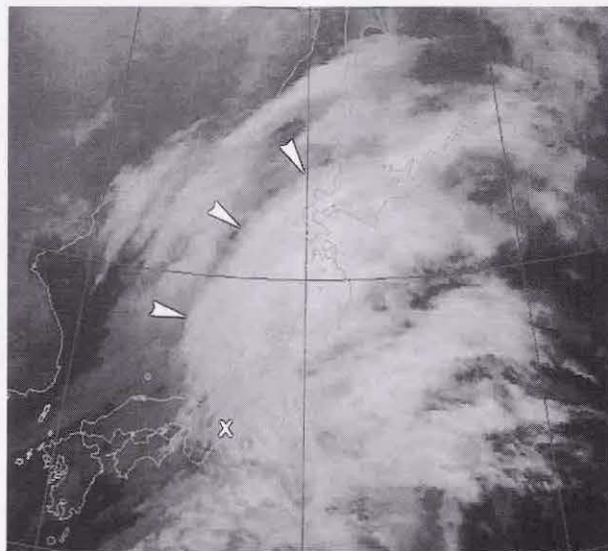


図3-5 バルジの赤外画像 1999年1月19日07UTC

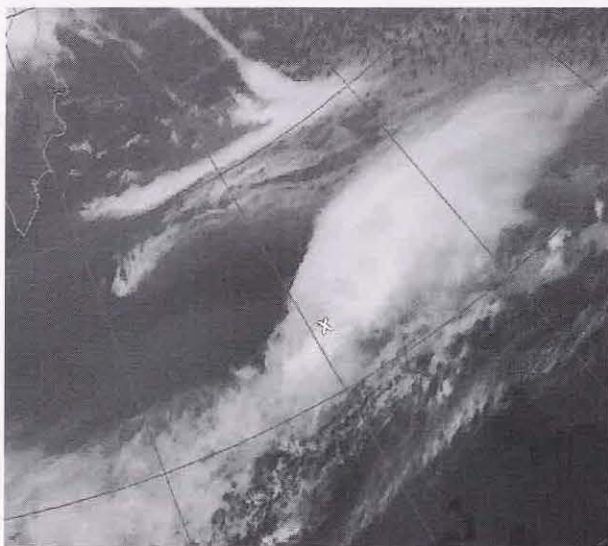


図3-6 フックパターンの赤外画像 1998年4月17日12UTC

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)。

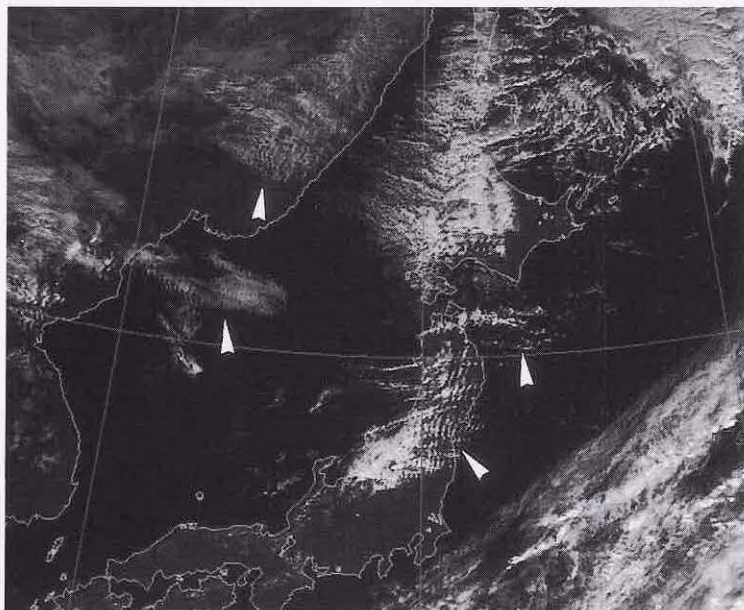


図3-7a 波状雲の可視画像 1998年11月3日02UTC

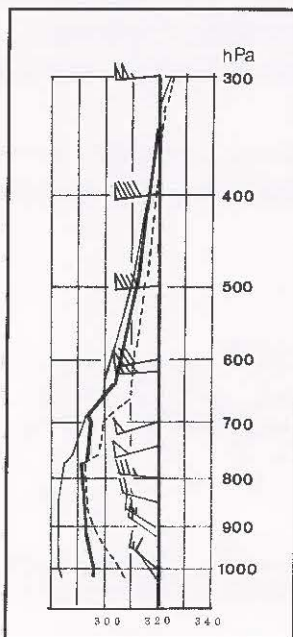


図3-7b 秋田の状態曲線 1998年11月3日00UTC
細線：温位 破線：飽和相当温位 太線：相当温位
矢羽：風向風速

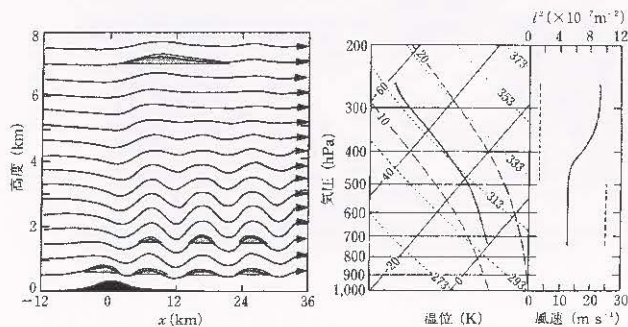


図3-7c 波状雲の模式図(小倉 1997)

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。

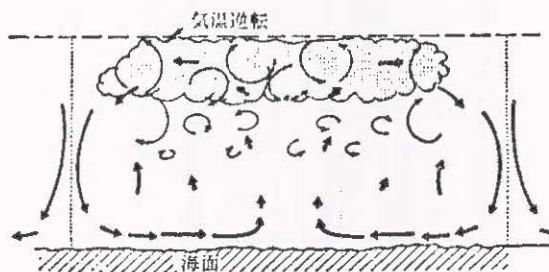
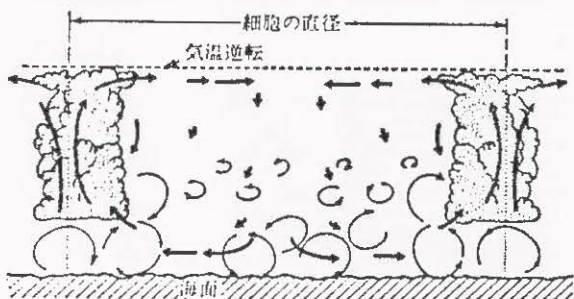


図3-8a オープンセル(左)とクローズドセル(右)のモデル図(浅井1983)

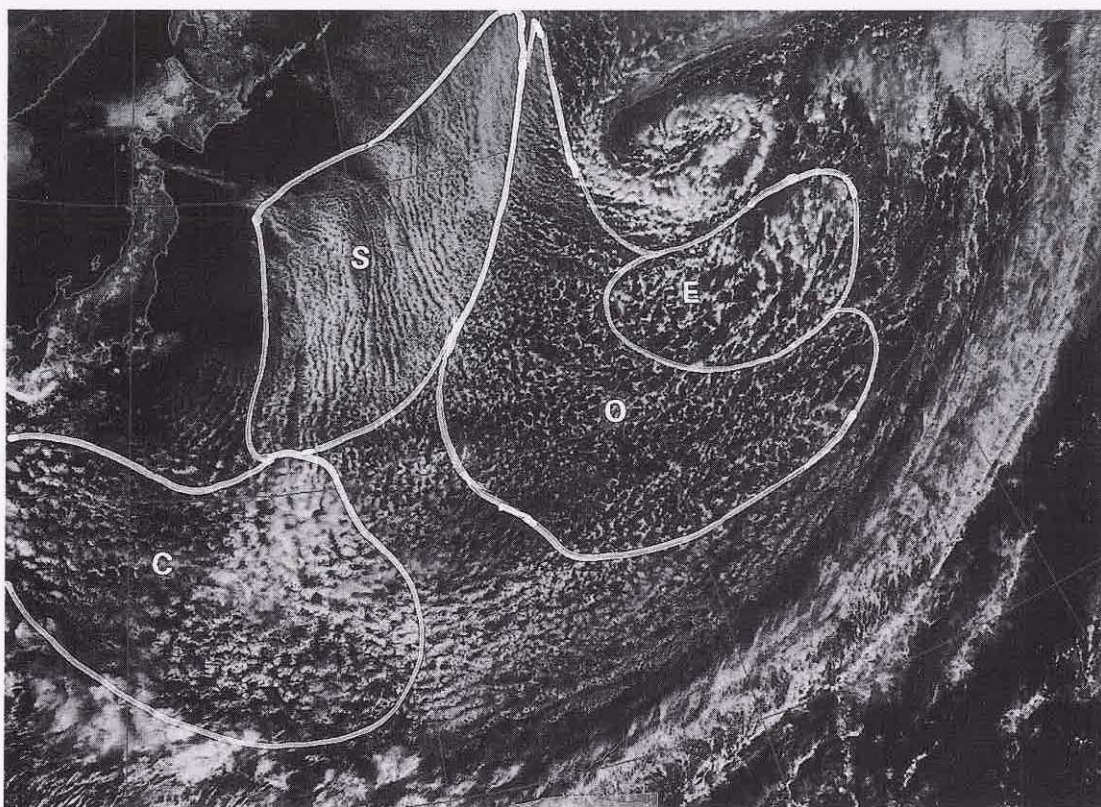


図3-8b セル状パターンの可視画像 1998年2月19日03UTC

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

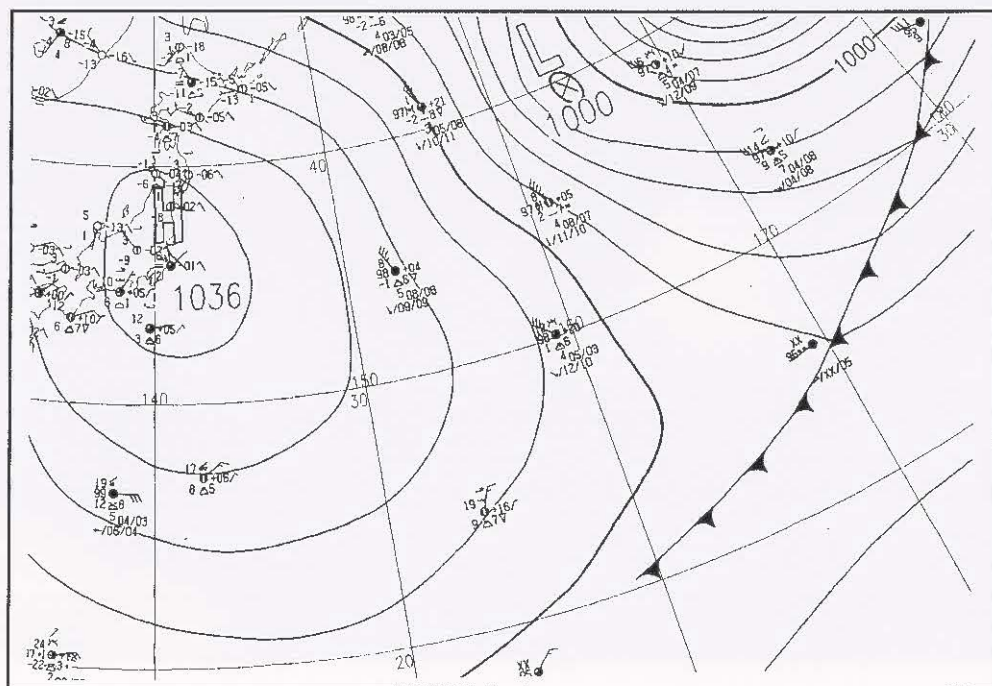


図3-8c 地上天気図 1998年2月19日00UTC

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°C より低い雲頂温度の領域が $100,000\text{km}^2$ (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 $200\text{-}300\text{km}$ 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。

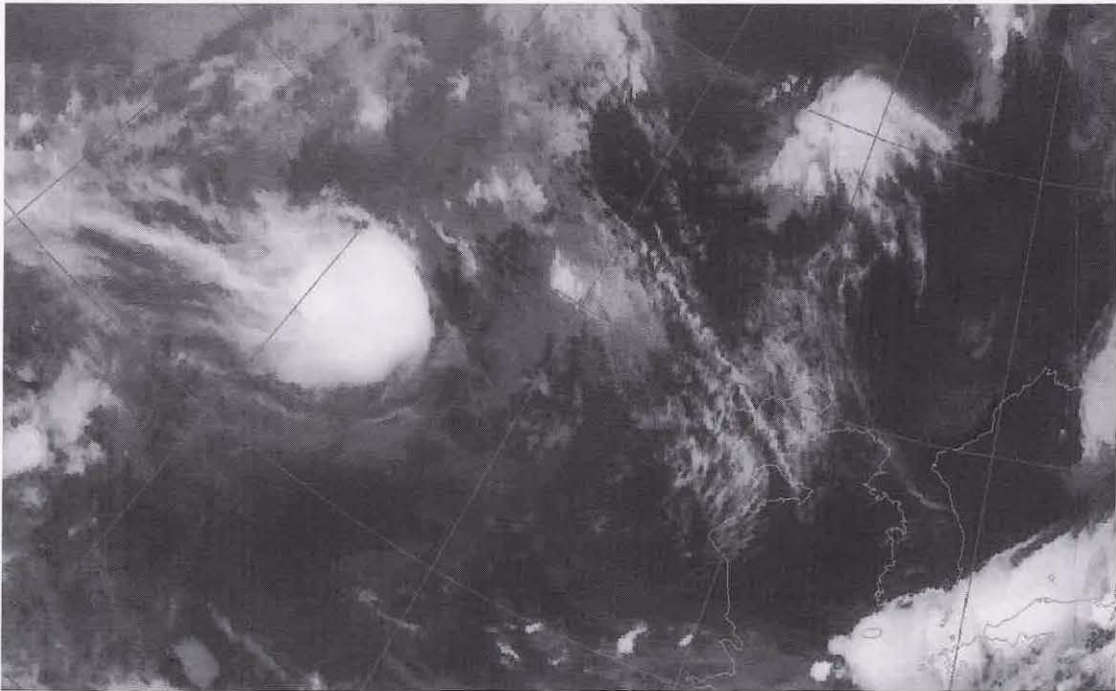


図3-9a クラウドクラスターの赤外画像 1997年8月5日00UTC

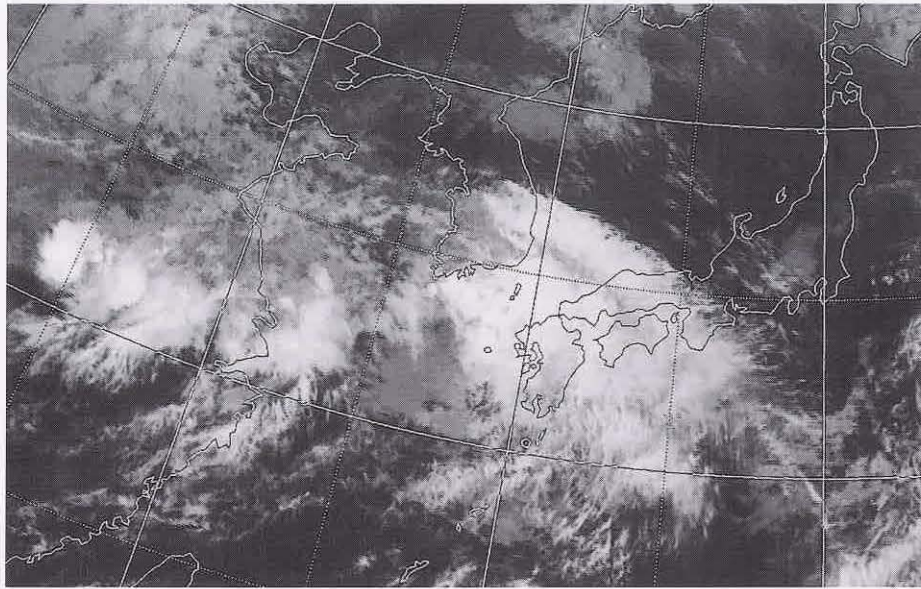


図3-9b クラウドクラスターの赤外画像 1982年7月23日00UTC

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)。

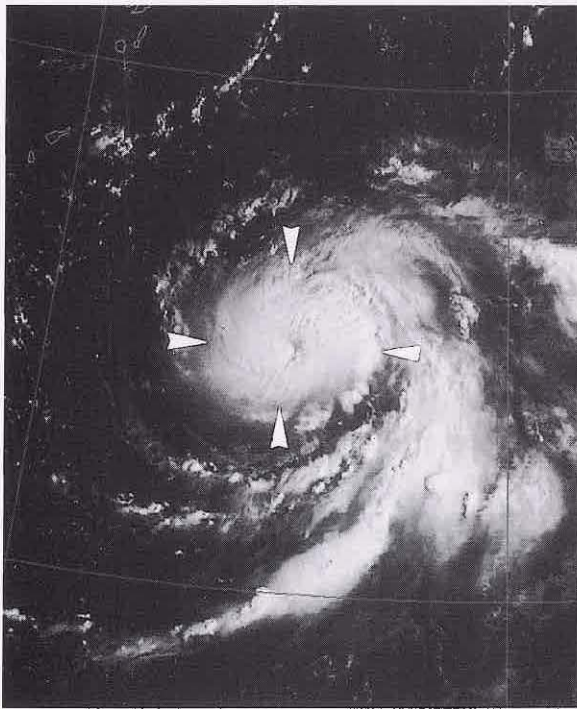


図3-10a CDOの可視画像 1998年8月26日00UTC

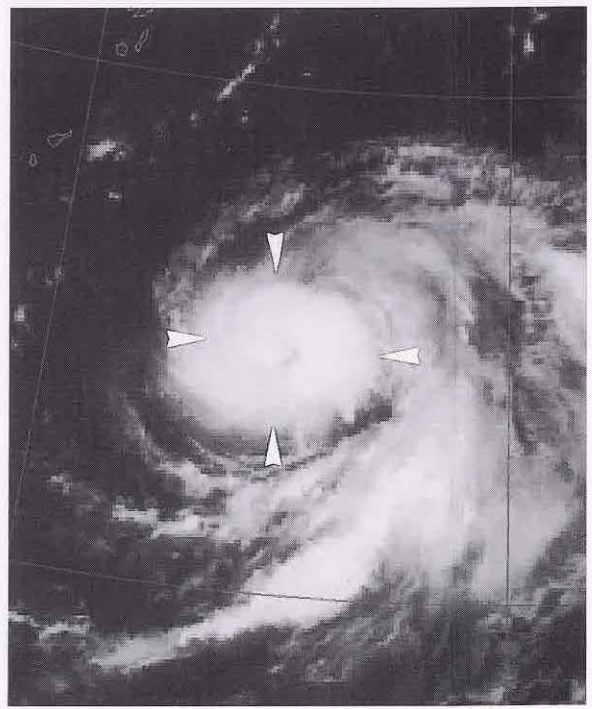


図3-10b CDOの赤外画像 1998年8月26日00UTC

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

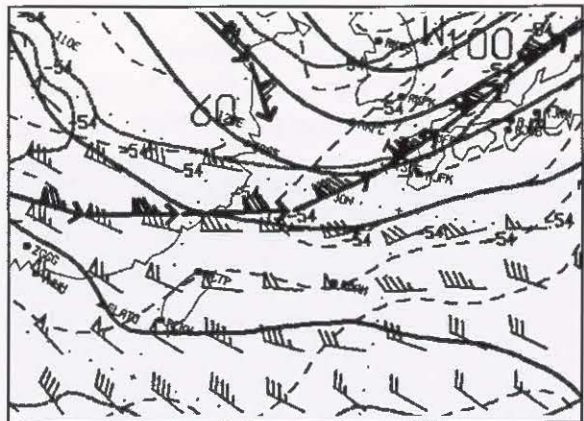


図3-11b 200hPa天気図 1998年5月18日12UTC

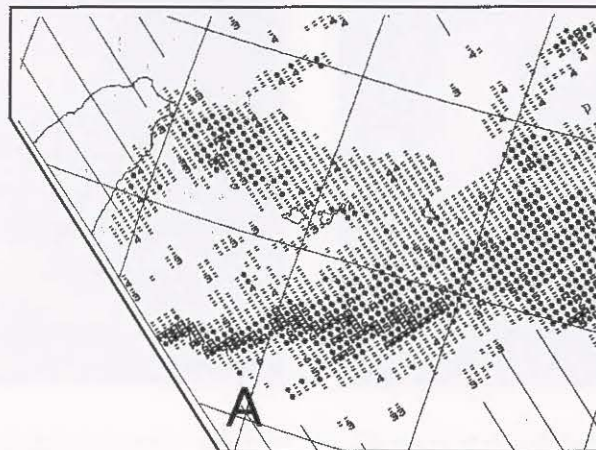


図3-11c レーダーエコー合成図 1998年5月18日09UTC

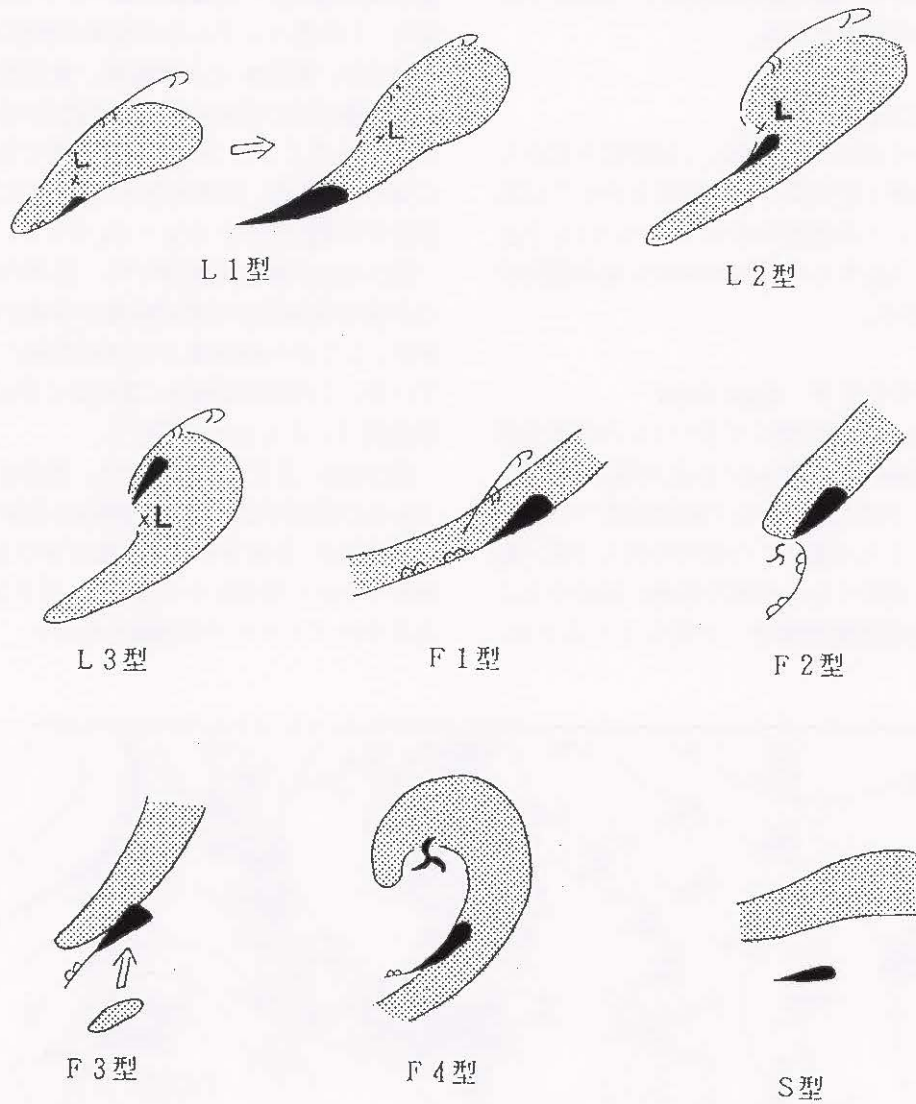


図3-11d テーパリングクラウドの分類の模式図

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。

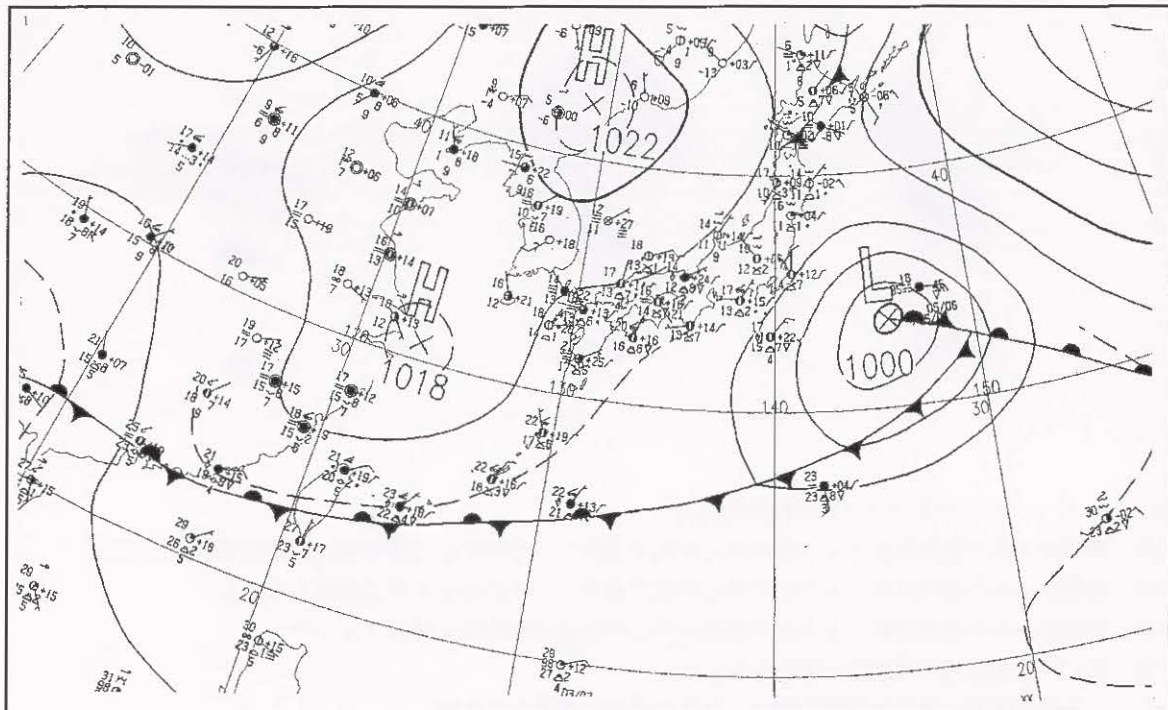


図3-12a 地上天気図 1999年4月20日00UTC

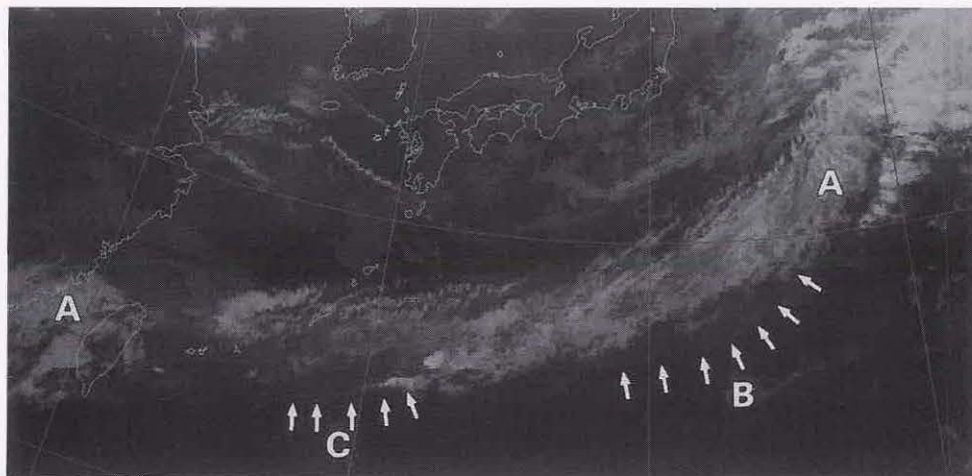


図3-12b 雲バンド・雲列の赤外画像 1999年4月20日00UTC
記号：本文参照

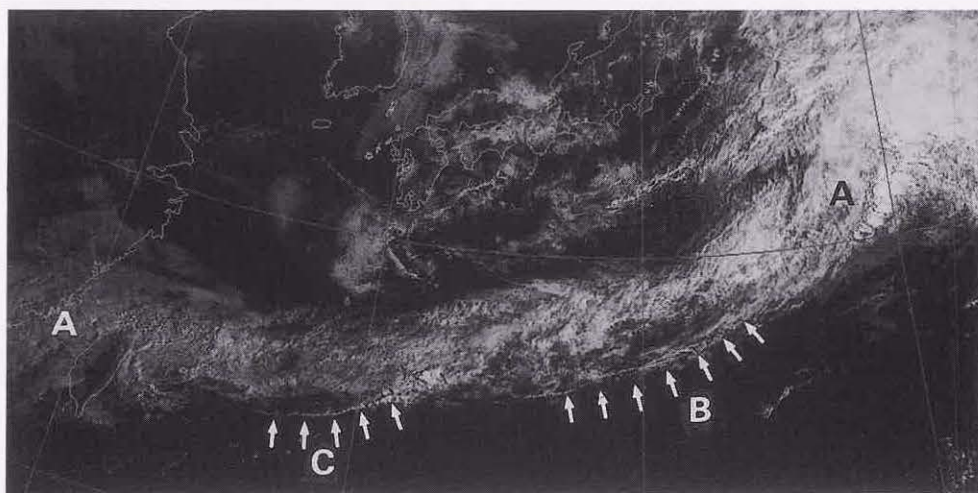


図3-12c 雲バンド・雲列の可視画像 1999年4月20日00UTC
記号：本文参照

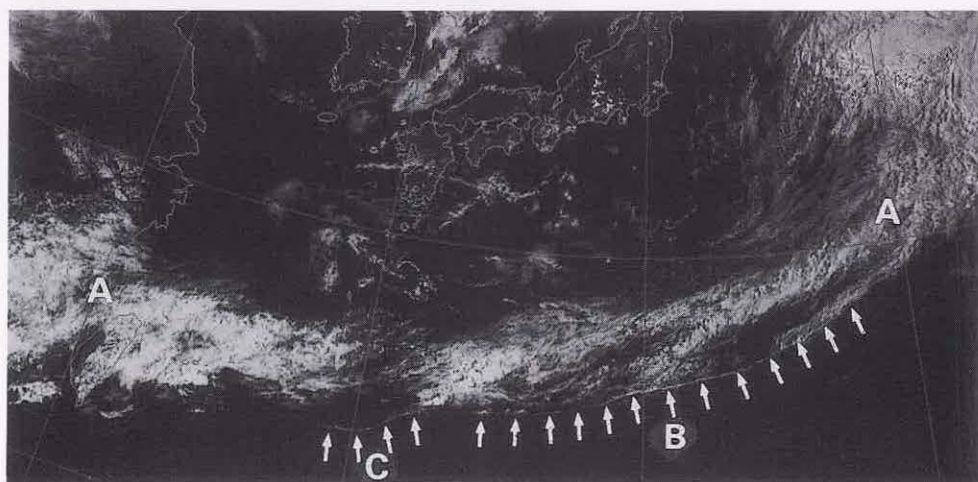


図3-12d 雲バンド・雲列の可視画像 1999年4月20日06UTC
記号：本文参照

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。

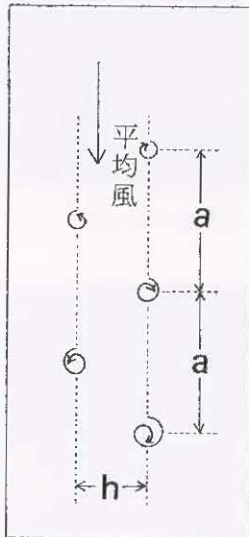


図3-13a カルマン渦列の模式図
記号：本文参照

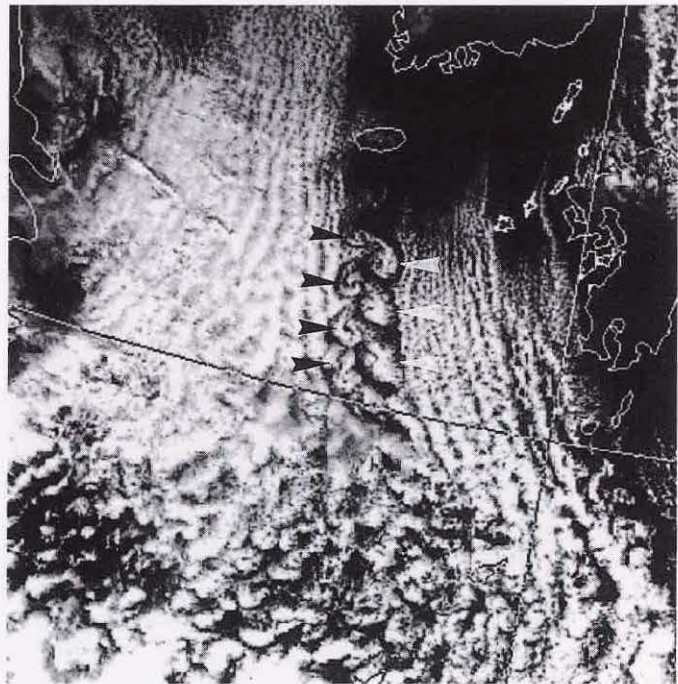


図3-13b カルマン渦の可視画像 1995年12月26日03UTC
記号：本文参照

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。

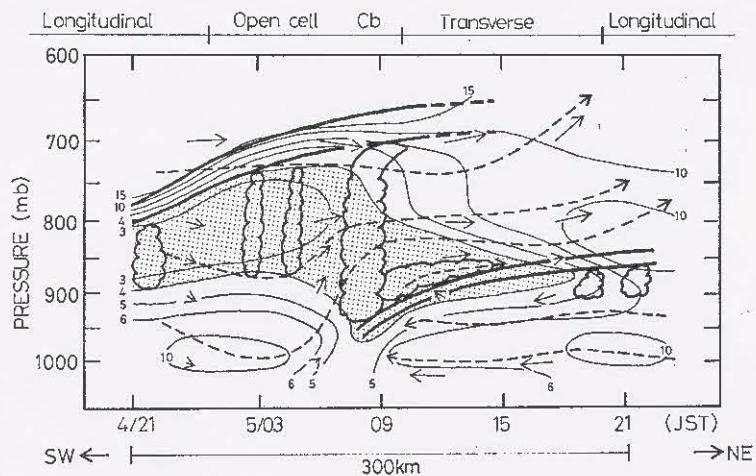


図3-14-1 带状対流雲のモデル図

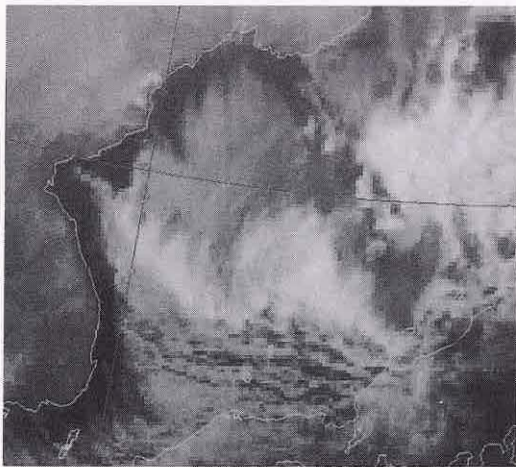


図3-14-2a 带状対流雲の赤外画像



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。

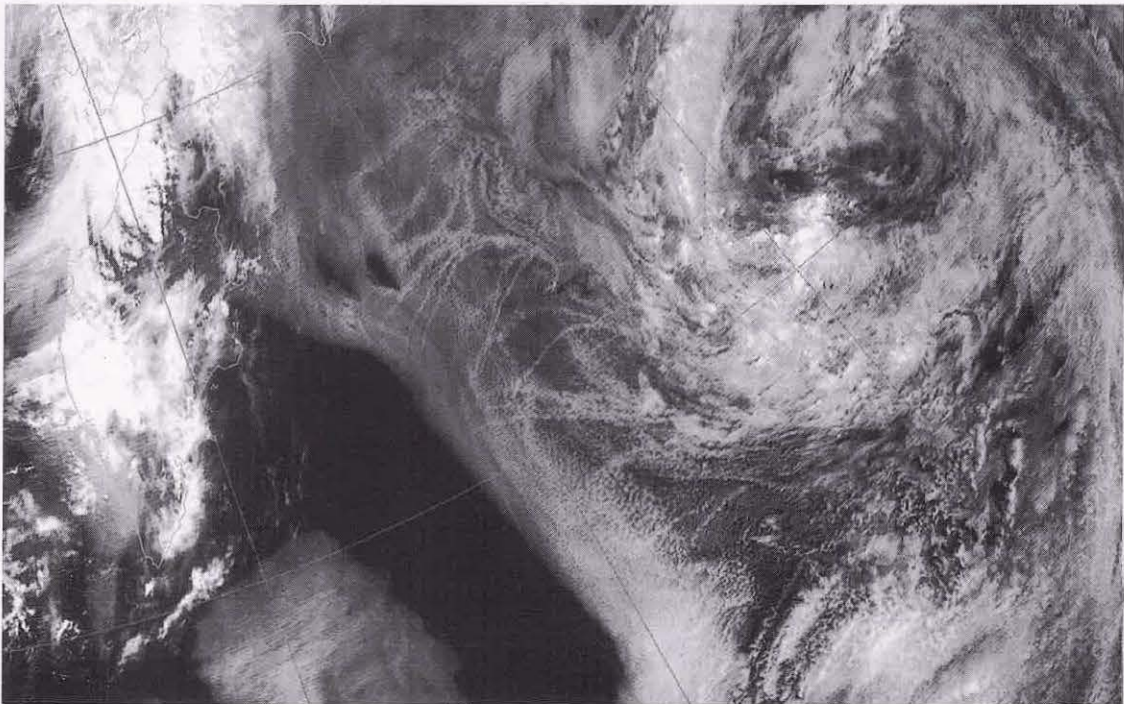


図3-15 航跡雲の可視画像 1998年6月25日03UTC

第4章 水蒸気パターン*

4.1 水蒸気パターン

水蒸気画像では雲がなくても水蒸気をトレーサとして上・中層の大気の流れを可視化できる。このため、水蒸気画像で現れる明・暗領域のパターンから、上・中層のトラフ・渦・リッジ、ジェット気流の位置を推定したり、明・暗域の時間変化から上・中層のトラフの深まり／浅まりを推定することができる。水蒸気画像では上・中層の状態は知ることが出来るが、下層の状態は水蒸気の吸収によりほとんど情報を得ることが出来ないことに留意しなければならない。

4.1.1 暗域

水蒸気画像で黒くみえる領域を暗域と呼ぶ。暗域は、温度の高い領域を示し、上・中層が乾燥していることを表す。

図4-1-1ではAの部分がかこれにあたる。



図4-1-1 暗域や明域の水蒸気画像 1999年10月19日18UTC

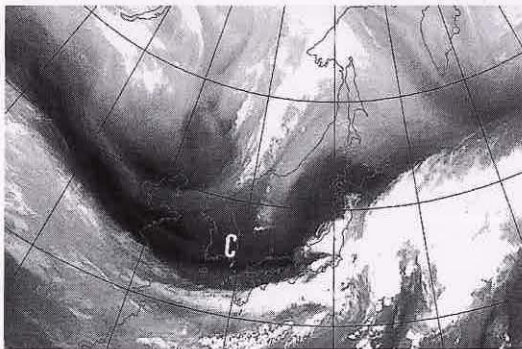


図4-1-2 水蒸気強調画像 1999年10月19日18UTC

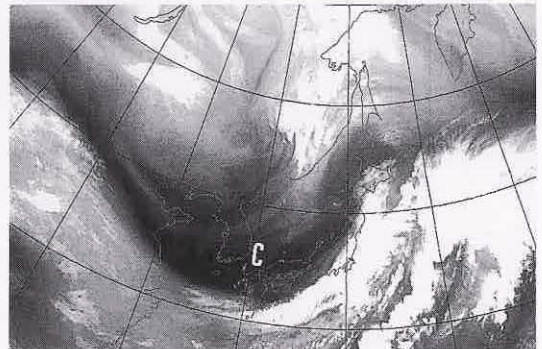


図4-1-3 暗化の進んだ水蒸気強調画像 10月20日00UTC

4.1.2 明域

水蒸気画像で白くあるいは灰色にみえる領域を明域と呼ぶ。明域は、温度の低い領域を示し、上・中層が湿っているか、上・中層に雲頂を持つ背の高い雲域であることを表す。なお、明域・暗域は定量的な基準で判別されるものではなく、画像上で明るい部分や暗い部分を指す定性的な概念である。

図4-1-1ではBの部分がかこれにあたる。

4.1.3 暗化 Darkening

暗域が時間と共に暗さを増すことを暗化と呼ぶ。暗化域は活発な沈降場に対応し、トラフの深まりや高気圧の強まりを表している。

図4-1-2の(C)と図4-1-3の(C)を比較すると、暗域が時間と共に暗さが増しているのがわかる。

* 4.1 瀧田 信敏 4.2 田中 武夫、鈴木 和史 4.3 江上 公、田中 武夫

4.1.4 乾燥貫入 Dry Intrusion

低気圧近傍の下層に下降してくる極めて乾燥した空気の流れを乾燥貫入と呼ぶ。水蒸気画像では、下降してきた乾燥気塊は明瞭な暗域や暗化域として認識でき、乾燥貫入の発達を知ることができる。キース・ブラウニング (1999) は、乾燥気塊は圏界面付近から下降してきていることや低い相当温位によって対流不安定及び対流の発生と密接に関連していることなどから、乾燥貫入が温帯低気圧の前線・雲・降水の構造に及ぼす効果を強調している。

下降する乾燥気塊は、寒冷前線後面で低気圧中心に向かう流れと高気圧性の流れに分離する。この時水蒸気画像では暗域が「hammer head」パターン (図 4-1-4a) を示すことがある。

図 4-1-4b に乾燥貫入の例を示す。日本海にある低気圧に大陸から黄海を経て向かう暗域があり、低気圧後面で分流し一方は低気圧中心に向かい

方は東シナ海に向かっている。この形状は「hammer head」パターンとなっている。

4.1.5 ドライスロット Dry Slot

発達中の低気圧中心に向かって寒気側から流れ込む乾燥気塊の流れをドライスロットと呼ぶ。水蒸気画像では、ドライスロットは低気圧中心に巻き込むような細長い溝状の暗域としてみられる。可視画像や赤外画像では、雲がない領域か下層雲域としてみられる。ドライスロットは乾燥貫入により形成される。

図 4-1-4b,c にドライスロットの例を示す。日本海西部にある低気圧中心の東側から南側の細長い暗域 (矢印) がドライスロットで、「hammer head」パターンの一部である。可視画像では、この部分は雲がほとんど存在しない晴天域 (矢印) となっている。

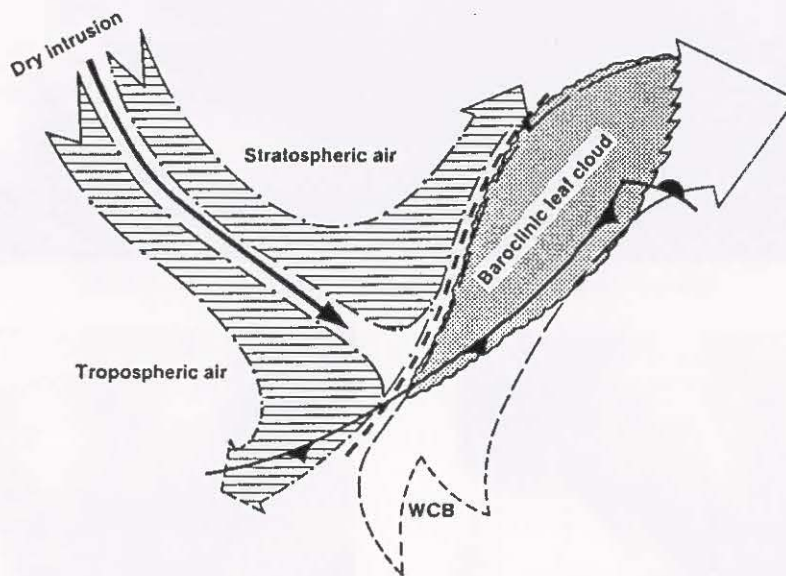


図 4-1-4a 乾燥貫入及び hammer head パターンの模式図 (Young et al. 1987)

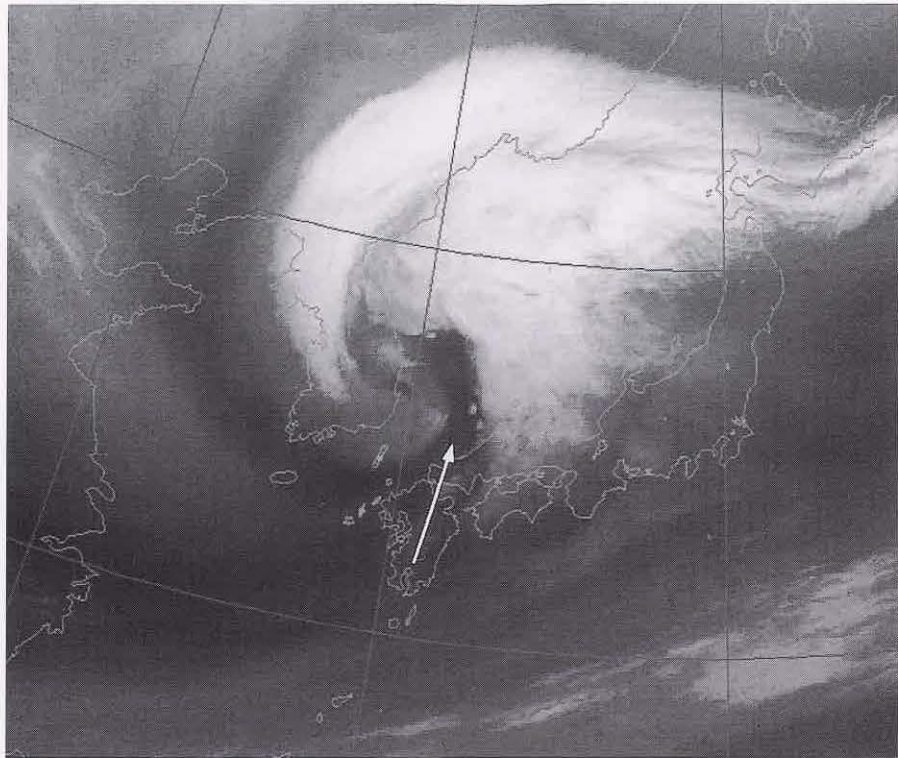


図4-1-4b 乾燥貫入の水蒸気画像 1999年4月6日00UTC

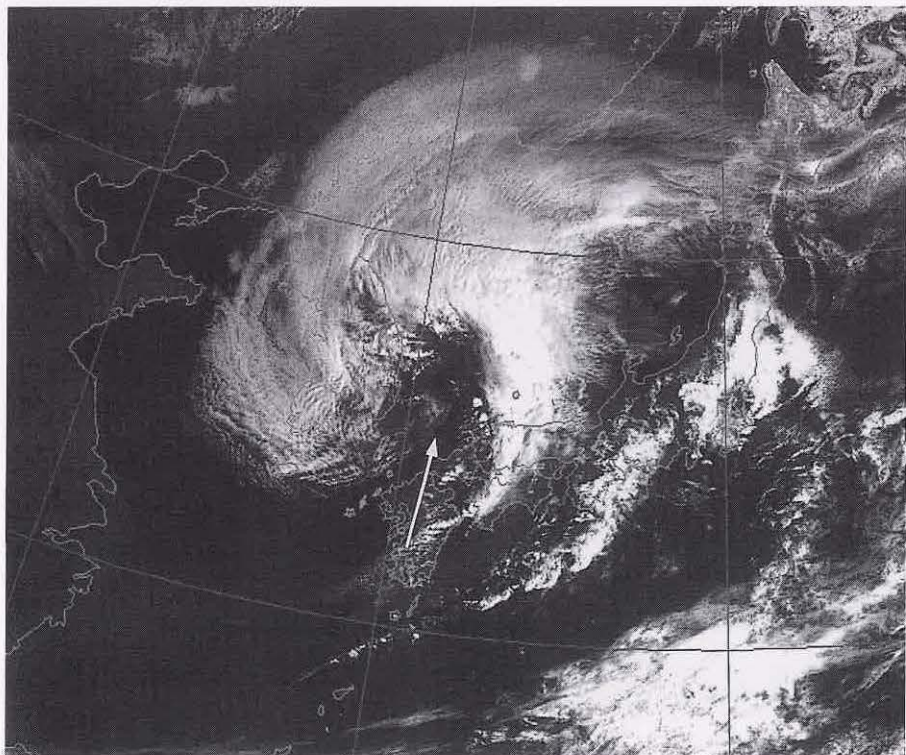


図4-1-4c 乾燥貫入の可視画像 1999年4月6日00UTC

4.1.6 上層トラフ

水蒸気画像では、明域と暗域の境界であるバウンダリーの低気圧性曲率の極大(暗域が南側に凸)の場所にトラフを解析できる(図4-1-5a)。

水蒸気画像のバウンダリーの形から上・中層のトラフの把握を、暗化の度合いからトラフの深まり・浅まりを推定できる。

図4-1-5bでは、バウンダリーの曲率から山東半島から長江下流域にトラフが解析でき、500hPaの客観解析からも同じ位置にトラフが解析される。

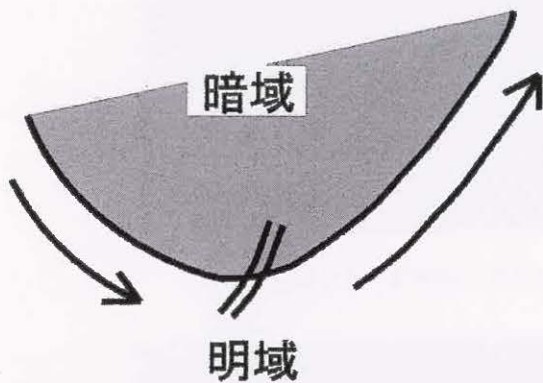


図4-1-5a 上層トラフの模式図



図4-1-5b 上層トラフの水蒸気画像 1999年10月17日 12UTC

実線：500hPa等高度線(60m毎) 二重線：上層トラフ

4.1.7 上層渦

水蒸気画像では多くの渦をみることができる。渦はスパイラル状に巻き込んでいる明域と暗域のパターンや動画による明域や暗域の回転からも特定できる。水蒸気画像で特定できる渦を上層渦と呼ぶ。上層渦は、上・中層における低気圧やトラフを検出するのに有効である。

図4-1-6は、スパイラル状に巻き込んでいる明域と暗域のパターンから特定できる上層渦(図中矢印)の例である。



図4-1-6 上層渦の水蒸気画像 1999年10月11日 00UTC 矢印：本文参照

4.2 バウンダリー

水蒸気画像における明域と暗域の境界をバウンダリーと呼ぶ。バウンダリーは、上・中層における異なる湿りを持つ気塊の境界である。空間的に湿りが著しく変化すれば明・暗域のコントラストが鮮明となり、バウンダリーは明瞭に現れる。水蒸気画像で現れるバウンダリーは、大気鉛直方向の運動や水平方向の変形運動により形成され、それぞれ特有なパターンを示す。

Weldon and Holmes(1991、気象衛星センターによる和訳(1993)がある)は、バウンダリーを7種類のパターンに分類し(表4-2-1)、その特徴を述べている。これらのバウンダリーは、成因や構造から「ジェット気流に関連するもの」「ブロッキング状態を表すもの」「サージを示すもの」「その他」に分けられる。なおバウンダリーは常に同じ性質を保つものではなく変化する。例えばベースサージバウンダリーからインサイドバウンダリーに移行する場合や、バウンダリーの上流部分はドライサージバウンダリーだが下流部分は傾圧リーフバウンダリーである場合など、時間的にも空間的にも変化することに留意が必要である。

ここではWeldon and Holmesが分類したバウンダリーにしたがい、それぞれを説明する。

4.2.1 ジェット気流に関連したバウンダリー

水蒸気画像の最も有効な利用法のひとつに、ジェット気流の挙動の観測がある。一般にジェット気流を境に極側の気団は赤道側の気団より冷た

く乾燥し、赤道側では暖かく湿っており前線に対応した雲域が存在して明域を形成することでバウンダリーが現れる。図4-2-1にサブ系とポーラ系の前線帯の概念図(Ramond et al.1981)を示す。ジェット気流近傍の前線帯上空の極側では沈降が強まり、乾燥域が圏界面から下方へ伸びる。ジェット気流北側の暗域はこの乾燥域に対応し、明瞭なコントラストを持つバウンダリーとなる。一般にサブ系の前線帯は幅が広く傾斜も急なので、ポーラ系の前線帯より幅が広く明瞭なバウンダリーとなりやすい。

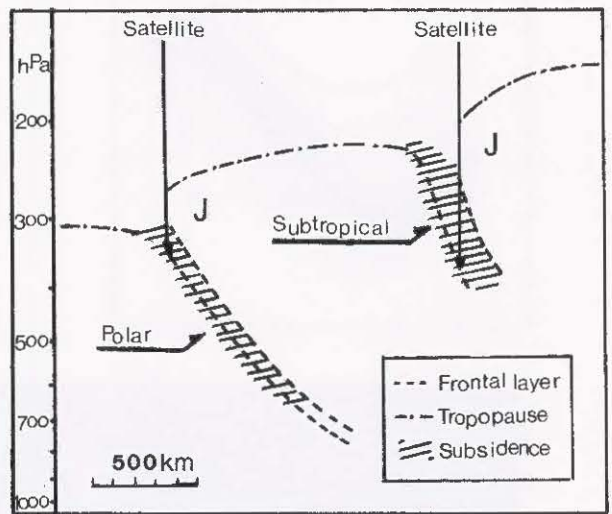


図4-2-1 サブ系とポーラ系の前線帯の概念図 (Ramond et al.1981)

表4-2-1 バウンダリーの分類

ジェットに関連したバウンダリー	ジェット気流平行型バウンダリー
	傾圧リーフバウンダリー
ブロッキングに関連したバウンダリー	ヘッドバウンダリー
	インサイドバウンダリー
サージを示すバウンダリー	ドライサージバウンダリー
	ベースサージバウンダリー
その他	リターンモイスチャーバウンダリー

(1) ジェット気流平行型バウンダリー

このバウンダリーは、模式図にあるようにジェット気流に伴う雲域（明域）と極側の暗域との境界で形成され、コントラストは明瞭ではほぼ直線的な形状を示すことが多い。暗域はジェット気流の極側に帯状に現れることが多い。ジェット軸はバウンダリーの位置にほぼ一致するが、偏西風帯ではジェット軸の西端は変形場にあたることが多いので、バウンダリーの形状やコントラストは

東端よりやや不明瞭だったり、ジェット軸と一致しないことがある。

ジェット気流平行型バウンダリーの例を示す（図4-2-2）。日本海にバウンダリー（図中三角印）があり100ktのジェットコアに対応している。バウンダリーは黄海から大陸に伸びている。バウンダリーの西端（110° E付近）はジェットコア入口にあたるので、バウンダリーとジェット軸との対応は不明瞭である。

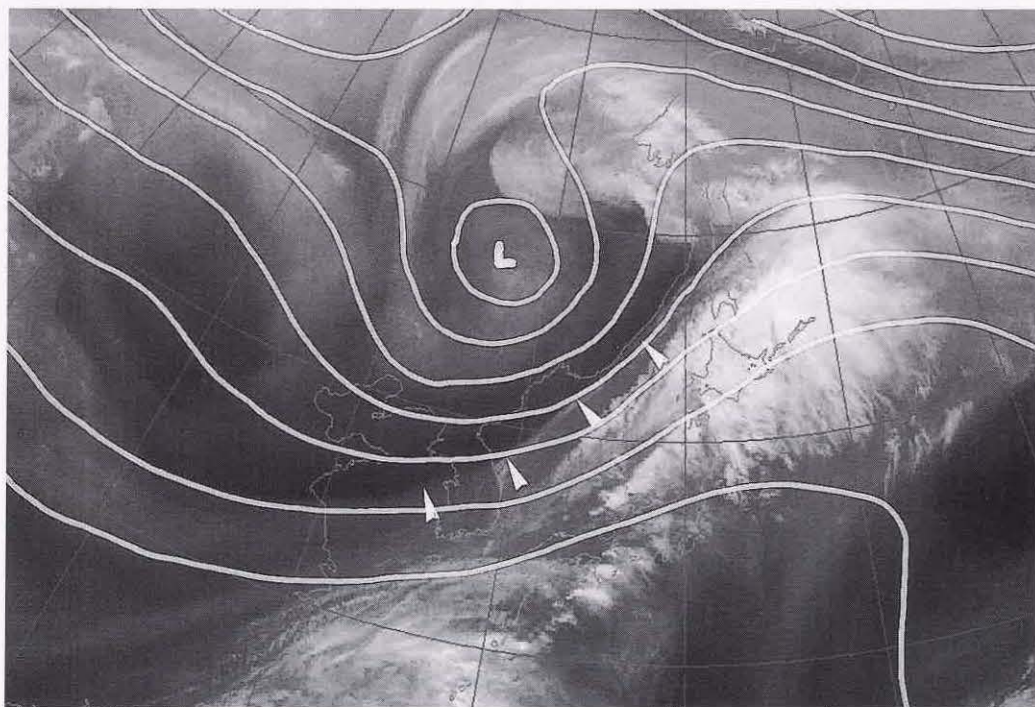
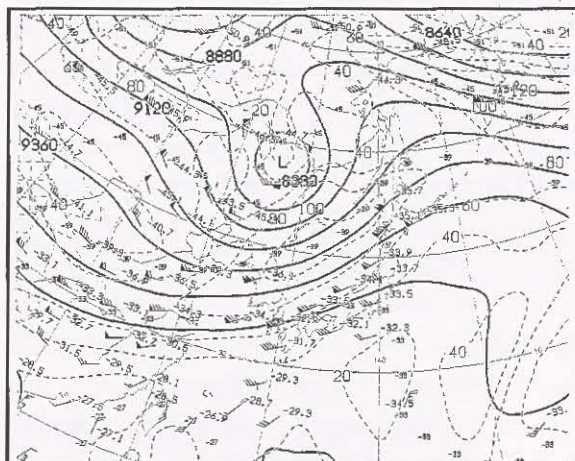
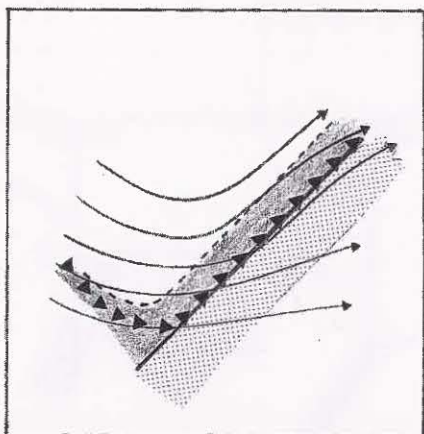


図4-2-2 ジェット気流平行型バウンダリー

左上：モデル図。黒い部分が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を示す。太線：バウンダリー、細矢印：流線、黒三角：強風軸
 右上：水蒸気画像と同じ時刻の300hPa天気図
 下：水蒸気画像（1998年10月15日00UTC） 三角印はバウンダリーを示す。

(2) 傾圧リーフバウンダリー

傾圧リーフは、ジェット気流平行型バウンダリーのうち、偏西風帯の中の低気圧の発達初期に現れる木の葉状雲域（クラウドリーフ）を伴う状態を指す。低気圧の発達初期には暖湿な気流であるWCB（ウォームコンベヤベルト、5.1節参照）により、模式図にあるようにトラフ前面で雲域がリーフパターンを示し、バウンダリーはS字形状を示す。一般にS字形状を示す明域が極側に膨らんだ境界付近ではジェット軸に一致するが、赤道側にへこんだ境界付近は変形場に近くジェット軸

と必ずしも平行ではない場合がある。

傾圧リーフバウンダリーの例を示す（図4-2-3）。日本付近に発生期の低気圧に対応する木の葉状の雲域があり、北縁は高気圧性曲率を持ってジェット軸に一致している。傾圧リーフが形成される時は、ジェット気流の合流場にあたることが多く、この例でも近接してジェット気流平行型バウンダリーがみられ（図中矢印）、高気圧性曲率を持つ部分（北日本）で傾圧リーフバウンダリーと一致している。

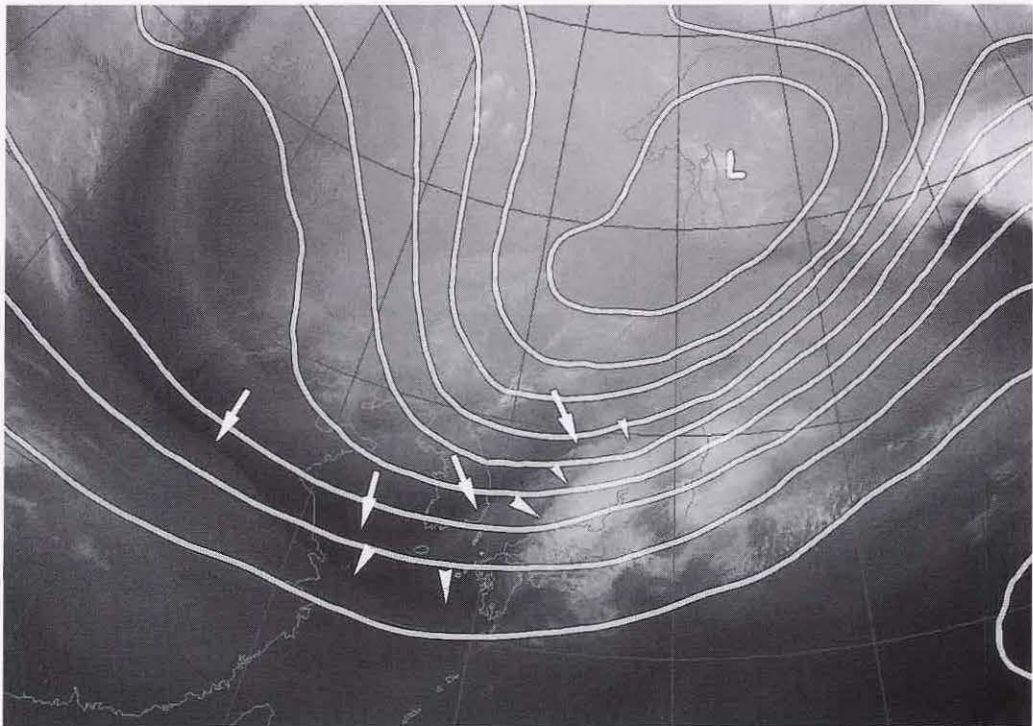
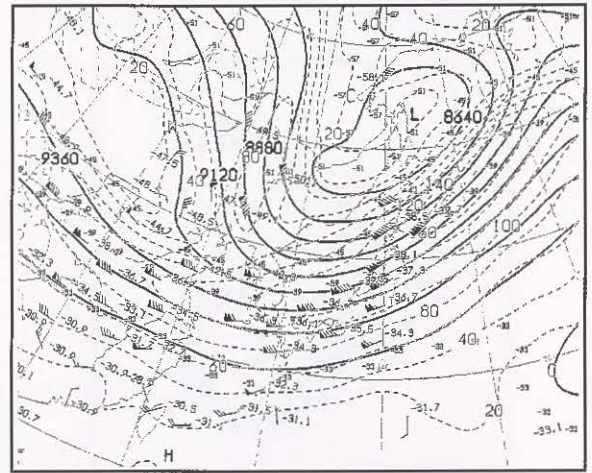
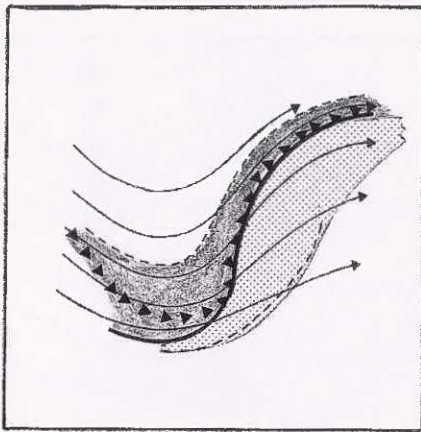


図4-2-3 傾圧リーフバウンダリー

画像時刻は1999年2月11日00UTC。その他は図4-2-2に同じ。

4.2.2 ブロッキングの状態を表すバウンダリー

このタイプのバウンダリーは、上層の比較的弱風域内において、周囲の風と反対方向の風を持つ循環が発達することにより形成される。周囲の風を阻むような循環場が形成されることから、ブロッキングの状態を表すバウンダリーとして区別される。循環場の成因から、低気圧の形成に関連するヘッドバウンダリーと高気圧の形成に関連するインサイドバウンダリーがある。

(1) ヘッドバウンダリー

ヘッドバウンダリーは、凸状の明域と周囲にある暗域との境界で形成される。バウンダリーの動

きや変化は遅い。このバウンダリーは低気圧の発生に伴う総観規模の流れにより形成される。模式図にあるように、低気圧の発生により下層から湿った気塊が上昇しヘッド状の明域を形成する。明域は低気圧に伴う流れと低気圧北側の高気圧性の流れへと分流する。この明域の流れは周囲の乾燥した西風にブロックされ、境界で下降流となる。上層の流れの場で見ると、変形場の伸長軸に沿ってバウンダリーが形成される。

水蒸気画像(a)で総観規模のヘッドバウンダリーを示す。朝鮮半島から日本海にかけバウンダリー(図中三角印)がみられる。これは300hPaで

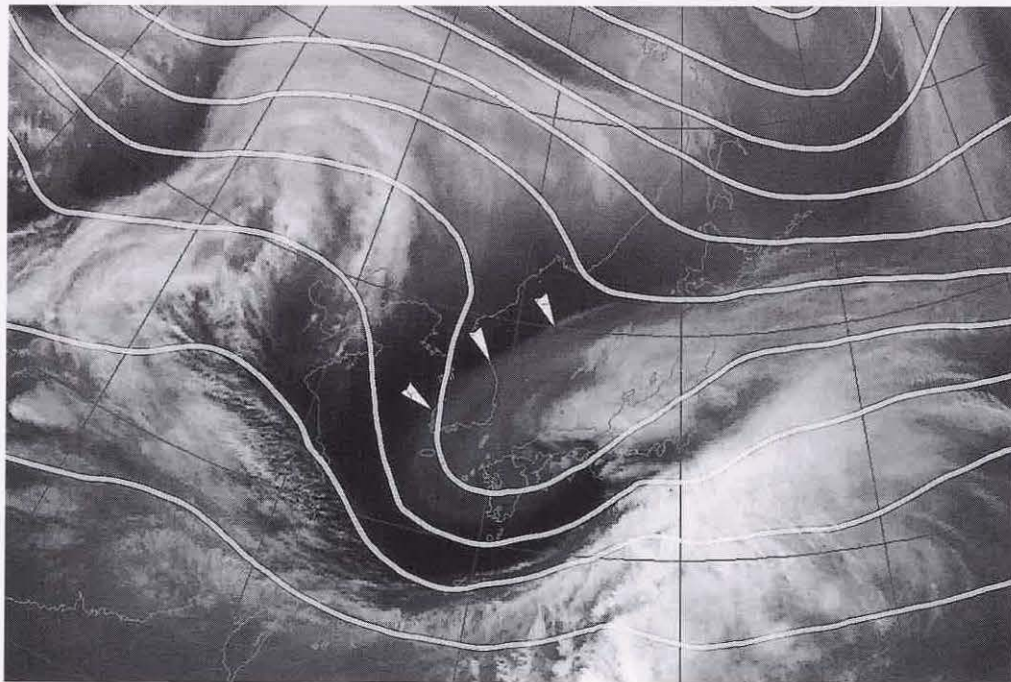
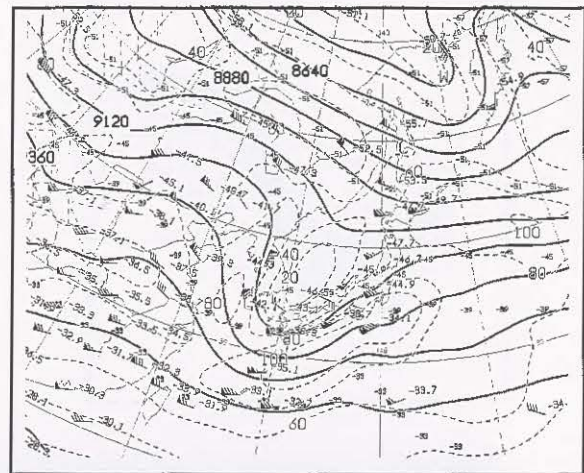
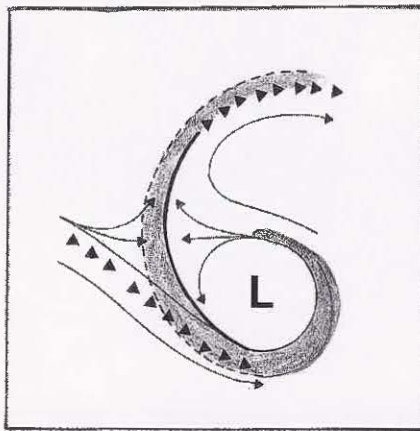


図4-2-4a ヘッドバウンダリー

画像時刻は1999年4月10日12UTC。その他は図4-2-2に同じ。

対馬付近にある低気圧循環に伴う東風と大陸からの北西風との境界で形成されたものである。天気図だけでは判断しにくい上層低気圧の存在やそのスケールがバウンダリーを通して容易に推定できる。なおこの時の地上低気圧は、ヘッドバウンダリーを伴う上層低気圧から500kmほど下流の紀伊半島沖にあり、活発な対流雲を伴っている。

先に述べた総観規模に伴うヘッドバウンダリーのほか、メソスケールの対流現象に伴うヘッドバウンダリーもある。この場合は、クラウドクラスターの風上側の縁に沿ってごく幅の狭い帯状の暗域が現れ、雲域との間にバウンダリーが形成される。バウンダリーのスケールは数十キロメートルで持続時間も短い。クラウドクラスターの最盛期に現れることが多く、狭い帯状の暗域はクラウドクラスター内の気流構造と結びついていると考えられる。藤吉(1999)は中層からの乾燥気塊の流入が積乱雲の急速な発達・衰弱をもたらした例を報告しており、メソスケール対流現象に関連した乾燥気塊が暗域として観測されたものと考えられる。

水蒸気画像(b)でメソスケールのヘッドバウンダリーを示す。中国大陸にある直径100～200kmの発達中のクラウドクラスターの風上側にごく幅

の狭い暗域(図中三角印)がみられる。この暗域は、クラウドクラスターの非常に明るい雲域との間にバウンダリーを形成している。バウンダリーは比較的スケールの大きなクラスターの最盛期に現れており、クラスターの衰弱と共にバウンダリーも消滅した。Weldon and Holmesは組織化されたメソ対流系システムであるクラウドクラスターに伴い現れるこの種のバウンダリーもヘッドバウンダリーとして分類しているが、成因やメカニズムは先に述べた総観スケールに対応するヘッドバウンダリーとかなり異なると考えられるので、新たな分類が必要かもしれない。

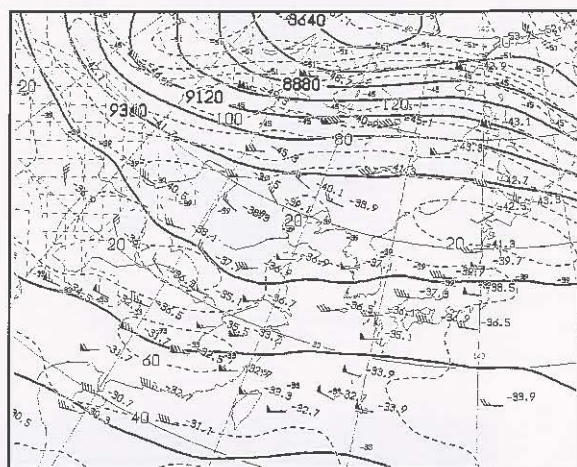


図4-2-4b ヘッドバウンダリー

上右:(b)と同じ時刻の300hPa天気図 下:水蒸気画像(1998年4月22日18UTC)

(2) インサイドバウンダリー

上層の高気圧による沈降で形成される乾燥域が広がるとき、上流側のトラフに伴う比較的湿った流れとの間で境界を形成する。高気圧性循環内の流れで形成されるこの境界を、インサイドバウンダリーと呼ぶ。模式図にあるように、バウンダリーは上流側に向かって凸状の暗域と周囲の明域との間に形成される。バウンダリーの動きや変化

は遅い。インサイドバウンダリーは、プロッキング高気圧の消長や動向の監視に利用できる。

インサイドバウンダリーの例を示す(図4-2-5)。東経130度線に沿って南北に伸びたリッジが発達し暗域(乾燥域)が広がっている。このリッジによる高気圧性の流れとその上流側にあるトラフ前面の湿った西風(明域)との間に、インサイドバウンダリー(図中三角印)が形成されている。

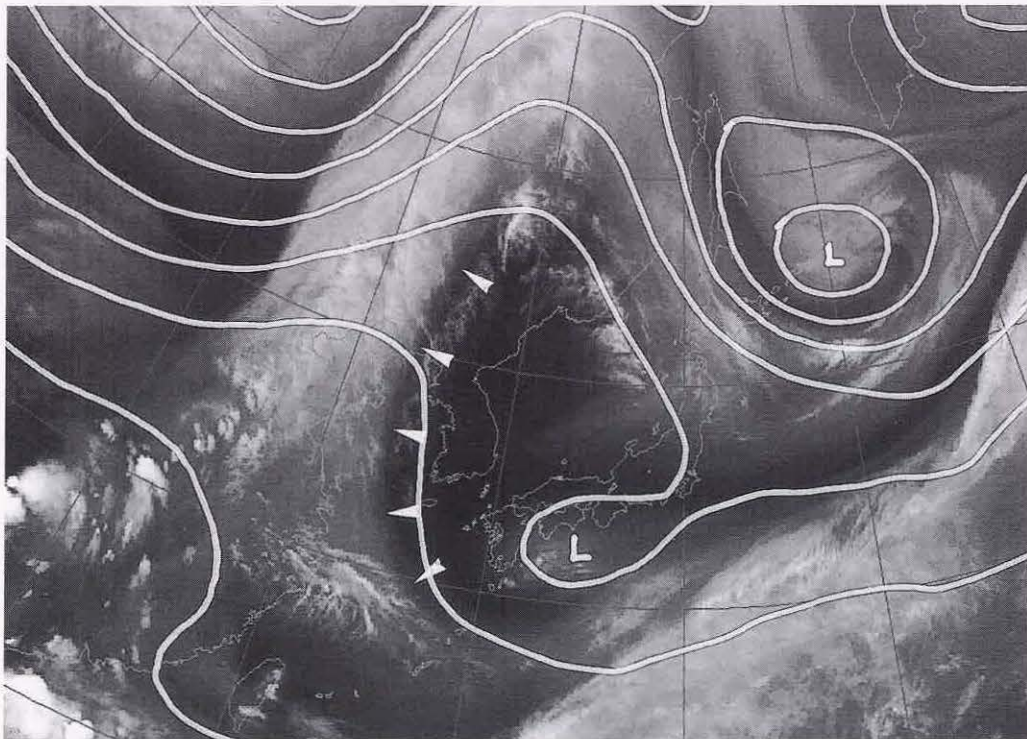
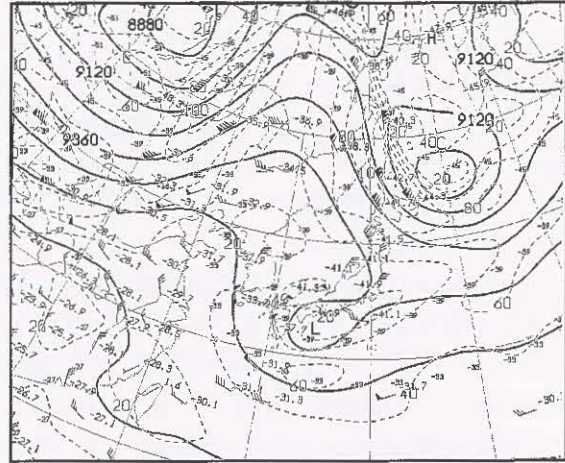
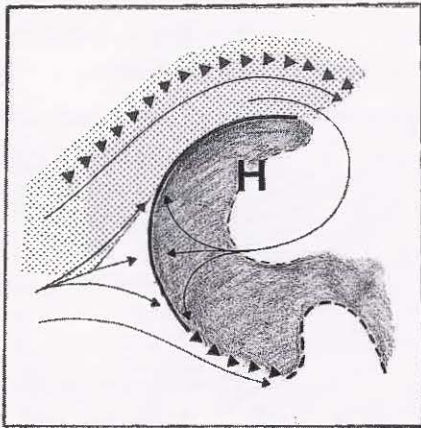
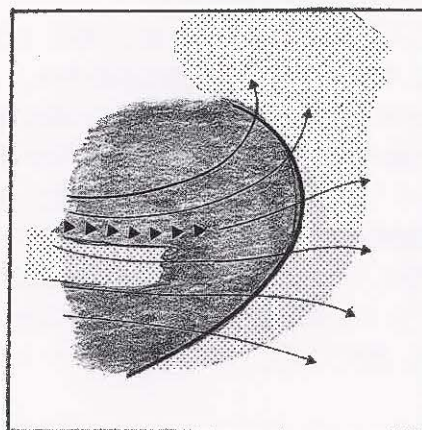


図4-2-5 インサイドバウンダリー

画像時刻は1998年5月21日12UTC。その他は図4-2-2に同じ。

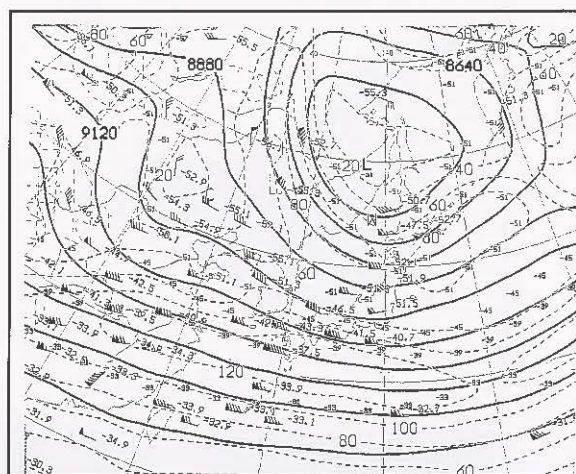
4.2.3 サージを示すバウンダリー

水蒸気画像で暗域が流れに沿って上流から一気に押し寄せてくるようにみえることを、サージと呼ぶ。この暗域と進行前面の明域とで形成されるバウンダリーをサージバウンダリーと呼ぶ。サージバウンダリーには、暗域が東側に向かって凸状に広がるドライサージバウンダリーと暗域が赤道側に向かって凸状に広がるベースサージバウンダリーとがある。サージに伴うバウンダリーは、上層に乾燥した気塊を伴うことにより対流活動を助長したり乱気流発生に関連するなど、水蒸気画像の解析では重要な概念の一つである。



(1) ドライサージバウンダリー

ドライサージバウンダリーは、下降流の発達による急速な暗化が主要な役割を果たす。下降流を発達させる要因としては、「上・中層の寒気移流」「ジェットコア下流における減速」「発達した低気圧後面での沈降」などがある。こうした下降流に伴う暗域は、前面の低気圧システムに伴う雲域との間に明瞭な境界を形成し、ドライサージバウンダリーと呼ばれる。模式図にあるように、暗域は下流に向かって凸状となり、バウンダリーは速い速度で動く。



ドライサージバウンダリーでは、下層に暖湿な気塊が存在するときはサージに伴う上層の乾燥気塊が流入し不安定を助長しやすいため、バウンダリー付近では対流雲の発達に注意が必要である。また、バウンダリーと上流側の暗域との間では、CAT（晴天乱気流）など乱気流が発生しやすいとされている（池田、奥村 1999）。

ドライサージバウンダリーの例を示す（図4-2-6）。大陸から南東進する暗域の先端が、三陸沖にある発達中の低気圧の雲域の後面でバウンダリーを形成している。この暗域は寒気を伴った乾燥気塊で、暗化を強めながら速い速度で南東進しており、低気圧後面での下降流が強いことを表している。

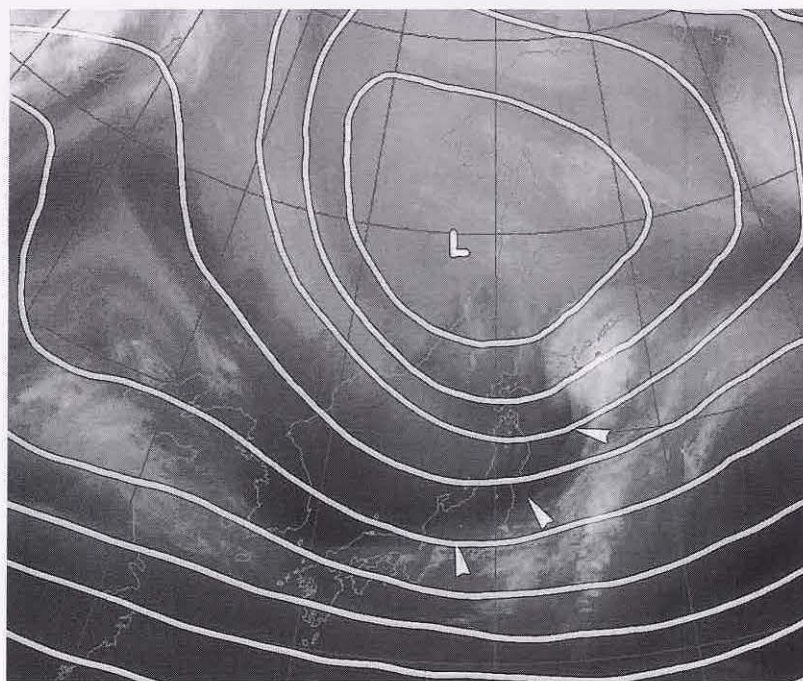


図4-2-6 ドライサージバウンダリー

画像時刻は1998年12月26日00UTC. その他は図4-2-2に同じ。

(2) ベースサージバウンダリー

ベースサージバウンダリーは、上層リッジの強まりによりリッジ東側で北風成分が増大し、乾燥気塊が南下して赤道側の湿潤気塊との間に形成される。当初バウンダリーは幅の狭い帯状の形態を示すが、リッジの強化に対応して模式図にあるように、乾燥域(暗域)が南下・拡大する。ドライサージと同様にバウンダリーと上流側の暗域の間では、CATなど乱気流が発生しやすいとされている(池田、奥村1999)。ベースサージバウンダリー

は、ITCZ(熱帯収束帯)まで南下して対流活動を活発化させることがある。特に熱帯域では対流システムの発生・発達にこのバウンダリーの監視は重要である。

ベースサージバウンダリーの例を示す(図4-2-7)。東経120度付近で発達したリッジから南下する乾燥気塊(暗域)が、その南にある湿潤気塊(明域)との間にベースサージバウンダリー(図中三角印)を形成している。

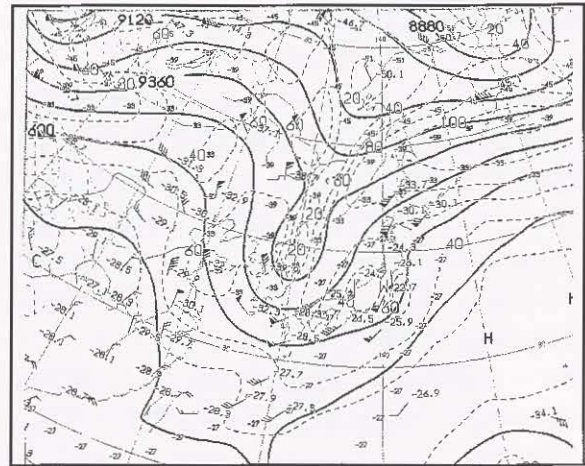
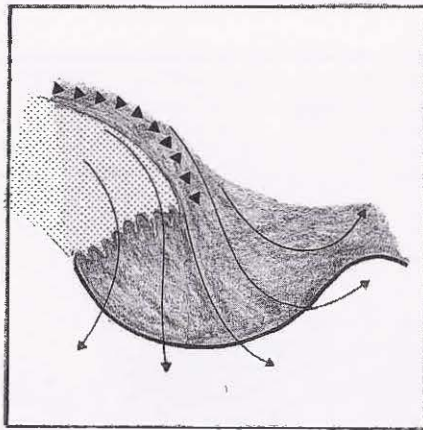


図4-2-7 ベースサージバウンダリー

画像時刻は1998年9月16日00UTC. その他は図4-2-2に同じ.

4.2.4 その他

(1) リターンモイスチャーバウンダリー

リターンモイスチャーバウンダリーは、上層リッジの東側で湿潤気塊（明域）が南下し乾燥域（暗域）との間に形成される。このバウンダリーは、上層の湿潤気塊が総観規模の鉛直方向の運動の影響を受けないで赤道方向に流れることにより形成される。トラフ前面で北上した湿りがリッジを乗り越え赤道方向に戻ることからこの名前が付けられた。リターンモイスチャーバウンダリーは、画像ではベースサージバウンダリーと明・暗

域が逆のパターンとなるが、下降流に関連していない。また、前線や低気圧など顕著な気象じょう乱と対応することもない。

リターンモイスチャーバウンダリーの例を示す（図4-2-8）。日本海から華北を通してモンゴル付近にかけ赤道側に凸状の明域が、華中から日本列島に伸びるジェット気流極側の暗域（乾燥域）との間でバウンダリーを形成している。この明域は、バイカル湖の北で発達したリッジから南下する気流に関連している。

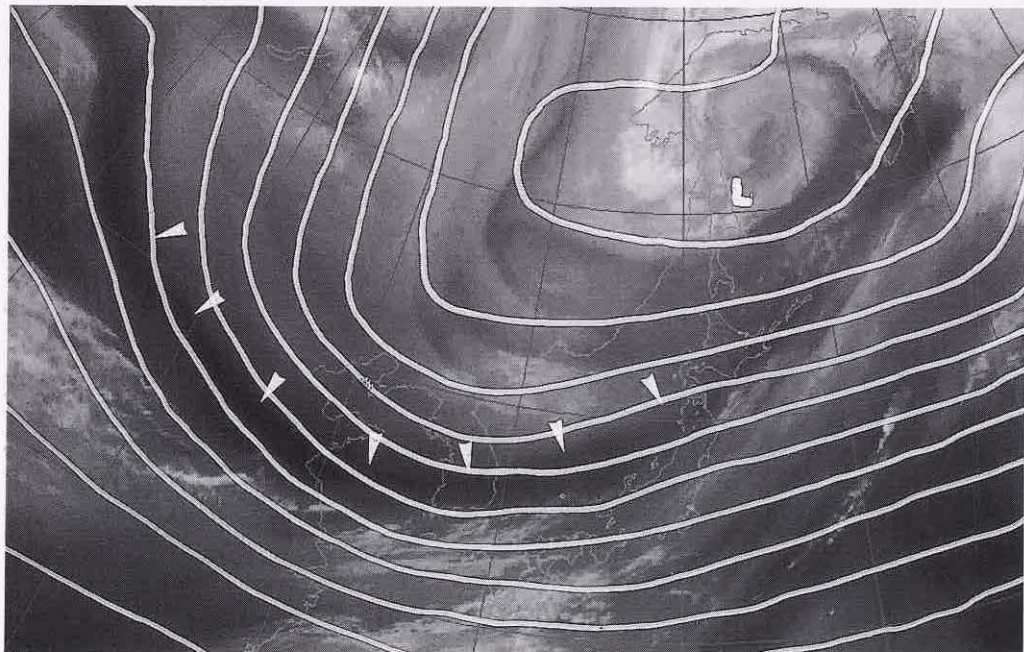
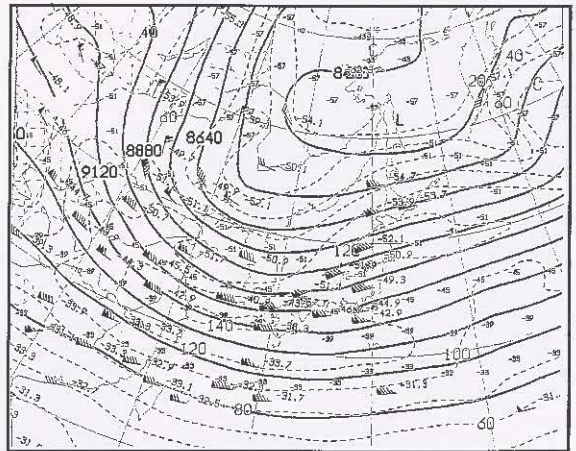
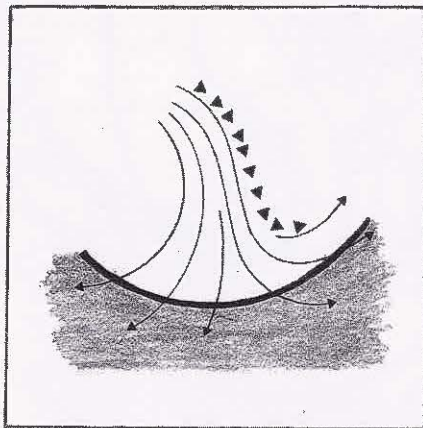


図4-2-8 リターンモイスチャーバウンダリー

画像時刻は1999年10月17日00UTC。その他は図4-2-2に同じ。

4.3 水蒸気画像による解析

4.3.1 寒冷低気圧

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、雲がない場合でも上層渦として解析・追跡することができる。この上層渦は寒冷低気圧（寒冷渦）に対応する場合が多い。

上層渦が朝鮮半島から日本に南東進した時の例を示す。水蒸気画像（図4-3-1a）では、朝鮮半島南部に明域の渦状パターンがみられ、上層渦を識別

できる（図中、矢印の矢先が渦中心）。500hPa天気図（図4-3-2a）と比べると、渦中心と寒冷低気圧中心は一致していることがわかる。朝鮮半島の上層渦は、24時間後、関東付近まで東進した（図4-3-1b）。渦パターンは依然明瞭で、上層渦を識別できる。500hPa天気図（図4-3-2-b）と比べると渦中心と寒冷低気圧中心は一致している。

なお、この事例は、6.2節に経過を詳細に述べているので、参照されたい。

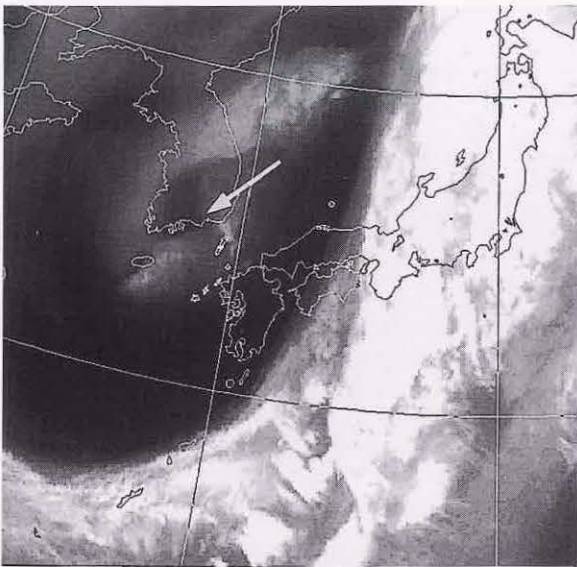


図4-3-1a 寒冷低気圧の水蒸気画像 1997年4月6日12UTC 記号：本文参照

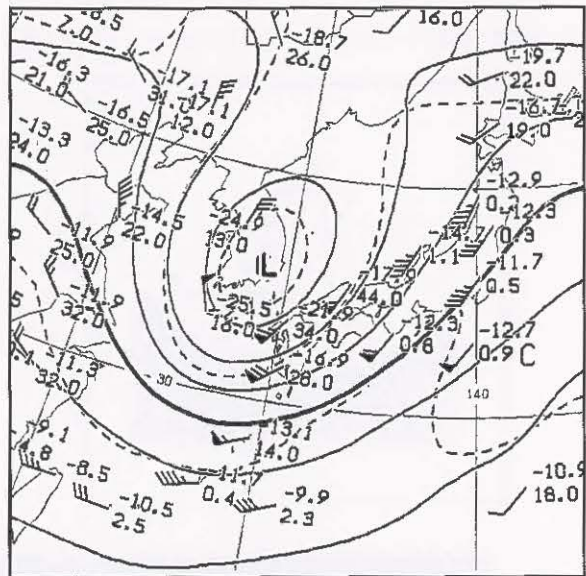


図4-3-2a 500hPa天気図 1997年4月6日12UTC

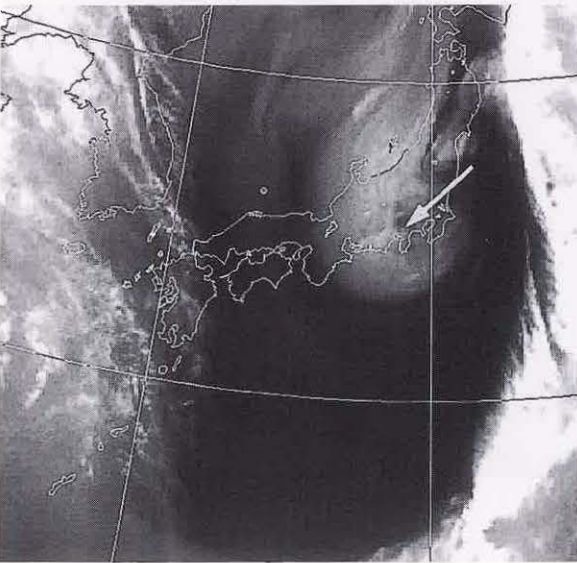


図4-3-1b 寒冷低気圧の水蒸気画像 1997年4月7日12UTC 記号：本文参照

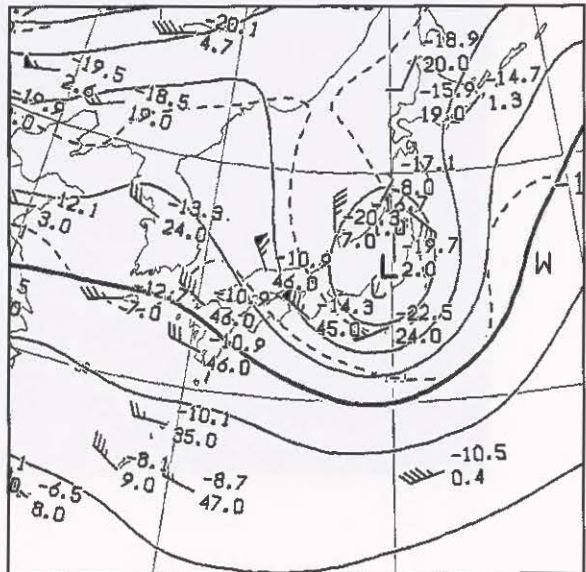


図4-3-2b 500hPa天気図 1997年4月7日12UTC

4.3.2 UCL(Upper Cold Low)

寒冷低気圧のうち、熱帯域から亜熱帯域で解析される寒気核型低気圧性循環をShimamura(1981)は、UCL(Upper Cold Low)と呼び、次のことを述べている。

①UCLの発生初期段階には、中層においてUCLの中心の東側で湿潤域、中心付近とその西側に乾燥域がしばしばみられ、この乾湿分布と雲域との対応はよい。

②UCL周辺では対流雲が活発化し、この対流雲域付近で台風に至るまで発達することがある。

また、内藤(1993)及び高嶺(1995)は、日本付近の上層から沈降しながら南下する気流と熱帯収束帯の上層から沈降しながら北上する気流により

形成された熱帯対流圏上層トラフ(TUTT)に沿って、UCLはしばしば観測されるとしている。

以上のことから、熱帯じょう乱を監視する上で、このUCLを追跡することは重要である。

図4-3-3a,bは、UCLに対応した2つの上層渦A、B(中心を三角印で示した)が北緯30°帯と10°帯を西進した時の水蒸気画像である。この画像では、上層渦Aは主に東側での対流雲域の発達・拡大が著しく、上層渦Bは東側より西側で乾燥しているのがわかる。

図4-3-4a,bはこの時の200hPa天気図で、上層渦A、Bとほぼ同じ位置に、2つのUCLが解析されている。

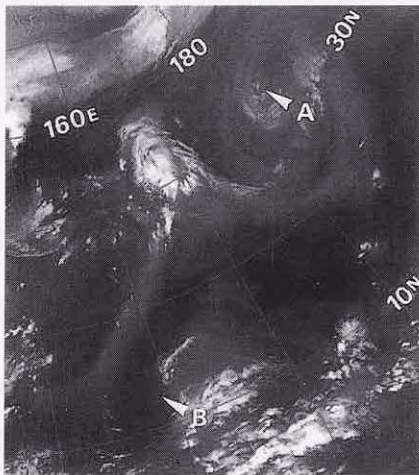


図4-3-3a UCLの水蒸気画像 1999年8月25日00UTC
記号：本文参照

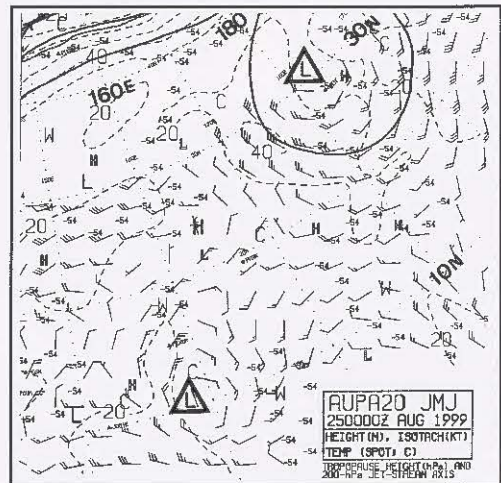


図4-3-4a 200hPa天気図 1999年8月25日00UTC

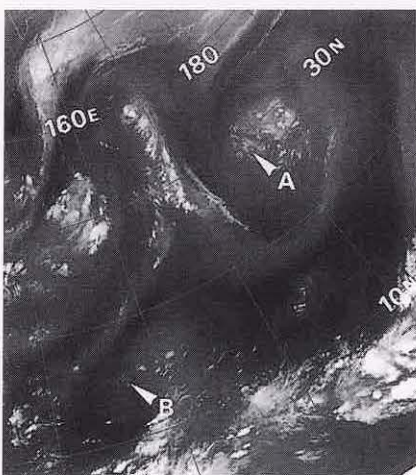


図4-3-3b UCLの水蒸気画像 1999年8月26日00UTC
記号：本文参照

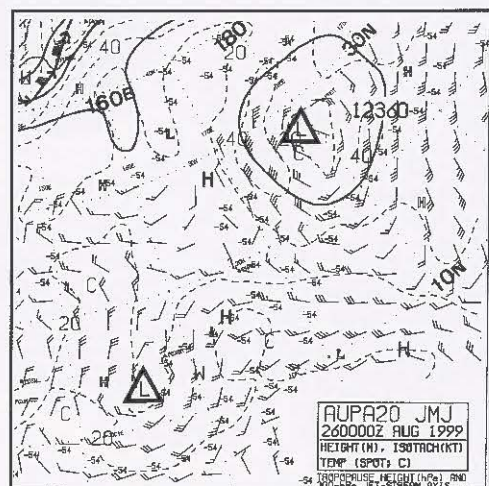


図4-3-4b 200hPa天気図 1999年8月26日00UTC

4.3.3 対流活動の助長

上層への乾燥気塊（暗域）の流入は、上層における低相当温位気塊の流入に対応するので、下層の状態が変わらなければ安定度を悪化させることに相当する。対流雲が存在する環境に暗域が流入すると、安定度の悪化により対流活動を助長する。暗域の進行前面ではこのような状態が生じやすく、バウンダリー付近で対流活動が活発化することがある。特にサージバウンダリーを形成する暗域は寒気を伴うことが多く、寒気による不安定度増大の効果も加わり、対流雲を発達させやす

い。

図4-3-5は、ベースサージバウンダリーの事例である。日本付近は東谷の場となり、大陸にあるリッジで形成された気塊が流れ込みやすく、南海上にベースサージバウンダリー（図中三角印）を形成している。この時刻にはまだ対流活動は活発ではないが、6時間後バウンダリー付近でCbが発達・発生している。発達したこれらの対流雲は、6時間前はバウンダリー付近に散在するCg・Cu程度で、暗域の流入により対流活動が助長されたようにみえる。

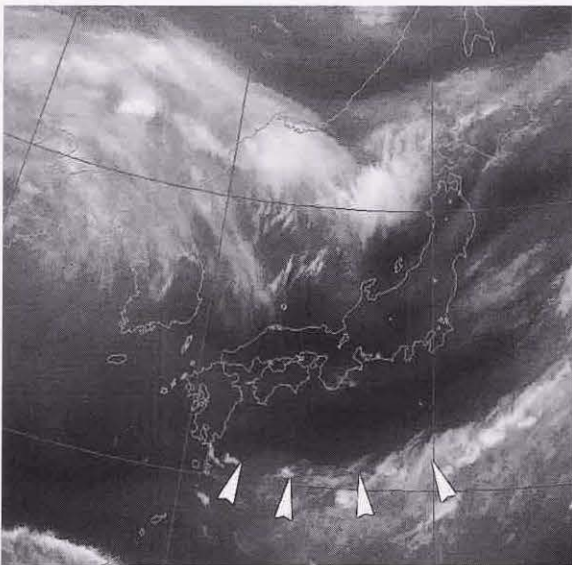


図4-3-5a 水蒸気画像 1999年6月5日18UTC

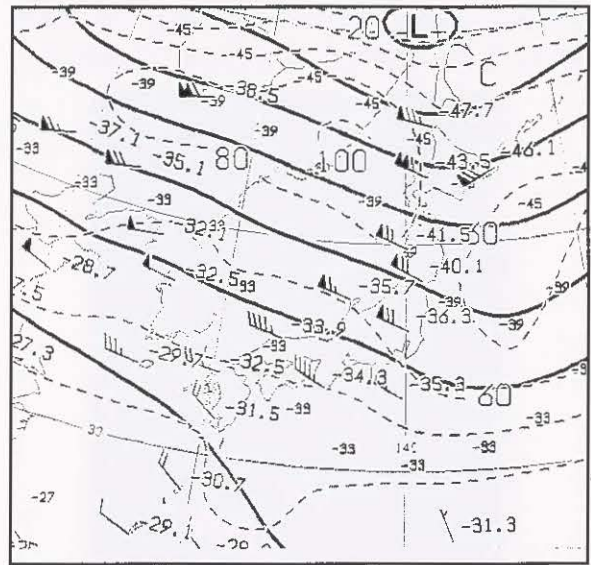


図4-3-5c 300hPa天気図 1999年6月6日00UTC

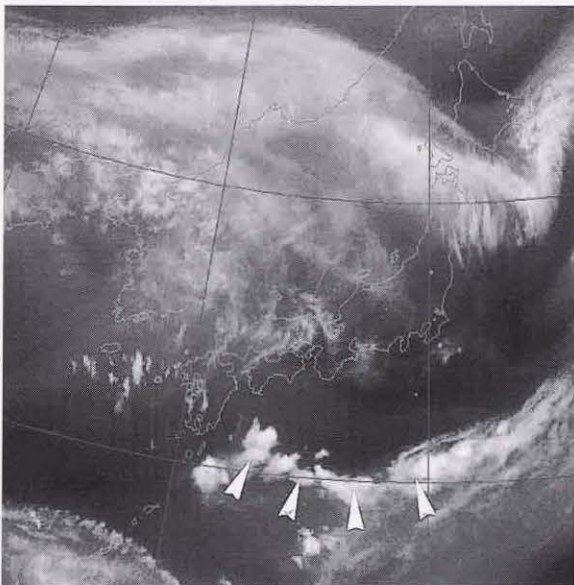


図4-3-5b 水蒸気画像 1999年6月6日00UTC

第5章 総観規模の現象*

5.1 前線の解析

5.1.1 前線の概念

前線は気団の境界として定義される。こうした境界では異なる密度を持つ気団の接触面に沿って鉛直循環が励起され雲が発生するので、一般に総観スケールの前線は帯状の雲域(雲バンド)として認められる。従って衛星画像による前線解析では、まず大規模な雲バンドに着目することが手始めとなる。ただし乾燥した大陸上では鉛直循環が励起されても雲が形成されないこともあり、一方で上層の強風で移流してくる上層雲のみの雲バンドもある。雲バンドの有無だけでは前線を決定できない場合もあるので、注意が必要である。

Browning(1990)は擾乱の構造を説明するため、WCB(Warm Conveyor Belt)やCCB(Cold Conveyor Belt)などコンベヤベルトの概念を提唱した。コンベヤベルトは擾乱に相対的な座標系でみた大気の流れをいう。Carlson(1980)は、WCBとCCBの概念を用いて低気圧や前線の構造を説明した

(図5-1-1)。

WCBは低緯度から高緯度に向かって暖かく湿った気塊を運ぶ大気の流れで、雲域の形成に強く関与する。WCBは、高気圧縁辺の下層の南東風として発生し、低気圧の暖域内を北上し、次第に時計まわり方向に向きを変える。この流れはトラフ前面の暖気移流に関連し、北上するにつれ次第に高度を上げる。凝結高度に達すると雲を発生させ、北へ進むほど雲頂高度は高くなる。上空のジェット気流軸に遭遇したWCBは、そこで北上を抑えられ東に向きを変える。

CCBは、温暖前線前面を前線と平行に低気圧中心方向に向かう流れである。衛星からみた場合、CCBはまず温暖前線前面の下層雲として認められる。CCBが西進するとWCBの下に潜り込むため衛星では確認できなくなるが、その後WCBの雲バンド西縁からWCBと大きな角度で交差して、更に西に伸びる中下層雲主体の雲域として認識される。西に伸びるにつれ、一部は高度を上昇させ高気圧性に流れを変えてジェット気流高度に達した

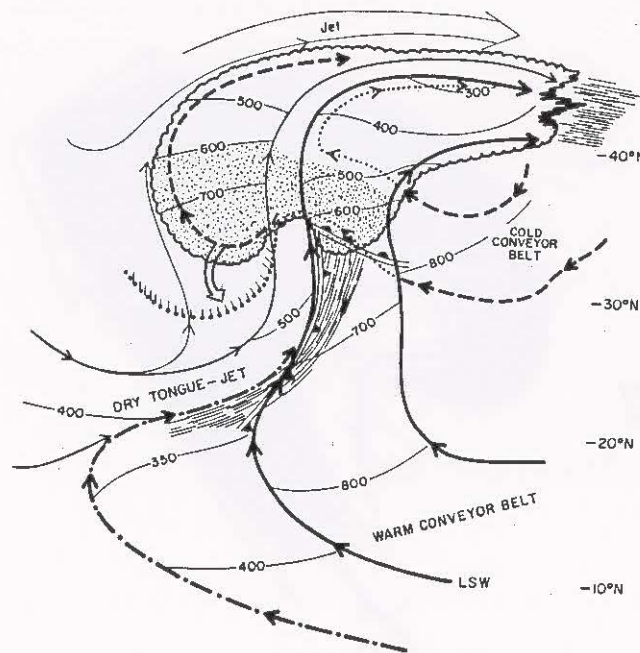


図5-1-1 コンベヤベルトモデル (Carlson(1980)に白矢印を加筆)

太実線：WCB. 破線：CCB. 数字：それぞれの気流の高度.

しっぱ付ドット：下層雲縁

* 鈴木 和史

ところで東に向かう。一部は高度を上昇させず、中下層雲のまま低気圧性の流れによって低気圧中心方向に向かう（図に二重線矢印で加筆）。Bader et al(1995)は、CCBのうち高度を上昇させ高気圧性曲率に変わる流れを二次的な WCB(W2)とし（図5-1-2）、W2は短波のトラフ前面での上昇流によりWCBの下から発生するとしている。Bader et alによれば、CCBは低気圧中心に向かう高度の低い流れのみを指す。

図5-1-3にコンベヤベルトの例を示す。赤外画像においてW-Wで示した雲域がWCBに伴うものである。W-Wは南ほど雲頂高度が低く、北へ行くほど雲頂高度が上昇し層状性雲域が広がっている。可視画像とも比べると、この雲域は厚い雲か

ら成っている。雲域の東端(E)では薄いCiから成っており、WCBがジェット気流軸に遭遇し東に向きを変え、上層雲が先行していることを表している。C1-C2-C3がCCBに伴う雲バンドである。C1付近はCCBの上を滑昇する雲のため、上層雲が多くなっている。CCBはWCBより雲頂高度が低いので、WCBの下では確認できない。CCBは、WCBの雲バンドから西側につきだしたところ（C2付近）で、再び確認できる。C2-C3は西に進むほど雲頂高度が上昇し、ジェット軸に遭遇したところで東向きに流れを変えWCBと合流する。CCBから分流して低気圧循環に巻き込む流れ（C2からdへの流れ）も存在し、この流れの雲頂高度は低いままである。

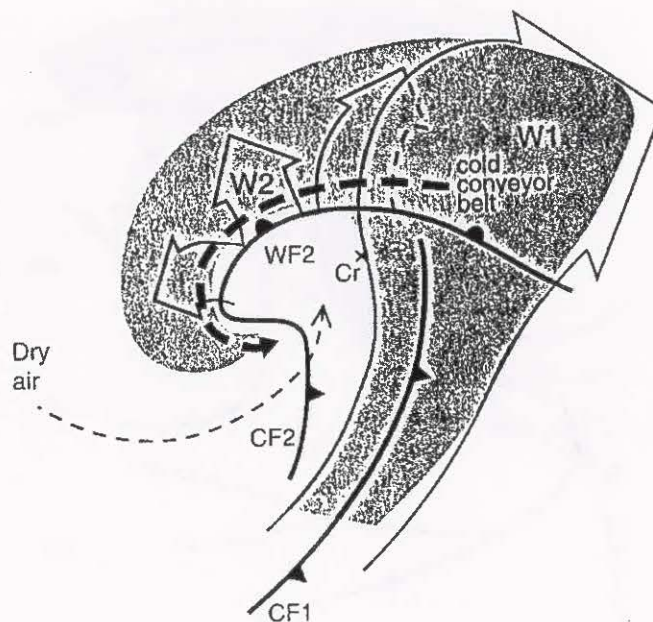


図5-1-2 二次的なWCBのモデル (Bader et al(1995)). W1がWCB、W2が二次的なWCB.

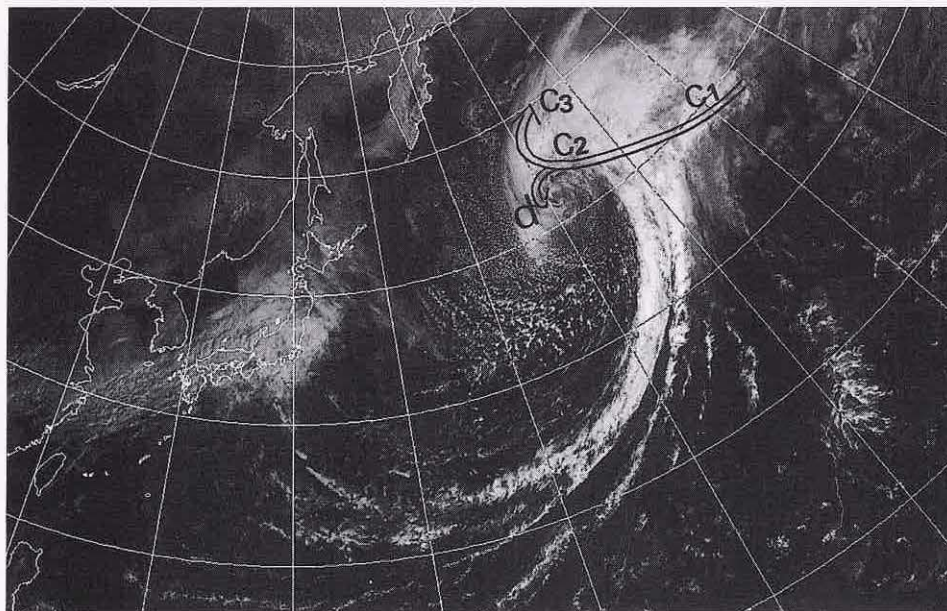
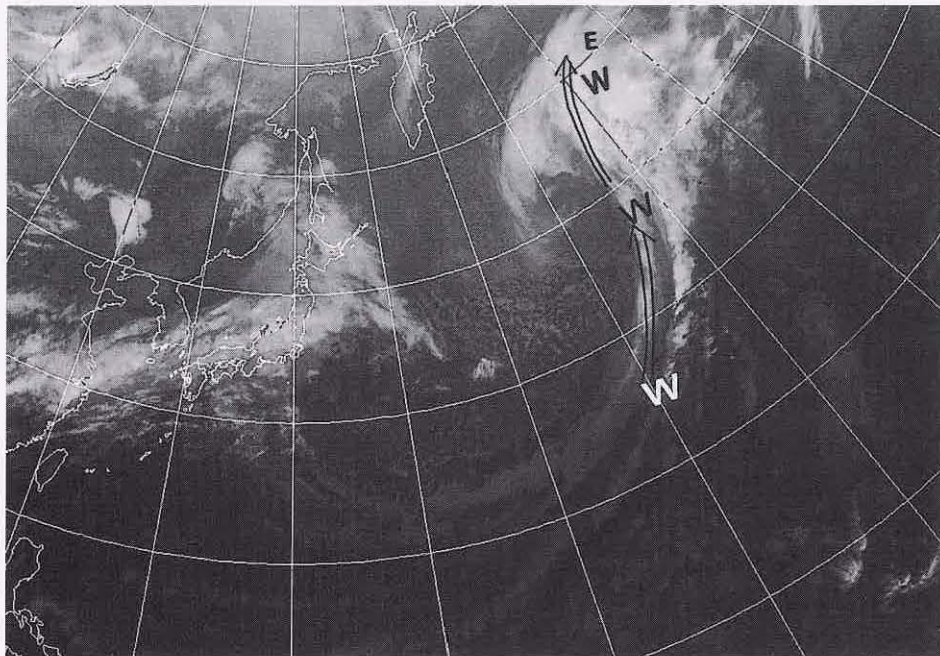


図 5-1-3 コンベヤベルトの例 (1998 年 3 月 27 日 00UTC)
 上：赤外画像. 矢印は WCB を表す. 下：可視画像. 矢印は CCB を表す.

5.1.2 温暖前線

温暖前線は寒気側へ移動する気団の境界と定義され、暖気が寒気をはい上げる構造をしている。これはCCBの上をWCBが滑昇していることで説明できる。暖域から北上する流れであるWCBが低気圧中心に向かう寒気の流れであるCCBの上を滑昇し始める境界を、温暖前線として解析できる。これはWCBに伴う流れの中で、層状性の雲が形成され始める南端にあたる。またNeiman (1993)がCCBとWCBの交差域付近の所々にメソスケール対流雲の存在を提唱しているように(エスカレータ・エレベータモデル、(図5-1-4))、前線近傍では層状雲ばかりでなく対流雲も発生する。

温暖前線がこのようなモデル構造をしていると、衛星画像では対流雲を含んだ広がりを持った雲域の南縁に対応させることができる。とはいえ、一般に、衛星画像から温暖前線を決定するのは難しい。それは、暖域内に雲が発生したり上・中層雲に覆われたりして、温暖前線に伴う雲域の南縁を決定しにくいことが多いからである。また、発生期の低気圧やコンマ型低気圧(5.2節参照)ではCCBの形成が十分でなく、温暖前線に伴う下層

雲が不明瞭なことが多い。

図5-1-5は温暖前線の決定が比較的容易な例である。日本の南海上に低気圧に伴う雲域がみられる。雲域の南縁(W-W)は明瞭で、所々に対流雲が並び、北の部分は上中層雲から構成されている。衛星画像からは、雲域の南縁に沿って温暖前線を決定できる。850hPa客観解析図を参考にしても、相当温位集中帯や風のシアからW-Wに温暖前線を解析できる。

温暖前線に伴う下層雲が不明瞭な場合、低気圧の前面に広がる寒気場内の雲パターンから寒気領域を推定したり、下層雲の動きから風向を推定して、温暖前線を決定できる。図5-1-6では、発達した低気圧の後面に広がる下層寒気の領域は、S-Sを南限と推定できる。このS-Sを西方に延長したところには下層雲列Wがある。この雲列Wは全体として東進していること、雲列を構成する個々の雲や雲列東側の下層雲は北西に移動していること(温暖前線前面の南東風の場合であると推定できる)から、日本付近を通過中の低気圧に伴う温暖前線は、W-Wの雲列に沿って決定できる。

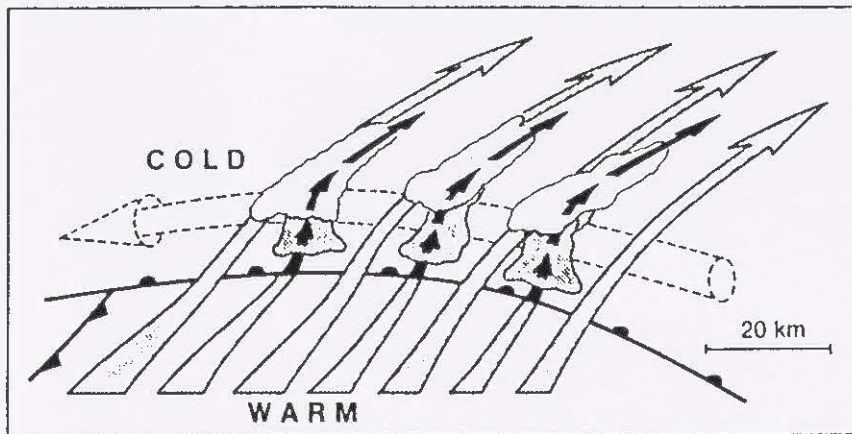


図5-1-4 エレベータエスカレータモデル (Neiman(1993))

破線：CCB. 白い実矢印：WCB (エスカレータ).
 点彩域：雲を表す. 黒い実矢印：メソ対流による上昇 (エレベータ).

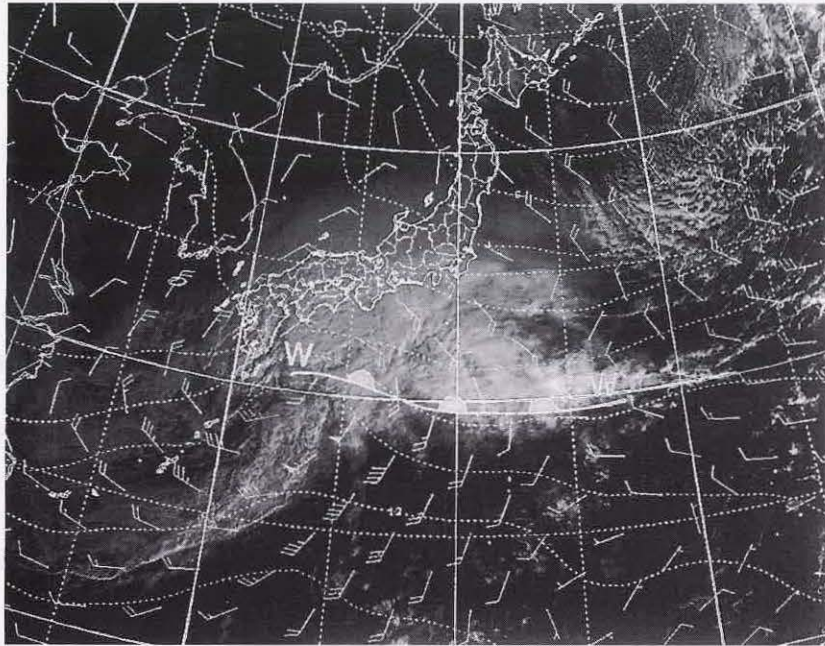


図 5-1-5 温暖前線の解析例 (1998 年 3 月 5 日 00UTC)
 可視画像と 850hPa の客観解析 (温度、風)、および温暖前線を示す。
 記号は本文参照.

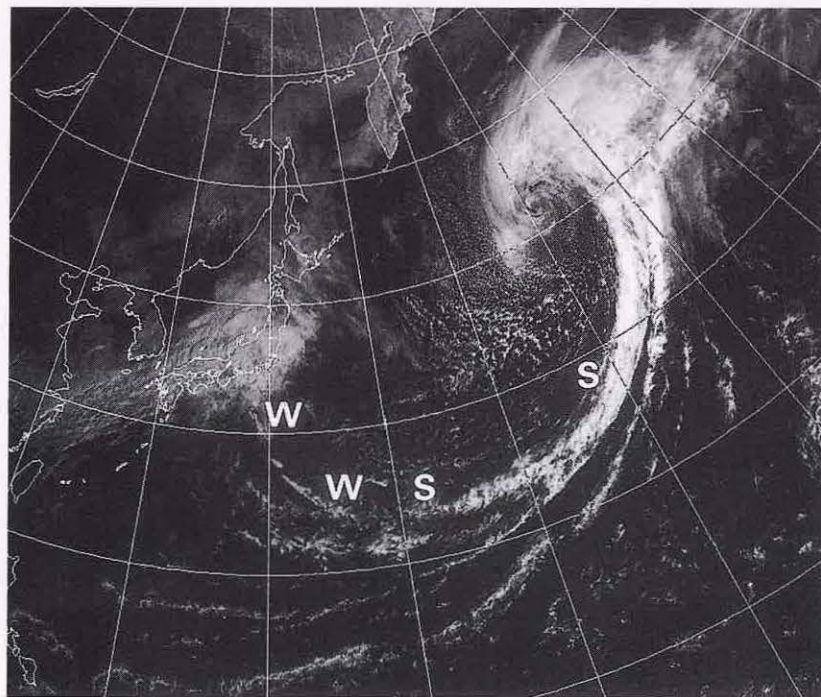


図 5-1-6 温暖前線の解析しにくい例 (1998 年 3 月 27 日 00UTC)
 記号は本文参照.

5.1.3 寒冷前線

寒冷前線には、前線付近で気象の変化が激しいアナ型と気象の変化が穏やかなカタ型のタイプに分かれる。アナ型は教科書等で多く紹介され、アナ型構造で寒冷前線を解析することが多いが、カタ型の前線も多くみられる。ここでは衛星画像によるそれぞれのタイプの特徴を示すと共に、寒冷前線を解析する上での留意点について述べる。

(1) アナ型寒冷前線

アナ型寒冷前線は、Browning(1990)の後方傾斜上昇型 WCB モデルがあてはまる(図5-1-7)。寒気流入が強い場合に相当し、WCBは寒気に対し相対的に後方に傾く。寒冷前線付近で強い上昇流が発生し、暖気は前線後面に向かって比較的緩やかに上昇する。前線を構成する雲バンドは、前縁(暖気側)の狭い部分に活発な対流雲が並び(ラインコンベクション)、雲バンドの後縁は層状性の雲からなる。衛星画像で見れば、暖気側に対流雲が並ぶ構造をした雲バンドがアナ型に対応しており、寒冷前線の位置は雲バンド前縁の対流雲列に相当する。このほか、寒候期の海上では寒気の流入により前線後面でセル状対流雲が発生・発達するの

で、雲バンド後面のセル状雲の有無や活動度からアナ型を判別する手がかりとすることもできる。

図5-1-8では、千島列島付近の低気圧から南西に伸びる雲バンドがある。雲バンドの南東縁(暖気側)のC-Cに活発な対流雲が繋がっていることから、この雲バンドはアナ型と判断できる。寒冷前線の位置は、C-Cに沿って決定できる。

図5-1-9では雲バンド前縁のC-Cにロープクラウドがみられる。ロープクラウドは、最盛期や衰弱期の低気圧から伸びる雲バンドの進行前縁で観測されることが多く、ロープクラウドの位置に寒冷前線を決定できる。なお、C-Cの西にも雲列D-Dが存在するが、雲バンドとかなり離れていることや途切れ途切れになっていることから、寒冷前線に対応しているとは考えられない。前線後面の海上にはセル状対流雲(A)が広がっている。ロープクラウドの前面に幅100~200km程度の活発な対流性の雲バンド(R-R)がみられるが、これは暖域内のレインバンドである。暖域内ではしばしばこの種のレインバンドがみられるので、寒冷前線と誤らないよう注意が必要である。

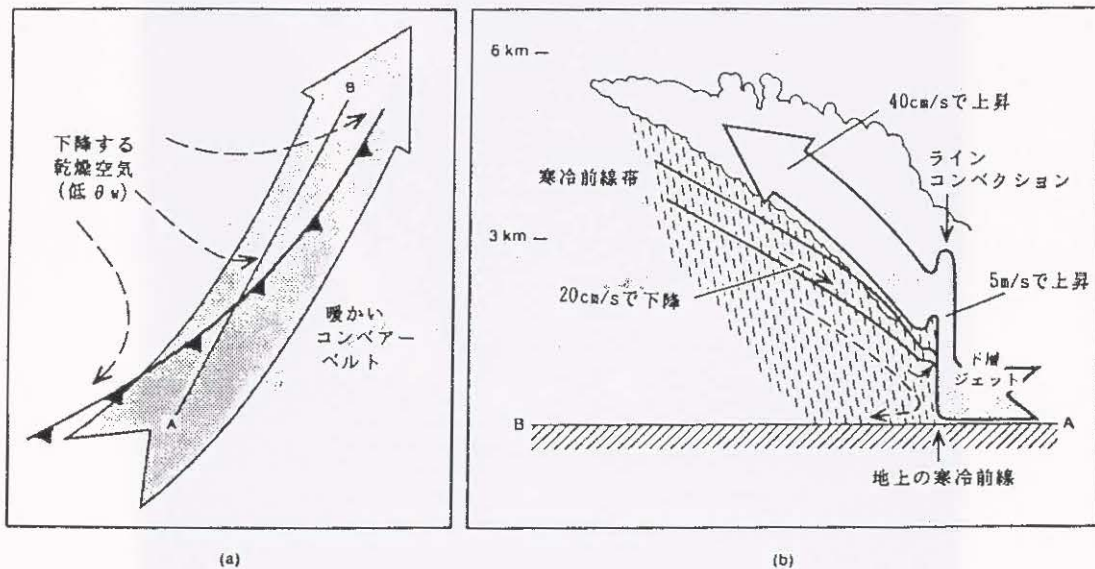


図5-1-7 古典的なアナ型寒冷前線における流れの模式図(北畠ほか(1995)から引用)

太い矢印は寒冷前線で後方傾斜上昇しているWCB、その下方を寒気(破線)が下降している。

(a): 平面図。 (b): (a)のA-Bに沿った断面。

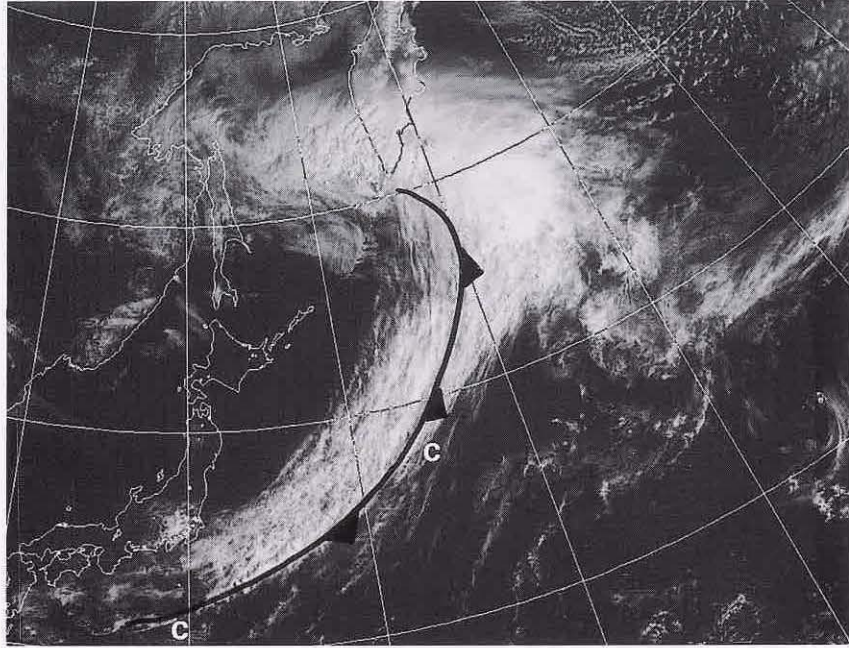


図 5-1-8 アナフロントの例 (1998年5月9日 00UTC)
 可視画像と寒冷前線の位置を示す。 記号は本文参照。

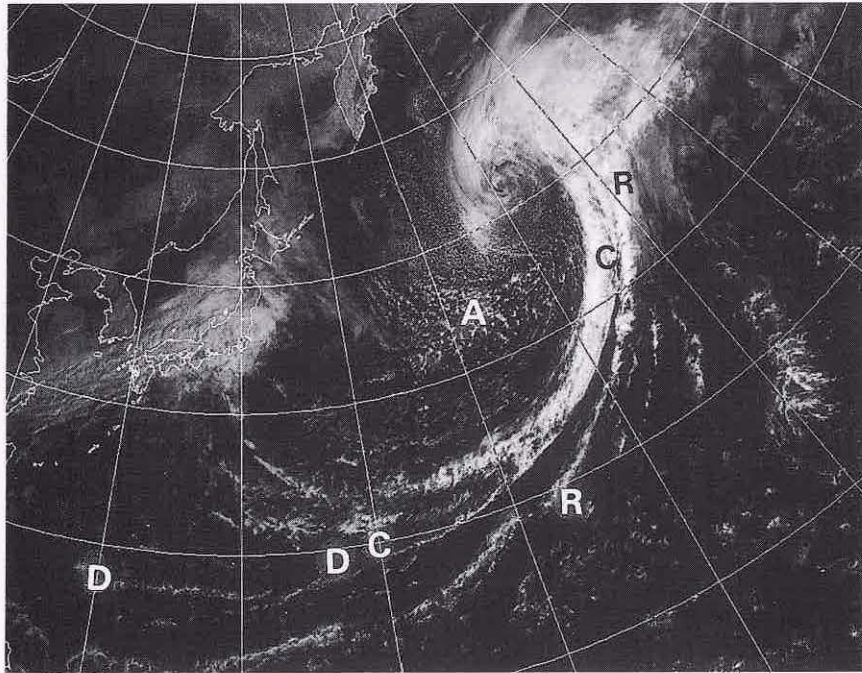


図 5-1-9 アナフロントの例 (1998年3月27日 00UTC)
 可視画像と寒冷前線の位置を示す。 記号は本文参照。

(2) カタ型寒冷前線

カタ型寒冷前線は、Browning(1990)の前方傾斜上昇型WCBモデルがあてはまる(図5-1-10)。上空の乾燥した相当温位の低い気塊が下降して地上寒冷前線を追い越し、UCF(Upper Cold Front)がみられることもある。UCFはその下層に存在するWCBや暖域内の暖湿な気塊との間で対流不安定を助長させ、レインバンドを発達させやすい。強雨や突風などシビアな現象はレインバンドに伴って現れる。レインバンドと地上寒冷前線の間に

は、弱い雨を伴った背の低い雲からなる領域(SMZ: Shallow Moist Zone)が存在することがある。こうしたタイプのカタ型前線はスプリットフロント(split front)と呼ばれる。

カタ型寒冷前線では、レインバンドの通過に比べ、地上寒冷前線通過に伴う天気の変化は乏しい。衛星画像でも、レインバンドやUCFは明確に認識できるが、地上寒冷前線は下層雲から構成され雲の組織化も粗い場合が多く特定は難しい。

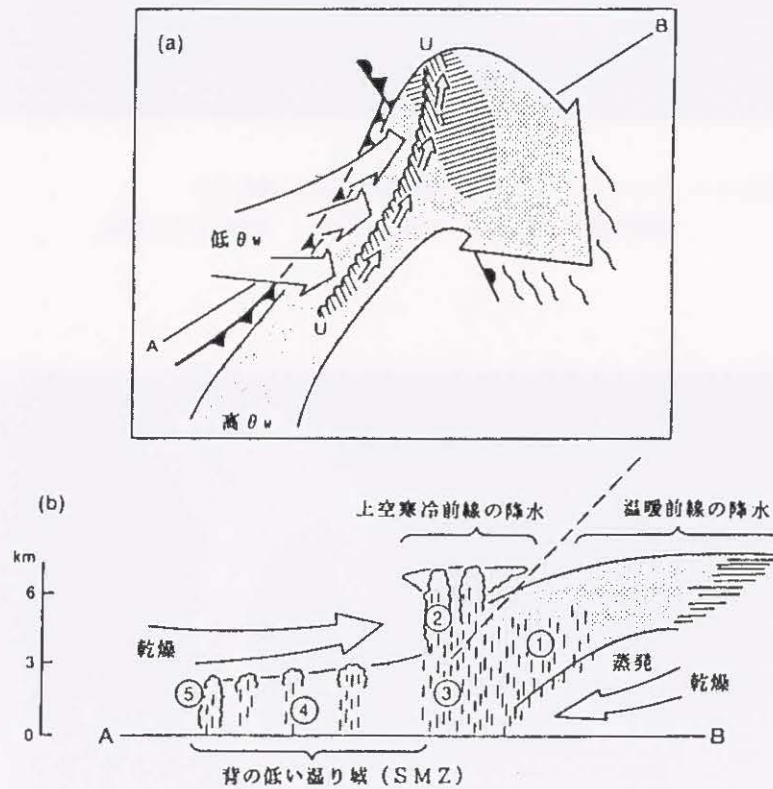


図5-1-10 カタ型寒冷前線(スプリットフロント)のモデル図(北畠ほか(1995)から引用)。

(a): 平面図。点彩した太い矢印: 前方傾斜型のWCB。白い矢印は乾燥気塊。

(b): (a)のA-Bに沿う断面。図中の番号は

- ① 温暖前線の降水
- ② UCF ((a)でU-Uで示されている)に伴う対流性降水を生成する上空のセル
- ③ UCFからの降水
- ④ UCFと地上寒冷前線との間の背の低い湿り域(SMZ)
- ⑤ 寒冷前線による背の低い降水

図5-1-11では、サハリン中部の低気圧から伸びる雲バンドが北海道を通過中である。背の高い対流雲(A-A)が北海道中央部にあって強い雨を伴っている。この雲域が地上寒冷前線に対応していると考えられそうだが、そうではない。札幌の地上観測データ(図略)では、背に低い雲域(B)が通過した24日23UTC~25日01UTCにかけ気温降下(約2度)・気圧上昇(1hPa)・風速の強まり(2m/s→5m/s)がみられた。背の高い対流雲(A-A)が通過した24日21-22UTCには露点温度の低

下しか認められなかった。従って地上寒冷前線は、対流雲(A-A)の西側の背の低い雲域(B、雲頂高度は700hPaより低い)の西縁と合致する。25日00UTCの札幌の高層観測では700hPaより上の層が乾燥しており、背の低い雲域(B)はこの乾燥気塊によって雲頂を抑えられていた。乾燥気塊は、上・中層の強い南西風によって地上寒冷前線を追い越したもので、カタフロント型前線の特徴を表している。この事例では、A-AはUCFに、BはSMZに相当し、スプリットフロント構造を示している。

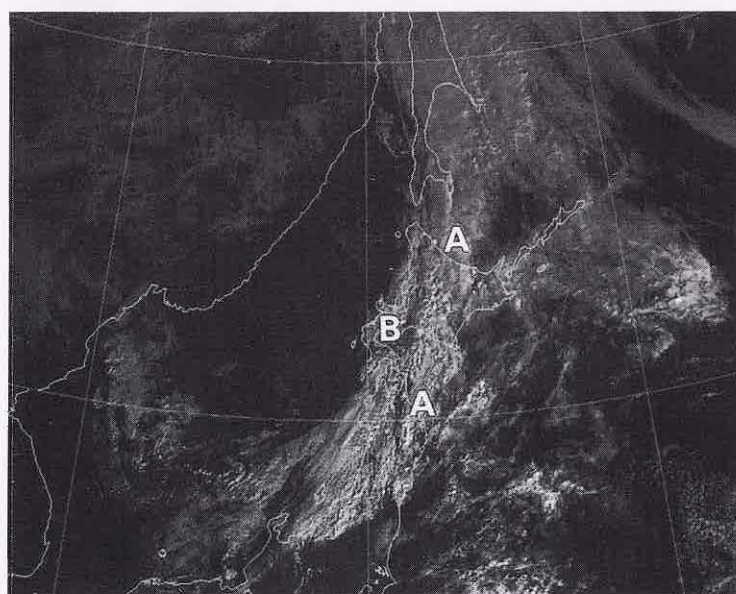
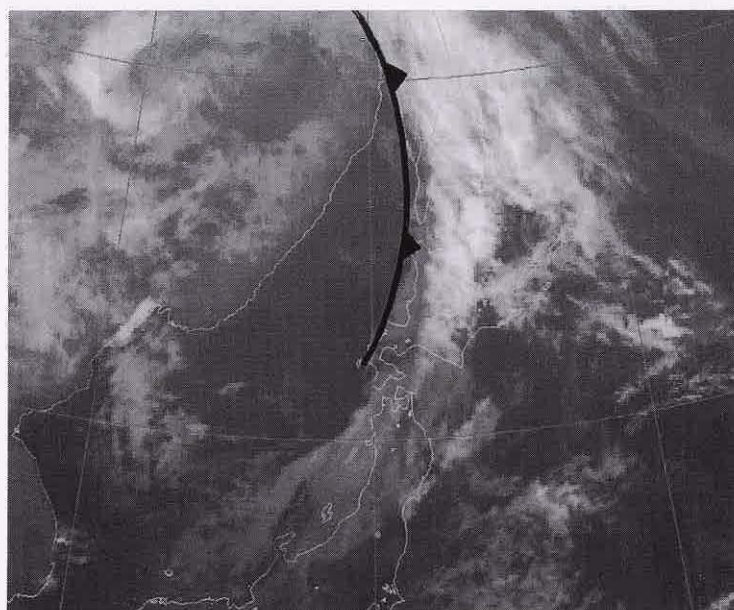


図5-1-11 カタ型寒冷前線の例(1997年10月25日00UTC)
上:赤外画像。下:可視画像。記号は本文参照。

(3) 解析上の留意点

衛星画像により寒冷前線を解析する上での留意点を以下に示す（図 5-1-12 参照）。

①一本の寒冷前線の中でも、低気圧中心に近い部分では上空からの乾燥気塊の降下によりカタ型構造を、低気圧中心から離れた部分ではアナ型構造を示しやすい。低気圧が発達期以降にこのような構造をする傾向が多い。従って発達している低気圧に伴う寒冷前線は、低気圧中心に近いところは雲バンドの西縁（図中白矢印）に、遠いところは雲バンドの南縁（図中黒矢印）に、位置するのが一般的である。

②アナ型の場合、ロープクラウドの位置に前線を

決定できる。但し、ロープクラウドも複数存在したり雲バンドに伴わないものがあったり、暖域内の対流雲列と間違えやすいものがあるなど様々なパターンがあるので、留意して解析することが必要である。

③暖域内では対流雲が卓越し、線状構造を示しながら高気圧縁辺流に沿って寒冷前線に合流する動きを示すことがある（例えば図中 A の雲）。このような対流雲列は寒冷前線と間違えやすい。この場合、対流雲が高気圧性の軌跡をたどったか、雲列が高気圧性曲率を帯びているかなどで、暖域内の対流雲列と判断できる。

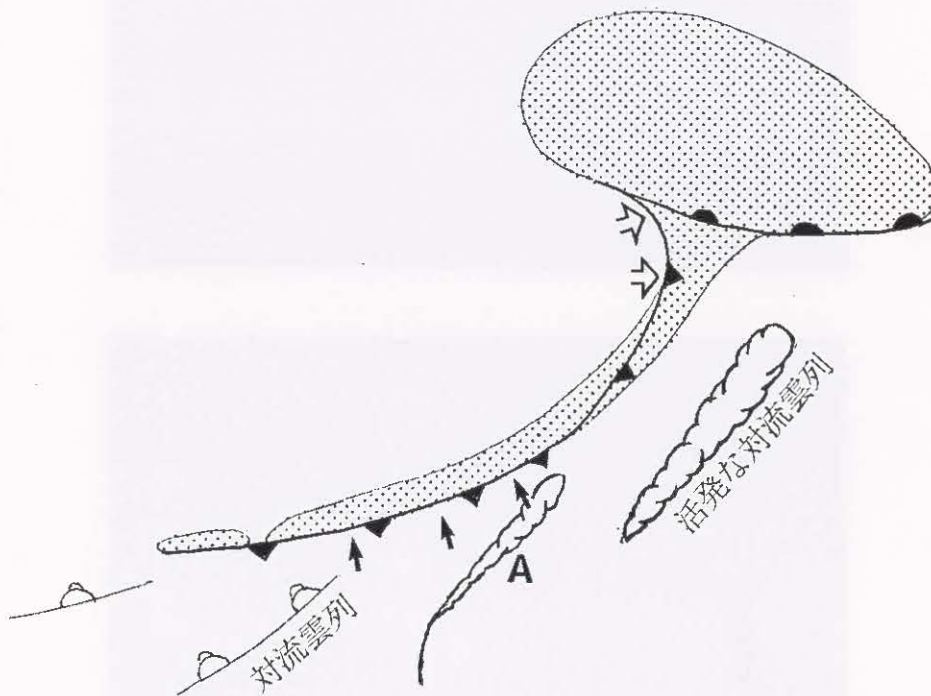


図 5-1-12 寒冷前線決定の留意点を示したモデル図

点彩域：雲域。 太実線：対流雲列。

スキヤロップ：活発な対流雲列を示す。

記号・矢印は本文参照。

5.1.4 閉塞前線

閉塞には、寒冷型閉塞と温暖型閉塞がある(図5-1-13)。寒冷型閉塞は、追いついた寒冷前線の寒気の方が温暖前線前面の寒気より寒冷であるため、寒冷前線に似た構造を持つ。温暖型閉塞は、追いついた寒冷前線後方の寒気より温暖前線前面の寒気の方が寒冷なため、温暖前線と似た構造を持つ。寒冷型閉塞と温暖型閉塞の中間として中立型閉塞を分類することもあるが、ここでは衛星画像からの特徴が明瞭である寒冷型閉塞と温暖型閉塞のパターンを示す。

(1) 閉塞点の決定

齊藤(1979)は、低気圧の暖域が地上から消失しているという閉塞の特徴から、閉塞の判定条件として次の項目を挙げている。

- ・気圧降下が大きい
- ・500hPaの谷線と地表の低気圧の位相差が急速に減少する

・地上または850hPaの流線のシアあるいは気圧の谷が一本しかない

・上層のくさび状の暖気が谷線の真上か少し前方にあって同時にその暖気の周辺の温度傾度がもはや増大しなくなっている

・上層の強風帯の位置が地上の低気圧中心よりも南にある

上の閉塞判定項目の中で、衛星画像から把握できるのは強風帯の位置である。強風軸は、水蒸気画像におけるバウンダリーや赤外画像におけるCiストリークから、その位置を推定できる。

このほか、強風軸にほぼ平行に伸びる前線性雲バンド、前線性雲バンドと交差して極側に伸びるCCBに対応した雲バンドなどから、閉塞前線を特定できる。

閉塞点を決定する一般的な手順を次に示す(図5-1-14)

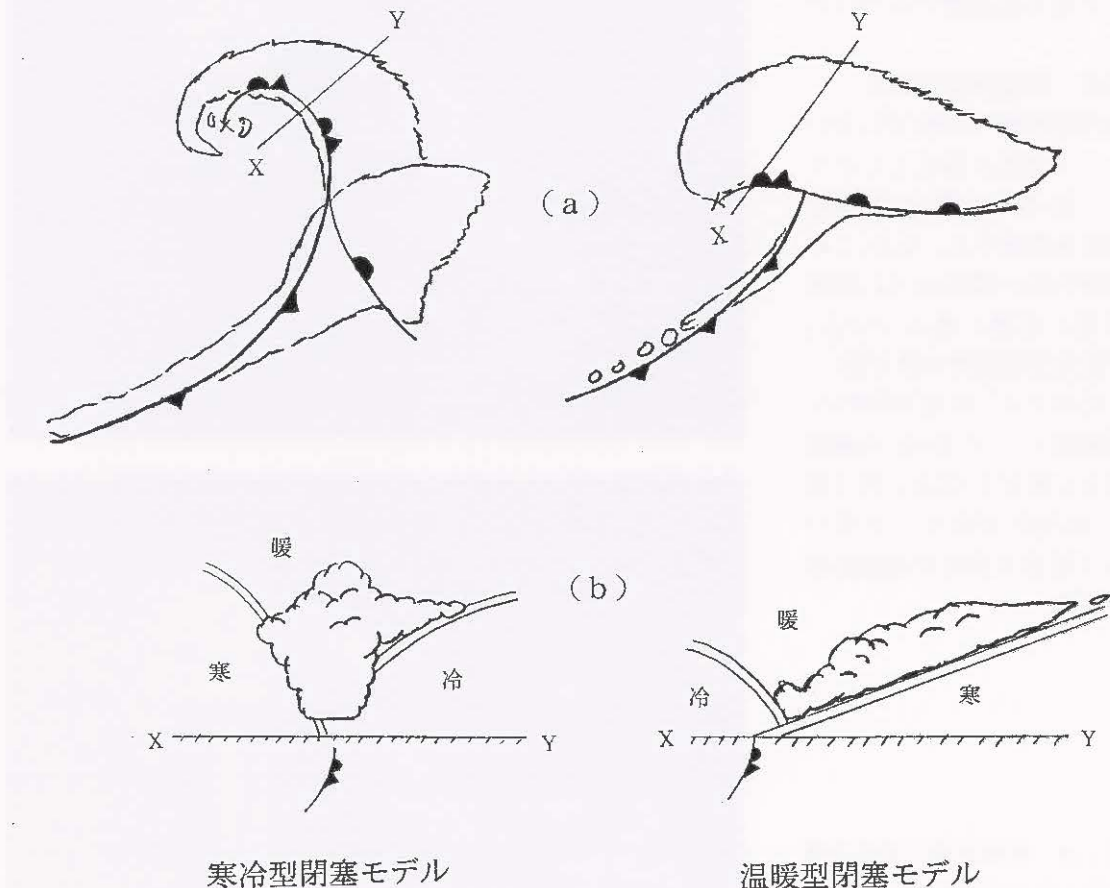


図5-1-13 閉塞前線のモデル図

(a) は平面図。 (b) は X-Y に沿った断面。

二重線：気団の境界、寒く冷く暖の順に気温が高いことを表す。

①強風軸の決定

水蒸気画像では、J-Jにジェット気流に対応したバウンダリーがみられる。このバウンダリーに沿って上空の強風軸を特定できる。

②寒冷前線の決定

可視画像・赤外画像とも、B-Bに沿って幅200-400kmの明瞭な雲バンドが認識でき、この雲バンドが寒冷前線に対応する。

③温暖前線の決定

可視画像でW1-O-W2はCCBに相当する雲バンドで、寒冷前線雲バンドの東側(W1-O)では温暖前線に対応する。この雲バンドは寒冷前線雲バンドと交差して極側に伸びている(O-W2)。CCBの雲バンドは可視画像で見つけやすい。

④閉塞点・閉塞前線の決定

CCBの暖気側の南縁(W1-W2)とジェット気流に対応したバウンダリー(J-J)との交点(O)付近に閉塞点を推定する。なお、この例では背の高い雲域(A)は、閉塞点より更に東側に進んでいる。閉塞が進み衰弱段階に移る頃に、こうしたパターンになりやすい。寒冷前線雲バンド(B-B)の極側から西方に延びるCCBに伴う雲バンド(O-W2)があり、この雲バンドの下層雲の南縁が閉塞前線に対応する。

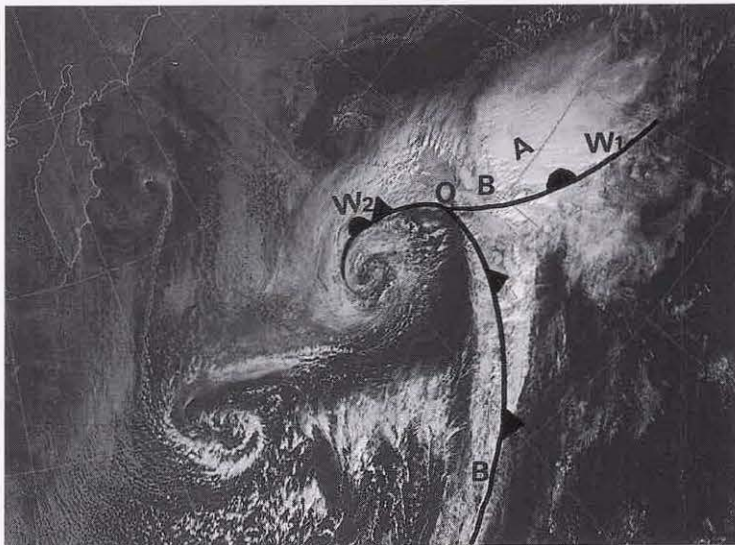
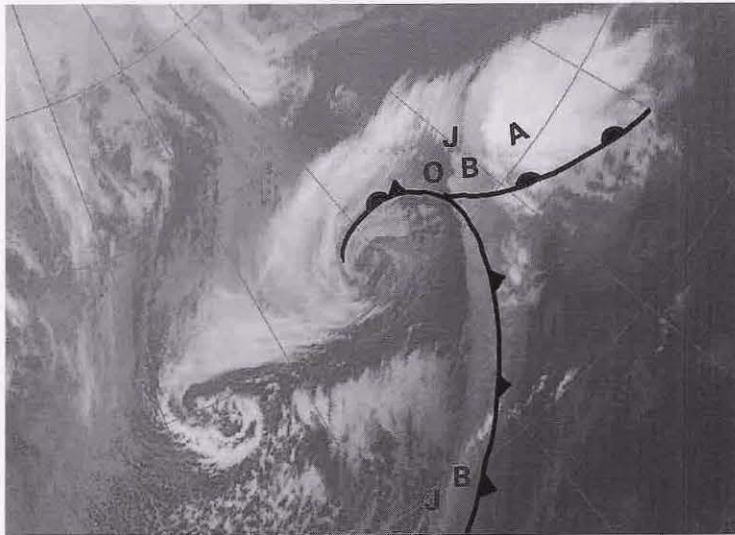
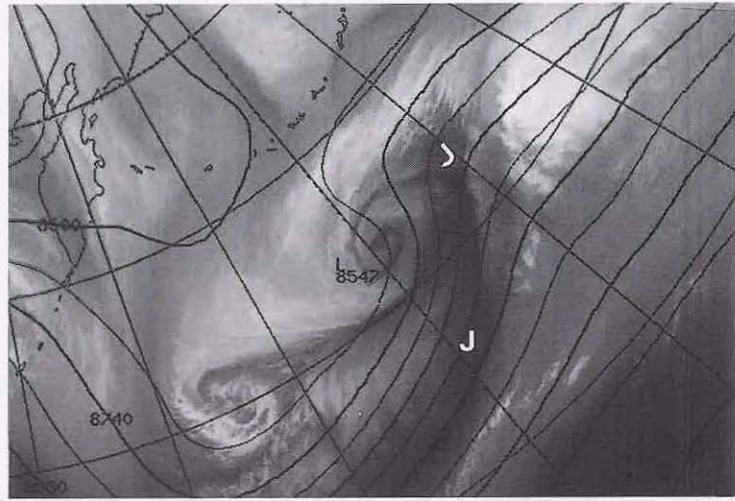


図5-1-14 閉塞前線の決定手順
(1998年2月19日00UTC)
上：水蒸気画像、300hPa等高度線。
中：赤外画像。 下：可視画像。
記号・矢印は本文参照。

(2) 寒冷型閉塞

寒冷型閉塞は、極側から南下する強い寒気を伴ったトラフの前面で発達する低気圧に伴ってみられることが多い。衛星画像における寒冷型閉塞の特徴は、「コンマ形状をした南北に伸びた雲パターンとなる」「寒冷前線に対応する雲バンドは明瞭であるが温暖前線の特定は難しい」「低気圧の後面には強い寒気に伴うセル状対流雲が広がる」「ドライスロットが明瞭に現れる」などがあげられる。こうした特徴は、低気圧後面から強い寒気が流入していることを表している。一方、温暖前線構造は不明瞭なことが多く（CCBが不明瞭なので）、閉塞点の決定は難しい。

日本の東にある低気圧（図5-1-15）は、「コンマ形状をしている」「低気圧後面にはオープンセルの雲域（B）が広がっている」「ドライスロットが中心まで巻き込んでいる」などの特徴から、寒冷型閉塞と判断できる。

水蒸気画像でJ-Jはバウンダリで、ジェット軸はこのバウンダリに沿っている。温暖前線は下層雲が疎らで決定し難しいが、寒気に対応するオープンセル状雲域の南限（W-W）の走向から推定する。寒冷前線は雲バンド（C-C）に対応している。閉塞点（O）は寒冷前線雲バンド（C-C）と温暖前線対応下層雲列（W-W）との交点付近、あるいは上層の強風軸を表すJ-JとW-Wとの交点付近に、決定する。ドライスロットを形成する上空の乾燥気塊は、水蒸気画像の暗域として、閉塞点の北側を

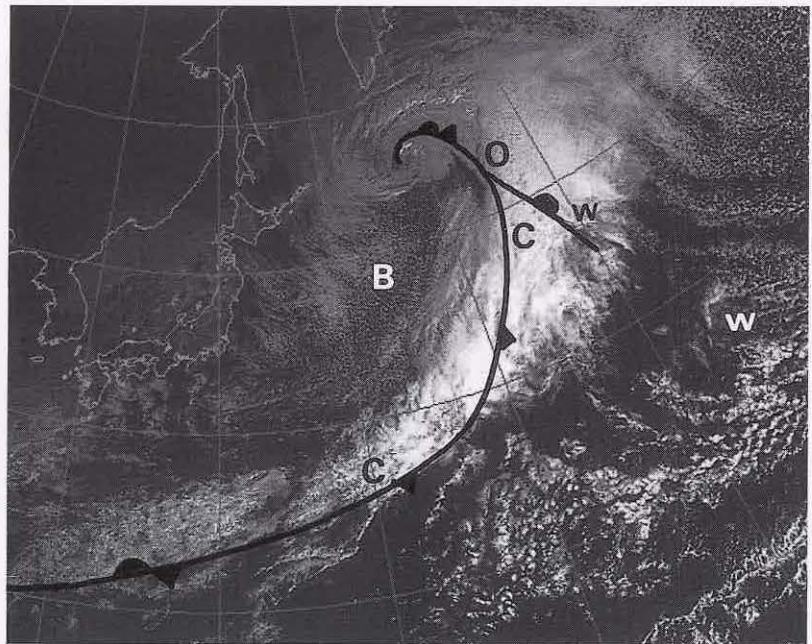
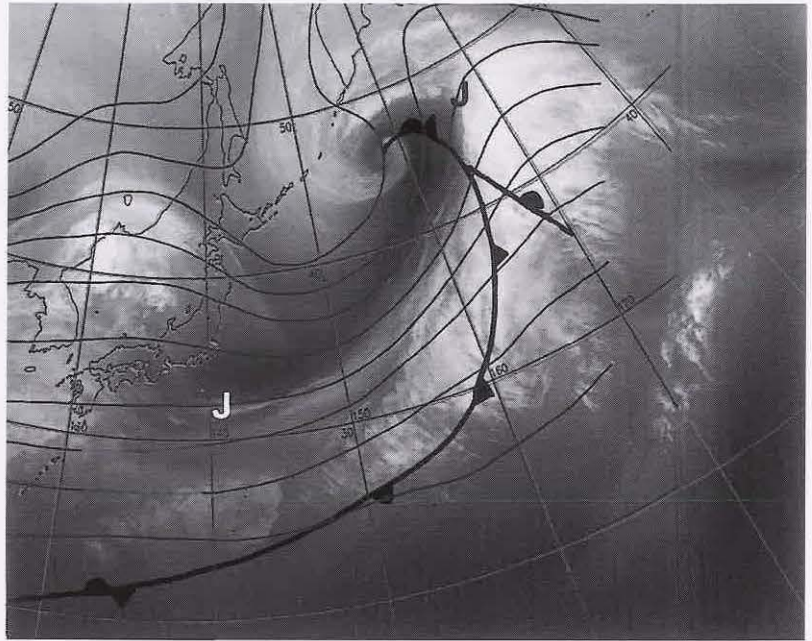


図5-1-15 寒冷型閉塞の例（1998年1月17日00UTC）

上：水蒸気画像、300hPa等高度線。 下：可視画像。記号は本文参照。

中心に巻き込んでいる。この例では、ドライスロットは閉塞点を追い越して更に北側へ進んでいる。

(3) 温暖型閉塞

温暖型閉塞は低気圧後面からの寒気の流入が弱い場合に相当する。衛星画像では「λ型あるいはT字型をした東西に伸びた雲パターンとなる」「寒冷型閉塞に比べ温暖前線に対応する雲バンドは明瞭である」「寒冷前線は活発な例もあれば不活発な例もある」「ドライスロットは不明瞭である」「低気圧後面の寒気に伴うセル状雲は不明瞭で広がりも小さい」などの特徴を持つ。これらの特徴は寒冷型閉塞の時と対照的であり、寒気の強い流入がないことを示している。

日本の南にある低気圧(図5-1-16)は、「λ型の雲パターンをしている」「温暖前線対応の雲バンド(W-W)が明瞭である」「低気圧後面が晴天域となってセル状雲がみられない」「ドライスロットは不明瞭である」ことから、温暖型閉塞と判断できる。

水蒸気画像でJ-Jはバウンダリーで、ジェット軸はこのバウンダリーに沿っている。温暖前線は東西に伸びる明瞭な雲バンド(W-W)の南縁に決定できる。寒冷前線に対応する対流雲列(C-C)の活動は弱いが明瞭に認識できる。閉塞点(O)はW-WとC-Cの交点に、閉塞前線はW-Wを延長し低気圧中心(L)に延びる雲域の南縁に決める。この例では、低気圧はジェット出口の分流場にあたり、低気圧近傍ではバウンダリーは不明瞭になっているため、閉塞点の決定にバウンダリーは有効でない。

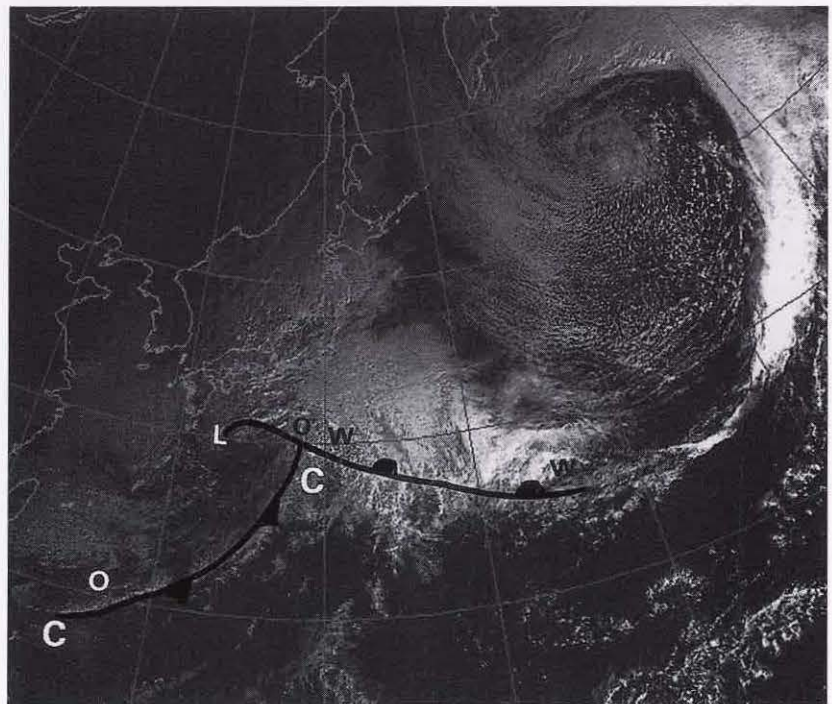
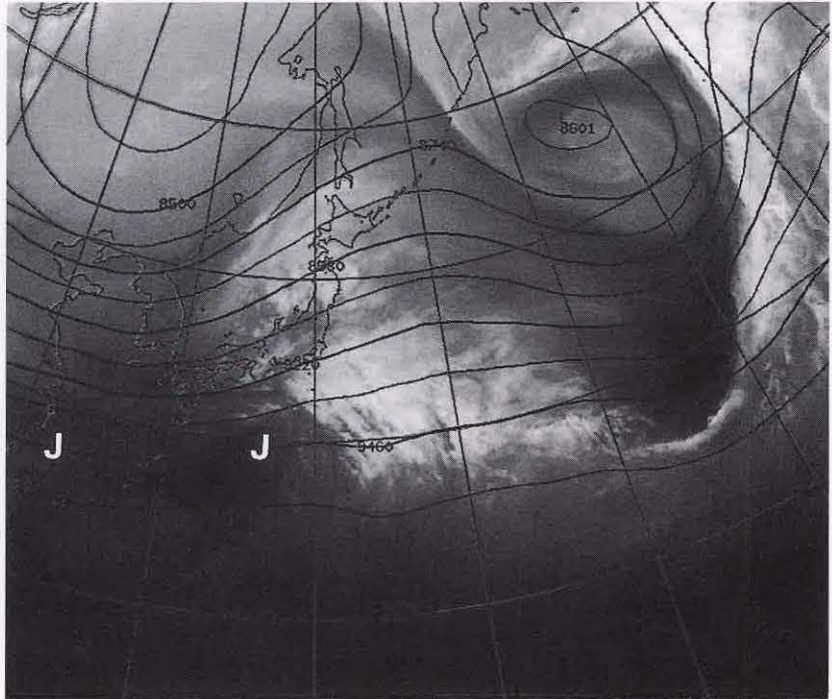


図5-1-16 温暖型閉塞の例 (1998年1月18日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa等高度線、 下：可視画像、記号は本文参照。

5.1.5 停滞前線

停滞前線は、前線の伸長軸と直角方向への変動が小さく、衛星画像では数千メートルにわたる雲バンドとして認識される。停滞前線内に存在するメソスケール低気圧や前線波動は、雲バンドの中の、活発な対流雲の集合した雲域として、あるいは北縁に高気圧性曲率を持つ極側に膨らんだ雲域として、認識できる。

寒候期の停滞前線は幅広く長大な雲バンドを形成することが多く、対流活動は不活発な傾向が強い。一方、暖候期の停滞前線は梅雨前線や秋雨前線などに代表されるように、南からの暖湿気流の流入で活発な対流雲を伴うことが多い。

(1) 寒候期の停滞前線

寒候期の停滞前線は、発達した低気圧から伸びる寒冷前線につながる雲バンドとして形成される事が多い。上層のジェット軸と平行な走向をもち、幅500～1000km、長さ数千メートルの長大な雲バンドとして存在する。主として上・中層雲からなり、対流活動は南縁を除いて活発でない。地上の停滞前線は雲バンドの南縁に相当し、雲バンドの北縁に対応する上層のジェット軸から緯度にして5～10度南に位置する。

図5-1-17は寒候期の停滞前線の例である。アリューシャン近海の発達した低気圧に伴う寒冷前線とそれにつながる停滞前線が沖縄の南まで達している。水蒸気画像では、上層のジェット気流に対応した暗域(B-B)が、雲バンドと平行にその北縁

に位置する。この雲バンドは幅500～800kmで、主に上・中層雲から構成されており、東経160度付近(A)を除いて活発な対流雲はみられない。雲バンド内の沖縄では層状性の雲からの降水(1時間1ミリ程度の雨)を観測している。停滞前線は雲バンドの南縁に解析される。地上観測では、雲バンドを挟んで風や温度に顕著な違いは認められない。地上の前線は、ジェット軸から緯度7度程南に位置する。前線面の傾きは1/100以下で、一般的な温暖前線面の傾きよりやや急である。

(2) 暖候期の停滞前線

暖候期における日本付近の代表的な停滞前線である梅雨前線では、前線付近では温度傾度より水蒸気量の傾度が大きいのが特徴である。寒候期の停滞前線に比べ幅が狭く、対流雲が主体の雲バンドとしてみられる。

図5-1-18は、梅雨前線の例である。幅100km程度の活発な対流雲を含む中・下層雲主体の雲バンドが、中国大陸から日本の東海上に伸びている。梅雨前線は対流雲を連ねた位置に解析できる。温度傾度は大きくないので、上層の強風軸とは明瞭には対応していない。水蒸気画像では、梅雨前線に対応した細長い帯状の明域をはさんで、日本付近と日本の南に広がる暗域が存在している。北側の暗域(N)は中緯度の高気圧に伴う沈降により形成された乾燥域である。南側の暗域(S)は太平洋高気圧に対応している。

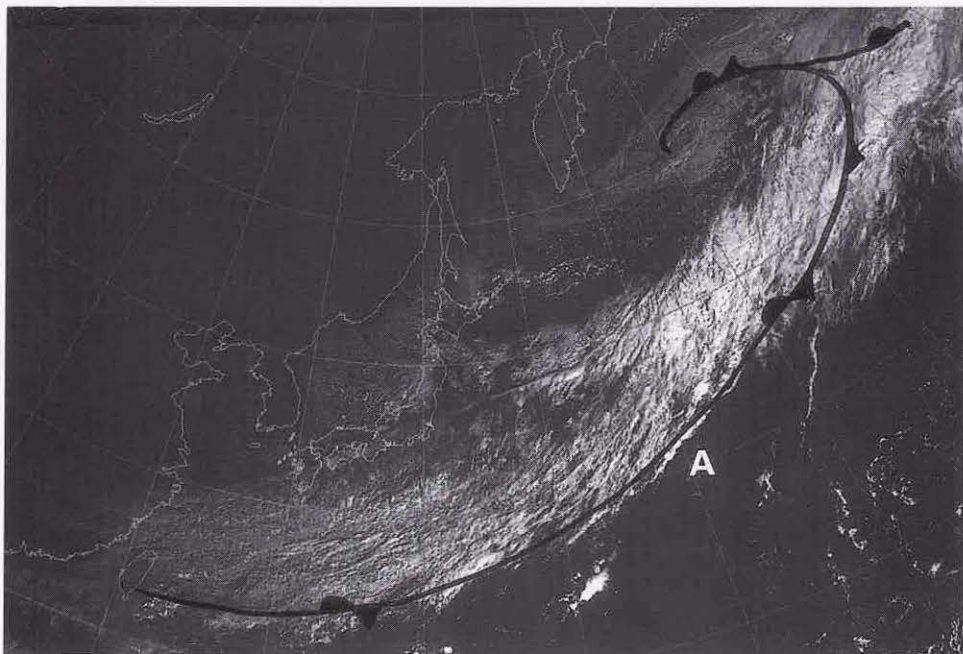
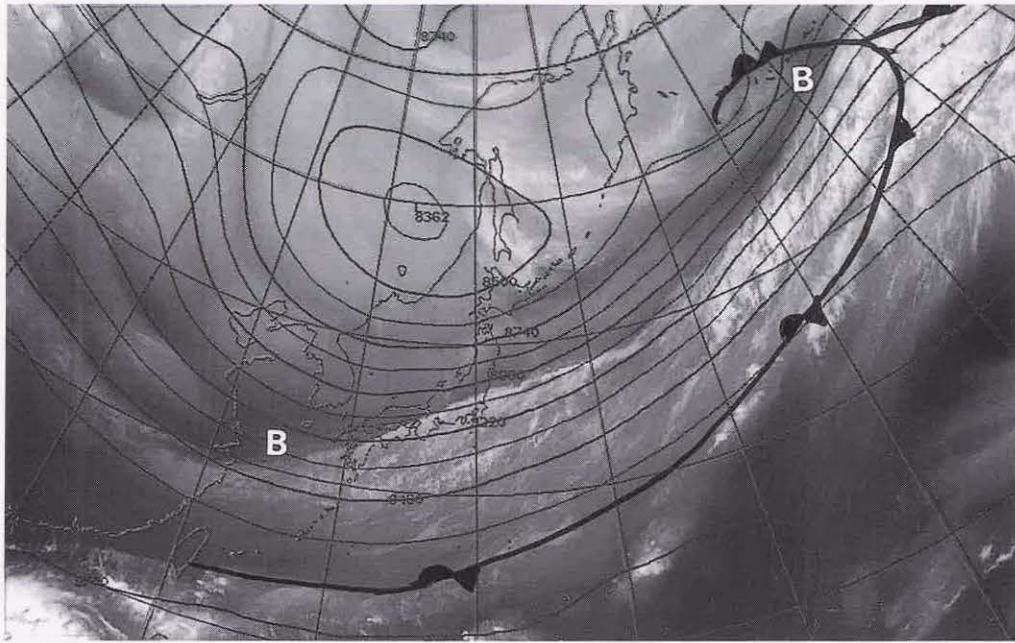


図 5-1-17 寒候期停滞前線の例 (1998 年 11 月 19 日 00UTC)
 上：水蒸気画像、300hPa 等高線。 下：可視画像。記号は本文参照。

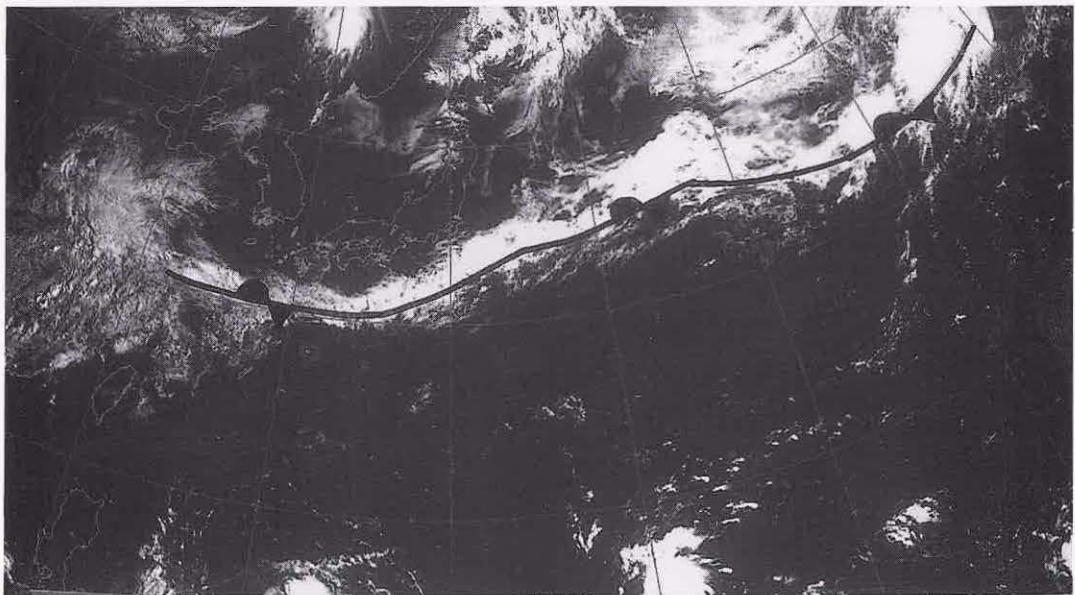
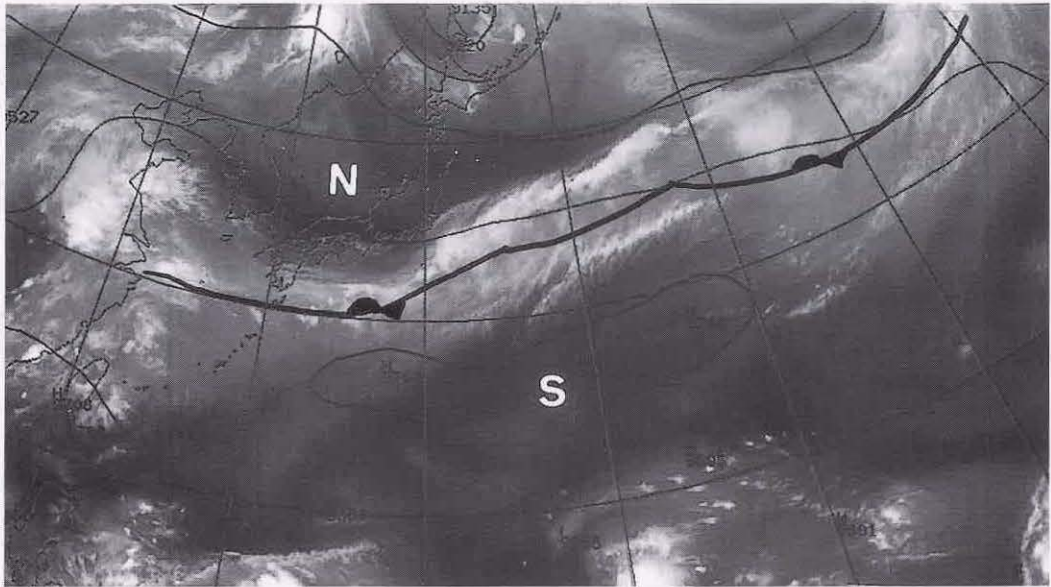


図 5-1-18 暖候期停滞前線の例 (1997年6月24日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線。 下：可視画像。記号は本文参照。

5.2 低気圧の発達パターン分類*

20世紀初めピヤークネスが提唱した低気圧モデルは、現在でも最も一般的な低気圧発達モデルと云えよう。主に地上観測資料からの洞察で作成されたこのモデルは、中緯度において前線波動から発達する低気圧を概念的に理解しやすく表現したモデルである。それは、低気圧の発達を衛星画像から観察するとピヤークネスモデルで説明できる雲パターンが最も多くみられることから分かる。このタイプの雲モデルを通常型と呼ぶことにする。

一方、衛星画像で低気圧の生涯を観察していると、通常型以外にも各種のパターンがみられる(図5-2-1)。つまりピヤークネスモデルで説明できない発達パターンが衛星画像から分類できる。それらは、主に中緯度傾圧帯より極側で生起する現象であるコンマ型とインスタントオクルージョン型の発達である。コンマ型低気圧は、傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度前線帯に接触する前に低気圧として発達する。インスタントオクルージョンは、傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度の前線に接触して前線性雲バンドに併合して急速に閉塞パターンへ移行する。このほか Shapiro and Keyser(1990)は傾圧帯

で発達する低気圧の一類型として、Tボーン型の雲パターンを持つ発達モデルを示した。低気圧中心付近の構造が前線断裂や温暖核隔離などで示され、ピヤークネスモデルと異なる。

この節では、主として総観スケールの低気圧の発達に伴う各種雲パターンの特徴を説明する。この節の目的はピヤークネスモデル以外にも低気圧の多様な発達様式があり、それが衛星画像から類型化できることを示すことである。これらの発達モデルは欧米で提唱されたもので、それより緯度が低く亜熱帯の影響を受けやすい日本での低気圧の振る舞いはこれらのモデルと異なるところもあろう。日本付近におけるスケールの小さな低気圧の発達様式の違いや、鈴木(1998,1999)が論じているような日本付近の地理的特徴を考慮した低気圧の発達は、こうしたモデルをふまえて今後調査が必要である。

なお、ここでは発達期や最盛期という言葉を用いるが、これらは衛星画像から判断した発達段階を示しており、天気図で示される低気圧の発達段階とは必ずしも一致するものでない。経験的に言っても、衛星画像の最盛期は低気圧の最低気圧時期よりやや早く現れる。

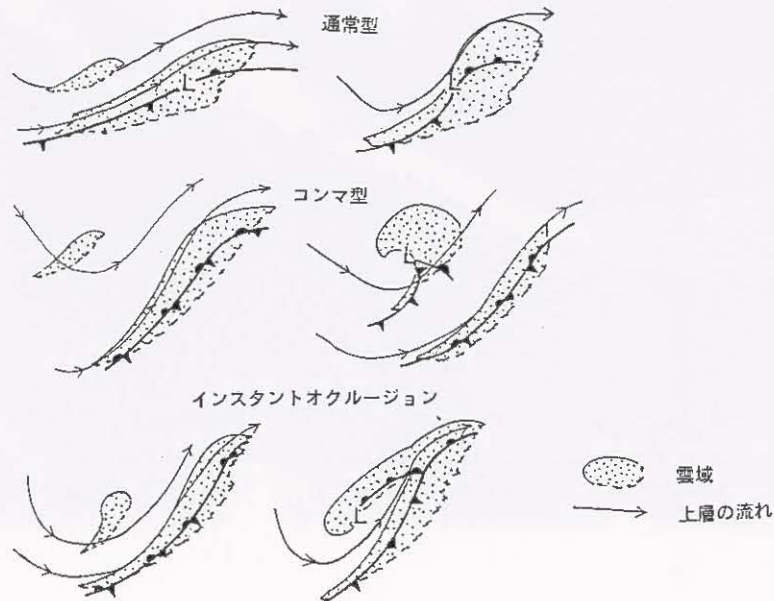


図5-2-1 通常型、コンマ型、インスタントオクルージョン型のモデル図

5.2.1 通常型の発達

通常型は、山田・鈴木(1994)の調査によると、冬季に日本の東海上で急発達する低気圧の約1/3が該当し、発生から最盛期に達するまでの期間は約3日である。衛星画像では発生期・発達期において、低気圧前面で暖気移流による雲域の形成・北上が、低気圧後面で乾燥寒気の流入による雲域の消滅・南下が、それぞれ特徴的である。これらの特徴は前線波動からの傾圧不安定の発達を表しており、ピヤークネスモデルで説明できる。岡林(1982)はピヤークネスモデルをふまえた低気圧発達の雲モデル(図5-2-2)を示した。岡林モデルと比較しながら、通常型の事例を紹介する。

なお、この事例における低気圧の中心気圧の時間変化を図5-2-3に示す。発生期や発達期などは、事例の発達段階に対応している。

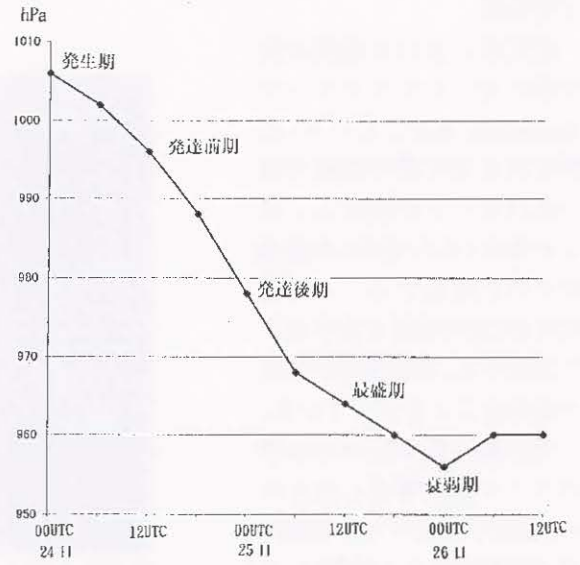


図 5-2-3 低気圧の中心気圧の時間変化

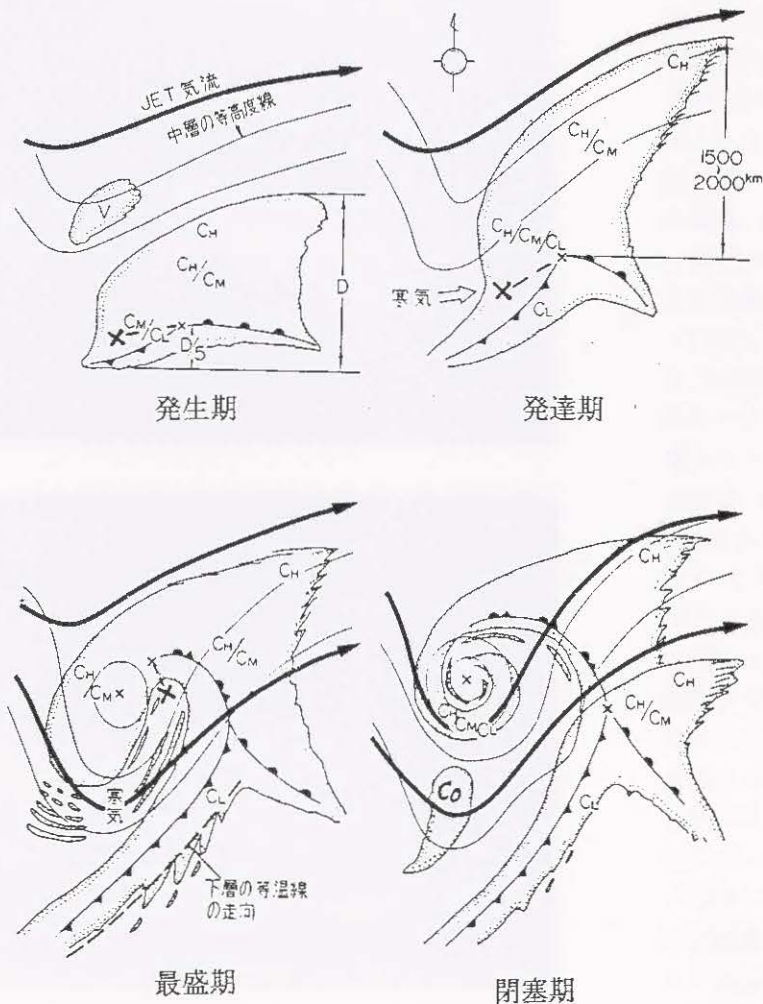


図 5-2-2 岡林(1982)の低気圧モデル図

x印は低気圧中心、x—xと示してあるのは低気圧中心がこの範囲に入ることを意味する。C_H・C_M・C_Lはそれぞれ上層雲、中層雲、下層雲を表す。

①発生期

傾圧帯における擾乱の発生期には、クラウドリーフ (baroclinic leafともいう) と呼ばれる S 字型の雲縁を持つ雲パターンが現れる。東シナ海の「木の葉状」の雲域がそれに相当する。この形状は WCB の暖湿な流れにより形成され、暖気移流が強まり始めたことを表している。

発生期の低気圧中心は雲パターンから特定しにくい。雲域のほぼ中央・南縁付近に位置することが多い。この例では、温暖前線は可視画像でみられる下層雲の南縁に、寒冷前線は雲域の南西縁にみられる活発な対流雲を目安に決定できる。こうした特徴は岡林モデルの発生期と同様である。一方、岡林のモデルでは雲域の北縁とジェット気流とは離れて示されているが、両者はほぼ一致しているのが一般的だ。この例でも、クラウドリーフの北縁が明瞭であることや水蒸気画像から解析したバウンダリーの位置からみて、ジェット気流はクラウドリーフの北縁と一致している。また岡林モデル (発生期) では、低気圧に伴う雲域の北西に (V) と名付けられた主として上層雲から成る雲が接近する。ここで示した事例ではみえないが、この雲は上層のトラフに対応していることが多く、低気圧の雲域に追いついて発達させることがあるので、注目すべきものである。

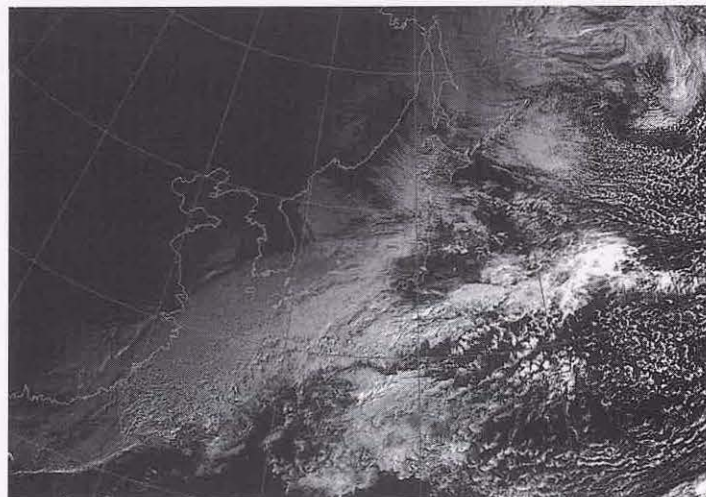
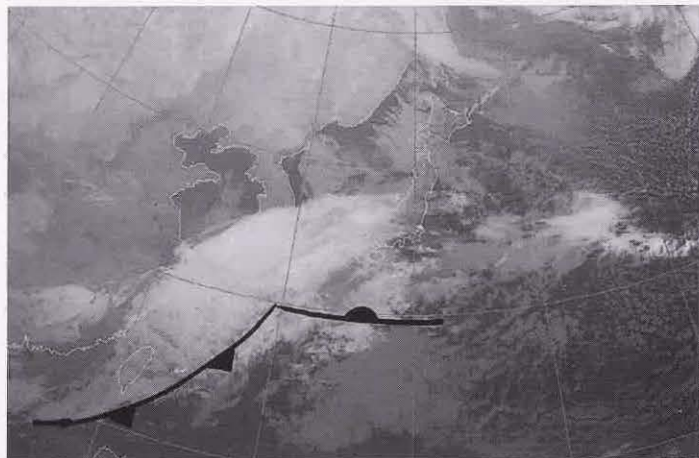
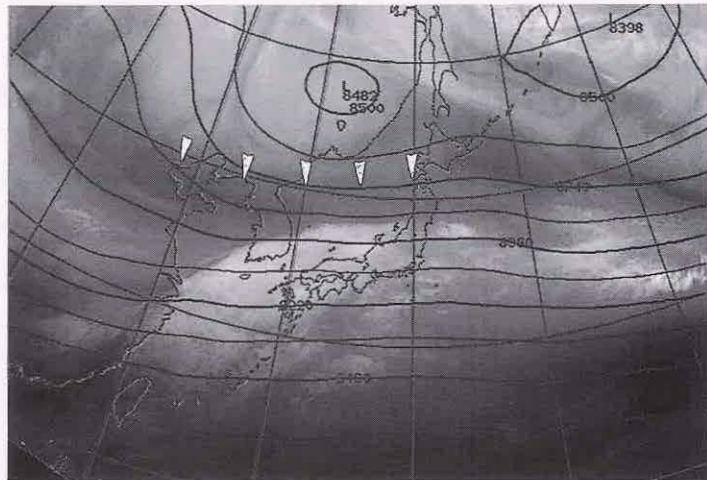


図 5-2-4 通常型、発生期 (1997 年 1 月 24 日 00UTC)

上：水蒸気画像と 300hPa 等高度線。 三角印はバウンダリー
中：赤外画像。 下：可視画像

②発達前期

発達前期の特徴は、バルジである。バルジはクラウドリーフより雲域が北へ膨らみ北縁が高気圧性曲率を増したパターンで、WCBによる暖気の北上やトラフ前面での上昇流の強まりを表している。これは傾圧性擾乱の発達期の特徴である。上層の強風軸に対応した水蒸気画像のバウンダリーは、発生期より南下しトラフの深まりを表している。

低気圧中心は、発生期に比べ雲域の中心より西方に移りバルジの西縁の立ち上がり付近を目安に決定できるが、雲パターンからの特定はまだ難しい。温暖前線・寒冷前線は発生期と同様、下層雲の南縁に決められる（写真では暖域に上層雲があって、赤外画像のみでは下層雲の特定は難しい）。

この段階は、岡林モデルでは発生期と発達期の中間にあたる。

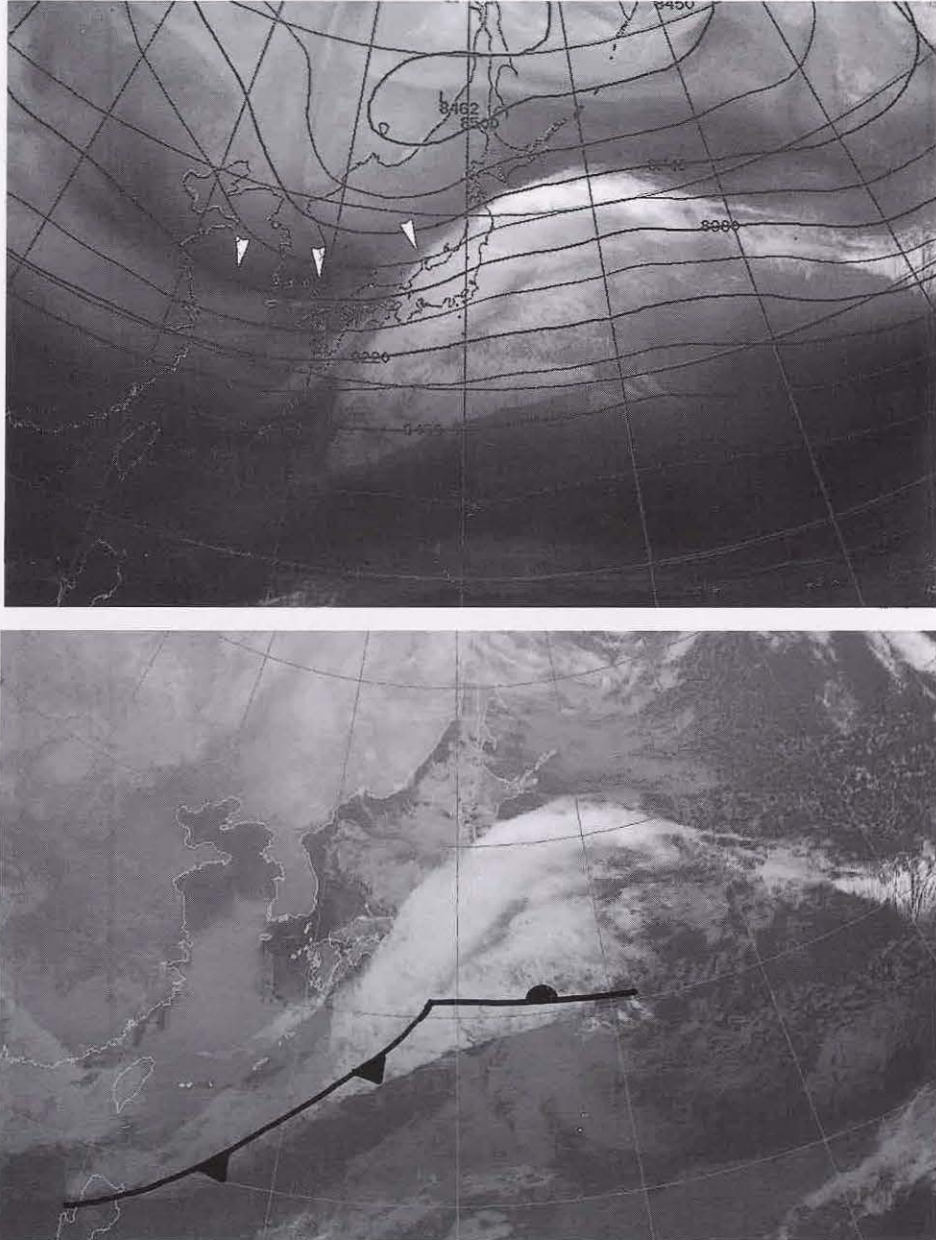


図 5-2-5 通常型、発達前期(1997年1月24日12UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高度線。 三角印はバウンダリー。

下：赤外画像

③発達後期

岡林モデルでは発達期に相当する。バルジが更に明瞭となり、低気圧の後面では筋状雲やセル状対流雲が発生し、寒気が流入してきたことを示している。寒気の流入によりフックパターンが形成される。雲域は発達前期より更に南北方向に広がる。雲域の南北方向への伸長は、低気圧前面での暖気移流・低気圧後面での寒気移流がそれぞれ強まってきたことに対応している。

岡林モデルでは、低気圧中心はまだ雲域の中心付近に存在することもあると述べているが、低気圧中心は発達前期に比べ雲域の西側へシフトし、雲域西縁のへこみ(フック)の位置にはほぼ確実に決定できる。寒気の流入に対応して寒冷前線に対応する雲バンドが明瞭になる。

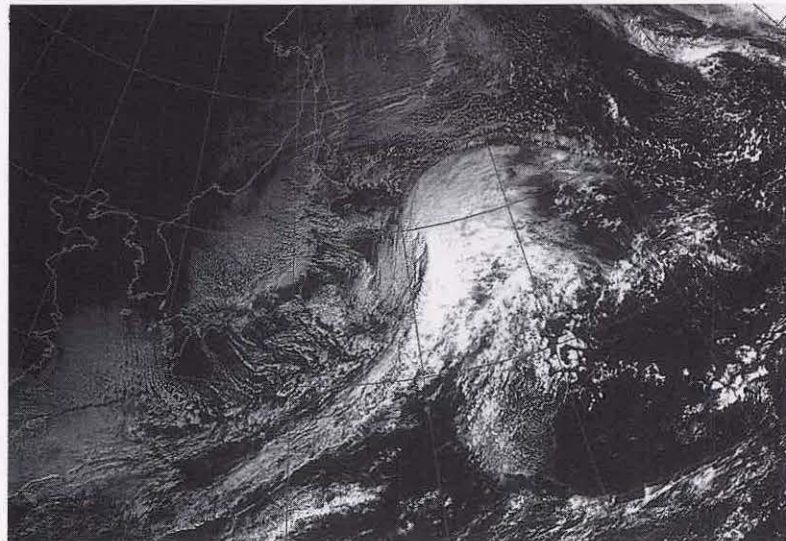
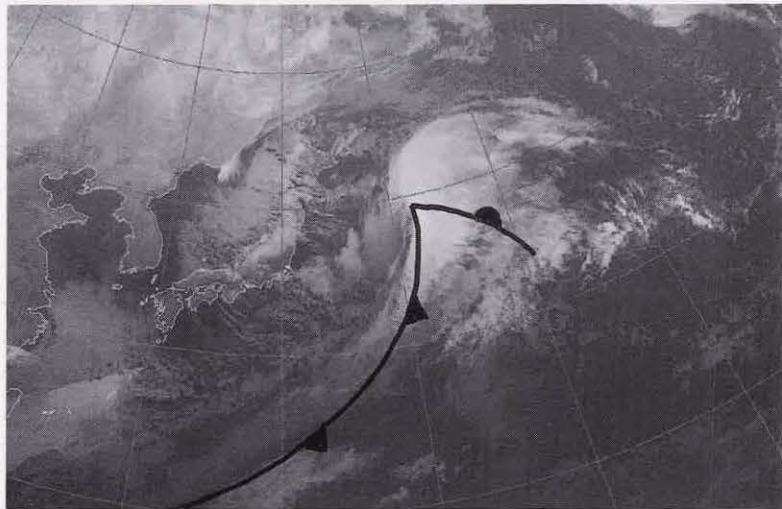
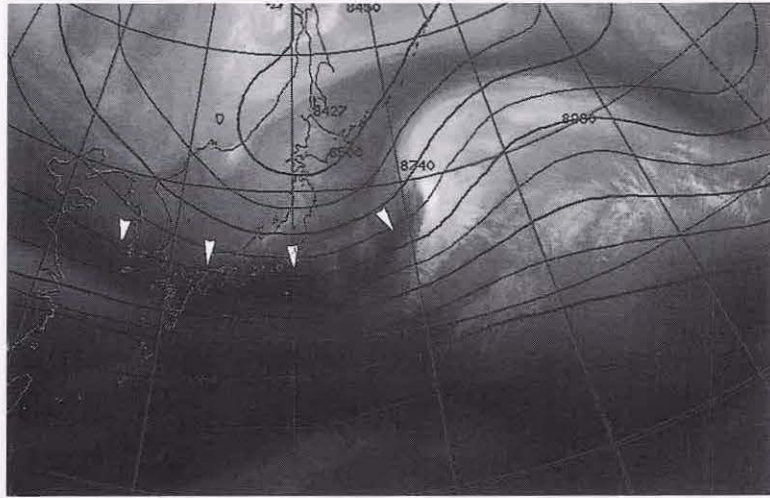


図 5-2-6 通常型、発達後期(1997年1月25日00UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高線。 三角印はバウンダリー
中：赤外画像。 下：可視画像

④最盛期

岡林モデルでは「最盛期」に相当する。ドライスロットが中心付近に入り込んで、コマ形状の雲パターンを形成する。衛星画像からは、雲縁が明瞭で雲頂高度も高く、最も発達していると判断できる。但し、低気圧の中心気圧はまだ低下を続けており、最低気圧には達していない。低気圧後面はオープンセル状の雲域(E)が広がり、強い寒気が入り込んでいることを示す。

低気圧中心は、ドライスロット近傍の下層渦から決定できる。閉塞前線はドライスロットと境を接する雲域の西縁に決めることが出来る。水蒸気画像からはバウンダリーの下流に位置する暗域で暗化が進んでいる。暗化の進行は、発達した低気圧の後面で上層から乾燥気塊が下降してくる乾燥貫入が起きていることを示唆する。この例では、閉塞前線の位置は雲頂高度の高い部分の南縁(A)ではなく、南側にある下層雲域の南縁である。ドライスロットが地上閉塞前線を追い越すとこのようなパターンになる。

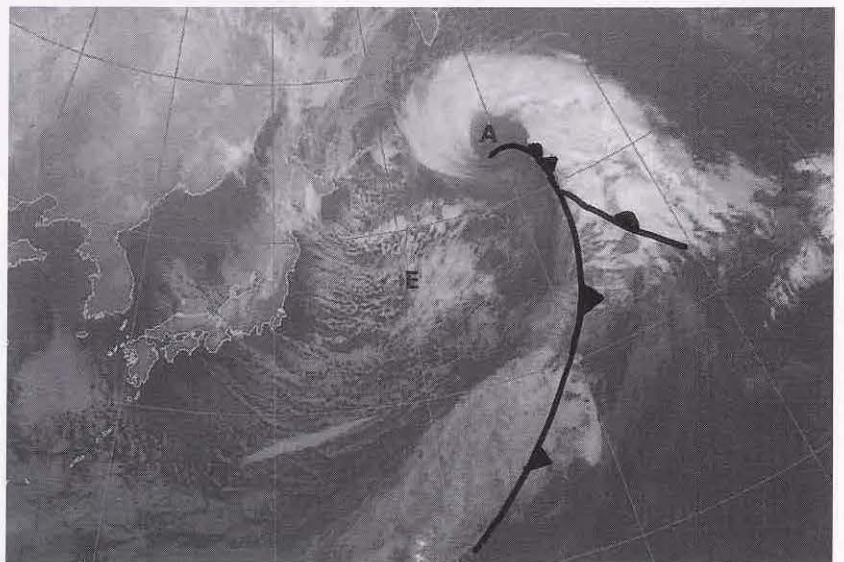
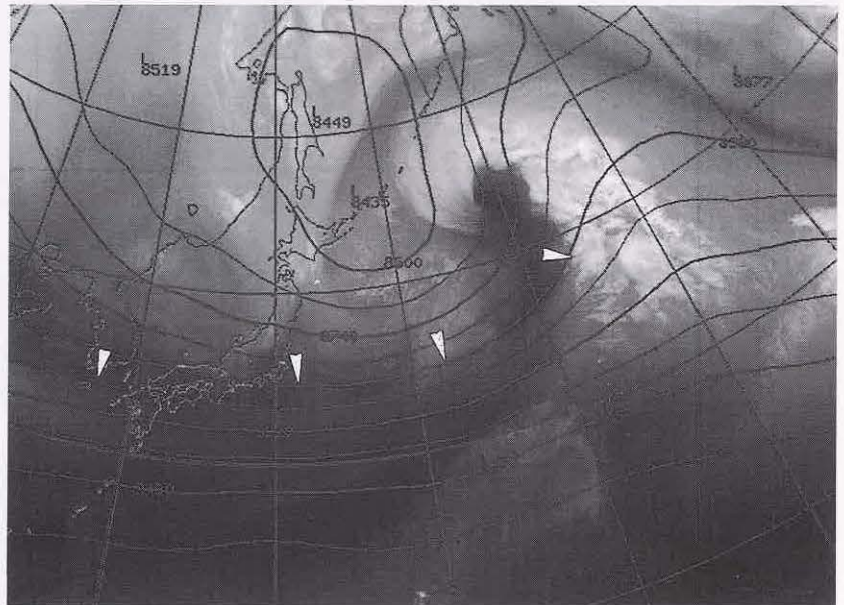


図 5-2-7 通常型、最盛期(1997年1月25日12UTC)

上：水蒸気画像と 300hPa 等高度線、 三角印はバウンダリー、
下：赤外画像

⑤衰弱期

岡林モデルでは「閉塞期」に相当する。低気圧中心では、対流活動が衰え雲頂高度が低下し下層渦が現れる。低気圧後面から流れ込む短波のトラフに伴う寒気に対応して、エンハンスド Cu(E) がみられる（岡林モデルの Co の雲域に相当）。エンハンスド Cu からコンマ雲に発達することがある。雲頂高度が高く対流活動の活発な部分は閉塞点付近にみられる。最盛期に地上閉塞前線を追い越していたドライスロットは低気圧中心に巻き込む動きにより、この段階では再び地上閉塞前線と一致した。

雲域は全体として、雲頂高度が下がり雲縁もほつれて不明瞭化しており、衰弱が始まっている。特に低気圧中心付近での雲頂高度の低下やドライスロットの暗化が止まり暗域が明るくなり始めたことが衰弱期の特徴である。しかし、衛星画像からみて衰弱が始まった直後からしばらくの間が、中心気圧は低気圧の生涯の中で最も低いことが多い。後にこれは台風強度推定の下ボラック法（木場、1984）において、衛星からみたパターンが衰弱しても 12 時間は台風強度を保持させるプロセスと類似している。

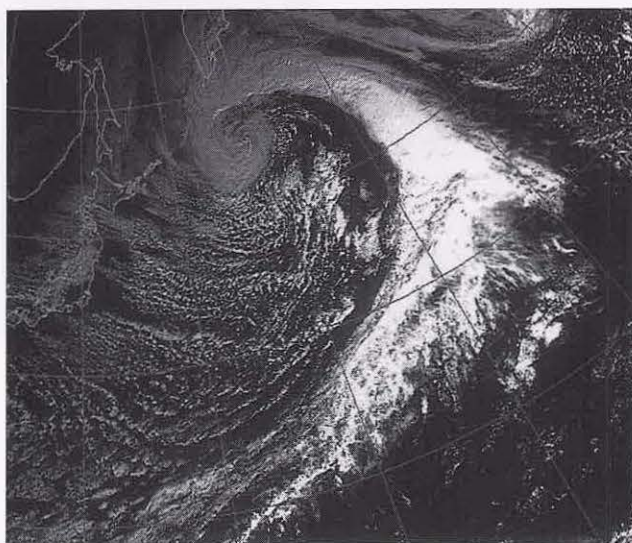
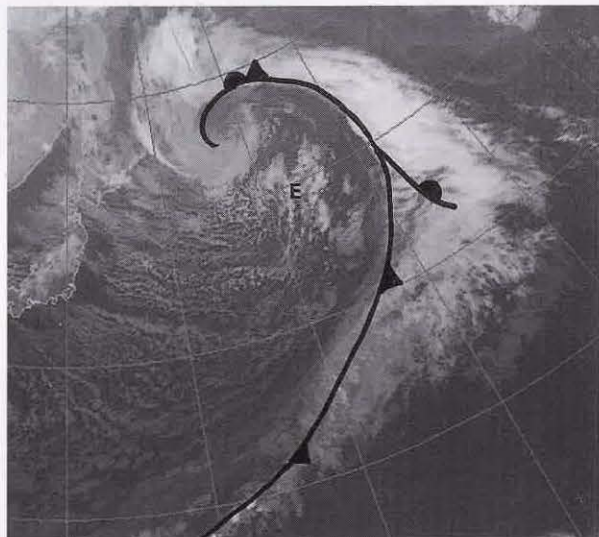


図 5-2-8 通常型、衰弱期(1997年1月26日 00UTC)

上：水蒸気画像と 300hPa 等高線。

三角印はバウンダリー

中：赤外画像。 下：可視画像

5.2.2 コンマ型の発達

コンマ雲は、寒候期に多くみられ、中緯度傾圧帯の極側で起きる現象である。コンマ雲に対応した低気圧はポーラロー(Polar Low)とも呼ばれ、通常型の発達と異なる。コンマ雲の発達では、中層の正渦度移流による上昇流や暖かい海面からの顕熱・潜熱の補給が重要である。スケールの小さなコンマ雲は傾圧性の弱い領域で発生するが、総観規模の低気圧にまで発達するコンマ雲の場合は傾圧不安定の要素も加わる。ここでは総観規模スケールの低気圧に発達する事例を取り上げる。

Reed and Blier(1986)は、コンマ雲の発達モデルを示した(図5-2-9)。発生期では、対流雲が正渦度近傍で発生するが、まだ組織化していない。発達期になるとコンマ型の雲が形成され、コンマの頭部には低気圧が解析される。雲域の前面で暖気移流が始まり、後面では寒気移流が強まる。最盛期には、コンマ雲は長波のトラフの前面に進み、コンマの尾の部分は寒冷前線の特徴を備える。

日本の東などの海洋上で発達するコンマ雲は、主要な傾圧帯から離れた寒気場内で発生する。発生当初の雲域は、短波のトラフに対応したオープンセルやエンハンスド積雲からなり、海面からの顕熱や潜熱の補給が発達に重要な役割を果たすことを示唆している。雲域は主要なトラフの前面に移動するにつれ、コンマ型に発達する。一方、大陸出口にあたる日本付近では、コンマ雲が非常に短い時間で発達しやすい。これは正渦度移流の場合でも乾燥した大陸では雲が形成されにくく、暖かい日本海に到達して始めて急速に雲が形成・発達するからである。鈴木・山田(1994)によると、コンマ雲の場合は通常型に比べ発生から最盛期に達するまでの期間が半日程度短い。

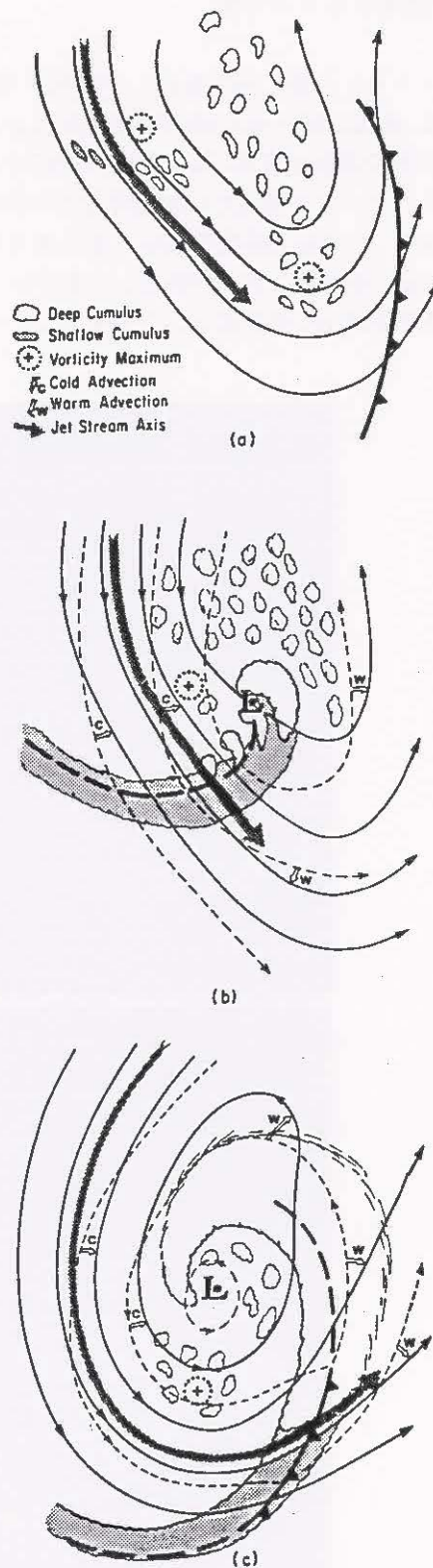


図5-2-9 コンマ雲のモデル図(Reed and Blier (1986))

(a) 発生期、(b) 発達期、(c) 最盛期。

実線：500hPa 等高度線、破線：地上の等圧線。

(1) 海上で発達するコンマ雲

① 発生期

アリューシャンの南にある発達した低気圧(B)の後面には、寒気に伴うセル状の対流雲が広がっている。日本の東海上では、強い寒気に対応する部分ではオープンセル構造をした活発なセル状対流雲からなり、中でも上層雲を伴ったまとまりのある雲域(A)が形成されつつある。これがコンマ雲の発生であるが、当初はコンマ型をしていな

い。この雲域は、カムチャッカにある寒冷低気圧の後面から回り込む短波トラフの前面における正渦度移流極大(PVAm_{ax}: Positive Vorticity Advection max)で形成されている。この段階では、雲密度が疎らであること、雲縁が高気圧性曲率を持っていないことから、組織的な雲域とみなせないの
で、低気圧はまだ発生していないと考えられる。

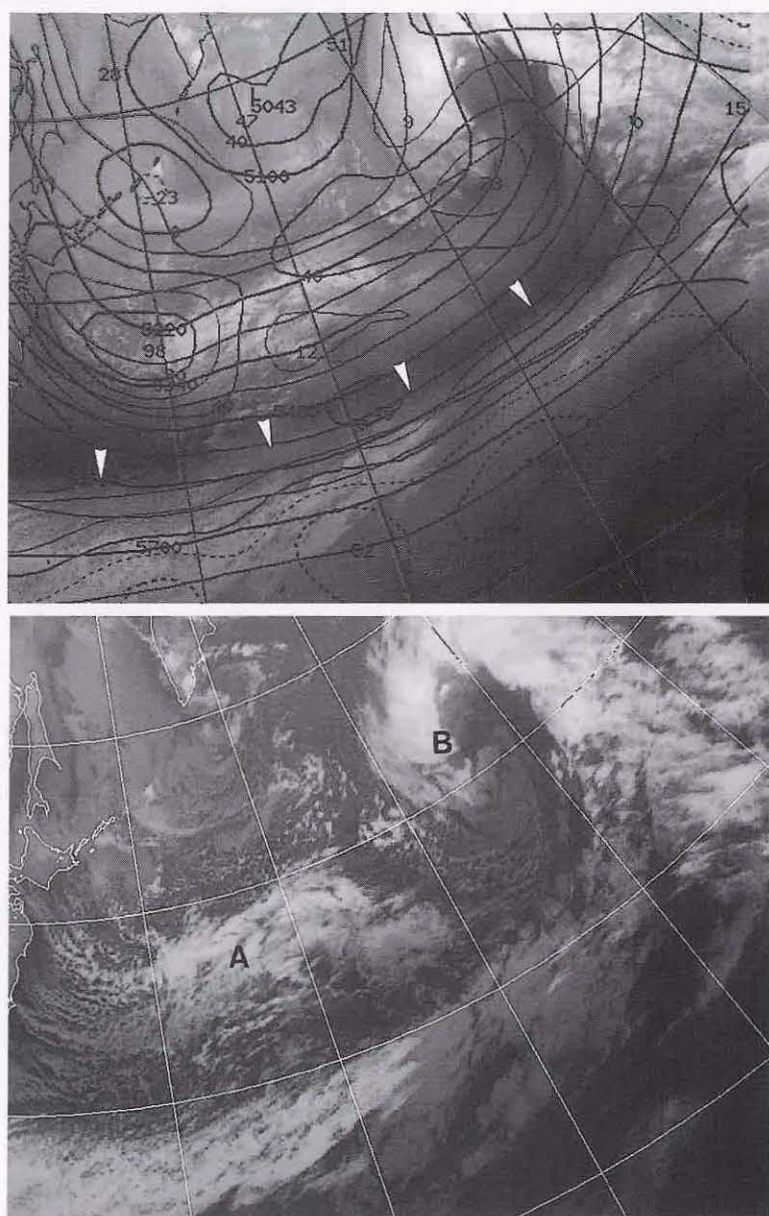


図5-2-10 海上で発達するコンマ雲、発生期(1999年1月4日12UTC)
上: 水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正は実線、負は破線で示す)。
下: 赤外画像。 三角印: バウンダリー

②発達前期

雲域 (A) は雲密度を増し雲頂高度を上げている。雲域北縁では上層雲が高気圧性曲率を帯び、コンマ型を形成しつつある。雲域 (A) の西側にはエンハンスト積雲 (E) やオープンセル (F) があり、寒気の前存在を表している。雲域 (A) はこの寒気の前面 (つまり寒気を伴ったトラフの前面) にあたる。雲域の前面 (G) ではセル状雲が減少し、寒気が弱まっていることを表す。雲域の前面で寒気が弱まり (あるいは暖气移流に変わっているかもしれない)、後面に強い寒気が存在していることは、Reed and Blier のモデルと整合し、この雲域が傾圧的な発達過程に入ったと考えられる。コンマ型として雲域が組織化してきたこの段階では、コンマのへこみ部分 (notch: x印) に低気圧を解析できる。コンマの尾に相当する雲列はまだ形成されていないので、寒冷前線は解析できない。PVAmax は発生期より強まっている。

コンマ雲域 (A) は、ジェット気流に対応するバウンダリーの北側に存在しており、中緯度前線帯の極側で発現する現象であることが分かる。

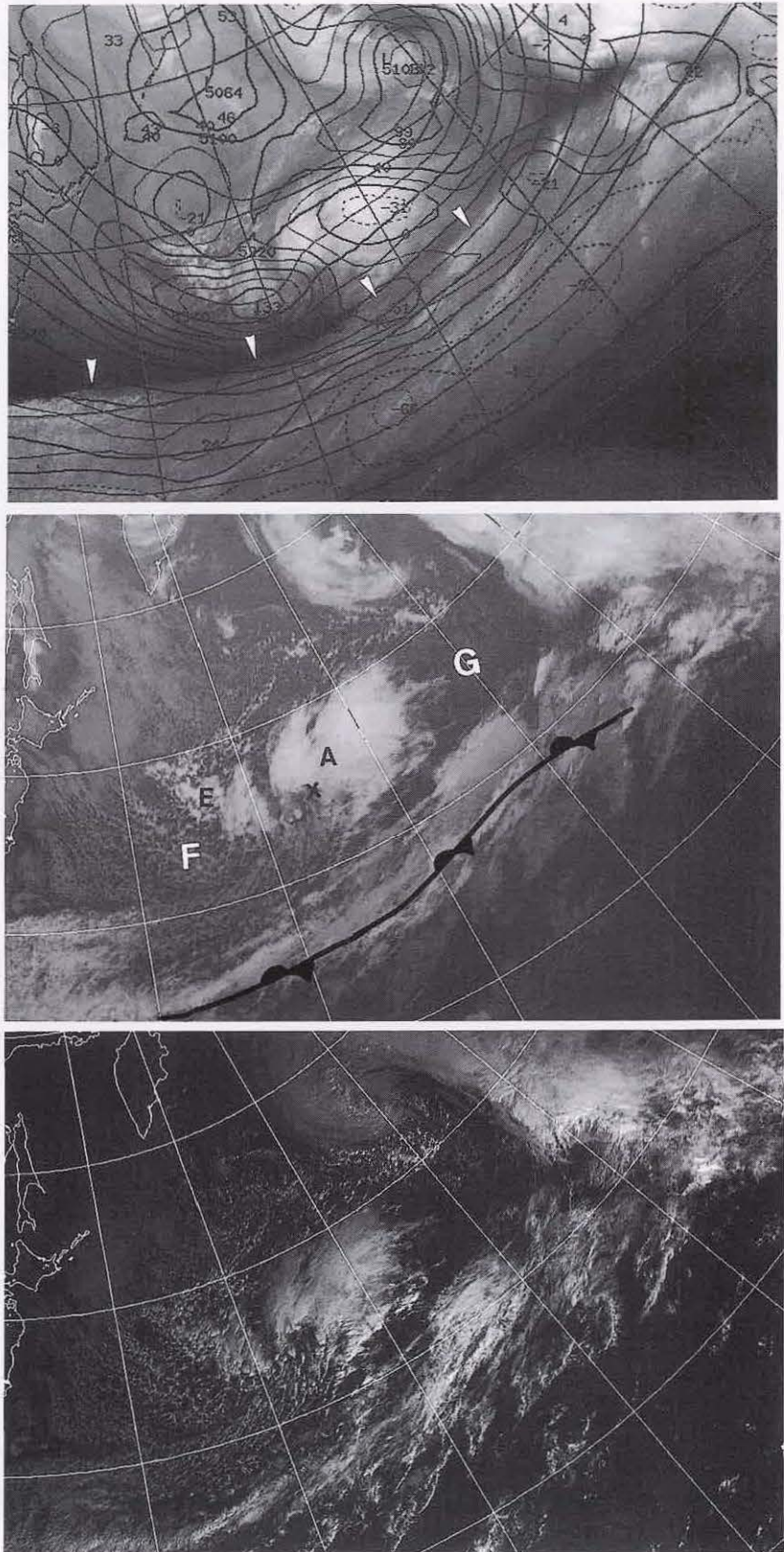


図5-2-11 海上で発達するコンマ雲、発達期(1999年1月5日00UTC)
 上: 水蒸気画像と500hPa等高線・渦度(正が実線、負が破線で示す).
 中: 赤外画像と地上前線 下: 可視画像. 三角印: バウンダリー

③発達後期

雲域の北縁 (A) が高気圧性曲率を増し、雲域全体としてコンマ形状が明瞭となった。コンマの頭に相当する部分はほぼ一様な雲頂高度を持つ背の高い雲域で構成され、コンマの尾に相当する部分は活発な対流雲を含む雲域で構成されている。コ

ンマ形状への遷移は、雲域が組織的な擾乱へと成長してきたことを表している。コンマ雲は引き続き強いPVAm_{ax}に対応している。この段階では前線を伴った低気圧として解析でき、中心気圧の低下も大きい(地上天気図では前24時間で26hPaの気圧低下)。

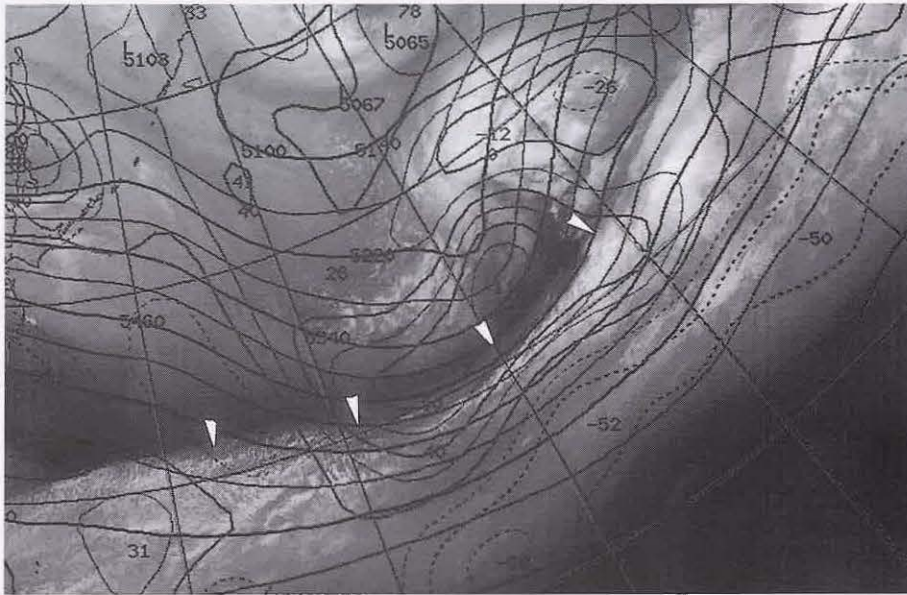


図 5-2-12 海上で発達するコンマ雲、発達期(1999年1月5日12UTC)

上：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正は実線、負は破線で示す)。
下：赤外画像。

④最盛期

ドライスロットが形成され、通常型の最盛期と同じパターンとなる。雲域は1000～1500kmのスケールを持つが、通常型の雲域に比べるとスケールは小さい。コンマ雲(A)の発達は、カムチャッカ半島南東の低気圧から延びるトラフの深まりに対応している。ジェット気流に対応するバウンダリーはこの時期もコンマ雲(A)の南に位置し、通常型の最盛期と異なる点である。

コンマ型の発達では、地上低気圧として解析されてから最盛期に達するまでの時間が短い。衛星画像からは低気圧として解析される以前からまとまりのある雲域として認識することができる。

なおこの例では、北緯20度帯には前線に対応した雲バンドが存在していた。コンマ雲(A)と雲バンドは近接していたが、それぞれ独立した雲域として発達した。もし相互に影響を及ぼし一つの雲域に組織化すれば、インスタントオクルージョン型の発達とみなされる。

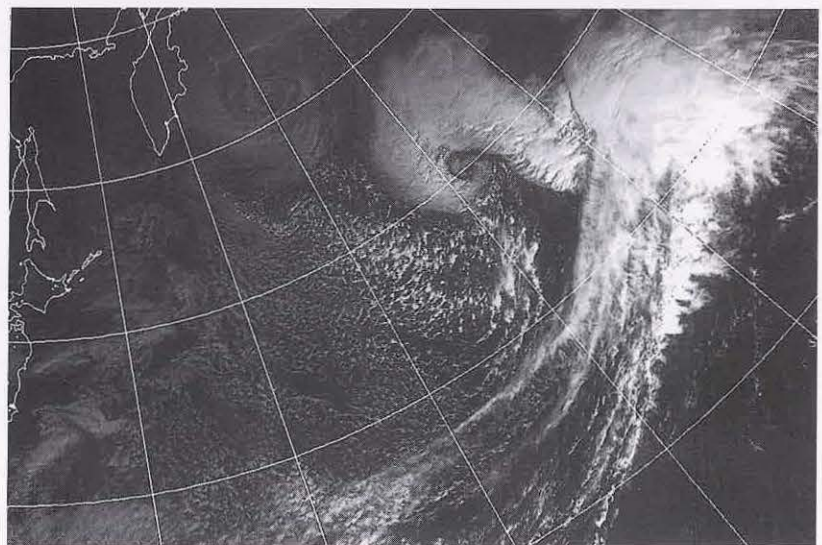
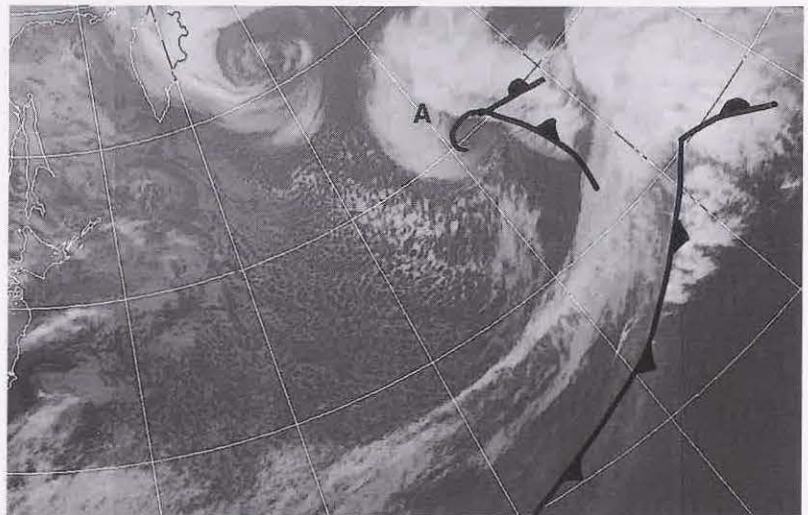
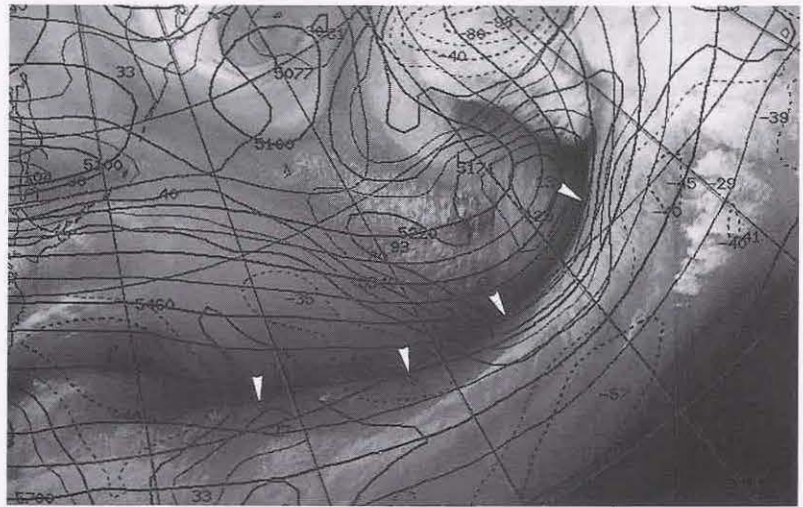


図5-2-13 海上で発達するコンマ雲、最盛期(1999年1月6日00UTC)

上：水蒸気画像と500hPa等高度線・温度(正が実線、負は破線で示す)。

中：赤外画像と地上前線

下：可視画像。

(2) 日本付近で発達するコンマ雲

① 発生期

大陸から移動してきたCi(A)が日本海に接近した時、日本海西部で対流雲を含む雲域(B)が急速に発生する。このCiは上層のトラフに対応しており、大陸から追跡できる。対流雲の発生は急速で、日本周辺では雲のない状態から3-6時間程度で組

織的な雲域に発達することが多い(対流雲域(B)が発生したのは、この時刻より3-4時間前の08UTC頃)。雲域(B)は、500hPaではトラフ前面にあたり、PVAm_{max}による上昇流に対応する場所にある。対流雲が拡大し組織的な雲域としての形態をとり始めたこの時点で、低気圧(x)が発生したと考えられる。

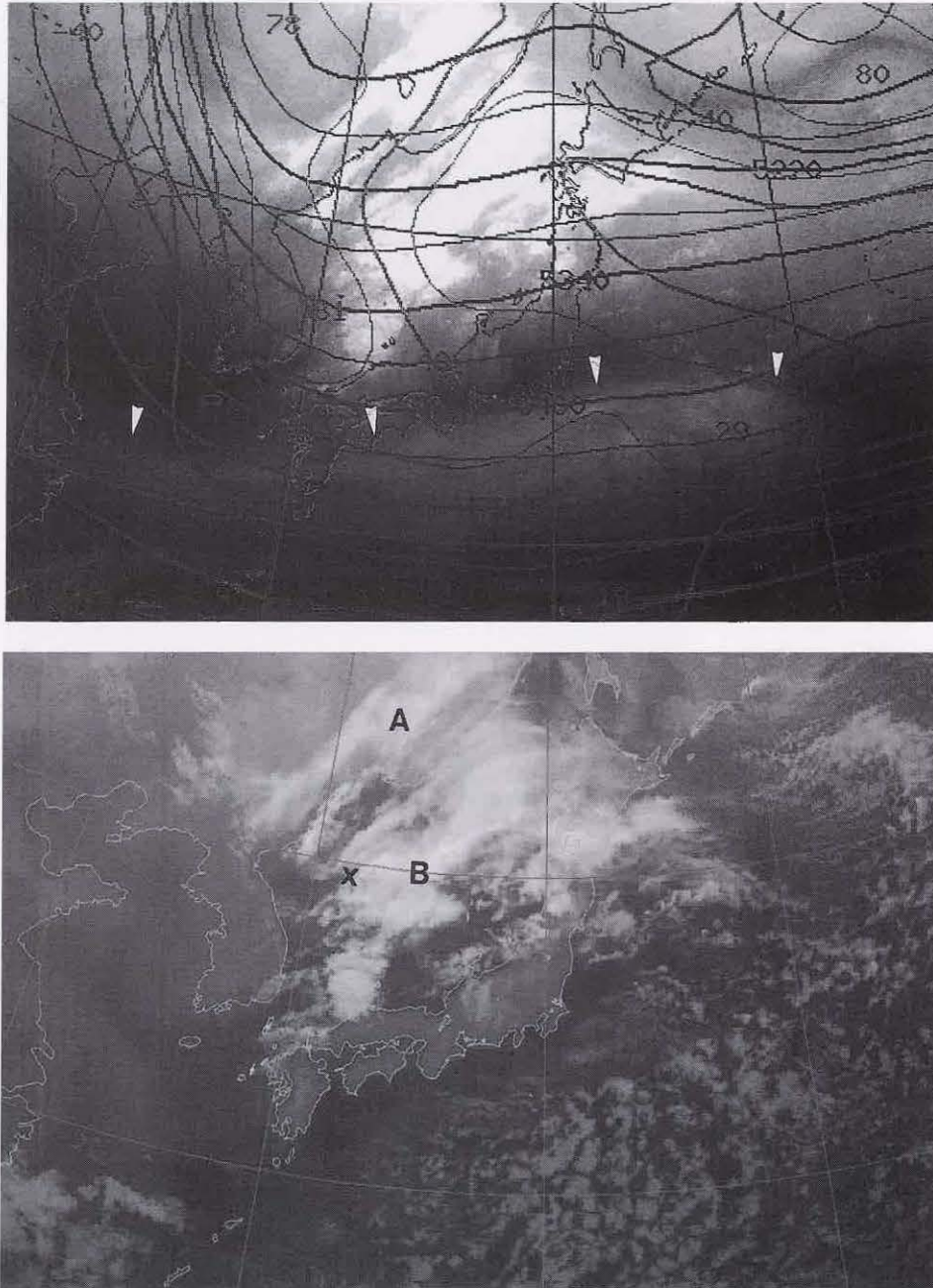


図5-2-14 日本付近で発達するコンマ雲、発生期(1997年2月20日12UTC)
上：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正は実線、負は破線で示す)。
下：赤外画像。

②発達期

雲域 (B) はコンマ形状に組織化する。コンマ形状のへこみが明瞭となり、コンマの尾にあたる部分では対流活動が活発化し雲頂高度が上昇している。コンマ雲の後面には、寒気の流入に伴う筋状の対流雲列が現れている。コンマ雲は、500hPa の切離低気圧の進行前面にあたり、引き続き PVAm_{max} に対応している。コンマ雲の形状が明瞭になったこの時点で、前線を伴った低気圧として解析できる。

日本付近のコンマ雲は、日本の東の海上で発生・発達するコンマ雲に比べ、雲域の発生から発達に要する時間が短いのが特徴である。これは大陸から移動してくる寒気が、暖かい日本海に流入して急速に不安定を引き起こすためと考えられる。コンマの尾に当たる部分は対流雲が急速に発達して寒冷前線構造が明瞭となり、風向の急変・突風・強雨などの現象が発現しやすいので、衛星による監視が最も重要な時期である。

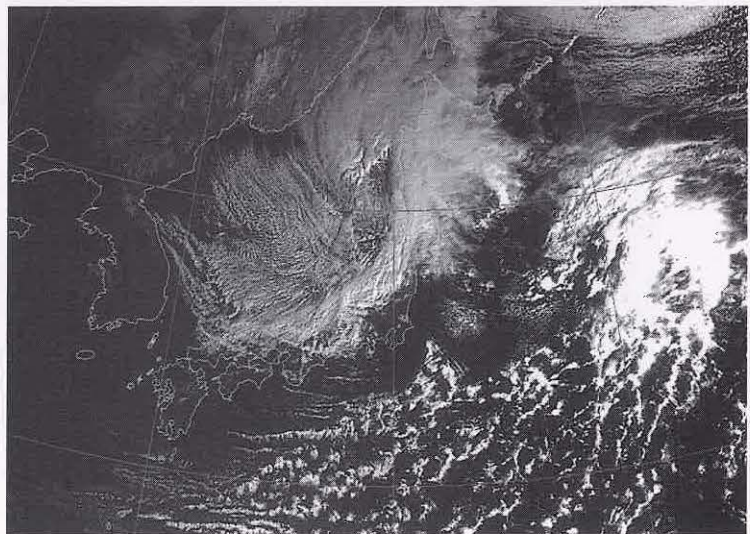
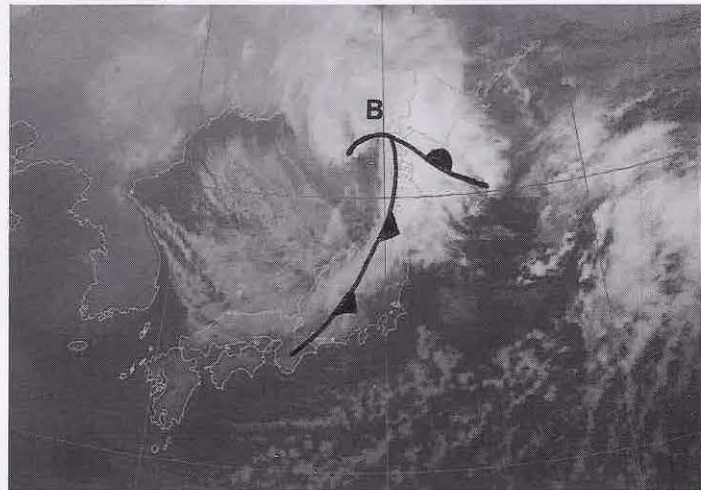
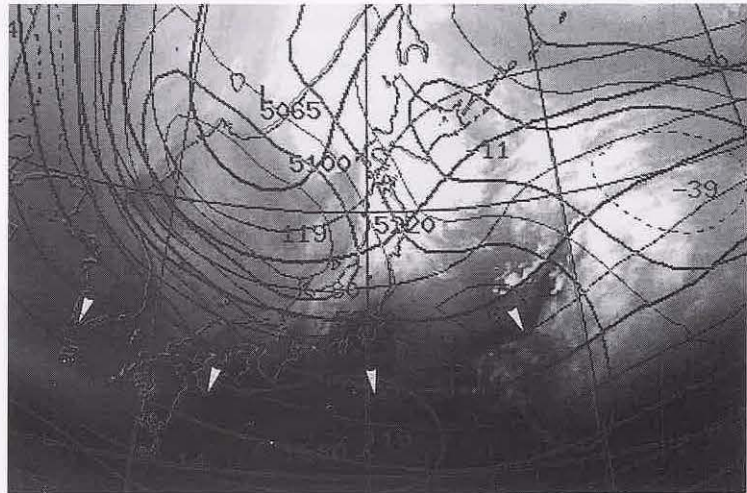


図 5-2-15 日本付近で発達するコンマ雲、発達期(1997年2月21日00UTC)

上：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正が実線、負は破線で示す)。

中：赤外画像と地上前線

下：可視画像。

③最盛期

三陸沖にはドライスロットがみられる。雲域(B)ではコンマの頭に当たる部分で雲頂高度が上がり、最盛期に達したことが分かる。日本付近で急発達するコンマ雲は、強い寒気を伴っており、日

本列島通過後は後面に筋状の対流雲域がみられる。この後の発達は、日本の東などの海上におけるコンマ雲と同じである。PVAmx は発達期より弱まってきている。

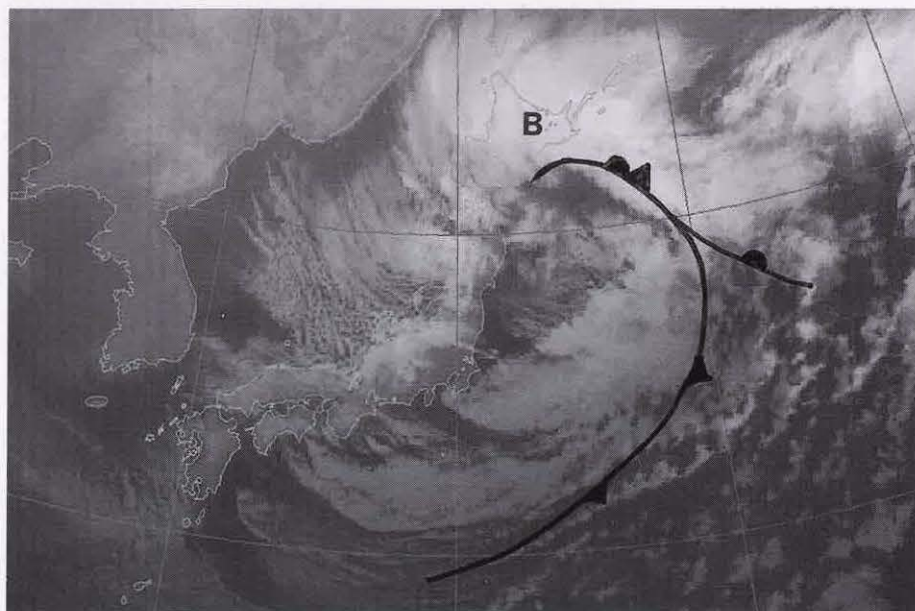


図 5-2-16 日本付近で発達するコンマ雲、最盛期(1997年2月21日12UTC)
上：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正は実線、負は破線で示す)、
下：赤外画像。

5.2.3 インスタントオクルージョン型の発達

インスタントオクルージョンは衛星画像によって見つめられた低気圧の発達過程の一つで、コンマ雲と前線性雲バンドが併合して閉塞段階の雲パターンになることを指す。通常型と異なり、発達期のパターンを経ず、いきなり閉塞の雲パターンに移行するためこうした名で呼ばれる。その後、このパターンには Browning・Hill(1985)が提唱したモデル (BHモデルと呼ぶ) と McGinnigle・Young・Bader(1988)が提唱したモデル(MYBモデルと呼ぶ)とがあることが示された (図5-2-17、北島

(1997))。BHモデルは、前線性雲バンドから極側に流れる下層の気流である PTCB (Polar-trough Conveyor Belt) が主要な役割を果たすとされ、コンマ雲に伴う傾圧性は重要視されない。一方 MYBモデルは、コンマ雲に伴う暖気移流と正渦度移流による上昇流が主要な役割を果たし、コンマ雲と前線性雲バンドとの間に新たに雲が発生して両者をつなぐような過程をたどって閉塞パターンに移行する。

BHモデルは低気圧が発達しない場合に、MYBモデルは低気圧が発達する場合に多い。

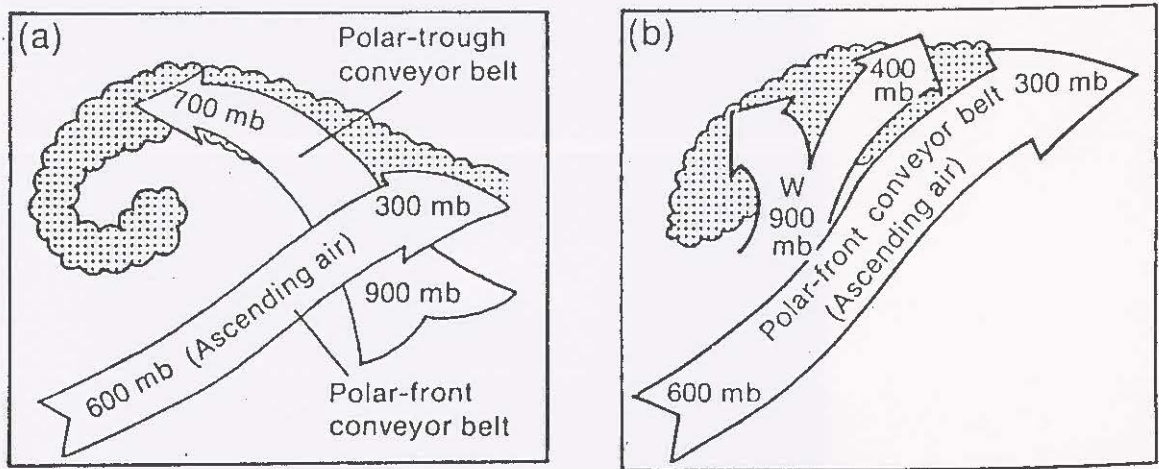


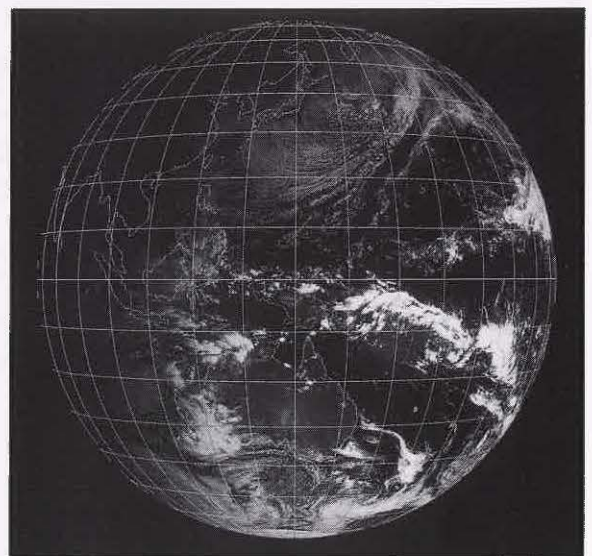
図5-2-17 インスタントオクルージョンのモデル図 (北島(1997)より)

(a)はBH(Browning,Hill)モデル、(b)はMYB(McGinnigle,Young,Bader)モデル。

SPCZ(南太平洋収束帯、Southern Pacific Convergence Zone)

SPCZは、南半球の熱帯域に存在する下層の収束域で、雲量・雨量が多い。ITCZに比べ、季節変化が大きい。付図1では、ニューギニアの東海上から南東方向へ活発なクラウドクラスターが連なっている (鈴木和史)。

【参考文献】隈部良司(1998):南半球の熱帯低気圧とエルニーニョ, 気象, 3月号, 20-21.



付図1 SPCZ (可視画像 2000年1月22日00UTC)

(1) 発達しない場合 (BHモデル)

① 初期

コンマ型の雲域(A)に対応した低気圧がサハリン付近にあり、東北東進している。一方、日本列島には南西-北東走向に、前線に対応した上・中層雲主体の雲バンド(D-D)が伸びている。この時点で、コンマ雲と雲バンドの相互作用は予見できない。

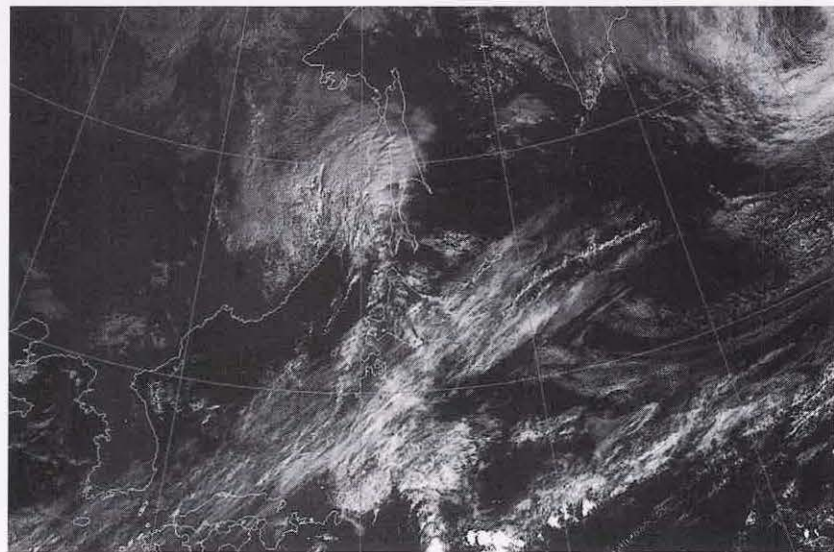
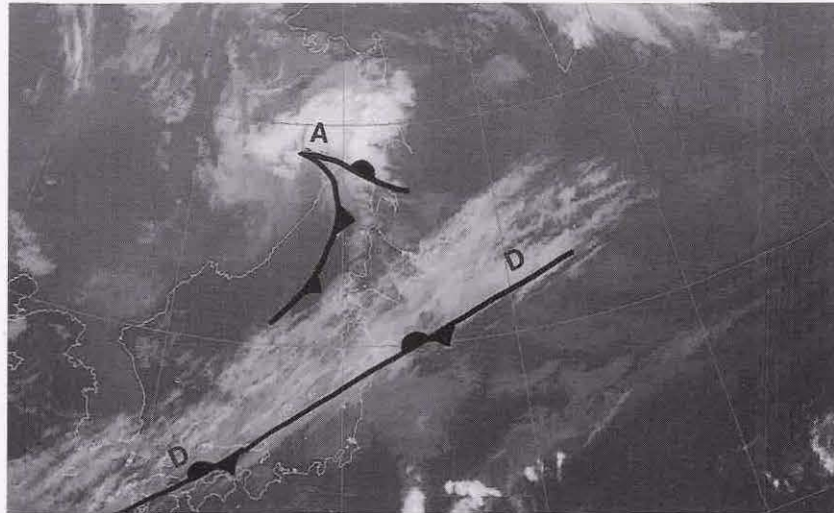
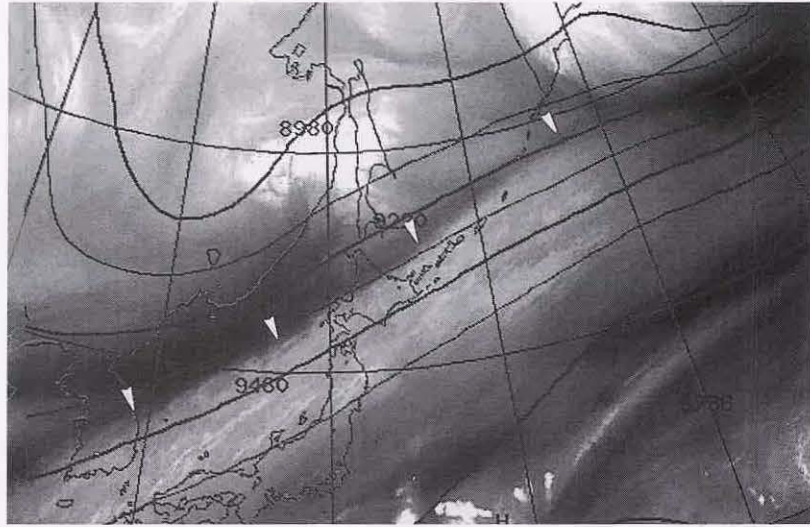


図5-2-18 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、初期(1997年9月21日00UTC)

上: 水蒸気画像と300hPa等高線, 三角印はバウンダリー
中: 赤外画像. 下: 可視画像

②閉塞開始期

コンマ雲(A)と雲バンド(D-D)の距離は変わらない。コンマ雲は頭部の雲頂高度が上昇し尾部分が長く明瞭になったこと、雲バンドはコンマ雲に接する部分で雲密度が増したことや雲頂高度が上昇したこと、などの特徴がみられる。これらの特

徴は、コンマ雲と雲バンドとが相互作用を引き起こす兆しとみられる。ただし雲バンドとコンマの尾の間には隙間があることから、PTCBがまだ十分形成されていないとみられ、閉塞パターンとは言えない。

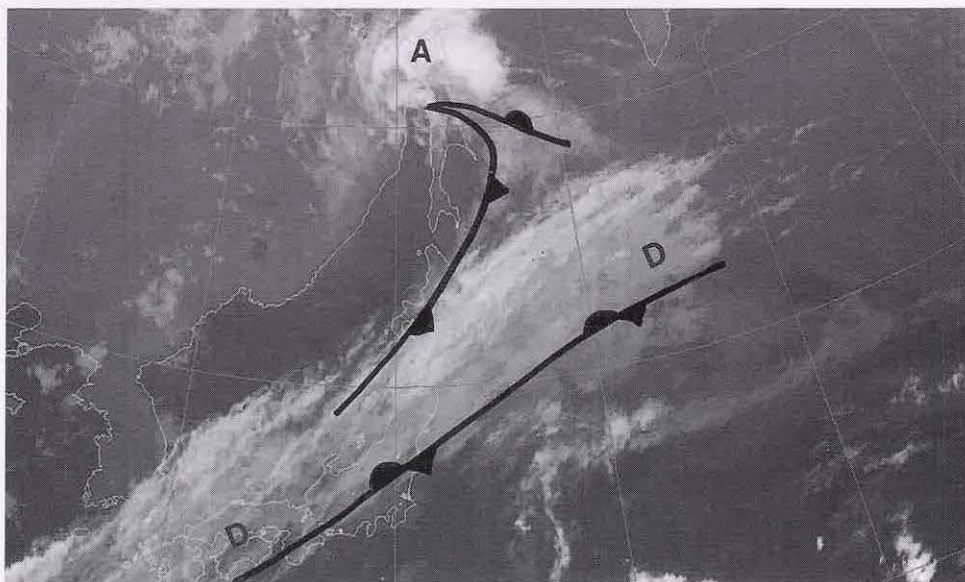
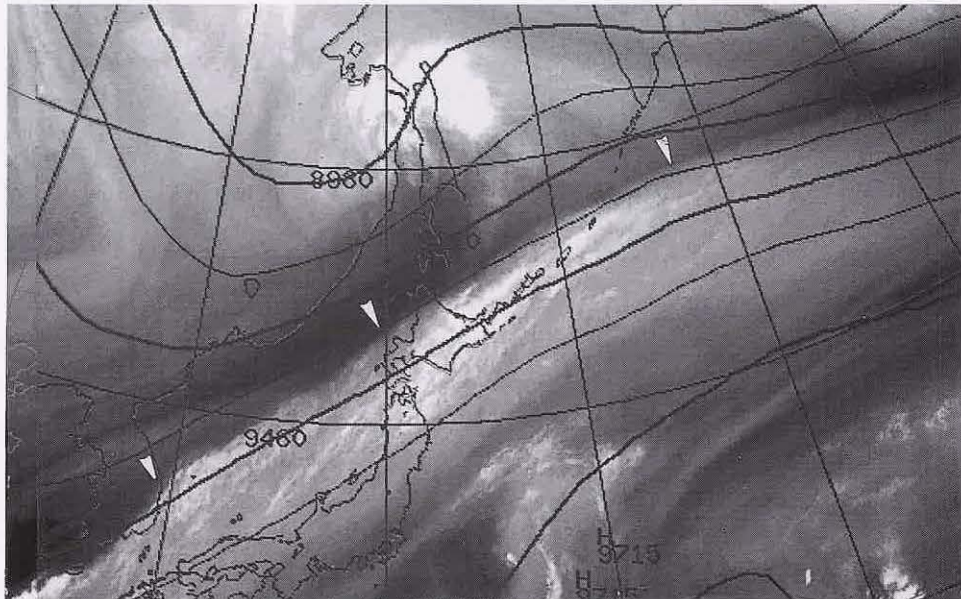


図5-2-19 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、閉塞開始期(1997年9月21日12UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高度線。三角印はバウンダリー。

下：赤外画像

③閉塞完了期

コンマ雲(A)は雲バンド(D-D)につながるコンマの尾の部分で雲頂高度が上昇して組織的な雲バンドとなりPTCBが形成されたとみられる。可視画像でも雲密度の高い厚い雲バンドとしてPTCBが識別できる。前線帯に対応する雲バンドは、コンマの尾と接する部分で雲頂高度が急速に上がり、雲域の北縁が明瞭となり高気圧性曲率も増してきた。衛星画像からは、この時点でインスタントオクルージョンは完了したと言える。

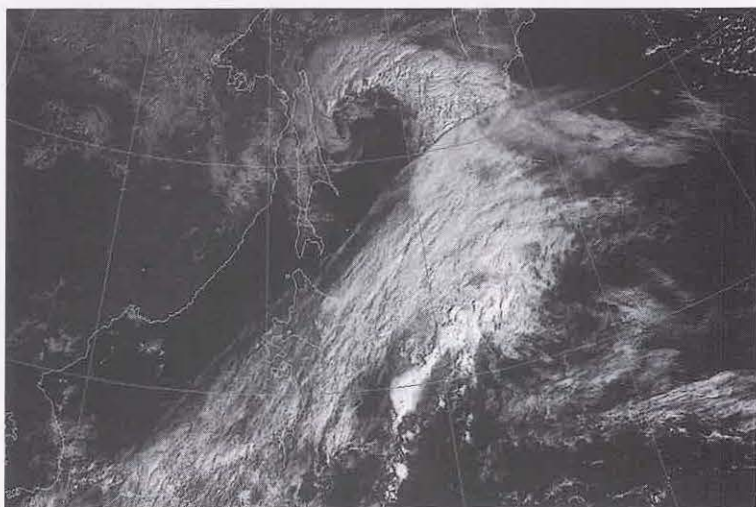
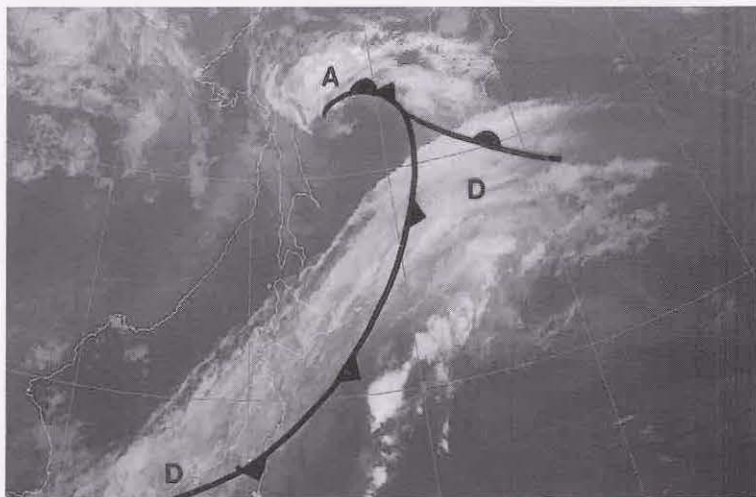
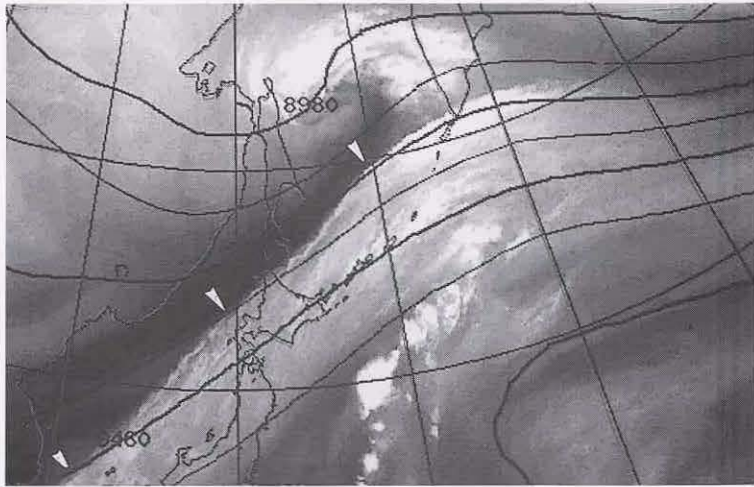


図5-2-20 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、閉塞完了期(1997年9月22日00UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高度線。三角印はバウンダリー
中：赤外画像。 下：可視画像

④衰弱期

閉塞パターンの雲域(A)は、雲頂高度が低下する、閉塞前線に対応する雲バンド(D-D)が不明瞭になるなど、衰弱傾向にある。低気圧の中心気圧は

閉塞後もほぼ同じで、低気圧の発達は見られない。BHモデルでは、次に示すMYBモデルと違って閉塞後も発達することは少なく、衰弱段階に入るのも早い。

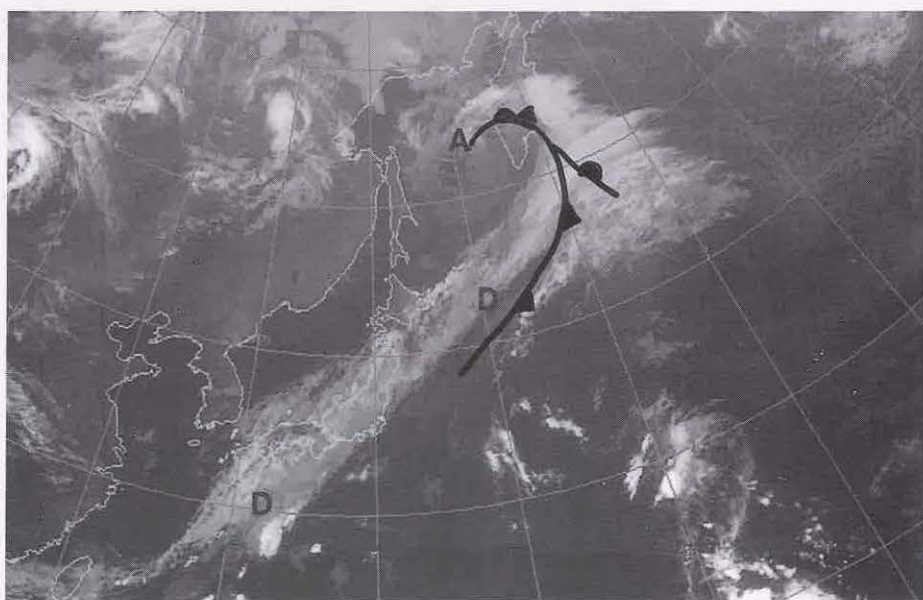
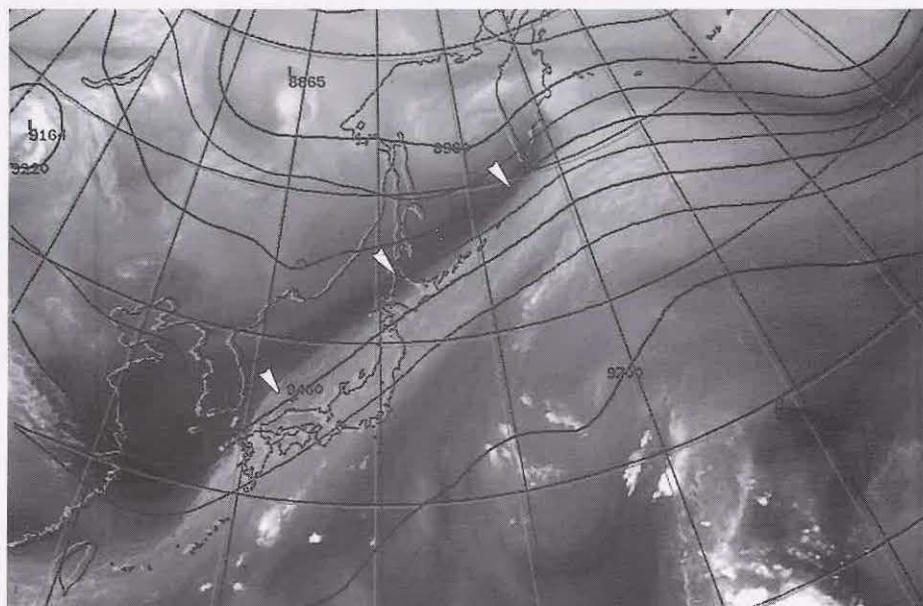


図 5-2-21 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、衰弱期(1997年9月22日12UTC)
上：水蒸気画像と300hPa等高度線、三角印はバウンダリー。
下：赤外画像

(2) 発達する場合 (MYBモデル)

① 初期

前線性雲バンド(B-B)は、日本の南海上にあつて東北東に伸びている。コンマ雲(C) (尾の部分は明瞭でない)は、北海道付近にあり雲頂高度を増して東北東進している。前線性雲バンドとコンマ雲との中間の三陸沖で、雲頂高度が高い雲域(M)が発生し、北側のコンマ雲と南側の前線性雲バンドを結びつけるように発達している。コンマ雲に対応して低気圧(x印)が、雲バンドに対応して前線が、それぞれ解析できる。また三陸沖の雲域(M)に対応して低気圧(x印)が解析されている(この低気圧の発生はMYBモデルには説明されていない)。850hPaや700hPaでは三陸沖で南西風が卓越して暖気移流が強く(図略)、MYBモデルの特徴であるコンマ雲からみた暖域側での雲(M)の発達に対応している。

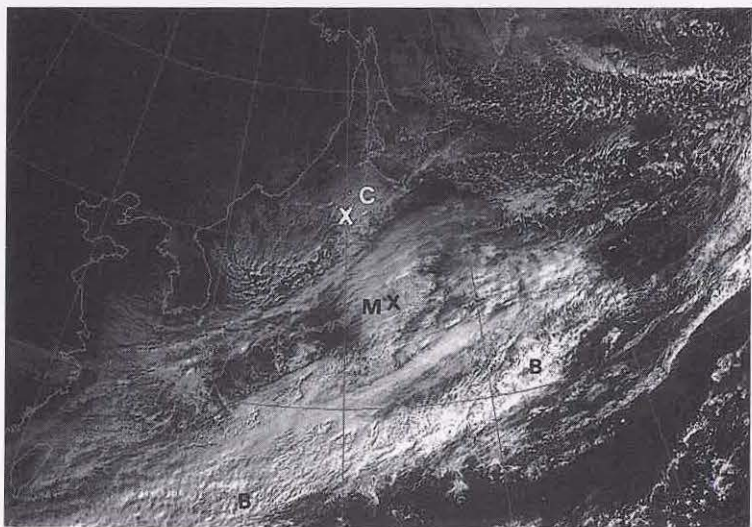
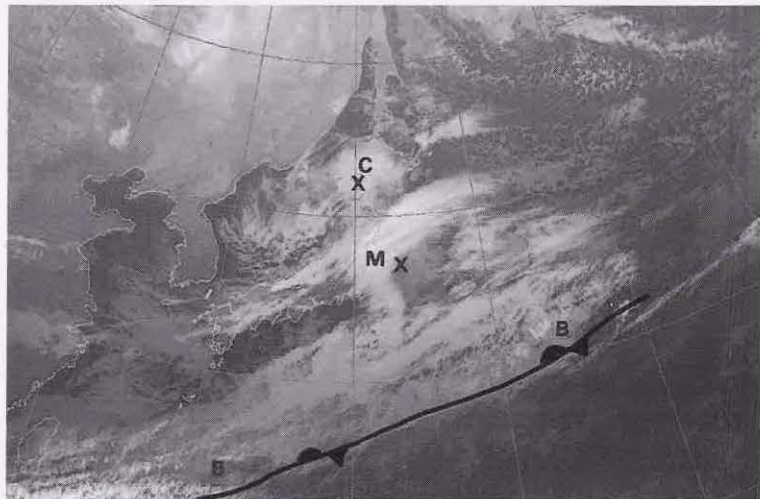
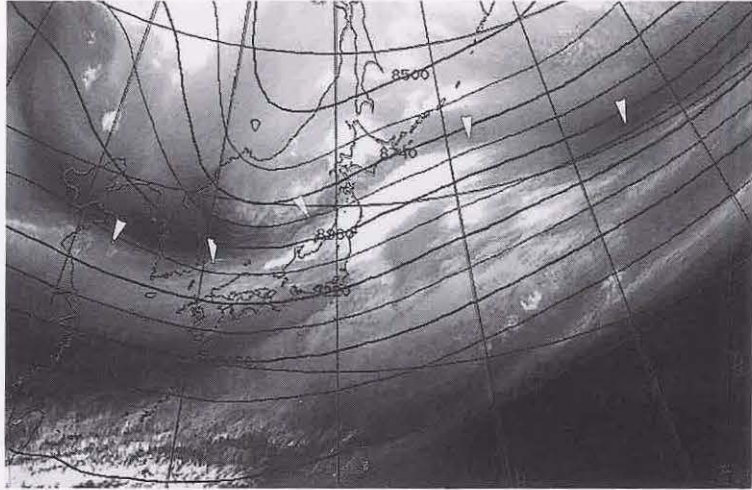


図5-2-22 発達するインスタントオクルージョン(MYBモデル)、初期(1998年12月11日00UTC)

上: 水蒸気画像と300hPa等高線、三角印はバウンダリー
中: 赤外画像、下: 可視画像

②閉塞開始期

コンマ雲(C)と三陸沖の雲域(M)は併合してコンマ雲(N)を形成した。コンマ雲(N)は、雲域北縁が高気圧性曲率を持ち雲頂高度が上昇し、発達していることがわかる。その南の前線性雲バンド(B-B)も雲頂高度が高くなって両者の雲域は接し、閉塞パターンに移行し始めていることを示し

ている。コンマ雲と雲バンドは、それぞれ前線を伴った低気圧と停滞前線として解析できる。衛星画像では、コンマ雲と雲バンドが雲頂高度の高い雲で完全にはつながっていないこと、雲バンドの高気圧性曲率が小さいことから、まだ閉塞には達していないとみられる。

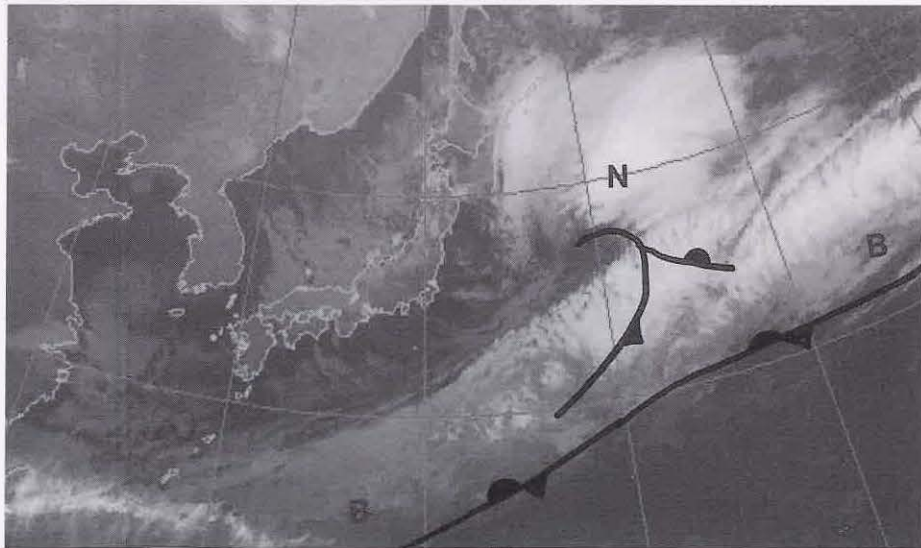
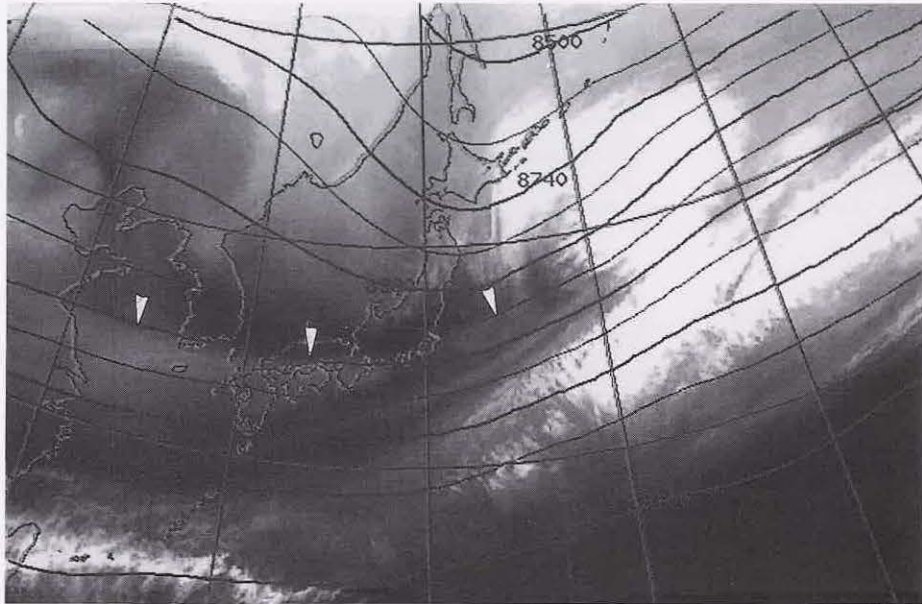


図 5-2-23 発達するインスタントオクルージョン(MYB モデル)、閉塞開始期(1998 年 12 月 11 日 12UTC)
上：水蒸気画像と 300hPa 等高線。 三角印はバウンダリー
下：赤外画像。

③閉塞完了期

前線帯の雲バンドの雲域もコンマ雲と接する部分の雲頂高度が上昇し、両者は一つの雲域(N)として認識できる。雲バンドの雲の北縁の高気圧性曲率(F-F)が明瞭になり、ドライスロット(D)もみられ、この雲域は閉塞が完了したと言える。低気圧はこの後、通常型の最盛期と同じパターンを示す。低気圧後面には、強い寒気流入に対応するセル状の雲パターン(E)がみられ、この低気圧は発達を続けた。

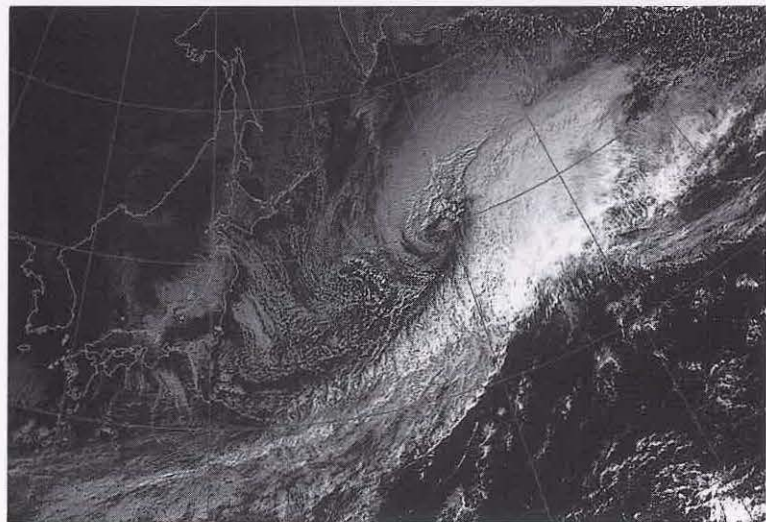
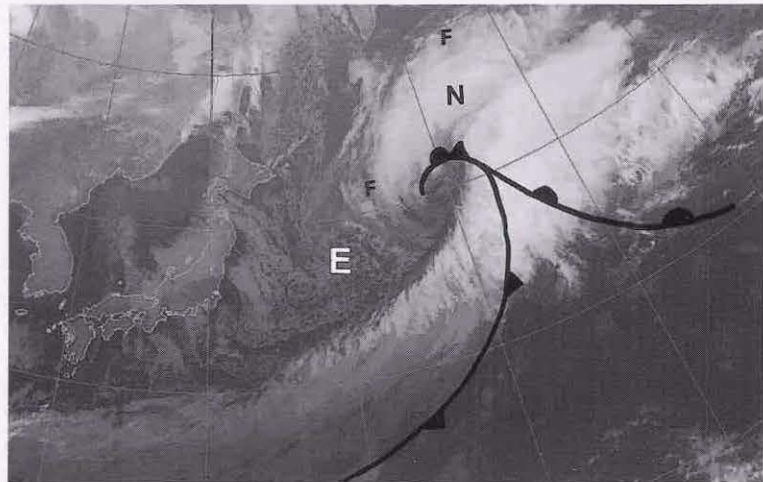
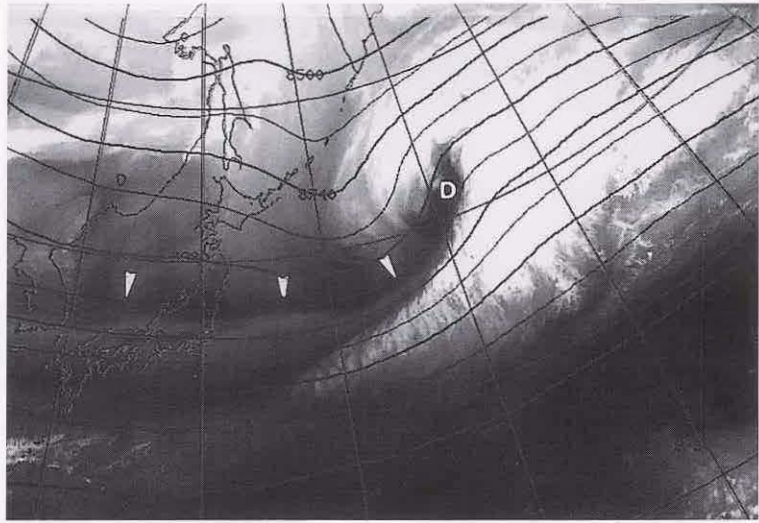


図5-2-24 発達するインスタントオクルージョン(MYBモデル)、閉塞完了期(1998年12月12日00UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高度線、三角印はバウンダリー
中：赤外画像、下：可視画像

5.2.4 Tボーン型の発達

Shapiro and Keyser(1990)は、ピヤークネスモデルと異なる低気圧発達モデル（以後SKモデルと呼ぶ）を示した（図5-2-25）。その特徴は、

- ・前線断裂（frontal fracture）：寒冷前線は温暖前線と接合しない

- ・温暖核隔離（warm core seclusion）：低気圧中心では、後面の寒気が追いついて地上を寒気で満たす（閉塞occlusion）のではなく、暖気核が取り残される

- ・後屈温暖前線（bent back warm front）：低気圧から温暖前線が後面（西方）に伸びるのであって、閉塞前線ではない

ことである。

衛星画像からは、SKモデルが当てはまると思われるTボーン（T字型）と呼ばれる特徴的な雲パ

ターン（このパターンは温暖型閉塞の雲パターンにも似ている）をしばしばみることができる。ここではTボーン型を示した低気圧について、SKモデルにあわせた解析を試みる。なおSKモデルが低気圧の発達や構造をすべて説明できるわけではない。例えば後屈温暖前線で低気圧後面に伸びる温暖前線の構造に関しては議論のあるところだし、温暖核隔離期のように低気圧中心に幾重にも巻き込むような前線はなかなか解析されない。一方前線断裂や温暖核隔離は、客観解析を参考にすると理解しやすい構造にも思える。

SKモデルは、メソスケール構造に立ち入った考察が必要で、天気図や衛星画像だけからは必ずしも詳細を認識できない。SKモデルについては、適用限界を見極めながら、今後どのように天気図解析に利用できるかの検討が必要だろう。

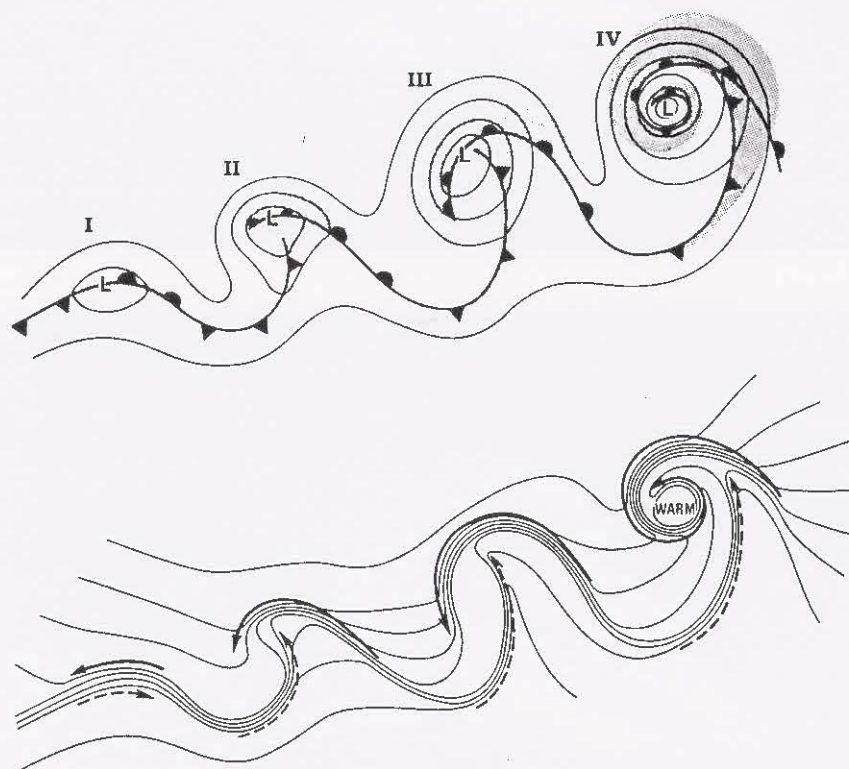


図5-2-25 Tボーンモデル図 (Shapiro and Keyser(1990))

I：初期 (incipient frontal cyclone)

II：前線断裂 (frontal fracture)

III：後屈温暖前線 (bent-back warm front and frontal T-bone)

IV：温暖核隔離 (warm-core frontal seclusion)

上段：等圧線（実線）、雲域（ハッチ領域）。

下段：温度（実線）、寒気の流れ（実線矢印）、暖気の流れ（破線矢印）。

①初期

東シナ海には、バルジを伴った雲域が東進している。通常型の発達前期と同じパターンや特徴を示している。

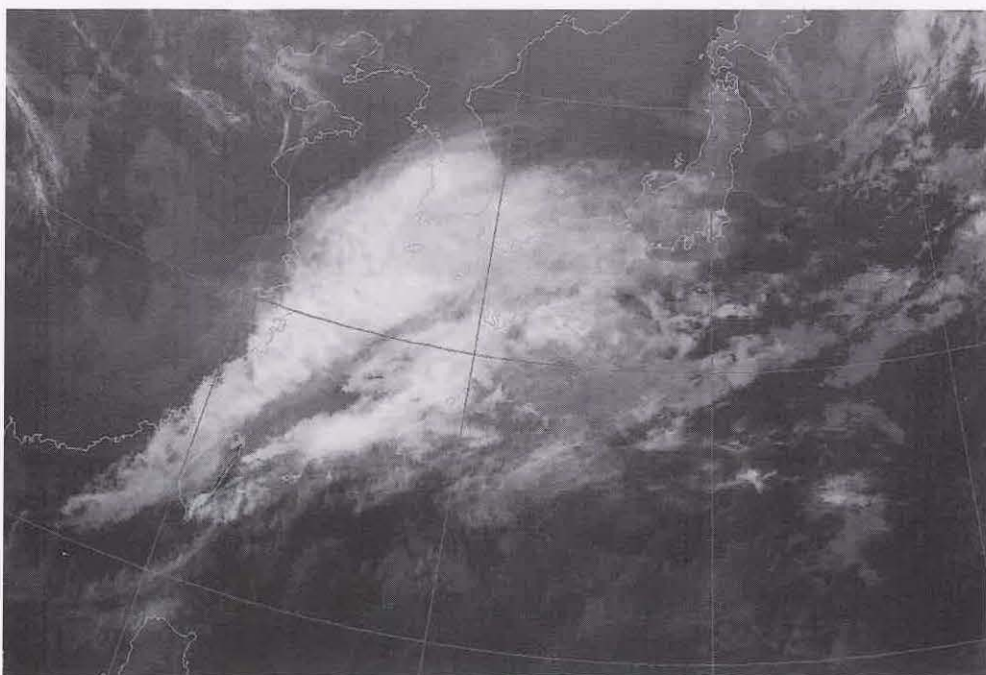
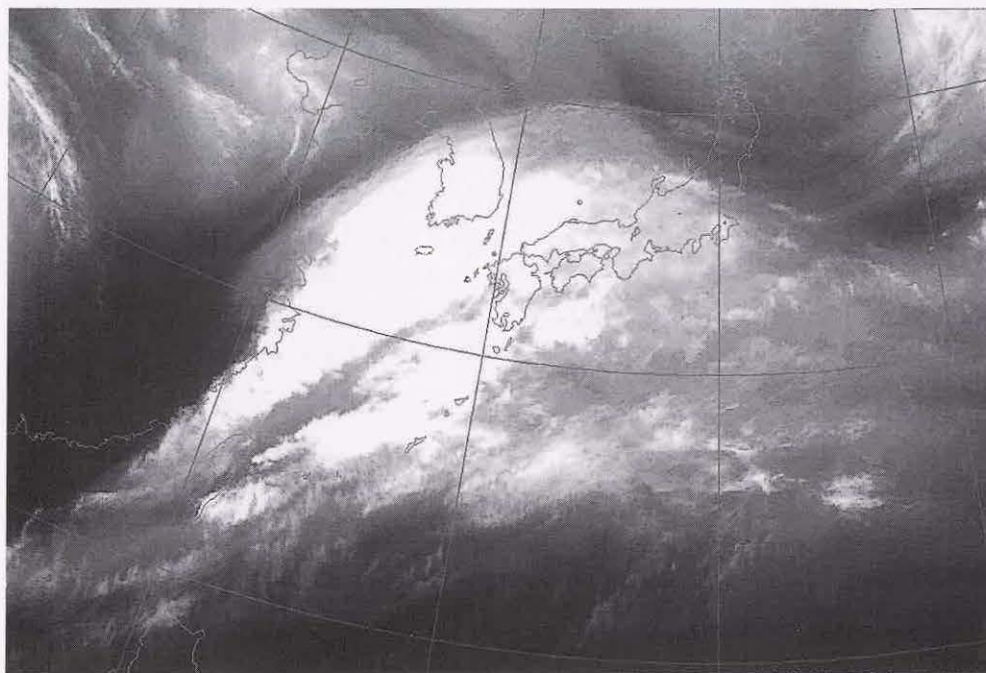


図 5-2-26 T ボーン型発達、初期(1998 年 3 月 4 日 12UTC)
上：水蒸気画像 下：赤外画像

②前線断裂 (frontal fracture)

日本の南海上に進んだ雲域は、通常型に比べて、東西に伸びた形状となった。北縁が高気圧性曲率を増し、西から雲のない領域が侵入して、雲域に食い込んだへこみ部分 (notch、図中矢印) が形成され始め、ここに低気圧中心を決定できる。画像からは温暖型閉塞パターンにもみえるが、850hPaの客観解析では寒気は南下しておらず、閉塞過程には入っていない。

温暖前線は下層雲域の南縁に決定できる。寒冷前線に対応した対流雲を含む雲バンドは、温暖前線に対応した東西に延びる雲域とほぼ直角に交わり南西方向に伸びている。

850hPaの客観解析では、寒気移流が強く寒冷前線構造が明瞭なのはC-Cの部分で、それより北の部分の前線構造は不明瞭である。つまり寒冷前線は温暖前線と接する付近で温度傾度が弱まっており、これはSKモデルの前線断裂の構造に当てはまる。ただ衛星画像からは、断裂部分とそうでない部分の区別は難しい。

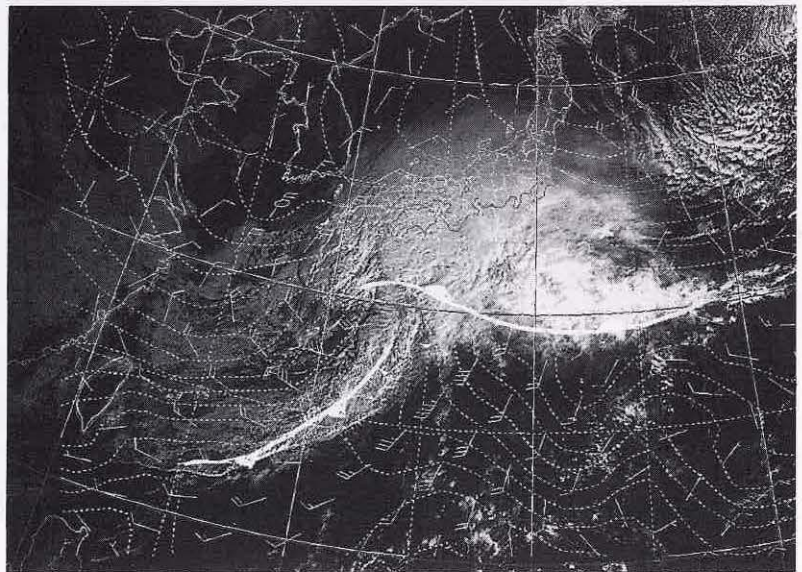
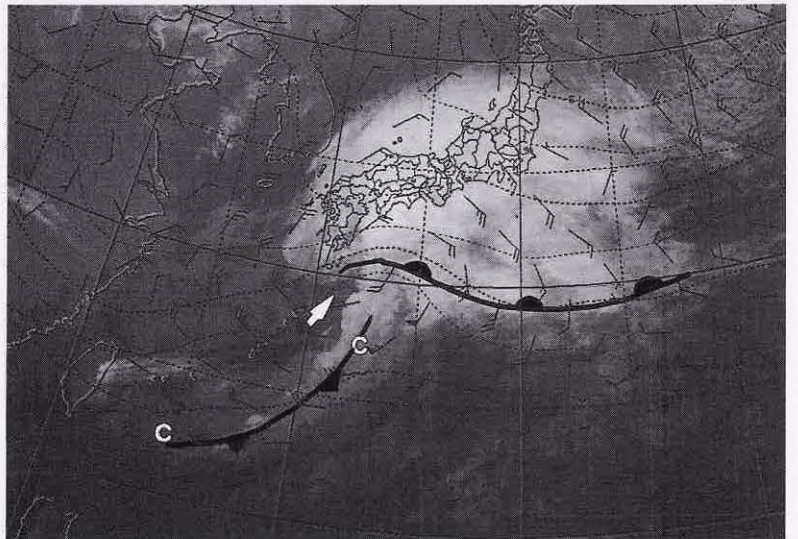
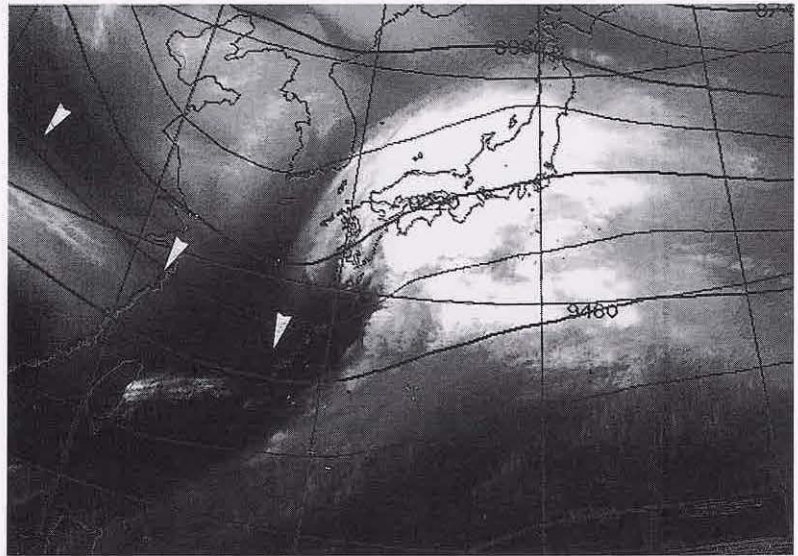


図5-2-27 Tボーン型発達、前線断裂
(1998年3月5日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa等高度線。

中：赤外画像、850hPa風・気温。

下：可視画像、850hPa風・相当温位。

③後屈温暖前線 (bent-back warm front)

関東の南海上に進んだ雲域は、低気圧前面に位置する東西方向に伸びた背の高い雲域 (L-M-N) と、この雲域にほぼ直角に交差する寒冷前線対応の雲バンドがほぼ南に伸び、T字パターン形状が明瞭になってきた。

L-M-Nの部分は850hPa客観解析では明瞭な温暖前線構造をしている。衛星画像では(N)のすぐ南に下層雲渦がみられることや八丈島における最低気圧の起時(14UTC頃)から低気圧中心は(N)付近に解析することが出来る。SKモデルに従えば、後屈温暖前線は(M)から(N)の雲域の南縁あるいは(N)からさらに南に伸びる下層雲域の東縁(N-P)に

あたることになるが、これらの雲域は寒気を伴い反時計回りに低気圧中心に巻き込むように伸びており、850hPa温度場を考慮すると後屈温暖前線というより後屈寒冷前線といった構造をしている。またSKモデルでは、断裂した寒冷前線を延長し温暖前線と交わる(M)付近に低気圧中心があるようにみえるが、この付近に低気圧中心がみられることは少ない。交点付近の(M)よりもっと西側の(N)付近に下層雲渦がみられ、そこに低気圧中心が解析されることが多い。

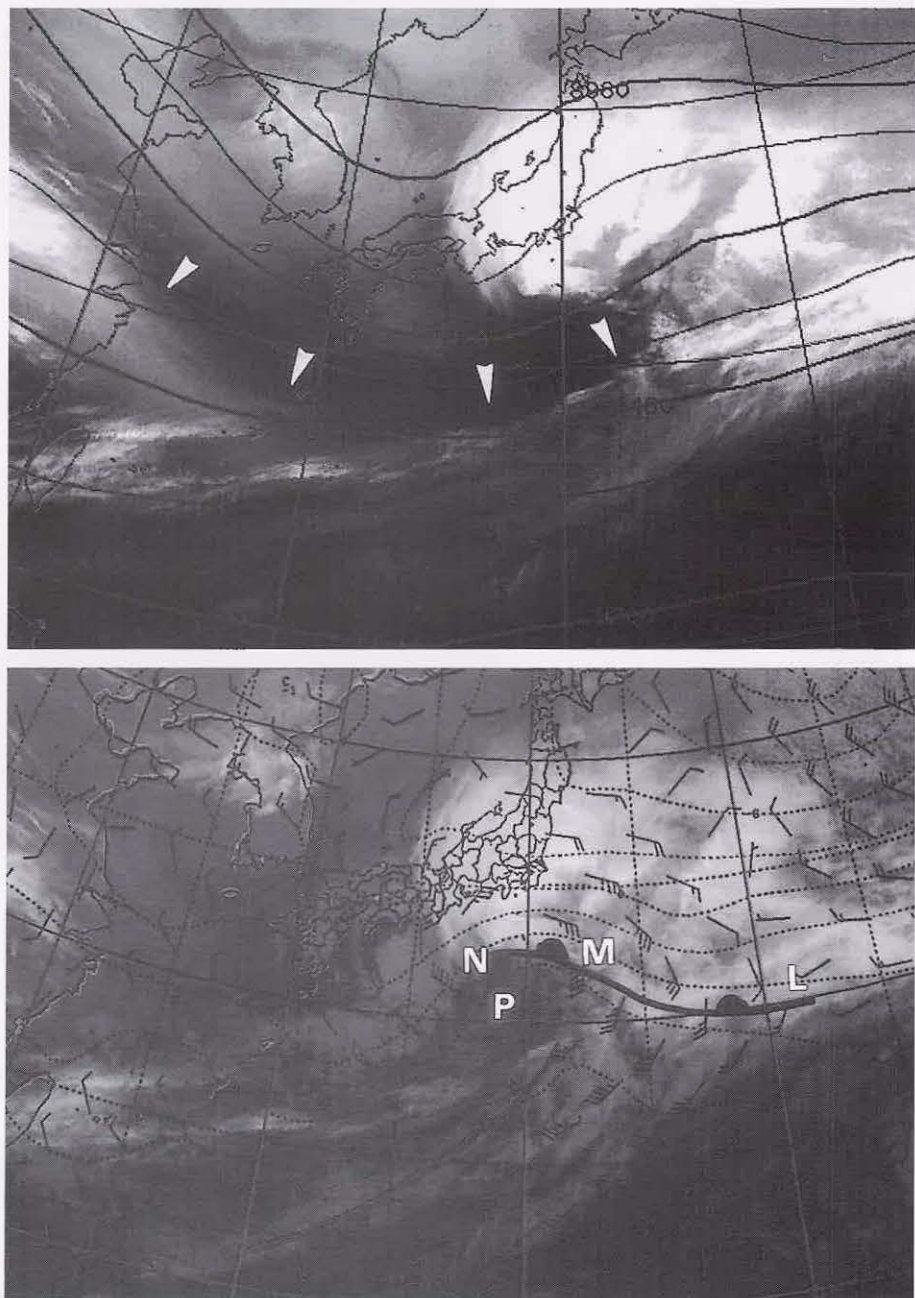


図 5-2-28 T ボーン型発達、後屈温暖前線(1998年3月5日12UTC)

上：水蒸気画像、300hPa
等高度線、下：赤外画像、
850hPa風・気温

④温暖核隔離 (warm core seclusion)

衛星画像では、雲域の北縁や西縁の高気圧性曲率が明瞭となった。また下層雲渦も明瞭となって、ドライスロットがその雲渦に巻き込むように回り込んでおり、閉塞に似た低気圧パターンを示す。雲域は今までと違って南北方向に広がりを見せ始め、温暖前線北側の雲頂高度が高い雲バンドに、南に伸びる寒冷前線対応の雲バンドが交差し、引き続きT字パターンが現れている。下層雲渦が低気圧中心(L)に対応している。

この段階はSKモデルの温暖核隔離パターンが進行しているともみえる。SKモデルに従えば、図に示したように中心を取り巻く雲の縁に温暖前線を解析することになる。ただ実際にはこのように中心を取り巻く前線は解析されない。850hPa客観解析の等温線では明瞭な温暖核が低気圧中心付近で形成されていないが、前線断裂の構造は中心に暖気核を隔離しやすい風の場を形成している。つまり中心から離れた所(C)で寒気移流が強く、中心付近に温暖核が残りやすい。温暖核に対応して衛星画像ではCuやScからなる下層雲渦が存在している。これらの雲域は対流活動が弱く、寒気の侵入により形成されるセル状対流雲とは異なることから、周囲より相対的に暖かい気塊で成り立っていることが推測される。

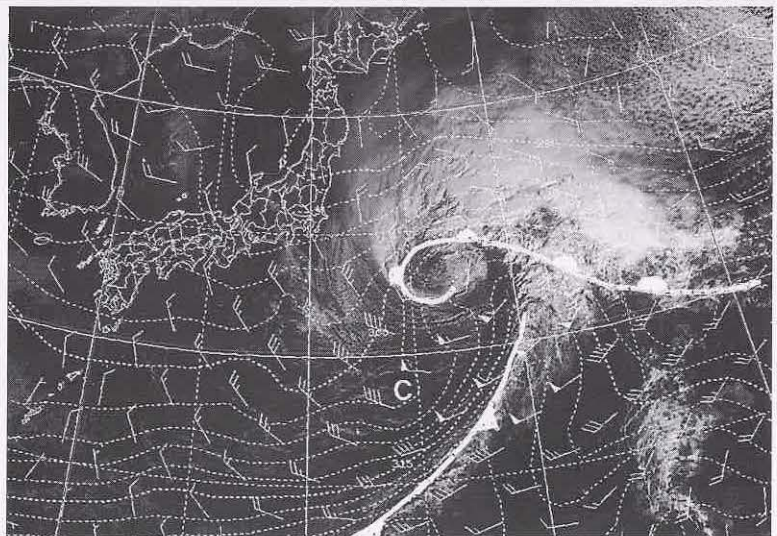
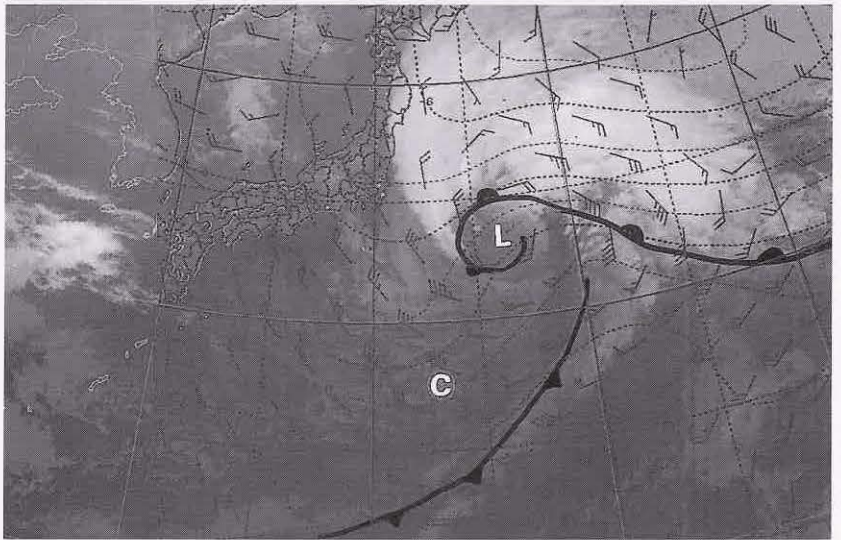
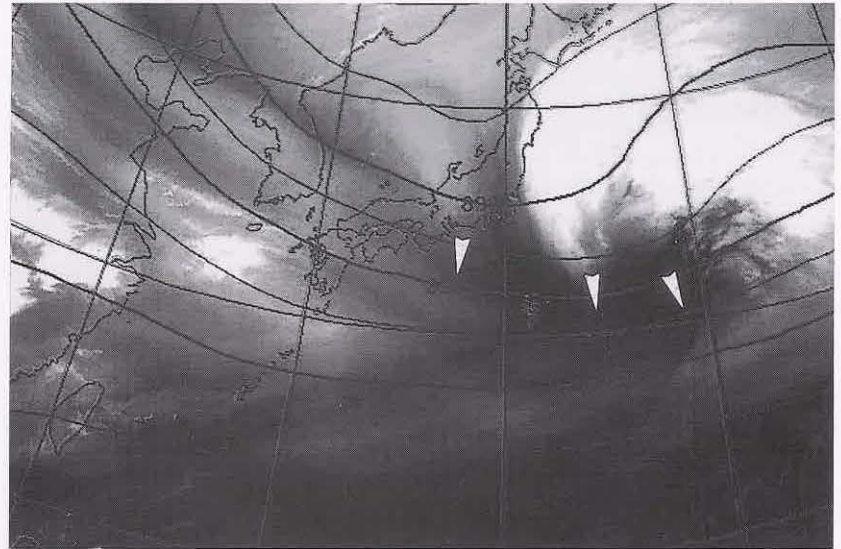


図 5-2-29 T ボーン型発達、温暖核隔離(1998年3月6日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa等高度線、中：赤外画像、850hPa風・気温、

下：可視画像、850hPa風・相当温位。

5.3 温帯低気圧の中心気圧の見積もり

5.3.1 SMB法

熱帯低気圧には、衛星画像のパターン認識から台風強度を推定する手法 (Dvorak法) が現業的に用いられている。中緯度で発達する温帯低気圧についても、その発達段階と気象衛星からみた雲パターンの変化には一定の対応がある。ここでは温帯低気圧について、衛星画像の雲パターン認識を利用した中心気圧推定の方法を示す。この方法は開発者の頭文字をとってSMB法 (Smigielski and Mogil, 1992) と呼ばれ、米国のNESDIS (National Environment Satellite Data and Information Service) で、データの少ない海上において発達する低気圧の中心気圧を見積もる際の参考とされている。

SMB法は、12月から3月の北西大西洋において典型的に発達した50個の低気圧を基に、雲パター

ンと気圧の対応関係を求めた手法である。SMB法が適用できるのは、寒候期の傾圧帯に発生し高緯度に進みながら発達する低気圧である。この手法は、雲域のパターン認識を用いる手順と標準的な気圧変化モデルを利用する手順とで構成される。

パターン認識を用いる手順は、フローチャート (図5-3-1) を用いる。まず傾圧帯で発生したシステムかどうかを判定する。次に過去12時間以内の雲パターンの変化から、発達程度が遅いシステムか否かを判断する。雲域の変化が明瞭な時は、発達中か衰弱過程に入ったのかを判断し、発達中と判断した場合は、フローチャートから該当する雲パターンをみつけ中心気圧を推定する。更に、雲パターンがコンマ型をしている時は、コンマの頭部を取り巻く上中層の雲バンドの巻き込み度合いを10度対数螺旋で計測し気圧を決定する。

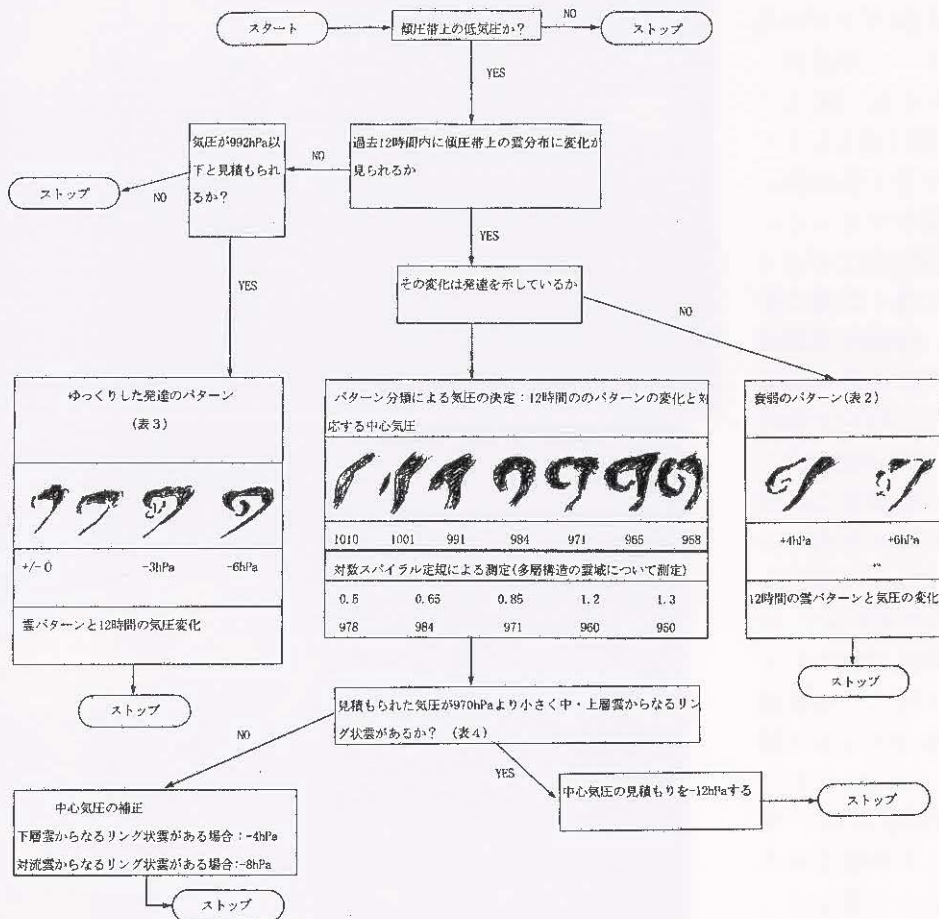


図5-3-1 SMB法フローチャート

標準的な気圧変化モデルを利用する手順は、図5-3-2を用いる。この変化モデルは統計的に求めた北西大西洋の通常型低気圧の標準的な発達パターンとされる。

このパターンによれば、低気圧は発生から3日で最低気圧に達し、気圧低下は20~30hPa/日である。

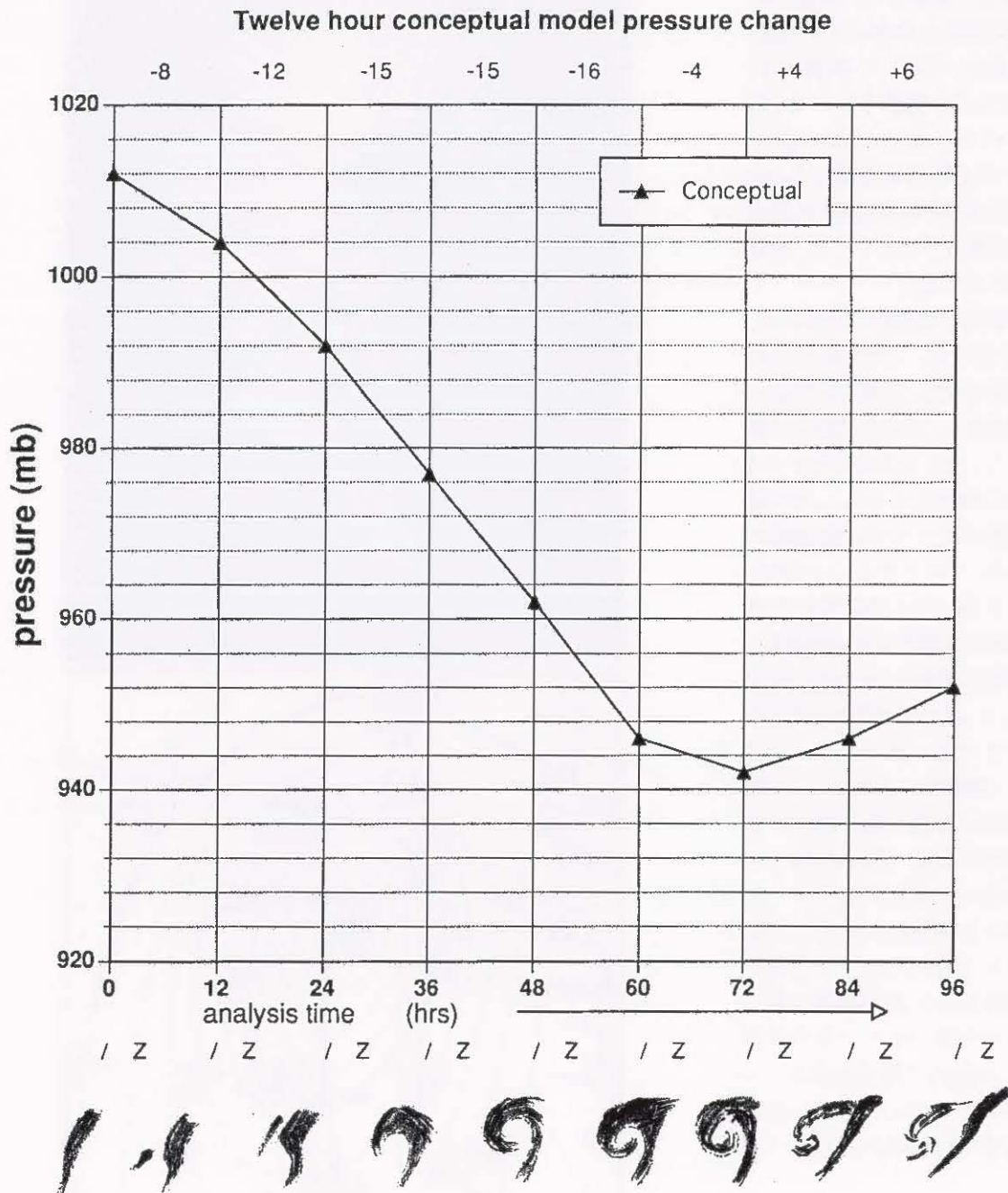


図5-3-2 SMB法で用いる標準的な気圧変化図

低気圧が発生してからの経過時間（横軸）と、期待される中心気圧（縦軸）の関係を示す。下の図は概念的な雲パターン。

5.3.2 日本付近の低気圧へのSMB法の適用

隈部ほか(1996)は、日本付近の典型的に発達した低気圧(通常型に分類される1990～1993年の60個)について、SMB法を適用した。気象庁の地上天気図とSMB法による推定の差は、平均してSMB法が約8hPa浅く見積もること、低気圧の中心気圧が高い時はSMB法が低めに見積もり、中心気圧が低い時はSMB法が高めに見積もりやすいこと、が述べられている。

SMB法の適用例(隈部ほか、1996)を示す。この低気圧は東シナ海で発生、日本南岸を通過して北東進し、日本の東海上で発達した。図5-3-3は発生から2日後の低気圧である。通常型の発達ステージでは発達期にあたる。フローチャート(図5-3-1)を用いてこの低気圧の中心気圧を見積もると、雲域はコンマ型に変化しはじめたばかりで、コンマの頭部分の雲頂高度はまだ低く雲パターンは4番目(984hPa)にあたる。対数螺旋による渦の巻き数は0.75と計測される(図を内挿して最も近いと思われるパターンを選ぶと978hPaとなる)。標準モデル(図5-3-2)で中心気圧を見積もると、48時間後にあたることや雲パターンとの対応から、962hPaと推定出来る。この低気圧の中心気圧は、地上天気図では976hPaであった。

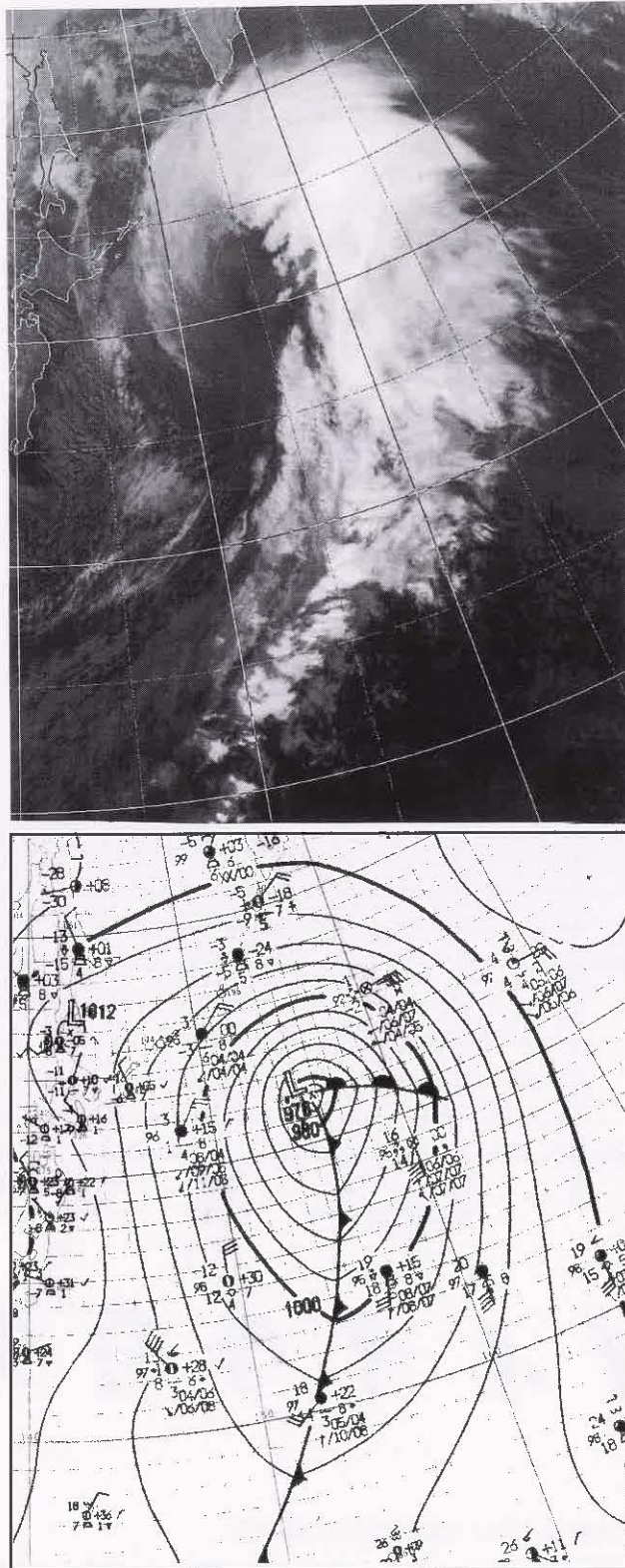


図5-3-3 1994年1月15日00UTC 赤外面像(上)と地上天気図(下)

5.3.3 コンマ型低気圧の中心気圧見積もり

SMB法は、低気圧の通常型発達を対象としている。隈部ほか(1997)は、SMB法が対象としていないコンマ型パターンの低気圧について、中心気圧と気圧傾度を見積もる方法を提案した。コンマ型発達の場合、雲域のサイズが大きければ中心気圧も比例して低下する。これは通常の低気圧にも当てはまる関係だろう。一方気圧傾度は、直径2000km程度のサイズの傾度が最も大きく、それを

境にそれより大きくても小さくても傾度は小さいと述べている。コンマ雲の発達に関連している項目として、「雲パターン」「雲域のサイズ」「上層雲の有無」を観測し、これらを基にコンマ型の雲域の発達を見積もるフローチャート(図5-3-4)を作成した。隈部ほかは、このチャートを用いるとコンマ型雲域を持つ低気圧の多くについて、中心気圧見積もりはうまくいくと述べている。

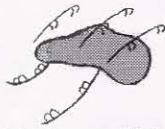
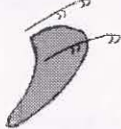
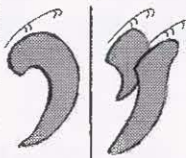


Time (hr)	0	12	24	36	48
Pattern	1  なまこ型、JPCZ、断片等	2 	3 	4 	5  雲からは衰弱したように見える
Pressure (hPa)	1004	994	987	981	970
P gradient (hPa/500km)	8	12	15	15	20

図 5-3-4 コンマ雲型低気圧の中心気圧推定チャート。

発生からの経過時間毎の期待される雲パターン、中心気圧、気圧傾度を示す。

渦の対発生

赤道をはさんで、南北両半球で同時に雲渦が形成されることがある。渦の対発生はエルニーニョ時に起きやすいと言われる。付図1は、渦が対発生した時の衛星画像である。北半球にある渦は台風第28号の発生前の渦であり、南半球にもサイクロンの雲渦がある。1997年はエルニーニョ発生時で、この頃最も強まった時期であった(鈴木和史)。

【参考文献】明石秀平(1986): 南北対称に発生した熱帯低気圧, 気象, 7月号, 20.

黒田雄紀(1992): 双子で発生した一号台風, 気象, 3月号, 20.



付図1 対発生した渦(可視画像 1997年12月7日00UTC)

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・大気の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・大気の立体構造などから、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	

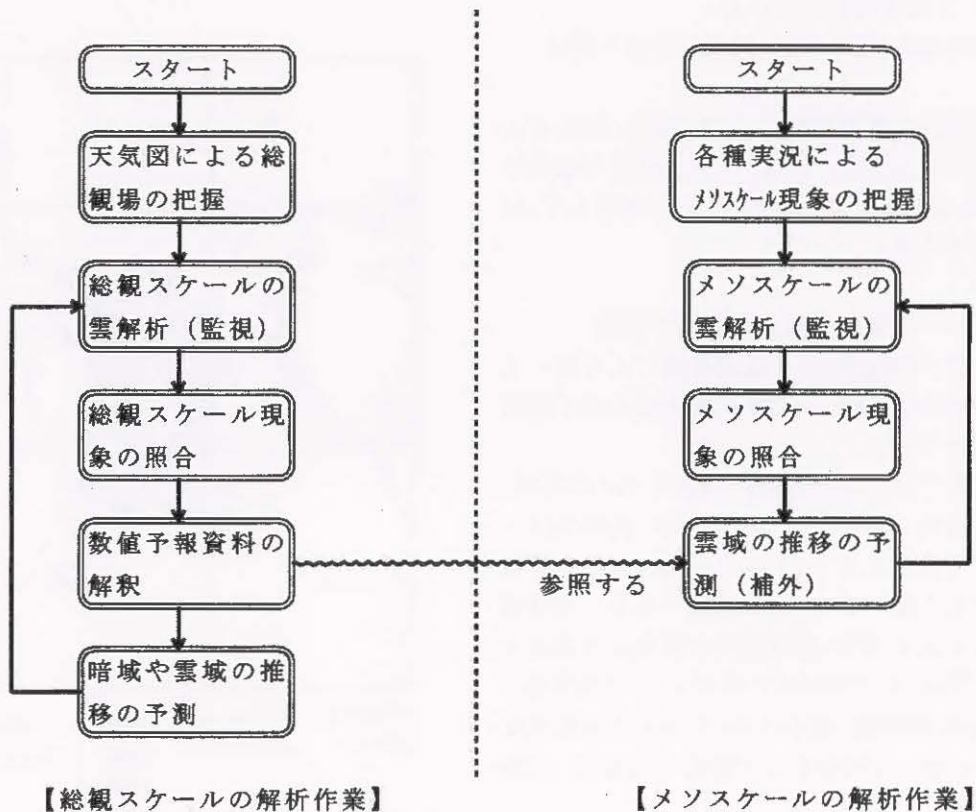


図6-1-1 画像解析作業フローチャート

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。

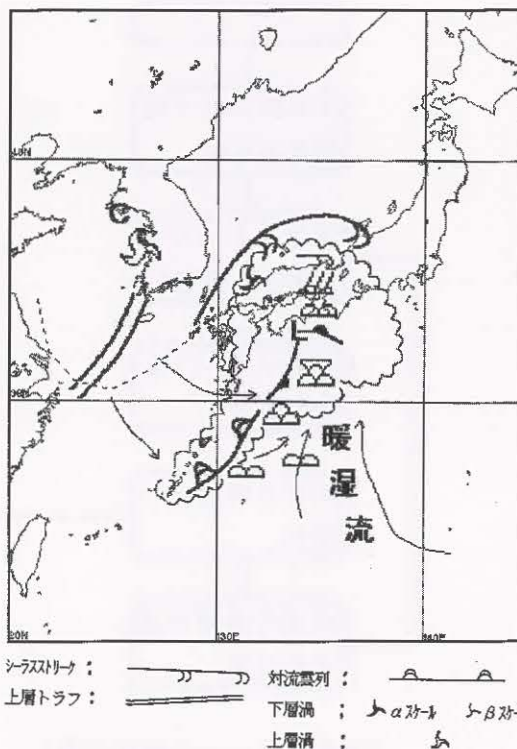


図6-1-5 寒冷低気圧前面の低気圧における模式図
点線：明・暗域バウンダリー 細矢印：下層の流れ
波形閉曲線：雲縁 C：寒気核

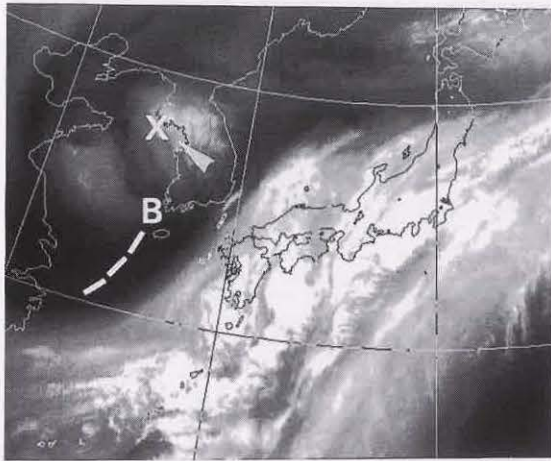


图 6-1-2a 水蒸气画像 1997年4月6日00UTC
記号：本文参照

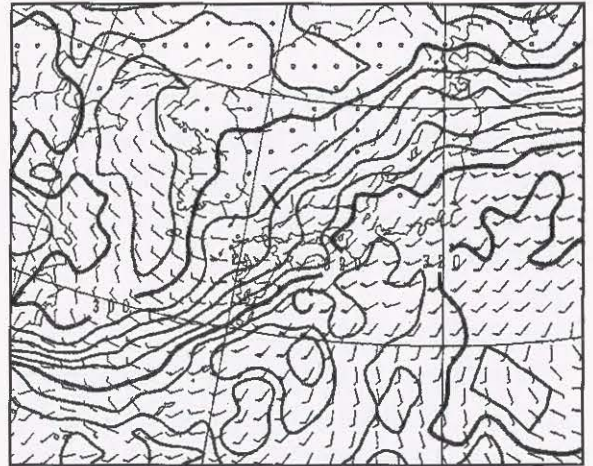


图 6-1-3 850hPa相当温位・風解析图 1997年4月6日
00UTC 記号：本文参照

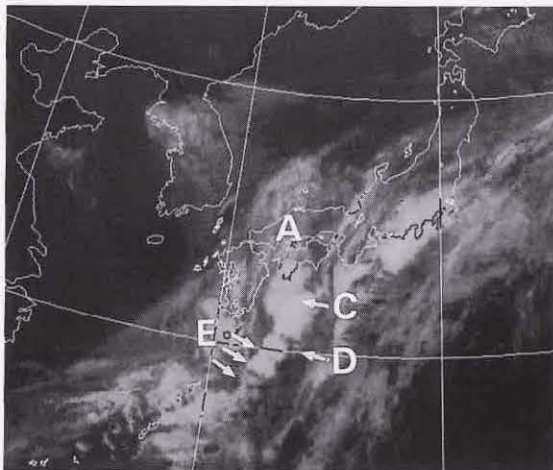


图 6-1-2b 赤外画像 1997年4月6日00UTC
記号：本文参照

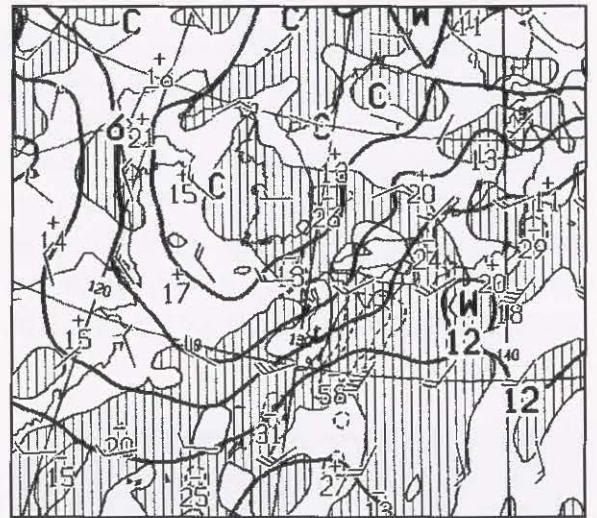


图 6-1-4 700hPa上昇流, 850hPa気温・風解析图 1997
年4月6日00UTC

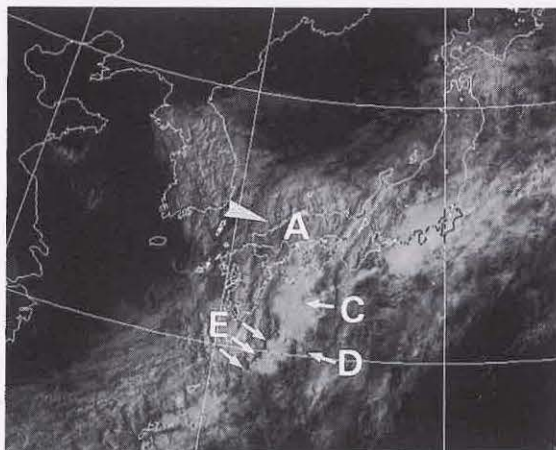


图 6-1-2c 可視画像 1997年4月6日00UTC
記号：本文参照

(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。

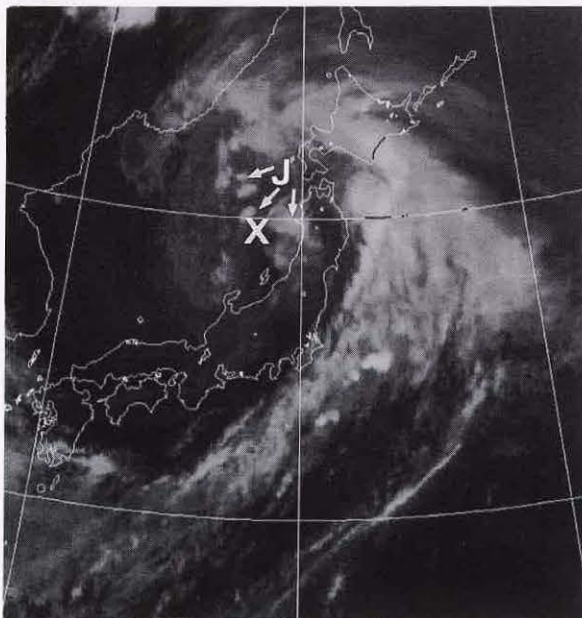


図6-1-9 赤外画像 1999年6月30日12UTC
記号：本文参照

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。

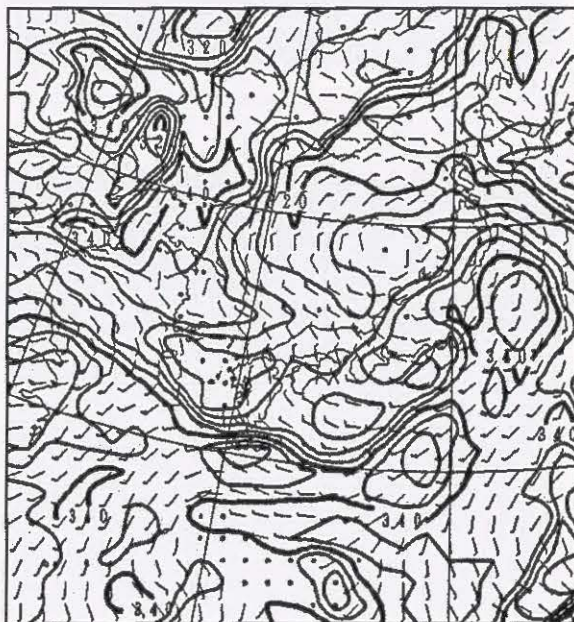


図6-1-10 850hPa相当温位・風解析図 1999年6月30日12UTC

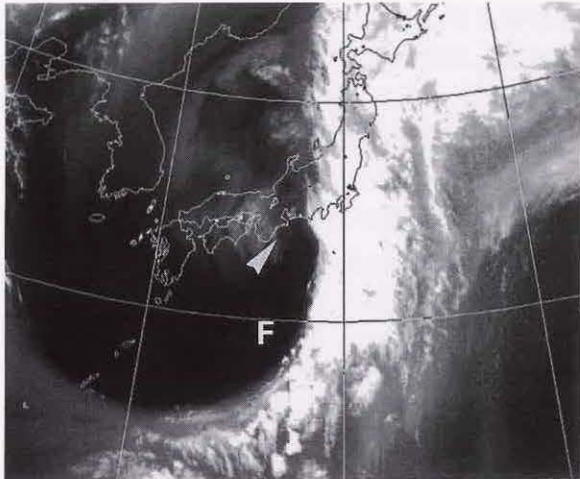


図 6-1-6a 水蒸気画像 1997年4月7日00UTC
記号：本文参照

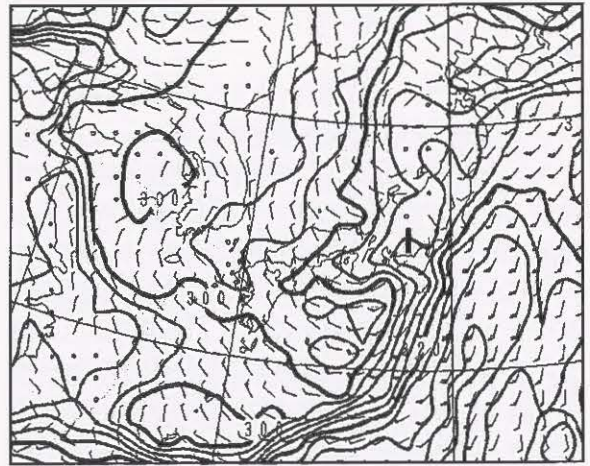


図 6-1-7 850hPa相当温位・風解析図 1997年4月7日00UTC

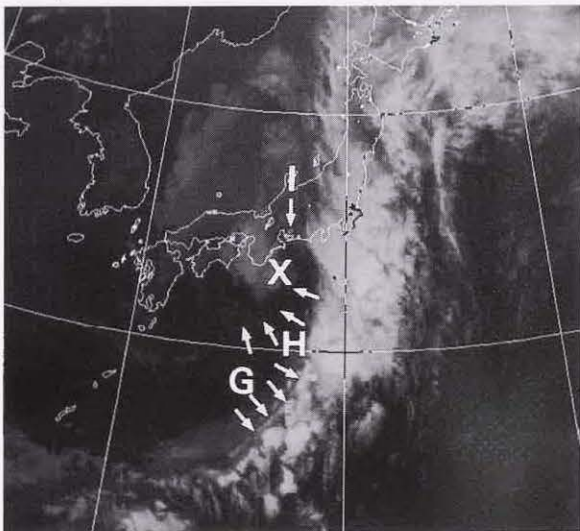


図 6-1-6b 赤外画像 1997年4月7日00UTC
記号：本文参照

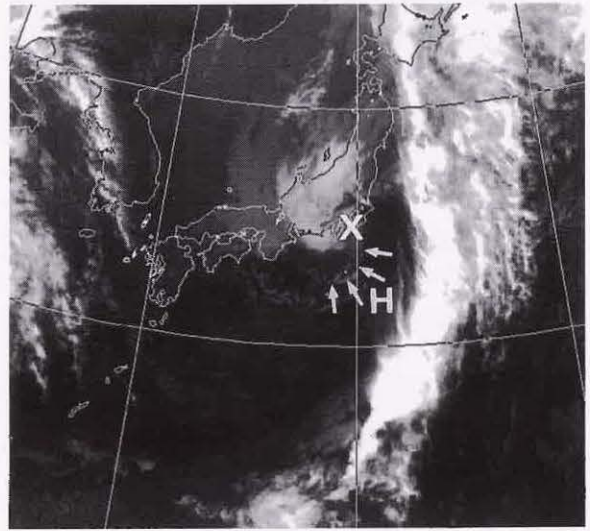


図 6-1-8 赤外画像 1997年4月7日09UTC（下層強調階調） 記号：本文参照

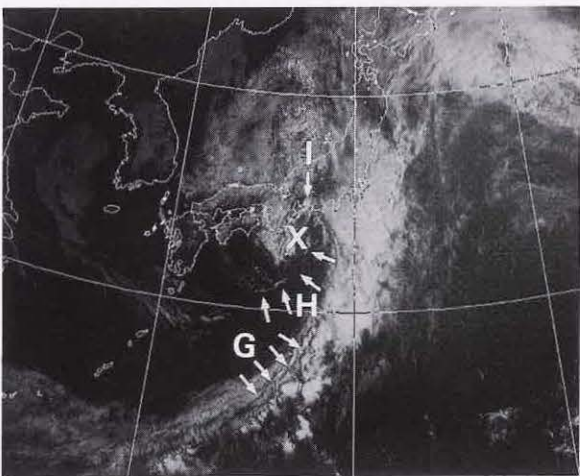


図 6-1-6c 可視画像 1997年4月7日00UTC
記号：本文参照

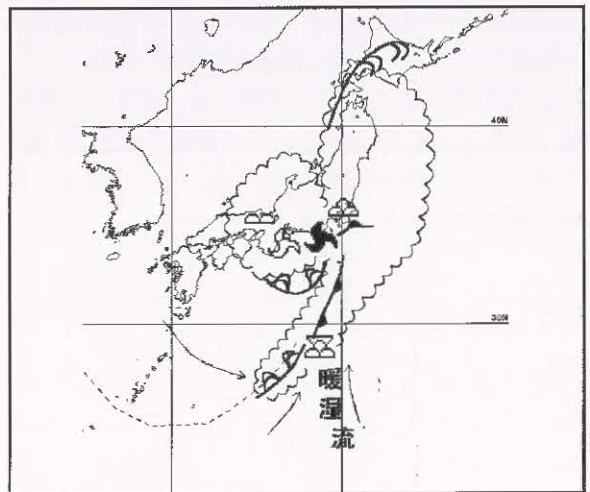


図 6-1-11 寒冷低気圧における模式図
記号：図 6-1-5 に同じ

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。

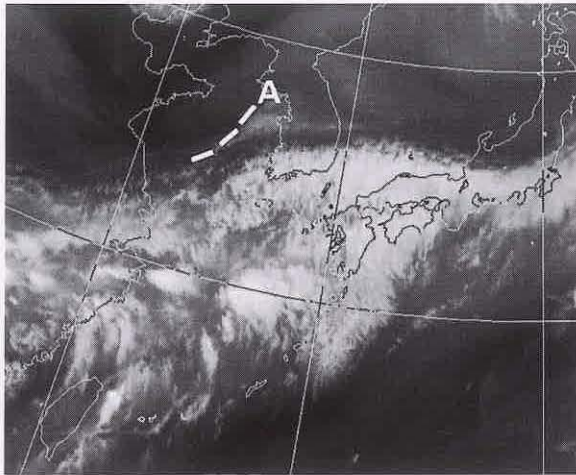


図 6-1-12a 水蒸気画像 1997年6月22日00UTC
記号：本文参照

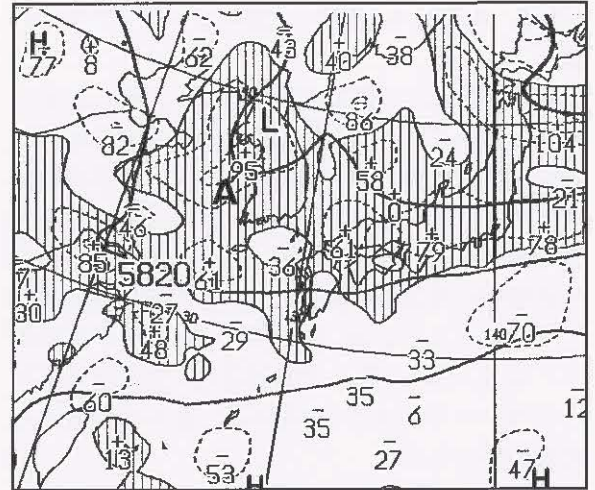


図 6-1-13 500hPa 高度・渦度解析図 1997年6月22日
00UTC 記号：本文参照

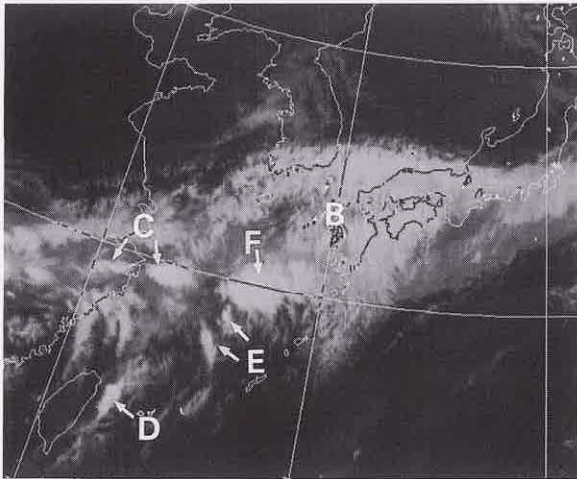


図 6-1-12b 赤外画像 1997年6月22日00UTC
記号：本文参照

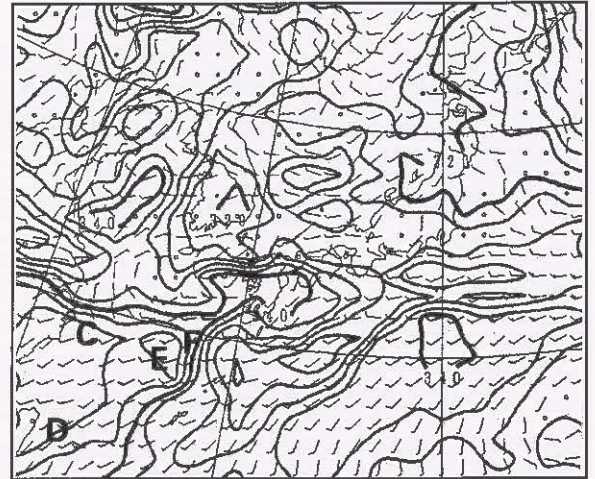


図 6-1-14 850hPa 相当温位・風解析図 1997年6月22
日00UTC 記号：本文参照

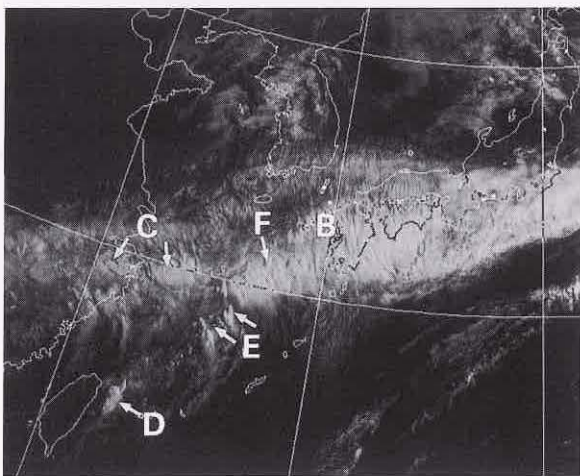


図 6-1-12c 可視画像 1997年6月22日00UTC
記号：本文参照

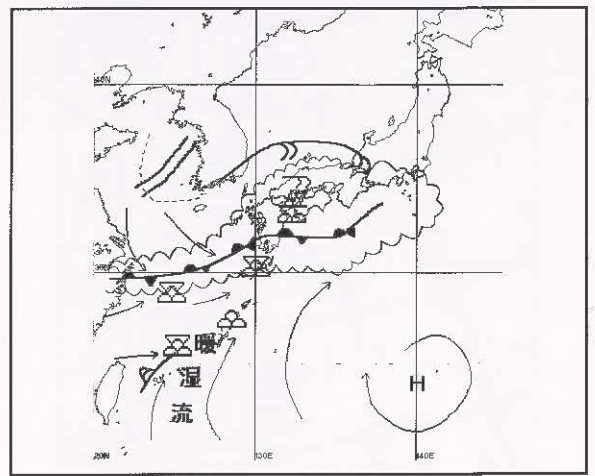


図 6-1-15 梅雨前線における模式図
記号は図 6-1-5 に同じ

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。

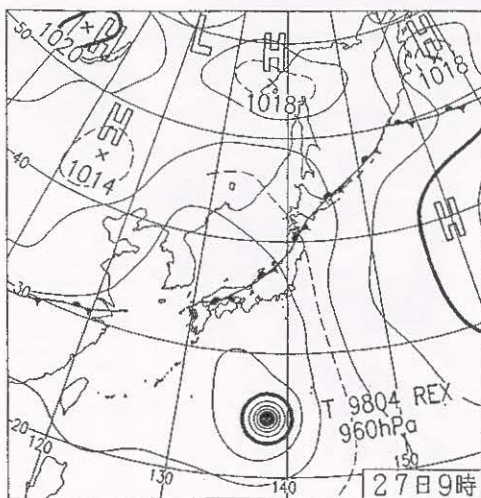


図6-1-16a 地上天気図 1998年8月27日00UTC

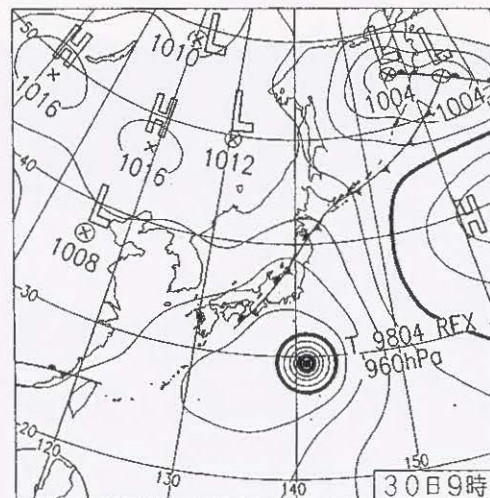


図6-1-16b 地上天気図 1998年8月30日00UTC

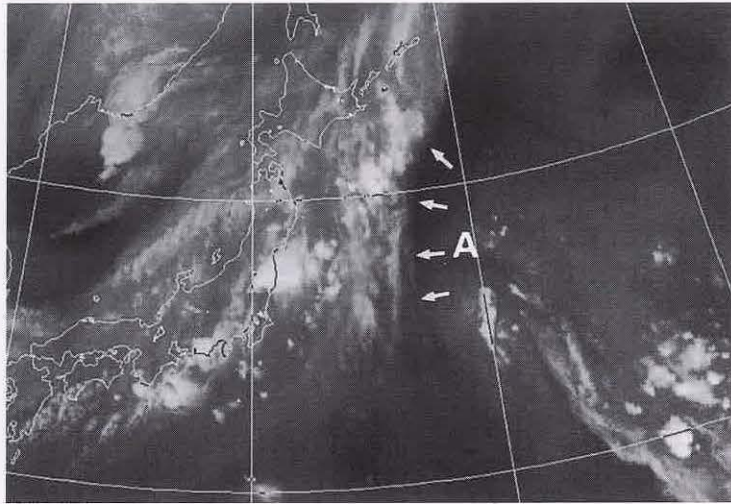


图6-1-17a 水蒸气画像 1998年8月26日21UTC
記号：本文参照

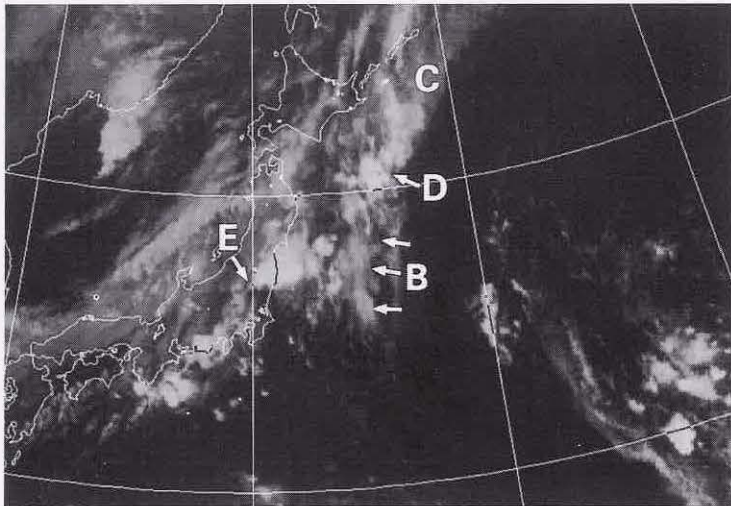


图6-1-17b 赤外画像 1998年8月26日21UTC
記号：本文参照

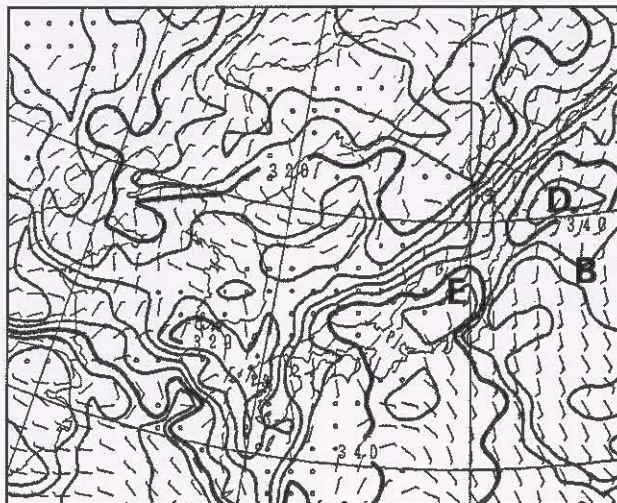


图6-1-18 850hPa相当温位・風解析図 1998年8月27日00UTC 記号：本文参照

(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。

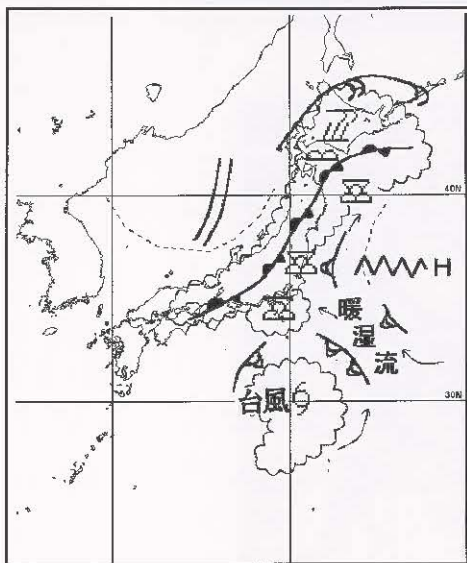


図6-1-21 前線における模式図
波線：リッジ 他は図6-1-5と同じ

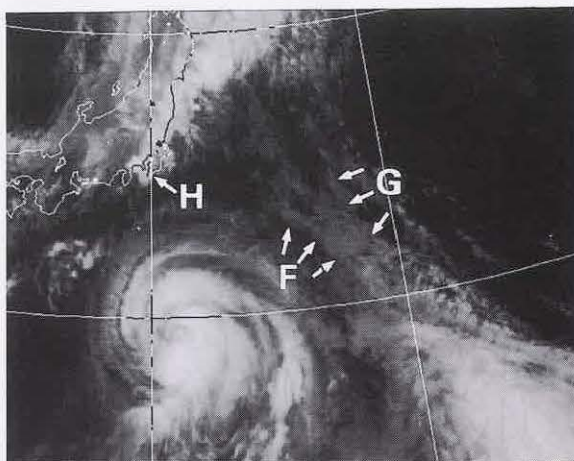


図6-1-19a 赤外画像 1998年8月30日00UTC
記号：本文参照

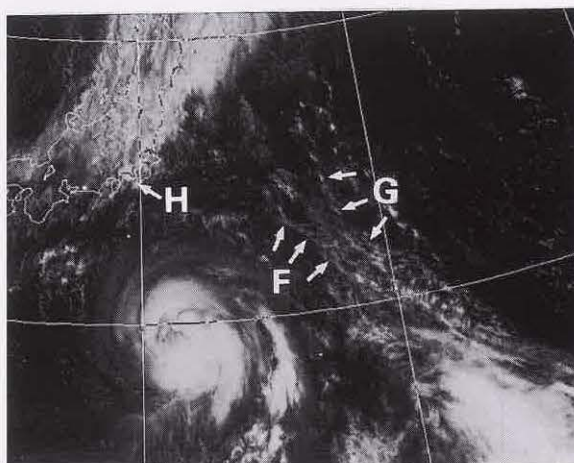


図6-1-19b 可視画像 1998年8月30日00UTC
記号：本文参照

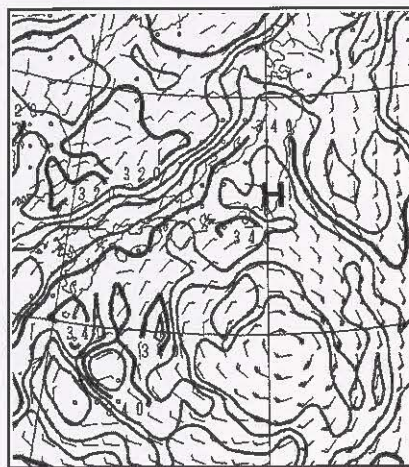


図6-1-20 850hPa相当温位・風解析図 1998年8月30日00UTC 記号：本文参照

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）。

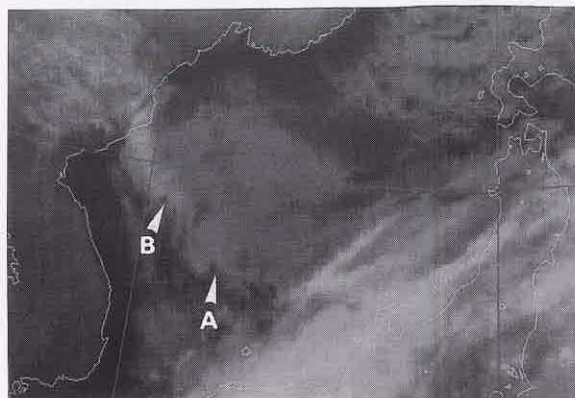


図6-2-1a 帯状対流雲の成長期の赤外画像 1998年1月23日06UTC 記号：本文参照

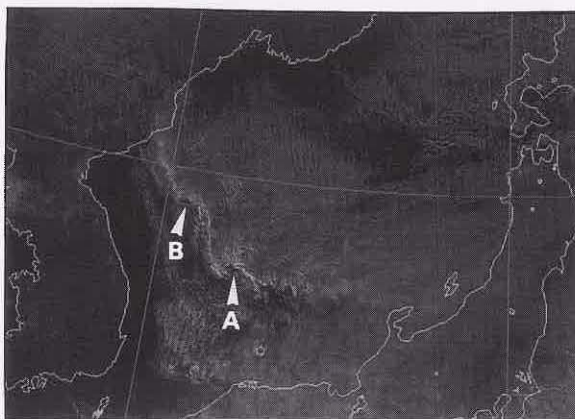


図6-2-1b 帯状対流雲の成長期の可視画像 1998年1月23日06UTC 記号：本文参照

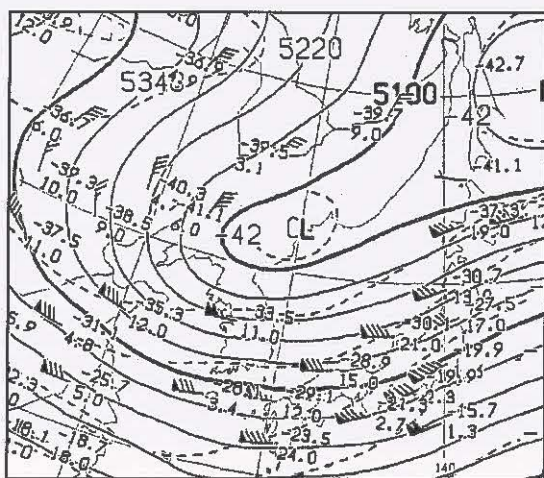


図6-2-2a 500hPa天気図 1998年1月23日12UTC

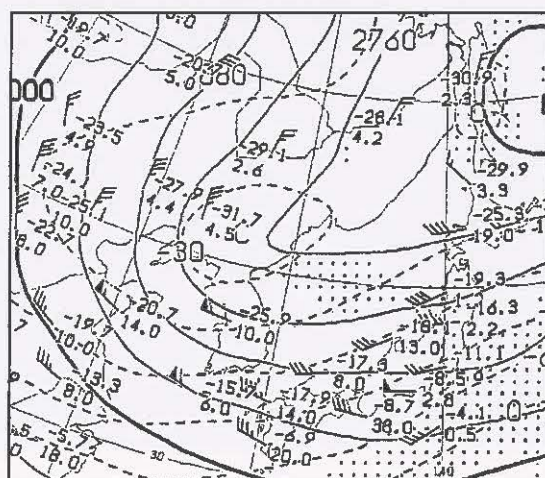


図6-2-2b 700hPa天気図 1998年1月23日12UTC

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)。

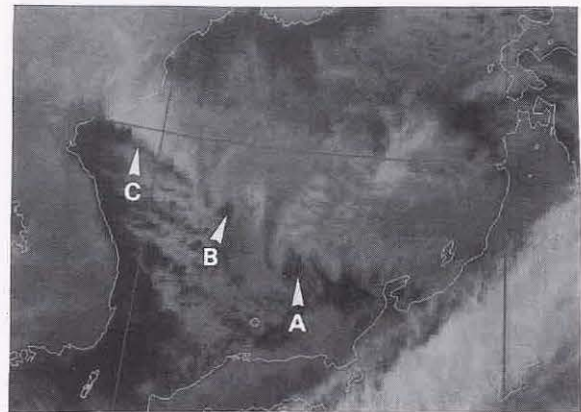


図6-2-2c 帯状対流雲の成長期の赤外画像 1998年1月23日12UTC 記号：本文参照

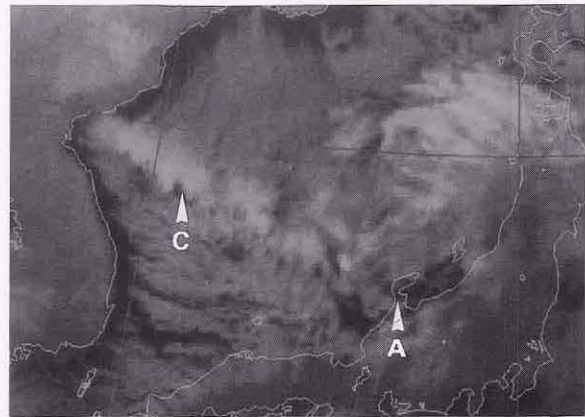


図6-2-3 帯状対流雲の成長期の赤外画像 1998年1月23日18UTC 記号：本文参照

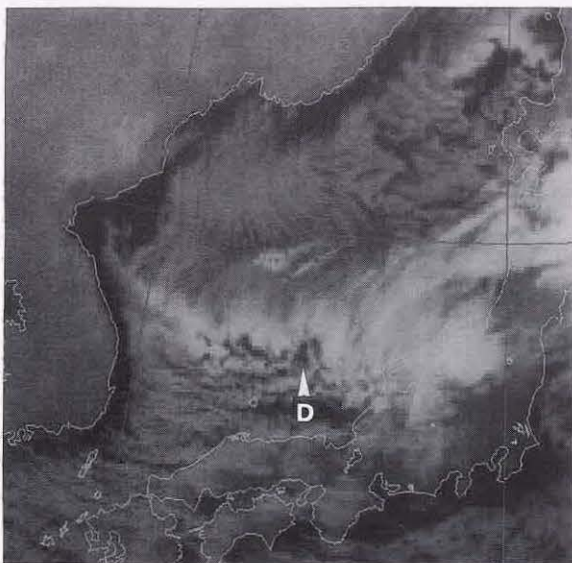


図6-2-4a 最盛期の赤外画像 1998年1月24日00UTC 記号：本文参照

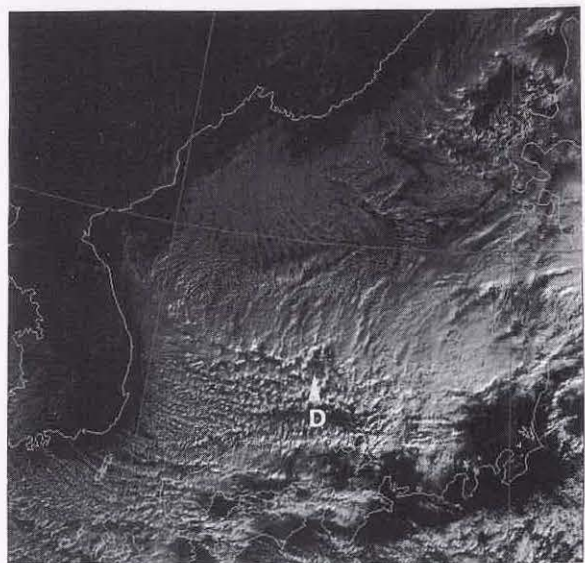


図6-2-4b 最盛期の可視画像 1998年1月24日00UTC 記号：本文参照

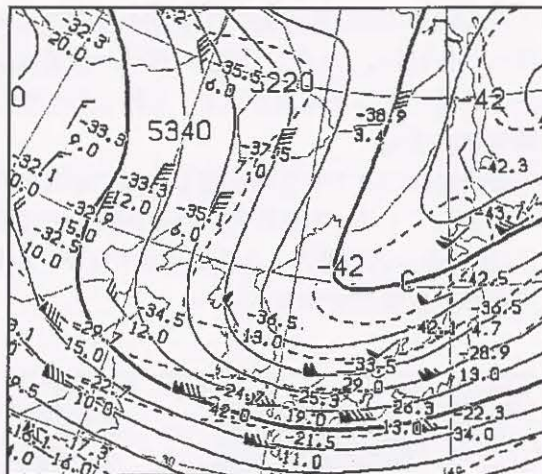


図 6-2-4c 500hPa 天気図 1998 年 1 月 24 日 00UTC

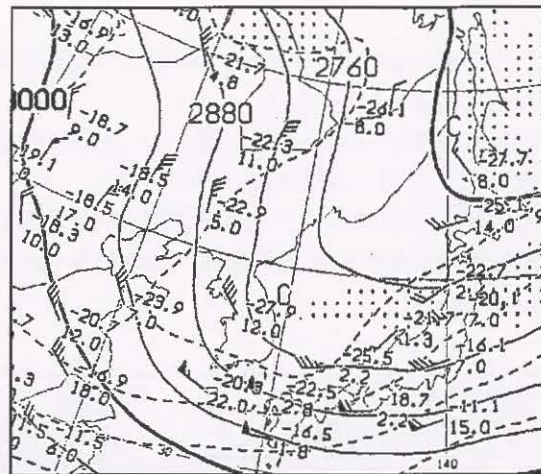


図 6-2-4d 700hPa 天気図 1998 年 1 月 24 日 00UTC

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)。

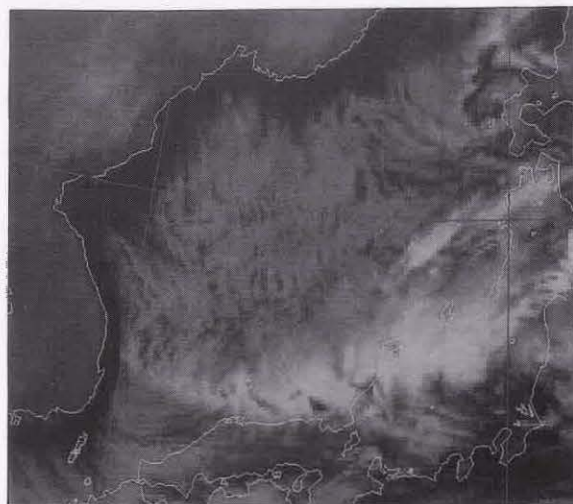


図 6-2-5a 最盛期の赤外画像 1998 年 1 月 24 日 06UTC
記号：本文参照

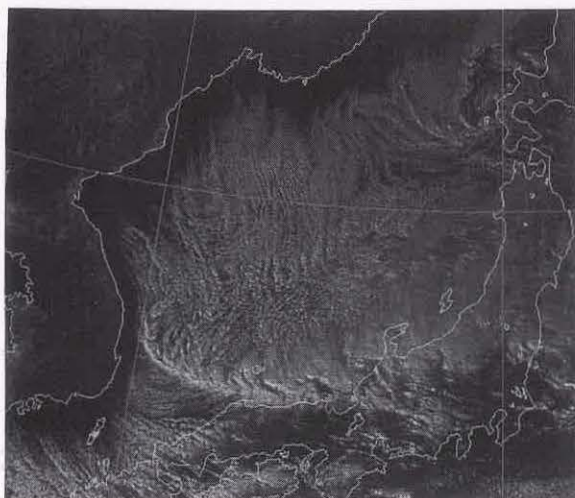


図 6-2-5b 最盛期の可視画像 1998 年 1 月 24 日 06UTC
記号：本文参照

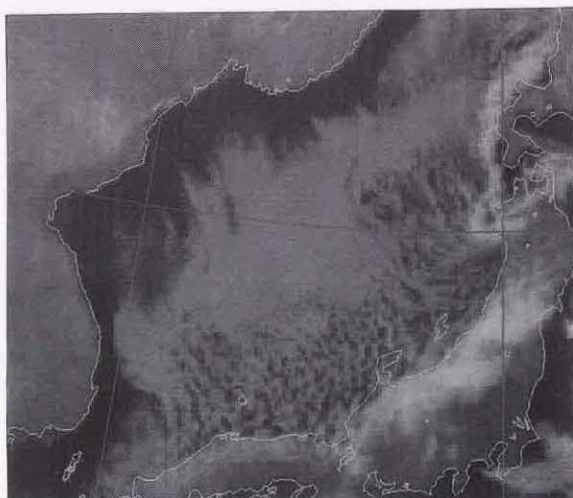


図 6-2-6a 衰弱期の赤外画像 1998 年 1 月 24 日 12UTC
記号：本文参照

(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

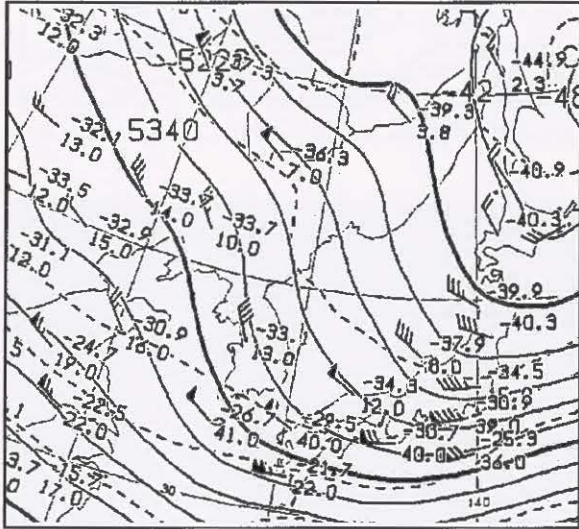


図 6-2-6b 500hPa 天気図 1998 年 1 月 24 日 12UTC

③下層渦前面はほぼ東西走向で、北陸から東北地方沿岸へ上陸をする。上陸した後は、帯状対流雲は脊梁山脈を超えられず消滅するが、上陸した地点では降雪が強まる

④下層渦後面は南下を始め走向も次第に東西走向へと変わってくる。後面の帯状対流雲はさらに南下し、山陰から北陸地方へ上陸し消滅するが、上陸した地点では降雪が強まる。

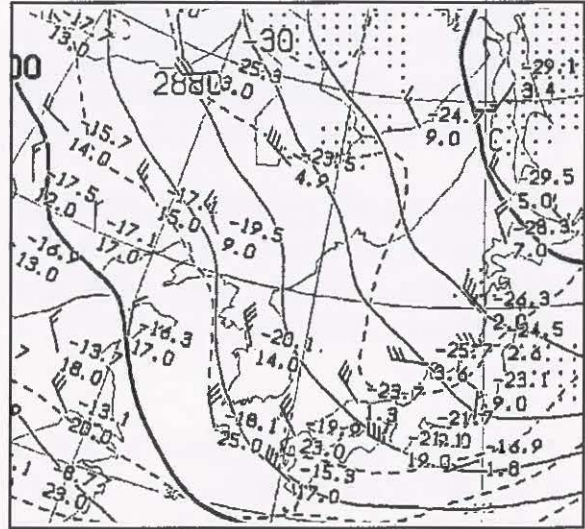


図 6-2-6c 700hPa 天気図 1998 年 1 月 24 日 12UTC

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。

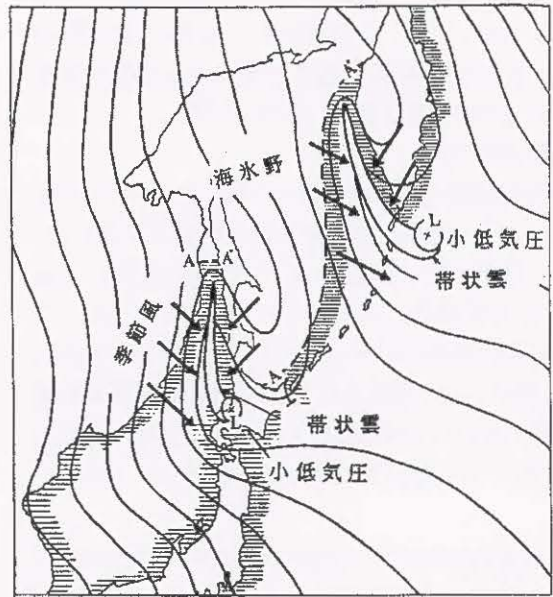


図6-2-7 帯状雲、小低気圧の発生モデル説明図（岡林1972）

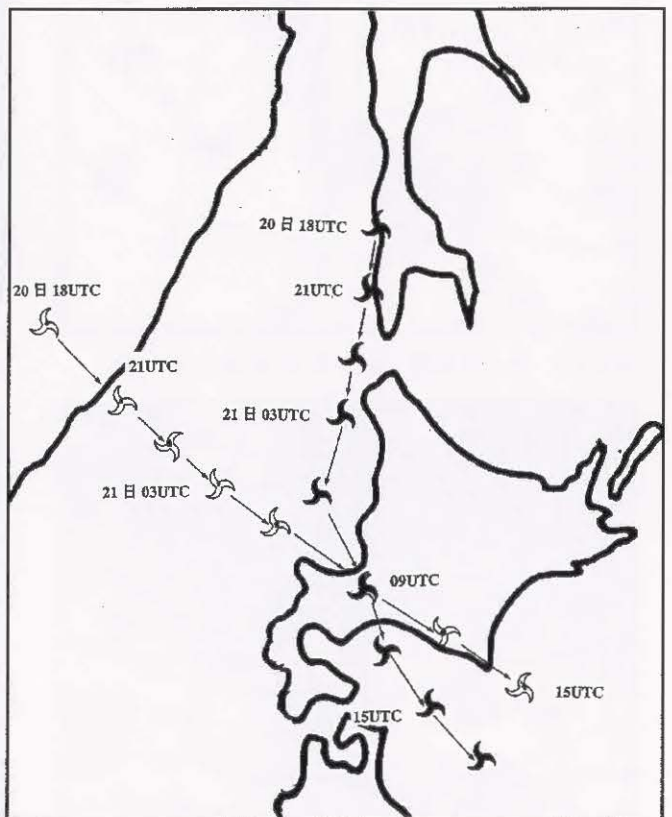


図6-2-8 衛星画像から解析した下層渦の経路と上層渦の経路

☯: 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)。赤外画像からみると、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)。

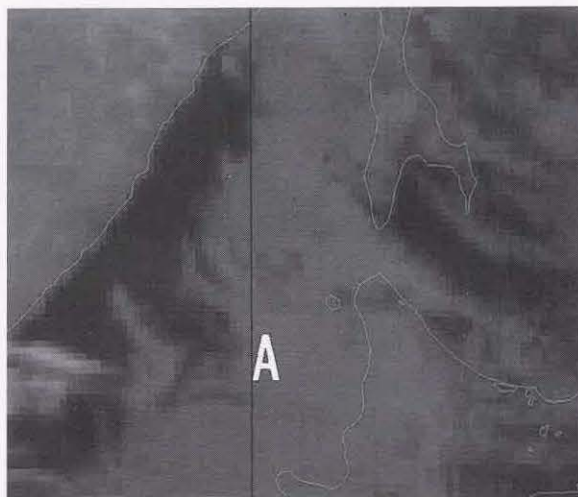


図6-2-10 下層渦発生前の赤外画像 1997年12月20日12UTC

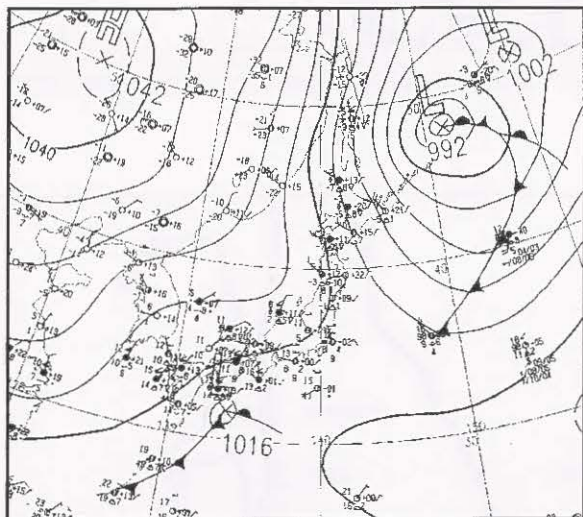


図6-2-9 地上天気図 1997年12月20日12UTC

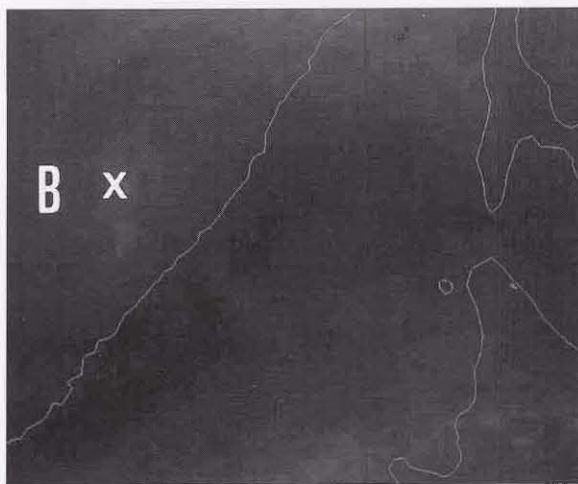


図6-2-11 下層渦発生期の水蒸気画像 1997年12月20日18UTC

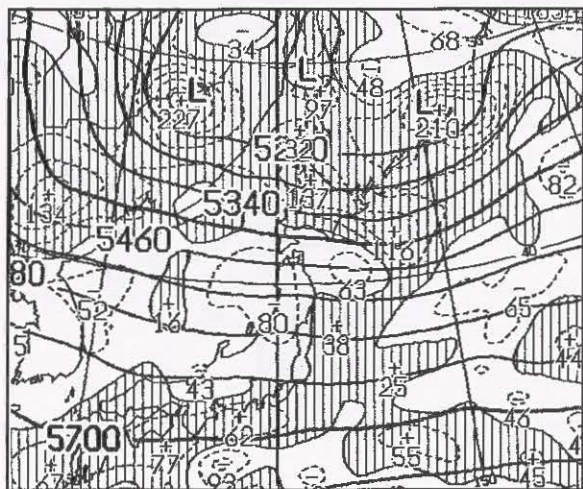


図6-2-12 500hPa高度・渦度解析図 1997年12月20日12UTC

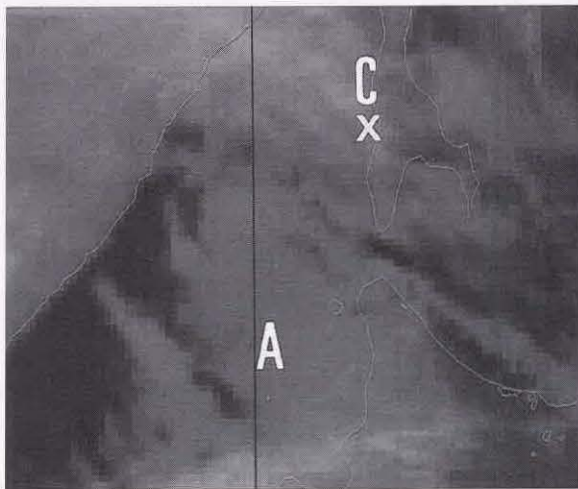


図6-2-13 下層渦発生期の赤外画像 1997年12月20日18UTC

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。

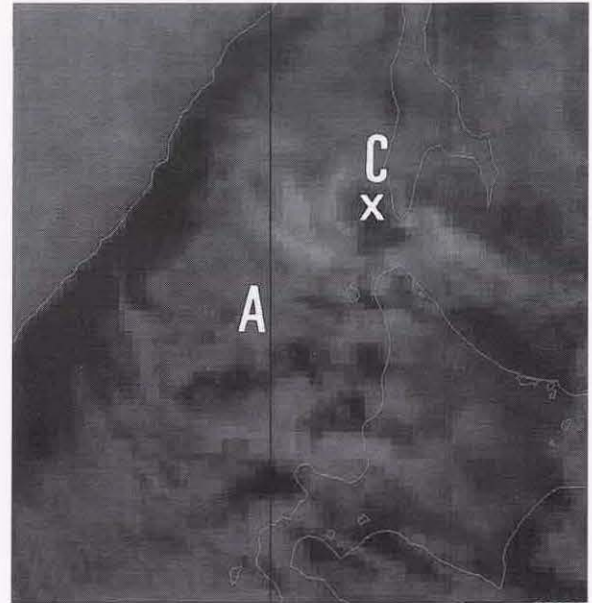


図6-2-14 下層渦発達期の赤外画像 1997年12月21日00UTC

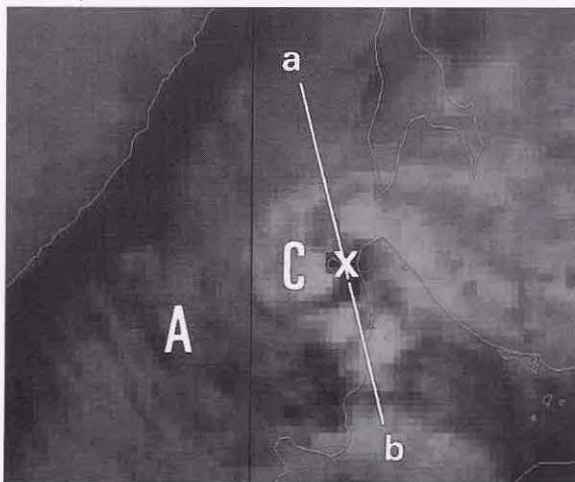


図6-2-15a 下層渦最盛期の赤外画像 1997年12月21日03UTC

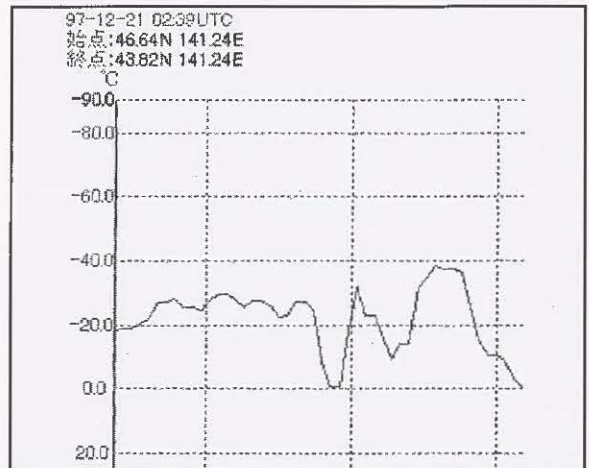


図6-2-15b a-b間の赤外の温度分布図 1997年12月21日03UTC

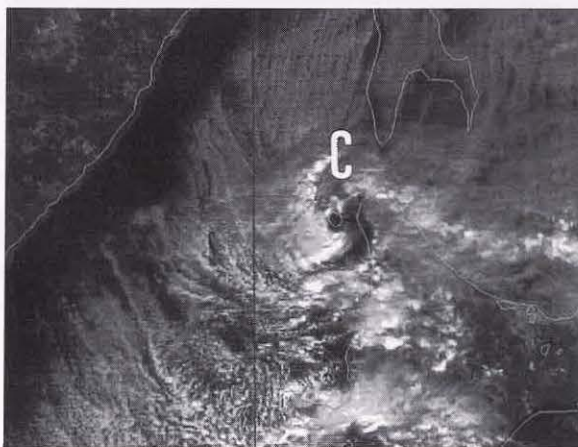


図6-2-16 下層渦最盛期の可視画像 1997年12月21日03UTC

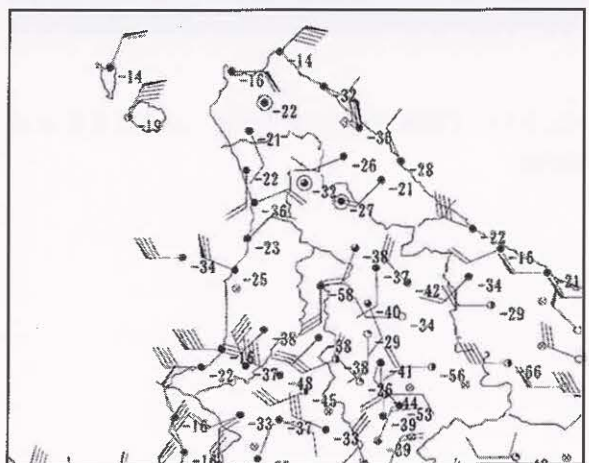


図6-2-17 アメダスの風向風速・雨量分布図 1997年12月21日03UTC

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)。

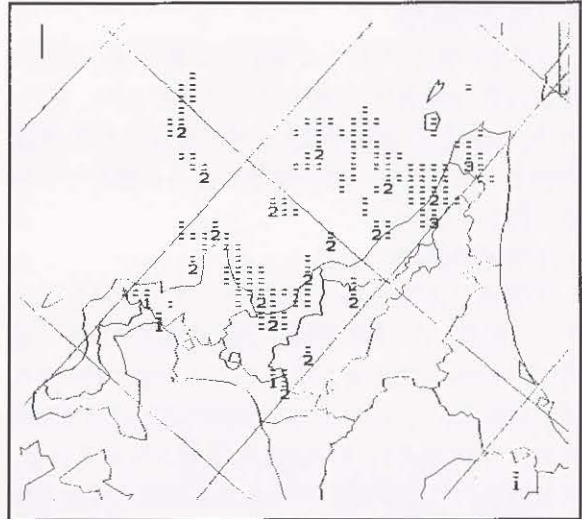


図6-2-18 レーダー合成図 1997年12月20日18UTC

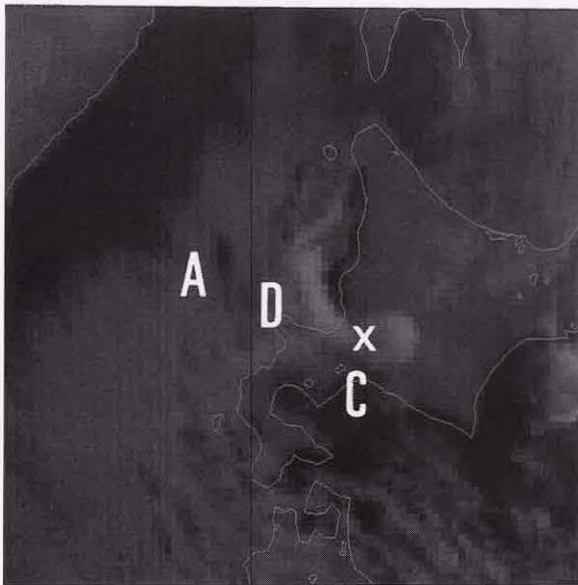


図6-2-19 下層渦衰弱期の赤外画像 1997年12月21日09UTC

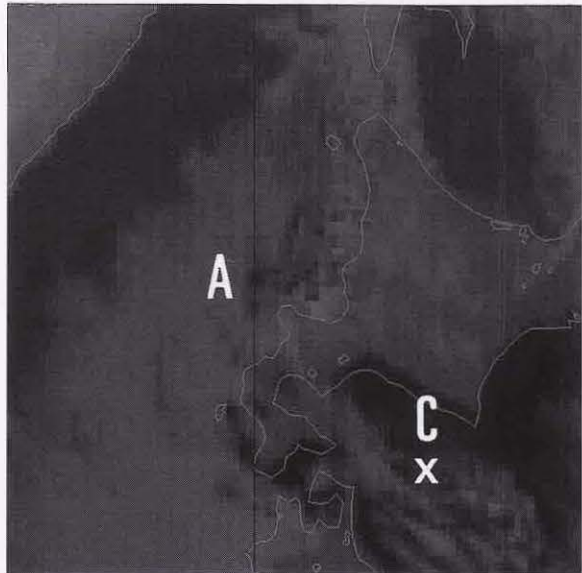


図6-2-20 下層渦消滅期の赤外画像 1997年12月21日15UTC

(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。

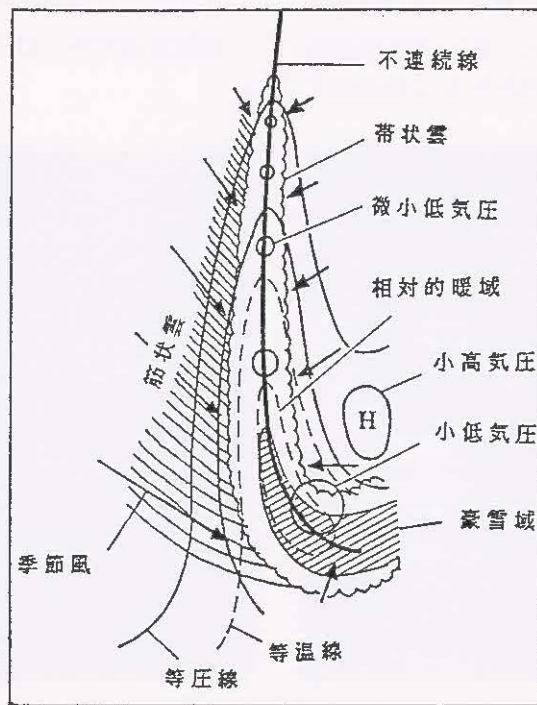


図6-2-21 収束線生成と降雪機構モデル図（岡林：1972）

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

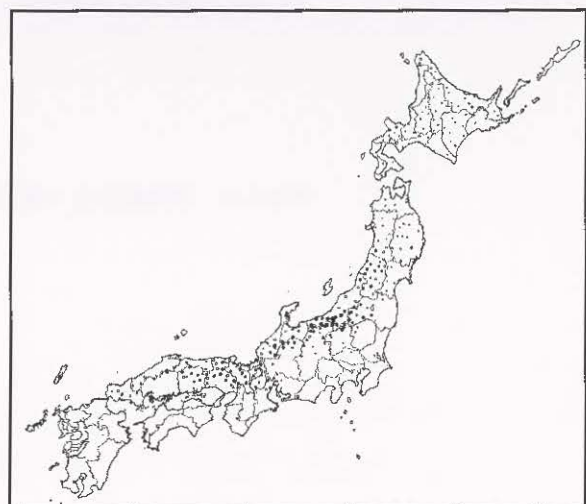
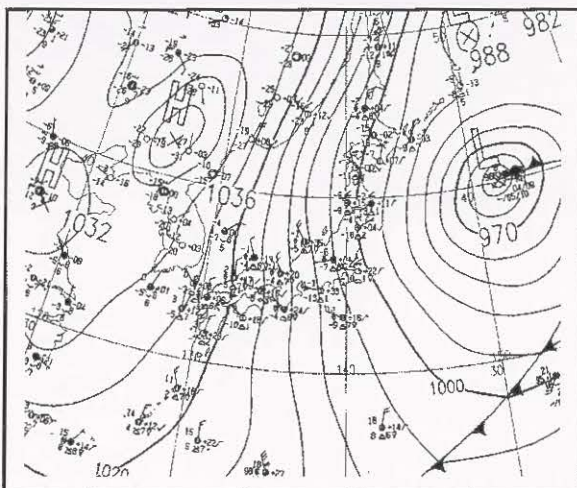
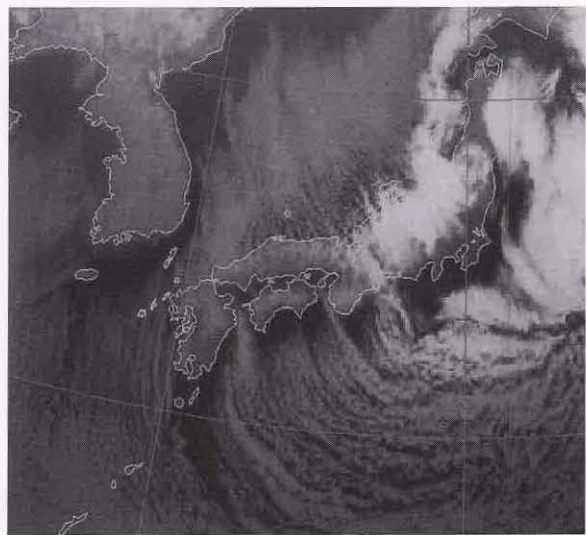


図6-2-22 南北走向の筋状雲の場合 1997年1月22日9時

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

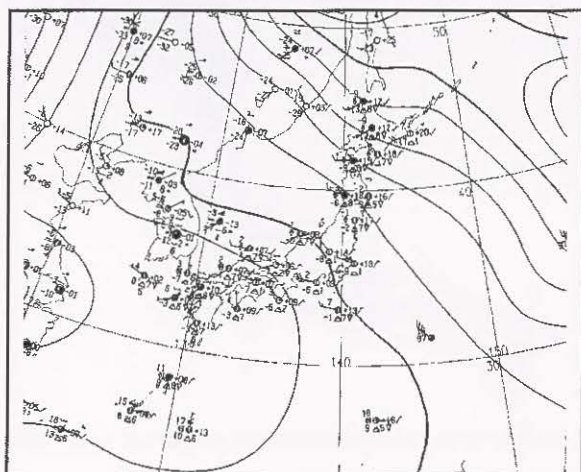


図6-2-23 東西走向の筋状雲の場合 1998年1月20日9時
 左上：可視画像 右上：赤外画像
 左下：地上天気図 右下：全国24時間降雪量

(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

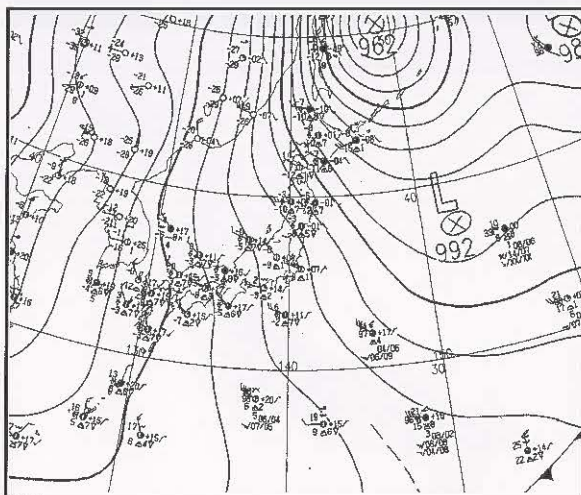
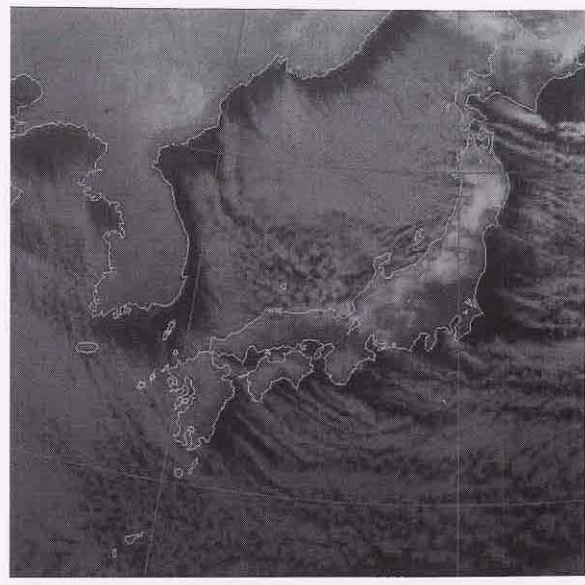
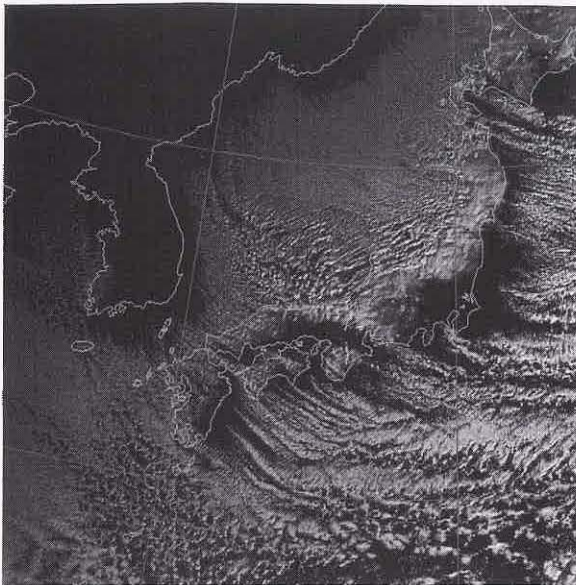


図6-2-24 北西から南東の筋状雲の場合 1999年1月9日9時

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。

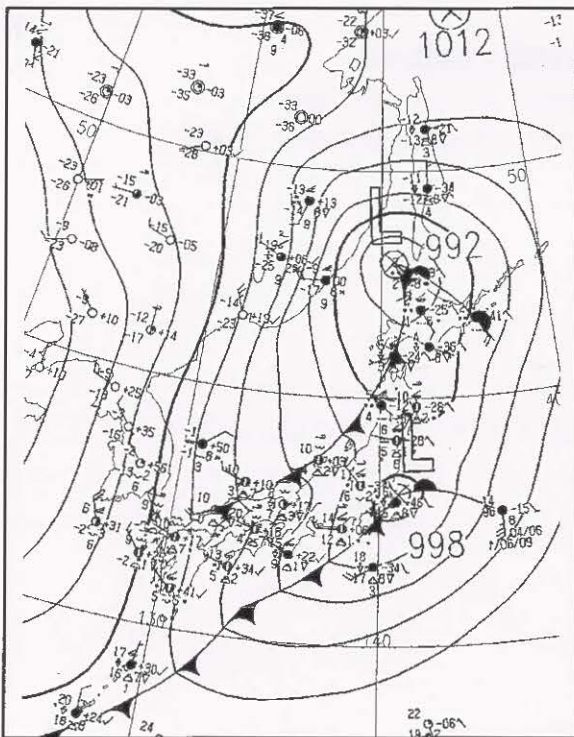


図 6-3-1 地上天気図 1999年2月27日00UTC

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。

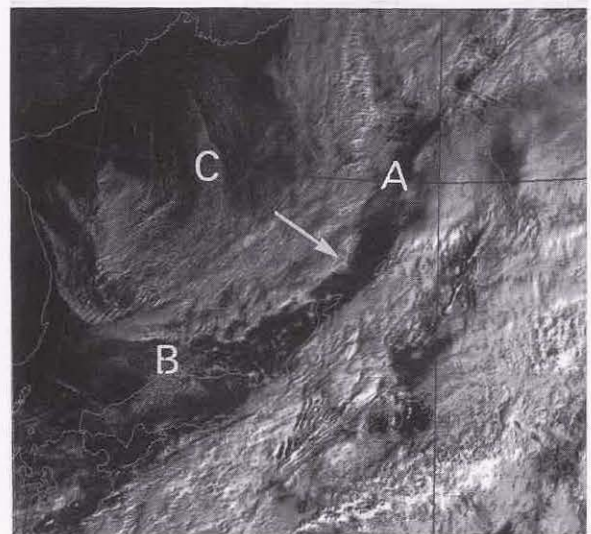


図 6-3-2 可視画像 1999年2月27日00UTC
記号：本文参照

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。

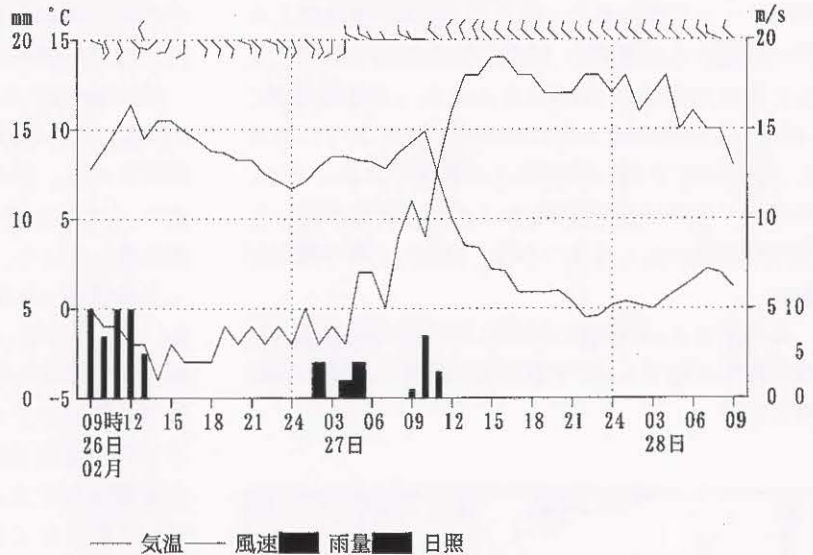


図6-3-3 相川（新潟）のアメダス時系列値
1999年2月26日09時～28日09時（日本時）

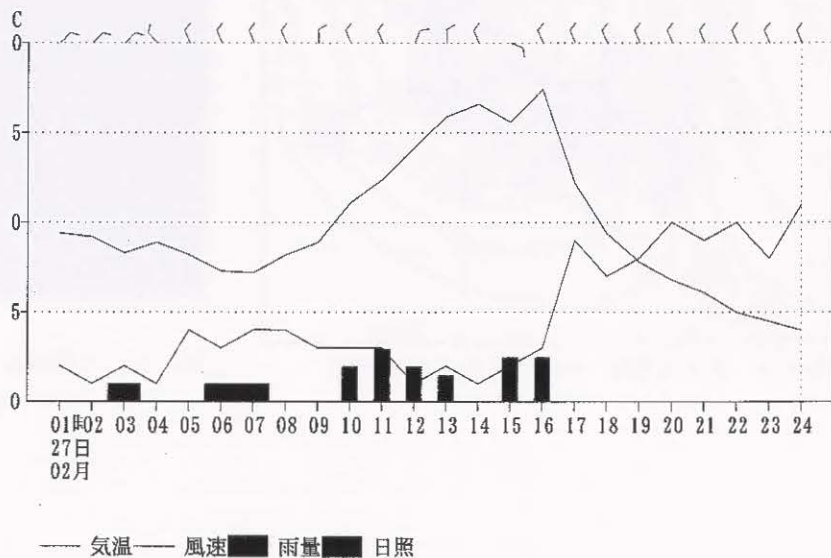


図6-3-4 東京のアメダス時系列値
1999年2月27日01時～27日24時（日本時）

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。

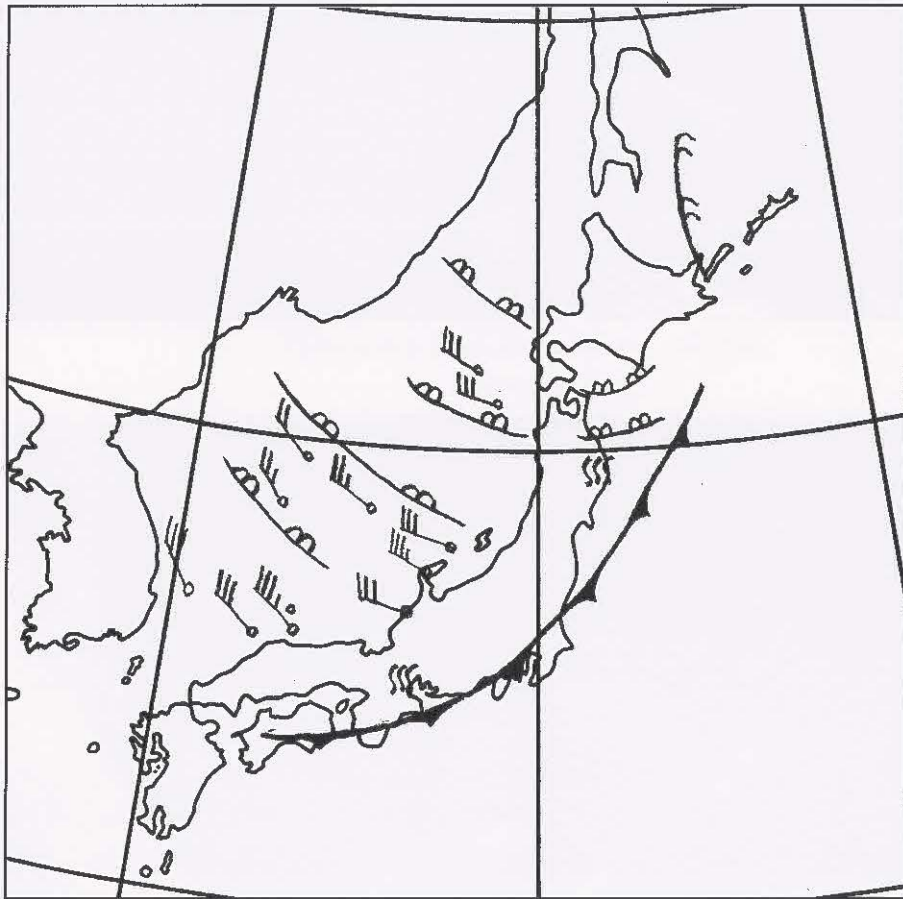


図6-3-6 1999年2月27日07UTC

(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)。

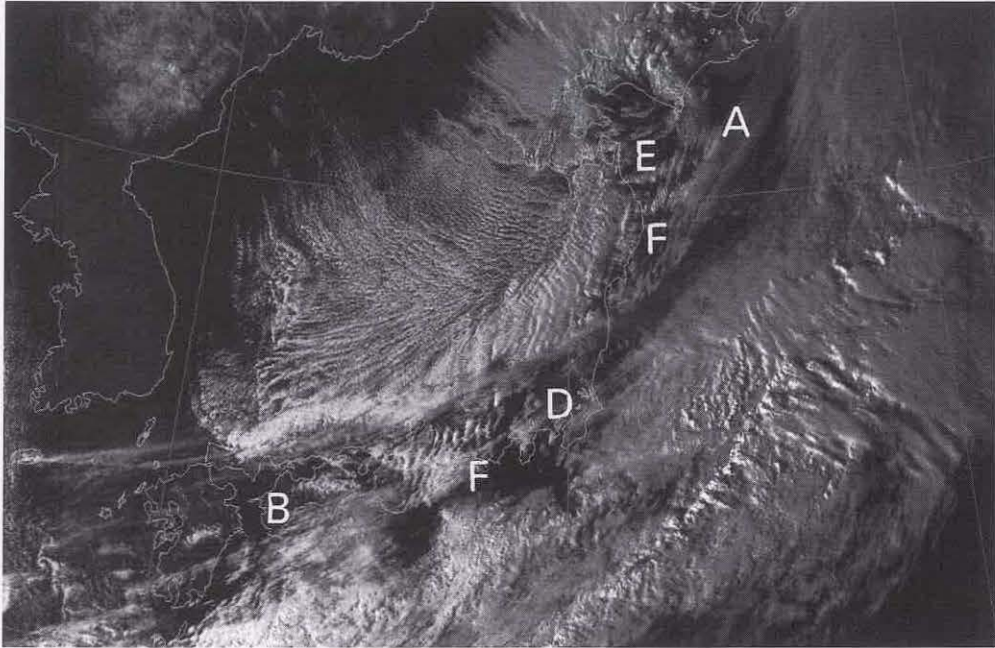


図6-3-5 可視画像 1999年2月27日07UTC
記号:本文参照

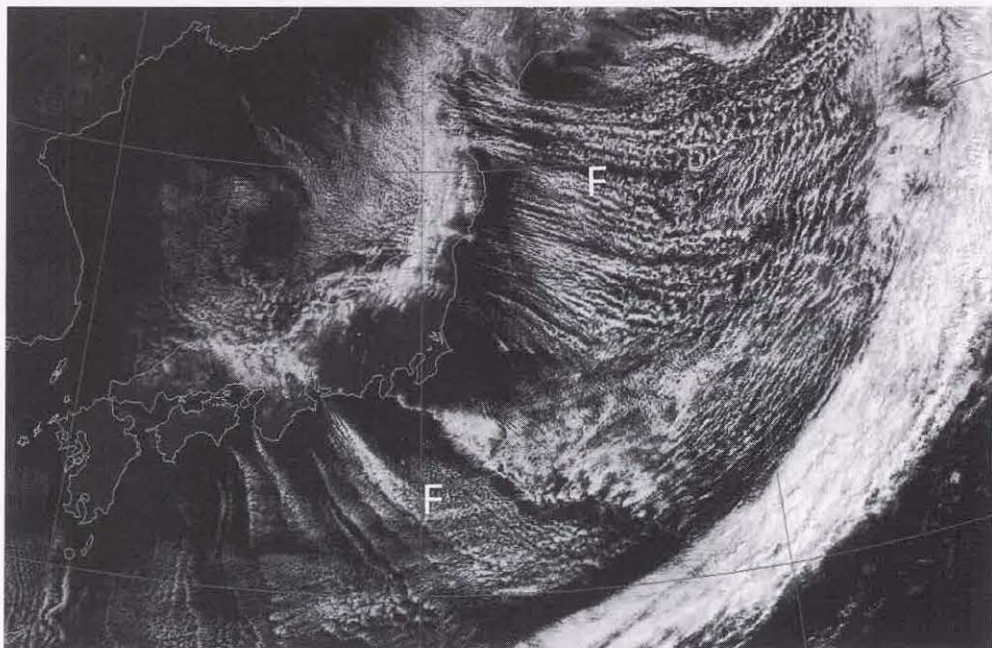


図6-3-7 可視画像 1999年2月28日01UTC
記号:本文参照

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(海面)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で一様である。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。

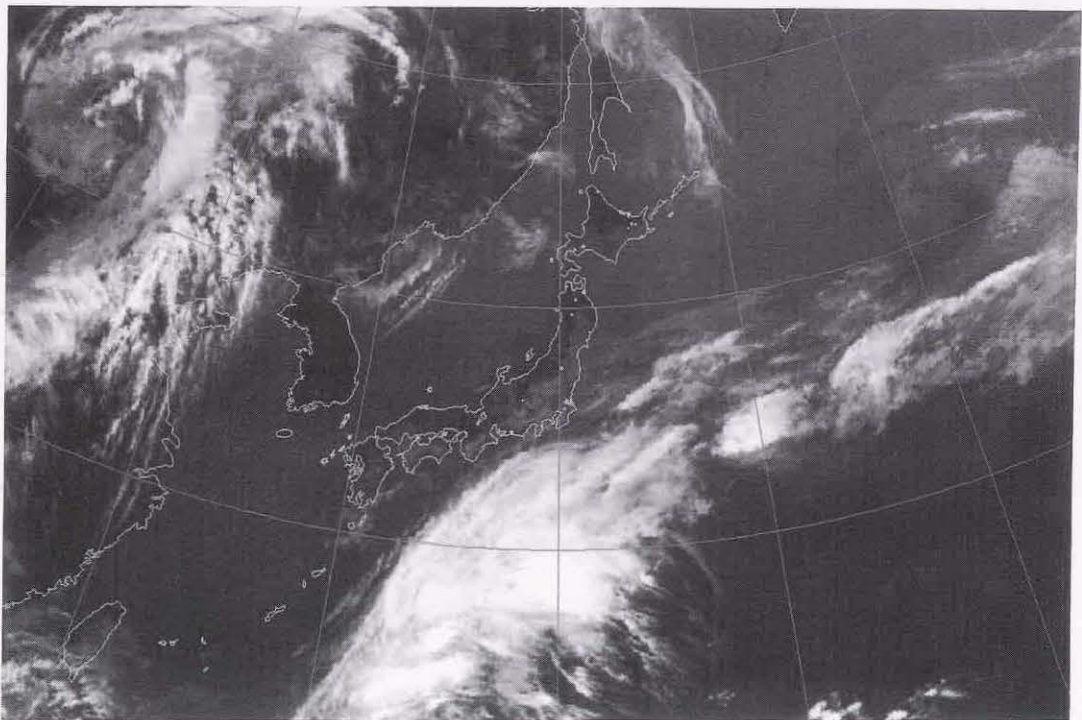
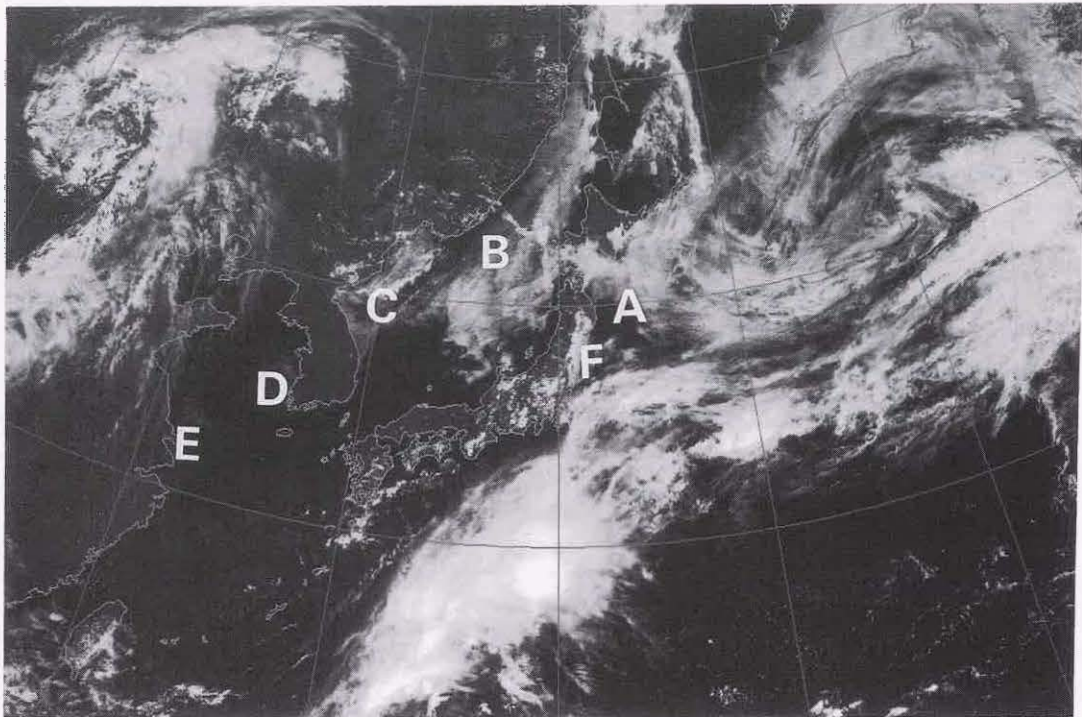


図 6-4-1 海上の霧 1997年6月17日 03UTC
上：可視画像 下：赤外画像 記号：本文参照

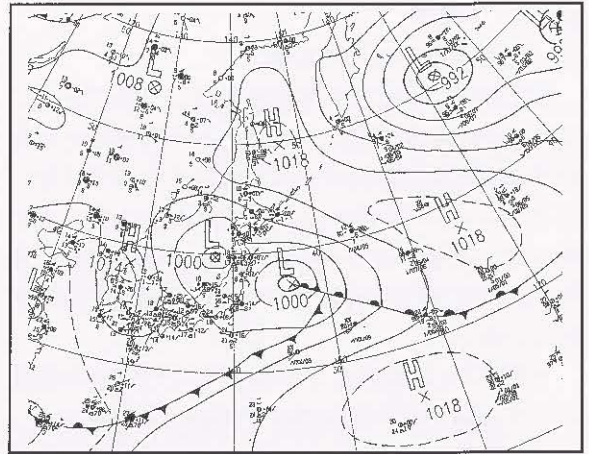
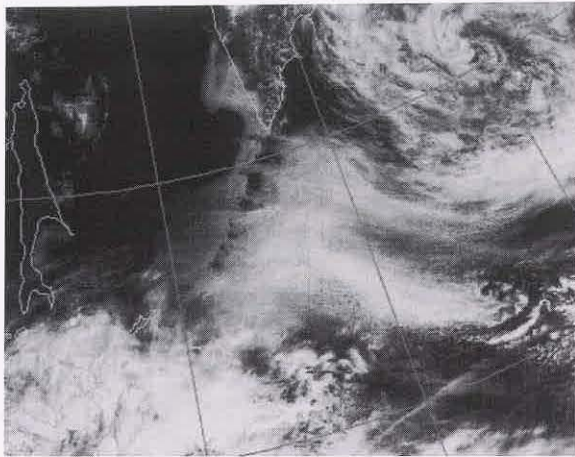


図6-4-2 海上の霧 1998年6月4日00UTC

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。

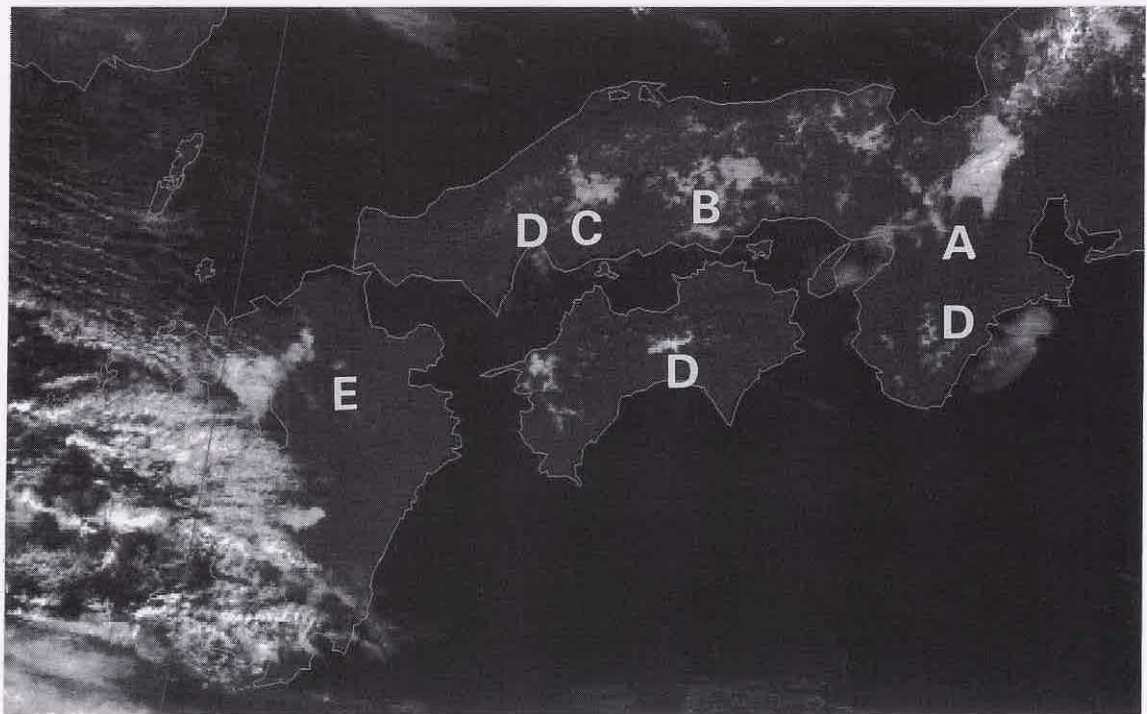


図6-4-3 内陸の霧 1996年2月14日01UTC 可視画像

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。

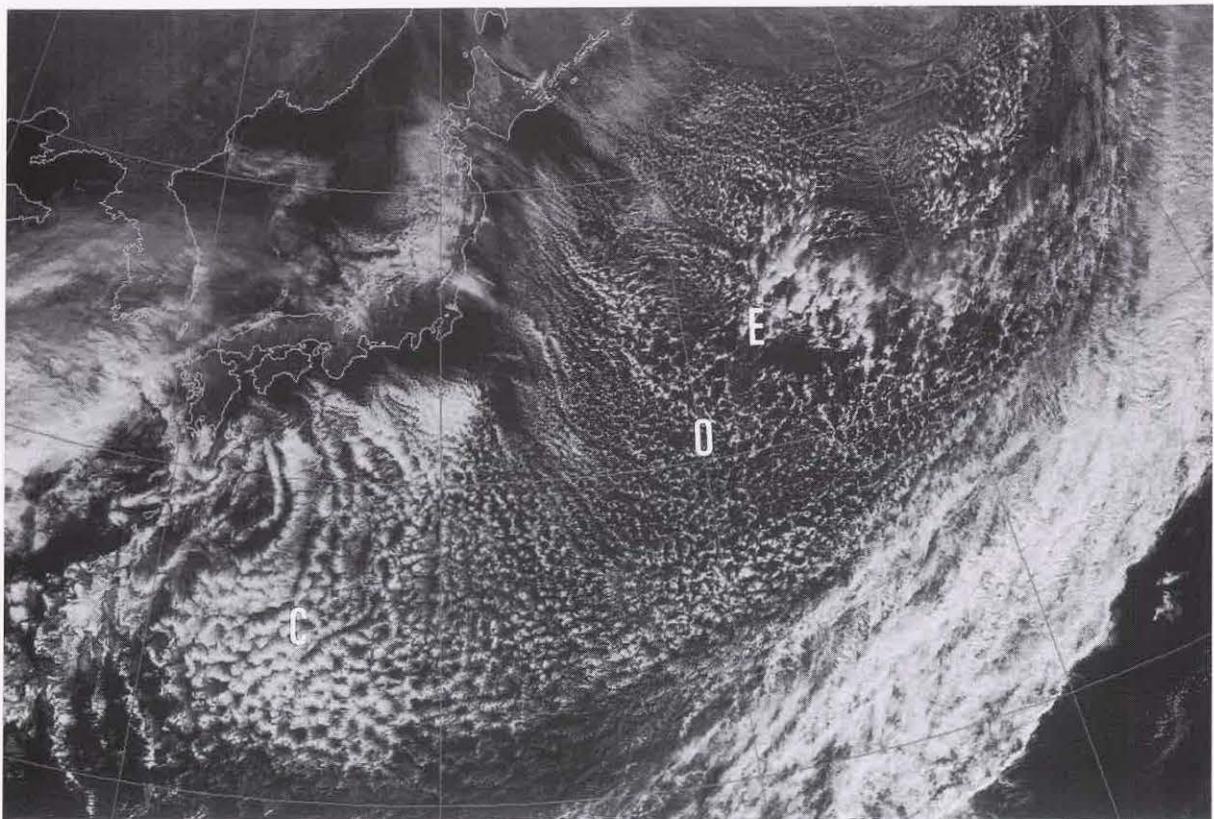


図6-4-4 海上の下層雲 1997年1月23日03UTC 可視画像
記号は本文参照

(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。

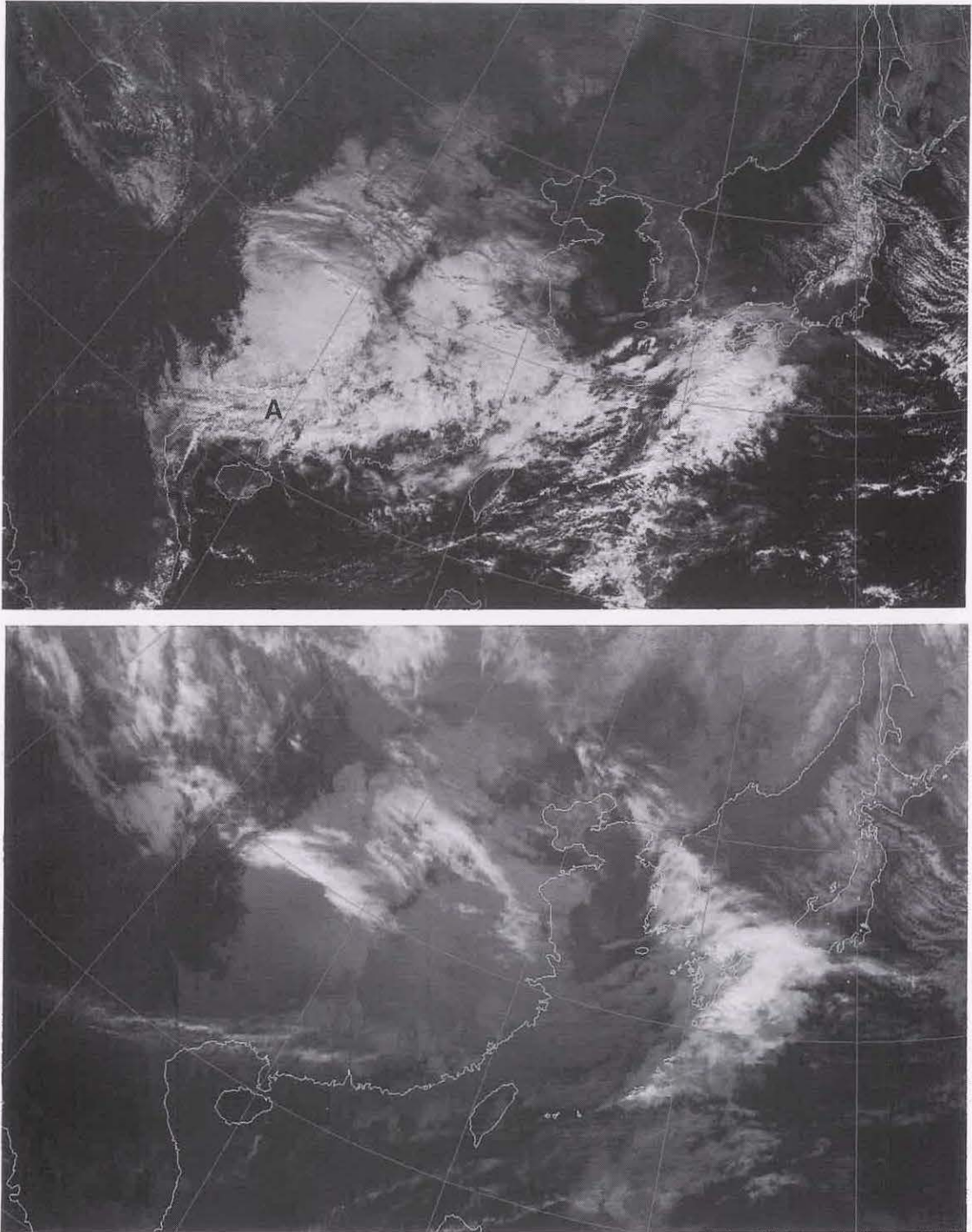


図6-4-5 大陸の下層雲 1998年2月1日03UTC

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。この冷気流は厚さが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。

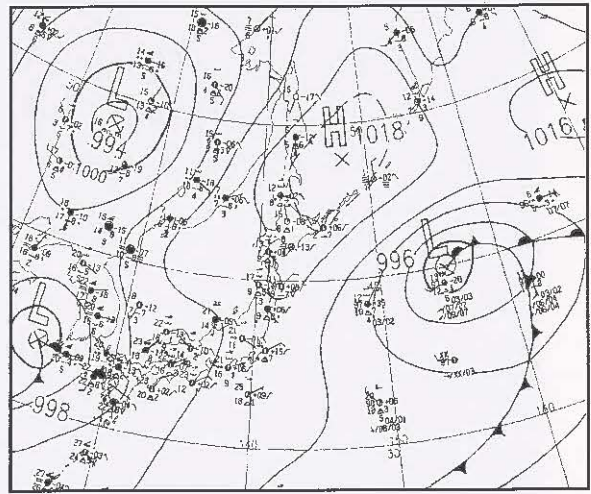


図6-4-7a 地上天気図 1997年6月8日00UTC

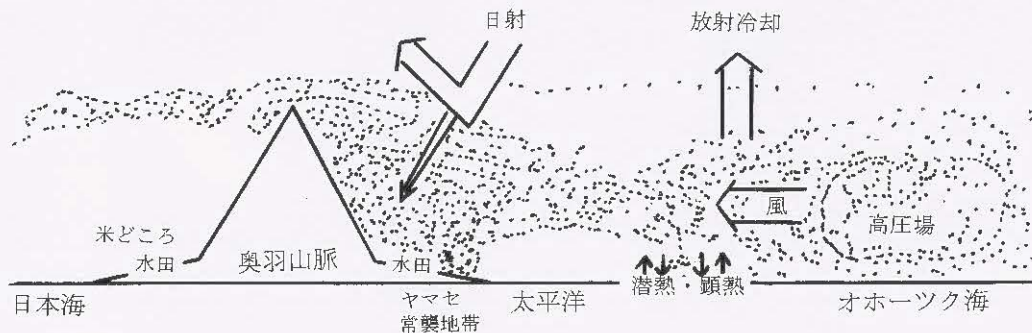


図6-4-6 やませの概念図(卜蔵、1995より)

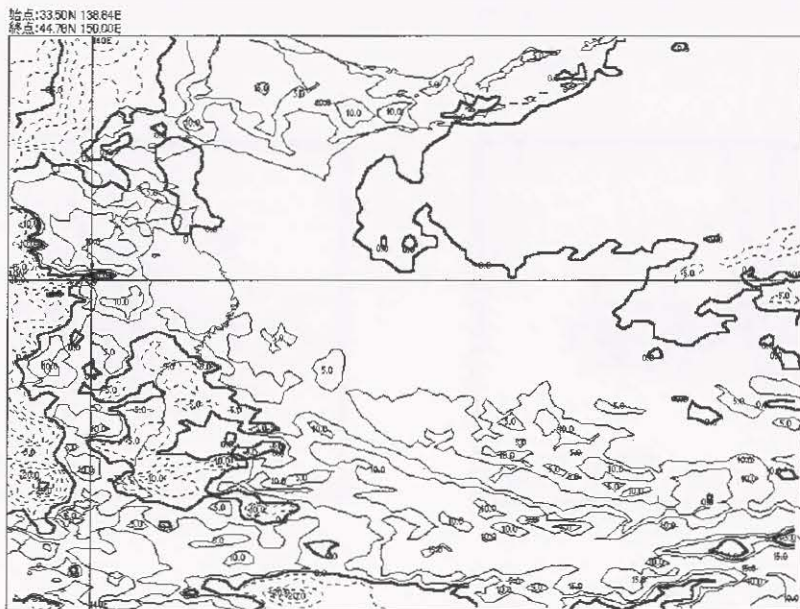
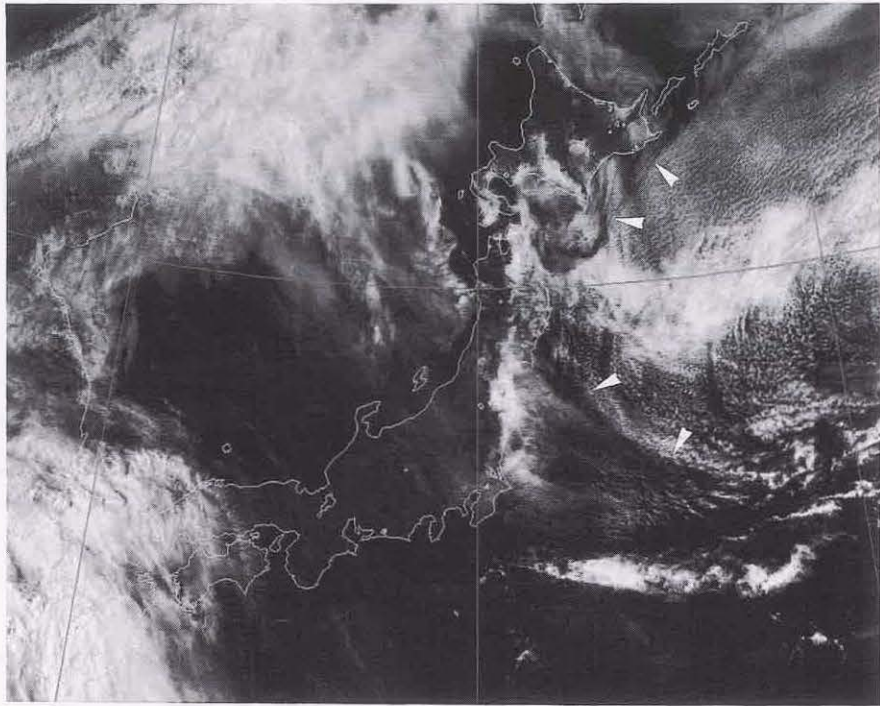


図 6-4-7b やませ 1997年6月8日00UTC

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℃毎、太線は0℃。

(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。

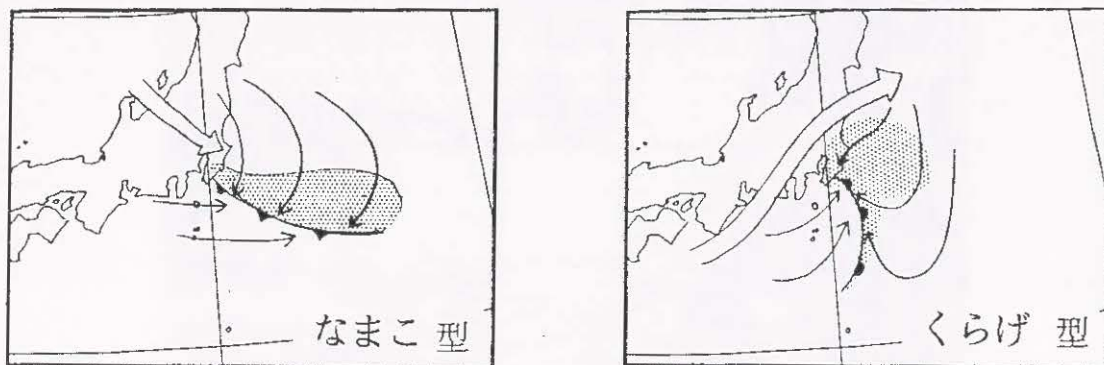


図6-4-8 関東南海上のシアに伴う下層雲のモデル(なまこ型とくらげ型)

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

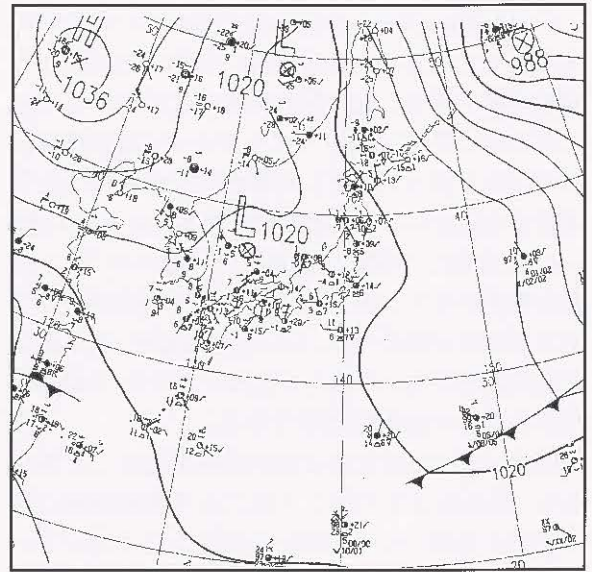
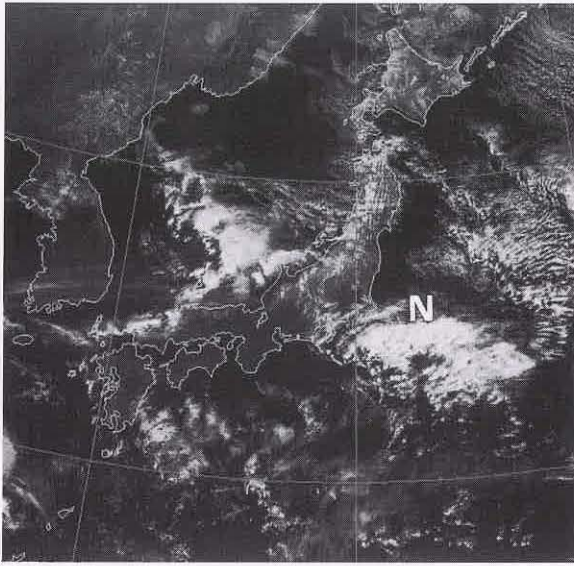


図6-4-9 関東南海上のシアに伴う下層雲（なまこ型：1998年2月16日）
左：可視画像（03UTC） 右：地上天気図（00UTC）

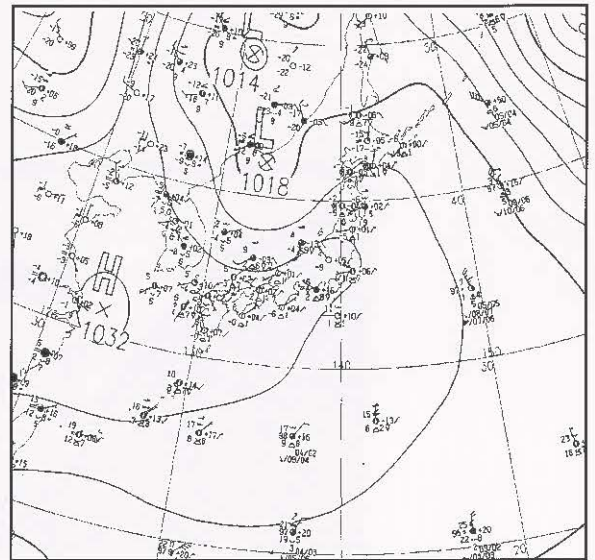
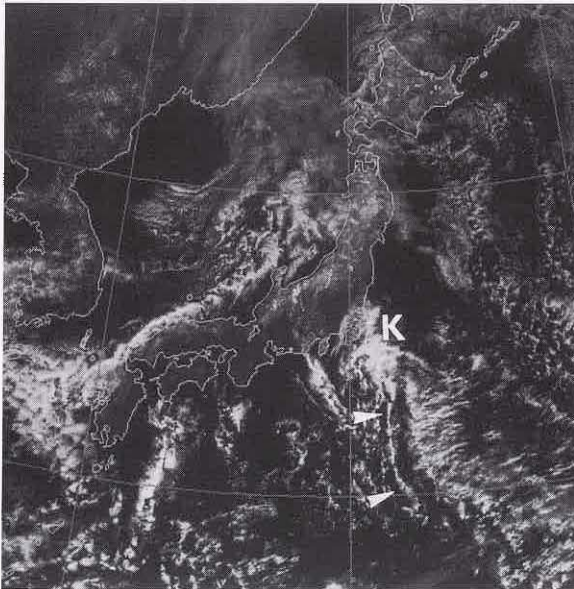


図6-4-10 関東南海上のシアに伴う下層雲（くらげ型：1998年1月30日）
左：可視画像（03UTC） 右：地上天気図（00UTC）

(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。

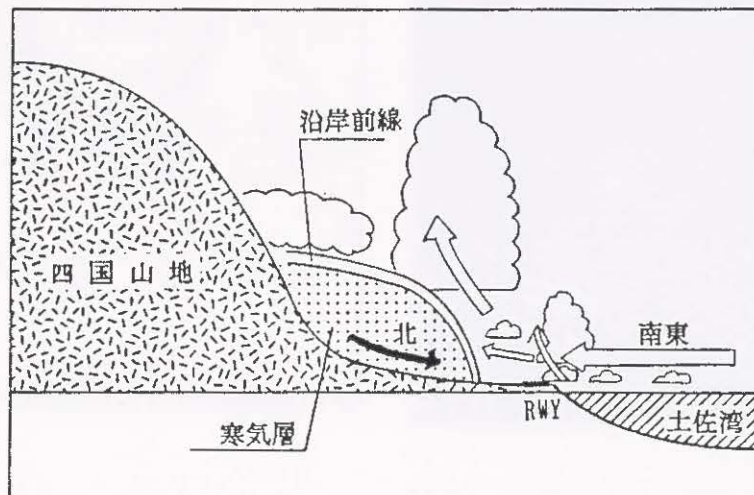


図6-4-11 高知における沿岸前線のモデル(気象庁予報部ほか、1993より)

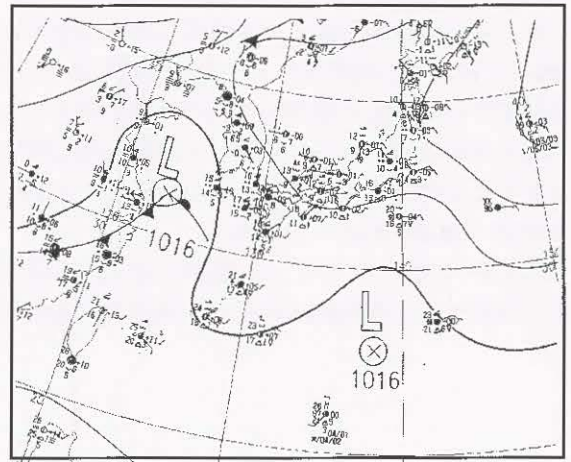
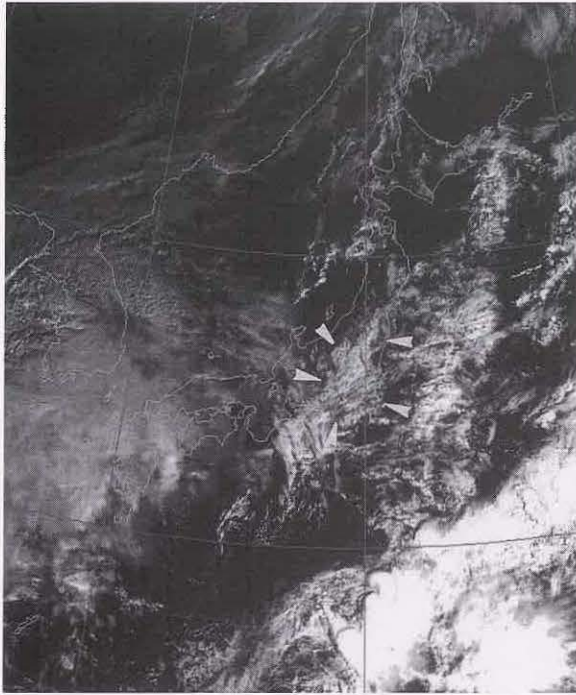


図 6-4-12 東日本の沿岸前線 1997年11月21日00UTC

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

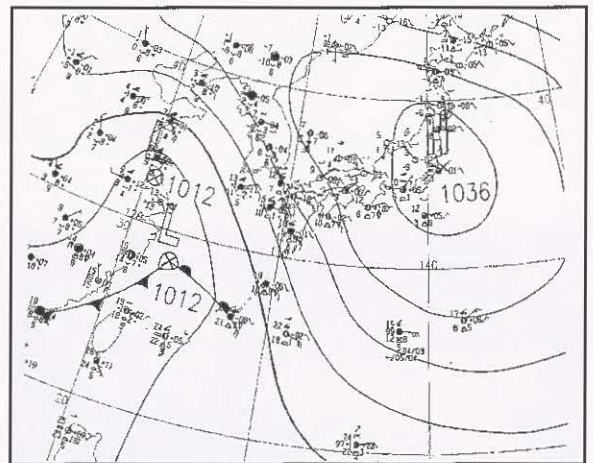
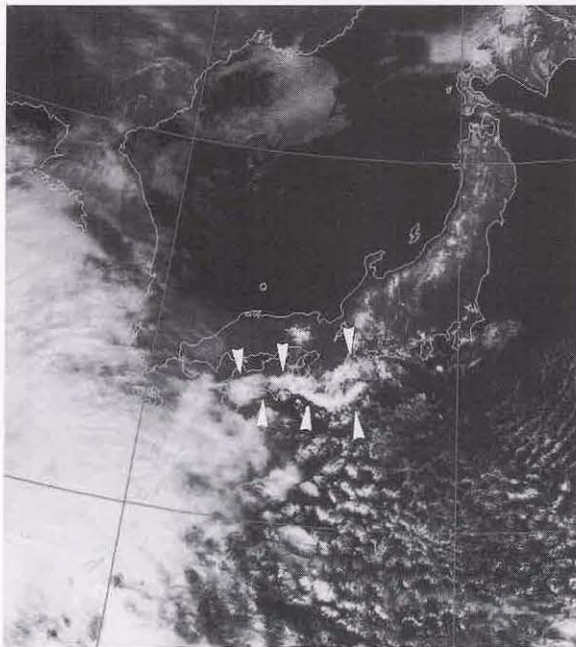


図 6-4-13 西日本の沿岸前線 1998年2月19日

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。

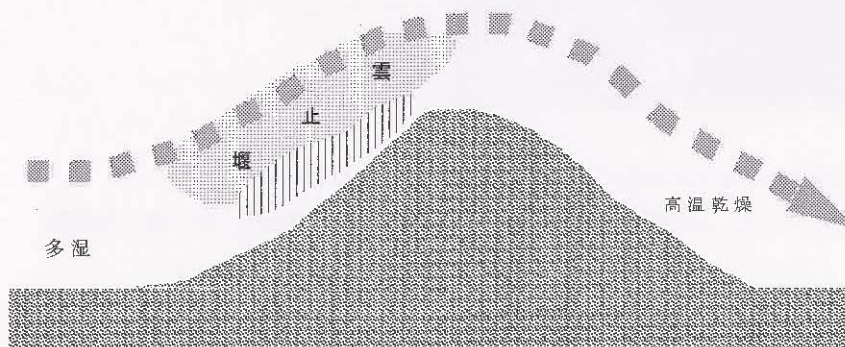


図6-4-14 フェーンの模式図

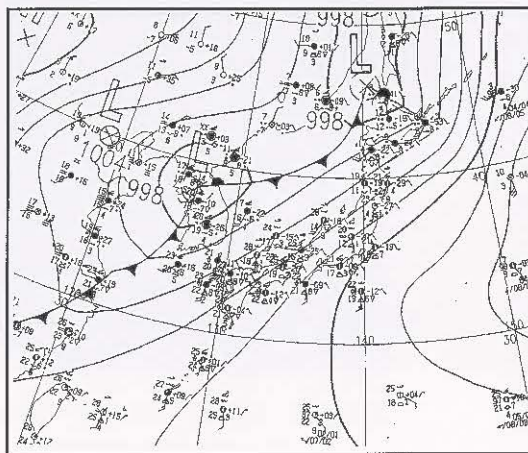
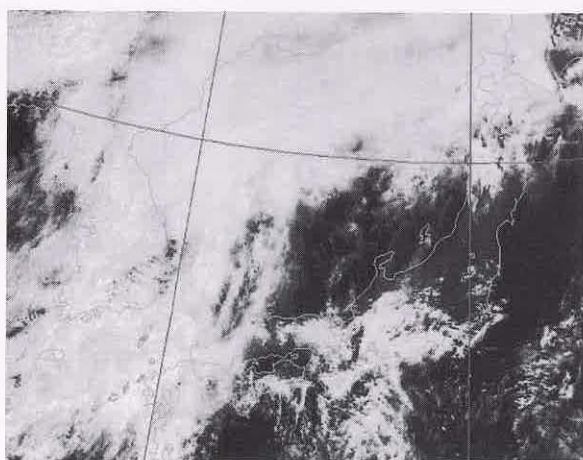


図6-4-15 フェーンに伴う堰き止め雲 1998年5月2日
左：可視画像(03UTC) 右：地上天気図(00UTC)

第7章 その他の現象*

7.1 海水

日本付近で観測される主な海水域は、オホーツク海と間宮海峡付近である。海水の反射強度は雲と同程度で可視画像では明灰色～灰色に見える。オホーツク海北部は高緯度に位置し太陽高度角が小さいため灰色に見える。この付近の水平分解能は約2～3kmで、海水域の変動を把握することができる。海水域は下層雲と見誤ることがあるが、

下層雲に比べ移動速度が極めて遅いため動画により容易に識別できる。赤外画像では、周りの海面水温との温度差が小さいため、海面との区別は難しい。図7-1は、オホーツク海と間宮海峡にみられた海水の例である。知床半島には海水が接岸し、千島列島の隙間（択捉島と国後島の間）から一部が太平洋に流れ出ている様子がわかる。このデータを用いて作成された全般海水情報などは、船舶の安全航行に大きく寄与している。

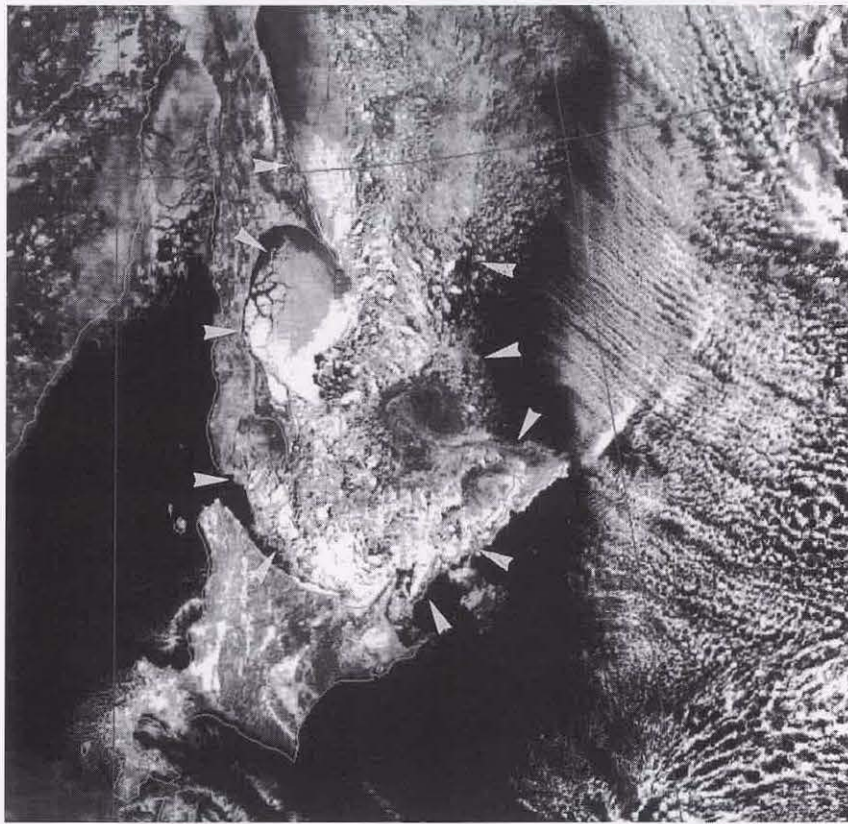


図7-1 可視画像（輝度強調階調） 1999年2月24日01UTC
三角印：海水

* 7.1、7.2、7.7 江上 公 7.3、7.6、7.8 田中 武夫 7.4、7.5 瀧田 信敏

7.2 積雪

積雪は、反射強度が大きく可視画像では白色域として表現される。赤外面像では周囲との温度に差がみられないため識別が難しい。可視画像でみえる積雪表面は比較的滑らかで、数日間同じ様相であるので、雲域との識別は可能である。図7-2-1は北海道及び大陸上にみえた積雪域の例で、北海道の積雪は山脈にほぼ沿った明灰色域として、大陸の積雪は太陽高度が北海道付近と比べ低いため西側程灰

色域としてみえる。一方、図7-2-2は関東地方の例で、積雪域が散在しているため輪郭が不鮮明な灰色域としてみえる。東京付近の灰色域（矢印）は下層雲域で積雪域に重なっている。この積雪は、2日前の15日に南岸を通過した低気圧によりもたらされたもので、この時の最深積雪は関東地方北部の前橋で33cm、東京で16cmを記録した。また、17日00UTCの積雪は前橋で24cm、東京で8cmであった。

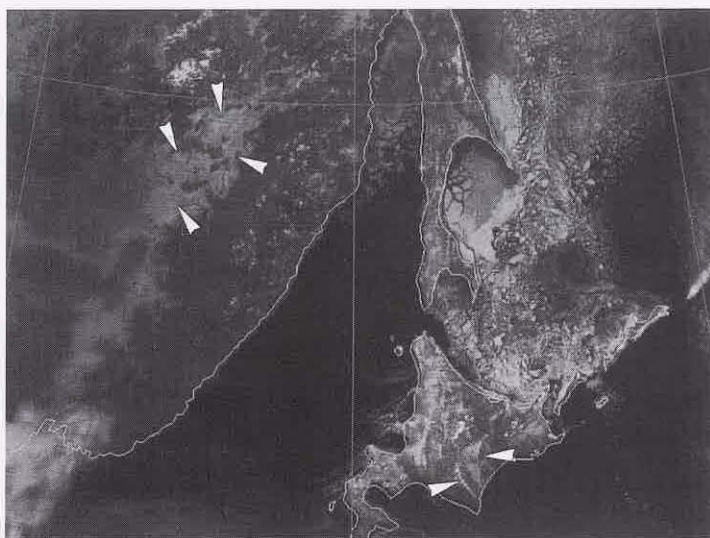


図7-2-1 可視画像 1999年2月24日03UTC
三角印：積雪

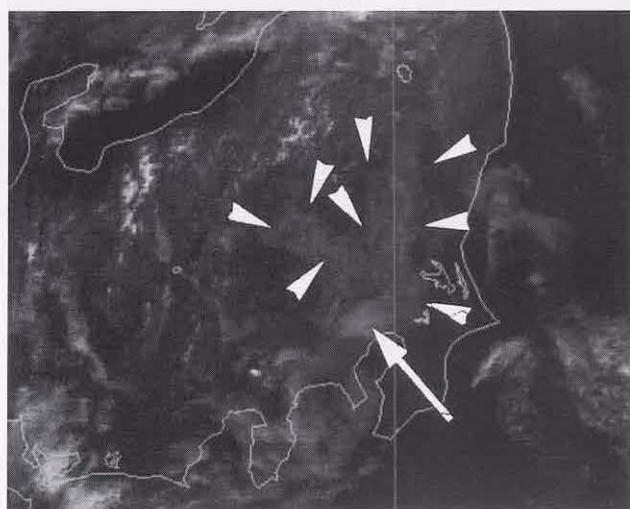


図7-2-2 可視画像 1998年1月17日02UTC
三角印：積雪 矢印：下層雲

7.3 黄砂

黄砂は、中国大陸の黄土地帯及びゴビ砂漠等で発生し、大気の流れに乗って移動・拡散する。発生当初は可視画像上では明灰色域の比較的明瞭な境界をもっているが、日本付近に到達する頃には拡散して薄くなり可視画像での識別が難しくなる。

図7-3-1aの可視画像では、大陸上の華北から華中にかけて明灰色の所々濃淡のあるベール状の領域が黄砂である（三角印）。赤外差分画像（図7-3-1b）では、白い領域として鮮明に現れている（三角印）。

図7-3-2aは、図7-3-1aの1日後の可視画像である。黄砂は華中から東シナ海・黄海へと移動しかなり薄くなっており（三角印）、識別が難しくなっているが、図7-3-2bの赤外差分画像では白くみえる（三角印）。



図7-3-1a 可視画像 1998年4月16日06UTC
三角印：黄砂



図7-3-1b 赤外差分画像 1998年4月16日06UTC
三角印：黄砂

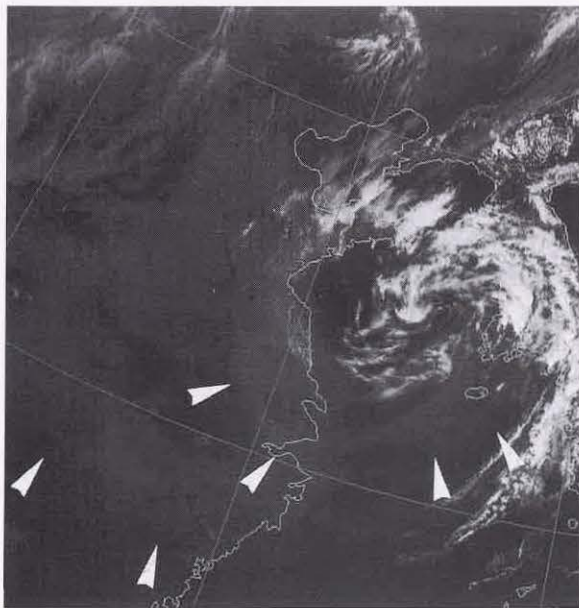


図7-3-2a 可視画像 1998年4月17日06UTC
三角印：黄砂

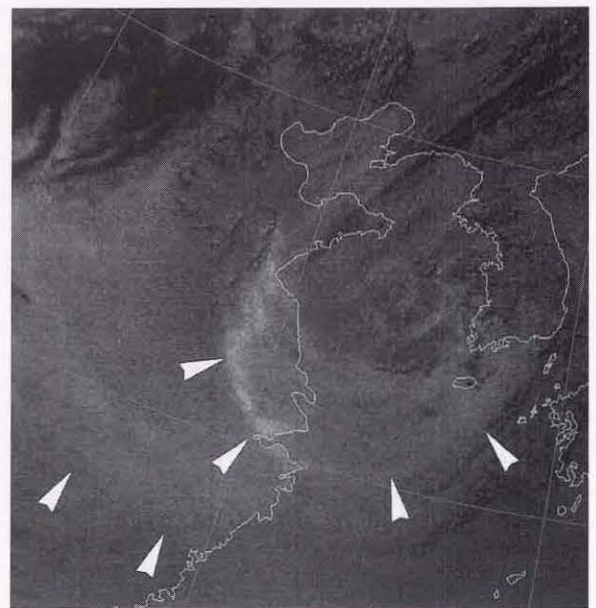


図7-3-2b 赤外差分画像 1998年4月17日06UTC
三角印：黄砂

7.4 火山噴火

火山が噴火すると、噴火地点付近の強い上昇気流による断熱膨張によって火山灰を多量に含んだ雲が形成される。この雲を衛星画像で見ると、噴火直後は円形状であるが時間が経つにつれ噴火地点から風下側に扇状に拡散する形状となる。上層の風速が強ければ強いほど扇形の幅は狭く、かつ細長いものとなる。この火山灰を含む雲の検出は赤外画像や可視画像でも可能であるが、雲と火山

灰や黄砂との識別が可能な赤外差分画像を用いるとより明瞭に検出できる。(1.3.6項参照)。

図7-4-1a、7-4-1bはカムチャツカ半島ペズイミアニ山の噴火の例で、1995年10月6日03UTCの赤外画像と赤外差分画像である。赤外画像では周辺の雲との判別は難しいが、赤外差分画像では火山噴煙が白く表現されている。また、06、09UTC(図7-4-2、7-4-3)と時間経過とともに火山噴煙が東に流されているのがわかる。

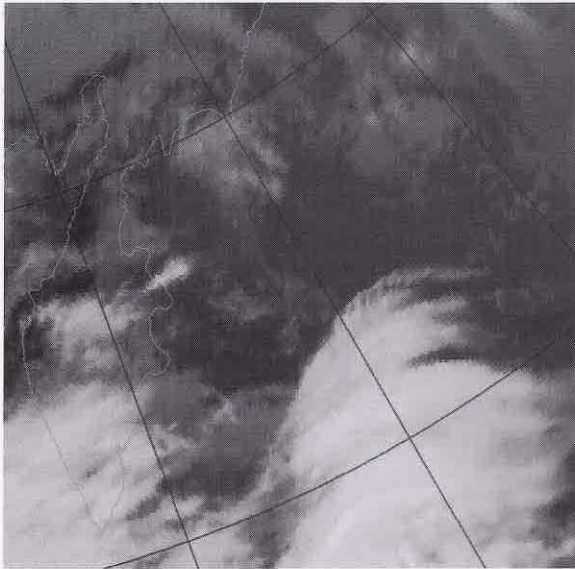


図7-4-1a 赤外画像 1995年10月6日03UTC



図7-4-1b 赤外差分画像 1995年10月6日03UTC



図7-4-1c 赤外差分画像 1995年10月6日06UTC



図7-4-1d 赤外差分画像 1995年10月6日09UTC

7.5 山火事と煙

小規模の山火事は、衛星画像から検出することは難しい。しかし、その範囲が数百メートルにおよび、数週間にわたって燃え続けるような大規模なものになると、雲がない時は、可視画像でみえる煙の様子から、場所を特定することができる。煙は、火災が鎮火するまでは下層風によって流されその周辺を漂う。周辺を漂う煙は、可視画像で見ると白色で薄いベール状をしており、陸上や海上が透けてみえるので雲と識別することができる。赤外画像からは、温度の高い小領域（ホットスポット）として検出される（測田・小野里：1998）。

図7-5-1は1998年8月7日03UTCの沿海州付近を拡大した可視画像である。白く毛羽立った多数の地点（矢印）がみえる。これは火元から流れ出す煙である。図7-5-2は、この時間の赤外画像の温度分布図である。可視画像上に矢印で示した白く毛羽立った地点の根元（A）と温度分布図の（A）で示した20℃以上の領域は良く対応している。このことから、この点（ホットスポット）は火元と推定できる。

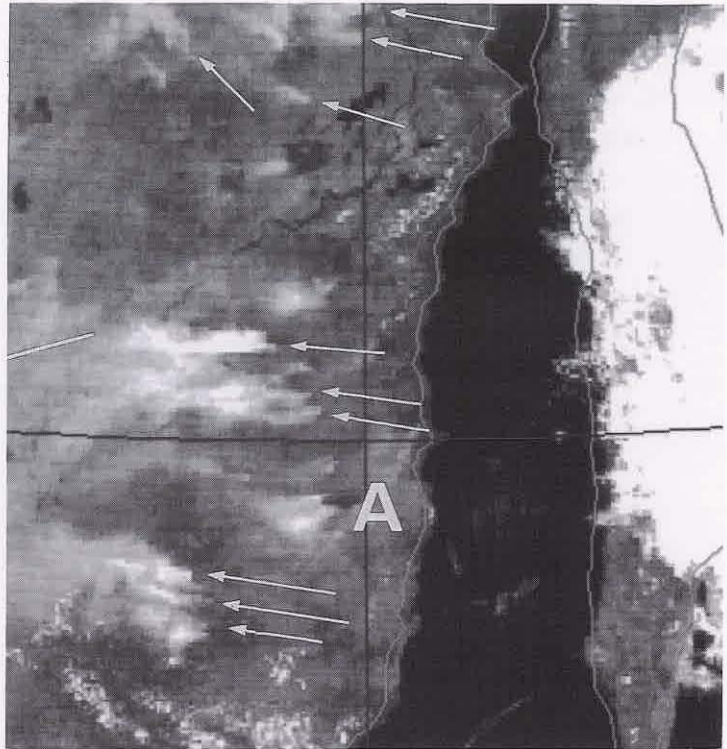


図7-5-1 可視画像 1998年8月7日03UTC
記号：本文参照

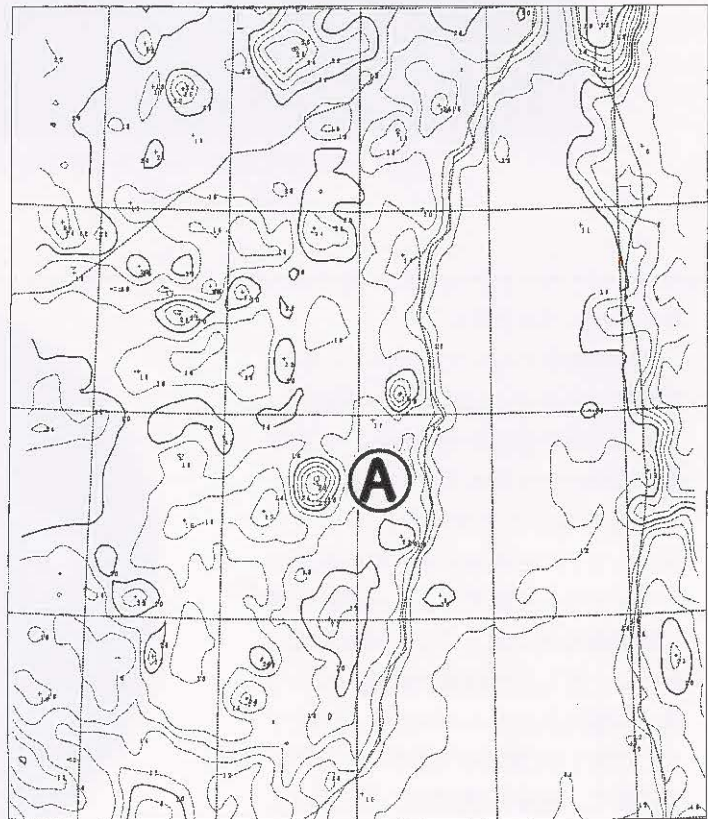


図7-5-2 赤外温度分布図 1998年8月7日03UTC
破線：2℃毎 太線：10℃毎
記号：本文参照

図7-5-3はインドネシア付近でおきた森林火災に伴い発生した煙である。ボルネオからスマトラにかけては、明灰色をした煙（三角印）が観測できる。この森林火災は1997年の夏から数ヶ月間に

わたってインドネシア各地で発生したもので、その煙は東南アジア各国に広がった。衛星画像でもこの煙は数ヶ月にわたって観測された。

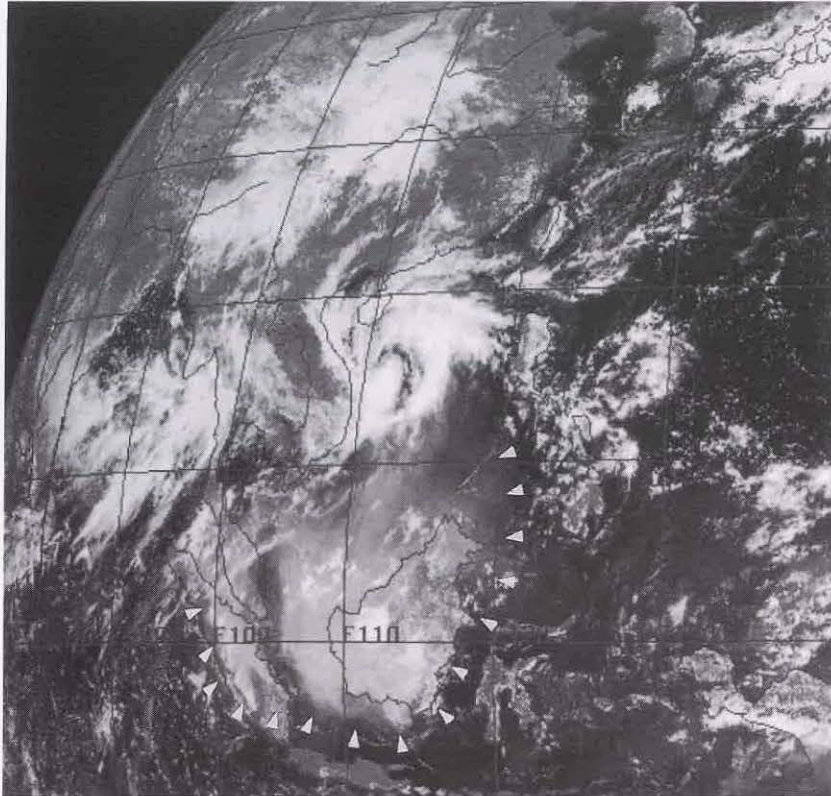
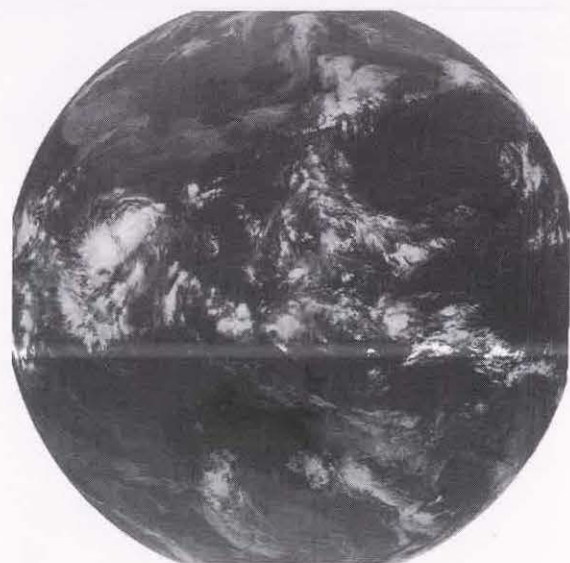


図7-5-3 可視画像 1997年9月23日03UTC
記号：本文参照

月によるレベルダウン

赤外面像のキャリブレーションでは、放射計の走査ごとに低緯度の物体として宇宙空間の温度を測定する。この時観測視野内に月があると、宇宙空間より温度が高い月の影響で、キャリブレーションの基準値がずれ赤外面像のレベルダウンが生ずる。この現象は月に数回発生するが、ほとんどは影響は小さい。但し月の位置や月齢によっては、影響の大きなレベルダウンが生ずる。付図1は、影響が大きかった時の赤外面像で、南緯10度付近に白い帯のように見えるのが、月によるレベルダウンの影響である（鈴木和史）。



付図1 月によるレベルダウン（赤外面像 1999年10月23日00UTC）

7.6 サングリント

太陽光の海洋や大きな湖などの水面からの反射をサングリントと呼ぶ。可視画像では大きな明るい領域として見え、位置は季節及び時刻により異なる。

サングリントの大きさや強さは水面の状態で変化し、風が穏やかで波が立っていない海面ではサングリントは小さく明るい。一方、風が強く波立っている海面ではサングリントは大きく暗くなる。つまり、サングリントを通して海水面の状態がわかる。

図7-6-1にサングリントのメカニズムを示す。静かな海面は鏡と同じ役割を果たし、B地点では海面の反射により太陽光は衛星のセンサーに直接入射する。一方、A地点で反射する太陽は衛星のセンサーに直接入力しない。つまり、衛星はB地点

において太陽の反射光を直接みることになり、可視画像では最も明るい領域（サングリント）としてみえる。サングリントは1日の中で、画像の上では東から西へ動く。また季節的には中心が北緯11.75°から南緯11.75°の間を移動する。

図7-6-2の可視画像は、北緯10°、東経140°付近（図中三角印）で光り輝いている部分がサングリントである。サングリントは小さく明るいことから、この付近の海面は穏やかであることが推測できる。サングリントの位置は、7月なので北半球側にあり、撮影時刻が正午（日本時間）なので東経140°付近にある。

図7-6-3では、サングリントは南緯10°、東経160°付近（図中三角印）にある。サングリントの位置は12月なので南半球側にあり、撮影時刻が9時（日本時間）なので東経160°付近にある。

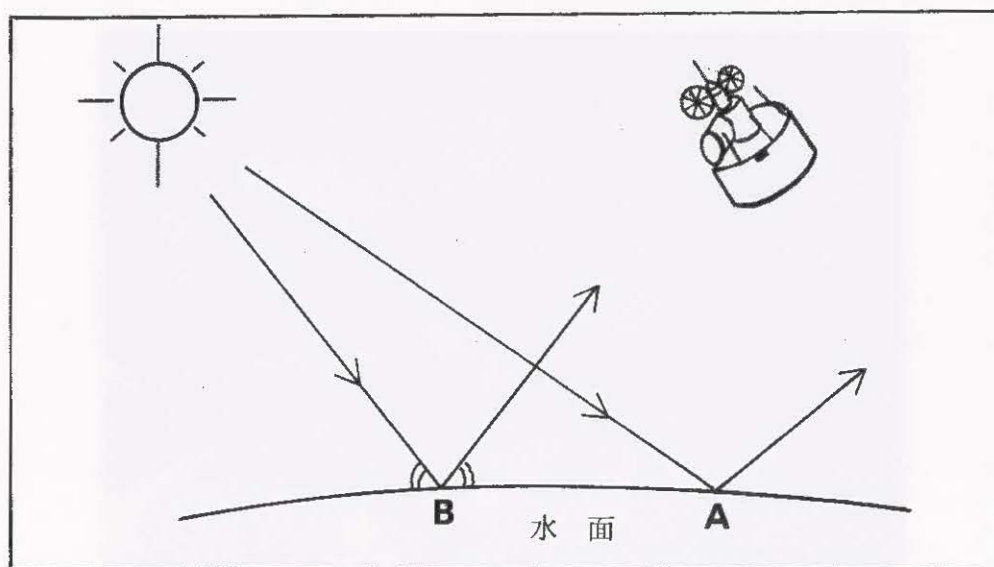


図7-6-1 サングリントのメカニズム

実線矢印：太陽光線 記号：本文参照



図 7-6-2 可視画像 1998 年 7 月 22 日 03UTC
記号：本文参照



図 7-6-3 可視画像 1998 年 12 月 18 日 00UTC
記号：本文参照

7.7 潮目

潮目に伴う顕著な海面水温の違いは、灰色のわずかな濃淡の差として、赤外面像で表現される(三角印)。画像の階調を強調するとより明瞭に確認できる。海面水温は時間変化が小さいため、動画を用いることにより雲域との識別は容易である。可視画像では水温変化を捉えることができないので、みることはできない。

図7-7-1は北海道南海上から関東東海上にかけてみられた親潮における潮目の例である。海面水

温が北ほど低い状態であることがわかり、この階調では灰色、暗灰色、黒色と3段に明瞭な温度差がみられる。特に、三陸沖の北緯40°付近では北縁に顕著な温度差を持つ東西200~300kmの暖水塊(白三角内)が黒色にみえている。この月の日本近海表層水温図(図7-7-2)では三陸沖の北緯40°付近に11℃以上の暖水塊(A)が確認でき、この暖水塊の北側と南側で温度傾度が大きく、画像での潮目と一致している。

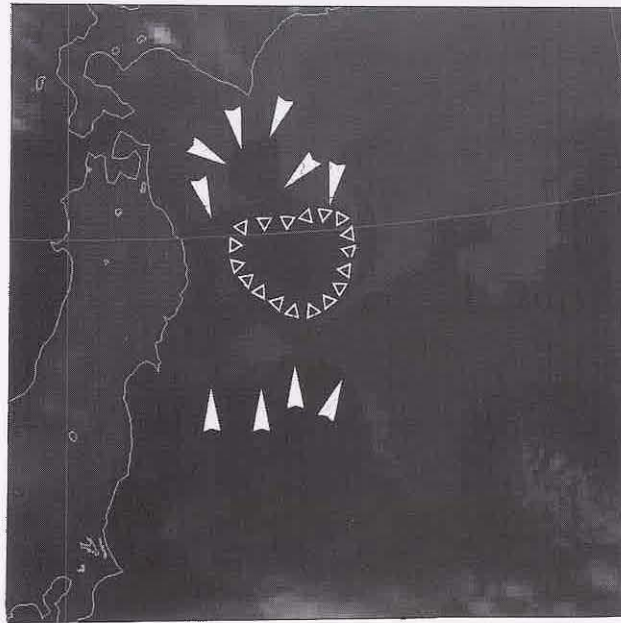


図7-7-1 赤外面像 1999年4月9日12UTC
三角印：潮目 白三角：暖水塊

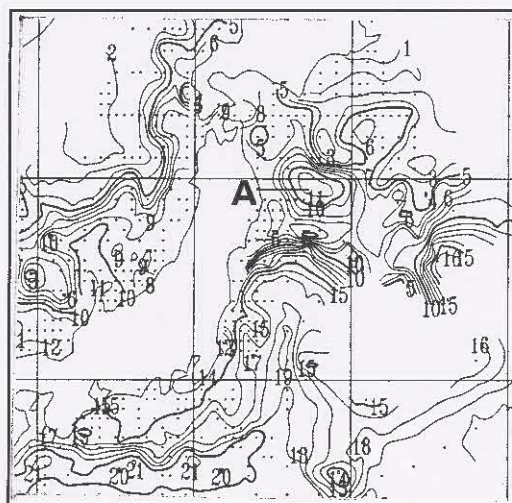


図7-7-2 日本近海表層水温図 1999年4月
太線：5℃毎 細線：1℃毎 ・：観測点 記号：本文参照

7.8 日食

日食は衛星画像で稀であるが確認することができる。図7-8-1では矢印の部分の日食である。日本の東海上の矢印付近を中心に、周囲より黒い部分がある。これが地球に映った「月の影」である。月の影をみやすくするために図中点線で囲んだ部分の画像を拡大し強調したものが図7-8-2であ

る。北緯32°、東経152°付近を中心に直径約350kmの黒色の円として白い雲の上に映し出され、その周囲も円形に輝度が減少して日食の起きている様子がよく分かる。

衛星画像の場合は地上からの観測とは逆に、広範囲に雲が分布しているほうが月の影が雲に映るため明瞭な観測が可能となる。

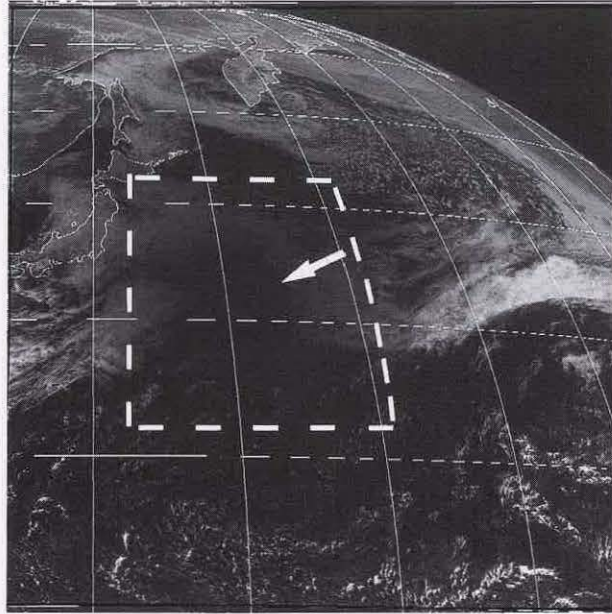


図7-8-1 可視画像 1988年3月18日03UTC
記号：本文参照



図7-8-2 可視強調画像 1988年3月18日03UTC

参考文献

- 浅井富雄(1983):大気の科学, 東京堂出版, 220pp.
- 浅井富雄(1988):日本海豪雪の中規模の様相, 天気, 35, 156-161.
- 池田博文, 奥村栄宏(1999):水蒸気画像による晴天乱気流出現域の把握, 航空気象ノート, 57, 11-25.
- 岩崎博之・武田喬男(1993):日本周辺の雲クラスターの出現特性, 天気, 23, 161-170.
- 内田英治(1979):V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪山, 天気, 26, 287-296.
- 卜歳建治(1995):ヤマセと冷害, 気象研究ノート「やませ」, 183, 15-30.
- 大野久雄・三浦信男(1982):圏界面直下におけるケルビンヘルムホルツ波の励起, 天気, 29, 1235-1241.
- 岡林俊雄(1972):気象衛星から見た雪雲と降雪についての研究への利用, 気象研究ノート, 113, 74-106.
- 岡林俊雄(1982):気象衛星資料の利用(II), 測候時報, 49, 185-250.
- 小倉義光(1997):メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- 小花隆司(1981):雲画像の解析とその利用, 気象衛星センター, 251-257.
- 小花隆司(1983):日本付近における暖候期の積乱雲、気象衛星ひまわりによる雲画像の解析とその利用, 気象衛星センター, 130-132.
- 小花隆司(1983):地形の影響による特殊雲, 気象衛星ひまわりによる雲画像の解析とその利用, 気象衛星センター, 251-254.
- 岸本賢司(1997):水蒸気画像の見方について, 天気, 44, 357-361.
- 北島尚子, 金崎厚, 海老原智, 重岡博明, 緒方洋一, 出口一, 上清直隆, 牟田佳史, 鈴木和史(1995): Browning: 温帯低気圧. 測候時報, 62, 1-31.
- 北島尚子(1997):「Browning: 温帯低気圧—温帯低気圧における雲と降水の構造」に関する質問に答える. 測候時報, 64, 29-44.
- キース・ブラウニング(1999):乾燥貫入(dry Intrusion)とそれが温帯低気圧の前線, 雲, 降水の構造に及ぼす効果, 天気, 46, 97-103.
- 気象衛星センター(1991):気象衛星資料「テーパリングクラウド」, 気象衛星センター 84pp.
- 気象衛星センター(1993):水蒸気画像 天気の解析と予報のための解釈と応用, 気象衛星センター, 262pp.
- 気象庁予報部予報課・東京航空地方気象台・新東京航空地方気象台(1993):航空気象予報におけるメソ天気系概念モデルの開発とその活用(第2報)—平成4年度航空気象予報技術検討会報告, 研究時報, 44, 139-157.
- 隈部良司, 岸本賢司, 桜井利幸(1996):衛星画像を用いた温帯低気圧の中心気圧の見積もり, 気象衛星センター技術報告, 31, 1-15.
- 隈部良司, 神代秀一(1997):コンマ雲の中心気圧の衛星画像を用いた推定方法, 気象衛星センター技術報告, 33, 1-15.
- 木場博之(1984):V.F.Dvorak氏による衛星画像からの熱帯低気圧の強度推定方法の手順と応用例, 気象衛星センター技術報告, 9, 39-56.
- 小平 信彦編(1980):リモートセンシング「気象」, 朝倉書店, 141pp.
- 斎藤直輔(1979):天気解析, 気象研究ノート, 137, 125pp.
- 札幌管区気象台(1989):北海道西岸に発生する小低気圧の研究, 札幌管区気象台技術時報(別冊 38号), 137pp.
- 鈴木和史, 安東義彦(1992):関東地方に局地的悪天をもたらすメソ α スケール雲システムのメソ天気系モデル, 研究時報, 44, 63-79.
- 鈴木和史・山田真吾(1994):日本の東海上で急発達する低気圧の特徴:衛星画像での分類, 1994年気象学会春季大会講演予稿集, 日本気象学会, 65, 279.
- 鈴木和史(1998):急発達する房総沖低気圧, 1998年気象学会秋季大会講演予稿集, 日本気象学会, 74, 118.
- 鈴木和史(1999):日本付近を通過する低気圧の特徴, 気象衛星センター技術報告, 37, 35-62.
- 高崎洋見(1984):北太平洋地域の特殊雲列, 天気, 31, 315-318.
- 高嶺武(1995):1995年8月の「ひまわり画像」, 気象, 462, 20-21.
- 徳野正己・隈部良司(1996):雲解析情報図, 気象衛星センター技術報告特別号, 119-138.
- 内藤成規(1992):平成3年度全国予報技術検討会資料 II 帯状収束雲の変動と降水, 気象衛星センター, 21-34.
- 内藤成規(1993):1993年7月の「ひまわり画像」, 気象, 437, 20.
- 長谷川洋平(1998):雲解析事例集, 下層雲および霧の衛星画像上の特徴, 気象衛星センター, 1-5.

- 藤吉康志(1999):「寒気貫入とそれが温帯低気圧の前線, 雲, 降水の構造に及ぼす効果」についてのコメント, 天気, 46, 104-108.
- 淵田信敏・小野里幸司(1998): 極東地域の森林火災, 衛星センター技術報告, 36, 61-67.
- メソ気象調査グループ(1988): 冬期日本海における帯状雲のメソ構造- 啓風丸の特別観測の解析 -, 天気, 35, 237-248.
- 山田真吾・鈴木和史(1994): 日本の東海上で急発達する低気圧の特徴: 統計的調査, 1994年気象学会春季大会講演予稿集, 日本気象学会, 65, 278.
- 気象衛星課(1976): 予報と解析への気象衛星資料の利用, 気象庁, 105.
- Bader, M.J., G.S.Forbes, J.R.Grant, R.B.E.Lilley and A.J.Waters(1995): Images in weather forecasting, Cambridge Univ. Press, 499pp.
- Brown, J. M(1986): A decision tree for forecasting downslope windstorms in Colorado. Preprints, 11th Conference on Weather Forecasting and Analysis, pp. 83-8.
- Browning(1990): Extratropical Cyclones, The Eric Palmen Memorial Volume, C.W.Newton and Holopaine Eds. American Meteorological Society, 129-153.
- Browning, K.A. and F.F.Hill(1985): Mesoscale analysis of a polar trough and interacting with a polar front, Quart.J.Roy.Meteor.Soc., 111, 445-462.
- Carlson, T.N.(1980): Air Flow through midlatitude cyclone and the comma cloud pattern, Mon. Wea.Rev., 108, 1498-1509.
- Chopra, K.P. and L.F.Hubert(1965): Mesoscale eddies in the wake of islands, J. Atmos. Sci, 22, 652-657.
- Corby, G.A.(1957): A Preliminary Study of Atmospheric Waves using Radiosonde Data, Q.J.Ror.Met.Soc., 83, 49-60.
- Ellrod, G.P.(1989): A decision tree approach to clear air turbulence analysis using satellite and upper air imagery, NOAA Tech.memo.NESDIS23.
- Ellrod, G.P.(1995): Advance in the Detection and Analysis of Fog at Night Using GOES Multispectral Infrared Imagery. weather and forecasting, 10, 606-619.
- Hubert, L.F. and A.F.Krueger(1962): Satellite pictures of mesoscale eddies. Mon. Wea. Rev., 90, 457-463.
- Lilijas, E.(1989): Experience of an operational cloud classification method, 4th AVHRR DATA USERS' MEETING, 73-78.
- Maddox, R.A.(1980): Mesoscale Convective Complexes. Bull.Amer.Meteorol.Soc., 61, 1374-1387.
- McGinnigle, J.B. M.V.Young and M.J.Bader(1988): The development of instant occlusion in the North Atlantic. Meteor.Mag., 117, 325-341.
- Magono, C.(1971): On the localization phenomena of snowfall, J.Meteor.Soc.Japan, 49, 824-835.
- Neiman(1993): The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part II: Mesoscale Structure and Diagnostics. Mon. Wea. Rev., 122, 2177-2199.
- Ninomiya, K and K.Yamazaki(1979): Heavy Rainfalls Associated with Frontal Depression in Asian Subtropical Humid Region(II) Mesoscale Features of Precipitation, Radar Echoes and Stratification, J.Meteor.Soc.Japan, 57, 399-413.
- Ramond, D., H.Corbin, M.Desbois, G.Szejwach and P.Waldteufel(1981): The Dynamics of Polar Jet Streams as Depicted by the METEOSAT WV Channel Radiance Field, Mon. Wea. Rev, 109, 2164-2176.
- Reed, R.J., and W.Blier(1986): A Case study of comma cloud development in the Eastern Pacific, Mon Wea Rev., 114, 1681-1695.
- Shapiro, M.A. and D.Keyser(1990): Fronts, Jet Streams and the Tropopause, Extra-tropical Cyclones: The Eric Palmen Memorial Volume, C.W.Newton and E.O.Holopaine Eds. American Meteorological Society, 167-191.
- Shimamura, M.,(1981): The Upper-Tropospheric Cold Low in the Northwestern Pacific as Revealed in the GMS Satellite Data. Geophys. Mag., 39, 119-156.
- Smigielski, F.J. and H.M.Mogil(1992): A systematic satellite approach for estimating central pressure of mid-latitude oceanic storm. NOAA Technical Report NESDIS 63, U.S.Department of Commerce, 65pp.
- Thomson, R.E., J.F.R. Gower and N.W.Bowker(1977): Vortex Streets in the Wake of the Aleutian Islands. Mon. Wea. Rev, 105, 873-884.
- Weldon, R.B. and S.J.Holmes(1991): Water Vapor Imagery, NOAA Tech. Report NESDIS57, 213pp.
- Young, M.V. G.A.Monk and K.A.Browning(1987): Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone, Quart.J.Roy.Meteor.Soc., 113, 1089-1115.

索引

ア行

アナ型寒冷前線 64
暗域 43, 112
暗化 43, 112
石狩湾小低気圧 123
インサイドバウンダリー 47, 50
インスタントオクルージョン 76, 91
ウォームコンベヤベルト 59, 78
雲型 14
雲形 14
雲頂温度 4
雲頂高度 4
雲列 38
エルニーニョ 107
沿岸前線 144
エンハンスト積雲 32, 85
縁辺流 68, 116, 118
オープンセル 32, 83, 138
岡林モデル 77
帯状対流雲 41, 120, 130
温暖核隔離 99, 103
温暖型閉塞 69, 72, 101

カ行

海氷 147
火山灰 8, 150
火山噴火 150
下層渦 112, 119
カタ型寒冷前線 66
かなとこ巻雲 7, 29, 36
カルマン渦 40
寒気ドーム 110
乾燥貫入 44, 81
寒冷型閉塞 69, 71
寒冷低気圧 56, 110
軌道制御 3
きめ 4, 15
逆転層 31, 40
キャリブレーション 31, 152
吸収 2, 4, 8
極軌道衛星 1
雲バンド 38

クラウドクラスター 34, 51, 114
クラウドリーフ 49, 78
くらげ型 142
クローズドセル 32, 138
傾圧リーフバウンダリー 47, 49
ケルビンヘルムホルツ波 27
圏界面 29, 44
コールドコンベヤベルト 59, 70
後屈温暖前線 99, 102
黄砂 8, 149
航跡雲 42
後方傾斜上昇流型 64
黒体放射 5
木の葉状雲域 49
コンベヤベルト 59
コンマ型 76, 83, 107

サ行

サージ 47, 53, 58
再放射 4
サングリント 153
シア 32, 36, 41, 142
ジェット気流平行型バウンダリー 48
ジェットコア 48, 53
ジェット軸 27, 48, 71
潮目 155
射出率 2, 6
上層渦 46, 110
上層トラフ 46, 110, 114
食運用 9
スコラー数 31
筋状雲 32, 128
スプリットフロント 66
正渦度移流極大 84
静止衛星 1
晴天乱気流 53
積雪 148
堰き止め雲 146
前線断裂 99, 101
層状性 4
測距 3

タ行

大気の窓 2, 8

太陽妨害防止運用 16
 対流性 4
 縦横比 32
 地形性巻雲 28
 対発生 107
 月によるレベルダウン 152
 月の画像 13
 テーパリングクラウド 36
 透過率 6
 ドボラック法 82
 ドライサージバウンダリー 47, 53
 ドライスロット 44, 71, 81
 トランスバースライン 27
 ナビゲーション 3

ナ行

なまこ型 142
 日食 156
 日本海寒気団収束帯 41
 熱帯収束帯 18, 54
 熱帯対流圏上層トラフ 57

ハ行

バウンダリー 47
 波状雲 31, 134
 バルジ 30, 79
 反射率 4
 ビヤークネスモデル 76, 99
 氷晶 7
 フェーン 146
 フック 30, 80
 ブロッキング 47, 50
 分解能 3
 ベースサージバウンダリー 47, 54, 58
 ヘッドバウンダリー 47, 50
 変形場 48
 ポーラロー 83
 放射量 2
 北陸不連続線 119
 北海道西岸小低気圧 123
 ホットスポット 151

マ行

水雲 5, 6

南太平洋収束帯 91
 明域 43

ヤ行

山火事 151
 やませ 140
 雄大積雲 14, 24

ラ行

ラインコンベクション 64
 乱気流 27, 53
 ランドマーク 3
 離岸距離 124
 レインバンド 64, 66
 ロープクラウド 38, 68

アルファベット

Anvil Ci 29
 Aspect ratio 32
 Bent back warm front 99
 BH モデル 91
 Black Fog 135
 Bulge 30
 CAT 53
 Cb 14
 Cb cluster 34
 CCB 59
 CDO 35
 Cg 14
 Ci 14
 Ci streak 26
 Closed cell 32
 Cloud band 38
 Cloud cluster 34
 Cloud line 38
 Cloud steet 32
 Cm 14
 Cu 14
 Darkening 43
 Dry intrusion 44
 Dry slot 44
 Enhanced Cu 32
 Frontal fracture 99

GMS	1
Hammer head	44
Hook	30
ITCZ	18
JPCZ	41
Karman vortex	40
Lee wave cloud	31
MCC	34
MTSAT	1
MYB モデル	91
NOAA	1, 10
Notch	85, 101
Open cell	32
Orographic Ci	28
PTCB	91
PVAmx	84
Rope cloud	38
Sc	14
Ship trails	42
SK モデル	99
SMZ	66
SPCZ	91
Split front	66
St	14
Tapering cloud	36
Texture	4
Transverse line	27
TUTT	57
T ボーン	76, 99
UCF	66
UCL	57
Warm core seclusion	99, 103
WCB	59, 78

