

## 第5章 地上風の推定\*

強風、風向の急変や強い横風などは、離着陸する航空機に重大な影響をもたらす。基準値以上の横風の場合には離着陸が制限され、また地上風の風向や風速によって離着陸する滑走路が決められる。このように地上風は、航空機の運航にとって重要な要素の一つである。ここでは、衛星画像から地上風を推定する方法について述べる。なお、地上付近の強風や風の急変などと密接に関連する低層の乱気流とウインドシヤーについては3.3節で述べた。

### 5.1 地上風を推定する方法

#### 5.1.1 雲の移動による下層風の推定

下層風の実況や予想がしばしば地上風の予想に使われるように、地上風の予想にとって下層風は有用なデータとなる。以下、衛星画像から直接的に下層風を推定する方法について述べる。ここでの下層とは850hPa(約5,000ft)付近を指す。

短時間間隔で観測された複数の衛星画像で、雲や水蒸気画像の模様を追跡し、それらが風とともに移動するとして風が求まる(衛星風)。気象衛星センターでは、このような手法をマンマシンで行い、上層雲の移動から上層風、水蒸気画像の模様の移動から中・上層風、下層雲の移動から下層風を算出している(P62のコラム参照)。このようにして算出された風は、数値予報の初期値データとして利用されている。

気象衛星センター発行の「気象衛星観測月報」(P56のコラム参照)を用いた衛星画像の動画によっても下層風の推定ができる場合がある。具体的方法については山本(2000)の解説がある。また、この解説は即時配信されている衛星画像を用いた定性的な下層風の推定にも参考となる。

#### 5.1.2 台風や低気圧に伴う雲パターンからの推定

台風や低気圧の中心位置や中心気圧は、地上風推定の大まかな目安になる。それらの中心位置については、発生期を除けば、衛星画像上の雲のパターン認識からおおよその位置を推定できることが多い。西村ら(1997)は低気圧中心の推定方法を具体的に示し、その精度の検証結果を示している。また、それらの中心気圧や風速などについても、雲のパターン認識から推定する次のような手法がある。

熱帯低気圧(台風を含む)については、CI数と呼ばれる台風強度指数を推定する手法(Dvorak法)が確立されている(Dvorak, 1984)。この手法は各国で現業的に用いられている。推定されたCI数と最大風速の対応表により最大風速が推定される。

中・高緯度の低気圧についても、低気圧の発達を通常型、コンマ型、インスタントオクルージョン型に分類(気象衛星センター、2000)した時の通常型の低気圧については、中心気圧を見積もるSMB法(Smigielski・Mogil, 1992)がある。隈部ら(1996)は、日本の東海上で通常型の発達をした低気圧にSMB法を適用した。また、隈部・神代(1997)は日本の東海上で発達するコンマ型の低気圧について、中心気圧と気圧傾度を見積もる方法を提案した。

ただし、これらの手法は陸地の影響を受ける低気圧については調査されていない。経験的には、これらの手法を陸地の影響を受ける中国大陸沿岸から日本周辺に適用するには、困難な場合が多い。

#### 5.1.3 雲の特徴からの推定

対流雲列、下層渦及び筋状雲などの規模の小さい雲の特徴から、前項の場合より詳細に地上風を推定できることがある。そのような雲の特徴について5.2節と5.3節で述べる。

なお、Cbに関連して発生した竜巻とガストフロント及びCb発生を引き金になった海風前線の例については3.3.4項で述べた。また寒気場で発生する現象については第6章で述べる。

### 5.2 寒冷前線(対流雲列)

#### 5.2.1 活発な対流雲列に伴う風の急変

図5-2-1に示したアナ型寒冷前線(後方傾斜上昇型)のモデルでは、地上寒冷前線に沿って狭い寒冷前線レインバンドがあり、風向の急変を伴う。狭い寒冷前線レインバンドは、衛星画像では対流雲列として観測される。

2000年3月16日の実例を図5-2-2に示す。雲バンドA-Aの南縁に沿って対流雲列a-aがある。a-aにはTBBの低い(赤外画像で輝度の高い)部分、すなわち発達した対流雲(CgやCb)が含まれている。レーダーでは、a-aに線状の強いエコーが対応している。

那覇アメダスの時系列では、a-aの通過に伴って、

\*伊藤 秀喜

風向の急変、約4°Cの気温低下及び通過時以降に弱い降水を観測している(南西諸島の一部では20~30mm/hの降水があった)。このように、寒冷前線に伴う対流雲列は、風向の急変の指標となる。

次項で述べるように対流雲列の移動速度が、その通過後の風速の目安になる場合がある。この事例の場合、a-aが那覇を通過する時の移動速度は南南東約11m/s、a-a通過直後の那覇の風は北北西8~9m/sであった(a-aの移動速度の7~8割)。

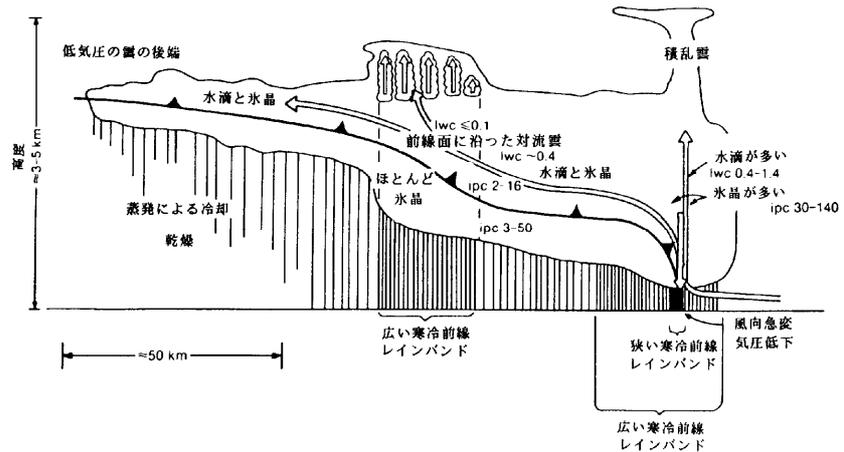
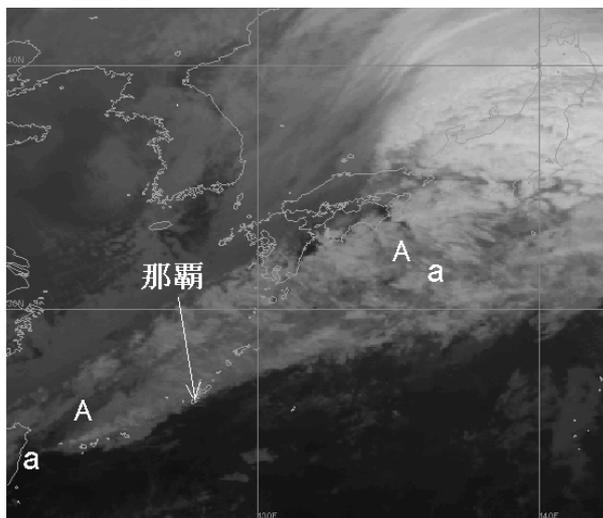
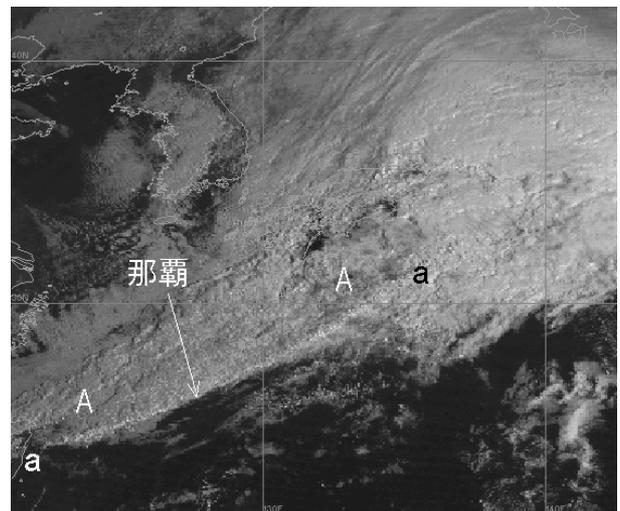


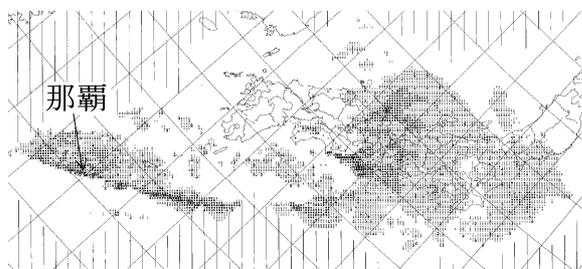
図 5-2-1 後方傾斜上昇型のアナ型寒冷前線に伴う雲と降水の理想化した断面図 (Matejka et al., 1980) 北島ら (1995) から引用。



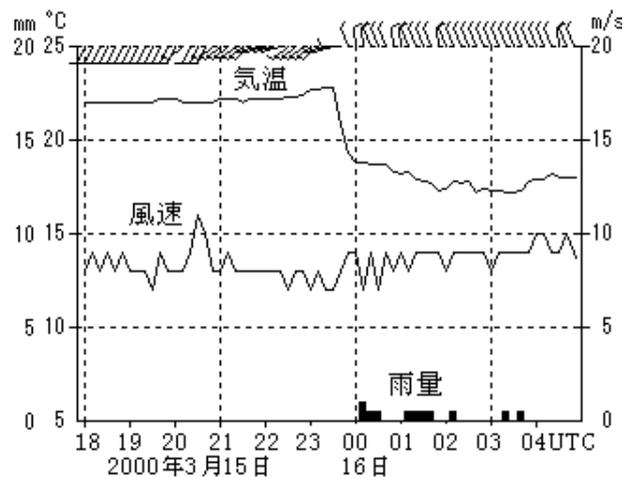
(a) 赤外画像



(b) 可視画像



(c) レーダーエコー



(d) 那覇アメダスの時系列

図 5-2-2 2000年3月16日00UTCの衛星画像及びレーダーエコーと那覇アメダスの時系列

### 5.2.2 ロープクラウドに伴う風の急変

次頁の図 5-2-4 (a)、(b) の衛星画像に a'-a' で示したような、細くて長い Cu ラインを、その形状からロープクラウド (Rope cloud) と呼ぶ。この場合には、その長さは 1,000km 程度であるが、2,000~3,000km にも及ぶものもある。日本付近では、主に海上で前線性雲バンドの暖気側に沿い、寒冷前線に対応することが多い。また、前線活動が弱まった時によく見られる (気象衛星センター、2000)。

気象衛星センター (1983) は、3 時間毎の地上観測と 6 時間ごとの高層観測データによる解析から、ロープクラウドの通過には地上風の風向変化及び 800hPa より下層の温位と風向の変化などが対応し、ロープクラウドが地上前線の位置であるとした。

米国のロープクラウドを伴った強い寒冷前線の詳細な解析では、以下のことが示されている (Seitter・Muench (1985)、Shapiro *et al.* (1985))。

- ① 移動や構造は重力流的であり、アーククラウドや狭い寒冷前線のレインバンドの観測と著しく類似している (重力流とアーククラウドについては 3.3.4 (2) 参照)。
- ② この雲の通過時に風向の急変がある。
- ③ Cb や大規模なメソ対流システムに発達することがある (彼らは、これらを誘発するメカニズムとして前線の微細構造に着目している)。

- ④ 前線の通過直後における下層平均風の前線に直交する成分より、重力流 (前線) の伝播速度 (移動速度) が速い。

ロープクラウドを伴った寒冷前線の観測例を図 5-2-3 に示す。前線の先端では風の急変 (数分間で風向が大きく変わる) と強い上昇流がある。衛星画像では、そこにロープクラウドが形成されている (図略)。

重力流の理論や実験によると、重力流の伝播速度は、(密度差×寒気層の厚さ)<sup>1/2</sup> におおよそ比例する。すなわち密度差 (気温差) 及び寒気層の厚さが大きいほど重力流の伝播速度が大きい。また続流 (P123 の図 3-3-32 中の「冷氣」右側の矢印) の流速は重力流の伝播速度のおおよそ 1.15 倍である (新野、1998)。

以上のことから、重力流的であるロープクラウドや狭い寒冷前線レインバンドに対応する対流雲列は、風向急変の指標になるとともに、その移動速度は寒気側の風速の目安になると考えられる。

ロープクラウドの中には、不明瞭化しながらもしばらく持続する場合や、複数のロープクラウドが接近して見られることがある。Bader *et al.* (1995) は、組織的な前線性雲バンドに関係しない複数のロープクラウドを示し、これらは地上における気団の差異の名残であるとしている。

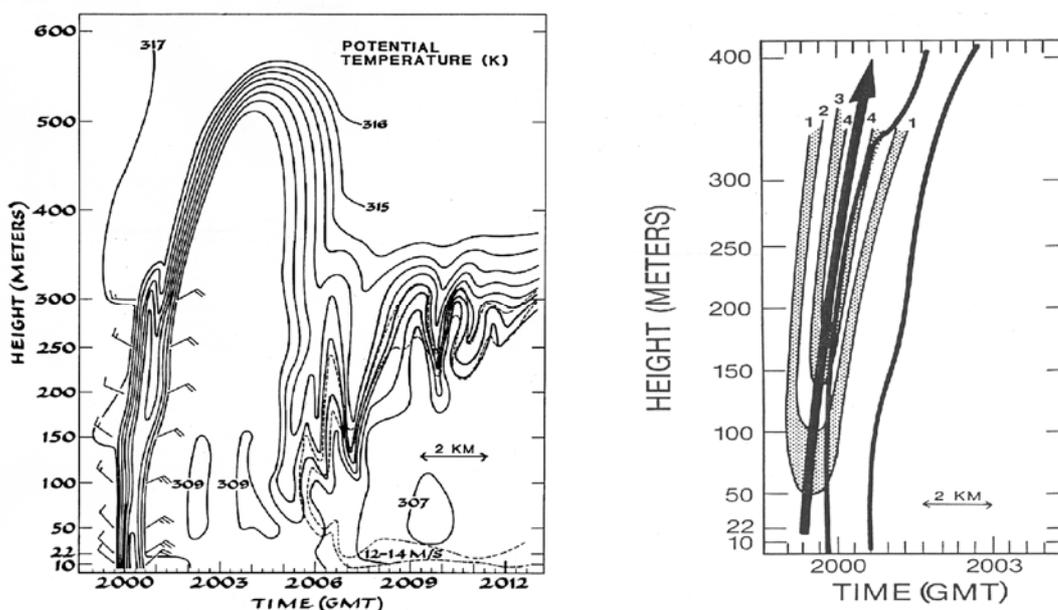


図 5-2-3 ロープクラウドを伴った寒冷前線通過時の観測 (Shapiro *et al.* (1985))

左図：実線は温位 (K)、矢羽は前線通過前後の風を示す。

右図：太実線は前線、数値は鉛直流 (m/s) を示す。

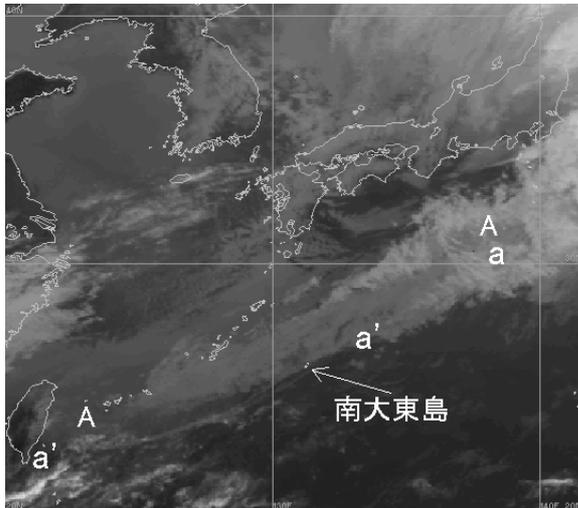
**(1) 典型的なロープクラウド**

日本付近で見られるロープクラウドは、前項でも述べたように寒冷前線や停滞前線に対応する雲バンドが衰弱していく時に、その南縁に沿って現れることが多い。その典型的な事例を以下に示す。この事例は、寒冷前線に対応する活発な対流雲列がロープクラウドに変化した例でもある。

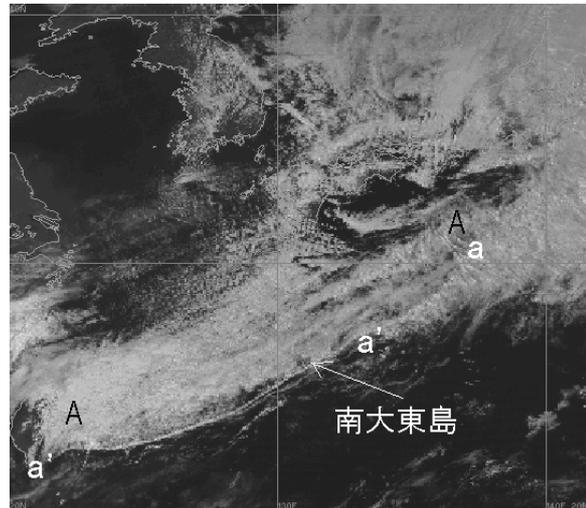
図 5-2-4 の衛星画像は、図 5-2-2 から 6 時間後の画像である。6 時間前の画像に比べ、雲バンド A-A は赤外画像で輝度が減少（雲頂温度が上昇）し、隙間も見える。これらは A-A が衰弱していることを示す。対流雲列 a'-a'-a の南西部分 a'-a' は、赤外画像で輝度が減少するとともに、可視画像では細くて長い Cu ライン、すなわち明瞭なロープクラウドとなった。

a'-a' は、16 日 06UTC 頃に南大東島を通過した。南大東島アメダスの時系列（図 5-2-4 (d)）では、ロープクラウドの通過に伴い、風向の急変と気温の急下降がある。この変化は、活発な対流雲列（狭い寒冷前線レインバンド）が通過した那覇の変化（図 5-2-2 (d)）とほぼ同じである。ただし、気温低下量がやや小さく、通過直後の風速もやや弱い。

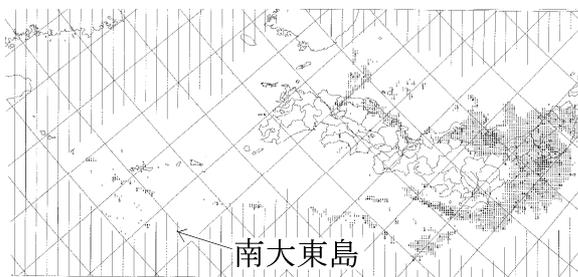
南大東島を通過した時の a'-a' の移動速度と、通過後の南大東島の地上風を比較すると、前者は南東約 8m/s、後者は北西 5~6m/s であった。後者は前者の 6~8 割程度である。地上風は周囲の地形など環境に大きく影響を受けるので観測点どうしの比較は単純にはできないが、この割合と活発な対流雲列が那覇を通過した時の割合を比較すると両者はほぼ同じであった。



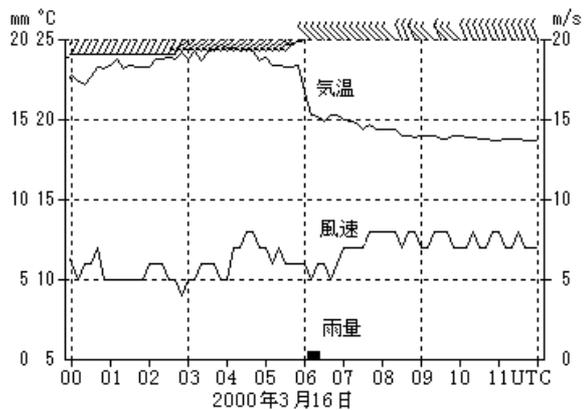
(a) 赤外画像



(b) 可視画像



(c) レーダーエコー



(d) 南大東島アメダスの時系列

図 5-2-4 2000 年 3 月 16 日 06UTC の衛星画像とレーダーエコー及び南大東島アメダスの時系列

## (2) 移動速度の遅いロープクラウド

移動速度の遅いロープクラウドの事例を示す。この例は、台風から変わった温帯低気圧の南西側に形成された Cb ラインの衰弱とともに現れた例でもある。図 5-2-5 にロープクラウドが通過した南大東島アメダスの時系列及び高層観測データを、図 5-2-6 に衛星画像を示す。

図 5-2-6 (a) の時刻 (1 日 22UTC) には、九州地方南部に低気圧がある。この低気圧は、台風第 20 号が東シナ海で温帯低気圧に変わり、北北東進したものである。低気圧の南西側には Cb ライン A-A が形成されている。

8 時間後の 2 日 06UTC の画像 (図 5-2-6 (b)、(c)) では、A-A は弱まり、明瞭なロープクラウド (a-a) となった。a-a は 09UTC 頃に南大東島を通過し、12UTC には東海上に進んだ。

南大東島のアメダス (図 5-2-5 (a)) では、ロープクラウドの通過時に風向が急変した。ただし風速は弱く、気温の変化も小さい。通過時に弱い降水があった。

図 5-2-5 (b) は、ロープクラウドが通過した約 3 時間後の南大東島の高層観測データである。地表付近は弱い北西風であるが、925hPa では南西風である。下層の寒気は不明瞭である。

南大東島を通過する時のロープクラウドの移動速度を動画で測定すると、東南東約 3m/s と遅かった。通過直後の南大東島の風速は西北西 2~3m/s で、ロープクラウドの移動速度とほぼ同じ程度であった。

寒気側と暖気側の気温差 (密度差) が小さくロープクラウドの移動が遅いということは、定性的に重力流の性質に一致する。また、遅い移動速度に寒気側の弱い地上風速が対応している。

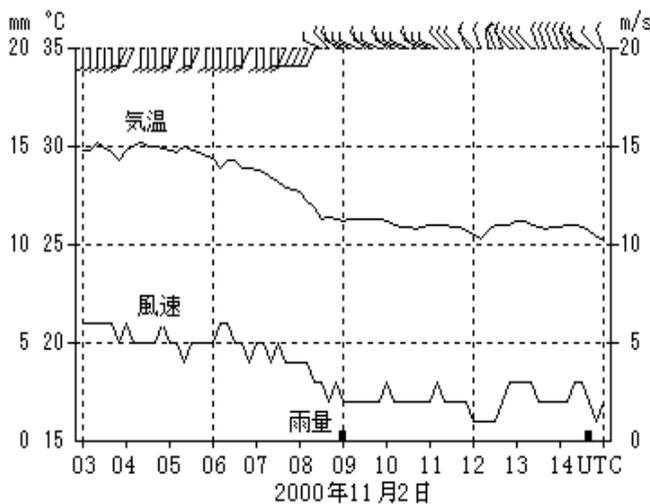
なお、衛星画像の動画では、東南東進するロープクラウドに対し、これを横切って北上する Cu (一部 Cg まで発達した) がある (図 5-2-6 (d) の B)。これらの Cu は、寒気層の上の南風によって移動していると見られる。このことは、定性的には、前線の傾斜が緩やかなことを示していると思われるが、詳細は不明である。

## (3) 衰弱したロープクラウド、ロープクラウド上での対流雲の発達

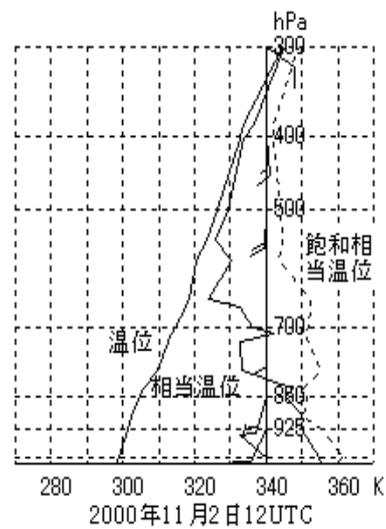
図 5-2-6 (f) は (e) の 12 時間後の可視画像である。a-a は不明瞭となり、その北西側でロープクラウド b-b が明瞭である。この b-b は、a-a の北西側で新たに明瞭化したものである。b-b の明瞭化と同時に、この北東側には組織的な Cb が形成された。

a-a や b-b は地上観測点を通過していないので観測データは示せないが、前に述べた Bader *et al.* (1995)、や Seitter・Muench (1985) 及び Shapiro *et al.* (1985) を参考にすれば、この時点では、

- ① a-a は寒冷前線の名残である。
- ② 明瞭化した b-b 及びその北東側の組織的な Cb には寒冷前線が対応する。



(a) 南大東島のアメダス時系列

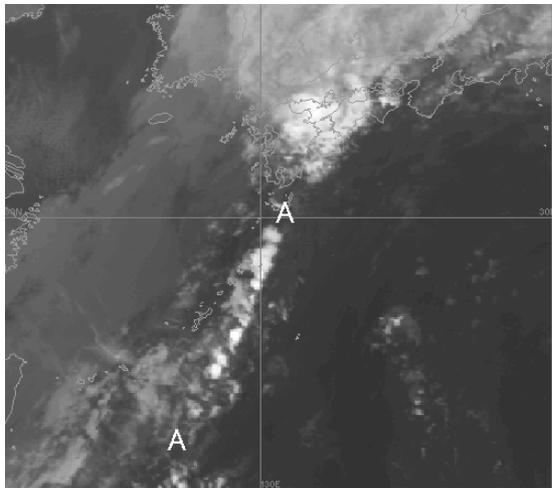


(b) 南大東島の高層観測データ

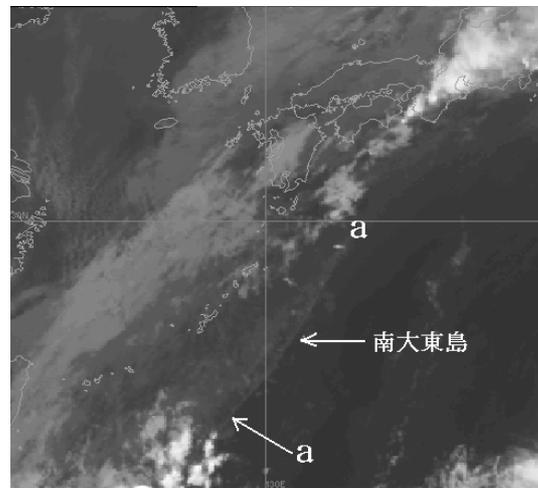
図 5-2-5 南大東島のアメダス時系列及び南大東島の高層実況

③ この組織的な Cb は、前線（重力流）前面の強い上昇流に誘発されて活発化したと見ることができる。なお、この Cb は、図 5-2-6 (b)、(d) 及び

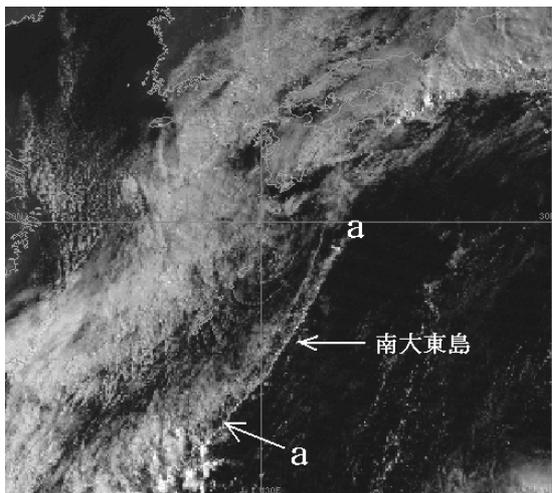
(e) に見られる紀伊半島付近を東進した Cb が移動したのではなく、2日 18UTC 頃から新たに発達したものである。



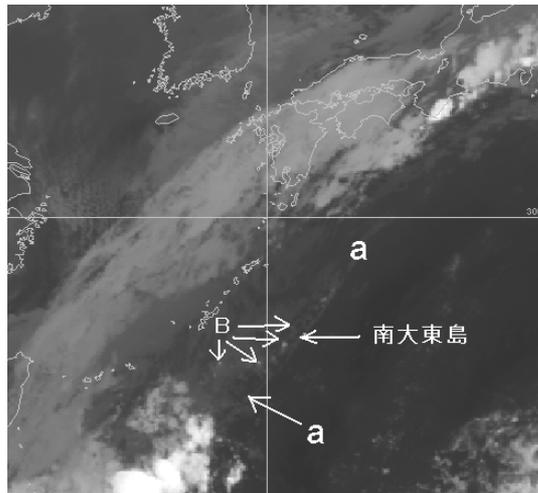
(a) 1日 22UTC の赤外画像



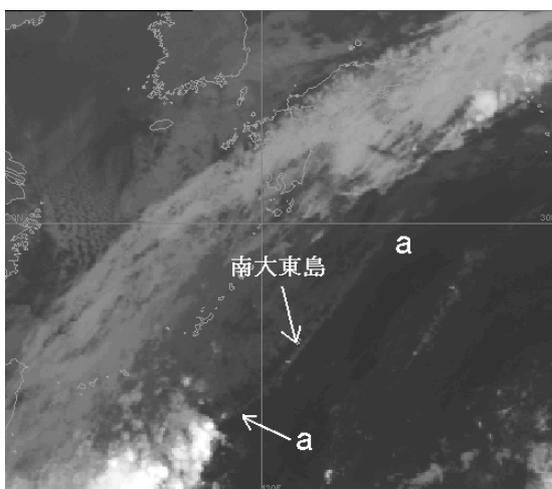
(b) 2日 06UTC の赤外画像



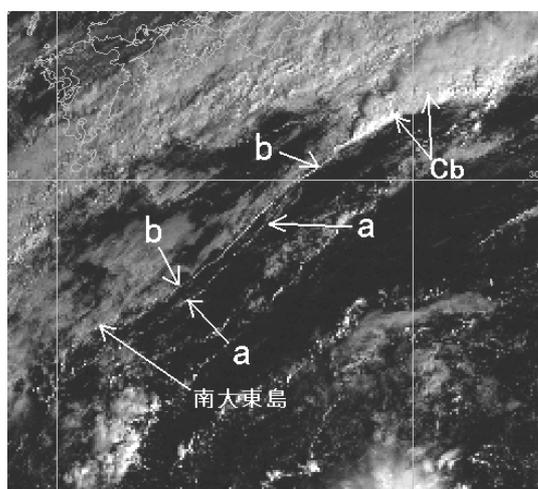
(c) 2日 06UTC の可視画像



(d) 2日 09UTC の赤外画像



(e) 2日 12UTC の赤外画像



(f) 3日 00UTC の可視画像

図 5-2-6 2000年 11月 1日～3日の衛星画像

### 5.2.3 寒冷前線前面の南西強風

低気圧が日本付近を通過する時、寒冷前線の前面でしばしば南寄りの強風になる。この南寄りの強風は、下層の強風（下層ジェット）と密接に関連していると考えられる。ただし、下層が強風であっても、その下に滞留寒気がある場合のように、必ずしも地上では強風にならない。

137ページの図4-3-4のアナ型寒冷前線のモデル図では、下層ジェットが暖かいコンベヤベルト内の寒冷前線のすぐ前面に位置する（Browning, 1990）。二宮（1979）は、大規模低気圧に伴う暖域から前線の

trailing portion（低気圧の南西側と思われる）にかけて存在する下層ジェットについて次のように述べている。「下層ジェット、湿舌、豪雨（rain band 的分布をすることが多い）の同時的な発達、豪雨を伴う梅雨前線帯低気圧について、ほとんど例外なく見られる。この下層ジェットは強い非地衡風成分を持ち、豪雨近傍に鋭く集中する。また梅雨前線帯の強風は、①大規模な準地衡風の強風と②豪雨域近傍の鋭い集中を示す（運動量の対流混合に関する非地衡風の）中規模の強風との、2種類の機構の重なりである。」加藤（2000）は、鹿児島豪雨についての数

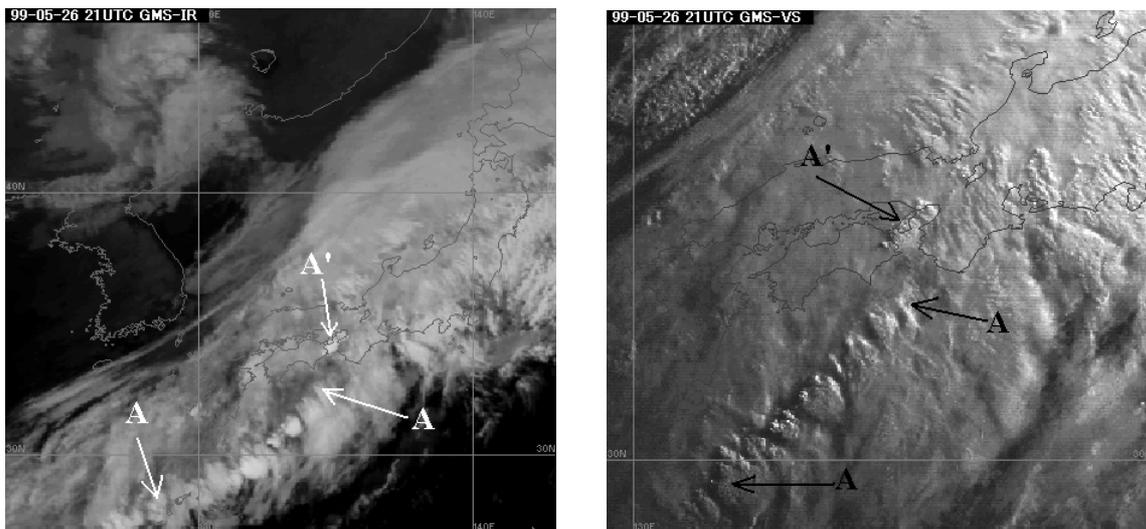
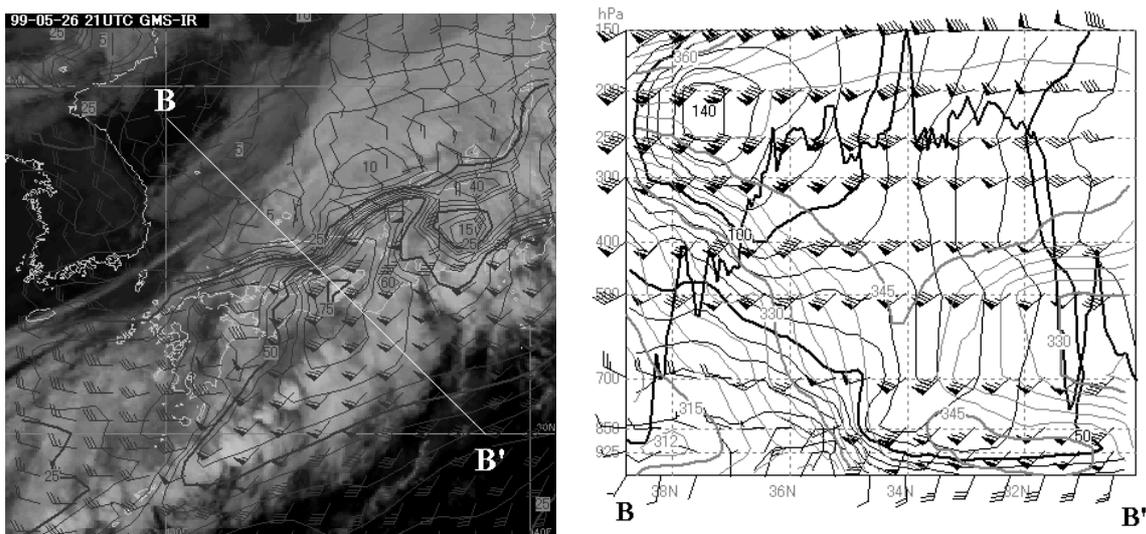


図 5-2-7 1999 年 5 月 26 日 21UTC の赤外画像（左）と可視画像（右）



(a) 赤外画像と RSM850hPa の風  
実線は等風速線 (kt)

(b) B-B' に沿う RSM 断面図  
太実線：雲頂高度 実線：等風速線  
灰色実線：相当温位

図 5-2-8 1999 年 5 月 26 日 21UTC の赤外画像と RSM850hPa の風及び B-B' に沿う断面図

値実験から、対流による加熱によって気圧の低下が生じ、下層強風が作り出されるとしている。いずれにしても、寒冷前線の前面の下層に強風があり、対流雲の発達とともにさらに強まると考えられる。

以下に寒冷前線に対応した Cb ラインのすぐ前面で暴風となった例を示す。

1999年5月26日06UTCに東シナ海で発生した低気圧は、発達しながら九州地方、瀬戸内海、北陸地方、三陸沿岸を通り、27日12UTCには北海道太平洋岸に進んだ。この低気圧の通過時に太平洋側の各地で南寄りの強風が吹いた。特に大阪湾や紀伊水道周辺では、40kt(約20m/s)を超える暴風となった。関西空港では最大風速50kt(26日2051UTC)、最大瞬間風速75kt(26日2026UTC)を記録した。この最大瞬間風速は、関西空港の開港以来1位の記録と並ぶ値である。

図5-2-7は大阪湾付近で最も風速の強かった26日21UTCの赤外画像と可視画像である。A-Aは寒冷前線に対応した非常に活発なCbラインである。また、淡路島付近に長さの短い非常に活発なCbラインA'がある。A'は寒冷前線が地形の影響を受け、A-Aと分離した形で発達したものと見られる。

図5-2-8に赤外画像とRSMの850hPaの風を重ねたもの及びB-B'に沿ったRSM断面図を示す。これらの図は、A'とA-Aに沿った下層に強風(特にA'に沿っては70ktを超える強風)、すなわち典型的な下層ジェットがあることを示している。関西空港を

離発着した航空機の観測では、20UTCの高度4,000~6,000ft(約880~810hPa)で90ktの風速であり(東・川田, 1999)、RSMの風速よりさらに強い。

次に地上風について見る。A'が通過した和歌山のアメダスのデータ(図5-2-9)は、このA'の接近とともに南よりの風が強まったこと(20m/s以上)と、通過後に弱風になったことを示している。

なお、東・川田(1999)は、この暴風の要因に大阪湾周辺の地形効果があると指摘している。

このA-A及びA'の通過に伴い九州地方南部、四国地方、近畿地方の一部で1時間に30mm以上の降水(和歌山では50mm/h)があり、関西空港では強雨により卓越視程が一時100mまで低下した。

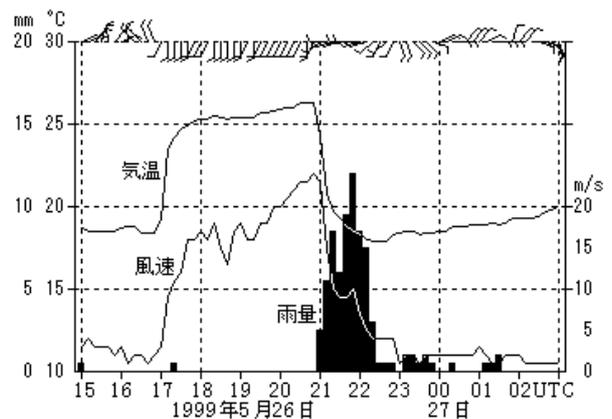


図5-2-9 和歌山アメダスの時系列

### 5.2.4 寒冷前線通過後の北西強風

冬季、強い寒気を伴った寒冷前線の通過後は、しばしば北西の強風となる。ここでは、1999年2月27日に本州で強風となった例を示す。この事例では、対流雲列、筋状雲及び波状雲が明瞭である。これらの雲が地上風の目安になる事を示す。

図5-2-10～14に地上天気図、衛星画像及びアメダス時系列を示す。これらの図及び1時間毎の衛星画像の動画から次のことがいえる。

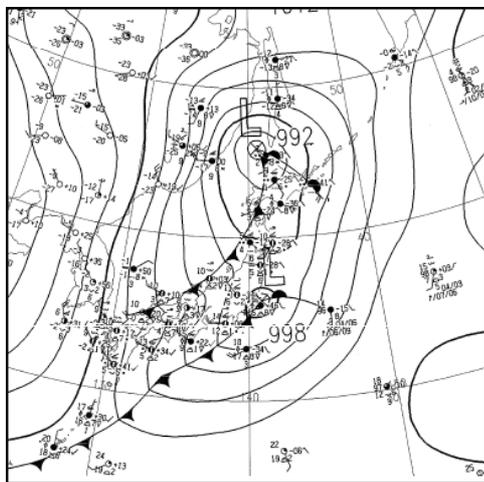
- ① 明瞭な対流雲列 A-A は日本海で形成され、本州にかかり始めた03UTC以降は衰弱した。
- ② A-A の北西側には明瞭な筋状雲 D がある。こ

れは、A-A の北西側に強い下層寒気が流入していることを示している。

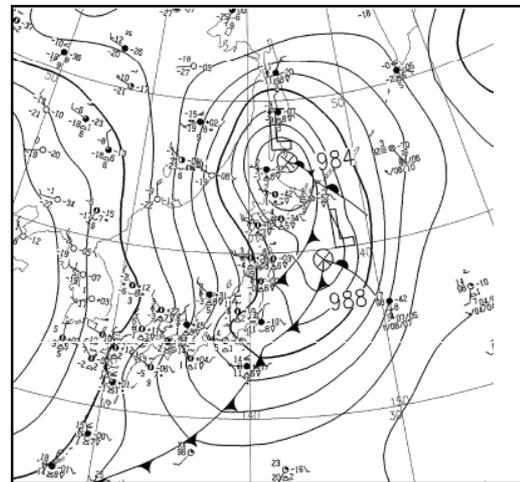
筋状雲の領域の地上風速は20kt(約10m/s)以上といわれている(気象衛星課、1976)。D付近の雲を動画で追跡すると、ほぼ筋状雲の走向に沿って南東約40kt(20m/s)で移動している。一般に下層雲の移動速度は850hPa付近の高度の風に対応する(Hamada, 1982)。

これらのことから、A-A の北西側には強い下層寒気の流入と強い北西風が推定される。

- ③ 黄海には筋状雲 B がある。A-A の南側にも、寒気に伴うと見られる対流雲 C がある。これらは A-A の前面にも下層寒気が流入していることを



(a) 1999年2月27日00UTC



(b) 1999年2月27日06UTC

図5-2-10 地上天気図

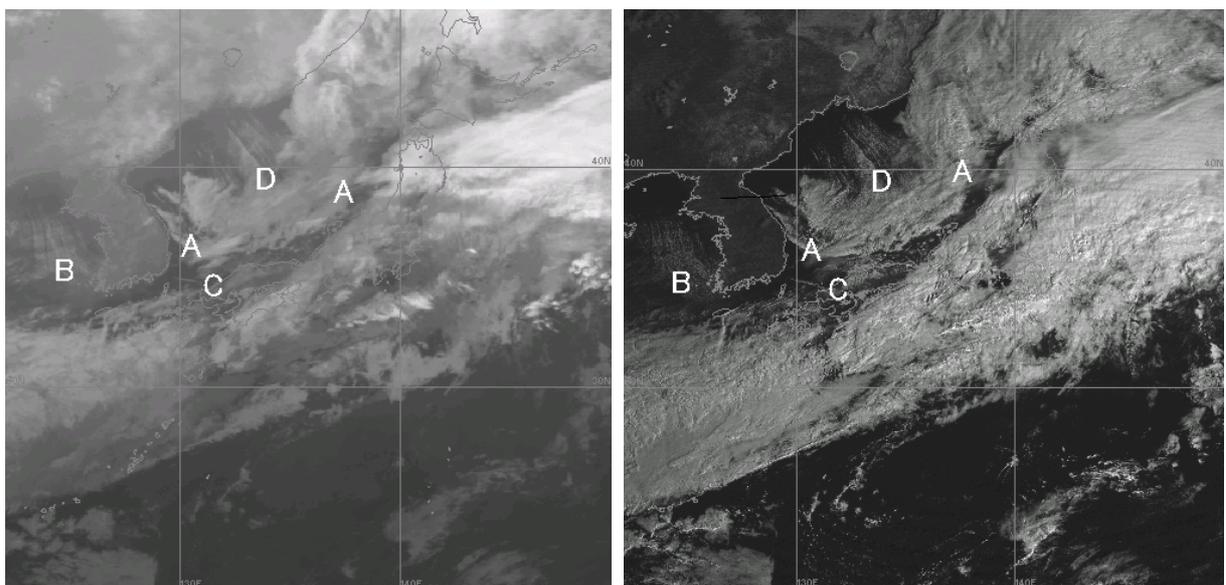
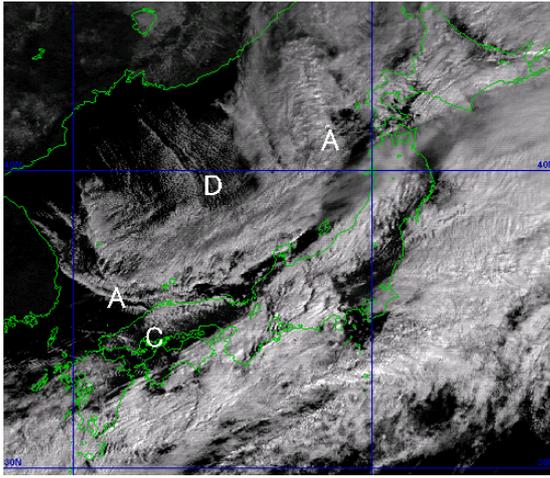
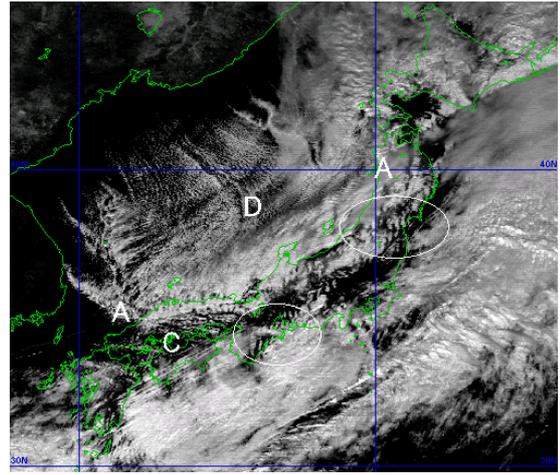


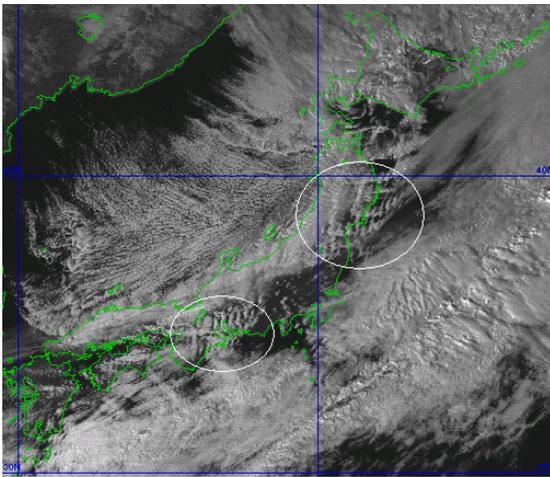
図5-2-11 1999年2月27日00UTCの赤外画像(左)と可視画像(右)



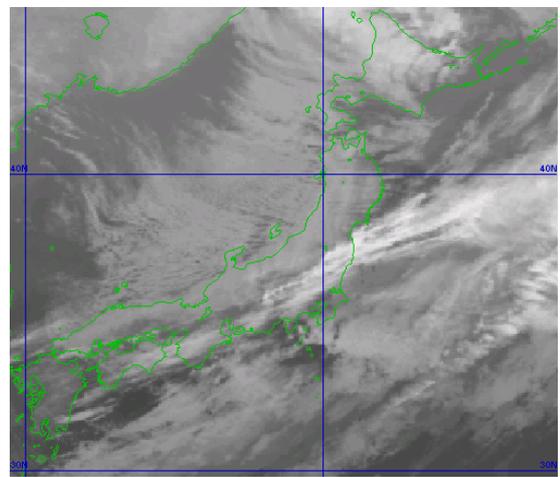
(a) 27日01UTCの可視画像



(b) 27日03UTCの可視画像



(c) 27日06UTCの可視画像



(d) 27日09UTCの赤外画像

図 5-2-12 1999年2月27日の可視画像及び赤外画像

示唆している。Cの雲頂温度がDの雲頂温度より高いことから、Cの領域の寒気はDの領域の寒気より弱いと推測される。

- ④ A-Aの移動を動画により測定すると、北側ほど速い。飛島付近では東南東約40kt (20m/s)、相川付近では南東約32kt (16m/s)、松江付近では南約24kt (12m/s)である。

図 5-2-13 に示した日本海側の3地点について、アメダスの時系列を図 5-2-14 左列に示した。この図によると、A-Aの通過に対応し明瞭な風向の変化と気温の低下があり、気温の低下は北側の地点ほど顕著である。また A-A 通過後の風速は北側の地点ほど強い。

すなわち、A-A 通過後の気温低下量が大いほど(寒気が強いほど)、A-Aの移動速度が大きく、A-A 通過後の地上風速も強い傾向にある。

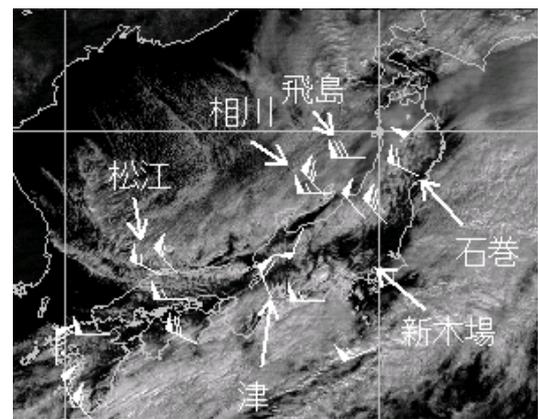


図 5-2-13 27日02UTCの可視画像とアメダス風  
アメダスは10m/s以上のみ表示  
矢印は図 5-2-14 で使用する観測点。

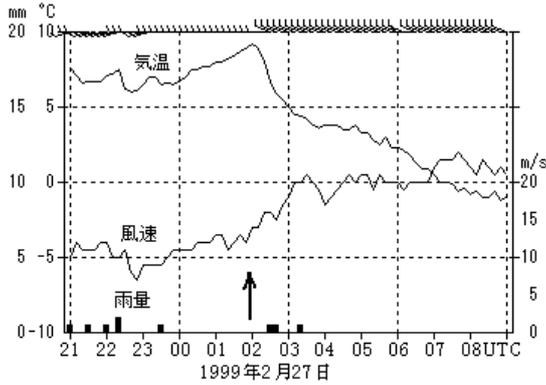
- ⑤ 図 5-2-13 に示した太平洋側の3地点について、A-Aの日本海での移動を外挿した推定通過時刻

を図 5-2-14 右列に破線矢印で示した。この通過時刻頃に 3 地点とも風速が強まっている。風向の変化は明瞭な所と変化のない観測点がある。

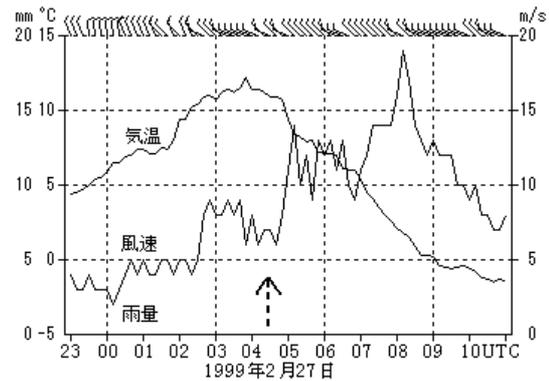
- ⑥ 東北地方及び中部地方には波状雲が見られる (図 5-2-12 (b)、(c) の楕円の中)。東北地方の波状雲の波長は、02 UTC に約 16km、03UTC に約 20km、06UTC に 20~27km で、時間とともに長くなる傾向にあった。

なる傾向にあった。中部地方の波状雲の波長は、03UTC に約 16km、06UTC に 22km で、こちらも時間とともに長くなる傾向にあった。

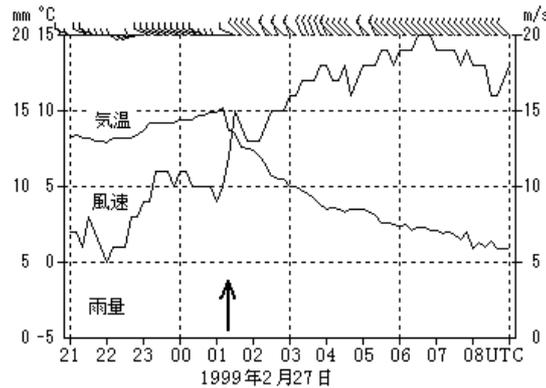
波状雲の波長は、中・下層の静的安定度や風速などに依存する (P115 のコラム参照)。他の条件が同じであれば、中・下層の風速が強いほど波長は長くなる。中・下層の風速が強くても、必ずし



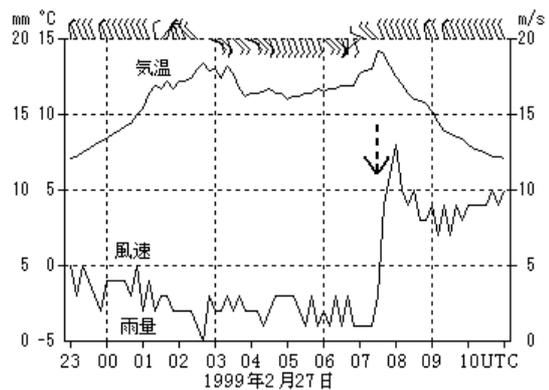
(a) 飛島のアメダスの時系列



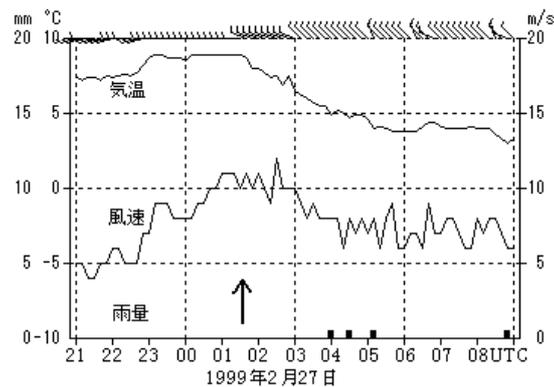
(d) 石巻のアメダスの時系列



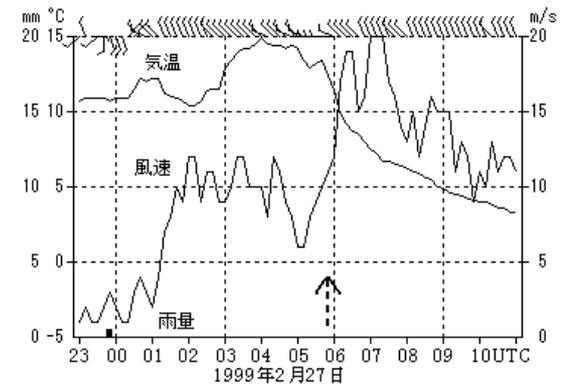
(b) 相川のアメダスの時系列



(e) 新木場のアメダスの時系列



(c) 松江のアメダスの時系列



(f) 津のアメダスの時系列

図 5-2-14 アメダスの時系列

各観測点の位置は 図 5-2-13 参照。棒グラフ：雨量 矢印：図 5-2-12 の対流雲列 A-A の通過時刻 破線の矢印：A-A の日本海での移動を外挿した推定通過時刻。風速のスケールが飛島だけ異なっていることに注意。

も地上の風速が強いとは限らないが、この事例の場合、波状雲がかかっていた石巻及び津では、その波長が長くなるとともに風速も強まる傾向が見られる。

また、石巻では2時間程度の周期的な風速の変動が見られ、津でも変動が比較的大きい。これらは、3.3節で述べた花巻空港の風速の周期的変動と同じように、山岳波（風下波）に関連していると考えられる。

### 5.3 下層渦

冬季、日本海にしばしば発生する下層渦については第6章で述べる。ここでは、東シナ海で発生した水平スケール200km程度の下層渦の例を示す。この例では、RSMの予想と異なる風の変動があった。

図5-3-1は1997年4月23日00UTCの地上天気図である。千島列島の低気圧から関東南岸まで寒冷前線が解析されている。関東南岸から南西諸島には寒冷前線は解析されていないが、後で示すように、ここにも弱い寒冷前線がある（ここではこれも寒冷前線という）。一方RSMでは、この時刻には既に寒冷前線が南西諸島を通過し、北寄りの風となる予想であった（図略）。このことは、図5-3-2に示した那覇空港におけるRSMの予想風の推移からも分かる。

図5-3-3は、6時間毎の衛星画像にアメダスの風を重ねたものである。この図を概観すると、雲バンドが東シナ海を南東進している。この雲バンドは下層雲主体で不活発であること、この雲バンドの通過に伴い北寄りの風となっていることから、大まかには雲バンドに沿って弱い寒冷前線があると推定される。

以下、那覇空港に焦点を当てて、風の変化と衛星画像の対応を見る。なお、図中のVは下層渦、Lは下層雲列を示し、個々の下層渦や雲列は添え数字で区別する。ただし、V3はV1又はV2が持続してい

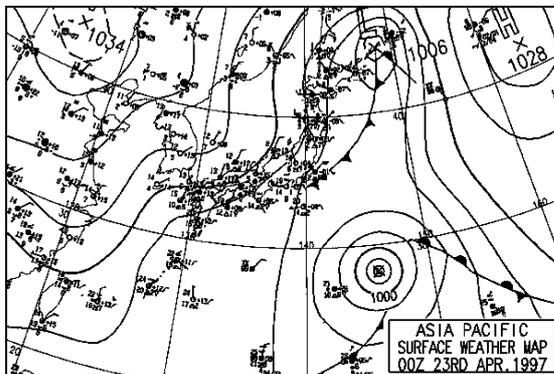


図5-3-1 1997年4月23日00UTCの地上天気図

るのか、それらとは別に新たに発生したものかは不明である。

衛星画像とアメダスの風から、L1の東進とともに北西風の領域が拡大しているのが分かる。那覇空港でもL1が沖縄本島にかかった22日12UTC頃に北西風となった。その後、V3の接近とともに23日00UTC頃から弱風で風向が変動している。その後L4の通過したと思われる23日12UTC頃から本格的な北東風となった（L4は赤外画像だけでは認識できない）。このように、下層渦及びその周辺の下層雲列の接近や通過に伴い、明らかに風向が変化している。

この事例について大城（1998）は、レーダーエコーと雲解析情報図を用い、下層渦や弧状エコーと風の変化の対応を調べている。レーダーは短時間間隔の観測ができること、一方、衛星画像は観測範囲が広く、可視画像では下層渦や雲列の解析が容易なことなど、それぞれの長所を活かした解析が有効と考えられる。

なお、この事例では下層渦や雲列には次のような特徴が見られた。

- ① 最も明瞭な下層渦 V3 は、その水平スケール200km程度、寿命は1~2日程度であった。
- ② V3以外にも図示した下層渦や、図には示さないがもっと規模の小さい下層渦が見られた。また22日06UTCには、L1上に屈曲や下層渦が約100km間隔で見られた（この時刻の画像のみ、L1の矢印は屈曲や下層渦を示している）。これらの寿命は数時間から半日程度と短かった。これらによっても小さな風の変動が推測される。
- ③ 下層雲列上に下層渦が発生したり、逆に下層渦の周辺に下層雲列が明瞭化したりするのが見られた。

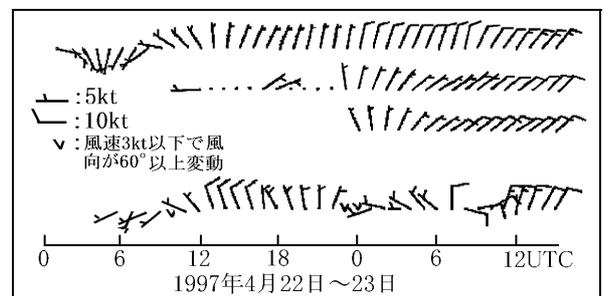


図5-3-2 那覇空港の風の予想と実況

上から22日00UTC、22日12UTC、23日00UTC初期値のRSM予想。最下段は実況。

大城（1998）の図から一部編集して転載。

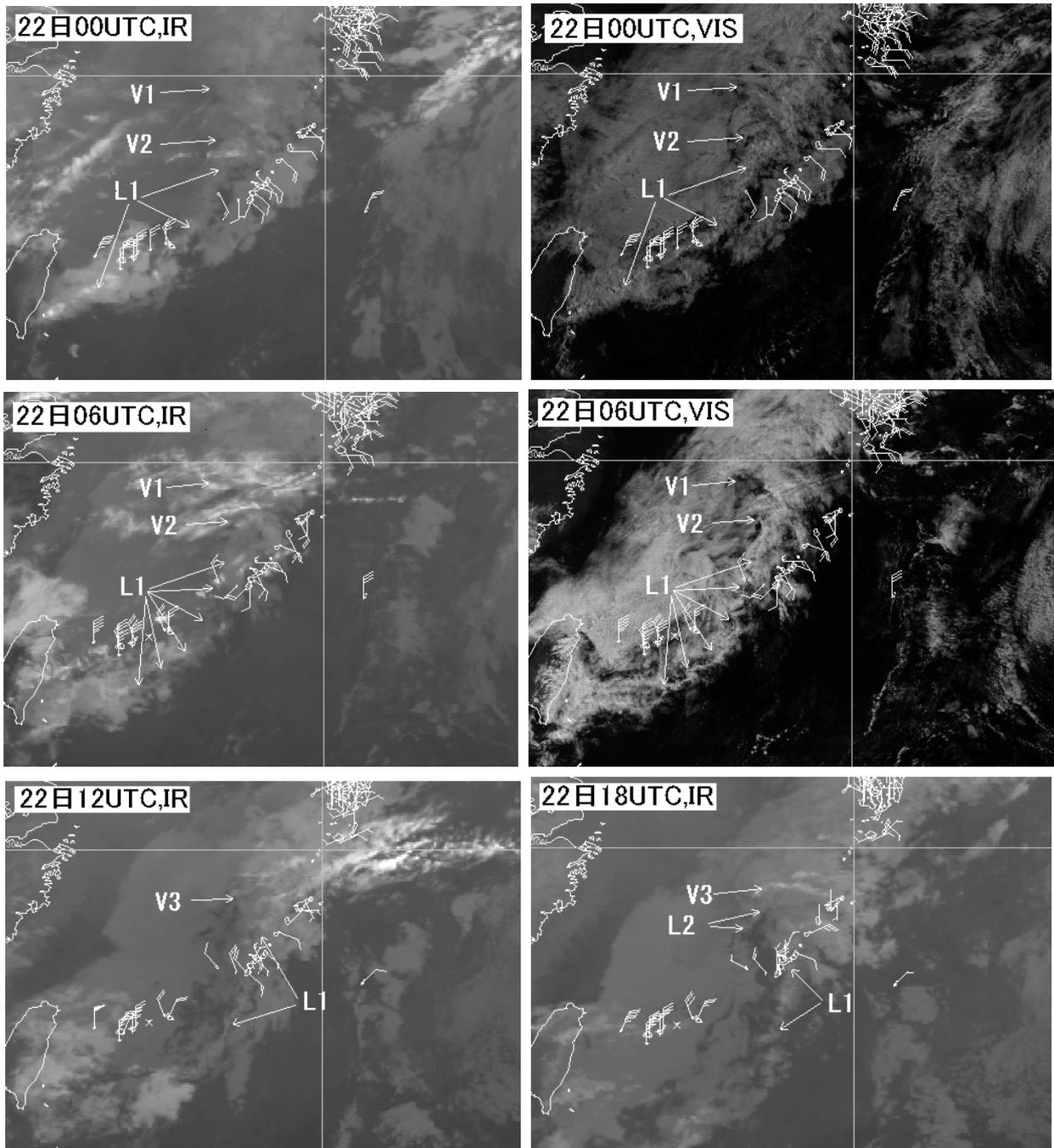


図 5-3-3 (a) 1997 年 4 月 22 日の赤外画像 (IR) と可視画像 (VIS)  
 矢羽 : アメダスの風 (長い矢羽は 2m/s) V1~V3 : 下層渦 L1、L2 : 下層雲列

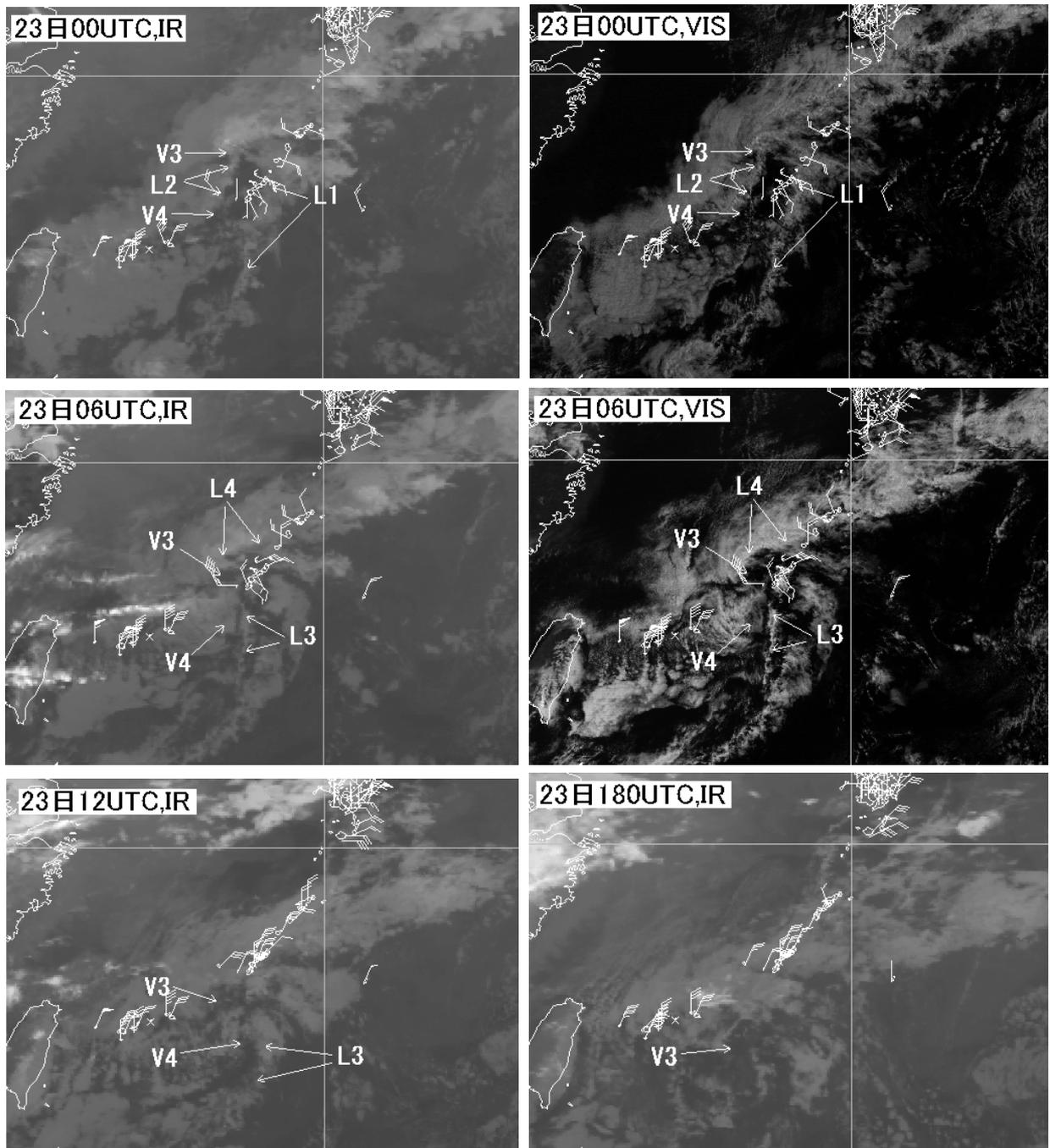


図 5-3-3 (b) 1997 年 4 月 23 日の赤外画像 (IR) と可視画像 (VIS)  
 矢羽 : アメダスの風 (長い矢羽は 2m/s) V3、V4 : 下層渦 L1~L4 : 下層雲列