

第4章 対流雲（積乱雲）*

対流雲は、離着陸時及び巡航中の航空機に大きな影響を与える。特に積乱雲（Cb）は乱気流、雷、ダウンバースト等を伴うことが多く、最も警戒しなければならない。積乱雲中の乱気流は航空機を容易に破壊するほど激しいもので、航空機の運航に与える影響は重大である。

このように飛行場周辺及び巡航中での積乱雲の監視は極めて重要である。

4.1 画像による対流雲の判別

一般的に、赤外面像では対流雲（Cu、Cg、Cb）は灰色から白色に見え、発達した対流雲ほどより白く見える。可視画像では対流雲は白く見え、発達した厚い雲ほどより白く輝いて見える。雲頂表面のきめ（texture）は不均一で凹凸観があり、主に風上側の雲縁が明瞭である。ただし、太陽高度角の大小によっては、この輝きや凹凸観が異なるので、その発現位置と撮像時刻の関係に注意する必要がある。

対流雲に似た外観を持つ厚いCiの場合、1枚の画像だけではCbとの区別が難しい場合がある。一般的に、Cbの動きは中・下層風に支配されており比較的動きが遅いが、Ciは強い上層風に流されるので動きが速い。この動きの違いから厚いCiかCbかを判断できることが多い。また、一般的に対流雲は時間変化が激しいことも判断材料の一つになる。

対流雲の形状はセル状、ライン状などが一般的で、Cbの集合体（Cbクラスター）やテーパリング状になる場合もある。

Cbは一般的に圏界面付近でかなとこ巻雲（以下アンビルCiという）を伴うため、Cbか単にアンビルCiのみの領域かを的確に判別する必要がある（図4-1-1）。赤外面像では階調を変化させることにより、非常に濃い白色のCbの部分とやや薄い白色域のアンビルCiとに、判別が可能な場合がある。また、可視画像では、Cbは凹凸の明瞭なセル状に見えるのに対して、アンビルCiは滑らかな

薄い層状に見える。さらに、それぞれの動きの違いに着目して、動画を用いてCbかアンビルCiかを判別することができる。なお、アンビルCiは上層の風下側に限らず、圏界面直下の風上側にも一部広がることもあるので注意しなければならない。

桜田（1990）は事例解析から「計算機によって自動抽出したCbクラスターのTBB-50℃以下の領域の変化はアンビルCiに影響されず抽出雲域内のレーダーエコーの増減とよく一致する。したがって、TBB-50℃以下の領域の変化はCbクラスターの発達・衰弱を表わす一つの指標になる。ただし、事例解析で用いた抽出条件から水平スケールの小さいCbクラスターの発生初期では抽出されないことがある。」と述べている。また、気象衛星センター（1992）では「Cbクラスターの規模、季節によって（Cbに対応する）低温核（の温度）を決める必要がある。」としている。これらはTBBの特に低い領域はCbに対応していると考えられるが、その値は対流雲の発達段階、規模、季節及び発現位置（緯度）によって変わることを示している。

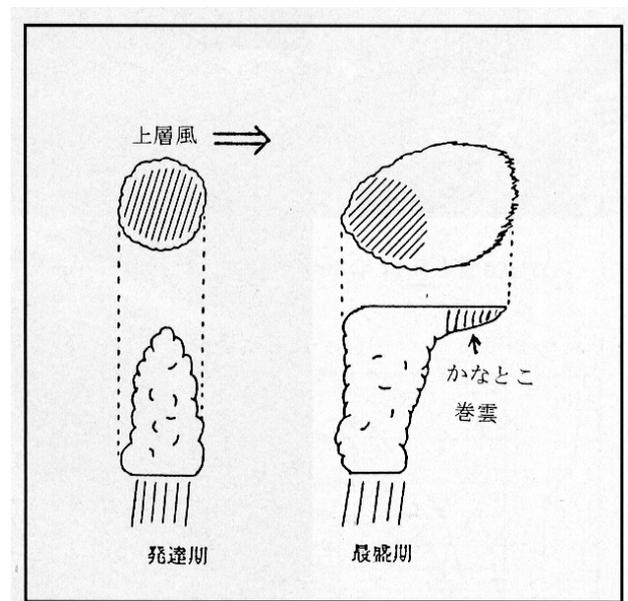


図4-1-1 Cbとかなとこ巻雲の模式図

* 田中 武夫、江上 公（現静岡地方気象台）、伊藤 秀喜

図 4-1-2 は、東海地方 (A)、関東地方北部 (B) 及び関東地方南部 (C) に発生した Cb の事例である。

A は 06UTC の赤外画像で白く輝くセル状の形状を示し、可視画像では凹凸観のある白いセル状である。これらは発達した Cb であることを示している。07~08UTC にかけて、赤外画像で輝度が低下していること、可視画像で凹凸観がなく一様になっていることから Cb が急激に衰弱して消滅したと判断できる。

B は 06UTC の赤外画像及び可視画像では間隔を置いて輝度の高い塊状の雲域がライン状に見え、

Cg や Cb を含む対流雲列と判断できる。この後 07~08UTC にかけて、B の南西側では、赤外画像で輝度を増していること、可視画像で凹凸観が増していることから、Cb が急激に発達していることが分かる。

C は、赤外画像で時間とともに雲縁が不明瞭化するとともに輝度が低下し、可視画像で凹凸観がなくなっている。これらは時間とともに Cb が弱まりアンビル Ci が主体となっていく変化を示している。

上記の A、B 及び C のように時間変化が激しいのも対流雲 (Cb) の特徴の一つである。

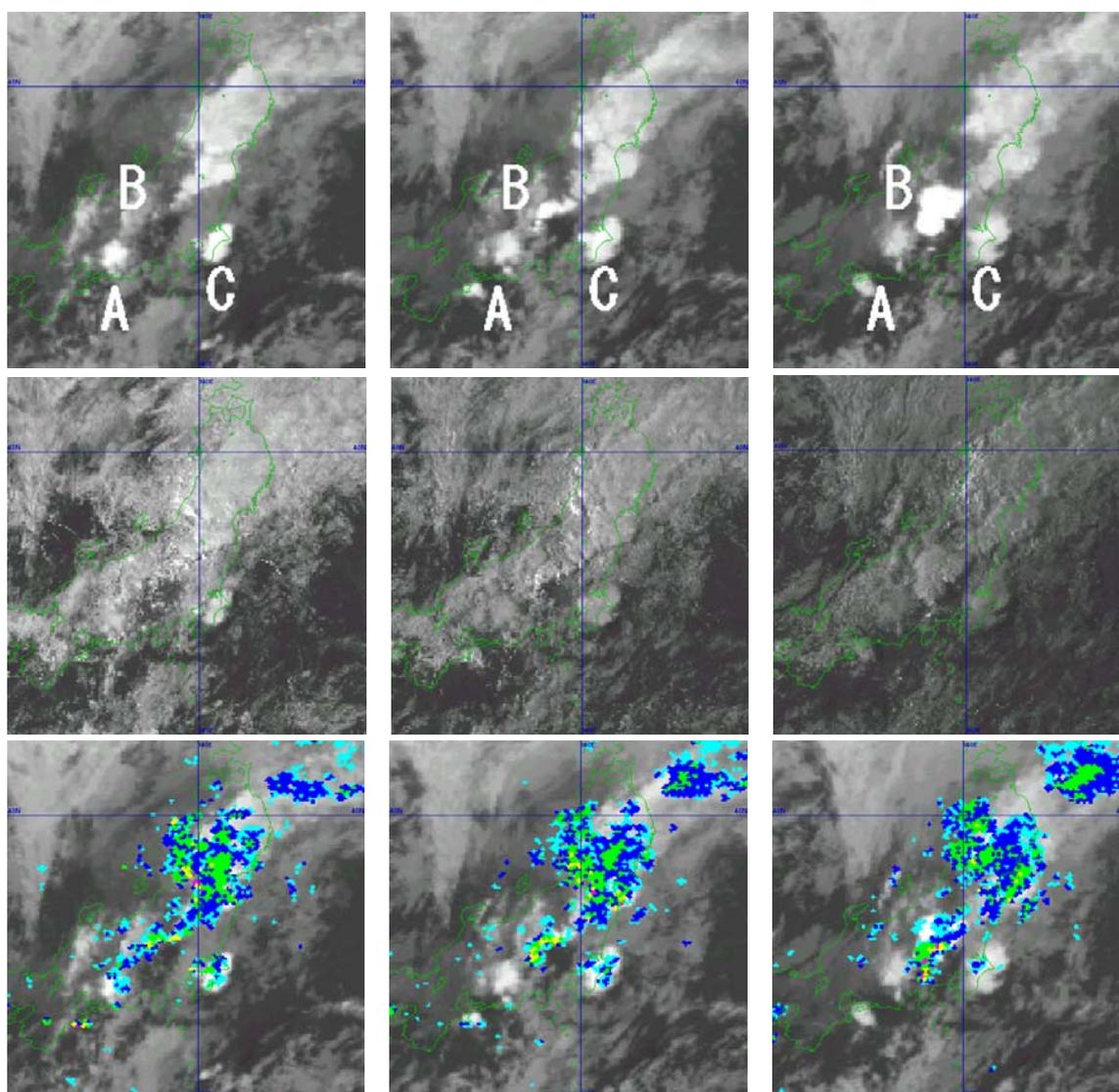


図 4-1-2 1999 年 8 月 24 日の事例 上段：赤外画像 中段：可視画像 下段：赤外画像とレーダーエコー
左：06UTC 中：07UTC 右：08UTC

* 衛星画像の本州付近の撮像時刻は、毎正時の約 20 分前である。レーダーエコーと比較する場合は、衛星画像が約 20 分早いことに注意が必要である。

次に、チェジュ島から対馬海峡にかけて発生した Cb クラスターの事例を図 4-1-3 に示す。

00UTC の赤外画像 (図 4-1-3 (a) 左) では、チェジュ島付近に直径 200~300km 規模の一段と白く輝く Cb クラスターが見られる。この Cb クラスターは、TBB-50℃以下の等値線で囲まれている (図 4-1-3 (c) 左)。個々の Cb は標準的な階調の画像 (図 4-1-3 (a) 左) では判別が困難である。しかし、低温域を強調した画像 (図 4-1-3 (d) 左) では、2つの Cb (A、B) に対応した白く輝く領域が明瞭となり、チェジュ島以北のアンビル Ci 域との間に大きな違いが見られる。このように低

温域を強調した画像を使うと標準階調の画像に比べて Cb の判別は容易となる。可視画像 (図 4-1-3 (b) 左) では、この Cb に対応して雲頂が凸凹 (ごつごつ) している。チェジュ島にかかるアンビル Ci 域はこの Cb の領域に比べれば、雲頂の凹凸観があまり見られず一様な様相を呈している。

03UTC の赤外画像 (図 4-1-3 (a) 右) では、00UTC でチェジュ島付近に見られた Cb クラスターが東北東進し、対馬海峡に達した。この Cb クラスターは、00UTC に比べて白く輝く領域は縮小している。朝鮮半島南部の雲域は北側ほど薄く Ci が主体である。その中で個々の Cb に対応する部分は対

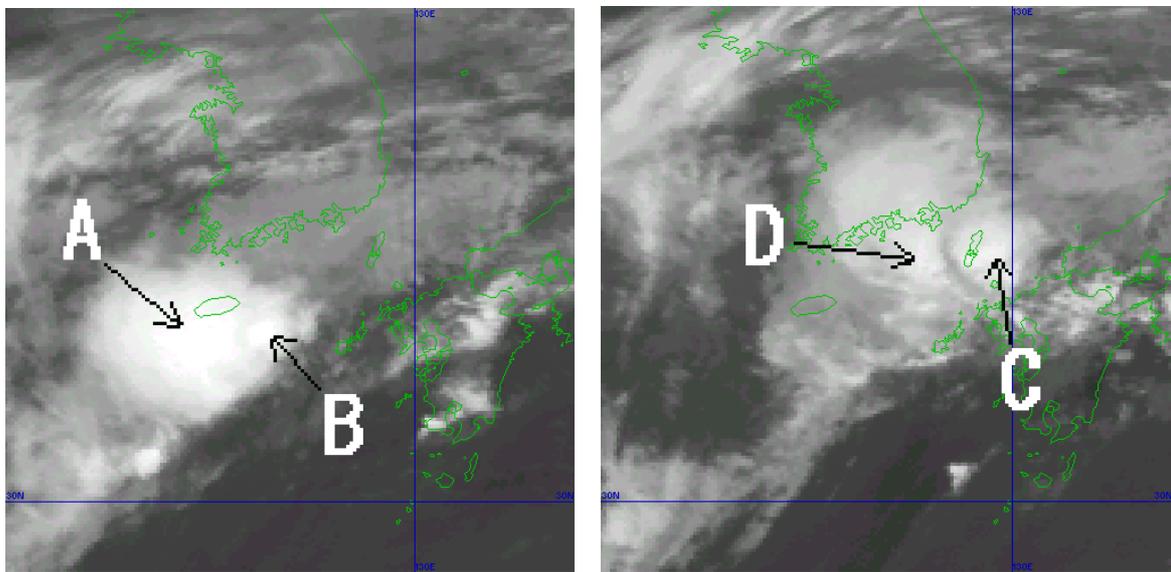


図 4-1-3 (a) 2000年6月23日の赤外画像 左:00UTC 右:03UTC

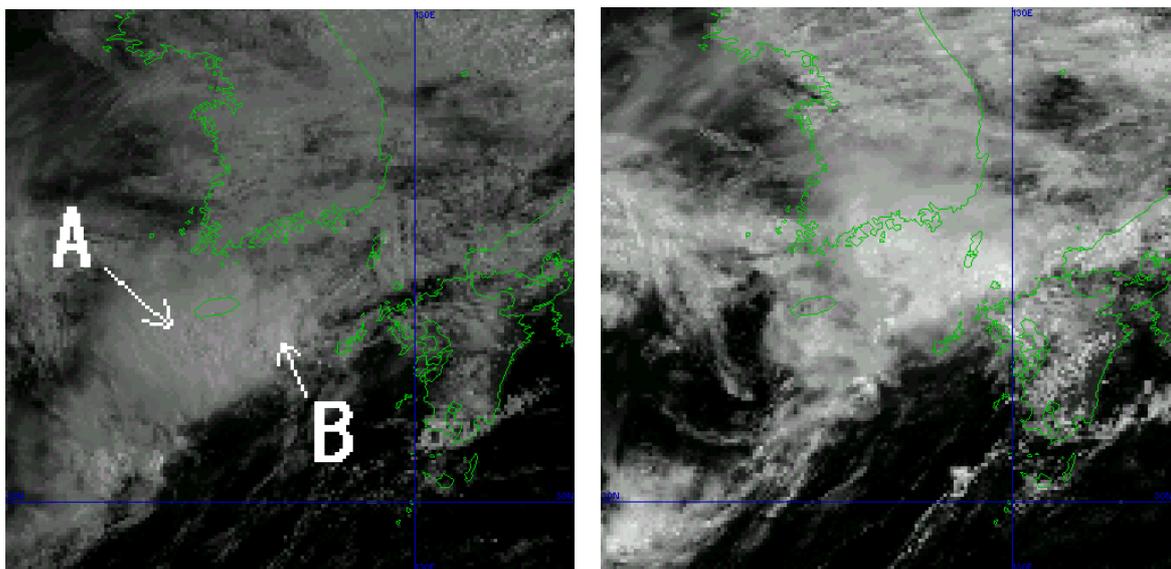


図 4-1-3 (b) 2000年6月23日の可視画像 左:00UTC 右:03UTC

馬海峡 (C) とその西側 (D) に見られる。TBB (図 4-1-3 (c) 右) では、C 及び D に対応した -50°C 以下の領域が対馬海峡に見られるが、その領域は縮小している。低温域を強調した画像 (図 4-1-3 (d)) では、C 及び D に対応する 2 つの白い領域は、00UTC よりは明瞭ではない。これらのことから、この Cb クラスターの対流活動は、00UTC と比べて弱まったことを示している。

一方、可視画像 (図 4-1-3 (b) 右) では、対馬

海峡付近で白い領域が 00UTC よりも拡大しており、C や D を区別することはできない。これは太陽高度と関係し、太陽高度が高くなると太陽光の反射が強まり、結果的に一層白く輝いて見えるようになったためで、雲域が発達したわけではない。このように、太陽高度が上がったために、可視画像で雲域が一層白く輝き始めたことを、雲域が発達したと誤解しないように注意が必要である。

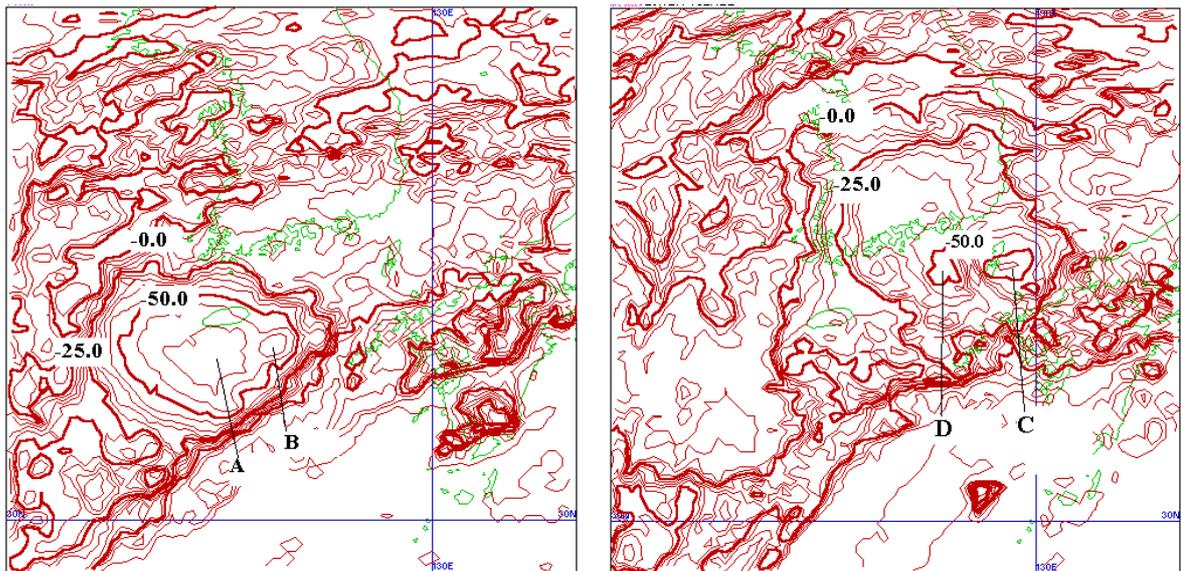


図 4-1-3 (c) 2000 年 6 月 23 日の TBB 左 : 00UTC 右 : 03UTC

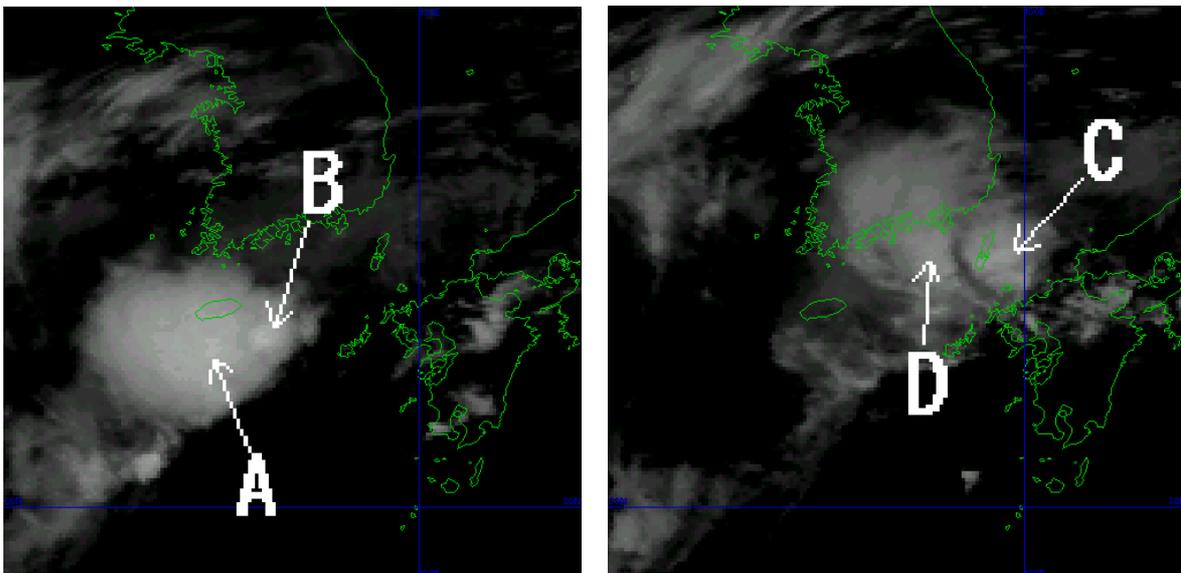


図 4-1-3 (d) 2000 年 6 月 23 日の低温域を強調した赤外画像 左 : 00UTC 右 : 03UTC

ところで、ライン状や団塊状の形状をした濃密な Ci はしばしば Cb と見誤る場合がある。木村(1984)は、Cb に似た外観を呈する雲を幾つか紹介している。

図 4-1-4 は上層高気圧の南東部に発生した濃密な Ci で、Cb と見間違いやすい事例である。日本海北部及び日本海中部には、大陸にある上層のリ

ッジを越えてきた北西風ないし西北西風の流れに乗って、南西-北東の走向を持つ2本の濃密なライン状の雲域 (A、B) が南東進ないし東進している。A、B の移動は速く、可視画像では輝度が低く、凸凹観も無いことから、Cb を含む対流雲列ではなく Ci である。レーダーでもエコーは観測されていない。

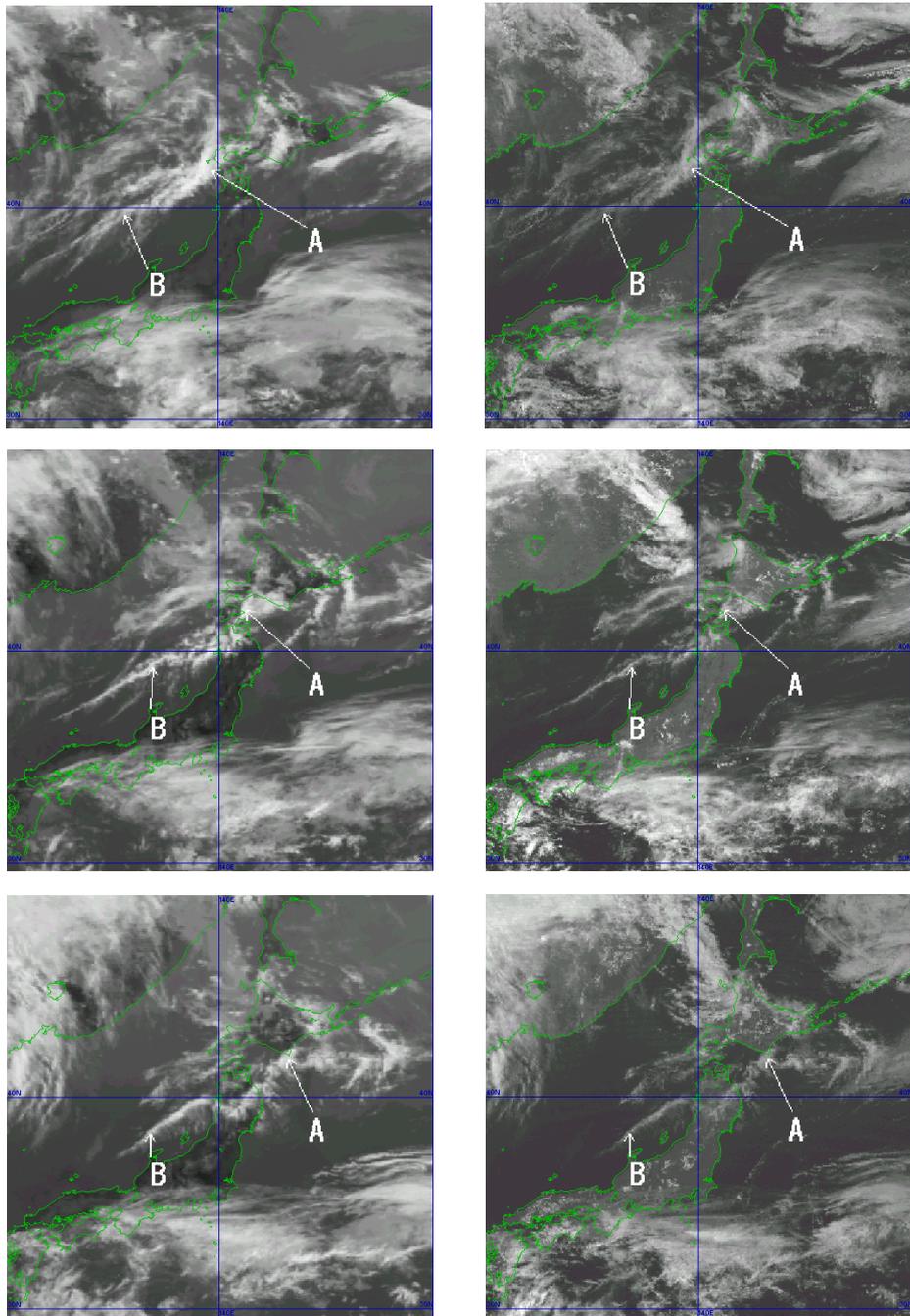


図 4-1-4 1999 年 6 月 14 日の事例 赤外面像 (左) 及び可視画像 (右)
上 : 00UTC 中 : 03UTC 下 : 06UTC

4.2 対流雲の発達条件

対流雲の発達には大気が不安定であることが必要である。ただし、一般にそれだけでは対流は起こらない。対流が発達する前に、対流の引き金となる下層の上昇流、または対流不安定な気層全体を持ち上げる上昇流が必要である（小倉、1999）。大気が不安定化する所と上昇流が発生する所は、次のようにまとめられる。

(1) 大気不安定 (P152のコラム参照)

大気は気温減率が大きいほど、また下層が湿っているほど不安定である。対流不安定は、上記に加え、中・上層が乾燥しているほど不安定である。したがって、以下のような所で大気は不安定化する。

- ① 下層の暖湿流域（低気圧の暖域、高気圧の南西側など）
- ② 下層で加熱や加湿される領域（日中の陸地、下層の気温より海面水温が高い海上など）
- ③ 中・上層の寒気移流域（寒気を伴った中・上層トラフや寒冷低気圧の接近など）
- ④ 中・上層の未飽和な上昇流域（(2)の①や②など）

温位が上空ほど高い場合、未飽和で上昇流があれば、位置と高度を固定してみた時の気温は時間とともに低下する。

- ⑤ 中・上層の乾燥気塊の流入域（ドライサージなど）

(2) 対流の引き金になる上昇流

対流の引き金になる上昇流は、主に以下のようなところで生じると考えられる。

- ① 中・上層の正渦度移流域（中・上層トラフや寒冷低気圧前面、ジェット気流に伴う風速極大域の極・東側など）
- ② 下層の暖気移流域（低気圧の暖域や温暖前線付近など）
- ③ 前線やシャープライン（寒冷前線や温暖前線、海風前線、ガストフロント、及び地形性のシャープラインなど）

- ④ 山岳等の地形（下層風の風上側斜面や谷風循環など）
- ⑤ 下層の正渦度域（地表摩擦により水平収束が生じる。熱帯低気圧、温帯低気圧、前線など）
- ⑥ 地面加熱による対流（熱気泡）

小倉（1999）は、上記以外に、対称不安定、鉛直シャー不安定（K-H波）、水平シャー不安定及び地表面加熱差などを挙げている（ただし、小倉（1999）と上記の分類は異なる見方で分類されており、両者の表現には異なる部分がある）。

対流は(1)と(2)が重なった所で発達すると考えられる。ただし、(1)と(2)の要素のうちどの要素の効果が大きいかは、一般に様々な要素が複合しているため明瞭には分からない。

4.3 総観規模の現象と対流雲の発達

4.3.1 ドライサージ

2.2節「水蒸気パターン」で示したドライサージに伴う中・上層の乾燥域が、下層の比較的暖湿な気塊の上空に達すると、対流不安定が一層大きくなる。これによって、ドライサージに伴う暗域とその前面の明域との間に形成されるドライサージバウンダリーに沿って対流雲が発達し、Cbが列状または帯状に並ぶことがある。

事例 2000年1月10日

水蒸気画像（図4-3-1左）では、00～12UTCにかけて、北陸地方から関東の東海上に東進する暗域Aとその東の明域Bとの間でドライサージバウンダリーを形成している。Aは12UTCにかけて明瞭に暗化している。

赤外画像と水蒸気画像（図4-3-1）を見比べると、明瞭な暗化が見られる00～06UTCにかけて、Cbを含む対流雲域Cが暗域Aの東縁に沿って発達・拡大している。12UTCには、ドライサージバウンダリーに沿って図中に楕円内（白線）で示したCb-Cgラインが南西-北東走向に伸びている。

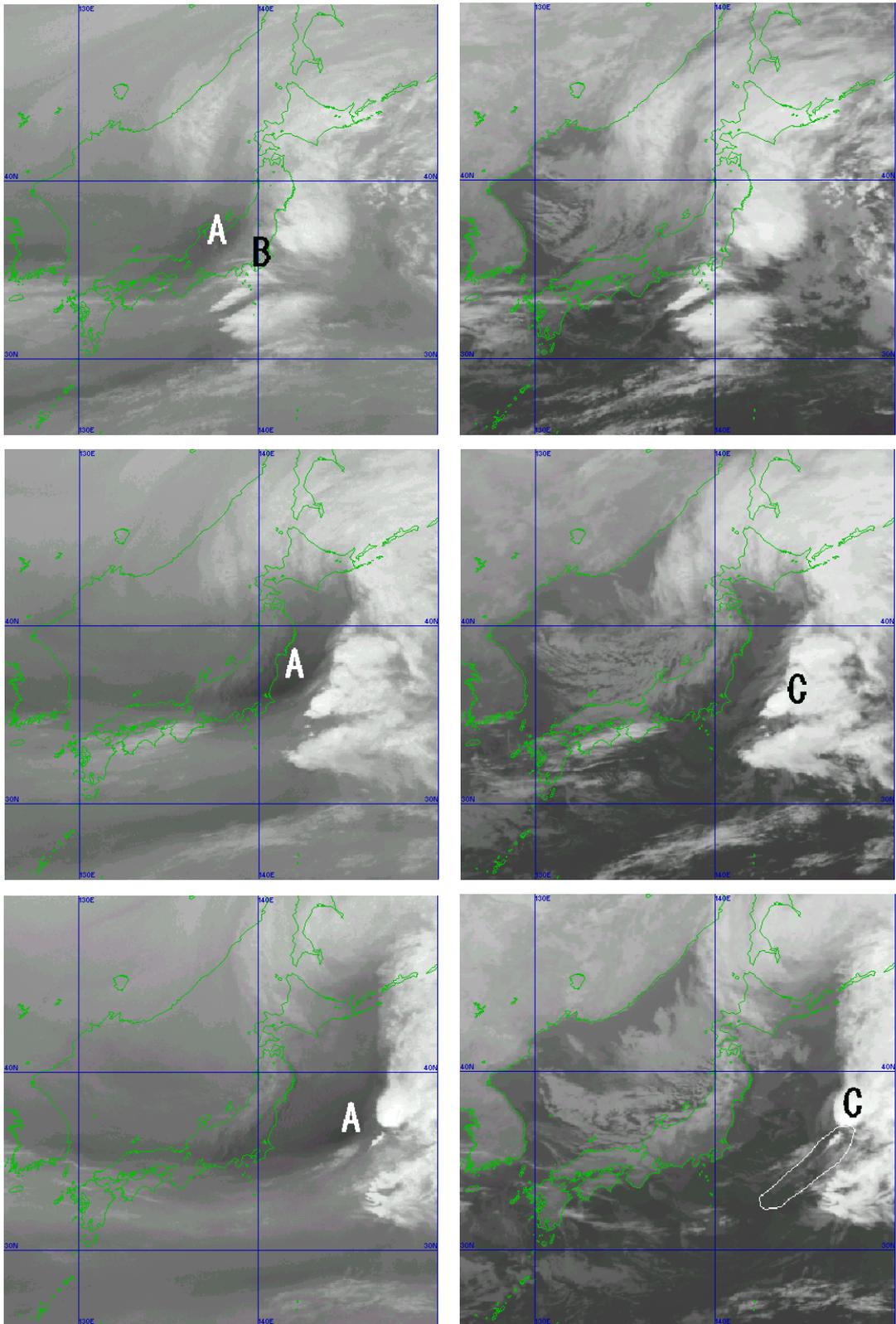


図 4-3-1 2000 年 1 月 10 日の事例 左：水蒸気画像 右：赤外画像
 上：00UTC 中：06UTC 下：12UTC 白線の囲み：Cg-Cu ライン

4.3.2 寒冷低気圧

寒冷低気圧は、寒冷渦や切離低気圧とも呼ばれ、寒気ドームや圏界面のたれ下りなどを伴っている。この寒気核型低気圧性循環は、多くの場合、およそ400~500hPa付近で顕著であるが、この上層渦の直下やその東側には地上低気圧が発生する場合がある。寒冷渦の東から南東象限では、下層に南西風による暖湿気塊が流入し、上・中層の寒気とあいまって大気が不安定になり、同時に中層の正渦度移流に伴い下層で上昇流域となりやすい。このため寒冷渦の東から南東象限では、対流雲が発達することが多い。

事例 2000年5月3~4日

水蒸気画像（図4-3-2(a)上）では、日本海中部から秋田沖に東進する上層渦Aが見られる。渦

の中心付近には明・暗域のスパイラル構造が見られる。このスパイラルが明瞭な3日00UTCには、その北東側の明域の領域Cも広く明瞭であるが、4日00UTCにはスパイラルは不明瞭（渦の衰弱）となり、Cも縮小している。

赤外画像（図4-3-2(b)上）では、渦の東側の福島県沖から三陸沖を中心にCbを含む対流雲域BやDが見られる。RSM500hPa高度・渦度（図4-3-2(a)下）ではB及びDが見られる福島県沖から三陸沖にかけては、正渦度極大域の前面にあたる。また、RSM850hPa相当温位・風（図4-3-2(b)下）では、そこは南南西風と南東風のシヤーが明瞭で、また、比較的暖湿な気塊（304~312K）の流入する所でもある。

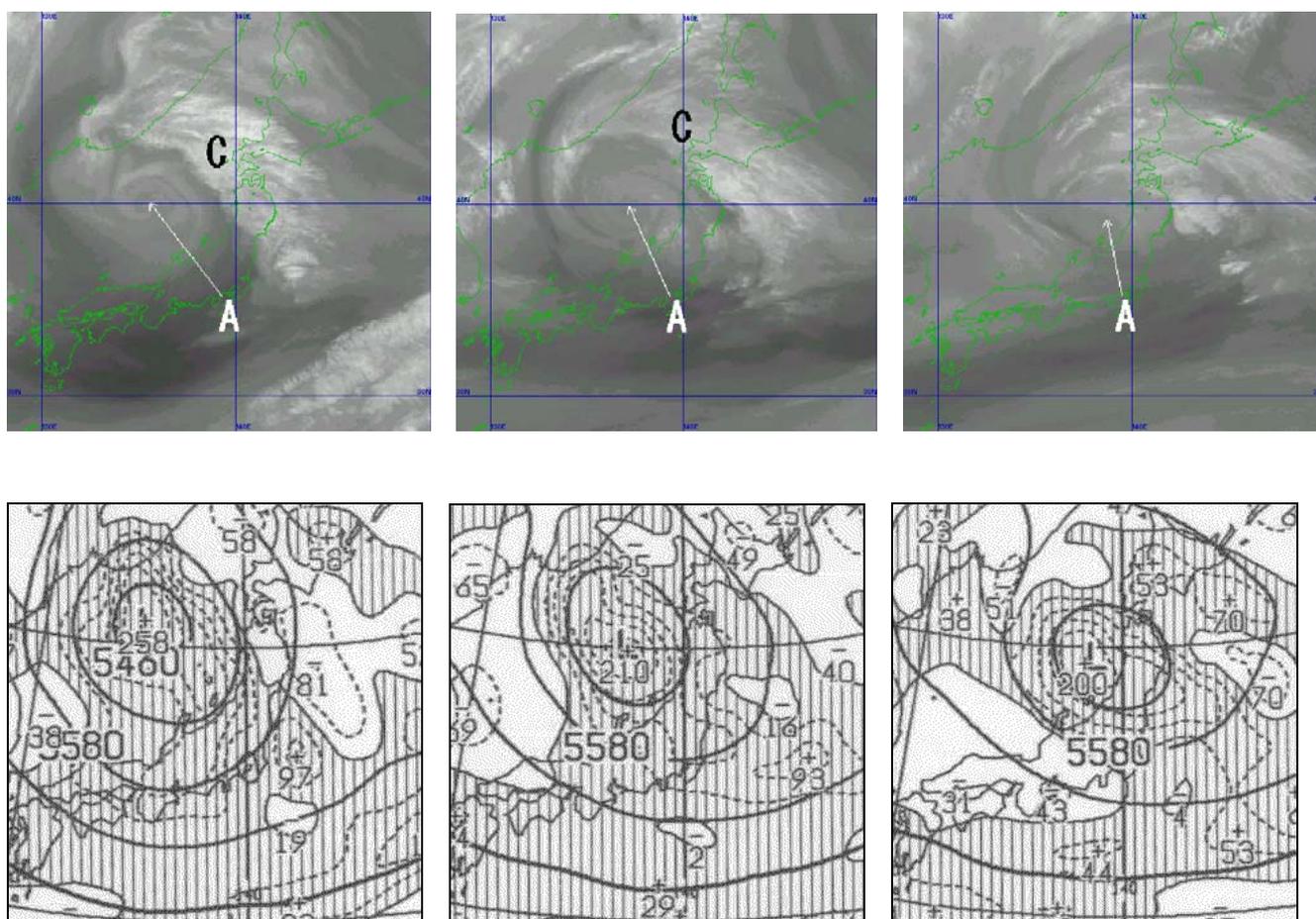


図4-3-2 (a) 2000年5月3日の事例 上段：水蒸気画像 下段：500hPa高度・渦度
左：3日00UTC 中：3日12UTC 右：4日00UTC

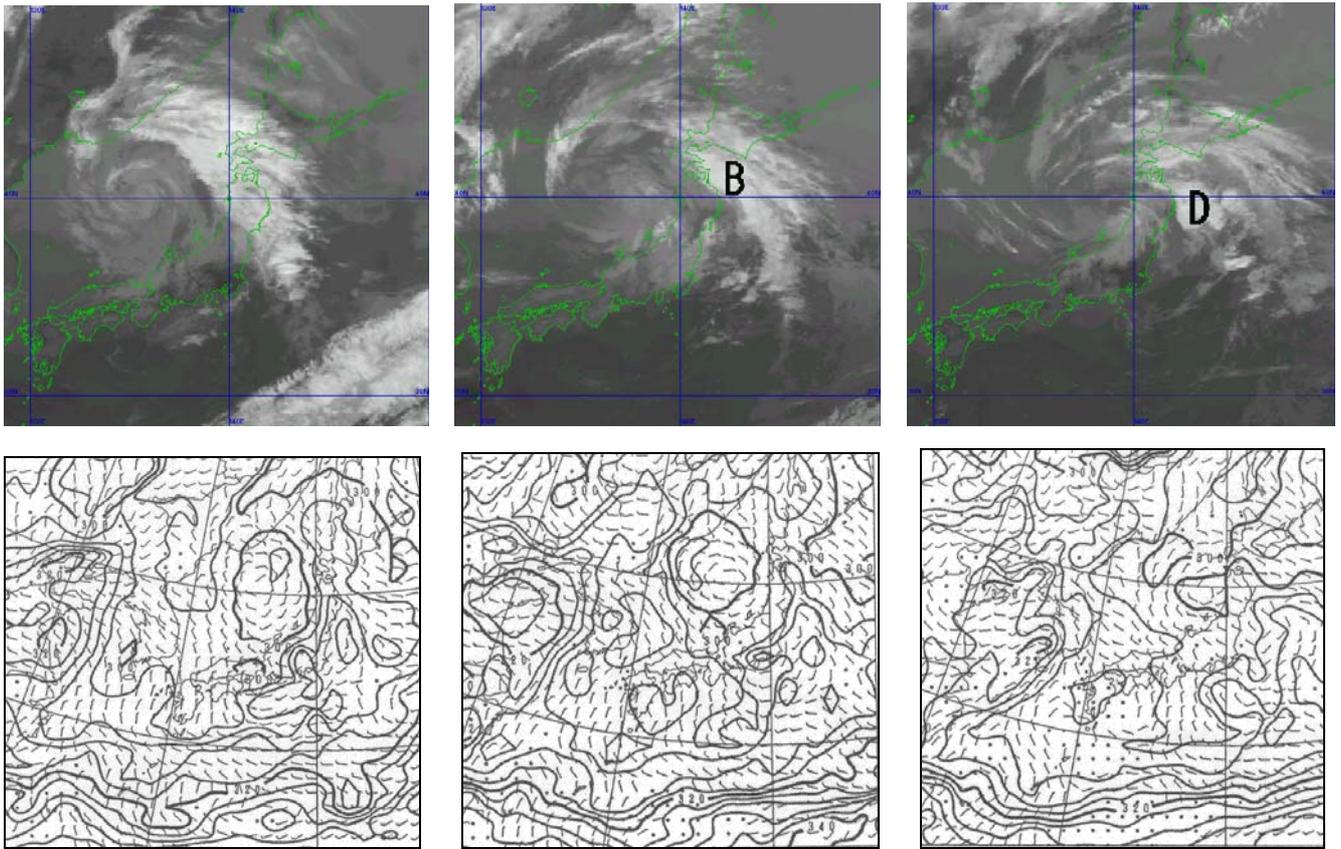


図 4-3-2 (b) 2000 年 5 月 3 日の事例 赤外面像 (上段) と 850hPa 相当温位・風 (下段)
 左 : 3 日 00UTC 中 : 3 日 12UTC 右 : 4 日 00UTC 相当温位は 4K 毎に描画、風は短矢羽 5m/s、長矢羽 10m/s

4.3.3 UCL (Upper Cold Low)

上層に寒気を伴った低気圧のうち、熱帯域または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 と呼び、次のことを述べている。

- ① 250hPa 付近に最大風速を持つ低気圧性循環があり、ほぼ 200~250hPa 付近の循環中心に寒気核、150hPa 付近に暖気核が明瞭である。
 - ② UCL 発生初期段階には、中層で UCL 中心の東側で湿潤域、中心付近と西側で乾燥域がしばしば見られ、この乾湿分布と雲域との対応はよい。
 - ③ UCL 周辺では対流雲が活発化し、この対流雲域が台風に至るまで発達することがある。
- 内藤 (1993) 及び高嶺 (1995) は、熱帯対流圏

上層トラフ (TUTT) に沿って UCL が観測された例を紹介している。TUTT とは東太平洋の 35N 付近から西部太平洋の 15~20N に達するほぼ定常的なトラフである (Glickman 編、2000)。

UCL は、寒冷低気圧が偏西風帯から分離し、亜熱帯域から熱帯域に達した後、停滞または偏東風に流されて西進する特徴を持つ。一般的に、中緯度で見られる寒冷低気圧などは東進するが、UCL は西進するために、夏季には日本の太平洋側では特に注目すべき現象である。

UCL に伴う低気圧性循環と寒気は上層のみに見られ、中層以下では観測されないのが普通であり、500hPa では観測されない場合もある。そのため、水蒸気画像や 300hPa 天気図での追跡が有効である。

事例 2000年8月6~7日

水蒸気画像（図 4-3-3 上）で、日本の東を北西進する UCL に対応する上層渦（A）が見られる。赤外画像（図 4-3-3 下）では、この渦周辺に Cb を含む対流雲域（B）がある。この B は 6 日 18UTC

では伊豆諸島から関東の東海上にあったが、A の北西進とともに、7 日 00UTC では伊豆諸島から関東地方及び東北地方太平洋沿岸にかかっている。このように、上層渦の動きを追うことにより、その周辺の対流雲域の動きも把握できる。

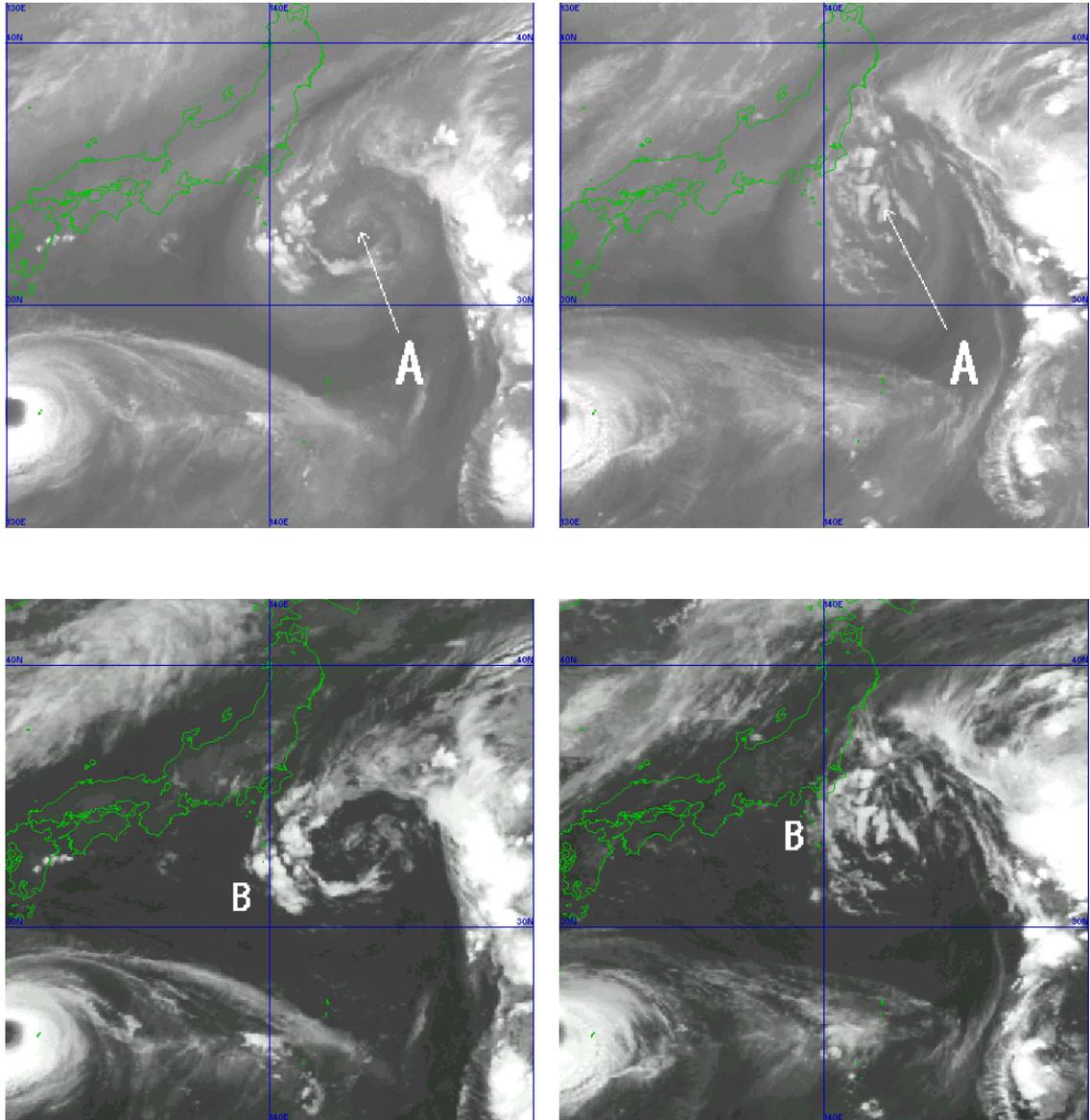


図 4-3-3 2000年8月6~7日の水蒸気画像（上）と赤外画像（下） 左:6日18UTC 右:7日00UTC

4.3.4 寒冷前線

寒冷前線はその構造から、激しい気象の変化を伴うことが多い「アナ」型とそうでない「カタ」型とに分かれる。

アナ型寒冷前線は、Browning (1990) の後方傾斜上昇型 WCB (ウォームコンベヤーベルト) モデル (図 4-3-4) にあてはまり、寒気流入が強い場合に相当し、WCB は寒気に対して後方に傾く特徴を示す。寒冷前線付近では、強い上昇流が発生し、そのため前線対応雲バンドの前縁 (暖気側) の狭い部分で活発な対流雲がラインコンベクション (雲列) を形成し、Cb に発達する場合がある (図 5-2-1 参照)。

カタ型寒冷前線は、前方傾斜上昇型 WCB モデル (図 4-3-5) にあてはまる。上空の低相当温位の気塊が地上寒冷前線を追い越し、上層寒冷前線 (UCF) が見られることもある。UCF は、WCB や暖域内において下層の高相当温位の気塊との間で、ライン状の活発な対流雲域を発生させる場合がある。

日本付近では少なからず地形の影響を受けているため、寒冷前線をどちらかに明瞭に区別することは難しい場合がある。また、上層の寒気・乾燥域がアナ型の寒冷前線に先行して、カタ型に移行する場合もあるので、その時々の大気の状態を把握する必要がある。

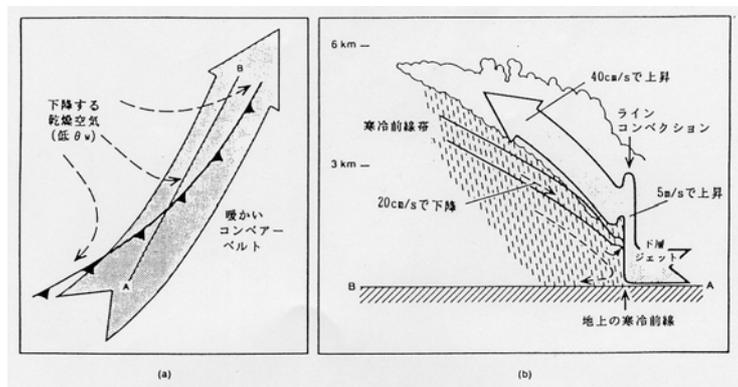


図 4-3-4 アナ型寒冷前線における流れの模式図 (北島ほか (1995) から引用)

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

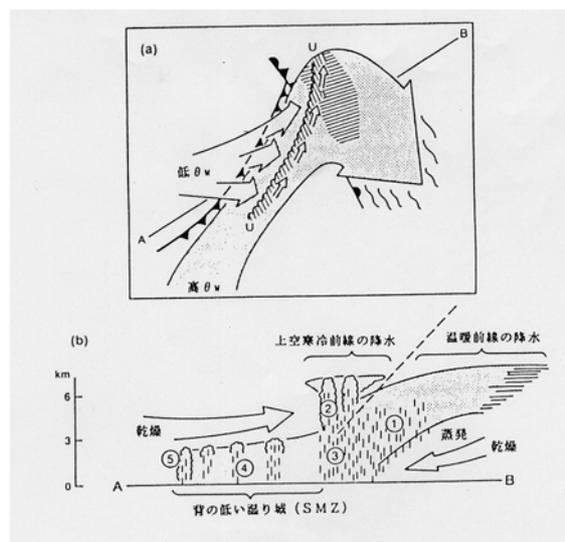


図 4-3-5 カタ型寒冷前線 (スプリットフロント) のモデル図 (北島ほか (1995) から引用)

(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.

アナ型の事例 1998年5月9日 (図4-3-6)

日本の東に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(暖域側)には対流雲列 C-C がある。この C-C は赤外面像で見ると白い列状となっており、発達した対流雲列である事がわかる。これはアナ型寒冷前線の特徴であり、C-C の対流雲列が寒冷前線に対応している。

このようにアナ型寒冷前線では、寒冷前線に沿って活発な対流雲列が見られたり、5.2 節で述べるように風が急変することがあるので注意が必要である。

カタ型の事例 1997年10月25日 (図4-3-7)

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。この雲バンド(A-A)は、赤外面像で見ると白い部分が帯状となっており発達した対流雲を含んでいる。レーダーアメダス解析雨量(図4-3-7右)でも、A-A に対して強い部分に対応している。このため、A-A が寒冷前線

に対応しているようにも見えるが、A-A の西側に背の低い西縁がはっきりした下層の雲域 B が見られる。札幌の地上観測データ(図略)では、下層雲域が通過した24日23UTC~25日01UTC にかけて気温降下(約2度)、気圧上昇(1hPa)、風速の強まり(2m/s から5m/s へ)がみられた。一方、A-A が通過した24日21~22UTC には露点温度の低下のみであった。したがって地上の寒冷前線は、下層雲域の西縁と推測できる。

25日00UTC の札幌の高層観測では700hPa より上層が乾燥しており、下層雲域はこの乾燥気塊によって雲頂を抑えられていると考えられる。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、カタ型寒冷前線の特徴を表わしている。このようにカタ型寒冷前線では、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。

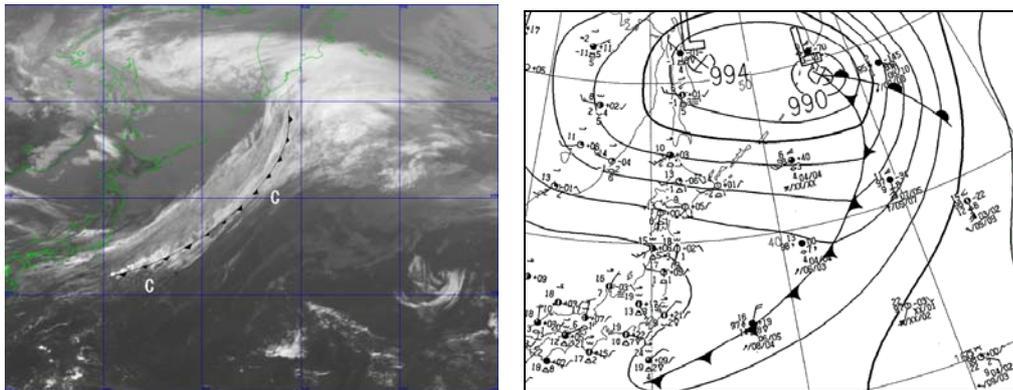


図4-3-6 「アナ型寒冷前線の事例」1998年5月9日00UTC
左：赤外面像 右：地上天気図

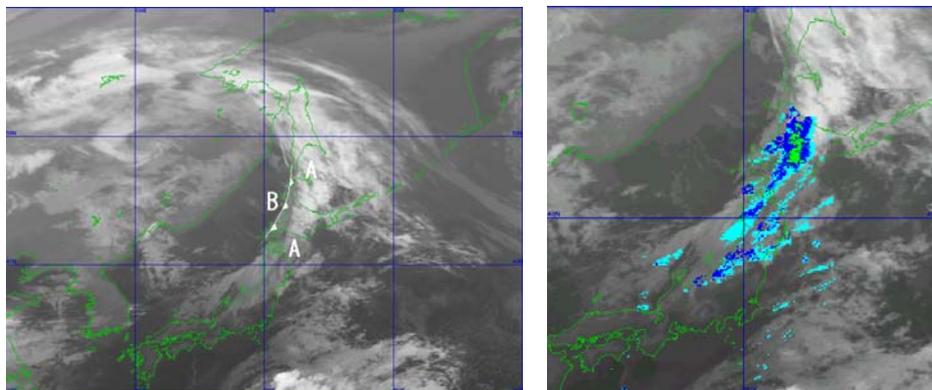


図4-3-7 「カタ型寒冷前線の事例」1997年10月25日00UTC
左：赤外面像 右：レーダーアメダス解析雨量重ね合わせ

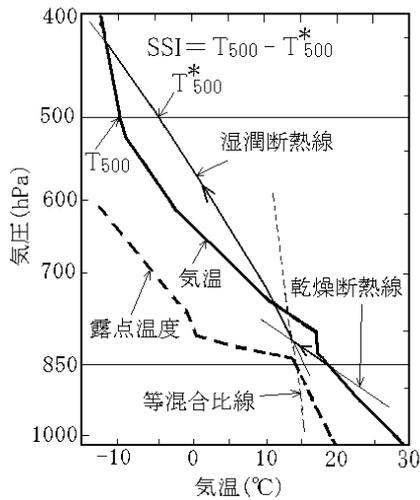
大気的不安定

静止大気中で空気塊が鉛直方向に変位した時、浮力により元に戻ろうとする時を安定、更に変位を続けようとする時を不安定という。この浮力による不安定を、「静（力学）的不安定」、「重力不安定」または単に「大気的不安定」などという。この不安定の度合いを、静（力学）的不安定度や大気（鉛直）安定度などという。

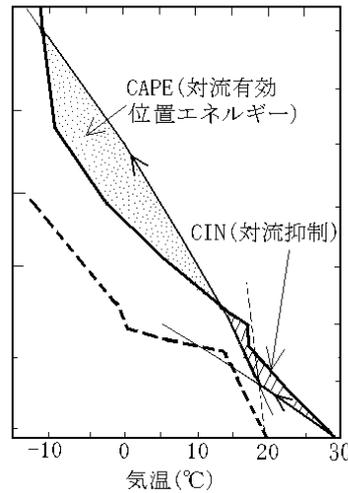
静的安定度の表し方には、様々な表し方がある（例えば大野、2001）。その中でも「SSI」や「CINとCAPE」がよく用いられる（付図1と付図2）。「SSI」は、850hPaの空気塊を500hPaまで仮想的に持ち上げることにより求められる。「CINとCAPE」は、付図2で下層の空気塊を仮想的に持ち上げ、図中の斜線域と点彩域の面積として計算される。付図2の場合には地上の空気塊を持ち上げているが、他の高度の空気塊を持ち上げて計算される場合もある。どの高度の空気塊を持ち上げるかによってCINとCAPEの数値は大きく異なるので、その数値を見る場合にはこの高度に留意する必要がある。

一方、気層全体を持ち上げた時に不安定になる場合を「対流不安定」という（付図3）。これは、前線や低気圧に伴う上昇流や地形性上昇により、気層全体が持ち上げられた時の安定性を見るものである。この対流不安定の度合いは、相当温位の鉛直傾度や下層と上層の相当温位の差として表される。付図3の場合にはa-b層は対流安定であり、b-c層は対流不安定である。b-c層の場合、元々「静的安定」であるがb'-c'まで持ち上げられると「静的不安定」となる。

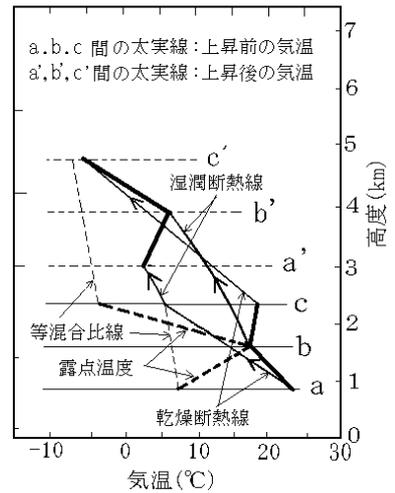
（伊藤 秀喜）



付図1 SSIの模式図



付図2 CAPEとCINの模式図



付図3 対流不安定の模式図

4.3.5 太平洋高気圧、熱帯じょう乱と前線

日本付近の太平洋高気圧は、亜熱帯の暖湿な気塊を日本付近に輸送する役割をしている。春から秋期には、日本付近に前線帯が形成されやすく、その暖気側に太平洋高気圧や熱帯じょう乱が位置した場合、前線帯の活動が活発化することは良く知られている。また、日本海を進む低気圧の暖域を吹く南西風とその南東に位置した太平洋高気圧からの南東風によりシヤー（下層収束）が形成され、Cbが発達する場合もある。

次の事例は、前線帯に高気圧や台風周辺からの暖湿気塊が流入し、対流雲が発達した例である。

事例 2000年9月10～11日 東海地方の豪雨

この事例では、東海地方から近畿地方の太平洋側で大雨となり、特に名古屋では1時間降水量や日降水量が観測史上1位の豪雨が観測された。

大雨検討グループ(2001)や藤田ら(2001)は、この大雨の要因として以下の3点を挙げている。

- ① 日本海を東進した中層のトラフ
- ② ゆっくり南下した秋雨前線に台風及び太平洋高気圧周辺からの下層暖湿気塊の流入
- ③ 沿岸部に形成された収束線

ここでは、主として下層暖湿流に関する衛星画像の見方、すなわち南海上の対流雲の移動方向が下層暖湿流の目安になることを述べる。

11日00UTCの地上天気図(図4-3-8)では、日本付近には南大東島の南海上を西北西に進む台風第14号と、九州地方北部から三陸沖へと伸びる秋雨前線及び日本の東海上に中心を持つ太平洋高気圧がある。

この項では、各対流雲域の動向を時間の経過とともに概観していく(図4-3-9)。

10日12UTC: 秋雨前線に対応した厚い雲域(A)が日本海から千島近海を覆っている。四国の南海上には台風の外側のひときわ白く輝くCb域(C)とその西側のCbを含む対流雲域(B)が北上している。

10日18UTC: Bは雲域を拡大しながら白さを増し、九州の東海上から四国沖まで北上し発達している。一方、Cは活発な状態を維持しながら雲域を拡大・北上し、一部は紀伊半島から東海地方へとかかっている。なお、中部地方にかかっている雲域はアンビルCi域である。

10日21UTC: Cは発達したまま東海地方に上陸

している。Bの陸上部分の雲域は停滞しているが、海上部分では、台風からの暖湿流の流入でCb列としてさらに発達している。また、紀伊半島沖では新たなCb域(D)が太平洋高気圧の縁辺を回るように雲域を拡大しながら北上している。

11日00UTC: Bはさらに白さを増し、四国沖から四国全域を覆うまでに雲域を拡大し発達している。可視画像でも四国沖にはゴツゴツしている雲域が列状を成しているのが見える。21UTCに発生した雲域Dは紀伊半島へ上陸している。Cは雲域を縮小しながら東進している。このような状況を00UTCのRSM850hPa相当温位・風(図4-3-9)で見ると、日本海の高気圧性循環の東風と南海上の台風及び東海上の太平洋高気圧の西縁の南風によって、本州上で風のシヤーや相当温位の集中帯が形成されている。特に、暖気側の太平洋沿岸部には、台風や高気圧縁辺の流れによって暖湿な気塊(340K以上)がもたらされている。

11日06UTC: 四国地方にかかっていたBは活発な状態を維持したまま紀伊半島を北東進し、東海地方に達している。さらに、紀伊半島沖には太平洋高気圧の縁辺に沿って新たに対流雲列(E)が紀伊半島を指向しているのが、毎時間の連続した可視画像で見える。

11日12UTC: BとEが紀伊半島から東海地方でひとつにまとまり、さらに発達している。このような状況を12UTCのRSM850hPa相当温位・風(図4-3-9)で見ると、台風の北上とともに、四国地方から紀伊半島付近にかけて暖湿気がくさび状に流入し、特に紀伊半島では南風15m/sの344～348Kの湿潤気塊の流入が予想されている。

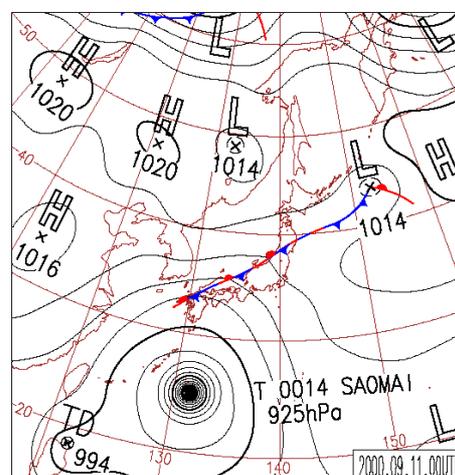
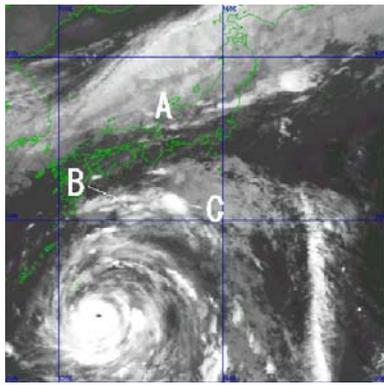
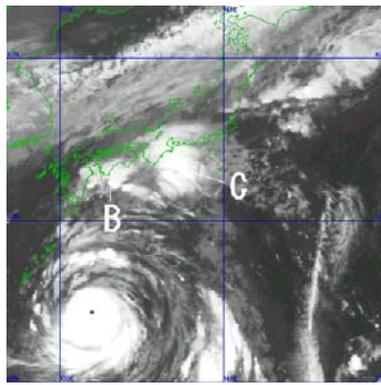


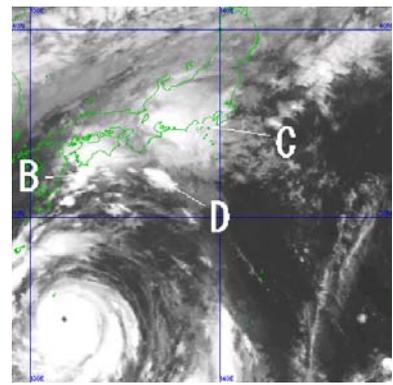
図4-3-8 2000年9月11日00UTC地上天気図



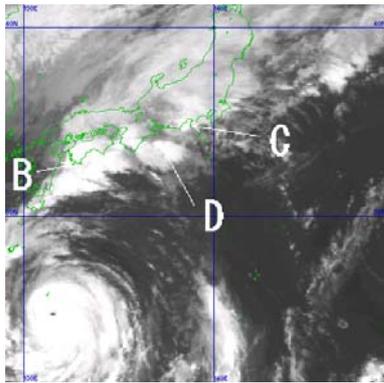
(a) 赤外画像 10 日 12UTC



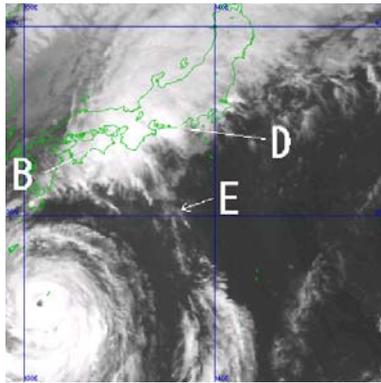
(b) 赤外画像 10 日 18UTC



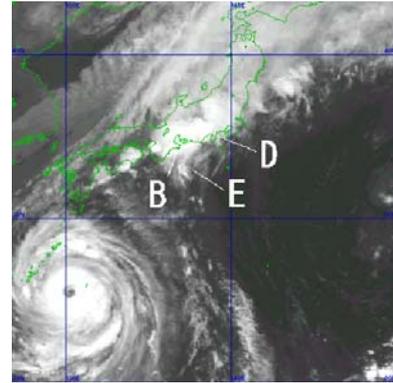
(c) 赤外画像 10 日 21UTC



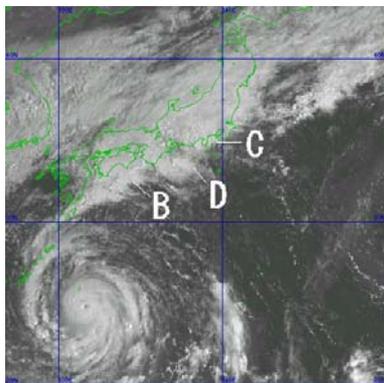
(d) 赤外画像 11 日 00UTC



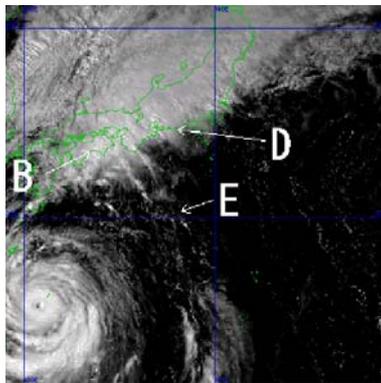
(e) 赤外画像 11 日 06UTC



(f) 赤外画像 11 日 12UTC



(g) 可視画像 11 日 00UTC



(h) 可視画像 11 日 06UTC



(i) RSM850hPa 相当温位・風 11 日 00UTC



(j) RSM850hPa 相当温位・風 11 日 12UTC

図 4-3-9 2000 年 9 月 10~11 日の赤外画像、可視画像、RSM850hPa 相当温位・風
相当温位は 4K 毎に描画、風は短矢羽 5m/s、長矢羽 10m/s

4.3.6 日射と上層寒気

主に盛夏期の午後、内陸部では強い日射による地上気温の昇温によって対流雲が発生し、Cbにまで発達することがある。一般的に、このようなCbは標高の高い所で発生し、低い方に移動する。個々のCbのライフサイクルは数十分から1時間程度であるが、断続的なCbの発生により一連の現象が夜半頃まで続くことがある。特に顕著な上層寒気が接近する場合は、Cbは大規模・広範囲に発生し、発現時間も長くなるので、注意が必要である。

事例 2000年7月4日

この事例は、Cbが連日発生したうちの、上層寒気の流入により特に活発であった1日を選んだものである。

図4-3-10、図4-3-11は、2000年7月4日の可視及び赤外面像である。03UTCには、東北地方から

中部地方の内陸部を中心に日射による対流雲が所々に見られる程度だが、06UTCには西日本から北日本のほぼ全域に広がる大規模なCbを含む対流雲域に発達した。アンビルCiも可視及び赤外面像で確認できる。09UTCには、関東・中部地方を中心に、Cbを含む対流雲域(A)が最盛期となる。12UTCには、Cbは少なくなり、アンビルCiが広範囲に広がっている程度までに衰弱している。

図4-3-12の水蒸気画像では、能登沖から北陸地方に南下する上層渦(B)が確認できる。Bは、12UTCの500hPa天気図(図4-3-13)では寒気を伴っており、佐渡沖に南下した -10°C 以下の寒気核に対応している。500hPaの -9°C の等温線は日本の南海上まで南下し、00UTCと比べて北海道地方を除くほぼ全域で気温が下降した。

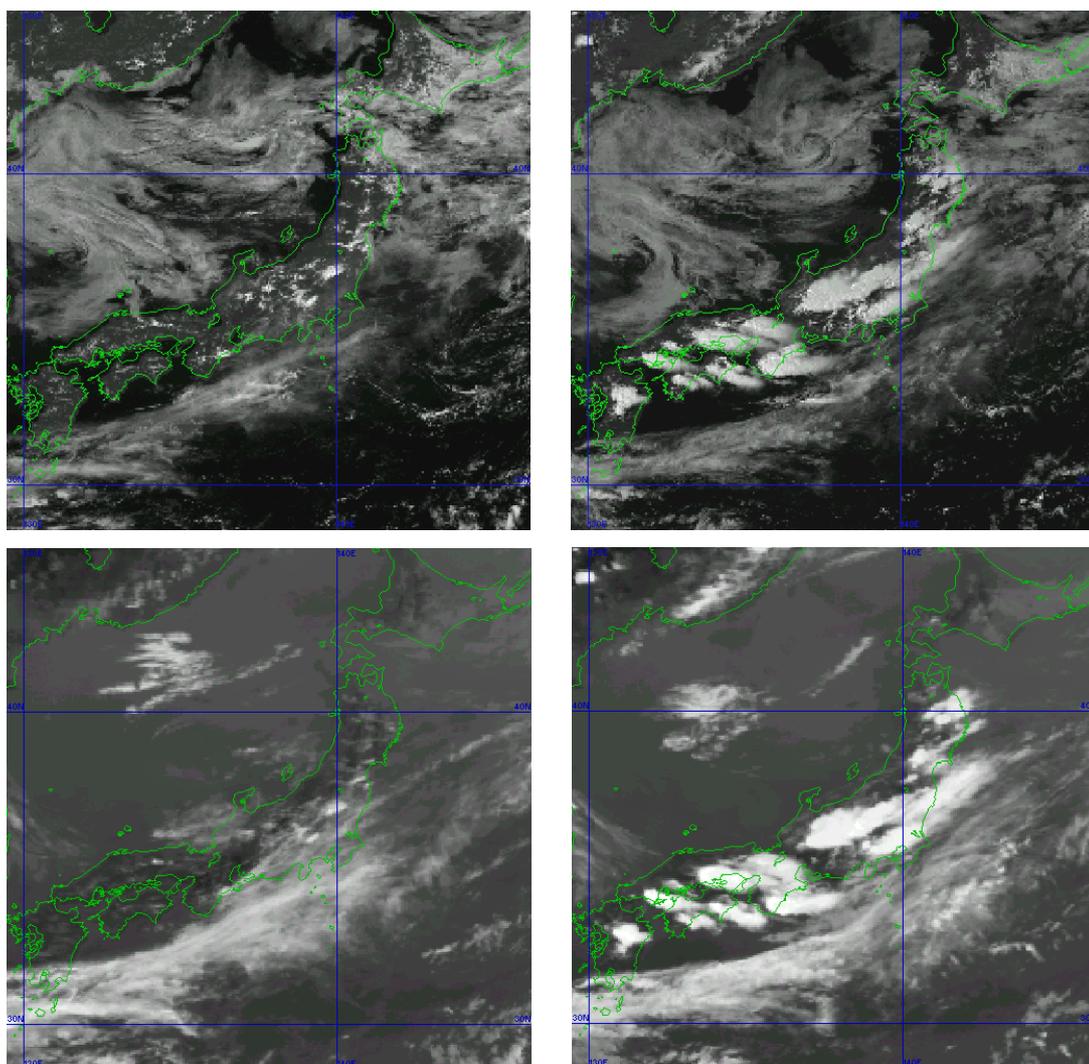


図4-3-10 2000年7月4日の可視画像(上)と赤外面像(下) 左:03UTC 右:06UTC

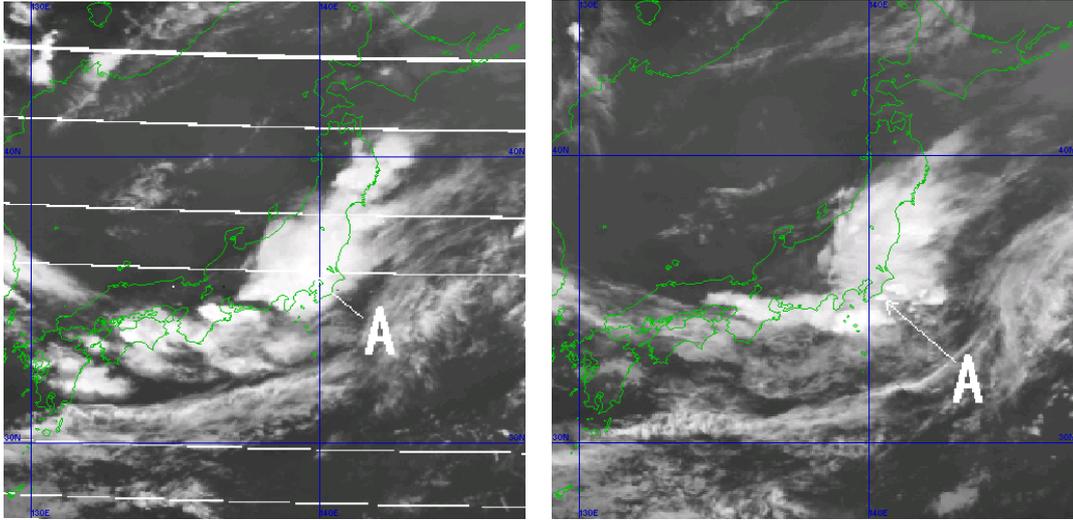


図 4-3-11 2000 年 7 月 4 日の赤外画像 左 : 09UTC 右 : 12UTC

左の赤外画像には雷による、衛星との通信障害により画像に乱れ（数本の横縞）が生じている。

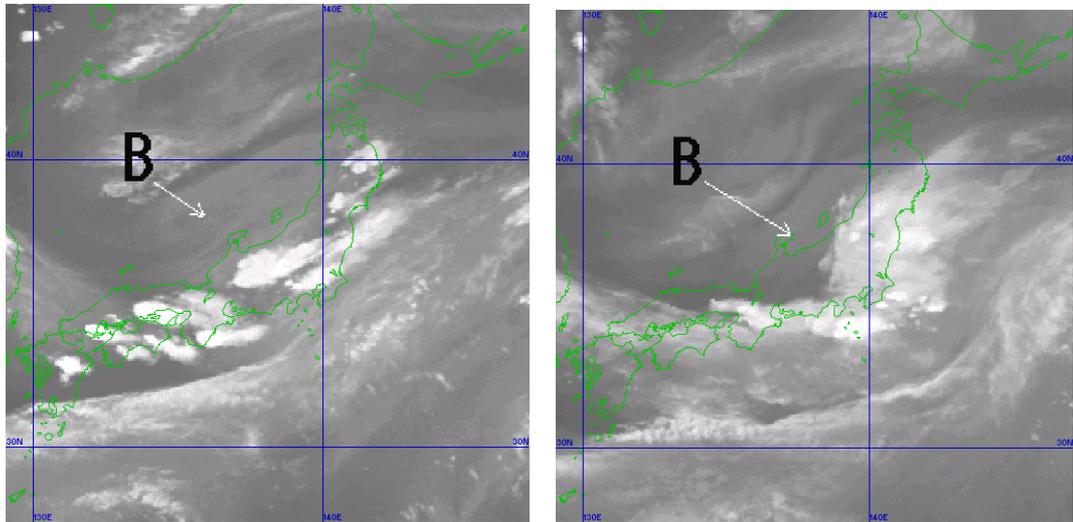


図 4-3-12 2000 年 7 月 4 日の水蒸気画像 左 : 06UTC 右 : 12UTC

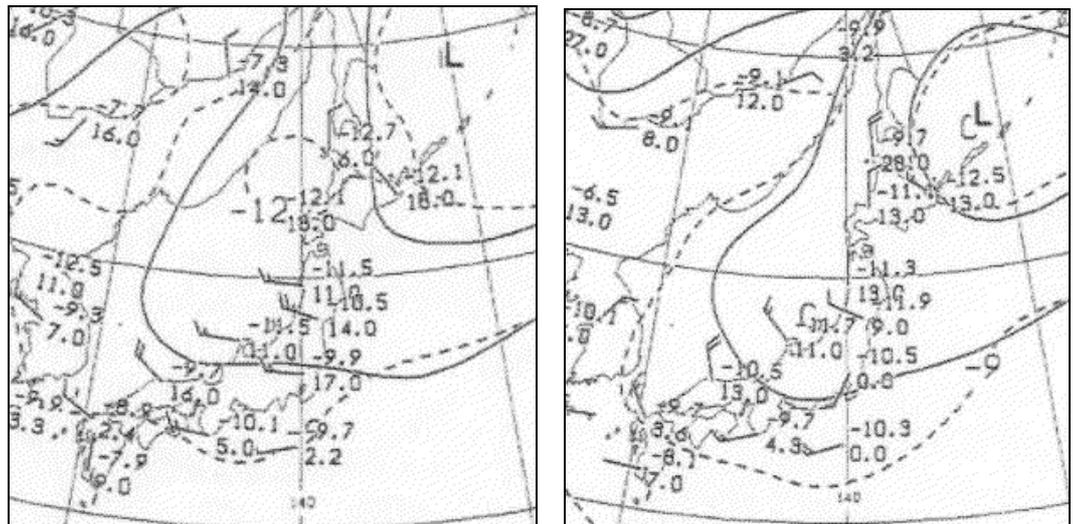


図 4-3-13 2000 年 7 月 4 日の 500hPa 天気図 左 : 00UTC 右 : 12UTC

4.4 テーパーリングクラウド (Tapering clouds)

細長い三角形の発達した対流雲域を、衛星画像上での形状からテーパーリングクラウド (穂先状の雲) 又はにんじん状の雲 (Carrot-shaped cloud) と呼ぶ。テーパーリングクラウドは、特に穂先部分で、豪雨、竜巻、雷、降雹、乱気流及びマイクロバースト等のシビアウエザーを伴うことが多い。

気象衛星センター (1983、1991) や伊藤ら (1992) などの調査によればテーパーリングクラウドの特徴やテーパーリングクラウド発生時の総観場は下記の通りである。なお、彼らの調査は比較的規模が大きく寿命の長いテーパーリングクラウドを対象としており、ここでもそのようなものについて述べる。

(1) 特徴

- ① テーパーリングクラウドを形成する個々の対流雲は中・上層の風下側に移動しながら発達・衰弱するが、Cbの発生点はほぼ停滞するか、風上側に伸びる。
- ② テーパーリングクラウドから南西側に Cu ラインが伸びていることが多い。この Cu ラインは、テーパーリングクラウドの発生前に見られる場合もあるが、発生後に明瞭になる場合も多い。この Cu ラインは、テーパーリングクラウドの発生・維持に密接に関連していると考えられる。
- ③ テーパーリングクラウドの走向は、その南東側の領域における 850hPa の風向にほぼ沿う。
- ④ TBB とレーダーエコーとの対応は、穂先部分の低い TBB 域には強いエコーが対応し、一般にその風下側ではエコーは弱い。ただし、穂先から北東に強いエコーが線状に並ぶ場合や、中央部の低い TBB 域に強いエコーが対応する場合もあるので注意が必要である。

(2) 総観場

- ① 日本付近では主に海上で発生し、台湾の東から北東海上での発生が最も多い。
- ② 前線近傍及び暖域でそれぞれ約半数の発生がある。
- ③ 850hPa では、高相当温位域の北縁付近で発生する場合と高相当温位域の中央部で発生する場合がある。

- ④ 500hPa の渦度 0 線付近から 300km 程度暖域側で、また 700hPa の上昇流域で発生する場合が多い。(500hPa の渦度 0 線付近は 500hPa の強風軸に対応する場合が多い。)

なお、次の事例 1 と事例 2 は、それぞれ CD-ROM 版「雲解析事例集 1997 年の顕著事例」、「1998 年の顕著事例」に収録されているので、詳細はこれらを参照されたい。

事例 1 東シナ海の事例

1997 年 5 月 1 日～3 日にかけて、500hPa では華中に入った寒冷低気圧が弱まりながら日本付近を通過し、その前面を地上の低気圧が東シナ海北部から本州南岸を東進した。その低気圧に伴う寒冷前線付近から暖域にあたる東シナ海及び南西諸島周辺では、次々に Cb が発生し、それらの幾つかはテーパーリングクラウドとなった。ここでは、その中の比較的規模が大きく長寿命の 3 つのテーパーリングクラウド Ta、Tb 及び Tc について、主として総観場の特徴を述べる。

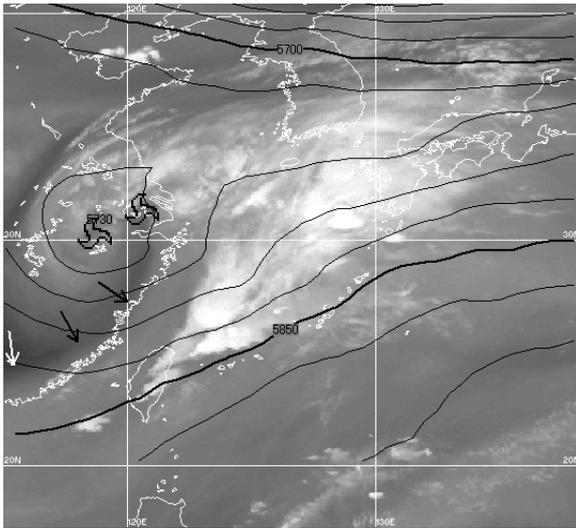
テーパーリングクラウド Ta

5 月 2 日 00～06UTC の衛星画像やレーダーエコーなどを図 4-4-1～4-4-3 に示す。

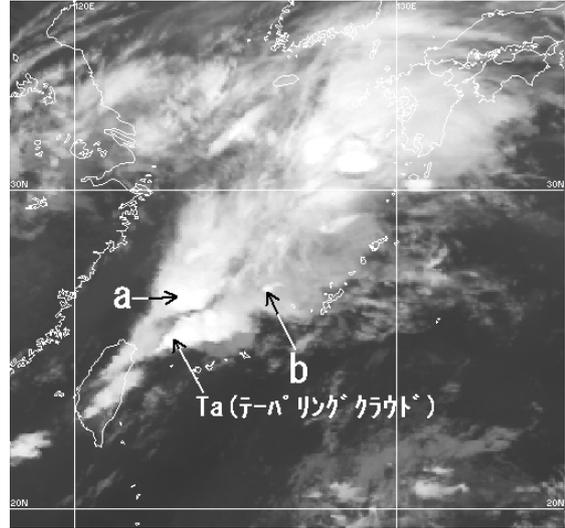
図 4-4-1 (a) に示した 500hPa の等高度線では寒冷低気圧が華中にある (水蒸気画像では、この寒冷低気圧中心付近に 2 つの上層渦がある)。その前面の東シナ海は、850hPa (図 4-4-1 (e)) で高相当温位気塊が流入している。このように東シナ海は、一般的に対流雲が発達しやすい総観場にある。

東シナ海、特に台湾の北東海上では、1 日 12UTC 頃から Cb の発生が持続し、2 日 00UTC (図 4-4-1) 頃にテーパーリングクラウド Ta が形成された。その後、06UTC (図 4-4-3) には Ta を南西端とし種子島付近まで伸びるバンド状の Cb となった (図中の Ta から北東側の矢印)。その際、2 日 03UTC の可視画像 (図 4-4-2) に示すように、Ta の北東部に対流雲 a や対流雲 b などを取り込む形でバンド状となった。

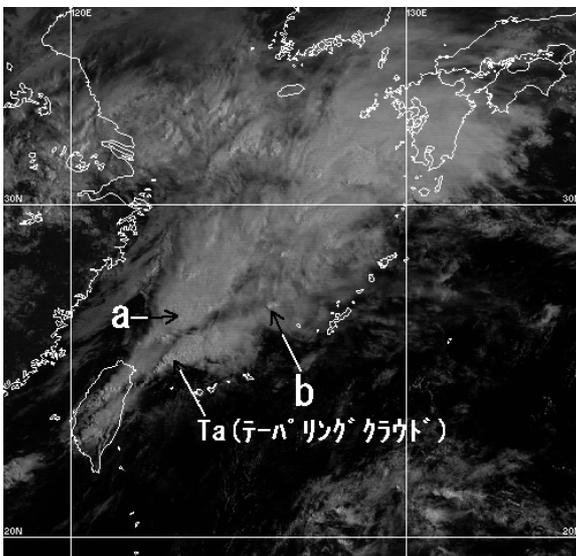
2 日 00UTC のレーダーエコー (図 4-4-1 (d)) は、Ta の穂先部分から北東側に線状に伸び、その中の穂先部分は 64mm/h と非常に強い。バンド状になった 06UTC (図 4-4-3 (d)) には、レーダーエコーは、Ta の穂先部分だけでなく、このバンドに沿って非常に強い。



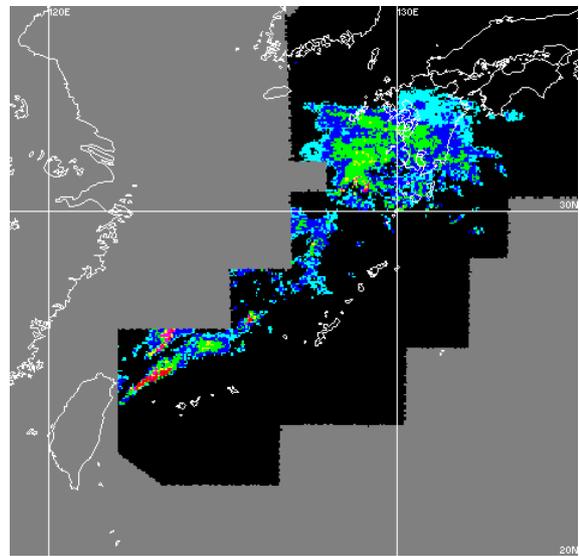
(a) 水蒸気画像



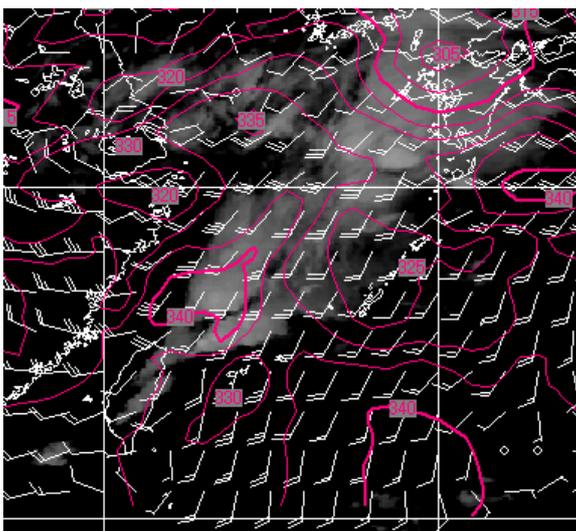
(b) 赤外画像



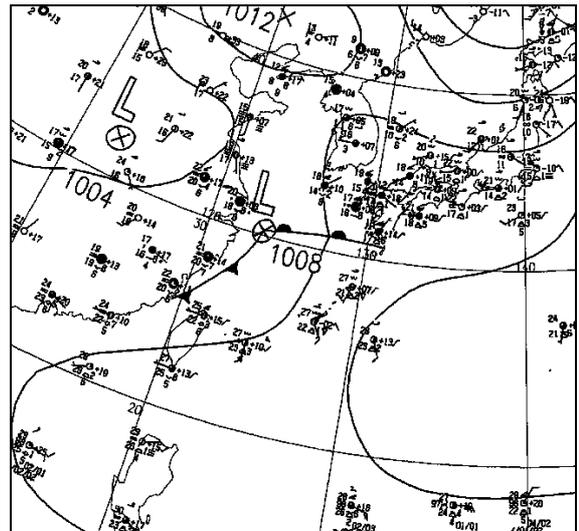
(c) 可視画像



(d) レーダーエコー



(e) 可視画像とRSM850hPaとの重ね



(f) 地上天気図

図 4-4-1 1997年5月2日00UTCの衛星画像、レーダーエコー及び地上天気図

(a) の渦マークは上層渦、矢印はバウンダリー、実線はRSM500hPaの等高度線

(e) の赤実線は850hPaの5K毎の相当温位、矢羽は850hPaの風(長い矢羽は10kt)

図 4-4-1 (a) 及び図 4-4-3 (a) に矢印で示したバンワダリーには、ほぼジェット軸が対応する。Ta はそのバンワダリーの 300~400km 程度南東側である (500hPa の強風軸は不明瞭)。700hPa では上昇流域である (図略)。また、Ta は 850hPa の高相当温位域のほぼ中央部に形成され、地上天気図では低気圧の暖域である (図 4-4-1 (e)、(f))。このように、Ta は、(2) で述べた暖域に発生するタイプである。

Ta 付近では、RSM の 850hPa で南風と南西風の合流が見られ (図 4-4-1(e))、しばらく持続していた。このことは Ta の発生と維持に関連していると考えられる。また Ta の発生状況及び統計的にこの

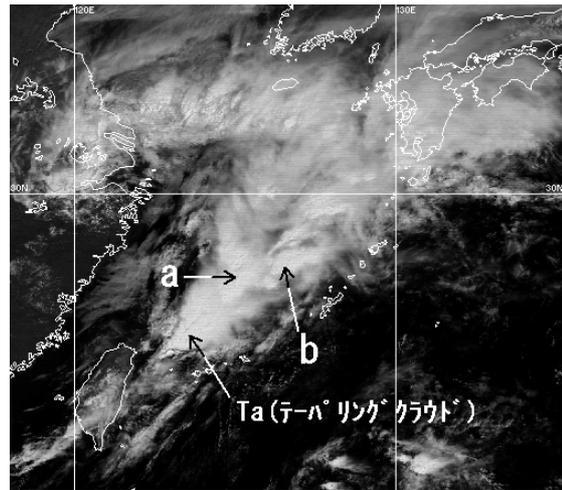
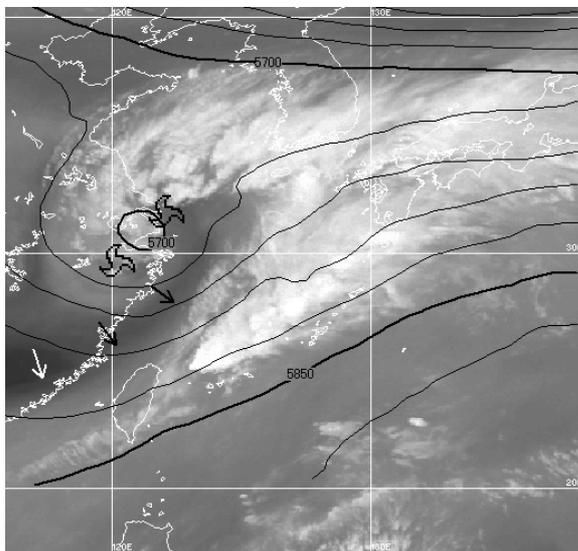
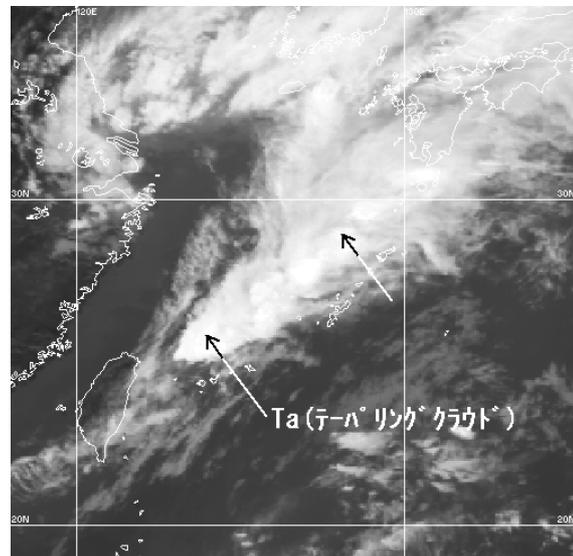


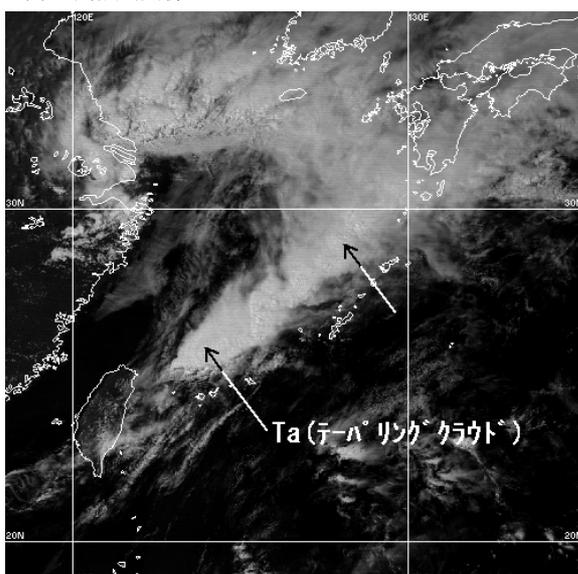
図 4-4-2 1997 年 5 月 2 日 03UTC の可視画像



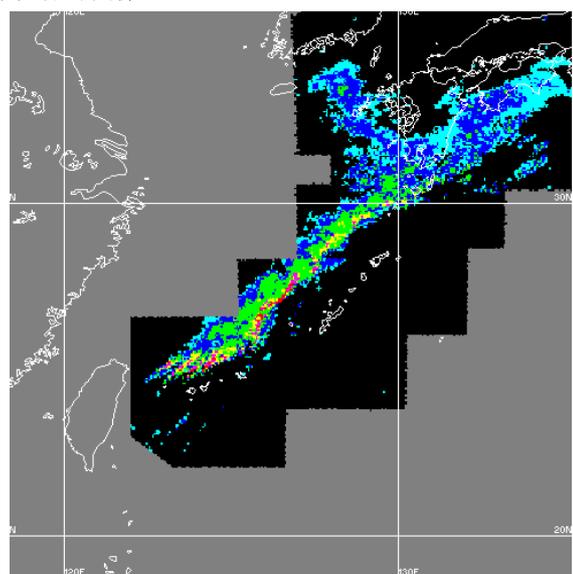
(a) 水蒸気画像



(b) 赤外画像



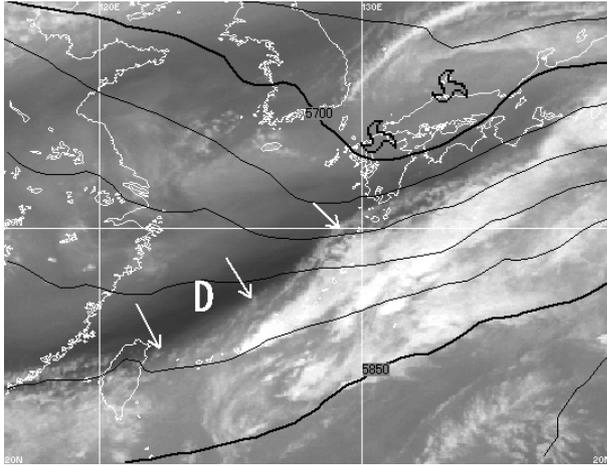
(c) 可視画像



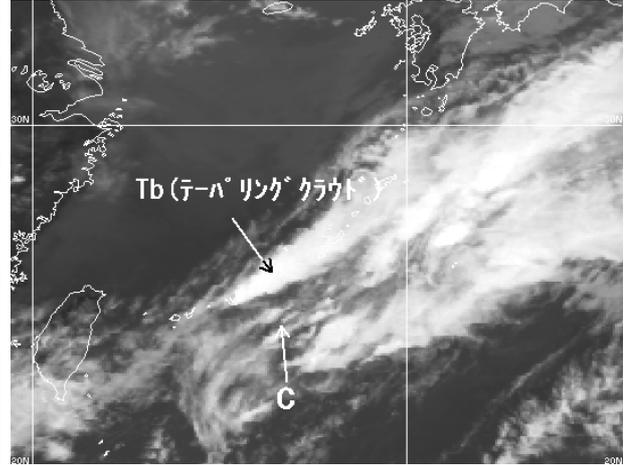
(d) レーダーエコー

図 4-4-3 1997 年 5 月 2 日 06UTC の衛星画像とレーダーエコー

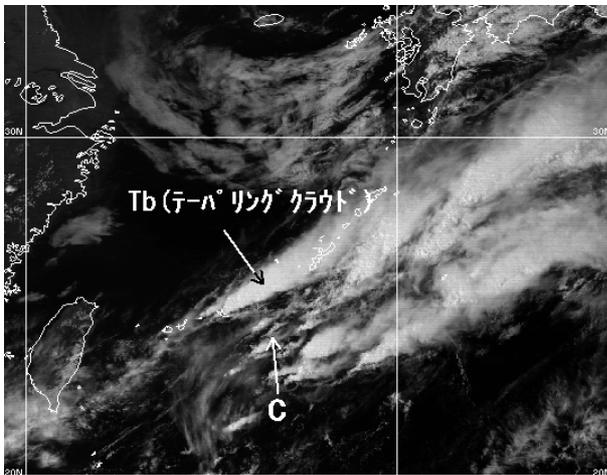
図中の記号は図 4-4-1 に同じ



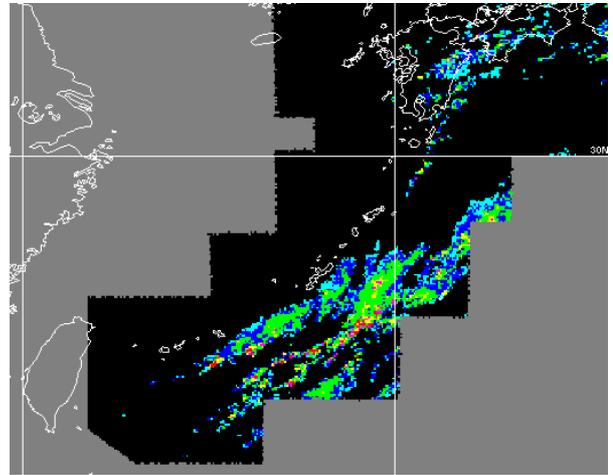
(a) 水蒸気画像



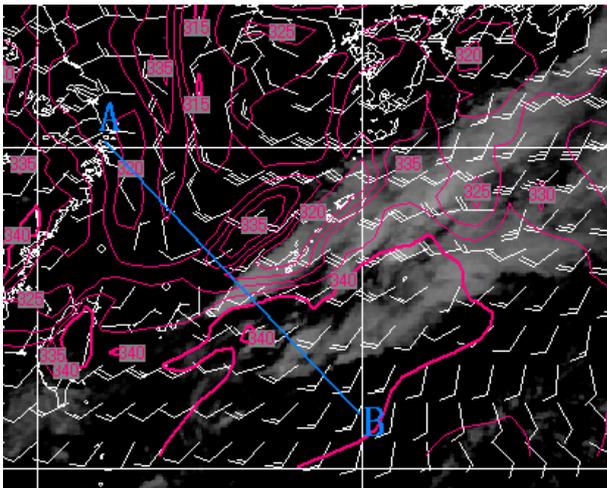
(b) 赤外画像



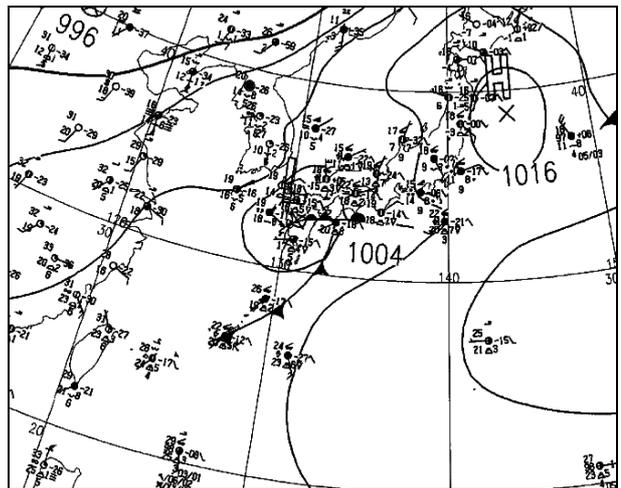
(c) 可視画像



(d) レーダーエコー



(e) 可視画像と RSM850hPa との重ね



(f) 地上天気図

図 4-4-4 1997 年 5 月 3 日 06UTC の衛星画像、レーダーエコー及び地上天気図

図中の記号は図 4-4-1 に同じ。ただし (e) の青実線は、図 4-4-5 の断面の位置を示す。

海域での発生が最も多いことは、台湾などの地形が上記の合流や Ta の発生に関連していることを示唆している。

テーパリングクラウド Tb

Ta 及びその北東に伸びるバンド状の Cb は 2 日 06UTC (図 4-4-3) 以降衰弱した。その後、3 日 00UTC 頃から新たなテーパリングクラウド Tb が先島諸島を穂先として形成された。最盛期をやり過ぎた 3 日 06UTC の衛星画像やレーダーエコーなどを図 4-4-4 に示す。

レーダーエコーは Tb に対応し線状に伸び、穂先部分が非常に強い。ただし、発達期には穂先部分だけではなく、穂先から北東に線状に伸びる領域も非常に強かった。

500hPa では九州地方北部から南西に伸びるトラフの南側、850hPa では高相当温位域の北西縁付近、地上天気図では寒冷前線の延長上に Tb が形成されている。水蒸気画像で示したバウンダリーにはほぼジェット軸が対応する。Tb はバウンダリーの暖気側近傍 (南東 150km 程度) で発生している。このように、Tb は、低気圧の暖域で発生した Ta とは異なり、(2) で述べた前線付近で発生するタイプに対応している。

水蒸気画像では中・上層の乾燥域を示す暗域 D があり、動画ではこの D が前面の明域の下に入り込んでいるように見える。RSM では 300~700hPa 付近の乾燥域が東進し Tb の北西側に接するように予想されていた (図 4-4-5)。この乾燥域に D が対応していると見られる。この D が、4.3.1 項の事例と同様に、対流雲の発達 (テーパリングクラウド形成との関連は不明) の一要因である可能性がある。

テーパリングクラウド Tc

図 4-4-4 (b)、(c) では、Tb の南側に数本の線状構造をもつ対流雲域 C が見られる。この C は、Tb の衰弱とともに、06UTC 以降急速に発達し始めた。図 4-4-4 (d) のレーダーエコーでも、数本の線状構造が見られ、所々非常に強い。この C は、図 4-4-6 に示したように 3 日 15UTC には明瞭なテーパリングクラウド Tc となった。

この Tc は、図には示さないが、Ta と同じようにバウンダリー南東側の離れた所 (この場合は

300km 程度)、850hPa の高相当温位域の中で発生している。また Tc 付近には不明瞭ながら 850hPa で風の合流が見られる。このように、Tc 発生の総観場は Ta の状況と類似している。

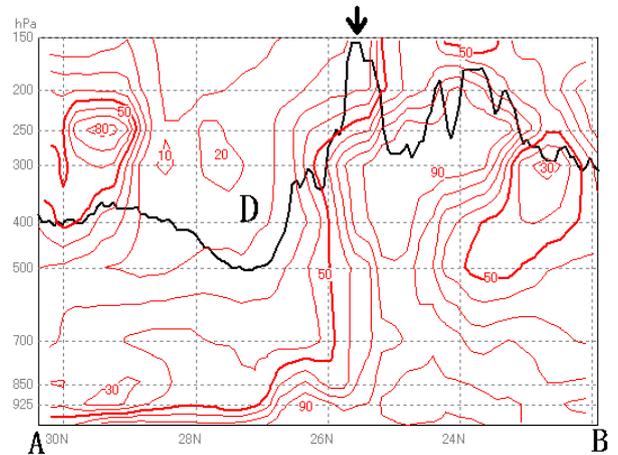


図 4-4-5 図 4-4-4 (e) 中の A-B に沿う断面図

黒実線は水蒸気チャンネルの TBB を RSM の気温で気圧に変換したもの。赤実線は RSM の相対湿度。矢印はテーパリングクラウド Tb の位置を示し、D は図 4-4-4 (a) の暗域 D に対応する。

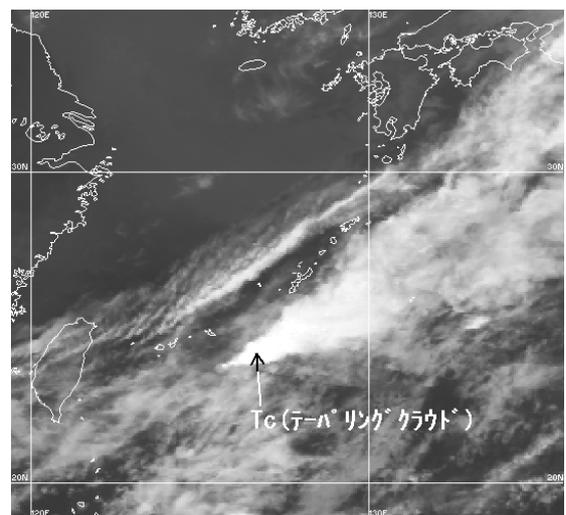


図 4-4-6 1997 年 5 月 3 日 15UTC の赤外画像

事例2 新潟豪雨の事例

この事例は、1998年8月3～4日にかけて新潟付近に豪雨をもたらしたテーパリングクラウドの例である。事例の総観的、局地的状況の詳細は、「気象庁技術報告No.121」（気象庁（2000）、以下技術報告）にまとめられており、このため、かなりの部分をこの技術報告から抜粋する。なお、伊藤ら（1992）の分類によるとこの事例は、「雲バンドの南縁又は雲列状に発生するもの」に該当する。

3日12UTCから4日00UTCにかけての総観場は、技術報告では次のとおりである。

- ① 上層では大陸に寒冷低気圧がありほぼ停滞、一方、日本の南海上に上層の高気圧があり、停滞かゆっくり西南西進した。新潟付近では中層（500hPa）から上層（300hPa）では西北西から北西風の間が続いた。
- ② 下層では、日本海西部から北陸地方付近に太平洋高気圧を回る暖湿流が流入する間が続いた。
- ③ 地上では、日本海西部から東北地方に梅雨前線があり、停滞かやや南下傾向であった。

技術報告では、「北陸地方の豪雨は、500hPa高度パターンが東谷（西北西風系）のときに発生することが経験的に知られている。」また、「北側の寒気が比較的しっかりしている場合、停滞前線上に目立ったじょう乱が見られなくても、太平洋高気圧が強まり、その縁辺を北上する暖湿気の流れが強化されれば、日本海側の地方でも豪雨が起こりえる」としている。今回はこの事例に当てはまる。

次に各項目について、衛星画像ではどのように見えたかを解説する。

①項については、水蒸気画像（図4-4-7）で特徴を見る。3日12UTCでは日本の南海上のH付近に高気圧性循環の中心が見られ、このHの縁辺を回るように暗域Aが山陰沖から東北東進し、4日00UTCには中部地方まで達している。このことは太平洋高気圧の強まりを示唆している。北の寒気を示唆している暗域等は不明瞭である。概観するとAが接近した3日18UTC頃からテーパリングクラウドが発生し、Aが南下し始めた4日00UTC以降テーパリングクラウドは衰弱した。なお、技術報告「第5章 豪雨のシミュレーション」では、「600hPa付近にWSWから相対的に乾燥した気塊の流入があり、対流不安定を増幅し、4日未明か

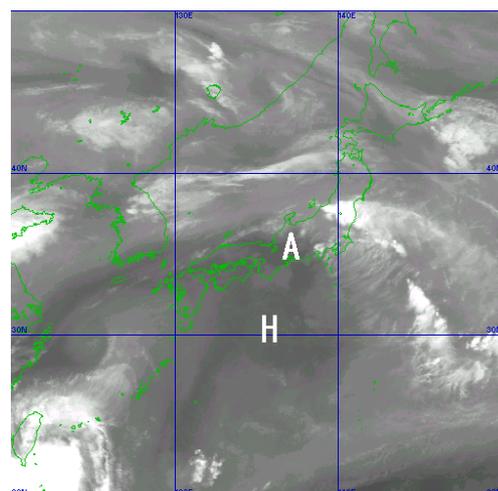
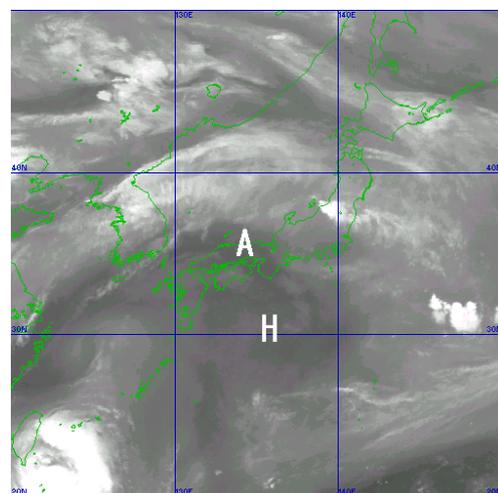
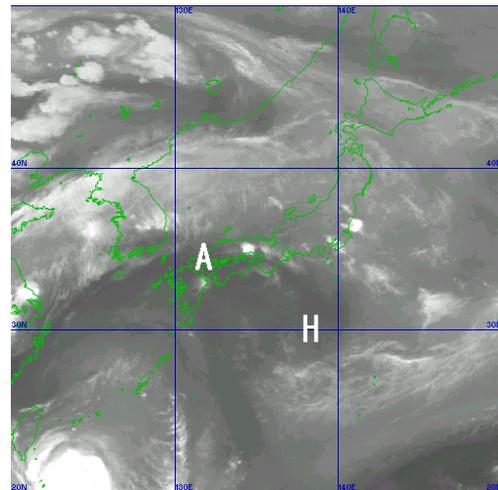


図4-4-7 水蒸気画像

上：3日12UTC 中：3日18UTC

下：4日00UTC

ら早朝にかけて新潟地方で集中豪雨が発生したと推測される」としている。暗域は上・中層の乾燥域を示すので、暗域 A と上記の乾燥域との対応が考えられる。A とテーパーリングクラウドとは 300km 以上も離れているが、A に対応する乾燥域が前線帯に対応する明域の下に潜り込んでいる可能性も考えられえ。

②項については赤外面像(図 4-4-9、10)で特徴を見る。太平洋高気圧の縁辺を回る対流雲は、3日 12UTC から 15UTC には西日本に白い塊として点在しているのが見える(雲域 B)。また、やや不明瞭ではあるが、灰色の固まりも所々に見える。動画で見ると北東から東北東進しているのが分かる。なお、この領域では 15UTC 以降、白く発達した対流雲は見えないが、灰色の対流雲は持続している。このことは 12UTC の RSM850hPa 相当温位・風(図 4-4-8)の予想で、345K 以上の暖湿気塊が西日本から東日本一帯に広がっていることに対応していると見られる。

③項については、赤外面像(図 4-4-9)で特徴を見る。停滞前線の雲域の特定は難しいが、地上天気図(図 4-4-9)で解析されている停滞前線に沿って、朝鮮半島付近から日本海中部まではやや厚い雲域として見られ、その東には対流雲が散在している。

この様な状況下で、3日 18UTC 頃からテーパーリングクラウド(C)が発生し、4日 00UTC 頃まで持続した。次に C の動向を見てみる(図 4-4-9、10)。C がテーパーリングクラウドとなるのは 18UTC 頃からである。12UTC では新潟付近に対流雲を

含む灰色の雲域がある。15UTC では対流雲は発達し、雲域の中に Cb を含むようになり、そのアンビル Ci が東ないし南東へ広がっている。この段階ではまだ、テーパーリング状ではない。18UTC には C はさらに発達し、佐渡島の東側から新潟県下越地方にかけて若干南下し、Cb の集合体が見られ、アンビル Ci が風下側に広がっている。ほぼテーパーリング状となる。その後 21UTC には C はほぼ同じ位置に停滞し、佐渡島の西海上から新潟県下越地方では拡大・発達した白色の濃密な雲域に覆われている。雲縁は明瞭で、風下側にかけて東ないし南東方向に扇状の Cb やアンビル Ci からなる雲域が広がり、典型的なテーパーリングクラウドとなった。特に西側ほど主に Cb で構成されており、佐渡の西海上には、この C の穂先部分へと繋がる対流雲列も確認できる。なお、新潟県付近は図 4-4-8 の RSM850hPa 相当温位・風における高相当温位域であり、また速度収束が見られる。4日 00UTC では、C は穂先部分の形状が崩れ、佐渡島付近から新潟県下越地方に南下している。特に南縁の形状の崩れが著しい。

最後に、この事例の注目点を列記する。

① 水蒸気画像の動画から暗域の動向に注目する。注目した暗域は、より上層の明域に隠される場合もあるが、大気的不安定を強化する要因でもあるので、動向に注目する。

② 太平洋高気圧の縁辺の対流雲、台風の外側の対流雲等は動画により移動方向を確認する。このことにより暖湿気塊の流入先を把握することができ、また雲域等の盛衰をある程度予測すること

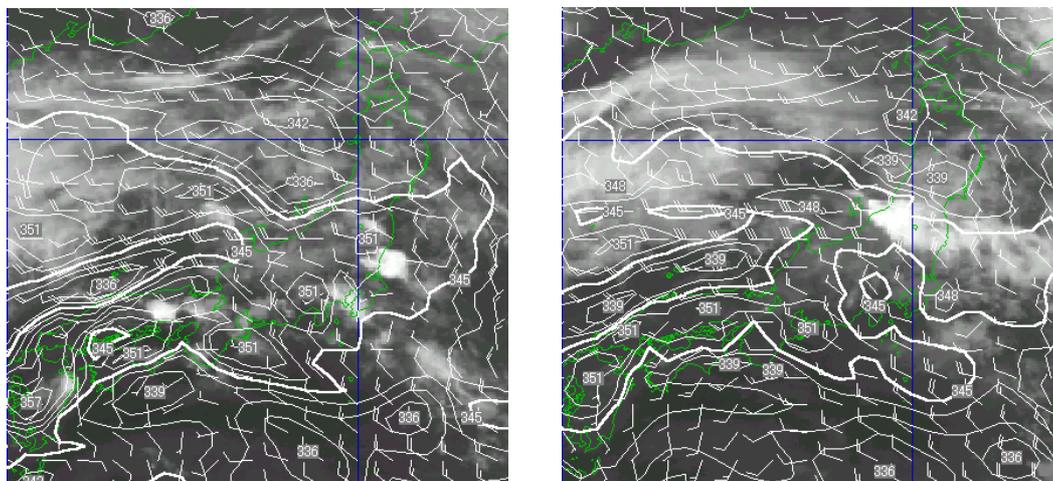
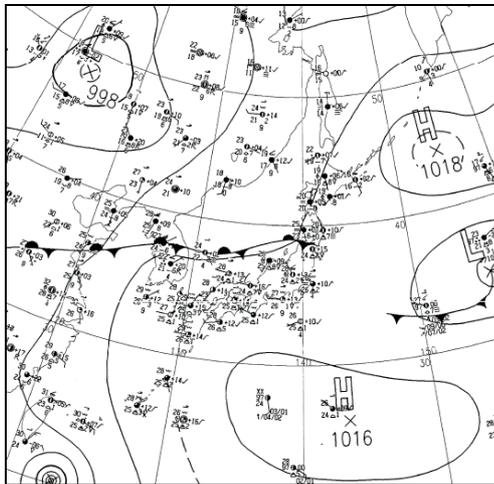


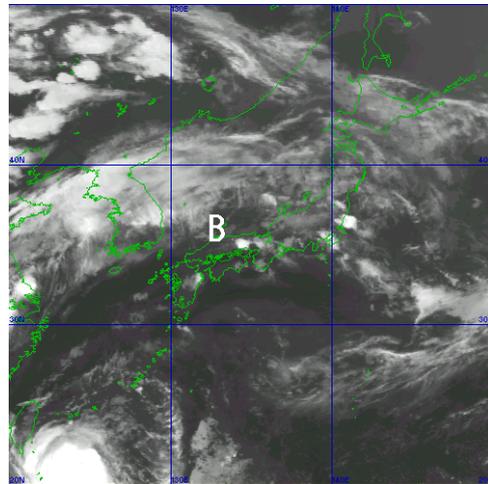
図 4-4-8 赤外面像と RSM850hPa 相当温位・風 左：3日 12UTC 右：3日 18UTC
相当温位は 4K 毎に描画、風は短矢羽 5m/s、長矢羽 10m/s

もできる。
 なお、テーパリングクラウドの衛星画像の着眼

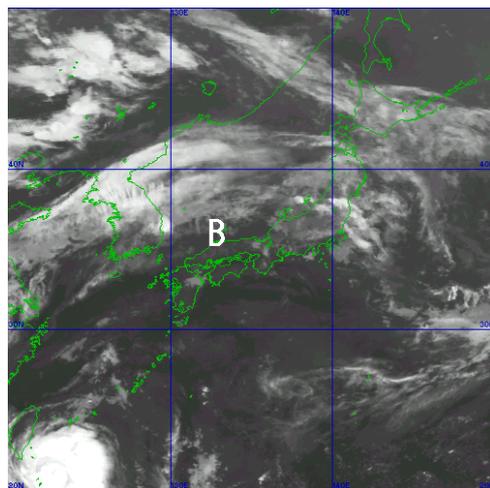
点は、技術報告の付録「衛星画像を見るとき
 の着眼点」にさらに詳しく記述されている。



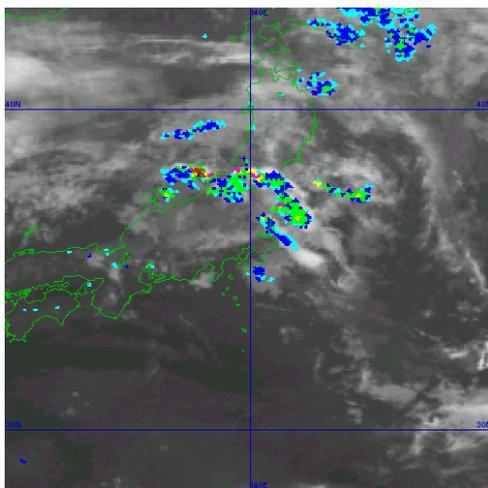
(a) 地上天気図 3日 12UTC



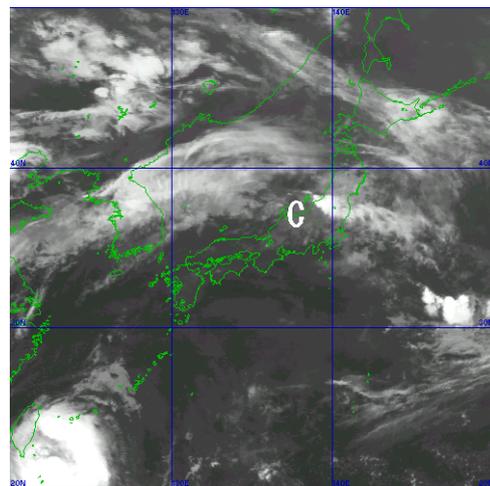
(b) 赤外画像 3日 12UTC



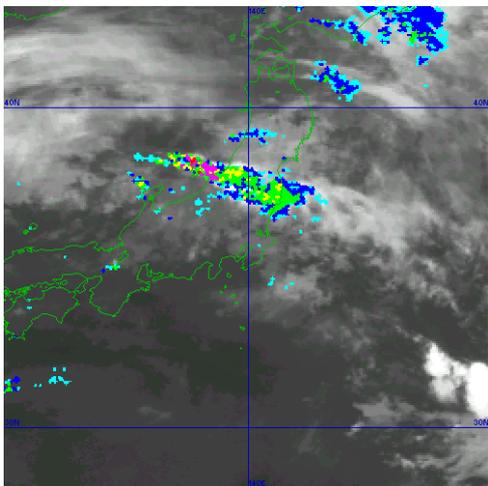
(c) 赤外画像 3日 15UTC



(d) 赤外画像とレーダーエコー 3日 15UTC

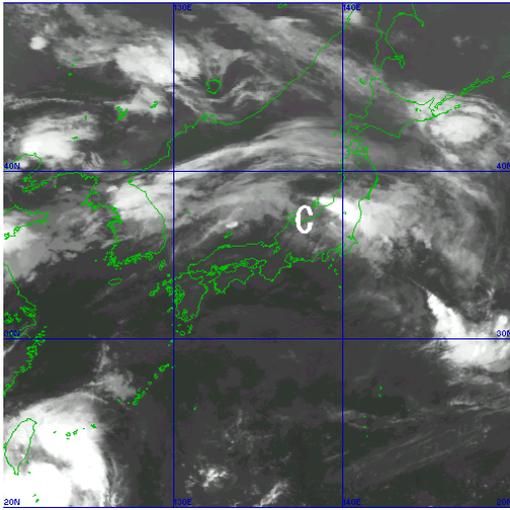


(e) 赤外画像 3日 18UTC

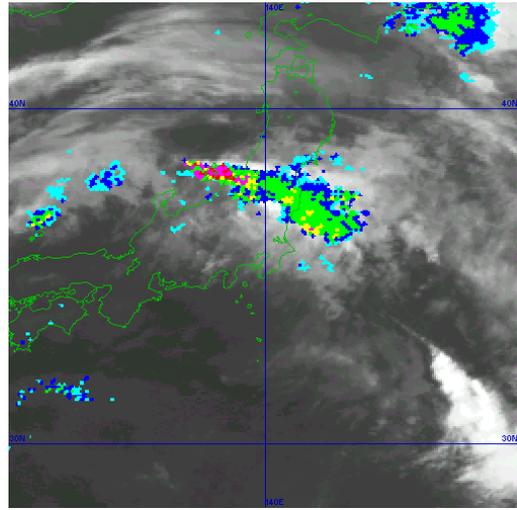


(f) 赤外画像とレーダーエコー 3日 18UTC

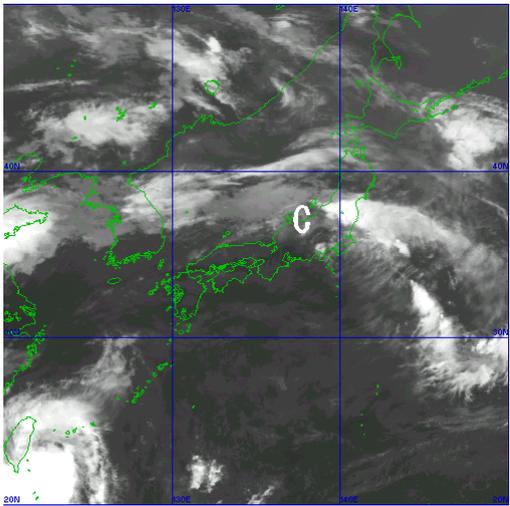
図 4-4-9 地上天気図、赤外画像及び赤外画像とレーダーエコー



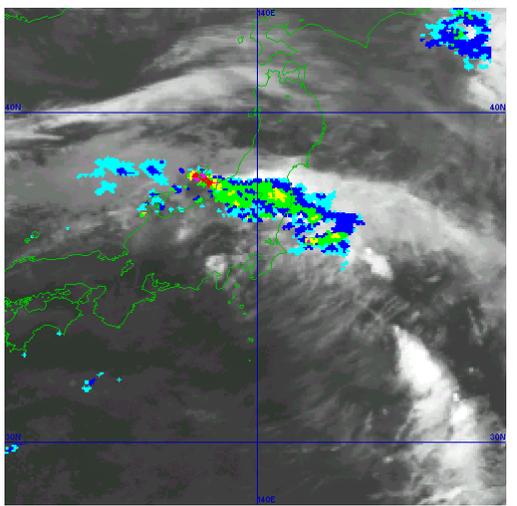
(a) 赤外画像 3日 21UTC



(b) 赤外画像とレーダーエコー 3日 21UTC



(c) 赤外画像 4日 00UTC



(d) 赤外画像とレーダーエコー 4日 00UTC

図 4-4-10 赤外画像、赤外画像とレーダーエコー