

第2章 衛星画像で観測される雲パターンと水蒸気パターン*

2.1 雲パターン

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雲パターンの解析は重要である。

航空気象の分野では、乱気流に代表されるように、大気上層への関心が強い。特に Ci の特徴を細かに着目することが多い。したがって、本章では主に Ci のパターンについて述べる。

2.1.1 コンマ状の雲 (Comma clouds)

図 2-1-1 に示した雲域 C1、C2、C3 が「コンマ状の雲」である。C2、C3 は傾圧帯で発生・発達した低気圧に伴う総観スケールのコンマ状の雲である。

一方、C1 は C2 後面の寒気場内で、対流圏中層の正渦度移流の極大域付近で発生し、発達した。C1 のような雲は一般に「コンマ形雲」と呼ばれ、十分に発達すると地上低気圧が解析され、総観スケールの低気圧に発達することもあるが、多くは総観スケールよりはやや小さい（気象衛星センター、1993a）。C1 は総観スケールまで発達している。

本書では C2、C3 のような雲域を「低気圧に伴

うコンマ状の雲」、C1 のような雲域を「正渦度極大に伴うコンマ状の雲」と呼ぶ。

2.1.2 Ci ストリーク (Ci streaks)

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ことが多い。上層トラフの前面に発生し、下層の雲域と重なって雲域全体が発達することもある。

加藤・山本 (1989) は、発達した雲域の極側縁に位置する Ci ストリークを調査した。それによると、Ci ストリークは等圧面上の流れではなく、等温位面における系に相対的な流線 (P23 のコラム参照) に一致し、ほぼジェット軸に対応していた。

図 2-1-2 (左) は Ci ストリークの例である。本州付近から東海上には濃密な Ci で構成された雲域、すなわち「Ci シールド」が広がっており、この極側縁には高気圧性曲率を示す Ci ストリーク C1 が見られる。また、日本のはるか東海上にも別の Ci シールドの極側縁に Ci ストリーク C3 が見られる。さらに北海道の東海上には単独のほぼまっすぐな Ci ストリーク C2 が見られる。このように、Ci ストリークには C1、C3 のように Ci シールドの極側縁に高気圧性曲率を持って発現するものと、C2 のように他の雲域とは別に単独で発現するものがある。

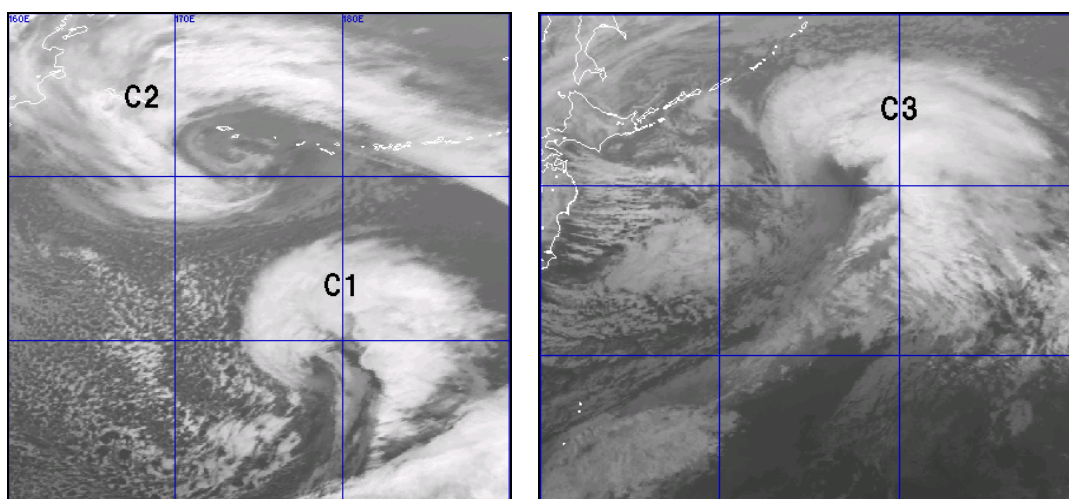


図 2-1-1 コンマ状の雲

(左) 1999 年 1 月 5 日 03UTC の赤外画像

C1 : 正渦度極大に伴うコンマ状の雲 (コンマ形雲)

C2 : 低気圧に伴うコンマ状の雲

(右) 1997 年 1 月 25 日 18UTC の赤外画像

C3 : 低気圧に伴うコンマ状の雲

* 池田 博文、江上 公 (現静岡地方気象台)

また、C1、C2、C3 はいずれも数値予報領域モデル (RSM) では、ほぼジェット気流 J1、J2、J3 に沿っている (図 2-1-2 右)。

図 2-1-3 は同時刻の RSM 鉛直断面図である。A-B に沿った断面図 (図 2-1-3 左) では、C1 に対

応してジェット気流 J1 が高度 250~300hPa、相当温位 320~325K に解析できるが、J2 は不明瞭である。

一方、C-D に沿った断面図 (図 2-1-3 右) では、C2 に対応して J2 が高度 300~400hPa、相当温位

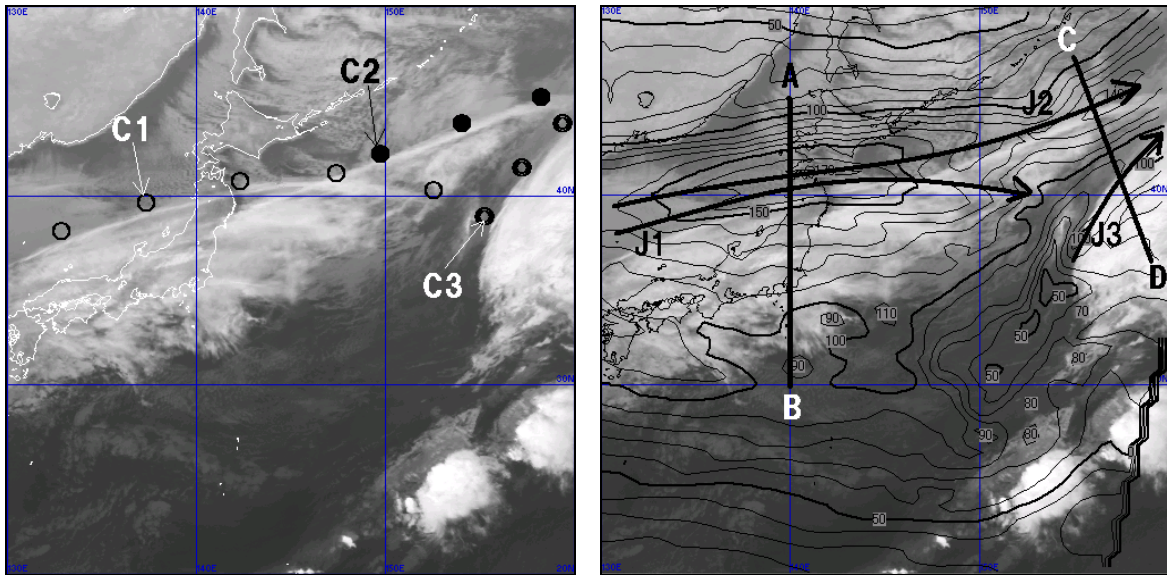


図 2-1-2 Ci ストリーク

(左) 1998 年 12 月 1 日 21UTC の赤外画像 ●印 C2 : 単独に発生した Ci ストリーク

○印 C1、◎印 C3 : Ci シールドの極側縁で発生した Ci ストリーク

(右) 同赤外画像と RSM300hPa の等風速線 (10kt 毎) の重ね合わせ

J1、J2、J3 : ジェット気流 A-B : 図 2-1-3 (左) の断面位置 C-D : 図 2-1-3 (右) の断面位置

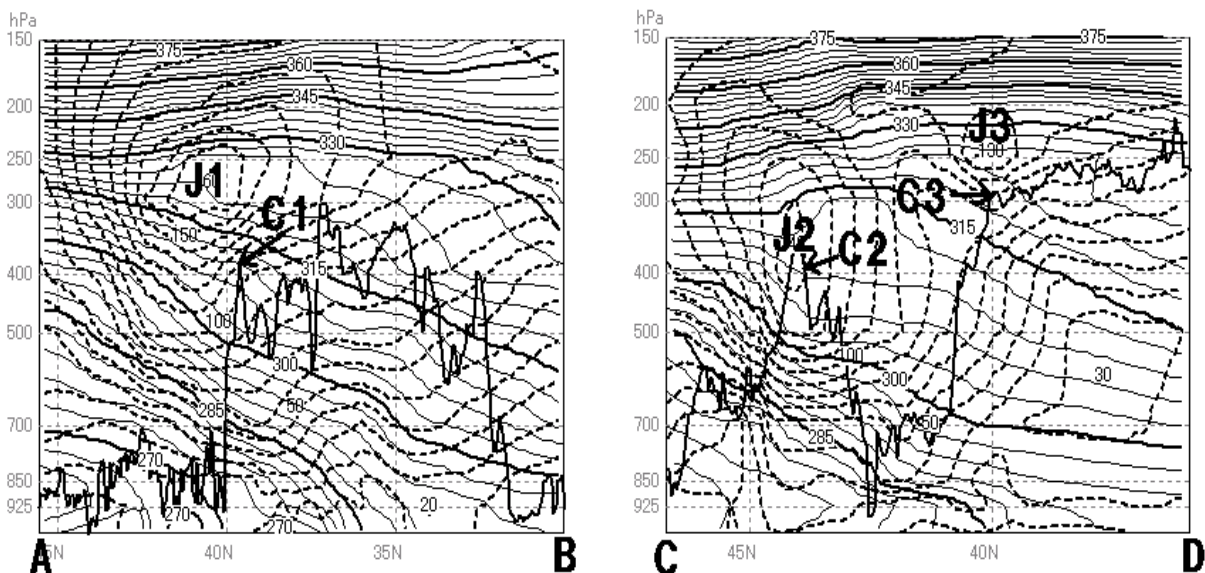


図 2-1-3 1998 年 12 月 1 日 21UTC の RSM 鉛直断面図

(左) 図 2-1-2 右の A-B に沿った断面 (右) 図 2-1-2 右の C-D に沿った断面

細実線 (15K 毎に太実線) : 相当温位 (K)

破線 : 等風速線 (kt) 太実線 : TBB

J1、J2、J3 : ジェット気流

C1、C2、C3 : Ci ストリーク対応の TBB の極大

310K 前後に、また、C3 に対応してジェット気流 J3 が高度 250hPa 付近、相当温位 320~325K に解析できる。したがって、相当温位の異なる J1 と J2 は別系のジェット気流である。

2.1.3 トランスバースバンド (Transverse bands)

衛星画像にはしばしば波状の雲列が見られる。ここでは、風の流れに対しほぼ直角方向に並んだ波状の Ci の雲列を「トランスバースバンド」と呼ぶ。トランスバースバンドには、ジェット気流に伴って発生するもの、雲バンドの東縁や南縁で発

生するもの、「デルタ型」の雲域で発生するものがある。

① ジェット気流に伴って発生するもの

図 2-1-4 (下) の雲バンド A 中に見られる A の走向に直交した雲列が、このタイプのトランスバースバンドである。モデル図 (図 2-1-4 左上) に示したように、ジェット軸に直交した方向の長さが 3~5° lat 程度、間隔が 20~30km の雲列が Ci 主体の A 中にみられ、約千 km にわたって存在している。この A の極側縁が、図 2-1-4 (右上) に示したジェット気流 J1 に対応している。

図 2-1-5 (左) では二つの Ci 域 B、C が見られ

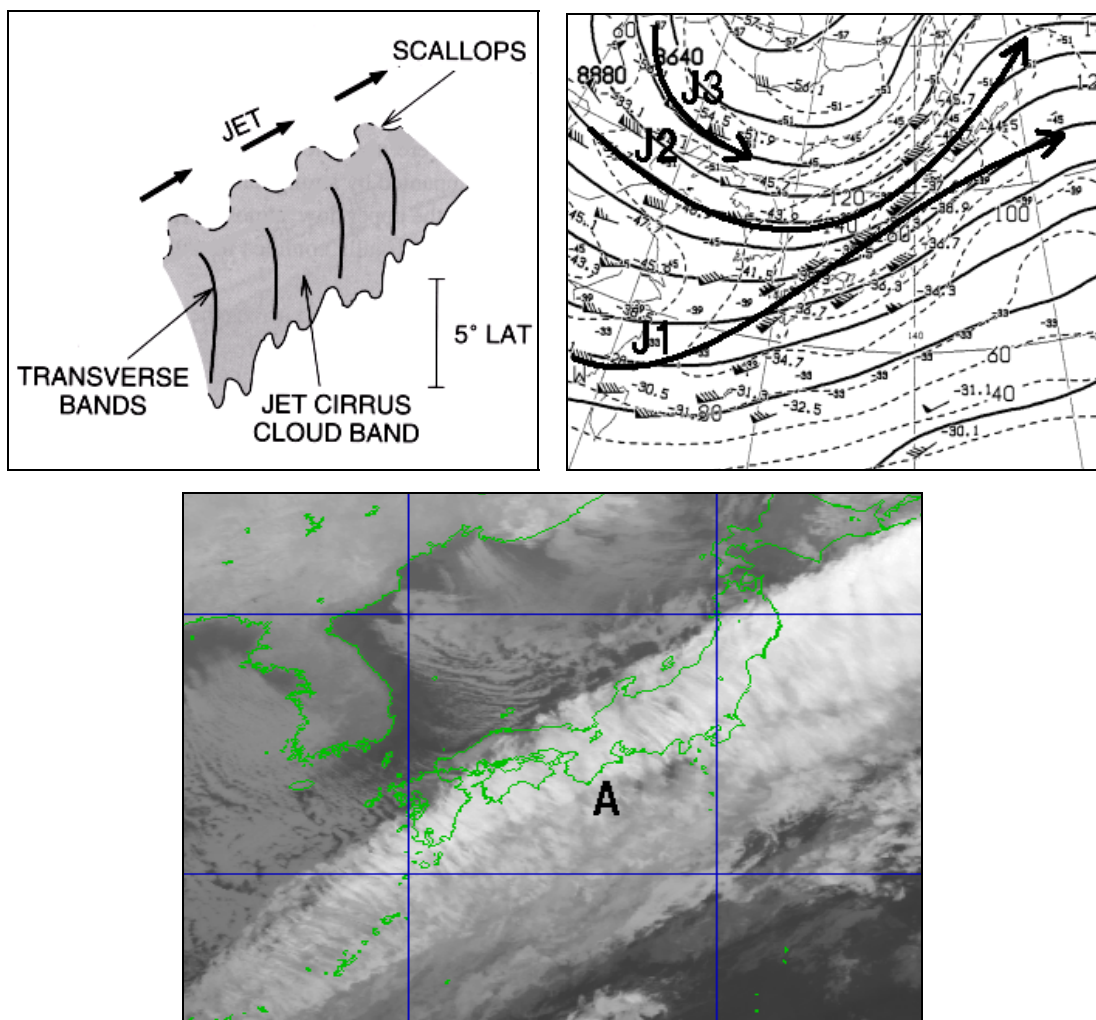


図 2-1-4 ジェット気流に伴って発生するトランスバースバンド

(左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正) 太矢印 (JET) : ジェット軸 陰影部 : 雲域

JET CIRRUS CLOUD BAND : ジェット気流に伴う Ci 主体の雲バンド

TRANSVERSE BANDS : トランスバースバンド SCALLOPS : 2.1.4 項参照

(右上) 1998 年 12 月 8 日 00UTC の 300hPa 天気図 矢印 J1、J2、J3 : ジェット気流

(下) 同赤外画像 A : 雲バンド (雲域中に多数のトランスバースバンドが見られる)

る。B は黄海から能登半島付近に東西に伸びており、図 2-1-5 (右) では 200hPa の強風軸 (亜熱帯ジェット気流のジェット軸に一致) にほぼ対応している。B 中には流れの方向にほぼ直交した多数の小さな雲列が見られる。この雲列もこのタイプのトランスバースバンドに含まれる。

B は図 2-1-4 (下) の A に比べると雲域の幅が狭く、トランスバースバンドもモデル図 (図 2-1-4 左上) のように長くない。B のようなトランスバースバンドを持つ全体としてライン状の雲を、特に「トランスバースライン (Transverse lines)」と呼んでいる。一般に、トランスバースライン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ことが多い。

トランスバースラインは、大野・三浦 (1982) によると、圏界面直下で励起されたケルビンヘルムホルツ (K-H) 波 (P35 のコラム参照) が可視化されたものである。また、庄司 (2000) は、圏界面及び前線内では鉛直シヤーが大きい場合に、また、上層トラフ後面では鉛直シヤーが小さくても前線面下にてできる低鉛直安定度層内でトランスバースラインが発現しているとしている。

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見られる場合がある。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 2-1-5 (左) では、父島付近の台風からの吹き出しに対応してトランスバースライン C が見られる。

② 雲バンドの東縁や南縁で発生するもの

低気圧に伴うコンマ状の雲を含む雲バンドの東縁 (上層リッジの下流側に当たる) や、亜熱帯ジェット気流に沿った Ci 主体の雲バンド南側の負温度域に沿って列状に伸びる Ci をこのタイプのトランスバースバンドという (注 このタイプのみ、Ci の先端部の走向が上層の流れにほぼ平行であるが、Ellrod (1985) や Bader *et al.* (1995) はこれもトランスバースバンドと呼んでいる)。

図 2-1-6 (下) の雲域 A は上層リッジの下流側に現れたトランスバースバンドである。モデル図 (図 2-1-6 左上) に示したように、日本海から西日本にある厚い雲域から、東日本から日本の南にかけて、北西—南東の走向を持つ Ci が列状に伸びている。

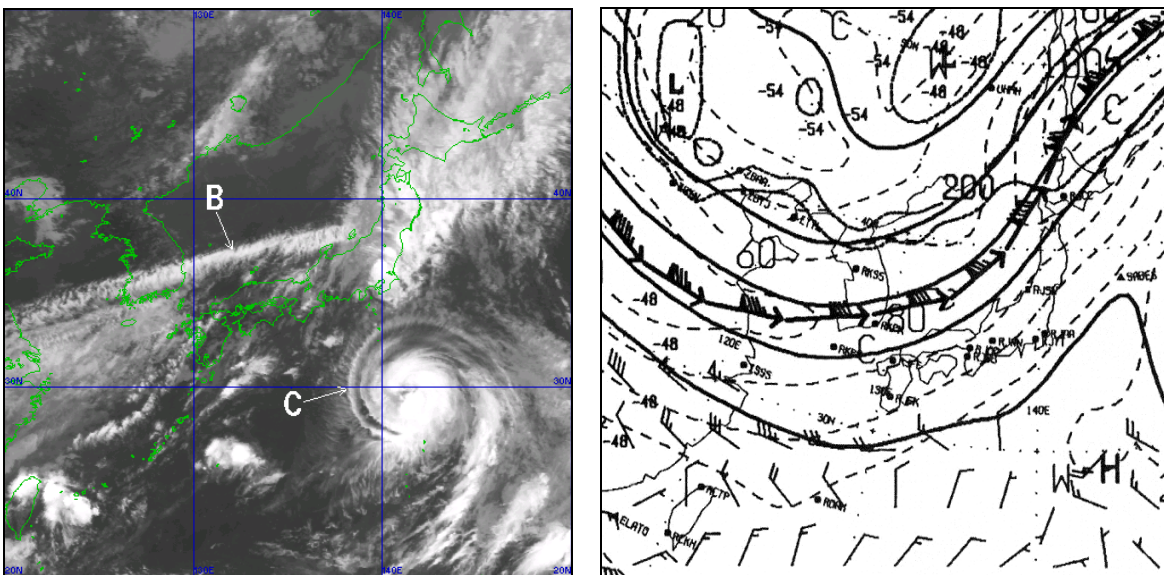


図 2-1-5 トランスバースライン

(左) 1998 年 8 月 30 日 03UTC の赤外画像 (右) 同日 00UTC の 200hPa 天気図

B : ジェット気流に伴うトランスバースライン

C : 台風の吹き出しに伴うトランスバースライン

矢印 : 200hPa の強風軸 (ほぼ亜熱帯ジェット気流のジェット軸に一致)

300hPa 天気図 (図 2-1-6 右上) を見ると、この Ci はジェット気流 J1 前面の東経 135 度付近にある上層リッジ付近から発生している。

図 2-1-7 (左) の Ci 域 A が負渦度域に伴うトランスバースバンドである。本州南岸を東西にひろがる Ci 主体の雲バンドから日本の南にかけて Ci が列状に伸びている。

200hPa 天気図 (図 2-1-7 右) を見ると、A は強風軸 (ほぼ亜熱帯ジェット気流のジェット軸に一致) 南側の水平シヤーの大きい領域、すなわち負渦度域で発生している。

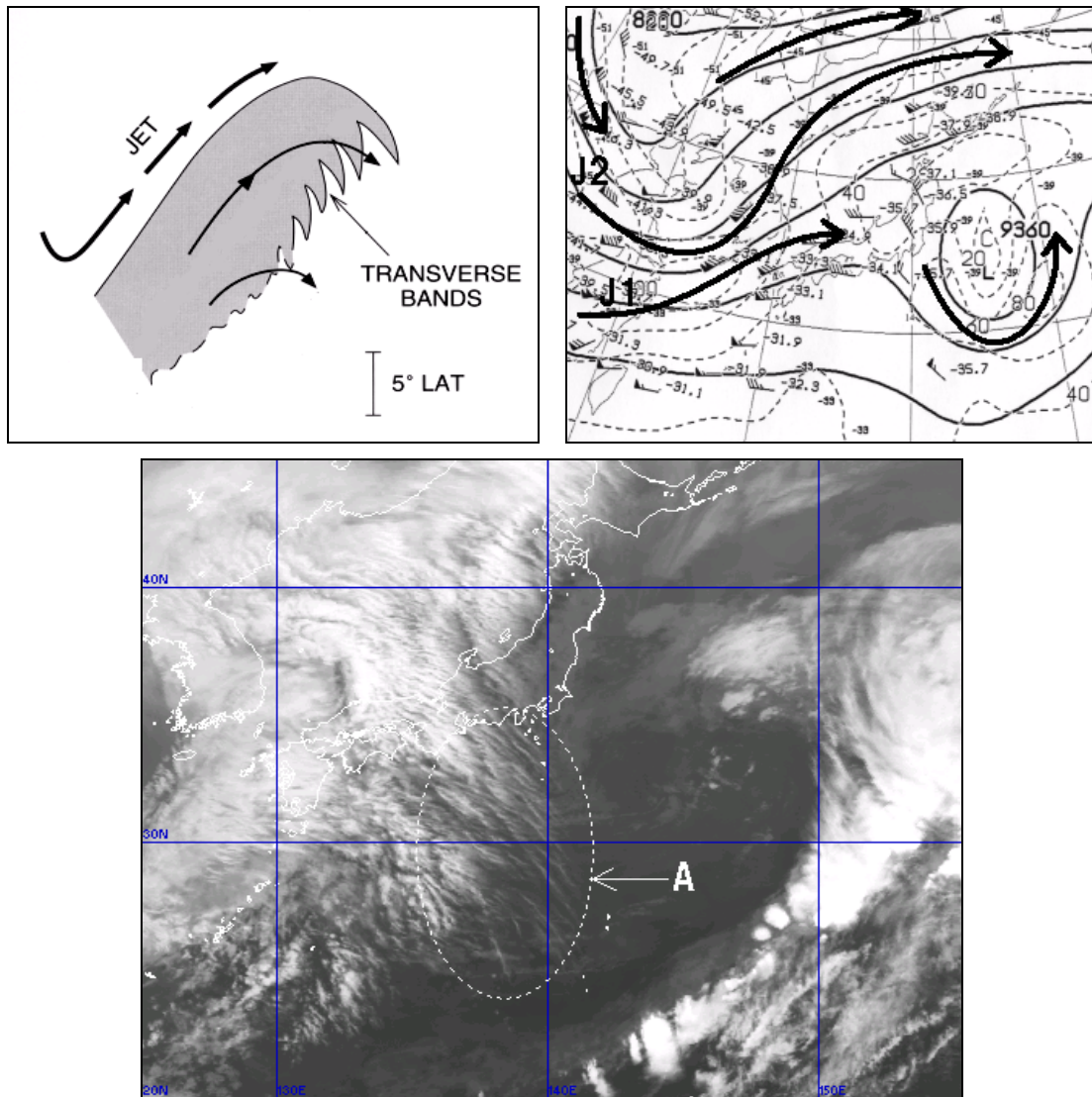


図 2-1-6 上層リッジの東側で発生するトランスバースバンド

(左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正)

TRANSVERSE BANDS : トランスバースバンド

(右上) 1999 年 4 月 12 日 00UTC の 300hPa 天気図

(下) 同赤外画像 A : トランスバースバンド

太矢印 (JET) : ジェット軸

細矢印 : 流線 陰影部 : 雲域

矢印 J1、J2 : ジェット気流

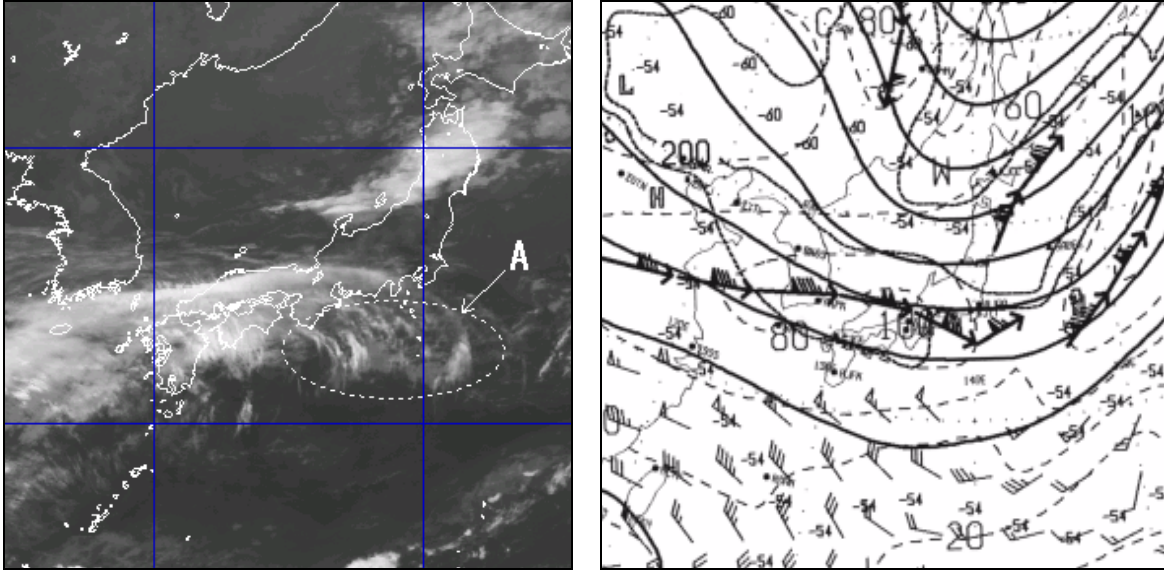


図 2-1-7 雲バンド南側の負渦度域で発生するトランスバースバンド

(左) 1998 年 10 月 10 日 01UTC の赤外画像

A : トランスバースバンド

(右) 同日 00UTC の 200hPa 天気図

太矢印と矢印 : 強風軸 (ほぼ亜熱帯ジェット気流の
ジェット軸に一致)

ジェット気流

WMO の高層委員会では「ジェット気流」を次のように定義している。

- ① 対流圏上部または成層圏内でほぼ水平な軸に集中している強く狭い風の流れである。
- ② 鉛直及び水平方向に強い風のシヤーを持ち、一つあるいはそれ以上の風速極大域 (ジェットコア) がある。
- ③ 数千 km の長さ、数百 km の幅、および数 km の深さを持っている。
- ④ 鉛直シヤーが 1km につき 5~10m/s、水平シヤーが 100km につき 5m/s 程度ある。
- ⑤ ジェット軸に沿う風速は 30m/s 以上である。

ジェット気流は、その成因によって寒帯前線ジェット気流 (Jp) と亜熱帯ジェット気流 (Js) に分類される。ジェット軸の高度は、おおむね Jp が 300hPa、Js が 200~250hPa である。ただし、ジェット軸は、南北に蛇行するとともにその高度も変動、すなわち 3 次元的な分布をしている。通常、その高度は上層トラフ付近で相対的に低く、上層リッジ付近で高くなるような分布である。したがって、ジェット軸の解析は、一枚の等圧面天気図 (例えば 300hPa 天気図) のみによる解析では難しく、断面図等を併用して決定するのが一般的である。

本書では便宜上、ジェット気流について 300hPa 天気図上で議論することが多い。ここでは断面図等を併用して 300hPa 面で解析したジェット気流を「300hPa のジェット気流」と呼び、この場合に限り 300hPa 天気図で見られる風速極大域を「300hPa のジェットコア」と呼ぶことにする。

一方、その他の等圧面 (例えば 200、250、400hPa) 上で風の流れを議論する場合には、強風帯の中心を「強風軸」、風速極大域を「強風核」と呼ぶことにする。

(池田 博文)

③ 「デルタ型」の雲域で発生するもの

図 2-1-8 (下) の雲域 A が「デルタ型」の雲域である。モデル図 (図 2-1-8 左上) に示したように、東シナ海北部から北西の流れに沿って南下する Ci 域 C と、その下流側で直交方向に広がる Ci 域 T (トランスバースバンド) で三角形の雲域を形成している。この事例では C と T の間に晴天域が存在しているが、すべてが雲域で覆われることもあり、湿りの状態によって様々である。デルタ

型の雲域は変形域の存在を示唆している。300hPa 天気図 (図 2-1-8 右上) では、東シナ海北部のジェット気流 J1 から分流した流れが減速しながら北西流となって沖縄付近に達している。天気図上では変形域は不明瞭であるが、画像を動画にして詳細に解析すると、雲の動きから変形域の存在が確認できる。詳しくは 3.1 節で述べる。

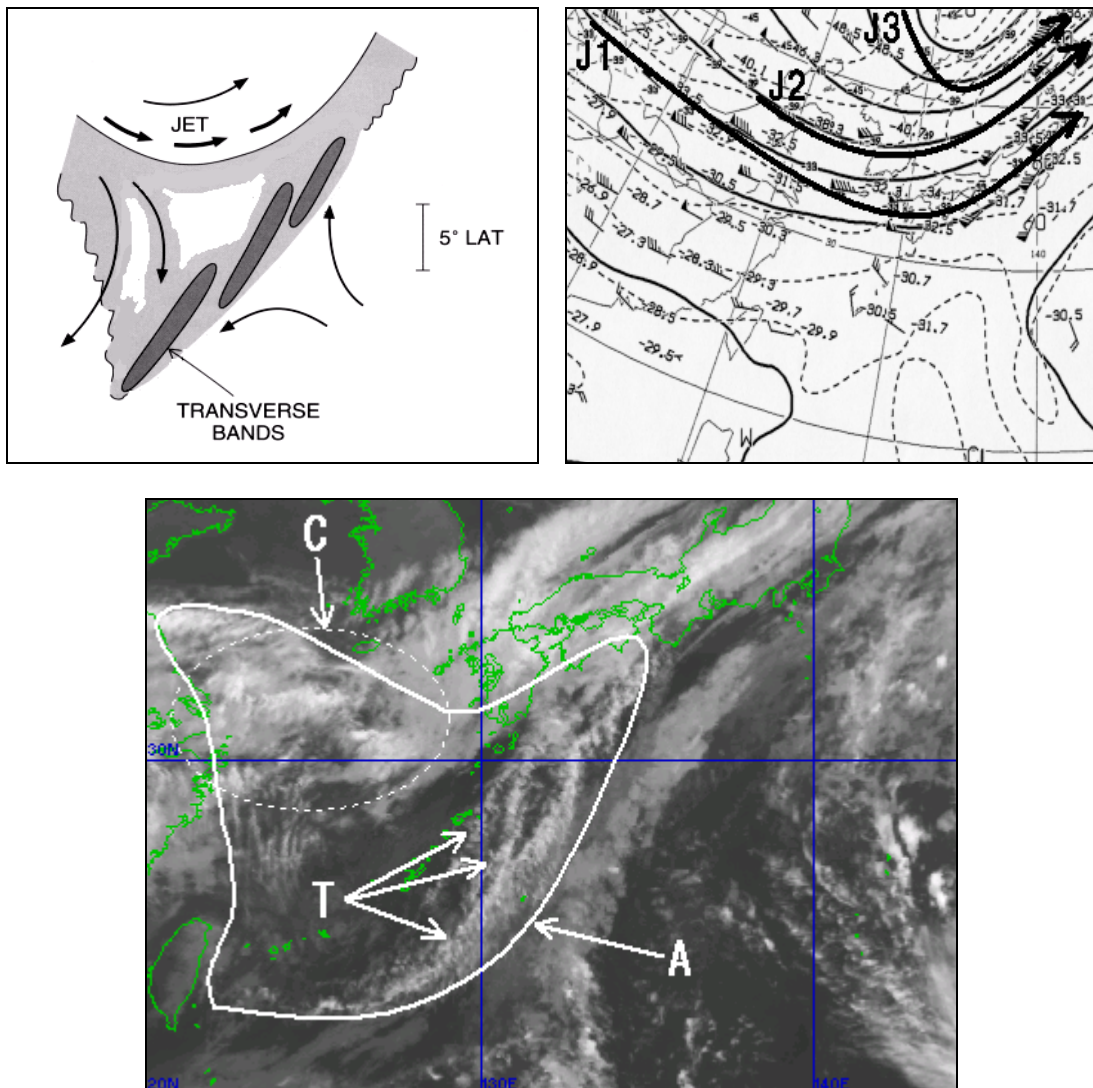


図 2-1-8 「デルタ型」の雲域とトランスバースバンド

- (左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正) 太矢印 (JET): ジェット軸
 細矢印: 系に相対的な流線 陰影部: 雲域
 (右上) 1998 年 10 月 19 日 12UTC の 300hPa 天気図 矢印 J1、J2、J3: ジェット気流
 (下) 同日 09UTC の赤外画像 実線 A: 「デルタ型」の雲域 破線 C: Ci 域
 T: トランスバースバンド

2.1.4 スキャロップ (Scallops) パターンの Ci

「スキャロップパターン」は、ジェット気流に伴う Ci 主体の雲バンドの極側縁が凸凹した状態を指す。図 2-1-9 (下) で示すように、雲域の極側縁が粒状の Ci が連なったように見える雲 A がスキャロップパターンの Ci である。モデル図 (図 2-1-9 左上) のようにトランスバースバンドとともに現れることが多く、この事例でも不明瞭ながらトランスバースバンド T が見られる。また、スキ

ャロップパターンの Ci は雲バンドとは離れて粒状の Ci として存在することもある。この場合は Cb との区別が難しい場合もある。一般に Ci のほうが Cb より速く移動するので、移動速度の違いにより、Ci か Cb かを判別する。

300hPa 天気図 (図 2-1-9 右上) では、A はほぼジェット気流 J1 に沿っている。また、Ci ストリーク B はジェット気流 J2 に対応している。

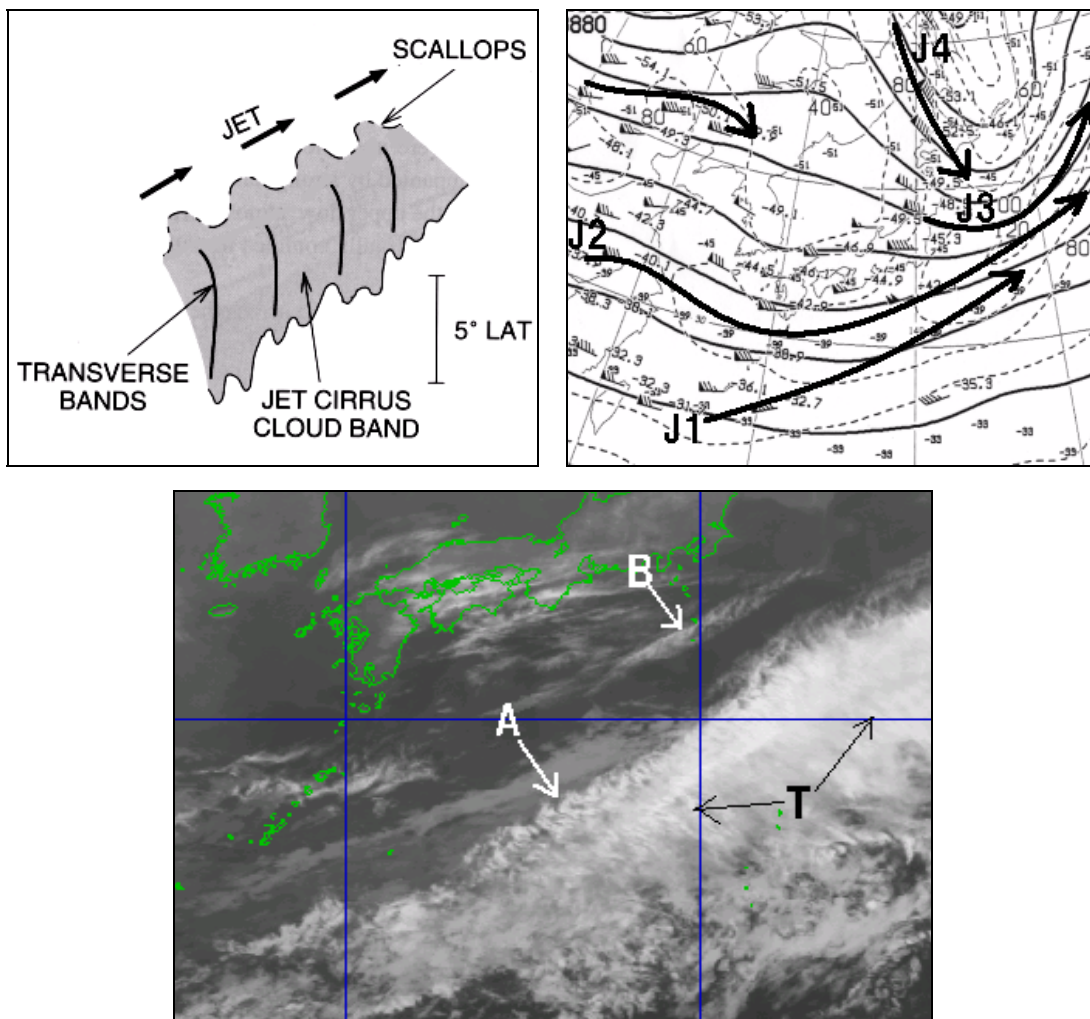


図 2-1-9 スキャロップパターンの Ci

(左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正) 太矢印 (JET) : ジェット軸 陰影部 : 雲域

SCALLOPS : スキャロップパターンの Ci

TRANSVERSE BANDS : トランスバースバンド

JET CIRRUS CLOUD BAND : ジェット気流に伴う Ci 主体の雲バンド

(右上) 2000 年 4 月 8 日 12UTC の 300hPa 天気図 矢印 J1、J2、J3、J4 : ジェット気流

(下) 同赤外画像 A : スキャロップパターンの Ci B : Ci ストリーク

T : トランスバースバンド

2.1.5 Ciバルジ (Ci bulges)

「バルジ」は、前線性の雲バンドが高気圧性曲率を示す（寒気側に凸状に膨らむ）現象を指し、低気圧前面の活発な暖気移流により形成された背の高い厚い雲域で形成される。暖気移流の強まりにより凸状の膨らみは増す。このようにバルジは、低気圧の発達期に現れる現象を指すのが原義である。したがって、低気圧の発達を伴わない雲域の単なる膨らみは、バルジと呼ばないのが一般的である。

本書では、Ciだけの形状に着目し、Ciの極側縁が高気圧性曲率を示すパターンを「Ciバルジ」と呼ぶ。こうしたパターンは、上層トラフやジェット軸に伴って現れることが多い。図 2-1-10 (左) は Ciバルジの例である。日本海北部からオホーツク海にかけて極側縁が極側に膨らんだ雲域 Aが見られる。

300hPa 天気図 (図 2-1-10 右) では、この Ciバルジの極側縁はジェット気流 J3 に対応している。

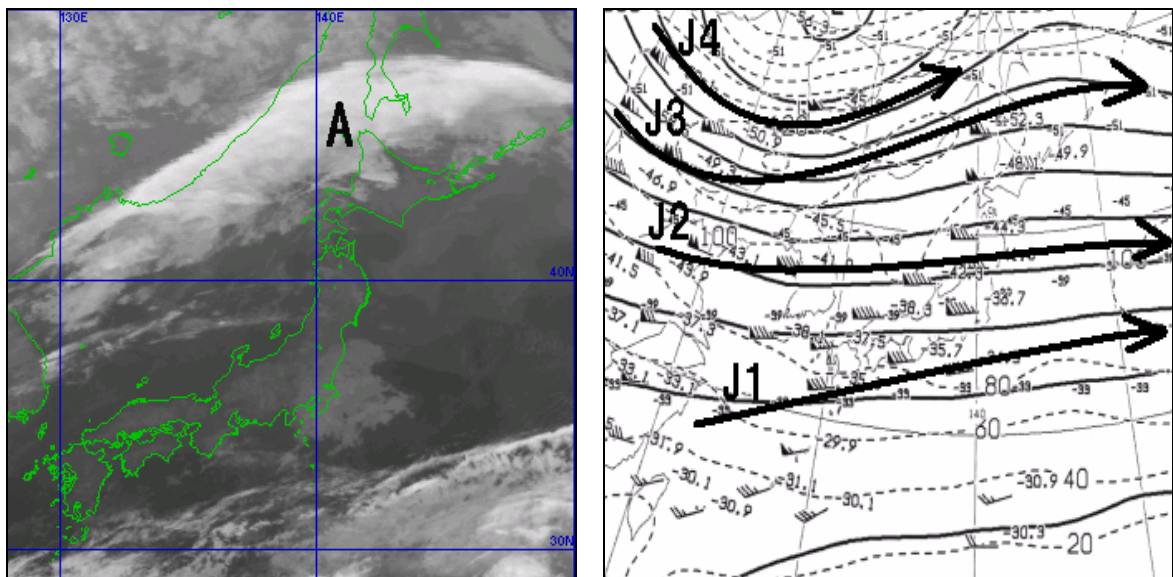


図 2-1-10 Ciバルジ

(左) 2000年11月7日00UTCの赤外画像

A : Ci主体の雲域

(右) 同300hPa天気図

矢印 J1、J2、J3、J4 : ジェット気流

2.2 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ーとして上・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・暗域のパターンを水蒸気パターンという。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を示している。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、いくつかの特有なパターンを示す。

Weldon・Holmes (1991、(気象衛星センターによる和訳 (1993b) がある) は、バウンダリーを7種類のパターンに分類し(表 2-2-1)、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」「ブロッキングに関連するもの」「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。

以下、各バウンダリーについて述べる(リターンモイスターバウンダリーは本書には直接関係ないので除く)。

2.2.1 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、ジェット気流の動向の把握がある。一般に上・中層

では、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た暗域、赤道側では暖かく湿った(雲域が存在する場合もある)明域を形成することでバウンダリーが現れる。

図 2-2-1 に亜熱帯前線(Subtropical fronts)と寒帯前線(Polar fronts)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く、乾燥域が圏界面から下方へ伸びる。ジェット気流極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を形成する。一般に亜熱帯前線は幅が広く傾斜も急なので、寒帯前線より幅が広く明瞭なバウンダリーが形成されやすい。ただし、気象衛星センター(1996)によれば、寒候期では亜熱帯前線対応のバウンダリーは水蒸気画像から判断できない場合が多い。

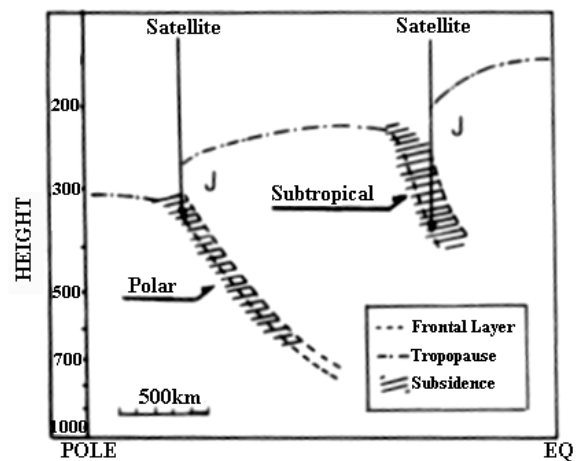


図 2-2-1 前線の概念図 (Ramond *et al.* (1981) に加筆)

J: ジェット気流 点線: 前線層
一点鎖線: 圏界面 二重線: 沈降層

表 2-2-1 バウンダリーの種類

ジェット気流に関連した 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	リターンモイスターバウンダリー

(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、モデル図（図 2-2-2 左上）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、バウンダリーの西端は形状やコントラストが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。

図 2-2-2（右上、下）にジェット気流平行型バウンダリーの例を示す。日本海に見られるバウンダリー（図中○印）が黄海から日本海北部に伸びており、ほぼジェット気流 J1 に一致している。

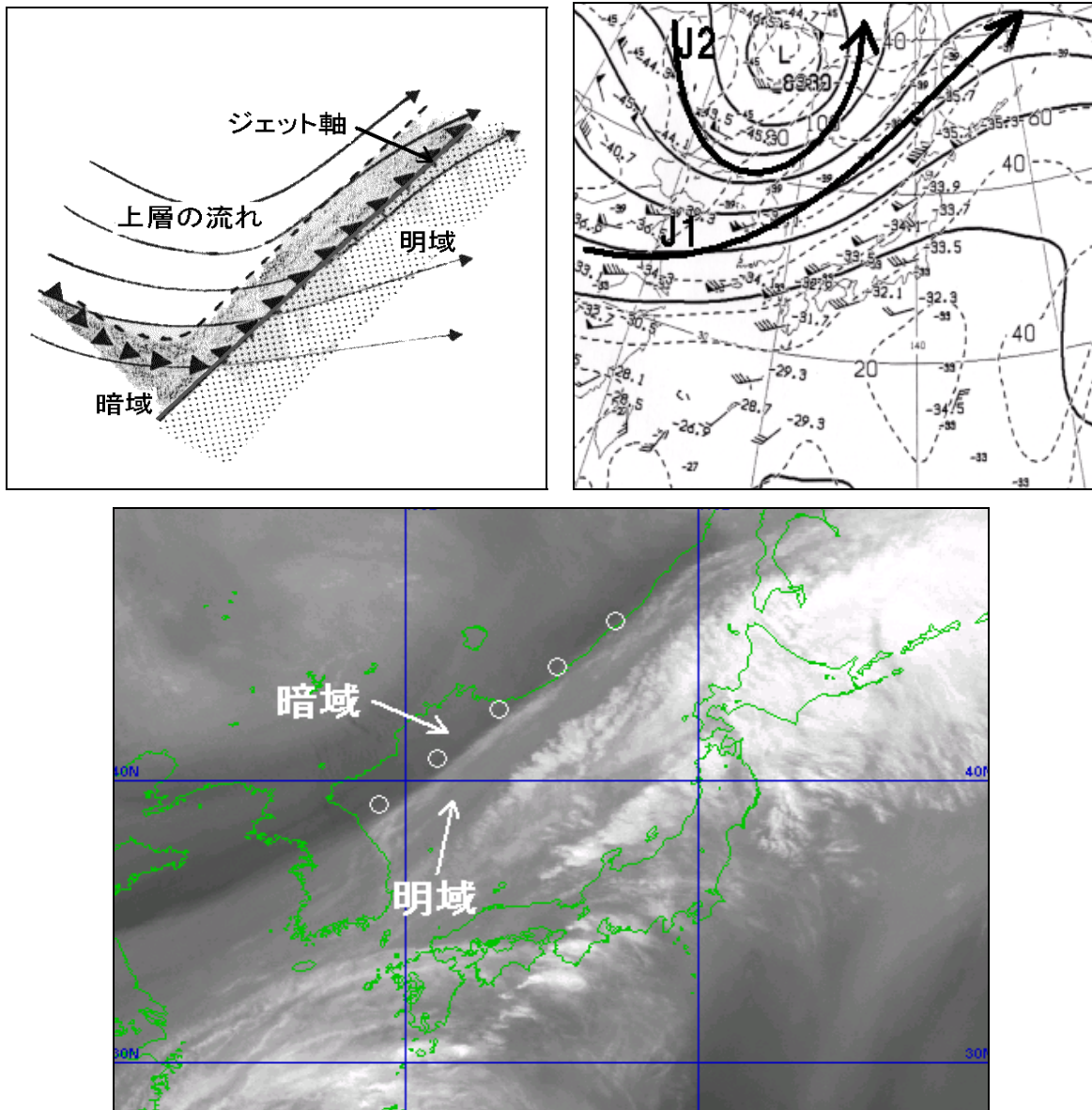


図 2-2-2 ジェット気流平行型バウンダリー
 (左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。
 太線：バウンダリー 細矢印：上層の流れ 黒三角：ジェット軸
 (右上) 1998年10月15日00UTCの300hPa天気図 矢印 J1、J2：ジェット気流
 (下) 同水蒸気画像 ○印：ジェット気流平行型バウンダリー

(2) 傾圧リーフバウンダリー

傾圧リーフバウンダリーは、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)の極側のバウンダリーを指す。モデル図(図2-2-3左上)にあるように、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)により、トラフ前面で雲域がリーフパターンとなり、その極側のバウンダリーは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

だ境界付近はジェット軸と平行でない場合がある。

図2-2-3(右上、下)に傾圧リーフバウンダリーの例を示す。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、極側縁には高気圧性曲率を持つバウンダリー(図中○印)がみられる。バウンダリーはほぼジェット気流J2に一致している。この例では近接して別系のジェット気流J3に対応するジェット気流平行型バウンダリー(図中□印)が見られる。なお、ジェット気流J1対応のバウンダリーは不明瞭である。

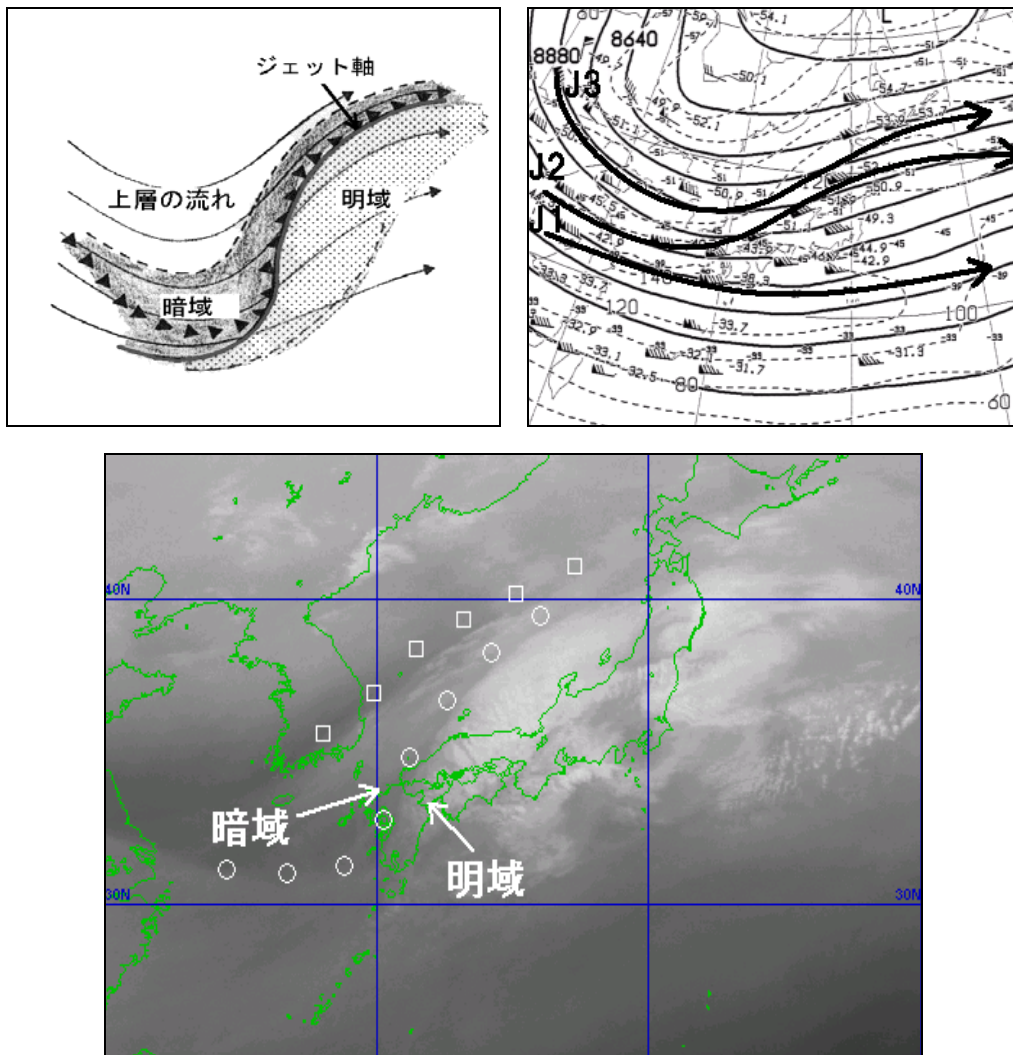


図2-2-3 傾圧リーフバウンダリー

(左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。

太線：バウンダリー 細矢印：上層の流線 黒三角：ジェット軸

(右上) 1999年2月11日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3：ジェット気流

(下) 同水蒸気画像 ○印：傾圧リーフバウンダリー □印：ジェット気流平行型バウンダリー

2.2.2 ブロッキングに関連したバウンダリー

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の場をもつ循環が発達することにより形成される。周囲の風を拒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分類される。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に伴う総観スケールの流れにより形成される。モデル図(図 2-2-4 左上)にあるように、低気圧により、

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極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。詳しくは 3.1 節で述べる。

ヘッドバウンダリーの例を示す(図 2-2-4 右上、下)。朝鮮半島から日本海にかけ、バウンダリー(図中○印)がみられる。これは九州北部付近にある上層渦Vの低気圧性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の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。

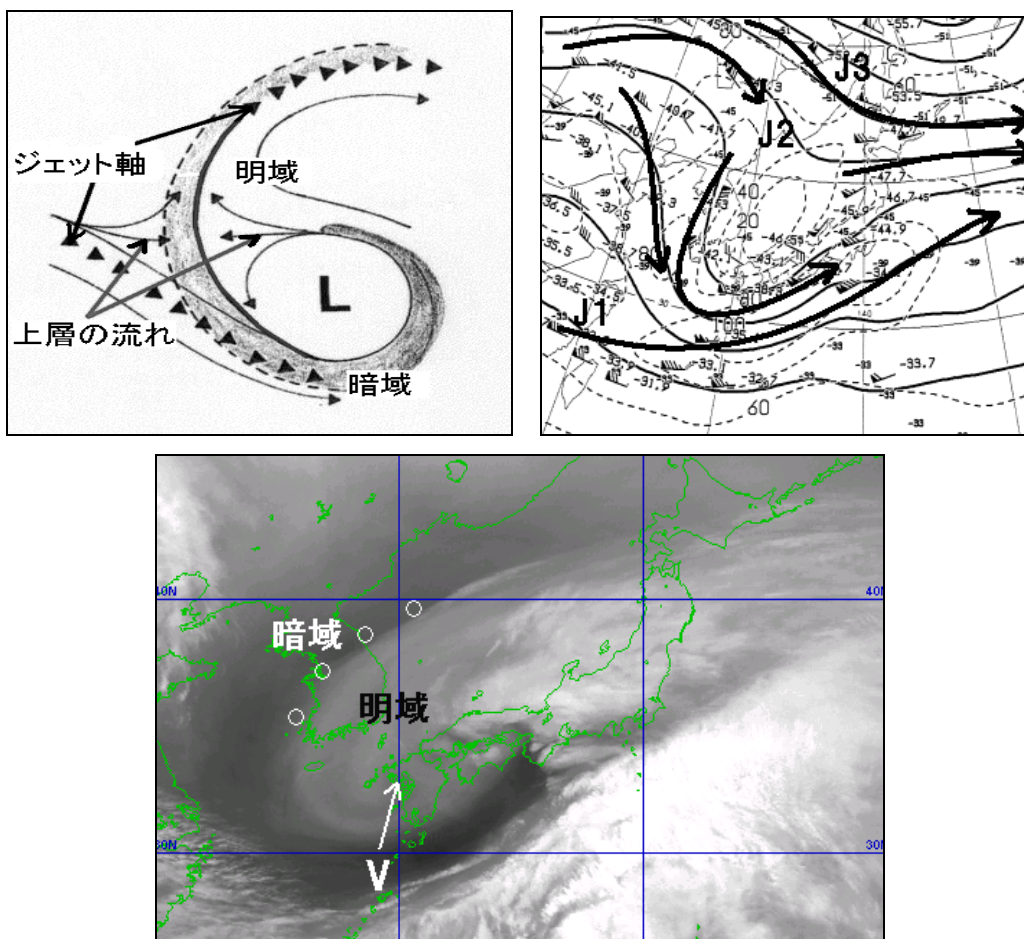


図 2-2-4 ヘッドバウンダリー

(左上) モデル図. 陰影部が暗域、白い部分が明域を示す.

太線: バウンダリー 細矢印: 上層の流れ 黒三角: ジェット軸

(右上) 1999年4月10日12UTCの300hPa天気図

矢印 J1、J2、J3: ジェット気流

(下) 同水蒸気画像 ○印: ヘッドバウンダリー

(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時、上流側の上層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。モデル図(図 2-2-5 左上)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ブロッキング高気圧の消長や動向の監視に利用できる。

図 2-2-5 (右上、下) にインサイドバウンダリー

の例を示す。大陸には東経 125~130 度線に沿って南北に伸びた上層リッジが発達し、ジェット気流 J2 が大きく蛇行している。この上層リッジに対応して、日本海西部には不明瞭ながら上層の高気圧 H に伴う高気圧性循環がみられ、下流側には暗域(乾燥域)が広がっている。この上層の高気圧に伴う高気圧性の流れとその上流側にあるトラフ前面の明域(湿った西風)との間にインサイドバウンダリー(図中○印)が形成されている。

なお、本州南岸から日本の東にはベースサージバウンダリー(図中●印: 2.2.3 項の (2) 参照)が見られる。

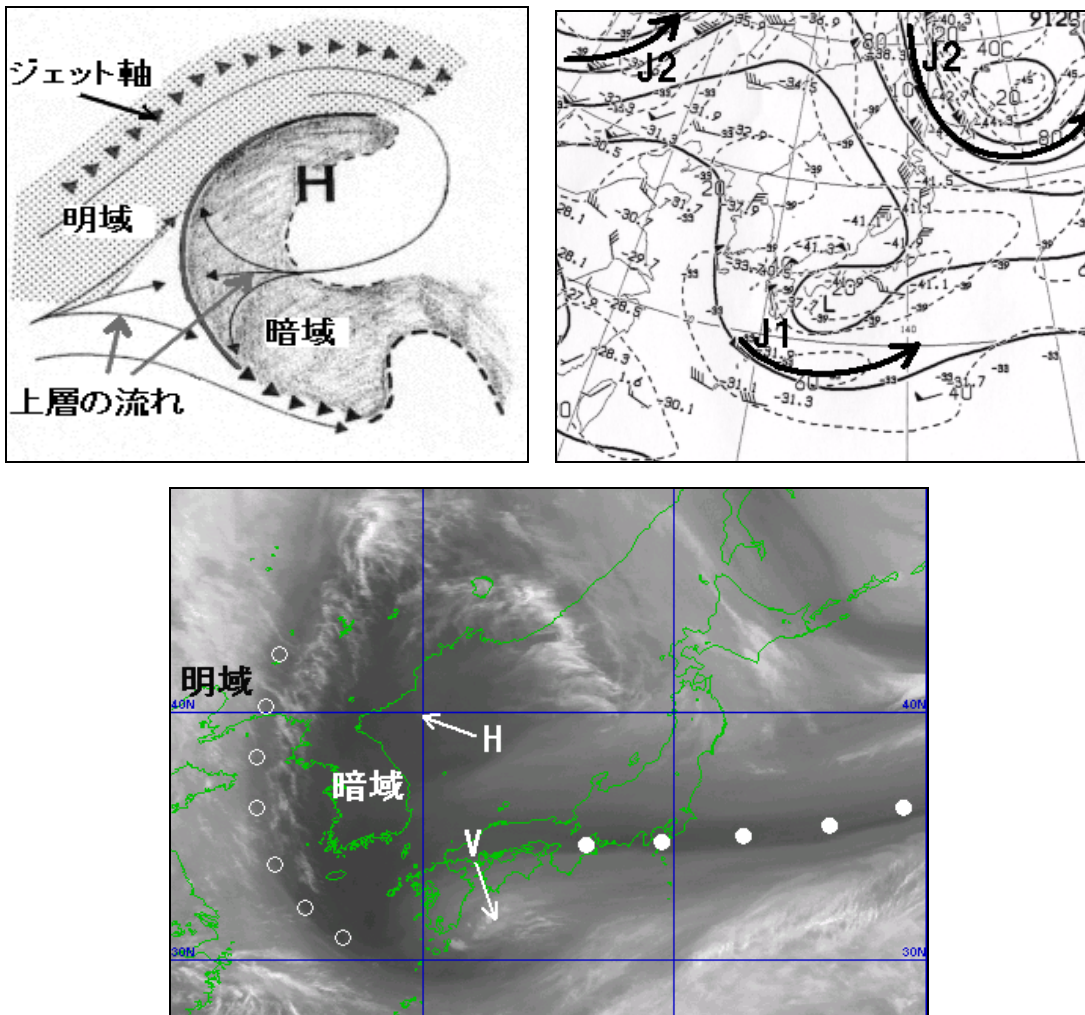


図 2-2-5 インサイドバウンダリー

(左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。

太線: バウンダリー 細矢印: 上層の流れ

黒三角: ジェット軸

(右上) 1998年5月21日12UTCの300hPa天気図

矢印 J1、J2: ジェット気流

(下) 同水蒸気画像 ○印: インサイドバウンダリー

●印: ベースサージバウンダリー

H: 上層高気圧 V: 上層渦

2.2.3 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は変形域の存在を示唆している。詳しくは3.1節で述べる。

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を伴ったりするため、水蒸気画像解析では重要な概念の一つである。

「系に相対的な流線」と雲

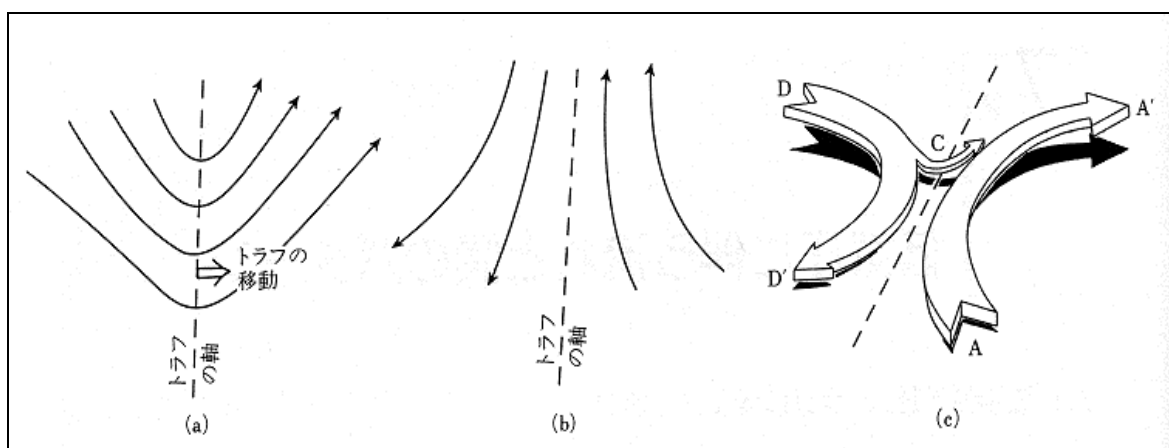
このコラムは、主として小倉（2000）からの引用である。

大気の流れと雲の関係を見る際には、系（じょう乱）に相対的な流れを考えると理解しやすい。付図（a）は中緯度の500hPa等圧面上のトラフに伴う流線（等高度）を示しており、流れは蛇行している。このトラフがある速度で東進しているとして、各地点の風速からトラフの移動速度を差し引いてトラフに相対的な流線を描くと付図（b）のようになる。この流線は付図（a）とは違ったものに見える。

さらに重要なことは、大気中の運動は3次元的に起こっており、ほとんどの場合に雲は上昇流を伴って発生し、下降流に伴って消滅していることである。したがって、流れと雲の関係を見るためには、付図（b）の流れに鉛直流を加える必要がある。流れが上昇または下降している場合には流れは等圧面を横切るから、等圧面天気図では現象を理解しにくい。その点で等温位面上で断熱運動をしている空気塊の流線解析を行うと理解しやすくなる。付図（c）は適当な等温位面上で3次元的な流れを描いたものである。トラフの前方には上昇流のベルト（A-A'の経路）が、後方には下降流のベルト（D-D'の経路）がある。これらをコンベヤーベルトと呼び、とくにA-A'は南方に発し暖気を北に運ぶので、ウォームコンベヤーベルト（WCB）と呼ばれ、雲をつくる主要な気流である。付図（c）ではトラフはトラフの軸上の風速と同じ速度で移動しているとして図を描いているが、風速の方が大きいときには、ある空気塊はD-C-A'のようなトラフを横切った経路をとる。

本書では、付図（c）のような3次元的な流れを真上から2次元的に見て描いたものを「系に相対的な流線」と呼ぶ。衛星画像を動画にした時に雲境界や湿潤境界で見られる流れは「系に相対的な流線」に沿っている。

（池田 博文）



付図 (a) : 500hPa の等圧面上のトラフにおける流線
 (b) : (a) からトラフの移動速度を差し引いたトラフに相対的な流線
 (c) : 移動中のトラフに相対的な等温位面上の流れを鳥瞰図的に示したもの（小倉、2000）

(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により形成される。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する。この境界はドライサージバウンダリーと呼ばれる。モデル図（図 2-2-6 左上）にあるように、バウンダリーは下流に向かって凸状となり、速い速度で動く。

ドライサージバウンダリーでは、上層の乾燥気塊が流入し対流不安定が強化される。下層に暖湿

な気塊が存在するとき、このバウンダリー付近では対流雲が発達する場合があるので注意が必要である。

図 2-2-6 (下) にドライサージバウンダリーの例を示す。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後面でバウンダリーを形成している。この暗域は乾燥した寒気に対応し、暗化し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。

300hPa 天気図（図 2-2-6 右上）ではバウンダリーの上流にはジェット気流 J4 に伴うジェットコアが見られ、暗域付近は減速場となっている。

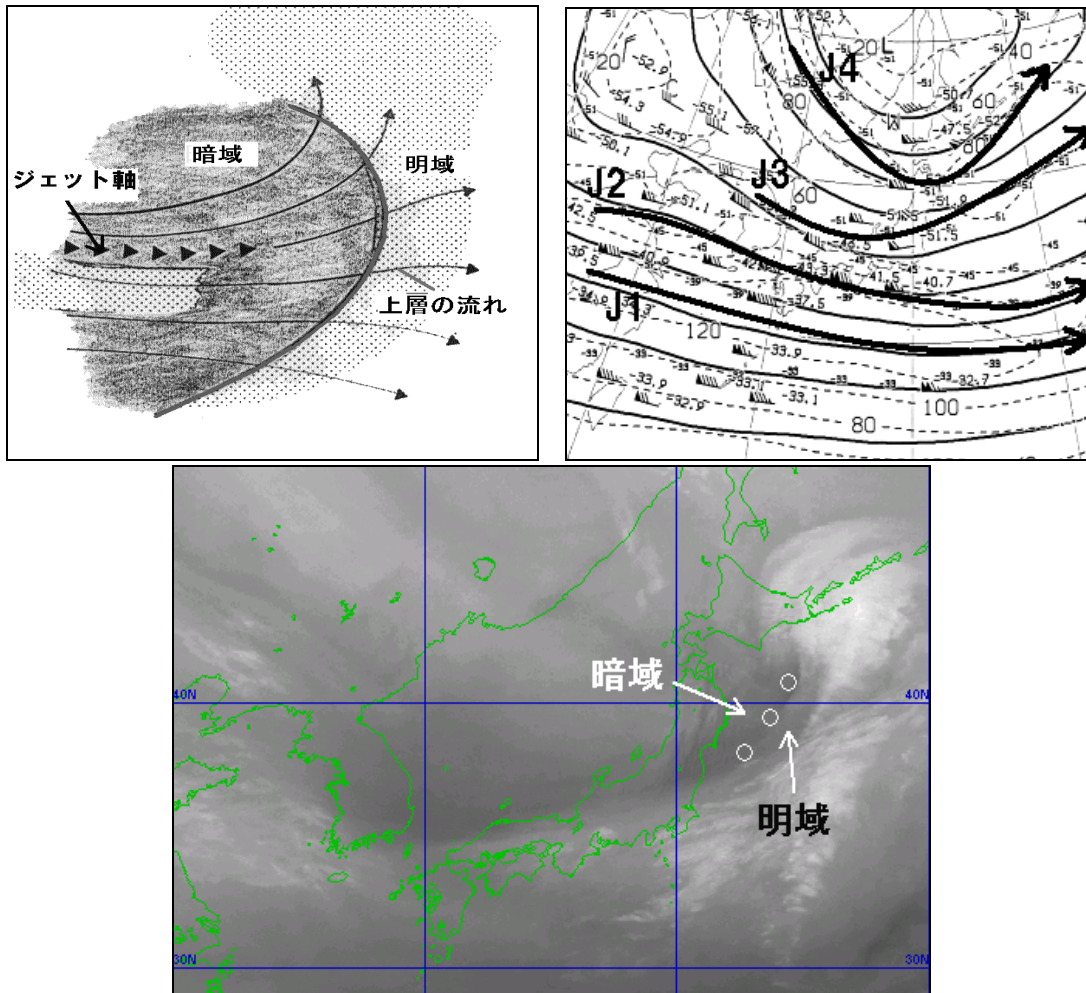


図 2-2-6 ドライサージバウンダリー

(左上) モデル図. 陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す.

太線：バウンダリー 細矢印：上層の流線 黒三角：ジェット軸

(右上) 1998年12月26日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3、J4：ジェット気流

(下) 同水蒸気画像 ○印：ドライサージバウンダリー

(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、上層リッジの強化に対応してモデル図(図2-2-7左上)にあるように、乾燥域(暗域)が南下、拡大する。ベースサージバウンダリーは、ITCZ付近まで南下して対流活動を活発化させるなど、

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。

図2-2-7(右上、下)にベースサージバウンダリーの例を示す。東経110~120度付近で発達した上層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を形成している。また、バウンダリーの上流にはジェット気流J1が見られ、暗域は減速場となっている。

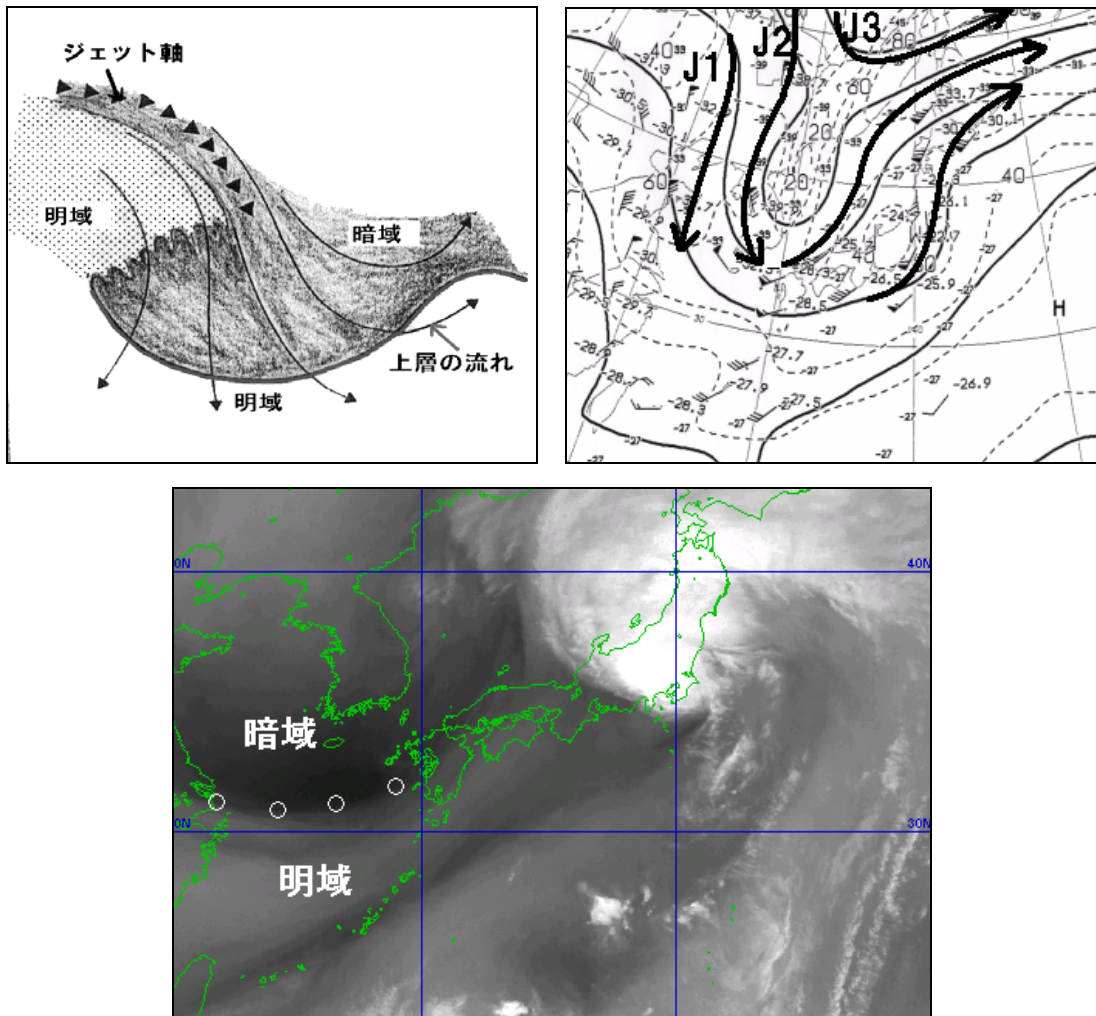


図 2-2-7 ベースサージバウンダリー

(左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。

太線：バウンダリー 細矢印：上層の流線 黒三角：ジェット軸

(右上) 1998年9月16日00UTCの300hPa天気図

矢印J1、J2：ジェット気流

(下) 同水蒸気画像

○印：ベースサージバウンダリー

衛星画像と変形域

衛星画像では、変形域は雲境界や湿潤境界として明瞭に現れることがある。

付図 (a) は静止またはゆっくり動いている系における単純な変形域を示している。変形域の D1、D2 (陰影部) では、空気塊は一方向へ収縮するとともに、直交方向へ伸長する。D1 では東西方向が伸長軸、南北方向が収縮軸、D2 ではそれぞれ収縮軸、伸長軸になる。

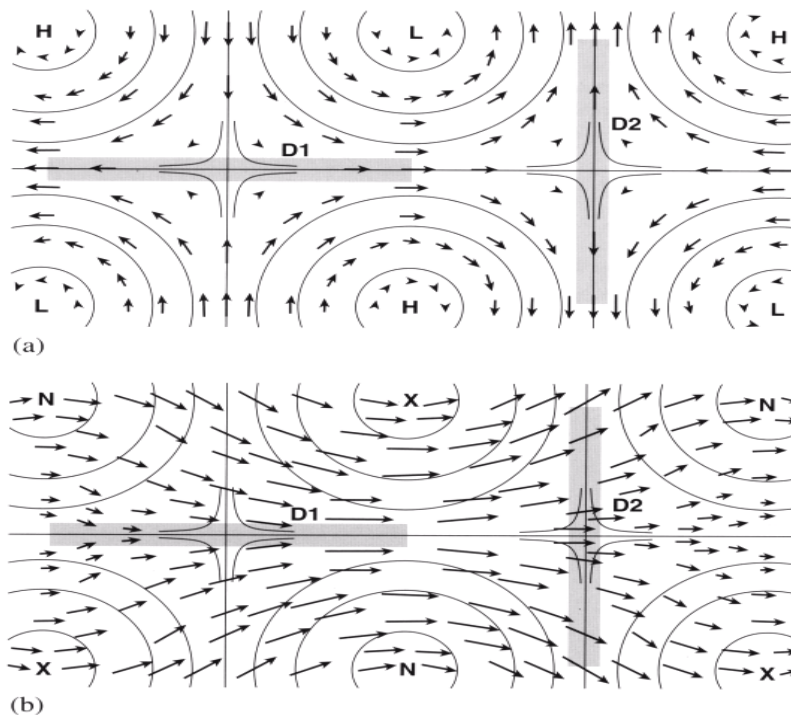
付図 (b) は、(a) に一様な西風を加えたものである。これは、(a) のパターンが一様な西風によって東に移動していることに相当する。(a) では変形域だった D1、D2 が、(b) ではそれぞれ合流場及び分流場となる。逆に言えば、合流場や分流場は、変形に一様な風が加わったものと見ることができる。

付図 (a) では、低気圧に正の渦度、高気圧に負の渦度が対応する。この渦度パターンは、一様な西風を加えた (b) でも変わらないので、(a) の実線は (b) における渦度の等値線でもある。

付図 (a) の D1 と D2 には、それぞれの図 3-1-4 (31 ページ) の D1 と D2 が対応し、付図 (b) では、D1 の下流側の合流による強風に図 3-1-4 のジェットコア A、B が対応すると見ることができる。実際の風の分布はこのような、変形に一様な風が加わるといような単純なものではないが (注)、図 3-1-4 のような雲パターンが出現している時には、逆にこの雲パターンから変形を推定できる。

注：風の場合は、回転 (渦度)、収束、変形及び併進運動 (一様な風) で表すことができる。

(池田 博文)



付図 変形域 (Badar *et al.*, 1995)

(a) 静止またはゆっくり動いている系

実線：等圧線 H：高気圧中心 L：低気圧中心 矢印：流れ

(b) 動いている系

実線：渦度パターン X：正渦度中心 N：負渦度中心

矢印：流れ ((a) の流れに系の移動速度を加えたもの)