

5. 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。その結果、総観スケールの前線付近には帯状の雲域（雲バンド）が存在する。したが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。しかし、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ず、上層雲のみの雲バンドが上層の強風で移流してくるなどの例外もあるために、雲バンドの有無だけでは前線を決定できない場合が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) などコンベアベルトの概念を提唱した。コンベアベルトは擾乱に相対的な座標系で見た大気の主要な流れをいう。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)。

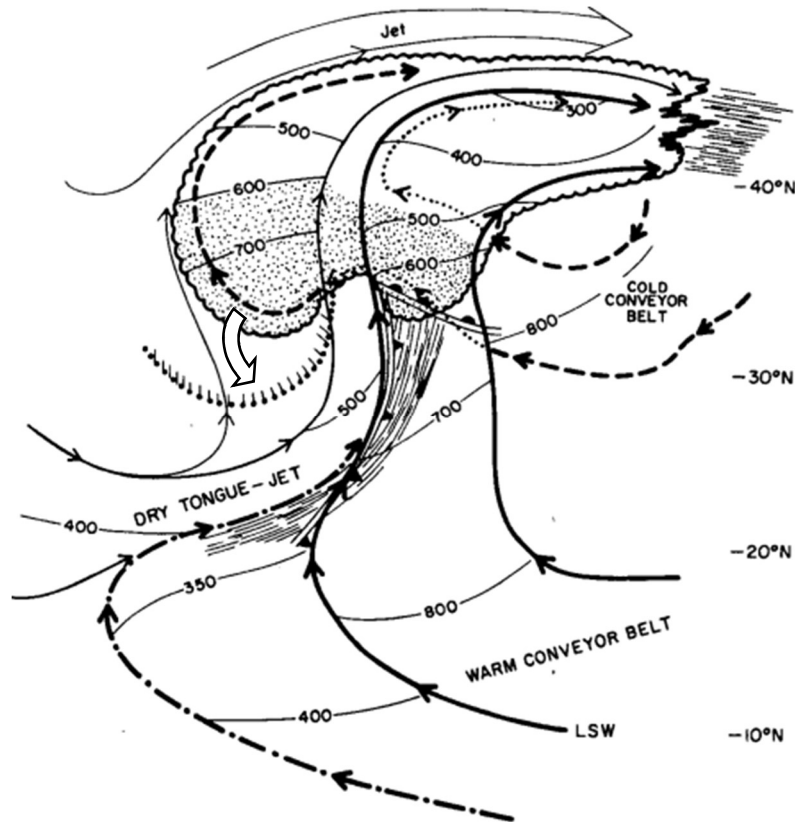


図 5-1-1 コンベアベルトモデル (Carlson (1980) に白矢印を加筆)
太い実線 : WCB、破線 : CCB、数字 : それぞれの気流の高度(hPa)、しっぽ付ドット : 下層雲縁

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、次第に時計まわりの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。WCB

5. 総観規模の現象

が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。

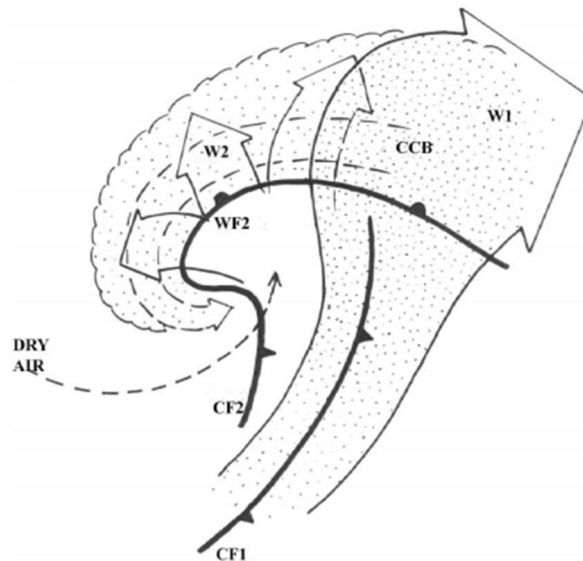


図 5-1-22 二次的な WCB のモデル (Browning (2004))
W1 が WCB、W2 が 2 次的な WCB

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。衛星から見た場合、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、更に西にのびる中・下層雲主体の雲域として認識される。西にのびるにつれ、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(図中の二重破線矢印)。Bader ら (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) としている(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 らによれば、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 にコンベアベルトの例を示す。赤外面像において 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突き出したところ (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。

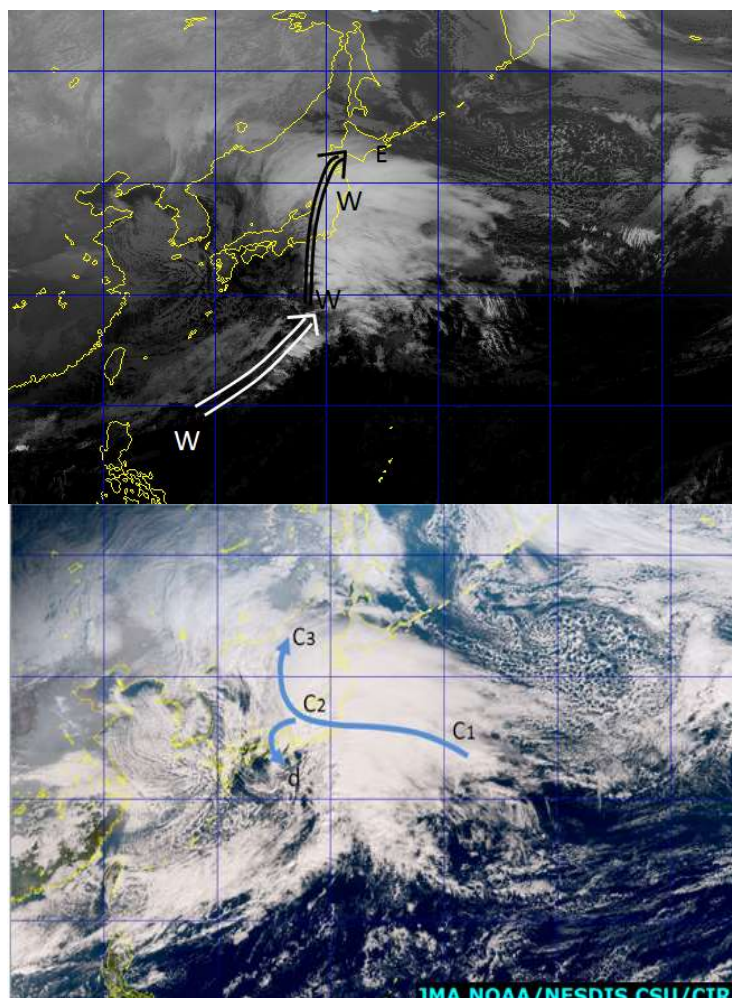


図 5-1-3 コンペアベルトの例 (2016年1月18日 00UTC)

上：赤外画像 (矢印は WCB)、下：True Color 再現画像 (矢印は CCB)、記号は本文参照

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。

このようなモデル構造を成していると、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を温暖前線に対応させることができる。しかし、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も多い。このため、一般に衛星画像から温暖前線を決定するのは難しい。また、発生期の低気圧やコンマ型低気圧 (次節参照) 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。

5. 総観規模の現象

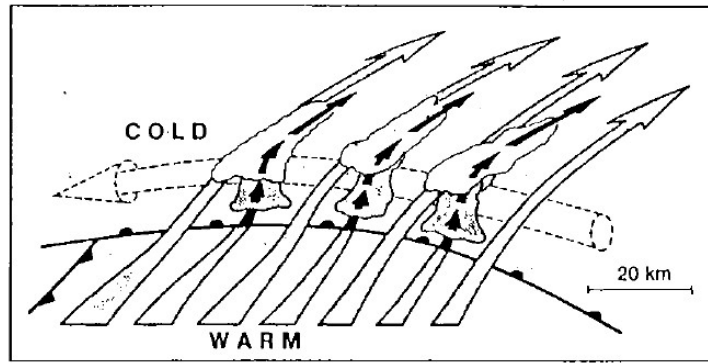


図 5-1-4 エレベータ、エスカレータモデル (Neiman (1993))

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流 (エレベータ)

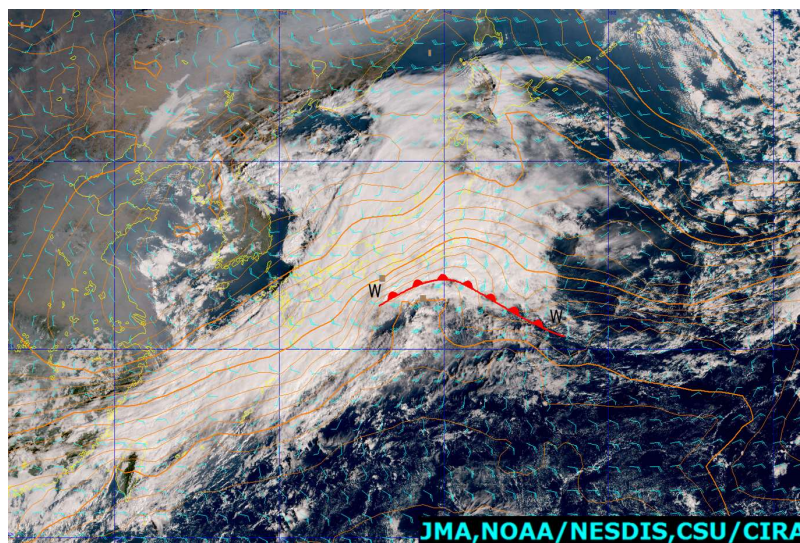


図 5-1-5 温暖前線解析例 (2015年 11月 2日 00UTC)

True Color 再現画像と客観解析による 850hPa の気温・風、記号は本文参照

図 5-1-5 は温暖前線の決定が比較的容易な例である。東海から関東地方にかけて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。温暖前線は客観解析による 850hPa の 12°C の等温線にほぼ対応している。

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たりするなどの手法を用いることで温暖前線を決定できる。図 5-1-6 で、発達した低気圧の後面に広がる下層寒気の領域は、破線を南限と推定できる。この破線を西方に延長したところには W-W で示した下層雲域がある。W-W 付近の雲域は全体として東進していること、雲域を構成する個々の雲が北西に移動している (温暖前線前面の南東風の場合であると推定できる) ことから図に示す位置に日本付近を通過中の低気圧に伴う温暖前線を推定できる。

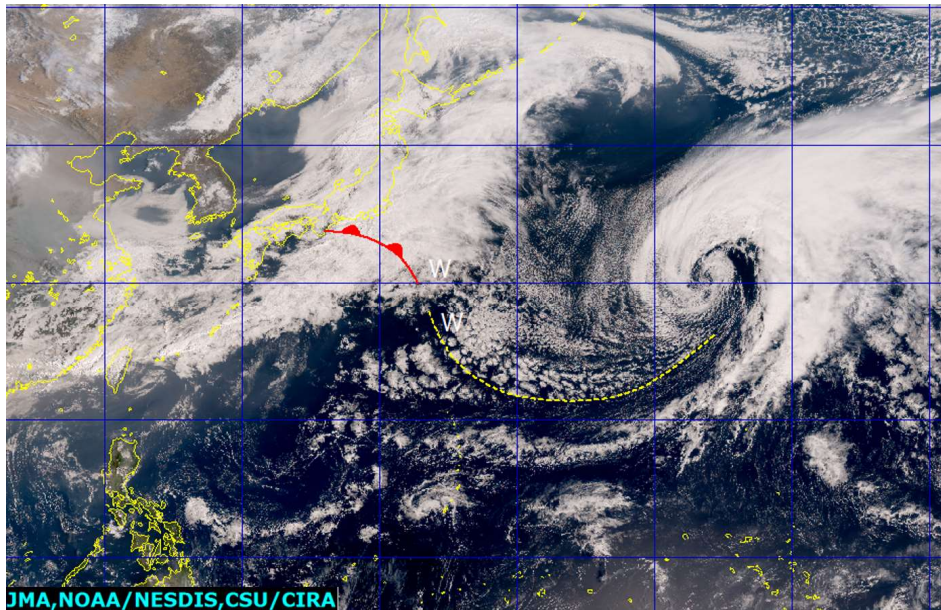


図 5-1-6 温暖前線の解析が困難な例
True Color 再現画像 2016 年 3 月 19 日 00UTC (記号は本文参照)

5.1.3. 寒冷前線

寒冷前線は、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2種類に分けられる。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見られる。ここでは衛星画像によるそれぞれの種類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。

5.1.3.1. 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成る。衛星画像でみれば、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れ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、カムチャツカ半島の南の低気圧から南西にのびる雲バンドがある。雲バンドの南東縁 (暖気側) の C-C に活発な対流雲が連なっていることから、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 に沿っていると推定できる。

5. 総観規模の現象

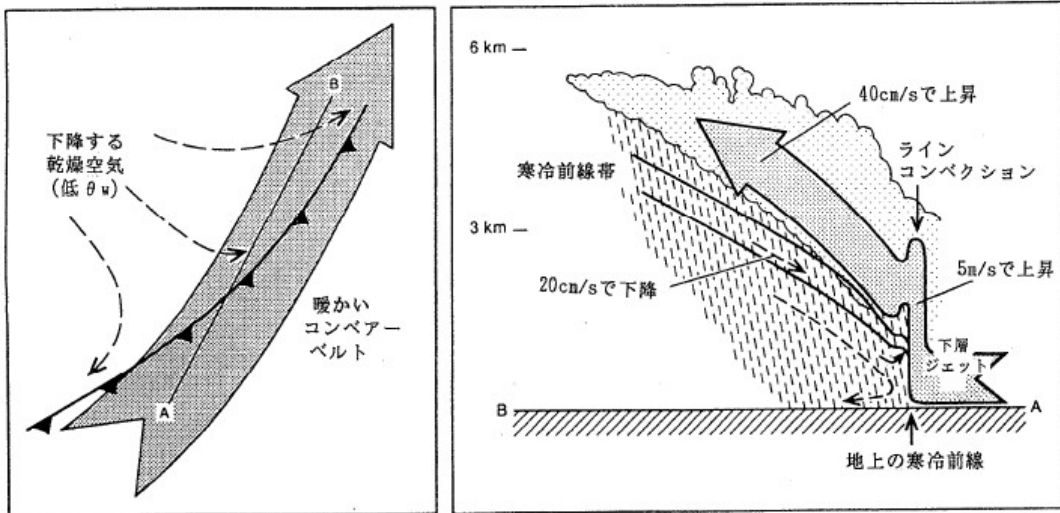


図 5-1-7 古典的なアナ型寒冷前線における流れの模式図 (北島ほか (1995) から引用)
 太い矢印は寒冷前線で後方傾斜上昇している WCB、その下方を寒気 (破線) が下降している
 (a) : 平面図 (b) : (a) の A-B に沿った断面

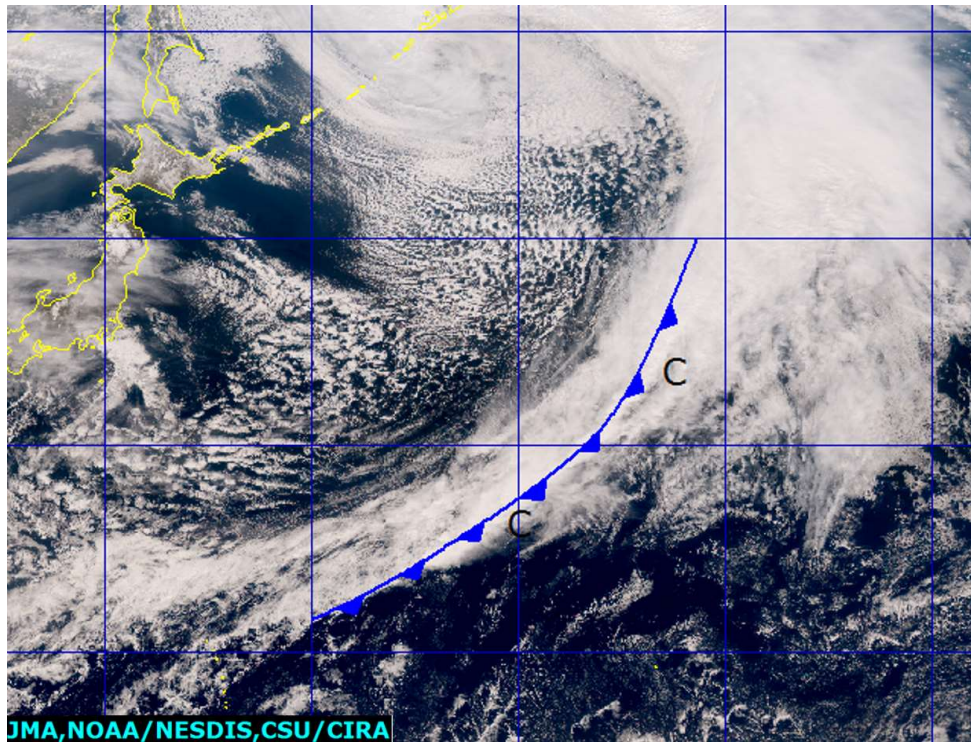


図 5-1-8 アナ型寒冷前線の例 (2016年3月16日00UTC)
 True Color 再現画像と寒冷前線の位置を示す (記号は本文参照)

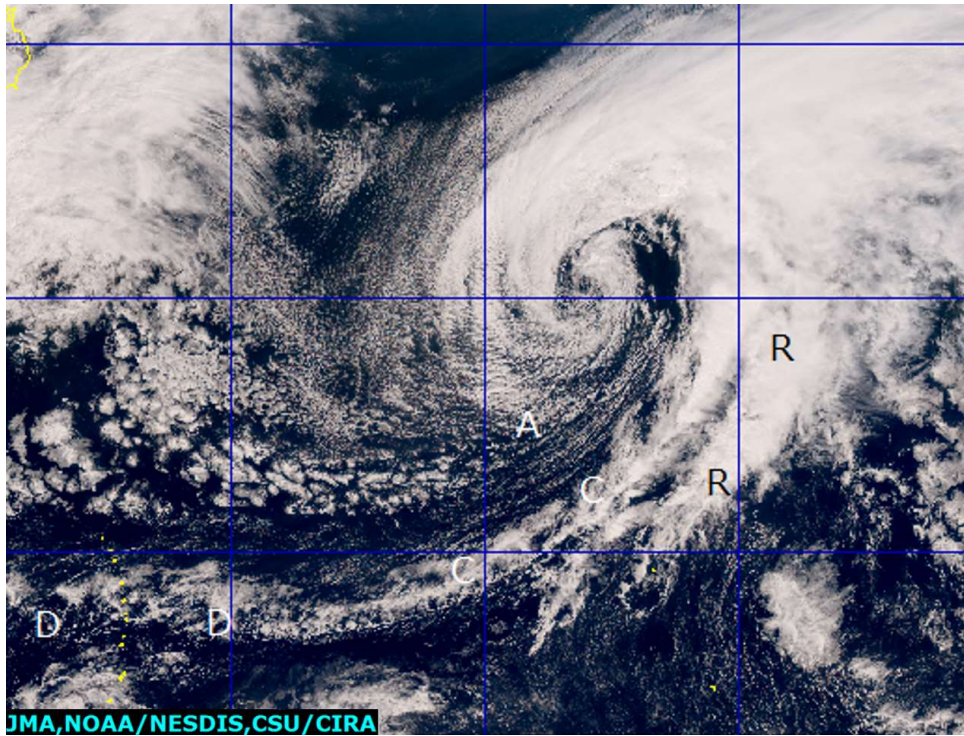


図 5-1-9 アナ型寒冷前線の例 (2016年3月19日00UTC)
True Color 再現画像と寒冷前線の位置を示す (記号は本文参照)

図 5-1-9 では雲バンド前縁の C-C にロープクラウドが見られる。ロープクラウドは、最盛期や衰弱期の低気圧からのびる雲バンドの進行前縁で観測されることが多い。この事例ではロープクラウドの位置に寒冷前線を推定できる。なお、C-C の西にも雲域 D-D が存在するが、雲バンドと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強い寒気移流によりセル状対流雲 (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) が見られる。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ようなレインバンドが見られるので、寒冷前線と誤って解析しないよう注意が必要である。

5.1.3.2. 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) が見られることもある。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引き起こし、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対流性の雲からなる領域 (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。

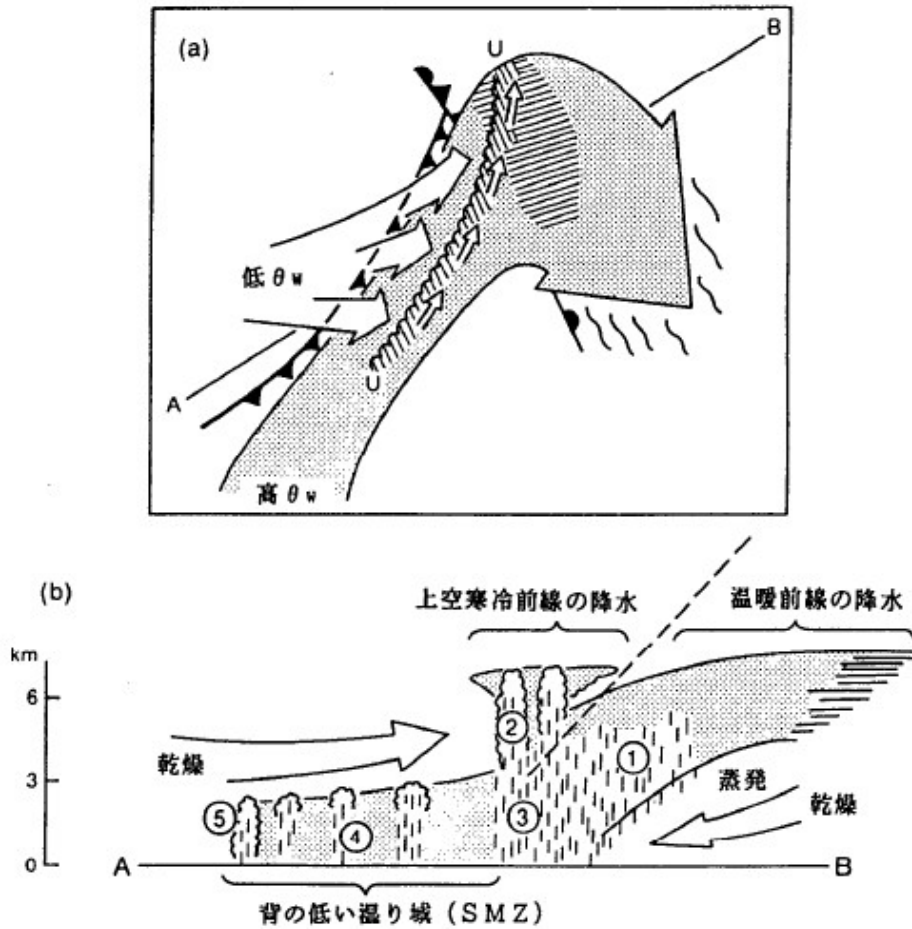


図 5-1-10 カタ型寒冷前線（スプリットフロント）のモデル図（北島ほか（1995）から引用）
 : 平面図. 点彩した太い矢印: 前方傾斜型の WCB. 白い矢印は乾燥気塊
 : (a) の A-B に沿う断面. 図中の番号は
 ①温暖前線の降水
 ②UCF ((a) で U-U で示される) に伴う対流性降水を生成する上空のセル
 ③UCF からの降水
 ④UCF と地上寒冷前線との間の背の低い湿り域 (SMZ)
 ⑤寒冷前線による背の低い降水

図 5-1-11 では、千島近海の低気圧から雲バンドが南西にのびている。背の高い対流雲 (A-A) があり、この雲域が地上寒冷前線に対応しているように見える。しかし、850hPa にみられる相当温位の集中帯と暖気の進入位置に着目すると、地上の寒冷前線は、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。鉛直断面図では、地上の前線の上空で 700Pa より上の層が乾燥しており、背の低い雲域 (B-B) はこの乾燥気塊によって雲頂を抑えられていた。この乾燥気塊は、中・上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-B は SMZ に相当し、スプリットフロント構造を示している。

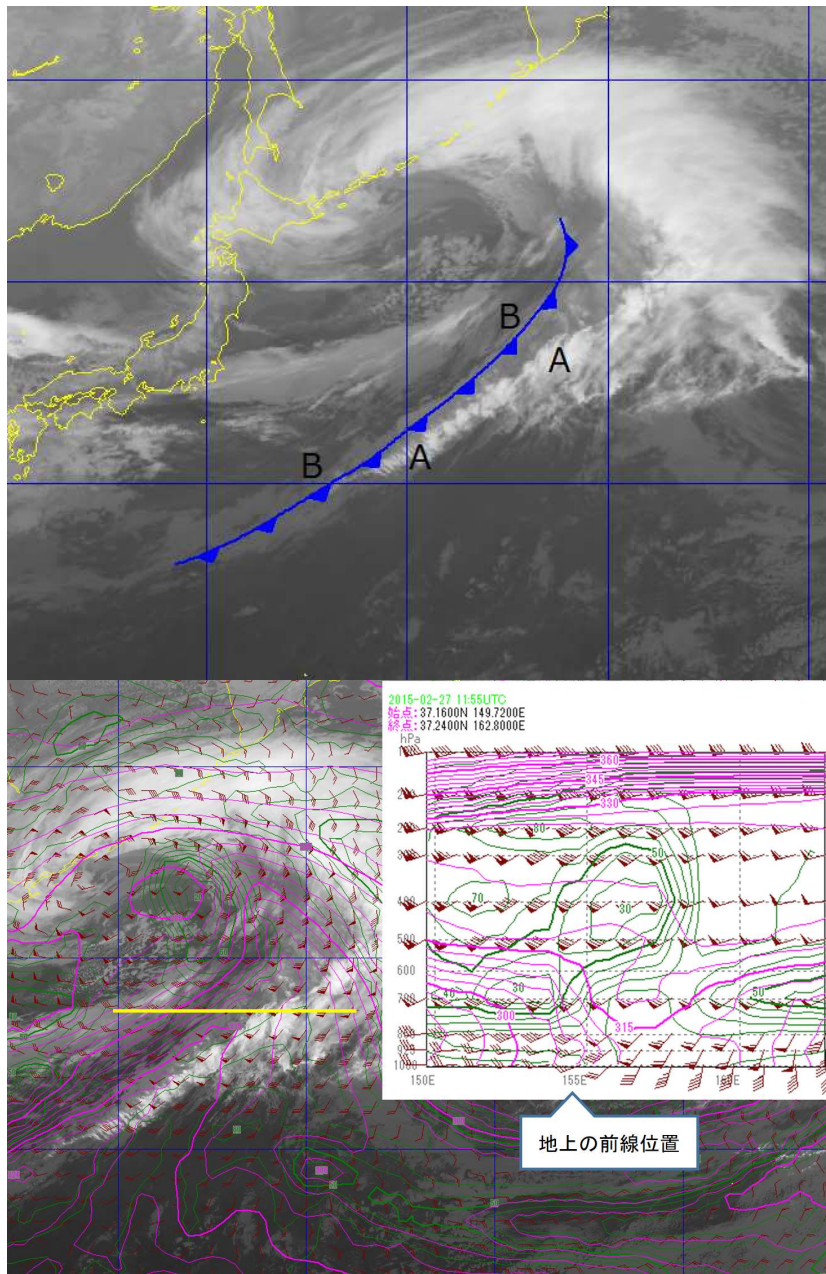


図 5-1-11 カタ型寒冷前線の例 (2015年2月27日 12UTC)

上：赤外画像と地上の寒冷前線 (記号は本文参照)

下：赤外画像と 850hPa相当温位・湿度、黄色い線の東西方向に切った鉛直断面図
(ピンク線：相当温位、緑線：湿度、茶：矢羽根)

5.1.3.3. 解析上の留意点

寒冷前線の解析上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。

5. 総観規模の現象

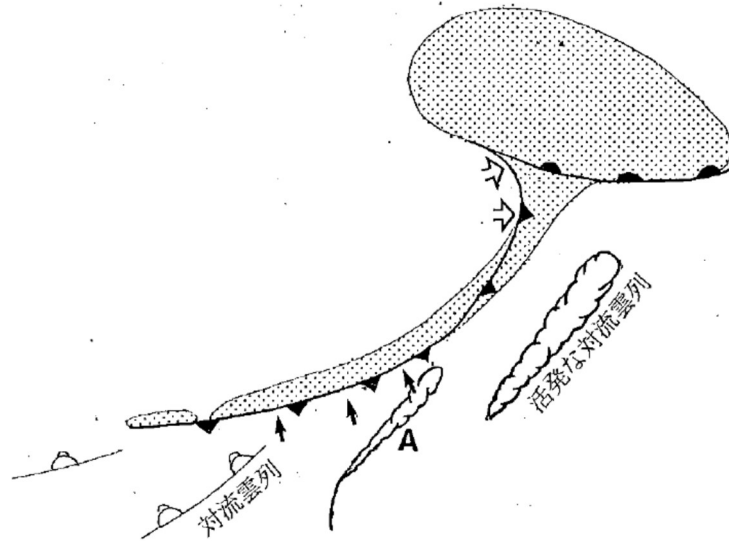


図 5-1-12 寒冷前線決定の留意点を示したモデル図
点彩域：雲域、太い実線：対流雲列、スカロップ：活発な対流雲列、記号・矢印は本文参照

- ② アナ型の場合、ロープクラウドの位置に前線が対応していることがある。ただし、ロープクラウドが複数存在する、前線が雲バンドを伴わない、暖域内の対流雲列とよく似た見え方をす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場合がある。

5.1.4. 閉塞前線

閉塞には、寒冷型閉塞と温暖型閉塞があり、温度場や雲パターンからそれぞれ、人型、λ型と呼ばれている（図 5-1-13）。

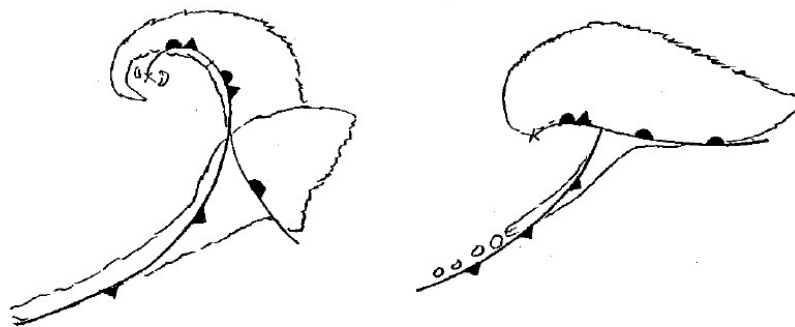


図 5-1-13 寒冷型閉塞モデル（人型）（左）と温暖型閉塞モデル（λ型）（右）

5.1.4.1. 閉塞点の決定

斉藤（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のトラフ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の流れ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ストリークの検出から、その位置を推定できる。このほか、強風軸にほぼ平行にのびる前線性雲バンド、この前線性雲バンドと交差して極側にのびるCCBに対応した雲バンドなどから前線を特定できる。

閉塞点を決定する一般的な手順を、図5-1-14を参照しながら以下に示す。

① 強風軸の決定

水蒸気画像でJJにジェット気流に対応したバウンダリーが見られる。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のびている(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、この例では雲頂の高い雲域(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。

5. 総観規模の現象

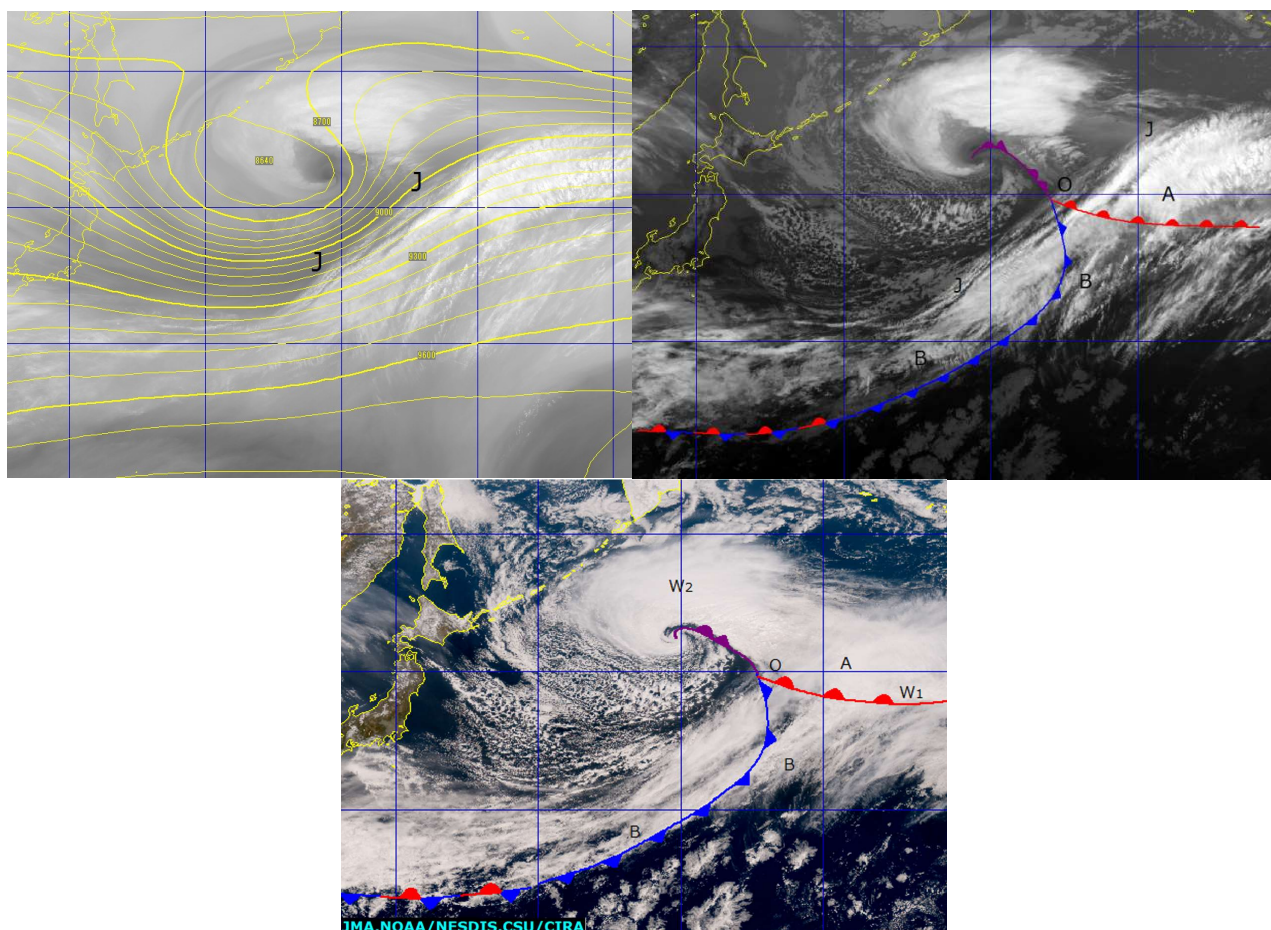


図 5-1-14 閉塞前線の決定手順 (2016年4月12日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、中：赤外画像、下：True Color 再現画像、記号は本文参照

5.1.4.2. 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見られることが多い。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のびた雲パターンとなる」、「寒冷前線に対応する雲バンドが明瞭である一方で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または筋状の対流雲が広がる」、「ドライスロットが明瞭に現れる」などが挙げられる。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。

図 5-1-15 の間宮海峡にある低気圧は、「コンマ形状をしている」、「低気圧後面には寒気に伴う筋状の雲域 (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。温暖前線は下層雲がまばらで決定しにくい、高気圧の縁辺をまわる気流に対応するセル状の雲域の動向 (W-W 付近) から推定できる。

この事例では、暖域内のセル状の雲域は北を指向しているが、W-W 付近では北西方向を指向している。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、閉塞点の北側を通過して低気圧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。

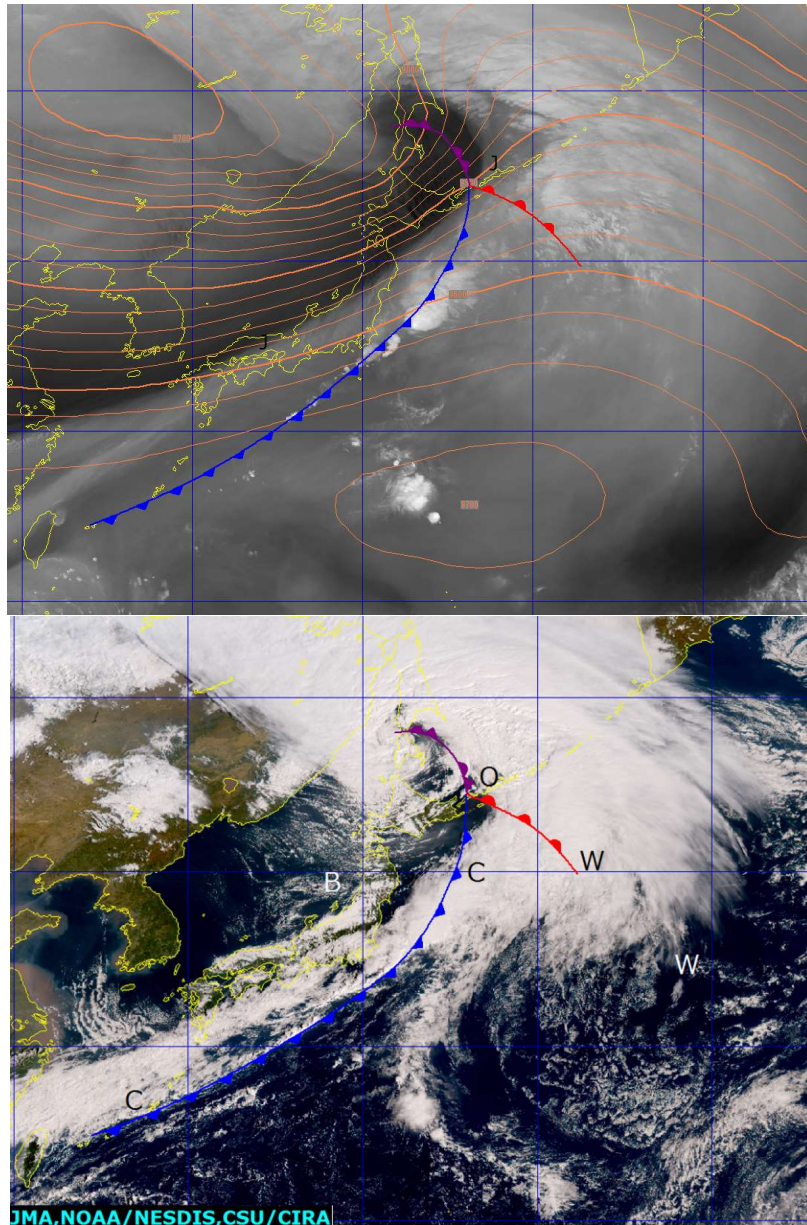


図 5-1-15 寒冷型閉塞の例 (2015年10月2日00UTC)
 上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、下：True Color 再現画像 (記号は本文参照)

5.1.4.3. 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字型をした東西にの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」、「ドライスロットは不明瞭な場合が多い」、「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」などの特徴を持ち、寒冷前線については活発な例もあれば不活発な例もある。これらの特徴は寒冷型閉塞の時と対照的であり、強い寒気の流入がないことを示している。

図 5-1-16 の日本の東にある低気圧は、「λ型の雲パターンをしている」、「低気圧後面が晴天域となってセル状雲が見られない」などから、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。北西から南東に延びる雲バンドとジェット軸の交点に閉塞点を決める。閉塞前線は低気圧中心 (L) から雲バンドの南縁に沿って閉塞点までのびている。温暖前線に対応する

5. 総観規模の現象

雲域は(W-W)で、その延長線上の東側には停滞前線があり、気団の境界に対応している。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。

この例では、ジェットに対応するバウンダリーは比較的明瞭であったが、温暖型閉塞の場合、バウンダリーが不明瞭になっている場合が多く、閉塞点の決定には寒冷前線と温暖前線の交点から決めるのも有効である。

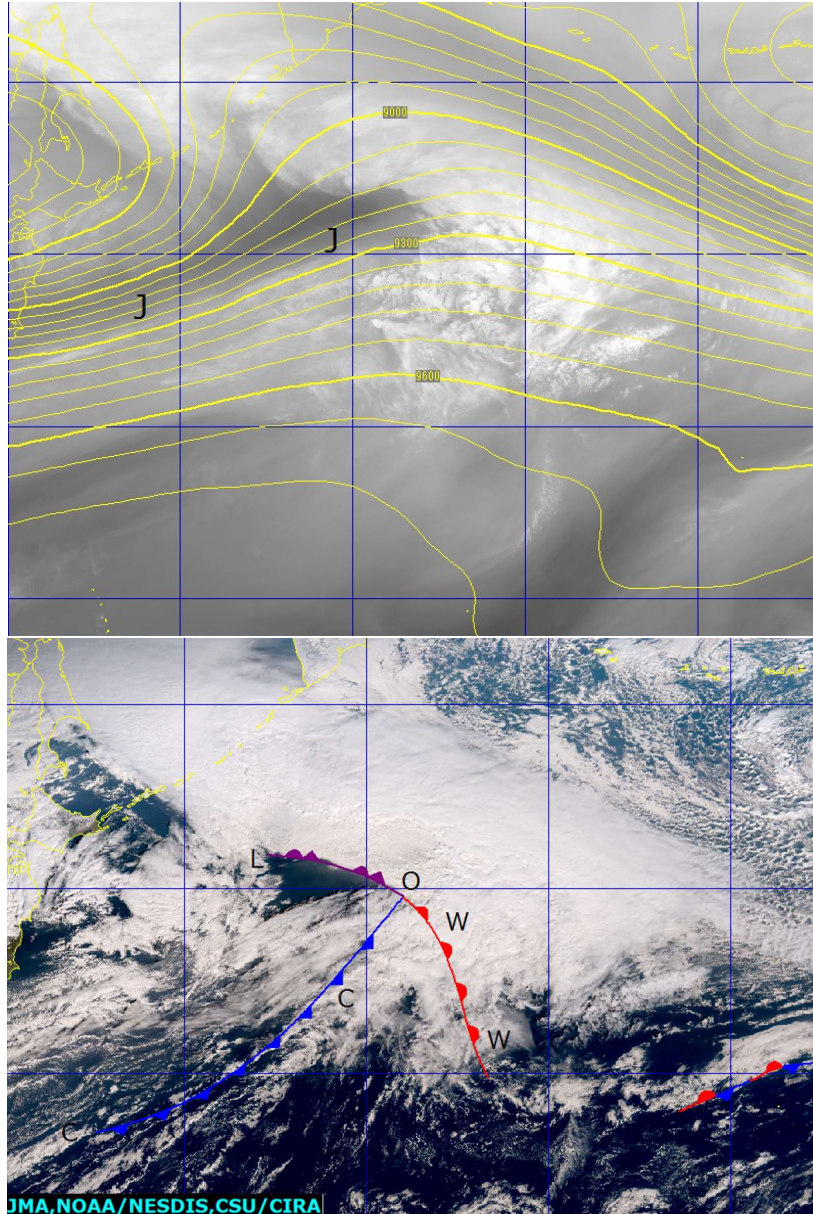


図 5-1-16 温暖型閉塞の例 (2015 年 12 月 4 日 00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、下：True Color 再現画像 (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 km 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上のキンク (kink : ねじれ) 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、南からの暖湿気の流入で活発な対流雲を伴うことが多い。

5.1.5.1. 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の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持ち、幅 500~1000km、長さ数千 km の長大な雲バンドとして存在する。主に上・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。

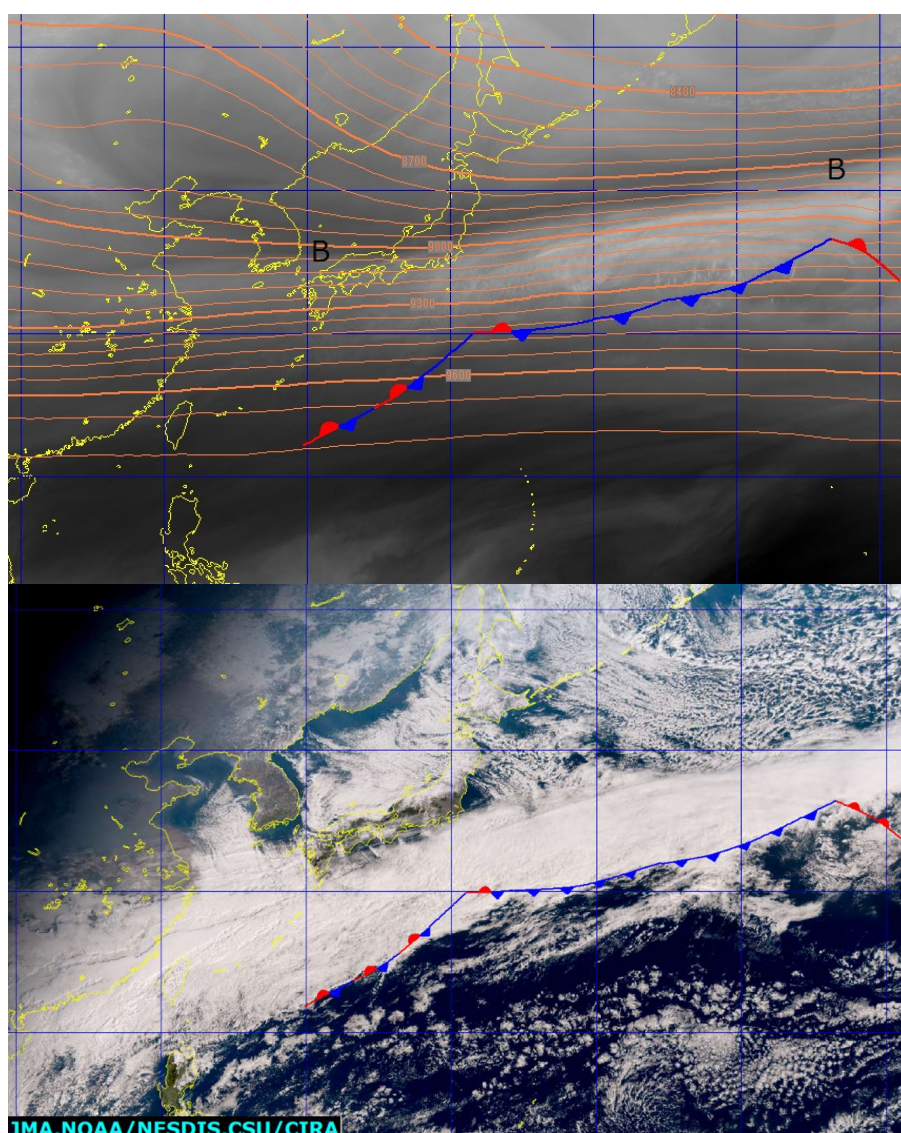


図 5-1-17 寒候期の停滞前線の例 (2016年2月2日 00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、下：True Color 再現画像 (記号は本文参照)

図 5-1-17 は寒候期の停滞前線の例である。日本のはるか東から日本の東には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、活発な対流雲は見られない。雲バンド内の沖縄では層状性の雲からの降水 (1 時間 0~

5. 総観規模の現象

1mm 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 (35 度帯で断面解析すると前線面の傾きは 4.5km/500km)。

5.1.5.2. 暖候期の停滞前線

梅雨前線は暖候期における日本付近の代表的な停滞前線である。前線付近において温度傾度よりも水蒸気量の傾度が大きいという特徴を持つ。梅雨前線は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見られる。

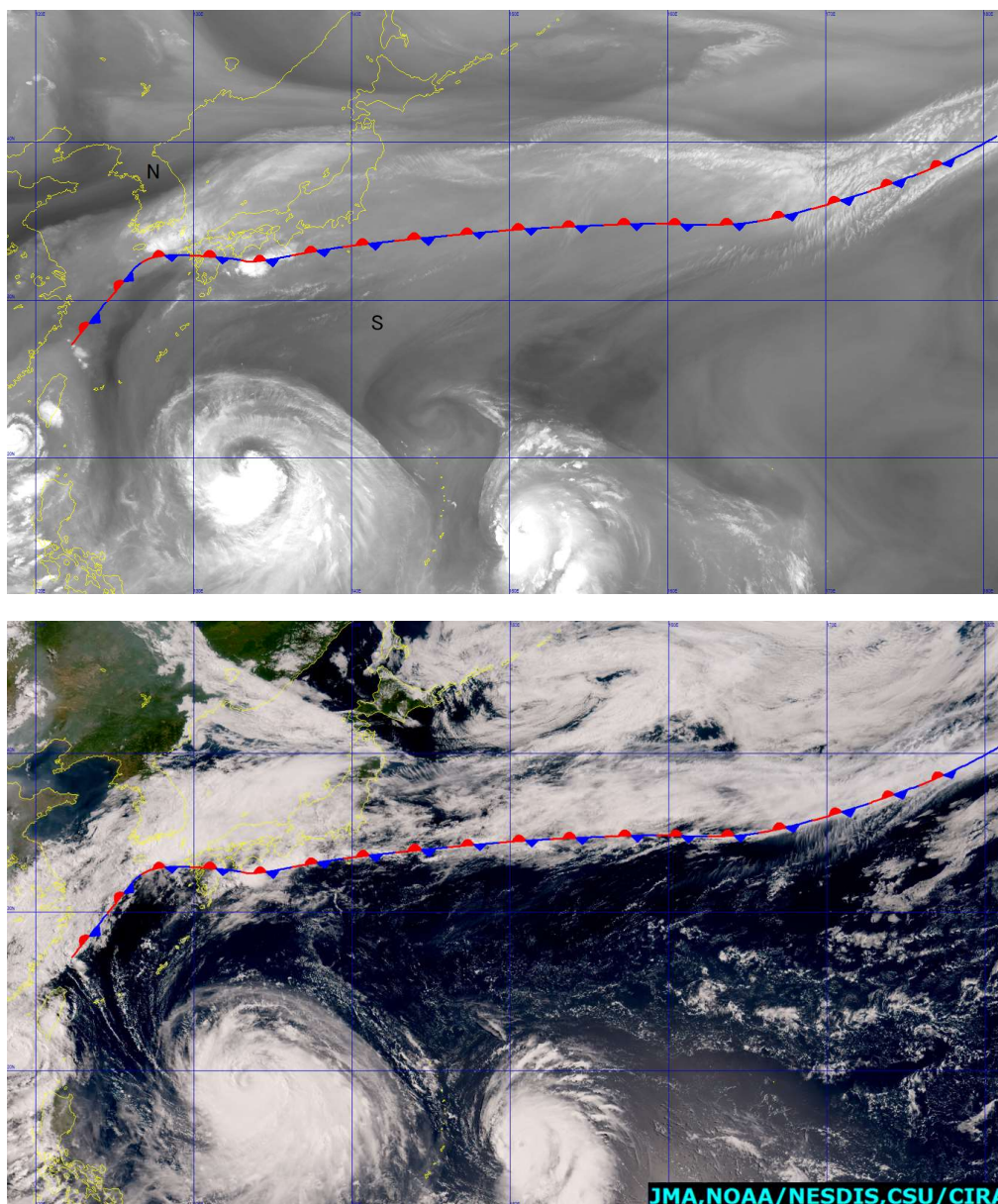


図 5-1-18 梅雨前線の例 (2015 年 7 月 8 日 00UTC)

上 : 水蒸気画像、300hPa 等高度線、下 : True Color 再現画像 (記号は本文参照)

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華中から日本の東にのびている。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

んで朝鮮半島付近と日本の南に広がる太平洋高気圧に対応した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。

5.2. 低気圧の発達パターン分類

1920年代にJ.ビヤークネスとゾルベルグが提唱した「ベルゲン学派の低気圧モデル (以下「ビヤークネスモデル」)」は、現在でも最も一般的な低気圧の一生をモデル化したものである。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、中緯度における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優れたモデルである。このことは、低気圧の発達を衛星画像から観察すると、ビヤークネスモデルで説明できる雲パターンが最も多いことから分かる。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見られる (図 5-2-1)。つまりビ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では、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することで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。T ボーン型では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、ビヤークネスモデルと異なる雲域が見られる。

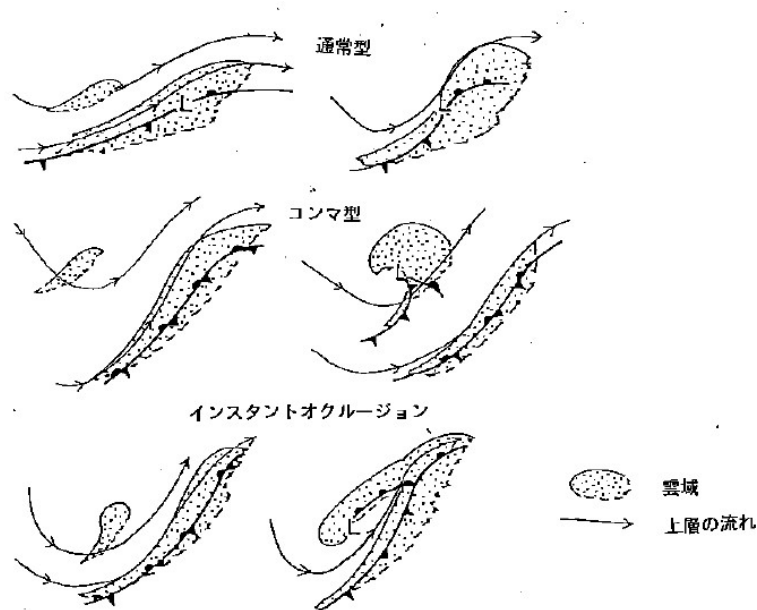


図 5-2-1 通常型、コンマ型、インスタントオクルージョン型のモデル

この章では、おもに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。また、ビヤークネスモデル以外の多様な低気圧の発達様式が衛星画像から類型化できることを示す。これらの発達モデルは欧米で提唱されたものであるため、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る。

5. 総観規模の現象

なお、ここでは「発達期」や「最盛期」という言葉を用いる。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必ずしも一致しない。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とされる。また、前線描画についても衛星画像に主眼をおいた解析となっており、天気図とは必ずしも一致しない。

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」、「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、ビヤークネスモデルで説明できる。岡林（1982）はビ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、以下で通常型の事例を紹介する。

なお、岡林モデル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。

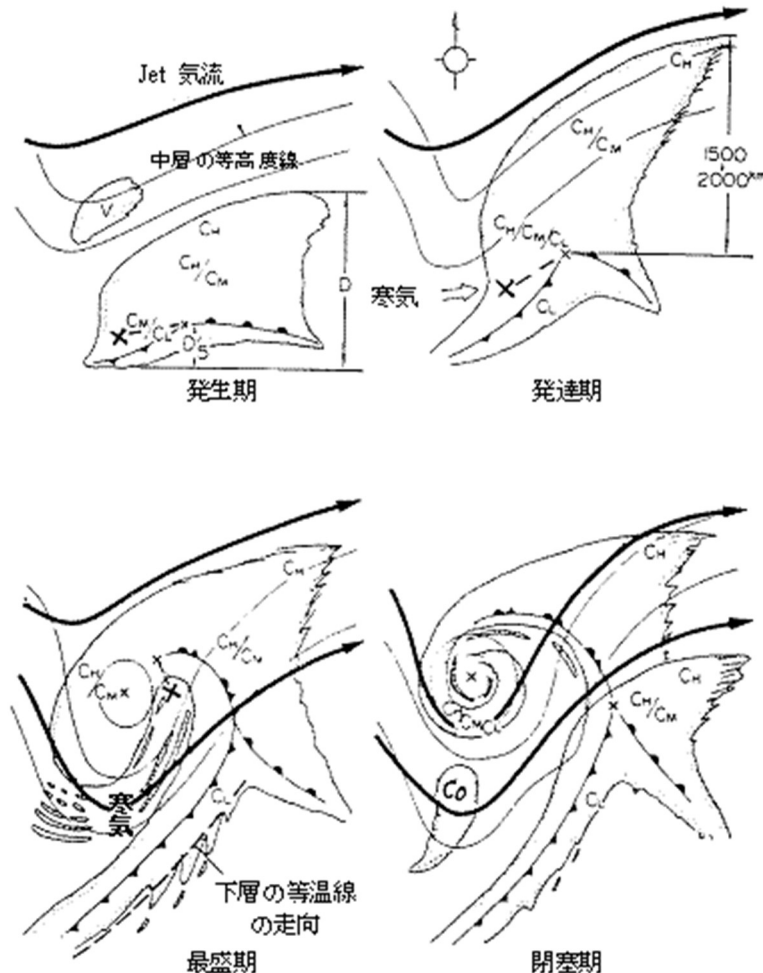


図 5-2-2 岡林（1982）の低気圧モデル図
 ×印は低気圧中心、×-×と示してあるのは、低気圧中心がこの範囲に入ることを意味し、
 Ch, Cm, Cl はそれぞれ上層雲、中層雲、下層雲を表す

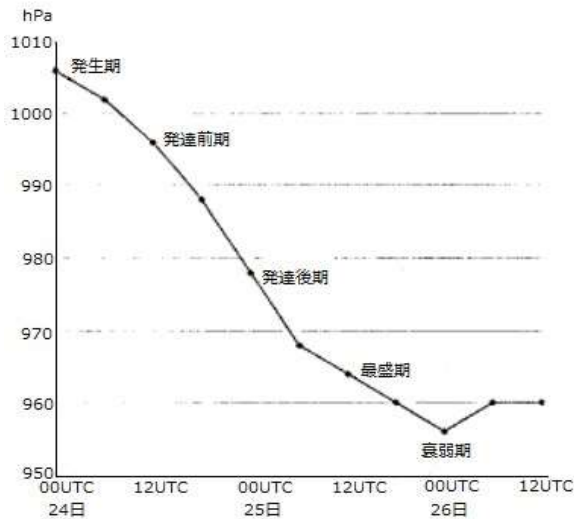


図 5-2-3 岡林モデルにおける低気圧の中心気圧の時間変化

① 発生期 (図 5-2-4)

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。東シナ海から日本海にかけて広がる「木の葉状」の雲域がそれに相当する。この形状は Warm conveyor belt (以下 WCB と呼ぶ) の暖湿な流れにより形成されるもので、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。この事例では低気圧と前線が解析されている。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である。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。

岡林モデル (発生期) では、低気圧に伴う雲域の北西に V と名付けられた上層雲主体の雲域が接近する。ここで示した事例では見えないが、この雲域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。

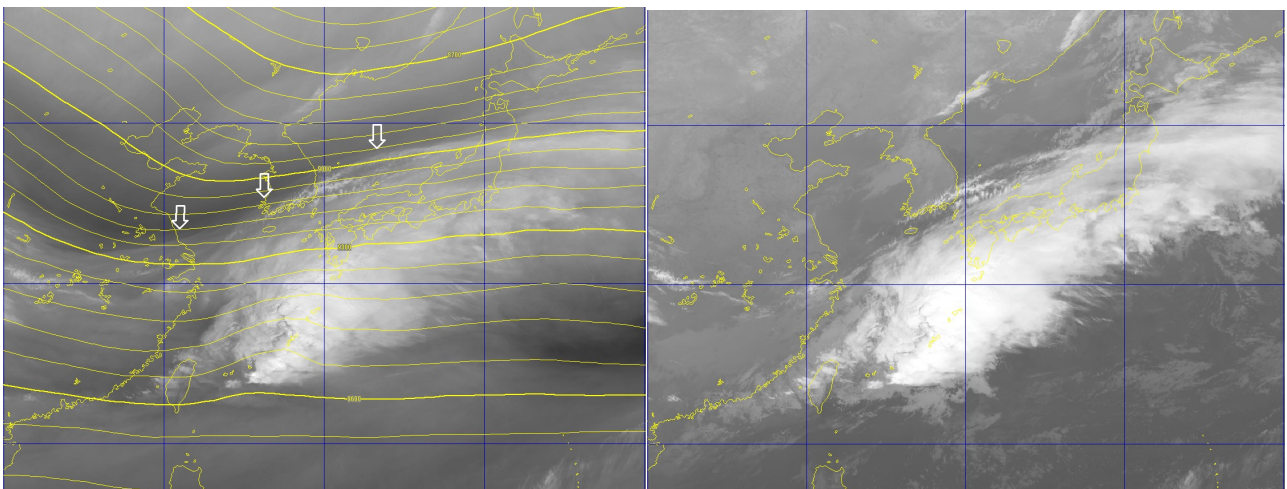


図 5-2-4 通常型、発生期 (2016年3月13日18UTC)
 左: 水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右: 赤外画像 (記号は本文参照)

② 発達前期 (図 5-2-5)

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、下層雲の南側に決められる。

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。

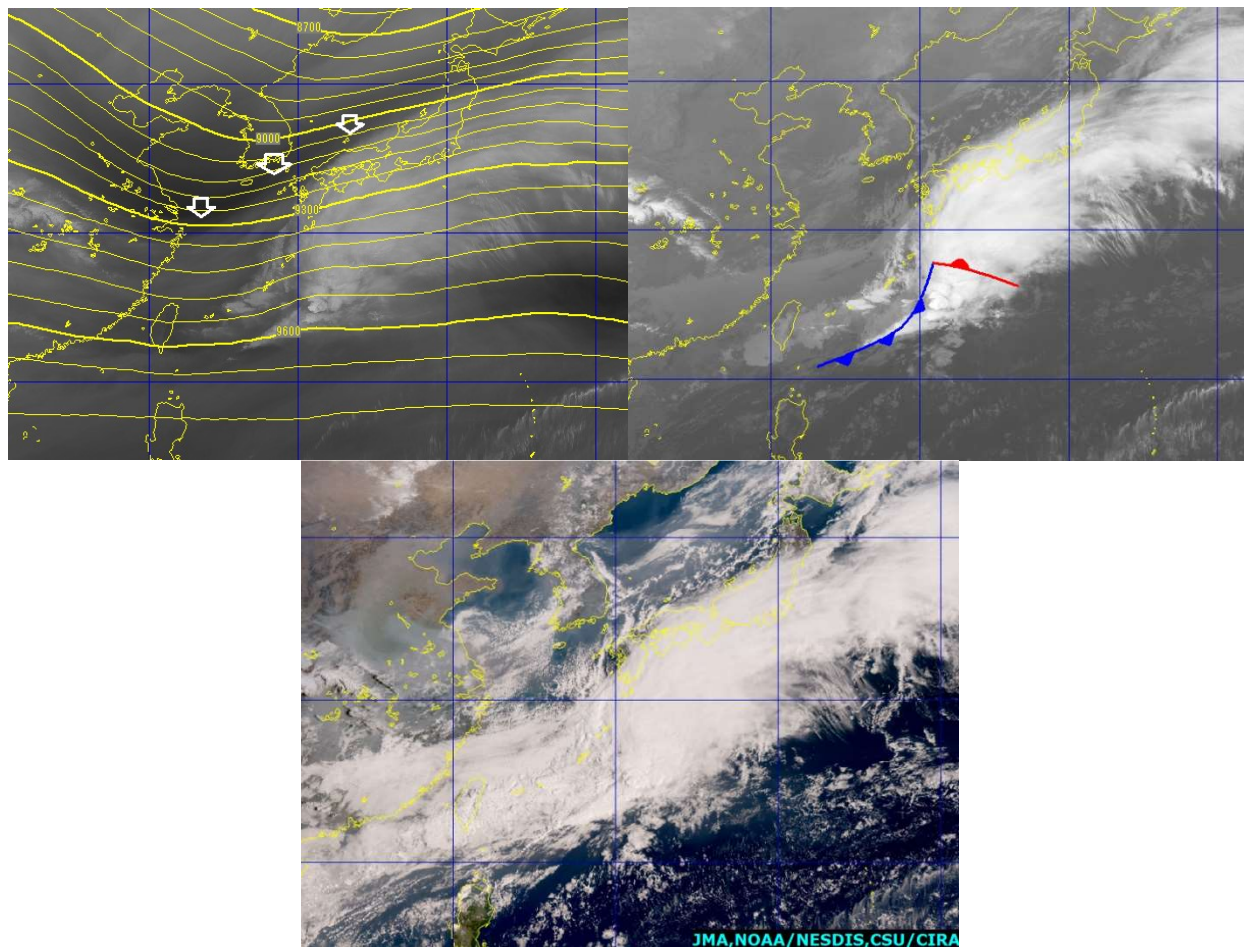


図 5-2-5 通常型、発達前期 (2016年3月14日00UTC)

上左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線 (矢印はバウンダリー)、上右：赤外画像、下：True Color 再現画像

③ 発達後期 (図 5-2-6)

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、「低気圧中心はこの段階においても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、この事例では低気圧中心が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) の位置に決定できる。また、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。

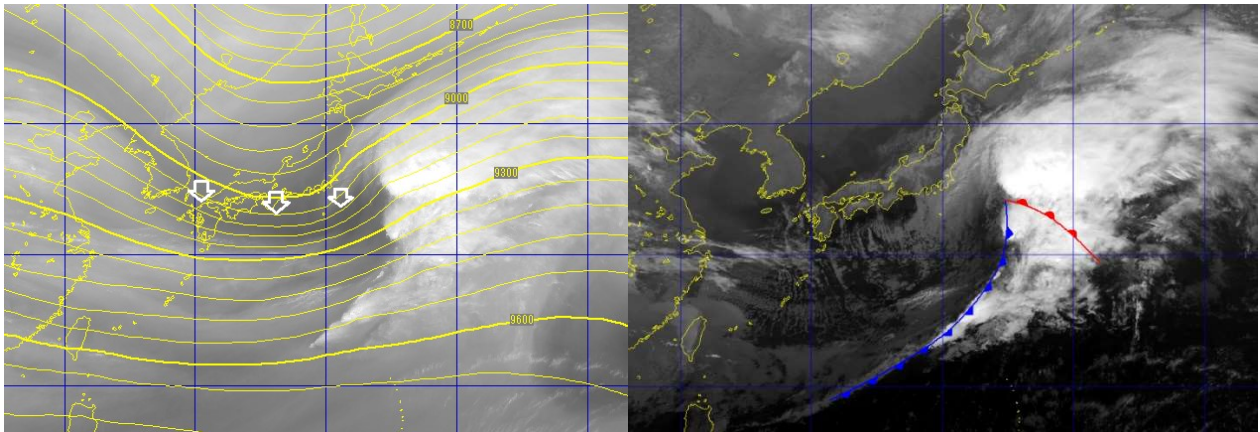


図 5-2-6 通常型、発達後期 (2016年3月14日18UTC)
左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線 (矢印はバウンダリー)、下：赤外画像

④ 最盛期 (図 5-2-7)

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ン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。低気圧後面は筋状の雲域が広がり、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。ドライスロットは、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様子が見える。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ドライイントルージョンが起きていることを示唆する。この例では、閉塞前線は雲頂高度の高い部分の西縁ではなく、その後方の下層雲域の西縁に解析できる。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。

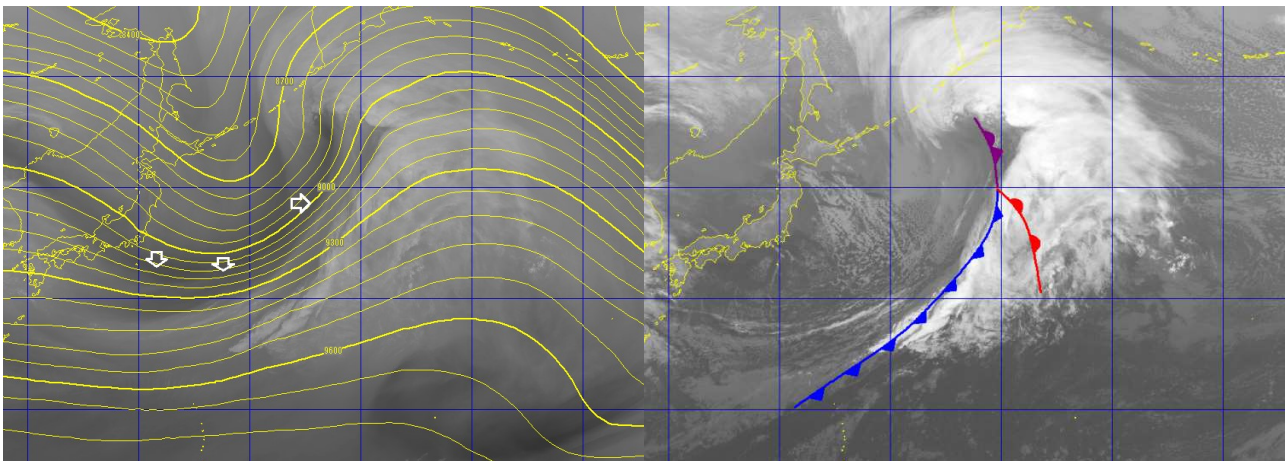


図 5-2-7 通常型、最盛期 (2016年3月15日12UTC)
左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線 (矢印はバウンダリー)、右：赤外画像

⑤ 衰弱期 (図 5-2-8)

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るとともに、雲頂高度が低下することで下層渦が現れる。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) が見られる (岡林モデルの Co の雲域に相当)。この後エンハンスド Cu からコンマ雲に発達すること

5. 総観規模の現象

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見られる。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ている。

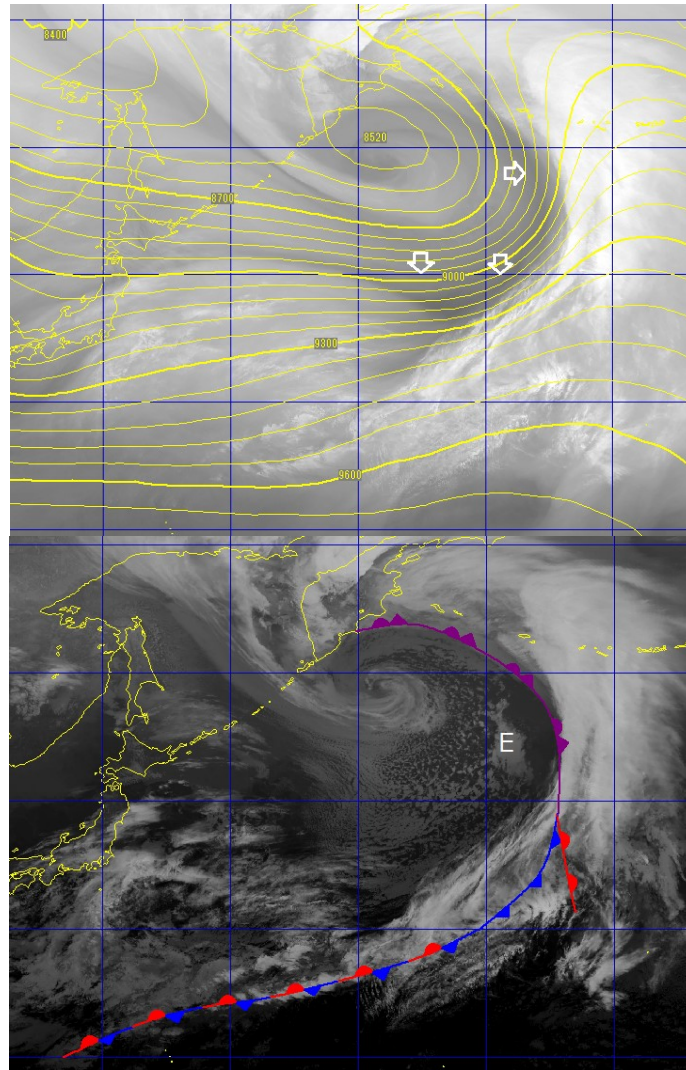


図 5-2-8 通常型、衰弱期 (2016年3月16日12UTC)
上：水蒸気画像と300hPa等高線(矢印はバウンダリー)、下：赤外画像(記号は本文参照)

雲域は全体として雲頂高度が下がり、雲縁もぼ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、多くの場合で衛星画像から見て衰弱が始まった直後からしばらくの間が低気圧の生涯の中で中心気圧が最も低い期間と対応することが多い。

5.2.2. コンマ型の発達

コンマ雲は、中緯度傾圧帯の極側で起きる現象で寒候期に多く見られる。コンマ雲に対応した低気圧はポーラーロー (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。この段階では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。

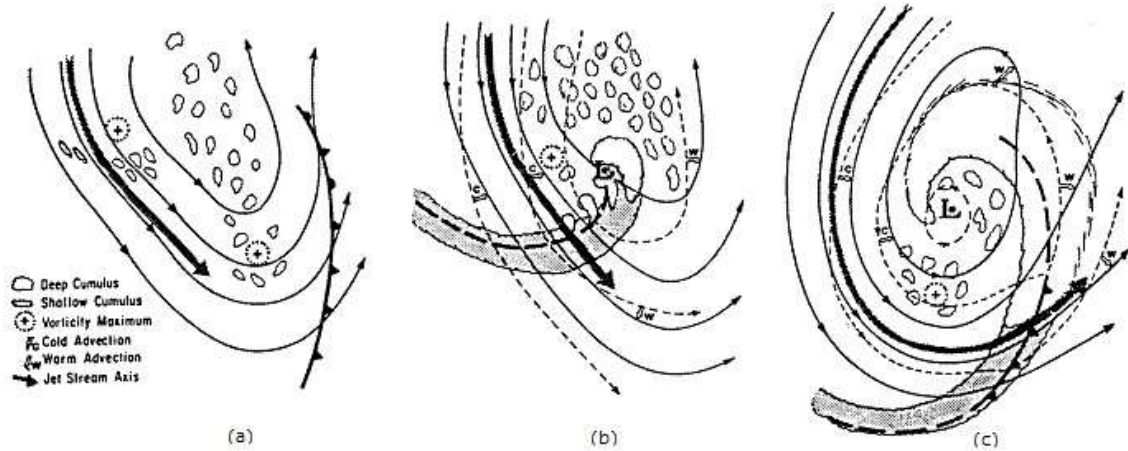


図 5-2-9 コンマ雲のモデル図 (Reed and Blier 1986)
 (a) 発生期、(b) 発達期、(c) 最盛期
 実線:500hPa 等高度線、破線:地上の等圧線

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 Cu から形成される。これは、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。

(1) 海上で発達するコンマ雲

① 発生期 (図 5-2-10)

ベーリング海には発達した低気圧に対応する雲域 (B) があり、低気圧の後面には、寒気移流に伴うセル状の対流雲が広がっている。オホーツク海やカムチャツカの南東海上では、強い寒気に対応するオープンセル構造をした活発なセル状対流雲が混在している。また、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、画像から分かるように発生期にはコンマ型をしていない。

5. 総観規模の現象

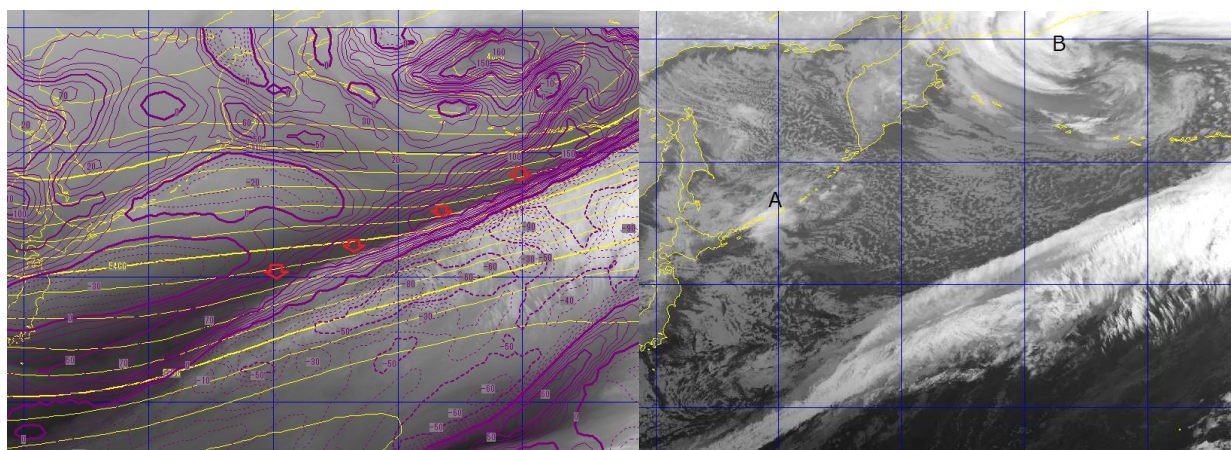


図 5-2-10 海上で発達するコンマ雲、発生期 (2015年12月18日12UTC)

左：水蒸気画像と 500hPa 等高度線・渦度 (実線：正、破線：負)、矢印はバウンダリー、右：赤外画像 (記号は本文参照)

この雲域はカムチャツカの東にあるコールドロー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域 (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、雲域 (A) を組織的な雲域と見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。

② 発達前期 (図 5-2-11)

雲域 A は雲密度を増し、雲頂高度は高くなっている。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ド Cu (E) があり、寒気コアの存在を表している。雲域 A はこの寒気コアの前面 (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している。雲域の前面で寒気が弱まり (あるいは暖気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 (1986) のモデルと整合している。

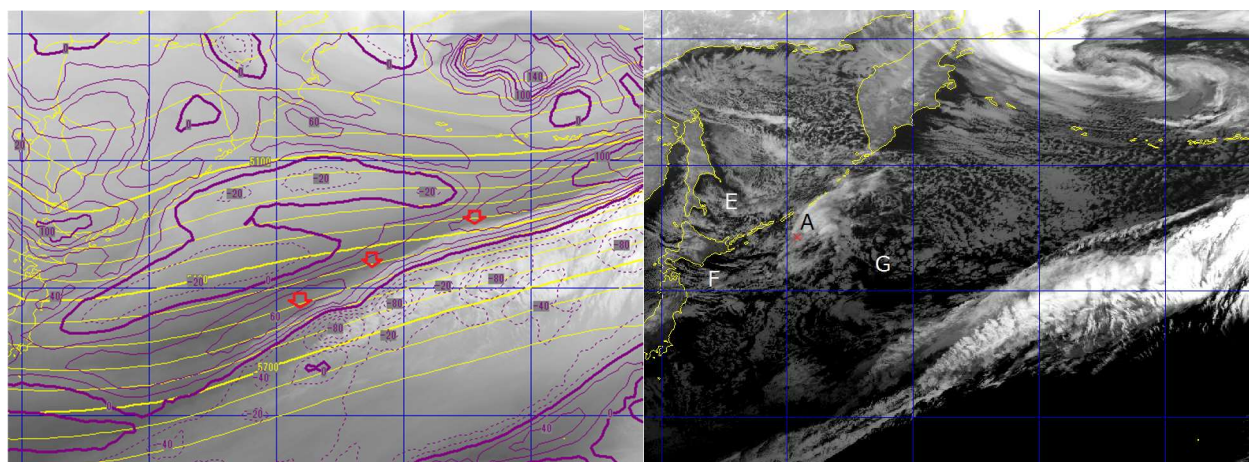


図 5-2-11 海上で発達するコンマ雲、発達前期 (2015年12月18日18UTC)

左：水蒸気画像と 500hPa 等高度線・渦度 (正は実線、負は破線で示す)、矢印はバウンダリー、
右：赤外画像 (記号は本文参照)

このことから雲域 A は、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、コンマの南端に低気圧を解析できる。

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。

③ 発達後期 (図 5-2-12)

雲域の北縁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 PVAmax に対応している。この段階でコンマの尾に相当する雲列が明瞭になってきている。

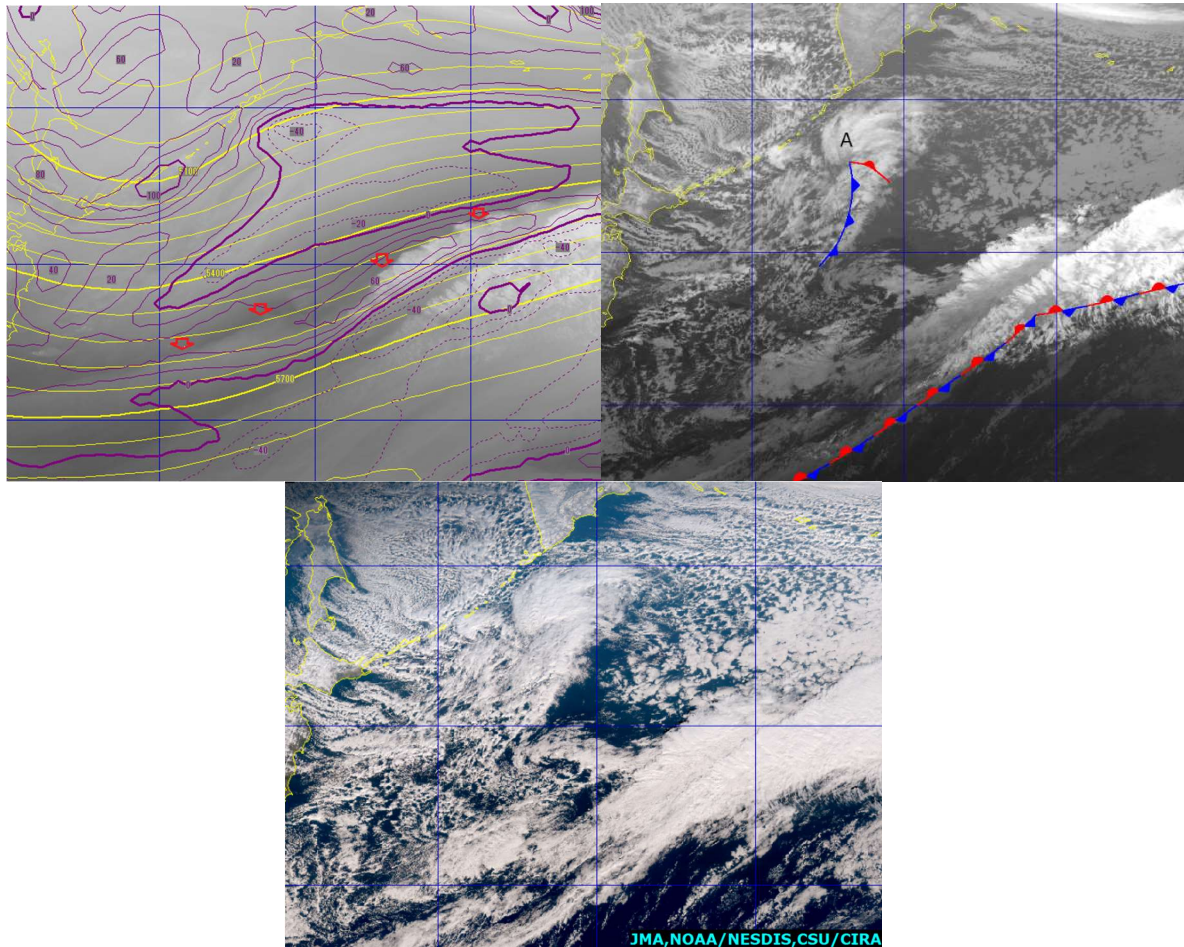


図 5-2-12 海上で発達するコンマ雲、発達後期 (2015 年 12 月 19 日 00UTC)
 左上：水蒸気画像と 500hPa 等高度線・渦度 (正は実線、負は破線で示す) 矢印はバウンダリー、
 右上：赤外画像 (記号は本文参照)、下：True Color 再現画像

④ 最盛期 (図 5-2-13)

ドライスロットが明瞭となり、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。コンマ雲の発達は、カムチャツカ半島付近の寒冷渦をまわるトラフの深まりに対応している。通常型の最盛期と異なり、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の南に位置している。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は短い、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。

5. 総観規模の現象

なおこの例では、北緯40度帯には停滞前線に対応した雲バンドが存在していた。コンマ雲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見なされる。

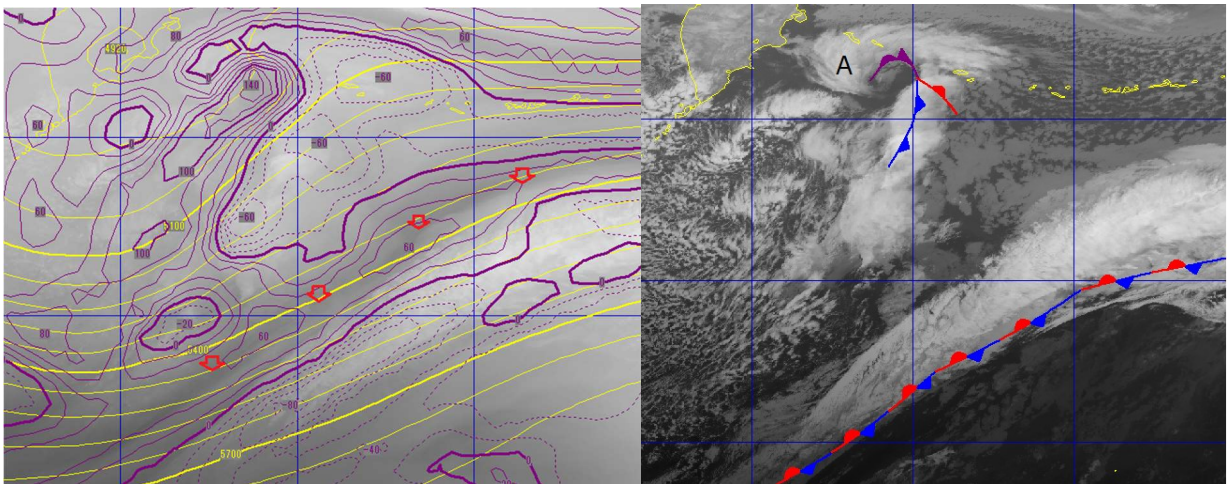


図 5-2-13 海上で発達するコンマ雲、最盛期 (2015年12月19日18UTC)

左：水蒸気画像と500hPa等高線・渦度（正は実線、負は破線で示す）、矢印はバウンダリー、
右：赤外画像（記号は本文参照）

(2) 日本付近で発達するコンマ雲

① 発生期 (図 5-2-14)

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 Cb 域として急速に発生する。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（この事例では、朝鮮半島北方から Cu 系の雲域として東進し、Cb を含む対流雲域 (B) が発生したのは、この時刻より3-4時間前の15UTC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。対流雲の量が多くなり組織的な雲域としての形態をとり始めている。なお、この時点で、(x) 付近に低気圧と前線が解析できる。

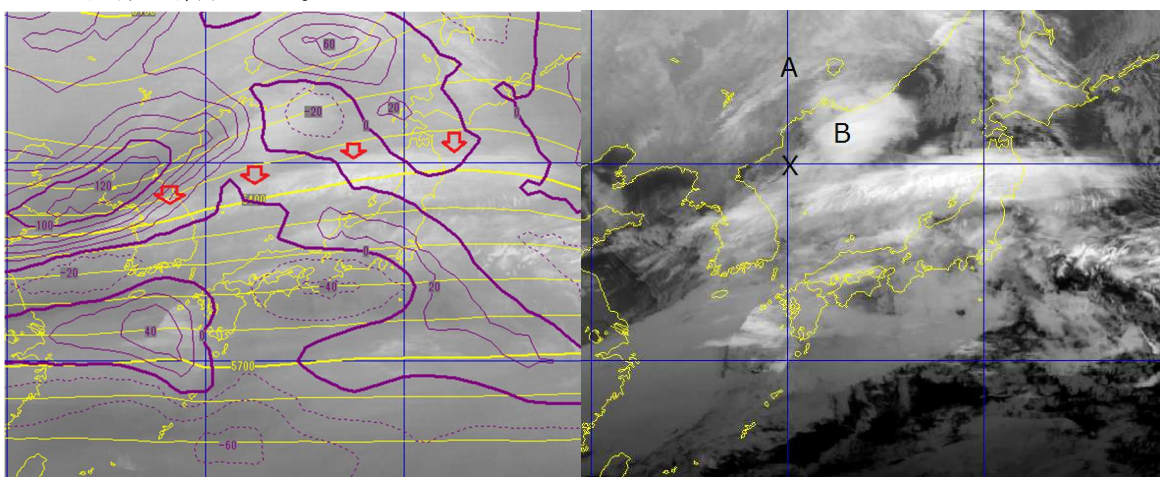


図 5-2-14 日本付近で発達するコンマ雲、発生期 (2014年12月15日18UTC)

左：水蒸気画像と500hPa等高線・渦度（正は実線、負は点線で示す）、矢印はバウンダリー、
右：赤外画像（記号は本文参照）

② 発達期 (図 5-2-15)

雲域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 のトラフの進行前面にあたり、引き続き PVAm_{max} に対応している。

先にも述べたように、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という特徴を持つ。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で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である。

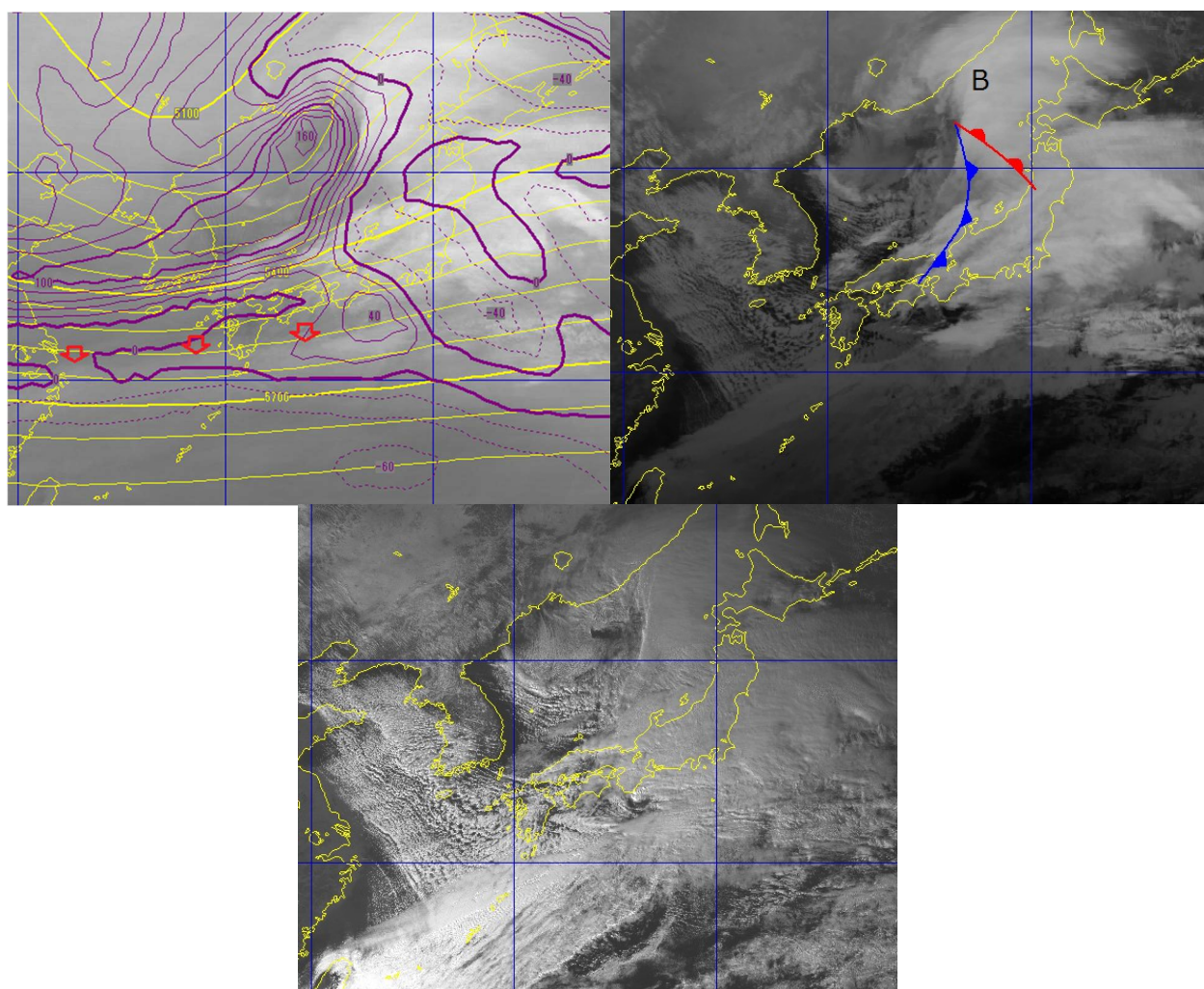


図 5-2-15 日本付近で発達するコンマ雲、発達期 (2014年 12月 16日 06UTC)
 左上：水蒸気画像と 500hPa 等高線・渦度 (正は実線、負は点線で示す)、矢印はバウンダリー、
 右上：赤外画像 (記号は本文参照)、下：可視画像

③ 最盛期 (図 5-2-16)

北海道の西海上にドライスロットが見られ、コンマの頭に当たる雲域では雲頂高度が上がり、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、低気圧後面の筋状の対流雲

域がさらに発達していることが分かる。この後の発達、日本の東などの海上におけるコンマ雲と同じである。

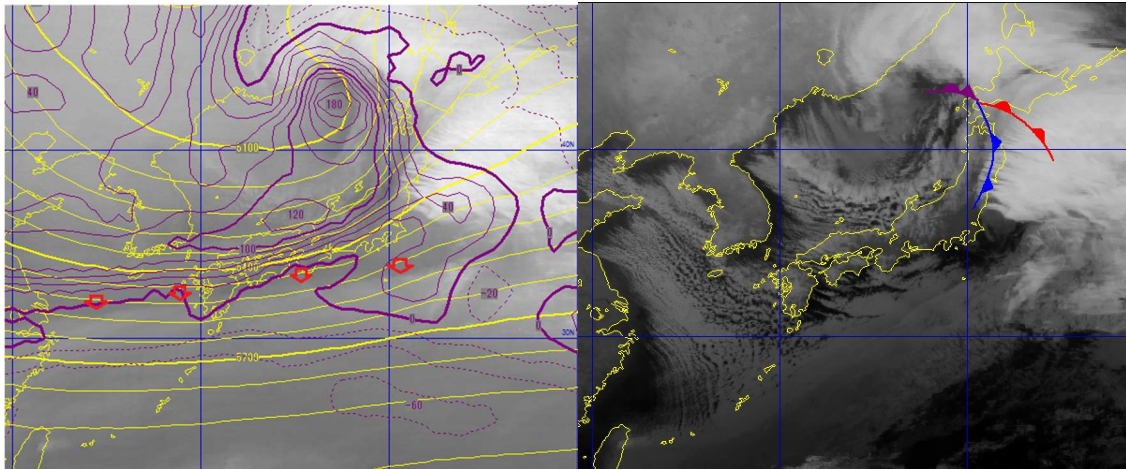


図 5-2-16 日本付近で発達するコンマ雲、最盛期 (2014年 12月 16日 12UTC)
左: 水蒸気画像と 500hPa 等高度線・渦度 (正は実線、負は点線で示す)、矢印はバウンダリー、右: 赤外画像

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の名称で呼ばれる。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 McGinngle、Young、Bader (1988) が提唱したモデル (MYB モデルと呼ぶ) がある (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。ここでは BH モデルおよび MYB モデルにあわせた解析を試みる。

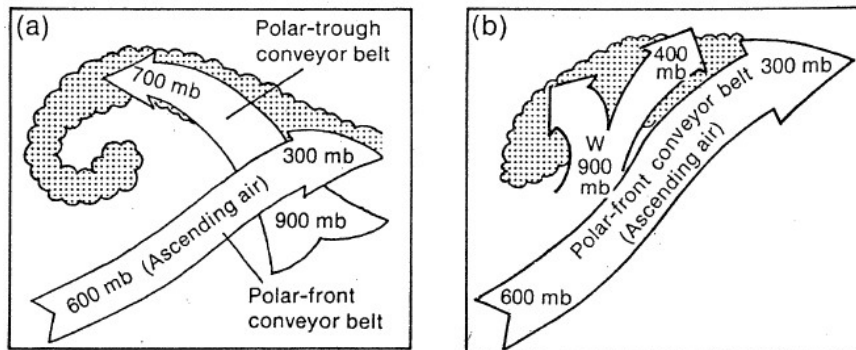


図 5-2-17 インスタントオクルージョンのモデル図 (北島 (1997) より)
(a) は BH (Browning-Hill) モデル、(b) は MYB (McGinngle-Young-Bader) モデル

(1) 発達しない場合 (BHモデル)

① 初期 (図 5-2-18)

コンマ型の雲域 (A) に対応した低気圧が日本の東にあり、東北東進している。一方、その南の北緯 30N 付近には南西-北東走向に、前線に対応した上・中層雲主体の雲バンド (D) がのびている。コンマ雲の接近によって、雲バンド北側のバルジがやや高気圧性曲率を帯びている。

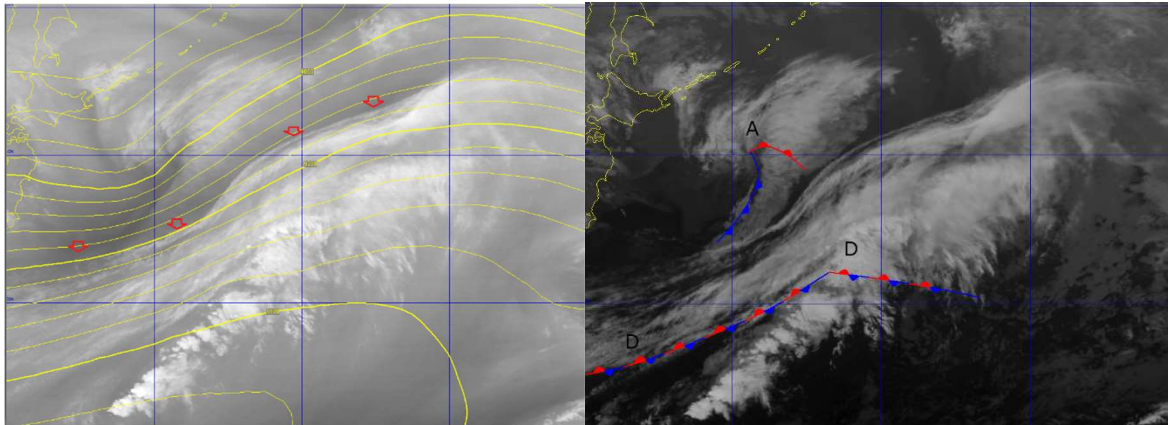


図 5-2-18 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 初期 (2011年4月25日18UTC)
左: 水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右: 赤外画像 (記号は本文参照)

② 閉塞開始期 (図 5-2-19)

コンマ雲 (A) と雲バンド (D) の距離が接近してきた。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見られる。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。但し雲バンドとコンマの尾と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見られ、閉塞パターンとは言えない。

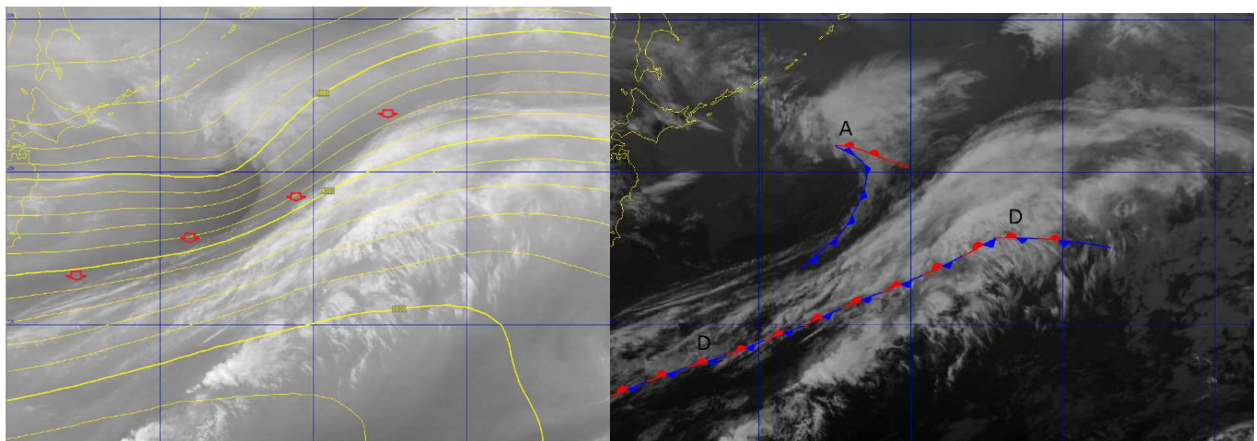


図 5-2-19 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 閉塞開始期 (2011年4月26日00UTC)
左: 水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右: 赤外画像 (記号は本文参照)

③ 閉塞完了期 (図 5-2-20)

雲バンド (D) につながるコンマ雲 (A) 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っているため、PTCB が形成されたとみられる。前線帯に対応する雲バンドは、コンマ雲の尾と接する部分で雲頂

5. 総観規模の現象

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ている。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。

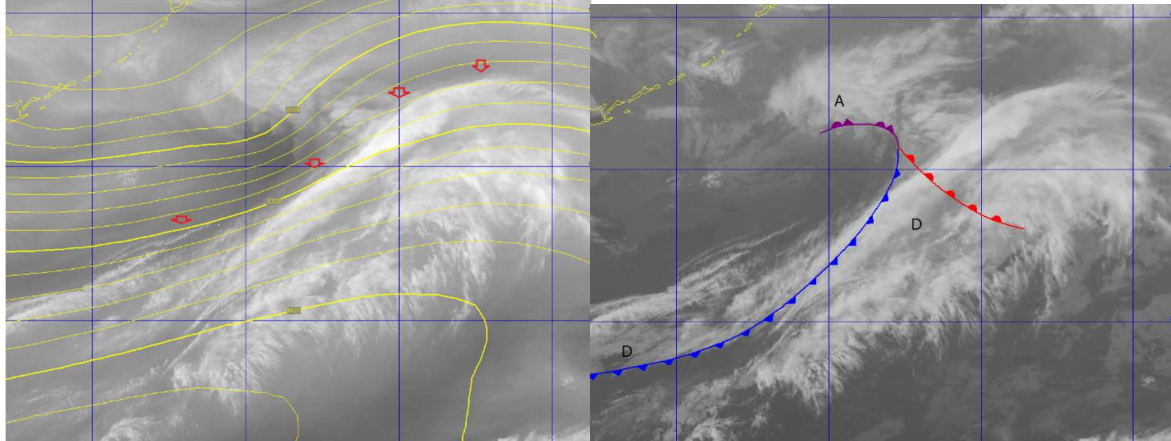


図 5-2-20 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 閉塞完了期
(2011年4月26日06UTC)

左：水蒸気画像と300hPa等高度線、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

④ 衰弱期 (図 5-2-21)

閉塞前線に対応する雲バンド (D) の雲頂高度が低下し、不明瞭になっていることから、閉塞パターンの雲域は衰弱傾向にある。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。閉塞点はバウンダリーとの対応が良く、位置の推定は容易である。BHモデルでは、次に示すMYBモデルと違って閉塞後に発達することは少なく、衰弱段階に入るのも早い。

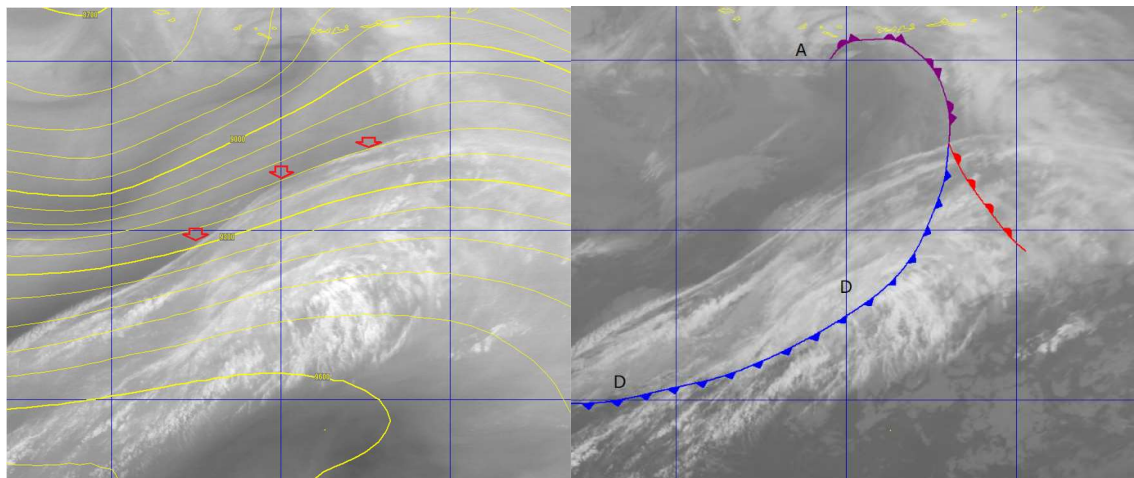


図 5-2-21 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 衰弱期
(2011年4月27日00UTC)

左：水蒸気画像と300hPa等高度線、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

(2) 発達する場合 (MYBモデル)

① 初期 (図 5-2-22)

前線性雲バンド (B-B) は、日本の南海上にあつて走向が西南西から東北東へのびている。コンマ雲 (N) (尾の部分は明瞭でない) は、北海道の東にあり雲頂高度が上昇しながら東北東進している。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 (×印)、雲バンドに対応

して前線がそれぞれ解析できる。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）、コンマ雲からみた暖域側での雲域（M）の発達に対応している。これが MYB モデルの特徴である。

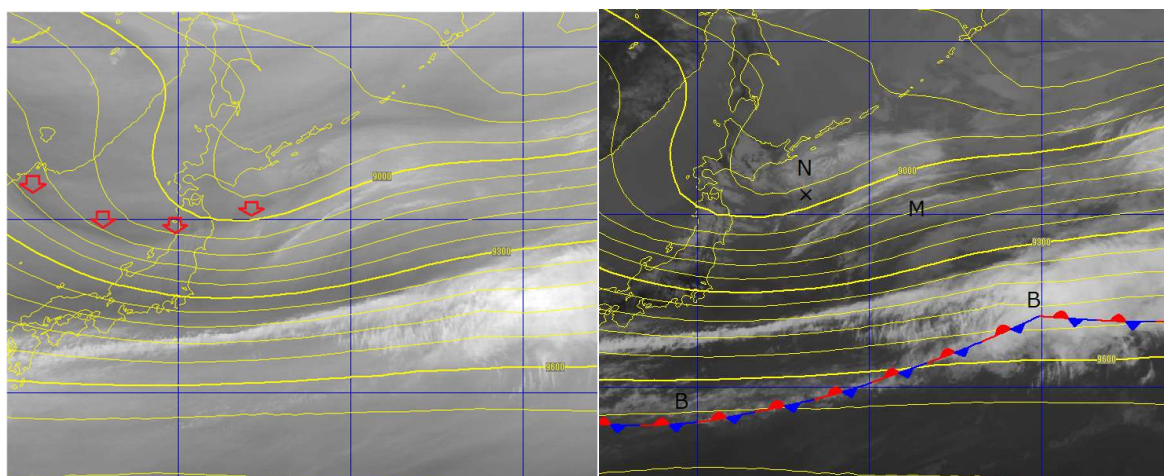


図 5-2-22 発達するインスタントオクルージョン（MYB モデル）初期（2015 年 5 月 10 日 06UTC）
左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

② 閉塞開始期（図 5-2-23）

コンマ雲 N と三陸沖の雲域 M が併合を始めている。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高くなり、発達していることがわかる。その南の前線性雲バンドも雲頂高度が高くなり、両者の雲域が接することで閉塞パターンに移行し始めている。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。コンマ雲と雲バンドは雲頂高度の高い雲では完全に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。

5. 総観規模の現象

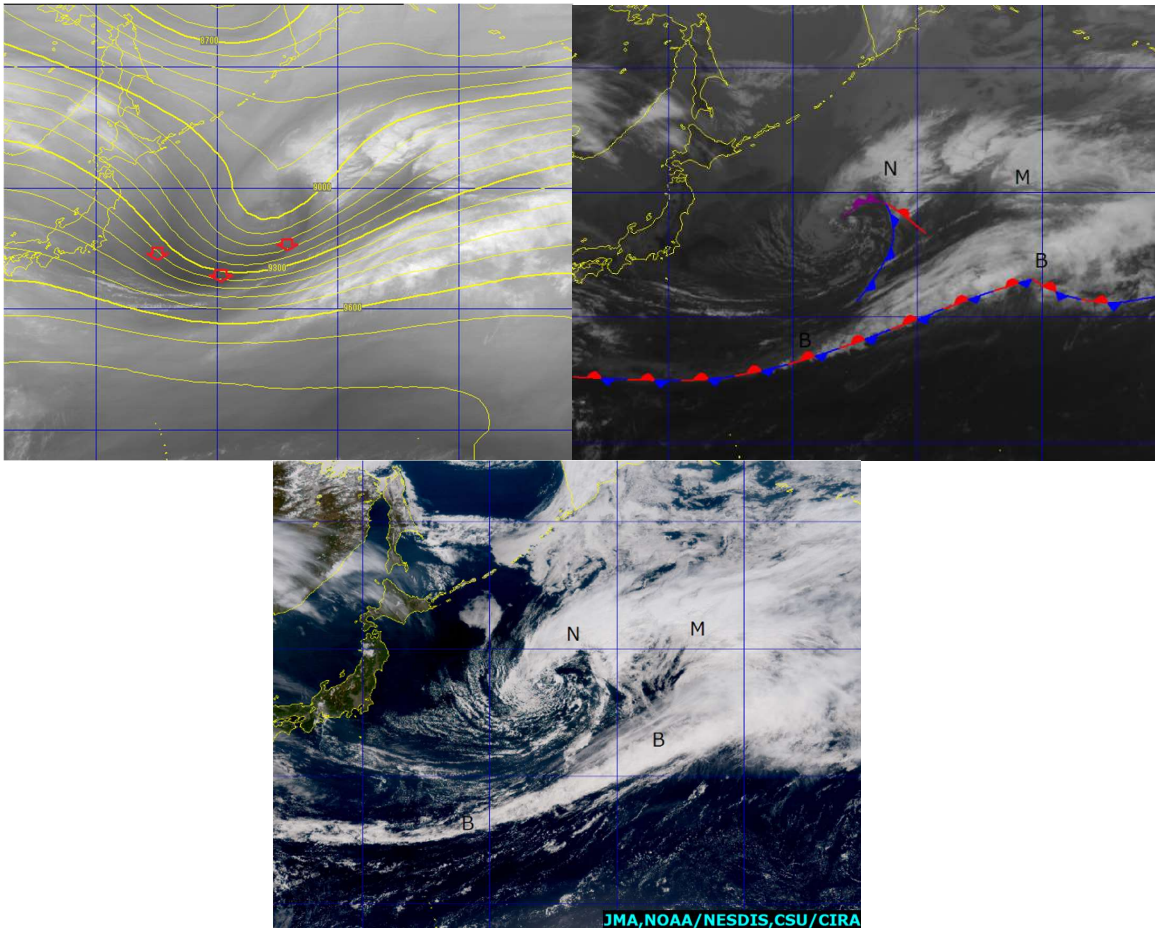


図 5-2-23 発達するインスタントオクルージョン (MYB モデル) 閉塞開始期 (2015年5月11日00UTC) 左上：水蒸気画像と300hPa等高度線 矢印はバウンダリー、右上：赤外画像、下：True Color 再現画像、記号は本文参照

② 閉塞完了期 (図 5-2-24)

前線帯の雲バンドの雲域では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) も見られ、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。

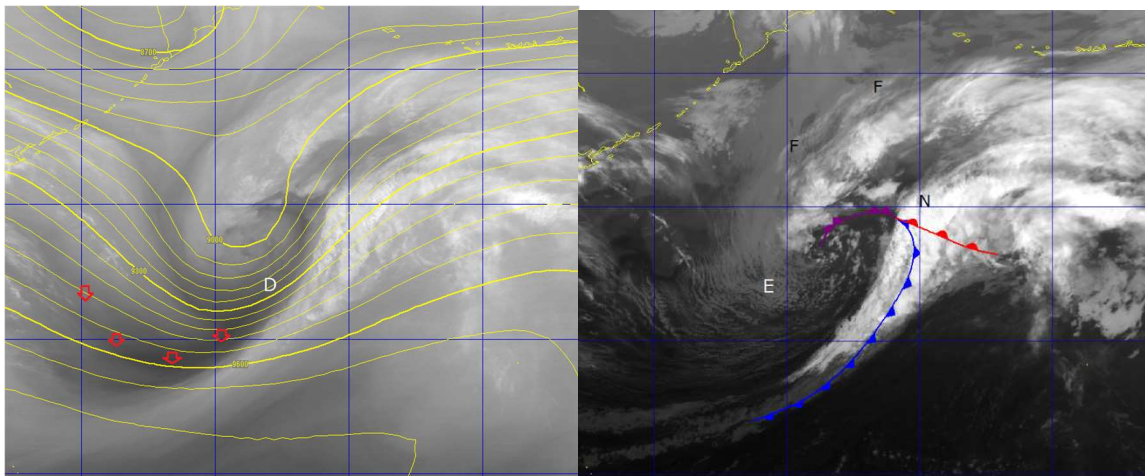


図 5-2-24 発達するインスタントオクルージョン (MYB モデル) 閉塞完了期 (2015年5月11日12UTC) 上：水蒸気画像と300hPa等高度線 矢印はバウンダリー、下：赤外画像、記号は本文参照

5.2.4 Tボーン型の発達

Shapiro and Keyser (1990) は、ビ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、「寒冷前線は温暖前線と接合しない (前線断裂 frontal fracture)」「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 (温暖核隔離 warm core seclusion)」「低気圧中心から温暖前線が後面 (西方) にのびる (後屈温暖前線 bent back warm front) 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 モデルに当てはまるとみられる Tボーン (T字型) の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) をしばしば見ることができる。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のびる温暖前線の構造に関しては様々な議論がある。また、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に関しては、衛星画像と温度場等を含む客観解析が一致する場合も多い。

SK モデルについては、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では必ずしも詳細を認識できないことから、適用限界を含め、どのように天気図解析に利用できるかの検討が必要であろう。

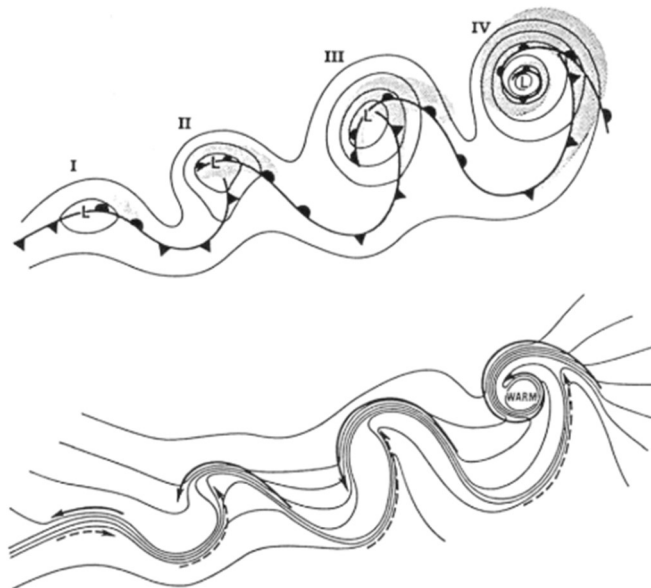


図 5-2-25 T ボーンモデル図 (Shapiro and Keyser (1990))

- 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 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 (図 5-2-26)

日本の東には、バルジを伴った雲域が東北東進している。通常型の発達前期と同じパターンや特徴を示している。

5. 総観規模の現象

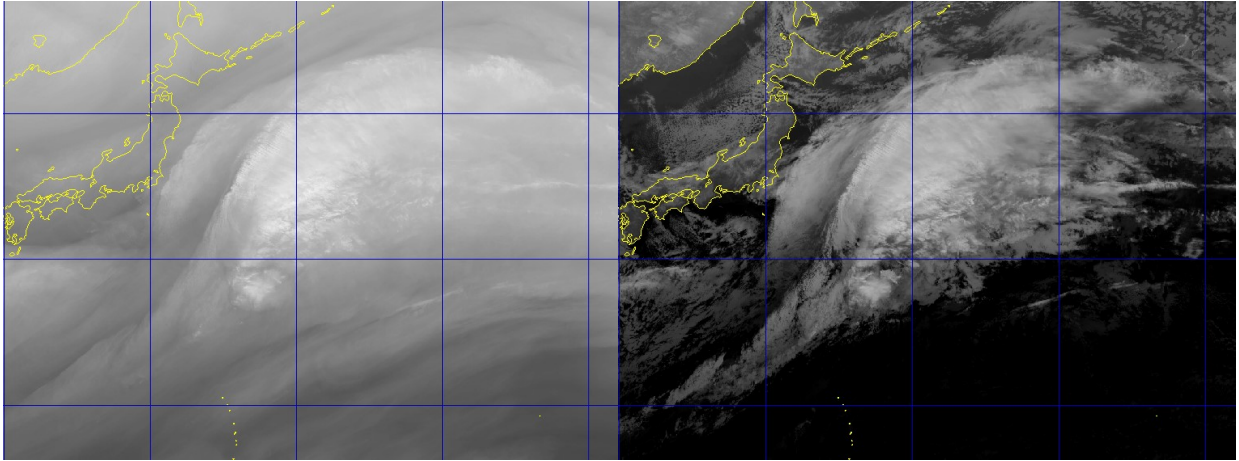


図 5-2-26 T ボーン型発達、初期 (2016年2月6日 18UTC)
左：水蒸気画像 右：赤外画像

② 前線断裂 (frontal fracture) (図 5-2-27)

日本の東を東北東に進んだ雲域は、通常型に比べて、東西にのびた形状となっている。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見えるが、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。

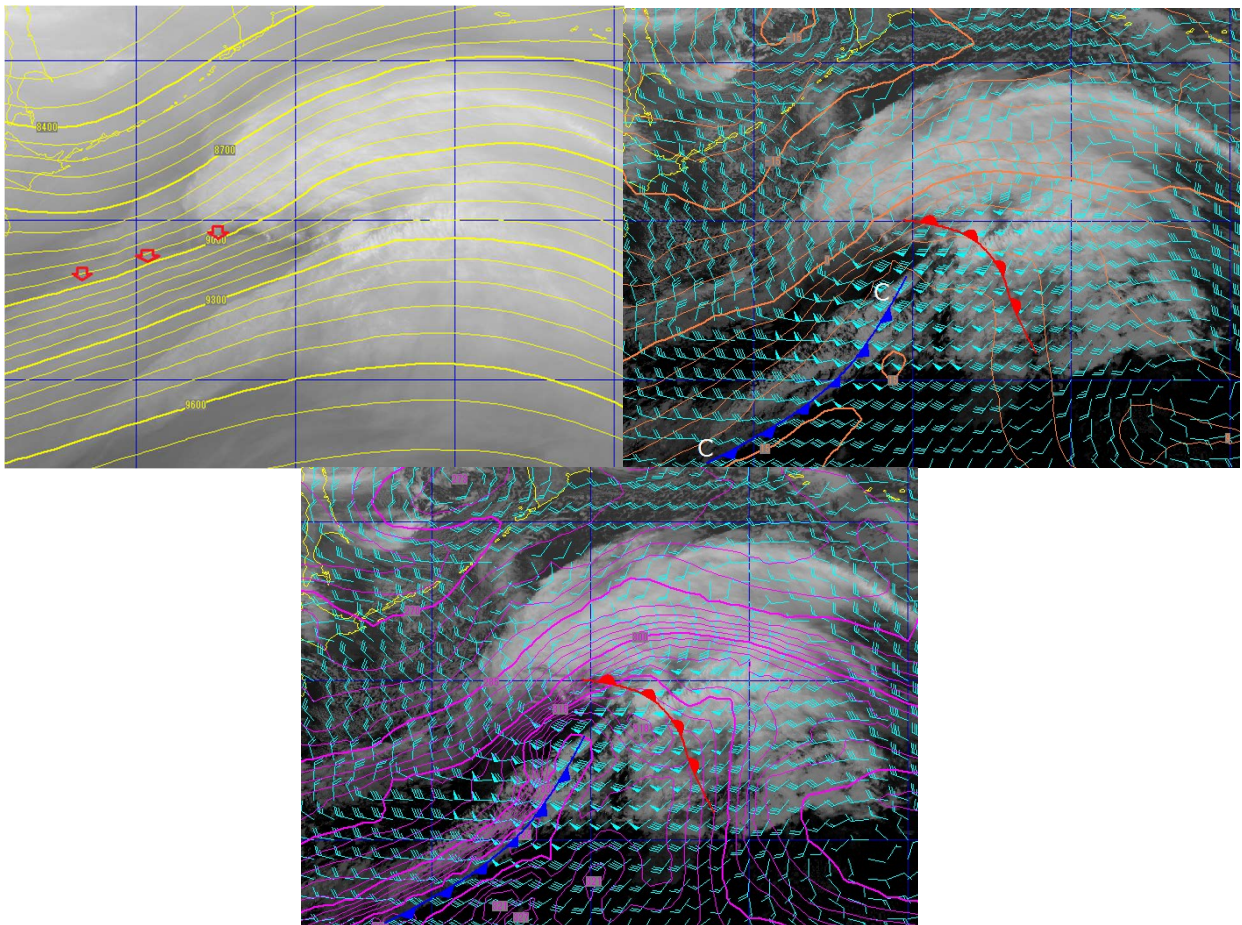


図 5-2-27 T ボーン型発達、前線断裂 (2016年2月7日 06UTC)
上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、中：赤外画像、850hPa 風・気温、

下：赤外画像、850hPa風・相当温位、記号は本文参照

地上の温暖前線は下層雲域の南縁に推定できる。寒冷前線に対応した対流雲を含む雲バンド（C-C）は、温暖前線に対応した東西にのびる雲域とほぼ直角に交わり南西方向にのびている。

客観解析による850hPaの温度や相当温位から、雲バンド（C-C）において寒気移流が強く寒冷前線構造が明瞭である。一方、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。

③ 後屈温暖前線（bent-back warm front）（図 5-2-28）

低気圧に伴う雲域は、千島の東に進んだ。温暖前線に対応する東西方向にのびた背の高い雲域（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のび、T字パターン形状が明瞭になってきた。

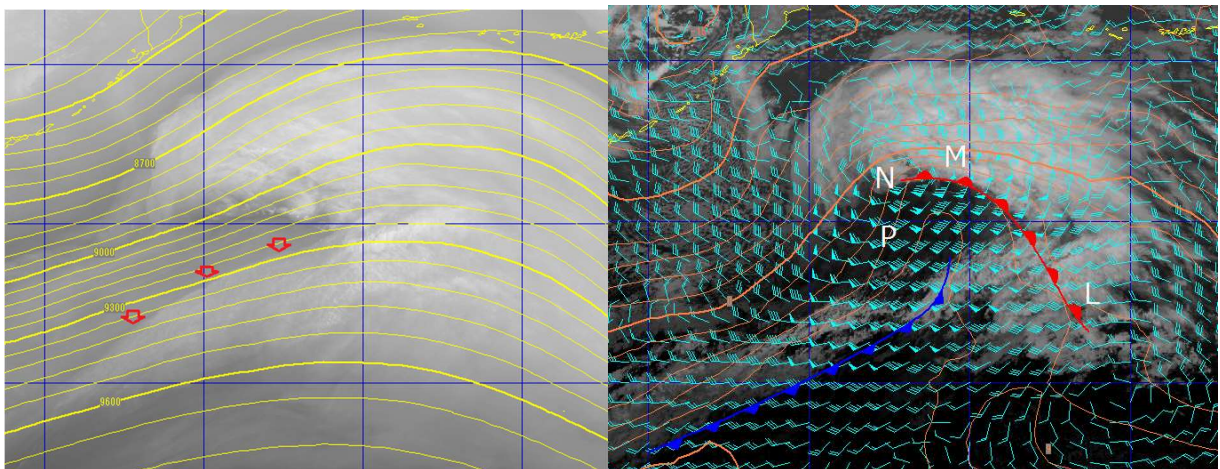


図 5-2-28 後屈温暖前線（2016年2月7日 12UTC）

上：水蒸気画像、300hPa等高度線、矢印はバウンダリー、下：赤外画像、850hPa風・気温（記号は本文参照）

L-M-Nの部分は客観解析による850hPaの温度や相当温位から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見られることから低気圧中心は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からさらに南にのびる下層雲域の東縁（N-P）にあたる。しかし、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のびており寒冷前線的な構造をしていると考えられる。またSKモデルでは、断裂した寒冷前線を延長した温暖前線と交わる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付近に下層渦がみられ、そこに低気圧中心が解析されることが多い。

④ 温暖核隔離（warm core seclusion）（図 5-2-29）

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、雲の形状からは閉塞に似た低気圧パターンを示している。雲域は今までと違って南北方向に広がりを見せ始め、温暖前線に対応する北側の雲バンドと南にの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。下層雲渦は低気圧中心（L）に対応している。

このパターンはSKモデルにおける「温暖核隔離」が進行しているとみなせる。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できる。850hPa天気図の等温線では明瞭な温暖核を解析できないが、相当温位から中心に暖気核を解析できる。また、850hPaの風の場合より中心から離れた所（C）

5. 総観規模の現象

で寒気移流が強く、中心付近に相対的に暖かい気塊（温暖核）が残りやすい。衛星画像では温暖核に対応した 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。

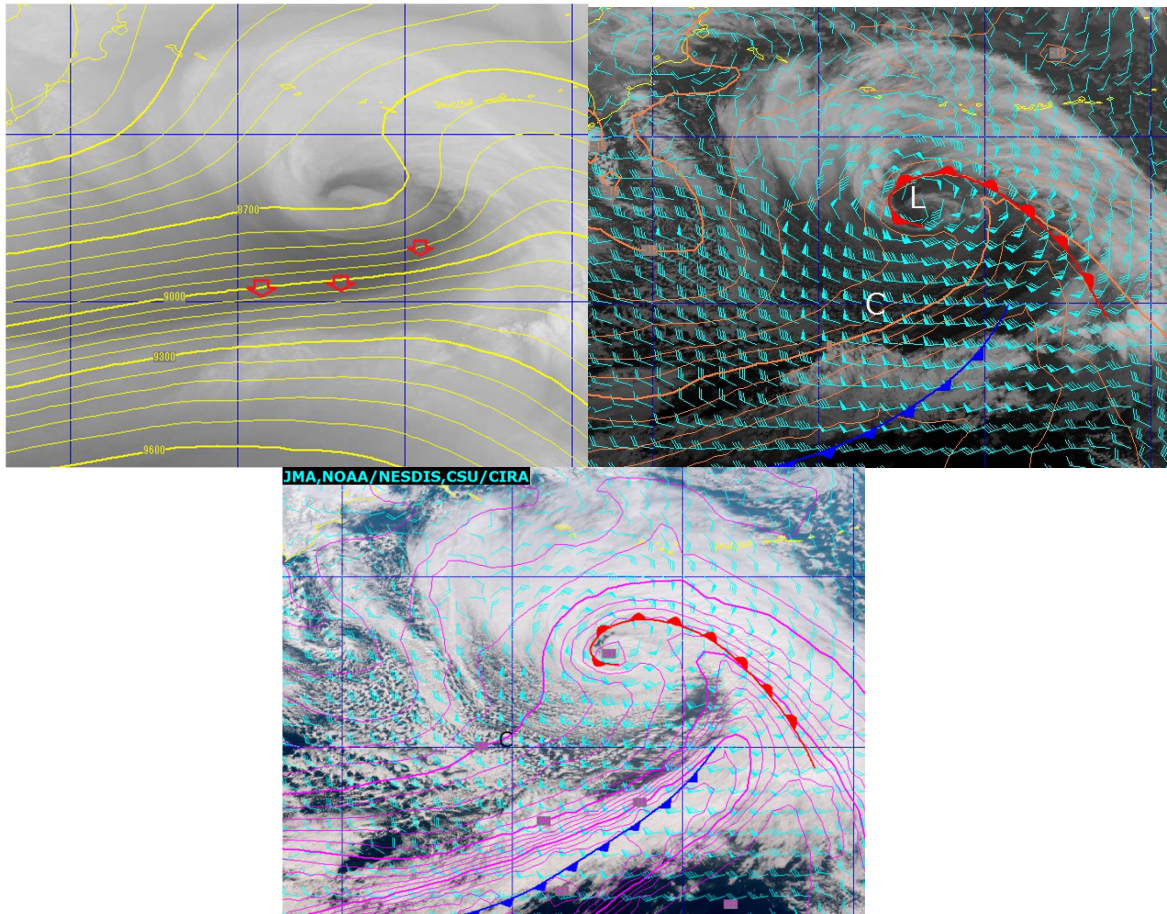


図 5-2-29 温暖核隔離 (2016年2月8日 00UTC)

左上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右上：赤外画像、850hPa 風・気温、
左下：True Color 再現画像、850hPa 風・相当温位、記号は本文参照

参考文献

- 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—温帯低気圧における雲と降水の構造. 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.
- 岡林俊雄(1982) : 気象衛星資料の利用 (II) ,測候時報, 49, 185-250.
- 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.
- 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.
- 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.

- Browning, K.A. (2004) : The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 375-399.
- Carlson, T.N. (1980) : Air Flow through midlatitude cyclone and the comma cloud pattern, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1498-1509.
- 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.
- Neiman (1993) : The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part II: Mesoscale Structure and Diagnostics. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2177-2199.
- 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 Palmn Memorial Volume*, C.W. Newton and E.O. Holopaine Eds. American Meteorological Society, 167-191.

5. 総観規模の現象