

日本海で閉塞した低気圧の構造と変化

北 畠 尚 子*

要 旨

日本付近の低気圧の、特に閉塞期の構造を検討するため、1994年4月12日から13日にかけて日本海で急発達した低気圧の解析を行った。この低気圧は、最初に大陸上で発生したときは前線に対して寒気側に位置していた。急発達期の初めには低気圧は前線上に位置し、Shapiro and Keyser (1990) の提案した概念モデルの frontal fracture・T ボーン構造を持っていた。さらに最盛期には低気圧は再び寒気内に進み、古典的溫暖型閉塞の構造になった。このように1つのシステムのライフサイクルの間に2つの低気圧モデルの構造が現れたのは、圏界面ジェット気流の変化と、それに伴う鉛直循環による dry intrusion の寄与が考えられる。さらに、低気圧の急発達は、下層の前線に着目した既存の低気圧モデルの段階とは必ずしも一致しなかった。これも圏界面擾乱の発達に伴う対流圏上層の暖気移流に関連していると考えられる。

1. はじめに

温帯低気圧に伴う前線の構造とその時間変化は、今世紀初めからノルウェー学派による古典的低気圧モデル (Bjerknes and Solberg, 1922) で説明されてきた。これに対して、Shapiro and Keyser (1990) (以後 SK) のモデルが提案され、既に広く引用されている。しかし日本においてはその扱いはさまざまで、「地表面の状態により二つのうちどちらかの発達過程が選択される」ように紹介されることもあり (例えば中村・高敷, 1997), あるいはこれらの差異の原因には触れずに両論併記しているものもある (例えば日本気象学会 (1998) の「前線」の項)。

これに対して欧米においてはその後も、低気圧の構造とライフサイクルに関して様々に議論されている。SK は古典的モデルに代わるものを提案したというよりも、むしろ低気圧の多様なライフサイクルの存在が注目されるきっかけになったと位置づけられる。例えば Evans *et al.* (1994) や Bader *et al.* (1995) は、

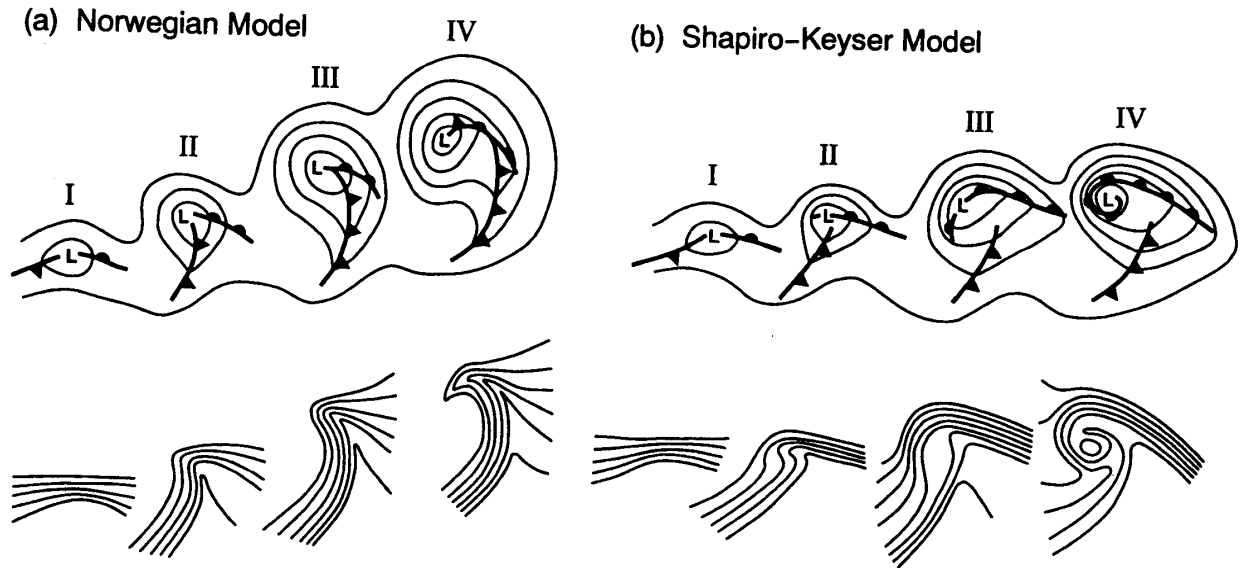
大規模場との関連で現実の低気圧のライフサイクルを分類しており、海陸分布や地形は考慮していない。

Schultz *et al.* (1998) は、2つのモデルを二次元の温位場のみで特徴づけ、個々の事例がどちらのモデルに対応するかは周囲の流れに影響されると仮定した。彼らがノルウェー学派モデル (第1図 a, 本稿では以後 N モデル) としたのは、水平温度傾度の大きい前線帯が南北に伸び、それに対応して顕著な寒冷前線と不明瞭な温暖前線が生じるものであり、閉塞前線は幅の狭いサーマルリッジで特徴づけられる。寒冷前線は閉塞点付近まで水平温度傾度が大きい。これに対して、彼らが SK モデルとしたもの (第1図 b) は前線帯が東西に伸び、顕著な温暖前線と比較的不明瞭な寒冷前線が生じる。特に寒冷前線に対応する温度傾度の集中帯が2か所に分かれる段階 (III) が frontal fracture (前線の切断または断裂) や T ボーン構造に相当する。2つの概念モデルの特徴をこのようにまとめた上で、Schultz *et al.* は background の流れと関連した下層温度場の変形を数値実験で調べた。それによると、分流 (ジェットストリークの出口) の場合は南北に伸びる前線帯と幅の狭くなる暖域という、どちらかと言えば N モデルの特徴が見られ、また合流 (ジェットスト

* 気象大学校 (現：気象研究所台風研究部)。

—1998年12月25日受領—

—2000年2月7日受理—



第1図 (a) Bjerknes and Solberg (1922) による古典的 (ノルウェー学派) 低気圧モデルと, (b) Shapiro and Keyser (1990) による低気圧モデルを, 対流圏下層の温位分布の観点から対比したもの (Schultz *et al.*, 1998). 上は対流圏下層 (例えば850 hPa) のジオポテンシャル高度と前線, 下は対流圏下層の温位.

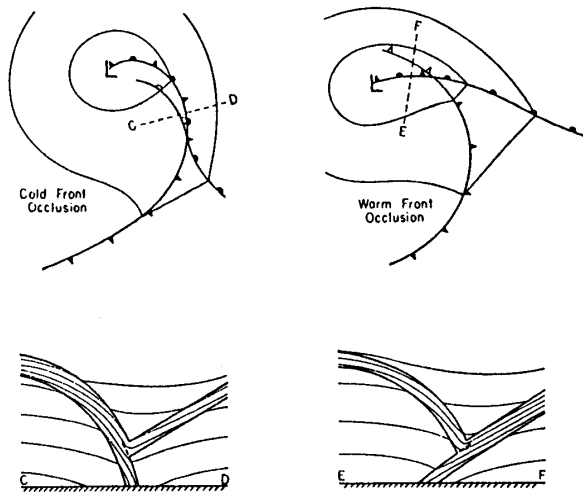
リークの入り口) の場合は東西に伸びて低気圧近傍では南北に分かれる前線帯という, どちらかといえば SK モデルの特徴が見られた. このことが, ストームトラックの始点である北米大陸東岸では SK モデルの特徴を持った低気圧が, また高緯度でストームトラックの終点であるヨーロッパやカナダでは N モデルの特徴を持った低気圧が観測されることと関係すると考えられる.

Shapiro *et al.* (1999) は, 圏界面ジェット気流が1本の場合 (single jet) と, 高度の異なる2本の場合 (dual jet) のシミュレーション結果を示した. single jet の場合は, 初めは SK モデルの特徴の frontal fracture と T ボーン構造が現れ, その後は暖域が狭くなる N モデルの特徴が現れた. dual jet の場合は, 最初から閉塞点の明瞭な N モデルのパターンとなった. しかし2本のジェット気流が合流 (正確には高度の異なるジェット気流が上下に位置) したときには, SK モデルのパターンとなった.

これらは二次元の (乾燥) 温位場の変形だけで低気圧モデルを特徴づけていたが, 古典的低気圧モデルは本来, 前線及び気団の三次元構造から鉛直運動と雲・降水分布を説明しようとしていたものである. この点に注意して本稿では, Schultz *et al.* (1998) の示した二次元パターンとしての「N モデル」(第1図 a) と, 三次元構造としての「古典的低気圧モデル」とを区別

している (中村・高薮 (1997) が N モデルとしているのは後者であり, 定義が異なるので注意). さて, 気団の観点から鉛直断面の解析を行う場合には物理量としては湿潤空気の保存量である相当温位 θ_e または湿球温位 θ_w が用いられることが多い. それにより Browning and Roberts (1994) と Browning *et al.* (1997) は, SK の frontal fracture について, 三次元構造としては古典的閉塞として誤解析されやすいスプリットフロント (Browning and Monk, 1982) であることを示した (例えば Browning, 1997, Fig. 4参照). SK はこの段階 (第1図 b の II・III) を古典的低気圧モデルの閉塞と比較しているが, スプリットフロントなら古典的低気圧モデルの観点では閉塞していないので, 比較が必ずしも適当でない可能性もある. また, frontal fracture に後面の沈降が寄与しているのなら, SK が「背の低いベントバック前線」としている下層の安定層は実は沈降性逆転層を見ていた可能性が生じる.

三次元の気団分布の考え方においては古典的閉塞は寒冷型 (第2図左) と温暖型 (第2図右) の2種類が存在するとされていた (日本気象学会, 1998, 「閉塞前線」の項も参照). それらに対応するとされていた地上前線の分布は, 実はそれぞれ第1図 a, b の二次元の温位分布と非常に良く類似している. 以上の点で, 古典的低気圧モデルには SK モデルのパターンさえも (必ずしも正確ではなかったが) 含まれていたと言える.



第2図 上：地上天気図における、古典的寒冷型閉塞（左）と古典的温暖型閉塞（右）の表現(Saucier, 1955). 下：それぞれ上のC-D, E-Fに沿った鉛直断面の温位（細実線）と前線層のboundary（太実線）.

Schultz and Mass (1993) は北米大陸上の低気圧に第2図のモデルを当てはめ、温位の水平分布からは寒冷型閉塞（第2図左上）と推測される低気圧で、三次元的には実際には温暖型（第2図右下）となっていた事例を示した。このことについて彼らは下層の前線とは別のシステムである上空の寒冷前線の寄与を指摘している。また彼らは海上のものも含めて過去に報告された閉塞の事例のうち実際に寒冷型であったものはほとんどないと述べている。

ただし、現実の地上閉塞前線は、第2図の断面のような前線に沿った地上の水平温位傾度よりも、むしろ第1図のようなサーマルリッジと、それに関する地上の気圧の谷で特徴づけられる。このようなサーマルリッジに着目していたのはカナダのGodson (1951) や Penner (1955) で、Penner はそれを“trowal” (trough of warm air aloft) と名付けていた。

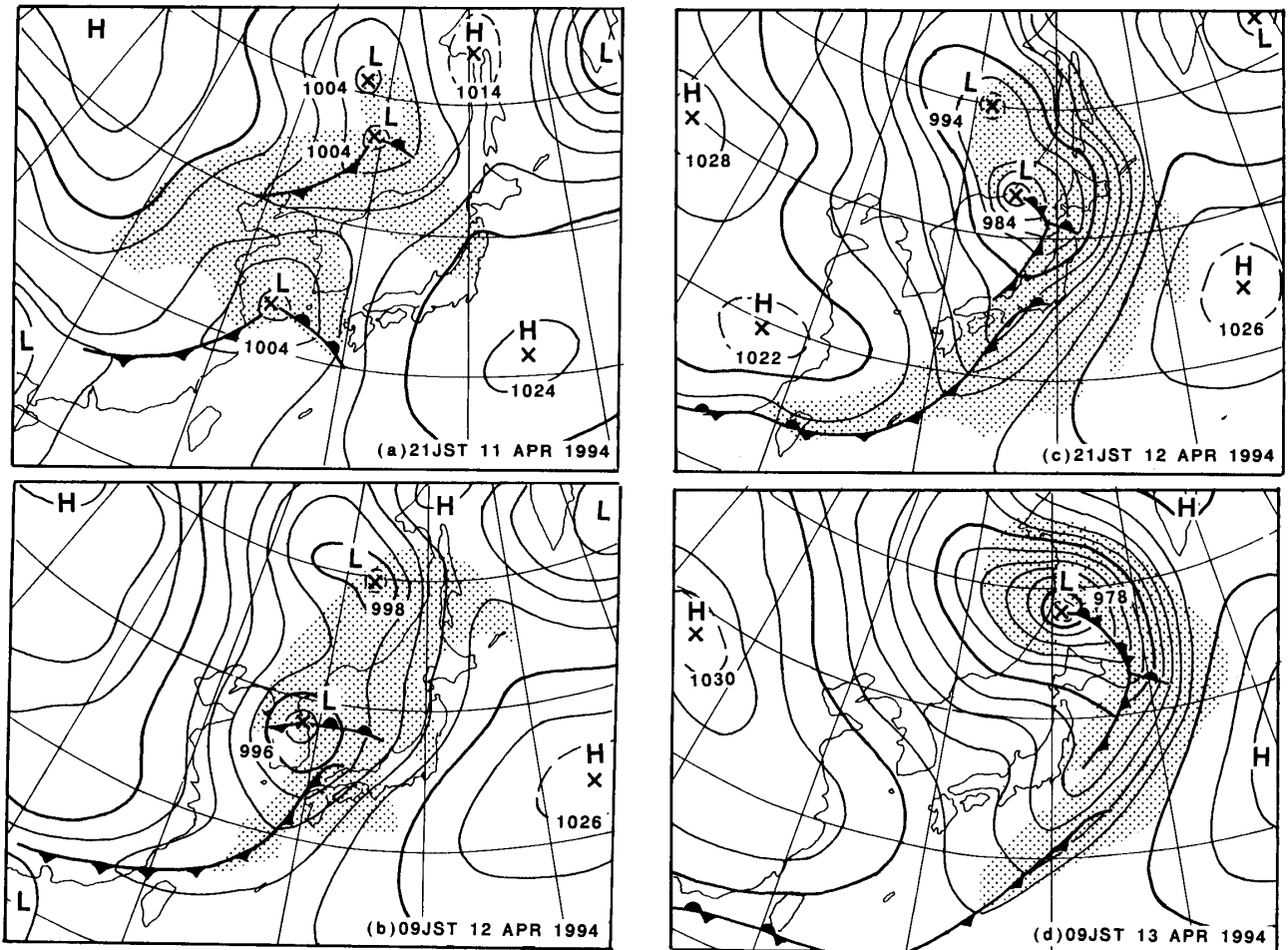
Martin (1998a) は北米大陸上の低気圧の事例で、はじめ下層でベントバック寒冷前線を持っていて、その後は上空から古典的温暖型閉塞の構造に変化したものを示した。その初期のベントバック寒冷前線は θ_0 で示すと背が高く、またその前面には中層で低 θ_0 空気が存在していて (Fig. 5), スプリットフロントの構造であったことを示唆している。さらに Martin (1998b; 1999) は trowal に沿った上昇と降水を強調し、それを“rotational frontogenesis”によって説明した。これに

より、SK モデルを採用して「閉塞前線ではなく温暖前線なので強い上昇運動が生じる」と説明する必要はなくなる。

ところで、構造変化というよりも中心気圧低下という意味での低気圧の発達に関しては、古典的低気圧モデルにしても SK モデルにしても、地上の前線の形(分布) と関連づけられていた。この考え方には、下層の水平温度移流で気圧分布の変化を説明することに利点がある。しかし、構造の変化と中心気圧の低下は本来、必ずしも一対一で対応するものではないはずである。気圧の低下は、上空の空気の総質量、すなわち平均密度の現象を表し、対流圏下層だけでなく上空の気温も寄与する。実際、Hirschberg and Frisch (1991a, b) は、力学的圏界面の高度変化による圏界面付近の気温の変化が、それより下の500 hPa 面の等圧面高度を変化させ、さらには地上気圧の変化に反映されることを示している。圏界面の下降に伴う対流圏上部の暖気移流も地上低気圧の発達に寄与することは、Boyle and Bosart (1981) が示している。一方、水平温度移流に関係の深い現象として、地表面の影響を強く受けた下層の前線と、圏界面ジェット気流に伴う対流圏中上層の前線は、基本的には独立した現象である (例えば Keyser and Shapiro, 1986)。このため、地上気圧の低下として現れる対流圏全層にわたる傾圧性擾乱の発達には下層擾乱(下層前線)と圏界面擾乱(トラフ・ジェットストリーク・それらに伴う中上層の前線)との結合が関係する (例えば Lackmann *et al.*, 1997)。圏界面擾乱は一般に、成層圏起源の高渦位空気の対流圏への下降で表現されるが、上述の Hirschberg and Frisch はそれを沈降昇温で表現したものである。地上低気圧の発達が対流圏下層だけで生じるものではないならば、気圧低下と下層前線の変化とは必ずしも対応しないことが考えられる。

日本付近の低気圧については、北畠・三井 (1998b) が晩秋に日本海で急発達した低気圧の構造について行った解析では、「閉塞した低気圧」に特徴的とされる雲分布を持つ最盛期の低気圧について、地上では前線は閉塞しておらず、寒冷前線の fracture も生じていないことが示された。地上低気圧に伴う下層の前線の上空には対流圏上層の前線・暖気移流域が位置していた。

高野 (1999) は、日本の南を通過した低気圧の事例解析で SK モデルに類似した構造を持っていたとしている。ただしこれは時間変化を示しておらず、また対流圏下層の状態のみを示していて大規模場との関連は



第3図 1994年4月11日～13日の地上天気図。気象庁印刷天気図をもとに、前線の位置は本文の議論をふまえて再解析した。点彩域は組織的な雲域 (Monthly Report of Meteorological Satellite Center による)。(a) 11日21時, (b) 12日09時, (c) 12日21時, (d) 13日09時。

不明である。また、鈴木 (1999) は日本付近の低気圧について、伝統的な地域分類 (日本海低気圧, 南岸低気圧, 二つ玉低気圧) を行っている。このような分類には、大規模地形により励起される大規模流, 及び海陸分布との関連に読み替えられる可能性もあるが, 改善の余地はあるように思われる。日本付近の低気圧にもさまざまなパターンがありそうだが, 日本付近の低気圧については, 低気圧のライフサイクル全般について圏界面付近まで含めた事例解析は非常に少なく, 一般論として記述するにはさらに調査が必要である。

ここでは, 春に日本海で急発達した低気圧の構造について, 事例解析を行い, 過去の事例や概念モデルと比較検討する。第2章では下層の前線構造と関連して発生時からの変化を, また第3章では圏界面擾乱に関して対流圏上層の主に300 hPa面について述べる。使用したデータは気象庁印刷天気図に掲載されている高層気象観測データ, 及び気象官署の地上気象観測日原

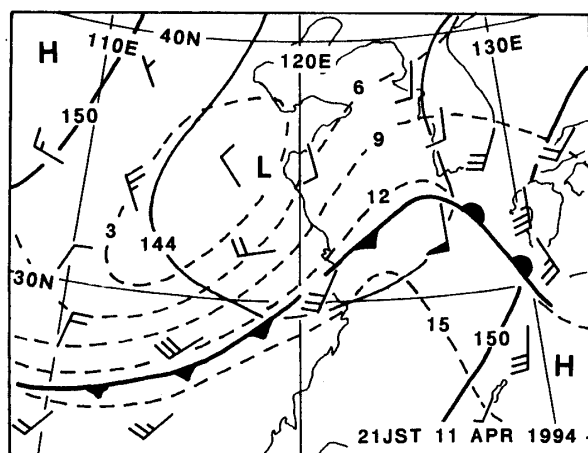
簿に記載された1時間毎のデータである。また, 解析には気象庁の客観解析図も参考にしている。

2. 事例解析: 下層前線の変化と低気圧の発達

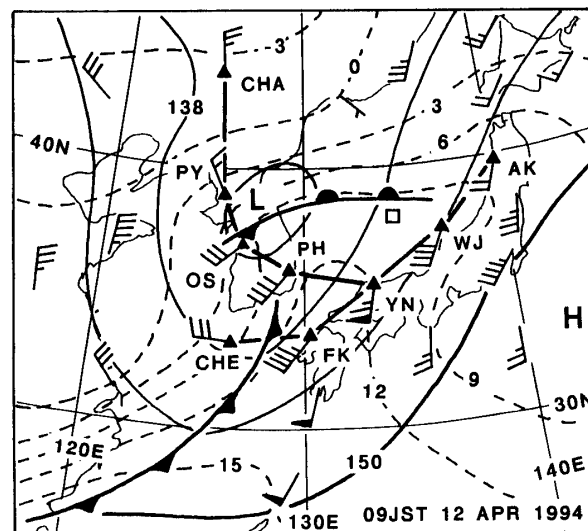
第3図に, 1994年4月12日から13日にかけて日本付近を通過した低気圧の中心気圧と地上前線の変化を示す。中心気圧の深まりは最大で18 hPa/24 hrで, Sanders and Gyakum (1980) の“bomb” (爆弾低気圧) の基準 (24時間で24 hPa \times sin ϕ / sin 60°以上の気圧低下, ϕ は緯度) に当てはまるものであった。しかし低気圧は発生期から最盛期までのかなりの期間にわたって, 暖気と寒気の境界としての前線上ではなく, 寒気内に位置していた。

2.1 発生期 (11日21時, 時刻は日本標準時)

第4図に, この時刻の850 hPa面天気図を示す。この時期は下層寒気が南下し, 大陸上は華南で水平温度傾度大きい。そして第4図では12時間前 (略) には見



第4図 1994年4月11日21時の850 hPa面高度(実線, 単位10 m)と気温(破線, °C). 短矢羽根は5ノット, 長矢羽根は10ノット, ペナントは50ノット (1ノット=0.51 m/s). 前線記号はこの高度の前線.



第5図 第4図と同じ. ただし12日09時. ▲と地名は第6図のキャプション参照. 日本海の□はパイロボットの位置(第8図参照).

られなかった下層渦が現れ, 低気圧となっている. この低気圧が発生した位置は水平温度傾度の大きな前線帯の寒気側であり, 前線帯の暖気側の端として定義される前線(日本気象学会, 1998, 「前線帯」の項参照)の上ではなく, 寒気内に位置していることに注意が必要である. ただし, 地上天気図(第3図a)では大陸上は下層寒気のために気圧が高くなっているため, 東シナ海の前線上に低気圧が発生したように解析される. しかし, 12時間前の11日09時の地上天気図には, それより南の29°Nに低気圧・前線が解析されており, 15時には東シナ海の29°Nと33°N付近にそれぞれ低気圧が解析できる(図省略). したがって, 第3図aの東シナ海の低気圧は, もともと存在した低気圧・前線系とは別の系として寒気側に新たに発生したと言える. 第4図では低気圧中心はサーマルリッジの寒気側に位置し, その点ではNモデルの閉塞に類似した特徴を持っている.

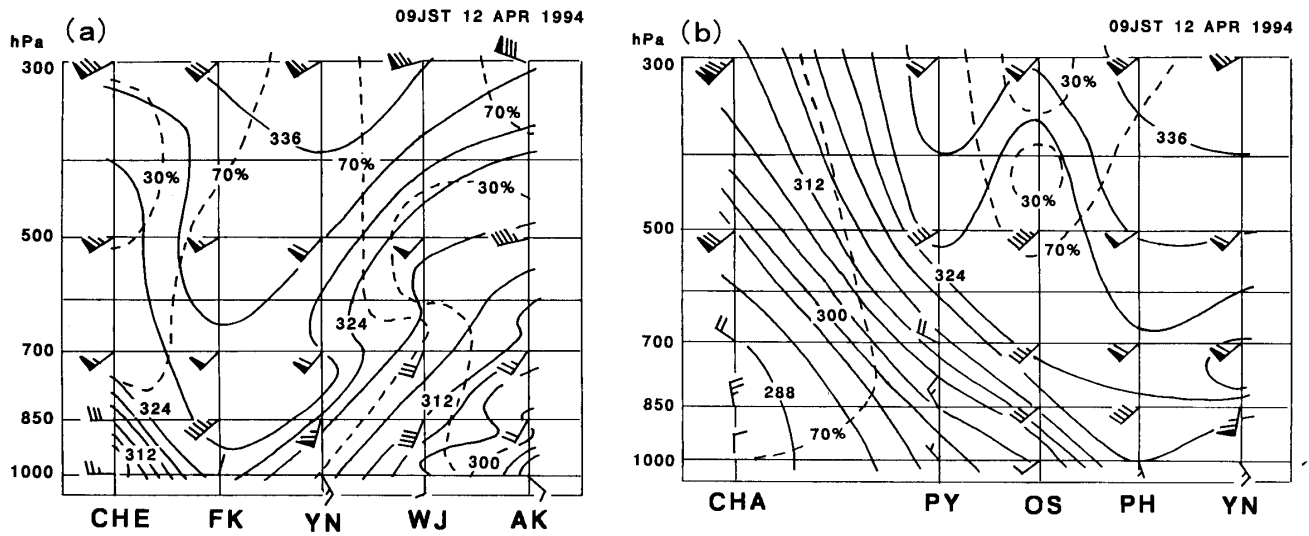
第4図では水平温度傾度の大きい領域が波動状になっているが, 温度傾度が最も大きいのは西側の寒冷前線に相当する部分であり, 東側の温暖前線に相当する部分は相対的に温度傾度が小さい. しかし朝鮮半島の南のChejuで南風50ノットとなっているように, 低気圧前面の暖気移流は大きく, 温暖前線がこの時点では寒冷前線側ほどには組織的ではなく発達段階にあることを示している.

2.2 発達初期 (12日09時)

第5図に, この時刻の850 hPa面天気図を示す. この

時刻は850 hPa面の低気圧中心と地上の低気圧中心(第3図)がどちらも朝鮮半島に解析され, 両者の位置がほとんど一致している. また850 hPa面の水平温度傾度の大きい領域に低気圧が位置している. これらは12時間前とは異なり, 低気圧が下層前線上の擾乱としての特徴を持ったことを示している.

第5図のCHE (Cheju)-AK (秋田) 及びCHA (Changchun)-YN (米子) に沿った断面を第6図に示す. CHE-AK (第6図a) ではCHEとFK (福岡) の間に $\theta_e = 324$ K を先端とする明瞭な寒冷前線が見られる. これは第5図では $T = 12^\circ\text{C}$ に相当する. これに対して, より低気圧中心に近いCHA-YN (第6図b) では, $\theta_e = 324$ K を先端とする前線は不明瞭である. 850 hPaではOS (Osan) は $T = 12^\circ\text{C}$ や $\theta_e = 324$ K に対して寒気側だが, どの高度でも風向はほぼ同じで, 水平温度移流はない. これらのことから, この時刻の寒冷前線は低気圧中心付近よりもむしろ南～南西へ離れた位置の方で明瞭である. これは12時間前の第4図の特徴と同じである. また, 第5図では温暖前線から低気圧中心付近の寒冷前線については, $T = 12^\circ\text{C}$ よりもむしろ $T = 9^\circ\text{C}$ のように見える. さらに, OSでは $\theta_e = 316$ Kの高度(850 hPa)を上端とする逆転層がある(図省略). その北のPY (Pyongyang) では第6図bで鉛直方向に反時計回りの風向変化があり, 寒気移流の存在が示されている. これらを考慮すると, 低気圧中心に近い位置での寒冷前線は少なくとも850 hPa面では



第6図 1994年4月12日09時の鉛直断面図。実線は θ_e (4 K ごと), 破線は相対湿度 (30%及び70%)。
 (a) 第5図の CHE-AK の断面。CHE: Cheju, FK: 福岡, YN: 米子, WJ: 輪島, AK: 秋田。
 (b) 第5図の CHA-YN の断面。CHA: Changchun, PY: Pyongyang, OS: Osan, PH: Pohang, YN: 米子。

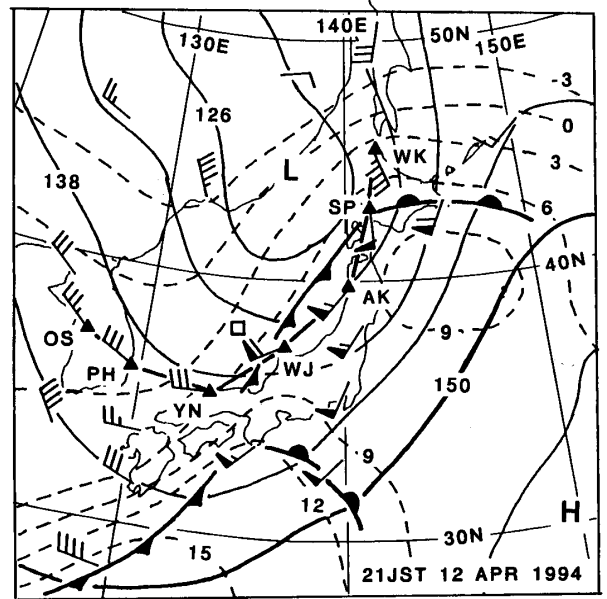
OSの北となる。するとこの時刻の前線は第3図b及び第5図のようになり, SKモデルのTポーン構造(第1図bのIII)のような形になる。

第6図bでは, OSでは低気圧中心付近でありまた暖域であるにもかかわらず, 中上層に低 θ_e の乾燥空気が流入している。第6図aでも, CHE上空に低 θ_e 空気が流入している。これらはdry intrusion (Browning, 1990)で, 対流不安定成層とスプリットフロント (Browning and Monk, 1982)を形成している。なお, このdry intrusionに伴い, この低気圧に伴う雲は低気圧前面にのみ分布している (第3図b)。

2.3 発達期 (12日21時)

この時刻は, 低気圧は発達しながら日本海北部を進んだ (第3図c)。第7図にこの時刻の850 hPa 面天気図を示す。前の時刻に CHE 付近の明瞭な寒冷前線の特徴であった12°C線は日本南岸よりも北上せず, 低気圧に関連する前線としては6°C線を特徴とするようになっていく。

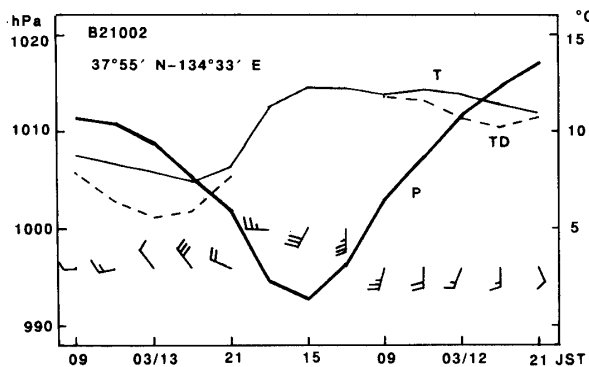
このころの日本海のピロポットによる海上気象の変化を第8図に示す。地上低気圧中心は15~18時ごろにこのピロポットの300 km程度北を通過したものと考えられる (第3図も参照)。前の時刻に見られたようなSKモデルの特徴を持っているのなら, 寒冷前線通過は不明瞭になることが考えられるが, ここではむしろ低気圧の真南に寒冷前線が伸びていることになり, また気圧や気温の変化も3時間毎のデータではあ



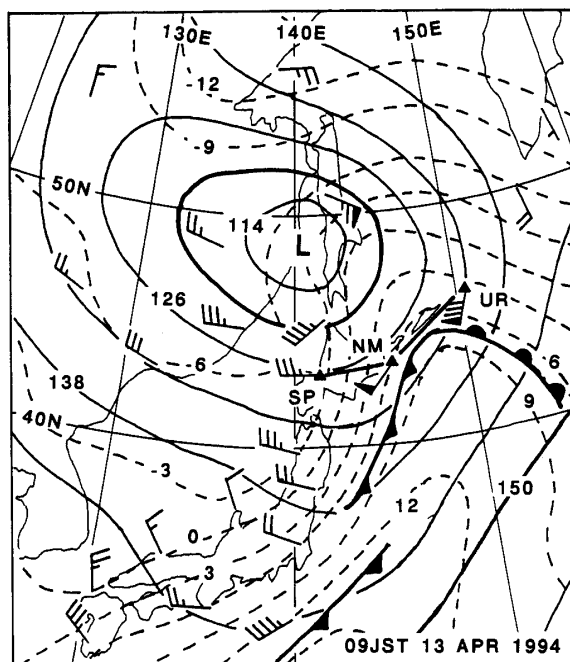
第7図 第4図と同じ。ただし12日21時。日本海の□はピロポットの位置 (第8図参照)。

るが通常の寒冷前線に特徴的な変化を示している。なお, この位置での「低気圧の暖域」の特徴的な地上気温は12°Cとなっている。

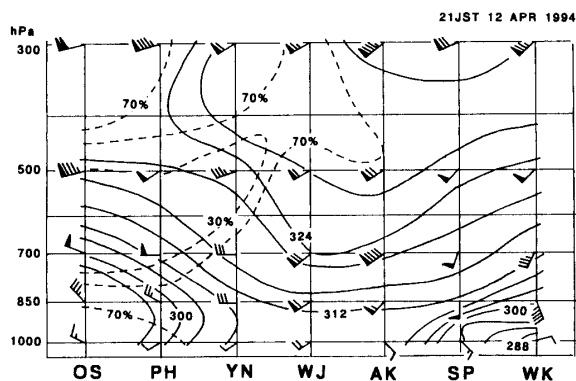
この時刻は低気圧中心付近に高層観測点はないが, 前線の構造を前後の時刻と比較するために日本海沿岸の断面図を第9図に示す。前の時刻に FK・CHE の間の明瞭な寒冷前線 (第6図a) を特徴づけていた θ_e =



第8図 日本海パイロボットによる3時間毎の気象変化 (T: 気温, TD: 露点温度, P: 海面気圧). ただし12日12時~18時の露点温度は欠測.



第10図 第4図と同じ. ただし13日09時.

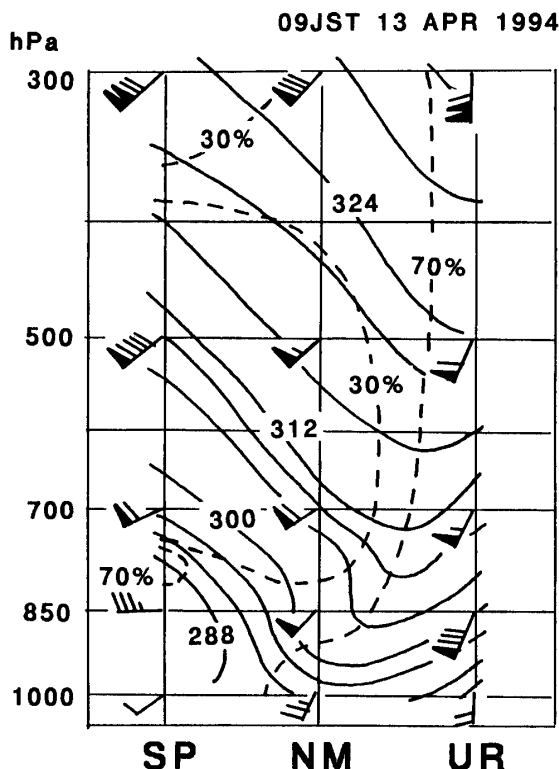


第9図 第6図と同じ. ただし12日21時で, 第7図のOS-WKの断面. OS: Osan, PH: Pohang, YN: 米子, WJ: 輪島, AK: 秋田, SP: 札幌, WK: 稚内.

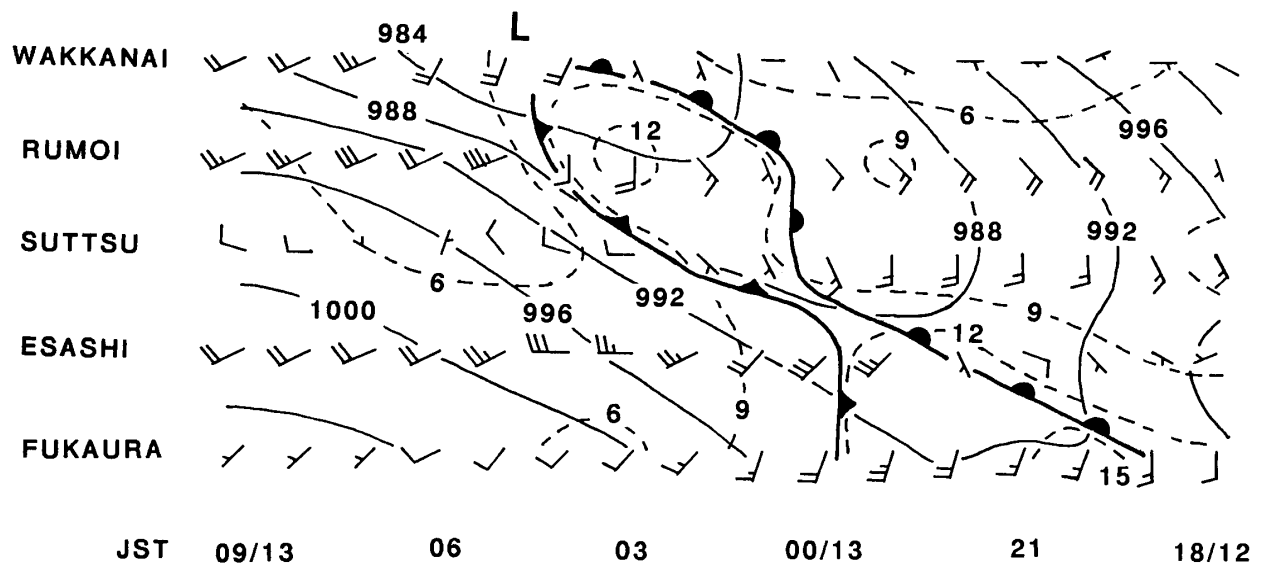
324 K は WJ (輪島) 上空の700 hPa に付近にみられ, 第9図では地上には達していない. この断面で前線として明瞭なのは $\theta_e = 316 \sim 312$ K で, これは850 hPa 面の6°Cに対応する(第7図). 寒冷前線側の朝鮮半島上空では, 寒冷前線面 ($\theta_e = 316$ K) より上空の対流圏中層に乾燥空気が見られる. 前の時刻(第6図 a)のような対流不安定層は見られず, その点でスプリットフロントの特徴はないが, この乾燥空気のために低気圧前面のみに組織的な雲が分布している.

2.4 最盛期 (13日09時)

この時刻には地上低気圧は間宮海峡に進んだ(第3図 d). またこの時刻の850 hPa 天気図を第10図に示す. 850 hPa 面の低気圧は前線帯(水平温度傾度の大きい領域)の内部に位置していることと, 等温線のパターンは, 第1図 a のIVに類似している.



第11図 第6図と同じ. ただし13日09時で, 第10図のSP(札幌)-NM(根室)-UR(Urup)の断面.



第12図 北海道・青森県の日本海側の気象官署(稚内, 留萌, 寿都, 江差, 深浦)における海面気圧(実線, 4 hPaごと)・地上気温(破線, 3°Cごと)の変化。

第11図に, 札幌 (SP)・根室 (NM)・Urup (UR) の鉛直断面図を示す。ここでは trowal に対応する高 θ_e 軸が上空ほど東に傾いている。これは低気圧前面の寒気と後面の寒気を比較すると, 同程度の低 θ_e でも後面のものの方が沈降のため昇温しているためである。例えば, NM と UR は 850 hPa (第10図) で共に前線の寒気側であり, θ_e も共に 302~303 K だが, 同じ高度の気温は NM で 7.6°C で UR は 2.8°C である。これは第2図右下に類似した分布で, 古典的溫暖型閉塞の構造にあたる。ただし, 前の12日21時との関連では, $\theta_e = 312$ K 付近が前線面となることが考えられるが, 第11図では前線面は不明瞭である。北海道内の高層気象観測では 700 hPa 付近に強い沈降性逆転層が見られるが, 前線性の逆転層は見出せない(図省略)。一方, 前の時刻(第9図)と同様, 対流不安定層は第11図にほとんどない。すなわち, スプリットフロントの特徴はここでは見えない。

この時刻に至るまでの地上気象の変化を, 北海道・青森県の日本海側の気象官署(稚内, 留萌, 寿都, 江差, 深浦)の時系列で示す(第12図)。各官署の標高は最も高い深浦でも 67 m なので, 気温の高度補正は行っていない。地上低気圧中心は13日04時頃に稚内の西を通過しているが, 第8図の日本海パイロボットと同程度の暖気(12°C)が見られたのは深浦と留萌のみで, それらの間の寿都では低気圧の暖域と考えられる暖気は見られない。留萌の13日03時ごろの暖気は, 気温だ

けでなく露点も上昇しており, 局所的な下降流によるものなどではない。これも, 前線の遷移帯起源とされる SK の暖気核セクルージョン(第1図bのIV)ではなく, 第1図aのIVに示された幅の狭くなった暖域が一部閉塞されたものであり, Bjerknes and Solberg (1922) が示したもの(中村・高藪(1997)の第1図IV, 日本気象学会(1998)「セクルージョン」の項も参照)と同様のものであると考えられる。

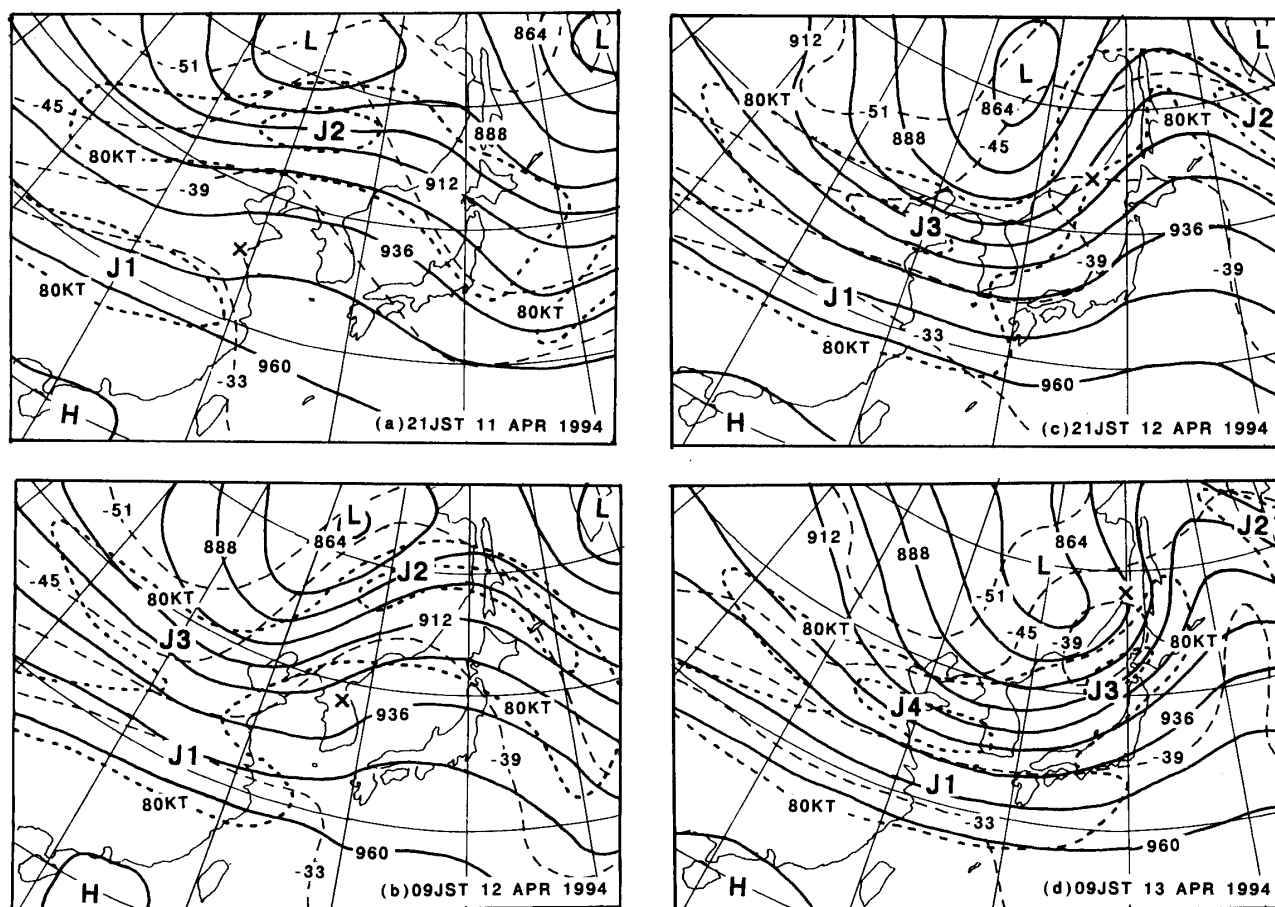
3. 300 hPa 面の変化

この章では, 第13図の300 hPa 面天気図について, 前章で見た下層の低気圧・前線との関係を考慮しながら検討する。

3.1 発生期 (11日21時)

第2.1節で述べたように, この時刻は, 地上及び850 hPa 面で低気圧が発生した時刻である。このときの特徴は, 850 hPa 面の水平温度傾度の大きい領域の北側にこの高度の低気圧(以後, 「下層低気圧」とする)が発生したということであった。

この時刻の300 hPa 面(第13図a)では, 強風帯は中国大陸上の30°N 沿いと, 40°N 以北に位置しており, 35°N の下層低気圧はそれらの中間に発生したことになる。下層低気圧上空には, 北西-南東の走行を持ったごく弱いトラフがある。これは南の系のジェットストリーク J1の出口左側にあたる「分流のトラフ」である。第2章で述べたように, この時刻以降, 地上低気



第13図 1994年4月11日21時～13日09時の300 hPa 面高度 (実線, 単位10 m) と気温 (破線, °C), 等風速線 (点線, 80ノット及び120ノット). ×は同じ時刻の850 hPa 面低気圧の中心位置. J1～J4はジェットストリーク. (a) 11日21時, (b) 12日09時, (c) 12日21時, (d) 13日09時.

庄の前面に雲が分布する傾向にあった. このことは北島・三井 (1998a) で述べたジェットストリーク・地上低気圧の位置関係と雲・地上低気圧の位置関係に対応する.

第13図 a では -33°C 線が下層低気圧の上空で等高線を横切っており, 暖気移流となっている. 250 hPa 面 (図省略) で見ると, 35°N - 114°E 付近に暖気核が見られ, 下層低気圧はやはりその前面の暖気移流域の下にあたる.

北の系の「合流のトラフ」が J2後面の 40°N 以北, 110°E 付近に位置するのが見られる. その周辺では寒気移流が大きくなっている.

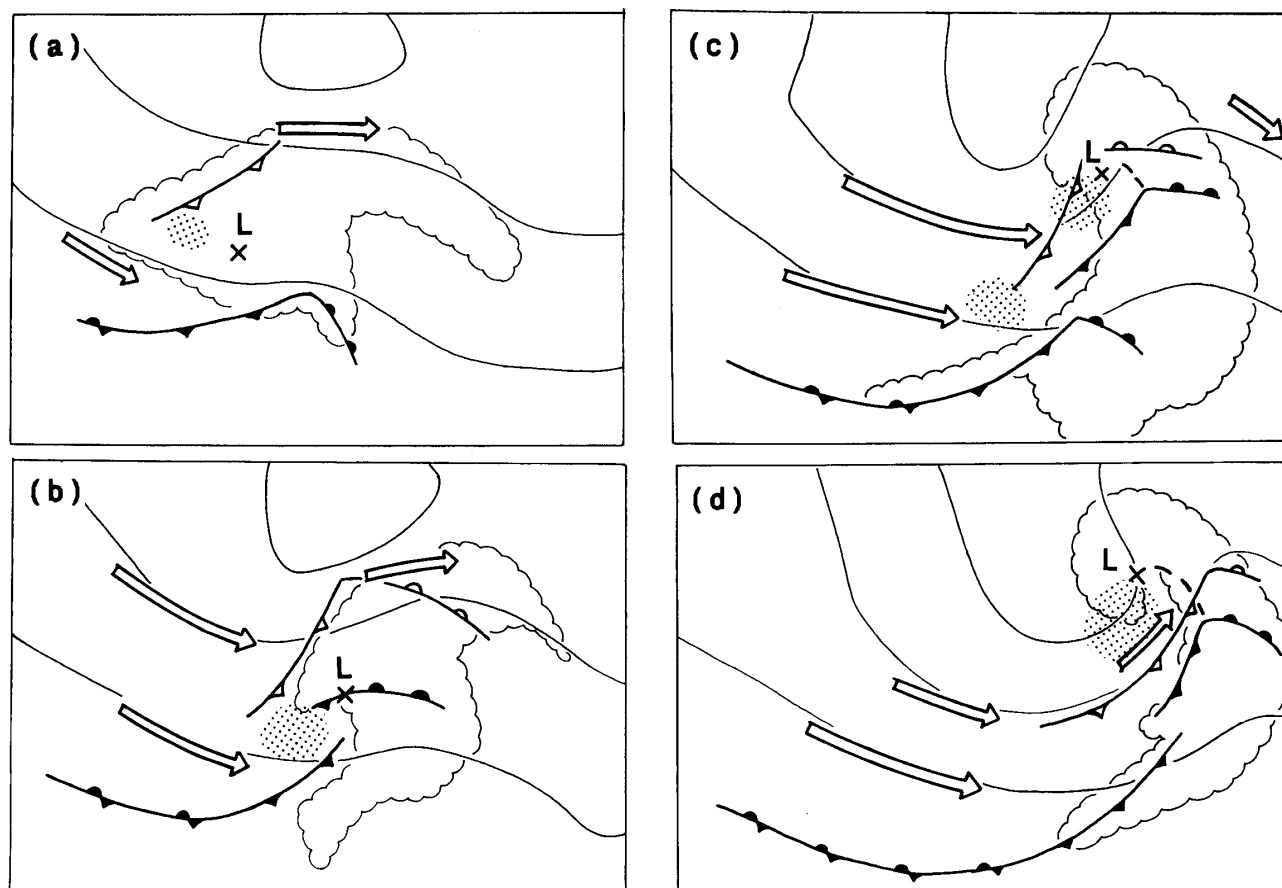
3.2 発達初期 (12日09時)

この時刻には下層低気圧は朝鮮半島の 38°N 付近にまで北上し, 華南の 30°N 付近にある南の系のジェットストリーク J1からは離れている (第13図 b). ただし, その出口左側では, 250 hPa 面で Cheju 付近に暖気核があり, その北東側では暖気移流が強い.

一方, 北の系のトラフが 120°E 付近まで進み, 朝鮮半島の下層低気圧はむしろその前面にあたる位置にある. また, 北の系のジェットストリーク J2の入り口右側とも言える. さらに下層低気圧の北西に当たる領域でも風速が増大し, 寒気移流域になっている.

3.3 発達期～最盛期 (12日21時・13日09時)

この時刻 (第13図 cd) には, 日本海上空で -39°C 以上の暖気が閉塞され, 下層低気圧はその前面の暖気移流域に位置している. 前節で下層低気圧との関連が考えられたジェットストリーク J2は12日21時 (第13図 c) には下層低気圧から離れてさらに下流側へと進んだ. その上流から別のジェットストリーク J3が進み, 13日09時 (第13図 d) には J3の出口左側に下層低気圧が位置して, 北島・三井 (1998b) の場合と同様, 低気圧発達末期の状態になっている. ただし, 第13図の J3は北の系のものだが, 北島・三井で最盛期の低気圧の近傍に位置したのは南の系のジェットストリークであった点が異なる.



第14図 地上低気圧・前線と上空の流れの位置関係. 領域はそれぞれ第13図と同じ. 細実線は300 hPa 面高度 (8760 m, 9120 m, 9480 m), 太矢印は300 hPa のジェットストリーク. 点彩域は300 hPa または250 hPa の暖気核. 前線・低気圧は850 hPa 面の前線等, 太破線は850 hPa のサーマルリッジ. 白抜きの前線は500 hPa 面の前線. 波線は組織的な雲域. (a) 11日21時, (b) 12日09時, (c) 12日21時, (d) 13日09時.

250 hPa 面で前の時刻まで下層低気圧の後面に見られた暖気核は, 12日21時まで Cheju~福岡に見られるが, その後は不明瞭になった.

4. 議論

4.1 二次元構造としての前線とジェットストリークの位置関係

前章までで述べた下層の前線と上空のジェットストリークの位置関係を, 第14図に示す. 11日21時には, 下層低気圧は J1の出口 (分流域) に位置し, 顕著な下層寒冷前線と比較的不明瞭な (しかし発達中の) 下層温暖前線を持っていた. そして, 下層低気圧中心が下層前線の寒気側において N モデルの閉塞の段階 (第1図 a のIV) に類似しているというのは, Schultz *et al.* (1998) で分流と N モデルを関連づけているのに対応する.

次に, 12日09時には, 下層低気圧の位置は J1の出口

でもあるが, 強まりながら東進する J2の入り口 (合流域) に位置すると, SK モデル (第1図 b) のIIに似たパターンになり, Schultz *et al.* が合流と SK モデルを関連づけているのに対応する. 一方, トラフの深まりに伴って北のジェットストリーク J3が南下し, J1と合流してひとつの強風域を構成しているようにも見える. これは Shapiro *et al.* (1999) の single jet の場合の T ボーン構造に対応していると考えられる.

12日21時には, 深まったトラフの前面を下層低気圧が北上した. 一方, 新たなジェットストリーク J3が接近し, J2よりも強まるのに伴って, 下層低気圧は J3の分流域に位置するようになった. そして前の時刻に新たに強まった前線のうち温暖前線は弱まり寒冷前線は強まって, 13日09時には再び N モデルの閉塞の形になった. ここでも, 11日21時と同様, 分流域と N モデルとが対応している.

4.2 雲の分布と三次元構造の変化

閉塞期の低気圧について、衛星画像では、低気圧前面に組織的な雲が分布し、それが低気圧中心に巻き込むような形になることが特徴とされている（例えば岡林，1972）。これは、雲の分布を下層前線（=下層の温度場）と直接対応させて、低気圧に巻き込む雲を閉塞前線及び幅の狭い暖域と関係付け、一方、低気圧後面の雲のない領域を下層寒気と関係付けたものである。しかし雲の有無は下層気温分布より鉛直運動で決まるはずである。

ここで、上述の雲分布と前線を関連づける経験則を本稿の事例にそのまま適用するならば、12日09時とそれ以降（第3図b~d）はすべて閉塞期と見なされることになる。前節まで述べたように、下層低気圧と前線の位置関係からは11日21時も閉塞期の構造と言えるが、この節ではこの時刻については考えない。

まず12日09時については、第2.2節で述べたように、下層（第5図）ではSKモデルのTポーン（第1図bのIII）に類似した温度分布だが、三次元構造（第6図）としてはスプリットフロントの特徴を持っている。これはまさに Browning *et al.* (1997) で述べていることに対応している。

この時刻の下層低気圧の後面では、300 hPa で強まりつつある J3 の出口で寒気移流となっている（第3.2節，第13図b）。第6図bでは寒冷前線が下層低気圧から上空まで連続しているように見える。その中層では暖気側に乾燥空気が位置し、また同じ位置が250 hPa 面では暖気核（第14図bの点彩）すなわち沈降域となっている。この沈降は J3 出口での tropopause folding に伴う dry intrusion であり、またこの中上層の前線（第14図の500 hPa 面の前線も参照）が前線帯内の沈降昇温による frontogenesis (tilting 項の寄与) で生じているものであることが考えられる。このことは例えば Keyser and Shapiro (1986) に、また特にジェットストリークの出口に関しては Lackmann *et al.* (1997) に、寒気移流場ではジェット軸の直下で沈降が生じることが述べられている。このジェット軸直下すなわちもとの前線帯内の沈降昇温が、下層にもとから存在した華南～東シナ海の前線の寒気側で新たに前線を強化して frontal fracture の構造にする（第2.2節，第5図）とともに、乾燥空気の下降がこの段階に特徴的な雲分布をもたらすことが考えられる。

その後は13日09時には下層（第10図）で顕著な寒気移流を特徴とする N モデルの閉塞（第1図aのIV）の

パターンとなった。この段階は第1図aのIVのように強い寒気移流を伴っていて、雲パターンも寒冷型閉塞を推測させる分布となっている。しかし後面の雲のない領域は沈降による昇温のために相対的に高温となっていてどちらかといえば温暖型閉塞であり（第2.4節参照）、第2図のような対応にはなっていない。

つまり、12日09時・13日09時とも、低気圧後面の雲のない領域は「下層寒気」には対応していない。そして、雲パターンと下層（二次元）温度場、さらに温暖型/寒冷型閉塞という三次元構造が、必ずしも直接関連していないことに注意が必要である。

なお、この事例の、はじめは SK モデルの特徴を持ち、後に古典的温暖型閉塞の構造を持つのは、第1章で触れた Martin (1998a) の事例と類似している。

ところで、第14図の中層の前線に着目すると、初め（第14図a）に大陸上に存在した下層の前線の北側を別の中上層の前線が東進して、第14図bで下層低気圧に接近すると中上層の前線も下層まで強まり、顕著な温暖前線とベントバック寒冷前線を形成して、初めの下層前線とあわせて T ポーン構造を形成し、さらに古典的閉塞として成熟したと考えることもできる。第14図dでは、下層のサーマルリッジ（破線）を中層の寒冷前線が追い越して、温暖型閉塞であることを示している。北米大陸上の古典的閉塞について述べた Schultz and Mass (1993) の事例でも、下層の温暖前線の上に対流圏中上層の寒冷前線が乗り上げた構造が明瞭である。

4.3 低気圧の発生・発達

対流圏下層における低気圧の発生・発達については、古典的モデルにしても SK モデルにしても、「前線上で発生し発達するにつれて寒気側に進む」という点で共通していた。これに対して、ここで見た低気圧は、「(1) はじめ寒気内で発生し、(2) 次に低気圧中心付近で前線が強化され、(3) その後再び寒気内に進んで急発達した」という経過を取った。

下層低気圧の位置は、上述のような前線との相対的な位置の変化にかかわらず、期間を通して対流圏上層の暖気核の前面に位置し（第14図）、直接には下層の前線より圏界面擾乱に関係していたことを示唆している。その暖気核は12日09時までには J1 の出口左側、それ以降は J3 の出口左側に見られ、共に tropopause folding の沈降に対応すると考えられる。30°N 沿いの J1 出口左側の暖気核が300 hPa 面（第13図）に見られないのは、J1 が200 hPa 付近の高度に jet core を持つ亜熱帯

ジェット気流であり、また J3 は 250~300 hPa 付近に core を持つ寒帯前線ジェット気流なので、folding の生じる高度も異なり、また特に後者は中上層の寒気移流域でもあったので循環が強まった（前節参照）のであろう。

なお、上記の (1) については、これと同様に既存の低気圧・前線系の寒気側に新たに発生して前線を伴った低気圧として急発達したのものには、Sanders (1990) の扱った北米大陸東岸の事例があり、その事例についても Lackmann *et al.* (1997) が圏界面擾乱の寄与を強調している。このことも、地上天気図上の前線記号で表現される下層傾圧性よりも、対流圏中上層の傾圧性が cyclogenesis に対して支配的に働くことがあることを示している。

5. まとめと課題

日本付近の低気圧の閉塞期の構造を考えるため、1994年4月12日から13日にかけて日本海で急発達した低気圧の解析を行った。

- (1) この低気圧は大陸上で発生したときには前線に対して寒気側に位置し、最盛期には古典的温暖型閉塞の構造になり、地上で暖気核閉塞も見られた。急発達期の初めには、一時、SK モデルの frontal fracture・T ボーンの構造になっていた。これは三次元的にはスプリットフロントの構造を持っていた。このように日本付近においても、近年取り上げられる2つの代表的な低気圧モデルの構造は、共に現実に存在し、しかも1つの低気圧システムが2つの低気圧モデルの構造の間を時間変化することがある。このような下層前線の変化は、Schultz *et al.* (1998) や Shapiro *et al.* (1999) の圏界面ジェット気流と下層前線との関係によく対応している。また低気圧中心の位置は、下層前線よりも対流圏上層の暖気移流に対応していた。
- (2) 低気圧の雲と前線が SK モデルの T ボーンの形になったのは、下層低気圧の北方と上流側に圏界面ジェットストリークが位置し、また低気圧の上流側で合流したジェットストリークの出口に中上層の寒気移流域が位置したときであった。これはジェット軸直下で沈降運動が生じる条件であり、それによる dry intrusion が SK モデルの特徴的な構造に寄与していることを示している。

- (3) 低気圧の最盛期は、従来、二次元の温度場からは古典的寒冷型閉塞と見なされてきたパターンであったが、実際には温暖型であった。これには閉塞前線後面の寒気の沈降による昇温と、上空の前線の寄与が考えられる。

低気圧に関しては下層前線の形に目が向きがちだが、上述のように圏界面擾乱も重要である。これに対して、日本における「総観解析」は北畠・三井 (1998a) も含め、500 hPa 面より下だけ（すなわち対流圏の下半分）の議論で済まされていることが多い。Hirschberg and Frisch (1991a, b) や Lackmann *et al.* (1997) の取り扱いのように、500 hPa 面の変化はそれより上の変動を反映するのである程度の手掛かりにはなるが、本質を明らかにするものではない。圏界面擾乱は dry intrusion などを通して地上の天気現象にも大きな影響を及ぼすが、日本の総観気象学においてはほとんど検討されておらず、今後の課題に残されている。

なお、本稿の事例のような雲パターンの低気圧については神代 (1996) が春によく見られるとしており、大規模場の季節的な特徴と低気圧の発達パターンとの関連は検討する価値がある。また第1章で述べたように南岸低気圧で SK モデルに適合した事例があったという報告もある。このことについて、大西洋の低気圧に関する Schultz *et al.* (1998) の主張と同様、日本の南岸をストームトラックの始点、オホーツク海をストームトラックの終点と考えて、それぞれ地域的に出現しやすいパターンがあると解釈して良いのかも今後の課題である。

参考文献

- Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. B. E. Lilley and A. J. Waters (Eds.), 1995: Images in weather forecasting, Cambridge Univ. Press, 499pp.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation, *Geophys. Publ.*, 3(1), 3-18.
- Boyle, J. S. and L. F. Bosart, 1986: Cyclone-anticyclone couplets over North America. Part II: Analysis of a major cyclone event over the eastern United States, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2432-2465.
- Browning, K. A., 1997: The dry intrusion and its effect on the frontal, cloud and precipitation structure of extratropical cyclones, 気象学会つくば大会 '97特別招待講演「雲過程と陸面過程—21世紀への展望—」要旨集, 3-14. 邦訳は天気, **46**, 97-103.

- Browning, K. A. and G. A. Monk, 1982 : A simple model for the synoptic analysis of cold fronts, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 435-452.
- Browning, K. A. and N. M. Roberts, 1994 : Structure of a frontal cyclone, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1535-1557.
- Browning, K. A., S. P. Ballard and C. S. Davitt, 1997 : High-resolution analysis of frontal fracture, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1212-1230.
- Evans, M. S., D. Keyser, L. F. Bosart and G. M. Lackmann, 1994 : A satellite-derived classification scheme for rapid maritime cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1381-1416.
- Godson, W. L., 1951 : Synoptic properties of frontal surfaces, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **77**, 633-653.
- Hirschberg, P. A. and J. M. Frisch, 1991a : Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part I : Overview and observations from a cyclone event, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 491-517.
- Hirschberg, P. A. and J. M. Frisch, 1991b : Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part II : Diagnostic analysis and conceptual model, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 518-550.
- Keyser, D. and M. A. Shapiro, 1986 : A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 452-499.
- 北島尚子, 三井 清, 1998a : スプリットフロントを伴う温帯低気圧の総観解析, *天気*, **45**, 455-465.
- 北島尚子, 三井 清, 1998b : 晩秋に日本海で急発達した低気圧の構造, *天気*, **45**, 827-870.
- 神代秀一, 1996 : 春によく見られる低気圧の発達を雲パターンで追跡する, *気象*, **40**(5), 20-21.
- Lackmann, G. M., D. Keyser, and L. F. Bosart, 1997 : A Characteristic life cycle of upper-tropospheric cyclogenetic precursors during the Experiment on Rapidly Intensifying Cyclones over the Atlantic (ERICA), *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2729-2758.
- Martin, J. E., 1998a : The structure and evolution of a continental winter cyclone. Part I : Frontal structure and the occlusion process, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 303-328.
- Martin, J. E., 1998b : The structure and evolution of a continental winter cyclone. Part II : Frontal forcing of an extreme snow event, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 303-328.
- Martin, J. E., 1999 : Quasigeostrophic forcing of ascent in the occluded sector of cyclones and the trowal airstream, *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 70-88.
- 中村 尚, 高藪 出, 1997 : Shapiro の新しい前線・低気圧モデル, *天気*, **44**, 85-100.
- 日本気象学会(編), 1998 : 気象科学事典, 東京書籍, 637 pp.
- 岡村俊雄, 1972 : 温帯低気圧, 前線系の雲パターン, *気象研究ノート*, (113), 455-491.
- Penner, C. M., 1955 : A three-front model for synoptic analyses, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 89-91.
- Sanders, F., 1990 : Surface analysis over the oceans—Searching for sea truth, *Wea. Forecasting*, **5**, 596-612.
- Sanders, F. and J. R. Gyakum, 1980 : Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.
- Saucier, W. J., 1955 : Principles of Meteorological Analysis, Univ. of Chicago Press, 438pp.
- Schultz, D. M. and C. F. Mass, 1993 : The occlusion process in a midlatitude cyclone over land, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 918-940.
- Schultz, D. M., D. Keyser and L. F. Bosart, 1998 : The effect of large-scale flow on low-level frontal structure and evolution in midlatitude cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1767-1791.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990 : Fronts, jet streams and the tropopause, *Extratropical Cyclones : the Eric Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 167-191. 邦訳は測候時報, **62** (1995), 151-187.
- Shapiro, M., H. Wernli, Bao, J.-W., J. Methven, X. Zou, J. Doyle, T. Holt, E. Donall-Grell and P. Neiman, 1999 : A planetary-scale to mesoscale perspective of the life cycle of extratropical cyclones : The bridge between theory and observation, *The Life Cycles of Extratropical Cyclones*, M. A. Shapiro and S. Grønås, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 139-185.
- 鈴木和史, 1999 : 日本付近を通過する低気圧の特徴, *気象衛星センター技術報告*, (37), 35-62.
- 高野 功, 1999 : 冬季の南岸低気圧と新しい低気圧モデル—1994年2月12日の事例について—, *気象研究ノート*, (193), 195-202.

Structure and Evolution of a Cyclone Occluded over the Sea of Japan

Naoko Kitabatake

*Meteorological College (Present affiliation : Typhoon Research Department,
Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan).*

(Received 25 December 1998 ; Accepted 7 February 2000)


**極域気候変動に関する第2回和達国際会議 (Second Wadati Conference
on Global Change and Polar Climate) のお知らせ**

内 容：地球環境問題に対する日本の貢献を目的として、アラスカ大学地球物理学研究所に故和達清夫先生の栄誉を称えて和達冠講座 (Wadati Chair) が設立されております。この和達基金により、1995年11月に地球環境問題と極域気候変動に関する和達国際会議をつくば研究学園都市にて開催いたしました。この度、第2回和達国際会議を2001年3月に開催いたします。

今回も、海外から著名な極域研究者を多数お呼びし、極域気候変動に関しこれまでに明らかになったことと、今後の課題について議論します。

セッションの構成案は次の通り：

- (1) 気候変動の検出
- (2) 気候システムの相互作用とフィードバック
- (3) 古気候の復元
- (4) 気候モデリング

共 催：第2回和達国際会議実行委員会・アラスカ大学地球物理学研究所・国際北極圏研究センター

実行委員長：松野太郎 (地球フロンティア研究システム)・Andrey Proshutinsky (アラスカ大学)

開催年月日：2001年3月7日 (水)～9日 (金)

開催地：エポカルつくば国際会議場・つくば研究学園都市

参加登録・アブストラクト締め切り：2000年6月30日

プロシーディング原稿締め切り：2001年1月10日

問い合わせ先：筑波大学地球科学系、

和達国際会議事務局 (田中 博)

〒305-8571 つくば市天王台1-1-1

FAX：0298-51-9764, TEL：0298-53-4502

E-mail：tanaka@atm.geo.tsukuba.ac.jp

URL：http://www.geo.tsukuba.ac.jp/~wadati/