

関東地方の反転型北東気流の再検討 —前方傾斜型寒冷前線との比較—

北 畠 尚 子*

要 旨

関東地方に局地的な悪天をもたらす、北東気流のパターンのうち、岩瀬 (1985a) の提案した反転型について、暖気側に傾く前線 (前方傾斜型寒冷前線) の構造を仮定して議論した。前線を密度傾度の不連続と定義する場合、前線面が暖気側に傾くことも可能である。暖気側に傾いた場合は、前線帯は相対的に静的安定度が低く、またトラフや低気圧性シャーは前線帯内ではなく暖気内に生じることが理論的に期待される。岩瀬 (1985b) が扱った1984年4月7日の事例を再検討したところ、これらの特徴が見出された。ただし暖気側の境界層内の静的安定度が低かったため、寒冷前線面の前方傾斜は900~800 hPa の層で大きかったと考えられる。

1. 反転型北東気流について

北東気流による関東地方の局地的な悪天は、関東地方の北に中心を持つ高気圧に覆われたときに、関東地方の南部や東部が下層雲に覆われるものである。大きな災害に結びつくことはないが予想が難しいことから、主に現業部門で山岸 (1983) や鈴木・安東 (1992) など多くの調査が行われてきた。

このような雲域の南側には顕著な低気圧性シャーを伴うことから、前線と類似した構造が想定されることがある。岩瀬 (1985a) は現業高層観測や雲分布を丹念に調査し、2つの気団が接する鉛直構造を2種類提案した (第1図)。このうち「前線型」は「温暖前線のよう北側に傾斜したシャー面上を南海上から南西流が滑昇するもの」で、「反転型」は「シャー面が鉛直よりやや南西側に傾斜していて地表近くの北東流がシャー面で上昇反転する」と説明している。つまり反転型は「シャー面」が上空ほど南に傾く構造とされ、通常の前線とは逆である。観測データがその構造を支持しているものの、現象が主に海上で発生し離散的なデータで判断せざるを得ないこともあり、合理的な説明は難しかった。

岩瀬 (1985a) が「反転型」の構造を提案したのは、ひとつには、南下するシャーラインの通過時に、地上風向・風速が急変すると同時に気温が下がることがほとんどなく、逆に短時間の間にわずかではあるが気温が上昇することがあったということがある (岩瀬, 1985a, b)。これだと、シャーラインの北側に相対的な暖気が位置していたことになる。ところが、総観場は関東地方からその東海上にかけて傾圧帯となり、北側が寒気で、北東風に伴い寒気移流が顕著である。このように大規模場とメソスケールの現象が逆なので、反転型は通常の前線の構造では説明がつかない。なお、鈴木・安東 (1992) は関東付近の雲パターンを分類し、反転型に対応するものをN型と呼び、本文中では前線という言葉は使用していないものの、総観場に注目しているので図中では寒冷前線記号を用いている。

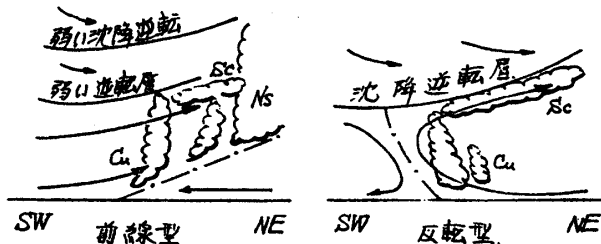
岩瀬 (1985b) の1984年4月7日の事例 (第2図) では、関東から東方に伸びていたシャーラインが南下~南西進し、またその立体構造は反転型であることが示唆されている (第3図)。この事例を含む反転型の特徴にはまた、地上や850 hPa 面で、関東地方付近の気圧場と流れが強い高気圧性曲率を持つということも含まれる。そこでは同時に傾圧帯になっており、通常は傾圧帯がトラフになるのとは逆である。

このように、反転型北東気流の下層の総観場はいくつかの点で通常の前線とは異なる特徴を持つ。本稿で

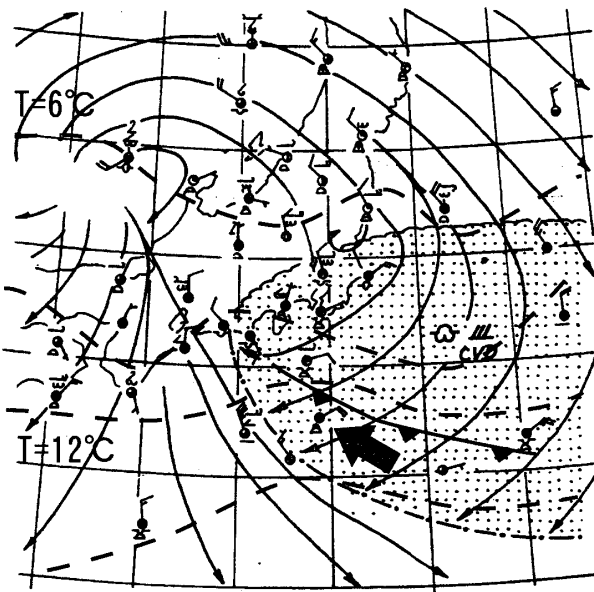
* 気象研究所台風研究部。

—2002年9月17日受領—

—2003年8月11日受理—

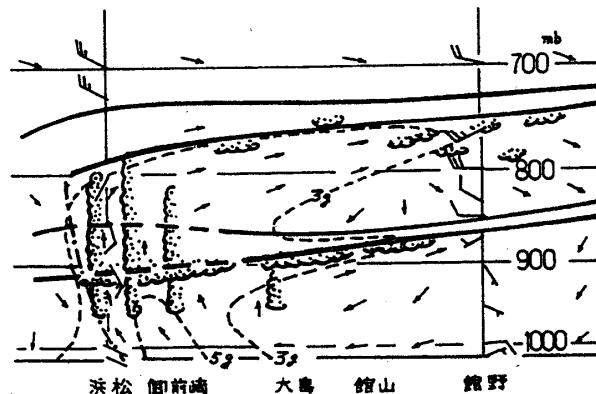


第1図 岩瀬(1985 a)による北東気流の断面の模式図.



第2図 1984年4月7日09時(日本標準時, 特に断りのない限り以下同じ)の地上流線と雲域. 一点鎖線はシャーライン, 点彩は雲域. 破線は気温(3°Cごと), 寒冷前線記号は等温線や各地点の気温変化から推測される地上前線の位置. 緯経度線は2度ごと. 太矢印は八丈島. 岩瀬(1985b)に加筆.

はまず, シャーラインの位置で寒冷前線として期待されるような気温の変化が起こらないことについて, 第2節で前線面の傾斜と地衡風渦度(気圧場)の分布を関連付け, 地衡風シャー(トラフ)と前線の位置が一致しないことを示す. また, 議論の対象とする現象が暖気側に傾斜する前線の構造を持つことを仮定する. そして第3節で1984年4月7日の事例(第2図)について, 第2節の議論を適用し, 仮定の妥当性について検討する. 用いたデータは気象官署の観測データ(地上, 高層)である. なお, 本稿では, 岩瀬(1985a, b)が指摘したシャーライン通過時の一時的な気温上昇も含め, メソ α スケールより小さなスケールの現象やその構造については原則として議論しない.



第3図 1984年4月7日09時の, 関東地方の北東～南西の断面図. 太い二重線は逆転層, 点彩は雲, 細破線は混合比(g/kg), 短い矢印は推定した気流の方向, 一点鎖線はシャー面. 岩瀬(1985b)より.

2. 密度傾度の不連続としての前線

第2図に示した反転型北東気流時の総観場は, 水平温度傾度はあるがその南下時には気温の急な低下はなく, 比較的幅の広い前線帯を持った前線と考えることができる. ここでは Godson (1951) など従来の習慣に従い, 前線を前線帯の暖気側の境界と定義する. 今, 前線に沿って x 軸を取り, y 軸は寒気側を向くようにとる(第4図). 前線の暖気側を W , 寒気側を C , 前線帯(遷移帯)内を F とする. 前線は W と F の境界である. 前線に垂直な断面(y - z 面)で, 前線面(W と F の境界線)に沿ったある物理量 ψ の微小な変化は, 暖気側(W)と前線帯内(F)でそれぞれ

$$d\psi_W = \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right)_W dy + \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_W dz$$

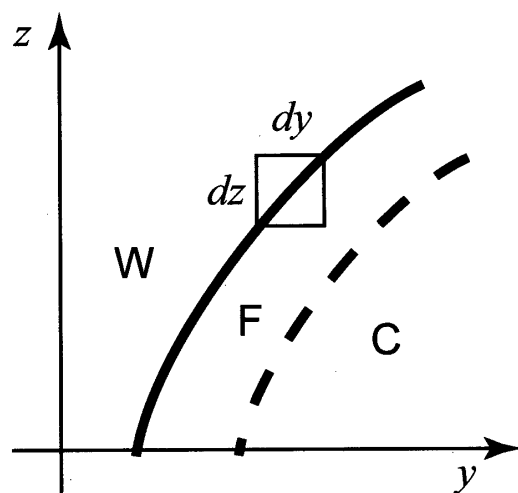
$$d\psi_F = \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right)_F dy + \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_F dz$$

と書ける. 物理量 ψ が前線面で連続なら, これらは等しいはずなので, 前線の傾きは

$$\frac{dz}{dy} = \frac{\left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right)_W - \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right)_F}{\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_F - \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_W} \quad (1)$$

と表せる.

まず, (1) で $\psi = p$ (p は気圧) とし, さらに静水圧の式を用いると, Margules の式



第4図 前線に垂直な断面の模式図。W, F, Cはそれぞれ暖気, 前線帯, 寒気を表す。太実線と太破線はそれぞれ前線帯の暖気側(前線面)と寒気側の境界。この図では前線面は寒気側へ傾いている。

$$\frac{dz}{dy} = \frac{(\partial p / \partial y)_w - (\partial p / \partial y)_f}{g(\rho_w - \rho_f)} \quad (2)$$

となる(ρ は密度, g は重力加速度)。密度不連続の前線の場合は(2)式の分母と分子が共に0でないことから, 前線の位置で等圧線が折れ曲がり, すなわち前線と地衡風シャアの位置が一致する(たとえば小倉(2000)p. 231-232を参照)。しかしここでは前線面で密度傾度は不連続だが密度は連続($\rho_w = \rho_f$)と考えているので, 前線面の有限な傾きを考えるなら(2)式の分子も0でなければならない。つまり,

$$(\partial p / \partial y)_w = (\partial p / \partial y)_f \quad (3)$$

となり, 気圧の水平傾度は前線で連続となる。これは, 密度は連続で密度傾度は不連続と定義した前線では等圧線は折れ曲がらないことを示す(澤田, 1955)。

つぎに, $\psi = \partial p / \partial y$ とする。上の議論と(3)式より, これは前線面で連続である。すると(1)は, 静水圧の式も使って

$$\begin{aligned} \frac{dz}{dy} &= \frac{\left(\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)_w - \left(\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)_f}{\left(\frac{\partial^2 p}{\partial y \partial z}\right)_f - \left(\frac{\partial^2 p}{\partial y \partial z}\right)_w} \\ &= \frac{1}{g} \frac{\left(\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)_w - \left(\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)_f}{\left(\frac{\partial \rho}{\partial y}\right)_w - \left(\frac{\partial \rho}{\partial y}\right)_f} \end{aligned} \quad (4)$$

と書ける。ここで

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{p}{RT} \right) = \frac{1}{RT} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{p}{T} \frac{\partial T}{\partial y}$$

であり(R は気体定数), 気温 T や $\partial p / \partial y$ は前線で連続であることから, (4)式は

$$\frac{dz}{dy} = \frac{T}{g\rho} \frac{\left(\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)_w - \left(\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)_f}{\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_f - \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_w} \quad (4)'$$

と変形できる(密度, 気温は連続なので傾度を求める場合以外は $\rho_w = \rho_f = \rho$, $T_w = T_f = T$ とした)。さらに地衡風の x 成分 u_g を用いると

$$\begin{aligned} \frac{dz}{dy} &= \frac{Tf}{g\rho} \frac{\left(\frac{\partial \rho u_g}{\partial y}\right)_f - \left(\frac{\partial \rho u_g}{\partial y}\right)_w}{\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_f - \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_w} \\ &\approx \frac{Tf}{g} \frac{\left(\frac{\partial u_g}{\partial y}\right)_f - \left(\frac{\partial u_g}{\partial y}\right)_w}{\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_f - \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_w} \end{aligned} \quad (4)''$$

となる(f はコリオリパラメータ)。定義より, 密度傾度は暖気側より前線帯内の方が大きいから, (4)式及び(4)''式の分母は負である。すると, 寒気側に傾く前線($dz/dy > 0$)の場合は, (4)式及び(4)''式の分子も負のはずだから,

$$-(\partial u_g / \partial y)_f > -(\partial u_g / \partial y)_w \quad (5)$$

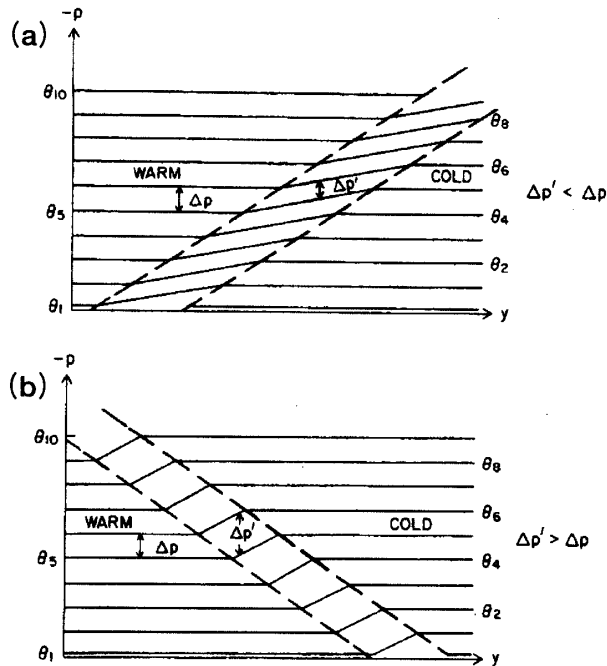
これは, 「暖気内よりも前線帯内の方が地衡風渦度が大きい」ことを表す。

同様に前線帯内と寒気内を比較した場合も, 前線帯内の方が地衡風渦度が大きいことが導ける。これらは, トラフが通常は前線帯の中に位置するという経験的事実と矛盾がない。

ここで(1)式に戻って $\psi = \theta$ (温位) とすると,

$$\frac{dz}{dy} = \frac{\left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)_w - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)_f}{\left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_f - \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_w} \quad (6)$$

と書ける。これは Storlinga *et al.* (2002) の(2)式と同じものであり, また Godson (1951) も温位ではなく気温ではあるが半世紀前に示しているものである。 F と W の定義より, (6)式の分子は正である。また通常は前線層は安定成層なので, 分母も正となり, $dz/dy > 0$ で, 前線面は寒気側へ傾く(第5図a)。一方, 前線帯内の静的安定度が暖気内より小さい場合(第5



第5図 前線帯（一次の不連続）の鉛直断面における温位分布。(a)寒気側に傾いた前線、(b)暖気側に傾いた前線。Bluestein (1993) を改変。

図 b) は $dz/dy < 0$ となり、前線面は暖気側へ傾く (Stoelinga *et al.*, 2002)。

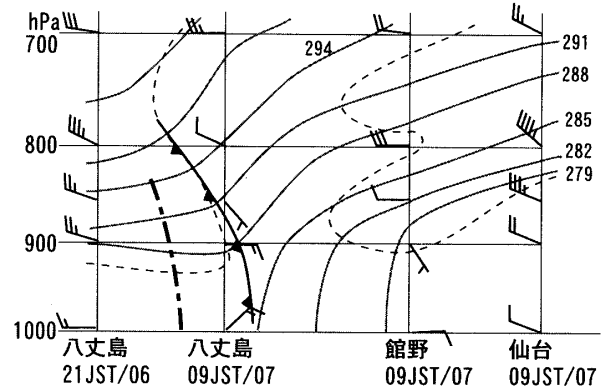
暖気側に傾く前線の場合は、(4)'' 式が負になることから、

$$-(\partial u_g / \partial y)_F < -(\partial u_g / \partial y)_W \quad (5)$$

となる。この場合、トラフが生じるとすれば暖気内で、前線帯の気圧場は相対的に高気圧性になる傾向を示す。

3. 1984年4月7日の事例の再検討

第2図・第3図の事例（1984年4月7日）を再検討するにあたって、ここでも、7日09時（日本標準時、以下同じ）の関東地方付近の南北の鉛直断面図を第6図に示す。ただし、シャーラインの南側に適当な高層気象観測点がないので、6日21時の八丈島のデータを採用した。7日09時に八丈島の南に位置するシャーラインは、6日15～21時には関東南岸から東海上へ伸びており、八丈島はその南側約120 km に位置していた（図省略、岩瀬 (1985b) の第1図を参照）。八丈島の風向はそのあと7日05時過ぎに東北東に変わったことなどから、6日夜から7日朝にかけて伊豆諸島をシャーラインが南下したと考えられる。それで、7日09時の



第6図 1984年4月6～7日の鉛直断面。横軸は観測地点と時刻/日。実線は温位（3 K ごと）、破線は静的安定度の異なる領域を分ける（おおむね $\partial\theta/\partial z \sim 5 \text{ K}/1000 \text{ m}$ に相当）。寒冷前線記号は温位変化に基づく。一点鎖線はシャーライン。長矢羽根、短矢羽根はそれぞれ10ノット、5ノット（1ノット=0.51 m/s）。

八丈島よりさらに南の観測として、時空間変換の考え方により八丈島の6日21時のデータを用いたものである。

第6図の地上の温位は、八丈島の6日21時が285.7 K、7日09時が286.1 K で、温位差がほとんどなく、また館野は278.6 K、仙台は276.6 K で、7日09時は八丈島～館野の間に下層の温位傾度が集中している。八丈島～館野間の他の気象官署・アメダスの地上気象観測データを参照すると、南北の水平温度傾度が特に大きくなっているところはなく（第2図も参照）、この300 km 程度の間の水平温位（温度）傾度はほぼ一定である一方、その南と北は温位がほぼ一様の気団となっている。第2図と第6図より、7日09時にはシャーラインは八丈島より南だが、下層の前線は八丈島とその北の三宅島の間と考えられ、シャーラインと前線のずれが現れている。一方、八丈島の地上～900 hPa の温位は12時間でほとんど変化がないのに対して、それより上空では温位が低下しており、上空の寒気が先行して流入していることを示している。

第6図のデータを(6)式に当てはめ、下層の前線面の傾きを求める。地上～850 hPa の静的安定度は、前線帯の $(\partial\theta/\partial z)_F$ については館野における7日09時のデータから、約5 K/1500 m と見積もられる。同様に暖気内の $(\partial\theta/\partial z)_W$ については、八丈島の6日21時のデータから、約8 K/1500 m と見積もられる。

前線帯の水平温位傾度 $(\partial\theta/\partial y)_F$ は7日09時の八丈

島～館野間の地上～850 hPa の層を考えると、約 -6 K/300 km である。暖気内の $(\partial\theta/\partial y)_w$ はほぼ0と見なす。すると(6)式から前線面の傾きは負となり、暖気側へ傾くと考えられる。その値は $dz/dy \sim -1/100$ のオーダーとなる。

さらに、(4)''式で、 $f = 7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、 $T = 280 \text{ K}$ とすると、

$$-(\partial u_g/\partial y)_F + (\partial u_g/\partial y)_w \sim -5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$$

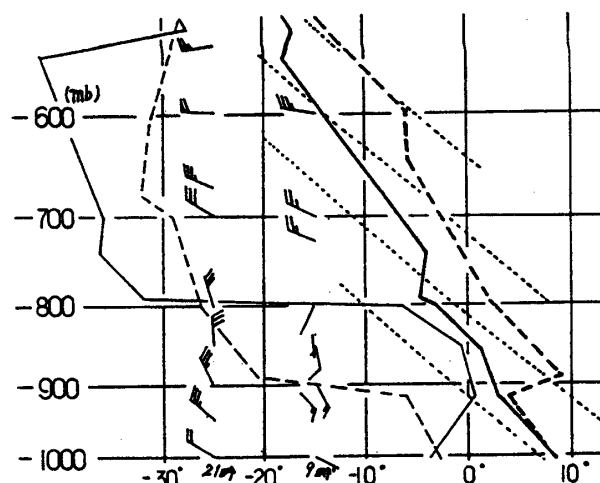
となる。これは総観規模の高気圧・低気圧に関する地衡風渦度の値として現実的な値である。第6図の850 hPa の風の観測値を地衡風の近似値として採用し、前線帯として7日09時の八丈島～館野、暖気内として八丈島の6日21時～7日09時を考えると、 $-(\partial u_g/\partial y)_F \sim -(12 \text{ ノット})/(300 \text{ km}) = -2.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、 $-(\partial u_g/\partial y)_w \sim (25 \text{ ノット})/(220 \text{ km}) = 5.7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ となり、オーダーは合う。

寒冷前線の前線面が暖気側に傾き、前線付近で静的安定度が小さくなるということは、前線付近(=シャーラインの北側)で対流雲が発生するという観測事実(第1図、第3図)とも矛盾しない。

浜松の高層観測(第7図)では、7日09時に900～800 hPa の層で気温が低下し、特に850～800 hPa で安定度が低くなっている。この層は湿潤であることから、雲域である東方からの寒気であると考えられる(第2図参照)。

ところで、この前線に伴う水平温度傾度は、上述の八丈島～館野の水平温度傾度より、6 K/300 km 程度である。一方、前12時間のシャーラインの移動速度は岩瀬(1985b)第1図と第2図から4.5 m/s 程度と見積もられる。これは顕著な寒冷前線の移動速度が一般に10 m/s 以上であるのと比較するとかなり遅い。前線はシャーラインほど明瞭でないが同じ速度で南下したとすれば、ある地点における気温の下降は0.3 K/h 程度にしかないが、それが半日以上続くことになる。地上気温の時系列データでは日変化の方が大きく、前線に伴う気温低下の分離が不可能である。このようなことも、この現象が寒冷前線よりもシャーラインの側面が強調された理由であろう。なお、八丈島の7日の最高気温は14.0°C(12時10分)、最低気温は朝ではなく20時50分の10.8°Cで、日中に緩やかな気温の下降があったことが示唆される。

Schultz and Steenburgh (1999) はロッキー山脈の東で暖気側に傾斜した寒冷前線(すなわち前方傾斜型)



第7図 浜松のエマグラム。太線は気温、細線は露点温度。実線は1984年4月7日09時、長破線は4月6日21時、点線は乾燥断熱線。岩瀬(1985b)より。

の事例について述べ、前線の数100 km 前方にトラフが位置していたことも示している。その事例について Stoelinga *et al.* (2002) は静的安定度の観点で再解釈し、寒冷前線前面(暖気側)の境界層が安定成層なので顕著な前方傾斜になるとした。これに対して第6図では前線の暖気側は900 hPa より下では温位がほぼ一定で静的中立な混合層になっており、もし地上～900 hPa の層を考えれば(6)式からは前線はほぼ直立することになる。一方、暖気側の安定度の高い900～800 hPa では前方傾斜が大きくなり、特にこの高度で静的安定度の低い前線層の空気の流入が顕著になると考えられる。これは第6図の八丈島(7日09時)や第7図の浜松(7日09時)に見られるように、下層の混合層の上に静的安定度の低い空気層が流入することで安定度の低い層が特に厚くなることと矛盾せず、また特にその先端で対流雲が発生しやすいことも説明できる。

4. まとめ

関東地方に局地的悪天をもたらす北東気流のパターンのうち、岩瀬(1985a, b)の提案した反転型の、1984年4月7日の事例について再検討した。このパターンでは、大規模場では北東気流による寒気移流を特徴として持つが、シャーライン(トラフ)の通過時には気温が低下しないことが指摘されている。そこで、本稿ではまず、密度傾度の不連続としての前線を考え、前線とトラフの位置が一致しないことと、前線面が暖気側に傾くときは前線の暖気側にトラフが位置すること

を示した。問題の事例は、トラフ（シャーライン）・前線の位置関係や、気温低下が地上より上空の方が先行している特徴を持っていたことから、暖気側に傾く前線であると仮定した。シャーライン・前線の周辺の水平温度傾度と静的安定度の分布からは、前線面の暖気側への傾斜が導かれ、また、そこから計算される前線の傾斜は、地衡風渦度（トラフ・リッジの分布）とも矛盾しないものであった。一方、今回の事例に関しては、Stoelinga *et al.* (2002) が再解釈した Schultz and Steenburgh (1999) の前方傾斜型寒冷前線とは、山岳の東側で発生したという点や prefrontal trough が存在する点が類似していたが、暖気側の境界層の静的安定度が低い点とその例とは異なっていた。

謝 辞

岩瀬松治氏（元気象庁予報課）には多数の貴重な資料のコピーと、本稿の草稿に対するコメントをいただきました。

参 考 文 献

Bluestein, H. B., 1993 : Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes, Part II : Observations and Theory of Weather Systems, Oxford Univ. Press,

594pp.

Godson, W. L., 1951 : Synoptic properties of frontal surfaces, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 77, 633-653.

岩瀬松治, 1985a : 北東気流の構造の2類型, 研究時報第36巻別冊, 104-105.

岩瀬松治, 1985b : 関東南岸における停滞性雲組織の構造, 研究時報, 37, 243-252.

小倉義光, 2000 : 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289 pp.

澤田龍吉, 1955 : 天気図解析の基礎, 予報研究ノート, 6, 145-256.

Schultz, D. and W. Steenburgh, 1999 : The formation of a forward tilting cold front with multiple cloud bands during Superstorm 1993, Mon. Wea. Rev., 127, 1108-1124.

Stoelinga, M. T., J. D. Locatelli and P. V. Hobbs, 2002 : Warm occlusions, cold occlusions, and forward tilting cold fronts, Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 709-721. 邦訳は測候時報, 70 (2003), 9-24.

鈴木和史, 安東義彦, 1992 : 関東地方に局地的悪天をもたらすメソ α スケール雲システムのメソ天気系モデル, 研究時報, 44, 63-79.

山岸米二郎, 1983 : 関東地方の局地的悪天時の場の特徴の数値シミュレーション, 天気, 30, 531-538.

Reexamination of the “Northeasterly Pattern with the Reverse-tilting Circulation” Around the Kanto region : Comparison with the Forward-tilting Cold Front

Naoko KITABATAKE

Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan

(Received 17 September 2002 ; Accepted 11 August 2003)

Abstract

As a category of the surface pressure pattern which is often accompanied by a sustained northeasterly wind with the local cloudiness around the coastal area of the Kanto region, the “reverse-tilting circulation type” (Iwase, 1985a) was discussed, assuming a frontal structure which tilts toward the warm air, i. e., a forward-tilting cold front. A front defined by discontinuity of the gradient of density, can tilt toward the warm air. Such a front is theoretically expected to be accompanied by

a frontal zone which is statically less stable, and by a trough and a cyclonic wind shear in the warm air, not in the frontal zone. These features were found as a result of reexamination of Iwase's (1985b) case study (7 April 1984). However, the boundary layer in the warm air was nearly statically neutral, so that the forward-tilt of the cold frontal surface was inferred to be large in the layer of 900–800 hPa.



(財) とうきゅう環境浄化財団研究助成の募集

1. 対象テーマ：首都圏における多摩川およびその流域の環境浄化に関する基礎研究，応用研究，環境改善計画のための研究
 - (1) 産業活動または住生活と多摩川およびその流域との関係に関する調査および試験研究
 - (2) 排水・廃棄物等による多摩川の汚染の防除に関する調査および試験研究
 - (3) 多摩川およびその流域における水の利用に関する調査，試験研究
 - (4) 多摩川をめぐる自然環境の保全，回復に関する調査，試験研究
2. 対象者：学識経験者の方はもちろん，一般の方でも研究に意欲のある方であれば，どなたでも応募できます。
3. 研究期間：最長2年

4. 助成額：

学術研究は600万円以内（単年度300万円以内）.
一般研究は300万円以内（単年度150万円以内）.
5. 応募方法：

財団指定の申請用紙を請求して申請して下さい（下記ホームページからもダウンロード可）.
応募についての詳細は，下記財団事務局へお問い合わせ下さい.
6. 公募締切日：2004年1月15日（木）

〒150-0002 東京都渋谷区渋谷1丁目16-14
渋谷地下鉄ビル内
財団法人 とうきゅう環境浄化財団
Tel. : 03-3400-9142, Fax : 03-3400-9141
<http://home.q07.itscom.net/tokyuenvironment/>