

関東北・西部山系を越える寒冷前線の変容：事例解析*

小倉 義光**・永田 雅***・田畑 明****

要 旨

1990年4月29日、日本海を東進中の温帯低気圧に伴った寒冷前線が、本州北陸海岸に上陸してから関東平野を抜けるまでの構造とふるまいを、気象官署のルーチン観測データを用いて調査した。前線は三つの段階で違った構造を持つ。第1段階は佐渡が島および北陸海岸に前線がある時で、重力流に似た構造を持つ。その構造は第2段階（関東北・西部の山岳地帯を越える際）で失われ、前線の背後にはガストの強い区域が広がっている。さらに第3段階（関東平野を南下）で次々に雷雨を発生させる。その一部はスコール・ラインに組織される。このスコール・ラインは米国中西部で観測されるスコール・ラインと多くの点で似た構造を持つが、ウェーク・ロウは認められなかった。またメソハイの背後で露点が急低下するという相違点も見いだされた。

1. はじめに

寒冷前線が山脈を通過するときに受ける変形は、以前から気象研究者の興味を惹いて来た。その研究の両極端として、単純化した前線が仮想的な山脈を越える場合の理論的・解析的な扱い（たとえば Bannon, 1983）と、現実の観測データの解析から議論するものがある。その中間に、単純化した山岳を組みこんだモデル実験がある。わが国の場合、東進する温帯低気圧に伴って本州を横断する寒冷前線は、程度の差こそあれ地形の影響を受ける。櫃間・上坂 (1978), Sakakibara (1983), 山本 (1984) などの事例解析を含めて、最近の統計的研究を加藤 (1990) が解説している。

この論文では、1990年4月29日、日本海上の寒冷前線が北陸海岸に上陸し、関東平野を通過するまでの構造とその進化 (evolution)、および前線が励起したメソ対流系を調査した。データは気象庁所属の官署のルーチン観測のものだけである。しかし次のような興味ある事実が

見いだされた。(a) 北陸海岸に上陸時には、寒冷前線が重力流 (gravity current) あるいは密度流 (density current) の性質を持っていた。(b) この寒冷前線は発生してから日も浅く、弱いものであったにも拘らず、その通過時に強い突風をもたらした（たとえば最大瞬間風速は東京で 21 m/s, 銚子で 25 m/s）。(c) 同日午後関東地方でスコール・ラインを含めて数個の雷雨が発生したが、その相次ぐ発生が寒冷前線の通過と地形によって支配されていた。(d) そのスコール・ラインは米国中西部で観測されたスコール・ラインと多くの点で似た構造を持っていたが、また相異点もあった。

使用したデータは天気図、レーウィンゾンデ、アメダス、レーダー、「ひまわり」雲画像、気象官署の日記紙などである。

2. 総観場の概観

第1図aは4月29日3時（以下時間はすべて日本標準時）、問題の寒冷前線が北陸海岸に上陸する数時間前の地上天気図である。春期には温帯低気圧が日本海で発達してサハリン地域に達し、その中心から南西に延びる長い寒冷前線が日本海全域をおおうことがしばしばある。しかし今回の温帯低気圧は弱く、寒冷前線は短かい。6時間後の9時における第1図bでは、低気圧は既に津軽海峡を通過しており、寒冷前線は北陸地方まで達すると解析されている。一方、瀬戸内海・四国地方を通過した

* Metamorphoses of a cold front crossing over the mountain ranges north and west of the Kwanto Plain: A case study.

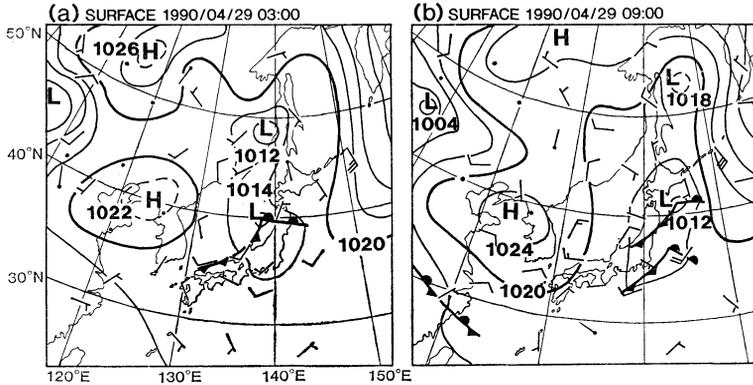
** Yoshimitsu Ogura, 東京大学海洋研究所・日本気象協会.

*** Masashi Nagata, 気象研究所.

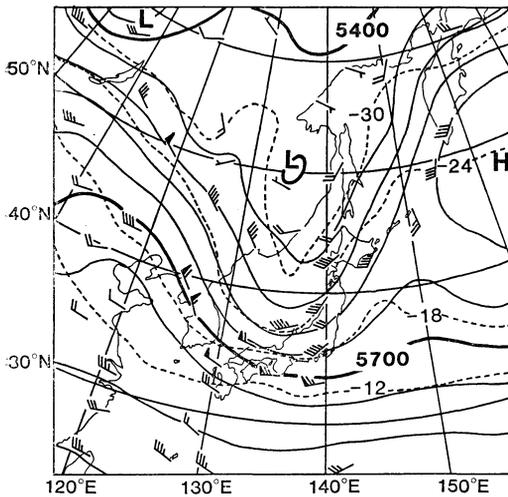
**** Akira Tabata, 気象研究所.

——1991年1月10日受領——

——1991年6月21日受理——



第1図 (a) 1990年4月29日3時の地上天気図、(b) 同日9時の地上天気図。



第2図 1990年4月29日9時の500mb高層天気図。等高線(実線)は60m面隔, 等温線(破線)は6°C間隔。

西風が本州南岸沿いに別の寒冷前線を形成している。この二つの寒冷前線にはさまれた北陸～関東平野が、今回の解析の領域である。

第2図の500mb天気図に見るように、同日9時には寒気を伴ったトラフが本州上空を通過中である。等高線と等温線の位相から判るように、このトラフが発達する傾向は少ない。しかし、この時刻前後の天気図(図省略)から、遙か北方の低気圧を中心として、トラフの軸がNNE-SSWからNNW-SSEへ向きを変えつつあることが判る。これに伴い第3図に示すように、館野の気

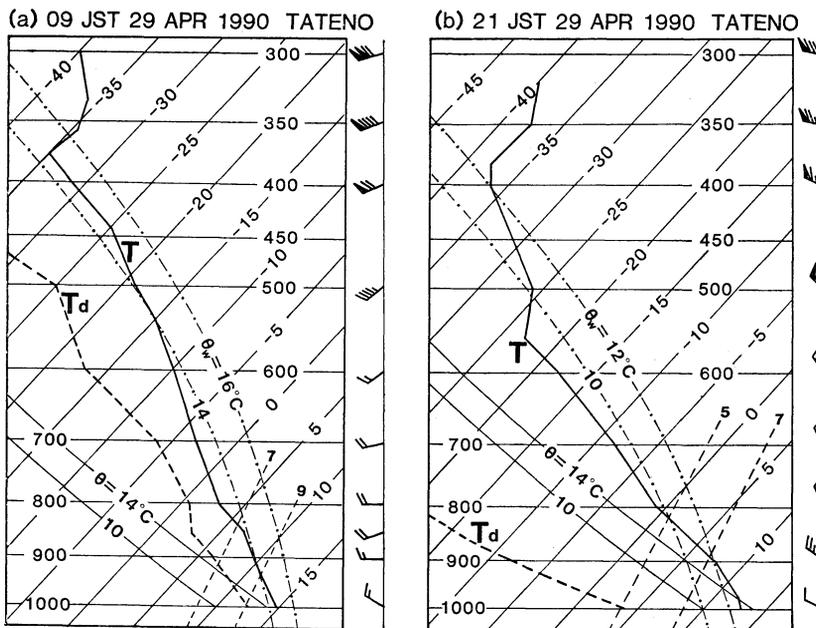
象状態は9時から21時の間に急激に変化する。すなわち9時には最下層の風だけが北よりの成分を持っていたのに、21時には300mbまで総べてNWまたはNNWの風である。気温も300mbまでの全層で降下する。殊に600-500mbの層では7°Cの急降下である。

しかし、これで背の高い積乱雲発達条件がすべて整ったわけではない。9時(第3図a)の状況では、1000mbの空気塊はあと4°C温度が上昇し、約920mbの凝結高度まで強制上昇させられれば、圏界面まで浮力で上昇できる。東京では9時から13時まで日射加熱により、地表気温が6°C上昇したことを考慮すると、第6節で述べるように、12時近くから関東平野で次々に雷雨が発生したことも了解できる。

アメダスの風の分布図によれば(第8図b)、上層のトラフと地上の温帯低気圧の移動に伴い、地上では主に次の三つの気流が関東平野に向う。(a)瀬戸内海・近江盆地を経て本州南岸に沿う西風、(b)三国峠や関東北部の山系を越える北ないし北西の風(これが本研究の主題)、(c)本州東岸に沿って南下する北風。これらの風系は山本(1984)の事例解析で指摘されたものと同じである。ただし今回の場合、関東地方では(c)は弱く、その影響は無視できるようである。

3. 寒冷前線の移動

29日3時に北陸沖にあった寒冷前線(第1図a)の移動を最初に調べる。ここでは各観測点における寒冷前線の通過時刻は、気象官署の自記記録から決定する。すなわち、温度・露点温度・風向・風速の急変および気圧の変化(それまでの下降傾向から上昇傾向への反転)とい

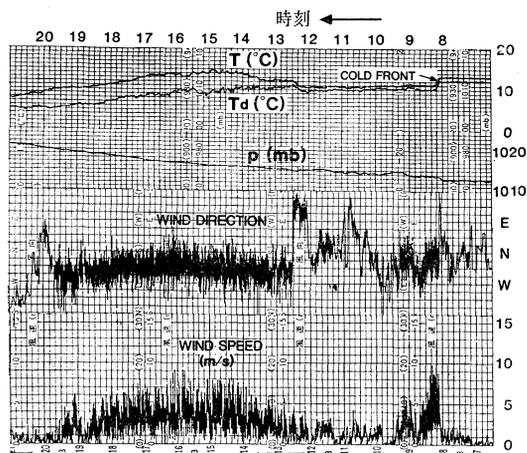


第3図 Skew T-Log p 断面図で表わした館野における高層観測。(a) 1990年4月29日9時, (b) 同日21時, T =気温, T_d =露点, θ =温位, θ_w =湿球温位, 等温線 ($^{\circ}\text{C}$) は斜め左下方に等間隔で走る。直線左下方に走る破線は等飽和混合比線 (gr/kg)。長い矢羽根は 5 m/s 。

う、五つの条件のすべてが満足される時刻を寒冷前線の通過時刻とする。例として第4図に新潟県高田測候所の自記記録を示す。上記の定義に従い、寒冷前線は高田を8時10分に通過したとする。関東南部では上記の五つの気象要素の変化が同時に起るとは限らないことは、後に述べる通りである。

こうして通過時刻が確定できた地点が第5図の黒丸、できなかった地点が×である。自記記録のある観測点の数は少ない。それで毎時のアメダスの風の分布図から決めたシアラインの位置が、自記記録からの解析結果と整合する限り、第5図の作製に参照した。前1時間との気温差の分布図も作製したが、気温には日変化があり、また地上気温は雲の有無による日射強度の変化に鋭敏に反応するので、ここでの目的には使用できなかった。

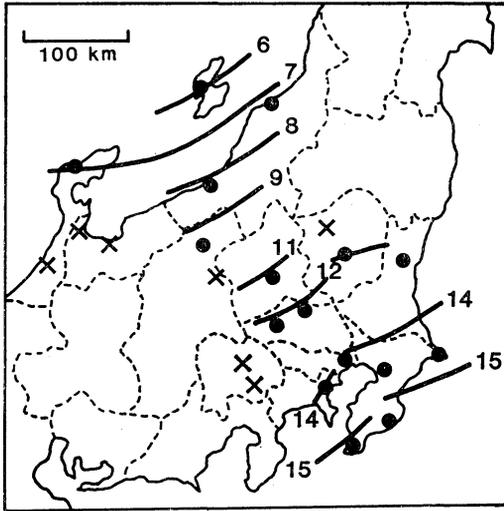
第5図に示す通り、中部山岳地帯では上記のように定義した寒冷前線は検出できなかった。一方、寒冷前線がほぼ6時に相川を、ほぼ12時に熊谷を通過したことは自記紙から明瞭に認められる(第7図参照)。この間の平均移動速度は約 10 m/s である。やや意外だったのは、関東北西部の山脈の北側で寒冷前線が足ぶみする傾向が



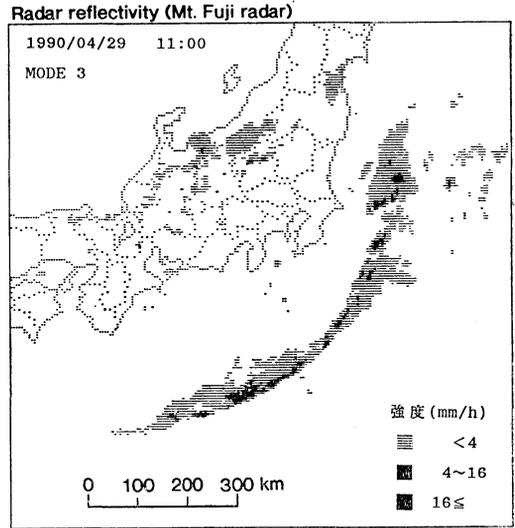
第4図 高田測候所における1990年4月29日の自記紙の一部。 T =温度, T_d =露点, p =気圧。

見られなかったことである。しかしこれも観測点が粗すぎたためかも知れない。

また興味があるのは第6図に示した11時の富士山レー



第5図 各時刻における寒冷前線またはガスト・フロントの推定位置。黒丸は自記紙から寒冷前線の通過時刻が確定できた気象官署、確定できなかったのがクロス印。但し14時以降は寒冷前線に伴って発生したガスト・フロントの位置。



第6図 1990年4月29日11時の富士山レーダー・エコー図。

ダー図である。本州南方および東方洋上にアーク状のエコーがある。一見、寒冷前線が既に本州中央部を通過したように見える。しかし第5図によれば、寒冷前線はまだ関東北部にある。海上の雲バンドの南半分では先端部に強いエコーがあり、その背後に弱いエコーが広がり、活発なスコール・ラインが南東方向に進行中であることを示している。この部分は第1図bの本州南岸沿いの寒冷前線に対応するものであるが、本研究の主題からはずれるので、これ以上は述べない。

4. 第1段階での寒冷前線の構造

第4図によると、約10分間に高田では気温・露点温度とも 2°C 降下し、気圧は約1mb上昇している。殆ど同じ変化が輪島・相川・新潟でも認められる(図省略)。前節の見積りから寒冷前線の移動速度を 10 m/s とすれば、乾冷氣団と湿暖気団の境界面と定義した寒冷前線帯の幅は約6kmとなる。これは普通シノブチック・スケールの前線の幅と考えられているものより1桁小さい。

また第4図で前線通過後ガストの強い1時間は、気温・気圧とも殆ど変化していない。このことは寒冷前線先端部の背後の寒気は、普通いわれているような「くさび」型でなく、少なくとも35kmにわたって一様な厚さ

を持っていたことを示す。その厚さは静力学平衡の式から約1.5kmと推定される。

この構造を最近米国で測定された前線の微細構造と比較してみよう。New England でしばしば発達する沿岸前線 (coastal front) は、準定常的で、前線を横切って幅10km以下で 10°C ないしそれ以上の温度傾度があることが知られていた (Sanders, 1983)。最近 Nielsen と Neilley (1990) が NCAR の航空機 Queen-Air と King-Air を使って微細構造を調べた結果によると、前線の幅は200mくらい、150~400mという厚さに達するまでの水平距離は0.5~2.5kmである。またロッキー山脈の東側を南下する乾いた(すなわち降雨を伴っていない)寒冷前線を、コロラド州 Boulder にある気象観測塔で観測した二例では、その幅はそれぞれ200m (Shapiro, 1984) と900m (Shapiro *et al.*, 1985) であった。また同じく米国の南西部でシノブチック・スケールの寒冷前線を航空機で測定した結果によれば、その幅は約1kmであった (Shapiro *et al.*, 1985)。したがって今回の寒冷前線も、もっと応答の速い測器で測ったら、もっと幅の狭い寒冷前線が検出された可能性がある。

粘性のない流体中の frontogenesis の理論によれば、非線型前線強化過程には自己励起作用があり、時間的に一定な速度の変形場の作用で、前線の幅は有限の時間内に無限小になり得る(たとえば Hoskins と Bretherton, 1972)。その点からいえば、上記のように寒冷前線の幅

が狭いのは驚くに値しない。一方上に引用した論文では、観測された寒冷前線が重力流に似た振舞をしていることが強調されている。すなわち、その立体構造は先端部の鼻 (nose) とその背後のふくらんだ頭部 (head) という、重力流によく似た構造をしていた。また伝播速度が重力流として期待される値とよく一致していた。

さらにCarbone (1982) は米国カリフォルニア州で降雨を伴った寒冷前線をドップラー・レーダーで観測した。その結果によれば、地表面での寒冷前線の背後から前線に向う流れの層はうすく、しかも鼻の部分を除けば厚さは一様であった。また寒冷前線の移動速度も重力流のように振舞った。Trier *et al.* (1989) は TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) 期間中にやはりドップラー・レーダーで観測された梅雨前線が、同じような構造を持っていることを示し、重力流型前線と性格づけている。

それでは今回の寒冷前線は重力流のように伝播しているか。Benjamin (1968) によれば、地表面の抵抗および冷氣と暖気の境界面での混合を無視すれば、定常状態にある重力流の (地表面に対する) 伝播速度 C は次式で与えられる。

$$C = K \left(g d \frac{\Delta\theta}{\theta_0} \right)^{1/2} + U_w \quad (1)$$

ここで g は重力加速度、 $\Delta\theta$ は重力流先端部 (前線) を横切る温位差、 θ_0 は平均の温位、 d は重力流の厚さ、 U_w は地面に相対的な暖気の数値である。 K は無次元のフルード数で、 d とは次の関係がある。

$$K(h) = \left[\frac{(1-h)(2-h)}{(1+h)} \right]^{1/2} \quad (2)$$

ここに h は、暖気の厚さ H_w を使って d を無次元にした量である ($h \equiv d/H_w$)。厚い重力流 ($h=0.5$) のとき $K=1/\sqrt{2}$ であり、厚さが減るにつれ K の値は増し、 $h=0$ のときには $K=\sqrt{2}$ となる。

現実の重力流では地表面の抵抗があるため、 C は式 (1) で与えられるより小さい。実験室および大気中で観測された重力流の C を与える経験式あるいは K の値はいろいろ提案されている (Wakimoto, 1982 参照)。たとえば Simpson と Britter (1980) は

$$C = K \left(g d \frac{\Delta\theta}{\theta_0} \right)^{1/2} + b U_w \quad (3)$$

という式を実験的に求めている。 K は式 (2) で与えられ、 b は 0.7 くらいとされている。Wakimoto (1982) 自身は式 (1) で d として冷氣の平均の厚さをとった場合

$K=1.1$ 、重力流の先端の head の厚さをとった場合は $K=0.76$ という値を使っている。

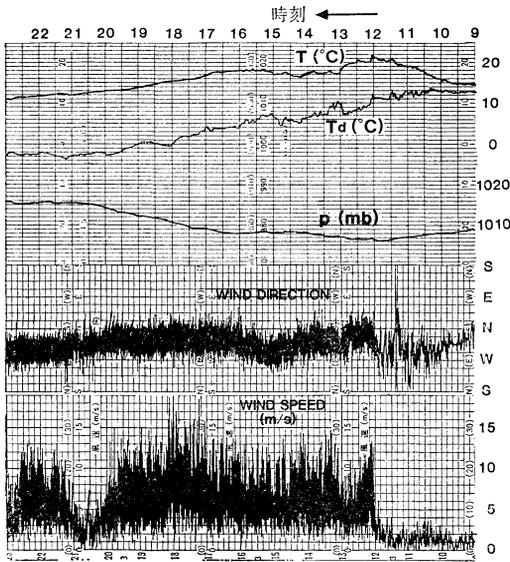
今回の寒冷前線に式 (3) および (2) を適用しようとする時、困難だったのは暖気の厚さ H_w の決定であった。29日9時には寒冷前線は既に高田を通過している。輪島における28日21時と29日9時のレーウィン・ゾンデのデータには顕著な逆転層がない。それで H_w として大気スケール・ハイト 8 km を採ることにし、 $d=1.5$ km であることを考慮すると、 $h=0.18$ となり、式 (2) から $K=1.12$ となる。これは偶然 Wakimoto の与えた値に極めて近い。同じく輪島における28日21時の風向と風速は、900 mb では 249° と 11 m/s、850 mb では 257° と 15 m/s である。ところがこの風向は第5図で示した寒冷前線にはほぼ平行である。それで式 (3) において $b U_w$ の項を無視すれば、 $C=11$ m/s となる。これは前節で実測から求めた 10 m/s に極めて近い。

もちろん実測値といっても、6時間にわたる伝播から求めた平均的な値である。一方理論値といっても多くの仮定的なパラメータ値を用いて計算しているから、この一致をあまり強調しても意味がない。しかし、総合的にみて、今回の寒冷前線が重力流の性格を持っている点は、(a) 地表付近では暖気と寒気はそれぞれ水平方向に一樣な流体であり、大部分の水平の密度 (温位) 傾度は幅の狭い前線帯に限定にされていること、(b) 前線帯は地表面から急激に上方に立ち、そのすぐ背後でガストが強いこと。このガストは前進する寒気と、その上面を逆流する暖気との境界面で発達する Kelvin-Helmholz 不安定波による乱れと想像される (たとえば Simpson, 1987; Droegemeier と Wilhelmson, 1987)、(c) 前線背後の逆転層の高さ (寒気の厚さ) がほぼ一樣であること、(d) 伝播速度の一致である。しかし地上観測データしか利用できなかったのも、重力流の性格のうちで確認できなかった点は、逆転層の下で、寒気の "feeder flow" が前線に向って流れていたかどうかである。

5. 第2段階での構造

上記の寒冷前線が関東北西部の山脈を越えて、風下側の熊谷を通過した時の自記紙が第7図である。第4図と同じくガストは殆ど瞬間的に起っているが、温度は約1時間にわたって徐々に下降している。またガストを含む強風は切れ目無しに21時頃まで続いている。前橋における記録は (図省略)、前線がほぼ11時10分に通過した点を除けば、定性的に第7図と同じである。

第4図に示した寒冷前線が第7図のように変容するまでに、上層の一般流が変化しているのに加えて、山越えと、海面より遙かに大きい地表面粗度および日射加熱による境界層の変化という諸因子の影響をうけている筈である。しかしレーウィン・ゾンデ観測データが全く無いので、こうした影響を議論できない。集中野外観測が望まれるゆえんである。



第7図 第4図に同じ。但し熊谷地方気象台。

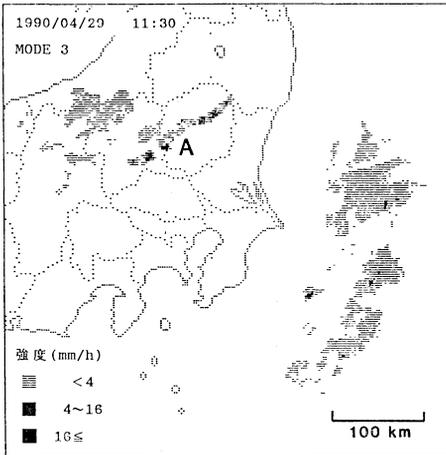
ただ日射加熱の影響について一言つけ加える。第4図に示したように、高田では12時以降日没までガストが強い。レーダー・アメダス合成図によれば、同日午前中には日本海側には広範囲な降雨域があった。この降雨域は次第に東に移動し、高田では12時ごろから日射が回復し、気温は上昇し初めた。従って12時以降のガストは、地衡風の変化に加えて、対流混合層の発達という晴天下の境界層の日変化を表わしていると想像される（たとえば Yamada と Mellor, 1975; Sun と Ogura, 1980）。

6. 寒冷前線に伴う雷雨の概観

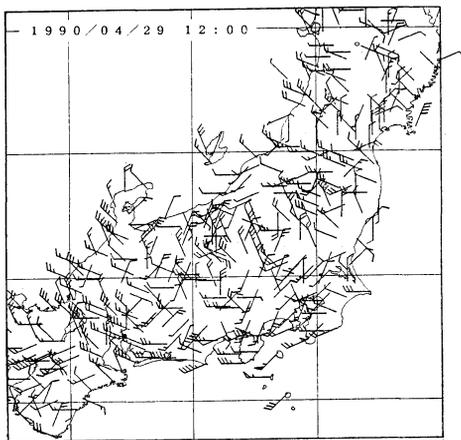
第2節で述べたように、4月29日関東平野上の大気は、日射加熱と強制上昇があれば、雷雨が発生し易い状態にあった。事実今回の寒冷前線はこの強制上昇を与え、南下するに従って次々と雷雨を発生させた。7～8分おきに与えられた東京レーダーのエコー図を用いて、その様子を概観する。

第8図aに示すように、11時30分には群馬県および栃木県でアーク状をしたエコー群Aが発達している。第8図bに示した12時におけるアメダスの風分布によれば、このバンド状エコー群はそれぞれ三国峠および関東北部山地を越えた北よりの風が、残留している南西風との間に作るシア・ラインに対応しているらしい。ついであるが、第8図aに示したエコーの形状および位置は、榎間・上坂(1978)の事例解析で地上風の収束帯として示されたものと一致しており、ある程度の一般性がある

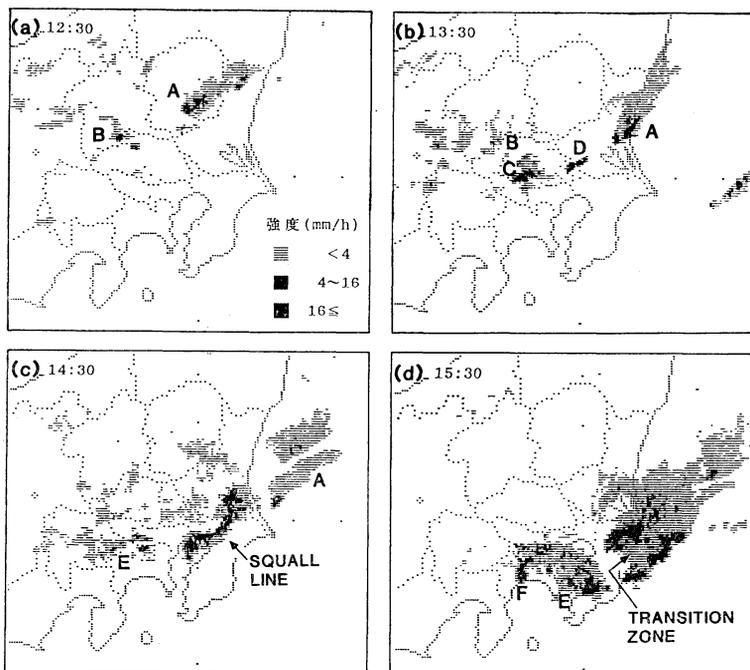
(a) Radar reflectivity (Tokyo radar)



(b) Surface wind (AMEDAS)



第8図 (a) 11時30分における東京レーダー・エコー図。(b) 12時におけるアメダス風分布。短かい矢羽根は1 m/s, 長い矢羽根は2 m/s, ベナントは10 m/s.



第9図 12時30分から15時30分まで1時間間隔の東京レーダー・エコー図。

のかも知れない。その後セル群Aは東方に移動し(第9図b参照), 16時ごろ茨城県の東方洋上で消滅する。

12時30分(第9図a)には, エコー群Aに加えて, 新たなエコー群Bが東進中である。後者は12時ごろ寒冷前線の西端が群馬県西部の山岳地帯を横切るあたりで発生したものである。しかしエコー群Bはあまり発達せず, むしろ13時ごろ埼玉県飯能付近で発生したエコー群Cが強大となる。さらに13時15分ごろ埼玉県東部でエコーDが発生する。その結果13時30分には(第9図b), エコー群A, D, Cがきれいなアーク状のバンドを形成する。これを14時のアメダスの風の分布図(図省略)と比較すると, 第8図bに示したシア・ラインが丁度この位置まで南下したことは明らかである。

14時30分には(第9図c), 東進を続けるエコー群CとDは千葉県北部で連結し, スコール・ラインを形成する。すなわち, このスコール・ラインは Bluestein と Jain (1985) の分類に従えば, broken line 型に属する。一方南下を続ける寒冷前線は神奈川県北部および山梨県東部で, ほぼ東西に並ぶエコーEを発生させる。

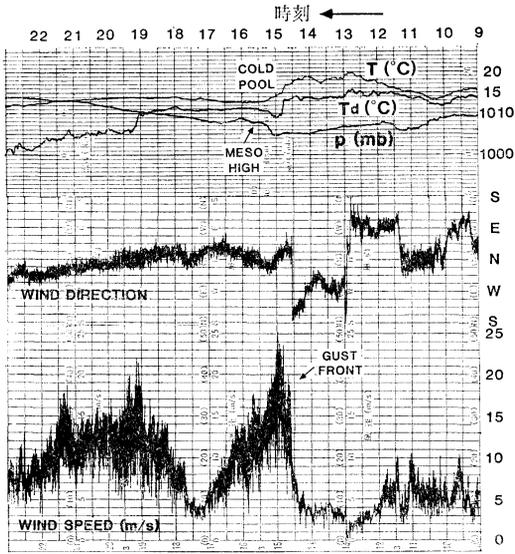
エコー群Eは東南東の方向に進みながら面積を広げ, 15時30分頃(第9図d)までに房総半島に達する。ところが同時刻には箱根山塊の東側で強いエコーFが発生し

ている。こうして寒冷前線の南下と共に, 雷雨発生位置も南下していることは明瞭である。

7. スコール・ラインの構造

第9図cで千葉県北部にあったスコール・ラインは, その後南東の方向に時速約60kmで進む。それと共に背後に弱いエコー域が広がる(図省略)。銚子における1時間降雨量は15—16時が8mm, 16—17時が1mmであった。従って弱いエコー域は層状性降雨域を表わしていると思われる。このように先端部の線状対流性降雨域とその背後に尾を引く層状性降雨域という構造は, 米国中西部で観測されるスコール・ラインの典型的な構造である。さらに第9図dの15時30分までには, 層状性降雨域の中に比較的強いエコーが出現し, スコール・ライン先端部の強いエコー列の間に遷移帯(transition zone)あるいはエコー・トラフが認められる(小倉, 1990, の図9と29参照)。

このスコール・ラインが銚子を通過したときの自記紙が第10図である。14時35分ごろから気温は下降し始め, また風向が急変している。第9図cによれば, 強いレーダー・エコーは未だ銚子の西方にあるから, まずガストフロント(以下GFと略称)が銚子に到着したのである



第10図 第4図に同じ。但し銚子地方気象台。

う。そして15時には最大瞬間風速は一気に 25 m/s に急上昇し、また気圧も急上昇して明瞭なメソハイを形成している。また15時30分頃から18時頃まで気温と露点の差が小さいことは、先端部の対流性降雨帯において雨滴の蒸発冷却によって形成された飽和に近い冷気のプールが、地表面に沿って後方に広がっていることを示す。

また第10図によれば、スコール・ラインの通過に伴う気温の低下は約 6°C である。ところが、アメダスのデータから1時間気温変化量の分布図を作製してみると、変化量が大いなのは15時と14時の差で、銚子西方では最大 8.8°C も気温が低下している。既に述べたように、今回のスコール・ラインに伴う全降水量は少ない(銚子で約9 mm)。それにも拘らず気温降下がこのように大きいのは、もともと乾燥していた寒冷前線背後の寒気の中を雨滴が落下し、蒸発冷却が活発であったためと想像される。

上に述べたスコール・ラインの通過に伴う地上気温・気圧・湿度・風の変化は、米国中西部で観測されているものと全く同じである(たとえばJohnsonとHamilton, 1988)。ただ今回はメソハイの背後の低圧部、いわゆるウェーク・ロウ(wake low)が観測されていない。Fujita(1963)の研究結果を拡張して、JohnsonとHamiltonはスコール・ラインの一生を発生期・発達期・成熟期・消滅期の4段階に分類した。そして小さなメソハイは発生

期で既に認められるが、明確なウェーク・ロウは成熟期で初めて認められ、その気圧低下は消滅期で最大になるとしている。今回のスコール・ラインは銚子通過時にはまだ成熟期に達していなかったと想像される。

さらに第10図で興味があるのは、19時頃露点が約 5°C 急降下したことである。温度・気圧・風向には急変は認められない、風速はこの時刻前から次第に強まっていたが、ほぼこの時刻に第2の強風域が始まっている。19時以前はスコール・ライン先端部からの冷湿な空気のプールを表わし、19時以降はスコール・ラインの影響をうけていない(第7図の)原始の寒気を表わしていると想像される。しかし、その境界の露点の不連続に近い理由は不明である。このスコール・ラインは約10 m/sで移動しているから、メソハイの後面(第10図の16時30分以降)には、スコール・ラインに相対的に後方に向う流れがあり、これが原始の寒気の中を前方に向う流れとの間に収束をおこし、露点の不連続線を形成したかと思うが、想像の域を出ない。アメダスは気圧および湿度を観測していないので、メソハイや露点の急変線の空間的広がりは固定できなかった。なお著者の知る限り、上記のようなメソハイ背後の露点の急変線はこれまで報告されていない。

また第9図cとdに示すように、別のメソ対流系が横浜を通過したが、横浜の自記紙にもメソハイの背後の露点の急変と第2の強風域を含めて、第10図と定性的によく似た時間変化が記録されている(図省略)。さらに第5節で述べたように、関東北部で発生したエコー群Aは東進し、宇都宮と水戸を通過した。この両市における自記記録(図省略)もまた同じような時間変化を示している。ただし変化はずっと弱い。

最後に第10図において、14時50分頃露点が約 3°C 急降下している。その原因はよく判らないが、一つの可能性はスコール・ライン前面の中層に存在している相当温位(θ_e)の低い空気が、スコール・ライン先端部の対流セルの隙間を通してスコール・ライン内に進入し、下降流と共に雲の下の冷気プールに入ってから先端部に向うという過程である。二次元のスコール・ラインでも、前面中層の θ_e の小さい空気がスコール・ラインの下層に進入できることは、FovellとOgura(1889)の第9図が示している。

8. まとめ

気象官署のルーチン観測データを用いて、寒冷前線が

北陸海岸に上陸してから関東平野を抜けるまでの構造の変化を調べた。構造の変容は三つの段階を経る。第1段階は佐渡が島～北陸海岸を通過中の期間であり、前線帯の幅が6 km, 寒気の厚さが1.5 km, 10 m/s で伝播する重力流であると解釈して矛盾はない。その性格は第2段階（関東北・西部の山岳地帯を通過する間）で失なわれ、前線の背後にはガストが強い寒気が続く。

第3段階は寒冷前線が関東平野を南下する期間である。通過に伴って次々に雷雨が発生し、そのあるものはスコール・ラインに組織された。先端部の線状対流性降雨域、その背後に尾を引く層状性降雨域、ガストフロント、メソハイ、地表に沿って後方に広がる冷湿な空気のプールなど、米国中西部でよく観測されるスコール・ラインと多くの類似点を持つ。しかしウェーク・ロウは認められず、反面メソハイ背後の露点の急変が観測された。

関東平野の北・西部の山岳地帯を通過する寒冷前線のふるまいは、前線の強さ・進行方向を含む総観場の状況並びに通過の時刻（夜か昼か）などによって違うだろう。本研究はその一例を示したのに過ぎず、今後多くの例についての研究が期待される。また本研究では利用できるレーウィン・ゾンデ観測データが殆ど無かったので、これまで主として欧米で得られた知識を基礎として、利用できるデータを解釈または物理過程の憶測をした部分が多かった。極めて興味深い現象が身近にあるのだから、特別野外観測を実施するなどして、その実態と本質がもっと明確にされることを期待したい。

謝 辞

東京管区気象台の加藤政勝調査課長に資料の一部を提供していただいたことを記して謝意を表します。またこの研究に際して著者の一人（小倉）は東京大学海洋研究所における施設を利用していただいたことを記して、海洋研究所の諸氏、特に三沢信彦さんと石川浩司さんに感謝します。

引用文献

- Bannon, R.R., 1983: Quasi-gestrophic frontogenesis over topography. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2266-2277.
- Benjamin, T.B., 1968: Gravity currents and related phenomena. *J. Fluid Mech.*, **31**, 209-248.
- Bluestein, H.B., and M.H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe equallines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1731.
- Carbone, R.E., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258-279.
- Droegemeier, K.K., and R.B. Wilhelmson, 1987: Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1180-1210.
- Fovell, R.G., and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3846-3879.
- Fujita, T., 1963: Analytical mesometeorology: A review. *Meteor. Monogr.*, **5**, 77-125.
- 榎間道夫, 上坂慶正, 1978: アメダスの風, 気温データを雨予報に利用するための事例研究. *研究時報*, **30**, 207-212.
- Hoskins, B.J., and F.B. Bretherton, 1972: Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 11-37.
- Johnson, R.H., and P.J. Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure features to the precipitation and air flow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1444-1472.
- 加藤政勝, 1990: 山岳と前線. *気象*, 10932-10936.
- Nielsen, J.W., and P.P. Neilly, 1990: The vertical structure of New England coastal fronts. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1793-1807.
- 小倉義光, 1990: メソ対流系の構造と組織化に及ぼす環境の影響. *天気*, **37**, 439-465.
- Sakakibara, H., 1983: Meso- and small-scale structures of a cold-frontal precipitation system affected by a small low and mesoscale orography. *Papers in Meteor. Geophys.*, **34**, 61-73.
- Sanders, F., 1983: Observations of fronts. *Mesoscale Meteorology-Theories, Observations, and Methods*. D.K. Lilly, T. Gal-Chen, eds., D. Reidel, 175-203.
- Shapiro, M.A., 1984: Meteorological tower measurements of a surface cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1634-1639.
- , T. Hampel, D. Rotzoll., and F. Mosher, 1985: The frontal hydrolic head: A micro- α scale (~ 1 km) triggering mechanism for mesoconvective weather systems. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1166-1183.
- Simpson, J.E., 1987: Gravity currents. *Ellis Horwood Limited*, 244 pp.
- , and R.E. Britter, 1980: A laboratory model of an atmospheric mesofront. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 485-500.
- Sun, W.-Y., and Y. Ogura, 1980: Modeling the

evolution of the convective planetary boundary layer. *J. Atmos. Soc.*, **37**, 1558-1572.

Trier, S.B., D.B. Parsons., and T.J. Matejka, 1989: An observational and numerical study of a subtropical cold front during TAMEX. Preprints, Twenty-Fourth Conference on Radar Meteorology. Tallahassee, FL., Amer. Meteor. Soc., 561-564.

Wakimoto, R.M., 1982: The life cycle of thun-

derstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1060-1082.

Yamada, T., and G. Mellor, 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2309-2329.

山本 晃, 1984: 春季, 中部日本を通過した前線による風と気温のメソ解析. *研究時報*, **36**, 1-14.



「パタゴニア氷河紀行」

中島暢太郎 (文)・近藤裕史 (写真)

リポート

A 5 変型版, 203頁, 2,987円

南米パタゴニアの氷河を記録した美しい写真集である。パタゴニア氷河は世界に残された数少ない秘境として有名であるばかりでなく、南半球や世界の気候に影響を及ぼしていることから、特に気象関係者には注目されている。著者は1968年以来、「京都大学アンデス学術調査隊」の隊長、また文部省海外学術調査「パタゴニア地域の氷河における水文・気象学的研究」の隊長として3度パタゴニアを訪れ、学術調査を行っている。

文部省海外学術調査の報告は「Glaciological Studies in Patagonia 1985-1986」(*Bulletin of Glacier Research*, No. 4, 1987)として出版されているが、これは一般の人の手には入りにくい学術的な調査報告書であり、貴重な資料ではあるが専門家以外に目に触れることは少ない。またこの調査隊に同行したジャーナリストの報告が「パタゴニア自然紀行・氷河調査隊同行記」(松井覚進著:朝日選書)として出版されている。過去にも幾冊かの本が発行されているが、パタゴニアの美しさを示す写真を掲載したものは少ない。この本では全体のほぼ2/3を占めるカラー写真が、パタゴニア地方の美しさを余すところなく伝えてくれる。氷河の写真だけでな

く、自然の豊かさをしめす動植物や雲、あるいはそこに住む人々の生活を写した写真も多数あり、読者は十分にパタゴニアそのものを理解することが出来るであろう。

どんな野外観測や調査にも言えることではあるが、実際にフィールドワークを実行するためには多くの苦勞が伴う。しかしこれらの苦勞は学術調査報告では表に出ることはない。この本では現地における氷河調査の苦勞、地元の人々との心温まる交流、氷河で観測を行っているチリ空軍の職員や、小説で馴染み深いマゼラン海峡に臨む港町プンタ・アレナスで黙々と気象観測を行っている老神父の話など、いろいろと興味深い話題も盛り込まれている。フィールドワークを目指す若い人に一読をおすすめする。

少し注文をつければ、載せられている地図が局部的で、専門外の者には少々分かりにくいので、チリ全体あるいは南米全体の地図を掲載して欲しかった。また最近一般の人々の地球温暖化や環境問題に対する興味が増大しているだけに、今回の学術調査で明らかになった事実、あるいはその気象学的な意義などについてももう少し詳しく述べて欲しかった。

なお、この本の写真の大部分を撮影された近藤氏は、今年1月に中国雲南省の梅里雪山において雪崩のため遭難された。ご冥福をお祈りする。

(気象研究所 藤谷徳之助)