

1995年8月16日に関東地方を通過したスコールライン

瀬 古 弘*・吉 崎 正 憲*・楠 研 一**
つ く ば 域 降 雨 観 測 実 験 グ ル ー プ

要 旨

1995年8月16日、東北地方を横切って東西に延びる寒冷前線が南下した時に、関東地方で南西から北東に線状に並んだスコールラインが見られた。このスコールラインの成熟期の構造を、つくばのドップラーレーダー、アメダス、気象官署や地方自治体（群馬県、埼玉県、栃木県、茨城県）の観測データなどを用いて解析した。スコールラインの中では、強い降水域が進行方向前面に並び、後側に弱い降水域が広がっていた。スコールラインの移動に相対的な地上風の分布を見ると、降水域では冷氣外出流に伴う発散があり、その前面では前方からの暖かい風との収束がみられた。一方、高度2～4 kmの水平風をみると、強い降水域では後方へ吹き出し、弱い降水域では後ろからの乾いた空気の吹き込みが見られた。地上の気圧のメソスケールの変動を見ると、降水域の前面で低圧、強い降水域で高圧、降水の止むところでは低圧であった。規模は小さいけれども、本事例のスコールラインはアメリカ中西部や熱帯で見られるものとよく似た特徴を持っていた。

1. はじめに

いくつかの積乱雲が近接して長く線状に並んだメソスケールシステムをスコールライン (SL) と呼ぶ (Wallace and Hobbs, 1977)。SLはアメリカ中西部や熱帯でもしばしば観測され、SLの持つ特徴や発達・維持する機構について数多くの報告がなされている。第1図はアメリカ中西部で観測されたSLに直交する鉛直断面の模式図 (Houze *et al.*, 1989をもとに作成) である。SLの進行方向の前面には対流性の強い降水があり、後側には層状性の弱い降水域が広がっている。SLの循環をみると、前面の下層からSLに流入した流れは、ガストフロントの近くで上昇し始め、対流性領域で急激に上昇した後、層状性領域を緩やかに上昇を続けながら後方へ流出する。また、同時に層状性雲の下では緩やかに下降する流れがあり、層状性領域を通過して対流性領域の下層の後側に流れ込む。さらに地表近くでは、対流性領域から後方への流れが見られる。

* 気象研究所予報研究部。

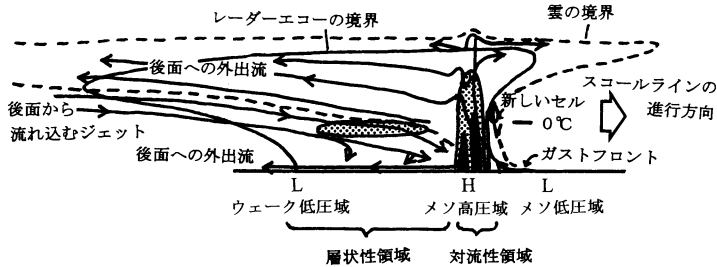
** 気象研究所気象衛星・観測システム研究部。

—1996年10月18日受領—

—1997年10月15日受理—

この模式図から、前面下層からの流入はSLの降水によって妨げられず、SLが持続できる構造であることがわかる。日本でもこのようなSLが、規模は小さいが、寒冷前線や雷雨に伴って発生することがある。たとえば小倉ほか (1991) は、寒冷前線が関東平野通過中にSLに組織化し、アメリカ中西部のSLと多くの似た構造を持っていたことを示した。しかし、これは主に気象官署のルーチン観測データを用いたものであって、微細な構造までは示されてはいなかった。関東地方以外の事例として、沖縄で発生した伝播速度の遅いSLの構造や振る舞いについて、石原ほか (1992) がドップラーレーダーのデータを用いて詳細に解析している。さらにIshihara *et al.* (1995) は、梅雨前線に沿って組織化した降水帯がSLに似た構造と維持機構を持っていたことを、ドップラーレーダーのデータを用いて示した。関東地方のSLについても微細な構造を調べるには、ドップラーレーダー等のデータを用いたより細かな観測が望まれる。

関東地方で発生する雷雨や局地前線などメソ気象擾乱の構造や発生・維持機構を解明するために、「つくば域降雨観測実験グループ」(吉崎, 1996)はオメガゾンデやドップラーレーダーなどを用いた観測を行ってき



第1図 スコールラインの模式的な鉛直断面図 (Houze *et al.*, 1989から作成)。破線は雲の境界を示す。実線は等反射強度線であり、ドット及び黒い領域は強い反射強度域である。層状性領域の温度0度の高度付近にある強い反射強度域はブライトバンドである。矢印のついた細い実線は流れを示し、白い矢印はSLの移動方向を示す。HとLは地上における高圧域と低圧域を表す。

た。この「つくば域降水観測実験」の特別観測期間中である1995年8月16日に、SLが関東地方を通過した。その時のルーチン観測の監視レーダーを第2図に示す。13時(日本標準時)に新潟県や山形県で幾つかに分かれていた降水域が南東進して、14時になると新潟県と福島県でライン状になった。そして強い降水域がラインの前面に並び始めた(図省略)。15時には栃木県と福島県の県境の山地でも強い降水域が現れ、群馬県から福島県にまで連なるライン状のSLとなった。このSLは17時30分頃まで大きく形状を変えることなく南東に移動した。17時には、SLの内部では進行方向前面にあたる南東側で32 mm/h以上の強雨、後面の北西側で1~4 mm/hの弱い降水域が広がっており、典型的なSLの降水パターンを示していた。しかし、その後18時に茨城県南東部のSLの一部が発達したためにライン状の形状が崩れ、21時には降水域は茨城県の東の海上に移動した。本報告では、気象官署のルーチン観測データの他に、つくばのドップラーレーダーや地方自治体の観測データなどを用いて、ライン状の形状を保っていた時のSLの解析結果を報告する。また、本事例について奥山ほか(1996)がSLに伴う発雷の頻度と降水強度の関係を紹介している。

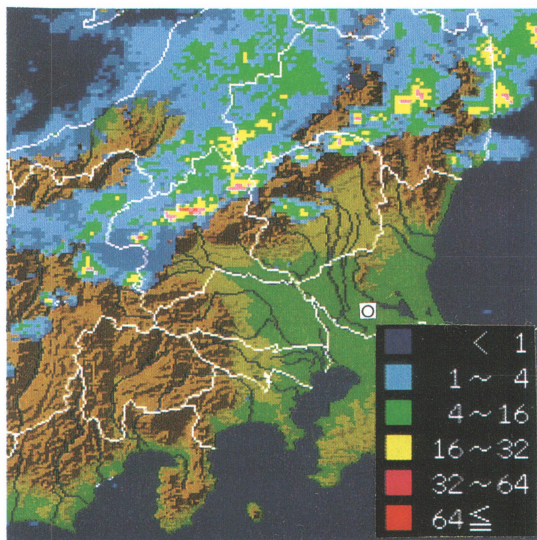
2. 総観場の概観

第3図aは、関東地方で降水帯がSLに組織化する6時間前の8月16日9時の地上天気図である。東北地方を横切る寒冷前線は朝鮮半島まで延びていて、西日本は太平洋高気圧に覆われていた。その12時間後の21時には寒冷前線は関東平野の南まで南下し、関東地方に強い降水と激しい発雷をもたらした。SLはこの寒

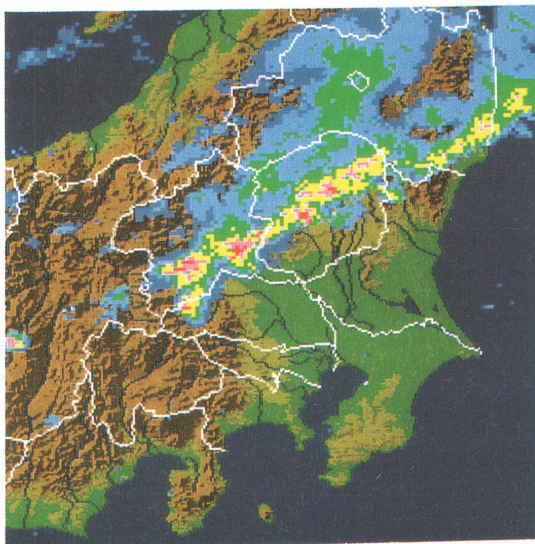
冷前線に伴うものと考えられる。500 hPaでは21時に浅いトラフが既に北日本を通過したが、北日本より南では東西に一樣に近い状況であった(第3図c)。SL通過前後のつくば上空の成層の変化をみるために、第4図に14時35分と20時30分のエマグラムと水平風の鉛直分布を示す。通過3時間前の14時35分では混合層が825 hPa近くまで発達し、その混合層の上部の湿度は90%を越えていた。また、その混合層のすぐ上の800~775 hPaや500~600 hPaには安定層があって、そこで露点温度が大きく変化していた。対流有効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy, CAPEと略称する)を計算すると、混合層中の高度855 hPaの気塊を持ち上げたときに最大になり、その値は2313 J/kgと大きかった。一方、対流の起こりにくさの指標として、自由対流高度までの負の浮力のエネルギー(Convective inhibition)を計算すると、-2 J/kgと小さかった。これらから、SL通過前の成層は非常に不安定であって、対流が起こりやすい環境であったのがわかる。SL通過後の20時30分には、900 hPaより下層の風向が北東風になるとともに、下層の混合層がなくなり、地上から600~500 hPaまで湿った状態に変化した。900 hPaより上層では、上層のトラフの通過に伴って、南よりの西風から北よりの西風が変わったが、関東平野付近では温度場が東西に一樣に近かったため、混合層の発達していた下層と安定層以外の温度変化は小さかった。

SLが関東平野を通過した17時のGMSの赤外画像とアメダスの水平分布を第5図に示す。福島県から群馬県にかけてSLに対応する雲域と、滋賀県から兵庫県に小さい雲域があり、それぞれの気温はまわりより

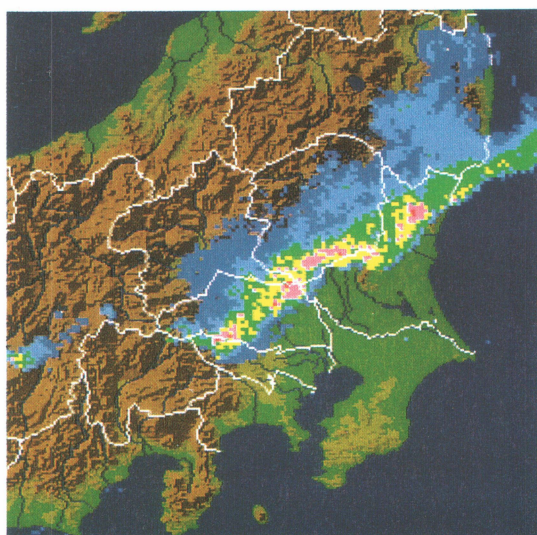
1500JST



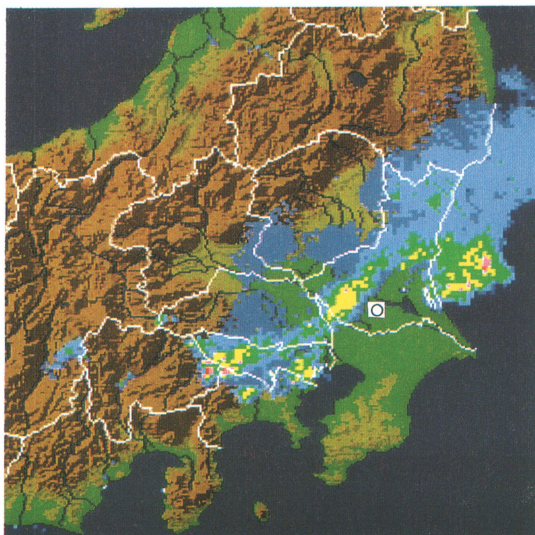
1600JST



1700JST



1800JST

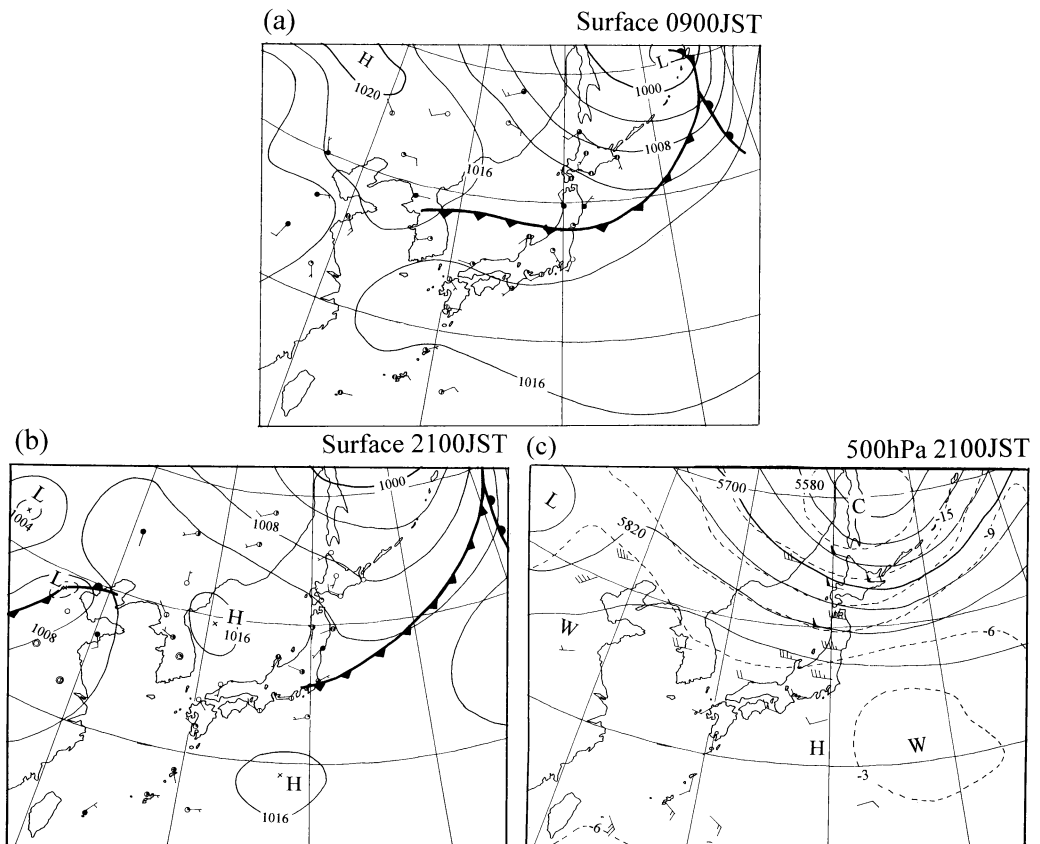


第2図 1995年8月16日の15時から18時までの富士山、東京、名古屋、新潟レーダーの監視レーダー図。数値は放射強度から換算した1時間降水量 (mm/h) である。つくば市の位置を○で示す。

も低いことがわかる。以後、前者のSLだけに注目する。SLの降水域では気温25度以下の冷たい北風、SLの南側では30度以上の暖かい南風であり、この北風と南風がSLの南東側で収束していた。寒冷前線が中部

山岳を通過する時には、(a) 本州南岸から関東平野に向かう西風、(b) 関東山地をこえる北西風や(c) 東北地方の東岸を南下する北風がある場合が知られている(山本, 1984)。本事例では、SLの南側の南風が(a)

16 August 1995



第3図 1995年8月16日の (a) 9時と (b) 21時の地上天気図と (c) 21時の500 hPaの高層天気図. (a)と (b) の実線は等圧線 (hPa), (c) の実線は等高度線 (m), 破線は温度 (°C) である.

に, SLの降水域の冷たい北風が (b) に対応すると考えられ, 一方, 東北地方の東岸を南下する北風はみられなかった.

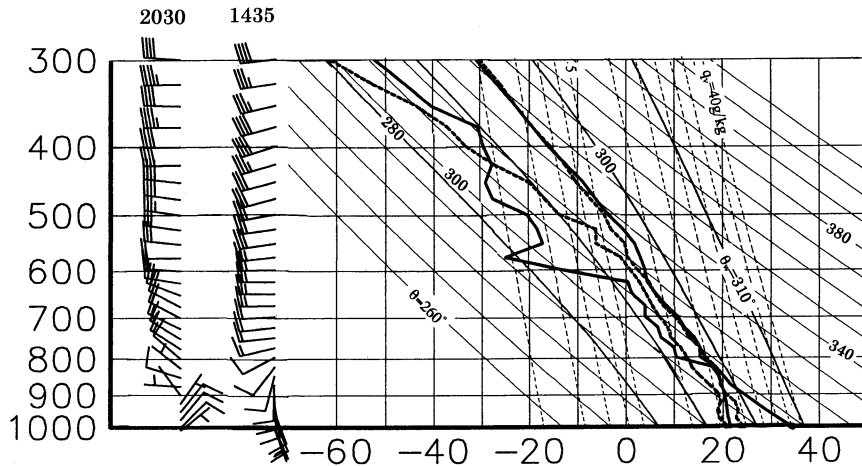
3. スコールラインの移動

SLが形状を保って持続するためには, 第5図で見られた冷氣塊の先端がSLと大きく離れないことが必要である. 離れてしまうと, 冷氣塊により持ち上げられた暖かく湿った空気がSLに供給されず, SLは衰弱してしまう. SLと冷氣塊の位置関係を見るために, ドップラーレーダーで観測した高度1 kmにおける20 dBZ以上の領域の南東側の先端と, 自記紙データから得た冷気の流出に伴う強風(ガスト)の等時線を第6図に示す. ここでは, アメダスの風を参照して, 気象官署や地方自治体(埼玉県, 栃木県, 茨城県)の自

記紙から風向の急変後の風の極大値が観測された時刻(群馬県は気温が急下降した時刻)をガストフロントの通過時刻と定義した.(18時30分以後は自記紙を入手しなかった千葉県や東京都, 神奈川県にガストフロントが移動したため, 位置の特定はできなかった). 降水帯の形状がライン状を保っていた15時30分から17時30分までは, ガストフロントの位置と強い降水帯の先端がほぼ一致しており, SLの先端と冷氣塊の先端が大きく離れていなかったことがわかる. しかし, 18時00分には茨城県東部の対流が強くなり(第2図参照), そこからSLの一部が南東にせり出してきた(第6図の降水域A). つくばを含む茨城県南部では, 北西側の降水域からでなく, 降水域Aからと考えられる冷気が先に観測された. この降水域Aからの冷氣塊が茨城県南部に広がり, 北西側の降水域との位置が離れたために,

Emagram

16 August 1995



第4図 1995年8月16日14時35分（太い実線）と20時30分（太い破線）につくばで放球した高層データの温度と露点温度の鉛直プロファイルと水平風の鉛直分布。短い矢羽根は2.5 m/s, 長い矢羽根は5 m/sである。

冷氣塊により持ち上げられた空気が北西側の降水域に供給されず、千葉県降水域は18時24分には消散してしまったと考えられる。

SLが通過したときに、地上の気象要素は激しく変化した。激しい降水が観測された埼玉県熊谷市の地方気象台の自記紙を第7図に示す。熊谷市では16時10分から気温が急激に下降し、10分後には9度、30分後までにはさらに2度下降した。露点温度も気温とともに2度下降し、その後次第に上昇していった。風は気温の下降の5分前に弱まりはじめ、風向が南から北に変化した。気温の急激な下降と同時に北風が急激に強くなり、16時15分ごろに24 m/s以上の強風が吹いた。この気温の下降に伴う強風は、露点温度も低下していたことから、乾燥した空気であったことがわかる。気温の急激な下降には降水の蒸発が効いていたと考えられる。雨は風が10 m/sほどに弱まったところから降り始め、16時40分には降水強度が80 mm/h程の激しい雨となった。地上気圧にもSLに伴った変化が見られた。前後1時間30分の時間平均からの偏差をSLによる気圧変化と考えると、16時3分ごろまで気圧は次第に下がり、その後、気温の下降の直前に風が弱まると気圧が上昇し始めた。強風時に小さな気圧の振動が見られたが、これは強風による動圧の影響と考えられる。そして、降水強度が強くなるにつれて気圧は徐々に上昇した。その後、降水が止む頃に気圧は極小になり、再

びゆっくりと上昇していった。ここで見られたSLの前面で低圧、強い降水域が高圧、降水域から抜ける所での低圧は、第1図の気圧変化と同じである。

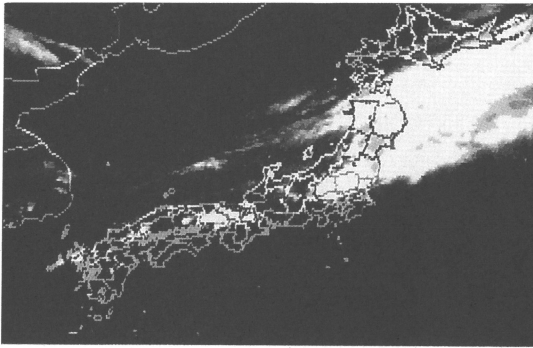
4. スコールラインの構造

典型的なSLの形状を示していた16日17時の地上の風と気温の水平分布、ドップラーレーダーから求めた降水中の風の分布やガストフロントの伝播速度をしてみる。

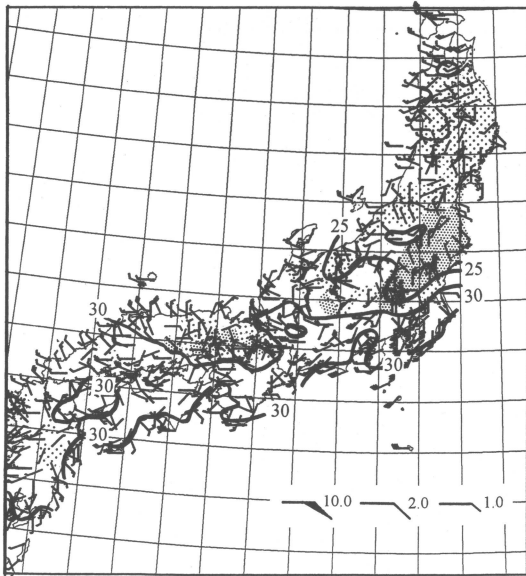
4.1 地上における風と気温分布。

アメダスの気温と地方自治体データの湿度の水平分布を第8図aに示す。SLの南側の陸上で気温が30度以上であったのに対し、北西側では25度以下であった。また、湿度はSLの後側のすべての湿度観測点で80%以上と湿っていて、SLの先端を境に気温や湿度のコントラストがはっきりしていた。こうしたコントラストには、房総半島や東京都の内陸部でも気温が高いことから、降水の蒸発による冷却とともに日射による加熱が重要と考えられる。アメダスと地方自治体の観測データから求めた前3時間の気温の時間変化、流線と水平収束の水平分布を第8図bとcに示す。流線と水平収束は、影響半径20 kmで加重平均した水平風から求めた。気温の時間変化をみると、SLの後側で5度以上下降していた。特に激しい対流が通過した埼玉県北部では12度以上も下降して、そこでは顕著な発散が見

(a) GMS (IR) 1700JST 16 August 1995



(b) AMeDAS 1700JST 16 August 1995

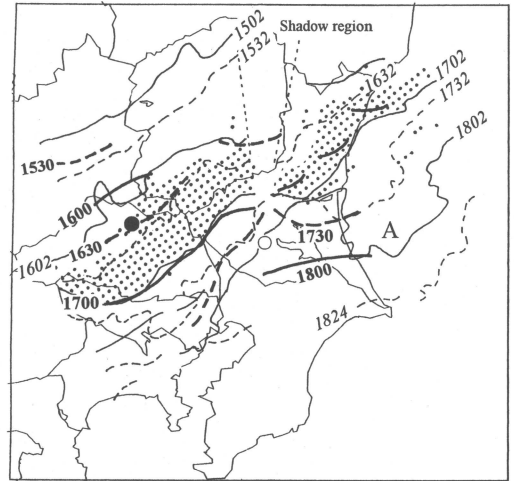


第5図 1995年8月16日17時の (a) GMS 画像 (赤外) と (b) アメダスで観測された風, 高度補正をした気温 (実線), 日照のない曇り域 (薄いドット域) と降水域 (濃いドット域). 短い矢羽根は 1 m/s, 長い矢羽根は 2 m/s, ペナントは 10 m/s である.

られた. 風の分布に注目すると, SL の先端に沿って収束域があり, その収束域の南側では南南西風がほぼ一様に吹いていた. 収束域の北側には, 幾つかの発散域があって流線も複雑である. それらの発散域は, 気温が12度以上下降した埼玉県北部を含め, 激しい降水域の後側に位置していた.

4.2 ドップラーレーダーから求めた上空の風の分布.

SL の中の風の分布をみるために, ドップラーレー



第6図 ドップラーレーダーで観測したスコールラインの高度 1 km における 20 dBZ 以上の領域の南東側の先端 (約30分毎に細い実線・破線で交互に示す) と, 自記紙から求めたガストフロントの位置 (30分間隔で太い実線・破線で交互に示す). ドット域は17時02分における 20 dBZ 以上の降水域. 熊谷市とつくば市の位置を, それぞれ●と○で示す. 18時02分のスコールラインの南へ突き出した降水域をAで示す.

ダーのデータに2つの方法を適用して水平風を見積もった. 1つは簡略化 Volume Velocity Processing (VVP) 法 (立平・鈴木, 1994; 立平ほか, 1995) である. この手法では, レーダーの動径方向に 10 km, 接線方向に16度の扇型を1単位としてデータをサンプリングし, この扇形で水平風が一様であると仮定して水平風を求める. そのため, 数 km スケールの細かな変化は見ることができないが, 10 km スケール程度の風の様子は十分に見ることができる. もう1つは, より細かな水平風の変化を見るために, レーダーが直接測定できない接線方向の風成分を簡略化 VVP 法で見積もった水平風から求め, 観測した細かい解像の動径方向の風成分と合成する方法である. こうして求めた風は, サンプリングした扇形で接線方向の風が一様と仮定して求めたことにほぼ相当する.

17時02分における SL の移動速度を差し引いた (SL に相対的な) 水平風の分布を第9図に示す. 降水域全体をカバーできなかったのは, PPI モードの観測が4仰角であったために, 等高度で見た分布ではレーダービームが通らない空白領域ができるためである. 高度 1.0 km では, 強い降水域で発散し, その発散から前面

に向かう流れと前方からの南東風とがSLの前面で収束していた。また後側に突き出た強い降水域からも発散していたことがわかる。高度4.0 kmでは高度1.0 kmとは異なり、強い降水域でSLの前面から後側に向かう流れ、その後ろのエコーの弱い領域では後面から強い降水域へ向かう流れが見られた。次に、ほぼSLに直交した方向(方位角315度)の鉛直断面図を示す(第10図)。RHIモードでなく4仰角のPPIモードから作成したため微細な構造や高い高度は見ることができないが、レーダービームが通過する領域の大まかな風の流れは見る事ができる。レーダーから35 kmの位置に50 dBZ以上の強い降水域があり、強い降水域の南東側(レーダーに近い側)はレーダーから遠ざかる風が、その北西側(レーダーから遠い側)では強い降水域に近づく風がみられた。また地上近くでは、SLの前面(レーダーから25 km程)で収束が、強い降水域の下では発散が見られた。こうした風の様子は、第1図のSL内の流れと一致する。

4.3 ガストフロントの伝播速度.

最後に、ガストフロントの伝播速度を考察する。アメリカ中西部等で観測されるSLのガストフロントは重力流の特徴を持つことが報告されており(たとえば, Carbone 1982), 本事例のSLのガストフロントも重力流のように伝播していると考えられる。熊谷地方気象台の自記紙記録(第7図)の値を用いて、重力流の伝播速度を見積もってみる。SLの冷氣による密度変化 $\Delta\rho$ は、プシネスク流体を仮定すると、以下の式から求めることができる。

$$\Delta\rho = -\frac{\Delta\theta}{\theta_0} \rho_0 \quad (1)$$

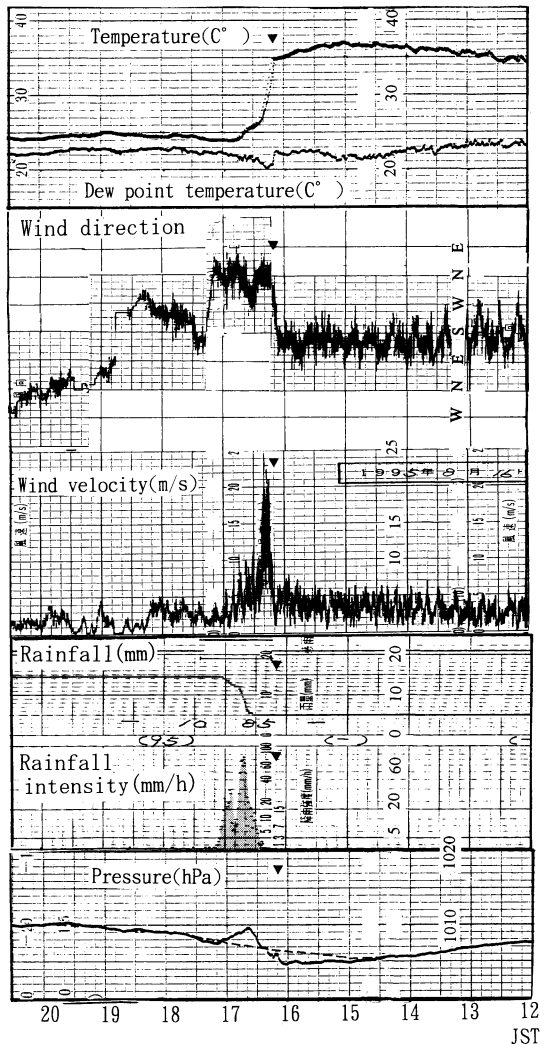
重力流先端での温位差 $\Delta\theta$ を -11°C 、平均の温位 θ_0 を308 K、平均の密度 ρ_0 を 1.1 kg/m^3 とすると、 $\Delta\rho$ は 0.039 kg/m^3 になる。この密度変化 $\Delta\rho$ と気圧の上昇値 Δp 、冷氣塊の厚み d との関係式、

$$\Delta p = g \Delta\rho d \quad (2)$$

を用いると、冷氣塊の厚みは約1.0 kmと見積もられる。ここで、 g は重力加速度である。また Δp には、SL通過前の16時02分から強い降水が観測された16時38分までのSLによる気圧変化の上昇値の4 hPaを用いた。この厚みは、第10図の強い降水域から前面に向かう風の厚みと同程度であり、妥当な値であると考えられる。

さらに、小倉ほか(1991)と同様に、次式を用いて伝播速度を見積もる。

Kumagaya Observatory 16 August 1995

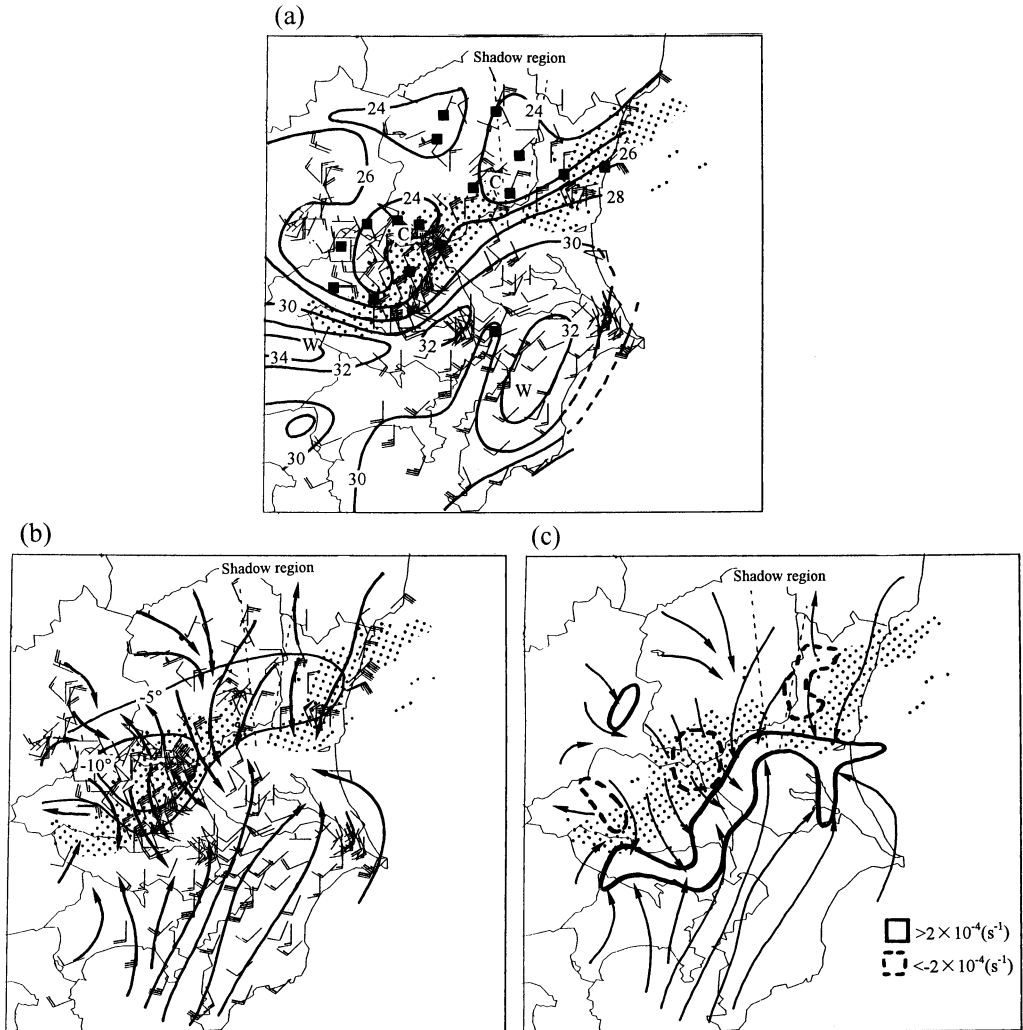


第7図 1995年8月16日12時から20時までの熊谷地方気象台の自記紙。小さい▼はスコールラインの通過に伴って気温の下降が始まった16時10分を示す。気圧の時系列の破線は前後1時30分の移動平均を示す。

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

ここで、 U_w は地面に相対的な暖気(約4 m/s)である。無次元の係数 K に、これまで報告されてきた値0.72~1.08(Wakimoto, 1982)を用いると、伝播速度は9.5~16.2 m/sになる。一方、熊谷市を通過したガストフロントは16時から17時にかけて約13.8 m/s(約50 km/hour)で南東に移動しており、観測された

1700JST 16 August 1995



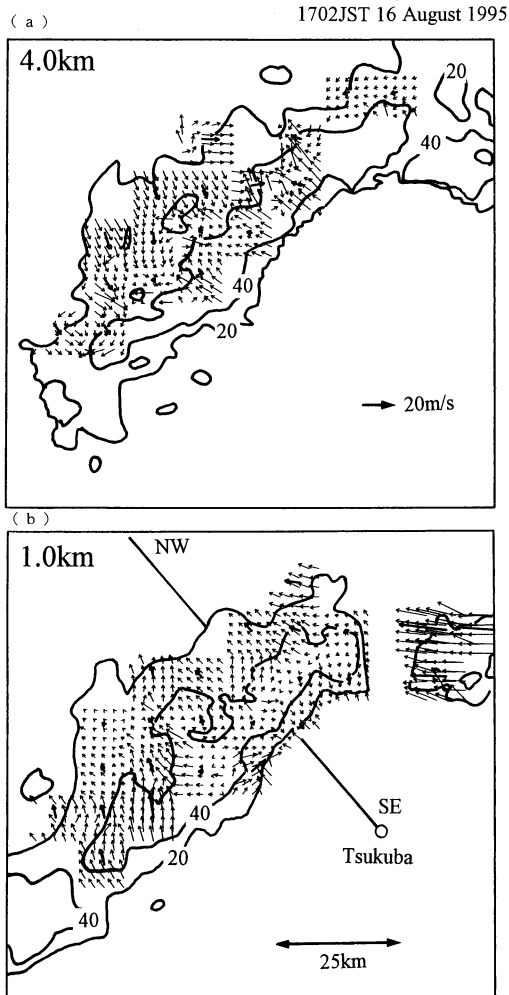
第8図 1995年8月16日の (a) 17時の気温と湿度と地上風, (b) 17時の地上風, 流線と14時から17時までの間の気温変化, (c) 17時の流線と水平収束の水平分布を示す。ドット域は20 dBZ以上の降水域, (a)の■は湿度80%以上の観測点の位置を示す。短い矢羽根は1 m/s, 長い矢羽根は2 m/s, ベナントは10 m/sである。

伝播速度は見積もった重力流の速度の範囲に入っている。

5. まとめ

1995年8月16日に東西に延びる寒冷前線が南下した時に、関東平野を通過するSLが見られた。このSLを、つくばのドップラーレーダー、アメダスや地方自治体の観測データ等を用いて詳しく解析した。解析結果から作成したSLの模式図を第11図に示す。ライン

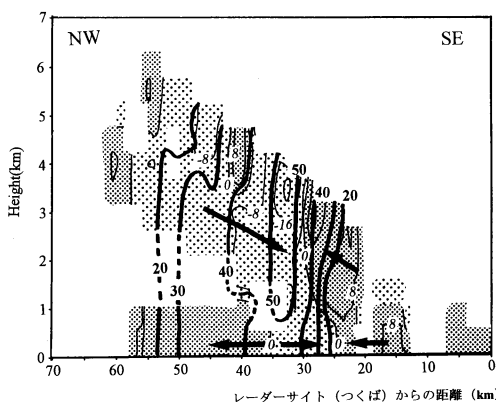
状に伸びたSLの進行方向の前面には対流性の強い降水域があり、後側には層状性の弱い降水域が広がっている。強い降水域では冷気が発散し、発散により強化された北風の強風(ガス)と暖かい南東風とがSLの先端に沿って収束した。SLに相対的な流れを見ると、前方の下層からSLに向かう暖かい南風が、冷たい北風によってSLの前面で持ち上げられてSLに供給された。さらにSLの後方の高度2.0 kmより上層の北西風が、強い降水域の下層に吹き込んでいた。熊谷市



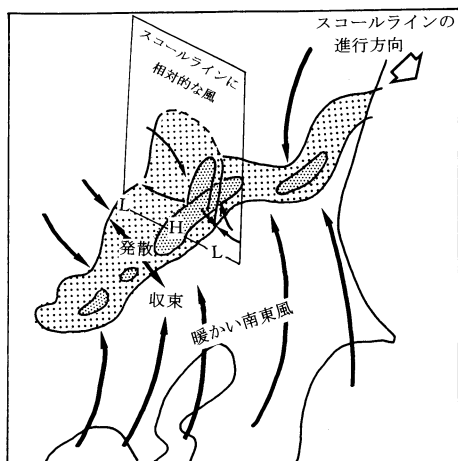
第9図 1995年8月16日17時02分の高度(a)4.0 kmと(b)1.0 kmでのSLに相対的な水平風分布。太い矢印は簡略化VVP法で求めた水平風, 細い矢印は簡略化VVP法で求めた水平風からレーダーに対して接線方向の風速を求め、観測した動径方向の風速と合成した水平風である。実線は20 dBZ毎の降水域を示す。(b)のNW~SEに沿った鉛直断面図を第10図に示す。

で、ガストフロントの通過時に冷たく乾燥した気塊が観測されたことから、乾燥した北西風が降水域を通過する時に、雨水などの蒸発によって冷却されたものと考えられる。これらから、SLに流入する南よりの風が降水によって妨げられずに、蒸発によって強化された冷気の発散する流れとSLの前面で収束する事ができたことがわかる。また、地上のメソスケールの気圧分

Doppler Velocity(m/s) and Reflectivity(dBZ) at AZ=315° 1702JST 16 August 1995



第10図 1995年8月16日17時02分のつくばから北西方向(315度)のSLに相対的なドップラー速度(細い実線)と反射強度(太い実線)の鉛直断面図。濃い(薄い)ドット域はレーダーから遠ざかる(近づく)風を示す。黒い矢印はドップラーレーダーから見た風向。



第11図 本事例のスコールラインの模式図。濃い(薄い)ドット域は強い(弱い)降水域, 太い実線は地面に相対的な地上風, 白い矢印は、SLの移動方向を示す。模式図中に、SLにほぼ直交する方向の鉛直断面図を示す。鉛直断面図中の細い実線はSLに相対的な風の流れであり、LとHは鉛直断面に沿った地上での低圧域、高圧域である。

布は、SLの前面で低圧域、強い降水域で高圧域、降水域から抜けるところで低圧域が見られた。第1図との

比較から、本事例のSLがアメリカ中西部や熱帯で観測されるSLと同じような特徴を持っていたことがわかる。

しかし、本事例のSLについてわからない問題が残っている。関東平野を通過する寒冷前線が、いつも本事例のように降水系をライン状に組織化するわけではない。たとえば1995年8月10日のケース(上清ほか, 1996)では、本事例では現れなかった北東風域が関東北東部に広がり、ライン状の降水帯ではなく、幾つかの降水域が発達して複雑に移動した。どうして降水系がSLに組織化したかを理解するためには、北東風を生じさせない総観スケールの場と地形との関係や、さらには北東風が降水系への組織化に及ぼす効果を知る必要がある。このような組織化に対して、これらの関係や効果がどのように寄与をしているかを調べるため、今後数値モデルの出力値を用いて解析を行う必要がある。

謝 辞

観測データを提供していただいた群馬県大気環境保全課、栃木県環境管理課、茨城県公害対策課、埼玉県大気保全課、千葉県大気保全課、簡略化VVP法のプログラムコードを提供していただいた予報業務支援センターの立平良三先生、重力流についてコメントをいただいた東京大学海洋研究所の新野宏先生、貴重な助言をいただいた2人のレフリーの方々、高層データの提供とオメガゾンデ観測を手伝っていただいた高層気象台のスタッフ、GMS画像を提供していただいた気象衛星センター、自記紙を頂いた関東地方の測候所、地方気象台と東京管区気象台に感謝いたします。

参 考 文 献

Carbone, R. E., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258-279.

Houze, R. A. Jr., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather-radar displays in midlatitude mesoscale convective systems, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608-619.

Ishihara, M., Y. Fujiyoshi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda and H. Okamura, 1995: Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988: Its kinematical structure and maintenance process, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **73**, 139-163.

石原正仁, 田畑 明, 赤枝健治, 横山辰夫, 榊原 均, 1992: ドップラーレーダーによって観測された亜熱帯スコールラインの構造, *天気*, **39**, 727-743.

小倉義光, 永田 雅, 田畑 明, 1991: 関東北・西部山系を越える寒冷前線の変容: 事例解析, *天気*, **38**, 635-644.

奥山和彦, 田口晶彦, 楠 研一, 吉崎正憲, 小倉義光, 1996: 夏季雷における発雷数とエコーの関係, *日本気象学会1996年春季大会講演予稿集*, **69**, 143.

立平良三, 笠原塔子, 鈴木 修, 1995: 単一ドップラーレーダーによる上層風推定の誤差特性と精度改善, *天気*, **42**, 773-777.

立平良三, 鈴木 修, 1994: 単一ドップラーレーダーによる上層風推定の精度, *天気*, **41**, 761-764.

上清直隆, 高山 大, 吉崎正憲, 瀬古 弘, 1996: 1995年8月10日に関東平野に発生したストーム, *日本気象学会1996年春季大会講演予稿集*, **69**, 145.

Wakimoto, R. M., 1982: The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1060-1082.

Wallace J. M. and P. V. Hobbs, 1977: Atmospheric science: An introductory survey, Academic Press, 467pp.

山本 晃, 1984: 春期, 中部日本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.

吉崎正憲, 1996: 「つくば域降雨観測実験」の報告, *天気*, **43**, 253.

Squall Line Observed in the Kanto Plain on 16 August 1995

Hiromu Seko*¹, Masanori Yoshizaki*², Ken-ichi Kusunoki*²
and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies.

*¹ (*Corresponding author*) *Meteorological Research Institute, Tsukuba, 305-0052, Japan.*

*² *Meteorological Research Institute.*

(Received 18 October 1996 ; Accepted 15 October 1997)

Abstract

On 16 August 1995, a squall line (SL), in which convective cells aligned from the southwest to the northeast, was observed in the Kanto Plain, when a synoptic-scale cold front passed. The structure of the SL at the mature stage was analyzed by using data from Doppler radar at Tsukuba and AMeDAS, and surface data of Meteorological observatory of JMA and local governments (Gunma, Saitama, Tochigi, Chiba and Ibaraki Prefectures).

The heavy precipitation region was observed on the front side of SL and the weak precipitation region spread behind it. The surface wind field shows divergence of the cold outflow in the precipitation region and convergence with a warm air inflow in front of this cold outflow. On the other hand, at a height of 2-4 km, the rearward system-relative flow in the heavy precipitation region and the dry air inflow from the rear side of the weak precipitation region were observed. The surface records of pressure show mesoscale fluctuations of low pressure ahead of SL, high pressure in the heavy precipitation region and low pressure at the back edge of the weak rain.

Characteristic features of SL in this case were similar to those of SLs observed in the tropics and U. S. Midwest, although the horizontal scale of the present case was small.