

## 房総半島でみられた局地前線に伴う悪視程状態

菅原 広 史\*・松元 三 展\*\*・遠峰 菊 郎\*\*\*

### 要 旨

関東の南岸域に発生した局地前線について航空機観測を行い、上空でのエアロゾル分布と局地前線に伴う視程の悪化について議論した。

2003年12月19日の午前に観測された局地前線は、夜間に関東内陸の地面付近に蓄積した寒気と、南よりの暖気移流との間で発生した。前線面付近でのエアロゾルは粒径ごとに異なる温位層内に分布しており、前線面の上部で高濃度になっていた。

その後正午ごろには地面付近の寒気は解消したが、局地前線は西風と北西風とのシアへと変質した。この時、前線面の寒気側下層で粒径 $3.0\mu\text{m}$ 以下のエアロゾル濃度が高くなっていた。この領域では午前中に20 km 以上であった視程が5 km 程度にまで下がっており、この視程の低下はエアロゾルの増加によるものであった。

### 1. はじめに

関東平野は多くの飛行場が存在し、日本の中でも有数の航空交通錯綜地帯である。離発着機に加えて、比較的低高度を有視界飛行するヘリコプターもあり、悪視程状態はこのエリアの航空機運航に大きな影響を与える。関東平野で悪視程が発現する気象状態は霧や低層雲が顕著であるが、局地前線に伴った悪視程状態も報告されている(内藤ほか 1996)。関東南部では房総局地前線などと呼ばれる局地前線が出現することが古くから知られており(吉野 1961; 杉浦 1974)、本研究ではこの房総局地前線と視程との関係についてとりあげる。

局地前線に伴う悪視程状態の原因としては、1) 前線に伴う下層雲(内藤ほか 1996)と、2) 寒気側に蓄積するエアロゾルが考えられる。後者については大気汚染の観点から研究がなされており、水野ほか

(1990)は東京湾を横切って形成される局地前線の北側で粉塵濃度が高くなることを示した。また Yoshikado *et al.* (1994)は地上及び筑波山での大気汚染物質濃度から、局地前線北側の弱風冷気域では強い大気安定度のために大気汚染物質が蓄積されること、大気汚染物質が風によって地上の前線付近に収束し、前線面に沿って上空へ輸送されることを示した。このような局地前線にともなう大気汚染物質の輸送は数値計算においても示されている(大原・鶴野 1997)。大気汚染による視程の低下は都市化に伴う現象として従来より知られている(河村 1979)。

しかし、局地前線に伴う汚染物質の蓄積と視程との関係は、予報の場では定性的に知られつつも、直接着目した研究はほとんどない。特に局地前線に対してどの位置でどの程度の視程悪化が生じるのかは明らかにされていない。既往研究をあげるとすれば、視程の方位分布について房総局地前線を原因のひとつとしてあげた研究(宮下ほか 1994)や、局地前線発生時に接地冷氣層内で視程が悪かったとする報告(中田 1995)が存在する程度である。地表付近での汚染物質の蓄積という事実からすれば、前線の寒気側で悪視程となるのは想像に難くないが、どの高さまで悪視程の

\* 防衛大学校地球海洋学科, hiros@nda.ac.jp

\*\* (現)陸上自衛隊。

\*\*\* 防衛大学校地球海洋学科。

—2007年9月18日受領—

—2008年4月28日受理—

第1表 航空機観測での測定項目と器材、精度及びサンプリング間隔。

測定項目	器材	精度	サンプリング間隔
気温	熱電対	0.1°C	2秒
相対湿度	静電容量式湿度計 (江藤電気 2119 A)	0.5%湿度	2秒
気圧	気圧計 (VAISALA PTB200)	0.2 hPa	2秒
エアロゾル数濃度	パーティクルカウンタ (大和製作所 MODEL-550 S)		1分積算
レーザー反射強度	ライダー (VAISALA CEILOMETER CT 25 K)		15秒積算

状態となるか？これまでの知見だけでは答えることは難しい。

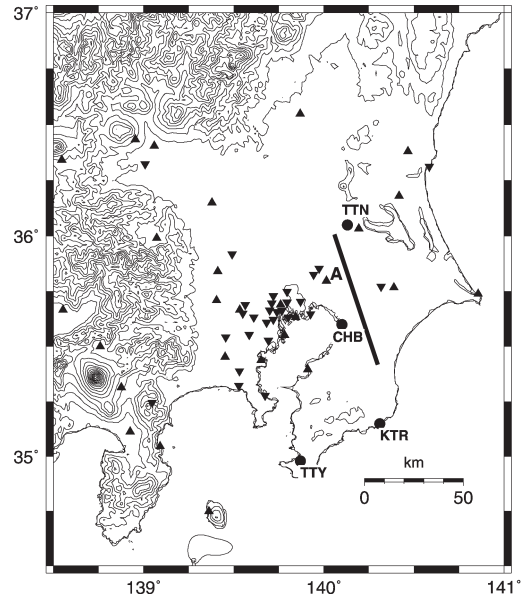
2003年12月19日に房総半島で局地前線が見られたが、その解消過程において上空での視程が悪化した。本研究ではこの事例について航空機観測を行い、局地前線の構造と悪視程状態について議論する。

なお、吉門 (1999) では明確な温度傾度を伴った風のシアを局地前線と呼んでいる。また Fujibe (1992) では温度傾度のしきい値として風のシア通過前後で 1.5°C/1 時間を採用している。本研究では Fujibe (1992) の基準に満たない弱い温度傾度であっても、風のシアと同一システムと思われる温度傾度が存在すれば、その風のシアを局地前線と呼ぶことにする。

## 2. 観測

本研究ではヘリコプタ (CH-47 J) に第1表に示す器材を搭載して観測を行った。ライダー (レーザーレーダ) は機体床面ハッチから下向きに設置し、レーザー光を真下に発して計測を行った。気圧計は航空機の内部に設置し、機体内外の気圧差 (おおよそ 1 hPa) を補正して飛行高度での気圧を求めた。気温と相対湿度については動圧補正 (付録) を行った。第1表に示す項目の他、飛行経路は GPS およびビデオカメラによって計測し、上空での視程は写真撮影及び飛行中に目視により計測した。また機体の向きと実際の進行方向との違いから航路上での平均的な風向風速を求めた。これは風速計を使った計測と比べればかなり大雑把な算出ではあるが、飛行中の機上で比較的容易に風を測定することのできる方法である。コックピットでの計器読み取り誤差や計器自身の誤差を考慮した総合的な精度は風向が約28度、風速が 2 m/s であった。

観測飛行は2003年から翌年にかけて計10フライトを行い、12月19日の午前 (9:11-10:41) と午後 (13:18-14:49) に局地前線が観測できた。第1図太実線のコー



第1図 観測飛行のコース。地形は等高線を200 mごとに描いた。黒丸は気象官署で TTN: 館野, CHB: 千葉, TTY: 館山, KTR: 勝浦。三角は解析に使用した飛行場 (上三角) とライフビジネスウェザーによる観測点 (逆三角)。A は第7図の写真撮影した我孫子の位置。

スを高度 450 m, 600 m, 900 m, 450 m の順で飛行し、上記の項目について水平分布の計測を行った。コースの南端と北端では鉛直分布 (450~900 m) の計測も行っている。飛行速度は約 60 m/s で、コース片道の飛行にはおおよそ 15 分かかる。

なお、Yoshikado *et al.* (1994) や Seino *et al.* (2003) がとらえた房総局地前線は地面から高度約 400 m の間に存在した冷氣層がその主要な形成要因であった。しかし、本研究で示す航空機観測の結果は航空法などの制限から地上 450 m 以上の高さのものである。本研究では、この 2 つの既往研究で述べられてい

る地表付近の前線構造よりも上空での構造について議論する。

### 3. 局地前線の概要

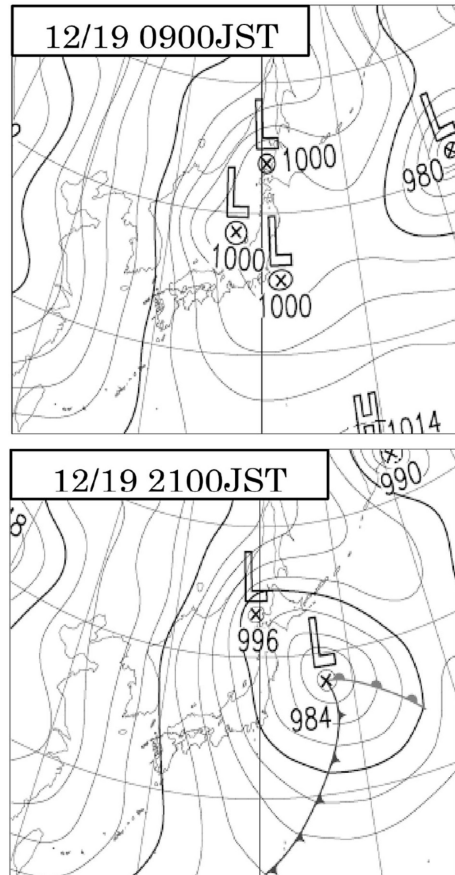
今回観測された局地前線は2003年12月19日の8時から18時にかけて南関東に存在していた。第2図にこの日の総観規模の天気図を示す。19日9時の段階で日本海に低気圧がある。15時にはこの低気圧は鹿島灘沖の太平洋にぬけ、日本付近は冬型の気圧配置へと移行した。第3図に関東地方の温位と風の分布を示す。温位の算出にはアメダスの気温データに加えて、気象官署、空港、(株)ライフビジネスウェザーによる気温と気圧の観測値を用いた。9時の時点では温暖な南西風域が関東の南岸に存在する一方、関東平野の中部～北部では風が弱く低温な地域が広がっている。これらの境界に位置する三浦半島～勝浦の付近には明確な風と温位の不連続があり、これが局地前線であると判断できる。この局地前線は19日8時ごろ発生し12時ごろにかけて温暖前線として北上した後、午後には寒冷前線として南下しつつ温度コントラストが不明瞭になった。ただし風のシアは時間とともにより明瞭になっている。その後局地前線は18時すぎには太平洋上へと移動した。

第2図に見られる総観規模の低気圧は15時の時点で前線を伴っている。第3図で見られた前線は局地前線ではなく、この総観規模の前線の一部ではないのだろうか？この点について検討するため第4図に高田、熊谷、勝浦のウィンドプロファイラーの風向を示す。地形の影響を受けにくい高度1000 mの値を示した。高田と勝浦では終日西よりの風であり、熊谷でも総観規模の低気圧の通過に伴うと思われるゆるやかな風向の変化(南よりの風から西よりの風)が見られるだけで、総観規模の前線通過に伴うような風向の急激な変化は見られていない。したがって、第2図に見られる総観規模の前線は関東地方を通過してはおらず、太平洋上で顕在化したものであると考えられる。

以上のように、この日関東地方に出現した局地前線は午前中温暖前線として北上し、午後には寒冷前線として南下した。以下、この局地前線の構造と成因について、航空機観測を実施した時刻を中心に議論していく。

#### 3.1 温暖局地前線の断面構造と成因

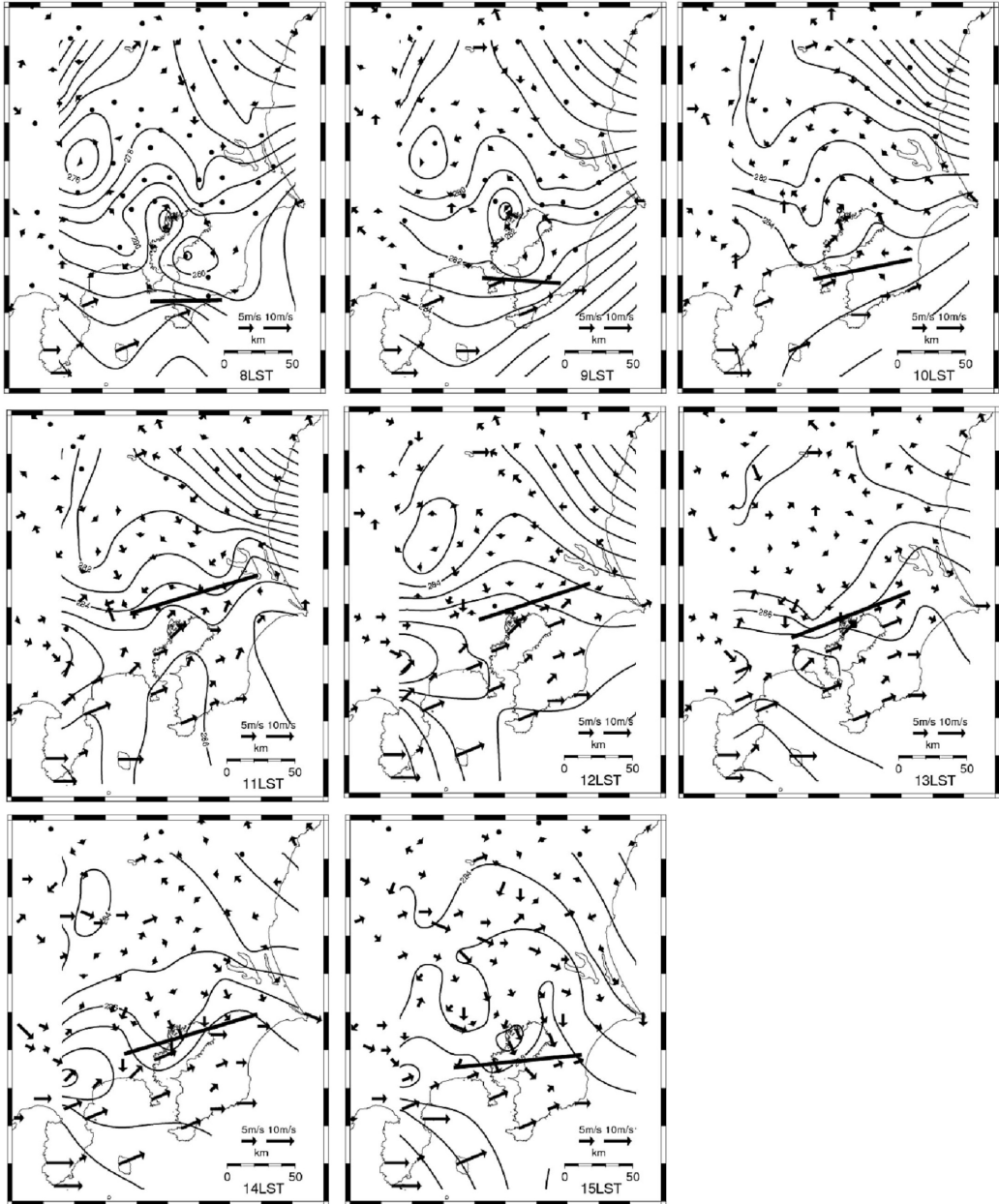
航空機で計測された温度について、フライトコースに沿った鉛直断面内の分布を第5図に、コース南北端



第2図 地上天気図。2003年12月19日9時および21時のもの。気象庁天気図をもとに作成。

での鉛直プロファイルを示す。航空機観測のコース北端と館野とはおよそ4 km離れている。この3高度での計測を行うには65分かかっているが、第3図によればその間(9～10時)に局地前線はあまり移動していないので、測定時刻の補正はしていない。午前のフライトの断面図(第5図a)を見るとコース北側の下層は相対的に冷域、南側の上層は暖域となっている。その境界となるのが283.5 Kの等温位線であり、この層はコース北端でのプロファイル(第6図、North, 10:17)を見ると逆転層となっている。地上の前線の位置(第3図の9, 10時)と対応させると、283.5 Kが局地前線の前線面であると考えられる。

8時30分放球の館野の温位プロファイルでは特に高度400 m以下で接地逆転層が発達していた。8時の地

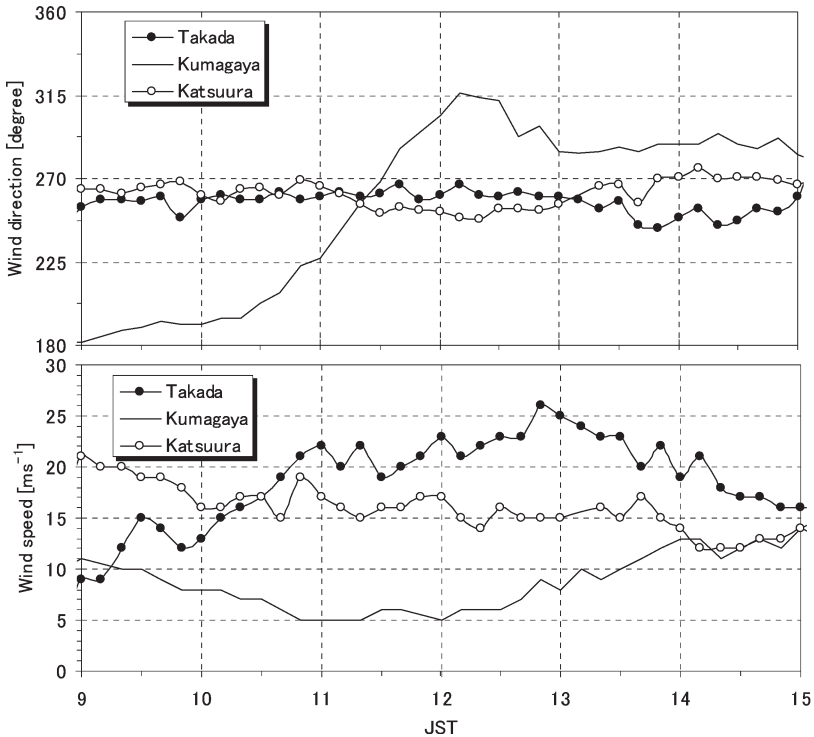


第3図 地上の温位および風の分布図. 2003年12月19日. 図中の太実線は温位傾度および風のシアからみつけた局地前線の位置を示す. 等温位線の間隔は1 K.

上の風分布をみると局地前線の北側は弱風であり、館野でのプロファイルからこの弱風層の厚さは100 m程度である。弱風層は400 mまでの接地逆転層のうち地表付近のごく薄い層であったことがわかる。一方、机上観測による風向はどの地点でも南～南西で、上空で

は南からの暖気移流があったことがわかる。断面分布の計測時刻（9～10時）に最も近い地上の風分布では局地前線が勝浦～千葉市付近にあるが、上空の南風はさらに内陸の館野付近まで及んでいた。

Fujibe (1992) はアメダスデータの統計解析を行



第4図 高田, 熊谷, 勝浦における高度1 kmの風向変化. 気象庁のウィンドプロファイラーによる計測結果. 2003年12月19日.

い, 関東地方に発生する局地前線を風系に応じていくつかのタイプに分類している. ここで示した局地前線は地上風系や総観規模低気圧の位置, また奥日光を除いて降水が見られなかったことから考えて Fujibe (1992) の  $W_{sw}$  タイプ (後面に南西風を伴う温暖前線) と考えられる.

以上のことから, この局地前線は下層の冷氣層と南よりの風に伴う暖気移流との間に形成されたものであると考えられる. ただし, 局地前線による地上温位の水平傾度が他の事例 (例えば Seino *et al.*, 2003; Yoshikado *et al.*, 1994) と比較して小さい. 前線面が高くても400 m程度で強い水平温度傾度をもっていた既往研究の事例と比べると, 本研究の事例は弱い冷氣層が高い高度まで広がっていたように見える. Seino *et al.* (2003) は夜間地表付近に冷気が蓄積することに加え, 上空に暖気移流が存在することで局地前線が強化されることを指摘している. その事例では暖気移流の結果として夜間に気温の上昇がみられていた. 一方, 第6図に示した館野のプロファイルでは, そのような昇温はみられず, 南からの暖気移流は比較的弱

かった. 先に述べた関東地方を通過した総観規模の低気圧が明瞭な前線を伴っていなかったことも暖気移流が弱かったことと符合する.

その後, 11時になると関東平野全域で昇温し, 関東の南部では南西寄りの風がより一層流入した (第3図). 局地前線は12時に一連の移動の中で最北端の位置をとった. 12時の時点では, まだ内陸側に相対的な低温域が存在するが, 13時になると地上の低温域は完全に解消している. 昇温は午前中にあった上空の層雲 (第7図) が解消し, 日が射してきたことが原因と考えられる. 関東地方のアメダスのうち山間部でない65地点での日照時間についても, 日照率8割以上であっ

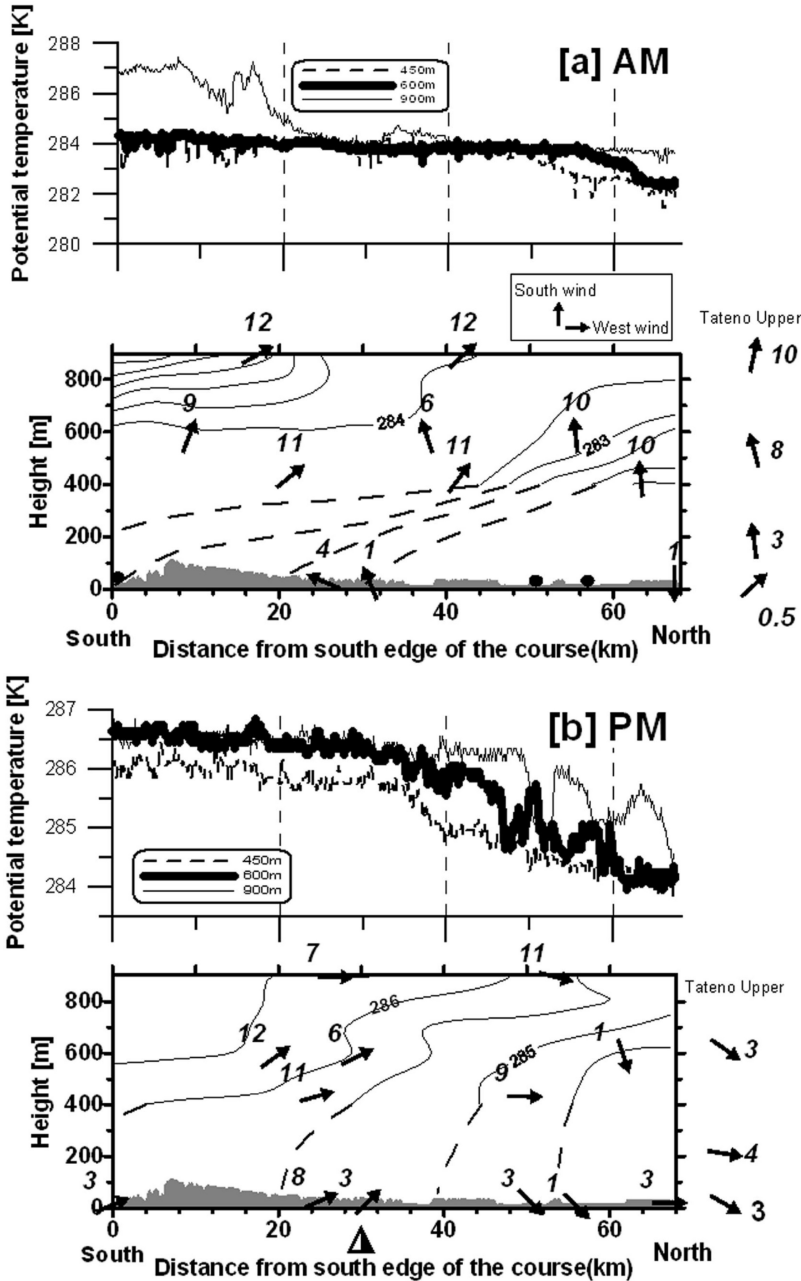
たのは10時の時点で24地点のみであったのが, 12時には52地点となった.

この冷氣層の解消と同時に内陸側からの北西風の流入が強まり, 局地前線はしだいに南下していった. 局地前線の南側でも風速の増大がみられることから考えると, この北西風の強化は, 地表付近の寒気が解消したために地上の風速が強くなったものではなく, 総観場の気圧配置が冬型へと変化したことによるものと考えられる.

### 3.2 寒冷局地前線の断面構造と成因

13~14時に測定された鉛直断面図 (第5図b) を見ると, 飛行コース北側では北西~西の風が見られるのに対し, 南側では南西風となっている. 地上の前線の位置 (横軸下の三角) との対応から考えると285 Kの等温線が前線面であると考えられる.

また第5図bに見られる南北の温位傾度は午前のもより緩やかである. 比湿の分布 (図略) についても同様の傾向が見られた. 午前にみられた局地前線が南北あるいは鉛直の明確な温位傾度を伴っていたのに対して, このように午後の局地前線は温位傾度よりも



第5図 前線にほぼ直交する鉛直断面での温位、風の分布。航空機観測のデータをもとに描画したコンターとその生データを示した。高度450 mと地上との間には計測点がないため、コンターは点線で描いている。コンター図下側の影は地形で、図bでは地上の前線位置を三角印で示してある。図aの地上の前線はコース南端（図左端）より約20 km 南になる。コンター右の矢印は館野のゾンデによる風向。矢印の横にある数字は風速 [m/s]。

風の水平シアが明確となっていた。いわば収束線に近い局地前線であった。先に見たように地表での低温領域は正午ごろには解消しており、これと15時の総観規模天気図を合わせて判断すれば、第5図bに見られる前線北側の寒気は北西季節風によって侵入したものと考えられる。

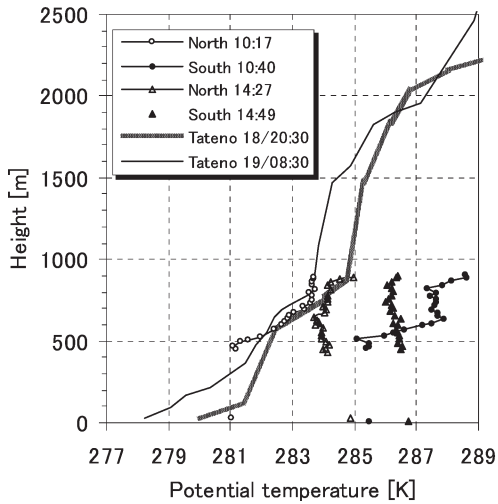
午後の局地前線は総観規模の低気圧通過に伴って発生したことや、その地上風系から Fujibe (1992) による分類の  $C_{NW}$  タイプに相当すると考えられる。

では、この風のシアの成因は何であろうか？地上の風（第3図）についてみると、局地前線の北側は全体的に弱い北西風となっている。ただし局地前線の南下が著しかった時刻（14～15時）には関東北部の山地で谷筋に沿って流れ出るような北西風が見られる。一方、上空の風向（第8図）についてみると、関東の全域（熊谷、館野、勝浦）でおよそ西よりの風となっている。この西よりの風は鹿島灘沖にあった総観規模の低気圧によるものであると考えられる。以上のことからシアの成因は次のように考えることができる。関東北部では中部山岳の風下となり弱風、あるいは中部山岳を迂回した風が地上での北西風となる、一方で関東南部では中部山岳の風下からはずれており、上空の西よりの風が地表付近まで

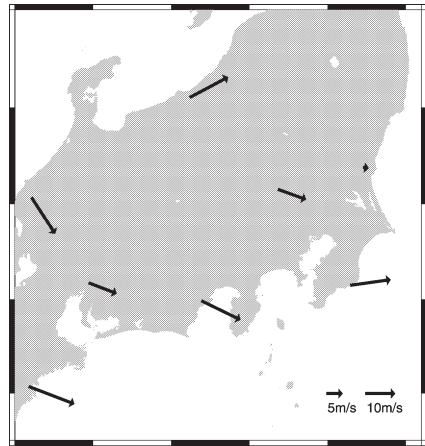
達したと考えられる。これには関東北部と南部での成層状態の違い（第6図）も影響しているであろう。すなわち、北部の方が南部よりは安定な成層となっており、上空の風が下層に入り込みにくい状態であると考

えられる。

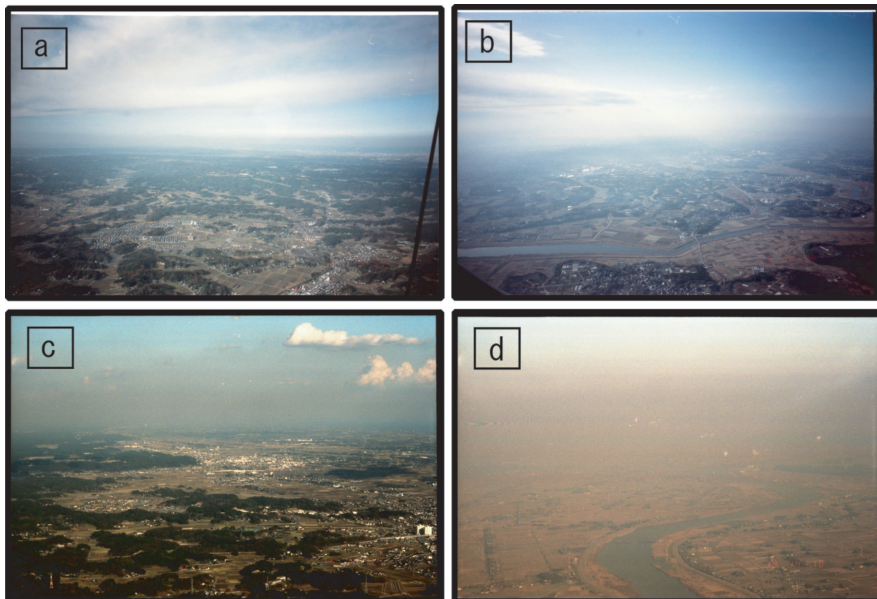
以上、この日見られた局地前線の午前から午後への変化をまとめると、次のようになる。午前中は地表付近の冷氣層と、上空の暖湿な南西からの移流との間で



第6図 温位のプロファイル。航空機観測および館野におけるゾンデ観測の結果。NorthとSouthはそれぞれ観測コース北端と南端を意味する。



第8図 上空700 mにおける風向風速分布。19日14時。気象庁のウィンドプロファイラーによる計測値。



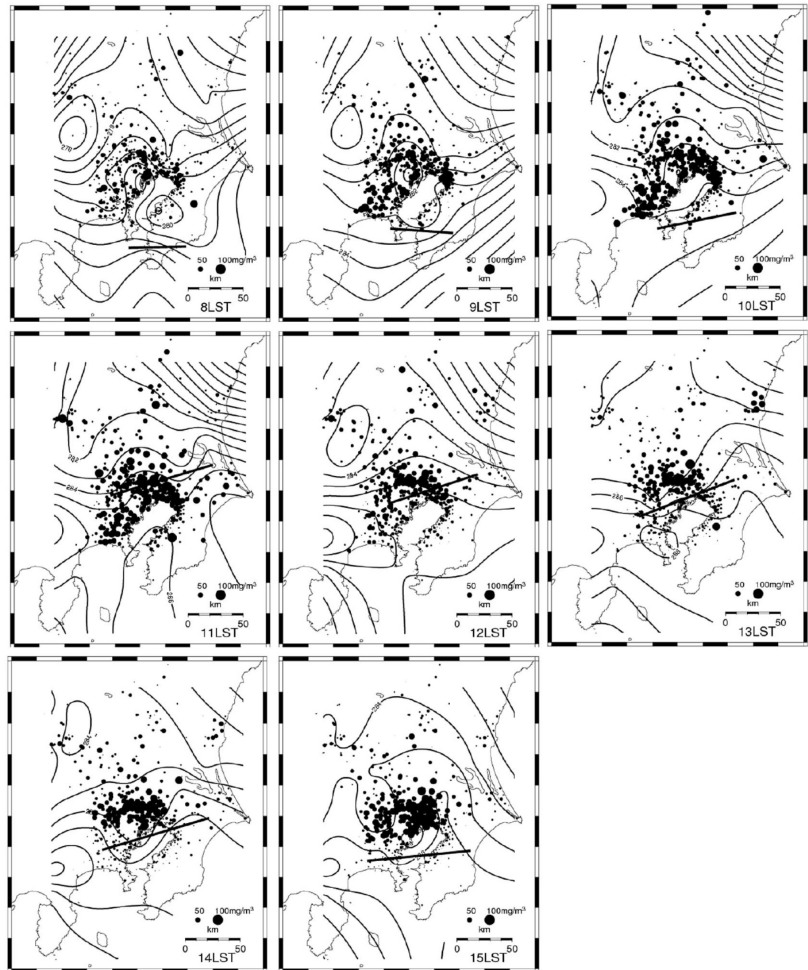
第7図 観測飛行中に撮影された雲と視程の状況。撮影高度はいずれも地上900 m。a：午前 コース南端付近，b：午前 我孫子市付近，c：午後 コース南端付近，d：午後 我孫子市付近。

温暖局地前線が形成されていた。その後上空の層雲が解消するのに伴い、日射が増大し、正午ごろには地表付近の冷氣層は解消した。午後になると、総観規模で低気圧へ吹き込む西風が中部山岳を迂回するために風のシアが主な寒冷局地前線が形成され関東を南下した。このような局地前線の時間変化は Fujibe (1992) にも述べられており、異なった局地前線がたまたま同じような位置に見られたのではなく、ひとつの局地前線が変質したものと考えられる。本事例の場合は、日射による地表付近の冷氣解消と、総観規模気圧配置の時間変化に伴う風系の変化により、温暖前線から寒冷前線に変化したものと考えられる。

#### 4. 局地前線付近のエアロゾル分布

第9図は地上の大気汚染監視局で計測された SPM (suspended particulate matter, 粒径 $10\mu\text{m}$ 以下の粒子) 濃度の分布を示したものである。図中の太線は温位傾度と風のシアから見積もられる地上での局地前線の位置であり、SPMは局地前線の寒気側で高濃度になっている。これは寒気側では地表面で発生した SPM が安定層により蓄積され、暖気側では風によって吹き払われていると考えられる。このとき上空でのエアロゾル分布はどうなっているのだろうか？第10図は航空機で計測したエアロゾル数濃度の分布である。図の形式や計測高度などは温位の図(第5図)と同様である。まず絶対値に着目すると、午後は午前の4~6倍の高濃度となっている。また午前・午後いずれの図でもエアロゾルの分布形状は温位のそれとよく似ており、粒径ごとに異なった等温位層内に存在し

ている。午前から午後の変化について見ても、ある粒径のエアロゾルは特定の温位の層(例えば粒径 $5\mu\text{m}$ 以上のエアロゾルは温位が $286\text{K}$ の層)に数多く存在している。これはエアロゾルが等温位面に沿って吹く風に乗って輸送されていることを示すものであろう。本研究で示したエアロゾル分布は Yoshikado *et al.* (1994) らが示した房総局地前線周辺での SPM 濃度分布と定性的に一致する。彼らは房総局地前線の寒気側で高濃度となる現象を指摘し、その原因として地上で発生した汚染物質が前線面での上昇流により上空へ輸送されることや、一旦上空へ輸送された汚染物質が安定層のために沈降しないことを挙げている。確かに第10図 a~d, g, h では高エアロゾル濃度の領域は前線面上に存在している。

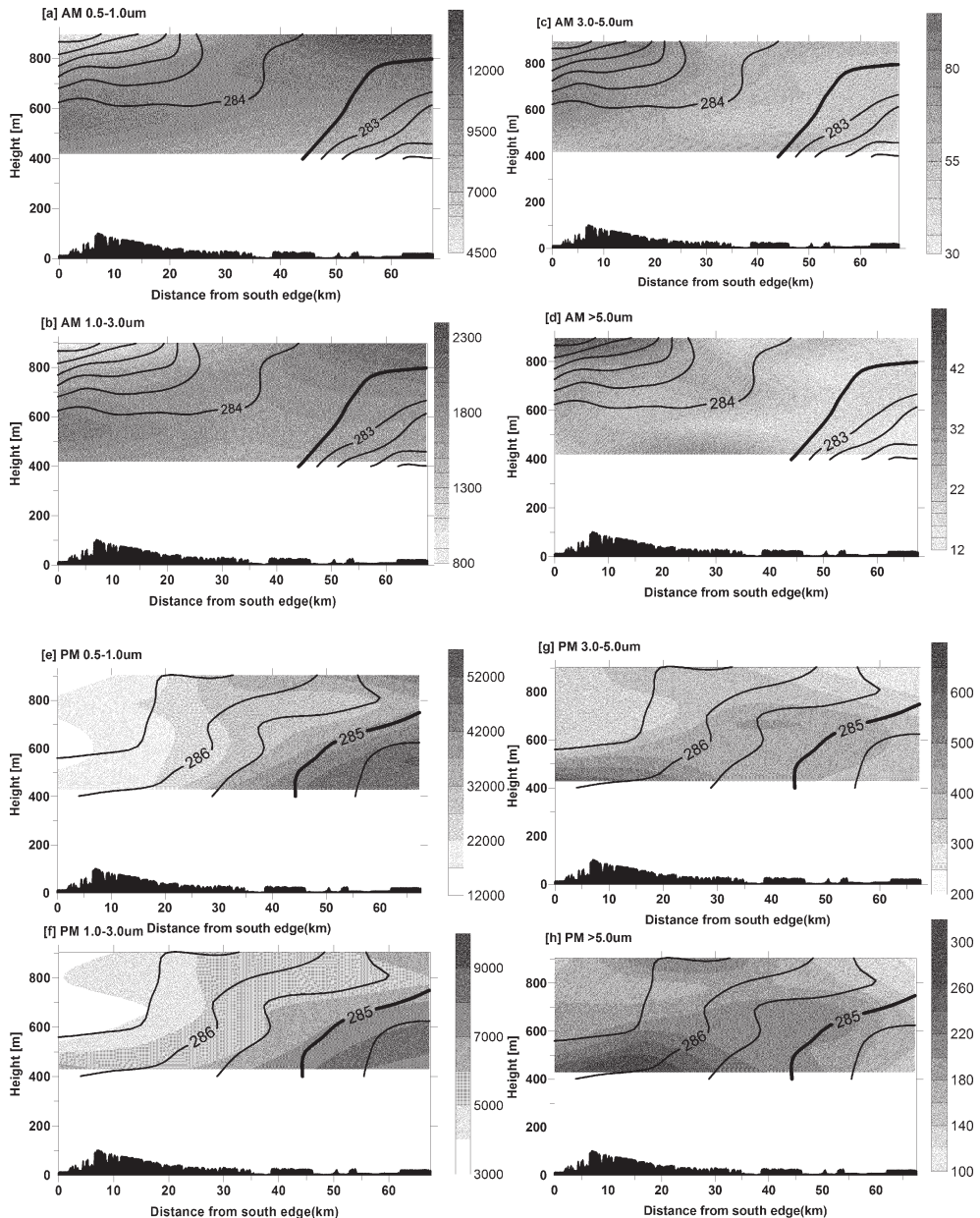


第9図 地上の SPM 濃度(黒丸)と温位(実線,  $1\text{K}$  間隔)の分布図。



ただし、第10図 e, f が示す午後の粒径  $3\mu\text{m}$  以下の粒子は、前線面よりも下層で高濃度になっている。本研究ではエアロゾルの組成について化学的な計測を行っていないので、より大きい粒子との違いが何に起因するのかは明らかではない。しかし、12~14時には

局地前線がちょうど東京を中心とする都市部に位置することから、おそらくこの小粒子は都市部で発生したものが前線面付近の上昇流により上空へ輸送され、寒気内の安定層内に蓄積したものであろう。



第10図 前線にほぼ直交する断面でのエアロゾル分布（濃度のコンター，個/リットル）。粒径ごとに示した。a から d は午前の観測飛行時，e から h は午後の観測飛行時のもの。実線のコンターは温位分布で第5図と同じもの。ただし，前線面に相当する等温位線を太線にしている。

### 5. 局地前線に伴う悪視程状態

第10図で見られたエアロゾルの増加と対応するように、観測飛行中に前線の寒気側で視程の悪い状態がみられた。第7図に示した写真を見ると午後の前線北側(第7図d)のみで視程が非常に悪い状態になっていることがわかる。写真から地上の事物を特定することで読み取った斜め方向の卓越視程を第11図に黒丸で示す。少なくとも午前中はコース上どのポイントでも10 km以上の視程となっているが、午後前線北側では最低5 kmであった。悪視程となった前線の寒気側では飛行高度での相対湿度が60%程度と比較的乾燥していたことから、悪視程の原因は雲粒子ではないと思われる。航空機に搭載したライダーでの反射強度も弱く、雲が存在していたとは考えられない。

エアロゾルがこの視程悪化の原因かどうかを検討する。一般に視程  $V$  は次のように書け、消散係数  $\sigma$  の逆数に比例する。

$$V = \frac{1}{\sigma} \log \frac{1}{\Delta} \quad (1)$$

ここで  $\Delta$  は光強度のコントラストに対する人間の眼の識別能力である。ここでは  $\Delta = 0.02$  とした(柴田1999)。エアロゾルが球形であると仮定すると、ミー散乱の消散係数は

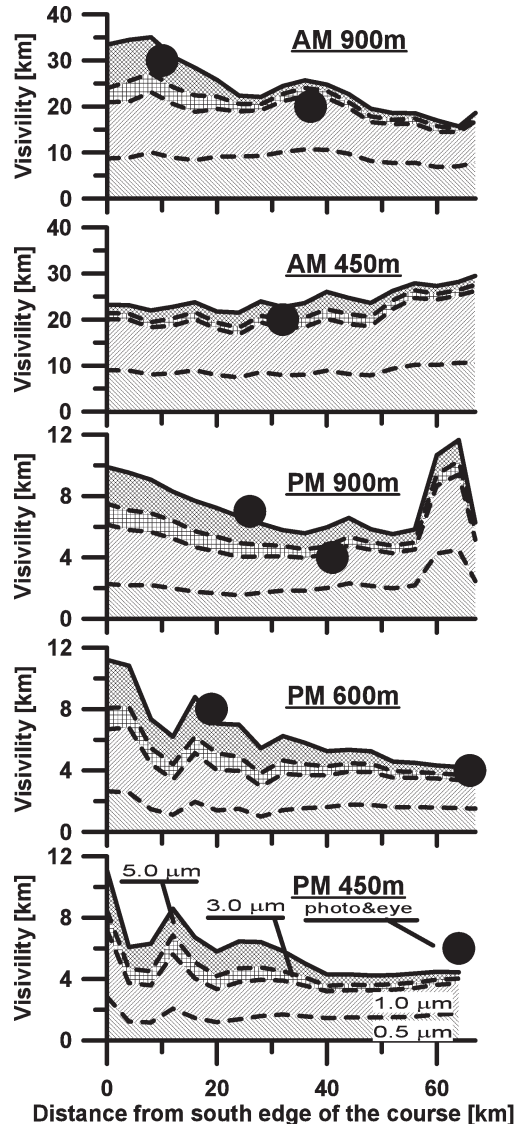
$$\sigma(\lambda) = \int \pi r^2 N(r) K_s(n, r/\lambda) dr \quad (2)$$

と書ける。 $r$  はエアロゾル半径、 $N(r)$  は数濃度、 $K_s$  は散乱効率、 $n$  はエアロゾル粒子の複素屈折率、 $\lambda$  は光の波長である。本研究ではエアロゾルの組成に関する計測は行っていないため、 $K_s$  については炭素を想定した概算値として1.6とした。また、 $N(r)$  として飛行中での計測値を進行方向に4 kmの区間で平均した値を使った。これは、そのエアロゾル濃度の空気塊が十分遠方まで一様に広がっていると仮定していることになる。この2つの仮定により、推定した視程の絶対値には意味は無く、ここでは変化の傾向のみを考察する。

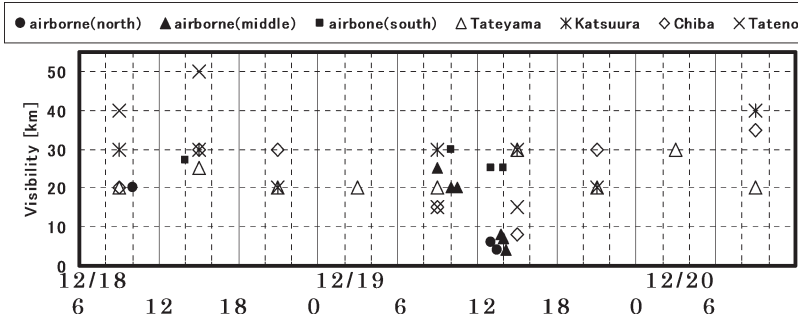
第11図にはエアロゾル濃度から推定した視程もその粒径別寄与度とあわせて示した。濃度から推定した視程と目視による実測値は時空間分布の傾向が一致しており、視程の変化にはエアロゾルによる影響があることを示している。粒径別にみると視程の変化には比較的小粒径(3  $\mu\text{m}$  以下)の粒子が大きく寄与してい

た。この粒径のエアロゾルは第10図では前線の寒気側で高濃度となっている。局地前線の寒気側に蓄積したエアロゾルが第7図に示すような悪視程状態を引き起こした原因のひとつと考えられる。

航空機の運用を考えれば、悪視程となる領域の(水



第11図 エアロゾル濃度から推定した視程(実線)と写真および目視による実測値(黒丸)。エアロゾルの粒径ごとの寄与度についても点線で示してある。0.5, 1.0, 3.0, 5.0  $\mu\text{m}$  と表示してあるのはそれぞれ粒径0.5~1.0, 1.0~3.0, 3.0~5.0, 5.0  $\mu\text{m}$  以上の寄与度。



第12図 地上での視程（最短視程）の時間変化，航空機で計測した卓越視程（airborne）についても示した．northはコース北端付近，southはコース南端付近，middleはコース中央付近．

平，鉛直）広がり気になる所である．今回の事例では，上空での視程は前線付近から少なくともフライトコース北端（茨城県つくば市付近）までの間で悪かった．一方，高度としては計測を行った3高度（450，600，900 m）のいずれにおいても視程が悪い状態となっていた．上空で見られた視程の低下は地上でも観測されているであろうか？第12図は気象官署（館野，千葉，勝浦，館山）で計測された視程（最短視程，方位別視程の最小値）について，局地前線が観測された前日の18日からの変化を見たものである．上空での視程についても前日からのデータを示した．局地前線が観測される前日（18日）の視程は，上空も含めてどの地点も20 km以上であった．地上で局地前線が確認された19日9時ごろからは，千葉及び館野において，15 km程度と前日より低下していた．この時刻にこの2地点は局地前線の寒気側に位置する．上空での視程が最低となった15時には千葉での視程も10 km以下となっている．千葉では14～15時に西風から北西風への風向の変化が見られており，ちょうどこの頃に前線が南へと通過していた．ただし，第1図に示すいずれの飛行場でも15時の視程（卓越視程，方位別視程の上位50%の平均値）は10 km以上であった．

## 6. 結論

房総半島付近に2003年12月19日に発生した局地前線について航空機観測を行い，局地前線に伴う視程の悪化について議論した．航空機観測では前線にほぼ直交する方向での温位とエアロゾル濃度の計測を3高度において行った．当日午前中出现した局地前線は，地表付近の冷気層と上空における暖湿な南からの移流との間で形成されたと考えられる．上空のエアロゾルは粒

径ごとに異なる温位層内に分布しており，高濃度の領域は前線面の上部に存在していた．

この冷気層は日射の増大により正午ごろには解消したが，局地前線は午前とは異なる，西風と北西風とのシアへと変化した．このシアは総観規模の気圧配置に伴う西風が中部山岳を迂回することで生じていた．午後における上空のエアロゾ

ル濃度は午前の5倍程度となっており，特に $3.0\mu\text{m}$ 以下のエアロゾルは前線面より寒気側下層で高濃度となっていた．この領域では視程が午前には20 km以上であったものが午後には5 km程度と悪化しており，高濃度エアロゾルがその原因であった．

## 謝辞

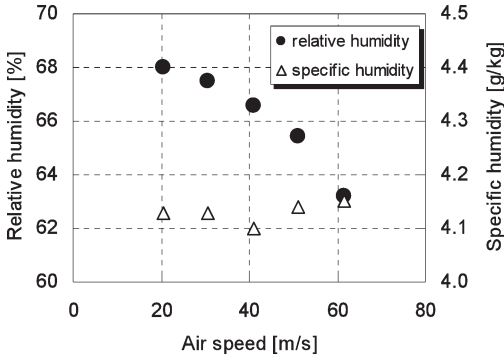
観測に際しては陸上自衛隊第1ヘリコプター団の支援を受け，また山崎 充博士（航空自衛隊）から技術的支援を受けた．観測に使用したパーティクルカウンタは東京工業大学神田研究室より借用した．地上温位の算出には（株）ライフビジネスウェザーの観測データを使用した．地上のSPM濃度データは各地方自治体が測定したもので，国立環境研究所環境データベース大気環境時間値データファイルを使用した．気象研究所の清野直子博士からは原稿に対して有益なコメントをいただいた．

## 付録：気温および相対湿度測定に対する動圧の補正

航空機における気温測定では，センサ表面での空気の圧縮と摩擦に伴う動圧（渡辺ほか 1975）が生じる．一般に動圧による測定誤差 $\delta T$ は次のように書ける．

$$\delta T = K_T U^2 \quad (3)$$

$U$ は飛行速度（対気速度）である．本研究で使用した温度計について係数 $K_T$ を決定したところ， $2.9 \times 10^{-4} \text{C}/(\text{m/s})^2$ となった．なお，渡辺ほか（1975）は $2.6 \times 10^{-4} \text{C}/(\text{m/s})^2$ を使用している．係数の決定を行った実験フライトは1999年5月12日に相



第13図 航空機観測における相対湿度計測値の速度依存性。横軸は飛行速度（対気速度）。右縦軸（比湿）のフルスケールは計測誤差（0.5 g/kg）に合わせてある

横湾上において行程25 kmの直線航路を高度900 mで5往復した。各往路は速度を21, 31, 41, 51, 62 m/sとし、復路は同一速度で飛行することで日変化の影響を除去した。一定速度で飛行中の測定値の揺らぎは0.1~0.3°C程度であった。

空気塊の圧縮が気温測定の見誤差の原因となることから、静電容量式センサで計測される相対湿度に対しても圧縮加熱の影響が考えられる。そこで上記の実験フライトにおいて相対湿度測定値と飛行速度との関係を検討した（第13図）。一定速度で飛行中の揺らぎは0.3~0.5%（相対湿度）であった。高速で飛行するほど相対湿度は低く計測されている。速度60 m/sで飛行すると圧縮・摩擦による昇温は式3から+1°Cである。比湿が保存していれば、これは相対湿度の変化-4%に相当し、第13図に示した変化量とほぼ一致する。

上記の気温・相対湿度の補正の総合的な誤差を評価するため、1999年5月12日にドロップゾンデと航空機との比較観測を相模湾で行った。ドロップゾンデと航空機搭載のセンサは観測前に0.2°C、2%（相対湿度）の精度で補正してある。上記の方法で補正した気温・相対湿度はドロップゾンデの値とそれぞれ0.1°C、0.4%（相対湿度）の差（2乗平均誤差）で一致した。

## 参考文献

- Fujibe, F., 1992: Climatology of mesoscale warm and cold fronts in the Kanto plain. *Pap. Meteor. Geophys.*, **42**, 157-180.
- 河村 武, 1979: 都市の大気環境. 大気環境の科学 3, 東京大学出版会, 185 pp.
- Kondo, H., 1995: The thermally induced local wind and surface inversion over the Kanto Plain on calm winter nights. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1439-1448.
- 宮下 敦, 内田信夫, 倉茂好匡, 湯本晋一, 1994: 成蹊気象観測所における視程観測について. *天気*, **41**, 711-716.
- 水野建樹, 近藤裕昭, 松川宗夫, 1990: 関東平野において初冬に粉じんが極めて高濃度になる気象条件について. *大気汚染学会誌*, **25**, 143-154.
- 内藤成規, 庄司桂一郎, 山本雅之, 1996: 東日本の悪視程, 低シーリングに関する沿岸前線の雲の役割—低シーリングをもたらす大気構造の静止気象衛星画像を使用した考察—. *海と空*, **72**, 11-20.
- 中田隆一, 1995: 局地不連続線に伴い東京に発生した蟹気楼. *天気*, **42**, 561-565.
- 大原利真, 鶴野伊津志, 1997: 房総前線出現時の局地気流とNO<sub>2</sub>高濃度汚染の数値シミュレーション. *天気*, **44**, 855-874.
- Seino, N., H. Yoshikado, F. Kobayashi, J. Sato and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies, 2003: Vertical structure of local fronts observed in Kanto, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 367-391.
- 柴田清孝, 1999: 光の気象学. 応用気象学シリーズ1, 朝倉書店, 139-142.
- 杉浦 茂, 1974: 関東地方を通過する寒冷前線の局地解析. *天気*, **21**, 39-45.
- 渡辺好弘, 有澤雄三, 吉川敏夫, 1975: ヘリコプターによる大気温度測定の実験(2). *天気*, **22**, 665-670.
- 吉門 洋, 1994: 初冬季に高濃度大気汚染をもたらす関東平野のよどみ構造. *大気汚染学会誌*, **29**, 351-358.
- 吉門 洋, 1999: 冬の房総局地前線の構造のレビュー. *気象研究ノート*, (193), 165-170.
- Yoshikado, H., T. Mizuno and S. Shimogata, 1994: Terrain-induced air stagnation over the southern Kanto Plain in early winter. *Bound.-Layer Meteor.*, **68**, 159-172.
- 吉野正敏, 1961: 小気候. 地人書館, 164-171.

## Low Visibility due to the Local Front over Bouso Peninsula, Japan

Hirofumi SUGAWARA\*, Minobu MATSUMOTO\*\* and Kikuro TOMINE\*\*\*

\* (*Corresponding author*) Dept. Earth and Ocean Sciences, National Defense Academy of Japan, 1-10-20 Hashirimizu, Yokosuka, Kanagawa, 239-8686 Japan.

\*\* *Japan Ground Self-Defence Force.*

\*\*\* *Dept. Earth and Ocean Sciences, National Defense Academy of Japan.*

(Received 18 September 2007 ; Accepted 28 April 2008)

## Abstract

Airborne observation revealed vertical structure of the local front, which is often seen over Bouso Peninsula, Japan. Formation process of the local front and aerosol-induced low visibility phenomena were discussed.

The local front measured in the morning 19 December 2003, was formed by the warm advection over the cold air pool in the Kanto plain. The local front transformed to the wind shear around the noon, due to vanishing of the cold air pool and transition of synoptic condition.

The aerosol-dammed layer was observed in the cold air of local front in the afternoon. In that layer, visibility decreased from 20 km in the morning to 5 km in the afternoon. The low visibility observed was due to the high concentration of aerosol.

---