

# 東京湾上を横切って形成される局地不連続線の構造と 成因についての考察\*

——大気汚染とのかかわり——

水野 建樹\*\*・近藤 裕昭\*\*・吉門 洋\*\*

## 要 旨

関東地方では、移動性高気圧の後面から総観規模の寒冷前線が通過し去る間、内陸部下層に逆転層が形成され東京湾上に局地不連続線が生じる場合がある。初冬にはこの不連続線の形成に伴って大気汚染が悪化する。

観測によれば、局地不連続線はそれまで関東平野部をおおっていた大気に比べて相対的に暖かい西よりの風が、中部山岳を北回りあるいは南回りに関東内陸部上空に達したとき出現しており、これは関東内陸部では中部山岳部が壁となって下層によどみ域が発生する一方、関東南岸には障害物がないため西よりの風が卓越しているためと考えられる。局地不連続線は両者の気団間で出現する。このとき、館野上空 1000 m 程度の風向は約210~310度にあり、館野高層データから求めたフルード数は風向によって変化するが、およそ0.3~1.3程度であった。また局地不連続線は、それに先だつて南~西よりの風が少なくとも半日程度持続しているとき多く出現していることがわかった。

### 1. はじめに

国内では窒素酸化物 (NOx) や粉じんなどの大気汚染物質濃度が1年の中で最も高くなるのは通常11月から12月のころである。特に関東南部の都市域では、この時期に移動性の高気圧の後縁から気圧の谷の部分にかけて濃度が上昇する (水野・北林, 1984)。一般に地上付近に汚染源がある場合、大気汚染濃度が高くなるのはよく晴れた夜間、放射冷却により地表付近の気温が下がり、風も弱い状態で接地逆転層が発達するときといわれている。しかし、関東南部の都市域では気圧の谷の部分に入って曇り、夜間の放射冷却が強くないにもかかわらず、弱風時に大気汚染が進み高濃度になる場合がよくある。このような総観規模の気象の場の下で、NOx や粉じんが極めて高濃度になっていたときの地上風や地上気温分布をみると、第1図に示すように東京湾を横断した形で不連続線が形成されていることがある。ただし、ここでいう不連続線とは 10 km 程度以下の幅で地上気温が数°Cないしそれ以上変化し、

その地域を境に風向も急変している状態を指すものとする。高濃度は不連続線の北側一帯で現われる (水野他, 1990)。それゆえ、関東地方の大気汚染が東京湾上に現われる不連続線と密接に関連していると考えられたので、この局地不連続線の成因について調べることにした。

### 2. 東京湾上の局地不連続線

関東南部には東京湾から房総半島を横切って房総不連続線と呼ばれる局地不連続線ができることは以前からよく知られている (河村, 1966, 吉野, 1986)。吉野によれば房総不連続線はその成因によって次の2つに分けられるという。

(i) 駿河湾または相模湾にできた局地低気圧に付随してできる。このような局地低気圧は冬の季節風の条件下、西高東低の気圧場でできる。

(ii) 冬の季節風が弱まった晴天の夜、または移動性の高気圧におおわれた晴れた穏やかな夜、中部関東地方の内陸部が放射冷却によって冷えたため形成された局地高気圧から流れ出す冷たい気流と、海上の湿った暖かい南西ないし西の気流との間に発生する。

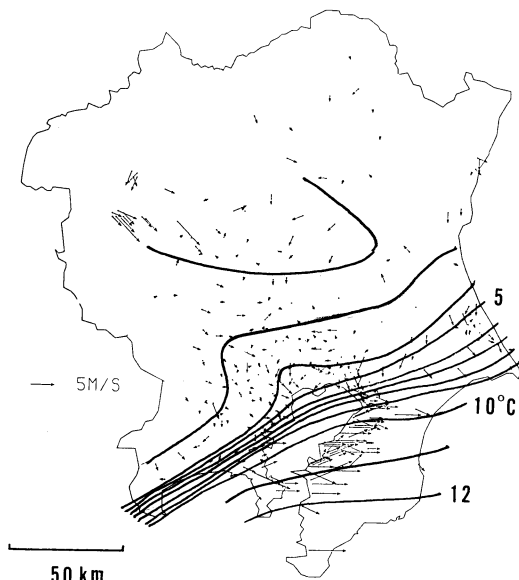
タイプ (i) の房総不連続線は冬季の季節風が関東北西部経由の北回り成分と関ヶ原経由の南回り成分の合流線として表わすこともできる (河村, 1966)。このタイプの不連続線は北西風、南西風成分ともに比較的

\* Study on mechanism and cause of local front formed across the Tokyo Bay.—relation to air pollution.

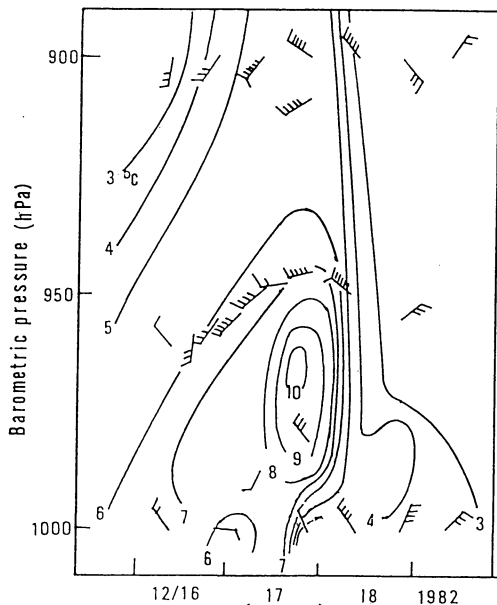
\*\* Tateki Mizuno, Hiroaki Kondo, Hiroshi Yoshikado. 資源環境技術総合研究所.

——1991年 6月 13日受領——

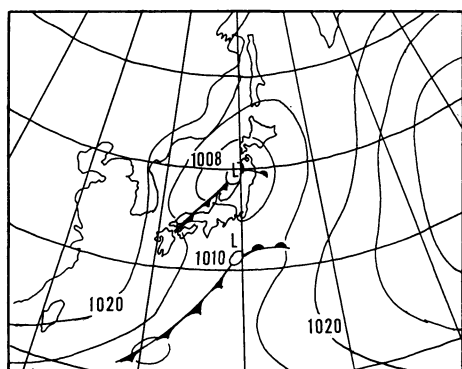
——1992年 11月 18日受理——



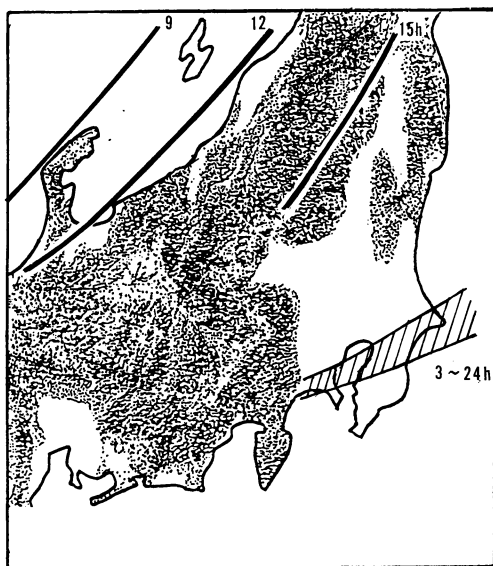
第1図 東京湾上に出現する局地不連続線の例。矢印は環境測定局における風ベクトル、実線は AMeDAS より推定した地上での等温線 (1982年12月17日21時)



第2図 第1図の局地不連続線出現前後の気温、風向鉛直分布の変化。(館野での高層気象データ) ←→不連続線の出現時間帯を示す。



第3図 地上天気図 (1982年12月17日午前9時)

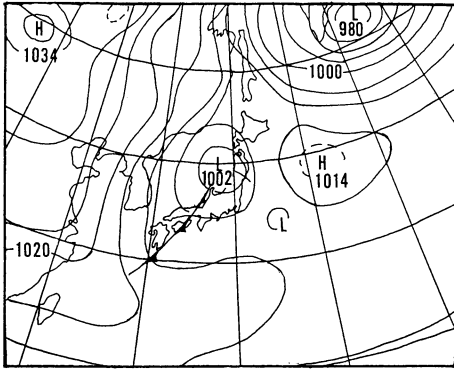


第4図 総観規模の寒冷前線(太い実線)と局地不連続線の位置関係(斜線の領域で変動)。図中の数字は時刻を示す。ドット域は約 200 m 以上の山岳域を示す。(1982年12月17日の例)

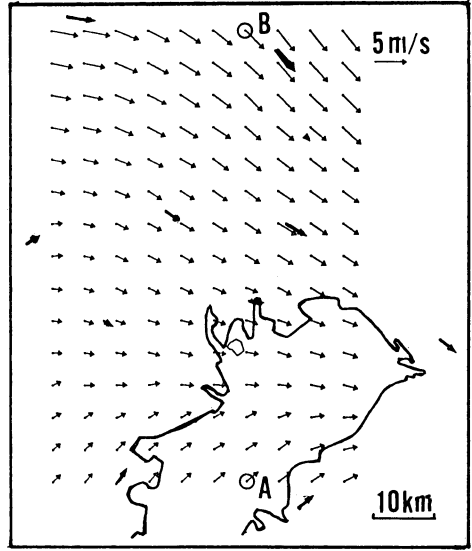
風速が大きく、大気汚染とは直接結びついてはいない。また、タイプ(ii)は晴れた夜間に限って出現するものであるから、日中には消滅する。また、気圧の谷の部分では発生しないといえる。

杉浦(1974)は総観規模の寒冷前線が関東地方を通過する際に、東京湾付近に局地的な不連続線が形成され、この不連続線の付近で大気汚染がすすむ観測結果を得ており、我々の結果もこれに近い。しかし、杉浦は局地不連続線の成因については触れていない。したがって問題は寒冷前線が本州に接近してくるとなぜ東京湾付近に局地不連続線が形成されるかである。

関東内陸部の高濃度大気汚染と関連したこの局地不連続線の成因を調べるにあたって、まず不連続線の特



第5図 東京湾に局地不連続線が出現したときの地上天気図(1989年12月7日18時の例)



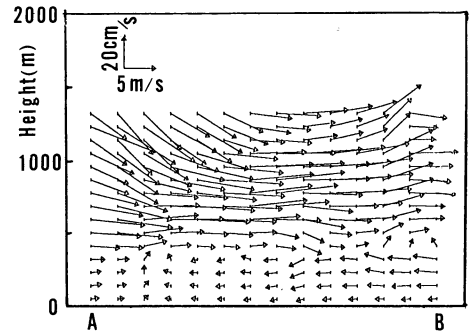
第6a図 地上 200 m における水平風の分布。太い矢印はパイバルによる実測値(10地点)。太い実線は東京湾の海岸線を示す。(1989年12月7日22時の例)

徴をまとめてみた。第1図に示した不連続線出現日前後における気温と風ベクトルの時間変化を第2図に示す。同図は館野における高層気象データから得られたものであり、また、第3図は当日の地上天気図である。第2図によれば、不連続線が形成される以前に南西～西の風が次第に強くなり、900 hPa (高度 1000 m 相当) 以下の気温が徐々に上昇する。不連続線は強い南西～西よりの風の下で、かつ地上付近に比べて上空が相対的に高温の状態で形成されている(この例では高度数百 m で気温が最も高くなっている)。北西の季節風が吹き始め気温が急激に低下するとともに不連続線は消える。このような不連続線は関東より北側に中心をもつ低気圧が本州に接近中で、関東地方が高気圧の後縁から低気圧の暖域の部分に入ったときによく出現する(第3図、水野他、1990)。

総観規模の寒冷前線と東京湾上の不連続線の位置関係は第4図に示すように前者が日本海を東進すると後者が形成され始め、後者はその後半日以上にわたって同じような地域に存在し続ける。東京湾上に局地不連続線が停滞しているとき、関東平野部では総観規模の寒冷前線は認められない。ここには示していないが、AMeDAS によると北西の季節風が関東地方の地上付近で吹き始めると局地不連続線はこの北風に押されるように次第に太平洋方向へ南下して東京湾上から消えてゆく。

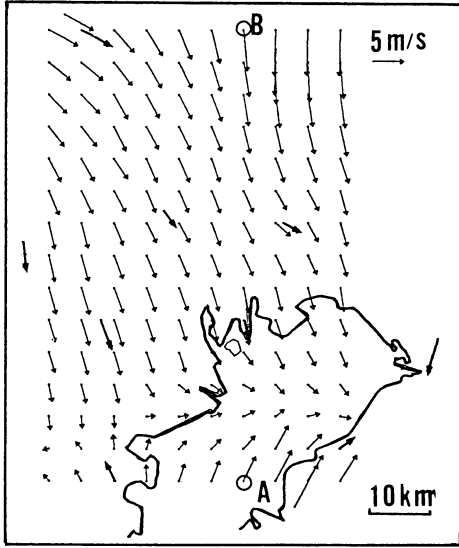
### 3. 高濃度大気汚染に関係した東京湾上の局地不連続線形成過程と立体構造

局地不連続線の立体構造を調べるために東京湾周辺でパイバル観測、低層ゾンデ観測を行った結果がある。

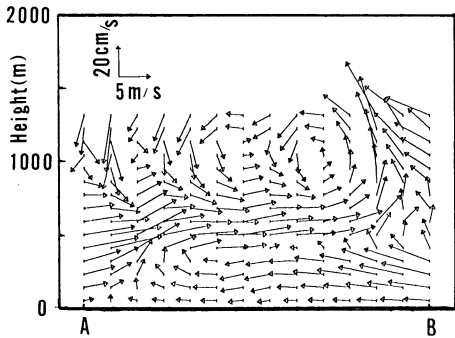


第6b図 第6a図の○A-○B地点(約60 km)を結ぶ線上での鉛直断面内における風の分布(水平成分は風の南北成分を表す)。

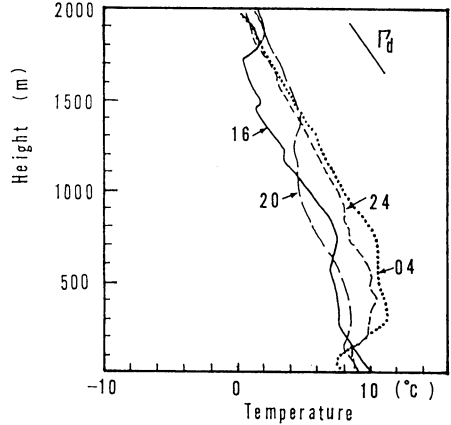
第5図は1989年12月7日の観測当日の地上天気図である。第6a, b, 第7a, b図はそれぞれ当日21時と翌日4時における高度 200 m の水平断面内での水平風ベクトルと南北方向鉛直断面内の風ベクトルを示したものである。これらの図で格子点での水平風成分は観測データを距離の逆数で重み付けした推定値であり、鉛直風はその結果から連続の式を用いて推定した値である。第6a図、第7a図の風の水平分布から高度 200 m では風の収束域が東京湾上に形成されていたことがわかる。また、第6b図、第7b図の南



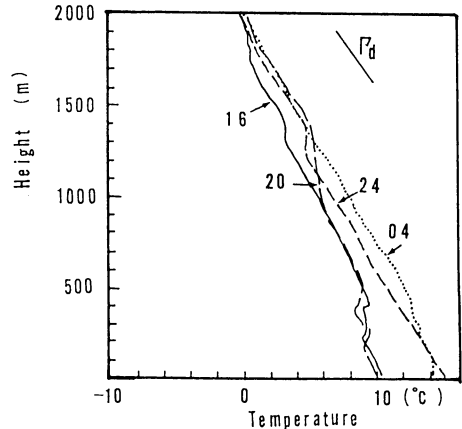
第7 a 図 第6 a 図と同じ。ただし時刻は12月8日午前4時



第7 b 図 第6 b 図と同じ。ただし時刻は12月8日午前4時



第8 a 図 江東（第6 a 図のA-Bのほぼ中間地点）における12月7～8日の4時間ごとの気温鉛直分布。図中の数字は測定時刻を示す。



第8 b 図 第8 a 図と同じ。ただし、横須賀（第6 a 図の左下枠外）における気温鉛直分布

北方向断面内の風の鉛直分布と温位鉛直分布の実測値（第8 b 図）を比べると、400～500 m 程度にある水平風の不連続面高度に、強い逆転層が形成されていることがわかる。ここには示していないが大気汚染としては、北よりの風になっている下層の逆転層中で極めて高濃度の状態が出現している（下形他，1991）。

以上のように、初冬に NOx や粉じんなどの高濃度出現時に関連して出現する東京湾上の局地不連続線は、房総不連続線の一種ではあるが、その出現状況は前節に挙げたタイプ（i）の冬型の気圧配置の中で形成されるのではなく、また同様にタイプ（ii）の晴れた夜に限って形成されるものではない。これらとは別の総観規模の気象条件下、すなわち

(iii) 移動性高気圧の後面から、関東以北に中心を持つ低気圧の暖域で形成される。これは曇っている場合でも形成され、冬型気圧配置になって北西季節風が卓越する直前まで持続する。

このタイプの局地不連続線の形成過程は次のようである。第8 図 a, b は第6 図の天気図に示した12月7日から8日にかけて、局地不連続線が形成される過程での温位鉛直分布の時間変化を示している。それぞれ東京湾奥の江東区と東京湾口の横須賀の結果である。第8 a 図の江東区での変化をみればわかるように、下

層に逆転層ができるのは夜間24時頃になって 500 m 付近まで上空の気温が上昇しているからである。東京湾奥では、その後翌朝にかけて下層の気温はさらに下がり、逆転層も強化されている。一方、第 8 b 図でわかるように横須賀では深夜、地上付近まで暖かい気団でおおわれ、気温が上昇し、翌朝まで同じような状態が続いている。

以上の結果によると、地上付近の大気が冷えなくとも関東地方の広域で南西～西風が吹き始め、しかもその風によって流れてくる大気がそれまで関東地方をおおっていた大気に比べて相対的に暖かい場合に、内陸部下層の大気が取り残される。その結果として、内陸部では逆転層が形成され、海岸部との間に気団の境界(不連続線)が出現する。一旦取り残され、淀んだ内陸部の下層大気は夜間冷却し、逆転層が増々発達していることも図から明らかである。夜間に局地不連続線の形成が始まるときには、放射冷却の効果も無視できないであろうが、内陸部下層に放射冷却による逆転層がまず形成されて、それが原因で内陸部の大気塊が取り残され、局地不連続線が形成されるというような現象ではない。

以上のことから (iii) の状況で局地不連続線が形成される原因は、関東内陸平野部下層では南西から西よりの一般風が何らかの原因で阻止され、淀み域ができるためであるといつてよいであろう。障害物の少ない海上では地上付近でも南西風が吹いているのかかわらず、内陸部で吹かないことから、風上側の山岳部による地形的な影響が内陸部の風の場に効いていると思われる。

このような推察のもとに近藤・水野(1990)は Kondo(1989)の中規模スケール気流モデルを適用して数値シミュレーションにより関東内陸部の淀み域の形成について検討をしている。計算条件等については近藤(1989)に示されているのでここでは割愛するが、大気が安定成層しているとして、特徴的な中部山岳の高さを 3200 m、地衡風として南西風 10 m/s、その高さ以下のフルード数として 0.208 を与え流れの場を計算している。ここで用いたフルード数は中部山岳より上流の境界で与えてある。

結果的に、中部山岳部を回って関東に達する南西風は山岳部の南東の部分で加速され、西寄りに風向を変えること、関東から東北地方にかけて内陸部に弱風域が形成されること、その弱風の淀み域との間に大きな水平シアが生じていることが示された。この計算で

は中部山岳部によって曲げられた風が関東南部の上空で強くなり、低層ジェットが形成される結果となったが、これは既に Kimura and Arakawa (1983) が指摘している。なお、風速を 2 倍にした以外他の条件を変えずに計算した結果では内陸部に顕著な弱風域が生じなかった。このことはフルード数が増して中立に近い状態になると、淀み域ができずに内陸部下層の大気は南西風に押し流されてゆくことを示している。したがってこれらの結果から、南西風の下で関東内陸部に淀み域ができるためにはフルード数に上限があるといえる。逆にフルード数がより小さくなった場合にどうなるかは計算していないのでわからない。

#### 4. 初冬高濃度をもたらす局地不連続線

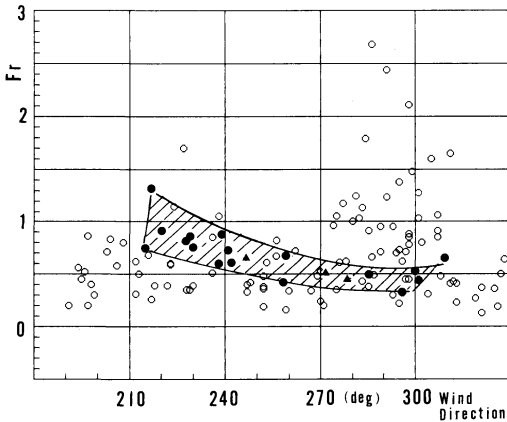
東京湾上に局地不連続線が形成されているときと形成されていないときで、関東内陸部の大気安定性、一般風の風向風速にどのような差があるかをみるために、館野の高層気象データを用いてフルード数

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{\Delta H \cdot g \cdot \Delta \Theta / \Theta}} \quad (1)$$

を求め、不連続線とフルード数との関係を調べてみた。フルード数は本来は浮力項と慣性項との比を示す量であるが、フルード数の逆数を 2 乗した値はバルクリチャードソン数であるから、(1)式は高さ  $\Delta H$  間の大気の平均的な大気安定度を示すパラメータとなっている。

(1)式の  $g$  は重力加速度、 $U$  は代表高さを 1000 m 程度として、高度 1000 m にほぼ相当する気圧 900 hPa における風速である。館野の気象データによれば局地不連続線に伴う逆転層は 1000 m 以下であるから、代表高さを 1000 m 程度にしたことにより、それより低い高度にできている逆転層の大略的な大気安定度を求めたことになる。(1)式の  $\Delta H$  は気圧 900 hPa と 1000 hPa 間の高度差、 $\Delta \Theta$  は気圧 1000 hPa と 900 hPa 間の温位差、 $\Theta$  はその間の平均温位である。

気圧 1000 hPa にあたる高度は秋から冬の場合多くは 100～200 m の範囲であるが、温位差を求めるのに地上気温を用いずに気圧が 1000 hPa の高度を用いた理由は、冬季 100～200 m 以下では接地逆転層が発達していることが多く、中規模(メソ)スケールでの気象を解析するには、最下層にできる薄いが強い接地逆転の効果を除いた方が適切と考えられたからであ



第9図 館野高層気象データから求めたフルード数と館野 900 hPa における風向の関係。(1982年11月から3ヶ月間の結果)。●局地不連続線が連続して6時間以上持続したもの。斜線は出現範囲を示す。この範囲にあって、かつ12時間前の900 hPaでの風向がS~Wであるものの局地不連続線が出現しなかったものを▲で示す(本文参照)。

る。

用いたデータが内陸部の館野であり、既に地形影響などを受けているデータであることから、ここでのフルード数は先に述べた数値計算(近藤・水野, 1990)に用いられているフルード数とは意味が異なり、局地不連続線の成因を示す尺度ではない。不連続線が出現したときとそうでないときの内陸部の大気安定度の違いを示す尺度である。

第9図は1982年度の11月から3ヶ月間にわたって求めた毎日9時、21時のフルード数と風向の関係を示したものである。同図では6時間以上にわたって主にタイプ(iii)の状態で東京湾上に不連続線が出現していた例を黒丸で示し、およその出現範囲を実線で囲んである。タイプ(ii)の後半にある移動性高気圧の中で夜間出現するタイプも(iii)の形成に先だって出現している可能性があるが、これらは区別していない。区別しているのはタイプ(i)の季節風下での房総前線と、タイプ(ii)前半の冬型の気圧配置が緩んだときの夜間の不連続線であり、これらは第9図から除外してある。また、局地不連続線の有無の判断は大気汚染気象観測局の風向風速データ、AMeDASの気温データから、第1図に示したような地上風向風速の分布図と気温分布図を作成し、第1節で述べたように10 km

程度以下の幅で地上気温が数°C以上変化し、その地域を境にして風向が急変していること(さらに詳しくいえば、境界の南側にある観測点データの大部分が南~西の風向範囲に入っていて平均風速が5 m/s程度以上、北側では境界付近の風速は2 m/s程度以下、風向は場所によって異なってもよいものとするが、およそ西から北まわりに東風まで)を基準としている。

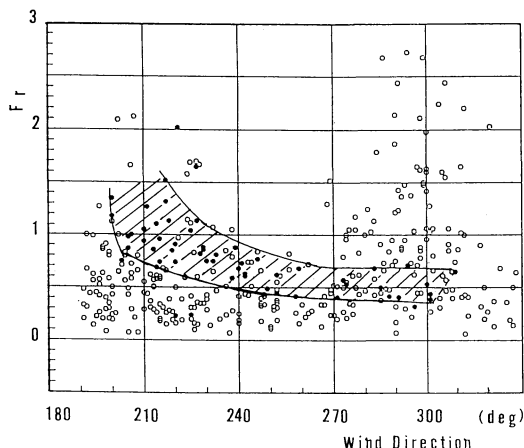
第9図で特徴的なことは

- 不連続線は風向が約210度~310度の間にあるとき出現している。
- 不連続線はフルード数が0.3~1.3程度の範囲で現われる。ただし、風向に依存しており、風向が南よりになるにしたがってより大きな値まで取り得る。
- 斜線で囲んだ範囲の中には不連続線が現われない場合も多数存在する。

aとbから不連続線が生じているのは、風向が約210度~310度、フルード数が約0.3~1.3のときといえるが、cで指摘したように斜線で囲んだ範囲の中には不連続線が現われない場合も多数存在しているので、これらの条件だけでは不連続線の有無を区別できない。そこで、局地不連続線の出現が認められた時刻より12時間前の900 hPaでの館野高層気象における風向を他のパラメータとして、区別できないか調べてみた。この理由は東京湾上の局地不連続線が移動性高気圧の後面から低気圧の暖域、さらには冬の季節風が卓越する直前まで持続的に現われることから、上空1000 m程度の一般風は風向が南西~北西へと徐々に変化し、短時間に不規則に変化することはないと考えられたからである。

結果として、局地不連続線が出現している場合、12時間前の900 hPaでの風向は全て180度~270度の範囲内にあった。一方、第9図の斜線で囲まれた範囲内にあっても、12時間前の風向が180度~270度の範囲にないときは不連続線は出現していなかった。ただし例外もあり、12時間前の風向が180度~270度にあるにもかかわらず、不連続線が認められない例もあった(第9図の▲印)。

第10図は初冬の3ヶ月のデータだけでなく、それらの月を含む1年間のデータにより、フルード数と風向の関係を調べたものである。これらの結果は第9図の初冬の場合と大きく変わらず、風向範囲が若干広がる程度であった。第1表にまとめてあるように、東京湾上に不連続線が出現しているとき、12時間前の風向は180度~270度であった場合が圧倒的に多く(case 1, 45



第10図 フルード数と風向の関係 (1982年度4月から1年間の結果). ●局地不連続線が連続して6時間以上持続したもの. 斜線は出現範囲を示す.

第1表 局地不連続線の出現/非出現の回数

月	CASE 1 (回)	CASE 2 (回)	CASE 3 (回)
4	5	0	1
5	7	0	1
6	3	2	0
7	1	1	1
8	4	1	0
9	7	0	0
10	1	1	1
11	4	1	2
12	5	1	2
1	5	1	0
2	2	2	2
3	3	0	2
計	45	10	12

注：館野 900 hPa のデータ (1982年度) を用いて、風向の持続性による分類を行った結果の一覧

CASE 1: 12時間前の風向が180~270度で、現在不連続線ができていない場合

CASE 2: CASE 1 の条件以外で、現在不連続線ができていない場合

CASE 3: CASE 1 と同じ風向条件で、かつフルード数は図10の斜線の範囲内にあるが、不連続線は認められない場合

例), その他の風向では少なかった (case 2, 10例). ただし, 第10図の斜線の範囲内において, 12時間前の風向が180度~270度にあるにもかかわらず, 不連続線が見当たらないケースもあった (case 3, 12例). 従って, このような状態のとき関東内陸部でどのような局地気

象が出現しているか興味があるが, ここではまだ調べていない.

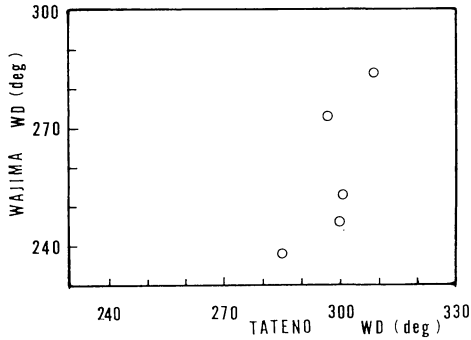
第9図で, 風向が南よりの180~210度程度にあってフルード数が斜線の範囲よりも小さいところにかたまっている一団は, 局地循環としての海風が関東南部に吹き込んでいる状態に対応している. また, 風向が270度以北でフルード数が斜線の範囲より大きいところにある一団は冬の季節風が卓越している状態に対応しており, 局地不連続線はあったとしても東京湾からさらに南下したところにあり, 逆にフルード数が小さい一団は局地循環における陸風状態に対応している.

### 5. 中部~北陸山岳越えの気流

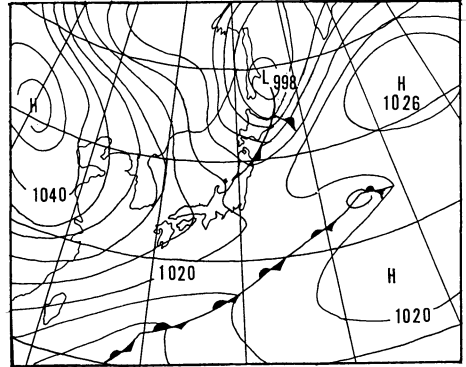
東京湾に現われる局地不連続線について, 今までは上空 1000 m 程度の風向範囲が南西~西風にあるとして議論してきたが, 第10図によれば270~310度というように西~北西風の場合も不連続線ができていないことが認められる. また, 第9, 10図をよくみると風向が260~270度付近の出現数は他の風向に比べて少なく, 高度 1000 m 程度では西よりの風があまり吹かないことを示している. これは西部の山岳地域の影響と考えられ, 関東では中部山岳部によって遮られた風が山岳部の南側からまわりこむ場合と, 北側からまわりこんで流れている可能性を示唆している. 第9図で示した初冬の条件で, 風向が270~310度のときに局地不連続線が出現した5個の例について 900 hPa における風向を輪島と館野と比較すると, 輪島で西よりの風が館野ではいずれも北よりに約22度~54度ずれており, 関東地方で風向が北よりに変化しているのがわかる (第11図).

上空 1000 m 程度の風が北西よりのときに生じる内陸部の逆転層と局地不連続線についての観測例として, これらの他に1987年12月11日の解析例を示すことにする. この例は房総半島先端部で不連続線が出現したものである. 地上天気図 (第12図) によれば本州は前日から気圧の谷の中にあつて, 樺太付近を通過中の低気圧に伴う寒冷前線の先端部分が関東地方にかかり, ひまわり衛星画像では関東一円曇っている状態であった. 当日, 筑波で観測した日中の気温鉛直分布を第13図に示す. 一見, 複雑な分布になっているが, 特徴的なことは 600 m 程度に強い逆転層があり, それより下層の安定層内で北~北北東の風, 上層で風向が北西へ, さらに上層では西風に変化していることである.

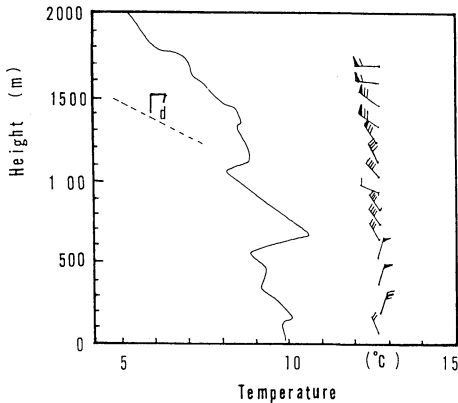
当日午前9時の 850 hPa 等圧面高度とその高さに



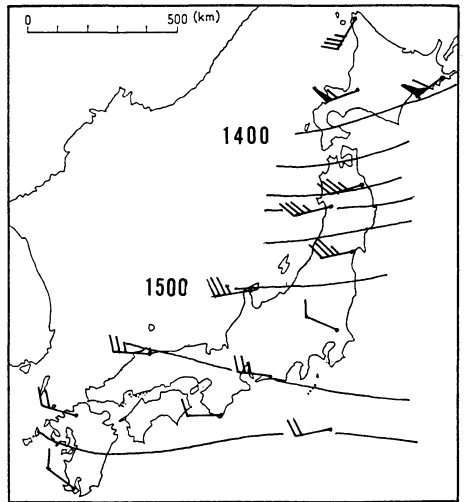
第11図 900 hPa における風向が270~310度で不連続線が出現しているとき、輪島と館野の900 hPaにおける風向の関係



第12図 館野 900 hPa での風が北よりの日に下層に強い逆転層が形成され、東京湾に局地不連続線が出現した日の地上天気図 (1987年12月11日午前9時の例)



第13図 筑波で観測された気温、風向鉛直分布 (1987年12月11日16時の例)



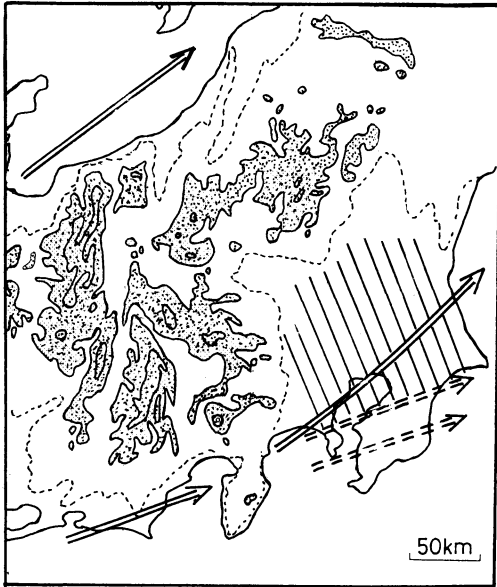
第14図 850 hPa における推定等圧面高度と風向 (1987年12月11日午前9時の高層気象データから作成)

おける各地の高層気象台で測定された風向を示したものが第14図である。この図と第13図に示した筑波での風向の鉛直分布から判断すると、関東内陸平野部の上空数百 m~2000 m の風は日本海から北陸~中部山岳部を越えて流れてきたものであり、この山越え気流は平野部では地表付近まで達せず、高度数百 m のところに強い逆転層を形成し、その上空を南東へ向かって流れたと考えられる。

以上のように、東京湾に東西方向に局地不連続線が形成されるときは、上空 1000 m 程度の気流は関東西部の山岳部を北回りに吹いてくるケースと南回りに吹いてくるケースとがあり、いずれの場合も移流してくる気団はそれまであった関東内陸部の大気に比べて相対的に暖かいといえる。そのとき山岳部下流側の平野部に地形性の逆転層が形成され、下層の空気が滞留し

淀み域が出現する。また、関東南部から海岸部の地上付近ではどちらのケースでも南西~西よりの風が卓越するが、この気団は内陸部の気温に比べて相対的に高いため、両者の気団の間で不連続線が形成される。これらを模式的に表わしたものが第15、16図である。第15図は西部の山岳部を南回りに関東上空に吹き込むときの風系であり、第16図は輪島など中部山岳部上流側の風向が西よりで関東には北回りに吹き込む場合を示す。





第15図 東京湾に局地不連続線が出現するときの風系の模式図：上空 1000 m 程度の風（実線の矢印）が中部山岳を南回りに関東に吹き込むときのパターン。破線の矢印は地上付近の風向。斜線で示した地域が淀み域。点線は約 200 m の等高線、陰の領域は 1000 m 以上の山岳部を示す。



第16図 同上、ただし上空 1000 m 程度の風（実線の矢印）が中部山岳を北回りに関東に吹き込むときのパターン。斜線で示した地域が淀み域。破線の矢印は地上風の風向。

## 6. 結論

初冬の頃、移動性高気圧の後縁から総観規模の寒冷前線が本州を通過し去る間、東京湾上に局地不連続線が生じ、関東内陸部に逆転層が形成され、高濃度の大气汚染が出現する場合がしばしば生ずる。この局地不連続線は既に房総不連続線という名で知られている局地的な不連続線の一種と思われるが、ここでは、初冬に高濃度大气汚染をもたらすこの局地不連続線の構造と出現の原因について考察した。

東京湾上に局地不連続線が形成されるとき、上空 1000 m 程度の気流は大きく分けて関東西部の山岳部を北回りに吹くケースと南回りに吹くケースとがある。いずれの場合も移流してくる気団が、それまでであった関東内陸部大気の温度に比べて相対的に高くなっている。このとき関東内陸部の下層では中部山岳地域が地形的な原因となって、逆転層が形成され“淀み域”が生じる。下層では中部山岳が西よりの風を阻止するためである。夜間には放射冷却により下層の気温が下がり、この地形性逆転層が一層強化されることもある。

関東南部から海岸部の地上付近ではどちらのケースでも南西～西よりの風が卓越し、この気団に比較して相対的に低温である関東内陸部との気団間で不連続線が形成される。地形的な原因による内陸部の淀み域の形成と東京湾上の局地不連続線の形成は不可分である。

次に、東京湾上に局地不連続線が出現しているとき、館野のデータを用いて大気安定度などを調べてみた。用いたデータが関東内陸部（館野）であり、既に地形等の影響を受けていることから、この解析は局地不連続線の成因を議論するものではなく、局地不連続線が既に出現しているとき、どのような気象的な特徴を持っているかを示すものである。その結果、東京湾上に局地不連続線が出現しているとき、上空 1000 m 程度の風向は約 210～310 度であり、それより下層の平均的なフルード数は、風向に依存するものの、およそ 0.3～1.3 程度であった。

ただし、同じような安定度、風向でも不連続線が認められないケースもあった。局地不連続線が出現しているか否かは、出現が認められた時刻よりさかのぼって半日程前の風向が 180～270 度程度の範囲で持続して

いるか否かで判断でき、この条件を満たしているときに局地不連続線が出現している例が多いことがわかった。同様な傾向は初冬に限らず、年間を通じたデータ解析結果からも得られた。ただし、南西から南よりの風の状態ではフルード数はさらに大きくなる例も認められた。

南西風の場合、フルード数が上の範囲よりもさらに小さくなると局地不連続線は認められなかった。この状態は関東平野部では局地循環としての海風が入っている状態に対応していた。北西風の場合、フルード数が上の範囲よりも大きいとき、不連続線はあったとしても東京湾からさらに南下しているか、冬の季節風が卓越している状態に対応していた。逆にフルード数が小さいときは局地循環としての陸風状態にあることがわかった。

なお、ここでは主に局地不連続線の成因を中部山岳との関係で議論したが、暖気の流入には陸域に比べ海水が相対的に高温であることの影響（近藤・水野、前出）や、北回りに山岳を越えた気流についてはフェーン現象による昇温効果などの影響も見受けられた。局地不連続線の形成に及ぼすこれらの影響について今後さらに詳しい検討が必要と考えられる。

#### 参考文献

- 河村武, 1966: 中部日本における冬の地上風系一特に冬の季節風に関連して, 地学評論, 38.
- Kimura, F and S. Arakawa, 1983: A numerical experiment on the nocturnal low level jet over Kanto plain, J. Meteor. Soc. Japan, 61, 848-861.
- Kondo, H, 1989: Description of NRIPR meso-scale model, Technical Report No. 44, National Research Institute for Pollution and Resources, pp 72.
- 近藤裕昭, 水野建樹, 1990: NOx 濃度はなぜ12月に高くなるか, 公害, 25, 25-33
- 水野建樹, 北林興二, 1984: 都市大気中における浮遊粉塵の動態(その1), 公害, 19, 359-367.
- 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.
- 下形茂雄, 水野建樹, 吉門洋, 1991: 小型船舶による初冬高濃度時における東京湾上大気汚染の観測, 公害, 26, 41-54
- 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.
- 吉野正敏, 1986: 小気候, 地人書院, p 213-217



### 教官公募について

高知大学教育学部では地学担当の助教授1名を公募しています。専門領域はいわゆる地学(宇宙物理学, 地球物理学を含む)で特定はしません。ご希望の方は連絡願います。

**担当科目:** 地学及び地学実験(コンピュータの活用を含む)など, その他地学に関連した講義, 実験

**応募条件:** ア) 着任時に博士の学位を有する方  
イ) 大学院教育学研究科(修士課程)が設置された場合, 大学院の講義, 演習を担当できる方

**年齢:** 30歳位から35歳位まで(着任時現在)

**応募期限:** 1993年5月6日(必着)

**採用予定:** 1993年10月1日

**提出書類:** 履歴書, 研究業績, 健康診断書, 成績証明書, 卒業, 修了証明書など

**提出先:** 高知市曙町2-5-1 高知大学教育学部長

**照会先:** 郵便番号780 高知市曙町2-5-1 高知大学教育学部理科教室 山口信之  
(電話 0888-44-8417 FAX 0888-44-8453)