

弱い傾度風下での大気汚染の長距離輸送の 気象学的構造*

栗田 秀 實** 植田 洋 匡*** 光 本 茂 記***

要 旨

1983年7月29日に東京湾地域から長野県東北部に至る広範な地域において行われた共同観測結果を用いて、東京湾地域から中部山岳地域への大気汚染物質の長距離輸送時の気象とオゾン濃度の立体的な構造を検討した。9～12時頃にかけて本州中央部は山谷風、海陸風といった幾つかの局地風系から構成された複雑な構造を示した。日中、中部山岳地域で熱的低気圧が発達するとともに、これらの局地風は熱的低気圧に流入する気流によって統合され、13時頃から夜間にかけて本州中央部のほぼ全域が中部山岳地域の熱的低気圧に吹き込む太平洋側と日本海側の大規模風によって覆われた。太平洋側の大規模風は、14時頃から急激に厚さを増すとともに、関東地方北西部の峠を越えて長野県東部へ侵入し、熱的低気圧が最も強くなる15時頃にその上端は海拔高度2000mに達した。東京湾地域から輸送された汚染気塊が関東地方北西部を通過した15～17時には、流跡線沿いの地点の上空の高度550～1200mではオゾン濃度が220 ppb前後に達した。しかし、大規模風系を構成する気層より更に上空ではオゾン濃度は流跡線沿いにはほとんど一定で70 ppb程度であった。

中部山岳地域の熱的効果は日中には高度3300mまで及んだ。中部山岳地域(佐久)および関東平野(高崎)上空の気温はいずれも高度とともに直線的に減少したが、その勾配は異なり、高度700mの気温は中部山岳地域上空では関東平野上空に比べ 3.6°C 高い値を示した。また、中部山岳地域および関東地方の地上気温(AMeDAS)の分布も同様の高度変化を示した。このことから中部山岳地域の熱的低気圧に吹き込む大規模風は、中部山岳地域と関東平野上空の空気の温度差によって生じる平地—台地風循環に谷風(斜面上昇風)が加わったものと考えられる。

1. はじめに

著者ら(Kurita *et al.*, 1985; 栗田ら, 1985)は、先に、長野県東北部で春～夏季に出現する高濃度オキシダントの発生原因を明らかにするため、関東および中部地方における大気汚染、気象データを統計的に解析し、日本でも200 kmにも及ぶ大気汚染物質の長距離輸送が存在することを見出した。また、その発生機構について気象学的な検討を行い、中部山岳地域の熱的低気圧に吹き

込む風が局地風を統合して大規模な風系を形成し、この大規模風によって東京湾地域の大気汚染物質が関東地方北西部の山地を越えて山岳地域内部(長野県東北部)へ長距離輸送されることを明らかにした。更に、その発生条件(総観規模の気象条件との関係)を解析し、長距離輸送発生日には上層風(主に西寄りの風)が弱く、総観規模の気圧傾度が南東寄り(太平洋側が高気圧)で、上層に沈降性の逆転層がみられることを明らかにした(栗田・植田, 1985; Kurita and Ueda, 1986)。

このような沿岸地域から内陸の山岳地域内部への大気汚染物質の長距離輸送をフィールド観測により検証し、その実態を明らかにするため、文部省「環境科学」特別研究「内陸域における大気汚染の動態」研究班により、上空も含めた立体的な共同観測が1983, 1984年に実施された。前報(栗田・植田, 1986)では上記共同観測によ

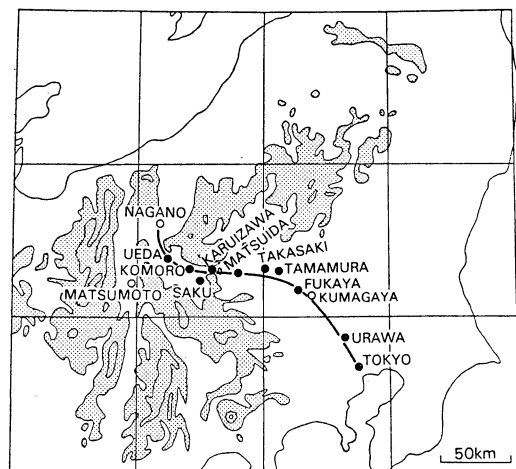
* Three-dimensional meteorological structure of long-range transport of air pollution under light gradient wind.

** Hidemi Kurita, 長野県衛生公害研究所.

*** Hiromasa Ueda, Shigeki Mitsumoto, 国立公害研究所.

—1987年3月12日受領—

—1987年9月10日受理—



第1図 解析地域の概要。

●観測地点, ○気象官署, —汚染気塊の輸送経路(流跡線)

って得られた地上の観測データを解析し、大気汚染物質の輸送および変質過程について報告した。本論文では主として上空の共同観測データを用いて解析を行い、気温の鉛直分布と熱的低気圧の関係、汚染物質を輸送する大規模風系の形成過程とその立体的な構造、長距離輸送時のオゾン濃度の立体的な分布等について検討した。

2. データと解析方法

本報では、1983年7月26～30日に東京湾地域から長野県東北部に至る広範な地域で実施された共同観測データ、環境大気の常時監視のため地方公共団体等が設置している一般環境大気測定局、および気象庁の AMeDAS 等の観測データを用いて、典型的な長距離輸送がみられた7月29日について解析を行った。第1図に共同観測の観測地点を示す。共同観測の方法や観測項目の詳細は木村ほか(1986)に述べられているので省略する。

まず、本州中央部の気象官署(61地点)の海面気圧と AMeDAS(190地点)の地上風データ、および共同観測による上空の風の観測データ(パイロットバルーン)を用いて、本州中央部において局地風が大規模風に併合される過程および大規模風が消滅する過程を立体的に調べた。また、共同観測による上空のオゾン濃度の測定データ(航空機)を用いて、汚染気塊の輸送経路(Kurita et al. 1985; 栗田・植田, 1986; 中西・木村, 1987)に沿った鉛直断面内のオゾン濃度の分布を調べた。更に、共

同観測による上空の気温の観測データ(低層ゾンデ、係留気球)および AMeDAS による地上気温の観測データを用いて関東地方と中部山岳地域の気温の鉛直分布を調べ、熱的低気圧の形成過程を検討した。

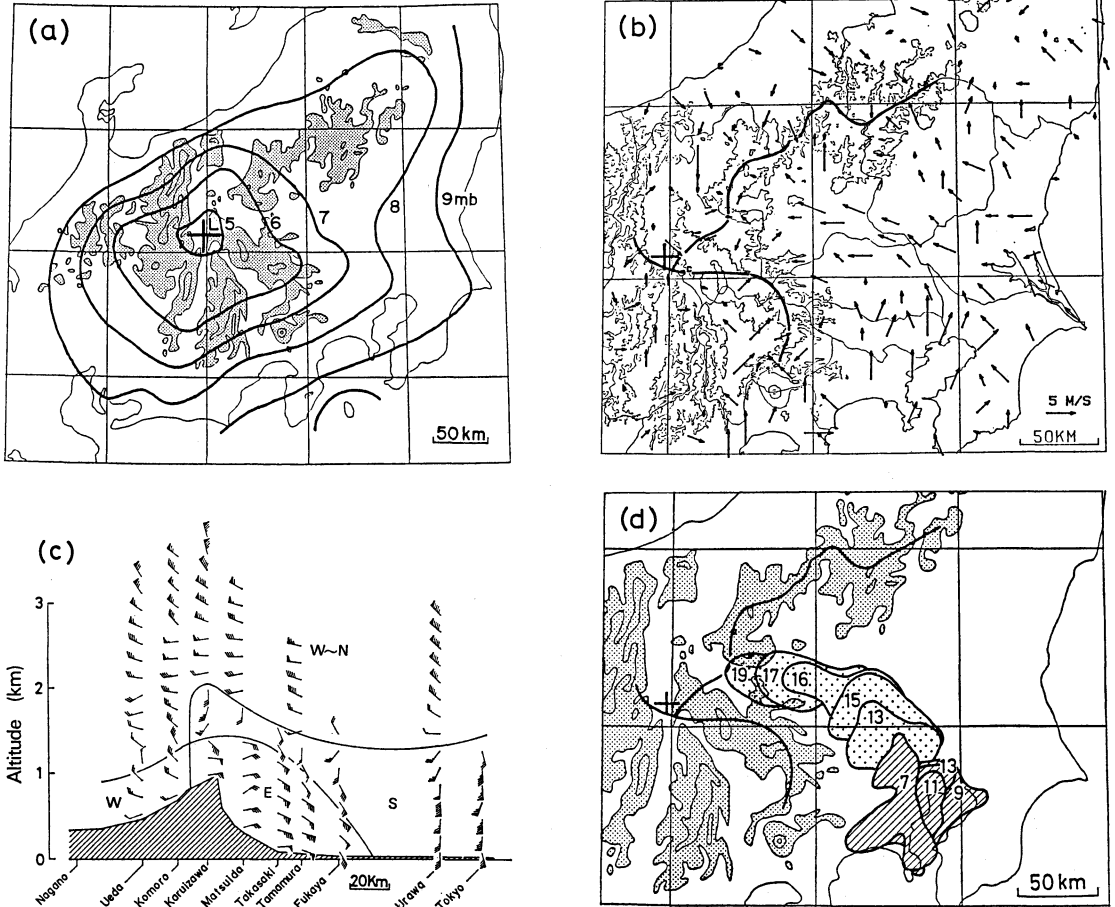
3. 局地風系の形成過程とその立体構造

7月29日の日中の本州中央部のメソスケールの気圧分布(海面気圧)と地上風系を第2図(a), (b)に示す。この日は中部山岳地域の松本付近に中心をもつ -4 mb 程度(沿岸地域との気圧差, 15時)の熱的低気圧が本州中央部に発生した。このため、清水(1964)が報告したように周辺地域から中部山岳地域への気流の流入がみられ、12時頃から夜間にかけて関東、甲信越地方は太平洋側と日本海側からの2つの大規模な風系に覆われた。栗田・植田(1985), Kurita and Ueda(1986)が報告したようにこの2つの大規模風は高い山脈等によって地形的な影響を受けるため、合体することなく中部山岳地域へ流入し、そこでぶつかり合って明瞭な収束線を形成した。

この2つの大規模風の収束線は、12～15時には碓氷峠付近にあったが、熱的低気圧の発達に伴って15時頃に上田付近まで移動し、その後夜半まで約9時間にわたってそこに停滞し、長野県東部は太平洋側の大規模風に覆われた。第2図(b)に示したように収束線の内陸への突出部は熱的低気圧の中心と一致している(栗田・植田, 1985; Kurita and Ueda, 1986)。太平洋側の大規模風の厚さは、第2図(c)に示すように、15時には海拔高度約2000mまで達した。このような地上風系に対応して、午前中の弱風時に東京湾地域にあった高濃度汚染気塊は、第2図(d)に示すように、光化学反応による Ox の生成と NOx の消滅を伴いつつ、長野県東部へ輸送された。

なお、気圧の海面更正に伴う誤差のため、海面気圧から求めた熱的低気圧の強さが実際よりも過大に見積られる点(例えば原田, 1979)については5節で検討した。また、第2図に示した熱的低気圧の中心位置は海面気圧の等圧線から決定されたもの(栗田・植田, 1985)であるので、海面気圧の推定値に多少の誤差があっても、それに伴う中心位置の推定誤差は小さいと考えられる。

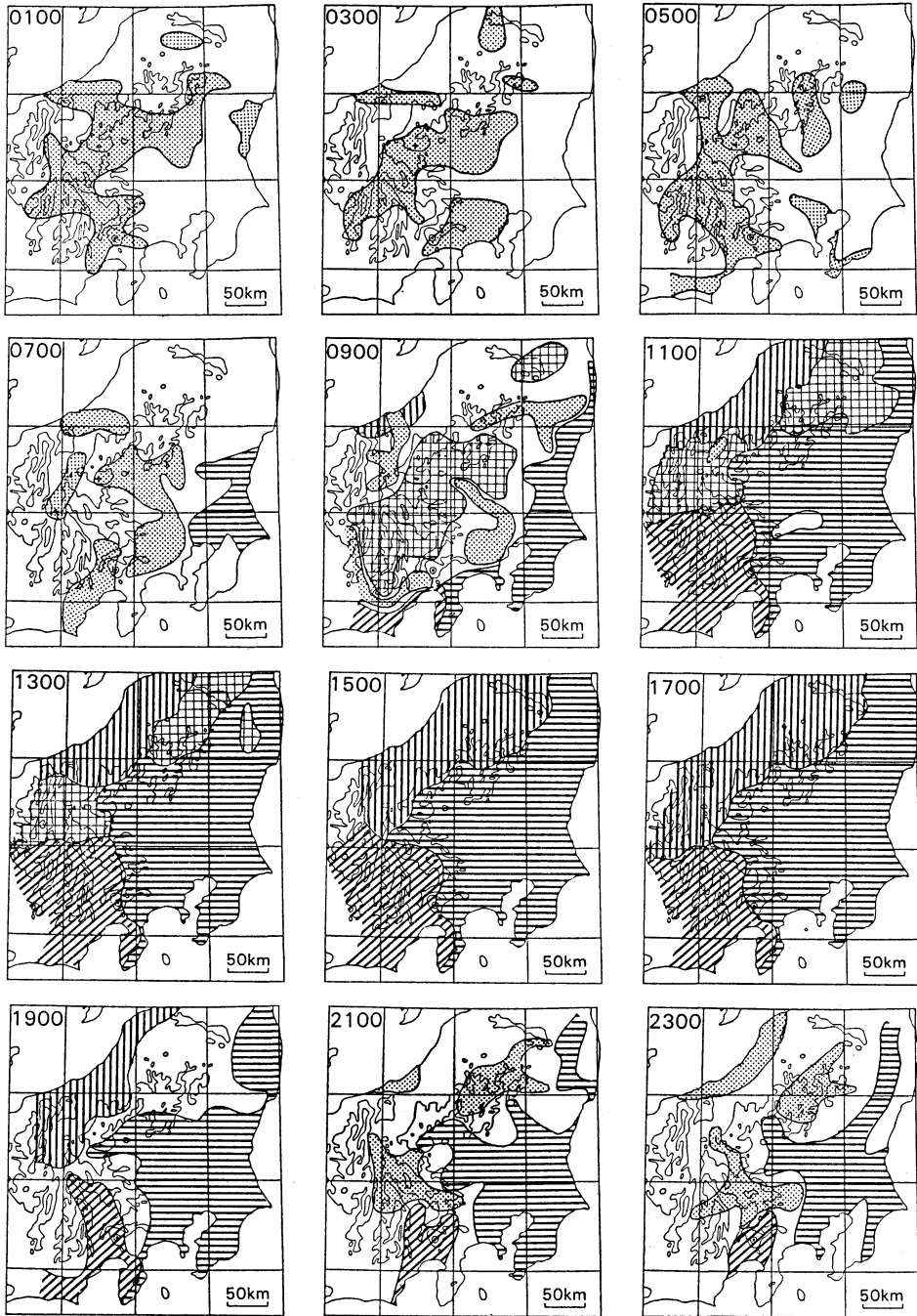
この日の本州中央部の局地風系の経時変化の特徴を明らかにするため、第2図(b)に示した地上風系図をもとにして、次のような判断基準によって風系の区分を行った(第3図)。①まず、AMeDASによる風速が 0 ms^{-1} (風速 1 ms^{-1} 未満の場合)の領域を弱風域(第3図の白



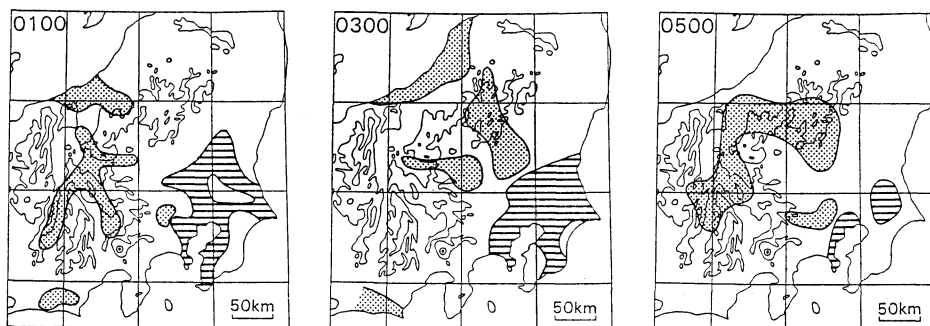
第2図 本州中央部の (a) 海面気圧の分布と (b) 局地風系, 15時. (c) 流跡線 (第1図) 沿いの風向, 風速の距離-高度分布, 14時30分~15時. (d) Ox と NOx の高濃度域 (Ox ≥ 100 ppb, NOx ≥ 40 ppb) の移動状況. 図中の数字は時刻を示す. 1983年7月29日.

地の部分, 風向は不明) として区分し, 弱風域で隔てられた領域をそれぞれ別の風系とした. ②更に, ①で区分された各風系内に風向が 90° 以上の角度で衝突する領域がある場合には分割して別の風系とした. このようにして分割されたそれぞれの領域を, 地形と風向の関係, 風向・風速の経時変化および局地風に関する従来の知見 (例えば Atkinson, 1981; Pielke, 1984) を考慮して, 陸風, 山風, 谷風, 海風および熱的低気圧に吹き込む大規模風のいずれかの領域として判別した. なお, 陸風と山風, および, 海風と熱的低気圧に吹き込む大規模風については, それぞれ, 領域の識別が困難であったので, まとめて示した.

図からわかるように深夜1~5時には, 山岳地域およびその周辺では山風の発生がみられ, 一方, 平野部ではほとんどの地域が弱風域であった. 太平洋側では7時になると鹿児島沿岸で海風の侵入が始まり, 9時にはほぼすべての沿岸地域が海風となった. これに対し, 日本海側では海風の侵入が太平洋側よりも1~2時間遅れる傾向がみられた. 8時頃になると中部山岳地域では中央部から周辺部に向かって山風が谷風に替わりはじめ, 9時頃には山風の領域は長野県北部および中部山岳地域の周辺部のみとなった. 海陸風, 山谷風の交替時間, 発生状況が地域によって異なるため, 9~12時頃にかけて本州中央部の風系は幾つかの局地風系 (山谷風, 海陸風) から



第3図(a)



第3図(b) 本州中央部における局地風系の日変化および熱的低気圧に吹き込む大規模風系の形成、消滅過程。(a) 1983年7月29日1~23時。(b) 7月30日1~5時。

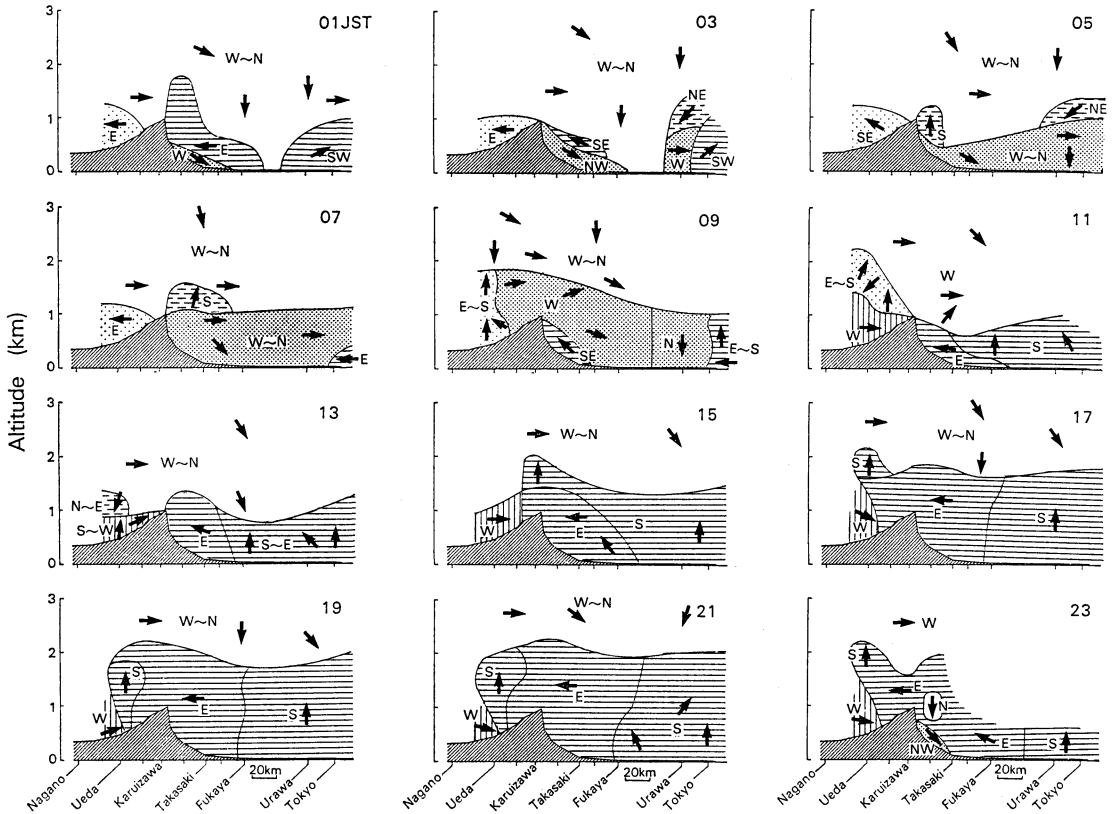
- 陸風および山風
- ▨ 谷風
- ▬ 太平洋側(相模湾, 九十九里浜, 鹿島灘方面から)の海風および大規模風
- ▧ 太平洋側(駿河湾方面から)の海風および大規模風
- ▮ 日本海側の海風および大規模風

構成された複雑な構造となった。また、この時間帯には山岳地域から流出した山風が関東地方や新潟県西南部の平野部で海風あるいは谷風の領域を分断し、風系をいっそう複雑な構造としている。

11時頃から関東平野では広域的な海風(藤部・浅井, 1979; 藤部, 1981)が発達しはじめ、しだいに内陸奥部まで侵入した。逆に谷風の領域の後縁は関東平野の中央部まで侵入して広域的な海風と合体し、12時頃には関東地方は一樣な風系によって覆われた。また、日本海側では海風の発達に伴い、沿岸地域にあった収束線がしだいに内陸へ移動した。日中、中部山岳地域で熱的低気圧が発達するとともに、これらの局地風は熱的低気圧に流入する気流によって統合され、13時頃から本州中央部のほぼ全域が中部山岳地域の熱的低気圧に吹き込む太平洋側と日本海側の大規模風によって覆われた。この風系はほぼ同じ形を保ったまま夜半まで続いた。太平洋側と日本海側の大規模風の収束線は、おおむね三国山脈から関東山地を経て諏訪湖付近に至る、本州中央部の山脈沿いに形成された。太平洋側の大規模風は相模湾、九十九里浜、鹿島灘方面からのものと、駿河湾方面からの2つの風系からなり、その収束線は関東山地から富士山を経て伊豆半島を縦断している。このように熱的低気圧への吹き込みは地形の影響を強く受け、おおむね高度1000m以上の山脈によって幾つかの風系に分断されている。

19時頃になると、この太平洋側と日本海側の大規模風系は弱まり始め、収束線付近から次第に弱風域が広がった。その後、山岳地域では21時頃から山風が、日本海沿岸では24時頃から陸風が発達しはじめた。一方、関東地方では広域的な海風がしだいに衰え24時頃にはほぼ全域が弱風域となったが、東京湾沿岸では翌朝まで南風が持続した(第3図(b))。

このような局地風系の経時変化は他の長距離輸送発生日にもみられ(Kurita *et al.*, 1985; 栗田・植田, 1985; Kurita and Ueda, 1986), その特徴として、次のような点をあげることができる。①長距離輸送発生日の朝には、日本海側では海風の発生が遅れる傾向がみられる。②日中には中部山岳地域に熱的低気圧が形成され、本州中央部のほぼ全域が熱的低気圧に吹き込む太平洋側と日本海側からの大規模風によって覆われる。この大規模風は、中部山岳地域およびその周辺の赤石山脈、木曾山脈、飛驒山脈、三国山脈、関東山地等の地形的影響を強く受け、幾つかの風系に分断される。これらの風系の収束線はおおむね高度1000m以上の山脈沿いに形成され、熱的低気圧の中心で交わる。③通常、夜半から翌朝9時頃にかけて関東平野全域が陸風あるいは山風に覆われる(河村, 1977 a, 1977 b)のに対し、長距離輸送発生日には夜半から翌朝にかけて太平洋側では陸風の発生がみられないことが多い。このうちの①、③に述べた太



第4図 流跡線(第1図)沿いの水平風の距離-高度分布の経時変化。矢印は水平風の風向を示す。1983年7月29日。

- 太平洋側の陸風および山風
- 日本海側の陸風および山風
- 太平洋側の海風, 谷風および熱的低気圧に吹き込む大規模風
- 日本海側の海風, 谷風および熱的低気圧に吹き込む大規模風
- 局地風の反流

太平洋側と日本海側における海陸風の発生の非対称性の理由としては、長距離輸送発生日には総観規模の気圧傾度が南東寄り(太平洋側が高気圧、栗田・植田, 1985)であることが考えられる。

第4図に、この日の関東地方および長野県東部における風系の立体構造の経時変化を汚染気塊の流跡線沿いに示す。なお、第4図はパイロットバルーンによる上空の風の観測データ(高度50~3000m)から次のような判断基準によって風系の区分を行って作成した。風向が90°以上異なる領域を別の風系として区分し、分割されたそれぞれの領域を上層風、地形と風向の関係、風向・風速

の経時変化および局地風に関する従来の知見を考慮して、陸風および山風、海風、谷風および熱的低気圧に吹き込む大規模風、局地風の反流のいずれかの領域として判別した。このようにして作成した第4図は、AMeDASの観測データから作成された第3図とは用いたデータが異なるため完全にはないがほぼ対応している。

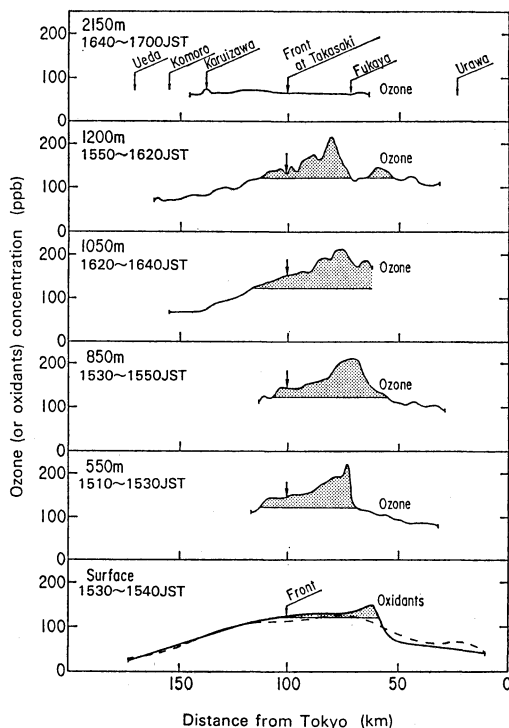
図からわかるように、深夜から早朝にかけて碓氷峠周辺では山風(厚さ約300m)が、また、東京湾地域では陸風がしだいに発達し、平野部に向かって領域を拡大した。このため、4時頃になると山風と陸風が結合し、関東地方は厚さ600~1000mの様な風によって覆われた。8時

頃になると碓氷峠東面では谷風が、東京湾沿岸では海風が発達しはじめた。10時頃には、関東平野中央部の陸風は衰えてほぼ無風になり、一方、碓氷峠東面の谷風の後縁および東京湾沿岸の海風の前縁が平野中央部に向かってしだいに領域を拡大した。11時頃になると海風と谷風が合体し、関東地方は厚さほぼ1000mの一統きの広域的な風系に覆われた。この広域的な風系は15時頃に急激に厚さを増して海拔高度2000mまで達し、碓氷峠(海拔高度約1000m)を越えて長野県東部へ侵入した。これは、6節で述べるように、中部山岳地域の熱的低気圧の発達に伴って、熱的低気圧に吹き込む大規模風が形成されたためと考えられる。この太平洋側の大規模風の先端は17時頃には上田付近まで達し、そこで日本海側の大規模風の上に乗上げる形となった。この太平洋側の大規模風は、三次元流れ場における風系の客観解析結果(水谷ら, 1987)が示すように、取東線に達した後上空の傾度風(西風)に吸収されて太平洋側に戻ったと考えられる。21時頃から大規模風の厚さはしだいに減少しはじめ、更に、23時頃になると碓氷峠東面では山風が発達しはじめた。

第4図を詳細にみると、深夜から早朝にかけて、碓氷峠東面の山風および東京湾沿岸の陸風の直上に上層風(西～北)と著しく風向の異なる領域がみられる。この領域は山風および陸風が強まるとともに領域を拡大し、また風速も大きくなることから、それらの反流ではないかと考えられる。このような関東地方上空の反流層が日中には識別できず、深夜から早朝にかけてのみみられたのは、この時間帯に局地風の反流と上層風の風向がほぼ逆方向であったためと考えられる。

4. オゾン濃度分布の立体構造

汚染気塊中のオゾン濃度の立体的な分布を見るため、東京湾地域から輸送された汚染気塊が関東地方北西部を通過中であった7月29日の15～17時の流跡線沿いの各高度におけるオゾン濃度の分布を第5図に示す。上空のオゾン濃度は航空機による観測データ(瞬時値)で、地上のOx濃度は一般環境大気測定局の測定データ(10分平均値および1時間平均値)である。汚染気塊の通過時に通過地域の上空の海拔高度550～1200mでは220ppb前後の高濃度のオゾンが観測された。また、地上のOx濃度の10分平均値も、地表付近におけるNOとの反応等のため上空に比べ多少濃度は低いものの、上空の濃度分布と良く一致した。このように、汚染気塊中におけるオ



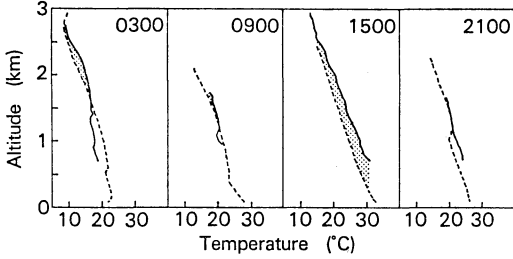
第5図 流跡線(第1図)沿いのオゾン又はOx濃度の分布。

地上のOx濃度は10分間平均値(実線)と1時間平均値(破線, 15～16時)。各高度のオゾン濃度の分布は測定時間のズレを補正してある。1983年7月29日15～17時。

■ O₃, Ox ≥ 120 ppb

ゾン濃度の分布は、地上から少なくとも海拔高度1200mまではほぼ一様な鉛直分布を示した。これに対し海拔高度2150mのオゾン濃度は70ppb程度と低く、また、水平方向にはほぼ一様な分布を示し、大気下層のオゾン濃度の分布との間に著しい違いがみられた。これらのことから、汚染気塊は第4図に示した大気下層の東～南風によって鉛直方向にはほぼ一様な濃度分布で輸送され、その上層の西風の領域までは達していなかったと考えられる。

第5図に示したように地上のOx濃度の1時間平均値の分布は10分平均値および上空のオゾン濃度(瞬時値)に比べてピークが小さく、また、濃度分布がなだらかである。その理由の1つとして、汚染気塊の輸送速度が大きい場合には定点で測定した1時間値のピークが瞬時値に比べて小さくなることが考えられる。したがって、汚染気塊の輸送現象を解析する場合には、汚染気塊の大き



第6図 佐久(中部山岳地域)と高崎(関東平野)における気温の鉛直分布の日変化, 1983年7月29日.

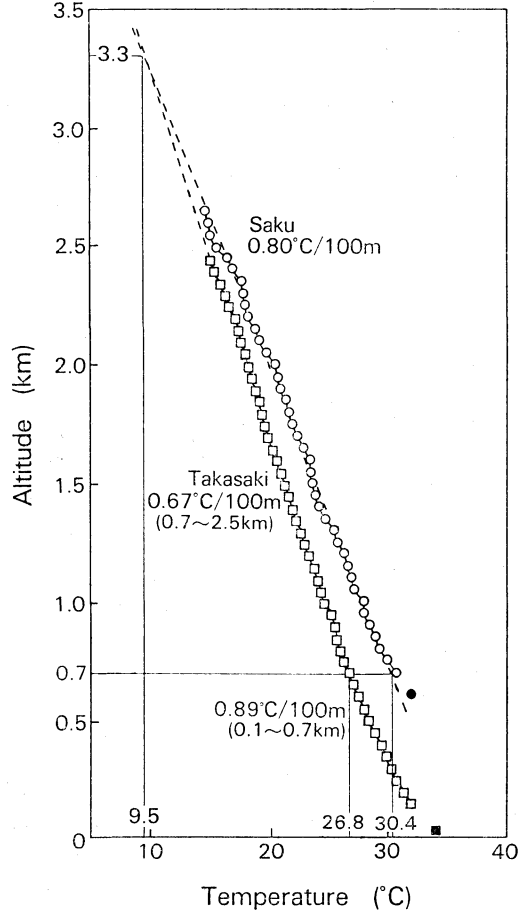
— 佐久, 高崎

さと輸送速度に関係してこのような平均時間の違いによる見かけ上の濃度差が生じることを考慮する必要がある。

5. 気温の立体分布

中部山岳地域の佐久(海拔高度679m)と関東平野の高崎(海拔高度91m)における地上~海拔高度3000mの気温の鉛直分布(低層ゾンデ)の経時変化を第6図に示す。地上から1000m位までの気温の鉛直分布は佐久, 高崎ともに顕著な日変化を示したが, その形は佐久と高崎の高度差だけ平行移動すればほぼ一致する。佐久と高崎上空の気温を同一海拔高度で比較すると, 夜間には逆転層より上部では, 佐久と高崎上空の気温差は小さい。これに対し, 日中には気温の鉛直分布はほぼ直線的になり, 佐久上空の気温は高崎上空よりも高い値を示した。中部山岳地域の熱的低気圧が最も強くなった15時についてみると, 第7図に示すように, 海拔高度700mでは佐久上空の気温は高崎上空よりも 3.6°C 高く, また, 図に示した観測データを外挿すると, 佐久と高崎上空の気温は海拔高度3300mでほぼ一致する。このことから中部山岳地域(平均海拔高度約1200m)の熱的效果は日中には海拔高度3300mまで及んでいたと考えられる。海拔高度700~3300mの気層の平均気温は佐久上空の方が高崎上空よりも 1.8°C 高く, また, 海拔高度700~2500mの気温減率は, 佐久上空では $0.80^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ で, 高崎上空の $0.67^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ に比べ中立状態(約 $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)に近い値を示した。

更に, 第8図に示すように, 日中の中部山岳地域および関東地方(孤峰でのデータも含む)の地上気温(AMEDAS)の高度分布は, それぞれ, 佐久, 高崎上空の気温の鉛直分布とはほぼ一致している。このように同一海拔高度で比較すると日中には中部山岳地域上空の気温は,

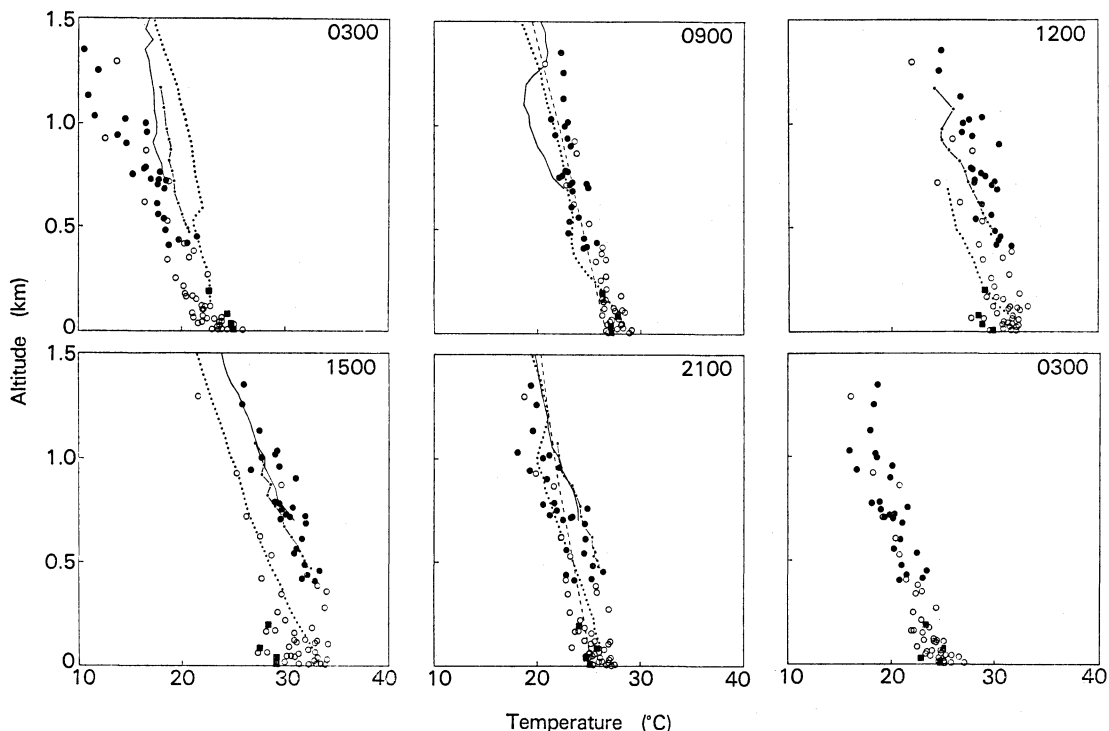


第7図 佐久および高崎における気温の鉛直分布と松本および熊谷の地上気温, 1983年7月29日15時.

○ 佐久, □ 高崎, ● 松本, ■ 熊谷

関東平野内陸部上空の気温よりも高いことから, 中部山岳地域の熱的低気圧に吹き込む大規模風は, 中部山岳地域と関東平野上空の空気の温度差によって生じた平地風(Mannouji, 1982)と谷風(斜面上昇風)が結合したものと考えられる。すなわち, 中部山岳地域の全体的な熱的效果によって, 周辺地域から中部山岳地域に吹き込む大規模な気流が生じ, 3節で述べたように, この気流が中部山岳地域を構成する個々の山脈の主として地形的効果によって幾つかの風系に分断, 変形されると考えられる。

これらのことから示されるように, 中部山岳地域の熱的效果は, 本州中央部の局地風系の形成過程において重



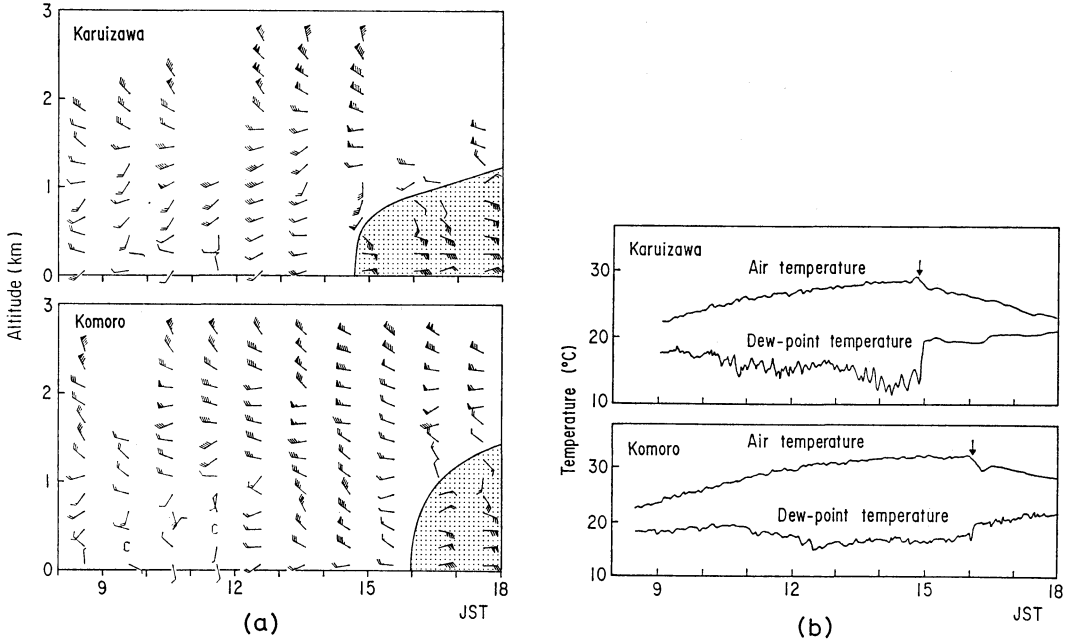
第8図 中部山岳地域と関東地方および太平洋上の島における気温と海拔高度の関係。1983年7月29日3時～30日3時。
 気温の鉛直分布；——佐久，- - -上田，.....高崎，- · - · - 八丈島，
 地上気温 (AMeDAS)；●中部山岳地域，○関東地方，■太平洋上の島

な役割を果たしている。前報 (Kurita *et al.*, 1985; 栗田・植田, 1986) では、この熱的効果の結果、中部山岳地域に強い熱的低気圧が発生することを示し、その特性を調べた。このとき、地上気圧として海面更正した値を用いたが、山岳地域の気圧を海面値に外挿するさいの仮定に伴う誤差により、気象官署の海面気圧データから求めた熱的低気圧の強さは実際よりも過大な値を示すことが報告されている (例えば宇田川, 1968; 原田, 1979)。そこで、ここでは逆に気象官署における現地気圧の観測データおよび第7図に示した気温の鉛直分布を用いて、中部山岳地域 (松本, 海拔高度 610m) と関東平野 (熊谷, 海拔高度 30m) 上空の同一海拔高度の気圧差を次式 (測高公式) により計算し、熱的低気圧の強さを検討した。

$$\Delta z = 18412(1 + 0.00366 t_m) \log_{10}(p_1/p_2)$$

ここに、 p_1, p_2 は高度 z_1, z_2 (m) における気圧 (mb), t_m は高度 z_1, z_2 の間の平均気温 ($^{\circ}\text{C}$), $\Delta z = z_2 - z_1$ である。なお、上式は気温の鉛直分布に直線分布を仮定しているが、第7図の分布はほぼこの仮定を満足している。

第7図に示したように松本および熊谷の地上気温は、それぞれ、ほぼ佐久および高崎上空の気温の鉛直分布を外挿した直線上にある。このことからみて松本および熊谷上空の気温の鉛直分布は、それぞれ、佐久および高崎上空とほぼ同じと仮定することができると考えられる。このように仮定して松本および熊谷上空の同一海拔高度の気圧差 (松本～熊谷) を計算すると、海拔高度 700 m における気圧差は -1.2 mb となった。また、両地点の気圧差は高度とともにしだいに減少し、海拔高度 1900 m ではほぼ同一気圧となり、更にその上空では松本の方が熊谷よりもわずかながら高い気圧となった。このことから



第9図 (a) 軽井沢および小諸における風向、風速の鉛直分布の経時変化。長矢羽 (Full barb) は 1 ms^{-1} を、旗矢羽 (Pennant) は 5 ms^{-1} を表す。■は太平洋側の大規模風の領域を示す。(b) 軽井沢および小諸における地上の気温、露点温度の瞬時値の経時変化。矢印は太平洋側の大規模風の侵入時刻を示す。1983年7月29日。

熱的低気圧の上端の高度はほぼ海拔高度 1900m と推定され、この値は第2図(c) および第4図に示した熱的低気圧に吹き込む大規模風の上端の高度とほぼ一致している。更に、松本および熊谷の地表面下の仮想的な気温減率を高崎上空の海拔高度 100~700m の気温減率と同じと仮定して海拔高度 0m における両地点の気圧差を計算すると 2.3 mb となり、第2図(a) に示した海面気圧の差の 2.8 mb に比べて20%程度低い値となった。これらのことから、第2図(a) の海面気圧の分布から求めた熱的低気圧の強さ (-4 mb) は、多少過大に見積られてはいるが、海拔高度 0m における気圧差としてはほぼ妥当な値と考えられる。しかし、前述したように熱的低気圧の強さが高度とともに減少することを考慮すると、熱的低気圧の強さを実際の大気の運動と定量的に関係づけて考える場合には、対象とする海拔高度における熱的低気圧の強さをを用いることが必要である。

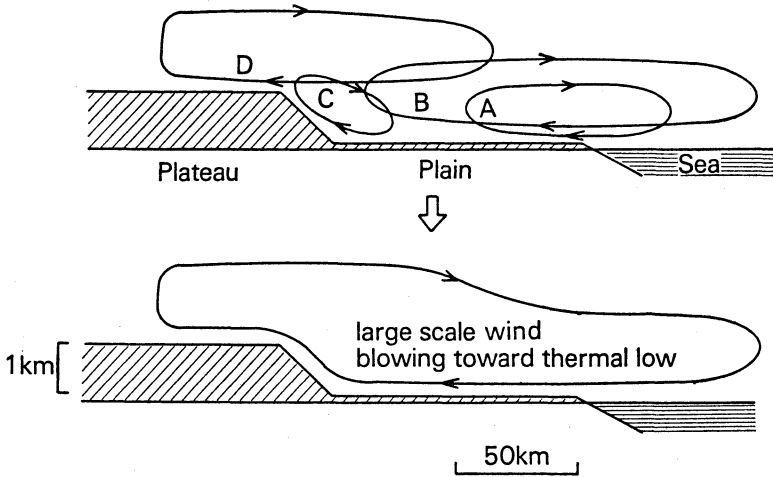
第8図からわかるように、関東平野内陸部の気温は日中には太平洋上の島(大島、新島、三宅島、八丈島)に比べて高く、15時には 3°C 程度の差がみられた。次節で述べるように、このような内陸の平野部と海洋の気温

差に起因する海風が、内陸の山岳地域の熱的低気圧に起因する気流と結合して沿岸地域から内陸の山岳地域を覆う大規模な局地風系を形成すると考えられる。

6. 長距離輸送の発生機構

3および5節で述べた局地風系の立体構造および気温の鉛直分布は、先に著者ら(Kurita *et al.*, 1985; 栗田・植田, 1986; Ueda *et al.*, 1987) が報告した、弱い傾度風下における次のような大気汚染物質の長距離輸送機構を裏付けるものと考えられる。

午前中の弱風時に東京湾地域で生成された汚染気塊は、まず海風により、ついで広域的な海風によって東京湾地域から内陸の平野部へ輸送される。汚染気塊は熱的低気圧に吹き込む大規模風によって更に内陸に輸送され、15~18時頃に関東地方北西部の海拔高度 1000m 以上の峠を越えて山岳地域へ侵入する。5節で述べたように、同一海拔高度で比較すると日中には中部山岳地域の気温は、関東平野の気温よりも高いので、山岳地域に侵入した気塊は、峠越え時の断熱膨張によって山岳地域の大きに比べて低温多湿となる。このため第9図に示すよ



第10図 局地風の空間的な結合と熱的低気圧に吹き込む大規模風の形成。
A, B, C, Dは第1表と同じ。

第1表 弱い傾度風下における大気汚染物質の長距離輸送機構を構成する局地風

現象論的分類	成因
海風	A
広域的な海風	B + A
谷風（斜面上昇流）	C
熱的低気圧風（熱的低気圧に吹き込む大規模風）	D + C (+ B + A)

- A: 海陸の温度差（日周期成分）によって生じる海陸風循環
- B: 海陸の日平均温度の差によって生じる陸向きの風 (Ueda, 1983)
- C: 斜面の加熱, 冷却によって生じる山谷風循環
- D: 台地上と平地の温度差によって生じる平地—台地風循環 (Mannouji, 1982)

うに、長野県東部では平野部から山岳地域に侵入した気塊の先端が到着するとともに急激な気温の低下と露点温度の上昇がみられる(清水, 1964)。このように、山岳地域に侵入した気塊は周囲の気塊に比べ密度が高く、重いので、熱的低気圧の吸引力による輸送機構に重力流 (Simpson *et al.*, 1977; Simpson and Britter, 1980) による輸送機構が加わって、侵入した気塊の日本海側への輸送が行われる。更に、熱的低気圧が消滅した夜間には、この重力流による輸送機構に山風が相乗して汚染気塊の輸送を加速する。

すなわち、日中における汚染物質の輸送は第1表に示す幾つかの局地風の時間的、空間的結合によって発生すると考えられる。まず、海陸の日平均温度の違いによって生じる陸向きの風 (Ueda, 1983) が、いわゆる海陸風

循環を構成する海風と重なり、広域的な海風 (extended sea breeze) を形成する (藤部・浅井, 1979; 藤部, 1981)。この海陸の日平均温度の違いによる陸向きの風は、単独の分離した現象としては観測されないが、海陸風に重ね合わさって、海風を強め、陸風を弱める働きをする。すなわち、海風の開始時間を早め終了時間を遅らせる。また、通常海風よりも内陸奥深くまで侵入する広域的な海風を形成する役割を果たすと考えられる。この機構によって、中緯度地方では内陸部が平坦な場合に海風の侵入範囲が数 10 km であるのに対し、広域的な海風は更に内陸の奥部まで侵入する。更に、内陸に山岳地域がある場合には、山岳地域 (台地) と平地の加熱され方の差異 (differential heating) によって山岳地域を中心として強い熱的低気圧が生成され、これに向かって

周辺地域から気流（平地風＋谷風（斜面上昇風）, Manouji, 1982）が吹き込む、第10図に模式的に示すように、これらの局地風が時間的、空間的に結合することによって下層大気中に地上風速の比較的大きな大規模風系が形成される。このような局地風の結合による長距離輸送の機構では、日中に山岳地域に形成される強い熱的低気圧が特徴的であり、また、沿岸の平野部の風系と内陸の山岳地域の風系を結合させる役割を果たしている点で重要である。

このような機構によって大気汚染の長距離輸送が生じるためには、汚染気塊の形成期である早朝から午前中にかけて、また、輸送期である日中から夜間にかけて次の条件が満たされることが必要である。①発生源地域に高濃度汚染気塊が形成されるための条件として、早朝から午前中にかけて東京湾地域が弱風であること。②汚染気塊が内陸奥部まで輸送されるための条件として、日中の午後内陸へ向かう大規模風が発達すること。Kurita *et al.* (1985), 栗田・植田 (1985), Kurita and Ueda (1986) が明らかにしたように、このような局地風系が形成されるための総観規模の気象条件は次のとおりである。①日本列島付近が高気圧に覆われ、天気が晴で、②総観規模の気圧傾度がある程度弱く、③上層の傾度風（西風）が弱く、④上層に沈降性の逆転層または安定層がみられること。

7. 結論

1983年7月29日に行われた共同観測データを用いて、東京湾地域から中部山岳地域への大気汚染物質の長距離輸送時の気象とオゾン濃度の立体的な構造を検討した。得られた知見は以下のとおりである。

(1) 9～12時頃にかけて本州中央部は山谷風、海陸風といった幾つかの局地風系から構成された複雑な構造を示した。日中、中部山岳地域に熱的低気圧が発達するとともに、これらの局地風は熱的低気圧に流入する気流によって統合され、13時頃から夜間にかけて本州中央部のほぼ全域が中部山岳地域の熱的低気圧に吹き込む太平洋側と日本海側の大規模風によって覆われた。太平洋側の大規模風は、14時頃から急激に厚さを増すと同時に、関東地方北西部の峠を越えて長野県東部へ侵入し、熱的低気圧が最も強くなる15時頃にその上端は海拔高度2000mに達した。太平洋側と日本海側の大規模風の収束線は、ほぼ本州中央部の山脈沿いに形成され、山脈による風系の分断効果が大きいことが示された。

(2) 長野県東部へ輸送された汚染気塊が関東地方北西部を通過した15～17時に、流跡線沿いの地点の上空の海拔高度550～1200mではオゾン濃度のピークが220 ppb前後に達した。しかし、更に上空の海拔高度2150mのオゾン濃度はほとんど一定で70 ppb程度であった。このことから汚染気塊は地上～海拔高度2000mの東～南風によってほぼ鉛直方向に様な濃度分布で輸送され、その上層の西風の領域には達していなかったと考えられる。

(3) 中部山岳地域に熱的低気圧が発達した7月29日の日中（15時）には、中部山岳地域（平均海拔高度約1200m）の熱的效果は海拔高度3300mまで及び、中部山岳地域（佐久）上空の気温は関東平野（高崎）上空に比べて海拔高度700mでは 3.6°C 、海拔高度700～3300mの気層の平均では 1.8°C 高かった。また、中部山岳地域および関東地方の地上気温（AMeDAS）の分布も同様の傾向を示した。このことから、中部山岳地域の熱的低気圧に吹き込む大規模風は、中部山岳地域と関東平野上空の空気の温度差によって生じる平地風に谷風（斜面上昇風）が加わったものと考えられる。

(4) これらの結果から、東京湾地域から内陸の山岳地域への大気汚染物質の長距離輸送は、日中には①海風、②広域的な海風および③熱的低気圧に吹き込む大規模風の時間的、空間的結合によって行われ、更に、夕方から夜間にかけては、峠越えに起因する重力流と山風に輸送が引き継がれることがフィールド観測により検証された。

謝辞

本研究は国立公害研究所特別研究費および文部省科学研究費補助金、環境科学特別研究No. 58030032, 59030034（代表者 木村竜治助教授）、60030036（代表者 浅井富雄教授）の助成の下に行われた。また、本研究を行うにあたり、上記科学研究費研究班の観測データおよび地方公共団体の一般環境大気測定局の観測データを一部使用させていただいた。ここに関係各位に深く感謝いたします。

文献

- Atkinson, B.W., 1981: Meso-scale atmospheric circulations, Academic Press, London, 125-214.
 藤部文昭, 1981: 海陸風の季節的特性, 天気, 28, 367-375.
 藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地

- 風に関する研究, 第1部: 日変化を伴う風系の構造, 天気, 26, 595-604.
- 原田 朗, 1979: 中部地方の熱的低気圧の実態について, 研究時報, 31, 199-202.
- 河村 武, 1977 a: 海陸風の気候, 南関東大気環境調査報告書 (I), 気象庁, 46-52.
- 河村 武, 1977 b: 拡散場の気候値, 南関東大気環境調査報告書 (II), 気象庁, 175-194.
- 中西幹郎, 木村竜治, 1987: AMeDAS データによる汚染気塊の流域線解析, 天気, 34, 467-477.
- 木村竜治, 浅井富雄, 三沢信彦, 1986: 関東・信越地域における特別観測の概要, 文部省科学研究費特別研究「環境科学」研究報告, B 280-R 11-2, pp. 30-37.
- 栗田秀實, 植田洋匡, 1985: 傾度風が弱い場合の大気汚染物質の長距離輸送と熱的低気圧および総観気象の関係, 大気汚染学会誌, 20, 251-260.
- Kurita, H. and H. Ueda, 1986: Meteorological conditions for long-range transport under light gradient winds, Atmos. Environ., 20, 687-694.
- 栗田秀實, 植田洋匡, 1986: 沿岸地域から内陸の山岳地域への大気汚染物質の輸送および変質過程, 大気汚染学会誌, 21, 428-439.
- 栗田秀實, 佐々木一敏, 内田英夫, 薩摩林光, 1985: 長野盆地および上田盆地における高濃度オキシダント, 長野県衛生公害研究所研究報告, 8, 24-29.
- Kurita, H., K. Sasaki, H. Muroga, H. Ueda and S. Wakamatsu, 1985: Long-range transport of air pollution under light gradient wind conditions, J. Climate Appl. Meteor., 24, 425-434.
- Mannouji, N., 1982: A numerical experiment on the mountain and valley winds, J. Meteor. Soc. Japan, 60, 1085-1105.
- Pielke, R.A., 1984: Mesoscale meteorological modeling, Academic Press, London, 455-508.
- 水谷隆一, 北田敏広, 植田洋匡, 栗田秀實, 1987: 碓氷峠を中心とした領域での三次元流れ場の日変化—客観解析—, 文部省科学研究費特別研究「環境科学」研究報告, B 307-R 11-2, pp. 37-42.
- 清水重喜, 1964: 中部日本の熱的高低気圧に伴う風の日変化について, 天気, 11, 138-141.
- Simpson, J.E., D.A. Mansfield and J.R. Milford, 1977: Inland penetration of sea-breeze fronts, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 103, 47-76.
- Simpson, J.E. and R.E. Britter, 1980: A laboratory model of an atmospheric mesofront, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 485-500.
- 宇田川和夫, 1968: 熱的低気圧と雷雨との関連について (第2報), 研究時報, 20, 657-665.
- Ueda, H., 1983: Effects of external parameters on the flow field in the coastal region—A linear model, J. Climate Appl. Meteor., 22, 312-321.
- Ueda, H., S. Mitsumoto and H. Kurita, 1988: Flow mechanism for the long-range transport of air pollutants causing high concentration of oxidants in the nighttime, J. Climate Appl. Meteor. (accepted).

(p. 60 からのつづき)

っています。面白いことに混合ロスビー重力波の追発見は、丸山さん以来不思議なくらい波数4, 周期5日の波しかでない。それがなぜかというのは今でも不明です。

結局、いつまでも気象きちがいが残っているようです。人それぞれいろいろなタイプがありますが僕は、物を見つけることに興味があって、理論はそのあとです。今後数年は、赤道波は low frequency oscillation に、積雲群は meso-scale に、それぞれつなげて、更にチベットもあわせて3本柱で続けて行きたいと思っています。

それから、アメリカでは授業もちゃんとやらなければなりません。僕自身コロラドにいたころに、日本よりアメリカ式の教育の方がいいと思ったし、少しは親切に教育するべきだと思います。

問: 最後に、日本の人々へ一言。

—あまり先輩めいたことを言う立場ではありませんが、個性を尊重しなさい、ということです。僕は学生のころ、誰もやっていないことをやろうと考えました。日本人は知識は多いのですが、少し流行に弱いのではないのでしょうか……。

本当に気象が好きでたまらないという柳井先生は、若かりし日の強気の発言や東大紛争のことをふりかえって「短気です」とおっしゃるが、実は気のながーい熱帯気象の番人的な方だと感じた。

見えないものを見通す深い洞察力と、あくまでもデータを大切にす精微さを持つ、こわい気象青年なのだ。

(大内 彩子)