

昭和52年度 春季大会 シンポジウム「境界層の構造」の報告

まえがき

昭和52年度春季大会のシンポジウム「境界層の構造」は、1977年5月25日、気象庁講堂において、片山昭氏を座長として開催された。その概要を講演者による投稿論文および討論抄録によって報告する。討論記録の作成には片山昭氏の労をわずらわした。

551. 553; 551. 524. 4

1. マクロに見た大気境界層(南関東大気環境調査から)*

斎 藤 直 輔**

1. 序 言

大気境界層に関しては地表面と大気との熱・運動量の交換、あるいは、地表面から大気へ放出される夾雑物の動向等、さまざまな立場から研究活動がなされている。境界層の研究でも取扱う現象の時間・空間スケールによって観測の方法、現象の解析・記述の方法が異なってくる。地表面近くの気象要素の垂直分布や乱流構造に注目する時は、1地点の観測で、1時間位の平均状態を定常状態と想定し、それからの偏差を乱流部分として取扱うであろう。この場合、時間的に定常、空間的に均一という理想的な状況を前提に解析を進める。いっぽう、境界層内の風や気温の日変化、場所による違い、あるいは地面と自由大気間の気象要素の分布状態を考える時は、現象のスケールは大気境界層全体に及ぶ。地面の条件はもちろん、自由大気の状態も境界条件として関与し、時間スケールは1日となる。筆者が今回提供する話題は後者のマクロスケールで捉えた大気境界層内の現象である。

この立場で計画された実験観測は近年2つ行なわれた。1つは AMTEX であり、もう1つは南関東大気環境調査である。AMTEX の Core-Experiment 領域は南関東よりずっと大きい。寒波の時期に限れば設定された観測網から規定される現象のスケールにおいて、風も

地表面の状態も南関東に較べて定常で均一だと言える。南関東地域に密な観測網を展開しても地形や地表面の条件の複雑さの故に、大気境界層全体を定常で均一な条件で解析できる場合は非常に少ない。現実にはわれわれを取りまく大気環境は左様な非定常で非均一な状態であるが、この中からある秩序立った現象を抽出することを試みてみよう。

解析に用いた材料は南関東大気環境調査の「特別観測」の結果である。すなわち、パイボールによる1点観測で求めた地上50mから100m毎の2kmまでの風向、風速と低層ゾンデによる気温観測(100mまで25m間隔、1000mまで50m毎、それ以上は100m毎)である。観測網は季節により多少異なる。1974年10月の場合を第1図に示す。観測は関東地方が高気圧圏内にある日に行なわれ、低気圧性じょう乱が関東地方に接近した場合は僅かである。したがって以下に述べる事例では大規模な気団交替はほとんどなく、2km以下の下層風と、大気と地表面間の顕熱交換が変動の主役を演じている。しかし、限られた日数の事例によるので、ここで示す結果が大気境界層の一般的な姿というわけではない。

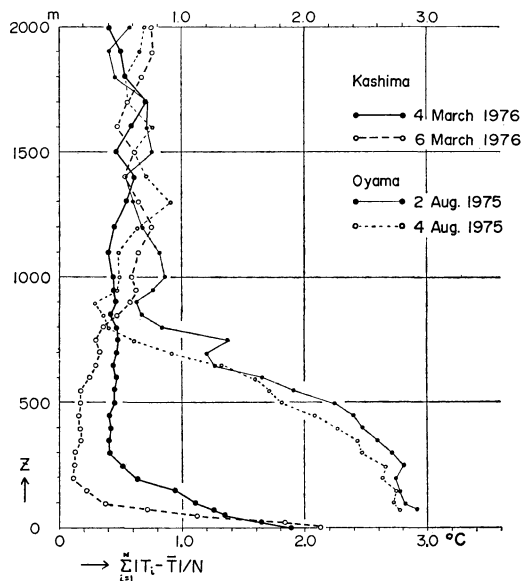
2. 気温変動の鉛直分布

1日8回の観測から日平均気温の鉛直分布と、平均値に対する1日の平均偏差の鉛直分布が求まる。第2図、第3図に若干の例を示す。この分布の特徴はつぎの点であろう。

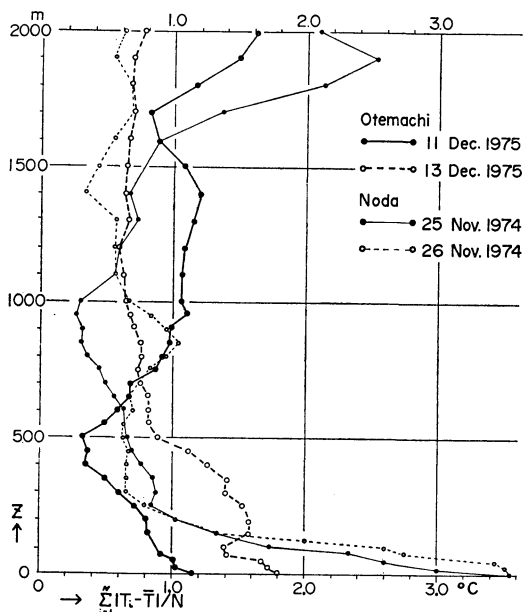
(a) 平均偏差は地表から、200m、時には400mくらいの範囲で大きく、それから上では急減してほぼ

* Temperature and wind field in the atmospheric boundary layer on the southern Kanto plains.

** N. Saito, 気象研究所予報研究部。

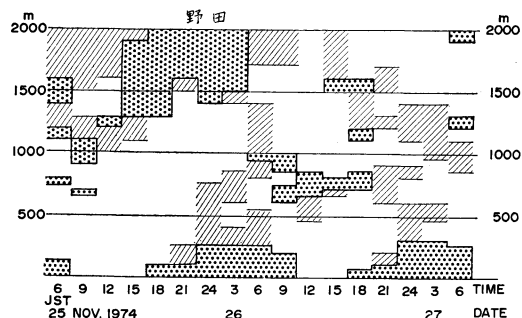


第2図 気温の日平均偏差の高度分布。鹿島(北緯35°58.7′, 東経140°39.8′), 小山(北緯36°18.1′, 東経. 139°52.9′)。



第3図 第2図に同じ。大手町(北緯35°41.3′, 東経 139°45.9′), 野田(北緯35°57.5′, 東経139°51.5′)。

る。この1500m以上に卓越する逆転層の形成とそれに付随する気温変動の解析は現段階では十分でない。選ばれ



第4図 1974年11月25日—27日に亘る野田における逆転層, 安定層(気温減率0.5°C/100m以下)の時間-高度断面図。斑点の層は逆転層の範囲, 斜線は安定層の範囲を示す。

た日の高気圧系気流の運動学的特性に関係すると考えられるが関東西部の山脈の効果も無視できぬようである。

この1500m以上の安定層は広範囲に西よりの気流が山脈を吹き降りる時に強化される傾向があるからである。

11月25日, 26日の逆転層の現われた高さの差異は第4図の通りだが, この時の気流にも特徴的な鉛直構造がある。両日の15時における下層と上層の流れを第5図に示す。25日は安定層の下に東よりの気流, 逆転層を形成する気流は西よりの流れである。26日の場合は下層で東または北東気流, 7~800mの逆転層とその上は南よりの気流, さらに1500m以上の逆転または安定層では西風というような多重構造を呈している。

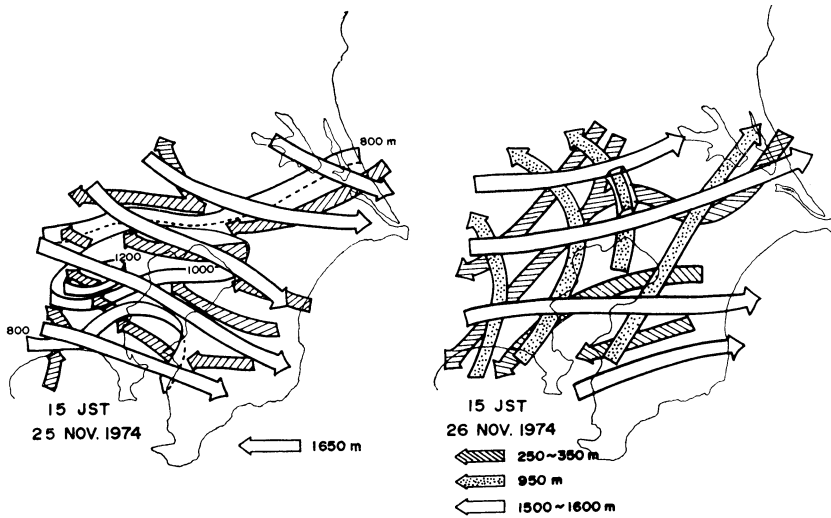
3. 大気境界層下部の気温の鉛直分布

地表面の温度の日変化は大気に伝わり, その振幅は高さと共に指数的に減衰することは Schmidt の交換理論以来よく知られている。

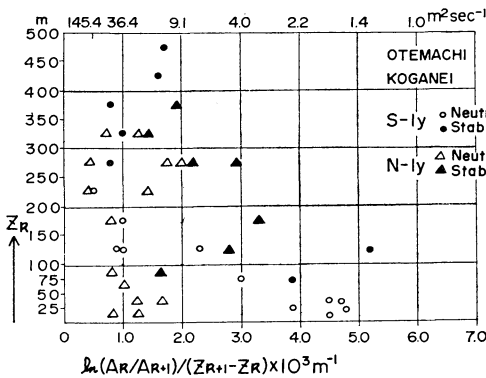
われわれの観測をこの観点で解析した結果を示しておく。大気気温変化がうず熱流束の収支で決まると仮定すると, 地表面の1日周期(P)の気温波の振幅は高さと共につぎのように変わる。すなわち, 高度 Z_1 と Z_2 (Z_2 は Z_1 より高い) での振幅 A_1, A_2 の間につぎの関係がある。

$$\ln(A_1/A_2)/(Z_2-Z_1) = \sqrt{3.14/K_H P}$$

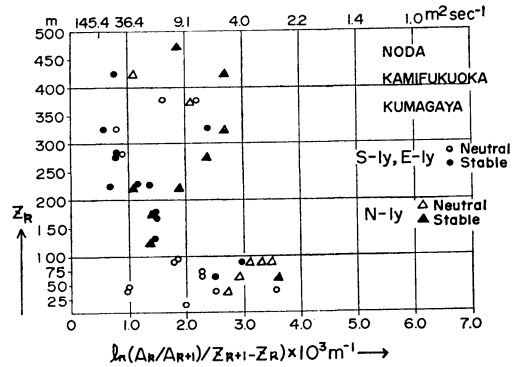
ここで K_H はうず熱伝導係数である。各高度の気温変化から1日周期の温度波の振幅を求めると上の式から K_H の値が得られる。気温測定の高さ間毎の $\ln(A_1/A_2)/(Z_2-Z_1)$ の分布を第6図, 第7図に示す。下の横座標は振幅の減衰率で, K_H の値に換算したものは上端の横軸に目盛ってある。観測は3時間毎なので1日周期の振幅評価の精度に限度がある。実際の気温の局所変化にはう



第5図 逆転層に伴う風系の多種構造の例。左は1974年11月25日15時、右は26日15時の状態を示す。左図の斜線矢印は下層の流れでその厚さは南部で800m、東京湾西岸で1,000m、東京都南部で1,200mであることを示す。右図は3つの流れの重疊を示す。



第6図 大手町、小金井の測定による1日周期の気温波の振幅の減衰率(横軸)の高度分布を示す。上端の横軸はわず熱伝導係数に直したものである。南風の場合を丸印、北風の場合を三角印で示し、白抜きは中立の温度成層に近い場合(本文参照)を示す。



第7図 第6図と同じ。ただし、野田、上福岡、熊谷の測定によるもので、南または東風の場合を丸印、北風の場合を三角印で示す。

ず交換だけでなく水平移流の効果もある。上の関係式は K_H が高さに関して一定とした時のもので、実際は図のように変化するから一種の内部矛盾もある。したがって標本点はある範囲にばらついている。 K_H は空気の乱れの度合に左右されるから、標本を風向別に、気層の安定度別に分類するとそれに応じてまとまってくると予想される。そこで測定時の風向別に、また測定日の日平均気

温の鉛直減率から $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ を境に、安定度の良い日と悪い日に分けて標本の記号を区別すると、ある程度まとまってくる。第6図の大手町、小金井の例では南風(主に暖期)の時は北風の時に較べて最下層の K_H がずっと小さい。いずれの場合も K_H は高さと共に増大し、200~300mで極大になり、それから減少する。安定度の良い日は悪い日に較べ、 K_H が小さい傾向も見られる。野田、上福岡、熊谷の例では風向による差は目立たないが、高度分布は第6図と同様である。第6図の場合、南

風の時は陸上での吹走距離が北風の時より小さく、乱れが相対的に小さいと推定されるが資料を積み重ねて検討する余地があり、早急な結論は控えたい。

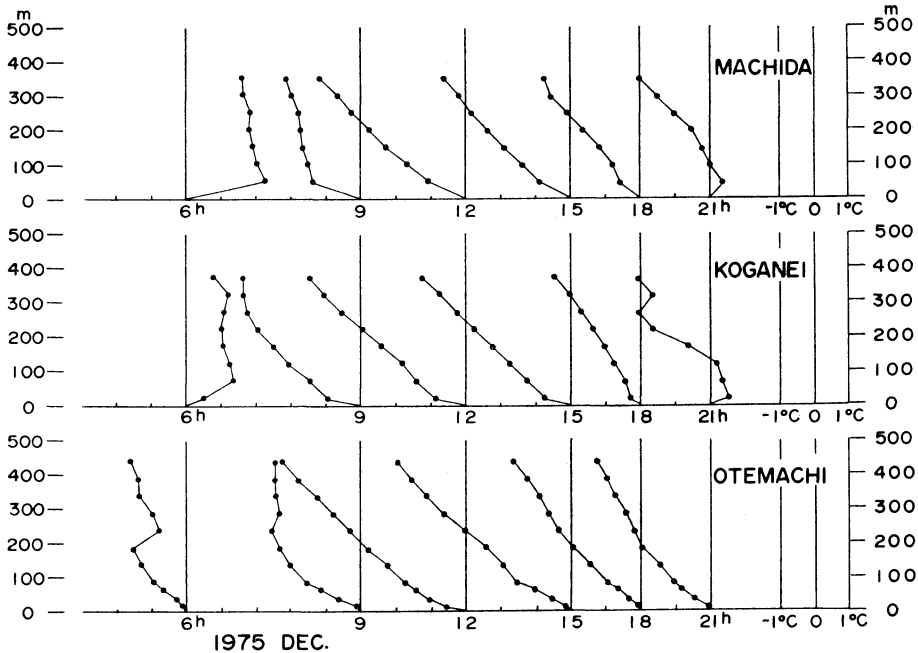
第2節で示したように地表から200mまでの層では1日の内で気温変動が大きく、変動の大きさ、気温の鉛直分布は測定点の地面状態にかなり左右される。とくに著しい地域差は夜間と早朝の放射冷却時に見られる。気温の垂直分布の特徴を見るためつぎの解析をした。季節毎に各地点で晴れた日(下層雲量6以下の状態がつづいた日)を選び気温減率を25~50mの間隔で400mまで求め観測時刻毎に平均し、晴れた日の気温鉛直分布に直す。これは気温そのものの鉛直分布でなく、地表面の気温に相対的な分布である。各季節で4~5日の標本が得られ、季節の代表的鉛直分布とは言い難いが、同一期間で同一の天気条件下であるから地域特徴の比較には用いられよう。第8図(a),(b)は12月の例を示す。(a)は大手町と東京都内の郊外の住宅地、(b)は東京都以外の中都市である。大手町と町田・小金井の差は18時頃から目立ち、大手町の最下層はまだ混合状態だが、周囲では安定化している。夜間と早朝に小金井・町田で接地逆転ができる。大手町では接地層の気温減率は弱まるが逆転層にまでならず、6時には200~250m間に逆転層が見られ

る。なまの気温の値でみると、200m以下ではヒート・アイランドがあるが200mの高度では逆に小金井・町田の方が少し高温である。東京都をはずれると接地逆転層の厚さが倍以上にもなる(第8図(b))。気温の鉛直分布でみる限りは大手町は夜間・早朝でも熱は地面から大気へ向かって流れていることになる。

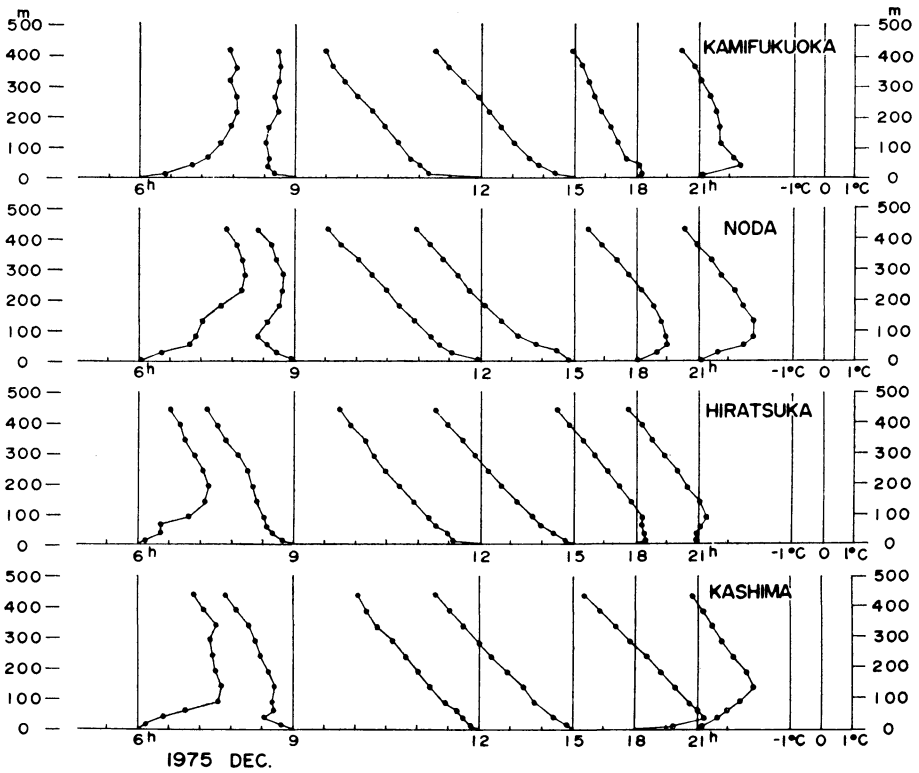
8月の場合(第9図(a),(b))は、夜間・早朝の接地逆転は弱まるが特性の地域差は冬の場合と同じである。唯一つの差は18時で熊谷や小山のような内陸部で大きな減率が下層に残っていることである。鹿島や平塚のように海岸に近い処でも夜間・早朝は大手町に較べると内陸の市街地に似た安定層や接地逆転のあることは注意してよい。

4. 安定層・混合層の日変化

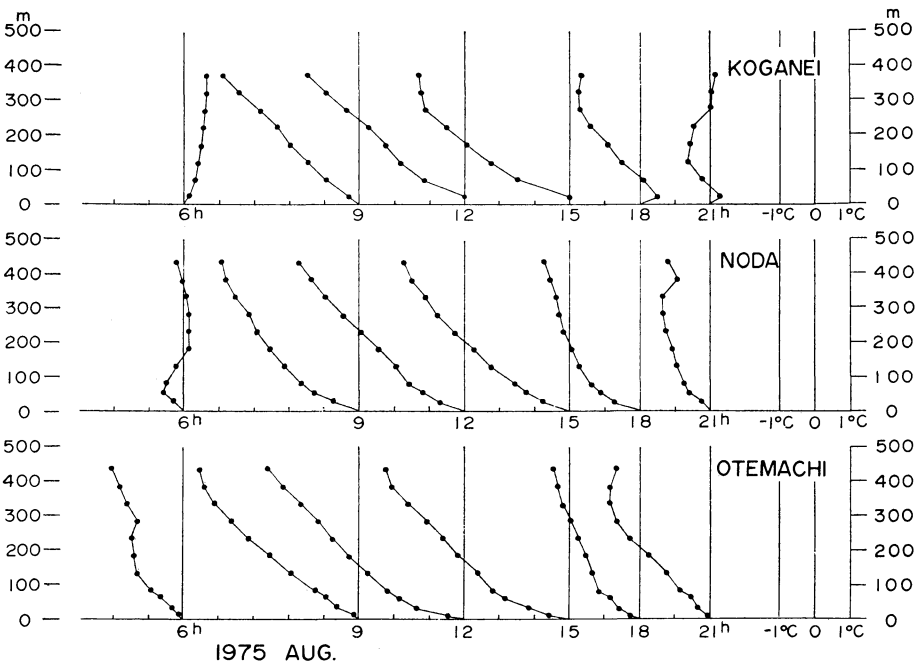
気温の鉛直分布の時間経過を見ると、大気境界層下部に日射の開始と共に混合層ができて生長してゆくのがある。混合層の上昇は安定な温度成層または逆転層の存在で識別できることが多い。ここで一つの尺度としてつぎの基準を選ぶ。逆転層、等温層をも含めて気温減率が0.5°C/100m以下の気層をすべて安定層と定義する。各地点で観測時間毎に一定高度毎に安定層の有無をしらべ、総観測回数半数以上安定層が現われた高さを「安



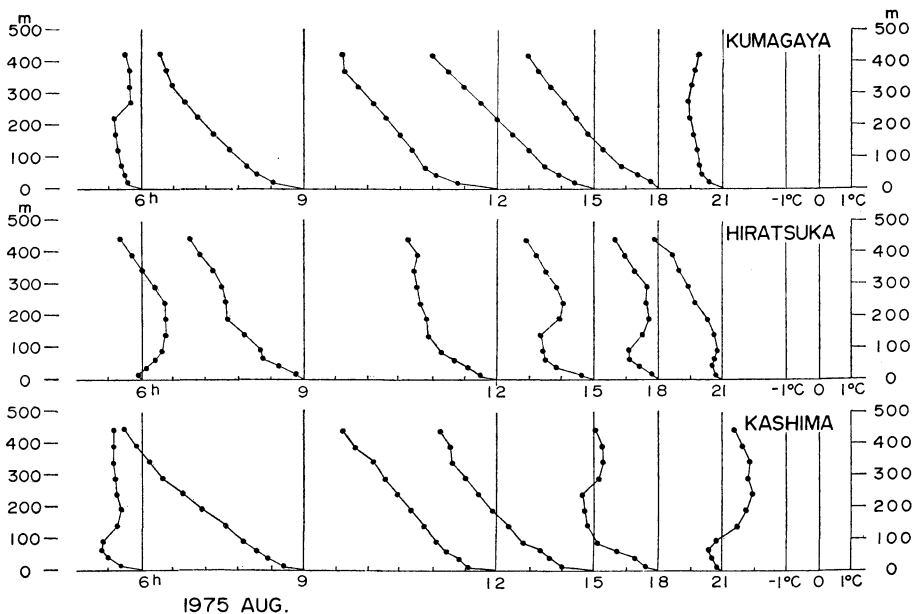
第8図 (a) 晴れた日の地表気温に相対的な気温鉛直分布の平均状態を示す(12月の場合)。右端は気温のスケール、高度は地抜高度。



第8図 (b) (a) に同じ.



第9図 (a) 第8図 (a) に同じ. ただし時期は8月.



第9図 (b) (a) に同じ。

定層のでき易い高さ」とする。出現回数が50%以下40%以上の場合は「比較的でき易い高さ」とする。この特別の高度の範囲を地点別、時間別に解析したものを8月と11月の一部を抜粋して第10図、第11図に示す。

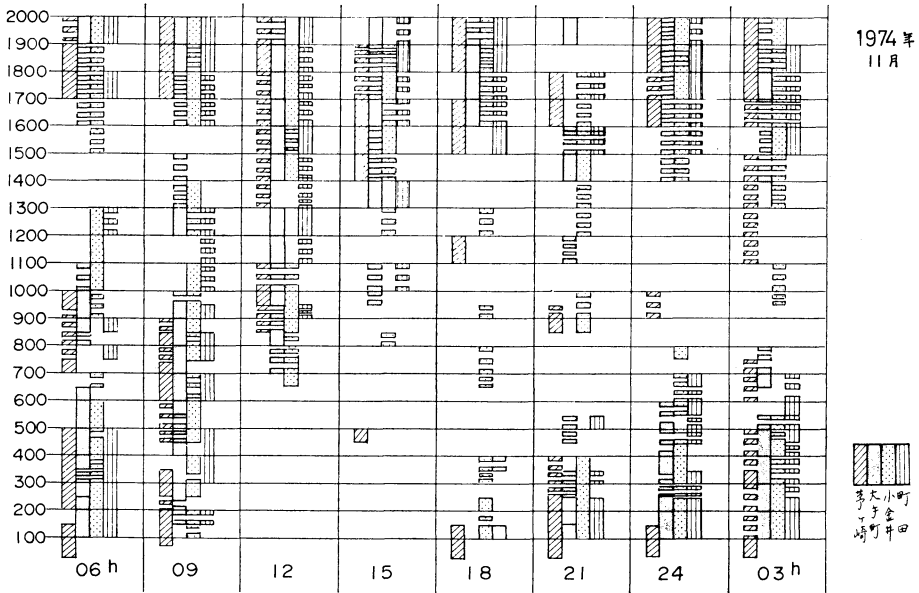
図から分かるように、安定層のでき易い高さは明瞭な日変化がある。一般に夜間と早朝の接地安定層は日中に解消し、500から1000m前後のところ安定層がある。その下が混合状態のことが多いから図は混合層の厚さの日変化でもある。冬期には1500m以上に別の安定層ができ易い。多くの観測が高気圧圏内であったので地面に接した混合層と直接のつながりのない上層の安定層の出現頻度が多いと考えられる。この統計は各季節で特定の5～6日のものであること、3時と24時の観測は2日分しかないことに留意してほしい。海岸に近い平塚で8月の日中でも200m付近に安定層ができ易い。この場合は単なる安定層でなく逆転層であることが多い。

第12図はその例で、黒点を結ぶ実線は15時の気温プロフィールで気温のスケールは下端の横軸に目盛ってある。8月2日、3日共に150～250m間に気温逆転があり、町田と平塚の15時の風の鉛直分布は逆転層を通じて有意な不連続がない。3日の場合は、水平発散のプロフィールも

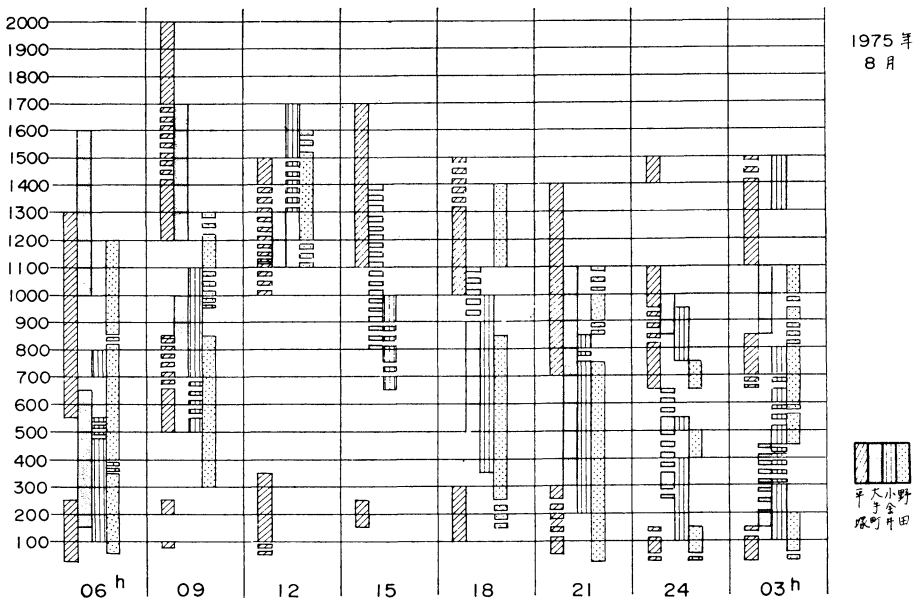
示したが発散の極大が逆転層の少し上に在り、内陸に入ると共に大きさが減少するが最大発散面は高くなる。この風と気温の分布から逆転層を海風と陸風の界面と考えるのは無理である。海上の気流は低温な相模湾の水面*に接している間に、海面から250m前後に達する気温の逆転を持つようになり、これが陸地に近づくと共に下から加熱され、上陸すると多量の熱補給を受けて対流混合層が100～150mに達する。かような2重の内部境界層構造のあらわれと解釈したい。

地面に接する混合層の厚さは大気安定度と地面から与えられる熱量に関係する。その厚さは第10図、第11図からも推定されるように、12時から15時の間に最大になる。地表面から連続して気温減率が0.8°C/100m以上の状態が続く気層の厚さを調べ、1日の中で最大になったものを最大混合層の厚さとし、各季節でその大きさの出現頻度をまとめると第1表のようになる。表では海岸地方（平塚・鹿島）、東京都（大手町・小金井・町田）、内陸部（上福岡・野田・小山・熊谷）に分けて地域差が季節によってどのように現われるかを見た。海岸地方を除くと、最大混合層は3月と11月が厚く、8月がこれに次ぐ。12月は海岸地方で厚く、東京都がこれに次ぎ、内陸で浅い。3月、8月は内陸で厚く、海岸で浅い傾向がある。つまり卓越風向の風下側に行くほど、平均的に厚く

* 気象庁海況旬報によると相模湾の表面水温は25°C以下のようである。



第10図 1974年11月25日-26日の安定層の時間別出現高度。最下端の数字は時刻，横の細い線は海拔高度 (m) を示す。連続したレンジ図表は「安定層のでき易い」高さ，細い切れ目の入ったレンジ図表は「比較的でき易い」範囲を示す。図中の観測点の海拔高度は，茅ヶ崎 (6m)，大手町 (12m)，小金井 (80m)，町田 (100m)。



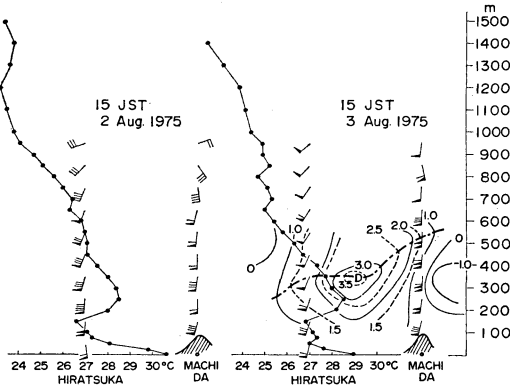
第11図 第10図に同じ。ただし期間は1975年8月1~7日。図中の観測点の海拔高度は，平塚 (10m)，大手町 (12m)，小金井 (80m)，野田 (20m)。

なる傾向が見られる。前述の定義に従うと最大混合層が非常に浅い時も起こり得る。第12図の平塚のような例も

あるし、低気圧が近づいて前線面が関東地方に広がる時や、北東気流が下層に入り温かい南の気流がそれに重な

第1表 最大混合層の厚さの頻度

		400 以下	401 600	601 800	801 1000	1001 1200	1201 1400	1400m 以上	標本数
12月	海岸	14	14	30	14	14	14	0%	14
	東京都	5	44	24	5	5	12	5%	17
	内陸	31	40	7	7	13	0	0%	13
3月	海岸	0	10	20	30	10	10	20%	10
	東京都	0	6	9	6	12	32	25%	15
	内陸	0	15	0	15	0	30	40%	11
8月	海岸	50	20	10	10	10	0	0%	10
	東京都	0	10	40	30	20	0	0%	10
	内陸	0	10	10	20	40	20	0%	10
11月	海岸	7	21	23	21	14	7	7%	14
	東京都	0	0	34	44	14	4	4%	21
	内陸	0	7	14	37	21	7	14%	14



第12図 平塚、町田を含む鉛直断面内の風の分布 (矢羽根1本1m, 3角は5m) と、平塚における気温の垂直プロファイルを実線で示す。右は1975年8月2日15時、左は3日15時。左図で細い実線と破線は水平発散の等値線 (10^{-4} sec^{-1} 単位), 太い破線は最大発散面。

$$C_P \int_{p_T}^{p_S} \frac{\partial \theta}{\partial t} \frac{dp}{g} = F(p_S) - F(p_T)$$

ここで p_S と p_T は地表と混合層上限の気圧, θ は温位, g は重力加速度, C_P は定圧比熱, $F(p_S)$, $F(p_T)$ は地表と混合層上限での正味のポテンシャル熱流束である。F.K. Ball のモデルを用いると混合層上限での正味の熱流束 $F(p_T)$ は,

$$F(p_T) = -\frac{C_P}{g} \Delta\theta \frac{d\Delta p}{dt}$$

と表わされる (Rayment・Reading, 1974)。 $\Delta\theta$ は混合層とその上に重なる安定層との間の温位のギャップ, Δp は混合層の厚さ ($p_S - p_T$) である。混合層が厚くなる時は $F(p_T)$ は負で混合層のトップでは下向きの、安定層からのエントレインメントによる熱流束がある。観測から上の式の左辺と右辺の第2項が計算できて、地表から大気に向かうポテンシャル熱流束 $F(p_S)$ が推算できる。実際の計算に際してはつぎの問題がある。ゾンデ観測が3時間毎だから混合層の厚さの変化が時間的に一様でないとき $\Delta\theta$, $d\Delta p/dt$ の評価が粗くなる。水平移流を無視しているから海風・陸風の交替や移流による温度変化が大きい時はその補正をしないと熱流束を正当に評価できぬ。混合層の厚みの変化には移流による成分もあり得る。これらの諸点に由来する誤差を小さくするため、風速が 5m/sec 以下で混合層の厚さの変化が明瞭に追跡され、厚さの変化が対流混合によると考えられる場合に限定した。それで計算例が限られ、とくに各地点が同時に条件を満たす場合が少なく、 $F(p_S)$ の地域差をみるという当初の目的は果たされなかった。各地点間の地面からの熱流束量を

る時などは日中の対流の上限は大規模運動が維持する安定層に抑えられ混合層は浅い。かような大規模な強制的な条件のない時は混合層の厚さは 800~1400m と推定される。

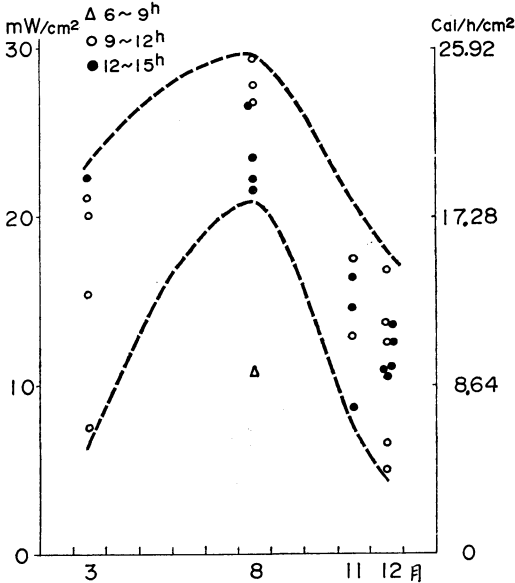
5. 混合層の日変化と顕熱輸送

混合層内では気温減率が乾燥断熱的であるから水平移流による気温変化が無視できる時は混合層内の熱収支はつぎのように簡単になる。

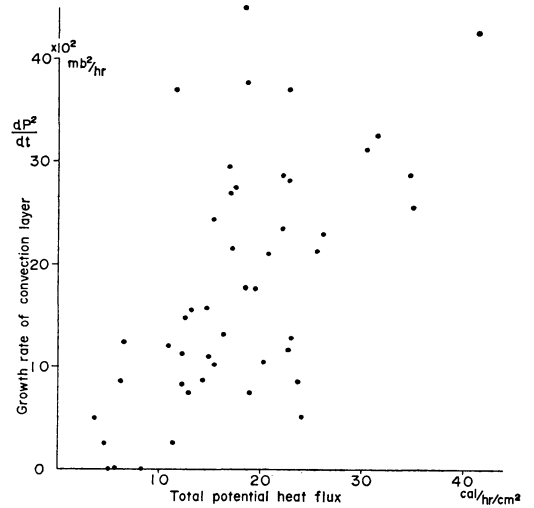
比較するには1時間おきの観測が必要のようである。ここでは各季節毎に各地の $F(p_s)$ の時刻別平均値を第13図に合成した。各地点で約10ミリワット/cm² (約 8.6cal/h/cm²)の差異があるが、これを物理的に説明できるほどの精度はない。しかし、気候的に見た顕熱輸送量に較べて妥当な値であろう (たとえば、Geiger, Lockwood 等の著書)。8月の分については日射観測があるので、3時間平均の野田・大手町の日射量の平均と $F(p_s)$ を比較すると第2表のごとくなる。都市のアルベドを0.3とすると、 $F(p_s)$ は地面が吸収する日射量の約60%となる。最後に混合層の成長速度と混合層の上・下両端から入る全熱流束を比較してみよう。成長速度は与えられる熱量に比例し、層の厚さに逆比例するという理論的考察がある。厚さの尺度として Δp をとり、その2乗量の

第2表 1975年8月2日、4日の大手町・野田の平均日射量と $F(p_s)$ の比較

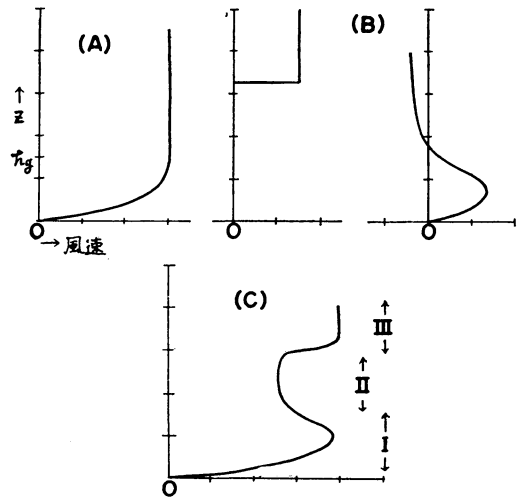
時刻	6-9	9-12	12-15 h	
日射量	31	61	64	cal/cm/h
$F(p_s)$	10	24	21	cal/cm/P



第13図 各地の時刻別顕熱輸送量の平均値の合成図。縦軸は地表から大気へのポテンシャル熱流束で地点毎に特定の時間帯について得られた値を平均したものをプロットしてある。



第14図 混合層の生長速度と全ポテンシャル熱流束との関係。



第15図 風の垂直分布の模型図。(A)気圧傾度が高さによらぬ場合の傾度風のプロフィール、(B)傾圧性(左)と地表近くの局地的傾度に伴う(右)風の模式図、(C)AとBを合成したもの。

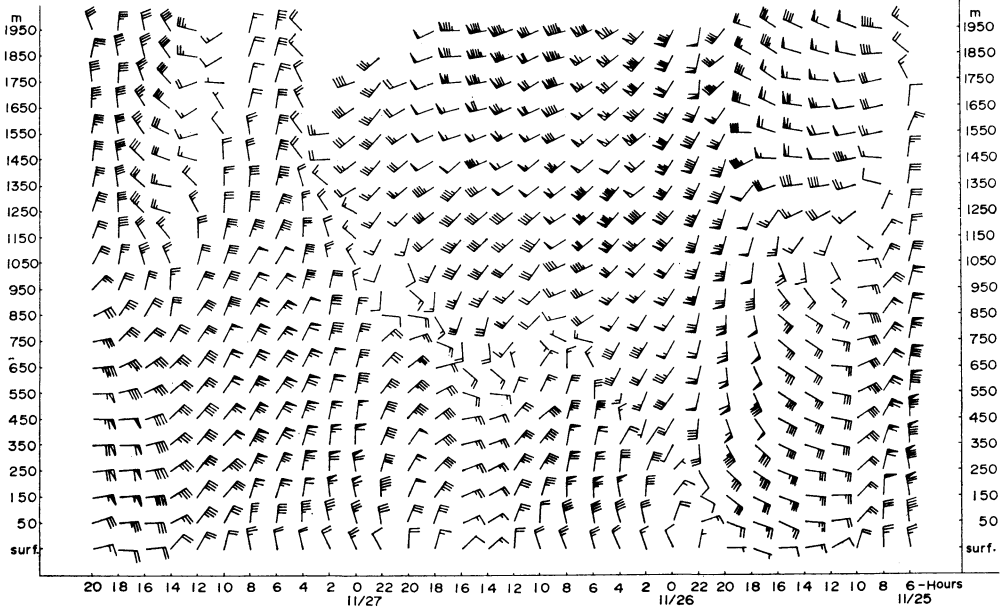
時間変化と全ポテンシャル熱流束を較べると、第14図のごとく一応の比例関係がある。

6. 局地風系の簡単なモデル

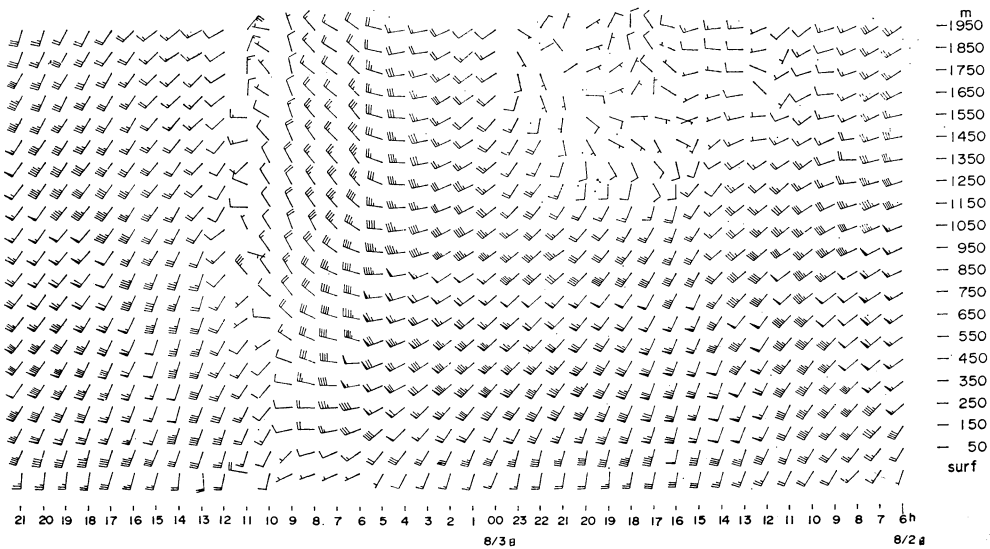
大気境界層内の気温分布から地表面との熱伝達が卓越する層、対流混合の盛んな層、大規模運動が支配する層のあることを見た。境界層内の風の高度分布とその日変化は気圧傾度力の時間・空間変化と乱流交換の高度変化と

日変化でおおかた決まるであろう。気圧傾度力も乱流交換の強さも気温分布に依存するから境界層内の風も気温成層の変化にかなり関係するであろう。この問題の理論的研究には触れないで以下の各節では現象の記述にとどめるが、解析上の一つの拠り所として簡単なモデルを想

定しておこう。地表から数 km まで気圧分布が一定の場合、地面摩擦を考えると風の分布は第 15 図(A)のようになろう。高さ H_g の風は傾度風で、その上は一様で、この分布が基本型である。これに 2 つの変動が加わる。1 つは傾圧性の存在でマクロな気圧分布が高さと共に変



第16図 南関東全域の平均風の時間-高度断面図、1974年11月25~27日。
矢羽根1本は1 m/sを、黒いペナントは5 m/sを現わす。



第17図 第16図に同じ。ただし期間は1975年8月2-3日。

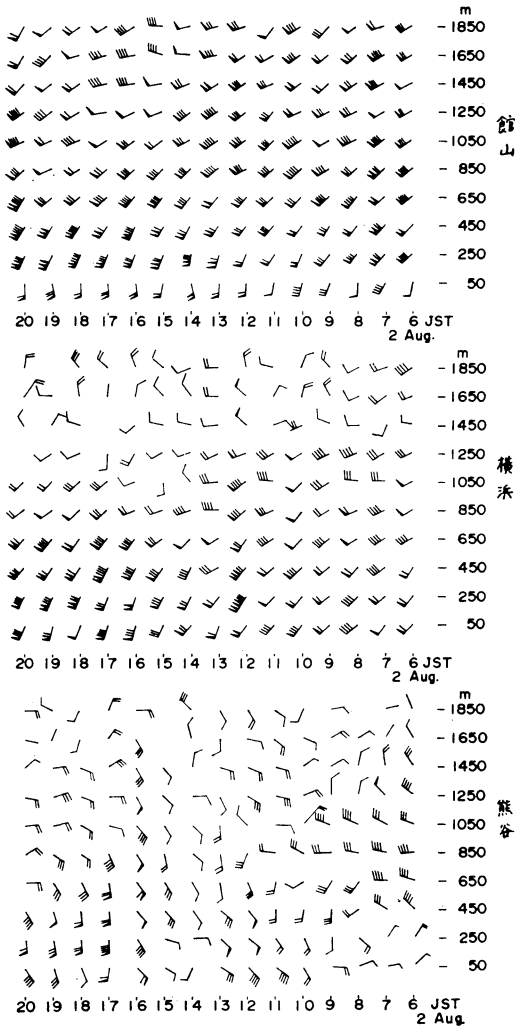
わることである。他の1つは地面の熱分布の不均一が地表近くの気層の密度の不均一を起し、力の差が生じて起こる運動である。それは局地的であり非定常だが、不均一さがある限りは存続する。図(B)はこれら変動の模式図で、左はある高さから傾圧性で風が変わる。右は地表面での局所的気圧差による流れのプロフィールである。最下層は摩擦で減少し、この種の気圧差は高さと共に減ずるから変動も減少し浅い。さらに運動の連続性からある高さ以上は逆方向の反流が在るであろう。この2つが基本型に重なり第15図(C)のような多重構造の風の分布

となる。各層の境界で流れが不連続の時や、上下の混合で連続的な変化の場合がある。層(I)は日中と夜間では風向が変わることが多く、日中の対流で層(I)は厚くなり層(II)を侵食してしまうことも起こる。層(II)の基本型は具体的には考える現象で異なり、時間平均の場合もあるし、空間平均の場合もあり、これから例示する南関東という限られた領域を代表する平均的な流れの場のこともある。この最後の場合は基本型は時間と場所によっても変わるものである。層(III)はそれ以下の層の変動の静力学的積み重ねとマクロな傾圧場の合成結果であるが、関東地方では西方や北方の山脈の影響も考えておかねばならぬ。

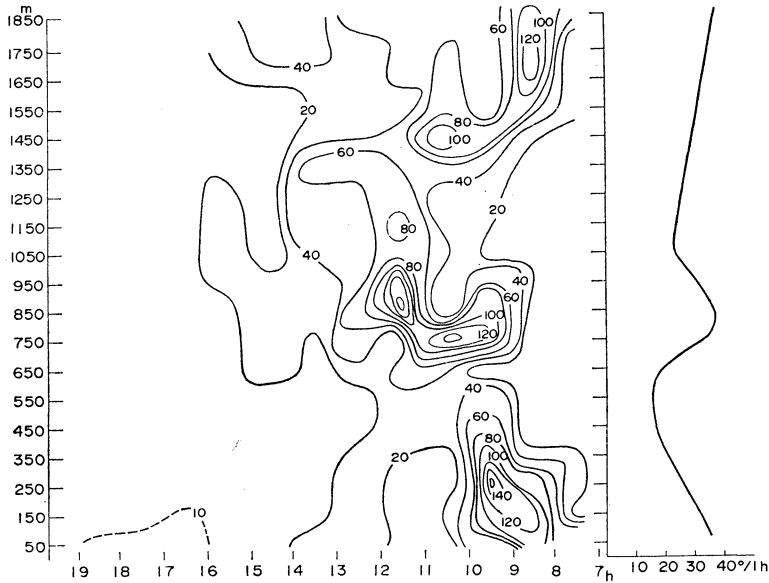
7. 風の多重構造

始めに南関東一帯の地域平均の風の鉛直構造を見る。第16図は11月の場合の地域平均風の時間-高度断面図である。25日、26日のいずれも下層と上層で風向の大きな差がある(第2節参照)。上下両層の風向には1日程度の準周期的な変動が見られる。26日は風系の転移層が始めは300mくらいに、10時頃には700mに、18時以後には1000mに達している。第17図は8月の場合で、下層の風向は3日の朝を除くと顕著な変化がない。これに対し1000m以上では下層よりも風速は弱く風向変化の程度が大きい。2日の夜には1500m以上に時計廻りの循環がある。4日以後の図は省略するが、夕方から夜間に1000m以上で風が弱まり、午後から夜半に400m付近に強風が現われる準周期的変化が認められる。夜間の強風は地域平均でも9~11mに達し日中よりも大きい。この風の日変化の理由は定かでないが興味ある現象である。

領域平均でなく個々の地点の風の時間-高度断面図では平均場が示す基本モードに地点特有の変動が加わっている。ここでは8月2日を例示する(第18図)。この日は地表天気図で見ると、房総の東約900kmを中心に高気圧帯が本州を広くおっている。海洋に近い館山では全般に南西の風が卓越し下層の南風の層が日中に厚くなる程度の変化しかない。これに反し、熊谷では上下の風系が極度に異なり時間変動も大きい。朝は中層に西風、下層に北東流がある。9時頃に南風が下層に現われ次第に厚くなり、中層の西風は南風になる。1500m以上の風向変化はいくつかの細胞状循環の通過を暗示する。横浜は両者の間で1000m以下は南西風系でその上は北よりの風だが変動している。この3地点の風の鉛直構造とその時間変化は夏の単純な気圧分布の時に陸地の熱的影響や障壁作用で風系がいかに多様な変化をするかを物語る



第18図 1975年8月2日の館山、横浜、熊谷における時間-高度断面図。矢羽根1本は1m/sを、黒いペナントは5m/sを現わす。



第19図 1975年8月3日、横浜における下層風向の1時間毎の変化量（絶対値で1度単位）の時間、高度分布を示す。実線は変化量のインプレット、右の図は7時から19時までの1時間毎の風向変化量の平均値の高度分布。

ものであろう。

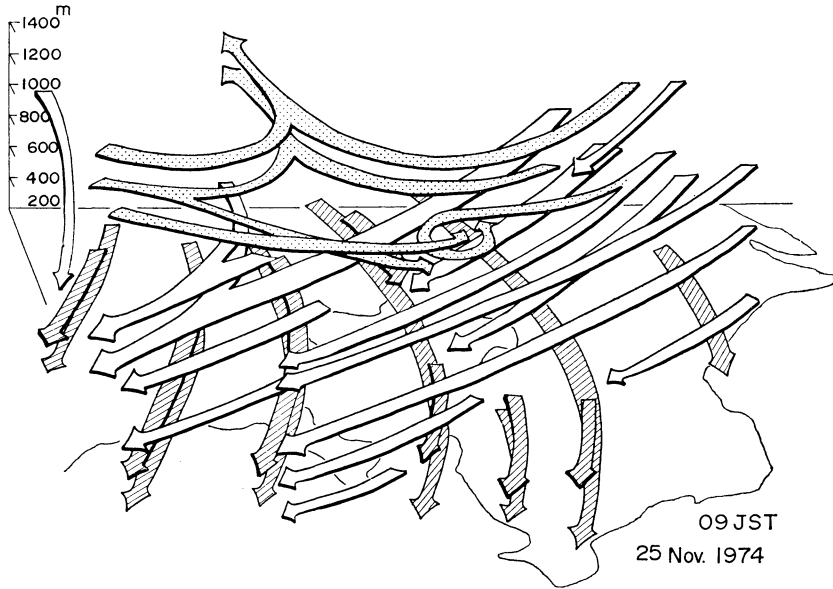
熊谷の例で見られるが下層の熱的变化が主因の時は風向変化は下層から上層に伝播し、やがて対流混合層内の風は比較的一様になり、その上の安定層との間にしばしば明白な風向差を形作る。風向の時間変化の1例として横浜の8月3日7時から19時までの1時間毎の風向変化量を第19図に示す。10時まで最下層から順次400mまで風向変化が伝播してゆくのは海陸風の交替であろう。10時から12時に800m付近に中心を持つ変化は内陸地方の熱的な低圧部の形成という大きなスケールの気圧場の変化に伴うものと推察される。1400m以上に見られる極大は下層、中層の変動の反流かあるいは第18図の上層部分に見られた個々の水平循環の結果であるが、今の所不明である。

8. 混合層と風の分布

混合層は運動量の垂直混合の役割も果たす。気温の鉛直分布の時間経過から混合層の成長・衰弱がわかるように風の鉛直分布の時間変化からも混合層の成長がうかがわれる。風速のみならず、風向についても混合の効果が見られる。8月を例にとると各高度の風向頻度分布につきのような日変化がある。夜間から早朝の間では各地点で特有の方向の風が卓越する。日射が始まると9時を中

心に風向の分散が大きく、日中の対流活動が強まると共に特定の風向に集中し、その風向の層が厚くなる。夕方に対流活動が弱まると再び風向の分散が大きくなる。

南関東では混合層の厚さが場所により約200~400mの差を生じ得る。混合層内の風向とその上の安定層の風向に明瞭な差がある時は、特定高度の流線を描く場合に、ある地点ではその高度が混合層内に、隣りの地点では安定層内にあるため大きな水平シャーを見ることがある。混合層の厚さは時間と共に変わるので風の水平不連続も同一の場所に長く続くことは少ない。このことは地表面から連続した混合層に限るのではない、第20図の白い矢印線の北東流は200~400mの高さから始まる気層内の流れでしかもその温度成層は混合状態で、その上限が房総半島と相模湾では1000~1200m、東京湾の西方や北方では800mであった。その上の安定層では東京湾から北で東よりの風、南で西よりの風であったから、高さ1000mの風の水平分布では東京湾上に3つの風系が作る著しい不連続が見られ、千葉海岸上には渦動が見られる。12時にはこの混合層の最も厚い部分が東京湾上に移り、1200mの高度では風の水平不連続が東京湾の東側と西側に見られた。

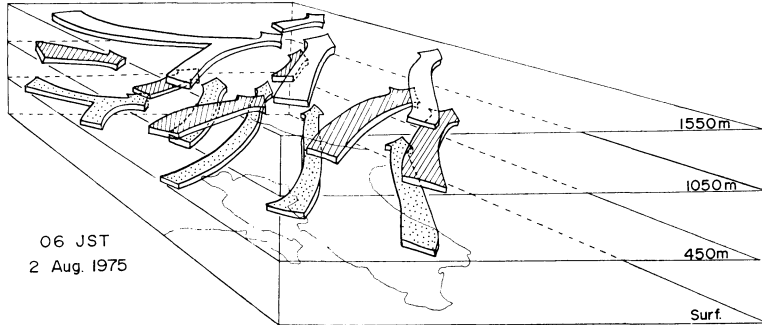


第20図 1974年11月25日09時の南関東における風系の立体図。斜線の流線は地表から200~600mの流れ、白い流線は中層の800~1200mまでの流れ、小さい黒点のある流線は1,000m付近の流れを示す。

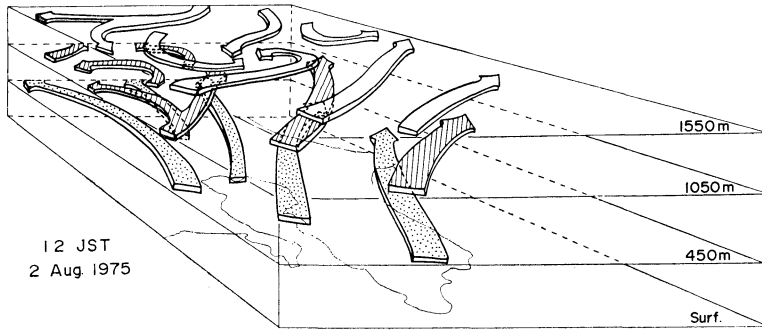
9. 夏季の風系の3次元構造

夏季は海陸風の発達する時期だが関東地方は海岸線で発達する海陸風が純粹な形で常に観測されるとは限らない。関東内陸部にできる熱的な低圧部に伴う南西流が海岸近くの高層風自体よりも強いことが多いからである。1975年8月の観測日はこのような場合がほとんどであった。こうした場合を除き局所的な海陸風の明瞭な事例は吉門(1976)の鹿島灘の東風の解析がある。以下に示す8月2日の例は関東西部に熱的低圧部が発達した場合で、地表風は使わず、高層風のみを用い、個々の地点の風の詳細で正確な表示よりも立体構造の模式的表示に重点をおいた。解析の手順はまず各地点で高層風の時間-高度断面図を作る。不規則なものは平滑化する。各時刻毎に上下の有意な差で層を区切り、各層内の代表的な風はその層内の最強風を原則とする。風向が上下に連続的に変化する時は転移層とする。かように風の成層状態を分けてゆくと時間的に連続した2つまたは3つの層に分けられ、各層内の風向はそれぞれ時間的に変化する。8月2日の場合は最下層の風は450mの風でおおよそ代表されるが、多くの地点では地表から150~350mの間の風は摩擦で450mの風と少し異なる。第2の層はマクロな気圧分布で決まる傾度風に近い風が卓越し、多くの場合1050mの風で代表される。第3の層は1500m以上で識別

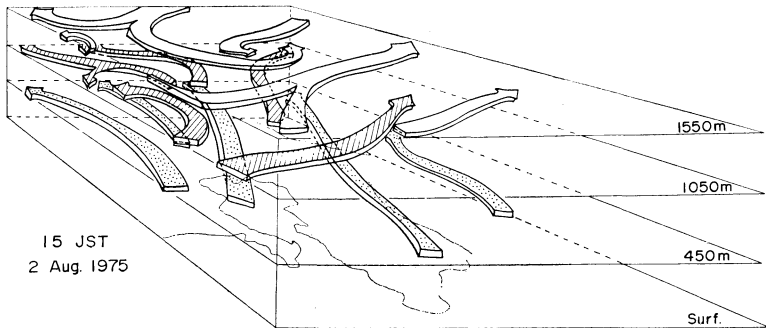
され、一般に浅い。朝6時(第21図(a)), 下層では南関東の東半分が南西流、西と北側の山地に近い地方で西または北東流で人間・野田を結ぶ線が境目である。この2系統の気流の存在は第2の層にも見られる。第3の層では境界は東京湾北岸にあり北側で北西流、南側で南西流である。9時の図は省略するが、西部の山地に近い所で南風が現われる。1500m以上では東京湾の南東側で引続き南西流だが北側では北東流が卓越し、成田から東京湾を横断し横浜に達する低気圧性渦列からなる不連続線が見られる。12時(第21図(b)), 最下層には南よりの気流が吹走し、三浦半島から東京湾東部に強風の軸がある。中間の層は房総半島では6時に較べてあまり変化はないが、東京湾以北の内陸部では転移層の性格が強く、ブロック毎に反時計廻りに西または北部の山地に向かう風系となる。1500mでは南側の南西流と北側の北または北東流の間の低気圧性の渦が明瞭である。15時(第21図(c))では下層の南よりの気流がさらに卓越し、内陸では南東流に転ずる。この転向も野田より東にはなく、房総の高気圧性循環に従う流れである。第2の層ではブロック化がさらに明瞭で、相模湾から房総半島の南西の風系、東京湾の西側一帯の山地に向かう低気圧性曲率の流れ、野田・成田から北の領域の北西の山地に向かう流れに分けられる。1500mでは中層の反流であるかのごとく



第21図(a) 1975年8月2日06時の気流の立体構造。小さい黒点のある流れは450m, 斜線の流れは1050m, 白い流れは1,500mの風系を示す。



第21図(b) (a)と同じ。ただし8月2日12時の場合。



第21図(c) (a)と同じ。ただし8月2日15時の場合。

西または北から南へ吹き出す気流が東京湾の南側の厚い南西流との間に明瞭な渦を作る。これは最下層の流れからは想像できぬほどの風系である。11月の例と同じく東京湾上ではある高さ以上に著しい水平シャーのあることは注意してよい。第21図(b), (c)の上層と下層の流れの著しい差はインドのモンスーン期に見られる mid-

tropospheric disturbance の場合の流れの鉛直構造に似ている点が面白い。この風系では、下層(500ないし900 m)の流れはほぼ一様の西南西流で一部はインド北部に転向している。600mbに転ずるとヒマラヤ山麓から吹き出す北風と、インド半島南部の下層から続いている厚い西風帯の間に低気圧性渦ができていく*。海陸の配置、内陸部の熱的低圧部とその上層から吹き出す北風、南側の西南西流との間にできる上層だけの渦、スケールこそ

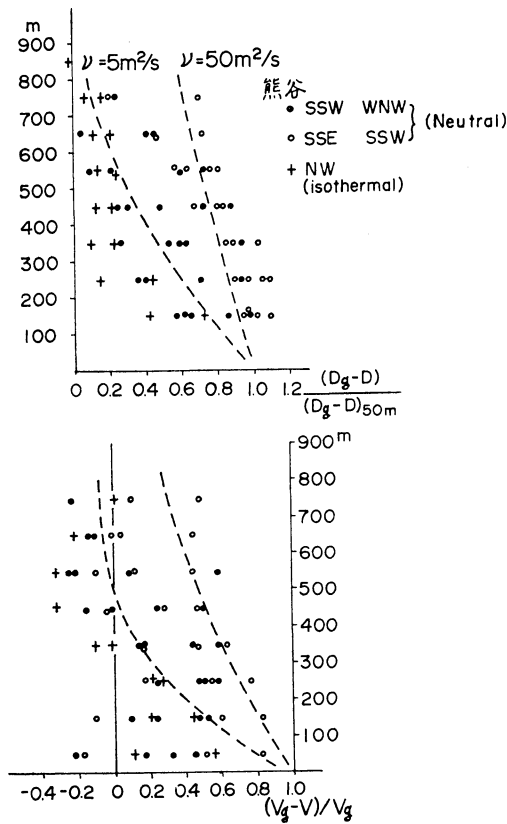
* 天気24巻5号の新田尚氏の「GARPの窓」283頁の図参照。

異なるが両者の類似性は注目すべきではなからうか。

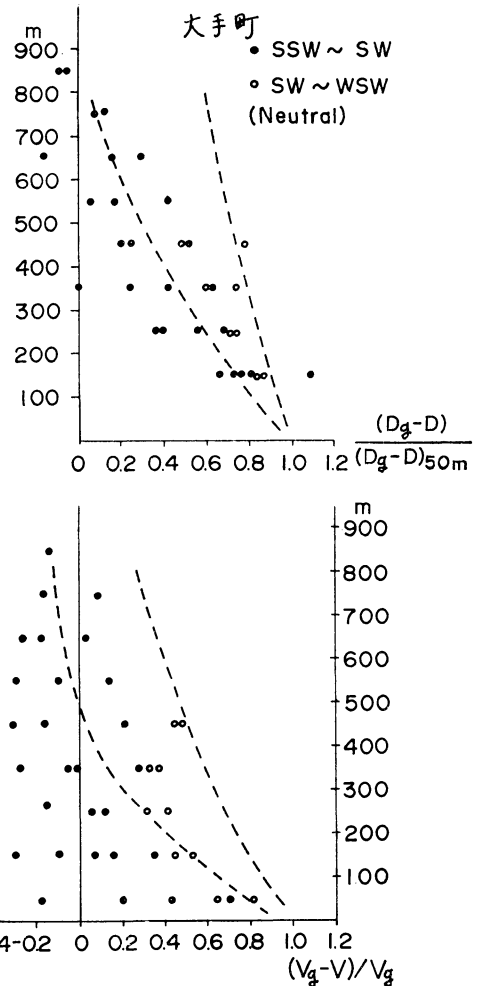
10. 風の鉛直分布

境界層内の風の鉛直分布を簡単な公式で表わすことは望ましいことである。気圧傾度力が定常で一樣なら「エクマンラ線」を描き傾度風に近づく。しかし現実には必ずしもそうした理論の基礎になる仮定が成立しない。第6節の簡単なモデル的考察のごとく、最下層のエクマン分布をも含めて、いくつかの気層に特有な流れがあり、それらが混合である程度平滑され接続していると考えられる。ここでは、安定成層あるいは日中の混合層のように鉛直方向に均一な状態の層に限って風の鉛直分布を見てもよい。地上50mから100m間隔の高層風に鉛直方向の平滑操作を加え、実用的見地から風向 D 、風速 V を地表

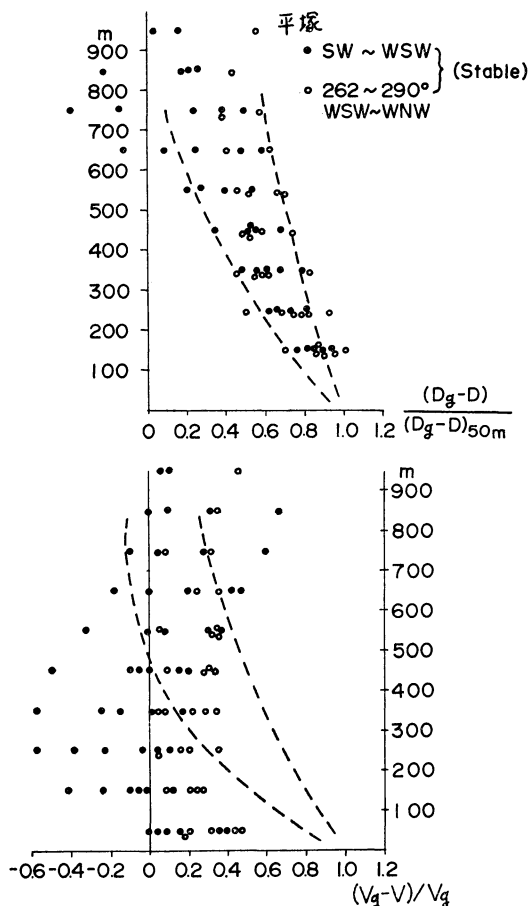
の傾度風の風向 D_g 、速度 V_g からの偏差に直した $D_g - D$ 、 $V_g - V$ を用いる。8月の熊谷、大手町、平塚での鉛直分布を第22図～第24図に示す。図では風向偏差の50mの偏差に対する比 $(D_g - D)/(D_g - D)_{50}$ 、風速偏差の傾度風に対する比 $(V_g - V)/V_g$ を変数としている。参考のため渦粘性係数を5および50 m^2/s とした場合のエクマン分布を破線で示した。ここで傾度風の方向と安定度で標本点の記号を変えてある。それぞれの地点で風向の違いは摩擦の影響の仕方、すなわち吹走距離や乱流混合の歴史の差異があると解釈されるからである。これらの図からつぎの点が指摘できよう。(1) 傾度風向からのずれは



第22図 1975年8月の熊谷における下層風の鉛直分布。上は地表の傾度風向(D_g)からのずれの高度分布、下は地表の傾度風速(V_g)からのずれの高度分布(本文参照)。●印は地表傾度風向が南南西から西北西の場合、○印は南南西から南南東の場合、+印は北西の場合。

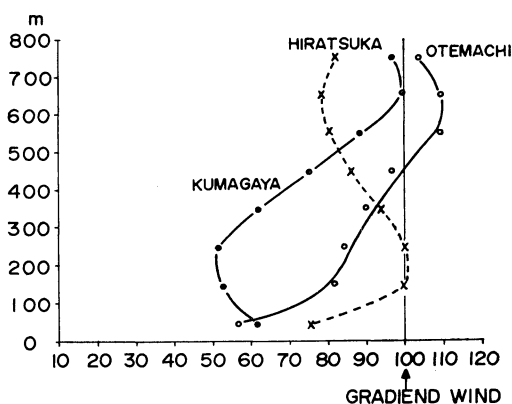


第23図 第22図に同じ。ただし地点は大手町、●印は地表傾度風向が南南西から南西の場合、○印は西南西の場合。



第24図 第22図に同じ。ただし地点は平塚、●印は地表傾度風向が南西から西南西の場合、○印は西南西から西北西の場合。

高さと共に減じ、600~700mで収束する傾向がある。減少の仕方は傾度風の方向によって異なる。(2) 風速の鉛直分布はエクマン分布とかなり異なる。海岸に近い所では傾度風をこえる風速が下層に現われる。ここで傾度風は関東地方の地表天気図から70.5kmの気圧差を求め計算したもので、個々の地点の局地風の範囲よりも大規模な気圧分布で求めたことに留意してほしい。海岸に近い所ではマクロな気圧分布より大きな局所気圧傾度も可能だから前記(2)はそのことも考えねばならぬ。これに反し、熊谷では内陸の熱的低圧部が気圧の海面更正の過程で大きくなり、傾度風が過大に見積られるおそれがあり、計算された傾度風の6割を用いた。第22図~第24図を元にして西ないし南の傾度風向の時の平均的な風速鉛直分布を求めると第25図のようにまとまる。平塚が特異



第25図 熊谷、大手町、平塚の夏期の南よりの風の平均的な風速鉛直分布。横軸は風速を地表の傾度風の百分率で示す。

な分布だが、高さ150mから上に安定層があり、風速の極大は安定層の上限の近くに見られる。このような状態は他の地点でも夜間によく現われる。

熊谷では最下層で風速が高さと共に減じる傾向がある。これが真の特性かは断定できなく、高層風測定に際しての組織的な誤差とも言えなくもない。われわれの風速は小金井を除くと小型気球を1点の測風経緯儀で追跡して求めたので、これとレーヴィンゾンデ方式によるものと、どの程度の差があるかを知っておく必要があろう。さいわい、館野で9時と21時で特定の高さ150~250mと950~1450m間で両者を比較できる。パイボールとレーヴィンによる風速の差をレーヴィン風速で割った相対誤差を求める。また両者の風向差を15度の倍数で現わす。3月、8月、12月の観測値約30個を整理すると、前記の2つの比較高度で資料の50%は風向差が15度以下である。差が45度以上の場合には250m以下で24%、950m以上で9%弱である。250mで資料の約35%は風速の相対誤差が+40%以上でパイボールの風の方が大きく測定され、950m以上では零を中心に大部分の資料は相対誤差±40%以内におさまっている。すなわち、レーヴィンゾンデ方式に較べ下層で大きな風速を測定しがちで、パイボールで仮定している気球の高度は下層では不確かなことが多いと考えられる。

11. あとがき

この報告は南関東調査の概要ではなく、限られた事例解析の提示である。この貴重な観測の計画、遂行に当たられた方々に感謝したい。

文 献

Rayment, R. C.J. Reading, 1947: A case study of the structure and energetics of an inversion,

Quart. J.R. Met. Soc., 100, 221-233.

吉門 洋, 1976: 鹿島灘系海風の構造, 天気, 23, 88-93.

551. 501; 551. 553

2. 境界層の観測*

花 房 龍 男**

1. はし が き

地表面の影響を大きく受ける、いわゆる大気境界層は、気象学の立場から見ると、地表面と大気のエネルギー交換の場であり、実用的な面からは、大気拡散現象の起こる主な場である。したがって、大気境界層の研究および観測は非常に多く行なわれてきた。しかし、実用的な面のみが先行して、研究や観測の数に比較してすっきりしない点が多いこともいめない事実である。これは境界層すなわち大気乱流の研究そのものが歴史が浅く、気象学の立場に立っての学問的体系が未だ整っていないことによるためでもあろう。

このような点を考えると、正確に境界層の性状を把握すること、すなわち観測というものが必要となり、それも地表面近くの1点の観測でなく、地表面から十分離れた複数の場所における観測が必要となってくるのは当然のことである。

ここでは、主として大気境界層に関する観測の現状とその問題点について述べる。

2. 大気境界層の厚さ

大気境界層の厚さは果たしてどの位であろうか？ これは非常に難しい問題である。なぜなら、その第1の原因は大気境界層そのものの定義が明確でないことによる。

Glossaryによれば、大気境界層は地表面から地衡風の高さまで一応は定義されている。

理論的に大気境界層の厚さを最初に算定したのは Ekman (1902) および Taylor (1915) である。彼らは大気境界層の運動方程式を、高度無限大で風速は地衡風

速になり、定常、順圧、中立で、かつ拡散係数が高度によらず一定であるという条件で解き、風向が最初に地衡風と一致する高度を大気境界層の厚さ (H_e) とした。

Hanna (1969) は displacement thickness (排除厚) と momentum thickness (運動量厚) を導入して、境界層の厚さが Ekman による大気境界層の厚さ H_e に比例することを示した。

Zilitinkevich (1973) らは相似理論から、摩擦速度 u^* 、規準化された熱量輸送量 $H/C_p\rho (=Q)$ 、浮力のパラメータ $\beta = g/T_0$ 、他にコリオリのパラメータ f を与えれば、大気境界層の厚さを求めることができるとした。

さらに Rossby・Montgomery (1935)、Laikman (1961) 等は大気中の温度勾配を考慮して、大気が安定な場合に、それぞれつぎのような式を提案した。

$$H_{rm} = 0.38 G \sin \alpha_0 / \left(\frac{g}{T} \frac{\Delta\theta}{\Delta Z} \right)^{1/2}$$

$$H_l = 1.3 G / \left(\frac{g}{T} \frac{\Delta\theta}{\Delta Z} \right)^{1/2}$$

以上をまとめたのが第1表である。このようにして理論的に算定されたものはあまりにも不明確であり、實際上、役に立たない場合が多いので、実用的に、境界層の厚さを決定する方法について述べる。

その第1は、大気汚染の予報等によく使用されているもので MMD (Maximum Mixing Depth) と呼ばれているものである。

朝の高層観測資料による気温鉛直分布と午後の地表面最高気温から乾燥断熱減率で延長した両者の交点の高さをいい(第1図)、これを日中の境界層の高さの最高値に相当するものだと考えるものである。東京近傍では、この値は、年平均で1300~1400mくらいとなっている(杉浦, 1972)。

* Measurements of the planetary boundary layer.

** T. Hanafusa, 気象研究所物理気象研究部