

ドップラーソーダによる夏季対流混合層の観測

岩田 徹・林 泰一・光田 寧

要 旨

ドップラーソーダは大気観測装置としてはメンテナンスが比較的簡単であるほかに観測自体は安価で行え、しかも無人での連続観測が可能であり長期間のデータを得ることが出来る。フェイズドアレイタイプのソーダを用いて1996年の夏季に、数日にわたり水田地帯における連続観測を行った。対流混合層の発達と構造を解析し、混合層がレイリー=ベナール型のセル構造を持つことが明らかになった。

キーワード：ドップラーソーダ、風観測、対流混合層、大気構造

1. 序論

Doppler SODAR (SOund Detection And Ranging) は地上より発信した音波が上空の気温や風速の乱れによって後方散乱されるものを受信し乱れの強さを知るとともに、ドップラー解析して風速の3次元成分を測定する装置である。

測器の利用については、建築・構造物の耐風設計への活用や都市域での風災害の予測の目的で、鉛直方向のプロファイルや上空での風の乱れ強さ等についての観測が行われており、現在では特に風工学方面での活用が盛んである。一方、気象学的にはソーダでの観測は幾らかの境界層観測で付随的に行われてはいるが、測定データを詳しく解析して研究された例は非常に少ない。この理由については、従来の3ビーム方式ではソーダによる測定値の誤差が大きく、瞬時測定値の信頼度が低いため、ある程度の時間幅の平均化を施した後でしか、測定値についての議論をすることが困難である事、測定された値についても乱流量・運動量 Flux の定量的な解析を行うことに問題を残す事、が挙げられる。それゆえ、測定精度の向上や内蔵演算ソフトの改善などを通して、現在も改良が進められているが、新しく5ビームのフェイズドアレイ方式を採用することで、測器自身の測定誤差を見積もることが可能であるという報告がされている。(Ito,1997)

筆者等は先きに花巻空港での航空機事故に関連し

た大気境界層の風のソーダによる観測の従来の解析を行なった。琵琶湖プロジェクトでの観測の従来の解析が出来たのでここにそれを述べる。

2. 観測

2.1 琵琶湖プロジェクト

1996年夏季における「'96琵琶湖プロジェクト」(代表幹事：中北英¹)の一環として、7月29日から8月1日までドップラーソーダによる上空風観測を行った。このプロジェクトは1989年より「琵琶湖流域の水・熱循環過程の解明」を目的として、毎年9月～10月の秋季に滋賀県北東部域の水田地帯において、様々な大学・研究機関のオープンな参加のもと行われている。1996年度は、植生が豊かで水・熱の蒸発散が活発になる7月～8月へ観測期間を移して行われた。今回の観測では、短期日ではあるが好天のもと明け方から日没後にわたって連続観測を行うことが出来た。

2.2 概要

観測は滋賀県伊香郡高月町井口にある伊香高校千田農場跡に於て、カイジョーAR-1000型ドップラーソーダ(フェイズドアレイタイプ)を用いて行った(Fig.1)。測器を設置した場所は休耕地であるが、周辺は2～3km四方に渡り水田が広がっている(Photo.1

¹ 京都大学防災研究所水資源研究センター

。観測点の西方に琵琶湖があるが、観測点からは直接望むことは出来ず、湖岸線との間は高度100~150m程度の丘陵に阻まれている。東と北の方角は標高500~1000m程度の山地に囲まれており、南の方角のみが近江平野に対してひらけている。

同観測地においては、7月29日~31日の3日間明け方から夕刻まで2、3時間おきにレーウィンゾンデによる高層観測を行った。観測期間は、全日概ね快晴であり午後になると対流性の積雲が周辺山地に出始める天候であった。

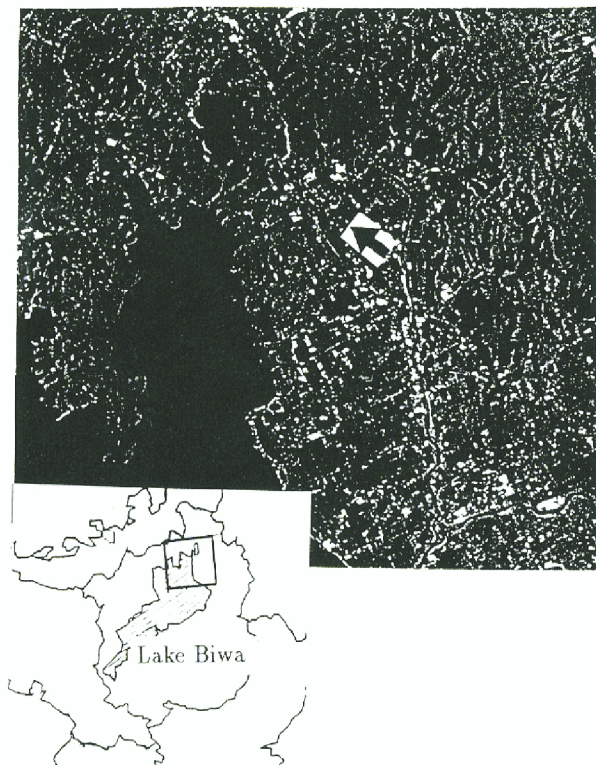


Fig.1 Topographic map (The arrow points the location of the observation.)

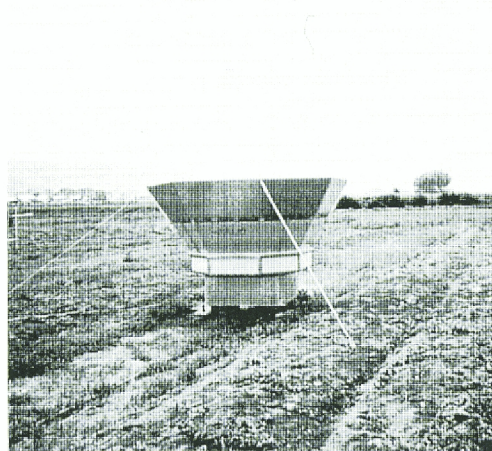


Photo 1 The situatoin of the installed sodar

2.3 ソーダの動作環境

KAIJO AR-1000型ソーダは観測の目的に従って、送信方向数・出力・パルス幅・繰り返し間隔・指定高度分解能・測定高度数・アンテナ傾斜角等の項目が可変の風速計である。今回の観測では、観測時間によって

- 送信方向数 → 5方向又は1方向（鉛直のみ）
- 送信出力 → 7~10段階
（早朝又は夕刻の観測時に周辺住民への騒音に配慮して出力を押さえた。）

の2点について切り替えを行い、他の項目についてはTable1のように固定した。

(*印は測定時間によって切り替えた項目)

Table 1 Specifications of the phased array Doppler sodar

KAIJO AR-1000	
項目	動作環境
測定方式*	1、3、5方向位相合成方式
送信周波数	2100Hz
送信出力*	(max) 380W
送信パルス幅	120msec
送信間隔	4.0sec
風速レンジ	(max) 30 m/s
測定高度数	12 高度
測定項目*	・ 高度別風向 (θ)・風速 (U) ・ 成分風速 (V_x, V_y, W)
(瞬時値)	
アンテナ方位角	68deg
ビーム傾斜角	($X+, X-, Y+, Y-$) 20deg
音速	340m/s
S/Nしきい値	05dB
有効データ数値	20%

(*印は測定時間によって切り替えた項目)

測定高度……30,50,75,100,125,125,150,175,200,250,300,350,390m

3. 風の日変化

3.1 ソーダとラジオゾンデによる風速の比較

Fig.2はラジオゾンデによる風速の観測値と、放球前後10分間のソーダによる平均風速との鉛直プロファイルである。Uは東西方向、Vは南北方向、それぞれ東向き、北向きを+にしている。これによれば、水平風速・風向ともに、両者の風速の値は良く一致しており、ソーダの観測が場の風を良く表しているのがわかる。両者の値に少々のズレが生じてい

るのはゾンデの観測値が放球時の瞬時風速を表しているのに対し、ソーダの方は30分の平均操作を施しているためであり、ソーダの値のばらつきはゾンデに較べ小さくなっている。

3.2 7月30日の例

観測期間中、7月30日はソーダによる観測をもっとも長く行ない、かつラジオゾンデの打ち上げ回数をもっとも多かった日である。よってこの日の風の変化を代表的に述べることにする。

9:00の地上天気図では沿海州に梅雨前線を伴う低気圧が停滞し、南シナ海に台風13号が接近中であるが、いずれも本州付近には影響しておらず、観測点のある近畿北部は太平洋高気圧に大きく覆われている。

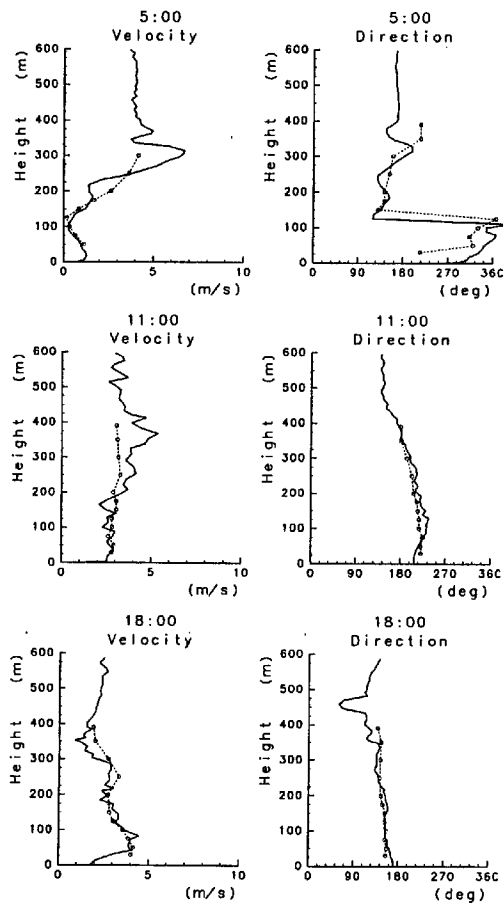


Fig.2 Comparison of wind velocity(Left) by a rawin sonde(solid line) and by a sodar(circle and pecked line). (7:30, 5:00,13:00,18:00) Same as direction(Right).

アメダス観測網による地上風速をみると、6:00には琵琶湖岸今津(琵琶湖北部西岸)、彦根(同東岸)、虎姫(観測点より南へ6km)の3つの観測点では、いずれも湖に向かう陸風が吹いており、竹生島(湖北部中央)付近に収束しているように見える。9:00になると湖岸付近の今津、彦根、南小松(琵琶湖南部西岸)の3点において風向は湖から陸方向へ反転している。12:00でも同様に虎姫を加えた4つの観測点で湖からの風向を示す。15:00になると、虎姫の観測点を除いて同様の風向であるが、虎姫のみが陸から湖方向への風となっている。18:00には今津を除いた3点で陸からの風となっている。

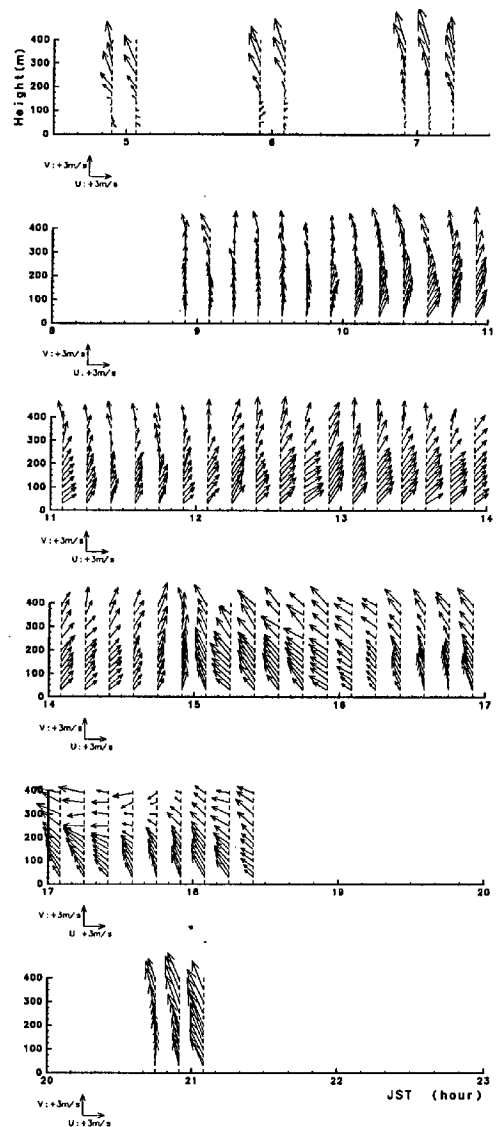


Fig.3 Diurnal variation of the horizontal wind. (10 minutes average)

Fig.3はソーダによる風向・風速の日変化図(10分間平均風速)である。最初の観測時の5:00では地上100m付近までは速度1m/s前後の北西～北北西の風が吹いているが、150m付近まで高度を増すと風向は南南東よりの正反対向きになっており、高度と共に風速が増して300～400m付近で最大風速5m/s程になっている。日の出後30分ほど経過した6:00には上層はほとんど変化しないが下層では風向が南西～西となっている。日の出後約1時間半経過した7:00になると、最下層における北西風は無くなり、弱いながらも風向は南よりとなり、高度による風向の変化は無くなる。風速は高度と共に増し、300～400m付近で最大となるものの、最大風速はやや弱くなっている。9:00には風速は更に弱まり、高度については一定で2～3m/s、風向は南よりである。その後日中の風向は南～南西とほぼ一定で、風速は時間と共にやや増加傾向を示すが、平均して4m/sを越えることは稀であり、高さ方向に一定である。10:00頃から、200mよりも低い高度で西風成分が増加し始め、12:30～13:00頃に西風成分が最大となる。このとき上空では350～400m付近での風向が真南となっている。10:00頃から約150mの厚さで吹き始めた西風成分は徐々に厚さを増し、12:00には厚さ300m、13:00には厚さ400m、西風成分2.5m/sに達する。その後、西風成分は14:30頃から急速に減少し、15:00を境に逆に東風成分が混合し始め、アメダスの虎姫での風向とほぼ同じ南東風に急変する。日没が近くなる18:00には、下層200m迄の高度で上空よりも風速はやや大きくなる。日没後約2時間経過した21:00には上空300mで最大風速が5m/sと、わずかに大きくなっている。その後、上空で東風、下層で南東～南南東風の2層に分離してゆく傾向が見られる。

3.3 観測期間中のまとめ

以下、観測期間4日間の特徴をまとめる。まず第一に明け方～6:00前後までは地表～200mで1m/s程度の北北西風が吹くことがあげられる。観測点から見て北北西方向には余呉川の谷筋が福井県との県境(栃ノ木峠)まで約15kmにわたりほぼ一直線に続いている。山谷風(日中に山方向へ昇って行く谷風と夜間～早朝にかけて山から吹き降りてくる山風)がこの地域でも形成されると考えられ、この時刻には山風がわずかに残って最下層の弱風となっているものと見られる。

第二に日中は3～4m/sの南西風(もしくは南東風)が吹く。2.2でも述べたように観測点は南方のみが近江平野に開けており、西方は湖岸に沿って南北に走る100m前後の丘陵(山本山等)に阻まれているた

め、日中の湖風は南方から吹き込んで来るものと思われる。7月30日の15:00～18:00の200m以下および7月31日の9:00～10:40の南南東の風は余呉川谷筋を昇って行く谷風にあたると思われる。一方、南南西よりの風については北東方向には谷筋はない。むしろ山地にブロックされるかたちとなっているので、もうすこし風上における風について調べる必要があるかも知れない。

4. 鉛直プロファイル

大気境界層(Atmospheric Boundary Layer)において大気の鉛直構造について議論を行う場合、混合層(Mixed Layer)・接地逆転層(Surface Inversion Layer)・地表面の不連続により生じる内部境界層(Internal Boundary Layer)などの気層の性質について知ることが重要となる。

今回の観測は日中の観測であったため、午後遅くから夜間に形成される接地逆転層については議論できない。また、観測点は湖岸(日中の風向でみた場合の風上にあたるスポーツの森)から約6km内陸へ入った地点の一点観測であるから、湖風が吹くことによって生じる内部境界層の発達についての議論も不可能である。以下で述べるのは内陸地(琵琶湖岸より約6kmの地点)における日中の混合層についての議論である。

4.1 混合層の発達

ソーダの観測地点(千田農場)ではレーウィンゾンデによる高層観測も行った。通常、湿潤不飽和大気(今回の観測では水田からの水蒸気の蒸発の効果が大きいと予想される。ただし、観測期間中の天候は日中はほぼ快晴であり対流雲の発達は見られていないので、水蒸気の凝結の効果は考慮しない。)の安定度を議論する場合の指標として仮温位(Virtual Potential Temperature) θ_v を用いる。

$$\theta_v = (T + 0.608r) \left(\frac{P_{00}}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

ここで、Tは気温(K)、r是水蒸気混合比、pは気圧、 P_{00} は地表面気圧、 c_p は大気定圧比熱、Rは気体定数である。

7月31日の測定値を例にとる。(Fig.4(a))6:00においては仮温位の鉛直勾配は大きく正となっており、大気は安定なプロファイルを示す。9:00には、地表での値が約304Kに上昇し、地上400m付近まではほぼ一定で大気は中立な状態となっている。400m付近で、6:00のプロファイルに見られる安定層に達しており、この高度が9:00における混合層高度と考えられる。つまり、6:00～9:00の3時間に太陽放射による

地表面の加熱で地表面にごく近い大気が温められて不安定となり、この不安定を解消するために400m付近までの低層大気がよく掻き混ぜられたためである。地表面にごく近い接地気層では $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} < 0$ となった不安定層も見受けられる。その後、混合層高度は11:00には1000m付近、13:00には1500m、15:00には1600m以上にまで達している。かなり高くまで混合層が発達していることから、観測時の下層大気は活発な対流混合があったと考えられる。

同様に、7月29日と7月30日についても調べて、時間毎の混合層の発達状況を図示したのがFig.4(b)である。星印は観測時刻における高度であり曲線はそれらをスプライン補間したものである。また、発達の開始時刻については観測点から南方に約300m離れた地点における乱流観測から熱Fluxが上向きになっていた7:50をとっている。

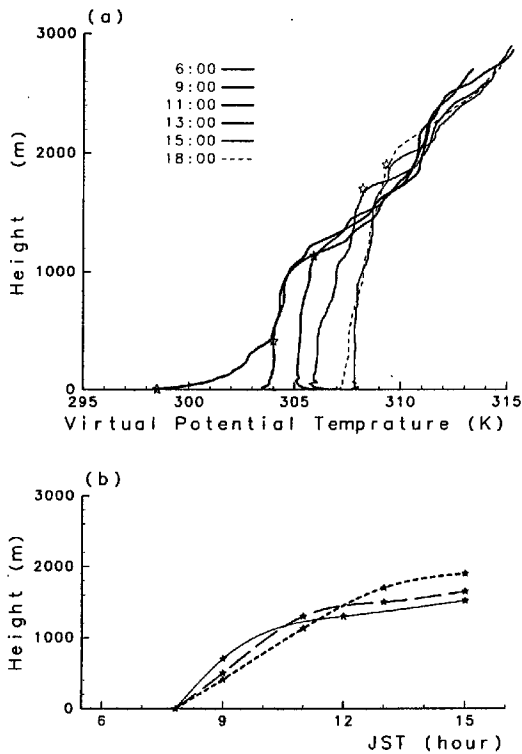


Fig.4 Diurnal variations of the profile of θ_v (a) and development of the mixed layer depth(b). Solid, pecked and dotted line denotes 7.29, 7.30 and 7.31, respectively.)

(1) 平均風速

Fig.5は高度200mにおける10分平均の風向を全高度での主風向と決めて、その方向に正射影した風速のプロファイルの日変化(7月31日の例)である。5:00には150mより下層ではほぼ無風もしくは上層

とは逆向きの風(1m/s以下)となっている。(3.3参照)この時、仮温位のプロファイルは150m付近まで強い安定成層、それより上から500m付近まで中立な成層をしており、これらの層の境界付近で風速のシアが比較的大きくなっていることが分かる。7:00にも仮温位は同様のプロファイルを示すが、シアはやや小さくなっている。その後、9:00以降は日中に大気がよく混合されるため、30~390mでは風速はほぼ一定(2.5m/s前後)となる。390m以上はソーダの測定高度を越えているため未確認ではあるが、混合層内では同じようにほぼ一定のプロファイルを示すものと予想できる。

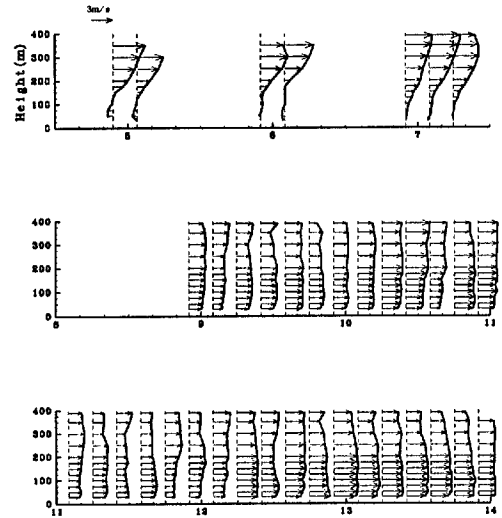


Fig.5 Same as Fig.3 except mean wind direction component.

(2) 変動量(標準偏差)

主風向は平均風と同じく200mにおける10分間平均の主風向をとり、その方向の変動量を σ_u 、直交する成分の変動量を σ_v 、鉛直成分の変動量を σ_w とする。混合層内では大気の変動は対流活動の活発さ、激しさによって支配されると考えられるので混合層内の大気運動の活発度を示すスケールとして「自由対流の速度スケール w_* 」を導入する。 w_* はDeardorff(1970)によって初めて導入されたスケールであり、混合層高度 h 、地表面における $\text{Flux}(\overline{w'\theta_v'})_0$ 、地表の平均仮温位 θ_{v0} 、重力加速度 g の4つを組み合わせ

$$w_*^3 = \frac{gh(\overline{w'\theta_v'})_0}{\theta_{v0}}$$

Deardorff (1974, 1980)、Kaimal *et al.* (1976)、D.H.Lenschow *et al.* (1980) はミネソタ、カンザスなどの観測結果より次の近似式を得ている。

$$\sigma_u, \sigma_v = 0.6w_*$$

$$\frac{\sigma_w^2}{w_*^2} = 1.8\left(\frac{z}{h}\right)^{\frac{2}{3}}\left(1 - 0.8\frac{z}{h}\right)^2$$

Fig.6 は7月30日9:00~10:00の10分毎の各変動量を高度 z を h で規格化してプロットしたものである。

直線および曲線は先の近似式によるものであるが、今回の観測では地表面における熱 Flux $(w'\theta'_v)_0$ の絶対値が正確には見積もれなかったので、ここでは $w_* = 1.1\text{m/s}$ と仮定した。 σ_u, σ_v はやや過大評価されているがこれはソーダの測定精度により生じると考えられ補正を施すことで、10~20%程度小さい値を算出できる。一方 σ_w は先の式を支持する結果であった。つまり、水平風の変動は混合層内では一定値を示し、鉛直風の変動は混合層中層付近で極大となっており、定性的には上の式とほぼ一致する。

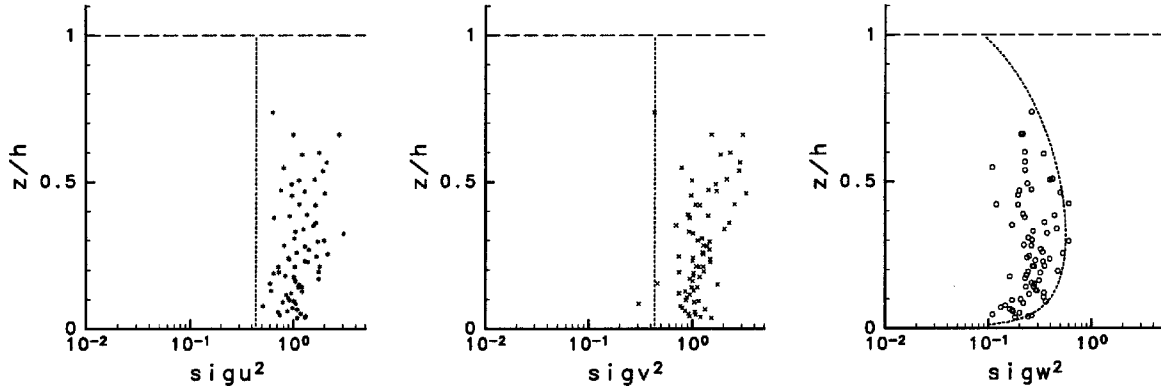


Fig.6 Normalized vertical profile of horizontal wind variances (left: σ_u , middle: σ_v) and vertical one (right: σ_w).

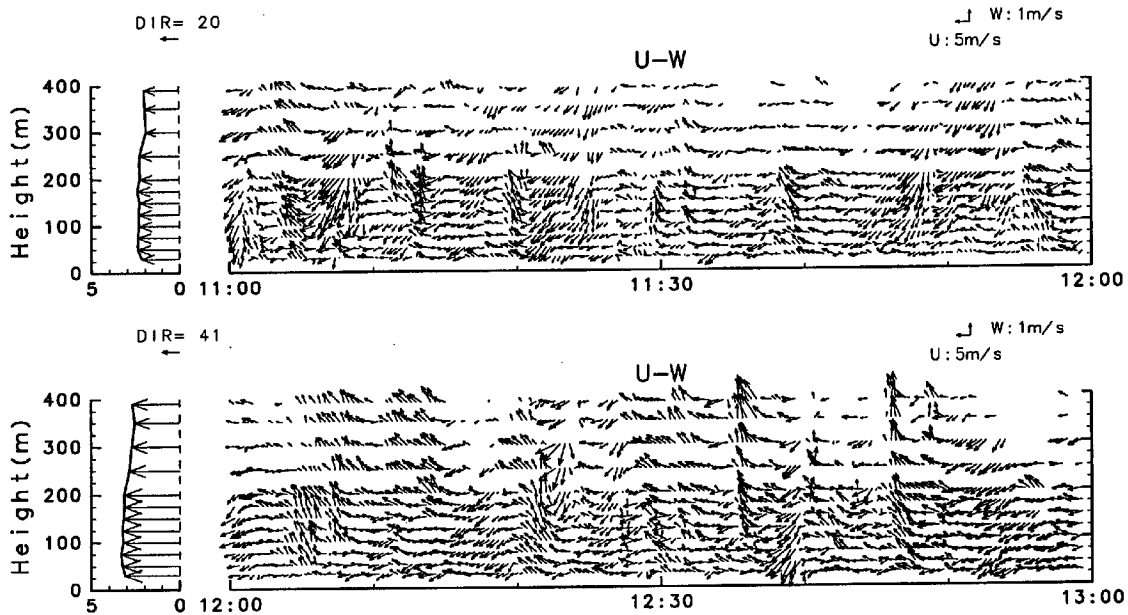


Fig.7 Time series of the horizontal and vertical wind (vector presentation) and 60 minutes averaged horizontal velocity profile.(7.31,11:00-13:00)

5. 対流運動

5.1 風速場の様子

Fig.7は7月30日9:00~13:00に観測された風速3成分の測定値を時間毎にベクトル表示したものである。図に表示した時間の60分間で平均化を行って算出した鉛直のプロファイルを左側に示している。

上昇流の部分では下層から中層付近の大气が収束して強化されており、下降流の部分では200m付近で一旦強く下向きに加速された後、地表面の境界に近くなる100m以下に達すると水平方向へ向きを変え発散している。これらの構造は、日射によって温められた地面付近の大气が浮力による上昇流を形成して上向きに立ち上がると同時に、混合層上端においてそれより上層の冷たい空気によって冷やされた大气が周囲の大气よりも重くなることで下降流を形成しているものと考えられる。つまり、上・下端の境界に温度差が存在することによって、層内の大气がレイリー=ペーナル対流を起こしているのである。

このような混合層内の大气の混合の様子を詳細に捉えた観測例は過去に例が無く、今回が初めての観測例である。

5.2 運動量の輸送

混合層内での平均風速は高度に関わらず一定となるが、地表面付近の大气は地表面との摩擦によって運動量を失うため、層内での風速が一定に保たれるためには、上層から定常的に運動量が下向きに運ばれてくる必要がある。運動量の輸送がどのように行われているかを見るために、象限法(Quadrant Method)によって輸送形態の分類をおこなう。まず、水平風の主風向成分と鉛直風成分の実測値から、平均(一般)風速を差し引いた量を $u' = u - \bar{u}$ 、 $w' = w - \bar{w}$ とし、 u' を横軸、 w' を縦軸にとり、それぞれの成分の正負により以下の4つに分類する。

- 第1象限 ($u' > 0, w' > 0$) 輸送上向き
—— Outward Interaction

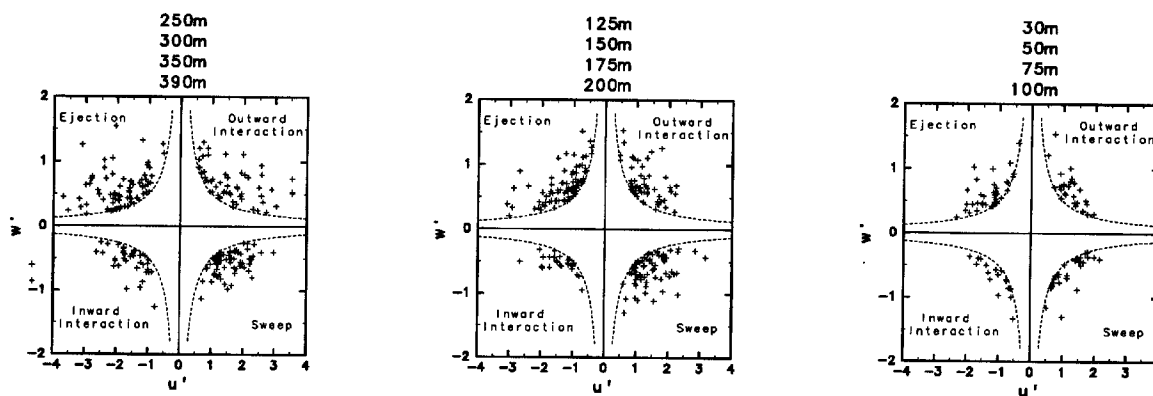


Fig.8 Classification of the momentum transportation by Quadrant Method. Curved lines show $|u'w'| = 0.5$. (7.30 11:00-13:00)

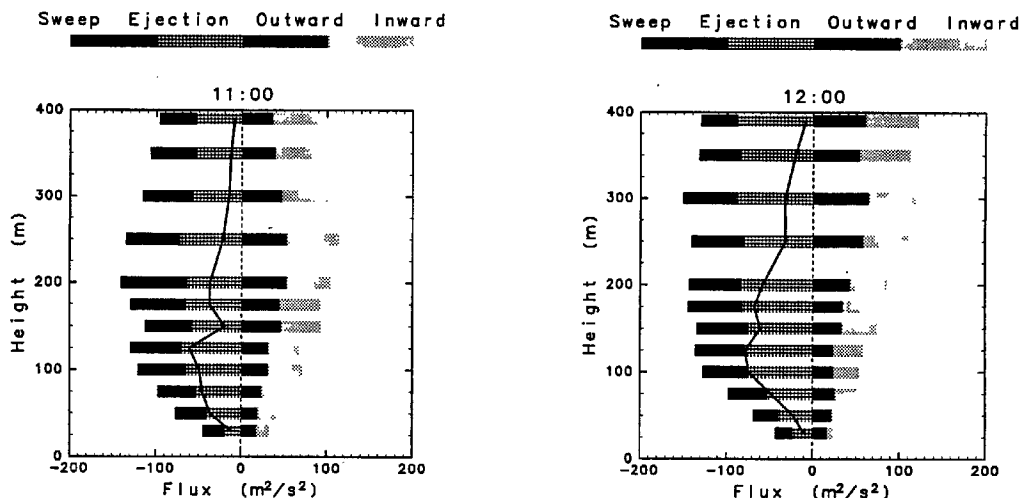


Fig.9 Vertical profile of the sums of 4 type of momentum transportation. Line graph shows net transportation. Same data as Fig.8.

- 第2象限 ($u' < 0, w' > 0$) 輸送下向き
——Ejection
- 第3象限 ($u' < 0, w' < 0$) 輸送上向き
——Inward Interaction
- 第4象限 ($u' > 0, w' < 0$) 輸送下向き
——Sweep

ここで、 u 、 w の微小な変動による輸送を除くためにHoleを次のように決める。

$$|u'w'| \geq H$$

今回は $H = 0.5m^2/s^2$ とした。

Fig.8は12の観測高度を、下層(30~100m)、中層(125~200m)、上層(250~390m)に大別し、それぞれ $|u'w'| \geq 0.5$ を満たす点を座標上にプロットした図である。(7月30日11:00~13:00、360個)

下層では下向き(Sweep・Ejection)が上向き(Inward・Outward)よりも多く、下向き輸送が上向き輸送よりも支配的である。またSweepとEjectionを比較すると、Sweepは $u'w' = -0.5$ の曲線付近に集まっており、Ejectionは $|u'w'|$ が大きい値をとるように分散している。これはEjectionのほうがより大きな振幅の変動によって生じていることを表しており、一回ごとの輸送量が大きいことを示している。中層では、全体に点の存在する範囲が広がっており、低層よりも大きな変動をしているのがわかる。ここでも、下向き輸送が支配的である傾向があるが、SweepとEjectionの比較では、両者にそれほどの差はなくなっている。上層へ行くと、点の存在する範囲がやや小さくなっており、点の数も少なくなっている。上層では風速の変動自体が小さくなっているためと考えられる。

つぎに、4つの形態による運動量輸送への寄与を各高度見るために11:00~12:00と12:00~13:00の2セットの60分総計をとる(Fig.9)。100m以下で4つの寄与および正味の輸送量が急減しているが、これは地上付近での輸送はより小さな時間スケールで生じるため、ソーダの評価時間は20秒であり、それ以下に相当するスケールの変動は捉えられないという理由による。現実には100m以下の高度ではより小さいサイズの渦が輸送を担っている。

下向き輸送ではSweepとEjectionによる寄与が同程度であり、100m以上ではほとんど高度変化しない。一方、上向き輸送でもInwardとOutwardの寄与は同程度であるが、200~300m付近に極大を持ち、高度が下がるとともに減少している。このため、両方を合わせた正味の輸送量が100m付近で負に最大となっている。この時間帯は、平均風速が約3m/sであったが、翌日の31日は風速が約4m/sで運動量輸送の極大は200m付近に上昇している。

6. 鉛直風速のスペクトル

Fig.10は7月30日9:00~11:00の鉛直風速 W をコンター表示したものであるが、上昇・下降が交互にほぼ等間隔で並んでおりその間隔は平均して5~6分と見られる。観測点周辺は2.2でも述べた通り、東西北の三方を地上高100~400mの丘陵・山地に囲まれており、風上にあたる南方には数kmに渡りほぼ水平な水田地帯が広がっている。一般場においては、日中3m/s前後の穏やかな南からの湖風が吹いているが、この風はシアアの殆ど無い弱風(breeze)であるため、広い領域内で生じるレイリー=ベナール型のセル構造が地表面との摩擦による機械的な乱流によって掻き乱されることなく、形を保ったまま流されてくると考えられる。上流で生じたセルのパターンが観測点上空を次々に通過している様子を捉えているのがFig.10であると解釈できる。

そこでそれらの周期性・水平スケールについて詳しく調べるため、鉛直風 w のスペクトル解析を行った。Fig.11は7月30日9:00~11:00の60分・180個のデータ2セットをMEM(最大エントロピー法)で計算したエネルギースペクトルである。まず特徴的なのは50m~125mにおいて0.003Hz付近に第1の、0.007Hz付近に第2の明瞭なピークが見られる。この周期は何らかの異なる2種類の組織立った運動の現れであると考えられる。0.0025Hz前後は時間スケールで言えば350~450sec(5~7min)に相当し、先章で述べた時系列Fig.7、Fig.10で見える大気の上昇・下降流の時間周期とほぼ一致している。大気流体が下層から収束し始めて、組織化された対流活動となる50m~125mにおいてこれらのピークが現れているものといえる。

一方、0.007Hz付近は時間スケールは130~150secに相当するが、このスケールは一般の乱流のスペクトルに見られる慣性小領域の低周波側端であると思われる。

次に、ソーダの測定可能最低高度である30mにおいてはどのスケールでもスペクトルに明瞭なピークが見られない。これはこの高度ではFig.7の水平風のプロファイルからも分かるとおり、風速のシアアが存在し、地表面の摩擦による乱流運動が支配的で、このため対流活動がまだ組織化されずにいるものと思われる。Ito(1997)の観測例では、このように下層大気が鉛直上昇流に組織化されず、乱流運動が支配的であるのは約100m以下の高度においてであると述べられている。その観測例においては水平風速が10m/sを越える強風が卓越しているが、一方、今回の観測では水平風速が3m/s前後と弱いため、地表面の摩擦の影響を受ける高度がItoの例に較べか

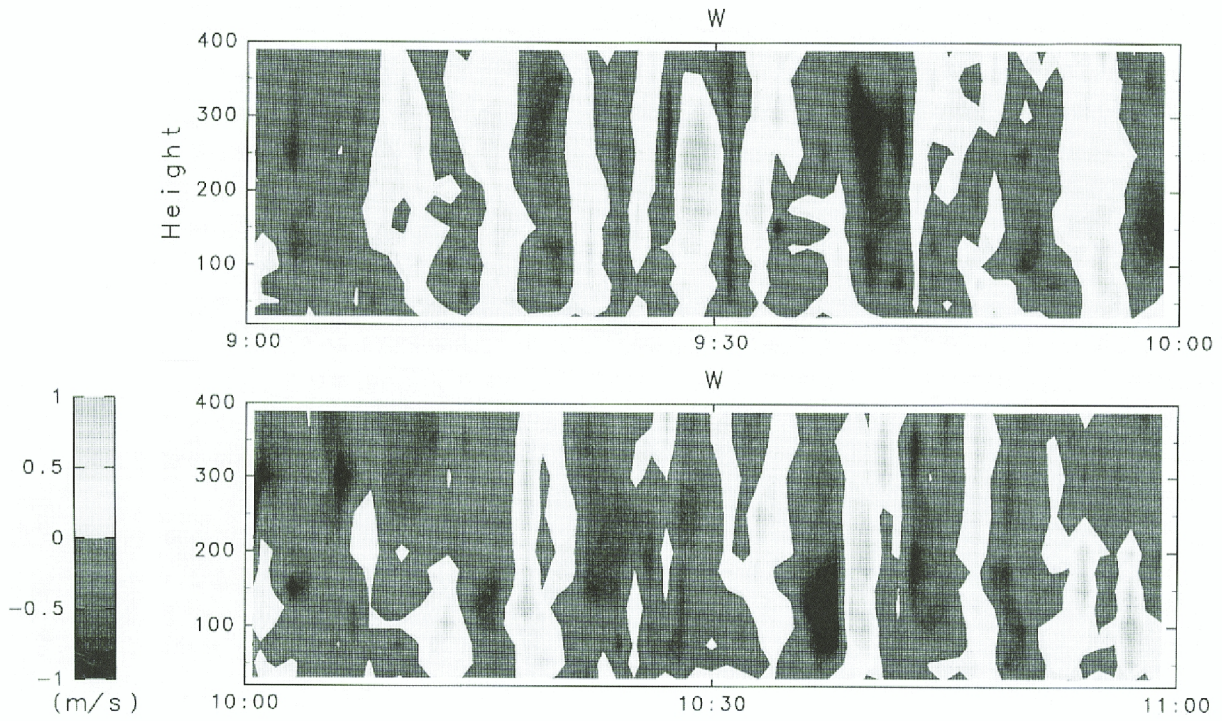


Fig.10 Variation of the vertical velocity.(contour plots)(7,30,9:00-11:00)

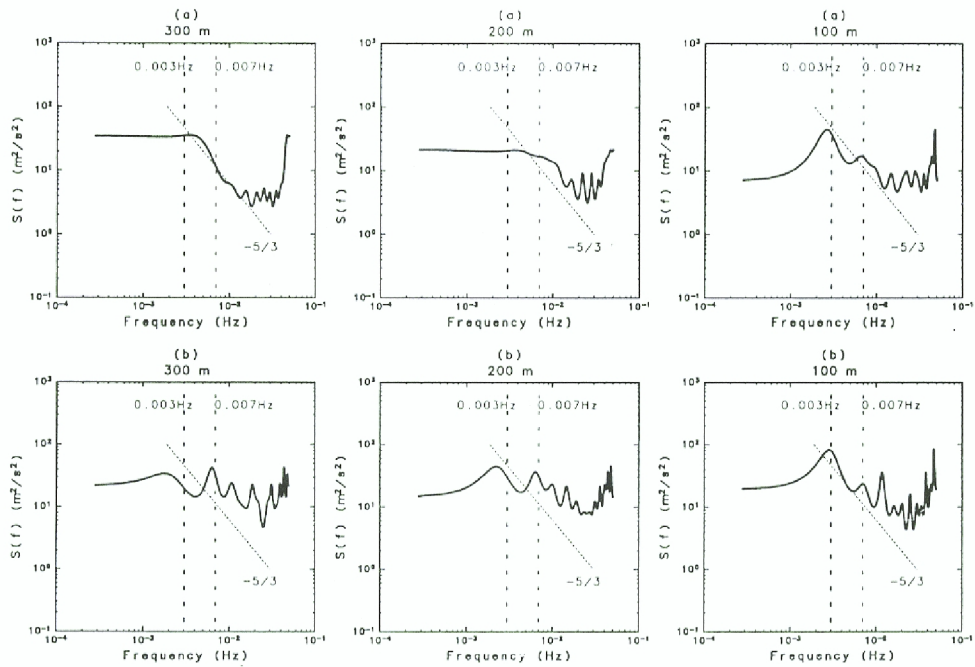


Fig.11 Energy spectrum calculated by MEM(maximum entropy method). Two set of data for 60 minutes. 7.30,(a)9:00-10:00 and (b)10:00-11:00

なり低く下がっているものと思われる。

また、高度150mより高い高度では、明瞭なピークは見られず、際立った特徴は見られないが、Kolmogorovの $-\frac{5}{3}$ 乗則に従う慣性小領域が、250m~350mの高度で周波数0.005~0.02Hz付近まで良く見えている。

観測期間を通じていえば、このような特定の周期を有した上昇・下降のパターンは、特に混合層の発達初期(9:00~正午頃)に見られる傾向があり、午後になるとこのような性質は見受けられなくなる。また、7月31日には風速がやや強く(4m/s超)なったが、ペーナルセルのパターンが崩れてスペクトルのピークは現れなくなる。

さて、このようなペーナルセルが発生するのが見られる時に一つのセル単位が通過する周期が350~450secであると述べたが、環境の一般風の風速が約3m/sであることから、その1セル(上下で1セル)あたりの水平方向の距離スケールは

$$3\text{m/s} \times (350 \sim 450)\text{sec} \simeq (1000 \sim 1500)\text{m}$$

程度と見積もれる。Fig.12はSchmidt and Schumann(1989)のLESモデルの計算結果によるセルの水平パターンであるが、今回の観測で見られるペーナルセルもこのような形状をしているものと考えられる。

7. 結語

滋賀県北東部地域で、夏季の対流混合層における地表付近の風速の測定を5ビームフェーズドアレイ式ドップラーソーダを用いて行い、同時にラジオゾンデによる大気鉛直構造の測定を行った。

滋賀県東北部は地形が三方を山地及び丘陵で囲まれており、湖陸風・山谷風・山越え気流の移流等、その風系は様々な影響を受けると考えられる。また、内陸の大部分が水田で占められていることから地表からの水蒸気の供給が比較的大きく、一般的な陸地における境界層とは違った振る舞いをする可能性もある。このような地域での大気の運動や構造を研究することは、同様に人間の生活圏の多くが水田で占められ、また多くの急峻な地形で形成されている日本の他の地域での気象現象を理解するうえで重要なことであるといえる。

ラジオゾンデの観測によって得られたデータからは、境界層内では活発な対流による混合が進んでいたと考えられる。発達した混合層の高度は最高時でおよそ1700mにもなっていた。

今回のソーダ観測ではこのような環境下において次の3点について成果が得られた。

- 長時間の連続測定により、日変化のおおよその様子と地形との関連性を探ることが出来た。
- 混合層内の物理量(特に σ_w について)のプロファイルはこれまでの理論および観測結果とほぼ一致していたと言える。

● 混合層内の大気運動の詳細な様子が捉えられた。混合層内の組織だった大気の運動はほぼ同じ形を有する構造が水平面に拡がっており、比較的弱い風にその形を保ったまま風下へ流されるようである。これまで一般的には積雲対流の様な中・大規模の運動の際に生じるとされていたレイリー=ペナル型のセル構造が境界層における対流混合層と言った前者に比べ非常に小規模の現象においても見いだされた(Fig.12)。このような観測事例は過去に報告された例はなく、今回の観測が初めての事例である。

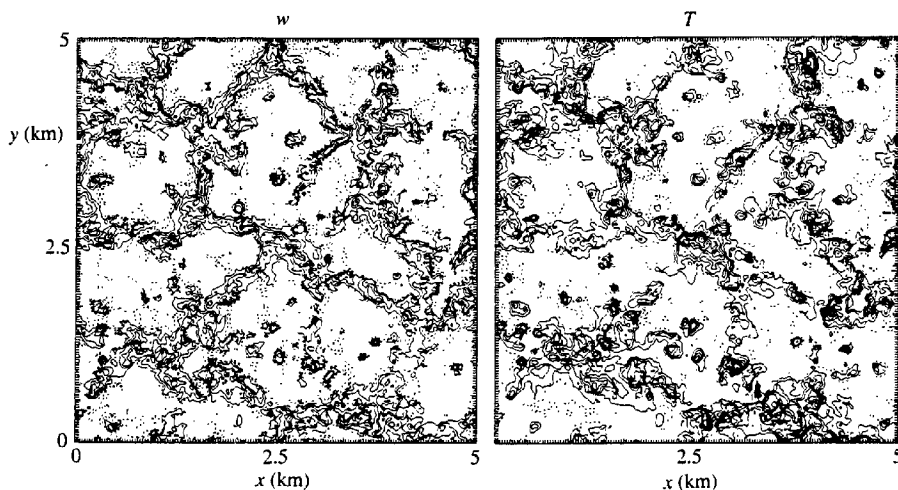


Fig.12 Large-eddy simulation of convection in the unstable boundary layer. The left shows contour plots of normalized vertical velocity and the right does normalized temperature fluctuations. From H.Schmidt and U.Schumann (1989)

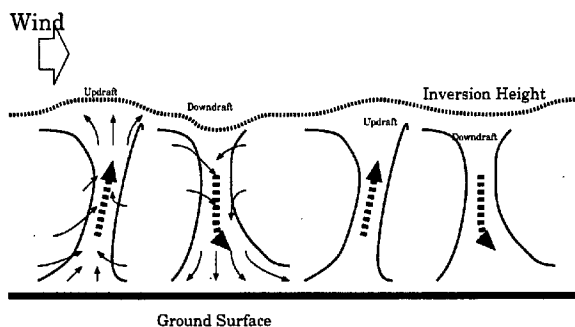


Fig.13 Idealized sketch of Rayleigh-Benard Cellular structure in the convective mixed layer.

ソーダの観測による鉛直風の変動の周期が300~500秒であることから、距離に換算した水平方向のスケールは、1000~2000m程度と見積もれシミュレーションのモデルで計算された結果を支持する値であった。Emanuel (1988)によれば、水蒸気を含む湿潤不飽和大気の大気対流混合の水平方向のスケールについては非線型の効果が大きく効いてくるため解析的な方法や数値実験などでは必ずしもその依存性を決定論的に論ずることは出来ないと言われている。一方で、こうした観測結果から、上記のような現象が現実の大気現象として生起していることとその現象の詳細なデータが得られたこと、また将来に渡ってより多量の情報を得ることが可能である事を考えると、今後このような方面での研究の進展が期待できると言える。

謝辞

観測プロジェクトにあたっては京都大学防災研究所水資源研究センターの中北英一氏並びに大石哲氏にひとかどならぬお世話をして頂いた。

さらに、(株)カイジョー電機の伊藤芳樹氏には観測時の機器のメンテナンスや、データの扱い等についての助言もして頂いた。乱流観測のデータについては京都大学工学部の田中健治氏、ラジオゾンデのデータは(財)日本気象協会の石田氏の御協力を得た。ここに記して感謝の意を表したい。

参考文献

- 光田 寧・岩田 徹:花巻空港付近の気流の特性について、京都大学防災研究所年報第38号B-1, 平7.4.
- 光田 寧・岩田 徹:ソーダで測定した上空風と地表風の関係について、京都大学防災研究所年報第39号B-1, 平8.4.
- 光田 寧・伊藤 芳樹:音波探査装置による大気境界層の観測、京都大学防災研究所年報第20号B-1, 昭52.4.
- 竹久 正人・光田 寧:ソーダによる境界層内の Low Level Jet の観測、京都大学防災研究所年報第33号B-1, 平2.4.
- Kaimal, J.C. and J.J.Finnigan :Atmospheric Boundary Layer Flows, Oxford University Press,1994,p.
- Garratt, J.R. :The atmospheric boundary layer, Cambridge University Press,1992,p316.
- Mitsuta, Y. and S.Ishida :Convective Motion in the Cumulus Subcloud Layer, J. Climate. Appl.Meteorol.,24,1985,pp.993-1000
- Caughney, S.J. and S.G.Palmer :Some aspects of turbulence structure through the depth of the convective boundary layer, Quart. J. R. Met. Soc.,105,1979,pp.811-827
- Strauch, R.G., B.L.Weber, A.S.Frisch, C.G.Little, D.A.Merritt, K.P.Moran and D.C.Welsh :Teh precision and relative accuracy of profiler wind measurements, J. Atmos. Oceanic Technol.,4(4),1987,pp563-571
- Schmidt, H. and U.Schumann :Coherent structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations, J.Fluid Mech.,200,1989,pp.511-562

Observation of Convective Mixed Layer by a SODAR

Tohru Iwata, Taiichi Hayashi and Yasushi Mitsuta
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

Synopsis

Doppler-SODAR is easier to manage and less expensive to use than any other installations for atmospheric observation. And it is possible that we use it without attendance for a long time. The authors made observations of a convective boundary layer over rice paddy field for a few days on summer of 1996. Evolution and structure of the convective mixed layer were analysed. It was cleared that the convective mixed layer has cellular structure just like Rayleigh-Benard cells.

Keywords : *Doppler-SODAR, Wind Observation, Mixed Layer, Constructure of Atmosphere*