

例会講演要旨集

第85号

局地気象・中小規模現象

目 次

例 会

1. 徳島県の大雨の発生メカニズム-1998年5月16日の事例-..... 1
久重 和久・鈴木 宣直 (徳島地方気象台)
2. 高知県における夏期のサブハイ縁辺流による不安定性降水..... 3
家藤 敦章・高木 重信・寺尾 克彦・岩本 久雄・水岸 研二 (高知地方気象台)
3. 下層湿潤気流と冷気の収束による降水強度の概算..... 7
松村 哲・清水 栄一 (高松地方気象台)
4. 小溪谷中の気流の特性..... 10
藤井 清香 (岡山理科大学理学部)・佐橋 謙 (岡山大学)
5. 谷地形における冷気流の発生と気象要素の関係..... 14
*麻野 美穂・千葉 修 (高知大学理学部)
7. 沿岸部に流出する冷気流の構造について..... 18
千葉 修 (高知大学理学部)
8. 土佐湾海風の船上観測..... 22
佐々 浩司 (高知大学理学部)・竹村 知子 (高知大学大学院理学研究科)
田部井 隆雄 (高知大学理学部)
9. 高知県の海陸風 hodograph の形とその特徴..... 26
原 篤司・千葉 修 (高知大学理学部)
10. 高知市の都市化にかかる都市化現象..... 30
林 かずひこ・五十嵐 廉・小西 誠二 (高知地方気象台)
11. 四国地方の気象要素の経年変化..... 34
金田 芳彦 (高松地方気象台)
12. 渦度の生成・消滅に関わるメソスケール大気運動の考察..... 38
檜尾 守昭 (高松地方気象台予報課)

特別講演

- 「ドップラーレーダーによる雨と風の監視」..... 42
石原 正仁 (関西航空地方気象台観測課)

1998年11月21日(土) 高知大学理学部

日本気象学会関西支部

徳島県の大雨の発生メカニズム

— 1998年5月16日の事例 —

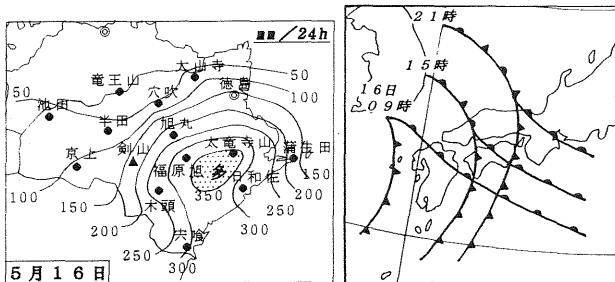
久重和久*・鈴木宣直 (徳島地方気象台)

1. はじめに

1998年5月16日未明から降り出した雨は徳島県南東部を中心に大雨となり、太竜寺山では16日の日降水量が371.5mmの大雨となった(第1図)。そして、アメダス観測所の所々で20-30mm/h以上の短時間強雨を観測する中、蒲生田では19時87mm/h、日和佐では22時78.5mm/hの集中豪雨が発生した。この雨で県南東部を中心に、床上・床下浸水1110棟、山・崖崩れ14ヶ所、河川氾濫2ヶ所等の甚大な被害が発生し又、農作物や畜産物等も極めて深刻な打撃を被った。そこで、この事例のメソ解析をおこなうことにより、特に県南東部中心に大雨をもたらした対流セルの発生や発達過程のメカニズムを調べ、それを物理的に解明したい。

2. 総観場

地上低気圧の動向は第2図に示すように、東シナ海から日本海へやや発達しながら北東進した。西日本は東海上にある高気圧からの縁辺流が入りやすい場であり、暖湿流の強まりにともない16日朝から県南東部を中心に所々で対流セルの発達が見られ、徳島県は夜遅くまで断続的な強雨が続いた。

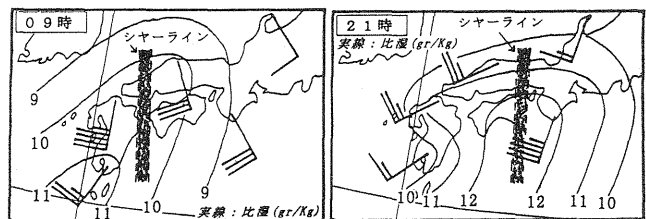


第1図 日降水量(16日) 第2図 地上低気圧

第3図は、16日09時と21時の850hPa面の風向風速と比湿分布を示す。西日本は全般に暖気移流が強く、特に潮岬では45ktの下層ジェットが見られる(21時)。そして、09時から21時にかけて四国東部に近づくシャーライン(収束線)は豪雨の発生にエッセンシャルであり、これに対応する12gr/Kg以上の高比湿域の四国地方への流入は、強い対流セルを長時間継続させるのに必要な水蒸気量であり又、徳島県の降水量が多くなった理由でもある。

次に、09時から21時にかけての500hPaの気温(T)・850hPaの相当温位(θ_e)・地上露点(Td)の推移を第4図に示す。21時にかけて、500hPaでは-9℃以下の寒気の南下、850hPaでは334K以上の相当温位の流入、それと地上露点の20度線の北上がそれぞれ見られる。そして、これらの交わった部分つまり、図の陰影部分が今回大雨となった地域にほぼ相当し

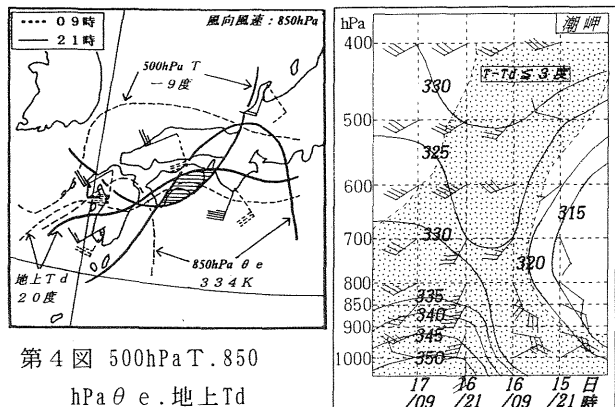
ている。この地域に含まれる徳島県南東沿岸部は、標高400m~500m前後の傾斜の急な山々が連なり、その奥地には四国山地が迫っている。このような地形は、下層の南東から南よりの風が顕著(強い暖湿気の流入)であれば、地形的な影響でその周辺に大雨が降りやすくなる。又、雲解析情報図では発達したCbクラスター(TBB $\leq$ -60度)が、16日朝から四国南岸を中心に所々で発生している。



第3図 850hPaの比湿線と風向風速

3. 時間別断面図(潮岬)

潮岬の時間別断面図(第5図)では、16日を中心に400hPaまで背の高い湿潤層(T-Td $\leq$ 3度)を形成している。16日09時から次第に暖湿流が強まり始め、16日21時から17日09時にかけては1000hPaに350K以上の強い暖湿塊の流入が見られる。そして、上層から中層にかけての低相当温位域の流入は、16日から17日朝にかけて、500hPa付近まで顕著な対流不安定場を形成し、何らかの力で対流等が起こると浮力を受けて持ち上がる危険なパターンとなる。又、16日09時に見られる鉛直シャーの存在は対流セルの発達に大きく寄与するが、21時以降は鉛直シャーは弱まっている。しかし、上層に向かって風速がやや強まっていることから、大気の状態は、鉛直対流を引き起こす条件下にある。



第4図 500hPa T・850

hPa θ_e ・地上Td

の推移

第5図 時間別断面図(潮岬)

4. アメダス実況図とレーダーエコー図

第6図は、気温を高度補正(0.5度/100m)したアメダス実況図とレーダーエコー図を、16日09

時から24時まで3時間毎に示したものである。

09時で、相対的な寒気塊が木頭付近と、徳島から旭丸にかけて見られる。これは、四国山地からの寒気塊の流入（木頭の北東風）と、16日未明から弱い雨がこれらの周辺に降っており、この雨の蒸発による接地冷却であると思われる。そして、剣山の南東風の強まりと、日和佐と蒲生田の東南東風から東風による暖気移流の強まりは、徳島県南東部から南西部にかけてシャーライン（以下収束線）を形成する。室戸岬沖で発生した対流セルは次々と北上し、この収束線にぶつかり急速に発達した。そして、メソβスケールの対流系を形成しながら、太竜寺山で09時39.5mm/hの強雨を観測した。

12時になると、温暖前線に対応するメソβスケールの雨雲が県北部まで北上した。県中部付近の寒気塊は範囲をやや広げており又、県南東部から南西部にかけては、引き続き収束線が形成されている。この間にも個々の対流セルは発生や発達を繰り返し、再度太竜寺山で10時43.0mm/hの強雨となった。

15時で剣山の風が南南東の14m/sであることと、日和佐と穴喰の風速の強まりと共に気温が上昇していることからさらに暖気移流が強まり、この収束線はやや強化されたと思われる。又、木頭の風が南西風に変わっていることから、収束線は木頭付近まで北上し寝た形となる。その時、収束線に近い木頭で38.0mm/h、福原旭で34.5mm/hの強雨を観測した。

18時、メソβスケールの雨雲の主体は紀伊半島へ移りつつあるも、県南東部から高知県東部にかけてはその一部が残り、24時にかけて弱まる傾向にあるもののほぼ停滞している。対流セルは次々と県南東斜面上で発生し、メソβスケールの対流系に吸収併合され、豪雨となる。又、その中の個々の対流セルの雲底から流れ出る冷気外出流は、別の対流セルと衝突して上昇流を生じさせたり分裂をしたりして、次々と新たに対流セルを発生させる。そして、これらの対流セルは、18時から21時にかけて日和佐、蒲生田、穴喰の気温がそれぞれ1～3度上昇していることから、さらなる収束線の強化と地形効果による強制上昇で急激に発達し、県南東部を中心に大雨を降らせた。特に、穴喰で17時64.5mm/h、蒲生田で19時87.0mm/h、日和佐で22時78.5mm/hの県南東沿岸部で集中豪雨となった。

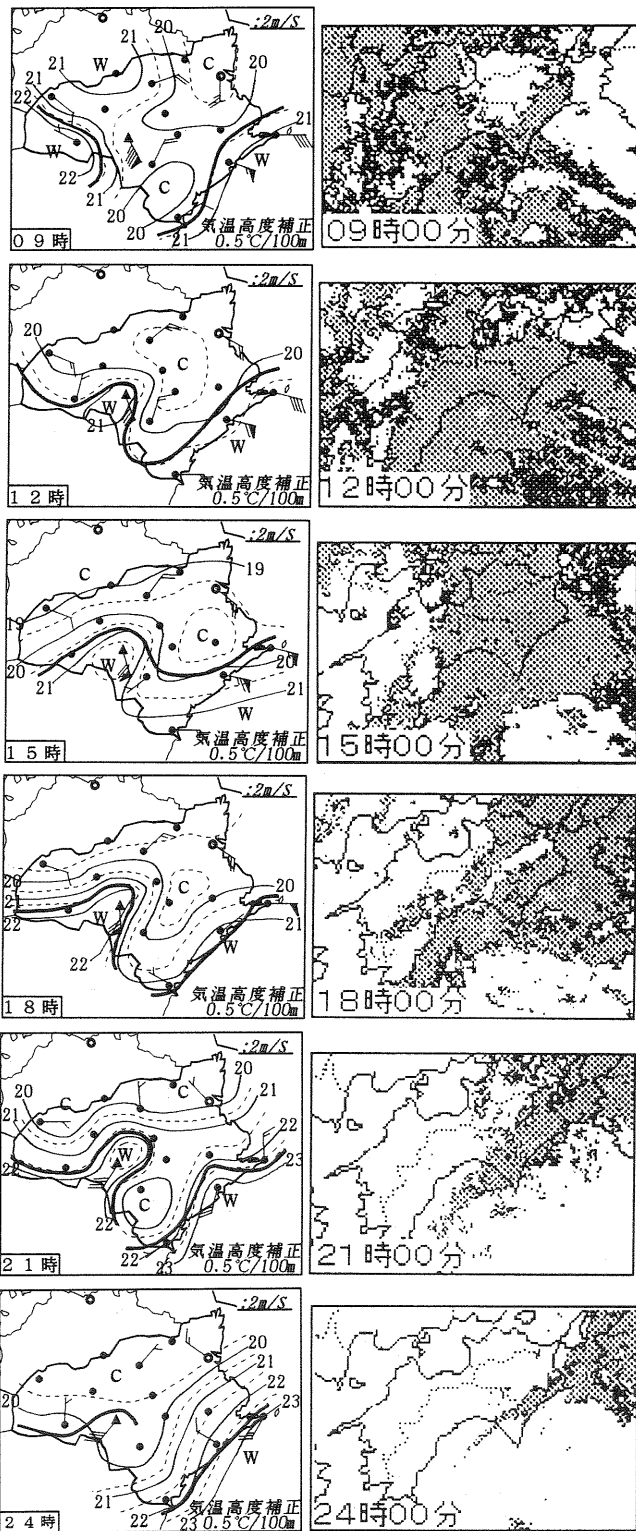
それから、21時から24時にかけて剣山の風は南西風に変わり弱まってくる。その結果、剣山周辺の暖気は弱まり、県中部にある寒気塊との寒暖のコントラストがなくなる。又、県中部から南東部にかけての温度傾度の強まりから、収束線は一時的にやや強まるものの、その後ゆっくりと東へ移動し24時以降は海上へ出て雨のピークも過ぎていった。

5. 考察とまとめ

対流セルを発達させる要因としては、顕著な対流不安定の中で、県中部の寒気塊と県南東部の暖気移流の強まりにより形成される収束線の動向が大いに関係しており、これに地形的な効果も加わった様々な要因が複合的に作用していると思われる。

ところで、集中豪雨をもたらすメソβスケールの

雨雲がなぜ停滞するのであろうか。地形の影響によるのかあるいは、対流セルの雲底下から流れ出る冷気外出流がアンカーとなって、対流セルを引き止めるのかわからない。ただ、剣山の風が南西風に変わり弱まると、メソβスケールの対流系も弱まりそして、収束線も海上へ移動している。今後も引き続き、事例を積み重ねた詳細な調査が必要であろう。



第6図 アメダス実況図とレーダーエコー図

▲：剣山 〃：収束線

【参考文献】 小倉義光：メソ気象の基礎理論

高知県における夏期のサブハイ縁辺流による不安定性降水

*家藤敦章・高木重信・寺尾克彦・岩本久雄・水岸研二 (高知地方気象台)

1. はじめに

高知県においては、サブハイ縁辺流が流入した場合地形効果等により不安定性降水のあることが多い。

今回、予報技術の向上を図るために上記パターンにおける降水の主な要因を考察すると共に、降水確率の予測と降雨強度の概算を試みた。

2. 抽出した事例

サブハイ縁辺流が流入したとする事例の基準として、

- (1)高知県付近の 500hPa 高度場が 5880m 以上
- (2)高知県付近の 850hPa の風が南東から西南西のあいだ
- (3)低気圧や前線などの影響を直接受けない

という3つを考えた。

この基準に当てはまる事例を 1994 年から 1997 年の7月と8月について降雨の有無しに関係なく54例を抽出して、調査を行った。

また、特にこの中から豪雨となった 1995 年 7月 22 日について降雨強度の概算を行った。

3. 降水確率

3. 1 サブハイ縁辺流による降水に関する気象要素

縁辺流による降水の要因を考えてみる。

まず、2. で示した事例の基準からわかるように高知県はサブハイの圏内に入り、低気圧や前線による雨ではないことははっきりし

ている。

また、これまでの調査から高知県の北側にあって東西に連なる1500メートル前後の山地による地形効果、もしくは大気不安定によってもたらされた雨であると考えられる。

以上のことからサブハイ縁辺流による降水に関係する気象要素として

925hPa 風の南北成分、湿数

850hPa 風の南北成分、湿数、相当温位

700hPa 湿数

SSI (ショワルターの安定度指数)

500hPa 気温

を考えた。

3. 2 降水確率と気象要素の関係

3.1 で考えた気象要素について降水確率との相関を調べた。その結果を第1表にまとめてある。この表には、降水確率と各気象要素との相関だけでなく各気象要素どうしの相関も載せてある。

ここで降水確率としては、高知県内のアメダス観測で日降水量1ミリ以上の観測所数を全観測所数で割った値をその日の降水確率とした。

$$\text{降水確率} = \frac{\text{日降水量1ミリ以上の観測所数}}{\text{全観測所数}}$$

また、ここで使用した高層観測データは、鹿児島と潮岬における00Z時、12Z時の高層観測値を単純平均して、それをその日の高知県における高層データとしてあつかった。その根拠は、今回扱った事例がサブハイの圏内である

第1表 降水確率及び各要素間の相関係数

各要素間の 相関関係	降水確率	925hPa 湿数	風南北成分	850hPa 湿数	風南北成分	相当温位	700hPa 湿数	SSI	500hPa 気温
降水確率	1.00								
925hPa 湿数	-0.35	1.00							
風南北成分	0.56	-0.62	1.00						
850hPa 湿数	-0.46	0.52	-0.58	1.00					
風南北成分	0.67	-0.59	0.91	-0.56	1.00				
相当温位	0.23	-0.34	0.29	-0.55	0.35	1.00			
700hPa 湿数	-0.23	0.06	-0.03	0.32	-0.04	-0.34	1.00		
SSI	-0.17	0.16	-0.11	0.43	-0.11	-0.75	0.52	1.00	
500hPa 気温	-0.03	-0.10	0.12	0.10	0.17	-0.16	0.44	0.77	1.00

ことからその気象状態の変化は空間的及び時間的に連続かつ、緩やかであると考えられる。そのため、空間的に平均することで高知県付近の値を内挿する事になり、時間的に平均することでその日の平均値として扱うことが可能であると考えたからである。

第1表を見ると降水確率との相関係数では850hPa風の南北成分が(0.67)で一番大きい、その他では925hPa風の南北成分が(0.56)、850hPaの湿数が(-0.46)で比較的大きい値となっている。

また、各要素間のものも含めて相関係数が0.4以上のものについて陰影を施しておいたが、これらを見ると互いに相関の高い気象要素が多い。特に注目されるのが、850hPaにおける風の南北成分と湿数の相関が高いことである。サブハイの中心付近では、高温で乾燥した下降流が高気圧性の循環を持って周辺へ吹き出すわけだが、これがサブハイの縁辺を回っている間に海面から水蒸気を補給し、ごく下層では高温湿潤な空気に変質してくる。西日本へ南成分を持ってサブハイ縁辺流が入る場合は、ほとんどの事例において、熱帯の海面水温が高い海域を大きく回って流入する形となり、ごく下層の1000hPaでは平均の湿数が3.9というように大変湿った空気となる。そのため風の南北成分が大きいと地形効果等による強制上昇も大きくなり下層の湿りがより上層へ運ばれるために850hPa風南北成分と湿数の相関が大きくなると思われる。(鹿児島、潮岬と高知においては同じ西日本の太平洋側ということからほぼ同じような地形効果が見込まれる。)

一方、SSI及び500hPa気温と、降水確率との相関計数はあまり高くなく、このことは

サブハイ縁辺流における降水が、大気の安定度にはほとんど関係無く、地形効果等による強制上昇による降水であることを裏付けるものである。

一方、第1図は降水確率と850hPaの相当温位の散布図であるが、降水確率と850hPa相当温位とは相関係数が小さく、分布もそのようになっている。特にこの図からほとんどの事例において相当温位339K以上の高相当温位が流入している事がわかる。また理由はわからないが、339K、343K、346Kといったところに降水確率のピークが現れていることがわかる。

3. 3 降水確率の予想とその精度

次に重回帰式を求め、降水確率の予測を試みた。

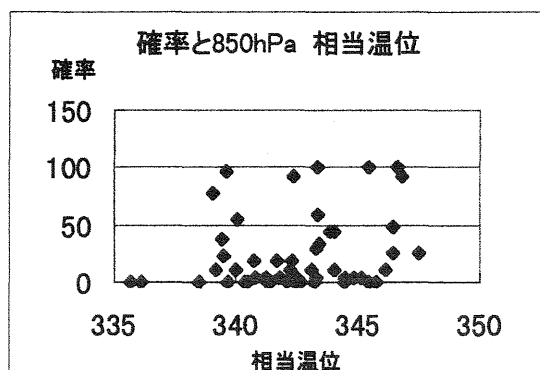
説明変数としては、まず最も相関の高い850hPa風南北成分を選び、次に850hPa風南北成分に対して独立(相関が低い)であり降水確率との相関がより高い700hPa湿数を選んだ。

その結果次のような重回帰式を得た。

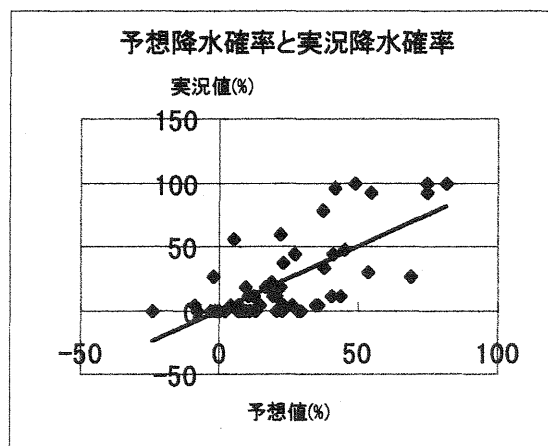
$$\text{降水確率} = (8.25) \times (\text{850hPa 風南北風}) + (-1.77) \times (\text{700hPa 湿数}) + (9.16)$$

この回帰式による重相関計数は、0.70であり相関としては十分といえる。また、第2図に予想降水確率と実況降水確率の散布図を表したのがほぼ回帰直線に沿った分布をしている。

ただし、この重回帰式による予想降水確率のブライスコアは平均で0.13であり、現在気象庁で使用している降水確率ガイダンス(ブライスコア ≤ 0.1)よりも精度が悪かった。



第1図 降水確率(%)と850hPa相当温位(K)の散布図



第2図 予想降水確率(%)と実況降水確率(%)の散布図

4. 降雨強度

4. 1 1995年7月22日の事例における最大降雨強度の概算

第3図は 925hPa 風南北成分とアメダスにおける最大1時間降水量の散布図である。この図を見ると 925hPa 風南北成分とはほとんど関係なしに数ミリから20ミリ程度の値となっており、通常の場合は降雨強度として最大 10～20mm/h と考えればよいようである。

しかしこの中で、最大1時間降水量が 100mm 近い値を示している事例がある。この事例について解析すると共に降雨強度の概算を行った。

この事例は 1995 年 7 月 22 日、高知市で 18時から19時の1時間に 94mm という激しい雨を記録した事例である。

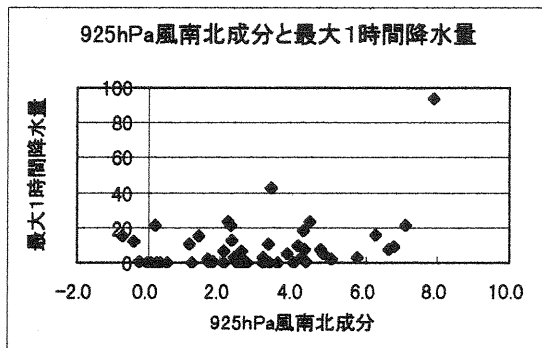
第4図～第6図にその時の各層の天気図を示すが、この時九州西海上を台風第3号が北上し

ており、東には太平洋高気圧があつて強い縁辺流が西日本付近に入っていることが分かる。

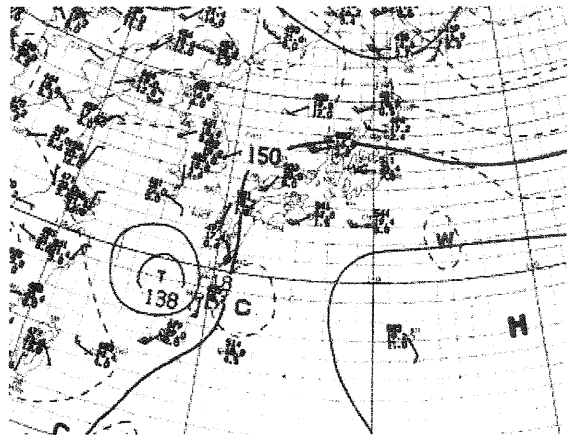
第7図は16時から19時における1時間毎のレーダーエコー図であるが、16時の段階では瀬戸内から四国山地にかけて強いエコーが見られる。その後徐々に高知県中部の沿岸部に線状のエコーが形成されると共に、四国山地及び瀬戸内のエコーは消失してくる。また高知地方気象台における観測では、強い雨の降り始めた18時から雨の弱まってくる20時までに気温が2℃下降し、気圧が1hPa 上昇している。

これらの事から、四国山地で先行して降った比較的強い雨により下層寒気が形成され、その寒気とサブハイ縁辺流との収束によって上昇流が発生、短時間強雨が引き起こされたと考える。

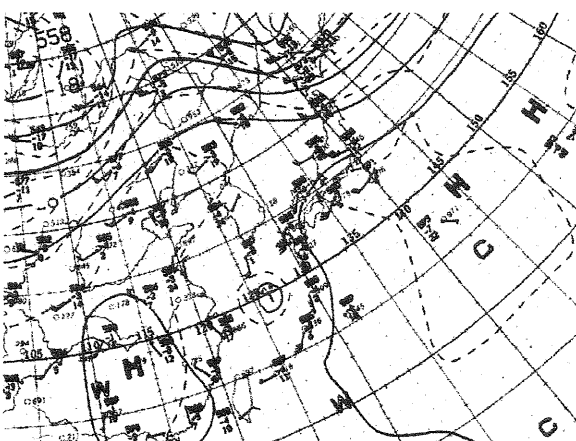
(参照:1995 年大阪管区府県気象研究会 高知地方気象台 松村 哲、清水栄一)



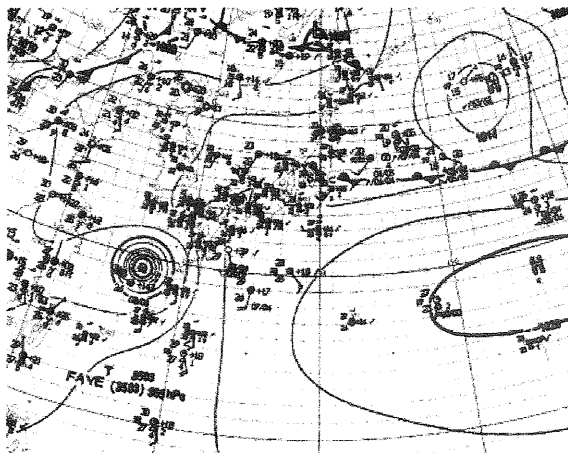
第3図 925hPa 風南北成分 (m/s) とアメダスによる最大1時間降水量 (mm) の散布図



第5図 1995.7.2.12Z 850hPa 天気図



第4図 1995.7.22.12Z 500hPa 天気図

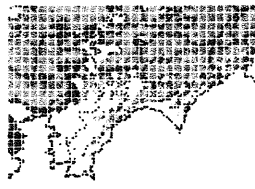


第6図 1995.7.22.12Z 地上天気図

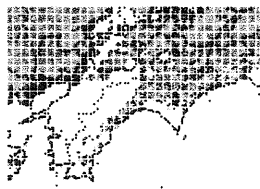
16h



17h



18h



19h



第7図 1995.7.2 16h~19h
のレーダーエコー合成図

そこで、「収束線に伴う雨量の概算方」：檜尾守昭（1996年度日本気象学会関西支部四国地区例会講演要旨集）の方法により以下の式を使って降雨強度の概算を行った。

$$\rho_t w_t = \frac{U}{Dg} (P_s - P_h) \left\{ q_v \left(\frac{P_s + P_h}{2} \right) - q_v \left(\frac{P_h + P_H}{2} \right) \right\} \quad (1)$$

降雨強度 = $3600 \rho_t w_t$

$\rho_t w_t$: 降水の鉛直下向き流速密度

U : 収束線に垂直に吹き込む暖気の風速

D : 雨が生成される領域の幅

g : 重力加速度

P_s : 地上気圧

P_h : 寒気層上面の気圧

P_H : 雲頂高度

$q_v(P)$: 気圧P面での飽和混合比

まず、静力学平行近似を使って寒気層の厚さを以下の式により概算した。

$$P_s - P_h = -\frac{T}{\delta T} \delta P \quad (2)$$

P_s : 地上気圧

P_h : 寒気上面の気圧

T : 地上気温

δT : 寒気と暖気の気温差

δP : 寒気層内と暖気層内の地上気圧の差

この事例では、高知地方気象台における観測資料から $T=298K$ 、 $\delta T=2K$ 、 $\delta P=1hPa$ 、として計算した。その結果 $P_s - P_h = 150hPa$ となった。

またレーダー観測によると降雨帯の幅が $10km$ 、エコートップが $14000m$ であったことから、(1) 式において

$D=10000m$ 、 $P_H=150hPa$ (約 $14000m$) となり、

$P_s=1000hPa$ とおくと $P_h=850hPa$ となる。

また q_v はそれぞれ $925hPa$ と $500hPa$ の気温から求めた飽和混合比となる。Uとしては、収束する下層寒気層の平均気圧面となる $925hPa$ の風速 (約 $11m/s$) とした。ここで高層データは、3章と同じ手法で求めたものを使用している。

このようにして求めた降雨強度の結果は、

$104.6mm/h$ となった。

高知地方気象台における観測では、最大1時間降水量が $98.5mm(18:30 \sim 19:30)$ であり、非常によい値が計算できたといえる。

5. まとめ

降水確率については、サブハイ縁辺流による降水が、一般に大気安定度によらず下層 ($850hPa$) の風の南北成分によってほぼきまることが分かったが、現在使われている降水確率ガイダンスの説明変数を参考にさらに調査を進める必要がある。

一方降雨強度の概算は、非常によい値が計算できたが、今後他の事例についてより多くの計算を行い、各パラメータの値の取り方等更に検討を進める必要がある。

参考文献

「収束線に伴う雨量の概算方」

檜尾守昭

1996年度日本気象学会関西支部四国地区例会講演要旨集)

「高知市付近を中心とした豪雨—1995年7月22日の事例より—」

高知地方気象台 松村 哲、清水栄一

(1995年大阪管区府県気象研究会)

下層湿潤気流と冷気の収束による降水強度の概算

松村 哲・清水栄一 (高松地方気象台)

1. はじめに

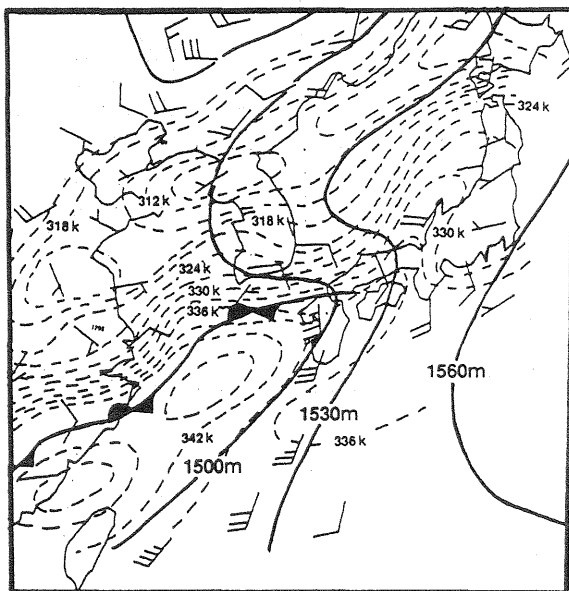
1997年9月6日、九州の南を北東進してきた秋雨前線によって、高知県中部の平野部を中心に朝方から1時間50mm以上の豪雨が続いた。特に、南国市後免では10時までの前1時間に87.5mm、12時までの前4時間に221.5mmの集中豪雨となり、南国市や高知市では家屋の浸水害が発生した。

この豪雨は数値予報資料では表現が弱かった。豪雨に至った過程を解析した結果、早朝から滞留していた冷気が重要であった。また、雨量強度の概算は檜尾(1996)によったが、レインバンドに伴う平均的な雨量強度が計算された。

さらに、1998年6月25-26日と9月24-25日の高知市を中心とした豪雨についても、共通した要因があり、調査中である。以下、報告する。

2. 総観場

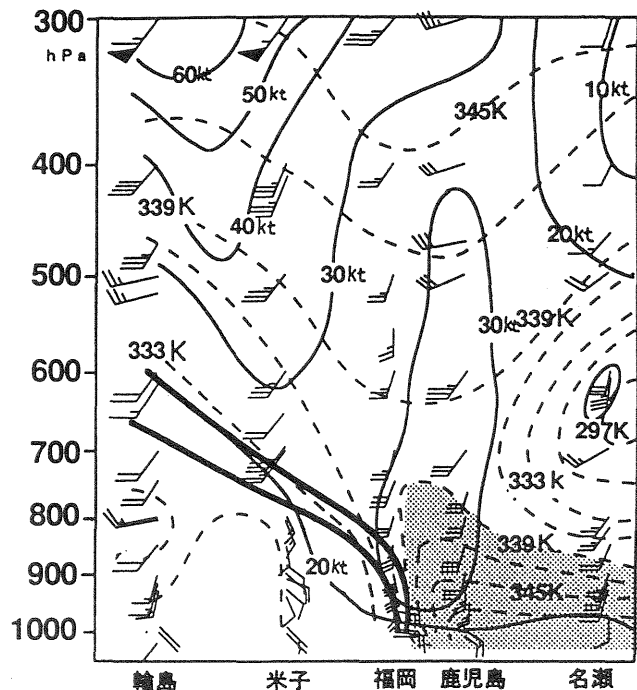
太平洋高気圧が日本の南東海上で勢力を強めていたが、その中を500hPaの5820から5880mの等高線に沿って北東進する正渦が東シナ海から西日本に入ってきた。また、850hPaでは前線が東シナ海を北東に進み、6日0900JSTには第1図のように、九州北部まで達した。前線の南側では相当温位340K以上の湿潤温暖な気流が入り、高気圧の縁辺に相当する九州から南西諸島では南南西風が30kt前後と強まっていた。



第1図 850hPa面天気図(1997.9.6.0900JST)
—— 等高線 ——— 等相当温位線

3. 断面図解析

第2図は6日0900JSTの輪島-福岡-名瀬の鉛直断面図である。前線は福岡付近では傾きが大きく、この前線面に向かっては相当温位340K以上の湿潤温暖な気流が入り不安定を強めている。また、鹿児島付近では等風速線に見られるように、強風軸は鉛直に立っている。この時間に剣山(約810hPa)では南南東風が25ktと強まっており、地上前線は九州中部を通過して四国の南岸に延びていた。

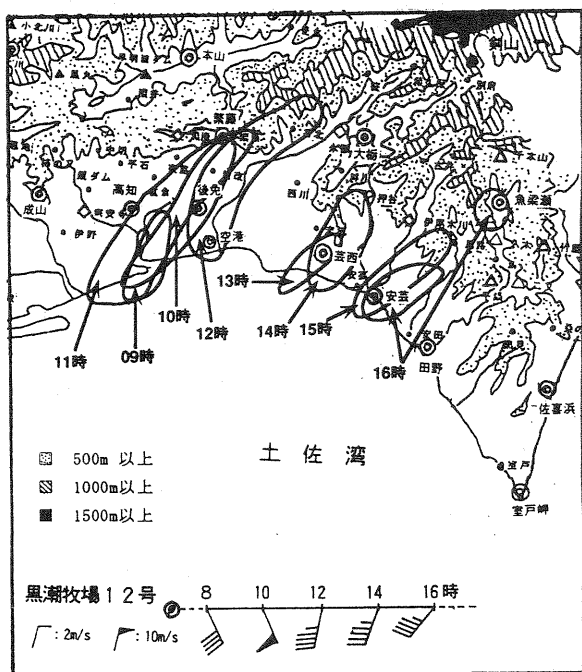


第2図 鉛直断面図(1997.9.6.0900JST)
—— 等風速線 ——— 等相当温位線
—— 前線
■ 下層相当温位339K以上の領域

4. 豪雨域の変化

第3図は50mm/h以上の豪雨域の変化である。前線の北上とともに、6日早朝より黒潮牧場(高知県水産試験場所有の土佐湾にある海洋気象観測の3個のブイ: 海岸部から南に約40km)では南東風が6から8m/sと揃い、高知県西部の土佐湾沿いで強雨が始まった。強雨域は海岸部に沿って北東進し、県中部に達した。8時頃から県中部の平野部では雨量強度が更に増し、50mm/h以上の地域が急速に広がり、昼頃まで続いた。午後か

ら黒潮牧場では次第に南西風となり、豪雨域はゆっくり東部に移り、夕方まで続いた。



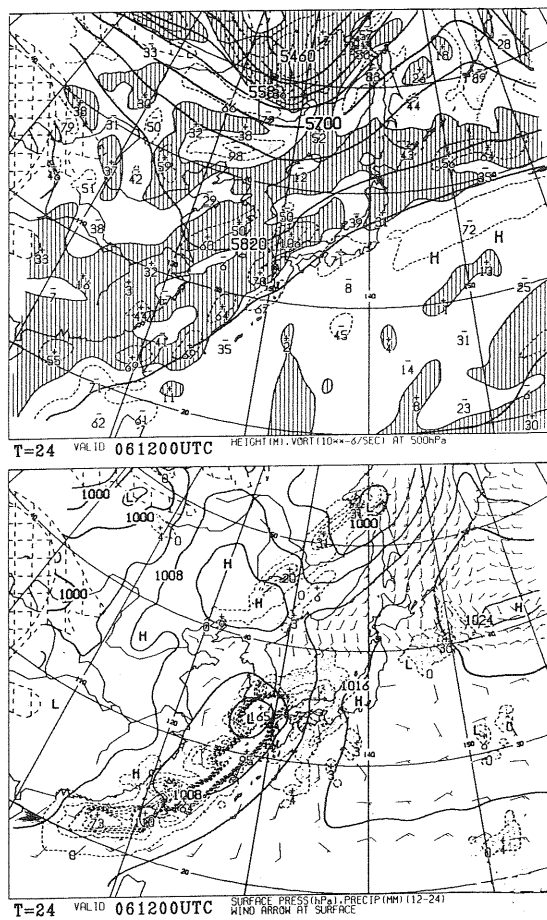
第3図 50mm/h以上の豪雨域と土佐湾の風変化

5. 数値予報資料

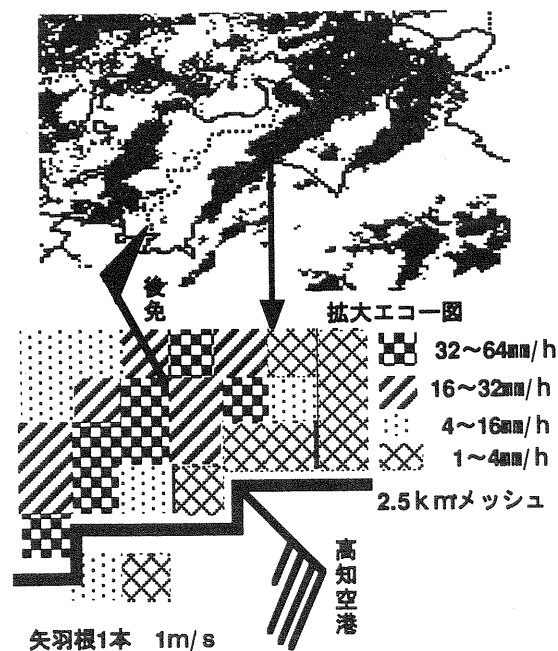
第4図は5日1200UTCをイニシャルとした、24時間後の数値予報資料である。500hPaでは5820から5880mに沿って山陰沿いから九州北部付近に正渦域があって北東進しており、太平洋高気圧は引き続き強いことを示している。また、上昇流はほぼ正渦の移流域に対応していた(図略)。地上低気圧は対馬海峡に予想され、降雨の極大域は前線付近にあって、四国の太平洋側には強い降雨域はない。豪雨時間帯における、大雨確率は19%、大雨ガイダンスによる最大降水量予想では50mmと少なかった。

6. 10分間隔データによる解析

高知県中部の平野部に入ってきた北東から南西に伸びる対流性エコーはおおよそ幅15km、長さ40kmであった。第5図は後免で激しい雨が続けていた9時30分のレーダエコー図(1格子2.5km)と後免と高知空港の風であるが、30mm/h以上の強雨域は幅5から6kmと狭かった。このため、第6図で示すように後免から南東に6km離れた高知空港では8時から10時の間は雨量がほとんど観測されていない。しかし、一時的だが湿潤温暖な気流の流入によって高知空港の気温は2℃急上昇し、後免との気温差を3℃として、顕著な収束が存在していたことを示している。後免の北西風は12000m以上に発達した積乱雲からの冷気の放出によるものと思われ、これが高知空港に一時的に入った南東風を北西風に戻したと考えられる。

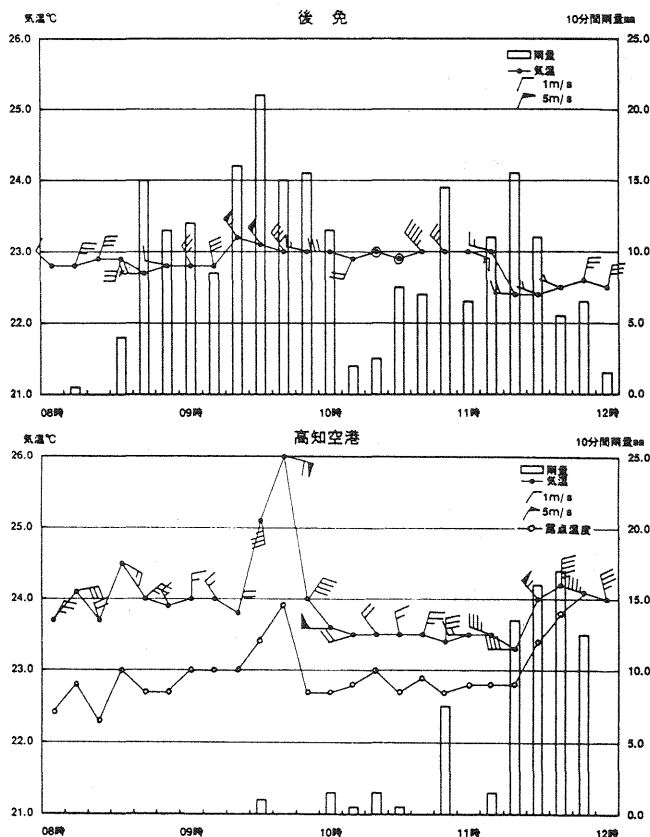


第4図 数値予報資料 (RSM: 24時間予想)
(1997. 9. 5. 1200UTCイニシャル)



第5図 豪雨時レーダエコー図と後免と空港の風 (1997. 9. 6. 0930JST)

この期間、後免では早朝からの気温変化は0.6℃と小さかった



第6図 後免と高知空港の10分間隔データの比較 (1997. 9. 6. 0800-1200JST)

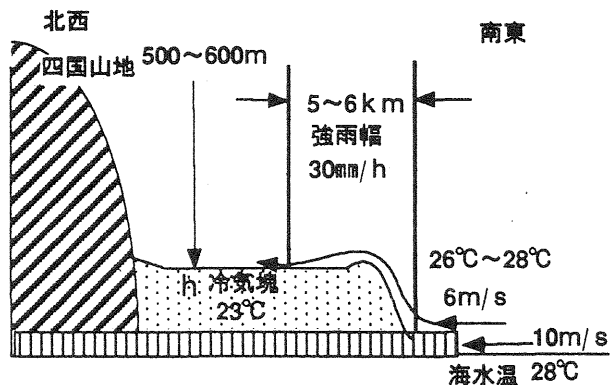
7. 雨量概算の考え方と試み

高知県中部の平野部では朝晩を中心に冷気が溜まりやすい。この事例でも豪雨が始まる早朝にかけては周囲に比べて温位が3K低く、前線が北上しつつ通過してもこの冷気は取り残されていた。このことより、早朝から平野部に広く溜まっていた湿潤な冷気は湿潤温暖な南東風との間に収束線を形成し、暖気を強制的に上昇させたと考え、第7図の概念図を作成した。平野部の観測データが少なく収束線の走向は決定できなかったが、レインバンドはこの冷気の境界に沿うように北東から南西走向に発達していると考えた。なお、冷気の厚みはこれまでの高知空港でのシーリングの観測や小林・千葉(1995)のヘリコプターによる海風の観測結果より、500mから600mと推定した。

これまでの解析結果より、雨量概算に必要な変数の値は揃い、数学的な取り扱いをするためのいくつかの条件もほぼクリアーし、「試み」ということで降水強度を概算した。

降水粒子の流束密度を $\rho_L w_L$ ($\text{kg/m}^2\text{s}$) として降水強度 R (mm/h) は

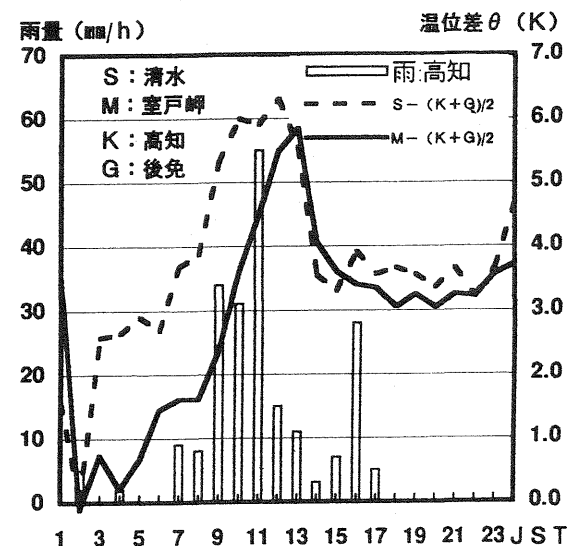
$$R(\text{mm/h}) = 3600 \cdot \rho_L w_L \\ = 48.3 \text{ mm/h}$$



第7図 冷氣塊によって発生する豪雨の概念図

8. 温位差と短時間強雨の関係

前項の考え方にに基づき、冷気の溜まりやすい高知県中部の平野部と、湿潤温暖な気流が入りやすく地形の影響を受けにくい室戸岬と清水を選び、両地点の温位差と高知の強雨との関係を第8図に示した。強雨の始まりは清水と室戸岬の温位を平均すると2.8Kから、また強雨のピークと温位差の最大はほぼ同時刻であった。



第8図 冷氣と暖気による温位差と短時間強雨との関係 (1997. 9. 6. 01-24JST)

9. まとめ

豪雨は平野部に滞留していた冷気が湿潤温暖な暖気との間に収束線を形成し、暖気を強制的に上昇させ、発生したと考える。1998年6月25-26日と9月24-25日の事例も高気圧周辺で生じた豪雨であり、数値予報が不得意とする現象である。レーダーエコーの走向や平野部と周辺の温位差など、共通点が多い。

参考文献

- 小林文明・千葉修など(1995)：ヘリコプターによる海風の観測 天気42(4)、227-240
- 檜尾守昭(1996)：収束線に伴う雨量の概算 日本気象学会関西支部四国地区例会講演要旨集76.21-24

小溪谷中の気流の特性

*藤井清香(岡山理科大学理学部), 佐橋謙(岡山大学)

1. はじめに

溪谷において, 昼間に谷風, 夜間に山風が発現することはよく知られている. しかし, 長さ約1.5 kmという小さな溪谷中の3箇所で, 風向計を展開して観測したという例はほとんどない. 本研究が, 岡山県北に位置する赤和瀬で観測が行われたのは, 地形が単純である, 同時に他のグループによる観測が行われている, 過去にこの地点でさまざまな観測が行われた例(佐橋ほか 1996, 片岡ほか 1998)があるため資料の蓄積ができる, などという理由によるものである.

2. 観測場所と観測方法

観測は1998年7月22日から8月1日にわたって行われた. しかし, 観測期間の前半は天候が良くなかったため, 期間の後半の7月26日以降についての資料を用いた. 観測地は, 岡山県と鳥取県の県境近くに位置する赤和瀬溪谷で行われた. 溪谷は北東からはじまって, S字をたてに引き伸ばした形をしており, 標高は約700mである. 図1に示すように, 赤和瀬の集落の中に上流点・下流点をおいた.

測定器は上流点・下流点で, 牧野応用測器製VF516(風向計), AC540(風速計), MX-C11-A型(記録計)を用いた. また, データ解析をするにあたって, 上流点と下流点のほぼ中間にあたる中央点における同期間中の一部の資料を, 岡山大学塚本グループからいただいた. この資料は, 同グループによって計測された風向・風速・気温・放射収支である.

これら3箇所のデータはすべて10分間の平均の値である.

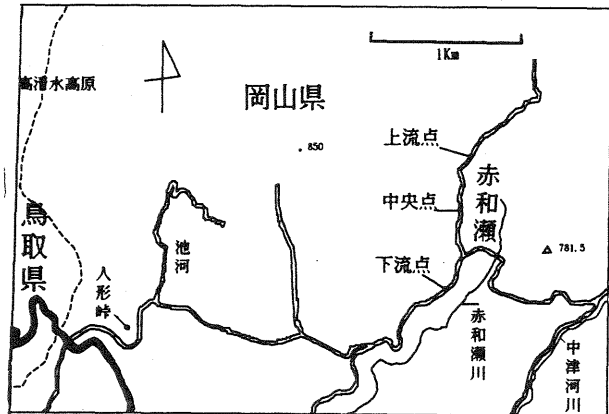


図1. 観測点と付近の様子

3. 問題提起

観測データは, 期間中の天気などを考慮して, 上流点と下流点については, 7月26日の14時30分以降のものを用いた.

この期間についての上流点・下流点の風速の時間変化を図2に示す. これによると, 初めのほうの26日から27日の夕方までの期間は, 夜間も風が強く, 山谷風のような局地循環が起きているような状況ではない. それ以降の期間については, 一応昼間は風が強いが夜は弱く, 山谷風循環があると考えてよさそうな変化を示している.

さらに図2を詳細に見ると, 27日深夜から30日夕方までは上流点・下流点とも風速はあまり変わらないのに, 30日深夜から8月1日

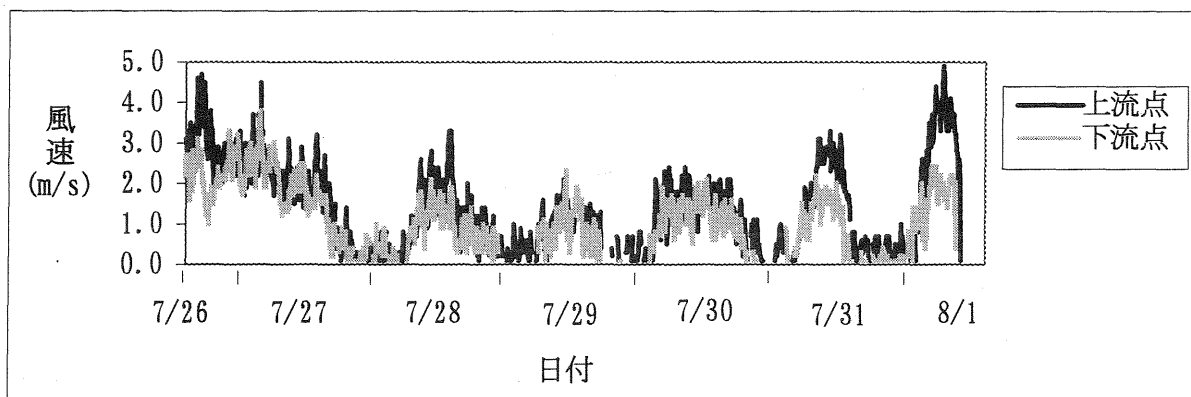


図2. 上流点・下流点の風速の時間変化

の午前中までは上流点の方が明らかに風速が大きい。このような2つの型が存在する原因についてを以下で検討する。

4. 考察

前節で図2によって風速の日変化の特徴からのみ山谷風の存在を推定したが、風向の昼夜の違いがどうか、また地形と風向との対応を検討するため、wind roseを作成した。wind roseを作成するにあたって、以下のように7月27日の21時から8月1日の14時について風速によって次のような10個の期間に分割した。すなわち、前述のように風の強い期間は谷風、弱い期間を山風として別々に期間の番号をつけた。

- ① 7月27日 21時～7月28日 5時
- ② 7月28日 5時10分～7月29日 11時50分
- ③ 7月29日 0時～7時
- ④ 7月29日 7時10分～20時
- ⑤ 7月29日 20時10分～7月30日 6時
- ⑥ 7月30日 6時10分～23時
- ⑦ 7月30日 23時10分～7月31日 8時
- ⑧ 7月31日 8時10分～18時
- ⑨ 7月31日 18時10分～8月1日 5時
- ⑩ 8月1日 8時～14時

図3より、①から⑩までのwind roseを検討すると、④⑥の昼間には上り風である南寄りの風、また⑤の夜間には下り風である北寄りの風が卓越していないことから、④⑤⑥は典型的な山谷風ではないことがわかる。これら10個の期間のうち、前節の終わりで述べた昼間の風速が上流点・下流点ともにあまり変わらない期間の代表として①②③を取った。これを期間Iとする。さらに、昼間の風速が上流点のほうが明らかに強い期間の代表として⑦⑧⑨を取り、期間IIと呼ぶことにする。

また中央点については、①②③と⑦⑧⑨の期間の風速・気温・放射収支の時間変化のグラフとwind roseを作成した。

図3によると、夜間の①③⑦⑨は下り風である北寄りの風が、昼間の②⑧は上り風である南寄りの風が卓越しており、山谷風循環と思われる傾向を示している。これは、図4の放射収支の日変化でも分かるとおり、この期間中はおよそ晴天で経過したことによると思われる。

しかし上述のように、上流点と下流点において、Iの期間では風速に差はあまり見られない。だが、IIの期間ではその差が著しい。

——— 上流点
 - - - - 下流点
 ——— 中央点

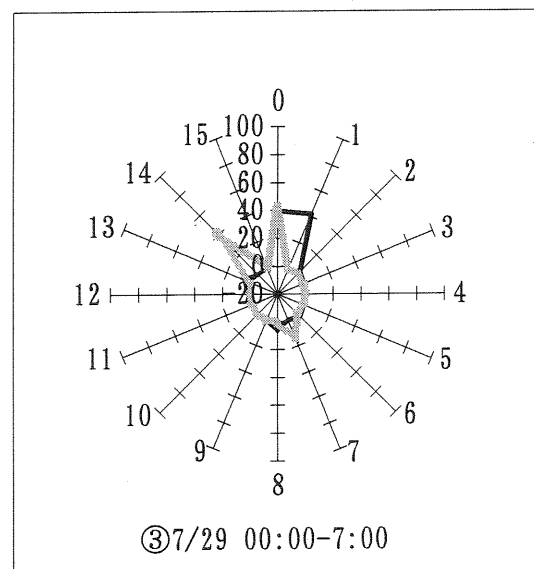
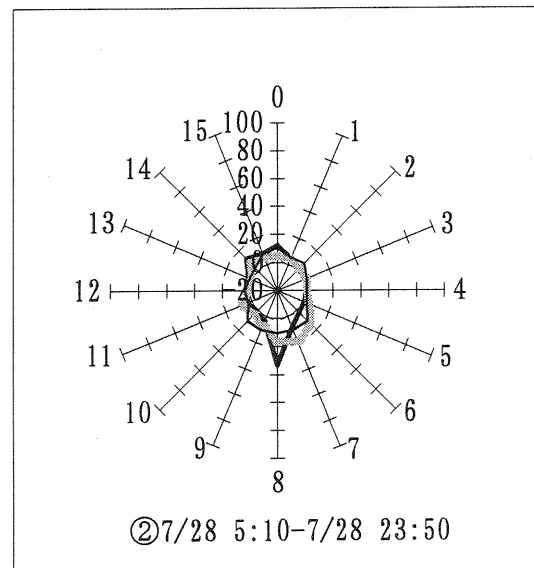
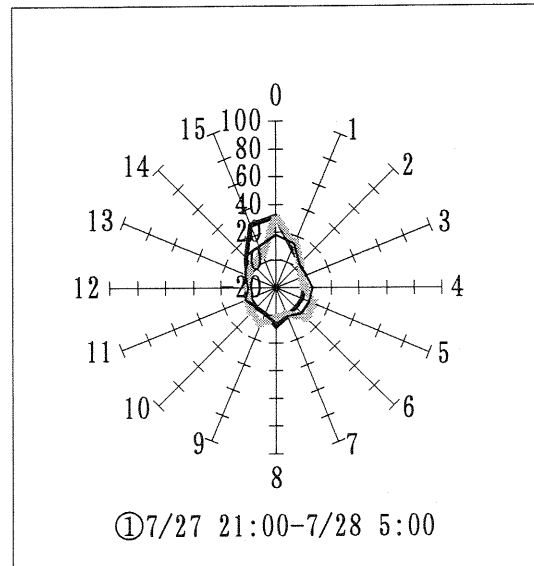


図3. ①から⑩の期間のwind rose
 (次項へ続く)

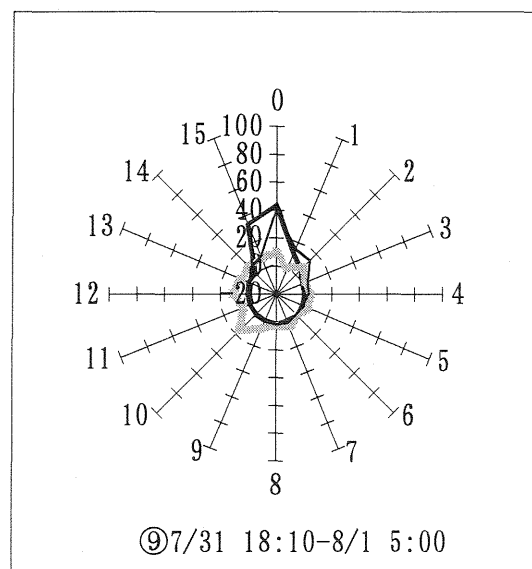
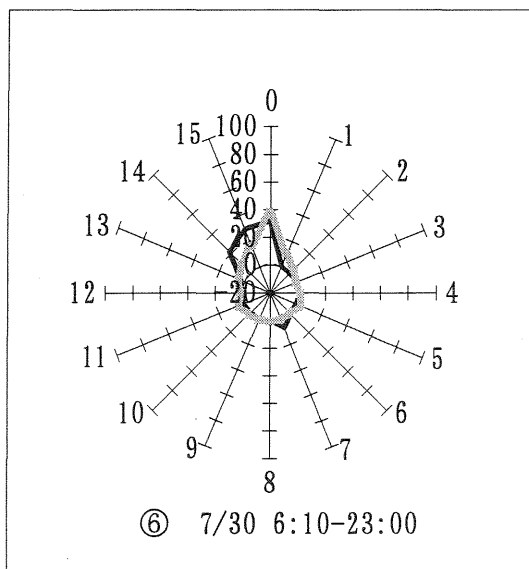
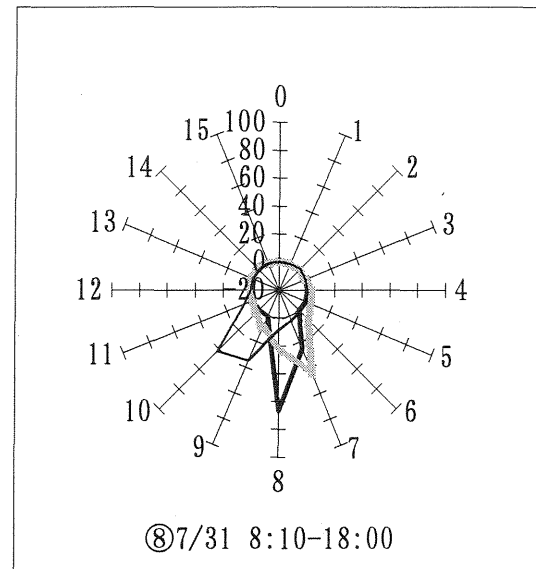
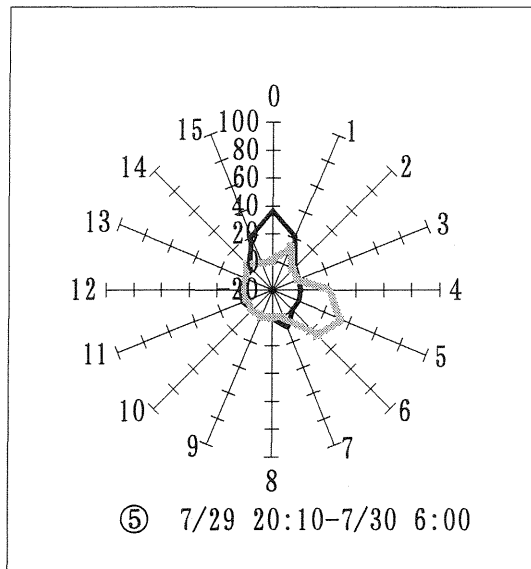
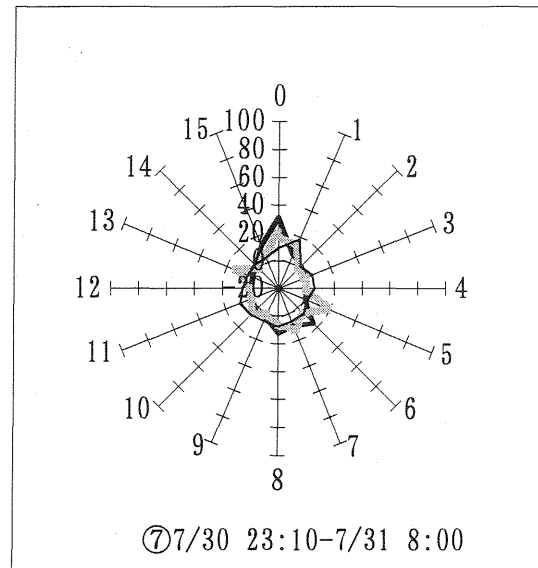
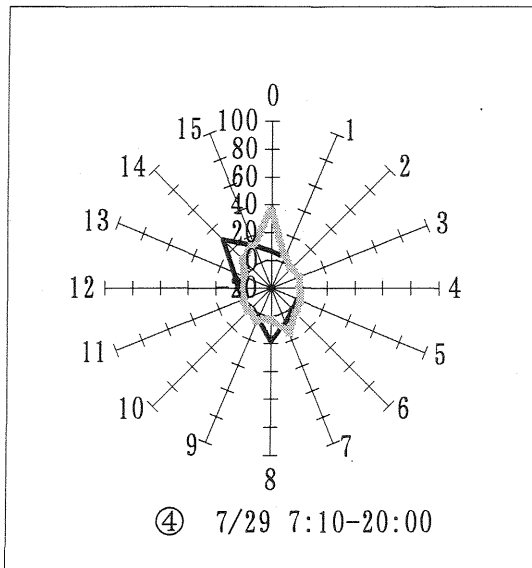


図3の続き(次項に続く)

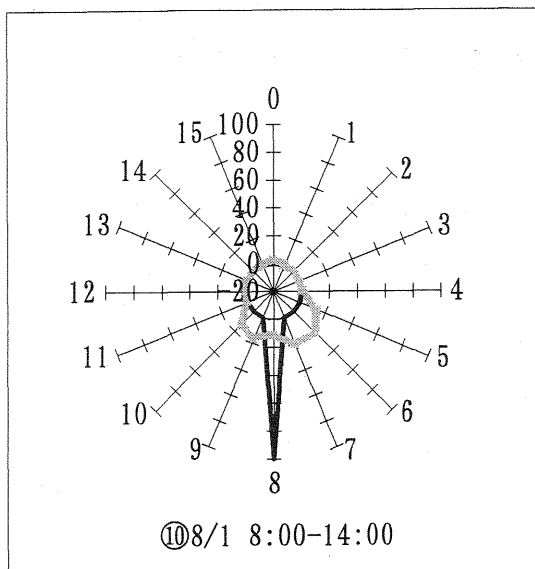


図3の続き

上流点と下流点での風速に差があまり見られないIの期間の風速は、図3に示した山谷風循環が見られない期間④⑤⑥の風速と類似している。また、I,IIの期間において、上流点・下流点・中央点のどれをとっても、昼は風速が強く、夜は弱い。特にIIの期間では、上流点と下流点の両方で、上り風→下り風→上り風の境界が顕著である。

図3に示された wind rose から、上流点・下流点・中央点のすべてで、IIの期間のほうがIの期間よりも上り風・下り風の吹いた割合が高い。さらにIIの期間で、上流点のほうが、下流点よりも上り風・下り風の吹いた割合が高い。

気温に関しては、IIの期間のほうがIの期間よりも典型的なサインカーブに近い形を描いている。つまり、IIの期間の気温変化は、快晴のときの気温変化に近い。

以上から、I,IIの期間のような2つの型が存在することとなった。

5. まとめ

I,IIの期間はおよそ晴天で経過し、気温変化の様子もIIの期間は、Iの期間よりも典型的なサインカーブに似た形となったため、I,IIの期間のように2つの山谷風循環の型が存在する結果となった。すなわち、IIの期間で上流点の風速が明らかに大きくなり、Iの期間とは異なった型となった。

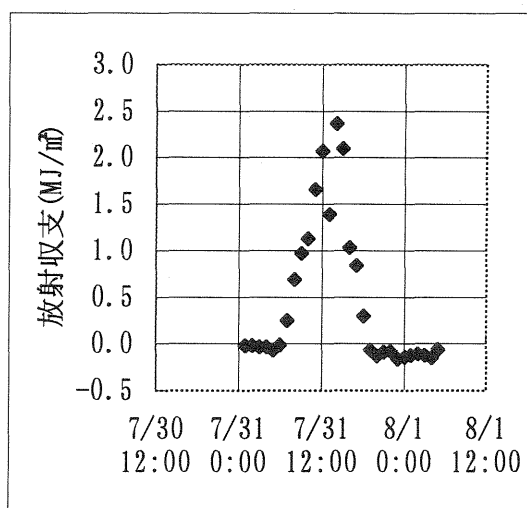
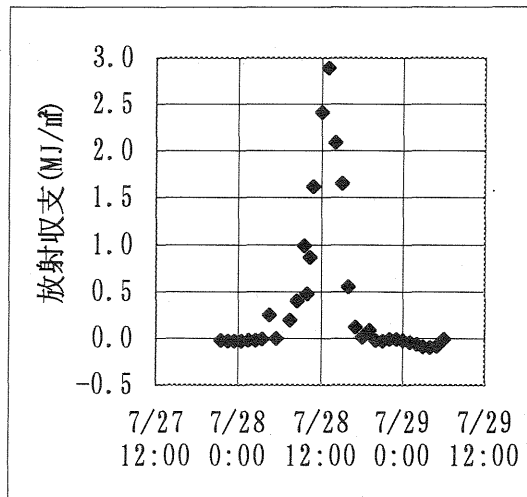


図4. IとIIの期間の放射収支

今後は、同期間中に、岡山大学の塚本グループによって行われたゾンデ観測など、その他の資料で、本研究に利用できるものがあれば取りいれて、さらに検討していきたい。

参考文献

- Kataoka,T.et al. 1988 Diurnal variation in Radon Concentration and mixing -layer depths Boundary Layer Meteor (In Press)
- 佐橋謙ほか 1996 : 小溪谷中の夜間の係留気球観測から得られた二三の知見 日本気象学会関西支部例会講演要旨集77, 21-23

谷地形における冷気流の発生と気象要素の関係

*麻野 美穂、千葉 修 (高知大学理学部)

概要

土佐湾の海岸線から約 10.4km 内陸の山間部である佐岡において、約 1 年間の気象要素の連続観測を行った結果、冷気流の発生頻度は日本の気候変化の影響を受けている。さらに冷気流が発生した日の気象を詳しく解析した結果、佐岡は物部川上流域からの冷気流の転回点にあること、北斜面からも 1 晩中弱い冷気流が下降していること、そして、冷気流が観測された日には日出後斜面上昇流が顕著に表れることがわかった。

1. はじめに

高知平野東部を流れる物部川流域の夜間冷気流に関して、1996 年まで沿岸部内陸 2km の ABO (大気境界層観測所) と、そこから 5.2km 内陸の舟入の 2 地点において夜間観測を実施してきた。これらの観測では冷気が流出する高知平野に重点を置いてきた、そのため冷気流の発生域である山間部での冷気流の様相は未知であった。そこで、物部川流域の山間部に位置する佐岡 (N33° 38' 15", E133° 44' 18") に新たに観測点を設け 1997 年 4 月 24 日から 1998 年 7 月 28 日の長期間自動観測を行った。

佐岡は夕方日没前から気温の低下が始まり、冷気の蓄積しやすい場所である。さらに 24km 東方の大栃などから冷気が流入すると、その流れの向きを変える転回点の役割を担っている。そこで、佐岡での気象学的特徴を知るため、1 年間の気象要素のデータから冷気流の発生が明確な日を選択し、月毎の発生頻度と発生した日の気象状況について調べた。

なお、佐岡での予備的観測についてはすでに報告されている(千葉, 1998)

にはいくつかの小さな谷が見られる。

このような地形は日本の各地にあると思われ、そのような場所での冷気の様相や、そのもたらす影響を知るうえで役に立つものと思われる。

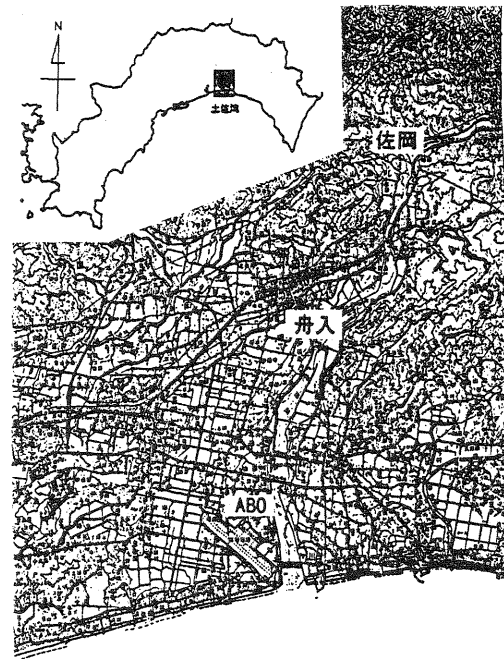


図 1. 地図

2. 観測場所・観測装置・冷気流判別基準

ここでは、佐岡の地形、観測装置、そして冷気流判別の基準について述べる。

2.1 観測場所

図 1. に示すように佐岡は土佐湾の海岸線から物部川沿いに内陸約 10.4km に位置し、標高は 97m である。

図 2. に佐岡周辺の拡大図を示す。図の中央が観測点の佐岡小学校である。佐岡小学校は物部川が東から南に流れを変える転回点の河川敷の北側に位置し、その北斜面

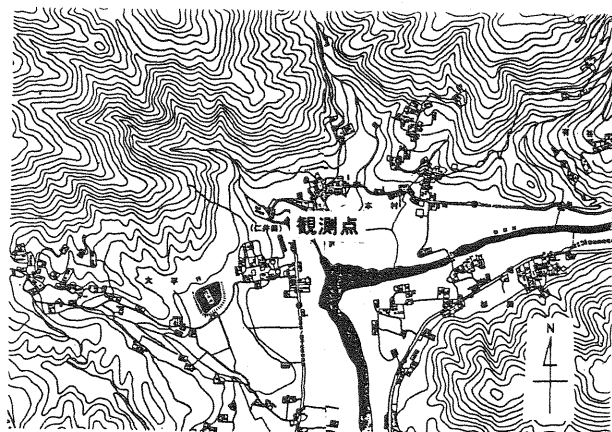


図 2. 地図(佐岡)

2.2 観測装置と期間

観測装置は佐岡小学校の屋上（10.7m）に設置した。使用した観測装置はアーンデラー社製の自動気象観測装置で、風速・風向・気温・気圧・相対湿度の5つの気象要素を測定した。今回は2分間隔（ただし、1998/7/23～28は1分間隔）で測定したデータを使用した。

なお、期間は1997/4/24～1998/7/28の362日間である。（表1）

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun
1997	-----	-----	-----	6	13	-----
1998	31	28	27	29	31	30
	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1997	29	31	26	12	26	15
1998	28	-----	-----	-----	-----	-----

（表1）佐岡における観測日数

2.3 冷氣流出の判別

冷氣流出の日の判別は日中南からの海風の侵入が確認され、日没前後2時間以内に南から北東（あるいは北）へ風向が変化し、さらに北東（あるいは北）の風向が翌日の日出まで持続した日（図3.）とした。つまり、一般場の影響が弱く、局地風である海風が現れ、夕方から夜間に陸風や冷氣流が期待される日を選んだ。1997年のデータについては大栃あるいは平野部の後免で降水が確認された日は除いた。

冷氣の蓄積開始時刻は、気温の低下が始まった時刻、冷氣流出時刻は風向が北東（あるいは北）へシフトした時刻として解析を行った。

3. 冷氣流の発生頻度

図4.に2.3節で述べた方法で判別した1997年と1998年の冷氣流の発生頻度を示した。これによると主なピークは春と秋（Apr-46%, May-44%, Sep-38%, Oct-42%）に見られる。これに対して、11月から2月にかけては15～21%とその発生頻度はほぼ半分であり、コロラド州Boulderにおいて得られた結果とほぼ一致した（Hootman, Blumen, 1982）。これは、日本の地理及び気候変化によく対応していると思われる。すなわち、冷氣流の多く観測された春と秋に、日本は揚子江流域で発生した移動性高気圧におおわれることが多い。このため

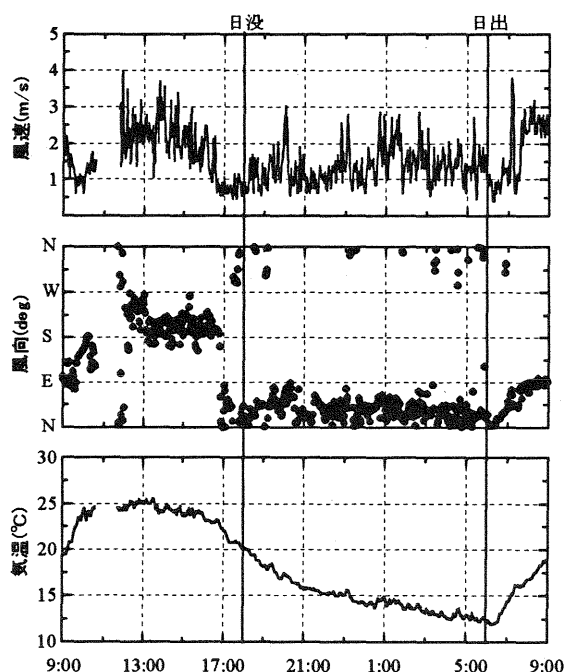


図3. 判別基準

穏やかな晴天場が広がり、冷氣流の発生が促進される。一方、冬季はシベリア気団の影響で季節風の影響が大きく、冷氣流の発生は抑制される。6月中旬から7月上旬にかけては梅雨の時期であり、活発な前線の活動によって冷氣流の発生は抑制される。8月は太平洋高気圧の影響でよく晴れるが、非常に湿度が高く、日中の急激な気温上昇により局地的に低気圧が発生し、日没前後に雨を降らせる。このため冷氣流の発生は押さえられる。以上のことより冷氣流の発生頻度は日本の気候風土と密接に関係している（中村 他, 1986）。

次に、冷氣の蓄積開始時刻と日没時刻、冷氣流出時刻と日没時刻の年変化のグラフ（図5. 図6.）を示す。春から夏にかけてデータのばらつきが見られるものの冷氣

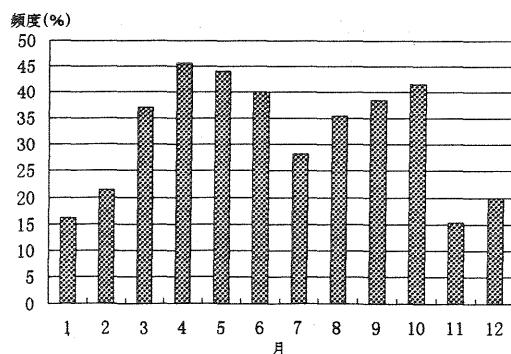


図4. 冷氣流の発生頻度

の蓄積は日没約 1 時間前から始まり、日没とほぼ同時刻に冷気が流出していることがわかる。

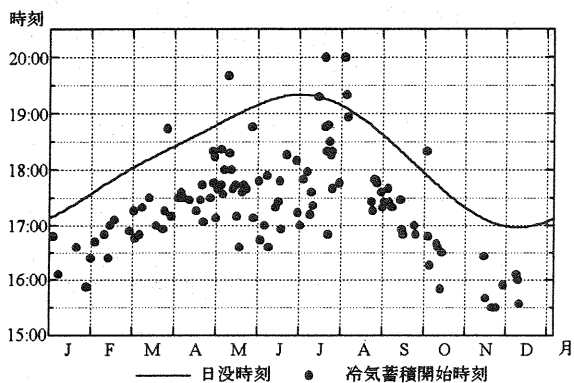


図 5. 冷気の蓄積開始時刻と日没時刻

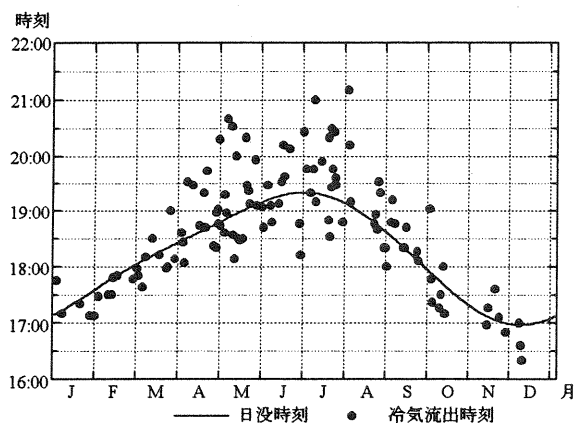


図 6. 冷気流出時刻と日没時刻

4. 冷気流発生日の気象状況

佐岡で冷気流が観測された日の典型例として、1997 年 9 月 30 日場合を説明する。この日は日本の上空を移動性高気圧がおおっており非常に穏やかな晴天場が形成されていた(図 7.)。佐岡での各気象要素の時系列(図 8.)をみると日中、風速と風向の変化から 13 : 00 頃に

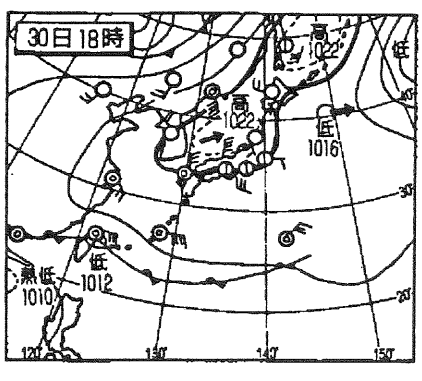


図 7. 地上天気図 (1997/09/30 18:00)

海風の侵入があり、日没前に一時静穏(calm)になり、それから風向が北東にシフトし冷気流の流出が確認できた。さらに、日出まで北寄りの風が持続した。

次に、夜間(日没～日出)の風向風配図(図 9.)から夜間はほとんど北東、あるいは北北東の風が吹いている。しかし、佐岡付近の地形から推測されるように物部川上流域で流出した冷気流は川沿いに東から流れてきており、冷気の流路は東からになる。

この理由として 1 つには、佐岡の北側斜面に小さな谷筋がいくつかあり、そこからの冷気が下降すること、2 つめは、佐岡は物部川沿いに流れる東からの冷気の向きを変える転回点にあり、そのために北東に向きを変えらる。とえられる。

ここで、同じ日の夜間(18 : 00～6 : 00)の風速と風向、気温の時系列(図 10.)を示す。20 : 00・23 : 05・24 : 40 に急激な風速の増加が見られる。さらに風速の強まりは矢印で示したように風向が東に傾く傾向が対応している。これは、物部川上流域の冷気が間欠的に流入した

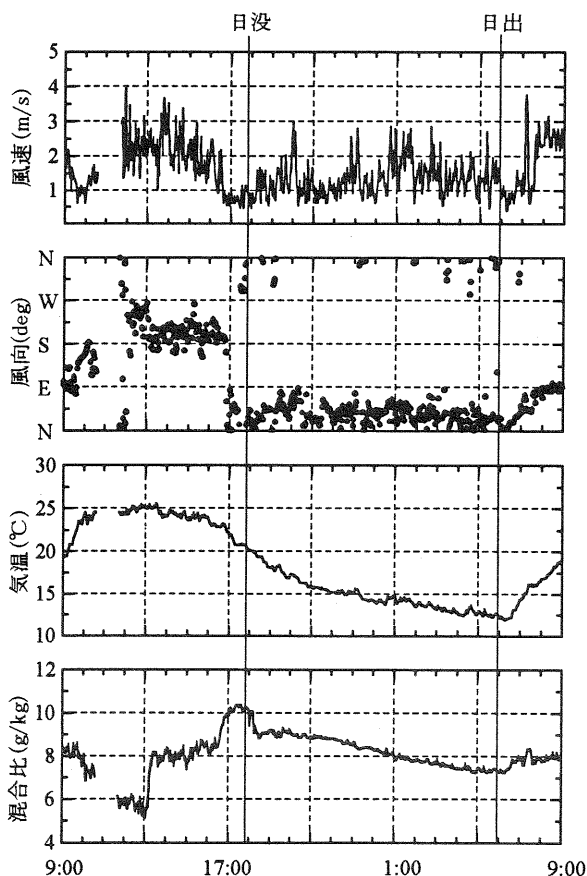


図 8. 各気象要素の時系列 (1997/09/30-10/01)

からではないかと思われる。ここで、大栃(発生域)からの距離を約 20km、3 節で説明した冷気の流出時刻から冷気の到達までの時間を約 2 時間とするとその速度は 2.8(m/s)となり、平野部で観測された 3.5(m/s) (山中, 1997)に比べ、やや小さい値となった。

以上のことより佐岡では、穏やかな晴天の日には、日中海風が侵入し海風の衰退後、まず北斜面からの冷気流が発生、その後上流域からの冷気が佐岡に流入し佐岡で転回する。さらに、発生域からの冷気の速度は 2.8(m/s)であった。

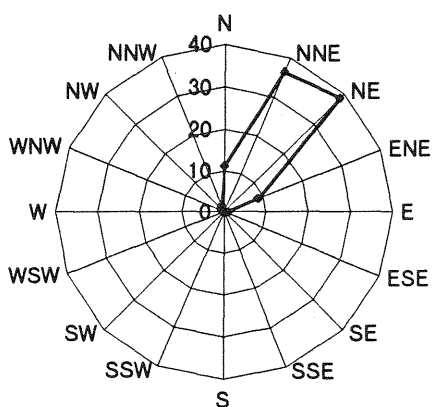


図 9. 夜間の風配図(1997/09/30 日没～日出)

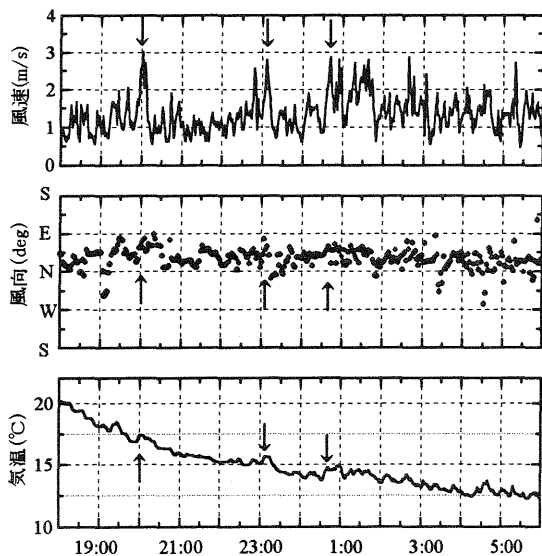


図 10. 各気象要素の時系列

1997/09/30 日(18:00～6:00)

5. まとめ

- ・冷気流の発生頻度は日本の気候変化に対応している。
- ・佐岡では、日没約 1 時間前から冷気の蓄積が始まり、

日没と同時に流出する。

- ・佐岡は物部川上流域からの冷気流がその流れの向きを変える場所(転回点)である。
- ・佐岡では北斜面からの冷気が下降し、その後物部川上流域からの冷気が重なって平野部へ流出している。
- ・山間部における冷気の速度は 2.8(m/s)程度である。

参考文献

- ・千葉 修, 1998: 沿岸部及び平野部に流入する夜間冷気流の乱流構造とその季節変化, 文部省科学研究費・研究成果報告書
- ・中村 和郎, 木村 竜治, 内嶋 善兵衛, 1986: 日本の気候, 岩波書店
- ・山中 慎吾, 1997: 1997 年 4 月 26 日の夜間冷気流について, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第 80 号, 32-35
- ・Bruce W. Hootman and William Blumen, 1982: Analysis of Nighttime Drainage Winds in Boulder, Colorado during 1980, American Meteorological Society, 111, 1052

沿岸部に流出する冷気流の構造について

千葉 修 (高知大学理学部)

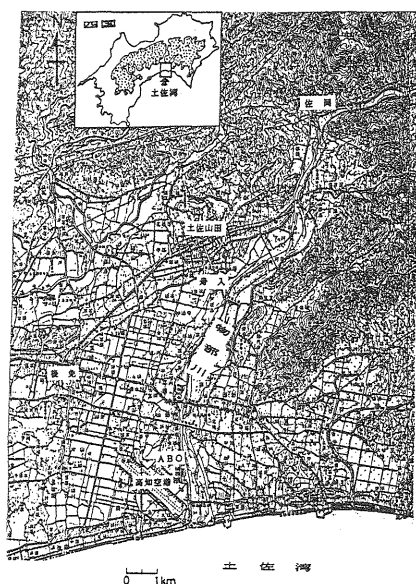
1. 【はじめに】

一般風の弱い夜間晴天時に山間部で発生した夜間冷気流が風下に当たる高知平野と沿岸部にどのように流出するのかを調べるために1994年から夜間冷気流観測を続行してきた。一観測事例として1997年4月26日のものは平野部に始まった陸風と、それを追跡する山間部から沿岸部に流出した冷気流の様相を示した(千葉, 1998)。しかしながら、今までにこれ以外にも冷気流の流入と思われる数個の現象が観測されているが、それらが冷気流に因るものなのか、或いは陸風と冷気流の混合した流れに起因するものなのか、その判定基準の設定までには至っていない。本報告の目的は種々の解析から、観測された「流れ」の内部構造とその乱流構造の特徴を明らかにすることにある。

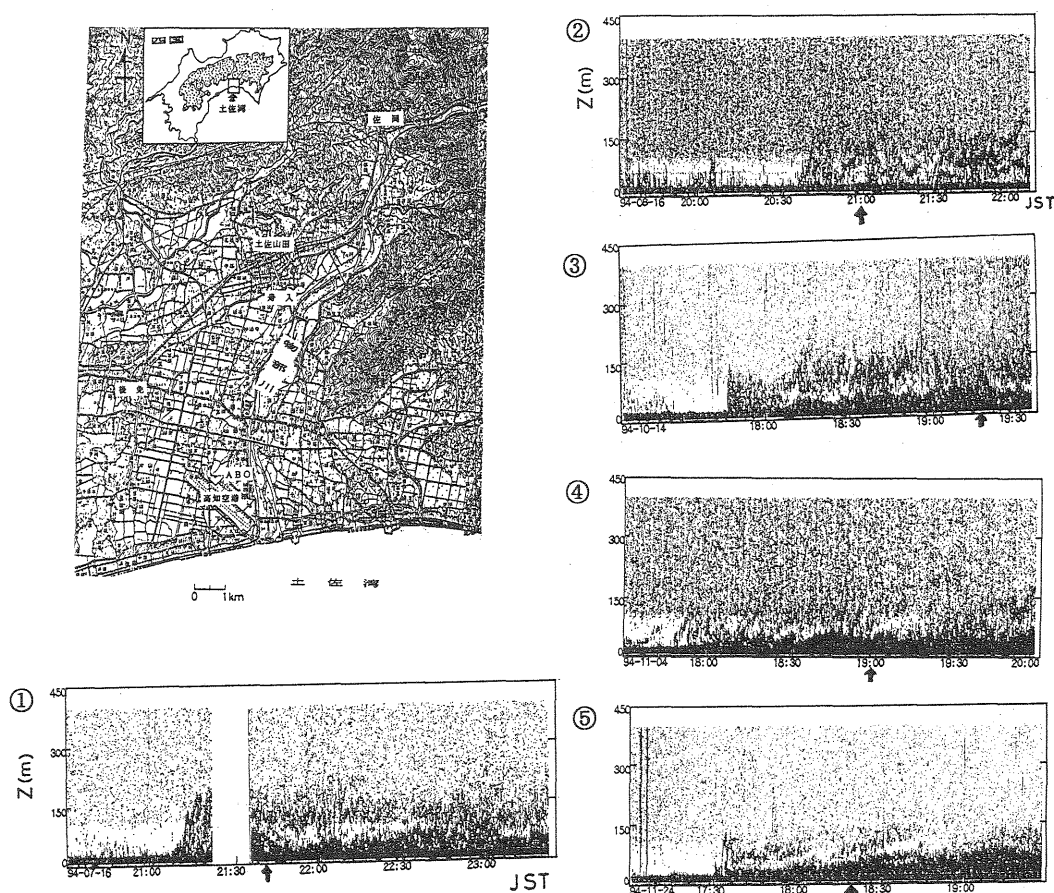
2. 【観測領域と観測データ】

- ・**観測領域**; 冷気流観測は高知県中部の高知平野の北東側に位置する佐岡(さおか), 舟入(ふいり), そして高知大学理学部付属の大気境界層観測所(ABO)で行なわれた。山間部の佐岡は海岸線から内陸約11.4km北方の標高97mにあり, 谷地形部の出口付近に当たる舟入は海岸線から約7.2km, そして沿岸部のABOは内陸約2kmに在る(図1)。予想される冷気の流路は北方から佐岡→舟入→ABOの順である。なお, 観測機器や観測された気象要素などは文末の第1表に整理した。
- ・**観測データ**; 解析に使用した気象データは2つに分けられ, 各々の観測日時と観測場所は以下の通りである(文末の第2表を参照)。つまり, (1)1994年7月16日~12月23日, ABO(2)1997年4月26日~1998年3月18日, ABOと舟入と佐岡である。図2は(1),(2)においてABOのドップラーソーダで取得された陸風或いは冷気流の流入と思われる9例のファクシミリ(画像)である。

〔図1 観測領域〕



〔図2 ファクシミリ〕

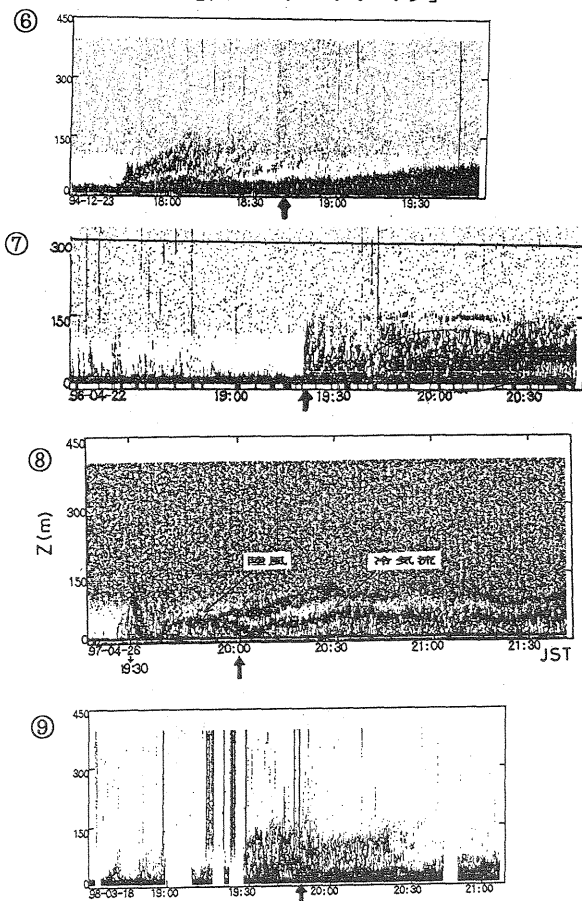


3. 【1994年11月24日の夜間冷気流の構造と特徴】

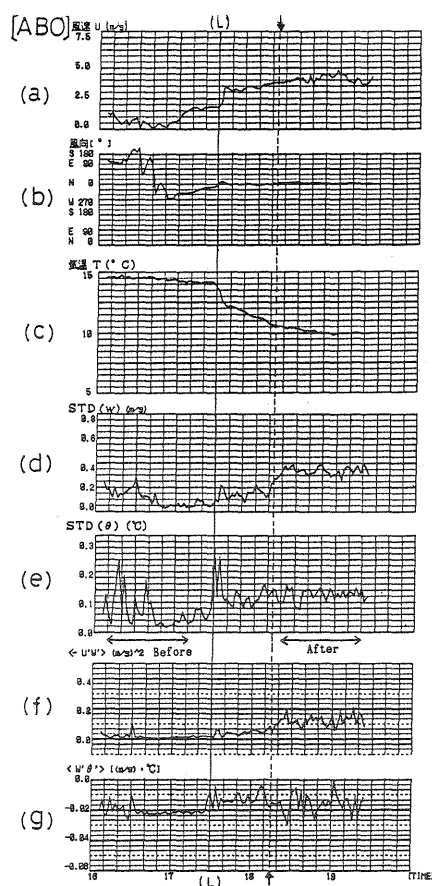
図3は夕方海風衰退後、冷気流が流入した時に関連するABO(観測高度21m)での各気象要素と乱流統計量の時系列を示す。この日の日没時刻は16時58分である。ABOへの冷気流の流入時刻は風向がほぼ北になり、風速の増加と共に気温低下が停止する18時15分である(図の縦の破線で示す)。この時刻より45分早い17時30分にも顕著な変化が見られるが、これは陸風フロントの侵入に因る。つまり、気温は日没前の16時40分頃から放射冷却によって下降し、同時に風向も南寄りから北に次第にシフトし始める。そして17時30分に気温やその他の乱流統計量が大きな変化を示す。

ソーダで得られた風速の南北成分の時間-高度断面図(図4を参照)から、冷気流の詳細な構造が把握される。まず、17:30に陸風フロントが認められ、その後18:15頃に冷気流の流入がある。冷気流の厚さは初め約100m位であったのが時間と共に増加し、22時以降の深夜には140m程度にまで発達し、その速さも6~7(m/s)に達している。特に冷気流内部の速度分布は重力流の特徴の一つであるジェット型の分布を示し、さらにその流れの速さが長時間にわたって大きな変化をしないことは、後方から冷気流の供給が継続されていることを意味する。

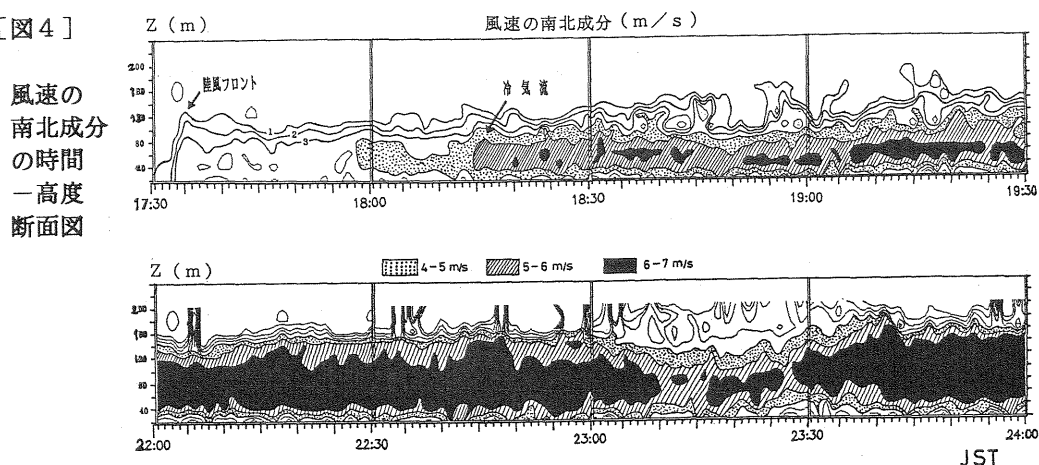
【図2 ファクシミリ】



【図3 2分毎の時系列】



【図4】



流跡線に類似の曲線を示す進行ベクトル図(図5)から冷気流の運動を見ると、風下方向への冷気の移流は周囲大気が安定なため上方への拡散が妨げられ、下降流が卓越してそれが下層まで及んでいる。このような冷気流の下層への貫入は周囲の安定な大気に影響を及ぼし、図6のファクシミリに見られる緩やかな波状運動や図7の22:40-23:10に見られる冷気流上面でのw成分の上下運動から、はね水現象(ハイドロリックジャンプ)が局所的に観測された。

4. 【冷気流成立の条件】

4. 1 冷気流の理論式

Prandtl (Sutton, 1953)の斜面風の式は次のように表される。図8を参考にして、流速u, 極大風速の高度lsは、各々以下の(1), (2)式で示される。但し、重力加速度g, 流れの場の平均温位 Θ からのずれを $\Delta\theta$, 気温減率 Γ , 斜面傾度 α そして熱拡散係数 K_h と運動量拡散係数 K_m との比を $\alpha_K (=K_h/K_m)$ とする。

$$u = \Delta\theta \cdot [(g/\Gamma\Theta)\alpha_K]^{1/2} \cdot \sin(z/ls) \cdot \exp(-z/ls) \quad \dots (1)$$

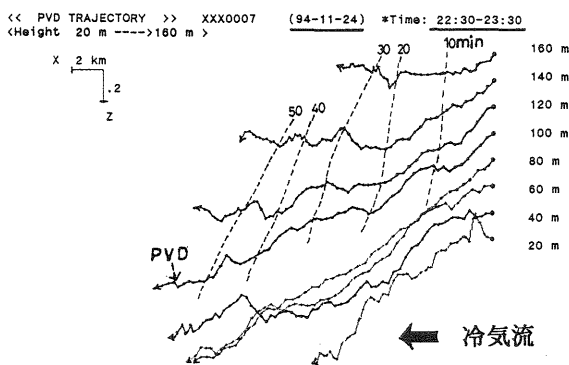
$$ls = [4(\Theta/\Gamma g \sin^2 \alpha) \cdot K_m^2 \alpha_K]^{1/4} \quad \dots (2)$$

さらに、 K_h と K_m は温度フラックス $(\overline{w'\theta'})$, 運動量フラックス $(\overline{u'w'})$ と $K_h = -\overline{w'\theta'} / (\partial\Theta/\partial z)$, $K_m = -\overline{u'w'} / (\partial u/\partial z)$ の関係がある。ここで、(1), (2)式から理論的にuが定まるためには $\alpha_K > 0$ でなければならない。さらにPrandtlの理論式から $\alpha_K = 2.3$ であり、一方アメリカ・コロラド州ボルダーでの野外実験から0~50mの冷気層内で $\alpha_K = 0.55$ と求まっている(Hootman and Blumen, 1983)。野外実験の結果が理論値より小さいのは摩擦抗力の大きい地表付近での測定のためであろう。

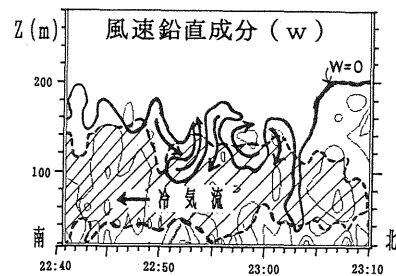
接地気層での乱流拡散現象の説明によく導入される混合距離理論から、混合距離をlとすると鉛直風速の変動 w' や温位変動 θ' は、それぞれ $w' \sim \sigma_w \sim l(\partial u/\partial z)$, $\theta' \sim \sigma_\theta \sim l(\partial\Theta/\partial z)$ として表される。ここで σ_w , σ_θ は w' , θ' の標準偏差である。従って、 α_K は

$$\alpha_K \cong [(\overline{w'\theta'})/(\overline{u'w'})] \cdot (\sigma_w/\sigma_\theta) \quad \dots (3) \text{ と近似される。}$$

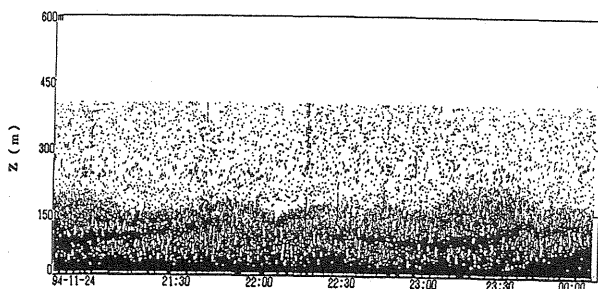
〔図5 進行ベクトル図〕
(PVD)



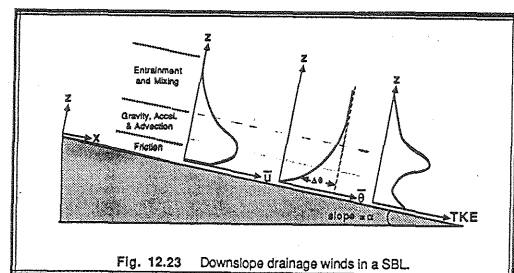
〔図7 w成分の時間-高度断面図〕



〔図6 波動を示すファクシミリ〕



〔図8 斜面風の模式図〕



〔R. Stull (1988)より引用〕

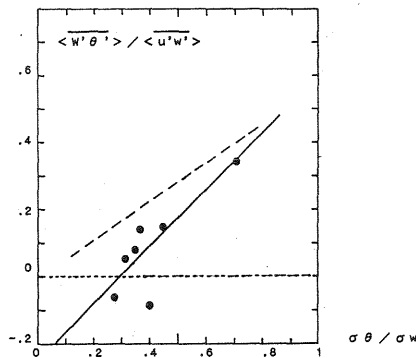
4. 2 観測結果との比較

図9は11月24日の事例を含む冷気流観測から得られた $[(\overline{w'\theta'})/(\overline{u'w'})]$ と $(\sigma\theta/\sigma_w)$ との関係を示す。観測値の中には $\alpha_k < 0$ (つまり, $[(\overline{w'\theta'})/(\overline{u'w'})] < 0$) の場合にもかかわらず, 風速の時間-高度断面図から冷気の流れが確認されている。結果として実線で示すような関係式 $[(\overline{w'\theta'})/(\overline{u'w'})] = 0.83(\sigma\theta/\sigma_w) - 0.25$, 相関係数 $r=0.82$ が求まった。なお, 破線は $\alpha_k=0.55$ を(3)式の右辺に直した場合を示し, 係数0.83と0.55は比較できる値である。

温度フラックスへの冷気流の影響を調べるために, 冷気流の流入前の周囲大気(接地気層)の温度フラックスと流入後のそれとの差を $\Delta(\overline{w'\theta'}) = (\overline{w'\theta'})_{\text{後}} - (\overline{w'\theta'})_{\text{前}}$ として求めた(一例として図3の(g)を参照)。

第2表に示すように8例の $\Delta(\overline{w'\theta'})$ で正の値をとり, その平均値は $0.0064(\text{m/s})^\circ\text{C}$ で, これに $C_p\rho$ を掛けた熱量フラックスは約 8 W/m^2 となった。つまり, 冷気流の流入によって接地気層の熱流束は増加している。これは下層での冷気流の影響, つまり下降する($w' < 0$)冷温気塊($\theta' < 0$)の運動に原因すると思われる。

[図9 $(\overline{w'\theta'})/(\overline{u'w'})$ vs $\sigma\theta/\sigma_w$]



[第1表]

観測地点	佐 岡	舟 入	ABO
観測機器	・自動気象観測 ステーション (アーンデラー製)	・光電風向風速計 (牧野製) ・サーミスター 温度計	・超音波風速温度計 ・音波レーダー ・熱電対温度計
地上観測 高度	10.7m (標高107.7m)	2m	21m 20-200m 4m
観測された 気象要素	風向, 風速, 気温 相対湿度, 大気圧	風向, 風速, 気温	風向, 風速, 気温 Facsimile画像

[第2表]

$\overline{w'\theta'}/\overline{u'w'} = (A)$, $\sigma_\theta/\sigma_w = (B)$				$(C) = \overline{w'\theta'}$ の増加分 $= \Delta(\overline{w'\theta'})$	
Date	冷気流入時刻	(A)	(B)	$\alpha_k = (A)/(B)$	(C) [(m/s)・°C]
① '94 7/16 21:40		0.089	0.35	0.231	-0.0099
② 8/16 21:00		---	0.24	---	0.0089
③ 10/14 19:20		-0.085	0.40	-0.211	0.0108
④ 11/04 19:00		0.054	0.32	0.171	0.0030
⑤ 11/24 18:20		0.141	0.37	0.380	0.0048
⑥ 12/23 18:40		0.150	0.45	0.335	0.0036
⑦ '96 4/22 19:20		---	0.34	---	0.0054
⑧ '97 4/26 20:00		-0.061	0.27	-0.223	0.0076
⑨ '98 3/18 19:50		0.344	0.71	0.489	0.0069

5. 【まとめ】

1994年からの夜間冷気流観測から得られたデータを基に冷気流の内部構造と冷気流の流入条件について考察した。'94年11月24日の観測事例は'97年4月26日と同様に, 平野部で発生した陸風を追跡する強い冷気流の存在を示し, それは周囲大気に擾乱を与えていた。冷気流の成立条件として理論的に $\alpha_k > 0$ であるが, 風速の時間-高度断面図を併用して冷気流の流入を判定する方が良い。

◆「参考文献」

- ・千葉 修, 1998: 土佐湾沿岸部で観測された夜間冷気流について, 天気, (掲載予定)
- ・Hootman, B.W. and W. Blumen, 1983: Analysis of Nighttime Drainage Winds in Boulder, Colorado during 1980 Monthly Weather Review, 111, 1052-1061.
- ・Sutton, O.G., 1953: Micrometeorology, McGraw Hill
- ・Stull, R.B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers

土佐湾海風の船上観測

佐々浩司(高知大理) * 竹村知子(高知大理院) 田部井隆雄(高知大理)

1. はじめに

土佐湾の海風については様々な研究が行なわれ、高知平野の海風侵入時刻と侵入のパターン(千葉,1993)や、ヘリコプター観測により、気温・湿度などのスカラー量の海上分布(Chiba et al.,1994)などが明らかにされてきた。また無風力気球を用いた観測により海風の始発領域が海岸線から約 500m 付近で形成されることが分かっている(武市,1985)。一方、瀬戸内海では陸上の観測に加えて船舶による海上での風向観測(田中,1985)も行なわれ、海風循環の発生時にまず海風小循環が形成され、それが拡大していくということが明らかにされている。しかし海上における風速の直接測定によって海風の様子が明らかにされた例はない。

そこで本研究は、土佐湾海風の水平循環規模や始発領域について調べることを目的として、船を用いた海上観測を含む多点観測を行なった。船上の風速測定では、船自身の移動に伴う見かけの風速を含むため、移動体 GPS を搭載して船の正確な位置・方位・移動速度を測定し、それにより補正を行なった。今回観測を行なった 3 日間は、すべて陸上への海風侵入が確認されているが、海上ではそれぞれ異なった様子が認められた。

2. 観測

2.1 観測日と気象状況

観測は 1998 年 5 月 19 日・6 月 30 日・7 月 15 日の 3 日間行った。地上天気図によれば 5 月 19 日は、南海上に北東から南西に

伸びる前線があったものの、気圧傾度は比較的緩やかで弱い北寄りの風が吹いていた。6 月 30 日は南海上に高気圧のある緩やかな気圧傾度で、弱い南寄りの風であった。7 月 15 日は、高知県を囲むように弱い低気圧があり、ごく弱い南寄りの風が吹いていたものと思われる。またこの日は、陸上で降雨はなかったが、海上観測では海岸線より 34km~38km 沖にかけて激しい降雨帯を通過した。なお 850hPa 高層天気図は、3 日間とも上空が弱い西寄りの風であったことを示している。

2.2 観測点及び観測機器

図 1 に陸上の観測点及び船の観測経路を示す。図中の記号は A が海岸線から約 2km 内陸にある高知大学大気境界層観測所(ABO)、K1, K2 が高知空港を表す。A では超音波風速温度計とドップラーソナーによる風向・風速の測定を行なった。高知空港については、高知地方気象台高知空港出張所より借用した南(K1)、北(K2)の 2 つの観測点におけるエアロベーン風速計の自記データを利用した。

海上観測には高知大学海洋センター所有の船舶「ねぶちゅーん」を用いた。船に搭載した観測機器は図 2 に示すように二次元超音波風向風速計 1 基、一次元超音波風速温度計 1 基、サーミスター温度計 3 基、移動体 GPS 3 基である。超音波風速温度計は船の中心よりやや後方の船室上部(海面より 4m)に配置し、GPS は船首中央と船尾の左右に配置した。温度センサーは、船側に 20cm ほど張り出して、海面より 1m, 2m, の 2 高度に 1 基ずつ、船尾テント上の海面から 3m の地点に設置した。海上 3m の温度計は、停泊観測中にはヒートアイランド現象(近藤,1994)による影

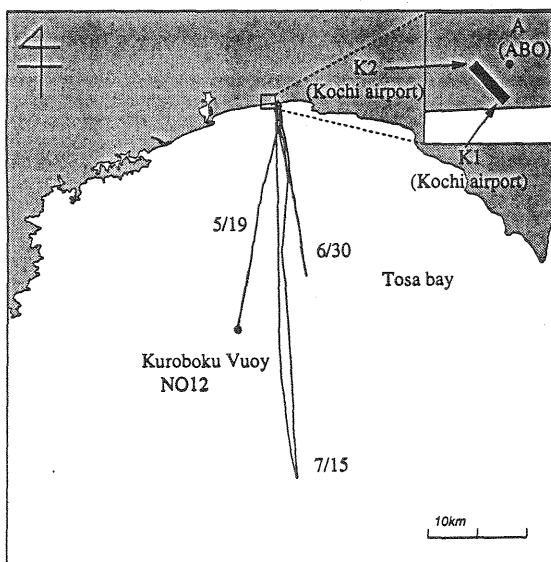


図 1 観測点及び観測経路

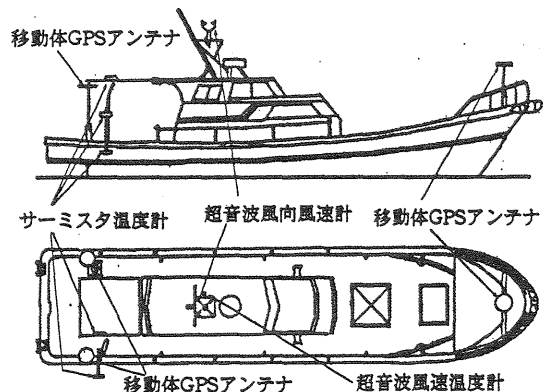


図 2 船上の観測機器の配置図

		5月19日	6月30日	7月15日
停泊観測		8:35~10:12 1km	7:55~9:58 1km	なし
		10:37~11:56 46km		
移動観測	南進	10:23~11:37 2~46km	10:04~11:01 0~34km	8:29~10:37 0~75km
	北進	11:56~12:17 46~34km	11:01~12:03 34~1km	10:37~12:38 75~0km

表1 海上観測の観測地点と時間

響が現れるため、移動観測時のみ評価する。超音波風速温度計及びGPSのサンプリング周波数は1Hzであり、サーミスター温度計は0.1Hzである。超音波風速温度計により得られた風向風速値は、移動体GPSで求めた船の位置、方向、移動速度により補正を行ない、各瞬間における真の風向風速を得た。海上の観測航路は図1に示す通りであるが、それぞれの観測時刻を表1にまとめた。ここで観測地点は海岸線からの距離で表している。

3. 結果

3.1 海風の始発領域

図3は、5月19日にK1, K2及びA地点で得られた風向風速の時系列である。K1において海風侵入を示す風向変化と風速増加は8:40頃であった。K2とA地点では、同時刻の9:30頃から、海風の侵入に伴い南風になっており、風速も徐々に増加している。これら2点は、海岸線にはほぼ平行に位置しており、この日陸上では海風が海岸線にはほぼ平行に侵入していたということが分かる。各地点の侵入時刻より得られた海風侵入速度は約0.4m/sであり、平均的な進入速度(千葉, 1993)よりも若干小さかった。図4に、海岸線より約1km沖の停泊観測で得られた風向風速を示す。8:40には陸上の観測点K1へ海風が侵入しているのに対して、海上の風向は、9:00~10:00にかけて東風から次第に南風へと変化しており、陸上のような明確な風向変化は見られなかった。

図示していないが、6月30日の場合はK1には8:25頃に海風が侵入しており、K2には8:30頃、Aには8:40頃に海風が侵入していた。海風進入速度は約1.3m/sで、平均的な進入速度に近い値であった。図5は6月10日の海上観測で得られた風向風速変化である。海上では風速の増加とともに風向が北西の風から南風に徐々に変化するのみであり、風向の回転方向は異なるものの5月19日の観測結果と同様に、急激な風向のシフトは見られなかった。これらのことより海風が重力流の形態をもって明確な前線を形成するのは陸上のみであり、海上ではそれを補償するような流れが次第に発達していくことがわかる。従って、海風の始発領域は無浮力気球実験の結果(武市, 1985)とはほぼ同じ海岸線から沖1kmまでの範囲に存在すると考えられるが、今後より詳細な海上観測によって始発領域の様子を明確にする必要がある。

図5と同時刻に、停泊観測で得られた気温変化を図6に示す。9:00頃までは、高度による温度変化はなく、海面付近はほぼ中立状態にあったが、それ以降は上層のほうの気温が低くなり、海上

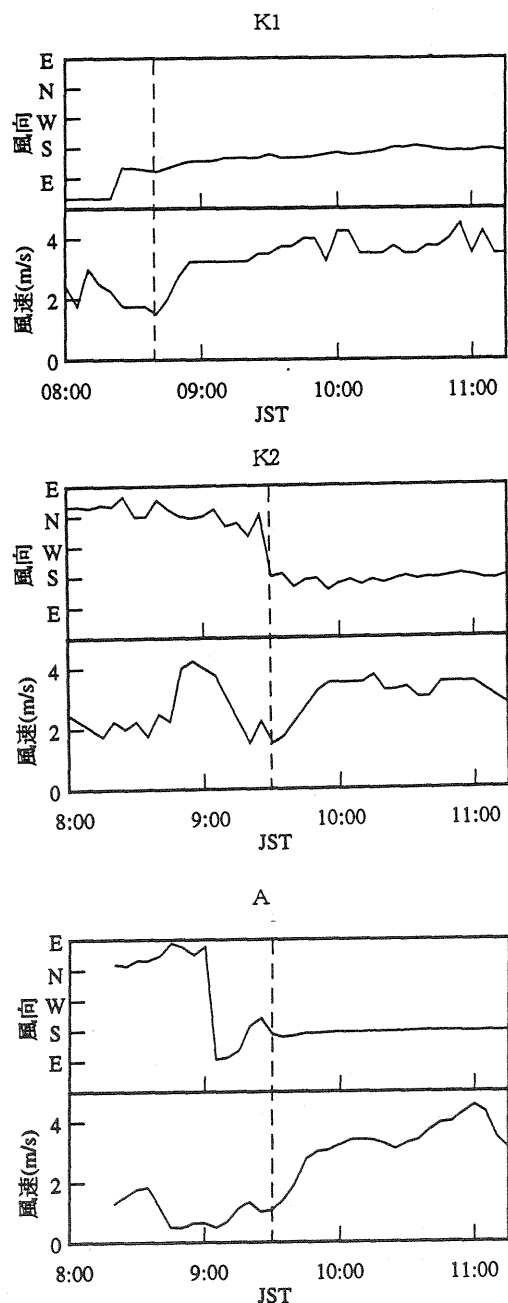


図3 5月19日の各地点における風向風速の時系列

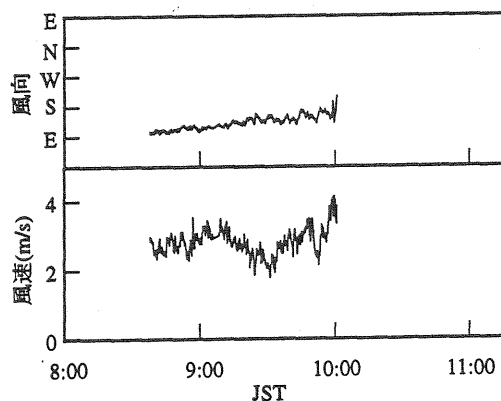


図4 海上1km地点の風向風速変化(5月15日)

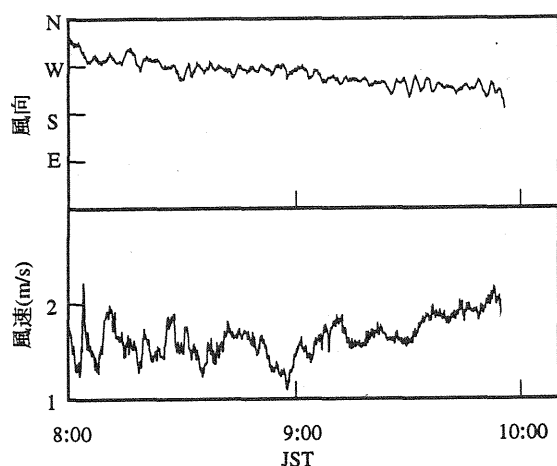


図5 海上1km地点の風向風速変化(6月30日)

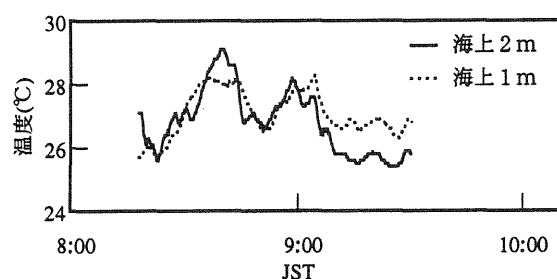


図6 海上1・2mの気温変化(6月30日)

の大气が不安定になっていることが分かる。これは図5に示すように、この時刻より風向が次第に南に変化し風速が増すことに対応しており、観測点が海風循環域内に取り込まれたため、沖からの移流により上層大気の気温が下げられたことを示している。

3.2 海上の風向風速と温度分布

図7は5月19日の移動観測で得られた海上の風向風速分布を示す。移動観測を始めた海岸線より2km沖で風速は南の風約3m/sだったのに対して、南下するとともに徐々に風速が弱まって風向がシフトしていき、30km付近では約1m/sの西風となり、その後は45km沖まで1~2m/sの微風であった。このことより11時頃の海風の海上における循環規模は30kmほどであり、それより沖では海風循環系から脱して、上層風の影響を直接受ける領域に入るため、35km付近で一時的に西風が強くなったものと考えられる。また海岸線から30km以内の海陸循環系内と思われる領域でも、海風の中核を成すのは風向風速がほぼ一定である10kmほどであり、それより沖では本体に合流する上層からの帰還流が少なくなっていくために、徐々に風速が減少しているのではないかと考えている。20分の停泊観測後の北進時に、南進時よりも海岸線から離れた42km地点より南風の風速が増しはじめたのは、停泊観測中にも海風の循環規模が発達し、42km付近も循環系の中へ入ったことを示すものと思われる。この時の沖へ向かっての水平規

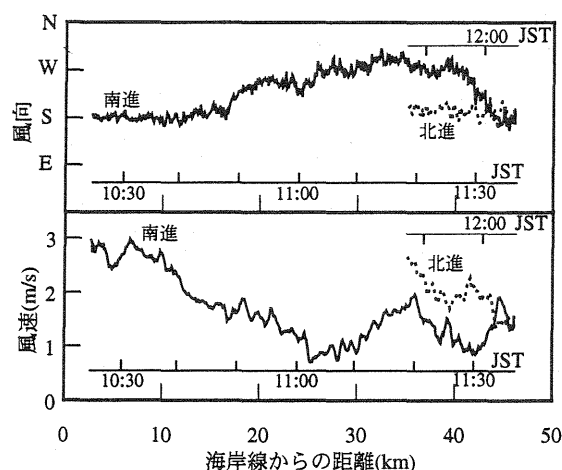


図7 海上の風向風速分布(5月19日)

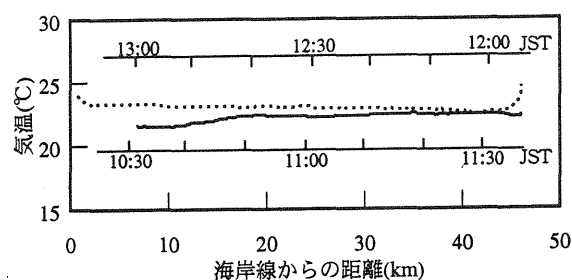


図8 海上の気温分布(5月19日)

模の拡大速度は約3m/sであった。

図8は同日の移動観測で得られた海上3m地点の気温変化である。南進時には、風速が減少し風向が変化しはじめる領域とほぼ対応する15km付近まで温度が上昇し、その後沖までほぼ一定値となっている。これは、海風循環の中核では南風による沖からの移流のため、海面からの放射熱が奪われて海面付近の気温が低かったのが、中核をなす領域を越えると風速の減少に伴って移流の影響が弱まり、気温が上昇していったことを示す。それに対して、北進時に緩やかではあるが陸へ近づくにつれて気温が上昇するのは、海風循環規模が十分拡大した後は、太陽放射による加熱が循環系全体で起こるためではないかと考えている。南進時に見られた海岸付近に比べて沖に行くほど気温が上昇するという温度分布は、冬季ヘリコプター観測(千葉, 1994)にも見られる。それによれば、冬季の最盛期である14時頃における海風の水平循環規模が海上30km以上であることが分かっている。これは5月19日の観測において11時頃の海風の規模に相当し、夏季の場合は海風の最盛期には40kmを上回るものと思われる。

図9は6月30日の移動観測で得られた風向風速変化である。海岸から20km沖まで3.5m/sの南西の風が吹いていたのが、それより沖に行くと南風に変化するとともに、風速が徐々に減少する。また北進時は観測範囲内で風速がほぼ一定であったが、風向は海岸より25km以内までが南風であり、それより沖は南進時と同

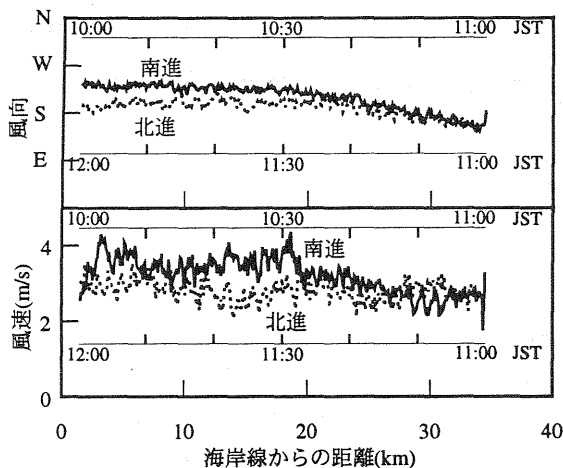


図9 海上の風向風速分布(6月30日)

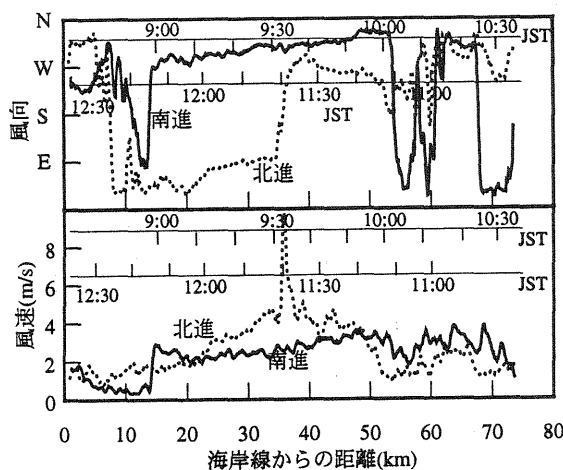


図10 海上の風向風速分布(7月19日)

様のシフトが見られた。このことより 10:30 頃の海風の中核を成しているのは、20km 付近までであったが、約 40 分後の北進時には規模が 25km 程度まで拡大していたと考えられる。この時の拡大速度は、約 2m/s であった。

7月15日の場合も図示はしていないが、K1 で 8:30 頃、K2 と A1 は 8:40 頃に海風侵入を示す風向のシフトが明確に認められた。この日の海風進入速度は 2m/s であった。ところが図 10 に示す 7月19日の海上観測で得られた風向風速の分布を見ると、海岸線付近は海風と思われる南西風を示すものの、海岸線から約 3km 沖で風向が西風に変化した後も風向は激しく変化しており、海風が発達したと思われる北進時においても海上の風向は南を示さなかった。そのためこの日は沖からの補償流は無く、ごく小さい海風循環系が維持されていたと思われる。なお北進時に 35km 付近では急激に西風から東風へシフトするとともに、風速が 10m/s ほどまで増加しているが、これはちょうど南北約 4km ほどの幅にわたって東西に伸びる積雲帯の下を通過しているときであり、そこでは激しい降雨に遭った。この 35km 沖付近の東西に伸びる帯状の地域では、強い水平シアとともに強い積雲を発達させる収束が起こっていたものと思われる。

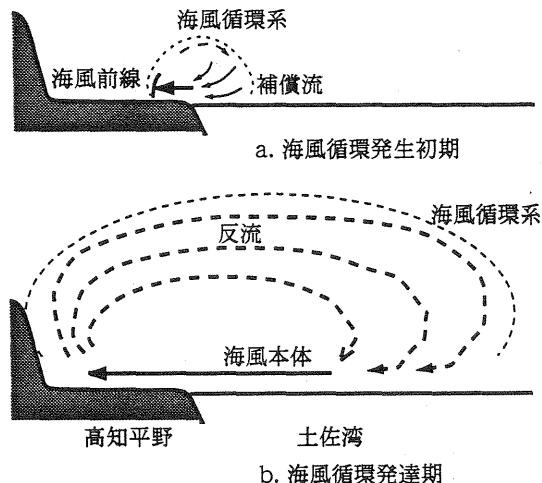


図11 発達過程における土佐湾海風の模式図

4. まとめ

海上観測を含む多点観測により、下層域における海風の様子をまとめた結果を図 11 に模式図で示す。この図より土佐湾海風の特徴について以下のことが分かる。

1. 海風の始発領域は、海岸線から沖 1km までの範囲内にある。
2. 海風が重力流の性質を持つのは陸上のみであり、海上では陸上に海風前線が侵入した後、それを補償するような循環が形成される。
3. 夏季については発達段階中程の 11 時における海風の水平循環規模は 30km 程度であったが、最盛期は 40km を超える。

また、7月15日には次のような事例も観測された。

4. 陸上で海風の侵入が認められた場合であっても、気圧配置によっては、海上での水平循環規模は非常に小さく、沖においては不安定な気象が複雑な風系を形成する場合もある。

今回は夏季の海風について、3 日間のデータを用いて解析を行ったが、今後も観測を重ね、多くの海風の始発領域や水平循環規模についてより明確にしていきたい。

参考文献

- Chiba, O. et al., 1994: Wave trains over the sea due to sea breezes. Boundary-Layer Meteorology, 70, 329-340
- 近藤 純正, 1994: 水環境の気象学—地表面水収支・熱収支—, 朝倉書店
- 武市 智, 1985: 高知空港における海陸風に伴う低層ウインド・シャワー その予想 方法, 気象学ノート, 30, 1-12
- 田中 隆一, 1985: 海風循環の発生時の一形態, 天気, Vol. 34, No. 4, 167-173
- 千葉 修, 1993: 高知県における海風の特徴, 天気, Vol. 40, No. 2, 109-117

高知県の海陸風ホドグラフの形とその特徴

原 篤司、千葉 修 (高知大学理学部)

概要

内陸約2 kmにある高知大学大気境界層観測所 (ABO) と山間部の入り口に当たる佐岡小学校の2点において海陸風の観測を1997年1月～1998年6月に行った。さらに高知県のアメダス観測点のデータを用いて、高知県における海陸風ホドグラフの形を調べた。高知県のホドグラフは海岸線近くでは非常に偏平な形をしており海岸線に対して垂直な方向に広がった形をしている。また、一部の地域では長軸の傾きは一年を一周期として変化をしていることがわかった。

1. はじめに

海陸風は大気境界層内で発達する比較的身近な現象である。海陸風は海岸部で放出された汚染物質を内陸に運ぶ役割をになっているので大気汚染の観点からも多くの研究が行われてきた。

Haurwitz (1947) は海陸風について理論的な立場から海陸風のホドグラフが楕円体なることを見出し、彼の方程式を更に詳しく解析したKusuda、Alpert (1984) はホドグラフの長軸の傾きがほぼ緯度と等しい値になることを見出した。また、Neumann (1977) は海陸風の風向の変化は一定でなく、その変化量はコリオリ力、海と陸の気圧傾度力と一般場の影響、それらの3つの要素によって決まることを提唱した。

このように海陸風の基本的なメカニズムについては説明されているが、地形的特性や地表面・海面の熱特性の影響を受けて、その出現形態はさまざまである。ここでは高知県に限定し沿岸域に当たる大気境界層観測所 (ABO) での観測結果をもとにアメダスデータを用いて高知県の海岸領域での海陸風について解析を行った。

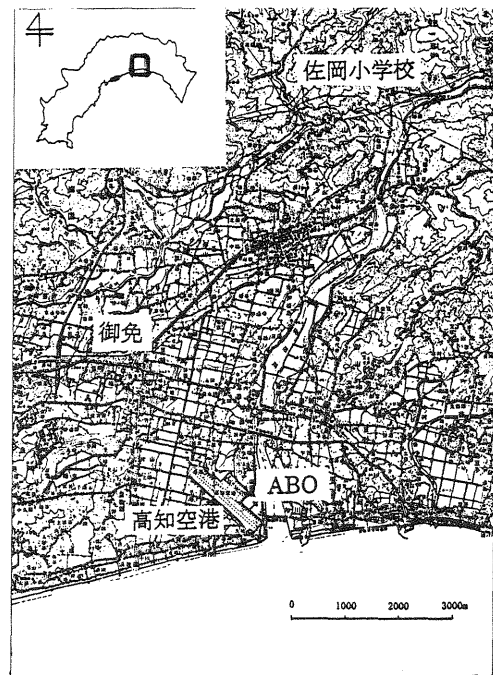


図1 観測点 (地図)

2. 2 観測装置

2. 観測場所と観測装置

2. 1 観測場所

観測は高知県南国市にある高知大学理学部付属の大気境界層観測所 (ABO) と佐岡小学校で行われた。(図1) ABOは高知市から東に約12 kmの香長平野にあり南の土佐湾の海岸線から約2 km内陸に位置する。周囲の地形は東西6 km南北10 kmが平野であり水田地帯となっている。佐岡小学校は物部川沿いの谷に位置し海岸から約10.4 km内陸に位置する。

・ ABO

牧野測器製の三杯風速計と矢羽根型風向計を用いて観測を行った。三杯風速計と矢羽根の性能を表1に示す。三杯風速計は観測塔の12 mに風向計は約2 mに設置した。

・ 佐岡小学校

自動気象観測ステーション (アンデラー社製) を用い風速、風向、気温、相対湿度、気圧の5気象要素を観測した。観測装置は小学校の屋上10.7 mに設置した。性能は表2に示す。

風向（矢羽根）VF016		風速（三杯風速計）AF750	
始動風速	約 0.6m	始動風速	約 0.6m/s
距離定数	約 1.5m	距離定数	約 2.4m
方位	16 方位	風程	1.2m (1 回転)

表 1 三杯風速計と矢羽根型風向計の性能

気象センサー	立ち上がり風速	レンジ	分解能
風速	30~50cm/s	60m/s 以内	±2% または 20cm/s
風向	30cm/s		±5°
気温		-8℃~41℃	0.1℃ または 0.05℃
湿度		5~100%RH	±3%RH

表 2 自動気象ステーションの性能

2. 3 解析に用いたデータ

・ ABO、佐岡小学校

三杯風速計、矢羽根ともに 2 分ごとにデータを採取し、また、そのデータは 2 分間の平均値である。

・ アメダス観測年報（1997）（気象庁提供）

3. 解析結果

3. 1 高知県のホドグラフ

・ ABO

ABO で観測された夏季（7～9 月）と冬季（12～2 月）のホドグラフを図 2 に示す。ホドグラフは各期間での海風が進入したと思われる日のデータを用い、そのデータにおける東西、南北の風速成分を毎時間ごとに平均したもののである。ここでのホドグラフは縦長で非常に偏平な形をしている。また、冬季と夏季の 2 つのホドグラフはホドグラフの長軸が冬季で東に傾き夏季で西に傾くといった特徴をもっている。このことは以下で言及する。

・ 佐岡小学校

佐岡小学校においても ABO と同様に夏季（7～9 月）と冬季（12～2 月）のホドグラフを図 3 に示す。ホドグラフの形状は ABO に比べ横に広がった楕円体であることがわかる。ABO よりも内陸に位置するためにこのようになったと思われる。また、海風の最盛期である 13 時～14 時の風向は谷の奥に向かった方向に向いており谷筋に沿って海風が吹いていることを示す。また、ABO でみられたような夏季と冬季でのホドグラフの形状のちがいは見られず、ほとんど一定の方向に向いている。これは佐岡小学校が谷筋に位置するために地形によって抑制効果が働いているためであると考えられる。

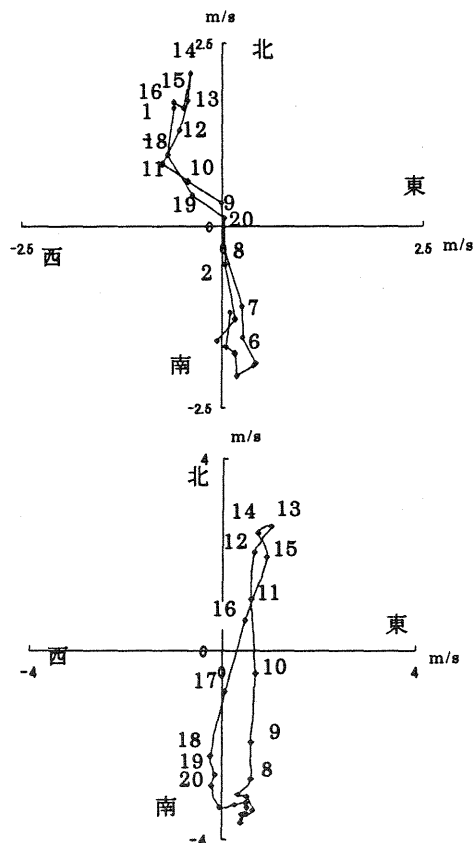


図 2 ABO のホドグラフ

上：7～9 月 下：12～2 月
(グラフ上の数字はそれぞれ各点の時間を示す。)

・ 高知県の全域 (AMDS)

高知県の 8 個所のアメダス観測点でのホドグラフ様子をを 図 4 に示す。ここでは ABO での海風の進入時に高知県で海風が入っているとして一年の中で海風の観測しやすい 7～9 月のデータを用いて解析を行った。まず、土佐湾では円弧状の海岸線と垂直な方向に海風が進入している様子が見て取れる。また、宿毛、清水でも海岸線に垂直な方向に進入している。

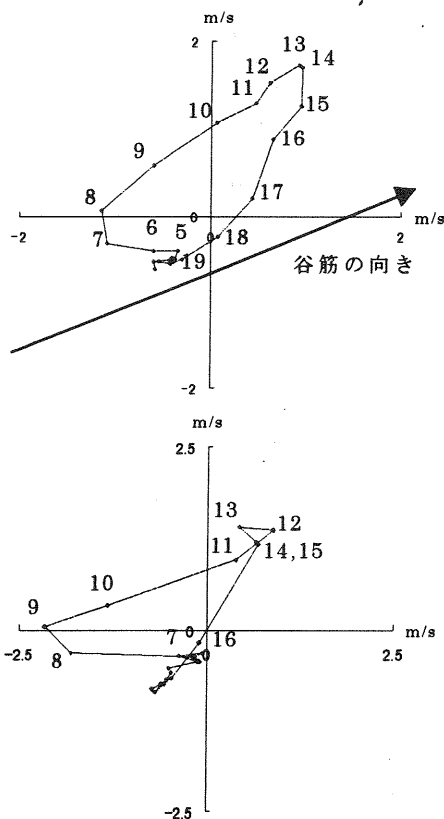


図3 佐岡小学校のホドグラフ
上：7～9月下：12～2月
(グラフ上の数字はそれぞれ
各点の時間を示す。)

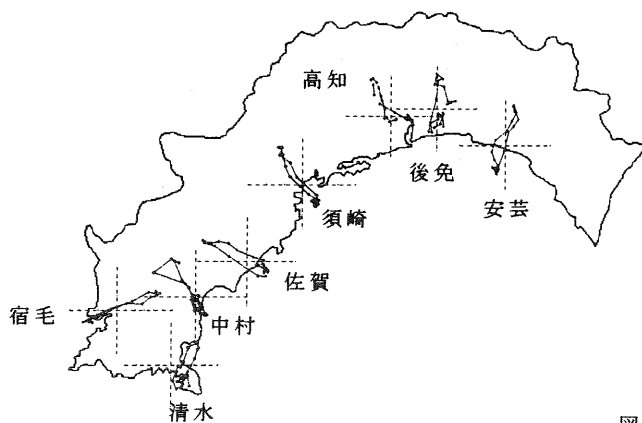


図4 高知県全体のホドグラフ
(7～9月)

3. 2ホドグラフの傾き

ホドグラフの長軸の様相を調べるために南北の地理的な線から角度のずれ(傾き θ)で表してみた。(図5参照) また、 θ は南北に平行なとき 0° 、東に傾いたときにプラスの値を、そして西に傾いたときにマイナスとして定義する。

・ ABO

図2で示したように、ABOでのホドグラフが夏季で西よりに冬季で東よりに傾いていることより、傾きの季節的な変化を調査した。結果を図6に示す。

ABOのホドグラフの傾きは一年を一周期として変化していることが確認できる。相関係数 R は0.94である。

・ 佐岡小学校

ABOより内陸にある佐岡小学校のデータを図6に示す。

ABOとは対照的に佐岡小学校ではホドグラフの傾きに周期的な変化は見られない。この一因として地形の影響が考えられる。

・ 高知県全域 (アメダス観測点)

同様の計算をアメダスデータについても行なった結果を図7に示す。観測場所の特性のためか海岸線付近にあるにもかかわらず観測地点においていろいろな結果が得られた。また、もっともよい相関が得られた地点はABOにもっとも近い後免で0.84を示した。相関係数が0.6を上回る場所(須崎、佐賀、中村)が見出された。

周期関数の回帰直線もいろいろな傾向を示し風向が海岸線に垂直な方向に対し最大で振れる時期についてもいろいろな結果が得られている。

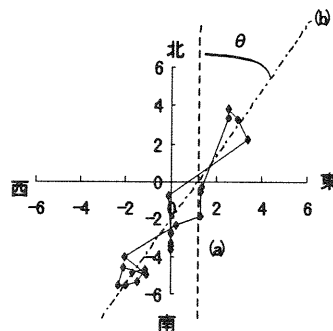


図5 線(a) (-----) は南北に結んだ線
線(b) (-----) はホドグラフの長軸の線
 θ はその間の角度

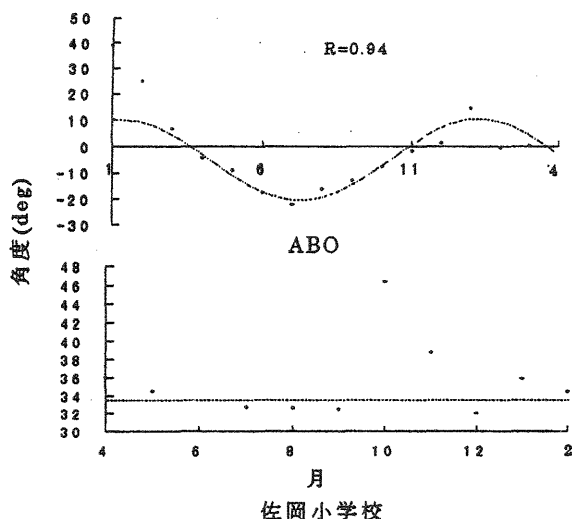


図6 ホドグラフの傾きの季節的な変化
(グラフ中の数字(R)は回帰直線との相関係数を示す。)

4. まとめ

大気境界層観測所 (ABO)、佐岡小学校とアメダスのデータを用いて高知県での海陸風のホドグラフの特徴を調べた。高知県のホドグラフは円弧状の海岸線と垂直な方向に広がっている。ABO ホドグラフは偏平な形を示していた。佐岡小学校のホドグラフは谷筋に沿った方向にひろがっており海風が谷筋方向に進入するため

あろう。また、ABO では季節によって海風の最盛期もしくは陸風の最盛期の風向が異なる。また、ABO ではホドグラフの長軸が一年を一周期とし変化していることがわかった。また、ABO よりも内陸に位置する佐岡小学校ではこのような現象は見られなかった。高知県におけるアメダス観測点データより清水や宿毛などの地形の影響が大きい場所や高知などのヒートアイランドによる効果ある場所などで季節的な変化は見られなかったが、他の場所では観測データの精度が悪いため現象を確認するのに十分ではないが、可能性はあるのではないかと考えている。

参考文献

- J. Neumann, 1977: On The Rotation Rate of the Direction of Sea and Land Breeze. J. Atmos. Sci., 34, 1912-1917
Stephen D. Burk and Dean O. Staley, 1978: Comments "On the Rotation Rate of the Direction of Sea and Land Breeze" J. Atmos. Sci., 35, 1692-171
森 征幸, 1982: 日本における日変化の気候学的特性について, 天気, 29, 223-230
土田 誠, 吉門 洋, 1995: 東京湾岸の冬季の海風, 天気, 42, 283-292

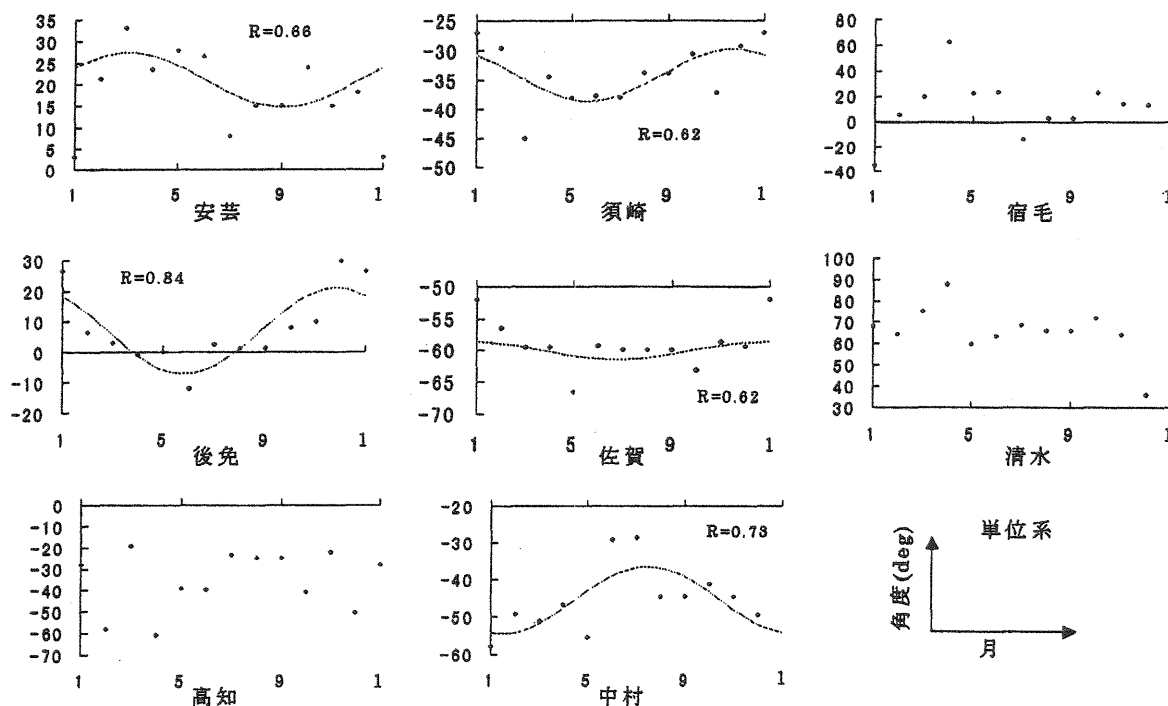


図7 AMDS 観測所でのホドグラフの季節的な変化
(グラフ内の数字(R)は回帰直線との相関係数を示す)

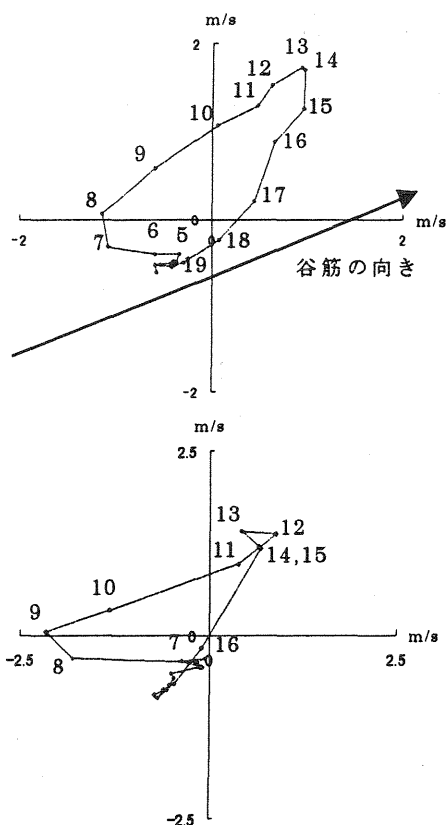


図3 佐岡小学校のホドグラフ
上：7～9月下：12～2月
(グラフ上の数字はそれぞれ
各点の時間を示す。)

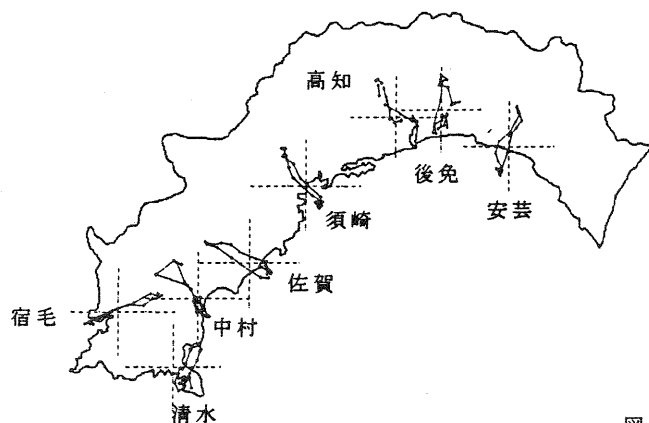


図4 高知県全体のホドグラフ
(7～9月)

3. 2ホドグラフの傾き

ホドグラフの長軸の様相を調べるために南北の地理的な線から角度のずれ(傾き θ)で表してみた。(図5参照) また、 θ は南北に平行なとき 0° 、東に傾いたときにプラスの値を、そして西に傾いたときにマイナスとして定義する。

・ ABO

図2で示したように、ABOでのホドグラフが夏季で西よりに冬季で東よりに傾いていることより、傾きの季節的な変化を調査した。結果を図6に示す。

ABOのホドグラフの傾きは一年を一周期として変化していることが確認できる。相関係数 R は0.94である。

・ 佐岡小学校

ABOより内陸にある佐岡小学校のデータを図6に示す。

ABOとは対照的に佐岡小学校ではホドグラフの傾きに周期的な変化は見られない。この一因として地形の影響が考えられる。

・ 高知県全域(アメダス観測点)

同様の計算をアメダスデータについても行なった結果を図7に示す。観測場所の特性のためか海岸線付近にあるにもかかわらず観測地点においていろいろな結果が得られた。また、もっともよい相関が得られた地点はABOにもっとも近い後免で0.84を示した。相関係数が0.6を上回る場所(須崎、佐賀、中村)が見出された。

周期関数の回帰直線もいろいろな傾向を示し風向が海岸線に垂直な方向に対し最大で振れる時期についてもいろいろな結果が得られている。

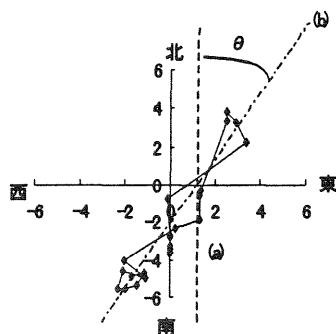


図5 線(a) (-----) は南北に結んだ線
線(b) (——) はホドグラフの長軸の線
 θ はその間の角度

「高知市の都市化にかかる都市化現象」

林かずひこ・五十嵐廉・小西誠二（高知地方気象台）

（はじめに）

都市域における地表面の変化、熱収支をはじめとする気候を形成する様々な条件が、都市周辺の地域（郊外農村地域など）と異なる結果生じるもので、気温や湿度など気候要素の値が変化し、都市域における独自の大気の状態を形成する。これがいわゆる「都市気候」として分類されるものである。

地表面の熱収支が気温を変化させる以外に、都市域と周辺の異なる地表面により、水文条件の変化で湿度が、形状変化で風が、また人間生活などによる熱エネルギーの放出、大気汚染物質の放出などで異質の気候が形成されるのである。そしてこれらは相互に関連し複雑な様相をもちあわせたものである。

地表面の構成物質がコンクリートやアスファルトなど、熱容量・熱伝導率の大きなものに徐々に変化しており、昼間は地表面下に、また夜間には地表面下から熱の輸送量が増大する。さらに舗装や下水の整備により降水が速やかに排水されるなど、土壌に蓄えられる水分量が減っており、またこれらにより蒸発散の現象で、大気への水蒸気の供給が減少している。

1. 資料と解析及び用語の説明

1-1 資料

高知地方気象台では 1886 年から資料を取りまとめ、その中から日平均気温・日最高気温 30℃以上（真夏日）の日数・日最低気温 25℃以上（熱帯夜）の日数、日最低気温 0℃未満（冬日）の日数及び日平均相対湿度のそれぞれの要素を、気温・相対湿度については平年値及び年別値、 $T_{max} \geq 30^\circ\text{C}$ ・ $T_{min} \geq 25^\circ\text{C}$ ・ $T_{min} < 0^\circ\text{C}$ の日数については 10 年毎の平均値及び年別値を用いた。また清水・室戸岬各測候所における年の平均気温及び平均相対湿度の平年値（1941～1970, 1951～1980, 1961～1990）を用いた。

さらに東京・大阪・高松・松山・徳島及び宇和島についても、1961～1990 年の気温及び相対湿度の平年値を用いた。

1-2 解析方法

年の平均気温・平均相対湿度からクライモグラフを、また高知での上記要素の日数及び年別値のグラフを作成し経年変化の状況を解析した。

1-3 用語の説明

平年値；30 年間の値を平均したもの

平均値；① 10 年間の値を平均したもの

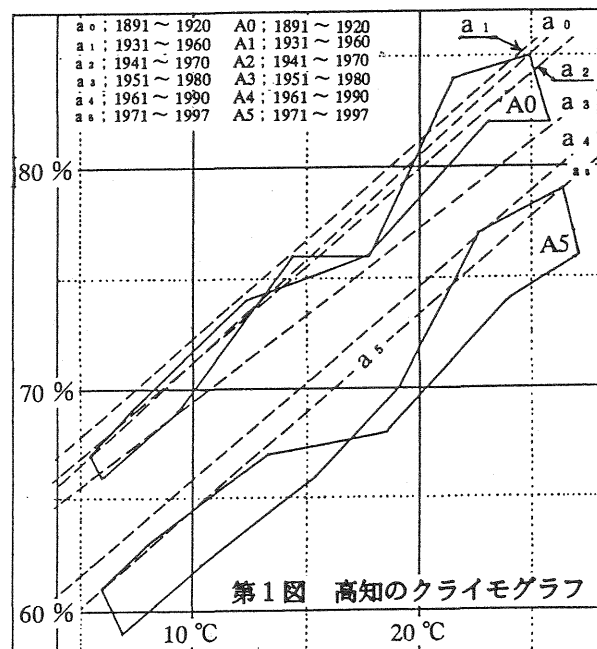
② 平年値を合計平均したもの

年別値；年の平均値、年間の合計値

2. 気象要素の変化

2-1 クライモグラフ

高知における気温及び相対湿度の平年値の経年変化をクライモグラフ第 1 図（A0；1891

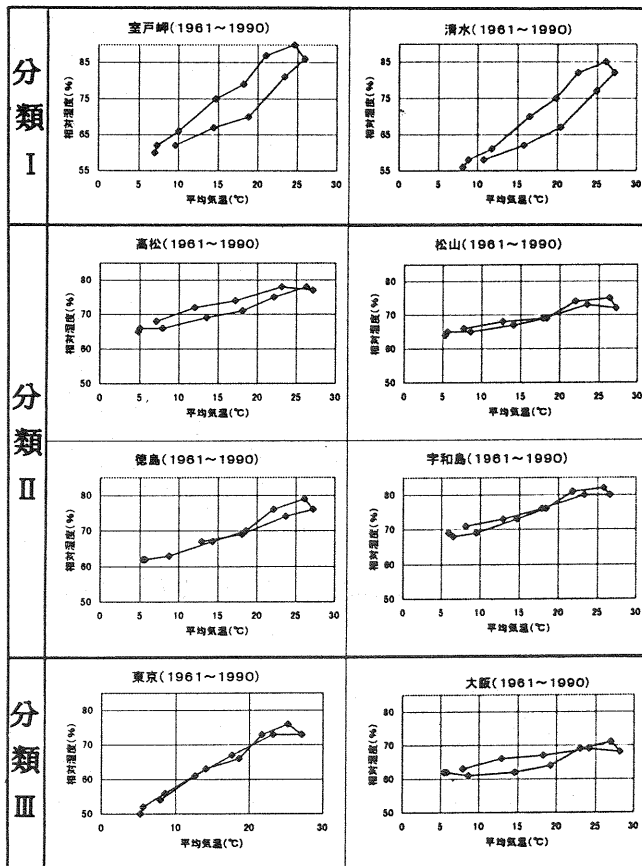


～1920年, A1; 1931～1960年, 以下A2・A5; 1971～1997)に示す。

この図から, 1960年(A1)頃までは経年変化の大きな変動は見られない。また, 直線a₀～a₁(1月と7月を結んだ)で示すように気温や相対湿度の差がほとんどないのが特徴である。

A1を基本図とすると10年毎の平年値(平均値)の経年変化にはかなり大きく変動しているのがわかる。A1を基準としA5では1月で気温は0.8℃高く, 湿度は7%低く, また7月の気温は0.9℃高く湿度は7%低くなっている。年間平年値をみても, 気温は0.7℃高く, 湿度は8%低くなっていることがわかる。

2-2 他官署のクライモグラフ



第2図 他官署のクライモグラフ(1961～1990)

県内気象官署(室戸岬・清水=分類I)及び四国の他の官署(高松・松山・徳島・宇和島=分類II)及び大都市の官署(東京・大阪=分類III)との比較のクライモグラフを第2図に示す。それによると, 「I」の形状ははっきりした右上がりの楕円形のクライモグラ

フであり, 1月から12月にかけて時計回りの図となっているのに対し, 「II」の形状はやや扁平な8字を描くクライモグラフとなっている。

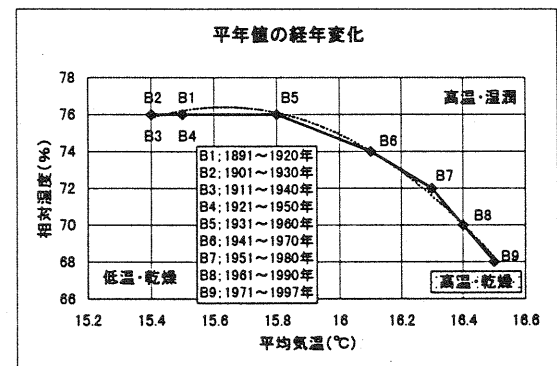
一方「III」に示す大都市の形状は, 大阪は扁平でありほぼ「II」の松山の形状と似ているが, 東京は7, 8月の膨らみを除いてはほぼ直線上をなす形状で, 他の官署と異なった形状である。

2-3 高知は? と言えば

高知では「II」の形状に似ており, はっきりとした8字を描くクライモグラフとなっている。

2-4 クライモグラフの平年値の経年変化

高知における平年値の経年変化を第3図に示す。図の右上が高温・湿潤域, 左下が低温・乾燥域として現すことが出来る。



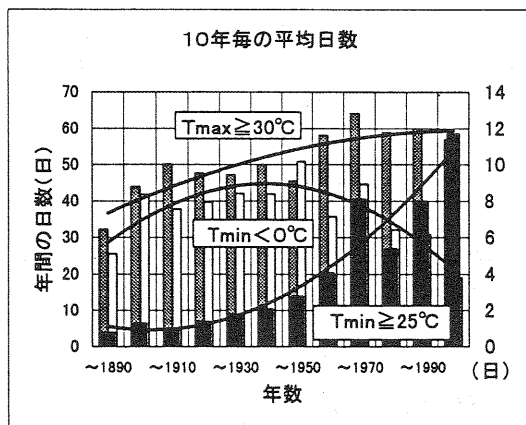
第3図 平年値の変化図

B1～B4(すなわち1950年までの平年値)は, ほとんど気温や相対湿度の変化のない年代であったと言える。しかしその後(B5以降)はB9にかけ右下がりとなっており, 高温で乾燥する様子を示している。その値としては, この80年間(平年値の移動)では気温は1℃高く, 相対湿度は8%低くなっている。

2-5 気温要素の日数の経年変化

日最高気温30℃以上の日数・日最低気温25℃以上の日数・日最低気温0℃未満の日数を10年毎(初年は1886年～1890年の5年, 最終年は1991年～1997年の7年で示す)の変化図を第4図に示す。

これによると, $T_{max} \geq 30^{\circ}\text{C}$ は徐々に増加傾向にあるものの, ここ40年くらいは増加率が鈍っている。



第4図 10年毎の変化図

一方 $T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$ は 1921 年～1950 年をピークとして減少傾向となり、ここ 20 年近くは年間 10 日を切ることが度々ある。また $T_{min} \geq 25^{\circ}\text{C}$ においては 1960 年～1970 年に日数の多さの第 1 次のピークがあり、一旦少なくなったもののその後は急速な増加傾向をたどり、近年は平年値（7.2 日）を大きく上回ることが多くなった。

2-6 年平均気温及び平均相対湿度の経年変化

高知の年平均気温は 1886 年から 1945 年頃まではほぼ一定（ 15.4°C ）で経過し、1960 年頃にかけ急激な上昇がみられた。その後一旦下降するが 1990 年頃から再び緩やかな上昇に転じ現在に至っている。この傾向は室戸岬・清水・宿毛とも同じである（1940 年前半から比較）。また、高知の年平均相対湿度はここ 15 年ほどは 67～68% で安定しているものの、1955 年頃から 1985 年頃まで減少を続け、1945 年から 1995 年で 10% を超える減少となっている。

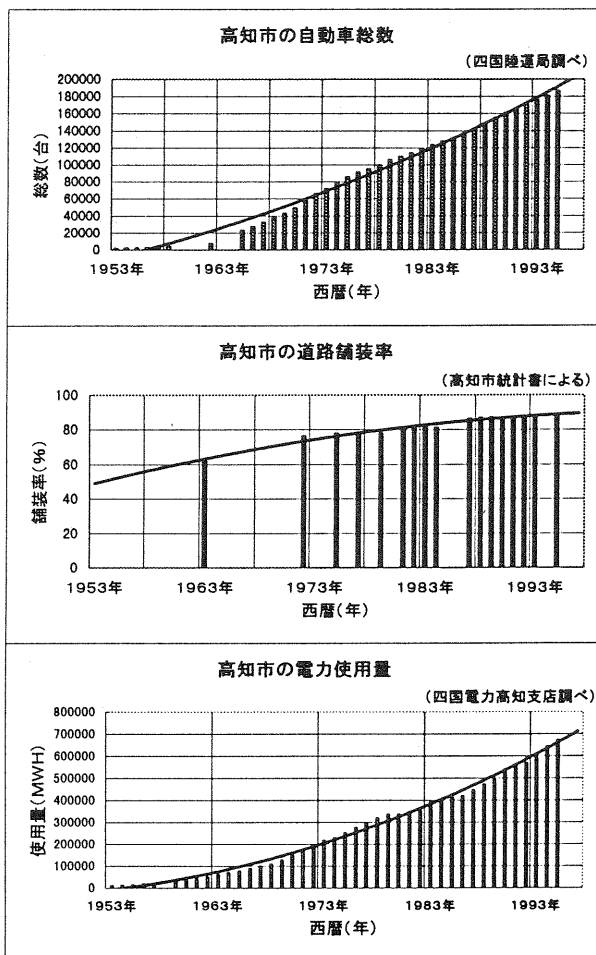
環境変化のあまりない室戸岬と高知との対比を行った結果、

年平均気温は 1950 年代前半までは室戸岬の方が $0.5 \sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 程度高く経過していたが、その後も 1960 年代前半まで室戸岬の方がやや高い状態となっている。しかしそれ以降は $0 \sim 0.3^{\circ}\text{C}$ 程度高知の方が高い状態となっている。また年平均相対湿度は、室戸岬で 1941 年から 1970 年までは 73～74% で安定し、その後減少傾向となり、最近では 71% と約 3% 減少してる。

以上から、高知・室戸岬を比較した場合、高知での気温の上昇、相対湿度の低下量が顕著となっていることがわかる。

3. 高知市における環境諸要素の変化

次に、高知市における建物のコンクリート化、道路の舗装率、自動車の普及数、電力の使用量などは、熱の吸収・容量・発散の判断材料であることから、これらを調査し図の解析及び気象要素との対比を試みた。



第5図 a 高知市における環境諸要素の変化図

3-1 コンクリート化

建物及び道路のコンクリート化やモルタル化、またアスファルト化については、都市における日中の温度上昇を助長するほか、夜間における熱供給源として、気象における影響は大きいと考えられる。

高知市では、1960 年代では道路の舗装率は約 60% 台、しかしその後は自動車の普及や社会情勢の変化に対応し、1970 年代は舗装率は 70% 台後半、その後 1980 年代になって舗装率は 80% を超えるようになり、現在では 90% に達する勢いとなっている。

一方建物のコンクリート化においては、高知県下の新設住宅で見ると 1970 年代当初から約 20 % 台で推移していたが、1970 年代末には 40 % を超えるようになった。また 1985 年頃からは 55 % 程度となりコンクリート化が進んでいることがわかる。高知市では、これ以上にコンクリート化が進んでいると推定される。

3-2 自動車等の普及台数

空气中に放出する熱源の 1 つに自動車の排気ガスがある。近年の社会情勢の変化から急激な普及を示している。

高知市における自動車の普及台数については、1970 年代の末から 10 万台を突破し人口の増加とともに増え、現在では約 19 万台に達している。

3-3 電力の使用量

電力の使用量 (MWH) は、1955 年頃までは増加は少ないが、その後家庭電化製品の普及とともに使用量が 1970 年にかけて 5 年毎にほぼ倍増し、1970 年代から増加する傾向は顕著となり、特に 1990 年代に入って増加量が大きくなっている。また夏期の昇温時の最大電力は、近年更新されることが度々ある (電力使用は多くの電化製品があるので値は参考値)。

4. 解析

高知市における環境諸要素 (以下「諸要素」という) は 1950 年頃からしか無いため、気象の要素も同様な期間とした。

客観的には、1970 年前後に何らかの気象の変化がみられる。

高知市の諸要素の変化には、1969 年～ 1973 年にかけて大きな変化がみられる。特に建物のコンクリート化や道路の舗装率には急激な伸びを示したものが、「木」「土」から「コンクリート」へ変化し、熱容量が大きく増大したと考えられる。さらに、家庭電化製品の多様化により、1960 年前後及び 1970 年前後には前年比 20 % 近い使用電力量の増加があった。自動車の伸び率においても、1970 年前後には前年比 16 % の伸び率がある (最近は同 5 % 前後である)。

このような諸要素の変化が気象にも何らかの

影響として現れていると推定できるが、1970 年頃には年平均気温や相対湿度及び日数等にはその変化はあまり現れていない。しかし、1960 年頃に年平均気温の高い第 1 次のピークや、年平均相対湿度の下降傾向、日数の $T_{max} \geq 30^{\circ}\text{C}$ の第 1 次の多いピーク、 $T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$ 未満が減少傾向に、さらに $T_{min} \geq 25^{\circ}\text{C}$ は増加傾向となるなど変化が現れている。また 1980 年頃には日数の $T_{max} \geq 30^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{min} \geq 25^{\circ}\text{C}$ の再増加が始まったり、年平均相対湿度が低い第 1 次のピークとなるなどが挙げられる。

5. 終わりに

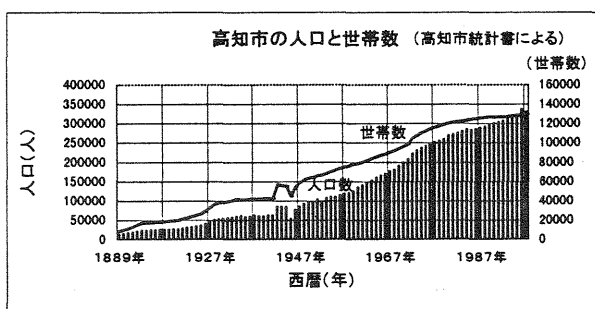
この調査では、高知市の諸要素の変化に追随するはっきりした気象の変化はあまり見られなかった。しかし、高知と室戸岬との比較において、高知が経年変化で年平均気温の上昇と年平均相対湿度の減少が非常に顕著となっている。また全般に熱帯夜日数の増加傾向、冬日日数の減少傾向、さらに高知市の諸要素の 1980 年頃以降の増加傾向から判断すると、都市化による「気象の変化」と「諸要素の変化」が同時現象と解析する方が妥当ではなかろうか。

この調査は、平成 9 年度から実施しているものであるが、気象関係の資料は準備できても、なかなか自治体等での諸要素の資料が集まらず、十分な解析が出来なかった。

このため気象との因果関係を十分把握出来なかったことは今後の課題の 1 つと言える。

6. 謝辞及び参考資料等

最後に資料提供いただいた高知市 (都市計画課)・四国電力 (総務課) に深く感謝する。



第 5 図 b 高知市の人口及び世帯数の変化図

・高知市町別人口統計書 (S 48 ~ H 4 ; 高知市企画部)

四国地方の気象要素の経年変化

金田芳彦（高松地方気象台）

1. はじめに

気象要素の経年変化の調査は過去に多くの調査がある。四国地方を対象にしたものでは、奥田ほか(1995)が高松・多度津の気象要素の経年変化を調査している。また山地ほか(1996)は、高松と多度津について観測地点周辺の土地利用状況の変化と関連づけた調査を行っている。ほかに高知地方気象台(1997)では高知市の都市化の問題を調査している。

今回の調査は、気象要素を気温に限り、四国内の気象官署のデータを用いて、これまでの調査で示されている特徴と比較するとともに、室戸岬のデータとの差をとることにより都市化による影響部分の経年変化を調査した。

2. 約 100 年間の経年変化

気温について約 100 年間のデータが得られる高知・松山・徳島・多度津の4地点の経年変化を第1図から第3図に示す。各地点とも 1940 年代前半までは比較的安定した状態が続き、1940 年代後半から 1950 年代は急激な上昇、その後 1970 年代までは比較的安定、1980 年代になって再び急激な上昇となっている。特に最低気温でその傾向が顕著である。これらの特徴は全国的な傾向と一致する。

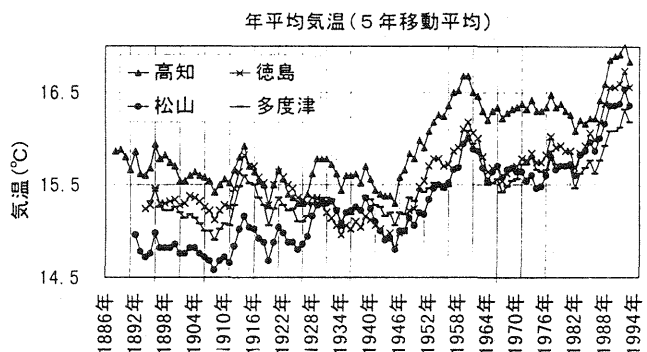
第4図にこれらの地点の気温変化率を示す。いずれも上昇となっている。平均気温の上昇率は4地点の平均で約 1.1℃である。過去約 100 年間について国内の年平均気温の上昇率は 0.9(℃/100 年)程度とされており、四国地方の上昇率はこれに比べるとやや大きめとなっている。

3. 室戸岬の経年変化

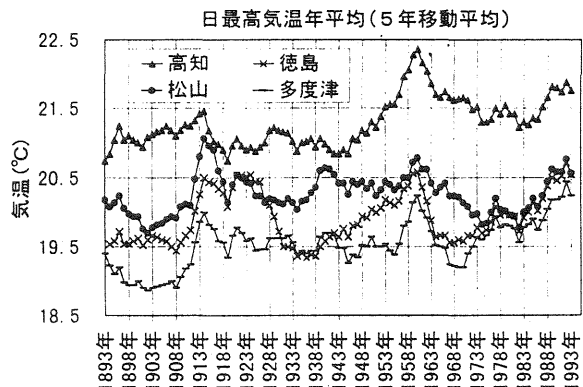
都市化という局地的な影響を考える場合、バックグラウンドの気温を考慮する必要がある。

野口(1994)は一定の条件により「都市化の影響の無い官署」を定めているが、四国地方では室戸岬がその官署に含まれる。今回の調査では室戸岬の気温がバックグラウンドを示しているとして考

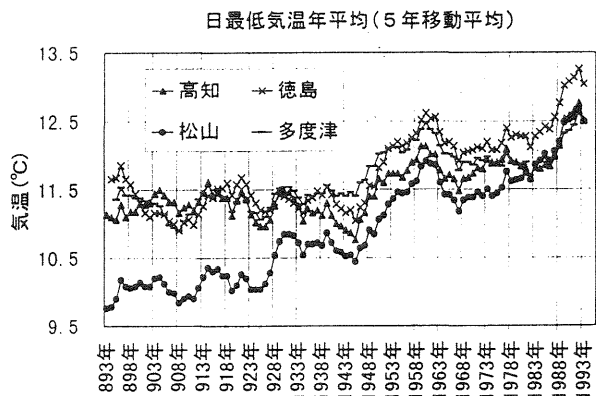
察を進める。第5図に室戸岬の気温の経年変化を示す。最低気温・平均気温は上昇しているが、その変化率は他の気象官署と比べて小さく、最高気温は下降している。



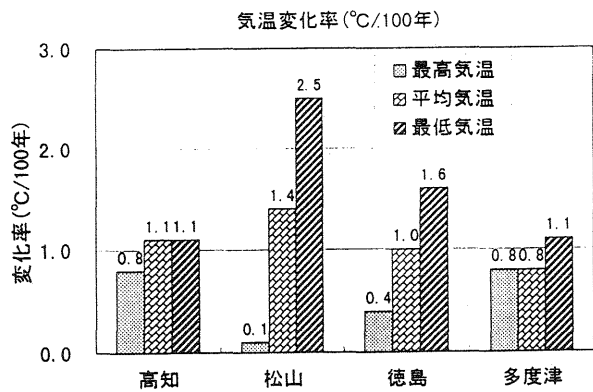
第1図 平均気温の経年変化



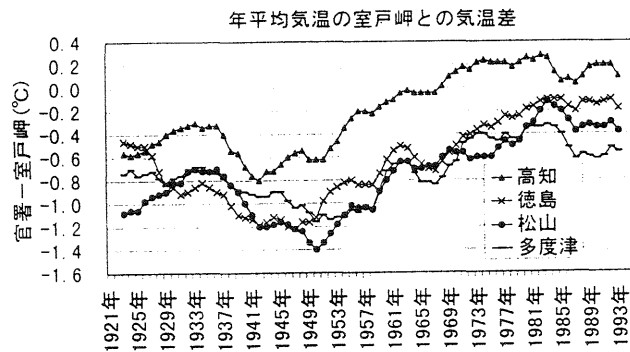
第2図 最高気温の経年変化



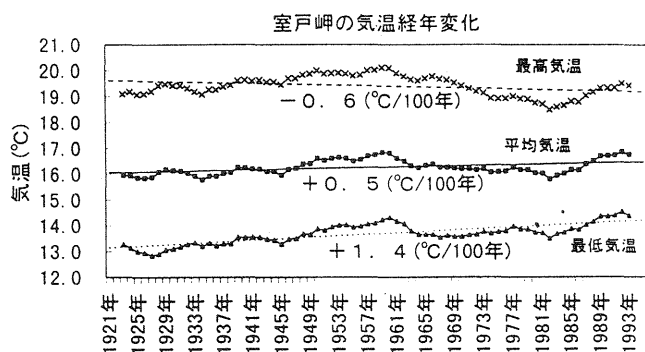
第3図 最低気温の経年変化



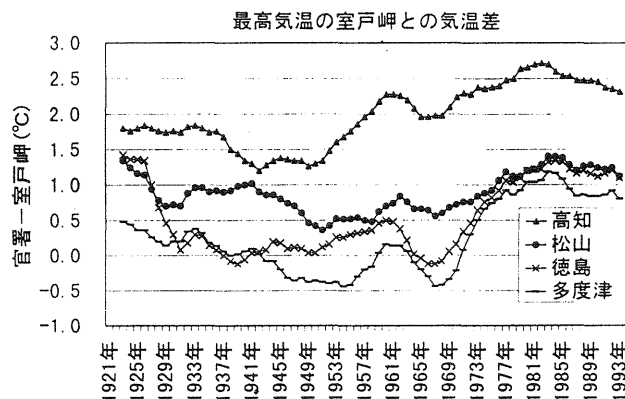
第4図 各地点の気温変化率



第6図 室戸岬との気温差（平均気温）



第5図 室戸岬の気温経年変化

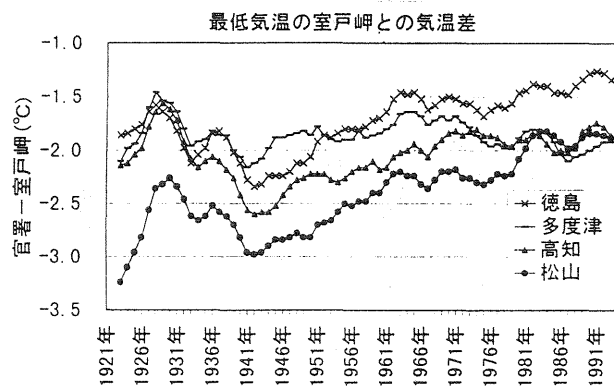


第7図 室戸岬との気温差（最高気温）

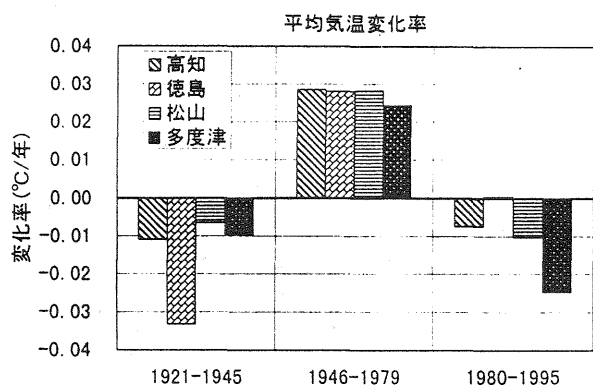
4. 各地点と室戸岬との気温差

第6図から第8図に、各地点と室戸岬との気温差を示す。平均・最高・最低の各気温とも、全般的には1920年代以降下降傾向だったが1940年代後半から上昇となっている。1970年代になってからはその上昇が弱まり、1980年以降は、むしろ下降しているようにも見える。ただし各地点ごとに上昇が弱まる時期などに違いがみられる。例えば平均気温でみると高知では1970年ごろに上昇がほぼ止まったのに対して、徳島・松山では1980年ごろまで上昇傾向が続いている。

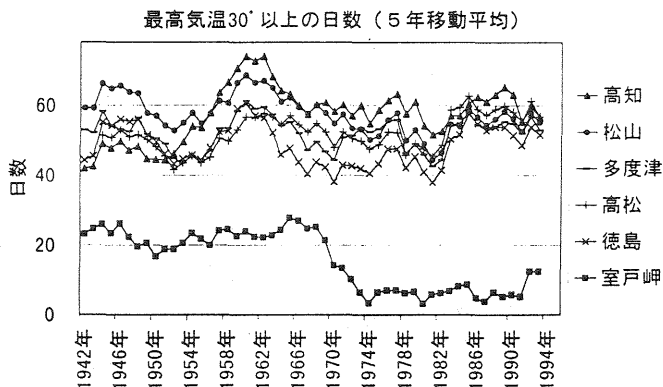
そこで、1921～1945年、1946～1979年、1980～1995年の3つの期間それぞれについて、気温変化率を求めた（第9～11図）。1946～1979年は上昇が顕著だが1980～1995年はほぼ下降となっている。



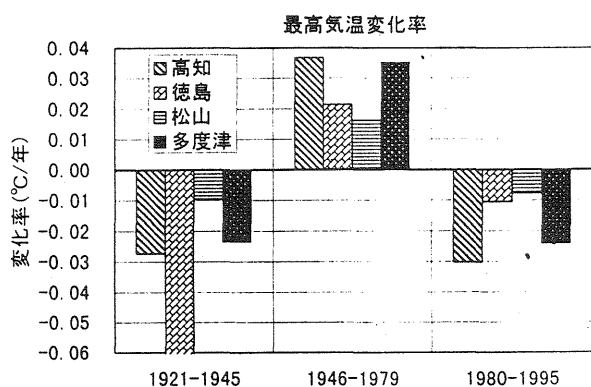
第8図 室戸岬との気温差（最低気温）



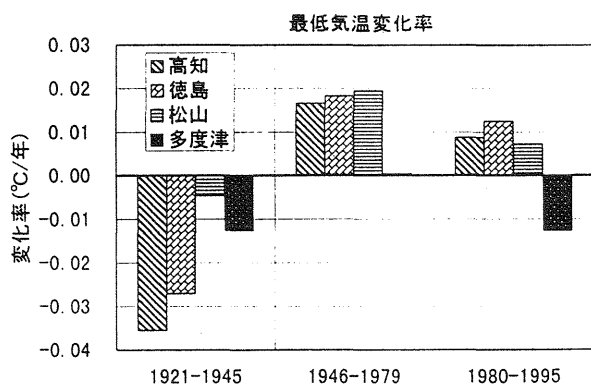
第9図 平均気温変化率



第12図 真夏日発生日数変化



第10図 最高気温変化率



第11図 最低気温変化率

5. 真夏日の発生日数など

第12図に真夏日（日最高気温 30℃以上）の日数変化を示す。1960 年前後に多くなった後、比較的少ない状態で推移していたが 1980 年に入って徳島・多度津で増加している。しかし約 50 年間の傾向では特に増加が顕著というわけではない。室戸岬では最高気温の低下傾向に対応しているためか 1970 年に入って減少している。

第13図に日最高気温 35℃以上の日数変化を示す。1980 年代に入ってから増加傾向にあり、高松・多度津が顕著である。真夏日の日数が多かった 1961 年と 1994・1995 年とを比較して第1表・第2表に示す。

第1表 高松の真夏日などの比較

高松	1961 年	1994 年	1995 年
真夏日日数	69 日	80 日	58 日
35℃以上日数	0 日	27 日	19 日

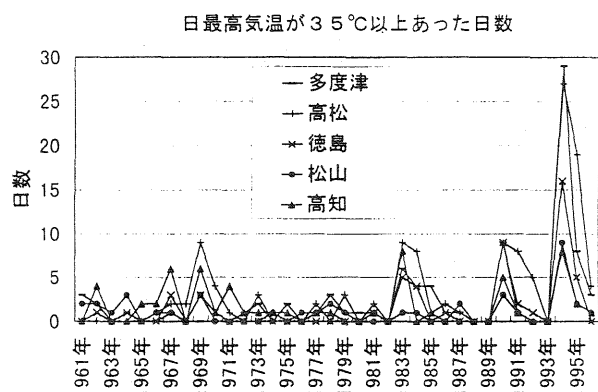
第2表 多度津の真夏日などの比較

多度津	1961 年	1994 年	1995 年
真夏日日数	74 日	76 日	54 日
35℃以上日数	3 日	29 日	8 日

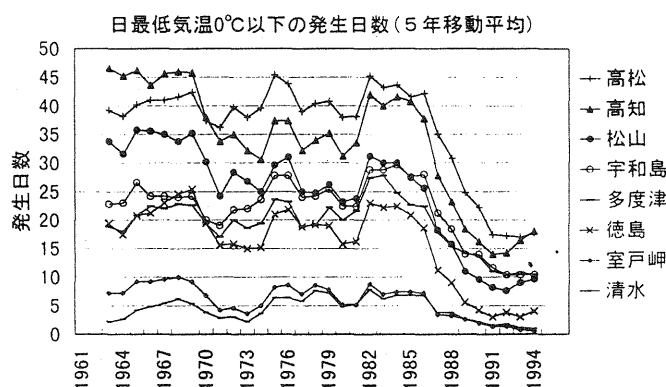
1961 年と 1994 年とを比較すると、真夏日日数はほぼ等しいかやや多めであるが、35℃以上の日数は高松で 27 日、多度津で 26 日も増加している。また 1995 年と比較すると、真夏日日数は 1961 年より少ないにもかかわらず、35℃以上の日数は高松で 19 日、多度津で 5 日増加している。

このように日最高気温が 35℃以上となるような極端な高温が近年発生しやすくなっている。

第14図に冬日（日最低気温が 0℃以下）の日数を示す。1980 年代後半から続いた暖冬を反映して、どの地点でも冬日発生数が減少している。



第 13 図 日最高気温 35℃以上発生数変化



第 14 図 冬日発生日数変化

6. まとめ

四国地方の過去約 100 年間の気温変化は、全国的な傾向と同様である。気温はおおむね上昇傾向で、特に最低気温で顕著である。平均気温の上昇率は全国的な値 ($0.9^{\circ}\text{C}/100$ 年) と比べてや大きめである。

都市化の影響についてみるために、「都市化の影響の無い官署」である室戸岬との気温差を調べた。その結果、1940 年代後半から 1970 年代までは、概ね上昇傾向だが、その後は下降傾向となっている。また地点によって傾向に差が見られる部分もある。室戸岬の気温をバックグラウンドの気温とみなせば、これらの傾向が都市化の影響とみることもできる。しかし一般に言われている都市化の影響の特徴（最低気温に傾向が見られやすく、最高気温でははっきりしない）と一致しないところもあり、都市化についてはさらに検討が必要である。

真夏の発生数は 1960 年頃のピークの後、比較的少なめで安定していたが、近年やや増加傾向

にある。また日最高気温が 35°C 以上となるような極端な高温が近年発生しやすくなっていることは注目に値する。

参考文献

- 奥田雅彦，西本章，1995：高松気象年表の整理と解析，大阪管区府県気象研究会誌，374-375。
 気象庁，1995：地球温暖化監視レポート 1994，気象庁。
 高知地方気象台，1998：高知市の都市化にかかわる「都市気候」の調査，事務連絡添付物資料。
 野口泰生，1994：日最高・最低気温の永年変化に与える都市化の影響，天気，41，123-135。
 山地一代，米谷俊彦，森 征洋，1996：香川における気象要素の経年変化と周辺地域の地表面状態の変化，日本気象学会関西支部例会講演要旨集，76，40-43。

渦度の生成・消滅に関わるメソスケール大気運動の考察

檜尾守昭 (高松地方気象台)

1. はじめに

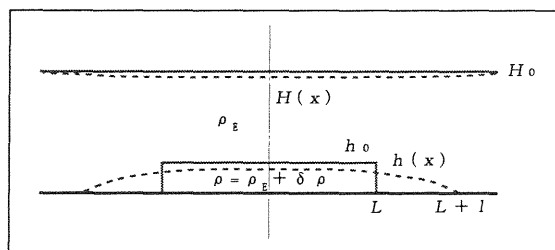
メソスケール気象は、観測データの解析により実態を把握するのが難しい。観測要素の間の物理的な関係を考察しつつ総合的に解析すれば、各要素をバラバラに解析するのに比べて、実態把握の可能性が格段に高まるのだが、総観スケール気象と異なり、物理的(力学+熱力学)なモデルや天気系モデルがまだ決定的に不足している。このため、解析の効果は解析者個人の物理的センスへの依存度が極度に大きい。

激しい上昇流を伴うメソスケール大気運動のタイプを理解するため、檜尾(1996)は重力流モデルと熱力学を組合せて、収束線付近の雨量強度の概算法を提案した。しかしそのモデルは、コリオリ加速度が無視できるため、渦の生成消滅の効果は含んでいなかった。

渦の生成消滅に関わるメソスケール大気運動として、地衡風調節(および傾度風調節)の過程が重要と筆者は考えている。しかし、気象力学の教科書に載っている地衡風調節は、現実には生じるメソスケール大気運動に適用できるものという理解の仕方をされていないのではないだろうか。

檜尾(1997)は地衡風調節を傾度風調節に拡張し、1997年4月18日に高松で測定された異常な高温が大気状態に起因するものなら、メソスケールの渦が生成するはずだという結論を導いた。しかし、現実には起こらなかったことについての考察だったため、力学的な重要性については説得力が弱かったと思われる。

本報告は、地衡風調節は数時間内で渦が生成・消滅する重要な力学過程であり、総観スケールの力学過程と対流雲や幅の狭い収束線の力学過程との中間に位置することを示そうとするものである。



第1図 2層流体の地衡風調節の概念図
実線は初期状態、破線は最終状態を表す。

2. 1層モデルの地衡風調節

降水の蒸発等、何らかの原因で短時間のうちに冷気が生成されれば、地衡風バランスが大きくずれ、冷気が

が吹き出す。初めはコリオリ加速度が無視できる重力流となるが、発散が進むにつれて次第に負の渦度が生成される。十分時間が経つと最終的にはほぼ地衡風もしくは傾度風バランスの状態になると期待できる。

この状況を、鉛直2次元1層モデルにより考察するが、その前に2層モデルを表す第1図について説明する。密度 $\rho_E = \text{const.}$ で自由表面(以下圏界面と呼ぶ)の高さが $H_0 = \text{const.}$ の環境大気中に、密度 $\rho = \rho_E + \delta\rho = \text{const.}$ の冷気が突然形成されたとする。この瞬間、大気は静止しており、冷気の鉛直断面は図のような矩形で高さ $h_0 = \text{const.}$ 、幅 $2L$ とする。最終的に地衡風バランスして、冷気の高さ $h(x)$ 、圏界面の高さ $H(x)$ は図の破線のようにになるとする。地表摩擦や拡散による渦位の散逸の効果は十分小さいと仮定する。

1層モデルにするため、環境大気の厚み H_0 が無限大、

その中の気圧は水平傾度がなく $p_E(z)$ とする。このとき、最終状態の冷気中の圧力は、

$$p(x, z) = p_E(z) + \delta\rho g(h(x) - z), \quad (z \leq h(x)) \quad (1)$$

となる。これに対応する地衡風渦度は、

$$\zeta = \frac{\delta\rho}{\rho} \frac{g}{f} \frac{d^2 h}{dx^2} \quad (2)$$

となる。浅水方程式の渦位保存則

$$\frac{\zeta}{h} + \frac{f}{h} = \frac{f}{h_0} \quad (3)$$

を当てはめて渦度の式を代入すると、

$$\frac{d^2 h}{dx^2} = \frac{h - h_0}{\lambda^2} \quad (4)$$

となる。ここに、

$$\lambda = \frac{c}{f}, \quad c = \sqrt{\frac{\delta\rho}{\rho} gh_0} \quad (5)$$

の λ はロスビーの内部変形半径である。 $x=0$ に関して対称で、 $h(L+l)=0$ となる解は、

$$h(x) = \left(1 - \frac{\cosh x/\lambda}{\cosh(L+l)/\lambda}\right) h_0 \quad (6)$$

である。また、冷気の質量が保存することから

$$\tanh((L+l)/\lambda) = l/\lambda \quad (7)$$

により、冷気と環境大気の地上における境界(以下、不連続線と呼ぶ)の移動距離 l が決まる。

最終状態における不連続線付近の冷気の地衡風速は、

$$v_s = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\delta\rho}{\rho} \frac{g}{f} \frac{dh}{dx} = -\frac{\delta\rho}{\rho} \frac{gh_0}{f} \frac{l}{\lambda^2} = -\frac{l}{\lambda} c \quad (8)$$

となる。

① 冷気のスケールが大きい場合

$(L+1)/\lambda \geq 1.5$ であれば、1/10の誤差で

$$\tanh((L+1)/\lambda) \approx 1 \quad (9)$$

と近似できる。これを(7)式に当てはめると、

$$l \approx \lambda \quad (10)$$

を得る。このとき $(L+1)/\lambda \geq 1.5$ は、 $2L \geq \lambda$ に相当する。

不連続線近傍の不連続面の傾きは(6)式と(9)式から、

$$dh/dx \approx -h_0/\lambda \quad (11)$$

となる。(8)式の境界における地衡風速は

$$v_g \approx -c \quad (12)$$

となる。冷気の中央における厚みの変化は、

$$h_0 - h(0) = h_0 / \cosh(L/\lambda + 1) \quad (13)$$

と近似できる。特に $2L \geq 6\lambda$ なら

$$h_0 - h(0) \leq h_0/10 \quad (14)$$

に納まる。

すなわち、冷気の初期の水平スケール $2L$ が λ 以上なら不連続線の移動距離はほぼ λ で、誤差は高々 1/10 である。このことから、ロスビーの内部変形半径には、地衡風バランスの崩れに伴う不連続線の移動距離の代表値だという物理的な意味を持つと共に、不連続面の傾きと気圧傾度の大きい領域のスケールを代表している。(5)式の c は、冷気が流れ始めたときの重力流の移動速度および風速の代表値であるが、同時に最終状態における不連続線付近の地衡風速でもある。

一方、冷気の厚みは、冷気の初期水平スケールが内部変形半径の6倍以下だと下がり方が小さくない。

② 冷気の水平スケールが小さい場合

$(L+1)/\lambda \ll 1$ のときは(7)式をテーラー展開して、

$$l = \sqrt{2L\lambda} - L = (\sqrt{2L/\lambda} - L/\lambda)\lambda \quad (15)$$

を得る。この近似の誤差が1/10程度に納まる条件は、 $2L \leq \lambda/10$ である。(15)式と(8)式および(6)式から、

$$l \leq \lambda/3, \quad -v_g \approx (\sqrt{2L/\lambda} - L/\lambda)c \leq c/3 \quad (16)$$

$$h(0) \approx (L/\lambda)h_0 \leq h_0/20 \quad (17)$$

となる。すなわち、生成された冷気の水平スケール $2L$ が $\lambda/10$ 以下のときは、厚みは非常に薄くなり、広がる距離と地衡風速は冷気の水平スケールが大きい場合の1/3以下となる。

冷気の初期の厚みを1km、環境大気との気温差を3°C程度とし、四国付近の緯度34°で概算すると、

$$\lambda \approx 120 \text{ km} \quad (18)$$

$$c = \sqrt{\frac{\delta\rho}{\rho}gh_0} \approx \sqrt{\frac{3\text{ K}}{300\text{ K}} \cdot 10\text{ ms}^{-2} \cdot 1000\text{ m}} = 10\text{ ms}^{-1} \quad (19)$$

となる。この場合は、冷気の初期のスケールが120km程度以上のとき、不連続線の移動距離や境界付近の風速は(10)～(13)の近似式が成り立つ。

3. 2層流体の地衡風調節

3.1 定式化と一般解

圈界面における気圧が $p_H = \text{const.}$ で、最終状態に圈界面が第1図の破線のように下がったとすると、環境大気中の気圧 p_E と冷気中の気圧 p は、

$$p_E(x, z) = p_H + \rho_E g(H(x) - z) \quad (20)$$

$$p(x, z) = p_H + \rho_E g(H - h) + \delta\rho g(h - z) \quad (21)$$

となる。環境大気と冷気の地衡風渦度は、

$$\zeta_E = \frac{g}{f} \frac{d^2 H}{dx^2} \quad (22)$$

$$\zeta = \frac{g}{f} \left(\frac{\rho_E}{\rho} \frac{d^2 H}{dx^2} + \frac{\delta\rho}{\rho} \frac{d^2 h}{dx^2} \right) \quad (23)$$

となる。渦位は気柱ごとに保存し、冷気については(3)式と同じになる。環境大気は、気柱と冷気の位置関係で渦位が異なる。①初期状態から冷気の上空に存在した気柱、②初期状態に冷気の外側にあって最終状態には冷気の上空に存在する気柱、③最終状態においても冷気の外側に存在する気柱の3領域に分かれる。

①の領域では、 ξ を初期状態における気柱の x 座標として、

$$\frac{\zeta_E + f}{H - h} = \frac{f}{H_0 - h_0}, \quad (|\xi| < L) \quad (24)$$

となる。(24)式と(3)式に(22)・(23)式を代入すると連立2次微分方程式となり、2つの固有解

$$\begin{pmatrix} h_{1i} \\ H_{1i} \end{pmatrix} \propto \begin{pmatrix} 1 - \frac{g(H_0 - h_0)}{f^2 \lambda_1^2} \\ 1 \end{pmatrix} \cosh \frac{x}{\lambda_1} \quad (25)$$

$$\begin{pmatrix} h_{1e} \\ H_{1e} \end{pmatrix} \propto \begin{pmatrix} 1 - \frac{g(H_0 - h_0)}{f^2 \Lambda_1^2} \\ 1 \end{pmatrix} \cosh \frac{x}{\Lambda_1} \quad (26)$$

が得られる。ここに、

$$\lambda_1 = \lambda \sqrt{(H_0 - h_0)/H_0} / \sqrt{k}, \quad \Lambda_1 = k\Lambda \quad (27)$$

$$k = \sqrt{\frac{1}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{1 - 4 \frac{\delta\rho}{\rho} \frac{h_0(H_0 - h_0)}{H_0^2}}} \quad (28)$$

であり、

$$\Lambda = c_E / f, \quad c_E = \sqrt{gH_0} \quad (29)$$

の Λ は環境大気のロスビーの変形半径である。

②の領域の固有解も同様であるが、初期の気柱の高さが $H_0 - h_0$ でなく H_0 であり、また中間領域のため、 $\cosh$ を $\sinh$ に置き換えた固有解も関与する。③の領域の解は環境大気についてのロスビーの変形半径をもつモードのみである。紙面の都合で数式は省略する。

3.2 一般解に基づく考察

現実大気を想定し、解を見やすい形に近似する。

$$\frac{h_0}{H_0} \approx \frac{1\text{ km}}{10\text{ km}} = 10^{-1}, \quad \frac{\delta\rho}{\rho} = \frac{|\delta\theta|}{\theta} \approx \frac{3\text{ K}}{300\text{ K}} = 10^{-2} \quad (30)$$

だから、 10^{-1} のオーダーまでの近似では、

$$\lambda_1 \approx \lambda(1 - h_0/2H_0), \quad \Lambda_1 \approx \Lambda \quad (31)$$

となる。2つの固有解は、

$$\begin{pmatrix} h_{1i} \\ H_{1i} \end{pmatrix} \propto \begin{pmatrix} 1 \\ -\delta\rho/\rho \end{pmatrix} \cosh \frac{x}{(1-h_0/2H_0)\lambda} \quad (32)$$

$$\begin{pmatrix} h_{1e} \\ H_{1e} \end{pmatrix} \propto \begin{pmatrix} h_0/H_0 \\ 1 \end{pmatrix} \cosh \frac{x}{\Lambda} \quad (33)$$

となる。すなわち、添字iの固有解は減衰定数が λ_1 の内部モードで、冷気の成分が主体で環境大気の成分は0に近い。添字eの固有解は減衰定数が Λ の外部モードで、環境大気の成分が主体である。

2層モデルの場合は、内部モードの減衰定数が1層モデルより $h_0/2H_0 \approx 1/20$ 程度小さくなることと、冷気と環境大気が固有関数の成分比を通して互いに影響しあうことがわかる。環境大気の厚みが10kmなら

$$c_e \approx 100 \text{ ms}^{-1}, \Lambda \approx 1200 \text{ km} \quad (34)$$

となる。すなわち、冷気の発散に誘起された環境大気の地衡風調節の影響は約1000km彼方にまで及ぶことになる。その伝播速度は c_e で 100 ms^{-1} と非常に大きい、津波と同様の一部媒体の移動を伴う重力波だと考える。

固有モードの成分比が大きいということは、内部モードについては冷気に関する1層モデルの理解を、外部モードについては環境大気に関する1層モデルの理解を当てはめて解釈しても大きな間違いはないだろうことを示唆している。ただしこのことは、今後①～③の領域の解析解を接続して確認する必要がある。

4. 地衡風調節過程の力学的位置づけ

地衡風調節過程により冷気の形状が第1図の実線から破線まで変形するのに伴う平均的な加速度を概算する。タイムスケールは、冷気が発散するときの不連続線の移動速度の代表値 c で距離 λ を割ると、

$$\tau \approx \lambda/c = c/fc = f^{-1} \quad (35)$$

を得る。実際には破線の形状の周りに起こった振動が減衰して破線の形状に治まるまでには時間がかかるかもしれない。しかしその場合でも、変形に伴う加速度に関わるタイムスケールは同じである。したがって、

$$\frac{\partial u}{\partial t} \approx \frac{c-0}{\tau} \approx fc \quad (36)$$

となる。水平微分は、最終状態の不連続線の位置および物理量の値と初期の不連続線の位置および物理量の値との間で差分をとれば、地衡風調節過程の途中段階の状況を代表できると考える。移流項は

$$u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{2} \frac{\partial u^2}{\partial x} \approx \frac{1}{2} \frac{0-c^2}{\lambda} = -\frac{fc}{2} \quad (37)$$

となる。コリオリ加速度は

$$fv \approx fc \quad (38)$$

で、気圧傾度力は2章で調べたことから、

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \approx \frac{\delta\rho}{\rho} \frac{g}{\lambda} = fc \quad (39)$$

となる。(36)～(39)式を比べると、各項とも同程度の大きさである。したがって、ロスビー数は

$$R_0 = \frac{|du/dt|}{|fu|} \approx 1 \quad (40)$$

となる。

ロスビー数が大きくなるのは加速度と気圧傾度力に関わる水平スケールの代表値 λ が小さいためである。ここで、ロスビー数によって気象を分類する立場をとることにする。これに合わせて、気象の水平スケールの定義を気圧傾度の大きい領域の幅であると提案する。風速の代表値が 10 ms^{-1} なら、 $\lambda \approx 100 \text{ km}$ である。これは20～200kmというメソβスケールの範囲に入っている。

ロスビー数を基準にして水平スケールを逆算すると、

$$R_0 = \frac{u}{fl} \quad \therefore l = \frac{u}{fR_0} \quad (41)$$

となる。ここで、 l は気圧傾度が大きい領域の水平スケール、 u はその領域の両側における風速成分差である。風速差の代表値を 10 ms^{-1} に固定して、自然界ではロスビー数も連続量となっているはずだから、その範囲が0.3～3に広がっているとして

$$30 \text{ km} \leq l \leq 300 \text{ km} \quad (42)$$

と、地衡風調節過程に関わる水平スケールは、メソβスケールの範囲20～200kmにちょうど重なる。風速差の代表値が3～30 ms^{-1} とすると、

$$10 \text{ km} \leq l \leq 1000 \text{ km} \quad (43)$$

と、対応する水平スケールが拡張される。

ロスビー数0.1や10に対しても同様に概算すると、第1表のようになる。拡張的範囲が重なっているのは、たとえば $R_0=0.5$ で代表的な風速が30 ms^{-1} の現象の水平スケールは600km程度になるが、 $R_0=0.2$ で代表的な風速が3 ms^{-1} の現象の水平スケールは150km程度と、水平スケールの大きさが逆転することによる。水平スケールによる現象の分類が不明瞭な原因の一つが、このあたりにあるのではないだろうか。なお、総観スケールとメソαスケールの差はβ効果が影響するかどうかではないかと考え、1000kmを境に分けてみた。

第1表 ロスビー数と加速度に関わるスケールとの関係

R_0	主要な範囲 風速 10 ms^{-1}	拡張的範囲 風速 $3 \sim 30 \text{ ms}^{-1}$	スケール分類
10(30～3)	3～30km	1～100km	メソγスケール
1(3～0.3)	30～300km	10～1000km	メソβスケール
0.1 (0.3～0.03)	300～1000km ----- 1000～3000km	100～1000km ----- 1000～10000km	メソαスケール ----- 総観スケール

5. データ解析・解釈等への応用

5.1 不連続線近傍の風や渦度などについて

不連続線近傍の地衡風渦度は、(2)式に(4)・(6)式を代入すると $-f$ となる。冷気の渦度は最初 0 s^{-1} でも、地衡風調節が進むにつれて高気圧性の渦度が大きくなる。同時に不連続線の性質が、風向が不連続線に垂直な収束線から平行なシアーラインに変化していく。一方、不連続線を挟んだ渦度は、正值が増大していく。

関東地方の北東気流や四国南岸の湿潤冷氣流（清水・松村，1998）の西端では、このように渦度が $-f$ の状況となっていると筆者は考えているが、定量的なデータ解析による検討は今後の課題である。

5.2 持続的な地衡風調節過程についての考察

以上は、単発的な地衡風調節過程を取り扱った。しかし現実大気には、システム自体の寿命は長いが個々の流体粒子もしくは気柱は短時間のうちに加速度の大きい領域を通過しつつ地衡風調節過程を経ていると解釈できるような現象がある。

渦位保存則を気柱の伸び縮み（収束・発散に対応）に当てはめる。添字1/2は初期/最終状態を意味する。

$$\frac{f + \zeta_2}{h_2} = \frac{f + \zeta_1}{h_1} \quad (44)$$

$$\therefore \zeta_2 = \frac{h_2 - h_1}{h_1} f + \frac{h_2}{h_1} \zeta_1 \quad (45)$$

不連続線に到達した冷気の気柱は高さが0となるから、

$$\zeta_2 = -f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1} \quad (46)$$

である。データ解析すると、寒気・冷氣側では前線・不連続線に沿う風成分が、前線・不連続線から場所が離れるに従って急に小さくなるがよくある。これは地衡風調節過程が起きている証拠の一つと考える。

暖気が前線面を滑昇し、気柱が例えば半分になると、

$$\zeta_2 \approx -f/2 + \zeta_1/2 \quad (47)$$

となる。すなわち、前線面を滑昇するにつれて暖気の渦度は -10^{-4} s^{-1} に近づいていく。この状況はアナフロントであれば、前線の種類によらず生じる。前線の上空に強風軸が対応するのは、通常温度風の関係で説明されるが、地衡風調節の立場から見ると大気運動の必然的な帰結と言える。古典的な前線以外でも梅雨前線などのように上昇流がほぼ等相当温位面の不連続に沿うように大きな傾きを持っていても、滑昇する暖気の気柱が縮む運動をするなら、やはり前線に沿って西風の強風軸が生じることになる。

厚さ10kmの暖気が厚さ1kmの冷氣に乗り上げても、

$$\zeta_2 \approx -f/10 + 9\zeta_1/10 \quad (48)$$

と目立った渦度は生成されない。地上での温度と風の不連続線が帯状の雨雲と対応していても、上空に強風軸を伴っていなければ前線ではなくメソスケール過程で生じた厚みの薄い冷氣に伴う不連続線だと言える。

5.3 地衡風調節過程の発生原因についての考察

地衡風バランスが崩れるのは、温位の急変を通して静水圧が急変する場合と、動圧が急にもしくは持続的に生じる場合に分けることができよう。ただし、地衡風バランスからずれた状態が生じるのに要する時間が、地衡風調節過程のタイムスケール $f^{-1} \approx 3$ 時間程度以上だと、緩和の効果が相対的に大きくなって地衡風調節過程が目立たなくなってしまう。なお、準地衡風方程式系は、地衡風バランスから崩れた 10^{-1} の大きさの成分が目立たないまま地衡風調節を続ける状況を反映していると解釈できる。

この立場から現実大気に生じ得る原因を考察すると、温位変化として降水の蒸発の他に、不安定大気中における大きい上昇流、日射加熱や放射冷却に伴う海陸もしくは山谷の温位差変化が挙げられよう。動圧の発生として、前線面や不連続面を挟む両側の大気の流れと地形効果が挙げられよう。地形は、動圧効果の他、鉛直流を通して2次的に温位変化をもたらす。

6. まとめ

地衡風調節過程は、地衡風バランスが崩れたときに生じる。単純な2次元1層の理論モデルによって、冷気のスケールによる冷気の広がり方や風速の大きさの違いを定量的に調べた。2層モデルについても一般解を求め、1層モデルとの差を明らかにすると共に、現実大気を定性的に解釈するには1層モデルで十分そうだという結論を得た。

地衡風調節過程のロスビー数は1程度である。加速度や気圧傾度力の大きい領域の水平スケールはロスビーの内部変形半径に代表されるが、ちょうどメソβスケールの範囲に入る。そこで地衡風調節はメソβスケール現象を特徴づける力学と考えた。

さらに、データ解析・解釈への応用のため、局地天気図上の風の解釈や、システムとしては寿命が長くても気柱は地衡風調節過程を経ていると思われる現象について考察すると共に、データ解析上の着目点等に触れた。さらに、地衡風バランスが大きく崩れる原因についても考察した。

今後は2層モデルの解を完成させるとともに、地衡風調節過程の可能性のある事例を集めていきたい。

参考文献

- 清水栄一・松村哲，1998：高気圧後面流による降水分布の特徴．平成10年度大阪管区府県気象研究会誌（香川地区），（投稿予定）
- 檜尾守昭，1996：収束線に伴う雨量の概算法．日本気象学会関西支部例会講演要旨集，76，p. 21
- 檜尾守昭，1997：メソスケール気象の物理的考察と気温観測値の監視．研究時報，49別冊，p. 176

ドップラーレーダーによる雨と風の監視

石原正仁（関西航空地方気象台）

1. はじめに

気象用ドップラーレーダーは、降水の強度を測定する通常の気象レーダーに降水粒子の運動を測定する機能を付加したレーダーであり、1960年代から雲物理・雲力学などの分野で使われてきた。特に1970年代からは、信号のデジタル処理や計算機の進歩にともない米国を中心にメソ降水システムの研究で利用が進み、1980年代に入るとわが国でも研究所や大学で利用されるようになり、現在では国内で10台以上のドップラーレーダーが研究用に使用されている。

こうした基礎研究の成果をもとに、1990年代に入ると米国のNEXRAD(Next Generation Weather Radar：全米気象レーダー網)やTDWR(Terminal Doppler Weather Radar：航空気象用レーダー)に代表されるように、現業分野でのドップラーレーダーの利用が始まった(McCarthy,1996)。1995年にはわが国でも空港周辺の低層ウィンドシャーの検出を主目的として「空港気象ドップラーレーダー」が設置され、現業の分野での利用が始まった。

ドップラーレーダーが得意とする観測対象は、水平スケール数kmから100km程度までの積雲～メソスケールの降水現象であり、その内部の3次元的な運動場（風の場合）と降水の微細な分布を短時間に測定できることが最大の利点である。気象学におけるメソスケール現象研究の隆盛とともに、特にシビアな降水現象を対象とする代表的な観測機器として認められている。

ここでは、まずドップラーレーダーの原理と機能について概説し、次に関西空港の「空港気象ドップラーレーダー」による低層ウィンドシャーの検出状況と、メソスケール降水現象の代表的な観測事例を紹介する。

2. ドップラーレーダーの機能と観測

2.1 ドップラーレーダーの原理

降水現象を対象としたドップラーレーダーは、3cm、5cm、10cmのいずれかの波長帯の電磁波（マイクロ波）を数マイクロ秒のパルスとし、1秒間に数百から数千回発射する。目標物体がレーダーに対して移動していると、ドップラー効果により送信波と受信波の間で周波数の差が生じる。これをドップラー周波数という。パルスドップラーレーダーは間欠的にしか送信波を発射しないので、直接電氣的にドップラー周波数を求めることはできない。パルスの発射ごとに得られる送信波と受信波の位相差の時間変化から、間接的にドップラー周波数を求める。

レーダーから波長 λ 、初期位相 ϕ_0 の電磁波を発射する。rの距離にある降水粒子などの目標物体からの散乱波がレーダーに到達するときの位相 ϕ は、 $\phi = \phi_0 + 2\pi(2r)/\lambda$ である。目標物体がレーダーに対して移動していれば ϕ は時間とともに変化する。 ϕ を時間tで微分すると、 $d\phi/dt = 4\pi/\lambda \cdot dr/dt$ である。ここで dr/dt は目標物体のレーダーに対する移動速度であり、これをドップラー速度 V_r という。レーダーでは位相の時間変化 $d\phi/dt$ を測定し、 $2\pi f_d = d\phi/dt$ の関係から、ドップラー周波数 f_d を得る。 V_r と f_d は $f_d = 2V_r/\lambda$ で関係づけられる。たとえば、目標物体が1秒間に半波長分の距離を移動すると位相は 2π 変化し、1Hzのドップラー周波数、 $\lambda/2$ のドップラー速度が得られる。

実際のレーダーでは、アンテナを回転させながらマイクロ波パルスを送信する。パルスの送信ごとに送信波と受信波の位相差信号が得られる。それをレンジビン（動径方向のサンプリング間隔）ごとにデジタル化し、その時系列データをFFTを用いてフーリエ変換しドップラースペクトラムを求めるか、あるいはパルスペアという簡便な方式を使い、最終的に目標物体のドップラー速度の平均値（ドップラー速度）とドップラースペクトラムの広がり（速度幅）を示すスペクトル幅（速度幅）を計算する。同時に受信信号の強度と目標物体の距離から目標物体の「反射強度」を求める。通常、動径方向には数百m間隔のレンジビン、方位方向には 1° 程度の方位幅を単位とした平均値を最終データとする。

2.2 ドップラーレーダーの測定上の制約

ドップラーレーダーは降水粒子をトレーサーとして降水内部の気流を測定するわけであるが、その特性上いくつかの制約が生じる。

降水粒子は3次元的に運動し、その動きは3次元ベクトルで表現される。ところがドップラー速度とは、降水粒子の移動ベクトルとレーダービームに沿った単位ベクトルとの内積であり、スカラー量である。したがって1台のドップラーレーダーでは降水粒子の運動ベクトルの1成分しか測定できない。レーダーアンテナを水平にスキャンすると、風がレーダービームと平行に吹いていればドップラー速度と風速は一致し、両者が直交しているとドップラー速度はゼロである。

連続波を有限個のサンプリング点で測定する場合、サンプリング周波数の $1/2$ 以上の周波数の波は、波として認識することができない。これと上述の $f_d = 2V_r/\lambda$ の関係から、測定されるドップラー速度の上限値 V_{max} は $PRF \cdot \lambda/4$ となる。ここでPRFは1秒間に発射されるパルスの個数（パルス繰返し周波数）である。目標物体の速度が V_{max} を越えると、ドップラー速度は V_{max} を境に正負が折り返されて出力される。 V_{max} を「折返し速度」という。折返しが生じた測定値に対しては、その連続性や折返し速度のPRF依存性などを利用して、本来のドップラー速度に変換する補正処理が必要である。

レーダーの最大探知距離 R_{max} は光速をCとすると、 $C/(2 \cdot PRF)$ である。 V_{max} をこれに代入すると、 $R_{max} = C\lambda/(8 \cdot V_{max})$ であり、 R_{max} と V_{max} は反比例の関係にある。一般に V_{max} は15m/s程度とするので、 R_{max} は100～200kmで通常型レーダーより小さい。レーダーの送信波は当然 R_{max} より遠くまで到達する。そこに散乱物体があればその散乱波はレーダーに受信される。レーダー自身は受信波がいつ発射した送信波に対応するかは知らないで、本来は R_{max} の外側にあるレーダーエコーがあたかもその内側にあるかのように誤認する。これを「距離の折返し現象」といい、こうしたエコーを「二次エコー」という。二次エコーは不要な信号であるから、データの利用前に除去しなくてはならない。研究用ドップラーレーダーではまだ一般的ではないが、現業用レーダーでは何らかの二次エコー対策を講じている。

2.3 ドップラーレーダーによる風の場の測定

ドップラーレーダーは風のビーム方向の成分（動径成分）を測定する測器であるから、これによって風向・風速を測定しようとすると何らかの工夫が必要である。

1台のドップラーレーダーをある仰角で全方位をスキャンし、得られたドップラー速度をカラーディスプレイ上に表示することにより、レーダー上空のおおよその風向・風速が読みとれる。さらにそうしたドップラー速度を最小二乗法によって三角関数にフィットさせると、レーダー上空の平均風が高度別に得られる（Velocity Azimuth Display：VAD）。VADをこれを拡張し、

ある空間内（一般に10～20km四方）の風が一樣であると仮定すると、その空間内の風向・風速を算出することができる（簡略化Volume velocity Processing: VVP法）。

さらに小領域における風の水平・鉛直の3成分を正確に求めようとする、少なくとも2台のドップラーレーダーの同期観測（デュアル観測）が必要である。ドップラー速度を表現する幾何学的な式と非弾性系の連続の式、

$$V_r = V \cdot r, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{p} \frac{\partial p}{\partial z},$$

を連立させることによって、風の場の3次元分布が水平・鉛直に1km程度の間隔で得られる。このデュアル解析は、積雲～メソスケールの降水システム内部の運動学的構造を知る上で非常に有効な手法である。第1図は、1988年に九州北部で実施された特別観測で、気象研究所と北海道大学低温研究所が共同で観測した梅雨前線付近のメソスケール降雨帯の内部の流れの場である（Ishihara et al., 1995）。一方この方式ではドップラーレーダーを2台使用すること、観測範囲が比較的狭いこと（通常50km四方程度）、さらにデータ処理のためかなりの計算機資源を必要とすることなどから、リアルタイム処理は今のところ困難であり、もっぱら国内各地の大雨・大雪などの構造の解析などの研究分野で利用されている。

対象とする降水システム内の流れがある方向に一樣な場合、すなわち2次元的な構造をもつ場合には、1台のドップラーレーダーで流れの場を解析することもある程度は可能である。しかしこの手法が適用できる対象は、スコールラインなどの線状の降水システムに限られる。さらに移動する降水システムが時間的に定常であれば、レーダーが降水システムに対して相対的に移動したと見え、1台のドップラーレーダーでもデュアル解析と同等の解析が行える（疑似デュアル観測）。しかし系の定常性が成り立つことはごくまれであり、この手法も限られた対象にしか適用できない。

一方、ドップラー速度の動径方向や方位方向の変化率に着目すると、発散や渦などの気流場の特異点を検出することがある程度可能となる。水平発散と鉛直渦度を2次元極座標上で表すとそれぞれ、

$$\text{div} V = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r V_r) + \frac{1}{r} \frac{\partial V_\theta}{\partial \theta}, \quad \text{rot} V = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r V_\theta) - \frac{1}{r} \frac{\partial V_r}{\partial \theta},$$

である。ドップラー速度 V_r を距離 r で微分することで第1式右辺第1項が得られ、発散量の一部を見積もることができる。線状の収束域がレーダービームと直交する場合や放射状の発散の場合は、収束・発散量のある程度見積もることができる。これは、空港気象ドップラーレーダーによって積乱雲の周辺のガストフロントや前線付近の収束域（シャーライン）やダウンバーストなどの発散域を検出するアルゴリズムとして利用されている。また第2式右辺第2式から、鉛直渦度の一部が得られる。米国のNEXRADではこの方式で竜巻の親雲内にあるメソサイクロンを検出し、竜巻の発生を監視している。

3. 空港気象ドップラーレーダーの機能と運用

3. 1 運用の開始

気象庁では全国約70ヶ所の航空気象官署で航空気象観測・予報を行っており、このうち8つの空港（新千歳・新東京・東京・名古屋・大阪・福岡・鹿児島・那覇）には、従来から「空港気象レーダー」と呼ばれるCバンドレーダーが設置され、空港周辺の降水現象を監視してきた。一方「空港気象ドップラーレーダー」は、低層ウィンドシャーの検出と従来の空港気象レーダーの機能をあわせ持った新しい気象レーダーである（石原、1997；石川・井高、1997）。

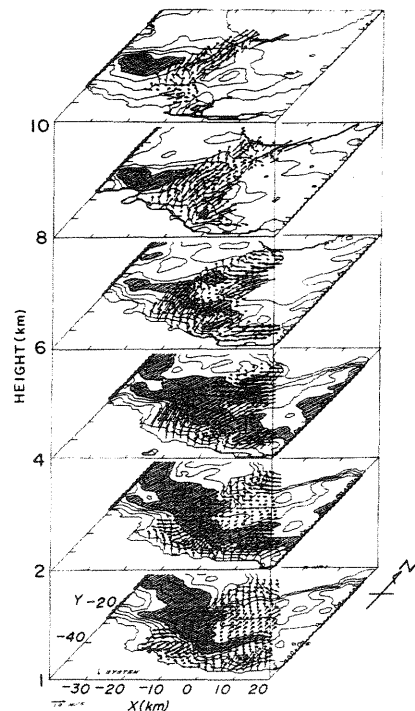
3. 2 低層ウィンドシャー監視の必要性

離陸や着陸途中の航空機は低空を失速速度に近い状態で飛行しているため、気象状況の急変に遭遇しても回避することが困難である。中でも地表付近に発生するウィンドシャーは特に危険である。航空気象の分野ではおよそ高度1600ft（500m）以下に発生するウィンドシャーを「低層ウィンドシャー」と定義している。低層ウィンドシャーの代表事例は対流雲の雲底下に発生する「ダウンバースト」である。ダウンバーストは発散性の気流であるから、この中に航空機が進入すると初めは向かい風を受け、ダウンバーストの中心を過ぎると追い風を受ける。追い風は対気速度の減少、すなわち揚力の減少を引き起こすから、最悪の場合失速・墜落に至る。米国ではダウンバーストは航空機の墜落事故の要因のひとつとなっており、1964～96年の間に565名の死亡が報告されている（McCarthy, 1996）。わが国でもダウンバーストによって航空機が小破した事例があり（航空機事故調査委員会、1986）、最近の調査では1981年～94年の13年間に全国で25件のダウンバーストが報告されている（大野ほか、1996）。ダウンバーストのなかでも小型で吹き出す風が強いもの（放射状に吹き出す気流を一方から見たとき、近づく風と遠ざかる風の最大風速を示す位置の距離が4km以下であり、正負を考慮した両者の風速差が10m/s以上）を「マイクロバースト」と呼ぶ（Wilson et al., 1984）。

ダウンバーストが外側に広がり、周囲の風系と衝突するとガストフロントが生じる。また総観規模の寒冷前線付近では寒気と暖気の境に収束域が存在する。スコールラインなどのメソ降水システム、地形や海陸風などに関連する局地前線、台風のレインバンドなどにも収束線が存在することが多い。これらの収束性気流を「シャーライン」という。シャーラインは収束性であるから、航空機がこれに遭遇すると向かい風すなわち揚力の増加を受ける。ただしシャーライン付近の気流は複雑であるため、その影響は一樣ではない。

3. 3 ドップラーレーダーによる低層ウィンドシャーの監視

低層ウィンドシャーが空港周辺に発生したときこれを検知し迅速にパイロットに伝えれば、航空機はそれを回避することがで



第1図 2台のドップラーレーダーによって観測された梅雨前線付近の降雨帯内の流れの場。1988年7月17日18:55。

きる。米国では、NIMROD (1978)・JAWS (1982)・MIST (1986)などの研究観測プロジェクト (Fujita and McCarthy, 1990)を実施し、短時間で広範囲の気流情報を収集できるドップラーレーダーがマイクロバーストの検出に有効であることを確認した。これにより、連邦航空局はTDWR設置計画を発足させ (Turnbell et al., 1989)、1993年に1号機を設置した。1996年5月には全米で14台が運用されており、最終的には45台が稼働する。

一方、気象庁は1964年に国内初の気象用ドップラーレーダーを気象研究所に設置した。1980、81年には同研究所の筑波移転を機に、固定型と可搬型の2台のドップラーレーダーが整備され、信号処理、データ処理、観測法などの研究が行われ、並行して低層ウィンドシヤーの実体把握や検出法などの開発が行われた。これらをもとに、気象庁は1990年に主要空港に空港気象ドップラーレーダーを設置する計画を立て、1号機の製作を1993年9月に開始し、関西空港に1995年2月に設置した。

完成後、実績のある強度系データに関しては運用を行いながら、ドップラー速度と低層ウィンドシヤーデータの精度評価を約1年間実施し、1996年4月から全面運用を開始した。一方、航空局はこのレーダーが出力するマイクロバーストとシヤーラインのデータをもとに「低層ウィンドシヤー情報」を作成し、パイロットや航空会社に通報する業務を1996年11月に開始し、気象庁・航空局・航空会社の三位一体となった低層ウィンドシヤーの監視業務が始まった。

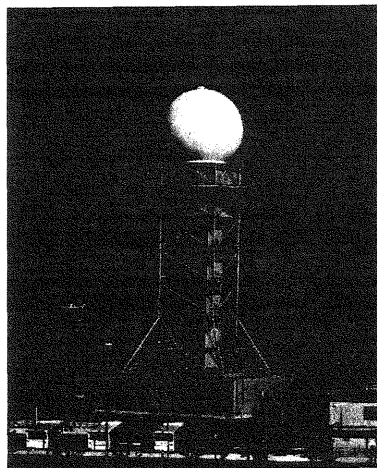
3. 4 空港気象ドップラーレーダーのシステムとデータ

空港気象ドップラーレーダーの運用目的は、①空港周辺の降水にともなう低層ウィンドシヤーを検出すること、②空港周辺の降水の状況を監視すること、の二つである。このため製作にあたっては、①空港から半径20kmの円内のマイクロバーストを1分程度の間隔で、半径60km以内のシヤーラインを6分間隔で検出し、検出後30秒以内に結果を表示すること、②空港から半径100kmの円内の降水の三次元的な分布及びシヤーラインを6分程度の間隔で観測すること、を基本仕様としている。

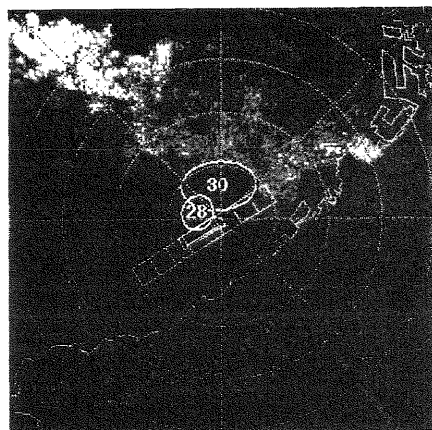
関西空港の空港気象ドップラーレーダーのシステムは、第2図のように空港島北端に位置するレーダー局舎内にレーダー機器一式と処理計算機が設置されている。ここでの自動観測により、一次データ (反射強度・ドップラー速度・速度幅) と二次データ (画像表示用データ) の二種類のデータが作られる。

一次データは事後解析やデータの品質管理のため磁気テープに保存される。二次データは長さ約3kmの光ケーブルによって気象台に伝送され、LANを通じて5台のデータ表示装置に表示され、観測・予報業務に利用される。さらに二次データは空港内の大阪航空局関西空港事務所に配信される。同事務所ではこれをもとに「低層ウィンドシヤー情報」を作成し、管制官を通じてこの情報を離着陸途中の航空機のパイロットに通報する。同時に二次データと低層ウィンドシヤー情報は、LAN回線で航空会社にも配信されている。

このレーダーの主な特徴は、直径7.1mの空中線による0.7°の狭いビーム幅、クライストロン送信管による高精度のドップラー速度算出、FFTによる信号処理、二次エコー除去・速度折返し補正の自動化、低層ウィンドシヤーの実時間検出、降水データの3次元処理と表示、連続自動運転、主要機器の二重構成、などである。第1表は二次データの一覧である。



第2図 関西空港の空港気象ドップラーレーダー。



第3図 マイクロバーストの検出例。1998年8月7日14:34の積乱雲。赤い楕円がマイクロバーストを示す。中の数字は最大速度差 (kt)。40km四方を示す。

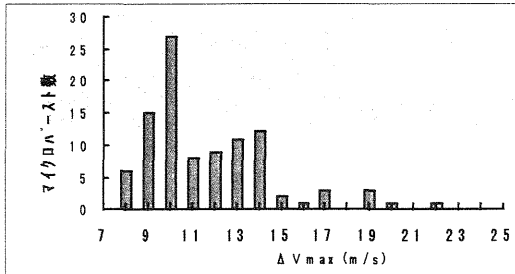
項 目	データ観測 (四方)	仰 角	データ発生頻度		二次元データ分類	備 考
			空域 モード	飛行場 モード		
定仰角エコー強度	200ka 40ka 20ka	2.7° 0.7° 0.7°	6分ごと " "	6分ごと 1.2分ごと "	二次元座標データ " "	
水平断面エコー強度	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	1~15kmで1kmごと
三次元エコー強度	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	上記1~15kmを、1画面に三次元合成したもの
エコー頂高度	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	
1時間積算降水強度	200ka	斜リム走査	1時間ごと	1時間ごと	二次元座標データ	
鉛直積算強度	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	
エコー追跡	200ka	0.7°	6分ごと	6分ごと	位置データ	
定仰角ドップラー速度	200ka 40ka	2.7° 0.7°	6分ごと "	6分ごと 1.2分ごと	二次元座標データ "	
水平断面 ドップラー速度	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	1~15kmで1kmごと
三次元ドップラー速度	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	上記1~15kmを、1画面に三次元合成したもの
距離方向速度シヤー	200ka 40ka	0.7° 0.7°	6分ごと "	1.2分ごと "	二次元座標データ "	シヤーライン検出の中間データとしても利用
方位方向速度シヤー	200ka 40ka	0.7° 0.7°	6分ごと "	1.2分ごと "	二次元座標データ "	シヤーライン検出の中間データとしても利用
風の鉛直分布	斜上空	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	位置データ	10°強度に0.1°レベ
シヤーライン	200ka	0.7°, 1.1°	6分ごと	6分ごと	位置データ	10°強度に0.1°レベ
マイクロバースト	40ka	0.7°	6分ごと	1.2分ごと	位置データ	10°強度に0.1°レベ
定仰角速度幅 (じょう乱度)	200ka 40ka	0.7° 0.7°	6分ごと "	1.2分ごと "	二次元座標データ "	
水平断面速度幅 (じょう乱度)	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	1~15kmで1kmごと
三次元速度幅 (じょう乱度)	200ka	斜リム走査	6分ごと	6分ごと	二次元座標データ	上記1~15kmを、1画面に三次元合成したもの
荷走路方向 方向	荷走路方向 方向		6分ごと	1.2分ごと		グラフ

第1表 空港気象ドップラーレーダーの二次データ一覧。

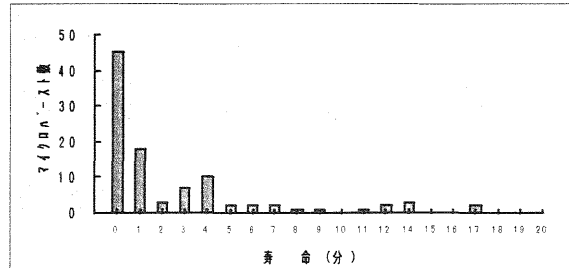
4. 空港気象ドップラーレーダーによるマイクロバーストの監視

マイクロバーストは空港を中心とする半径20kmの円内で1.2分ごとに検出している。第3図はマイクロバーストの検出例である。

1996年11月から1997年10月までの1年間の関西国際空港におけるマイクロバーストの検出状況を調べた。これによると、延べ20日間の19事例にともない、99個のマイクロバーストを288回検出した。この19事例のうち14事例は相関規模の前線に関連し、2事例は台風に関連していた。当初件数が多いと予想された孤立対流雲によるものはわずか1例であった。第4図のように、航空機が受ける減速量の目安となる「最大速度差」は8~22m/sの範囲にあり、平均値は11.4m/sであった。一般に航空機は最大速度差10m/s以上のマイクロバーストは警戒を要し、15m/s以上のマイクロバーストに進入することは危険である。(長径+短径)/2で表すマイクロバーストの平均直径は2~7kmの範囲にあり、その平均値は3.1kmであった。第5図のように、マイクロバーストの寿命は1回のみ検出~17分の範囲にあり、その84%が4分以下であった。例外はあるにしても、マイクロバーストはやはり小規模で短寿命である。マイクロバーストの最大速度差は、その空間規模や親雲のエコー強度との相関は低かった。したがって、エコー強度からマイクロバーストの危険度を推定することはできない。これらの結果を米国の観測結果と比較すると、最大速度差の最頻値については米国値は今回の1.2~2.2倍であり、寿命はほぼ同等であった。ただし、これらは1地点の1年間での統計値であるから、これらをもってわが国のマイクロバーストの代表値とみなすことは早計であろう。



第4図 マイクロバーストの最大速度差の頻度分布。
(関西空港、1995年11月~1997年10月)



第5図 マイクロバーストの寿命別の頻度分布。

5. 空港気象ドップラーレーダーから見たメソスケール降水システム

5.1 スコールライン (1997, 5.20)

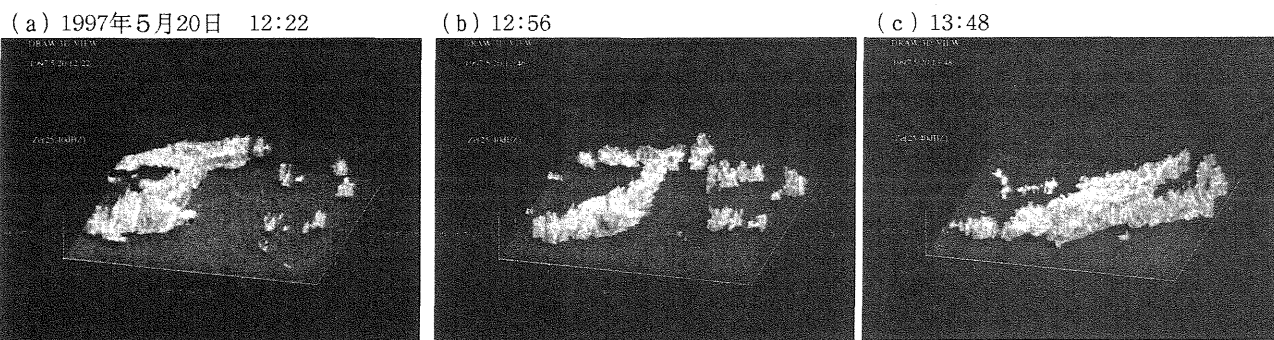
熱帯や米国中西部では頻繁に発生するスコールラインも、日本付近での観測・解析例はまだ限られている。

1997年5月20日、中層に強い寒気をともなう小型の低気圧(寒冷低気圧)が、その中層後面に乾燥域をともなって日本海を通過した(森・川田, 1997)。このとき、長さが200km程度の線状に組織化された降水システムが中国・近畿地方を通過した。周囲の場が比較的均一であり、降水システムがその走行にほぼ直角の方向に大きい速度(15m/s)で移動したことから、このメソ降水システムは中緯度スコールラインに分類されると判断した。空港気象ドップラーレーダーのデータを用いてこのスコールラインの3次元的な形態の変化と、内部の流れを調べた。なお、西谷ほか(1998)は地上・高層データを使ってこのスコールラインの振舞いを詳しく調べている。

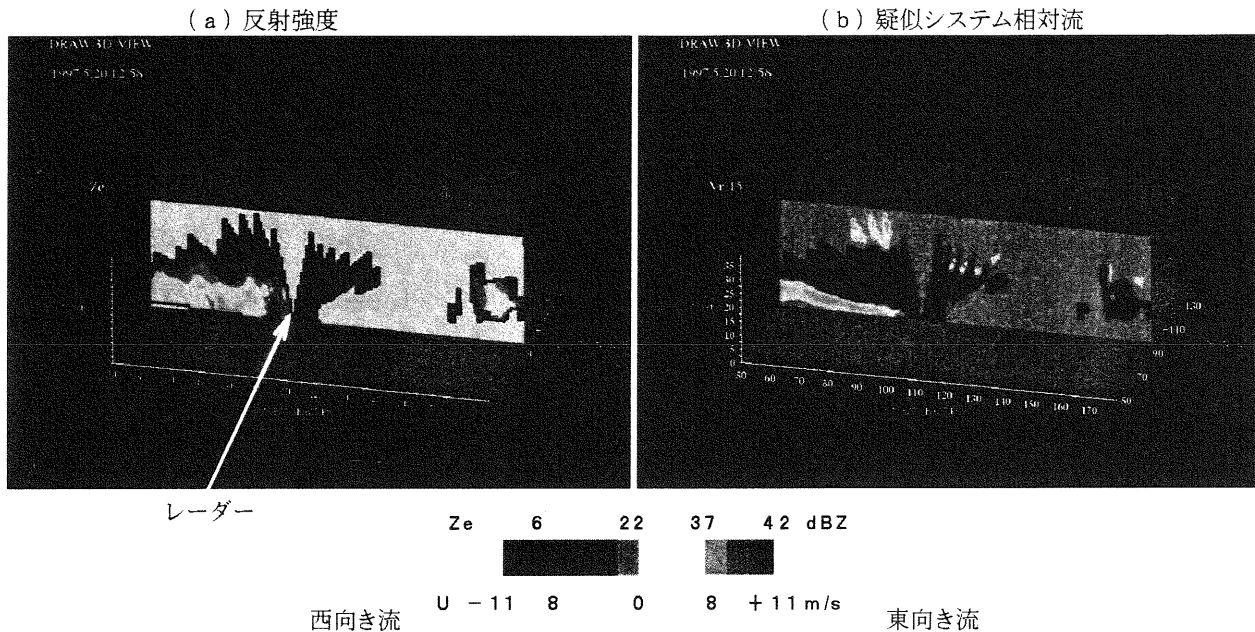
反射強度が25dBZと40dBZの面を3次元的に表示し、これをパソコンでアニメーション化した(第6図)。これによって12時から14時の間に3つのスコールラインが空港気象ドップラーレーダーの観測領域を通過し、そのうちの2つが合流してさらに大きなスコールラインになったことがわかった。

次にスコールラインに直交する方向の鉛直断面図を作った(第7図a)。さらにドップラー速度からシステムの移動速度(15m/s)を差し引いて「疑似システム相対流」の鉛直断面図を作成した(第7図b)。ここでは本来必要な鉛直流と降水粒子の落下速度の補正を施していないので「疑似」とした。第7図aによると、このスコールラインはその前部に幅約10kmの対流性領域を、後部には幅約50kmの層状性領域を有していた。第7図bによると、スコールライン後部中層から前部下層に向かう4~8m/sの相対流があった。一方その上をはい上がるように、前部下層から後部中層へ向かう10m/s程度の相対流が見られた。地上では対流性領域の通過直前に4°Cの温度低下、0.5hPaの一時的な気圧上昇、20m/sの突風が観測された。スコールラインの後方には地上気温が14°C程度の冷気プールが形成された。

こうした総観場・降水システムの形態・内部の循環は中緯度スコールラインの性質を備えているが、今回のスコールラインは高さが7km程度と比較的浅い対流であったことが大きな特徴である。1997年にはこのほかにもスコールラインの形状をもつメソ降水システムが観測されており、これらによって中緯度スコールラインの存在の確認と構造の解析が可能であると考えられる。



第6図 空港気象ドップラーレーダーによって観測された反射強度が25dBZと40dBZの表面の時間変化。東西200km、南北200km、高さ8kmの領域を表示する。レーダーは図の中心に位置する。3次元アニメーションの3コマ。



第7図 第6図(b)に対応する12時56分における反射強度と疑似システム相対流の東西断面図。レーダーを中心に西50km、東80km、高さ8kmの領域を示す。

5.2 大阪府北部の大雨(1997.8.7)

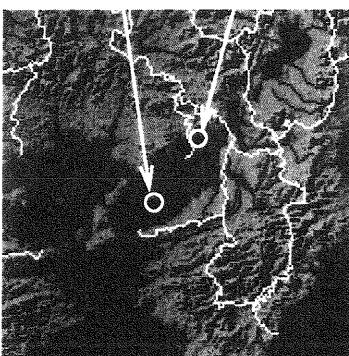
六甲山東山麓から大阪府北部山地の南山麓にかけての地域は、暖候期にしばしば大雨に襲われる。1997年8月7日未明に大阪府北部に大雨があった。この日近畿地方には南北に前線が停滞し、その南方の対流不安定域から暖湿流が前線に向かって流れ込んでいた。一方、前線の北方の中層には乾燥域が広がっていた。

8月6日22時に岡山県北西部に発生した積乱雲はその後メソ降水システムに組織化され、盛衰を繰り返しながら兵庫県中部の山間部をゆっくりと東南東進し、大阪府から三重県南部にぬけた。この降水システムは7日03時から05時に大阪府北部山地に到達し、その南山麓に大雨をもたらした。第8図のように、箕面市では99mmの1時間降水量と156mmの日降水量を記録し、山崩れ・崖崩れ・床上浸水の被害が発生した。

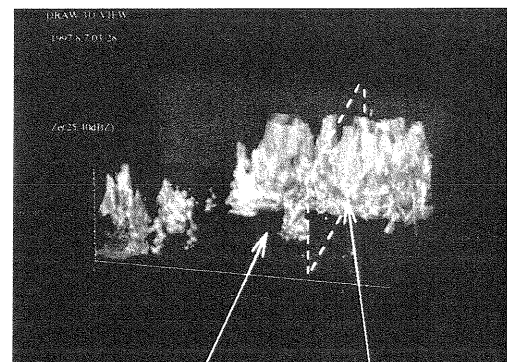
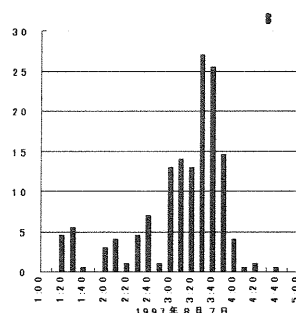
空港気象ドップラーレーダーの反射強度とドップラー速度のデータから3次元アニメーションを作成し、システム内の降水分布の時間変化を調べた(第9図)。大雨の最盛期の03時28分には領域内に3つの積乱雲がほぼ東西に並び、そのうちの中央の積乱雲が特に発達し箕面市付近にあることを示している。箕面市をとる南北断面図(第10図)によると、箕面市上空には発達した積乱雲があり、その強雨軸は北側にやや傾いている。レーダーから見て遠ざかる南西流とレーダーに近づく北よりの流れが強雨軸を境に収束し、後者が下降して地上付近に達しているように見える。この降水システムの北方の中層には冷たい乾燥域が広がっていたことを考慮すると、この寒冷空気が降水システムに取り込まれて下降し、冷氣プールとなって地上付近に広がり、停滞前線の南方下層から大阪湾上を通過した暖湿気流が、この冷氣プールの前面で上昇していたと思われる。

半日以上寿命を有したこのメソ降水システムが大阪府北部山麓地域で停滞・発達した要因として、紀伊水道から大阪湾での暖湿南西流の強化、中層の寒冷な乾気の流入・冷氣プールの形成・大阪府北部の地形による冷氣プールの維持などが考えられる。

関西空港 箕面市

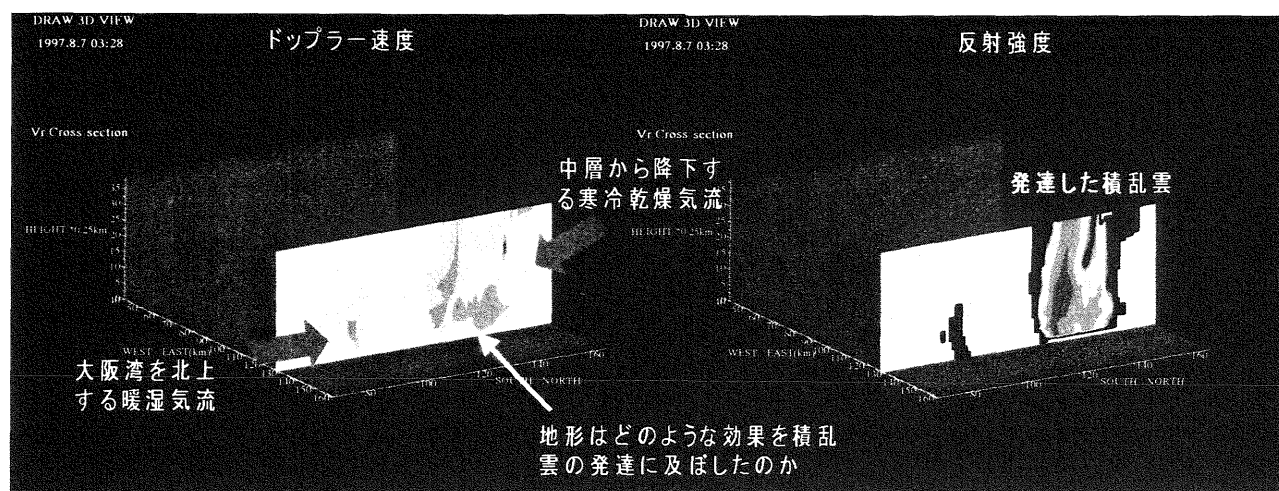


第8図 大阪府周辺の地形と1997年8月7日01～05時の箕面市の10分間降水量。



関西空港 箕面市

第9図 反射強度の3次元分布。1998年8月7日03:28。東西120km、南北100km、高さ10kmを示す。反射強度は25dBZと40dBZの表面を示す。3次元アニメーションの1コマ。破線は第10図の鉛直断面図の位置を示す。



第10図 箕面市をとる積乱雲群の南北断面図。1997年8月7日03:28。第9図に断面図の位置を示す。

6. まとめ

これまで研究用であったドップラーレーダーが低層ウィンドシアーの監視に有効であることが示された。同時に積雲～メソスケールの降水システムの実況把握や事後の構造解析に有効な手段であることも確認された。メソスケール降水現象の理解には、まず観測によって現象の構造を解明することが必要である。現在関西航空地方気象台では、データベースの整備、解析プログラム（特に汎用パソコン利用）の開発、解析技術の確立などを図っており、今後これらを低層ウィンドシアーやメソスケール降水現象の理解に有効に利用したい。

参考文献

- Fujita, T.T. and J. McCarthy, 1990: The application of weather radar to aviation meteorology. Radar in Meteorology, Cp.31b (edited by D. Atlas). Amer. Meteor. Soc., 806pp.
- 石原正仁、1997: 運用を開始した空港気象ドップラーレーダー（その1）。レーダー観測技術資料、46、1-26、気象庁。
- Ishihara M. et al., 1995: Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 139-163.
- 石川生明、井高孝、1997: 運用を開始した空港気象ドップラーレーダー（その2）。レーダー観測技術資料、46、26-42、気象庁。
- McCarthy, J., 1996: Low-altitude windshear: a 15-year retrospective. Workshop of wind shear and wind shear alert systems, Oklahoma City, OK, Amer. Meteor. Soc. 1-13.
- 森良二・川田敏弘、1997: ドップラーレーダーから見たスコールライン状降雨帯の内部構造。研究時報49巻別冊、気象庁。
- 西谷・井上・佐藤・田畑・佐伯・谷口・難川・西川、1998: 近畿地方に強い突風をもたらしたスコールラインの構造。神戸海洋気象台彙報、219、1-15、気象庁。
- 大野久雄、鈴木修、楠研一、1996: 日本におけるダウンバーストの発生の実態。天気、43、101-112。
- Turnbell D., J. McCarthy, J. Evans and D. Zrnic, 1989: The FAA Terminal Doppler radar (TDWR) program. Preprints, 3rd International Conf. on Aviation Wea. Systems, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 414-419.
- Wilson, J.W., R. D. Roberts, C. Kessinger, J. McCarthy, 1984: Microburst wind structure and evolution of Doppler radar for airport wind shear detection. J. Climate Apply. Meteor., 23, 898-915.

気象の総合コンサルタント

(財) 日本気象協会関西本部

主 な 事 業 案 内

- ・ 気象知識及び防災思想の普及
- ・ 気象機関の各種観測資料、天気予報、長期予報及び情報の提供
- ・ 気象、地象、水象等に関する予測手法の研究、開発ならびに特定利用者に対する予測の提供
- ・ 大気質、水質の測定と分析及び評価
- ・ 水資源、ダム管理、河川洪水等に関する水文気象観測、調査及び研究
- ・ 波浪、潮流等の海象に関する観測、データー処理、シミュレーション及び予測の研究
- ・ 環境アセスメントに関する気象及び水象の観測、調査ならびに研究
- ・ 気象に関する学術助成及び気象事業関係者の共済及び育成事業

大阪市東成区東今里3丁目16番11号

財団法人 日本気象協会関西本部

電話 大阪 (06) 972-7501番