

例会講演要旨集

第 80 号

局 地 気 象

目 次

例 会

1. メソスケール気象の物理的考察と気温観測値の監視 ----- 1
檜尾守昭（高松地方気象台）
2. 四国地方における気温ガイダンスの補正方法 ----- 5
中内義貴・福原正明・梶田昌義（高松地方気象台）
3. 線状エコーによる大阪府北部の短時間強雨とその発生機構 ----- 8
大西英記（松山地方気象台）
4. 高知県の寒候期の降水現象について ----- 12
家藤敦章・高木重信・木山保世・寺尾克彦・小西誠二（高知地方気象台）
5. ラドン濃度の日変動と混合層の深さ ----- 16
片岡敏夫・柚木英二・清水光郎・森 忠繁（岡山県環境保健センター）・
塚本 修・大橋唯太・佐橋 謙・米谷俊彦・宮下晃一（岡山大学）・
藤川陽子・工藤 章（京都大学原子炉実験所）
6. 土佐湾沿岸域の海風のヘリコプター観測 ----- 20
千葉 修（高知大学理学部）
7. 高知平野での海風循環についての考察 ----- 24
吉兼隆生・千葉 修（高知大学理学部）・鶴野伊津志（国立環境研）
8. ホドグラフによる海陸風の日変化について ----- 28
原 篤司・千葉 修（高知大学理学部）
9. 1997年4月26日の夜間冷気流について ----- 32
山中慎吾・千葉 修（高知大学理学部）
10. パソコンで動作する地形表現のある非静力学モデルの開発 ----- 36
金田芳彦（高松地方気象台）
11. 「春やまじ」についての考察 ----- 40
門田通俊・半場康哲・松岡政幸（松山地方気象台）
12. 寒冷渦に伴う強風機構の研究（1）－1996年6月18日の暴風の定量的考察－ ----- 44
西村和高・松下敏裕・檜尾守昭（高松地方気象台）

1997年11月21日（金） 香川大学教育学部 第4会議室

13時～17時30分

日本気象学会関西支部

メソスケール気象の物理的考察と気温観測値の監視

檜尾守昭 (高松地方気象台)

1. はじめに

気象観測は、大気現象に関する理解を深めるための基礎である。また、気象予報業務においては、実況監視および予想の基礎データである。しかし観測値は、測器の障害等に起因して大きな誤差を含むことがある。したがって気象解析や実況監視では、生起し得る大気現象を想定し、それに伴う観測量の変動幅を推測しつつ、測定値が妥当な誤差範囲を超えていないか品質管理を並行的に行う必要がある。予報現場の担当者は、誤りの測定値を信じて予報を誤ったり、正しい測定値を疑って異常気象の兆候を見逃したりしないよう日頃から心がけている。

ところが高松地方気象台では、1997年4月18日から19日にかけて約22時間、測器の障害のため、気温観測を欠測とせざるを得ない事態が発生した。予報当番者は18日午後、気温が異常に高いことに気づいていた。しかし、原因は気象状態であろうと考え、翌朝まで測定値を疑うには至らなかった。

本研究では、測定値の示した高温が気象的原因によるものではないことを、18日午後までの観測データに基づいて判断できないか検討する。観測データを物理的考察にあてはめて気温偏差の影響を概算するが、その中で熱的低気圧発生の検討のため、地衡風調節を傾度風調節に拡張した。これにより、実況監視および観測データの品質管理に、メソスケール気象の物理的な考察と定量的な検討が有効であることを示す。

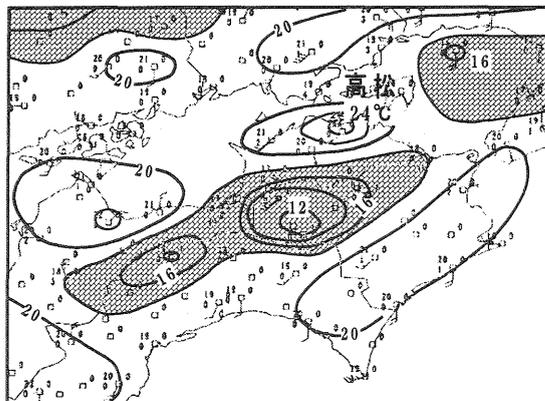
2. 4月18日の高松の気温測定値と気象状況

高松の気温測定値は、4月18日の0900JSTから1200JSTにかけて徐々に15℃から20℃まで上昇した。1400JST前後から目立って高くなり、1530JSTに最高値25.4℃に達した。その後徐々に下がり、1900JSTに21℃となった。見かけの最高気温は、平年値を5℃以上上回ったが、4日前(14日)の24.1℃に比べればそれをやや上回る程度だった。

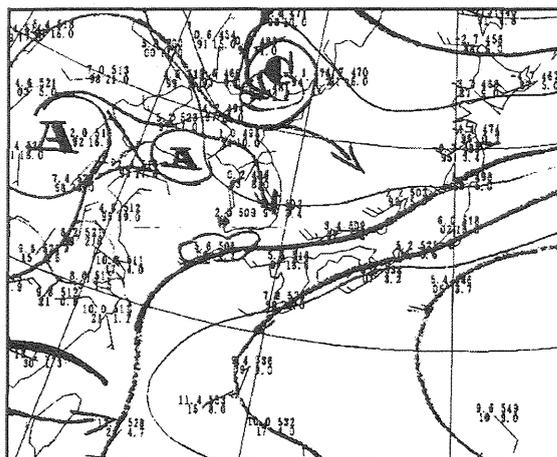
アメダスの気温分布図で見ると、昼過ぎまでは周辺と比較して大差はない。ところが、1500JSTには第1図のように高松だけが周辺より4℃程度突出して高い(図の陰影部以外の領域ではほぼ (20 ± 1) ℃)。

4月18日の日中、気象庁作成のアジア地上天気

図には解析されない程度の弱い前線が、帯状雲を伴って西日本を通過した。このため、高松では昼過ぎに弱い降水を観測した。地上風は西日本一帯で弱い。



第1図 1997年4月18日1500JSTのアメダスの観測による等温線(2℃間隔;陰影部は18℃以下)と風(短い矢羽根は 1ms^{-1} 、長い矢羽根は 2ms^{-1})。



第2図 1997年4月18日0900JSTの850hPa天気図(素解析)。短い矢羽根は5kt、長い矢羽根は10kt、旗は50kt。

3. 成層状態について

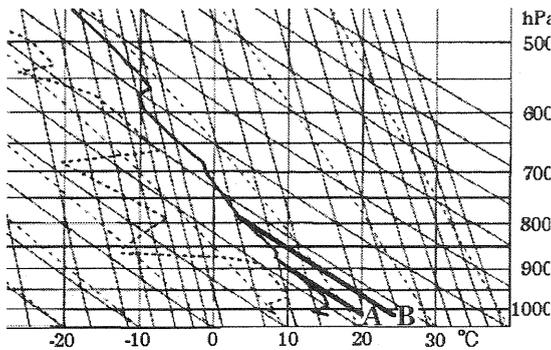
四国の周囲には、高層観測所が4地点ある。本研究は、測定値が示す高温の原因が気象状況ではないことを示せば十分と考え、高松の地上気温測定値との差が最小で力学的効果の概算値も最小となる地点のデータを利用する。この観点から、以下の検討で

は鹿児島島の成層状態を瀬戸内の成層状態とみなす。

18日0900JSTの鹿児島島の気温プロファイル(第3図)に対して、香川県平野部の午後の地上の空気は1020hPa、20℃と図の点Aに位置する。朝から地上気温が上昇するに従って次々と乾いた対流が起き、瀬戸内の上空のプロファイルは点Aから伸ばした乾燥断熱線となっていたはずである。

高松の測定値1020hPa、24℃(図の点B)から乾燥断熱線を伸ばして交点を求めると800hPa付近となる。すなわち、高松にこのような暖気塊が生成され、拡散・混合で消滅しないほどのスケールがあれば、最低800hPaまで上昇するし、強制的に下降させられた断熱昇温なら最低800hPa付近から降りてきたことになる。暖気塊の鉛直スケールが大きければ、そのプロファイルは点Bから伸ばした乾燥断熱線となる。

なお、潮岬のプロファイルでは湿度が高かったので、念のため潮岬地上付近の空気が湿潤断熱線に沿って上昇したのち乾燥断熱線に沿って下降したと仮定してみると、たまたま同じく800hPa付近から下降してきたことになる。



第3図 1997年4月18日0900JSTの鹿児島の高層観測による、気温と露点温度のエマグラム。瀬戸内(A)の地上気温20℃および高松(B)の24℃(気圧は共に1020hPa)に相当する乾燥断熱線を追加。

4. 定性的な考察に基づく気象的原因の検討

局所的な高温状態をもたらす気象的原因には、

- ①局所的な下降流に伴う断熱昇温が起こる。原因には、フェーンのほか、中層にダウンバーストに似た強い下降流が生じ、下層では断熱昇温により周囲から浮力を受けて運動エネルギーを失いつつも惰性で地上まで到達するという可能性があるだろう。
- ②雲の局所的な切れ間だけが日射により昇温する、もしくは逆に、局所的な雲に覆われた地域で夜間に放射冷却が効かない。

③総観場に直接付随する風が陸側から海側に弱く吹く場の中で、海風が進入できないまま平野部の空気がよどんで日射により昇温する。

④盆地や谷間、建造物等により、海風や谷風などメソスケールの気象状態からも隔絶された局所的な地域に日射が当たって昇温する。

などの可能性があると考ええる。これらの候補について、まず定性的に検討する。

4.1 下降流に伴う断熱昇温

①のうちフェーンは、台風や発達した低気圧、寒気の吹き出しなどに伴って強い風が山の稜線に吹きつけるとき、風下側で起こる。しかし18日0900JSTは、第2図に見られるように西日本の下層風向が西南西であり、高松付近の山地の稜線に垂直な風速成分はほとんどない。仮に南よりの強い風が吹く時間帯があったと仮定しても、四国の瀬戸内側一帯でなく高松のみ昇温したことが説明できない。しかも18日2100JSTには0900JSTより風速が弱まっており、夜間まで高温が継続している状況もフェーンでは理解できない。

ダウンバーストに似た強い下降流の可能性については、18日は弱いながら雨が降ったし、第3図では中層で乾燥しているから、可能性は否定できない(当然ながら、下降流が下層に達した頃は降水粒子が消滅しているものとする)。その結果周囲より4℃高い暖気塊が生じたとして、地上の高温状態が持続できるかは、定性的な考察のみでは即断できない。

4.2 局所的な日射、放射の局所的阻止

②のうち、高松の上空のみ雲の晴れ間ができて高松だけが日射で昇温した可能性はある。18日は全体が雲に覆われて、徳島県では所々で雨が観測された。高松では13時頃弱い驟雨があった後晴れてきた。この状況で局所的な高温状態が持続できるかどうかは、やはり定性的な考察のみでは判断できない。

夜になって、周辺部では晴れて放射冷却のため気温が下がる中、高松のみ雲に覆われて放射冷却が阻止される効果が働いた可能性もあるが、日中からの高温の第一義的な原因ではあり得ない。

4.3 その他の原因

③の海風が進入できなかったために平野部の下層大気がよどんで日射により昇温した可能性については、18日午後は四国全体が弱い南よりの風が吹いている状態だった。しかし、高松のみ昇温したことが説明できない。

④の地形や建造物による局所的効果は高松地方気象台は無縁である。

以上のように、フェーンの可能性は 18 日午後に否定できる。しかし、他の原因を想定すると、定性的な考察のみでは、高松の気温測定値が異常と判断するのは難しいように思われる。

5. 物理的な考察に基づく定量的な検討

高松の測定値の示す高温が気象状態の反映と考えて矛盾が起きないかを、メソスケール気象に関する物理的な考察に基づいて、定量的に検討する。

5.1 下降流による断熱昇温

周囲より温位が 4K 高い暖気塊は浮力によって

$$\frac{\delta\theta}{\theta}g \approx \frac{4\text{ K}}{291\text{ K}} \times 9.8\text{ m s}^{-2} \approx 1.3 \times 10^{-1}\text{ m s}^{-2}$$

程度の上向き加速度を受ける。上空から強制的に下降させられて断熱昇温するには、浮力に逆らって下降するのに、最低 1000m の高度に風速 16 m s^{-1} に相当する運動エネルギーを要する。

①のフェーンは継続時間を説明できるし、米子では 850hPa に 25kt、800hPa に 30kt 程度の風が吹いている。しかし、前章で述べたとおり風向と山地の稜線の関係を考慮すると、山越え気流による強制下降は考えられない。これはフェーンが乾いたタイプか湿ったタイプかによらない。

18 日は弱いながら雨が降ったし第 3 図では中層で乾燥している。したがって、中層で降水粒子の蒸発により冷却された空気塊がダウンバーストに似た強い下降流となって、下降しつつ断熱昇温した結果、高温状態が温度計に検知されたという可能性は考えられる。しかし、下層では浮力を受け続けるから、その後は強い上昇流となる。拡散・混合を無視して概算すると、約 2 分で高度 1000m、上昇速度約 16 m s^{-1} に戻ることになる。拡散・混合が上昇速度を弱めるとしても、1 時間以上も暖気塊が地上に留まるとは考えられない。

5.2 局所的な日射による昇温

②の日射による局所的な加熱の可能性であるが、周囲より 4K 高い暖気塊のスケールが直径 100m 程度であれば、前節の考察と同じく浮力のため短時間のうちに地上を離れるだろう。

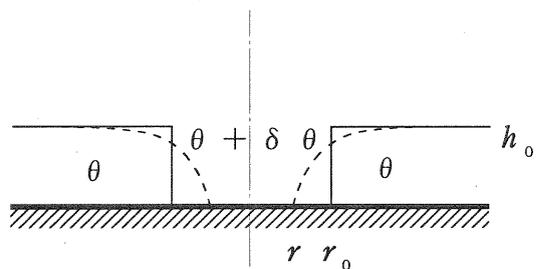
高温状態が持続するとすれば、加熱効果が下層全体に及んで、気温プロファイルが第 3 図の点 B から伸びる乾燥断熱線に一致した後のことである。このような暖気塊の上端は 800hPa 程度に達することになる。ただしここでは、力学的効果を小さくに見積もるため、900hPa 以上の高度における温位差を

無視して、暖気塊の鉛直スケールは 1000m とみておこう。水平スケールは、高松と隣接観測所との距離から、高々半径 20km である。

暖気塊が生成されるとその下では気圧が下がるから、周囲の大気が中心に向かって進入する。暖気塊の水平スケールが大きければ低気圧性循環が発生し、中央部には熱的低気圧として暖気が地上に長く留まりそうである。暖気塊が長時間持続できるかどうかを判断するため、ここで地衡風調節の考え方を傾度風調節に拡張する。

Schubert et al. (1980) は軸対象な渦について傾度風調節を理論的に調べた。しかし、興味の対象が台風が発生にあり、暖気塊のスケールが大きいため遠心力の項を線形化した。ここでは暖気塊の半径が 20km 程度と小さく、また初期状態を無風とするため、遠心力の項を線形と仮定するわけにいかない。このため、解析解を求めることはあきらめ、傾度風にバランスするまでに境界がどの程度移動するかを計算する。

簡単のため、第 4 図のように下層の厚みが h_0 で温位が θ 、上層の温位が $\theta + \delta\theta$ とし、下層の半径 r_0 の円筒状領域内で上層の暖気が置き換わったとする。初期状態では全領域で無風として、傾度風バランスした最終状態における暖気塊の境界の半径を求めると。



第 4 図 傾度風調節の概念図。初期状態では、実線のように下層の一部が円筒状に抜けて暖気塊が存在している。最終状態では、境界面が点線のようになる。

境界面の地上における半径を r 、接線方向の風速を v とすると、最終状態の風速は初期状態の有効位置エネルギーによって決まるから、

$$v = c \equiv \sqrt{\frac{|\delta\theta|}{\theta} g h_0}$$

である。境界線上の角運動量（の密度）保存から、

$$\left(\frac{f}{2} + \frac{v}{r} \right) r^2 = \frac{f}{2} r_0^2$$

となる。ロスビーの変形半径

$$L_D = \frac{c}{f}$$

をパラメータとして、 r の正の解は

$$r = \sqrt{L_D^2 + r_0^2} - L_D$$

で与えられる。 r_0 が L_D に比べて非常に小さければ、

$$r \approx \frac{r_0^2}{2L_D}$$

で、最終状態の半径は0に近いが0とはならない。これは、わずかでも地球の回転効果が残るということを示している。

この事例では

$r_0 \approx 20 \text{ km}$, $h_0 \approx 1 \text{ km}$, $\theta \approx 291 \text{ K}$, $\delta\theta \approx 4 \text{ K}$
であり、コリオリのパラメータは高松付近の値

$$f \approx 8.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

を使用すると、

$$v = c \approx 12 \text{ m s}^{-1}, L_D \approx 150 \text{ km}, r \approx 1.3 \text{ km}$$

を得る。暖気内の気圧偏差は、

$$\delta p \approx \frac{\delta\theta}{\theta} \times (-g\rho h_0) \approx -1.7 \text{ hPa}$$

で、局地天気図を丁寧に解析すれば検出できる程度の熱的低気圧となる。

境界の半径が縮む速度は c 程度だから、地上の暖気が解消するのに要する時間の目安は

$$\tau \approx \frac{r_0 - r}{c} \approx 1.6 \times 10^3 \text{ s}$$

で、30分程度である(2倍ほどのずれがありそう)。

夜間に放射冷却が局所的に阻止されて相対的に暖気塊が生じる効果にも適用してみる。18日の夜間は周囲との気温差が 7°C となった。讃岐平野に生じた接地冷気層の厚みを推定するデータはないから10mと仮定する。上記同様の概算結果、ロスビーの内部変形半径が19kmと小さいため、半径9kmの範囲に暖気塊が残る。境界の風速は 1.6 m s^{-1} 、中心の気圧偏差は 0.02 hPa と、観測データからは検出できないほど小さい。調節過程にかかる時間の目安は、2時間程度となる。

5.3 熱的低気圧に関する考察

第4図のような初期状態は非現実的だが、気温が少しずつ上昇するにつれ傾度風調節も少しずつ進行する状況であれば、結果は似たような状況になるだろう。したがって、気象台が半径1km強の円周で

吹く 10 m s^{-1} を越える風に取りまかれ、気象台付近は高温でほぼ無風という熱的低気圧が発生するという可能性は否定できない。

しかし、このような特異な状況が発生するためには、周囲が雲に覆われる中で高松だけが晴れ続けていなければならない。これは衛星画像やアメダスの日照時間および目視で確認できることである。18日午後は弱い前線に伴って雲の領域が移動していく状況だった。また、熱的低気圧の発生が本当なら強風注意報の発表が必要となるが、強風の通報もなかった。したがって、高松の測定値が示す高温は局所的な日射によるものではないと言える。

なお、18日午後の高温状態の原因ではあり得ないが、夜間に観測所付近のみが雲に覆われることがあるならば、一点の観測所のみが相対的に高温状態となる可能性は十分ある。

6. おわりに

本研究では、1997年4月18日午後の高松の高温の原因が気象状態と考えられるかどうかを検討するため、可能性のある気象状態に観測値をあてはめて概算した。特に、熱的低気圧が発生する可能性に関して、地衡風調節を傾度風調節に拡張した。その結果、18日1500JSTまでの観測データに基づいて、測定値の示す高温は気象に起因するものではないと判断できるであろうことを示した。

測定値異常の事例を対象としたため、仮想的な考察が大半を占めた。測定値異常は偏差が大きく気付きやすいが、メソスケールの気象状態に伴う観測値の変動幅は通常小さいから、その知識がなければ見逃しやすい。逆に言えば、メソスケール気象の適切な実況監視が可能になれば、測定値の品質管理技術も向上するはずである。データの品質管理の本質は、メソスケール気象の理解にあると言えよう。

本研究で考察した強い鉛直流や地衡風調節・傾度風調節などのメカニズムは、非断熱過程と共に準地衡風方程式系に含まれていない。準地衡風方程式系は、総観スケール気象のメカニズムを巧妙に抽出していたために気象力学が飛躍的に発展したのだろうが、逆にメソスケール気象のメカニズムの理解に対しては、(幻想的な)障壁となっていたのではないかと感じる。予報現場を預かる職員の一人として、メソスケール気象の大気物理学的な理解が発展することを切望する。

参考文献

- Schubert, W. H., J. J. Hack, P. L. S. Dias and S. R. Fulton, 1980; Geostrophic Adjustment in an Axisymmetric Vortex. *Journ. Atm. Sci.*, 37, 1464-1484

四国地方における気温ガイダンスの補正方法

中内義貴, 福原正明, 梶田昌義 (高松地方气象台)

1. はじめに

気象庁では平成8年3月から、従来の天気予報に加えて、全く新しい形式の量的予報として3時間毎の「地方天気分布予報」や「地域時系列予報(気温&天気)」が行われている。

この新しい量的予報を支える技術的基盤は、新領域数値予報モデル(以下RSMとする: Regional Spectral Model)及びそれを元に統計的に修正を加えたガイダンスである。予報官はこれらの予測データと実況等との整合を図りながら、必要な修正を施して予報を発表している。

今回の調査対象は、本庁ガイダンスの中の最低及び最高気温予測のための気温ガイダンスである。このガイダンスにはRSMの予測値を元に、予測誤差が最小になるよう回帰係数が随時更新されるカルマンフィルター方式が使われている。カルマンフィルターは、長期間(1ヶ月程度)でみると予測誤差は小さくなり、また、RSMに変更があっても、気温ガイダンスの係数値を変える膨大な作業が不要といった利点がある。

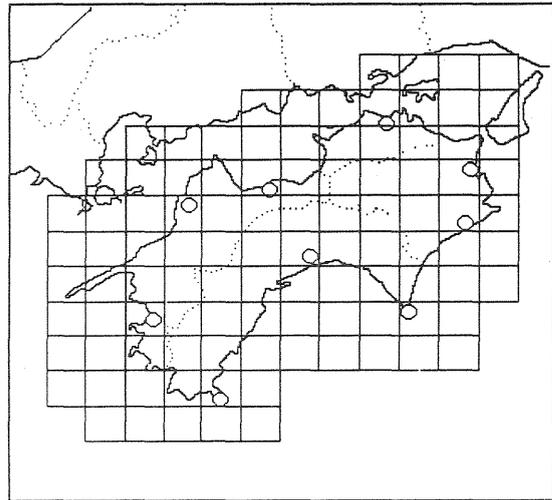
しかしその一方で、総観場の変化に伴って予測誤差の傾向が(+)から(-)又は(-)から(+)に大きく変化する場合、前回の予測誤差の修正機能が逆に働き、次の予測では誤差を更に大きくする欠点がある。

本調査は気温ガイダンスが時に大きな誤差をもたらす欠点を補う手法の開発を目的としている。そこで、高松の最高気温予測の誤差が大きかった日を、大まかな総観場で分類し、総観場のパターン別に四国各地の予測式を作成することにした。

2. 資料と予測式の作成方法

調査対象期間はRSMの出力値が高松地方气象台の計算機で処理可能なデータとして入手できた、1997年3月から6月である。高松の気温予測誤差が $\pm 3^{\circ}\text{C}$ を超えた日から、四国地方が高気圧圏内にあった7日を選び、これと同様の総観場パターンで予測誤差が $\pm 3^{\circ}\text{C}$ を超えていなかった36日を加えた43日のデータを使用した。

以上の調査対象日を元に、第1図に示す四国4県で時系列予報を行っている9地点(徳島・日和佐・高松・新居浜・松山・宇和島・高知・室戸・清水)の予測式を多変量解析により求めた。



第1図 四国地方天気分布予報区(20km格子)

○印は地域時系列予報地点

GPVは格子中心の値

目的変数のデータは、最低気温については02時から07時、最高気温については14時から19時の極値をアメダスの毎時データから求めた。

説明変数となるGPV(格子点毎に求められたRSMによる予測値:地上・925,850,700hPa等)は、それぞれの予測地点に最も近い格子点のデータを用いた。今回使った説明変数は、GPVの内、地上の気温(観測所の高度で補正)と上・中・下層の雲量、925hPaの気温、露点、及び風向・風速を東西・南北成分に変換した8個である。

なお、これらの説明変数は個別の地点に対して必ずしも最適な組み合わせではないが、地点毎に使用する変数の組み合わせが違うことは、将来の系統的な発展性にとって不適切と考え統一した。

地上以外のGPVは3時間毎に出力されている事から、目的変数の極値が02~04時(14~16時)の間にある時はGPVの03時(15時)に、05~07時(16~19時)にある時はGPVの06時(18時)に対応さ

せた。また、GPVは1日2回（初期時刻を00UTC及び12UTCとした36時間後までの予想値）配信されている。現在気象庁では、00UTCのGPVデータで翌日の最低気温と最高気温を、12UTCのGPVデータで翌日の最高気温の予想をおこなっている。このため、GPVの調査対象日は、翌日の総観場パターンが高気圧圏内になるよう抽出し統計処理を行った。

3. 多変量解析結果

第1表は43日全ての日を対象にした当調査による各地点の気温予測結果である。

最低気温についてはパターン分類する事例数が少なかったため、今回は特に調査はしなかったが、高気圧に覆われた朝は気温が下がり易いことが、結果的に最低気温も本庁気温ガイダンスを改善する結果となった。

ちなみに、高松での本庁気温ガイダンスと当調査結果を比較するとは次のようになった。

- ◎午後予報（00UTCイニシャル）の最低気温
RMSRが 1.48⇒1.10
±2～3℃の日数が 10⇒3日
±3℃を超えた日数が4⇒0日
- ◎午後予報（00UTCイニシャル）の最高気温
RMSRが 1.69⇒1.50
±2～3℃の日数が 5⇒8日
±3℃を超えた日数が8⇒2日
- ◎朝予報（12UTCイニシャル）の最高気温
RMSRが 1.56⇒1.43
±2～3℃の日数が 9⇒7日
±3℃を超えた日数が3⇒2日

午後予報の最高気温誤差±2～3℃の日数以外は全て、パターン分類したことにより予測値は改善している。

4. 係数を随時更新させる計算法

第1表の結果を与えた係数値をそのまま使った予測式を現業に利用することも可能だが、現在よりRSMの精度が改善された場合は、係数の再計算作業が必要となる。このため、係数を随時更新するカルマンフィルターの機能を非常に単純化した方法で予測を行ってみることにした。

予測値には実況値からの誤差があるが、この誤差から補正加重を求め(1式)、次の計算時で全ての係数を補正する方法である(2式)。そのためまず、前半の24日分のデータから多変量解析によ

り係数を設定し、25日目以降は、前回の予測誤差の20%を次回の予測係数を補正する加重値とした。

[計算法]

$$\text{補正加重 } \alpha = (\Delta T_{(t-1)} \times 0.2) / T_{(t-1)} \quad (1)$$

$\Delta T_{(t-1)}$: 前回の予測誤差

$T_{(t-1)}$: 前回の予測値

新たな予測値

$$T = (b + b \times \alpha) + (a_1 + a_1 \times \alpha) \times X_1 + (a_2 + a_2 \times \alpha) \times X_2 \dots \dots \dots + (a_n + a_n \times \alpha) \times X_n \quad (2)$$

b : 定数, a_n : 係数, X_n : 説明変数

この計算方法により予測した検証結果を第2表示す。

本庁ガイダンスと単純化した係数随時更新法による予測値を高松の値と比較した結果は以下のとおりである。

- ◎午後予報（00UTCイニシャル）の最低気温
RMSRが 1.48⇒1.19
±2～3℃の日数が 10⇒4日
±3℃を超えた日数が4⇒0日
- ◎午後予報（00UTCイニシャル）の最高気温
RMSRが 1.69⇒1.74
±2～3℃の日数が 5⇒7日
±3℃を超えた日数が8⇒2日
- ◎朝予報（12UTCイニシャル）の最高気温
RMSRが 1.56⇒1.49
±2～3℃の日数が 9⇒7日
±3℃を超えた日数が3⇒2日

午後予報の最高気温でRMSE（2乗平均平方根誤差）が少し上がったが、係数の更新を行わなかった結果とあまり大きな変化はなく、本庁ガイダンスを改善する結果となった。

5. おわりに

今回の調査で、総観場のパターンを特定し予測式を作れば、総観場の変化に伴う予測誤差の変動が少なくなり、予報精度が大きく改善できることが解った。

今後は他のパターンについても調査するとともに、放射冷却等で予測が大きく外れることのある最低気温も、データの蓄積を待って調査を進める。

今回は係数の更新を単純な方法で行ったが、この調査結果を元に、本格的なカルマンフィルターを導入し、現業的に利用可能な地方ガイダンスを作成を予定している。

第1表 43日全ての日を対象にした各地点の解析結果

地 点	予測の要素	相関係数	R M S E	偏差±2~3 °Cの日数	偏差±3°C 越えた日数
徳 島	00 Z Mim	0.97498	1.232	2 6	1 0
	12 Z Max	0.95869	1.339		
日和佐	00 Z Mim	0.94111	1.744	10 2	2 0
	12 Z Max	0.96629	0.968		
高 松	00 Z Mim	0.98078	1.102	3 9	0 2
	12 Z Max	0.95730	1.501		
新居浜	00 Z Mim	0.97475	1.188	5 6	0 2
	12 Z Max	0.94038	1.762		
松 山	00 Z Mim	0.97663	1.119	4 6	0 1
	12 Z Max	0.95939	1.357		
宇和島	00 Z Mim	0.94378	1.739	9 10	4 0
	12 Z Max	0.94864	1.345		
高 知	00 Z Mim	0.96244	1.425	5 4	3 1
	12 Z Max	0.95510	1.176		
室 戸	00 Z Mim	0.98369	0.773	0 3	0 1
	12 Z Max	0.95903	1.044		
清 水	00 Z Mim	0.95502	1.345	7 2	1 0
	12 Z Max	0.96957	0.863		
	00 Z Mim	0.96508	0.923		
	12 Z Max				

第2表 随時係数の更新を行った各地点の解析結果

地 点	予測の要素	相関係数	R M S E	偏差±2~3 °Cの日数	偏差±3°C 越えた日数
徳 島	00 Z Mim	0.97097	1.333	2 4	2 4
	12 Z Max	0.92767	1.825		
日和佐	00 Z Mim	0.90917	2.195	5 2	8 2
	12 Z Max	0.94910	1.188		
高 松	00 Z Mim	0.97799	1.191	4 7	0 2
	12 Z Max	0.94214	1.744		
新居浜	00 Z Mim	0.96629	1.376	8 4	1 6
	12 Z Max	0.91747	2.080		
松 山	00 Z Mim	0.95654	1.525	7 3	2 1
	12 Z Max	0.95215	1.496		
宇和島	00 Z Mim	0.86745	2.763	2 7	11 0
	12 Z Max	0.94162	1.437		
高 知	00 Z Mim	0.95333	1.593	4 3	4 2
	12 Z Max	0.94202	1.337		
室 戸	00 Z Mim	0.97919	0.890	1 5	0 1
	12 Z Max	0.94331	1.224		
清 水	00 Z Mim	0.94854	1.438	10 3	0 0
	12 Z Max	0.96326	0.924		
	00 Z Mim	0.94523	1.160		
	12 Z Max				

線状エコーによる大阪府北部の短時間強雨とその発生機構

大西英記 (松山地方気象台)

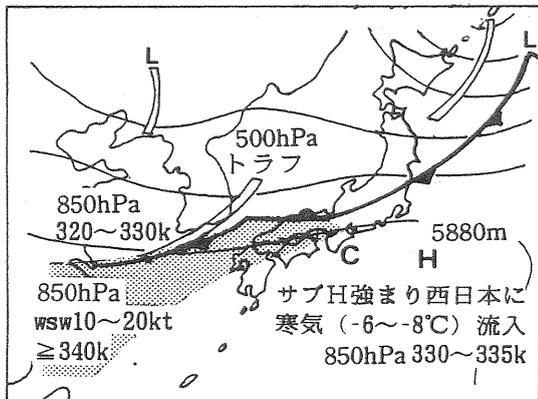
1. 要旨

太平洋高気圧が西日本に勢力を残す8月下旬から9月頃、山陰沖を東進する低気圧に伴う寒冷前線が北偏して西日本を通過する場合、近畿地方では「北・中部型」の大雨が発生する(第1図)。

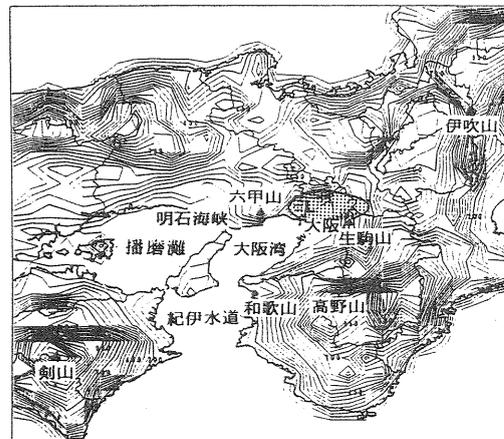
特に、境界層内において紀伊水道からの暖湿流の収束により、兵庫県南東部から大阪府北部に地形性のメソ低気圧(メソ α スケール)が発生して、寒冷前線(メソ α スケール)とカップリングし、線状エコーが発達・停滞する場合は、大阪府北部の極狭い範囲で短時間(3~5時間)に警報級の豪雨(総雨量100~300mm)が発生する(第2図)。

近年では、大阪空港付近の豪雨(1994.9.6~7; A事例. 5時間/300mm 以下Aとする)と枚方市付近の豪雨(1995.8.30; B事例. 3時間/100mm 以下Bとする)等がある。しかし、地形性のメソ低気圧の発生が不明瞭な場合等は、箕面市付近の短時間強雨(1996.8.21; C事例. 3時間/50mm 以下Cとする)程度のこともある。

大阪府北部で局地的に発生するこの豪雨は、発生時期が夏期後半から初秋に限られており、発生事例数が少ないこと、発生機構の一部や発生地域が類似していることから「淀川チャネル型大雨」と混同される場合が多い。しかし、大阪府北部で特に不安定場が強化され、豪雨域が局地的に集中するメソ構造には、「淀川チャネル型大雨」とは異なる点が多い。特に、メソ低気圧が形成される境界層の振る舞いや線状エコーの発生機構には特徴があるため、これらについて調査し、「メソ天気系概念モデル」を構築して、実況監視手順(ワークシート)の基礎資料とした。



第1図 近畿地方の大雨「北・中部型」の概念図



第2図 近畿地方の地勢図とメソ低気圧と大雨の発生地域(ハッチ域)

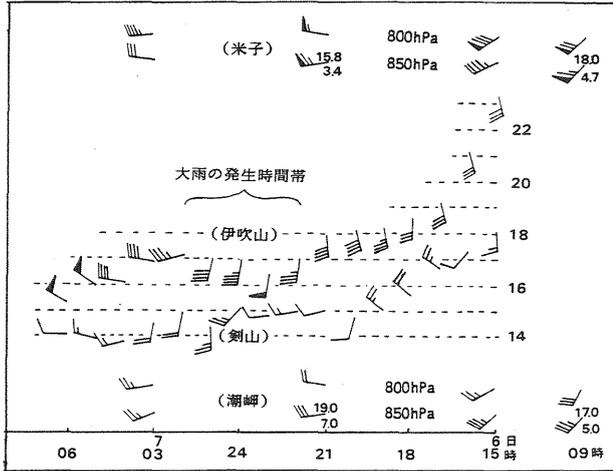
2. 発生機構の特徴

2.1 環境形成期

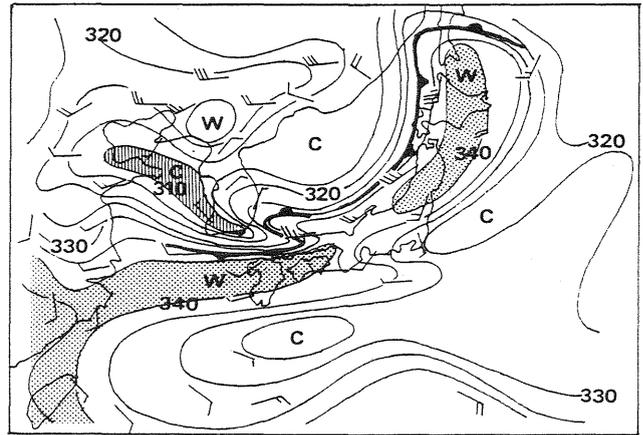
500hPa面では、先行する南系の谷が日本の東海上に進み、日本付近ではサブH(5880m)が強まると共に、サブHの縁辺に沿って広範囲に流入する乾燥寒気(-6~-9℃)があり、その影響は900hPa付近にまでおよぶ。この結果、中部地方から西日本の太平洋側にかけては、境界層(約900hPaより下層)が圧縮される形となり境界層内では南よりの風が強まる。実況では伊吹山、剣山における「南風の強まり・気温の下降」などで把握するが、境界層における南風の変化はサブHの強まりに対応しており、大雨の約8時間前から発生時まで10m前後の強風が続く。また、気温は3℃(B)~6℃(A)下がるが(第3図)、下降の程度や継続期間は大雨の量と正の相関が見られる。

一方、紀伊水道から播磨灘や大阪湾に流入する暖湿流の強まりは、アメダス実況風解析や和歌山の風時系列で監視するが、大雨発生の約6~8時間前から直前まで南よりの風が7~8m(約1.5倍)に強まる(A・B・Cはsw風)。

また、紀伊水道から大阪府付近の安定層(境界層の上辺)の変化は、潮岬の925hPa(約800m)やアメダスでは高野山(800m)、生駒山(600m)の気温実況等で把握できる場合がある。更に、サブHの強まりに伴い縁辺に沿う乾燥寒気は、850hPa面ではサブHの縁辺流(wsw10~20kt)に伴う湿舌($\geq 340k$)を東シナ海からシャープな形状として、瀬戸内地方に指向させ、その先端部にあたる近畿地方では不安定場を形成する(第4図)。



第3図 伊吹山と剣山の風および気温の時系列
(1994.9.6~7 大阪空港付近の大雨)

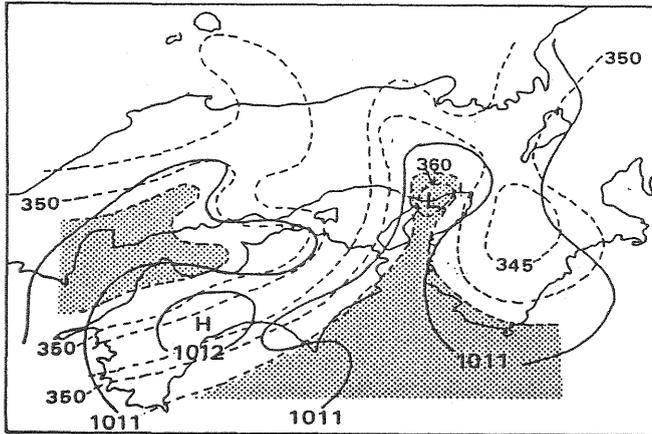


第4図 850hPa 解析図 (ハッチ域は湿舌と乾燥域)
(1994.9.6.12UTC 大阪空港付近の大雨)

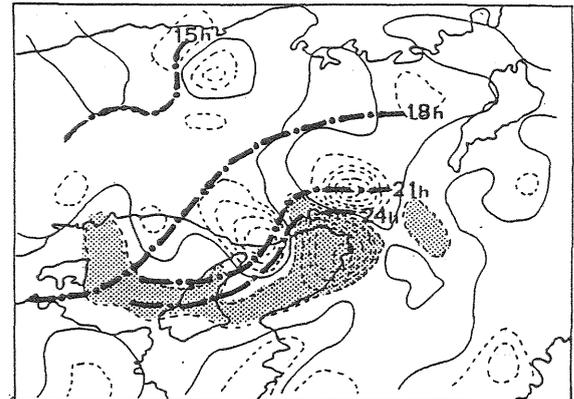
2. 2 発生期

境界層内では南風の強まりに伴い、紀伊水道から播磨灘および大阪湾に暖湿流 (350k ~ 360k) が流入し、兵庫県南東部から大阪府北部では地形収束した結果、内陸部との温度傾度が次第に大きくなる。このため、局地的な不安定場が形成され、気温差が熱的な上昇流作り出す効果でメソ α スケールの低気圧が発生し停滞する (第5図)。

また、山陰沖低気圧 (メソ α スケール) に伴う寒冷前線の位相は、アメダス実況風解析で見ると兵庫県北西部から東南東~南東進するメソ β スケールのシアールラインが対応している (A・B)。このシアールラインを温度場でみると、後面の寒気場では4℃ (B) ~ 6℃ (A) 下降していることから、地上面でも明瞭な不安定ラインが形成されており、この不安定ラインが接近するにしたがいメソ α スケールの低気圧は顕在化し、エコーが発生しはじめる (第6図)。



第5図 局地天気図 1994.9.6.12UTC
実線は気圧 (hPa) ・波線は相当温位 (k)



第6図 アメダス実況解析によるシアールラインの
移動。ハッチ域は1994.9.6.15UTCの収束場

2. 3 発達・最盛期

雲解析図およびレーダーエコーでは、メソ α ~ β スケールの低気圧に対応する雲域やエコーが兵庫県北西部から南東進または瀬戸内から東進し、大阪府北部に停滞するメソ α スケールの低気圧とカップリングして発達・停滞する場合、線状エコーが形成される。線状エコーがバックビルディング (大阪市レーダー 500m/メッシュ解析) の形態となり、大阪府北部で東西に約3時間 (B) ~ 5時間 (A) 停滞する場合は警報級の豪雨となる (A・B)。

[バックビルディングの発生機構]

大阪府北部において線状エコーが東西約20~40km、南北約10km以下の形状となり、バックビルディングの形態で発達・停滞する構造をメソ的に解析すると、次のことがあげられる。

- ① 鉛直構造的には2・1項で述べたが、特に850hPa面付近に特徴がある。サブHの縁辺流 (湿舌 $\geq 340k$) の先端部が大阪府北部に流入している (前面および南側はサブHの強まりに伴う明瞭な乾燥域) ところに、西

から寒冷前線が後面に顕著な乾燥寒気（310～320k）を伴って東進してくるため、縁辺流の先端部は次第に南北から圧縮され、東西に変形しながら強い上昇流場形成に寄与している。また、その継続時間は寒冷前線に対応する相当温位傾度集中帯の南北の傾きおよび東西の長さ、形状が関係している（第4図参照）。

② 線状エコーがバックビルディングの形態をとる成因は、

①項で述べた 850hPa 付近の強い上昇流場を補償する形で、境界層では大阪湾から暖湿流が線状エコーの先端部に流入すること。もう一つは、アメダス実況風解析でシアライン（メソβスケールの寒冷前線）が後面に強い寒気（暖域より4～6℃低い）を伴い、兵庫県西部から播磨灘を南下するにしたがい、境界層に滞留している暖湿気塊が播磨灘東部に押しやられる。その結果、暖湿気塊は淡路島の地形効果を受けて（アメダス郡家の風時系列ではメソ擾乱が通過している）明石海峡に収束し（第7図）、六甲山地の南麓を経て波状的に大阪府北部に停滞する線状エコーの先端部にカップリングして、バックビルディングの形態を維持する（第8図）。

③ 大阪府北部で、線状エコーがバックビルディングの形態を持続し停滞する時間（3～5時間）は、メソγスケールの低気圧と850hPa解析での相当温位集中帯が接する時間（南北の傾き）と活発の程度（温位傾度）でおおよそ把握できる。

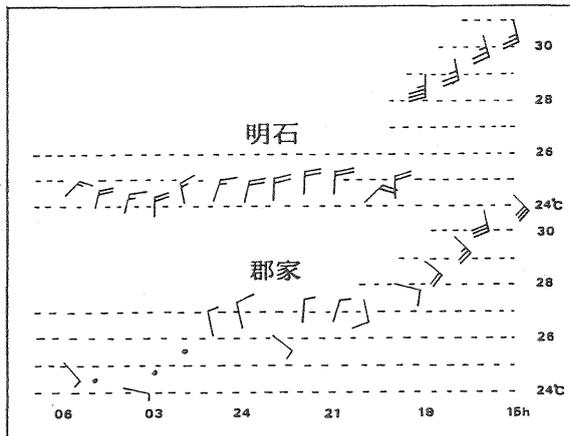
④ 線状エコーの中では強い対流を繰り返しながらセルが東進し、やがて線状エコーの下部から発生する下降気流や強雨に伴って持ち下げられる寒気等で不安定を解消するが、その他に、境界層から暖湿流の補給がなくなることや、サブHに伴う乾燥域の影響等が考えられる。

また、線状エコーの東端が奈良県北部や京都府南部に広がるか否かは、伊吹山と剣山における乾燥寒気の強弱によっておおよそ把握できる。

2. 4 衰弱期

低気圧に伴う前線が通過し、アメダス実況風解析で大阪府北部は北風になる。

雲解析図で低気圧および寒冷前線に対応する雲域が、近畿地方を通過するとサブHの乾燥域に入るため、雲域は急速に消散傾向となり強雨域はなくなる。



第7図 明石および郡家のアメダス時系列図
1994.9.6.06～7.06UTC 長矢羽2m, ・静穩



第8図 大阪市レーダー（500m/メッシュ解析）による大阪府北部に停滞する線状エコーのバックビルディングの形態
1994.9.6.14:00UTC～7.01:45UTC（15分間隔）
線状エコーの等値線は20mm/h

3. メソ天気系概念モデル

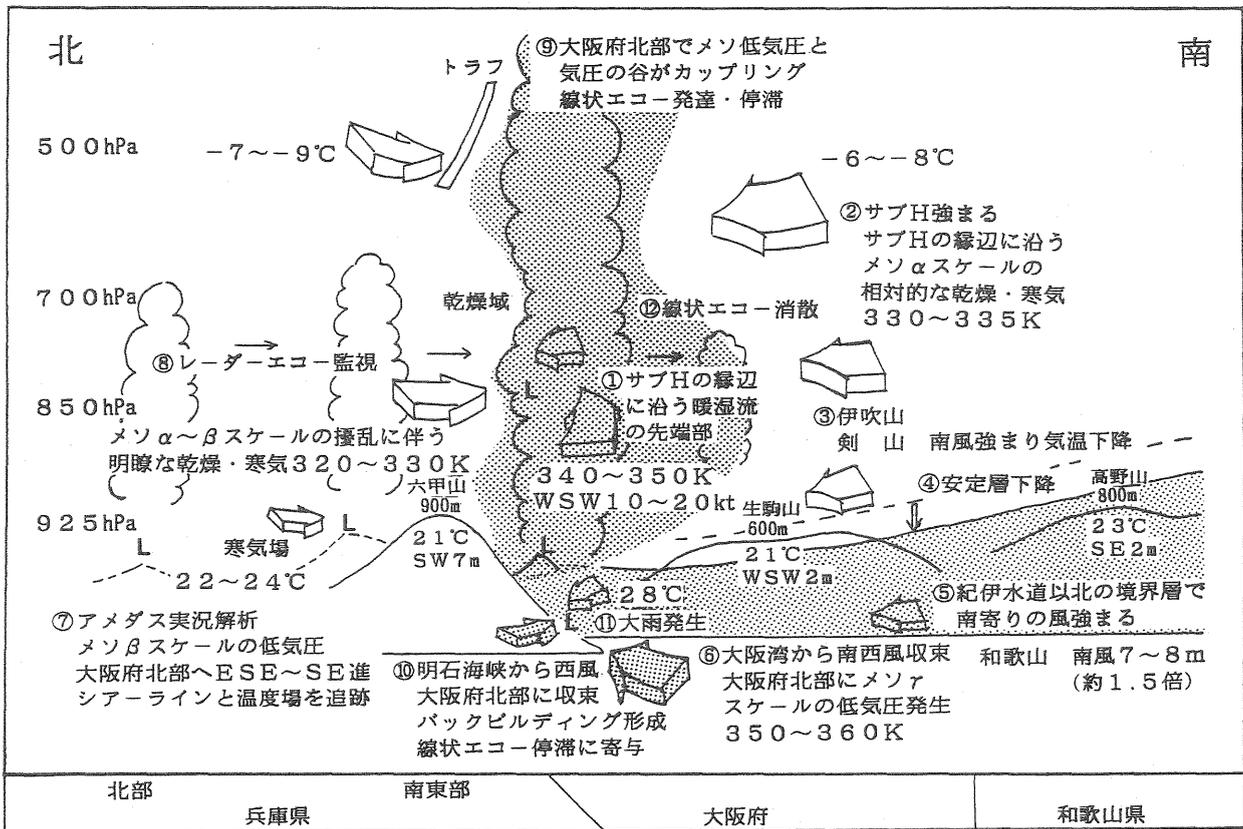
3事例の解析を基に、大阪府北部で線状エコーが発達・停滞し、極狭い範囲で短時間に警報級の豪雨が発生する「メソ天気系概念モデル」を構築し、発生機構の特徴を示した(第9図)。

大阪府北部で線状エコーが発達・停滞する成因には、500hPa面ではサブHが強まるに伴い縁辺流に沿って-6~-9℃の乾燥寒気が流入し、500hPaより下層でも、相対的な乾燥寒気が湿舌の先端部をシャープな形状にすると同時に、境界層を押し下げる働きをする。その結果、紀伊水道以北の境界層では地形収束も加重して南よりの暖湿流が強まり、大阪府北部に収束してメソ α スケールの低気圧発生に寄与する。兵庫県南東部から大阪府北部の地上では、暖湿流の収束により内陸部との温度傾度が大きいところへ、メソ β スケールの低気圧やシャープラインが後面に顕著な寒気を伴って南下し、メソカ学的にも気圧差や気温差の効果で更に不安定場が強化されている。

バックビルディングの機構には、いくつかの特徴があり、播磨灘の境界層における暖湿気塊が明石海峡に収束し、波状的に(大阪市レーダーでは直径数kmのエコーとして; A事例)六甲山地の南麓に沿って形成された鉛直的にも南北に温度傾度の大きい不安定場を東進し、線状エコーにカップリングしている。

今後は更に事例を蓄積し、サブHに伴う500hPaから900hPa付近にまで流入する乾燥寒気が境界層に及ぼす影響など、細かく解明する必要がある。

最後に、貴重なレーダー解析資料を提供して頂いた大阪市に深く感謝します。



第9図 線状エコーによる大阪北部の短時間強雨の〔メソ天気系概念モデル〕

参考文献

横田 寛伸 (1993) : メソスケールでの僅かな気圧差・気温差のもつ意味, 大阪管区気象台技術情報 NO77, 20-24
 直江 寛明・大西 英記 (1994) : 寒冷前線による豊中付近で発生した記録的な大雨
 大阪管区府県気象研究会誌 1994, 20-21
 奥井 久夫・大西 英記 (1995) : 淀川沿いで発達したメソ低気圧に伴う局地的な短時間強雨
 大阪管区府県気象研究会誌 1995, 74-75
 大西 英記 (1996) : 線状エコーによる大阪府北部の短時間強雨 その発生機構と実況監視手順
 大阪管区府県気象研究会誌 1996, 90-91

高知県の寒候期の降水現象について

家藤敦章 高木重信 木山保世 寺尾克彦 小西誠二 (高知地方気象台)

1. はじめに

平成8年3月から、気象庁では数値予報に用いる大型コンピューターの更新に伴い、新しい天気予報を開始した。その中心的項目として、地方天気分布予報と、地域時系列予報がある。今回それらの予報精度の向上に資する目的で、地方天気分布予報における、降水予報の精度を確認すると同時に、その問題点について検討した。

2. 調査期間及び調査方法

今回は、寒候期の降水に着目し、平成8年11月から平成9年3月の期間における、南岸低気圧15例、冬型17例を取り上げた。それらの事例について、前日の00ZイニシャルによるT=18からT=39予想に対応して、当日の00時から24時までの3時間ごとの天気分布予報ガイダンスと実況としてのレーダーアメダス解析雨量を比較し、適中率、見逃し率、空振り率、スレットスコアについて検討した。

又、特に個別の事例について、実況と予報資料を詳しく検討し問題点を抽出した。さらにそれら問題点の典型的な事例として、南岸低気圧が急発達をして下層に寒気の入った平成9年1月24日の例と強い冬型の気圧配置となった平成9年1月21日の例を紹介する。

なお、第1表から第8表において、黒枠で囲んだものが高知県に対応する格子を表している。

3. 南岸低気圧

3.1 各種スコア

南岸低気圧時の降水における、適中率、見逃し率、スレットスコアについてみてみよう。

まず、第1表の適中率をみると、全体的にあまり良いとは言えない値である。格子別にみると相対的に高いのは、西部東岸(中村付近)の75%と、中部南岸(高知市付近)の68%で、低いのは中部山間部(大栃付近)の54%である。

次に第2表の見逃し率をみると、全体的に高いと言えよう。格子別にみると最も高い中部山間部(大栃付近)は40%となっており、比較的低い西部東岸(窪川付近)は18%となっている。

最後に、第3表のスレットスコアをみると、適中率と同様な分布となっており。相対的に高いのは、西部東岸(中村市付近)の0.66で、低いのは中部山間部(大栃付近)の0.29である。

3.2 南岸低気圧における問題点

個々の事例について、実況と予想資料及び天気ガイダンスについて調べた結果、全体的に予想と実況はよくあっていた。しかし、雨の降り始めや降り終わりが合わなかったり、低気圧が比較的南(N30°以南)を通った時などに、予想が外れており適中率やスレットスコアを悪くしている。雨の降り始めや降り終わりが合わなかったパターンとしては、予想モデルにおける低気圧の東進が速すぎたり(第5節参照)、低気圧本体の雨域に先行する高気圧後面流による降水の予想がうまくいかなかったもの等がある。

このうち、低気圧本体の東進が速すぎたものについては、予報モデル自体の問題であるといえよう。また、高気圧後面流による降水については、下層の暖湿気による不安定性降水で、全年を通して天気ガイダンスが苦手とするものである。

4. 冬型気圧配置

4.1 各種スコア

今度は冬型気圧配置時の降水について、適中率、見逃し率、空振り率、スレットスコアについてみてみよう。

まず、第4表の適中率をみると、全体的にかなり高い値となっており、中部山間部(本川・池川付近)と西部山間部(梶原・江川崎付近)を除いて90%前後となっている。

又、時間別にみると(表は省略)、日中を中心に東部や中部ではほぼ100%となっている。又中部山間部(本川

付近)で00時~15時にかけて低く、西部山間部(梶原・江川崎付近)で12時、18時に低くなっている。これは、高知県は冬型の場合、明け方から昼過ぎにかけて、中部山間部や西部山間部で雪になる場合が多く、ガイダンスがこの付近の雪の予報が苦手なことを表している。

次に、第5表の見逃し率をみると、地域的な偏りが大きく、西部山間部(江川崎・梶原付近)と中部山間部(本川・池川付近)が30%から20%と高いのに比べ、中部・西部の平野部及び東部の室戸を除いた地域では、10%以下となっている。

空振り率をみると(表は省略)全体的に低く、特に東部山間部(芸西・魚梁瀬付近)では0%である。

最後に、第6表のスレットスコアをみると、全体的に適中率の高さに比べてかなり低い。特に、中部山間部(本川・池川付近)と、西部山間部(梶原・江川崎付近)で低く、0.06から0.09となっている。比較的高いのは東部山間部(魚梁瀬付近)の0.42である。

4.2 冬型気圧配置における問題点

前項でみたように適中率がかなり良いにもかかわらず、スレットスコアが非常に悪い。これは冬型気圧配置の時は、予報・実況共に降水無しとなる場合が全体の多くを占めており、それが適中率を引き上げている。一方、スレットスコアは、全事例数から予報・実況共に降水無しの場合を除いた事例数で、予報・実況共に降水有りの事例数を割ったスコアである。そのため、見逃しの多さが、スコアを悪くしているのである。実際、個々の事例について実況と天気ガイダンスをみると、冬型気圧配置時には、ガイダンスは、高知県の格子で殆ど晴れを出しているが、実況では、西部・中部山間部を中心に比較的頻繁に降水が観測されている。

これは冬型時の降水が下層寒気の変質により、大気的不安定度が強化されるための降水であり、天気ガイダンスが、不安定性降水の予想を苦手とすることの現れと言えよう。

一方、各事例におけるRSM-GPV(気象庁領域モデルの格子点値)のFRR(凝結量予想)をみると、比較的実況とあっている。又同じく、RSM-GPVのT-Td850(850hPaにおける湿数)をみると、T-Td850が1.5℃以下の領域と、実況の降水域が良くあっている。(第5節参照)

このことは、RSM-GPVのT-Td850及び、FRRを基にして、ガイダンス値の修正もしくは、ガイダンス自体の改良が可能であることを示唆するものである。

第1表 南岸低気圧 適中率(%) (00h~24h)

78	75	67	69	68	69	68	73	65
70	69	64	72	64	60	62	58	57
65	68	68	53	51	58	53	45	54
63	60	61	66	62	60	54	47	55
62	63	64	64	68	63	62	59	54
58	63	63	65	60	64	64	63	60
60	62	64	68	66	65	67	65	66
64	61	75	70	71	68	69	64	67
64	68	72	71	72	69	65	63	68

第2表 南岸低気圧 見逃し率(%) (00h~24h)

18	21	30	23	25	25	26	23	29
25	28	33	23	29	33	33	40	34
28	26	27	42	41	37	42	43	31
30	30	33	25	28	33	40	40	32
28	29	28	27	27	30	32	26	31
36	33	33	23	27	25	23	24	24
34	33	25	18	24	23	23	22	20
28	32	18	22	19	23	20	23	19
26	23	20	20	17	18	23	25	20

第3表 南岸低気圧 スレットスコア(00h~24h)

0.36	0.3	0.3	0.38	0.41	0.43	0.42	0.5	0.38
0.38	0.35	0.31	0.44	0.36	0.29	0.3	0.16	0.22
0.39	0.42	0.45	0.19	0.2	0.29	0.24	0.24	0.36
0.37	0.37	0.38	0.51	0.44	0.37	0.29	0.27	0.42
0.39	0.41	0.46	0.51	0.52	0.45	0.41	0.45	0.4
0.3	0.38	0.44	0.53	0.45	0.46	0.49	0.48	0.45
0.37	0.43	0.51	0.59	0.54	0.5	0.53	0.52	0.52
0.49	0.47	0.66	0.6	0.62	0.56	0.56	0.51	0.53
0.51	0.57	0.62	0.61	0.61	0.57	0.52	0.51	0.55

第4表 冬型 適中率(%) (00h~24h)

92	90	89	93	90	86	83	81	89
92	93	85	84	73	76	73	81	83
86	81	74	65	65	68	69	79	84
74	69	64	67	83	93	93	92	93
71	68	72	77	92	94	95	94	94
74	72	76	89	95	92	91	91	94
78	76	88	94	95	86	90	86	88
88	85	90	94	94	93	88	85	82
91	88	87	93	93	95	90	89	84

第5表 冬型 見逃し率(%) (00h~24h)

6.6	8.8	10	5.1	7.4	12	15	16	9.6
5.9	5.9	14	15	26	23	25	18	15
10	15	25	34	34	30	27	18	10
22	24	35	31	15	6.6	6.6	4.4	5.1
25	29	26	21	5.9	5.1	5.1	4.4	5.9
25	27	23	8.8	4.4	7.4	7.4	8.1	5.1
21	22	11	5.1	4.4	13	8.1	13	11
12	14	8.1	5.1	5.1	6.6	12	13	17
7.4	12	13	7.4	7.4	5.1	7.4	9.6	13

第6表 冬型 スレットスコア(00h~24h)

0.27	0.24	0.17	0.23	0.18	0.14	0.15	0.1	0.25
0.27	0.29	0.26	0.15	0.12	0.14	0.1	0.1	0.21
0.27	0.37	0.18	0.08	0.11	0.06	0.07	0.15	0.19
0.19	0.28	0.09	0.06	0.15	0.29	0.29	0.27	0.33
0.19	0.14	0.1	0.09	0.27	0.33	0.42	0.33	0.47
0.1	0.1	0.08	0.17	0.36	0.27	0.29	0.33	0.47
0.09	0.09	0.15	0.38	0.36	0.17	0.28	0.21	0.26
0.19	0.17	0.19	0.33	0.43	0.4	0.26	0.23	0.19
0.2	0.19	0.18	0.29	0.38	0.46	0.28	0.29	0.15

5. 事例解析

5. 1 南岸低気圧

平成9年1月24日 四国の南海上(N30°付近)を低気圧が発達(12時間で10hPa下降し、下層寒気顕著)しながら北東進し、低気圧後面の上空に寒気が入ったケースであるが、モデルでは低気圧のある程度の発達は予想しているもののその位置の予想(第2図)が実況(第3図)より約5°東になっている。このため、ガイダンスは、降り終わりの予想が実況より早くなり、15時で各地とも曇りを出しているが(第1図)、実況は東部を中心に15ミリ~30ミリ/3hの雨が残る形となった(第7表)。

5. 2 強い冬型

平成9年1月21日 上空に強い寒気が入って強い冬型となり、平野部で弱い雨、西部山間部では0~7センチの積雪となった(第8表)。天気ガイダンスは、西部山間部(江川崎付近)で曇りを出している外は、すべて晴れの予想である。しかしRSM-GPVのFRR(第4図)では弱いながら、降水を予想しており、又T-Td850(第5図)が1.5℃以下の領域は、実況の降水域と良く合っていた。

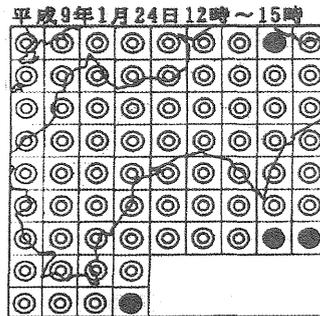
第7表 1997.1.24.12~15(I)

レーダー・アメダス解析雨量(mm)

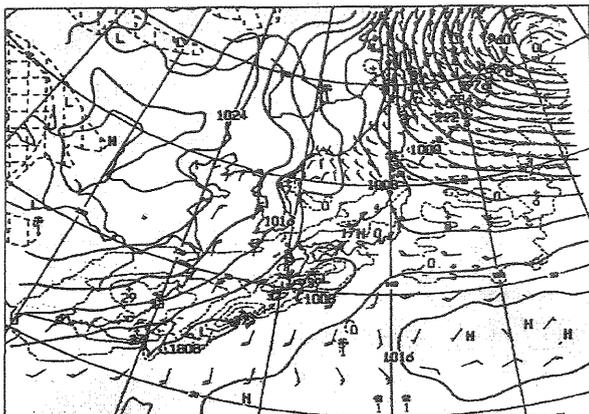
0.0	0.0	0.5	0.0	1.0	2.0	4.0	4.0	3.0
0.5	1.0	2.0	1.0	2.0	3.0	5.0	3.0	3.0
1.0	2.0	1.0	1.0	2.0	2.0	4.0	5.0	9.0
2.0	2.0	1.0	1.0	4.0	4.0	5.0	9.0	10.0
2.0	2.0	2.0	3.0	6.0	7.0	12.0	14.0	18.0
2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	15.0	21.0	13.0	31.0
2.0	3.0	3.0	4.0	8.0	13.0	28.0	27.0	28.0
4.0	3.0	3.0	5.0	9.0	9.0	15.0	18.0	18.0
5.0	6.0	6.0	4.0	6.0	8.0	12.0	16.0	16.0

第1図 1997.1.24.15(I)天気ガイダンス

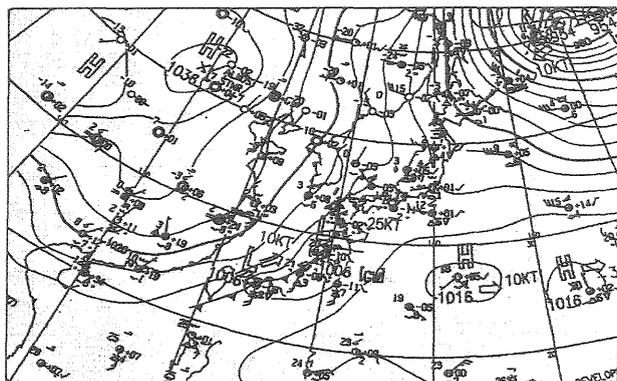
(1.23.09(I)イニシャル)



第2図 1997.1.24.09(I)予想天気図(23.09(I)イニシャル)



第3図 1997.1.24.09(I)地上実況図



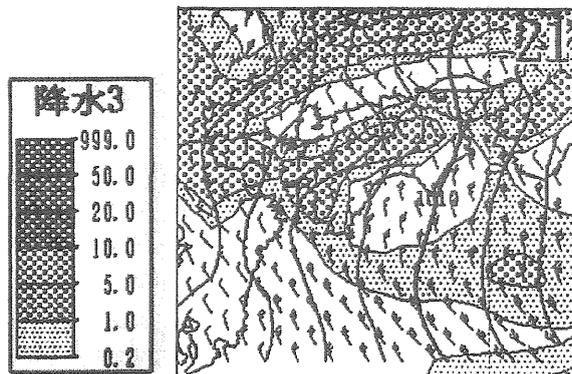
第8表 1997.1.21.18~21(I)

レーダー・アメダス解析雨量 (mm)

0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.5	0.5	1.0	0.5	0.5	0.5	1.0	1.0	
0.0	1.0	1.0	1.0	0.5	0.5	1.0	1.0	0.5	
0.5	1.0	1.0	0.5	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	
1.0	1.0	1.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
2.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	
1.0	2.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.5	1.0	1.0	
0.5	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	

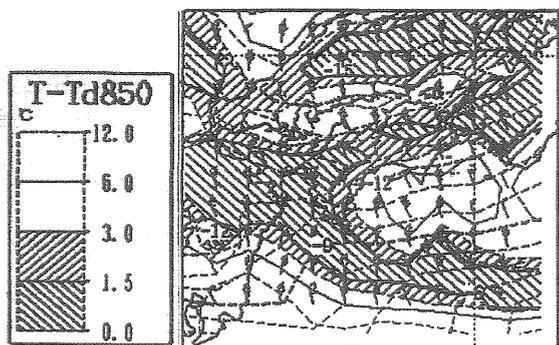
第4図 1997.1.21.21(I) (1.23.09(I)イニシャル)

RSM-GPV 地上降水量、気圧、風



第5図 1997.1.21.21(I) (1.23.09(I)イニシャル)

RSM-GPV 850hPa 気温、T-Td、風



6, まとめ

今回、南岸低気圧と冬型について調査したが、南岸低気圧については適中率が低く、冬型における降水はそのほとんどを見逃していることが分かった。その原因として、南岸低気圧については、その現象がメソβ現象に近く現予報モデルでは、低気圧本体の予想に誤差が多いためである。又南岸低気圧本体に先行する高気圧後面流による降水や、冬型気圧配置時の降水は、下層の湿りが一般風の風向によって不安定性降水につながるわけであるが、その事例数が全体に占める割合が少ないために、統計的手法によるガイダンスでは、それらパラメーターの比重が小さくなり、降水の予想として現れにくいのである。(参考文献2、P41参照)

しかし、冬型気圧配置については、今回の調査で850hPaの湿数や、凝結量の予想を基にガイダンスを修正することが可能であることが分かった。

今後、この結果を予報業務に取り入れる方法について、更に調査していきたい。

参考文献

- 1, 平成7年度 量的予報技術資料 (気象庁予報部)
- 2, 平成8年度 数値予報研修テキスト (気象庁予報部)

ラドン濃度の日変動と混合層の深さ

片岡敏夫、柚木英二、清水光郎、森 忠繁 (岡山県環境保健センタ)

塚本 修、大橋唯太 (岡山大学・理学部)

佐橋 謙 (岡山大学・名誉教授)

米谷俊彦、宮下晃一 (岡山大学・資源生物研究所)

藤川陽子、工藤 章 (京都大学・原子炉実験所)

1. 序

近年、大気中の ^{222}Rn 、 ^{220}Rn 及びそれらの崩壊生成物の挙動が、深刻な環境問題を引き起こす大気汚染物質や温室効果ガスの輸送の解析に有用であることが認識されてきた(Larson et al., 1972; Fontan et al., 1976, Lopez et al., 1974; Guadry et al., 1990)。これらの視点から、 ^{222}Rn 、 ^{220}Rn 及びそれらの娘核種の濃度と気象状態との関係を詳しく解析することは大変重要である。

前の論文では(Kataoka et al., 1992)、我々は大気中の ^{222}Rn 濃度の変動によって得られた混合層の高さ(深さ)と地表面顕熱流束によって推算されたそれを比較した例を1つ示した。この論文では、大気中の ^{222}Rn 、その短寿命娘核種及び ^{212}Pb 濃度並びに低層大気の状態の1週間の同時観測について記述する。また、 ^{222}Rn 濃度、 ^{222}Rn 短寿命娘核種濃度に対する ^{212}Pb 濃度の比(Pb/Rn娘核種)と気象状態との関係について詳細に議論する。 ^{222}Rn 短寿命娘核種濃度は ^{222}Rn とその短寿命娘核種が放射平衡に達していると仮定して計算されている。 ^{220}Rn 族及び ^{222}Rn 族の半減期の違いが、特に夜間において、それらの鉛直プロファイルに差違を起こさせるので(Jacobi and Andre, 1963)、Pb/Rn娘核種もまた低層大気の状態の変化を捉えるためのトレーサとして使用する。さらに、我々は、 ^{222}Rn 濃度を用いて推算された混合層の高さ、顕熱流束を基に推算された混合層の高さ及び低層ゾンデにより観測された混合層の高さを比較する。

2. 実験場所と方法

測定は、1995年10月6日から10月13日まで日本の赤和瀬地区(上齋原村、(35°18'N, 133°35'E))において行われた。赤和瀬地区は、赤和瀬溪谷の中央で盆地を形成しており、標高710mである。溪谷の軸は北東から始まって南西に伸びている。盆地は長さ1200m幅700mである。盆地の回りには、約100mの低い壁がある。

^{222}Rn 濃度は ^{222}Rn モニタ(Genitron Instruments GmbH, Alpha Guard)により地上1.5mで1時間ごとに測定された。 ^{222}Rn 短寿命娘核種及び ^{212}Pb 濃度は、改造したアルファモニタ(富士電機(株)、NAD 23803型)により地上2mで3時間ごとに測定された。

地表面からの ^{222}Rn の散逸率の測定については、この観測期間中3カ所で、各個所3回行った。

昼間においては、約4kmまでの気温、風向・風速及び気圧の鉛直プロファイルが、低層ゾンデ(A. I. R., Inc. Airsonde Model AS-1B-PT)を使用して測定された。風向の測定については、セオドライトを併用した。夜間においては、約800mまでの気温、風向・風速、湿度及び気圧の鉛直プロファイルが、係留気球(A. I. R., Inc. Tethersonde System Model TS-1)を使用して測定された。逆転層高度の連続観測のためsodar(海上電気(株)、AR-150型)を使用した。

気温、風向・風速、日射量、放射収支量のような気象要素も地上で連続測定された。地上での乱流データを得るために超音波風速温度計(海上電気(株)、DA-600-3TV PY-200A型)を使用した。

3. ^{222}Rn 濃度及びPb/Rn娘核種の夜間の変動

^{222}Rn 濃度と時間的推移を図1に示す。Beck and Gogolak (1979)によりJacobi and Andre (1963)の拡散計数の鉛直分布を用いて計算された昼間の高い乱流レベルから夜間の強い逆転までの ^{222}Rn の典型的な日変動も図2に示す。計算された濃度は、この地点で測定された3つの ^{222}Rn の散逸率の平均値で換算されている。これらの ^{222}Rn の散逸率の値は陸上の他の場所で観測されている。Pb/Rn娘核種の時間的推移を図2に示す。Pb/Rn娘核種は対流によって動かされる混合層が発達する昼間に低く、接地逆転層が発達する夜間に高いことがわかる。半減期に違いがあるため(^{212}Pb : 10.64時間、 ^{222}Rn : 3.82日)接地逆転層存在期間中、 ^{212}Pb 濃度の高さに伴う減少は ^{222}Rn 娘核種濃度の高さに伴う減少よりも大きいので日の出後の混合は $^{212}\text{Pb}/^{222}\text{Rn}$ 娘核種を減少させるであろう。しかし、(Jacobi and

Andre, 1963) によれば、(夜間の) 強い逆転の間の地面近くにおける $^{212}\text{Pb}/^{222}\text{Rn}$ 娘核種は(昼間の) 高い乱流の時におけるそれよりも小さい。我々の知る限りにおいては、測定に基いた $^{212}\text{Pb}/^{222}\text{Rn}$ 娘核種の日変動に関する論文は皆無である。我々の長期観測によって得られた $^{212}\text{Pb}/^{222}\text{Rn}$ 娘核種の平均は陸上の他の場所で観測されたそれとほぼ同じなので、我々は観測された $^{212}\text{Pb}/^{222}\text{Rn}$ 娘核種は正確だと信じる。(Jacobi and Andre, 1963) のモデルはそれぞれの気象状態に対して定常状態であるが、それは強い逆転に対して現実的ではないところにこの違いの原因があるのであろう。

^{222}Rn 濃度が夜間極端に減少した場合について(10月9日-10月10日及び10月11日-12日)、低層大気の状態を調べ、それぞれの変動とそれに相当する気象状態を関連づけてみよう。図3は係留気球によって得られた種々の時間の気温の鉛直プロファイルの例(10月12日)を示す。それぞれのプロファイルは気球の上昇と下降の平均気温を示す。また、図4は音波レーダで得られた逆転層の高さの例(10月11日-12日)を示す。

10月9日-10日の夜間には、 ^{222}Rn 濃度は初めゆっくり上昇し、しばらくの間減少し、再び上昇し、日の出のあと急速減少した。10月11日-12日の夜間には、 ^{222}Rn 濃度は4時までゆっくり上昇し、その後比較的ゆっくり減少を続けた。10月9日には、昼間の混合の典型的なエコーが19時38分に生成し23時18分に消滅した。この期間を除くと、接地逆転層は100mまで広がっていた。これは、19時40分から23時30分において、風速の増大により惹き起こされた機械的混合によると思われる。この時、地表面近傍の風速は通常の夜間の値である $0.1 - 0.5 \text{ ms}^{-1}$ から $0.6 - 1.6 \text{ ms}^{-1}$ に増大していた。この結果下向き顕熱が大きくなり、放射冷却がおさえられ、放射収支量が $-25 - -33 \text{ Wm}^{-2}$ となった(晴天時では通常 $-83 - -111 \text{ Wm}^{-2}$ である)。10月12日には、3時38分まで80-90mの接地逆転層が存在し、0時にはその逆転層内の温度減率は約 $6^\circ\text{C}/(100\text{m})$ であった。昼間の混合の典型的なエコーがまた3時38分に生成し5時55分に消滅した。この昼間の混合の典型的なエコーの間係留気球の観測が1回あり、その結果得られた気温の鉛直プロファイルは、接地逆転層を示していないが、図3に示されるようになお安定であった。放射収支量は、3時から5時30分まで $-8 - -16 \text{ Wm}^{-2}$ であり、4時10分から6時まで風速は通常よりやや大きかった。目視観測によると、このころから雲が出ていた。それ故、放射収支量の減少は雲からの熱放射の結果であり、それが地表面近傍を鉛直方向に等温とし、弱い混合を惹き起こしたと考えられる。音波レーダのエコーは10月12日の逆転の衰弱期間における混合が9日のそれよりも高くまで広がっていることを示した。これは、2つの期間の下向きの放射収支量の差によるものと考えられる。10月12日の場合には、音波レーダのエコーでは、約100mの接地逆転層が5時55分から7時51分まで存在しているようにみえたが、 ^{222}Rn 濃度は減少し続けた。図5は、10月12日6時40分から7時40分に係留気球の上昇及び下降により観測された気温の鉛直プロファイルを示す。これらのプロファイルの平均(図3の10月12日7時のプロファイル参照)は接地逆転層の高さが約50mであったことを示している。しか

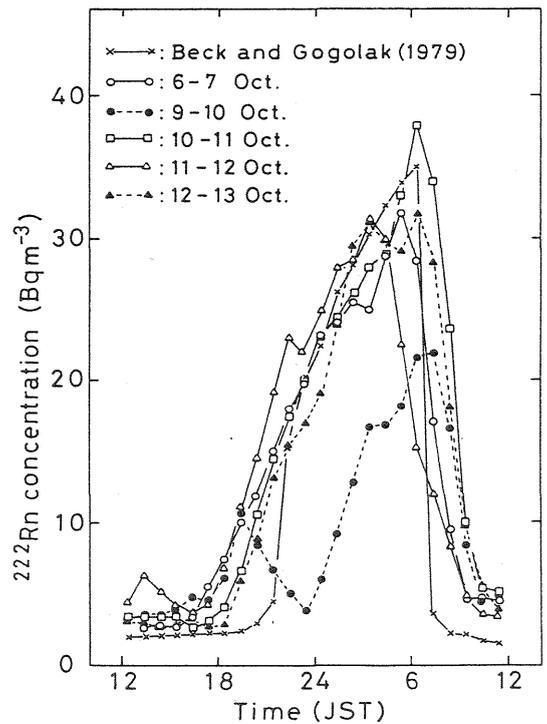


図1. 大気中の ^{222}Rn 濃度の日変動

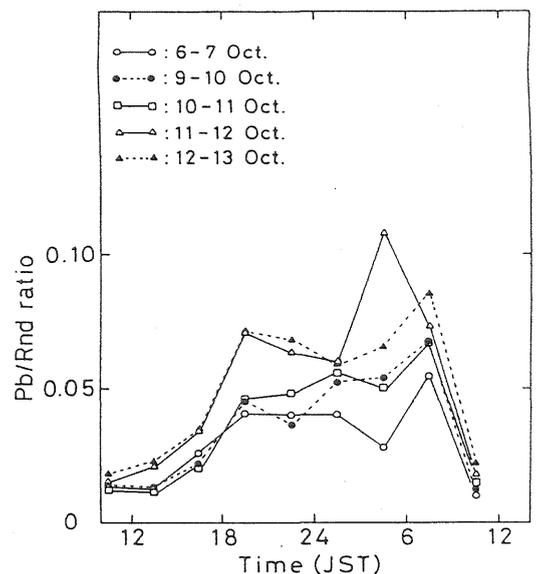


図2. 大気中の $^{212}\text{Pb}/^{222}\text{Rn}$ 娘核種の日変動.

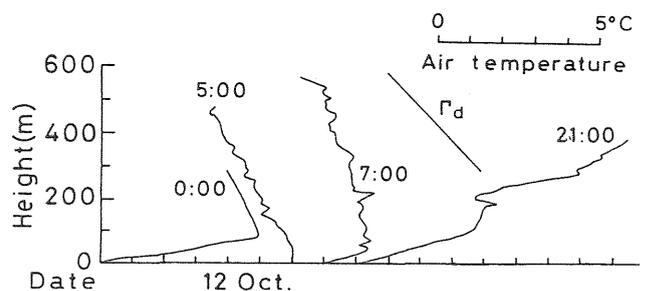


図3. 係留気球による気温の鉛直プロファイル.

地逆転層の高さが約50mであったことを示している。しかし、上昇と下降のプロファイルをより詳しく見ると、我々は、6時40分からの上昇時には、10mの深さの接地逆転層、10-40mには等温層、40-100mには逆転層が存在し、7時40分までの下降時には約40mまで接地逆転層、40-120mには3つの逆転層が存在したことを見いだす。気温の鉛直分布もまた、接地逆転層がこの期間存在し続けたことを示した。音波レーダのエコー及び係留気球による気温分布も接地逆転層を示しているのに、 ^{222}Rn 濃度が減少する理由は不明である。 ^{222}Rn 濃度は、その後、混合層の発達により、減少し続けた。

^{222}Rn 濃度は10月9日と12日の両日とも昼間の混合の典型的なエコーの間減少している。しかしながら、Pb/Rn娘核種は、10月9日には小さく10月12日には大きい(図2参照)。Jacobi and Andre (1963)によれば、強い逆転においては、2mでの ^{212}Pb 濃度に対する0.1mでのその比は約2であるが、2mでの ^{222}Rn 短寿命娘核種濃度に対する0.1mでのその比は1.2以下である。10月9日19時38分には逆転層生成からほんの少ししか時間が経過していないため ^{212}Pb は地表面近傍に余り蓄積されていなかった。従って、21時から24時までのサンプリング期間のPb/Rn娘核種は19時38分より後の混合の結果減少した。一方、10月12日4時には、 ^{212}Pb の蓄積に十分時間がたちました(図3に示された0時の気温の鉛直プロファイル及びその後の放射収支量で図示されるように)接地逆転層が十分に発達したため、 ^{212}Pb 濃度は地表面近傍が大きかったと考えられる。さらに、夜間における混合は通常地表面近傍の浅い層に限られる。従って、地表面近傍に蓄積された ^{212}Pb が3時から6時のサンプリング期間のPb/Rn娘核種を増大させたのであろう。その後高Pb/Rn娘核種の空気は上空の低Pb/Rn娘核種の空気と混合したので、Pb/Rn娘核種は通常と同じレベルになった。

4. 3つの方法によって得られた混合層の深さの比較

図6は ^{222}Rn 濃度を用いて推算した混合層の深さ、地表面顕熱流速を用いて推算した混合層の深さ及び低層ゾンデによる気温の鉛直分布の直接観測によって得られた混合層の深さを示す。混合層は上層からのエントレインメントにより顕熱を得る。それは地表面からの顕熱流束の0.1-0.2倍(Itoh, 1987; Garratt, 1992)である。たとえエントレインメントによる顕熱流束の供給を考慮したとしても、このことは地表面顕熱流束を用いて推算された混合層の深さを1.1-1.2倍増加させるだけであろう。

地表面顕熱流束が正で大きいのに、低層ゾンデにより測定された明確な逆転層の高さが時間とともに減少していきは不合理である。これらの高さは5日の内2日他の方法によって得られた高さよりも高い。この観測期間中赤和瀬地区の西北西約40kmに位置する米子測候所のラジオゾンデにより逆転層が観測されていた。この測候所では、1日に2回9:00と21:00にラジオゾンデにより気温と湿度が観測されている。10月6日及び7日には高気圧がこの地域を覆っており、6日には2500mのところに逆転層が存在し、7日にはそれが700mまでおりてきた。気圧の谷は10月8日に通過し、

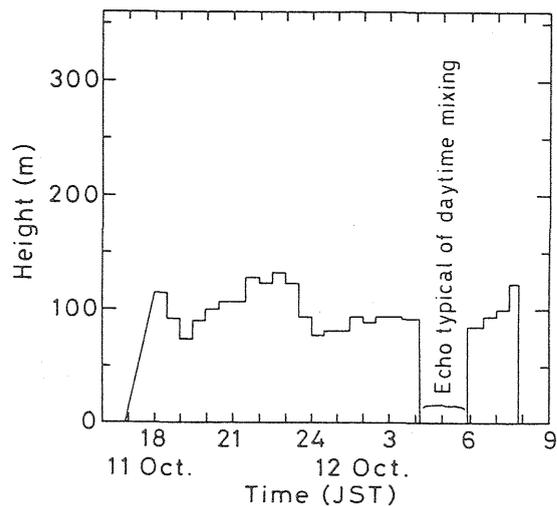


図4. 音波レーダのエコーによる逆転層高度。

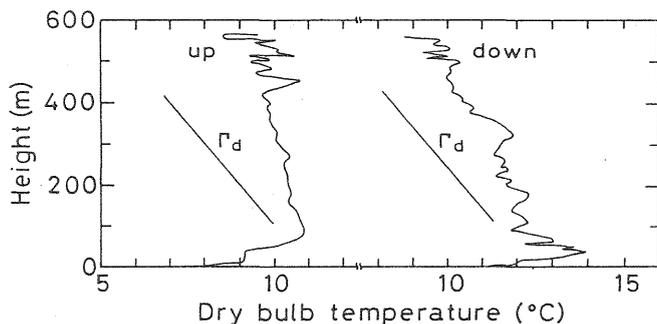


図5. 係留気球の上昇、下降時の気温の鉛直プロファイル。

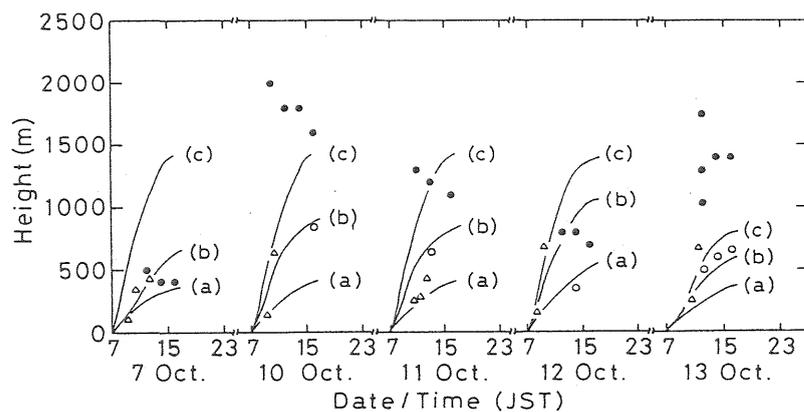


図6. 混合層の高さの比較。

その後高気圧が10月9日から10月13日までこの地域を覆った。9日には約2500mのところに再び逆転層が生成しそれが13日の800mまで徐々に降りてきた。従って、8日の逆転層と9日の下の方の逆転層を除くと、逆転層は沈降逆転であると考えられる。観測地点が海拔710mであることを考慮すると、これらの高さは低層ゾンデで得られた高さとも一致している。それ故、低層ゾンデによって明確にとらえられた逆転層は沈降性逆転であると考えられる。低層ゾンデによって観測された温位の鉛直プロファイル詳しく調べると、上述の明確な沈降性逆転の下に小さな逆転のある若干のプロファイルがあることを見いだしている。この小さな逆転が混合層の上端であると信じられるので、その高さもまた図6に白丸で示した。これらは、地表面顕熱流束を用いて得られた混合層の高さや ^{222}Rn を用いて得られた混合層の高さとほぼ一致した。

5. 結論

大気中の ^{222}Rn 、 ^{222}Rn 短寿命娘核種及び ^{212}Pb 濃度並びに気象変数を同時に観測することにより得られたデータを用いて、低層大気の状態の変化を議論した。これらの議論から、 ^{222}Rn 濃度及びPb/Rn娘核種と低層大気の間との関係が次のように明らかとなった。

- (1) ^{222}Rn 濃度は夜間接地逆転層の形成により増大する。夜間時々この逆転が衰弱し、機械的混合が増大する場合があります、その際には、 ^{222}Rn 濃度は減少する。
- (2) ^{212}Pb は接地逆転層存在期間中、地表面のごく近傍の空气中に蓄積されるので、地上2mでのPb/Rn娘核種は接地逆転層消滅直後の地表面近傍の混合期間に最大値に到達する。
- (3) 地表面顕熱流束を用いて得られた混合層の高さ、 ^{222}Rn を用いて得られた混合層の高さ、及び低層ゾンデにより観測された混合層の高さはほぼ一致している。

これらの結果は、 ^{222}Rn 、 ^{220}Rn 及びそれらの娘核種の拡散と輸送のシミュレーションのための基礎知識を供給する。さらに、低層大気の状態の変化に伴う ^{222}Rn 、 ^{222}Rn 短寿命娘核種及び ^{212}Pb の濃度の詳細な変動は大気汚染物質及び温室効果ガスの拡散及び輸送を推算するための良いトレーサとなるであろうことを示している。

謝辞

著者等はこの論文を準備するに際して、カリフォルニア大学のR. H. Shaw教授から有益な助言を得たことに感謝します。

参考文献

- Beck, H. L. and Gogolak, C. V., 1979 : Time-dependent calculations of the vertical distribution of ^{222}Rn and its decay products in the atmosphere : J. Geophys. Res. 84, 3139-3148
- Fontan, J, Druilhet, A., Lopez, A., Bernis, M. J., and Cautenet, G., 1976 : Surveillance de la stabilite verticale dans un site urbain, Pollution Atmospherique : 71, 231-240
- Garratt, J. R. : 1992, The atmospheric boundary layer, Cambridge University Press, Cambridge, U. K., 316 pp.
- Guadry, A., Polian G., Ardouin B. and Lambert G., 1990 : Radon-calibrated emissions of CO_2 from South Africa : Tellus 42B, 9-19
- Itoh, S., 1987 : Technology for environment - Introduction to atmospheric part : Asakurashoten, Tokyo, Japan, 200 pp. (in Japanese)
- Jacobi, W. and Andre, K., 1963 : The Vertical distribution of Radon 222, Radon 220 and their decay products in the atmosphere : J. Geophys. Res. 68, 3799-3814
- Kataoka, T., Tsukamoto, O., Yunoki, E., Michihiro, K., Sugiyama, H., Shimizu, M., Mori, T., Sahashi, K. and Fujii, S., 1992 : Variation of ^{222}Rn concentration in outdoor air due to variation of the atmospheric boundary layer : Radiat. Prot. Dosim. 45 (No.1/4), 403-406
- Larson, R. E., Lamontagne, R. A. and Wittmann, W. I., 1972 : Radon- 222, CO , CH_4 and continental dust over the Greenland and Norwegian Seas : Nature 240, 345-347
- Lopez, A., Guedalia, D., Servant, J. and Fontan, J., 1974 : Advantages of the use of radioactive tracers ^{222}Rn and ^{212}Pb for the study of aitken nuclei within the lower troposphere : J. Geophys. Res. 79, 1243-1252

土佐湾沿岸域の海風のヘリコプター観測

千葉 修 (高知大学理学部)

1. 【はじめに】

航空機観測は観測精度が粗いにもかかわらず、メソスケールの大気現象、例えば海風循環やその内陸への進入状況を知る有効な観測手段である。特にヘリコプター(以後ヘリと省略)観測は、低高度の観測とホバリング(空中静止)、そして比較的短い距離を繰り返し観測可能な点で海岸線をはさんだ海陸上空領域を観測できる利点を持つ。土佐湾に面する四国南岸域で、1990年から1995年にかけて実施した海風のヘリ観測から、主として海上での海風の構造の特徴を知ることができた。

2. 【観測領域と観測期間および観測項目】

・**観測領域**; 図1の飛行コース(実線で示す)のS点からO点まで土佐湾の海岸線をはさんで陸上30kmそして海上30kmの沿岸域でヘリ観測が行なわれた。特に海面温度は黒潮の影響を強く受け、初冬約20°C前後であり陸上の気温より暖かい場合がある。観測場所として土佐湾沿岸域を選んだ理由は季節にかかわらず海陸風がみられ、そして比較的単純な地形をなし、ヘリの運行が実施し易い点である。なお、図でS(繁藤), T(土佐山田), A(ABO), O(海上30km)である。

・**観測期間**; 解析に用いた気象データは次ぎの期間に取得されたものである。

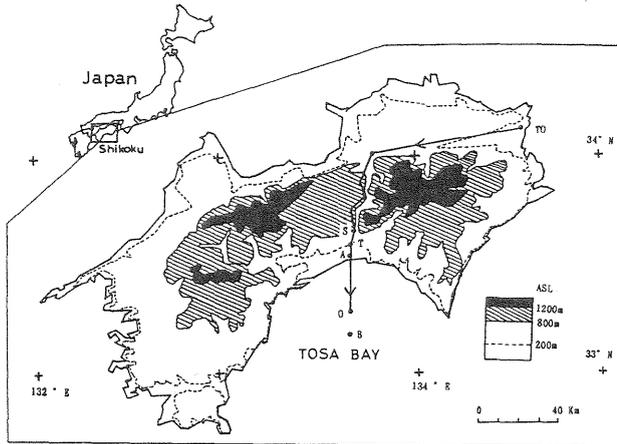
①1990年12月12日, ②1993年9月9日, ③1994年11月24日, ④1995年11月25日

なお, 1992年11月25日の海風の研究結果については発表済みである([1], [2])。

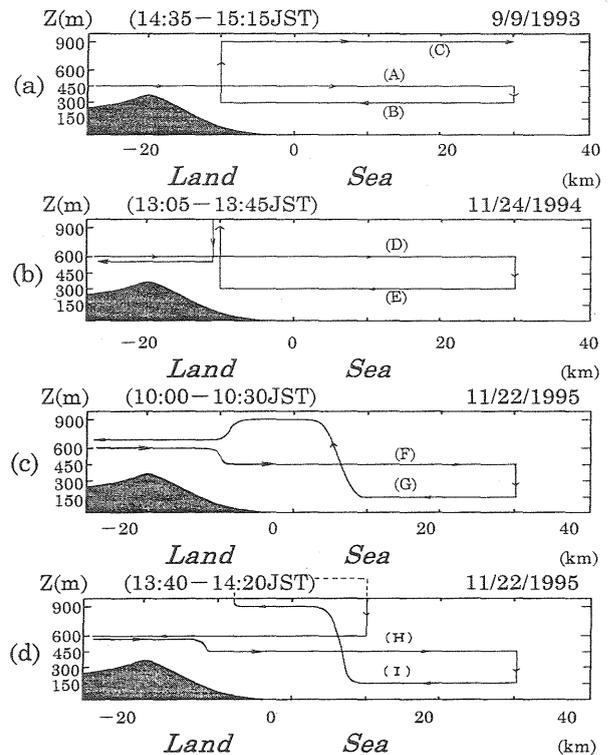
・**観測コース**; 図2に各期間に実施したヘリの飛行コース(鉛直断面図)を示す。

・**観測項目**; 第1表を参照。気温, 相対湿度, 赤外放射温度および気圧計の各センサーは機体下部の開放したハッチに設置した。各データは1秒間隔でデータロガーに収録した。

【図 1】 観測領域



【図 2】 各期間の飛行コース



【第1表】 ヘリコプターによる観測項目

測定要素	センサー	精度
気温	熱電対温度計	0.2°C
相対湿度	湿度計 (VAISALA-HMP130)	2%
気圧	円筒振動式気圧計 (横河ウェザック-F451) 圧力計 (横河ウェザック-F452)	0.1 hPa 0.2 hPa
陸・海面温度	赤外放射温度計 (National-ER2007) 赤外カメラ (NEC-TH1101)	1.5°C 0.1°C
陸・海面状態	ビデオカメラ (National-VZC75: 固定) (SONY-CCDTR 705: ハンディ)	
位置	GPS (SONY-IPS360)	30~100 m

3. 【各観測期間から得られた海風の構造の特徴】

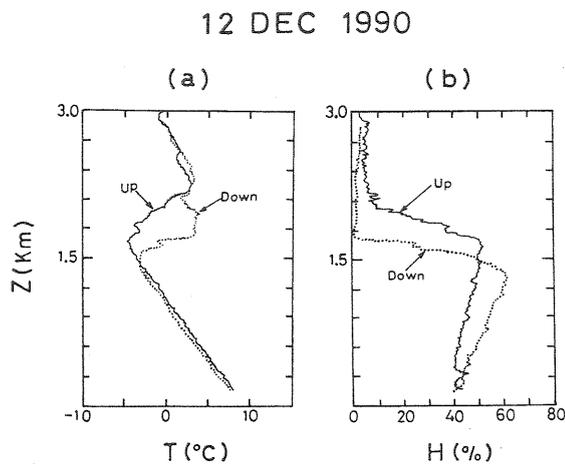
3. 1 : ①1990年12月12日(海風の侵入の無かった日)

初冬の北西季節風の卓越した日である(850hPa面で17m/sの北西風)。図3は土佐湾の海岸線から約2km海上で高度150m-3000mの間をヘリが上昇、下降した時に得られた気温 $T(^{\circ}\text{C})$ と相対湿度 $H(\%)$ の鉛直分布を示す。混合層上端は気温逆転と湿度の急激な減少で特徴づけられるが、図から冬季土佐湾海上での境界層高度は1500~1800mと見積もられる。

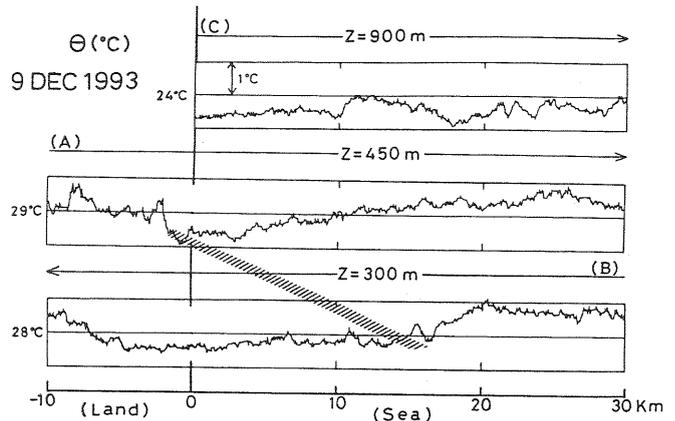
3. 2 : ②1993年9月9日(日本の北にある低気圧の影響を受け、約12m/sの北風)

この日ABOで11時40分頃南東からの海風の侵入が確認されたが、海風の内陸への侵入は強い対抗流のため10km以下である。図4と図5は午後の温位 $\theta(^{\circ}\text{C})$ と混合比 $q(\text{g/kg})$ の空間系列を示し、水平分布は非一様である。特に斜線で示すように、海岸線から海上約15km付近を境にして暖乾な空気流(W/D)と冷湿な空気流(C/M)に分けられる。さらに図6は図4および図5のデータの5km間隔の空間平均値から求めた θ と q の水平分布と、それから予想される風系の概念図である。すなわち、内陸での熱対流による混合層の発達と海風の侵入が一般流である傾度風に妨げられている。わずかに沿岸域での暖乾な気塊が海風のヘッドを越え海側に流れ、冷湿な海風の上に存在していた([3])。

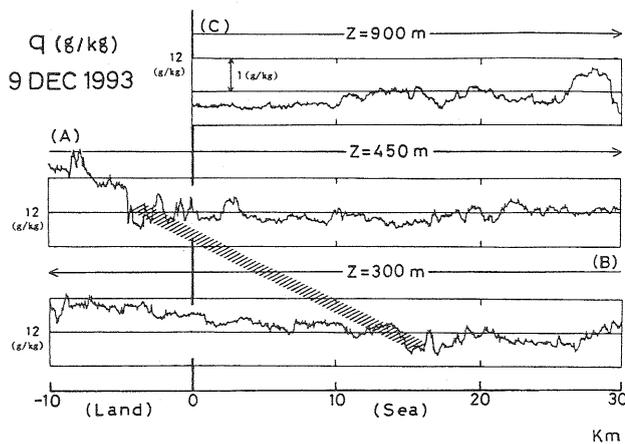
[図 3] 気温と湿度の鉛直分布



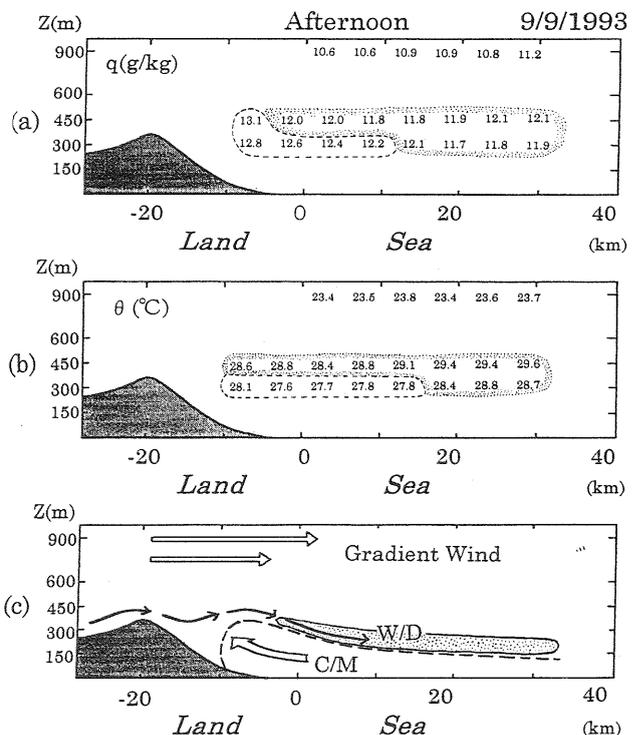
[図 4] 温位 θ の空間系列



[図 5] 混合比 q の空間系列



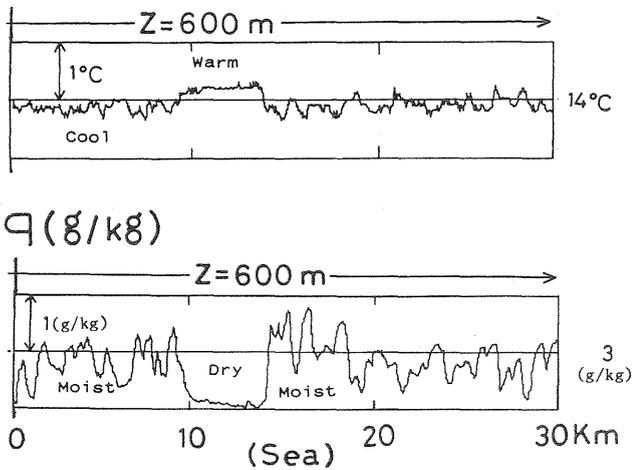
[図 6] q (a)と θ (b)の空間分布と風系の概念図(c)



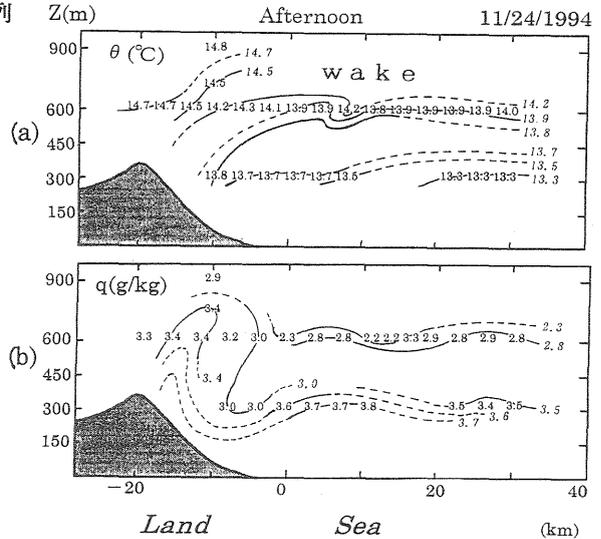
3. 3 : ③1994年の11月24日(日本を高気圧がおおい好晴であり, 南西の6m/sの地衝風)

南から侵入した海風は上層の追い風(SW風)を受け, 午前12時までにはほぼ沿岸域を支配した。ヘリ観測中の記録から海風前線(フロント)は内陸15km付近まで到達した。フロントの速さは1m/sで地上の観測点で得られた値(1.2m/s)と近い。特に海岸から海上15km付近の θ と q の空間系列(図7)で, 冷湿な気塊と暖乾なそれとが交互に高度600mで観測されたことが注目される。これは内陸20kmから海上30kmまでの θ と q の水平分布(図8)からも理解されるように, 低層から冷湿な海風が上昇し, 上空の安定な周囲流から取り込められた暖乾な気塊が下降し, それによって生じた波状の伴流(Wake)とみなされる([4])。

$\theta(^{\circ}\text{C})$ 24 NOV 1994 [図 7] θ と q の空間系列



[図 8] θ と q の空間分布

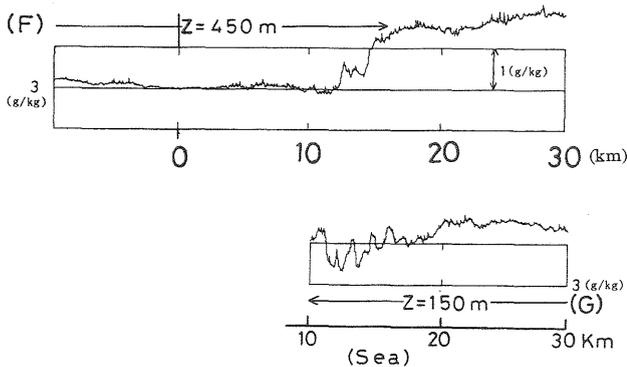


3. 4 : ④1995年11月25日(日本の中央に高気圧があり風の弱い穏やかな晴天日)

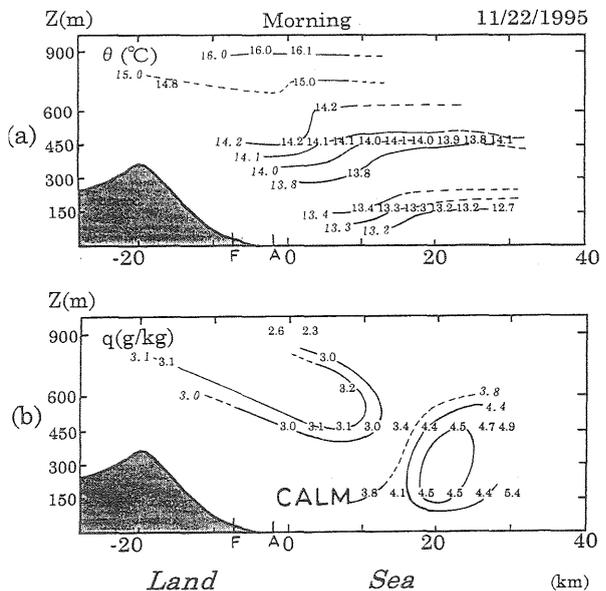
この日はABO(内陸2km)とABOよりさらに内陸5.2kmにある舟入小の2個所に設置した音波レーダー(ソナー)を用いて地上20mから400mまでの風向風速を観測した。なお上層の一般風は北西の弱い風で南東からの海風の向きと対抗していた。

[1] 午前の観測(10時~10時30分頃) : 図9はヘリが高度450mを海側への飛行時に観測した q の空間系列を示す。海上15km付近から q が急激に3(g/kg)から4.5(g/kg)位まで増加し, 高度150mでも同様な傾向が観測された。これは, 観測域近辺のアメダス観測点とその他の地上観測点の気象データから前夜から早朝にかけて陸風によって運ばれた水蒸気が海上12~30付近に蓄積し高湿度の領域の形成に寄与したものと推測される。さらにこの時間帯にはまだ海風は内陸に侵入しておらず, 図10の θ と q の水平分布は海上における海風の始発前との状態と関係していると思われる([5])。

$q(\text{g/kg})$ [図 9]
22 NOV 1995 q の空間系列($z=450\text{m}$ と $z=150\text{m}$)
Morning



[図 10] θ と q の空間分布



[2] 午後の観測(13時25分～14時頃) : 沿岸域と内陸の観測点から確認された海風侵入時刻(ABOで11時10分, 舟入小で11時35分)から, この時間帯の海風は図11のソーダーで得た風速-時間断面図より, 十分発達した状態にあり海風前線は内陸25km付近まで達していた。海風前線の速さは3.5m/sで1994年11月の場合より早い。午後の θ と q の鉛直断面図(図12)は上空からの海風の反流による沈降流と低層の海風の二次流(支流)の存在を示し, 海風の閉じた循環系が内陸25kmから海上10km程度までに形成されていたことが示唆される([6])。

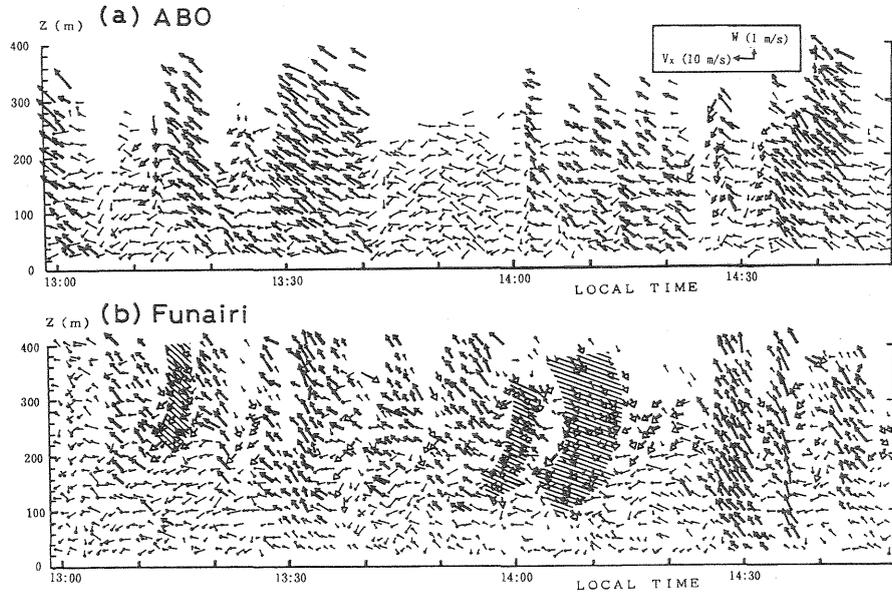
[図 1 1]

ソーダーデータによる風速-時間断面図

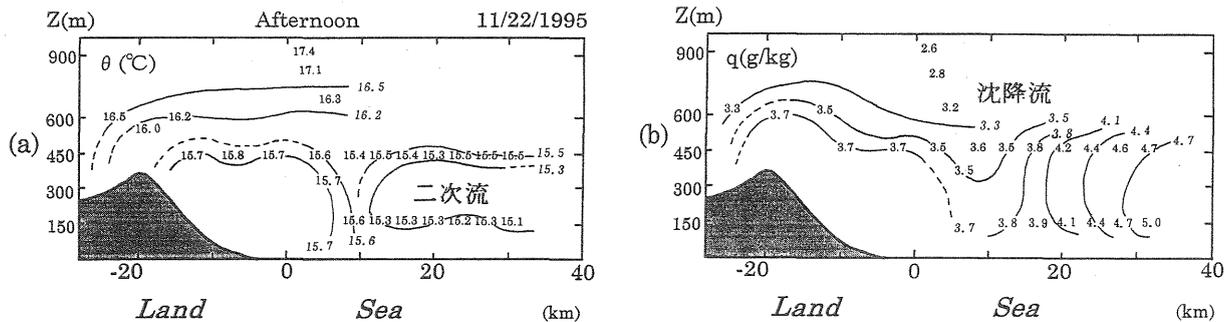
V_x (風速の南北成分)

W (風速鉛直成分)

← $W > 1 \text{ m/s}$
 ← $W < -1 \text{ m/s}$



[図 1 2] θ と q の空間分布



4. 【まとめ】

3つの異なる年に比較的低い山岳を含む土佐湾沿岸域で実施したヘリの海風観測から主に海上での海風構造が調べられた。海風の内陸への侵入は海風の対抗流(あるいは周回流)の向きと強さに影響される。さらに気圧傾度が小さく一般風が弱い時には, 海上での風データが欠測であったにもかかわらず, 海風と周回流との相互作用により海風ヘッド後方に波状の伴流や閉じた海風の循環系がみられた。

◆ 「参考文献」

- [1] Chiba, O., G. Naito, F. Kobayahi and H. Toritani, 1994: Wave trains over the sea due to sea breezes. : Bound.-Layer Meteor., 70, 329-340.
- [2] 小林文明, 内藤玄一, 千葉 修, 鳥谷 均, 1995: ヘリコプターによる海風の観測-冬季土佐湾における海風の熱的構造-, 天気, 42(4), 227-240.
- [3] Arritt, R.W., 1993: Effects of the large-scale flow on characteristics features of the sea breeze, J. Appl. Meteor., 32, 116-125.
- [4] Holland, G. J. and J. L. McBride, 1989: Quasi-trajectory analysis of a sea-breeze front, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 115, 571-580.
- [5] Meyer, J. H., 1971: Radar observations of land breezes fronts, J. Appl. Meteor., 10, 1224-1232.
- [6] Finkelle, K., J. M. Hacker, H. Kraus and R. A. D. Byron-Scott, 1995: A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations, Bound.-Layer Meteor., 73, 299-317.

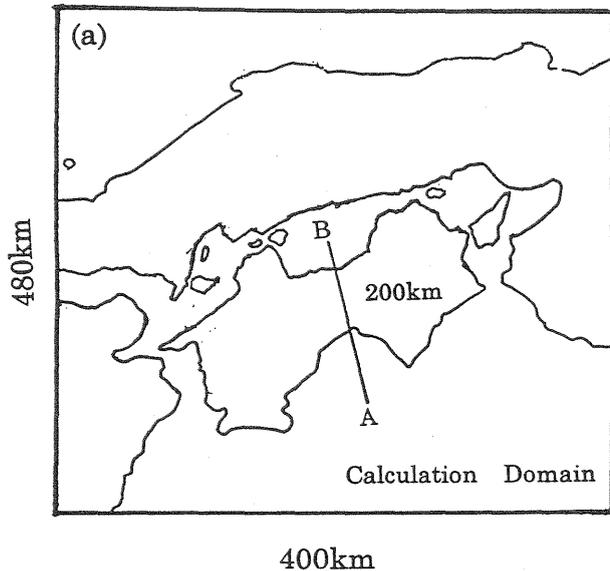
高知平野での海風循環についての考察

吉兼 隆生、千葉 修 (高知大学理学部)、鶴野伊津志 (国立環境研)

1 高知平野での海風循環について

高知平野は約10 km 四方の広さで、その背後には1000 mを越える四国山地が東西に連なっている。海岸線から約2 km 内陸にある高知大学大気境界層観測所 (ABO) では、土佐湾の海風についての様々な研究が行われてきた。1990年から行われてきた航空機観測では、海上での温位・混合比分布が測定され、海風循環の内部構造がより明確になってきた。

今回の実験ではこれらの得られた結果を基にして、メソスケール数値モデルを用い、2次元および3次元のシミュレーションを行い、高知平野での海陸風循環について考察した。実験では、地形のある場合と平坦にした場合、一般風のある場合とない場合について実行し、それぞれの要素がどのように、またどれだけ効果があるのかを顕熱・潜熱輸送や温位、混合比の鉛直プロファイルを用いて解明していく。3次元のシミュレーションでは、海風の補償流として生じる大気の沈降に注目して、その水平分布から循環を考察していく。



	観測日の高層データ使用 (1995/11/22/09JST 潮岬)	CALM
実際の地形	A-1	A-2
領域を平坦にした場合	B-1	B-2

表1 2次元モデルの実行パターン

	全層 5m/s の西風 とした場合	CALM
実際の地形	C-1	C-2

※温位・混合比については、すべて高層データを使用 (1995/11/22/0900JST 潮岬)

表2 3次元モデルの実行パターン

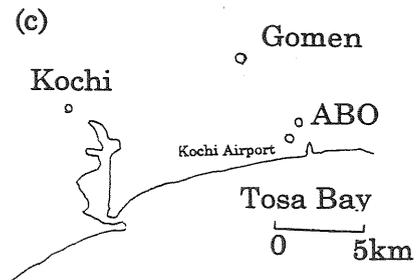
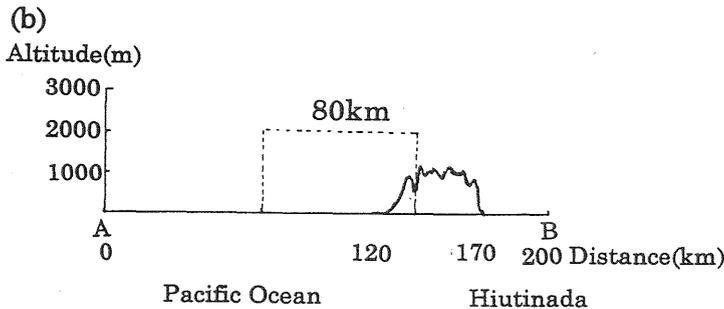


図1 計算領域

- (a) 3次元計算領域(A-Bは2次元での計算領域)
- (b) 2次元領域の断面図
- (c) 高知市周辺

2 計算の概要

2.1 数値モデルおよび境界条件

実験では、CSU-MM (Colorado State University Mesoscale Model) 3次元メソスケールモデルを用い、解析を行った。このモデルは非圧縮、静力学平衡、ブジネスク近似によっており、Lacarrere(1983)による乱流エネルギーの予報式をもとに乱流拡散係数を求めている。すべての変数の側面境界条件は、zero-gradient lateral condition を用い、地表面境界条件は non-slip condition (風速 $(u=v=w_s) = 0$) である。上面境界条件は、風速、温位、混合比の初期値を境界条件としている。

2.2 初期条件およびパラメータ

初期条件およびパラメータは以下の通りである。

計算領域	2-d 200km 3-d 400km(West-East),480km(North-South)
グリッド間隔 (水平方向)	2-d 2km 3-d 8km
グリッド間隔 (鉛直方向)	($z_s=10,25,50,100,200,300,400,500,600,700,800,1000,1200,1500,2000,2600,3200,4000,5000,6000,7000,8000$ m) 4000-8000m, absorbing layer
タイムステップ	2-d 15sec 3-d 30sec
計算開始時刻	00JST(2次元) 05JST(3次元)
海面温度(SST)	2-d 290K(17C) 3-d 290K
地表面温度	熱収支式から計算される
粗度	10cm (陸上) 0.0001cm (海上)
アルベド	0.18
土壌の熱拡散係数	$3.0 \times 10^{-7} m^2/s$
土壌の密度	$1.5 \times 10^3 kg/m^3$
土壌の比熱	$1.33 \times 10^{-3} Jkg^{-1}K^{-1}$
土壌の熱伝導率	$0.6 Wm^{-1}K^{-1}$

表3 初期条件およびパラメータ

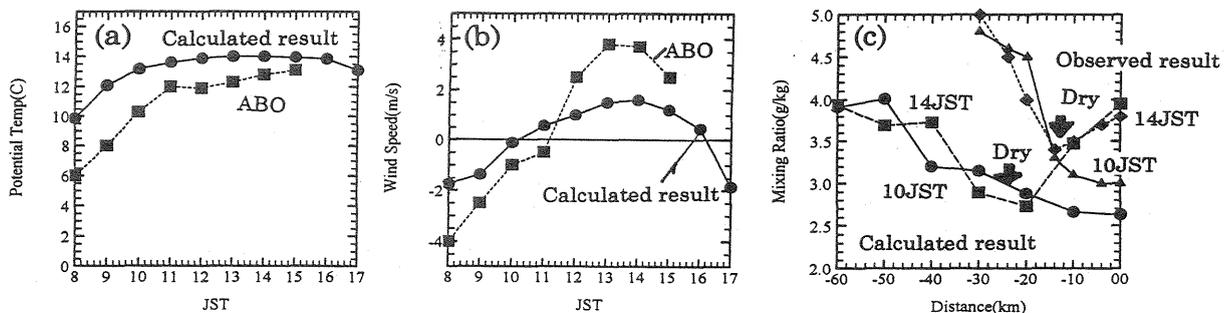


図2 ABOでの観測結果と計算結果(A-1)の比較(内陸2km)

(a) 気温、(b) 風速(南北成分)

海上高度450mでの観測結果と計算結果の比較

(10,14JST) (c) 混合比 (d) 温位

(シミュレーションは高度500mでの値)

3 観測値との比較

2次元シミュレーションでの結果と観測結果を比較すると以下ようになる。

- ABOでの観測結果と計算結果を比較すると、温位については約2 K計算結果の方が高く、風速(南北成分)はその大きさが最大となる13時頃で2~3 m/s 観測値の方が大きかった。
- 1995年の航空機観測との比較では、海上高度450mでの温位、混合比の空間系列(観測値)と高度500mの計算結果とを比較した。10JSTと14JSTの温度上昇の大きさについて、観測値が約1.5 Kであるのに対し計算結果は約0.8 Kと約半分の大きさになる。混合比は、海風発生前に観測値の方が海岸線から海上15kmまで乾燥していたのに対し、計算では海上20~30kmまで広がっている。

4 2次元シミュレーションの評価

2次元シミュレーションによる地形や一般風の有無による効果は以下に示す。

- 一般風により A-1 では、海上での混合層の発達を抑制され、上空の空気が大きく沈降しているのに対し、A-2 では、極端な沈降は見られず、混合層も午前と午後とでほとんど変化はない。
- 山がある場合、海風の発生前に斜面風が吹き始め、その後海風が海岸線付近で発生する。午後に山の斜面風と海風が結合し大きな循環を形成するが、午後3時頃には衰退を始める。

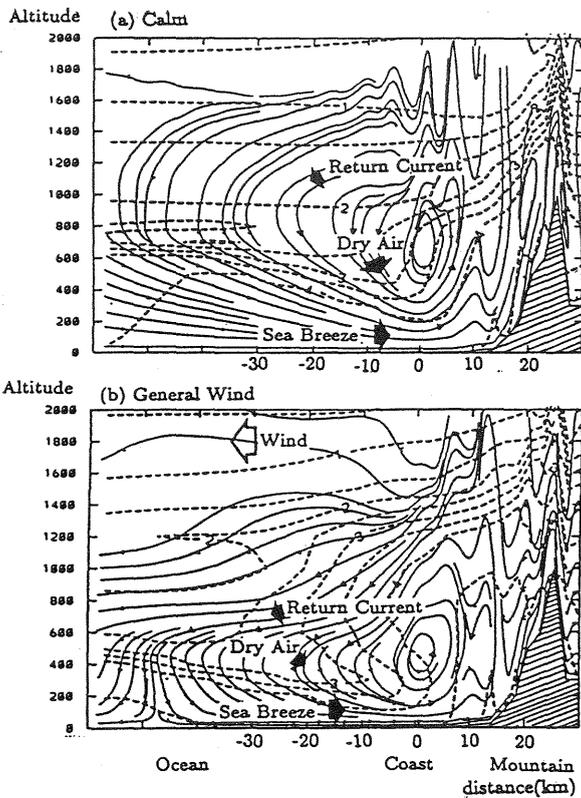


図3 14時の混合比(g/kg;破線)と流線(実線)。x軸は海岸線からの距離を示し、x=0 kmが海岸線に対応する。(a) Calm のとき、(b)一般風のある場合(観測時のプロフィール(A-1))

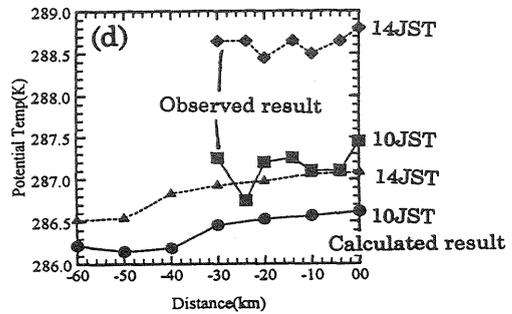


図4 海岸線から海上に20 kmの地点における温位(K)と混合比(g/kg)の鉛直プロフィールの時間変化(図中の数字は時間を示す。)

5 3次元シミュレーションの評価

14JSTの混合比を比較すると、calmのとき土佐湾、紀伊水道、日向灘、周防灘、燧灘、播磨灘に2.9g/kg以下の乾燥域があり、日本海側にも乾燥域が現れる。一般風がある場合にもほぼ同じ領域で乾燥域が見られる。

14JSTの温位の分布を比較すると、太平洋側では一般風がある方場合に287K以上の高温域が海上に広く広がっているのがわかる。

6 まとめと課題

シミュレーションの結果から以下まとめると、

- 観測結果と同様に高温、乾燥の沈降流域がみられた。
- 一般風 (offshore wind) により、海上での混合層の発達抑制される。
- 山がある場合には平坦にした場合より海風の発生、発達、衰退が早くなる。
- 3次元では、2次元と同様に午後土佐湾に乾燥領域 (沈降流) がみられた。
- 高知平野での海風は四国山地の影響を強く受けることが推測される。今後さらに3次元計算を行い、地形の効果について考察をする予定である。

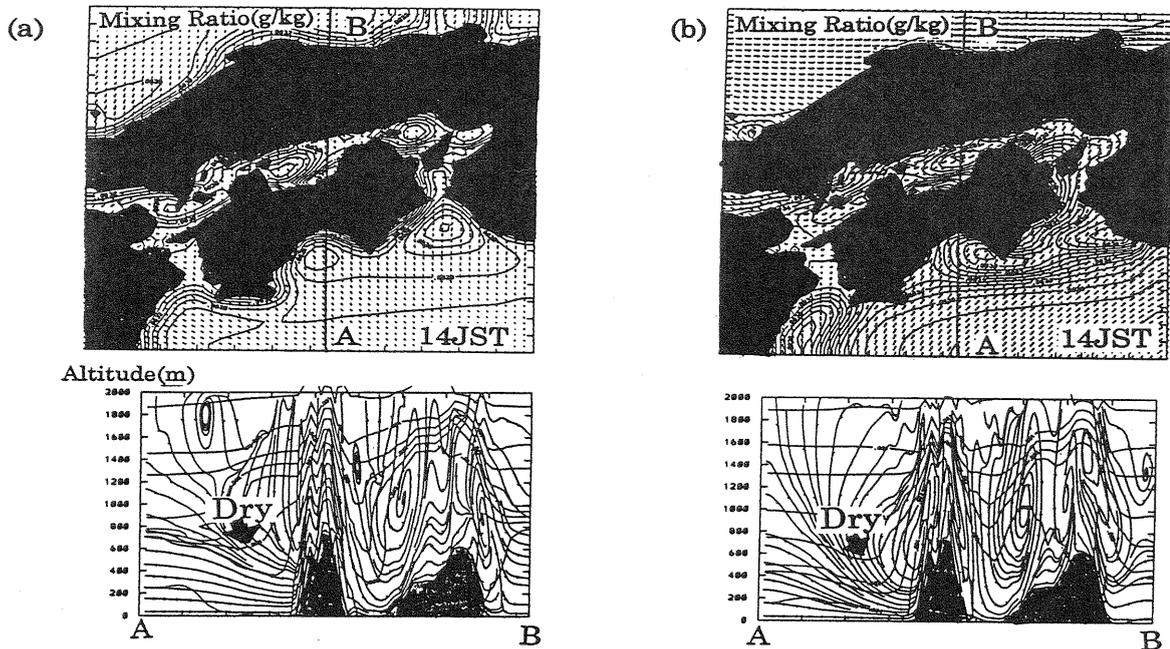


図5 高度500mでの混合比の水平分布と鉛直断面図
(a) Calmの場合、(b)一般風のある場合

● 謝辞

国立環境研究所の鶴野伊津志先生には、今回の研究に不可欠であった数値モデルの提供と数々の助言を頂きました。ここに、謝意を表します。

● 参考文献

1. Osamu Chiba, 1994: Wave trance over the sea due to sea breezes. *Boundary-Layer Meteorology* 70,329-340
2. Kuwagata, T., J. Kondo, and M. Sumioka, 1994: Thermal effect of sea breeze on the structure of the boundary layer and the heat budget over land. *Boundary-Layer Meteorology* 67,119-144
3. Rong, L., and R. P. Turco, 1994: Air Pollutant Transport in a Coastal Environment. Part 1: Two-Dimensional Simulations of Sea-Breeze and Mountain Effects. *American Meteorological Society* 2285-2308

ホドグラフによる海陸風の日変化について

*原 篤司、千葉 修 (高知大学理学部)

概要

高知大学大気境界層観測所 (ABO) で1997年1月～9月まで三杯風速計と矢羽根型風向計を用いて観測所付近の海陸風の風向と風速を観測した。おおよそ半年の観測結果から、海風は観測日数に対して夏期には約8割、冬季には2割発生しており季節によって異なる。風向の時計回りと反時計回りの変化は年間を通してほぼ同じ割合で発生している。さらにホドグラフに表示するとひらべたい扁平な形になった。ホドグラフの傾きについて解析したところ、その傾きは年間を通じて一定でなく1年周期で変化していると推測された。

1. はじめに

海と陸の温度差による気圧傾度力、コリオリ力、地表面の摩擦力、渦拡散による発散、大気の安定度、地衡風、地形などに影響されて海陸風の構造は決定される。また、相対的に上記の力が違うことによって、刻々と海陸風の様子は変わってくる。そこで、一日の海陸風の風向の変化や発達を見るとき、2次元的に風向と風速を同時に表記し時刻にそってプロットしていくホドグラフは非常に有効である。

一日の海風の変化量を定量的、定性的示した J. Neumann(1977)によれば、海陸風の風向の変化は一日の間一定でなく時間ともに変化し、その変化量はコリオリ力、海と陸の周期的な加熱による気圧傾度力、上層大気の気圧傾度力の三つの力によって決まることを提唱した。また、海陸風に及ぼす運動方程式の解析によって楠田と alpert(1983～1974)は、ホドグラフの形が摩擦、海と陸そして海と陸を結ぶ線に垂直な方向のそれぞれの周期的な加熱による気圧傾度力、そしてその2つの気圧傾度力間の位相差、観測場所の緯度によってホドグラフの形状が決まることを示している。また、日変化の研究としては気候学的なアプローチから森(1982)は日本全国の風の日変化を求めている。それは海岸線近くの地点ではホドグラフの楕円の長軸は海岸線に対して直角になる傾向があり、そしてホドグラフが全体的に扁平な楕円を示すことを指摘した。風向は時計回りに変化する場所が反時計回りに変化する場所より2倍ぐらい多い結果となっている。

この研究では高知大学付属大気境界層観測所 (ABO) での観測データを用いて、土佐湾での海陸風の風向と風速の日変化を解析した。

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日章高知大学農学部農場内にある大気境界層観測所 (ABO) で行われた。(図1) この観測所は高知市から東に約12kmの香長平野にあり南に土佐湾を望む海岸線から約2km内陸に位置する。周辺の地形は東西6km南北10kmが平野であり水田地帯となっているABOの東200mには、物部川が流れている。また、周辺200から300m以内の領域にある建物としては東方約50mに10数mの官舎、北方約200mに10数mの高知大学農学部の校舎があるが、それ以外の方向は水田地帯や牧草地である。

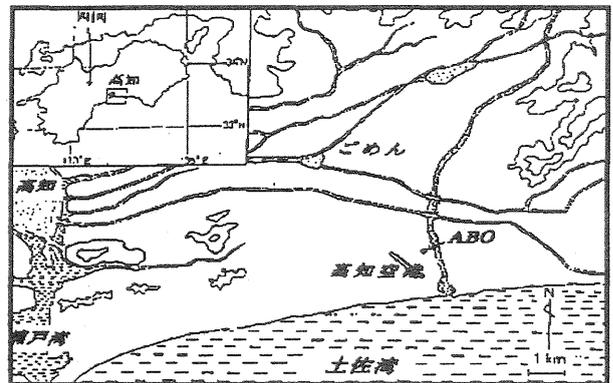


図1

2.2 観測装置

観測装置には牧野測器製の三杯風速計と矢羽根型風速計を用いて観測を行った。三杯風速計と矢羽根の性能は表1に示す。

三杯風速計は観測塔の21mに風向計は約2mに設置した。

風向 (矢羽根)	風速 (三杯風速計)	
	VF016	AF750
始動風速	約 0.6m/s	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 (一回転)
耐風強度	約 30m/s	耐風強度 約 30m/s
矢羽根高さ	155mm	風杯径 50mm
回転外径	170mm	回転外径 170mm
総高	250mm	総高 220mm
正味重量	約 0.4kg	正味重量 約 0.25kg
矢羽根材料	アルミ板	風杯材料 ポリエスチロール

表1 三杯風速計と矢羽根型風向計の性能

2. 3 解析に用いたデータ

用いたデータは三杯風速計、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分間の平均の値である。

3 観測結果

3. 1 海風の進入率と風向が変化する方向

海風の出現の判定基準についてはいろいろあるが土田、吉本(1995)を参考にして、早朝陸風がふいている北風の状態から真南の風にシフトして3時間以上南よりの風が吹いていた日を海風の進入した日、それ以外の日を海風の進入していない日として解析を行った。進入率を

$$\frac{\text{海風の進入した日数}}{\text{観測日数}}$$

であらわし、また図2 (a) に示したように北よりの風から東風なった後に南よりの風になった場合を時計回り (CR)、図2 (b) のように図2 (a) とは逆に西風を通過した場合を反時計回り (ACR) とした。またどちらともいえないような回転の場合を (?) とした。また、反時計回りの発生比率として

$$\frac{\text{反時計回りの発生日数}}{\text{海風の観測された日数}} \rightarrow \frac{\text{ACR/all}}$$

をとった。その結果を表2に示す。海風の進入率については冬である1月に最小で観測日の約2割、それから増加し8月には8割近くの観測で海風が観測されており、季節によって大きなちがいがみられた。CRとACRの比率はほぼ一対一であり海風の進入

月	海風の進入日	海風の進入してない日	全観測日数	進入率	CR	ACR	?	acr/all
1月	1	7	8	0.13	0	1	×	0
2月	3	13	16	0.19	1	1	1	0.3
3月	6	16	22	0.38	5	0	1	0.83
4月	3	5	8	0.38	2	0	1	0.67
5月	1	0	1	×	×	×	×	×
6月	4	5	9	0.45	0	5	0	1
7月	12	10	22	0.56	3	6	3	0.5
8月	12	4	16	0.75	3	7	2	0.58
9月	14	12	26	0.54	4	7	2	0.5
全月	56	72	128	×	18	27	10	0.55

表2 観測を行った日と海風の進入率、風向の変化の方向

した日の2日に1回はACRが観測された。

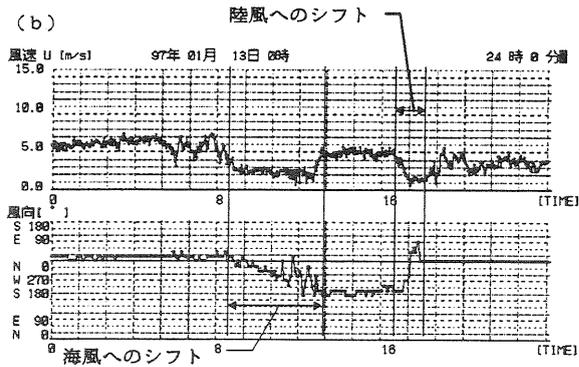
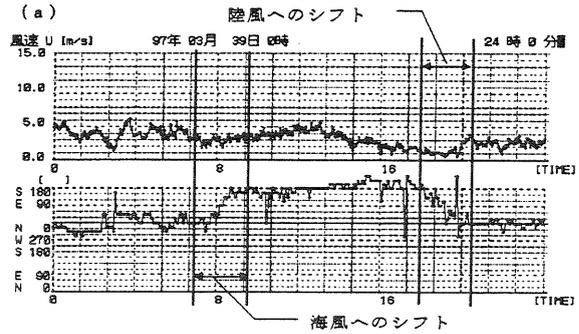


図2 CRとACRの観測例。(a)はCRの例である。(b)はACRの例である。

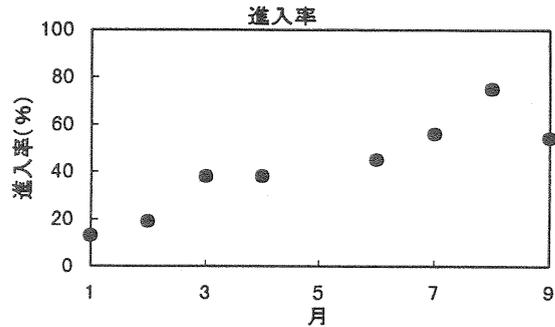


図3 1~9月までの海風の進入率

3. 2 ホドグラフによる海陸風の日変化の解析

ABO の観測で比較的短期間の一ヶ月間に数多くの海陸風が観測された9日間(3/17~4/8)の期間のカップの風のデータを用いた。そして東西南北の各風速成分を各時間ごとに平均したものをホドグラフにして図4に示す。ホドグラフは南北におおきく広がった扁平な形をしている。そして、ホドグラフの扁平率の規定を決めかねたために定量的な評価をするまでにいたらなかったが、観測を行った1月~9月までの海風が進入した56日のホドグラフはすべて非常に扁平で各傾向を示すことより ABO のホドグラフは非常に扁平であると推測される。森(1982)の解析によって扁平率の大きい場所の傾向が指摘されているが ABO もまさにそのような場所であるように思われる。また、Neumann(1977)が提唱しているように日中に風向の変化量が大きく、夜間に風向の変化量が小さいようなホドグラフになっている。

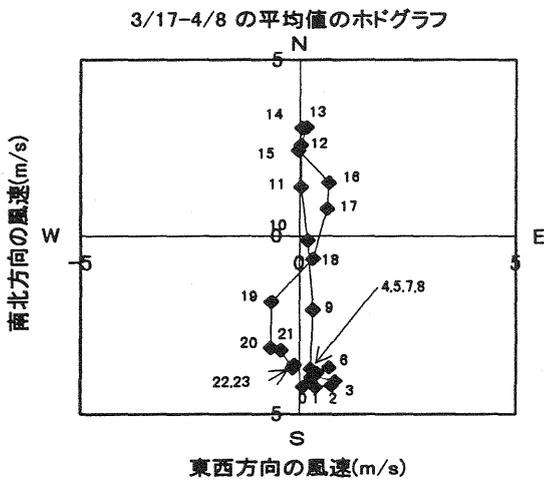


図4 各時間毎で平均したホドグラフ (グラフ上の数字はそれぞれ各点の時間を示す。)

3. 3 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南北の地理的な線からの角度のずれ(傾き)で表してみた。なお、海風の進入日が1日しかなかった1月と5月はそのデータをその月の代表値とした。ここではこのような南北線からのホドグラフの長軸のずれ(θ)をホドグラフの傾きとよぶこととする。 θ はホドグラフの長軸が南北線に平行である時を0度、東に傾いている時をプラスに西に傾いている時をマイナスにとる。解析結果を表3と図5に示す。

縦軸にホドグラフの傾きを、そして横軸に月をとって図6に示した。1月から9月までのデータであり年間を通しての観測を行っていないので決定的なことはいえな

いが、ホドグラフの長軸は東方向に傾く傾向を示す。東方向に傾くピークを1月、西に傾くピークを7月にとって長軸の変化を一年の周期関数と近似すると(1)式となる。

このことより

$$y = a \cos x + b \quad \dots (1)$$

ただし、 y : ホドグラフの傾き

$$x = \frac{(m-1) \times 2\pi}{12}$$

$$m: \{1, 2, 3, 4, \dots, 12 \text{ (月)}\}$$

a, b : 定数

横軸の月を \cos の関数になおしてとったものを図7に示す。

図の中の直線は観測データを $y = aA + b$ に近似した回帰直線で、相関係数は、 $r = 0.90$ であり、非常に強い相関があることがわかる。

このようにホドグラフの長軸が変化することは海風の最盛期の風向は一定でなく冬には南北の線に対して東よりに、そして夏には西よりになっていることになる。ここでのホドグラフの傾きは海陸風の最盛期の風向を示している。

1~8月までのホドグラフの傾きのヒストグラムを図6に示す。この結果は $-30 \sim 0^\circ$ のあいだにピークを持っている。しかし、これは1~8月に観測を行っており、秋から冬にかけてのデータが不足していることと、冬に海陸風の進入率が低いために、このようなために $-30 \sim 0^\circ$ にピークを持つとおもわれる。したがって、観測を1年通じて行えば左右対称の分布になると考えている。

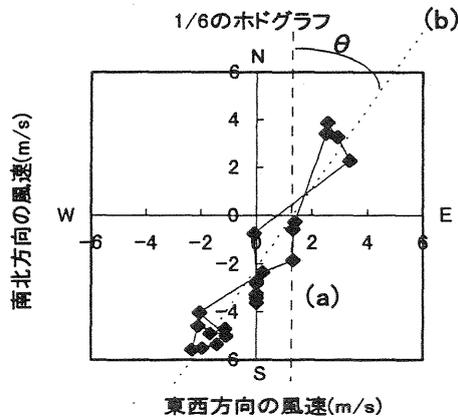


図5 1月6日のホドグラフ、線(a) (-----) は南北に結んだ線 線(b) (-----) はホドグラフの長軸の線、 θ はその間の角度

	観測回数	平均値 (deg)
1月	1	3.9
2月	3	2.5
3月	6	6
4月	3	-4
5月	1	-9
6月	8	-1.7
7月	10	-2.5
8月	17	-1.6
9月	26	-1.3
全観測日数	75	平均の傾き
		-2

表3 各月の海風の発生日数と hodograph の傾き (観測日数とは観測を行った日のなかで海風の発生した日数である。)

ABOにおける傾いた角度の頻度

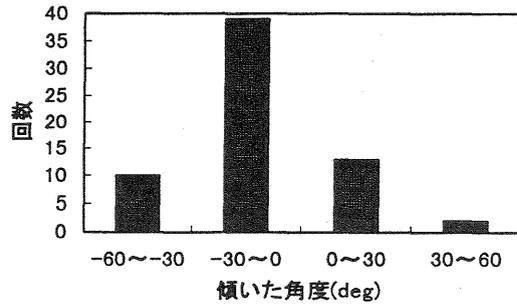


図8 南北の線からの傾き

4 まとめ

今回の観測では高知大学大気境界層観測所での高度 21 m での風向風速の変化を調べた。今回の半年の観測では海風は一般的に言われているように冬季に発生しにくく夏期もっとも発生しやすい結果が得られた。また、海風にシフトするときの風向の変化の方向は時計回りと反時計回りはほぼおなじぐらの頻度で発生している。そして、ABO での hodograph は非常に扁平な形をしており、南北に広がった形をしている。また、夜間の長時間にわたって風向風速の変化がみられない。最後に hodograph の傾きの解析から海風の最盛期における風向は年間を通して一定でなく時間の周期関数として変化していることが推測された。今後は、このような現象が何故起きるのかについて調べるつもりである。

hodograph の傾きの月変化(1997)

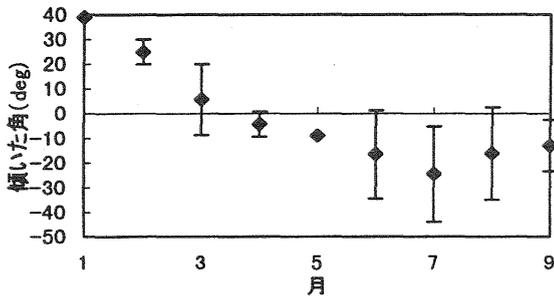


図6 hodograph の傾きの月変化

hodograph の傾きの月変化(cosx)

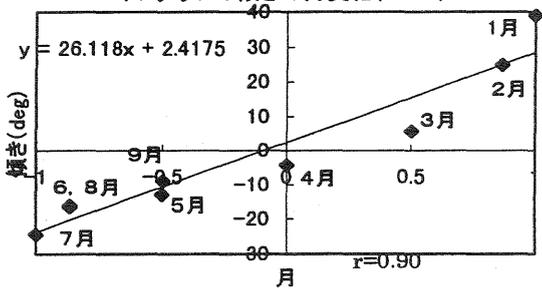


図7 hodograph の傾き (横軸の月を cos の関数で表した場合)

参考文献

- 土田 誠, 吉門 洋, 1995: 東京湾岸の冬季の海風, 天気, 42, 283-292
- 森 征羊, 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
- J. Neumann, 1977: On The Rotation Rate of the Direction of Sea and Land Breeze. J. Atmos. Sci., 34, 1912-1917
- John. E. Simpson, 1994: The Sea breeze and local wind, Cambridge university press
- Stephen. D. Burk and Dean. O. Stalry. 1978: Comments "On the Rotation Rate of the Direction of Sea and Land Breeze" J. Atmos. Sci., 36, 1692-371
- 竹内清秀, 近藤純正: 大気科学講座 1、東京科学出版会

1997年4月26日の夜間冷気流について

*山中 慎吾 千葉 修 (高知大学理学部)

要旨

1997年4月26日の高知平野と山間部における乱流観測から、日没後、高知平野沿岸部では海風が衰退し、陸風のシフトが確認された。さらに、山間部で発生し、谷地形部から流出した夜間冷気流は、陸風を後方から追う形で観測された。山間部の佐岡小学校、内陸部の舟入小学校、沿岸部のA B O (高知大学大気境界層観測所)での3地点観測により冷気流は沿岸部まで到達していることがわかった。また陸風の下に冷気流が周囲の気塊に影響を与えたことも観測された。

1. はじめに

日没後土佐湾からの海風が衰退し、山間部に発現域を持つ夜間冷気流が高知平野及び沿岸部に流入するときの乱流構造を調べることを研究目的とし、沿岸部のA B O (高知大学大気境界層観測所)と平野部の舟入小学校、そして山間部の佐岡小学校の3地点で乱流観測を実施した(図1参照)。物部川流域に沿って北東方向から流下する冷気流のパターンは主に2つに分けられると予測される。つまり上層の地衝風が弱く晴天な夜間安定大気中で、一つは平野部ですでに発生した陸風を後方から流入する冷気流と、顕著に識別できない陸風と冷気流が一体となった流れである。

1996年までの舟入とA B Oの2地点の観測機器(音波レーダー、超音波風速温度計、その他の気象機器)で観測された冷気流の特徴は、まず低高度にジェット型の鉛直分布(重力流の特徴の1つ)が見られること、冷気流の流入が周囲大気に影響を及ぼし風向変化とともに気温の急低下、風速そして水蒸気量の増加という現象がほぼ同時にみられた。冷気流は地表面をほう薄い層にかかわらず安定な大気を乱し大気と地表面との間に運動量、熱量の混合を促進させる。この振る舞いと冷気流の流入特性(例えばフロントの様相とフロント後方の周期運動)は音波レーダーのファクシミリ画像で確認されている。さらに谷地形出口に近い舟入では気温変化を通して断続的な冷気塊の流入が観測された(山本,1997)。

1997年4月から新しく、より冷気流の発現域に近い佐岡小学校に観測点を設け、可搬型のアンデラー自動気象ステーションによる観測を続行している。今回は1997年4月26日に観測された事例について言及する。なお観測領域及び観測点は図1に、そして各地点の観測機器と観測高度を表1に示す。

2. 観測領域及び観測点

観測領域である高知平野の特徴として北方及び北東

方向が山々に覆われていて物部川に沿って谷地形が広がっている。また、その物部川に沿って南からA B O、舟入、佐岡と観測点を設置している(図1)。A B Oから舟入まで5.2kmの距離がありA B Oから佐岡は10.4km離れている。

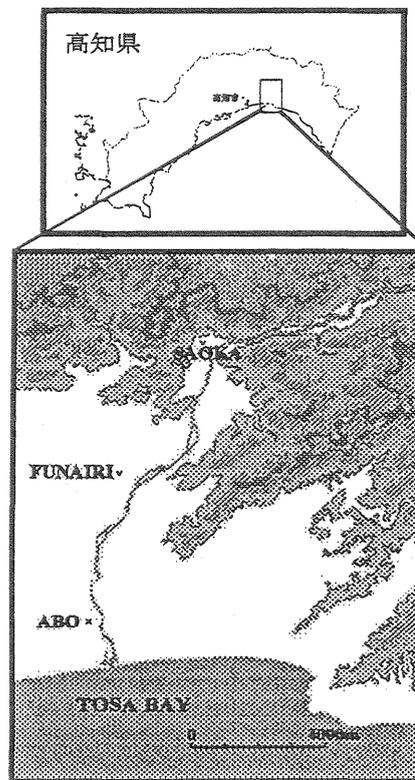


図1：観測領域及び観測点

表1：各地点での観測機器と観測高度

佐岡	自動気象ステーション(10.7m) (風向・風速・気温・湿度・気圧)
舟入	カップ風速計(2m)サーミスター温度計(2m) (風向・風速・気温)
A B O	超音波風速温度計(21m) Sodar (風向・風速・気温)

3. 観測データ

1997年4月26日の各気象要素の時間変化を各地点毎に図2に示す。この日の気象状態は、高気圧が支配的な一般場の弱い晴天日であった。また各観測点で特徴的な気象変化を起こした時刻を表2に示した。

場所	海風からのシフト時刻	陸風の進入時刻	冷気流の進入時刻
佐岡	17:32 JST	?	18:22 JST
舟入	18:48	?	19:34
A B O	18:44	19:24	20:02

表2

4. PVD (進行ベクトル図) による解析

PVDとは1点で観測された風向・風速のデータからオイラー的に求めた流跡で、ラグランジュ的流跡線の近似である。つまり、 u_i (風速の東西成分) と v_i (風速の南北成分) にサンプリング時間 Δt の積をとって距離に直し次々に結んだ曲線で表される。

図2の気象データを用い以下のようなPVDによる解析が行われた。

- (1) 各観測点で海風 (S風) からシフトする様子を知らため、S風から変化したときのPVDを描く。そして陸風のシフトあるいは冷気流の流入を確認する。
- (2) 各観測点での冷気流の通過時刻からのPVDを描く。PVDの曲線の様子から冷気流の流路を求め、さらにその先端を結ぶことによって冷気流の先端 (ヘッド) の位置が定まる。PVDを実行することにより図3のような結果を得られた。

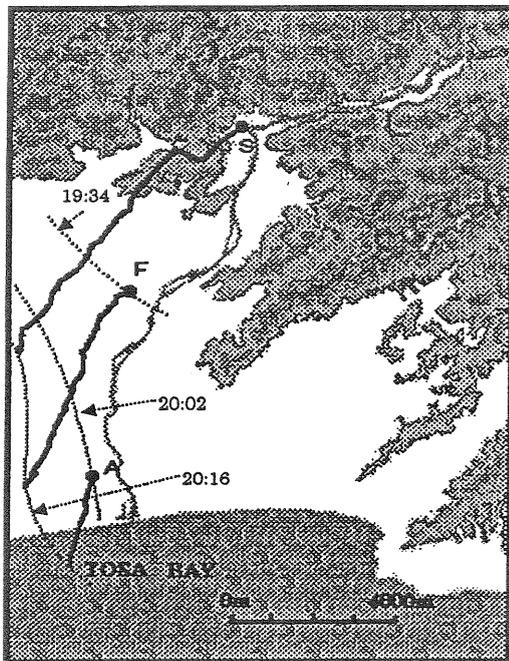
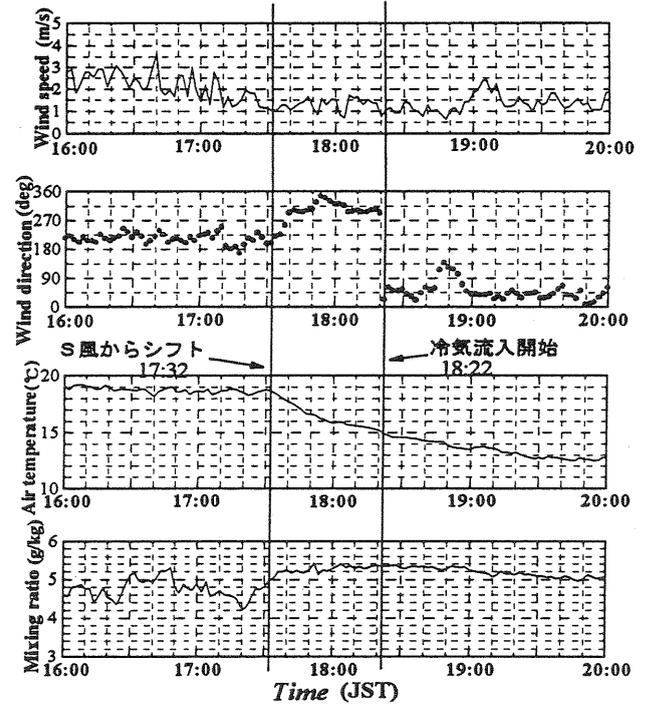


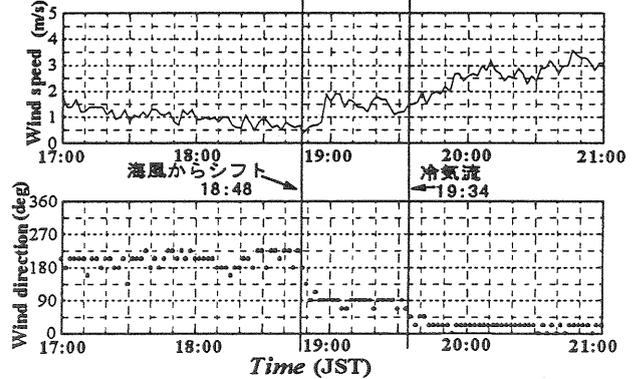
図3 : PVD による冷気流の流路

この図から冷気流の先端は (破線) は、19:34(JST)に

(a) 佐岡



(b) 舟入



(c) A B O

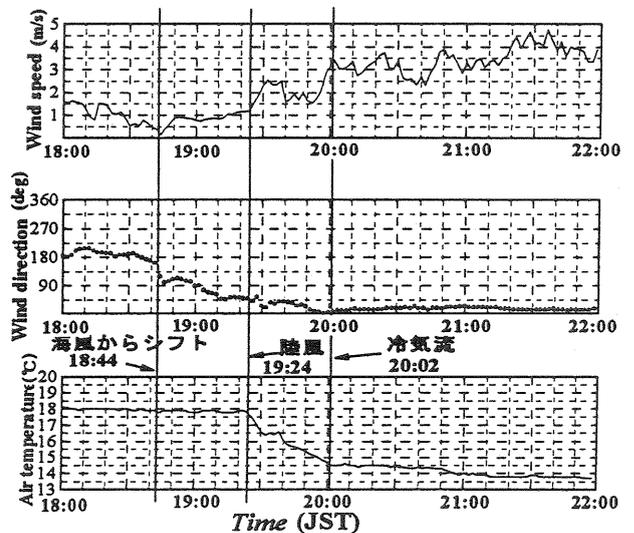


図2 : 観測データ (a)佐岡 (b)舟入 (c)ABO

F (舟入) を通過し、A (ABO) には 20:02(JST) に到達している。オイラー的近似のため地形の影響などを無視しているが、(2) の解析から冷気流のヘッドの位置を推定することができる。但し PVD は定常性の流れを仮定しているため佐岡の流跡線は山を越えた形をしている。実際にはあり得ない現象であるため、この点のプログラムを改良し、より正確なヘッドの位置を決定する必要がある。

5. 冷気流の評価

(1) Reiher(1936)の式による評価

Reiher によると傾斜 α 度の斜面を流れる定常な冷気流の速度 u は以下の式のように表せる。

$$u = \sqrt{\frac{2gL \sin \alpha (T_2 - T_1)}{T_2}} \dots [I]$$

但し、 T_1 : 冷気流の温度(K) T_2 : 周囲大気温度(K)

g : 重力加速度(m/s²) L : 流下距離(m)

1997/4/26 の観測事例では、図 2 の時刻から読みとると $T_1=273.15+13.2(^{\circ}\text{C})$ (佐岡の 19:20 の気温)=286.35(K)、 $T_2=273.15+17.9(^{\circ}\text{C})$ (ABO の気温)=291.05(K)、 $\alpha=0.2^{\circ}$ 、 $L=10.4 \times 10^3$ (m)であった。これを Reiher の式に代入すると $u=3.4$ (m/s) という値が見積もれる。

(2) 気温変化の式からの評価

気温 (T) の時間変化は、[II] 式のように表せている。すなわち

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{w'\theta'})}{\partial z} - \frac{(\partial R_N / \partial z)}{C_p \rho} \dots [II]$$

この式で、 $\overline{w'\theta'}$ は顕熱 flux、 R_N は正味放射量を示す。気温変化の項を①として、右辺の各項を②~④と番号付けをすると、

①(気温変化) ②(移流) ③(顕熱 flux) ④(正味放射量)

・③の項は晴天夜間弱風時の安定接地地層では他の項に比べ相対的に小さいので省く(近藤, 1994)。

・ABO での冷気流の流入による気温変化①は 19:24-20:02 の T の値から

$$\text{①} : \partial T / \partial t = 3.3^{\circ}\text{C} / 38\text{min} = 1.5 \times 10^{-3} (^{\circ}\text{C}/\text{sec})$$

・佐岡から冷気流が流出する時間は、18:22JST である。このとき佐岡の気温 $T=14.9(^{\circ}\text{C})$ 、ABO の気温 $T=18(^{\circ}\text{C})$ 従って、冷気流は佐岡 - ABO 間の約 10.4km を流れるから

$$(\partial T / \partial x) = -3.1 \times 10^{-3} (^{\circ}\text{C}/\text{m})$$

・④の正味放射量の値として Kondo (水環境の気象学) による標準的値として、 $-1.5(^{\circ}\text{C}/\text{hr}) = -4 \times 10^{-3} (^{\circ}\text{C}/\text{m})$ を用いた(近藤, 1994)。

結局、[II] 式は、 $1.5 \times 10^{-3} = 0.31 \times 10^{-3} \times u + 0.4 \times 10^{-3}$ となり $u=3.5$ (m/s) となる。図 2 (c) ABO のの SAT のデータによると実際の観測からのデータは、冷気流進入後 ABO で 3.5m/s 前後の値をとっていた。これは、(1),(2) による推定値とほぼ一致している。つまり山地斜面を下降した冷気が沿岸部まで侵入していたことを示している。このことにより、佐岡を通過したあるいは貯えられた冷気が ABO へ進入するまでに風速を 1.5m/s 前後増加させたことがわかる。

6. 陸風と冷気流の構造

ABO で得られたファクシミリ画像を陸風と冷気流に関係して 5 つの時間帯(19:20-20:59)を 5 つの部分に分けた(図 4)。(1)19:20-19:39, (2)19:40-19:59, (3)20:00-20:19, (4)20:20-20:39 である。特に(1)は陸風、そして(3)は冷気流の流入に関係している。各時間帯のソーダで得た平均風速の鉛直分布の時間変化が図 5 に示される。特に(4),(5)の時間帯と他の時間帯を比べる

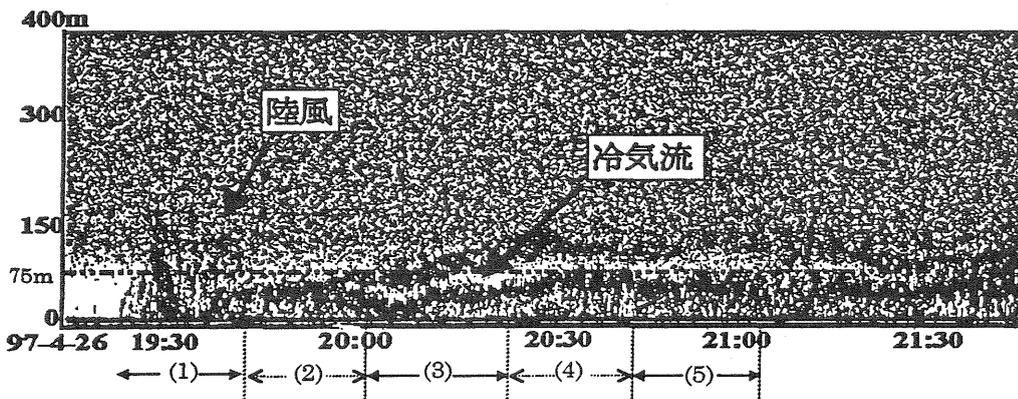


図 4 : ABO での Facsimile 画像

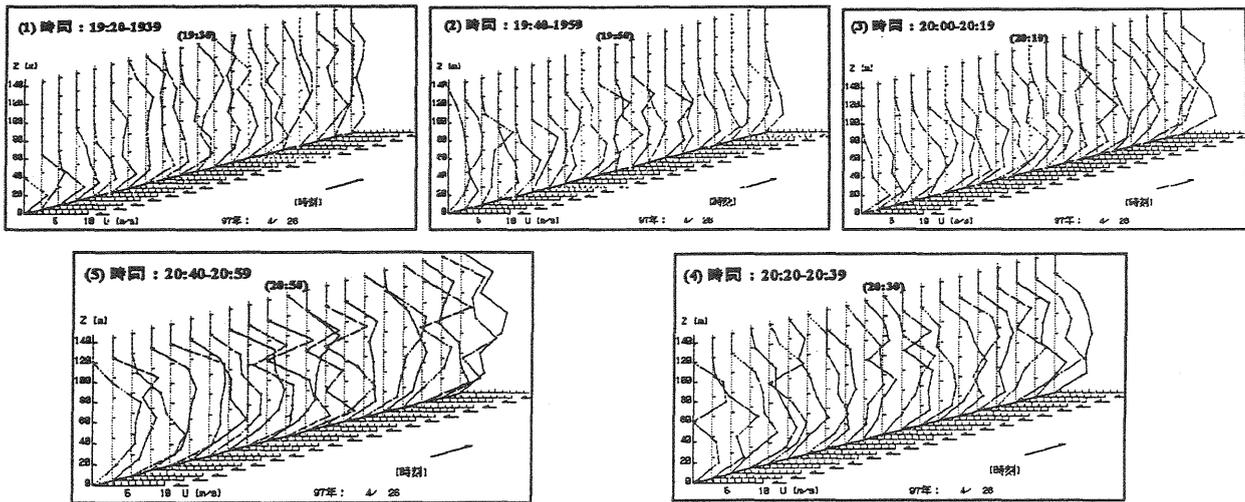


図5:風速の鉛直プロファイル(ABO)

と2つの kink (こぶ) を持つ風速分布が出現する頻度が高くなっている。これは、ABOに流入し勢いを増した冷気流の影響によるものだと考えられる。つまり、高い高度の kink は陸風によるもの、そして低い高度の kink は冷気流の影響によるものと考えられる。この現象は、冷気流が重力流であるため陸風の下にもぐり込み陸風を押し上げ起こった現象と推測される。さらに Facsimile 画像から、高度 75m 付近を境に2つの濃い部分と白い部分(20:00 前後から)が分かれている。図4と図5の考察から ABO での冷気流の厚さは、75~80m である。

今回は図を掲載することができなかったが、冷気流が陸風の下に潜り込むことによって風向・風速の高度別変化や、運動量の輸送などに変化が起きることがわかった。

7. まとめ

今回の研究は97年4月26日の事例研究であるが、過去に得たデータもほぼ同じような傾向を示していた。今回の解析結果を以下のようにまとめてみた。

- (1)冷気流の流速評価を試みた結果、ほぼ観測値と計算値が同じような値を示した。このことは、谷地形部から流出した冷気流が沿岸部まで到達しているとみなせる。
- (2)PVD (進行ベクトル図) により冷気流のヘッドの位置を推測できた。ただし、山間部に位置する佐岡では改善の余地がある。
- (3)ABO では陸風の中に冷気流が侵入することによって風速分布に2つの kink が出現する。また、そのことは、冷気流が陸風の下に潜り込み陸風を持ち上げて侵入していることがわかる。
- (4)冷気流の厚さは ABO で 75m 程度であった。

8. 今後の課題

- ・PVD による解析は地形の影響を無視したものであったので今後この点を改良していく必要がある。
- ・より多くの観測と観測点での解析を実施していく必要がある。
- ・冷気流と陸風の相互の関係を求めるためにそれぞれの乱流構造を検討したより詳しい解析が必要である。
- ・今回は1日のデータだけで解析したが、年間を通して観測したデータを基に、高知平野での冷気流の季節変化を求めたい。

参考文献

- 近藤 純正, 1994: 水環境の気象学 - 地表面の水収支・熱収支: 朝倉書店
- 中村 圭三: 1978, 菅平の大松山の斜面における冷気流の発現域と流出域: 地理学論評, 51-11, 793-803
- 竹内清秀・近藤純正: 1993, 大気科学講座 I - 地表面に近い大気, 東京出版社
- 山本泰久, 1997: 高知平野における夜間冷気流の観測, 高知大学理学研究科修士論文

パソコンで動作する地形表現のある非静力学モデルの開発

金田芳彦 (高松地方気象台)

1. はじめに

数値実験 (あるいは数値シミュレーション) は, 調査・研究のひとつの強力な手段である。しかしこの手法は記憶容量や処理速度の関係で主に大型計算機で行われてきた。

ところが最近のパソコンの発達により, 地方気象官署でも数値実験が可能になった。ただしそれらは静力学平衡を仮定したモデルが主流で, 個々の積雲は扱いにくい。非静力学モデルを通常のパソコンで動作させることができれば, 地方気象官署にとって興味の対象となる局地的な現象を調査・研究する有力な手段となる。

現在, パソコン上で動作する非静力学モデルを開発中である。今後, 動作のチェックをしていかなければならないが, まず四国の地形について2種類の成層状態で動作させたので, その結果を示す。

2. モデル

モデルは非静力学弾性系モデルを用いる。また地形表現をするため, 鉛直方向 z の座標を次式の通り z^* に変換する。

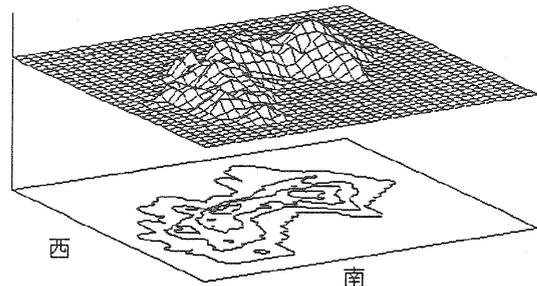
$$z^* = \frac{H(z - z_s)}{(H - z_s)}$$

ここで, H は計算領域の高さ, z_s は地表面の高度である。

領域の大きさは, 東西方向が248km, 南北方向が288km, 鉛直方向が約20kmで, 時間ステップは20秒である。格子間隔は, 水平が8000m, 鉛直は下層で100m, 上層ほど大きく最上層で1400mとなっている。格子数は, 東西方向が32, 南北方向が37, 鉛直方向が27である。

水物質として, 雲水と雨水を組み入れてある。過飽和になった部分は凝結し雲水になり, 雲水量が大きくなると雨水に変わっていく。未飽和大気中に雲水・雨水があれば, ある割合で蒸発していく。凝結・蒸発には潜熱の出入りを伴う。

地形は国土地理院による1kmメッシュ平均標高データを8kmに平均したものをもとに, 四国の部分を切り出した (第1図参照)。



第1図 計算に使用した地形。等高線は200mごと。

3. 計算

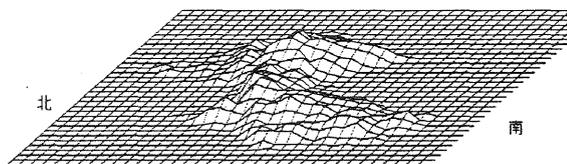
雲を発生させやすくするため, 四国の南海上で高度1200m以下の領域の湿度を90%以上にした。この状態で領域全体に約6m/の南風を吹かせた。

この条件で2種類の成層状態について計算させた (CASE1, CASE2)。下層の気温減率は, Γ_d を乾燥断熱減率とすると, CASE1では $0.6 \times \Gamma_d$ 程度で湿潤中立に近く, CASE2で $0.8 \times \Gamma_d$ 程度で条件付き不安定となっている。高度10km付近より上空では, CASE1・CASE2とも $0.2 \times \Gamma_d$ 程度の気温減率となっている。

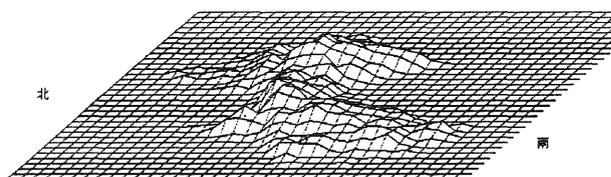
計算機はノートパソコン (NEC製, PC-9821 Nr12 Pentium120MHz メモリ48MB) を使用した。なお, 8時間分の計算に2時間10分かかった。

4. 結果

第2図に計算を始めてから2時間後の雲水量・雨水量の分布を示す。CASE1,CASE2とも、まだ雲・雨は発生していない。

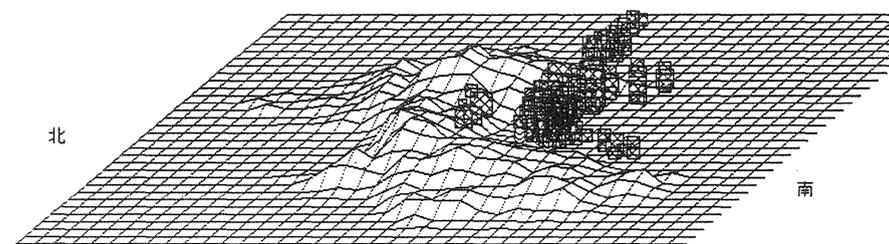


CASE1 2時間後

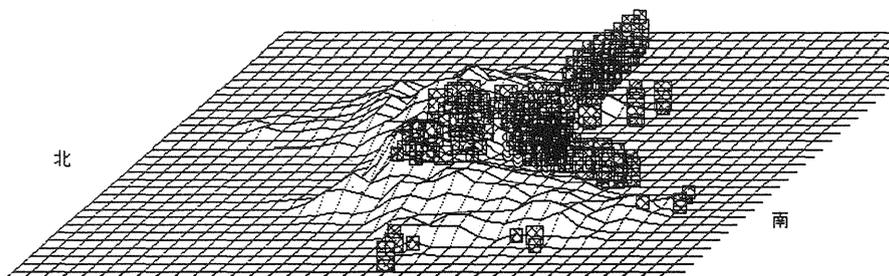


CASE2 2時間後

第2図 2時間後の雲水量と雨水量の分布。まだ雲・雨は発生していない。

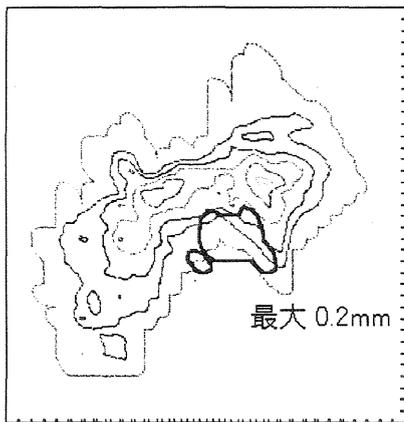


CASE1 5時間後

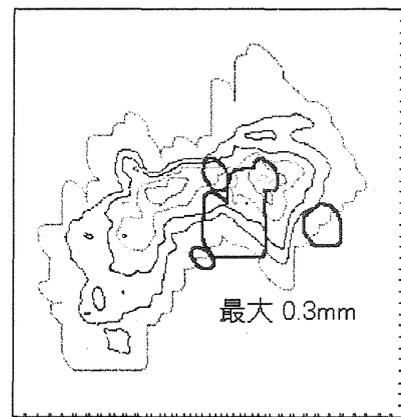


CASE2 5時間後

第3図 5時間後の雲水量と雨水量の分布。四角が雲水、丸印が雨水を表す。



CASE1 5時間後

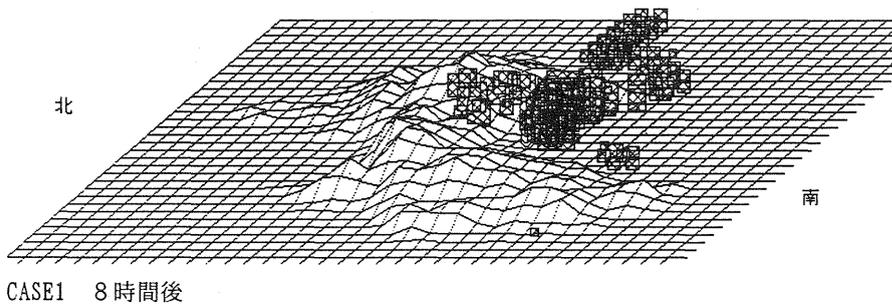


CASE2 5時間後

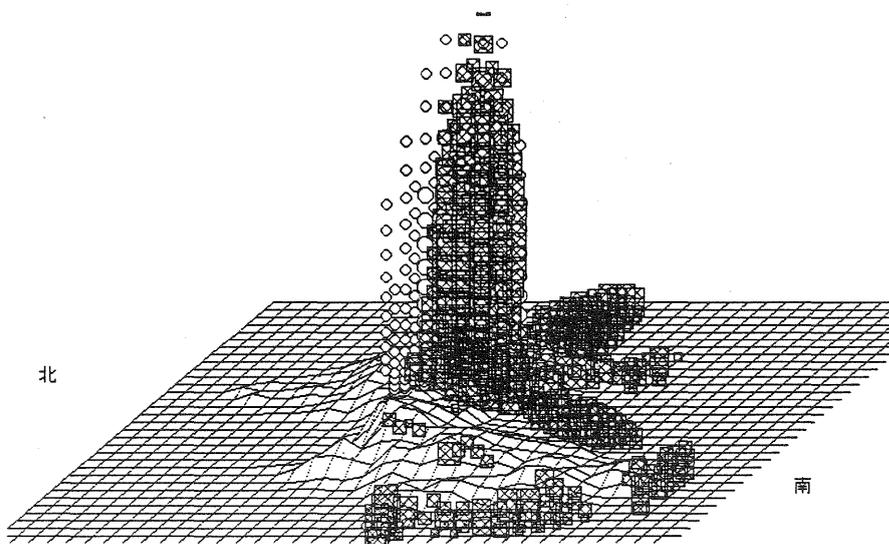
第4図 30分降水量。等値線は5mmごと。地形の等高線は150mごと。

第3図に計算を始めてから5時間後の雲水量・雨水量の分布を示す。CASE1・CASE2とも、湿った下層で雲が発生し雨も降っている。不安定なCASE2の方が山頂付近まで雲・雨が広がっているが、CASE1と大きな差はみられない。

第4図には同じく5時間後の、地上30分降水量を示したものである。細い線は計算に用いた地形の等高線、太線が30分降水量の等値線（5mm間隔）である。降水の範囲はCASE2がやや山頂まで広がっているものの、ほぼ同じである。降水量は共に弱く1mmに達しない。

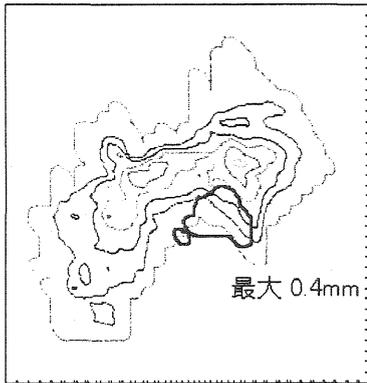


CASE1 8時間後



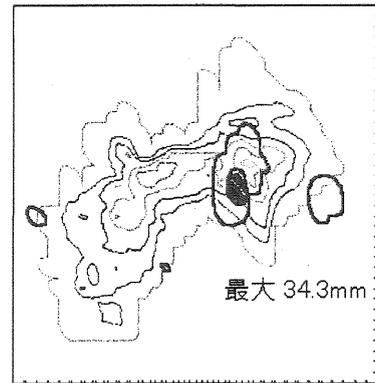
CASE2 8時間後

第5図 雲水量と雨水量の分布。四角が雲水、丸印が雨水を表す。



CASE1 8時間後

第6図 30分降水量。等値線は5mmごと。地形の等高線は150mごと。



CASE2 8時間後

第5図に計算を始めてから8時間後の雲水量・雨水量の分布を示す。CASE1では、5時間後と比べて大きな違いはなく、ほぼ同じ位置で雲・雨が発生している。一方、CASE2では5時間後までとは違い、大きく発達し、雲頂は約10kmに達している。

第6図は、8時間後の地上30分降水量を示したものである。CASE1では、降水の範囲・降水量とも5時間後とほぼ同じである。CASE2では大きく発達した積雲に対応して最大34mmもの降水となっている。降水の範囲は5時間後やCASE1と比べて大きく変わらない。

5. まとめ

今回の計算の結果、湿った南風を吹かせた場合、四国山地の風上側で雲・雨が発生した。さらに成層状態を不安定にさせると積雲が大きく発達した。これらの結果はおおむね納得できるものである。

しかし実際に数値実験として使用するためには、動作のチェックの他、改良しなければならない点が数多くある。今後、動作のチェックとともに改良を進めていきたい。

参考文献

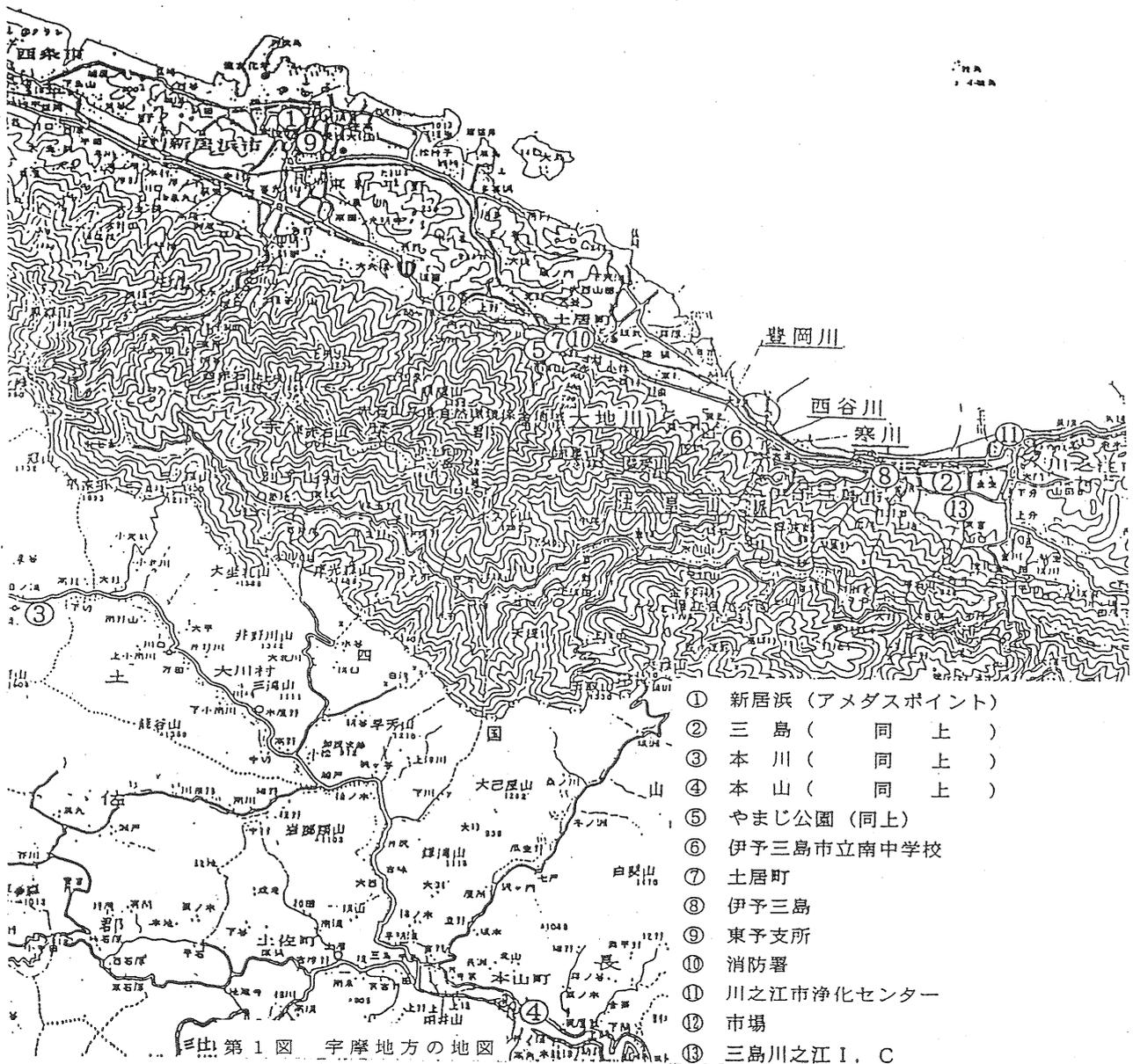
吉崎正憲(1988) ; 地形性降水のための対流モデルの解説 東京大学海洋研究所

「春やまじ」についての考察

門田通俊, 半場康哲, 松岡政幸 (松山地方気象台)

1. はじめに

「やまじ」は、愛媛県東予地方に四国山地からの一部から吹き下ろす南よりの風である。愛媛県東予の宇摩地方(土居町や伊予三島市、川之江市等)の地図を第1図に示す。



今回は、平成8年大阪管区気象研究会誌で報告した気象検定付の部外データを基礎資料に数値予報の領域モデル(以下RSM)高層資料等によって作成した「やまじ」の予測フローチャートの考察及び検証について報告する。

2. データについて

1996年8月から1997年8月末日までにアメダス（新居浜・三島）データ及び地上天気図を用いて、これまでの知見から推定し「やまじ」が発生したと見られる日（64事例）を選び、その中で以下の観測のいずれかで10 m/s以上が観測された27事例を用いて昨年作成したフローチャートを検証した。観測所は、愛媛県環境保全センターの土居町・伊予三島市及び東予支所、土居町のやまじ公園・消防署、伊予三島市立南中学校、アメダスの新居浜・三島、四国中央フェリー、川之江市浄化センター、日本道路公団の市場：三島川之江ICである（第1図）。

3. 階級的表現の導入について

日産自動車のデータを基に2t車のトラックの横転を調査すると瞬間風速は60 m/s近くに達したと推定される事例がある（未発表）。現行の注・警報基準は平均風速で基準を作っているが、「やまじ」の強さを現行の注・警報で判断することは必ずしも適当ではないと考える。「やまじ」は突風率が非常に大きいと考えられるので、突風率を考慮すると独自の基準が必要と考えるが、現在のところ取りあえず平均風速で基準を考えて「やまじ」の強さをM1（警報級）・M2（注意報級）・M3（注意報級未満）の3階級に層別化した。リアルタイムに瞬間風速がわかれば宇摩地方だけ「やまじ」独自の層別化した注警報発表の可能性が高くなる。

本調査では、平均風速20m/sを超える事例がなかったので警報基準値の80%(16m/s)以上をM1とする。M1は5例M2(16 m/s < M2 ≤ 12 m/s)は12例、M3(12m/s < M3 ≤ 10m/s)は10例であった。

4. 実況データの検証について（第1表）

「やまじ」が最盛期頃の低気圧の中心気圧の上限は、昨年の調査ではM1は、994から996hPaであったのに対し、1004hPa(1996.12.5)となった事例が見つかった。

M2については、986から1012hPaまでであった。低気圧の経路及び経路の北限について今回の調査では、M1、M2の北限が北緯43°で大部分の事例でフローチャートの通過範囲を通過した。北緯42°か43°に低気圧の中心があつて「やまじ」があつた事例は、M1では1997.1.1と1997.5.8、M2では1997.2.28であった。

850hpaの米子-潮岬高度差の下限は、昨年の調査より高かった（M1=57,M2=26）。新居浜-高知の「やまじ」最盛期気温差は、最小・平均値が、M1、M2でそれぞれ（-0.5・+1.9）、（-2.0・+2.1）であった。マイナスの事例があつたことからフェーンとの関連を再調査する必要がある。マウスは、M1では1996年12月5日と1997年8月14日、M2では1997年2月28日・3月6日・3月29日及び5月13日である。

降水の有無だが、第1表に示したように、M1では、5事例とも「やまじ」の最大風速が出た時間は太平洋側で降水が有っても瀬戸内側では降水は無かった。M2は太平洋側及び瀬戸内側ともに降水が有るかまたは無いかで（10事例）、どちらか一方で降水が有る場合は少ない（2事例）。最大平均風速が10m/s以上12m/s未満の場合は、ほとんどが、太平洋側及び瀬戸内側両方とも降水の無い場合が多かった（8事例）。気象庁の現行数値予想モデル24時間及び48時間後の雨量予測（RSM）で、ここまで細かく表現できないようである。

第1表 やまじの強さと諸要素（実況）との関連表

やまじの強さ （実況）	事例数 回数	低気圧の中心示度 （hPa）	Lの経路 及び北限	前線の動向	辰巳やまじ	850高度差（m） 米子-潮岬 最小、平均	気温差新居浜-高知 （℃） 最小、平均	降水の有無（回数） 高知・新居浜 （有り/無し）・（有り/無し）
警報級 M1	5	970~1004	中国東岸→日本海 N-NE進 N43°	CFの通過 及び暖域	暴風域	57, 76	-0.5, 1.9	有・無（5）
注意報級 M2	12	990~1012	黄海、渤海湾→朝鮮半島 →日本海 NE進 N43°	1. CF・WFの前面 2. 山陰~N35°	強風域	24, 38	-2.0, +2.1	無し・無し（9） 有り・有り（1） 有り・無し（2）

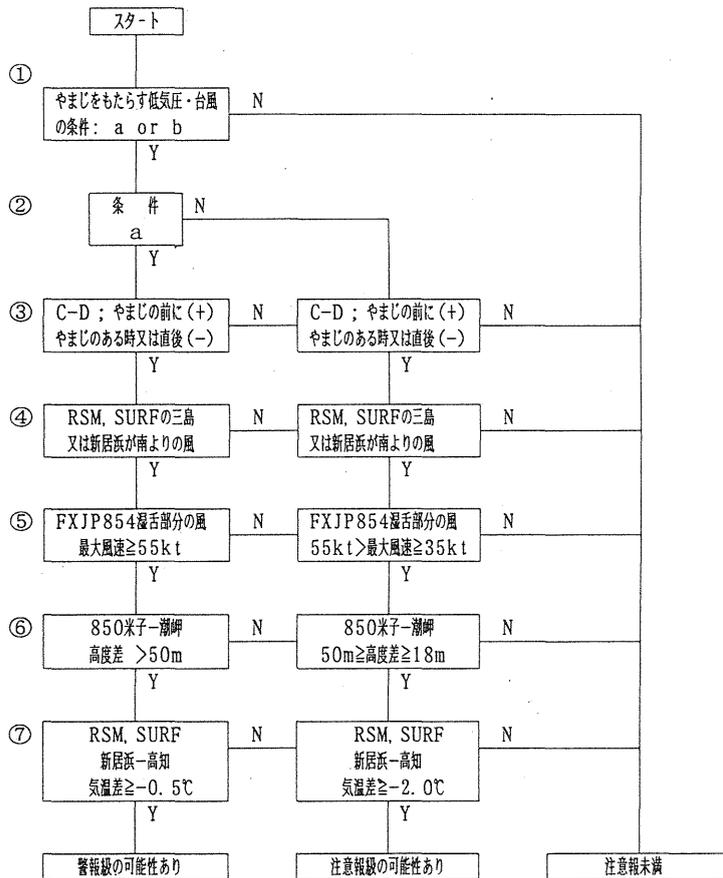
5. フローチャートの検討

第2図に予測フローチャートを示した①は、前述の検証結果に基づいて低気圧の中心気圧の上限を上げた。

第3図及び第4図は、M1, M2 の場合の数値予報によると24時間及び48時間後の地上低気圧が、明瞭に追跡できるもののみを示した。波線はT=24, 実線はT=48である。M2の場合はほとんど通過範囲の北側を通過している。M1については、データ数にもよるが経路にまとまりがない。M1, M2は実況値では、擾乱が通過する範囲を通過していたが、RSMの予想モデルではこの範囲を通過しない予想となっているものがあつた。「やまじ」が強いほどばらつきがみられる。

③は、前回はRSM850新居浜-高知の気温差を利用してしたが検証結果から今回はこれに代えてT=12で対応がよかった850hPaT-TDの鹿児島と潮岬の平均値(C)と850hPaT-TDの福岡と米子の平均値(D)との差を採用した。(C-D)は「やまじ」の前はプラス「やまじ」の吹いているとき若しくは「やまじ」が吹いた直後にマイナスになる。④は、今回調査した27事例のほとんどではRSM地上24時間及び48時間予想で新居浜・三島のいずれかで南風が予想されていたので要素の1つに加えた。⑤のFXJP854湿舌部分の風及び米子-潮岬の高度差に関して、昨年作成したフローチャートの値で良かった。⑥の要素はそのままとする。⑦の要素は、RSM地上新居浜-高知の気温差を入れた。

第2表では、M1, M2でほとんど日本海に低気圧が入り、低気圧から伸びる前線の前面で発生している。



注)

条件aとは、低気圧による場合は中国東岸から日本海に進む低気圧が北緯43度を越えないこと(詳しくは北緯30度~43度、東経123度~133度の範囲内を通ること)、中心気圧が、1004hPa以下であること、前線を伴うこと。
台風による場合は東予地方が南よりの風で暴風域に入っていること。ただし、東経132度以東で瀬戸内側に台風の原因がないこと。
条件bとは、低気圧による場合は渤海湾・黄海~朝鮮半島を経由して日本海に進む低気圧が北緯43度を越えないこと(詳しくは北緯30度~40度、東経123~133度の範囲内を通ること)、中心気圧が1012hPa以下であること、前線を伴うこと。
低気圧を伴わない前線だけの場合は前線の位置は中国地方から山陰沿岸にあること(特に前線が北上中の場合)。
台風による場合は東予地方が南よりの風で強風域に入っていること。ただし、東経132度以東で瀬戸内側に台風の原因がないこと。

Cとは、鹿児島と潮岬850T-TDの平均値
Dとは、福岡と米子850T-TDの平均値

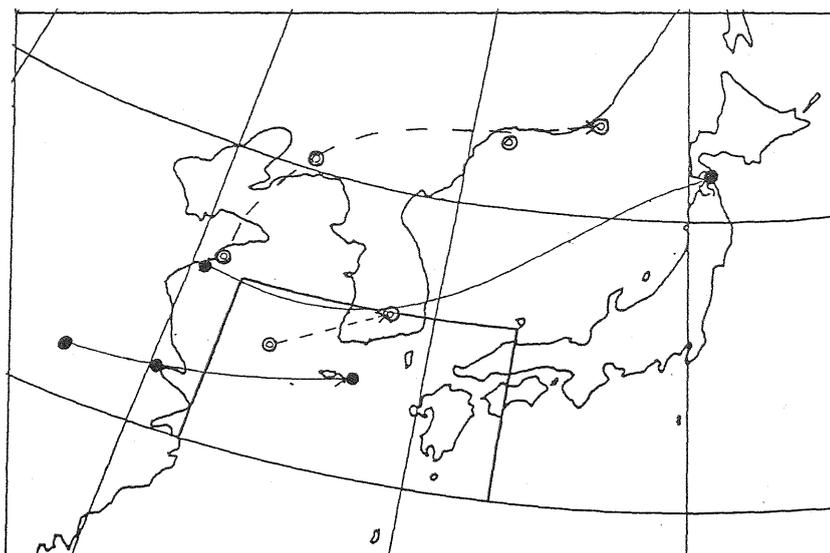
第2図 フローチャート

第2表 地上天気図パターン

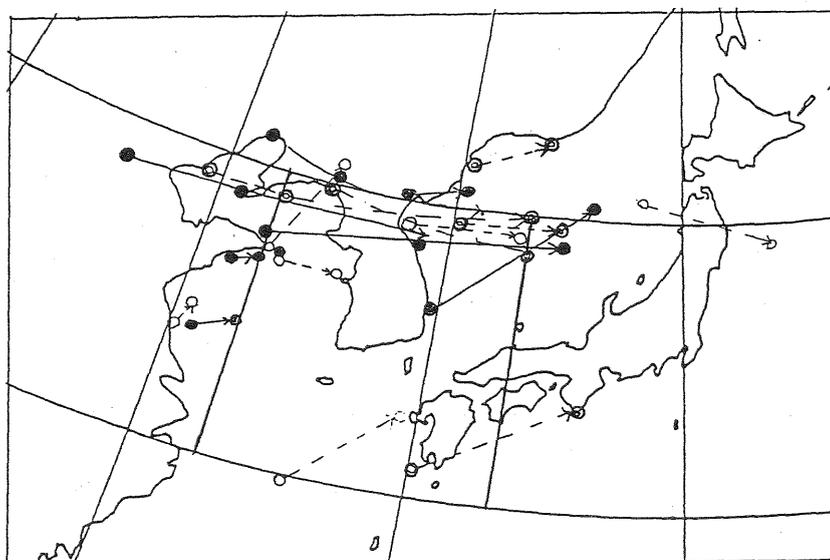
	M1 (回)		M2 (回)
①&⑦	3	①&⑦	7
②	1	①	2
⑤	1	⑤, ⑦, ⑧	各1

(①日本海L ; ②2つ玉 ; ③停滞前線L ; ④Hの後面流 ;

⑤辰巳やまじ ; ⑥Hの圏内 ; ⑦Fの前面 ; ⑧Fの北上)



第2図 AXFE502, 504のLの追跡 (M1)



第3図 AXFE502, 504のLの追跡 (M2)

寒冷渦に伴う強風機構の研究 (1)

— 1996年6月18日の暴風の定量的考察 —

西村和高・松下敏裕・檜尾守昭 (高松地方気象台)

1. はじめに

寒冷渦に伴って強風が観測される事があるが、その予想は非常に難しい。平成8年6月18日に日本海に入った寒冷渦は全国的に強風をもたらし、香川県でも瀬戸大橋において1420JSTにWSW29.9m/sの最大風速を観測した。予想を上回る強風であったため、この事例を契機に当台では寒冷渦に伴う強風の事例研究を行ってきた。これまでは主に数値予報資料及び地上高層実況図を用いて現象論的に解析を行った (松下ら、1996) が、今回からは寒冷渦に伴う強風機構を、事例解析と方程式系を照らし合わせながら調べることにした。

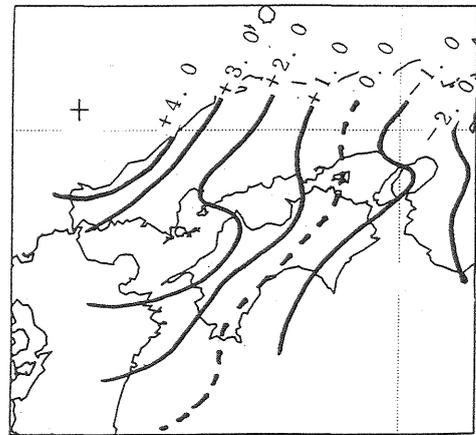
2. 総観場の状況

500hPaでは、日本海に強い寒気を伴った寒冷渦があり、地上天気図では日本海に982hPaの発達中の低気圧があって気圧の傾きが大きい場にあった。850hPaでは40~50ktの強風が吹いており、不連続線を伴った寒気移流場となっていた。

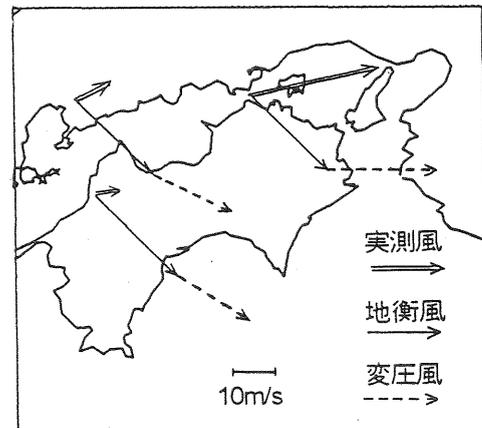
3. 変圧風近似の評価と鉛直移流項の重要性

メソスケール現象の特徴のひとつは地衡風近似からのズレが大きいことだと考える。そこでまず地衡風と実測風を比較した。強風観測時に近い1996年1500JSTの地上実況図から地衡風を求めると四国でNW27m/s程度であった。これは実際に6月18日1420JSTに観測されたWSW30m/sと比較して風速は若干弱い程度であるが、風向は地表の摩擦を考慮してもかなり違ったものである。従ってこの強風は総観スケールの力学では理解できない、すなわちメソスケールの力学の範疇に入る。

非地衡風成分を推定する方法のひとつに変圧風がある。第1図に6月18日1500JSTの前3時間気圧変化の等値線を示す。山陰に3時間で+4 hPaの気圧上昇域が、紀伊半島付近に-2 hPaの気圧下降域があり瀬戸内を含む四国、中国地方は等値線の間隔が密になっていた。これから瀬戸内付近の変圧風を見積もって地衡風に加えて第2図にベクトル表示する。実測風 (二重線) の風向はWSW~SWを指向しているが推定した風 (破線) の風向はW~NWを指向している。風速については推定した風では20~25m/sで、これに地衡風を加えると実測風に比べてかなり大きくなり、



第1図 1996年6月18日1500JSTの前3時間気圧変化の等値線



第2図 推定した風と実測風の比較 (1996年6月18日1500JST)

よく一致しているとは言えない。ところで変圧風は系統的なスケール解析の結果を受けた近似ではない。そこで変圧風の定義を省みる。

水平運動方程式は

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -f\hat{k} \times \vec{V} - g\nabla_p z = -f\hat{k} \times (\vec{V} - \vec{V}_g) \quad (1)$$

である。第(1)式を用いてコリオリ力と気圧傾度力の差から非地衡風成分を求めると

$$\vec{V}_a = \frac{1}{f}\hat{k} \times \left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{f}\hat{k} \times \nabla_p \Phi \right) + \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla_p) \vec{V} + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \right] \quad (2)$$

となる。ここで、 f はコリオリパラメータ、 \hat{k} は鉛直方向の単位ベクトル、 \vec{V}_g は地衡風、 \vec{V}_a は非地衡風、 $\Phi = gz$ はジオポテンシャルを表わす。変圧風は第(2)式右辺第1項(Bluestein, 1992)のみで定義されており、第2項目以降は省略されている。

第(2)式第4項目の鉛直移流項から非地衡成分への寄与を評価してみる。第1表に福岡における6月18日0900JSTの高層実況、第3図にその高層エマグラムを示す。850hPaでは25m/s、地上近くでは10m/sの風が観測されている。ここで、鉛直流は観測されていないので、10cm/s(≈ 0.01 hPa/s)と仮定してみると非地衡風への寄与は

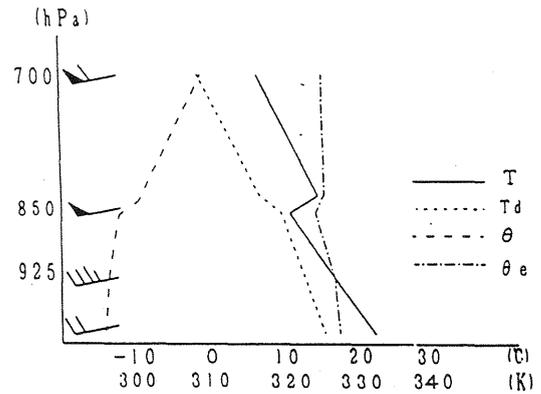
$$\begin{aligned} \frac{1}{f} \times \omega \frac{\partial V}{\partial p} &\approx \frac{\omega}{f} \times \frac{\Delta V}{\Delta p} \\ &\approx \frac{0.01 \text{ hPa/s}}{7.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}} \times \frac{(25-10) \text{ m/s}}{1.5 \times 10^2 \text{ hPa}} \approx 13 \text{ m/s} \quad (3) \end{aligned}$$

となる。10cm/sという下降流はメソスケールとしては特に大きい値ではないと思われるが、第4項の効果は変圧風と比較しても無視できない。第3項目の移流項も不連続線付近など移流の大きい場所では無視できない。言い換えれば、寒冷渦に伴う強風に対して変圧風のみを議論するのは片手落ちである事が分かる。

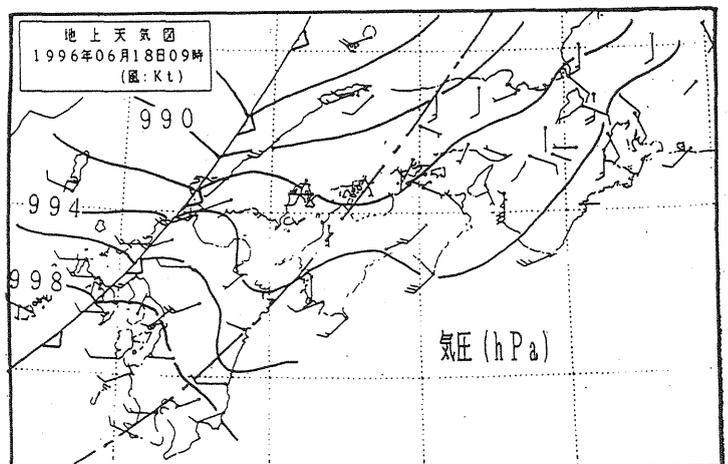
鉛直移流項が大きいことから上空の強風が下降流によって地上まで降りてきた可能性が考えられる。第4図、第5図に0900JST及び1500JSTの地上不連続線の位置を示す。不連続線は温位及び相当温位の傾度の不連続から決定した。

第1表 1996年6月18日0900JSTの福岡の高層実況

	気温 T (°C)	露点 T _d (°C)	気温-露点 T-T _d (K)	温位 θ (K)	相当温位 θ _e (K)
700 (hPa)	6.8	-1.2	8.0	310	326
850 (hPa)	11.5	10.0	1.5	298	325
925 (hPa)	17	13	4	297	327
地上	23	16	7.0	296	328



第3図 1996年6月18日0900JSTの福岡の高層エマグラム。短い矢羽は5kt,長い矢羽は10kt,ペナントは50kt。

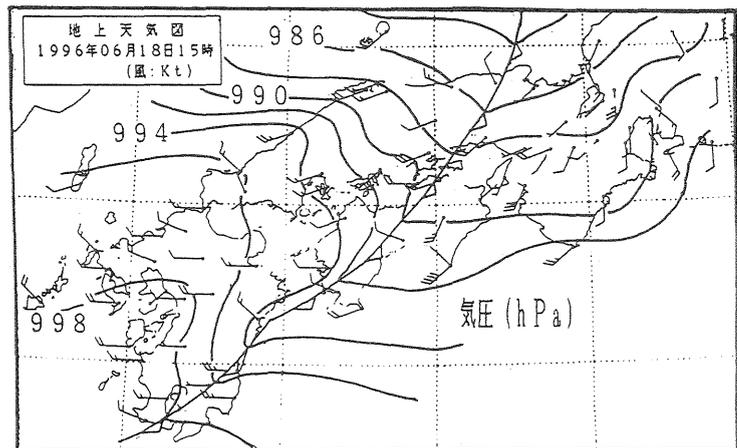


第4図 1996年6月18日0900JSTの地上気圧系と不連続線(白抜き寒冷前線マーク)及び850hPa不連続線(図中一点鎖線)。

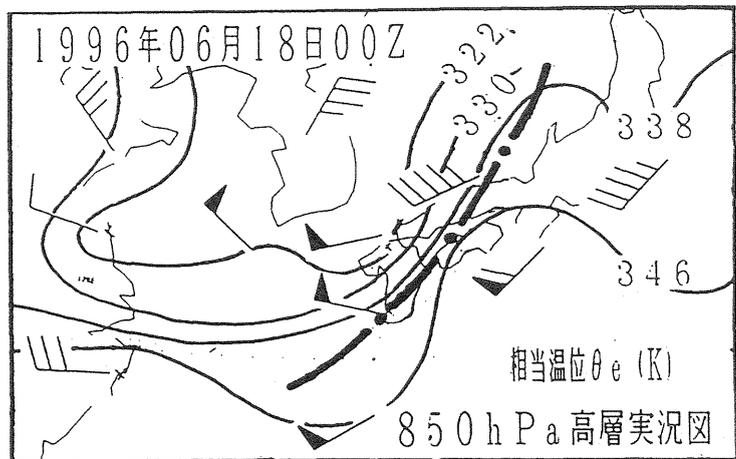
興味深い事に850hPa不連続線（第4図の一点鎖線）のほうが地上より150～200km先行している。これは通常の傾圧不安定な低気圧に伴う寒冷前線面の形状とは異なる。これは上空に寒気を持つ寒冷渦の特徴を反映している可能性がある。地上の気圧の谷が850hPa不連続面付近に対応しているが、このことも地上より上空で先行する寒気の影響の可能性がある。

不連続面の形状から考えると、不安定による下降流がおきやすい状態にある。瀬戸内海の強風が低層の鉛直移流で説明できる可能性を調べる。850hPa面と強風が吹いた時間帯における地上とで温位および相当温位の値を比較した。第6図に6月18日0900JSTの850hPa相当温位分布、第7図に1500JSTの地上の相当温位分布、第8図に同時刻の温位の地上分布を示す。これらのデータによれば、福岡の850hPaの強風域（相当温位322～330K、なお遷移層の上下の値である）と地上における強風域の相当温位(330～324K)がよく一致している。温位についても福岡の850hPaの温位(298K)も地上強風域の温位(298～300K)とほぼ一致する。風も福岡の850hPaでWSW25m/sと瀬戸大橋で観測されたWSW30m/sに比較的近い。したがって850hPa付近の強風が鉛直方向の移流効果により地上に降りてきた可能性が高い。

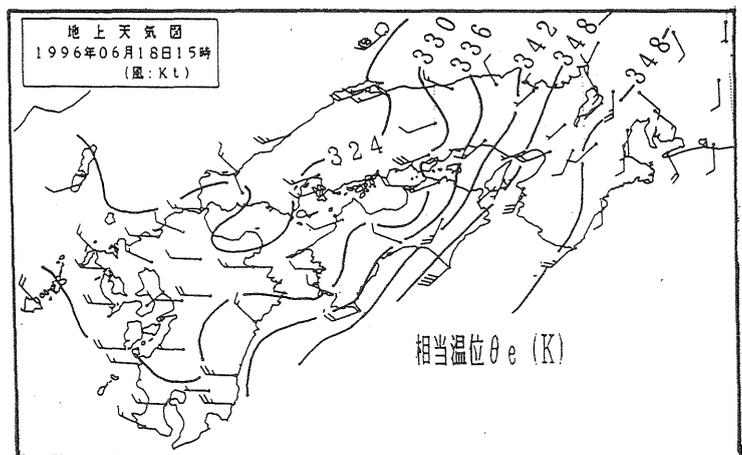
別の可能性として寒気による重力流的な振舞いについても検討した。第9図に高松の自記紙の記録を示す。不連続線の通過に伴って、気圧は上昇しているが、その変化は連続的で不連続な跳び（プレッシャージャンプ）は観測されなかった。温度、露点も共に不連続線通過後に下降していくが、不連続的な変化は見られなかった。また多度津測候所でも自記紙の記録に大きな相違は見られなかった。これらの事実からは気圧や温度の急激な変化が観測される重力流のメカニズムが働いた可能性は考えにくい。これは不連続面の形状から考えても妥当である。



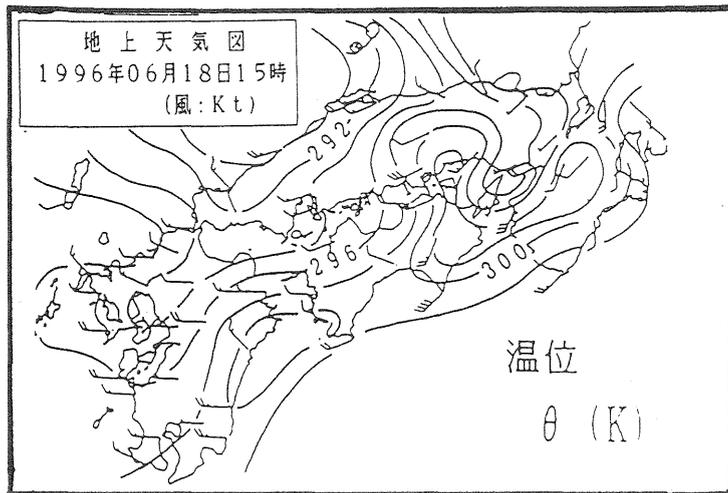
第5図 1996年6月18日1500JST地上不連続線



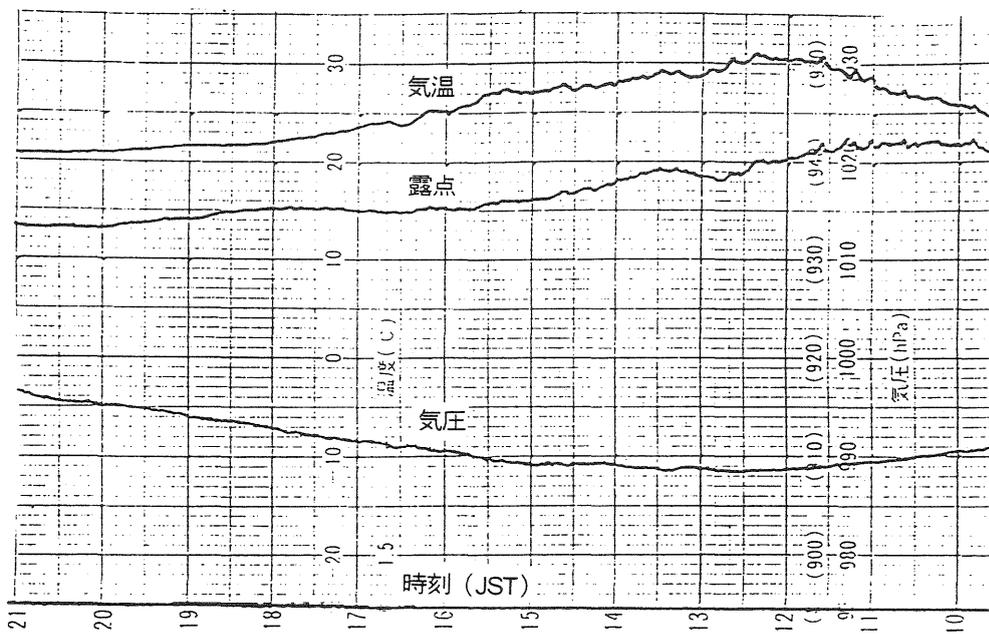
第6図 1996年6月18日0900JST850hPa相当温位分布及び不連続線。短い矢羽は5kt,長い矢羽は10kt,ペナントは50kt,图中一点鎖線は不連続線。



第7図 1996年6月18日1500JST地上相当温位分布。短い矢羽が5kt,長い矢羽が10kt。



第8図 1996年6月18日1500JST地上温位分布図



第9図 1996年6月18日高松の自記紙記録。実線上からそれぞれ気温、露点、気圧を示す。

4. おわりに

本事例では寒冷渦に伴う強風の原因として変圧風よりむしろ鉛直移流効果で大部分説明できそうである。また本事例の不連続面は地上より850hPaの方が150~200km先行していた。寒気の重力流的な振舞いについても検討したが自記紙にその特徴は現れなかった。不連続面の形状を考へても重力流の可能性は低いようである。今後は更に多くの事例について調査・研究を行い、同時にそのメカニズムについて考察を進めていきたい。

参考文献

Bluestein., 1992: Synoptic - Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Oxford University Press, Oxford, 173-175

松下敏裕, 西村和高, 布裕喜, 武市智, 1996: 平成8年6月18日香川県の暴風について、平成8年度大阪管区府県気象研究会誌、384-385

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