

## 近畿地方の広域海風に関する数値実験\*

伊藤久徳\*\*

### 要 旨

紀伊水道沖から大阪平野・播磨平野へ吹く近畿地方の広域海風を理解する目的で数値実験を行った。モデルは東西、南北おのおの 310 km をカバーし、四国東部と日本海、伊勢湾を含んでいる。この地形を様々に変えることによって、広域海風に対してどの地形がどのような役割を果たしているかを明らかにした。その結果、次のようなメカニズムで広域海風が形成・強化されていることが分かった。まず日本海からの風系と瀬戸内海(大阪湾・播磨灘)からの風系が近畿の中央部で合流することによって、この循環系の強度、スケールがともに大きくなり、広域海風が形成される。紀伊水道の高圧部は、局地的な海風に対する紀伊山地と剣山地の「障壁効果」で、山のない場合より高くなる。一方、広域海風の下流は「障壁効果」のない大阪平野、播磨平野なので、気圧傾度は増加する。このため広域海風は強化される。また紀伊山地・剣山地からの山風も広域海風と同風向に吹くので、広域海風は見かけ上強く見えることになる。

### 1. はじめに

近畿地方では紀伊水道沖から大阪湾・播磨灘を經由して近畿地方内陸部へと、広域海風(大洋風)が吹くことが知られている(例えば、佐藤, 1982; 伊藤・川添, 1983; Mizuma, 1985; 水間, 私信<sup>\*1</sup>)。第1図は広域海風が発達したときの AMeDAS での17時の風を示している。徳島から香川にかけて、また淡路島や和歌山から大阪にかけて、海岸線の走向に対応しない風向になっており、全体として紀伊水道沖から近畿地方内陸部へ向かっていることが分かる。広域海風の特徴としては、南で早く吹き始め、大阪湾周辺では15~16時頃から22~23時頃まで卓越すること、風速は局地的な海風と同程度、またはより大きいものであること等が挙げられる。またその結果、紀伊半島西岸では地表風の日変化ホドグラフが反時計回り回転を示すことも知られている。上層観測の例は泉南地方に限られているが、広域海風層の風向は高さによらずほぼ一定で、その厚さも 1000 m 以上というかなり厚いものであるという特徴が報告されている。

Itoh and Sugimura (1989) は紀伊水道周辺の地形を模して、南に大洋を持つ四角い湾・平坦な陸地という単純な地形のもとで数値実験を行った。ここでは、湾の東岸と西岸との顕著な差異、大洋風が大きな水平スケールと深い厚さを持つ理由等が明らかにされた。

しかしながら彼らの数値実験での大洋風(広域海風)はいくつかの点で実際とは異なっていた。まず第一に広域海風の風速が弱いことである。その厚さも一応は 1000 m 程度となっているが、局地的な海陸風の影響を強く受け、高さ方向の風向変化は小さくない。さらに大洋風の卓越する時間も実測よりかなり短い。

これらの違いは彼らのモデルの地形が単純なことに原因が求められそうである。まず海陸分布の違い、とりわけ実際には北に日本海があるという違いがある。近畿中央部<sup>\*2</sup>では瀬戸内海(大阪湾・播磨灘)からの風系と日本海からの風系が合流する可能性があり、その場合収束が強くなり、これらの風系の風速を強めると考えられるからである(Pielke, 1974; Abe and Yoshida, 1982)。山の影響も大きいかも知れない。山谷風が海陸風と重合すると、局地風の規模が大きくなり、風速も強くなることが知られているからである(Mahrer

\* Numerical Experiments on the Extended Sea Breeze in the Kinki District.

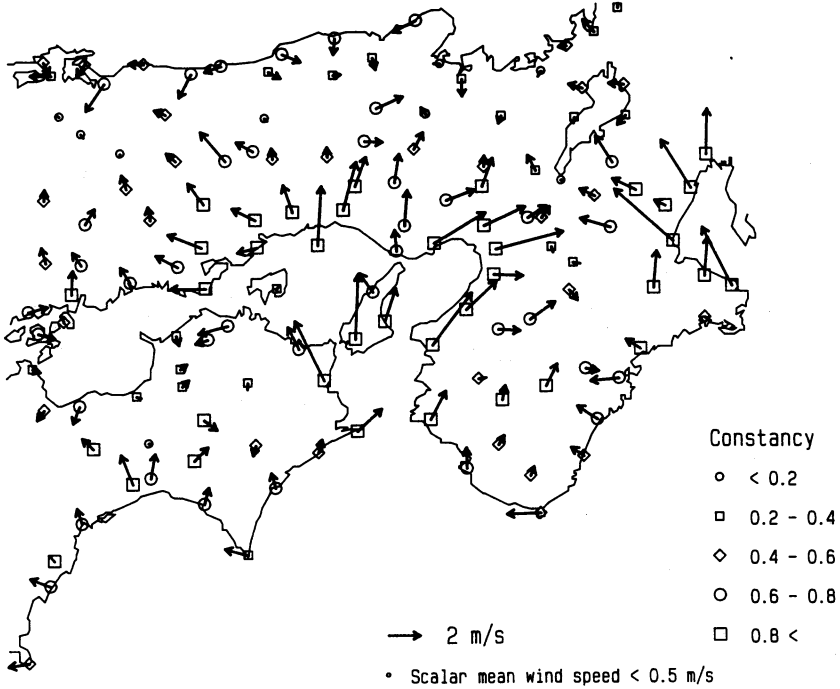
\*\* Hisanori Itoh, 和歌山大学教育学部。

—1994年6月6日受領—

—1994年10月11日受理—

\*1 1994年日本気象学会春季大会にて一部発表、「紀伊水道、大阪湾、播磨灘、燧灘とその周辺陸域の海陸風」

\*2 本論文での近畿中央部は瀬戸内海(大阪湾・播磨灘)と日本海間の中央部を指す。



第1図 1989年と1990年で広域海風が吹いたとみられる日(計50日)の17時における AMeDAS の平均風ベクトル(水間, 私信による). 風速のスケールは図の下に示されている. 広域海風日の定義は, 熊取で午前には大阪湾からの風(北西系の風), 午後には紀伊水道からの風(南西系の風)が現れ, かつ岡上で播磨灘からの海風が吹いた日としている. またコンスタンシーとは, ベクトル平均風速をスカラー平均風速で割ったものである.

and Pielke, 1977 ; Ookouchi *et al.*, 1978 ; Asai and Mitsumoto, 1978 ; Kikuchi *et al.*, 1981).

本研究の第一の目的は現実的な地形のもとで, 現実的な広域海風をシミュレートすることにある. 現実的な地形といっても, 広域海風に影響を与えそうなものは多くある. すなわち日本海や近畿中央部の山地(兵庫県中央部の山塊から中国山地にかけての山地. 以下, 「近畿中央山地」と呼ぶ), 紀伊山地, 剣山地(四国山地)等々である. これらのうちどれがどのように貢献しているかを突き止めることが次の目的である.

2. モデル

基本方程式は, 鉛直座標  $z^*$  のブシネスク静力学平衡系である.  $z^*$  座標とは地形に従って変形された高度座標系で,

$$z^* = \frac{z - z_G}{D}, \quad D = \frac{z_T - z_G}{z_T}$$

と定義する. ここで  $z$  は高度,  $z_G$  は地表面高度,  $z_T$

はモデル上端の高度を表す.

この方程式系における運動方程式と熱力学方程式は

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(Du) &= -\frac{\partial}{\partial x}(Du^2) - \frac{\partial}{\partial y}(Dvu) - \frac{\partial}{\partial z^*}(Dw^*u) \\ &+ fDv - D\Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + gD \frac{\theta'}{\Theta} (1 - \frac{z^*}{z_T}) \frac{\partial z_G}{\partial x} \\ &+ \frac{\partial}{\partial x}(DK_H \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(DK_H \frac{\partial u}{\partial y}) \\ &+ \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial z^*}(K_V \frac{\partial u}{\partial z^*}), \end{aligned} \tag{1}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(Dv) &= -\frac{\partial}{\partial x}(Duv) - \frac{\partial}{\partial y}(Dv^2) - \frac{\partial}{\partial z^*}(Dw^*v) \\ &- fDu - D\Theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + gD \frac{\theta'}{\Theta} (1 - \frac{z^*}{z_T}) \frac{\partial z_G}{\partial y} \\ &+ \frac{\partial}{\partial x}(DK_H \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(DK_H \frac{\partial v}{\partial y}) \\ &+ \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial z^*}(K_V \frac{\partial v}{\partial z^*}), \end{aligned} \tag{2}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(D\theta') &= -\frac{\partial}{\partial x}(Du\theta') - \frac{\partial}{\partial y}(Dv\theta') \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial z^*}(Dw^*\theta') - \Gamma(\theta - \bar{\theta}) + \frac{\partial}{\partial x}(DK_H \frac{\partial \theta'}{\partial x}) \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial y}(DK_H \frac{\partial \theta'}{\partial y}) + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial z^*}(K_V \frac{\partial \theta'}{\partial z^*}) \end{aligned} \quad (3)$$

となる。静力学方程式と連続の式は

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = gD \frac{\theta'}{\Theta^2}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(Du) + \frac{\partial}{\partial y}(Dv) + \frac{\partial}{\partial z^*}(Dw^*) = 0 \quad (5)$$

と書ける。ここで  $x, y, t$  はそれぞれ東, 北, 時間を示し,  $u, v, \theta$  は東向きの風速, 北向きの風速, 温位である。また  $w^*, \pi$  はそれぞれ鉛直  $z^*$  速度, エクスター関数で,

$$w^* = \frac{dz^*}{dt}, \quad \pi = C_a \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa$$

と定義されている。このうち温位とエクスター関数は次のように表現し直す。

$$\theta = \Theta + \theta', \quad \pi = \Pi(z) + \pi'$$

その他,  $f$  はコリオリ・パラメータ,  $g$  は重力加速度,  $C_a$  は空気の定圧比熱,  $K_H$  は水平拡散係数,  $K_V$  は鉛直拡散係数,  $\Gamma$  はニュートン冷却率,  $\kappa$  は  $R/C_a$ ,  $R$  は空気の気体定数である。

初期条件は静止大気で,  $\theta = \bar{\theta}(z) = T_s + Sz$  とする。また上下の境界条件は  $z^* = 0$  で,

$$u, v, w^* = 0,$$

$z^* = z_T$  で,

$$u, v = 0, \quad \theta' = \bar{\theta}(z_T) - \Theta, \quad \pi' = 0$$

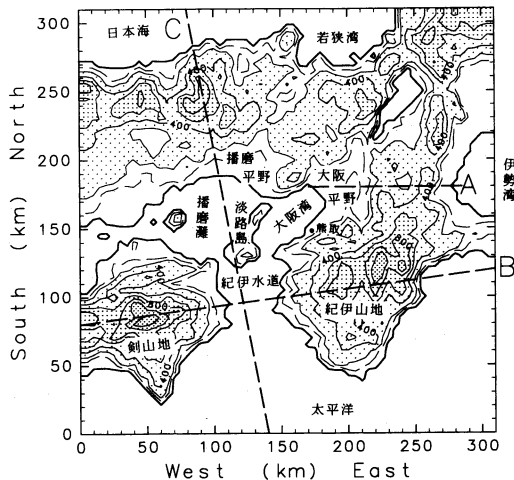
とする。横の境界条件は

$$\frac{\partial v_n}{\partial n} = 0, \quad v_t = 0$$

とする。ただし,  $v_n$  は境界に直交する風速成分,  $v_t$  は接線方向の風速成分を表す。

海面温度は一定 ( $T_s$ ) と仮定するのに対し, 陸温は地表での熱バランス方程式と地中での熱伝導方程式を用いて予報される。陸温(地表面温度, 地中温度),  $K_V$  の方程式は Ookouchi and Wakata (1984) とまったく同じである。  $K_H$  に関しては Kikuchi *et al.* (1981) を参照されたい。

モデルの水平格子は格子間隔 5 km のスタッガード格子である。鉛直格子は 20 層で, 下から 0, 10, 50, 100 m ととり, そこからは 200 m 間隔で 1700 m まで, さらに 300 m 間隔で 3200 m まで上がり, 最後は 400 m 間



第2図 数値実験に用いられたモデル地形。等高線は 200 m 毎で, 200 m 以上に薄い陰影, 600 m 以上に中程度の陰影, 1000 m 以上に濃い陰影をつけている。破線は 100 m の等高線である。太破線 A は近畿の北部域と南部域の境界, B は第 10 図・第 11 図の断面, C は第 12 図の断面を示す。

隔で 4400 m で終わる。移流項の差分は変形上流差分 (Soong and Ogura, 1973), その他の空間差分は通常のものを用いている。また時間差分は拡散項を除いてリーブフログ法を用い, 8 ステップ毎に前方差分を入れている。水平拡散項は前進差分, 鉛直拡散項は後方インプリシット法を使っている。時間ステップは 20 秒である。地方時の 6 時から積分を始め, 2 日目の 24 時まで続けた。結果は 30 分毎に格納した。以下の解析は 2 日目の 0 時から 24 時までの間で行われる。

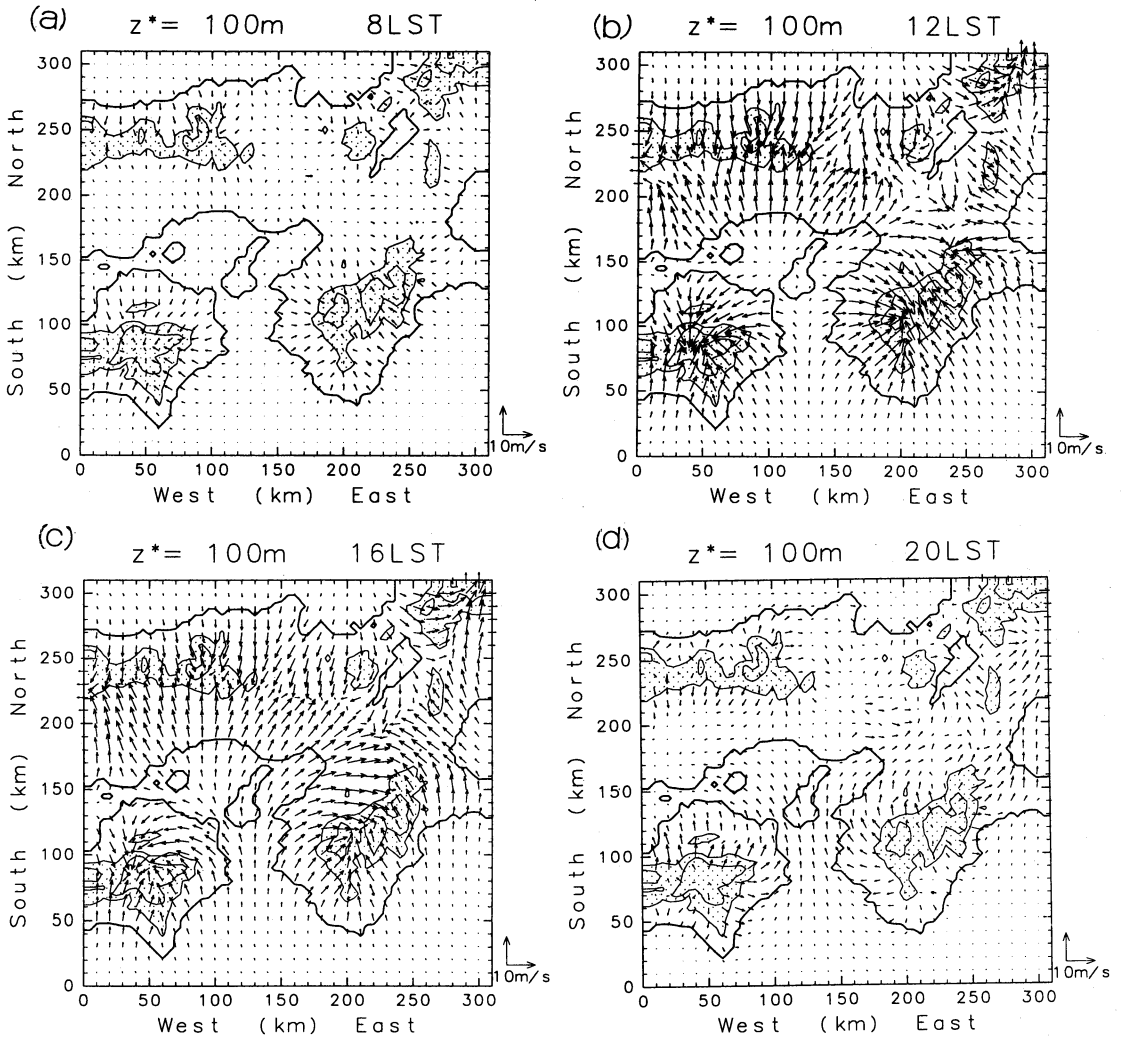
主な定数の値は以下の通りである。

$$\Theta = 305 \text{ K}, \quad T_s = 298 \text{ K}, \quad S = 0.0038 \text{ K/m.}$$

また緯度は  $34^\circ \text{N}$ , 太陽の天頂角は  $20^\circ$  で, これは 5 月 21 日または 7 月 24 日に対応する。その他は Itoh and Sugimura (1989) を参照されたい。この結果, 内陸部の平坦な場所における地表面温度はほぼ  $292 \text{ K}$  から  $318 \text{ K}$  の間で変動する。

モデルの地形が第 2 図に示されている。東西, 南北のおおの 310 km をカバーしている。

数値実験は第 1 表のように, 全部で 6 つ実行した。まず実験 A は基本の数値実験で, 第 2 図の地形を用いたものである。次の 2 つ (実験 B, C) は陸面をすべて平坦としている。実験 B は日本海をなくし, 北側に海は存在しない。実験 C は海陸分布は第 2 図のまま, 全ての陸面を平坦とした。続く 2 つ (実験 D, E) は第



第3図 実験A,  $z^*=100m$ における8時(a), 12時(b), 16時(c), 20時(d)での風の水平構造。風速のスケールは図の右下に示されている。等値線は高度500mと800mで、500m以上に陰影を付けている。

2図の海陸分布のもとで、山岳を違える実験である。すなわちそれぞれ第2図の南部域（近畿の南部および四国）と北部域（近畿の北部と中国、中部地方）を平坦とした実験である。近畿の北部・南部の境目は第2図の太破線Aで示されている。最後の実験Fは第2図の地形をもとに、さらに大阪から岡山にかけての平野部を山岳に変えている。具体的には海からの距離を  $d$  ( $d < d_0 = 50 \text{ km}$ ) とすると、高度  $h$  を

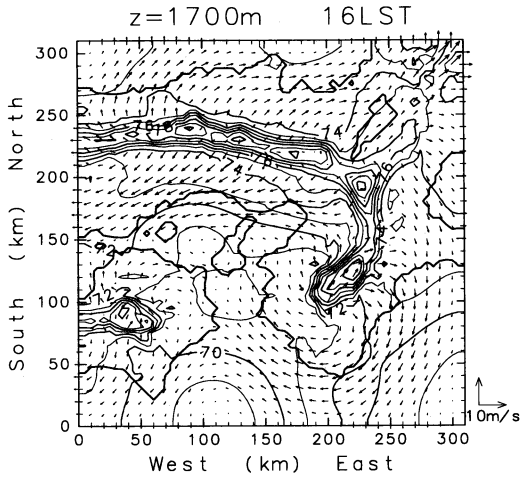
$$h = \max(400m \times \sin(\pi d / d_0), h_0)$$

とする。ここで  $h_0$  はもとの高度で、 $\max$  は括弧内の大きいほうをとるものとする。これら一連の実験に

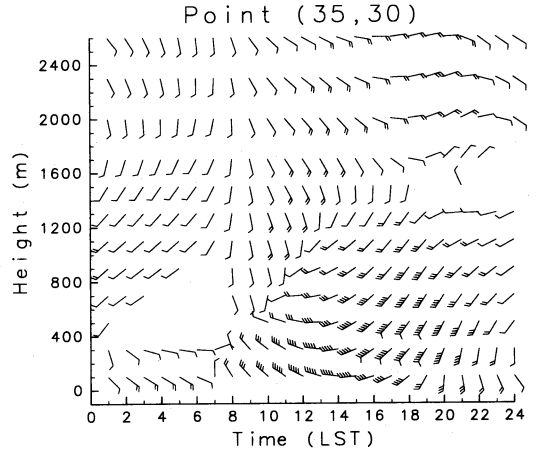
よって、広域海風に対する地形の効果を理解することができる。

### 3. 現実的な地形のもとでの数値実験の結果

この章では実験Aの結果を示す。まず風の水平構造を概括することにする。第3図は特徴的な時刻における  $z^*=100m$  での風の水平構造を示している。8時頃から海風が吹き始めるが、谷風がより早く、より強く吹いていることが見てとれる。12時には海風と谷風が一体となり、異なった海域からの風が紀伊山地から「近畿中央山地」、および剣山地で収束している。広域海風



第4図 実験Aにおける高度1700m, 16時での風(矢印)とエクスター関数(等値線)の水平構造。風速のスケールは図の右下に示され、等値線間隔は $1 \times 10^{-2} J / (kg \cdot K)$ である。



第5図 実験Aにおける格子点(170 km, 145 km)での風の高度・時間変化。風向は上向きが南風, 右向きが西風である。風速は矢羽根の一本が1m/sを表す。

表1表 本研究で行われた数値実験。

実験	海陸分布	山岳
A	現実的な地形 (第2図)	
B	日本海を陸地に	平坦
C	現実的	平坦
D	現実的	近畿の南部および四国を平坦に
E	現実的	近畿の北部および中国, 中部地方を平坦に
F	現実的	近畿の平野部を山岳に

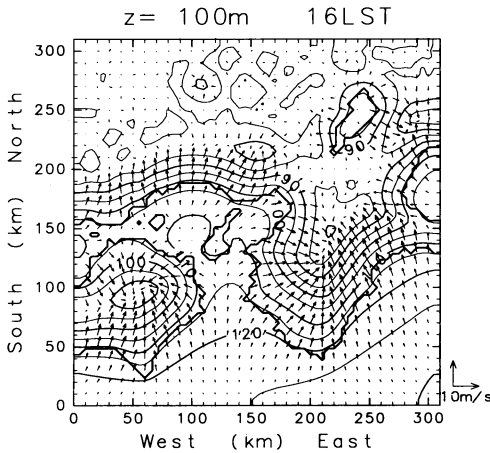
に関しては、大洋から紀伊水道へ弱く吹いているのみで、それより北ではなお局地的な風系が卓越している。14時頃より、大洋から近畿の平野部に渡る大規模な風系が形成され始める。16時になると紀伊水道上の風は強く、広域海風が大阪平野、播磨平野、讃岐平野へと連なっているのが分かる。20時になると、播磨平野へ吹く風はほぼ止んでいるが、紀伊水道から大阪平野にかけては依然として広域海風が見られる。ただこのときの基本的な風系は山風となっており、紀伊半島西岸や四国東岸では山風と広域海風が一体となっている。従って山風のない場合と比べると、これらの領域では広域海風(とみなされるもの)はより強くなっているであろう。山風はこの時刻に最も強く、0時以降にはかなり弱くなってしまふ(図省略)。山風(斜面下降風)が夜の早い時刻に最も強くなるという事実およびその理由は Mannouji (1982) に詳しい。

第4図は、陸上の高圧部がほぼ最強となる高度1700

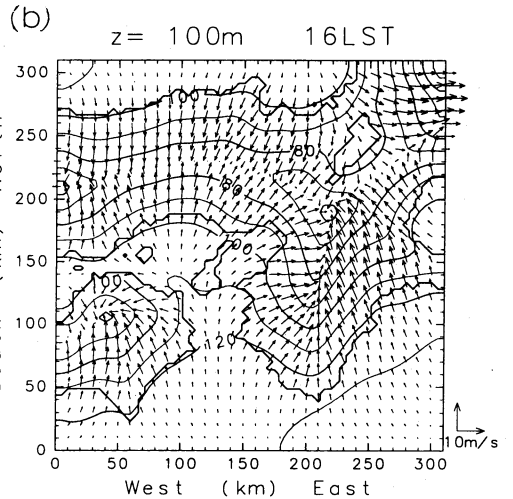
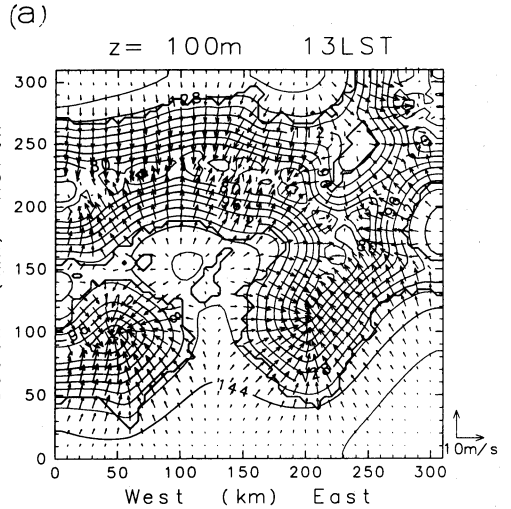
mでの風とエクスター関数の水平構造を示している。この程度の高度が昼間の反流層である。紀伊山地から中国山地にかけて優勢な高圧部が形成されている。そして紀伊山地の周辺では時計回りに回る風系が発達し、広域海風層を厚くするように働いている。一方、四国には弱い高圧部が存在するのみである。従ってそれに伴う風系もほとんど目立たない。もしこの高圧部が強大であれば、周辺は時計回り回転の風が卓越し、四国の東部海域の広域海風は弱められるはずである。それゆえこの高度における非対称性(紀伊山地上の強い高圧部と剣山地上の弱い高圧部)は紀伊水道上層の広域海風にとって好都合に働いていると言える。

最後にこの数値実験結果がどの程度、実際と似ているかを考える。まず、広域海風が卓越する日の各地の AMeDAS データの解析が水間(私信, 第1図参照)によって行われているので、この結果と比べてみた。結論的に言うと紀伊水道、大阪湾、播磨灘周辺ともたいへんよく似ている。例えば、郡家(淡路島北西岸)では午前から昼過ぎにかけて北西風、午後遅くから南風成分が卓越する、播磨灘の北岸では20時には広域海風はおさまる、大阪・堺では日変化ホドグラフの回転方向がはっきりしない、神戸でのホドグラフは偏平度が小さい、山風・陸風は兵庫・岡山県側で明瞭である一方、香川県側ではほとんど見られない、等々である。

第5図は格子点(170 km, 145 km)での風の高度・時間変化である。この格子点はほぼ熊取の位置にある。



第6図 実験Bにおける  $z=100\text{ m}$ , 16時の風(矢印)とエクスター関数(等値線)の水平構造. 等値線間隔は  $5 \times 10^{-2} \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$  で, その他は第4図と同じ.



第7図 実験Cにおける  $z=100\text{ m}$  での13時(a)と16時(b)の風(矢印)とエクスター関数(等値線)の水平構造. 等値線間隔は8および  $10 \times 10^{-2} \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$  である. その他は第4図と同じ.

実測と同様, 16時から22時にかけて広域海風とみなされる風系が卓越している. 風向も高さ1 km までほぼ一定である. また風速も高度100 m で3~4 m/s, より上空では6 m/s とかなり強い. 広域海風層の上に反流層が見えないなどいくつかの違いもあるが, 全体として Mizuma (1985) の結果とよく似ていると言える.

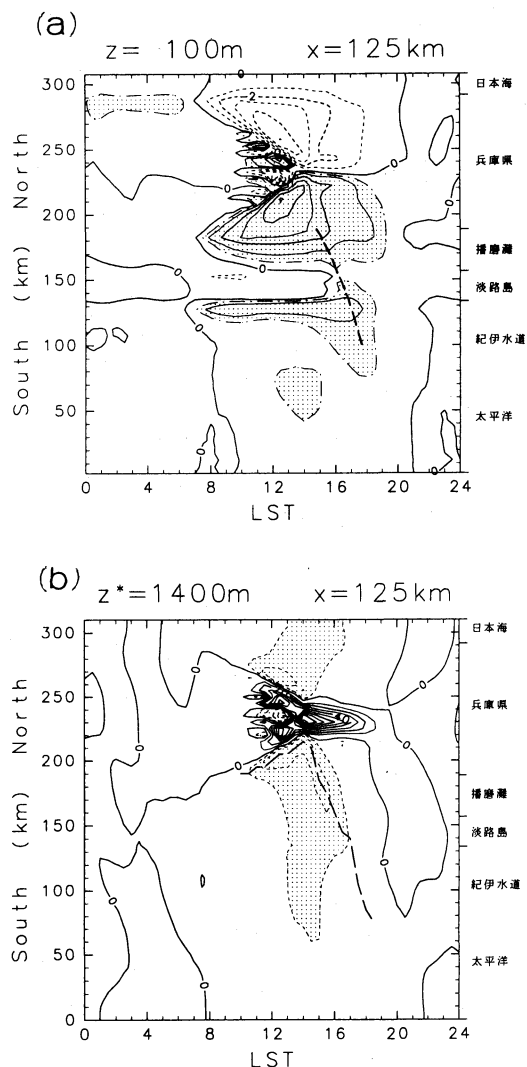
以上より, 所期の目的である現実的な広域海風はほぼ再現できたと言える.

#### 4. 広域海風に影響を与えるもの

次に地形をいろいろと変えることによって, どのような地形が広域海風にとって重要なかを考える. まず日本海を陸地にし, かつ他の陸地も平坦にした実験Bの結果のうち, 16時, 高度100 m での風とエクスター関数の水平構造が第6図に示されている. 大洋から紀伊水道への風が見えるだけで, 広域海風というべきものは形成されていない.

次に実験Cの結果を見ていくことにする. 第7図はこの実験での風とエクスター関数の水平構造である. 10時頃から大洋と紀伊水道間に気圧傾度が形成され始め, 13時には弱い風がその間を吹いているのが分かる. また同じ頃に近畿の中央部で日本海からの風系と瀬戸内海(大阪湾・播磨灘)からの風系が合流する. この結果, 2つが合流した循環系は強大になる. 例えば近畿中央部における上昇流の最大は実験Bで60 cm/s程度であったのが, 実験Cでは120 cm/s程度となる.

最大の出現する高度も1400 m から1850 m へと高くなる. そして16時には広域海風が大洋から大阪湾を通過して近畿内陸部へ吹くようになる. 第6図との違いは, 近畿中央部がより低圧であることと, 陸地に局在していた気圧傾度が瀬戸内海上にも形成されていることである. 播磨灘は依然として局地的な風が卓越しているが, これも17時には広域海風に覆われる. このように実験Cでは広域海風が形成されるが, 実験Bとの違いから, 近畿中央部の瀬戸内海, 日本海両風系の収束が広域海風の形成にとって決定的であることが分



第8図 実験C,  $x=125\text{ km}$  における  $z=100\text{ m}$  での気圧傾度 ( $-\Theta(\partial\pi/\partial y)$ ) の南北・時間変化 (a) と,  $z=1400\text{ m}$  での鉛直流の南北・時間変化 (b). 実線は正值, 破線は負値を示す. (a) における等値線間隔は  $1\text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{km})$  である. ただし  $0.5\text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{km})$  を一点鎖線で示し, それより大きいところに陰影を付けている. 太破線は北向きの気圧傾度の南への伝播の様子を主観的に示したものである. (b) における等値線間隔は正值が  $10\text{ cm/s}$ , 負値が  $5\text{ cm/s}$  で,  $-5\text{ cm/s}$  より小さいところに陰影を付けている. また太破線は各時刻における下降流最大の位置を結んだものである.

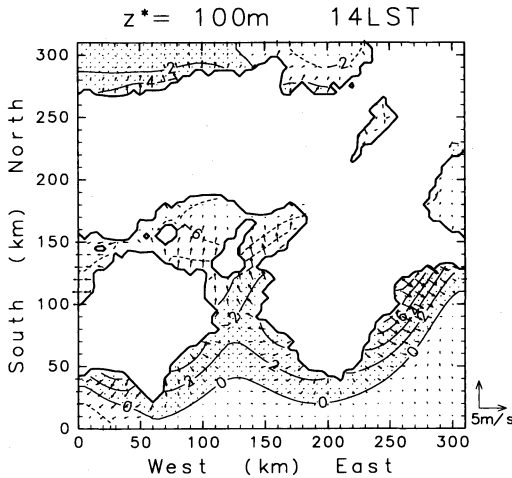
かる\*3.

広域海風の形成過程は第8図より次のように理解できる. 第8図aは  $x=125\text{ km}$  での気圧傾度の南北・時間変化を示している. この位置は紀伊水道から淡路島を通して, 播磨灘, 兵庫県へとつながっている (第2図参照). まず和歌山県と徳島県における海風の逆方向への影響によって (Itoh and Sugimura, 1989), 紀伊水道は大洋より低圧部となる. 紀伊水道は狭いので, このことは早い時刻に達成され, その後14時頃に気圧傾度は最大となる (第8図aの  $y=50\text{--}80\text{ km}$ ). 従ってまず, 大洋-紀伊水道間の風が吹くことになる.

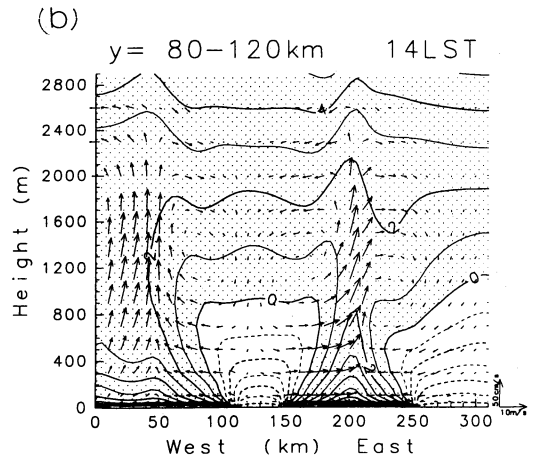
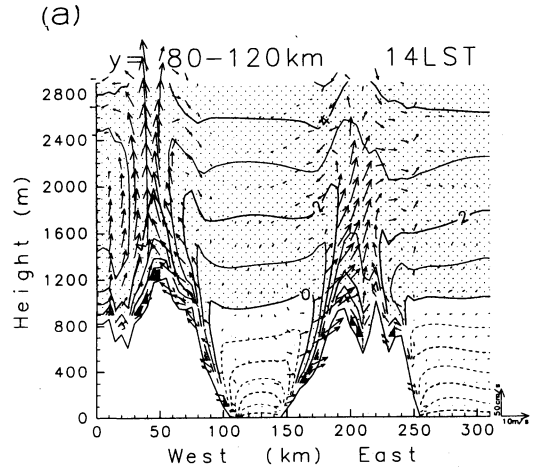
次により北での気圧傾度の形成過程を考察する. 瀬戸内海と日本海の風系が合流する前頃 (13時前頃) から, 比較的強い北向きの気圧傾度の領域が南へ伝播しているように見える. 実験Bとの差をとると伝播はより明瞭で, 位相速度約  $9\text{ m/s}$  と見積られる (図省略). そして15時には淡路島周辺を含め, 全域で北向きの気圧傾度となる. この気圧傾度の南への伝播の理由を明らかにするため, 第8図bを描いた. これは高度  $1400\text{ m}$  での鉛直流の南北・時間変化を示している. 下降流最大の場所は14時頃より南へ移動しているが, これは気圧傾度と同じ伝播速度を持っている. 下降流は高温位面を引き下ろし, 地表近くの気圧を低くする. これが北から順に生じることによって, 北向きの気圧傾度が南へ伝播していくものと解釈できる. これに対して実験Bにおける下降流最大は海風前線とともに基本的に北へ移っていくのみである. 要するに実験Cでは, 2つの風系の合流によって, 循環系が強大になるとともに, スケールも急速に増大する. その結果, 広域海風が形成されるということである. ただしこの  $9\text{ m/s}$  という速い位相速度の理由はよく分からない. 今後の重要な課題であろう.

このように広域海風のシミュレーションは日本海を入れるだけでかなり改善されるが, いくつかの点で第7図は第3図とは異なっている. まず全体に広域海風の風速が弱いことである. また南風に移る位相も特に播磨灘の南部付近で遅れている. 格子点 ( $170\text{ km}, 145\text{ km}$ ) での風の高度・時間変化を描いても, 実測とは第5図以上に異なっている (図省略).

\*3 たとえ日本海がなくとも, 近畿中央部に山岳があれば, そこで熱的低気圧が形成され, 同様の結果が得られるかも知れない. ただ後に見るように, 「近畿中央山地」は広域海風の阻害要因としても働くことから, このことはこれ以上追及しないこととする.



第9図 実験Aから実験Cの結果を引いた  $z^*=100\text{m}$  における14時での風(矢印)とエクスポネンツ関数(等値線)の水平構造。両モデルで海拔高度が同じ格子点上でのみ表示している。等値線間隔は  $2.0 \times 10^{-2} J / (kg \cdot K)$  で、正のところに陰影を付けている。その他は第4図と同じ。



第10図 実験A(a)とC(b)の14時における第2図直線B上での水平風・鉛直流と温位( $\theta$ )の鉛直断面図。横軸は直線Bを東西方向に射影した距離で描かれている。水平風はBの方向の成分で、そのスケールは、鉛直流のスケールとともに、図の右下に描かれている。温位の等値線間隔は  $1K$  で、正の値には陰影を付けている。

これらの違いを考慮するため、第9図を描いた。これは  $z^*=100\text{m}$  での風とエクスポネンツ関数を実験Aと実験Cの差で表している。高度が異なると差に意味がなくなるので、両者の高度が同じ場所でのみ描いている。以下、この図やこれに類似した図(2つの実験の差をとった図)に基づく説明では、風や気圧傾度という言葉はすべて両者の差の意味で使うので注意されたい。

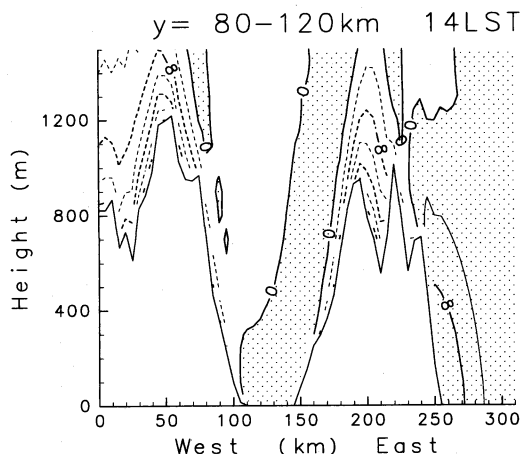
12時を過ぎたあたりから違いが大きくなり、14時には一般に陸から海への気圧傾度があり、それに伴って風も陸から海へ向かっている。すなわち実験AのほうがCより海風が弱い。気圧傾度が特に大きいのは紀伊半島南東部で、ここに隣接した陸地は地形の傾度も大きいところである。逆に隣接地形が平野である伊勢湾や大阪湾、播磨灘ではそのような現象は見えない。

広域海風に関連する気圧傾度は、紀伊水道が高圧となるため、そこから兵庫県側に向き、風もその方向に吹いている。すなわち山岳の効果は広域海風を強化するということである。同様なことが18時頃まで続く。

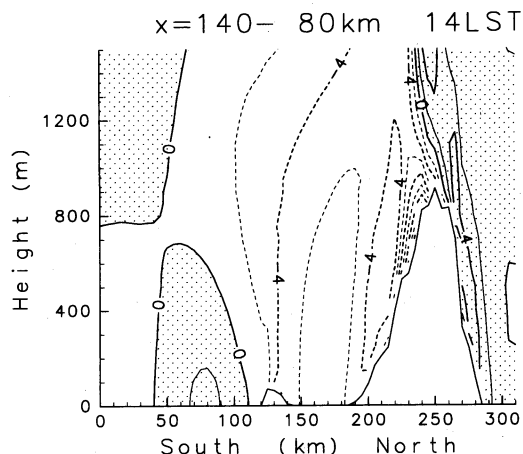
陸から海への気圧傾度(山岳の存在が海岸線付近に相対的な高圧部を形成すること)を理解するために第10図を描いた。この図は実験AとCにおける水平風・鉛直流と温位の鉛直断面図である。実験Cでは下降流がごく下層まで顕著で、それに伴って上空の高温位面

が下まで降りてきている。一方、実験Aでは下降流は山岳より下では顕著でなく、下層は相対的に低温位である。また斜面の上昇流に伴って低温位面が上空へ引き延ばされている。従って実験AとCの差をとると、地表近くの気圧は紀伊水道や山の斜面が他の場所より相対的に高くなると予想される。第11図がその結果を示している。紀伊山地両側の高圧部が剣山地のそれより強く、少し非対称ではあるが、両山地の斜面および紀伊水道は確かに高圧部となっている。





第11図 実験Aから実験Cの結果を引いた第2図直線B上での14時のエクスマン関数の鉛直断面図。等値線間隔は $4 \times 10^{-2} J / (kg \cdot K)$ で、正の値には陰影を付けている。



第12図 第2図直線C上の14時であることを除いて、第11図と同じ。等値線間隔は $2.0 \times 10^{-2} J / (kg \cdot K)$ で、正のところに陰影を付けている。

山岳を導入すると、午後に局地的な海風が山岳のない場合より弱くなることは Kondo (1990b) らによって指摘されている。また Ookouchi *et al.* (1978) には第10図aに類似した図が示されている。本論文の結果は彼らの結果と一致している。

上のメカニズムは海風に対する山岳の障壁効果として理解できるかも知れない。ここで障壁効果とは、山岳の存在によって、午後に海風が弱くなり、山岳の斜面や麓が山のない場合に比べて相対的に低温位、高压になることを意味している。すなわち、海岸に山がせまっている場所で海風が生じると、冷気が山を昇る。午後になって山岳表面から供給される熱量が小さくなってくると、断熱冷却がまさることになる。このため山がない場合より、山の斜面上は低温位、高压になると考えられる。従って気圧傾度が小さくなる分、海風は山がない場合より弱まるであろう。この結果、下層での海風の補償下降流が弱まり、これによって沿岸域の高温位化が抑制され、山がない場合よりも低温位、高压になるというわけである。午前中は山岳表面からの顕熱による加熱に比べて上昇流による断熱冷却は小さいので、障壁効果は現れないと考えられる。

第12図は第2図直線C上の鉛直断面におけるエクスマン関数を実験AとCの差として描いたものである。この断面は紀伊水道と「近畿中央山地」の高度の高いところを結んだものである。紀伊水道は障壁効果によって高压部、播磨平野は障壁効果がなく低压部と

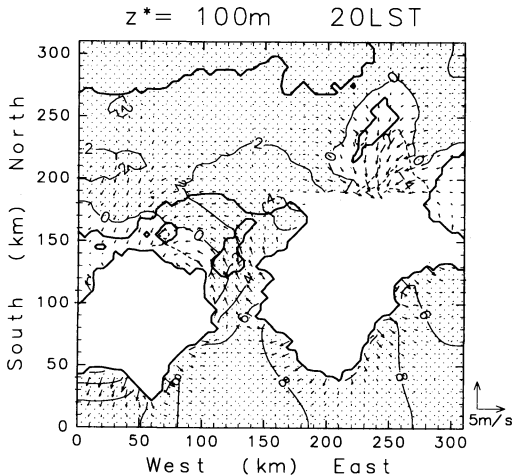
なっている。従って紀伊水道から播磨平野へは気圧傾度が大きくなり、広域海風を強化していると考えられる。

南部の山地（紀伊山地・剣山地）と北部の山地の相対的な重要性を明確にするため、それぞれを平坦にした実験を行った（実験DとE）。

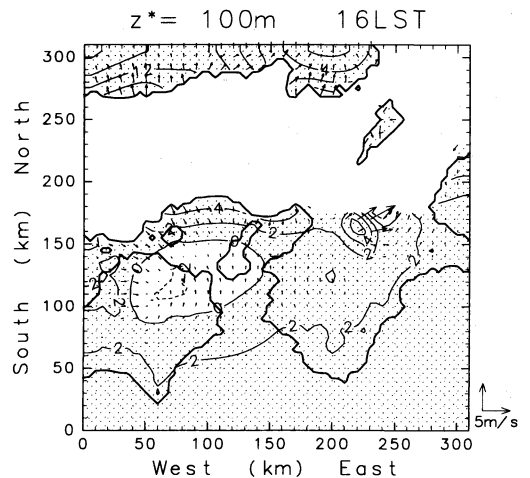
南部の山地を削ると広域海風を弱めることが容易に予想される。実際、昼間の結果を見ると、このことが明らかである（図省略）。また20時の風も弱く、広域海風は長く持続しない（第13図）。これは昼間の広域海風が弱いことの結果と解釈できるかも知れない。ただ同時に、紀伊水道から淡路島にかけては20時頃に差が最大となっており、南部域で山風がなくなったことも原因のひとつと考えられる。

北部の山地を削るとどうなるかを予測するのは容易ではない。なぜなら、山地は近畿中央部での収束を強めていると考えられるので、これを削ると広域海風が弱くなると予測される一方、山風がなくなるので広域海風に好都合とも考えられるからである。16時の結果を見ると（第14図）、もはやこの時刻で播磨灘まで高压部が張り出している。一方、広域海風の強化の程度はほとんど無視できるほどである。従って日本海が存在するという前提のもとでは、「近畿中央山地」は広域海風にとって阻害要因である。

最後に近畿の平野を山地に置き換えた実験Fの結果を示そう。大阪湾・播磨灘における実験Aとの違いは



第13図 20時において実験Aから実験Dの結果を引いたのを除いて、第9図と同じ。



第14図 16時において実験Aから実験Eの結果を引いたのを除いて、第9図と同じ。

16時から19時にかけて顕著である。その時間帯には、大阪湾・播磨灘の北部に（差としての）低圧部が現れ、広域海風は弱められている（図省略）。この結果から、広域海風の下流が平野であり、障壁効果のないことが重要と分かる。

### 5. まとめ

紀伊水道沖から大阪平野・播磨平野へ吹く近畿地方の広域海風を理解する目的で、様々な地形のもとで数値実験を行った。

まず陸地をすべて平坦としたモデル地形のもとで、日本海のある場合とない場合との比較から、日本海から近畿中央部に向かう風系が広域海風に重要であることが明らかにされた。すなわちこの風系が瀬戸内海（大阪湾・播磨灘）からの風系と合流することで、近畿中央部で大きな収束が起こり、より低圧となる。両者があまった循環系は強度、スケールともに大きくなり、紀伊水道から近畿の内陸部にかけての気圧傾度が大きくなって、広域海風が形成される。

次に山地を現実的に置いたり、ある領域の山地を削ったりすることによって、各領域の山地の広域海風に果たす役割を考察した。その結果、紀伊山地と剣山地は広域海風を強化する働きを持つことが分かった。その主要なメカニズムは海風に対する山岳の障壁効果というキーワードで説明できる。ここで障壁効果とは、山岳の存在によって、午後に海風が弱くなり、山岳の斜面や麓が相対的に低温位、高圧になることを指して

いる。このため山地が海岸線に迫っている紀伊半島や四国では、山のない場合に比べ、紀伊水道も含めて海岸部が高圧になる。一方、広域海風の下流は大阪平野、播磨平野といった平野なので、障壁効果はなく、気圧は高くはならない。従って紀伊水道と大阪平野・播磨平野の間は気圧傾度が大きくなり、広域海風は強化される。さらに夜には紀伊山地・剣山地北麓からの山風が下層での広域海風を強化する役割を果たす。これとは逆に「近畿中央山地」は夕方から夜にかけて、広域海風を弱めるように働く。

このように近畿の広域海風にとって、日本海（強い収束による下流の低圧部の形成）と紀伊山地、剣山地（障壁効果による上流の高圧部の強化）の存在が重要である。関東地方の広域海風は、中部山岳上の熱的低気圧の存在と平野の後背部で谷が狭くなることによって起きるとされている（Kondo, 1990a; 1990b）。従って同じ広域海風とはいっても、近畿と関東とはかなり異なったメカニズムによって生じていることが分かる。

### 謝辞

本研究に際しては京都大学原子炉実験所の水間満郎氏に多くのことを教えていただくとともに、論文改訂ごとに何度も議論していただきました。また未発表の図をいただき、本論文での使用を許していただきました。厚く感謝します。また気象研究所の藤部文昭氏にも謝意を表したいと思います。氏からは「海風に対する山岳の障壁効果」について教えていただくとともに、

その他の多くの有益なコメントをいただきました。またレフェリーの方にも多くのコメントをいただいたことについて感謝します。

本研究における計算の一部は和歌山大学情報処理センターの Sun SPARCstation 10 を用いて行われた。図の作成には地球流体電脳ライブラリーを用いた。

#### 参考文献

- Abe, S., and T. Yoshida, 1982 : The effect of the width of a peninsula to the sea-breeze, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1074-1084.
- Asai, T., and S. Mitsumoto, 1978 : Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 559-570.
- 伊藤久徳, 川添俊弘, 1983 : 和歌山県における海陸風, *天気*, **30**, 151-159.
- Itoh, H., and H. Sugimura, 1989 : Numerical experiments on the interaction of ocean and bay breezes, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 411-427.
- Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano, 1981 : Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto District, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 723-738.
- Kondo, H., 1990a : A numerical experiment of the "extended sea breeze" over the Kanto Plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 419-434.
- Kondo, H., 1990b : A numerical experiment on the interaction between sea breeze and valley wind to generate the so called "extended sea breeze", *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 435-446.
- Mannouji, N., 1982 : A numerical experiment on the mountain and valley winds, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1085-1105.
- Mahrer, Y., and R. A. Pielke, 1977 : The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional model, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151-1162.
- Mizuma, M., 1985 : An observational study of land and sea breezes in the southern part of the Osaka district, *Annu. Rep. Res. Reactor. Inst., Kyoto Univ.*, **18**, 68-81.
- Ookouchi, Y., M. Uryu, and R. Sawada, 1978 : A numerical study of the effects of a mountain on the land and sea breeze, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 368-386.
- Ookouchi, Y., and Y. Wakata, 1984 : Numerical simulation for the topographical effect on the sea-land breeze in the Kyushu Island, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 864-879.
- Pielke, R. A., 1974 : A three-dimensional numerical model of the sea breeze over South Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115-139.
- 佐藤功, 1982 : 大阪府南部の海陸風について, *日本気象学会関西支部例会講演要旨集*, **25**, 5-7.
- Soong, S. T., and Y. Ogura, 1973 : A comparison between axisymmetric and slab-symmetric cumulus cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 879-893.