

京都盆地に侵入する広域海風・湖風の解析とその数値実験

祖慶 良平

(京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻)

高田・田中(1996)は、京都タワーの風をクラスター解析し6つのタイプに分類した。その中で2番目に頻度の多い京都盆地に琵琶湖からの東風が侵入してくる着目し、観測をおこなった。観測によれば、その東風の鉛直スケールが約500mで、高度約100mで約7.8m/sの風速をもっていることを示した。また、上層の一般風が北よりであることから、若狭湾からの海風が琵琶湖上の大気を高圧化し、琵琶湖と京都盆地の間の気圧差を拡大するという仮説をたてている。

本研究では、まずクラスター解析を行い、Mizuma(1996)が指摘しているような広域海風が卓越する近畿、中国、四国地方を含む広範囲な場で風系を分類した。その結果、広域場での風系は、特徴あるパターンごとに明瞭に分類され、高田・田中(1996)の結果とも整合性のある結果を得ることができた。

そこで、そのクラスターメンバーの中から高田・田中(1996)で指摘されているような京都盆地に琵琶湖から東風が侵入してくるメンバーを選び出し、数値実験をおこなった。

数値実験の結果、午後16LST頃に琵琶湖から京都盆地にむかう流れがみられその風速も1高度100mで約8m/sの風が京都盆地に侵入した。また、その高度も約500mで高田・田中(1996)の観測結果と一致した。高田・田中(1996)では東風の進入にともない温度の下降することが観測されているが、それも数値実験で再現することができた。

また、数値実験の結果から、琵琶湖から京都盆地に向かう流れは12時以降に形成されはじめ、14時頃から京都盆地に侵入し始めることがわかった。その経路は、若狭湾からの海風が琵琶湖上でその進路をほぼ90°転向し琵琶湖に侵入した。

さらに、このような東風がなぜ形成されるのかを調べるために、比較実験として、(1)琵琶湖を陸地に変えた実験と、(2)日本海を陸地に変えた実験をおこない、「琵琶湖+若狭」の低温域が京都に侵入する東風の形成にどのような役割があるのかを調べた。

その結果、東風の形成前に若狭湾からの海風が琵琶湖とともに厚さ約1kmの冷氣層をつくることが重要であることが示された。この冷氣層によって琵琶湖上から若狭湾にむかう東風は強化される。ただし、その強化の原因は、単に琵琶湖と京都盆地の気圧差が拡大することだけではなく、琵琶湖による琵琶湖上空の大気が冷却高圧化と、若狭湾からの冷温な海風の流入による琵琶湖東部の高圧化の2つの効果が合わさることにより、琵琶湖と京都盆地の気圧傾度が拡大していることがわかった。

目次

第1章	研究背景と目的	6
1.1	はじめに	6
1.2	琵琶湖から京都盆地に侵入する東風について	8
1.2.1	本研究の目的	9
第2章	近畿地方とその周辺の広域海風の分類	13
2.1	データと解析方法	13
2.2	結果	14
第3章	モデル概要と実験設定	18
3.1	モデル基本方程式	18
3.2	計算領域と計算スキーム	19
第4章	実験の結果	22
4.1	実験結果の地表風に対する再現性	22
4.2	琵琶湖とその周辺における温位・風の水平分布	23
4.3	京都盆地とその周辺における温位の鉛直構造	26
4.4	琵琶湖上大気の鉛直構造	29
4.5	琵琶湖を陸地に変えた実験	33
4.5.1	実験設定	33
4.5.2	琵琶湖とその周辺における地表付近の温位・風の水平分布	34
4.5.3	京都盆地とその周辺の温位鉛直構造	36
4.5.4	琵琶湖上の大気の鉛直構造	38
4.6	日本海を陸地に変えた実験	42
4.6.1	実験設定	42
4.6.2	琵琶湖とその周辺における地上付近の温位・風の水平分布	42
4.6.3	京都盆地とその周辺における各地点の温位鉛直構造	42
4.6.4	琵琶湖上における大気の鉛直断面図	44
4.7	各実験における京都-琵琶湖間の気圧差について	49
第5章	まとめ	50
5.1	近畿地方の広域海風の分類について	50
5.2	数値実験の結果	50
	参考文献	54

目次

1.1	海風概念図	6
1.2	近畿地方に発達する海風と広域海風の様子	7
1.3	数値実験による広域海風の再現	8
1.4	紀伊水道の高圧化の模式図	8
1.5	夏季晴天日昼間の京都盆地の風の日変化のパターン	10
1.6	クラスター化された京都盆地周辺の風系	10
1.7	京都大学屋上で観測された東風の様子	11
1.8	琵琶湖上の地上風の基本的な風系	12
2.1	クラスター解析をおこなった解析領域	13
2.2	クラスター解析に適用される重み	14
2.3	各クラスターの平均的な風の場合	15
2.4	角速度の求め方	16
2.5	各クラスターの平均的な海陸風楕円	16
2.6	平均風によって分類されたクラスター	17
3.1	モデルにおける土地利用の設定	21
3.2	モデルにおける地形の設定	21
4.1	モデル結果	22
4.2	AMeDASによる観測結果	23
4.3	地表面付近の温位・風分布を描画する領域	23
4.4	$\sigma=1.0$ における温位・風の水平分布	24
4.5	流跡線解析における各粒子の初期時刻の位置	25
4.6	流跡線図	26
4.7	温位プロファイルを描く領域	27
4.8	各地点における温位の鉛直プロファイル	28
4.9	琵琶湖上の大気鉛直構造2	30
4.10	琵琶湖上の大気鉛直構造3	31
4.11	琵琶湖上の大気鉛直構造3	32
4.12	土地利用変更の様子	33
4.13	NOLAKEにおける温位・風の水平分布	34
4.14	琵琶湖を陸地にした場合の流跡線図	35
4.15	琵琶湖を陸地に変えた場合の各地における温位の鉛直プロファイル	37
4.16	琵琶湖を陸地にした場合の大気鉛直構造1	39
4.17	琵琶湖を陸地にした場合の大気鉛直構造2	40
4.18	琵琶湖を陸地にした場合の大気鉛直構造3	41
4.19	土地利用変更の様子	42

4.20	琵琶湖を陸地に変えた場合の温位・風の水平分布	43
4.21	日本海を陸地に変えた場合の各地における温位の鉛直プロファイル . . .	44
4.22	日本海を陸地にした場合の大気鉛直構造1	46
4.23	日本海を陸地にした場合の大気鉛直構造2	47
4.24	日本海を陸地にした場合の大気鉛直構造3	48
4.25	京都と琵琶湖上の気圧を平均した領域. 領域の大きさは7grid × 7grid . .	49
4.26	各実験における琵琶湖-京都間の気圧偏差. 値は琵琶湖上の気圧から京都 の気圧をひいたもの	49
5.1	各実験における大気の大気鉛直構造	51

表 目 次

3.1	モデルの各種スキームの設定	20
4.1	土地利用変更に伴うパラメータの変化	33
5.1	各クラスタータイプの分類	50
5.2	本研究でおこなった数値実験の概要	50

第1章 研究背景と目的

1.1 はじめに

海風は、典型的な局地循環である。陸域と海域の熱容量が異なるため、陸面と同量の日射量が海面に与えられても海面の昇温量は陸面に比べて小さくなる。日の出直後は、陸面と海面の温度は小さいが、時間の経過とともに、その差は大きくなる。そして、陸面の熱量対流によって1, 2km 上空に運ばれると、陸上大気気柱は伸びることになる。その結果、図 1.1 のように気圧傾度が生じ、それに伴う海風の進入が開始される。図 1.1 は、無限に陸面と海面が広がる場合に海風が発生するメカニズムに示したもので、当値線は気圧を表す。海上の空気柱 A よりも陸上の空気柱 B は厚くなり、海上から陸地に向かって海風が侵入する。

海風の説明は通常このような2次元の線形論で地形が平らなモデルをもちいて説明されることが多い。

しかし、実際の海風は山岳や都市といった内陸部の地形におおきく影響される。例えば、栗田ほか(1998)の解析結果やKondo(1990)の解析結果によれば、関東地方では、関東平野に侵入した海風が中部山地の谷風と結合することによって、碓氷峠を越えて、長野県に侵入するような大規模な海風が形成されることが知られている。また、Yoshikado(1992)やKusaka et al(2000)は、東京湾から進入した海風が、関東地方の都市部によって停滞することを数値実験をおこなうことで示している。同様の研究は近畿地方でもおこなわれていて、Ohashi and Kida(2001)は観測と数値実験から、大阪湾からの海風が内陸部の谷風循環によって強化されるために、関東地方における都市上空での海風の停滞は起こらないこと示した。

また、近畿地方でも、Mizuma(1994)によれば、瀬戸内海とその周辺において午後 16 時ごろから発達する広域海風の存在が知られている。Mizuma(1994)は、近畿地方において 100 点の AMeDAS(The Automated Meteorological Data Acquisition System) 観測点データを解析することにより、近畿地方の海風と広域海風の動態を解析した。その結

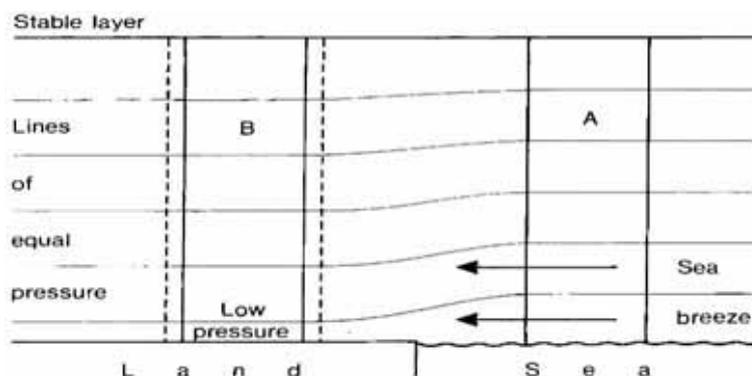


図 1.1: simpson(1997):GRAVITY CURRENTS 2nd edit より

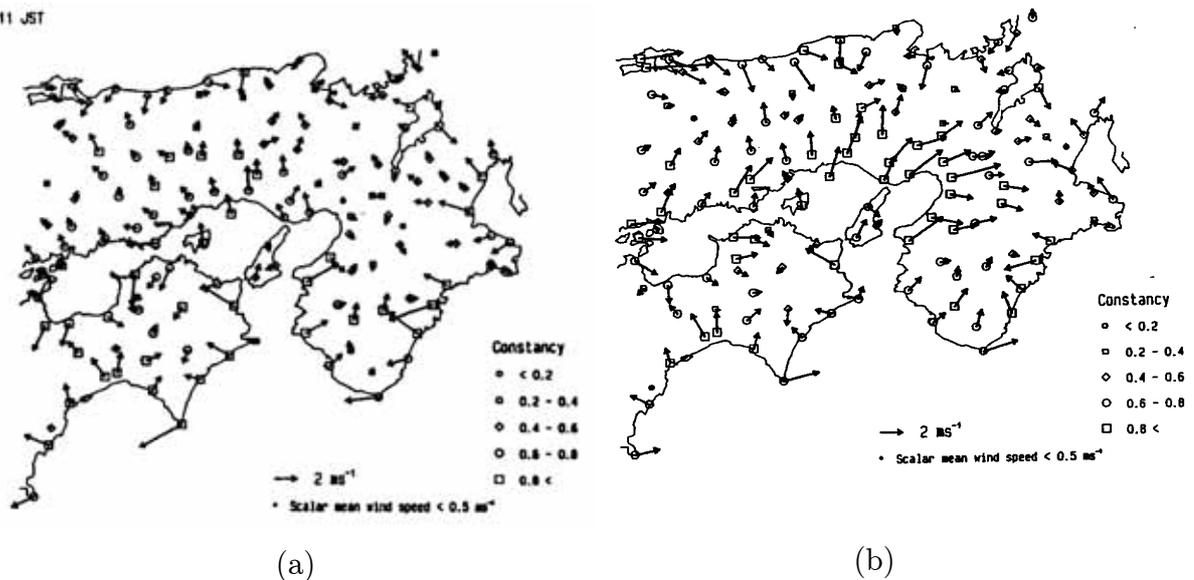


図 1.2: 近畿地方に発達する海風と広域海風の様子. 矢印は風ベクトル. 図表右下の Constancy は風のベクトル平均の大きさをスカラー平均の大きさで割った量で定義したもので, 風のまとまり具合をあらわす. コンスタンシー 1.0 はすべての風向が一致することを示す.

(a): 12時 (b):16時

果を図 1.2 に示す. 図 1.2 は, 各 AMeDAS 観測点と測候所で観測された風データを見た目で分類して, 最も頻度の多い近畿地方, 中国・四国地方を含む広域の風系を図示したものである. (a) が 12 時のもので, (b) が 16 時のものである.

ここで, 海風とは, 9 時頃から谷風循環と同時に発達する領域的な鉛直循環のことである. 図 1.2:(a) によれば, 瀬戸内の海岸部から内陸部に向かう風系や日本海から内陸部に向かう風系が, 領域的に発達している様子がわかる.

対して, 広域海風とは, 紀伊水道から瀬戸内海を抜け大阪平野や中国地方南部全体に広がる広域的な海風である. 図 1.2(b) によると, 紀伊水道から瀬戸内海を通じて内陸部に進入する大規模な風系が形成されている. これが Mizuma(1994) の言う広域海風である. また, この広域海風は 13 時から 15 時にかけて形成され, 夜間遅く (18LST から 19LST ごろ) まで持続することが Mizuma(1994) では指摘されている.

そして, これに関連する研究として, 伊藤 (1995) は数値実験をおこない近畿地方に卓越する広域海風を再現した. 図 1.3 はその結果で, $z=100\text{m}$, 16 時の広域海風が再現されている.

また, 伊藤 (1995) は, 現実的な標高を用いた実験と標高を平らにした実験を行い比較することにより, その形成に紀伊山地や剣山山地の地形効果が重要であることを示した. 図 1.4 は, 14LST における剣山山地から紀伊水道を介して紀伊山地までを鉛直に切り取った断面図である. 左図が, 実際の地形で数値実験をおこなったもので, 右図は標高を平坦にして実験したものである. 両山地がある場合は, 山岳斜面の斜面上昇流が発達し斜面上を低温位な空気が上昇する. また, 紀伊水道の下層で下降流が弱くなる. 対して, 両山地が存在しない場合は, 下降流は紀伊水道の下層まで下降し, 上空の高温位の空気が下層に運ばれ紀伊水道を高温化する. すなわち, 紀伊水道の下層と両山地の斜面は, 両山地が存在する場合の方が, それらが存在しない場合よりも低温位・高圧になる. そして, 高温位, 低圧な内陸部に向かって広域海風が吹く. これが, 伊藤 (1995) で述べられている広域海風発生のメカニズムである.

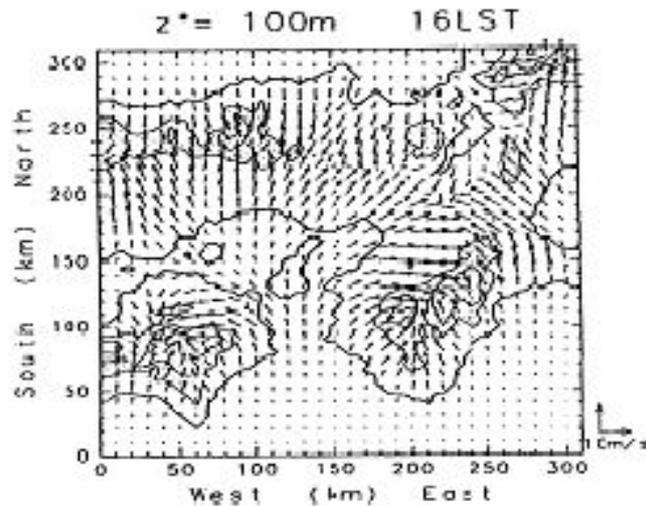


図 1.3: 数値実験による広域海風の再現. $z=100\text{m}$, 16 時の風ベクトルの分布図

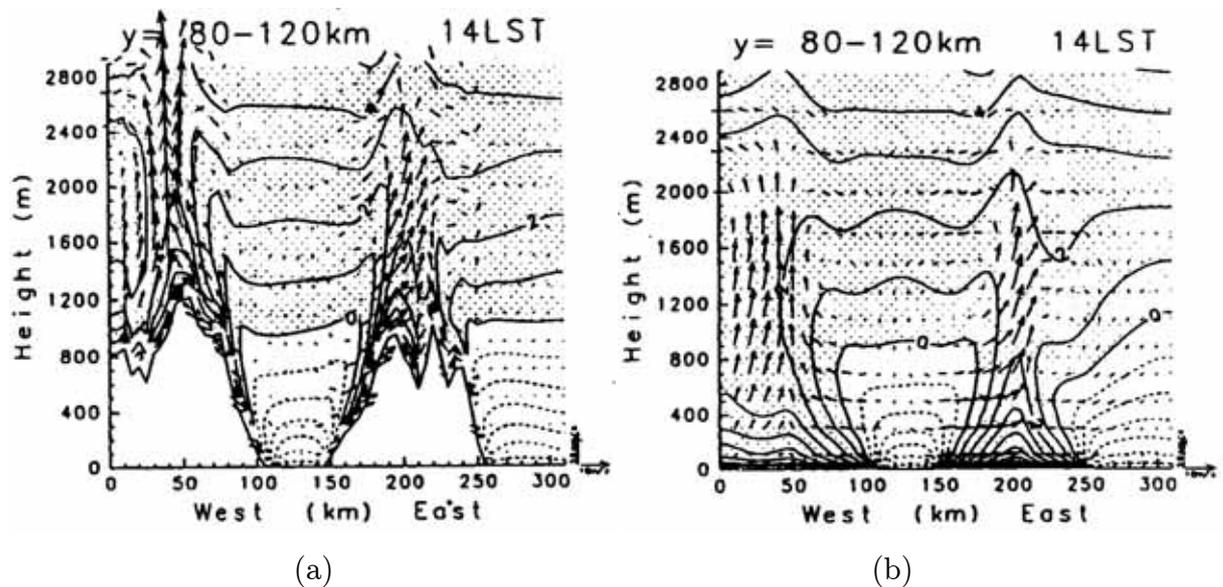


図 1.4: 剣山山地-紀伊水道-紀伊山地の断面図. コンターは対流圏全体の温位に対する温位偏差. 左側の山が剣山山地で, 右側の山は紀伊山地. 両山地に挟まれた場所が紀伊水道.

(a): 実際の地形で計算したもの

(b): 標高を平坦にして計算したもの

1.2 琵琶湖から京都盆地に侵入する東風について

Mizuma(1994) や ito(1995) で述べられている広域海風は近畿地方に発達する代表的な風系であるが, その様子を詳しくみると, 一般風の方向や強さによって, その様子は変わってくるのが, 高田・田中(1996) によって知られている.

高田・田中(1996) によれば, 局地的にみた場合京都に侵入する海風は約 100m 上空を吹く一般風の影響を強くうける.

図: 1.5 は, 高田・田中(1996) が京都タワー(高さ 131m) で観測された風データをクラスター解析したものである. データ期間は, 1987~1993 年の 5 月から 8 月の期間のうち, 晴天日の条件にそって 427 日を抽出している. ここで晴天日の条件とは, AMeDAS 観測点『京都』(京都地方気象台) の日積算日照時間が 6 時間以上のものとしている.

図：1.5によれば、クラスターBタイプの場合、15LST頃から京都盆地に東よりの風が吹きはじめ、19LST頃まで吹き続ける。

また、同様に北よりの風が京都盆地内に卓越するパターンとしてクラスタータイプがある。この場合、北よりの風は11LST頃から吹きはじめ、21LST頃まで吹き続ける。

この各クラスターに対して、AMeDASによる平均的な風の分布を示したものが1.6である。時間は16LSTである。クラスターBタイプの場合、弱い東よりの風が京都盆地ないで観測されている。また、クラスターCタイプの場合も若狭湾から琵琶湖を經由して京都盆地内に海風が進入している、しかし、クラスターCタイプの場合は明らかに地表全体を覆うような強い北風が地上を多い局地風循環は発達していない。

さらに高田・田中(1996)は、この琵琶湖からの東風の特徴を捉えるために観測をおこなった。この観測は京都大学理学部2号館屋上でパイロットバルーンをもちいて10日間行われた。その結果が図1.7である。13LST頃から京都大学理学部の上空に東風が吹き始めている様子がわかる。東風の鉛直方向の暑さは500m程度でその風速は高度100mで約7.8m/sである。この鉛直スケールは典型的な海風の鉛直スケールに等しい。この風は、夜間遅く20時頃まで卓越する。

高田・田中(1996)は、このような東風が発生する要因として、上空の一般場が北風であることに注目した。すなわち、若狭湾からの海風が琵琶湖上の大気を冷却し、その結果「若狭+琵琶湖」と京都盆地の気圧差が大きくなり、琵琶湖の湖風が京都盆地東部の山地を越えることができるという仮説をたてた。もっとも、上層の一般風によって琵琶湖の地表風がいくつかのパターンに分類できることは、例えば幼玉(1970)などによって古くから調べられている。それによれば、琵琶湖の地上風は850hPa上空の風向によって分類でき図1.8のように分類できる。図:1.8の左上の記号がNのパターンが850hPaにおける地衡流が北よりの場合で、そのときの地表風の一部が京都に向かって流れている。

1.2.1 本研究の目的

以上、主に近畿地方の研究事例を紹介したが、一般風によって海風の動態が変化することは、古くからEstoque(1962)などによって指摘されている。最近の研究では、Nolan et al(1997)の観測的研究やそれに対するRobert(2004)の数値実験によって、カルフォルニア半島に吹く一般風の風向によって、海風前線の構造や強さが変化することが示されている。

近畿地方は、瀬戸内海、日本海、伊勢湾の3つの海に囲まれ、内陸部には山岳地帯が点在し、いたるところで高圧、低圧部が存在する興味深い地域である。このような地域で、どのようなタイプの風系が発達するのかが興味のあるところである。しかしながら、高田・田中(1996)や児玉(1970)での研究は京都盆地周辺や琵琶湖周辺のものであり、この領域的な風の場合、Mizuma(1994)で述べられたような広域海風とどのような関連性をもっているのかわかっていない。また、近畿地方で発達する湖風や海風が京都盆地周辺に限られた現象だとは思えない。

そこで本研究では、まずMizuma(1994)で述べられているような近畿地方を含む広域で風の場の分類をおこなうことにする。その後、高田・田中(1996)で述べられているような京都盆地に東風が侵入するようなメンバーを選択し、数値実験をおこなう。数値実験では、大阪湾からの海風や広域海風の効果も入れて計算をおこない、京都盆地に侵入する東風の形成要因について検証する。

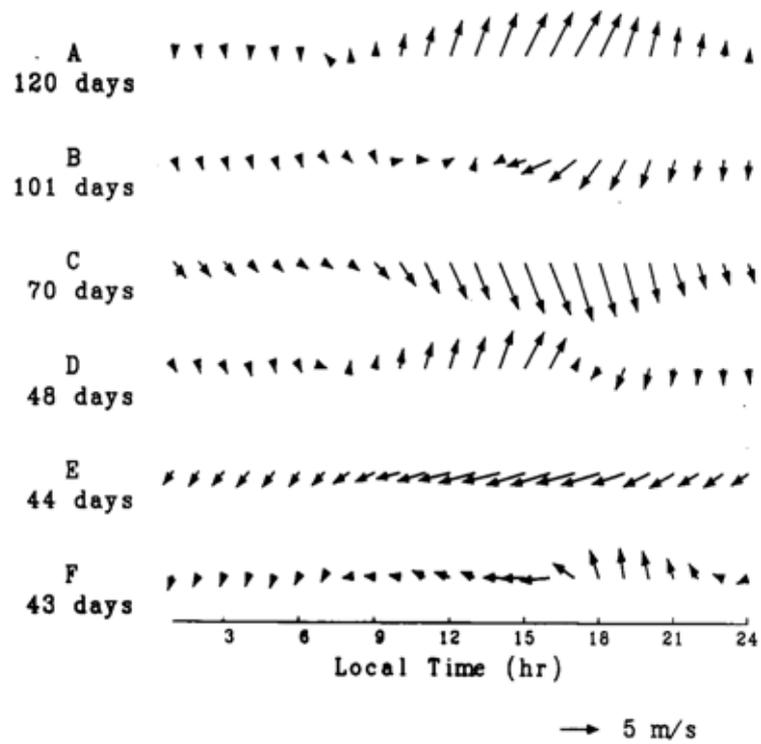


図 1.5: 夏季晴天日昼間の京都盆地の風の日変化のパターン

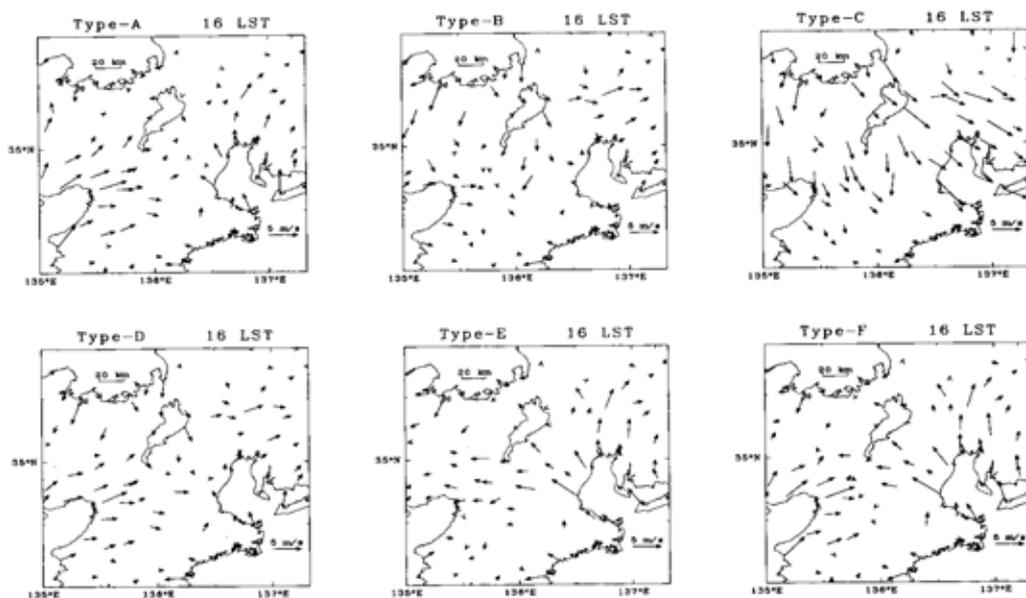


図 1.6: 各クラスターにおける地表面の風分布

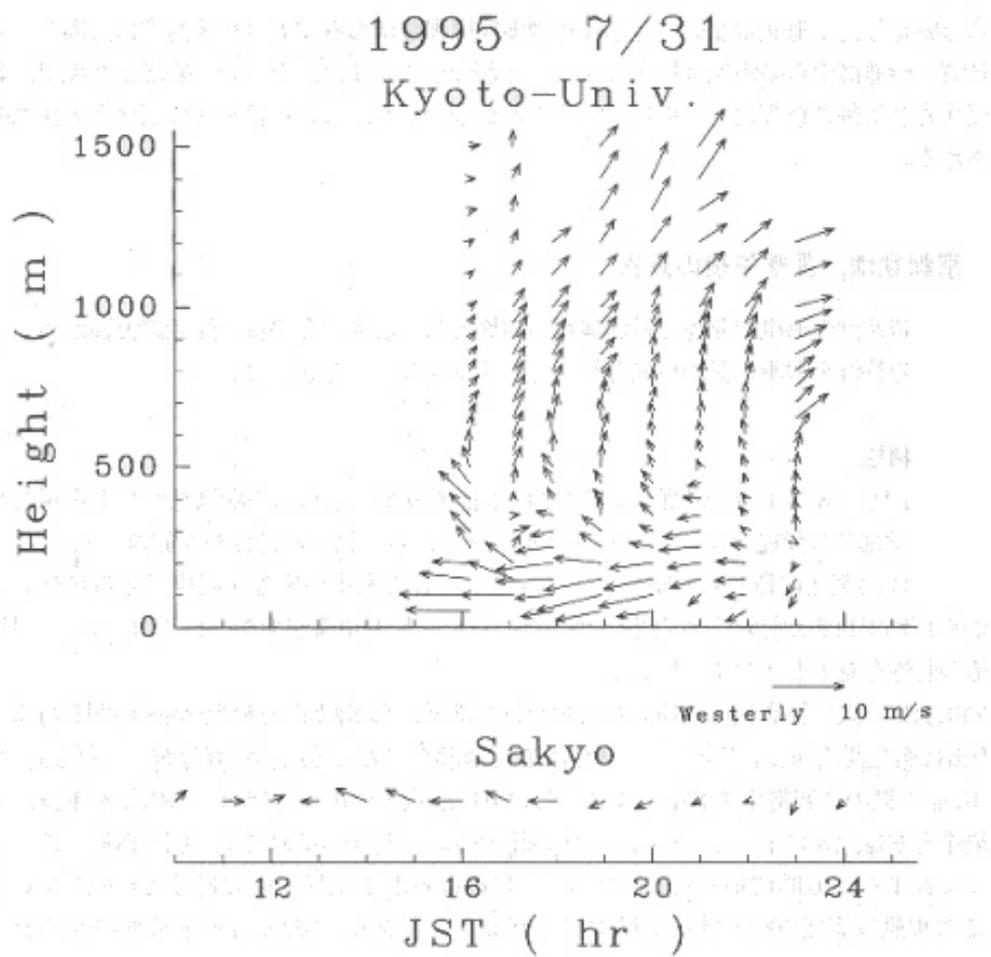


図 1.7: (上):1995 年 7 月に京都大学屋上で観測された風の時間-高度断面図
(下):左京で観測された風の時間変化

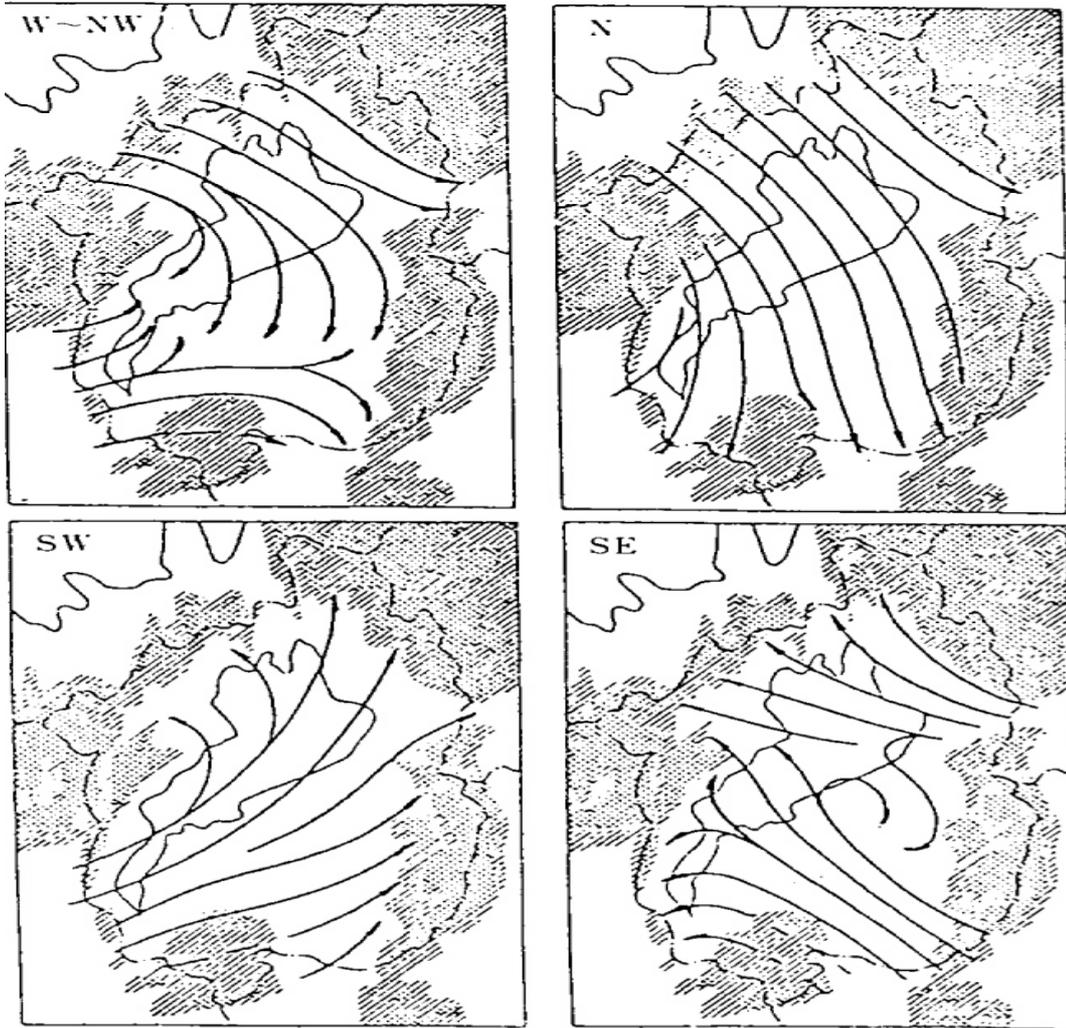


図 1.8: 琵琶湖上の地上風の基本的な風系. 図中には流線が示してある. W-NW, N, S, SE は 850hPa の一般風

第2章 近畿地方とその周辺の広域海風の分類

2.1 データと解析方法

本研究では、近畿地方とその周辺地域全体に卓越するような場を広域海風と定義して、クラスター解析をおこなうことによりそれらを分類した。解析領域は、図:2.1の領域で、Mizuma(1994)、伊藤(1996)で解析された領域を参考にしている。

対象観測点は AMeDAS と気象台・測候所を合わせて、図:2.1に示される 123 点を用いた。使用データは気象庁電子閲覧室の風速、風向データを使用した。図:2.1で赤十字は気象台・測候所、青十字は AMeDAS を表している。データは、気象台・測候所のデータが 0.1m/s の精度で、AMeDAS のデータは 1.0m/s の精度で観測されている。風向は 16 方位である。使用データ期間は、1995 年から 2004 年までの 10 年間である。高田・田中(1996)の晴天日の条件を参考にし、7 月と 8 月のデータのうち京都地方気象台でも日照時間が 6 時間以上のものを選択した。対象日は全部で 290 日抽出できた。

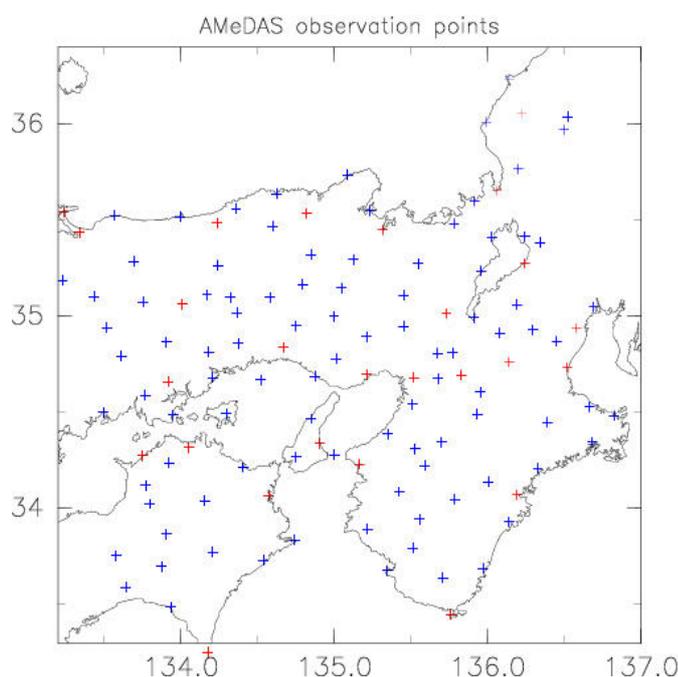


図 2.1: クラスター解析をおこなった解析領域とそこに含まれる観測点。赤：気象台，測候所 青：AMeDAS

クラスター解析にもちいる個体の作り方が、午後 16LST の時点で発達しているような広域海風を考えているので、各日付の各観測点 16LST のそれぞれの U、V のデータから 1 つの個体を作った。すなわち、各日付に対して、 $123 \times 2 = 246$ 個のパラメータをもつ個体を 290 個作った。

cluster3 タイプは、本論分で最も重要なタイプで、若狭湾から進入した海風が琵琶湖を通過して3つの方向に分岐するタイプである。その経路は3種類あり、1つは琵琶湖を通り京都盆地に侵入する経路、2つめは琵琶湖を通過し南下する経路、最後は伊勢湾に海風が抜けていく経路である。

cluster4 タイプは、伊勢湾からの海風が強まっているパターンである。このパターンは290例中55例と2番目に多い。伊勢湾からの東風が琵琶湖を経由して京都盆地に侵入しているのではなく、鈴鹿山脈を乗り越えて京都盆地に東風が侵入している。

cluster5 タイプはcluster3 タイプと似ているが、北西風が非常に強く近畿地方全体を覆っているようなパターンである。このタイプでは、若狭湾から亀岡盆地を介して京都盆地に侵入する風と、若狭湾から琵琶湖を介して京都盆地に侵入する風が京都盆地で収束している。実際のデータをみても、このような収束線ができる場合は多い。

これらの結果は、領域の大きさの違いにも関わらず、高田・田中(1996)の解析結果とよく整合する(図:1.6)。例えば、本研究におけるcluster5タイプの広域海風は、図:1.6のType-Cに相当し、cluster3タイプの広域海風は、図:1.6のType-Eに相当する。

そして、本研究で数値実験を行いたい図:1.6のType-Bに相当する広域海風のパターンは、上のクラスター解析でcluster3タイプにあたる。

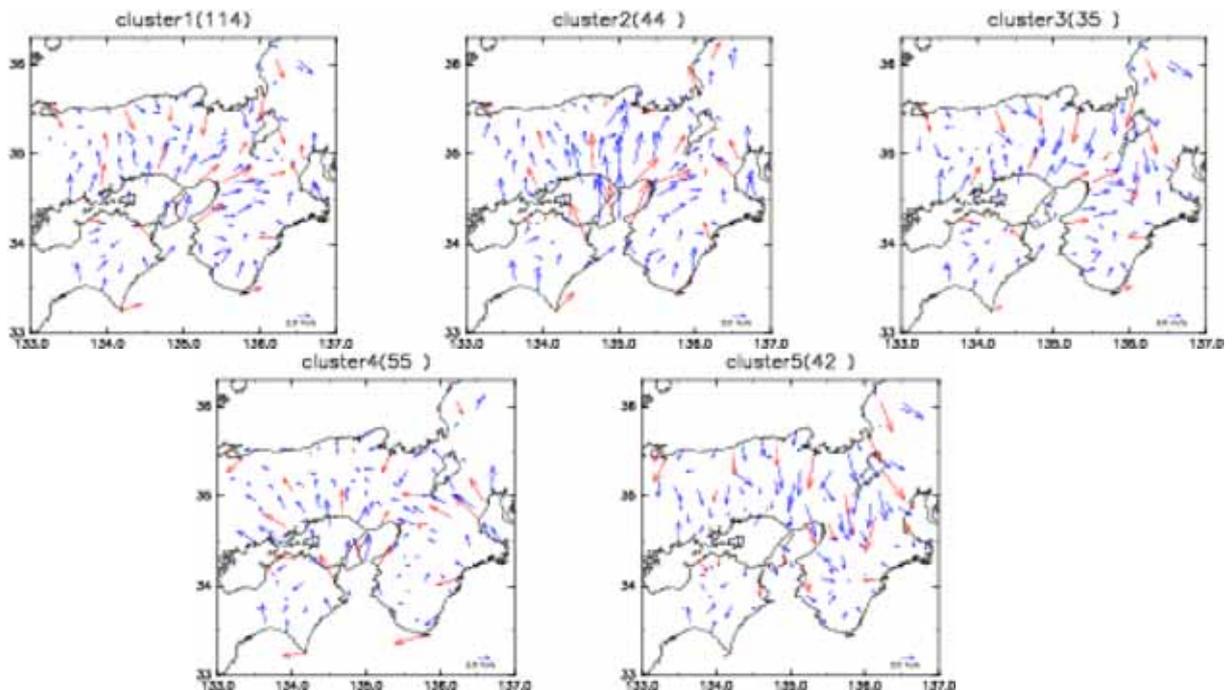


図 2.3: 各クラスターの平均的な風の場の様子。赤い風ベクトルは気象台・測候所のもの。青い風ベクトルは AMeDAS によるもの

クラスター解析の結果は、16時のデータを合成したものだが、これだけでは広域海風の日変化がよくわからない。そこで海陸風楕円を描いた。海陸風の風速・風向に日変化をホドグラフとして描くと、多くの場合そのホドグラフは楕円で近似することができる。これを海陸風楕円という。各クラスターに対する海陸風楕円は、図 2.5 のようになる。赤線が時計まわりで青線が半時計まわりである。回転の方向は、次のように各速度の平均値をもちいて定義した。

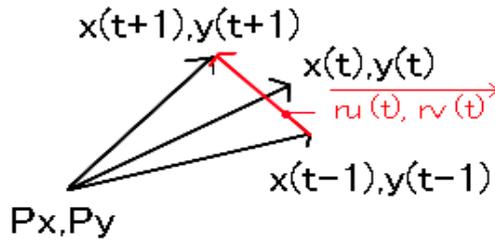


図 2.4: 角速度の求め方

$$r_x(t) = x(t) - P_x, \quad r_y(t) = y(t) - P_y$$

$$ru(t) = x(t+1) - x(t-1), \quad rv(t) = y(t+1) - y(t-1)$$

$$\omega(t) = rv(t)r_x(t) - ru(t)r_y(t)$$

$$\sum \omega(t) < 0 \rightarrow \text{時計回り} \quad \sum \omega(t) > 0 \rightarrow \text{反時計回り}$$

角速度の計算は、それぞれ、 $r_x(t), r_y(t)$ は観測点の位置、 $ru(t), rv(t)$ は風ベクトルの終点の位置である。 $\omega(t)$ はある時間 t の角速度で、 $\omega(t)$ の一日平均の正負でホドグラフの回転方向を定義している。

cluster1 から cluster5 まで、16LST における域海風の特徴はその時間帯だけではなく一日にわたって現れていることがわかる。例えば、cluster1 タイプの場合、瀬戸内海や日本海で発達する海風のホドグラフがはっきりとみてとれ、cluster5 タイプの場合は、近畿地方全体でホドグラフにも北風が卓越する傾向がみられる。

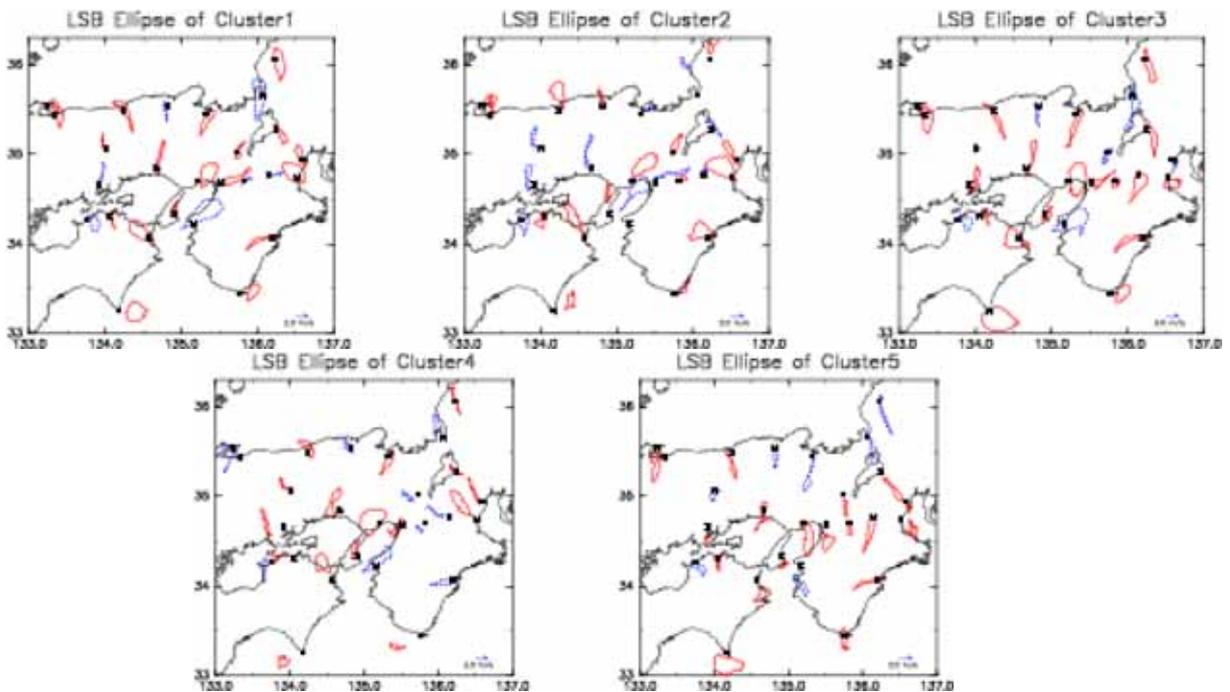


図 2.5: 各クラスターの平均的な海陸風楕円。气象台・測候所のデータに関して描画 赤線：時計周り 青線：半時計周り

各クラスターそれぞれの個体に対して各観測点の U, V の平均をとりさらに 24 時間平均をとった。それが、図:2.6 である。この図から解析領域全体で一日の風向・風速の平均

値からどのクラスターに分類されやすいのかがわかる。またその特徴は16時の広域海風の特徴とよく一致する。例えば、一日の解析領域全体の風向が東風であるような場合 ($\bar{U} < 0$) には、伊勢湾から京都盆地に向かって東風が流入してくる Cluster5 タイプになりやすい。

数値実験にもちいるメンバーを抽出する際に、図:2.6において極端に \bar{U} や \bar{V} が大きい cluster5 や cluster2 のようなタイプでは、地表全体がある一定の方向をもった強い風に覆われていて、海風や湖風といった局地循環が充分発達していない可能性がある。

そこで、本研究では、その日の日照時間や解析領域内の天候も考慮して、cluster3 タイプのメンバーの中心部に位置している 2004年8月14日のデータを選択して数値実験を行うことにした。

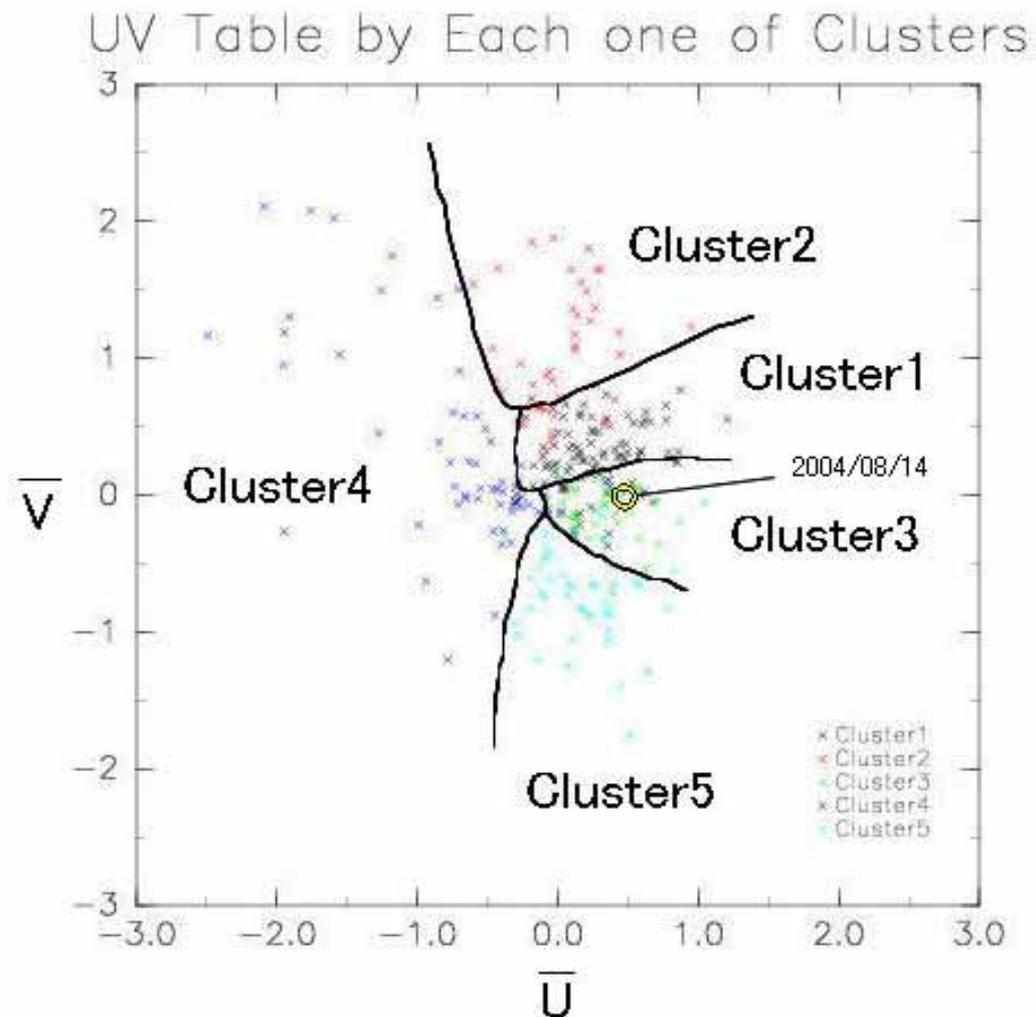


図 2.6: 各クラスターにおける \bar{U} , \bar{V} の時間・空間平均。各クラスターの各メンバーについて \bar{U} , \bar{V} をそれぞれ1日平均し、さらにそれを全観測点で平均した。本研究で数値実験を行う日は、cluster3に含まれる2004年8月14日の事例

第3章 モデル概要と実験設定

3.1 モデル基本方程式

伊勢湾から琵琶湖を經由して京都盆地に侵入する海風の構造とその親友経路を調べるために数値実験を行った。本研究ではNCARにより開発された3次元非静力学モデルMM5(Fifth generaton Pennsylvania State University-National Center for Atomospheric Research Mesoscale Model Fifth-Generation Mesoscale Model : 以下MM5) を使用させていただいた。

MM5は米国大気科学研究センター(NCAR)とペンシルバニア州立大学(PSU)が共同で開発した非静力のメソスケールモデルで、現在世界で最もよく使われているモデルの1つである。座標系は鉛直方向に σ 座標系を使用している。例えば、計算領域内に大きな山脈が存在する場合、 p 座標で計算した場合、下層の等圧面が山脈の内部を通過することになってしまう。このような状況を避けるために、 σ 座標系は便利である。MM5において鉛直座標 σ は、

$$\sigma = \frac{p - p_{top}}{p_s - p_{top}}$$

p :気圧, p_s :地表面気圧, p_{top} :計算領域上端の固定された気圧

と定義される。

他に、MM5の特徴として、さまざまな積雲パラメタリゼーション、微物理過程、境界層スキームを使えること、何重ものネスティングが行なえること、観測データを使用して4次元データ同化が行なえること、Linuxをはじめとする様々なプラットフォームで扱えるといったことが挙げられる。

また、モデルの基礎方程式は以下のとおりである。

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{V} = -\mathbf{V} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0 D_\theta} \right) \quad (3.1)$$

次に、 x , y , z 方向に対する運動方程式はそれぞれ、

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = & -\mathbf{V} \cdot \nabla u + \mathbf{V} \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) \\ & - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_{earth}} + D_u \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = & -\mathbf{V} \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) \\ & + ew \sin \alpha - \frac{vw}{r_{earth}} + D_v \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = & -\mathbf{V} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{g R_d}{c_p} \frac{p'}{p} \\ & + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) \sin \alpha - \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \end{aligned} \quad (3.4)$$

記号はそれぞれ、 m はマップスケールファクター、 $e = 2\Omega \cos \lambda$ (λ : 緯度)、 $\aleph = \phi - \phi_c$ (ϕ : 軽度、 ϕ_c : 中心軽度)、 r_{earth} は地球半径、 $p^* = p_s - p_{top}$ 、 $\gamma = c_p/c_v$ である。最後に熱力学方程式が、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (3.5)$$

である。

3.2 計算領域と計算スキーム

計算は、親領域 Domain1 とその内部の Domain2 (以下、それぞれ D1, D2) の 2 つの領域でおこなった。ネスティングの方法は、D1 の計算結果を D2 に与えて、また逆に D2 で計算した結果を D1 にフィードバックする 2way-nesting をおこなった。

格子点数は D1 が解像度 3km で水平方向に 121×121 個、D2 は解像度 1km で水平方向に 151×151 個の格子点を用意した。また鉛直方向には、49 層の格子点を用意した。計算時間間隔は 3 秒である。初期条件として、気圧、気温、ジオポテンシャル高度については気象庁メソ客観解析データ (水平解像度 10km) をもちいた。海面水温については、NCEP から提供されている RTG-SST をもちいた。標高、土地利用データについては、USGS (米国地質調査所) のデータをもちいた。

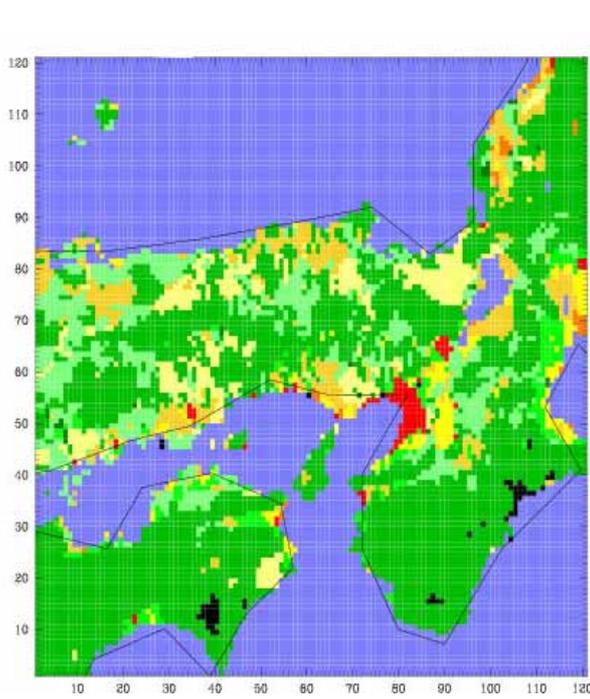
次に、図: 3.1 に計算にもちいた土地利用の設定を示す。土地利用形態は、都市、草地、水域等であり、計算領域でもちいた 11 種類の土地利用を色分けして示してある。また、図: 3.2 に、モデルで再現される地形を示した。D1 では、中国山地、剣山山地、紀伊山地といった近畿・中国地方における主要な山地が再現されている。Domain2 では京都盆地東部の約 150m の山岳地帯と丹波高地 (以下、山地 A)、と三重岳と三国山からなる山地 (以下、山地 B) がよく再現されている。

モデルの各スキームの設定は、図: 3.1 のとおりである。物理現象を単純に扱うために、本研究では水蒸気の取り扱わないことにする。実際には、水が相変化する場合の実験もおこなったが、水蒸気を扱わない場合と比べてモデル結果に顕著な違いがあらわれなかった。

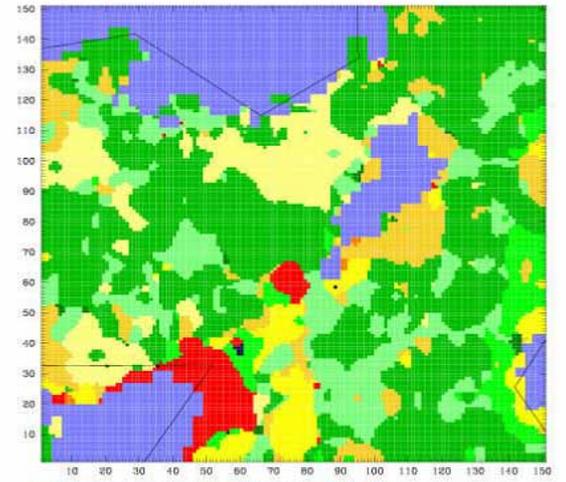
本研究では晴天日を前提としているので、積雲パラメタリゼーションはもちいない。また、境界層過程には、Mellor-Yamada の乱流スキームで運動量輸送を計算する Eta PBL をもちいた。放射過程には、ニュートン冷却をもちいた。また、Five-Layer Soil model をもちいて地中 1,2,4,8,16cm の気温を強制復元法 (force-restore method) をもちいて計算している。

スキームの名称	設定	内容
微物理過程	Dry	水蒸気なし
積雲パラメタリゼーション	None	積雲パラメタリゼーション
境界層過程	Eta PBL	Mellor-Yamada の乱流スキームを使用
放射過程	Simple Cooling	ニュートン冷却によるクーリング
地表面過程	Five-Layer Soil model	1,2,4,8,16cm で地中温度を計算

表 3.1: モデルの各種スキームの設定



(a) Domain1



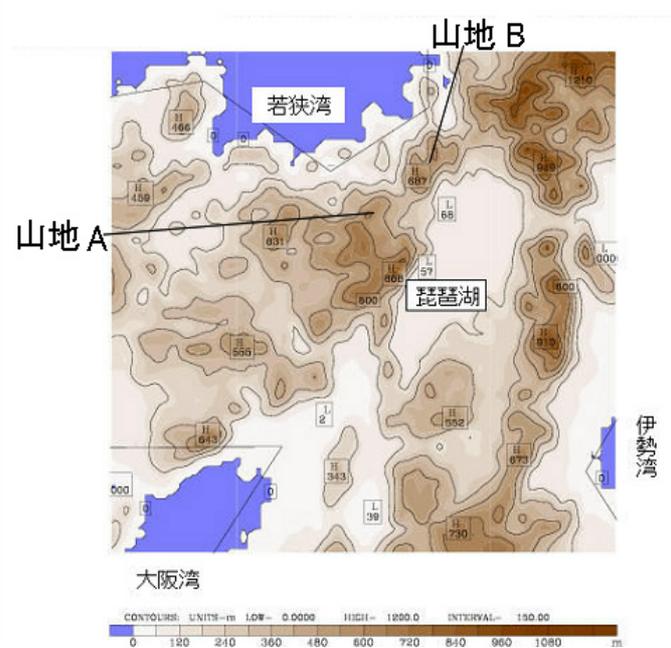
- | | | | | | | | | | | |
|-------|-------------|-------------|-----------|----------|-------|--------|--------|----------|----------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 5 | 6 | 7 | 8 | 10 | 14 | 15 | 16 |
| 1: 都市 | 2: 乾燥農地・耕作地 | 3: 灌漑農地・耕作地 | 5: 農作地・草地 | 6: 耕作地・林 | 7: 草地 | 8: 灌木地 | 10: 草原 | 14: 針葉樹林 | 15: 広葉樹林 | 16: 水域 |

(b) Domain2

図 3.1: 土地利用の設定 (a) Domain1 (b)Domain2
各土地利用形態を 11 種類に色分けして図示



(a) Domain1



(b) Domain2

図 3.2: モデルで再現される地形 (a) Domain1 (b)Domain2
各土地利用形態を 11 種類に色分けして図示

第4章 実験の結果

4.1 実験結果の地表風に対する再現性

まず、現実的地形のもとで、数値実験をおこなった。土地利用と地形は、図:3.1と図:3.2に示したとおりである。以下、この実験を実験 CONTROL とする。

図:4.1に16LSTにおける数値実験の結果を示した。また、これに対応する AMeDAS の観測結果が図:4.2である。

両図を比較すると、例えば、瀬戸内海の内陸部に向かう風の流れや、日本海から中国山地に向かう海風の様子、琵琶湖を若狭湾から琵琶湖を經由して京都盆地に進入する風の場合が再現されている。ただし、AMeDAS の観測データでは、琵琶湖から伊勢湾に湖風が流れこんでいるが、その様子は数値実験では再現されていない。また、観測データでは琵琶湖上の風速は3m/程度であるが数値実験の風速の値は、約6m/sの風速値がでていて過大評価となっている。大阪湾からの海風の流れや、琵琶湖からの東風が京都盆地が進入する様子はよく再現されている。

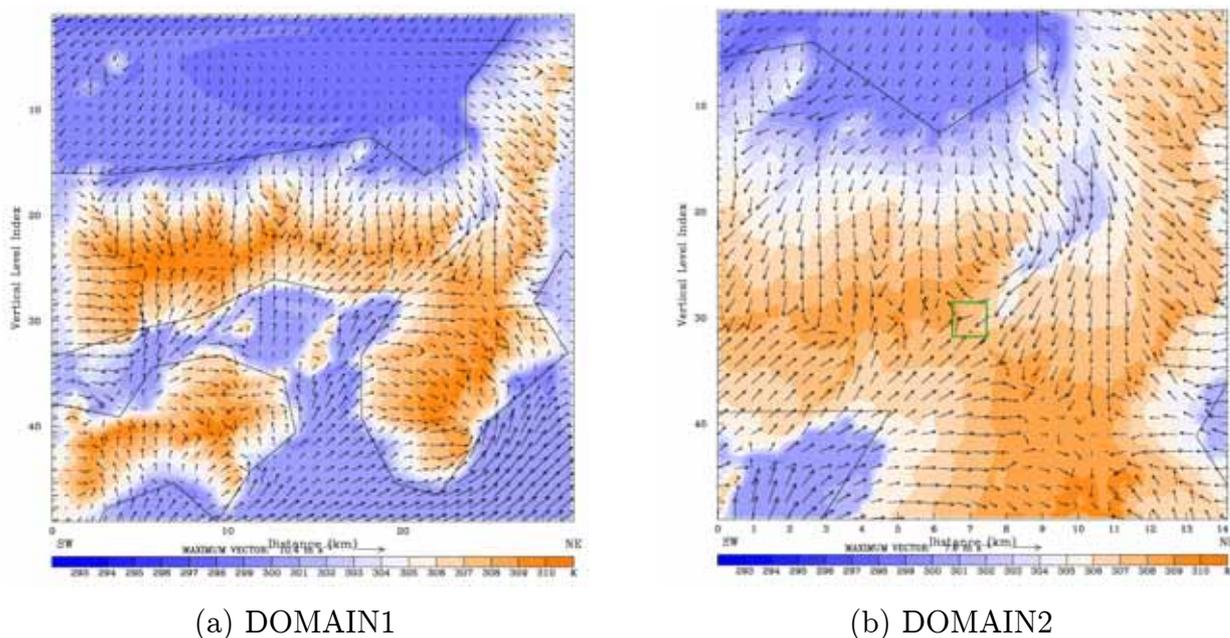


図 4.1: モデル結果

(a):DOMAIN1 (b):DOMAIN2 矢印は風ベクトル、カラーコンターは温位
緑線で京都市を中心に11グリッド分の幅をもつ正方形を描いた

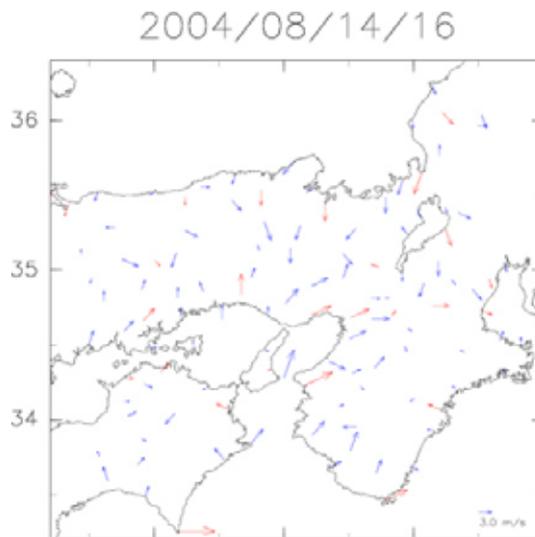


図 4.2: AMeDAS 観測データ 矢印は風ベクトル. 気象台・測候所で観測されたものは赤, AMeDAS で観測されたものは青色で描画されている

4.2 琵琶湖とその周辺における温位・風の水平分布

京都盆地に侵入する湖風の様子を詳しくみるために, 図 4.3 で赤線で囲まれた部分の地表 ($\sigma = 1.0$) の温位と風の分布を描いた.



図 4.3: 地表面付近の温位と風の分布を作画する領域
赤線で囲まれた領域を描画

図 4.4 は, 時刻 9LST(a), 12LST(b), 14LST(c), 16LST(d) におけるそれぞれの地表面付近の温位と風の分布の様子である. コンターが温位で, 294K (青) から 312K (オレンジ色) まで 1K 間隔で色分けして描いた. 矢印はベクトルで, 図の右下にある基準ベクトルの大きさは緯度方向, 経度方向ともに 3.0m/s である.

各時間ごとの特徴をみることにする. まず, 9LST の段階では, 琵琶湖北東の図 : 3.2 における山地 B を越えて若狭湾から海風が侵入している. この琵琶湖の北東部に発散場が形成される. 発散場の中心は琵琶湖の中心とは一致しない. すなわち, 1) 周囲の山々

による谷風循環の効果と、2) 琵琶湖の湖風循環の効果が合わさり、この発散場を形成していると考えられる。

12LST には、琵琶湖上の大気の温位が 300K 程度なのに対して、周囲の陸地の温位は 304K 程度まで上昇する。両者間の温位差は 4K 程度になり、この頃から琵琶湖の南西部から京都盆地に向かって東風が形成され始める。周囲の山々による谷風循環も強まり、琵琶湖の北東部にその中心をもつ発散場は強化される。

14LST 頃に若狭湾から琵琶湖を通じて京都盆地に向かう流れが形成される。この時刻では、琵琶湖からの湖風が京都盆地東部の山岳地帯を越えて京都盆地への侵入を開始する。

16LST には、若狭湾から琵琶湖を通じて京都盆地に通じる強い風の流れが形成される。

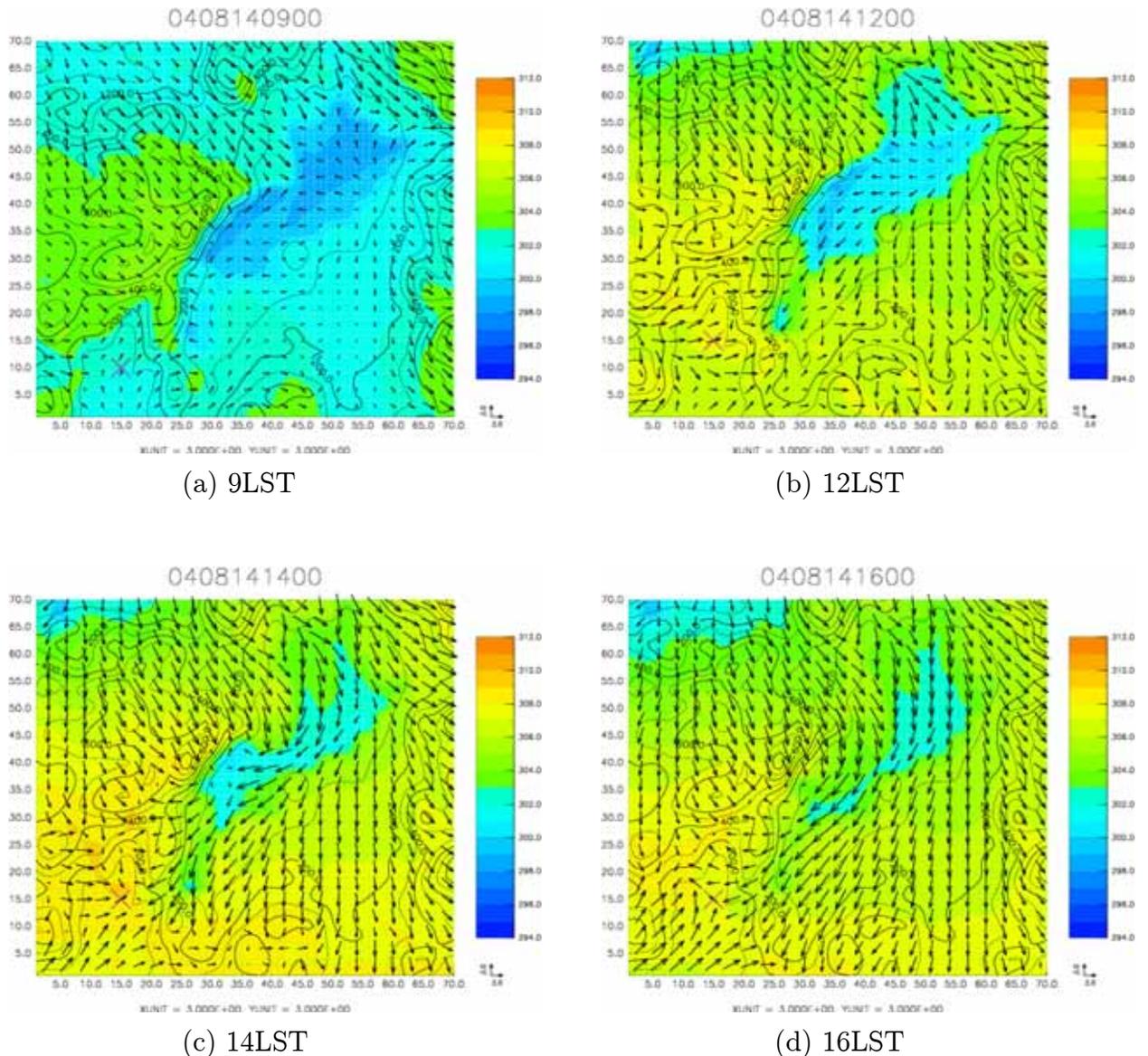


図 4.4: $\sigma=1.0$ における温位と風。カラーコンターは温位。ベクトルは風。×印は京都市の位置。

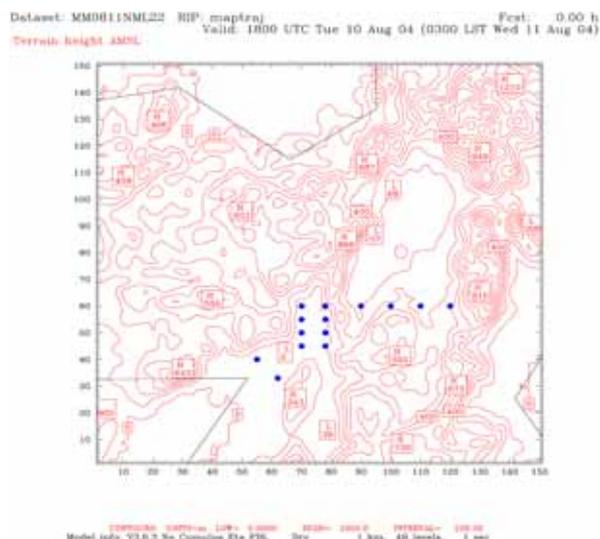
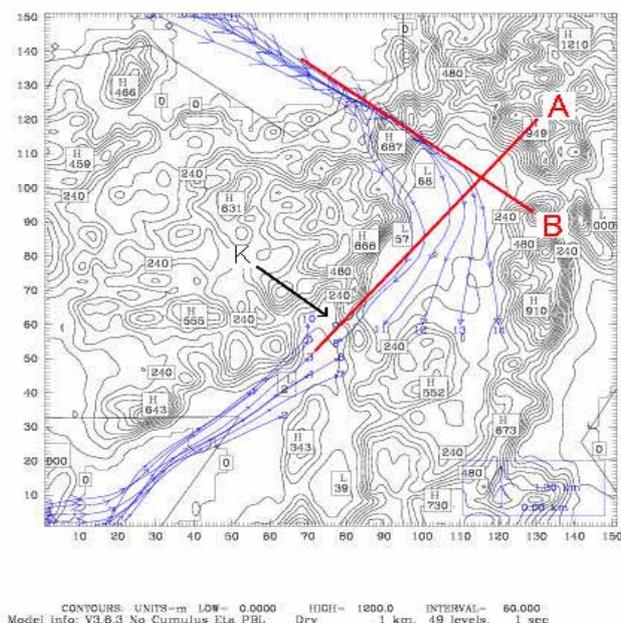


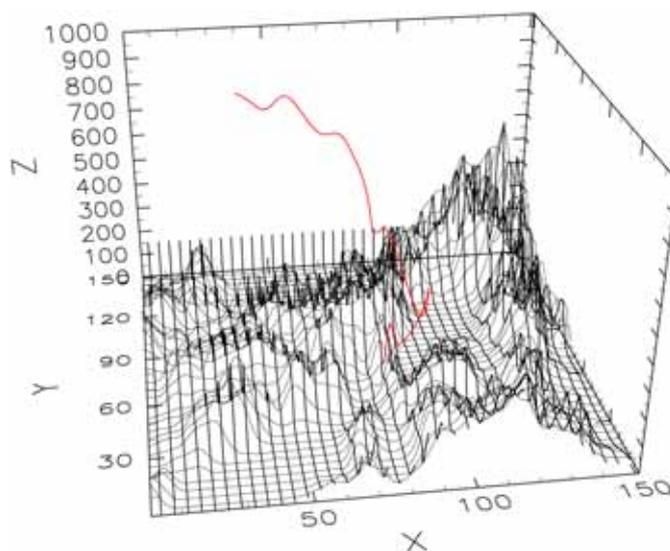
図 4.5: 各粒子の初期時刻の位置

若狭湾から琵琶湖を経由して京都盆地に侵入する海風の進入経路を解析するために、後方流跡線解析をおこなった。計算開始地点は、図：4.5の14個の青い点である。京都盆地周辺の海風と湖風の経路を把握するために、大阪平野に2点、京都盆地に8点、琵琶湖の南方に4点の粒子を設置した。計算時間は、16LSTから時間を遡り6LSTまで計算している。

図4.4(a)がその結果で、青い線が各地点に到着した粒子の軌跡である。京都盆地に到着する空気粒子には大阪湾からやってくるものと若狭湾から琵琶湖を経由してやってくる2通りの経路がある。また、若狭湾から琵琶湖に侵入する海風の侵入経路も2通りある。1つは、図:3.2における山地Aと山地Bの間の標高の低い場所である。もう1つは、山地Bの北東に位置する標高の低い場所である。また、図4.4(b)に、図4.4(a)で地点Kに到着した粒子の軌跡を3次元で描いた。粒子の経路について、まず、700mの高さにあった空気粒子が、山地Bに沿って琵琶湖上に南下する。その後、その進路をほぼ90°変更し、京都盆地東部の山岳地帯を越えて京都盆地に侵入している様子がわかる。



(a)



(b)

図 4.6: 流跡線図

(a) 流跡線を平面に投影したもの 青い線が流跡線.

流跡線の矢印から次の矢印までの時間がちょうど一時間

4.6節でライン A とライン B に沿った鉛直断面図を描く

(b) 3次元での流跡線の経路 赤線は地点 K に到着した粒子の流跡線

黒線は標高. 1/2 の高さで表示してある.

赤線は気体粒子の流跡線

4.3 京都盆地とその周辺における温位の鉛直構造

次に、京都盆地周辺の各地域の温位の鉛直プロファイルを示す。プロファイルをとった地点は、図 4.5 に示される 5 点である。赤い枠で囲んだ領域で各高度における温位の平均を取り、その鉛直プロファイルを作成した。領域は、それぞれ大阪 (osaka)、京都 (kyoto)、琵琶湖南部 (biwakol1)、琵琶湖北部 (biwako2)、若狭湾 (wakasa) を中心とする一辺が 10 グリッド (10km) の領域である。

温位プロファイルは、それぞれ、6LST(黒：直線)、9LST(赤：破線)、12LST(緑：点線)、16LST(青：点鎖線)、19LST(水色：太線) のものを描いた。

各地点の温位プロファイルの特徴をのべると、まず osaka では、9LST に地表面が温暖られ約 960hPa の高度まで混合層が形成される。地表面の加熱に伴い 12LST には地表面近くで温位が約 30℃まで上昇する。地表面近の温位は時間とともにさらに上昇し、16LST では 33~34℃まで上昇する。

osaka のプロファイルに比べて、kyoto の鉛直プロファイルには注目すべき特徴が 2 つみられる。まず 1 つめの特徴は、12LST における 870hPa 以下の昇温量が、osaka と比べ約 1℃から 4℃高い。この理由として、osaka には 9LST 以降冷温な海風が侵入することがあげられるその結果大阪において、混合層の破壊がおきる。また、京都盆地は、そのすり鉢上の構造のために平地に比べて地表面が暖める大気の体積が小さくなるので、その結果熱容量が小さくなり昇温量が大きくなると考えられる..そして、2 つめの特徴は、12LST から 16LST にかけて、kyoto においては 960hPa 以下で温位の上昇はみられない。

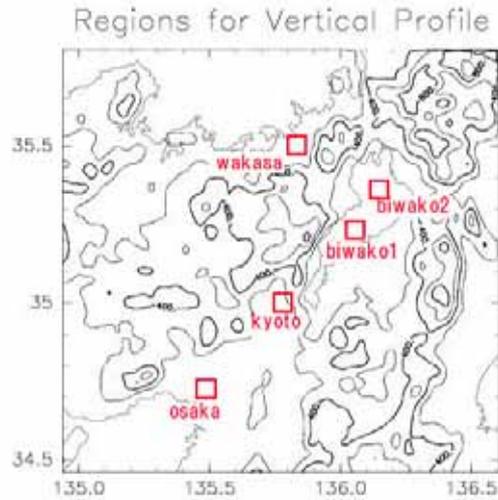
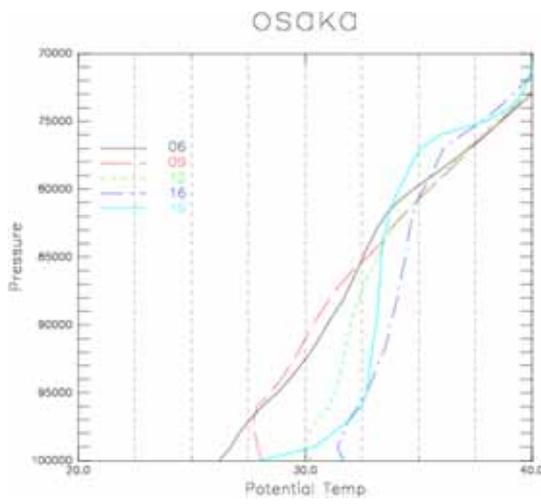


図 4.7: 温位のプロファイルを描く領域. 1つの領域は一辺が10グリッドの正方形になっている. 領域は南からそれぞれ, osaka, kyoto, biwako1, biwako2, wakasa

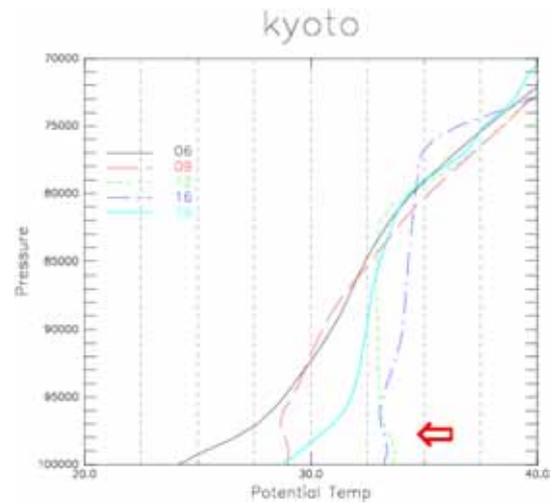
950hPa より上空では12LST から16LST にかけて温位の1~3℃程度の温位の上昇がみられるが, 950hPa 以下では温位の値はほとんど変わっていない(図:4.8(b)の赤い矢印の部分). 地表付近では, 温位の値がむしろ減少している. これは, 後で述べるように, 琵琶湖から京都盆地へ冷温な空気が流入し, その結果下層が冷やされるためだと考えられる.

biwako1 では,12LST の段階で地表から970hPa の高さまで低温位の層が形成されている. 温位は地表面近くで27.5℃, 970hPa で31℃程度である. また, 下層1000hPa から960hPa にかけて27.5℃から31℃程度の低温位層が形成されている. biwako2 の温位プロファイルでは, 12LST においてbiwako1 よりも明瞭な低温位層が形成されている. その低温位層は990hPa から900hPa の高度まで約31℃で一定の温位を示している. そして, 16LST にはやや小さくはなるもののその厚い低温位層が維持される.

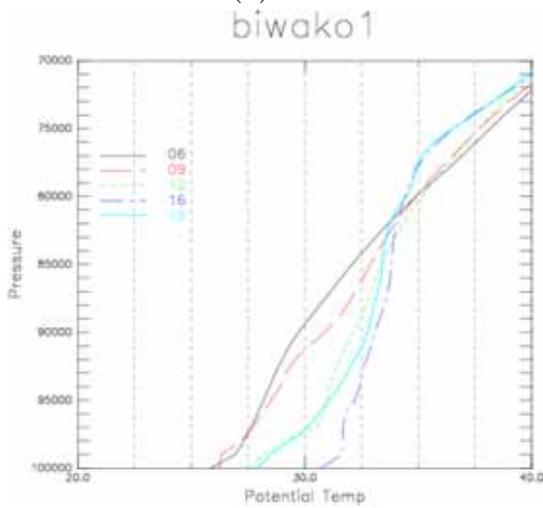
wakasa では, 午前の早い段階で若狭湾からの海風が進入するために, 1000hPa から970hPa の間で, 9LST から16LST までの間に顕著な温位の上昇は1℃程度で, 他の地点に比べて, とても小さい.



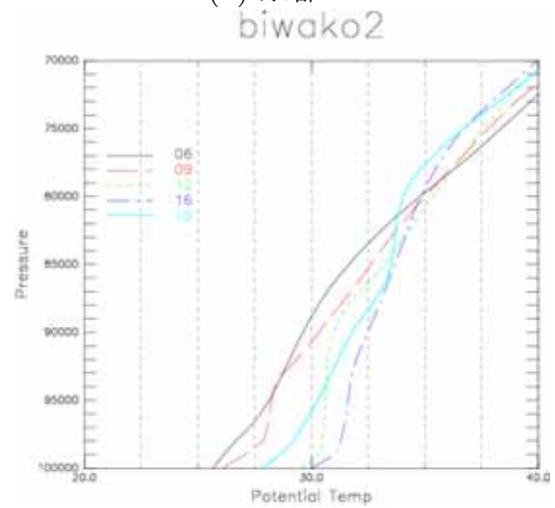
(a) 大阪



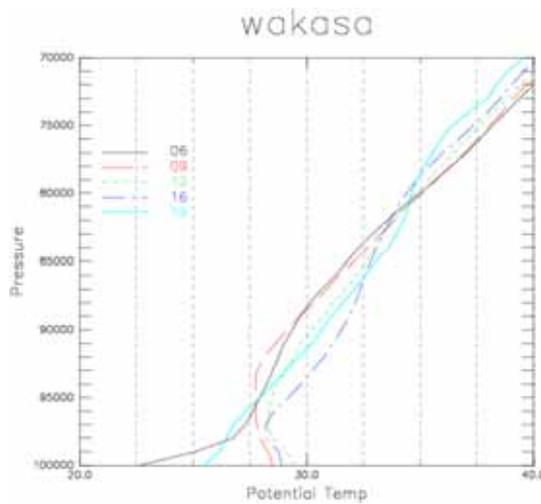
(b) 京都



(c) biwako1



(d) biwako2



(e) wakasa

図 4.8: 各地点における温位の鉛直プロファイル 横軸が温位 [K] で縦軸は気圧 [Pa] 各線はそれぞれ、6LST(黒：直線), 9LST(赤：破線), 12LST(緑：点線), 16LST(青：点鎖線), 19LST (水色：太線) の各時刻各高度における温位を表す。

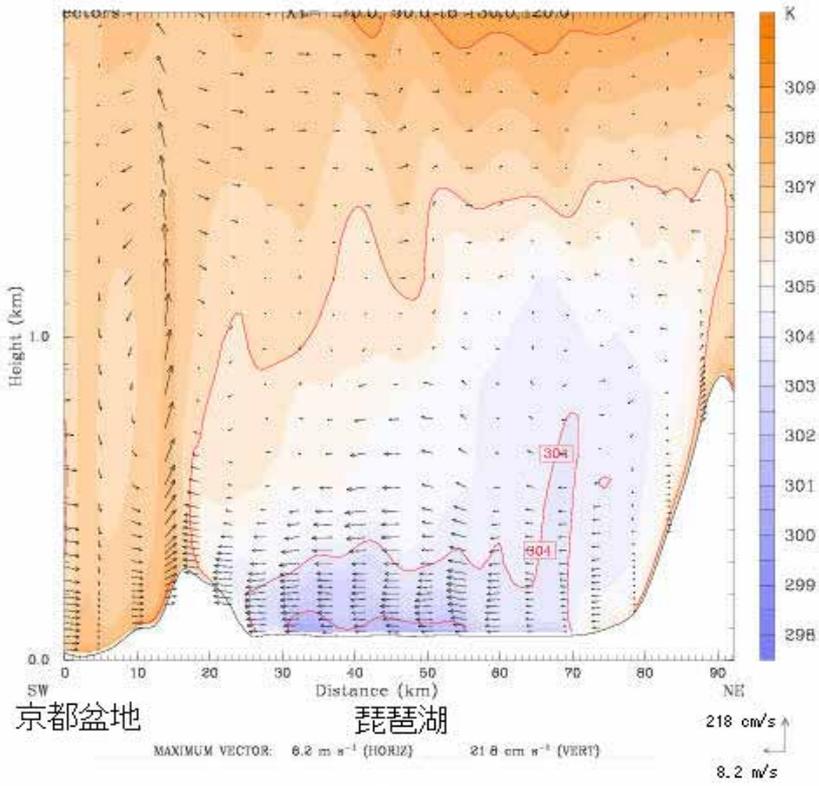
4.4 琵琶湖上大気の鉛直構造

図:4.6(a)のラインA,Bに沿ってそれぞれ鉛直断面図を描いた。まず、図:4.9がラインAの断面図を描いたものである。(a)が13LSTのもので、(b)は16LSTのものである。横軸は、ラインの始点(ラインAの南西側)からの距離[km]で、縦軸は高さ[km]である。カラーコンターは温位で、ベクトルがそれぞれの風ベクトルを鉛直断面に投影したものである。まず注目すべきことは、13LSTで琵琶湖の東側に厚さ約1kmの低温位層、琵琶湖の西側に厚さ300m程度の低温位層が形成されていることである。2つの低温位層が合わさり1つの大きな低温位層をつくりだしている。そして、その構造は非対称である。またx軸の60km付近から、京都盆地東部の山岳地帯に向かい風が吹いている。

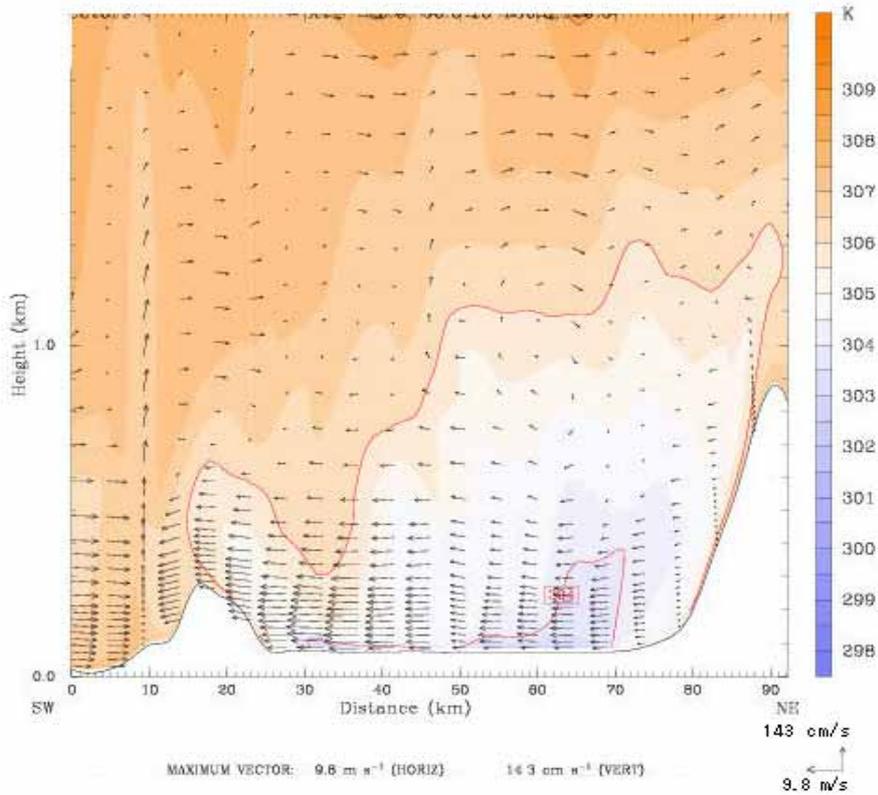
この厚い低温位層は、16LSTの段階(図:4.9(b))に段階でも、その規模を維持し、風速約9m/sの地上付近の風が京都盆地に侵入している。

図:4.24は、図:4.6(a)におけるラインBの断面図を描いたものである。(a)が13LST、(b)が15LSTのものである。13LSTに若狭湾からの海風が山地Bを乗り越え琵琶湖に流入している様子がわかる。そして、若狭湾からの海風と琵琶湖上の冷気が結合し、地表面から約1kmの高さまで巨大な冷氣層を形成している。この冷氣層は15LSTでも、その規模を維持し続ける。すなわち図:4.9の琵琶湖東部の冷氣層はこの若狭湾の海風により、強化維持されていることがわかる。

図:4.11は、図:4.9と同様に図:4.6(a)のラインAに沿った断面図である。カラーコンターが密度で、赤いコンターは気圧偏差である。ここで、気圧偏差とは、標準大気 $p(z)$ からの偏差である。(a)が13LSTのもので、(b)が15LSTのものである。まず気圧偏差だが、12LSTで琵琶湖の東側で気圧が高くなり、全体として琵琶湖の東から西にむかって正の圧力勾配が形成されている。また、琵琶湖の中心部から密度の高い層が形成されている。図:4.9と比較すると、この高密度層から京都盆地に向かう東風が発生している位置と対応している。したがって、京都盆地に侵入する東風に関して、単に若狭湾からの海風が琵琶湖上の気圧を強化が重要であるだけでなく、この高密度層も重要な役割をもっていると考えられる。

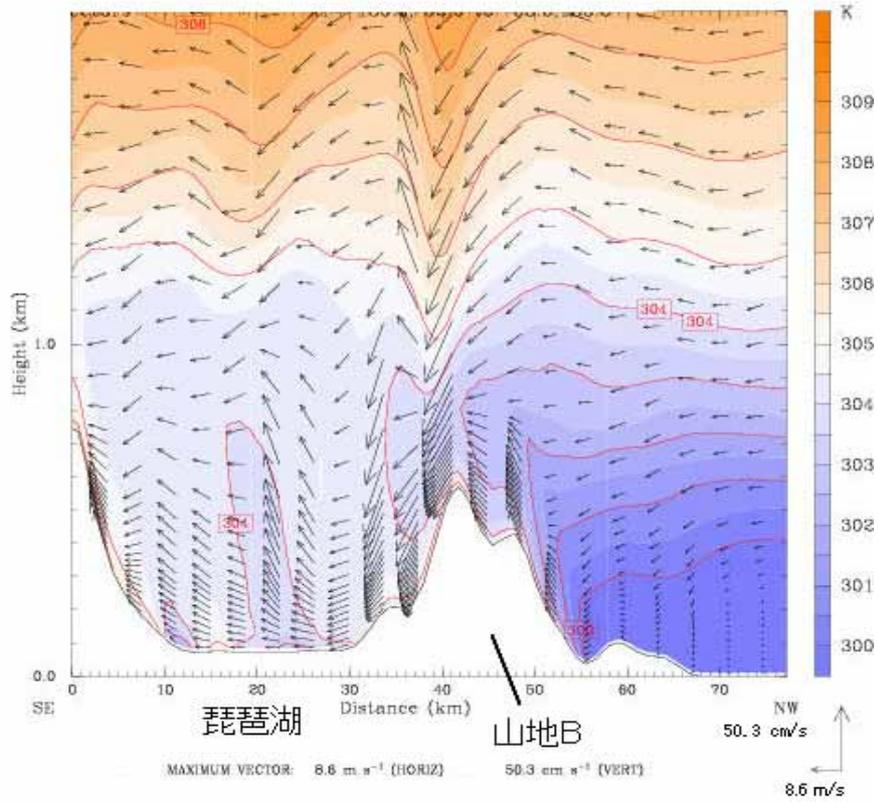


(a) 13LST

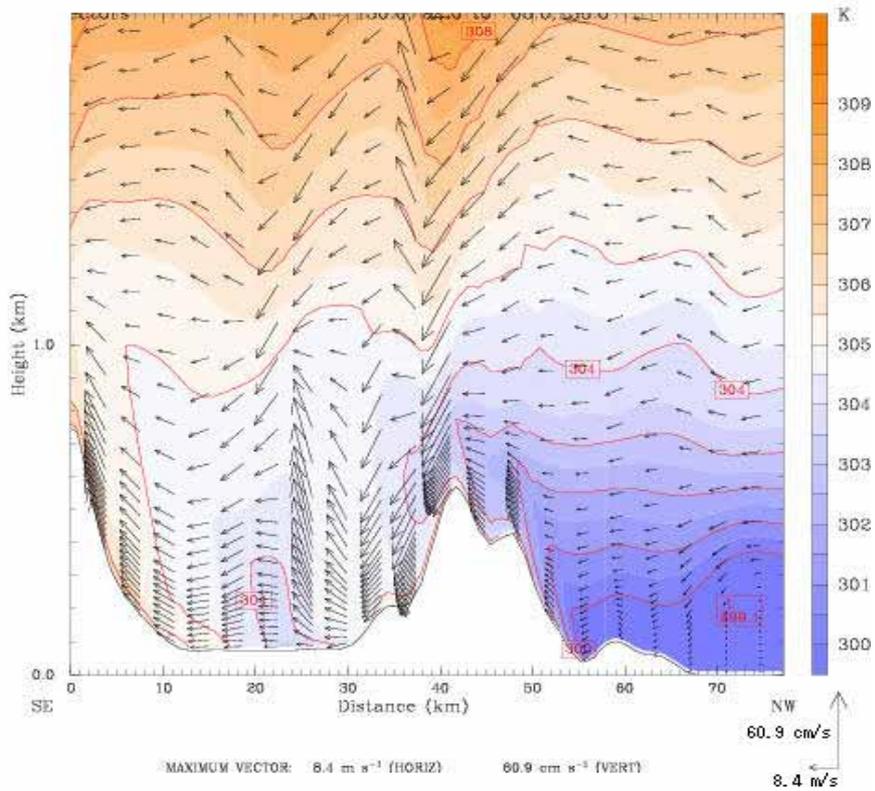


(b) 16LST

図 4.9: 図 4.6(a) のライン A に沿った断面図. カラーコンターは温位. 矢印は風ベクトルを鉛直断面に投影したもの
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]

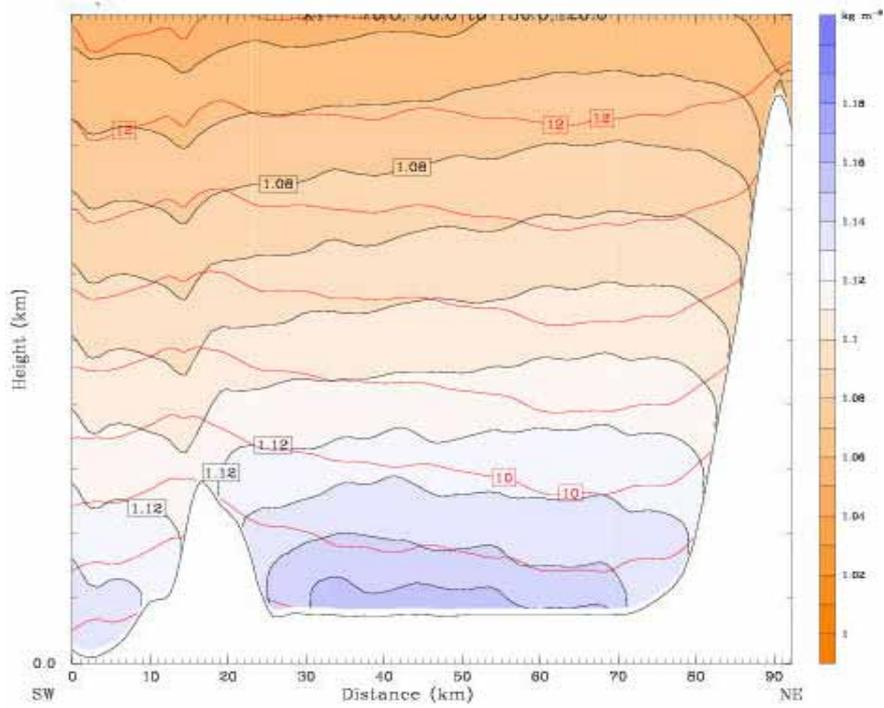


(a) 13LST

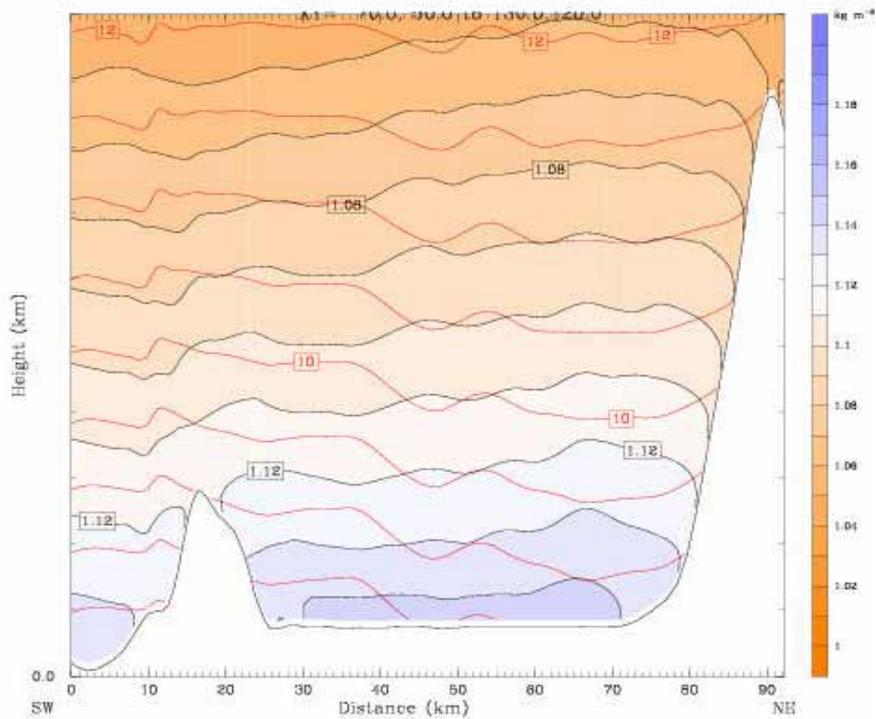


(b) 15LST

図 4.10: 図 4.6(a) のライン A に沿った断面図. カラーコンターは温位. 矢印は風ベクトルを鉛直断面に投影したもの
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]



(a) 13LST



(b) 15LST

図 4.11: 図 4.6(a) のライン A に沿った断面図. カラーコンターは密度 [kg/m^3], 赤いコンターは, 圧力偏差 p [hPa]
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]

4.5 琵琶湖を陸地に変えた実験

4.5.1 実験設定

京都盆地に侵入する東風の形成に、琵琶湖がどのような役割をもっているのかを調べるため、比較実験をおこなった。具体的には、琵琶湖の土地利用を、図:4.12のように変更した。すなわち、琵琶湖の水域を陸地(灌漑農地・耕作地)に変更し、その結果、地表面のパラメータであるアルベド、粗度長さ、熱慣性が表 5.1 のように変更される。以下、この実験を実験 NOLAKE とする。

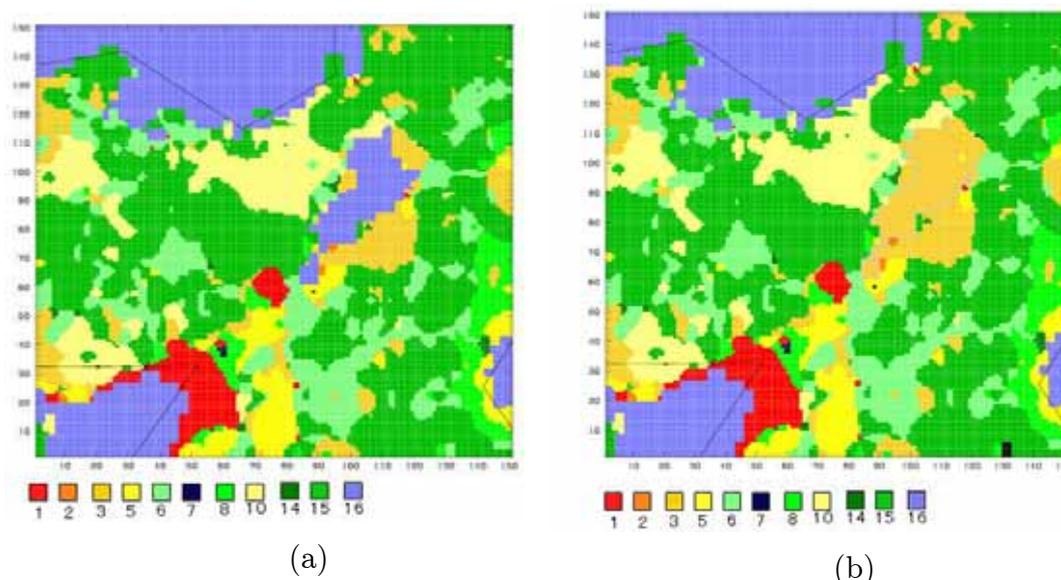


図 4.12: 土地利用変更の様子. 土地利用の数字との対応は図 : 3.1(b) と同様
(a):変更前 (b) 変更後

	アルベド [%]	粗度長さ [cm]	熱慣性 [$cal\,cm^{-2}\,K^{-1}\,s^{-1/2}$]
水	8	0.01	0.06
灌漑農地・耕作地	18	15	0.04

表 4.1: 土地利用変更の伴うアルベド、粗度長、熱慣性の変化

この土地利用の変更について、アルベドの増加は低温化に作用するが、熱慣性が小さくなるために2つの効果を合わせると高温化に作用する。

4.5.2 琵琶湖とその周辺における地表付近の温位・風の水平分布

琵琶湖の土地利用を水から陸地に変えた場合の地表面付近の温位と風の分布を、図 4.13 に示した。描画領域は実験 CONTROL と同じく図 4.3 の領域である。

まず 9LST の時刻をみると、実験 REAL の場合と異なり湖風循環は発達していないが、周囲の山々による谷風循環は発達する。また実験 CONTROL の場合、12LST には、琵琶湖から京都盆地に向かう流れが琵琶湖上で形成された。しかし、実験 NOLAKE では、そのような流れは形成されない。

14LST から 16LST にかけて、京都盆地に向かう流れが形成されるが、実験 REAL の場合のように京都盆地東部の山岳地帯を超えて京都盆地に侵入することはない。また、若狭湾からの海風が琵琶湖にはいり京都盆地に向かう曲がり方も実験 REAL の場合にくらべて緩やかである。

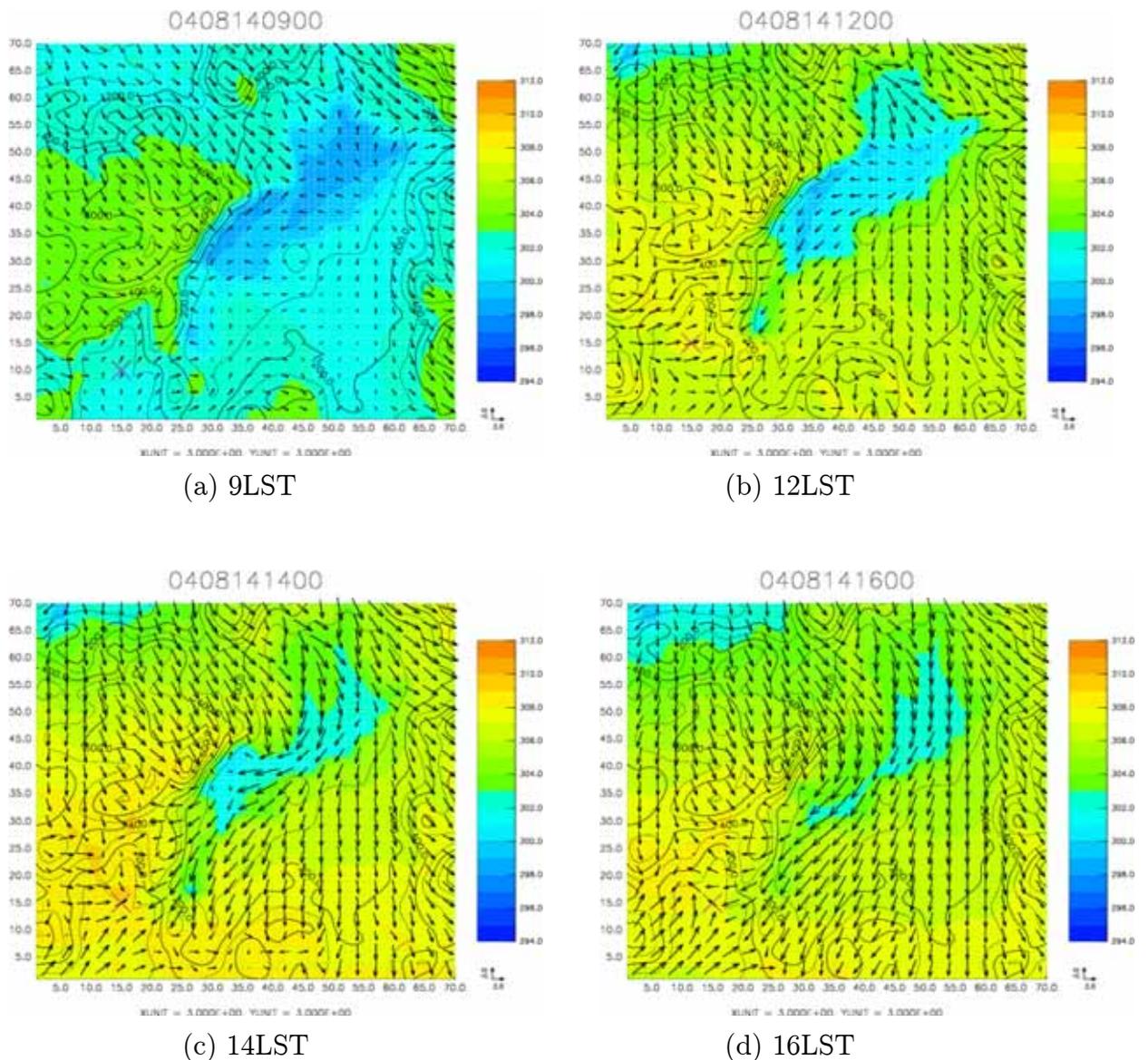


図 4.13: NOLAKE における $\sigma = 1.0$ の温位と風。カラーコンターは温位。ベクトルは風。×印は京都市の位置。

カラーコンターは温位。ベクトルは風。×印は京都市の位置。

実験 NOLAKE でも実験 CONTROL と同様に後方流跡線解析を行った．その結果を図:4.14 に示す．計算時間は，実験 CONTROL の場合と同様である．京都盆地に到達する流跡線は，実験 CONTROL の場合と異なり、1つの流跡線を除いて全て大阪湾からのものである．実験 CONTROL の場合は，図 3.2(b)における山地 A と山地 B の間を通った空気粒子が進路方向にほぼ直角にその進路を転向した．しかし，実験 NOLAKE の場合，粒子の進路をそのようにならず，琵琶湖を通過後，粒子はほぼ南下する進路をとる．

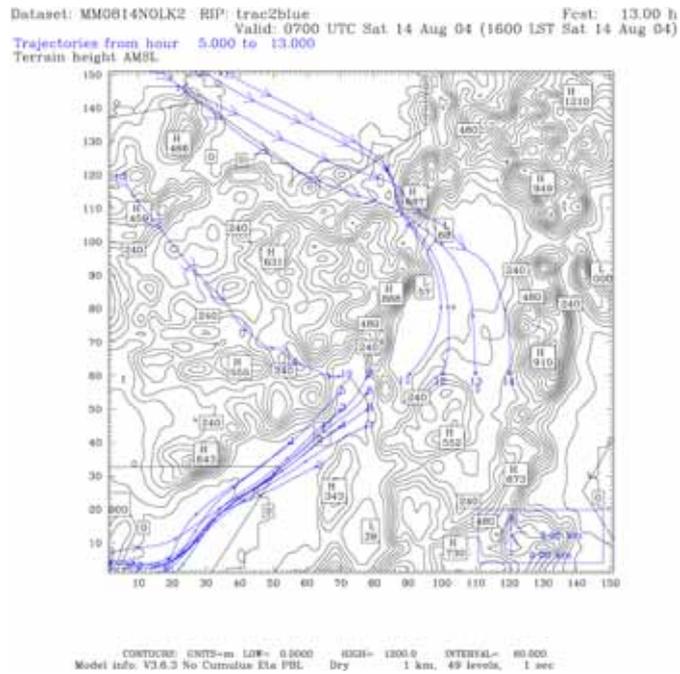


図 4.14: 実験 NOLAKE における流跡線図

4.5.3 京都盆地とその周辺の温位鉛直構造

実験 CONTROL の場合と同様に，図：4.7における各点の鉛直プロファイルを描いた．osaka での温位プロファイルは実験 CONTROL の場合と同様である．しかし，京都の下層における温位プロファイルは，実験 CONTROL の場合と異なり，下層 960hPa 以下で12時の温位よりも16時の温位の方が高くなっている．これは，実験 CONTROL の場合は，16時までに琵琶湖から低温の空気が流入してきたのに対し，実験 NOLAKE ではその効果がなかったためだと考えられる．

また当然ながら，biwako1 での温位プロファイルは実験 CONTROL の場合で下層において約 30 度であったのに対し，実験 NOLAKE の場合は約 35 度まで上昇している．特に 12LST では，実験 CONTROL の場合と比べて下層での温位差が大きくなる．地表面から 960hPa 付近まで実験と比べて 5℃から 0.5℃程度温位が高くなっている．琵琶湖を陸地にその温位差は 16LST 頃になるとごく地表付近にのみにみられるようになる．

また，biwako2 では，12LST において 990hPa から 860hPa の高さまで混合層が形成されている．地表面付近では気温が 32.5℃と非常に高くなっており，地表面からの加熱がその上の大気を暖めていると考えられる．

wakasa における温位プロファイルは実験 CONTROL のものと同様である．

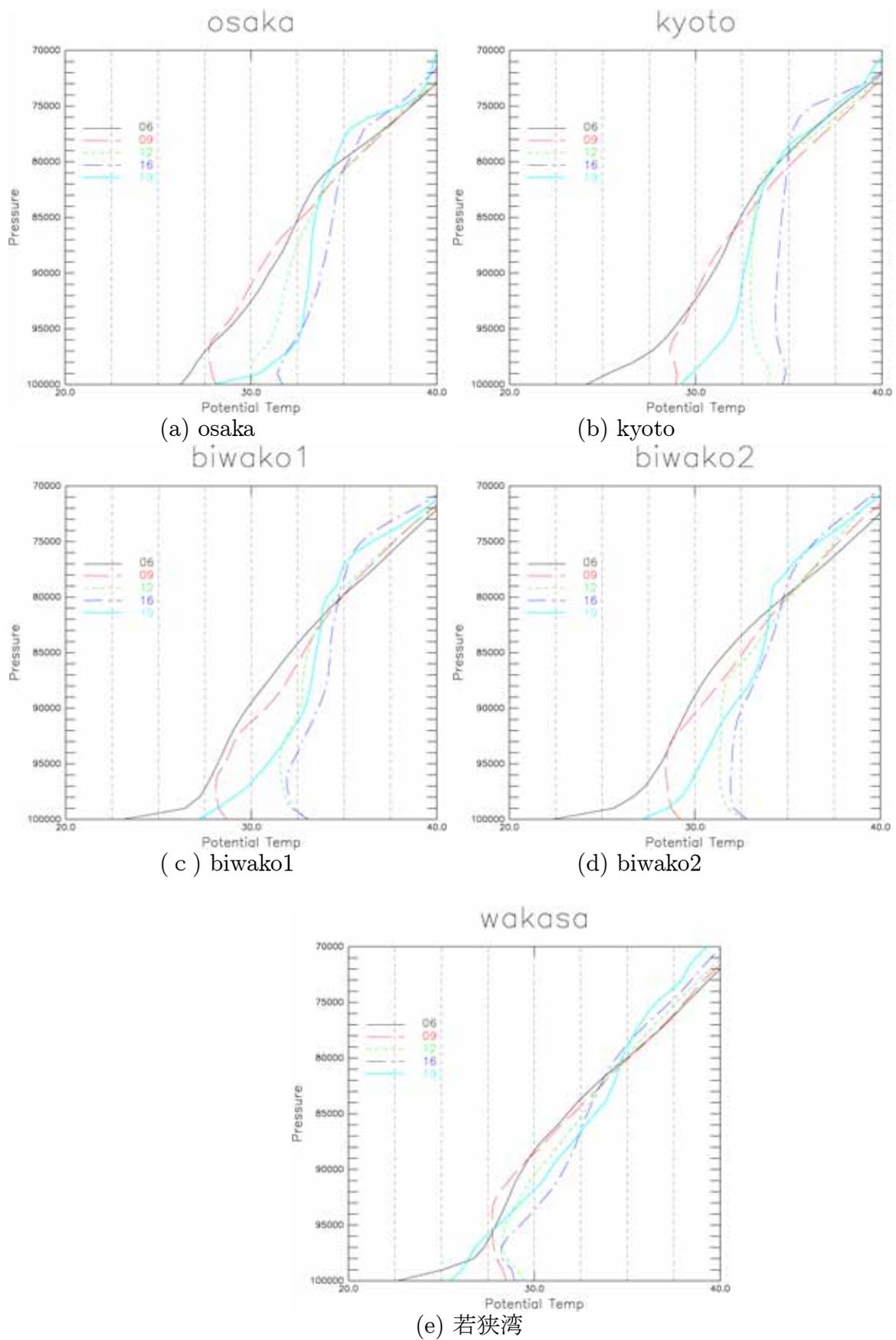


図 4.15: 各地点における温位の鉛直プロファイル 横軸が温位 [K] で縦軸は気圧 [Pa] 各線はそれぞれ, 6LST(黒:直線), 9LST(赤:破線), 12LST(緑:点線), 16LST(青:点鎖線), 19LST(水色:太線) の各時刻各高度における温位を表す.

4.5.4 琵琶湖上の大気の鉛直構造

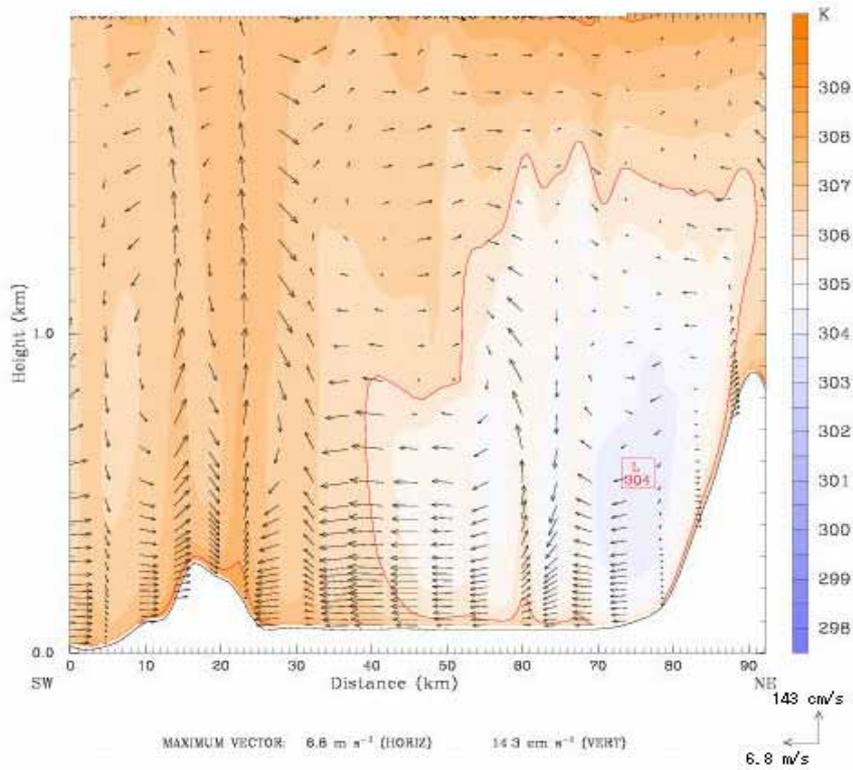
実験 CONTROL と同様に、実験 NOLAKE でも図:4.6(a)におけるライン A, ライン B に沿った鉛直断面図を描いた。まず、ライン A に断面図が図:4.16 である。図:4.9 と同様に (a) が 12LST のもので、(b) が 16LST のものである。図:4.9(a) では、12LST で琵琶湖のほぼ全域に 302 から 304K の低温位層が高さ約 500m の厚さをもって広がっていた。しかし、図:4.16(a) によると、琵琶湖が陸地になった場合、13LST において琵琶湖全体にそのような低温位層は、実験 REAL のように琵琶湖全体に広がらず、琵琶湖のやや東方に形成されるだけである。また実験 REAL でみられたような、琵琶湖西側の低温位層はみられない。また、地表面近くの温位は 306K から 308K と高くなっている。地表面が加熱されることによって、若狭湾から流入してきた冷たい空気を暖め、その結果、実験 REAL でみられたような、厚い低温位層は琵琶湖上空に形成されないと考えられる。

実験 CONTROL では、13LST において (図:4.9(a)) 琵琶湖の中心付近から京都盆地に向かって強い西向きの流れが形成されていたが、図:4.16(a) ではそのような流れはみられない。

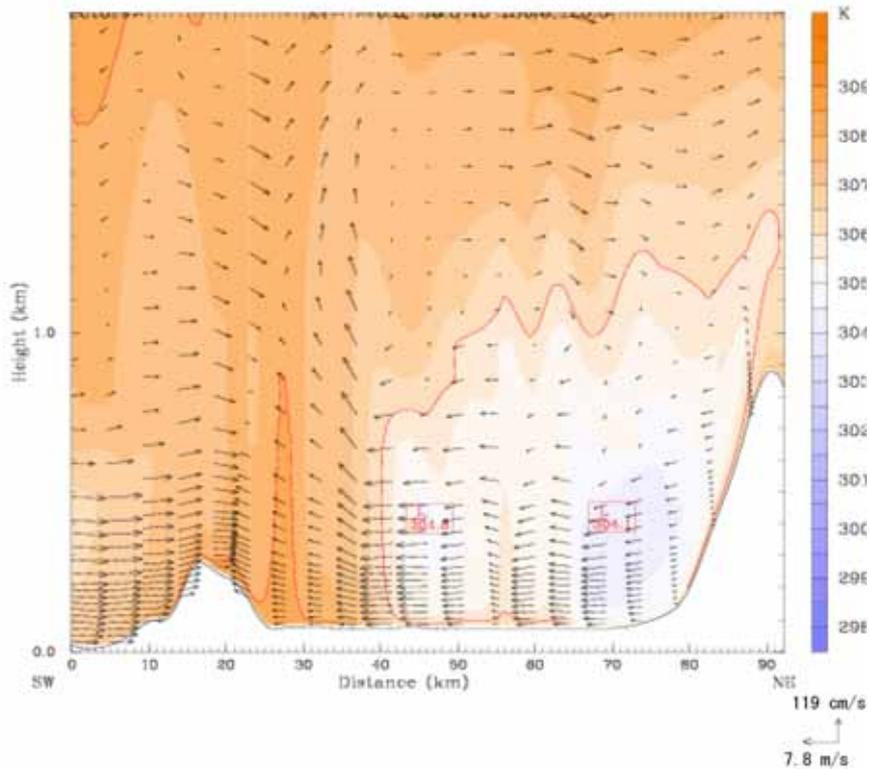
実験 NOLAKE の場合も、周囲と比べて比較的低温位層 16LST の段階でも残っているが (図:4.16(b))、それによって生じる東風の風速は実験 CONTROL のもの (図:4.9(b)) に比べて小さい。

同様に、図:4.24 に、図:4.6(a) のライン B に沿った断面図を示した。13LST における図:4.17(a) の鉛直断面図をみると、若狭湾からの海風が琵琶湖上空に侵入しているが、地表面付近の加熱により、実験 REAL のような地表から 1km まで結合した低温位層は形成されない。また、16LST でも同様の傾向がみられる。

図:4.18 は、図:4.6(a) のライン A に沿った断面図で密度と気圧偏差が描かれてある。実験 CONTROL と大きくことなることは、下層の高密度域が琵琶湖の東側にかたよっていることである。また、この高密度域は気圧偏差の高いところと対応していることから、気圧偏差によって直接高密度層が形成されたと考えられる。さらに実験 CONTROL に比べて、琵琶湖下層での気圧偏差が 0.5hPa ほど小さくなっている。その結果、琵琶湖と京都盆地の間の気圧傾度は小さくなった。

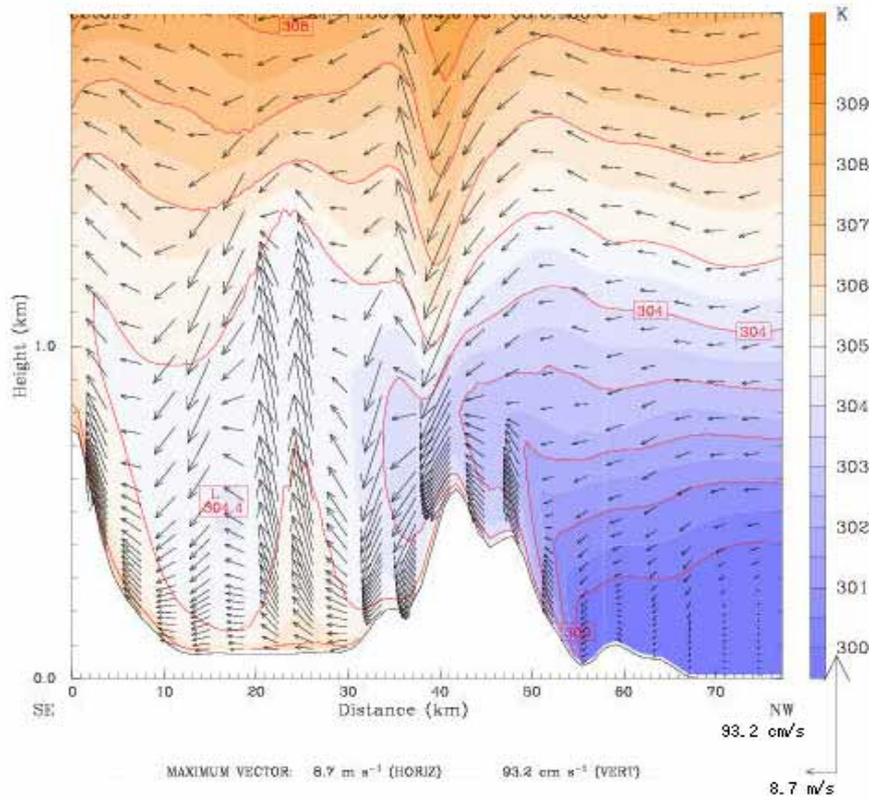


(a) 13LST

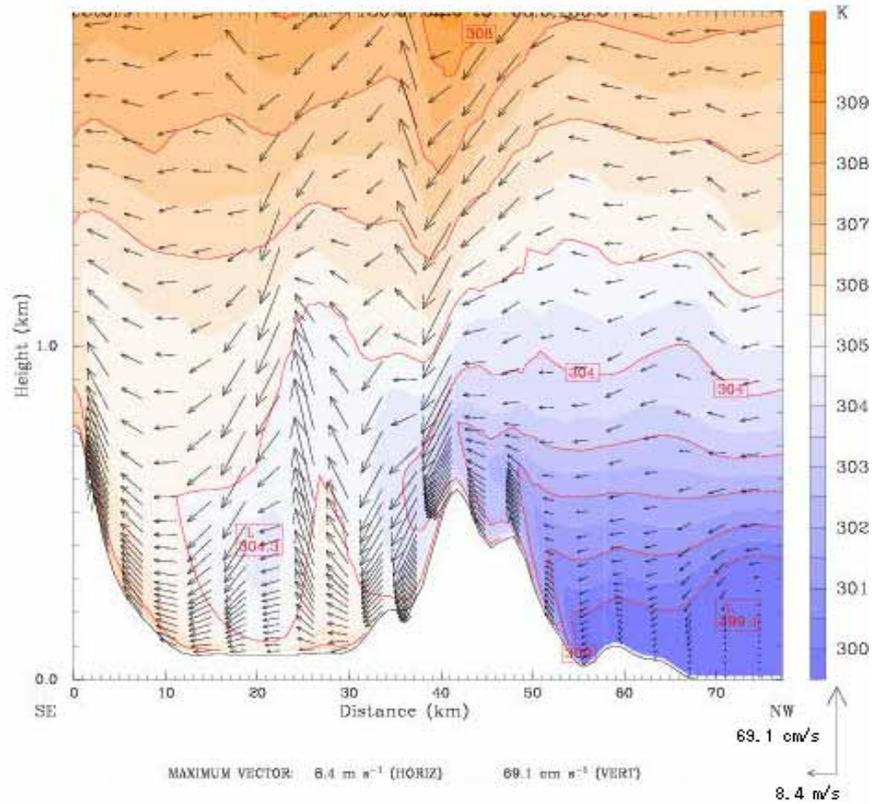


(b) 16LST

図 4.16: 図 4.6(a) のライン A に沿った断面図. カラーコンターは温位. 矢印は風ベクトルを鉛直断面に投影したもの
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]

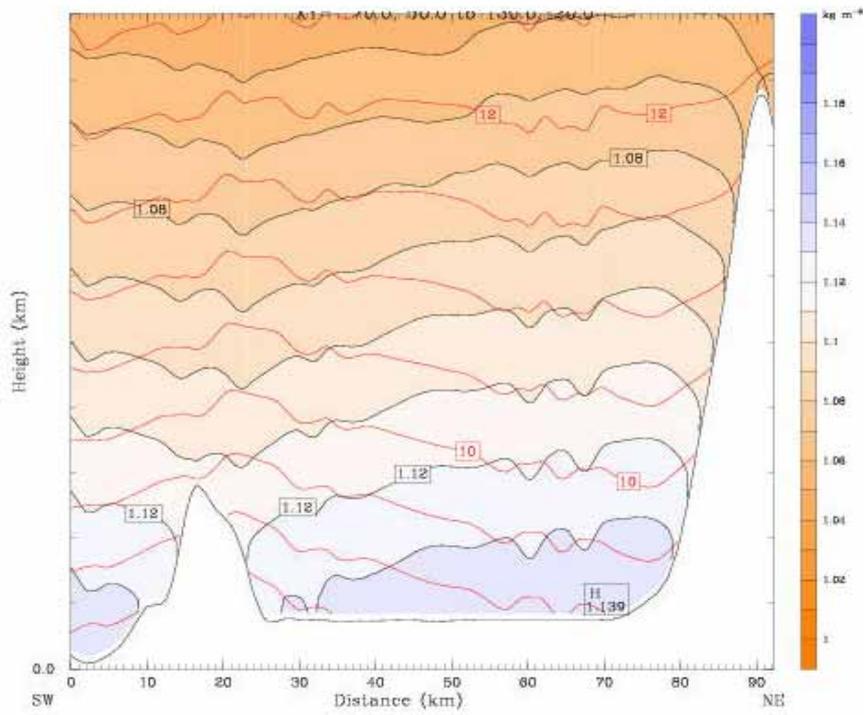


(a) 13LST

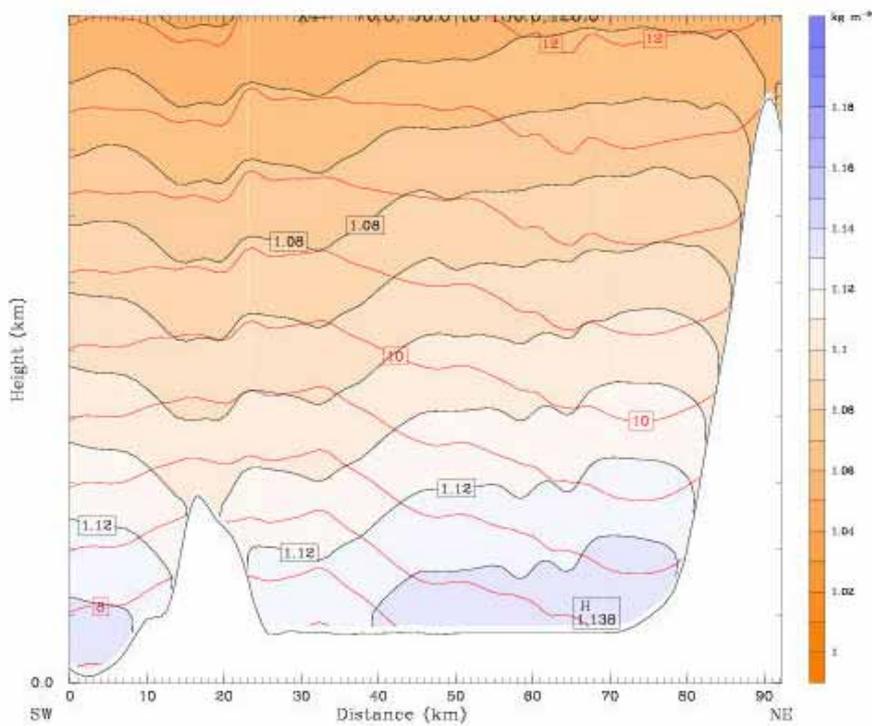


(b) 15LST

図 4.17: 図:4.6(a) のライン B に沿った断面図. カラーコンターは温位. 矢印は風ベクトルを鉛直断面に投影したもの
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]



(a) 13LST



(b) 15LST

図 4.18: 図 4.6(a) のライン A に沿った断面図. カラーコンターは密度 [kg/m^3]. 赤いコンターは気圧偏差 p'
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]

4.6 日本海を陸地に変えた実験

4.6.1 実験設定

前節のまでの議論で，若狭湾からの海風が琵琶湖の低温域と結合して厚さ 1km 程度の巨大な低温層を形成すると述べた．しかし，実際には，若狭湾からの海風がなくても，北よりの一般風のみで，琵琶湖の冷氣層のみで京都盆地に東風が流入する可能性がある．

そこで，若狭湾からの海風の重要性をたしかめるために琵琶湖の土地利用を，図:4.19のように変更した．以下，この実験を実験 NOSEA とする．

すなわち，琵琶湖の水域を陸地 (灌漑農地・耕作地) に変更し，その結果として変わる，地表面のパラメータであるアルベド，粗度長さ，熱慣性の変化は実験 NOLAKE と同様である．

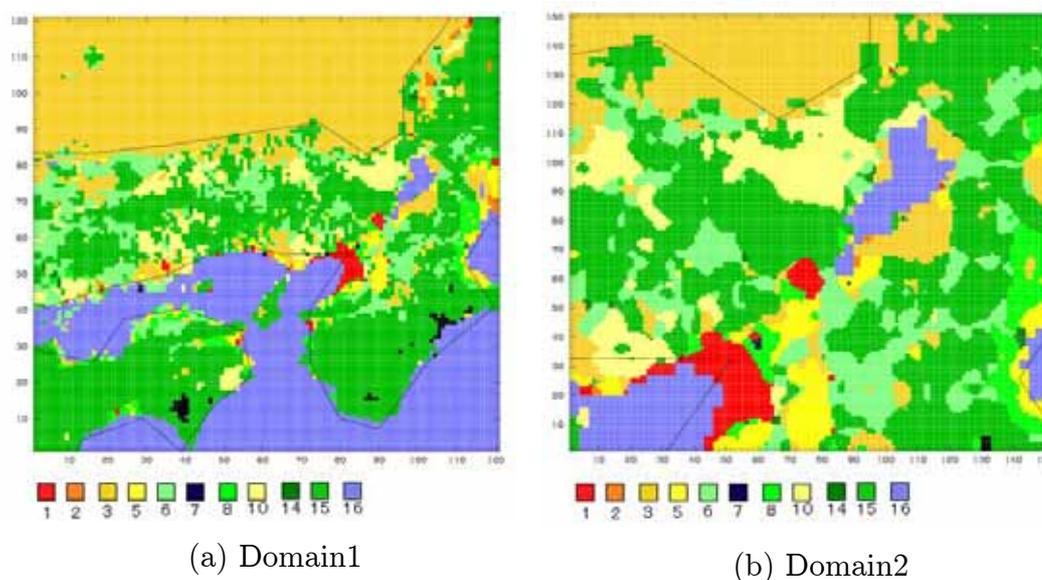


図 4.19: 土地利用変更の様子. a):Domain1 (b)Domain2. 日本海を陸地に変更した

4.6.2 琵琶湖とその周辺における地上付近の温位・風の水平分布

図:4.20に実験 NOSEA における京都盆地周辺の温位・風の分布を示す．まず，図:4.20(a)，(b)より，9LST から 12LST にかけて，若狭湾からの海風が図:3.2(b)における山地 B を超える様子みられない．琵琶湖の発散場の中心は，実験 CONTROL や NOLAKE と同様に琵琶湖の北東側に位置する．また，14LST(図:4.20(c))では，琵琶湖の北東に位置する発散場と，琵琶湖周辺の山々による谷風が発達する．しかし，16LST(図:4.20(d))の時刻になっても，実験 CONTROL のような若狭湾から琵琶湖を経由して京都盆地に向かう海風の経路は形成されない．

4.6.3 京都盆地とその周辺における各地点の温位鉛直構造

実験 REAL，実験 NOLAKE と同様に，図：4.7内の各地点，各時間における温位の鉛直構造を，図：4.21に示した．

まず，図：4.21(b)の kyoto における温位プロファイルを見ると，1000hPa から 960hPa にかけての下層で，実験 CONTROL で見られたような低温位な層は形成されない．

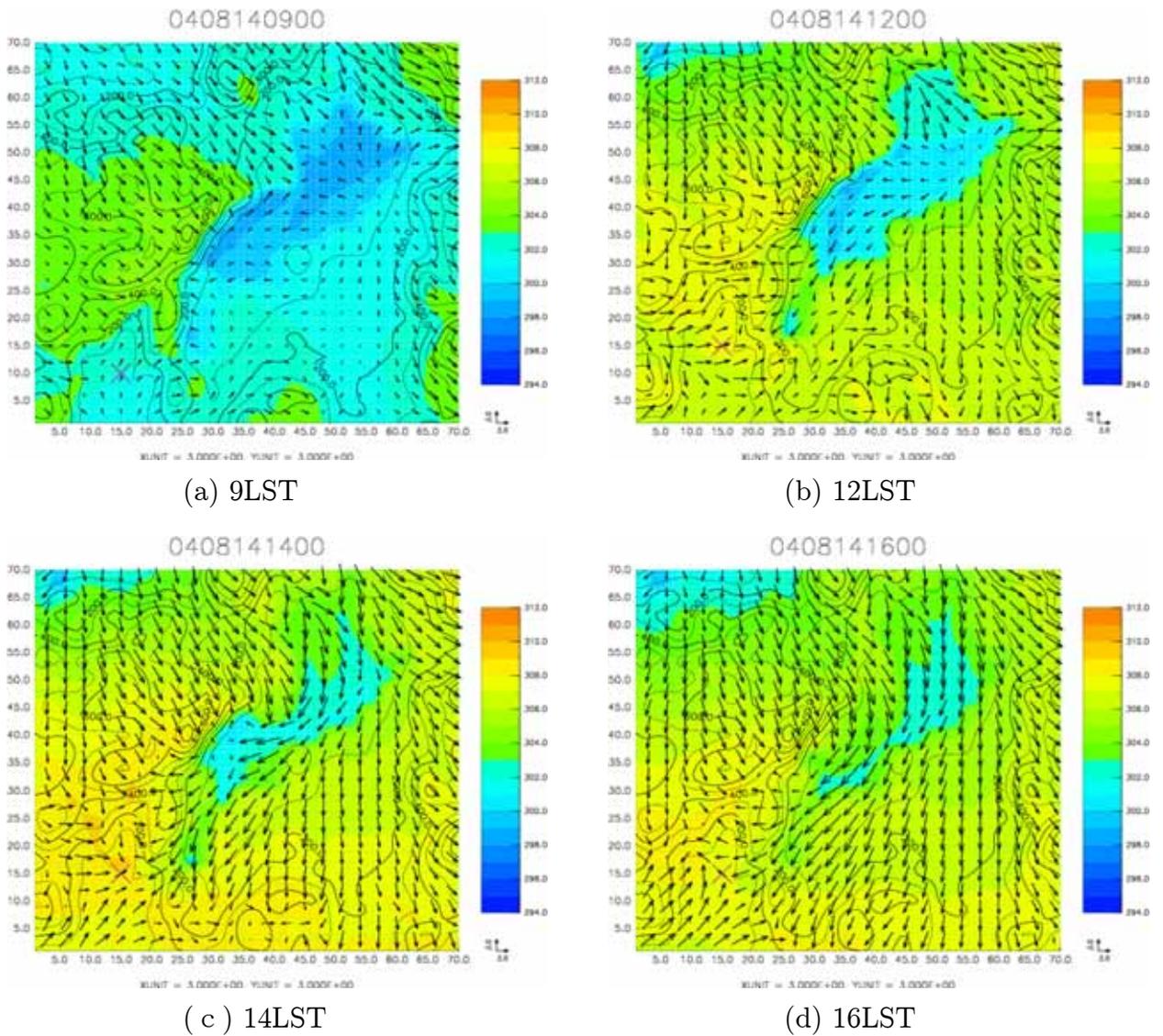
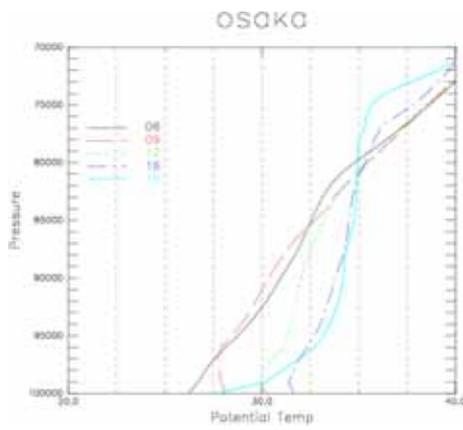
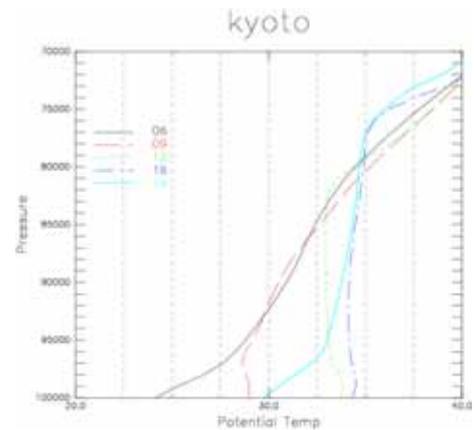


図 4.20: NOSEA における $\sigma = 1.0$ の温位・風. カラーコンターは温位. ベクトルは風. ×印は京都市の位置.

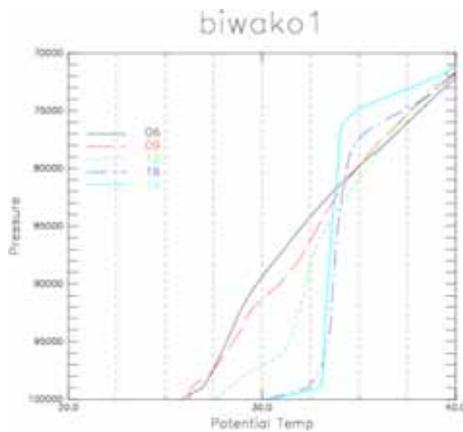
図:4.21(c) と図 : 4.21(d) の琵琶湖上の温位プロファイルについては, 16LST において, ほぼ 1000hPa で温位は低くなり約 30℃であるが, その低温位層は 990hPa の高さまでで, それより上空では, 温位の値は 800hPa 付近まで約 35℃の高い温位でほぼ一定である. このことから実験 CONTROL と実験 NOLAKE において琵琶湖上層に低温位域の形成には若狭湾からの海風が関係していることが示唆される. また, 図 : 4.21(e) によれば, wakasa では, 日本海を陸地にしたために若狭湾からの海風進入による冷却効果はなくなり, 下層で大気が加熱されている.



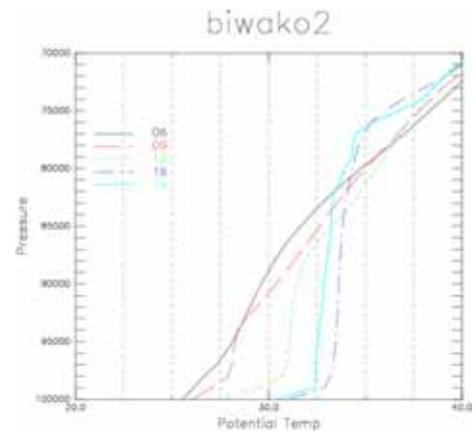
(a) osaka



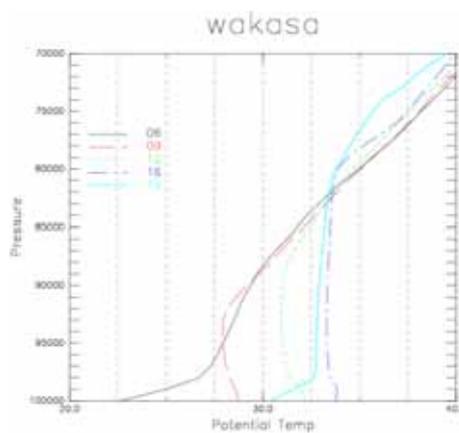
(b) kyoto



(c) biwako1



(d) biwako2



(e) wakasa

図 4.21: NOSEA における $\sigma = 1.0$ の温位・風水平断面図. 横軸が温位 [K] で縦軸は気圧 [Pa]. 各線はそれぞれ, 6LST(黒:直線), 9LST(赤:破線), 12LST(緑:点線), 16LST(青:点鎖線), 19LST(水色:太線) の各時刻各高度における温位を表す.

4.6.4 琵琶湖上における大気鉛直断面図

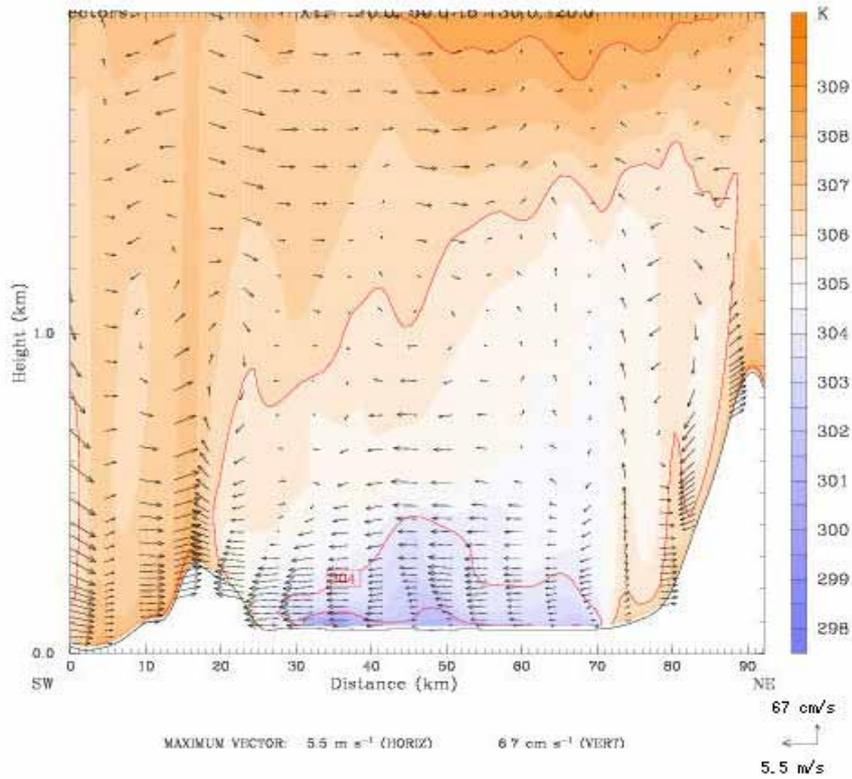
図 : 4.22 に図 : 4.6(a) におけるライン A に沿った断面図を示した. 4.22(a) が 13LST のものである. 図 : 4.9(a) では, 琵琶湖の中心付近に厚さ 200 から 300 m の低温位層が形

成される。しかし、その低温位層は16LSTにはほとんど解消されてしまっている。(図: 4.23)。このことから、琵琶湖上の低温位層が維持されるためには、実験 REAL のように若狭湾から低温位の海風が流入してくる必要があると考えられる。

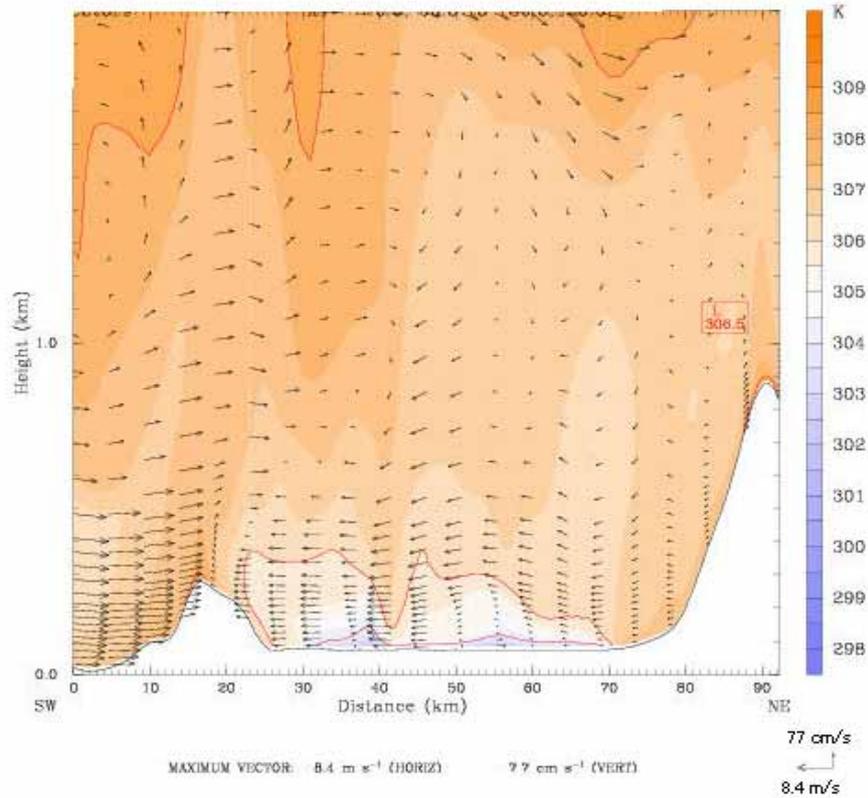
また、4.9(b)において琵琶湖上の地表から0.5mの間で、6.0m/sから9.0m/sの強い東風が吹いているのに対し、図:4.22では2.0m/sから6.0m/s程度で風速も弱くなっている。

実験 REAL と同様に、図:4.6(a)におけるラインBに沿った断面図を示した。13LSTの段階で、若狭湾からの風は琵琶湖上に進入するが(4.23(a))、実験 CONTROL における図:??の様に、若狭湾からの海風と琵琶湖上の低温位層と若狭湾からの海風が結合した様子はみられない。また、13LSTでは琵琶湖上に孤立して存在していた低温位層は、ほとんど解消される。

図:??は、図:4.6におけるラインAに沿った断面図を示したものである。実験 CONTROL と同様に琵琶湖の中心部に高密度層が形成されているが、その位置は気圧が極大域と対応している。すなわち、琵琶湖の気圧の極大域が形成され、その結果密度の極大域ができていると考えられる。

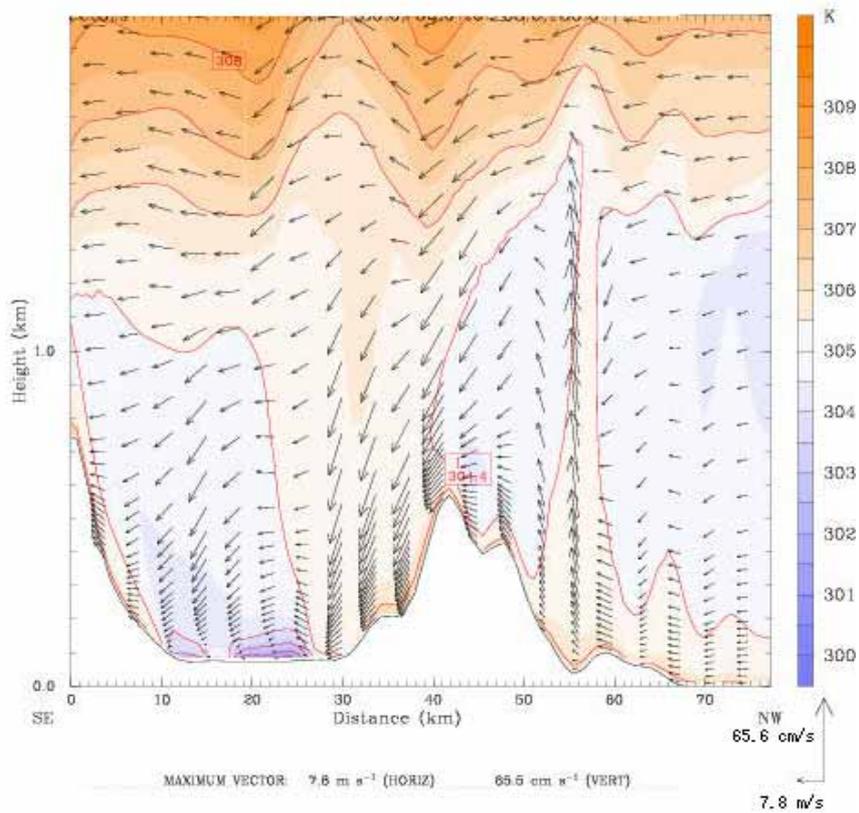


(a) 13LST

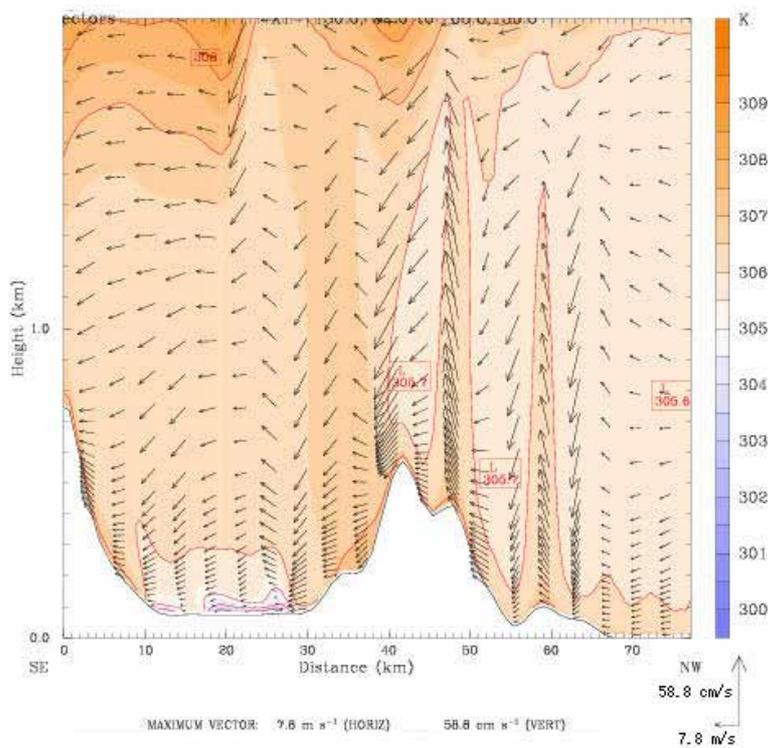


(b) 16LST

図 4.22: 図 4.6(a) のライン A に沿った断面図. カラーコンターは温位. 矢印は風ベクトルを鉛直断面に投影したもの
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]

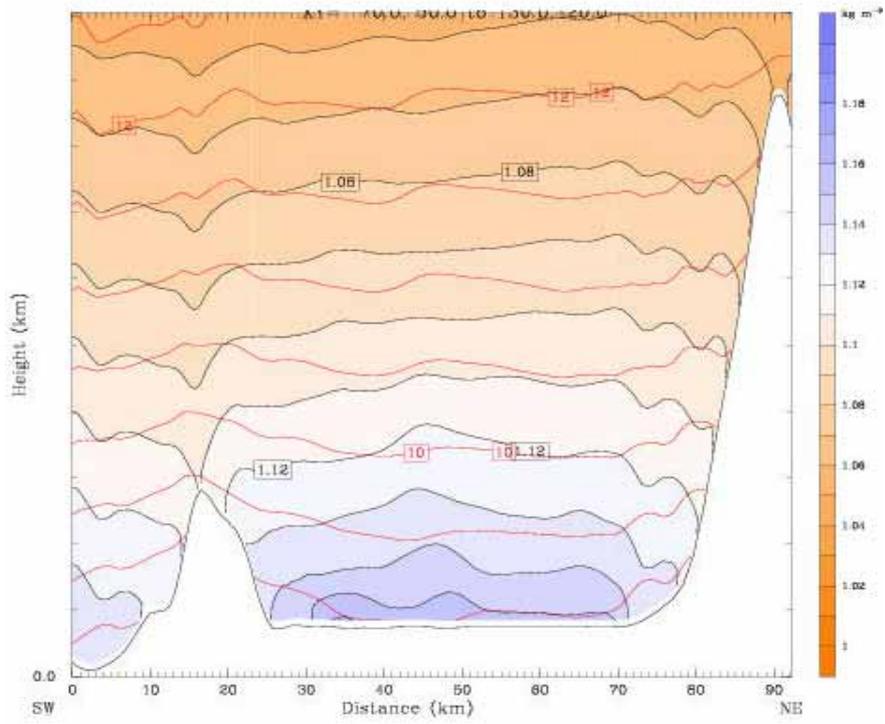


(a) 13LST

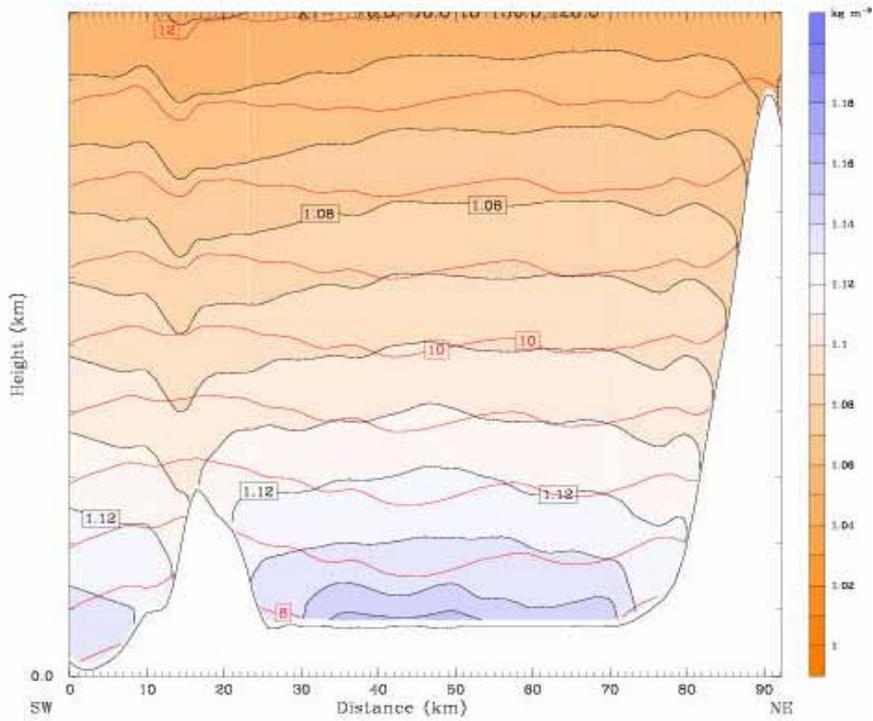


(b) 15LST

図 4.23: 図 4.6(a) のライン B に沿った断面図. カラーコンターは温位. 矢印は風ベクトルを鉛直断面に投影したもの
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]



(a) 13LST



(b) 15LST

図 4.24: 図 4.6(a) のライン A に沿った断面図. カラーコンターは密度 [kg/m^3]. 赤いコンターは気圧偏差 p' [hPa]
 x 軸: ライン左端からの距離 [km], y 軸: 高さ [km]

4.7 各実験における京都-琵琶湖間の気圧差について

琵琶湖-京都間の気圧差が一日のうちどのように変化するかを調べた。琵琶湖上と京都の気圧は、図:4.25 で示されるような平均領域で平均をとってある。また、気圧の値は静力学平衡近似で高度 150m の値に補正してある。その結果が、図: 4.26 である。実験 NOLAKE や実験 NOSEA の結果に比べて、実験 CONTROL では 11LST 以降、琵琶湖-京都間の気圧差が拡大していることがわかる。その気圧差は 14LST において最大になり、この時刻は琵琶湖からの東風が京都盆地に侵入し始めた時刻と一致する。また、若狭湾からの海風の効果を除いた実験 NOSEA と実験 NOLAKE を比べた場合その気圧差が極大になる時刻は 3 時間程度の時間差がある。すなわち、11LST までは、琵琶湖だけの効果で京都-琵琶湖間の気圧差が強まったが、それ以降は、琵琶湖上に若狭湾からの冷温な海風が進入することによって気圧差の拡大したと考えられる。

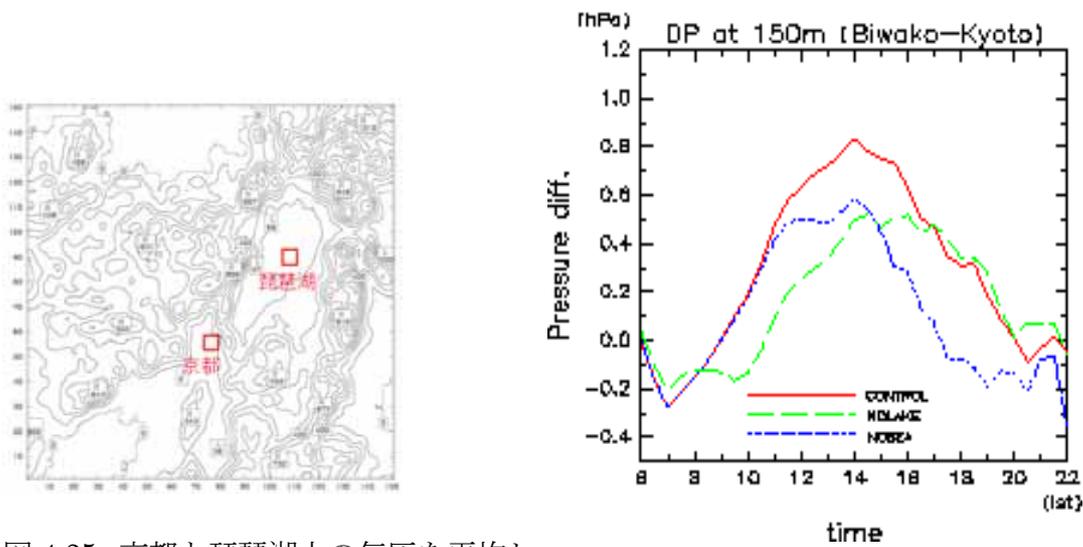


図 4.25: 京都と琵琶湖上の気圧を平均し

た領域。領域の大きさは 7grid × 7grid

図 4.26: 各実験における琵琶湖-京都間の気圧偏差。値は琵琶湖上の気圧から京都の気圧をひいたもの

第5章 まとめ

5.1 近畿地方の広域海風の分類について

本研究では、まず近畿地方とその周辺広域海風について、気象庁電子閲覧室により提供されている風データをもちいて Ward 法によるクラスター解析をおこなった。データ採用期間は、1995 年から 1994 年の 7 月、8 月で京都地方気象台における日照時間が 6 時間以上のものをもちいた。

その結果、広域海風はタイプ別に、表:5.1 のように分類できることがわかった。

クラスター名	特徴
cluster1	メンバー数のもっとも多い基本的なタイプ
cluster2	瀬戸内から内陸部への風が卓越する
cluster3	若狭湾から琵琶湖を經由して京都盆地に海風が侵入する
cluster4	伊勢湾からの海風が卓越する
cluster5	強い北風が近畿・中国地方を覆う。京都盆地上に風の収束線ができる。

表 5.1: 各クラスタータイプの説明

に分類できることがわかった。これらの結果は、高田・田中(1996)の結果と整合した。

5.2 数値実験の結果

5つのクラスタータイプのなかから、高田・田中(1996)で論じられている京都盆地から東風が進入してくるタイプを選択し、数値実験をおこなった。

そして、琵琶湖から山岳地帯を乗り越えて京都盆地に侵入する東風がどのような構造をもっているかを調べるために表:5.2にあるような3つの実験を行った。

実験名	特徴	京都盆地への東風の侵入
CONTROL	琵琶湖あり，日本海あり	あり
NOLAKE	琵琶湖を陸地に変更，日本海あり	なし
NOSEA	琵琶湖あり，日本海なし	なし

表 5.2: 本研究でおこなった数値実験の概要

まず、現実的な状況で計算した実験 CONTROL では、12 時以降に琵琶湖から京都盆地に向かう流れが形成されることがわかった。またその東風の経路は、若狭湾からの海風が琵琶湖上で進路方向に向かってほぼ 90° 右に転向し京都盆地に侵入した。

また、比較実験をおこなうことにより、京都盆地に侵入する東風に関して、琵琶湖と若狭湾からの海風の役割を検討した。実験 REAL では、若狭湾からの冷温な海風が琵琶

湖上の冷温層と結合することにより、13LSTに1km程度の巨大な冷氣層が琵琶湖上に形成された。その冷氣層が午後遅くまで維持されることにより、琵琶湖から京都盆地に向かう風が強化され、京都盆地に侵入した。

この地表から上層1kmまで直立した構造をしている冷氣層は、琵琶湖を陸地に変えた実験では、地表面が加熱されるために形成されなかった。また、琵琶湖に東風は侵入できなかった。

日本海を陸地に変えた実験の場合は、若狭湾から冷温な海風の進入がないためにこの冷氣層は形成されず、東風の侵入もなかった。

結果として、琵琶湖から京都盆地に東風が侵入するためには、琵琶湖の存在と若狭湾からの海風のいずれも重要な役割をしていることがわかった。

密度と気圧偏差の分布から、各実験の琵琶湖上の大気構造の概念図は図:5.1のようになる。現実的な土地利用をもちいて計算した実験 REAL の場合、琵琶湖上の大気が琵琶湖によって冷やされて高密度層ができる。この高密度層が琵琶湖上の大気を高圧化する。また同時に、若狭湾から海風が進入してくるために琵琶湖の東部に高圧部が発生する。この2つの高圧部が合成されることにより、琵琶湖上に京都盆地にむかう強い流れが形成され、山岳部を超えて京都盆地に侵入することが示唆される。

一方、琵琶湖を陸地に変えた実験 NOLAKE の場合は、琵琶湖東部に高圧部は形成されるが、高密度層は形成されなかった。そのため、気圧は、琵琶湖全体の下層で実験 REAL に比べて低くなった。結果として、琵琶湖と京都盆地の間の気圧傾度は実験 REAL のように拡大せず、琵琶湖から京都にむかう流れの強化はおこらなかった。

また、日本海を陸地に変えた実験 NOSEA の場合は、高密度層は形成されるが、琵琶湖東部に高圧部は形成されないため、琵琶湖から京都盆地に向かう強い流れは形成されない。

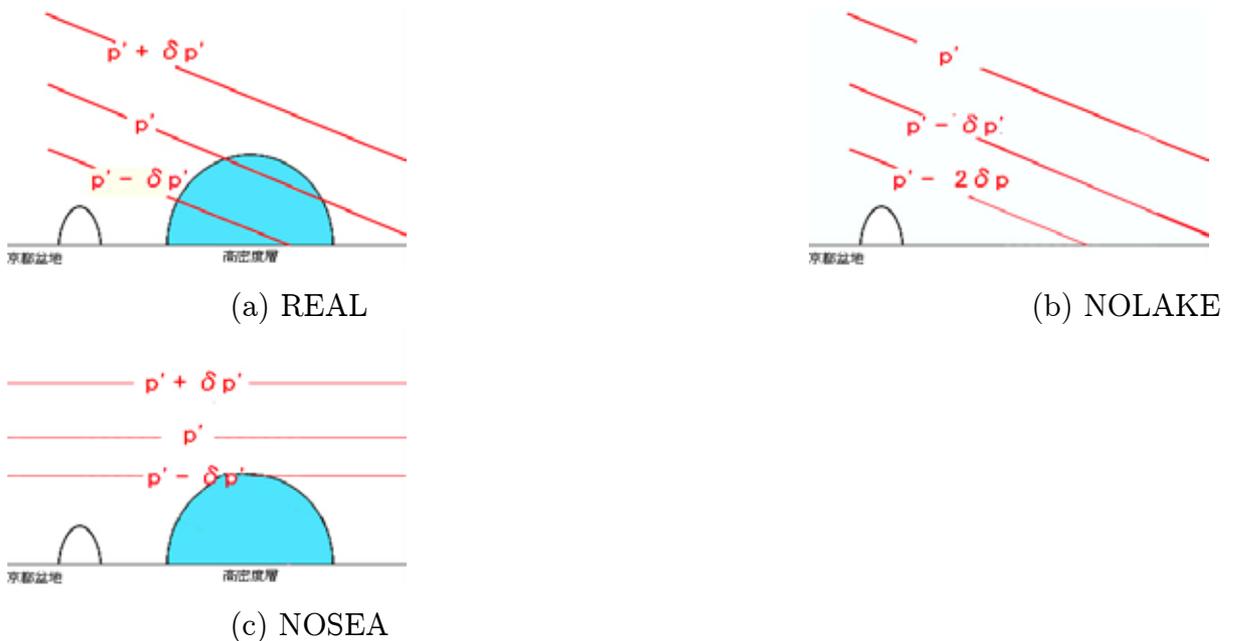


図 5.1: 各実験における琵琶湖上の大気の鉛直構造の模式図：青く塗られているものが高密度層、赤線は等圧線

このような琵琶湖上の大気構造に伴い、実験 CONTROL において、他の実験に比べて11LST以降、琵琶湖-京都盆地間の気圧差が拡大した。その差が最大になるのは14LSTであり、これは琵琶湖から京都盆地に東風が侵入し始める時刻と一致する。すなわち、午前の段階では琵琶湖のみの効果で琵琶湖-京都間の気圧差が拡大したが、それ以降、午後

の段階では、琵琶湖上に冷温な若狭湾からの海風が進入することにより琵琶湖上の冷気層を維持した。その結果、さらに琵琶湖と京都盆地の気圧差が強まり、京都盆地に東風が侵入したと思われる。

また、琵琶湖上の風速を各実験で比較してみると、実験 CONTROLにおいてその大きさは最も強くなっており、この東風は、琵琶湖と若狭湾からの海風の相互作用によって強化されていることが示唆されている。

3つの実験を比較した結果、若狭湾からの海風が琵琶湖を經由して京都盆地に侵入するためには、1) 琵琶湖が上空の大気を冷却して高密度化 (=琵琶湖領域全体の高压化) するという効果と、2) 若狭湾からの冷温な海風が琵琶湖東部に高压部を形成する、という2つの効果が重要であると考えられる。

謝辞

本研究を進めるにあたり，指導教官である岩嶋樹也教授には，熱心なご指導と助言を頂き，大変感謝しています。また，向川 均助教授，井口 敬雄助手，現大阪府立大学勤務の久保田 拓志研究員には日頃からセミナーなどで貴重な助言を頂き，大変助かりました。本当にありがとうございました。

また，物理気候学研究室の木田 秀次教授，里村 雄彦助教授をはじめとする皆様には合同セミナーにおいて有意義なコメントをいただくことができ，研究を進める上で多いに参考になりました。心から感謝致します。

本研究では，NCAR 提供のメソスケールモデル MM5 を使用させていただきました。また，統計解析にもちいたデータは，気象庁電子閲覧室の Excel 形式気象データを Excel VBA を用いてダウンロード，加工して使わせていただきました。本研究の作図には，MM5 の作画プログラムである RIP4 と地球流体電脳ライブラリを使用させていただきました。

参考文献

- [1] Estoque, M.A., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, *J.Atmos.Soc.*, 19 244-250
- [2] 畠山 拓治, 田中 正昭: 山地を越える海風に関する数値実験, 1998: 京都大学防災研究所年報、第 41 号 B-1
- [3] Hiroaki kondo, 1990: A Numerical Exeriment of the "Extended Sea Breeze" over the Kanto Plain; *J. Meteor. Soc. of japan*, 68, 419-434,
- [4] 堀口 郁夫, 小林 哲夫, 塚本 修, 大槻 恭一, 2004; 局地気象学, 森北出版株式会社
- [5] 伊藤 久徳, 1995: 近畿地方広域海風に関する数値実験. *天気* 42. 1. 17-27
- [6] JOHN E SIMSON, 1997: GRAVITY CURRENTS SECOND EDITION; CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS
栗田秀実・上田洋匡・光本茂記, 1988: 弱い傾度風下での大気汚染の長距離輸送の気象学的構造; *天気*, 35, 23-65
- [7] Kusaka, H., Kimura F., Hirakuchi H., and Mizutori M., 2000 ;The effects of land-use alteration on the sea breeze and daytime heat island; *J. Meteor. Soc. of Japan*, 101, 329-358
- [8] 近藤 裕昭, 2001: 人間空間の気象学, 朝倉書店
- [9] 松山 洋, 谷本陽一, 2005; 実践! 気候データ解析
- [10] Mizuma, M., 1995: General Aspects of Land and Sea Breezes in Osaka Bay and Surrounding Area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 1029-1040
- [11] 西本清吉・児玉良三, 1970: 850mb の地衡風と彦根の風との関係, 気象庁研究時報
- [12] Nolan T. Atkins and Roger M. Wakimoto: Influence of the Synoptic-Scale Flow on Sea Breezes Observed during CaPE. *Monthly Weather Review*, Vol.125, 2112-2130, 1997
- [13] 高田 望, 田中 正昭, 1996: 複雑な地形・海陸分布上の海風の動態、京都大学防災研究所年報、第 39 号 B-2
- [14] Yoshikado, H., 1992: Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze., *J. Applied Meteor.*, 31, 1146-1164

- [15] Ohashi and Kida, 2001: Observational Results of the Sea Breeze with a Weak Wind Region over the Northern Osaka, *J. Meteor. Soc. of Japan*, 79, 949-955
- [16] Ohashi and Kida, 2002: Local Circulations Developed in the Vicinity of Both Coastal and Inland Urban Areas — A Numerical Study with a Mesoscale Atmospheric Model, *J. of Applied Meteor.*, 41, 30-45
- [17] 小倉 義光 1997: *メソ気象の基礎理論*, 東京大学出版会
- [18] Robert C. Gilliam, Sethu Raman and Dev Dutta S. Niyogi: Observational and Numerical Study on The Influence of Large-Scale Flow Direction And Coastline Shape on Sea-Breeze Evolution, *Boundary-Layer Meteorology* Vol.111, 275-300, 2004
- [19] Yoshikado, H. 1992: Numerical Study of the Daytime Urban Effect and Its Interaction with the Sea Breeze, *J Appl. Meteor.*, Vol.31, pp.1146-1164

付録 クラスタ解析と Ward 法について

クラスタ解析はデータ解析手法の1つで、似たようなデータを集めて分類する分析手法である。ここで固体とはある N 個の変数をもつ時系列データや空間データのことである。

クラスタ解析で、どの個体どうしが似ているかを判別するにはいろいろな方法があるが、一般的には個体間の距離を定義してもちいる。

以下、その説明をする

今、ある N 個の変数をもつ I 番目の個体と J 番目の個体、

$$x_i = (x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{iN})$$

$$x_j = (x_{j1}, x_{j2}, \dots, x_{jN})$$

があるとする。このとき、個体 I と個体 J の距離は、平方ユークリッド距離をもちいて、

$$d_{ij} = \sum_{k=1}^N (x_{ik} - x_{jk})^2$$

と表せる。一番はじめの個体の合成をおこなうには、各個体同士でこのユークリッド距離をもとめて、一番距離の小さくなるペアを選びだし合成すればよい。

しかし、2回目以降、合成された個体はと別の個体との距離もユークリッド距離でもとめようとするとうまくいかないことが知られている。

合成された個体とその他の個体間の距離については、最近隣法や重心法など様々な方法が考案されているが、Ward 法はもっとも明瞭な分類ができる方法だといわれている。Ward 法では、ある N_h 個からなる h クラスタと N_k 個からなる k クラスタがクラスタ化された時、新たな J クラスタ ($N_h + N_k$ 個からなる) とその他の I クラスタ (N_i 個からなる) との距離は、

$$d_{ij} = \frac{(N_i + N_h)d_{ih} + (N_i + N_k)d_{ik} - N_i d_{hk}}{N_i + N_h + N_k} \quad (5.1)$$

とあらわされる。ここで、 d_{ih} は I クラスタと h クラスタ間の距離、 d_{ik} は i クラスタと k クラスタ間の距離、 d_{hk} は h クラスタと k クラスタ間の距離である。2回目以降のクラスタ化の際には、この d_{ij} を含めたすべてのクラスタ間の距離の中からもっとも小さい距離を選び出し、1つのクラスタに合成する。最終的な個体数を決めて、その個体数になるまで、個体間の距離を計算しながら個体同士の融合を繰り返す、