

土佐湾沿岸部に流出する陸風と夜間冷気流の乱流構造

千葉 修^{*1}・山中 慎吾^{*2}・山本 泰久^{*3}・荻野 淳一^{*4}

要 旨

南に土佐湾を臨む高知平野の北東から沿岸部に流出する陸風および夜間冷気流の乱流観測を1994年から1998年まで行ってきた。陸風と冷気流の流入によるまわりの大気への影響は気象要素や乱流統計量に顕著に反映される。それらの特徴として、1) 陸風は流入前の中立あるいは安定成層したまわりの大気に擾乱を起こし、その後の冷気流の貫入によって乱流状態が増幅される。そして陸風と冷気流の連結した流れは次第にその厚さを増し重力流の特徴を持つ風速分布を示す。2) 地表に近い大気層では乱れの強さや運動量も増加し長時間にわたり大きな変動が持続する。つまり、冷気流が陸風に加わって、その強さを増し維持する要因となっている。3) 観測例の中には陸風フロントの前に海風の名残りとしての対抗流と早朝の陸風層に関与した下降流の存在が認められた。4) 陸風流入前の大気の状態(中立または安定)に対応して陸風と冷気流による移流が上向きの顕熱輸送量の増加、あるいは下向きの顕熱輸送量の減少に寄与し、バルク式から計算した顕熱輸送量の時間変化はこの結果をよく模擬した。

1. はじめに

一般風が弱い晴天時、平野部では日没後放射冷却によって大気境界層は次第に安定化する。そして平野部に比べより早く冷却の進む山地斜面からは冷気の移流(夜間下降流)が起こる。本研究の対象である高知平野は東西約40 km、南北約10 km程度の広さで、今までの野外観測からその地域での陸風の基本構造、そして夜間冷気流の特徴が研究されてきた。一例として、1997年4月26日のソーダ観測から、夕方から夜間にかけて土佐湾に流出する流れは先ず平野部からの陸風であり、そのあと山間部で発生した冷気が後方から流れ込んでいることがわかった(千葉, 1999)。

山岳部に発源域を持つ夜間冷気流の研究は、海外ではトレーサー物質の野外拡散実験にリモートセンシング(遠隔探査)技術をも導入して盛んに行われ、冷気

流内部の構造と乱流特性が報告されている(例えば、Hootman and Blumen, 1983; Blumen, 1984)。しかし、これらの研究の主眼は冷気流であり、冷気流以外の流れとの相互関係などについて言及されていない。

この研究の目的は1994年～1998年まで沿岸部に流出した冷気流だけでなく、平野部に発生した陸風をも観測し、それらの様相と特性を把握することであり、そして冷気流がどのように陸風に関与するか、その詳細を考える基礎的な知見を得ることにある。そのために1994年から継続した沿岸部の1地点での観測に加え、1997年から新たに冷気流の発源域(山間部)と流出域(谷地形出口)にあたる観測点を増やし、3観測点での同時気象観測を行った。このような研究結果は、今後の研究、つまり陸風と夜間冷気流の乱流構造や両者の関係、さらに陸風から海風への遷移がどのような過程を経て行われるかの問題を解明する上で有意義であると思われる(Tijm and Van Delden, 1999)。

以下の第3節では1994年と、そして1997年以降の観測で得られた陸風と夜間冷気流の特徴・乱流構造について言及し、第4節ではそれらの流れが地表付近の大気に及ぼす影響を乱流統計量を評価することで検討した。

^{*1} 高知大学理学部。

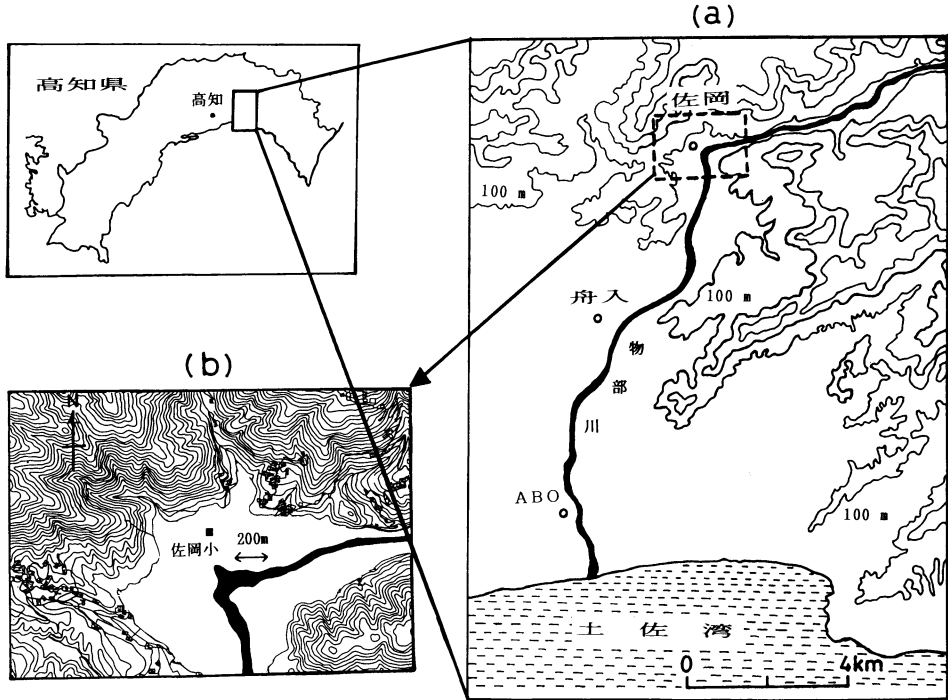
E-mail: chibaosa@cc.kochi-u.ac.jp

^{*2} (株)富士通、^{*3} (株)エヌ・エス環境科学コンサルタント。

^{*4} (株)信州ミサワホーム。

—2000年1月20日受領—

—2000年8月16日受理—



第1図 (a) 観測場所とその周辺地域. 等高線は100 m 毎. (b) 佐岡の拡大図. 等高線は10 m 毎.

2. 観測

2.1 領域・装置・データ解析

a) 領域:

夜間冷気流観測は高知県中部の高知平野の物部川沿いに位置する佐岡 (さおか), 舟入 (ふないり), そして高知大学理学部付属の大気境界層観測所 (ABO) で行われた (第1図 a). 山間部の佐岡は海岸線から内陸約11.4 km 北方の標高97 m にあり, 谷地形部の出口付近の舟入 (標高12 m) は海岸線から約7.2 km, そして, 沿岸部の ABO (標高7 m) は内陸約2.0 km にある. この観測域は日中は海風の影響を強く受け, 山間部では谷風が海風より早く発生する. 一方, 夕方平野部では日没後に海風から陸風に移り, そのあと山間部から冷気流が流下して陸風と深く連結するようになる.

・装置:

佐岡小学校の屋上 (地上高度7.7 m) に自動気象観測装置 (アーンデラー社製) の3 m のマストを立て, 標高約108 m での風速, 風向, 気温, 相対湿度, 気圧の5気象要素を2分平均値として連続観測した. 舟入には三杯風速計と光電風向計 (㈱牧野応用測器研究所製), サーミスター温度計を高度約2 m に設置した. ABO にはソーダ (㈱カイジョー, AR-410S) と高度21 m に

3次元型超音波風速温度計 (㈱カイジョー, SAT, DAT-310) が常備されている (詳細については千葉, 1999を参照のこと).

b) データ解析:

解析に使用した主な気象データは佐岡で観測した5気象要素, ABOで観測したソーダデータ (風向・風速及びファクシミリ) と SAT データ (風向・風速・気温) である. なお, データは晴天夜間に陸風と冷気流が同時に観測されたときのものである. その概要を第1表にまとめた. この中で7事例のうち4例は観測期日が1994年10月14日~12月23日で観測場所として ABO のみ, そして他の3例は1997年4月26日~1998年11月1日で佐岡, 舟入, ABO の3地点での同時観測で取得されたものである. ABO のソーダデータは15秒瞬時値あるいは1分平均値を用いた, SAT データを用いた時系列は1秒読み取りで2分平均値毎の値から求めた.

2.2 佐岡の気象特性

山間部の佐岡小学校は, その周辺の拡大図 (第1図 b) から物部川が東からの流れが南に向きを変える転回点の北側にあり, その北西から北にかけて傾斜27°以下の山斜面が控えている. そこでは朝方から日中にかけて谷風が発達し, そして夕方日没前から放射冷却に

第1表 解析に用いた観測データの概要.

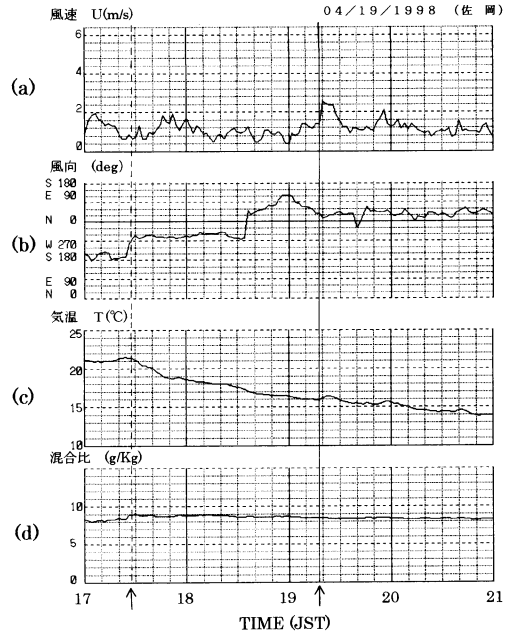
観測日 年 月/日	日没時刻 (JST)	陸風流 入時刻	冷気流 入時刻	備考
1994 10/14	17:34	17:45	19:20	ABO のみの
11/04	17:11	17:50	19:00	観測
11/24	16:59	17:30	18:15	
12/23	17:03	17:40	18:40	
1997 04/26	18:45	19:30	20:00	佐岡, 舟入,
1998 04/19	18:40	19:35	21:00	ABO で観測
11/01	17:14	17:30	18:05	

よる気温の低下が始まり冷気が蓄積しやすい場所である. さらに佐岡の北東の山間部から冷気が流入すると, その流れの向きを変える役割を担っている.

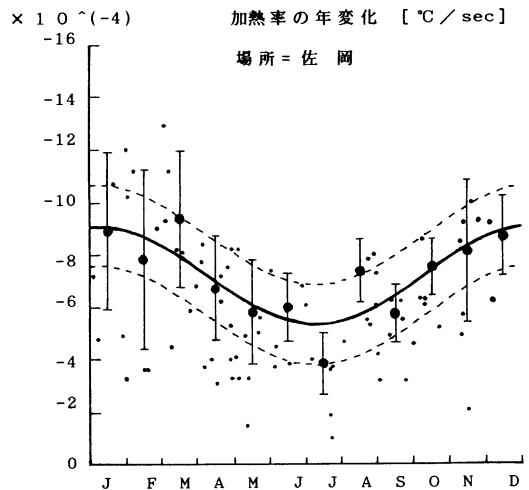
1997年4月から開始した佐岡での気象観測から以下のことが明らかにされた(千葉, 1998). 先ず, 1) 山地斜面流と谷筋に沿う流れが交互に冷気流に関与しており, 佐岡からの冷気流出時刻は季節変化を示し, ほぼ日没時刻の季節変化に類似している. 次に, 2) 頻度分布解析から冷気流出の向きはほとんど北東からで, 気温に関しては夏に24~25°C, 冬には6~7°Cが最も頻度が高い. 一方, 混合比は夏に16~17 g/kg, 冬に3~4 g/kg の最頻値 (モード) を示した.

第2図は日中佐岡で海風の侵入が確認され, 夕方冷気の流出が観測された1つの観測事例 (1998年4月19日) である. 各気象要素 (風速, 風向, 気温, 混合比) の2分値毎の時系列 (17時~21時) を示す. 山間部の佐岡では陸風は観測されず, 冷気の流出時刻の判定は以下のように行なった. つまり, 日没前の17時28分に気温低下と風向の南 (180 deg) からのシフトが始まり, そして110分のち風向が北東 (冷気流出の卓越方向) にシフトした時刻 (19時18分) を選んだ. この間放射冷却により山斜面で生じた冷気の蓄積がある. 気温低下開始時刻から冷気流出開始時刻までの時間で気温低下量を割算した値を放射による大気のコ効率 (つまり, 負の加熱率) とみなすと, $-8.3 \times 10^{-4} \text{°C/s}$ と見積もられる. なおこの時間混合比は8.5~9.0 g/kg でほぼ一定であり, 潜熱輸送量への寄与は極めて少ない.

この日を含めて1997年4月から1998年7月までの79日分のデータに基づいて解析した大気のコ効率の年変化を第3図に示す. 実線は月平均値 (図中●印) に最小二乗法を適用して求めた実験式である. 冬季に比べ夏季の方が小さい冷却率で冷気が流出する傾向にある (例えば7月は, $-3.6 \times 10^{-4} \text{°C/s} = -1.3 \text{°C/hr}$).



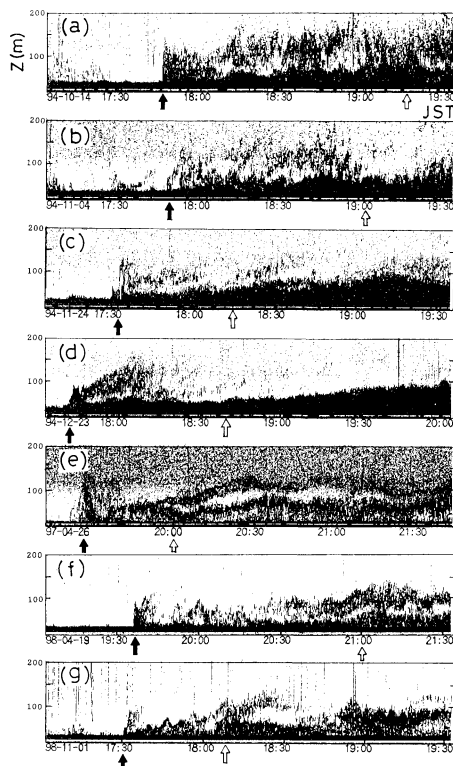
第2図 佐岡での各気象要素の時系列の一例 (1998年4月19日). 矢印は左から気温低下と冷気流出の開始時刻を示す.



第3図 佐岡での大気のコ効率 (負のとき冷却率) の季節変化. 破線は年平均における標準偏差, 縦のバーは毎月の標準偏差を示す.

3. 陸風と夜間冷気流の乱流構造

今回 ABO で観測された陸風は, ABO より内陸の平野部で発生し海方向に進む特徴をもつ (千葉, 1999). 解析データとして用いた7事例において, いずれの場

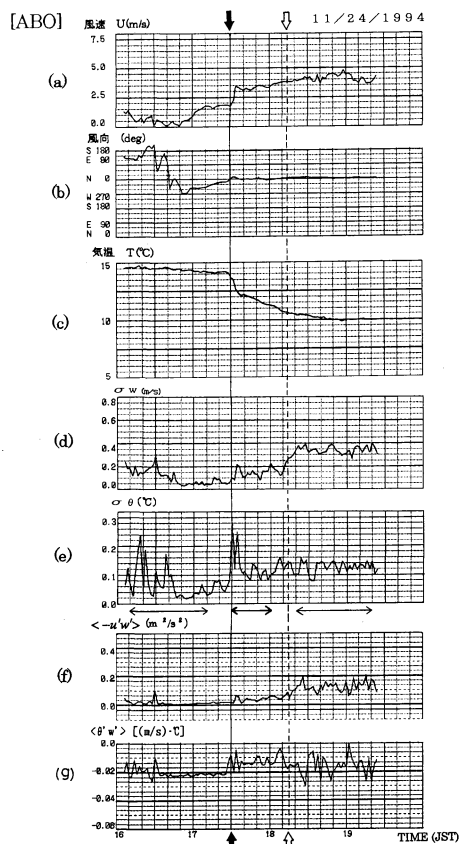


第4図 ファクシミリに可視化された流れの様子(ABO観測点). 各々, 1994年の(a)10月14日, (b)11月4日, (c)11月24日, (d)12月23日, 1997年の(e)4月26日, 1998年の(f)4月19日, (g)11月1日の観測例. 黒と白の矢印はそれぞれ陸風, 冷気の流入時刻を示す.

合も陸風と冷気流の存在が気象要素・乱流統計量の時系列とソーダのファクシミリ画像(第4図a~g), そして後述する風速南北成分の時間一高度断面図(第6図, 第8図, 第13図参照のこと)から確認された. ファクシミリには日没後中立あるいは安定成層したまわりの大気に侵入する陸風フロントが濃い壁状の形として明瞭に見られる(図中黒い矢印). その後, 冷気流(白い矢印)が陸風の下部に貫入すると両者の境目が明瞭になり, 下に冷気流と上に陸風の二層構造が認められ, さらに各々の流れの上部の形が波状を示すものも見られる(第4図e, f, g). 以下3つの観測例(c, f, g)について説明する.

3.1 1994年11月24日の観測

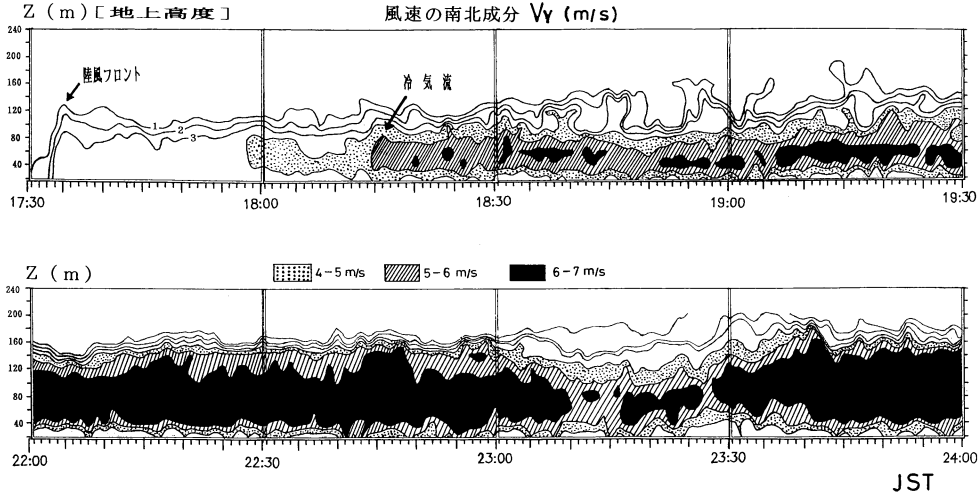
第5図はABOにおける16時から20時までの各気象要素(風速, 風向, 気温)と乱流統計量(風速鉛直成



第5図 1994年11月24日のABOでの2分値毎の気象要素(a~c)と乱流統計量(d~g)の時系列. それぞれの矢印は第4図と同じ.

分と気温変動の標準偏差: σ_w , σ_θ , そして運動量と顕熱の輸送量: $\langle -u'w' \rangle$, $\langle \theta'w' \rangle$ の時間変化を示す. 同観測点への陸風の流入は17時30分になる(同図中の黒矢印). この時刻に風向は北にシフトし終わり, 気温は下降し始める. さらに乱流統計量も変化し始め, 45分後の18時15分に冷気が流入した(図中の縦の破線). このように陸風と, そのあとの冷気流入後, 乱流統計量は増加傾向を示す.

ソーダで得られた風の南北成分 V_y ($V_y > 0$ は北風を示す) の時間一高度断面図(第6図を参照)からも17時30分に厚さが約120 mの陸風フロントが, そして18時15分に冷気の流入の様子がみられる. 冷気流の厚さは始めに約80 mであったのが時間とともに増加し, 22時過ぎには140 m程度まで発達している. 特に高度80 m近辺で極大風速を示し, 重力流の1つの特徴がみ



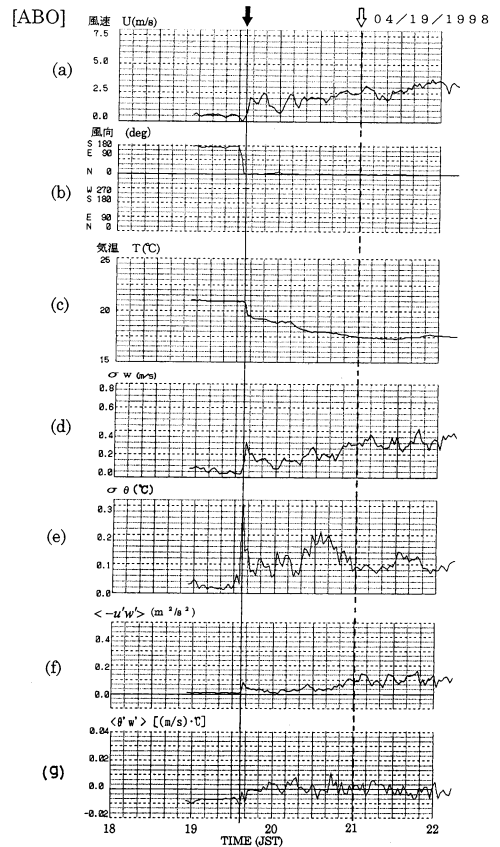
第6図 1994年11月24日の風速の南北成分 (V_y の正の値が北風) の時間—高度断面図 (ABO 観測点). Z は地上高度.

られる. こうして陸風内部に貫入した冷気流が陸風と一体となって運動量を増加させ, 結果として, その厚さが増すことは理論的に予想される (Sutton, 1953). 流速は23時10分過ぎに一時弱くなるものの冷気の供給が後方から長時間にわたり継続されているのがわかる.

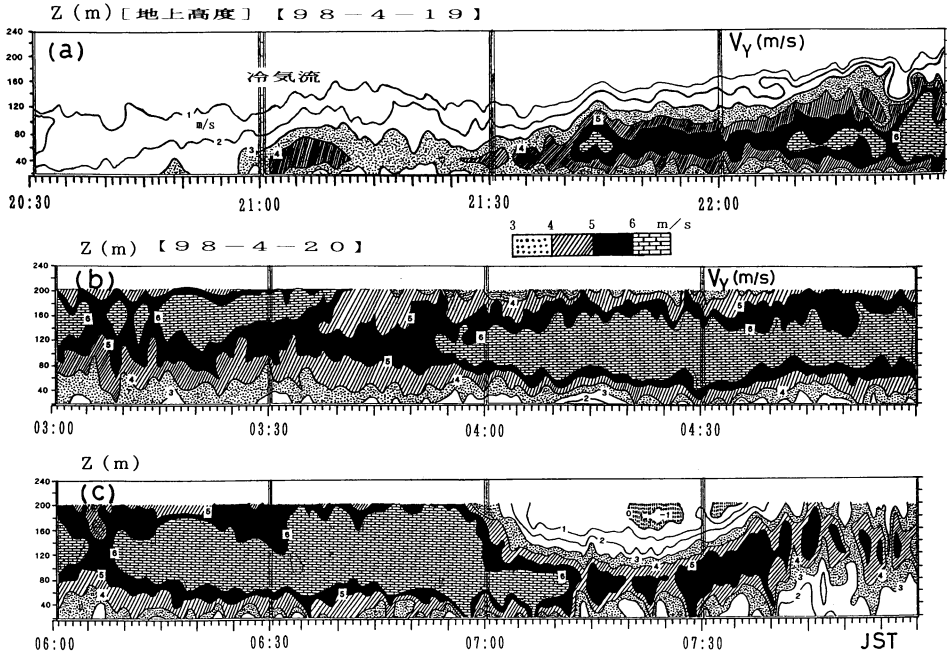
3.2 1998年4月19日の観測

観測当日, ABO では19時35分頃に陸風が, そして21時頃に冷気流が観測された (第7図). 陸風流入後の気象要素と乱流統計量の変化は1994年11月24日の場合とよく似ている (第5図). 20時30分から翌朝8時までの V_y の断面図を第8図に示す. 21時40分頃から高度60 m ~ 80 m の流速が強さを増して 5 m/s 以上となり, その高度を中心として上下方向に速度の減少を示す多層構造が見られる (第8図 a). そして時間の経過とともに徐々に冷気の厚さが増し, 20日の3時30分頃には流速が 6 m/s の上限は高度200 m 近くまで達している (第8図 b). さらに4時頃から速さが 6~7 m/s の冷気が流入し, 先行する流れの場を支配するようになる (Zhong and Takle, 1992).

次に注目されるのは4月20日の7時頃から約40分にわたってみられた高度80 m 以上の大気層での風速の急激な減少である (第8図 c). つまり, 高度80 m 以上では高度が高いほど低速になっている. そして7時20分過ぎに高度160 m 以上に冷気流とは逆向きの方からの流れがみられる. この状況を詳細に吟味するために, 高度80 m から180 m までの6高度の風向と風速南



第7図 1998年4月19日の観測事例. 他は第5図に同じ.

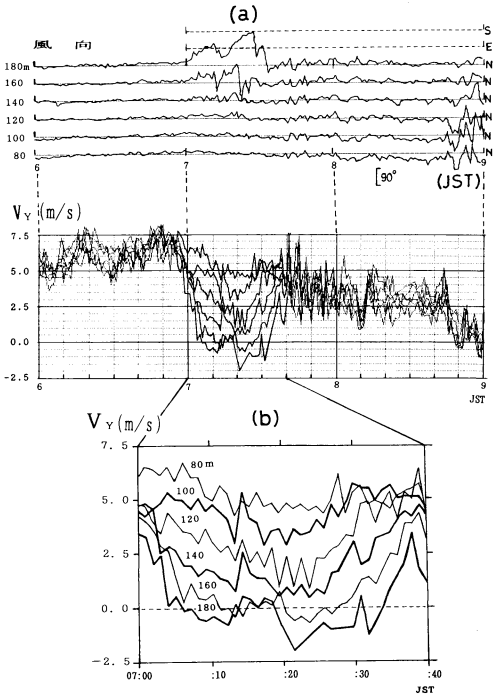


第8図 1998年4月19日～20日の V_y の時間－高度断面図. (a) 20:30-22:30, (b) 03:00-05:00, (c) 06:00-08:00.

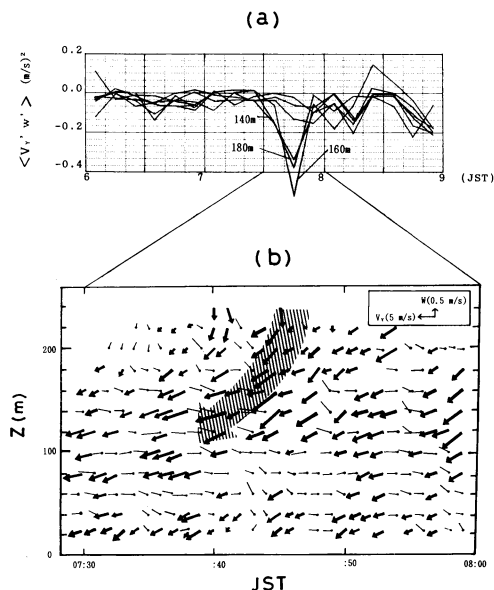
北成分 V_y の時間変化(第9図 a), その下の同図 b に 7 時から 7 時 40 分までの V_y の時系列の拡大したものを示す. なお風速の減少は特に V_y で大きく, 風速の東西成分の変化は小さかった.

4月20日の7時前までは6高度の風はいずれも北寄り 6 m/s 前後と顕著な差はなかったが, 7時過ぎから風速は減少し始め高度の高い風ほど低速になった. さらに 160 m と 180 m 高度の風向は, それぞれ 7 時過ぎと 7 時 20～30 分に東から南方向に変わった. そして 7 時 30 分過ぎから上層 (高度 140～180 m) では, 風速の強さが次第に増し 7 時 40 分前後に大きな下向きの運動量輸送 ($\langle V_y'w' \rangle \approx -0.5 \text{ (m/s}^2\text{)}$) があり (第10図 a), V_y-W のベクトルの時間－高度断面図 (第10図 b) から下降流の存在が確認される. 以下の解析では, この下降流が総観場の流れと地上風を検討することで, 上空からもたらされた可能性が高いことを 1 つの見解として述べる.

20日9時の地上天気図 (第11図 a) によると日本の南海上には移動性高気圧の中心があった. 同時刻の最寄りの高層気象観測点である潮岬の高層データは, 1000 hPa 面 (高度 196 m) で風速 2 m/s, 風向 69°, 気温 18.8°C (または温位 18.8°C) を示した (第11図 b). 19日21時に



第9図 1998年4月20日の ABO における (a) 6 高度の風向と V_y の時系列 (6 時～9 時). (b) V_y の時系列 (07:00-07:40) の拡大.

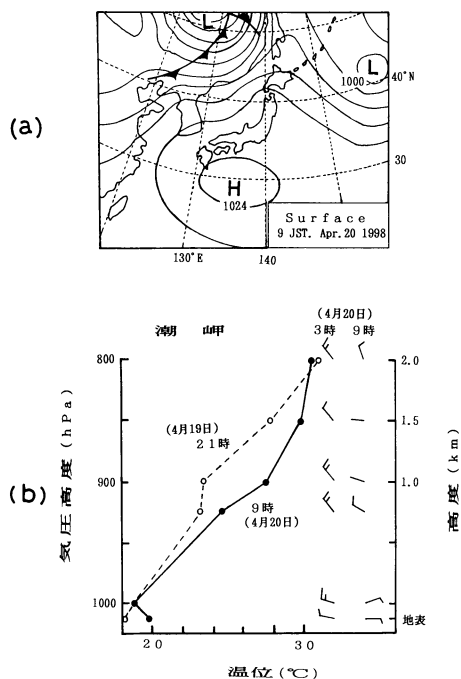


第10図 1998年4月20日の(a) 6高度の南北方向の運動量輸送量(6時~9時)と、(b) $W-V_y$ ベクトルの時間-高度断面図。太い黒い矢印は下降流を示す。

地表から高度約2 kmまでの温位鉛直分布は安定を示し、20日3時の風向は西北西ないし北西寄りであった。しかし20日9時には高度約200 m以下で不安定になり、風向は東〜東南東に変わっている。このとき西日本各地は高気圧の北側にあり、9時の高層気象観測資料によれば、上層風(850 hPa 高度、約1500 m)は南南西から北北東の風向を示した。これは、天気図中の1024 hPaの等圧線にほぼ沿う向きである。一方、潮岬から地理的にほぼ東に位置する浜松と館野の下層風(1000 hPa 高度、約200 m)は東寄りの風向を示し潮岬のそれと一致していた。この東寄りの風の成因は総観場の解析から断定できないが、その空間的な拡がり局地的海陸風よりは大きいと推測される。

7時と7時30分の観測域周辺の風系をみるため第12図a、同図bにアメダス観測点(須崎S、高知K、後免G、安芸A、大栃O、室戸岬M)とABOの風ベクトルを示す。ここでABOや安芸の北寄りの風は陸風の存在を示唆する。7時30分のS、K、Gの風向は7時とは大差なく北西〜西であるがMの風向は北西から東南東、つまり東寄りにシフトした(第12図b)。

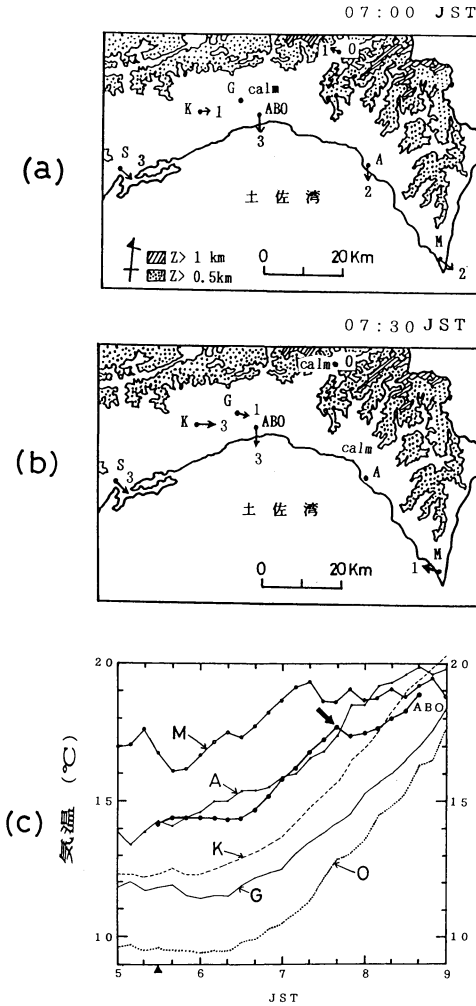
一方、5時から9時までの10分毎の気温変化(第12図c)は、5時30分(図中▲印)の日の出時刻から約1時間後一定の気温上昇を示す。特に沿岸部の室戸岬



第11図 (a) 1998年4月20日9時の地上天気図。(b) 潮岬の温位と風向・風速の鉛直分布。短い矢羽が風速2 m/s、長いのが4 m/s。

M、安芸A、ABOは8時頃までは他地域に比べ気温が高い。ところで室戸岬(標高185 m)の気温は、7時20分に18.5°Cに降下し、ABOの気温も7時40分(図中太い矢印)に同様の傾向がみられ、17.5°Cを示した。これらの値はそれぞれ潮岬の9時の高層データ(高度196 mで18.8°C)やABOから700 m南西にある高知空港の気温17.0°Cにほぼ一致し、このことは総観場の風系で検討した東寄りの風の影響と思われる。

このようなABO周辺のアメダス地上風と気温の変化、潮岬を中心とした上層風の様相から次のような現象が起こっていたと考えられる。すなわち、7時〜8時にABOで観測された風速の減少(第9図)や下向きの運動量輸送の増加(第10図a)は、北西寄り(第12図bのS、K、G地点の風向)の風が高知平野部に吹いていたところに東寄り(M地点および潮岬の風向)の風が流入し、結果として下降流が卓越したことに因ると思われる。そしてその影響がABOを流下する陸風上部に始まる(第9図)、7時40分頃により下層まで達したと判断される(第10図b)。なお、この現象は海風到達(ABOには9時30分頃)の約2時間半前のことであ



第12図 各アメダス観測点と ABO の (a) 7 時と、(b) 7 時30分の風ベクトル (矢印). 数値は風速 (m/s) を表す. S: 須崎, K: 高知, G: 後免, A: 安芸, O: 大橋, M: 室戸岬. (c) 各点の 5 時から 9 時までの気温変化.

る.

Asai and Mitsumoto (1978) の数値実験によれば、早朝 (0800LT) に弱い陸風が海岸線に停滞し、静穏域と下降流域が形成されることが指摘されている. したがって、観測された下降流の成因の別の見解として、夜間から早朝にかけ冷気流と一体となった陸風が海上に流出したのち、その反流 (帰還流) が陸風循環の後部に沈降したことに関連する現象ではないかと推測される. しかし、当日の海上データが無く循環場につい

て議論ができないため断定できない.

3.3 1998年11月1日の観測

第4図 g にみられるように、当日は17時30分頃に陸風へのシフトが確認された. 風速の南北成分 V_y の時間—高度断面図 (第13図) に目を転じると、17時30分過ぎに陸風フロントの上に持ち上がった海風の名残りである対抗流 ($V_y < -1$ m/s, W (鉛直風速) > 0.1 m/s) が高度40~180 m にかけて存在する (下図中破線部分). この流れの軸と地表との傾きは、 $\tan^{-1}$ (高度差/水平距離) で示され、高度差=120 m, 水平距離=1 m/s $\times 13$ min=780 m より9度と見積もられる. このように風速の断面図解析によって陸風フロントの対抗流の存在は1998年3月18日の観測でも認められた. その時の対抗流の流軸の傾きは、 $\tan^{-1} (80/1200) = 4$ 度を示した. いずれの値も海上で得られた陸風フロントの傾斜値20度 (Meyer, 1971) より小さい.

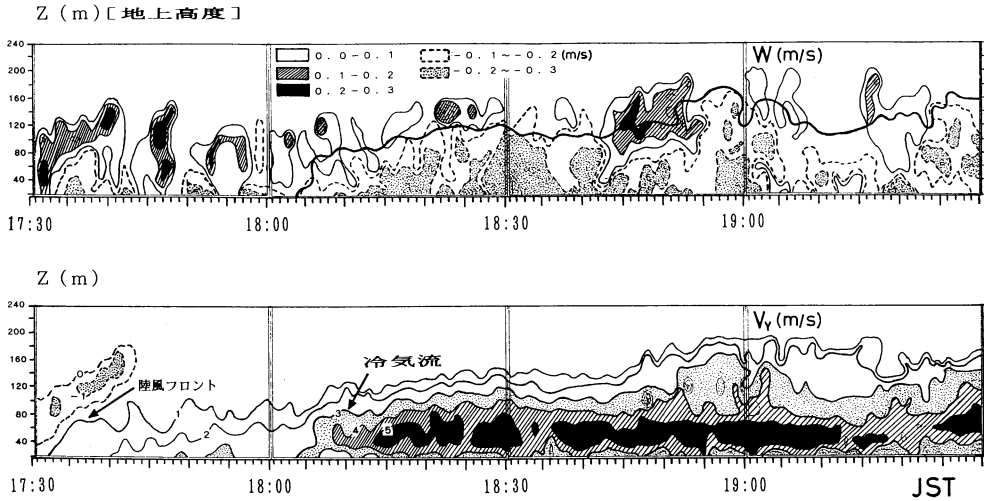
陸風に後続する冷気の流入は18時5分頃 (第13図上図中の太実線) で、その内部領域では下降流が卓越し下層ほど強い. 冷気流の厚さは約120 m であり、40~60 m の高度に極大風速 5~6 m/s を持つ.

4. 陸風と冷気流入前後の乱れの変化

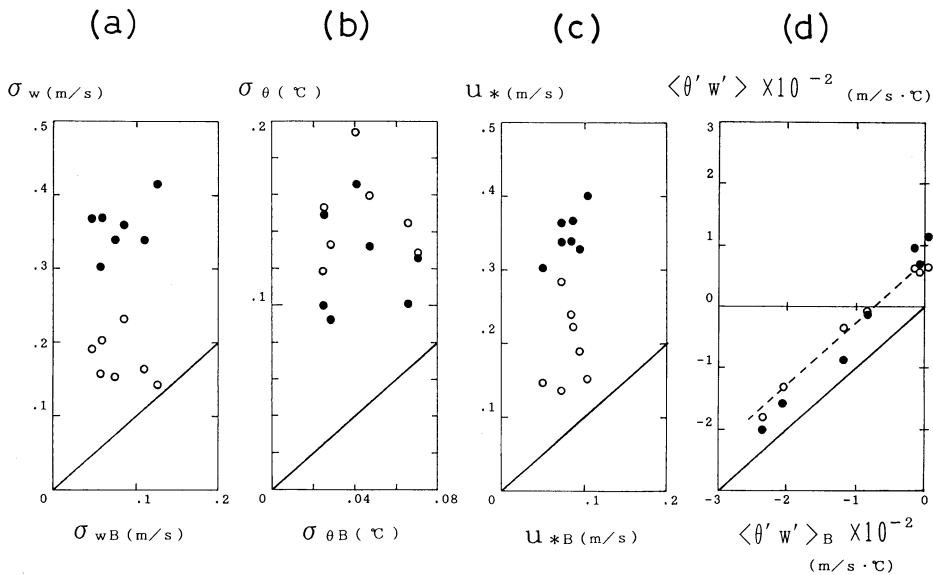
4.1 乱流統計量

ABO での観測例 (第5図 g, 第7図 g, そして第15図) にみられるように、陸風流入前の顕熱輸送量 (上向きを正とする) が負あるいはゼロに近い値を示すことから、陸風が侵入してゆく大気層が安定あるいは中立な状態であることがわかる. そして陸風の先端 (フロント) で擾乱が起こり、さらに後方からの冷気流により時間とともに乱れの強さは増加する. このように、日没後の陸風と夜間冷気流はまわりの大気に影響を及ぼし、乱流統計量は総じて陸風と冷気流入後大きな変動を示す.

ABO で得た7つの観測事例に基づき陸風流入前の乱流統計量 (B の添字付きの $\sigma_w, \sigma_\theta, u_* (= \langle -u'w' \rangle^{1/2})$, $\langle \theta'w' \rangle$) に対する陸風 (○) とその後の冷気 (●) 流入後の値との比較を第14図の a~d の順に示す. なお陸風流入前の統計値は流入前から1時間 (あるいは30分) 平均値、そして陸風および冷気流入後は各々その流入時刻から1時間 (あるいは30分) 平均値をとった. 一例として第5図 e の横軸の下3つの矢印間は左から順に陸風流入前、陸風流入後 (○), および冷気流入後 (●) の平均化時間に対応する. 第14図の各図中の斜めの実線は一対一の関係を示す. 陸風と冷気流の流



第13図 1998年11月1日の鉛直風速 W (上图) と風速南北成分 V_y (下图) の時間—高度断面図。鉛直風速断面図の太い実線は冷気流流速 = 3 m/s の等値線を示す。



第14図 陸風流入前の乱流統計量 (B の添字付き) と陸風 (○) と冷気 (●) 流入後の値との比較。それぞれ, (a) σ_w , (b) σ_θ , (c) u_* , (d) $\langle \theta'w' \rangle$ の場合。

入後, σ_w と u_* は共に大きく, 特に冷気流入後は 0.3 m/s 以上の値をとる (第14図 a, c の ● 印)。そして 7 事例の σ_w/u_* は平均して $\sigma_w/u_* = 1.0$ で, 接地気層で知られている中立時の 1.25 より小さい。 σ_θ は, ほぼ 0.1°C 以上の値をとる (第14図 b)。

一方, 顕熱輸送量 $\langle \theta'w' \rangle$ に関しては各事例とも陸風と冷気の流入後増加を示した (第14図 d)。斜めの破線は $\langle \theta'w' \rangle = \langle \theta'w' \rangle_B + 0.007$ (相関係数 0.97) の関

係式を示す。つまり, 陸風と冷気が流入したとき高度 21 m の顕熱輸送量は $0.007^\circ\text{C} \cdot \text{m/s}$, あるいは $C_p \rho \langle \theta'w' \rangle = 1216 \times 0.007 = 8.5 \text{ W/m}^2$ だけ増加した。なお, C_p は定圧比熱, ρ は空気密度である。

顕熱輸送量が増える理由として以下のことが考えられる。日没後の晴天静夜, 陸風流入前に放射冷却による地表面温度の下降とともに, それを補償する下向きの顕熱輸送があり静穏な安定状態にある。しかし地表

面温度の下降は長時間に及ばず一定値に近づくようになる。ABO 付近の気温に比較して陸風と冷気流は相対的に低温な空気と考えられる。つまり、陸風と冷気流が流入すると上空と地表面の温度差は流入前より小さくなり、下向きの顕熱輸送量が減少する。したがって、流入後の顕熱輸送量から流入前のそれをひくと正の値を示す。陸風流入前にまわりの大気が中立に近い状態の場合（第15図の04/26/1997の例）には、陸風と冷気の流入で地表より上空が低温となり熱的不安定から上向きの顕熱輸送量が増加する。

4.2 顕熱輸送量の計算

陸風および山間部からの冷気流が沿岸部に達すると接地層の高度21 mで観測された顕熱輸送量は陸風流入前の大気の状態（中立または安定）に応じて上向きの輸送量は増加し、下向きのそれは減少する傾向がみられた。この節では、陸風と冷気流入前後の顕熱輸送量の時間変化をバルク法を用いて調べた。つまり、バルク式の気温にその時間変化の式を組み合わせることで陸風と冷気流の移流の役割について吟味した。

a) 計算式

日没前から始まる放射冷却により地表面温度 (T_s) と地上気温 (T) は下降し始める。顕熱輸送量 ($\langle \theta'w' \rangle$) はバルク式を用いると任意時刻 $t=t$ で

$$\langle \theta'w' \rangle = C_H U (T_s - T) \quad (1)$$

と与えられる。なおバルク係数 C_H は、牧草地での値 $C_H = 0.003$ (近藤, 1994) を適用し、 U は陸風流入前のまわりの大気の平均風速で、近似値として 2 m/s を用いる。

ここで日没30分前の時刻 $t=0$ での地表面温度を T_G 、気温を T_0 とすると、地表面の冷却は近藤 (1994) より

$$T_G - T_s = DT_{\text{MAX}} \times P(X) \quad (2)$$

となる。ただし、 DT_{MAX} は放射最大冷却量を示し、近似として $DT_{\text{MAX}} \doteq R_{n0} / (4\sigma T_0^3) = A$ と表せる。なお、 R_{n0} は夕方の正味放射量、 $X = (4\sigma T_0^3)^2 t / (C_G \rho_G \lambda_G)$ 、 $P(X) \doteq 2\pi^{-1/2} X^{1/2} - X + (4/3)\pi^{-1/2} X^{3/2} - (1/2)X^2 + (1/3)\pi^{-1/2} X^{5/2}$ ($X \leq 0.2$) である。さらに、観測域を平野部の田園地と考えて地表層の熱物理係数 ($C_G \rho_G \lambda_G$) は $2.0 \times 10^6 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ とした。上記の他の記号については近藤 (1994, p128-129) を参照のこと。

次に気温 T の時間変化 ($\partial T / \partial t$) を考える。潜熱輸送量の寄与を無視すれば

$$\begin{aligned} \partial T / \partial t = & -u(\partial T / \partial x) - (\partial R_n / \partial z) / (C_P \rho) \\ & - \partial \langle \theta'w' \rangle / \partial z \end{aligned} \quad (3)$$

である。(3) 式の右辺第1項は流速 u を持つ陸風や冷気流の流入による移流を示し、 x は北から南（すなわち、陸風や冷気流の流れる方向）を正とする。右辺の第2項 ($-(\partial R_n / \partial z) / C_P \rho \equiv Rd$) は、長波の正味放射量 R_n の収束による加熱率で、負のとき発散による冷却率を示す。第3項 ($-\partial \langle \theta'w' \rangle / \partial z$) は顕熱輸送量の収束による加熱率で、負のとき発散による冷却率を示す。鉛直勾配を $\partial \langle \theta'w' \rangle / \partial z = \partial \langle \theta'w' \rangle / \partial t \cdot (dt/dz) = \partial \langle \theta'w' \rangle / \partial t / w$ と変形する。ここで $w = dz/dt$ である。(3) 式を $t=0$ から $t=t$ まで積分すると

$$\begin{aligned} T = & T_0 - u(\partial T / \partial x)t + Rd \times t - \langle \theta'w' \rangle / w \\ & + (\langle \theta'w' \rangle / w)_{t=0} \end{aligned} \quad (4)$$

となる。(4) 式を (1) 式に代入し、 $B = [C_H U / (1 - C_H U / w)]$ と置けば、最終的に任意時刻 $t=t$ での顕熱輸送量は、

$$\begin{aligned} \langle \theta'w' \rangle = & B[(T_G - T_0) - A \times P(X) - Rd \times t \\ & - (\langle \theta'w' \rangle / w)_{t=0}] \\ & + B[u(\partial T / \partial x)_L t] \\ & + B[u(\partial T / \partial x)_C t] \end{aligned} \quad (5)$$

と表わせる。なお、 w は陸風流入前の平均値として $w = 0.1 \text{ m/s}$ と与えた。ここで $u(\partial T / \partial x)_L$ と $u(\partial T / \partial x)_C$ は各々陸風と冷気による移流を示し、 u は近似値として $u = 3 \text{ m/s}$ とした。

b) 初期値・計算パラメータと計算結果

(5) 式の計算ため初期値（つまり、 $t=0$ で $T = T_0$ (日没時刻30分前の気温)、 $\langle \theta'w' \rangle = \langle \theta'w' \rangle_{t=0}$ 、正味放射量 R_{n0}) を観測値から与えた。したがって、地温 T_s の初期値 T_G は (1) 式より求まる。第2表に初期値および計算パラメータをまとめて示す。なお、 R_{n0} に関しては $R_{n0} = 50 \sim 70 \text{ W/m}^2$ を使用した。ちなみに、1999年秋に実施した夜間の正味放射量観測から $R_{n0} \doteq 40 \sim 50 \text{ W/m}^2$ 程度であった。

ABO での長波放射による冷却率 Rd は、佐岡での放射による冷却率（第3図）を参考にして、 $-1.2 \times 10^{-3} \sim -6 \times 10^{-4} (^\circ\text{C/s})$ の値を採用した。さらに陸風流入後の気温変化率 ($\partial T / \partial x)_L$ は、 $(\partial T / \partial x)_L = (\partial T / \partial t)_L / u$ と置換し、ABO での陸風流入後の時間変化 ($\partial T / \partial t)_L$ と u から求め、冷気流の ($\partial T / \partial x)_C$ は冷気流出時の佐岡と ABO 間の距離 ($= 11.4 - 2.0 = 9.4$

第2表 バルク法による計算に用いた初期値と計算パラメータ.

観測日 年 (月/日)	初期値および計算パラメータ R_{no} [W/m ²]	$(\partial T/\partial x)_L$ [°C/m]	$(\partial T/\partial x)_c$ [°C/m]	Rd [°C/sec]
・1998 (04/19)	50	3.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}	-1.2×10^{-3}
・1997 (04/26)	50	0.1×10^{-4}	2.0×10^{-4}	-6.0×10^{-4}
・1994 (11/24)	50	2.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	-8.0×10^{-4}
・1994 (12/23)	70	2.7×10^{-4}	1.0×10^{-4}	-1.0×10^{-3}

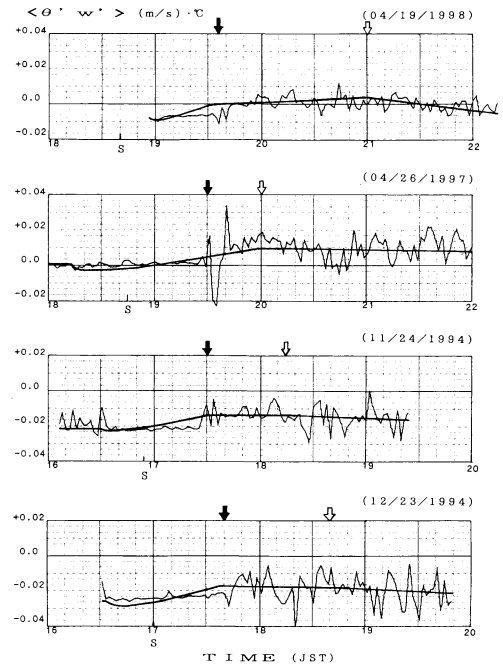
km)と気温差を用いた. 例えば, 1998年4月19日の場合, ABOでの観測値から $(\partial T/\partial t)/u = (3^\circ\text{C}/55\text{min})/3(\text{m/s}) = 3 \times 10^{-4}^\circ\text{C/m}$ で, そして $(\partial T/\partial x)_c = 2^\circ\text{C}/9.4\text{km} = 2 \times 10^{-4}^\circ\text{C/m}$ である.

計算過程については次のように行った. 時刻 $t=t_L$ を陸風, $t=t_c$ を冷気の流入時刻とする. 陸風流入前の $\langle \theta'w' \rangle$ の時間変化は, ① (5) 式の右辺の第1項を $t=0$ から $t=t_L$ まで計算して求める. そして陸風流入後の変化は, ② (5) 式右辺の第1項を $t=0$ から $t=t$ (ただし, $t_L < t < t_c$) まで計算した結果に, 第2項を $t=t_L$ から $t=t$ まで計算した結果を加算して求める. 最後に冷気流入後は, ③ (5) 式右辺の第1項を $t=0$ から $t=t$ (ただし, $t > t_c$) まで計算した結果に, 第2項の $t=t_L$ から $t=t$ までの計算値を加え, さらに第3項の $t=t_c$ から $t=t$ までの計算結果を加算して求める.

第15図で (5) 式に基づいて計算した $\langle \theta'w' \rangle$ の結果 (実線で示す) と実測された4例の時系列とを比較した. 計算結果は, $\langle \theta'w' \rangle$ の実測値の変化傾向を模擬している. 特に陸風流入後 (図中黒矢印), 上向ききの $\langle \theta'w' \rangle$ が増加する場合 (04/19/1998と04/26/1997) と, 下向ききの $\langle \theta'w' \rangle$ が減少する場合 (11/24/1994と12/23/1994) があり, それぞれの特徴を示す要因として冷たい陸風と冷気流の移流効果があげられる. 4月の場合に比較して, 11月, 12月の $\langle \theta'w' \rangle$ は陸風と冷気が流入したのちでも負で, 安定な成層を示す. これは日没前の地表面温度と気温の差が大きい, つまり11月と12月の方が地表面付近がより冷えて放射冷却が大きいためと思われる.

5. まとめ

日没後沿岸部に流出した陸風および夜間冷気流の乱流構造と, 陸風流入前後の乱流統計量の変化を7つの



第15図 陸風・冷気流流入前後の顕熱輸送量 ($\langle \theta'w' \rangle$) の4つの時系列. 太い実線はバルク式からの計算曲線. Sは日没時刻, それぞれの矢印は第4図と同じ.

観測例から調べた. 沿岸部での観測では, 陸風と, それに後続する冷気流の影響を受けた流れの様相がみられ, 次のような特徴を示した.

- 1) 陸風の流入は中立あるいは安定成層したまわりの大気に擾乱を起こし, その後の冷気流の貫入によって乱流状態が増幅される. そして, 陸風と冷気流とが連結した流れは次第にその厚さを増して重力流の特徴を持つ風速分布を示した.
- 2) 陸風と冷気流入後, 乱れの強さと運動量は増加し長時間にわたり大きな変動が持続する. このように流入前後の乱流統計量の比較から, 冷気流は陸風に加わって, その強さを増し維持する要因となっている. そして陸風と冷気流の合流は沿岸部から海上速くに流出し, 広範囲な陸風域を形成するものと予想される.
- 3) 今まで容易に観測されなかった興味ある現象として, 陸風フロントの前に海風の名残りである対抗流と早朝の陸風層に関連した下降流の存在が認められた.
- 4) 陸風流入前の大気の状態 (中立または安定) に対

応して、陸風と冷気流による移流が上向きの顕熱輸送量の増加、あるいは下向きの顕熱輸送量の減少に寄与する。バルク式から計算して求めた顕熱輸送量の時間変化はこの結果をよく模擬した。

謝 辞

地表面熱収支に関して有益なコメントをいただいた近藤純正博士（東北大学名誉教授）に感謝致します。改稿に関して適切な御意見をくださった匿名の査読者に心よりお礼申しあげます。

参 考 文 献

- Asai, T. and S. Mitsumoto, 1978 : Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation : A numerical experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 559-570.
- Blumen, W., 1984 : An observational study of instability and turbulence in nighttime drainage winds, *Bound. Layer Meteor.*, **28**, 245-269.
- 千葉 修, 1998 : 沿岸部及び平野部に流入する夜間冷気流の乱流構造とその季節変化, 文部省科学研究研究報告書 (課題番号08640547).
- 千葉 修, 1999 : 土佐湾沿岸部で観測された夜間冷気流について, *天気*, **46**, 21-27.
- Hootman, B. W. and W. Blumen, 1983 : Analysis of nighttime drainage winds in Boulder, Colorado during 1980, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1052-1061.
- 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, 350pp.
- Meyer, J. H., 1971 : Radar observations of land breeze fronts, *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1224-1232.
- Sutton, O. G., 1953 : *Micrometeorology*, McGraw Hill.
- Tijm, A. B. C. and A. J. Van Delden, 1999 : The role of sound waves in sea-breeze initiation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1997-2018.
- Zhong, S. and E. S. Takle, 1992 : An observational study of sea-and land-breeze circulation in an area of complex coastal heating, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1426-1438.

Turbulent Structure of Land-Breezes and Nocturnal Drainage Winds Flowing down a Coastal Area of Tosa Bay.

Osamu Chiba^{*1}, Shingo Yamanaka^{*2},
Yasuhisa Yamamoto^{*3} and Junichi Ogino^{*4}

^{*1} (Corresponding author) Department of Natural Environmental Science, Kochi University, Akebono-cho 2-5-1, Kochi 780, Japan

^{*2} Fujitsu Co., Chiyodaku-Marunouchi 1-6-1, Tokyo 100-0005, Japan

^{*3} N. S. Environmental-Science Co., Toshimaku-Minamiootsuka 3-46-3, Tokyo 170-0005

^{*4} Shinsyu Misawa Home Co., Futaba 22-1, Matsumoto, Nagano 392-0833, Japan

(Received 20 January 2000 ; Accepted 16 August 2000)