

土佐湾沿岸部で観測された夜間冷気流について

千 葉 修*

1. はじめに

夕方から夜間にかけて谷地域や盆地への冷気の流入とその蓄積過程、そして冷気流の内部構造については野外実験 (例えば, Blumen, 1984; Yasuda *et al.*, 1986) や斜面風の運動方程式に基づく数値実験 (例えば, Mannouji, 1982) から多くの研究成果が得られている。

本報告の目的は平野部に発生した陸風と、それを追跡する山間部に発源域を持ち、平野部を経て沿岸域に流出した冷気流の特徴を示すことにある。1997年4月26日の冷気流観測の結果は正にそのような事例を示し、日没後海風から陸風へシフトしたのちに山間部から流出した冷気流が、先行する陸風の下に潜り込む現象が観測された。

2. 観測

冷気流観測は高知県中部の高知平野の北東側に位置する佐岡 (さおか)、舟入 (ふないり)、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。これらの観測点は物部川流域沿いに位置している (第1図)。予想される冷気の流路は北方から佐岡→舟入→ABOの順である。なお、観測機器や観測された気象要素などは第1表に整理してある。

ABOは土佐湾の海岸線から約2 km 内陸に在り、今までの夜間観測において、しばしば冷気流の流入と思われる現象がドップラーソーダ (燐カイジョー, AR-410s) のファクシミリ (画像) に捕らえられている (第2図)。各画像は1994年の夏 (8/16)、秋 (10/14, 11/24)、冬 (12/23) の4例であるが、いずれも、一般場の風の影響の小さい晴天静穏時に夕方から夜間にか

て取得された。画像の濃淡は大気密度勾配 (或いは温度勾配) の大きさに比例するソーダのエコー強度に対応し、例えば大気中の乱流域と静穏域の境界は濃く写される。この例では濃い領域は夜間に顕著に出現する陸風や冷気流などの密度流を示すと思われる (一例として, Blumen, 1984)。ただし、これらが全て冷気流に因るものなのか、或いは陸風と冷気流の混合した流れに起因するものなのか、その判定基準の設定まで至っていない。

3. 1997年4月26日の夜間冷気流

3.1 気象要素の時系列

日没後土佐湾からの海風が衰退し放射冷却によって大気境界層下部は次第に安定化する。より早く冷却の進む山間部や山峡では一般風の弱い晴天時に冷気塊の蓄積が始まり、山地斜面から平野部、そして沿岸部へと冷気の移流 (夜間冷気流) が起こる。そこで観測域での冷気流の流出過程を調べるために山間部の佐岡 (海岸線から内陸約11.4 km 北方、標高97 m) から谷地形部の出口付近にあたる舟入 (ABO から約5.2 km 離れ、高度差20 m、斜度0.2度)、そして沿岸部の ABO で得られた各気象要素の時系列を説明する。

第3図は夕方海風衰退後、冷気流が流出あるいは流入した時に関連する佐岡と舟入での時系列を示す。この日の日没時刻は18時45分である。佐岡では17時35分に南寄りの海風からシフトし始め、同時に気温降下も始まる。そして、風向が北東 (冷気流出の方向) に変わる時刻 (18時55分) に佐岡に流入した冷気によって気温低下が停止する状況と風速の増加が見られた。この時刻を冷気流流出時刻に選んだ。一方、佐岡から約5.5 km 南西にある舟入では18時45分に海風からシフトし、冷気の流入時刻は風向が北東 (NE) に変わり、同時に風速が増加し気温低下が停止し始めた19時40分である。

* 高知大学理学部。

—1998年7月21日受領—

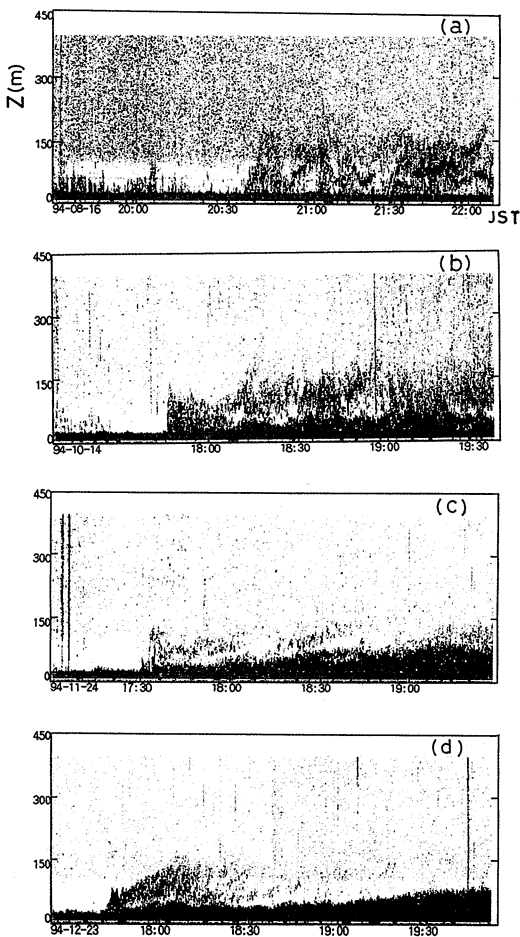
—1998年10月12日受理—



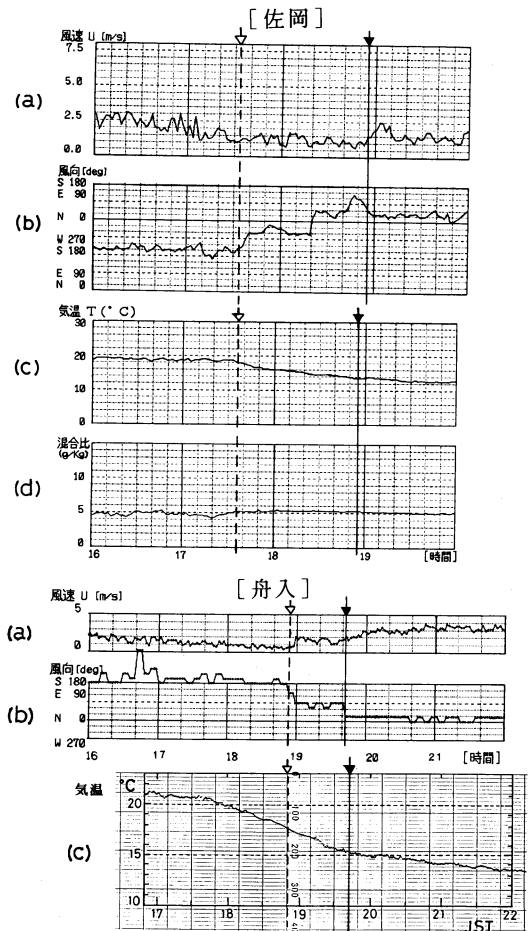
第1図 夜間冷気流の観測場所と周辺地域。四国の地形の点刻の部分に高度800 m 以上を示す。

第1表 各観測点での観測事項と観測データのまとめ

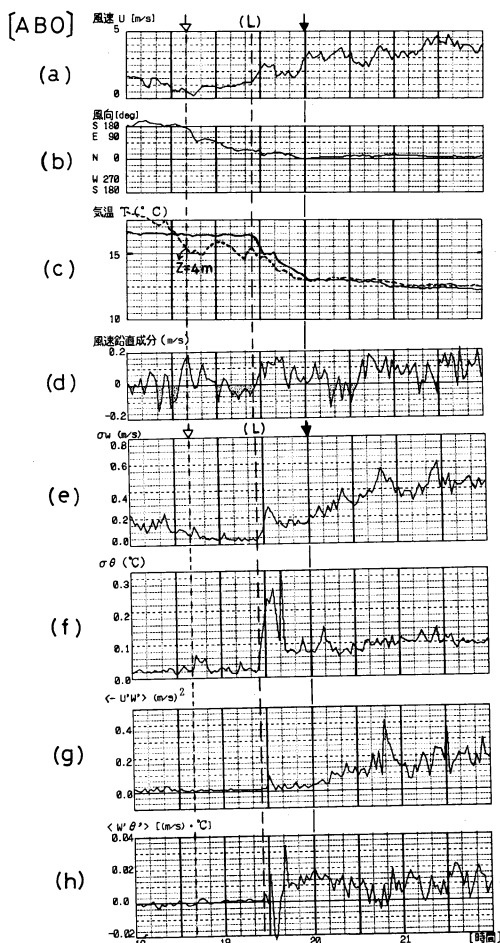
観測地点	佐岡	舟入	ABO
観測機器	・自動気象観測 ステーション (アーンデラー製)	・光電風向風速計 (牧野製) ・サーミスター温度計	・超音波風速温度計 ・音波レーダー ・熱電対温度計
地上観測高度	10.7 m (標高107.7 m)	2 m	21 m 20-200 m 4 m
観測された気象要素	風向, 風速, 気温 相対湿度, 大気圧	風向, 風速, 気温	風向, 風速, 気温 Facsimile 画像
海風からのシフト時刻 (JST)	17:35	18:45	18:40
冷気流流出または流入時刻 (JST)	18:55	19:40	20:00
陸風フロントの侵入時刻 (JST)	—	—	19:25 * 高知空港には 19:31に侵入



第2図 ファクシミリに可視化された流れの様子。
各々, 1994年の(a)8月16日, (b)10月14日,
(c)11月24日, (d)12月23日の観測例。



第3図 佐岡(上図)と舟入(下図)での2分毎の
各気象要素の時系列。白と黒の矢印はそれ
ぞれ海風からのシフト時刻, 冷気流の流出
あるいは流入時刻を示す。



第4図 ABOでの2分毎の各気象要素 ((a)~(c)) と乱流統計量 ((d)~(h)) の時系列。(L) の縦の破線は陸風フロントの侵入時刻を示す。

ABO では高度21 m の観測塔に設置した超音波風速温度計 (㈱カイジョー, DAT-310型) によって各気象要素の他に乱流統計量も得られた (第4図)。ABO への冷気流の流入時刻は風向がほぼ北東寄りになり、風速の増加と共に気温低下が停止する20時である。

冷気流の速さ v は Reiher の式 (Yoshino, 1975) から推定される。すなわち、

$$v = [2g(\theta_2 - \theta_1) \cdot L \cdot \sin(\alpha) / \theta_2]^{1/2}.$$

ここで、 θ_1 , θ_2 はそれぞれ冷気と周囲大気の時系列から読み取った冷気の温度 = 13°C, 周囲大気の温度 = 16.5°C, そして $\alpha = 0.2$ 度, $L = 10.7$ km を

上式に代入すると $v = 3.0$ m/s となり, ABO で観測された流速にほぼ等しい。

3.2 陸風と冷気流の構造

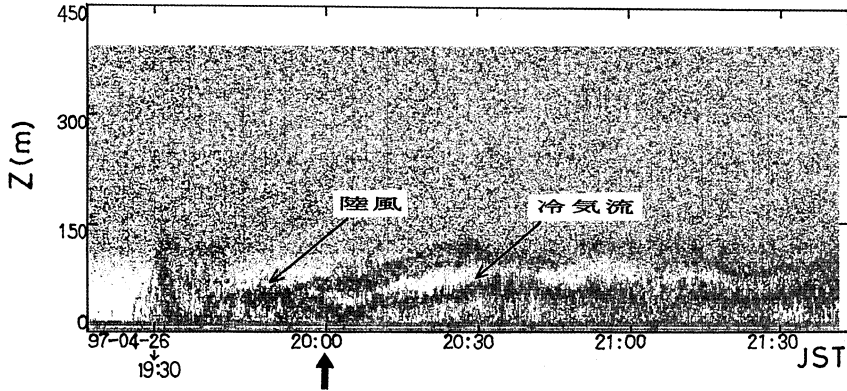
陸風フロントが最初に内陸に現われ, それから海側に急速に前進することについて Sha *et al.* (1991, Fig. 12 参照) が数値実験から言及している。このことから夕方から夜間にかけて土佐湾に流出する流れは, まず平野部からの陸風であり, その後山間部を発源域とする冷気が後方から流入すると予測される。

この日 ABO で取得されたファクシミリ (第5図) は, 日没後土佐湾からの海風が衰退すると共に平野部に発生した陸風と, その後を追跡する冷気流の様相を示すと思われる。この画像から推定されるのは, まず陸風フロントが19時25分頃に, そして20時頃に冷気流が陸風の下部に侵入している。以下これについて言及する。

第4図より ABO での海風からのシフトは風向変化から18時40分であるが, 21 m 高度の気温は同時刻には変化していない。この時 4 m 高度の熱電対温度計で測定した気温は, 日射の影響が次第に弱くなるために地表面の冷却によって下降しているが, 21 m 高度ではその影響が小さく, 気温はほぼ等温状態を維持している (千葉・安達, 1980 の第8図を参照)。そして4 m 高度の気温が19時頃に陸風フロントの到着の前兆として一時的に増加する。つまり, 上空から暖かい気塊が下降したことになる (Chiba, 1989)。4 m と 21 m 高度の気温が下降し始めるのは陸風フロントが侵入した19時25分であり, 冷気流の流入時刻より早い。

観測時の観測点付近の局所的な風系を高知 (K), 後免 (G), 安芸 (AK), 大栃 (O) のアメダス観測点の毎時 (18時と19時) の風向・風速値から調べた (第6図)。18時に沿岸部と平野部では海風の影響が残っていて南寄りであったのに対し, 19時には北寄りの陸風に変わっている。このことから ABO で19時25分に観測された北東寄りの流れは陸風フロントとみなすことができる。参考までに ABO より700 m 南西にある高知地方気象台高知空港出張所の気象データによれば, 19時31分に風向が北東になり, 同時に気温下降, 露点上昇, 相対湿度の上昇が始まった。その時刻が高知空港への陸風フロントの流入時刻であり, その速さを1.9 m/s (= 700 m / (6 × 60 sec)) と見積もることができる。

ところで重力流の一種である陸風が進入すると陸風フロントの下に押しつぶされた周囲流 (この流れは陸



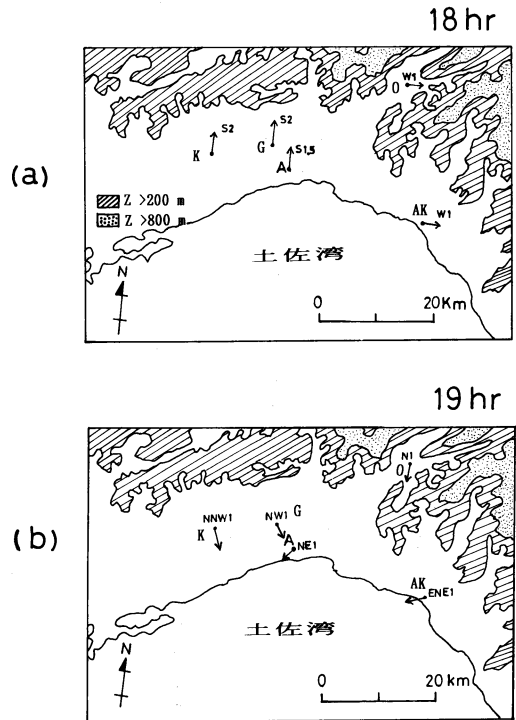
第5図 1997年4月26日の陸風と冷気流のファクシミリ。太い矢印は冷気流の先端を示す。

風より暖かい)側で顕著な下降流が見られる(Chiba, 1989)。第4図から19時25分前に下降する周囲流(鉛直風速変動 $w' < 0$, 温位変動 $\theta' > 0$)と、そのあと陸風ヘッドの上昇流($w' > 0$, $\theta' < 0$)によって温度フラックス($\langle w'\theta' \rangle$)の値が一時的に -0.02 (m/s)・°Cとなっている。それと同時に風速鉛直成分と気温変動量の強さ(σ_w , σ_θ)が大きく変化し、陸風フロントによって生じた地表面付近の乱れの特徴を示している。

第7図はソーダで得られた鉛直風速成分(w)と平均風速(u)の1分値から得られた高度—時間断面図である。19時25分頃に陸風フロント到着の特徴を示す強い上昇流($w > 0.6$ m/s)が見られる。さらに20時頃に重力流の特徴の1つであるジェット型の風速分布を持つ冷気流(図の影の部分)が認められ、その厚さは約120 mである。冷気流の内部構造を見ると、風下方向への冷気の移流は周囲大気が安定なため上方への拡散が妨げられるものの、下降流が卓越してそれが下層まで及んでいる。このような下降する冷温気塊の運動は、地表面近辺の乱れの状態に影響を与える。そのために20時以降の冷気流流入後、運動量フラックス($\langle -u'w' \rangle$)が増加し温度フラックス($\langle \theta'w' \rangle$)は正の値を示し、結果として地表面付近の気層が不安定になっている(第4図(h))。

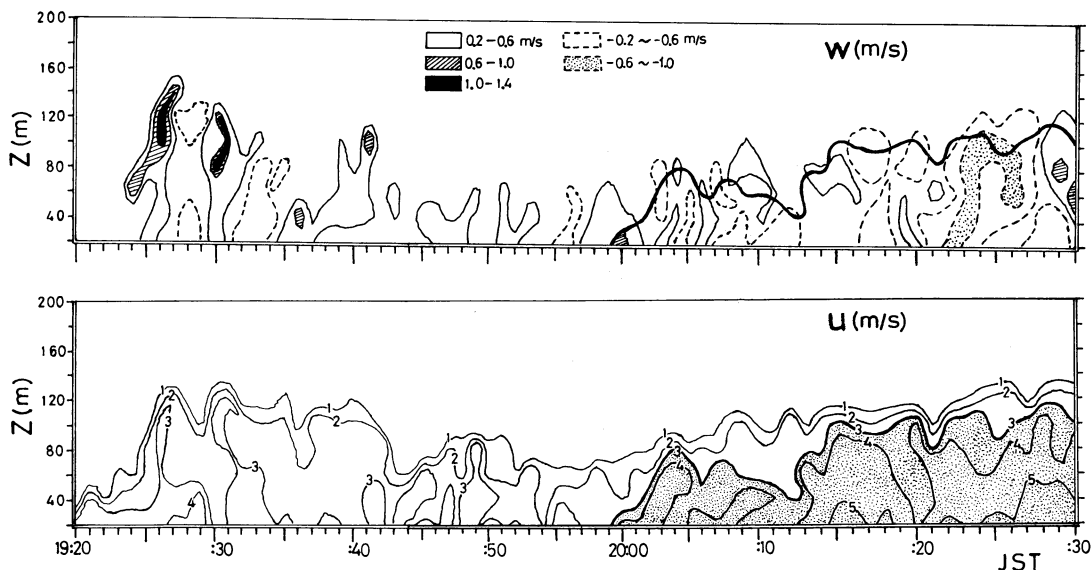
4. あとがき

高知県の土佐湾沿岸部での夜間冷気流観測(1997年4月26日)でソーダの可視画像に2種類の顕著な流れを見出した。それらは各種の気象データ解析から、平野部に始まった陸風と、それを追跡する山間部から沿岸域に流出した冷気流の様相を示した。陸風先端は重



第6図 各アメダス観測点の(a)18時、(b)19時での風ベクトル(矢印)。S2は風速2 m/sの南風を意味する。K:高知, G:後免, A:ABO, AK:安芸, O:大板。

力流ヘッドの特徴を示し、冷気流は陸風の下に潜り込み下層を不安定化している。観測された陸風フロントと冷気流の厚さと速さは、それぞれ約150 m, 120 m, そして1.9 m/s, 3.0 m/sであった。



第7図 鉛直風速 (w) と平均風速 (u) の高度—時間断面図. 鉛直風速の断面図の太い実線は冷気流流速=3 m/s の輪郭を示す.

謝 辞

1994年7月から1998年7月までの夜間冷気流観測に際し、観測場所と観測環境を整えて頂いた佐岡小学校(野村美苗校長)、舟入小学校(安岡雄三現校長、佐竹紘一元校長)、そして香美郡土佐山田町教育委員会に厚くお礼を申し上げます。

また、本研究の一部は文部省科学研究補助費(課題番号08640547)の助成を受けて行われた。記して謝意を表す。

参 考 文 献

- Blumen, W., 1984: An observational study of instability and turbulence in nighttime drainage winds, *Boundary-Layer Meteor.*, **28**, 245-269.
Chiba, O., 1989: Buoyant subrange observed in the

stably stratified atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, **28**, 1236-1243.

千葉修, 安達隆史, 1980: 微風時の風の特徴(1報), *天気*, **27**, 331-341.

Mannouji, N., 1982: A numerical experiment on the mountain and valley winds, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1085-1105.

Sha, W., T. Kawamura and H. Ueda, 1991: A numerical study on sea/land breezes as a gravity current: Kelvin-Helmholtz billows and inland penetration of the sea-breeze front, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1649-1665.

Yasuda, N., J. Kondo and T. Sato, 1986: Drainage flow observed in a V-shaped valley, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 283-301.

Yoshino, M. M., 1975: *Climate in a Small Area*. Univ. of Tokyo Press, 599 pp.

Characteristics of Nocturnal Cold Drainage Flow Observed in a Coastal Area of Tosa Bay.

Osamu Chiba*

* Faculty of Science, Kochi University, Kochi 780-8072, Japan.

(Received 21 July 1998 ; Accepted 12 October 1998)



教官（東京大学地球惑星科学関連分野）の公募

東京大学大学院理学系研究科では、地球惑星科学関連の4専攻（地球惑星物理学、地質学、鉱物学及び地理学）を再編することを考えています。このことに関連して、この度、地球惑星科学の8研究分野の教授8名を下記の通り公募することとなりました。

記

公募人員：地球惑星科学関連分野 教授 8名

研究分野：大気物理学、海洋力学、地球システム変動学、表層環境動態学、地球内部構造学、地圏物質科学、地球生命圏化学変動学、生命圏物質科学

各教授1名

（詳細については <http://www.geol.s.u-tokyo.ac.jp/koubo.html> をご覧下さい。）

応募資格：博士の学位を有すること

着任時期：平成12年4月1日予定

提出書類：

- 1) 応募研究分野
- 2) 略歴書（学歴及び職歴）

3) 業績目録（査読論文とそれ以外の総説等に分けて下さい）

4) 主要論文別刷（コピー可）5編以内

5) 研究業績の概要（A4用紙1枚に要約）

6) 今後の研究計画及び抱負（A4用紙1枚に要約、但し推薦の場合は不要）

7) ご本人が応募される場合は所見を伺える方（2名）の氏名及び連絡先、適任者をご推薦頂ける場合は推薦状（対象研究分野を明記して下さい）

応募・推薦締切：平成11年2月12日（金）必着

書類提出先：〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1

東京大学大学院理学系研究科 事務部大学院掛

（封筒に「教官応募書類在中」と朱書し、郵便の場合は書留をお願いします）

問い合わせ先：東京大学大学院理学系研究科

教授 濱野洋三

TEL：03-3812-2111内線4293

FAX：03-3818-3247

e-mail：hamano@geoph.s.u-tokyo.ac.jp