

ヘリコプターによる海風の観測*

—冬季土佐湾における海風の熱的構造—

小林 文明^{*1}・内 藤 玄 一^{*2}
千葉 修^{*3}・鳥 谷 均^{*4}

要 旨

四国山地、高知平野から土佐湾上空にかけて、1992年11月25日午後実施したヘリコプターを用いた観測により、海風の温・湿度構造を解析した。この海風は、海岸線から15 km 内陸に位置する峠を境として、北側の谷沿いに形成された冷氣塊との間に明瞭な不連続面を形成していた。海風本体は土佐湾全域に相当するスケールを有しており、海上15 km 付近には海風本体を後面から補償する2次的海風領域と考えられる、相対的に低温・高湿度域が存在した。すなわち、海風の最盛期には内陸の谷に蓄積された最も低温・高湿度な安定層、沿岸部から高知平野にかけての高温・低湿度な海風域、そして沖合いの相対的に低温・高湿度な2次的海風領域という3つの異なった気塊の存在が捉えられた。また、2次的海風に対応して海面上に発生した波列 (wave trains) を確認した。

1. はじめに

海陸風に代表される局地風の観測にとって航空機は有効な手段であり、特に海上での大気の振るまいを把握できる利点がある。本観測研究の目的はヘリコプター観測によって、陸上における定点観測では得ることのできない海風の挙動、すなわち海風の平野侵入時の内陸および海上での空間構造を明らかにすることにある。

海風に関しては、わが国でも数多くの観測、解析および数値実験等の研究が行われているが、航空機を用いた海上の観測報告はほとんどない。特にヘリコプターによる観測例となると国内外を問わず現在まであまり行われていないのが現状である。航空機観測の場合、フライト日時およびフライト回数は事前に決定されておりメソスケールの現象を捉えるのは確率的にも

決して高いとは言えない。今回の観測では四国山地から土佐湾にいたる空域で1992年11月25日午前 (Flight 1)、午後 (Flight 2) と26日午後 (Flight 3) の計3回の観測フライトを実行することができた。このうち、11月25日13時に徳島空港を離陸したヘリコプターは高知平野内陸部で海風に遭遇した。そこで以下、下層大気を対象としたヘリコプター観測の概要とともに、11月25日午後のフライト (Flight 2) の解析結果を中心に議論する。

各地の平野で卓越する海風は周囲の地形の影響を強く受け特有の振る舞いを示すことが知られている。例えば関東平野では局地的な海風が中部山岳地域にまで達する大規模な海風に発達する過程が明らかにされている (藤部と浅井, 1979; 栗田ほか, 1988; Yoshikado, 1990)。海風の平野部から山岳地域への侵入過程は各々の地域あるいは季節で異なると考えられ、このような研究には運動学的解析 (風の場) だけではなく周囲の熱的構造 (温度場, 湿度場) を把握することもまた重要である。本論文は海風形成における、温度場, 湿度場という熱的構造の面からのアプローチを主眼においている。

2. 観測方法

ヘリコプターは任意の速度で低高度 (対地 1000 feet (300 m)、海上では 500 feet (150 m)) を飛行、あるい

* Observation of Sea Breeze Using a Helicopter -Thermal Structure of Sea Breeze Around the Tosa Bay in Winter Season-

*1 Fumiaki Kobayashi, 防衛大学校地球科学科。

*2 Gen'ichi Naito, 防衛大学校地球科学科。

*3 Osamu Chiba, 高知大学理学部。

*4 Hitoshi Toritani, 防衛大学校地球科学科。

(現: 農業環境技術研究所気候資源研究室)

—1994年5月19日受領—

—1994年12月19日受理—

第1表 ヘリコプターによる観測項目.

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

はホバリング (空中静止) することができる利点があり, 海陸風等の大気下層現象の観測あるいは地表面・海面温度分布の測定には適している. 今回の観測は大型ヘリコプター (V-107) を用いて行ったが, 小型ヘリコプターに比較して飛行の安全性, 安定性はより高く, しかもキャビン内が広い機体下部のハッチにさまざまな測定器材を設置することが可能である. 小型ヘリコプターを用いた大気温度測定実験は, 渡辺ほか (1972) で詳しく述べられており, またハンググライダーを用いた局地前線の観測が内藤 (1991) によって報告されている. ただ, 総重量が 100 kg を超える器材を搭載し, 定量的な観測を行うための機体は大型ヘリコプターに限定される.

これまでヘリコプターを用いた大気観測ではローターによる攪拌の影響が大きいと考えられてきた. 大型ヘリコプターの場合, 機体周辺の気流系は小型ヘリコプターと異なり, 機体下部にはかなり強い上昇流が発生する. この問題に関しては, ラジオゾンデとの比較によって, その影響は温度で 0.5°C, 高度に直して 50 m の違いにとどまると結論づけられた (鳥谷ほか, 1994). この比較観測はヘリコプターの上昇, 下降, ホバリング時のものであり, 水平飛行時は絶えずフレッシュエア中を飛ぶことになるので影響は小さくなると思われる.

今回高知平野を選んだのは比較的ヘリコプターの運行を実施し易い (例えば関東平野でこのようなアプローチを計画しても航空管制の問題がありほとんど実現しないと思われる.) という点および土佐湾は比較的単純な地形を有し海陸風循環が明瞭に現れるという点が大きな理由になっている. また1回のフライトは飛行速度と燃料との関係から正味2時間が限度であり, 観測域までのコース, 距離および飛行高度はフライト

プランとして現実的であった.

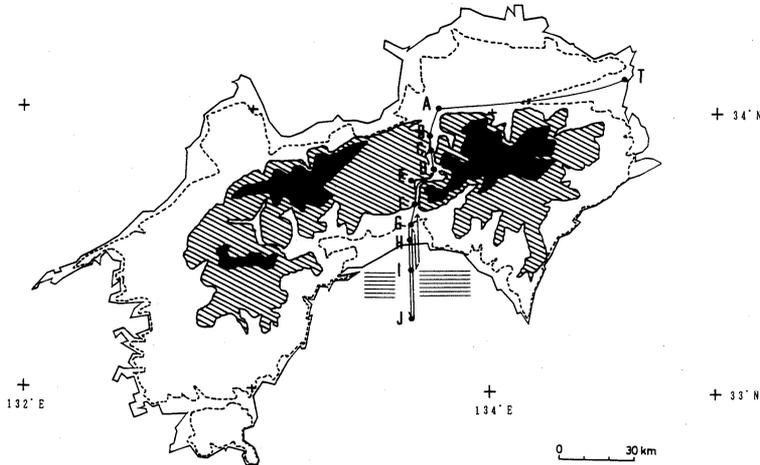
3. 観測測器

気温, 相対湿度, 赤外放射温度および気圧計の各センサーは機体下部のオープンハッチに設置され, データは1秒間隔でデータロガーに収録された. ヘリコプターは平均時速100ノット (51 m/s) で飛行したので各サンプリングデータは約 50 m の空間分布の代表値 (あるいはヘリコプターによる気塊の保存性を考慮すると移動平均値) を表していると考えられる. また, ビデオ撮影を下向き (固定) と前方右側のハッチ (手動) から行い, 陸面, 海面の様子および, 雲の状態等を録画した. ヘリコプターの位置は特に海上で重要であり, GPS (Global Positioning System) によって測定した (第1表).

各器材はヘリコプターによる振動をなるべく少なくするために, 吸収板等を用いてキャビン内に固定した. ほとんどの場合, このような最低限の予防処置を施せばデータ収録に支障をきたすことはない (但し, ヘリコプターで数回使用した器材は一度オーバーホールに出した方がよい). 実際, 今回収録したデータにはヘリコプターの振動あるいは通信機器によって発生したと考えられるノイズはほとんど確認されなかった.

4. 観測域

今回のフライトコースは, 吉野川流域から四国山地を経て高知平野および土佐湾上空である. 第1図に示したように, 地形的には池田 (地点A) から繁藤 (F) までは急峻なV字谷が続いており (第2図b, カラーページ参照), 繁藤 (F) の南に標高 400 m の峠が存在し, そこから海側の高知平野は南北に 10 km 程度のスケールを有している (第2図c). 土佐山田 (G) がちよ



第1図 観測域. 等高線は200 m (点線), 800 m 以上 (斜線) および 1200 m 以上 (塗りつぶした領域) で示してある. 図中の記号は, A:池田, B:小歩危, C:大歩危, D:豊永, E:大杉, F:繁藤, G:土佐山田, H:高知空港, I:海上 10 km 地点, J:海上 30 km 地点, T:徳島空港をそれぞれ示す. 波線部分は波列の観測された海域である.

うど峠の南側に位置している. 上陸した海風が内陸部にどのように侵入するのかを調べるために内陸から海上への南北 90 km というかなり広範囲なコースを観測領域に選んだ. また, 海上 30 km 地点 (J) は土佐湾のほぼ南端に位置しており, 海風の起源を確認するには十分な距離である.

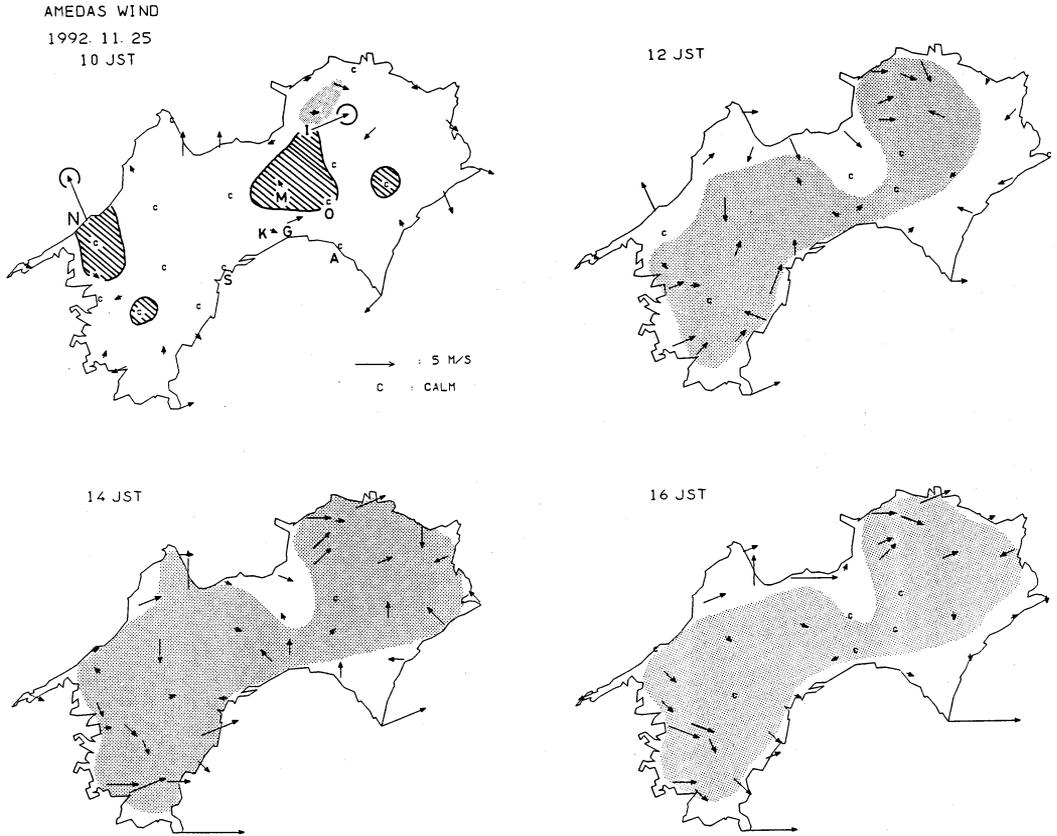
1992年11月25日午後のフライトは12時58分に徳島空港を離陸してから15時12分に着陸するまで, 第1図に示したフライトコース (図中実線) を, 徳島空港 (T) から池田町 (A) を経て繁藤 (F) までは高度 450 m (1500 feet) で水平飛行を行い, 土佐山田 (G) から海上 30 km 地点 (J) との間で, 多高度水平飛行を行った. すなわち, 池田 (A) から高度 450 m で海上 30 km (J) まで南下した (run 1) 後, 高度を 150 m に下降して土佐山田 (G) まで北上し (run 2), さらに高度を 900 m に上昇させ海上 10 km (I) までUターンした (run 3). そこで高度を 450 m に戻して同じコースで帰路についたのである (run 4). 途中3回のホバリングを行ったものの, データはすべてのパスで得られた.

5. 地上データからみた当日の海風の状況

AMeDAS データから地上風の時間変化を見ると (第3図), 四国の海岸線では一般風として西風が卓越

するなかで, 高知平野では12時以前の風向は高知 (地点番号74181) で北西, 後免 (74187) で南西であった. 12時を境に風向は南にシフトし, 海風の侵入が確認された. その後14時には海風は最盛期を迎え風速も最大 3 m/s を記録した. この時刻には海風は水平的にも土佐湾のかなり広い領域で卓越した (安芸 (74271) および須崎 (74311)). また内陸部, 本山 (74071) および大栃 (74136) でも南よりの風が認められた. その後16時になると海風の侵入は認められなくなった.

平野内の高知では日の出前06時の気温が5.3°Cであり日射により13時には18.4°Cに達していた. 気温偏差 (日の出前06時との差) が10°C以上の領域 (図中影の部分) は10時ではほとんど見られないが12時から海岸線を除く内陸部に広がり, 14時に最大に達している. 一方, 海表面温度は例えば, 海上 10 km において午前 (10時39分), 午後 (13時45分) とともに19.8°Cを示し海風発生前後での変化はみられなかった. 一方, 谷沿いでは雲による日射の遮断の結果10時でも気温偏差は5°C未満 (図3中斜線部, 本山では1.6°C) であり, 蓄積された冷氣塊は冷氣湖を形成していたと考えられる. この冷氣塊は低高度へ冷気流として流れ出し, 池田では顕著な“だし風”として5 m/s の西南西風が連続的に観測された. 付言すると長浜でも最大 10 m/s (06時) に達する強風 (いわゆる肱川おろし) を観測していた (そ



第3図 AMEDAS 風の時間変化。06時との気温偏差 5°C 未満の領域および 10°C 以上の領域を斜線と影で示している。図中の記号は、I：池田、M：本山、O：大橋、G：後免、K：高知、A：安芸、S：須崎、N：長浜を示す。丸印は 5 m/s 以上の地点を表す。

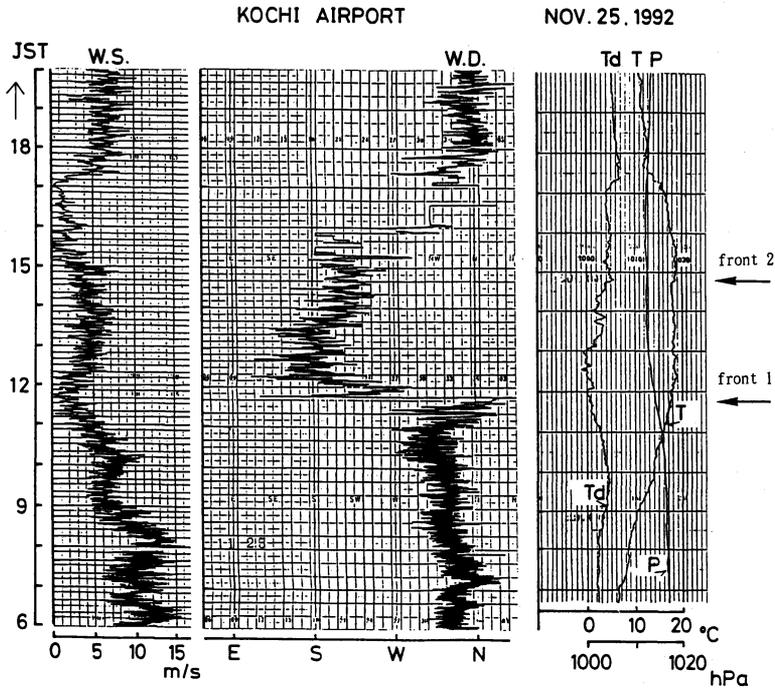
れぞれ第3図中丸印)。

海岸線付近での気象要素の連続的な変化をみると、高知空港(地点H)の自記記録紙(第4図)には11時40分(図中矢印1)に北西から南への風向の急変が認められる。一旦弱まった風速はこの時刻を境に再び増大していることから海風侵入時刻と判断できる。ただ、海風侵入時刻前後では、気圧はわずかに上昇しているものの、気温、露点温度には明瞭な変化はみられなかった。Chiba(1993)は海風のフロント通過時の地表面付近では、前方の気塊の流入による混合層が発達するため地上要素には明瞭な変化がみられない事例を指摘している。海風侵入時の風向は南から南南西を、風速は平均 $4\sim 5\text{ m/s}$ を記録している。15時過ぎから風速は弱まり、16時に風向も北西に戻り、その後は北風が卓越した。高知平野の海風に関しては、千葉ほか(1993)の解析により侵入時間の季節変化が明らかにされてい

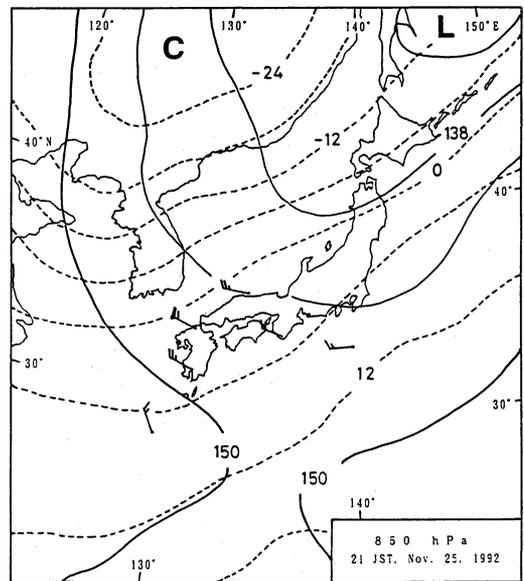
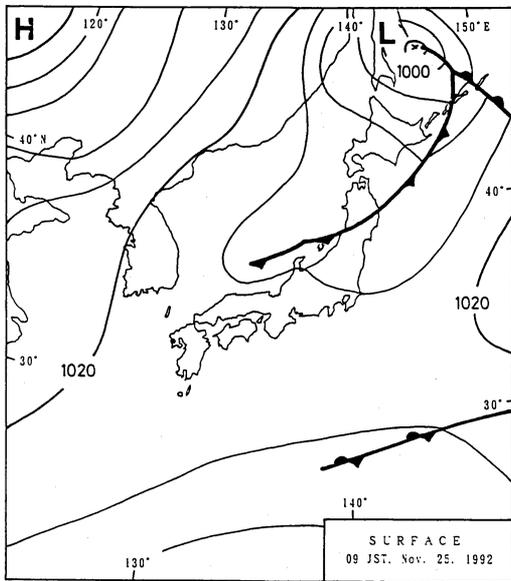
る。高知平野の海岸線における海風侵入時刻は11月だと平均11時30分であり、この日の侵入時刻とほぼ一致する。

海風発生時のバックグラウンドとなる当日のシノプティクススケールの気象状態は、地上天気図(第5図a)によると日本海上には寒冷前線が存在するものの四国周辺は気圧傾度も弱くその影響は少ないと思われる。実際、徳島空港で飛揚した09時のゾンデデータ^{*1}から 850 hPa の相対湿度は23%であり、低気圧あるいは、はるか南方にある台風による暖湿気の移流はほとんど認められなかった。また弱い気温の逆転層が 780 hPa に存在し、それより下層での一般風は北西風であった(b)。11月25日は午前、午後の2フライトとも高知平野の天気は“晴れ”であった。

*1 徳島空港では不定期に高層観測が実施されている。



第4図 高知空港における自記紙.



(a)

(b)

第5図 天気図. (a) 地上天気図09時. (b) 850 hPa 1992年11月25日21時.

6. 海風侵入時の熱的構造

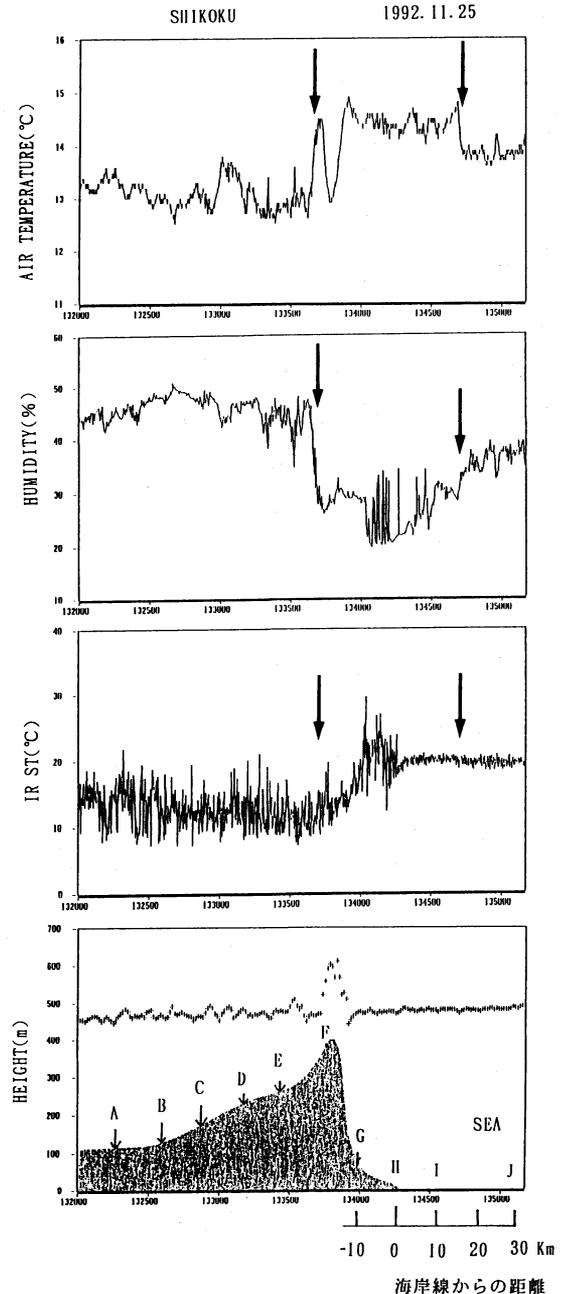
6.1 高度 450 m における時系列

第6図は池田 (A) 通過の13時22分から海上 30 km (J) に達した13時51分までの約30分間の気温、相対湿度、赤外放射温度および高度の時系列である。気温、湿度とも0.2°Cおよび2%程度の変動を繰り返しながらさらにいくつかの大きな変化を示している。この短周期変動に関しては、ヘリコプターによる固有の上下動が原因である可能性はあるものの、セスナ機による観測データの報告にも同様の変動が現れており (例えば Kraus *et al.*, 1990), 水平方向に実在する大気そのものの変動を表していると考えられる。この観測中でも陸面は加熱されており、その中を 50 m 間隔でサンプリングすればプルームの発生により、各データにはかなりのばらつきが生じるはずである。故に1秒間隔の時系列データはそれぞれの変動に気象学的意味があると見える。

ヘリコプターは南北 90 km の解析領域間、繁藤 (F) 付近の峠を越える際 600 m まで上昇した以外は 450 m の高度をほぼ保ちながら飛行した。もちろんこの上昇、下降時には気温と湿度の大きな変化が見られるがこれを除くと、図中矢印で示した2回の顕著な変化が観測された。すなわち、まず繁藤 (F) 通過前の13時37分から2°C近い気温上昇と20%程度の相対湿度の低下が峠の北側で確認された。この約1分後ヘリコプターは峠の南側で顕著な南風を確認した*2。一般に海風侵入の際、海風は内陸の下層大気と比較して低温、高湿と考えられるが、13時37分における変化は逆になっている。すなわち、峠の北側の気塊が相対的に低温 (13°C)、高湿 (45%) なのである。これは北側の谷沿いに蓄積された冷氣塊により冷氣湖が形成されたことを示唆している。第2図aに示したように午前中は谷沿いには下層雲がかかっており (雲頂は高度 600 m)、日射による気温の上昇を妨げ、夜間に形成された冷氣塊の解消を遅らせていたと推測される。もうひとつの顕著な変化として海上 15 km 付近で約1°Cの気温下降と相対湿度の上昇が認められた。この変化は海風領域中に相対的に低温、高湿な領域が存在していたことを意味している。

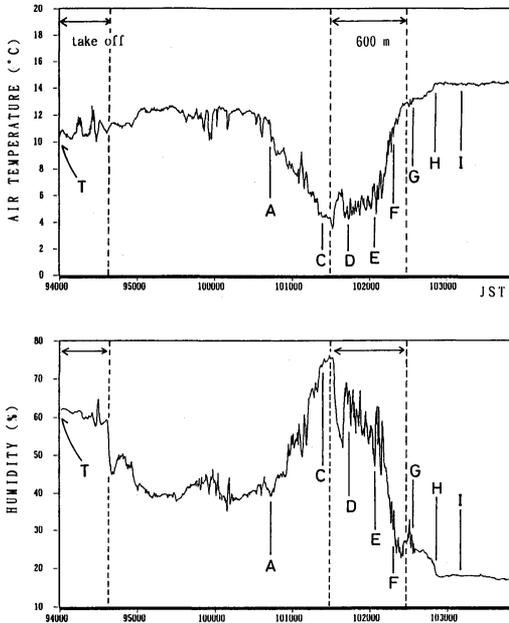
海風侵入時の空間構造の特徴を侵入前のデータと比

*2 パイロットレポートとして不連続面に対応した turbulence とその後の向かい風 (南風) がリアルタイムで報告された。

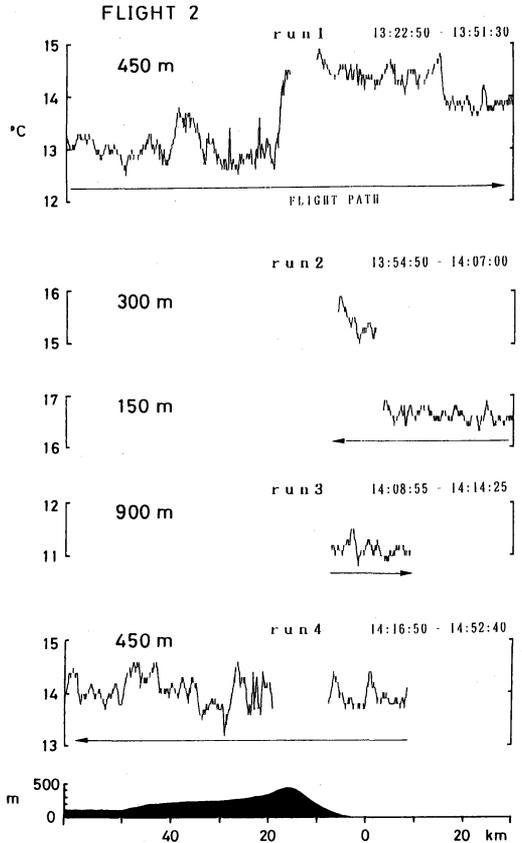


第6図 気温、相対湿度、赤外放射温度および高度の時系列。下の図の影の部分は地形の断面を表す。図中の記号は、第1図と同じである。

較してみる。第7図は11月25日午前 (Flight 1) の気温・相対湿度の時間変化である。大歩危 (C) から土佐山田 (G) までは下層雲が存在していたため 600 m まで上昇したが (図中矢印)、他のコースは高度 450 m を



第7図 11月25日午前のフライト (Flight 1) による気温、相対湿度の時系列。図中の記号は第1図の地点を示す。矢印は高度の変化した期間を表す。



第8図 同一高度における気温の変化。但し距離はフライトコースに沿った値を示している。

保っていた。気温に関しては、池田 (A) から大歩危 (C) にかけて 10°C から 4°C まで下降し繁藤 (F) の峠にかけて再び上昇傾向を示している。この傾向は第3図の AMeDAS 地上気温分布とよく対応しており、谷の冷氣塊が雲底下で保存されていたことを意味している。また Flight 1 の10時30分前後、すなわち海風発生前は、平野で $13\sim 14^{\circ}\text{C}$ 、海上で 14.5°C と平野側が低温域になっており、しかも海上での気温変動は第7図と比較してもほとんど見られない。相対湿度も谷沿いに40%から75%を示し、土佐山田 (G) での変化を境に平野では $25\sim 20\%$ 、海上では一様な20%という低い値を示している。この湿度は前述の徳島空港におけるゾンデデータの値 ($23\% : 850\text{hPa}$)、あるいは Flight 1 の海岸線における鉛直分布の値 (高度 1 km 以下で $20\sim 30\%$) とほぼ一致している。すなわち、海風という擾乱発生前は海上の下層大気は一様な状態であったと考えられる。

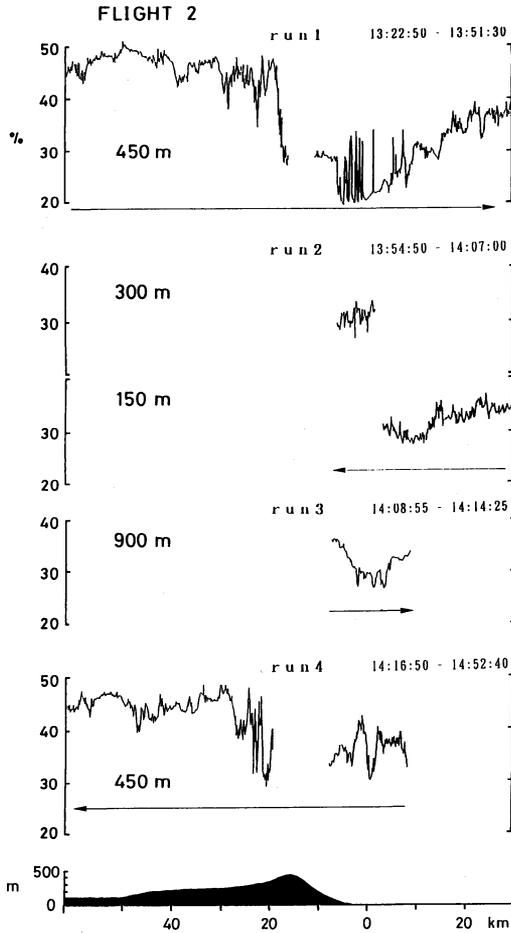
6.2 内陸侵入時の温・湿度構造

前節で述べたようにヘリコプターは気圧高度計に従って一定高度の飛行を試みるが、ヘリコプター固有の飛行特性による上下動が認められる。そこで $\pm 5\text{m}$ 以上の高度差の値、地形による上昇下降時および待機

中のホバリング時のデータを除いて同一高度のデータの空間分布を示したのが第8図 (気温) および第9図 (相対湿度) である。

気温に関しては、同一高度の run 1 と約40分後の run 4 とを比較すると、run 4 では峠付近に存在した 2°C の顕著な変化が見られず、峠からさらに10 km 内陸地点で 1°C の変化が認められた。谷の空気塊自体の温度はこの間平均 1°C 上昇したことがわかる。一方、海上では15 km 付近、高度450 m で観測された 1°C 程度の気温低下が高度150 m では不明瞭であり、海岸線付近では 0.5°C から 1°C 程度の気温の変動が各高度でみられた。

気温の変化に対応した相対湿度の変化をみると (第9図)、run 1 で観測された峠上空の20%の変化はやはり峠の北側にシフトし、run 4 では、峠から北側に5~10 km の間で15%程度の湿度変動がみられる。これ



第9図 第8図と同じ。但し相対湿度を示す。

は海風が谷に侵入する際、相対的に安定な谷の気塊との混合が海風のフロントで生じたことを示唆している。峠の北側の谷沿いでは run 1 と run 4 の40分間で顕著な変化はみられなかった。次に、高知平野から海上では、海上 15 km 付近で run 1, run 2 とともに 5% から 10% の湿度の変化が明瞭に現れている。また、海岸線から内陸 5 km で振幅 10% というかなり大きな変動を示しており (run 1), 発達した鉛直混合が存在していたことを意味している。また、高度 900 m (run 3) には海岸線から海上 5 km の範囲で 30% 以下の相対的な低湿度域が形成されていた。

以上の結果をふまえて、絶対量である温位 (θ) と混合比 (q) の断面図を run 1 から run 3 のデータを時空間変換して作成したのが第10図である。温位に関しては峠の北側の気塊が 289.5 K 以下と最も低温であ

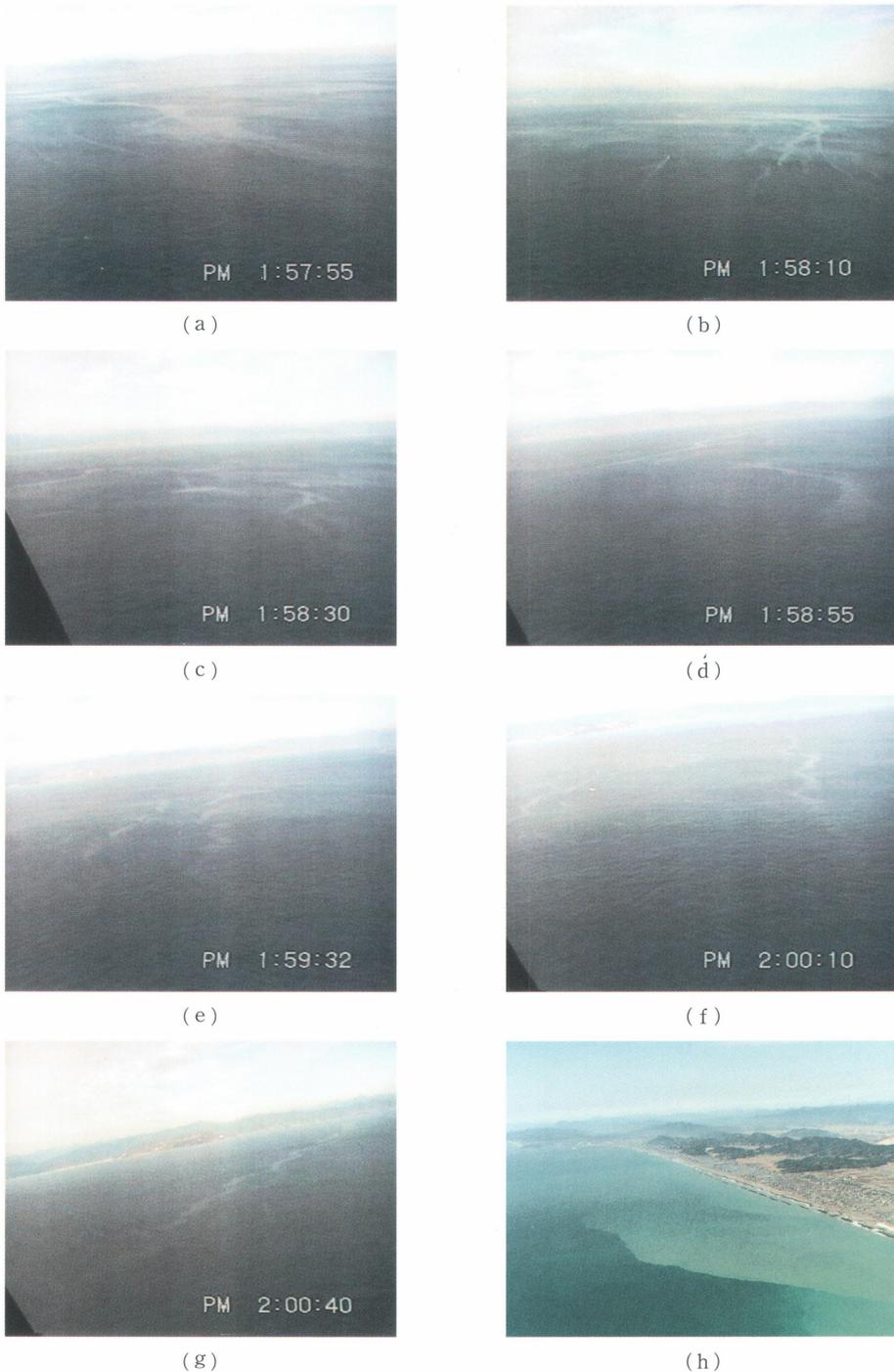
り、高度 450 m では峠の南北で 1 K 以上の差を生じている。また海岸線近くで鉛直方向の温位傾度が大きくなっており、高度 900 m 付近には 291.5 K の高温域が形成されている。一方、海上では 290 K の等温位線で特徴づけられるように、海岸線から海上に向かって低温位層が発達していたことがわかる。このような温位分布に対応して水蒸気量は谷の冷気塊で 4.0 g/kg 以上と最も多く、海岸線上空の高温域は高度 450 m より上空で低湿度域 (3.0 g/kg 以下) になっていた。また、3.5 g/kg 以上の相対的高湿度層が海上 15 km より南、高度 450 m 以下の海風領域中で顕著であった。

このように、今回の観測された海風の熱的な空間構造としては、谷沿いの冷気塊に対応する最も低温・高湿度の安定層、高知平野から海岸線上空に位置する高温・低湿度、そして海上 10 km 以南の海風領域内の相対的低温・高湿度という 3 つの異なった気塊の存在が海風侵入時の周辺の場合として明瞭に認められた。パイロットレポートによると、run 1 の峠の南側 (地点 G) から海上 30 km (地点 J) まで絶えず向かい風 (南風) であり、最盛期の海風は高知平野から土佐湾全域に相当する水平スケールを有していたと考えられる。このように海上における海風領域内の熱的構造は決して一様ではなく、海風のフロントに対して 2 次的な海風領域と呼べるであろう、沖合いに存在する相対的低温・高湿度域の存在が顕著であった。

6.3 海風に伴って観測された海面上の波列

海風自体非定常な流れであり、海上での形成過程あるいは後方部分の構造など未知な部分が多い。海風の前面は重力流の先端部分 (head) の振る舞いとして理解されており、前線的構造を有している。今回の観測で 2 次的海風領域に対応して、海面上に形成された筋状の模様を観察した。この縞模様は、高度 150 m で海上 30 km 地点から北上したフライト中、海上 20 km から 10 km の間、観測時間にして 13 時 57 分 45 秒から 14 時 00 分 45 秒の 3 分間に周囲の海面より白っぽく見える筋状の列として計 7 列存在した (第11図)。筋と筋の間隔は約 1.5 km あり、ほぼ直線的な形状のもの (第11図 f, g), さらに枝分かれしてより複雑な形状を有していたものもあった (第11図 a~c)。以下、この海面上で見いだされた東西方向に伸び、風向にほぼ直交する複数の縞模様を“波列 (wave trains)”と呼ぶことにする。

波幅 (輝度値の高い部分の幅) の推定はビデオ画像を画像処理することにより試みた。第12図は第11図 g



第11図 (a) 1992年11月25日13時57分55秒(波列1)の8 mm ビデオ画像、但し番号はフライトに沿って南側から順番に付けてある。(b) 波列2 (13時58分10秒)、画像中央の白い点は船である。(c) 波列3 (13時58分30秒)。(d) 波列4 (13時58分55秒)。(e) 波列5 (13時59分32秒)。(f) 波列6 (14時00分10秒)。(g) 波列7 (14時00分40秒)、画像に見える海岸は高知県香美郡夜須町に対応する。(h) 土佐湾物部川河口の河川水と沿岸海水との境界、10時29分頃高度 450 m から撮影。



(a)

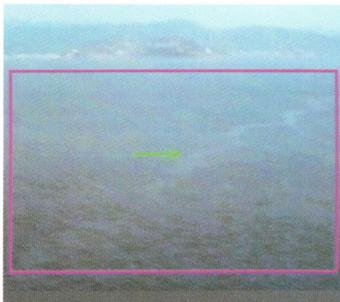


(b)

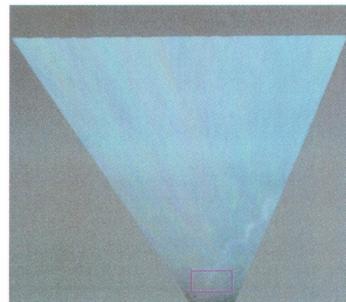


(c)

第2図 フライトコースの代表的な地形および気象状態。(a)：大歩危上空(10時15分)。(b)大歩危上空(13時30分)。(c)高知平野。

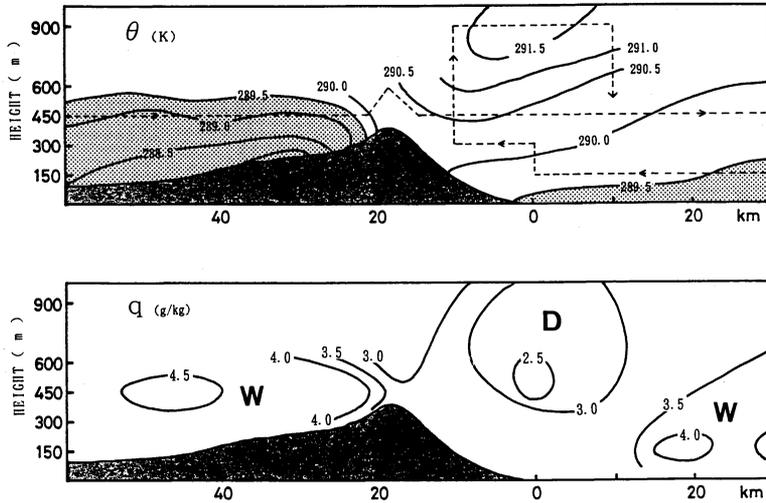


(a)



(b)

第12図 (a) 第11図gに角度補正を施した画像。矢印が周囲より輝度値の高い波列領域を示す。(b) 図aの矩形領域を幾何補正した結果画像。尚、図a, bとも輝度値の補正を施してある。



第10図 温位 (θ (K): 上) と混合比 (q (g/kg): 下) の断面図。温位に関しては AMeDAS データも使用してある。289.5K以下の領域を点線で示し (上図), W, Dはそれぞれ wet と dry を表す (下図)。

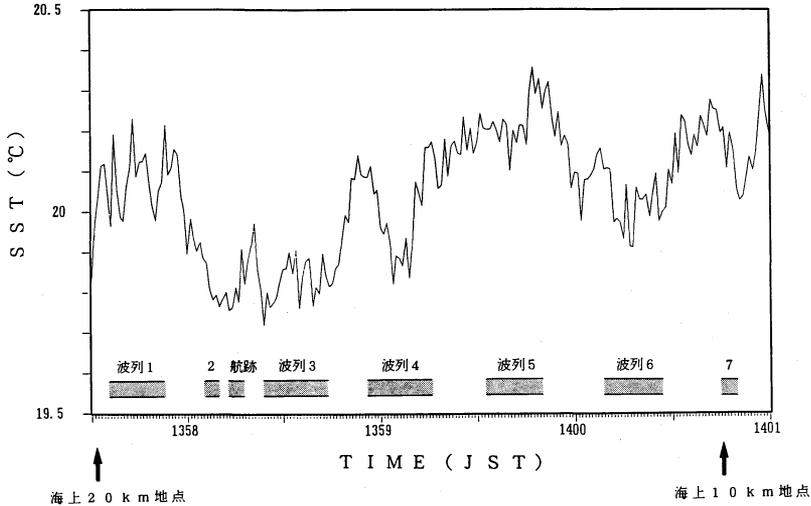
の画像について、まず水平位置を補正し (第12図 a), 次に図中の矩形領域を幾何補正することにより真上から見た画像に直した (図 b)。画像の輝度値は波列部分が150前後 (フルスケール256) であるのに対し、他の海面は130程度であり区別することができた。図 b の矩形領域に注目すると、横方向が190 mに相当することから波列の直線部分の幅は約30 mと計算された。実際の波列は、複数本の波から形成されたり、枝分かれたりして、その幅はかなり広く200 m~400 m程度であったと思われる。

一般に海洋物理学では、海表面の微細構造として潮目あるいはスリック (slick) と呼ばれる現象が知られている。潮目は黒潮水と親潮水の境界といった異なった水塊の境界に発生する。一方、スリックは内部波に付随して観測されるものや、風の作用によって作られるものもある。風向に平行なスリックは windroll と呼ばれ、風方向に軸を持つロール状の循環 (ラングミュア循環) によって形成されると考えられている。いずれも局所的な流れの収束線に泡沫、海藻などが集積することで肉眼でも識別することができるとされている (永田, 1974)。第11図 h は物部川河口でみられた河川水と海水との一種の潮目であり、はっきりとした色調の違いがわかる。波列が観測された海上では肉眼でも表面温度の変化からも潮目は観測されなかった。また、第11図 b には航跡によるスリックも写っているが、

構造上明らかに異なることがわかる。当日は地上観測から14時には海風が10 km内陸にまで侵入しており、卓越した南風に直交する点でラングミュア循環とは異なっていた。実際、海面上の所々でラングミュア循環的なスリックも確認されたが、スリックの間隔は数10 m程度であり、波列とはスケールがはるかに小さい現象として捉えられた。

赤外放射温度計による海表面データを詳しくみると、各々の波列に対応して0.2°C程度の温度降下が見られている (第13図)。この温度変動は一般的な潮目で観測される数度の温度変化に比べると小さい。また、鉛直下向きのビデオ画像では波列を確認することはできなかった。これらの点は波列が海面上ごく表層の現象であったことを意味している。Chiba *et al.*, (1994) は海上の気温と絶対湿度の分散スペクトルからピーク周波数は0.02~0.04 Hzの間 (距離に直すと3.5~1.75 km) に存在することを示している。

このように、今回観測された波列はラングミュア循環とは異なり、海風の作用で形成されたスリックの一形態とみなすことができる。中田 (1985) は海風発生時に海岸線付近での“さざ波”を報告しているが、同類の現象であるかも知れない。波列形成の物理機構については今後の研究を待ちたい。



第13図 赤外放射温度計による海面温度分布 (SST). 1 秒間隔のサンプリングデータに 7 秒間 (水平距離で 350 m) の移動平均をかけたもの。

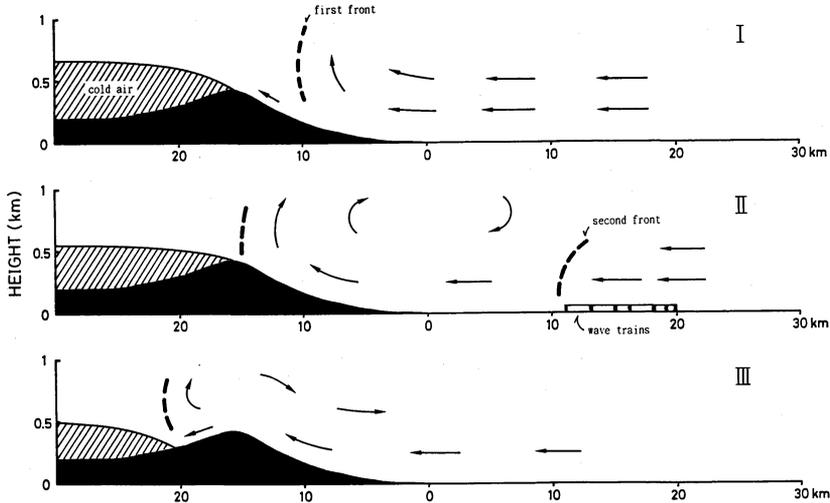
7. 観測結果から推測される海風の力学的構造

ここでは前章までの解析結果から推測される海風の気流構造を議論する。高知平野の海風の侵入速度は、千葉ほか (1993) により平均 7 km/hr と求められているので、この値を用いると高知空港で海風侵入が確認された11時40分からヘリコプターが海風前面と遭遇する (13時39分) までに内陸約 14 km まで侵入したことになる。これは遭遇時の位置 (峠の南側) と一致する。また、2 次的海風に関しては14時50分に 8 m/s の強風、露点温度の上昇および気圧上昇が記録されており (第4図中矢印2)、海上 10 km から 20 km で観測された2 次的海風の海岸線への到達時刻としては妥当なものと思われる。

この地上風系とヘリ観測で得られた顕著な気塊の分布から、今回の海風に関して推測される気流系の概念図を第14図に示す。すなわち、内陸に侵入した海風は 15 km 内陸に位置する峠以北の冷氣塊との間で強い温湿度勾配 (海風のフロント) を形成する (I)。最盛期には海風のフロントは峠付近に存在し、海岸線上空には 10 km の水平スケールでの鉛直循環が顕著になり、後方には海風を補償する 2 次的海風が形成される (II)。2 次的海風が上陸する時点では海風自体も弱まるとともに、谷沿いの冷氣塊も解消されつつあり、海風の一部は峠を越えて谷にも侵入し、海上から内陸までほぼ一様な流れが形成される (III)。この海岸線上空水平スケール 10 km 程度の高湿・低湿域に形成された

であろう鉛直循環は、海風のフロント後面に形成される cut-off circulation (Simpson *et al.*, 1977) に類似した現象と考えられる。ただ今回の海風に関しては海風のフロントの構造だけではなく、15 km 内陸に位置する峠という地形の効果および谷の冷氣塊の存在もこの循環を強化したものと思われる。2 次的海風の成因に関しては、ここでは言及しないが重力流中にも間欠的な波動が確認されているように、海風特有の構造であるという可能性が考えられる。

今回観測された結果は言い換えると、冬季高知平野内で海風循環が卓越する静穏日には、少なくとも日中は内陸部で形成された冷氣塊が平野側に流入することではなく、冬季でも温暖であるという地域特性の一端を説明している。ただ、海風の熱的構造に対する海陸風循環および山谷風の相互作用といった問題は今後の課題である。今回は冬季土佐湾の海風の解析事例を述べたが、侵入時刻の早い夏季の海風は鉛直スケールも異なり四国山地あるいは海上での挙動も別の様相を呈することが予想される。夏季にも同様の観測を行うことが望まれる。また航空機による観測では海風のライフタイムのある断面しか捉えることができないので、これを補う意味でもドップラーソーダーによる連続観測やメソネットの展開等を併せて行うことが必要である。



第14図 観測結果から推測される海風の気流の概念図。
I: 海風侵入時。II: 最盛期。III: 衰弱期。

8. まとめ

高知平野周辺で行ったヘリコプターを用いた大気観測実験の解析結果を通して、このような観測方法が下層大気の観測に有効な手段であることが確かめられた。高度の絶対的精度等という観測データの質の問題がいくつか残されているが、少なくともメソスケールの大気現象を解析する場合には十分良い精度のデータであるといえる。

また、海風侵入時に行った多高度水平飛行の解析から、冬季高知平野における海風の熱的構造として次のような特徴が見いだされた。

- (1) 観測された冬季、高知平野の海風は最盛期には 15 km 内陸に位置する峠から土佐湾全域に対応する海上 30 km にまでおよぶ水平スケールを有している。
- (2) 海風の先端は海岸線から 15 km 内陸に位置する峠を境として、北側の冷気塊との間に明瞭な不連続面（温度差 2°C, 湿度差 20%）を形成していた。
- (3) 沿岸部から高知平野にかけては高温・低湿な海風域が卓越し、気温、湿度ともその変動の大きな領域であった。
- (4) 海上 15 km 付近には海風本体を後面から補償すると考えられる、相対的に低温・高湿（温度差 1°C, 湿度差 10%）な 2 次的海風領域が存在した。

(5) 2 次的海風領域に伴って、その前面の構造に対応すると考えられる海面上の波列（wave trains）を見いだした。

(6) 観測された海風の熱的構造として、四国山地の谷沿いに蓄積された最も低温・高湿な安定層、沿岸部から高知平野にかけての高温・低湿な海風域および沖合いの相対的低温・高湿な 2 次的海風領域という 3 つの異なった気塊が存在した。この顕著な熱的特徴から、谷の冷気塊との間に形成された海風のフロント、フロント背後の鉛直循環の存在および海風本体を後方から補償する流れ（2 次的海風）の存在が推測される。

謝 辞

本観測は陸上自衛隊第 1 ヘリコプター団の支援によって行われました。また観測時には徳島空港および高知空港管制部に多大の協力を受けました。関係者の方々に深謝します。AMeDAS データは気象庁統計室から提供して頂きました。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

Chiba, O., 1993: The turbulent characteristics in the lowest part of the sea breeze front in the atmospheric surface layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **65**, 181-195.

- 千葉 修, 金堂由起, 川村学史, 1993: 高知県における海風の特徴, 天気, **40**, 109-117.
- Chiba, O., G. Naito, F. Kobayashi and H. Toritani, 1994: Wave trains over the sea due to sea breezes, *Boundary-Layer Meteorology*, **70**, 329-340.
- 藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究, 第1部 日変化を伴う風系の構造, **26**, 595-604.
- Kraus, H., J. M. Hacker and J. Hartmann, 1990: An observation aircraft-based study of sea-breeze frontogenesis, *Boundary-Layer Meteorology*, **53**, 223-265.
- 栗田秀實, 植田洋匡, 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**, 23-35.
- 永田 豊, 1974: 海洋学講座1, 海洋物理学I (寺本俊彦編), 東大出版会, 224-237.
- 内藤邦裕, 1991: ハンググライダーによる局地風前線の観察, 天気, **38**, 395-397.
- 中田隆一, 1985: 海風循環の発生時の一形態, 天気, **32**, 167-173.
- Simpson, J. E., D. A. Mansfield and J. R. Milford, 1977: Inland penetration of sea-breeze fronts, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **103**, 47-76.
- 鳥谷 均, 内藤玄一, 小林文明, 佐々木保徳, 村治能孝, 遠峰菊郎, 1994: ヘリコプターとゾンデによる観測データの照合, 天気, **41**, 669-677.
- 渡辺好弘, 吉川敏夫, 高中康恵, 高橋克己, 1972: ヘリコプターによる大気温度測定の実験, 天気, **19**, 497-505.
- Yoshikado, H., 1990: Vertical structure of the sea breeze penetrating through a large urban complex, *J. Appl. Met.*, **29**, 878-891.

日本気象学会および関連学会行事予定

行事名	開催年月日	主催団体等	場所	備考
第7回メソ気象研究会	1995年5月14日	メソ気象研究会	東京大学海洋研究所講堂 (中野区)	代表世話人 小倉義光 事務局 吉崎正憲・坪木和久 Tel. 03-5351-6425
日本気象学会 1995年度春季大会	1995年5月15日 ～17日	日本気象学会	気象庁, KKR 東京 (千代田区)	
第29回夏季大学	1995年8月1日 ～3日	日本気象学会	千代田区立中小企業セン ター (千代田区)	日本気象学会事務局 Tel. 03-3212-8341 (内2546)
1995年度水文水資源学会 研究発表会	1995年8月2日 ～4日	水文水資源学会	法政大学工学部 (東京都小金井市)	法政大学工学部土木学 科 岡 泰道 Tel. 0423-87-6278
日本気象学会 1995年度秋季大会	1995年10月16日 ～18日	日本気象学会	ホテル・アウィーナ大阪 (天王寺区)	
極域気候変動に関する 和達国際会議	1995年11月7日 ～10日	アラスカ大学・和達 国際会議 LOC 委員会	科学技術庁研究交流セン ター (つくば市)	事務局 筑波大学 田中 博 Tel. 0298-53-4502
第19回国際理論・ 応用力学会議	1996年8月25日 ～31日	International Union of Theoretical and Applied Mechanics (IUTAM)	国立京都国際会館 (京都市)	事務局 渡邊英一 Tel. 075-753-5079