

“夏季のひうち灘における局地風循環と逆転層について”*

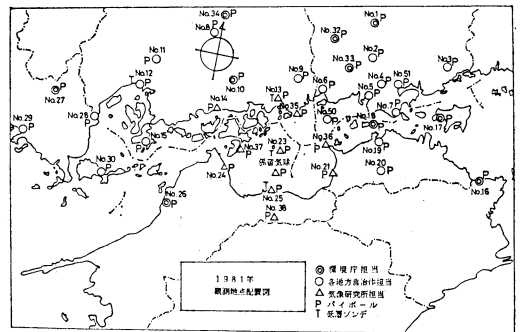
真島 恒裕**

要旨

海陸風, 山谷風, 斜面風等の局地風循環の原理的なことに関しては既に多くの観測, 研究により知識が蓄積されている. しかし日本のように狭くて地形の複雑な場所にそのままあてはまるわけではない. 特に地形の複雑な瀬戸内海でその原理が如何に働いているかを見るのは, 大気汚染気象の面からも興味深い. 1981年の夏, 気象研究所は特定研究の一環としてひうち灘を中心とする高密度観測を実施した. そこで上記観点からその時のデータを用いて再解析を行った. その結果, 海風時にはそれぞれ成因を異にする二種類の逆転層が存在し, 独自の振舞いをする事が分かった. これら逆転層の成因と振舞いを, ひうち灘における局地風循環の振舞いと共に述べる.

1. はじめに

気象研究所応用気象研究部を中心として1980~1982年に「局地風と大気汚染質の輸送に関する研究」を目的とした大規模な観測が瀬戸内一帯で実施され, その観測結果が気象研究所技術報告第11号として資料編とともに刊行されている. その中で標題に適した観測は1981年8月の観測である. 鈴木 (1984) はその短報でこの内19~21日の温度データから温位換算を行い, 高度-時間断面図上に現れた逆転層について簡単な推論を試みている. この論文ではその他のデータを加え, 局地風循環と逆転層についてより詳細な解析を行った. 鉛直流を含む風の三次元分布, 南北断面上の気温, 相対湿度分布の解析が可能である. また飛行機観測の結果の一部も利用した. 解析の対象としては穏やかな夏の晴天に恵まれ海風循環がよく発達した19日を選び, 20日はにわか雨, 21日以降は台風の影響が強まったので除外した. 先ず気温, 相対湿度 (以下本文中では湿度という) の変化の特徴と, 風の場との対応を示し, ひうち灘における局地風循環の時間的变化を示す. 次いで逆転層の時間的变化と成因について述べる.



第1図 観測地点配置図 (気象研究所技術報告第11号より).

を示す. また図中の数字は19日06時の地上気温 (単位1/10°C) で, ×印は飛行機観測が行われた位置を示す.

第3図は19日09時の地上天気図 (“気象”より)で瀬戸内海周辺は気圧傾度も弱く典型的な夏型の気圧配置になっている. また台風15号は四国の遙か南方洋上 (北緯25度付近) にあってゆっくり北上中であった.

2.2 低層大気の時間-高度断面図

第4~6図にひうち灘中国側の松永, 四国側の新居浜および新居浜の北方沖合い約25kmの魚島における, 19日の低層大気の気温, 湿度, 風向風速の時間-高度断面図を示す. 気温は06時より3時間毎, 湿度は6時間毎, 風向風速は1時間毎に観測された.

(a) 松永における変化

北岸に位置する松永 (第4図) では, 12時過ぎ頃一般風 (気圧配置による) は西寄りから東寄りに変わり, 高

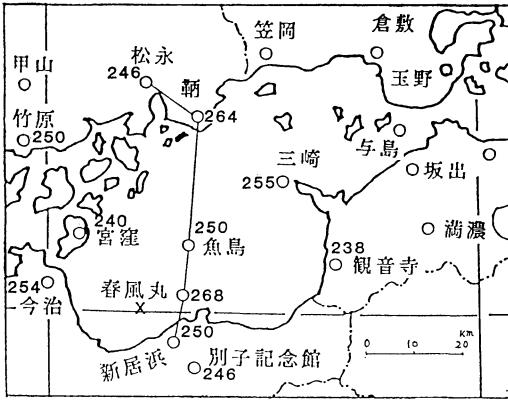
2. 観測結果

2.1 観測地点と天気概況

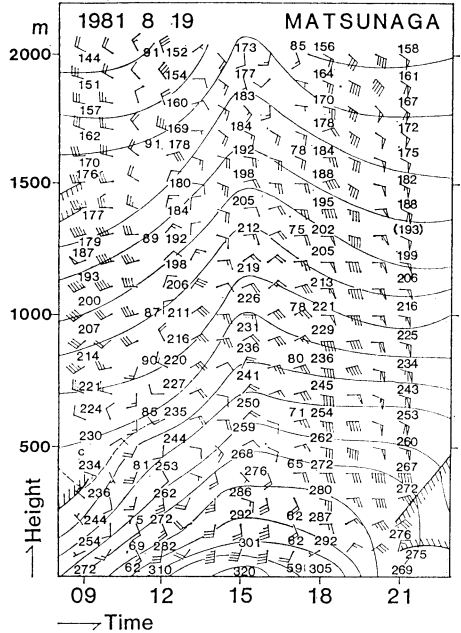
第1図は観測地点を示す. 第2図にひうち灘の拡大図

* “On the local wind circulation and the inversion in the HIUCHI NADA in summer.”

** Tsuchiro Majima, 気象研究所応用気象研究部,
—1987年2月24日受領—
—1989年11月20日受理—

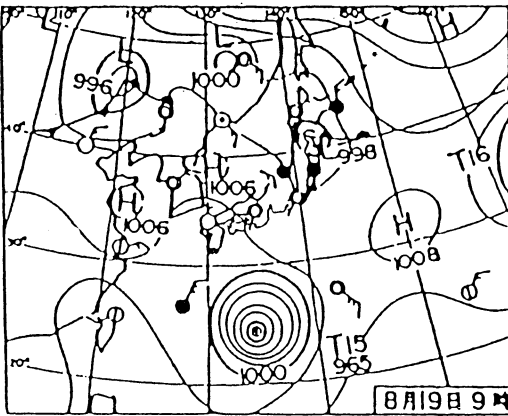


第2図 ひうち灘拡大図 数値は1981年8月19日06時地上気温 (1/10°C)。松永, 鞆, 魚島, 春風丸そして新居浜を結ぶ線にそって断面図解析 (第7図) を行った。×印は飛行機観測の行われた位置を示す。



第4図 松永における時間-高度断面図

矢羽根1本: 1m/s, 半本: 0.5m/s, 旗印: 5m/s, 3桁数字: 気温 (1/10°C), 細線: 等温線 (1°C毎), 図左下の破線は 1/2°C の等温線, 楕状線で囲ってあるのは逆転層. 5桁の数字は最初の2桁が相対湿度, 次の3桁が気温.



第3図 地上天気図 1981年8月19日09時 (気象より).

度 400m 以下で15時頃を最盛期とする海風と思われる南寄りの風が目だつ. 気温は15時頃高度2000m以上にわたって全層暖化しているが, 日中の等温層や逆転層は存在していない.

(b) 新居浜における変化

南側の新居浜 (第5図) では一般風の変化は北岸より早く12時以前に起こっている. 1000m以上の高度まで北東風が卓越しているが, 海陸の温度差からすると海風も混在しており, 北寄りの風をすべて海風とするわけにはいかない. 高度2000m以上に及ぶ全層の気温の急上昇と

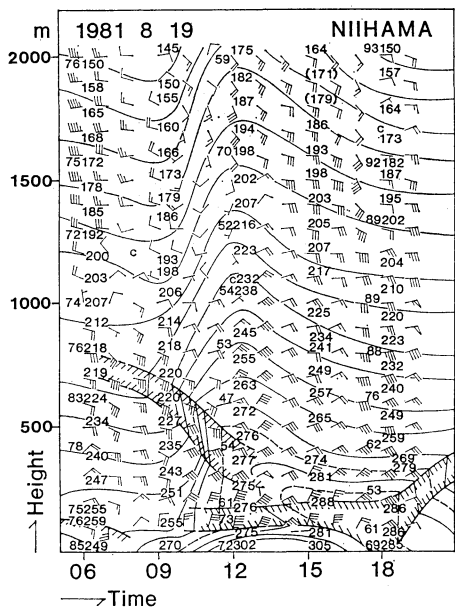
湿度の急減少は, 北岸の松永よりも早く12時頃起こっている. 下層に特徴的な変化をする2つの逆転層 (以下では等温層も含めていう) が存在している.

(c) 魚島における変化

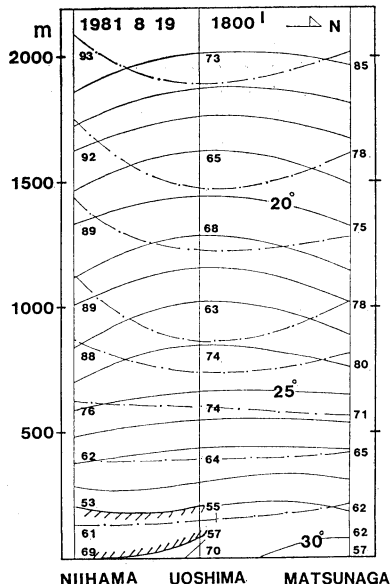
魚島 (第6図) では, 一般風の変化は前二者程ははっきりしない. 気温の変化は前二者に比べてゆるやかで, 暖化の山は遅れて15時頃現れ平坦である. 地上の最高気温の出現時刻も18時頃と遅い. 新居浜と同様にここでも下層の2つの逆転層が目される. 当日の上層天気図 (未提示) によれば水平移流項の寄与は殆ど無視できるので, 新居浜, 松永で12時から15時頃にかけての, 高度2000m以上に及ぶ湿度減少を伴う気温の上昇は沈降昇温によると考えられる.

2.3 低層大気の南北断面図

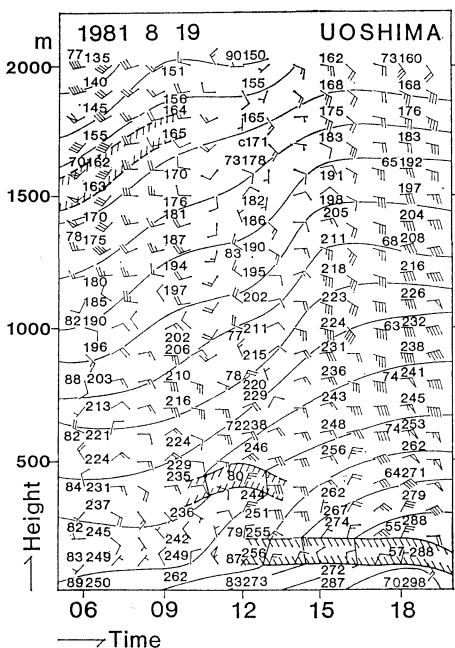
ここで観測データの時系列から海風循環が最盛期に達したと思われる15時以降で, 湿度データのある18時の低層大気の特徴的な状態を見ておくことにする. 第7図は第2図で松永, 鞆, 魚島, 春風丸と新居浜を結ぶ線に沿う南北断面図である. この作図においては鞆のパイパー



第5図 新居浜における時間—高度断面図
説明は第4図と同じ。



第7図 低層大気南北断面図 8月19日18時
2桁数字：特定高度（地上，100，200，400，600，800，1000，1300，1600，2000m）における相対湿度，細線：等温線（1°C毎），1点鎖線：その高度の平均相対湿度との偏差，上向きにプラス偏差，下向きにマイナス偏差，高度目盛り100m分が10%に相当。



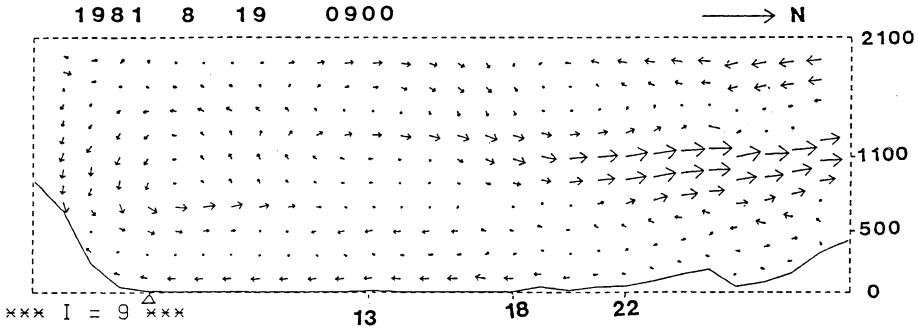
第6図 魚島における時間—高度断面図
説明は第4図と同じ。

ル、春風丸のパイボールと係留気球によるゾンデ観測資料も参考にして逆転層を見いだした。図中縦線に沿う2桁数字はそれぞれの地点の特定高度における湿度(%), 一点鎖線はその高度における水平方向の平均湿度との偏差である。マイナス偏差を下向きに，プラス偏差を上向きに採り，高度差100m分の目盛りが湿度の10%に相当する。ひうち灘中央部上空では高度約600m以上の層で気温上昇と湿度の減少が目立ち，これは沈降昇温によると考えられる。また逆転層上面の湿度が最も低く，さらに高度500m付近の湿度の偏差の小さいのが注目される。300m以下の下層の逆転層(第5, 第6図)は図の南側を被っているが，これが魚島の北方にどの程度広がっていたかは観測点がないので明らかではない。

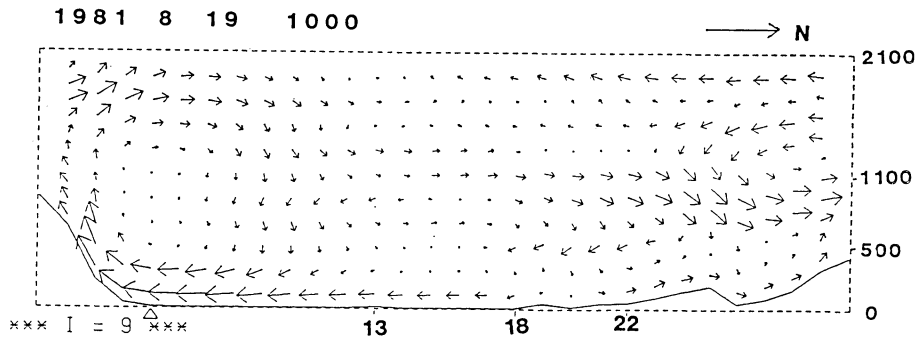
2.4 客観解析モデルによる風解析

2.4.1 客観解析モデルの概要

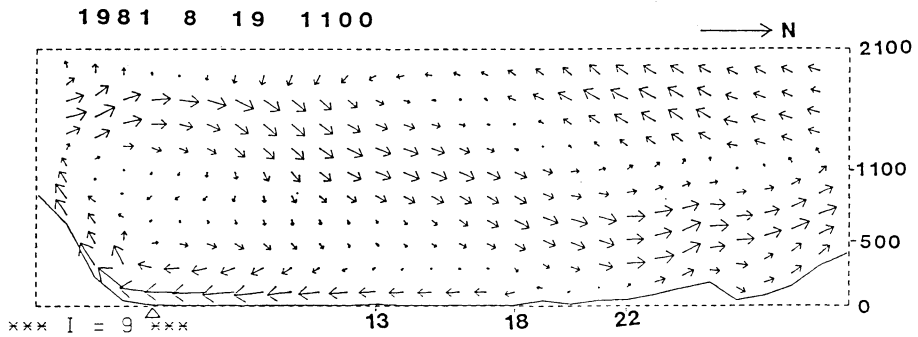
1981年の観測では第1図に示すひうち灘を含む多くの地点で，パイボール観測が1時間毎に同時に行われた。そこで栗田の解析モデル(Sherman(1978))の客観解析



(a) : 8月19日09時



(b) : 8月19日10時



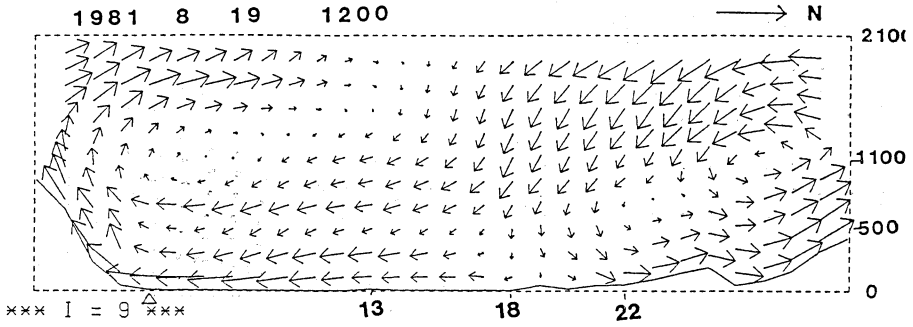
(c) : 8月19日11時

モデルを Z^* 座標系に修正したもの) を使って鉛直流も含めた風の立体的分布を求め、局地風循環の時間的変化を調べた。モデルの詳細は昭和60年度研究報告書(気象研究所)に譲ることとしここでは概要のみを記す。モデルの格子間隔は東西、南北とも 3 km、鉛直方向には

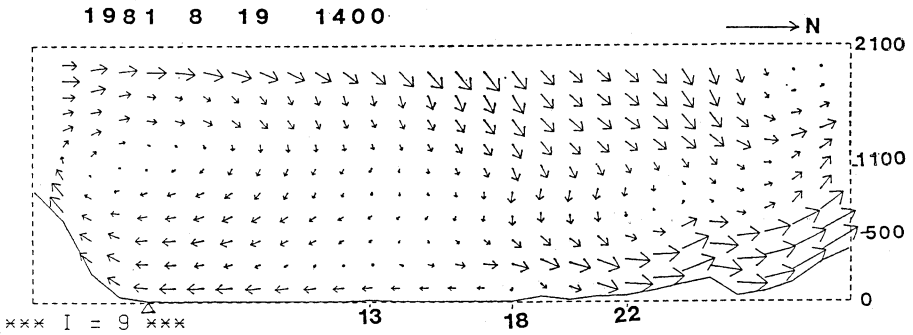
$$Z^* = Z_t(Z - Z_g) / (Z_t - Z_g)$$

Z^* : 格子点高度 Z : 海拔高度
 Z_g : 地形海拔高度 Z_t : 2100 m

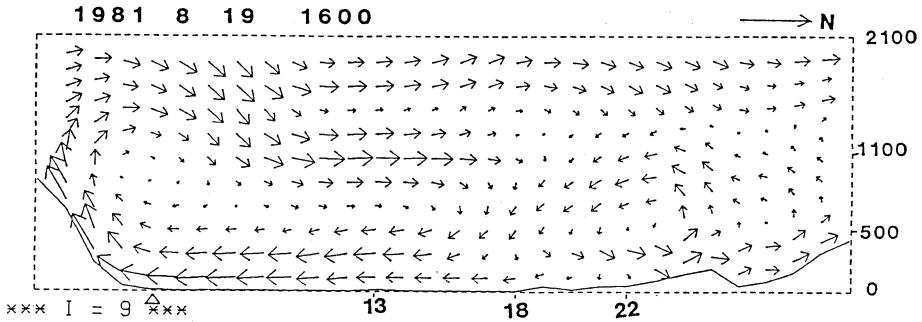
を用い、100 m から 200 m 毎に 2100 m まで 11 層を採っている。各格子点における初期値は、同一高度の最も近い点から順に 5 点の観測値を採り、その重み付き平均値である。ひうち灘の南側は新居浜の南約 15 km に



(d) : 8月19日12時



(e) : 8月19日14時



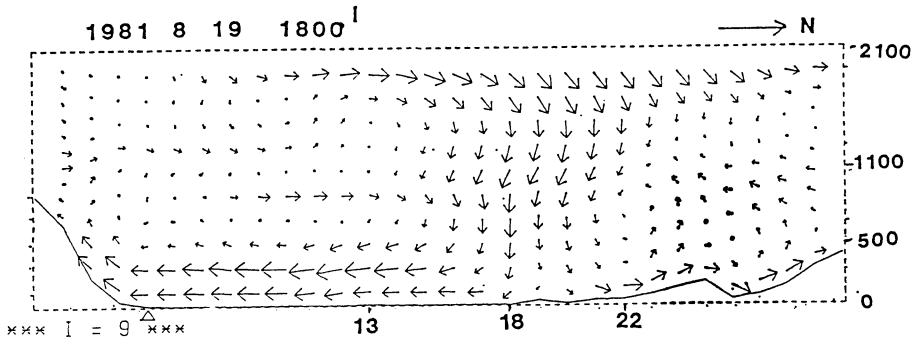
(f) : 8月19日16時

高さ 1500~1800m の四国山地が迫っているのに対し、中国側は松永の北約 70 km でも高さ約 1000 m のなだらかな山地である。但し四国側では新居浜とその南東約 7 km の別子記念館のみしか観測点がないので、新居浜近辺上空より四国山地側では局地的な鉛直流はうまく計算されていない。また新居浜と魚島間の春風丸のバイ

ポール観測は15時からである。

2.4.2 局地風循環の南北断面図上における時間変化

以前から一般風が弱い場合、海風循環は海岸付近で始まり次第に循環を大きくするといわれている。例えば Kimble 他 (1946), Moroz (1967), Hsu (1970), Keen and Lyons (1978)。また中田 (1985) は海風循環発生



(g) : 8月19日18時

第8図 風解析モデルによる風の場の南北断面図の時間変化.

水平方向1格子間隔:2m/s,鉛直方向:13.3cm/s,横軸の△印,13,22はそれぞれ新居浜,魚島,松永に近い格子点を,18は18時に下降流の強かった格子点を示す.

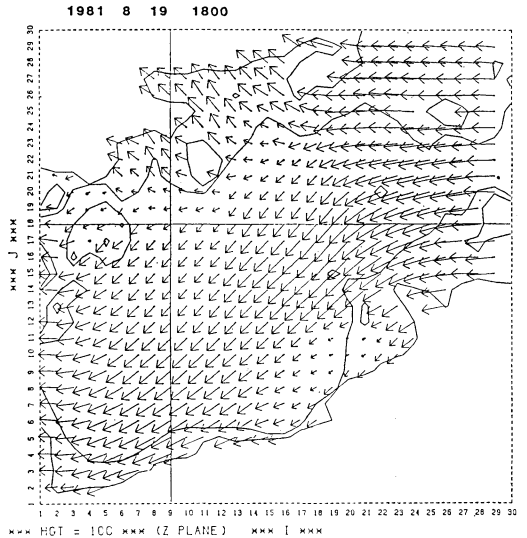
時に沖に広がって行くさざ波の観測から海風循環の拡大を示唆している。ひうち灘における19日のデータをこのことを確かめて見よう。新居浜,魚島,松永に最も近い南北断面における1時間毎の風の鉛直断面成分ベクトル(計算値)を第8図(a)~(g)に示す。図中の風ベクトルは見やすくするため,水平方向が1格子間隔2m/sに対し,鉛直方向は1格子間隔13.3cm/sに誇張してある。図の横軸の△印と13と22の記号はそれぞれ,新居浜と魚島と松永に近い格子点を,記号18は18時に下降流の最も強かった格子点を示す。以下では格子点番号をそのまま使用する。なおモデル空間の現象は完全に独立した現象では無く,外部空間に対応した応答であることに注意されたい。

(a) 09時:

新居浜付近(△印)では高度500m以下に海風循環らしきものがあるが,まだあまりはっきりしていない。その上には別の循環がある。ひうち灘の下層の高度100mの風はすべて北寄りの風で,四国側への向岸風になっており一日中続いた。魚島付近(13)ではまだ海風循環らしきものはない。北側では中国山地の高さ1000mと同じ高さ付近の南風成分が目立つ。

(b) 10時:

南側では海風は谷風と連なり,更に上空の風の影響を受けて大きな局地風循環を形成している。四国よりの新居浜付近(△印)と魚島付近(13)の間の海上で,高さ2000mの全層に及ぶ下降流(沈降と呼称すべきかも知れない)の上部には沈降が認められる。このことが12時にかけての新居浜における気温の急上昇につながった

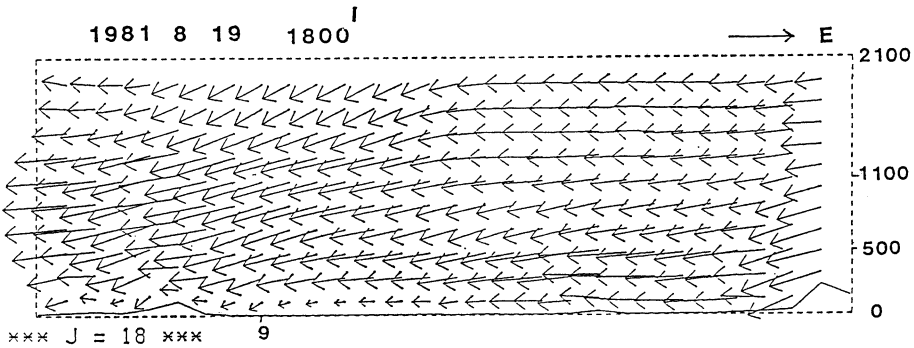


第9図 風解析モデルによる風の水平ベクトル場
8月19日19時. 高度100m,風速は1格子間隔が2m/s. 図中東西,南北に引いた線に沿って断面図解析を行った.

考えられる。南側の向岸風の厚さは約300mで陸に向かって加速しており,局地風循環が発達中であることが分かる。北側の松永付近(22)にも循環風が始まっているが規模は小さい。その上の高さ1100m付近にも別の循環風が認められる。

(c) 11時:

一般風が変化し始めた時である。2000m以上の層か



第10図 風解析モデルによる風の場の格子点18に沿う東西断面図. 8月19日18時
説明は第8図と同じ.

ら影響を受けてひどく変形されているが、二つの大きな局地風循環が認められる。魚島も南側の循環に入り始めている。南風成分をもつ下降流が目立つ。また上層からの沈降は南側で強まっている。

(d) 12時:

一般風が西寄りの風から東寄りの風に変化している最中である。上層からの影響を強く受けて下降流も全域で強くなり、新居浜で 2000m 以上に及ぶ全層暖化が最も大きく現れた頃である。大きな二つの局地風循環と北風成分をもつ下降流が目立つ。上層からの沈降は北側で強まっている。

(e) 14時:

南側の循環風はやや落ち着き始め、魚島の北方まで広がり始めている。最上部の沈降は強まり北側の循環風はその影響を強く受けている。この後松永上空では高度 2000m 以上に及ぶ全層暖化は最も強まった。

(f) 16時:

南側の循環風は格子点 18 の地点付近まで広がっている。北側では海風循環らしいものと谷風循環らしいものとの二つの小さな循環が認められる。

(g) 18時:

南北の局地風循環が最盛期に達した時である。格子点 18 の地点付近における下降流は高度 2000m 以上にまで及んでおり、上層からの強い沈降により維持されている。また下降域で海面近くまで下降するのは中心部だけであるのが注目される。

要約するとひうち灘の最下層高度 100m では一日中四国側への向岸風が卓越していた。その中で海岸付近で始まったと思える南側の海風循環は直ちに谷風循環に連なり、さらに上層の一般風の影響を受けて大きな局地風循環

に発達し、海風循環の駆動力に依って沖合いに広がって行った。一方北側の局地風循環は斜面風の特徴を持ち、それに上層からの影響が強く作用して複雑な循環風を形成していた。この日の局地風循環は総観スケールの沈降場の中で起こっていたと言える。

2.4.3 客観解析モデルによる風の場の平面図と東西断面図

18時にひうち灘における局地風循環は最も発達した。局地風循環の立体像を明確にするためその時の平面図と東西断面図を、第9図、第10図に示す。

(a) 18時の風の場の平面図:

第9図は高度 100m における風の水平成分ベクトルの分布を示す。海風に一般風が重なっていることは図から理解できる。なお海岸線より内陸側に引かれた線は高度 100m の等高度線を示す。

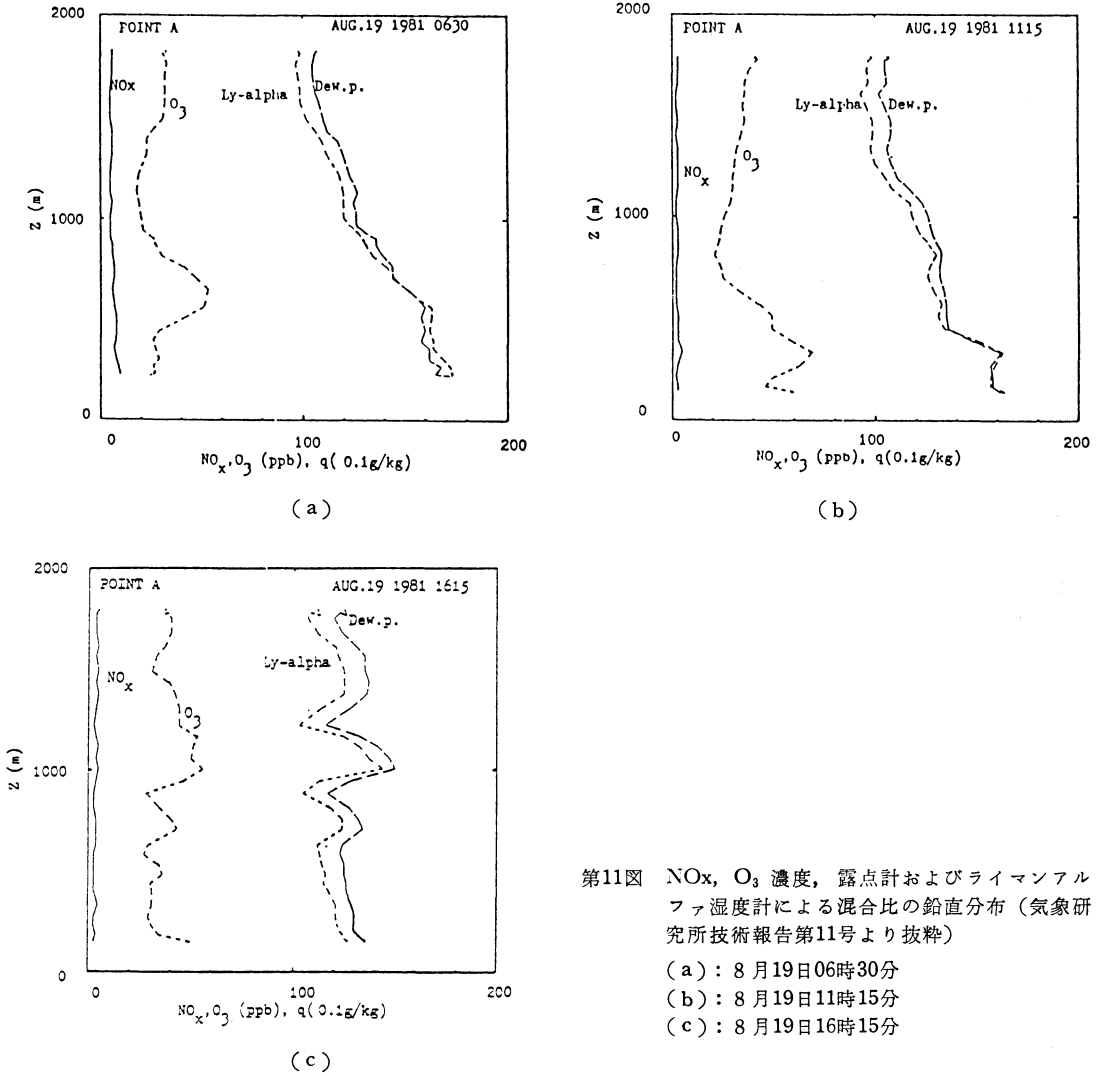
(b) 18時の風の場の東西断面図:

第10図は格子点 18 を横切る東西断面図で全般に下降流が目につくが、西側(図の左側)では全層に及んでおり上層からの沈降が注目される。

2.5 二つの逆転層と飛行機観測との対応

観測データによる相当温位解析はできないが、新居浜と魚島(第5、第6図)で逆転層を二つに分けて解析した。この逆転層の存在を確かめるために、19日新居浜の北西沖合い約 10 km (第2図)で行われた汚染物質の飛行機観測の結果と、二つの逆転層との対応について調べる。

気象研究所技術報告第11号の第4.39~41図から、ライマンアルファ湿度計と露点計から求めた混合比と、オゾン、NOx 濃度の鉛直分布を抜きだして第11図に示す。NOx は逆転層に殆ど反応しなかった。また温度は測器



第11図 NO_x, O₃ 濃度, 露点およびライマンアルファ湿度計による混合比の鉛直分布 (気象研究所技術報告第11号より抜粋)
 (a) : 8月19日06時30分
 (b) : 8月19日11時15分
 (c) : 8月19日16時15分

不調のため正確には計れなかった。

(a) 06時30分 :

混合比は高度約 600m より下層で一様に高い値を示し, その上層では急減している. オゾン濃度の鉛直プロファイルにも対応する高度に丸みを帯びたピークがあり 800m にかけて急減している. これらの特徴的鉛直分布は海上混合層の存在を示唆するが, このオゾン濃度のピークの上層側の高度 700~800m に対応して, 新居浜(第5図)では最初に現れた逆転層に連なると思える安定層が存在している. 魚島(第6図)でははっきりしない.

(b) 11時15分 :

この時点では, この海域上空で循環風に関連する沈降が起こっていた(第8図(c)). オゾン濃度のピークは鋭くなり高度約 340m に下降し, 混合比にも同様の変化が認められる. この高度以下では混合比の高い値が一様に保たれている. その特徴的变化からみて, これは明らかに海上混合層上部に形成された逆転層の下面と考えられる. またこの高度は新居浜, 魚島で最初に現れた逆転層の下面の高度に対応している. 一方高度 140m にオゾン濃度, 混合比とも別のピークが現れている. この高度はやはり12時に新居浜と魚島の最下層に存在した逆転層

の高度に対応している。

(c) 16時15分：

高度140mのオゾン濃度、混合比のピークはそのまま、それより上層側では不規則に変化している。これは新居浜と魚島で15時以降最下層の逆転層のみしか観測されなかったことと対応する。

つまり飛行機観測の結果と、新居浜、魚島で解析した二つの逆転層は良く対応しており、逆転層を二つに分けて解析したことの妥当性がおおよそ確かめられた。残る部分即ち海上混合層が新居浜と魚島にも存在したことは3.2.2節で補足する。

3. 考察

新居浜、魚島の下層に存在した二つの逆転層に関しその成因と振舞いについて考察する。

3.1 最下層に現れた逆転層について

理解を助けるため局地風循環が最盛期にあった18時を例として説明する。第7図と第8図(g)と比較すると、最下層の逆転層は海風層中に形成されていた。海風、湖風内に逆転層を観測した例は多い。例えば Fisher (1960), Moroz (1967), Lyons and Cole (1960), Lyons and Olsson (1973) 等。

Lyons はこの湖風層内にできる逆転層を CONDUCTION 逆転と名付け、主たる成因は水面からの冷却によるとした。最初彼は湖風循環がなく暖かい傾度風が卓越する日を選んで観測し、このように表現した。しかしその後の観測実験で、湖風循環がある時にも同様の逆転層を観測している。このことは湖風循環が始まって沈降昇温の効果が及ぶと逆転層が形成されることを意味する。

18時頃新居浜に到達した地上付近の気塊は、遙か沖合い海上から海面上を吹き渡ってきた相対的に冷たい海風(この日は向岸風が卓越しており海風循環による海風と区別すべきかも知れないが、混乱する恐れも無いので便宜上こう呼ぶ)により運ばれたものである。他方逆転層上面の大気は沈降昇温した海風である。その証拠に第7図の逆転層上面(高度200m)の湿度はほぼ一様で53~55%と低い。高度400mでも湿度はほぼ一様で62~64%と低い。

この逆転層は11時過ぎに飛行機観測で検知され(第11図)、12時に新居浜で、魚島ではそれらしき安定層を、15時には新居浜と魚島で観測された(第5、第6図)、すなわち海風循環が始まって暫くすると海面上を吹き渡

る海風の上に、沈降昇温により乾燥した海風が重なって逆転層が形成される。これは Lyons の言う CONDUCTION 逆転と同一の性質のものである。当然のことながら海上ではこの逆転層下面は接水している。そして夜間海風循環が途絶えて沈降昇温が働かなくなると、この逆転層は消失せざるを得ない。海岸に位置する新居浜ではこの逆転層は高度100mまで持ち上げられ、その下では超断熱の混合層が形成されている。17時に雲量9/10の曇りを観測していることから、18時の逆転層下面の接地は多分日射が欠けたことによるものと推定される。海上の魚島でも逆転層下面は持ち上げられ、その下に混合層が形成されている。Fisher (1960) も海風観測で同様な島の影響を観測している。

3.2 海上混合層とその上部にできた逆転層について

新居浜(第5図)で09時に顕在化した逆転層は、06時高度700~800mにその前兆が現れ、12時の高度300~400mの逆転層に連ねて解析したが、この逆転層は09時頃新居浜上空に存在した沈降(第8図)と、その後は局地風循環の形で持続した沈降に関連してその高度を下げていることから、明らかに3.1節で議論した逆転層とは性質が全く異なる。2.5節で飛行機観測の結果から対応する高度の下層に海上混合層の存在を知った(第11図(b))。したがって新居浜、魚島の対応する層の露点温度の変化を見れば海上混合層の存在を知ることができる。

3.2.1 8月19日の海上混合層について

まず新居浜(第5図)の対応する層の露点温度の変化を確かめる。

06時	700m 以下の層：	露点温度	約20°C	で一様性を示す
	800m 以上の層：	露点温度	17°C 以下	で一様性無し
12時	200~300mの層：	露点温度は約20°C	で06時の露点温度に等しい	
	400m 以上の層：	乾燥しており	露点温度の一様性無し	

次に魚島(第6図)の対応する層の露点温度の変化を確かめる。

06時と比較すると、			
12時	500~1000 m：	層の平均気温	1.9°C 上昇
		平均湿度	8% 減少
		露点温度	一様性無し

200~400m :

層の平均気温	1.2°C	上昇
平均湿度	5%	減少
露点温度	約 21°C	で一様性を示し、06時の露点温度に等しい

明らかに新居浜と魚島の逆転層の、上・下層の気象は沈降に対する反応が異なっている。逆転層以下の層の露点温度は高く、ほぼ一様性を示し、保存性の高いこと（今の場合6時間）から見て海上混合層であることが分かる。なお06時の魚島では800mを境に上下の露点温度の鉛直分布は異なっているが安定層は無い。またひうち灘の06時の気温分布（第2図）をみると春風丸の気温が最も高い。（この暖湿な海上混合層の成因は06時以前の観測が無いので厳密な議論はできないが、ひうち灘の南側海上に広がっており一様に湿っていることから、夜間に冷えた山風が海上に流れだし、潜・顕熱を受けて形成された海上混合層として理解できる。但しこの時期、海陸の温度差はまだ小さいので自由対流抑止面として逆転層が形成されるほど対流は活発で無く、上面に沈降昇温効果が及んで始めて顕在化する程度のもので推定される）。

3.2.2 海上混合層上部に顕在化した逆転層

飛行機観測（観測者の談）に依れば、19日午前中上述の海上混合層上部に対応する高度付近に“もや”があり、飛行高度500mで直下点の海面は見えたが斜め方向の海面は見えず、海上全体に広がっていたとのことである。

海上のもやの上面に沈降昇温効果が及ぶと蒸発により逆転層を生じ、蒸発に見合うだけの水蒸気が下方から十分補給されなければ、逆転層の高度は次第に低くなると推定されるが、その間海上混合層は保存されていた。このことは二つの逆転層の共存時間が短いこととも一致する。したがって逆転層の上部の沈降効果は逆転層の下層に及んでいなかったことになる。ドライモデルの限界がここにあるのかも知れないが、現時点では確かめるすべも無いのでこれ以上立ち入らないことにする。この逆転層は別の原因で下方から暖められたり、下方からの水蒸気の補給が途絶えるとたちまち消滅する性質のものであ

注) “もや”について

海塩粒子はもちろん、エアロゾル粒子の大半は吸湿性である。湿度72~73%で水滴になり始め、湿度を増すにつれて粒径と空間密度を増しついに霧となる。これがもやである。霧ともやとの区別は水平視程が1km以上か否かによる。

る。だからこの逆転層は最下層に CONDUCTION 逆転が形成されると間もなく消滅した。魚島でこれら二つの逆転層の顕在化が新居浜より遅れたのは沈降効果が遅く発現した結果である（第8図(a), (c), 第11図(b)）。なお松永では地形と一般風の影響で海上混合層が形成されていなかったため、沈降が働いても逆転層は現れなかった。

4. まとめ

以上を要約すると局地風循環と逆転層に関して

(1) 海風循環は海岸近くで始まり沖合いに広がって行くがひうち灘では海風は谷風と連なって大きな局地風循環を形成する。このため局地風循環が高度2000mにも達すると、その高度の一般風の影響を受けやすくなる。また総観スケールの沈降場の中で最も良く発達する。

(2) 沈降域で海面近くまで下降するのは下降流の中心部のみで、周辺部は高度200~500m位までしか下降せずそのまま海風に加わる。

(3) 海風循環が始まって暫くすると海風層の中に CONDUCTION 逆転が形成され、その上側には(2)の暖かく乾いた海風が存在する。

したがって相対的に最も湿度の低い一様な層が逆転層上面に接している。沈降昇温効果がなくなる夜間は消滅する。この逆転層内ではオゾン濃度が高い。

(4) この時期、夜間形成される海上混合層に沈降昇温効果が及ぶと逆転層が顕在化する。この逆転層下面付近で最もオゾン濃度が高い。(3)の逆転層が形成されるとこの逆転層は消滅する。

海風循環時には上記の二つの逆転層が存在し、それぞれ成因を異にし独自の振舞いをする。大気汚染気象や瀬戸内の霧を考える時の一つの手がかりとなろう。なお湿度が高い時海上混合層上部にはもやの存在が想定される。

謝辞

客観解析には気象研究所の HITAC M 280 を使用した。データ収集その他の情報に関しては応用気象研究部の皆さんにお世話になった。また風解析モデルとその成果の提供に関しては栗田進主任研究官の援助を受けた。ここに記して謝意を表したい。

参考文献

Fisher, E.L., 1960: An observational study of the

- sea breeze, *J. Meteor.*, 17, 645-660.
- Hsu, S.A., 1970: Coastal air-circulation system observations and empirical model, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 487-509.
- Keen, C.S., and W.A. Lyons., 1978: Lake/Land Breeze Circulation on the Western Shore of Lake Michigan, *J. Appl. Meteor.*, 17, 1843-1855.
- Kimble, G.H.T., and Collaborators, 1946: Tropical Land and Sea Breeze, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 27, 99-113.
- 気象研究所技術報告第11号, 1984: 117-128.
- 気象研究所技術報告第11号資料篇, 1984.
- 栗田 進, 1985: アメダス地上風の客観解析, 気象研究所研究報告書, 190-195.
- Lyons, W.A., and H.S. Cole., 1973: Fumigation and Plume Trapping on the Shores of Lake Michigan During Stable Onshore Flow, *J. Appl. Meteor.*, 12, 494-510.
- Lyons, W.A., and L.E. Olsson., 1973: Detailed Mesometeorological Studies of Air Pollution Dispersion in the Chicago Lake Breeze, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 387-403.
- Moroz, W.J., 1967: A Lake Breeze on the Eastern Shore of Lake Michigan: Observation and Model, *J. Atmos. Sci.*, 24, 337-355.
- 中田隆一, 1985: 海風循環発生時の一形態, 天気, 32, 167-173.
- Sherman, C.A., 1978: A Mass-Consistent Model for Wind Field over Complex Terrain, *J. Appl. Meteor.*, 17, 312-319.
- 鈴木弥幸, 1984: 夏期瀬戸内海上の逆転層について, 天気, 31, 639-640.



人類とエネルギー研究会編

地球環境と人間

省エネルギーセンター, 1989年10月刊
222頁, 1,400円(税込)

人類とエネルギー研究会が主催した講座をまとめた形になっており、プロローグ「いまなぜ地球環境が問題なのか」(生田豊朗)、第1話「地球に異変が見えてきた」(根本順吉)、第2話「地球温暖化を科学する」(横山長之)、第3話「森がなくなり魚が消える」(大喜多敏一)、第4話「環境問題が世界をゆるがしはじめた」(茅陽一)第5話「CO₂規制はどのような影響をもたらすか」(湯浅俊昭)、エピローグ「成長の限界から持続する開発へ」という内容である。

昨年は、地球環境という文字が新聞、雑誌、テレビをにぎわし、大きな話題となった。この本は昨年10月に発行されているが、すでにいろいろなマスメディアの報道の洪水の中で、すでに何度も耳にした内容が多い。違う分野で働く人がちょっと知っておきたいと言う入門書としては、長さが手ごろで、比較的まとまっている。

第1～3話は気象に関係ある分、ページ数の関係もあるかも知れないが、物足りなさを感じる。気象関係に携

わるものとしては、このような問題に対して知識を得たいと思うならば、他の文献も当たって見た方が良さだろう。第4話では、環境問題に関する国際的な取り組みが歴史を追って説明してあり、よくまとまっている。第5話はエネルギー消費についての試算がなされているが、根本的なコスト計算をどのように行ったかが今一つ分かりにくく、このような試算が果してどのくらい確かで未来性があるものか疑問が残る。ここで強調されているのはCO₂発生量を20%削減するのはいかに難しいかと言うことである。

どう考えても地球環境が悪くなっているのは実感されていることである。地球環境に関する問題については、第4話にあるように「単純に抑え込むとか、全然何もしたくないとかいうのは答えとしては一番まずい戦略であり、やはりわれわれとしては問題は不確定であり、しかも対策コストが非常に高いという前提を考えに入れて行動すべきです」ということであろう。世界の50億人の人々が今の日本人の生活をするだけ地球は大きくない。88年のアメリカの大干ばつで一躍注目を集めた温暖化の問題では、このようなことをたくさんの人が認識し、一般の教養、常識としてこのような本が出版されるようになったことが大きな成果だったと思う。

(気象庁長期予報課・林 久美)