

「瀬戸内海の高陸風に関するシンポジウム」報告

瀬戸の夕なぎで有名な内海地方では、古くから沿岸住民の体験として海陸風系が1日周期で顕著に現われることが知られていたため、沿岸各県の天気予報につけられる風の予想は、当然海陸風の卓越する期間については一般風では全く意味がなく、局地性にふれないわけにはいかなかった。このために古くから統計的にこれらの問題を処理して、少なくとも時間的変化については各地でほぼ地上での実態がわかっていた。ところが近年になって臨海工業地帯の急速な発展に伴う大気汚染の問題が沿岸都市で特に注目をあびてきたために、各所で各団体・個人が随時に必要な海陸風に関連した下層大気の状態を調べる特別観測（パイボール、ノンリフト・バルーン等々）が行なわれだしたが、お互に情報を交換しあうことも少なく地域的に思い思いの振舞いを推定してきた。このような過程を経てきた現在、いろいろな資料が可成り多く得られていることが判り、またそれにもとづく主体解析も行なわれ、一方では数値シミュレーションの研究が進んできたこと等が判ったので、気象学的にも興味深い問題でもあり、またいろんな面での社会要望に答えるためにも、この方面に関心を持っている気象・海洋学者、実際に取り組んでいる研究者、さらに観測結果を豊富に持っている技術者が一堂に会して、今までに得られたすべてをはき出し、海陸風の振舞いに対してどこまでのことが判っているのか、そのことは果して理論的にも説明できるのか、さらに瀬戸内海全般的にみて何が海陸風を卓越させるのかといった問題を中心に討論し合うことを計画し、昭和47年11月30日と12月1日の2日間広島市において頭初のシンポジウムを開催した。

そもその発端は、日本気象学会関西支部の中に各種の研究グループを作り、同好の志が集まってグループ研究をしようということに始まり、たまたま広島が地形的にも内海のはほぼ中心付近にあるために私が世話役を引き受けたわけである。しかし今日までの文献を調べていくうちに、海陸風や山谷風を含めた局地風についての研究者がかなりあり、また最近特別観測をやられた部門の人々、さらに理論的研究を進められている学者もおられることが判ったので、支部会員外のそういう方々にも参加を要請したところ、実に20編にわたってご発表を得、関東以西からの出席者は実に85名にも及んで、頭初の予定した半日の期間は1日に、さらに1日半の日程が2日間にわたるようになって予期せざる盛況になったことは、如何に目下の急務として局地風が気象学の中でも大きなウエイトを占めてきたことかを物語っているものと思われる。今回のシンポジウムの内容が、内海各地域での統計的結果にもとづく海陸風の実態の提示、特定日における特定地域での立体的特別観測とその解析の報告、内海での海陸風の地域特性や局地風の問題さらに理論的に取り扱うための境界層内の問題点や数値シミュレーションの現況とに大きく分けられることは、現在判っている海陸風の様子のすべてがもうらされていると思われる。各発表の概要は以下に述べられるので、討論の過程での特に重要な問題点とクローズ・アップされた2、3についてふれておこう。もちろんこれ等の問題に対する答は、それ程容易に得られるものではなく、さらに今後の研究にそのまま引きつがれる基礎となるものであろう。

最初に問題となったのは海陸風の定義であったが、次のようないろいろな問題が提起された。米国あたりの報告では海岸線にはほぼ直角に吹いている風として扱っているが、内海では夜と昼とで45度位しか風向が変わっていない所もあり、これ位の風向変化だけでも海陸風として取り扱えるのか。瀬戸内海では両側に丘があり海上で風がなき別れする所を持っているが、海陸風の実体はそれでよいのか。海陸風は陸上と海上との間で太陽熱によって起きる空気の動きということだが、瀬戸内の場合エア・マスの移動形態はどうなるの

か、結局瀬戸内海での海陸風の効果を場所における風からとり出すことを考える必要性が痛感された。

内海のような海上には島が点在し、両岸に迫っているのは山地であるような地域での海陸風の振舞いは、米国あたりの海上にも陸上に向っても広々と開けた地域でのそれとどのような違いが理論的に考えられるのか、例えば少し大きいスケールに目を転ずれば中国山地の斜面に対する内海の関係は山谷風の機構も考えられるが、反面谷にあたるような内海は海上であって、その辺で真の海陸風と斜面風との関係が問題となる。また島自体が湾なり水道なり灘の中で果す役割は、それが熱的效果としての陸地と見なし得る時とそうでない時との違いは、単に周囲の地形、海陸風の大きさに対する島の相対関係だけできまってくるのか、それとも何か別の大気・海上の現象によるのか、海岸線が一様でないためにおきる海陸風の各地の相違は、その近辺の海上対陸上の水平温度傾度の関係の他に、さらにスケールの大きい地形がどのような形で、どのような条件のもとで効くとすれば効くのか。

さらに海上、陸上ともかなり広いスケールでの数値シミュレーションの結果が示され、よく実測と合致している面がみられたが瀬戸内海という場について、地形の効果を入れることの可能性について今後の発展が望まれた。結局、地形的效果や一般流との干渉がどのようなになっているのかといった実態に対して、かなり多くの特別観測の結果と解析が概括的には示したが、まだまだ空間的にも不十分で、これを基にさらに観測事実の収集の必要性が痛感された。そのために、今後最も必要とされる観測は、何を、どのような方法で何時やったらよいかといった点にしばって最後の総合討論がもたれ、スケールの大きさを考えて観測点をおき、エネルギー・フローの立場から海上と同様に陸上での熱・運動量の空気対海水（土壌）の輸送も調べる観測を、多少ラフでも広い範囲で多くの観測をやった方がよいのではなからうかという方向が出された。これには観測値の代表性という点から、陸上と海上（海中）とでは必ずしも同じ空間分布を必要としない点があるかも知れない。さらに観測内容の追加として、トラジェクトリーや地中温度も要望された。

それに関連した観測方法としては、現在やっているブイ観測や立体観測の他に、航空機による気温・水温・風の観測や気象衛星写真の解説等が提案され、できるだけお互いに連絡を取りつつ、効果的な観測を展開して、まずより多くの広い範囲での客観的事実を集めて、着々と実態を究明すべきであるというように一致したようである。このお世話は今後も海陸風研究グループが、学会、気象庁、各研究者の絶大なご援助のもとにしていくことになった。このシンポジウムの開催にあたって、大阪管区気象台、広島地方気象台とその職員の各位の多大のご援助に対し、山元龍三郎関西支部長の謝意が述べられたことを付記し、さらに遠路はるばるご出席の各位に対し厚くお礼申し上げます。なお座長は山本武夫（山口大）、広瀬元孝（気研）、中島暢太郎（京大防災研）、竹内清秀（大阪管区）、曲田光夫（気研）、山元龍三郎（京大）の各氏にお願ひした。（世話人、根山芳晴）

1. 瀬戸内海東部の海陸風について

広島地方気象台 井野英雄

神戸海洋気象台の多くの業績の中から数例を話題提供の意味で紹介する。地上統計資料から神戸の風の日変化をみると冬をのぞいて夜間はNより、日中はSよりの風が規則正しく太陽の運行と共に順転する特性があり、これを海陸風と太陽風（太陽からでる微粒子によるものではない）の重複現象とし（高山，1921）、風の南北成分と気温の日平均偏差、東西成分と気温の時間変化量とから海陸風と太陽風を分離して日出、日没時は太陽風か、また日中と夜間は海陸風が卓越するとした（堀口外，1922）。

バイポールや六甲山を使った立体観測、観測船を含む多点観測もおこなわれ、海陸風の出現日は7月で28%、8月で20%、また陸風は17時前後から5～6時まで、海風は7時から17時前後までで、朝風はあっても夕風は認められない。陸風は夜半でNNW 3 m/s、高さは200～300m、高いときで400m、海風は15時ごろ最大4～5 m/s、高さは350～500m（八鍬外，1925）であった。

1966～1968年（吉野，1971）の大阪湾中央部での観測船と、陸上各点の資料により湾の中央部で海風はSW、陸風はNEで淀川にそった風系であり、海風の始まり

は海岸部で始まり、内陸と海上にひろがり、湾の中部でも1～2時間おくれて現われる。陸風の始まりは、はっきりしないが海上ではおくれる。また海風は日没に、陸風は日出後に強くなる。海水温が気温より高い高水温型では陸風が吹きやすく、逆に低水温型では海風が吹きやすい等の結果が出ている。

鉛直構造について(川鍋, 1966), 神戸市東部住吉川ぞいで1965年5月にパイポールの2点観測の結果, 500m高度に東西成分の強風域があり, この層の上ではN風, 下ではS風の場になっていて, これが海風の及ぶ高度としている。また鉛直成分は西風域の下では上昇流,

上では下降流になっていて西風の強風を維持する要素であるとしている。また1965年7月には播磨平野東部でも立体観測を行ない海風高度600～700m, 最強高度300mで内陸へ40kmに及んでおり, 海岸から20kmまでは下降流域である等の結果が出ている。

○太陽風という言葉は太陽自体から微粒子がとび出して起こるものというのが一般的で, 海陸風に対応して使うのはどんなものか。

×注釈する必要があるが, 最近では使われていないようだ。

2. 大阪平野の風について

大阪管区气象台 福原 賢治

大阪管区气象台の6, 7, 8月における3時, 15時の風向の, 前9時間の天気別(晴天と曇雨天)発現頻度をみると, 早朝には天気に係りなく代表的陸風方向が約50%を占め, 午後には代表的海風方向が曇雨天時でも約50%(晴天時には約70%)を占めている。又大阪湾奥部における発散の時間変化は陸風時に収束, 海風時に発散になるのが一般であるが, 収束状態が続いても大阪湾中央部では引続いて海風が吹走する例がある。この時大阪湾北部と南部とでは明らかに陸風に変っている。このように大阪の海風, 陸風の変化には単に海陸の温度差だけによって起こるとは考え難い例が2, 3に止まらない。こういう状況を考えると, 海陸の配置が関与しているとせざるを得ない。ここで紀伊水道の存在に着目して, 和歌山の風向がSE～S～SWにある時に大阪での海風の発現をみると, 80%以上となる。しかし和歌山が海風なら大阪も海風となるのはむしろ当然であろうから, 和歌山のS-lyの風のうち海風のセンスの少ないと思われるSE～Sの時だけを取り出してみると, 風速が2m/sec以上であればその84%は大阪で海風が入っている。このことは紀伊水道で風が集約されてある程度の風速を持つと大阪湾では海風が発現すると考えて差支えないことを意味し, あえて海陸の温度差を考えなくても海風の前線が可能となる。このことは大阪の大気汚染に重要で, 海風でも大気成層に不連続をもつものともたないものを区別

する必要がある。大阪の高陸風に大阪近傍の地形が大きな影響をもつことは, 海陸風に伴う大阪平野の発散分布をみると一層はっきりする。すなわち, 大阪平野では海の方から風が吹き込んでも, 又E-lyの風の時にも淀川流域と, 大和川(奈良盆地から西流して大阪湾にそそぐ)流域は発散域, 大阪平野中部が収束域という縞状構造の分布となる。海風も陸風も淀川にそって比較的強く大阪平野に流れ込み, 次第に南北に広がってゆく。大和川流域の発散域は陸風時には中流域に存在し, 海風時には川口付近に中心をもつ。従って陸風時には気流は奈良盆地から狭い谷間を通して主として大阪平野中央部に向かって発散してゆき, 海風時には川筋を通ることなく直ちに内陸に広がってゆく。大阪の気象に両川は異なった形で寄与しているといえよう。又生駒山の影響は平野中央部の収束域にみられ, 陸風時には淀・大和両河川の低地沿いに流入した気流が西麓で会合し, 海風時には海から吹込む気流が山体に阻止されてその手前に収束域をつくる。このように淀川・大和川・生駒山の大阪の気象に果す意義が発散分布に明らかに現われている。海風の前面は平野内の平均的な西風速に略等しい速さで侵入することも発散分布の時間変化から推測することができた。

○発散の計算で風速計の設置場所等の影響での誤差は×屋根の上にポールを立てて考慮し, おかしいものは捨てた。

3. 松永の高陸風

福山測候所 佐藤 礼士

松永の高陸風について, 1950年から1956年の期間特に1973年2月

顕著に出現した約200日の例を統計的に調べた。高陸風

の吹き始め、終わりの時刻を決めるには、まず天気図上で中国地方が高気圧におおわれて一般風の弱い、しかも松永での日照率80%以上の日をえらび、さらにダインス風圧計の記録で静穏から風が吹き始めた時刻を求め、静穏の状態がはっきりしないときは風向の急変した時を求めた。吹き終わりはその逆である。

松永では海風は10時前後に南東または南2m/s位が吹き始め、最強になるのは14時前後南4m/s、吹き終わりは18時頃南南西1.5m/s位である。海風の吹き始めは夏に早く冬に遅い。その時間差は約2時間である。また吹き終わりは夏に遅く冬期に早い。その時間差も2時間位である。陸風については吹き始めが19時頃北東1m/s、最強は21時頃北東1.5m/s位、吹き終わりは7時前後である。一般に陸風は海風に比べて風向の変化が複雑で風も弱いのが特徴である。

海陸風の発生頻度は、8月が、38日/7年間、で最も多く、7月が28日、4月が27日となっており、夏に圧倒

的に発生が多くなっている。

次に陸地の松永での気圧・気温の日変化と海陸風との関係を見ると、春には気圧が下がり始めて1時間後から海風が始まり、最低気圧を2時間位過ぎて終っている。夏には吹き始めはほぼ春と同じであるが、終りは最低気圧の出現時とほぼ一致している。秋には吹き始めは春・夏と同じであるが、吹き終わりは春に似ている。冬は春と同じ状態でおきている。

1日だけの観測値であるが、海風循環系の上限は夕方頃600~700mに達しており、また陸風は400m位となっている。陸風は8時前に、海風は16時頃それぞれ最高高度に達し、海風循環系の方が強く、地上での海風、陸風の最大風速の現われた時刻とは一致しない。

○岡山は8月平均すると南だが、内容は南西と南東ばかりで南はない。松永も同じか。

×松永でははずばり南だけである。

4. 広島空港における海陸風について

広島航空測候所 岸田和博

第1表 海陸風発達日の天気状況 (1962~1966)

天気	○~⊙	⊕~⊗	/ ●	// ●	計
回数	321	193	35	6	555
百分率%	57.3	34.8	6.3	1.1	100

1. 海陸風の月別平均出現日数

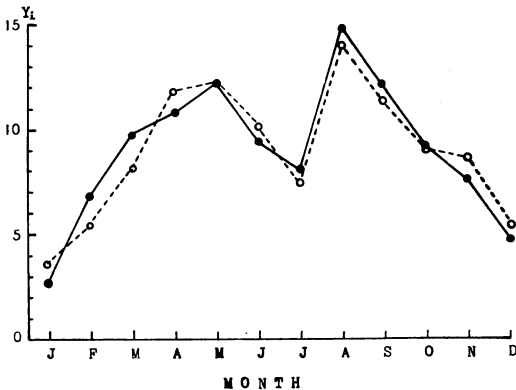
海陸風の月別平均出現日数 (Y_i) を第1図に示す。これは、次式により、かなりよく表わされる。

$$Y_i = -0.6(\Delta P_i)^2 + 4.3\Delta P_i + \Delta Y_i + 11.4$$

$$\begin{cases} \Delta Y_i = 0 & (\Delta D_i \geq 8.0) \dots\dots (1) \\ \Delta Y_i = 4.6\Delta D_i - 36.8 & (\Delta D_i < 8.0) \end{cases}$$

ΔP_i : 徳島から下関の月平均気圧をひいた差 (mb)

ΔD_i : 広島における気温の月平均日較差 (°C)



第1図 海陸風の月別平均出現日数 (Y_i)

実線は1962年から1966年までの月別平均出現日数。破線は(1)式による計算値。

2. 海陸風時の天気

海陸風が出現した日の天気は第1表のとおりで、気温の日較差が約8°C以下の日に海陸風が出現することは、きわめて少ない。

3. 海陸風の強さおよび交替時刻

陸風(主風向 NE)の終了時刻は、夏季は日の出から3~4時間後、冬季は4~5時間後に多い。海風(主風向 SW 又は SSW)は日没から1時間以内に終わることが多い。

朝なぎ・夕なぎの継続時間は1時間前後のことが多い。しかし、夏の夕なぎは長い傾向がある。

海陸風が最強になる時刻は、陸風が7時ごろ。海風は15時ごろのことが多い。しかし夏の陸風は6時ごろ、冬は海風は13時から14時にかけて最強になることが多い。

陸風の強さは3~4m/sに達することが多いが、夏は最強時でも2~3m/sのことが多い。また海風の強さ

は、春と夏は 4~5 m/s, 秋と冬は 3~4 m/s に達することが多い。

最小自乗法で求めた海風の最大風速 (V) の式は、

$$V = -1.02\Delta P_{H\sim M} - 0.47\Delta P_{T\sim F} + 0.20\Delta T_{S\sim U} + 0.19\Delta T_{S\sim W} + 0.16V_U + 2.57 \quad (\text{m/s})$$

$\Delta P_{H\sim M}$: (浜田気圧)-(松山気圧), 9時 (mb)

$\Delta P_{T\sim F}$: (高松気圧)-(福岡気圧), 9時 (mb)

$\Delta T_{S\sim U}$: (広島日最高気温)-(福岡 9時 900 mb 気温)

$\Delta T_{S\sim W}$: (広島日最高気温)-(広島水産試験場 9時海水温) (°C)

V_U : 福岡 9時 900 mb 風速 (m/s)

重相関係数: 0.80

5. 岡山市域の海陸風の特性について

岡山大学 佐橋 謙
馬越 美江

1. はじめに

岡山市は、最も近い海は南西へ約 15 km 隔っており、さらに播磨灘と水島灘とを分ける児島半島の基部近くに位置し、海陸風がはたして岡山の市街地にまで侵入しているのかどうか、また侵入しているとしても、播磨灘の影響を強く受けるのか、それとも水島灘の影響を強く受けるのか、なども興味ある問題である。

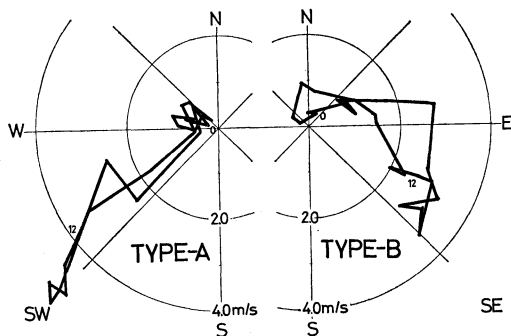
1971年一ヶ年間の岡山地方気象台、同岡山空港出張所、同玉野通報所、岡山大学農業生物研究所(倉敷)におけるコーシンペンおよび三杯風速計の自記録を利用して、これらの問題を検討した。

2. 解析とその結果

岡山市街で海陸風がはたして吹いているかどうかを、まず検討するため、海陸風の吹く可能性のある日として、①西日本が高気圧圏内にある、②福岡および大阪が晴れまたはくもりで、③風力が 2 以下という条件が、④二日以上連続しているという四条件を満たす日を縮刷天気図から選び、岡山市街北部に位置する岡山地方気象台の資料により、該当する日について、毎時の風向・風速を読み取った。

上述のように読み取った資料を季節別に分け、各時刻毎に風のベクトル平均を算出し、季節平均としてのホドグラフを作成した。その結果によれば、昼夜で明らかに風向・風速のちがうのは、つまり海陸風があると認められるのは、春と夏であり、夏は特に顕著であることがわかった。

次に、上述の四地点の夏季の資料について、各日毎に東西および南北成分の分値を計算して、その時間的経過を見ると、明らかに二つの型があることがわかった。一つは昼間に南西寄りの風が卓越する場合であり、他の一つは昼間に南東から東寄りの風が卓越する場合である。前者を A 型、後者を B 型と名付けることにしよう。



OKAYAMA(SUMMER)

夏の資料について、A・Bの型別に、各時刻に再び風のベクトル平均を計算し、それぞれについてホドグラフを作ると、たとえば岡山では図のようになり、岡山市およびその周辺で、どこでも同じように、はっきりと二つの型に分けられることが示され、さらに玉野では、他の三ヶ所とは幾分か違った海陸風が存在することが示された。

ところで、このような A 型・B 型の出現する日の気圧配置を見ると、A 型の場合には九州南方に、B 型の場合には本州南東洋上にそれぞれ高気圧の中心があることがわかった。このような二つの型に分かれるのは、シノプティックな気圧パターンが直接の原因なのか、それとも、そのようなパターンの時、隣接する一方の灘の海陸風が特に強められるためなのかは、もっと広範囲の地域、および上層についての資料を得て、さらに検討したいと思っている。

○高気圧が西日本の上にあるときはどちらの型が現われるのか、

×両方が現われている。

○そうするとシノプティック・スケールでの高気圧

中心の位置との関係は、

× 1日のうちには中心はどちらかにかたよっている。

6. 下松市笠戸湾の高陸風循環の特性

下関地方气象台 内田 英治

光, 下松(くだまつ), 徳山, 新南陽市は瀬戸内海西部の周防灘北岸にあって, 近来とみに石油コンビナート等の工業進出がいちぢるしい地帯である. とりわけ下松市(人口4万強)は南南西に向いた湾をもち, 大体馬てい型の山塊(平均300~400mの高さ)で掩われた特異の地形をもって居るが, その高陸風の特性が過去1年半にわたって調べられた. もっとも馬てい型と言っても東南東より西北西にかけて, 海岸ぞいの狭い平野部が貫いているため, 高陸風はそれに沿った風の影響をうけることになる. 従って全体としては市の近辺の空気は境界に囲まれてよどみがちになるが, その大体東西方面の風と, 湾の入口より入る風(以下これを一般風と呼ぶ)の影響をうけて微妙に運動する.

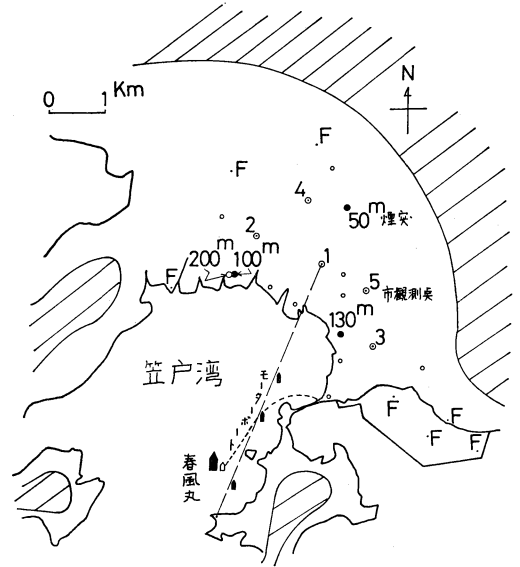
今回は典型的な高陸風循環(ここでは鉛直断面図の中で流線が循環現象を起こしていることを指す)のパターンのえられた10例中(比較的静穏日), 3例(昭和46年4月12日, 47年5月23日, 8月20日)につきくわしい解析をした結果の報告である.

まず一般風の広域分布を調べるために, 過去資料による周防灘の海水温分布と山口県南部の最低, 最高, 9時地上気温分布の季別変化と, ゾンデ(福岡, 米子)資料, 天気図(地上, 850, 700mb)によって一般風(接地気層)を考え, それをもとに下松市近辺の気流を解析した.

これによると, 3例とも多少にかかわらず一般風が湾入口(SSW)又は東方向(ESE)より侵入して居り, 高風前線が朝の観測では湾内(中央沿岸より数km)で観測され, 高風→海風交替時には毎時約2kmの速度で移動した. 高さ300~600mのところら反対流が測定される. とくに山の影響を二次元的に考えた場合(すなわち主風向NNE—SSWに沿うて鉛直断面を考えた), 観測されたすどい小循環パターンを説明するための運動方程式の各項を吟味してみた. そして高陸風交替時の気流構造の解明につとめた.

またこのような比較的静穏日の出現する頻度, さらに高度別に弱風の起こる頻度をくわしく統計した.

観測にあたっては昨年度は日本気象協会福岡本部が主



観測を担当し, 下関地方气象台がこれを応援した. 本年の4月, 8月にはモータボートをチャーターし, 神戸海洋气象台春風丸も観測を担当した. 下松市は終始熱心に観測を援助した.

観測項目もしくは手段としては一般地上観測器械のほか, カイツーン(気温), ノンリフトバルーン, パイポール(気流), 低層ゾンデ(気温), 風旗, 表面皮流計, 日射計等を使用した.

今後, 赤外温度計による表面温度の分布測定, ヴァリオンジャー装置とSO₂測定装置(短時間用)の駆使, さらに一般風の吟味, 地形効果の量的推定等によってこの地域の高陸風の特性が明らかにされよう.

○高風前線というのは,

×学術用語ではないと思うが, 陸の方と海の方の両方へ移動するようである.

○陸風前線は,

×論文にはのっている. 海上で観測していないので判らない.

7-1. 広島湾における海陸風について

—一般場の相違に対する特性—

広島地方気象台 井野 英雄・根山 芳晴

昭和46年の夏季(7月30日)と昭和47年の秋季(9月1~2日)に広島湾の入り口, 湾央, 湾奥の3か所で海陸風の特別観測(パイポール, 気温, 風)を行なったので, 一般場の相違に対して同じ地形のもとでどのように海陸風の変化が認められるかという問題にしばって述べる。夏季は850 mb から300 mb までの上層内の一般流は南よりで, 海風に対してはほぼ同じ風向, 陸風に対しては180度ずれた風向であった。秋季は上層の一般場では偏西風が卓越していた。湾内と市内の地上最低気温は昨年が24°C, 本年が20°C位, 最高気温は32~33°Cと30~31°Cとであった。

地上海風の開始は夏季の方が秋季より早く(10時と11~12時), 終りは遅い(21時以後と19~20時)。陸風については昨年がはっきりしないが逆になっているものと思われる。風速は秋の方が海風では弱く, 陸風では強くなっている。海風の上限の相違については, 陸地では秋の方が低く(最高高度は約1600mと1000m位), 海上でも秋の方が低い(1500mと800m位), 陸風上限は陸地・海上とも秋の方が約850mと400mおよび約800mと300m位となって, かなり高くなっている。海陸風循環系内の最大風速については, 陸地では夏が8 m/s(海風)と4 m/s位(陸風), 秋では6 m/s(海風)と9 m/s位(陸風), 海上では夏が10 m/s(海風)と5 m/s(陸風)位, 秋には6 m/s(海風)と14 m/s(陸風)となっており, 両地点とも夏は秋より海風が強く, 逆に陸風速は秋の方が強くなっている。

2000m以下層内の風の鉛直分布については, 夏には広島湾での一般風と海陸風循環との境界がはっきりしな

くて, 海陸風系と一般風との間の層内の風系がまちまちで複雑な変化をしているのに対して, 秋の場合は1000mから2000m層内偏西風, 1000m以下では海陸風循環上限までの間に偏東風がはっきりみられ, 特に反対風が海風に対して南南西を南東の形で, 陸風に対しては北北東と東よりと可成りはっきりしている。すなわち秋は一般流の層, 反対風を含んだ一般風とはほぼ180度ずれた風向の層, そして海陸風循環系と3層が明らかに区別される。

地上海風の開始は湾内北部の沿岸より3~4km沖合で始まっており, 朝なぎ期にはこの辺に地上風の発散傾向(南北方向へ)がみられ, 夕なぎ期にはこの辺に収束傾向がみられ, 朝なぎ・夕なぎの機構上の相違を見せている。海気熱交換の計算結果にも相反する現象がみられる。また夕方下層の湾奥の強風速は, 安芸灘から湾を通り抜けたような地上流線の出現に対応している。このことはより大きい地形の湾内海陸風に対する干渉とも見られる。

一般場が異なる海陸風循環については, 同じ地形に対しては, 自由大気中の風の場合(気圧場)が下層の循環系に影響している程度, 季節の違いによる直達日射量の相違(広島で7月末~8月始めは $540 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$, 9月始め, $450 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$), そしてそれらが2次に地形効果を別のものにしてしている可能性等によって, 複雑に出現するようである。

○成層状態も調べてほしい。

×事実を沢山集めることが先決なので, 今後もやりたい。

7-2. 海陸風に関連した海上付近の微気象

気象研究所 藤木 明光

海陸風は海水と空気との熱的性質が大きく異なるために起こるものと考えられる。従ってその現象を理解するためには海面付近での実体の把握もまた重要である。この報告は広島湾内大カクマ島東側海面において, プイによる観測の結果をまとめたものである。

用いたプイ観測装置について略記する。プイ本体は直

径30 cm, 長さ1 mの円筒型である。プイの上方, 水面から約1, 2, 3 mの高さにそれぞれ風速計, 温湿度計を, 他方水面下0.4と1.4 mの深さに水温計を付けた。風速計は小型3杯式で始動風速 $0.5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$, 時定数0.6 secであり, 温湿度計の素子はそれぞれサーミスタ素子を用いた。それらの測器は観測の前後に比較検査

した。

ブイは岸壁から約 30 m 離して海面に設置し、一定点を保つためアンカーした。観測は 9 月 1 日 18 時から始めて 2 日の 21 時で終了した。

得られた観測結果をみると、1 日 20 時 20 分に海風 (SW) から陸風 (NE) に変わり、2 日の 11 時 35 分に再び海風 (SW) に変わった。風速は 1 日 21 時頃から北風の吹き出しがあって一時 $6 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ を超えているが陸風時 $4 \sim 5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ であった。これには気圧配置に伴う一般流があったと思われる。海風は $3 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ でこれは海風の大きさを示している。3 m 層と 1 m 層の風速差は大きくて $0.8 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ 位であった。気温は 3 m 層が 1 m 層より昼間は高く、夜間は逆になっている。気温水温差も同様の傾向にあった。水温は 23 時から下降し、朝の 7 時に最低を示し、以後昇温に転じる変化を示した。風速と気温変化を対比すると井野・根山 (1972) が指摘するように最高気温出現 (2 日 16 時) の 2 時間後 (2 日 18 時) に最大風速を示しており、両者の変化には 2~3 時間の位相差をみる事ができる。

海風から陸風に、またその逆の場合の変化があった時間帯に注目して、資料を 1 分毎に調べた。その結果は陸風の場では風速が 2~3 分周期、振幅 $0.3 \sim 0.5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$

で変化しているが、気温、湿球温度では周期的変動は見られない。しかし海風の場では風の顕著な周期的変動はないのに、気温・湿球温度は 2~3 分周期の変動がみられた。このことは水面から顕熱と潜熱とがたえず補給されていることを示すものとも考えられる。

海面近くの 3 層の観測資料からプロフィルの方法によって、渦拡散係数を求め、顕熱および潜熱の輸送量について見積った。その結果は夜間では海水から空気中に向かって熱輸送され、昼間は空気中から海中に向かって顕熱の輸送がある時間もあった。このことは太陽放射熱によるこの現象が海洋中に貯えられる熱量の輸送によって気温差を大きくし海陸風の発達を助長しているように思われる。海上での気温と広島地方気象台での気温測定値との差と、海陸風変化との対応をみると、大体においてよい対応関係が見られる。

今回の観測では海上における放射、垂直風速等を行っていない。これらの要素を加え、さらに湾域で測定を行いたいと考える。

○海水温と気温を使ってを K を出すのに、1 m 高度の気温の方がよくはないか。

×海面に近い値をとる程よいとは限らない。

8—1. ひうち灘、備後灘海域およびその周辺地域 における海陸風の総合調査—総合報告—

京都大学 中島 暢 太郎

文部省自然災害特別研究「沿岸の環境変化に伴う災害の研究」の中で瀬戸内海沿岸の大気、海洋、地質の問題を総合的に 3 ヶ年調査することになった。その中で気塊と水塊の形成というサブテーマで開始された研究の一部を紹介する。

○赤外温度計の性能は

×経験から、海上ではよいが、陸の方では屋根の反射等があってよくない。水平方向の温度の違いはわかるが、絶対値ははっきりしない。

8—2. ひうち灘、備後灘海域およびその周辺地域 における海陸風の総合調査

—気流観測結果について—

広島女子大学 宮田 賢 二

瀬戸内海地域における海陸風の調査は従来から必ずしも少なくないが、少数の場合を除くと、いずれも特定の地点なり地域に関する調査である。従って瀬戸内海地域

という特殊な境界条件の下において海陸風が広域的にどのような構造をもち、それに伴って大気がどのような流動を示すかというようなことについては、ほとんど明ら

かにされていない。そこでこの地域の海陸風のメソスケールの構造を明らかにするべく、昨年中国、四国にまたがるパイボール観測網を設け、夏季海陸風の発達すると予想される日を選んで24時間観測を実施した。得られた結果を確認し、さらにデータを蓄積するために今年もほぼ同じ方法により再度観測を行なった。同じ日でありながら天気状況は昨年と今年とでかなり異なった。今年の観測結果の詳しい解析はまだ終わっていないが、昨年得られた結果のうち主な点について今年の場合と比較検討した結果を要約すると次のようになる。

(1) 気流の垂直構造について

地上 500~600 m までの、いわゆる海陸風の日変化の顕著な層は、昨年と同じような特徴を示し、天気条件によらない固定的な性質を示すようである。上層の自由大気とほぼ同じ風が吹き高さも昨年と同じく大体 1500 m 付近から上である。その中間の層の風は、昨年の場合、中国側と四国側とで互いに反対の定常な流れとなっていたが、本年の場合、そのような特徴は明らかでない。しかし下層では風は海域部を中心に吹き出し、吹き込むという形になっているのに対し、中間層の風は下層に対して単純に反対流的な吹き方をせず、より広域的な構造を示しているように見られることは今年の場合も同じである。この点は発散の計算結果からもうかがわれる。

(2) 夜間下層に強い西風の出現することについて

昨年の観測で夜間海域部を中心に生じた特異な下層ジェット流の特徴を持つ強い西風は、細かい点では相違はあるが、今年も再び観測された。このことはこの現象がかなり一般的な現象ではないかという予想を強める。

(3) 発散の計算結果について

7ヶ所の観測網によって計算した発散量は昨年および今年のいずれについても、下層においては海陸風変化に対応した変化を示し海域部を中心とする海陸風の発現を裏づけている。中間の層では下層に対して反対符号の発散を示し、広域的な海陸風循環の構造を示唆している。発散から求めた大気の移動量（一般流の効果を除いたもの）は、昨年の例では 1000 m までの大気層について 1日に2回、日中に1回、夜間に1回それぞれ交替する大きさであった。500 m までの大気層については1日に4回、日中2回、夜間の2回の交替を示した。今年の場合についてはまだ計算を完了していないが、発散量の変化と値とが昨年と大体同じようなので、大気の移動に関しても同様の結果が得られると考えてよいであろう。

○昨年は高気圧におおわれていたが、今年はトラフが通っていたように思えるが、

×今年の局地天気図解析では 300 km 位のスケールのハイセルが何回か通過しているようで、その点では昨年と今年のシノップティック・スケールでの高気圧におおわれた状態は必ずしも同じではない。

8—3. ひうち灘、備後灘海域およびその周辺地域における海陸風の総合調査 —観音寺地域での観測結果について—

高知大学 山口 信之

本年7月29日から31日まで、ひうち灘海域の総合調査の一環として観音寺地区の気象観測を担当し、(1) 経緯儀による気流観測、(2) Kytoon 観測及び、(3) 熱収支観測を実施した。ここでは、(2)、(3)の結果からこの地点での海陸風、気層の構造について述べる。

〔観測方法〕 観測は観音寺市街中心部より南へ3 km、ほぼ南北に走っている海岸線より西へ2 km 入った平坦地にある柞田小学校校庭で行なわれた。Kytoon (容積 15 m³) には通風式サーミスタ温度計、理工研式小型風速計を積載し、250 m までの気温、風向、風速を時間毎に測定した。1回の昇降に要する観測時間は約1時間である。又、0.5、1.5、3.0 m 高度に熱電対乾湿計、風速

計を設置し、日射計、純放射計、地中温度計と共に記録計に自記させ熱収支法で flux の決定を試みた。これとは別に超音波風速計を用い直接法により顕熱 flux の測定が行なわれた。

資料の解析が完了しておらず中間報告であることを申し添える。

〔観測結果〕 30日から31日朝にかけて行なわれた Kytoon の観測結果からみると、日中は地表から上層まで 3 m/s 程度の西風（海風）で気温分布は lapse になっている。日没と共に弱い逆転が見られるが、夜半頃には一時的に逆転層が消滅している。風は日没後、一時東風（陸風）となるが、夜半ふたたび西風に変化し、その

まま日中まで変化しなかった。風速は 3 m/s 程度であった。しかし、地上 1.5 m の記録では、1 m/s 以下であったが東よりの風であった。これが陸風であったとすれば、厚さ 25 m 程度の極めて薄いものであることになる。多度津の気圧計などから、弱いじょう乱が夜半通過した模様であるが、この程度の弱いじょう乱で夜間の逆転層が破られ陸風が阻害されるのは興味深いことである。

熱収支の観測によると、日中で日射は $1.4 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$ 程度であるが純放射は $0.4 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$ 程度、夜間の純放射

は $-0.06 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$ 程度である。純放射が gain になるのは日射が始まって約 1 時間後であり、loss になるのは日没に先だつこと約 1 時間頃であった。熱収支の各項の算出は、温度差が小さいことや advection 項の見積りなどで、かなり困難であるが大略日中、 $0.2 \text{ ly} \cdot \text{min}^{-1}$ の熱量が空気に伝えられているとみて良さそうである。

観測地点の周辺が、水田や畑であったことから、この値がどの程度の代表性を持つかは議論さるべきであろう。

9. 境界層の数値実験について

気象研究所 曲田光夫・西田圭子

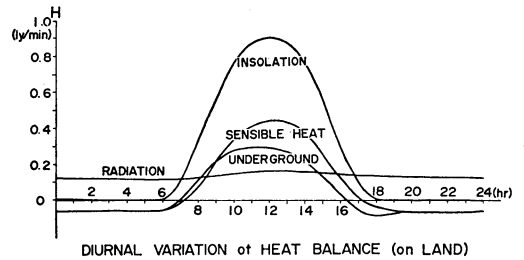
日射によって地面が熱せられ、その熱が放射、乱流輸送等の効果で大気中に伝わり、一部は地（海）中に伝導される。これらの過程は主として接地境界層、エクマン境界層を通して自由大気中の現象と関連してくる。日射の日変化に応じて、境界層内では日変化が顕著である。海陸風はこのような日変化が、海上と陸上で異なることが主因となって起こる現象である。したがって、海陸風の数値シミュレーションを行なうには、境界層内の日変化の現象をシミュレーションしなければならない。接地境界層内の現象については、一応の理論があるので、それにしたがって、数値シミュレーションを実施する方策はあるが、エクマン層については明確な理論がないので、便宜的な方法を採用するしかない。ここでは、日射の日変化を与えて、接地層内の輸送過程をシミュレートし、それに基づいて、エクマン層内の拡散係数を規定する方法を採用した。この種の数値実験はこれまでも多くの人によって行なわれて来たが、接地層は、いわゆる KEYPS の式に基づき、さらに地表における熱バランスを考慮に入れて、顕熱、潜熱等の輸送過程を明確に扱ったものは少ない。このような数値シミュレーションによって得られた結果を接地層の観測結果と比較して、この方面の発展に寄与しようというものである。

はじめに境界層の扱い方について簡単に説明することにする。運動方程式系として、

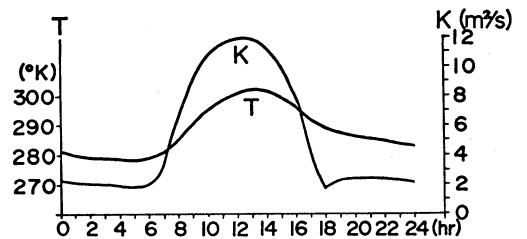
$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

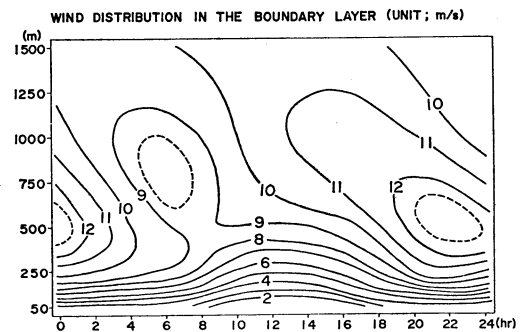
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$



第 1 図



第 2 図



第 3 図

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial q_v}{\partial z} \right) \quad (q_v \text{ 比湿})$$

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = K_g \frac{\partial^2 T_g}{\partial z^2} \quad (T_g \text{ 地(海)中温度})$$

地表条件として ($z=0$)

$$\theta = T_g$$

$$S - a(T_g - b) - C_g \rho_g K_g \frac{\partial T_g}{\partial z}$$

日射 放射 地中伝導

$$+ C_p \rho K \frac{\partial \theta}{\partial z} + \rho LK \frac{\partial q_v}{\partial z} = 0$$

乱流顕熱輸送 乱流潜熱輸送

$$q_v = \alpha q_s \quad (q_s \text{ 飽和比湿})$$

が用いられるが、ここに拡散係数 K は、乱流理論から決定される。すなわち、地表の風速 u_0 、温度 θ_0 、接地境界層 $z=h$ における風速 u_h 、温度 θ_h を与えて、次のような KEYPS の式を使って逐次近次法で u_* 、 θ_* 、 K を求める。

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \varphi, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_*}{kz} \varphi$$

$$\varphi^4 + \zeta \varphi^3 - 1 = 0, \quad \zeta = -\frac{\sigma k_g \theta_* z}{u_*^2 \theta_0}$$

以上のような地表における熱バランスの関係と乱流理論とから、地表温度、熱や水蒸気の輸送量、拡散係数等を決定する。このようにして決めた拡散係数の値は、エクマン層の上端で0になるように直線で結ぶ。こうして最初に与えた方程式系を数値積分する。48時間まで積分して、後半の24時間に得られた結果を次に図示する。

○数値実験の意義は

×乱流にはいろんな計算方法があるが、あつかいやすくて理論がととのっているのでやり易い。

○ K と u_* は風速が大きくなれば大きくなる。こういうものは z の関数だが、右は海、左が陸といった場合計算はますます難しくなるか。

×扱い方によりかたづけられる。

10. 大気境界層内の非定常問題

広島大学 岡本雅典

海陸風は大気境界層内の現象であり、基本的には大気境界層内の乱流構造に重なって現われるものである。したがって、海陸風のような循環流がない場合に、どの程度の事が各関係する物理量に対して構造的に言い得るかを明確に理解しておくことが、観測事実を整理する上で必要ではないかと思われる。このため、ここでは大気境界層の乱流構造を規定するいくつかのパラメータと無次元化量およびその間に成立する基本的関係式を紹介するとともに、この観点から整理された観測事実、各国でなされた観測事実の集積を紹介した。とくに乱流拡散係数 K_M 、 K_H は 300~500 m の高度で最大となり、1000 m 近くではむしろ減少傾向にあることを指摘した。次に B. B. Vager and S. S. Zilitinkevich (1968), V. N. Lykosov and L. N. Gutman (1970), V. N. Lykosov (1972) の論文を要約して紹介した。非定常の場合、乱流拡散係数 K のプロファイルが示され、 K_M 最大の高度は14時に 180 m にあり、02時に 45 m にあるという結果が得られている。各高さにおける風速ベクトルの日変化によると、約200 m 以下では反時計廻りであるが、約

200 m 以上ではループ状になり、時計廻りになる部分が現われている。このように乱流構造のみから特定時には境界層の下部と上部の風速ベクトルが逆方向に変化し得ることが予想される。風速分布は夕方を除いては、境界層中部で最大風速が起り、上部にはむしろ減少している。夕方にはこの最大風速は150 m 前後の高度で起っている。以上は地表付近では温度変化がなく、地衡風に日変化があるとして計算した結果である。最後に境界層外の一般流に突然に ΔU の変化が起こったときに、乱流拡散係数 K_M 、風速の大きさ ζ のプロファイルにどんな変化が起こるかが示された。 K_M のプロファイルがもとの状態に戻るのに8時間かかり、始めの4時間内の変化が著しい。 ζ に関してやや振動状態を示しながら15時間後に元に復元している。したがって一日周期内の現象では一般流の変化を無視して K_M のプロファイルを考えることができないように見える。また観測値を整理する場合でもこれらの計算上の予想を考慮することが必要と思われる。

○非定常の場合、境界層の高さが変わるのは

× K_M が0になった時である。

11. 関東南部の局地風について

気象庁 河村 武

1. 関東南部における強風時の局地風系

筆者(1966)はかつて関東地方および中部地方を中心とする中部日本について、総観気候学的な観点から、地上風の分布の詳しい解析を行なった。その結果、たとえば冬の季節風のように北よりの一般風が卓越するときには、関東南部には、関東北部から利根川および荒川の川筋に沿って南下する北または北西の風系と、東海地方から伊豆半島を吹き越して関東南部に吹きこむ西ないし西南西の風系と、そして一般場がやや東に偏った場合に、鹿島灘から流入する北東気流の三つの地上風系が存在することが明らかとなった。これらの局地風系に支配される地域は総観的な気圧配置と密接な関係があり、総観的な気圧配置の推移と対応して変化する。しかし地上風系の分布は連続的に変化するのではなく、地上天気図の傾度風向によって設定される一つの気流型の範囲内を傾度風向が変化する際は、地上風系の分布は変化せず長時間持続するが、気流型が異なる範囲に傾度風向が移行すると、不連続的に地上風系の分布が変化する。

各気流型によって局地風系の分布が決まると強風域、弱風域の分布が決まり、極めて特徴的な分布をする。川筋や海岸の強風域とそれに近接する弱風域の存在がとくに注目を惹く。また隣接した局地風系の境界には顕著な風の収束線や発散線が形成される。その位置は気流型によってほぼ決まっています、局地不連続線として、積乱雲を形成したり、天気の変化を伴うこともある。

このような強風時の局地風系の特徴は、南よりの風系についても認められる(河村1970)。

2. 関東南部における弱風時の局地風系

上述のような強風時の局地風系の特徴は、たとえば季節風が弱まってくるような場合、かなり長期間にわたって認められるが、気圧傾度が1 mb/100 km 以下になると、海陸風や山谷風のような熱的な原因で生じる局地風系の日変化が支配的になってくる。

東京湾周辺地域についてみると、早朝は周辺から東京

湾に流入する陸風が全域を蔽っているが、9時頃になると、東京周辺地域には相模湾系の海風と、東京湾系の海風とが出現し、内陸からの陸風との間に海風前線を形成する。さらに昼頃になると海風域が拡大するが、太平洋系の規模の大きい海風や内陸の陸風系に阻まれて海風前線は東京都と埼玉県の県境付近に停滞する。13時頃になると局地風系相互のバランスがくずれ、内陸風系は消滅して、全域が海風に蔽われる(河村1972)

このような風系の交替は季節やその日の気圧場の状態と絡んで、時間的に差異を生じることはいうまでもない。冬にはこのように内陸まで海風が入ることは珍しく、海岸から10~15 km ぐらいの距離のところに海風前線が形成され、それよりも内陸は一日中、陸風が卓越することが多い。

海陸風の厚さは必ずしも一定ではないが、東京湾の海風は500~700 m 程度の厚さのことが多い。

3. 近畿・中国・四国・九州における強風時の局地風系

かつて中部日本について試みたのと全く同様の方法で、近畿地方以西の西日本について強風時の地上風の詳しい分布の研究を行なっている。その結果はほぼまとまり近いうちに正式に印刷物に発表する予定であるが、参考までに中間発表をした。中部日本と同様に6つの気流型に対応して特徴のある局地風系の分布が認められる。

文 献

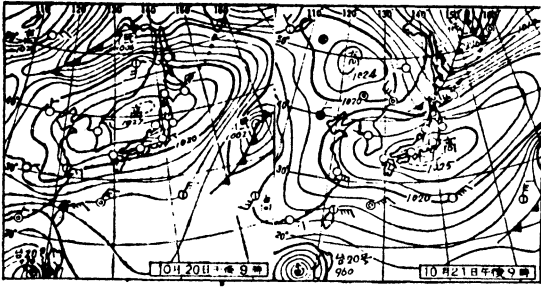
- 河村 武, 1966: 中部日本における冬の地上風系。地理学評論, **39**, 538~554.
 河村 武, 1970: 南西気流に伴う中部日本の局地風系。地理学評論, **43**, 203~210.
 河村 武, 1972: 大気汚染気象の動向とその背景。天気, **19**, 467~483.
 ○東京湾周辺の風系のA, B, Cの区別法
 ×毎日の天気状態や一般風から典型的なもの、気圧傾度がゆるく関東地方で200 km 内に等圧線が1本位の時等の局地天気図を描いて分けた。

12. 山口盆地の冷氣湖と地形風

山口大学 山本 武夫

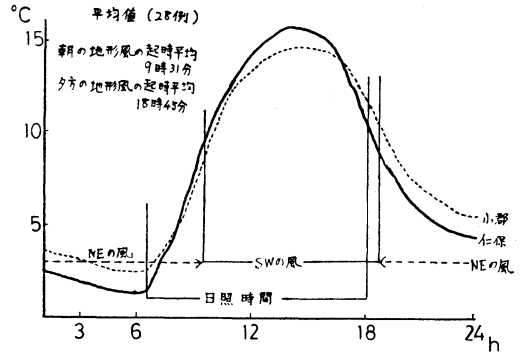
山口盆地は、棋野川沿いに、NE-SW 方向に開け、山口候儀所付近で、最大幅4 km, 中央部で1.5 km, 小郡

方面への出口で0.6 km 程度に著しく狭窄している。市中央部から、SE 方向に、国道262号線が走り、佐波山



20日(火) 全国的に秋晴れの好天になった。同時に冷え込みは本格的。北日本の各地や中部地方の山間に初しも、初水。
21日(水) 冬の訪れ 宇都宮、長野、松本、軽井沢などに初しも。若松、福島、宇都宮、松本などに初水と季節だより。

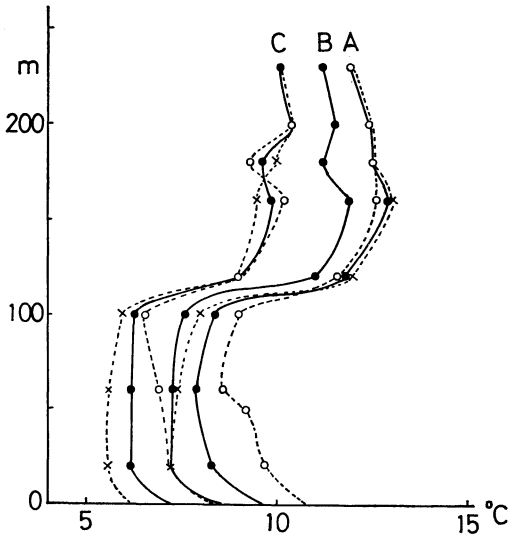
第1図A



第2図

第1表

	(a) 地形風の起った日数	(b) 観測日数	出現率 [(a)/(b)]
冬	41日	136日	30%
春	57日	235日	24%
夏	72日	209日	34%
秋	45日	114日	39%
計	215日	664日	31%



第1図B

隧道を貫いて、防府平野に達する。旧山口大学教育学部の北西に屹立する鴻の峰の比高 230 m の地点に百葉箱を設置し大学構内と、週巻き自記温度計によって、気温の比較観測を行なったところ、山上の日々最低気温は、平地にくらべて著しく高い場合が多い。第1図は移動性高気圧通過時の、所謂 frosty night に、アスマン温度計を持って、山腹の登降することによって得られた、気温の鉛直分布の一例であるが、このような典型的な逆転層の形成は、日没とともに始まり「日落つれば頃にしづまる山のかい青き身に染むばかりに陰る」(中村憲吉)の短歌に詠われた中国地方山地の夕方の静謐さは大気の安定層によって実現されるのである。山口盆地全域について、夜間気温の分布を調査して見ると、四季を通じて、

盆地地形の底部や山峡の狭窄部に寒気が堆積していることが分る。中国従貫道路が完成し、奥地の交通や産業が、都市化した場合、北米のドノラ盆地、ベルギーのミューゼ峡谷に起こったような、悲劇的な smog 公害の起こる可能性が充分存在することを警告しなければならない。

このような場合、旧山口大学教育学部屋上の自記風向計は、極めて鮮やかな風向の交替を示し、夜間は 1 m/sec 又はそれ以下の NE 風、昼間は 3~4 m/sec 程度の SW 風である。第2図は、風向の交替の顕著な28例について、小郡と仁保における気温の日変化、山口市の日照時間を平均したものであるが、日中は、盆地奥部の仁保の方が、気温が高く、NE→SW の風向の交替は、両地の気温が等しくなってから、1時間20分位で起こり、SW→NE の交替は、2時間位で起こる。その時の温度差は、午前0.9°C、夕方1.4°C、平均して大体1°C程度である。地形風の高度を500 m 程度と仮定すれば、小郡—仁保約 20 km につき 0.02 mb 程度の気圧傾度を生じたとき、空気の循環がはじまる計算になる。このような風向の交替は、全観測日数 643 日中の晴天日 232 日につき、66.8%に当る 155 日に起こり、移動性高気圧の通過した 119 日については、殆んど例外なしに起こっている。季

節別に見ると第1表の如くである。

このような地形風は、山谷風と海陸風の複合したものと考えられるが、その詳細については山口候候所を中心に続行されつつある今後の観測結果に期待したい。

○海風が盆地から始まっているということは
×山谷風と海陸風が一緒になったものと思う。日本海から入ってくるものは考えていない。風の日変化があるということである。

13. 瀬戸内地方の地上風の統計解析

気象研究所 広瀬元孝

過去の気象観測値の解析から得られた統計モデルと、3時間毎に入電する広域資料とを使って、気象現象の監視と予測を自動的に行なうシステムを研究中である。この報告は、とくに大気汚染などに関連して風のパラメータを予測する場合、この地方で顕著な海陸風の取扱いについて調査した結果である。

資料は、1967—1970年、4年間の全国時刻別地上観測値(8回/日)で、このうち、図のように瀬戸内海を囲む気象官署31地点の、とくに地上風をとりあげて解析した。

いま各地の風を $W_n(i, t)$ で表わす。

i 1—16 南北、東西成分×8

t 1— t 観測日数、季節日数×年÷360

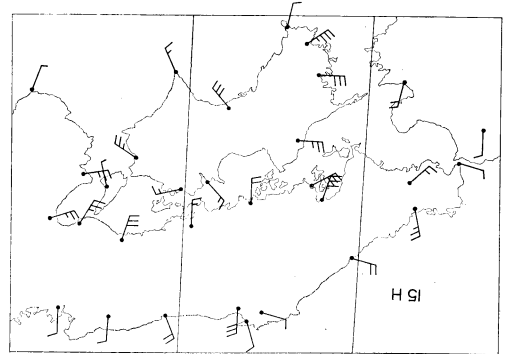
n 1—31 地点番号

t については、全地点の日平均雲量6.0以上、全地点の8回/日のうち10m/s以上の風の日を除く。また $W_n(i, t)$ は、日平均(ベクトル平均)からの偏差とする。共分散行列

$$R_n(i, j) = \sum_t W_n(i, t) \cdot W_n(j, t)$$

を求め、この固有ベクトルを $S_n(i, l)$ とすると

$$W_n(i, t) = \sum_l C_n(t, l) \cdot S_n(i, l) \quad \text{で、}$$



第1図 瀬戸内地方の家陸風型

$$C_n(t, l) = \sum_i W_n(i, t) \cdot S_n(i, l)$$

である。第1表は、主要地点の夏期(6, 7, 8月)における解析結果で、各々第1成分と第2成分だけを示している。成分相互はもちろん独立であるが、第1成分だけで期待される結果を表わしており、第2成分以下は、海陸風の時間的な位相のずれや、風向風速の日による違いを記述している。

以上は、地点別の解析である。広域での相互関係をも考慮に入れた海陸風型は、つぎのようにして求めた。

第1表 主要地点の解析結果(夏)

地名	EV	3時	6時	9時	12時	15時	18時	21時	24時
広島	63.4%	NNE 5.8	NNE 6.4	ENE 1.3	S 4.6	SSW 5.5	SSW 4.5	S 1.3	NNE 3.0
	9.6	SSW 0.5	S 0.4	S 0.5	SSE 0.6	SSE 0.6	NW 0.6	N 1.0	NNE 1.0
大阪	55.8	ENE 4.1	ENE 4.7	ENE 3.6	WSW 1.6	WSW 5.5	WSW 5.8	WSW 1.2	ENE 1.6
	10.6	SSE 0.3	S 0.4	SSW 0.6	WSW 1.0	W 0.4	NNE 0.6	NE 1.1	ENE 0.8

EV Explained Variance

風速 相対値

$S_n(i, l)$ は地点について固有の値と考え、これから求めた $C_n(t, l)$ をつぎのように並べ換えてみる。

地点 $n=1$ の第1成分 $C_1(t, 1)$ $m=1$
 " $n=1$ の第2成分 $C_1(t, 2)$ $m=2$
 " $n=1$ の第3成分 $C_1(t, 3)$ $m=3$
 " $n=2$ の第1成分 $C_2(t, 1)$ $m=4$
 " \vdots
 地点 $n=31$ の第3成分 $C_{31}(t, 3)$ $m=93$

このようにして新たな変数

$Y(m, t)$ $m=1\sim 93$

から、前とまったく同様にして共分散行列、およびこの固有ベクトルを求める。

結果を第1図に示す。3h~24hの8枚のうち15時の分であるが、3時は、これとほぼ逆になっている。

○山谷風と海陸風を何らかの形で分離できないか
 ×同じデーターを使う限り同じような結果になる。空間平均のとり方ではでてくるかも知れない。地形の判っているものは経験的にもうまくできる。

14. 瀬戸内海における海陸風の地域差について

大阪管区気象台 西岡 浩

近年次第に多くなった部外機関の資料を加えて、瀬戸内海全般を通じ、海陸風の統一的な吟味を行なった。以下その要旨である。

1. 海陸風現象に影響を与える地形上の特異性

- (1) 低水温：閉じられた水域で水深も浅く、外海より低水温である。これは海風に \oplus 、陸風には \ominus に作用、すなわち海風は吹きやすく陸風は吹き難い。
- (2) 島嶼：多数の島嶼は循環を弱め、水温差を招く。
- (3) 山地(台地)：山谷風と重畳、海陸風を助長する。
- (4) 河川、湾：風速を強め、侵入距離を増し、卓越方向を決定づける。
- (5) 谷：海陸風加速される。

2. 海・陸風の始発

(1) 始発場所 海風は、神戸 SE 沖 14 km, 高砂 SW 沖 10 km, 神戸 SE 沖 2.7 km の資料より海岸線か、海岸より 2.7 km 以内の海上という結果になった。陸風は内陸奥の山沿い方面から始発するが、山風の性質を多分に帯びている。

(2) 始発時刻 地形、季節差、日射、一般流の方向等により個々の差はあるが、夏の海風は海岸線で7~8時、海上の測点は2時間遅れて始発、冬の海風は3時間遅れる。総じて大きな地域差は認められないが大阪湾中部沿岸が周辺より2~3時間おそく始発するのが注目される。夏の陸風の始発は平均的に見て20~21時、冬は18時である。特に大きな地域差とみられるのは広島および大阪が23~24時と周辺より3時間も遅れることである。この原因は両所の湾軸および河川の走行が SW 関係を卓越しやすいという共通した地形的特徴、さらに都市の人工熱による低圧部の持続、コンクリート建造物、舗装等による放射冷却速度の緩慢という都市気候的な要因が

加わったものと考えられる。

3. 主風向

多少の偏りはあるがほぼ海岸線に直角で規則的な分布となっている。しかし、浜止浜、今治、明石、高松、玉野など狭い海峡に面する所は主風向が一定しがたく変動幅が大きい。高砂沖上島予想外の風向となった。また日中不安定の時一部地域の海風系が全く崩れることがある。

4. 風速 (1) 最大風速を統計し平均値(m)とMODEを求めた。

夏の海風：m=3.2, MODE 4.0 m/s

冬の陸風：m=2.6, M 2.5 m/s

冬の海風：m=2.1, M 2.0 m/s

夏の陸風：m=1.6, M 1.0 m/s

(2) 相対度数の累積曲線よりみて、海風は夏冬を通じて地域変動が少なく、陸風は地域性が強いといえる。

5. なぎ(風)

夏の朝なぎ、冬の朝なぎは海風始発前1~2時間と短い。

冬の夕なぎも1~2時間と短い。ただし、陸風の弱い地域では5~7時間なぎが続く。夏の夕なぎはなぎを代表するものであり大体夜半ごろまで続き、大阪市周辺、相生、赤穂、岡山、福山、松永、高松は翌朝まで風が続き朝風との区別が困難な場合が多い。

6. 強弱 60観測所の海・陸風それぞれの積算風速より見て、

(1) 海風は大阪湾沿岸、播磨灘に面する高砂海岸周辺が最も強い。

(2) 大阪湾中部沿岸の夏の陸風は著しく弱く、内陸奥の方が強い。(都市温度が大きく影響)

(3) 冬の陸風は神戸・宝塚・姫路・広島・観音寺・長

浜などが強く、地形性の冷気と密接に関連している。

- (4) 岡山周辺と香川県北部海岸（小豆島を含めて）一帯は陸風が特に弱く、農霧域とも対応しているよ

うである。

この原因は気温よりも地形の比重が大きい。すなわち、海面面積が狭いこと、潮流が早いいため水温が他の海域より低いことなどが考えられるが詳らかでない。

15. 瀬戸内海における海陸風の地域特性と変遷について

広島地方気象台 根山芳晴

第1表

	昭24	昭46・47
朝なぎ	08h~11h (3時間)	09h~11h (2)
夕なぎ	18h~22h (4)	20h~23h (3)

瀬戸内海での海陸風は地形（湾、灘、水道、島）の影響を受けて複雑な振舞いをしていることが多くの報告にあるが、立体構造を含めた地域特性をみるのに好都合なパイボール観測が1971年7月29日から31日にかけて、ひうち灘、広島湾で行なわれたので比較した。海風の上限は、500~900mであるが、広島での最高高度が900mに対して新居浜では600m、風向の垂直分布が向島で南南東から南南西に変っているのに対し、広島では全層で南南西、下松では南東、新居浜では北よりの風と海風循環系内の風向は向島以外大体一致している。海風速は豊後水道の影響を受けたと思われる広島・下松が強い。陸風循環の上限は広島や新居浜より向島の方が高く、風向は各地ともほぼ一様であるが、海風に対する陸風の方向が広島や新居浜では180度ずれているが、下松では大体同じ、向島では90度ずれて地上とはまた違った循環系内の風向の特性をもっている。

次に広島における大正13年以来のパイボール観測（1日1回）を用いて、海陸風循環に伴う朝なぎ・夕なぎの発現時刻を調べたところ、例えば昭和24年と46、47年では次表のようになり、いずれもかなり遅くなり、特に「瀬戸の夕なぎ」は「夜なぎ」になっている。

また夏の陸風上限の変遷をみると、大正13年以来だいに高くなり、昭和8年頃1200mの最高高度に達し、以後下降し、第2次大戦後は300~400mとなっている。また朝なぎ（1m/s以下）をみると、戦後は低くなって上限は300m（戦前は600m）に固定している。このように戦後陸風（朝なぎ）が弱くなり、夕なぎが夜に現われるようになったことについては、広島湾中央部での気温と陸上の気温との水平方向の傾度が違ってきたた

めにおきたと考えた。海水温の変化はほとんど数十年位大きな変化はないので、海上の気温は変らないとする。陸上の気温が変化せざるを得ないはずである。そこで広島での戦前昭和10年から19年までの平均（最低）気温をみると26.1℃（22.6℃）で、昭和38~47年の10年平均気温27.0℃（23.4℃）はかなり高くなっている。このことは陸風現象を弱め、逆に最高気温の上昇で海風を強める結果となり、さらには海風が強められて遅くまで吹くために夕なぎが夜になって現われたことを暗示している。戦後都市化にともなって広島も、戦前の木造家屋、砂道、草地をもった市街地が戦後、ビル、ほそ道、空地の減少等によって都市気温の上昇がおきたものと考えられる。このような都市化の進んだ内海沿岸の都市では恐らくこのような現象がおきているであろう。内海汚濁もいわれだした今日では海上での気温にも影響がでてくるであろうから、海陸気温傾度はさらに複雑な変化をし、そのために瀬戸内海の高陸風の実態はより複雑になってくることであろう。

○毎年1日だけの資料で述べられているが日による変動度はないか。

×昔の観測には精度上問題があるが、取りあげた1日というのは数日間位の平均値とみなし得るものであり、期間中ではそれほど大きな変動はなかった。

16. 京大原子炉実験所における海陸風の観測

京都大学 水間満郎・岩本智文・佐野治彦

京大原子炉実験所は、大阪府南部の大阪湾から約4.5km内陸に入った丘陵地にある。海岸線は北東から南西にのび、陸地は南東に高くなって東北東から西南西には

しる和泉山脈につながっている。実験所付近の標高は海拔約50mである。

実験所で観測された全年の地上風を時刻別にみると、

第1表 時刻別の風向出現頻度 (%)

時刻	4	5	6	7	8	9	10	11	15	16	17	18	19	20	21	22
風向																
S	23.3	21.6	24.0	15.6	8.8	3.3	1.6	1.6	0.8	1.1	3.3	12.9	15.9	20.0	20.3	22.4
NW	3.0	4.9	3.0	3.3	7.7	11.4	15.1	16.7	20.8	14.5	8.5	3.8	4.1	4.7	3.6	3.0

第2表 日出入を基準とした時刻別の風向出現頻度 (%)

時刻	-2	-1	(\odot 日出)	1	2	3	4	5	-3	-2	-1	(\odot 日入)	1	2	3
風向															
S	20.8	23.0	21.6	20.6	9.3	2.7	1.9	1.1	1.1	1.6	1.9	7.9	20.2	19.4	24.9
NW	4.1	3.6	3.0	4.1	4.4	10.9	13.4	17.3	18.1	12.3	9.9	4.4	3.0	3.0	4.1

昼と夜とで卓越する風向が異なることが知られた。すなわち、昼間には北西風が、夜間には南風が約20%に上る頻度でそれぞれ出現している。この2つの風向の時刻毎の出現頻度を第1表に示す。南風の出現頻度は、午前7時ないし9時を境界として急激に減少し、午後5時ないし7時を境界として再び急激に増加する。北西風はこれとうらはらの関係を示している。第2表には、日出時と日入時を基準とした時刻について時刻毎の出現頻度を求めたものが示されているが、これによると境界が日出後2時間と日入時にあることがはっきりする。ここでは毎正時のうち、日出時または日入時に最も近い時刻をそれぞれ零時とした。このように実験所においては、一日の内で昼夜風向が交代する風系がふつうに現われるが、これを海陸風現象とみなすことは自然であるように思われる。

昼間と夜間にそれぞれ卓越する北西風と南風の鉛直構造を知るため、一般風の弱い昼天の日を選び双経緯儀法

によるパイボール観測を行なった。その結果、昼間の北西風について、地上150ないし300m程度の気層内で、風速に顕著な鉛直シアーが認められない、すなわち、風速がほぼ一様であることが見いだされた。この結果は、実験所における冬季北西の季節風と、また平坦地上での海風とも、対応する気層内での風速の鉛直シアーの有無の点で相違している。夜間の南風については、その層は浅くせいぜい地上100m程度で、その上方に風向が複雑かつ急激に転移する気層を介して、補償流的性質をもつ気層が存在が見いだされた。しかし、この補償流的性質をもつ気層は必ずしも夜中常にはっきりした形で持続しているものではないように見られた。

○夜間の南風が予想どおりという意味は

×山谷風と地形等からみると全体的では南東風であるけれども局地的には南風となり、ミクロな要素がより効いているということである。

17. 海陸風の数値シミュレーションとその問題点

京大 浅井富雄・吉門 洋

海陸風循環は地球表面の熱的性質の不均一に起因して大気境界層で発現する比較的単純な中規模運動の一例である。従って、大気大循環にとってそのエネルギーの補給消散に重要な役割を果している大気境界層の物理過程を解明するためにも、海陸風の研究成果は有力な手がかりを提供するであろう。このような立場から、海陸風の研究におけるその数値シミュレーションの意義を明らかにするため、海陸風循環の数値実験の成果や、今後の発展の方向について話題を提供することが本報告の目的である。

最初に、海陸風循環を支配する基本的な物理過程やそ

れら物理過程に関与する物理パラメータについて述べ、次に、それぞれの物理過程が、今日までに提出された種々の理論モデルにどのように導入され、どのような結果が得られているかを示す。最後に理論モデルを改良するために今後歩むべき効果的にして着実な道程を論ずる。この論文の詳細は「天気」次号に解説として掲載される予定である。

○陸風が弱くなるのは地面摩擦と考えられるが、

×地面と海面の摩擦係数が違うがそれは入れてない。

○Kが昼は大きく夜は小さいということは、

×地形が対称であれば対称的にでる。