

瀬戸内の海陸風について

根山 芳晴*

1. はじめに

瀬戸内海は古くから内海運航の要地として、港湾や漁港、商工港等が多く存在している。地勢的には、本州、四国、九州との間で、紀淡、鳴門、豊予、下関の4つの海峡によって外海に連らなり、東西約 445 km、南北約 18~55 km の細長い内海を形成している。その中には大小約 3,000 の島が点在している。最近では臨海工業地帯が両岸に造成され、都市化の傾向が沿岸地域で強まりはじめている。これらの複雑な地形と大小さまざまな島の点在、さらに加えて沿岸地方は十数 km 奥に山地をひかえているために、一般風はもちろん局地風についても、各地、各地域でかなり大きな変化がある。

実態について考えると、季節風などはその現象の規模からみても、瀬戸内海では東西に伸びる地形の効果—北側と南側で東西に走る中国山地と四国山地の影響—を考えなくてはならないし、台風などの場合はそれに伴い気象要素が複雑な地形によって差異が大きくなるので、これらを考慮に入れる必要がある。また日本列島の中でも顕著に現われる瀬戸内海の局地風としての海陸風は、沿岸地方とともに島自体にも見られ、沿岸地域では背後に山地が連なるために、海陸風には山谷風との干渉の問題がおきてくる。“瀬戸の夕なぎ”として有名な無風現象も、最近の都市化の進んだ沿岸地域の都市では、その振舞いがかなり変わってきている。瀬戸内海沿岸での海陸風に対しては、工場立地の急激な進展とともに大気汚染問題にも深い関連を持っていることがわかってきて以来、急速に関心が高まった。その結果、実態調査のための各種観測が行われ、立体構造がいくらか判明してきた。しかし、それらの各地域で独立的に行われた観測結果が瀬戸内海全体の様相として統一調査されるには、まだ時間がかかりそうだというのが現状である。しかしながら、沿岸風に関連して汚染物質の瀬戸内海での低層輸送

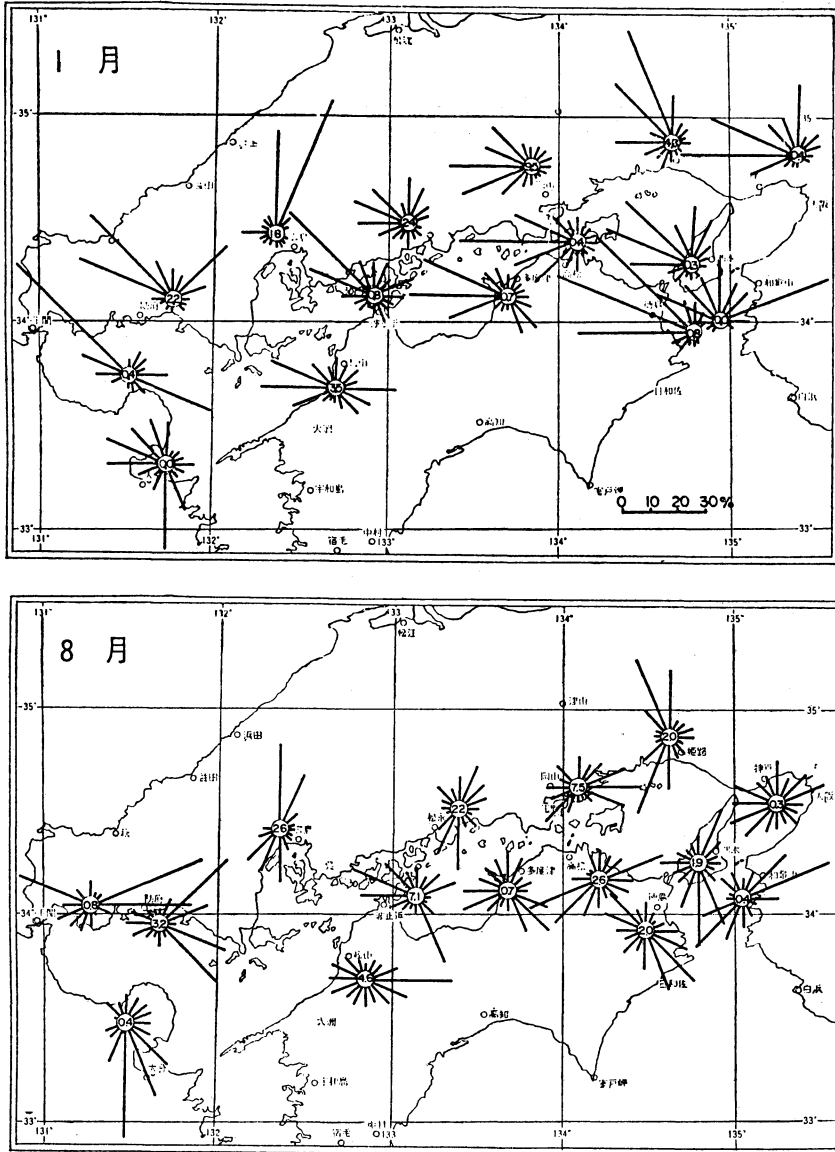
についていろいろ調べられはじめ、また瀬戸内海の高難事故の最大の原因である濃霧についても海陸風と何らかの関係がありそうだとの見地からも実態が調べられ、しだいに海陸風の振舞いが立体的に理論的に各分野から究明されてきている。一方、沿岸地域における統計もなされていて、観測事実や統計結果を含めて、複雑な地形によるさまざまな海陸風の実態がわかってきた。さらに最近では局地循環数値シミュレーションで瀬戸内地方がとりあげられたり、海陸風循環に及ぼす山の効果を考えた数値実験等がなされ、着々と瀬戸内の海陸風に対する理論的把握が進んでいる。

2. 総計的にみた沿岸風

瀬戸内海沿岸の気象官署について作成された各月の風配図（海の気象特集号、1967）より、冬1月と夏8月の様子を第1図に示してある。1月では北西の風が全般に卓越しており、この傾向は瀬戸内海西部で特に顕著である。中部ではほぼ西よりの風、東部では北~北西の風となっている。中国山地の谷間を抜ける形となる広島では、地形的影響が強く現われて北風が吹走している。また静穏頻度は中国地方沿岸の方が四国沿岸より高く、岡山では9%以上と全官署の中で圧倒的に高い。図示してはないが、春季は冬季に比べて南~南東象限の風が多くなり、特に東部地域で顕著になる。北~北西の風は相対的に弱まり、周防灘辺の東よりの成分と紀伊水道辺の南成分の風が多くなるのが特徴的である。また静穏頻度は冬とは逆に四国側から九州にかけての瀬戸内沿岸で著しく高くなる。

8月は典型的な海陸風の発達する月でもあるため、その特徴がよく現われており、各地の静穏頻度も軒並みに増加して“なぎ”の現象が伺える。これについては後で詳述する。秋については、中国側沿岸で北よりの風が卓越し、四国から九州側沿岸では南東よりの風が最も多く現われ、紀伊水道では北西、北東の風が最も多くなって

* Yoshiharu Neyama, 大阪管区気象台。



第1図 気象官署の風配図 (円内の数字は静穏頻度)。

いる。静穏頻度は全般的に小さいが、岡山とか松山では他の官署の2倍以上となっている。

3. 海陸風の概観

瀬戸内海地方は、北は1,000m級の中国山地により、南は2,000m級の四国山地によって、日本海や太平洋と隔離されて、一種の独立した湖のような形になっている。沿岸地方では背後の山地に続く平地が存在しているが、そ

の海岸線は複雑に入りこんでいる。しかし、明瞭な沿岸気候の特性を持っているために海陸風が顕著に現われる。瀬戸内海沿岸での海陸風が山谷風と共存していることは、地形的にみて当然考えられる。理論的には海陸風と山谷風とは区別することができるが、瀬戸内海沿岸のように海陸分布のスケールが相対的に小さく、しかも沿岸部が十数kmも離れない所で山の斜面に続いている場合には、複雑にからみ合って純粋な海陸風が存在するとは

いえないかも知れない。しかし、昼夜で風向が逆になって現われる内海沿岸の局地風は、現象的には海陸風とみなされるであろう。

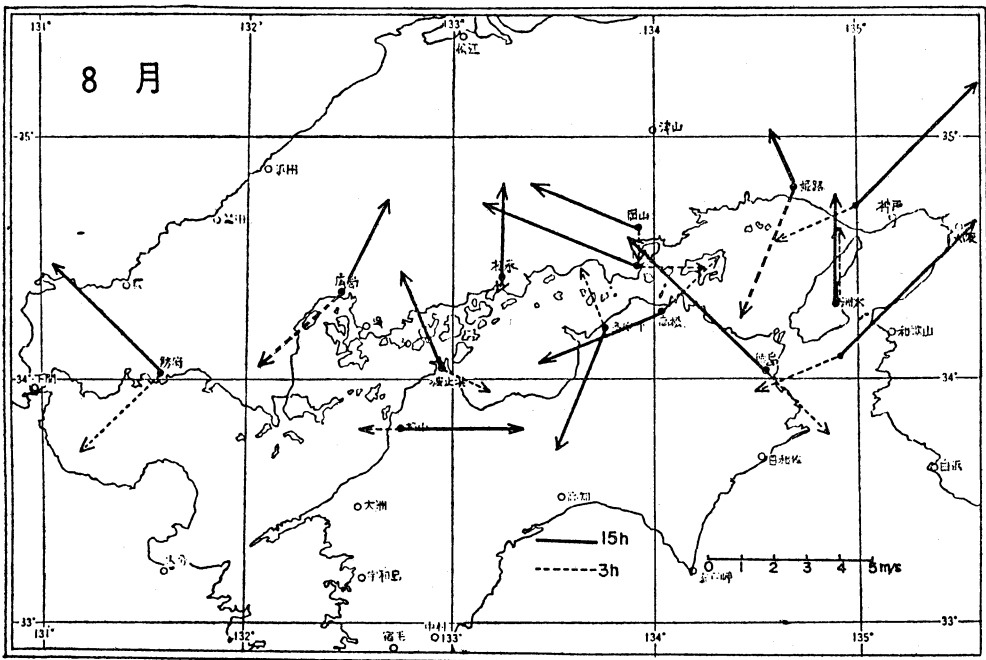
元来、海陸風の現象は、太陽から受けた放射エネルギーが熱容量の相違から陸地と海上との間に水平方向の強い温度傾度を生ずるために、それが等圧面の傾斜をもたらし発現するものである。大気循環に比べてスケールの小さい現象ではあるが、海陸風循環系を形成していることから、局地風として沿岸地方ではいろいろの面で興味ある現象である。

わが国でも海陸風の卓越する瀬戸内については、古くは陸上で地上風のいっせい観測によって、一日中の海陸風の交替時刻、強さ、そして“なぎ”などが調べられており、また神戸付近でのパイボール観測による海陸風循環系の垂直断面が報告されている。さらに大気汚染との関連で海陸風の同時観測が広く行われ、それにもとづいて学会シンポジウムや例会が開催されなどして、特定の日、時刻における海陸風の瞬時的な実態が瀬戸内海の多くの場所で明らかにされてきた。

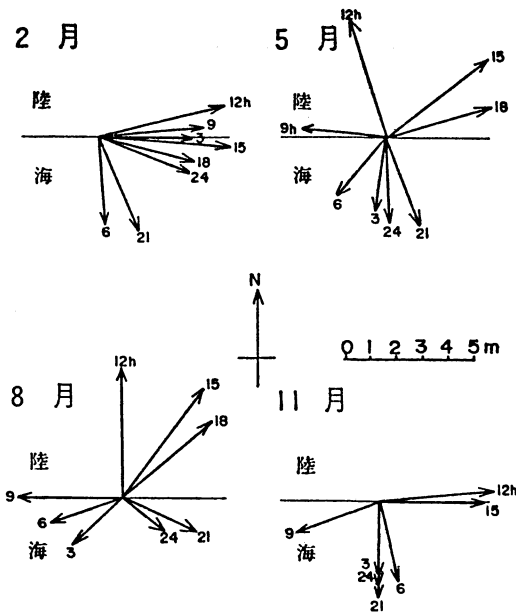
米国では、この種の地上および上層風の時間的変化に

ついて古くから研究されており、特に最近では広汎な海風循環に関する地上観測を含めたパイボール、ラジオゾンデ、テトルーン、航空機による上層風観測を行って、かなり明瞭な実験的モデルも得られている。一方、それらの観測事実の究明とは別に、海風の物理的モデルの提出や数値実験の研究も行われてきた。

第2図は、神戸海洋気象台が作成した8月の15時と3時の平均風速と最多風向を瀬戸内海沿岸地方の気象官署について求めたものである。この図中、実線は15時で海風の最も卓越する時刻であり、点線は陸風の顕著に現われる3時のものを示してある。一見してわかることは、海岸線にはほぼ直角にしかも15時と3時とで風向が180度位変転している典型的な海陸風系を持っているのは、広島、松永、高松、姫路、神戸、和歌山、多度津、松山であり、海陸風向の偏向の大きいのは防府、徳島で、岡山の海風、洲本の陸風もまた大きい。波止浜は地形的影響が複雑で海陸風らしい風とは認めがたい。しかし全般的にみると、島や半島を除けば瀬戸内海沿岸では海陸風現象がかなり明瞭に現われている。また風速は、防府や広島を除くと全般に海風の方が2倍ぐらい強く3~5m/sとなっ



第2図 瀬戸内海沿岸地方の8月の平均風速と最多風向。
 実線は15時（海風の代表時刻）。点線は3時（陸風）の値を示す。なお図中の矢印は気流の進む方向を示し、長さは風速で、その大きさは図中のスケールで示してある。



第3図 神戸の風の日変化。

矢印は気流の動く方向、長さは平均風速を示し、その大きさは中央右のスケールで示す。なおこの資料は1963, 1964, 1965年の3年間の資料から求めた。

ており、陸風は2~3 m/sである。

海陸風の発達しやすい神戸について、第3図（「神戸海洋気象台彙報」より転載）で、各季節の代表として2, 5, 8, 11月の月平均風速と最多風向の日変化の模様を見ると、2月は朝の6時と夜の21時は北北西~北西の風であるが、そのほかはほとんど西風で、9時から12時にかけていくらか南分を持ち、15時と21時に最大、3時に最弱風速となっている。5月と8月は最も典型的な海陸風が現われ、風系は9時から18時にかけて南分をもつが、他の時刻は北分（陸風）になっている。海風が最も強いのは12時から15時の間であり、一方陸風が強い時刻は21時から24時の間である。風の弱い時期は3時から6時までとなっている。11月になると、海風はほとんどなく、ようやく12時と15時頃にわずかに南分があるだけで、大部分は北風が卓越する。

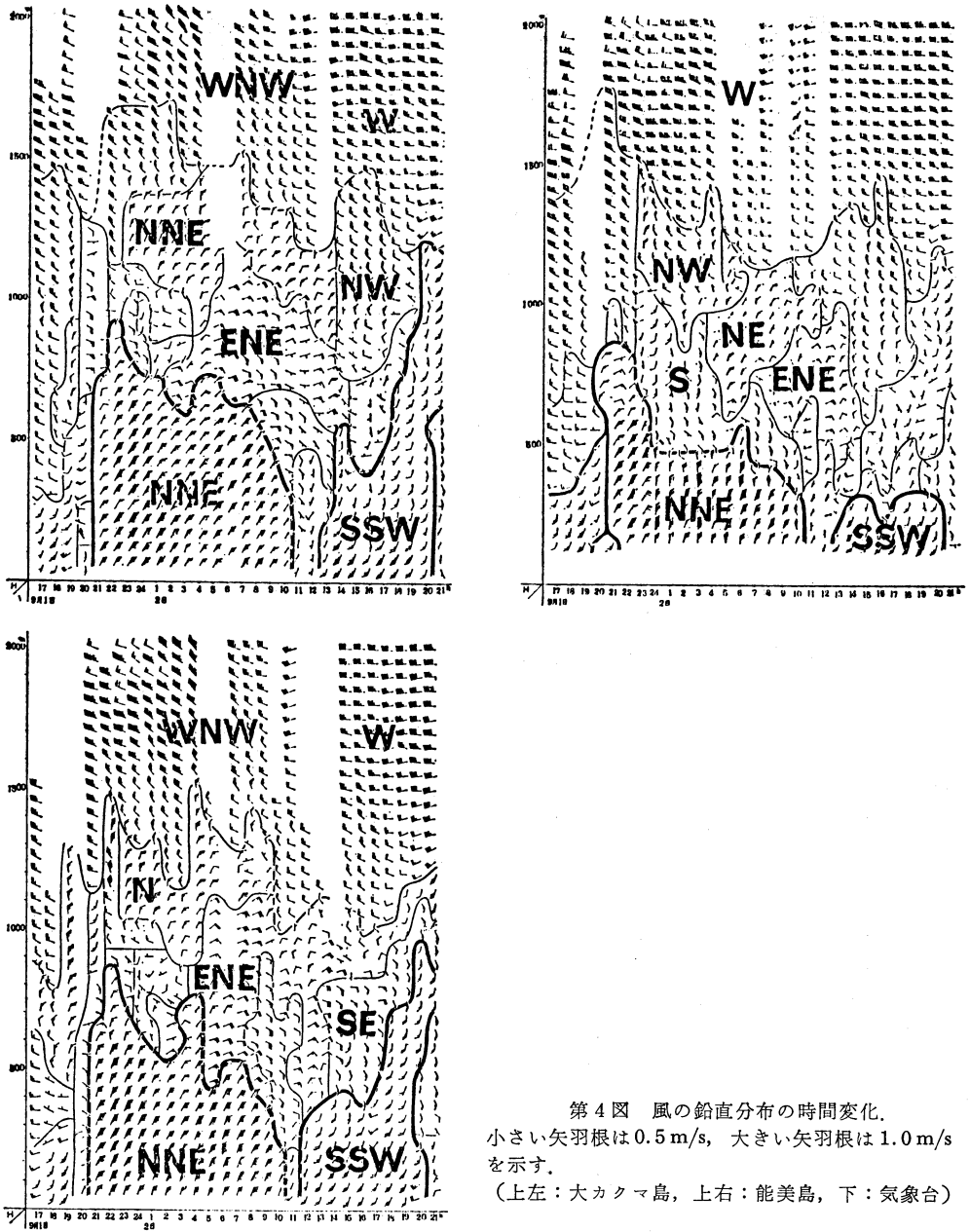
4. 海陸風の垂直構造

海陸風の鉛直分布の時間変化の一例として、1972年9月1~2日の広島地方気象台、広島湾内の大カクマ島、さらに南の湾口に近い能美島での状態が、第4図（井野・根山, 1973b）に示してある。概観していえることは、海

風循環系より陸風循環系の方が強く（風速が相対的に倍くらい強く、循環系上限は陸風の方が高い）、一般流（平均高度約1,300 m）、中間流（反対風）と海陸風系の3層気流系が極めてはっきりしているのが特徴である。これはいずれも真夏の場合とかなり大きく異なった状態ではあるが、一般場が偏西風卓越という時期には、夏場の高気圧におおわれた状態よりも3層気流系がはっきり現われ、その結果陸風系の方が強く現われている。これは太陽高度の季節的变化が日中の地面付近の受熱量を少なくしているために、夏よりも海風系が相対的に弱く現われるためであろう。

まず気象台についてみると、20時頃から北北東の陸風が始まって10時頃まで続き、平均上限高度は500 mくらいで、22時頃と3~4時頃には800 mにも達している。また海風は12時から始まって20時頃まで継続している。夕方の17時頃から上限高度が上昇して20時頃には1,000 mに達しているが、面白い事実は日中の高度（400 mくらい）が低くて夜に高くなっていることで、この現象は湾央の大カクマ島にも見られる。「朝なぎ」「夕なぎ」とも約1時間位で終わっており、これも真夏に比べて短かく、相違している。中間流（下層の海陸風と自由大気中の一般流との間の風）はほぼ東よりの風が卓越していて、海風に対してかなり明瞭に認められる。次に大カクマ島についてみると、全般的傾向は気象台とよく似ているが、ただ海風出現時の中間流の風向は西よりの風で気象台での風とは違っている。2日間の反対風層内の時間的变化はかなり複雑で、この点では湾の入り口の能美島と類似している。また中間流層の厚さは他の2地点と大きく変わらないが、海陸風循環系の高さが2地点よりは相対的に高く、平均700 mに達している。さらに、湾の入り口にある能美島では、海陸風系の上限の高さが相対的に低く、海風は300 mくらいでかなり低く、また湾央や湾奥のように19~20時に急に海風上限が高くなるような現象はみられない。このことは夕方すぎに海風系の上方への拡大がおきる陸地とそれに近い海上に対して相違していることを示しており、このような垂直方向の拡大は沿岸海上付近に限られるようである。中間流系の時間的变化における乱れ方は、陸地や湾央に比べてさらに強くなっている。

次に、海陸風速の鉛直分布について、広島湾入り口にある能美島と沿岸の広島地方気象台、広島市街地北方の白島小学校において1971年7月30日観測された結果を海陸風吹走時の代表時刻毎に示したのが、第5図（井野・根

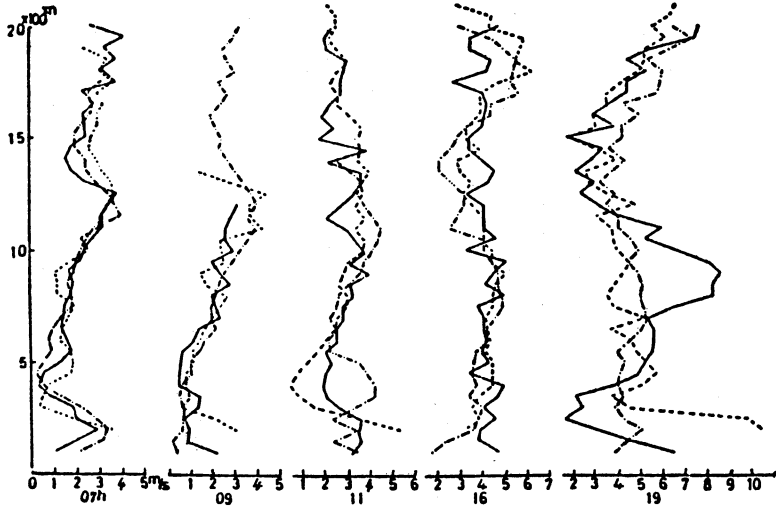


第4図 風の鉛直分布の時間変化。
 小さい矢羽根は0.5 m/s, 大きい矢羽根は1.0 m/s
 を示す。
 (上左:大カクマ島, 上右:能美島, 下:気象台)

山, 1972)である。陸風速についてみると、200~300mで風速が強くなり、400~500mで弱くなっていることは、3地点とも同じである。海風に変って、11時には能美島と気象台で400m高度で弱風、白島では逆に強風になっている。白島では300mと1,400mで弱風となるような風速の鉛直分布が15時以後19時まで続いている。気象台上

では、18時と19時に900~1,000mで強風、300mと1,400mの弱風と似てはいるが、その強風と弱風の差が極めて大きく特徴的である。

要約すると、一般流が海陸風向と異なる自由大気の偏西風卓越時の方が、海陸風、中間流、一般風と3層構造がはっきり現われる。また湾内では海陸風の吹きはじま



第5図 能美島(点線), 気象台(実線), 白島(鎖線)での風速の鉛直分布。

りは沿岸海上で起こっており、海陸風速の弱いときは島などの影響を受けた気流の乱れができるが、ある風速以上ではかなり定常に近い海陸風の吹走が現われるようである。

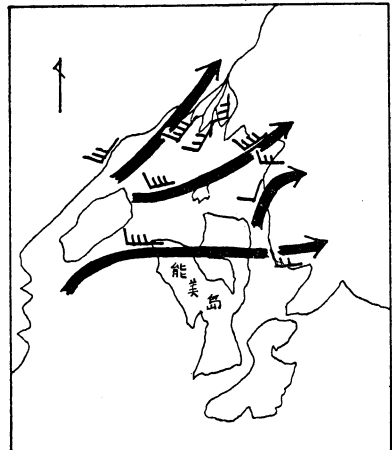
5. 島での海陸風

瀬戸内海には大小様々の島が点在している。陸地に近い所にある島では沿岸の海陸風の影響を受けている場合もある。例えば、伊予灘にある安居島(霧観測所)では愛媛県沿岸の海陸風系がそのまま及んでいる形が現われている。すなわち、海風のはじまりを示す海風前線の移動についてみても、明らかに安居島を通してそこで海風が始まると、約2時間位後に松山で前線が通り海風の吹走がはじまっている事実が明らかにされている。したがって、安居島では沿岸の海陸風系と同じであると考えてよさそうである。しかし、陸地からかなり離れて、また島同志が接していない島においては、島自体の局地性の強い海陸風が現われる。第1表はその1例を示す。小豆島とその対岸にある高松地方気象台の海陸風の時間変化を見ると、明らかに、例えば9時から15時までの海風風向は

第1表 島の海陸風の一例(大阪管区気象台, 1973).

	3h	6	7	8	9	10	11	12	15	18
小豆島	↖	↖	↖	↖	↖	↖	↖	↖	↖	↖
高松	↙	↙	↙	↙	↙	↙	↙	↙	↙	↙

両地点で逆になって現われており、小豆島自体の海風循環の存在が伺える。淡路島でも顕著ではないが独特の海陸風循環のあることが報告されている。また愛媛県沖の大三島について、典型的な島の海陸風として東西方向の局地風が現われている(第12章参照)。また島と島の間隔が著しく狭い島では両者の循環系が干渉し合ったり、またそれらの島の地形的影響を受けて極めて複雑なものとなる。大きな湾内にある島では、その湾沿岸での海陸風循環のスケールが島自体のものより大きいときは、その大規模なしかも顕著に現われる海陸風系に支配されて、島独自の局地循環は現われないようである。第6図には広島湾内にある能美島についての実測値から求められ



第6図 広島湾内の海風。

た海風風向が示されている。一見してわかるように、広島湾内東側の沿岸での西よりの海風向と一致して、島独自の海風とは認めがたい。この島での中部でも同様となっている。したがって、広島湾内では島の存在はこの湾沿岸での海陸風に何ら影響していないともいえる。

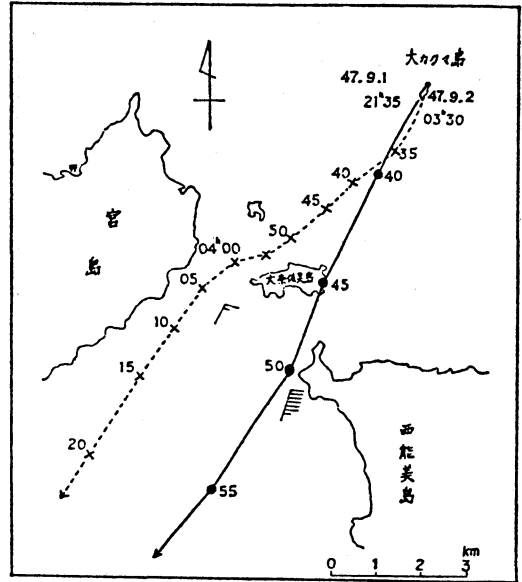
以上のように、瀬戸内海での陸地に接近した島での海陸風の実態は特別観測などで調査され、沿岸からどのような振舞いが及んでいるのかそうでないのかが究明されている。瀬戸内海の島々では、その大きさ、地形、存在位置、周囲の島との関連等において、海陸風の振舞いに特徴がでてくる。

6. 海陸風の侵入

海風の陸地への侵入については、Estoque (1961) が、海陸風循環の物理的モデルで地衡風なしと仮定して、最も垂直運動の激しい領域は海岸から 32 km、反対流は 8~10 km の地域に存在することを示した。実際には、この理論計算の他に地形の影響が加わってくるので、例えば陸上摩擦の少ない平野部では侵入距離が大きくなり、山地のせまっている瀬戸内海沿岸地域のような場所では小さくなるはずである。しかし、山間部でも河川や渓谷などの走向が海陸風向と一致する場所では、海風の侵入距離はかなりのびているはずである。しかし、それ全体が海風なのか谷風と重畳した結果なのかは明らかにすることは困難であるが、実際の観測により確める方法がある。

Plastic Super Balloon は地上から 80 mb までの大気中でほとんど容積が一定となるように作られた気球で、この気球を一定高度で浮遊させると海陸風によって移動するので、侵入距離を求めることができる。ただ問題は、この気球の追跡方法で、ヘリコプターやレーダーによって、トランシットによる測定等があるが、費用がかさみかなり大がかりな観測となるので、実行は容易ではない。

この気球を広島湾内の能美島（前述）上に飛揚させ、高度ほぼ 300 m にあわせて追跡するようにセットし、この移動をヘリコプターで追跡する特別観測を試みた結果によると、気球は広島湾を通り、広島市内に入って太田川に沿って北上した。この気球は広島県と島根県境の町の小学校の校庭でガスもれなく、ほぼ最初の状況と同じ程度の気球状態で捨てられたので、これを海岸からの距離に換算すると実に 28 km も陸地の奥に向かって飛んだことになり、海風の侵入距離がわかる。この種の観測は瀬戸



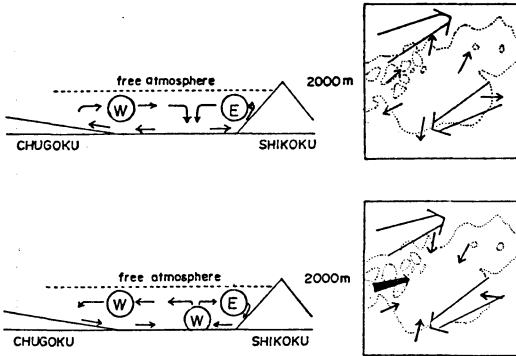
第7図 陸風時の定高度気球（300m 高度）の経路。

内海沿岸地域、例えば下松港などにおいても実施されている。この観測では、川の上空では高度がさがったり、島などによる山越え気流の影響を受けて変化するなど、海風の気流状況の変化もわかる。また大阪平野では侵入可能距離が約 30 km、淀川沿いの海風系が 45 km、姫路平野で高砂海岸より 30 km 侵入することなどが、展開されている観測点での海風観測によって示されている。

また陸風については、夜間のためヘリコプター追跡に困難さがあるので、レーダーによる方法がとられる。広島地方気象台上で飛揚させ、航空用レーダーで追跡した結果では、広島湾を出て南南西に飛び、安芸灘に向かって移動していった観測結果もあり（第7図、井野・根山, 1973 b), 海風、陸風とも海岸線から数十 km もそれぞれ陸地の奥に、また海上沖合に達しているようである。

7. 燧灘における海陸風の循環モデル

宮田 (1974) 等は、安芸灘から燧灘に及ぶ東西約 80 km の範囲に 5 カ所の観測点を設け、夏季に行なったパイポール観測の結果にもとづき、燧灘の海域の 2,000 m 付近までの大気中にはほぼ 3 つの層からなる循環モデルを示した。それによると、第 8 図にみられるとおり、下層は 500~600 m までの層で日変化が顕著であり、上層は自由大気に連なる 1,500 m 付近から上であり、その中間の層は下層に対して反対流的性格をもち、広い範囲にわたり日

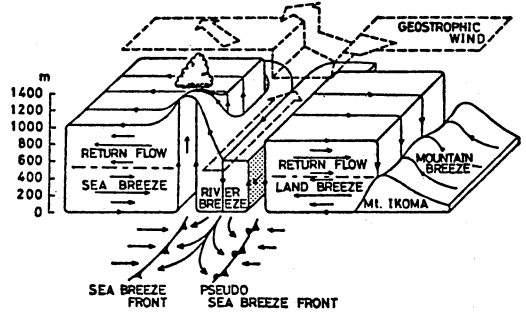


第8図 (上) 海風時の循環モデル, (下) 陸風時の循環モデル (宮田, 1974).

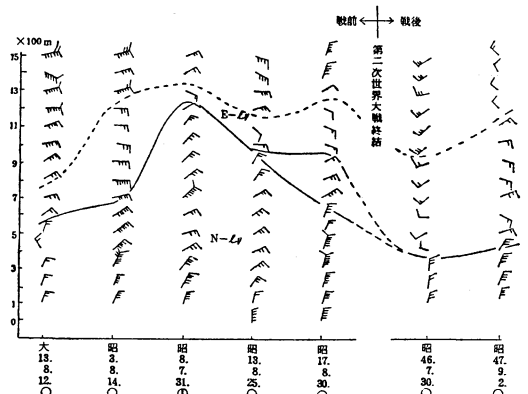
変化が少ないという特徴をもっている。さらに夜間 海域中央部を中心に下層ジェット気流のような西風の流入がみられ、特に中間層での風向が中国側で西風、四国側では東風となって、海域部はそのどちらかの影響を受ける形になっている。陸風時の燧灘中央部の海面上には強い西風が観測され、海風時の様子とは異なっていることが特徴的である。その西風の水平分布が右側の図に示されているが、黒くぬりつぶした矢印の風のように、来島海峡から燧灘に通じ抜ける形の強風としてある。これは興味あるモデルである。その後1973年8月22~23日の観測で、燧灘の中央部から内陸部へ南北80kmの範囲に7カ所の観測点を設け、モデルの再検討のための特別観測を行ない、東西方向の卓越流とその振舞いを示し、モデルの持つ2次元的な構造とその存在に対する否定的な材料はなかったとしている。ただ、このモデルでは中国側西風、四国側東風の単純化した形にしてあるが、山地の迫っている両岸域では当然斜面風(山谷風)と海陸風とが関連し合っているはずであるから、この辺は今後の究明課題であり、時間的推移、客観的構造にも理論化が望まれる。

8. 海風前線付近のモデル

佐藤(1976)は、大阪平野における大気汚染予報の必要性から1975年8月にパイボール観測等を行なって得られた、海陸風交替期における海陸風垂直分布のタイム・セクションや2点観測による鉛直流の結果から、第9図に示すような海風前線付近の流れの立体的モデルを提起している。大阪平野が内海の他の沿岸と異なっているのは、淀川という比較的広大な川があることで、そのために川風が海風と陸風との中間に現われ、それに関連して海風前線と偽海風前線がみられるようなモデルとしてある。



第9図 大阪平野における海風前線付近の流れの立体的モデル (佐藤等, 1976).



第10図 広島陸風状態の変遷、実線は陸風の上限高度を示す。

この海風前線は沿岸地方における海風吹走の先端として理解できるので、この前線の通過は海風の陸地への侵入状況を示す。

9. 海陸風の経年的変化

海陸風は海上との気温分布の相対関係でおきるものであるから、垂直循環系を含めた振舞いは特に沿岸陸上での状態の変化に対応して変わることが考えられる。すなわち、沿岸地域の環境変化がおきている瀬戸内海で、年とともに海陸風にも何等かの変遷があるか否かについて調べた結果を、広島において1924年以来午前1回行われたパイボールの資料にもとづき、陸風循環について第10図に示した。北よりの陸風とその上層の反対風(東よりの風)の境界が、戦前・戦後はぼ5年毎の典型的な陸風出現日に対して、それらの日の垂直分布を含めて示されている。一見してわかるように、大正13年以後約10年間陸風循環の上限がしだいに高くなり、昭和8年には

第2表 8月における10年間平均気温と平均最低気温。ただし千田町の気温は江波町のそれよりいくぶん高めとの検定結果が得られているので補正してある。

大14年～昭9年		昭10年～19年		昭38年～47年	
平均気温	最低気温	平均気温	最低気温	平均気温	最低気温
26.8	23.0	26.1	22.6	27.0	23.4°C
千田町		江波町			
戦前		戦後			

1,200mの最高高度に達し、それ以後しだいに低くなり、終戦前の昭和17年には大正から昭和初期にかけての期間とほぼ同じ600m位になっている。そして戦後には300～400m高度の陸風上限が固定している。さらにもう1つの特徴は、戦前の反対風の層が昭和3年は500mであったが、その他の期間は200～300mで戦後の600～700mと大きく異なっていることである。この事実、反対風上限、すなわち自由大気の下層が過去40年間余りそれ程大きな変動がないのに、陸風上限が変遷したために現われたと考えられる。以上より、陸風の方向は戦前戦後と変っていないが、循環系の高さが著しく低下してはぼ一定になっている。このような循環系の変遷が何に起因しているのか。元来海陸風は第一次的には陸地の気温と海上の気温との海岸線に対する直角方向の傾度によって出現する局地風とされているので、これから戦後の循環系の弱まりを考えると、まず海上と陸上との気温傾度の減少があげられる。一般に海洋関係では広島湾中央付近での水温は過去50年位はほぼ変化ないと考えられているので、残る可能性の問題として陸地の気温の変化ということになる。第2表の昭和初期、10年代、戦後の各10年間の広島8月平均気温と平均最低気温をみると、明らかに昭和10年代より40年代の方が気温が高くなっている。したがって、戦後の方が水平温度傾度が小さくなるから、陸風は弱まるはずである。この陸上気温の高まりは、戦後急速に変化していった広島市内の都市構造、環境状況の変化、すなわち都市化に伴う都市気温の上昇がおきたためであろう。瀬戸内沿岸の海陸風が、米国沿岸地方において見られるようなかなり規模の大きい振舞いをしているのではなく、地形的にも水平スケールが小さく、陸地はかなりの場所で都市であることを考えると、海陸風系の変遷は沿岸都市域の構造変化に伴って起こるのである。第3表は昭和24年と昭和46、47年の“朝なぎ”

第3表 広島平均、朝なぎ、夕なぎの期間。

	昭24	昭46, 47
朝なぎ	08h～11h(03)	09h～11h(02)
夕なぎ	18h～22h(04)	20h～23h(03)

(いずれも特別観測による結果)

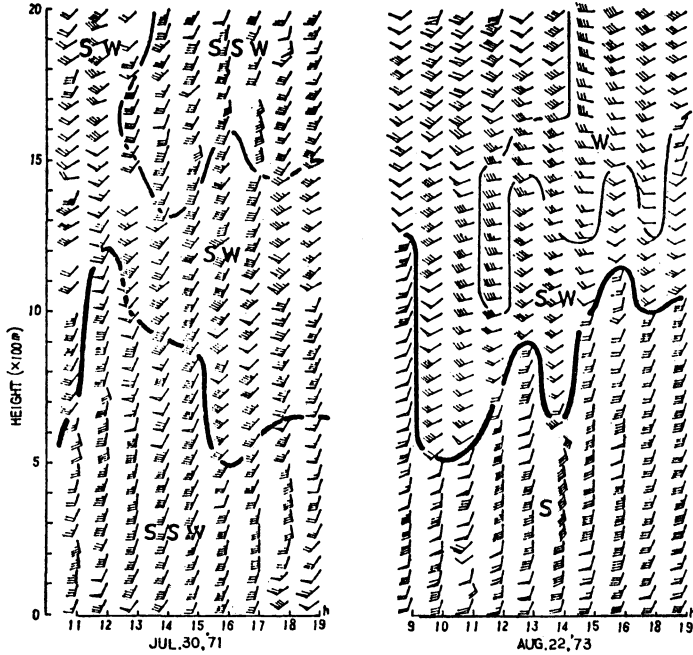
“夕なぎ”の期間を示したものであるが、これによると、戦後は両“なぎ”とも始まりが1～2時間遅れており、期間はいずれも昭和46、47年の方が1時間位遅くなっている。結局、両“なぎ”の始まりの遅れは、前述のような陸上対海上の気温傾度の変化がもたらしたものであろう。

10. 海陸風循環系の季節変化

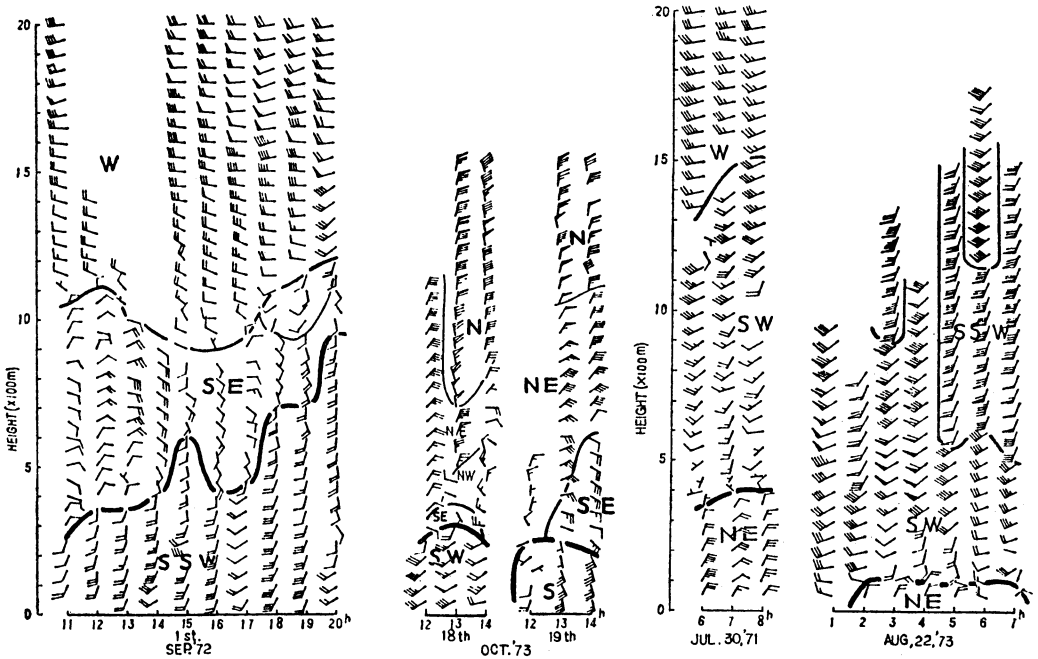
一般場が南よりの風である夏(7,8月)の海風の時間断面を示している第11図(A)をみると、海風と一般風との中間に南西風の層が存在しているが、それぞれの層の境界が不明瞭で、3層構造(海風、反対風または中間風、一般風)の区別がはっきりしない。これに対して、一般場が偏西風の秋の場合(第11図(B))は、海風の層の上に反対風として南東風の層があり、その上に一般風があって、極めて明瞭な3層構造を形成している。このように、海風の層のすぐ上に存在する南西風と南東風は、それぞれ一般風が南よりの夏期と偏西風の卓越する秋期における特定の風系かも知れない。

陸風について、第11図(C)によると、一般風が南よりの場合の夏期は、陸風層の上に反対風として南西風の層があり、8月は特にはっきり3層構造が認められる。しかし、7月は中間層が南西風で一般風向も南西であるために、3層構造を明確に認めることができない。一般風が偏西風の9月(第11図(D))には、陸風と一般風との間に東よりの風系が卓越した層があって、3層構造が極めて明瞭である。しかし10月の場合には、陸風層の上に早朝6時と8時に極めて薄い南西風の層が出現して3層構造を見せているほかに、一般風とほぼ同じ風向の北よりの風が卓越し、3層構造を認めることはできない。

8月(第11図(A))には、海風循環系より上方の自由大気下限に、総観規模の現象としては説明できない一般風向よりずれた西よりの風の卓越する層が出現している。秋10月(第11図(D))にも、北よりの風の卓越する層の中の900m位から上の層に、やはり西よりの風の卓越した層が出現している。10月は下層での西日本の一



第11図 (A) 海風吹走時における風の時間断面図 (夏期). 矢羽根1本は1m/s, 三角旗1本は5m/sを示し, 2捨3入により風速を表わしている.

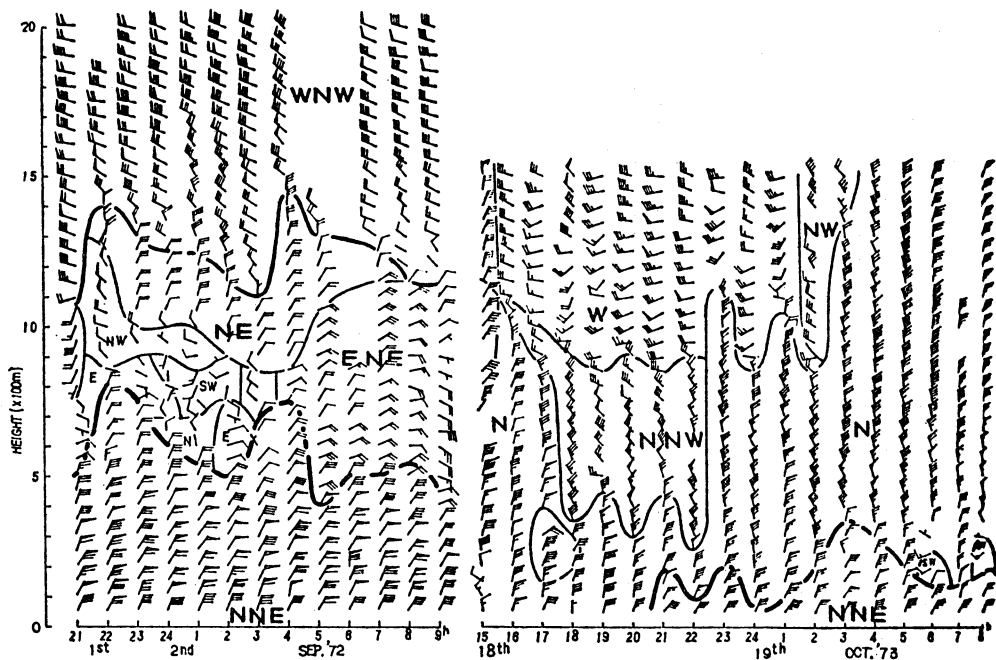


第11図 (B)

海風吹走時における風の時間断面図 (秋期). 前図に同じ.

第11図 (C)

陸風吹走時における風の時間断面図 (夏期). 前図に同じ.



第11図 (D) 陸風吹走時における風の時間断面図 (秋期). 前図と同じ.

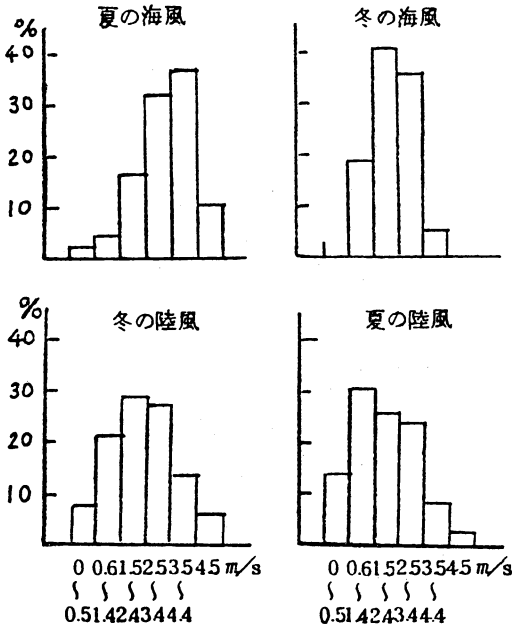
般風は北よりの風で、850 mb 面でもこの西風の出現は説明できない。しかし、このような西風の層は、一般風向が南よりである8月には海風吹走時の日中に出現し、この層までの下方からの風の変化は時計廻りで、風速はほぼ一様である。それに対し、下層で一般風向が北よりの10月には陸風吹走時の夕刻前から夜半すぎにかけて出現し、この層までの下方からの風の変化は反時計廻りで、風速は下層強風、上層弱風である。このように、この層は一般風が南よりのとき日中に現われ、北よりのとき夜間に現われており、これらが海陸風循環に関連した風系として出現したのか、また一般風の相異に対応して現われたのかは興味ある事実である。

以上、広島における夏と秋の海陸風循環系の違いについて述べたが、要するに、秋の場と夏の場とでは日射による受熱量と大気温度場の相異が、海陸間の気温傾度の振舞いに変化を与えて海陸風出現に作用し、さらに一般風向の季節の違いが、海陸風風向に対して力学的に干渉して海陸風循環に大きな影響を与えている。そして同一地形での海陸風に対しても、中間規模、総観規模の現象が関与して、かなり変わった状態になり得る(岸田, 1974)。

11. 平均最大風速別にみた海陸風の発現度数

海陸風は一般風がない時に現われるのであるが、実際

の大気中ではそのようなことは存在しないので、その風向によっては影響を受けて風速が変わってくる。瀬戸内海は東西に広がり南北側が山地となっているため、東西風が卓越し易い。したがって、海陸風向がこの卓越風向にほぼ一致すれば力学的に風速が加速されると考えられ、また陸地と海上との間の気温傾度が大きくなれば風速も強まる。力学的・熱的作用で最大風速は増減するが、季節別にみた場合は主として日射の強さが影響して最大風速に対する出現頻度が変わってくる。いま、夏と冬のそれぞれの海風、陸風について、約60カ所の観測点の最大風速の平均値を求め、それを6つの風速階級に分けて階級毎の相対出現頻度を求めたのが第12図(大阪管区気象台, 1973)である。これによると、夏の海風は3.5~4.4 m/s、また冬の陸風は1.5~2.4 m/sがそれぞれ出現頻度が最も高く、さらに夏の陸風は0.6~1.4 m/s、冬の海風は1.5~2.4 m/sで多く出現している。海風は夏に風速が相対的に強く、陸風は冬に相対的に強くなっている。結局、夏の海風は冬のその2倍位、冬の陸風は夏の約2倍となっている。海陸の気温差によって吹く海陸風は、日射の強い夏の日中における内陸の大きい昇温と、夜間の放射冷却による著しい内陸の降温が働いて、ともに夏の海風速、冬の陸風速の強化が現われていることがわかる。瀬戸内海沿岸の海陸風最大風速を概観する



第12図 海陸風の平均最大風速別発現頻度。

と、夏の海風はほぼ各地点とも一様に強く、特に弱い1.4 m/s以下の発現は全体の6%、冬の海風の場合2m/s以上の発現率は80%以上となっている。夏の海風は2.5~4.4 m/sの出現が70%近くあるのが特徴的である。また、冬の陸風最大平均風速は0.6~4.4 m/sの出現が70%位もあるのに反し、特に弱い0.5 m/s以下は全体の8%にすぎない。夏の陸風は全体の82%が0.6~3.4 m/sとなっている。平均的にみると、瀬戸内沿岸の海風の平均最大風速は、夏は4~5 m/s、冬は2~3 m/s、陸風は夏は1~3 m/s、冬は2~4 m/sとなる。しかし、瀬戸内海沿岸での海陸風は、地勢上それ自身が単独に現われる地域は少なく、むしろ後背の山地での斜面風(山谷風)がそのまま連なった状態で現われ易いので、その点でも各場所によって最大風速の違いが出てくるので、かなり変動が大きい。

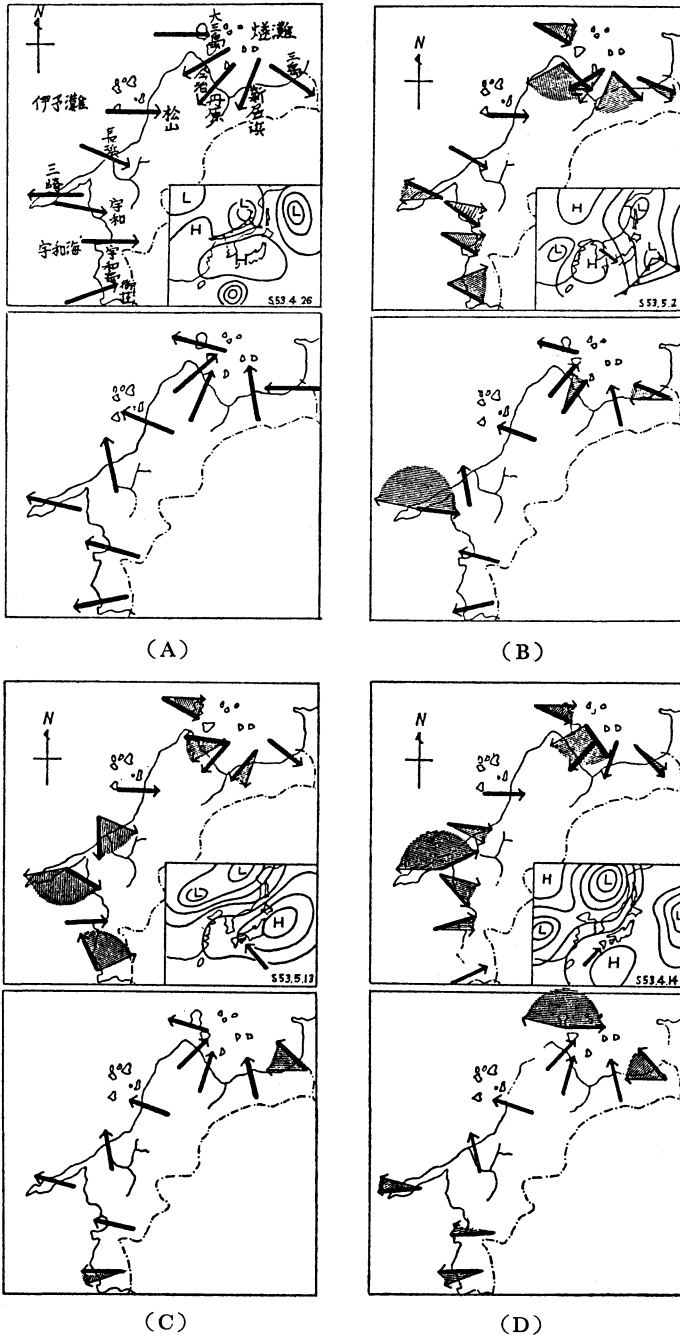
12. 海陸風の一般風による偏倚

海陸風循環系がそれより大きいスケールの一般風の影響により変わることは前述した。瀬戸内海では海岸線が入り込んで複雑な地形をしており、また沿岸沖合いには大小種々の島が点在しているために、これらの影響を受けて偏倚する場合もある。さらに、燧灘や播磨灘などのような比較的広い海域にはさまれた沿岸では、空間的にそ

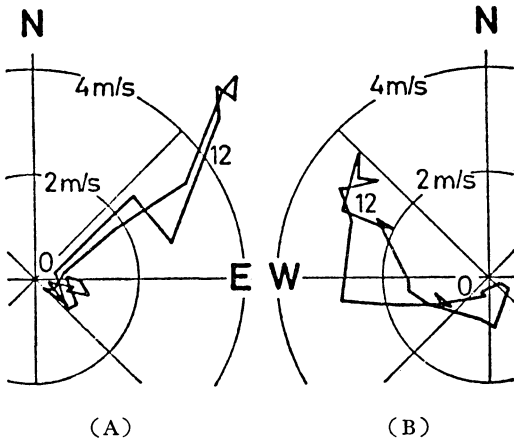
のいずれかの灘の作用を強く受けて偏倚することもある。海陸風吹走時に一般風が異なるというのは、通常地上天気図上の高気圧の位置によって、それに伴う風系にもとづいて表現される。若干の一般風でもその風向によって、固定されている湾や灘、沿岸に対しては異なった働きをするために海陸風の偏倚がおきている実例について、愛媛県沿岸について県内のアメダス観測所の資料を用いて述べる。一般風向の決定は地上天気図上での高気圧の位置により行ない、(1)西日本が移動性高気圧の前面にある場合、(2)高気圧内にある場合、(3)高気圧後面にある場合、(4)南方海上に高気圧中心がある場合の4つに分けた。偏倚を調べるのに必要な典型的な海陸風分布を求めるために、西日本上空に高気圧中心があって広く日本付近をおおっている日を取り出し、海陸風を求めたのが第13図(A)である。これをみると、海岸線にはほぼ直角に吹きこんだり、吹きだしたりして、典型的な振舞いを示している。ただ、大三島では島独自の海陸風がみられるし、佐田岬では海風向と陸風向にほとんど変化がない。第13図(B)は一般風が北西風の場合を示しているが、高気圧におおわれている場合(第13図(A))と比較すると、海風については燧灘沿岸と宇和海とで偏倚している。しかし、伊予灘沿岸では変化がない。大三島では海風に偏倚がみられる。陸風は佐田岬を除くとほとんど典型的な風となっている。

第13図(C)は移動性高気圧後面の南東風の場合で、海風はほぼ全沿岸で偏倚しているが、陸風にはほとんど変化が認められない。第13図(D)は南西一般風の場合で、海風はほぼ全沿岸で偏倚がみられるが、陸風は伊予灘沿岸と燧灘西部を除いていくぶん偏倚している。特に大三島の陸風の変化が大きい。第13図(B)の気圧配置での北西風が、灘の沿岸線に対して大きな角度を持っている場所、すなわち、宇和海と伊予灘で海風の偏倚が大きくなっているが、陸風吹走時には高気圧圏内に愛媛県が入っているために、典型的な陸風に類似している。第13図(C)は一般風が南東の場合であるので、四国山地を越える風となり風速も弱まり、また山越え気流で温度場に変化を与えるために陸風はそれ程大きな偏倚を受けないが、海風向は一般風向との開きが大きいので、偏倚はほぼ全沿岸で顕著にでている。第13図(D)は南西風であるから宇和海南部沿岸を除くと偏倚は大きくなるはずであり、また陸風も大三島では大きくなっている。

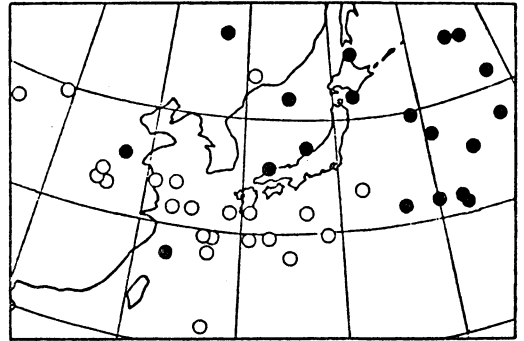
以上概観すると、海風の方が陸風より一般風による偏倚を受ける所が多く、またその程度も大きい。地形的効



第13図 (A) 平均海風(上段)と陸風(下段)分布, ただし高気圧内.
 (B) ただし高気圧の前面, 天気図中の矢印は一般風向, 図中の太い矢印は海陸風, 細い矢印は典型的な海陸風, 影の領域は(A)からの偏倚(以下同じ).
 (C) ただし移動性高気圧の後面.
 (D) ただし太平洋高気圧の北辺.



第14図 海陸風の卓越する日の2種類の平均ホドグラフ。岡山地方気象台の1971年の夏期の資料による。左側が(A)南西の海風が、右側が(B)南東の海風が発達する場合の、それぞれ平均を示す(佐橋, 1978)。



第15図 A型、B型の発現した時、岡山付近を覆っていた高気圧の中心位置。白丸はA型の時の、黒丸はB型の時の位置(佐橋, 1978)。

果を考える場合、偏倚の様子は一般風とのベクトル合成的に理解できる所もあるが、岬とか、2つの海域にはさまれて突出した場所や島などでは、純粋の海陸風とは認め難い局地循環がおきやすいようである(根山, 1979)。

風速の変化についてみると、海陸風向と同じ方向の一般風が吹いている場合には力学的に加速され、ほぼ1~2 m/s程度強まっている。また一般風が山越え気流の型となって吹走する場合には、陸上対海上の水平温度傾度が弱まり、1 m/s前後減速がおきている。このように場所によって一般風が典型的な海陸風に寄与する仕方は、力学的なものとの熱的作用の結果として現われるものがあり、これは瀬戸内のような複雑な地形をしている場所での1つの特性であろう。佐橋(1978)は、燧灘と播磨灘との中間にある岡山市周辺で、その地理的位置から典型的な海陸風とは違った循環が見出されることを指摘している。すなわち、昼間の風(海風)とみられるものが南西よりの場合と南東よりの場合との2種類がある。1971年夏季の岡山での海陸風の卓越しそうな日のホドグラフを描き、南東と南西の2種類の海風の存在を見付けている。各7例の海風についてそれぞれ各時刻毎のベクトル平均を求め、平均ホドグラフを作成したのが第14図である。左側が昼間南西風で、右側が南東風の卓越する場合で、岡山が播磨灘と燧灘との境界に位置するために、一般風の向きにより両灘の影響を強く受けて偏倚している。第15図に示してあるように、A型(南西風で燧灘系)

のときは高気圧中心が白丸のように、この地域からみて南西または西方にある。この場合、850~500 mbの上層風は西風で強く、南西の海風に対する反対風(北東風)とは逆に近くなっている。また黒丸のように高気圧中心が北または東方にある時には、上層風は弱い西風で、地上高気圧の後面の南東風と重なる海風(播磨灘系、これをB型とする)に対する反対風を生じやすくなっている。結局B型が岡山での純粋な海風であり、A型は一般風により著しく変形されたものである。岡山での海風を平均すると南南西になるが、これは統計的に生じた風向であり、実際には南西の風と南東の風がおこって、南南西の風は実在しない海風の風向であることになる。

13. 海陸風と山谷風の相互干涉

地形的に瀬戸内沿岸地方は十数 km 奥には山地をひかえているために、沿岸地方での海陸風に対して、そこで出現する山谷風が何らかの形で干渉していることが考えられる。両者の関係をはっきりさせるために、具測候所(広島県)とその背後山地の斜面での両局地風の観測をして、海陸風と山谷風(斜面風)との関係が調べられた。

A. Wagner (1932) は、谷間でのパイポール観測の結果にもとづいて、山谷風を次の2つに分類した。すなわち、斜面(上げ、下げ)風として谷の軸に直角の面内での循環と、狭義の山谷風として谷の軸に沿った循環とにわけた。前者は斜面上の気温と谷の中心上空での同じ高さの気温との間の温度差による上昇・下降気流であり、後者は山岳地方の大きな谷の軸に沿って低い所から高い所へと、またその逆に吹く風としている。いずれも昼夜で風

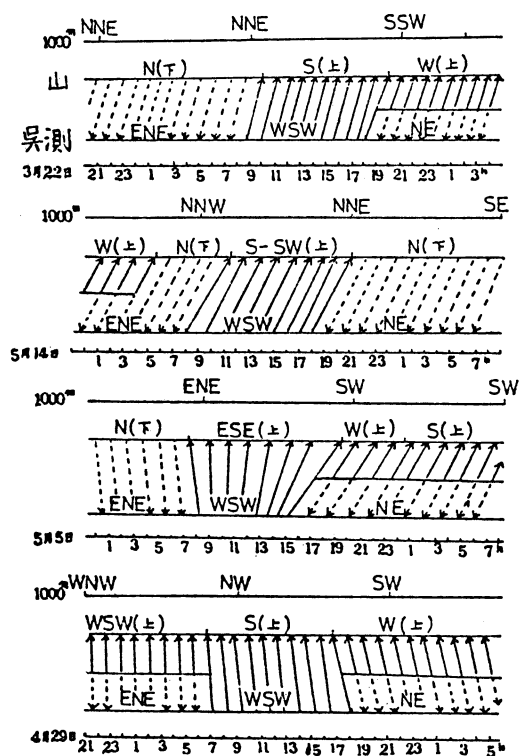
の方向は逆になっている。さらに F. Defant (1951) は、山の斜面すなわち谷に対して直角の面で吹き上げたり、吹きおろる風と、谷に沿って山頂に向ったり、山頂から平野部に向う風とを組み合わせた形の風の循環を日中と夜間に分けて、1日中の典型的な模図を示している。斜面上げ風の最も強い時期は9時頃で、その時間帯には谷に沿う山風が谷風に変わり、斜面下げ風は宵に最強となるが、その頃には谷風が山風に変わりとしている。したがって、山谷風と斜面風がそれぞれ最も強くなる時刻は6時間くらいずれていると述べている。海陸風と山谷風のつながりについては新潟県における報告(1973)がなされており、両者の循環モデルの時間的変化が模図的に示されている。一般的にはまだまだ両循環の干渉の過程が必ずしも理論的にははっきりしていないが、その解明は数値実験等で最近試みられてきているので、しだいに明らかにされるであろう。

第16図に示されているのは、高気圧圏内で晴天弱風日の1973年の4日間についての様子である。上段の風向

は米子の1,000 m、ついで斜面(600 m)、平地の呉測候所の順にそれぞれ風向が記されている。また実線の矢印は海風と斜面上げ風、点線の矢印は陸風と斜面下げ風を示してある。共通している特徴は、いずれも日中海風と斜面上げ風がほぼ同じ方向に吹いて、呉湾から山頂に向う流れの形になっていることである。海風への移行に比べ、斜面上げ風への移行は1~3時間おくれとなっている場合と、1時間位早く現われるときがある。これに対して呉測候所での陸風時には、斜面下げ風と一致したときと、測候所では陸風が吹いているのに斜面上げ風になっている場合がある。これらの中で1,000 m 高度の風向が西成分をもっているときのみ、測候所(平地)と山の斜面との間で“なき別れ”の風が現われている。すなわち、斜面風に中間規模(高気圧セルによる一般風)の影響が作用して、斜面下げ風を逆に上げ風に変形させたものであろう。また、“なき別れ”現象は相対的に両者の風が弱いときにおきている。呉湾沿岸の海陸風とその北方の山地での斜面風との間には、まず海風から陸風への、またその逆になる時期は斜面風の交替期より早く現われたり、遅く現われたりするために、両局地風が同一循環系になる姿は複雑で単純な過程で示されるようなものではないらしい。またいったん海風になってしまうと、必ず斜面風は上げ風となって海上から山の斜面まで同じ方向の風が吹くようになるのに、陸風時には別々の循環系をもったままの形で夜間が経過することがあるのは興味ある局地現象である。内海沿岸の複雑な地形、沿岸陸地に続く山地の走向、斜面の状態等相対的關係に何らかの特異性があるようである(根山, 1974)。

14. あとがき

瀬戸内沿岸における海陸風について、統計的にまた観測事実にもとづいて実態を述べてきた。内海での海陸風は臨海工業地帯における大気汚染の問題とも深い関連をもっているため、広域にわたる同時観測も実施されはじめ、複雑な地形をもつ内海特有の局地風にメスがかえられてきている。臨海各県あるいは公共機関でまちまちに得られている観測結果を統一して有効に利用するとともに、各機関の協力による研究が望まれる。このような観測事実にもとづく実態に対し、山岳を取り入れた3次元モデルを用いた海陸風の数値シミュレーションが関東地方に適用されたり、山谷風の数値実験が2次元数値モデルを用いて行われており、これらの手法がやがて瀬戸内沿岸についても試みが始められているので、結果が期待



第16図 1,000 m, 山, 呉測候所における風向の時間変化, 実線の矢印: 海風, 斜面上げ風, 点線の矢印: 陸風, 斜面下げ風。

される。現在まで知り得た海陸風についての報告を行ったが、標題の瀬戸内の海陸風を理解いただければ幸である。

文 献

- Angell, J.K. and D.H. Pack, 1961 : Estimation of Vertical Air Motion in Desert Terrain from Tetroon Flights, *Mon. Wea. Rev.*, 89, 273-283.
- Defant F., 1950 : Theorie der Land-und Seewinde, *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, 2 (A), 404-425.
- , 1951 : Local Winds. In *Compendium of Meteorologie*, Boston. Amer., Met., Soc., 655-672.
- Estoque, M.A., 1961 : A Theoretical Investigation of the Sea Breeze, *Q.J.R.M.S.*, 87, 136-146.
- Fisher, E.L., 1960 : An Observational Study of the Sea Breeze, *J. Met.*, 17, 645-660.
- 飯田 務, 1954 : 広島市内の海陸風, *研究時報*, 4, 663.
- 井野英雄・根山芳晴, 1972 : 海陸風の研究, *天気*, 19, 299-310.
- , 1973 a : 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—, *天気*, 20, 69.
- , 1973 b : 広島湾の海陸風について(その1), 一海陸風の循環特性—, *天気*, 20, 547-555.
- 海洋気象学会, 1967 : 瀬戸内海の気象と海象, 海の気象特集号, 13, 1・2 合併号.
- 岸田和博, 1974 : 広島における海陸風循環の経月特性, *天気*, 21, 579-586.
- 国保政行, 根山芳晴, 1975 : 海陸風に対する一般風の効果について, *天気*, 22, 565-567.
- 宮田賢二, 1974 : 瀬戸内海の内陸風に関する研究(1), 広島女子大学家政学部紀要, 7, 71-88.
- 根山芳晴, 1972 : 瀬戸内海における海陸風の地域特性と変遷について, 電力気象連絡会キ報(電力と気象), 20, 107-117.
- , 1973 : 「瀬戸内海の内陸風に関するシンポジウム」報告, *天気*, 23, 63-79.
- , 1974 : 「第2回瀬戸内海の内陸風に関するシンポジウム」報告, *天気*, 21, 333-345.
- , 1974 : 海陸風と山谷風との相互作用について, *天気*, 21, 587-589.
- , 1979 : 愛媛県沿岸の内陸風特性について, *天気*, 26, 155-159.
- 日本海難防止協会, 1965 : 瀬戸内海の気象, 133号.
- 日本気象協会福岡本部, 1972 : 下松市大気汚染環境調査.
- 日本気象学会関西支部, 1975 : 局地気象と大気汚染, 例会講演要旨集, 2号.
- 大阪管区気象台発行, 1972 : 気象技術ノート(瀬戸内海の海況と気象について) 12. 1.
- , 1973 : 瀬戸内海の内陸風, 特別調査報告, 第2号.
- , 1974 : 気象技術ノート(海陸風と大気汚染) 15. 1.
- 佐藤 功 他, 1976 : 都市域(大阪)における海風前線付近の大気の運動, 大気汚染気象予報指針, 4-70.
- 佐橋 謙, 1978 : 岡山周辺の海陸風について, *天気*, 25, 357-363.
- 内田英治, 1973 : 下松市笠戸湾の内陸風循環の特性, *天気*, 20, 68.
- Wagner, A., 1932 : Hangwind-Ausgleichströmung Berg. Und Tal Wind, *Met. Zeit.*, 49, 209-217.