

接地気層での海風前線の観測 I

—海風前線の侵入時刻と前線幅について*—

千葉 修**・石川 明 弘***・広 田 智佳朗****

要 旨

四国の土佐湾に面する高知県中部で、接地気層での海風と海風前線の乱流観測を行った。その結果、海風の侵入時刻が夏季に早く、冬季に遅いという年変化を示し、日の出時刻と非常に良い対応を示すことがわかった。さらに、海風前線の前線幅は、侵入する海風とその対抗流の速さの比に依存することが指摘された。

1. はしがき

海風は海面と陸地面の表面形態と熱的性質の相違によって、沿岸地域で形成される局地風循環の1つである海陸風の一翼を担っている。周囲を海に囲まれている日本では、顕著な海陸風循環の観測される地域は数多く、主に沿岸地域にある工業地帯から放出される大気汚染物質の海風による内陸への輸送、またそれによる光化学スモッグの発生状況を知るためにも、海風と海風前線の構造の研究は汚染物質の長距離輸送現象の解明(例えば、Ueda *et al.*, 1988)とも関連して重要である。

海風が影響を及ぼす主な範囲は日本では内陸 10 km 程度と短い。イギリスでは内陸 100 km、オーストラリアでは内陸 300~600 km と長距離にわたる海風の侵入が報告されている(Simpson *et al.*, 1977)。実際に観測される海風と陸風は、共に重力流でありながら非対称であり(Mitsumoto, *et al.*, 1983)、海風の方が風速は強く、その厚さも大きい。海風が陸上に侵入する先端では、陸上の空気と海風との境界が形成されるため気温、湿度、風速、風向などの気象要素に急激な変化が見ら

れ、寒冷前線と類似した不連続線として海風前線と呼ばれている。この研究では、接地気層の観測から得られた海風の特徴と海風前線の幅について言及する。

2. 観 測

2.1 観測場所

乱流観測は第1図に示されるように、高知県南国市にある高知大学理学部付属大気境界層観測所(Atmospheric Boundary-Layer Observatory, ABO)で行われた。ここは高知市から東南約 12 km の香長平野にあり、南側に土佐湾を臨む海岸線から約 2 km 内陸に位置する。周囲の地形は、東西 6 km、南北 10 km が平坦な平野で、水田地帯を構成している。ABO の東 200 m には物部川が南北に流れており、さらに ABO より南西 700 m には高知空港がある。ABO 付近の年間の卓越風向は北ないしは西寄りである(武市, 1986)が、海風が侵入すると風向は南寄りになる。

2.2 観測方法と観測期間

観測は海風侵入時に着目して ABO にある高度 21 m の気象観測塔(Chiba, 1984)を使用して実施した。塔の4高度(21 m, 11.25 m, 4 m, 2 m)に超音波風速温度計 SAT(海上電機製 DAT-200, DAT-100, RS-211S)のプローブを取り付け、風速の鉛直成分と気温変動量として 21 m 高度のみの風速の水平成分を測定した。SAT で得たこれらのデータは、マイクロコンピュータ(PS-80 TEAC/TANDY 社製)によってサンプリング時間 0.1 秒で A/D 変換し、1 ラン 20 分でカセットテープに

* On the penetration time of the sea breeze front and its width: the sea breeze front observed in the atmospheric surface layer: Part 1

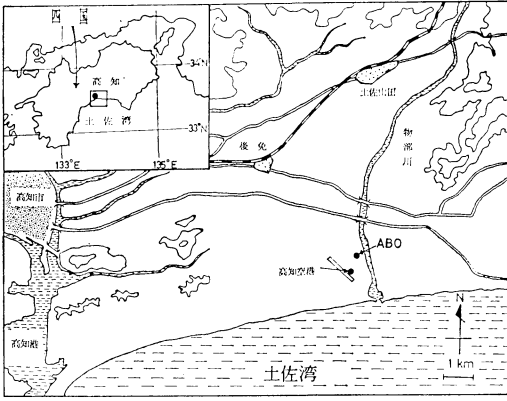
** Osamu Chiba, 高知大学理学部。

*** Akihiro Ishikawa, 日本気象協会北海道本部。

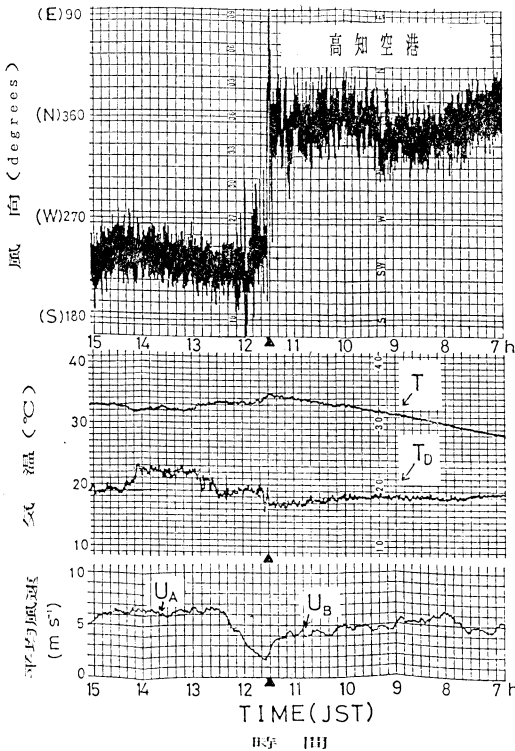
**** Chikao Hirota, (株)アジア航測。

—1989年7月24日受領—

—1990年4月6日受理—



第1図 大気境界層観測所 (ABO) の位置と周囲の地形 (等高線は 100m 毎である)。

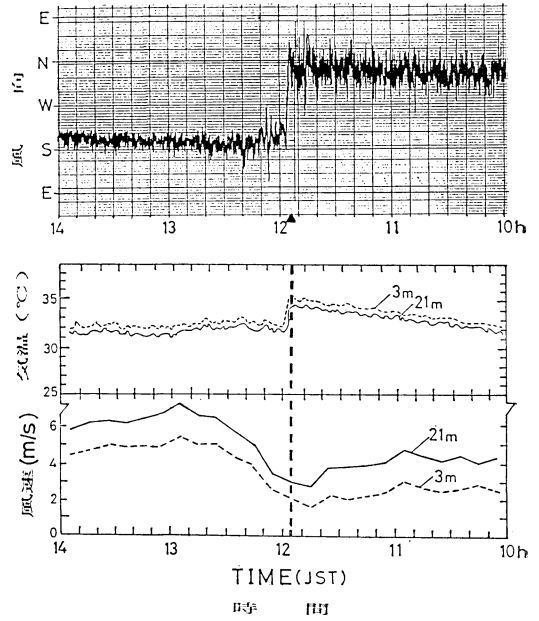


第2図 高知空港で観測された海風侵入時の気象要素 (1986年9月3日の場合)。

収録した。さらに 21 m での風向変化をペンレコーダーでモニターし、海風前線侵入の確認に役立てた。

平均風速と平均気温の高度分布を得るために 4 高度 (21 m, 11.25 m, 5.5 m, 3 m) にカップ風速計 (牧野測

3 Sept. 1986, ABO



第3図 ABO で観測された海風侵入時の気象要素 (1986年9月3日の場合)。

器製 AC750P) と、直射光よけと通風を兼ねた円筒を備えた銅-コンスタンタン熱電対温度計を設置し、1分から10分平均値を利用した。なお、海風観測は1986年7月から12月までと1987年4月から11月までの2期間にわたり、天候が晴天の日を選んで実施した。最終的に約30の典型的な海風前線でのデータを採集することができた。

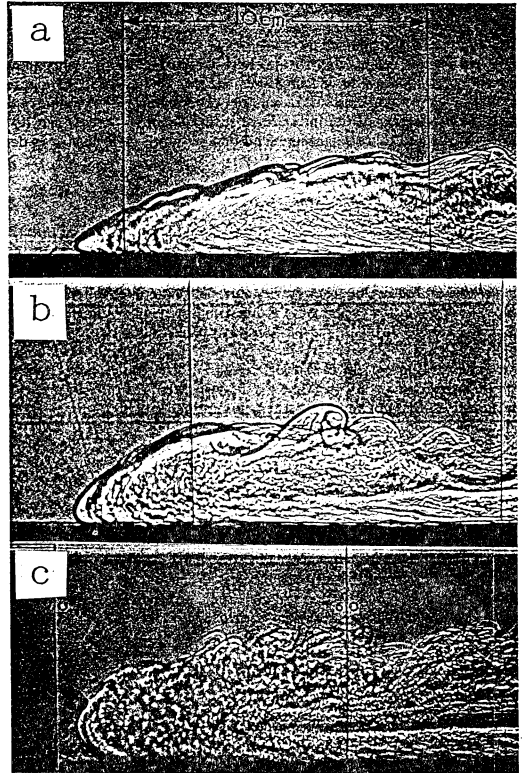
3. 海風侵入時の特徴 (1986年9月3日の場合)

海風の侵入は、それが観測点を通過する際の明瞭な風向の急変や気温の降下、或いは露点温度の上昇によって検知できる。第2図と第3図は1986年9月3日に ABO より南西 700 m (海風の場合、ABO より風上にあたる) にある高知空港と ABO で観測された海風前線の侵入に伴う気象要素の変化を示す。ここで、前線の侵入時刻 (T_F) を風向が北から移り始める時刻とし、そして風向が北寄りから南よりに変化し終わって定常状態になった時刻を海風の侵入時刻 (T_P) として選んだ (江口, 1977)。従って、前線の通過時間 (τ) は $\tau = T_P - T_F$ と表わすことができる。高知空港のデータは自記紙からの読取りなので1分程度の読取り誤差は止む得ないが、おおむね $T_F = 11$ 時 30 分 (▲印) で、 $T_P = 11$ 時 35 分と判断され

る。それ故に $\tau = 5$ 分である。11時30分には、気温 T や露点温度 T_D にも変化が見られる。また平均風速 U は、前線の侵入前 (11時20分~11時30分) に海風とその対抗流との衝突のため減少し、前線通過後 (11時35分頃) には海風が対抗流と入れ替わって卓越するために急速に増加している。このように海風の侵入に伴って風速の急な変化が見られるが、変化前と変化後の風速 U_B 及び U_A は、海岸線や前線面に必ずしも直角方向の成分とは限らないが、各々対抗流、海風の速さとみなせる。そしてそれらは前線の通過時間や進行速度に影響を与えるものと思われる。一方、ABO では11時50分頃から12時にかけて風向が北から南へ急変し、この場合、 $T_F = 11$ 時 55 分 (▲印) である。この時さらに 3 m と 21 m の高度の気温は約 3°C 降下し、平均風速は高知空港の場合と同様に、前線通過中 (11時55分前後) に風速は弱く、海風侵入時 ($T_P = 12$ 時) から急速に増加している。ところで一部の気象学辞典 (吉野ほか, 1985) では、海風前線の特徴の1つとして「風速が急増し」という表現がされている。しかし風速の瞬間値の変化に着目すると、風速が急増するのは前線通過後に海風が流れの場を支配する時であり、現実には我々は前線通過時に極めて風速が弱くなる静穏な状態を観測を通して経験した。

4. 前線幅と (U_B/U_A) との関係

海風に対する対抗流の強さが海風のヘッドの形態に大きな影響を及ぼすことは、Simpson (1987) の重力流の室内実験の結果で示されている (第4図を参照)。すなわち第4図 a で重力流が向い風を受ける場合には対抗流が強い場合に対応し、ヘッドの先端の高さが低くなり鋭い楔の形をとる。一方、第4図 c で重力流が追い風を受ける場合には対抗流が弱い場合に対応し、ヘッドの先端の高さは増し先端は丸みを帯びてくる。このようなヘッドの形状の変化は前線幅にも影響を与えるものと推測される。海風の前面は海風とその対抗流との境界領域 (つまり2つの流れが衝突・混合している部分で、片方の流れのみの性質を示すのではなく、海風側と対抗流側の接合している領域) であり、それはあたかも海風と対抗流のサンドイッチの部分が両者の流速や衝突する角度などに応じてその厚さ (前線幅に相当する) を変えつつ移動していると考えられる (第5図のモデルを参照)。そして海風前線の進行速度が海風の速さと対抗流速に依存することが Goff (1976) によって指摘されていることから、前線幅と流速比 (U_B/U_A) の間に何らかの関係が



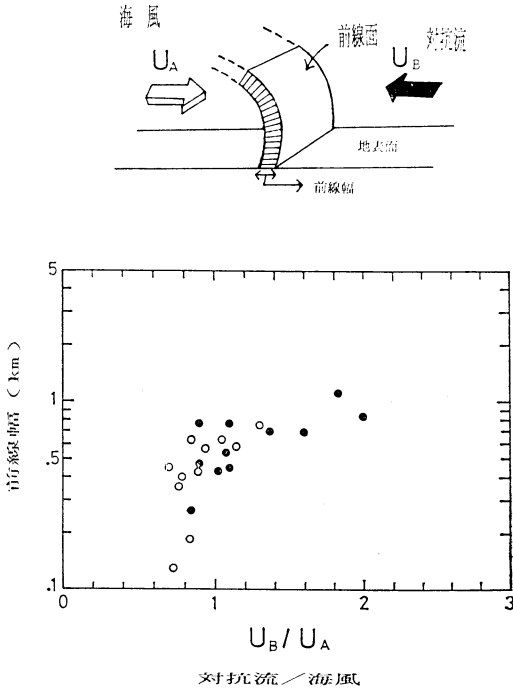
重力流ヘッドの形状変化

第4図 重力流の対抗流による重力流ヘッドの形状変化 (Simpson, 1987 より引用)。

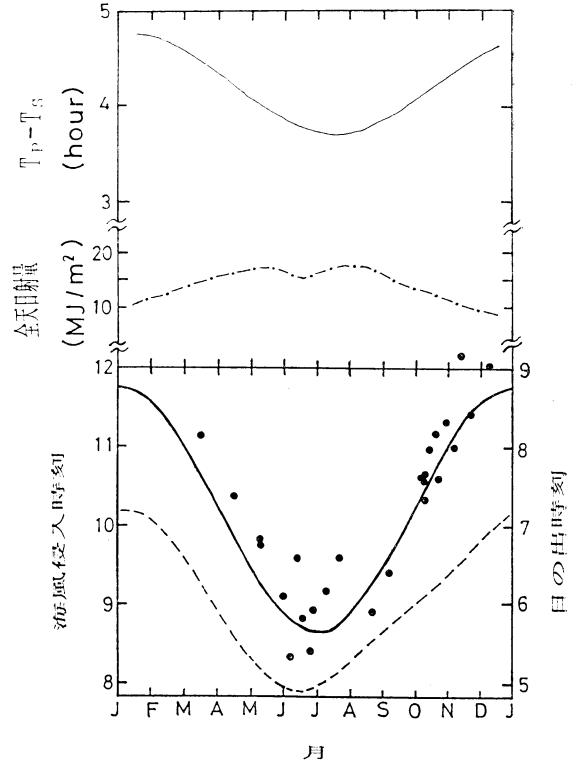
- a. 重力流に向かう流れがある場合
- b. 周囲が静穏な場合
- c. 重力流を追う流れがある場合

あるものと予想される。

前線幅の評価は (1) 前線が高知空港と ABO の2地点間を移動する間に変化すること、(2) 海風の侵入方向と2地点を結ぶ直線とがなす角度を考慮して行った。すなわち、(1) においては高知空港と ABO での前線の侵入時刻 (T_{FK}, T_{FA}) と海風の侵入時刻 (T_{PK}, T_{PA}) を用いて2地点での前線の通過時間 (τ_K, τ_A) を各々 $\tau_K = T_{PK} - T_{FK}$, $\tau_A = T_{PA} - T_{FA}$ と求め、最終的に2地点を代表する前線の通過時間 τ を $\tau = (\tau_K + \tau_A) / 2$ として扱った。(2) においては高知空港が ABO を通る南北線から角度にして西に25度の位置にあることから、海風が侵入する方向を真北からの角度 θ で表した時、海風の実際の走行距離 L は、 $L = d \times \cos(\theta - 205)$ として求められ



第5図 侵入する海風前線モデル [U_A , U_B は各々海風と対抗流の速さを示す] (図の上部) と前線幅と U_B/U_A との関係 (図の下部)。



第6図 海風侵入時刻 T_P 、日の出時刻 T_S 、全日射量および $T_P - T_S$ の年変化 (●印は観測値を示す)。

る。なお d は高知空港と ABO との直線距離で 700 m である。

次に前線の進行速度は、もともと前線の走時曲線から求めるべきであるが、2地点のデータしかないの以下に述べるような平均操作をした。2地点での前線の前部の通過時刻が T_{FK} , T_{FA} に、そして前線の後部の通過時刻が T_{PK} , T_{PA} に相当するとみなして、前部の通過時間 $\tau_L (= T_{FA} - T_{FK})$ と後部の通過時間 $\tau_T (= T_{PA} - T_{PK})$ の平均値で走行距離 L を割算することで求めた。

以上の方法を整理し、高知空港と ABO の2地点のデータから前線幅を

$$\text{◆前線幅} = (\text{前線の進行速度}) \times (\text{前線の通過時間}) \\ = (L / (\tau_L + \tau_T) / 2) \times (\tau_K + \tau_A) / 2$$

として求めた。9月3日の場合、 $\tau_K = 5$ 分 (=11:35-11:30), $\tau_A = 5$ 分 (=12:00-11:55), $\tau_L = 25$ 分 (=11:55-11:30), $\tau_T = 25$ 分 (=12:00-11:35) であり、 $L = 700 \times \cos(225 - 205) = 658$ m となる。従って、前線幅は信頼できる精度を考慮すれば 130m である。一方、流速比 (U_B/U_A) は 0.73 ($U_B = 4.5$ m/s, $U_A = 6.2$ m/s) で

あった。第5図には前線幅の計算結果が、夏季(4月~9月)の結果(○印)と冬季(10, 11, 12月)の結果(●印)に分けて示された。この図は対抗流が海風に比べ強まり、 U_B/U_A が増加するに伴い前線幅が広がる傾向を示している。また夏季には海風が卓越し、対抗流も弱い(つまり、 $U_A > U_B$) ために前線幅は狭く、一方冬季には北寄りの季節風が強くなる(つまり、 $U_B > U_A$) ため広がっている。前線幅は 130m から 1,120m まで分布し、平均して $560\text{m} \pm 230\text{m}$ (標準偏差) であった。そして前線の進行速度 V_F は、今期間を平均して $1.2\text{m/s} \pm 0.5\text{m/s}$ (標準偏差) であった。参考のために述べると、江口(1977)は大阪湾での海風前線の速度を $V_F = 1.8\text{m/s}$ 、中田(1985)は松山空港での観測から $V_F = 0.92\text{m/s}$ 、そして柳沢ほか(1976)は茨城県の館野で $V_F = 2.2\text{m/s}$ を得ており、今回得られた結果もこれらと矛盾する値ではない。

5. 海風の侵入時刻 (T_P) の年変化

ABO での 21 m 高度の SAT の風向記録の中から解析した結果、海風前線を背後から後援する海風の侵入時刻 T_P は海風の対抗流の強さに依存し、対抗流が約 3.5 m/s を越えると正午近くまで遅くなるが、3.5 m/s 以下の場合には第 6 図の下部に示されるような年変化を示した。つまり、T_P の観測値は夏季の 8 時頃から冬季の 12 時頃まで幅広く分布している。しかし 3.5 m/s という値は観測高度や観測場所によっても変化するものと予測され、海風侵入に際し閾値として意義があるのかどうか不明である。図の太い実線は 1 年周期を考慮して月平均値をもとに周期解析から求めた T_P の実験式で、

$$T_P = 1012(\text{JST}) + 94(\text{min}) \cos[2\pi(D-1)/365] \pm 28(\text{min}) \dots\dots(1)$$

であり、D は新年 (1 月 1 日) からの日数である。なお日の出時刻 T_S は破線で示される。明らかに T_P と T_S は非常によい対応を示している。この傾向は瀬戸内西部での観測結果(宮田, 1988)からも指摘されている。また海風侵入時刻 T_P と日の出時刻 T_S との差 (T_P-T_S) と平均全天日射量との関係が第 6 図の上部の細い実線と一点破線で示される。なお全天日射量は 1951 年から 1980 年までの月別平均値(気象庁, 1982)を用いた。日射量の増大する夏季には T_P-T_S は減少するが、冬季には逆になる。このように海風発生と海風の維持促進の源が、太陽放射による海陸間の温度差 (あるいは密度差) であることを考慮すると、このような日の出から海風侵入までに要する時間と日射量との間の密接な関係は充分に理解されるところである。結果的に、この場所での海風の侵入は日の出時刻より平均してほぼ 4 時間後に期待される。

海風の侵入に関しては地域的な特性のみならず、さらに地形の影響を余り受けることのない、よりスケールの大きなその地域を代表する一般風 (例として 850 mb, 高度 1,500 m 付近の風) の影響も考えられる。Helmis *et al.*, (1987) は海風上端を吹く地衡風の影響をあげている。また、Yoshikado (1981) は地表付近の一般風が陸風の上に重ねられ、海風前線の収束に影響を及ぼしていることを示唆した。そこで 1 つの試みとして、ABO 付近の 3 点潮岬 (N33°27', E135°46'), 福岡 (N33°35', E130°23'), 米子 (N35°26', E133°21') での 850 mb 高層天気図から、ABO で観測を実施した当日の地衡風の南北成分の原因となる等圧面傾度の東西成分を求め、それが海風前線の通過時間に影響するのかどうか調べた

が、その関係は極めて小さかった。いずれにしても、今後、海風の上端を吹く上層流の大・中規模スケールの現象が接地気層の小スケールの現象とどのように関係し、海陸風のような局地風循環を構成しているかを研究していく必要がある。

謝 辞

高知地方気象台の武市智氏には、第 2 図の高知空港のデータの提供をいただいた。御好意に感謝致します。

文 献

Chiba, O., 1984: Height dependence of the scale of turbulence and higher-order moments of the vertical wind velocity in the neutral atmospheric surface layer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 312-322.
 江口恒夫, 1977: 大阪市の海陸風について, *天気*, 24, 739-746.
 Goff, R.C., 1976: Thunderstorm-overflow kinematics and dynamics, NOAA Tech. Memo ERL NSSL-75, 63 pp.
 Helmis, C.G., D.N. Asimakopoulos, D.G. Deligiorgi and D.P. Lalas, 1987: Observation of sea-breeze fronts near the shore-lines, *Boundary-layer Met.*, 38, 395-410.
 気象庁, 1982: 日本気候表その 2 地点別月平均値 (1951-1980), 302pp.
 Mitsumoto, S., H. Ueda and H. Ozoe, 1983: A laboratory experiment on the dynamics of the land and sea breeze, *J. Atmos. Sci.*, 40, 1228-1240.
 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: In land penetration of sea breeze fronts, *Quart. J.R. Met. Soc.*, 103, 47-76.
 ———, 1987: Gravity currents, Ellis Horwood Limited, 244 pp.
 武市 智, 1986: 高知空港の風の特性と量的予想, *航空気象ノート*, 32, 1-22.
 Ueda, H., S. Mitsumoto and H. Kurita, 1988: Flow mechanism for the long-range transport of air pollutants by the sea breeze causing inland nighttime high oxidants, *J. appl. Meteor.*, 27, 182-187.
 柳沢善次, 大塚 伸, 神林慶子, 1976: レーダと係留気球による海風前線の観測, *天気*, 23, 43-48.
 Yoshikado, H., 1981: Statistical analyses of the sea breeze pattern in relation to general weather conditions, *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 98-107.
 吉野正敏, 浅井富雄, 河村 武, 設楽 寛, 新田 尚, 前島郁雄, 1985: 気候学・気象学辞典, 二宮書店, 742 pp.