

# 福岡平野・筑紫平野における夏季晴天時地上風の 統計的解析による局地気象の研究

## Statistical analysis of surface wind in local meteorology of the Fukuoka and Chikushi Plains

上 野 悠 大 ※

棟 上 俊 二

Yudai UENO

Shunji TOJO

名古屋大学 環境学研究科

福岡教育大学 地学教室

### ABSTRACT

Surface wind data in fair summer day are statistically analyzed for the purpose to characterize local meteorology in the Fukuoka—Chikushi plane area. Topology of the studied area is similar in environment to the Kanto plane or the Nobi plane, like as faced to two different waters. Available data sources, e.g. the JMAs AmeDAS and the NIESs AEROS are extracted and used for analysis. 165 fair days are selected from 620 days in summer season on the basis of sunshine hours (more than 6 hours/day). The weather charts are also verified to reject the synoptic scale turbulence, and 108 days are selected as a result. The gridded wind profiles are calculated with objective analysis, and also studied the intensity of divergence to estimate the rising air flow. The contour diagram of these divergences show that the Sefuri—mountains and Chikusino—Dazaifu area are obviously strong. This is concordant to high value of SPM amount in Dazaifu area on the analyzed days. This is apparently caused by strengthened thermal by the interaction of two system of sea wind from the Hakata Bay and the Ariake Sea. It is possibly predicted the cloud formation by existence of the thermal, enough amount of SPM as condensation nuclei, and humidity in these sea wind.

### 1. はじめに

雲は空気塊の上昇による気温降下により、空気中の微粒子を凝結核として水蒸気が凝結する事によりできる。つまり、雲の形成には上昇流・水蒸気・凝結核（微粒子）の3つが同時に存在する必要がある。空気が上昇する要因としては主に地形効果、熱的效果、総観規模の上昇気流の3つがある。地形効果は地上風の山岳などに沿った上昇であり、熱的效果は熱対流による上昇（20～200km 規模の水平スケール）、また台風や低気圧、前線など（200～2000km 程度の水平スケール）が総観規模の上昇流である。

---

※ 平成19年3月 福岡教育大学環境情報教育課程卒業  
(本稿は当該卒業研究の成果である)

その中で熱的効果による上昇流は、日中海から陸へと吹く海風（図1）と呼ばれる局地循環を発生させる要因となる。そして近年、この海風循環と都市の発達に起因する熱的効果の相互作用といえる大気現象が明らかになってきている。例えば甲斐ほか（1995）や糸賀ほか（1998）の研究にある南関東の環状八号線上に発生する積雲列（いわゆる環八雲）や、常松・甲斐（2003）による、夏季晴天日の名古屋周辺域における、海風収束による積雲の形成等がある。このような局地的な大気現象は特徴的な地形や風系の影響を受けやすいため、各地での比較検討を行うことにより類似点や相違点を見出すことが望まれるている。しかしこれらの現象が東京や名古屋といった巨大都市特有のものか、中小規模の市街地でも起るものかを検証する為の、地方都市における同様の研究はまだ不足しているのが現状である。

そこで本研究では、福岡県の福岡平野および一部佐賀県にもまたがる筑紫平野及びその周辺域における夏季の晴天日を対象として特に海風の発散収束に注目し、地上風の統計解析を行うことにより収束雲が形成される可能性を検討する。

福岡は東京や名古屋と比べると都市の規模としては劣るものの、福岡市だけでも人口約134万人を抱え、周辺の市（前原市、大野城市、春日市、太宰府市、筑紫野市、小郡市、朝倉市、久留米市、大牟田市）を合わせると約226万人にのぼる九州最大の都市圏である。また気象庁（2005）は、ヒートアイランド現象による大都市の平均気温上昇として、福岡では過去100年間の年平均気温上昇量を $+2.6^{\circ}\text{C}$ と見積もっている。これは東京（ $+3.0^{\circ}\text{C}$ ）、名古屋（ $+2.7^{\circ}\text{C}$ ）に次ぐ値である。また日最低気温の上昇量については福岡で $+4.1^{\circ}\text{C}/100$ 年（年平均）と、東京（ $+3.9^{\circ}\text{C}/100$ 年）以上の値が算出されており、福岡におけるヒートアイランド現象の進行を示している。さらに地形的には、2つの海域に隣接した平野部の都市圏であるという東京・名古屋との類似点と、平野部の中に山地も存在しているという相違点が認められる。

本研究では特に地上風（海風）の風向特性と発散収束に注目し、さらにSPM濃度との関連性から収束雲発生の可能性を探った。

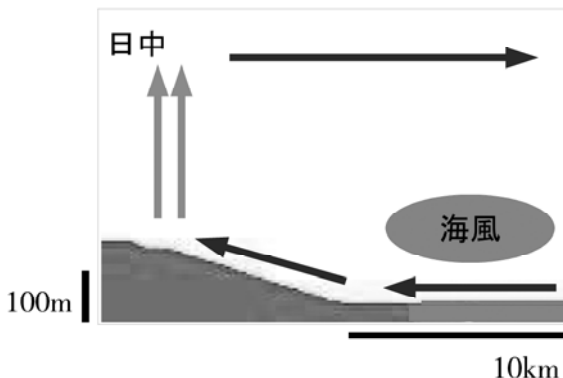


図1．海風の概念図

日射加熱により陸面付近の大気は暖められ、上昇する。これを補う形で、海面上の大気が陸域に流れ込む。また上空には陸から海へ流れる反流が存在する。

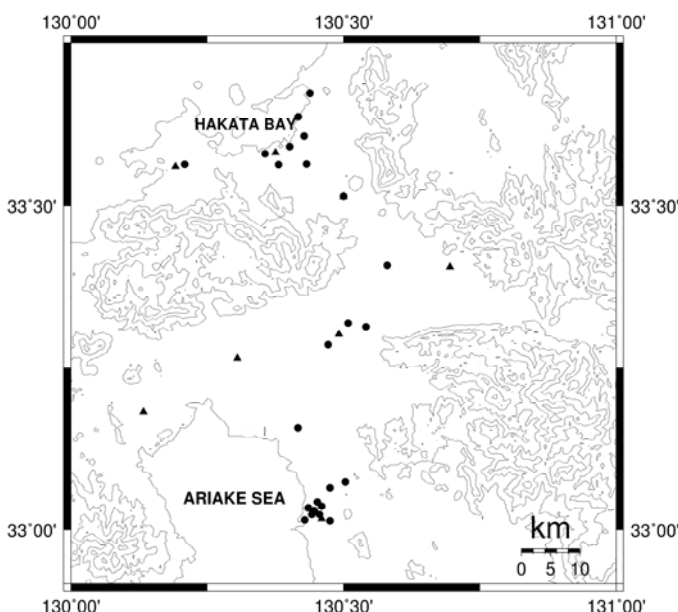


図2．解析対象地域

▲はアメダス観測点，●は大気汚染常時監視測定局を示す。等高線の間隔は200m。

## 2. 解析方法

主な解析対象地域を図2に示す。この図は国土地理院数値地図 50m メッシュ（標高）の標高データと Wessel and Smith (1998) の地図データ凡用描画プログラム (G.M.T.) を、sh スクリプトと連携させ PC-UNIX (FreeBSD-4.11) 環境上で動作させ作成したものである（以降の天気図を除く全ての図は同様のプログラム・シェルスクリプトを用い作成した）。解析対象地域は福岡平野・筑紫平野および両平野を結ぶ地域である。図中の▲はアメダス観測点、●は大気汚染測定局を示している。福岡平野の北は玄海灘から博多湾に、西には糸島半島を挟んで唐津湾に面しており、筑紫平野の南西側は有明海に面している。そして両平野を遮るように標高 1000m 級の脊振山地が東西に延び、その東方には三郡山地と耳納山地が分布している。

解析に使用した資料は、対象地域内に設置された気象庁管轄のアメダス観測点（計 8 地点）の日照時間値および風向風速値と、福岡市、久留米市、大牟田市、福岡県、環境省が管轄する大気汚染常時監視測定局（計 24 地点）の風向風速値および SPM (Suspended Particulate Matter: 浮遊粒子状物質) 濃度値である。SPM は直径  $10\mu\text{m}$  以下の微粒子で、自然起源のものには土壌粒子・海塩粒子・火山性噴煙等があり、人為起源のものには道路粉じん（タイヤダスト）・工場ばい煙・自動車排出ガス等がある。これは人体への影響や、日射量の減少や霧日数の増加など、大気現象への影響も懸念されている（河村, 1972）ため、環境基準が設けられている。採取方法は  $\beta$  線吸収法で、粒子を捕集する前と捕集後のろ紙に  $\beta$  線を透過し、 $\beta$  線の吸収量の差から粒子の質量 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) を求める。また気象庁発表の地上天気図を総観規模の擾乱の排除に、高知大学・東京大学・気象庁提供の静止気象衛星ひまわり 5 号の可視画像を雲分布の確認に使用した。

常松・甲斐 (2003) の手順を参考に夏季晴天日を抽出する作業を行った。本研究での解析対象期間は 1995 年から 2004 年までの 7 月および 8 月とした（計 620 日）。この 620 日のうち、対象地域内に設置されたアメダス観測点（前原、福岡、太宰府、朝倉、久留米、黒木、大牟田、佐賀、白石）の全てにおいて、日照時間が 6 時間以上であった日（気象庁電子閲覧室より）を晴天日として抽出し、その結果 165 日が抽出された。

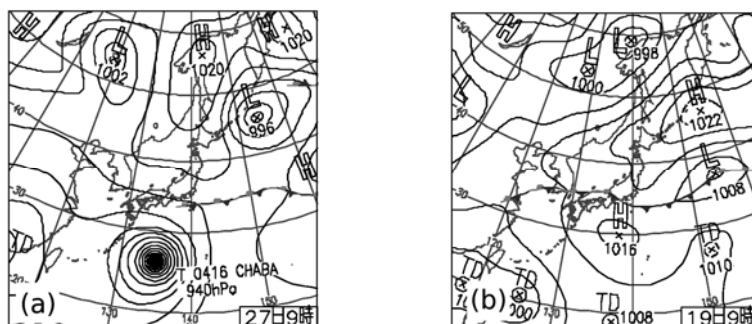


図 3. 除外した天気図例

(a) 2004 年 8 月 27 日。九州の南海上に台風が接近し、福岡にも影響を及ぼしていると考えられる。

(b) 2003 年 8 月 19 日。九州の北部に停滞前線が接近しており、福岡にも影響を及ぼしていると考えられる。

次に晴天日として抽出された 165 日について、地上天気図を用いて総観規模の擾乱を排除する作業を行った。晴天日 165 日のうち、九州沿岸に台風や熱帯低気圧および前線が確認される日を除外した結果、108 日が抽出された（除外した地上天気図の例を図 3 に示す）。本研究ではこの 108 日を夏季の晴天日として解析を行った。また解析の時間帯としては 1 日のうちで気温も高く、海風が活発化するとされる、14 時と 15 時とした。典型的な夏季晴天日（2002 年 8 月 1 日）における解析対象地域のアメダス観測点の平均気温変化と地上天気図をそれぞれ図 4 及び図 5 に示す。

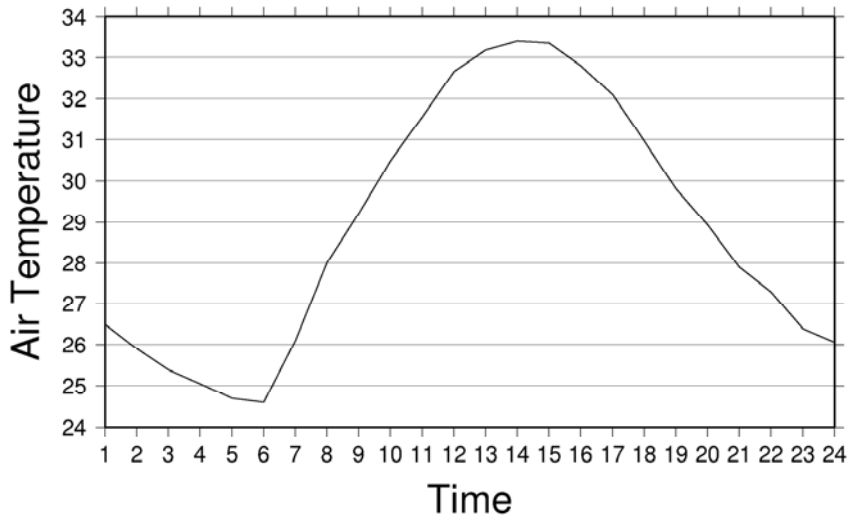


図4．典型的夏日の一日の気温変化

2002年8月1日。解析対象地域内のアメダス8地点の平均気温変化。6時から14時まで上昇を続け、15時から下降している。

解析事項は、地上風の風向風速および発散収束と大気中のSPM濃度である。発散収束の計算については、アメダスと大気汚染常時監視測定局のデータを合わせても観測点分布のばらつきが問題となるため、中井(1982)を参考に0.0625度(3'45")間隔の格子点を設置し、客観解析を行う事により各格子点に平均風向風速を内挿した。一般に客観解析の手法には関数あてはめ法、修正法、最適内挿法がある(二宮, 2004)中で、中井(1982)に準じて観測点からの距離の関数である重み係数を用いて計算する修正法を用いた。格子点間隔については、解析地域の規模から妥当であると考えた。距離に換算すると、東西方向は約5.82km間隔で、南北方向は約6.93km間隔となる。まず観測された風を東西成分(u)と南北成分(v)に分解し、それぞれ次式で各格子点に内挿する。

$$U_{\text{grid}} = \frac{\sum_k (W_k U_k)}{\sum_k W_k} \quad \dots \dots (1a)$$

$$V_{\text{grid}} = \frac{\sum_k (W_k V_k)}{\sum_k W_k} \quad \dots \dots (1b)$$

kは各格子点から半径20km以内の観測点を表す。重み係数  $W_k$  は観測点 k と格子点との距離を  $R_k$  とおくと

$$W_k = \frac{1}{R_k^2} \quad \dots \dots (2)$$

で求められ、各格子点に近い観測所の値ほど強く重み係数は大きくなる。こうして求めた各格子点の u, v を用いて次の差分式によって全ての格子点について発散収束を求める。が正ならば発散、負ならば収束である。

$$Q_{(i,j)} = \frac{(u_{(i+1,j)} + u_{(i-1,j)})}{2\Delta D_u} + \frac{(v_{(i,j+1)} + v_{(i,j-1)})}{2\Delta D_v}$$

ここで  $\Delta D_u \cdot \Delta D_v$  はそれぞれ東西・南北方向の格子点間隔で、i と j は東西・南北の格子点番号である。なお発散収束は面積の増減であるため2地点の風の u, v 成分それぞれの差から求めている。

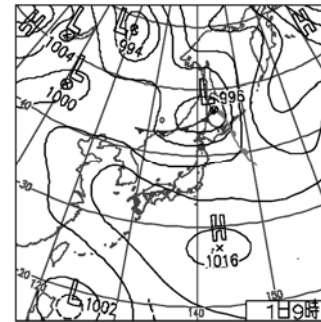


図5．典型的夏日の天気図  
2002年8月1日。九州全域が太平洋高気圧に覆われて真夏日となっている。

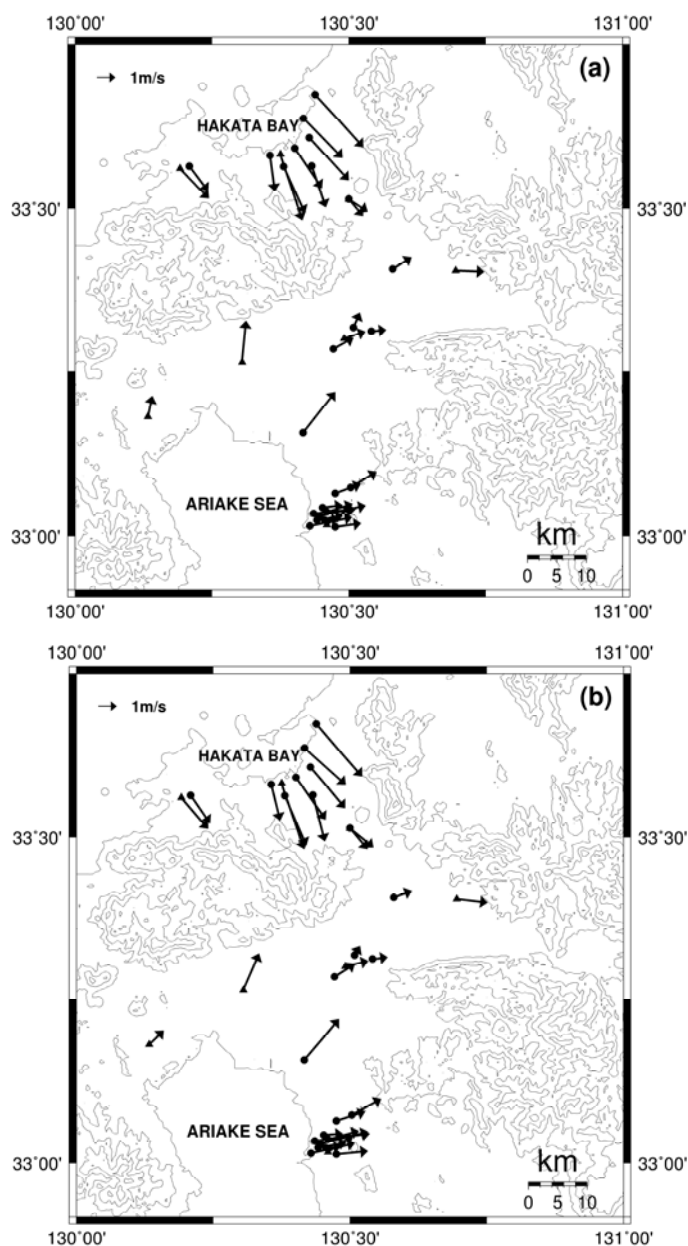


図6．夏季晴天日の平均風向風速図

各観測所における夏季晴天日14時(a)及び15時(b)の風向風速を平均し、矢印で示している。矢印の長さが風速に対応している。

### 3. 解析結果

夏季の晴天日108日の14時と15時の各観測点ごとの風向風速平均を図6に示す。14時、15時ともに、博多湾岸と有明海沿岸では風速3～4 m/s 前後と、強く海風が吹いており、内陸に向かってに連れ風速が弱まっていることがわかる。また主に博多湾から吹く海風(NW～NNW)と有明海から吹く海風(SSW～WSW)の2つの風系が存在している。さらに内陸部の小都市付近では、風向が西方へと変わっていることがわかる。また14時に比べ15時ではほとんどの観測点の風向風速は変わらないが、アメダスの佐賀、白石観測点の風向はやや西よりに少しだけ向きを変えている。

さらに客観解析により、観測された風を0.0625度間隔の格子点に内挿した結果を図7に示す。なお解析を行った範囲は原則的に観測点網の内側33°11'15" N～33°41'15" N, 130°11'15" E～130°41'15" Eとした(一部欠損あり)。客観解析の結果、地上風の流れが明瞭となった。2方向からの海風が内陸部へと向かうに従い、風速を弱めながら進みつつも、風向に関してはこれらの海風に違いがあるように思われる。有明海からの海

風は内陸部へ進むにつれて風向を西向きへと変えている。一方博多湾からの海風は太宰府付近までは風向の変化は小さく、太宰府から小郡にかけて急に風向が西偏している。この両海風の風向変化の差異は 14 時、15 時のどちらにも共通している。

客観解析の結果得られた、各格子点における風向風速平均から、発散収束を求めた結果を図 8 に示す。図中にある値の単位は  $10^{-5} \text{S}^{-1}$  で  $4 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$  毎に等値線を引き、さらに  $-8 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$  以上の強さの収束がある（値は  $-8 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$  以下となる）地域に色を付けている。14 時、15 時ともに全体的に収束域の分布が目立つが、特に脊振山地に沿って  $-12 \times 10^{-5} \text{S}^{-1} \sim -28 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$  の極めて強い収束帯が存在している。また脊振山地の収束帯は、平野部の太宰府市や筑紫野市にかけての範囲までものび、この収束域はさらに東～北東の三郡山地にもかかっている。このような部分には共通して、14 時、15 時ともに  $-8 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$  以上の比較的強い収束域が見い出される。また小郡から甘木にかけては弱い発散域があり、14 時から 15 時にかけて発散の値が大きくなっている。さらに 14 時に存在していた南西側（アメダス観測点・佐賀付近）の発散域は 15 時には弱い収束域に変わっている。

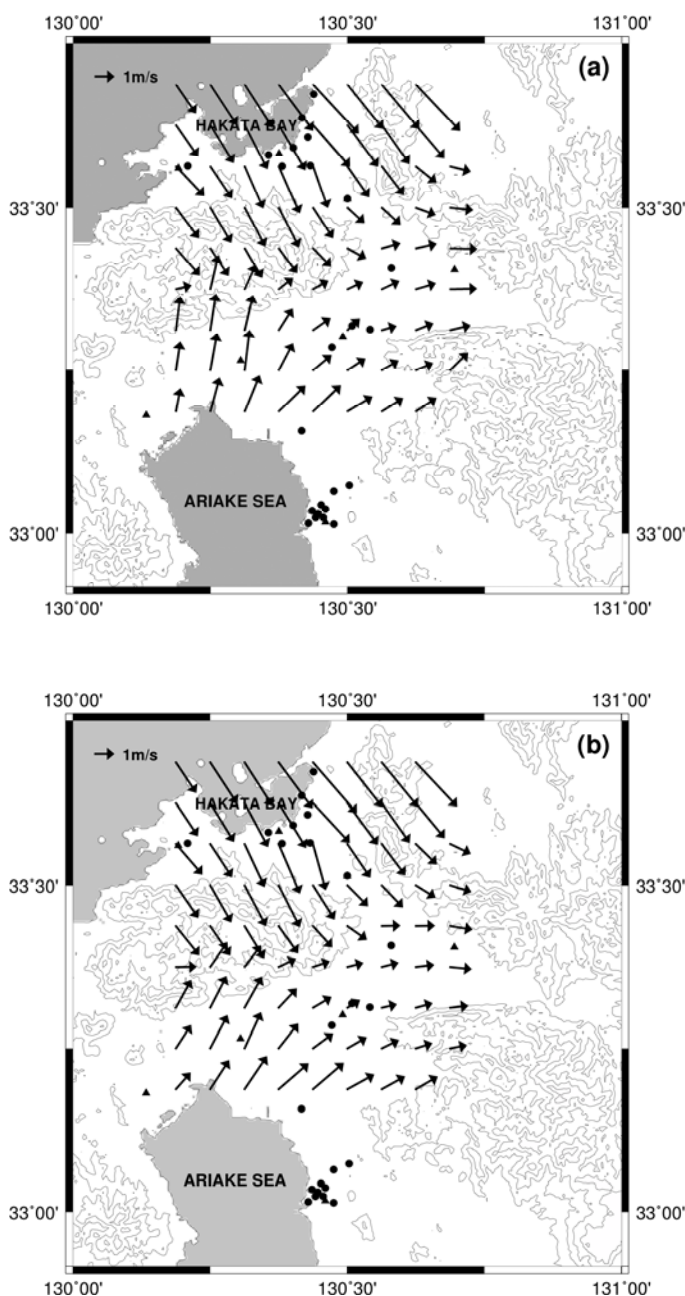


図 7. 客観解析された夏季晴天日の平均風向風速

夏季晴天日 14 時 (a) 及び 15 時 (b) の平均風向風速をもとに、0.0625 度ずつの格子点に客観解析修正法により内挿した結果。

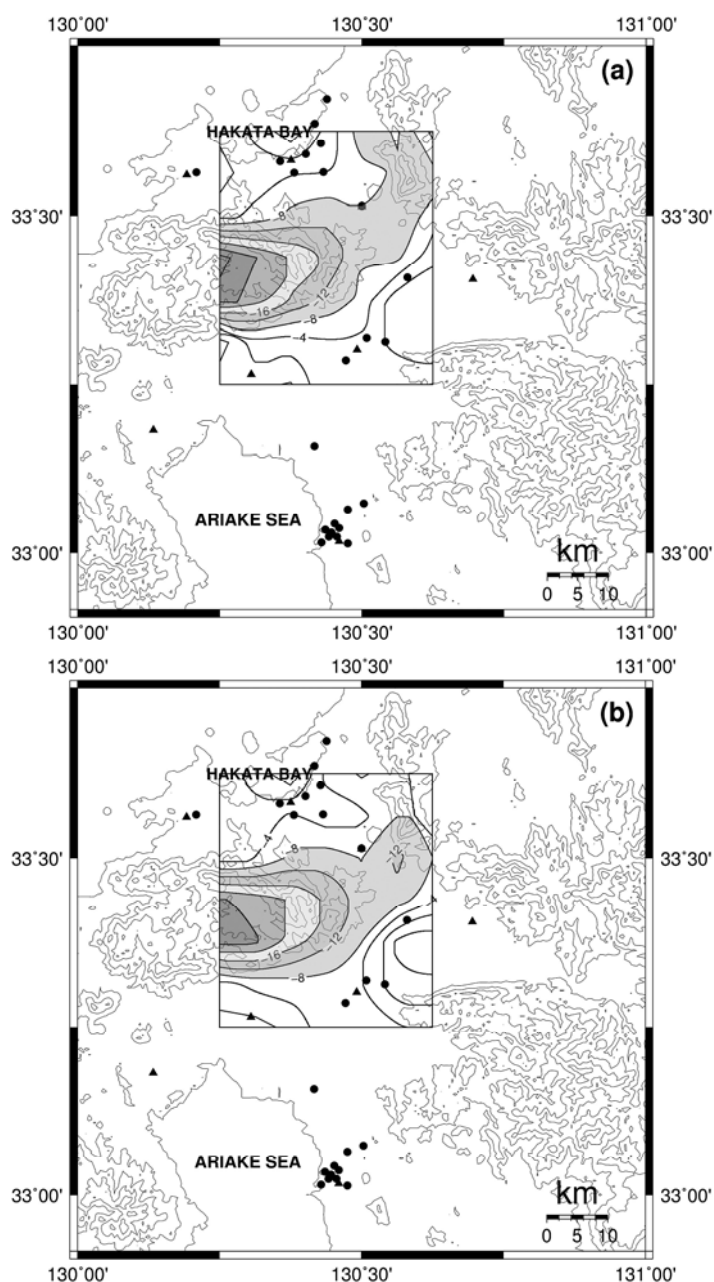


図8．夏季晴天日の発散収束

(a) は 14 時，(b) は 15 時の図である。  
等値線の単位は  $10^{-5} \text{S}^{-1}$ 。等値線間隔は 4。正が発散，負が収束。  
－  $8 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$  以下の収束の強い範囲に色を付けている。

大気汚染常時測定局 12 地点（香椎，東，吉塚，福岡市役所，祖原，長尾，南，糸島，太宰府，久留米，久留米野中，安武小学校）における夏季晴天日 108 日の平均 SPM 濃度を図 9 に示す。この SPM 高濃の分布状況と地上風の収束域がちょうど対応する結果となった。

福岡管区気象台（福岡市中央区大濠）における夏季晴天日 15 時の平均気温（ $31.6^{\circ}\text{C}$ ）と平均相対湿度（58.5%）から単位体積当りの水蒸気量を算出した結果，約  $19.3 \text{ g/m}^3$  となった。一方，理科年表（国立天文台，2006）による福岡の気温の平年値（ $16.6^{\circ}\text{C}$ ）と相対湿度の平年値（69.0%）から算出した結果は約  $9.66 \text{ g/m}^3$  となり，福岡の夏季晴天日午後には，水蒸気が豊富に存在している結果となった。また理科年表の平年値とは，1971～2000 年の平均値であり，10 年毎に更新される。

気象衛星ひまわりの可視画像を用いて，本研究で解析した地域の夏季晴天日 15 時の雲分布を調べた。ただし高知大学気象情報頁に保存されている 1998 年から 2004 年の間の夏季晴天日である。ひまわりの可視画像では，基本的に厚い雲（積乱雲）ほど白く表現され，厚みが減るにつれて（雄大積雲，積雲）淡灰，灰色で表現される（新田・立平，2004）。確認の結果夏季晴天日 68 日中 56 日に雲分布が確認できた。このうち福岡

平野から太宰府周辺域に積雲と思われる雲が確認できた日が 40 日程度あった。

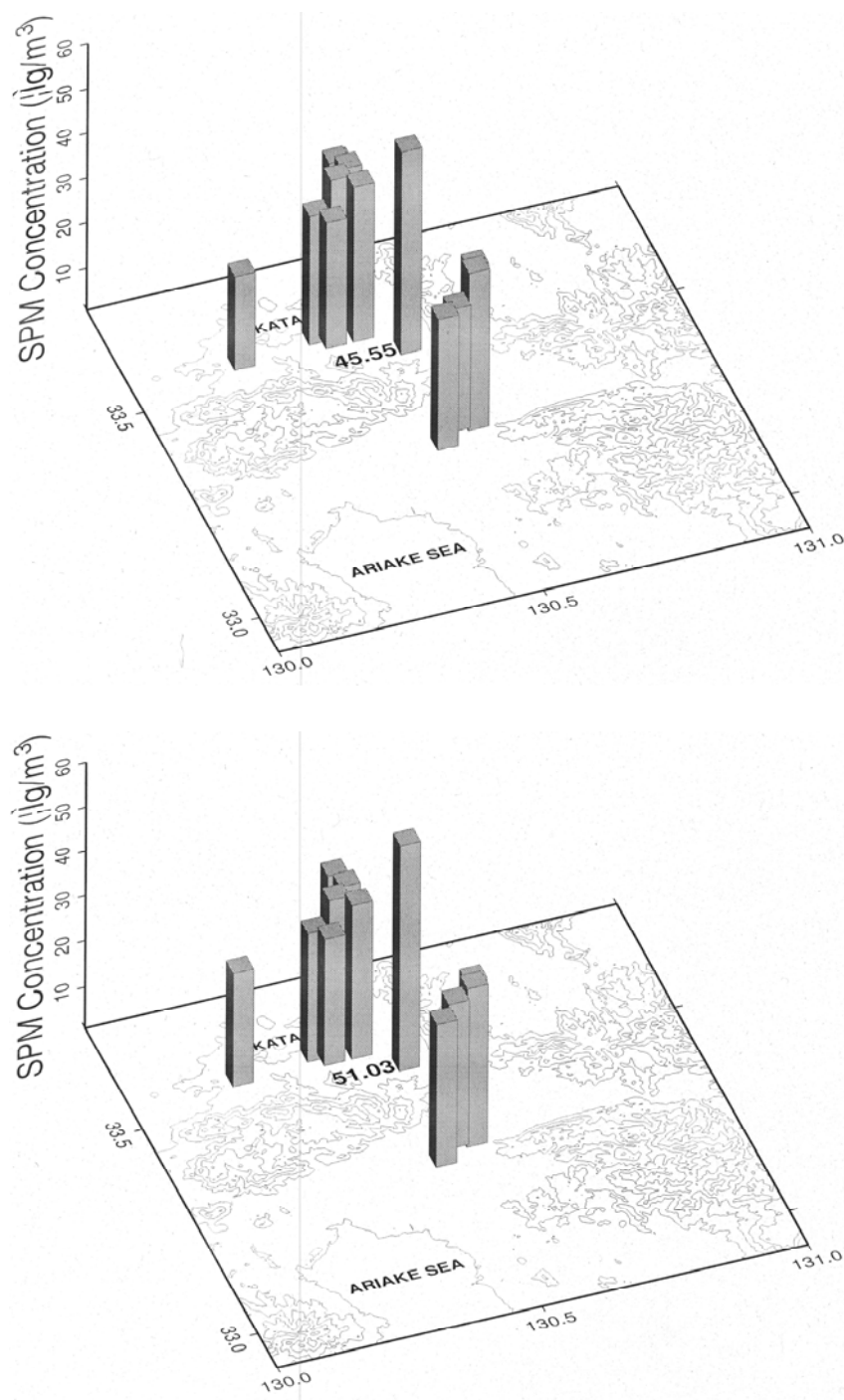


図 9. 夏季晴天日の平均 SPM 濃度

大気汚染常時監視測定局 12 地点における夏季晴天日 14 時 (a) 及び 15 時 (b) の SPM 濃度を平均した結果。



#### 4. 考 察

福岡周辺域における夏季晴天日 14 時, 15 時の地上風の統計的解析を行ったところ, 博多湾と有明海からの 2 つの風系の存在とその風向特性が明らかになった。また両海風は, 脊振山地および太宰府から小郡にかけての平野部周辺で収束していることがわかった。脊振山地周辺に見られる強い収束帯については, 直感的には理に適った結果に見え, また実際にそのようなものであると強く期待されている。しかし本研究における客観解析並びに発散収束解析では地形の影響は考慮されておらず, ある意味偶然の一致と捉えざるを得ない。しかし各観測地点 (その多くは平野部に分布) における風向風速が, 既に脊振山地の影響を受けた結果を見ている可能性も考えられ, その場合, 結果的には地形効果の影響も繰り込まれた強い収束帯の分布が明らかになったものとする事もできる。それ以外の地域で見られる弱い収束帯については, 海風は内陸部に侵入するに従って陸面や山地との摩擦により風速を弱めるため, 後に続く比較的摩擦の影響を受けていない海風と風上側で衝突するためであると考えられる。ただし糸島半島の付近の収束域については玄海灘, 唐津湾の影響が強いと思われる。また 14 時には存在していた佐賀 (アメダス観測点) 周辺の発散域が 15 時には収束域に変わっていることについては, 次のように考えられる。14 時においては, 有明海沿岸で海風が卓越し, 海岸線に沿って放射状に近い形で風が吹き出しているため発散となっている。ところが 15 時になると有明海沿岸の風向が西よりに変化したため収束域となっている。この風向変化の原因として一般風の影響が考えられる。一般風とは台風, 前線, 局地循環など (メソスケール) の現象に伴う風を除いたより大きなスケールの場の風であり (小倉, 1984), 海風のような局地風は一般風の影響を受けやすく, 逆に言えば一般風の弱い時に局地風は卓越する事となる。夏季晴天日の 15 時には有明海からの海風は衰退を始めていると考えれば, 14 時に比べ 15 時の風向が西よりに変化したことも理解できる。一般風の影響は客観解析を行った平均風向風速 (図 7) の変化からも読み取れる。有明海から吹き込んだ海風は広大な筑紫平野を進むにつれて先に述べた理由により風速を弱め, 一般風の影響を受けやすい状態にあることと, 博多湾からの海風が壁となり, 結果として内陸部へ侵入するに従い風向が西方へと変化しているのではないかと考えられる。一方博多湾からの海風は風速も強く, 福岡平野の規模も比較的小さいことから一般風の影響を受けにくく, そのまま太宰府・筑紫野周辺の西風と衝突して強い収束域を形成していると考えられる。南関東に発生する環八雲の統計解析 (糸賀ほか, 1998) によれば, 収束の最大値 (= 発散の最低値) は  $-8.1 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$  であり, 太宰府周辺域の値と同程度であり同様な雲の発生が予想される。ただしこの地域は先述のように脊振山地の近傍にあるため地形効果の影響も大きいと考えられる。つまり海風収束と地形効果との相乗効果の結果, 上昇流が生じ, 積雲が形成されると思われる。

さらに平均 SPM 濃度値の分布状況にも海風の影響が考えられる。太宰府周辺域において比較的強い収束域が存在することと, 14 時から 15 時にかけて太宰府測定局の SPM 濃度が上昇していることから, 玄海灘・博多湾からの海塩粒子およびその他の微粒子等が海風によって太宰府周辺まで運ばれて来るという構図が考えられる。全球シュミレーションによる日本付近における地表付近での海塩粒子の質量濃度の年平均分布は  $20 \sim 30 \mu\text{g}/\text{m}^3$  前後とされており (竹村, 2003), SPM の中でもかなりの割合を占めている。また濱村・大久保 (2002) によれば, 近年 (1995~2000 年) の大牟田における SPM 年平均値は  $35 \mu\text{g}/\text{m}^3$  前後であり, 福岡においては  $30 \sim 35 \mu\text{g}/\text{m}^3$  程度であることから夏季晴天日午後の太宰府測定局の値が相対的に高いことがわかる。この理由として, 太宰府付近は国道 3 号線や九州自動車道といった九州の交通の要所であり, 自動車からの排気ガスの影響もあると考えられる。なお同測定局夏季晴天日 15 時の平均 SPM 濃度は, 常松・甲斐 (2003) による名古屋周辺域での収束雲形成についての統計解析の最大値に匹敵する値である。塚本 (1990) は, ヒートアイランドによる雲の発生メカニズムを, 都市域で高温になり, 水分と雲の凝結核となる SPM を多く含む空気が, 海風によって流され他の風系の風とぶつかって, 風の収束帯ができると説明しており, これに類似した状況が太宰府周辺域でも起っていると考えられる。さらに小郡測定局まで来ると平均 SPM 濃度は約  $28 \mu\text{g}/\text{m}^3$  まで低下しており, 強い収束に伴う上昇流によって上空へと運ばれていることも考えられる。

単位体積あたりの水蒸気量に関しては, 夏季晴天日の 15 時は平年値に比べ 2 倍程度の値となった。これは海風の流入による海面上からの移送が大きく影響していると考えられる。夏季晴天日には日射加熱により海水面からの蒸発が活発になるためである。陸面からの蒸発も考えられるが, 福岡都市圏のように都市化が進む地域では, 陸面がアスファルトやコンクリートに覆われ, 草木による蒸散や自然土壌が減少し水の蒸発量が減少することがわかっている。またこのことが都市の高温化の一因となっている。

本研究では観測点の分布の問題により気温の解析は行わなかったが、甲斐ほか（1995）や三上（2005）によれば都市の高温域も海風の影響により内陸部へと移動して行くことがわかっている。都心部から環八雲が発生しやすい環状八号線まで直線距離にしておよそ 15km である。一方博多湾から太宰府までは直線距離にしておよそ 12km ある。糸賀ほか（1998）の統計解析によれば、15 時における東京湾から吹き込む海風の風速は 2～4 m/s 前後であるので、同程度の海風が吹き込む福岡都市圏の高温域が太宰府周辺まで移動することとも十分考えられる。また筆者らは環八雲の発生要因として、2 方向からの海風の収束域と顕著な高温域が環状八号線付近に形成されることの相乗効果によって上昇気流が発達するためとしており、仮に福岡都市圏の高温域が太宰府まで移動すると考えると、この状況が太宰府周辺域でも起りうると考えられる。

このような平野部に発生する収束雲や積雲が都市型集中豪雨をもたらす積乱雲へと発達する詳細なメカニズムは今のところはっきりしていない。一般に積乱雲（雷雲）は晴れた夏の日の午後に山岳で発生しやすい。これは山岳の斜面が日射によって暖められ、谷風と呼ばれる風が山麓から山頂に向かって吹き、この風に乗って山麓の空気塊が上昇し、雷雲が発生するためである（小倉，1984）。しかし夏季の東京周辺では 12～15 時に集中して平野部においても積乱雲が発達することがわかっており（小林，2004）、しばしば都市型豪雨として被害をもたらしている。この原因としてヒートアイランドによる積雲対流強化の可能性も指摘されているが、どの程度寄与しているかなど不明確な点が多く、都市降水のメカニズム論は定性的な段階にとどまっている（藤部，2004）。また佐藤・高橋（2000）によれば首都圏の都心部では近年、夏季（8 月）の強い降水（10 mm/h 以上）の割合が増加傾向にあるものの、同様に都市化の進んでいる名古屋、大阪、福岡でははっきりした変化は見られないとしており、地理条件や他の自然要因の介入も考慮する必要があると考えられる。

## 5. 結 論

2 風系の海風収束と熱対流による上昇流、さらに十分な量の SPM が同時に存在し得ると考えられる夏季晴天日の太宰府周辺域には、収束雲が形成される可能性があるといえる。ただし太宰府周辺域は山地に挟まれた平野である。このため環八雲や濃尾平野の収束雲との相違点として発生メカニズムの違いが考えられる。前者 2 つの収束雲は海風収束による上昇流が大きく影響している（環八雲に関しては熱対流も重要である）現象であるが、太宰府周辺域で発生が予想される収束雲はこれらに加えて地形効果の上昇流も大きく影響すると予想される。水蒸気については、夏季晴天日午後の福岡には海風の流入等により豊富に存在していることがわかった。

実際にどの程度の頻度で収束雲が形成されるかについては、今後現地観測や気象衛星のアルベドの解析等を行うことにより、判明するであろう。また降水との関連については、太宰府周辺域における詳細な解析が期待される。ただし平野部と周辺の山岳（特に脊振山地）による影響とを区別する必要がある。さらに地上風や気温分布等のより詳細な解析を行うためには観測網の強化が不可欠である。東京や名古屋に比べて福岡の大気汚染常時監視測定局の設置数は半数程度であり、これを補うものとして実際に野外を移動し、観測を行う事も必要であると考えられる。

## 謝 辞

名古屋大学大学院環境学研究科の甲斐憲次教授には本研究に取り組むきっかけを頂き、多くの暖かい御助言を賜りました。厚くお礼申しあげます。また、鈴木清一教授ならびに、上野禎一教授には、折にふれて本研究を深める上で意義深い御指摘を頂きましたことに感謝致します。なお、大気汚染常時監視測定局のデータは、独立行政法人国立環境研究所環境情報センターから提供していただきました。親切に対応頂いた担当の坂本氏にお礼申し上げます。また静止気象衛星ひまわり 5 号の可視画像については、高知大学気象情報頁の保存書庫から、アメダス観測データについては気象庁電子閲覧室から引用させて頂きました。最後に、地学準備室の高須岩夫技官をはじめ、学部 3 年生の諸君など本研究を支えて頂いた全ての方々に感謝いたします。

### 参考文献

- 濱村研吾・大久保彰人（2002）：福岡県における大気環境の変遷－大気汚染常時監視測定データ（1974～2000年度）のまとめ－，福岡県保健環境研究所年報，**29**，143－146.
- 糸賀勝美・甲斐憲次・伊藤政志（1998）：環八雲が発生した日の気候学的特徴－1989～1993年8月の統計解析－，天気，**45**，259-268.
- 甲斐憲次，浦健一，河村武，朴（小野）恵淑（1995）：東京環状八号線道路付近の上空に発生する雲（環八雲）の事例解析－1989年8月21日の例－，天気，**42**，417-428.
- 河村武（1972）：大気汚染気象の動向とその背景，天気，**19**，467-487.
- 気象庁（2005）：異常気象レポート [概要版]，p52.
- 気象庁電子閲覧室 (<http://www.data.kishou.go.jp/>)
- 小林文明（2004）：ヒートアイランドが降水におよぼす影響－東京周辺における積乱雲の発達－，天気，**51**，115-117.
- 高知大学気象情報頁 (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>)
- 国立天文台（2006）：理科年表，九善，1000pp.
- 三上岳彦（2005）：ヒートアイランド，*Japan Geoscience Letters*，**2**，1-3.
- 中井公太（1982）：アメダス風から計算される関東地方の発散の主成分分析，研究時報，**34**，115-126.
- 二宮洸三（2004）：客観解析とデータ同化，数値予報の基礎知識 第8章，オーム社，pp125-141.
- 新田尚・立平良三（2004）：最新天気予報の技術 [改訂版]，東京堂出版，p129-134.
- 小倉義光（1984）：一般気象学 [第2版]，東京大学出版会，p159，207.
- 佐藤尚毅・高橋正明（2000）：首都圏における夏季の降水特性の経年変化，天気，**47**，643-648.
- 社団法人日本分析機器工業会（2003）：分析機器の手引き，p175.
- 竹村俊彦（2003）：全球3次元エアロゾル輸送・放射モデルを用いたエアロゾルの分布及び放射強制に関する研究－2002年度山本・正野論文賞受賞記念講演－，天気，**50**，425-435.
- 藤部文昭（2004）：ヒートアイランドが降水におよぼす影響－夏の対流性降水を中心にして－，天気，**51**，109-114.
- 塚本治弘（1990）：ヒートアイランド現象と雲－1989年夏の観測から－，気象，**34**，8-11.
- 常松展充・甲斐憲次（2003）：夏季晴天日の濃尾平野における地上風収束域の汚染質と雲分布，天気，**50**，527-537.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998) : New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS trans. AGU*, **79**, 579.

査読者の指摘により『福岡教育大学紀要 第三分冊 数学・理科・技術科編』（58号，2009年2月，p. 89-99）に掲載された論文について，図1説明文第3行15字目に1字挿入，及び『4. 考察』の第3段落，第4行23字目を1字訂正した。