

28. 沿岸都市域の熱環境におよぼす局地風の影響

Influence of local wind to the thermal environment on a coastal urban area

福田和代*, 梅山千穂**, 松永信博***

Kazuyo Fukuda, Chiho Umeyama and Nobuhiro Matsunaga

ABSTRACT; The numerical experiment using a three-dimensional non-hydrostatic model (ARPS) was performed to examine the basic characteristics of the local wind on the Fukuoka Plains in Japan. The result shows a clear local wind circulation. The nocturnal local wind consisting of land breeze and mountain wind blows on the coastal area, from 23:00 to 7:00. The diurnal local wind consisting of sea breeze and valley wind is induced from 8:30 to past 21:00. The horizontal air temperature distribution shows that the advection of mountain wind reduces inland temperature at night and the advection of cold sea breeze in the daytime causes a temperature difference of 2 °C between the coastal and inland areas. The heat budget of the atmospheric boundary layer was estimated using the calculation results. The local heat advection due to the nocturnal wind is about -60 W m^{-2} over the plain. On the other hand, the local heat advection due to the diurnal wind is -250 W m^{-2} on the coastal area. This value is more than the half of the surface sensible heat flux. This shows that the cold air advection due to the sea breeze suppresses considerably the heating of the atmospheric boundary layer.

KEYWORDS; Local wind, coastal area, 3-D simulation, heat budget

1 はじめに

都市域における地表面被覆の変化や人間活動による熱の排出は、都市上空の気温を上昇させ、ヒートアイランドを形成する原因となっている。一方で、自然風によってヒートアイランドの緩和を行う都市計画も提案されている¹⁾。日本の都市の多くは沿岸域の平野部に発達しているが、海岸部から平野部そして山地に至るまでの距離が短いため、都市域は沿岸域で吹く海陸風と谷間で発達する斜面流および山谷風が出現する場となっている。福岡平野においても晴天日には海陸風・山谷風などの局地風が出現し²⁾、特に沿岸域では海風による冷却効果が観測されていることから³⁾、自然風を利用して都市域の大気環境を改善する手法は有効であると考えられる。したがって、海岸・平野部および山地から成る複雑地形上の風系および熱収支の調査が必要である。

著者らは2000年夏季に福岡平野南東部に位置する九州大学筑紫キャンパスにおいて野外観測を行い、局地風の風速や局地風侵入時の地表面フラックスの変化について示した^{4), 5)}。本研究では、福岡平野全体の風系と熱環境特性を調べるために、野外観測期間に関して三次元の数値計算を行い、福岡平野の局地風の特徴と局地風に関連する熱フラックスについて解析を行った。

* 九州大学総合理工学研究科 Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University, Kasuga Kouen 6-1, Kasuga-shi, Fukuoka, Japan 816-8580.

** 鹿児島航空測候所 Kagoshima Aviation Weather Station, Mizobe-chou, Aira-gun, Kagoshima, Japan 899-6404.

***九州大学総合理工学研究院 Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University, Kasuga Kouen 6-1, Kasuga-shi, Fukuoka, Japan 816-8580.

2 数値計算の概要

計算にはオクラホマ大学で開発されたAdvanced Regional Prediction System (ARPS)⁶⁾を用いた。ARPSは、数mから数100kmスケールの大気現象を対象とした気象予報モデルである。大気についての基礎方程式は、ラージ・エディ・シミュレーションモデルを用いた圧縮性非静力学の運動方程式、温位・水蒸気・運動エネルギーの保存式、連続の式、状態方程式から成る。運動方程式中の乱流拡散係数は1.5次の乱流クロージャーモデル⁶⁾に従い、乱流運動エネルギーと長さスケールを用いて計算される。また、地表面におけるフラックスは熱的安定度や植生・土壌分布から決定される粗度、地表面水分量などに応じて計算され、求められた運動量・温度・水蒸気フラックスは大気モデルの下端境界条件として用いられる。陸面の地中・地表面温度は、正味放射量、地表面フラックス等から決定され、海・河川などの水表面温度は初期値が保存される。なお、本研究では、水蒸気の凝結過程を無視し、放射過程は地表面のみ考慮する計算を行った。

本研究の対象領域である福岡平野周辺は起伏の大きい地形であるため、ワン・ウェイ・ネスティングの手法を用いた。図-1に計算領域、表-1に計算格子の概要を示す。領域1は九州全域とその周辺の領域であり、領域2は福岡平野を中心とした領域である。計算に用いた座標系は水平方向には直交し、鉛直方向には地形に沿った非直交一般座標系である。

計算を行うにあたり、地形、植生・土壌データと初期および境界条件に用いる気象データを計算格子に応じて準備する必要がある。地形データの作成には数値地図⁷⁾を用いた。植生・土壌データの作成には土地利用メッシュ⁸⁾を用い、表-2のように、ARPSの植生区分に応じて8項目に分類し直し、計算格子と最も近い区画の分類を与えた。なお、土壌データは簡単のため水面と砂質粘土の二つに分類した。初期条件および境界条件を得るために、気象庁が作成した領域客観解析値⁹⁾を用いた。初期条件には、2000年7月16日21時の領域客観解析値を補間して与えた。ただし、地表面データと

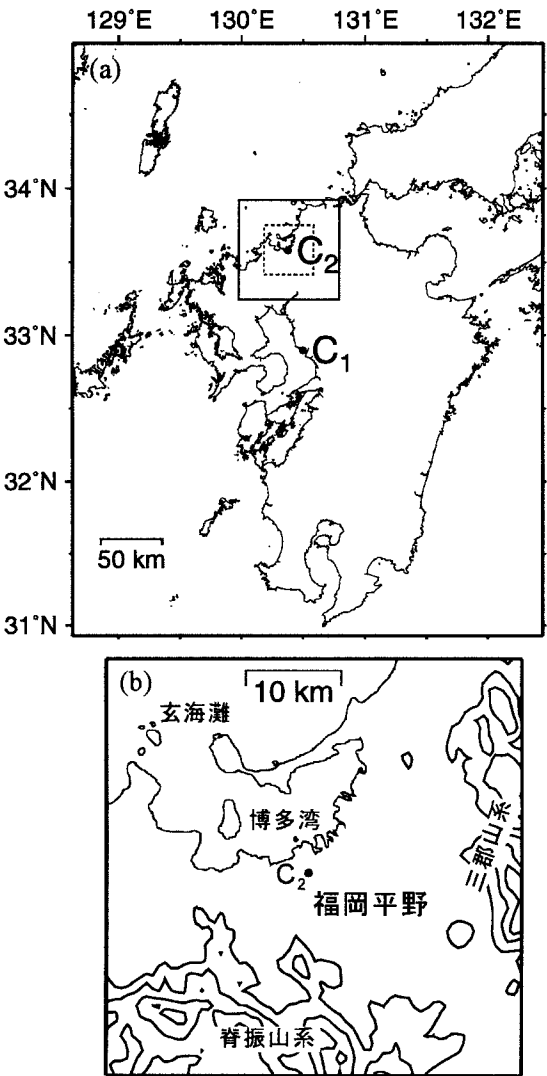


図-1 (a)計算領域. C₁は領域1の中心, C₂は領域2の中心を示す。破線は解析対象領域を示す。(b)解析対象領域の拡大図。等高線は200m毎に描かれる。

表-1 計算格子の概要。

	領域1	領域2
計算領域の中心	東経130.50度 北緯32.90度 (図-1 地点C ₁)	東経130.38度 北緯33.38度 (図-1 地点C ₂)
水平方向の格子間隔	7.5km×7.5km	1km×1km
水平方向の格子数	48×60	75×75
鉛直層の間隔	50m-950m	50m-950m
鉛直層数	20	20

表-2 計算格子の概要。
*は本研究で定義した区分を示す。

土地利用メッシュの区分	ARPSの植生区分	ARPSの土壌区分
荒地・海浜	Desert	Sandy clay
建物用地	Built-up area*	
その他の用地	Grassland	
森林	Evergreen forest	
幹線交通用地	Traffic use*	
田・その他の農用地	Cultivation	Water
ゴルフ場	Semidesert	
河川地および湖沼・海水域	Water	Water

して風速は地上10mにおける値、温度は地上1.5mにおける値をそれぞれ用いた。図-2に地上50mにおける初期の温位と水平風速の分布を示す。上端および下端の境界条件には、鏡面型の境界条件を用いた。領域1に関する側面境界条件は、領域客観解析値を時間および空間的に補間したデータを与え、領域2に関する側面境界条件には、領域1の計算結果を補間して与えた。

計算は7月16日21時から2日間行われ、局地風が十分に発達した17日21時から18日21時までの1日間について解析を行った。なお、解析対象領域は、境界条件の影響を直接受けない図-1(a)の破線で示される範囲とした。

3 計算結果と熱収支解析

3.1 局地風の特徴

図-3に2000年7月17日21時の福岡管区気象台(図-1地点C₂)における計算値と観測値の比較を示す。(a)は温位 θ 、(b)は風速の東西方向成分 u (西風するとき $u > 0$)、(c)は風速の南北方向成分 v (南風するとき $v > 0$)である。解析に用いた期間を通して地表付近の u は計算結果の方が若干大きな値を示すが、計算結果と観測値は概ね一致しているといえる。

図-4に(a)夜間と(b)日中における地上50mの水平風速と温位の分布を示す。平野部において、夜間には南東寄りの $1\sim 2\text{ms}^{-1}$ の陸風・山風が吹いている。平野部における気温の分布は沿岸域から内陸にかけて、約 0.5°C 減少している。日中には海風・谷風が発達し、福岡平野全域において $7\sim 8\text{ms}^{-1}$ の北西寄りの風が吹く。平野部における気温は海

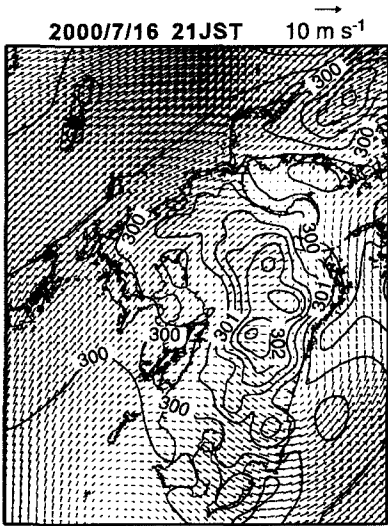


図-2 初期条件。風速ベクトルと等温位線(単位:K)は地上50mの値を示す。

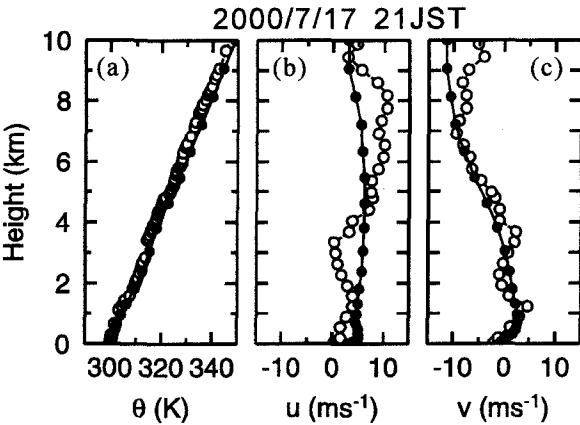


図-3 計算値と観測値の比較。(a)温位 θ 、(b)風速の東西成分 u 、(c)風速の南北成分 v 。

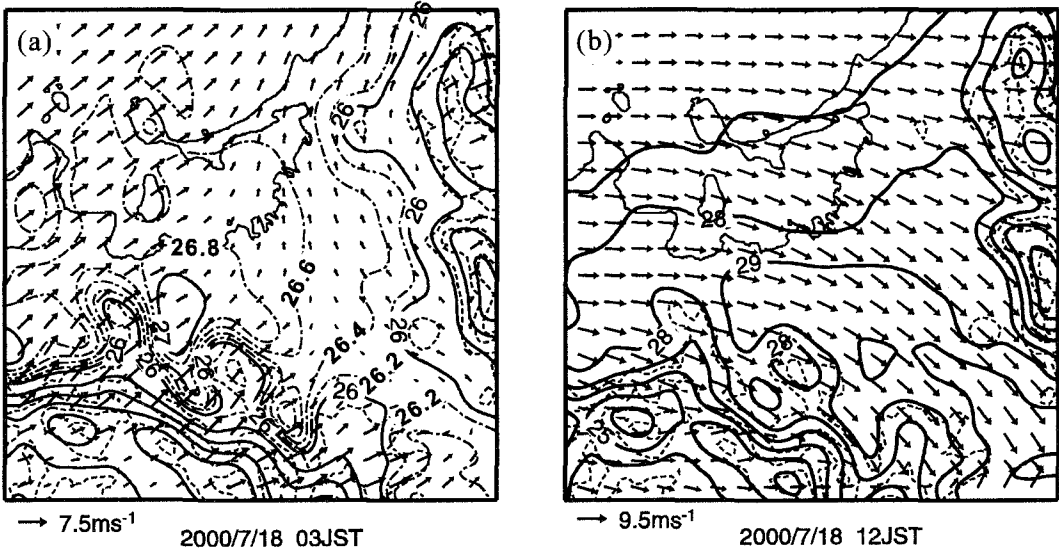


図-4 (a)夜間と(b)日中における地上50mの水平風速ベクトルと等温線(単位: $^{\circ}\text{C}$)。太線で示される等温線は 1°C 毎に、一点鎖線で示される等温線は平野部の分布を見やすくするために $26\sim 27^{\circ}\text{C}$ の間で 0.2°C 毎に描かれる。破線は200m毎の等高線である。

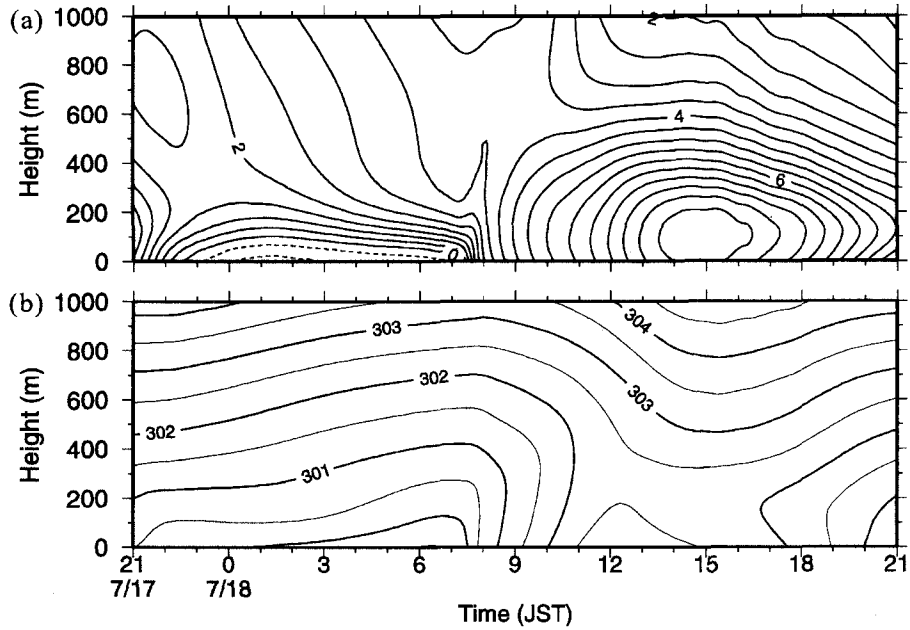


図-5 地点C₂における(a)主流水平風速 V_x (ms^{-1})と(b)温位 θ (K)の時間高度断面図. V_x は南東-北西方向の水平風速成分であり、北西寄りの風るとき $V_x > 0$ となる. なお、 $V_x < 0$ の値は破線で示される.

岸付近では 28°C 、内陸部で 30°C であり、この気温分布は冷たい海風の移流によって生じていると考えられる. 図-5(a)および(b)に地点C₂における日中・夜間における局地風の主流水平風速成分 V_x と温位 θ の時間高度-断面図をそれぞれ示す. 地表面付近において、17日23:00から18日7:00まで陸風・山風の風速成分である $V_x < 0$ の領域が出現し、18日8:30から21:00過ぎまで海風・谷風の風速成分である $V_x > 0$ の領域が出現することが確認できる. 夜間の局地風は約100mの厚さを持ち、最大風速は18日1:00から2:00にかけて地表面付近で約 1ms^{-1} となる. また、日中の局地風の影響がおよぶ高さは約600mであり、最大風速は18日の15:00前後に地上100m付近において 8.5ms^{-1} にまで達する. 温位 θ の分布によると、夜間には 4K km^{-1} の安定成層を示すが、7:30には日射の影響を受けて混合層が形成され始めることがわかる. その後、混合層の厚さは増加するが、 $V_x = 6\text{ms}^{-1}$ となる11:00には、地表面付近の温位は増加するものの、混合層の発達は見られない. これは、海風の移流によって、混合層の発達が抑えられていることを示す.

3.2 熱収支の解析

局地風が生じている夜間と日中の熱環境特性を調べるために、計算結果を用いて大気境界層内の熱収支について解析を行う. 熱収支に寄与する項の算出方法は、Kuwagata *et al.*¹⁰⁾を参考にした. 本研究では、水蒸気の凝結過程を無視し、放射過程は地表面のみを考慮したため温位 θ の保存式は次のように示される.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \theta + D_\theta^* \quad (1)$$

ここで、 $\mathbf{v}$ は風速ベクトル、 D_θ^* は乱流混合項を表す. 式(1)に定圧比熱と空気密度の積 $c_p \rho$ をかけて標高 z_s から大気境界層の厚さ z_h ($\approx 3000\text{m}$)まで積分すると、

$$\int_{z_s}^{z_h} c_p \frac{\partial \rho \theta}{\partial z} dz = - \int_{z_s}^{z_h} c_p \rho \mathbf{v} \cdot \nabla \theta dz + \int_{z_s}^{z_h} c_p \rho D_\theta^* dz \quad (2)$$

となる. ここで、 $\theta = \theta_{syn} + \theta_{local}$ 、 $\mathbf{v} = \mathbf{v}_{syn} + \mathbf{v}_{local}$ を用いて、風速と温位を総観スケールと局所スケールの成分に分けると、式(2)の右辺第1項は、次式のように表される.

$$\begin{aligned}
-\int_{z_s}^{z_h} c_p \rho \mathbf{v} \cdot \nabla \theta dz &= -\int_{z_s}^{z_h} c_p \rho \mathbf{v}_{syn} \cdot \nabla \theta_{syn} dz \\
&\quad - \int_{z_s}^{z_h} c_p \rho (\mathbf{v}_{local} \cdot \nabla \theta_{local} + \mathbf{v}_{local} \cdot \nabla \theta_{syn} + \mathbf{v}_{syn} \cdot \nabla \theta_{local}) dz
\end{aligned} \quad (3)$$

また、式(2)の右辺第2項を地表面における顕熱フラックス H とそれ以外に分けると、

$$\int_{z_s}^{z_h} c_p \rho D_{\theta}^* dz = H + \left(\int_{z_s}^{z_h} c_p \rho D_{\theta}^* dz - H \right) \quad (4)$$

となる。式(2)の左辺を大気境界層の加熱量 Q_s 、式(3)の右辺第1項を総観スケールの熱移流 Q_{adv}^{syn} 、式(3)の右辺第2項と式(4)の右辺第2項の和を局所スケールの熱移流 Q_{adv}^{local} として、式(2)を書き直すと、

$$Q_s = Q_{adv}^{syn} + Q_{adv}^{local} + H \quad (5)$$

となる。式(5)の各項は、以下の方法で求められた。大気境界層の加熱量 Q_s は次式を用いて見積もられた。

$$Q_s = \frac{1}{\Delta t} \int_{z_s}^{z_h} c_p \rho \Delta \theta dz \quad (6)$$

ここで、 $\Delta \theta$ は任意の時間帯 Δt ($= 6\text{hr}$) における温位の変化である。総観スケールの熱移流 Q_{adv}^{syn} を求めるために、 $\mathbf{v}_{syn}$ および θ_{syn} は、点 C_2 (図-1参照) を中心とした1辺120kmの正方形領域の頂点における領域1での計算結果を解析対象領域の格子点上に補間した値とした。また、地表面における顕熱フラックス H は計算で出力された解を用いた。 Q_{adv}^{syn} および H は時間帯 Δt の平均値として求められた。なお、 Q_{adv}^{local} は Q_s から Q_{adv}^{syn} と H の和を差し引いた値として求められた。本研究では、夜間に関しては18日0時から6時まで、日中に関しては9時から15時までのそれぞれ6時間を解析対象の時間帯とした。

図-6(a)および(b)に夜間における大気境界層の加熱量 Q_s と局地風の主流方向に沿った熱フラックスの分布をそれぞれ示す。夜間において平野部では $Q_s \approx -80 \text{ Wm}^{-2}$ であり、海岸線からの距離とともに減少していること

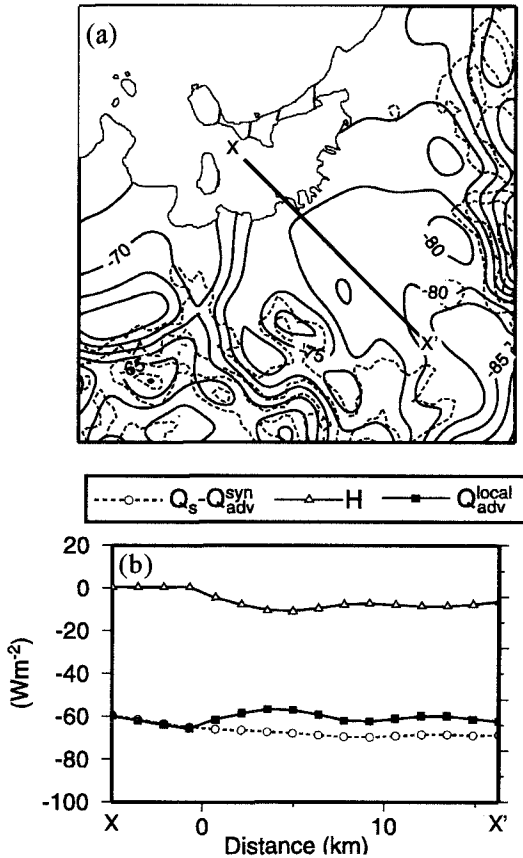


図-6 夜間における(a) Q_s の分布と(b)直線 $X-X'$ に沿った熱フラックスの分布。

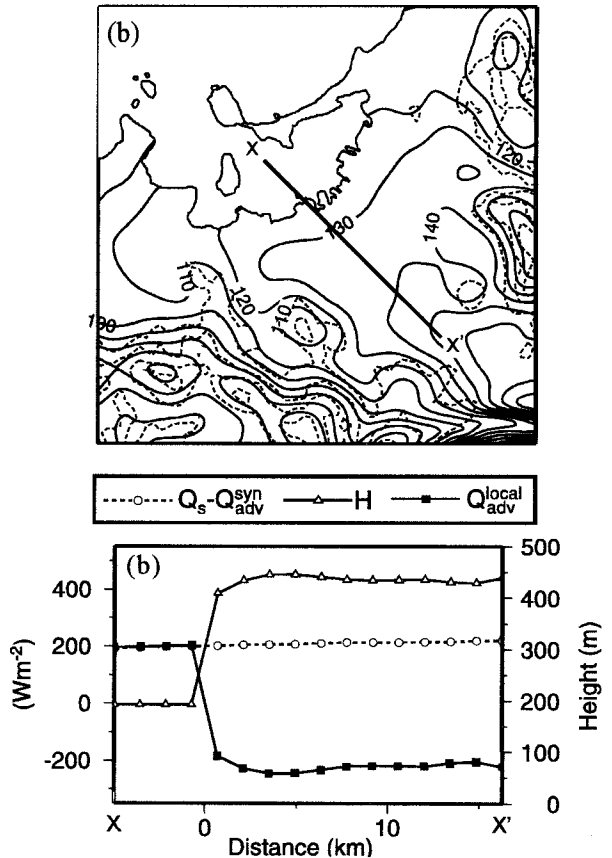


図-7 日中における(a) Q_s の分布と(b)直線 $X-X'$ に沿った熱フラックスの分布。

がわかる。大気境界層は陸風・山風によって冷却されており、沿岸域より内陸部の方が陸風・山風による冷却が強いと考えられる。図-6(b)は地表面付近において大気から地表面へ約 8Wm^{-2} の H が供給されることを示す。これは、山風が吹いている場合の観測値⁵⁾を再現している。日中において $Q_s \approx 120 \sim 130\text{Wm}^{-2}$ であり(図-7(a))、 Q_s は海岸線からの距離とともに増加していることがわかる。また、 $Q_s - Q_{adv}^{syn}$ も海岸からの距離とともに増加しており、沿岸域では地表面から大気境界層内に 430Wm^{-2} の H が供給されている(図-7(b))。このとき、 $Q_{adv}^{local} \approx -250\text{Wm}^{-2}$ であり、海風による冷たい空気の移流は顕熱の半分以上に相当する。したがって、海風による冷却効果があることがわかる。

4 おわりに

夏季の福岡平野を対象として夜間と日中における局地風の再現計算を行い、その結果を用いて沿岸域の熱環境特性について調べた。結果を以下に要約する。

- 1) 三次元の気象予報モデルを用い、沿岸域において、23:00から7:00まで陸風・山風から成る夜間の局地風が出現し、8:30から21:00過ぎまで海風・谷風から成る日中の局地風が出現する一日周期の局地循環が再現できた。
- 2) 沿岸付近において、陸風・山風から成る夜間局地風が出現する層の厚さは約100mであり、最大風速は地表面付近で約 1ms^{-1} である。また、海風・谷風から成る日中の局地風の影響がおよぶ層の厚さは約600mであり、最大風速は地上100m付近で約 8.5ms^{-1} に達する。
- 3) 夜間と日中に関する大気境界層内の熱フラックスが計算結果を用いて算出された。平野部における大気境界層の加熱量の分布は、夜間と日中の局地風に影響を受けていると考えられ、夜間の加熱量は沿岸域で -75Wm^{-2} 、内陸部で -85Wm^{-2} であり、日中の加熱量は内陸部で 150Wm^{-2} 、 120Wm^{-2} である。
- 4) 日中において海風による冷たい空気の移流は地表面から大気境界層に供給される顕熱フラックスの半分以上に相当する。

参考文献

- 1) (財)日本システム開発研究所 ヒートアイランド現象抑制対策手法検討委員会:ヒートアイランド現象抑制のための対策手法報告書, 123 p., 2000.
- 2) 福田和代, 松永信博:福岡市における海陸風の挙動, 九州大学総合理工学研究科報告, 20, pp.335-339, 1999.
- 3) 片山忠久, 依田浩敏:海陸風を活かした都市づくりー福岡, 日本建築学会編著, 都市環境のクイマアトラス 気候情報を活かした都市づくり, ぎょうせい, pp.93-104, 2000.
- 4) 梅山千穂:福岡平野における局地風と熱環境特性, 平成13年度 九州大学大学院総合理工学府 大気海洋環境システム学専攻 修士論文, 47p., 2002.
- 5) 福田和代・松永信博:福岡平野に流出する夜間冷気流の野外観測, 日本風工学会誌(投稿中)
- 6) Xue, M., K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro and K. Brewster : Advanced Regional Prediction System (ARPS) Version 4.0 User's Guide, 1995.
- 7) 国土地理院:数値地図50mメッシュ(標高)日本ーIII, (財)日本数値地図センター, 1997.
- 8) 国土地理院:国土数値情報 土地利用メッシュ(平成3年・L03-03M), 1991.
- 9) 気象庁:領域客観解析値 (2000年7月), (財)気象業務支援センター, 2000.
- 10) Kuwagata, T., J. Kondo, and M. Sumioka, Thermal Effect of the Sea Breeze on the Structure of the Boundary Layer and the Heat Budget over Land, Boundary-Layer Meteorol., 64, pp.119-144. 1994.