

局地循環モデルの相互比較*

— 昼間の海風の場合 —

近藤 裕昭*¹ ・ 有沢 雄三*² ・ 鵜野伊津志*³ ・ 尾形 和彦*⁴ ・
 木村富士男*⁵ ・ 斉藤 朝夫*⁶ ・ 鈴木 基雄*⁷ ・ 高橋 俊二*⁸ ・
 中西 幹郎*⁹ ・ 中埜 幸宏*¹⁰ ・ 水野 建樹*¹¹ ・ 安楽岡 顕*¹² ・
 吉門 洋*¹³ ・ 劉 堯華*¹⁴ ・ 若松 伸司*¹⁵

要 旨

気象研究所, 東北大学, 国立環境研究所, 資源環境技術総合研究所でそれぞれ運用されている局地循環モデルの相互比較実験を, 昼間の二次元の海風を対象として行った. 地表面の熱的な境界条件を地表面温度で与え, 午前6時をスタートとする正弦関数とした. 各モデルの固有の接地境界層のモデル化から顕熱輸送量を決定する CASE1 と, 顕熱輸送量を $C_n U \Delta \theta$ で統一的に与える CASE2 の二種類の計算を行ったところ, 海風の発達について CASE1 では一致した結果にはならなかったのに対し, CASE2 では海風循環の大きさと強さ, 地上風速, 海風発達後の海風前線の位置について一致した結果が得られた. これより, 昼間の海風の発達には地表面からの顕熱輸送量が重要で, これが適切に与えられれば計算された海風の主要な特徴については各モデルで一致することがわかった.

1. はじめに

海陸風や山谷風などの局地循環を対象としたメソスケールモデルは Pielke (1974) がフロリダ半島における海陸風の計算を行って以来実用的なモデルの開発が進み, 最近では大気汚染の予測などに幅広く用いられている. 日本においても Takano (1976), Kikuchi *et al.* (1981) などが関東地方の局地風の計算を行ったのを始めとして, 最近では多くの研究機関や民間企業においても開発が進められている.

南関東大気環境調査 (気象庁 1975) や関東地方から中部地方にかけての大気汚染の長距離輸送を対象と

した大がかりな観測を契機として (広域大気汚染の動態研究班, 1983; 沿岸域から内陸域にいたる広域大気汚染に関する研究班, 1987), これらのメソスケールモデルが関東地方および中部地方を対象として用いられ, 関東地方や中部地方における局地気象や大気汚染物質の長距離輸送の解明に大きな役割を果たしてきた (Kimura, 1985; Kondo, 1990 など). しかしながら, これらのモデルは各機関でほぼ独立に開発が進められてきたため, 細かい部分のパラメタリゼーションや計算スキームが異なっている.

個々のモデルの評価については定性的な評価にとど

* Inter-Comparison of the Local Circulation Models —Sea Breeze Case—.

*¹ Hiroaki Kondo, 資源環境技術総合研究所.

*² Yuuzou Arisawa, 日本気象協会.

*³ Itsushi Uno, 国立環境研究所.

*⁴ Kazuhiko Ogata, (株) 数理計画.

*⁵ Fujio Kimura, 筑波大学.

*⁶ Asao Saito, (株) 数理計画.

*⁷ Motoo Suzuki, 日本気象協会.

© 1994 日本気象学会

*⁸ Shunji Takahashi, 気象研究所.

*⁹ Mikio Nakanishi, 日本気象協会.

*¹⁰ Yukihiro Nakano, (株) 数理計画.

*¹¹ Tateki Mizuno, 資源環境技術総合研究所.

*¹² Akira Yasuraoka, (株) 数理計画.

*¹³ Hiroshi Yoshikado, 資源環境技術総合研究所.

*¹⁴ Fa-Hua Liu, (株) CRC 総合研究所.

*¹⁵ Shinji Wakamatsu, 国立環境研究所.

— 1994年1月6日受領 —

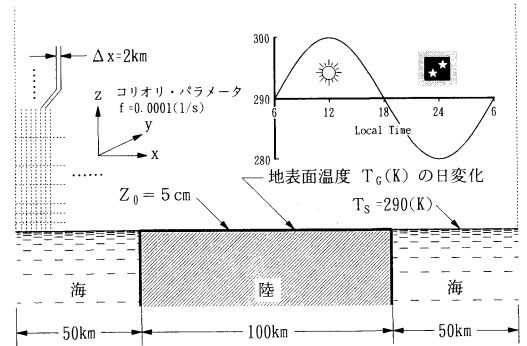
— 1994年8月18日受理 —

第1表 各モデルの上端高度、層数と20層までの高度.

| | MRI | NIES | NIRE | TOHOK |
|------|--------|--------|-----------------------------|--------|
| 上端高度 | 3130 m | 8000 m | 2990 m | 3825 m |
| 全層数 | 40 | 39 | 50 | 39 |
| 20層 | 555 m | 1500 m | 1190 m | 1675 m |
| 19層 | 505 m | 1400 m | 1130 m </td <td>1575 m</td> | 1575 m |
| 18層 | 455 m | 1300 m | 1070 m | 1475 m |
| 17層 | 405 m | 1200 m | 1010 m | 1375 m |
| 16層 | 355 m | 1100 m | 950 m | 1275 m |
| 15層 | 305 m | 1000 m | 890 m | 1175 m |
| 14層 | 270 m | 900 m | 830 m | 1075 m |
| 13層 | 250 m | 800 m | 770 m | 975 m |
| 12層 | 230 m | 700 m | 710 m | 875 m |
| 11層 | 210 m | 600 m | 650 m | 775 m |
| 10層 | 190 m | 500 m | 590 m | 675 m |
| 9層 | 170 m | 400 m | 530 m | 575 m |
| 8層 | 150 m | 300 m | 470 m | 475 m |
| 7層 | 130 m | 200 m | 410 m | 375 m |
| 6層 | 110 m | 150 m | 350 m | 275 m |
| 5層 | 90 m | 100 m | 290 m | 185 m |
| 4層 | 70 m | 50 m | 230 m | 117 m |
| 3層 | 50 m | 25 m | 170 m | 68 m |
| 2層 | 30 m | 15 m | 110 m | 34 m |
| 1層 | 10 m | 5 m | 50 m | 10 m |
| 地表面 | 0 m | 0 m | 0 m | 0 m |

まる場合が多いが、同じ境界条件を与えた場合にモデルの間に細かい差異があっても、定量的にも同様な結果が互いに得られるのかどうかについて評価を行っておくことは、対象となる物理現象の本質を解明するのに役立つばかりではなく、今後のこの種のモデル開発について重要であると考えられる。

局地循環そのものを対象としたモデルの比較実験がなされた例はそう多くはない。これは一つにはその「正解」となる観測データが不完全であり、なおかつ定量的な比較を行うのに必要であるモデルと観測のデータの均質化がむずかしいためである。本論文では、実測データはとりあえず目標とせず、気象研究所および東北大学で運用されているモデル (Kikuchi *et al.* 1981, Kimura and Arakawa 1983), 国立環境研究所で運用されているモデル (原型は Colorado State University Mesoscale Model and System Application International Mesoscale Model, Kessler and Douglas 1991), 資源環境技術総合研究所で運用されているモデル (Kondo 1989) の4つのモデルの結果を相互比較することにした。以下本文中ではそれぞれのモデルについて MRI, TOHOK, NIES, NIRE の略称を用いる。対象とすべき局地循環は数多く考えられるが、第一歩として比較的単純な二次元の海風の現象を対象とし



第1図 計算領域と海陸分布.

た。今後さらに複雑な現象を対象とした比較実験を行っていく予定である。

2. 実験の方法

第1図は、シミュレーションを行った計算領域及び計算条件を模式的に示したものである。水平 200 km の平坦な領域をとり、中央の 100 km を陸としその両側を海とする。側面境界は、周期境界条件のとれない NIES を除いて周期境界条件とし、NIES では 0 勾配条件とした。水平格子間隔は 2 km に統一したが、鉛直格子については特にその間隔を統一しなかった。第1表に各モデルの上端の高度、鉛直層数および下層20層の高度を示す。大気の初期条件は静止状態とし、4K/km の鉛直温位傾度を持たせた。計算は日の出(午前6時)を出発点とし、昼から夜を経由して翌日の日の出までの24時間の計算を行った。その間の地表面の温度は、海面温度については大気の地上気温の初期値(290K)に固定し、陸面温度は振幅10Kの正弦関数で日変化させた。即ち、本実験における地表面の熱的な境界条件は、地表面温度を外力として与えるものであり、各モデルが通常採用している方法である放射条件等からヒートバランス式を用いて算出されたものではない。

各モデルが採用している接地層の運動量、顕熱、潜熱の各輸送量のサブモデルについては第2表に、その他のサブモデル、計算手法等についてはその概略を第3表にまとめた。第2表で MRI と TOHOK は同じサブモデルを用いている。

本実験では、地表面からの顕熱輸送量の算出手法が異なる2ケース (CASE1 及び CASE2 とする) の計算を行った。各々のケースでは顕熱輸送量を以下のように算出した。

第2表 地表面からのフラックスを計算する計算法の比較.

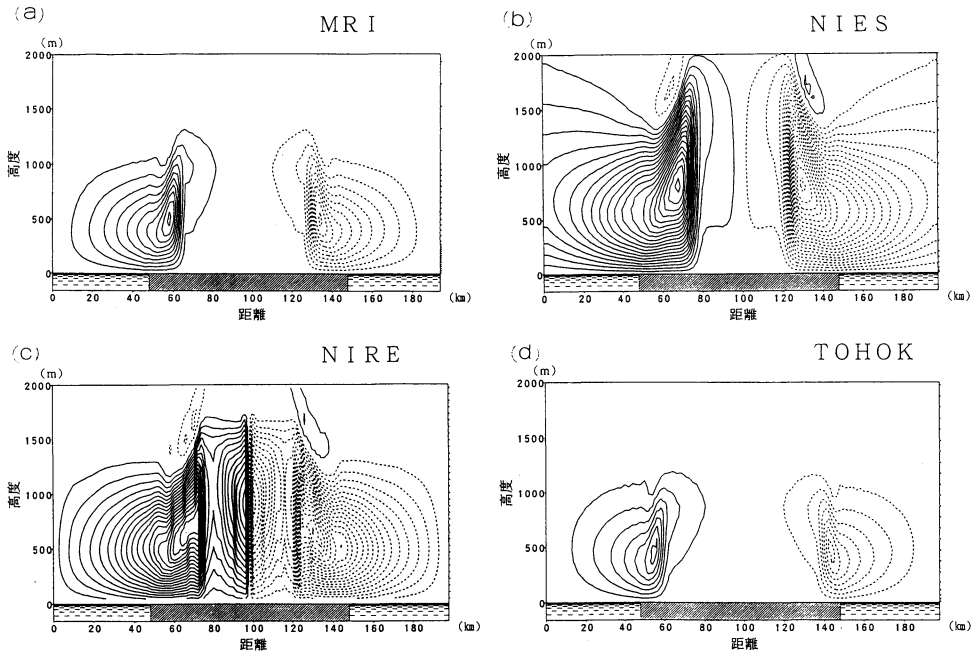
| | MRI (TOHOK) | NIES | NIRE |
|--|---|---|--|
| 各 フ ラ ク ス | $\frac{\tau}{\rho} = -u_*^2 = \frac{-k^2 u ^2}{\Psi_m^2}$ $\frac{H}{c_p \rho} = -\theta_* u_* = \frac{-k^2 u (\theta_1 - \theta_g)}{\Psi_m \Psi_h}$ $\frac{E}{\ell \rho} = -q_* u_* = \frac{-k^2 u (q_1 - q_g)}{\Psi_m \Psi_h}$ | $\frac{\tau}{\rho} = -u_*^2 = a^2 u^2 F_m \left(\frac{z}{z_0}, R_{iB} \right)$ $\frac{H}{c_p \rho} = -\theta_* u_* = \frac{a^2 u (\theta_1 - \theta_g) F_h \left(\frac{z}{z_0}, R_{iB} \right)}{R}$ $\frac{E}{\ell \rho} = -q_* u_* = \frac{q_1 - q_g}{\theta_1 - \theta_g} \left(\frac{H}{c_p \rho} \right)$ | $\frac{\tau}{\rho} = -u_*^2 = \frac{-k^2 u ^2}{\Psi_m^2}$ $\frac{H}{c_p \rho} = -\theta_* u_* = \frac{-k^2 u (\theta_1 - \theta_g)}{\Psi_m \Psi_h}$ $\frac{E}{\ell \rho} = -q_* u_* = \frac{1}{B} \left(\frac{H}{c_p \rho} \right)$ |
| Ψ _m Ψ _h F _m F _h の 関 数 形 | <p>(不安定時)</p> $\Psi_m = \int \frac{\phi_m}{\xi} d\xi = \ln(z/z_0) + \ln \left\{ \frac{(X-1)(X_0+1)}{(X+1)(X_0-1)} \right\} + 2 \{ \tan^{-1} X - \tan^{-1} X_0 \}$ <p>但し $X = (1-16\xi)^{1/4}$, $X_0 = (1-16\xi_0)^{1/4}$, $\xi_0 = z_0/L$</p> $\Psi_h = \int \frac{\phi_h}{\xi} d\xi = \ln \left\{ \frac{(X-1)(X_0+1)}{(X+1)(X_0-1)} \right\}$ <p>但し $X = (1-16\xi)^{1/2}$, $X_0 = (1-16\xi_0)^{1/2}$, $\xi_0 = z_0/L$</p> <p>(安定時)</p> $\Psi_m = \Psi_h = k \ln(z/z_0) + 7(\xi - \xi_0) \quad 0 < \xi \leq 0.714$ $\Psi_m = \Psi_h = c + 6 \ln(z/z_0) \quad \xi > 0.714$ | <p>(不安定時)</p> $F_m = 1 - \frac{9.4 R_{iB}}{1 + c_m (-R_{iB})^{1/2}}$ $F_h = 1 - \frac{9.4 R_{iB}}{1 + c_h (-R_{iB})^{1/2}}$ <p>(安定時)</p> $F_m = F_h = (1 + 4.7 R_{iB})^{-2}$ <p>但し</p> $c_m = 69.56 a^2 (z/z_0)^{1/2}$ $c_h = 49.82 a^2 (z/z_0)^{1/2}$ $a^2 = \frac{k^2}{(\ln(z/z_0))^2}$ $R_{iB} = \frac{g z_1}{\theta_1} \frac{(\theta_1 - \theta_g)}{(u_1^2 + v_1^2)}$ | <p>(不安定時)</p> $\Psi_m = \int \frac{\phi_m}{\xi} d\xi = \ln(z/z_0) + \ln \left\{ \frac{(X-1)(X_0+1)}{(X+1)(X_0-1)} \right\} + 2 \{ \tan^{-1} X - \tan^{-1} X_0 \}$ <p>但し $X = (1-16\xi)^{1/4}$, $X_0 = (1-16\xi_0)^{1/4}$, $\xi_0 = z_0/L$</p> $\Psi_h = \int \frac{\phi_h}{\xi} d\xi = \ln \left\{ \frac{(X-1)(X_0+1)}{(X+1)(X_0-1)} \right\}$ <p>但し $X = (1-16\xi)^{1/2}$, $X_0 = (1-16\xi_0)^{1/2}$, $\xi_0 = z_0/L$</p> <p>(安定時)</p> $\Psi_m = \Psi_h = k \ln(z/z_0) + 6(\xi - \xi_0) \quad 0 < \xi \leq 0.3$ $\Psi_m = \Psi_h = c + X - X_0 + \ln \left\{ \frac{(X-1)(X_0+1)}{(X+1)(X_0-1)} \right\} \quad \xi > 0.3$ <p>但し $X = (1+22.8\xi)^{1/2}$, $X_0 = (1+22.8\xi_0)^{1/2}$, $\xi_0 = z_0/L$</p> |
| プ ロ フ ア イ ル 関 数 | $\phi_m = (1-16\xi)^{-1/4} \quad (\xi \leq 0)$ $= 1 + 7\xi \quad (0 < \xi \leq 0.714)$ $= 6 \quad (0.714 < \xi)$ $\phi_h = (1-16\xi)^{-1/2} \quad (\xi \leq 0)$ $= 1 + 7\xi \quad (0 < \xi \leq 0.714)$ $= 6 \quad (0.714 < \xi)$ <p>(Kondo (1975))</p> | $\phi_m = 1.14(1-13.1\xi)^{-1/4} \quad (-2 \leq \xi \leq 0)$ $= 1.14(1+4.1\xi) \quad (0 \leq \xi \leq 0.5)$ $\phi_h = 0.84(1-7.9\xi)^{-1/2} \quad (-2 \leq \xi \leq 0)$ $= 1.14(0.74+4.1\xi) \quad (0 \leq \xi \leq 0.5)$ <p>(Businger <i>et al.</i> (1971))</p> | $\phi_m = (1-16\xi)^{-1/4} \quad (\xi \leq 0)$ $= 1 + 6\xi \quad (0 < \xi \leq 0.3)$ $= (1+22.8\xi)^{1/2} \quad (0.3 < \xi)$ $\phi_h = (1-16\xi)^{-1/2} \quad (\xi \leq 0)$ $= 1 + 6\xi \quad (0 < \xi \leq 0.3)$ $= (1+22.8\xi)^{1/2} \quad (0.3 < \xi)$ <p>(Kondo (1975))</p> |
| 解 法 ・ そ の 他 | $\xi = R_1 \Psi_m^2 \Psi_h^{-1}$ $(R_1 = g \theta^{-1} (\theta_1 - \theta_g) \Delta z_1 u ^2)$ <p>をニュートン・ラプソン法で解く. $\rho = 1.2 \text{ kg/m}^3 \quad \ell = 597 \text{ cal/g}$ $c_p = 1000 \text{ J/(kgK)}$ $k = 0.4$ $\theta = 304 \text{ K}$ $u ^2 \geq 1 \text{ (m/s)}^2$ とする.</p> | <p>Louis (1979) の方法による近似計算である. $\rho = p / (RT) \quad \ell = 585 \text{ cal/g}$ $c_p = 0.24 \text{ cal/(gK)}$ $k = 0.35$ θ はその場の値を用いる. $u_* \geq 2 \text{ cm/s}$ とする.</p> | <p>Ψ_m, Ψ_h は繰り返し法により求める. $\rho = 1.203 \text{ kg/m}^3$ $c_p = 1003 \text{ J/(kgK)} \quad \xi = -\frac{kgH\Delta z_1}{u_*^3 \theta c_p \rho}$ $k = 0.4$ $\theta = 298 \text{ K}$ B: ボーエン比 (given)</p> |

CASE1: 地表面温度を振幅10Kの正弦関数で与え、各モデルが通常使用している接地層のサブモデルを用いて顕熱輸送量を算出する (第2表参照).

CASE2: 顕熱輸送量の算出方法をバルク法に統一し、交換速度 $C_h |U|$ を 0.01 m/s に固定する。即ち、顕熱輸送量 = $C_h |U| \times$ (地表面温度 - 自由大気最下層の温位) とする。ただし、地表面温度

は CASE1 と同様に与える。

なお、CASE2 において交換速度を固定したのは、本実験が無風状態から出発するためであり、弱風時には交換速度がほぼ一定になるという観測事実に基づく (例えば近藤 1993)。



第2図 各モデルの15時の流線図 (CASE1).
a) MRI, b) NIES, c) NIRE, d) TOHOK.

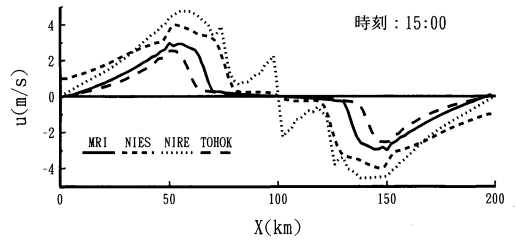
第3表 計算手法とその他のサブモデル等の比較.

| | MRI | NIES | NIRE | TOHOK |
|---------|-----|------|------|-------|
| 基礎式 | b | a, c | a | a |
| 計算スキーム | d | d | d | d |
| 乱流サブモデル | e | g | f | e |
| 備考 | | h, i | j | |

- a : Boussinesq 近似, 非弾性, 静水圧近似, Terrain-following 座標系.
- b : 非静水圧平衡, 他は a と同じ.
- c : 乱流エネルギーも予測.
- d : 空間 2 次以上の差分近似, 鉛直拡散は陰解法.
- e : クロージャーモデル・レベル 2 (Yamada 1983).
- f : Gambo (1978).
- g : Therry and Lacarrere (1983).
- h : 側面については 0 勾配条件で計算.
- i : 混合層高度を別途予測.
- j : 上空にスポンジ層を導入.

3. 実験結果

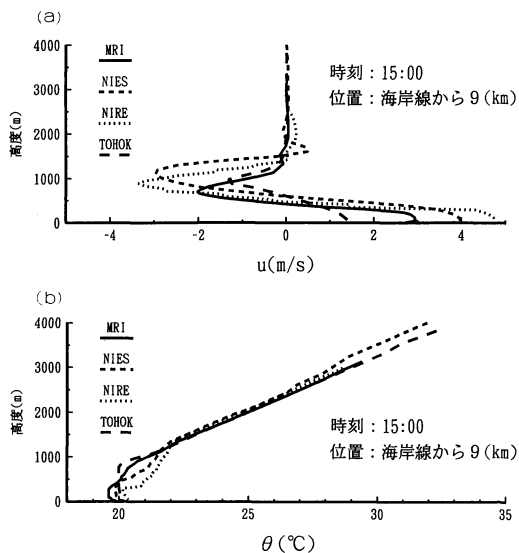
本実験結果の概略について見ると, 昼間陸面温度が上昇するにつれて海風が発達し, 15時ころが海風の最盛期となる. 海風の循環は21時ころには崩れ, 以後は陸風の循環が発達する. 以上の点については, どのモデルも, CASE1, CASE2 とも定性的には同様の結果を与えた.



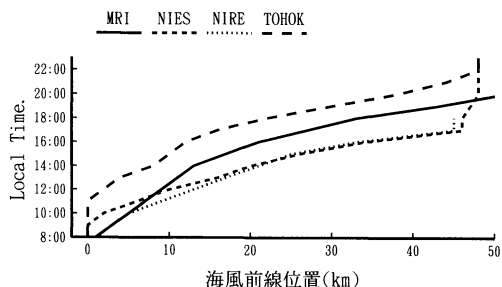
第3図 海岸線に垂直な方向の地上風速 u の分布. 4 種類のモデルによる計算値. CASE1: 地表面温度を統一した場合.

次に CASE1 について結果を詳しく見てみる. 第2図は, 各モデルで計算された15時の流線図である. 各モデルの計算結果では, 海風の循環の大きさや強さ, 海岸線上に発達する循環の最大の上昇流が現れる位置で定義する海風前線の位置などが各々異なっているが, その中で MRI と TOHOK, NIES と NIRE は循環の大きさが似ている. しかし NIRE では左右の循環のさらに前方にもう一つの循環があらわれ, 陸地の中央部で強い上昇流が生じている.

第3図は, 15時の地上 (第1層) の風速 u (海岸線に垂直な方向の風速) の水平分布である. 各モデルの



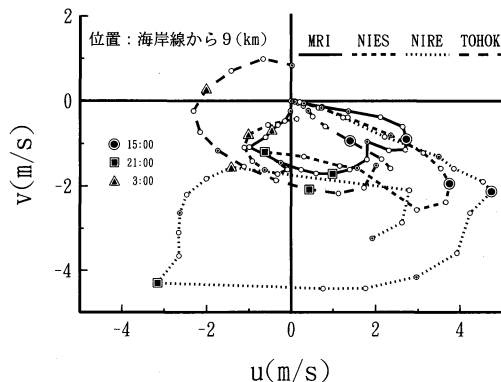
第4図 海岸線に垂直な方向の風速uの鉛直プロファイル (a) と温位の鉛直プロファイル (b). 4種類のモデルによる計算値. CASE1: 地表面温度を統一した場合.



第6図 海風前線の位置 (内陸距離). CASE1.

計算結果は海風の先端の位置などが異なっており、NIRE では陸地の中心部での風速分布が特に異なっている。地上風速のピークはどのモデルでも海岸付近に現れているが、風速については最大で2倍程度の差がある。

第4図は海岸線から内陸に9 km 入った地点における15時の風速uと温位の鉛直プロファイルである。第4図aでは、同じ地点の海風(地上風速)の計算結果に最大で3倍程度の差が現れている。また、上空に生じる反流も風速で最大2倍以上の差があり、またピークの高度も各モデルで異なっている。第4図bの温位プロファイルでは、循環の発達が早く強いNIREとNIESでは内陸9 kmでの地上付近の等温位層の厚さ



第5図 地上風のホドグラフ. CASE1.

は海風前線後部の下降流に抑えられて薄く、MRIおよびTOHOKではまだ強い下降流域に入らないので等温位層の厚さは比較的厚い。

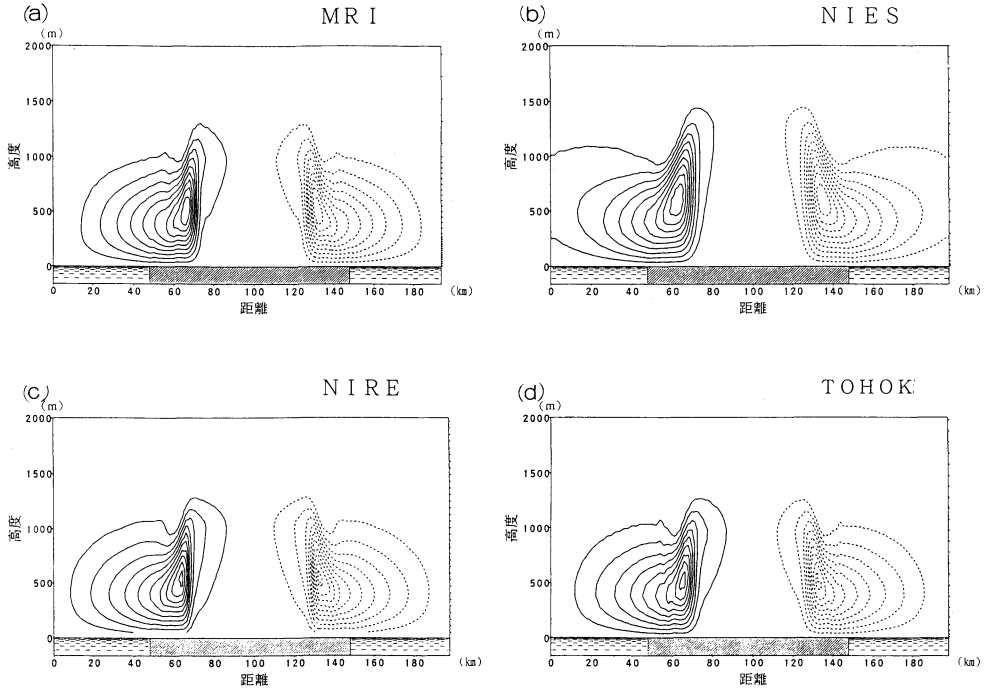
第5図は、海岸線から9 km 入った地点における地上風のホドグラフである。計算開始から海風の最盛時にかけてはどのモデルも原点から右下方へ向かうが、各々その角度と各時刻の風速が異なっている。また、それ以降の時刻では曲線の形状、陸風に転じる時間なども異なっており、夜間は昼間に比べてモデルの格差がさらに広がる傾向にある。NIREの計算結果が特に大きなカーブを描いているのは、第1層の厚さの違いによる(NIREは50 m, 他は5~10 m, 第1表参照, CASE2も同様)。

第6図は海風前線の位置の時間変化を示すが他の結果と同様、各モデルで大きな差がある。

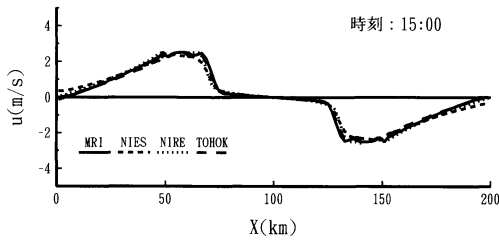
次に、CASE2の結果について同様に見てみる。第7図はCASE1の第2図に対応する15時の流線図である。第2図に比較して、4つのモデルの循環の強さと大きさがよく一致している。

第8図は15時の地上風速uの水平分布図であり、CASE1の第3図に対応する。第3図と比較すると、4種類のモデルによる計算結果はよく一致している。

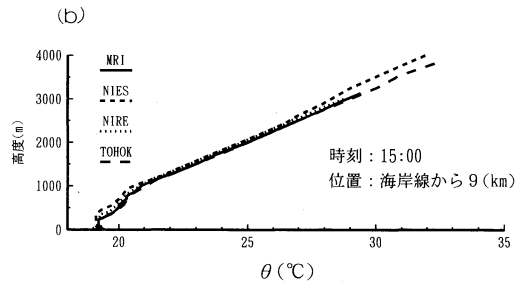
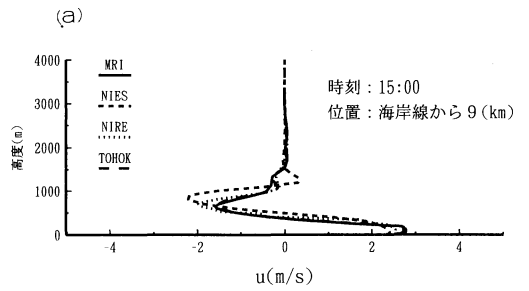
第9図は海岸線から9 km 内陸に入った地点における15時の風速uと温位の鉛直プロファイルである。第9図aでは第4図で最大3倍程度違っていた地上風速が 2.6 ± 0.2 m/sの範囲で一致している。しかし、上空の反流については、ピークや高度が互いに近づいてきてはいるもののまだ差が残っている。また第9図bの温位プロファイルについても生ずる海風循環の強さと大きさが近づいた結果、よく似たプロファイルになった。



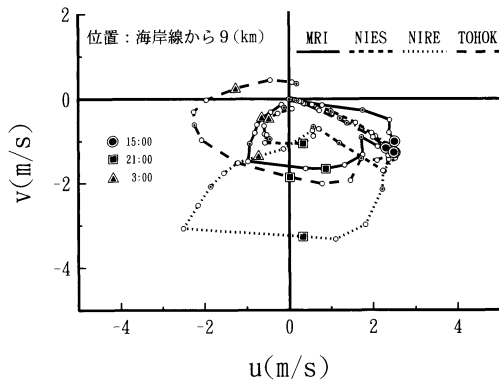
第7図 各モデルの15時の流線図 (CASE2).
a) MRI, b) NIES, c) NIRE, d) TOHOK.



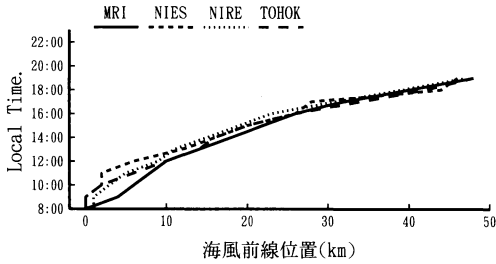
第8図 海岸線に垂直な方向の地上風速 u の分布. 4種類のモデルによる計算値. CASE2: 交換係数を統一した場合.



第9図 海岸線に垂直な方向の風速 u の鉛直プロファイル (a) と温度の鉛直プロファイル (b). 4種類のモデルによる計算値. CASE2: 交換係数を統一した場合.



第10図 地上風のホドグラフ. CASE2.

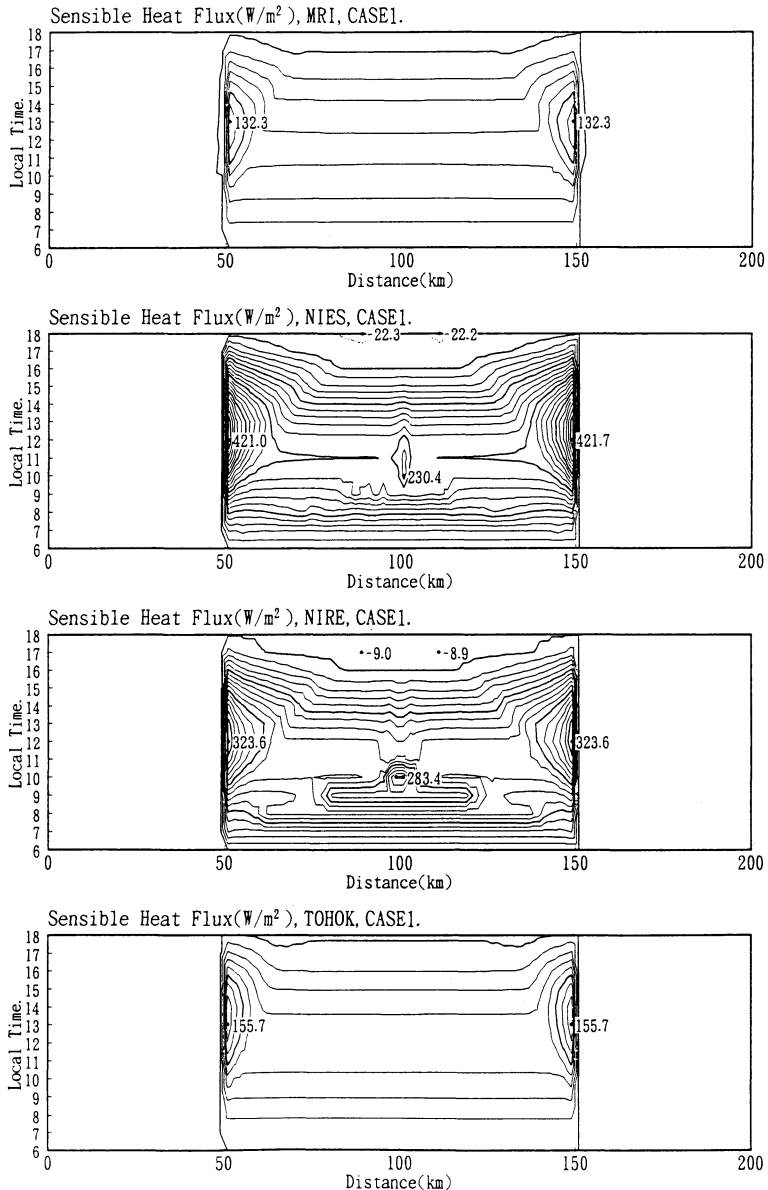


第11図 海風前線の位置 (内陸距離). CASE2.

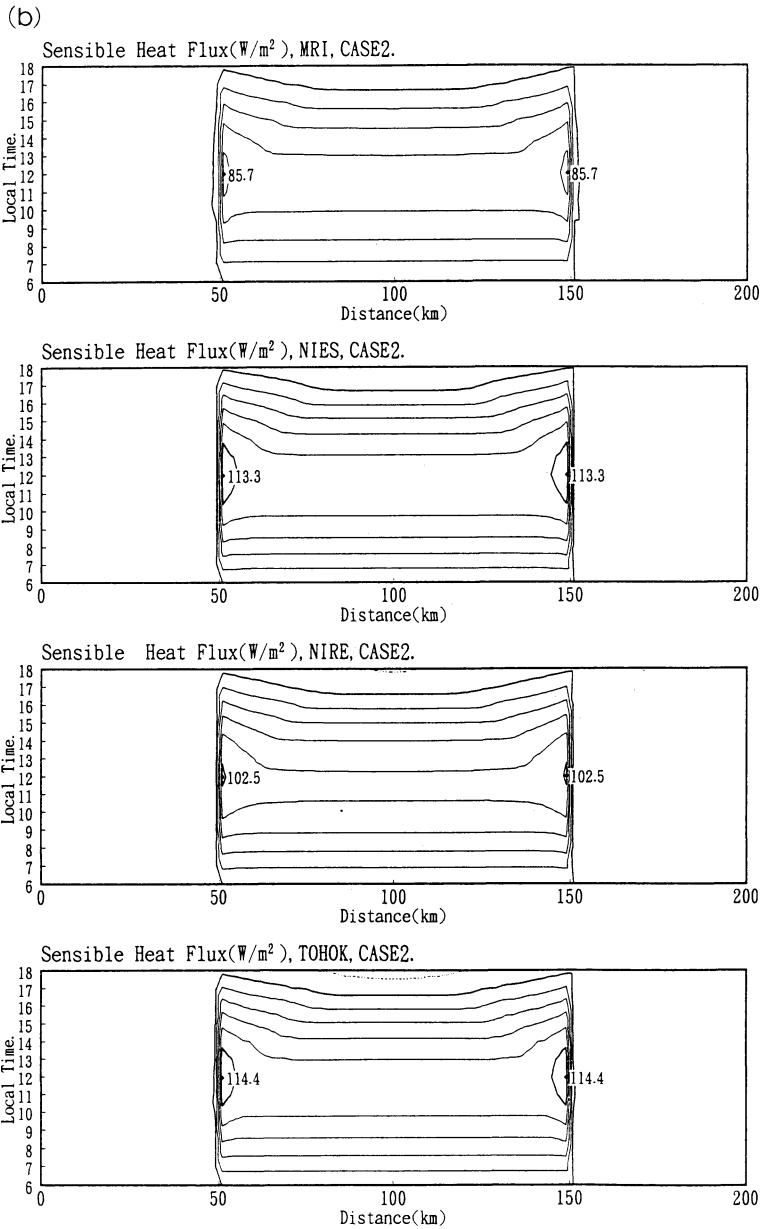
第10図は第5図に対応するホドグラフである。計算開始から海風最盛時にかけては MRI を除き、ホドグラフは一線上にならんだがそれ以降の時間や夜間はかなりの差が残された。

第11図は第6図に対応する海風前線の位置の時間変化である。計算を始めた初期の段階で位置に差が残っているが、海岸線からの距離が10~50 km の範囲でよく一致した。

(a)



第12図 顕熱輸送量の時空間分布. (a) CASE1.



第12図 (つづき). (b) CASE2.

4. 考察

前節で述べたように、CASE2 で交換係数を統一したことにより結果が互いによく一致したものと、一致度が近づいたもののまだ差が残ったものがある。このことについて若干の考察を加える。

一致が大幅に良くなったのは、海風循環の大きさと強さ、地上風速、温位プロファイル、海風が発達した

後の海風前線の位置であり、一致度が若干悪かったのは上空の反流の強さ、高度、海風最盛期以降のホドグラフ、発達の初期の段階の海風前線の位置である。

まず、CASE1 と CASE2 で地表からの顕熱輸送量が実際にどう変化したのかを第12図に示す。CASE1 に対応する第12図aでは NIES と NIRE の顕熱輸送量が MRI, TOHOK に比べて2倍から3倍程度大き

い。さらに NIRE では午前中に海風のまだ到達しない内陸部で顕熱輸送量が急激に大きくなっていくのが見られる。すなわちここで用いた NIRE の接地層のサブモデルの定式では(第2表で与えられている)第1層の風速に下限値を設けていない)風速 0.5 m/s 程度以下の無風および弱風不安定成層時に顕熱輸送量が他のモデルと比較して過大であるために、本来の海風前線より前方に、中心部へ向かう風を吹かせる気圧勾配が生成している。10時頃には、この先行風が陸地中央に達し、内陸部の過大な顕熱輸送量は解消するが、かわって、両側から中央部でぶつかりあった先行風が第2図や第3図に見られたような特異な風の分布を見せる。このような傾向は NIES の結果にもわずかながら見られる。

第12図bは CASE2 に対応するが、顕熱輸送量の差は最大±15%程度で、CASE1 に比べて差はかなり小さくなっている。また、CASE1 で見られた NIRE の午前中の特異な顕熱輸送量も見られない。従って、CASE2 で一致の大幅によくなった海風循環の大きさと強さ、地上風速、温位プロファイル、海風が発達した後の海風前線の位置については交換係数を統一することにより顕熱輸送量を近づけた結果がよく効いていると結論することができる。

一致度があまり良くなかった上空の反流の強さ、位置、海風最盛期以降のホドグラフ、発達初期の段階の海風前線の位置については、顕熱輸送量以外の要因が効いていると考えられる。そのような要因の可能性としては、乱流サブモデルの違い、鉛直格子間隔の違い等が考えられるが、今回はこれらに立ち入った実験は行わなかった。

5. まとめと結論

気象研究所、国立環境研究所、資源環境技術総合研究所、東北大学理学部で用いられている局地循環モデルを用い、単純な二次元の海陸風の比較数値実験を行った。海陸風循環を起動する熱的境界条件としては地表面温度を与え、正弦関数に比例する統一された地表面温度と各モデルの固有の接地層サブモデルから顕熱輸送量を算出する CASE1 と、顕熱輸送量の計算方法(交換係数)も統一して与える CASE2 の計算を行った。昼間の海風の発達については CASE1 では4つのモデルで一致した結果にはならなかったのに対し、CASE2 では海風循環の大きさと強さ、海風の地上風速、海岸付近の温位プロファイル、海風発達後の海風

前線の位置など、海風にとって重要な特徴についてはよく一致した結果となった。これに対し、上空の海風の反流の高度や強さ、海風最盛期以降のホドグラフ、発達の初期の段階の海風前線の位置については CASE2 においてもまだ差がみられた。

CASE1 では、各モデルにおける接地層サブモデルで、無次元高さ z や乱流輸送量を計算するための地上風速に関する適用範囲に差があったのが顕熱輸送量に大きな差が出た原因であると考えられる。しかし、CASE2 で交換係数を統一し、各モデル間の顕熱輸送量の差が小さく抑えられると海風の主要な特徴は各モデルで一致した。

夜間の場合には、交換係数を統一しただけでは、地上風速や陸風開始時刻等の重要な特徴についても一致した結果は得られず、どの要因が重要であるかについては今後の検討課題として残された。

参考文献

- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relation-ship in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- 沿岸域から内陸域にいたる広域大気汚染に関する研究班, 1987: 沿岸域から内陸域にいたる広域大気汚染に関する研究, 文部省「環境科学」特別研究報告書。
- Gambo, K., 1978: Note on the turbulence closure model for atmospheric boundary layers, *J. Met. Soc. Japan*, **56**, 466-480.
- Kessler, R. C. and S. G. Douglas, 1991: A numerical study of mesoscale eddy development over the Santa Barbara channel, *J. Appl. Met.*, **30**, 633-651.
- Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano, 1981: Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto District, *J. Met. Soc. Japan*, **59**, 723-738.
- Kimura, F., 1985: A numerical simulation of local winds and photochemical air pollution (II): Application to the Kanto Plain, *J. Met. Soc. Japan*, **63**, 923-936.
- Kimura, F. and S. Arakawa, 1983: A numerical experiment of the nocturnal low level jet over Kanto plain, *J. Met. Soc. Japan*, **66**, 489-495.
- 気象庁, 1975: 南関東大気環境調査特別観測資料。
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Met.*, **9**, 91-112.
- 近藤純正, 1993: 海面のバルク輸送係数と微風時の熱輸

- 送, 海洋, 号外, No. 5.
- Kondo, H., 1989: Description of NRIPR mesoscale model, Technical report No. 44, National Research Institute for Pollution and Resources.
- Kondo, H., 1990: A numerical experiment of the "extended sea breeze" over the Kanto plain, *J. Met. Soc. Japan*, **68**, 419-434.
- 広域大気汚染の動態研究班, 1983: 広域大気汚染の動態, 文部省「環境科学」特別研究報告書.
- Louis, J-F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary-Layer Met.*, **17**, 187-202.
- Pielke, R. A., 1974: A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115-139.
- Takano, K., 1976: Three dimensional numerical modelling of the land and the sea breezes and the urban heat island in the Kanto plain, *Dr. Sci. Thesis*, University of Tokyo.
- Therry, G. and P. Lacarrere, 1983: Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description, *Boundary-Layer Met.* **20**, 515-531.
- Yamada, T., 1983: Simulation of nocturnal drainage flow by a q^2 turbulence closure model, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 91-106.

GEWEX/GAME 国際会議の案内

WCRP (世界気候変動研究計画) の1995年以降の副計画として GEWEX (全球エネルギー・水循環観測研究計画) が準備段階にあります。GAME (GEWEX Asian Monsoon Experiment) は日本が主体となって計画立案を行っている GEWEX 傘下の国際共同観測計画です。日本での組織としては気候・気象・水文の関係者から成る GAME 実行計画委員会 (委員長: 安成哲三筑波大教授) が計画立ち上げに向けて作業を重ねています。モンスーンアジアのエネルギー・水循環機構の解明と地球規模での気候システムとの関連解明という研究課題は、今後に予定される衛星情報をいかに活用するかという実証的な技術開発との連携も含まれており、日本のみならず東南アジア各国の関係者たちからの反響を得ています。従って、国際的な情報交換が恒常的に必要となります。このような背景のもとに、本年3月3～6日に北京で開かれた GAWEX/

GAME 会議に引き続き、来年3月にタイのパタヤで第2回 GEWEX/GAME 会議が開催される予定で、当学会も後援しております。参加希望者は下記の東大・虫明研究室へ連絡下さい。

記

会議名: The Second International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME

主催団体: 日本 GAME 実行計画委員会, タイ国科学評議会

開催日: 1995年3月6日～10日

開催日: タイ国パタヤ

事務局: 東京大学生産技術研究所

虫明功臣教授 (Fax 03-3402-2597)

福嶋義宏 (名古屋大学大気水圏科学研究所)