

豊橋技術科学大学 ○北田敏廣、岡村 聖
気象協会東海本部 高木久之
(株)中部 菅谷朋弘

1. はじめに

海陸風や山谷風や台地—平地風などの局地風の地域特性が、地域規模の熱環境や大気汚染の動態を考える上で基礎的な背景を与えることは、よく知られている。これらの局地風は、種々の空間スケールの地形効果に影響されて、特有の日変化、空間分布を持つと考えられる。これら自然地形の効果に埋め込まれた、土地利用の変化など人為的な地形改変が、どの程度この局地風系に影響を与え得るかを予測するためにも、種々の地形効果と地域の流れ場の関係を明らかにしておくことが重要である。

本研究は、k-ε乱流モデルを組み込んだメソスケール気象モデル（静力学平衡、非降水、従属変数：流速ベクトル V 、温位 θ 、比湿 q 、気圧 p 、空気密度 ρ ）を濃尾平野を中心とする中部地方に適用し、地域特有の局地風生成に及ぼす種々のスケールの地形効果（伊勢湾・三河湾の影響、美濃・三河山地や鈴鹿山脈の影響、中部山岳の影響）を、晴天を仮定したいくつかの総観規模気圧配置、すなわち、シノプチックな気圧傾度なし、あるいは濃尾平野の海風が広域化することが知られている、太平洋側が日本海側にくらべて相対的に high 等の下で調べようとしたものである。

2. 気象数値モデル

モデルは、筆者の研究室で、従来から継続的に研究を行ってきたもの^{1, 2, 3)}で、主要な式を以下に示す。これらの式に対して(14)式で表される座標系を導入した。

$$\frac{DU_i}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} (-\overline{u_i u_j}) + f_1 (\delta_{i1} U_2 - \delta_{i2} U_1) - f_2 \delta_{i3} U_3, \quad i=1, 2 \quad (1)$$

$$-\overline{u_i u_j} = \nu_t \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \delta_{ij} k \quad (7)$$

$$\frac{\partial P}{\partial x_3} = -\rho g \quad (2)$$

$$-\overline{u_j \theta} = \frac{\nu_t}{\sigma_\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x_j} \quad (8)$$

$$\frac{\partial U_j}{\partial x_j} = 0 \quad (3)$$

$$-\overline{u_j q} = \frac{\nu_t}{\sigma_q} \frac{\partial q}{\partial x_j} \quad (9)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} (-\overline{u_j \theta}) \quad (4)$$

$$-\left(\overline{k' + \frac{p}{\rho}} \right) u_j = \frac{\nu_t}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial x_j} \quad (10)$$

$$\frac{Dq}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} (-\overline{u_j q}) \quad (5)$$

$$\frac{D\varepsilon}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right) + c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} \{ S + (1 - c_{3\varepsilon}) G \} c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{k} \quad (11)$$

$$\frac{Dk}{Dt} = \underbrace{(-\overline{u_i u_j}) \frac{\partial U_i}{\partial x_j}}_S + \underbrace{\frac{g}{\Theta_v} \overline{u_3 \Theta_v}}_G + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ -\left(\overline{k' + \frac{p}{\rho}} \right) \right\}}_T - \varepsilon \quad (6)$$

$$\nu_t = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (12)$$

$$c_\mu = 0.09, \quad c_{1\varepsilon} = 1.44, \quad c_{2\varepsilon} = 1.92, \quad \sigma_\theta = 1.0, \quad \sigma_q = 1.0, \quad \sigma_k = 1.0, \quad \sigma_\varepsilon = 1.3 \quad (13)$$

$$\xi = x, \quad \eta = y, \quad \sigma = \frac{z - Z_G(x, y)}{H(x, y) - Z_G(x, y)} \quad (14)$$

静力学平衡の仮定、 $k-\varepsilon$ モデルの使用などほぼ我々の以前のモデルの枠組みを踏襲しているが、新たに水蒸気の輸送方程式を加え、さらに通常の地形を考慮した鉛直方向変数変換を採用した。また、最下層10mについて接地層を仮定している。以下、地表面境界についていくつか取り入れた方法について述べる。

2. 1 地表面の熱収支式

$$K|(1-a) + R| + Q_A - \varepsilon_s \sigma T_s^4 - H_s - LE_s - G_s = 0$$

ここに、 $K|$: 地表に到達する短波放射流束、 $R|$: 大気からの長波放射、 Q_A : 人工熱源強度、 T_s : 地表面温度、 σ : シュテファンボルツマン定数、 H_s : 大気への顕熱流束、 E_s : 大気中への水蒸気流束、 L : 水の気化熱(定数)、 G_s : 地中への熱流束。また、 a : アルベド(地表の太陽放射に対する反射率)、 ε_s : 地表面の長波放射率は表面性状によって変化させるパラメーターである。

$$\text{さらに、} H_s = -\rho C_p (\tau u \cdot z_s) / (\sigma_T) (\partial \theta / \partial z), E_s = -\rho (\tau u \cdot z_s) / (\sigma_a \theta_m) (\partial q / \partial z)$$

2. 2 地表面での水蒸気量及び土壌層における水分及び熱の輸送の扱い

土壌中の水分濃度については、土壌中の水分濃度の日変化が見られる深さ($d_1' = 10\text{cm}$ と仮定)と季節変化が見られる深さ($d_2' = 50\text{cm}$ と仮定)の二層に分けて、地表面からの蒸発と深い土壌中への水分の移動を考慮するforce-restore法(Deardorff, 1978)を用いた。

$$(\partial w_s / \partial t) = -C_1 (E_s - P) / (\rho \cdot d_1') - C_2 (w_s - w_z) / \tau_1$$

ここに、 w_s : 地表面層(d_1' 内)の水分濃度(無次元: 水の体積/土の体積)、 E_s : 地表面から大気中への蒸発のフラックス、 P : 降水強度、 ρ : 水の密度、 w_z : 水分濃度の日変化が見られない土壌中(d_2' 内)での水分濃度、 τ_1 : 1日の時間、 C_1, C_2 : w_s に依存する係数。

$$E_s = -\rho_a a (\tau u \cdot z_s) / (\sigma_a \theta_m) (\partial q / \partial z) = -\rho_a a' (\tau u \cdot z_s) / (\sigma_a \theta_m) (q_s - q_{sat}(T_s))$$

$$\text{また } q_s = a' q_{sat}(T_s) + (1-a') q_a, q_s \leq q_{sat}(T_s)$$

$$a' = \min(1, w_s / w_k)$$

ただし、 q_s : 地表面における水蒸気濃度、 q_a : z_s における水蒸気濃度、 $q_{sat}(T_s)$: 地表面温度 T_s での飽和水蒸気濃度、 ρ_a : 空気の密度、 w_k : w_s がこの値を超えると地表面での水蒸気濃度 q_s が $q_{sat}(T_s)$ に等しくなる臨界土壌水分濃度。

土壌層の温度は、1次元非定常の熱伝導方程式により表した。

3. 高気圧支配下における濃尾平野の流れ場

日本中央部が緩やかな気圧傾度の高気圧におおわれ晴天のとき、濃尾平野では流れ場に特徴的な日変化が見られる。その一つは、濃尾平野の海風システムが15時頃を境に切り換わることである。図1aが前半部分を代表するもので、伊勢湾と陸部の対比及び濃尾平野と三河山地の対比など、ローカルな地形効果に基づくと推測させる流れ場であり、一方、図1b, cは後半部分を代表するもので、濃尾平野に吹く南東系の海風が遠州灘と濃尾平野、中部山岳などより上位の地形効果の影響を想起させる(図2参照: この段階での局地天気図)⁴⁾。後半部の海風は、風速も大きく、厚みが600m程度で明確な層を成し、前半部とは性質が異なる(図3参照: 名古屋市港区での観測に基づく温位鉛直分布の日変化)⁴⁾。

やや意外なことは、このような流れの日変化が、濃尾平野の土地利用が大きく変化した前後(1975年~1985年)で、それほど変わっていないように見えることである⁵⁾。濃尾平野の流れに対する種々の空間スケールの熱源効果(自然熱源-海陸分布、山岳分布etc. - 及び人工熱源)の相対的重要性を定量的に把握することの重要性を示していると考えられる。

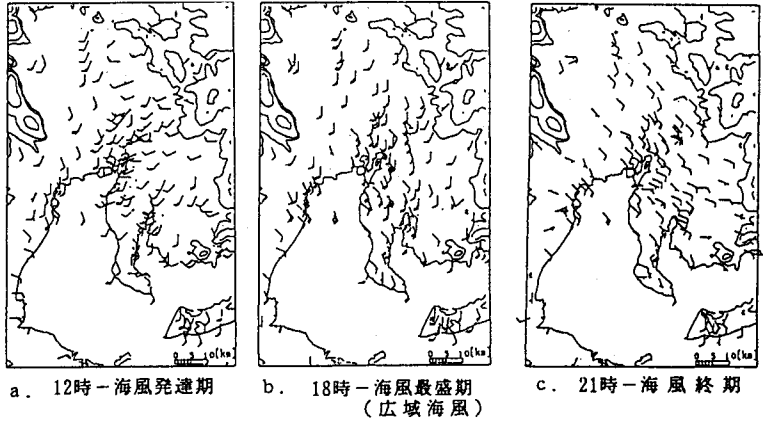
4. 結果

研究段階は、まだpreliminaryである。一つだけ、領域をほぼ図1の範囲に限り、山が無く陸地は全て森林におおわれているとしたとき(すなわち、陸地部の土地利用が一様としたときの結果を図4に示す。この場合、明らかに図1bに見られる後期海風の生成は見られず、前期海風(図1a)に相当する流れのみが生成している。また、名古屋に吹く南西系の海風は、第一義的に伊勢湾の海岸形状がもたらすものであることを示唆する。

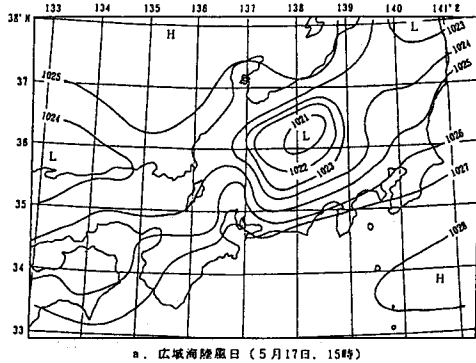
以後の結果及び検討は講演時に示す。

(文献)

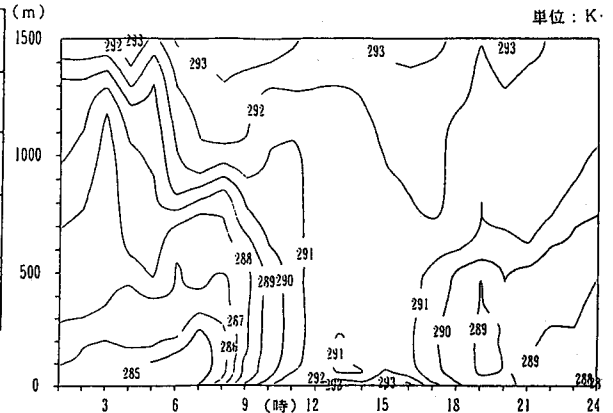
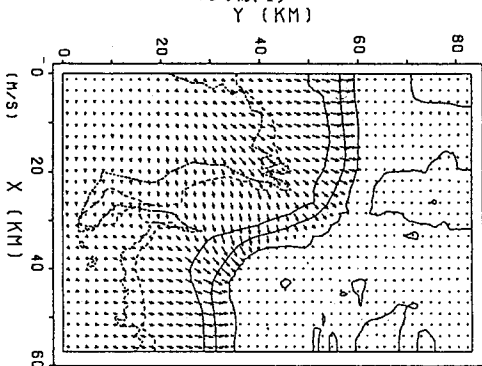
- 1) Kitada, T. (1987) Bound.-Layer Meteor., **41**, 217-239.
- 2) Kitada, T., Takagi, H., and Kunii, K. (1991) Energy and Buildings, **15/16**, 979-992.
- 3) Kitada, T. and Takagi, H. (1992) Monitoring and Modelling in the Mesoscale, KFA, julich, germany, 135-146.
- 4) 森、小川、北田(1994) 濃尾平野における海陸風の特徴と広域海風の出現条件, 天気, **41**, 379-385.
- 5) 高木、北田(1994) ドップラーソーダによる大気境界層下部の乱れの鉛直分布とその $k-\epsilon$ 乱流モデルによる解析, 天気, **41**, 印刷中.
- 6) 北田、国井、久保田(1991) 地域規模の土地利用変化に伴う大気環境変化-濃尾平野の10年間(1975-1985)を例に, 衛生工学研究論文集, **27**, 117-127.



第1図 典型的な広域海陸風日における流れ場の変化(1985年5月17日). 長い矢羽根は2 m/s, 短い矢羽根は1 m/sを示す. また, 「C」は静穏を示す. (文献4)



第2図 広域海陸風日と非広域海陸風日における局地天気図の例. 等圧線の単位は hPa. (文献4)



第3図 温位の時間-高度分布(名古屋市港区; 1年4月22日; 文献5))

DATE 5.12
TIME 15.00HOUR
0.00MIN.
Z= 30.0 M
----- ELV111=284.0
===== ELV121=288.0
===== ELV131=296.0
===== ELV141=297.0
5.0 (M/S) L 5.0

第4図 計算例: 15時、高度30mでの流れ場、温位場(山なし、陸地部の土地利用-森林)