

濃尾平野の局地風と気温場を与える都市化の影響

豊橋技術科学大学 学生会員 岡村 聖
同 上 正会員 北田敏廣
同 上 田中勢都

1. はじめに 濃尾平野は、周囲を伊勢湾、太平洋、中部山岳等に囲まれた日本の典型的な自然地形を持つ地域である。本研究は、 $k-\epsilon$ 乱流モデルを組み込んだメソスケール気象モデルを中部地方に適用し、濃尾平野の局地風に対する地形の効果と都市化の効果进行らかにしたものである。

2. 濃尾平野・伊勢湾域における海陸風場の特性 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。5月の典型例を上げれば、海風・谷風の時間変化は、ほぼ3つのステージに分けられる^{1,2)}。i) 最初は、午前11時頃まで、海風や谷風がローカルな海岸線や谷筋の地形に影響されてそれぞれ独立に吹く段階。次は、ii) 伊勢湾から濃尾平野に向かう南南西～南西の風が支配的な段階で15時頃まで続く(図1)。さらに、次の段階では、iii) この濃尾平野の海風システムが15時頃を境に切り換わり、次第に南南東～南東系の海風が優勢になって、これが22～23時頃まで続く。この局地風の日変化の特性は、図2aに示す様な広い計算領域をとれば、自然地形(特に、100km以上離れた中部山岳の影響が大きい)の効果のみでも、ほぼ再現されることが文献⁵⁾で述べられた。

3. 数値モデルおよび解析対象領域 モデルは、筆者らの研究室で、従来から継続的に研究を行ってきたもの^{3,4,5,6)}である。最下層30m以下について接地層を仮定し、熱収支式によって地表面温度を計算した。側方および上方境界条件はいずれも境界面に直角方向の勾配0で与えた。鉛直方向の領域上端は、海拔高度6.5kmに設定した。計算領域を図2a、計算領域内の注目領域を図2b、濃尾平野、伊勢湾域の土地利用形態を図3に示す。シミュレーションは、陸地の土地利用を全て森林とした“Case 1”と、図3に示す4分類(水田、図2b 計算領域内の注目領域。森林、田園、都市)とした“Case 2”について行なわれた。

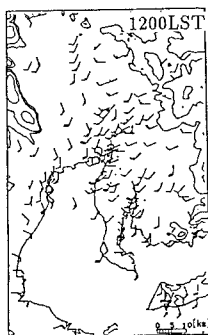


図1 観測地上風。

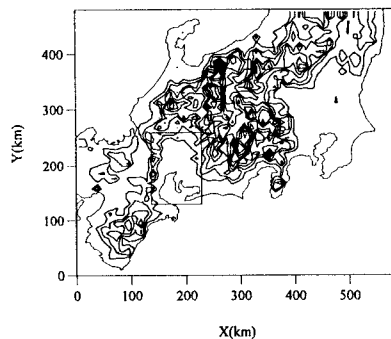


図2a 計算領域。

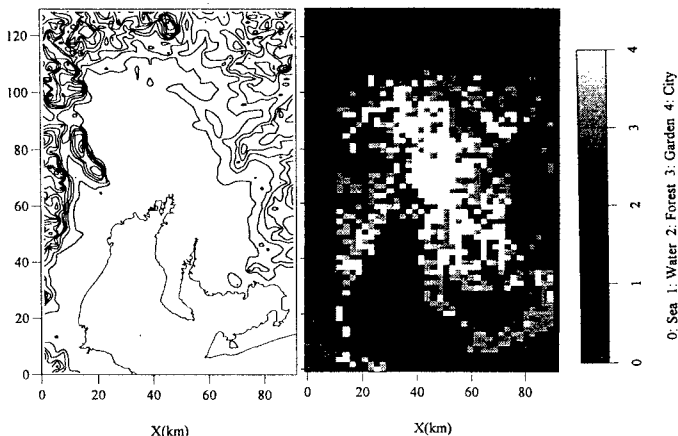


図3 土地利用形態

(a) Case 1 1200LST H=10m

(b) Case 2 1200LST H=10m

(c) Case 2 1300LST H=10m

(d) Case 2 1400LST H=10m

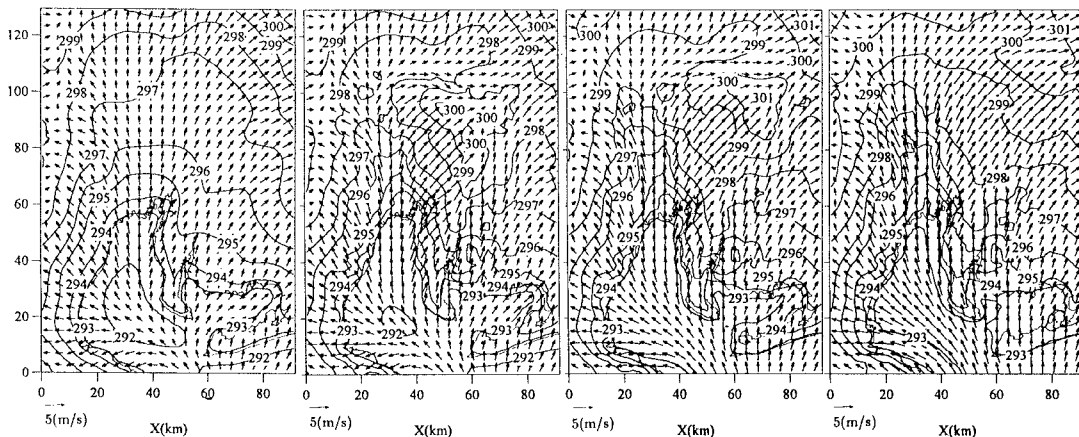


図4 シミュレーションによる地上風、温位場。

4. シミュレーション結果 主として自然地形の効果によって決まる濃尾平野の局地風、都市域がどの程度影響を与えるかを、都市域が全く存在していなかった場合 (Case 1) と現在の状態 (Case 2) とを比較することにより検討する。図 4a, b は、それぞれ、Case 1, 2 の 12 時における地上風と温位場である。両ケースとも、図 1 に見られる観測風の特徴を表しているが、明らかな違いが 2 つある。1 つ目は、図 4a には存在しない海風風下の高温域が、図 4b にあることである。この高温域は、自然地形で決まるこの時点の主風向である北東方向に移動し (図 4c: 13 時)、そして解消される (図 4d: 14 時)。この局所的高温域は観測気温からも得られている。2 つ目は、高温域に弱風帯が形成されることである。このメカニズムを調べるために図 4a, b における、南西端から北東端を結ぶ対角線上の断面での速度、温位場を図 5a, b に示す。図 4b の高温域の上空には深い混合層が発達していることがわかる。都市域が無ければ、この高温域が形成されないことは、図 5a, b の比較により明らかである。高温域の形成、移動の理由は次のように考えられる。海風が到着する前、都市域は地表面の熱特性等により急激に加熱され熱源となる。この熱源は相対的な低圧部となり、風下の内陸部では海風と逆方向の気圧勾配を作るために、弱風域になる。この弱風域で、混合層は発達し、地面からの熱フラックスによって空気塊は加熱され、内陸部に高温域ができる。海風が都市域に到着すると、海洋性の冷氣のため、相対的な高温域はその風下に移動する。内陸部への、海風の進入と共にこれを繰り返しながら、高温域は北東方向に移動していく。図 5a, b の速度と温位に対してそれぞれ、引き算 (Case 2 - Case 1) を行なったものが図 6a (温位差)、図 6b (速度差) である。プラスの値が昇温、増速を示す。海風前線の風下に弱風域があり、そこが高温域になっていることが確認できる。また、高温域が形成されるもう一つの理由は、都市域から内陸部への海風による熱輸送である。14 時の段階では、高温域は領域の外へ消えてしまうが (図 4d)、図 6a と同様、温位のケース間差をとてみると (図 7)、都市域から内陸部へ向かって昇温域が伸びていることがわかる。これは、海風が都市域を通過する際に熱を取り込み輸送したためと考えられる。

5. おわりに 都市域は、次のようにして、内陸部の気温上昇を引き起こす。(i) 都市域 (熱源) が海風下に置かれると、その風下側で海風と逆方向の圧力勾配が引き起こされ、弱風帯が形成される。(ii) ここで、混合層は発達し、上空大気は海風到着前に強く加熱され、高温域になる。(iii) (i)、(ii) を繰り返しながら、海風前線の前方にできる高温域は内陸部へと移動していく。(iv) また、海風によって都市域の加熱された大気が内陸部へ輸送されることも、気温上昇の原因となる。

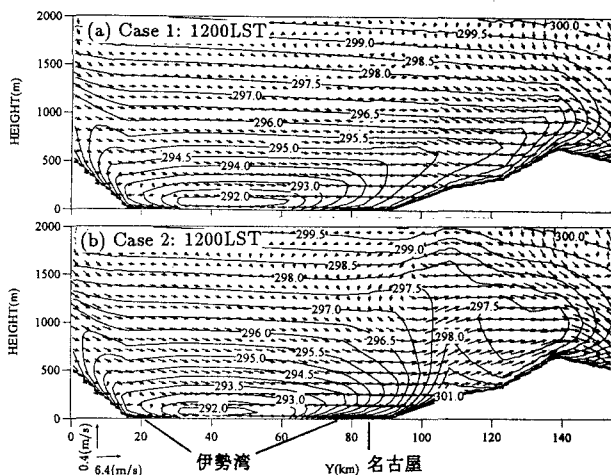


図 5 図 4 の南西端～北東端を結ぶ対角線の鉛直断面での速度、温位場。

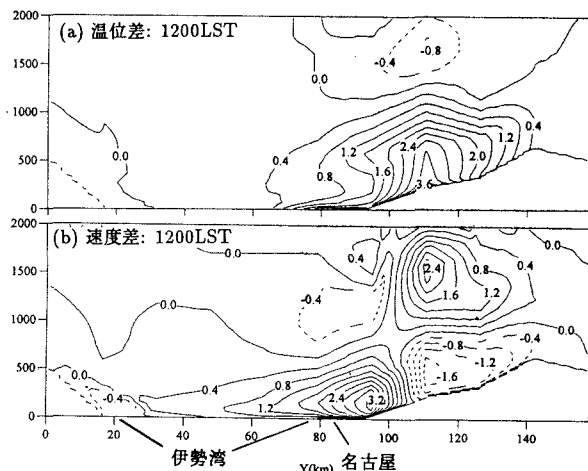


図 6 図 5a, b の温位と速度のケース間差 (Case 2-Case 1)。

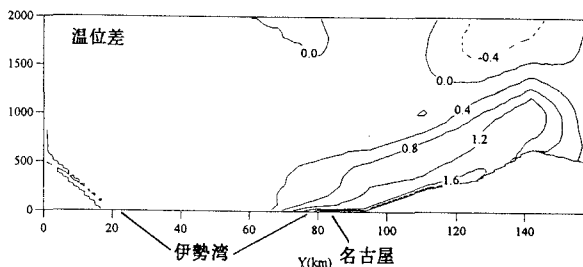


図 7 図 6a と同様、ただし 1400LST。

参考文献 1) 北田敏廣、国井克彦、久保田庄三, 1991: 地域規模土地利用の変化に伴う大気環境の変化—濃尾平野の 10 年間に例を、衛生工学研究論文集, 27, 117-127. 2) 森博明、小川弘、北田敏廣, 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. 3) Kitada, T., 1987: Boundary Layer Meteorology, 41, 217-239. 4) Kitada, T., H. Takagi, 1992: Monitoring and Modelling in the Mesoscale, Ed. Moussopoulos and Kaiser, KFA, Jülich, Germany, 135-146. 5) 北田敏廣、岡村聖、高木久之, 1995: $k-e$ / メソスケール気象モデルによる濃尾平野の局地風解析—様々なスケールの地形効果—, 環境工学研究論文集, 32, 241-252. 6) Kitada, T., K. Okamura, S. Tanaka, 1996: Effects of Urbanization on Local Winds and Thermal Environment in Nohbi Plain, Coastal Region of Central Japan, J. Appl. Meteor., (submitted).