

大阪平野に流入する冷気流に関する数値計算

玉井 昌宏¹・富林 千尋²

¹正会員 大阪大学准教授 大学院工学研究科地球総合工学専攻 (〒565-0871 吹田市山田丘 2-1)

E-mail:tamai@civil.eng.osaka-u.ac.jp

²学生会員 大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻前期課程 (〒565-0871 吹田市山田丘 2-1)

E-mail:tomibayashi@civil.eng.osaka-u.ac.jp

沿岸都市域のヒートアイランド現象の緩和のためには、海陸風や冷気流などの活用が欠かせない。大阪平野に流入する冷気流に関する研究が皆無であることに鑑み、本論では、生駒山地、金剛山地から流入する冷気流の様相と、前報でその存在を指摘した大和川冷気流の発生要因を明らかにするために、3次元大気流動モデルHOTMACを用いて数値計算を行った。両山地から流入する冷気流が、夏季夜間の大阪平野東部の気温を最大2K程度低下させていること、その高さが高々50m程度であり上町台地やビルなどの都市構成要素の影響を強く受ける可能性のあることを示した。また、両山地からの冷気流が大和川付近で合流し、大阪平野側に流出することによって大和川冷気流が形成されることがわかった。

Key Words : Heat Island, Sea and Land Breeze, Nocturnal Drainage Flow, Numerical Simulation

1. はじめに

都市域のヒートアイランド現象軽減のためには、人工排熱抑制や地表面熱収支の改善に加えて、海風や陸風といった都市とその周辺地域との気温差によって生じる気流の活用も重要である。¹⁾ 筆者らは、前報において、大阪湾沿岸地域の夏季の夜間気温が、周辺の気流構造と密接に関係しており、とくに大阪湾からの海風によって上昇すること、周辺山地などから流入する陸風によって低下することを示した。また、大和川に沿って流下する冷気流が、大阪平野の気温低下に貢献する可能性のあることを示した。²⁾

海陸風や冷気流をヒートアイランド対策において積極的に活用するためには、その流動構造や発生要因などについて詳細に検討する必要があるのは言うまでもない。ところが、大阪平野に流入する海風については種々検討されているものの³⁾、陸風や冷気流に関する研究は皆無である。竹林⁴⁾が、神戸市の冷気流発生条件と影響範囲を検討している程度である。大阪平野のヒートアイランド現象緩和に関連すると考えられる淀川沿川地域から、あるいは大阪平野を取り囲む生駒山地や金剛山地から流入する陸風あるいは冷気流についての検討は全く行われていない。

そこで、本研究では、大阪平野東方の生駒山地と金剛山地から流入する冷気流の構造と前報においてその存在

を予測した大和川冷気流の発生要因について、大気流動場の3次元数値計算によって検討する。

2. 計算方法

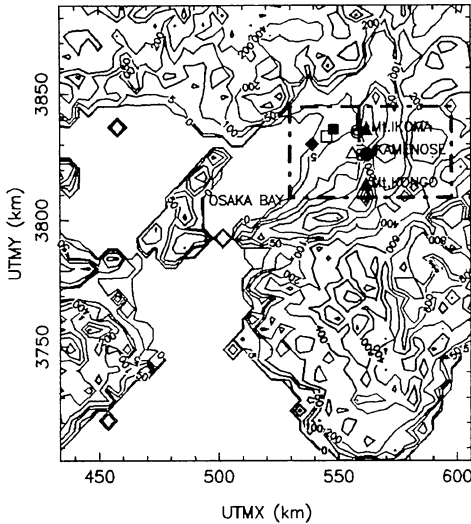
(1)数値モデルの概要

数値計算には、汎用大気流動モデルHOTMAC (Higher Order Turbulence Model for Atmospheric Circulation) Ver.7.2⁵⁾を用いる。乱流モデルはMellor-Yamadaレベル2.5である。本数値計算によって再現されない大きな空間スケールの気流場の影響を考慮するために、客観解析データ(気象庁メソスケール数値予測モデルGPV-MSMの初期値データ)をナッジング手法により計算に取り込む。後述するように本論の計算対象時期は2003年9月である。この時代のGPV-MSMでは、北緯47.6度、東経120度(西北端)～北緯22.4度、東経150度(東南端)の領域内で、0.2×0.25度間隔の等緯度、等経度の格子点上で、地上と等圧力面(975, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPa)の気象データが提供されている。HOTMACは平面直交、地形に沿うZ座標の格子であることから、GPV-MSMの各種気象データを空間的に線形内挿することによって、本数値計算の全格子における各物理量を求めた。客観解析データの時間間隔は、6時間(03, 09, 15, 21JST)であるために、時間についても線形内挿して、1時間毎のデータを作成した。HOTMACの計

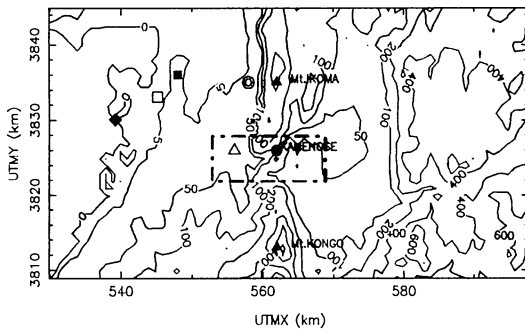
表ー1 土地利用別の各種パラメータ

No.	土地利用分類	k(m)	α	RH
1	田	0.7	0.15	1
2	畑	0.04	0.25	0.9
3	果樹園	1	0.25	0.8
4	樹木畑	1	0.25	0.8
5	森林	2	0.18	0.9
6	荒地	0.01	0.2	0.5
7	建物用地 A	1	0.1	0.2
8	建物用地 B	0.05	0.2	0.4
9	幹線交通用地	0.01	0.05	0.3
10	空地・その他	0.01	0.15	0.4
11	湖沼	0.001	0.1	1
12	河川	0	0.0328	0.9
13	河川敷(人工地)	0.001	0.2	0.8
14	海浜	0	0.25	0.8
15	海水域	0.001	0.0328	1

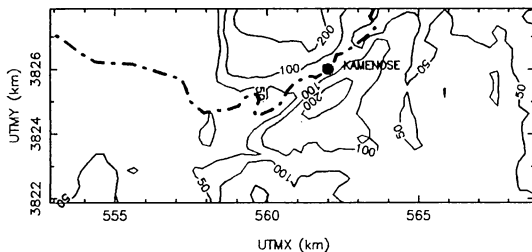
k(m): 粗度高, α : アルベド, RH: 相対湿度



(a)第1メッシュ



(b)第2メッシュ



(c)第3メッシュ

図ー1 計算領域 (◆: ドップラーソーダ観測地点, ■: 上町台地, ●: 亀の瀬, ▲: 生駒山, 金剛山山頂, □: 大気常時監視局第203番局, ◎: 第802番局, △: アメダス八尾)

算に導入した物理量は、水平方向の風速ベクトルと温度である。水平風速ベクトルを内挿する場合には、東西方向、南北方向の風速成分別に線形内挿した。

(2) 計算領域

数 10 km 以上の大きなスケールの気流場の再現は客観

解析データに頼るものとして、大阪平野東部の山地における冷氣流の形成を精度高く再現するために、ネスティング手法を用いて図ー1のような計算領域を設定した。縦軸と横軸は、ゾーン No.53 の UTM 座標系で示されている。第1, 第2, 第3メッシュは、それぞれ北緯 34.30 度, 東経 135.22 度を中心とする東西 172km×南北 180km, 北緯 34.58 度, 東経 135.70 度を中心とする東西 63km×南北 36km, 北緯 34.57 度, 東経 135.66 度を中心とする東西 16km×南北 6km のいずれも長方形の領域である。第2メッシュは生駒山地と金剛山地からの冷氣流の再現を、また、第3メッシュは前報で指摘した大和川冷氣流の再現を念頭において設定している。同図(a), (b)中の一点鎖線は、ひとつ内側の計算メッシュを示している。また、(c)の一点鎖線は1級河川大和川の流軸を示している。図中の◆印, ■印, ●印はそれぞれドップラーソーダ観測地点, 上町台地, 亀の瀬の位置を示している。▲印は生駒山と金剛山の山頂である。□印, ◎印は大阪府大気汚染常時監視データの観測局である第203番局と第802番局の位置を、△印はアメダス八尾の位置を示している。第1～第3メッシュの計算格子形状は正方形であり、サイズはそれぞれ 4, 1, 0.25km である。計算領域の最大高さは、いずれのメッシュも 5000m であり、地表から鉛直方向に段階的に増加するような 30 層の不等間隔格子によって分割されている。

地形データとして国土地理院数値地図 250m メッシュ (標高) を、土地利用データとして国土地理院土地利用情報 1/10 細区分区画利用データ KS-202-1 を用いた。さ

らに、Pielke の研究⁷⁾を参考に、アルベド、粗度等のパラメータを表-1のように設定した。

(3)計算対象期間

筆者らは2003年8月21日17:00より9月10日13:00までの約3週間、大阪南港においてドップラーソーダによる風速観測を実施した。この測定結果を数値計算の精度検証に用いるために、この観測期間内で明確な海陸風交替が出現した日を含むように計算期間を設定した。計算期間は9月6日～9月9日12時までの84時間とした。

3. 生駒山地から流入する冷氣流

図-2は、2003年8月1日から10日間の地上気温と地上風向、短波放射量、850hPa面での高層風速の時系列を示している。地上温度と風向は、大阪府大気汚染常時監視データの東大阪市旭町庁舎局(局番号・802、東大阪市旭町)と平尾小学校局(局番号・203、大阪市大正区平尾)におけるデータを用いている。第802番局の位置は、図-1(b)に◎印で示されている。生駒山頂より4km程度西方に、上町台地より10km程度東方に位置している。この観測局の気温と風向の観測高さは、それぞれ18mと28mである。第203番局の位置は、同図中に□印で示

されており、気温と風速の観測高さは15mと18mである。短波放射量は大阪管区気象台による観測値、高層風速は潮岬での高層観測データである。

気温の時系列から、日中の最高気温は大阪湾の海岸線に近い第203番局の方が低い。これは海風の影響であると考えられる。一方、夜間の最低気温は、高層風速が大きくなったTime=168, 192hour頃の二晩を除いて、生駒山麓の第802番局の方が低くなっている。両局の最低気温の差異は大きい日には2℃程度にまで及んでいる。地上風向の測定結果より、Time=24, 48, 72, 144hour頃のように、第802番局では、夜間、東より風が吹くことが多い。生駒山地の尾根線は南北方向に伸びており、この風は斜面を下降する気流であると予想される。海岸線に近い第203番局では、第802番局に遅れて東寄りの風が発生することがあり、生駒山西側斜面において発生した下降流が海岸付近にまで到達する可能性があると解釈できる。Time=168, 192hour頃のように、高層風速が10m/sを超えた夜間では、両局共に北～北東風となっており、気温は第802局の方が高くなっている。これらのことから、生駒山地西側斜面を下る低温の斜面下降流が、山麓域の気温の低下に寄与していると考えられる。

このような観点で、同月11日～31日のデータを併せて分析したところ、2003年8月1カ月の間に生駒山から

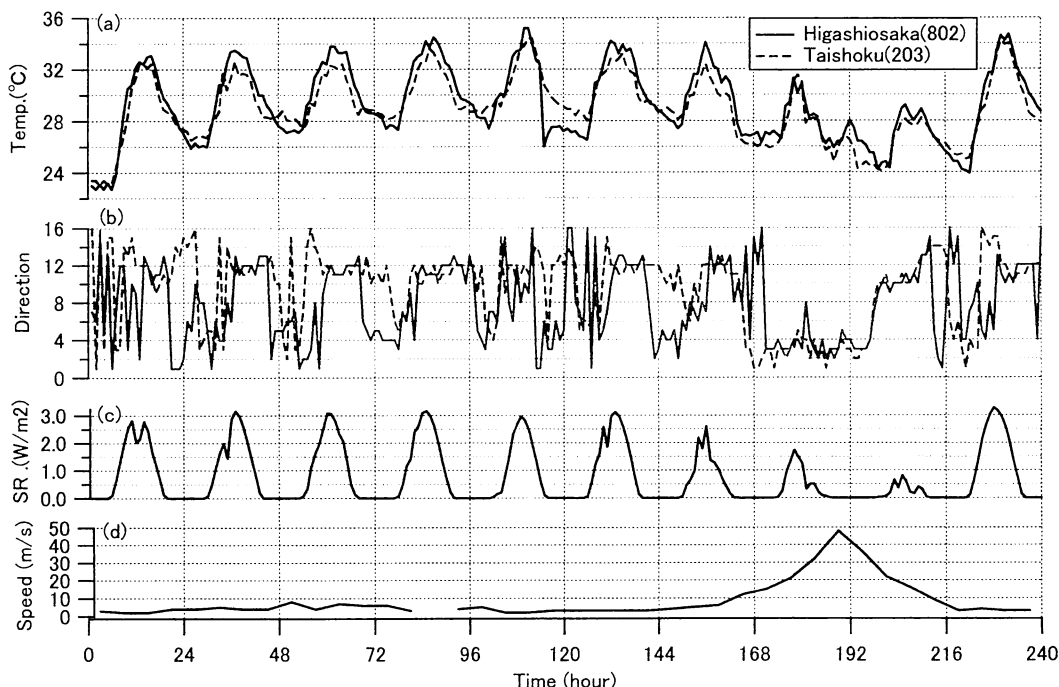


図-2 大気汚染常時監視局の気温・風向と短波放射量(SR)、高層風速との関係(2003年8月1～10日)
(a)大気汚染常時監視局気温、(b)大気汚染常時監視局風向、(c)大阪管区気象台短波放射量、(d)潮岬高層風速

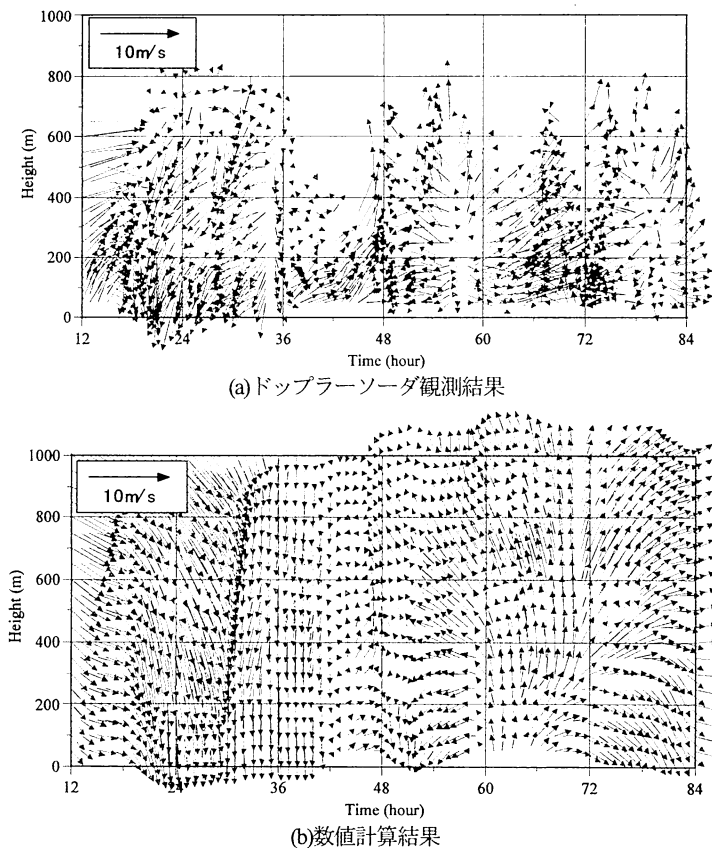


図-3 ドップラーソーダ風速計と数値計算結果との比較

の斜面下降流によって、山麓域の気温が低下していると判断できる日は14日程度あった。従って、この冷たい斜面下降流あるいは冷気流は、特異な気象条件によって偶然発生するようなものではなく、海陸風の発生と同様に高層風が弱い好天日の夜間であれば発生するものと推測される。なお、詳細な発生条件の検討については今後の検討課題としたい。

4. 計算結果と考察

(1) ドップラーソーダ観測結果との比較

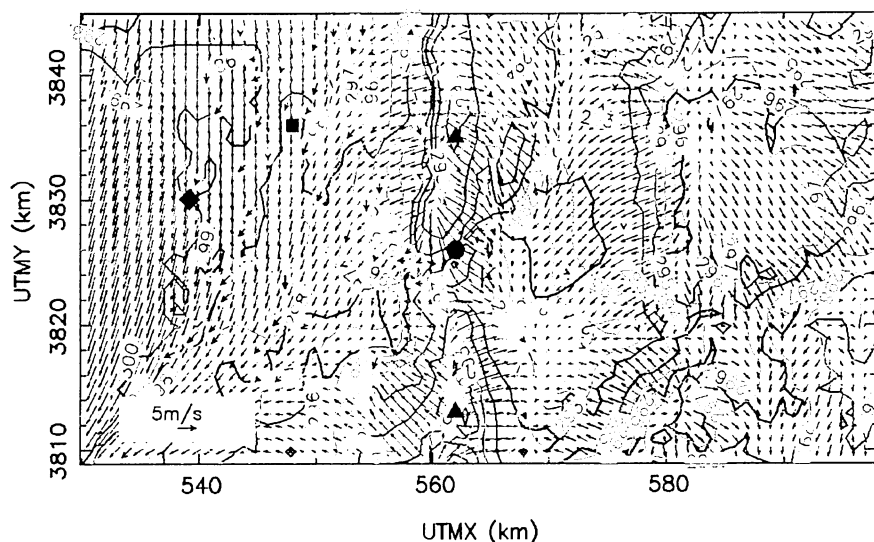
ドップラーソーダの設置位置は、大阪市住之江区の大阪南港の埋立地内の関西電力南港発電所敷地内であり、図-1(a), (b)において菱形記号で示している。図-3(a)は、ドップラーソーダ観測で得られた水平方向風速ベクトルの鉛直分布の時系列であり、(b)はその計算結果である。風速ベクトルは、縦軸、横軸方向がそれぞれ南と西となるように表示されている。横軸は時間であり、計算開始時の9月6日午前0時を原点としている。同日正午までを計算の助走期間であると考えて、この時刻以降の時系列を示している。観測結果については、東西風速

成分、南北風速成分ともにSN比10以上のデータのみを図示している。観測結果では、Time=36, 58, 82hourの各時刻に、地上付近で陸風から海風への転換が現れており、海陸風交替が顕著に現れている。Time=24, 52, 72hour頃には、いずれも陸風が発生している。Time=24hourの陸風は地上から高度700~800m付近まで北東~北北東の風向になっており、気流の鉛直方向の規模が大きいことがわかる。これに対して、Time=52, 72hourの陸風の風向は、200m以上の高度で南東、それ以下の高度では東~北東となっている。

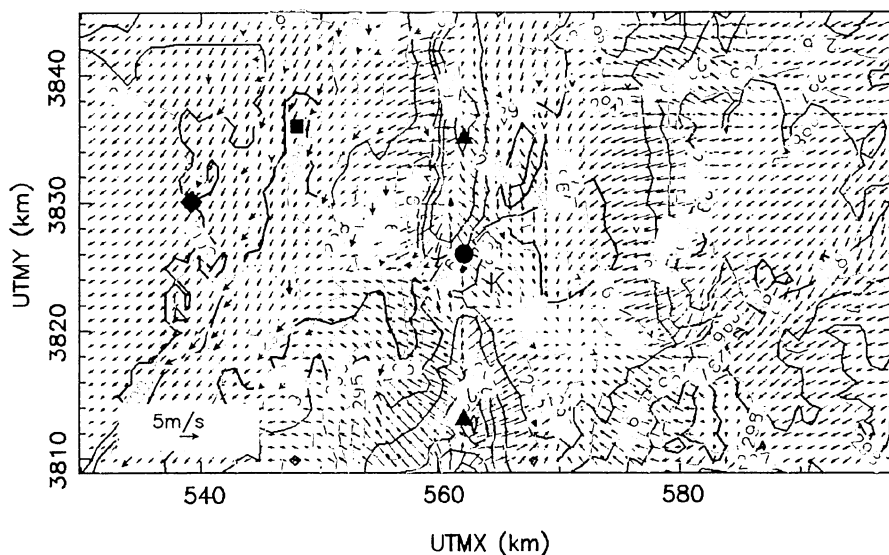
計算結果はTime=18, 48hour付近の西寄りの海風から北寄りの風への転換、Time=50hour付近の西寄りから東寄りの風への転換、さらに、Time=59hourの西寄りの風への転換については再現している。Time=50hour頃の200m以下の高度では北寄りの風、それ以上の高度では南寄りの風であるという鉛直構造についても再現している。しかしながら、Time=72~78hourあたりの陸風については再現できていない。

(2) 生駒山地、金剛山地から流出する冷気流

図-4に、9月7日、8日の午前3時(Time=27,



(a)Time=27hour



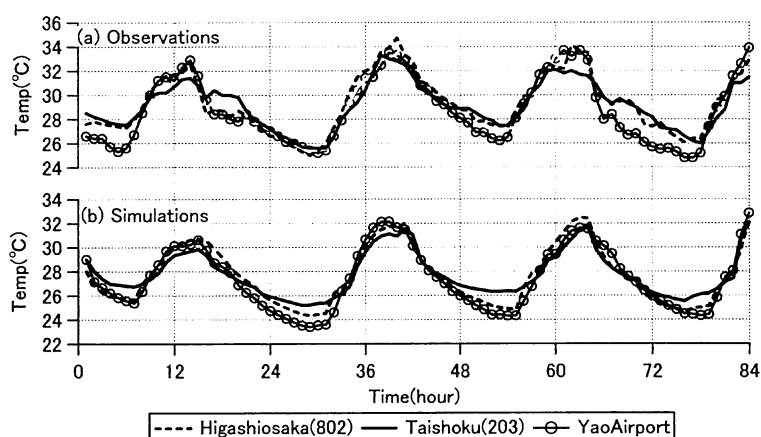
(b)Time=51hour

図-4 生駒山地と金剛山地から流入する冷氣流

51hour)における第2メッシュの水平面内の風速ベクトルと温位平面分布を示す。黒い細線のベクトルは、地表面からの高さ10mにおける風速ベクトルの計算結果である。赤い等高線は地表面からの高さ10mにおける温位分布を示している。図中の太い青色ベクトルは、大阪府と奈良県の大気環境常時監視測定結果とアメダスデータの風速ベクトルを示している。大気環境常時監視測定局の風速風向の測定高さは6~45mまで様々であるが、10数m程度のものが多い。

(a)Time=27hourにおいて、計算結果は図中■印で示し

た上町台地北側の北寄りの風と上町台地東側の北東寄りの風、生駒山地東側斜面の西寄りの風、また、(UTMX,UTMY)=(540,3820)付近の大阪湾沿岸沿いの北東風をうまく再現している。(b)Time=51hourについては、(UTMX,UTMY)=(545,3825)付近の実測された風速ベクトルは東寄りの風になっているのに対して、計算結果では北東風になっている。この領域については両者はあまり一致していない。しかしながら、両図より、計算された気流場は、実測された風速ベクトルと良好に一致していることがわかる。



図－5 観測気温と計算気温の比較

両図ともに生駒山地の尾根線から大阪平野東側の地域に向かって北東風が、奈良盆地に向かってから北西風が吹いている。また、金剛山地の尾根からも、大阪平野と奈良盆地に向かって風が吹いている。これらはいずれも斜面を下る気流である。また、計算結果は Time=51hour における亀の瀬ポイント西側の東寄りの強い風を再現している。

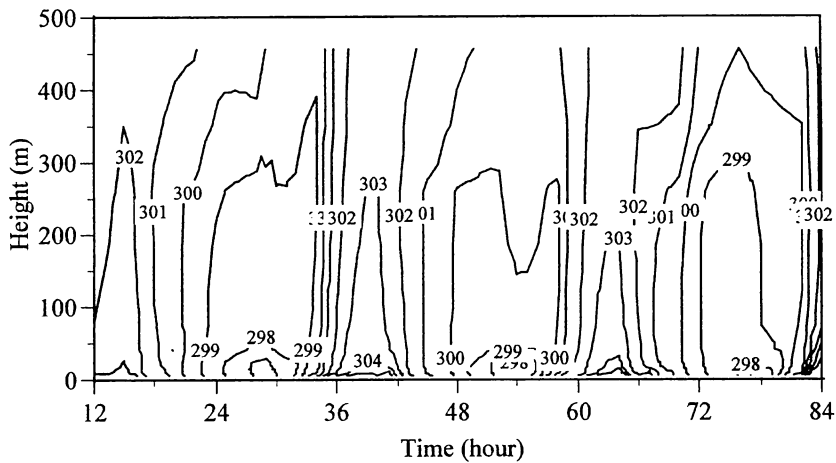
温位のコンターから、(UTMX,UTMY)=(558, 3832)や(UTMX,UTMY)=(557, 3814)付近のように、斜面流が吹き下りた麓の付近で低温位の領域が表れている。この低温位の斜面流が平地への吹き出すことによって、(UTMX,UTMY)=(555, 3830), (555, 3815)付近で等温位線の張り出しが見られる。一方、奈良盆地においても、生駒山地、金剛山地から低温位の斜面流が吹き出しが認められる。このように、夜間の大阪平野の気流構造や気温分布に、周辺山地斜面からの気流が強く影響していることがわかる。

図－5は、既述の大気汚染常時監視データの二つの観測局とアメダス八尾において観測された気温と計算気温との比較を示している。アメダス八尾は、第802局より10km程度南方、生駒山地の尾根線より4km程度西方に位置している。アメダス八尾の観測点は八尾空港内にあり、気温の計測高さは1.5mである。図－1(b)において、△印で示してされているが、この地点も第802番局と同様に、生駒山西側斜面の下降流の影響を強く受けると推測される。第802番局と第203番局の観測気温を比較すると、総じて両者の差異は小さいものの、日没から日の出までの夜間は生駒山麓の第802番局の方が低温となり、日の出から日没までの日中は逆に高温となっていることがわかる。アメダス八尾の気温は、第802番局と比較すると、日中については大差ないが、夜間については1～2℃程度低くなっている。これは、アメダス八尾の気温

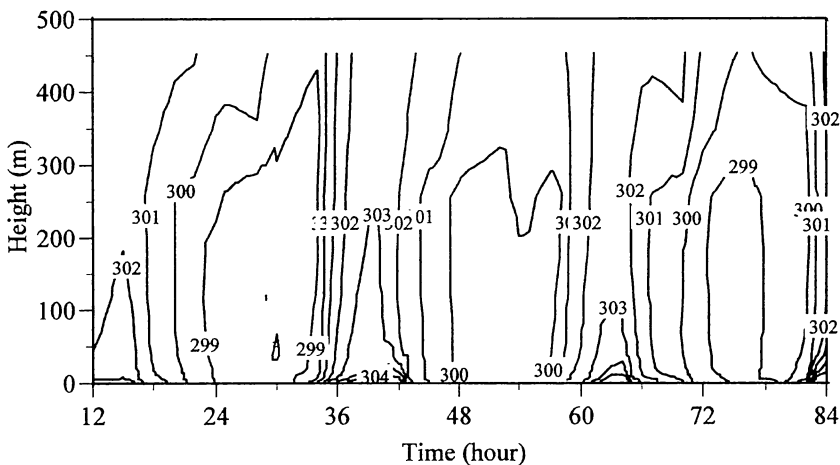
計測高さが、第802局に比較して低いことによると考えられる。

計算結果と観測値を比較すると、日中の計算値は実測値より2℃程度低くなっている。これは、6時間間隔の客観解析データを時間内挿して、計算に取り込んでいることに原因している。各日9～15時までの間の計算は、9時と15時の客観解析データを線形に時間内挿した気温によって引っ張られることになる。これらの時刻より高温となることが予想される12～14時あたりの時間帯の計算気温は低く抑えられることになるからである。しかしながら、計算結果は、生駒山麓の第802局あるいはアメダス八尾と上町台地西側の第203番局との気温の変動傾向の差異を、多少過大ではあるが再現していると考えられる。

図－6に温位の鉛直分布の時系列を示す。横軸は時間、縦軸は地上からの高さである。(a),(b)はそれぞれ上町台地東側の(UTMX,UTMY)=(552,3836)付近、西側の(UTMX,UTMY)=(544,3836)付近の鉛直分布である。いずれの図においても昼間に地表付近で303～304Kの高温が形成されており、(a),(b)間で明瞭な差異は見られない。一方、夜間については、(a)においてのみ、夜間、地表付近に周囲より2K程度低い低温位域が繰り返し形成されているのがわかる。これは、図－2で指摘した生駒山地からの冷気流の吹き出しによるものである。この冷気流の高さは高々50m程度であると考えられる。福田ら⁹⁾が実測により冷気流の高さが200m程度であるとしているのに対して、今回計算されたものは非常に低い。これは、生駒山地や金剛山地が南北に細長いために、東西方向へ流れる冷気流が十分発達しないからであると考えられる。Yamada⁹⁾は、斜面方向の幅が数km程度である2次元的な丘陵地において、冷気流の実測と数値計算を行ってい

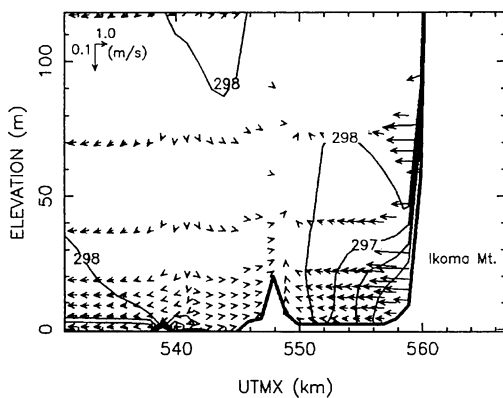


(a)上町台地東方 ((UTMX,UTMY)=(552,3836))



(b)上町台地西方 ((UTMX,UTMY)=(544,3836))

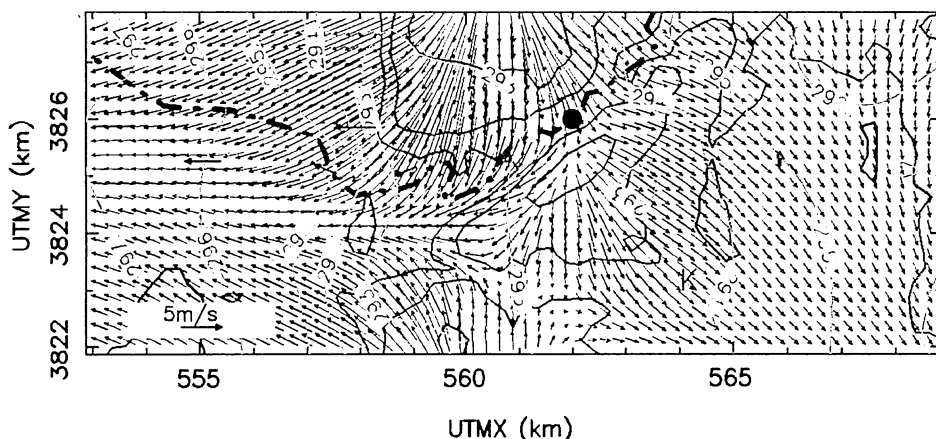
図－6 温位の鉛直分布の時間変化



図－7 東西方向鉛直断面内の風速ベクトルと等温位線
(Time=27hour, UTMX=3837km)

る。冷気流が一般風と異なる方向に吹く場合、その高さが数 10m 程度となることを報告しており、今回の計算結果の傾向と類似している。一方、(b)の上町台地西側では、Time=30hour の高さ 50m 付近に、小さな低温位域がみられる。これは、上町台地を超えた冷気流の影響であると考えられる。しかし、これを除けば、冷気流は上町台地西側にほとんど到達していないようである。

図－7 は、Time=27hour における UTMX=3837km の東西方向鉛直断面内での風速ベクトル（東西方向成分と鉛直方向成分）と温位の分布を示している。図中の UTMX=548km 付近の地表の突起は上町台地を示している。また、UTMX<538km は海域である。上町台地東側では冷気流が流入している。上町台地西側では西寄りの風となっており、上町台地付近で収束域が形成されていることがわかる。これらのことから、淀川沿いに北東方



図－8 亀の瀬付近の冷気流の構造 (Time=51hour)

向から流入する陸風の影響もあるが、周囲に比較して20m程度高くなっている上町台地やその粗度要素が冷気流の侵入を妨げていると考えられる。

(3) 大和川冷気流の構造

筆者らは前報²⁾において、一級河川大和川の大阪府奈良県の府県境の狭窄部である亀の瀬付近より吹き出す冷気流の存在を予測した。図－4 (b)において亀の瀬付近から大阪平野に流入する顕著な流動が再現されたことから、図－8にTime=51hourの第3メッシュの地表面から高さ10mにおける風速ベクトルと温位の分布を示す。図中の一点鎖線は大和川の流軸を示している。実測地点数は少ないが、計算された風速ベクトルは実測値の傾向を概ね再現している。生駒山地と金剛山地の斜面を下る山風が集中し、亀の瀬付近で大阪平野と奈良盆地の二つの方向に分岐して流出していることがわかる。大阪平野側で合流した山風の流軸は大和川より2km程度南側にあると見られる。また、亀の瀬付近に293Kの低温位領域が形成されることがわかる。前報では、亀の瀬付近で西向きの風速が大きくなることの要因は、奈良盆地において形成された冷気塊の吹き出しによるものであると予想した。しかしながら、本シミュレーションにより、両山地から流下した冷気流の合流によって、この大きな風速が生じていたことが明らかになった。

5. まとめ

本研究では、大阪平野において夏季夜間に流入する冷気流の構造を明らかにするために、海陸風交替が顕著に表れた日を対象として、気流場の再現計算を行った。ドップラーソーダ観測結果や大気汚染常時観測データとの

比較によって、計算結果の精度を検証した。海陸風交替日の夜間には、大阪平野東側の生駒山地や金剛山地の西側斜面において発生した冷気流が大阪平野東部に流入することがわかった。数値計算結果および既往の実測データの解析から、この冷気流が日最低気温を最大2K程度低下させる効果を有すること、加えて、海陸風と同様に弱風の好天日には一般的に発生する現象であることがわかった。この流動の西方への広がり、上町台地によって抑制されていると考えられるが、風の道の確保などによって、上町台地以東の地域における熱帯夜軽減に活用できると期待される。前報においてその存在を指摘した大和川冷気流は、両山地から流下する冷気流が合流することによって形成されていることが明らかになった。

大阪平野周辺山地からの冷気流の流入と平野内のヒートアイランド強度との関係、この冷気流のヒートアイランド対策としての利用可能性については、今後の検討課題である。

参考文献

- 1) 一ノ瀬敏明、ハンス・ペータ・ハム (1999) : わが国の都市における「風の道」の必要性について、環境システム研究, Vol.27, pp.721-730.
- 2) 玉井昌宏・有光剛 (2008) : 大阪湾沿岸域の夏季夜間気温と海陸風の関係、環境システム研究論文集, Vol.36, pp.397-405.
- 3) 石井義裕・玉井昌宏・村岡浩爾 (2000) : 大阪平野におけるヒートアイランドと海陸風の相互作用、ながれ(日本流体力学会誌), Vol.19-2, pp.139-142.
- 4) Ohashi Y, Kida H (2001) : Observational Results of the Sea Breeze with a Weak Wind Region over the Northern Osaka Urban Area, J. of Meteorological Society of Japan, Vol.79, No.4, pp.949-955.
- 5) 竹林英樹、森山正和、糸川文崇 (2001) : 夏季夜間における山

- 麓冷気流の出現頻度と市街地における影響距離, 日本建築学会計画系論文集 第 542 号 pp.99-104.
- 6) Yamada, T. (1999) : A numerical simulation of urbanization on the local climate, J. of Wind Engineering and Indust. Aerodynamics, Vol.81, pp.1-19.
- 7) Pielke, R.A. (1984) : Mesoscale Meteorological Modeling, 1st Edition, Academic Press, New York.
- 8) 福田和代 (2002) : 福岡平野に流出する夜間冷気流の野外観測, 日本風工学会論文集, 第 93 号, pp.103-114.
- 9) Yamada, T. (1983) : Nocturnal Drainage Flows by q2l Turbulence Closure Model, J. Atmospheric Sciences, Vol.40, pp.91-106.

NUMERICAL SIMULATION OF NOCTURNAL DRAINAGE FLOWS IN THE OSAKA PLAINS

Masahiro TAMAI and Chihiro TOMIBAYASHI

In order to investigate structures of nocturnal drainage flows in the Osaka Plains, numerical simulations were carried out by using the HOTMAC. It is confirmed that the nocturnal drainage flows break out in the west-facing slopes of the Ikoma and Kongo Mts. located on the east of the Osaka Plains in night times with land breezes and can decrease nocturnal temperature in the eastern part of the Plains by about 2K. It is concluded that the Yamato River nocturnal drainage flow of which the existence we inferred in the former paper, is generated by meeting of mountain flows from the two mounts.