“環八雲”の数値シミュレーション

神田　学*・井上裕史*・鵜野伊津志**

要旨

東京の環状八号線上空に現れる通称“環八雲”の生成メカニズムに関して数値計算により検討を行った．4次元データ同化手法・4重ネストグリッド手法を用い，また詳細な地理情報と人工排熱分布を考慮することにより，水平スケール1km未満の局地性の強い環八雲を概ね良好に再現することができた．環八雲は，東京湾海風の先端部の上昇流域に対応して形成された積雲列が，環八近傍で停滞することによって形成される．これはちょうど，東京湾海風と相模湾海風の収束帯に位置する．また，海風先端部の重力波と熱対流の影響で，環八雲周辺には複数のロール対流および積雲列が形成されること，が計算結果より裏付けられた．

人工排熱量と都市領域を調節した数値実験により，人工排熱量の増加や都市領域の拡大といった都市化の進行が積雲の雲量を増加させること，都市領域の変化により水平気圧勾配が変化し，積雲列の位置が東西方向にシフトすることが示された．

1．はじめに

“環八雲”は，夏季の穏やかな晴天日に発生する積雲列であり，東京の環状八号線上に沿うように列をなすことで知られている．環八雲は，塚本（1982）によりその存在が報告され，甲斐ほか(1995a，1995b)，糸賀ほか（1998）による精力的な観測と統計解析によってその発生メカニズムが考察されている．それらの成果によると，環八雲の特徴や発生日における気象条件は以下のように要約される．1）総観場の気象条件は太平洋高気圧に覆われたほぼ静穏な日で，卓越風は弱い南風，2）積雲の高さは雲頂で1km程度，3）個々の雲の水平スケールは1km未満，である．また，発生要因に関しては，1）海陸分布に起因する東京湾と相模湾からの海風の収束，2）ヒートアイランド現象による対流現象の強化，3）大気汚染に伴うエアロゾル濃度の増加による雲核増加，などの様々な複合的要因が指摘されている．しかしながら，各素過程が環八雲の発生にどの程度寄与しているかといった物理機構の詳細については不明な点も多い．

都市化の進行による局地循環の変化については，Yoshikado（1990，1992）が観測と数値実験により首都圏の都市化と海風の挙動についてまとめている．また，Kimura and Takahashi（1991）は，人工排熱を取り込んだ首都圏におけるヒートアイランドのシミュレーションを行っている．しかし，積雲の形成に関する考察はなされていない．

一方，Yonetani（1983）はヒートアイランド現象が積雲発達のトリガーとなり得るという興味深い関係を数値実験により提言したが，計算条件は理想化されたものであり，実際の地形，土地利用，人工排熱などの条件を考慮した上で，ヒートアイランドと対流性積雲の関係を解析した研究は少ない．

そこで本研究では，精密なメソスケール気象モデルに4次元データ同化手法と多重ネスティング手法を用い，発生日の総観規模での気象条件，国土数値情報による精密な陸面情報，および人工排熱データを取り込むことによって，環八雲の再現を試みた．併せて雲の形成に及ぼす都市化の影響を評価するための数値実験を行った．

* 東京工業大学開発システム工学科．

** 九州大学応用力学研究所．

—1999年3月2日受領—
—1999年10月27日受理—

© 2000　日本気象学会

第1表　本計算で用いたモデルオプション.

基礎方程式	非静水圧; 圧縮
水平座標軸	デカルト座標
鉛直座標軸	σ_z座標
水蒸気	過飽和水蒸気部分を雲水と見なした.
微物理過程	考慮せず
地表面粗度	陸面固定粗度・海面予報粗度 (Louis, 1979; Uno et al., 1995)
下方境界	土壌予報方程式に基づく表面温度と水蒸気フラックス解析 (Tremback and Kessler, 1985; McCumber and Pielke, 1981)
上方・側方境界	ラージスケールナッヂング境界条件 (Davies, 1983)
放射 (短波)	大気分子の散乱・吸収 (Yamamoto, 1962), オゾン吸収 (Lacis and Hansen, 1974), 雲層の反射・伝導・吸収 (Stephens, 1978), 大気と雲層のカップリング(Stephens, 1977) Chen and Cotton (1983,1987)を参照
放射 (長波)	大気の放射 (Rodgers, 1967), 雲層の放射 (Stephens, 1978), 大気と雲層のカップリング(Herman and Goody, 1976) Chen and Cotton (1983,1987)を参照
乱流	水平: Smagorinsky deformation, 鉛直: Mellor – Yamada level 2.5 (Mellor and Yamada, 1982)

2. モデル概要

気象モデルはPielke *et al.* (1992) らにより開発されたRegional Atmospheric Modeling System (RAMS)をベースに，接地層スキームに改良を施したもの (Uno *et al.*, 1995) を使用した．本モデルは様々なオプションを有しており，ユーザはその中から適切な設定を選択できる．今回の計算で用いた設定を第1表に示す.

2.1 初期条件および境界条件

環八雲は個々の雲スケールが1 km未満という局所的な気象現象でありながらも，東京湾・相模湾からの海風の収束が発生要因となっているために，総観規模の気象場を適切に取り込むことが必要である．そこでRAMSの特徴の1つである4次元データ同化手法 (Pielke *et al.*, 1992) を用いて，ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) のAdvanced Operational Analysis Upper Air Data (水平解像度0.5度，鉛直15層) を総観場 (バックグラウンド) の気象データとして6時間毎に客観解析データを作成し，初期値および同化データとして連続的に計算に取り込んだ.

2.2 計算領域の設定

総観場の影響を局所場に反映させるために，段階的に解像度を上げていく必要がある．ここでは，多重ネスティング手法によって解像度の異なる4つの計算領域を設定して，同時並行的に (two way nesting) 計算を行った．Grid 1は総観規模の気象変動を考慮するために，広く，太平洋および日本海を含めた領域設定とした．Grid 2は南関東を対象とし，海陸風循環の再現をねらい，Grid 3では特に東京湾海風と相模湾海風の収束線の解像度を高め，Grid 4では，環八雲の雲列の水平スケール (500 m～1 km) を考慮して水平解像度200 mとすることで，通常の気象計算より1段階細かい気象の表現を試みた．ただし，計算負荷が大きすぎることなどにより，環状八号線そのもの (数10 m) を解像することはできなかった．計算領域を第1図に，それぞれの計算条件を第2表に示す.

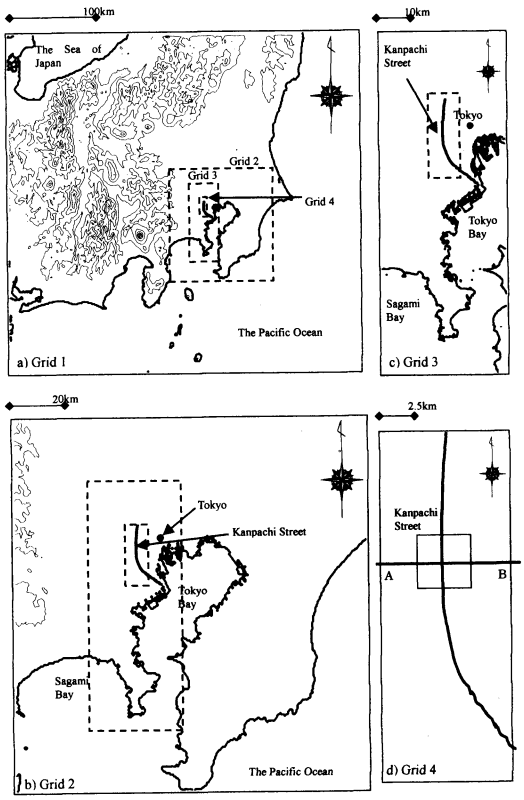
2.3 陸面条件

計算領域における標高・土地利用情報は，国土地理院の数値地図情報を元にデータベースを作成した．標高は250 mメッシュ，土地利用に関しては100 mメッシュの細密情報を用いた．国土数値情報中で15種類に分類されている土地利用を都市，田畑，森林，水域の4つに大きく分けてそれぞれの土壌物性値に差を与え，さらに地表面粗度などは細かく分類した．それらの地表面条件を第3表に示す．Grid 2における土地利用分類を第2図に示す．計算格子の粗度は，格子領域内で専有面積の一番大きい土地利用をあてはめることにより与えている．例えば，ある格子中に，海が5割，畑3割，森林2割ならその格子には海の粗度を与える.

第2表　多重ネストグリッドの計算条件.

	水平格子 (格子数)	水平格子 サイズ(km)	鉛直格子 (格子数)	鉛直格子 サイズ(m)	時間刻み (s)
Grid 1	48 X 38	10	20	100-1000	60
Grid 2	58 X 50	2.5	20	同上	30
Grid 3	50 X 110	0.8	20	同上	15
Grid 4	50 X 110	0.2	25	同上	7.5

最下層間隔は 100m. 上方に向かって 1000m に達するまで 1.2 倍刻みで増加.



第1図　多重ネストグリッドの計算領域図.

第2図　土地利用分布 (Grid 2). 田畑は第3表中の1～3，森林は第3表中の4～6，都市は第3表中の7～10に対応.

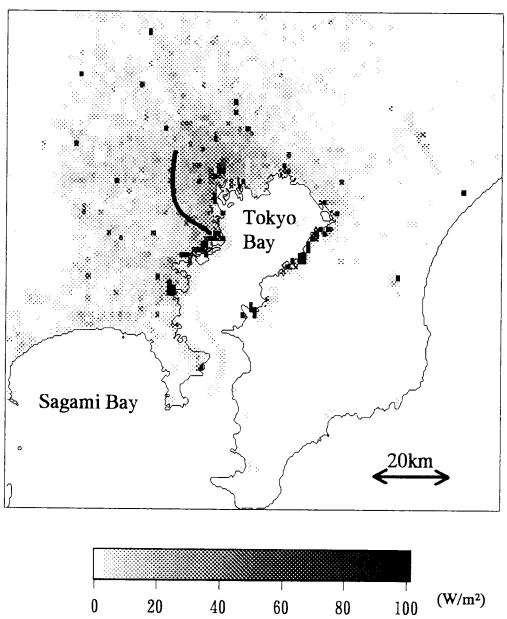
環八雲の発生が都市化による影響を受けていると指摘されていることから，正確な人工排熱のデータを陸面に取り込んだ．Grid 2 における人工排熱の日平均分布を第3図に，領域全体としての平均的な人工排熱の時間変化のグラフを第4図に示す．人工排熱は本来，エネルギー使用形態に依存して各地点ごとに異なった時間変化を示すはずであるが，ここでは簡単のため，全てのメッシュ点で第4図と同様な人工排熱の時間変化が仮定されている．また，人工排熱は地表面を検査断面とした熱収支式内において，熱の負荷項として取り入れられている．

2.4　計算対象日

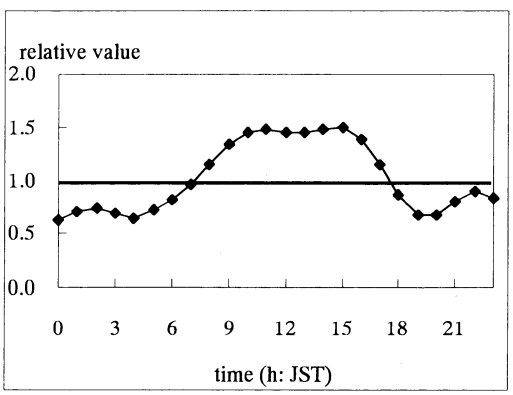
甲斐ほか (1995b) が世田谷で集中観測を行いデータを取得した1994年8月8日を計算対象日とした．温位の履歴等を考慮して8月6日21時から48時間積分を行った．なお，計算は東京工業大学情報処理センターのスーパーコンピュータ Cray-C90により CPU 時間約36時間を要した.

第3表　国土数値情報に対応させた地表面条件．建物用地A，B及び河川地A，Bは国土数値情報の分類による．

	アルベド	放射率	熱伝導率 ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)	熱容量 ($J\ m^{-3}\ K^{-1}\ 10^{3}$)	飽和体積含水率	最小体積含水率	粗度 (m)
1:田	0.15	0.96	2.0	1214	0.451	0.0965	0.1
2:畑	0.20	0.96	2.0	1214	0.451	0.0965	0.3
3:果樹園	0.10	0.96	2.0	1214	0.451	0.0965	0.5
4:樹木畑	0.10	0.96	2.0	1177	0.420	0.12	1
5:森林	0.10	0.96	2.0	1177	0.420	0.12	1
6:荒地	0.25	0.96	2.0	1177	0.420	0.12	0.5
7:建物用地A	0.25	0.96	1.7	2100	0.2	0.037	1
8:建物用地B	0.25	0.96	1.7	2100	0.2	0.037	0.5
9:交通幹線	0.25	0.96	1.7	1400	0.2	0.037	0.3
10:その他	0.25	0.96	1.7	2100	0.2	0.037	1
11:湖沼	0.06	0.99					0.0001
12:河川地A	0.06	0.99					0.0001
13:河川地B	0.06	0.99					0.0001
14:海浜	0.06	0.99					0.0001
15:海水域	0.06	0.99					0.0001



第3図　日平均人工排熱量の分布（Grid 2）．



第4図　人工排熱の時間変化．縦軸は日平均値を1とした場合の相対値．

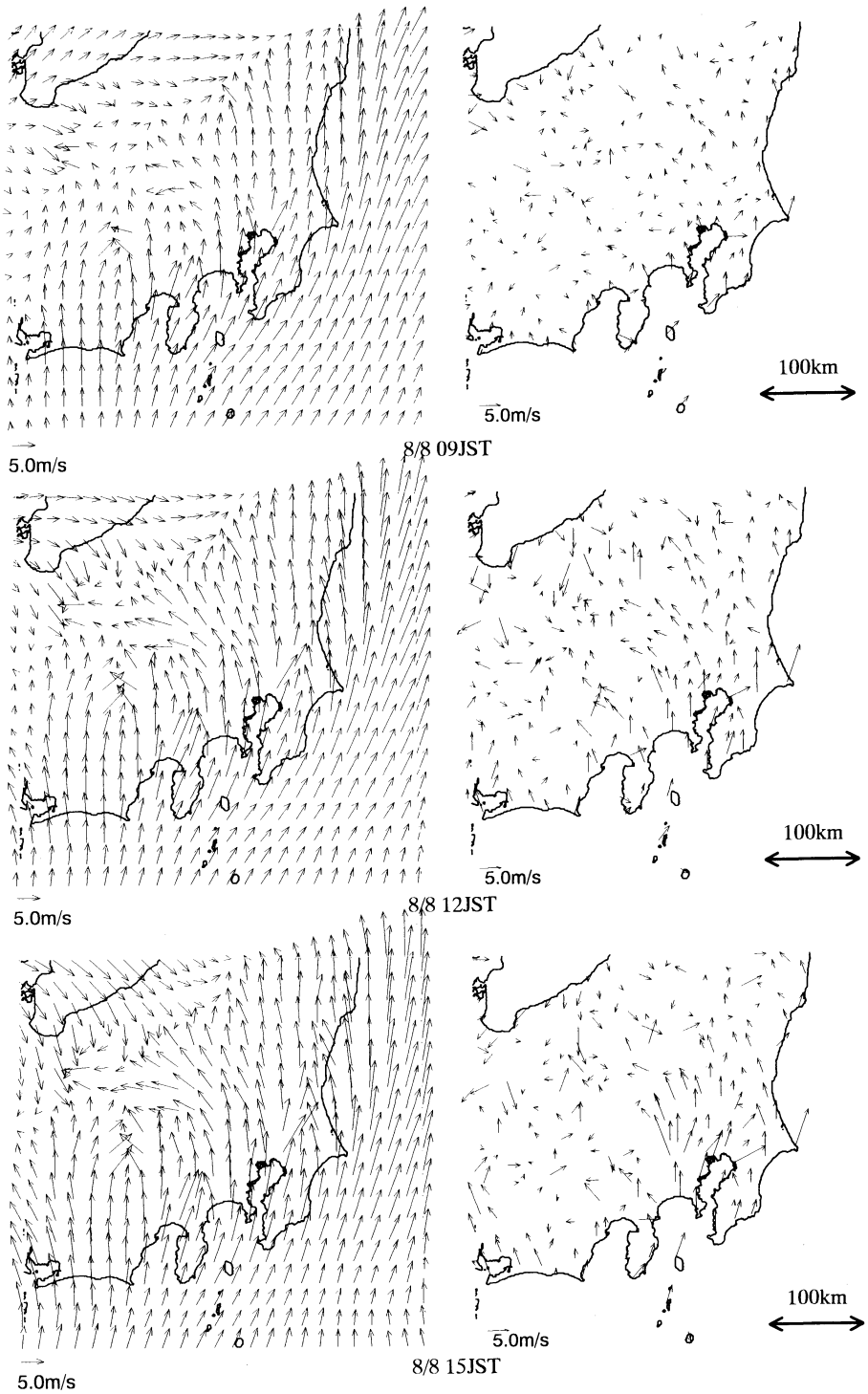
3．環八雲の再現計算—結果と考察

3.1　広域気象（Grid 1 および Grid 2）の再現性

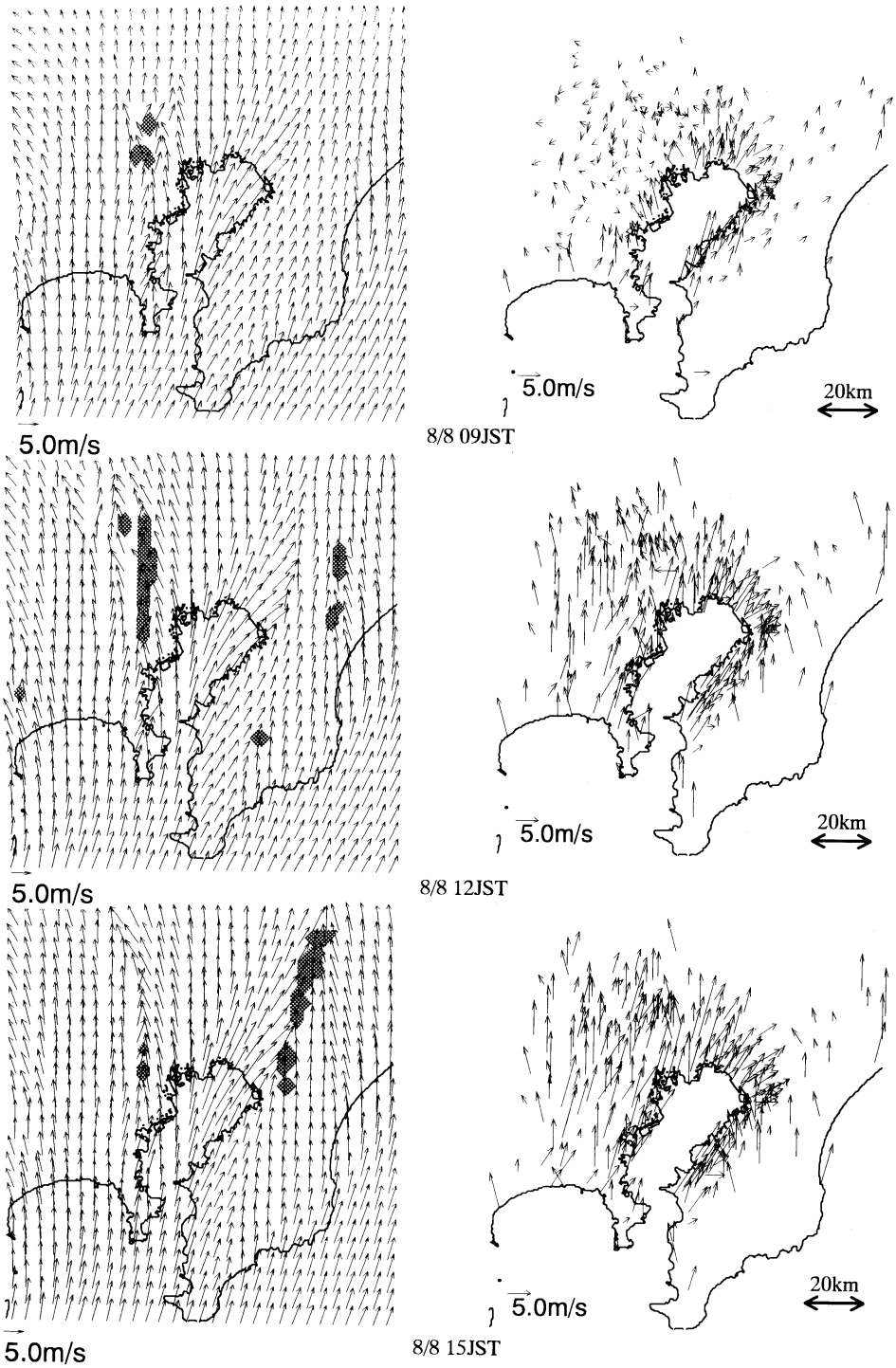
風系の時空間的な再現性を確認するために，Grid 1, Grid 2 の結果と実測値の比較を行った．Grid 1 における1994年8月8日9時，12時，15時(JST)の風のシミュレーション結果を，同時刻における AMeDAS の風データと比較して，第5図に示す．また，Grid 2 における風と雲粒のシミュレーション結果を，地方自治体の一般環境大気測定局の風データと比較して，第6図に示す．

Grid 1 の結果より，南関東から反時計回りに中部山岳域に吹き込むいわゆる熱低気圧に伴う大規模海風が時間とともに発達していく様子がよく表現されている．

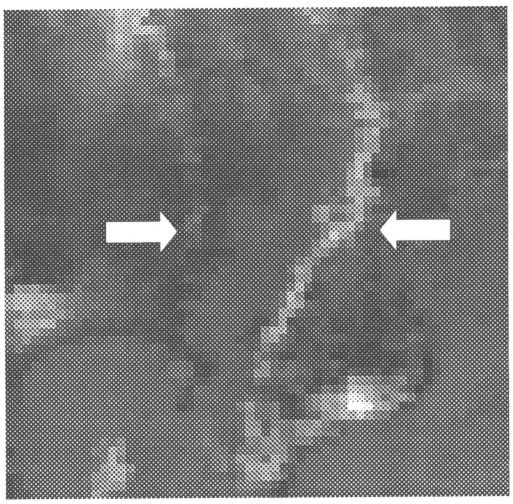
午前9時の風速が観測結果よりも強めに出ているが，この例に限らず RAMS では夜間～早朝にかけて



第5図　Grid 1 における風速場の計算結果（左図）と AMeDAS による地上風（右図）の比較．上より，JST で 9：00，12：00，15：00.



第6図　Grid 2 における風速場の計算結果（左図）と自治体の風データ（右図）との比較．
計算結果内のハッチング領域は，地上～高度 2 km 間に雲粒が形成されている領域を示す．



第7図 衛星画像による積雲列（東北大学JAIDAS）．1994/8/8 12JST

の安定時の地上風速がやや強めに計算される傾向にある．

Grid 2では，東京湾からの局地的な海風（東京湾海風）による吹き出し風が時間とともに発達し，それが太平洋からの海風（湘南地方から吹き込む南風海風を相模湾海風と呼ぶ）と衝突して東京湾の東部と西部に明確な収束帯を形成している様子がよく表現されている．西部の収束帯は，世田谷の環状八号線沿いの雲列（環八雲）を，また東部の収束帯は房総半島の積雲列を形成している．

このような2列の雲列が実際に存在したことはNOAA/AVHRRリモートセンシング画像（東北大学JAIDAS）によって確認することができる（第7図）．甲斐ほかが行っている別の日の事例解析においても環八雲と同時に房総側に積雲列の形成が認められる（甲斐ほか1995aの第6図）．これらの事例以外にも，東京湾からの小規模海風に伴い，しばしば湾を取り囲むような環状の雲列が出現することが指摘されている（日本流体力学会編，1992；石井ほか，1999）．ほとんどの事例において環八雲よりも房総の積雲列が強く現れているが，それは，房総の山岳の影響によるものであろう．このように，メソスケール気象の計算結果からは，環八雲が，東京湾海風の西側先端部の上昇流に対応して生じた雲であることが指摘される．

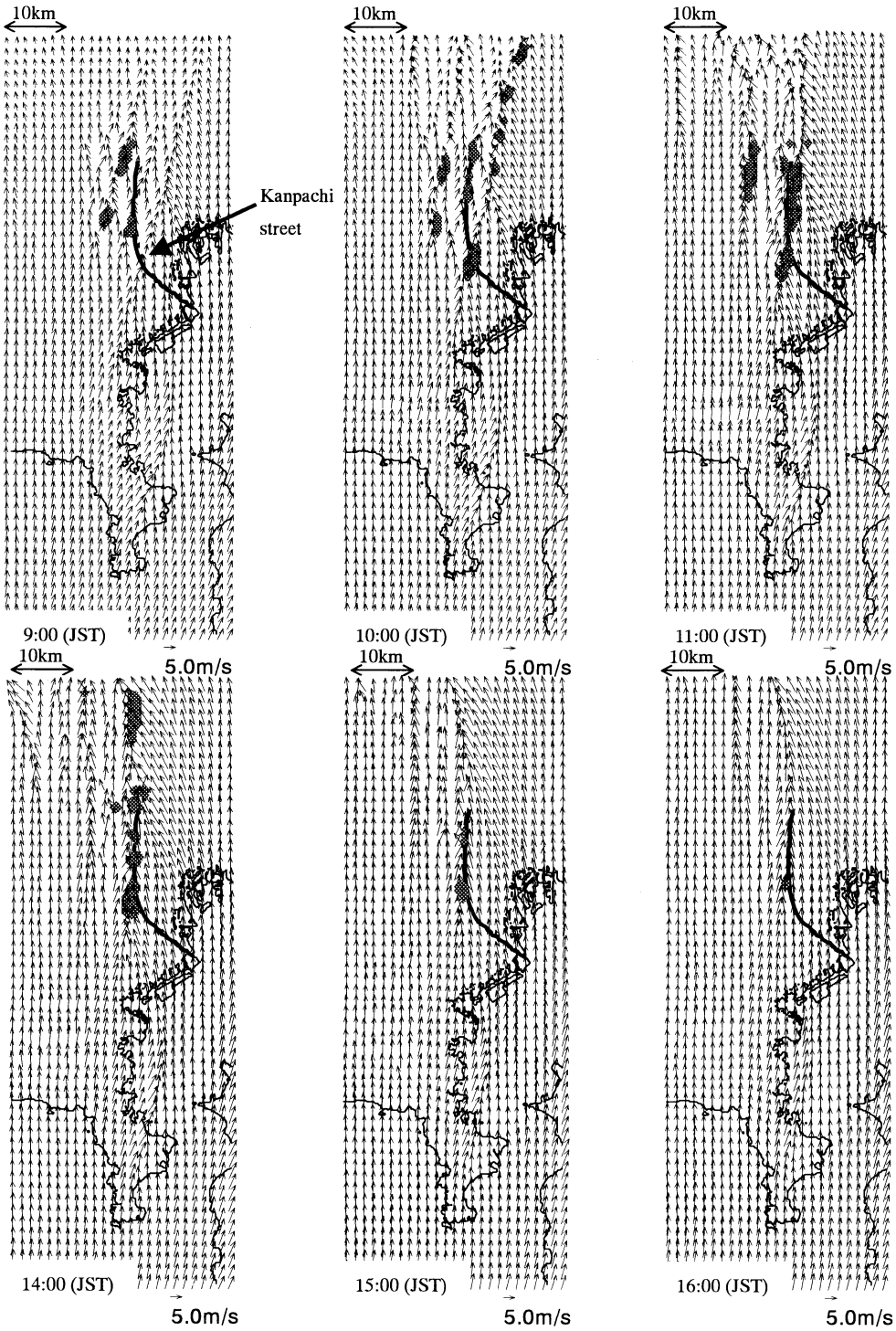
3.2 微細気象（Grid 3およびGrid 4）の再現性

甲斐ほか（1995c）によると，計算対象日には，午前中9時から11時にかけて，また午後は15時頃から，顕著な積雲列が観測されている（後述の第10図参照）．そこで，Grid 3における9時から11時，14時から16時までの風と雲粒の計算結果を第8図に示す．

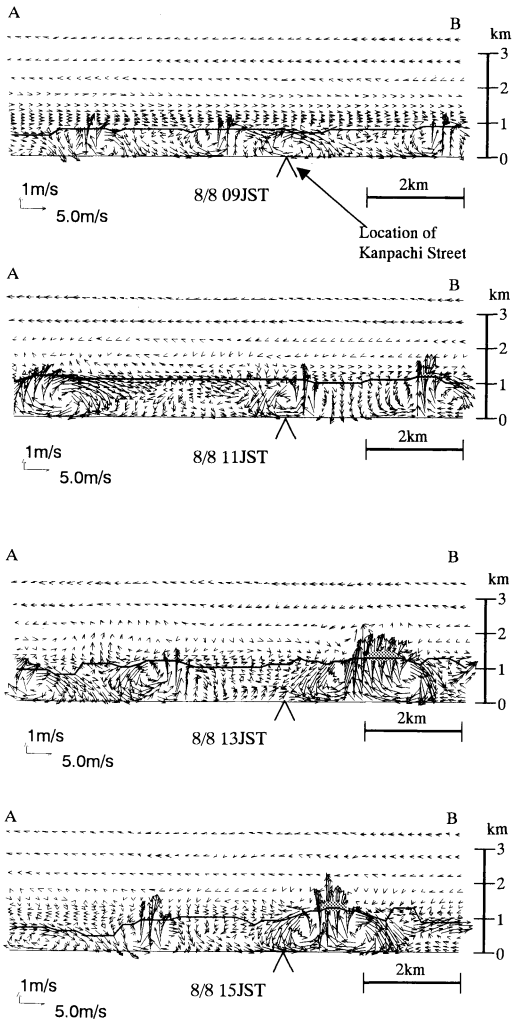
午前中は，東京湾側から北北西の方向に，海風が進入し，フロント部における上昇流に対応して積雲が形成されている．この東京湾海風のフロントでの積雲が午前中観測された積雲列と考えられる．午後になると東京湾海風の北北西方向への進行がとまり，東京湾海風と相模湾海風による収束帯がちょうど環状八号線上に位置し，その収束に伴い積雲列が形成されている．この積雲が午後に観測されたものに対応していると考えられる．

また，積雲列は複数存在する．10：00の計算結果では3列の積雲列が，15：00の計算結果では1列の積雲列とそれに平行する2本の収束線が現れており，興味深い．観測でもやはり複数の積雲列が確認されている．これをさらに詳細に見るために，第9図には環状八号線を横切る東西鉛直断面（第1図中のLine A-B）におけるGrid 4の風ベクトルを示す．南北方向に軸をもつ，2列～4列のロール対流の存在が示されている．午前中のロール対流は同じ様な強さの渦が複数存在しており，その上昇流域に対応して，大気境界層の上端部に複数の積雲が形成されている．午後は環状八号線近傍に相対的に強い1つのロール対流が停滞し，その上昇流域に対応して1つの積雲列が形成されており，その周囲には積雲を伴わない弱いロール対流が存在している．海風の収束線近傍に複数のロール対流とそれに伴う積雲列が形成される直接的な原因としては，海風前線の上昇流に対応して励起された重力波の影響と，地表面からの加熱によって生じた自由対流の影響の2つを複合的に受けていることが考えられる．また甲斐ほか（1995b）によれば，午後の積雲列は全体として時間とともに東から西へ移動したとあるが，13：00と15：00の収束線（および積雲列）の位置を比較すると，東から西へわずかに移動しており，観測事実と一致する．

このような複数のロール対流とそれに伴う積雲の形成はGrid 4の導入によって初めて顕著に表現されたことを付記しておく．実際，Grid 3までのシミュレーションでは，午後の積雲列が全く再現されなかった（神田ら，1997a）．Grid 4により，水平スケール数100 m程度の極めて局所的な上昇流と雲粒がシャープに表現され，この情報がtwo way nestingを通じてGrid 3にフィードバックされていると考えられる．



第8図　Grid 3 における風と雲粒の計算結果．ハッチング領域は，地上～高度 2 km 間に雲粒が形成されている領域を示している．



第9図　Grid 4の東西鉛直断面（第1図のA-B断面）における風速場と混合層高さ．黒実線は混合層高さ，ハッチング領域は雲粒が形成されている領域を示す．

計算と観測との不一致点について検討する．甲斐ほか（1995b）によれば，15：00において3列～5列の積雲列が認められ，それらは，18：00頃まで存続したとされている．一方計算では，15：00に3列の収束線はあるもの積雲が形成されているのは1列であり，その積雲列も17：00頃すでに消滅している（第8図参照）．これより，計算は午後の積雲列を多少過小評価している可能性がある．この原因として考えられるのは，1）計算解像度がまだ十分でないこと，2）地表面の水分条件（第3表）が現実と異なっていること，3）人工排熱の他に地域冷房の使用に伴う多量の水蒸気排出（神田ほか，1997b）が考慮されていないこと，4）大気汚染に伴うエアロゾル形成が雲核形成を促す影響が考慮されていないこと，などが挙げられる．このうち，地表面熱収支に関わる2），3）は，物理量の鉛直分布や混合層高度である程度チェックすることができるが，次章で述べるようにそれらは概ね良好に再現されている．

3.3　鉛直構造の考察

甲斐ほか（1995c）が世田谷上空でライダーおよびゾンデを用いて観測した大気の鉛直構造と，シミュレーション結果との比較を行う．日中における混合層高さの比較を第10図に示す．その際，第9図より明らかなように，ロール対流との微妙な位置関係によりわずか1～2 kmの水平距離範囲内で混合層高さが数100 m程度も変化すること，および観測値自体もゾンデが南風によって移流する影響を受けていること，などを考慮して，Grid 4における観測点の北寄り4 km×4 kmメッシュ領域（第1図Grid 4のメッシュ領域）の混合層高度の最大値，最小値を求めて第10図にプロットした．ライダーによる観測雲底高度自体も同時刻帯で大きなばらつきをもっているものの，観測された混合層高さは，いずれもシミュレーション結果による最大値と最小値の間に収まっていることから，局所的な混合層の発達過程が計算により表現されていると判断できる．

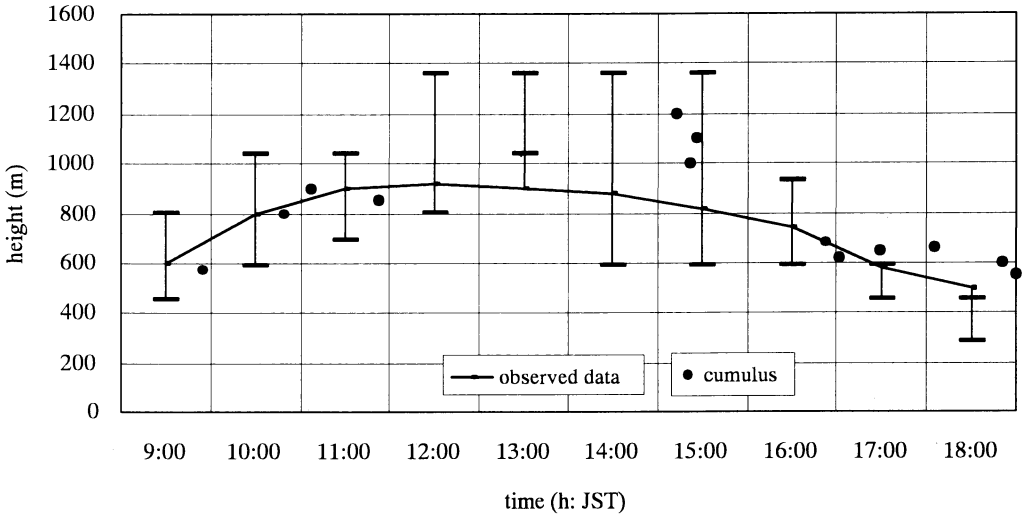
次に，15時における相対湿度，気温，風の鉛直プロファイルの比較を第11図に示す．相対湿度の比較を行うと両者ともに鉛直1 km付近まで増加し，混合層上端を越えたところで急激に乾燥している．温度のプロファイルや，風速風向に関しても，概ね観測値と良好に一致している．

4．都市化が環八雲形成に及ぼす感度分析

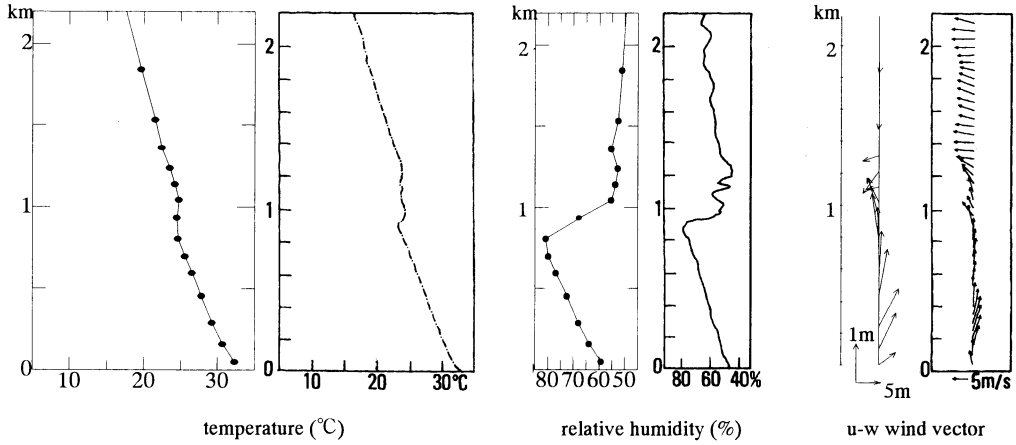
以上，見てきたように本手法で環八雲が概ね良好に再現できることが確認できたので，さらにヒートアイランドと積雲列形成の因果関係について簡単な数値実験を行う．具体的には，1）人工排熱量および2）都市領域の範囲を変えることにより，それらが環八雲の雲量や発生位置に与える影響を調べる．

4.1　ケース設定

感度分析のケース設定を第4表にまとめて示す．3章で示した条件をコントロールランとしてcase 0とする．case 1では，土地利用をcase 0と同じとし，人工排熱を全てゼロとおく．これにより人工排熱が環八



第10図　計算結果（本研究）と観測結果（甲斐ほか，1995b）における混合層高さの比較．縦バーは，計算結果の混合層高度，折れ線はゾンデ観測から得られた混合層高度．黒丸はライダー観測により得られた雲底高度．



第11図　計算結果（本研究）と観測結果（甲斐ほか，1995b）における温度，湿度，風向・風速の鉛直プロファイルの比較．いずれも左が計算結果，右が観測結果．

雲の形成に与える影響を調べる．case 2 では，人工排熱を case 0 と同じとし，土地利用を変える．case 0 において用いた平成 3 年版の土地利用情報を昭和51年版に置き換え，さらに建物用地 B（独立建物（小），樹林に囲まれた居住地，2 戸以上の家屋）を田畑に置き換えることで，都市領域を任意に縮小させた．従って，実際の昭和51年の土地利用よりも都市領域の縮小を強調したものとなっているが，これは都市領域が環八雲の形成に及ぼす影響を捉えやすくするためである．case 0 と case 2 の土地利用の違いを Grid 3 について第12図に示す．

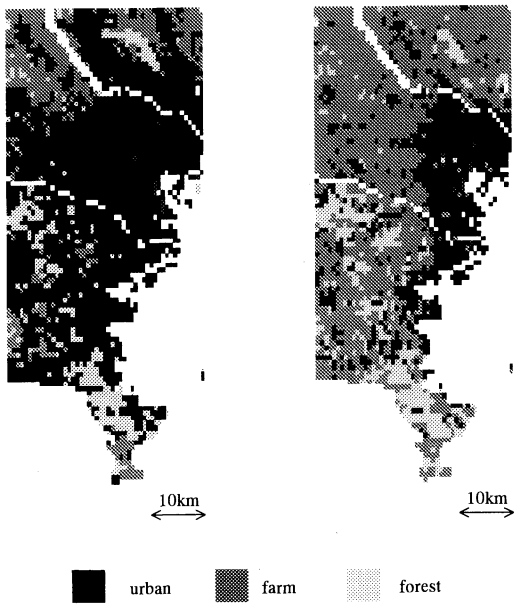
4.2　ヒートアイランドが環八雲形成に及ぼす影響

計算対象日の14時における case 0，1，2 それぞれ

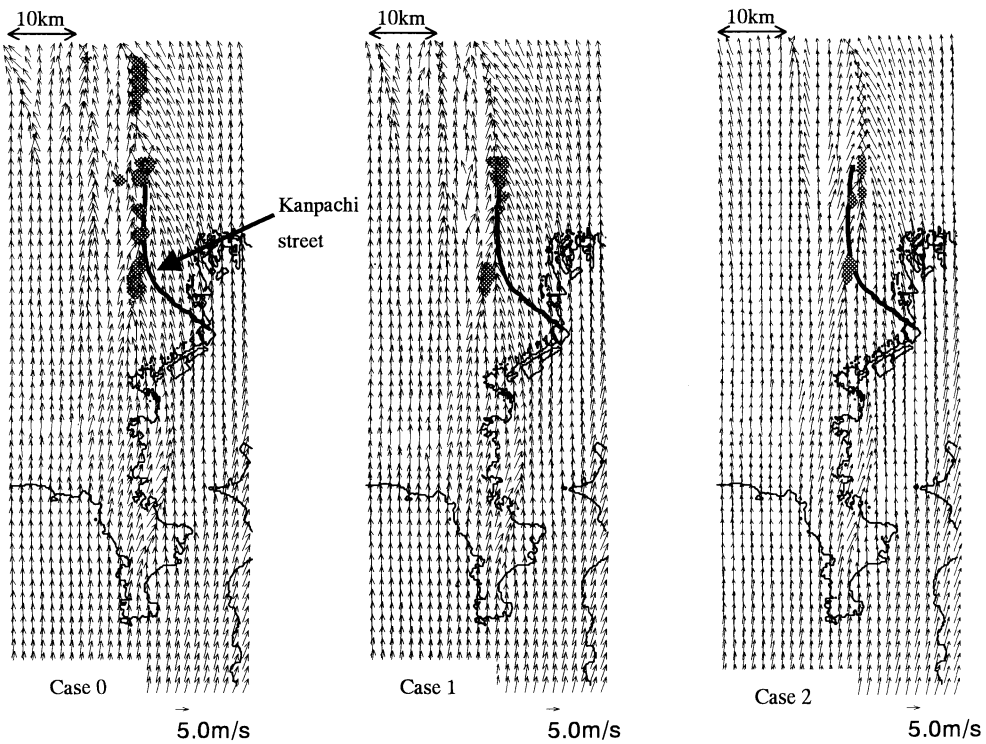
第 4 表　数値実験のケース設定．

	人工排熱	土地利用分布
Case 0	時空間分布を考慮	1991 年データ
Case 1	考慮せず	1991 年データ
Case 2	時空間分布を考慮	1976 年データかつ都市領域を田畑に変更

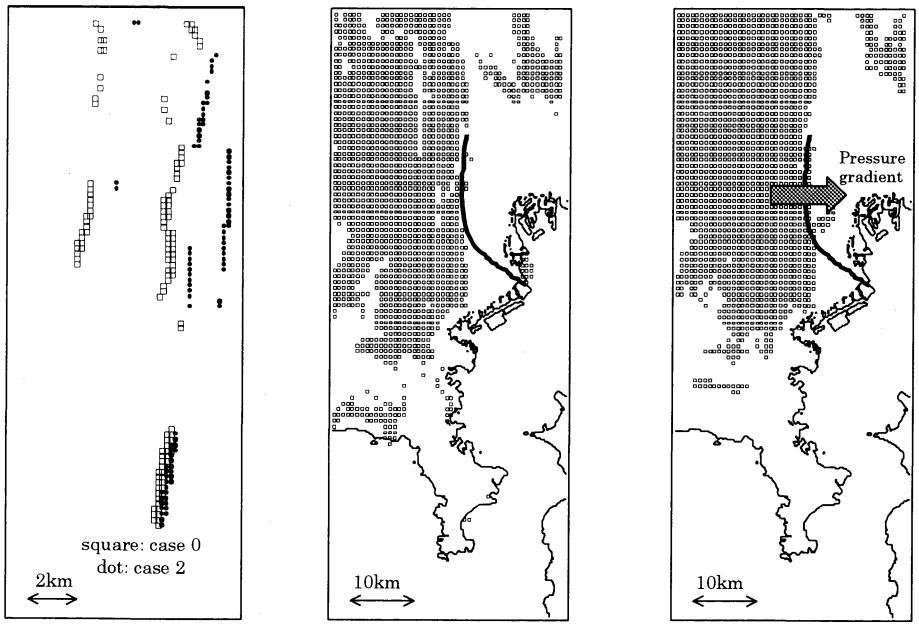
の風と雲粒の計算結果をGrid 3について第13図に示す．積雲の発生量に着目すると，case 0に比べてcase 1，case 2いずれも，その雲量は大幅に減少している．これは，それぞれ人工排熱量がなくなったこと，あるいは都市領域が縮退したことにより，地表面から大気への顕熱輸送量が減少し，個々の積雲形成の直接的な引き金との1つとなるロール対流に伴う局所的な上昇流の強度が弱められたことに対応していると考えられる．次に，積雲列が発生する位置に着目してみる．第13図より，case 0とcase 1はほぼ同じ位置に積雲列が形成されているが，case 2ではcase 0よりも環状八号線の東側（東京湾側）に積雲列がシフトしている．この収束線の位置の変化をより詳細に検討するため，第14図aに，Grid 4の計算領域最下層における上昇流域（$w > 1$ m/sec）をcase 0とcase 2で比較して示す．収束帯の位置は約2 km東側に移動していることが確認できる．このことを大気の力学バランスから説明するため，Grid 3の最下層におけるcase 2とcase 0の気温差と圧力差値について考察する．第14図bにはcase 0に対してcase 2の最下層気温が0.5K以上低下して



第12図　case 0（左図）とcase 2（右図）の土地利用分布（Grid 3）．



第13図　風速場と雲粒の数値実験結果（Grid 3，14時）．ハッチング領域は，地上～高度2 km間に雲粒が形成されている領域を示している．



(a) Location of convergent flow (w>1m/s)　(b) Surface temperature case2-case0 (dT<-0.5K)　(c) Surface pressure case2-case0 (dP>0.05hPa)

第14図　case 0 と case 2 の収束線および地上気温・気圧の変化．(a) Grid 4 における収束線の比較（$w>1$ m/s），(b) Grid 3 における地上気温偏差の大きい領域（$\triangle T<-0.5$ K）．(c) Grid 3 における地上気圧偏差の大きい領域（$\triangle P>0.05$ hPa）．

いる領域を，第14図 c には case 0 に対して case 2 の最下層気圧が0.05 hPa 以上増加している領域を示す．建物用地 B が田畑に置き換わったために環状八号線を境に西側で最下層の気温が低下しており，それを受けて気圧は相対的に上がっている．相対的な水平圧力勾配が西から東についたために収束帯の位置が東側に動いたといえる．以上，都市領域分布の数値実験より，都市領域を縮退することによって積雲の発生量が減少し，積雲列の位置は東に動くことが示唆される．塚本(1992)によれば昭和40年代～50年代においては，積雲列は環状八号線よりも東の環状七号線沿いに形成されていたことが報告されている．計算結果は定性的ながら，この観測事実を支持している．

5．まとめ

4 次元データ同化手法および 4 重ネストグリッドシステムを用い，また詳細な地理情報と人工排熱分布を考慮することにより，水平スケール 1 km 未満の極めて局地性の強い現象である環八雲を概ね良好に再現することができた．環八雲は，東京湾海風の先端部の上昇流域に対応して形成された積雲列が，環八近傍で停滞することによって形成される．これはちょうど，東京湾海風と相模湾海風の収束帯に位置する．また，海風先端部の重力波と熱対流の影響で，環八雲周辺には複数のロール対流および積雲列が形成されることが計算結果より裏付けられた．

人工排熱量と都市領域が環八雲形成に及ぼす影響を数値実験で調べたところ，都市化の進行が積雲の雲量を増加させることが示された．また，都市領域の変化は地上近傍の水平気温勾配および水平気圧勾配を変化させ，それにより積雲列の位置が東西方向に微妙に変化することが示された．

コントロールランにおける積雲量は観測と比較し過小評価気味であり，これは大気汚染に伴うエアロゾル形成が雲核形成を促す影響を考慮していないこと，計算解像度が未だ十分でないこと，水蒸気量の初期値および同化データの信頼性，といった様々な問題が考えられる．これらは，本計算に限らず，湿潤過程を予測・再現する上で気象学分野の共通の課題かもしれない．

謝　辞

本研究を進めるにあたって，名古屋大学の甲斐憲次

先生には貴重な観測データを参照させていただくと同時に多くの有益な助言をいただきました．東北大学からはJAIDASデータを，国立環境研究所，気象庁統計室，東京都・千葉県・神奈川県・埼玉県の環境部局からも地上風データを提供していただきました．人工排熱データは「東京都環境科学研究所のヒートアイランドに関する調査（計量計画研究所委託）」より使用を許可していただきました．ここに厚く謝意を表します．

参考文献

Chen, C. and W. R. Cotton, 1983：A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer, Boundary-Layer Meteor., **25**, 289-321.

Chen, C. and W. R. Cotton, 1987：The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer, J. Atmos. Sci., **44**, 2951-2977.

Davies, H. C., 1983：Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models, Mon. Wea. Rev., **111**, 1002-1012.

Herman, G. and R. Goody, 1976：Formation and persistence of summertime arctic stratus clouds, J. Atmos. Sci., **33**, 1537-1553.

石井宏明，神田　学，森脇　亮，奥園孝二，1999：東京湾上空の大気環境計測，水工学論文集，**43**，233-238.

糸賀勝美，甲斐憲次，伊藤政志，1998：環八雲が発生した日の気候学的特徴—1989～1993年8月の統計解析—，天気，**45**，259-268.

甲斐憲次，浦　健一，河村　武，朴（小野）恵淑，1995a：東京環状八号線道路付近の上空に発生する雲（環八雲）の事例解析—1989年8月21日の例—，天気，**42**，417-428.

甲斐憲次，日置江桂，太田　稔，阿保　真，長沢親生，村山利幸，永井智広，内野　修，1995b：1994年8月東京都世田谷区上空で観測された積雲列（環八雲）について—速報—，天気，**42**，715-719.

甲斐憲次，日置江桂，太田　稔，阿保　真，長沢親生，村山利幸，永井智広，内野　修，1995c：1994年8月，東京都世田谷区上空で観測された積雲列（環八雲）について，1995年日本気象学会春季大会講演予稿集，**67**，269.

神田　学，井上裕史，福田忠弘，鵜野伊津志，1997a：数値シミュレーションによる環八雲の再現性について，1997年日本気象学会春季大会講演予稿集，**71**，234.

神田　学，高柳百合子，横山　仁，森脇　亮，1997b：銀座オフィス街における熱収支特性，水文水資源学会誌，**10**，329-336.

Kimura, F. and S.Takahashi, 1991：The effects of land-use and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo Metropolitan area：a numerical experiment, Atmos. Environ., **25B**, 155-164.

Lacis, A. A. and J.E. Hansen, 1974：A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere, J. Atmos. Sci., **31**, 118-133.

Louis, J. F., 1979：A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Boundary-Layer Meteor., **17**, 187-202.

McCumber, M. C. and R. A. Pielke, 1981：Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I：Soil layer, J. Geophys. Res., **86**, 9929-9938.

Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982：Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, Rev. Geophys. Space Phys., **20**, 851-875.

日本流体力学会編，1992：地球環境と流体力学，朝倉書店.

Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee and J. H. Copeland, 1992：A comprehensive meteorological modeling system-RAMS, Meteor. Atmos. Phys., **49**, 69-91.

Rodgers, C. D., 1967：The use of emissivity in atmospheric radiation calculations, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **93**, 43-54.

Stephens, G. L., 1977：The transfer of radiation in cloudy atmosphere, Ph. D. dissertation, Meteorology Department, University of Melbourne, Australia, 396pp.

Stephens, G. L., 1978：Radiation profiles in extended water clouds. I：Theory, J. Atmos. Sci., **35**, 2111-2122.

Tremback, C. J. and R. Kessler, 1985：A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models, Proc. 7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction, 355-358.

塚本治弘，1982：植物が作る雲，環境汚染が作る雲，気象，**26(8)**，28-30.

塚本治弘，1992：環境汚染雲今東京の空が危ない，五月書房.

Uno, I., X-M. Cai, D. G. Steyn and S. Emori, 1995：A simple extension of the Louis method for rough surface layer modeling, Boundary-layer Meteor., **76**, 395-409.

Yamamoto, G., 1962：Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen, J. Atmos. Sci., **19**, 182-188.

Yonetani, T., 1983 : Enhancement and initiation of a cumulus by a heat island, J. Meteor. Soc. Japan, **61**, 244-253.

Yoshikado, H., 1990 : Vertical structure of the sea breeze penetrating through a large urban complex, J. Appl. Meteor., **29**, 878-891.

Yoshikado, H., 1992 : Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze, J. Appl. Meteor., **31**, 1146-1164.

Numerical Study on Kanpachi Street Cloud

Manabu Kanda*, Yushi Inoue** and Itsushi Uno***

*(*Corresponding author*) *Department of International Development Engineering, Tokyo Institute of Technology, 2-12-1, Ookayama, Meguro-ku, Tokyo 152-8552, Japan.*

***Department of Civil Engineering, Tokyo Institute of Technology (Present affiliation : Mitsubishi Research Institute, Inc.)*

****Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, 6-1, Kasuga-koen, Kasuga-city, Fukuoka 816-8580, Japan*

(Received 2 March 1999 ; Accepted 27 October 1999)

Abstract

"Kanpachi Street Cloud (KSC)" is an unusual small-scale cumulus cloud line visible during calm summer conditions over a major street in the Tokyo metropolitan area. In order to well understand the mechanism leading to the formation of this cloud line, numerical simulations have been performed using RAMS (Regional Atmospheric Modeling System, Pielke 1992). The general characteristics of the simulated KSC agreed well with extensive observations by Kai et al (1995, 1997). On a large scale view, KSC can be characterized as a cumulus cloud line generated at the convergence line of two sea breezes on the west side of Tokyo Bay, while on the microscale view, it resembles a Benard-type thermal convections modified longitudinally by wind shear. Additional numerical experiments reveled that urbanization can change the intensity and position of KSC through enhancement of local upward motions and changes in the near-surface horizontal pressure gradient between urban and sub-urban areas.