総説

メソスケールモデルによる風向風速の推定

吉田　正邦*　　大熊　武司**

Prediction of Wind Speed and Wind Direction by Mesoscale Model

Masakuni　YOSHIDA*　Takeshi OHKUMA**

１．緒言

計算機の進歩に伴い，非線形数値計算による風向風速の評価が現実味を増していることから，筆者等は台風時の風向風速統計値を求めるシミュレーションプログラムの開発を進めている(1)．ただし，統計量のシミュレーション計算では，膨大な数の台風を解析することになるため(再現期間 1,000 年以上)，解析式は空気密度の変化を考えない非圧縮性流体の静水圧近似モデルとして演算時間を短縮している．

提案するモデルは，風向風速と温湿度を予測する Mellor & Yamada(2)の Level 2.5 メソスケールモデルを改良したモデルであり，地形と地表状況は国土地理院提供の標高データと土地利用データにより，気圧と台風進路は気象記録に基づく統計値とすることを目指している．ただし，解析モデルの精度検証を目的とする本論文では，風向風速観測値と予測値の対応を検討する．このため，気圧分布は気象庁提供の領域客観解析データ(ＧＰＶデータ:6 時間間隔, 20km メッシュ)や毎時の気象官署観測値により，台風進路は気象庁提供の台風データとした．

ＧＰＶデータや毎時の観測値は風向風速や温湿度データも提供しており，耐風設計への直接的適用も考えうる．しかし，ＧＰＶデータは時間間隔と格子間隔が粗いだけでなく，平滑化が施されている．また，毎時の気象官署観測値は観測点が粗いだけでなく，定点観測値であるため高さ方向の分布が得られない．この他，地形，移流，拡散，浮力などが影響しあうことから，補間計算は不可能であり，３次元の非線形解析による補強が不可欠である．

数値解析では，①解析領域の広さ，②解析領域の境界値と領域内予測値の整合，③乱流拡散モデルの適正な選択が計算遂行上問題となる．

メソスケールモデルの場合，①の解析領域は，1,000×1,000km 程度の広さが対象になる．このため，短時間に高精度の解析を行うには対象点周りの格子間隔だけを細かくする nesting 手法の適用が必要である．これに対して，台風時の風が円運動することを考慮して，座標系を円柱座標とした場合，座標中央(台風中心)の円周方向格子間隔は細かいが，台風中心から離れるに従って格子間隔が粗くなる．このため，対象地点が解析領域外周に近い場合には，nesting 計算が必要と考えられる．しかし，台風は時々刻々移動するため，時々刻々の地形変更に要する演算時間を考えると nesting 計算の適用は困難である．

②の境界値との整合は，解析領域外から物理量が流入する風向では支障を生じないが，流出するときには境界近傍で齟齬をきたす可能性がある．台風時の風向風速を予測する円柱座標の場合，円周方向に境界が発生しないこと，解析領域外周部の風向は一般に解析領域内に向かうことから，境界値との整合は台風中心近傍だけが問題になる．今のところ，台風中心近傍の極大極小値は直線補間し，物理量を平滑化して数値発散を防止しているが，現在用いている２次中心差分の移流項を，粘性減衰が付加される１次風上差分に変更することや境界近傍に更なる減衰を付加することなども検討する必要がある．

③の乱流拡散モデルは，近似次数に相当する数の解を有する．また，高精度の解を得ようとして高次式にすると適切な解が選択されず，数値発散を起こす可能性がある．台風風速のシミュレーションにおいては，適切な比較データがなかったため，鉛直方向の拡散係数 K_V に関与する鉛直方向の渦拡散係数 S_m，S_h と乱れスケール l の検討を行なっていない(S_m，S_h は Mellor らの Level 2 モデル，l は Level 2.5 モデル)．これに対して，中西ら(3) は LES モデルと整合する Level 2.5 および Level 3 モデルの S_m, S_h と数値発散を起こさない Level 2 モデルの l の適用を推奨している(Level 2.5 の S_m, S_h と Level 3 の S_m, S_h の性能は同程度(16))．そこで，モデル改良の可能性を調べるため，中西らの乱流

*研究員　建築学科
Researcher, Dept. of Architecture
**教授　建築学科
Professor, Dept. of Architecture

拡散式による予測値と台風時の風向風速評価に用いた筆者らの式による予測値の比較検討を行った.

２章では解析モデルの概要を，３章ではLevel 2 の S_m , S_h と Level 2.5 の l を用いた筆者らのモデル(以降**台風モデル**と呼ぶ)と，中西が提案する Level 2.5 の S_m, S_h と Level 2 の l を用いたモデル(以降**中西モデル**と呼ぶ) による風向風速予測値を一般的な平行座標系で比較し，４章では円柱座標系の台風モデルによる台風時の風向風速予測値を示す．５章では検討結果をまとめる.

３章の S_m, S_h, l による影響を比較検討した解析日時は，予測値に差が生じ易い不安定大気状態を考え (風が弱い晴天時), MM5 モデルによる詳細な検討[4]が行われている，2005 年 8 月 5 日(典型的夏日)と 15 日(午後雷雨)とした．検討項目は風向風速と大気温度とし，比較基準は東京気象台の観測値(地上 74.5m)と気象庁提供 6 時間間隔，水平方向格子間隔 20km の GPV データとした.

４章の台風時の風向風速観測値と予測値を比較するときの解析対象は，地形と台風特性が違う, T9119 の長崎県ハウステンボス地上高さ 100m (1991 年９月 27 日)の観測値[5]と T0314 の宮古島地上 14.5m(2003 年 9 月 10~11 日)の宮古島気象台観測値の２種類とした．なお，ハウステンボスは湾に面する山裾，宮古島は平坦な島という差がある．台風特性での大きな違いは, T9119 の台風移動速度 C_T=15~22m/sec，最大旋衡風速半径 R_m=70~90km に対する, T0314 の C_T=3~12m/sec, R_m=30~43km である.

繰り返し現れる変数および煩雑な評価式は，巻末の ”記号” および “付録A~F” に示した.

２．解析モデル

付録Aに支配方程式と係数を定める基礎方程式を，付録B~Eに，研究者によって違いうる，晴天の弱風時に発生する不安定大気の解析で重要な物理モデル(下部境界の温湿度評価式)を，付録Fに気圧のモデル化を詳細に示しているので，ここでは概要，省略した式および特筆すべき事項に限定して示す.

支配方程式は，(a)非圧縮·静水圧近似の運動量保存式と(b)質量保存式，(c)熱エネルギー保存式および(d)水分保存式で構成され，風速 U, V, W，温位 H および水分量 E を求める．圧力 P を入力値として U, V を計算する(a)の運動量保存式と他の保存式との関係を示すと, (b)の質量保存式は U, V を入力値として鉛直方向風速 W を，(c)の熱エネルギー保存式は日射，赤外放射と U, V を入力値として温位 H を，(d)の水分保存式は地表面の水分と U, V を入力値として水分量 E を計算する；W からはそれに対応する圧力成分(Π_w)が, H と E からは浮力(Π_h)が計算され, (a)の運動量保存式の圧力に加算される．なお，支配方程式内の物理量に連続性を持たせるため, H は水分が全て水蒸気状態にあるとした仮温位であり, E は水蒸気と雲の和としている.

座標系は，３章の GPV データを初期値とする弱風の解析モデルは，平行座標系(以降**平行座標モデル**と呼ぶ)，台風時の風向風速の解析モデルは，円柱座標系(以降 **円柱座標モデル**と呼ぶ)と異なる．しかし，鉛直方向は共に地表の凹凸を考慮する z*座標 (terrain following coordinate)である．なお，平行座標モデルと円柱座標モデルの違いは，方向性のある U, V の円周角 θ による微分形が異なるだけであり，その他の微分形などは平行座標の x, y が円柱座標の半径および円周角 r, θ に代るだけである.

$$\begin{cases} \partial U/\partial y \;\rightarrow\; (1/r)(\partial U/\partial\theta - V), \\ \partial V/\partial y \;\rightarrow\; (1/r)(\partial V/\partial\theta + U), \end{cases} \qquad (1)$$

物理モデルは，地表あるいは水面の温度を定める Deardorff の植生モデル[6]と Kimura らの都市モデル[7]，雲量を求める Mellor らの雲モデル[8]，地表への日射量と地表からの赤外放射量を求める Katayama の放射モデル[9]，台風気圧分布を定める Schloemer の気圧モデル[10]である.

水平方向の計算進行は層別に計算する陽解析，鉛直方向は層間の相関を考慮する陰解析である．時間進行は，差分計算の時間間隔 Δt が長いため，移流項を２段階で計算する松野法による[11].

$$\begin{cases} \dfrac{\Phi^{+} - \Phi^{n-1}}{\Delta t} = -ADV(\Phi^{n-1}) + RHS(\Phi^{n-1}), \\ \dfrac{\partial\Phi}{\partial t} = \dfrac{\Phi^{n} - \Phi^{n-1}}{\Delta t} = -ADV(\Phi^{+}) + RHS(\Phi^{n-1}), \end{cases} \qquad (2)$$

ここに, ADV は移流項を, RHS はその他の項を，Φ は物理量を, n-1, +, n は前ステップ，中間，現ステップを表す.

本論文で提案する解析モデルは，解析領域側面と頂部に境界値を設けている．このため，平行座標モデルでは，側面の移流項の計算時に粘性減衰を設けて解析領域側端の物理量を極力境界値(GPV データ等)に近づけることなどを試みているが，場当たり的な処置は数値発散を誘発する．このため，最外端の物理量 $\Phi(1)$には Orlanski の open boundary モデル[12]による平滑化を加えて解析領域内の物理量との整合を図っている.

$$\frac{\partial\Phi}{\partial t} + C\frac{\partial\Phi}{\partial r} = 0\,,\quad C = -\frac{\Phi(2)^{n} - \Phi(2)^{n-1}}{\Phi(3)^{n-1} - \Phi(2)^{n-1}}\frac{\Delta x}{\Delta t}\,, \qquad (3)$$

ここに, C は移流成分だけ考える位相速度を, ( )内の数値は境界から数えた格子点番号を表す.

頂部境界は，平行座標モデルで弱風を予測するときの頂部物理量は全て GPV データとし，円柱座標モデルで台

風時の風向風速を予測するときには頂部風速だけ Schloemer の気圧モデル[10] に基づく円周方向風速 $V_\theta=V_F$ (Friction free wind) [13]とその下の格子点における風速の平均値としている(温湿度は free slip).

$$V_F=\frac{(V_*^2+4V_+^2)^{1/2}-V_*}{2} \qquad (4)$$

$$V_*=C_T\sin\phi+f\cdot r\ , \qquad V_+^2=\frac{R_m(P_{out}-P_c)}{\rho\cdot r\cdot \exp(R_m/r)}\ ,$$

ここに，ϕ は台風中心から見た台風進行方向と対象点がなす反時計回りの角度を表す．このような頂部境界値を設けることによって発生する数値発散は，解析領域頂部の鉛直方向風速 W に対応する圧力成分を Klemp らの圧力緩和式[14]で計算し，解析領域内の圧力に加えて防止している(付録 F).

下部境界は，接地層を６カテゴリ(水面，裸地，水田，草地，森林，都市)に分類し，各カテゴリの表面が独立に大気と運動量，熱エネルギーおよび水分の flux 交換を行うとして評価する．この場合，各カテゴリの面積率を a_k とすれば，運動量 flux $(Flxu, Flxv)$，熱エネルギーflux $(Flxh)$および水分 flux $(Flxe)$は次式で表せる．なお，接地層は，flux 一定の仮定がほぼ成り立つ地上から 40m 程度までの領域であり，その上には 1,000~2,000m の大気境界層(planetary boundary layer)がある．

$$\begin{cases} Flxu=\sum_{k=1}^{6}a_k Flx_{u(k)}, & Flxv=\sum_{k=1}^{6}a_k Flx_{v(k)}, \\ Flxh=\sum_{k=1}^{6}a_k Flx_{h(k)}, & Flxe=\sum_{k=1}^{6}a_k Flx_{e(k)}, \end{cases} \qquad (5)$$

円柱座標モデルによる台風時の風向風速シミュレーションでは格子間隔を変える nesting 計算を行わないが，平行座標モデルによる GPV データを初期値とするシミュレーションでは解析領域の幅と格子間隔を 1/2 づつ小さくする４段階の nesting 計算を行なっている．

３．平行座標モデルによる解析手法の検討

３−１．検討事項

乱流拡散の評価に必要な変数を定めるには，既知数が不足している．従って，解析精度の向上を図ろうとすればするほど高次の未知数が発生する．また，これらの未知数は実験値や観測値に基づき定量化されるため，高次式にしても精度が向上するとはいえない．

Mellor ら[15]は最も低 Level の Level 1 モデルから最も高 Level の Level 4 モデルまでを示している．ただし，大気境界層の解析では，本研究でも用いている Level 2.5 モデルが，適切かつ十分な性能を有するとしている．

乱流拡散に支配的影響を及ぼす係数は鉛直方向の係数 K_V(U, V の場合 $K_m=lqS_m$, H と E の場合 $K_h=lqS_h$)であり，l と q の式は更に K_V を内蔵している．S_m, S_h, l, q は，各々高次の関数であり，各変数のモデル化を高 Level にすると，数値発散の恐れが増大する(Level 1 と Level 2 モデルは数値発散を起こさない).

筆者らの台風モデル[1] は，S_m , S_h を Level 2 モデル，q を Level 2 と Level 2.5 の平均値，l は限界値(<2,000m)を設けた Level 2.5 モデルとして数値発散を防止している．これに対して，中西ら[3] は LES モデルの解析値と整合する Level 2.5 モデル(あるいは Level３)の S_m, S_h と Level２モデルの l の組合わせを提案している．そこで，台風モデルの S_m, S_h, l 評価式を中西らの提案式に変更したときの風向風速や温度の予測値への影響を比較検討した．

平行座標モデルによる検討の主目的は，上述した K_V の評価 Level を代えることによる予測値への影響であるが，nesting による精度向上と境界値を固定することによる数値発散の防止法も検討している．K_V による影響と nesting 効果は図を用いて後述するが，境界値を固定(GPV データを適用)することに起因する数値発散は図を用いた説明が難しいので，ここで結果を記述しておく．

平行座標モデルの解析で数値発散が発生した位置は，風速の場合 解析領域外周部，温位の場合 解析領域最下端(以降**レベル**１と呼ぶ)の格子点である．風速の数値発散は，解析領域端の風速が極大あるいは極小になると，計算が進むにつれ境界値との差を増す可能性があることによる．温位の数値発散は，地表温度の上昇下降によりレベル１の温位に極大極小が現れることによる．本研究での差分は２次中心差分を原則とし，極力数値粘性が付加される１次風上差分を使いたくないあるいは使用箇所を限定したいが，平行座標モデルによる弱風の解析では移流項を全て１次風上差分とした．また，全面１次風上差分としても解析領域外周部の風速が数値発散する現象が止まらなかったので，解析領域外周部には粘性減衰（１次風上差分)−(２次中心差分)を更に付加した[式(A7)].

検討の主対象とする K_V の検討方法は次の通りである(風速の係数 $K_m=lqS_m$, 温湿度の係数 $K_h=lqS_h$).

中西らは Level 2.5 と Level 3 モデルの S_m, S_h, Level 2 モデルの l を提案し，数値解析への適用を推奨している．一方，台風モデルは S_m, S_h を Level 2 モデル，l を Level 2.5 モデルとしている．即ち，変数の Level が違う 3×2=6 組のモデル組合せを考えうるが，比較検討は台風モデル(Level 2 の S_m, S_h, Level 2.5 の l)と中西モデル(Level 2.5 の S_m, S_h, Level 2 の l)の２組に限定した；両モデルの違いは S_m, S_h と l の３式だけである．

３−２．計算条件

不安定大気では，風向風速や温度の予測値に乱流モデルの違いによる影響が現れやすい．即ち，地表温度が上昇する弱風かつ晴天時の裸地や都市で，乱流モデルの違いによる予測値の差が発生しやすい．

このことから，対象地点は，周辺建物の影響が大きく予測値の精度検証には適さないが，東京気象台(高さ 74.5m)とした．対象とする日は，晴天，弱風 かつ MM5 モデルを用いた解析が行われている 2005 年 8 月 5 日(典型的な夏日)と 15 日(午後雷雨)とした[4]．ただし，解析モデルの安定性を確認するため，計算期間は対象日を含む７日間とした(7 月 30 日 21 時〜8 月 7 日 3 時と 8 月 9 日 21 時〜17 日 3 時；MM5 の解析結果[4]に対応する図１〜３の時間帯は 120~144 時)．予測値との比較に用いるデータは東京気象台の観測値(１時間間隔，地上 74.5m)と GPV データ(6 時間間隔，水平方向格子間隔 20km)とした．

座標系は z*平行座標(平行座標モデル)，計算進行は４段階 nesting である．x および y 方向の格子点数は共に 50 であり，格子間隔は nesting 段階が進む毎に 1/2 に低減した(20, 10, 5, 2.5km 等間隔，東京気象台は常に解析領域中央)．ただし，鉛直方向の格子間隔は，全て標高 6,000m 迄を対数スケールで 15 分割している(15~6,000m)．

nesting 第１段階の物理量(格子間隔 20km の U, V, H, E)初期値と６時間間隔の境界値は GPV データとし，第２~４段階の物理量境界値(１時間間隔)は前段階の計算値を空間補間して定めた．ポアソン方程式によらない各格子点の静水圧近似した気圧は，全て解析領域頂部と海面の GPV データを境界値とし，その間は温位予測値に基づく浮力を考慮して鉛直方向に変化させた．演算の時間間隔は Δt=格子間隔(km)の数値≦10sec である．

３−３．シミュレーション結果

図１~３には，東京気象台の観測値と比較した７日間の風向風速($|U|$, Θ)と気温(T)の時刻歴波形を全て示す．しかし，図４, ５の鉛直方向プロファイルは 8 月５日と 15 日の３時と 15 時に限定している(グリニッジ時刻 0 時を基準にした 6 時間間隔の GPV データは明石時刻 3, 9, 15, 21 時のデータ)．なお，図１と２は東京気象台･地上 74.5m の$|U|$とΘを各々２種類示す；上側の図１- 1 と２- 1 は nesting 第１段階(格子間隔 20km)，下側の図１- 2 と２- 2 は nesting 第４段階(格子間隔 2.5km)の$|U|$とΘである．

凡例の”気象庁”は東京気象台･１時間間隔の 10 分平均値を，”GPV”は６時間間隔の GPV データを，“台風”は Mellor らの Level 2 モデルの S_m, S_h と Level 2.5 モデルの l で乱流量を評価した結果 (台風モデル) を，“中西”は中西らが提案する Level 2.5 の S_m, S_h と Level 2 の l で乱流量を評価した結果(中西モデル)を表す．

図３は nesting 第４段階の気温 T の時刻歴波形を示す．

図４は８月５日，図５は８月 15 日の３時と 15 時の高さ方向プロファイルであり，(a)はベクトル合成した風速$|U|$(m/sec)，乱れ強さ $I=q/|U|$と鉛直方向風速の乱れスケール l (m)を，(b)は一般的表記法(N=0，時計回り正)の風向Θ (deg)を，(c)は気温 T(℃)を，(d)は渦拡散係数 S_m, S_h を示す．

観測値(気象庁)と予測値(台風，中西)の対応は興味ある事項である．しかし，風向風速の場合，周辺構造物の局所的影響を解析では無視すること，格子間隔が粗いため地形の凹凸が平滑化されること，弱風では真値に対する数値誤差の比率が大きいことなどの誤差要因がある．温度は予測値への影響が大きい地中温度 T_{go} を GPV データ地表温度の期間平均値(地上 1.5m, 7 日間)とするなど定数が未調整なため，観測値と予測値の直接的な比較は難しい．このため，以降の検討は，主に nesting 効果とモデル(台風モデルと中西モデル)による影響とする．

図１と図２によると netting 効果が読みとれる．これらの図は，nesting 段階が増す(Δt, Δx, Δy が小)と，風向風速の時間・空間変動が細かくなること，台風モデルと中西モデルの間に差が生じることを示している．しかし，nesting が予測精度を向上させるか否かを判断するのは難しい．また，GPV データや観測値との差に比べ，台風モデルと中西モデルの違いによる差は小さく，モデルの優劣を判定することも難しい．

図３に示す温度 T の場合，乱流モデルの違いによる影響は微細であり無視しうる．なお，GPV データの観測値との整合は，予測値より劣っているようである(この傾向は図１, ２の風向風速にも見られる)．

図４と図５の鉛直方向プロファイルで特徴的な事項は次の通りである．S_m, S_h は，3 時の場合 中西モデルに，15 時の場合 両モデルの地表近くで，大気が不安定状態になることを示している．また，乱れスケール l の違いは全高さに亘り顕著であり，台風モデル(Level 2.5)の l は複雑な高さ方向変化を示している．

$|U|$と I は，K_V の関数であるため,台風モデルと中西モデルの違いによる影響を受ける (風向Θへの影響が大きいのは風速が 1~6 m/sec と小さいことにもよる)．しかし，同じく K_V の関数である T には，モデルの違いによる影響がほとんど見られない．このように，$|U|$, I にはモデルの違いが現れ T に現れないのは, T に比べ $|U|$ や I の時間・空間変動が激しいことによると考えられる．しかし, GPV データとの関係なども考慮すると，鉛直方向プロファイル

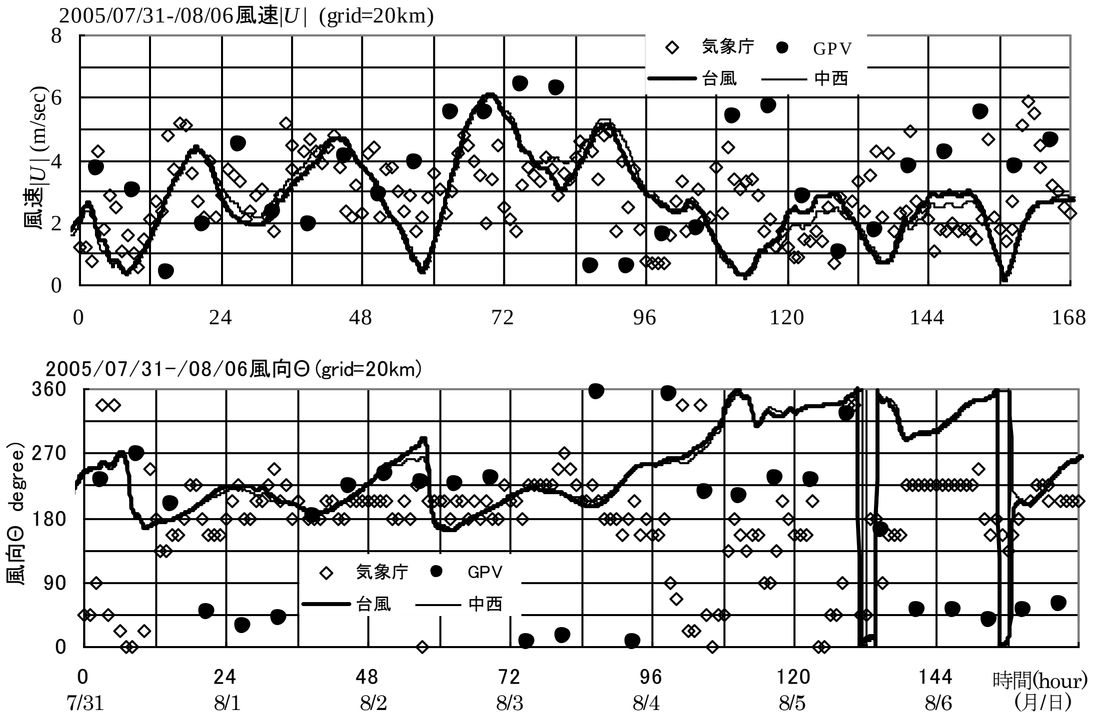


図１－１　ネスティング第１段階の風向風速時刻歴波形（東京気象台，地上 74.5m，2005 年 7 月 31 日～8 月 6 日）

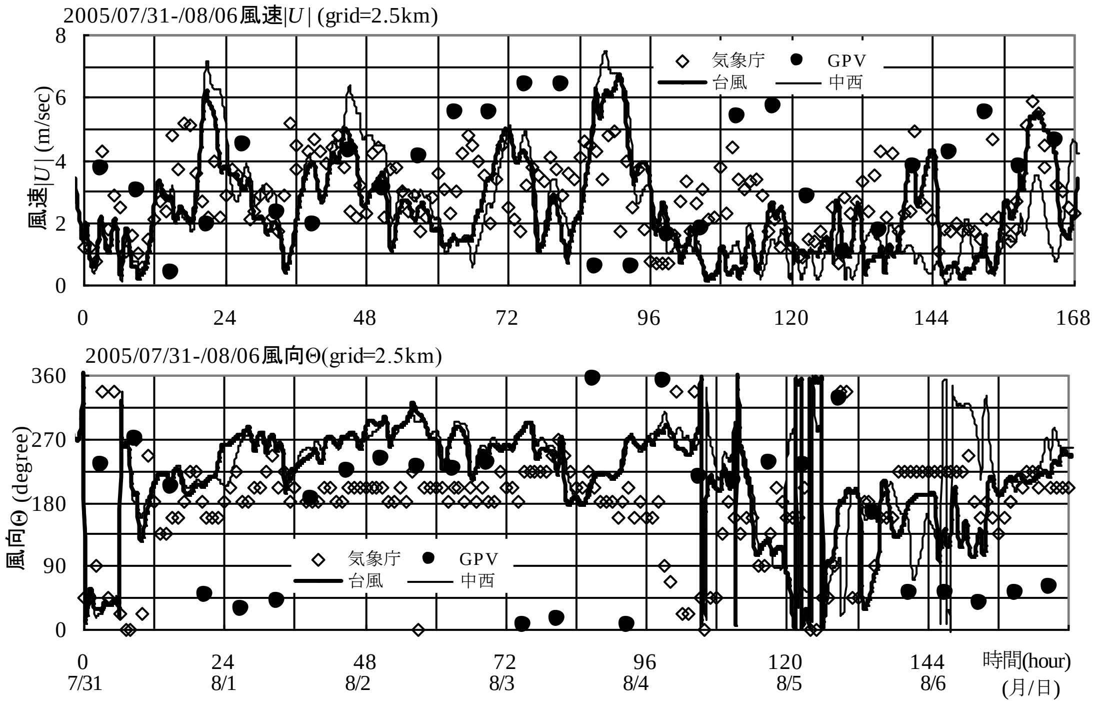


図１－２　ネスティング第４段階の風向風速時刻歴波形（東京気象台，地上 74.5m，2005 年 7 月 31 日～8 月 6 日）

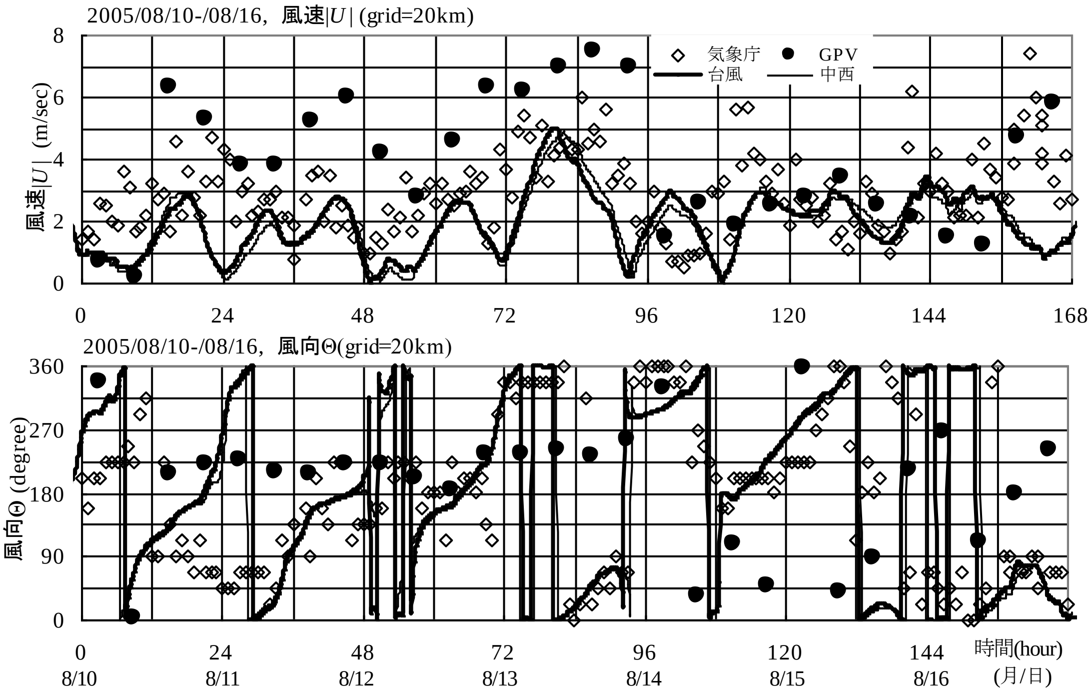


図２−１　ネスティング第１段階の風向風速時刻歴波形（東京気象台，地上 74.5m，2005 年 8 月 10 日〜8 月 16 日）

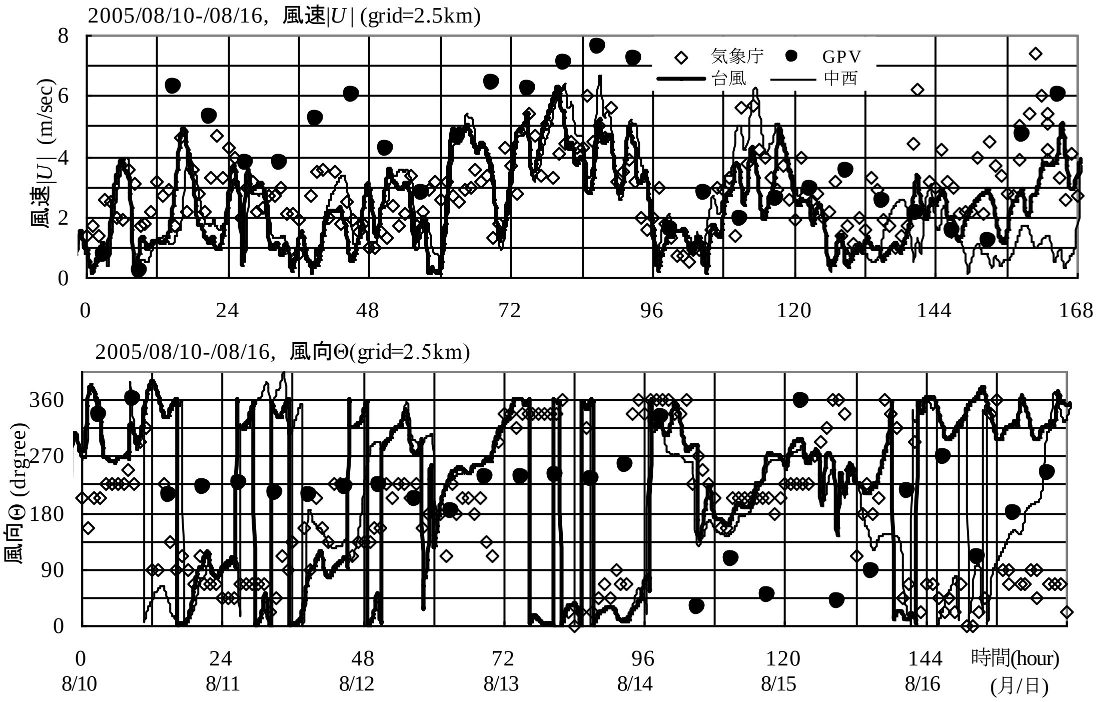


図２−２　ネスティング第４段階の風向風速時刻歴波形（東京気象台，地上 74.5m，2005 年 8 月 10 日〜8 月 16 日）

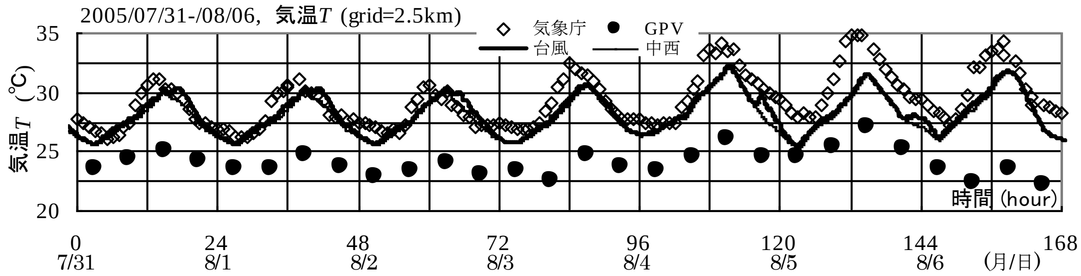


図３−１　ネスティング第４段階の気温時刻歴波形（東京気象台，地上 74.5m，2005 年７月 31 日〜8 月 6 日）

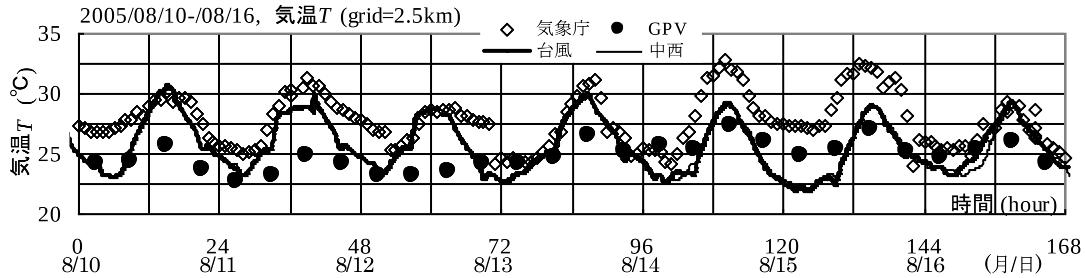
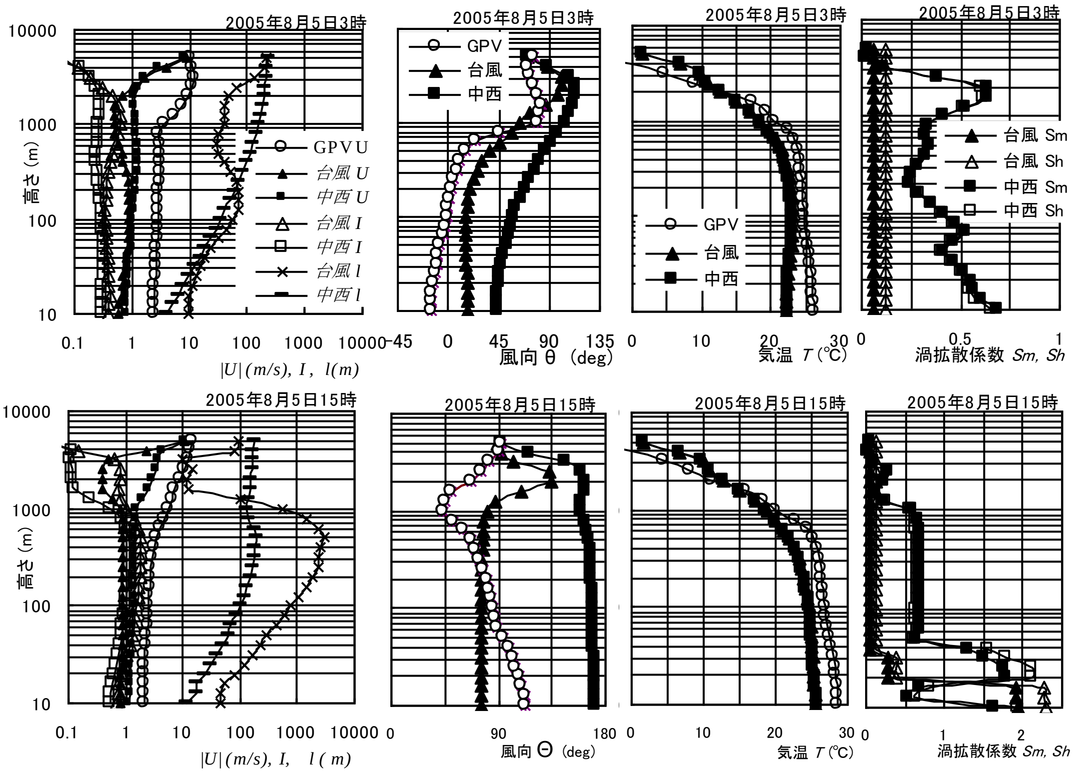
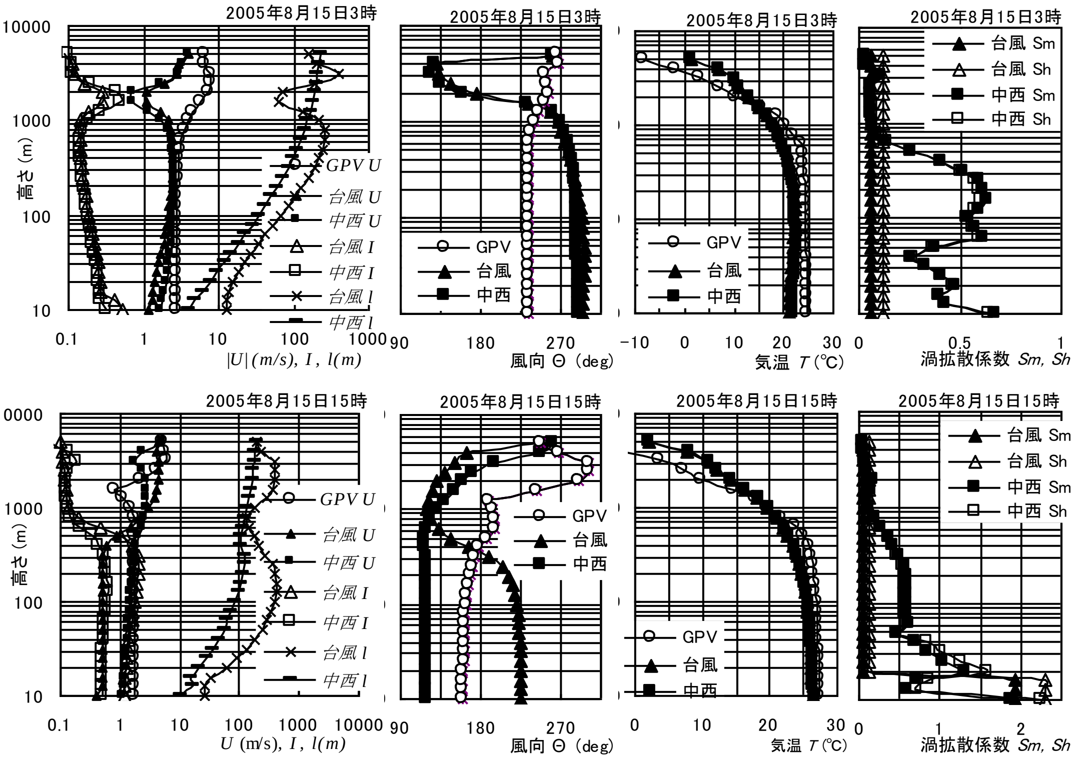


図３−２　ネスティング第４段階の気温時刻歴波形（東京気象台，地上 74.5m，2005 年 8 月 10 日〜8 月 16 日）



a. 風速 U, 乱れ強さ I, 乱れスケール l　　　b. 風向 Θ　　　c. 気温 T　　　d. 渦拡散係数 S_m, S_h

図４　鉛直方向プロファイル（東京気象庁，2005 年 8 月 5 日 3 時および 15 時，nesting 第４段階，格子間隔 2.5km）



a. 風速 U, 乱れ強さ I, 乱れスケール l　b. 風向 Θ　c. 気温 T　d. 渦拡散係数 S_m, S_h

図５　鉛直方向プロファイル（東京気象庁，2005 年 8 月 15 日 3 時および 15 時，nesting 第４段階，格子間隔 2.5km）

に対しても両モデルは優劣つけがたく，同程度の性能を有するとして良さそうである．

Level 2.5 モデルの S_m, S_h および Level 2 モデルの l の計算がシミュレーションの演算時間に占める割合は少ない．従って，平行座標モデルの検討結果に基づき，台風モデルの S_m, S_h を他の式と整合する Level 2.5 モデルにし，数値発散を予防するため l を Level 2 モデルと Level 2.5 モデルの平均値とするようなモデルの改良が考えうる．

４．　台風時の風向風速

台風時の風向風速 (|U|, Θ) の予測法および予測結果は参考文献１に詳述しているので，本論文では図と表を抜粋してメソスケールモデルの性能を示すに止める．

４−１．計算条件

計算の対象にした台風は T9119(1991 年 9 月 27 日，台風 19 号)と T0314 (2003 年 9 月 10~11 日，台風 14 号)であり，それらの台風パラメータは表１-１と１-２に示す．予測値と比較する観測値は，T9119 の場合，長崎県ハウステンボス(N32.8°, E129.7°, 観測高さ地上 100m)の観測値[5]であり，T0314 の場合，宮古島気象台(N24.8°, E125.3°, 観測高さ地上 14.5m)の観測値である．観測点周辺の地形は，ハウステンボスの場合，南-西-北が日本海，南-東が湾に面し，北-東には 1,000m を超えるような山々がある．一方，宮古島気象台の場合，西側が東シナ海，東側が起伏の小さい陸地に面している．

基礎方程式や物理モデルは３章の解析に用いた平行座標モデルと同一であるが(付録および参考文献１参照)，座標系は z*円柱座標である(台風中心は常に座標中央)．

台風時の風向風速のシミュレーションは，前述した平行座標モデルによる検討を行うより以前に行なわれている．従って，移流項の計算は２次中心差分であり，台風中心近傍の極大極小値は補間して平滑化しており，乱流モデルは台風モデルとなっている．鉛直方向格子間隔は３章の平行座標モデルの解析と同じく標高 6,000m 迄を対数スケールで 15 分割(15~6,000m)しているが，半径方向 r と円周方向 θ の格子点数は共に 64 とし，r 方向の格子間隔は 5km とした(nesting 無)．演算の時間間隔は Δt=9sec である。

4－2．シミュレーション結果

図６は，T9119 の地上 100m における$|U|$とΘを，図７は T0314 の地上 14.5m における$|U|$とΘを示す．

図６の風速$|U|$は，Θ≒90°となる台風接近時の観測値[5]と予測値に差がある．一方，図７の宮古島気象台の$|U|$は，台風最接近時，特に通過後 11 日 6~12 時の差が大きい．なお，T9119 の最大風速は予測値 31.2m/sec，観測値 34.6m/s（差ΔU=-3.4m/s)であり，T0314 の最大風速は予測値 39.3m/sec，観測値 38.4m/s(差ΔU=0.9m/s)である．

観測点が解析領域の外周に近くなる場合，円周方向の格子間隔が粗くなる(外周の円周方向格子間隔 31km)．この粗い格子間隔を考慮し，観測位置を囲む４格子点の最大最小値と観測値を比較すると[1]，T9119 の観測値はほぼ最大最小値の範囲内にあった．しかし，T0314 の台風通過後(11 日 6~12 時) の過小な観測値は最大最小値の範囲外となった．これらは，T9119 の場合，風上の山による後流が正しく評価できていないこと，T0314 の場合，観測高さが 14.5m と低いことから周辺障害物が影響していることを示していると考えられる．しかし，最大風速の予測値と観測値の差は 10%以下であり，観測地点が台風中心に近い(円周方

表１−１　T9119 の台風パラメータ（ハウステンボス）[5]

日時	λ (deg)	ϕ (deg)	C_T (m/s)	C_D (deg)	P_c (hPa)	P_{out} (hPa)	R_m (km)
27/10	127.9	33.3	15.15	62.3	935	1013	67.1
11	128.1	30.8	15.13	62.4	935	1013	71.8
12	128.4	31.2	15.24	60.5	935	1013	75.1
13	128.7	31.6	15.55	59.7	935	1013	78.0
14	129.0	32.1	15.54	59.8	935	1013	77.2
15	129.3	32.5	14.49	51.1	935	1013	78.0
16	129.7	32.8	17.13	50.1	940	1013	84.4
17	130.2	33.4	20.55	55.8	942	1013	88.7
18	130.6	33.9	21.17	52.1	945	1013	89.5
19	131.2	34.4	21.90	49.1	945	1013	87.3
20	131.7	35.0	21.84	49.3	945	1013	88.1

表１−２　T0314 の台風パラメータ（宮古島気象台）

日時	λ (deg)	ϕ (deg)	C_t (m/s)	C_D (deg)	P_c (hPa)	P_{out} (hPa)	R_m (km)
10/06	127.5	23.5	2.99	151.3	928		
12	126.9	23.7	3.29	143.8	920	1008	23.2
18	126.3	24.2	2.99	118.6	910	1009	29.5
11/00	125.7	24.6	3.29	75.6	910	1010	30.5
06	125,3	24.8	2.88	76.2	910	1011	34.7
12	125.3	25.7	3.70	78.5	923	1012	40.7
18	125.5	27.0	5.79	75.1	930	1012	42.9
12/00	125.9	28.7	7.25	71.6	935	1012	43.3
06	126.5	30.6	11.2	63.0	934	1012	43.3
12	127.2	32.8	11.6	60.2	939		
18	127.9	34.1	12.4	60.2	945		

(注) λ=傾度，ϕ=緯度，C_T=台風進行方向，C_D=東を 0°，反時計回り正の台風進行方向，P_c=台風中心気圧，P_{out}=周辺気圧，R_m=最大旋衡風速半径

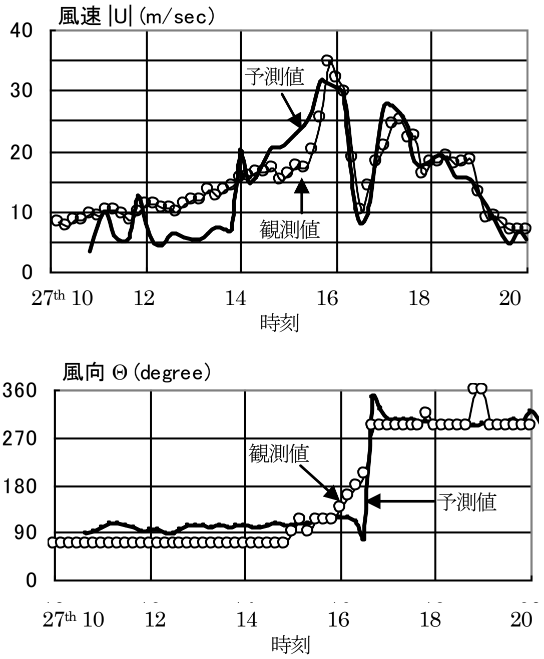


図６　T9119 の風向風速時刻歴波形
（ハウステンボス，観測高さ 100m）

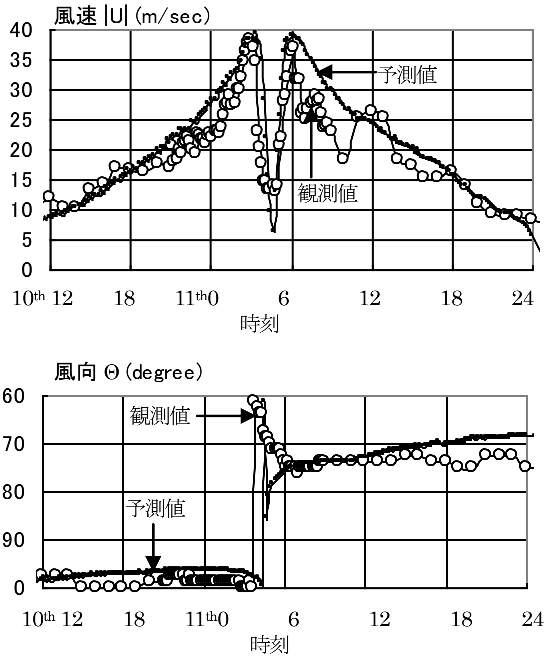


図７　T0314 の風向風速時刻歴波形
（宮古島気象台，観測高さ 14.5m）

向の格子間隔小)ときの最大風速はシミュレーションによって評価できる可能性を示している.

図８は T9119 (27 日 16 時)台風進行方向側の$|U|$の鉛直方向分布を示す，①R_m=84.4km, ②表示断面は NE (ハウステンボスを通る台風中心→長崎→下関ライン), ③観測位置は台風中心から 75km. なお，ハウステンボス周辺の複雑さを示すため，図 10 には地上高さ 125m の半径方向風速分布と海面からの地表面高さ(標高)の変化を示す.

図９は T0314 (11 日 0 時)台風進行方向側の$|U|$の鉛直方向分布を示す，①R_m=30.7km, ②表示断面は WNW (台風中心と宮古島気象台を通る半径 r 方向のライン), ③観測位置は台風中心から 45km.

表２　台風風速の鉛直方向ベキ指数と傾度高さ観測値(17)

著者	観測地点	べき指数α	傾度高 Zg m	備考
林田 et al.	筑波市	0.24	600〜700	台風中心近傍
天野 et al.	那覇市,市街地	0.45	50〜200	台風中心近傍
Powell et al.	USA 海上	0.077	500〜600	台風中心近傍
Wilson	Australia 海岸	0.14〜0.18	60〜	台風中心近傍
	〃	0.12	―	外側強風域
Lau & Shun	香港	―	2,000	外側強風域
Franklin et al.	USA 海上	0.09	900〜1,000	外側強風域
石崎	日本各地	0.24〜0.33	―	―
Choi	香港	0.19〜0.28	1,460	―

(注 1) 天野 et al.: ６枚の図から求めたベキ指数範囲はα=0.24~0.73. 算術平均値α=0.48, 幾何平均値α=0.45.
(注 2) 石崎: α=0.33 は台風中心近傍, α=0.24 は外側強風域と考える.

台風時の鉛直方向風速分布を観測している例は少なく，表２(17) に示すような鉛直方向風速勾配を表すベキ指数αと傾度高さZ_gを示せる程度である．ただし，台風中心近傍や最大旋衡風速半径R_m近辺の強風域を狙った観測が一般

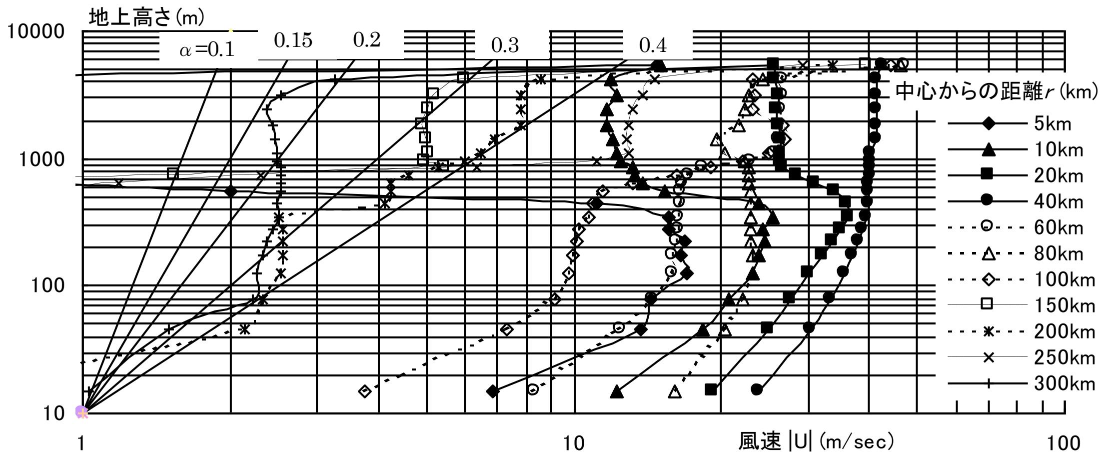


図８　T9119 の風速高さ方向プロファイル (27 日 16 時, R_m=84.4km). (注) 直線は$|U|=(z/10)^\alpha$を表す.

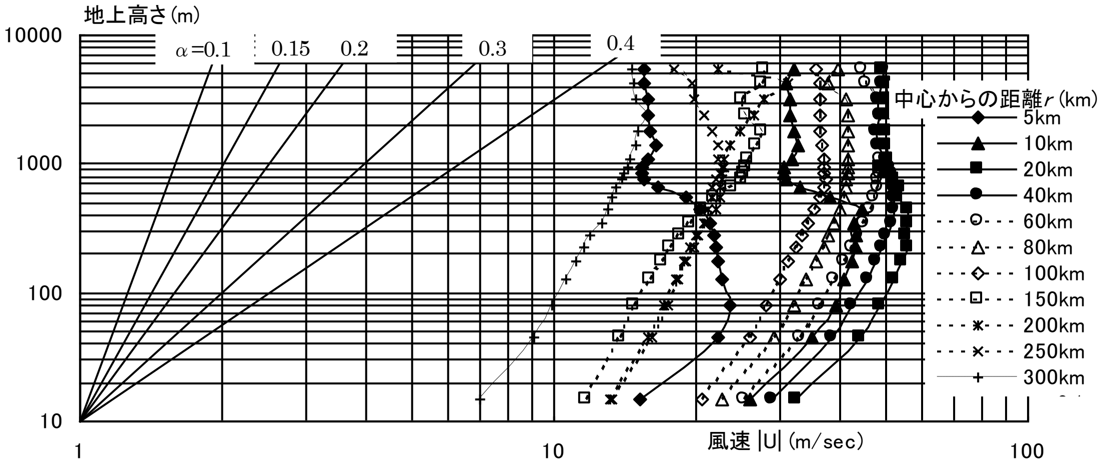


図９　T0314 の風速高さ方向プロファイル (11 日 0 時, R_m=30.7km). (注) 直線は$|U|=(z/10)^\alpha$を表す.

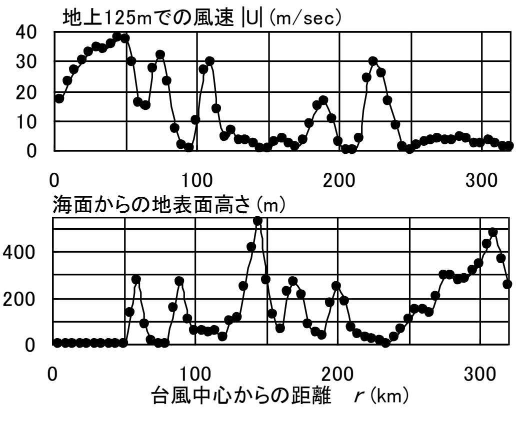


図 10　地上高さ 125m における半径 r 方向の風速分布と地表面高さ分布 (T9119:1991 年 9 月 16 日 16 時)

的なことから，数値の変動幅が大きい．

数値解析に基づくべき指数 α には，地上高さ z=45m を境に変化する傾向が見られる．このため，z=45m の下と上に分けて表２との関係を検討する；対応する表２の観測値は，( ) 内に論文著者名で示す．

台風中心近傍 $r<R_m$ の α は，T9119 と T0314 の間に大きな差がなく，$z\leqq$45m で α = 0.3~0.4 (天野,石崎,Choi), z>45m で α =0.15~0.2(林田,Wilson)となる；天野の市街地の観測値 α =0.45 は大きく，Powell の海上の α =0.077 は小さい．

外側強風域 $r>R_m$ は地表面粗度によって差があり，$z\leqq$ 45m 場合，粗度が大きい T9119 で α >0.4 (表２に該当例無), 海上 T0314 で α =0.2~0.25 (石崎,Choi)である．しかし，上空 z>45m は逆に，T9119 の α <0.12 (Franklin, Wilson)と比べ，T0314 の方が α =0.14 ~0.16 (Choi)と大きい．

最大風速が，解析領域頂部 z=6,000m 以下で発生する領域は，粗度の大きい T9119 の場合 r<40km (≒R_m/2)に限られる．しかし, T0314 の最大風速は全て z<2,000m で発生している．

風速極大値の発生高さを傾度高さ Z_g とすると，r<40km では図８, ９共 Z_g<500m, $r>R_m$ では表２と同様な Z_g=1,000~2000m である(粗度が大きい T9119 の方が高め).

なお，台風時の気圧分布観測値は高さによって変化し，上空では滑らかになるが[17]，数値計算では台風気圧成分 Π_t に全高さ同一の Schloemer モデルを適用した．しかし，Π_t の高さ方向変化を無視した計算でも，高さ方向プロファイルの予測値は観測値と対応する結果を示している．

５．結言

耐風設計に活用できる台風時の風向風速統計値を数値解析によって評価することを目指し，メソスケールモデルの特性と改良を検討した．乱流拡散への影響が大きい不安定大気を対象にした弱風の解析は平行座標モデルで，中立安定大気と考えられる台風時の解析は，円柱座標モデルで行った. 平行座標モデルで検討した事項は①nesting 手法，②解析領域の境界値と領域内予測値の整合，③乱流拡散モデルの違いによる影響であり，円柱座標モデルで検討した事項は④台風時の風向風速観測値を基準にした解析モデルの性能である．

①の nesting については，nesting 段階が増し時間刻み Δt, 格子間隔 $\Delta x, \Delta y$ が小さくなると物理量の時間・空間変動が細かくなる．しかし，これが解析精度を向上させるか否かは判定できなかった．②が関係する，境界値を設けると数値発散することに対しては，移流項に粘性減衰の付加が必要なことを確認した(２次中心差分を１次風上差分にすることなど). ③の乱流拡散のモデル化については，筆者らの台風モデルと中西らが提案する中西モデルによる予測値を比較し，両モデルの性能に大きな差がないことを確認した．ただし，解析モデルの改良に際しては，評価式の Level 統一を考え，筆者らの渦拡散係数 S_m, S_h は Level 2.5 とし，論理性のある数値発散防止法として，鉛直方向の乱れスケール l は Mellor らの Level 2.5 と中西らが提案する Level 2 モデルの平均値とするのが適切と考えられた．④の台風時の風向風速の予測に用いた円柱座標は，円座標の中心(台風中心)で格子間隔が細かく，外周部では粗くなる．このため，予測対象点が台風中心から外れると，解析誤差が大きくなる可能性がある(格子間隔が粗いと地表の凹凸が平滑化される)．また，地表面データとして国土地理院の標高データを用いることから，周辺構造物などの影響を予測値に反映できないことなどメソスケールモデルの限界も把握できた．しかし，円周方向の格子間隔が狭い，台風中心近傍の最大風速の予測精度が良好であること，鉛直方向の風速分布も観測値と対応していることから，使用目的を限定すればメソスケールモデルによる風向風速の予測も有用である．

パソコン(Dell Dimension C521) が，７日間４段階の nesting 計算 (並列計算，平行座標モデル，最小時間刻み Δt =2.5sec, 格子点数 50×50×15) に要した時間は約 40 時間であり，ワークステーション(COMPAQ Alpha-server ES45)が，１日の計算 (nesting 無，円柱座標モデル，Δt =9sec, 格子点数 64×64×15) に要した時間は約３時間であった．なお，Δt が 3.6 倍粗いとして COMPAQ の計算時間を見ると，COMPAQ の計算時間は Dell Dimension と比べ長い．この理由は，COMPAQ が購入後約 10 年を経過した機種であること，台風進行に伴う地形データの更新を演算の各ステップで行うことによる．

今後は，メソスケールモデルの性能を更に調査すると共に，耐風設計用統計値の評価を考慮した演算時間の短縮にも挑戦したい．

６．謝辞

本研究は，筆者の１人である吉田が鹿島建設㈱に在職していた 1996 年に始まり現在に至る．シミュレーションプログラムの導入には気象庁気象情報課(元気象研究所)高橋俊二予報官のご指導を賜りました．本研究に対する協力および資料の提供を頂きました鹿島建設㈱技術研究所太田勝矢氏，高木賢二氏，山本学氏，山中徹氏に感謝します．また，2004 年に吉田が神奈川大学の研究員となって以降，有用な助言を頂きました三井建設㈱技術研究所野田博氏，㈱泉創建エンジニアリング岡田創氏に感謝します．

付録 A 基礎方程式

座標系は地形の凹凸を考慮する z*座標(terrain following coordinate)であり，変換式は次の通りである．

$$\begin{cases}\dfrac{\partial}{\partial x}=\dfrac{\partial}{\partial x^*}+(\dfrac{(z^*-z_T)}{z_h}\dfrac{\partial z_g}{\partial x^*})\dfrac{\partial}{\partial z^*},\\ \dfrac{\partial}{\partial y}=\dfrac{\partial}{\partial y^*}+(\dfrac{(z^*-z_T)}{z_h}\dfrac{\partial z_g}{\partial y^*})\dfrac{\partial}{\partial z^*},\\ \dfrac{\partial}{\partial z}=\dfrac{z_T}{z_h}\dfrac{\partial}{\partial z^*},\end{cases}$$

$$z_h=z_T-z_g,\quad z^*=(z_T/z_h)z$$

ここに，上付きの＊は z*座標の距離を，z_T は解析領域の頂部高さを，z_g は地表高さ(標高)を，z^*は$(z_g\sim z_T)$を$(0\sim z_T)$に拡大した鉛直座標値を表す．なお， x 方向と y 方向の距離 x, y は z*座標の距離 x^*, y^*と一致するので，後述する各式では z^*を除き，上付きの＊を省略している．

本研究での圧力 P は Exner 関数Πに変換し，温度 T は圧力変化に起因する可逆な断熱変化を陰に含む温位 H に変換している．

$$\begin{cases}\Pi=c_p(P/P_o)^{\gamma}=c_pT/H,\\ H=T(P_o/P)^{\gamma}=c_pT/\Pi,\end{cases}$$

ここに，$\gamma=(c_p-c_v)/c_p$は比熱比を，c_pは等圧比熱を，c_vは等容比熱を，添え字 o は代表値を表す．

海面などを基準高さ (z=0) にした高さ z における，T と H の関係は，状態方程式 $P=\rho R_c T$ と静水圧近似の条件 $\Delta P=-\rho\Delta z$ を適用すると，

$$\frac{T(z)}{H(z)}\approx\frac{1}{c_p}[\Pi_{z=0}-\frac{1}{\alpha_h}\ln\frac{H_{z=0}+\alpha_h z}{H_{z=0}}]$$

ここに，$\alpha_h\approx0.0035$ K/m は温位の高さ方向勾配を表す．

空気密度 ρ を H とΠの関数で表わすと次のようになる．

$$\rho=P_o(\Pi/c_p)^{(1/\gamma)-1}/(R_cH)$$

ここに，$R_c=(c_p-c_v)$ は気体定数を表す．

Ａ１．支配方程式

支配方程式は非圧縮·静水圧近似の運動量保存式と質量保存式，熱エネルギー保存式と水分保存式とし，風速 U,V,W, 温位 H, 水分 E, 圧力(Exner 関数)Πを計算する．なお，基礎方程式内での H は水分が全て気体（水蒸気）とした仮温位であり，E は液体・水蒸気のトータル量とする．

運動量保存式は，

$$\begin{cases}z_h\dfrac{\partial U}{\partial t}=-ADV(U)-\dfrac{z_h}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial x}+z_h fV+DIF(U),\\ z_h\dfrac{\partial V}{\partial t}=-ADV(V)-\dfrac{z_h}{\rho}\dfrac{\partial P}{\partial y}-z_h fU+DIF(V),\end{cases}\qquad\text{(A1,2)}$$

ここに，ADV は移流項を，DIF は拡散項を， f はコリオリパラメータを表す．

熱エネルギー保存式は，

$$z_h\frac{\partial H}{\partial t}=-ADV(H)+DIF(H).\qquad\text{(A3)}$$

水分保存式は，

$$z_h\frac{\partial E}{\partial t}=-ADV(E)+DIF(E).\qquad\text{(A4)}$$

質量保存式は，次の通りである．

$$\frac{\partial z_hU}{\partial x}+\frac{\partial z_hV}{\partial y}+\frac{\partial z_hW^*}{\partial z^*}=0,\qquad\text{(A5)}$$

$$W^*=\frac{z_T}{z_h}[W_z+\frac{z^*-z_T}{z_T}(\frac{\partial z_g}{\partial x}U+\frac{\partial z_g}{\partial y}V)],$$

ここに， U,V は z*座標としても数値が変化しない風速であり，W^*は平行座標の鉛直方向風速 W_z に水平風速２成分 U,V の z*座標への写像で発生する鉛直成分を加えた z*座標の鉛直方向風速である．

ADV は, U, V, H, E など，物理量Φの関数である(下式は台風シミュレーションでの ADV であり，弱風を対象にした平行座標モデルの場合は $C_{Tx}=C_{Ty}=0$ となる)．

$$ADV(\Phi)\cong\frac{\partial z_h(U-C_{Tx})\Phi}{\partial x}+\frac{\partial z_h(V-C_{Ty})\Phi}{\partial y}+\frac{\partial z_hW^*\Phi}{\partial z^*},\qquad\text{(A6)}$$

ここに，C_T は台風進行速度を，添え字 x,y は x 方向と y 方向成分を表す．台風シミュレーションの場合に，進行速度を含めるのは，台風進行速度の時間·空間変化が小さいとして，台風進行速度$\{C_T\}$を ADV 内で考慮することによる．移流項は数値発散を発生させる要因となるので，１次風上差分，２次中心差分，３次風上差分，４次中心差分など，差分計算法に対する提案や検討が数多くなされている．これらを大別すると風上差分は評価点も考慮して物理量勾配を定めるが，中心差分は評価点の値を無視して勾配を評価している．例えば，風速 U を正とし，評価点を o，風上点を-1，風下点

を 1 としたときの１次風上差分と２次中心差分の差(粘性減衰)は次のようになる．

$$
\begin{aligned}
&(1\text{次風上差分}) - (2\text{次中心差分}) \\
&\quad = U[(\Phi_o - \Phi_{-1})/\Delta x - (\Phi_1 - \Phi_{-1})/2\Delta x] \qquad \text{(A7)} \\
&\quad = U[\Phi_o - (\Phi_1 + \Phi_{-1})/2]/\Delta x,
\end{aligned}
$$

上式の差は，評価点 o の物理量と風上風下の物理量平均値の差に基づく勾配に相当する．例えば，２次中心差分で計算すると，平行座標モデルは境界値(GPV データ)を設定する x および y 方向の側面境界の近くに，円柱座標モデルは，連続性を保つため，流入流出する物理量を調整する座標中心近くに，数値発散あるいは異常な値が発生する．そこで，平行座標モデルの解析では，移流項を１次風上差分とし，更に評価点の物理量が３点(評価格子点+前後格子点)中で極大極小となる場合は，式(A7)に相当する粘性減衰量を更に加算する試みを行っている．

DIF は拡散項であり，地表の凹凸が水平方向の格子間隔と比べ無視できるとした近似式である．

$$
\begin{aligned}
DIF(\Phi) \approx &\frac{\partial}{\partial x}\left(K_H \frac{\partial z_h \Phi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_H \frac{\partial z_h \Phi}{\partial y}\right) \\
&+ z_h \frac{\partial}{\partial z^*}\left(K_V \left(\frac{z_T}{z_h}\right)^2 \frac{\partial \Phi}{\partial z^*}\right),
\end{aligned}
\qquad \text{(A8)}
$$

ここに，K_H は水平方向の拡散係数を，K_V は鉛直方向の拡散係数を表す(Φが風速の場合 K_V=K_m，温湿度の場合 K_V=K_h，K_H は全成分同一)．

圧力項は，安定大気の温位 H_o とそれからのずれ ΔH に分解し，H_o は物理量の時間変化に影響しないとして無視する Boussinesq 近似の $\partial\Pi/\partial z^* \approx (z_h/z_T)[\Delta H \cdot g/(H_o H)]$ を適用した次式による(H=H_o+ΔH)．

$$
\frac{z_h}{\rho}\begin{Bmatrix} \dfrac{\partial P}{\partial x} \\[2ex] \dfrac{\partial P}{\partial y} \end{Bmatrix} \approx H \begin{Bmatrix} \dfrac{\partial z_h \Pi}{\partial x} + z_h \dfrac{(z^* - z_T)}{z_T}\dfrac{\partial z_g}{\partial x}\dfrac{g\Delta H}{H_o H}, \\[2ex] \dfrac{\partial z_h \Pi}{\partial y} + z_h \dfrac{(z^* - z_T)}{z_T}\dfrac{\partial z_g}{\partial y}\dfrac{g\Delta H}{H_o H}, \end{Bmatrix} \qquad \text{(A9)}
$$

支配方程式が静水圧近似式であるため，浮力と風速 W に対応する圧力成分は別式で評価している． ただし，弱風を対象にした場合，浮力による圧力への影響が大きく，圧力変化が滑らかでないことがある．そこで，平行座標モデルの解析では，評価点の圧力が極大極小となるときは圧力勾配を 0 とした (解析結果への影響は微少であった)．

Ａ２．拡散係数

水平方向の拡散係数 K_H は Deardorff の SGS モデル(18)による． z*座標の場合，K_H も複雑になるので，式(A8)と同様，水平方向の格子間隔と比べ標高の差分 Δz_g が小さいとした近似式としている．

$$
K_H \approx (c_s\Delta)^2\left(\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)^2 + \frac{(\partial U/\partial y + \partial V/\partial x)^2}{2}\right)^{1/2}, \qquad \text{(A10)}
$$

ここに，c_s はスマゴリンスキー定数であり，Δ=$(\Delta x\Delta y)^{1/2}$ は格子間隔の代表幅を表す

風速と温湿度の鉛直方向の拡散係数，$K_{V(U,V)}$=K_m =lqS_m と $K_{V(H,E)}$ =K_h=lqS_h を定める渦粘性係数 S_m, S_h は，

Level 2 モデルの場合，

$$
\begin{cases}
S_{m2} = \dfrac{A_1 F_1}{A_2 F_2}\dfrac{R_{f1} - R_f}{R_{f2} - R_f} S_{h2}, \\[2ex]
S_{h2} = 3A_2(\gamma_1 + \gamma_2)\dfrac{R_{fc} - R_f}{1 - R_f},
\end{cases}
\qquad \text{(A11)}
$$

$$
\begin{aligned}
&\gamma_1 = 1/3 - 2A_1/B_1, \\
&\gamma_2 = 2A_1(3 - 2C_2)/B_1 + B_2(1 - C_3)B_1, \\
&F_1 = B_1(\gamma_1 - C_1) + 2A_1(3 - 2C_2) + 3A_2(1 - C_2)(1 - C_5), \\
&F_2 = B_1(\gamma_1 + \gamma_2) - 3A_1(1 - C_2), \\
&R_{f1} = B_1(\gamma_1 - C_1)/F_1,\ R_{f2} = B_1\gamma_1/F_2,\ R_{fc} = \gamma_1/(\gamma_1 + \gamma_2),
\end{aligned}
$$

Level 2.5 モデルの場合，

$$
\begin{cases}
S_{m2.5} = (A_2E_2 - R_1E_4)/(E_2E_3 - E_1E_4), \\
S_{h2.5} = (R_1E_3 - A_2E_1)/(E_2E_3 - E_1E_4),
\end{cases}
\qquad \text{(A12)}
$$

$$
\begin{aligned}
&E_1 = 1 + 6A_1^2 G_M - 9A_1A_2(1 - C_2)G_H, \\
&E_2 = -3A_1[4A_1 + 3A_2(1 - C_5)](1 - C_2)G_H, \\
&E_3 = 6A_1A_2G_M, \\
&E_4' = 1 - 12A_1A_2(1 - C_2)G_H,\ E_4 = E_4' - 3A_2B_2(1 - C_3)G_H, \\
&R_1 = A_1(1 - 3C_1), \\
&G_M = (l/q)^2(\partial U/\partial z)^2, \qquad G_H = -(l/q)^2(g/H_o)(\partial H/\partial z),
\end{aligned}
$$

ここに，Mellor らは上式中の係数を実験データから次のように定めており，

$(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1)$=(0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08),

$(C_2, C_3, C_4, C_5,)$=(0, 0, 0, 0),

中西は LES データと整合する次の値を提案している．

$(A_{1,}, A_2, B_1, B_2, C_1)$= (1.18, 0.665, 24.0, 15.0, 0.137),

(C_2, C_3, C_4, C_5)= (0.65, 0.294, 0.0, 0.2),

flux Richardson 数 R_f≦0.191 と gradient Richardson 数 R_i≦0.195 は，次の通りである．

$$
R_f = 0.6588\ [R_i + 0.1776 - (R_i^2 - 0.3221R_i + 0.03156)^{1/2}],
$$

$$
R_i = g\frac{\beta_T \cdot \partial H/\partial z + \beta_E \cdot \partial E/\partial z}{(\partial U/\partial z)^2 + (\partial V/\partial z)^2},
$$

ここに，β_T と β_E は湿潤大気の温位と水分に対する温度膨張係数成分を表す(8) (付録 D 参照)．

Ａ３．乱流エネルギーq^2（水平方向拡散は無視）

Mellor らの Level 2.5 の q^2 は次式による[(2)].

$$\frac{\partial z_h q^2}{\partial t} = -ADV(q^2) + \frac{z_T^2}{z_h}\left\{\frac{\partial}{\partial z^*}\left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial z^*}\right) + 2K_{V(U,V)}\left((\frac{\partial U}{\partial z^*})^2 + (\frac{\partial V}{\partial z^*})^2\right)\right\} - 2g\cdot K_{V(H)} z_T\left(\beta_T \frac{\partial H}{\partial z^*} + \beta_E \frac{\partial E}{\partial z^*}\right) - 2z_h \frac{q^3}{B_1 l}. \tag{A13}$$

ここに, $K_q \approx 0.2\, lq$ である.

上式は, K_V, l, q の関数であり，不安定大気では発散の恐れがある．そこで，本研究での q^2 は Level 2.5 モデルと次に示す Level 2 モデルの q^2,

$$q^2 = [B_1(\phi_m - \varsigma)]^{2/3} u_\tau^2 \tag{A14}$$

の平均値としている．ここに, $\phi_m=(\kappa z/u_\tau)(\partial U/\partial z)$ は無次元プロファイルを，$\zeta=\kappa R_{ib}(C_h/C_d^{3/2})$ は Monin-Obukov の無次元高さを, $u_\tau=(C_d|U|^2)^{1/2}$ は摩擦速度を, $R_{ib}=(g/H_o)(H-H_g)z/U^2$ は bulk Richardson 数を, C_d , C_h は伝達(抵抗)係数を表す．収斂計算となる KEYPS の手法[(20)]によれば，ϕ_m, u_τ などが正確に評価できる．しかし，本研究では演算時間短縮のため, C_d, C_h は R_{ib} の関数となる Louis[(21)] の近似式によっている．

[安定大気の場合：$\zeta>0$]

$C_d=a\,[1+10R_{ib}/(1+5R_{ib})^{1/2}]^{-1}$,

$C_h=a\,[1+15R_{ib}\,(1+5R_{ib})^{1/2}]^{-1}$,

$a=[\kappa/\ln(z/z_o)]^2$　　　　(中立安定状態の C_d),

[不安定大気の場合：$\zeta<0$]

$C_d=a\,\{1-10\,R_{ib}/[1+75a\,(|R_{ib}|\,z/z_o)^{1/2}]\,\}$,

$C_h=a\,\{1-15\,R_{ib}/[1+75\,a\,(|R_{ib}|\,z/z_o)^{1/2}]$,

Ａ４．代表長さ l（水平方向の拡散は無視）

代表長さ l を定める Mellor ら[(2)]の Level 2.5 の q^2l 方程式は次の通りである．

$$\frac{\partial z_h q^2 l}{\partial t} \approx -ADV(q^2 l) + \frac{z_T^2}{z_h}\frac{\partial}{\partial z^*}(K_l \frac{\partial q^2 l}{\partial z^*}) + lE_1\left\{K_{V(U,V)}\frac{z_T^2}{z_h}[(\frac{\partial U}{\partial z^*})^2 + (\frac{\partial V}{\partial z^*})^2] - g\cdot K_{V(H)} z_T(\beta_T \frac{\partial H}{\partial z^*} + \beta_E \frac{\partial E}{\partial z^*})\right\} - z_h \frac{q^3}{B_1}[1 + E_2(\frac{z_T}{z_h})^2(\frac{l}{\kappa\cdot z^*})^2], \tag{A15}$$

ここに, $K_l \approx 0.2\, lq$, $(E_1, E_2)=(1.8, 1.33)$ である．この式も K_V, l, q の関数であり，不安定大気の場合に発散の恐れがある．このため，平行座標モデルによるシミュレーションでは，次に示す発散が生じない中西の Level 2 提案式[(3)]との平均値を解析に用いることの可能性を検討している．

$$1/l = (1/L_S) + (1/L_T) + (1/L_B) \le 1/L_{MY}, \tag{A16}$$

$$L_S = \begin{cases} \kappa z/3.7, & \varsigma \ge 1 \\ \kappa z(1+2.7\varsigma)^{-1}, & 0 \le \varsigma < 1 \\ \kappa z(1-\alpha_4\varsigma)^{0.2}, & \varsigma < 0 \end{cases}$$

$$L_T = \alpha_1 \int_0^\infty qz dz \Big/ \int_0^\infty q dz,$$

$$L_B = \begin{cases} \alpha_2 q/N_b, & \partial H/\partial z > 0 \ \& \ \varsigma \ge 0 \\ \dfrac{[\alpha_2 q + \alpha_3 q(q_c/L_T N_b)^{1/2}]}{N_b}, & \partial H/\partial z > 0 \ \& \ \varsigma < 1 \\ \infty, & \partial H/\partial z \le 0 \end{cases}$$

$$1/L_{MY} = 1/\kappa z + 1/(L_T/2.3),$$

ここに, L_S, L_T, L_B, L_{MY} は，各々接地層内，境界層内，浮力効果, Mellor らの鉛直方向乱れスケール, $(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4)=(0.23, 1, 5, 100)$, $N_b^2=(g/H_o)\partial H/\partial z$, $q_c=[(g/H_o)\langle w\theta\rangle_g\ L_T]^{1/3}$ である．

付録 Ｂ．日射量

地表 g に直達する日射量 $S_o{\downarrow}$ は次式による[(6)].

$$S_o^\downarrow = S_\infty^\downarrow (1 - A_{cloud})\tau_o \cdot \cos(\theta_g), \tag{B1}$$

$$\begin{cases} S_\infty^\downarrow = S_c/(1.00028 - 0.016718\cos M)^2, \\ \tau_o \approx \lambda_w(\Psi_v + \Psi_w) + \Psi_{scat}, \\ M = (2\pi/365.25)(Day - 2.36), \end{cases}$$

$$\begin{cases} \Psi_v \approx 0.349\left(1 - 0.271\ [(\Psi_{out} + \Psi_{vapor})/\cos\varsigma_s]^{0.303}\right), \\ \Psi_w \approx 1.66\ (\Psi_{cloud} + \Psi_{res}), \end{cases}$$

ここに, $S_\infty{\downarrow}$ は大気上限に到達する日射量を, S_c=8.2 J/cm^{2}min は太陽定数を, A_{cloud} は多層雲のアルベドを, τ_o は雲や水蒸気などによる日射量低減係数を，θ_g は地表面の鉛直線と太陽方向のなす角度を, λ_w=42 J/cm·min は水の熱伝導率を, M は冬至を 0, １年を２πとする日数換算値を, Day は１月１日０時を起点として数えた日数を, ς_s は天頂角を, Ψ_v, Ψ_{vapor}, Ψ_{out} は水蒸気関連の有効水分率を, Ψ_w, Ψ_{cloud}, Ψ_{res} は雲や水滴関連の有効水分率を，Ψ_{scat} は散乱光によって増大する有効水分率を表す．

有効水分率の各成分は次式による[(9,19)].

$$\Psi_{vapor} \approx -(1/g)\int_{Pg}^{Ptop} [E_{vapor}(P/P_o)^{\alpha p}]dp,$$

$$\Psi_{cloud} \approx -(1/g)\int_{Pg}^{Ptop} E_{cloud}\ dp,$$

$$\Psi_{out} \approx -(1/g)\int_{Ptop}^{P\infty} [E_{top}(P/P_o)^{\alpha p}]dp,$$

$$\Psi_{scat} \approx 0.651(1-A_a)(1-A_a A_g), \qquad \Psi_{res} \approx 0.5,$$

$$\begin{cases} A_a \approx 1-(1-A_{cloud})(1-A_{ao}), \\ A_{ao} \approx 0.085 - 0.247 \cdot \log_{10}[(P_g/P_o)\cos\varsigma_s], \\ E_{top} \approx 0.6 E_{sat(top)}, \end{cases}$$

ここに, α_p≈0.6 は気圧指数効果係数を, A_a は雲も考慮した大気アルベド実効値を, A_{ao} は晴天時の大気アルベドを表す. 添え字 top は解析領域頂部を, g は地表を, ∞は大気層上限を(P_∞=0), vapor は水蒸気を, cloud は雲を表す. なお, E_{top} は湿度を 60%と仮定している。

付録 C. 赤外放射量

i 点からの赤外放射基本形は次の通りである.

$$R_i = \varepsilon \cdot \sigma_{ste} T_i^4,$$

ここに, ε は赤外放射率を(黒体は 1), σ_{ste} は Stefan-Boltsman 定数を表す.

放射要素として炭酸ガスと水分が支配的とすれば, 地表 g に到達する赤外放射量は次の経験式で近似できる[9].

$$R_o^{\downarrow} \approx \sigma_{ste} \sum_i (\tau_{co2} \cdot \tau_{vaper} \cdot \tau_{cloud})_i (T_i^4 - T_{i-1}^4), \qquad \text{(C1)}$$

$$\begin{cases} \tau_{co2}(i) \approx 0.791 - 0.066 \log_{10}[(P_g^2 - P_i^2)/P_o^2], \\ \tau_{vapor}(i) \approx (1.0 + 1.746\lambda_w \Psi_{vapor(i)}^{0.423})^{-1}, \\ \tau_{cloud}(i) \approx \exp(-1400\lambda_w \Psi_{cloud(i)}), \end{cases}$$

$$\begin{cases} \Psi_{vapor(i)} \approx -(1/g)\int_{P_g}^{P_i} [E_{vapor}(P/P_o)^{\alpha_p}] dp, \\ \Psi_{cloud(i)} \approx -(1/g)\int_{P_g}^{P_i} E_{cloud}\, dp, \end{cases}$$

ここに, τ_{co2}, τ_{vapor}, τ_{cloud} は各々炭酸ガス, 水蒸気, 雲の透過係数を表す. なお, 解析領域外(上空)からの放射も T_{top}≈220K と仮定した Ψ_{vapor} と Ψ_{cloud} を解析領域頂部の値として加算する[9].

裸地および水面の赤外放射は ε_a<<1, ε_g≈1 として次式で近似する.

$$\begin{cases} R_g^{\downarrow} \approx R_o^{\downarrow} + \varepsilon_a \sigma_{ste} T_1^4 \approx R_o^{\downarrow}, \\ R_g^{\uparrow} \approx (1-\varepsilon_g) R_g^{\downarrow} + \varepsilon_g \sigma_{ste} T_g^4 \approx \sigma_{ste} T_g^4, \end{cases} \qquad \text{(C2)}$$

しかし, 植生層(あるいは都市 canopy)は地表と葉間(あるいは建物)の反射を考えなければならない[6].

$$\begin{cases} R_g^{\downarrow} \approx (1-\sigma_f) R_o^{\downarrow} + \sigma_f [(1-\varepsilon_g) R_{g*}^{\uparrow} + R_{f*}^{\downarrow}], \\ R_g^{\uparrow} \approx (1-\sigma_f)[\varepsilon_g \sigma_{ste} T_g^4 + (1-\varepsilon_g) R_g^{\downarrow}] \\ \qquad + \sigma_f [R_{g*}^{\uparrow} + (1-\varepsilon_g) R_{f*}^{\downarrow}], \end{cases} \qquad \text{(C3)}$$

ここに, σ_f≈ 0.8 は葉面率を, 添え字*は反射を考慮した級数和を, 添え字 f, g は各々葉面と地表を表す. 上式右辺第 1 項は葉による遮蔽がない領域の赤外量, 第 2 項は葉と地表の反射を, [ ]内第 1 項は地表での反射を, [ ]内第 2 項は葉(あるいは上空)からの入射を表す. 例えば, m 回の反射を考えた $R_{g*}^{\uparrow}$ の級数和は次のようになる.

$$R_{g*}^{\uparrow} \approx \varepsilon_g \frac{[(1-\varepsilon_f)(1-\varepsilon_g)]^m - 1}{(1-\varepsilon_f)(1-\varepsilon_g) - 1} \sigma_{ste} T_g^4 = \frac{\varepsilon_g \sigma_{ste} T_g^4}{\varepsilon_g + \varepsilon_f - \varepsilon_g \varepsilon_f}$$

このような級数和を求め, ε_g≈ε_f≈1 とすれば, 地表の赤外吸収量は次式で近似できる[6].

$$R_{net(g)}^{\downarrow} = R_g^{\downarrow} - R_g^{\uparrow} \cong (1-\sigma_f) R_o^{\downarrow} + \sigma_{ste}(\sigma_f T_f^4 - T_g^4), \text{(C4)}$$

また, 葉は上面で上空への放射, 下面で地表への入射と反射があるので, 葉による赤外吸収量は次のようになる.

$$R_{net(f)}^{\downarrow} = R_f^{\downarrow} - R_f^{\uparrow} \approx \sigma_f [R_o^{\downarrow} + \sigma_{ste}(T_g^4 - 2T_f^4)]. \quad \text{(C5)}$$

付録 D. 雲モデル

本研究で用いる, 降雨と氷結を考慮しない雲モデル[8] (warm モデル)の温位 H と水分 E は, 熱エネルギー保存式および水分保存式と同様, 連続な変数 H_l と E_l とする(混乱を避けるため添え字 l を付ける).

$$\begin{cases} H_l = H_{cloud} - (L_v/\Pi) E_{cloud}, \\ E_l = E_{vapor} + E_{cloud}, \end{cases}$$

ここに, L_v は蒸発潜熱を, 添え字 l は水分を全て水蒸気とした仮想状態を(以降雲なしと呼ぶ), 添え字 cloud は実大気状態(雲ありの湿潤大気)の温位と雲量を, vapor は雲あり大気の水蒸気量を表す(浮力の計算には H_{cloud} を用いる).

雲なしでのサブグリッド内各点の H と E の成分 e_l と h_l に 2 重正規分布を仮定して得られる曇量統計値 E_{cloud} (グリッド内平均値)は次のようになる($\langle e_l \rangle = E_l$, $\langle h_l \rangle = H_l$).

$$E_{cloud} \approx a_{cloud} R_l E_{wo} + \sigma_l \exp(-Q_{gauss}^2/2)/\sqrt{2\pi}, \quad \text{(D1)}$$

ここに, E_{wo} は温度と水分量がサブグリッド内で均一($h_l \equiv H_l$, $e_l \equiv E_l$)としたときに飽和水蒸気量 E_{sat} を超えて液化する水分量の和を, 係数 a_{cloud} はサブグリッド内の h_l と e_l の分布による液化率の変化を, 第 2 項は液化増分量を表す. R_l は $e_l \geqq E_{sat}$ となる領域の面積率を, Q_{gauss} は中央最頻点(E_l が対応する点)を 0 とする正規分布図の横座標値(偏差)を, σ_l は e_l の偏差値を表す.

式(D1)中の変数は下式による.

$$\begin{cases} \sigma_l^2 \approx (\Lambda_2/q)K_h[a_{cloud}(\partial E/\partial z)_{T=T_l} - b_{cloud}(\partial H/\partial z)_{T=T_l}]^2, \\ R_l = 0.5\ [1+(2/\sqrt{\pi})\int_o^{Q_{gauss}/\sqrt{2}} \exp(-y^2)dy], \\ Q_{gauss} \approx a_{cloud}E_{wo}/\sigma_l, \\ a_{cloud} \approx [1+(L_v/c_p)(\partial E_{sat}/\partial T)_{T=T_l}]^{-1}, \\ b_{cloud} \approx a_{cloud}(\Pi/c_p)(\partial E_{sat}/\partial T)_{T=T_l}, \\ E_{wo} = E_l - E_{sat(T=T_l)}, \qquad T_l = (\Pi/c_p)H_l, \end{cases}$$

$$\begin{cases} E_{sat(T)} \approx 0.622P_{sat(T)}/[P - P_{sat(T)}], \\ \partial E_{sat(T)}/\partial T \approx [L_v/(47.06g)][P/(P-P_{sat(T)})](E_{sat(T)}/T^2), \\ P_{sat(T)} \approx 6.0\exp\dfrac{L_v(T-273.15)}{47.06\times 273.15gT}, \end{cases}$$

ここに, a_{cloud}とb_{cloud}はサブグリッド内の水分分布と温度分布を考慮した係数を, $\Lambda_2 = B_2 l \approx 10.1 \cdot l$ は温位変動の長さスケールを表す．添え字 sat は飽和を表す.

R_i, q^2, l などの評価に用いる温度膨張係数βを, 温位成分と水分成分に分割した係数β_Tとβ_Eは次の手順で求める.

仮温位瞬間値H_v*を次式で表わす.

$$H_v^* \approx (1+0.61E_l^* - 1.61E_{cloud}^*)H_{cloud}^*,$$

ここに, 上付添え字∗は瞬間値を表し, 係数 0.61 と 1.61 は空気の組成を N_2, O_2, Ar と H_2O として得られる値である.

各物理量の瞬間値を, $H_v^*=H_v+h_v$ のように,平均成分と変動成分に分解して時間空間平均し, $<h_l^2>$, $<e_l h_l>$, $<e_l^2>$などの高次項を省略すると, 仮温位の平均成分H_vと変動成分h_vは次式で近似できる.

$$\begin{cases} H_v \approx (1+0.61E_l - 1.61E_{cloud})H_{cloud}, \\ h_v \approx (\beta_T^+ h_l + \beta_l^+ e_{cloud} + \beta_w^+ e_l)/\beta, \end{cases}$$

$$\begin{cases} \beta_T^+/\beta \approx 1+0.61E_l - 1.61E_{cloud}, \qquad (\beta \cong H_o^{-1}), \\ \beta_l^+/\beta \approx (1+0.61E_l - 3.22E_{cloud})(L_v/\Pi - 1.61H_l), \\ \beta_w^+/\beta \approx 0.61\ [H_l + (L_v/\Pi)E_{cloud}]. \end{cases}$$

h_v に風速変動 w を乗じてアンサンブル平均した,

$$\beta < wh_v > = \beta_T^+ < wh_l > + \beta_l^+ < we_{cloud} > + \beta_w^+ < we_l >,$$

の w と e_{cloud}に２重正規分布を仮定して積分した,

$$\begin{cases} < we_{cloud} > \approx (a_{cloud} < we_l > - b_{cloud} < wh_l >)\cdot R^+, \\ R^+ \approx R_l - (E_{cloud}\exp(-Q_{gauss}^2/2)/(2\sqrt{2\pi}\sigma_l), \end{cases}$$

を代入して, $\beta g \langle wh_v \rangle$を次のように表現すると,

$$\beta g < wh_v > = \beta_T g < wh_l > + \beta_E g < we_l >,$$

係数β_Tとβ_Eは次のように近似できる.

$$\begin{cases} \beta_T \approx \beta_T^+ - b_{cloud}\beta_l^+ R^+, \\ \beta_E \approx \beta_w^+ + a_{cloud}\beta_l^+ R^+. \end{cases} \tag{D2}$$

付録Ｅ. 下部境界の温度と水分量

Ｅ１．　水面および裸地

水面と裸地の温湿度は解析領域最下端の層(以降**レベル１**と呼ぶ)と地表の２層で評価する．この場合, 前ステップの地表温度 T_g^{n-1} とレベル１の水分 E_l^{n-1} を用いて, 現ステップの水分量 E_g^n を近似すれば[6], 未知数は地表面温度 $T_g(=T_g^n)$だけとなる.

$$(E_g^n - E_1^{n-1}) \approx \beta_g(E_{sat(T=T_g^{n-1})} - E_1^{n-1}), \tag{E1}$$

ここに,$\beta_g \approx 2w_g \leq 1$ は土壌の蒸発散効率, w_g は湿潤度を表す.

地表の温度 T_gは, 熱収支の釣り合いによる[6,19].

$$(1-A_g)S_o^{\downarrow} + (R_o^{\downarrow} - R_g^{\uparrow}) + Flx_h^{\downarrow} + Flx_e^{\downarrow} + Q_a/2 + H_{soil}^{\downarrow} = 0 \tag{E2}$$

ここに,A_gは地表のアルベドを, S は日射量を, R は赤外放射量を, Q_aは人工排熱を, H_{soil}は地中から地表に向かう顕熱 flux を表す．添え字 o は地表への直達を, ↓はレベル１あるいは地中から地表 g への入射を表す (人口排熱の入力は 1/2 Q_aとし, 残り 1/2 はレベル１の flux に加算する).

T_gを近似的に求める force restore 式は地中の熱拡散式を,

$$\partial T/\partial t = (\lambda_{soil}/c_{soil})(\partial^2 T/\partial z^2),$$

とし, 地表の境界条件を周期関数で近似し,

$$T_g(t) = < T_g > + \Delta T_g \sin(\omega t + \phi_o),$$

更に, 流入流出する熱総量が等価となる温度一定な仮想の土壌厚を z_h として H_{soil}↓に適用する[19].

ここに, $\lambda_{soil} \approx 0.042\ (0.276+0.11+0.15w_g)$ J/cm·min は土壌の熱伝導率を, $c_{soil} \approx 0.84(1+w_g)$ J/cm^{3}K は土壌の熱容量を(水は $c_w \approx 4.2$), $\langle T_g \rangle$は地表の温度日平均値を, ΔT_gは温度変動の片振幅を, ω は温度変動の卓越振動数を(2π/１日), ϕ_oは位相のずれを表す.

このような仮定に基づく force restore と呼ばれる熱収支式は, 次のようになる[6,19].

$$\begin{aligned} T_g^n = T_g^{n-1} &+ (\Delta t/C1)[(1-A_g)S_o^{\downarrow} + (R_o^{\downarrow} - R_g^{\uparrow}) \\ &+ Flx_h^{\downarrow} + Flx_e^{\downarrow}]^{n-1} + Q_a/2 - (C2\Delta t)(T_g^{n-1} - T_{go}), \end{aligned} \tag{E3}$$

$$\begin{cases} Flx_h^{\downarrow} \approx \rho c_p C_h(H_1 - H_g)U_a, \\ Flx_e^{\downarrow} \approx \rho L_v C_e(E_1 - E_g)U_a, \end{cases}$$

$$\begin{cases} U_a \approx (U_1^2 + V_1^2)^{1/2}, \\ C1 \approx z_h c_{soil} \approx \sqrt{\lambda_{soil} c_{soil}/\omega}, \qquad C2 = \omega, \end{cases}$$

ここに，添字 n と n-1 は各々現時刻と前時刻を，T_{go}は温度が変化しない不易層の地中温度を，$C1$ は単位面積あたりの熱容量を，$C2$ は温度減衰係数を，z_hは熱総量が等価な温度一定を仮定する仮想の土壌厚さを表す．

Ｅ２． 植生層

評価式は４式しかない．そこで，植生内の風速は代表値 U_aとし，葉と地表の水分 E_f, E_gと地表と葉の伝達係数 C_{hg}, C_{hf}を近似した後[6]，４変数 T_g, T_f, T_a, E_aを計算する．ただし，T_gはタイムラグがあるとして，H, E, T_f^4, T_g^4を前時刻 n-1 の値として連立方程式から外す．

地表，葉，植生内，レベル１は各々添え字 g, f, a, 1 で区別する．

$$\begin{cases} U_a \approx 0.83\sigma_f u_\tau + (1-\sigma_f)U_1, \\ E_f \approx r'' E_{sat(T=T_f)} + (1-r'')E_a, \\ E_g \approx \beta_g E_{sat(T=T_g)} + (1-\beta_g)E_a, \end{cases}$$

$$\begin{cases} C_{hg} \approx C_{eg} \approx [\kappa/\ln(z_1/z_o)]^2/P_r, \\ C_{hf} \approx C_{ef} \approx 0.01(1+0.3/U_a), \end{cases}$$

$$\begin{cases} r'' \approx 1 - \delta_c r_s/(r_s + r_a), \\ r_s \approx r_c S_{\max}^{\downarrow}/(S_o^{\downarrow} + 0.03 S_{\max}^{\downarrow}), \qquad r_a = (C_{hf}U_a)^{-1}, \end{cases}$$

$$\begin{aligned} T_g^n \approx T_g^{n-1} &+ (\Delta t/C1)\ [(1-\sigma_f)(1-A_g)S_o^{\downarrow} \\ &+ (1-\sigma_f)R_o^{\downarrow} + \sigma_f \sigma_{ste} T_f^4 - \sigma_{ste} T_g^4 - Flx_{hg}^{\uparrow} \\ &- Flx_{eg}^{\uparrow}]^{n-1} + Q_a/2 - (C2\Delta t)(T_g^{n-1} - T_{go}), \end{aligned} \tag{E4}$$

$$\begin{cases} Flx_{hg}^{\uparrow} \approx \rho c_p C_{hg}(H_g - H_a)U_a, \\ Flx_{eg}^{\uparrow} \approx \beta_g \rho L_v C_{eg}(E_{sat(T=Tg)} - E_a)U_a, \end{cases}$$

ここに，$\sigma_f \approx 0.8$ は植生による地表の被覆率を，r''は葉の蒸発能を(地表の β_gに相当)，r_a は大気抵抗を，r_s は気門抵抗を，r_c は気門抵抗に乗じる係数(牧草地や水田は 1sec/cm，森林は 3sec/cm)を，$C_{hf}(\approx C_{ef})$は葉面温位(水分)の伝達係数を，$C_{hg}(\approx C_{eg})$は地表温位(水分)の伝達係数を，$S_{max}^{\downarrow} \approx 5.0$ J/cm^{2}min は日最大日射量を，δ_c は step 関数(凝縮時は０)を表す．

現ステップ n の飽和水分量は Taylor 級数の１次近似値とする．

$$\begin{cases} E_{sat(T=T_f)}^n \approx E_{sat(T=T_f)}^{n-1} + (T_f^n - T_f^{n-1})(\partial E_{sat(T=T_f)}/\partial T)^{n-1}, \\ E_{sat(T=T_g)}^n \approx E_{sat(T=T_g)}^{n-1} + (T_g^n - T_g^{n-1})(\partial E_{sat(T=Tg)}/\partial T)^{n-1}, \end{cases}$$

以下，現時刻 n の３変数 T_f, T_{af}, E_{af}を計算する手順を示す．

レベル１から植生に向う flux は，flux の連続条件から，

$$\begin{cases} Flx_{h1}^{\downarrow} = -Flx_{hg}^{\uparrow} - Flx_{hf}^{\uparrow} \approx \rho c_p C_h U_1 (H_1 - H_a), \\ Flx_{e1}^{\downarrow} = -Flx_{eg}^{\uparrow} - Flx_{ef}^{\uparrow} \approx \rho L_v C_e U_1 (E_1 - E_a), \end{cases} \tag{E5}$$

ここに，$C_h \approx C_e$はレベル１と植生層間の抵抗係数を表す．

葉面の熱収支は，葉に蓄熱なしを仮定した次式による．

$$\sigma_f(1-A_f)S_o^{\downarrow} + R_{net(f)}^{\downarrow} - Flx_{hf}^{\uparrow} - Flx_{ef}^{\uparrow} = 0, \tag{E6}$$

$$\begin{cases} Flx_{hf}^{\uparrow} \approx 1.1 N_f \sigma_f \rho c_p C_{hf} U_a (H_f - H_a), \\ Flx_{ef}^{\uparrow} \approx r'' N_f \sigma_f \rho L_v C_{ef} U_a (E_{sat(T=T_f)} - E_a), \end{cases}$$

ここに，$C_{hf} \approx C_{ef}$ は植生層と葉面間の抵抗係数，A_f は葉のアルベドを，N_f は葉の重なりを考慮した係数(水田と草地３，森林７)，係数 1.1 は葉以外の枝や幹を考慮する係数を表す．

式(E5)と(E6)を次のように分解し，

$$\begin{cases} \rho c_p C_h U_1 (H_1^{n-1} - H_a^n) = -\rho c_p C_{hg} U_a (H_g^n - H_a^n) \\ \qquad -1.1 N_f\ \sigma_f \rho c_p C_f U_a (H_f^n - H_a^n), \\ \rho C_h U_1 (E_1^{n-1} - E_a^n) = -\beta_g \rho C_{hg} U_a (E_{sat(T=T_g)}^n - E_a^n) \\ \qquad -r'' N_f\ \sigma_f \rho C_f U_a (E_{sat(T=T_f)}^n - E_a^n), \end{cases}$$

$$\begin{aligned} \sigma_f(1-A_f)S_o^{\downarrow} &+ \sigma_f[R_o^{\downarrow} + \sigma_{ste}(T_g^n)^4 - 2\sigma_{ste}(T_f^n)^4] \\ &-1.1 N_f\ \sigma_f \rho c_p C_{hf} U_a (H_f^n - H_a^n) \\ &- r'' N_f\ \sigma_f \rho L_v C_{ef} U_a (E_{sat(T=T_f)}^n - E_a^n) = 0, \end{aligned}$$

温位 H を温度 T に変換し，$(T_f^n)^4$を Taylor 級数１次近似値 $(T_f^n)^4 \approx (T_f^{n-1})^4 + 4(T_f^{n-1})^3(T_f^n - T_f^{n-1})$として，現時刻 n の項を左辺に，前時刻 n-1 の項と T_g^n項を右辺に移項すると，T_f, T_a, E_aの連立方程式が得られ，

$$\begin{bmatrix} A1, & B1, & 0 \\ A2, & 0, & C2 \\ A3, & B3, & C3 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} T_f^n \\ T_a^n \\ E_a^n \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} X1 \\ X2 \\ X3 \end{Bmatrix},$$

その解は次のようになる．

$$T_f^n = \frac{(B1 \cdot X3 - B3 \cdot X1)C2 - B1 \cdot C3 \cdot X2}{(A3 \cdot B1 - A1 \cdot B3)C2 - A2 \cdot B1 \cdot C3}, \tag{E7}$$

$$T_a^n = (X1 - A1 \cdot T_f^n)/B1, \tag{E8}$$

$$E_a^n = (X3 - A3 \cdot T_f^n - B13 \cdot T_a^n)/C3, \tag{E9}$$

Ｅ３． 都市 canopy

都市内も植生層と類似するモデルとする[7]．ただし，構造物の保水は無視する(構造物面での水分 flux は０)．

植生モデルと極力同じ順で式を示す(植生モデルの添字 f は b に置き換わり，C_{hf} の係数 0.01 は C_{hb} の場合 0.05 となる)．

$$\begin{cases} U_a \approx 0.83\sigma_b u_\tau + (1-\sigma_b)U_1, \\ E_b \approx 0, \\ E_g \approx \beta_g E_{sat(T=T_g)} + (1-\beta_g)E_a, \end{cases} \quad , \qquad \text{(E10)}$$

$$\begin{cases} C_{hg} \approx C_{eg} \cong [\kappa / \ln(z_1/z_o)]^2 / P_r, \\ C_{hb} \approx C_{eb} \approx 0.05(1+0.3/U_a), \end{cases}$$

$$\begin{aligned} T_g^n \approx T_g^{n-1} + (\Delta t / C1)[S_{net(g)}^{\downarrow} + R_{net(g)}^{\downarrow} - Flx_{hg}^{\uparrow} \\ - Flx_{eg}^{\uparrow} + (1-\sigma_b)Q_a/2]^{n-1} - (\Delta t C2)(T_g^{n-1} - T_{go}), \end{aligned} \qquad \text{(E11)}$$

ここに, $\sigma_b \approx 0.5$ は構造物による地表の被覆率を表す.

植生層の葉面温度は連立方程式内で求めたが, それに対応する構造物面の温度は, 次の force restore 式で定める.

$$\begin{aligned} T_b^n \approx T_b^{n-1} + (\Delta t / C_b)(S_{net(b)}^{\downarrow} + R_{net(b)}^{\downarrow} \\ - Flx_{hb}^{\uparrow} - Flx_{eb}^{\uparrow})^{n-1} + \sigma_b Q_a / 2, \end{aligned} \qquad \text{(E12)}$$

$$C_b = \sigma_b \alpha_{area} d_b c_b \,,$$

ここに, $S_{net(b)}{}^{\downarrow}$ は構造物の日射吸収量を, $R_{net(b)}{}^{\downarrow}$ は赤外吸収量を, C_b は単位面積あたりの熱容量を, $d_b \approx 5$cm は構造物の等価壁厚を, $c_b \approx 2.1$ J/cmK は壁面の熱容量 (密度と比熱の積)を, $\alpha_{area} \approx 5$ は大半の構造物が５面(屋根+壁４面)であるとした係数を表す.

$$\begin{cases} Flx_{hg}^{\uparrow} \approx (1-\sigma_b)\rho c_p C_{hg} U_a (H_g - H_a), \\ Flx_{eg}^{\uparrow} \approx (1-\sigma_b)\beta_g \rho L_v C_{eg} U_a (E_{sat(T=Tg)} - E_a), \end{cases}$$

レベル１から都市 canopy に向かう flux は, flux の連続条件から,

$$\begin{cases} Flx_{h1}^{\downarrow} = -Flx_{hg}^{\uparrow} - Flx_{hb}^{\uparrow} \approx \rho c_p C_h U_1 (H_1 - H_a), \\ Flx_{e1}^{\downarrow} = -Flx_{eg}^{\uparrow} - Flx_{eb}^{\uparrow} \approx \rho L_v C_e U_1 (E_1 - E_a), \end{cases}$$

$$\begin{cases} Flx_{hb}^{\uparrow} \approx \alpha_{area}\sigma_b \rho c_p C_{hb} U_a (H_b - H_a), \\ Flx_{eb}^{\uparrow} \approx 0, \end{cases}$$

都市地表への日射は構造物の鉛直面(壁)によっても遮られる. これを天空率 $\Psi_g \approx 0.5$ とし, 陽の当る地表の面積率を $(1-\sigma_b)\Psi_g$ とすれば, 構造物(屋根+壁)の日射吸収量は次のようになる [壁の面積率$(1-\sigma_b)(1-\Psi_g)$].

$$S_{net(b)}^{\downarrow} \approx [1-(1-\sigma_b)\Psi_g](1-A_b)S_o^{\downarrow},$$

ここに, $A_b \approx 0.12$ は構造物のアルベドを表す.

赤外放射にも Ψ_g を適用し, 反射率を $\varepsilon_g \approx \varepsilon_b \approx 1$ と仮定すれば次のようになる.

$$\begin{aligned} R_{net(b)}^{\downarrow} \approx [1-(1-\sigma_b)\Psi_g]R_o^{\downarrow} - \sigma_b \sigma_{ste} T_b^4 \\ + (1-\sigma_b)(1-\Psi_g)\sigma_{ste}(T_g^4 - 2T_b^4), \end{aligned}$$

同様に, 地表への日射量と赤外放射量は次のようになる.

$$\begin{cases} S_{net(g)}^{\downarrow} \approx (1-\sigma_b)\Psi_g (1-A_g) S_o^{\downarrow}, \\ R_{net(g)}^{\downarrow} \approx (1-\sigma_b)[\Psi_g R_o^{\downarrow} + (1-\Psi_g)\sigma_{ste} T_b^4 - \sigma_{ste} T_g^4], \end{cases}$$

なお, 都市 canopy 内の温湿度は連立方程式によらず, 個別の式として直接計算している.

付録Ｆ． 圧力

圧力 P は空気密度の断熱変化を陰に含む Exner 関数 Π で表わし, 次のように分解して評価する.

$$\Pi = \Pi_h + \Pi_w + \Pi_t \,, \qquad \text{(F1)}$$

Π_h は Boussinesq 近似による浮力成分であり,

$$\Pi_h = \Pi_{top} - g \int_z^{z_{top}} \frac{H_{cloud} - H_o}{H_o H_{cloud}} dz \,, \qquad \text{(F2)}$$

ここに, Π_{top} は解析領域頂部の圧力であり, 平行座標モデルによる弱風の解析では GPV データにより, 円柱座標モデルによる台風の解析では, 台風移動速度と傾度風速が等しいとした運動量保存式, $H_{cloud}(\partial \Pi_{top}/\partial x) = f C_{Ty}$, $H_{cloud}(\partial \Pi_{top}/\partial y) = -f C_{Tx}$ による(移流項と拡散項を無視した運動量保存式).

$$\Pi_{top} = f(C_{Ty} x - C_{Tx} y) / H_{cloud}, \qquad \text{(F3)}$$

ここに, C_{Tx}, C_{Ty} は x 方向と y 方向への台風移動速度を表す.

Π_w は空気を上部境界で流入流出させる圧力成分であり, 次のフーリエ係数をフーリエ逆変換した値となる[14].

$$\begin{aligned} \Pi_w^F &= \frac{N_b}{H_{cloud}(k_x^2 + k_y^2)^{1/2}} W_{top}^F, \\ k_{xi} &= 2\pi / x_i, \qquad k_{yj} = 2\pi / y_j, \end{aligned} \qquad \text{(F4)}$$

ここに, $\Pi_w{}^F$, $W_{top}{}^F$ は解析領域頂部の Exner 関数と鉛直方向風速成分 W のフーリエ係数を, k_x, k_y は x 方向と y 方向の波数を, x_i, y_j は側面境界から各格子点までの距離を, i, j は x 方向と y 方向の格子点番号を, $N_b{}^2 = (g/H_{o(top)})\partial H_o/\partial z$ は Brunt-Väisälä frequency を表す.

Π_t は Schloemer モデル[10]による海面気圧 P を Exner 関数に変換したものである(Π_{top} に GPV データを用いる平行座標モデルの場合は $\Pi_t = 0$).

$$P_t(r) = P_c + (P_{out} - P_c) / \exp(R_m / r) \,, \qquad \text{(F5)}$$

ここに, $P_t(r)$ は台風中心から半径方向に r 離れた地点の圧力を, P_c は台風中心気圧を, P_{out} は台風領域外側の気圧を, R_m は最大旋衡風速半径を表す.

［ 記号 ］

変数名(記号)は極力本文中に記載したが，利便を考え，繰り返し使われる記号や混乱を招きやすい記号を示す．

A_{ao}	晴天時の大気アルベド,
A_{cloud}	多層雲のアルベド (0.2),
A_g	水面あるいは地表のアルベド (0.12),
A_f, A_b	葉面および建物のアルベド (0.12),
C_T	台風進行速度 (m/sec),
C_d, C_h	U, V の抵抗係数と H, E の伝達(抵抗)係数,
$C1$	単位面積当たりの土壌の熱容量,
$C2$	温度減衰係数 (= ω)
c_s	スマゴリンスキー定数 (0.2),
c_p	等圧比熱 (1004 J/kgK),
c_v	等容比熱 (716 J/kgK),
E	雲と水蒸気を加えた水分量 (kg/kg) ,
E_{cloud}	雲量 (kg/kg),
E_{sat}	飽和水蒸気量 (kg/kg),
E_{top}	解析領域頂部高さの水分量(湿度 60%仮定),
E_{vapor}	雲あり大気の水蒸気量 (kg/kg),
f	コリオリパラメータ (0.4),
Flx	風速あるいは温湿度の flux,
g	重力加速度 (9.8 m/sec^2),
H, H_l	全水分水蒸気状態を仮定する仮温位 (K),
H_{cloud}	雲を有する湿潤大気の温位 (K),
H_o	安定大気の温位 (K),
K_H	水平方向の拡散係数,
K_V	鉛直方向拡散係数 K_m と K_h を総称する変数,
K_m	U, V の鉛直方向の拡散係数 ($l{\cdot}q{\cdot}S_m$),
K_h	H, E の鉛直方向の拡散係数 ($l{\cdot}q{\cdot}S_h$),
l	鉛直方向風速 W の乱れスケール (m),
L_S, L_T, L_B, L_{MY}	中西提案の Level 2 モデルの l を構成する 接地境界層内の鉛直方向乱れスケール (m), 境界層(PBL)内の鉛直方向乱れスケール (m), 浮力効果による鉛直方向乱れスケール (m), Mellor らの鉛直方向乱れスケール (m),
L_v	水の蒸発潜熱 (2486 J/g),
N_b	Brunt-Väisälä frequency,
P	圧力 (hPa),
P_c	台風中心気圧 (hPa),
P_∞	大気層上限の気圧 (≈0 hPa),
P_g	水面あるいは地表の気圧 (hPa),
P_o	代表圧力 (1,000 hPa),
P_{out}	台風領域外側の気圧 (hPa),
P_r	Prandtl 数 (0.75),
P_{sat}	飽和水蒸気圧 (hPa),
P_{top}	解析領域頂部の気圧 (hPa),
q	乱流エネルギーq^2の平方根 (m/sec)
Q_a	人工排熱量,
r	円柱座標の半径方向距離 (m),
R_c	気体定数 (= $c_p - c_v$),
R_{ib}	bulk Richardson 数,
R_f	flux Richardson 数 (≤ 0.191),
R_i	gradient Richardson 数 (≤ 0.195),
R_m	最大旋衡風速半径 (m),
S_m, S_h	風速 U,V と温湿度 H, E の渦拡散係数,
S_o	地表への直達日射量,
T	温度 (K),
T_{go}	不易層の土壌温度 (K),
U,V,W	風速３成分 (m/sec),
$\|U\|$	ベクトル合成風速 $[(U^2+V^2)^{1/2}]$ (m/sec),
U_a	下部境界(接地層)の風速 (m/sec),
V_F	台風気圧場の friction free wind (m/sec),
u_τ	摩擦速度 $(C_d\|U\|^2)^{1/2}$ (m/sec),
w_g	湿潤度(水 1,裸地･草地 0.2,森林 0.4,都市 0.05),
x, y	平行座標の x 方向と y 方向距離 (m),
z_g	地表高さ(標高, m),
z_h	地表から解析領域頂部までの高さ(m),
z_o	対数則の地表面粗度長 (m),
z_T	解析領域頂部高さ(6,000m),
z^*	$(z_g\text{-}z_T)$を$(0\sim z_T)$とした z*座標鉛直座標値,
α_h	温位 H の高さ方向勾配 (≈0.0035K/m),
$\beta = H^{1}$	乾燥空気の温度膨張係数,
β_T, β_E	温度膨張係数の温位成分と水分成分,
β_g	土壌の蒸発散効率 (≈ $2w_g \le 1$),
γ	比熱比 [$(c_p - c_v) / c_p$=0.285],
θ	円柱座標の円周方向角度 (radian),
θ_s	対象面鉛直線と太陽方向のなす角度,
Θ	風向 (degree),
λ_w	水の熱伝導率 (≈42 J/cm·min),
Π	Exner 関数 (J / kg K),
Π_h, Π_w, Π_t	各々，浮力, Klemp ら[14] の緩和圧力, Schloemer モデルの Exner 関数 (J / kg K),
ρ	空気密度,
σ_b, σ_f	都市の建物率(0.5)および植生層の葉面率(0.8),
σ_{ste}	Stefan-Boltsman 定数 [5.67×10^{-8}W/(m^{2}K^4)],
ς	Monin-Obukov の無次元高さ,
ς_s	天頂角,
τ_o	雲，水蒸気，塵などによる日射量低減係数,

Φ 物理量 *U, V, H, E* を総称する変数,

ϕ_m 無次元化した鉛直方向プロファイル,

Ψ_v 水蒸気関連の有効水分率,

Ψ_w 雲や水滴関連の有効水分率,

Ψ_{vapor}, Ψ_{cloud}, Ψ_{scat}, Ψ_{out}, Ψ_{res}

各々解析領域内の有効水蒸気率,
雲の有効水分率,
散乱光による有効水分率の増分量,
領域外上空の有効水蒸気率補正値,
大気中に散在する水分や塵を考慮した有効水分率補正値,

Ψ_g 都市の天空率 (≈0.5)

ω 日変動周期 (2π/1日),

参考文献

(1) Yoshida, M., Yamamoto, M., Takagi, K., Ohkuma, T., "Prediction of typhoon wind by level 2.5 closure model", J. Wind. Eng. Ind. Aerodyn., 96, (2008), p.2104-2120.

(2) Mellor, G.L., Yamada, T., "Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems", Rev. Geophys. Space Phys., 20, No.4, (1982), p..851-875.

(3) Nakanishi, M., Niino, H., "An improved Mellor-Yamada Level-3 model with condensation physics: its design and verification", Boundary-Layer Meteorol., 112, (2004), p.1-31.

(4) 佐々木澄, 川本陽一, 山中徹, 土屋直也 他, "気候解析のための MM5 におけるパラメタリゼーションの相互比較 (その 1~4)", 日本建築学会, 大会学術講演梗概集, 40371~40374 , (2007), p.781-788.

(5) Meng, Y., Matsui M., Hibi, K., "An analytical model for simulation of the wind field in a typhoon boundary layer", J. Wind Eng. Ind. Aerodyn., 56, (1995), p.291-310.

(6) Deardorff, J.W., "Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation", J. Geophysical Research, (1978-4), p.1889-1903.

(7) Kimura, F., Takahashi, S., "The effects of landuse and anthropologic heating on the surface temperature in Tokyo metropolitan area : A numerical experiment", Atmospheric Environment, Vol.25B, No.2, (1991), p.155-164.

(8) Yamada, T., Mellor, G.L., "A numerical simulation of BOMEX data using turbulence closure model coupled with ensemble cloud relations", Q. J. Meteorol. Soc., 105, (1979), p.915-944.

(9) Katayama, A., "A simplified scheme for computing radiation transfer in the troposphere", Numerical Simulation of Weather and Climate Technical Report No.6, Department of Meteorology University of California, Los Angels, NASA-CR- 132873, (1973), pp.76.

(10) Schloemer, R.W., "Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Okeechobee, Florida", Hydrometeorological Report, No.31, (1954).

(11) Matsuno, J., "Numerical integrations of the primitive equations by a simulated backward difference method", J. Meteorol. Soc. Jpn. 44, (1966), p76-84.

(12) Orlanski, L., "A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows", Journal of Comput. Phys, 21, (1976), pp.251-269

(13) 藤井健, 光田寧, "台風の確率モデルの作成とそれによる強風のシミュレーション", 京都大学防災研究所年報, 第 29 号, B-1, (1986-4), p.229-239.

(14) Klemp, J.B., Durran, D.R., "An. upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models", Mon. Weather Rev. Am. Meteorol. Soc. 111, (1983), p.430-444.

(15) Mellor, G.L., Yamada, T., " A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers", J. Atmos. Sci., 31, (1974 - 10), p.1791-1806

(16) 中西幹郎, "大気境界層 : モデル研究を中心に", 日本気象学会, 天気 Vol.54, No.2, (2007), p.115-118.

(17) Tamura,Y, Giang,L.T., Cao,S., Matsui,M, "Wind speed profiles in tropical cyclone", 3rd Workshop on Regional Harmonization on Wind Loading and Wind Environmental Specifications in Asia-Pacific Economies, (2006-11), pp13.

(18) Deardorff, J.W., "Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers". J. Atmos. Sci., 29, (1972).

(19) 日本気象学会, "気象研究ノート, 第 134 号", (1978), p.153-249.

(20) Lumley, J.L., Panofsky, H.A., "The structure of atmospheric turbulence", Interscience Publishers, New York, (1964), pp239.

(21) Louis, J.H., "A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere", Boundary Layer Meteorology, (1979), p.187-202.