

# 1 方向ネスティング手法に適した側面境界条件

中 西 幹 郎\*

## 要 旨

1 方向ネスティング手法に適した側面境界条件を提案する。放射境界条件に、広域モデルとの接続項を付加した境界条件である。この境界条件の最大の利点は、余分な計算領域を必要としないことである。放射境界条件の本質である波の位相速度は、境界に直交する風速成分に対しては、境界内側の格子点での風速値を使って求め、そのほかの予報変数に対しては、境界上の直交風速と代表的な重力波の位相速度の和で与える。

この境界条件を用いて、気象庁の Regional Spectral Model (RSM) にメソスケールモデルをネストし、寒冷前線、台風、冬の季節風および移動性高気圧の影響を受けた事例の結果を示した。前線および台風の移動は、RSM にほとんど遅れることなくシミュレートされた。また、どの事例においても、境界付近の振動はほとんど見られず、不自然な降水域も現れなかった。

### 1. はじめに

気象庁は、水平分解能約55 km の全球モデルを用いた数値予報を行っている(松村, 2000)。しかし、この分解能ではメソスケールの現象を十分に予報することはできない。計算時間の制約を考えると、全球モデルにネストした領域モデル (Regional Spectral Model, RSM) やさらにネストしたモデルを利用せざるを得ないだろう。ところが、領域モデル側面の境界条件によっては、結果を台無しにしてしまう危険性がある。

ネスティング手法は、広域および狭域モデル間の境界を介した情報伝達によって、大きく 2 つに分類することができる。1 つは、広域モデルから狭域モデルに一方的に情報を引き渡すもの、もう 1 つは、両モデル間で互いに情報を交換させあうものである。前者は 1 方向ネスティング、後者は 2 方向(双方向)ネスティングと呼ばれている。2 方向ネスティングはより望ましい手法と考えられるが、コードが複雑になる欠点がある。場を支配する現象は、通常、広域で形成され狭

域に伝えられると期待されるので、この論文では 1 方向ネスティングに限定する。

気象庁は、RSM を全球モデルにネストするため、Davies (1976) が提案した境界条件を用いている。これは、境界値は全球モデルの予報値に一致させ、その接続に起因する境界での波の反射や振動などは、境界付近に設けたいわゆるスポンジ領域で減衰させる境界条件である。この方法は、構築が容易である割に計算安定性がよく、また十分な性能を持っているのでよく利用されている。しかし、スポンジ領域という余分な計算領域を必要とする欠点がある。この欠点は、計算領域が狭くなればなるほど深刻になる。

木村 (1984) は、Orlanski (1976) の放射境界条件に、広域モデルとの接続項を加えた境界条件を提案し、すべての予報変数に適用した。齊藤・猪川 (1992) は、境界に直交する風速成分とそのほかの予報変数を区別し、前者に対しては放射境界条件、後者に対しては直線外挿に基づく境界条件を用いた。ここで、広域モデルとの接続は、広域モデルの結果と上記境界条件で得られる結果の加重平均値を境界値として行つた。これらの方法はスポンジ領域を必要としないが、性能や汎用性が十分検討されていない。実際、Saito (1994) は、加重平均の係数を現象によって変更する必

\* 財団法人日本気象協会(現:防衛大学校応用科学群地球海洋学科)。

—1999年11月1日受領—  
—2001年11月12日受理—

要があることを示唆している。

領域モデルにおける完全な側面境界条件はないと言つて過言ではない。しかし、現象に依存しない、より適切な境界条件はあり得ると考える。この論文の目的は、数々の境界条件の中からスponジ領域を必要としない放射境界条件だけを検討し、新たな側面境界条件を提案することである。

## 2. 放射境界条件

### 2.1 既存の放射境界条件

側面の放射境界条件は、境界での波の反射をできるだけ抑えるため、Sommerfeld の放射条件

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + c \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

に基づくものである。ここで、 $\phi$  は任意の予報変数、 $c \equiv u + c_*$  は波固有の位相速度  $c_*$  に移流速度  $u$  が加わった位相速度である。この境界条件は、 $c_*$  あるいは  $c$  の与え方によって大きく 2 つに分類することができる。1 つは、Klemp and Wilhelmson (1978) のように、 $c_*$  をあらかじめ半経験的に与えるもので、もう 1 つは、境界付近の予報変数の値を使って  $c$  をその都度算出するものである(以下、 $c$  の記号は後者の方法による位相速度を表す)。後者は Orlanski (1976) によって提案された。彼は、(1) 式をリープフロッギングスキームで近似して  $c$  を求めた。一方、Miller and Thorpe (1981) は、それをオイラー前進スキームで近似して求める方が精度はよいことを示した。しかし、(1) 式に基づく放射境界条件は、このままではネスティング手法に利用することはできない。

Carpenter (1982) は、放射境界条件のネスティング手法への応用を検討し、狭域モデルの予報変数  $\phi$  と広域モデルの予報変数  $\phi^w$  の差に対する放射条件

$$\frac{\partial(\phi - \phi^w)}{\partial t} + c \frac{\partial(\phi - \phi^w)}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

が成り立つことを示した。ただし、両モデルでの波の位相速度は等しいと仮定している。Chen (1991) は、この放射境界条件を用いた多重ネスティッドモデルを構築した。

木村 (1984) は、(1) 式の放射境界条件の性能を活かすため、その境界条件に悪影響を及ぼさない程度の大きさの広域との接続項を加えた境界条件

$$S1: \frac{\partial \phi}{\partial t} + c \frac{\partial \phi}{\partial x} = -\gamma(\phi - \phi^w) \quad (3)$$

を提案した。ここで、 $\gamma$  は時間の逆数の次元を持つ接続

係数である。木村 (1984) によると、 $\gamma$  の逆数は 0.1 時間以上 12 時間以下と見積もられ、 $\gamma \approx 0.0003 \text{ s}^{-1}$  が採用された。

斎藤・猪川 (1992) が直交風速成分に対して用いた境界条件は、時間差分をオイラー前進スキームで表すと、

$$\frac{\phi^* - \phi^n}{\Delta t} = -c \frac{\partial \phi^n}{\partial x} \quad (4)$$

$$\phi^{n+1} = \alpha \phi^{w, n+1} + (1 - \alpha) \phi^* \quad (5)$$

となる。ここで、 $n$  はタイムレベル、 $\Delta t$  はタイムステップ、 $\alpha$  は加重係数である。両式から  $\phi^*$  を消去し、微分表記に戻すと、

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + c \frac{\partial \phi}{\partial x} = -\frac{\alpha}{\Delta t(1 - \alpha)} (\phi - \phi^w) \quad (6)$$

と表すことができる。この式は (3) 式に似ているが、右辺の係数が  $\Delta t$  に依存して変化するところが異なる。

### 2.2 新たな放射境界条件

(2) 式で表される Carpenter (1982) の放射境界条件は、経験定数がなくよさそうに思われる。しかし、1 方向ネスティングによるテスト計算の結果、積分時間が長くなるにつれて、狭域モデルの予報変数  $\phi$  と広域モデルの予報変数  $\phi^w$  の差が大きくなる場合が多いことがわかった。これは、1 方向ネスティングでは、 $\phi$  と  $\phi^w$  の差の拡大が広域モデルに伝わらないためである。Chen (1991) も指摘したように、この境界条件は 2 方向ネスティングのときに有効である。

気象庁の RSM とメソスケールモデルを接続する場合のように、コードが異なるモデル間で 2 方向ネスティングを行うことはほとんど不可能である。1 方向ネスティングに従う限り、 $\phi$  を  $\phi^w$  に漸近させる効果を持つ (3) 式に示される木村 (1984) のような方法を採らざるを得ないだろう。しかし、(3) 式には欠点がある。

簡単のために  $c = 0$  とし、 $\phi^w$  を

$$\phi^w = \hat{\phi}^w e^{i\omega t} \quad (7)$$

とおく。ここで、ハットはフーリエ成分を表し、 $\omega$  は振動数である。これを (3) 式に代入し、両辺に  $e^{-i\omega t}$  を掛けて解くと、

$$\phi = \frac{\gamma}{\gamma + i\omega} \phi^w + A e^{-\gamma t} = \cos \theta e^{-i\theta} \phi^w + A e^{-\gamma t} \quad (8)$$

を得る。ここで、 $A$  は任意の定数、 $\cos\theta = \gamma/\sqrt{\gamma^2 + \omega^2}$  である。この解は、 $\phi$  の振幅が  $\phi^w$  の振幅の  $\cos\theta$  倍になり、位相が  $\phi^w$  より  $\theta$  だけ遅れることを示している。

この欠点は、(3) 式の左辺から  $\partial\phi^w/\partial t + c \partial\phi^w/\partial x$  を引けば解決することは明らかである。つまり、(1) 式のかわりに (2) 式に木村 (1984) の接続項を加えた境界条件

$$S2: \frac{\partial(\phi - \phi^w)}{\partial t} + c \frac{\partial(\phi - \phi^w)}{\partial x} = -\gamma(\phi - \phi^w) \quad (9)$$

がより望ましいと考えられる。

Orlanski (1976) の考え方には従うと、すべての予報変数に対しておのおのの波形を考え、それぞれの値を使って  $c$  を算出する放射境界条件を採用すべきである。ところが、特に温度に対してその放射境界条件を用いると、第 4 章で示すように振動が起こることが多い。これは、位相速度  $c$  の見積もりの誤差が偽の浮力を生じさせるため、と著者は考えている。そこで、Klemp and Wilhelmsson (1978) に木村 (1984) の接続項を加えた境界条件が最も有望であると考えられる。ただし、非線形の式を避けるため、直交風速成分  $u$  に対してのみ (9) 式の形を残し、

$$S3: \begin{cases} \frac{\partial(u - u^w)}{\partial t} + c \frac{\partial(u - u^w)}{\partial x} = -\gamma(u - u^w) & \text{(直交風速)} \\ \frac{\partial(\phi - \phi^w)}{\partial t} + (u + c_*) \frac{\partial(\phi - \phi^w)}{\partial x} \\ = -\gamma(\phi - \phi^w) & \text{(そのほか)} \end{cases} \quad (10)$$

とする。この S3 が提案する境界条件である。なお、波固有の位相速度  $c_*$  は、Klemp and Wilhelmsson (1978) に従い、系の中で最も速く伝播する内部重力波の位相速度（群速度）であるとすると、 $c_* = Nz_t/\pi$  と見積もることができる。ここで、 $N$  はプラント・バイサラ振動数、 $z_t$  は計算領域上端の高さである。さらに、この境界条件は計算領域内で発生した波の境界での反射を防ぐことを目的としているので、 $c_*$  は常に計算領域から外向きの符号を持つと仮定する。

側面境界条件として、流入側は広域モデルの値を代入、流出側は水平勾配なしとする境界条件もよく用いられる。しかし、テスト計算の結果、この条件は流入境界付近における振動が著しい。この条件を (3) 式に照らし合わせると、流入側は  $\gamma$  が無限大、流出側は  $c$  が無限大の場合に相当する。この論文で挙げた放射境

界条件は、その中間であることがわかる。

### 2.3 放射境界条件の差分表示

時間差分はオイラー前進スキーム、空間差分は上流差分に従って、S1((3)式)、S2((9)式) および S3((10)式) の境界条件を差分近似すると、時間積分後の予報変数  $\phi$  の境界値は、

$$\begin{aligned} \phi_b^{n+1} = & (1-r)\phi_b^n + r\phi_{b-1}^n - \gamma\Delta t(\phi_b^n - \phi_{b-1}^w) \\ & + \epsilon_1(\phi_b^{w,n+1} - \phi_b^{w,n}) + \epsilon_2 r(\phi_b^{w,n} - \phi_{b-1}^{w,n}) \end{aligned} \quad (11)$$

と求められる。ここで、添え字  $b$  は側面境界格子点を意味し、 $r$  は無次元の位相速度 ( $= c\Delta t/\Delta x$  または  $(u + c_*)\Delta t/\Delta x$ )、 $\Delta x$  は格子間隔である。 $\epsilon_1$  および  $\epsilon_2$  は、

(a) S1 では、 $\epsilon_1 = \epsilon_2 = 0$

(b) S2 および S3 では、 $\epsilon_1 = \epsilon_2 = 1$

である。 $\epsilon_2$  は後述の議論上設定してある。

位相速度  $c$ 、あるいはこれと同等の  $r$  は、右辺第 3 項を除いた (11) 式を利用し、境界内側の格子点での  $\phi$  および  $\phi^w$  から

$$0 \leq r = -\frac{\phi_{b-1}^{n+1} - \phi_{b-1}^n - \epsilon_1(\phi_{b-1}^{w,n+1} - \phi_{b-1}^{w,n})}{\phi_{b-1}^n - \phi_{b-2}^n - \epsilon_2(\phi_{b-1}^{w,n} - \phi_{b-2}^{w,n})} \leq 1 \quad (12)$$

と求める。 $r$  を求める際、 $n-1$  と  $n$  レベルの値を使うことが多いが、ここでは  $n$  と  $n+1$  レベルの値を使っている。なお、求められた  $r$  の空間変動を小さくするため、周囲 9 点の加重平均でスムージングする。

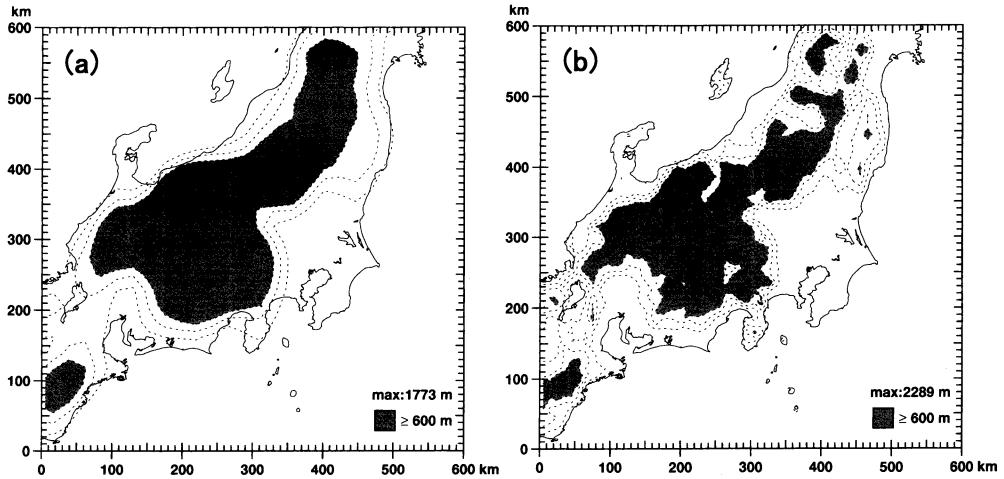
一方、S3 の直交風速成分以外の予報変数に対する  $r$  は、 $0 \leq r = (u_b^n + c_*)\Delta t/\Delta x \leq 1$  である。

## 3. メソスケールモデル

### 3.1 力学・物理過程の概要

側面境界条件の検証に使うメソスケールモデルの概要を述べる。力学・物理過程の詳しい説明は別の機会に譲り、ここでは要点だけを記述するにとどめる。なお、詳細は中西 (1999) にある。

方程式系は、ブシネスク・静水圧近似に基づくもので、地形に沿った座標系 ( $z^*$  座標系) で表される。予報変数は、水平風速 2 成分、乱流運動エネルギー、液水温位 (liquid water potential temperature)、水分量 (水蒸気量と雲水量の和) および雨水量である。物理過程は、改良版 Mellor-Yamada レベル 2.5 モデルによる乱流過程 (中西, 1999; Nakanishi, 2001)、部分凝結を考慮した凝結・蒸発過程 (Sommeria and Deardorff, 1977; Mellor, 1977)、雲粒 (霧粒) の重力



第1図 メソスケールモデルの計算領域における(a) RSMと(b)メソスケールモデルのモデル地形。実線は海岸線を表す。破線は等高線で、等高線間隔は200 mである。陰影は標高600 m以上のところを示す。

落下 (Duynkerke, 1991), 雲水量と雲量を考慮した放射過程 (Katayama, 1972; Lacis and Hansen, 1974; Stephens, 1978; Stephens *et al.*, 1984) および warm rain タイプの降水過程 (Lin *et al.*, 1983, を簡素化) からなる。

下部境界条件となる地表面での乱流フラックスは、格子内に存在する複数の土地利用ごとにモニン・オブコフの相似則に基づいて算出したものを、各土地利用が占める面積で加重平均して求める (Kimura, 1989)。なお、水蒸気の乱流フラックスの見積もりには、 $\beta$  法を用いる (例えば、近藤純正 編, 1994)。地表面温度は、強制復元法で予報する (Deardorff, 1978)。ただし、海面水温は、North-East Asian Regional Global Ocean Observing System (NEAR-GOOS) の客観解析値に固定する。上部境界条件は、重力波の反射を抑えるために、Klemp and Durran (1983) の放射境界条件に従う。

### 3.2 数値解法の概要

計算領域の上端は5200 m とし、21層に分割する。分解能は、最下層の20 m から次第に粗くし、高度2000 m 以上は均一の400 m とする。水平領域は600 km  $\times$  600 km の範囲で、10 km の等間隔格子で分割する。第1図に計算領域とモデル地形を示す。

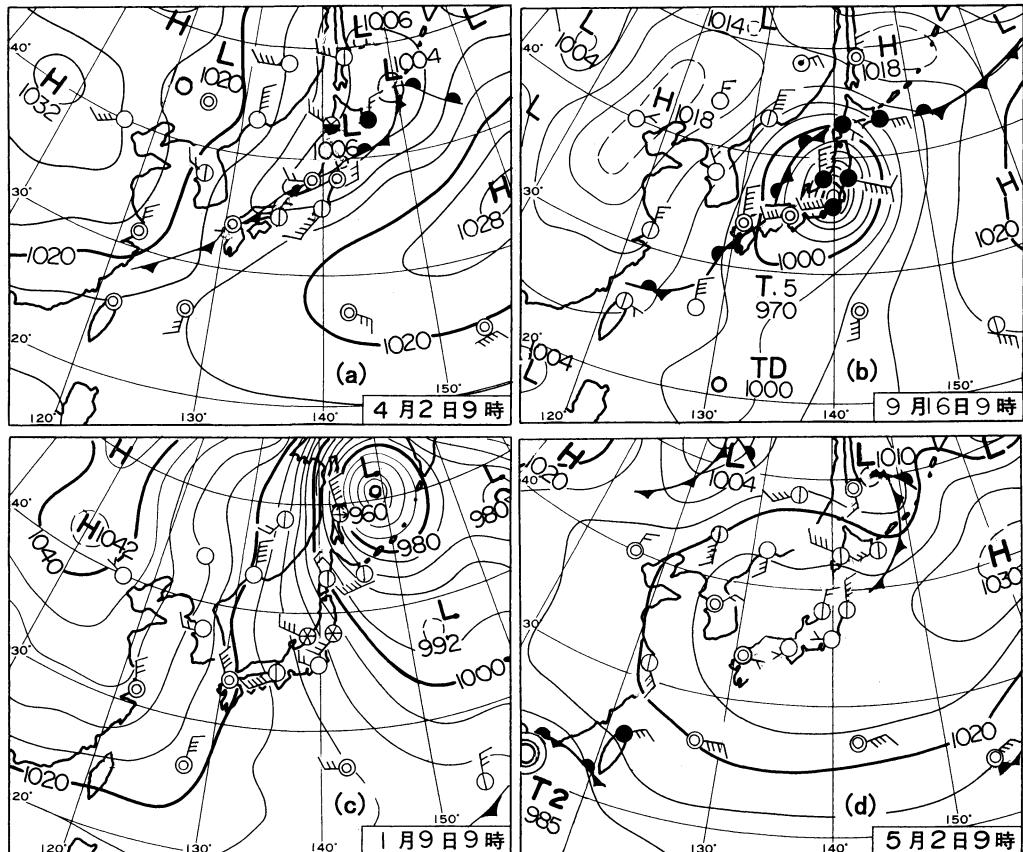
予報変数はすべて格子ボックスの中央で定義する。乱流運動エネルギーの移流項は、正の値を保証するため、上流差分で近似する。そのほかの空間微分は2次精度の中央差分で近似する。時間積分はタイムステップ

60秒で、Alternating Direction Implicit (ADI) 法を用いて行う。ただし、雨滴の落下速度は大きいので、雨水量の保存式だけは Kato (1995) にならって box-Lagrangian スキームで計算する。

側面境界条件における定数  $\gamma$  および  $c_*$  は、それぞれ木村 (1984) および Klemp and Wilhelmson (1978) に従い、 $\gamma = 0.0003 \text{ s}^{-1}$  および  $c_* = 30 \text{ m s}^{-1}$  を用いる。ただし、 $c_*$  のこの値は  $z_t = 10000 \text{ m}$  (対流圈界面に近い高さ) のときの値であり、 $z_t = 5200 \text{ m}$  のときは  $c_* = 16 \text{ m s}^{-1}$  程度である。後者の値を用いなかったのは、人為的に設定した計算領域上端の高さによって  $c_*$  を変化させたくなかったからである。なお、どちらの値を採用しても結果に大きな差は現れないが、 $c_* = 30 \text{ m s}^{-1}$  の方が不自然な振動は少ないようである。

### 3.3 初期値と境界値の概要

初期値と境界値は、気象庁の RSM の予報結果を時間・空間内挿して与える。この予報結果は、Grid Point Value (GPV) として電文で配信されている。GPV ファイルは用途に応じていくつか用意されており、記録内容が異なる。ここで利用するファイルは、時間・空間密度が最も細かいものである。地上値は、海面正気圧、水平風速、気温、湿度などが、東西15分、南北12分の分解能で1時間ごとに記録されている。一方、上層値は、気圧レベルが950, 925, 850, 700 および 500 hPa の等圧面上のジオポテンシャル高度、水平風速、気温、湿度などが、地上値の2倍の粗い分解能で3時間ごとに記録されている。



第2図 午前9時の地上天気図. (a) 1999年4月2日, (b) 1998年9月16日, (c) 1999年1月9日および(d) 1999年5月2日 (月刊「気象」より転載).

ファイルに収められたデータの時間内挿は直線的に行う。空間内挿も同じく直線的に行うが、風速および比湿については  $z^*$  面上で、温位についてはできるだけ偽の浮力が生じないように  $z$  面上で行う(斎藤・猪川, 1992)。なお、この内挿で湿度が100%を超える格子ボックスが現れた場合、その格子ボックスの比湿は湿度が100%になるよう減じることにした。

#### 4. 検証例

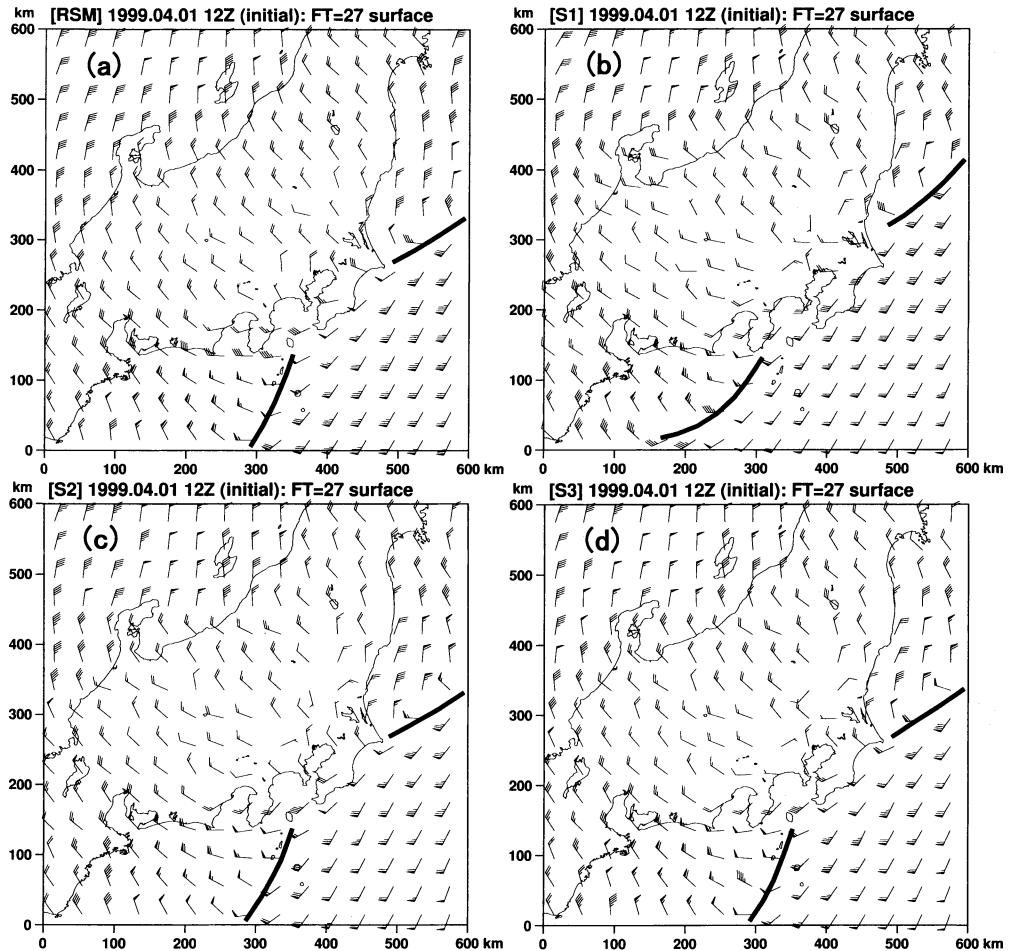
望ましい側面境界条件の基準は、ここでは、流入境界付近や計算領域全体の大規模なスケール(パターン)で見て RSM に近い結果が得られ、不自然な振動が少ないこととした。

日本列島上を寒冷前線が通過した1999年4月2～3日、台風が通過した1998年9月15～16日、冬の季節風が吹走した1999年1月9日および移動性高気圧が覆った同年5月2日を対象に行った側面境界条件の検証例

を示す。特に前2者のような現象を計算するには5200 mの上端高度は低すぎると思われるが、この検証の目的は現象の再現、解析ではなく、境界条件の性能確認にあるので、大きな障害はないと考える。第2図に対象日の天気図を示す。

##### 4.1 寒冷前線の結果

S3が提案するにふさわしい境界条件であることを明確にするため、S1およびS2による計算結果も合わせて示す。計算は4月1日21時を初期として開始した。第3図に、S1、S2およびS3を用いて計算した27時間後の地上風の分布を RSM の予報結果と比較して示す。RSM によると、この時刻、寒冷前線は本州を通過し、計算領域内での南端は伊豆諸島にさしかかっている(第3図aの太い実線)。ところが、S1で得られた前線は、かなり西側に位置している(第3図b)。第2.2節の考察に基づいて、前線の移動の遅れを見積もってみる。伊豆半島南方の計算領域境界付近における GPV の地

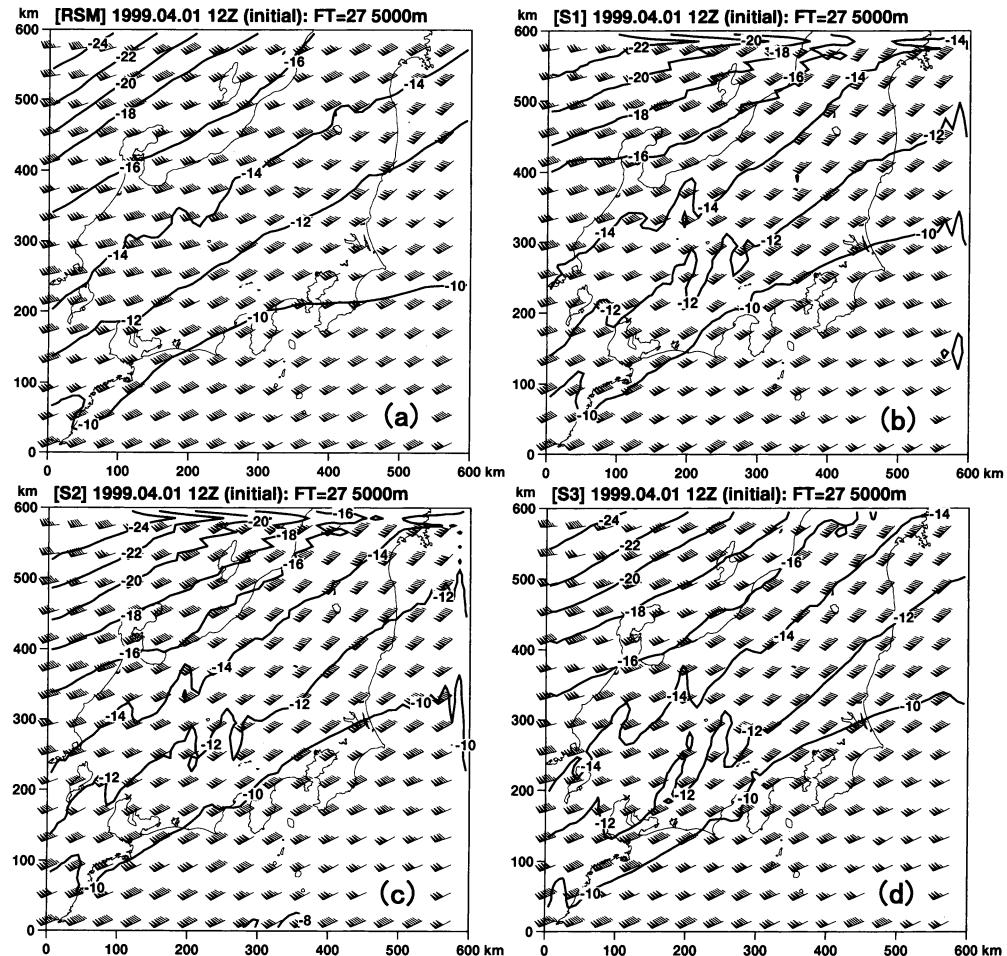


第3図 計算開始27時間後（4月3日0時）の地上風の水平分布。(a) RSM, (b) S1, (c) S2および(d) S3の結果。RSMの結果は、GPVをメソスケールモデルの格子上に内挿したものである（第3.3節参照）。矢羽の短い羽は $1\text{ m s}^{-1}$ 、長い羽は $2\text{ m s}^{-1}$ 、旗は $10\text{ m s}^{-1}$ を表す。太い実線は、風向から判断した寒冷前線の位置を示す。

上風の時間変化をフーリエ変換すると、卓越する最も短い周期は5時間程度、対する振動数は $\omega=2\pi/18000\approx0.00035\text{ s}^{-1}$ であることがわかる。この波の位相の遅れ時間 $\theta/\omega$ は $\gamma=0.0003\text{ s}^{-1}$ のとき約0.7時間である。一方、GPVが予報した当該時刻前の前線の位置を調べた結果、計算領域南境界における前線の移動速度は約 $100\text{ km h}^{-1}$ であった。したがって、南境界におけるS1による前線の移動は、距離にして $70\text{ km}$ 程度遅れることになる。第3図bは $150\text{ km}$ 前後の遅れを示しているが、オーダー的には一致しており、前線の移動の遅れの主な原因是S1の境界条件にあると言えるだろう。その証拠に、位相は遅れないと予想されるS2やS3による前線の位置はRSMの結果とほとんど一致してい

る（第3図cおよびd）。

第4図に、同じく27時間後の $z^*$ 高度 $5000\text{ m}$ での風の分布と気温の等温線をRSMの予報結果と比較して示す。RSMによると、計算領域内はほぼ南西の風系となっており、等温線はこれにほぼ並行している（第4図a）。S1およびS2では、風下にあたる北および東境界でかなり大きな振動が発生している（第4図bおよびc）。温度に対するこの種の放射境界条件の共通した欠点と思われる。一方、S3では、細かな振動は見えるものの、前2者と比べると非常に小さい（第4図d）。気温の分布パターンもRSMの結果とかなり一致している。ただし、風下に行くにしたがってRSMとの気温差は大きくなる傾向がある。メソスケールモデルでは、



第4図 計算開始27時間後(4月3日0時)の $z^*$ 高度5000 mでの風と気温(°C)の水平分布. (a) RSM, (b) S1, (c) S2および(d) S3の結果. RSMの結果および矢羽の意味は第3図と同様である.

分解能が増して小規模なスケールの現象が加わるだけでなく、物理過程のモデルがRSMと異なるので、これは境界条件の良否とは無関係の問題であると考える。

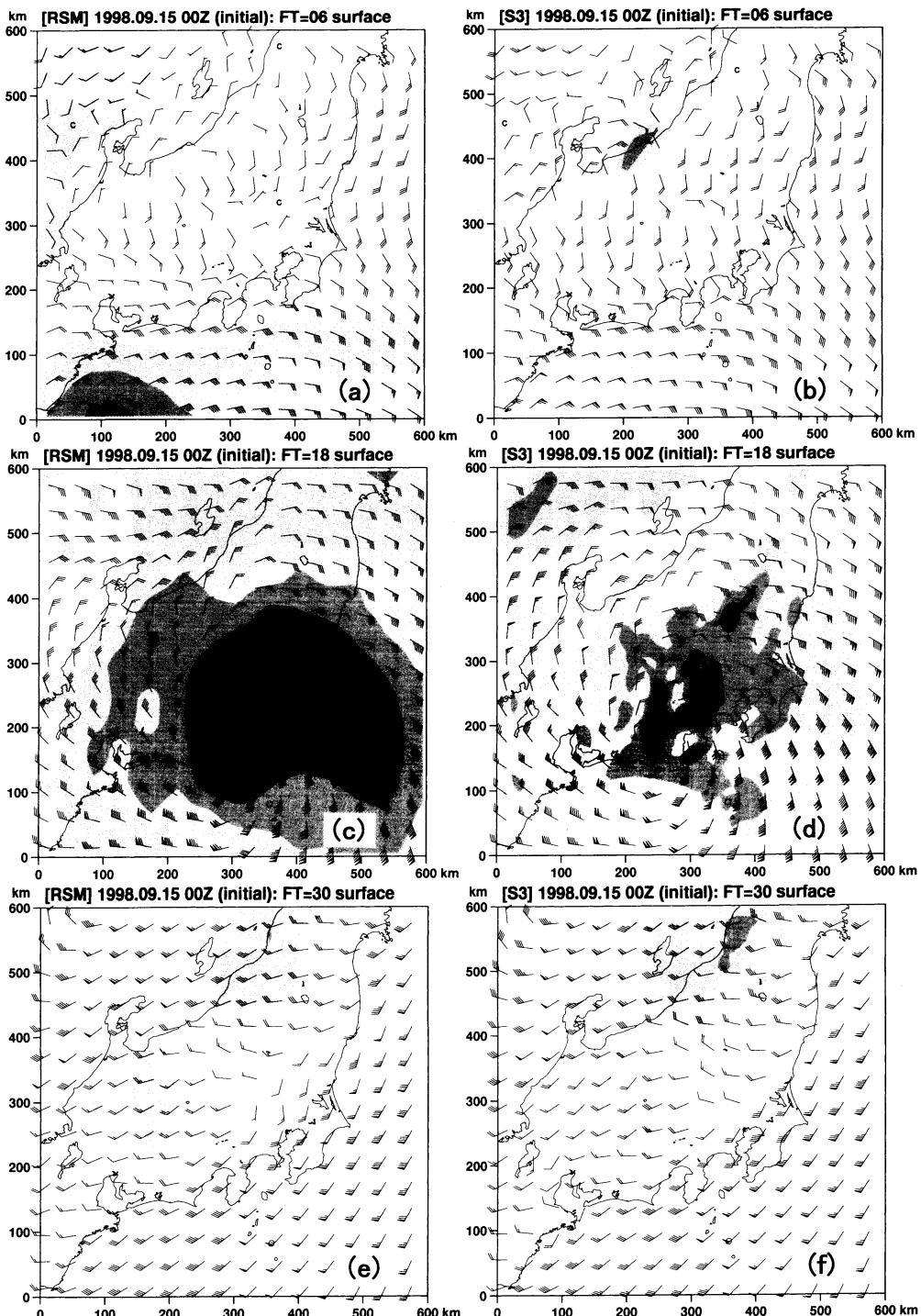
S3は、ネスティング時における前線の移動の遅れがほとんどなく、しかも不自然な振動の少ない境界条件であることがわかった。そのほかの時間帯や別の事例でも同様の結論が得られるので、以下、S3による検証例だけを示すこととする。

#### 4.2 台風の結果

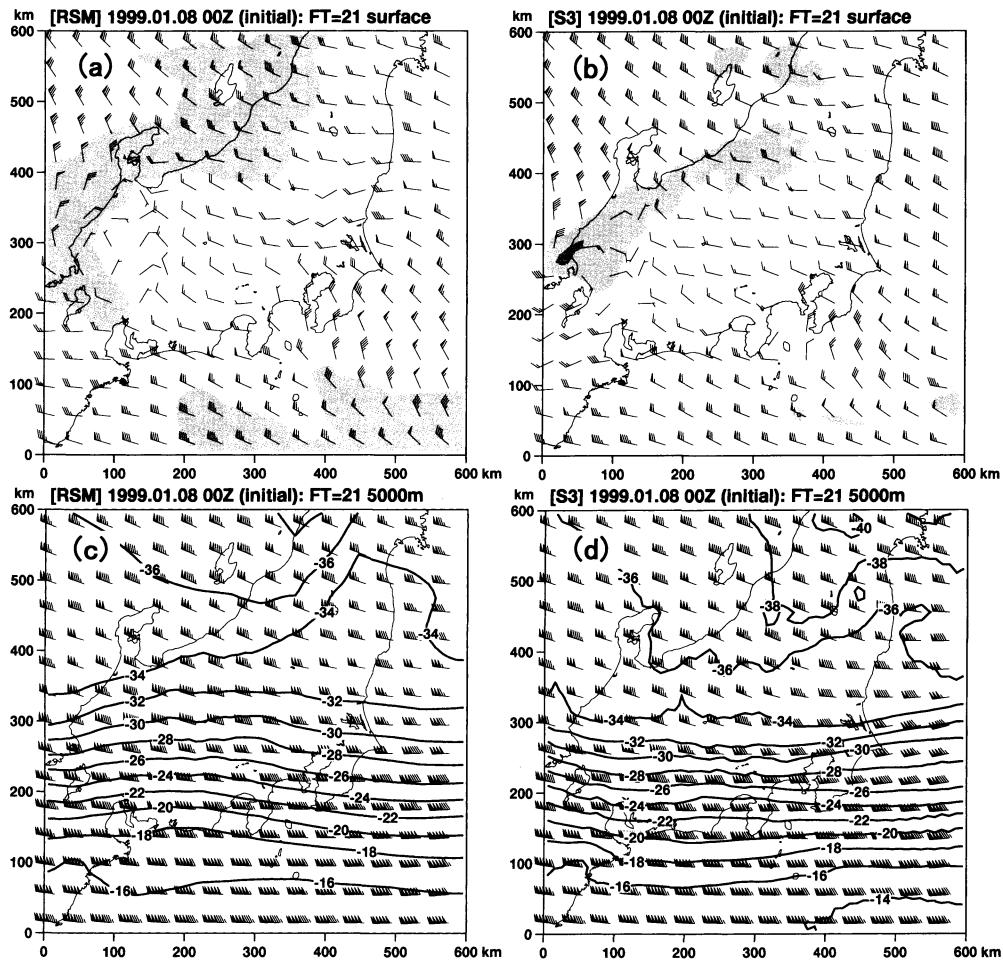
S3の境界条件を用いて、9月15日9時を初期とした計算を行った。第5図に、6, 18および30時間後の地上風と前3時間降水量の分布をRSMの予報結果と比較して示す。台風の中心は、これらの時刻において、それぞれ計算領域の南方、内部および北方に位置して

いる。6時間後のRSMから、南境界付近に低気圧性の渦と降水域があり、台風が日本列島に近づいていることがわかる(第5図a)。S3による風の分布パターンはRSMの結果とよく一致しているが、RSMに見られる南境界付近の降水域は現れていない(第5図b)。RSMは雲水量を予報していないので、メソスケールモデルの初期値および境界値には雲の情報が入っていない。このため、降水の立ち上がりが非常に遅くなると考えられる。

18時間後のRSMによると、台風の中心は駿河湾上にある(第5図c)。計算領域のほぼ全域が降水域となっているが、中部山岳域の南東(風上)側で降水が強い傾向が見られる。S3の結果では、台風の中心はRSMの結果よりやや西に寄り、御前崎付近にある(第



第5図 RSMで得られた計算開始(a), (c) 18および(e) 30時間後(9月15日15時, 9月16日3時および同日15時)の地上風と前3時間降水量の水平分布, およびS3で得られた対応する水平分布(b, d, f)。降水量は1~10 mm, 10~30 mm および30 mm以上の3段階に分類し, 降水量が多いほど濃い陰影で示す。RSMの結果および矢羽の意味は第3図と同様である。ただし, 記号Cは風速 $0.5 \text{ m s}^{-1}$ 未満を表す。



第6図 RSMで得られた計算開始21時間後（1月9日6時）の（a）地上風と前3時間降水量の水平分布と（c） $z^*$ 高度5000 mでの風と気温（ $^{\circ}\text{C}$ ）の水平分布、およびS3で得られた対応する水平分布（b, d）。RSMの結果および矢羽の意味は第3図と同様である。降水域の陰影の意味は第5図と同様である。

5図d). 偶然であろうが、観測された台風中心の上陸位置に近い。降水域はRSMの結果と比べると狭いが、細かな分布が得られている。山脈、特に中部山岳域の南東斜面が最も強い降水域となっている。日本海上には、スパイラルバンドに対応すると思われる降水域が確認できる。

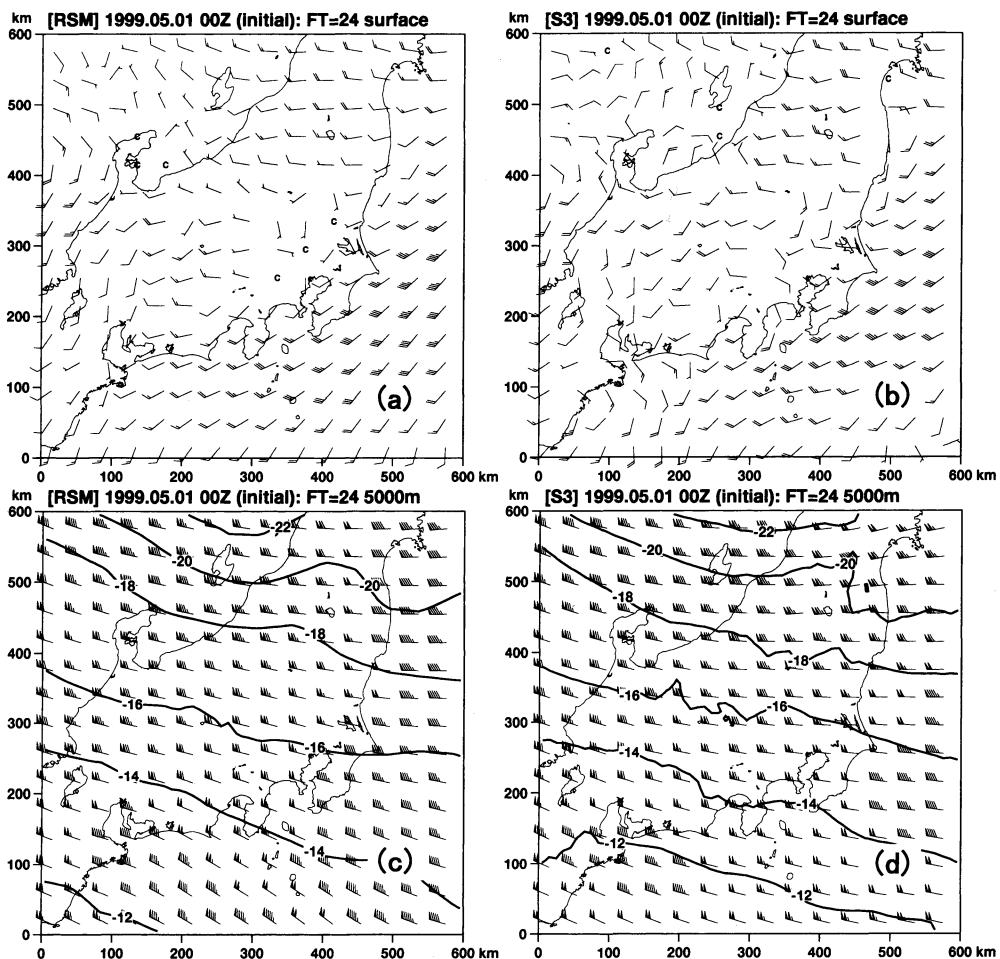
30時間後には台風はすっかり北上してしまい、計算領域ほぼ全域にわたって南西の風が吹いている（第5図e）。降水域は、中部山岳域の西斜面と新潟沿岸に弱く残っているだけである。S3の結果は、風だけでなく降水の分布パターンもRSMの結果とかなり似通っている（第5図f）。なお、どの時刻においても、ネスティング時によく問題となる境界付近の不自然な降水域は

現れていない。

#### 4.3 冬の季節風および移動性高気圧の結果

S3の境界条件を用い、1月8日9時を初期として冬の季節風が吹き出した事例を計算した。第6図は、21時間後の結果をRSMの予報結果と比較したものである。RSMによると、地上付近は計算領域のほぼ全域で北西の季節風が吹いており、日本海沿岸地方には降水がある（第6図a）。降水域は、富士山や伊勢湾の風下の太平洋上にも現れている。S3による風の分布は、風下の北東境界付近でやや強めであるが、RSMの結果とほぼ一致している（第6図b）。一方、降水域は、RSMの結果よりも狭くなっているが、傾向は似ている。

$z^*$ 高度5000 mでの風は、約20~60 m  $\text{s}^{-1}$ の西風と



第7図 第6図と同様。ただし、移動性高気圧の事例に対する計算開始24時間後（5月2日9時）の結果。

なっている（第6図c）。等温線は東西に伸びており、中部山岳域付近を通る等温線の間隔が最も狭い。S3による結果は、風、気温ともに全般にRSMの結果と同様の分布傾向を示している（第6図d）。ただし、流入の北境界からの寒気の南下が大きめである。南下の最も大きい場所（新潟沿岸）が降水域とほぼ一致していることから、前述のように、物理過程のモデル（特に降水や雲の放射過程）の相違によるところが大きいと考えられる。

5月1日9時を初期として、移動性高気圧に覆われた事例を計算した。第7図は、24時間後の結果をRSMの予報結果と比較したものである。RSMによると、房総半島沖の海上で $8\text{ m s}^{-1}$ 前後の風が吹いているが、そのほかは高気圧に覆われ風は弱い（第7図a）。風が弱

いため、S3とRSMの結果は北西や南東境界付近で幾分つながりが悪いように見えるが、全体的な分布傾向はよく似ている（第7図b）。

$z^*$ 高度5000mでの風は、 $20\text{ m s}^{-1}$ 程度の西よりの風である（第7図c）。等温線はこれとほぼ並行している。S3の結果は、風、気温の分布パターンともにRSMの結果とよく一致している（第7図d）。ただし、 $-12^\circ\text{C}$ の等温線は、S3の方がやや北に偏っている。これは、物理過程のモデルの相違よりも、計算領域境界に位置してしまった紀伊半島の山岳が影響しているようである（第1図b参照）。

## 5. 運用上の課題と考察

日本気象協会では、1993年のGPVの公開以来、メソ

スケールモデルによるルーチン計算を行っている。これまで、S3の境界条件が原因と思われる計算不安定が、数えるほどながら生じている。この場合でも、(11)および(12)式において  $\epsilon_2 = 0$  とする、すなわち(10)式を

$$\text{S3'} : \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial (u - u^w)}{\partial t} + c \frac{\partial u}{\partial x} = -\gamma (u - u^w) \\ \frac{\partial (\phi - \phi^w)}{\partial t} + (u + c_*) \frac{\partial \phi}{\partial x} = -\gamma (\phi - \phi^w) \end{array} \right. \begin{array}{l} (\text{直交風速}) \\ (\text{そのほか}) \end{array} \quad (13)$$

に変える, あるいは  $S_2$  の境界条件を用いると計算不安定は起こらない. このことから, 狹域だけに着目し, 常に領域外に向かう符号を持つと仮定した  $c_*$  が不適切な場合もあるようである. だからと言って  $S_2$  を用いると, 境界付近に大きな振動が現れる

振動が発生する境界条件は全く見込みがないのであ  
ろうか。スキームの良否は、通常、真の値（理論値や  
観測値）を再現するかどうかで判断する。そこで、た  
とえ振動が発生する境界条件であっても、狭域モデル  
の結果が広域モデルの結果よりも観測値に近くなれば  
よい、という考え方もある。この考え方方に従えば、  
S2の境界条件でもよい可能性がある。

しかし、観測値の再現には、広域モデルの結果や狭域モデルで使う物理過程のモデルの精度も関連していく。また、振動が発生すれば非現実的な雲や降水が現れる危険性があるので、その振動を減衰させる目的で、本来必要のないフィルターを導入せざるを得なくなるだろう。そこで、この論文での望ましい境界条件の基準は、狭域モデルの物理量の分布パターンが、観測値というより広域モデルのものに近く、不自然な振動が少ないととした。この基準は定性的であることを除いて、過去の境界条件提案論文、例えば Davies(1976)の姿勢と同様である。この基準に従えば、より望ましい境界条件は S3 であると結論される。ただし、S3 のより高い安定性については、今後も検討していく必要がある。

## 6. まとめ

1 方向ネスティング手法に適し、余分な計算領域を必要としない側面境界条件を提案した。直交風速成分に対しては Carpenter (1982), そのほかの予報変数に対しては Klemp and Wilhelmson (1978) の放射境界

条件をもとに、木村（1984）の接続項を付加した境界条件（S3）である。

この境界条件を用いて、気象庁の RSM にメソスケールモデルをネストし、寒冷前線、台風、冬の季節風および移動性高気圧の影響を受けた事例の結果を示した。前線および台風の移動は RSM の結果とほぼ一致し、定常に吹く強い季節風や移動性高気圧下の弱風の場もスムーズにシミュレートされた。また、どの事例においても、境界付近の振動はほとんど見られず、不自然な降水域も現れなかった。

この論文では、予報を目的としてリアルタイムに結果を入手できるRSMを広域モデルに選んだ。S3の境界条件は、境界での波の反射を最小限に抑える放射境界条件を基本とし、これに、広域モデルとの接続項を加えたものである。この接続項は、狭域モデルの場を広域モデルの場に緩やかに漸近させる役目を果たしている。したがって、この境界条件を用いると、広域モデルが狭域モデルと同一、異種を問わず、その結果は狭域モデルにスムーズに引き渡される。このようにS3は、1方向ネスティング手法におけるより望ましい境界条件である。

## 謝 辭

この研究は、著者が日本気象協会在職中に実施したもので、その実施にあたり、気象庁から提供されているGPV および NEAR-GOOS を利用させていただきました。佐々木（叶木）律子さんをはじめとする日本気象協会並びに気象庁の関係各位に厚く御礼申し上げます。また、2人の査読者並びに担当編集委員の各氏からは、内容の充実を図る上で大変有益なご意見をいただきました。ここに深く感謝申し上げます。

### 参 考 文 献

- Carpenter, K. M., 1982 : Note on the paper 'Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models', Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **108**, 717-719.

Chen, C., 1991 : A nested grid, nonhydrostatic, elastic model using a terrain-following coordinate transformation : The radiative-nesting boundary conditions, Mon. Wea. Rev., **119**, 2852-2869.

Davies, H. C., 1976 : A lateral boundary formulation for multi-level prediction models, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **102**, 405-418.

Deardorff, J. W., 1978 : Efficient prediction of ground

- surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, **83** (C4), 1889-1903.
- Duynkerke, P. G., 1991: Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 324-341.
- Katayama, A., 1972: A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere, *Numerical simulation of weather and climate*, Technical report No. 6, University of California, Los Angeles, 77pp.
- Kato, T., 1995: A box-Lagrangian rain-drop scheme, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 241-245.
- 木村富士男, 1984: 局地風モデルを利用した光化学大気汚染の数値シミュレーション, 気象研究所技術報告, **11**, 217-296.
- Kimura, F., 1989: Heat flux on mixtures of different land-use surface: Test of a new parameterization scheme, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 401-409.
- Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- Klemp, J. B. and D. R. Durran, 1983: An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 430-444.
- 近藤純正編, 1994: 水環境の気象学—地表面の水收支・熱収支, 朝倉書店, 348pp.
- 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.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- 松村崇行, 2000: 全球モデル, 平成12年度数値予報研修テキスト「新しい数値解析予報システム」, 気象庁予報部, 17-22.
- Mellor, G. L., 1977: The Gaussian cloud model relations, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 356-358. (Corrigenda, 1977: *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1483-1484.)
- Miller, M. J. and A. J. Thorpe, 1981: Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 615-628.
- 中西幹郎, 1999: 霧の内部構造と予報に関する数値的研究, 学位論文(東京大学大学院理学系研究科), 138pp.
- Nakanishi, M., 2001: Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data, *Bound.-Layer Meteor.*, **99**, 349-378.
- Orlanski, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comput. Phys.*, **21**, 251-269.
- Saito, K., 1994: A numerical study of the local down-slope wind "Yamaji-kaze" in Japan Part 3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 301-329.
- 斎藤和雄, 猪川元興, 1992: 非静水圧ネスティングモデルによる局地風系のシミュレーション, *天気*, **39**, 615-625.
- Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977: Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344-355.
- Stephens, G. L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2123-2132.
- Stephens, G. L., S. Ackerman and E. A. Smith, 1984: A shortwave parameterization revised to improve cloud absorption, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 687-690.

## A Lateral Boundary Condition Suitable for the One-way Nesting Scheme

Mikio NAKANISHI\*

\* *Japan Weather Association. (Current affiliation: Department of Earth and Ocean Sciences, National Defense Academy, Yokosuka 239-8686, Japan)*

(Received 1 November 1999; Accepted 12 November 2001)