## 6.1 はじめに

asuca の特徴の一つである一般座標によって、気象庁 のメソモデルで通常利用しているランベルト正角円錐図 法以外の投影法での計算が可能になると、日本周辺域以 外でのシミュレーションに asuca を利用しやすくなる。 この章では、複数の緯度経度格子を重合格子法によっ て組み合わせた Yin-Yang 格子 (Kageyama and Sato 2004)による全球シミュレーションについて述べる。

次節以降では、第 6.2 節に重合格子を用いた数値シ ミュレーションと外部機関で行われている Yin-Yang 格 子を使った全球モデルの開発について述べる。第 6.3 節 では、asuca と同じ有限体積法を用いた Yin-Yang 格子 を使った 2 次元浅水モデル試験の結果について、先行 研究と比較しながら示す。第 6.4 節では asuca を使用 した Yin-Yang 格子全球モデル asuca-Global の開発状 況について述べる。

# 6.2 重合格子法を用いた数値シミュレーションと Yin-Yang 格子モデル

重合格子法は、向き、間隔、形状などの異なる格子 を重ねて組み合わせることによって、計算範囲毎の解 像度の異なる数値シミュレーションを、計算範囲間の 相互作用を考慮しながら計算したり、単一の計算範囲 で計算し難い複雑な形状の計算範囲のシミュレーショ ンを実行したりする際に用いられる手法で、流体力学 の分野だけでなく、工学的な構造解析などの分野でも 広く用いられている。

簡単な例として、1 次元の浅水モデルによる計算結 果を図 6.2.1 に示す。図 6.2.1 の上図は通常の周期境界 条件の 360 個の格子の中心付近にあるコサインカーブ の形状の孤立波(図 6.2.1 の FT=0)がどのように伝わ るかを Koren (1993)の流束制限関数を使った有限体積 法で計算したものである。図 6.2.1 の下図は、長さ 184 格子のシステム 2 つを、4 + 1/3、及び 3 + 2/3 格子の 長さの重ね合わせを使って組み合わせて、同じ計算を 行った結果である。重ね合わせは、図中の格子番号の 20、及び 200 番の辺りにある。2 つはほぼ同様な結果 を示しており、格子系を組み合わせて使っても、継目 のない格子と同等な計算が行えることを示している。

重合格子法を用いて球体、または球殻の計算を行 う方法として、Yin-Yang 格子が Kageyama and Sato (2004) と Purser (2004) によって別々に開発され、The Workshop on Partial Differential Equations on the Sphere(2004 年 6 月 20~23 日に地球シミュレータセ



図 6.2.1 1次元浅水モデルの計算結果。上の図は 360 個の 格子を周期境界で計算したもの。下図は 184 個の格子の システム 2 つを、重ね合わせ長 4 + 1/3 格子と 3 + 2/3 格子で組み合わせて計算したもの。格子の重なった部分 は図中の格子番号の 20 番辺りと 200 番辺りにある。格 子の間隔 ( $\Delta x$ ) は 100 m、 $\Delta t = 10 \text{ s}$  での Koren (1993) の流束制限関数を使った有限体積法のシミュレーション。 媒体の密度は 1 kg m<sup>-3</sup> で非圧縮を想定。支配方程式は  $\partial h/\partial t = \nabla(uh), \partial(uh)/\partial t = \nabla(u^2h) - gh\partial h/\partial x_o$  ここ で、h は媒体の厚さ [m]、u は水平速度 [m s<sup>-1</sup>]、g は重力 加速度 (9.8 m s<sup>-2</sup>)、t は時間 [s]、x は水平距離 [m]。FT はタイムステップの数。

ンターで開催) において同時に提案された<sup>1</sup>。Purser (2004)の提案したものは球殻の大気をシミュレーショ ンすることを目指す気象予報用途のものであったが、 Kageyama and Sato (2004)の提案したものは 3 次元 的に球体の固体地球の内部の動きをシミュレーション するものであった<sup>2</sup>。

ほぼ同時期に Peng et al. (2006) によって、有限体積 法を用いた Yin-Yang 格子モデルの研究も始められた。 Peng et al. (2006) は、フラックス計算手法に、CIP 法 (Yabe and Aoki 1991) に保存性について工夫を行った CIP-CSLR 法 (Xiao et al. 2002) を使用していた。

図 6.2.2 の上図に Yin-Yang 格子の配置図を示す。図

<sup>\*</sup> 坂本 雅巳

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 厳密には Kageyama and Sato (2004) が2つの緯度経度 座標を組み合わせる提案であったのに対して、Purser (2004) が提案したのは2つのメルカトル図法を組み合わせるもので あり、少し違うものであった。

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Kageyama and Sato (2004) は、合成メッシュを有限差分 法で計算していた。

6.2.2 の中図に示した Yin 格子(通常の緯度経度格子) の南緯 45 度~北緯 45 度、東経 45 度~西経 45 度の範 囲を青色の格子に、図 6.2.2 の下図の Yang 格子の同 じ範囲を赤色の格子に組み合わせたものである。Yang 格子は通常の緯度経度格子を標準子午線・日付変更線 と赤道の交わる点を結ぶ軸のまわりを -90 度回転させ て、この操作によって北極・南極となった点を通る軸 のまわりに 180 度回転させた後の位置を等緯度経度座 標で示すものである。Yin 格子の地球中心からの距離、 緯度、経度をそれぞれ  $r_n$ ,  $\phi_n$ ,  $\lambda_n$ 、Yang 格子のそれら を順に  $r_e$ ,  $\phi_e$ ,  $\lambda_e$  とすると、以下の関係がある。

$$r_e = r_n \tag{6.2.1}$$

$$\cos \phi_e \cos \lambda_e = -\cos \phi_n \cos \lambda_n \qquad (6.2.2)$$
$$\cos \phi_e \sin \lambda_e = \sin \phi_n \qquad (6.2.3)$$

$$\sin \phi_e = \cos \phi_n \sin \lambda_n \tag{6.2.4}$$

(6.2.2) 式、(6.2.3) 式、及び(6.2.4) 式をまとめると、

$$\phi_e = \sin^{-1}(\cos\phi_n \sin\lambda_n) \tag{6.2.5}$$

$$\lambda_e = \sin^{-1}(\sin\phi_n / \cos\phi_e) \tag{6.2.6}$$

$$\phi_n = \sin^{-1}(\cos\phi_e \sin\lambda_e) \tag{6.2.7}$$

$$\lambda_n = \sin^{-1}(\sin\phi_e/\cos\phi_n) \tag{6.2.8}$$

となる。水平方向のベクトルは緯度方向成分を v、それに直交する方向を u として、

$$\begin{pmatrix} v_n \\ u_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin\lambda_e \sin\lambda_n & -\cos\lambda_e / \cos\phi_n \\ \cos\lambda_e / \cos\phi_n & -\sin\lambda_e \sin\lambda_n \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_e \\ u_e \end{pmatrix}$$
(6.2.9)
$$\begin{pmatrix} v_e \\ u_e \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin\lambda_n \sin\lambda_e & -\cos\lambda_n / \cos\phi_e \\ \cos\lambda_n / \cos\phi_e & -\sin\lambda_n \sin\lambda_e \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_n \\ u_n \end{pmatrix}$$
(6.2.10)

の関係がある。従って、スカラー・ベクトルともに Yin 格子の座標から Yang 格子の座標への変換は、Yang 格 子の座標から Yin 格子の座標への変換と同じ形になる。

Yin-Yang 格子の利点としては、以下のようなものが 考えられる。

- 1. 極点がないので、極点の特殊処理が不要である。
- 格子の大きさのばらつきが少なく、最小格子の面積が最大格子の面積の 0.71 倍以上になり、ほぼ均質な扱いができる。格子の縦横比も1:0.71 より大きな差になることはない<sup>3</sup>。
- <sup>3</sup> 両極まで通常の緯度経度格子を用いる場合は、格子の面積



図 6.2.2 上図は緯度経度格子を重合格子法で組み合わせた 場合の Yin-Yang 格子の格子配置。青が Yin 格子、赤が Yang 格子で、緑線が両者の境界になる。2.25 度(約 250 km)の格子間隔で描画している。中図は Yin 格子(通常 の緯度経度格子)、下図は Yang 格子の地形の高度 [m]を 示したもの。図に示した Yin 格子、及び Yang 格子の名 称と定義位置は Baba et al. (2010)による。第 6.3 節の 2 次元浅水モデル試験、及び第 6.4 節の asuca-Global にも この図の定義を用いている。Kageyama and Sato (2004) は標準子午線の両側に東西方向 135 度、赤道から南北方 向 45 度の緯度経度格子を Yin 格子、それを補完するもの を Yang 格子と定義した。全球分の緯度・経度を定義する と、Baba et al. (2010)の定義でも Kageyama and Sato (2004)の定義でも、インド洋と東太平洋に Yang 格子の極 点がある。

- 緯度経度座標で計算を行うため、モデル格子をそのまま出力しても、地理的な位置がわかるので、 モデル格子のモニタ・利用に都合が良い。
- 4. 通常の緯度経度格子を用いる場合に比べて、格子 数が少なく(約75%)、計算量が節約できる。

こうした利点を活かして全球予報に使用する他にも、 1 と 2 の特徴を使って、極周辺を緯度経度座標で領域 を予報する際に Yang 格子を用いることも可能である。 杉村ほか (2006) は、大きさと向きの違う 2 次元の 2 つの格子パネルを、重ね合わせの大きさを変えなが や縦横比は 1: cos φ となり、極付近に縦横比の大きな、面積 の小さい格子ができる。ガウス格子を用いる場合は、極付近 の格子の大きさの問題は幾分緩和されるが、縦横比の不均一 性は緯度経度格子よりも更に拡大する。 ら、有限体積法による正弦波の伝搬の精度比較を行っ た。この研究の中で重ね合わせ全体で相手側のパネル と情報を交換する重合交換法と、各々のパネルの外枠 のみで情報交換を行う境界交換法が比較された。重合 交換法では大きなパターンでの位相ずれの問題が発生 しやすいのに対して、境界交換法では高周波のノイズ が発生しやすい特徴があることが示された。また、有 限体積法で用いるフラックス計算手法などの工夫を行 うことで、境界交換法で発生する高周波ノイズは軽減 できることが確認された。

杉村ほか (2006) の研究成果は、Baba et al. (2010) に 利用されて、3次元の Yin-Yang 格子の大気モデルが作 成された。3次の風上スキーム (Wicker and Skamarock 2002) によってフラックスの計算を行う Arakawa C グ リッド (Arakawa and Lamb 1977) を使用したもので、 時間積分に4次のルンゲクッタ法を使用している。鉛 直方向には z\* 系の Lorenz グリッドを使用している点 は、asuca に似ている。Yin-Yang 格子は境界交換法を 用いて構成し、高周波ノイズを軽減するために Shapiro (1971)のフィルターを使用した。Baba et al. (2010) は 重ね合わせの長さをかえて、山岳重力波の伝わり方の 試験 (Qian et al. 1998) を行い、重ね合わせ長が Yin-Yang 境界での山岳波の伝わり方に影響を与えること を示している。また、Yin-Yang 境界のある北緯 45 度 周辺を伝わる擾乱の時間発展などを予報する Held and Suarez (1994) の実験を行い、良好な予報が行えること を示している。

Qaddouri and Lee (2011) は、カナダ気象センター (the Canadian Meteorological Center: CMC) で現業 数値予報モデルとして、Yin-Yang 格子を使用した全球 非静力学モデルを開発している。このモデルは、Qaddouri (2011) による研究成果に基づいて開発されてきた ものであり、これまでの CMC の全球環境マルチスケー ル現業モデル (Global Environmental Multiscale operational model: GEM) と同様に鉛直座標に Charney-Phillips グリッド (Girard et al. 2013) を使った有限差 分法によるものである。時間積分にインプリシット法を 使用しているが、Yin-Yang 格子に合わせたソルバーを 使用することで、通常の緯度経度格子で計算する場合 に比べて、精度を保ちつつ実行時間が短縮できること が、Zerroukat and Allen (2012) によって確認されてい る。また、予報モデル全体としても、これまでのモデル とほぼ同等な予報スコアが達成されていることと、ス ケーラビリティ<sup>4</sup> が改善することが Qaddouri and Lee (2011)によって示されている。

## 6.3 2次元モデル試験

本節では、Yin-Yang 格子を使った球面上の流体計算 の精度を確認するために、Williamson et al. (1992) が 提案した2つのテストケースについて2次元モデル試 験を行った結果を報告する。本節に示す結果は、asuca と同じ Koren (1993) によるフラックス計算法と3 段階 ルンゲクッタ法 (Wicker and Skamarock 2002) を使っ た有限体積法を用いているが、一般座標と矩形格子の 近似を用いる代わりに、球殻を分割した格子を使った計 算を行っている。以下に先行研究 (Tomita et al. 2001; Peng et al. 2006; Baba et al. 2010) と比較しながら結 果を示す。

## 6.3.1 定常地衡流試験

Williamson et al. (1992) は、2 次元浅水モデルの計 算安定性と計算精度を試すために、テストケース2と して、定常地衡流の予報誤差を比較する試験を提案し ている。下の(6.3.1) 式から(6.3.3) 式を満たす2次元流 は地衡流のバランスによって維持される定常流となる。

$$h = h_0 - (a\Omega u_0 + u_0^2/2) \times (-\cos\lambda\cos\phi\sin\alpha + \sin\phi\cos\alpha)^2/g$$

$$(6.3.1)$$

$$u = u_0(\cos\phi\sin\alpha + \sin\phi\cos\lambda\sin\alpha) \qquad (6.3.2)$$

 $v = -u_0 \sin \lambda \sin \alpha \tag{6.3.3}$ 

ここで、 $\phi$ は緯度、 $\lambda$ は経度で、hは流体の厚さ [m] である。uは $\lambda$ 方向の、vは $\phi$ 方向の速度 [m s<sup>-1</sup>] で ある。また、 $\alpha$ は流体の軌道傾斜角<sup>5</sup> である。 $u_0$ は12 日間で赤道上を一周する速度(約 40 m s<sup>-1</sup>) である。 aは固体地球の半径(6.37122 × 10<sup>6</sup> m)、 $\Omega$ は地球の自 転速度(7.292 × 10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>)、gは重力加速度(9.80616 m s<sup>-2</sup>) で、 $gh_0 = 2.94 \times 10^4$  m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup> となるように $h_0$ を与えて、厚み hが 0 にならないようにしてある。本 項に示す試験は、定常流をどの程度維持できるかを確 認するものであるので、初期値が解析解に一致する。

Williamson et al. (1992) は以下の3種類のノルムを 定義して、客観的な比較を推奨している。いずれのノ ルムも値が0に近いほど精度が高いことを示す。

$$l_1 = \frac{\int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} |h - h_T| \cos \phi \, d\phi \, d\lambda}{\int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} h_T \cos \phi \, d\phi \, d\lambda}$$
(6.3.4)

$$l_2 = \frac{\{\int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} (h - h_T)^2 \cos\phi \, d\phi \, d\lambda\}^{\frac{1}{2}}}{\{\int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} h_T^2 \cos\phi \, d\phi \, d\lambda\}^{\frac{1}{2}}} \quad (6.3.5)$$

$$l_{\infty} = \frac{\max_{all\lambda,\phi} |h - h_T|}{\max_{all\lambda,\phi} |h_T|}$$
(6.3.6)

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Qaddouri and Lee (2011) は、利用する計算資源の増加に 伴って、従来の GEM よりも Yin-Yang 格子を用いるものの 方が計算時間が短縮できるようになることを示している。

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Williamson et al. (1992) では、 $\alpha = 0.0, 0.05, \pi/2 - 0.05, \pi/2$ [rad] の4つについて試験を行うことを薦めている。

 $h_T$  は h の解析解であり、 $l_1$  は誤差の大きさの平均、  $l_2$  は平方根平均二乗誤差、 $l_\infty$  は誤差の最大値を測定す るノルムである。以下に示す結果は格子サイズ 1.125 度、 $\Delta t = 162$  s で計算したものである。

 $\alpha$ を変えて5日予報を行った場合の結果を図 6.3.1 から図 6.3.3 に示す。それぞれh(図 6.3.1)、u(図 6.3.2)、 及びv(図 6.3.3)の予報結果と誤差が示してある。いずれの $\alpha$ についても、5日予報の誤差は大きくない。

海洋研究開発機構や東京大学などが作成した準一様 格子モデル NICAM(Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model)の基になった浅水モデルの試験の l<sub>2</sub> と $l_{\infty}$ のノルムがTomita et al. (2001)に示されている。 筆者による Yin-Yang 格子による実験結果を図 6.3.4 に 示す。図 6.3.4 に示した結果は Tomita et al. (2001)の glevel 6 くらいに相当する格子サイズでの計算である。  $l_2, l_\infty$  ともに誤差の絶対値は Tomita et al. (2001) と 同程度である。誤差の時間経過に両者の特徴があり、 Yin-Yang 格子を用いて筆者の行った実験では予報初期 に誤差の成長が大きく、時間経過とともに成長は緩や かになる。予報初期には α に依存しない周期を持った 振動も確認できる。Tomita et al. (2001) による結果は、  $\alpha = 0$ の結果しか示されていないが、0.7日程度の明瞭 な誤差の振動があり、グラフは10を底数とするログ スケールで描かれているので、誤差の絶対値に対して かなり大きな振動であることが分かる。Tomita et al. (2001)の誤差の振動は準一様格子に 20 個ある特異点 間の距離と流速に関係しているものと考えられる。

Williamson et al. (1992) は、定常流維持の試験を5 日間行うことを提案しているが、Peng et al. (2006) は  $\alpha = 0 \text{ on } 12 \text{ 目積分の結果を、Tomita et al. (2001) は}$ 90 目積分の結果を示している。図 6.3.5 に筆者による Yin-Yang 格子を使った 90 日積分のノルムの時系列を 示す。筆者による実験の  $l_2$ ,  $l_\infty$  は Peng et al. (2006) のものよりも誤差が小さく、積分時間をのばしても誤 差の増加は少ない。Tomita et al. (2001) の  $l_\infty$  の誤差 は大きな振動があるものの、増加していく傾向はない。 筆者の試験結果の  $l_\infty$  は、5 日以降もゆっくり増加して いる。

## 6.3.2 山の上を流れる地衡流の試験

前項の試験の設定を $\alpha = 0$ [rad],  $h_0 = 5960$ [m],  $u_0 = 20$ [m s<sup>-1</sup>] に変更して、 $\lambda = 3\pi/2$ [rad] (西経 90 度)、  $\phi = \pi/6$ [rad] (北緯 30 度) に、下の式で決まる高さ $h_s$ の山を流体の底に置いて 15 日積分の結果を比較する。

$$h_s = h_{s0}(1 - r/R) \tag{6.3.7}$$

$$r = \{\min[R^2, (\lambda - 3\pi/2)^2 + (\phi - \pi/6)^2]\}^{\frac{1}{2}}$$
(6.3.8)

式からわかるように、地球の緯度・経度を参照する と、この山は米国南東部を中心とした偏楕円型の形状 であり、Yin 格子と Yang 格子の境界の近くにピーク



1600 1800 2000 2200 2400 2600 2800 3000 図 6.3.1 Williamson et al. (1992) のテストケース 2:定常地 衡流試験の 5 日予報の h の値 (色彩、単位は m) とその 予報誤差 (緑のコンター、単位は m)。紫線は Yin-Yang 境界の位置。最も上の図は  $\alpha = 0$ [rad]、上から 2 番目の図 は  $\alpha = 0.05$ [rad]、3 番目の図は  $\alpha = \pi/2 - 0.05$ [rad]、最 も下の図は  $\alpha = \pi/2$ [rad] の結果。

を持っている。 $h_{s0}$  は 2000 m を設定する。この試験 には定常解が無いので、Tomita et al. (2001)、Baba et al. (2010) にほぼ同じ解像度 (何れも 1.125 度程度の 格子)の試験結果が示されているので、比較いただき たい。図 6.3.6 に筆者の行った 15 日積分後の流体の厚 さ h を示す。3 つの結果は概ねよく似ている。図 6.3.6



-40 -30 -20 -10 10 20 30 40 図 6.3.2 Williamson et al. (1992) のテストケース 2:定常地 衡流試験の 5 日予報の u の値 (色彩、単位は m s<sup>-1</sup>) とそ の予報誤差 (緑のコンター、単位は m s<sup>-1</sup>)。紫線は Yin-Yang 境界の位置。最も上の図は  $\alpha = 0$ [rad]、上から 2 番目 の図は  $\alpha = 0.05$ [rad]、3 番目の図は  $\alpha = \pi/2 - 0.05$ [rad]、 最も下の図は  $\alpha = \pi/2$ [rad] の結果。



-40 -30 -20 -10 10 20 30 40 図 6.3.3 Williamson et al. (1992) のテストケース 2:定常地 衡流試験の 5 日予報の v の値(色彩、単位は m s<sup>-1</sup>) とそ の予報誤差(緑のコンター、単位は m s<sup>-1</sup>)。紫線は Yin-Yang 境界の位置。最も上の図は  $\alpha = 0$ [rad]、上から 2 番目 の図は  $\alpha = 0.05$ [rad]、3 番目の図は  $\alpha = \pi/2 - 0.05$ [rad]、 最も下の図は  $\alpha = \pi/2$ [rad] の結果。



図 6.3.4 Williamson et al. (1992) のテストケース 2:定常地 衡流試験の  $l_2$  ノルム (上図)、及び  $l_{\infty}$  ノルム (下図)。何 れの図でも、黒線は  $\alpha = 0$ [rad]、緑線  $\alpha = 0.05$ [rad]、青 線  $\alpha = \pi/2 - 0.05$ [rad]、赤線  $\alpha = \pi/2$ [rad] の結果。

でも、15日積分後の状態に Yin-Yang 境界の影響から 生じたと思われるような不連続は存在しないことが確 認できる。

#### 6.3.3 2次元流の試験のまとめ

この節では、Tomita et al. (2001)、Peng et al. (2006)、及び Baba et al. (2010)の先行研究の結果と 比較しながら、筆者の行った試験結果を示した。ここ に示した結果は、Peng et al. (2006)の結果よりは精度 が良かった。Baba et al. (2010) に示された結果は、筆 者の行った実験とほぼ同等な結果となっている。準一 様格子を用いた Tomita et al. (2001) と比較した場合 も、定常地衡流試験の5日積分の誤差の絶対値は同程 度であった。しかし、筆者の行った実験結果は予報初期 に誤差が大きくなり、その後次第に誤差の伸びが減っ ていく傾向であるのに対して、Tomita et al. (2001)の 示した結果は予報対象期間の長さによらず、特異点間 の距離と流速によって決まる大きな振動を示すもので あった。大きな誤差が発生した後に復元する仕組みに は、Tomita et al. (2001) が用いている超粘性(4次の 数値拡散)が関係している可能性がある。

Yin-Yang 格子を使った試験結果に見られる予報時間 とともに徐々に誤差が増えていく傾向は、90 日よりも 長い期間を積分する際に問題となる可能性がある。そ の一方で、準一様格子の示す誤差の大きな振動は、同 じ周期が卓越する現象を予報する際には少なからぬ影 響を与える可能性がある。



図 6.3.5 Williamson et al. (1992) のテストケース 2:定常地 衡流試験の 90 日積分の  $l_1$  (上図)、 $l_2$  (中図)、及び  $l_{\infty}$ ノルム (下図)の時系列。黒線は  $\alpha = 0$ [rad]、緑線  $\alpha =$ 0.05[rad]、青線  $\alpha = \pi/2 - 0.05$ [rad]、赤線  $\alpha = \pi/2$ [rad] の結果。



図 6.3.6 Williamson et al. (1992) のテストケース 5:山の上 を流れる地衡流の試験の 15 日積分の流体の厚み h[m] の分 布。黒線は Yin-Yang 境界の位置。1.125 度の格子を使用 して、Δ t =81s で計算を行った。標準子午線を中央にした 描画にしているのは、Tomita et al. (2001)、Baba et al. (2010) との比較のため。

## 6.4 3次元モデル asuca-Global

本節では、Yin 格子と Yang 格子の計算に asuca を 使って、全球予報を行うためのシステム asuca-Global について述べる。第 6.4.1 項で asuca-Global の開発の ねらいを、第 6.4.2 項でそれを達成するためのアプリ ケーションの構成について述べ、第 6.4.3 項に実行例を 示す。第 6.4.4 項でスケーラビリティについて述べた後 に、第 6.4.5 項に今後開発を進めるべき事項について 記述する。

#### 6.4.1 asuca-Global 開発のねらい

前節までに述べたように、Yin-Yang 格子は2つの 緯度経度格子でのシミュレーションを組み合わせて、 球体もしくは球殻状の領域のシミュレーションを行う 手法であり、asuca-Global は、一般座標によって緯度 経度格子での計算を行えるように設定した asuca を使 用して、全球大気予報を実現するためのパッケージを asuca 自体に付加したものである。第 6.2 節にあげた Yin-Yang 格子自体が持っている利点に加えて、メソ モデルとして現業的な利用が予定されている asuca を Yin-Yang 格子で全球モデルに拡張することによって、 以下のような利点が期待される。

- asuca のために開発された力学コア、物理過程な どをそのまま用いるので、全球非静力学モデル全 体を新規に開発する場合に比べて開発コストが圧 倒的に小さい。
- 利用する解像度にも依存するが、asucaと共通の力 学コア、物理過程などをそのまま用いるので、領 域版の asuca と併用する場合には、領域版に整合 する外部境界値を供給できる。
- 3. asuca とプログラムの大半が共通なので、維持コ ストが小さい。

こうした全球モデルとメソモデルの共用化について は、英国気象局の Unified Model が知られているが、 ドイツ気象局 (Deutsher Wetterdienst: DWD) でも準 一様格子非静力学全球モデル ICON(the Icosahedral Nonhydrostatic model; Majewski et al. 2002) の領域 版 (Zängl 2012) の開発が進んでおり、今後は全球・メ ソモデルの共用化が進められるようである。水平方向 にイクスプリシット法を用いる有限体積法の格子モデ ルでは隣接計算領域 (Yin-Yang 格子間の通信は重なり のある計算領域) とのみ通信を行えば良いため、大規 模並列計算機に向いており、ICON のように有限体積 法格子モデル<sup>6</sup> で大規模並列計算機の環境での全球モ デルの高解像度化を目指すことも、asuca-Globalの利 点の一つと考えられる。

緯度経度格子で asuca を利用できることと、Yang 格 子を用いれば高緯度のシミュレーションを行う場合に 特殊処理が不要であること<sup>7</sup>も、asucaの利用可能性を 広げるために重要な利点である。メソデータ同化に使 用するための十分な観測データが入手できない日本周 辺域以外の領域で、ネスティングを使用したメソモデ ル予報値の作成が可能になる。熱帯や高緯度、日本周 辺以外の中緯度域での力学過程の計算安定性の試験や、 物理過程の有効性の試験を行うことが可能になる。こ うした利点も、副次的なものではあるが、asuca-Global の開発の途上で得られたものである。

## 6.4.2 アプリケーション構成

前項に述べた開発のねらいに沿って、前節までに述 べた Yin-Yang 格子の特性と asuca の特徴を利用した ものとするために、asuca-Global は以下の特徴をもっ ている。

- モデル本体部分は可能な限り asuca と同じものを 使用して、プログラムの共用化を図る。
- 有限体積法での利用実績のある境界交換法を用いた Yin-Yang 格子を使用する。これは MPI 通信のデータ量を減らすためにも有利である。
- Yin 格子と Yang 格子を同じ形で2次元領域分割 する構成でMPIプロセスを割り振り、第6.2節に 述べた Yin 格子と Yang 格子の対称性を利用して MPI通信を行う相手を効率的に特定し、Yin-Yang 境界での通信回数を抑える。

図 6.4.1 に、asuca-Global のプログラム概念図を示 す。Yin 格子と Yang 格子を構成する緯度経度座標の asuca に対して、各々の側面の情報を交換する相手を事 前に決めておき、MPI 通信が必要なときは直接相手方 のプロセスと通信を行う。出力は Yin, Yang 双方に複数 ある出力用 IO プロセスから行う。また、実際に asuca と asuca-Global のプログラムの共有率は高く、asuca-Global の約 36,000 行あるプログラムの内、33,000 行 以上は asuca のものをそのまま使用している。

## 6.4.3 実行例

この項では、asuca-Global を試験的に実行した結果 を示す。asuca-Global はまだ開発途上で、実用的な予 報が行える段階に達していない。積雲対流を扱う物理 過程がないことに加えて、その他の物理過程も日本周 辺域でのみ利用されてきたものであり、解像度の変更 に伴う修正も行っていない。従って、ここで示す 0.25 度(約 28 km)の格子を使った結果は大まかな振る舞 いだけを確認するものである。asuca-Global の初期値

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> 英国気象局の Unified Model は、現在有限差分法とインプ リシット時間積分法を使ったものであり、イクスプリシット 法を用いる有限体積法のモデルとは性質が異なる。

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>極付近の計算に使用できそうなポーラーステレオなどの設定は asuca に現在実装されていない。現在使えるのは、ランベルト正角円錐図法と、Yin-Yang 格子での計算のために追加した緯度経度図法のみである。



図 6.4.1 asuca-Global のプログラム概念図。

は、GSM の初期値を内挿して作成している。また、雲 物理過程は asuca で使用している物理過程ライブラリ に導入されたものを利用している。

図 6.4.2 に 2014 年 1 月 1 日 12UTC を初期値とする asuca-Global の 264 時間予報の結果を、図 6.4.3 に同 じ時刻を初期値とする GSM の 264 時間予報の結果を 示す。asuca-Global で 264 時間予報を行っても、計算 上の障害は発生しない。しかし、両極で 500hPa の高 度が高すぎる点や、高緯度の海面更正気圧が高く、熱 帯で低い部分が広いなど、GSM の予報とはかなり違い がある。しかし、Yin 格子と Yang 格子の境界(紫線) の辺りに不連続ができていないことがわかる。

図 6.4.4 に 2012 年 10 月 26 日 00UTC を初期値と する 24 時間予報の雲量の分布を示す。ここに示して いる asuca-Global の結果は、初期状態で雲のない状 態から予報を行っているが、赤道付近には熱帯収束帯 (Intertropical Convergence Zone: ITCZ) に、中緯度に は総観規模擾乱に対応するまとまった雲域があり、中 低緯度の陸上で雲が少なく、海洋上には雲が散在して いるなどの非常に大まかな特徴は asuca-Global でも再 現している。また、上図の asuca-Global の予報結果に は Yin 格子と Yang 格子の境界付近で雲が不連続に増 減している所はない。しかし、極付近や海洋上の雲が 多すぎる点など、GSM の雲の分布とはかなり異なる。

図 6.4.5 に 2012 年 10 月 26 日 00UTC を初期値とす る 72 時間予報の前 72 時間降水量の分布を示す。ここ に示した asuca-Global の計算では積雲対流過程を使用 していないために、熱帯の降水の表現が GSM の予想 とは大きく異なる。asuca-Global の予想は全体的に降 水域が狭く、GSM が帯状の降水を表現している ITCZ 付近でも、降水量の多い箇所が散在するような予想で、 無降水のところが広い。ただし、Yin-Yang 格子の境界 に不連続な降水は存在しない。

図 6.4.6 に 2012 年 10 月 26 日 00UTC 初期値の 72 時間予報の海面更正気圧、地上風速、及び全雲量の分 布を示す。図中の発達した低気圧は、2012 年に米国東 部に被害を与えたハリケーン・サンディに対応するも のである。図 6.2.2 に示したように、この辺りには Yin 格子と Yang 格子の境界がある。強い風が Yang 格子 から、Yin 格子に吹き込む状況であるが、予報に特段 の支障はなく、境界付近での不連続も確認できない。



図 6.4.2 図中の陰影は、2014 年 1 月 1 日 12UTC を初期値 とする asuca-Global による 264 時間予報の 500hPa の高 度(上図、単位は m)、850hPa の気温(中図、単位は K)、 海面更正気圧(下図、単位は hPa)。緑のコンターは GSM の 2014 年 1 月 12 日 12UTC の初期値の各要素。紫の線 は Yin 格子と Yang 格子の境界。左が北半球、右が南半球 の図である。850hPa の気温については、地表面の気圧が 850hPa 以下となる部分を白抜きにしてある。



図 6.4.4 2012 年 10 月 26 日 00UTC を初期値とする 24 時 間予報の全雲量分布。上図は asuca-Global によるもの。下 図は GSM の予報 (ルーチン)。1 が雲の占有率 100%に対 応する。



図 6.4.3 図中の陰影は、2014 年 1 月 1 日 12UTC を初期値 とする GSM による 264 時間予報の 500hPa の高度(上図、 単位は m)、850hPa の気温(中図、単位は K)、海面更正 気圧(下図、単位は hPa)。緑のコンターは GSM の 2014 年 1 月 12 日 12UTC の初期値の各要素。左が北半球、右 が南半球の図である。850hPa の気温については、地表面 の気圧が 850hPa 以下となる部分を白抜きにしてある。



図 6.4.5 2012 年 10 月 26 日 00UTC を初期値とする 72 時間 予報の前 72 時間降水量 [mm] の分布。上図は asuca-Global によるもの。下図は GSM の予報 (ルーチン)。



図 6.4.6 2012 年 10 月 26 日 00UTC を初期値とする asuca-Global による 72 時間予報の海面更正気圧(コンター、単 位は hPa)、地上風向・風速(矢羽、長い矢羽が 10kt、短い ものは 5kt)、及び全雲量。雲量は 1 が雲の占有率 100%に 対応する。

## 6.4.4 実行性能(実行時間について)

第6.4.1 項に述べたように、イクスプリシット法を用 いた有限体積法の格子モデルを用いる利点の一つは大 規模並列環境で多くの計算資源を有効に利用して高速 に計算が行えることである。asuca-Global のスケーラ ビリティを確認するために、気象庁スーパーコンピュー タシステム (HITACHI SR16000M1) で、0.25 度の格子 (格子数は 1080×360×2=777600 個) を $\Delta t$  =60sec で、 使用ノード数を変えながら 72 時間予報を行った際の実 行時間を表 6.4.1 に示す。ノード数の増加によって、実 行時間が短縮されていく様子が確認できる。

図 6.4.7 に、使用するノード数を変えて、asuca-Globalの72時間予報を実行した場合の計算時間を、出 力処理 (output)、物理過程 (physics)、力学 (dynamics) に分けて示す。入力は、力学の一部に含めている。 また、asuca は非同期通信を用いることで、通信を行っ ていない計算プロセスを待たせずに計算を続けさせる 工夫が施されているので、通信の実行時間を分離して いない。通信、及びその待ち時間は、主に力学に含ま れている。出力、物理過程、力学のいずれもノードの 数にほぼ反比例して、実行時間が減少している。力学 については、出力、物理過程に比べるとノード数を増 やした場合の実行時間の減り方がやや鈍い。また、全 体の計算時間の大半は力学が占めている。力学の中に は、全球計算を行うための計算と通信が少なからず含 まれており、この部分の高速化の工夫が更にスケーラ ビリティを改善するために必要であると考えられる。 今後も実行性能の確認を行いながら、実行時間を短縮 することを心掛けて開発を続けていく必要がある。

表 6.4.1 使用するノード数と実行時間
-----------------------

ノード数	15	20	30	45	60
MPI					
プロセス数	120	160	240	360	480
実行時間 [s]	8059	6337	4414	3237	2415
実行時間比	1	0.79	0.55	0.40	0.30



図 6.4.7 asuca-Global による 72 時間予報を利用するノー ド数を変えて、実行した場合の出力 (output)、物理過程 (physics)、及び力学 (dynamics) の計算時間。縦軸は使用 した MPI プロセスの数とノードの数を、横軸は計算時間 [s] を示す。

#### 6.4.5 今後に向けて

3次元モデル asuca-Global の開発は、気象庁スーパー コンピュータシステムが更新された 2012 年から始めた ばかりである。格子系の境界で保存性の向上や、格子 系の間の通信の高速化などのために今後も努力を続け ていく必要がある。現在、第7.2 節に記した「京」コ ンピュータの上でのモデル比較に参加しており、その 活動を通して asuca-Global の力学過程の完成度を更に 高めたいと考えている。

asuca で利用している物理過程は、日本付近におけ る高解像度予報のために準備されたものである。他の 地域や解像度での十分な試験は行われておらず、この 節で取り上げた 0.25 度の格子で行った予報で現実の気 象・気候の表現について議論することはできない。他 の全球モデルと比較を行いながら開発を進めていくた めにも、低解像度で利用できる物理過程や、高解像度 で日本周辺以外でも十分な精度で予報ができる物理過 程の開発が望まれる。また、全球の高解像度の実験に は大きな計算資源が必要であるので、高解像度の日本 周辺以外での物理過程の開発には、緯度経度版の asuca が役立つ場合もあるだろう。

本章に示した計算には、図 6.2.2 の格子系の配置を用 いている。我が国のように国土の大部分が北緯 45 度以 南にある<sup>8</sup>国においては、この配置でも十分なメリッ トはある。しかし、低緯度帯をわざわざ Yang 格子で

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> 北海道の一部が北緯 45 度以北にあるが、Yin 格子は北緯 45 度より高緯度側に Yang 格子に重なる部分をもっている ので、特に高解像度で予報を行う場合でなければ、Yin 格子 からの出力だけで国内の予報を作成できる。



図 6.4.8 中低緯度帯を Yin 格子のみで計算する場合の Yin-Yang 格子の配置。

計算する意味はない<sup>9</sup>ので、将来的に実用化する際は、 図 6.4.8 に示すような格子配列を用いた方が良いであ ろう。図 6.4.8 の配置でも Yin 格子と Yang 格子の間 の通信量は同じである。出力後に座標変換を行わずに 中・低緯度を高解像度で容量の少ないファイルで利用 できる方が、プロダクト作成・利用上のメリットは大 きいと考えられる。

### 6.5 まとめ

Yin-Yang 格子を用いて、緯度経度座標のモデルを組 み合わせて全球を計算する研究・開発を行っている。2 次元モデル試験では、外部研究機関が行った先行研究 と比較しながら調査を行い、同程度の結果が得られる ことを示した。また、asuca を緯度経度座標で用いて、 Yin-Yang 格子で組み合わせることによって、全球を計 算する試みを 2012 年のスーパーコンピュータシステム の更新後に始めた。現在はひととおりの計算が行える 仕組みを開発中である。

asucaと共通の力学・物理過程を使用した全球非静力学モデルとして、また、今後の全球モデルの更なる 高解像度化に向けての物理過程の試験環境としても、 asuca-Globalの開発は、今後の数値予報の発展に寄与 するであろう。

## 参考文献

- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, Academic Press, Vol. 17, 173– 265.
- Baba, Y., K. Takahashi, and T. Sugimura, 2010: Dynamical Core of an Atmospheric General Circula-

tion Model on a Yin-Yang Grid. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3988–4005.

- Girard, C., A. Plante, M. Desgagné, R. McTaggart-Cowan, J. Côté, M. Charron, S. Gravel, V. Lee, A. Patoine, A. Qaddouri, M. Roch, L. Spacek, M. Tanguay, P. A. Vaillancourt, and A. Zadra, 2013: Staggered Vertical Discretization of the Canadian Environmental Multiscale (GEM) model using a coordinate of log-hydrostatic-pressure type. Mon. Wea. Rev., doi:10.1175/MWR-D-13-00255.1.
- Held, I. M. and M. J. Suarez, 1994: A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 1825–1830.
- Kageyama, A. and T. Sato, 2004: "Yin-Yang Grid": An Overset Grid in Spherical Geometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q09005, doi:10.1029/2004GC00734.
- Koren, B., 1993: A Robust Upwind Discretization Method For Advection, Diffusion And Source Terms. CWI Technical Report NM-R 9308, 1 – 22, URL http://oai.cwi.nl/oai/asset/5293/ 05293D.pdf.
- Majewski, D., D. Liermann, P. Prohl, B. Ritter, M. Buchhold, T. Hanisch, G. Paul, W. Wergen, and J. Baumgardner, 2002: The Operational Global Icosahedral-Hexagonal Gridpoint Model GME: Description and High-Resolution Tests. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 319–338.
- Peng, X., F. Xiao, and K. Takahashi, 2006: Conservative Constraint for a quasi-uniform overset grid on the sphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 979–996.
- Purser, R. J., 2004: The bi-Mercator Grid as a Global Framework for Numerical Weather Prediction. Presentation at the workshop on the solution of partial differential equations on the sphere, 20–23, June, 2004 at the Earth Simulator Center.
- Qaddouri, A., 2011: Nonlinear shallow-water equations on the Yin-Yang grid. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 810–818, doi:10.1002/qj.792.
- Qaddouri, A. and V. Lee, 2011: The Canadian Global Environmental Multiscale model on the Yin-Yang grid system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 1913–1926.
- Qian, J.-H., F. H. Semazzi, and J. S. Scroggs, 1998: A global nonhydrostatic semi-Lagrangian atmospheric model with orography. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 747–771.

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Qaddouri and Lee (2011)のように、高緯度にあるカナダ での利用を考える場合などは通常の Yin-Yang 格子を選ぶ十 分な理由がある。CMC の Yin-Yang 格子モデルでは、カナ ダ全域が Yang 格子に収まるような領域を設定して運用され る予定である。

- Shapiro, R., 1971: The use of linear filtering as a parameterization of atmospheric diffusion. J. Atmos. Sci., 28, 523–531.
- 杉村剛, 高橋桂子, 坂上仁志, 2006: 重合格子法における 数値誤差の発生とその解消法. ながれ, 25, 247-256.
- Tomita, H., M. Tsugawa, M. Satoh, and K. Goto, 2001: Shallow Water Model on a Modified Icosahedral Geodesic Grid by Using Spring Dynamics. J. Comput. Phys., 174, 579–613.
- Wicker, L. J. and W. C. Skamarock, 2002: Timesplitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2088–2097.
- Williamson, D. L., J. B. Drake, J. J. Hack, R. Jakob, and P. N. Swarztrauber, 1992: A Standard Test Set for Numerical Approximations to the Shallow Water Equations in Spherical Geometry. J. Comput. Phys., 102, 211–224.
- Xiao, F., T. Yabe, X. Peng, and H. Kobayashi, 2002: Conservative and oscillation-less atmospheric transport schemes based on rational functions. J. Geophys. Res., 107, (D22), 4609, doi: 10.1029/2001JD001532.
- Yabe, T. and T. Aoki, 1991: A universal solver for hyperbolic equation by cubic-polynomial interpolation. I: One-dimensional solver. *Comput. Phys. Commun.*, 66, 219–232.
- Zängl, G., 2012: Extending the Numerical Stability Limit of Terrain-Following Coordinate Models over Steep Slopes. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 3722–3733.
- Zerroukat, M. and T. Allen, 2012: On the Solution of Elliptic Problems on Overset/Yin-Yang Grids. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 2756–2767.