気象・気候変動予測シームレスシミュレーション

高橋桂子

(独)海洋研究開発機構地球シミュレータセンター

１．はじめに

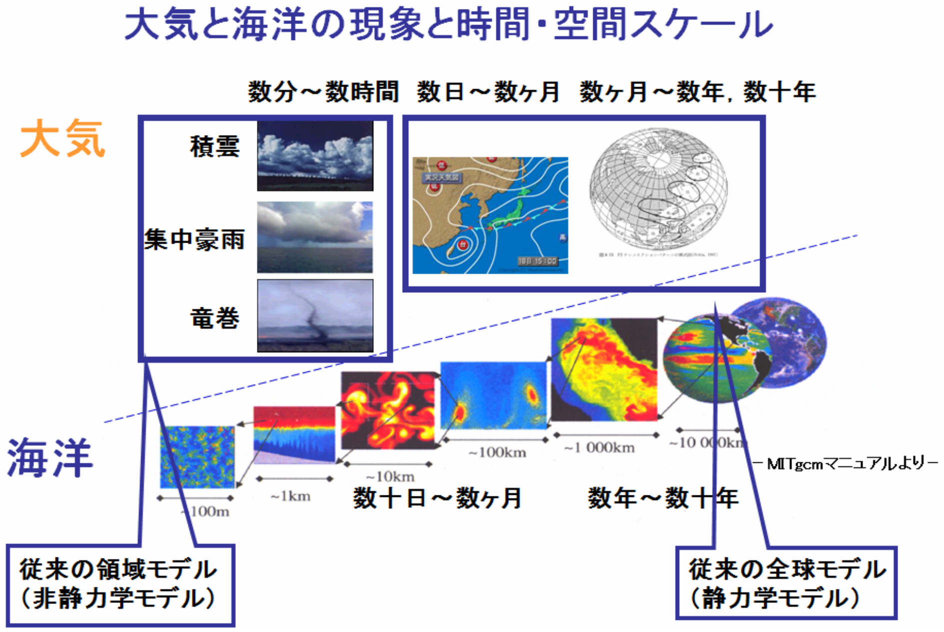
私たちになじみの深いお天気は，さまざまな時間，空間スケールの現象が複雑に影響し合って形成されている。通常，3 日から 5 日程度の時間の長さが中心となる天気の予測は，数時間の数 10ｋｍ程度の狭い範囲での降雨や, それより狭い範囲で急激な現象の変化を伴う数時間単位の集中降雨などの異なるスケール現象をも予測の対象となり，予測に必要な気象モデルは，これらのそれぞれのスケールの現象を再現，予測可能であるとともに，より広い範囲で，より長い時間にわたる現象をも，その相互影響を考慮できるモデルである必要がある。

一方，温暖化現象に代表される気候変化は，さまざまな分野において今後も多くの関心とその対処法が考えられる課題であるが，温暖化の条件下での気象予測，またより長い時間の予測である季節の変動予測や，さらにはエルニーニョやインド洋ダイポール現象などの変動がどのように気象へ影響を与えるかについては，未解決の課題が多い。第 4 次 IPCC レポート（気候変動に関する政府間パネル (Intergovernmental Panel on Climate Change：IPCC)レポート）の報告以降, 気象現象予測と気候変動予測との現象の“連続性”あるいは“階層性”を考える必要があるのではないか，という関心が高まっている[1]。この課題への回答は，温暖化が進んだ状況下で，私たちの生活に直接関係がある気象現象においてどのような影響がおよぼされるのかについての具体的な回答を与えることに繋がる。本来，これらの課題への解答や情報が必要であることは，多くの人々が認めるところである。

これまでの気象予測に用いられてきた予測モデルと，全球を対象とするような長い時間，および大きな空間を対象とする気候変動予測モデルは，対象とするスケールが異なることから，もともと用いている予測モデルが異なる。特に，気象を扱う際には，空間の水平スケールと鉛直スケールの差がないために，大気の対流を直接扱うことが求められるが，気候変動を扱うモデルは，鉛直方向の運動方程式で，重力と気圧傾度力がつり合っていると近似した静水圧近似が用いられ，水平スケールが鉛直スケールより十分大きい現象については，非常によい近似をすることが知られている。よって，気象と気候変動予測に用いられてきたモデルは，現象の時間，空間スケールにより異なるモデルを用いてきた（図１）。

しかしながら，たとえば，赤道上の雲の分布が地球全体の気候変動へ影響を与える可能性が示唆されていること，あるいは，雲の種類が地球の放射過程を介して全地球の熱的な循環や気象の変化，気候変動に影響を与えている可能性があることなど，雲に代表される空間単位が数 100ｍ，時間スケールとしては数時間の現象と，雲の生成過程や消滅過程の時空間単位よりはるかに長く大きい気候変動のスケールの現象との相互影響を同時に扱う必要性が強く示唆されてきている。

上記のように気象予測と気候変動予測において異なるモデルを用いてきた理由のひとつは，計算機資源の問題である。2002 年 3 月に稼働を開始した地球シミュレータは，その目的のひ



第１図: 大気と海洋の様々な時間，空間スケールの模式図。

大気と海洋では，時間と空間スケールの関係が，ほぼ線形の関係にあることが知られている。たおてば，大気現象を例にとると，積雲の成り立ちや集中豪雨，竜巻などは，発生から収束までが数分から数時間の時間スケールであり，局所的な空間スケールである。それに対し，低気圧や高気圧の一生はそれより長い数日から 10 日程度で数 1000km の空間スケールである。これらの時間，空間のスケールの大きさと現象は，海洋においても成り立ち，数 1000ｋｍスケールでの現象を大気では総観現象といい，水平スケールが鉛直スケールより卓越することから，より小さな，鉛直スケールを無視できないスケール（積雲などの鉛直対流が顕著な現象など）で異なるモデルを用いてきた。

特に，従来の気候変動予測で用いられてきた水平数 100ｋｍの解像度を約 10ｋｍ程度とし，問題規模を約 1000 倍大きくして，例えば台風の構造をより詳細にとらえることができるようにということをひとつの目標として掲げた。稼働当初において，地球シミュレータ以前では領域に対してであった水平解像度 10ｋｍでシミュレーションが，全地球を対象にすることが可能となり，大気や海洋の詳細構造が捉えられることが示された[2]。しかしながら，全地球 10ｋｍの水平解像度での長期のシミュレーションは，高速化の工夫をした上に地球シミュレータをもってしても実現はできていない。加えて，本来ならば，上記にもふれたように，気象と雲が解像できるほど，つまり，雲の生成単位である数 10mから数 100mでの解像度で，かつ長期の予測シミュレーションを可能とすることが求められるような，現在大きな関心を集めている気象現象と気候変動予測を結びつけるためには，さらに大規模な計算機資源と大規模シミュレーションを可能とする高速化手法と高精度な計算手法，および高解像度でなければ表せない諸気象現象を再現できる気象と気候モデルが必要となる。

地球シミュレータセンターでは，地球シミュレータ稼働当初から，上記に述べてきたような気象と気候変動予測を結びつけるための，複数の時間，空間スケールを一度に扱えるようなシミュレーションモデルは，どのようなモデルが必要，かつ最適であるかについての検討を進め，地球シミュレータを最大限に活用した場合，モデルはどこまで現象を再現，予測できるかについての研究開発を推進してきた。本稿では，この目的を果たすために開発を進めてきた大気海

洋結合モデル: Multi-Scale Simulator for the Geoenvironment (MSSG)の特徴と，超大規模なシミュレーションを可能とした計算性能最適化の手法，および MSSG 研究開発の一環において，地球シミュレータ上において実施した，台風等の進路の予測精度向上を目指したパイロットランとしてのシミュレーションの成果，現時点における研究開発の成果の一端を紹介し，今後の課題と展開について紹介する。

２． 大気海洋結合モデル MSSG の概要と特徴

２．１ 支配方程式系と離散化

大気海洋結合モデル: Multi-Scale Simulator for the Geoenvironment (MSSG)は，大気の流れは，静力学平衡を仮定せずに，完全圧縮型の 3 次元 Navier-Stokes 方程式を何の仮定をすることもなく解くことである。本大気モデルを MSSG-A とよび(A は，atmosphere の意味の略記)，MSSG-A の流れは，以下の時間発展方程式系で表現することができる。

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t}+\frac{1}{G^{\frac{1}{2}}a\cos\varphi}\frac{\partial(G^{\frac{1}{2}}G^{13}\rho u)}{\partial\lambda}+\frac{1}{G^{\frac{1}{2}}a\cos\varphi}\frac{\partial(G^{\frac{1}{2}}G^{23}\cos\varphi\rho v)}{\partial\varphi}+\frac{1}{G^{\frac{1}{2}}}\frac{\partial(\rho w^{*})}{\partial z^{*}}=0, \tag{1}$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial t}+\frac{1}{G^{\frac{1}{2}}a\cos\varphi}\frac{\partial(G^{\frac{1}{2}}G^{13}P')}{\partial\lambda}=-\nabla\bullet(\rho u\mathbf{v})+2f_{r}\rho v-2f_{\varphi}\rho w+\frac{\rho vu\tan\varphi}{a}-\frac{\rho wu}{a}+F_{\lambda}, \tag{2}$$

$$\frac{\partial \rho v}{\partial t}+\frac{1}{G^{\frac{1}{2}}a}\frac{\partial(G^{\frac{1}{2}}G^{23}P')}{\partial\varphi}=-\nabla\bullet(\rho v\mathbf{v})+2f_{\lambda}\rho w-2f_{r}\rho u-\frac{\rho uu\tan\varphi}{a}-\frac{\rho wv}{a}+F_{\varphi}, \tag{3}$$

$$\frac{\partial \rho w}{\partial t}+\frac{1}{G^{\frac{1}{2}}}\frac{\partial P'}{\partial z^{*}}+\rho'\mathbf{g}=-\nabla\bullet(\rho w\mathbf{v})+2f_{\varphi}\rho u-2f_{\lambda}\rho v+\frac{\rho uu}{a}+\frac{\rho vv}{a}+F_{r}, \tag{4}$$

$$\frac{\partial P'}{\partial t}+\nabla\bullet(P\mathbf{v})+(\gamma-1)P\nabla\bullet\mathbf{v}=(\gamma-1)\nabla\bullet(\kappa\nabla T)+(\gamma-1)\phi, \tag{5}$$

$$P=\rho RT, \tag{6}$$

$$\rho w^{*}=\frac{1}{G^{\frac{1}{2}}}\left(G^{\frac{1}{2}}G^{13}\rho u+G^{\frac{1}{2}}G^{23}\rho v+\rho w\right). \tag{7}$$

方程式系は，連続の式（１），独立変数 ρu，ρv，ρw を求めるための静力学平衡の仮定を用いない３次元 Navie-Stokes 方程式（２），（３），（４），熱力学方程式（５），状態方程式（６）から成っている。ここで，ρ'，Ｐはそれぞれ ρ'＝ρ－$\boxed{\rho}$，Ｐ'＝Ｐ－$\boxed{P}$で定義され，$\boxed{\rho}$はと$\boxed{P}$は，それぞれ標準大気の密度と気圧を表す。f，μ，κ，γ は，それぞれコリオリ力，粘性係数，拡散係数，乾燥大気の定圧比熱と定積比熱の比を表わす。また，Ｆは，ρu, ρv, ρw で表される大気の運動による移流など断熱過程での時間変化項と雲や放射などの非断熱過程による時間変化項による外力項，Ｇは球面座標系で考える際のメトリック項，λ は緯度，φ は経度を表す。

MSSG-A と同様に海洋モデル(MSSG-O とよぶ，O は ocean の略記)についても，下記の方程

式系で流れを表現する。大気との違いは，気体の変化を完全圧縮性としているのに対し，海洋は物性の違いからブジネスク近似((9)式)を採用している点である。方程式系を以下に示す。

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -\mathbf{v} gradc + F_c \tag{8}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} gradT + F_T \tag{9}$$

$$0 = \nabla \bullet \mathbf{v} = \left(\frac{1}{r\cos\varphi}\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{r\cos\varphi}\frac{\partial(\cos\varphi v)}{\partial \varphi} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial(r^2 w)}{\partial r} \right) \tag{10}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\mathbf{v} gradu + 2f_r v - 2f_\varphi w + \frac{vu\tan\varphi}{r} - \frac{wu}{r} - \frac{1}{\rho_0 r\cos\varphi}\frac{\partial P'}{\partial \lambda} + F_\lambda \tag{11}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\mathbf{v} gradv + 2f_\lambda w - 2f_r u - \frac{uu\tan\varphi}{r} - \frac{wv}{r} - \frac{1}{\rho_0 r}\frac{\partial P'}{\partial \varphi} = +F_\varphi \tag{12}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\mathbf{v} gradw + 2f_\varphi u - 2f_\lambda v + \frac{uu}{r} + \frac{vv}{r} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P'}{\partial r} - \frac{\rho'}{\rho_0}\mathbf{g} + F_r \tag{13}$$

$$\rho = \rho(T, c, P_0) \tag{14}$$

$$\frac{d}{dr}P_0 = -\rho_0 g(r) \tag{15}$$

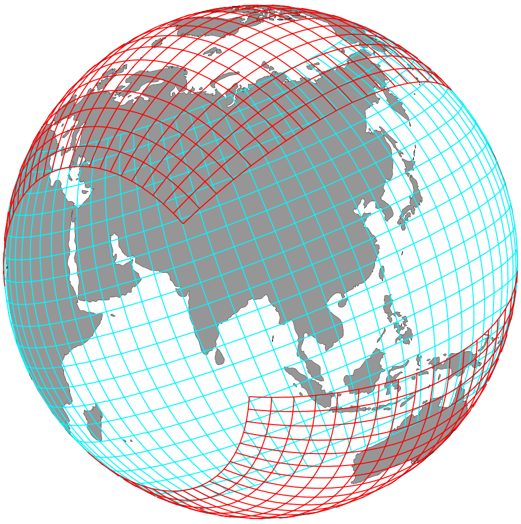
本海洋モデルにおいても静力学平衡の近似は用いることなく，３次元非静力学モデルとなっている点が一つの特徴である。また，方程式から明らかなように，解くべき変数もほぼ大気モデルで解く変数とほとんど変わりはない。(14)式であらわされる密度のみが，海洋を特徴づける塩分 C を含む式となっており，UNESCO の式と呼ばれる経験式として与えられる。

MSSG-A および MSSG-O の乱流モデルとしては，Lilly and Smagorinsky タイプの乱流モデルを採用し，サブグリッドスケールの混合過程のモデルとして採用している。また，MSSG-A においては，雲のモデルとして雲微物理モデルを採用し，放射モデルは短波と長波の影響を考慮した単純な透過モデルを現時点では採用している。本稿では，採用したここのモデルに関する詳細な記述は割愛するので, 下記の表と MSSG-A について採用された各スキームやモデルについては参考文献[3, 4, 5, 6, 7, 8, 9,12]を，MSSG-O については参考文献[10, 11,12, 13]を参照されたい。

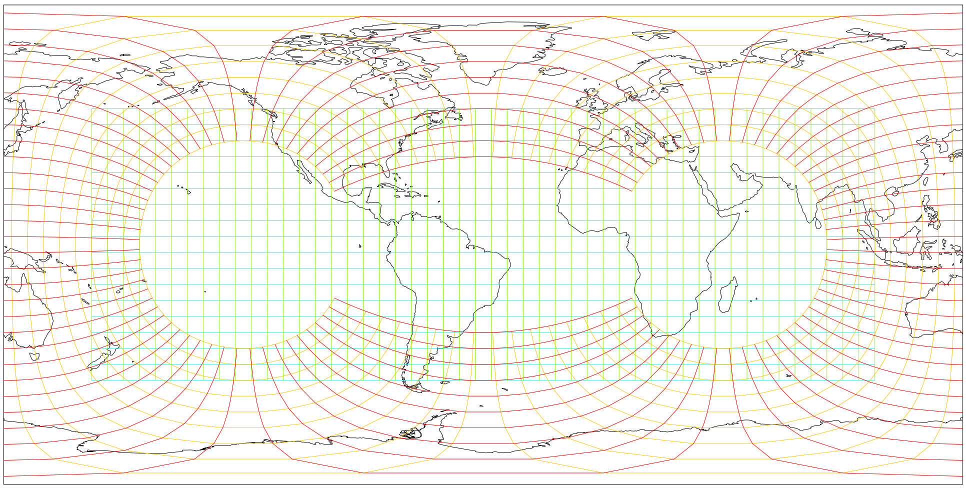
２．２　座標系と離散化

２．１において示した MSSG-A と MSSG-O の時間発展方程式系を離散化し，全球を表す全きゅう座標系上の各格子点において，時間発展方程式を各時刻における予報変数の値を求めることによって，時系列的な変化を求めることができる。

まず，３次元空間上の離散化について概説する。全球の３次元空間を扱う際の，まず水平方向の空間は， MSSG-A と MSSG-O のいずれにおいても，Yin-Yang グリッド[14]上で離散化している。Yin-Yang グリッドは，2 次元の 2 つのパネルをちょうど野球のボールのように，球面に張り付けた構造をした重合格子である。図２に，その略図と展開図を示す。Yin-Yang グリッドは，従来の緯度経度座標系の一部（北緯 45 度と南緯 45 度，経度 0 度から 270 度で囲ま



(a)



(b)

第２図: Yin-Yang グリッドの模式図。

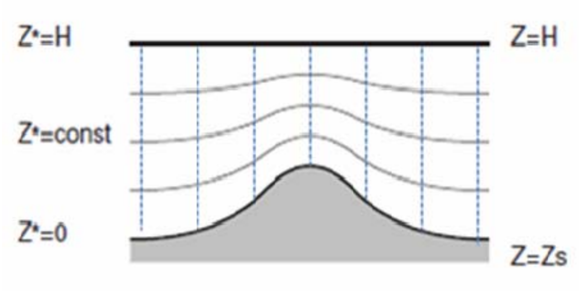
(a)は，Yin-Yang グリッドを全球上に張り付けた模式図であり，(b)は展開図である。グリッドが重複するりょういきについては，それぞれの領域内のおけるグリッド上において計算を行い，各パネルの境界に相当するインターフェイス上のグリッドおいてのみ，他方のグリッドから補間して値を決定する。重複領域のグリッドの値を求める手法は，多くの手法が提案されているが，MSSG では，インターフェイス上のグリッドおいてのみのパネル間の情報交換を行う手法を採用している。

れた領域）をひとつのパネルとし（N系とよぶ，図２(a)で水色で示した座標系）と，緯度と経度方向に 90 度回転させたもうひとつのパネル（図２(a)でピンク色で示した座標系，E 系とよぶ）を張り合わせて構成する。

Yin-Yang グリッドは，基本的には緯度経度座標系であるので，例えば，高精度の計算手法や領域モデルとしての境界条件の設定など，これまでに蓄積されてきた多くの緯度経度座標系における知見をそのまま活用することができる。また，緯度経度座標系では，北極や南極に極点として特異点が存在し，その周辺ではグリッドが集中するため CFL 条件が厳しくなる。しかしながら，Yin-Yang グリッドは極点としての特異点が存在せず，全球ほぼ一様な大きさのグリッドから構成できることから，緯度経度座標系に比べて CFL 条件を緩和できることも特長である。

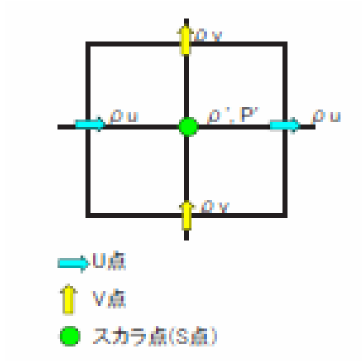
その反面，グリッドが重複して定義される重合領域におけるグリッド上の計算と，それらの計算を他のパネル上のグリッドの値とどのように整合性を保つか，特に保存量の扱いには注意が必要であることも付け加えておく。

3 次元空間へ拡張し，3 次元全球に対応する 3 次元格子を構成するには，上記の 2 次元 Yin-Ynag グリッドを鉛直方向に，定義する総数並べたグリッド系で 3 次元を構成する。このため，鉛直報告には，予報変数が定義されるグリッド点が，鉛直方向には直線的に並ぶことになる。特に，山岳などの地表面上の地形を扱うために Z*座標系，MSSG-O では海底地形の起伏を表すために，z 座標系を採用している。z*座標系は，$z^* = H(z-z_S)/H-z_S$ で表現される。ここで，z は物理的な標高であり，z*はモデルの鉛直座標上での高度となる。Z_S は地表面の物理的な標高であり，H はモデルで定義する上端の物理的な標高である。球面水平方向には，Yin-Yang グリッド系が,図３の実線にそって配置され,鉛直方向には点線上にグリッドが配置されることになる。水平方向の Yin-Yang グリッド上での予報変数の離散化は,スタガード格子の一種である Arakawa-C グリッドを用いて離散化している（図４）。



第３図: 鉛直方向のグリッドの配置の模式図。

Z*座標系を用いることによって，鉛直方向のグリッドは山岳などの地形に沿って定義される。地形に沿った流れが効率よく表現可能な特長がある半面，水物質や温度などのスカラートレーサー値は，矩形の鉛直グリッドに比較して，地形に沿って移流され易くなる特徴をもつことが知られている。また，急峻な地形の時には，不適切なグリッド配置となるので，注意が必要である。ベクトルとスカラー量はともに，同じグリッド点上で計算している。

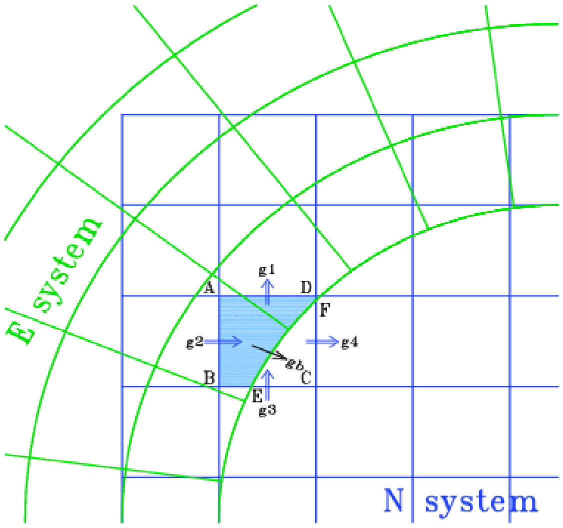


第４図: Arakawa-C グリッド上における変数の定義についての模式図。

Arakawa-C グリッドは，グリッド点上でスカラ量を計算し，隣り合うグリッドの中点において，ベクトルを計算する（MSSG では，上図が示すようにフラックス量として定式化している)。

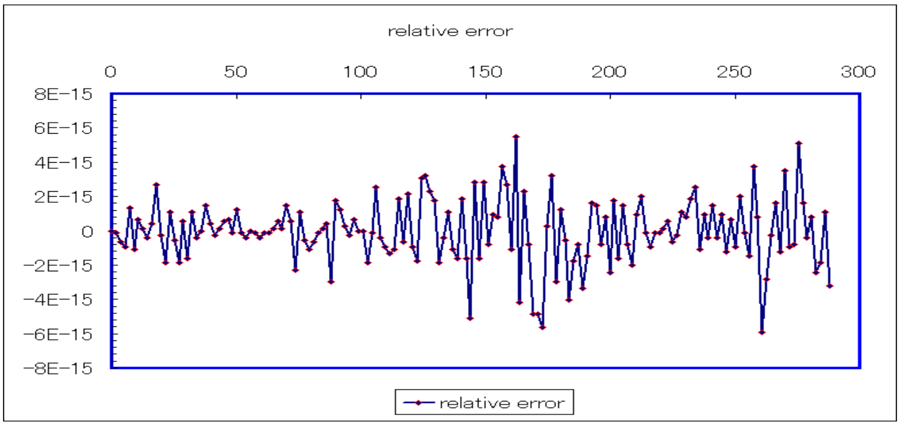
時間方向には，スプリットイクスプリシット法と呼ばれる HE-VI (Holizontally Explicit -Vertically Implicit scheme) 法を採用している．これは,各項を短い時間刻みで評価する項と長い時間刻みで評価する項に分割して扱う方法であり, 長い時間刻みのスキームに Runge-Kutta 法[15]を短い時間刻みのスキームに Forward-Backward 法を使用している．HE-VI 法を用いることによって，MSSG では，水平方向の音波項は陽解法で計算し，鉛直方向の音波項は陰解法で解く。

Yin-Yang グリッドでは，N 系と E 系の重合部分のインターフェイスでは，グリッド点が規則的ではあるが不連続に存在するため，保存量を精度よく計算するための工夫が必要となる。保存量としてまず考えなければならないのは，インターフェイスにおいて補間を行う際に，物理量を保存するように補間をすることである。質量を精度よく保存するために，Yin-Yang グリッドでは, 図５に示すような保存スキームを開発した[16][17][18]。保存をするための十分条件は，E 系と N 系の重合部のインターフェイスにおいて，E 系から N 系へ E 系上の円弧 EF を介して流入するフラックスは，N 系のグリッド ABCD のフラックスの流入出フラックスの総量と{(ABEFD の面積)/(矩形 ABCD との面積)}の積であらわされるということに基づいて，定式化されている（図５）[18][19][20]。この質量保存のためのフラックス修正を用いることによって，図６に示すように，時間変化とともに質量変化は，数値計算の丸め誤差以下となり，質量の保存が可能であることが示されている[20]。



第５図:MSSG 質量の保存のためのフラックスの補間手法。

Yin-Yang グリッドを構成する N 系と E 系の重合部分では，２つのグリッドシステムを用いることになる。MSSG では，E 系，N 系の境界上のみで補間を行い情報を交換している。図５に示すような，N 系への流入フラックスの収支は，円弧 EF 上でのフラックス gb と，グリッドボリューム ABCD に流入あるいは流出するフラックスの収支，つまりフラックス g1,g2, g3, g4 の和が等しければ，質量が保存されることが十分条件として知られている[16, 17]ことから, Yin-Yang グリッドにおいても, この十分条件を適用して, 質量を保存する[18]。



第６図: フラックスの補間手法を用いたときの全球の質量総和に対する時系列変化。

Yin-Yang グリッドの N 系と E 系の境界上における補間手法として，図５にも示したフラックス収支を一致させたときの質量の時系列変化である。横軸は時間 (day)，縦軸は初期値における質量の変化からの差を表す。計算の丸め誤差の範囲内で，質量が保存されていることがわかる。

本稿では，特に大気大循環モデルとしての MSSG-A を中心にモデルの概要を述べたが，海洋コンポーネントである海洋大循環モデル MSSG-O も基本的には，同様の定式化と離散化を用いている。Yin-Yang 格子上の基本的な検証については，参考文献[21，22, 23, 24, 25]を参照していただきたい。MSSG-A と MSSG-O の其々のコンポーネントに用いられているスキームを表１にまとめた。2 つ以上の手法やモデルが記述されているところは，シミュレーションの対象をなる現象や比較検証のために，複数の中から 1 つを選択できるようなプログラムとなっている。雲微物理(microphysics)，乱流モデル(turbulent model)，放射モデル，陸面モデル，キャノピーモデル（UCSS urban canopy model）については，参考文献[3, 4, 5, 6, 7, 8, 9,12, 26]，sea-ice model などの非断熱過程による時間変化を解くモデルとその解法については，参考文献[27]を参照していただきたい。

第 1 表: MSSG-A(大気コンポーネント)と MSSG-O(海洋コンポーネント)において採用されているモデル，計算手法の一覧表。

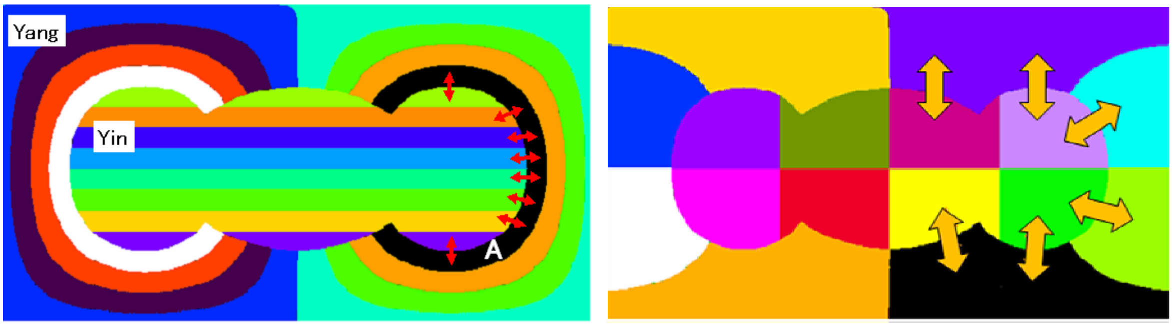
	MSSG-A	MSSG-O
	Non-hydrostatic AGCM	Non-hydrostatic /hydrostatic OGCM
governing eqs.	Fully compressive N-S eqs.	incompressive N-S eqs.
grid system	Yin-Yang grid	Yin-Yang grid
discritization space	Arakawa-C grid (horizontal), Z^* (vertical)	Arakawa-C grid (horizontal), Z^* (vertical)
time	$3^{rd}/4^{th}$ Runge-Kutta	$3^{rd}/4^{th}$ Runge-Kutta
adv. schemes	5^{th} flux form, WAF, CIP-CSLR	5^{th} flux form
non-adv. schemes	4^{th} flux form	4^{th} flux form
sound wave	HEVI, HIVI	Implicit methods (2D, 3D)
microphysics	Bulk method (Qc,Qr,Qi,Qs,Qg)/ hybrid-Bin method	-
turbulence model	static Smagorinsky scheme	static Smagorinsky model
other models	cloud radiation model, backet land model, UCSS urban canopy model	sea-ice model
parallelization	horizontal 2D decomposition by MPI/ vertical decomposition by micro-task	horizontal 2D decomposition by MPI/ vertical decomposition by micro-task

３．MSSG に用いられている並列化手法と地球シミュレータ上での計算性能

３．１　計算性能最適化の基本方針

地球シミュレータではノード間，ノード内，プロセッサ内の 3 段階の並列化を考える必要がある。ノード間は分散メモリ環境であり，MPI か HPF を使って並列化を行うことが可能である。ノード内は共有メモリ環境であるので,並列化はマイクロタスクか OpenMP,あるいはノード間と同様に MPI, HPF によって実装可能である。加えて，プロセッサ内はベクトルプロセッサにより並列実行される。ノード間とノード内の並列化手法においては複数の選択肢が存在する。MSSG では，OpenMP および HPF のライブラリとコンパイラの性能を考慮して，実績のある MPI,とマイクロタスクによる並列化手法を採択した。

Yin-Yang 格子を形成する N 系と E 系は，基本的には緯度経度格子である。3 次元変数は経度 λ，緯度 φ，鉛直層数 r として(λ,φ,r)の関数として記述される。この 3 次元軸において，どの軸を MPI，マイクロタスク，ベクトル化に対応させるかを検討した。全球をシミュレーションの対象とする解像度（水平解像度は 10ｋｍ以下）を想定すると，水平解像度は 10ｋｍとしても水平グリッド数は約 400×200 となり，鉛直グリッド数を数 100 層としても，水平グリッド数のほうが鉛直グリッド数に比べてはるかに大きい。計算上の依存関係については，水平方向では,東西南北に相当する４方向の周囲のグリッドにおいて計算された値を用いることになり,情報の通信が必要である。その一方で，鉛直方向のグリッドは，鉛直上下方向のグリッド点の値を用いて計算されることから，鉛直方向のグリッド点は，その水平隣の鉛直グリッド点からの情報を使用して計算されることはない。これらの特徴から，経度緯度に相当する水平方向のループ長が最も長くとることが可能であり，ベクトル化に適していると考えられる。さらに，鉛直上下方向のグリッド点の値を用いて計算される鉛直方向の並列化は，今後の鉛直方向の対流，乱流モデルや雲微物理モデルを拡張した場合においても影響が少ないように，並列ループを柔軟に変えられるマイクロタスクを採用した。以上の検討から，MPI による分割は緯度方向と経度方向の２ 次元領域分割とし，鉛直方向にはマイクロタスクを用いて並列化することとした。

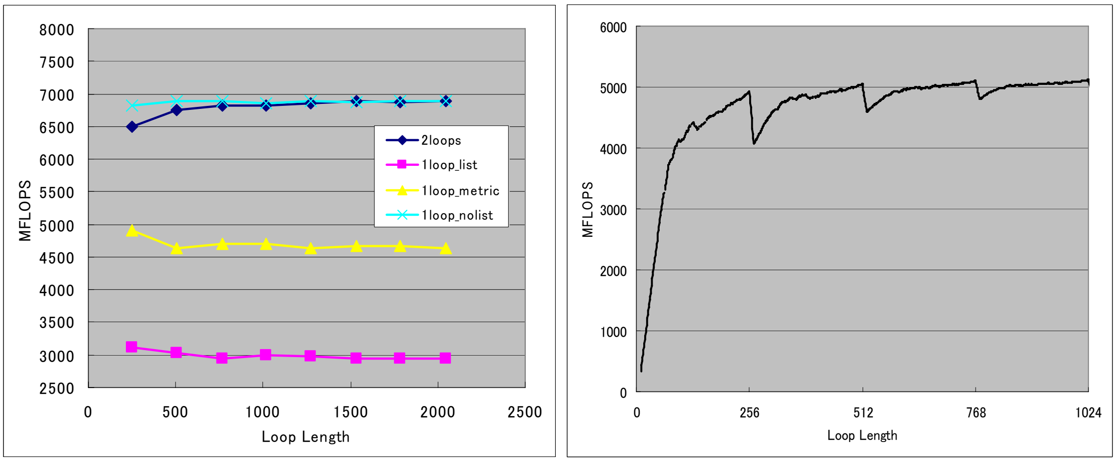


(a)　１次元領域分割　　　　(b)２次元領域分割

第７図: Yin-Yang 格子を１次元領域分割した場合と２次元領域分割した時の比較。

１６ノード数を例にとり，Yin-Yang 格子を１次元領域分割：(a)，２次元領域分割：(b)したときの，N-E 境界における情報交換量を模式的に示した。分割領域の色の違いは，異なるノードを表す。１次元分割では，ひとつのノードが（黒色のノード）が少量の情報を多くのノード間で交換しなければならないのに対して，２次元分割では,ノード間の情報交換は１次元分割より多く,情報交換が必要となるノードの数も少ないことから,効率的に通信を行うことが可能である。

緯度方向と経度方向の 2 次元領域分割による並列化を考える際には，まず，ループをどのように実装方法するかを考えなければならない。ソースコードの可読性から考えると，2 重ループによる実装が最も適しているといえる。しかしながら，2 次元領域分割はベクトルループに対して MPI による並列化も行うことになるため，ノード数を増やして並列度を向上させると，同時にベクトル長が短くなり，並列化能の低下を招く問題が生じる可能性がある。そこで，2 重ループを 1 重化して実装し，ループ長を確保するする手法も考えられる。基本的には，Yin-Yang グリッドは緯度経度座標系であるので，座標の位置的な情報が容易に得られ，かつ前述のコードの可読性をも考慮すると，2 重ループでの実装が望ましい。そこで，実装に関する簡単なテストを行い，2 重ループでの実装の際の条件を検討した。図８は，力学過程の計算部分に用いられているループ構造を，2 重ループ，リスト構造を持つ 1 重ループ，リスト構造を持たない 1 重ループ，メトリック項を排除したリスト構造を持つ 1 重ループ，の 4 つの場合を実装し，計算性能を比較した結果，2 重ループ構造の実装を行っても，ループ長が十分に確保できる場合は，リスト構造を持たない 1 重化ループ構造の場合と同等の計算性能が得られることがわかった。このことから，MSSG の実装では，座標の位置的な情報が容易に得られ，可読性も得られる 2 重ループでの実装を採用した。さらに，図８の結果において，ほぼ計算性能が変わらなくなるループ長が約 1000 になるまでをより詳しくみると（図８(b)），地球シミュレータの最大ベクトル長である 256 の倍数でループ長を確保することが，計算性能を低下させることなく 2 重ループ化できる条件であることが明らかである。



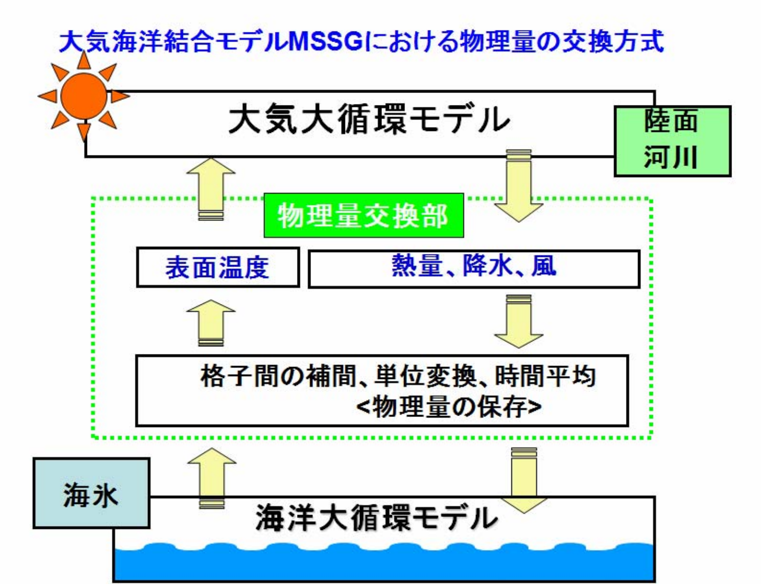
第８図: Yin-Yang 格子２次元領域分割におけるループ構造と計算性能の比較。

力学過程の計算部分に用られているループ構造を全て，2 重ループ(2loops)，リスト構造を持つ 1 重ループ(1loop_list)，リスト構造を持たない 1 重ループ(1loop_nolist)，メトリック項を排除したリスト構造を持つ 1 重ループ(1loop_metric)，のいずれか１つに統一して実装した 4 つの場合において，計算性能を比較した（左図）。x 軸はループ長，y 軸は Mega フロップス値を表す。左図は，右図の値のループ長が 0 から 1024 までの拡大図である。

３．２　大気と海洋コンポーネントを結合した MSSG の 2 次元領域分割

大気コンポーネント MSSG-A と海洋コンポーネント MSSG-O は，並列化についての基本方針も，同様である。MSSG-A と MSSG-O を結合する際には，各ノードが MSSG-A と MSSG-O の同じ領域を分担し並列計算を行う。MSSG-A と MSSG-O の結合際には，通常の結合モデル

で用いられている結合方式を採用している（図９）。大気から海洋へ，大気の最下層での物理量：熱的なフラックス，風による 2 次元運動量フラックス，降水や河川からの淡水フラックスを MSSG-A から計算された値から診断して MSSG-O の境界条件として与える。また, MSSG-O からは，あたら得られた大気からの境界条件をもとに計算した海洋表面温度を，大気側の境界条件として与え，これをシミュレーション時間の１単位として計算をすすめる。2 次元領域分割を採用したことにより，MSSG-A と MSSG-O は，大気から海洋へは 5 種類の 2 次元データを，また逆に海洋から大気へは 1 種類の 2 次元データを通信することとなる。



第９図: 大気海洋結合モデル MSSG における大気，および海洋モデルコンポーネントとそれらのコンポーネント間における物理量交換の模式図。

大気大循環モデル（MSSG-A）から海洋大循環モデル(MSSG-O)へは，短波および長波による熱フラックス，降水や河川からの淡水フラックス，風による運動量フラックスが MSSG-O へ情報を伝達する。それらの情報を受け取った MSSG-O は数値計算を行い，海洋の循環場を決定する。その計算結果のうち海洋表面温度(Sea Surface Temperature: SST)を MSSG-A に伝達し，シミュレーションの１ステップが進行する。MSSG では，大気と海洋の解像度は同じであることとしており，物理量交換部では，観測値と整合性をとるような補正を行っていない。

３．１で述べた並列化の基本方針に加え，計算性能を向上するために，MSSG-A，MSSG-O それぞれに対し，以下の手法を徹底的に用いた計算性能最適化を行った。

- 最内側ループのベクトル化によるベクトル効率の向上
- マイクロタスクのオーバヘッドを削減するためのループ融合の実施
- インライン展開によるベクトル化の促進
- 依存計算のループ外への移動によるループ長の確保
- サブルーチンの統合による小規模処理の減少
- ライブラリ関数の計算アルゴリズム最適化
- 通信部の統合による通信効率の向上

以上の最適化後，大気：MSSG-A，海洋：MSSG-O，結合：MSSG それぞれに対して，地球シ

ミュレータ上での計算性能を測定した結果を表２に示す。まず，ループ長を確保する戦略が活かされ，ベクトル長が保持されるとともに，徹底的なベクトル化を行った結果が，高いベクトル化率に反映されている。また，ピーク性能比は，大気コンポーネント MSSG-A では，約 60％を示し，実アプリケーションとして，地球シミュレータの性能を最大限に活用可能な性能を達成した。結合モデル MSSG においては，海洋コンポーネント MSSG-O における性能の影響を受け，ピーク性能比は MSSG-A に比較して低いものの，結合モデルとしては非常に高い計算性能である。MSSG-O におけるピーク性能比は，MSSG-O のみに用いているポアソンソルバーの性能を反映している。しかしながら，並列化にあまり適さないと一般的に称されるポアソンソルバーに対して，MSSG-O では非常に高い計算性能を達成した。本稿では，本ポアソンソルバーについての計算性能最適化についての詳細は割愛するが，AMGCG 法の計算効率の向上が本性能の達成に非常に大きく貢献していることを付記しておく。MSSG, MSSG-A, MSSG-O における並列化率のいずれもが，99.99％以上を実現しており，この性能は，理論的には，地球シミュレータの約 60 倍の大きさの計算機まで，計算効率が線形に向上することに相当する。

表２: MSSG, MSSG-A および MSSG-O の地球シミュレータ上での計算性能。

表における結合，大気，海洋は，それぞれ，MSSG, MSSG-A および MSSG-O を表す。注目すべきは，ピーク性能比，加速率，並列化効率であり，実アプリケーションとして地球シミュレータの性能を限界まで使用していると判断できる。

ケース	ノード数	CPU数	格子点数	Mflops/CPU	ベクトル長	ベクトル化率	Tflops	ピーク性能比	加速率	並列化率
結合	512	4096	3662807040	4166.7	229	99.3%	17.07	52.1%	461.0	99.9973
	384	3072		4273.8	229	99.3%	13.13	53.4%	354.6	99.9968
	256	2048		4401.9	229	99.3%	9.02	55.0%	242.6	—
大気	512	4096	2713190400	4575.2	228	99.5%	18.74	57.2%	479.1	99.9983
	384	3072		4606.1	228	99.5%	14.15	57.6%	365.2	99.9969
	256	2048		4692.4	228	99.5%	9.61	58.7%	247.5	—
海洋	498	3984	4718592000	3629.3	240	99.3%	14.46	45.4%	401.3	99.994
	398	3184		3568.5	240	99.3%	11.36	44.6%	333.7	99.989
	207	1656		4234.3	240	99.3%	7.01	52.9%	188.2	—

４．MSSG を用いたマルチスケール・マルチフィジックスシミュレーション

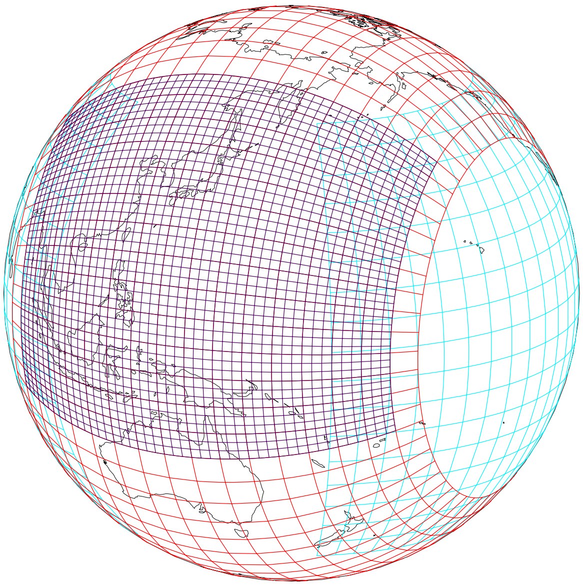
気象現象がどのように気候変動に影響をあたえるのか，また，その逆に，気候変動がどのように個々の気象現象に影響を与えるのか，についての答えは，大きな関心事であることは先に述べたとおりである。そのためには，比較的小さな空間スケールで比較的短い時間スケールの気象現象と，空間的には全球規模で，時間的にも長いスケールの気候変動を同時に扱えるモデルである必要がある。そのためには，大気，海洋の各コンポーネントが非常に大規模な問題を，高速に計算できることが必要不可欠であるので，MSSG は，そのために，地球シミュレータ上での計算性能を最大限に向上させた。

気象現象のなかでも台風に関連する集中豪雨などの現象に深いかかわりがある積雲の成り立ちや発達，消滅までの一連の過程の予測には，雲の単位である約 100m程度の解像度が求められることが多い。また，近年では，赤道上の様々なスケールの雲が，全球への熱的循環に深く関与していることが示唆され，やはり積雲の単位となる 100m程度の解像度でのシミュレーションと気候変動予測が密接に関連している。

気象と気候変動の異なる時空間スケールの現象の関連性を扱うためには，全球をできる限り

詳細で，一様な解像度でシミュレーションすることがひとつの可能性として存在する。後述するように，MSSG-A を用いた場合，地球シミュレータ上で全球に対して最も高解像度は，水平 1.9ｋｍである。従って，水平解像度を 100ｍ程度にするには，計算時間や大気海洋結合モデルでなければばならないことも考慮すると，少なくとも地球シミュレータの約 1000 倍のスーパーコンピュータが必要となり，2012 年に神戸にて稼働予定であるペタスケールスーパーコンピュータの次の世代を待つことになる。

一方，対象とする領域詳細に気象現象と気候変動を結びつけることが可能かどうか，についての県空も進められている。その手法のひとつは，ネスティング手法と呼ばれる手法であり，対象とする領域を詳細なグリッドでシミュレーションし，その詳細領域の外側のグリッドは，比較的粗いグリッドでシミュレーションを行う。図１０に，MSSG でネスティング手法を取り入れた場合の例を示す。



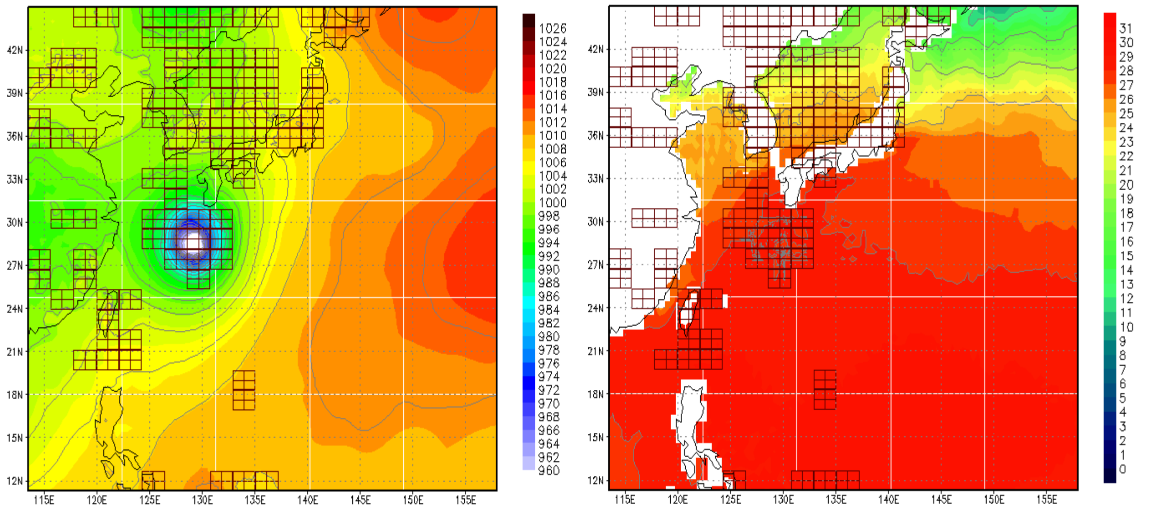
第１０図: Yin-Yang グリッド上における全球と詳細解像度領域のネスティング手法による結合の模式図。

群青色で示した詳細グリッド領域は，水平境界値として粗いグリッドの全球シミュレーション結果を補間して与える。全球から領域への境界条件としての情報提供のみを行う結合手法をワンウェイ・ネスティング（1-way nesting）といい，全球から領域へ，同時に領域から全球へ情報を両報告へ交換する場合は，その結合手法をツウーウェイ・ネスティング（2-way nesting）という。1-way，2-way ともに多くの情報の交換手法が提案されている[28][29][30]。

群青色で示した詳細グリッド領域のシミュレーションは，外側の粗い解像度のシミュレーションの結果を境界条件として使用する。境界条件をどのように与えるかについては，様々な手法があるが，スポンジグ領域という計算が行われる領域の周辺の補間計算のための領域を設け計算される領域と境界の外側の領域の値をスムーズに保間するための緩衝領域を設けることが多い。この緩衝領域の定義の仕方は，計算精度がよい補間手法を用いる必要があること，流出条件においては，特に注意が必要であることなどが挙げられる。

詳細グリッド領域を用いたシミュレーション手法の長所は，数日単位の比較的短時間のシミ

ュレーションであれば精度よく，詳細領域の現象を再現，あるいは予測できる点である。しかしながら，数か月以上の予測においては，詳細領域の外側の気象現象に相当するスケールの影響を反映したシミュレーションが困難であるので，気象現象と気候変動との関連メカニズムをシミュレーションすることは難しい。粗いグリッド領域の気象現象も扱うことが可能であり，気候変動シミュレーションも可能とする手法として，適応型動的メッシュ法がその候補として考えられる。適応型動的メッシュ法は，気象現象の単位となる積雲などが発生した場合に，その領域の実を詳細にシミュレーションできるようなグリッドを配置し，気象現象としては変化がすくない領域を粗いグリッドとして計算する手法である。適応型動的メッシュ法により，グリッドを配置した例を図１１に示す。



第１１図: 大気海洋結合モデル MSSG に適応型動的メッシュ法を用いたときの大気，海洋それぞれにおいて設定される格子の模式図。

気圧がある一定以下になることを格子を定義するクライテリオンとしたときの，MSSG の大気コンポーネントモデル MSSG-A （左図）と海洋コンポーネントモデル MSSG-O（右図）において設定された動的適応型格子の例。白線であらわした格子が最も解像度が低く，実線で定義された解像度が最も高い解像度を表す。この例では，クライテリオンに従って台風の周囲では高い解像度で格子が配置されている。MSSG では，大気と海洋の解像度は，物理量を精度よく保存するために同じ解像度を設定しているので，左図と右図は同様の格子配置となっている。台風が移動するとともに，格子も移動して定義され，解像度が高い領域において，降雨量，風の分布などが観測とよく一致して再現されることを確認している。

MSSG には，上記のネスティング手法と適応型動的メッシュ法の両方の手法が実装を完了している。すでに，ネスティング手法と適応型動的メッシュ法の両方について，それぞれの手法を用いた場合の計算性能は，地球シミュレータ上で最適化されている（表３）。両手法の計算性能最適化についての詳細は本稿では詳述しないが，基本的な方針は，Yin-Ynag グリッド上での計算性能最適化の手法とほとんど変わらない。

本稿の以下の章では，MSSG の様々なスケールの現象の再現性を示し，特に，適応型動的メッシュ法の基盤となるネスティング手法により，比較的短時間の現象を再現可能かどうかについて，検証した結果を紹介する。

表３：動的適応型格子を用いた時の MSSG の地球シミュレータ上での計算性能。

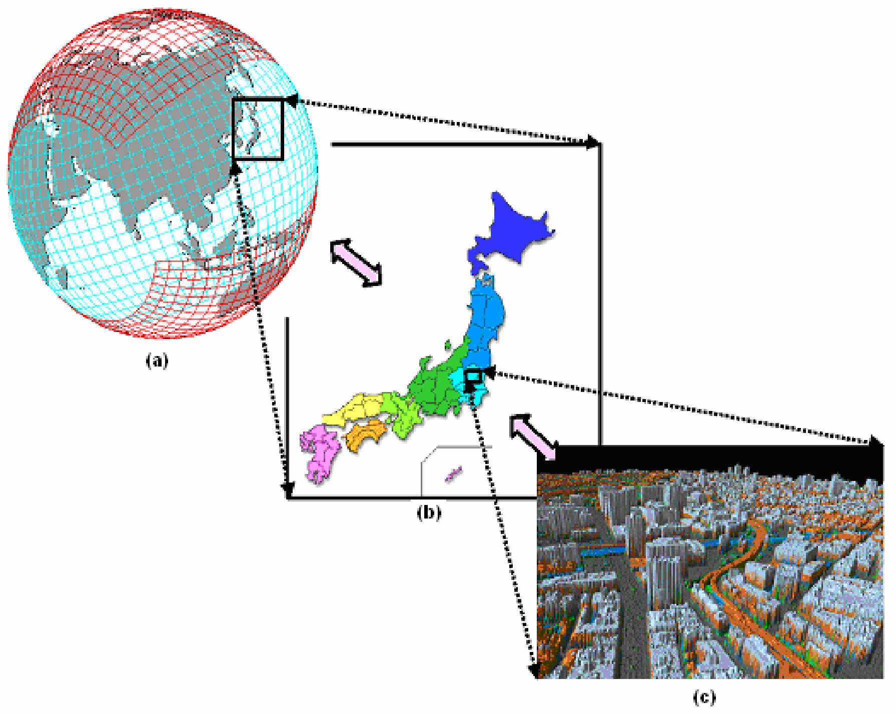
下表において，大気は，動的適応型格子を大気海洋結合モデル MSSG に用いた際の大気コンポーネント MSSG-A，および海洋コンポーネント MSSG-O，MSSG-A と MSSG-O の情報交換，AMR に関連する格子配列に要する計算，それぞれについての計算時間を示したものである。この設定では全球，日本領域，日本領域における動的適応型格子を設定した。全球と日本領域は 1-way nest 手法を用いて結合し，日本領域上で動的適応型格子を配置する。nest 欄の 0.0，1.1，2.1 は，それぞれ，0.0 は,全球 11ｋｍ，1.1 は日本領域 5.5ｋｍ，2.1 は 2.75ｋｍの動的適応型格子上での計算時間と演算割合を示す。Mgrid は各解像度のグリッド数，step は計算したステップ数，Mgrid＊step は，格子数とステップ数の積和，elaps はそれぞれの設定での計算時間を表す。nest 関連の欄は，全球と日本領域の nest 処理に必要な計算時間の割合，reinit は，動的適応型格子を設定する際に要した計算時間の割合である。計測から，大気と海洋が同じ解像度のときには，大気モデル MSSG-A の計算時間が支配的であること, nest や動的適応型格子の設定に必要な計算量は，ごく少量であることがわかる。

	nest	Mgrids	steps	Mgrids*steps	%	elapse	%	nest関連	%	reinit	%
大気	0,0	181	17738	3210578	69%	15781.9					
	1,1	34	17738	603092	13%	2964.6					
	2,1	46	17670	812820	18%	3995.5					
				4626490		22742.0	90.9%	1028.7	5%	1.1	0.0%
海洋	0,0	77	22140	1704780	43%	964.3					
	1,1	45	22140	996300	25%	563.5					
	2,1	61	21280	1298080	32%	734.2					
				3999160		2262.0	9.0%	363.9	16%	1.4	0.1%
結合								0.7		0.0	
全体						25015.2		1393.3	6%	2.5	0.0%

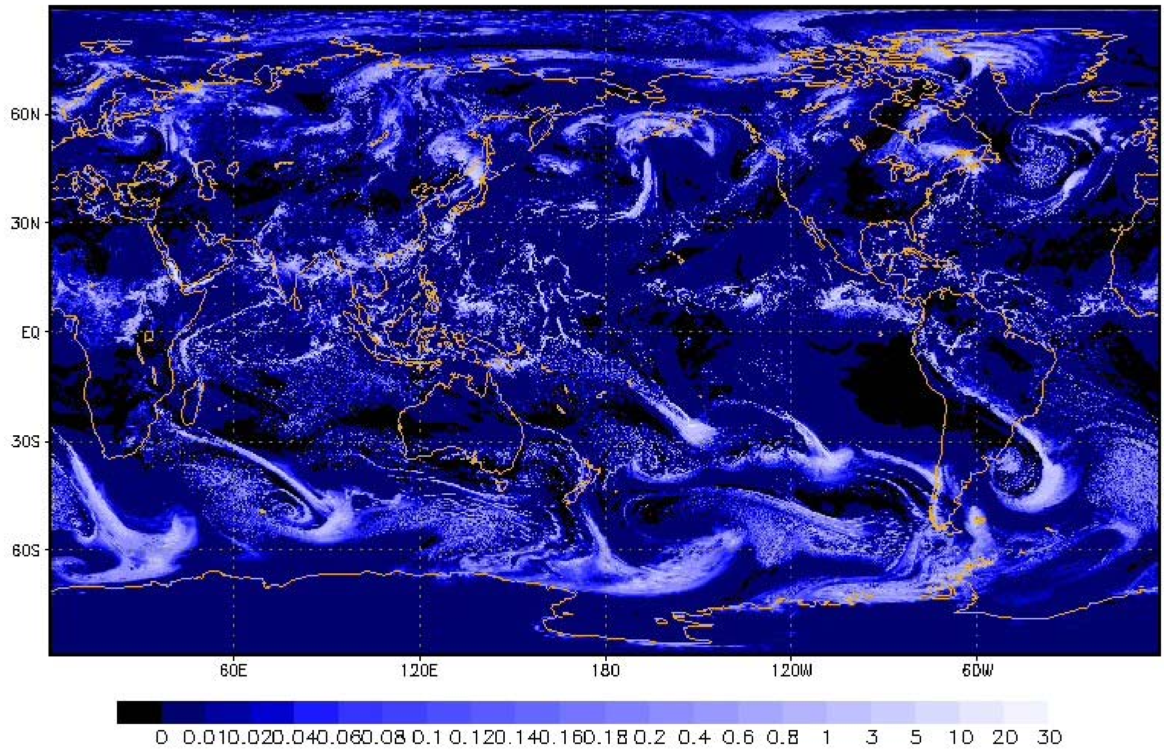
５．MSSG を用いた事例シミュレーション結果

MSSG の開発の本来の目的は，気候変動などの全球スケールの現象や，その影響が領域のスケールにどのような影響をあたえるか，また，さらに詳細な都市スケールの気象や気候変動にどのような影響があるのかを統一的に扱えるような大気海洋モデルを構築することである。図１２に示すように，全球，領域，都市スケールのそれぞれのスケールの現象に焦点をあてて，詳細化することによりその目的を達成した。本章では，それぞれのスケールに焦点をあて，MSSG を用いて実施したいくつかの事例シミュレーションの結果を紹介する。

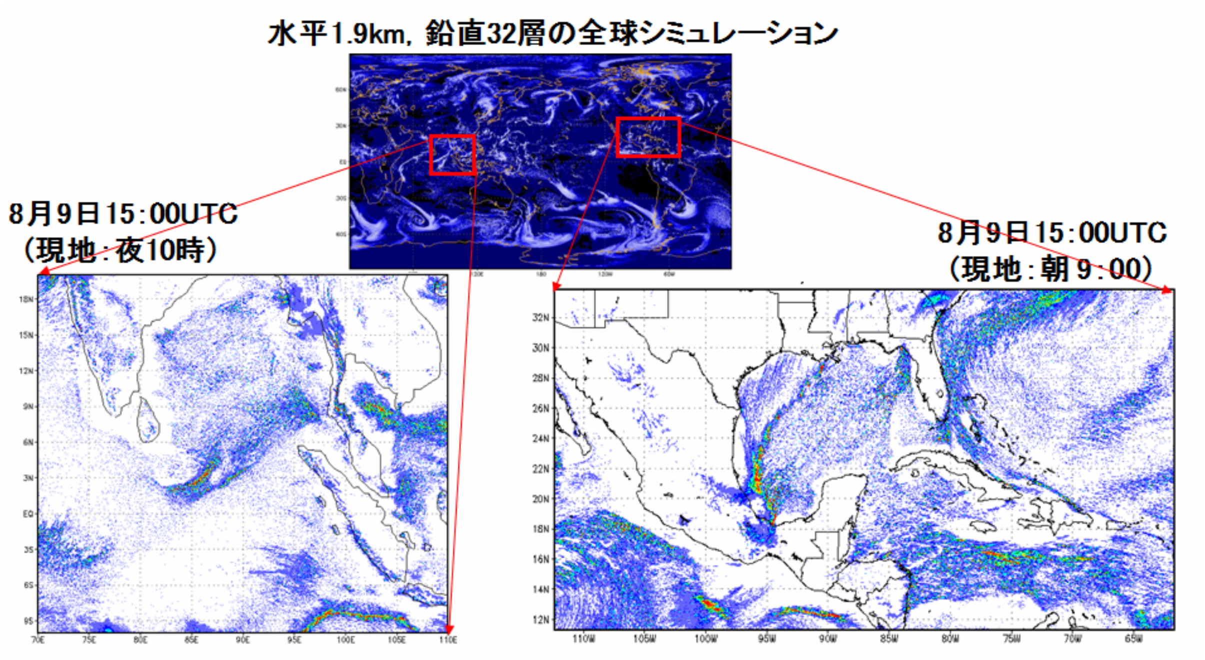
まず，大気コンポーネント MSSG-A を使用した全球シミュレーションの結果を紹介する。図１３に示すシミュレーション結果は，水平解像度 1.9km，鉛直層としては 30ｋｍまでの高度を不等間隔で 32 層に設定した，総計約 50 億グリッドポイント上のシミュレーションである。この規模の 3 次元全球大気のシミュレーションは世界的にも前例がない超大規模なシミュレーションであり，現実的な地形を設定して，全球大気全体の特長と地球シミュレータ上での計算の限界を同定することを目的に行ったものである。このシミュレーション結果から，台風や前線の降雨の様子や，前線構造に沿った降雨分布が日変化としてとらえられ，地形の影響を大きく受ける熱帯域の降水分布などがとらえられていることを確認している（図１４）。



第１２図: MSSG が対象とするスケールの模式図。

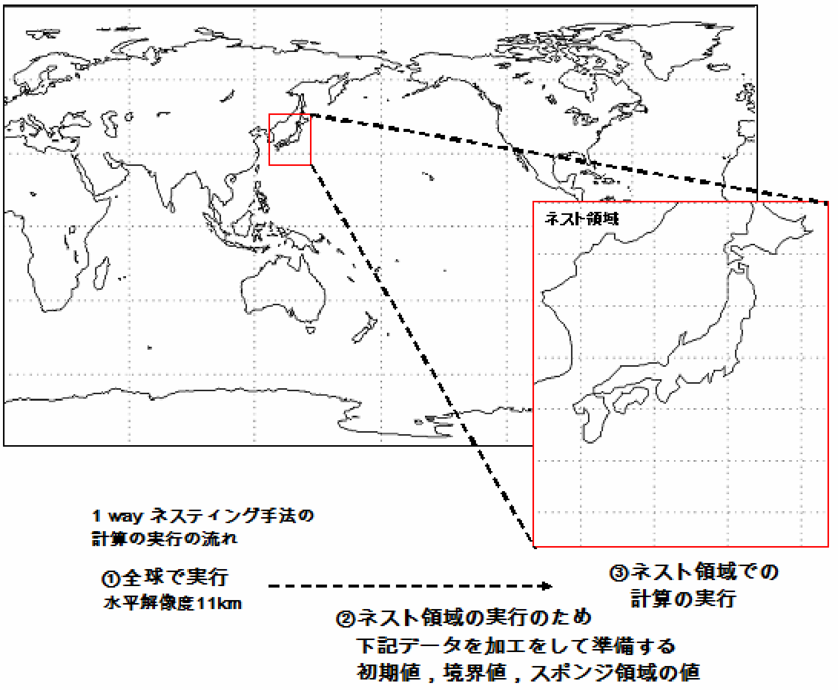


第１３図:水平解像度 1.9 ㎞鉛直 32 層の全球 MSSG-A を用いたシミュレーションにおける降水分布。



第１４図: 図１３をインドネシア領域，北アメリカ南部を拡大した降水量分。

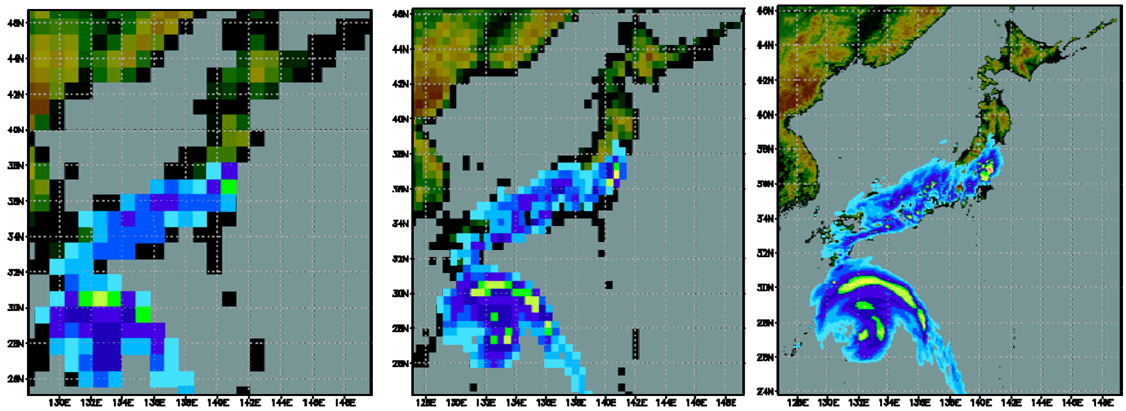
左図は，インドネシア領域，右図はメキシコ湾を中心とした領域の降水分布のスナップショットを示す。左図でスマトラ島の沿岸に沿って分布する降水，右図ではメキシコ湾内に発生した前線による詳細な降水分布がとらえられている。



第１５図:MSSG-A を使用して全球と日本領域を 1-way nest 手法（全球から領域への 1 方向情報伝達手法）を用いたときの計算の概要。

全球で水平解像度 11ｋｍ，鉛直 32 層の計算を行い，nest する領域（ここでは，赤線で囲む日本領域が nest 領域に相当する）の初期値，境界値を求める。nest 領域の境界では，スポンジ領域とよばれる緩和領域を設け nest 領域で計算される値と全球でもとめた境界値との計算値との不連続性を各ステップごとに緩和する。日本領域では，緩和された境界値を使用して，計算を進める。

水平解像度の違いが，気象現象の再現や予測精度に大きな影響があることは，従来より指摘されてきた。それは MSSG-A においても同様である。MSSG-A では，図１５に示すような手法で全球を計算し，その結果を対象領域の境界条件として与えることで，領域内のグリッドを詳細にしてシミュレーションを行うことが可能であるので，地球シミュレータ上で 2003 年台風 10 号を，日本領域を対象領域として水平解像度が異なる 100km，50km，5km の設定で予測シミュレーションを行った。図１６のシミュレーション結果は，水平解像度を詳細にすることで，台風の特徴的な構造の再現が大きく異なることを示している。水平解像度が 5km であるシミュレーション結果は，台風の目や豪雨をもたらす筋状の雲の構造（レインバンド）を，観測から得られるような現実に近い構造として再現している。ここでは，紙面の関係上，結果を示していないが，水平解像度が 5km 以下であるほうが，最低気圧も現実の観測値に近い値を予測できることもわかってきた。



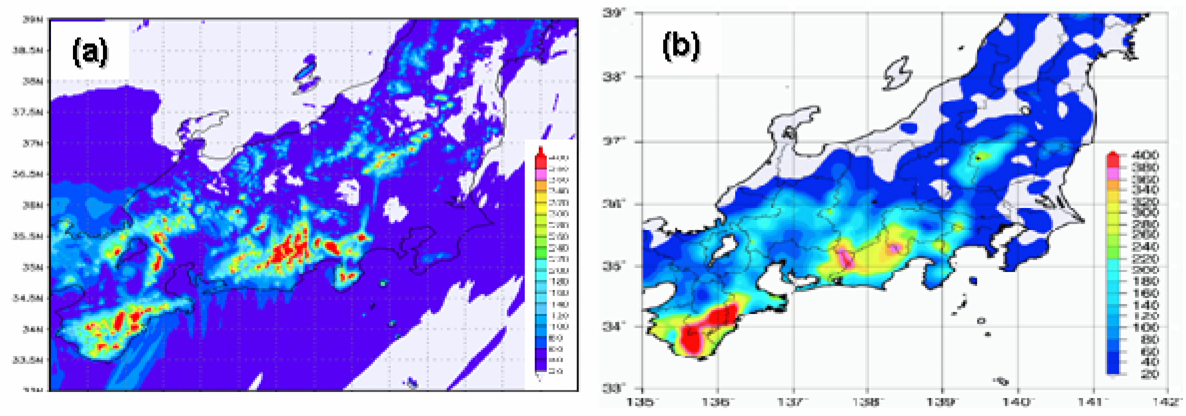
第１６図: 解像度の違いによる降雨量の違いと台風構造の再現性の違い。

2003 年台風 10 号を，日本領域において異なる水平解像度で，鉛直層はいずれも 32 層として設定したときの予測シミュレーション結果を示す。左図は，水平解像 100km，中央の図と右図は，水平解像度がそれぞれ 50km，5km にした時の予測シミュレーション結果であり，降雨量（mm/hour）分布のスナップショットである。

図１７は，同じ 2003 年台風 10 号に対して，日本領域をさらに詳細に設定し，水平解像度 1.13km，鉛直層数 32 層で再現シミュレーション結果から算出した積算降雨量である。MSSG-A によるシミュレーション結果は，観測データのアメダスの設置間隔である約 17km より詳細な情報を提供していることになる。今後，左図の結果を各観測地点ごとの積算降雨状況と詳細に比較検証する必要があるが，水平解像度を詳細にすることにより，地形も詳細に表現されることから，地形性降雨もより詳細に再現できることになる。

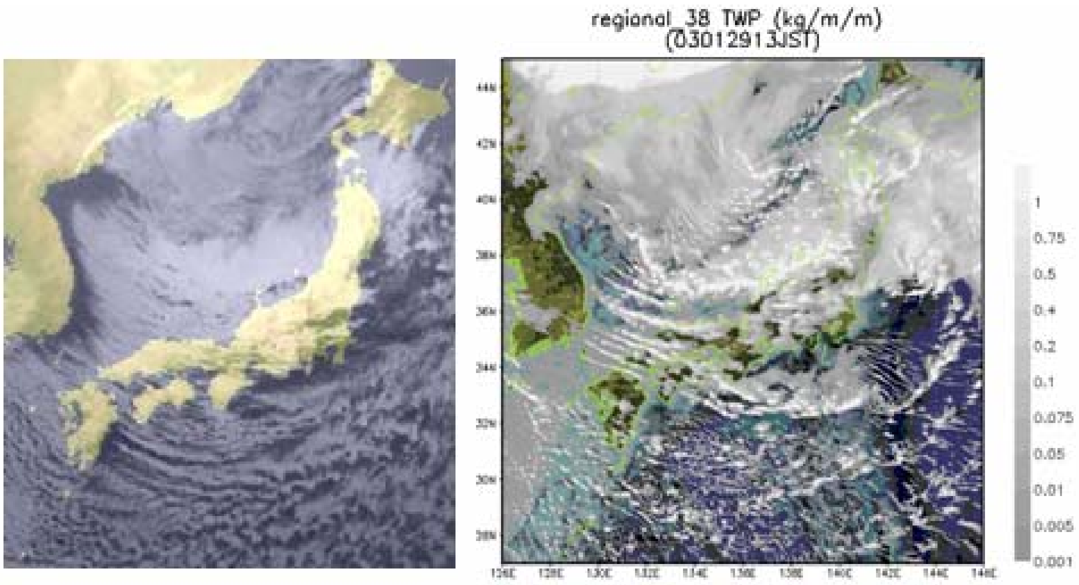
図１８は，図１７とは異なる季節の冬季において，日本領域で観測される顕著な現象のひとつである日本海の寒気吹き出しの再現シミュレーション結果である。日本領域の水平解像度は 1.3km，鉛直は 30ｋｍ高度までを不等間隔で 32 層とした設定は，図１７と同様である。図１８は，衛星赤外画像とシミュレーションによって得られた光学的な雲の厚さをそれぞれ示す比較した結果である。日本海側における発達した帯状雲と太平洋側の筋状雲がよく再現できている。

図１７，図１８に示した，MSSG-A を用いて日本領域を詳細に計算したシミュレーションにでは，初期値は，（財）気象業務支援センターから配布されている全球を約 100 ㎞の水平格子間隔のグリッドデータ（GPV:Grid Point Value; 格子点値）と，日本領域には，やはり（財）気象業務支援センターから配布されているメソ数値予報モデル GPV（MSM）の格子間隔 20km メッシュに細分化されたデータを，それぞれ線形補間を行い，より詳細な解像度の MSSG-A の初期値として使用した。全球 11km の結果を日本領域に相当するネスト領域の境界値として使用し，18 時間のシミュレーションを行った。



第１７図: 2003 年台風 10 号に対して，日本領域を水平解像度 1.13km，鉛直層数 32 層で再現シミュレーションした結果から算出した積算降雨量と観測との比較。

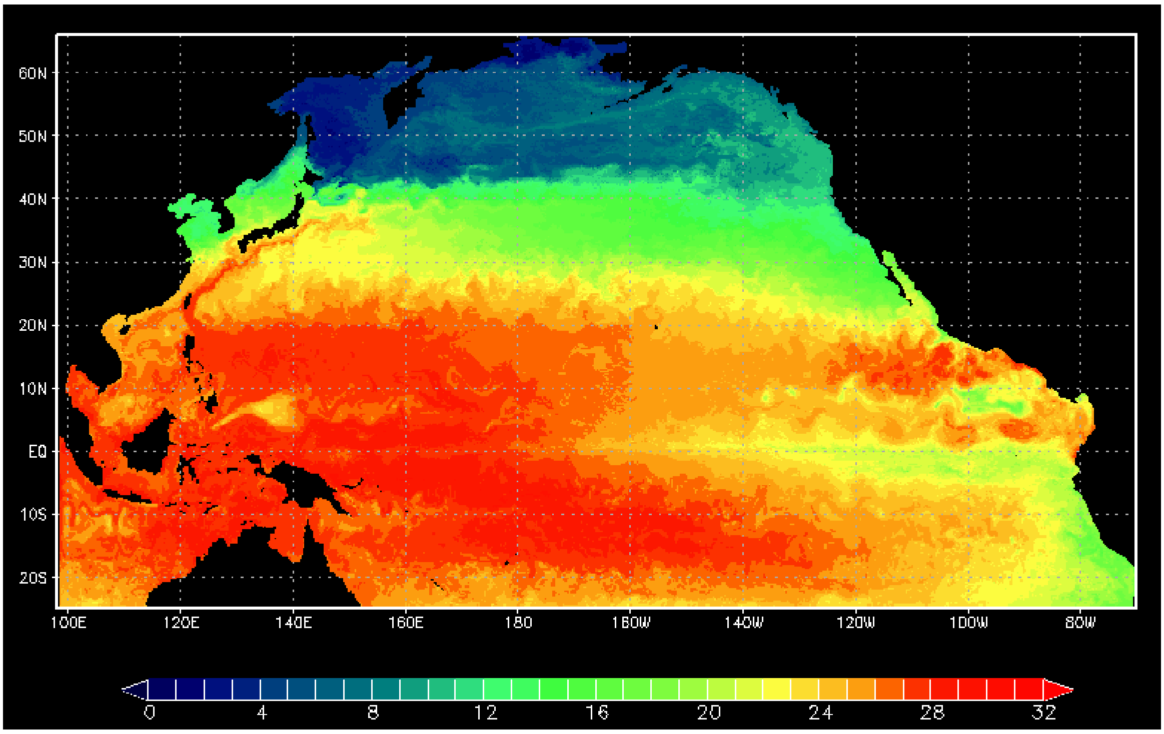
左図(a)は，対象領域の水平解像度を 1.13km に設定したときのシミュレーション結果より算出した積算降水量，右図(b)は東京管区気象台から発表されたアメダスのデータによる観測から得られた積算降水量である。

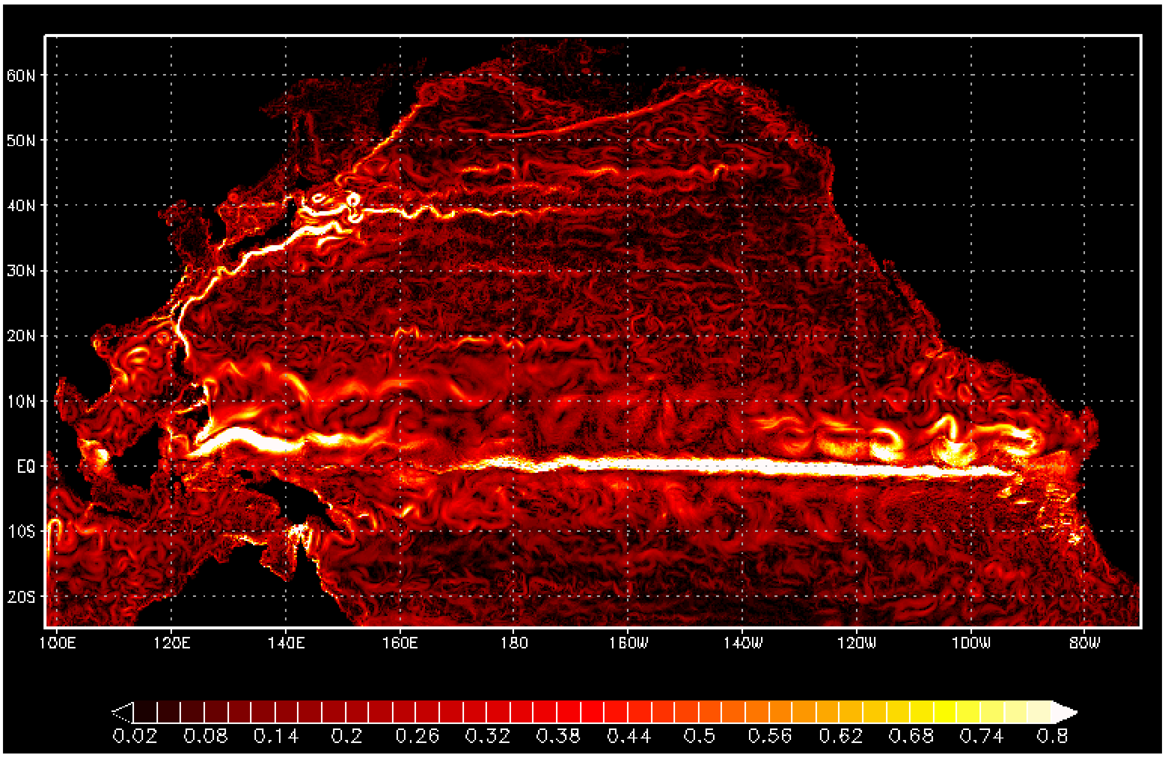


第１８図: 冬季日本海における寒気吹き出しの再現シミュレーション結果。

2003 年 1 月 29 日 13 時における衛星赤外画像（左図）とシミュレーションによって得られた光学的な雲の厚さ（右図）を比較した結果である。冬季に特徴的な日本海側における発達した帯状雲と太平洋側の筋状雲が，シミュレーション結果においてよく再現されている。

MSSG の大気コンポーネント MSSG-A と同様に，海洋コンポーネント MSSG-O においても，大気の状態を境界値データとして与えることで，全球の海洋や領域に焦点をあてたシミュレーションが可能である。ここでは，北太平洋の領域に対するシミュレーション結果を紹介する。格子間隔は水平方向に約 11km，鉛直層数は水深 5km の深さまでを 40 層に設定してシミュレーションを実行した。水平方向の境界条件，つまり陸と海洋との境界は，速度にディリクレ境界条件，温度，塩分にノイマン境界条件を設定している。海面における境界条件は，大気の風の状態から算出した風応力による運動量と流速，および温度，降雨や河川からの流入による淡水フラックス，塩分のフラックスの流入と流出を設定した。風応力として，National Centers for Environmental Prediction (NCEP)が配布している観測データから換算した再解析データのなかから，1 年の 12 ヶ月分に相当する各月の平均データを時間方向に線形補間して，シミュレーションの各時刻における境界データとして用いた。温度・塩分には，WOA98 と称される 1989 年から 1999 年の 11 年間を平均して作成した月平均気候値データを用いた。初期条件は，温度・塩分には，WOA98 の 1 月気候値を MSSG-O に適合する解像度になるように線形補間して与え，初期の速度場は静止状態とした。16 年シミュレーションした後の，水深 5m の温度（図１９上図）と 100m深の流速の水平分布（図１９下図）を示す。初期の流速は 0 であったが，風応力で海表面が駆動され，赤道反流，黒潮，親潮などいくつかの特徴的な海流が再現されている。北緯 30 以上は，16 年の積分期間では，十分に表現されないことが知られていることから，日本に沿って流れる黒潮流域は，銚子より北で西向きに流れの方向を変えておりオーバーシュートが見られる。温度場についても，水平解像度 11km で得られることが知られている渦構造が得られており，定性的に観測値と一致した結果が得られた。

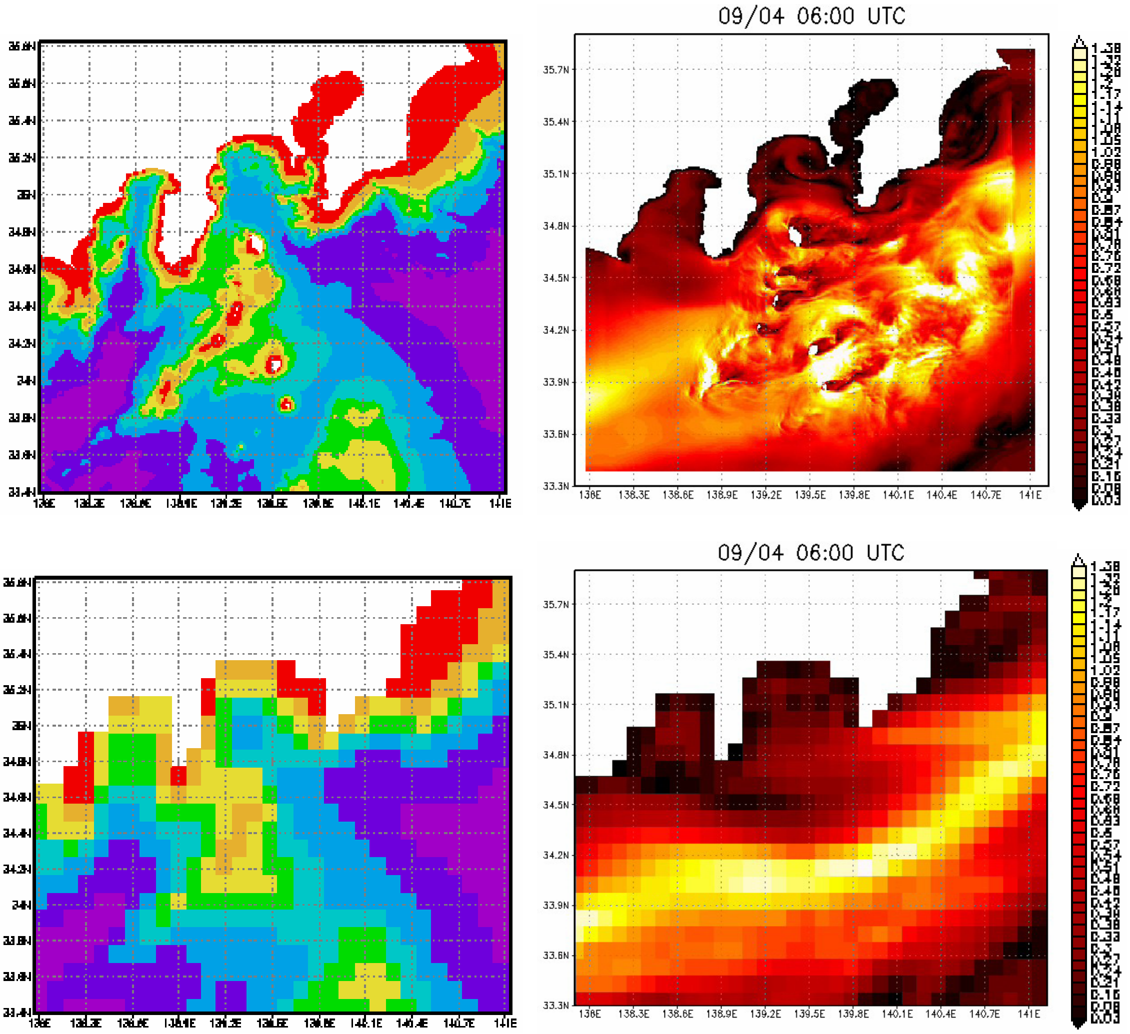




第１９図: MSSG-O により再現された北太平洋における水温と流の場。

16 年間積分した最後の 10 年について平均をとった夏の北太平洋の 5m深の海面水温分布（上図）と 100m 深の流の速さを示している（下図）。上図では，日本海域の黒潮の様子，インドシナ域の多島海の東側の warm pool（ワーム・プール）とよばれる 30 度にも達する温かい海域の様子，東北太平洋赤道域にある cold tangue（コールド・タン）と称される温度の低い深い海水の湧昇を期限とする冷たい海域の分布が，観測データと比較してもリアリスティックに表現されている。下図からは，海洋の内部が様々なスケールの渦が構成れていることがわかる。これらの渦は，熱を伝達するために大きな役割を果たしている。赤道域に東から西に流れる焼く１m/sec の速さで流れる赤道潜流もよく再現されている。

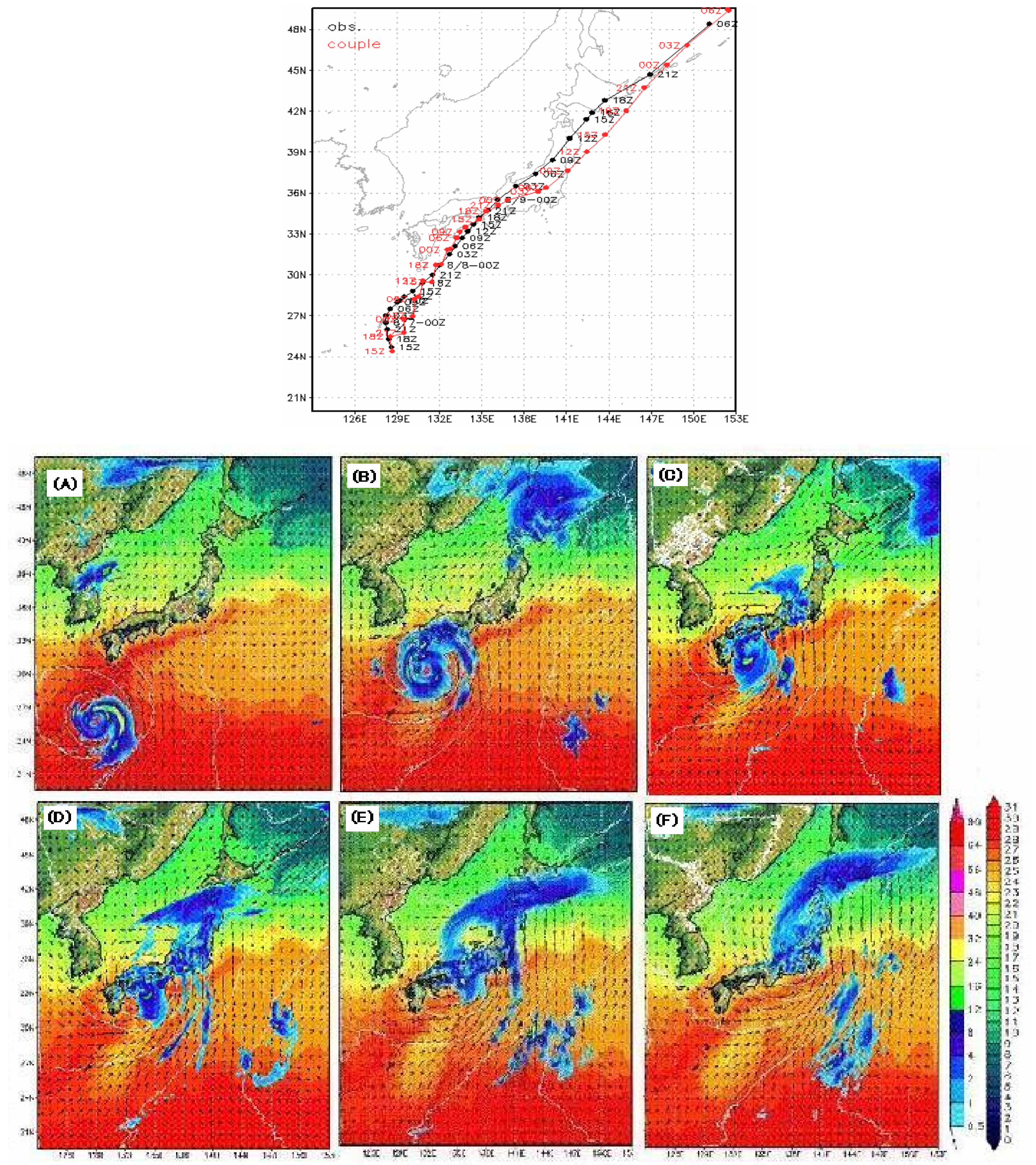
MSSG-O を用いて，さらに詳細な海洋の流れをシミュレーションすることが可能である。日本沿岸における海洋の流れの状況についてのシミュレーションや予測は，さまざまな産業を支える大きな社会的な意義がある。例えば，東京湾，相模湾，駿河湾と黒潮流域との相互影響を調べるために，より詳細な解像度でシミュレーションが必要であり，MSSG-O はそれを可能にする。図２０(a) は，水平 750m 解像度での MSSG-O を用いたシミュレーション結果であり，図２０(b) は水平 11km 解像度でのシミュレーション結果である。これらのシミュレーションを比較すると，湾内や湾岸域のシミュレーションには，11km の水平解像度では不十分であることがわかる。水平 750m の水平解像度を設定したシミュレーションでは，海岸線や海底地形が詳細に表現でき，島や湾も解像可能である。海岸線と海底地形が詳細になったことに起因して，流れ場が劇的に変わることがシミュレーション結果から明らかである（図２０）。島々の存在は，流れの下流方向に剥離渦を形成し，岬の先端からも剥離渦が形成されることが確認できる。これらの渦の存在は，海表面温度の分布や流れ場の違いを生起する原因のひとつである。数 100m のオーダーの水平解像度と数 km の水平解像度のシミュレーション結果とのドラスティックな違いは，雲の生成過程や降雨分布に影響を与える可能性がある。



第２０図: MSSG-O を用いた解像度水平 750m と 11km でのシミュレーション結果。

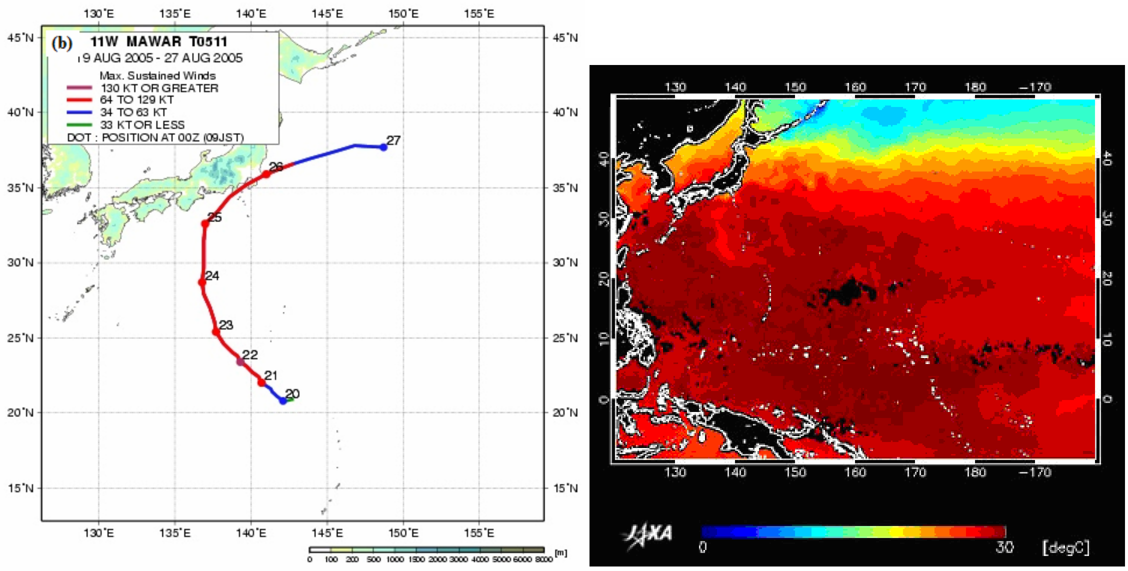
上段の 2 つの図は水平 750m 解像度での海岸線と海底地形の深さ分布（左図），と MSSG-O によるシミュレーション結果（右図）である。下段上段の 2 つの図は水平 11km 解像度での海岸線と海底地形の深さ分布（左図），と MSSG-O によるシミュレーション結果（右図）である。シミュレーション結果は，いずれも 2003 年 9 月 4 日日本時間 15：00 の海表面の速さを示しており，約 1 m/sec の速さの黒潮の分布がとらえられている。左列の海岸線と海底地形の深さ分布を比較すると，海流の再現におおきな影響を与える日本域の沿岸や湾内，海底地形の様子は，11km の解像度では不足しており，少なくとも 1km より高い解像度のシミュレーションが必要であることがわかる。11km の解像度では，東京湾，相模湾，駿河湾を解像することができない。また，上段右図の海流の速さの分布から，島々の影響で，島後部の黒潮の流れは，渦の剥離による影響を受けていることがわかる。沿岸域の海流の様子は，これらの島々の影響を考慮したシミュレーションが必要であることが示唆される。

日本領域において，大気と海洋をともに水平 2.78km，鉛直 64 層で設定した大気海洋結合モデル MSSG によって予測シミュレーションした結果を紹介する。大気海洋結合モデルにより，2003 年台風 10 号の進路と強度を 120 時間（5 日間）予測シミュレーションした結果を図２１に示す。大気と海洋の相互作用は，台風の強度予測に不可欠である。海洋は，台風に熱的エネルギーを供給するだけでなく，熱的供給によって発達する台風からも強い風から水平方向，鉛直方向にも運動エネルギーを受けて，流れ自体が変化する。これらのことから，台風の強度，



第２１図: 大気海洋結合モデル MSSG による 2003 年台風 10 号の 8 月 6 日 9 時からの 120 時間予測シミュレーション結果。

上図は，2003 年台風 10 号の進路を示す。黒実線は気象庁から発表されたベストトラックを示し，赤実線は予測シミュレーションの結果である。下図は，台風による強い風に応答する海洋表面温度の変化と降雨分布を 3 時間ごとの海水面温度（，降雨分布（青色の分布），風速ベクトル分布の変化を示す。台風の眼を含む特徴的な構造が，時間経過とともに衰退し変化する様子が，シミュレーションの降雨分布からとらえられていることがわかる。また，海洋表面温度の変化の時系列応答から，台風の進路の東側後方の温度が，台風の移動に伴ってより低い温度へ変化していることがわかる。これは，台風の風からの運動量の伝搬によって，海洋表面の流れ場が変化し発散するながれの傾向となり，より深い海洋の温度の低い海水が表面に現れたことによるものである。海表面の温度は，台風への熱的供給源であることから，台風と海洋との相互作用は，台風の強度（風と降雨）に影響を与えることから，予測精度へ影響を与えることを示唆している。



第２２図: 衛星観測からとらえられた 2005 年台風 11 号の大気海洋相互作用（JAXA 提供)。

左図は，観測から得られた台風 11 号の進路，右図は，衛星がとらえた台風 11 号が通過したのちの海表面温度の分布を示す。左図の台風が通過した経路に沿って，右図における北緯 20－35°，経度 135－145°で囲まれる領域に，海表面の温度が周辺域の温度に比べて低い領域がある。これは，台風の通過にともなう強風によって，海表面の温度変化がもたらされたものである。

台風の風の強さや降雨量の予測には，大気と海洋の相互作用を考慮することが重要であると広く認識されており，大気海洋結合モデルによる予測は，さらに精度のよい予測シミュレーションを可能にするものと期待されている。MSSG によって予測シミュレーションした結果である図２１下図は，台風の強風によって海洋表面上の温度が変化し，台風の進路や強度に影響を与えていることを示唆している。これらの温度変化は衛星観測からもとらえられており（図２２)，海洋表面の温度が変化することで，大気への熱的エネルギーの供給が変化することから，台風の強度に変化を与えることを示唆している。今後は，さらに，高解像度の大気海洋結合モデルの予測シミュレーションにでは，これまで観測データからでは困難であった台風の発生や発達，維持，消滅に関する科学的な解明が進むことが期待できる。また，あらたに，高解像度における大気海洋相互作用をどのようにモデル化するべきであるか，あるいは，予測精度の向上にどれほどのインパクトがあるのか，などについての新たなテーマに取り組む必要性があることも明記しなければならない。

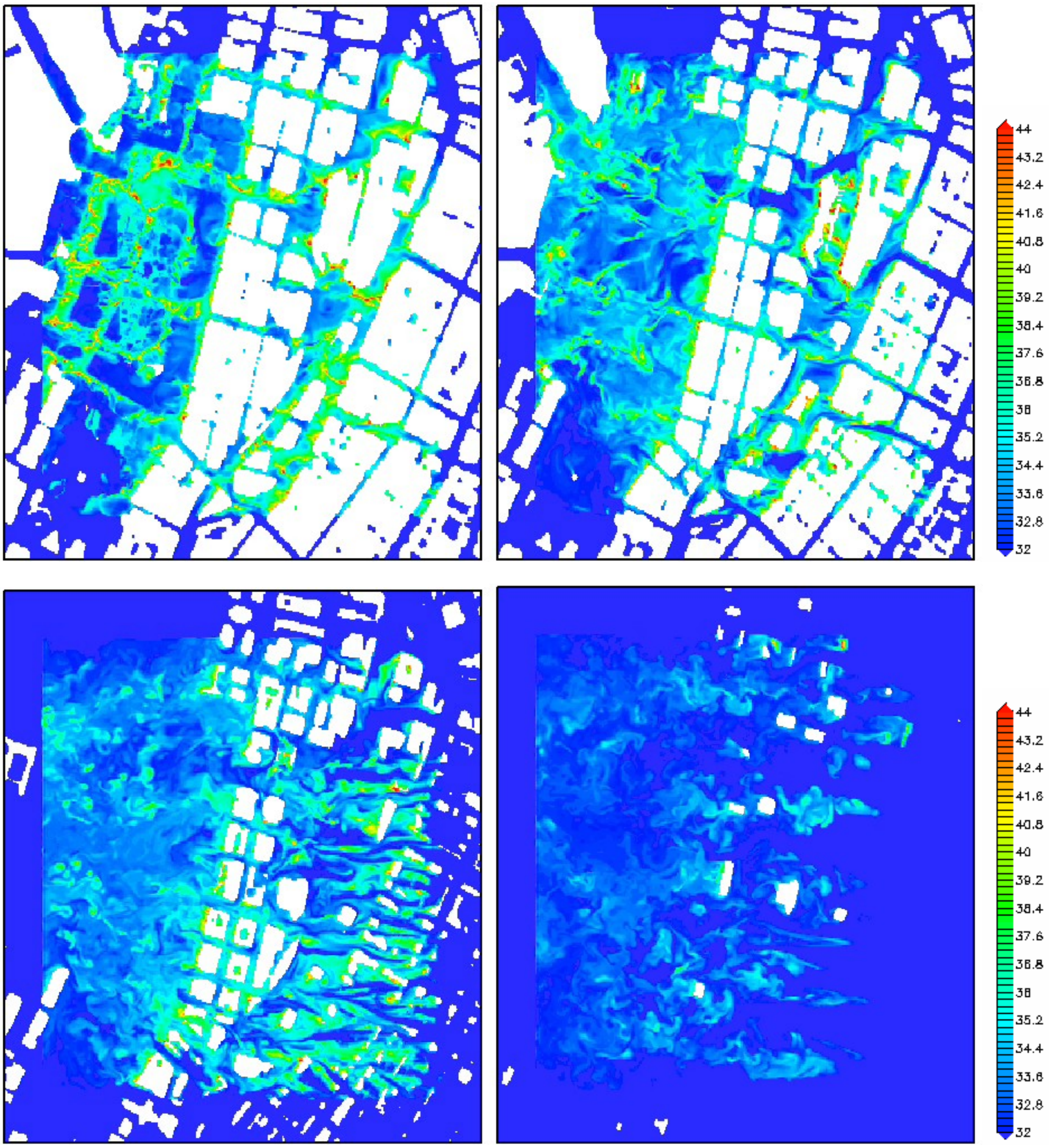
さらに詳細なスケール，都市スケールでのシミュレーションを MSSG-A を用いてシミュレーションした結果を示す。東京の都心のある街区（有楽町周辺域：図２３）を代表例として，土地利用データ（図２３)，道路，交通量，人口排熱等のデータを整備し，気象データをシミュレーション対象領域の境界値として与えた水平，鉛直ともに 5m の解像度でのシミュレーションを行った。このシミュレーションは，ヒートアイランドなどに代表される都市域における熱的循環を再現し，都市域の蓄熱効果や今後のクーリング環境を効果的に選定するための基礎情報都市手利用することが可能である。水平には，気象業務支援センターから配布されている MSM データ（前述）を線形補間して 5m解像度に適合するようにして初期値を設定した。MSSG-A は，この初期状態から，時間変化を伴う非定常な気温変化，風速の変化などを再現できる。図２４は，2005 年 8 月 5 日 15 時から 10 分間の変化をシミュレーションした結果のうち，異な

る高さでの温度分布のスナップショットである。地表面から暖められた大気がプリュームとなって上昇する様子や，建物形状により風の非定常な流れのようすなどがダイナミックに再現されている。

図２５は，ある鉛直断面の流れの様子と温度分布のスナップショットを示しいている。ビルの風上，風下には渦が生成され，そこで比較的温度の高い大気が渦を形成いている様子がとらえられている。また，ビルより高い上空での大気は，ビルで囲まれる比較的低い大気の流れとは一線を画して，滑らかに流れており，ちょうど低層の温かい大気をパッキングするような状況がとらえられている。このような，ビルとビルに囲まれた大気の流と，ビルより上空の大気の流れの相互作用は，都市域において，どのように熱エネルギーが蓄積されるかを理解する上で重要であり，そのメカニズムをとらえることが，今後，効果的に都市をクーリングさせるかの手法とその選択を裏付けるための，重要な情報として活用されることが期待できる。

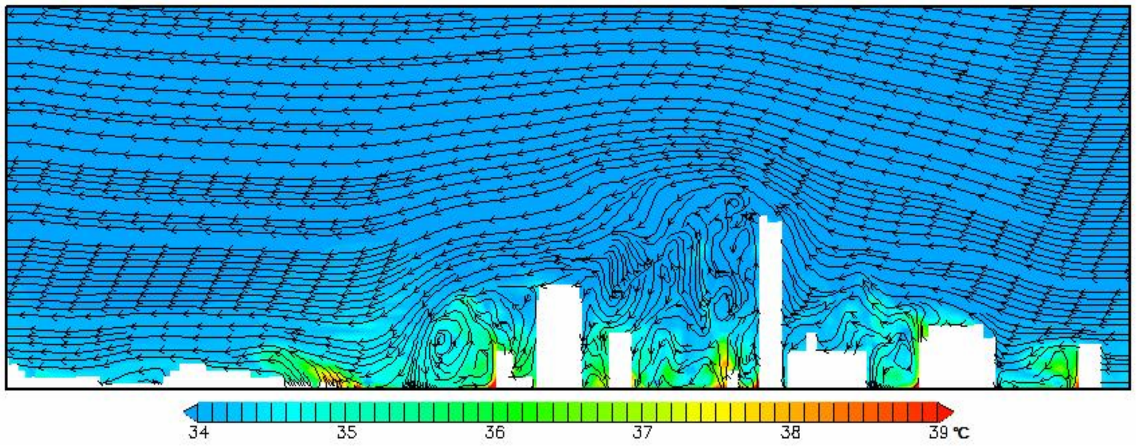
第２３図: シミュレーションの対象領域である東京の都心街区の航空写真と土地利用データによる分布。

左図は，シミュレーションの対象領域の航空写真，右図はその領域の土地利用データである。シミュレーションでは，土地利用データに従って，熱の反射や水分含量を一定の境界値として与え，その影響を反映した。道路上の熱的データ，交通量や人口排熱等のデータも整備し，これらも固定した一定の境界値として与えている。対象領域の外側の境界値としては，気象業務支援センターから配布されている MSM データ（前述）を補間して気象データとして与え，シミュレーションを行った。



第２４図: 2005 年 8 月 5 日 15 時から 10 分間のシミュレーションを行った 10 分後の結果。

高さ 7.5m（上段左図），12.5m（上段右図），32.5m（下段左図），102.5m（下段右図）における温度分布の 15 時 10 分におけるスナップショットを示す。道路上で熱せられた大気塊が，各高さにおいて，シミュレーション時の東風に移流される様子がとらえられている。高さ 7.5m，12.5m に分布する暖められた 40 度を超える大気塊は，一定の場所に留まることはなく，揺らぎながら剥離を伴って移流する。32.5m, 102.5m の温度分布において，建物に付着するような高温ポイントは，人工排熱による境界条件による大気の高温化をとらえている。高温の大気塊の分布やその移流による変化が，都市のヒートアイランドにどのような影響を及ぼすかについては，さらに広域のシミュレーションの統計的な解析が必要である。



第２５図: 鉛直断面の流れの様子と温度分布のスナップショット。

2005 年 8 月 5 日 15 時は，東風が卓越していた。建物の風上，風下には渦が生成され，高温の道路上やビル壁面からの影響を受けた，比較的温度の高い大気が渦を形成いている様子がとらえられている。また，ビルより高い上空での大気は，ビルで囲まれる大気の流れとは一線を画して，滑らかに流れており，ちょうど低層の温かい大気をパッキングするような状況がとらえられている。

６．MSSG によるシームレスシミュレーション

この 10 年間に，台風の進路予測の精度は飛躍的に進歩したという評価は，多くの気象学者に受け入れられている。しかし，台風の強度予測についてはまだまだこれからの課題である，という評価も，気象学者のほとんどが認めるところである。台風の強度は最低気圧，最大風速，降雨量によって計測され，災害にもっとも直接的に関係するこの台風の強度の予測には，何が足りないのか。大きく分けて 3 つの原因が考えられている。ひとつは，予測を行う際のシミュレーションにおける解像度が十分にとれなかったことにより，台風の特徴的な構造を再現できなかったこと，2 つ目は，大気と陸地，あるいは大気と海洋の相互作用についての知見不足により，そのメカニズムが予測モデルに十分に反映できていないこと，3 つ目は，大気と海洋と陸地の相互作用を取り入れた結合モデルによる予測が，これまで比較的少なかったこと，などが挙げられている。これらは，まさしくマルチスケール・マルチフィジックスな気象シミュレーションの重要性を言い換えるものであり，異なるスケールのシームレスなシミュレーションの進歩が，予測精度の向上に結び付くことを示唆している。

加えて，地球温暖化に伴い，エルニーニョ，インド洋ダイポールなどの気候変動や気候変化に伴って，台風などの局所的な災害をもたらす気象現象がどのような変化を受けるのか，については，社会的な関心が高く，これまでも日本を含む世界の各機関が取り組んできた課題である。近年，IPCC レポートによる人為的な温暖化の進行が確実であることの報告を受け，温暖化時における台風の強度についての関心はさらに高まっており，これまでにも増して台風の強度予測に関する積極的な研究開発が展開されている。

上記のような世界的な潮流の中，地球シミュレータセンターでは，地球シミュレータを最大限に活用してこそ可能な，大気海洋結合モデルによる予測シミュレーションの問題規模はどれほどか，また，その予測精度はどうか，についての研究開発を MSSG の開発を介して推進してきた。本稿では，MSSG のモデルとしての概要，超並列かつ高速計算を実現した基本的方針と地球シミュレータ上での計算性能，また，台風の強度予測などの地球シミュレータ上でのみ可

能な超大規模な再現シミュレーションや予測シミュレーションの事例を示し，現時点における予測研究の一端を紹介した。台風や豪雨，ヒートアイランド現象の解明など，私たちの生活に直結するような現象の解明は，雲の生成の単位である数 10mから数 100m のスケールと，それを取り巻く領域の気象や気候変動の変化を同時にとらえてゆく必要があり，また，温暖化の影響をも考えると，全球と領域，さらに都市スケールの気象や気候変動までを考えてゆく必要がある。これは，まさしく，マルチスケールの気象，気候変動予測をシームレスにつなげることが可能なモデルによる予測が必要であることを意味している。

このシームレスなシミュレーションは，非常に大規模なシミュレーションが必要であることと同時に，高い解像度の必要性のみならず，高解像度に対応した物理モデル，高精度の計算手法，高速計算を併せて開発，実現してゆく必要性があり，MSSG はそのための有望なひとつのツールとして位置づけることができる。地球シミュレータ上の MSSG は，地球シミュレータ上において最大限の超高解像度でのシミュレーションを可能とし， 10km 水平解像度でのシミュレーションという当初目標に比較すると，さらにその約 100 倍もの規模のシミュレーションを可能とした。しかしながら，地球シミュレータをもってしても，雲の単位のスケールの現象を解像し，さらに複数のスケールの相互影響を扱うには非力であることも明らかとなった。今後は，神戸に完成され 2011 年度から稼働するスーパーコンピュータが，シームレスシミュレーションの実現を担うことになるだろう。そのための基盤的なツールは，揃ってきたということもできる。今後のマルチスケール・マルチフィジックスを扱うことが可能なシームレスシミュレーションによる気象，気候変動現象の予測シミュレーションの実現への挑戦と進展から，目を離せない状況が続くことは間違いない。

参 考 文 献

[1] Palmer,T. N., Doblas-Reyes,F. J., Weisheimer,A. and Rodwell , M. J., 2008, Toward seamless prediction: Calibration of Climate Change Projections Using Seasonal Forecasts, BAMS, April 2008, 459-470.

[2] Ohfuchi, W., H. Sasaki, Y. Masumoto, and H. Nakamura, 2007: “Virtual” Atmospheric and Oceanic Circulation in the Earth Simulator. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 861–866.

[3] Satomura, T. and Akiba, S. 2003. Development of high- precision nonhydrostatic atmospheric model (1): Governing equations,. *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst.,* Kyoto Univ., 46B, 331-336.

[4] Lilly, D. K., 1962. On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus, 14,* 148-172.

[5] Smagorinsky, J. , Manabe, S. and Holloway, J. L. Jr. 1965. Numerical results from a nine level general circulation model of the atmosphere. , *Monthly Weather Review, 93*, 727-768.

[6] Zhang, D. and Anthes, R.A. 1982. A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer - Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. *Journal of Applied Meteorology, 21*, 1594-1609.

[7] Blackadar, A. K. 1979. High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering, 1*, Pfafflin and Ziegler, Eds., Gordon and Breach

Publ. Group, Newark, 50-85.
[8] Reisner, J., Ramussen R. J., and Bruintjes, R. T. 1998. Explicit forecasting of supercoolez liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,
[9] Davies, H. C. 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models, *Quart. J. R. Met. Soc., 102,* 405-418.
[10] Marshall, J., Hill, C., Perelman, L. and Adcroft, A. 1997. Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *Journal of Geophysical Research, 102*, 5733-5752.
[11] Marshall, J., Adcroft, A., Hill, C., Perelman, L. and Heisey, C. 1997. A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research, 102*, 5753-5766.
[12] A. Gill, 1982, Atmosphere-Ocean dynamics, Academic Press Inc. .
[13] Mellor, G. L. and Yamada, T. 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of Atmospheric Sciences, 31*, 1791-1806.
[14] Kageyama, A. and Sato, T. 2004. The "Yin-Yang Grid" : An Overset Grid in Spherical Geometry. *Geochem.Geophys.Geosyst., 5*, Q09005, doi:10.1029/2004GC000734.
[15]Wicker, L. J., Skamarock, W.C, 2002. Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes, *Monthly Weather Review, 130*, 2088-2097.
[16] Z. Wang, A fully conservative interface algorithm for overlapped grid, J. Comput. Phys., 122, 96-106, 1995.
[17] Berger, M. J., On Conservation at Grid Interfaces, SIAM J. NUMER. ANAL. 24, 967-984, 1987.
[18] Peng, X., Takahashi, K., et al. Global mass conservation scheme on Yin-Yang Grid system. Proc. of 2004 Spring Meeting of the MSJ, May 2004 (in Japanese).
[19] Gal-Chen, T. and Somerville, R. C. J. 1975. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *Journal of Computational Physics, 17*, 209-228.
[20]Peng, X., Xiao, F., Takahashi K. and Yabe., T. 2004. CIP transport in meteorological models. *JSME international Journal (Series B), 47(4)*, 725-734.
[21]Komine, K. 2005. Validation Results from Non-hydrostatic Atmospheric Simulations. *2005 SIAM Conference on Computational Science and Engineering*, Florida, USA, Feb 2005.
[22]Ohdaira, M., Takahashi, K. and Watanabe, K. 2004. Validation for the Solution of Shallow Water Equations in Spherical Geometry with Overset Grid System" in Spherical Geometry. *The 2004 Workshop on the Solution of Partial Differential Equations on the Sphere,* Yokohama, July 2004, 71.
[23]Takahashi,K. et al., Proc. 7th International Conference on High Performance Computing and Grid in Asia Pacific Region, 487 (2004).
[24]Takahashi, K. et al., 2004. "Non-Hydrostatic Atmospheric GCM Development and its computational performance", http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2004/high_performance_computing-11th/presentations.html

[25] 足永靖信，ヴ，“空間平均処理を施した３次元都市キャノピーモデルの開発 都市建築計画における都市気候予測システムの開発 その２，”日本建築学会環境系論文集，17，pp.45-51, 2004.

[26] 佐川玄輝，氷盤衝突を考慮した海氷力学モデルの開発とそれを用いたオホーツク海の海氷変動数値計算，博士（工学）論文（東京大学），2006.

[27] Burk, S. D., and W. T. Thompson : A vertically nested regional numerical prediction model with second-order closure physics. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2305-2324.境界条件ｐ13, 1989.

[28]Clark, T.L., and W.D. Hall,: Multi-domain simulations of the time dependent Navier-Stokes equations: Benchmark error analysis of some nesting procedures. *J. Comput. Phys.*, **92**, 456-481, 1991.

[29]Clark, T.L., and R.D. Farley: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 329-350, 1984.