

海洋大循環のマルチスケール連結階層モデリング

羽角博康

東京大学気候システム研究センター

黒木聖夫

独立行政法人海洋研究開発機構

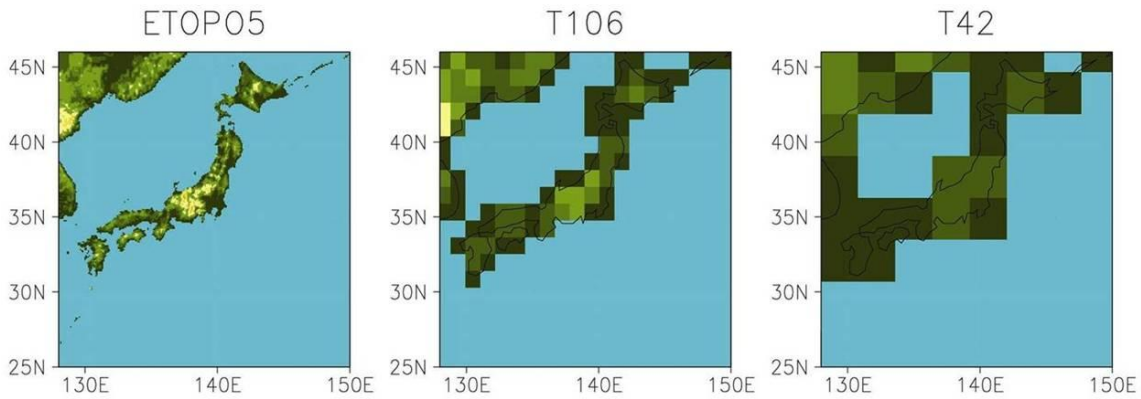
1. はじめに：気候変動予測シミュレーションの現状

気候変動に関する政府間パネル（IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change）は、地球温暖化問題に対する政策決定への判断材料に供することを目的に、気候変動の現状と将来予測に関する科学的知見を集約する評価報告書を、1990年から数年ごとに出版している。2007年に出版された第4次評価報告書では、気候の温暖化が現実に行進していること、そしてその原因が人間活動による温室効果気体（特に二酸化炭素）の排出であることが、これまでにない強い確信をもって述べられている（IPCC, 2007）。

地球温暖化は海洋の状態とも密接に関わる。地球温暖化の中で生じるであろう海洋の変化の代表的なものとしては、陸上の氷床や氷河の融解と海水熱膨張を主な原因とする海水位上昇、人為起源二酸化炭素の吸収に伴う海水の酸性化、および海氷の減少や深層循環の停滞などを挙げることができる。これらのうちいくつかの側面については既に顕著な影響が認められ、マスメディア等でも取り上げられて社会的関心事となっている。また、海洋は気候の温暖化に対して単に受動的に変化するのではなく、海洋の変化が温暖化の進行そのものに大きな影響を及ぼす。例えば、海氷の減少は太陽光の反射量の減少を通して温暖化を加速する働きを持ち、また、深層循環の停滞は温暖化の大小の地理的分布を大きく変化させ得る。そして、温暖化以前の問題として、そもそも気候の状態の決定において、海洋は本質的な役割を果たしている。

地球温暖化をはじめとする気候の将来変動を予測するための唯一の手段は数値シミュレーションである。我々が気候の状態として直接的に意識するものは地表付近の気温・降水量・風などであるが、それを含めた大気の物理的状態のシミュレーションは、日々の天気予報という場面でも行われている。大気の物理的状態には、積雪や植生分布といった陸上の状態や海面水温が大きな影響を及ぼすが、日々の天気を予報する範囲ではそれらの要素に大きな変化が生じることを考慮する必要はなく、観測した状態が与えられるのが通常である。しかし、地球温暖化の予測においてはそれらの要素が大規模に変化することを同時に予測することが必要とされる。その中でも特に、大気と比べて大量の熱を蓄え、流れに伴ってその熱を輸送する海洋の状態を正しく予測することの重要性は高い。

地球温暖化の予測シミュレーションは世界各国で行われており、IPCC 第4次評価報告書は20を越える研究機関が行った予測結果に基づいている。第1次評価報告書からおおよそ20年の間、シミュレーションに用いられる数値気候モデルの開発は各研究機関で継続的に進められるとともにその比較検討の国際的プロジェクトも組織され、計算機の性能向上を背景とした高解像度化とも相俟って、シミュレーションの信頼性向上が図られてきた。それに伴い、予測に求められる内容も、初期には全地球的な気温上昇の様相が中心であったが、近年は地域的な現象へと



第 1 図： 水平格子サイズによる地形表現の違い。

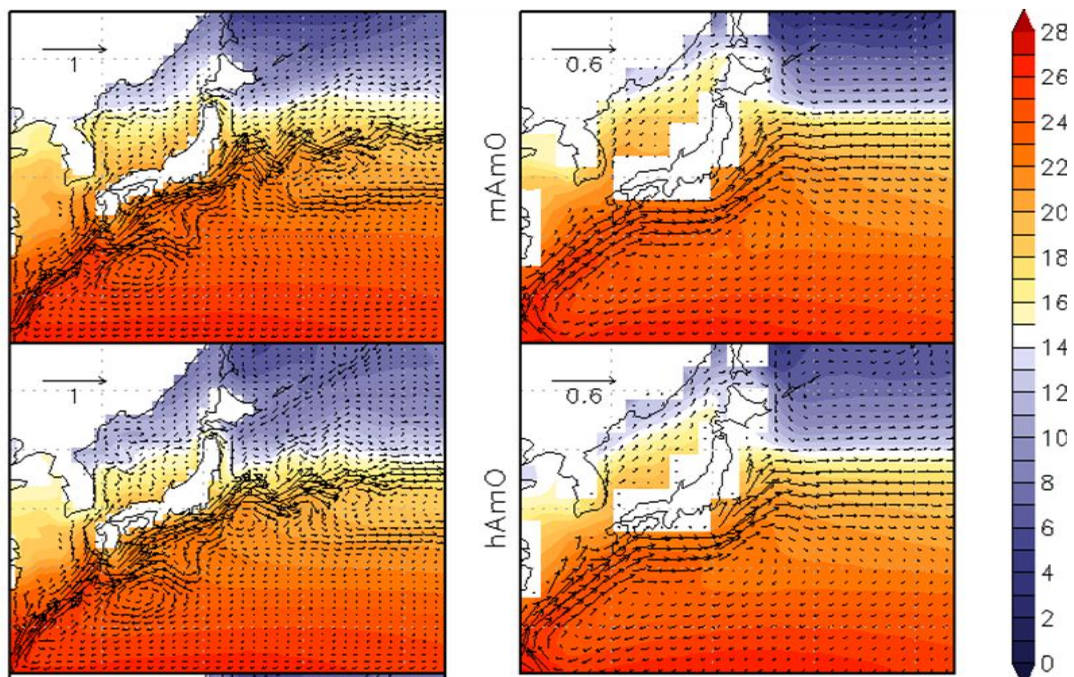
左から順に水平格子サイズ 10 km, 100 km, 300 km の場合の、日本付近の地形表現。

シフトしてきた。豪雨や早魃等の極端現象と呼ばれるものの強度や頻度に関することがその代表である。そうした予測は、各国・地域における具体的な影響緩和策や適応策を模索する上では欠かせないものである。

筆者自身も、東京大学気候システム研究センター・国立環境研究所・海洋研究開発機構からなる研究コンソーシアムの一員として、地球温暖化予測シミュレーションに携わっている。我々のグループは、地球シミュレータの利用を背景として、大気水平格子サイズがおよそ 100 km、海洋の水平格子サイズがおよそ 20 km という、IPCC 第 4 次評価報告書に予測結果を提出した中でも最高解像度のシミュレーションを行った。なお、日々の天気予報や、短期的・局地的な海況予測シミュレーションにおいては、これよりも格段に高い解像度が採用されるのが通常である。しかし、地球温暖化予測においては、過去 100 年以上の再現と複数の将来シナリオに基づく予測が要求されるとともに、それに付随する各種実験やスピンアップと呼ばれる初期状態作成計算が必要となり、極めて長期間に渡るシミュレーションを行うことになる。与えられた計算資源で必要な期間のシミュレーションを遂行できることが、解像度選択における最大の制約となる。実際のところ、IPCC 第 4 次評価報告書における他の予測シミュレーションでは、典型的な水平格子サイズは、大気については 200~300 km、海洋については 100 km 程度である。この差がどの程度であるかは、第 1 図をご覧いただければ一目瞭然であろう。水平格子サイズ 100 km というのは、例えば日本をそれなりに表現するために最低限必要な解像度と言える。

海洋のシミュレーションにおいて、水平格子サイズ 100 km と 20 km の間には、地形表現の問題だけにとどまらない本質的な違いがある。海洋という非線型系では、現象の再現性は解像度とともに連続的に向上するわけではなく、ある特徴的な空間スケールを表現するかどうかによって質的な違いが現れる。20 km という水平スケールは、中緯度海洋における変形半径と呼ばれる空間スケールに相当し、例えば中規模渦と呼ばれる現象が表現されるかどうかがこのスケールで分かれる。海洋の中規模渦とは、基礎的な力学が似ている大気而言えば温帯の移動性高・低気圧に相当するものであり、大気の場合と同様に南北方向の熱輸送に大きな役割を果た

¹ 地球温暖化予測シミュレーションでは、大気中の温室効果気体濃度の将来的な値が必要となる。そのためには、まず将来の産業活動に関してシナリオ（経済成長優先、新エネルギーへの移行、など）を設定し、それに応じた化石燃料消費量（および土地利用状態変化など）を予測し、さらにモデルを通してそれを大気中温室効果気体濃度に変換する。



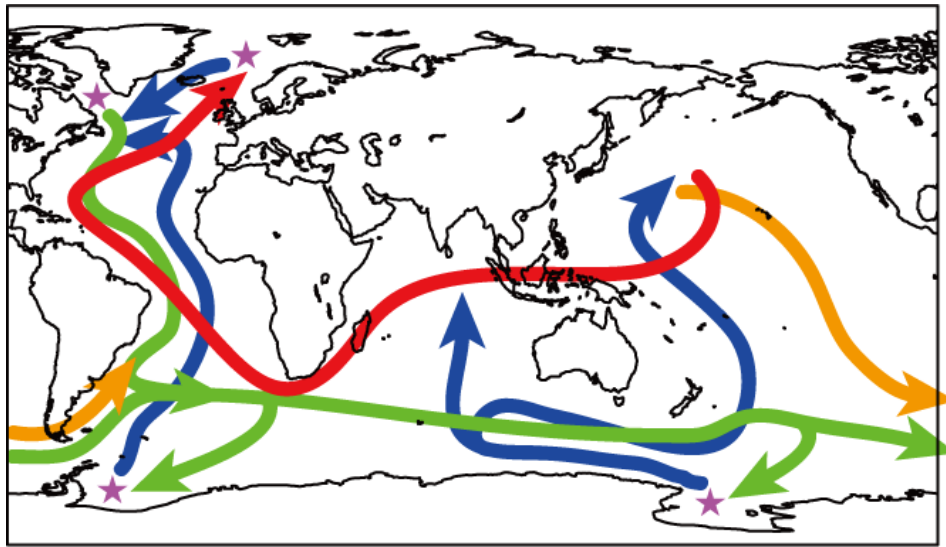
第2図：水平格子サイズによる黒潮の再現性の違い。

大気水平格子(上)約 300 km, (下)約 100 km, および海洋水平格子(左)約 20 km, (右)約 100 km の場合の, 日本付近における長時間平均の海面付近流速 (矢印: m/s) と水温 (色). 同じ長さの矢印が表す流速が左右で大きく異なることに注意.

す.

また, 変形半径の解像の有無は, 海洋の西岸境界流の表現に対しても顕著な影響を及ぼす. 太平洋・大西洋・インド洋という大洋はすべて, その西端に南北方向の強い海流を持っており, それらを総称して西岸境界流と呼ぶ. 北太平洋であれば日本の南岸を通る黒潮と北海道から本州東岸を通る親潮がそれにあたる. こうした西岸境界流は, その強い流れによって大量の熱を輸送して気候の状態に大きな影響を与え, また, 沿岸海況や水産環境の面からも重要な働きを持つ. 第2図は水平格子 100 km の場合と 20 km の場合で黒潮の再現性にどのような差が現れるかを示したものである. 水平 20 km 格子の場合, 黒潮の幅, 日本南岸の流路 (南岸にはりついて直進する流路と大きく蛇行する流路の2種類が長期間平均によって同時に見えている) や本州からの離岸位置, さらにその先で2回定期的な蛇行をもって東進する流路など, 平均的な構造は良く再現されている. 一方, 水平 100 km 格子の場合, 日本南岸に沿う比較的強い流れは存在するが, 幅が広くなるとともに流速・流量ともに小さく, また本州から離岸する位置も大幅に北にずれている.

地球温暖化の中で黒潮をはじめとした西岸境界流がどのように変化するのは重要な予測・研究対象であるが, この水平 100 km 格子の場合のように, そもそも元々の平均的な状態がうまく再現されていないようなシミュレーションでは, 当然のことながらその将来変化を信頼性高く予測することはできない. 計算機能力の発達を背景として, やっとそのような予測が現実的になってきたところである (Sakamoto et al., 2005; Sakamoto and Hasumi, 2008). そして, より信頼性の高い地球温暖化予測とその影響評価を今後行っていくためには, 西岸境界流のみならず, 様々な中小規模の海洋現象をこれまで以上に適切に扱う必要がある.



第3図：海洋大循環の概略図。

ただし、黒潮のような各大洋内での水平的な循環は無視しており、大洋間のつながりに特化している。矢印は赤・橙・緑・青の順からそれぞれ、表層（海面付近）、中層（深さ 1000 m 程度）、深層（深さ 3000 m 程度）、底層（深さ 5000 m 程度）の流れを、星印は主な海水の沈降（深層水形成）領域を示す。

2. 本研究の目的：海洋の連結階層モデリングの必要性と技術課題

黒潮の例に代表されるように、地球温暖化予測シミュレーションの精度や信頼性は着実に高まってきているが、残念ながら現状ではまだ十分とは言えず、その中でも海洋の解像度不足に起因する部分が少なからず存在する。同じ黒潮に関して言えば、平均的な構造は水平 20 km 格子程度でよく再現されるものの、短期的な変動性についてはもう一段階高い解像度を適用しなければ十分に再現することができない。そして、地球温暖化に伴う黒潮の変化が自然環境および人間社会に対してどのような影響を及ぼすのかを評価する上では、その変動性がどのように変わるのかを知ることまでが重要となる。これは喩えて言うなら、地球温暖化の結果として台風の頻度や強度がどのように変わるのかを知ることが防災上重要であるのと同様である。

黒潮は海洋の表層に存在する海流の代表例であるが、海洋の深層にも流れは存在する。それは我々の生活環境からは非常に遠くに位置し、しかもその流れの速さは黒潮に比べれば何十分の一に過ぎないのであるが、実は根本的なところで我々の生活環境を大きく左右している。深層海洋の流れは深層だけに閉じておらず、表層海洋の流れとリンクしている。海水の密度は温度と塩分に依存し、海面付近で冷却されて低温化（もしくは蒸発等により高塩分化）した海水は、高密度のために深層へ沈む傾向が強くなる。現在の海洋の状態において、深さ数千 m の深海に存在する水はいたるところで 0°C 近くの低温であり、これは高緯度の海面付近にある低温水が沈降して深層を占めていることを示す。

第3図はそうした海洋の深層と表層をつなぐ循環の概略を模式的に示したものであるが、その大きな特徴は、海面付近から深層海洋への沈降が北大西洋高緯度と南極周囲の極めて限られた場所でのみ生じていることである。深層水形成と呼ばれるこの沈降過程は水平 1 km 程度のスケールで生じる対流現象に端を発している。その意味では、極めて限られた領域における微小規模の現象が全海洋規模の循環をコントロールしている。そしてこの循環は、地球上の熱を大

規模に再配分する。その働きがあればこそ、例えばヨーロッパ北部は70度を越えるような高緯度にも関わらず人が居住できる環境にある。氷期等の過去に生じた大規模な気候変動はこの海洋大循環の変動と大きな関わりがあることが知られており、地球温暖化においてもこの循環が大幅に弱まるであろうことが予測のひとつの焦点になっている。しかして、当然と言うべきか、水平1 km 程度スケールのプロセスを含む深層水形成過程は水平20 km 格子程度では適切に表現されているとは言えず、この点に関しても海洋現象の表現不足のために地球温暖化の将来予測シミュレーションに不確実性が残っている。

上述の問題の単純な解決方法は、もちろん解像度を十分に高めることである。しかし、例えば全海洋を水平1 km 格子で表現した上で意味のある地球温暖化予測シミュレーションを行うことは、現在開発中の次世代スーパーコンピュータを用いてもほぼ無理である。その一方で、地球温暖化に大きな影響を及ぼす、あるいは地球温暖化から大きな影響を受けるという意味で、海洋の中で水平10 km 程度以下の微小規模現象が重要になる場所は、幸いにして限られている。したがって、現実的な解決策としては、それらの領域および現象を選択的に高解像度で表現したシミュレーションと比較的低解像度での全海洋シミュレーションとの連結階層化が考えられる。

こうした連結階層化は、もちろん新しい概念ではなく、海洋の数値モデリングにおいても既に様々なモデル開発および適用例が存在する。とはいえ、そうした過去の試みのほぼ全ては一方のダウンスケーリングに限られており、小規模スケールの現象が海洋の大規模構造を左右するプロセスを扱う実例はほとんど存在しない。その理由は、ひとつにはやはり計算資源の制約にある。空間的に小規模スケールの現象は、それ自身が持つ特徴的な時間スケールが短い。したがって、小規模スケール現象をだけを目的とする場合には、空間解像度を高めなければならない代わりに、長期間の時間積分は必要でなくなる。ダウンスケーリングの連結階層シミュレーションを行う場合、対象とする高解像度領域の周囲での境界条件を与える目的で、より広い領域のシミュレーションが行われることになるが、領域は広いものの必要とされる時間スケールは短いため、高解像度対象領域に比べて計算負荷がさほど高くないのが普通である。一方、双方向の連結を行う場合に目的とされるのは、高解像度で表現する小規模スケールの現象が大規模スケールの現象にどのような影響を及ぼすかである。大規模スケールの現象の持つ特徴的な時間スケールは長く、この目的に対しては、その長い時間のシミュレーションを高計算負荷である高解像度領域に対して実行しなければならない。その実現のために大きな計算資源が必要であることはもちろんだが、利用できる計算資源の制約を前提として、高並列環境で高速動作させるための努力も不可欠である。双方向の連結階層シミュレーションがあまり行われてきていないもうひとつの理由として、モデル開発の困難さも挙げることができる。各階層モデル間での物理量の連続性や保存性の厳密さなどという重要な制約に関して、すべてを同時に満足させるような標準的なスキームは確立されていないのが現状である。さらには、そうした数値モデルを高並列環境で効率よく動作させる枠組みを用意する必要もある。

以上のことを背景として、我々は双方向に連結階層化した海洋大循環モデルの開発とその高並列チューニングを重要課題として研究を行っている。本共同研究では、その高並列チューニングの部分に関して、HA8000の計算資源の提供およびプログラム開発に関する助言を受け、研究開発を進めてきた。

3. 海洋大循環モデルとその連結階層化

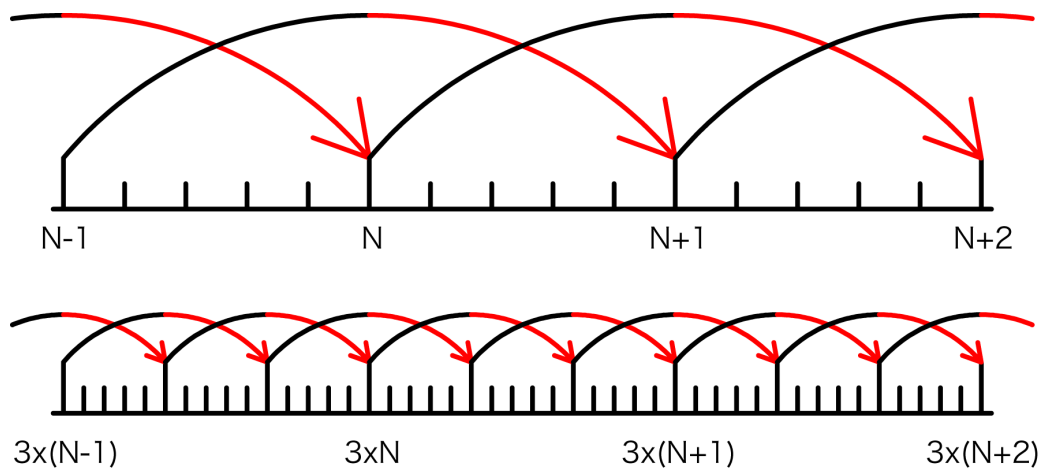
(1) 海洋大循環モデル

海洋の循環を記述する方程式系は回転系の Navier-Stokes 方程式（線型粘性流体の運動方程式）と熱・溶存物質（塩分）の輸送・拡散方程式を基礎としている。しかし、当然のことながら分子粘性・拡散を直接表現する解像度を海洋という巨大系に対して適用できるわけではない。全海洋規模の循環を扱う場合には、対象とする運動の時空間スケールに基づいたいくつかの近似を導入して方程式系を簡略化するとともに、解像されないスケールの現象の影響はパラメータ化によって表現する。これを離散化した数値モデルは、海洋大循環モデルと呼ばれる。離散化は一般に構造格子上の差分法により行われる。本課題では、東京大学気候システム研究センターで開発されている海洋大循環モデルである COCO (CCSR Ocean Component Model) をベースとし、その連結階層化および並列計算の効率化を行った。本小節の残りの部分では、COCO の仕様のうち、後述する連結階層化に関わる部分について簡単に解説する。方程式系や差分手法に関する詳細については Hasumi (2006) などを参考にされたい。

COCO では基礎方程式系を、水平方向には球面上の一般曲線直交座標系上で、鉛直方向には深度座標系上で定式化している。地球上の問題を扱うにあたっては、水平座標として地理座標（緯度・経度）を用いるのが最も簡便であるが、地理座標系で全海洋を扱うと北極海に経度座標が集中する特異点が存在し、数値計算上の困難をもたらす。したがって、全海洋を扱う場合には、特異点を陸上に置くような座標系を選ぶことが都合がよい。一方、北極海以外の限定された海域に対するシミュレーションを行う場合には、地理座標を用いることが最も一般的である。ただし、その場合でも、ターゲットとする海域を連結階層化によらずに集中的に高解像度で表す目的などで、地理座標とは大きく異なる座標系が採用されることが少なからずある。その一方で、座標系の選択では特異点を陸上に置くことが前提となるため、この方法だけでは望むような格子系を得ることが必ずしも可能ではない。特に、具体例を後述するように、大きな海域の中で比較的広い領域を高解像度化する目的にはこの方法は向かないことが多く、そのような場合には連結階層化の方が効率良くターゲット海域を高解像度化することが可能となる。

モデル変数の格子配置について、COCO では Arakawa-B と呼ばれるタイプの staggered 格子を採用している (Mesinger and Arakawa, 1976)。すなわち、水平面上で、格子の中央に温度や塩分（あわせてトレーサと呼ぶ）が、格子の頂点で水平流速が定義される。詳しくは次小節を参照されたい。一方、海洋大循環モデルでは鉛直流速は予報量ではなく診断量であり、水平流速を元に、非圧縮流体に対する連続の式から求められる。

運動方程式を数値的に解く際、ほぼ全ての海洋大循環モデルにおいて共通して、モード分離という手法が用いられる。鉛直に積分した水平流速の収束はその場での海面昇降に対応し、この海面昇降に重力が復元力として働くことで、海面には重力波という波動が存在する。この海面重力波の典型的速度は 100 m/s 程度であり、海洋中の流速や海面昇降と関係しない波動の伝播速度と比べて 2 桁程度大きい。海面重力波は海洋大循環モデルがシミュレート対象とする現象に対してあまり重要な意味をもたないため、運動方程式全体を海面重力波による CFL 条件によって制約される時間ステップを用いて解くことは、甚だ効率が悪い。一方、鉛直積分した水平流速と海面昇降を記述する方程式は単純な形をしており、それ自体を解くのに必要とされる計算負荷は比較的小さい。そこで、運動方程式の水平流速を、鉛直平均成分（傾圧成分と呼ぶ）とそこからのがれ（傾圧成分と呼ぶ）に分解し、それぞれに対する予報方程式を別個に解くこ



第4図：モード分離における時間積分の進行の模式図。

(上)連結階層しないモデル（および連結階層した場合の外側モデル）における進行。(下)連結階層した場合の内側モデルにおける進行。長い縦線は傾圧モードの、短い縦線は順圧モードの時間ステップを表す。

とを行う²。この際、時間積分に関しては、傾圧成分を時間1ステップ進める間に、順圧成分はその $1/N_s$ の時間ステップを用いて N_s 回の刻み前進を行うという、タイムスプリット手法を用いる³。例えばCOCOの場合、標準的には時間積分スキームとして leap-frog を採用しているが、傾圧成分に対して時間が第N-1ステップから第N+1ステップに進行するとき、順圧成分では $2N_s$ 回の刻み積分を行い(第4図参照)、両者の最終結果を足し合わせたものが第N+1ステップの水平流速となる。なお、順圧成分の刻み積分における時間積分スキームには、Euler-backwardを採用している。

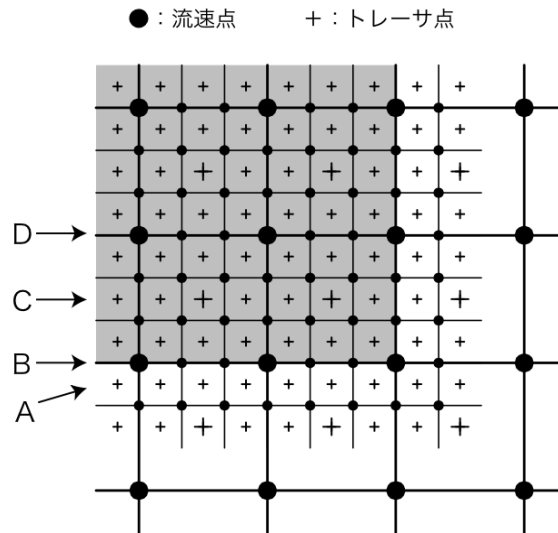
方程式系の時間積分は、水平流速傾圧成分、水平流速順圧成分、トレーサの順で、それぞれ第N-1ステップから第N+1ステップへ進行する。トレーサの輸送計算では、第N-1ステップから第N+1ステップへの進行において、第Nステップの水平流速が必要になる。この水平流速の傾圧成分については第Nステップの値そのものでよいが、順圧成分については、連続の式との整合性のため、第N-1ステップから第N+1ステップまでの平均を用いる必要がある。したがって、運動方程式が表現する流速とトレーサ輸送に用いられる流速は厳密には一致しないことになる。また、順圧成分自身は leap-frog によらないものの、傾圧成分の leap-frog の時間進行の重なりに対応して、順圧成分の計算は重複して行われる。

COCOはMPIを用いた並列化コーディングが施されている。並列化は水平方向の2次元領域分割によって行われ、すべてのプロセスで同一のプログラムを用いるSPMDの手法を用いている。分割された各領域の計算では、周囲の2格子分の幅のデータが必要とされ、その分を通信によって隣接する領域と交換する。モデル計算における通信はこのタイプのものに限定され、初期条件・境界条件の読み込みや結果出力のI/Oにおけるgather, scatterを除き、全体通信は存在しない。

(2) 連結階層化

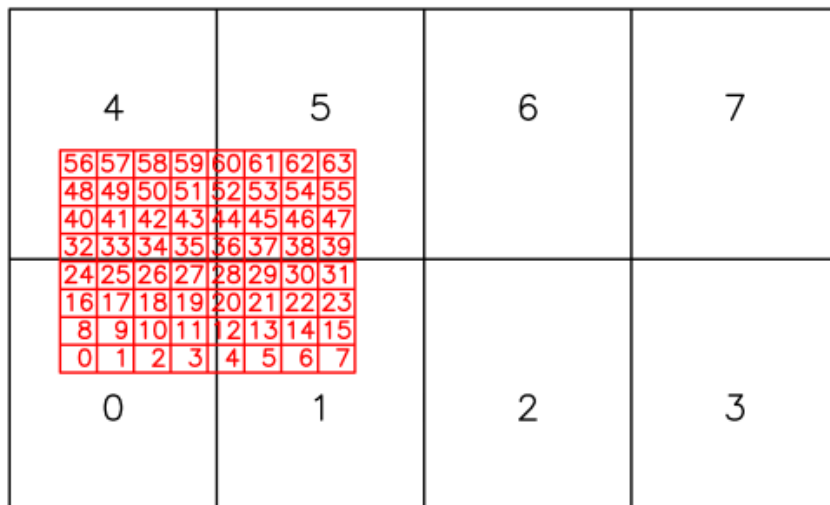
² ただし、海面昇降が0でない場合には厳密なモード分離は不可能であり、近似的を伴う。

³ N_s の典型的な値は数十。



第5図：内側モデルの境界付近における nested-grid モデルの格子配置.

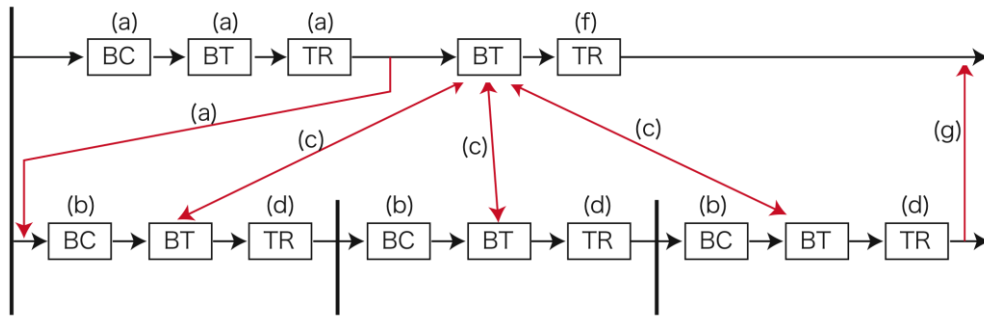
外側モデルの1格子を内側モデルで3×3分割した場合の例. 影のついた領域が内側モデルを表す. ●, +ともに, 大きい印は外側モデルの変数 (およびそこに重なって存在する内側モデルの変数), 小さい印は内側モデルの変数の配置を表す. A, B はトレーサと流速それぞれについて, 外側モデルから内側モデルへ境界条件を与える位置. C, D は内側モデルから外側モデルへ境界条件を与える位置.



第6図：外側モデルと内側モデルの領域分割および通信イメージ.

外側モデル8プロセス (黒), 内側モデル64プロセス (赤) で並列計算する場合の例. 数字はプロセスのランクを示す. 外側モデルと内側モデルの間では, 重なりがある部分の間のみで通信が発生する.

ここで採用する連結階層化の手法は, 高解像度化領域を固定した双方向 nested-grid である. モデルの全海域 (外側モデルと呼ぶ) の中に矩形領域 (内側モデルと呼ぶ) を設定し, 鉛直格子は両者で共通, 水平格子については外側モデルの1グリッドを5×5などの奇数個分割とする. 境界付近における格子配置を模式的に示したものが第5図である. 内側モデルの境界に位置する流速点からその外側2格子分のトレーサ点までの領域に, 外側モデルの格子から線型補間し



第 7 図： 外側モデルと内側モデルの時間積分進行および通信の模式図。

外側モデルの時間 1 ステップを内側モデルで 3 分割している例を示す。上段は外側モデル，下段は内側モデルの計算過程であり，上下段間の矢印は通信の方向を示す。BC，BT，TR はそれぞれ傾圧成分，順圧成分，トレーサの計算を表し，(a)～(g)は本文中の各手続きを示す。

た流速やトレーサを与え，内側モデルの境界条件としている。また，内側モデルの領域内については，内側モデルの変数を空間平均したもので外側モデルの変数を置き換えることで，双方向ネストを行っている。なお，内側モデルの海岸・海底地形については，境界での整合性を保つために，内側モデル境界から外側 2 格子分の領域で外側モデルと一致させている。

連結階層化モデルの実行においては，MPMD 方式を採用している。第 6 図に示すように，外側モデルと内側モデルはそれぞれが水平 2 次元で領域分割されている。各モデルの内部では，それぞれのモデル用に作成されたコミュニケータを用いて通信が行われる。一方，外側モデルと内側モデル間の通信はコミュニケータ MPI_COMM_WORLD を用いて行われるが，大規模並列化に対応するために，領域に重なりが存在するプロセス間でのみ通信が行われるようにコーディングされている。第 6 図の例では，例えば外側モデルのランク 4 のプロセスは，内側モデルのランク 32-36，40-44，48-52，56-60 のプロセスのみとの間で通信が行われる。

外側モデルと内側モデルのデータ交換は第 7 図に示される手順で行われる。すなわち

- (a) 外側モデルの傾圧成分，順圧成分，トレーサを更新し，境界条件となる傾圧成分とトレーサのデータを内側モデルに送る。これを時間方向に線型補間して，内側モデルの境界条件を得る。
- (b) 内側モデルの傾圧成分を更新する。
- (c) 内側モデルと外側モデルの順圧成分を，内側・外側モデルで通信しながら計算する。
- (d) 内側モデルのトレーサを更新する。
- (e) (b)～(d)の手続きを，外側モデルの第 N+1 ステップの時刻になるまで繰り返す。
- (f) (c)で得た順圧成分を用いて，外側モデルのトレーサを再計算する。
- (g) 内側モデル領域の順圧成分とトレーサの空間平均値を外側モデルに送信し，外側モデルの変数を置き換える。

上記の(c)の過程については，順圧成分計算で時刻が重複する部分があるため（第 4 図参照），取り扱いに工夫が必要である。ここでは，外側モデルと内側モデルの通信は，常に第 4 図の矢印の赤で示される後半部分で行うようにしている。また，前半部分（矢印の黒）の計算については，ひとつ前の順圧成分の後半部分で保存しておいたデータを利用する。

```

!$omp parallel
!$omp private(
!$omp N, K, IJ, KUJ, KU, KD, WUT, VPOS, VNEG, RZMUP, DZCN, RZMCN,
!$omp TUP, TCN, TDN, TDIFF, TCURV, A2, A1, A0, TADV,
!$omp TREF, TMIN, TMAX)
DO 230 N = 1, NTDIM
!$omp do
DO 220 K = KSTR+1, KEND
KUJ = K - 2
KU = K - 1
KD = K + 1
DO 210 IJ = IJTSTR, IJTEND
DIFFZ(IJ, K) = AHV(IJ, K) * RZM(IJ, K) * AMFTZ(IJ, K)
WUT = WZC(IJ, K) * TS

VPOS = 0.5D0 + SIGN(0.5D0, WUT)
VNEG = 0.5D0 - SIGN(0.5D0, WUT)
RZMUP = VPOS / DZM(IJ, KD) + VNEG / DZM(IJ, KU)
DZCN = VPOS * DZ(IJ, K) + VNEG * DZ(IJ, KU)
RZMCN = VPOS / (DZM(IJ, K) + DZM(IJ, KD))
+ VNEG / (DZM(IJ, K) + DZM(IJ, KU))

TUP = VPOS * TX(IJ, KD, N) + VNEG * TX(IJ, KUJ, N)
TCN = VPOS * TX(IJ, K, N) + VNEG * TX(IJ, KU, N)
TDN = VPOS * TX(IJ, KU, N) + VNEG * TX(IJ, K, N)
TDIFF = TDN - TUP
TCURV = (TDN - TCN) / DZM(IJ, K) - (TCN - TUP) * RZMUP

A2 = TCURV * RZMCN

A1 = (TX(IJ, KU, N) - TX(IJ, K, N)) / DZM(IJ, K)
+ 0.5D0 * (DZ(IJ, K) - DZ(IJ, KU)) * A2
A0 = ( DZ(IJ, K) * TX(IJ, KU, N)
+ DZ(IJ, KU) * TX(IJ, K, N)
/ DZM(IJ, K) * 0.5D0
- DZ(IJ, KU) * DZ(IJ, K) * 0.25D0 * A2
TADV = ( WUT * WUT / 3.D0
- DZ(IJ, K) * DZ(IJ, K) / 12.D0) * A2
- WUT * 0.5D0 * A1 + A0
TCURV = ABS(TCURV) * DZCN

IF ( (TCURV .GT. ABS(TDIFF))
.OR. (ABS(WUT) .LT. EPS)) THEN
TADV = TCN
ELSE
TREF = TUP + (TCN - TUP) / ABS(WUT) * DZM(IJ, K)
VPOS = 0.5D0 + SIGN(0.5D0, TDIFF)
VNEG = 0.5D0 - SIGN(0.5D0, TDIFF)
TMIN = VPOS * TCN + VNEG * MAX(TDN, TREF)
TMAX = VPOS * MIN(TDN, TREF) + VNEG * TCN
TADV = MIN(MAX(TADV, TMIN), TMAX)
END IF

FTZ(IJ, K, N) =
( DIFFZ(IJ, K) * TX(IJ, KU, N) - TX(IJ, K, N)
- WZC(IJ, K) * TADV) * AMFTZ(IJ, K)

210 CONTINUE
220 CONTINUE
230 CONTINUE
!$omp end parallel

```

第 8 図：OpenMP 指示行挿入の例。

第 1 表：Flat MPI 並列とハイブリッド並列の実行時間比較（括弧内は相対的速度上昇度）。

PGI fortran コンパイラ

| コア数 (コア数÷64) | Flat MPI 実行時間 (速度上昇率) | OpenMP+MPI 実行時間 (速度上昇率) |
|-----------------|-----------------------------|-------------------------------|
| 64 (1) | 6333s (1.00) | 6965s (1.00) |
| 216 (3.37) | 2545s (2.49) | 2528s (2.76) |
| 648 (10.125) | 1517s (4.18) | 1257s (5.54) |

Intel fortran コンパイラ

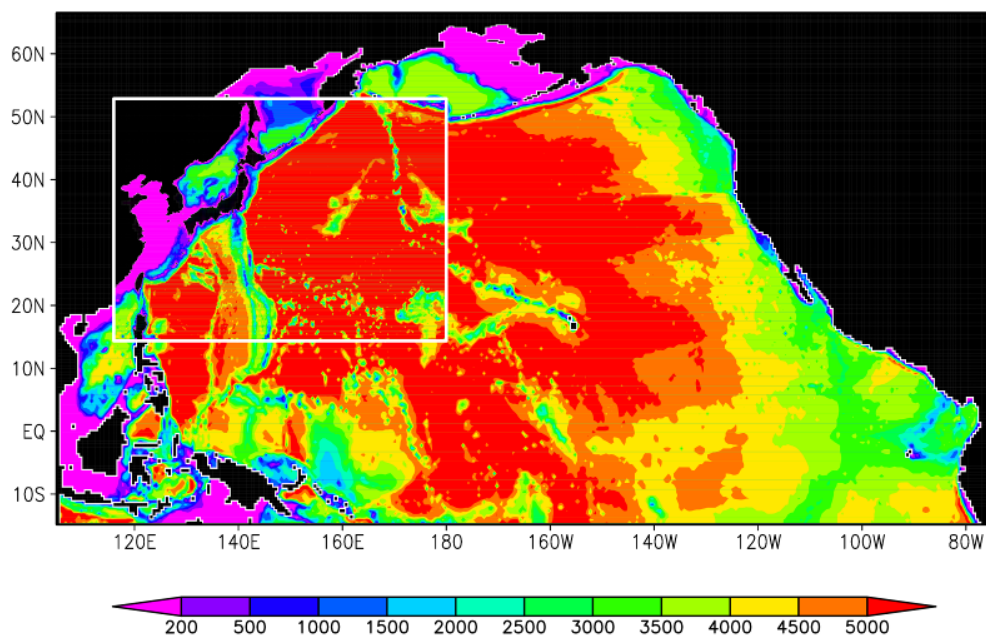
| コア数 (コア数÷64) | Flat MPI 実行時間 (速度上昇率) | OpenMP+MPI 実行時間 (速度上昇率) |
|-----------------|-----------------------------|-------------------------------|
| 64 (1) | 10417s (1.00) | 12477s (1.00) |
| 216 (3.37) | 4075s (2.56) | 4476s (2.79) |
| 648 (10.125) | 2270s (4.59) | 2215s (5.63) |

Hitachi fortran コンパイラ

| コア数 (コア数÷64) | Flat MPI 実行時間 (速度上昇率) | 自動並列+MPI 実行時間 (速度上昇率) | OpenMP+MPI 実行時間 (速度上昇率) |
|-----------------|-----------------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| 64 (1) | 6123s (1.00) | 6073s (1.00) | 6473s (1.00) |
| 216 (3.37) | 2590s (2.36) | 2243s (2.71) | 2345s (2.76) |
| 648 (10.125) | 1646s (3.72) | 1304s (4.66) | 1311s (4.94) |

(3) ハイブリッド並列化

本共同研究課題では、MPI による並列に加えて、OpenMP によるスレッド並列を併用したハイブリッド並列を行うよう、プログラムの書き換えとチューニングを行うことを主たる目的としている。第 8 図は OpenMP の指示行挿入例である。この例では、鉛直方向を表す K のループについての並列化が行われている。こうした DO ループを対象にした単純な機械的指示行挿入をまず



第9図：モデル領域.

図の全領域が外側モデルに対応し、白枠内が内側モデル。色は海底地形を表す。

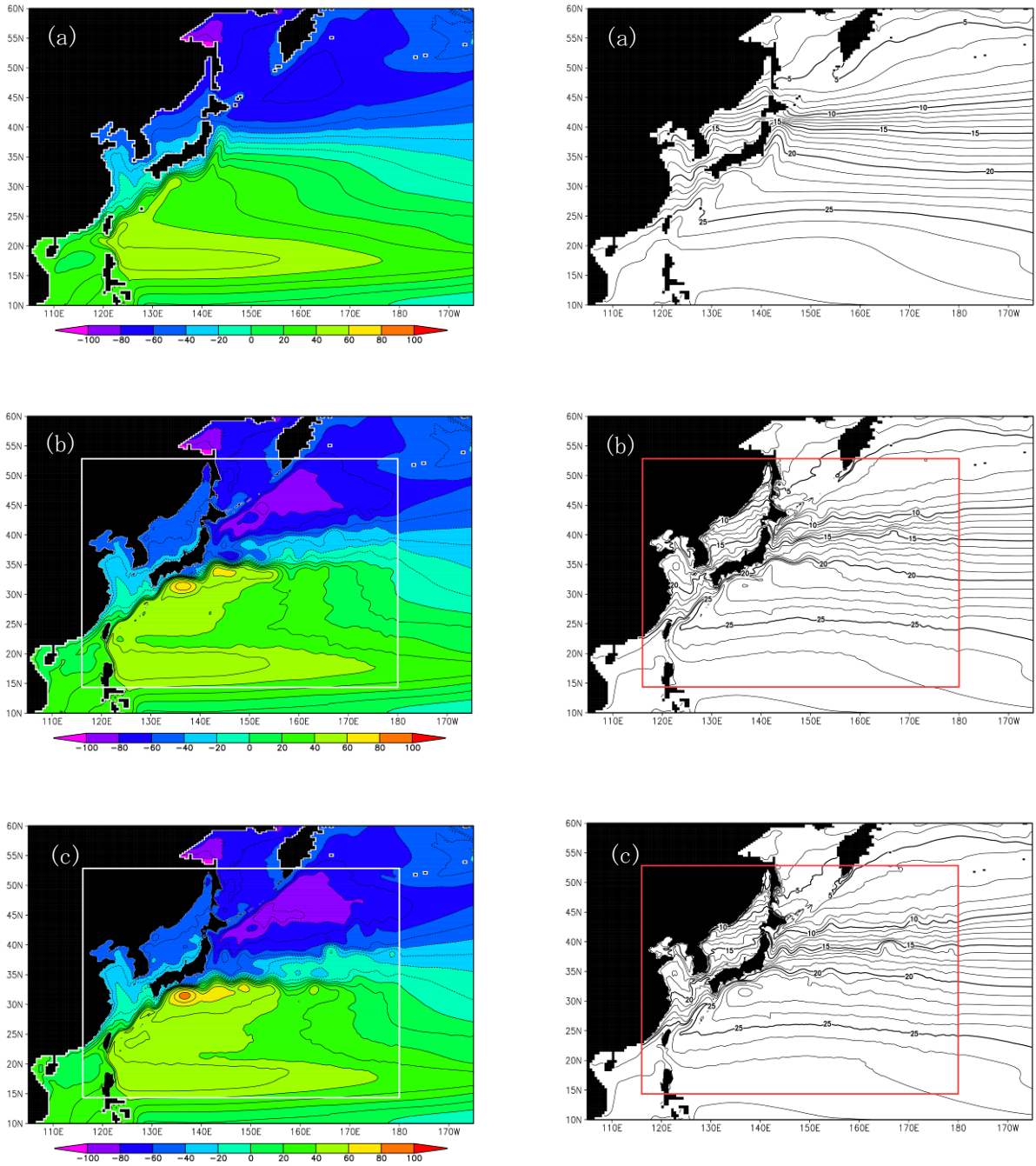
は完了した。

第1表に、後述するシミュレーション実行設定の外側モデル（水平 360×216 格子，鉛直 40 格子）において，flat MPI の場合と OpenMP と MPI を併用したハイブリッド並列の実行時間の比較を示す。スレッド並列は HA8000 上で 1 プロセスあたり 4 スレッドとしており，各ソケットに対応する 4 コアをスレッド並列化している。また，fortran コンパイラは HA8000 上で利用できる PGI, Intel, Hitachi すべてについて調べ，Hitachi の場合には独自の自動並列によるハイブリッド並列についても調べた。それぞれ 1 回ずつの測定結果であることに注意が必要であるが，いずれのコンパイラを用いた場合でも，問題サイズを固定した上で使用コア数が増加するにつれ，すなわち 1 コアあたりの格子数が小さくなるにつれ，ハイブリッド並列の方で実行時間・実行速度上昇度ともに flat MPI を上回る性能が実現されるようになっている。ただし，Hitachi コンパイラの場合には，OpenMP を用いたハイブリッド並列よりも，Hitachi コンパイラ独自の自動並列によるハイブリッド並列の方が，コア数増加に対する実行時間減少および実行速度上昇度について良い結果が得られている。

今回行った性能測定は 640 程度の比較的少ないコア数までだが，その範囲でもハイブリッド並列の優位性を示す結果が得られている。さらなる高並列のもとでは，ハイブリッド並列の優位性がさらに高まるものと考えられる。今回の OpenMP 指示行挿入は単純に機械的に行える部分だけを対応したものであり，さらに細かいチューニングを実施することで，さらなる性能向上も期待される。本共同研究課題は平成 21 年度も継続しており，その中でそれを実現していく予定である。

4. 連結階層化モデルの実行例

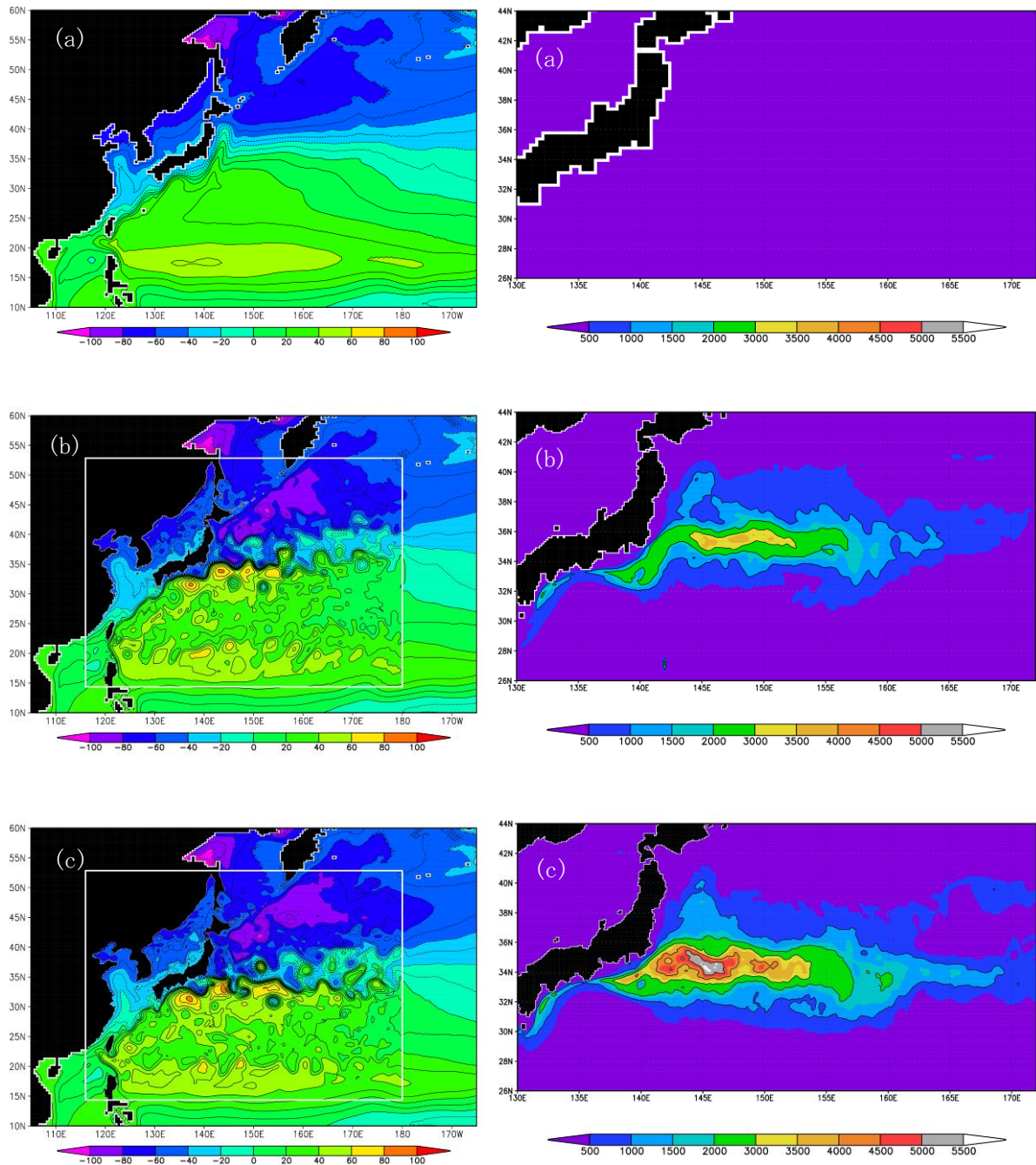
上述の連結階層化モデルを第9図に示す領域設定のもとで実行した結果を紹介する。外側モデルは北太平洋全域を含む領域で，格子数は水平 360×216 ，鉛直 40 である。座標系は通常の



第 10 図： 5 年平均(左)海面高度 (cm)， および(右)海面水温 (°C)。

(a) 全領域を外側モデルの解像度で計算， (b) 内側モデル解像度 $1/6 \times 1/6 \cos \phi$ ， (c) 内側モデル解像度 $0.1 \times 0.1 \cos \phi$ 。海面高度の等値線は海面付近の流線におおよそ対応し，等値線が密集している場所ほど強い流れが存在することを示す。

地理座標であり，水平格子サイズは，東西方向が 0.5 度，南北方向が $0.5 \cos \phi$ 度 (ϕ は緯度) である。なお，一定経度幅の長さは $\cos \phi$ に比例するので，この設定ではほぼ正方形の水平格子となる。内側モデルは外側モデルの水平格子を 3×3 分割および 5×5 分割した場合を実行しており，それぞれ水平格子数 384×288 および 640×480 ，水平格子サイズ $1/6 \times 1/6 \cos \phi$ 度および $0.1 \times 0.1 \cos \phi$ 度である。外側モデルと内側モデルの間での使用 CPU 数の比は， 3×3 分割の場合で 1:1， 5×5 分割の場合で 1:4 である。この比は格子数の比にほぼ一致しているが，内側モデルの方が短い時間ステップを適用しなければならないため，現状の設定では外側モデルの



第11図：(左)海面高度の瞬間値(cm), および(右)表層渦運動エネルギーの5年平均値(cm^2/s^2)。 (a), (b), (c)の並びは第10図と同様。渦運動エネルギーは、水平流速の長時間平均からのずれによる運動エネルギーとして定義。

計算進行に待ちが生じている。この待ちをできるだけ少なくするような効率化が今後もちろん必要である。

それぞれのシミュレーションは、観測された平均的な水温・塩分分布を初期状態とし、海面で平均的な年周期を持つ大気境界条件を与え、15年分行った。以下に示す結果では、その最後5年を対象としている。第10図に、海面付近の長期間平均の構造を表すものとして、5年平均の海面高度と海面水温を示す。現実の黒潮は、日本南岸を北東向きに流れた後、房総半島付近で離岸し、黒潮続流と呼ばれる強い東向き流となって太平洋内部へ流れることが知られている。

全領域を外側モデルの解像度で計算した場合、黒潮に相当する流れは日本東岸に沿って三陸付近まで北上した後に離岸するという、現実とはかけ離れたものになっている。また、離岸後も現実の黒潮続流のような強い流れではなく、弱い東向き流として太平洋内部へ流れる。さらに、この非現実的な黒潮の北上に伴い、三陸沖での水温が現実よりも顕著に高くなってしまっている。内側モデルの水平解像度を3倍および5倍に高めた場合、黒潮の離岸位置および黒潮続流の再現性は格段に高まり、海面水温も観測されたものにかかなり近づく。

第11図は、海面付近流速の時間変動に関わる場として、海面高度の瞬間値と海面付近の渦運動エネルギー分布を描いたものである。中緯度海洋には中規模渦と呼ばれる半径100 km程度の渦が存在しており、流れの変動や水温分布等に大きな影響を及ぼすことが知られている。黒潮続流域は全海洋の中でも中規模渦の活動が最も強い領域のひとつであり、海面の渦運動エネルギーが局所的には $4500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ を超えるものと推定されている。全領域を外側モデルの解像度とした結果では、顕著な渦活動は認められない。一方、内側モデルを高解像度化した結果では、黒潮続流域で多くの中規模渦が表現されている。黒潮続流の平均的な流速や流路の面では、水平解像度 $1/6 \times 1/6 \cos \phi$ 度および $0.1 \times 0.1 \cos \phi$ 度の間に顕著な違いは認められなかったが、渦運動エネルギーで表した渦活動度の面では大きな違いが認められる。水平解像度 $1/6 \times 1/6 \cos \phi$ 度では $4000 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ に満たないが、 $0.1 \times 0.1 \cos \phi$ 度では $5500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ を超える。

5. おわりに

以上の例から、黒潮および黒潮続流を妥当にシミュレートするためには、少なくとも $0.1 \times 0.1 \cos \phi$ 度程度の水平解像度を実現する必要があることがわかる。このような解像度を北太平洋全域に、あるいは全海洋に適用し、気候の問題を扱うのに必要とされる数十年分の計算を行うのは、全くもって容易ではない。また、高解像度化が必要とされる領域が陸からかなり離れた場所にまで及ぶため、座標系をうまく選択することで効率よくこの領域だけを高解像度化することも容易ではない。

全海洋のシミュレーションの中で、黒潮は間違いなく重要な高解像度化ターゲットであるが、他にも高解像度化すべき重要なターゲットはいくつか存在する。それらすべてを同時に高解像度化するという方向も考えられれば、計算効率および科学的解釈の面からは別々に高解像度化するという利点も存在する。いずれにせよ、こうした状況を鑑みるに、ここで紹介したような連結階層化は非常に有効であるとともに、並列計算効率をさらに高めるべく、チューニング等をすすめる必要がある。本共同研究課題は平成21年度も継続しており、ハイブリッド並列化についてプログラムのチューニングを引き続き行うとともに、余裕があればスカラプロセッサ向けチューニングも行いたいと考えている。

本共同研究プロジェクトをはじめ、稼動開始直後の特別プロジェクトや通常に取得したアカウントを用いて、この1年あまりの間にHA8000上である程度大規模な並列計算を様々に行ってきた。それ以前にはスカラ機での大規模並列計算の経験はあまりなく、使い始めた当初の感想は、もともと感じていた不安に比べれば意外とすんなりと使えたというものであった。しかし、使い続け、あるいは様々な情報に触れるにつれ、現状よりも格段の高速化を何とかして実現しなければという思いが強くなってきている。直接測定したことはないが（そして是非そのためのツールを整備していただきたいが）、間接的な見積もりから、COCOのHA8000での実行性能はピーク比で5%程度と捉えている。何もせずにこれだけの性能があれば良い方だとも聞く

が、別口で行っている別のプログラムのスカラプロセッサ向けチューニングで、キャッシュの有効利用ができる形のループであれば20~30%の性能は十分に出せるという例も目の当たりにしている。プログラム全体に渡ってそこまでの性能を出すことが可能とまでは期待していないが、チューニング努力によって二倍以上という速度に現実性があるのならば、それなりの方策は講じなければと感じている。

しかし、また一方で、そうしたスカラプロセッサ向けチューニングの実作業を垣間見るに、こんなことは自分ではできないというのも正直な感想である。筆者は20年近く前から東大のスーパーコンピュータをヘビーに使い続けており、ベクトルプロセッサを対象としたものであれば、速度向上を意識したプログラミングやある程度のチューニングを自分の手でやってきたつもりである。しかし、それが可能だったのも、ベクトルプロセッサでは、ループ長をできるだけ長くなど、かなり単純なルールに従っていれば自動的にある程度の効率が保証されたからだと言える。キャッシュメモリの挙動を理解して、それに合わせたチューニングを行うという作業は、とても出来るともやりたいとも思わない。多くの人々のノウハウが蓄積してくれば話は違うのかもしれないが、自分にとって不可欠な道具の使い方やその将来について、不安や無力感を覚えつつある。とはいえ、スカラプロセッサによる大規模並列は、もはや引き返しような方向であるのもまた事実であり、チューニングの専門家を研究室なり研究所なりにとりこむという道を真剣に考えなければならぬものかと思案したりもする。大学という場でそうした人材を確保し続けるのは、これまた容易なことではないのだが。

参 考 文 献

- Hasumi, H. (2006): CCSR Ocean Component Model (COCO) Version 4.0, CCSR Report No. 25, 103pp. (<http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~hasumi/COCO/coco4.pdf>)
- IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Cambridge University Press, 996 pp.
- Mesinger, F., and A. Arakawa (1976): Numerical methods used in atmospheric models, GARP Publication Series, 17, World Meteorological Organization, Geneva, 64pp.
- Sakamoto, T. T., et al. (2005): Responses of the Kuroshio and the Kuroshio Extension to global warming in a high-resolution climate model, *Geophys. Res. Lett.*, **32(17)**, L14617.
- Sakamoto, T. T., and H. Hasumi (2008): Pacific upper ocean response to global warming -climate modeling in an eddying ocean regime-, in *Eddy-Resolving Ocean Modeling*, Geophysical Monograph Series 177, American Geophysical Union, 265-279.