

高解像度海洋大循環モデルによる 海洋変動の研究 —序報—

石田 明生^{*1} 柏野 祐二^{*1} 三寺 史夫^{*1}
吉岡 典哉^{*2} 門倉 輝明^{*3}

海洋大循環に果たす中規模渦の役割を調べるため、北極海を除く全球を対象とした空間的に高解像度（水平1/4度、鉛直55レベル）の数値モデルを用いて海洋循環を求め、その挙動を調べた。モデルは、これまでのモデルでうまく再現できなかった黒潮の離岸や赤道潜流、反流等の赤道海流系などの平均的な構造をよく再現している。また、ロスビー波の西向き伝播速度の緯度依存性や西部赤道太平洋における渦やインドネシア通過流量の変動など観測された特性を示している。モデルで得られた海洋変動や平均循環の構造を観測結果と比較しながら記述し、海洋大循環に果たす中規模渦の役割について考察する。

キーワード：全球、高解像度、海洋大循環モデル、中規模変動

Study of Oceanic Variabilities with Global High-Resolution General Circulation Model —Preliminary Results—

Akio ISHIDA^{*4} Yuji KASHINO^{*4} Humio MITSUDERA^{*4}
Noriya YOSHIOKA^{*5} Teruaki KADOKURA^{*6}

To examine the role of meso-scale eddies in general ocean circulation, we have investigated the circulation which is derived by using a high resolution general circulation model with 1/4° grid spacing and 55 vertical levels. The model of this study simulates quite well the separation of the Kuroshio and equatorial current system comprised of the Equatorial Undercurrent and Subsurface Countercurrent etc, which have not been fully reproduced in previous models. The model also shows the characteristics of variabilities known on the basis of observation, such as latitudinal dependence of westward phase speed of Rossby wave and fluctuating Indonesian throughflow. We describe the mean and eddy characteristics in the model compared with observed results, and study the role of meso-scale eddies to

*1 海洋観測研究部

*2 気象庁海洋課（旧海洋科学技術センター、海洋観測研究部）

*3 富士総合研究所、計算科学、小池クラスター

*4 Ocean Research Department

*5 Japan Meteorological Agency(former:Ocean Research Dept,JAMSTEC)

*6 Computational Science Engineering/Koike Cluster,Fuji Research Institute

general ocean circulation.

Key Words : Global, High-Resolution, Ocean General Circulation Model, Meso-scale

1 はじめに

海洋の表層・中層循環は亜熱帯、亜寒帯域の熱輸送に大きな役割を果たしており、数年から十年スケールの気候変動の予測にはその挙動を正確に把握する必要がある。これまで多くの研究では比較的粗い格子（緯度・経度方向に1～4度）のモデルを用いて、格子よりも小さい現象はパラメータとして扱い、直接には計算していない。そのような研究では、いかにうまくパラメータを調節して観測結果を再現するかが主眼となるが、いまだ十分に再現できたといえるモデルはない。また、たとえ現在の観測結果をうまく再現するようにパラメータを調節できたとしても、その原理が解明されなければ将来の気候予測には役立てることができない。

このような問題を明らかにするには、中規模渦をパラメータ化するのではなく、モデルの解像度を上げて渦運動も含めて循環を調べることが必要である。対象とする海域をある狭い領域に限った高解像度のモデルを開発することは可能だが、世界の海洋循環系が互いに深く関連しており、様々な時間スケールで影響しあっていることはよく知られている。海洋間の連携の重要な例として、北大西洋からの深層水のインド洋、太平洋への広がりや、太平洋からインド洋への通過流が挙げられ、気候変動の問題と関連して注目されている。このように、気候変動に対する海洋の役割を理解する上で、全球を対象としたモデルは必要不可欠である。以上のように、中規模渦と海洋大循環に関する研究が必要であるにもかかわらず、これまで計算機資源が十分でなかったために、そのような研究は十分になされていない。海洋科学技術センターでは1996年にスーパーコンピュータが導入され、高解像度モデルによる計算が可能となった。

本研究の目的は計算機容量が許す範囲で高解像度モデルを使って海洋循環を再現し、その挙動を調べることで、中規模渦による海洋大循環への影響や、季節から経年変動のメカニズムを調べることである。そこで、まず境界条件に年平均の気候値データを用いてモデル海洋をスパインアップさせ、さらに月平均気候値データを用いて季節変動実験を行った。この実験では現在の海洋の平均的な状態を季節変動を含めて再現することにある。特に注目するのは季節変動と中規模渦に固有の時間スケ-

ルの変動と、その平均循環場への影響である。そのような現象の解析には数十年の時間積分が必要と考えられるが、現在10年の時間積分が終了しており、本稿では、全球高解像度モデルによる研究の序報として、モデルの概要とこれまでに進んだ計算結果について述べる。

2 モデル

用いたモデルはNOAA/GFDLで開発された MOM2 (Modular Ocean Model Version 2)である。このモデルは Bryan (1969) によって基本的な計算手法が確立され、その後、Semtner (1974) やCox (1984) によって広く用いられるようになったモデルで、現在世界各国で300名以上の研究者がこのモデルのリストに登録している。このモデルを用いる利点の一つはモデルが非常に汎用的なことであり、他の研究グループで行われた計算結果との比較、検討が可能なことである。また多くの研究者が常にモデルの新しいスキームの開発やパラメータ化の改良を進めており、そうした改良は GFDL を通して更新される。

モデル設定について特に着目した点は鉛直解像度を十分に大きくしたことにある。これまでに既になされてきた高解像度モデル (Semtner and Chervin, 1988, 1992) は鉛直方向に20レベルであり、黒潮やガルフストリームの離岸がうまく再現できていないことや、赤道域で観測されている東西流の鉛直構造などまだ十分に現実を再現していないなどの問題があった。本研究では鉛直55レベルを取り中層においても鉛直レベル間隔を約50mと高解像度に設定した (表1)。水平方向の分解能は東西、南北共に1/4度で、南緯75度から北緯75度の北極海を除く全球を対象とした。

モデル地形は NOAA/NGDC の東西、南北共に5分の分解能を持つデータ (ETOPO5) から以下のように決定した。まず、5分格子上の地形データから Gaussian smoothing function を使って地形を平滑化し、モデルの格子上に割り当てた。モデル地形の急変による計算不安定が生じないようにすることと、境界流の構造に影響する陸棚地形をできるだけ正確に表現するために、平滑化のための影響半径を、水深1,000m以浅では緯度0.5度の距離 (約50km) に、1,000mから海底まで

表1 モデル格子点の深さ。ZTは水温、塩分、水平流速の定義点、ZWは鉛直流速の定義点の深さを表わす

Table 1 Depths of Model Levels. ZT corresponds to the depth of temperature, salinity and horizontal velocities. ZW corresponds the depth of vertical velocities.

Level	ZT (m)	ZW (m)
1	5.00	10.00
2	15.00	20.00
3	25.00	30.00
4	35.00	40.00
5	45.00	50.00
6	55.00	60.08
7	65.16	70.49
8	75.82	81.55
9	87.29	93.59
10	99.88	106.89
11	113.90	121.77
12	129.63	138.48
13	147.34	157.30
14	167.26	178.45
15	189.63	202.13
16	214.63	228.53
17	242.43	257.79
18	273.16	290.04
19	306.92	325.35
20	343.78	363.78
21	383.78	405.35
22	426.92	450.04
23	473.16	497.79
24	522.43	548.53
25	574.63	602.13
26	629.63	658.45
27	687.26	717.30
28	747.34	778.48
29	809.63	841.77
30	873.90	906.89
31	939.88	973.59
32	1,007.29	1,041.55
33	1,075.82	1,110.49
34	1,145.16	1,180.08
35	1,215.00	1,250.00
36	1,285.00	1,321.03
37	1,357.06	1,396.16
38	1,435.26	1,479.39
39	1,523.52	1,574.51
40	1,625.51	1,685.04
41	1,744.57	1,814.09
42	1,883.61	1,964.34
43	2,045.07	2,137.94
44	2,230.81	2,336.46
45	2,442.11	2,560.86
46	2,679.61	2,811.46
47	2,943.31	3,087.94
48	3,232.57	3,389.34
49	3,546.11	3,714.09
50	3,882.07	4,060.04
51	4,238.01	4,424.51
52	4,611.02	4,804.39
53	4,997.76	5,196.16
54	5,394.56	5,596.03
55	5,797.50	6,000.00

は水深に応じて正弦関数的に緯度0.5度から緯度1度の距離まで増大するように設定した。さらに、得られたモデル格子上の地形についてチェックし、モデルの格子間隔で分解できない海峡を埋めることや、小さな島を削除するなどの整備を行った。最終的に得られたモデル地形は図1に示すとおりである。

モデル計算は Levitus (1982) の年平均水温、塩分を初期値として静止状態から開始した。境界条件は、運動量については Hellerman and Rosenstein (1983) の風応力データを与え、水温、塩分についてはモデルの最上層の水温、塩分を Levitus (1982) の海面水温、塩分データに復元させることによって与えた。復元の時間スケールは6日である。これは層厚50mの混合層の水塊が海面フラックスによって観測値に30日の時間スケールで復元されることに対応する。なお、水温、塩分のモデル格子への内挿には線形補間を用いたが、風応力の内挿には微分値が連続になるように双3次曲面パッチを用いた。

モデル時間で最初の2年は初期スピナップとして、境界条件に年平均のデータを用い、水平粘性、拡散には Harmonicな形の式を用いた。さらに、初期スピナップの計算で得られた結果を初期値として、海面境界条件に月平均データを使って季節変動実験を開始した。この実験では計算不安定を起こさない範囲で効率的に渦活動を再現するために、Bi-harmonicの水平粘性、拡散の式を用いた。粘性、拡散係数の値は共に $-1 \times 10^{10} \text{cm}^4/\text{sec}$ とした。また鉛直粘性、拡散には Pacanowski and Philander (1981) の式を用いている。また本研究では空間分解能が高く、深層循環がスピナップするまで十分長期間の時間積分は不可能である。そこでモデルの2,000m以深の水温、塩分を2年の時間スケールで Levitus (1982) の年平均データに復元させ、深層の水塊特性を与えている。すなわち深層に関しては Sarmiento and Bryan (1982) の Robust Diagnostic Modelと同様の扱いとなっている。現在、計算は初期スピナップの2年を含めて10年時間積分が進んでおり、以下に9年目から10年目の結果を中心に述べる。

3 運動エネルギー

モデル海洋は現在スピナップの途中段階であるが、順圧的な応答は終了し、赤道域や西岸境界流域、南極周極流に沿った海域に中規模渦が形成されている。図2にモデル海洋全体での運動エネルギーの時系列を示す。運動エネルギーは、初期のゼロの状態から風応力のインプットによって数日で急激に上昇し、その後海洋の圧力場の

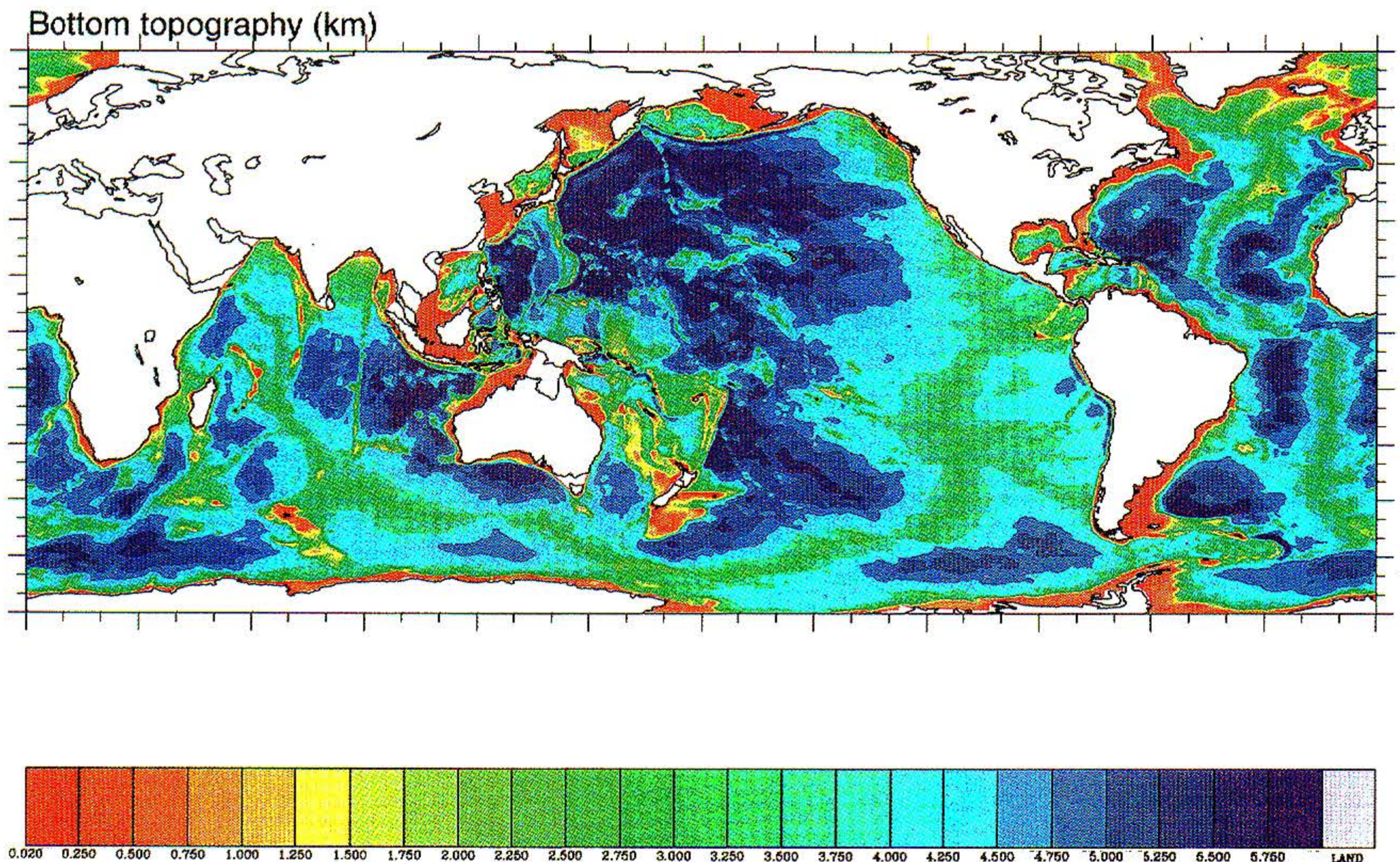


図1 モデル地形

Fig.1 Model geometry.

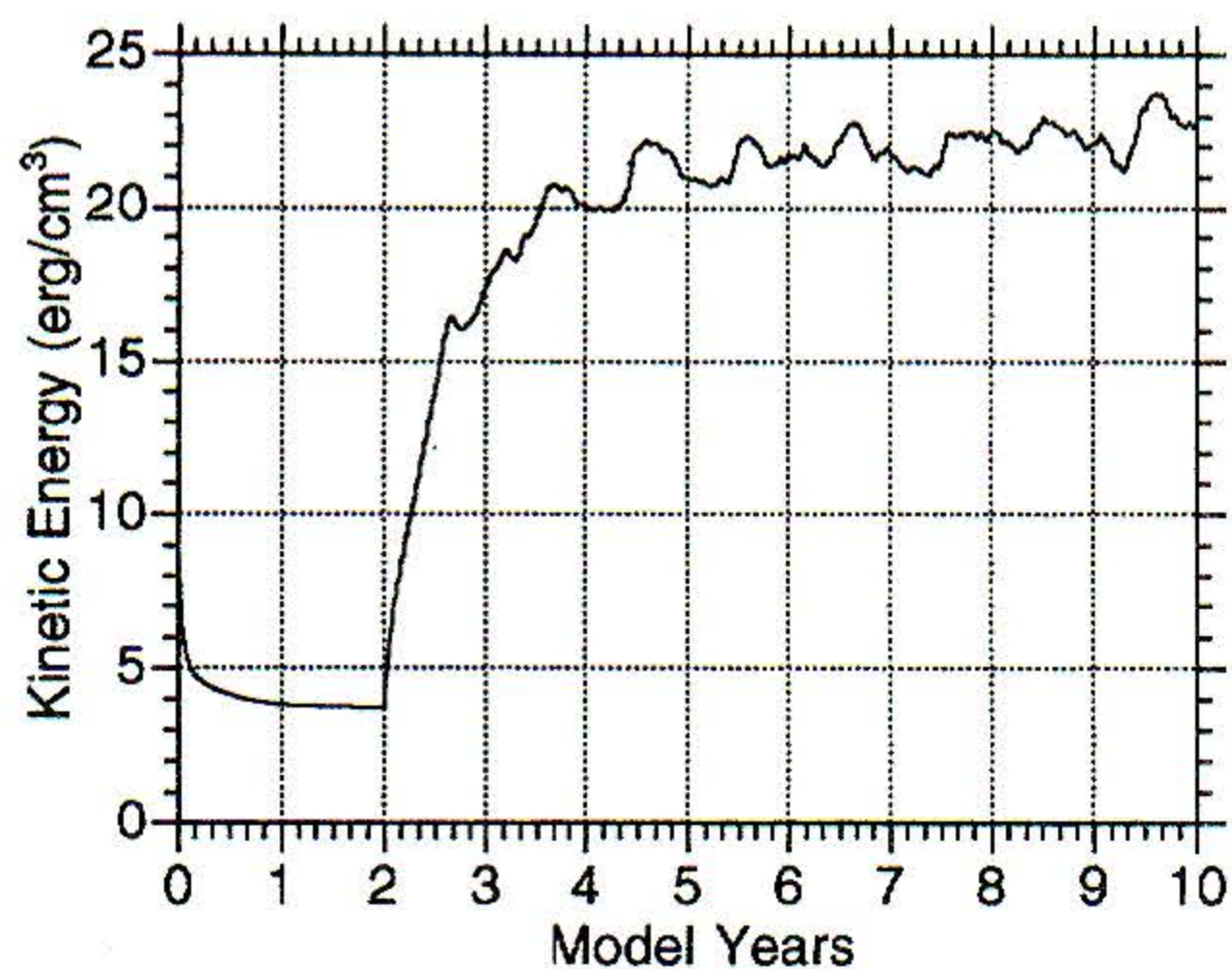


図2 全球平均運動エネルギーの時系列

Fig.2 Time series of global averaged kinetic energy.

調節によって減少しながら2年目の終わりまで定常に近づいている。3年目から水平粘性，拡散項を Bi-harmonic の式に変更し，さらに境界条件を月平均データにしたことによって運動エネルギーは再び上昇し，5年目以降は $20\text{erg}/\text{cm}^3$ から $25\text{erg}/\text{cm}^3$ の範囲で変動し定常状態に近づいている。これは全海洋で平均して $6\sim 7\text{cm}/\text{s}$ の流れがあることに対応する。しかし，よく知られているように海洋の運動エネルギーは西岸境界域や赤道域などの強流帯に存在する。図3にモデルの第1レベル（水深5m）における年平均場の運動エネルギー(a)と渦運動エネルギー(b)を示す。平均，渦運動エネルギーは，5日ごとに保存されたモデル計算の最終年（10年目）の結果から計算した。平均エネルギーはよく知られた中緯度表層の海流系，すなわち，北半球の西岸境界流として存在する黒潮，ガルフストリーム，ソマリ海流や，南半球の西岸境界流である東オーストラリア海流，ブラジル海流，アフリカ南岸のアグラス海流等において大きな値を示している。モデルの黒潮は紀伊半島沖で大蛇行しており，房総沖で離岸した後，蛇行しながら日付変更線を越えて続流が伸びている。また，津軽海峡東方から亜寒帯フロントに沿って親潮が東北に伸びている。黒潮の離岸と黒潮続流の東方への広がり観測とよく対応して

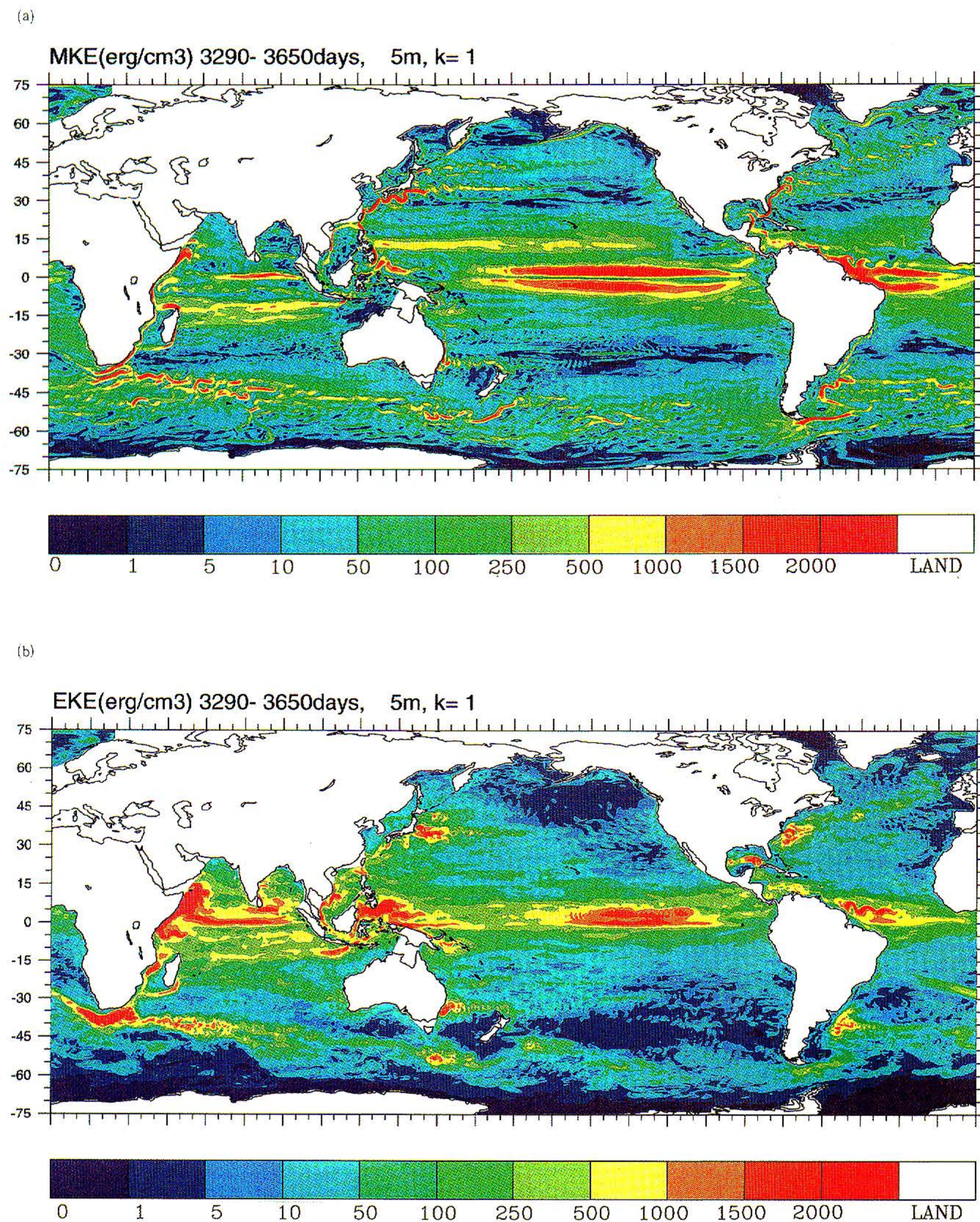


図3 モデル第1レベル（水深5 m）における平均運動エネルギー(a)と渦運動エネルギー(b)の分布
 Fig. 3 Distribution of mean kinetic energy (a) and eddy kinetic energy (b) at the first level (5 m depth).

おり, Semtner and Chelvin (1988, 1992) のモデルでは十分再現されていなかったことを考えると, 空間分解能を向上させた(彼等のモデルの水平分解能は水平1/2度なのに対して本研究のモデルは1/4度)ことが効果的であったことが示唆される。黒潮の離岸がモデルでよく再現されているのに対して, ガルフストリームに関してはハテラス岬で離岸する構造がうまく再現できておらず, 準定常的に存在する高気圧性の渦を伴っている。このような構造は WOCE CME (World Ocean Circulation Experiment Community Modelling Effort) の北大西洋を対象としたモデル (Treguier, 1992) に見られるものと非常によく類似している。CMEのモデルは水平分解能が南北1/3度, 東西2/5度で, 鉛直方向に30レベルと, 本研究のモデルより粗いがほぼ同程度の解像度を持っている。Treguier (1992) は, CMEモデルのフロリダ海流の流量が観測された30~31Sv ($1\text{ Sv}=10^6\text{ cm}^3/\text{s}$) よりも小さい25Svであることを指摘しており, ガルフストリームの離岸が再現できない理由のひとつとしてモデルの解像度が粗く海流の慣性が小さい可能性を示唆している。本モデルのフロリダ海流の流量もほぼ平均して25 Svであり, 同じ問題が生じていることが考えられる。

中緯度西岸境界域と同様, 赤道域も運動エネルギーの大きな海域である。北太平洋赤道域では北緯10度付近の西向き北赤道海流が明瞭に現れており, フィリピン東岸で, 北へ流れるフィリピン海流と南のミンダナオ渦, ハルマヘラ渦やインドネシア通過流につながる海流に分岐している。また, 台湾の南でフィリピン海流が黒潮と南シナ海へ流入する海流に分岐している。インド洋では赤道上のウィルツキジェットに伴うエネルギーが大きい, 南緯10度付近には, 南赤道海流がロンボク海峡からマダガスカル島の北まで, ほぼインド洋を横断して存在している。大西洋においても太平洋と同様, 赤道をはさんで南北に存在する南赤道海流が大きなエネルギーを持っている。

赤道海流系が海底地形の影響をあまり受けていないのに対して, 南大洋では海嶺や海台等によって流軸が細かく分離, 結合を繰り返している。それを反映して高エネルギーの領域は格子状に現れている。その中でも比較的高エネルギーレベルが高い領域として, アフリカ南端からケルゲレン海台にかけてのインド洋セクター, 南東インド海嶺から太平洋-南極海嶺にかけての西部太平洋セクター, ドレーク海峡からスコシア海を通過してアルゼンチン海盆に続く海域がある。高エネルギーの海域はいずれも大きな海嶺など海底地形の変化が大きい海域で, 個々

の流軸は各々の海嶺の方向によく対応しており, 強く海底地形の影響を受けていることが示唆される。

平均エネルギーが活発な海域では, 流れの不安定性によって渦や蛇行が生じ, 渦運動エネルギーも高い。図3(b)に示した渦運動エネルギー分布はその様子を示しており, 西岸境界流域や赤道域で平均エネルギーと同程度の高い渦エネルギーがあることが分かる。ただし, ここでの渦運動エネルギーは年平均から偏差の成分として定義しているので, 単純に海流固有の変動だけでなく, 外力である風応力や熱フラックス等の季節変動成分も含まれている。特にインド洋ではモンスーンによる季節変動が卓越するため, 他の海域よりも大きな渦運動エネルギーを示している。太平洋で渦活動が活発なのは黒潮と赤道域である。黒潮域では暖水塊や冷水塊の形成, 切離が起こる続流域で最も活発だが, 大蛇行のパターンが変動するのに対応して日本南岸でも高エネルギーとなっている。太平洋赤道域ではインドネシア海域に続く西部と日付変更線より東の海域で高く, 東経160度から日付変更線にかけての中央部ではやや低い。東部赤道太平洋は赤道不安定波 (e. g. Legeckis, 1977) の活発な海域であり北緯3度付近にピークが存在するが, 西部赤道太平洋の変動はそれとは別に西岸境界流の変動によって生じているようである。

大西洋赤道域も太平洋同様渦運動エネルギーの活発な海域であるが, エネルギー分布自体が500kmから1,000km程度の蛇行分布を示しており, 安定的な蛇行の振動を示唆している。またエネルギーのピークは北緯5度から北緯10度であり, 赤道直上は比較的活発ではない。大西洋は太平洋に比べて東西スケールが小さく, 赤道海流系が陸岸の影響を受けていることが理由として考えられる。ガルフストリームに伴う渦運動も黒潮同様活発だが, 上述のように離岸の再現性が十分でないために渦運動エネルギーの高い海域も西岸付近に限られている。Geosat アルチメータデータ (Le Traon *et al.*, 1990) やドリフトブイ (Richardson, 1983) から求めた渦エネルギーは西経50度においても北緯38度付近を中心に $1,000\text{ erg}/\text{cm}^2$ 以上のエネルギーレベルを示しており, 中央大西洋におけるモデルの渦活動が十分でないといえる。

インド洋では上述のように季節変動が渦運動として計上されるため, 特に西岸境界流域と赤道直上で大きな渦運動エネルギーを示している。しかし, マダガスカル島の南岸やアグラス海流系はむしろ活発な渦の移動によって高エネルギーとなっている。特にアフリカ南岸を回ってインド洋から大西洋に抜ける低気圧性渦列の移動は顕

著であり、エネルギー分布からも西経20度付近まで追うことができる。

南大洋においても平均運動エネルギーの高い海域で渦運動エネルギーが高いが、流軸の安定したニュージーランド南方やドレーク海峡からスコシア海にかけては比較的能量レベルが低い。むしろ地形によって細かな分枝流が存在する、アフリカ南方からケルゲレン海台にかけてや南タスマニア海膨付近において渦エネルギーが高くなっている。これらの地形による流軸の分岐が南極周極流の複雑なフロント構造を規定している可能性がある。

4 海面水位変動

モデル結果の検証には観測結果との比較が必要だが、グローバルな変動特性を調べるには、衛星観測で得られた海面水位変動が有効である。Fu and Smith (1996) は TOPEX/POSEIDON (以後T/Pと略) で得られた海面水位の標準偏差と彼等のモデルから得られた結果を比較し、海洋変動の特徴やモデルの再現性について議論している。彼等のモデルはロスアラモス研究所の Parallel Ocean Program (POP) で開発されたもの (Smith *et al.*, 1992) で、平均水平格子間隔が約22.2 km (約1/5度) の高解像度モデルである。ただし、鉛直方向には20レベルと本研究のモデルに比べ粗くなっている。また、モデルは30年のスピナップ計算の後、T/Pデータの期間にあわせてEuropean Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) の12時間ごとの風応力データによって流れを駆動している。

図4には、Fu and Smith (1996) の示したT/Pから得られた海面水位の標準偏差分布と彼等のモデル結果、さらに本研究のモデルで得られた結果を並べて示した。なお彼等の結果との比較のために本モデル結果のカラーバーで不等間隔に設定している。POPモデルがECMWFの風データで駆動しているのに対して、本モデルは気候値データを用いているため、単純な比較はできないが、彼等のモデル同様、本研究のモデルも観測された分布をかなりよく再現している。特に本モデルがPOPモデルよりもT/Pにより対応を示しているのは黒潮続流域の分布であり、POPモデルに比べ続流が東に伸びていることに対応して、標準偏差25cm以上の海域が東西に伸びているのが分かる。本研究のモデルがPOPモデルと同じGFDLのMOMを基にしていること、水平解像度はPOPモデルがやや優れていることを考えると、黒潮続流がうまく再現されている理由として鉛直方向の解像度が高い

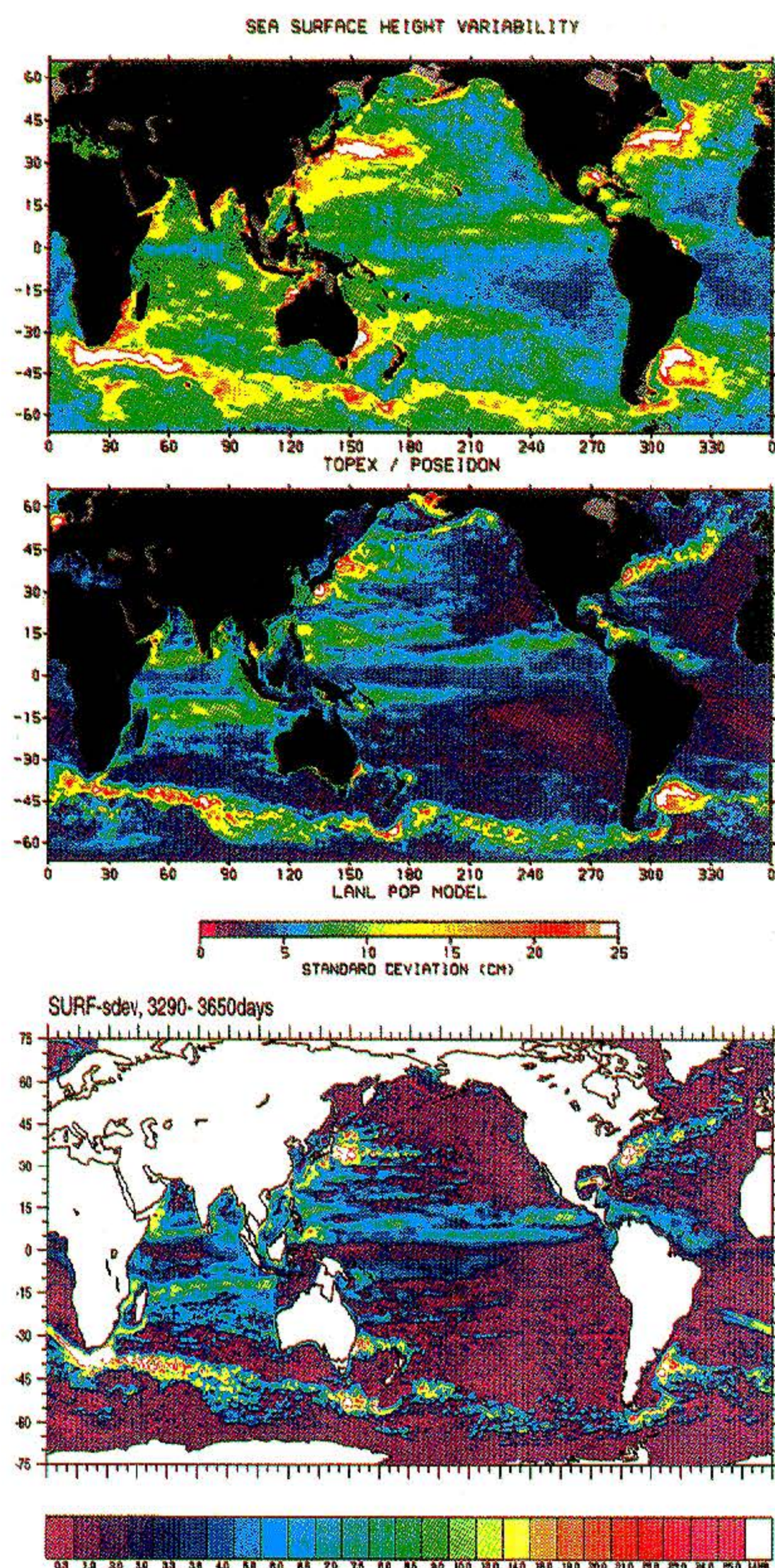


図4 海面水位の標準偏差分布。(上) TOPEX/POSEIDON 観測値、(中) POPモデル、(下) 本研究モデルの結果
Fig.4 Standard deviation of the sea surface height.
Upper : TOPEX / POSEIDON observation.
Middle : the POP model. Lower : this model.

ことが考えられる。また、アフリカ南岸のアグラス海流域の分布もPOPモデルよりもT/Pの結果によく対応している。

POPモデル、本モデル共に観測結果を十分再現していない点として、南北両太平洋西部の北緯20度から25度に沿って東西に伸びた高変動域が挙げられる。また、ガルフストリームの変動が小さく、共に離岸がうまく再現できていないために高変動域の東方への広がりが小さい。これらの結果はSemtner and Chelvin(1988) のモデル

を基に発展したWOCE POCM (Parallel Ocean Climate Model) においても報告されており (Stammer *et al.* 1996), 現在の高解像度海洋大循環モデルの解決すべき重要な課題である。なお, 渦活動が活発でない内部域における偏差がT/Pに比べ両モデルとも小さいという違いがあるが, Fu and Smith (1996) はアルチメータデータの観測誤差がシグナルと同程度かそれよりも大きいことを指摘しており, 必ずしもモデルの問題とはいえない。

5 変動伝播

前節までに, 渦運動エネルギーや海面水位変動の標準偏差から渦活動の活発な領域について議論したが, 擾乱は惑星ベータ効果によって西に伝播し西岸で散逸もしくは反射している。その様子を調べるために, 平均場からの偏差を経度と時間の関数としてプロットし, 擾乱の空間スケールや位相速度について調べた。図5はモデル9年目について北向き流速偏差を経度, 時間に対して示し

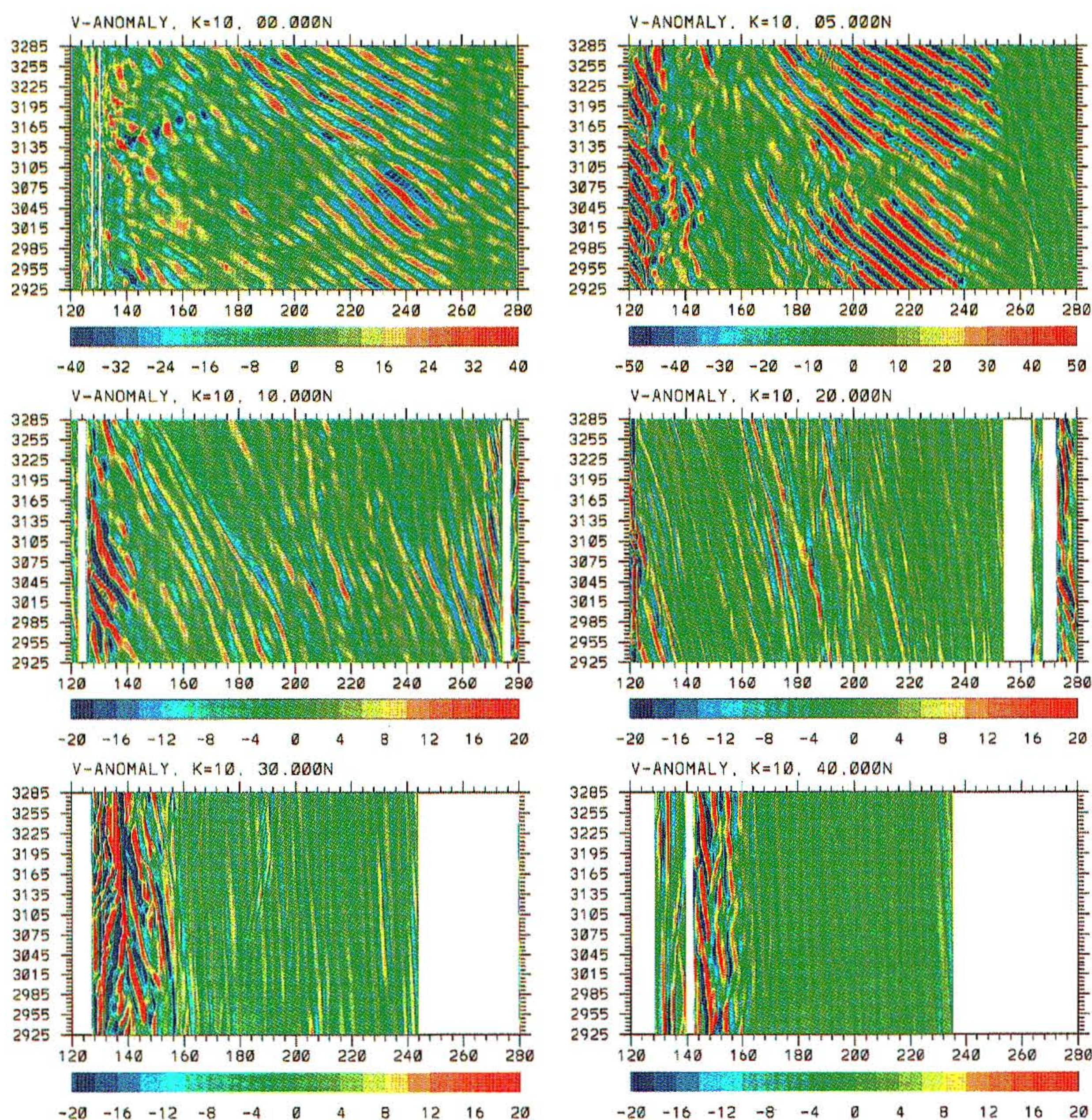


図5 緯度, 時間に対する水深100mにおける北向き流速の年平均からの偏差(cm/s)

Fig. 5 Northward velocity anomaly (cm/s) at 100m depth from annual mean as a function of latitude and time.

たもので、左上から順に、赤道、北緯5、10、20、30、40度について示している。横軸の経度は東経120度から西経80度までではほぼ北太平洋全域をカバーしている。縦軸の時間はモデルの9年目の1月5日から12月31日までをモデル開始からの日数で示している。

最も規則的な変動を示しているのは東部赤道域（赤道及び北緯5度）の波動であり、波長は約1,000km、周期は約30日で西に伝播している。この波長、周期は観測されている赤道不安定波動のものとよく一致しており、また4月から5月にかけて波動の振幅が小さい（Halpem, 1987）という特徴もよく再現している。この波動の西への伝播は日付変更線付近まで明瞭に追うことができるが、そこから西では顕著な波動は見当たらない。西部赤道太平洋も活発な変動がみられ、特に東経120度から130度のスラウェシ海では約40日周期の波長400kmから500km程度の変動が存在する。これはフィリピン南東からの渦の西進に伴うもので、次節で詳細を記述する。

赤道域から高緯度に向かうにつれ西岸境界流域を除く内部域での変動の振幅は小さくなり、西への伝播速度も小さくなっていく。図から位相速度を読み取ると、赤道、北緯5度での西向き位相速度は35cm/sから40cm/sであるが高緯度に向かって、15~20cm/s（北緯10度）、8~10cm/s（北緯20度）、~2.5cm/s（北緯30度）、~2cm/s（北緯40度）と小さくなっていく。これらの値はChelton and Schlax（1996）が示した線形ロスビー波の位相速度にはほぼ一致している。彼等はT/Pで得られた海面変動の西向き伝播が、中緯度において線形ロスビー波の位相速度よりも大きいことを指摘しており、正確にモデルの変動の伝播速度を調べ、モデルに現れた変動の西向き伝播が線形ロスビー波の理論で説明可能かどうか調べることは興味深いテーマである。

6 赤道域における海洋循環の挙動

赤道域は高緯度域に比べてモデル海洋のスピンアップが速く、10年分の時間積分ではほぼ定常状態に達したと考えられる。本節では赤道域の解析で得られた循環、変動について、いくつかのトピックを述べる。

(a) 西部赤道太平洋における変動とインドネシア通過流

西部赤道太平洋における西岸境界流の変動は、El Niño/Southern Oscillation (ENSO) のメカニズムに本質的な暖水プールの維持機構に重要であるとともに、グローバルな熱輸送に本質的なインドネシア通過流の変

動に大きく影響している。ここではモデルで現れたスラウェシ海での変動とミンダナオ渦の変動の関係、ニューギニア沿岸に沿って北上する時計周りの渦と赤道潜流の蛇行の発達について述べる。

前節に示した経度、時間に対する北向き流速偏差の分布（図5）に見られたように、スラウェシ海では約40日周期の振動が見られる。その様子を調べるため東経120度から東経150度、南緯10度から北緯10度の範囲で水深100mの流速分布を時間を追って並べた（図6）。図に示した期間はモデルの9年目の7月19日から8月23日の35日間で、5日ごとに、左上から下に、続いて右上から下に順に示している。また、水塊の移動を見るために水深100mの塩分分布をカラーで示している。塩分は34.2psuから35.8psuの範囲を0.05psuごとに寒色系から暖色系で描いている。

7月19日にはスラウェシ海東部、東経125度、北緯4度付近を中心とした反時計周りの渦が存在し、その西にもう一つの高気圧性の渦が見えている。時間とともに反時計周りの渦は西進し、7月29日にはほぼスラウェシ海全体を占めている。このとき、東経130度、北緯5度付近に反時計周りの渦があるが、これが次のスラウェシ海を占める渦の起源となっており、8月8日には東経127度付近まで西進している。この時には最初の渦は既にスラウェシ海の西部に西進しており、2つの低気圧性渦にはさまれて、高気圧性（時計周り）の渦らしきものが見え始めている。その後、この新しい渦は西進を続け、8月18日にはほぼ7月19日と同様、スラウェシ海東部の反時計周りの渦とその東の時計周りの渦というペアを作っている。

このような変動はモデルに現れたインドネシア通過流量（図7）の変動に大きく影響している。図7に示した各海峡を通る流量のセクションは図8に示したとおりで、図7(a)の1Sは、マカッサル海峡、モルッカ海峡、ハルマヘラ海を通る流量の和を南向きを正として描いている。なお図7(b)に示した各々の流量は北向きを正としている。図7(a)から分かるように、マカッサル海峡、モルッカ海峡、ハルマヘラ海、ジャワ海からバンダ海、フローレス海に流入した水はロンボク海峡とチモール海を通過してインド洋へ流出するが、モデルで得られた年平均の通過流量は15.6 Svであり、そのうち9.7 Svがロンボク海峡を通過している。モデルで得られたロンボク海峡を通過する流量は、観測結果からの見積り（cf. Godfrey, 1996）に比べやや大きい。インドネシア通過流の全流量は十分現実に考えられる値である。

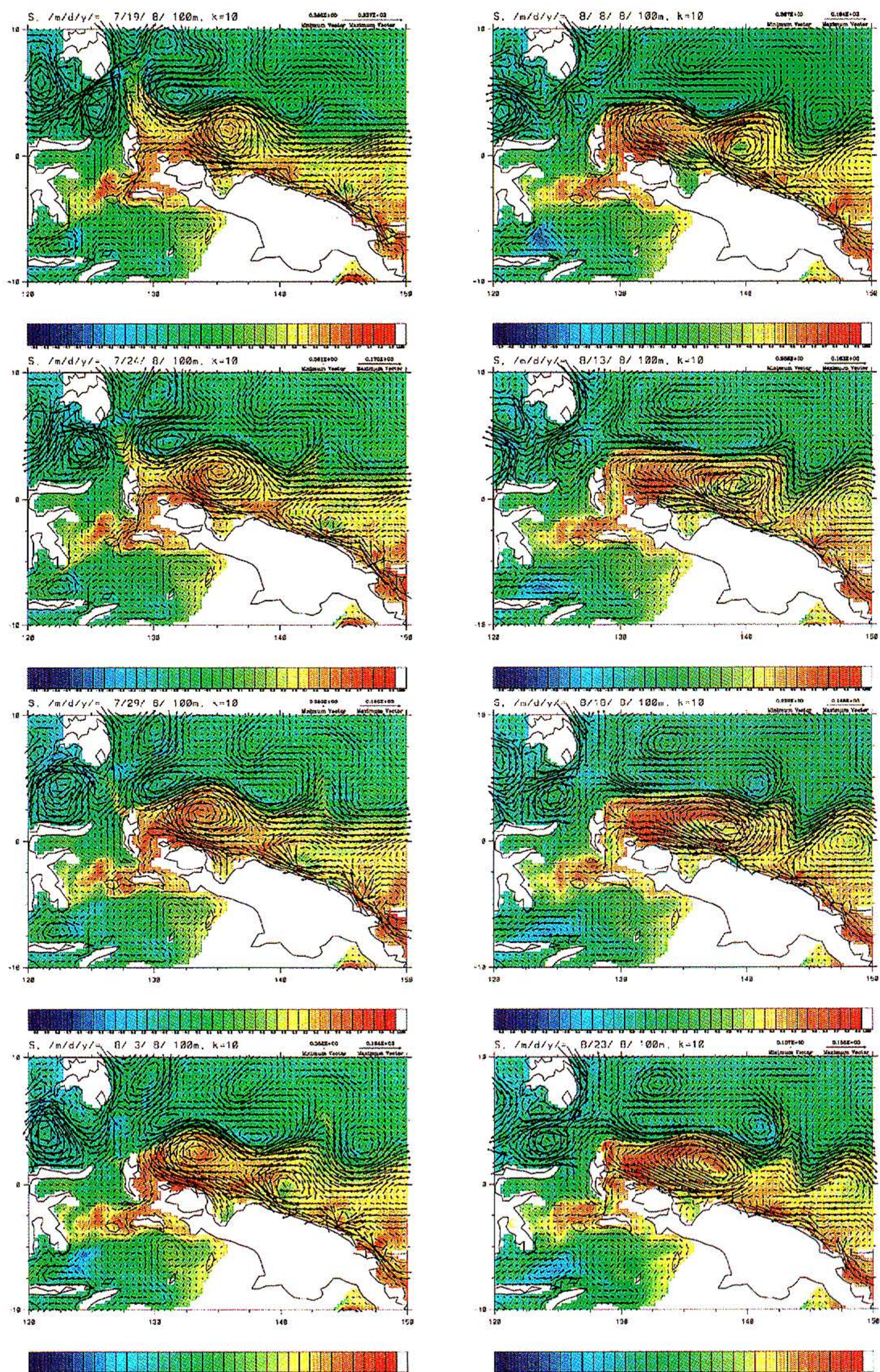


図6 西部赤道太平洋における水深100mにおける流速ベクトルと塩分分布
 Fig. 6 Horizontal velocity vector overlaid on salinity distribution at 100 m depth in the western equatorial Pacific.

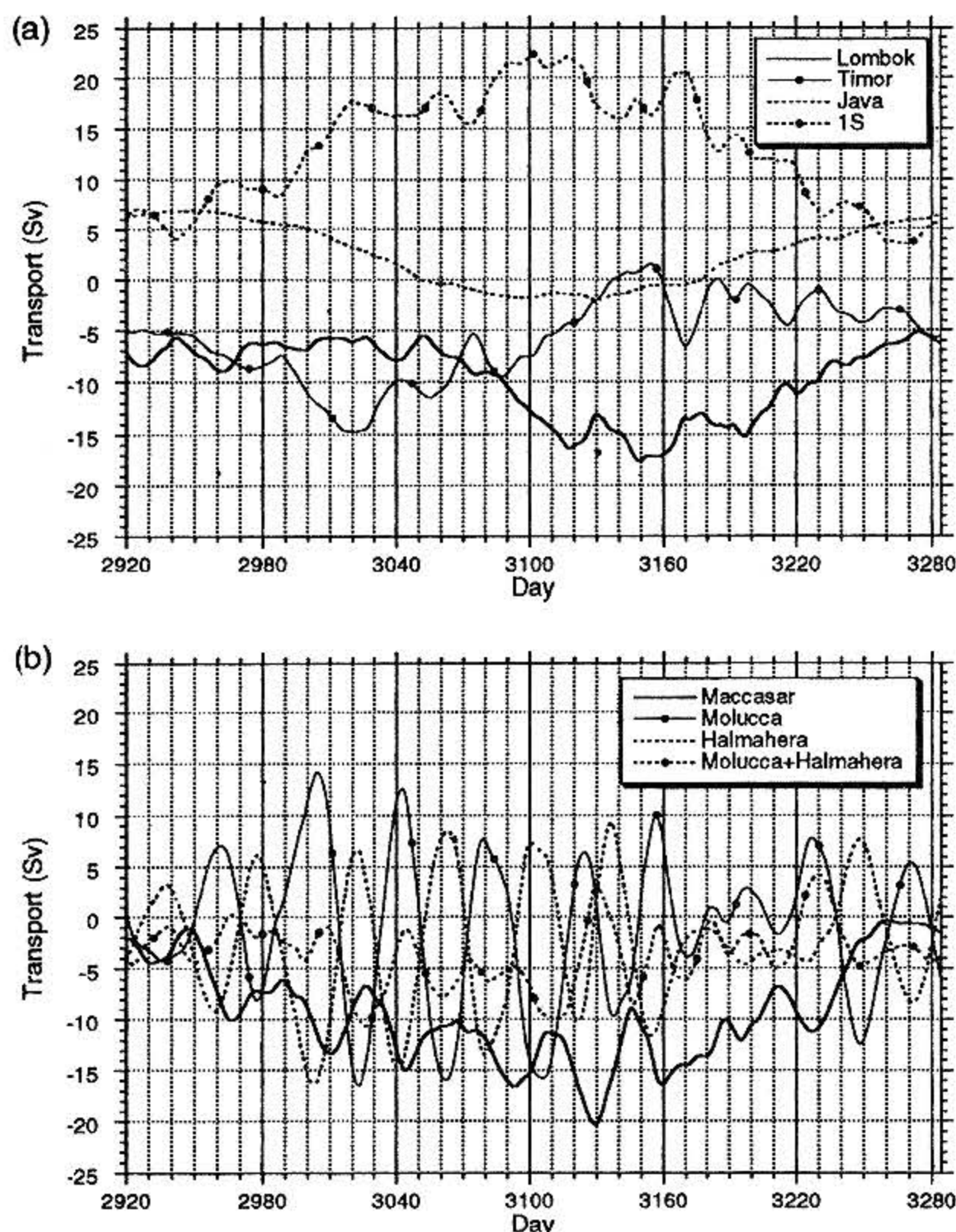


図7 インドネシア通過流量の時系列。(a)バンダ海に流入するセクションの流量。ただし1S はマカッサル海峡、モルッカ海峡、ハルマヘラ海を通る流入量の和。(b)マカッサル海峡、モルッカ海峡、ハルマヘラ海を通る流量。北向きを正。各セクションの位置は図8を参照

Fig. 7 Time series of the transport of Indonesian throughflow. (a) Inflow to the Banda Sea. 1S represents the sum of the transports through Makassar Strait, Molucca Strait, and Halmahera Sea. (b) The transports through Makassar Strait, Molucca Strait, and Halmahera Sea. Positive value represents northward. Refer to Fig. 8 for each sections.

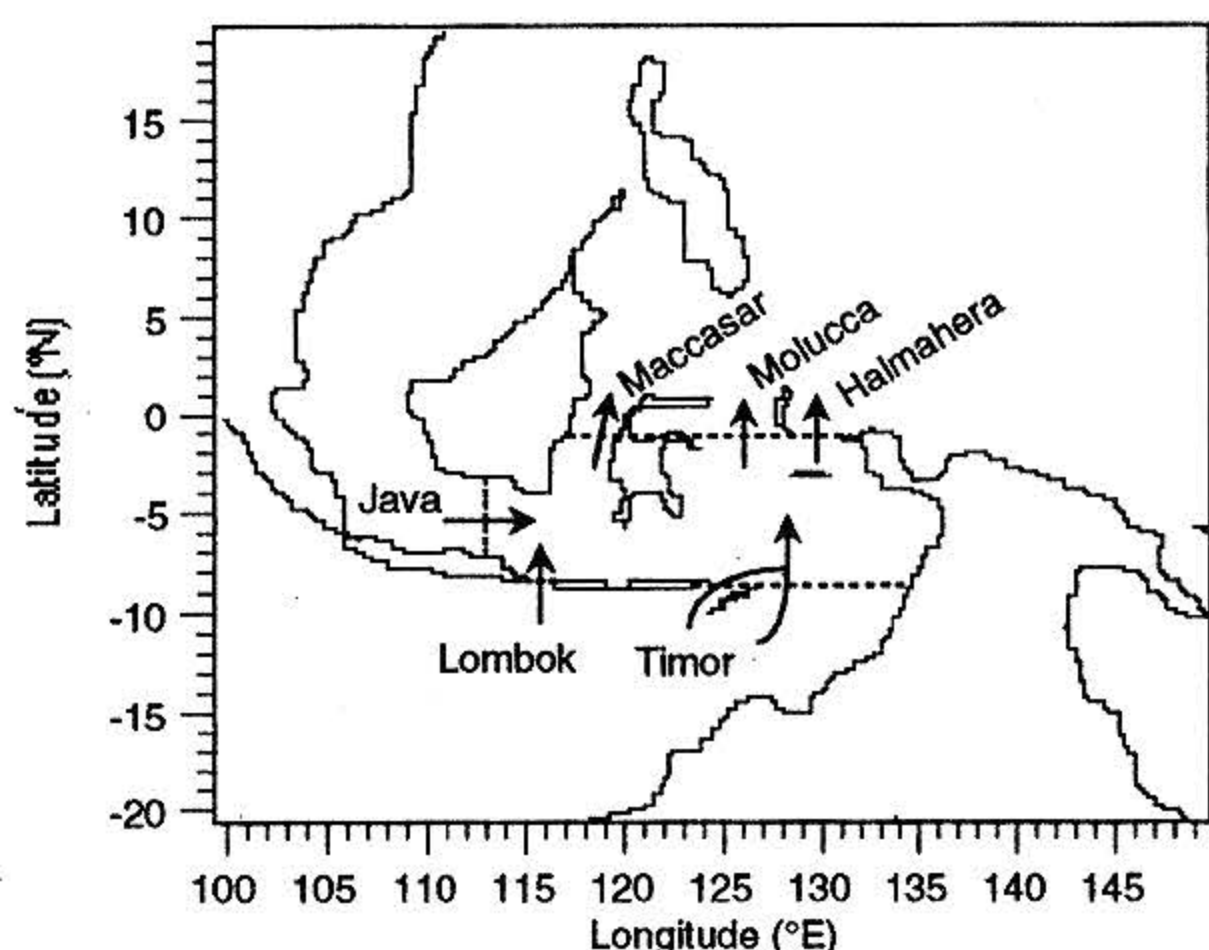


図8 インドネシア通過流量計算で設定したセクション
Fig. 8 Sections used to calculate the transport of Indonesian throughflow.

モデル結果から特に注目されるのは上述のスラウェシ海での変動と通過流量の関係である。図7(b)から分かるように、モルッカ海峡とハルマヘラ海を通過する流量は逆位相の約40日周期の変動を示しており、図6に示した水平流速分布と比較するとスラウェシ海での渦の移動との関係が明らかである。図6に示した7月19日から8月23日の期間は図7の3,120日から3,155日に対応している。7月19日(3,120日)はミンダナオ島の南(スラウェシ海東部)に反時計回りの渦が存在し、モルッカ海峡を通過して5 Sv程度の北向き流量がある。一方、ハルマヘラ海では太平洋からバンダ海に向かう流れが存在している。その後、渦の西進に伴ってモルッカ海峡、ハルマヘラ海での流れは向きを変え、8月8日(3,140日)にはハルマヘラ海峡を通過して北向きの流れが強くなっている。こうしたハルマヘラ海とモルッカ海峡における流れの逆転は太平洋からスラウェシ海に侵入する反時計回りの渦の西進に対応しており、それに伴ってバンダ海に侵入する水塊特性も影響を受けていることが示唆される。

さらにモデルで再現された興味深い現象として、ニューギニア沿岸潜流の変動と赤道潜流の蛇行の形成がある。図6の7月19日には東経145度、南緯3度付近に局所的にまわりよりも低塩の小さな時計回りの渦がみられるが、この渦は時間とともに成長しながら北西に移動し、8月3日には東経140度の赤道に達する。この時計回りの渦は中心に低塩水を取り囲んだまま成長し、8月13日には西側の時計回りのハルマヘラ渦と結合して大きな時計回りの循環を形成している。このとき東経142度付近で赤道を横切る南下流が生じ、赤道潜流が大きく蛇行している。これは図5に示した赤道における南北流速偏差にも見られ、東経130度から東経140度において発生した擾乱が東に広がっていく様子が分かる。

このようにモデルはニューギニア沿岸に沿った渦の移動と赤道潜流の蛇行といった変動を示しているが、観測からもニューギニア沿岸での変動が捕らえられている。Kuroda (1997) はADCPの係留観測によってニューギニア沿岸潜流が20日から30日の周期で変動していること、その下流側の東経138度の赤道で周期30日の振動が見られることを示している。彼は観測された変動の原因の一つとしてニューギニア沿岸潜流に伴う不安定波動を挙げ、沿岸潜流の変動と赤道を横切る流れの変動が互いに関連している可能性を示唆している。本モデルで得られた渦の移動・発達に伴う変動は観測された変動のメカニズムを示しているかもしれない。

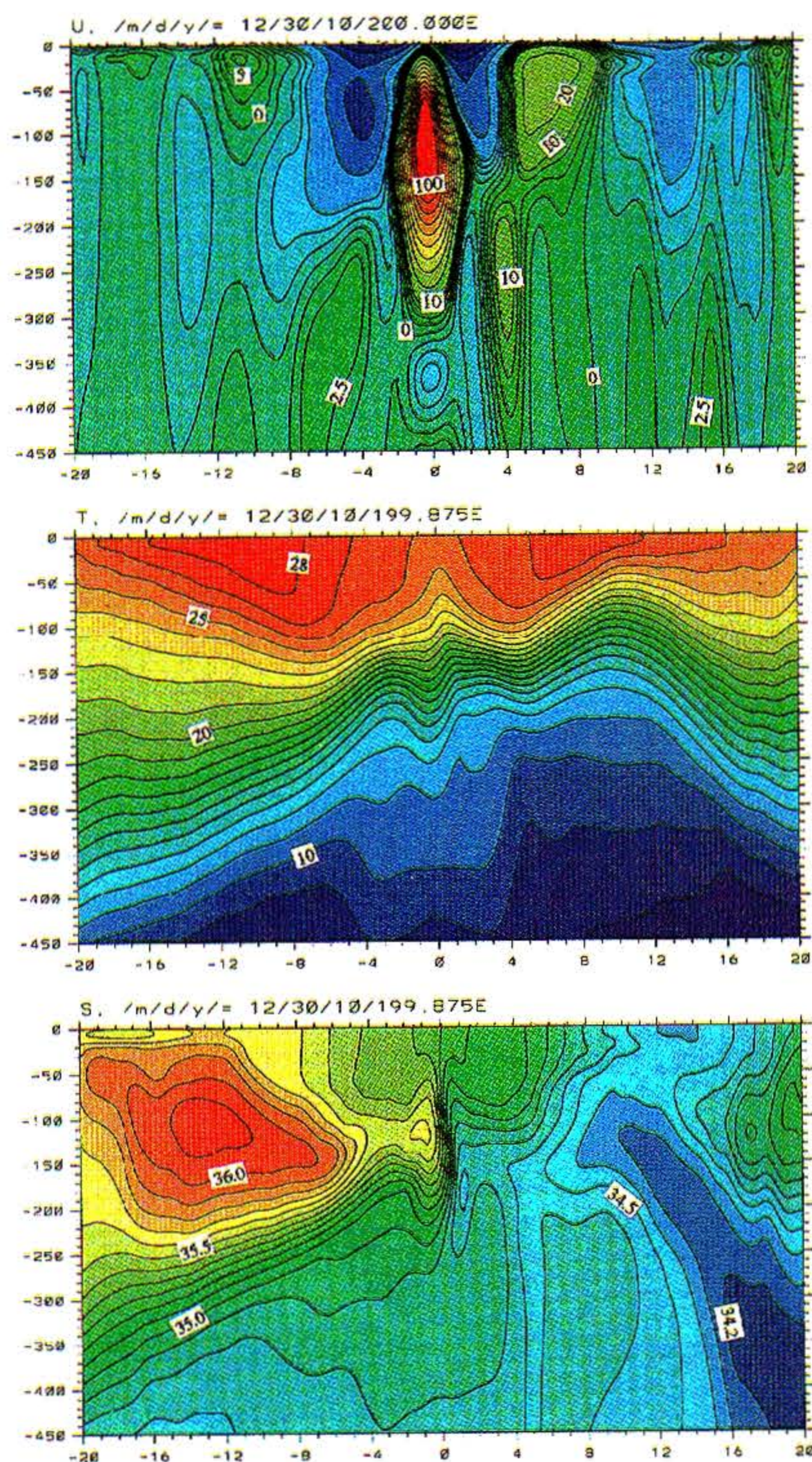


図9 東経160度におけるモデルの10年目における年平均東向き流速(上)、水温(中)、塩分(下)の鉛直分布
Fig. 9 Annual mean distributions of eastward velocity (upper), temperature (middle), and salinity (lower) in the model 10th year along 160E.

(b) 赤道太平洋における水塊、流速の鉛直構造

本研究では水平方向だけでなく、鉛直方向についても高解像度であることが一つの特徴であるが、それによってこれまでのモデルでは十分でなかった赤道太平洋における海流系の鉛直構造をかなりよく再現している。図9に東経160度におけるモデルの10年目における年平均東向き流速、水温、塩分の鉛直分布を示し、比較のため図10にはHawaii-Tahiti Shuttle Experimentで得られた分布(Wyrtki and Kilonsky, 1984)を示した。モデルは観測された赤道潜流、南赤道海流、北赤道反流の構造を流軸の緯度、深さとも非常によく再現している。特に赤道の水深350m付近にコアを持つ西向きの赤道中層

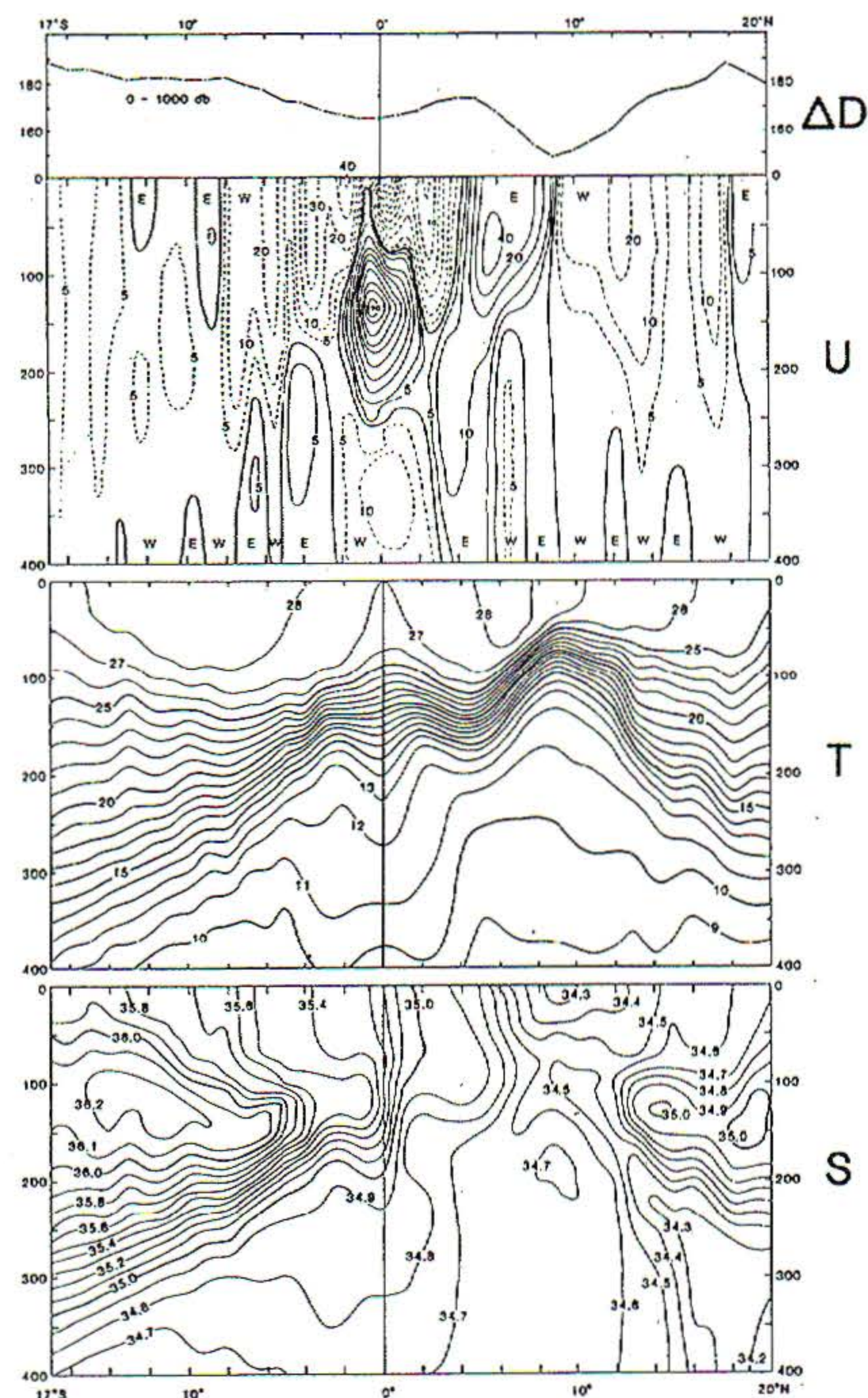


図10 Hawaii-Tahiti Shuttle Experiment (Wyrtki and Kilonsky, 1984)で得られたほぼ東経160度における力学高度(ΔD)、東向き流速(U)、水温(T)、塩分(S)の平均分布

Fig.10 Mean distributions of dynamic height (ΔD) relative to 1,000db, eastward geostrophic flow (U), temperature (T), and salinity (S) between Hawaii and Tahiti (Wyrtki and Kilonsky, 1984).

海流(Equatorial Intermediate Current)や、緯度4度付近の水深200mから300mにかけて東向きに流れる亜表層反流(Subsurface Counter Current)がよく現れている。またモデルは北緯10度付近の温度分布に見られる湧昇や赤道での塩分フロントなどのシャープな構造を再現しており、水塊分布の再現性にも成功している。以上のように本モデルは赤道海流系をよく再現しており、一方、これまでのモデル(Semtner and Chelvin, 1988, 1992)で赤道中層海流が再現できていないことから、鉛直高次モードが大きな振幅を持つ赤道域では十分な鉛直解像度が必要なことが示唆される。

7 まとめ

中規模渦による海洋大循環への影響や、季節から経年変動のメカニズムを調べるため、水平格子間隔 $1/4$ 度、鉛直55レベルの高解像度海洋大循環モデルを開発し、季節変動数値実験を開始した。本稿では序報として、モデルの概要とモデル計算で得られた海洋循環の特徴を記述した。モデルは黒潮の離岸や赤道海流系など、これまでのモデルで十分でなかった構造を再現しており、海洋変動のメカニズムの解明に本モデルが有用であることを示唆している。現在、モデル時間で10年時間積分が終了した段階であるが、中層循環のスピンアップや水塊形成過程の再現のためにさらに時間積分を進めると同時にモデル結果の解析を進める予定である。

謝 辞

本研究の数値計算には海洋科学技術センターのスーパーコンピューターNEC SX-4 を使用し、大塚室長をはじめとする数理解析技術室の方々に大変お世話になりました。また、佐々木祐二さんはじめ日本電気グループの皆さんには、本研究で用いた数値モデルの並列計算のためのプログラム変更に助力いただきました。富士総合研究所の橋本明彦さんにはモデル結果の可視化、モデルのSX-4 システムへの移植において助力いただきました。海洋観測研究部の皆さんには快く議論に応じていただきました。お世話になった皆様に深く感謝いたします。なお本研究は平成8年度プロジェクト研究「亜熱帯・亜寒帯域の表層・中層循環とその素過程に関する解析研究」の一貫として行いました。

参考文献

- 1) Bryan, K. : A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comput. Phys.*, **4**, 347-376. (1969)
- 2) Cox, M. D. : A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Technical Report No. 1. (1984)
- 3) Fu, L. L. and R. D. Smith : Global ocean circulation from satellite altimetry and high-resolution computer simulation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 2625-2636. (1996)
- 4) Godfrey, J. S. : The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12217-12237. (1996)
- 5) Halpern, D. : Observations of annual and El-Niño thermal and flow variations along the equator at $0^{\circ}140^{\circ}W$ and $0^{\circ}95^{\circ}W$ during 1980-1985, *J. Geophys. Res.*, **92**, 8197-8212. (1987)
- 6) Hellerman, S. and M. Rosenstein : Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104. (1983)
- 7) Kuroda, Y. : Variability of the currents off the north coast of New Guinea, to be submitted to *J. Oceanogr.* (1997)
- 8) Le Traon, P. Y., M. C. Rouquet and C. Boissier. Spatial scales of mesoscale variability in the North Atlantic as deduced from Geosat data, *J. Geophys. Res.*, **95**, 20267-20285. (1990)
- 9) Legeckis, R. : Long waves in the eastern equatorial Pacific ; a view from a geostationary satellite, *Science*, **197**, 1177-1181. (1977)
- 10) Levitus, S. : Climatological atlas of the world ocean, NOAA Prof. Pap. No. 13, U. S. Govt. Print. Office, Washington, D. C., 173pp. (1982)
- 11) Pacanowski, R. and S. G. H. Philander. Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443-1451. (1981)
- 12) Richardson, P. L. : Eddy kinetic energy in the North Atlantic Ocean from surface drifters, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4355-4367. (1983)
- 13) Sarmiento, J. L. and K. Bryan : An ocean transport model for the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **87**, 394-408. (1982)
- 14) Chelton, D. B. and M. G. Schlax : Global observations of ocean Rossby Waves, *Science*, **272**, 234-238. (1996)
- 15) Semtner, A. J. : An oceanic general circulation model with bottom topography, Tech. Rep. 9, 99pp., Dep. of Meteorol., Univ. of Calif., Los Angeles, (1974)
- 16) Semtner, A. J. and R. M. Chervin : A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies, *J. Geophys. Res.*, **93**, 15502-15522. (1988)
- 17) Semtner, A. J. and R. M. Chervin : Ocean general circulation from a global eddy-resolving

- model, *J. Geophys. Res.*, **97**, 5493-5550. (1992)
- 18) Smith, R. D., J. K. Dukowicz, and R. C. Malone : Parallel ocean general circulation modeling, *Physica D*, **60**, 38-61. (1992)
- 19) Stammer, D., R. Tokmakian, A. Semtner and C. Wunsch : How well does a $1/4^\circ$ global circulation model simulate large-scale oceanic observations? *J. Geophys. Res.*, **101**, 25779-25811. (1996)
- 20) Treguier, A. M., Kinetic energy analysis of an eddy resolving, primitive equation model of the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **97**, 687-701. (1992)
- 21) Wyrski, K. and B. Kilonsky : Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 242-253. (1984)

(原稿受理 : 1997年6月5日)