

高解像度黒潮・親潮システムモデル：序報

三寺 史夫^{*1} 吉川 泰司^{*1}
田口 文明^{*2} 中村 啓彦^{*3}

海底地形に沿った座標系（ σ 座標）を用いた海洋数値モデルを用い、黒潮域、親潮域の数値実験を行った。水平方向には、 $1/12^\circ$ から $1/6^\circ$ 程度の曲線直交座標を用いており、暖水渦や冷水リング、海流の蛇行などを表現することができる高解像度のものである。25SvをPN線から流入させた時、日本南岸や黒潮続流域で現実に近い流れを再現することができた。

九州南方からの流入、流出を変化させて実験を行った結果、日本南岸の黒潮は流入量が大きいかほど蛇行の傾向性を示した。また、四国沖、房総沖では流量の大きい再循環流から形成された。

キーワード：黒潮，親潮，再循環

High-resolution Kuroshio/Oyashio System Model: Preliminary Results

Humio MITSUDERA^{*4} Yasushi YOSHIKAWA^{*4}
Bunmei TAGUCHI^{*5} Hirohiko NAKAMURA^{*6}

A sigma- (bottom following) coordinate primitive ocean model is used to construct a high-resolution model of the Kuroshio and Oyashio regions. A curvilinear-coordinate ($1/12$ to $1/6$ degree) is used as the horizontal grid. With this grid arrangement we can sufficiently resolve mesoscale phenomena such as warm rings, cold rings and meanders of currents.

In this paper we report some preliminary results of inflow-outflow experiments; the Kuroshio shows meandering tendency when the inflow is larger. Further, recirculation gyres with large transport off Shikoku and the Boso Peninsula are formed, which is consistent with observations.

Key Words : Kuroshio, Oyashio, recirculation gyre

-
- * 1 海洋観測研究所
 - * 2 三菱総合研究所
 - * 3 鹿児島大学水産学部
 - * 4 Ocean Research Department
 - * 5 Mitsubishi Research Institute
 - * 6 Kagoshima University

1 はじめに

黒潮と親潮は日本の天候や漁業を通し私たち日本人にとって最もなじみの深い海流である。黒潮は温かい海水をフィリピン沖から運んで来て、日本南岸に暖かな気候をもたらすとともに、鰹やマグロの回遊を助けている。親潮海域は読んで字のごとく豊かな栄養塩に富み良い漁場となっている。

これら二大海流は共に日本の東岸に位置し、約100kmの幅を持って流れている。日本の東岸は太平洋上を吹き渡る風によって生じた流れが集約され、太平洋の中で最も強い流れが生ずる海域である。例えば黒潮は1.5m/秒もの最高流速を持つ。すなわち黒潮は100kmの幅を持つ海の中の巨大な川、と言っていい。

一方、太平洋の幅が10,000kmであることを考えると黒潮・親潮の幅はそのたった100分の1であり、むしろ非常に細い流れ、と見るのが妥当な場合もある。この事実は黒潮などの海流を数値的に模擬するときに大きなハンディとなっていた。すなわち、広範囲を高解像度で計算しなければならず、莫大な計算容量と高速な計算機を必要とする、ということである。(ちなみに、同じ範囲の計算をするときに、単純に見積もれば海洋は大気の1,000倍以上の計算量を必要とする。) このため、90年代初めまではかなり単純化された条件で実験的な数値計算が行われたことはあっても、現実的な海洋の循環を再現しようという意図を持ったシミュレーションは、ほとんど行われてこなかった。しかし90年代半ばになっての計算機技術の飛躍的な進歩により、このような高解像度、大容量の計算が比較的容易に実行できる状況がにわかに現実化してきた。

海洋科学技術センター(以下センター)では平成8年3月に20cpu(40Gflops)、8Gbyte(拡張メモリまで含めると16Gbyte)の計算能力を持つ日本電気製のSX4が導入され、高解像度・大容量の計算が可能となった。ここでは、高解像度の黒潮・親潮システムのモデルを紹介するが、その他に全球高解像度モデル等も実行されている。将来的には、これら高解像度モデルを衛星観測と結びつけ、広域の観測システム・予測システムを構築することが目標である。

2 モデルの概要

モデルの基盤として、Princeton Ocean Model(Blumberg and Mellor,1987)を用いた。黒潮続流、黒潮再循環、親潮、亜寒帯フロント等中緯度の中規模現象を表現できるよう日本付近に高解像度の計算領域・格子

を設定した。

2.1 基礎方程式

基礎方程式系は、 σ 座標(海底地形に沿った座標系)における鉛直方向に静力学平衡を仮定した3次元プリミティブ方程式である。この方程式系は運動方程式、連続の式、水温・塩分の保存式、密度の状態方程式からなり、以下のとおり流速 $U_i = (U, V, w)$ 、海表面変位 η 、水温・塩分 T, S 、密度 ρ を予報する。

運動方程式:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_i D}{\partial t} + \frac{\partial U_i U_j D}{\partial x_j} + \frac{\partial U_i w}{\partial \sigma} + \epsilon_{ikl} f_k U_l D + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U_i}{\partial \sigma} \right) \\ - \frac{g D^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho'}{\partial x_i} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x_i} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) d\sigma' + F_i \end{aligned}$$

連続の式:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial D U_i}{\partial x_i} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0$$

水温の保存式:

$$\frac{\partial T D}{\partial t} + \frac{\partial T U_i D}{\partial x_i} + \frac{\partial T w}{\partial \sigma} = \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + F_T + \frac{\partial R}{\partial z}$$

塩分の保存式:

$$\frac{\partial S D}{\partial t} + \frac{\partial S U_i D}{\partial x_i} + \frac{\partial S w}{\partial \sigma} = \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + F_S$$

ここで添字 i, j は1, 2の値、添字 k, l は1, 2, 3の値をとり、1と2は水平方向、3は鉛直方向のベクトル成分をあらわす。 F_i, F_T, F_S はそれぞれ運動量の粘性項、温度・塩分の拡散項で、 K_M, K_H はそれぞれ鉛直粘性係数・鉛直拡散係数、 D は海面から海底までの厚さ、 f はコリオリパラメータである。

また乱流クロージャーマデルを用い、乱流運動エネルギー q^2 、乱流長さスケール l が予報される。式は複雑なのでここでは述べない。

2.2 計算領域及び計算格子、海底地形

計算領域及び水平格子を図1に示す。水平格子は直交曲線座標(curvilinear orthogonal coordinates)を用い、日本南岸及び黒潮流路にできるだけ沿うよう設定した。格子数は206×209、格子間隔は西岸境界付近で0.07°と最も細かく、東岸境界で0.18°と最も粗くなっている。

鉛直格子には海底地形に沿い水深で規格化された σ 座標系を用いている。格子数は32で、海洋混合層を解像できるように、海表面付近の格子間隔を細かくとってある。

海底地形には、1/12°×1/12°の地形データ(ETOPO5)影響半径100[km]のガウス分布フィルター

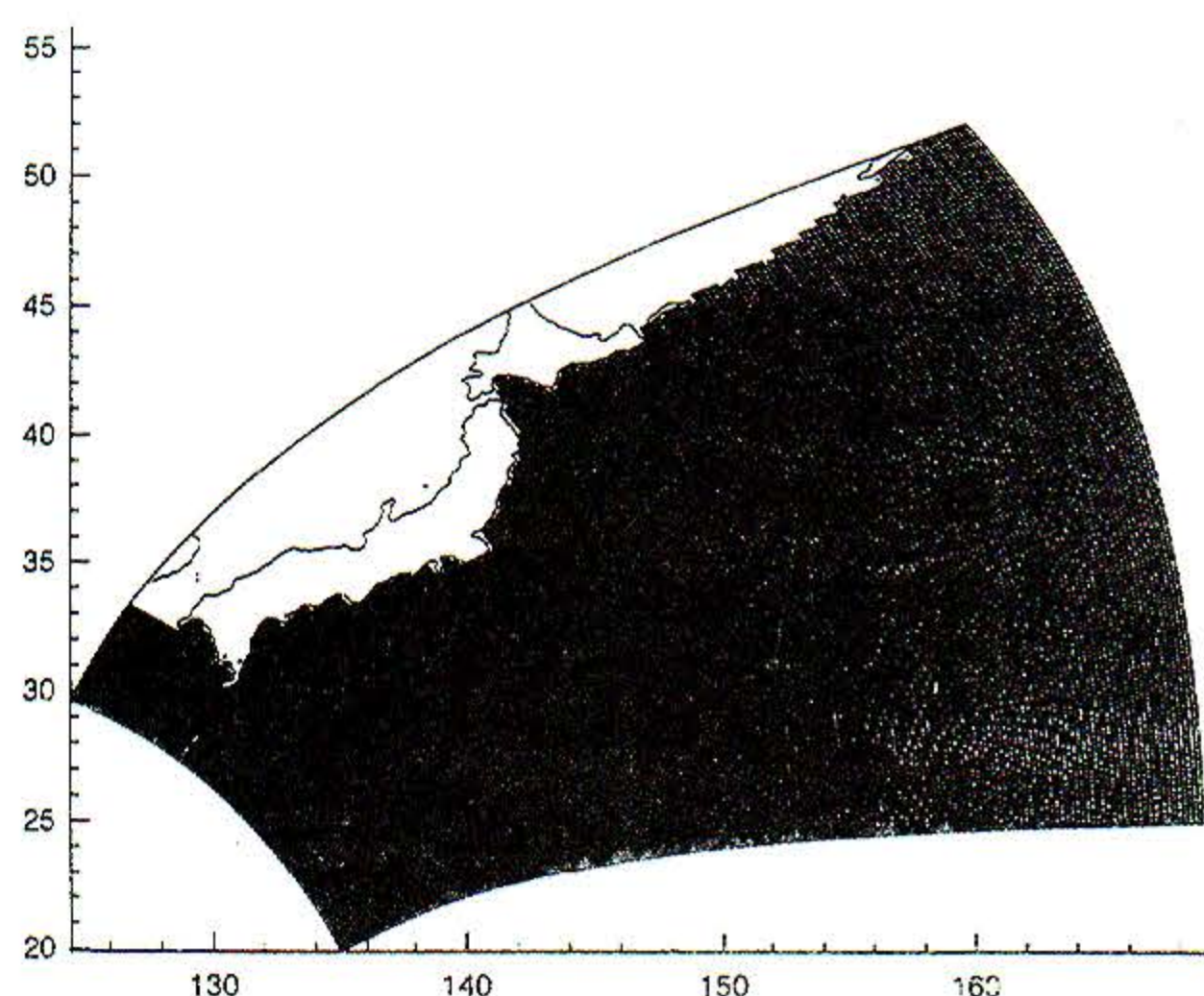


図1 計算領域と曲線直交格子

Fig.1 Model domain and curvilinear coordinate.

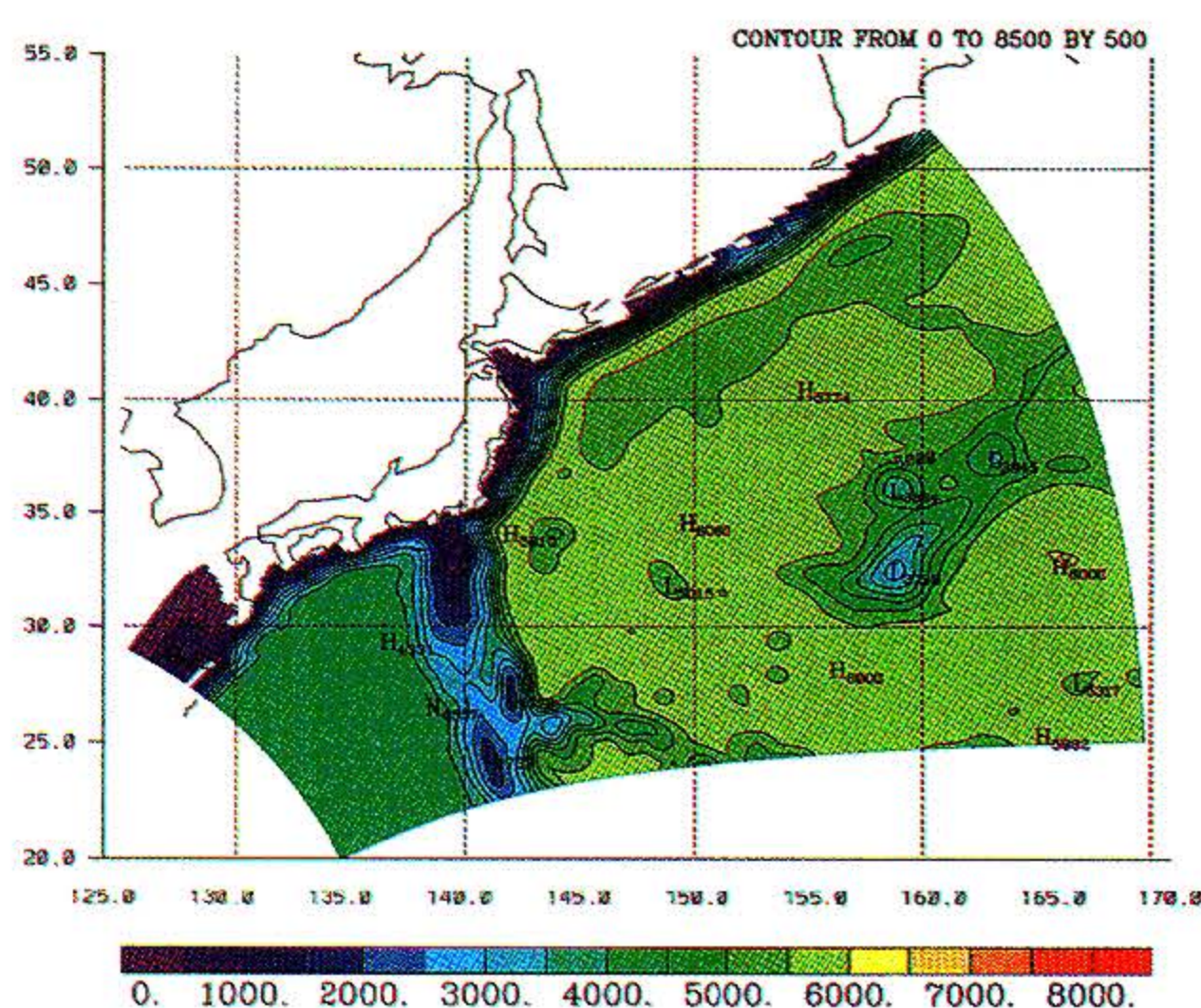


図2 モデルで用いた海底地形

Fig.2 Model geometry

でスムージングし、さらに海底斜面の勾配値が0.35を越えないように修正したものを用いている(図2)。

2.3 モードの分離

基礎方程式は、外部モード(鉛直平均した成分)と内部モード(その他の成分)に分けて解かれる。外部モードの計算では、海表面変位、2次元の順圧流速が細かいタイムステップ(10[s])で解かれ、内部モードの計算では、3次元の流速、温度・塩分等がより長いタイムステップ(600[s])で解かれる。

3次元変数の移流項及び拡散項の水平成分の時間差分には中央差分スキームを用い、計算モードはAsselinフィルターで取り除く。鉛直拡散項のみ陰解法で解く。

2.4 拡散スキーム

水平(σ 座標に沿った方向)粘性・拡散はSmagorinskyのスキームより求める。乱流プラントル数は1とし、運動量に対する粘性係数 A_M と熱に関する拡散係数 A_H に同じ値を用いる。すなわち

$$F_i = \frac{\partial}{\partial x_j} D A_M \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad : \text{運動量の粘性項}$$

$$F_T = \frac{\partial}{\partial x_j} D \left(A_H \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) \quad : \text{熱の拡散項}$$

$$A_M = C \Delta x \Delta y \cdot (U_x^2 + V_y^2 + (U_y + V_x)^2/2)^{1/2}$$

$$A_H = A_M$$

ここで、定数 C に0.1を用いる。

鉛直粘性・拡散は、乱流クロージャーモデルにより求める。

$$K_M = q l S_M$$

$$K_H = q l S_H$$

ここで S_M 、 S_H は成層による安定度に依存する関数である。

2.5 境界条件

モデルは海表面における運動量フラックス、熱フラックス、塩分フラックスで駆動される。またモデルが領域モデルであるため、側面の開境界で流量等の境界条件を指定する必要がある。海表面及び側面での境界条件は以下のように与えた。

・海表面境界条件

運動量フラックスについては、Hellerman and Rosenstein (1983) による観測された風応力データの年平均値を与えた。オリジナルの $2^\circ \times 2^\circ$ のデータを3次多項式、及びガウス分布フィルターでモデルグリッドに補完したものである(図3)。

熱フラックスについては、船舶からの通報に基づいたデータセット(COADS MSTG DATA)から作成した月平均または年平均熱フラックスデータを、以下のような緩和型で与えた。

$$Q_{net} = Q_s + Q + \frac{\partial Q}{\partial T} (T_{obs} - T_{cal})$$

Q_{net} は海表面から流入する正味の熱フラックス、 Q_s は短波放射、 Q は顕熱・潜熱・長波放射の和、 $\frac{\partial Q}{\partial T}$ は Q を海表面水温のまわりで展開した一次の係数である。

図4に $Q_s + Q$ 、図5に $\frac{\partial Q}{\partial T}$ を示す。

塩分フラックスについては、時定数0.3[m/day]で、Levitus (1994) の海表面塩分に緩和させた。

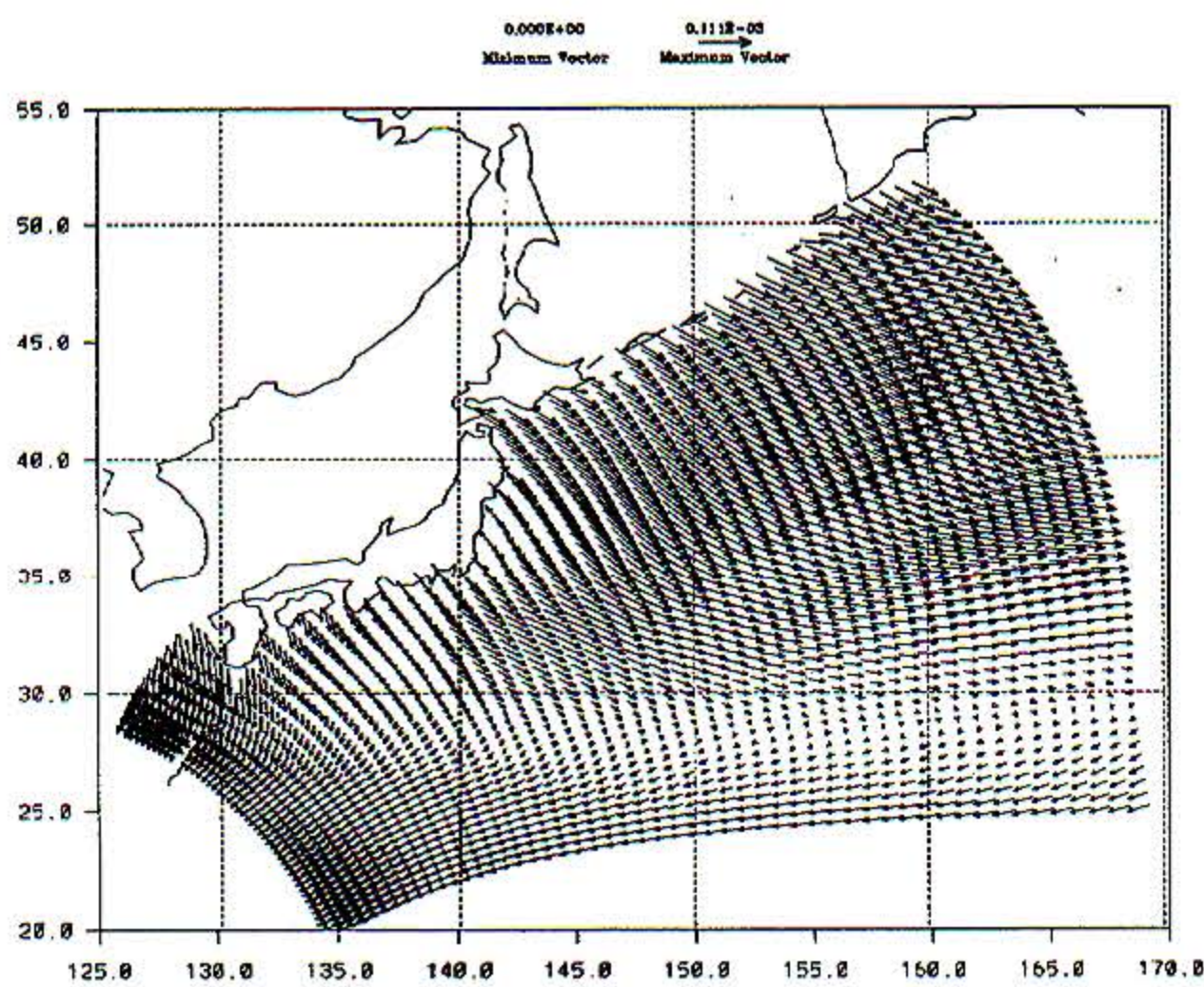


図3 モデルで用いた風応力の分布
Fig. 3 Model wind stress

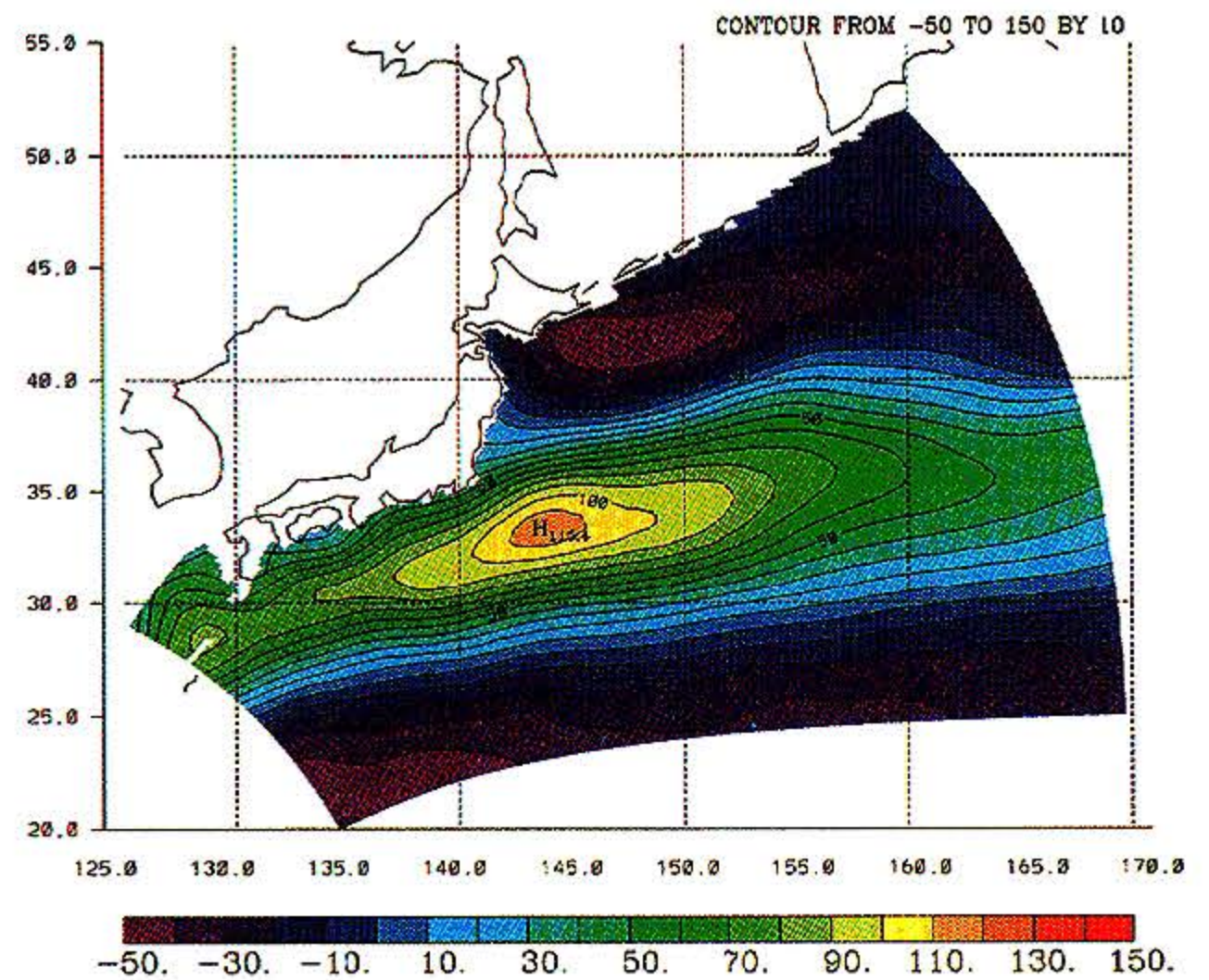


図4 モデルで用いた熱フラックスの分布
Fig. 4 Model heat flux

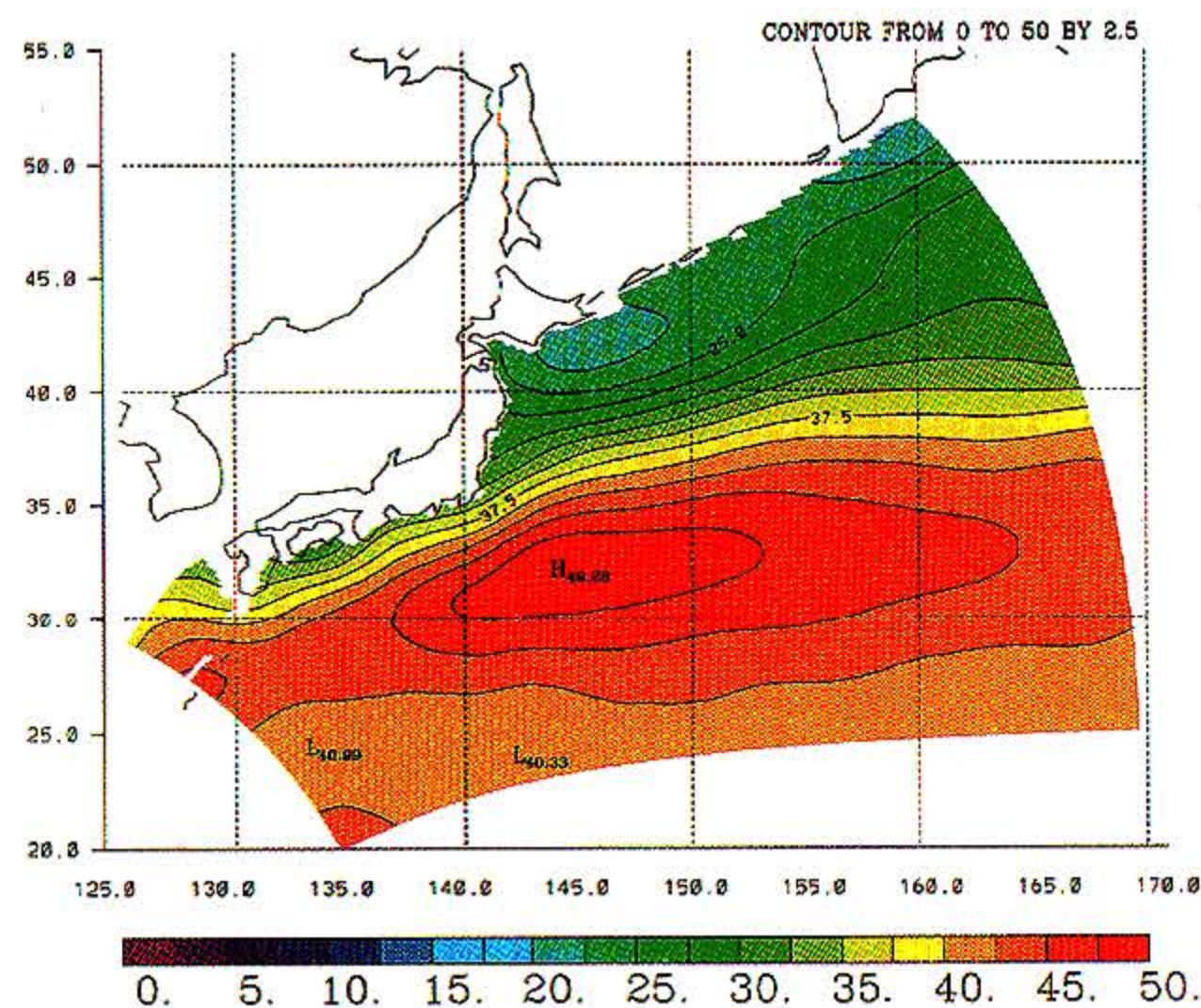


図5 熱フラックスの一次展開係数
Fig. 5 Coefficients of the first derivatives of the heat flux estimates.

・側面境界条件

側面の開境界では、順圧流速の直交成分、海表面変位、温度、塩分を固定して与える。温度と塩分については、Levitus (1994) の年平均気候値を与え、順圧流速の境界への直交成分は、別に北太平洋全域で走らせたモデルの計算結果を参考にして与えた。東西での境界における順圧流速分布の例を図6に示す。海面高度は与えた順圧流速の直交成分と境界での密度成層から地衡流の関係を使って求めた。

その他、順圧流速の平行成分、傾圧流速の平行成分は風上差分による移流条件、傾圧流速の直交成分は位相速度一定の放射条件で与えた。

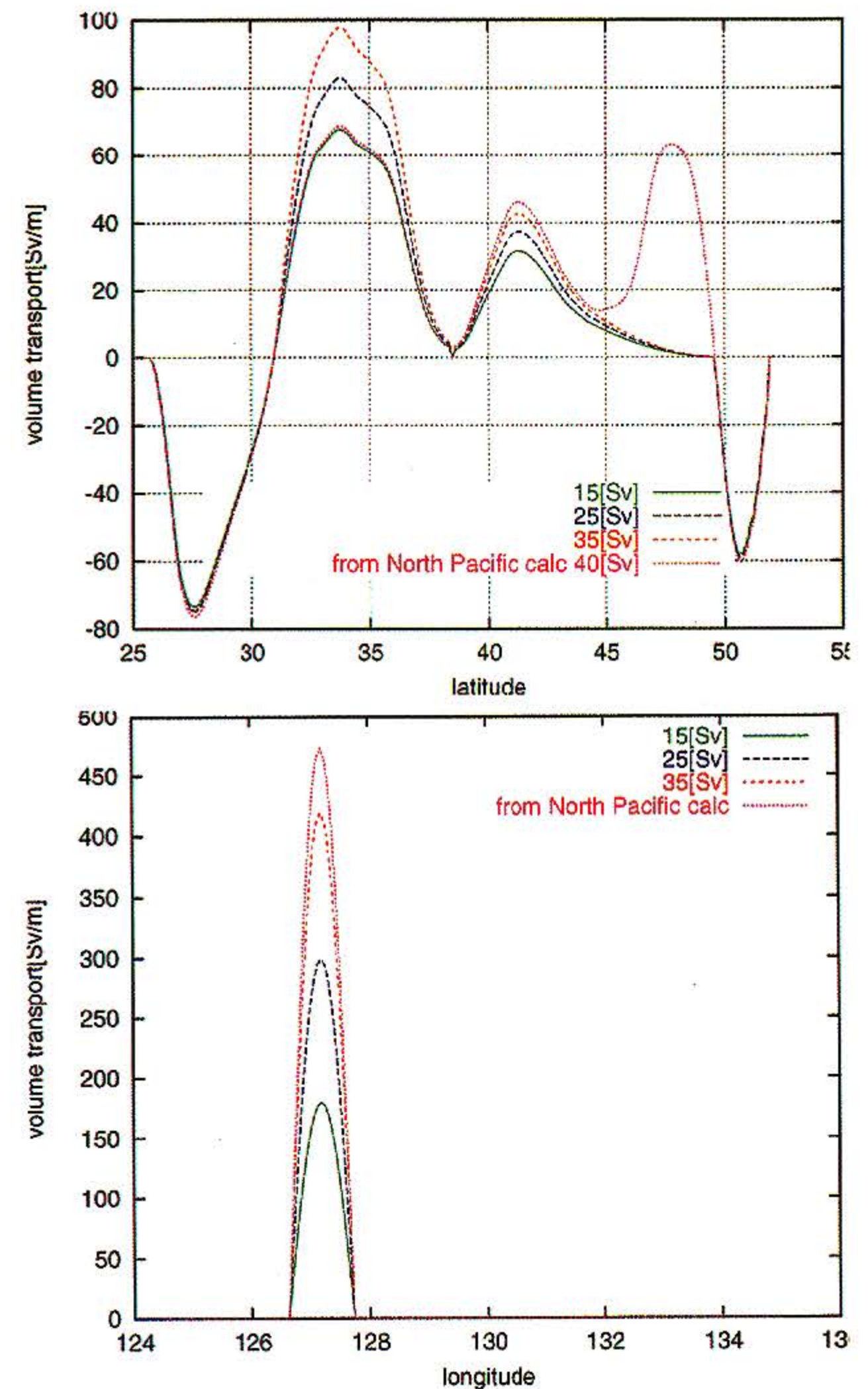


図6 モデルで用いた流入流出の流速プロファイル (上図) 流出口 (下図) 流入口

Fig. 6 Examples of the Kuroshio inflow/outflow conditions. (upper panel) inflow (lower panel) outflow.

3 流入量の違いによる黒潮流路：初期的な結果

2節で述べた実験条件を与えてモデルを駆動したところ、モデルにおける1年分の計算を経過時間1日で行うことができた。1度の計算に6年分を行うので1ケースを一週間程度の経過時間で行うことができ、条件を変えながら実験することが可能となった。ここでは、計算領域の西端での黒潮流量を変化させることにより黒潮がいかなる流路をとるか、モデルの敏感度を検討した。

モデルの初期値としては、Levitus (1994) の年平均水温・塩分値を用い、90日間診断 (diagnostic) 計算をした後に予報 (prognostic) の計算を行った。計算開始後3年間で運動エネルギーがほぼ定常になったので4年目から6年目の3年間を解析した。

3.1 コントロール・ケース

計算領域の西端は気象庁のPN線に当たる。この定線上での黒潮の流量は地衡流計算からほぼ25Svと見積もられている。したがって、ここでは黒潮のPN線での流入量を25Svとしてコントロール・ケースの計算を行った。図7は年平均の風応力と熱フラックスによって駆動した時の、モデルの平均的な表面流速場を示している。矢印は表面流速のベクトルを表し、カラーコンターは東西方向の流速で暖色系が東向きの流れを表す。また、図8は海表面を漂流するブイによって得た流速分布を示している (Maximenko *et al.*, 1997)。GPSによってブイの位置を決定し、そのデータを衛星を利用して送信することにより流れの場を求めている。

図7、図8を比べるとモデルが観測された流速分布をよく表現していることが分かる。特に、日本南岸の流れはほとんど一致している。また、黒潮が房総沖から離岸し、東方に向かってやや蛇行しながら伸びている様子が観測、モデル共によく見て取れる。この本州東方の流れを黒潮続流といい、漁業や船の運航には重要な海域である。また最近の研究で、地球温暖化に関連していると考えられている北太平洋の十年規模気候変動に対しても、黒潮続流域は重要な海域であることが分かってきた。

しかしながら、今までのほとんどの数値モデルでは黒潮が三陸までオーバーシュートしてしまい、房総沖からの離岸を表現することができなかった。これに伴い、本州東方の続流域では黒潮が大きく広がってしまい、ジェットのような強い流れを表現することもできなかった。これはガルフストリームのモデリングでも問題になっており、冬季の海面冷却が効果的か否か、亜寒帯循環の強弱、等に対して敏感であることが指摘されている (Ezer and

Meller, 1992)。また、黒潮のモデリングにおいては、Hurlbertらのグループ (e.g. Hurlbert *et al.*, 1996) がプリミティブ方程式系6層モデルを用いて黒潮続流を表現した結果、続流の位置は冬季の風系における回転成分0の緯度帯に沿っていることが指摘された。ここでの数値実験でも続流域がシャープに表現されており、これから外力の変化に対する敏感度実験を進めていくつもりである。

また、東行する黒潮続流の南北には西向きの流れを観察することができる。これは黒潮の再循環流で続流域が強く蛇行し、変動しているために生じている可能性がある (Jayne *et al.*, 1996)。

四国沖にも高気圧性の、強い再循環流が生じている。四国沖暖水塊と呼ばれ、室戸沖 (ASUKA LINE) での黒潮と再循環流を足し合わせた流量は係留系、TOPEX/POSEIDONの高度計、船舶観測を総合した結果は63Sv程度であった。数値実験の結果は69.5Svであり、観測結果よりやや大きいがほぼ同等な値を得た。図9にモデルで得たASUKA LINE近傍での岸に沿った流速分布を示す。表層約100mで最大流速130cm/sをとり1,000mでは約18cm/sである。これは、Imawaki *et al.* (1997) の係留系による結果とほぼ一致している。また、2,000m以深における大陸斜面上での流速が上層と逆向きであるが、これも観測と対応している (鹿島ら, 1997)。

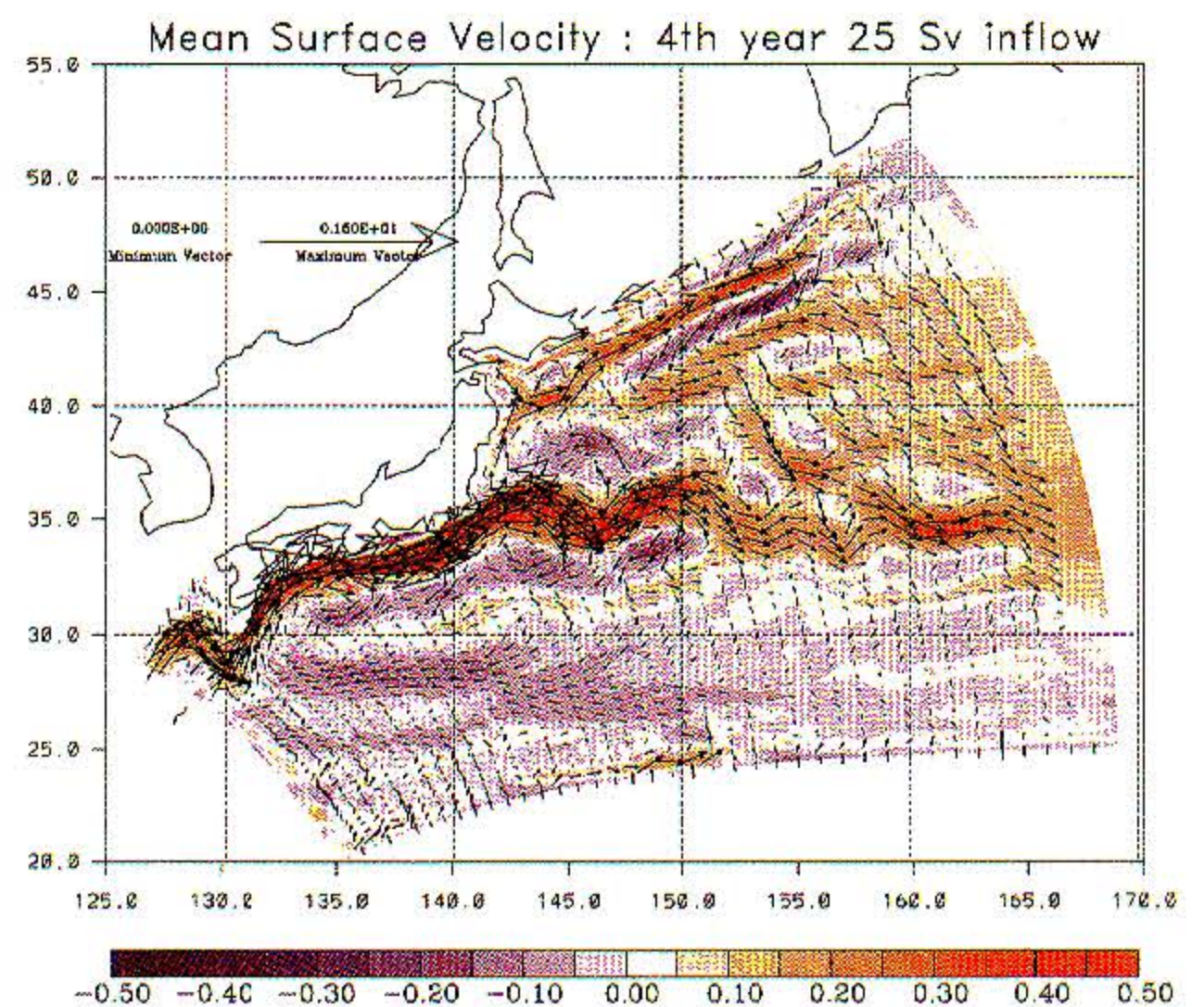


図7 モデルで得た表面流速の平均場 カラーコンターは東西流速をあらわす 暖色系 (寒色系) は東 (西) 向き

Fig. 7 Example of the one-year-average surface velocity field. Color contour indicates zonal velocity where orange (purple) denotes westerly (easterly).

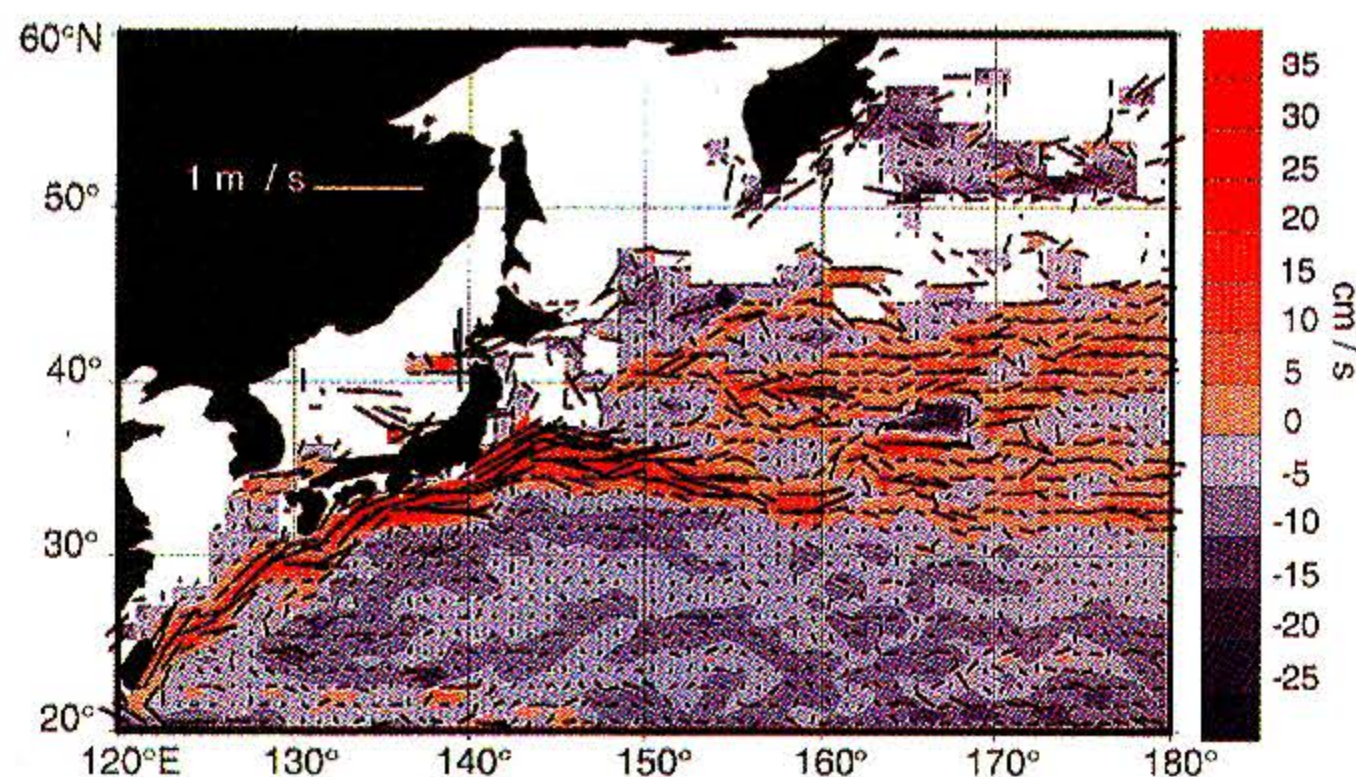


図8 表面ブイ観測によって得た表面流速の平均場
(Maximenko *et al.*, 1997)

Fig. 8 Velocity field obtained by surface drifters.
(Maximenko *et al.* 1997)

3.2 初期的な数値実験

黒潮の特徴は、日本南岸で岸に沿う流れと岸から離れて大きく蛇行する流れの二つの流路を取ることである。流路の変動は地域の気温などに強い影響をもたらすため、そのメカニズムに関する研究には長い歴史があるが (e.g. Mitsudera and Grimshaw, 1994, 及びその参考文献)、いまだ決着したとは言い難い。特に、今まで行われた数値実験ではかなり単純化された地形や流速分布を仮定しているため、蛇行・非蛇行流路のパラメータ依存性などを直接観測等と比較するのは困難であった。

ここでは前節で見たとおり、黒潮をよく表現していた高解像度モデルを用いて黒潮流路に関する感度実験を行ってみた。図10にその結果を示す。上からPN線での流入量を15Sv, 20Sv, 25Sv, 30Sv, 35Svの場合の海面水位とその変動の標準偏差を示す。図10に示したのは、6年間積分した時の最後の3年間の平均値である。流量の小さい(大きい)時にはいわゆる直進路(蛇行路)を取る傾向性のあることがわかる。直進路で特徴的なのは静岡県沖で黒潮が少しだけ離岸していることであり、紀伊半島が重要な役割を担っていることが分かる。標準偏差を見ると日本南岸で変動が少なく、かなり安定した流路を取っていることが分かる。伊豆海嶺上では八丈島の北を通っており、実際に観測されたものとよく対応する。35Svの場合には遠州灘から伊豆海嶺上にかけて蛇行した流路をとる。変動は伊豆海嶺より西でもかなり強く海嶺と黒潮との相互作用が示唆される。

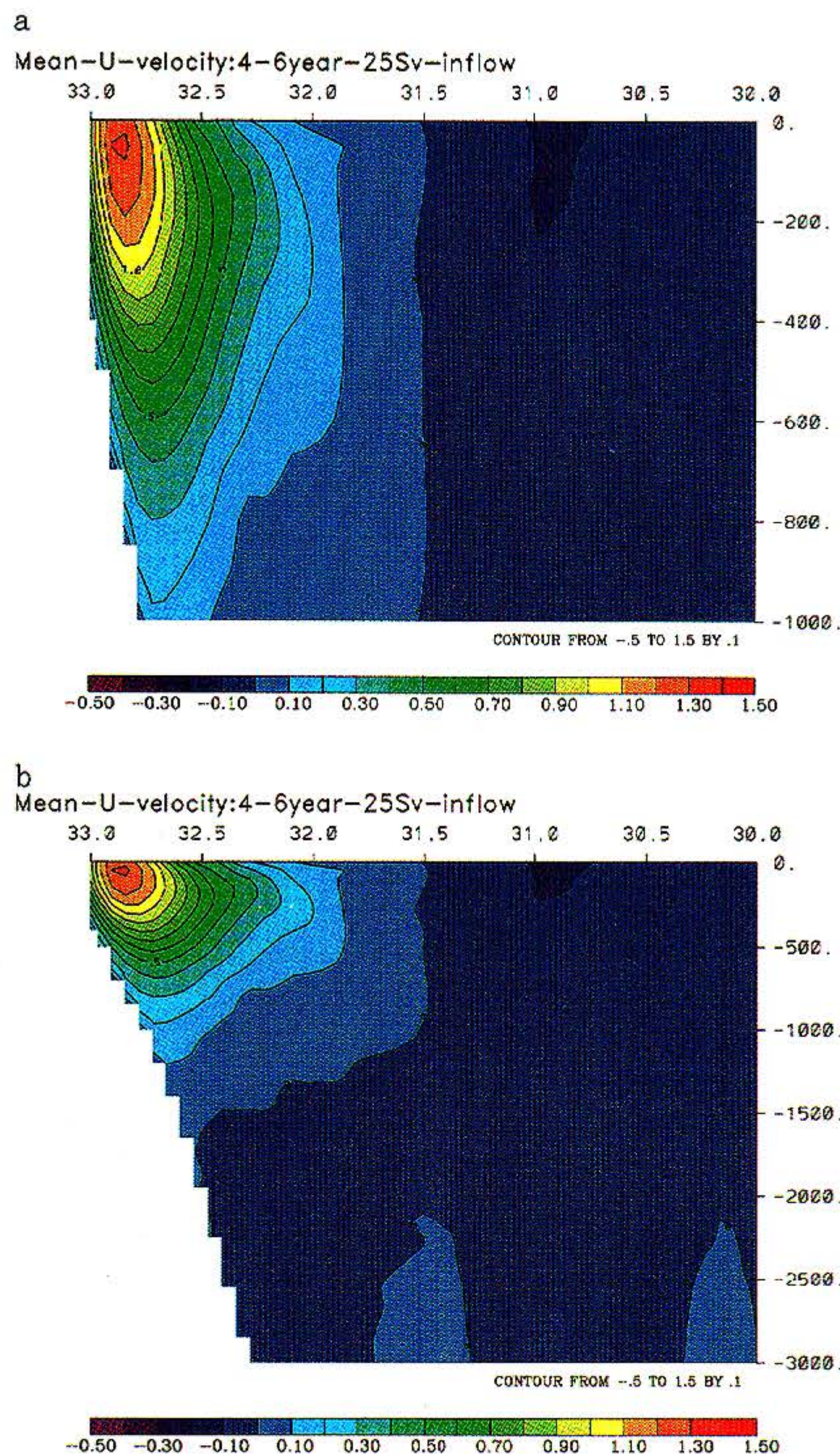


図9 ASUKA LINE近傍の流速の鉛直断面図 (a)0 m-1,000 m (b)0 m-3,000 m

Fig. 9 Velocity sections on the ASUKA LINE (a)0-1,000 m (b) 0-3,000 m.

今回のモデルで特筆すべき点は、観測された流量のレジーム内で直進路、蛇行路が形成される点である。現在までの、特に流入・流出タイプのモデルは比較的単純な形状だったために、観測との比較はそれほど重視されてこなかった。本研究に用いたモデルは、その意味でブレークスルーをしたものといえる。

今回は、すべてのケースに対して同じ初期条件を用いて計算し、モデルの黒潮流入量に対する感度の実験を行い、流入量が多いほど蛇行の傾向にあることを示した。しかし、黒潮の流路には多重平衡性があるのではないかと考えられており、その場合、流路は初期値に強く依存することになる。今後、流量を変動させるケースを含め、実験をさらに進めていく予定である。

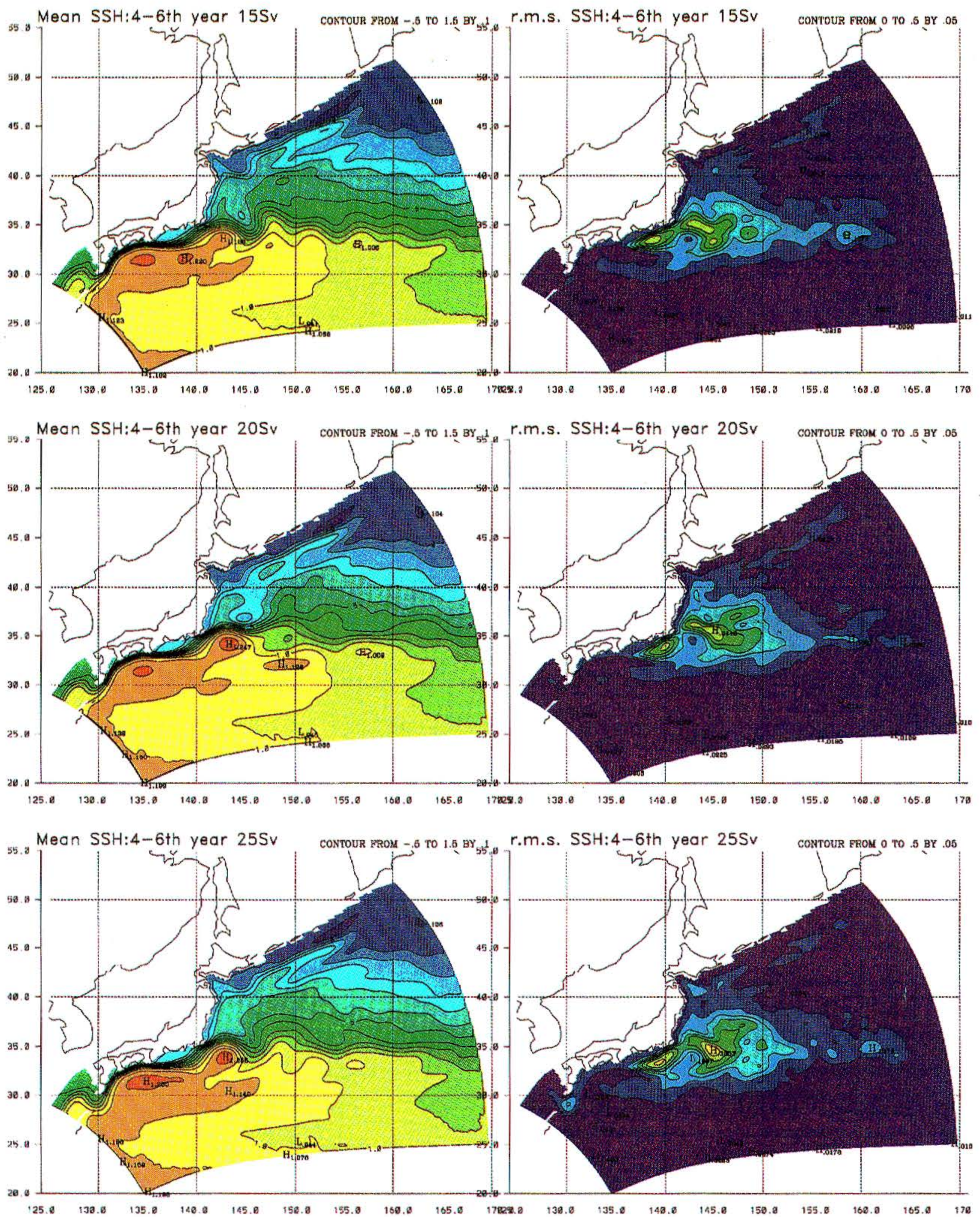


図10 PN線における流入量を変えた実験結果 4年目から6年目の平均海面高度とその標準偏差。上から、15, 20, 25, 30, 35Svの場合
 Fig. 10 Sensitivity experiments with various inflow conditions. Left-hand panels show mean surface height, while right-hand panels show standard deviation calculated from 4-th to 6-th year results. From upper to lower, the inflow volume is 15, 20, 25, 30, 35Sv, respectively.

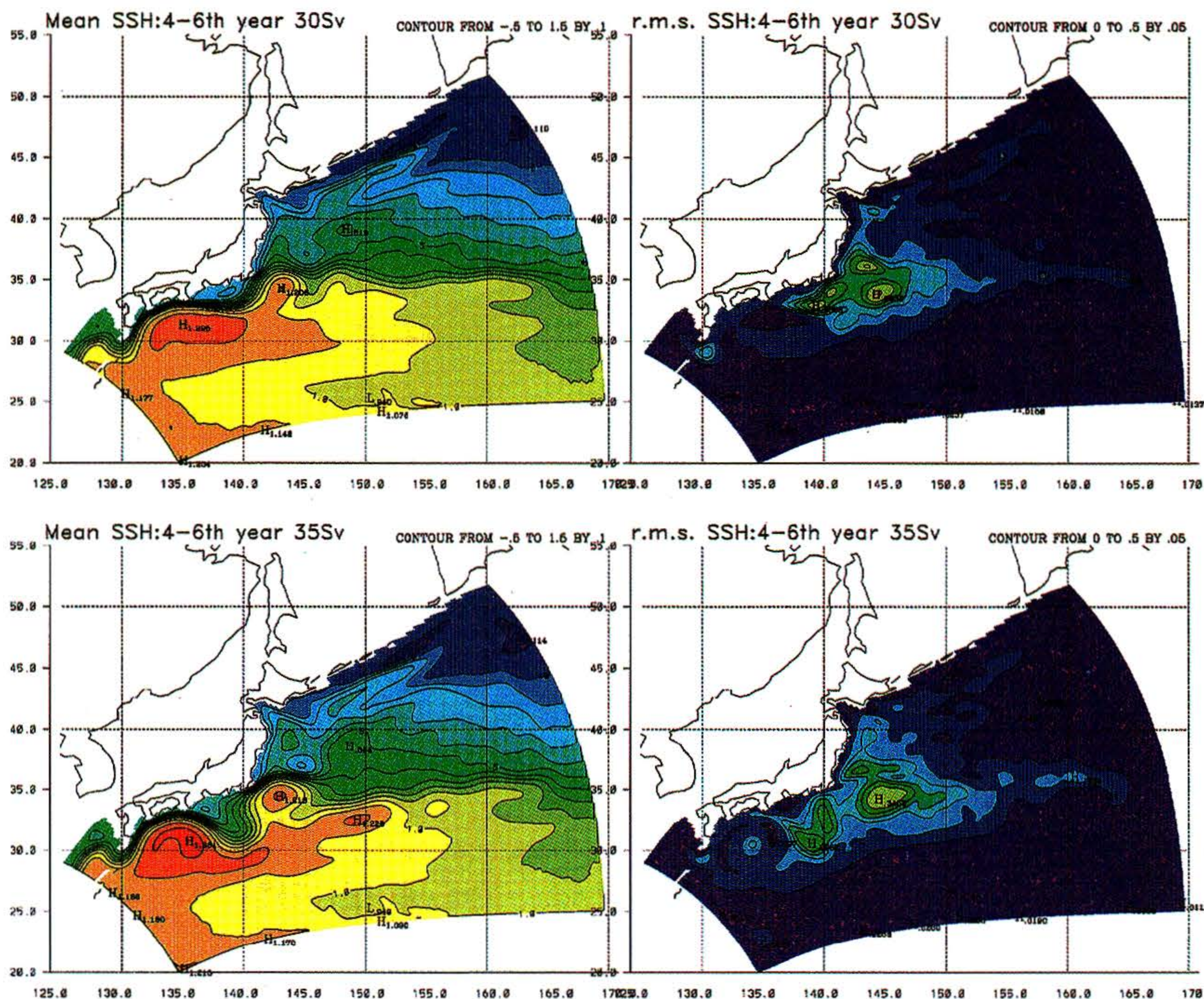


図10 (続き)
Fig.10 (Continued)

4 おわりに

ここでは、黒潮・親潮システムモデルの構成、及び初期的な結果を示した。以上見てきたとおり、高解像度の黒潮・親潮システムモデルは観測された黒潮の流れを少なくとも定性的にはよく再現していることが分かった。今後、実験を積み重ねるとともに統計解析等を行い、様々な観測結果と比較して、定量的につめていく必要がある。また、モデルの出力を解析することにより、黒潮蛇行のメカニズムや続流の再循環流形成のメカニズム解明に結びつけることを考えている。

次の目標は衛星やブイなどにより得たデータをモデルに取り込むことによりモデルの結果を逐次修正し（データ同化）、刻々と変化する海洋を広域・立体的に観測すること、それをを用いて海流予測モデルを構築することである。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、海洋科学技術センターのスーパーコンピュータSX-4を使用しました。大塚室長をはじめとする数理解析技術室のかたがたに大変お世話になりました。また、海洋観測研究部のかたがたには常に議論をしていただきました。感謝いたします。この研究は、平成8年度衛星プロジェクトの一環として行いました。

参考文献

- 1) Blumberg and Meller (1983) J. Geophys. Res., 88, 4579-4592.
- 2) Ezer and Meller (1992) J. Phys. Oceanogr., 22, 660-682.
- 3) Hellerman and Rosenstein (1983) J. Phys. Oceanogr., 13, 1093-1104.

- 4) Hurlbert, Wallcraft, Schmitz Jr., Hogan, and Metzger (1996) J. Geophys. Res., **101**, 941-976.
- 5) Imawaki, Uchida, Ichikawa, Fukasawa, and Imatani (1997) International WOCE Newsletter, **25**, 15-18.
- 6) 鹿島, ASUKA group (1997) 平成8年度海洋学会春季大会予行集
- 7) Levitus (1994) World Ocean Atlas 1994., NOAA
- 8) Maximenko, Niiler, and Yamagata (1997) International WOCE Newsletter, **25**, 15-18.
- 9) Mitsudera and Grimshaw (1994) J. Phys. Oceanogr., **24**, 2217-2244.

(原稿受理 : 1997年6月4日)