

近似スプーザーによる日本海循環再解析

広瀬, 直毅
九州大学応用力学研究所力学シミュレーション研究センター

<https://doi.org/10.15017/6770625>

出版情報 : 九州大学応用力学研究所所報. 124, pp.29-37, 2003-03. Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

バージョン :

権利関係 :



近似スムーザーによる日本海循環再解析

広瀬 直毅^{*1}

(2003年1月31日受理)

Reanalysis of the Japan Sea Circulation Using Approximate Smoother

Naoki HIROSE

E-mail of corresponding author: nick@riam.kyushu-u.ac.jp

Abstract

Time-evolving state of the Japan Sea is estimated by approximate RTS smoother that couples an ocean general circulation model and satellite altimeter measurements. The approximation is established by seeking the time-asymptotic error covariance and also by reducing the controlled state to the barotropic and first baroclinic dynamic modes at coarse horizontal grids. The expected error variances of the external and internal displacements are decreased by about 49 and 68%, respectively from the simulation to the smoothed estimation.

The smoothed estimate explains more than 50% variance of the observed sea level variation. Basin-scale, cyclonic propagation of barotropic signal is found at time scale of one to two months. Mesoscale variabilities associated with the Tsushima Warm Current are largely detected. The smoothed result is validated by comparing to independent in-situ temperature observations including two peaks in the seasonal variation at subsurface layers near the Japanese coast. It is explained that the first maximum in September reflects normal accumulation of surface heating, and the second one in November or December is associated with separation of the Tsushima Warm Current from the coast.

Key words : *Japan Sea, data assimilation, RTS smoother, satellite altimeter, Tsushima Warm Current, mesoscale variability, topographic waves*

1. はじめに

Hirose¹⁾ などにより、日本海循環モデルに対する海面高度計データの同化が行われた。カルマンフィルター (KF) に一定の近似を与えることにより、かなり現実的な海洋変動を再現できたが、本来、過去及び現在の観測データが入力される KF は予報 (nowcast, forecast) や制御問題に適した手法である。過去の状態を再現 (reanalysis あるいは hindcast) するには、スムーザー (平滑推定法) を用いて再解析を行うことが望ましい。時間を前方にしか進まない (連続法の) KF では、ある時刻に得られた観測情報をそれ以前の状態推定に役立てられないからである。

スムージングアルゴリズムとして、固定点 (fixed-point), 固定ラグ (fixed-lag), 固定区間 (fixed-interval) などの方式が考案されている²⁾。固定点スムーザーは、ある固定された時刻における状態、例えば計算初期値などを推定する問題に適している。固定ラグスムーザーは連続処理という点でフィルターと似ているが、ある程度将来の観測データの

入力も許す。ある決まった解析期間で最適値を推定するためには、固定区間スムーザーが有効である。最近、地球流体分野で幅広く用いられるようになってきた変分法 (アジョイント法) も、固定区間スムーザーの一種として理解できよう。

本研究では、一定期間の人工衛星高度計データを用いて日本海の再解析を行うので、固定区間スムーザーの一種である Rauch-Tung-Striebel (RTS) 法を採用する。変分法では直接求められない推定誤差 (精度) を同時に計算できるという長所があるが、これは計算負荷が極端に増加するという欠点と表裏一体である。KF の場合と同様に、多自由度の日本海循環モデルに対して大量の観測データを RTS スムーザーで厳密に同化することは、現在のコンピュータ能力では不可能である。本研究では、Fukumori³⁾ による一連の近似を採用し、数年間に渡る再解析、いわゆる4次元データ同化を実現する。第2章で海洋モデルの計算条件と使用した衛星高度計データを述べ、第3章で、本研究に独自の近似条件と併せ、RTS スムーザーとその近似法について解説する。第4章で平滑推定に伴って期待される誤差

^{*1} 九州大学応用力学研究所力学シミュレーション研究センター

の大きさや分布を確認し、第5章で推定結果を、特に断片的な現場観測だけでは全体像が把握しにくかった現象を中心に紹介する。第6章でまとめと議論、及び今後の課題について述べる。

2. モデルとデータ

2.1 GFDL MOM

本研究では、Kim and Yoon⁴⁾の作成した日本海 GFDL MOM を改良する。モデルの格子間隔 ($1/6^\circ$) や鉛直層位 (19 層) など、基本的なモデルの設定はすべて Kim and Yoon と同様である。海面での風応力・熱・水フラックスは European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) の予報値を日平均して用いた。熱フラックスと淡水フラックスは Barnier et al.⁵⁾ のフラックス・補正混合スキームを用いた。補正項 (restoring term) の時間スケールは 30 日、漸近する海面水温は人工衛星データ (Sakaida et al.⁶⁾)、海面塩分は Japan Oceanographic Data Center (JODC) と Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute of Russia (FERHRI) のそれぞれ月平均値を用いた。ただし、塩分観測が不足しているため、海面塩分補正項には経年変化を考慮していない。なお、水温・塩分の補正は第一層目のみで行い、深層水温を現実的な値に維持するための補正は行わない。3 海峡を通じでの流入出条件もまた、Kim and Yoon と同様である。

モデルの初期水温・塩分分布には 1 月の気候月平均値を与え、ECMWF データの長期日平均値で準定常状態に達するまで 12 年間で駆動した。続く 9 年間 (1992–2000 年) を解析期間として、ECMWF の日平均値を与える。

2.2 海面高度計データ

NASA/GSFC (Goddard Space Flight Center) Ocean Pathfinder program の提供する TOPEX/POSEIDON (T/P) と European Remote Sensing (ERS) satellite-1/2 の各高度計データを用いる。M-GDR に一連の補正 (潮位補正・大気圧補正など) が行われ、さらに高度計間の平均値やトレンドも合致するよう調節が行われている。T/P 観測データは 1992 年 10 月以降ほぼすべての期間で取得されたが、ERS-1 は phase C と G でそれぞれ 1～2 年の短期間しか観測データがない。ERS-2 からは 1995 年 4 月以降 5 年以上に渡って連続的にデータが取得された。本研究では、このようにデータ取得期間の異なる複数の衛星高度計データを、同時に日本海 GFDL MOM に同化する。

なお、同一軌道上におけるデータは、モデルの自由度 (格子間隔 $1/6^\circ$ の数倍) を考慮し、約 31km 毎に平均値を取ってデータ量を減らした。これ以下のスケールは本モデルで再現することができないと考えられる。この処置により、観測行列が小さくなり、計算コストが抑えられる。また、水深が 200m 以浅の海域のデータも、潮位補正の精度

を考えて使用しない。

3. 同化手法

3.1 RTS スムーザー

時空間的に離散化された線形力学モデルを次のように定義する。

$$\mathbf{x}_{t+1}(-) = \mathbf{A}\mathbf{x}_t + \mathbf{G}\mathbf{w}_t \quad (1)$$

ある時間ステップ t で状態ベクトル (state vector) の最適推定値 (optimal estimate) $\mathbf{x}_t$ が与えられているとし、外力 $\mathbf{G}\mathbf{w}_t$ が加わった場合、次ステップ $t+1$ への時間発展を示す。ここで $\mathbf{A}$ は状態遷移行列 (state transition matrix)、 $\mathbf{G}$ を外力行列 (forcing matrix) と呼ぶ。符号 $(-)$ はまだデータ同化をしていない予報値 (predicted estimate) を意味する。観測データ入力時は、

$$\mathbf{x}_t = \mathbf{x}_t(-) + \mathbf{K}_t \{\mathbf{z}_t - \mathbf{H}_t \mathbf{x}_t(-)\} \quad (2)$$

によってフィルタリングされる。 $\mathbf{K}$ はカルマンゲイン行列、 $\mathbf{z}$ は観測データ、 $\mathbf{H}$ は観測行列である。

式 (1), (2) のような力学システムに対する RTS スムーザーは、

$$\mathbf{x}_{t-1}(+) = \mathbf{x}_{t-1} + \mathbf{S}_{t-1} \{\mathbf{x}_t(+) - \mathbf{x}_t(-)\} \quad (3)$$

$$\mathbf{P}_{t-1}(+) = \mathbf{P}_{t-1} + \mathbf{S}_{t-1} \{\mathbf{P}_t(+) - \mathbf{P}_t(-)\} \mathbf{S}_{t-1}^T \quad (4)$$

のように書くことができる。 $\mathbf{P}$ は誤差共分散行列 (error covariance matrix) である。符号 $(+)$ はスムーザーによる平滑推定値 (smoothed estimate) を示す。RTS スムーザーは時間を戻す方向に、連続的に過去の状態が推定される。すでに観測の情報は時間前方フィルター (2) による推定値 (filtered estimate) $\mathbf{x}$ に含まれているので、スムーザー計算において改めて観測データは用いない。 $\mathbf{S}$ はスムーザーゲイン行列で、

$$\mathbf{S}_{t-1} = \mathbf{P}_{t-1} \mathbf{A}^T \mathbf{P}_t(-)^{-1} \quad (5)$$

で与えられる。詳しい RTS スムーザーの導出は Rauch et al.⁷⁾, Bryson and Ho⁸⁾ などを参照されたい。

3.2 定常近似

KF フィルターと同様に、各システム行列 $\mathbf{A}$, $\mathbf{G}$, $\mathbf{H}$ が定常の場合、スムーザーの誤差共分散やゲイン行列も一定値に収束することが多い。つまり、 $t \rightarrow \infty$ のとき、

$$\mathbf{P}_t(-) \rightarrow \mathbf{P}(-) \quad (6)$$

$$\mathbf{P}_t \rightarrow \mathbf{P} \quad (7)$$

よって、

$$\mathbf{S}_t \rightarrow \mathbf{P} \mathbf{A}^T \mathbf{P}(-)^{-1} = \mathbf{S} \quad (8)$$

$$\mathbf{P}_t(+) \rightarrow \mathbf{P}(+) \quad (9)$$

本研究では、時空間的にかなり規則的な人工衛星観測データを用い、各システム行列や各誤差共分散の時間変化は小さいとみなし、定常な誤差共分散及びゲイン行列を前もって計算する。

さらに、海洋モデルに特有の非線型性は、平均場からの一次摂動を計算することで線形化した。本研究ではモデルの平均値を基準とした拡張カルマンフィルター (extended Kalman filter) および拡張 RTS スムーザーを用いる、と換言することもできる。

3.3 縮小近似

RTS smoother に対しても Kalman filter と同様に縮小近似を適用することができる³⁾。モデルの状態ベクトルを

$$\mathbf{x}_t \approx \mathbf{B}\mathbf{x}'_t + \bar{\mathbf{x}} \quad (10)$$

のように近似する。本研究において $\mathbf{x}$ はモデルの全支配変数 (流線関数・流速水平成分・水温・塩分) で、その自由度は 20 万を超える。上記変換の基準となる $\bar{\mathbf{x}}$ としてシミュレーションの時間平均値を選ぶ。Hirose¹⁾ と同様に、 $\mathbf{x}'_t$ として、空間 $1/2^\circ$ の低解像度で、順圧及び第一傾圧モードのみ計算する縮小モデルを用意する。この近似により、同化によって制御される自由度は 1573 まで抑制され、カルマンフィルター及び RTS スムーザーの現実的な計算が可能になる。行列 $\mathbf{B}$ により、縮小場が元のモデル場へ変換される。今回の場合、鉛直方向に順圧・傾圧モードを再合成し、各成分を最適内挿法によって水平方向に補間する役割を果たす。

同様に、誤差共分散行列も

$$\mathbf{P}_t \approx \mathbf{B}\mathbf{P}'_t\mathbf{B}^T \quad (11)$$

$$\mathbf{P}_t^{-1} \approx \mathbf{B}^{*T}\mathbf{P}'_t{}^{-1}\mathbf{B}^* \quad (12)$$

のように近似される。ここで、 $\mathbf{B}^*$ は $\mathbf{B}$ の一般逆行列で、

$$\mathbf{B}^*\mathbf{B} = \mathbf{I} \quad (13)$$

$$\mathbf{B}\mathbf{B}^* \neq \mathbf{I} \quad (14)$$

の関係がある。

結局、式 (11), (12) を式 (5) へ代入すると、

$$\mathbf{S}_{t-1} \approx \mathbf{B}\mathbf{P}'_{t-1}\mathbf{B}^T\mathbf{A}^T\mathbf{B}^{*T}\mathbf{P}'_t(-)^{-1}\mathbf{B}^* \quad (15)$$

$\mathbf{A}' = \mathbf{B}^*\mathbf{A}\mathbf{B}$ より、

$$\mathbf{S}_{t-1} \approx \mathbf{B}\mathbf{P}'_{t-1}\mathbf{A}'^T\mathbf{P}'_t(-)^{-1}\mathbf{B}^* \quad (16)$$

$$= \mathbf{B}\mathbf{S}'_{t-1}\mathbf{B}^* \quad (17)$$

と簡略化される。

4. 推定誤差

3.2 節の定常解を同化前に求めることによって、同化時の計算量を節約でき、さらに推定値の誤差を予想することができる。定常・縮小近似された誤差共分散 $\mathbf{P}(+)'$ を求めるために必要な観測誤差とモデル誤差は、すべて Hirose¹⁾ と同じ値を使用した。本節では、推定された誤差行列を解析し、今回のスムージング精度を検証する。Figure 1, 2 に、漸近的定常状態における誤差分散の期待値を示す。シミュレーション (同化なし) の場合、平滑推定の場合について、それぞれ倍化法⁹⁾ を利用して定常解を求めた。図は誤差共分散行列の対角成分を平面図に投影して得られた分布である。

一見して、スムージングにより期待誤差がかなり小さくなっていることがわかる。平滑推定はシミュレーションと比較して、順圧流線関数で約 5 割 (平均 $0.68 \rightarrow 0.35 \text{ Sv}^2$)、第一傾圧モードの内部変位で約 7 割 (平均 $6.00 \rightarrow 1.89 \text{ m}^2$) も精度が高くなると期待される。海面の情報 (海面高度) を同化しているにもかかわらず、内部モードの方がより改善されるのは、両者の変動時間スケールの差と考えられる¹⁰⁾。衛星観測の時間間隔と比較して内部モードの変動時間スケールが十分に長い場合、データ同化による修正情報が十分に蓄積し、推定精度が上がったのであろう。逆に、時間変化の早い順圧変動は、傾圧変動ほどには同化の効果が期待できないことがわかる。

より詳しく誤差の空間分布を見ると、まず外部流線関数は北部海域で大きく改善される (Fig. 1)。順圧性の強い亜寒帯循環をより現実的に再現できると期待される。しかし、改善率はむしろ日本海南部から中部の対馬暖流域で大きく、50%以上の誤差減少が認められる。日本海への流入出 (順圧) 成分を持つ対馬暖流 (及び東韓暖流、極前線) に伴った、比較的時間変化の遅い順圧変動が検出されると期待できる。

明瞭な二層構造を持つ対馬暖流は当然傾圧性が強く、日本海南部～中部海域では内部変位の推定誤差もスムージングによってかなり (6～9 割も) 縮小する (Fig. 2)。密度成層の弱い北部海域でも誤差分散が 5～6 割程度減少しており、亜寒帯循環域の内部変化も海面高度データから十分に検出できることがわかる。しかし、対馬海峡から日本沿岸の浅海部では、内部モードの誤差が 4 割程度しか向上しない海域もある。冬季の海面冷却によって表層混合層が発達し、浅海域では混合層が底部にまで達し、密度成層を維持できない時期が長いと考えられる。

本研究では、時空間的にかなり規則的な人工衛星観測データを用い、各システム行列や各誤差共分散の時間変化は小さいとみなし、定常な誤差共分散及びゲイン行列を前もって計算する。

さらに、海洋モデルに特有の非線型性は、平均場からの一次摂動を計算することで線形化した。本研究ではモデルの平均値を基準とした拡張カルマンフィルター (extended Kalman filter) および拡張 RTS スムーザーを用いる、と換言することもできる。

3.3 縮小近似

RTS smoother に対しても Kalman filter と同様に縮小近似を適用することができる³⁾。モデルの状態ベクトルを

$$\mathbf{x}_t \approx \mathbf{B}\mathbf{x}'_t + \bar{\mathbf{x}} \quad (10)$$

のように近似する。本研究において $\mathbf{x}$ はモデルの全支配変数 (流線関数・流速水平成分・水温・塩分) で、その自由度は 20 万を超える。上記変換の基準となる $\bar{\mathbf{x}}$ としてシミュレーションの時間平均値を選ぶ。Hirose¹⁾ と同様に、 $\mathbf{x}'_t$ として、空間 $1/2^\circ$ の低解像度で、順圧及び第一傾圧モードのみ計算する縮小モデルを用意する。この近似により、同化によって制御される自由度は 1573 まで抑制され、カルマンフィルター及び RTS スムーザーの現実的な計算が可能になる。行列 $\mathbf{B}$ により、縮小場が元のモデル場へ変換される。今回の場合、鉛直方向に順圧・傾圧モードを再合成し、各成分を最適内挿法によって水平方向に補間する役割を果たす。

同様に、誤差共分散行列も

$$\mathbf{P}_t \approx \mathbf{B}\mathbf{P}'_t\mathbf{B}^T \quad (11)$$

$$\mathbf{P}_t^{-1} \approx \mathbf{B}^{*T}\mathbf{P}'_t{}^{-1}\mathbf{B}^* \quad (12)$$

のように近似される。ここで、 $\mathbf{B}^*$ は $\mathbf{B}$ の一般逆行列で、

$$\mathbf{B}^*\mathbf{B} = \mathbf{I} \quad (13)$$

$$\mathbf{B}\mathbf{B}^* \neq \mathbf{I} \quad (14)$$

の関係がある。

結局、式 (11), (12) を式 (5) へ代入すると、

$$\mathbf{S}_{t-1} \approx \mathbf{B}\mathbf{P}'_{t-1}\mathbf{B}^T\mathbf{A}^T\mathbf{B}^{*T}\mathbf{P}'_t(-)^{-1}\mathbf{B}^* \quad (15)$$

$\mathbf{A}' = \mathbf{B}^*\mathbf{A}\mathbf{B}$ より、

$$\mathbf{S}_{t-1} \approx \mathbf{B}\mathbf{P}'_{t-1}\mathbf{A}'^T\mathbf{P}'_t(-)^{-1}\mathbf{B}^* \quad (16)$$

$$= \mathbf{B}\mathbf{S}'_{t-1}\mathbf{B}^* \quad (17)$$

と簡略化される。

4. 推定誤差

3.2 節の定常解を同化前に求めることによって、同化時の計算量を節約でき、さらに推定値の誤差を予想することができる。定常・縮小近似された誤差共分散 $\mathbf{P}(+)^'$ を求めるために必要な観測誤差とモデル誤差は、すべて Hirose¹⁾ と同じ値を使用した。本節では、推定された誤差行列を解析し、今回のスムージング精度を検証する。Figure 1, 2 に、漸近的定常状態における誤差分散の期待値を示す。シミュレーション (同化なし) の場合、平滑推定の場合について、それぞれ倍化法⁹⁾ を利用して定常解を求めた。図は誤差共分散行列の対角成分を平面図に投影して得られた分布である。

一見して、スムージングにより期待誤差がかなり小さくなっていることがわかる。平滑推定はシミュレーションと比較して、順圧流線関数で約 5 割 (平均 $0.68 \rightarrow 0.35 \text{ Sv}^2$)、第一傾圧モードの内部変位で約 7 割 (平均 $6.00 \rightarrow 1.89 \text{ m}^2$) も精度が高くなると期待される。海面の情報 (海面高度) を同化しているにもかかわらず、内部モードの方がより改善されるのは、両者の変動時間スケールの差と考えられる¹⁰⁾。衛星観測の時間間隔と比較して内部モードの変動時間スケールが十分に長い場合、データ同化による修正情報が十分に蓄積し、推定精度が上がったのであろう。逆に、時間変化の早い順圧変動は、傾圧変動ほどには同化の効果が期待できないことがわかる。

より詳しく誤差の空間分布を見ると、まず外部流線関数は北部海域で大きく改善される (Fig. 1)。順圧性の強い亜寒帯循環をより現実的に再現できると期待される。しかし、改善率はむしろ日本海南部から中部の対馬暖流域で大きく、50%以上の誤差減少が認められる。日本海への流入出 (順圧) 成分を持つ対馬暖流 (及び東韓暖流、極前線) に伴った、比較的長時間変化の遅い順圧変動が検出されると期待できる。

明瞭な二層構造を持つ対馬暖流は当然傾圧性が強く、日本海南部～中部海域では内部変位の推定誤差もスムージングによってかなり (6～9 割も) 縮小する (Fig. 2)。密度成層の弱い北部海域でも誤差分散が 5～6 割程度減少しており、亜寒帯循環域の内部変化も海面高度データから十分に検出できることがわかる。しかし、対馬海峡から日本沿岸の浅海部では、内部モードの誤差が 4 割程度しか向上しない海域もある。冬季の海面冷却によって表層混合層が発達し、浅海域では混合層が底部にまで達し、密度成層を維持できない時期が長いと考えられる。

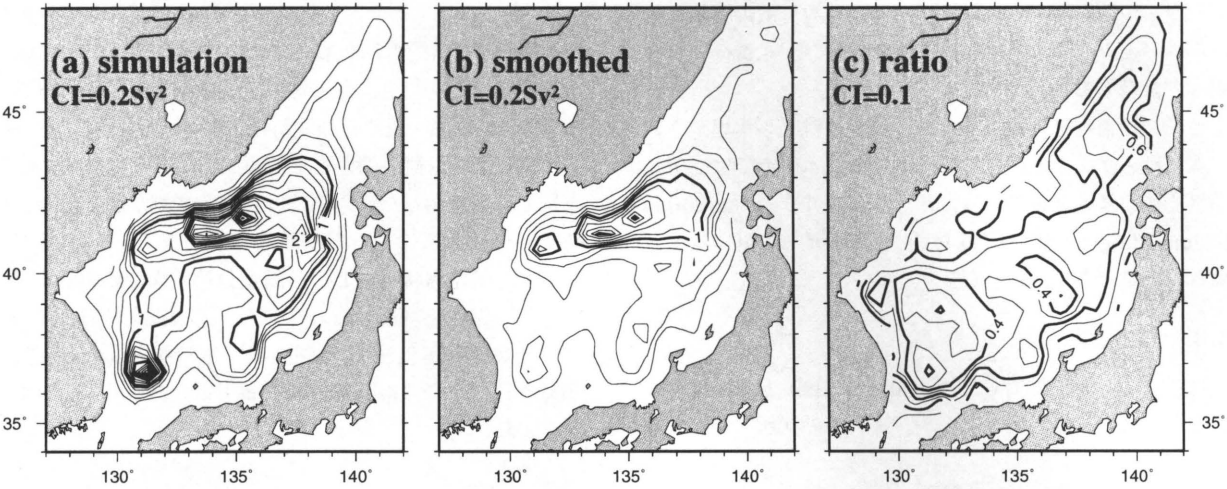


Fig. 1 Spatial distribution of the expected error variance for external stream function of (a) simulated and (b) smoothed estimates, respectively. (c) Error variance ratio of the smoothed estimates over the simulation. Contour intervals are given in the diagrams.

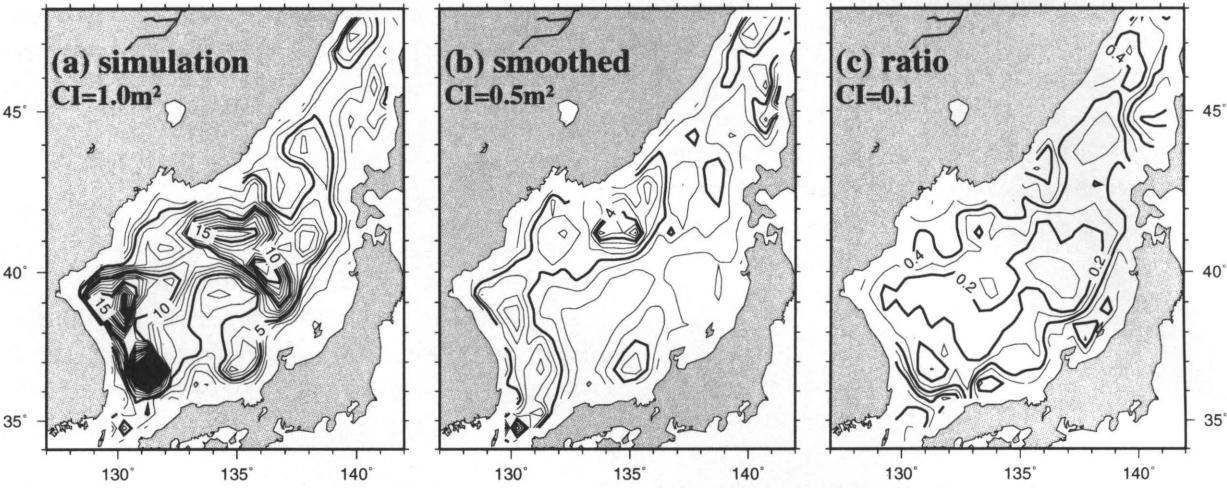


Fig. 2 Same as Fig. 1 except for internal displacement.

Table 1 Spatial averages of the sea surface height and temperature variances measured and explained by the simulation, prediction, filtered, and smoothed estimates. The altimeter data are assimilated into the model. In-situ temperature data are independent from the present assimilation.

	data variance	simulated	predicted	filtered	smoothed
T/P (cm ²)	82.4	17.7	38.3	44.1	47.1
ERS-2 (cm ²)	88.6	16.6	31.6	38.7	41.6
100m T (°C ²)	18.45	8.55	11.22	11.25	11.46
200m T (°C ²)	9.76	0.71	2.16	2.17	2.32

5. 推定結果

5.1 説明分散

Table 1 に時空間平均した説明分散 (explained variance) を示す。説明分散は

$$\langle d^2 \rangle - \langle (d - m)^2 \rangle \quad (18)$$

のようにデータ分散 $\langle d^2 \rangle$ と残差の分散 $\langle (d - m)^2 \rangle$ の差で与えられる¹¹⁾。観測データの変動量をモデルによって検出できた成分とできない成分に分離すれば、残差 (データとモデルの差の二乗量) は後者に相当する。検出成分と非検出成分が独立であれば、上式によって前者 (説明分散) を定量的に評価できるだろう。

表より、シミュレーション→予報値 (predicted estimates) →濾波推定値 (filtered estimates) →平滑推定値 (smoothed estimates) の順に説明分散が向上していることがわかる。平滑推定として高度計観測の 50% 以上を検出している。今回の同化には用いていない現場 CTD 観測による水温データと比較しても、説明分散が順に向上 (残差が低下) していることから、今回のデータ同化がある程度適切に行われたことがわかる。

5.2 外部流線関数

Figure 3(a) に、平滑推定による外部流線関数の 9 年間平均分布を示す。平均値を基準として同化を行ったので、平均分布はシミュレーションからほとんど変化なく、北部に 10 Sv 近い亜寒帯循環と 2 Sv 強の通過流 (対馬暖流) を確認することができる。

流線関数の変動分布 (Fig. 3(b)) では明瞭な南北差が認められず、むしろ沿岸で小さく、沿岸から 100 ~ 200 km 程度離れると大きくなる傾向がある。本 rigid-lid モデルでは、沿岸沿いに年周期で流線関数の境界条件を与えているので、沿岸部分で変動が小さくなっている。数百 km 沖合で流線関数の変動が急に大きくなるのは、陸棚波 (地形性ロスビー波) の影響と考えられる。

実際、流線関数の変動スペクトルのエネルギー中央周期 (長・短周期のパワースペクトルが半分ずつになる分割値) を見ると (Fig. 3(c))、陸棚縁に沿って短周期成分が卓越していることが分かる。気象擾乱に対して陸棚波が励起されているものと考えられる¹²⁾。

大局的には、日本海北東部でより短周期、南西部でより長周期の成分が卓越しているように見える (Fig. 3(c))。スペクトル解析の結果、日本海東部で数十日の周期に卓越する信号が確認されたので、流線関数の平滑推定結果に 20 ~ 100 日のバンドパスフィルターをかけてみた。Figure 4 より、大規模な順圧波が反時計回りに 1 ~ 2 ヶ月周期で伝播していることがわかる。振幅は日本海盆東部で最大 2 ~ 4 Sv に達する。逆に日本海西部・南部ではその振幅が小さい (1 Sv 以下)。

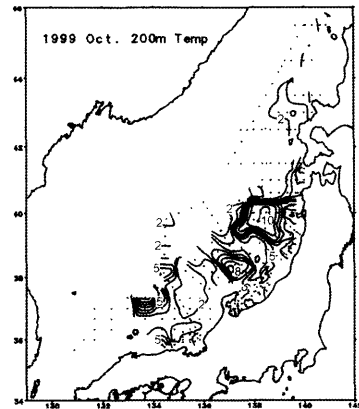


Fig. 6 In-situ temperature distribution for 200 m depth at early October, 1999 measured by Japan Sea National Fisheries Research Institute, Fisheries Research Agency.

推定結果から、このような大規模順圧変動が毎年冬季に卓越していることがわかった。冬季の強い季節風によって、海盆スケールの固有振動が励起されている可能性がある。最近、南大洋の海盆で f/H 等値線 (f はコリオリパラメーター、 H は水深) に捕捉された順圧ロスビー波の数十日振動が発見されており¹³⁾¹⁴⁾、日本海でも同様の現象が発生しているのかもしれない。

日本海西部・南部海域では、対馬暖流の流路変動や擾乱に関連した、傾圧成分と分離できない順圧成分が卓越し、相対的に長周期の流線関数変動が検出されたものと考えられる。5.3, 5.4 節で対馬暖流域の内部変動を解析する。

5.3 200m 深水温

海洋内部変化の推定例として、Fig. 5 に 200m 深の水温分布を示す。200m 深は日本海の中規模渦の活動を観測するために適切な深度と言われている¹⁵⁾。Figure 5(b) より、日本海南部の対馬暖流域では 1.0°C を超える変動が幅広く分布することがわかる。特に強い変動が対馬 (鬱陵) 海盆、隠岐諸島北東海域 (隠岐海脚付近)、そして東北地方の西方に認められる。前者の二箇所は対馬暖流の流入口に当たり、海底地形の制約から解放された流れが不安定化しやすいと考えられる。後者は極前線と沿岸分枝が近づき (あるいは合流し)、擾乱が発生しやすい海域である。

比較のため、Fig. 6 に 1999 年 10 月上旬の現場 CTD 観測に基づく 200m 深分布を示す。隠岐諸島沖と能登半島沖の暖水渦、その間の冷水塊などの位置が平滑推定値 (Fig. 5) とよく一致していることがわかる。KF による推定結果と比べても、平滑化によりさらに現実的な再現ができています。ただし、現場観測データを入手できなかった海域 (朝鮮半島やロシア沿海州付近) では、内部モードの期待誤差が日本付近よりもやや大きいと推定されている (Fig. 2(b)) ので、北西海域の現場データと比べてもここまでの再現性は

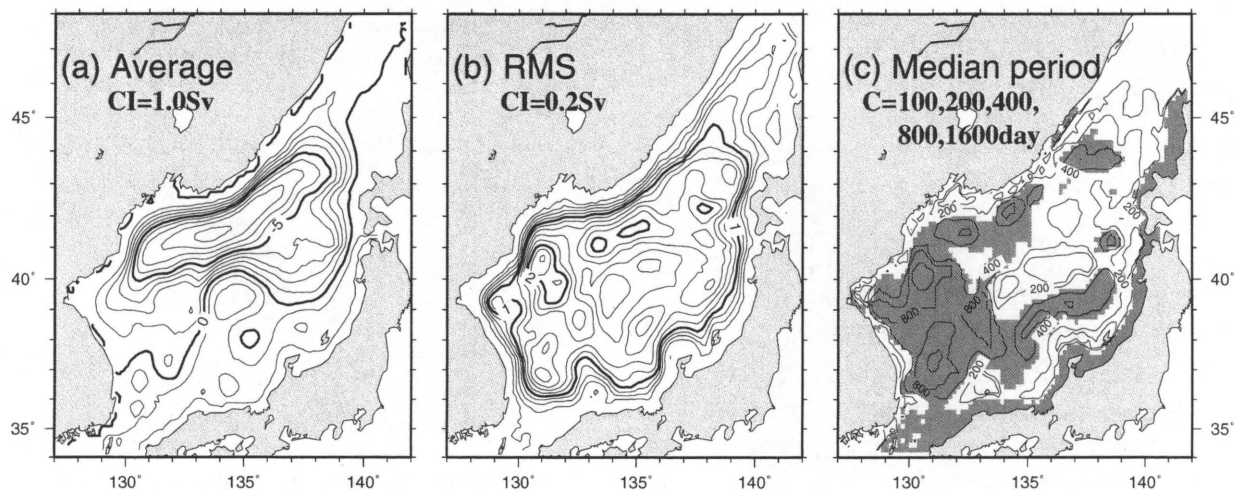


Fig. 3 (a) Average, (b) rms variability, and (c) half-energy period of the smoothed external stream function. Shaded region indicates a median period equal to or longer than one year. Contour intervals are stated in the diagrams.

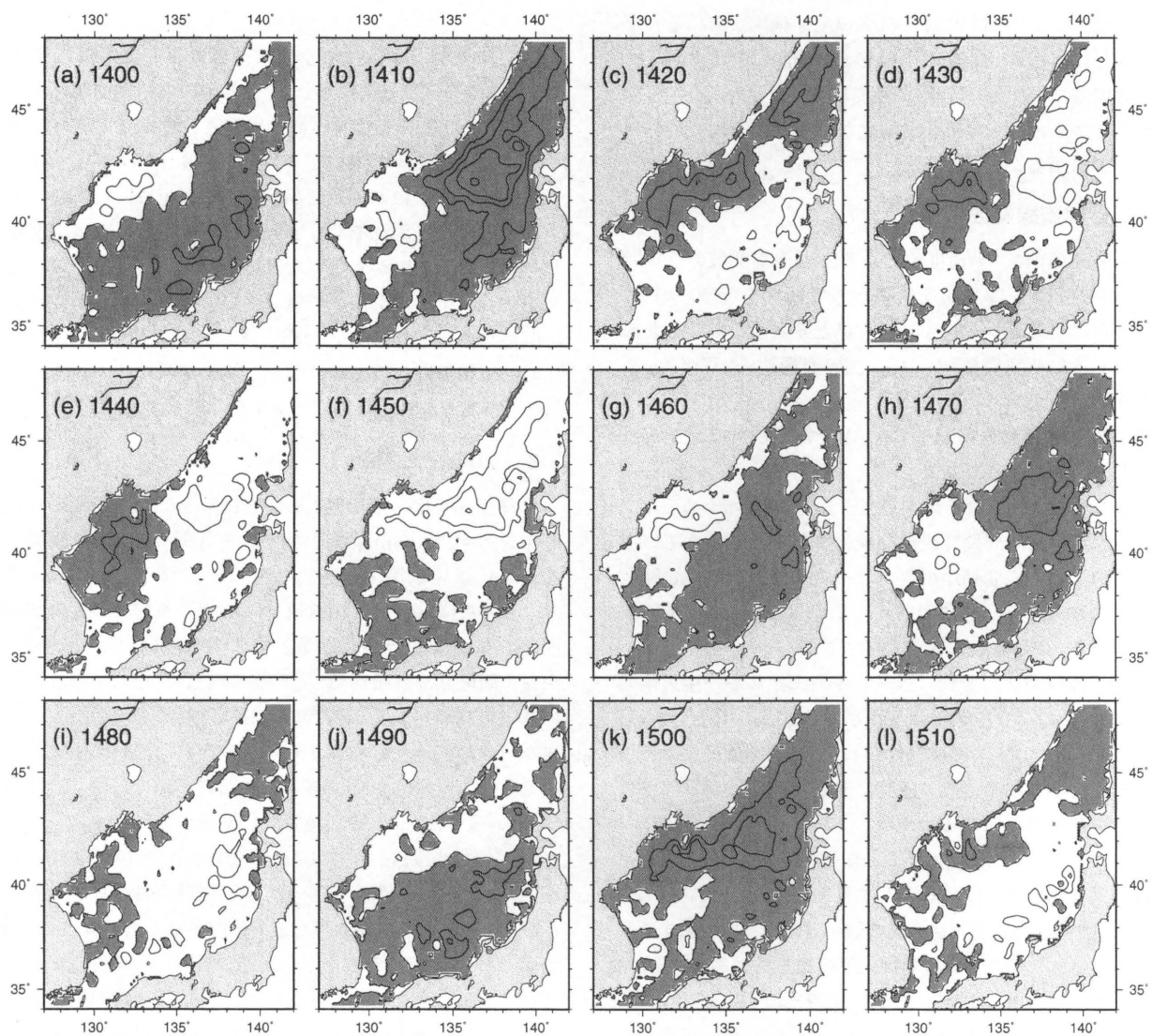


Fig. 4 Spatial variations of the stream function bandpassed for 20 to 100 days plotting from (a) November 2, 1995 with 10-day interval. Contour interval is 1 Sv, and shaded region indicates negative.

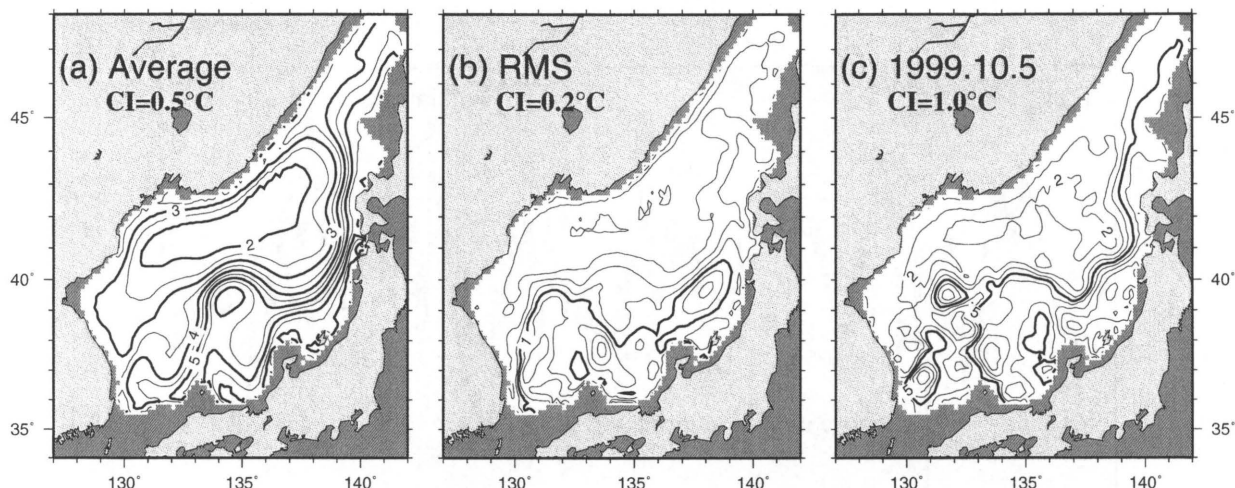


Fig. 5 (a) Average, (b) rms variability, and (c) a snap shot of the smoothed temperature estimates at 200 m depth. Contour intervals are shown on the maps.

ないかもしれない。

高度計データを同化することにより、中規模渦や擾乱の位置はかなり正確に特定できたが、その強度はまだ不十分である。モデルの水平解像度が中規模渦を再現するためには不十分であることに加え、鉛直分解能も粗いため、鉛直方向に水温・塩分の数値拡散が大きく、特に温度躍層付近の200m深ではモデルの水温が実際より高くなる欠点がある。例えば、極前線構造が200m深でも明確に見られる (Fig. 5) のは、観測値 (Fig. 6) と比較して非現実的である。今回の推定値と比べて、実際の200m深平均水温は1~2°C程度低く、変動強度もより大きいと考えられる。

5.4 100m 深水温

広瀬・尹¹⁶⁾によって、若狭湾付近で垂表層水温が年2回のピークを取る奇異な季節変化が報告された。若狭湾沖のPM2定点 (36°25'N, 135°40'E) においても、1995年以降毎年のように初秋の水温低下後、晩秋から初冬に再昇温が観測されている (Fig. 7)。今回のシミュレーションや平滑推定値においても同様の季節変化が見られる。

Figure 8に、スモザーによって推定された、1995、1996年の秋～初冬の100m深水温を示す。図はそれぞれ、PM2定点における水温の極大・極小が認められた時期に相当する。

通常、海面熱フラックスは春～夏に下向き (加熱)、秋～冬に上向き (冷却) である¹⁷⁾。海面加熱が終わる8月～9月頃、表層水温は年間最大値を取る。PM2定点100m深においても、海面熱交換によって決まる水温の最大値が毎年9月初旬頃に認められる。その後、冷却期に入って水温が低下していくが、晩秋～初冬に対馬暖流沿岸分枝 (Fig. 8では10~15°C等温線が密になった付近) が若狭湾付近からしばしば離岸して100km以上沖合に遠ざかる。その結果、対馬暖流の暖水域が広がり、再度水温が上昇する。つ

まり、2度目の極大は対馬暖流の定期的な流路変動によって引き起こされる、といえる。

平滑推定値より、同様の現象が隠岐諸島西側・島根県沖や北海道西岸域でも発生していることがわかった。日本沿岸付近の垂表層水温は幅広い海域で年2回のピークを迎え、単調な季節変化を示さないのである。

6. まとめと課題

RTS スモザー⁷⁾を近似して、T/P及びERS-1/2の衛星海面高度計データを渦許容日本海循環モデルに同化した。従来の手法 (近似カルマンフィルター)¹⁾より高精度に、1992~2000年の約9年間に渡って再解析データセットを作成した。推定された誤差分散は順圧成分でシミュレーションの約半分、傾圧第一モードで約1/3であった。

平滑推定の結果、1~2ヵ月周期で反時計方向に日本海を周回する大規模な順圧変動を発見した。対馬暖流沿岸分枝が秋季に日本沿岸から離岸することにより、晩秋に垂表層で水温極大が観測されることもわかった。両者とも断片的な現場観測だけでは全体像が描きにくい現象である。数値モデルと観測データを適切に融合することで明らかになる物理現象を具体的に示すことができたと思う。

また、暖・冷水渦や対馬暖流の蛇行など、対馬暖流域の中規模変動もよく再現された。現場CTD観測と比較して、変動の位置は正確であったが、強度がまだ弱い。今回の鉛直19層モデルでは鉛直方向の数値拡散が大きく、水温躍層が弱くなる欠点と関連していると考えられる。今後のモデル開発では、水平解像度よりむしろ鉛直解像度を上げる必要がある。

シミュレーションから平滑推定値への改善率で見ると、100m深より200m深水温の方がより現場観測に近づいていた。今回の同化で海面加熱・冷却に伴う混合過程を修正しなかったためであろう。特に浅海域では夏季の成層と冬

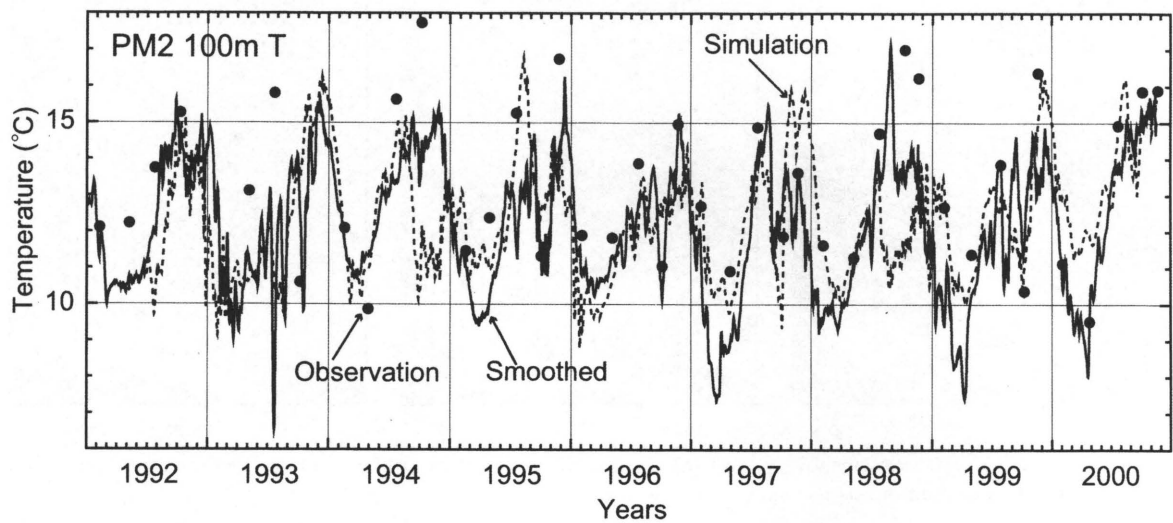


Fig. 7 Observed, simulated, and smoothed 100m-depth temperature at JMA observation point PM2 (36°25'N, 135°40'E).

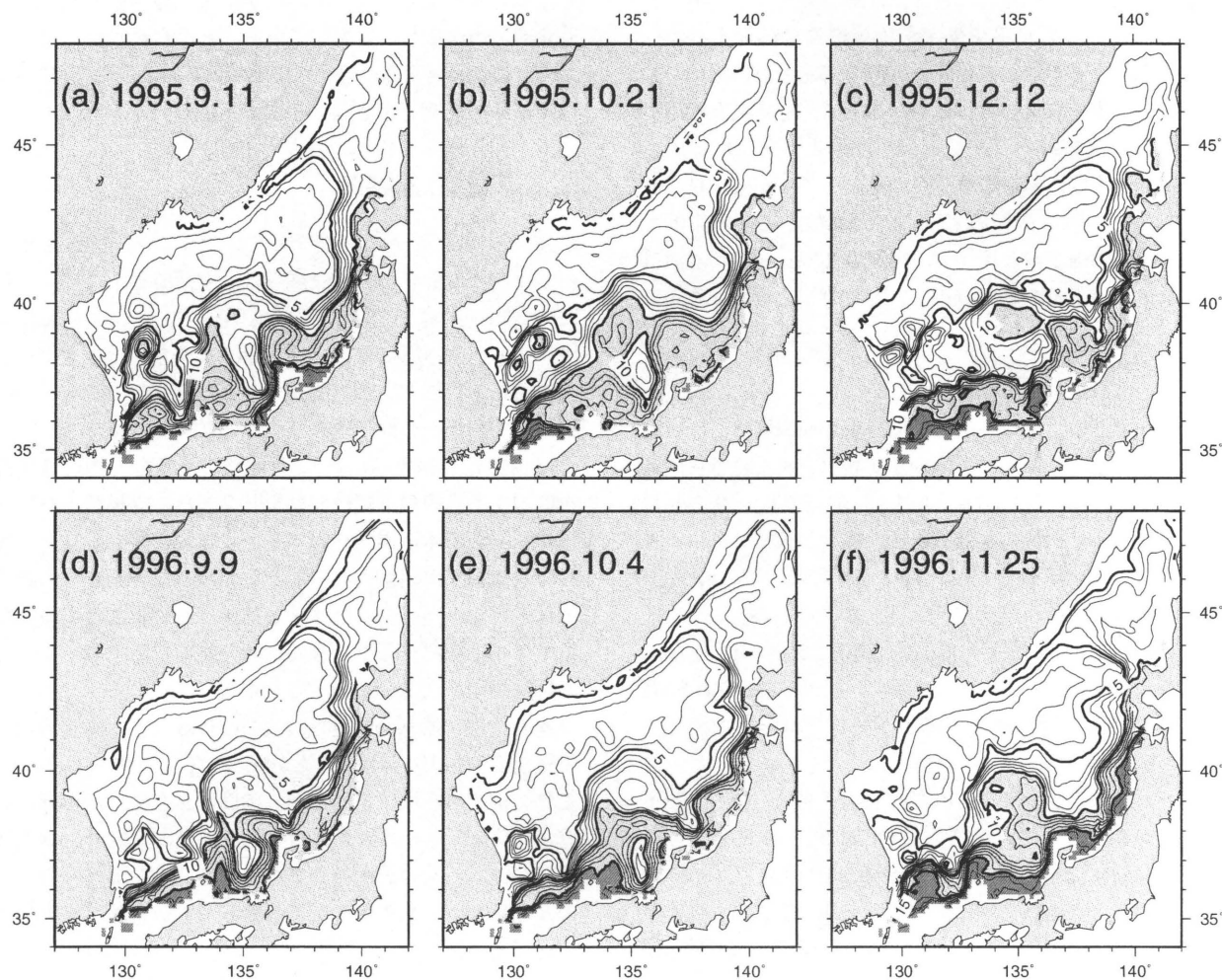


Fig. 8 Snap shots of 100m temperature variation from fall to winter. Individual date is shown in the figure. Contour interval is 1.0°C.

季の鉛直混合が繰り返され、その鉛直構造に大きな季節変化がある。今後は混合層力学を含んだモデルと同化手法を使用すべきである。

謝辞

金哲鎬博士 (韓国海洋研究所) 及び尹宗煥教授より日本海循環モデリングの指導を受け、福森一郎博士 (アメリカ NASA ジェット推進研究所) から同化手法を習得した。T/P と ERS-1/2 の各衛星高度計データを NASA/GSFC (Goddard Space Flight Center) Ocean Pathfinder program から取得した。現場水温データと分布図は海上保安庁海洋情報部 (JODC) および水産総合研究センター日本海区水産研究所から提供いただいた。本研究は文部科学省科学振興調整費「若手任期付研究員支援」及び「人・自然・地球共生プロジェクト」課題 7 によって補助されている。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Hirose, N.: Assimilation of satellite altimeter data with circulation models of the Japan Sea, Ph. D. thesis, Kyushu Univ., 120pp, 1999
- 2) 片山徹: 応用カルマンフィルタ, 朝倉書店, 1983
- 3) Fukumori, I.: Assimilation of TOPEX sea level measurements with a reduced-gravity shallow water model of the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 100, 5027-25039, 1995
- 4) Kim, C.-H., and J.-H. Yoon: A numerical modeling of the upper and the intermediate layer circulation in the East Sea, *J. Oceanogr.*, 55, 327-345, 1999
- 5) Barnier, B., L. Siefridt, and P. Marchesiello: Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF, *J. Mar. Syst.*, 6, 363-380, 1995
- 6) Sakaida, F., J. Kudoh, and H. Kawamura: A-HIGHERS-The system to produce the high spatial resolution sea surface temperature maps of the Western North Pacific using the AVHRR/NOAA, *J. Oceanogr.*, 56, 707-716, 2000
- 7) Rauch, H. E., F. Tung, C. T. Striebel: Maximum likelihood estimates of linear dynamic systems, *AIAA J*, 3, 1445-1450, 1965 (Reprinted in Sorenson: Kalman filtering: Theory and Application, IEEE Press, 457pp, 1985)
- 8) Bryson, A. E., Jr., and Y.-C. Ho: Applied Optimal Control, Hemisphere, 481pp, 1975
- 9) Anderson, B. D. O. and J. B. Moore: Optimal Filtering, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 357pp, 1975
- 10) Fukumori, I., J. Benveniste, C. Wunsch and D. B. Haidvogel: Assimilation of sea surface topography into an ocean circulation model using a steady-state smoother, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1831-1855, 1993
- 11) Gasper, P., and C. Wunsch: Estimates from altimeter data of barotropic Rossby waves in the North-western Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1821-1844, 1989
- 12) Hirose, N., and J.-H. Yoon: Barotropic response to the wind in the Japan Sea, *Proc. 4th CREAMS Workshop*, 39-43, 1996
- 13) Fukumori, I., R. Raghunath, and L.-L. Fu: Nature of global large-scale sea level variability in relation to atmospheric forcing: A modeling study, *J. Geophys. Res.*, 103, 5493-5512, 1998
- 14) Fu, L.-L., B. Cheng, and B. Qiu: 25-day period large-scale oscillations in the Argentine basin revealed by the TOPEX/Poseidon altimeter, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 506-517, 2001
- 15) Isoda, Y.: Warm eddy movements in the eastern Japan Sea, *J. Oceanogr.*, 50, 1-15, 1994
- 16) 広瀬直毅、尹宗煥: 日本海における海洋循環・物質輸送・水産環境変動の数値モデル, *月刊海洋*, 30, 8, 490-497, 1998
- 17) Hirose, N., C.-H. Kim, and J.-H. Yoon: Heat budget in the Japan Sea, *J. Oceanogr.*, 52, 553-574, 1996