

D-1 東シナ海における長江経由の汚染・汚濁物質の動態と生態系影響に関する研究

(4) 長江経由の汚染・汚濁物質が海洋生態系に与える影響予測に関する研究

① 海洋生態系における汚染・汚濁物質の循環予測に関する研究

独立行政法人国立環境研究所

水圏環境研究領域長

流域圏環境管理研究プロジェクト 流域環境管理研究チーム

流域圏環境管理研究プロジェクト 海域環境管理研究チーム

渡辺正孝

村上正吾, 中山忠暢

木幡邦男, 牧秀明,

越川海

平成 11～13 年度合計予算額 43,986 千円

(うち、平成 13 年度予算額 14,892 千円)

[要旨] 東シナ海の海洋環境は長江からの淡水流入にともなう汚濁負荷により大きく影響を受けている。1998 年夏に発生した長江大洪水により東シナ海に流入した淡水量は最大 $86,000\text{m}^3/\text{s}$ と推定されており、濁水は九州沿岸・日本海にまで到達していた。本研究では 3 次元流動モデルにより 1996 年 5 月～1999 年 4 月の 3 カ年のシミュレーションを行ない、長江由来の淡水流入にともなう東シナ海の水温・塩分分布の変動を実測データと検証した。境界条件として潮汐、長江からの日平均河川流量、月別平均水温・塩分を与えるとともに、GCM モデル (ECMWF) 結果を用いて気温、湿度の 12 時間平均値、日射量、風向・風速、雲量の 6 時間平均値の分布を全領域に与えた。さらに大気を通して海面に供給される降水量については衛星 TRMM により日平均値として与えた。水温、塩分の計算値と実測値は非常に良い一致を得た。長江由来の懸濁物挙動を粒子追跡及び 3 次元濁度モデルにより求めた結果 NOAA 衛星データで得られた濁度分布を良く再現することが判明した。

[キーワード] 長江大洪水、3 次元流動モデル、東シナ海、GCM モデル、TRMM 衛星

1. はじめに

渤海・東シナ海は世界でも代表的な大陸棚であり、生物生産の高い海域である。当該海域の流動は潮汐、河川からの淡水流入、風・気象条件及び黒潮の影響を受け複雑な流況を呈する。黒潮系水と中国大陸沿岸系水の相互作用にともなう時空間的に大きく変動することが明らかになりつつある。特に長江からの淡水流入量は冬季 $10,000\text{m}^3/\text{sec}$ から夏季 $70,000\text{m}^3/\text{sec}$ と季節的に大きく変動しそれにとともなう汚濁負荷量の変動とも相まって東シナ海を支配する大きな要因となっている。

1998 年 6 月～8 月にかけて長江流域では 1954 年に次ぐ 2 番目の規模の全流域的洪水が発生した。長江から東シナ海に流入した淡水量は最大 $86,000\text{m}^3/\text{s}$ にも達したと推定されている。東シナ海に流入した濁水は、九州沿岸・日本海にまで到達していたことが報告されている。

2. 研究目的

アジア・モンスーン地帯に属する東シナ海は、長江からの淡水供給のみならず、大気を経由して海面に直接供給される降雨が東シナ海での塩分分布を決定する。海面上での風によるシア一の分布は季節により大きく変動し、流動に決定的な影響を与える。このため大気GCMモデル結果と3次元流動モデル・濁度モデルとの連結により、東シナ海での水温・塩分・懸濁物及び流速分布把握を目的とする。

3. 研究方法

潮汐流、吹送流及び塩分に基づく密度流により駆動される流れを再現する Blumberg and Mellor モデルはチェサピーク湾での夏から秋にかけての成層破壊と鉛直循環過程をよく説明することができる (Blumberg and Goodrich, 1990)。このモデルに新しく水温モデルを付け加え、東京湾に適用し貧酸素水塊の湧昇現象を解明するとともに、モデルの再現性を実測データにより検証が行われた (渡辺ら、1998)。本モデルを渤海・東シナ海に適用し、1998年夏期の長江大洪水にともなう長江からの淡水流入と東シナ海での塩分成層形成についてのシュミレーションを行うとともに、風による底泥巻き上げ効果を組み込み濁度分布シュミレーションを行った。

(1) 流動モデル

Blumberg and Mellor モデルに基づく連続、運動量、塩分および乱流モデルに新しく水温モデルを加え、全体モデルを構築した。以下に直交座標を用いた場の支配方程式を示す。ここで、 x は東を増加方向、 y は北を増加方向、 z は上向きを増加方向とする座標軸で、 U, V, W は x, y, z 方向に対応したアンサンブル平均流速である。自由水面は $z = \eta(x, y, t)$ 、海底は $z = -H(x, y)$ で表される。支配方程式においては Hydrostatic の仮定と Boussinesq 近似を用いている。

(連続方程式)

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

(運動量方程式)

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} + \frac{\partial UW}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_U \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} + \frac{\partial VW}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + F_V \quad (3)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (4)$$

ここで、 ρ_0 は基礎密度、 ρ は密度、 g は重力加速度、 P は圧力、 K_M は鉛直渦動粘性係数、 f はコリオリパラメータである。

水温 θ と、塩分 S 、懸濁物 M の保存式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial U\theta}{\partial x} + \frac{\partial V\theta}{\partial y} + \frac{\partial W\theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta \quad (5)$$

$$\frac{\partial \delta}{\partial x} + \frac{\partial \delta S}{\partial x} + \frac{\partial \delta V}{\partial y} + \frac{\partial \delta W}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \delta}{\partial z} \right) + F_S \quad (6)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial M S}{\partial x} + \frac{\partial M V}{\partial y} + \frac{\partial M W}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial M}{\partial z} \right) + F_M \quad (7)$$

ここで、 K_H は熱、塩分、懸濁物の鉛直渦動拡散係数である。また、密度は状態方程式により次式の様に与えられる⁶⁾

$$\rho = \rho(\theta, S, M) \quad (8)$$

鉛直渦動粘性係数及び鉛直渦動拡散係数は以下の式に従い逐次計算される。

$$(K_M, K_H) = lq(S_M, S_H) \quad (9)$$

ここで、 l は乱流マクロスケール、 $q^2/2$ は乱れエネルギーである。安定関数 S_M, S_H 及び l, q はMellor and Yamada²⁾に従い求められる。

モデルのグリッド(サブグリッドスケール)によって直接表現できない small-scale のプロセスによって生じる運動はすべて水平混合過程によってパラメータ化される。(2-2), (2-3), (2-5)および(2-6)式にある、 F_U, F_V, F_θ および F_S はそれら直接表現できないプロセスに起因する項であり、乱流拡散と類似の表現で次のように表現される。

$$F_U = \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (10)$$

$$F_V = \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (11)$$

$$F_{\theta, S, M} = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H \frac{\partial(\theta, S, M)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_H \frac{\partial(\theta, S, M)}{\partial y} \right] \quad (12)$$

ここで、 A_M, A_H は水平渦動粘性係数及び水平渦動拡散係数である。本モデルにおいてこれらパラメータは次式の様に

Smagorinsky³⁾に従い求められる。

$$A_{M, H} = C_{M, H} \Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

定数CについてはOey⁸⁾により詳細な感度分析が行われており、結論として0.075~0.1を与えることで良好な再現を得たと報告しているが、感度分析に使用したグリッドのサイズが20km×20kmと今回の計算に比べて大きいこと、また、今回の同定計算により良好な結果が得られたことや、今回の計算で用いたグリッドサイズと同様に1km×1kmのグリッドで計算を行っているケースにおいても採用され良好な再現結果を得ていることから、ここでは $C_{M, H} = 0.01$ を与えている。

境界条件

①自由水面 $z = \eta(x, y, t)$ での境界条件

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{0x}, \tau_{0y}) \quad (14)$$

$$\rho_0 K_H \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z}, \frac{\partial M}{\partial z} \right) = (\dot{H}, \dot{S}, 0) \quad (15)$$

ここで (τ_{0x}, τ_{0y}) は水面での風による応力, \dot{H} は水面での純熱フラックス, \dot{S} は水面での塩分フラックスである。

水面での純熱フラックスは次式で表される。

$$\dot{H} = (\phi_S - \phi_{Sr}) + (\phi_a - \phi_{ar}) - \phi_{br} - \phi_e - \phi_c \quad (16)$$

ここで,

$$\phi_{Sr} = 0.94 \phi_{Sc} (1 - 0.65C^2) = \text{net solar radiation,}$$

$$\phi_{ar} = 5.9 \times 10^{-3} \left(\frac{e}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}} T_a^4 (1 + 0.17C^2) = \text{atmospheric radiation,}$$

$$\phi_e = (0.000308 + 0.000185W_z) \rho (e_s - e_z) \times (2493 - 2.26T_S) \times 10^3 = \text{evapulative heat flux,}$$

$$\phi_c = 269.1(0.000308 + 0.000185W_z) \rho (T_S - T_z) = \text{conductive heat flux}$$

ここで, ϕ_{Sc} は晴天時の日射量, C は雲量, e は水蒸気圧, T_a は気温, w_z は水面上高さ z での風速, ρ は水の密度, e_s は水面上の気温に対する飽和水蒸気圧, e_z は海面上高さ z における水蒸気圧である。

また, 水面での塩分フラックスは次式で表される。

$$\dot{S} = S(0) [\dot{E} - \dot{P}] / \rho \quad (17)$$

ここで $[\dot{E} - \dot{P}]$ は蒸発-降雨による水面での純淡水量フラックスであり $S(0)$ は水面での塩分濃度である。

② 海底 $z = -H$ での境界条件

海底では θ, S, M の鉛直勾配はゼロであり, 境界を通しての熱・塩分の移動は無いが懸濁物の巻き上げは考慮する。

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad (18)$$

$$\rho_0 K_H \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}, \frac{\partial \delta}{\partial z} \right) = (0, 0, E) \quad (19)$$

ここで (τ_{bx}, τ_{by}) は海底おける応力で、次式の様に対数近似則で与えられる。

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho_0 C_D (U_b^2 + V_b^2)^{1/2} (U_b, V_b) \quad (20)$$

$$C_D = \kappa^2 (\ln(H + z_b) / z_0)^{-2} \quad (21)$$

ここで、 $H(x, y)$ は海底地形を表し、 z_b 、 U_b 、 V_b は海底に最も近い計算格子とそこでの流速を表す。 κ は von Karman 定数である。抗力係数 C_D は 0.0025 に定めるか式 (2-20) で計算された値とのどちらか大きい方の値を用いている¹⁾。 z_0 は海底の局所的な粗度に依存するが、1cm とした。

③ Open boundary での境界条件

流入河川上流端では流量、水温、塩分を直接与える。湾口では潮位、水温、塩分を与える。

④ 座標変換

内湾の様に沿岸の急激な水深変化を表現するには直交座標 (x, y, z, t) は有効ではない。そのため、本モデルにおいては上述のように設定した各式について鉛直方向に新しい変換座標 (x^*, y^*, z^*, t^*) を導入し、全ての方程式の座標変換を行う。すなわち、

$$x^* = x, y^* = y, \sigma = \frac{z - \eta}{D}, t^* = t \quad (22)$$

ここで、 $D = H + \eta$ である。このため、 $z = \eta$ で $\sigma = 0$ 、 $z = -H$ で $\sigma = -1$ となる。

(2) 底泥巻き上げモデル

巻き上げ量の算定に関するモデルについては、Luettich らのモデルを使用し、前記の流動モデルの水底部における懸濁物質の発生源として、境界条件になるように与えた。

すなわち、底泥の巻き上げ率 E ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) を次式で与えた。

$$E = 0 \quad \tau < \tau_c \quad (23)$$

$$E = \beta K \left(\frac{\tau - \tau_c}{\tau_{ref}} \right)^n \quad \tau \geq \tau_c \quad (24)$$

ここで、 K 、 n はモデルパラメータ、 β は沈降速度 (cm s^{-1})、 τ 、 τ_c 、 τ_{ref} はそれぞれ底面せん断応力、限界底面せん断応力、参照底面せん断応力 (単位 dyn cm^{-2}) である。式 (24) の係数部分と指数部分に存在する 2 つのパラメータ K 、 n は観測結果を基に計算値と実測値の誤差を最小にするように同定する場合、互いに相関関数をもって変化すると考えられる。ここでは、Luettich ら⁵⁾ が採用した $n = 3.0$ 、 $K = 0.015$ をまず採用した。

限界底面せん断応力 τ_c と参照底面せん断応力 τ_{ref} については、Luettichら⁵⁾は0と0.072であるとしている。底面せん断応力については、風波によるものが底面での平均流速によるものに対して卓越すると考えられるため、 $\tau \approx \tau_{wave}$ とすると、風波による底面せん断応力 τ_{wave} は、次式で波高 H (cm)により与えられる。

$$\tau_{wave} = H \left[p \frac{(\nu \omega^3)^{1/2}}{2 \sinh \kappa h} \right] \quad (25)$$

ここで、 $\omega \equiv 2\pi/T$, $\kappa \equiv 2\pi/\lambda$ で、 ω (s^{-1})は波の周波数、 T (s)は周期、 k (m^{-1})は波数、 λ (m)は波長、 p ($g \text{ cm}^{-3}$)は水の密度、 ν ($=0.01 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$)は水の動粘性係数、 h (m)は水深である。

有義波高 H_s と周期 T は次式で計算される(Luettichら)。

$$\frac{gH_s}{W_{10}^2} = 0.283 \tanh[\alpha] \tanh \left[\frac{\gamma}{\tanh \alpha} \right] \quad (26)$$

$$\frac{gT}{W_{10}} = 2.8\pi \tanh[\zeta] \tanh \left[\frac{\delta}{\tanh \zeta} \right] \quad (27)$$

$$\alpha = 0.530 (gh/W_{10}^2)^{0.75} \quad (28)$$

$$\zeta = 0.833 (gh/W_{10}^2)^{0.375} \quad (29)$$

$$\gamma = 0.0125 (gF/W_{10}^2)^{0.42} \quad (30)$$

$$\delta = 0.077 (gF/W_{10}^2)^{0.25} \quad (31)$$

ここで、 g ($=9.81 \text{ m s}^{-2}$)は重力加速度、 W_{10} (m s^{-1})は水面上10mの地点での風速(観測値から風速の鉛直分布が対数分布と仮定して調整し算定)、 F (m)は有効フェッチである。

式(26)~(31)を用いることで、ある計算時間における波高と周期が計算される。

フェッチが大きくなると、1に漸近するが、フェッチが100 kmより短いときは図-1のように、ほぼ対数近似をする領域の風の変化は、粗度に変化してからの距離(フェッチ)の関数として表すことができる。フェッチファクター(S_x)として定義されるファクターを掛け合わせることによる補正を行う必要があり、Deaves and Harris model⁶⁾により次式で計算することが

できる⁷⁾。

$$S_x = 0.363 + 0.115 \log(\text{Fetch})$$

(3) 計算条件

① 計算範囲と格子間隔及び地形条件

東シナ海における計算範囲は、東シナ海と日本沿岸を含む北緯 24 度 0 分～42 度 0 分、東経 115 度 0 分～133 度 0 分の範囲における対象海域の潮汐観測地点の位置により、東シナ海全域に対して潮汐条件を与えられる範囲とした。流入河川は、月別平均流量がある主要河川とし、河川上流最大 50～150km までを基本的な計算範囲とした。

格子間隔は緯度方向 5 分、経度方向 5 分とし、水平方向の格子数は南北方向 231 メッシュ、東西方向 220 メッシュ、鉛直方向の格子数は 10 層とした。計算領域を図 1 に示す。海底地形の条件は、NGDC の世界標高 (水深) データ (ETOPO5) の水深データファイルより、計算範囲内における経緯度 5 分×5 分メッシュの平均水深を求めた。メッシュの平均水深値が、未確定または不足している場合は、海図上にメッシュを合わせて水深地を読みとり平均化した。島、港湾施設、防波堤等に関しては、海図上のメッシュから流速の未計算スタッフガードを設定した。

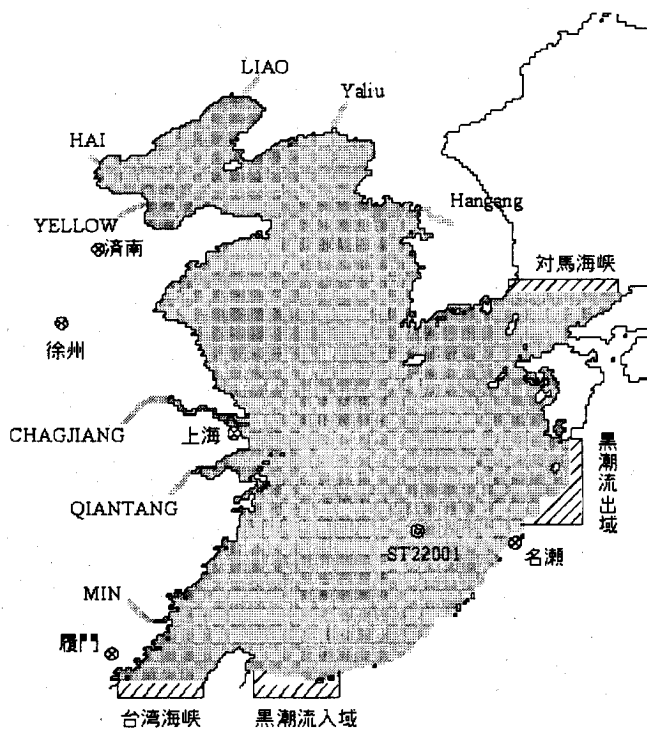


図 1. 渤海・東シナ海の計算領域

② 潮汐条件

開境界に与える潮汐条件は、日本沿岸潮汐調和常数表 (昭和 58 年、海上保安庁) と朝鮮半島、台湾、中国における海上保安庁水路部所有の潮汐調和常数表をもとに、潮汐観測地点より選定した 19 観測所における調和常数 (主要 4 分潮: M2, S2, O1, K2) より潮位を条件として与えた。

③ 境界流入流出の設定

河川流量は、9河川(Min, Qiantang, Changjiang, Yellow, Hai, Liao, Yaliu, Hangang)について対象計算期間における月平均流量を用いて設定した。

対象海域の境界である台湾海峡、対馬海峡及び黒潮の流入流出は、各境界格子における流速値と断面積から設定した。各境界格子における流速値は、JODC(日本海洋データセンター)所有の海流観測データ資料における1953年～1993年の40年間の観測値から年平均流速値を求めた。すなわち台湾海峡から流入 $1048 \times 10^3 \text{ton/sec}$ 、黒潮流入域から流入 $11,049 \times 10^3 \text{ton/sec}$ 、黒潮流出域から流出 $9,314 \times 10^3 \text{ton/sec}$ 、対馬海峡から流出 $2,789 \times 10^3 \text{ton/sec}$ とした。

④ 気象条件

水温(熱量)の計算に必要な気象条件は、GCMモデルECMWF(The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)の計算結果より気温、湿度は12時間ごと、日射量、風向・風速、雲量については6時間ごとに $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ の分布データとして与えた。

海表面での風の応力は6時間ごとの風向・風速データを用いて東西成分、南北成分を設定した。大気経由で海面に供給される降雨量は東シナ海での塩分収支に大きな影響を与える。TRMM(熱帯降雨観測衛星)の降雨レーダーによる観測値から日平均降雨量を与えた。

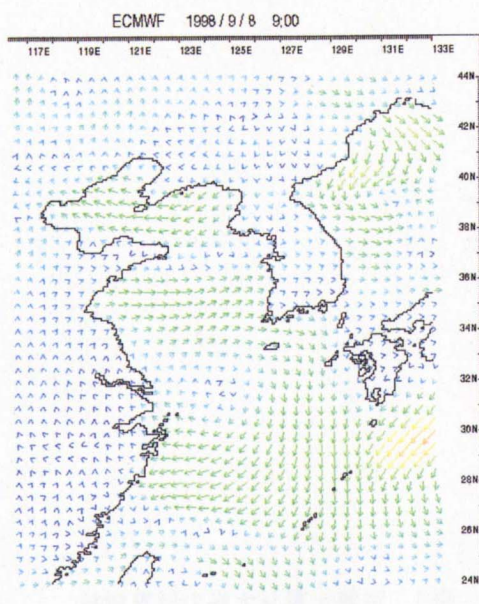


図2. GCMモデルECMWFの風向・風速結果

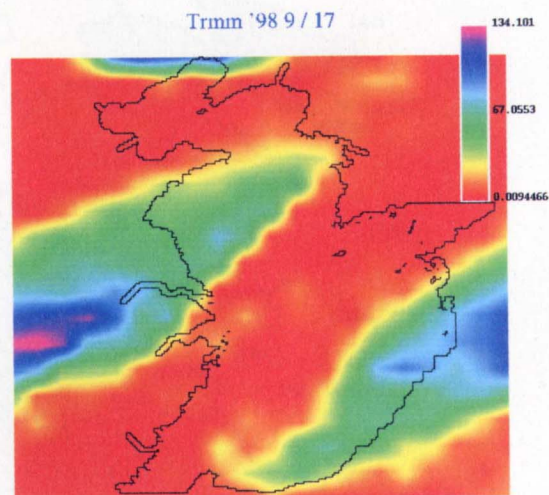


図3. TRMM衛星による降雨分布データ(1998年9月17日)

⑤ 水温・塩分の初期分布及び境界条件の設定

計算範囲内の水温塩分の初期分布は、NOAA 所有の水温・塩分統計値（経緯度 1 度格子、24 層）の春季平均分布値を用いて、対象海域の表層と底層の各格子毎に初期値を設定した。河川境界の水温・塩分は隣接する気象観測所における計算期間内の月平均気温、塩分はすべての河川で 0.1‰ と設定した。

開境界での水温・塩分は海上保安庁水路部（日本海洋データセンター）の所有の各層観測データ（1906 年～1993 年）、STD 観測データ（1977 年～1993 年）、CTD 観測データ（1983 年～1993 年）、及び統合水温観測データ（1906 年～1993 年）、1950 年～1993 年の観測地を基に、40 年間月別平均値を求め、計算範囲の境界条件として設定した。

⑥ 計算期間

渤海・東シナ海領域の平均滞留時間については不明な点が多。本研究については 1996 年 5 月 1 日～1999 年 4 月 30 日の 3 カ年を計算期間としているが、計算開始後 1 年経過すれば初期値の影響も消滅し、流入河川や気象条件に対して定常的な応答状態に到達していると考え、1997 年 5 月 1 日以降の結果を解析に用いた。

⑦ 粒子追跡

長江で採水を行い、流砂粒子径分布を求め、4 つの代表径ごとにその割合を求めた。平均粒子径 $2.74\mu\text{m}$ (13.7%)、 $12.06\mu\text{m}$ (44.3%)、 $20.0\mu\text{m}$ (26.9%)、 $28.75\mu\text{m}$ (15.1%) の 4 つの粒子径に対して stokes 沈降速度式を適用しそれぞれ 0.05m/d、0.10m/d、0.28m/d、0.57m/d の平均沈降速度を求めた。1998 年、1999 年の 2 年間にわたり 9 河川から中立密度粒子を連続して投入し、その軌跡を追跡した。長江については観測された流砂粒子径の存在比に従って粒子数を与え、それぞれの沈降速度を用いて粒子の 3 次元分布を求めた。

4. 結果・考察

(1) 水温・塩分分布計算結果

1997 年 5 月～1998 年 12 月までの海洋気象ブイロボット設置海域（図 1，ST22001）での水深 1m、50m、100m での水温計算値を実測値と比較した（図 4）。2 年間の水温変動については表層での計算値が実測値をよく追随しているものの、水深 100m での計算水温が実測値に比較して 2°C 程度低い。特に冬期でこの傾向が顕著であることから、冬期の鉛直混合が弱く計算されているものと考えられる。

長江由来の淡水は一年間を通じてほとんどの期間は長江沿岸に沿って分布し、その結果塩分濃度は長江河口域（東経 122 度）から上海沖（東経 123 度）まで 2～3‰ から 30‰ 程度へと直線的に増加するのが通常である。このため長江由来の淡水は東経 123° より東へは進入することはまれである。しかし長江大洪水が発生した 1998 年夏期（6～8 月）には長江由来の低塩分水塊は東シナ海を横切り九州沿岸にまで到達していたことがシュミレーション結果から得られている（1998 年 9 月 8 日塩分濃度分布の計算結果、図 5）。

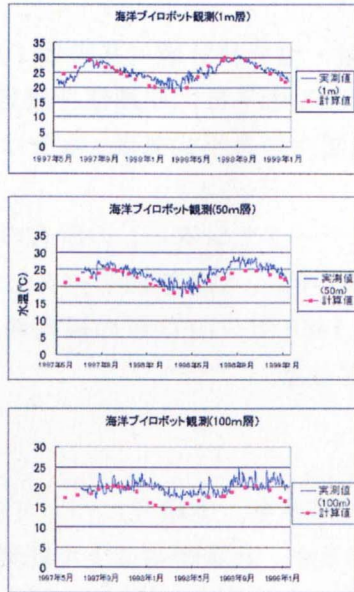


図 4. 海洋気象ブイロボット設置海域での水温計算結果と観測値の比較(1m、50m、100m)

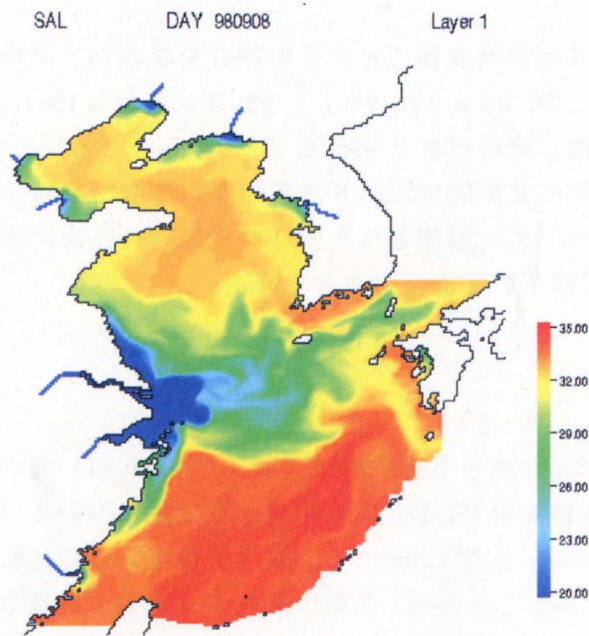
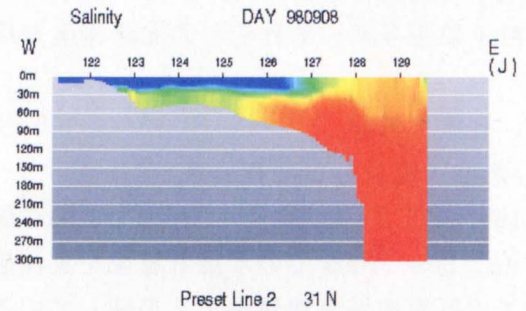


図 5. 1998年9月8日の塩分分布の計算結果



長江大洪水が発生した1998年9月8日の塩分水平分布によれば、低塩分水塊日本海及び太平洋へと流れていく様子が計算されている(図5)。特に1998年9月8日の対馬海峡を横切る横断面での塩分の計算値と実測値は非常に良い一致を得ている(図6)。

また長江河口域と北九州を結ぶ横断点での表層塩分分布も計算値と実測値とは良い一致を得ている(図7)。長江河川水量の実測値を用いたこと及び海面を通して降雨量を直接海域に負荷した結果東シナ海における塩分濃度の推定精度が飛躍的に向上したと思われる。同じく1998年9月8日の水温分布を図8に示す。

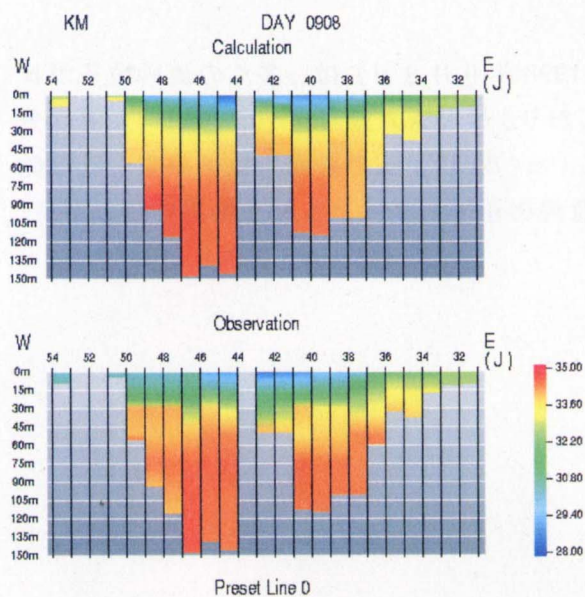


図 6. 1998 年 9 月 8 日の対馬海峡における塩分鉛直分布の計算結果と観測結果

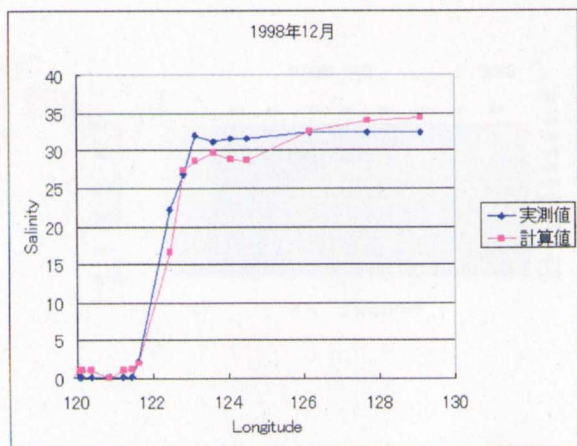
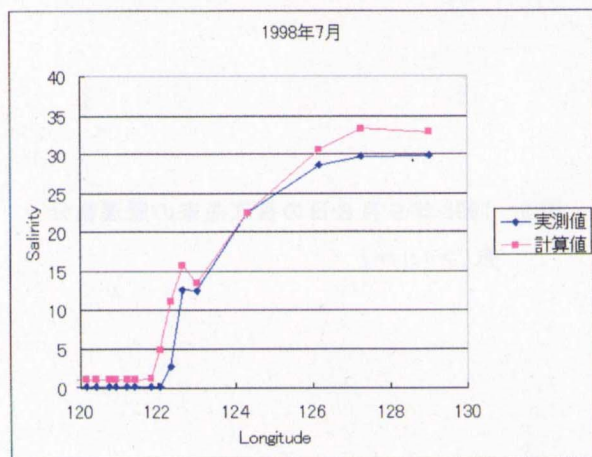


図 7. 長江河口域—北九州間の表尺、塩分布の計算値と実測地比較(1998 年 7 月、12 月)

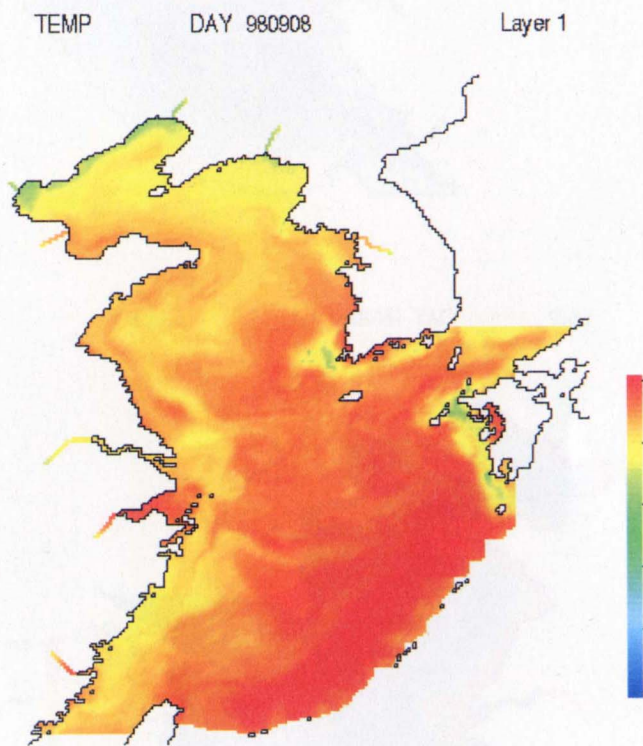


図 8. 1998 年 9 月 8 日の表尺、水温分布

(2) 懸濁物分布の計算結果

長江由来の流砂粒子の表層での分布結果 (図9: 1998年9月8日) は、多くの流砂粒子が日本海及び、太平洋へと流出していく様子を再現しており、NOAA衛星データを用いた濁度分布図を良く説明し得る結果となっている。粒子径 $4\mu\text{m} < d < 40\mu\text{m}$ の懸濁物粒子分布とその鉛直分布によれば1日黄河河口域における沿岸部の懸濁物巻き上げにともなう懸濁物分布が良く再現されている (図10)。

1998/9/8 0:00

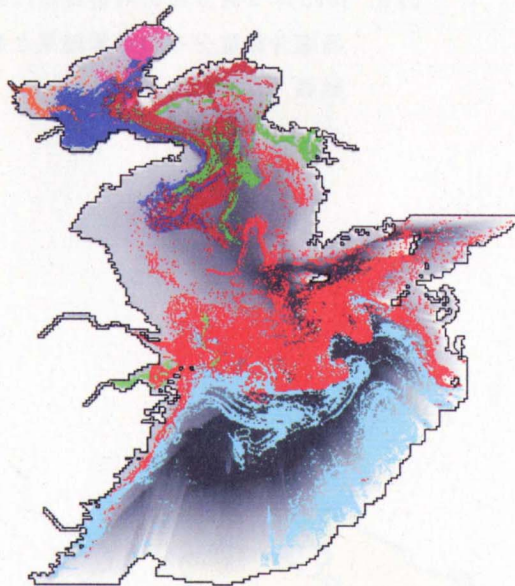


図9. 1998年9月8日の長江由来の懸濁物分布 ($>4\mu\text{m}$)

SS02 DAY 980908 Layer 1

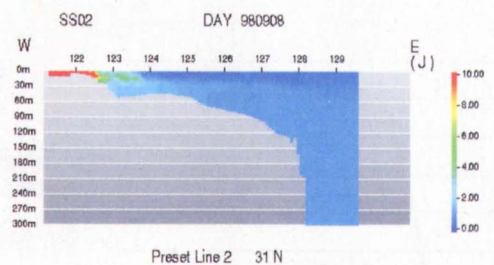
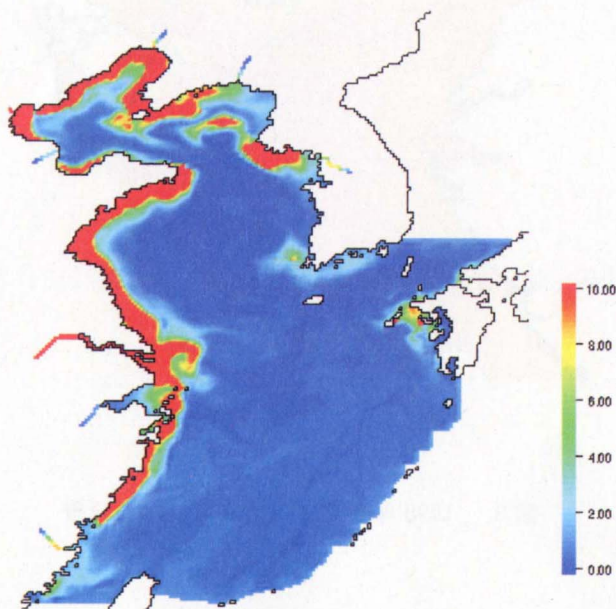


図10. 1998年9月8日の懸濁物 ($4\mu\text{m} < d < 40\mu\text{m}$) の水平・鉛直分布結果

5. 本研究により得られた成果

3次元流動モデルにより1996年5月～1999年4月の3カ年のシュミレーションを行ない、長江由来の淡水流入にともなう東シナ海の水温・塩分分布の変動を実測データと検証した。境界条件として潮汐、長江からの日平均河川流量、月別平均水温・塩分を与えるとともに、GCMモデル(ECMWF)結果を用いて気温、湿度の12時間平均値、日射量、風向・風速、雲量の6時間平均値の分布を全領域に与えた。さらに大気を通して海面に供給される降水量については衛星TRMMにより日平均値として与えた。水温、塩分の計算値と実測値は非常に良い一致を得た。長江由来の懸濁物挙動を粒子追跡及び3次元濁度モデルにより求めた結果NOAA衛星データで得られた濁度分布を良く再現することが判明した。

6. 引用文献

- ① Blumberg, A.F. and Goodrich, D.M. 1990. Modeling of wind-induced destratification in Chesapeake Bay. *Estuaries*, 13. 236-249.
- ② 渡辺正孝、天野邦彦、石川祐二、木幡邦男. 1998. 秋期の東京湾奥部における風の成層破壊と低層の無酸素水塊の湧昇過程. *土木学会論文集 No.608*. 13-29.
- ③ 海洋気象ブイロボット観測資料(1978-1999) 気象庁気候・海洋気象部 日本沿岸朝夕調和常数表(昭和58年) 海上保安庁
- ④ JODC 海洋観測データ資料(1953年～1993年)
- ⑤ 気象日報(宮古島、名瀬、鹿児島、厳原、上海、済南、徐州、夏門)
- ⑥ Luettich, R. A., D. R. Harleman and L Somlyody, Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events, *Limnol. Oceanogr.*, vol. 35, n. 5, pp. 1050-1067, 1990.
- ⑦ Harris, R. I. and Deaves, D.M; The structure of strong winds, *Wind Engineering in the Eighties*, Proc. of the CIRIA, Construction Industry Research and Information Association, Paper 4, pp.1-93, 1981.

[国際共同研究等の状況]

環境庁と中華人民共和国国家海洋局との間で「東海特定海区河川経由環境負荷及びその海洋生態系に及ぼす影響プロジェクトに関する共同調査研究実施取り決め」が締結され、これに基づき、観測調査船を用いて研究推進を行っている。また、国立環境研究所と中国科学院地理科学与資源研究所及び、華東師範大学との間で「長江流域及びその河口域での生態系機能の観測及び評価モデルの開発」に関する実施取り決めが締結され、これに基づき研究推進を行っている。

[研究成果の発表状況]

(1) 誌上発表(学術誌・書籍)

- ① 渡辺正孝、木村敏彦、天野邦彦、木幡邦男、志々目友博. 1999. 栄養塩成層下における藻類種遷移と *Chattonella* 赤潮発生過程のモデル化. *海洋工学論文集*, 46, 1206-1210.
- ② Kimura, T., Watanabe, M., Kohata, K. and Sudo, R. 1999. Phosphate metabolism

during diel vertical migration in the raphidophycean alga, *Chattonella antiqua*
J. Applied Phycol. 11, 301-311.

- ③ Watanabe, M., Ishikawa, Y. and Nakajima, K. 2000. Salinity and temperature
distributions in the East China Sea during the flood in the Changjiang River.
CGER' S Supercomputer Activity Report Vol. 8.

(2) 口頭発表

なし

(3) 出願特許

なし

(4) 受賞等

- ・ 土木学会地球環境委員会「平成 12 年度地球環境論文賞」(受賞年月日:平成 13 年 7 月 19 日、受賞者:渡辺正孝、木幡邦男、越川海 [ほか 3 名との共同受賞])

(5) 一般への公表・報道等

日本経済新聞 (平成 14 年 5 月 3 日)

(6) その他成果の普及、政策的な寄与・貢献について

なし