

汚染物質の輸送・拡散モデル — 油汚染を例に —

Modeling Transport and Diffusion Phenomena of Pollutant

— Oil Spill as an Example —

松澤照男、上野博芳

Teruo MATSUZAWA, Hiroyoshi UENO

1 はじめに

1997年1月、鳥取県沖の日本海においてロシア船「ナホトカ号」が沈没し、流出した重油が日本海沿岸に漂着する事故が発生した。その漂着先は船首部が漂着した福井県三国海岸をはじめ8府県におよび、大きな災害となった。また海底に沈んだ船体部分のタンク内からは、その一部が今だに漏出を続けている。

この事故においては、沈没地点および重油の流出状況は比較的早く把握されたものの、限られた時間のなかで効果的な対応をとる必要があるため、短時間で正確な流路推定が必要とされた。この場合2通りの手法が考えられる。すなわち観測データを基に推定する方法と数値シミュレーションによる方法である。しかしながら海洋現象はそのスケールと変動の大きさから観測により全てを把握することは困難であり、日本海程度の大きさの海洋においても、移流拡散予測のためのデータベースの構築は不可能に近い。一方過去に日本海を対象とした数値解析はあまり行なわれておらず、短期間で日本海を対象にシミュレーションを行うのは難しい状況であった。結局日本海沿岸への正確な漂着予測は困難を極めた。

このような経過から、筆者らは並列計算機上に日本海を対象とした数値モデルを構築し[1]、さらに精度の改善を図っている。これを日本海モデルと呼ぶ。そしてこの日本海モデルを利用した、重油等の汚染物質の移流拡散解析に取り組んでいる。

この日本海モデルのベースフレームには米国 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) が開発し、公開している海洋モデル¹MOM2[2]を採用している。そこで今回の研修会では、最初に Web 上で公開されているフリーな海洋モデルを紹介し、これらを導入する上での注意点をあげる。次に MOM2 を例に海洋モデルに関する基礎的な事項について述べ、実際に海洋をモデリングした例として筆者らが構築した日本海モデルとその計算結果を紹介する。そして最後に冒頭の重油流出事故について、日本海モデルを利用した移流拡散解析の例を示す。

2 フリーな海洋モデル

海洋モデルにかかわらず、新たに一からプログラムコードを作成する工数を考えると、ある程度完成されたプログラムコードを利用するメリットは大きい。しかしユーザーの希望する解析がそのコードで可能であるとは限らないし、たとえ希望と一致したとしてもそのまま計算できる訳ではない。解析に必要なデータを集め、計算結果を検討する。必要ならばコードの変更を行い、それに伴う内容の理解も必要であろう。結局、数値流体力学や海洋工学の知識が必要となる。ここでは、海洋モデルの紹介とそれを利用する上での留意事項について述べる。

¹ここでいう海洋モデルは、海洋の現象をなるべく現実に近い形にモデル化する、いわゆるシミュレーション的な数値モデルである。

2.1 Web上で公開されている海洋モデル

Web上で公開されている海洋モデルで、フリーで入手可能なものには以下のようなものがある。ただし一部には大気循環モデルも含んでいる。諸々のサーチエンジンを使ってインターネット上を検索すれば、これ以外にも見つけることは可能であろう。

(1) CCM3 (Community Climate Model) 大気循環モデル

(2) Global Ocean Model 海洋モデル

(3) Pacific Basin Model 海洋モデル

この3つは、いずれも米国 NCAR (National Center for Atmospheric Research) で開発されたモデル。

<http://www.cgd.ucar.edu/cms/>

(4) STSWM (Spectral Transform Shallow Water model) 浅海モデル

(5) PSTSWM (Parallel Spectral Transform Shallow Water model) 浅海モデル

(6) PCCM (Parallel Community Climate Model) 大気循環モデル

この3つも NCAR であるが、CHAMMP (Computer Hardware, Advanced Mathematics and Model Physics) と呼ばれるプログラムにおいて開発されたもの。PSTSWM は STSWM の並列処理版、PCCM は CCM の並列処理版。

<http://www.epm.ornl.gov/chammp/Climate/Software/>

(7) BUGS 大気循環モデルや浅海モデルを扱うプログラムライブラリ

米国 Colorado State University で開発。

<http://kiwi.atmos.colostate.edu/BUGS.html/>

(8) GENESIS Model 地球規模での大気・海洋モデル

これも NCAR で、Climate Change Research Section of Climate and Global Division で開発。

<http://www.cgd.ucar.edu/ccr/geninfo.html/>

(9) MM5 (Mesoscale Model 5) 地球規模の大気循環モデル

NCAR/Pennsylvania State Univ. で開発。これの並列機版もある。

<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html/>

(10) POM (Princeton Ocean Model) 海洋モデル

米国 Princeton Univ. で開発。鉛直方向に σ 座標変換を適用している。

<http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLICdocs.pom/>

(11) 上記以外に、大気・海洋・地球規模の循環シミュレーションを行なっているグループへのリンクを集めたサイト。

http://www-ocean.tamu.edu/~baum/climate_modeling.html/

2.2 海洋モデルの利用

(1) 調査

できるだけ多くの Web サイトを調査し（覗いてみる）、自分の解析が可能かどうか検討する。しかし Web から得られる情報だけでは判断しかねる場合が多く、結局はコードをダウンロードの後、ドキュメントを直接読むことになる。調査上のポイントを以下にまとめておく。

- 調査前に自分がどのような現象を解析しようとしているか明確にしておく。例えば、

- 空間スケールは海浜、エスチュアリー、沿岸域、海洋、グローバル

- 流れは密度流、潮汐、海流 ..
- 解析したいものは、流れ、塩分、温度 ..
- 考慮する境界条件は？

等々であり、これらに対してそのコードがどのようなモデル（基礎方程式、計算手法等）を採用しているか検討する事となる。

● 必要な入力データは何か。

特に地形データをどうするか。自分で準備するか、あるいはそのコード推奨のデータが入手できるか。

● どのような機種で稼動しているか。

ほとんどのコードは Fortran または C を使って開発されている。開発された機種と同一またはコードがその機種に対応済みであれば問題ないが、同一言語であっても多少の機種依存は存在する。特にファイル I/O、時間計測、変数の表現方法などコードの修正や、コンパイル・オプションの調整が必要になる場合が多い。

● きちんとしたドキュメントが存在するか。

ソースコードがあるとはゆえ、すべてが（簡単に）解るわけではない。しっかりしたドキュメントが揃っていないとコードの理解は進まないであろう。

● 開発経歴は如何か。

もちろん長い歴史があれば、それだけ信頼性が高いと考えて良い。ユーザー数も同様であろう。また FAQ などチェックしてみると良い。

(2) 入手方法

入手を決めた Web サイトから、ネットワーク経由で ftp 等を使ってソフトをダウンロードする。次に必要に応じてアーカイブを使って展開するが、このあたりはインターネットの入門書によく記載されているので、そちらを参照願いたい。

(3) 実行テスト

通常テスト用のサンプルデータとそれを用いた計算結果が添付されているので、これを用いたテストを行う。手順としてはソースコードをコンパイルし、サンプルデータを使って実行する。移植上の問題点はこのコンパイル時のエラーとなって現れる。機種によって発生する状況は異なるので、ここではこれ以上述べる事はできないが、まずはコンパイルし、発生したエラーに一つずつ対処していくのが早道であろう。コンパイルと実行がエラーなく終了し、結果が一致すれば導入は完了である。

(4) モデルの構築

導入されたモデルに対して、修正を加えることにより、目的である解析を行うことになる。ここがモデリングのポイントである。

- ① まずドキュメント類に目を通し、必要ならばソースコードを読む。多くの場合はコードに手を加えることになるので、結局コードを読む作業が生じる。
- ② 入力データの作成。特に地形データの準備²。
- ③ パラメータの検討。たとえば渦動粘性係数など乱流輸送項の諸係数。
- ④ 境界条件の設定。潮汐や河川の流入、また海流の流入条件など。さらには海面における風応力、熱・塩分の流出入。
- ⑤ 計算対象によっては、乱流モデルの変更。
- ⑥ 並列計算機を利用する場合は、さらに並列化にかかる部分の修正が加わる。

以上海洋モデルを利用する上でのポイントをまとめた。参考までに我々が MOM2 を採用した理由について以下に簡単に記しておく。

- 海岸近傍では深さの変化を考慮に入れるため、3次元モデルが必要であった。

²フリーな地形データには、日本海モデルでも採用している ETOPO5 などがある。

- 対馬海流などの海流は表面付近をほぼ平行に流れており、これを考慮すると、例えば海底地形によって格子形状が影響を受ける σ 座標変換を用いたモデルなどは不適等であり、MOM2は格子点の水平位置によって層数の異なる3次元多層位モデルを採用している。
- 対馬海流は冷水域中を流れる暖流であり、塩分量も日本海とは異なる。従って塩分と温度の拡散を扱うことが必要であった。
- 風の影響を、海水面の境界条件として考慮に入れることができる。
- 標準で推奨されている地形データがフリーで入手可能であった。
- 元々並列計算機の利用を考慮した計算フローになっていたの、並列化も容易であろうと推察された。

3 海洋モデル

ここではMOM2を例に海洋モデルについて概観し、さらに筆者らが行った並列化について簡単に紹介する。

3.1 基礎方程式

3.1.1 前提条件

ダイナミックに変化する、海洋のような複雑な物理現象を定式化するには、その構造について、近似や仮定、いわゆるモデルを用いる必要がある。ここではそれらを前提条件と呼ぶ。本モデルで採用している前提条件は、以下の通りである。

- (1) 水は非圧縮性であることから、海水は非圧縮粘性流体として取り扱う。
- (2) 流れの鉛直方向加速度は、重力方向に比べて十分に小さい。従って鉛直方向の圧力は静水圧により近似される。鉛直方向速度に関する運動方程式にこの静水圧近似が導入されることから、正しくは準3次元モデルと呼ばれ、薄い層状のセルを重ね合わせたものとなる。
- (3) 密度変化の影響は圧力項の中でのみ取り扱うとする、Boussinesqの近似を採用する。
- (4) 海洋モデルにおける流れを駆動する主要因としては、風、潮流、地球の回転運動、密度変化などがある。これらの成因により、流れは2種類に分類される。すなわち、海水の密度が一樣で、風などの外部要因により流れが規定される barotropic 流れと、密度変化などの内部要因により規定される baroclinic 流れである。本モデルの流れ（水平方向の速度を (u, v) とする）は、式 (1)、(2) に示すように、barotropic 流れ $(\bar{u}, \bar{v})$ と、baroclinic 流れ $(\hat{u}, \hat{v})$ が重ね合わされた構造とする。

$$u = \bar{u} + \hat{u} \quad (1)$$

$$v = \bar{v} + \hat{v} \quad (2)$$

- (5) 海水面の表現方法には、一般に自由水面モデルと rigid-rid モデルの2種類がある。前者は水面変動を直接表現でき、水表面の運動方程式を満たすように解くことができる。この方法は潮汐流や密度流といった沿岸海域での現象を対象とした数値的研究で用いられている。また後者はその名が示すように、固定した摩擦のない「ふた」を水面上に置き、表面の運動を容認しない。このモデルは海洋大循環や台風に対する応答性などの海洋の運動を議論する場合に用いられている。日本海モデルは風の影響を考慮に入れ、最終的には沿岸海域での潮汐などの現象もその対象に含もうとしている。よって海水面は自由水面モデルとする。
- (6) 風によって海面上に発生する流れを吹送流という。風速が大きくなると、水面上の流れはこの吹送流が支配的となる。そこで吹送流を再現するために、海水面の境界条件に、風による影響（風によるせん断応力）を加える。

3.1.2 支配方程式

前述した前提条件に加え、座標系に次の図 1 に示す球面座標系を導入する。ここで (λ, ϕ, z) は 各々 (経度、緯度、平均水面からの深さ) であり、 (u, v, w) は同じく対応する 3 方向の速度である。

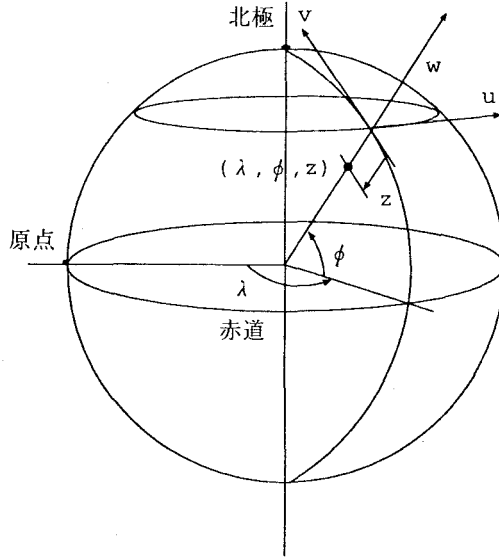


図 1: 球面座標系

非圧縮粘性流体について、連続の式ならびに運動量、温度、塩分の保存則に、渦動粘性係数、渦動拡散係数の概念を導入することにより、以下の基礎方程式を得る。まず水平方向の運動方程式は、

$$u_t + \mathcal{L}(u) - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 a \cdot \cos \phi} p_\lambda + (\kappa_m u_z)_z + F^u \quad (3)$$

$$v_t + \mathcal{L}(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fv = -\frac{1}{\rho_0 a} p_\phi + (\kappa_m v_z)_z + F^v \quad (4)$$

となる。また鉛直方向については、式 (6) の静水圧近似より、

$$w_z = -\frac{1}{a \cdot \cos \phi} \cdot (u_\lambda + (\cos \phi \cdot v)_\phi) \quad (5)$$

$$p_z = -\rho \cdot g \quad (6)$$

さらに温度と塩分の拡散方程式は、

$$T_t + \mathcal{L}(T) = (\kappa_h \cdot T_z)_z + \nabla \cdot (A_h \nabla T) \quad (7)$$

$$S_t + \mathcal{L}(S) = (\kappa_h \cdot S_z)_z + \nabla \cdot (A_h \nabla S) \quad (8)$$

であり、海水の状態方程式は次式で与えられる。

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (9)$$

ここで、 p : 圧力、 T, S : 温度および塩分ポテンシャル、 ρ : 密度ポテンシャル、 κ_m, A_m : 渦動粘性係数、 κ_h, A_h : 渦動拡散係数、 g : 重力加速度、 a : 地球の半径、 f : コリオリパラメータ、 F : 水平方向のせん断応力、などである。ただし移流項と水平方向の拡散項は以下となる。

$$\begin{aligned} \mathcal{L}(\alpha) &= \frac{1}{a \cdot \cos \phi} \cdot (u \cdot \alpha)_\lambda \\ &+ \frac{1}{a \cdot \cos \phi} \cdot (\cos \phi \cdot v \cdot \alpha)_\lambda + (w \cdot \alpha)_z \end{aligned} \quad (10)$$

$$\nabla^2 \alpha = \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \alpha_{\lambda\lambda} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} (\cos \phi \cdot \alpha_\phi)_\phi \quad (11)$$

また水平方向の層間せん断応力は、

$$F^u = \nabla \cdot (A_m \nabla u) + A_m \left(\frac{(1 - \tan^2 \phi) \cdot u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi \cdot v_\lambda}{a^2 \cos^2 \phi} \right) \quad (12)$$

$$F^v = \nabla \cdot (A_m \nabla v) + A_m \left(\frac{(1 - \tan^2 \phi) \cdot v}{a^2} + \frac{2 \sin \phi \cdot u_\lambda}{a^2 \cos^2 \phi} \right) \quad (13)$$

で表され、コリオリパラメータは、

$$f = 2\Omega \sin \phi \quad (14)$$

である。ここで Ω は、地球の回転数を示す。

さらに barotropic 流れについては、流れ関数を導入する。任意のセル柱において、未知の表面圧力項を消去するために、運動方程式 (3)、(4) を鉛直方向に平均し (これらの式の平均 = F)、また流れ関数 (ψ) については平均速度を算出する。さらにこれらの渦度をとると、流れ関数について以下の式が得られる。

$$\nabla \cdot \left(\frac{1}{H} \cdot \nabla \psi_t \right) - J(acor \cdot \frac{f}{H}, \psi) = \hat{\mathbf{k}} \cdot \nabla \times F \quad (15)$$

ここで、 J : jacobian、 $acor$: 陰的なコリオリパラメータの係数、 $H(\lambda, \phi)$: 海水面から海底までの深さである。

またタイムステップは、次の CFL 条件 [3] 及び拡散数の条件 [4] に従って決定する。

$$\Delta t \leq \frac{\Delta S}{\sqrt{gH}} \quad (16)$$

$$\Delta t \leq \frac{\Delta S^2}{2\alpha} \quad (17)$$

ここで、 Δt : タイムステップ、 ΔS : 最小の格子サイズ、 α : 拡散係数である。

3.1.3 境界条件

海洋モデルの場合、以下に示す4種類の境界が存在する。これら以外に、沿岸域などでは河川の流入条件が加わる。

(1) 海水面

風よるせん断応力 (τ_x^s, τ_y^s) と、熱・水交換による熱 (Q_{flux}) 及び塩分フラックス (S_{flux}) を考慮する。

$$(F^u)^s = \tau_x^s \quad (18)$$

$$(F^v)^s = \tau_y^s \quad (19)$$

無風状態では、 $\tau_x^s = 0$ 、 $\tau_y^s = 0$ である。

$$K_h \cdot T_z = \frac{Q_{flux}}{\rho C_p} \quad (20)$$

$$K_h \cdot S_z = S_{flux} V_t \quad (21)$$

ここで C_p : 重量比熱、 V_t : 海水面での水交換量である。

(2) 海底面

水平方向の速度は自由すべり、または海底摩擦を考慮できる。自由すべりの場合は次式となる。鉛直方向の速度は0。また海底面からの熱および塩分フラックスの伝達はない。

$$(F^u)^b = 0 \quad (22)$$

$$(F^v)^b = 0 \quad (23)$$

$$w^b = 0 \quad (24)$$

$$K_h \cdot T_z = 0 \quad (25)$$

$$K_h \cdot S_z = 0 \quad (26)$$

ここで $H(\lambda, \phi)$ は海水面からの深さである。

(3) 陸壁面

3方向とも自由すべりで、壁面に直交する速度成分は0。熱および塩分フラックスの伝達はない。

$$U_n = 0 \quad (27)$$

$$A_h \cdot T_n = 0 \quad (28)$$

$$A_h \cdot S_n = 0 \quad (29)$$

ここで添字 n は、壁面の法線方向を表す。

(4) 海境界

壁条件、周期境界条件、自由境界などを設定することができる。また沿岸域の場合、潮汐を水位変動で与える。これらは解析対象によって選定されるべきであるが、日本海モデルの場合、基本的には自由境界で、海流を考慮するために流入条件を用いている。大きく分けると以下の2ケースとなるが、詳細な境界条件については、個々の実験に関する設定条件の項で述べる。

- 自由境界 運動量および熱・塩分フラックスが自由に伝達される。
- 流入条件 海流を想定した運動量と熱・塩分フラックスの設定。

3.1.4 各種パラメータ値

本モデルで用いた各パラメータはのうち、乱流モデルに関する諸係数以外のパラメータは一般的な物理量であり、理科年表などより引用している。乱流モデルについてはさらに次項で述べるが、ここで各パラメータ値を、表1にまとめておく。

表 1: パラメータ値

パラメータ	値	備考
渦動粘性係数（水平） A_m	$1.0 \times 10^5 \text{ m}^2 / \text{sec}$	
渦動粘性係数（鉛直） κ_m	$2.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{sec}$	
渦動拡散係数（水平） A_h	$1.0 \times 10^4 \text{ m}^2 / \text{sec}$	
渦動拡散係数（鉛直） κ_h	$1.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2 / \text{sec}$	
密度 ρ_0	1.035	初期値
重力加速度 g	9.806 m/sec^2	
地球平均半径 a	$6.37 \times 10^6 \text{ m}$	
地球回転数 Ω	$\pi/43082.0 \text{ sec}^{-1}$	

3.2 乱流モデル

基礎方程式を解くうえで残っている問題は、パラメータ値のうち渦動粘性係数と渦動拡散係数をどのように決定するかということである。これはすなわち乱流モデルの選択となる。実際には、運動方程式 (3)、(4)、及びその層間せん断力を表す式 (12)、(13) 中の乱流輸送項と、温度と塩分の拡散方程式 (7)、(8) 中の乱流輸送項を、どうするかということである。

まず乱流輸送項の取り扱いについて、いままでの湖沼や海洋のモデルを見ると、

- (1) $A_m \cdot \kappa_m$ や $A_h \cdot \kappa_h$ を一定値とする。
- (2) Richardson の 4/3 乗則に従い、離散化間隔の長さスケールを用いて $A_h \sim (\Delta x)^{4/3}$ とする。
- (3) Smagorinsky の概念に基づく SGS 粘性係数を適用する [5]。

などの方法が用いられている。このほかにも $k-\varepsilon$ モデルを採用した 2 方程式乱流モデルなども検討されている。(1)、(2) では乱流変動が考慮できず、(3) のみがサブグリッドスケールの渦を考慮することが可能である。どのモデルを採用するかは、解析対象によって選択されるべきであるが、本モデルでは実装が容易であることから、ここでは最も簡単な手法である (1) を採用し、渦動粘性係数 A_m 、 κ_m ならびに渦動拡散係数 A_h 、 κ_h を一定値としている。これは 0 方程式乱流モデルと呼ばれる。

次に MOM2 の渦動粘性係数と渦動拡散係数を考察する。推奨値は表 1 に示したとおりである。まず水平方向の渦動粘性係数、渦動拡散係数については、Reynolds の相似仮説によって A_m は A_h と等しいと置き、慣性領域における相対拡散から $A_h(\text{cm}^2/\text{s})$ を評価すると [6][7]、

$$A_m = A_h = C_A L^{4/3} \quad (30)$$

で近似される。これは結局 Richardson の 4/3 乗則に基づいている。ここで $L(\text{cm})$ は計算領域の水平スケールであり、 C_A は定数で $0.01 \sim 0.09$ をとる。この式 (30) を MOM2 に適用すると ($L = 1200 \text{ km}$ と仮定)、 $A_m = 1.0 \times 10^5 (\text{m}^2/\text{s})$ に対して $C_A = 0.017$ 、また $A_h = 1.0 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ に対して $C_A = 0.0017$ となる。 A_h はやや小さいが、 A_m は妥当な値である。これは MOM2 は元々グローバルなモデルであり、計算対象としては日本海程度の水平スケール (10^3 km 規模) が適当であったと思われる。

鉛直方向の渦動粘性係数に関しては、次の近似式 [7] が提案されている。

$$\kappa_m = C_\kappa \sqrt{C_f} H W \quad (31)$$

ここで w は風速 (m/s)、 C_f は風の水面摩擦係数 (式 (37) 参照) であり、 C_κ は定数で 0.00055 である。いま $w = 3\text{ m/s}$ と仮定すると、 $\kappa_m = 2.12 \times 10^{-3}$ となって、MOM2 の $\kappa_m = 2.0 \times 10^{-3}$ とほぼ一致する。

また鉛直方向の渦拡散係数について、概略値を表 2³ に示す。これによると MOM2 の $\kappa_h = 1.0 \times 10^{-4}$ は上層の混合層を除いた深さ 100m 以上での値となっており、全体を表現するには適当であると思われる。ただし海面付近では κ_h が小さすぎる可能性がある。

表 2: 鉛直渦動拡散係数 (κ_h の概略値)

海域	$\kappa_h \text{ (m}^2 / \text{sec)}$
海の上層の混合層 (10 ~ 100m)	$0.1 \sim 1.0 \times 10^{-2}$
躍層など密度成層の強いところ	$0.01 \sim 1.0 \times 10^{-4}$
深海 (1000m 以深)	$0.01 \sim 1.0 \times 10^{-3}$
海底の境界層	$0.1 \sim 1.0 \times 10^{-3}$
感潮河口	$0.1 \sim 1.0 \times 10^{-3}$

3.3 方程式の離散化と計算方法

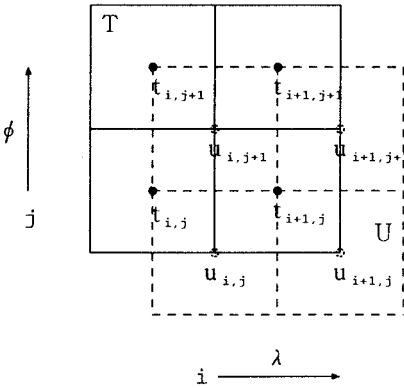


図 2: スタッガード格子

MOM2では 3.1.2 節の基礎方程式系を、基本的には差分法を使って離散化している。差分格子には図 2 に示すスタッガード格子を用いる。この格子系では、温度や塩分等 (図中の t) を評価する位置を定義する T セルと、速度 (図中の u) を評価する位置を定義する U セルを、緯度及び経度方向にそれぞれ半格子分づつずらして定義する。こうする事で、たとえばある点の塩分量 $t_{i+1,j}$ を、 λ 方向についてみると、次式のように両隣の境界における速度差によって生じる蓄積量で決まることが直観的に理解でき、流れの物理現象をうまく表現できる。

$$t_{i+1,j} = \alpha \left(\frac{u_{i,j} + u_{i,j+1}}{2} - \frac{u_{i+1,j} + u_{i+1,j+1}}{2} \right) \tag{32}$$

運動方程式・拡散方程式とも離散化には leap frog 法を用いている。ただし拡散項については他より時間的に 1 ステップ遅れた値をとる。これは、leap frog 法では拡散項を他項と同じ時間ステップで評価すると、無

³ 「環境流体汚染」 [6] より引用。

条件に不安定となるからである。また leap frog 法は、時間については中央差分を用いており、そのために生じる計算結果の雑音や誤差を除去するために、17 ステップに一回の割合でオイラーの前進差分を組み込んでいる。barotropic 流れは 2 次元問題に帰着し、9 点差分を用いて流れ関数の式 (15) を空間について差分化している。

次に MOM2 の計算フローを図 3 に示す。概略の計算手順は、以下の通りである。

1. 開始。
2. 地形、境界条件等各種入力データから、格子などの空間的構造や時間、各パラメータを初期化する。
3. 時間を 1 ステップ進める。
4. 移流項、式 (10) と静水圧近似による鉛直方向速度、式 (5) から T セル上の移流速度を求め、それらを平均する事で U セル上の移流速度を得る。
5. T セル上の移流速度と渦動拡散係数から温度及び塩分に関する移流・拡散オペレータを求め、拡散方程式 (7)、(8) から温度 T と塩分 S を計算する。
6. baroclinic 流れを計算する。密度変化と静水圧近似から圧力勾配を求め、U セル上の移流速度と渦動粘性係数から運動量についての移流・拡散オペレータを求める。この圧力勾配項と移流・拡散オペレータを用い、運動方程式 (3)、(4) と移流項、式 (10) から速度 $(\bar{u}, \bar{v})$ を得る。
7. barotropic 流れを計算する。流れ関数の式 (15) を空間について差分化すると、流れ関数についての連立 1 次方程式が得られる。これを前処理付き CG 法を用いて陰的に解き、速度 $(\bar{u}, \bar{v})$ を得る。
8. 最後に式 (1)、(2) より、baroclinic 流れと barotropic 流れを重ね合わせる。
9. 積分時間に達するまで 3. ～ 8. を繰り返す。

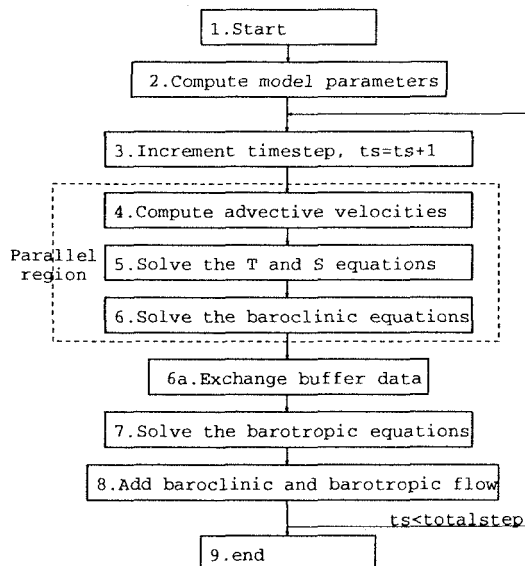


図 3: 計算フロー

3.4 並列化

非常に大規模な数値計算を短時間で行うためには、複数のプロセッサエレメント（以下 PE と省略）をもつ並列計算機を利用する計算の並列化は必須である。日本海モデルでは、並列化の一般的な手法である領域分割法を用い、計算コードを並列化した。

さて、並列化プログラミングには大きく分けて 2 種類ある。ここでは主に分散メモリ型並列計算機を前提とした MIMD (Multi Instruction Multi Dataflow) 型のプログラミングを採用している。MIMD では計算コードの並列領域について、ユーザーが複数の計算フローを明示的にコーディングする必要があり、並列化のための工数は大きくなる。反面うまくコーディングされた場合、高い並列化効率を得ることができる。またこの場合、並列に存在するタスク間で通信等を行うインターフェースが必要となるが、本モデルでは MPI ライブラリ [8] を使用している。このライブラリは、いままで機種依存の強かった各社のライブラリに対して共通の手順を提供しようと、ユーザーやベンダーからなるフォーラムから提案されたものであり、並列プログラミング用ライブラリの標準といっても良いであろう。またワークステーション向けのフリーなコードも存在する。

もう一つのプログラミングスタイルには、コンパイラが自動並列を行う SIMD (Single Instruction Multi Dataflow) がある。この SIMD では、通常のプログラムコード中にユーザが並列化のためのキーワード（ディレクティブと呼ばれる）を埋め込むだけでよく、一般的に MIMD に比べて並列化は容易である。しかし複雑な計算コードでは並列化を実現するのが難しく、今後のコンパイラの性能向上に期待するところは大きい。またこれも標準化を目指した提案があり、例えば拡張された Fortran である HPF などにも並列化の機能が組み込まれている。

再び図 3 の計算フローを見ると、baroclinic 流れを解くステップのうち、「4. 移流速度の計算」、「5. 温度及び塩分の移流拡散を求める」、「6. baroclinic 流れを求める」の各ステップでは、セル独立で陽的に流れを計算しており、タスクを分割し並列に処理することが可能である。この処理部を並列領域 (Parallel region) と呼ぶ。そこで 3 次元のデータ構造を持つ本モデルを、経度方向に沿って分割し、緯度方向にある幅を持った同一緯度の格子点列のグループとする。PE 毎にこのグループを割り当て、マルチタスクで並列領域を実行する。

また本モデルでは離散化に leap frog 法を用いているが、このスキームは時間・空間に関して中心差分を使っている。例として 2 次元の移流方程式 (33) を取り上げて説明すると⁴、次のタイムステップ (n+1) のデータ $u_{i,j}^{n+1}$ は式 (34) のような形となる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + U \frac{\partial u}{\partial x} + V \frac{\partial u}{\partial y} = 0 \quad (33)$$

$$u_{i,j}^{n+1} = u_{i,j}^{n-1} + \alpha(u_{i+1,j}^n + u_{i-1,j}^n) + \beta(u_{i,j+1}^n + u_{i,j-1}^n) \quad (34)$$

この式からわかるように、格子点 (i,j) における $u_{i,j}^{n+1}$ を得るためには、その 1 ステップ前のデータ $u_{i,j}^{n-1}$ と、そのまわり 4 点の現在のデータ $u_{i+1,j}^n$ 、 $u_{i-1,j}^n$ 、 $u_{i,j+1}^n$ 、 $u_{i,j-1}^n$ が必要となる。したがって領域分割した境界上でかつ内側にある格子点は、境界を越えてその外側隣のグループのデータを参照しなければならない。このため各グループは、境界外側一列分のデータを余分に保持しなければならない、グループのデータ幅に、このデータ参照用のバッファ両側各 1 列分を追加する必要がある。

さてこの各グループを、そのグループを担当する PE のメモリ上にローカルに割り当てる。各 PE は現在のタイムステップについての計算終了後に、次のタイムステップの計算データを準備するために、担当するグループの最外側のデータ列を、隣接する両側の領域を受け持つ PE に送信し、逆に両側から最外側のデータ列を受信してバッファに格納し、互いに参照データを更新する（図 3 中、6a.）。領域分割及びこのデータ交換の様子を図 4 に示す。

⁴ここでの添字は、それぞれ i: 経度、j: 緯度、n: タイムステップを表す。

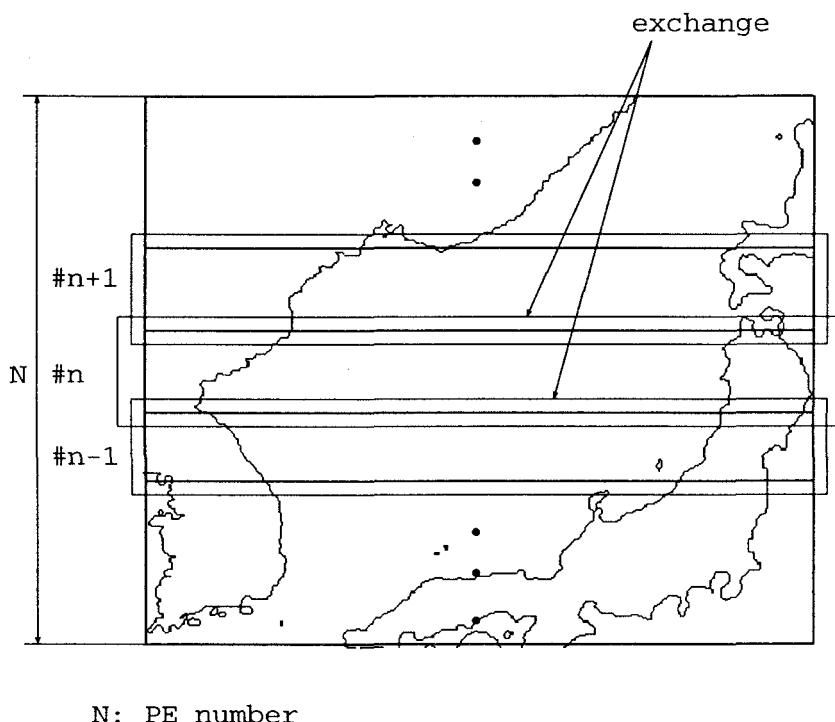


図 4: 領域分割とデータ交換

4 日本海モデル

ここでは、まずシミュレーションの対象である日本海の実際の構造について概観し、モデル化の根拠および計算結果の検討ベースとする。次に日本海モデルの概要について説明し、海流や風による影響を考慮に入れた実験結果を示す。

4.1 日本海の構造

海洋大辞典[9]によると、日本海は、中新世の中ごろ（約 1,500 万年前）、日本列島が湾曲しながら大陸から離れるのにつれて、拡大して生じたとされている。その面積は約 130 万 km^2 、平均水深 1,350m、最深部は 3,700m であるが、他の海と連絡する 4 つの海峡はいずれも浅くて狭く、最も深い対馬・津軽両海峡で 140m、宗谷海峡が 60m、間宮海峡では 10m 以浅と言われている。従って他の海との水の交換も規模が小さく、対馬暖流が対馬海峡の東西両水道を経て流入するだけである。対馬暖流の流路模式図を図 5 に示す。

日本海では、全体の 8～9 割を日本海固有水と呼ばれる水温・塩分一様の水が占め（ $0 \sim 1^\circ\text{C}$ 、34.0～34.1 プロミル⁵）、その上に高温の対馬暖流が流入し、7～8 割が津軽海峡から、残りが宗谷海峡から流出する。この対馬暖流の海水特性は、季節によって大きく変化するが、冬季においては水温 $10 \sim 20^\circ\text{C}$ 、塩分量はほぼ一様で、34.4 プロミル程度となる。また暖水の厚さは日本沿岸で 200m ほどにおよぶが、遠ざかるにつれて薄くなり、北緯 40° 付近で東西に伸びる極前線を形成する（図 5 参照）。極前線以南が対馬暖流域であり、流れや水塊が時間的にも空間的にも大きく変化する。

⁵ 海水中に含まれる塩分量を表す単位、海水 1kg 中の塩分量 g。

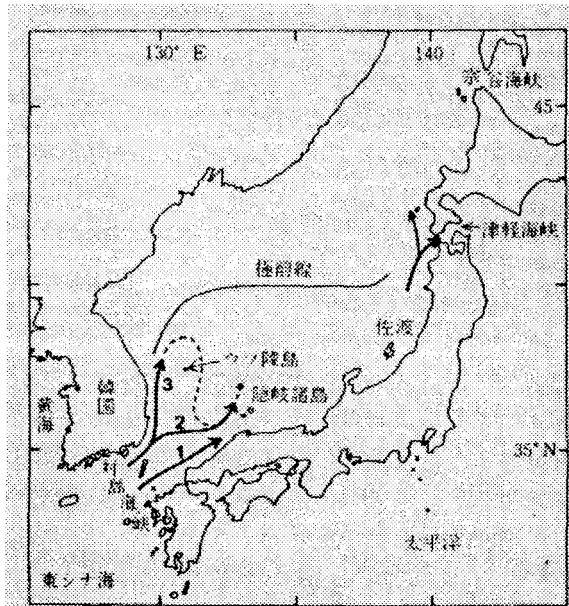


図 5: 対馬暖流の模式図（「海洋大辞典」より引用）

対馬暖流には大小様々な蛇行が見られ、しかもその形状や位置は時間と共に大きく変化する。その豊かな変動性は、周辺に存在する多数の暖水渦や冷水渦とともに、日本海の流動を複雑なものとしている。そのため日本海中央域における対馬暖流の流路を明確に記述することは困難であるが、対馬海峡や津軽海峡に近い出入口周辺の限られた海域では、その流路は比較的安定している。対馬海峡東水道からの流入水は対馬暖流第1分枝と呼ばれ、日本列島に沿って北上する。西水道からの流入水は夏期には2本の流れに分かれる。1つは日本海流入直後東に向きを変え、隠岐諸島西側を北上し、対馬暖流第2分枝と呼ばれるが、存在が認められるのは6～8月の夏期のみである。もう1つは朝鮮半島東岸に沿って北上し、対馬暖流第3分枝と呼ばれるが、流速や位置にかなりの変動がある。

対馬暖流の流速は、最大でも1.7ノット⁶であり、日本近海で最大の黒潮（4ノット以上）と比べてもかなり小さく、流量も黒潮の1/10程度しかない。平均流速は対馬海峡西水道で0.6～0.7ノット、東水道で0.3～0.4ノットであり、全流量は平均 $3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ である。流量・流速とも冬季に小さく夏季に大きいという季節変動があり、流量は冬季に $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 弱、夏季に $3.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度である。津軽海峡手前での対馬暖流についても、対馬海峡付近での流量と同程度の値が報告されている。また対馬暖流第1分枝の平均流速は、高塩分水の移動速度から0.3ノット前後と見積もられており、隠岐諸島西方での流れの幅は約60kmである。

4.2 日本海モデルの概要

まず基本的な日本海モデルについて述べる。計算領域は図6に示すように日本海全体を含むよう設定している。日本海の地形データは、米国 NGDC⁷より公開されている5'メッシュ毎の標高データETOPO5を用いた。

モデルの概略を簡単に説明すると、計算領域は東経 $126^\circ \sim 142^\circ$ 、北緯 $34^\circ \sim 46^\circ$ 、深さ3800mmである。格子サイズは水平方向 0.08° （実際の距離スケールで約10km角に相当）、鉛直方向は深さ100mまでが10m、100mから3800mまでは10mから線形的に大きくなり平均170m、格子数は $150 \times 200 \times 32$ （＝総格子数：960,000）である。また動粘性係数・動拡散係数は、表1に示したように一定である。タイムステッ

⁶1ノット＝1.852 km/h。

⁷U.S.National Geophysical Data Center, URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/>。

ブは CFL 条件より 600 秒、初期条件は海域内がすべて静水状態である。なお以後の実験はすべて並列化されたコードを使い、Cray 社製 J90 上で実施している。

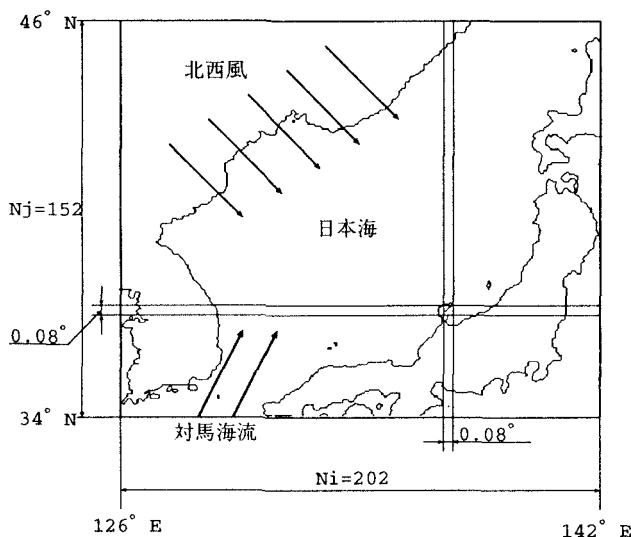


図 6: 計算領域と境界条件：対馬海流、北西風

4.3 対馬海流

最初に前項の基本モデルをベースに、対馬海流の再現を試みた。

4.3.1 計算条件

対馬海流は、対馬海峡の東西両水道を通して日本海へ流れ込んでいるが、簡略化して南側境界上の西水道のみに流入条件をを与えた。境界上の設定位置は東経 129.5°、北緯 34° で、これは対馬海峡西水道の中央付近にあたる。想定流量は冬季のデータより $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 、速度は 103 cm/s (2 knots)、方角は北を 0° とし時計回りに 23°、該当地点の最大深度が約 100m より深さは 50 m としたので、海流幅は 40 km となった。現実の海流幅は隠岐諸島付近で約 60km であり、以上の仮定は妥当な値であろう。モデルの概略は同じく図 6 に示す。

4.3.2 結果

計算結果として、図 7 に海表面の速度ベクトルを示す。対馬海峡付近から海流が流れ込み、日本海へ広がっている様子がわかる。北緯 40° に発生する極前線もうまく再現されている。しかし日本列島沿いに流れる支流は再現できてはいない。またこのモデルは、静水状態から始め定常状態に収束するまで約 100 日を要し、この積分時間 100 日で、計算時間は約 11 時間であった。

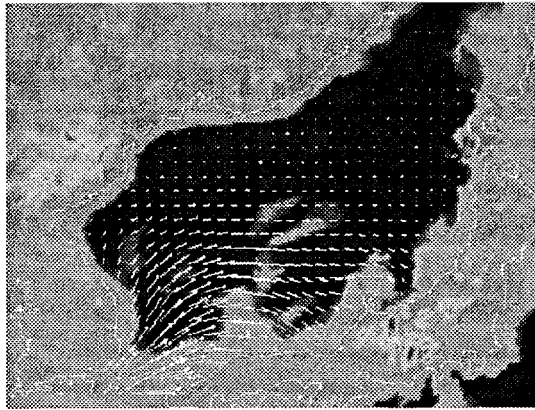


図 7: 海表面の速度ベクトル：対馬海流

4.4 風の影響

対馬海流モデルをベースに、さらに風の影響を検討した。

4.4.1 計算条件

冬季は北西風が吹くケースが多いとの気象データ⁸から、計算領域の全域を対象に北西風（NW）を設定した。風速は 5 m/s と 10 m/s の 2 ケースで 10 m/s は強風に相当する。風向は北を 0° とし時計回りに 135° である。時間領域条件（風が吹いている時間）は、対馬海流が定常状態に達したのち、最後の 1 日間（積分時間 100 日目に）風が吹いたと仮定した。

風による水面せん断応力 τ_x^s, τ_y^s は、次式より求めた。

$$\tau_x^s = \rho_a \cdot C_f \cdot W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (35)$$

$$\tau_y^s = \rho_a \cdot C_f \cdot W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (36)$$

ここで、 W_x, W_y : 風速ベクトル、 ρ_a : 空気密度 (1.2754 kg/m^3)、 C_f は風の水面摩擦係数であり、次の式 (Deacon、Webb ら) [7] で評価した。

$$C_f = (1.0 + 0.07 \sqrt{W_x^2 + W_y^2}) \times 10^{-3} \quad (37)$$

モデルの概略は図 6 に示した通りである。

4.4.2 結果

計算結果として、図 8 に北西風 5 m/s 時の海表面の速度ベクトルを示す。図 7 と比較すると、対馬海流の影響が大きい日本海南部では変化が少ないが、中央部から北部にかけて南東方向への吹送流が発達し始めている様子がうかがえる。また富山湾への回り込みは、対馬海流の影響の方が大きいので、図 7 とあまり変わらない。しかし風速が増加し 10 m/s になると、図 9 に示すように、吹送流が卓越した流れとなってくる。

本モデルの計算時間は、前項と同じく積分時間 100 日で約 11 時間であった。

⁸ 重油流出事故発生時も強い北西風が吹いた。

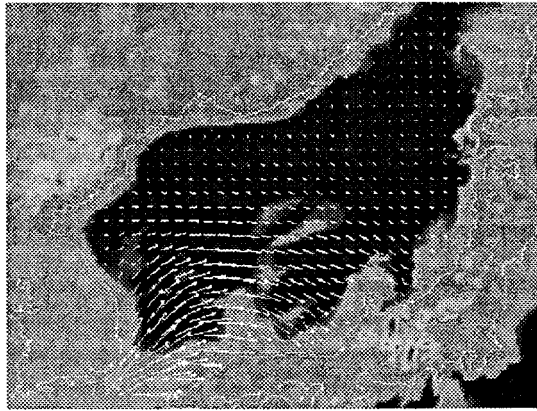


図 8: 海表面の速度ベクトル：対馬海流、北西風 5m

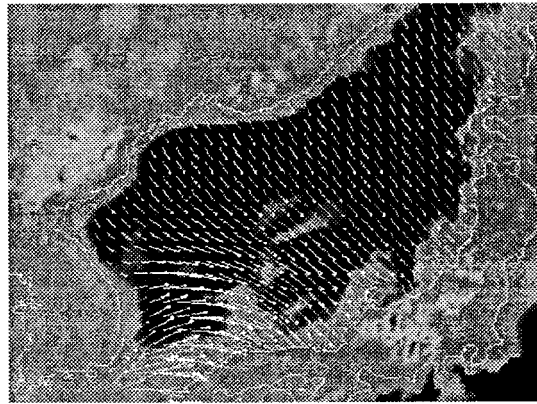


図 9: 海表面の速度ベクトル：対馬海流、北西風 10m

5 汚染物質の移流拡散

対馬海流とこれに北西風を追加した日本海モデルの計算結果を基に、流跡による漂流予測を行なった。この解析は、日本海モデルより得られた海水の速度ベクトルに対して、後処理として行っている。

5.1 計算手法

流跡は流体分野で使われる流れ場の表現手法の一つである。それは、例えば定常な場合は流線であり、水の流れにインクを流した時に描かれる線に相当するので、流れの様子を非常に直観的に理解することができる。3次元における流跡は、重さも大きさもない仮想粒子を流れの中に置き、速度ベクトルに沿って流れる粒子を追跡することによって得られる。

流跡を求めるアルゴリズムは次のようである。数値積分にはオイラー法を使っており、積分のタイムステップを Δt 、 n ステップ時の粒子の位置を $(x(n), y(n), z(n))$ 、その位置での速度ベクトルを $(u_{xyz}(n), v_{xyz}(n), w_{xyz}(n))$

とすると、 $n+1$ ステップ後の位置は、

$$\begin{aligned}x(n+1) &= x(n) + u_{xyz}(n) \times \Delta t \\y(n+1) &= y(n) + v_{xyz}(n) \times \Delta t \\z(n+1) &= z(n) + w_{xyz}(n) \times \Delta t\end{aligned}\quad (38)$$

となる。速度ベクトルとして日本海モデルの計算結果を用い、上式 (38) を使って繰り返し積分することにより、粒子の位置を追跡する。海境界からとびだした粒子は戻らず、陸境界・海底に到達した場合は反射としている。

初期条件となる粒子の出発位置 ($x(0), y(0), z(0)$) は、ナホトカ号の沈没地点である北緯 $37^{\circ}14'$ 、東経 $134^{\circ}25'$ の海面上とした。タイムステップは、一回の積分ステップで格子を飛び越えてはいけないという制約から、1 タイムステップ 40 分を 10 点で内挿し ($\Delta t = 4$ 分)、積分時間は、現実の漂流時間から 72 時間 (108 ステップ) とした。

5.2 ナホトカ号からの油移流予測

図 11 に計算結果を示す。図中の赤線が漂流経路である。いずれのケースも出発点から東南へ向かって進行するが、対馬海流モデル（無風）の場合は、日本列島に接近するにつれて北東へ進路を変え、能登半島の付け根に漂着する。北西風が吹くと、風速 10m/s ではほとんどまっすぐ進み若狭湾へ入ってしまい、5m/s では前述 2 ケースの中間で、三国海岸付近に到達する。

5.3 重油流出事故の状況

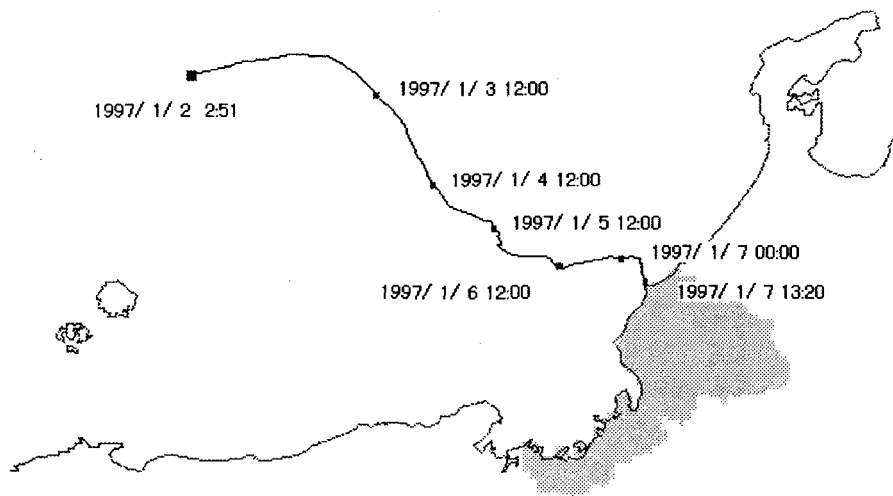


図 10: ナホトカ号船首部の漂流経路

流跡による漂流予測と比較するデータとして、ナホトカ号船首部の漂流経路を図 10 に示す⁹。これを見ると、漂流地点は対馬海流モデル+北西風 5m/s とほぼ一致している。しかし船首部は、三国海岸へ漂着する当

⁹ 福井県環境科学センターが Web 上で公開。http://www.erc.pref.fukui.jp/news/oil.html

日になって、強い北西風の影響で大きく南へ進路を変えるなど、複雑な動きをしており、漂流予測はこれを再現しきれてはいない。また、実際は事故発生から漂着まで 130.5 時間かかっており、漂流計算における積分時間の約 2 倍を要している。

これらの相違について、流跡計算に原因があるものとしては、

- 流線を求める時に、日本海モデルの計算結果である速度ベクトルを用いているので、モデルの時間軸が言うなれば固定となっており、流跡の積分時間軸と一致していない。従って日本海モデルの時系列変化に対応できない。
- 日本海モデルの風速は、一定でかつ 1 日間だけ吹いたと仮定しており、海面の速度ベクトルに影響の大きい風速の時系列の変化が取り入れられていない。

などが考えられる。以上から、より精度の良い漂流予測をするためには、流跡計算をモデルに組み込み、風速の時間変化を考慮することが必要である。

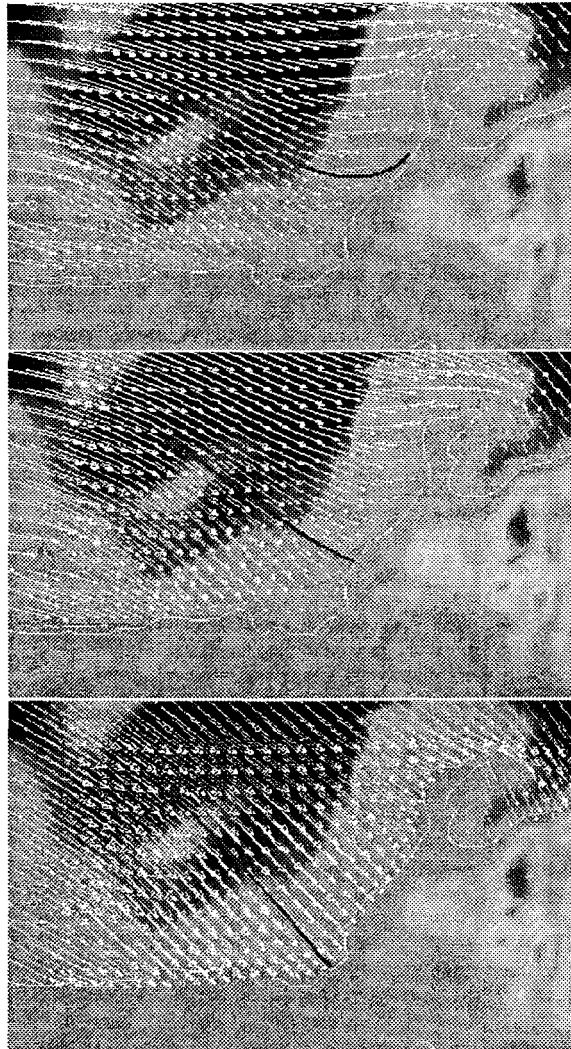


図 11: 漂流予測：上段から無風、北西風 5m、北西風 10m

6 おわりに

本稿では、公開されている海洋モデルを利用した海洋現象の解析について、筆者らが構築した日本海モデルを例に紹介した。

日本海モデルは、まだその基本的な部分を並列計算機上に構築したにすぎない。今後も乱流モデルの改善、移流拡散解析の日本海モデルへの組み込み、予測風速ベクトルデータへの対応、観測データのフィードバック、ネステイングの採用などモデルと移流の精度改善と、NS方程式を解く際に大きなコストが必要となる連立1次方程式の解法（前処理付きCG法）の並列化による計算の高速化などに取り組む所存である。

また文中で比較のためにナホトカ号船首部の漂流データを示している。このデータの提供を快く了承して頂いた福井県環境科学センター、八幡氏に感謝の意を表したい。

本研修会が、海洋現象を研究している方やこれから海洋モデルを利用しようとしている方々に、多少なりとも参考になれば幸いである。

引用文献

- [1] 上野博芳, 松澤照男, 日本海における流出重油の漂流数値解析, 第11回数値流体力学シンポジウム講演論文集, pp271-272, 1997.
- [2] Ronald C. Pacanowski, MOM2 Ver.2.0 *User's Guide and Reference Manual*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Ocean Technical Report 3.2, 1996.
<http://www.gfdl.gov/~kd/MOMwebpages/MOMWWW.html/>
- [3] Deniss, R.L., Downton, M.W., Evaluation of urban photochemical models for regulatory use, *Atmos. Environ.*, 18, pp.2055-2069, 1984.
- [4] 高橋亮一, 応用数値解析, 朝倉書店, pp74-79, 1993.
- [5] 中辻啓二, 海洋: 閉鎖性海域 (環境数値流体力学講座2), 数値流体力学第4巻第4号, pp306-332, 1996.
- [6] 松梨順三郎, 他, 環境流体汚染, 森北出版, pp112, pp130, pp141, pp153-159, 1993.
- [7] 岩佐義朗, 他, 湖沼工学, 山海堂, pp119-122, 1990.
- [8] Message Passing Interface Forum, MPI: A Message-Passing Interface Standard, Jun 12, 1995.
<http://www.mpi-forum.org/>
- [9] 和達清夫, 海洋大辞典, pp359-361, pp383-384 東京堂出版, 1987.