

平成 25 年度 修士論文

海洋循環モデル（COAWST）を用いた
ハイフォン周辺海域における
土砂輸送メカニズムの解明

首都大学東京大学院 都市環境科学研究科

都市基盤環境学域 海岸・海洋工学研究室

12885432 茂谷 諭

指導教授 梅山 元彦

第1章 序論	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 Hai Phong 周辺の経済・自然・地理的特性	2
1.3 本論文の構成.....	3
第2章 モデル概要	4
2.1 海洋循環モデル COAWST	4
2.2 領域循環海洋モデル ROMS	7
2.2.1 概要	7
2.2.2 理論式.....	7
2.2.3 その他の特徴	12
2.3 大気モデル WRF.....	14
2.3.1 概要	14
2.3.2 アルゴリズム	14
2.4 波浪推算モデル SWAN.....	15
2.4.1 概要	15
2.4.2 理論式.....	15
2.5 土砂輸送モデル CSTMS.....	20
2.5.1 概要	20
2.5.2 土砂層アルゴリズム.....	20
2.5.3 理論式.....	22
2.6 結合化ツール MCT	25
2.6.1 概要	25
2.6.2 アルゴリズム	25

第 3 章 計算手法及びプリポストシステムの開発	31
3.1 方針	31
3.2 計算条件の設定	31
3.2.1 計算期間	31
3.2.2 計算領域	32
3.2.3 WRF	33
3.2.4 ROMS	35
3.2.5 SWAN	37
3.2.6 CSTMS	38
3.2.7 結合	39
3.3 COAWST モデルにおけるプリポストシステムの開発	40
第 4 章 精度検証	42
4.1 観測点	42
4.2 海面変動・水平流速成分	42
4.3 有義波高	44
4.4 風速	45
第 5 章 結果および考察	47
5.1 WRF の風速計算結果	47
5.2 浮遊砂解析	56
5.2.1 浮遊砂濃度分布	56
5.2.2 領域内底面平均浮遊砂濃度	71
第 6 章 結論	76
参考文献	78

第 1 章 序論

1.1 研究背景

港湾整備やダム建設による土砂収支の変化は海岸の堆積・侵食を進行させ、海岸線の後退や航路の埋没を引き起こす原因となっている。このような問題の解決には土砂による堆積や侵食の過程を知り、土砂輸送形態を定量化することが不可欠である。近年ベトナム Hai Phong 周辺海域においては雨季の河川流出や潮汐による流れの変動によって大量の土砂が広範囲に浮遊し、侵食・堆積が深刻化している。これらの問題について Do Minh Duc ら(2007)は、ベトナム北部の Ngason から Hai Phong までの沿岸域を対象に、国家プロジェクトで河口や海底から得られた漂砂サンプルを用いて、水深毎に分類した土砂がどのように輸送されてきたかをパターン化した。また、D.S van Maren ら(2004)は、現地観測から Ba Lat River の河口における土砂輸送を季節や潮汐と相関づけ、それらの変動と強い依存性があることを明らかにした。このように近年ベトナムにおいても土砂輸送に関する調査や研究が進められているが、主に現地調査を基にした事例が多く、数値モデル等を用いて土砂輸送を量的に評価・予測した例はほとんどない。

湾内の土砂輸送は潮流や海流、波浪など様々な自然現象に支配されている。特にベトナムにおいては年間の降雨量の 80% を占める雨季や、年平均 6 個、多い年は 10 個を超える台風の到来が上陸することから、河川からの土砂供給は時期によって大きく変動し、気象条件によっては現象が平常時から大きくずれ、非定常を考慮した解析が必要となる。これらの事実を満足させる手段として数値流体力学的手法が挙げられる。近年、コンピュータの飛躍的な能力の向上、数値スキームや物理過程の導入などによって、大規模水域にも対応できる 3 次元海洋循環モデルが開発されてきている。また、多くのモデルがオープンソース化されており、入力条件に必要なデータも衛星観測等の進歩によって全球データとして提供され、オンライン上で比較的容易に入手することができる。これらのモデルやデータを適切に組み合わせることができれば、長期的で大規模な観測を行うことなく、土砂輸送の傾向を把握することやその将来予報が可能になる。

そこで本研究では Hai Phong 周辺海域における土砂輸送メカニズムを把握することを目的に、時空間的な変動や波・流れの相互作用を考慮した 3 次元海洋循環モデルに独自のグローバルデータ適用システムを組み込み、より精度の高い堆積・侵食の過程の解明を試みた。

1.2 Hai Phong 周辺の経済・自然・地理的特性

1980年代から今日に至るまでベトナム経済は著しい成長を続けている。その成長の背景にはドイモイ政策（1986年）や外国資本投資法（1997年）の導入による市場経済の強化が挙げられる。その中でも輸出産業の振興はベトナムの港湾を急速に発達させる契機となった。ベトナム北部に位置する Hai Phong 周辺海域は首都 Ha Noi の海の玄関口であり、ベトナムの輸出産業のメインゲートとも言える（図 1.1）。現在も新港の建設が進められている Hai Phong 周辺には世界文化遺産に登録されているハロン湾を始め、ドーソンビーチやカットバ島など、数多くの観光地が存在し、経済の拠点と自然が共存する地域でもある。

また、この地域はベトナムの主要河川である紅河（Red River）によって形成された Red River Delta に属し、広さは約 14,800 km²にも及ぶ平野である（図 1.2）。Red River Delta は人口も密集しており、ベトナム国内で最も高い人口密度を誇っている。気候は北東モンスーンの影響により暑季・雨季（5月～10月）、寒季・乾季（11月～4月）が存在し、年間の気温差が 10℃から 15℃にも及ぶ。また、5月～12月はフィリピン沖で発生した台風がベトナムの東から西へと通過する。例年台風シーズンの初期から終盤につれて台風は南下する傾向にあり、北部への台風の到来は主に台風期初めの 5月～9月に集中し、南部に比べて強い台風が到来することが多い。Hai Phong 周辺海域（図 2 の黒実線内）の平均水深は約 14m と比較的浅く、平均潮差は 3～4m に及び、湾内の流動は潮汐への依存が大きい。このような条件からベトナム北部では集中豪雨や台風、高潮が発生しやすい地域であり、特に低地の Red River Delta への被害は大きい。このように Hai Phong 港周辺は経済の中心であり、人口が密集する一方、台風や豪雨などによる水害に脆弱な地域でもある。

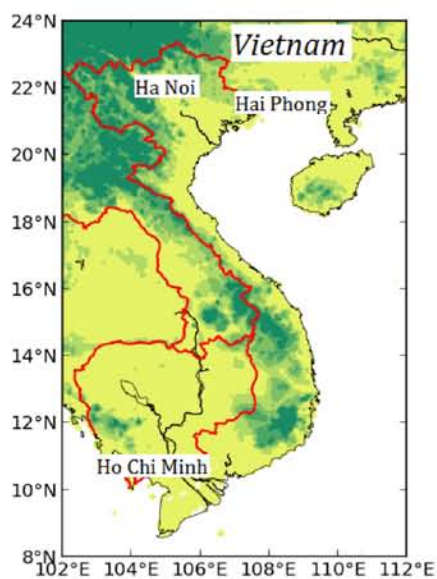


図 1.1 ベトナム地

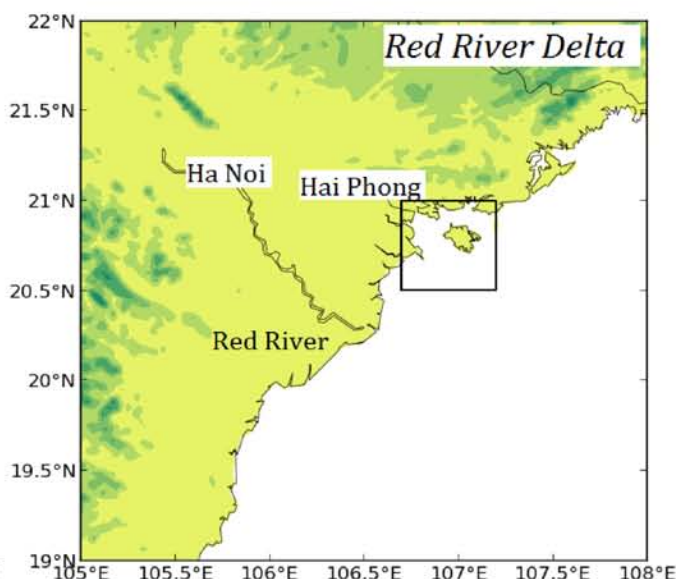


図 1.2 Red River Delta

1.3 本論文の構成

本論文は全六章で構成され、その概要を以下に示す。

第一章では、序論として、本研究の背景と目的を述べる。

第二章では、本研究で用いた海洋循環モデルの概要を述べる。

第三章では、計算手法について述べる。

第四章では、対象領域における精度検証の結果を述べる。

第五章では、土砂輸送の解析結果を述べる。

第六章は、本論文の結論と本研究のまとめである。

第2章 モデル概要

2.1 海洋循環モデル COAWST

本研究では沿岸域における堆積・侵食過程の解明を試みるために3次元海洋循環モデルを用いて数値シミュレーションを行った。なお、モデルの選択にあたっては、(i)波・流れ・大気の相互作用を扱えること (ii)グローバルデータの入力が可能であること (iii)並列処理や結合化、ネスティング、補間手法などの最先端技術やアルゴリズム、選択可能な高度スキームが集約されていることを考慮した結果、COAWST (Coupled Ocean-Atmosphere -Wave-Sediment Transport Modeling System)が最適であることが分かった。以下に COAWST モデルシステムに関する開発の経緯及び特徴を述べる。

近年、コンピュータ能力の向上に伴って自然現象を予測する数値モデルへの期待は一段と高まってきている。更なる数値モデルの発展のためには、空間的な解像度を向上させるだけではなく、シミュレーションにおいて単純化されて切り離されていた項目を復活させる必要がある。これまでの海洋循環モデルでは流動に作用する波や大気の影響が単純化されてモデルが作られていたが、様々な物理過程を同時に考慮することは重要なことであり、複数のモデルを結合させてモデル間相互の物理量に作用を及ぼし合うモデルカップリングも行われるようになってきた。Lesser ら(2004)や Warner ら(2008b)はすでに波と流れの別々のモデルをカップリングさせて相互作用を計算させている。彼らのモデルカップリングは大きいスケールのプロセスの効果を直接的に小さいスケールの効果へと反映させることに効果が認められている。これまでの3次元大気-海洋結合モデルの開発では、台風と海洋の相互作用を波浪推算や追算において現実起きた現象や将来起きるであろうシナリオに基づき、精度を高めることが一般的であったが (Bender and Ginis, 2000; Bender ら, 2007; Chen ら, 2007)、それに対して、Fan ら (2009)は風-波-流れの相互作用を検証し、力学的なフラックスを評価するためには大気-海洋の運動量交換モデルを用いることが重要であることを示した。また、Warner ら (2008b)は流れ-波-土砂輸送の結合可能モデルの開発を行った。

こうしたモデルカップリング法の発展を背景に、Warner ら (2010)によって海洋 (ROMS) -大気(WRF)-波 (SWAN)-土砂輸送モデル (CSTMS)を結合させた COAWST の開発が行われた。COAWST を構成する各モデル概要については次節で述べる。図 2.1 に COAWST モデルの概念図を示す。COAWST は単独のモデルを結合化させ、各モデル間における物理量の交換を行うことにより、各モデルに相互効果をもたらすことができる。

WRF は地上 10 [m]の風速成分 (U_w, V_w)を SWAN や ROMS に与える。加えて ROMS には大気圧 (P_a)、比湿 (RH)、大気表面気温 (T_a)、雲含有比 (*cloud fraction*)、降雨量 (*rain*)、正味の熱フラックス短波 (SW_r)や長波 (LW_r)を与える。ROMS はこれらのパラメータを Fairall ら(1996)が考案した COARE アルゴリズムを用いて、表面応力や正味の表面熱フラッ

クスを計算する。

一方、ROMSはWRFに海面温度 (SST)を与える。SWANに対しては海面流速成分 (u_s, v_s)、海面変動 (η)、水深 (h) を与える。海面流速成分は波数によって決定した海表面に近い水深の流速を積分する Kirby と Chen (1989)の式を用いて平均化される。

SWAN は有義波高 (H_s)、波長 (L_s)を WRF や ROMS に与える。WRFはこの値を用いて海面粗度を算出する。更に、ROMS に対しては波向(D_w)、海面/底面周期 (T_s, T_b)、碎波率 (Q_b)、波エネルギー消失 (W_d)や底面軌道速度 (U_b)を与える。これらのパラメータは COARE アルゴリズムや土砂輸送アルゴリズムを用いる海面粗度や掃流砂輸送、底面応力の動態化の際に用いられる。

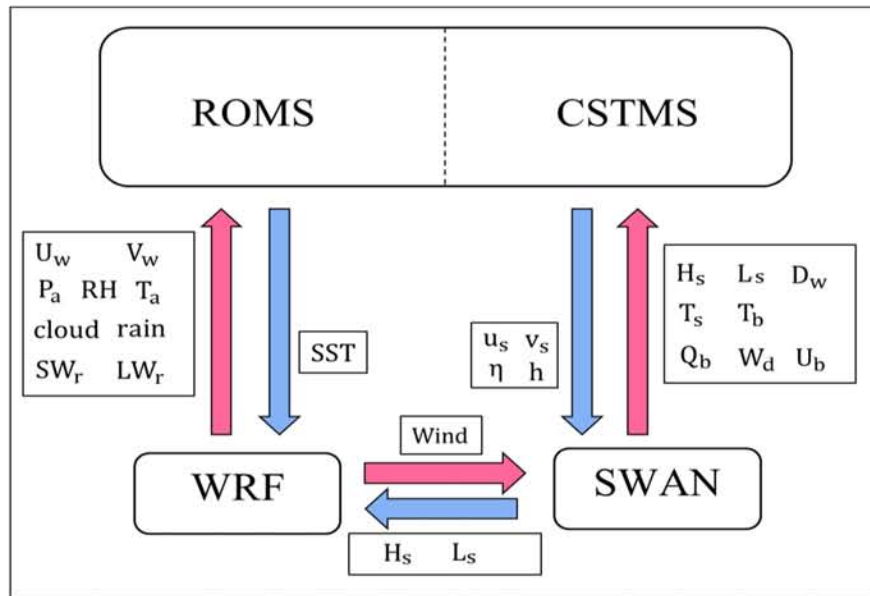


図 2.1 COAWST における結合化の概念図

COAWST では結合化に伴い、SWAN が与える波のパラメータを用いて波の効果を考慮した海面粗度の向上を図るため、WRF における海面粗度式を変更した。WRF における手法は MYNN (Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino)の level 2.5 地球境界層と関連する表面層スキームを用いる。なお、海面粗度は応力計算に基づいた底面粗度長スケールを用いて以下のよう

$$z_0 = c_a u_*^2 / g + \nu / u_* \quad (2.1)$$

ここで、 z_0 は海面粗度である。 c_a は海面を急速に上昇させる典型的な Charnok 係数(=0.016)、 u_* は海面応力、 g は重力加速度、 ν は粘性係数である。COAWSTはMYNN オプションが Taylor

と Yelland (2000)式に基づく波の効果を考慮するように以下のように計算式を変更した。

$$z_0 = 1200.0H_w(H_w/L_w)^{4.5} + 0.11v/u_* \quad (2.2)$$

このオプションは COAWST において SWAN モデルと結合した際に用いることができ、代表的な手法としてユーザーによって定義することができる。

今日、COAWST はモデル間の結合だけでなく、新しいネスティング手法 (one-way refinement grid)や再格子化手法 (regridding)も取り入れられている。ネスティング手法とは計算領域を徐々に狭めることで空間解像度を上げて計算を行う手法である。この手法の利点は、空間的に大きいスケールの現象を大領域から数値的に求められた境界条件を用いて小領域へと伝えることができること、広範囲で解像度の高い領域を取る必要がないために計算負荷を軽減させることができる等が挙げられる。従来の ROMS におけるネスティング手法ではプリポストツール ROMSTOOLS を用いる方法や ROMS の STATION コマンドを用いて小領域の境界を指定して大領域計算を行って、境界値を得ていたが、前者はコマースシャルソフトである MATLAB を必要としたためにソフトへの依存度が高く、後者は小領域の計算を行う前段階で境界値を得るための大領域計算を行う作業を必要とし、大領域と小領域の計算を別々に行わなければならないという欠点があった。一方、COAWST に実装された one-way refinement 手法では ROMS の計算過程内にネスティングに必要な処理が行われ、大領域、小領域について同時並行して計算を行うことが可能である。従来の SWAN においても STATION コマンドと同様のネスティング手法が用意されているが、COAWST においては大領域、小領域の各ドメイン毎に SWAN ドメインを結合させたネスティングを行うようにコードが変更されている。

regridding とはモデル間のグリッドが空間的な広さやセルサイズ、格子角度によって異なる際に補間を行い、再格子化を図って各グリッドを統一する方法である。例えば ROMS と SWAN は同じサイズのグリッドであっても、スケールの大きい気象を WRF で再現するには WRF のみ空間的に異なるグリッドで計算する必要がある。COAWST ではこのような条件下におけるモデル間のパラメータ交換に対して、SCRIP (Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package, Jones, 1998)を用いて重みづけを行っている。この処理はモデル計算の前処理として計算し、初期化の際に sparse matrix 補間 (Warner ら 2008b)が行われる。本研究では regridding は用いず ROMS,SWAN,WRF 共に全て同じグリッドとしている。

COAWST が開発されて間もないが、これまで COAWST を用いたサイクロンの適用や土砂輸送の解析についての研究事例が少なからず発表されている。その適用例の一つに、Xue ら (2012)のメコン河口における土砂輸送・堆積についての研究が挙げられる。様々な自然現象を包括するこのモデルの使用によって、今後とも多くの成果が期待されている。

2.2 領域循環海洋モデル ROMS

2.2.1 概要

ROMS (Regional Ocean Model System)はカリフォルニア大学ロサンゼルス校とラトガース大学が中心となって開発を行っているオープンソースプロジェクト型の非静水圧海洋モデルである。従来のモデルであるプリンストン大学のPOM (Princeton Ocean Mode)のような海洋モデルに比べると、数値計算における最先端の技術が随時取り入れられ、より汎用性を増している。

例えば、ROMSは3次元流体を高解像度グリッドで計算させ、高速計算する際には共有型・分散型、両方の並列処理に対応できる。ROMSは全てのデータの入出力にNetCDF形式を採用しているため、データのやり取りをASCII形式で取り扱うPOMに比べて、初期および境界条件に複数の研究機関で提供されているデータを入力しやすいといった利点がある。また、POMのプログラムは一つのファイルで構成されているが、ROMSはモジュールごとにファイルが分割され、簡潔化されていることも利点の一つである。ROMSは計算スキームや追加オプションの開発が継続して行われており、アップデートが早いことも特徴の一つであり、バグは見つかれば、すぐに修正が加えられ、ネットワークを使って改善されたコードを素早く入手できる。

2002年以降、ROMSはONR (Office of Naval Research)、ラトガース大学、プリンストン大学、カリフォルニア大学ロサンゼルス校、スクリプス海洋研究所、コロラド大学、オレゴン州立大学といった大学や研究機関が運営しているホームページサイトOcean-Modeling.org (<http://www.ocean-modeling.org/index.php>)で管理、運営、公開されている。ソースのオープン化により、ROMSのモデル向上やROMSを用いた研究が多くなされるようになった。

2.2.2 理論式

ROMSはsplit-explicit法による時間ステップをとり、静水圧近似とBoussinesqの仮定を用いてReynolds-averaged Navier-Stokes方程式の有限差分近似を解く3次元、自由表面、地形追従数値モデルである。水平及び鉛直グリッドはそれぞれ水平曲線Arakawa Cグリッドと鉛直ストレッチ地形追従座標を用いている。ROMSは柔軟性の高い構造をしており、移流スキーム(2次、3次、4次や正定値)、乱流サブモデル及び境界条件等はユーザーが選択できる。運動量、スカラー移流及び拡散過程は輸送方程式を用いて表現されている。また、密度場は温度、塩分濃度、浮遊砂濃度を取り扱う状態方程式から決定される。

ROMSの支配方程式を以下に示す。 x 方向の運動方程式は(2.3)で示される。

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial(H_z u)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z u)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z u)}{\partial s} - f H_z \\
& = -\frac{H_z}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} - H_z g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{u'w'} - \frac{\nu}{H_z} \frac{\partial u}{\partial s} \right) - \frac{\partial(H_z S_{xx})}{\partial x} - \frac{\partial(H_z S_{xy})}{\partial y} + \frac{\partial S_{px}}{\partial s} \quad (2.3)
\end{aligned}$$

ここで、 u, v, Ω は水平方向(x, y)及び鉛直方向(s)の速度平均要素を表す。 z は平均水深からの上向きの鉛直座標 ($z = 0$ で平均海面)、 H_z はグリッドセルの厚さ、 f はコリオリのパラメータ、 η は波平均海面変動である。 p は圧力、 ρ_0 は reference 密度である。 g は重力加速度、 ν は分子粘性係数を表している。また、数式中の “ $\overline{\quad}$ ”は時間平均を示し、“ $\overline{\quad}$ ”は乱流変動量を示している。なお、 s は鉛直 σ 座標であり、 $(z - \eta)/D$ で表され、 $s = -1$ で底面、 $s = 0$ の時に海面と定義する。 D は $h + \eta$ で表される全水深である。 h は底床から平均水深までの距離である。

y 方向の運動方程式は(2.4)となる

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial(H_z v)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z v)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z v)}{\partial s} - f H_z u \\
& = -\frac{H_z}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - H_z g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{v'w'} - \frac{\nu}{H_z} \frac{\partial v}{\partial s} \right) - \frac{\partial(H_z S_{yx})}{\partial x} - \frac{\partial(H_z S_{yy})}{\partial y} + \frac{\partial S_{py}}{\partial s} \quad (2.4)
\end{aligned}$$

鉛直方向の運動方程式は(2.5)となる。

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial s} - \frac{g}{\rho_0} H_z \rho \quad (2.5)$$

ここで、 ρ は全密度である。

連続式として(2.6)が与えられる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(H_z \Omega)}{\partial s} = 0 \quad (2.6)$$

最後に輸送方程式として(2.7)が与えられる。

$$\frac{\partial(H_z C)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z C)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z C)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z C)}{\partial s} = -\frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{c'w'} - \frac{\nu_\theta}{H_z} \frac{\partial C}{\partial s} \right) + C_{source} \quad (2.7)$$

ここで、 ν_θ は分子拡散係数、 C は塩分濃度、気温、浮遊砂などトレーサ量、 C_{source} はトレーサの source/sink 項を示す。これらの方程式はレイノルズ応力と乱流トレーサフラックスを用いてまとめられる。

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \overline{v'w'} = -K_M \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \overline{\rho'w'} = -K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2.8)$$

ここで、 K_M は運動量における渦動粘性係数、 K_H は渦拡散係数を示す。渦動粘性係数と渦拡散係数は、以下に示す ROMS の中に 5 つある turbulence-closure-model の中から 1 つ選択することができる。

- (i) Brunt-Vaisara frequency mixing
- (ii) ユーザ定義の解析手法(一定値、放物形等)
- (iii) K-profile parameterization (Large et al., 1994)
- (iv) Mellor-Yamada level 2,5 method (Mellor and Yamada, 1982)
- (v) Generic length-scale(GLS) method (Umlauf and Burchard, 2003)

また、ROMS は沿岸域における物理過程を重視するために、Mellor (2003, 2005)に基づいたラディエーションストレス項を運動量方程式に含んでいる。Mellor によると、鉛直座標変換と位相平均は、流れと重力波方程式の相互作用に由来するとされている。そこで ROMS では風による海面圧力揺動と波傾斜に由来する運動量変換項を無視している。水平ラディエーションストレス項を示す。

$$\begin{aligned} S_{xx} &= kE \left[\frac{k_x k_x}{k^2} F_{CS} F_{CC} + F_{CS} F_{CC} - F_{SS} F_{CS} \right] + \frac{k_x k_x c^2}{k} A_R R_Z \\ S_{xy} = S_{yx} &= kE \left[\frac{k_x k_y}{k^2} F_{CS} F_{CC} \right] + \frac{k_x k_y c^2}{k} A_R R_Z \\ S_{yy} &= kE \left[\frac{k_y k_y}{k^2} F_{CS} F_{CC} + F_{CS} F_{CC} - F_{SS} F_{CS} \right] + \frac{k_y k_y c^2}{k} A_R R_Z \end{aligned} \quad (2.9)$$

[]の項は波による運動量フラックス項である (Mellor, 2003, 2005)。 F は構造関数であり、詳細を(2.10)に示す。

$$F_{SS} = \frac{\sinh(kD(1+s))}{\sinh kD}$$

$$F_{CS} = \frac{\cosh(kD(1+s))}{\sinh kD}$$
(2.10)

$$F_{SC} = \frac{\sinh(kD(1+s))}{\cosh kD}$$

$$F_{CC} = \frac{\cosh(kD(1+s))}{\cosh kD}$$

最後の項は、表面巻波に由来する (Svendsen, 1984; Svendsen et al., 2002)。鉛直分布は(2.11)のように示される。

$$R_z = 1 - \tanh\left(\frac{2s}{\gamma}\right)^4$$
(2.11)

ここで、 R_z は巻波により追加される項であり、深さにより指数関数的に減少する鉛直に分布する応力項である。 γ は波高と水深の割合 ($\gamma = H_s/D$)、 H_s は有義波高、 k は波数、 k_x, k_y は x, y 方向における波数成分である。波伝達速度 c は(2.12)のように表される。

$$c = \frac{\sigma}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh kD}$$
(2.12)

ここで、 σ は周波数である。

巻波領域 A_R を決定するためには、二つの方法がある。一つは波浪モデルから直接的に求める方法であり、もう一つは Svendsen (1984)の公式に基づく方法である。その公式を(2.13)に示す。

$$A_R = \frac{\alpha}{\sqrt{2}} H_s L Q_b$$
(2.13)

ここで、 α は0.6とする定数であり、 L は波長、 Q_b は砕波率である。

鉛直ラディエーションストレス項を(2.14)に示す。

$$S_{px} = (F_{CC} - F_{SS}) \left[\frac{F_{SS}}{2} \frac{\partial E}{\partial x} + F_{CS}(1+s)E \frac{\partial(kD)}{\partial x} - EF_{SS} \coth(kD) \frac{\partial(kD)}{\partial x} \right] \quad (2.14)$$

$$S_{py} = (F_{CC} - F_{SS}) \left[\frac{F_{SS}}{2} \frac{\partial E}{\partial y} + F_{CS}(1+s)E \frac{\partial(kD)}{\partial y} - EF_{SS} \coth(kD) \frac{\partial(kD)}{\partial y} \right]$$

ここで、 E は波エネルギーで、 $E = gH_s^2/16$ で表される。

運動量は、ラグランジェ規準系における波位相平均速度を用いて Mellor の方程式 (2003, 2005)から求められる。ラグランジェ規準系とオイラー規準系は x, y 方向におけるストークス速度 u_s, v_s に関係する。その関係式を(2.15)に示す。

$$u_s = \frac{2k_x \cosh 2kD(1+s)}{c \sinh 2kD} \left(E + \frac{D_g A_R}{L} \right) \quad (2.15)$$

$$v_s = \frac{2k_y \cosh 2kD(1+s)}{c \sinh 2kD} \left(E + \frac{D_g A_R}{L} \right)$$

最終項は巻波の分担を表している。全体のモデル力学において、オイラー規準系との一致性を調整するためにストークス速度はラグランジェ速度から予測される。

ROMS はこれらの方程式にモード分割法 (Haidvogel et al., 2007)を用いている。これにより x, y 方向成分は(2.16)、(2.17)で表される。

$$\frac{\partial(D\bar{u})}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}D\bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}D\bar{u})}{\partial x} - fD\bar{v} = -D \frac{\partial p}{\partial x} + \tau_{sx} - \tau_{bx} - \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial(D\bar{v})}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{v}D\bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}D\bar{v})}{\partial x} - fD\bar{u} = -D \frac{\partial p}{\partial y} + \tau_{sy} - \tau_{by} - \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \quad (2.17)$$

次に連続式より(2.18)が得られる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(D\bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(D\bar{v})}{\partial y} = 0 \quad (2.18)$$

ここで、巻波分配を伴った水平ラディエーションストレス項は(2.19)で示される。

$$\begin{aligned}
S_{xx} &= E \frac{c_g k_x k_x}{c k^2} + E \left(\frac{c_g}{c} - \frac{1}{2} \right) + \frac{k_x k_x c^2 A_R}{k^2 L} \\
S_{xy} &= \overline{S_{yx}} = E \frac{c_g k_x k_y}{c k^2} + \frac{k_x k_y c^2 A_R}{k^2 L} \\
S_{yy} &= E \frac{c_g k_y k_y}{c k^2} + E \left(\frac{c_g}{c} - \frac{1}{2} \right) + \frac{k_y k_y c^2 A_R}{k^2 L}
\end{aligned} \tag{2.19}$$

ここで、 c_g は群速度であり、(2.20)で表される。

$$c_g = \frac{\partial \sigma}{\partial k} = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kD}{\sinh(2kD)} \right) \tag{2.20}$$

深さ方向で積分された速度は同様にラグランジェ規準系で表され、深さ方向で成分分解されたストークス速度 $\overline{u}_s, \overline{v}_s$ を用いてオイラー規準系との関係式で示される。

$$\begin{aligned}
\overline{u}_s &= \frac{k_x E}{ckD} + \frac{k_x g A_R}{k cL} \\
\overline{v}_s &= \frac{k_y E}{ckD} + \frac{k_y g A_R}{k cL}
\end{aligned} \tag{2.21}$$

ストークス速度は、モデルにおいてオイラー規準系との一致性を調整し、出力のためにラグランジェ速度を使って求められる。

2.2.3 その他の特徴

一般的な流体の数値計算分野において、Navier-Stokes 方程式の移流項の離散化が最も難しく、数値誤差の原因となる場合が多い。海洋モデルの精度も大半が移流項の離散化に依存している。ROMS の平面座標系は Arakawa-C グリッドが用いられている。Arakawa-C グリッドは各速度成分を同一座標点で計算せず、図 2.2 に示すように異なる座標点で計算を行うことで精度を向上させている。一方、鉛直座標系には σ 座標(地形追従鉛直座標)を用いている。鉛直方向のグリッド間隔を一定値にするのではなく、図 2.3 に示すように地形および海面に沿った座標系を与える。これにより海底の地形が複雑に変化しても格子を形成することができる。

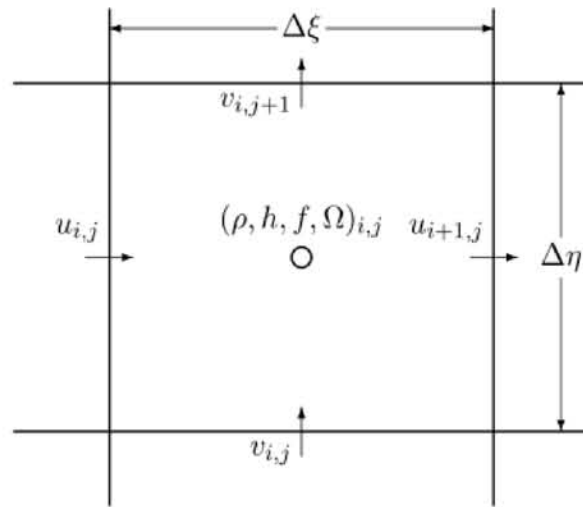


図 2.2 Arakawa C グリッド

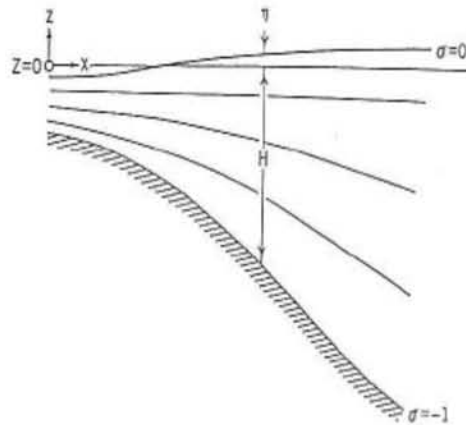


図 2.3 σ 座標

2.3 大気モデル WRF

2.3.1 概要

WRF (Weather Research and Forecasting Model)は主に大気における学術的研究や予報、大気質や水文学に用いられる次世代メソスケール数値気象予測モデルシステムであり、NCAR (National Center for Atmospheric Research)や NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)の NCEP (National Centers for Environmental Prediction)、FSL (Forecast Systems Laboratory)、AFWA (Air Force Weather Agency)、NRL (Naval Research Laboratory)、Oklahoma FAA (Federal Aviation Administration)が中心となって、1990 年代後半から共同開発が行われているモデルである。現在も WRF は上記の機関を中心に世界中の多くの利用者（その規模は 130 か国、20000 人にも及ぶ）コミュニティによって随時改良が行われている。

2.3.2 アルゴリズム

WRF は 3 方向の非静水圧・完全圧縮オイラー方程式、熱力学式、混合比保存式等、予測方程式と呼ばれる 6 つの方程式と診断方程式、気体の状態方程式を解き、3 次ルンゲ・クッタ法や 5 次風上差分などの高度なスキームが用いられている。モデルの特徴として、メートル単位から何千キロメートルのスケールに至るまでの気象的な計算を行うことができることやデータ同化システムや並列計算、結合モデルの適用が可能なが挙げられる。このモデルは、3 次元風モーメント成分、表面気圧、露点、降雨、表面・横面熱流速、長波・短波の放射フラックス、比湿、気温などを sigma-pressure 鉛直座標グリッド上で計算することができる。また、WRF は ARW (Advanced Research WRF)と NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model)の二つの力学的なコアを持っている。それぞれの力学的コアは、移流、圧力勾配、コリオリ、浮力、フィルター、拡散、時間進行に関わる大部分のスキームを網羅している。本研究では前者の ARW を用いた。

ARW は並列計算プラットフォームを利用する柔軟で効率的な最先端大気モデルシミュレーションシステムである。ARW は主に気象の研究目的に用いられることが多く、以下のような項目に適している。

- (i) LES や対流、傾圧波等の仮想シミュレーション
- (ii) パラメータ化研究
- (iii) データ同化研究
- (iv) 予報
- (v) リアルタイム NWP
- (vi) ハリケーンの研究
- (vii) 気候の研究

2.4 波浪推算モデル SWAN

2.4.1 概要

SWAN (Simulating WAves Nearshore) は Delft 工科大学で開発された第 3 世代波浪推算モデルである。SWAN は深海域から極浅海域に至る波まで計算を行うことができるモデルであり、入力した初期条件や境界条件に基づき、エネルギー密度スペクトルの平衡方程式を解くことで波の諸元を予測する。その際、用いられる波浪エネルギーはエネルギーの発生項、輸送項、逸散項の総和によって表わされる。発生項は風による波へのエネルギー輸送として、輸送項は 3、4 波干渉を仮定し、逸散項は白波の発生、底面摩擦、深さによる砕波における波の減衰を考慮して計算される。浅水域では底面摩擦、砕波による波の減衰、3 波干渉も重要となることから、これらの効果を包含している SWAN は沿岸域で高い適応性を持っている。

2.4.2 理論式

風の不規則性により、風が生み出す波は予測不能な波高と周期を持つ。海面は常に変化するため、決定論的に海面を表せる方法は無い。しかしながら、統計的にみると、海面における波の波高・周期は、時間・空間的な変化が少ない。海洋での海面の上昇を時間・空間に依存するのではなく、フーリエ級数により、エネルギーと周波数の関数として表すことができる。

統計学的には高次の調和波の成分は発生源とは相関が無いとされている。従って、正規分布により棄却されるような高周波数の波と、定常的に止まっていると考えて差し支えない程度の低周波数を棄却すると、任意の地点における海面の運動は以下の式で表すことができる。

$$\eta(t) = \sum_i a_i \cos(\sigma_i t - \alpha_i) \quad (2.22)$$

ここで、 η は海面の上昇、 a_i は構成要素の波の i 番目の振幅、 σ_i は i 番目の構成波の相対的角周波数、 α_i は i 番目の構成波のランダム位相であり、この式を称してランダム位相モデルと呼ぶ。

絶対角周波数 ω は相対的角周波数 σ と波数・周囲の流速の積との和により表される (周囲の波により「ドップラー効果」的な影響を受ける)。

$$\omega = \sigma + \vec{k} \cdot \vec{u} \quad (2.23)$$

ここで、 \vec{u} は流速ベクトルであり、 \vec{k} は波数ベクトルであり、以下の式で示される。

$$\vec{k} = (k_x, k_y) = (|\vec{k}| \cos \theta, |\vec{k}| \sin \theta) \quad \vec{u} = (u_x, u_y) \quad (2.34)$$

$$|\vec{k}| = k, \quad k = \frac{2\pi}{L}$$

上記の大部分はドップラー偏位によるものである。線形波では相対的角周波数は以下の式で表せる。

$$\sigma^2 = gk \tanh(kD) \quad (2.24)$$

海洋の波はランダムであり、時間領域で定義することには限界がある。一方で波の発達は密度スペクトルの分散により描写でき、容易に理解することができる。ここで、密度スペクトルの分散は海面の上昇の共分散をフーリエ変換したものであり、以下に関係式を指す。

$$E'(f) = \int_{-\infty}^{\infty} C(\tau) e^{-2\pi i f \tau} d\tau \quad (2.25)$$

$$C(\tau) = \langle \eta(t) \eta(t + \tau) \rangle \quad (2.26)$$

ここで、 $C(\tau)$ は共分散、 $\eta(t)$, $\eta(t + \tau)$ は海面上昇の2つの確率過程、 τ は時間差（タイムラグ）であり、 $\langle \rangle$ はランダム変数の計算的予測値を表す。

海面波の理論を扱う上では、密度スペクトルの分散を慣例的に(2.25)よりも以下のように $E(f)$ と定義する。

$$E(f) = 2E'(f) \quad \text{for } f \geq 0 \quad \text{and } E(f) = 0 \quad \text{for } f < 0 \quad (2.27)$$

密度スペクトルの分散 $E(f)$ で表される海面波は海面波スペクトルと呼ばれる。海面上昇の分散は以下の式により証明される。

$$\langle \eta^2 \rangle = C(0) = \int_0^{+\infty} E(f) df \quad (2.28)$$

これは「スペクトルが周波数において分散している」ことを示し、 $E(f)$ は分散密度と呼ばれる。海面の上昇 [m]が、周波数 [H_z]で与えられると、 $E(f)$ の次元は [m^2/H_z]となる。平均海面からの変動は分散にて表されるが、これは波高と類似性を持ち、「海面の変動の分散≒波高」とみなすことができる。

適切な係数が乗じられていれば、単位海面領域当たりの波の全エネルギー E_{tot} は分散 $\langle \eta^2 \rangle$ に等しい。

$$E_{tot} = \frac{1}{2} \rho_w g \langle \eta^2 \rangle \quad (2.29)$$

上式は分散密度スペクトルとエネルギー密度スペクトル項については区別なく表している。

多くの波の問題において、周波数のみを変数とする関数としてエネルギー密度を十分に定義することができる。さらに、波のエネルギーを方向によって分配することができる。波のエネルギーを周波数や方向に分け与えるスペクトルは、 $E(f, \theta)$ で示される。ある特定の周波数 f における全エネルギー密度は角度 θ に対して分配されるので、以下のように表せる。

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (2.30)$$

エネルギー密度スペクトル $E(f)$ 、 $E(f, \theta)$ は図 2.4 のように表され、エネルギー密度スペクトルに基づいて積分された波のパラメータが得られる。うねりは一定の方向（限られた方向）にのみ進むので、 θ 方向には分配しない。これらのパラメータはエネルギー密度スペクトルの n 次モーメントの項により表すことができる。

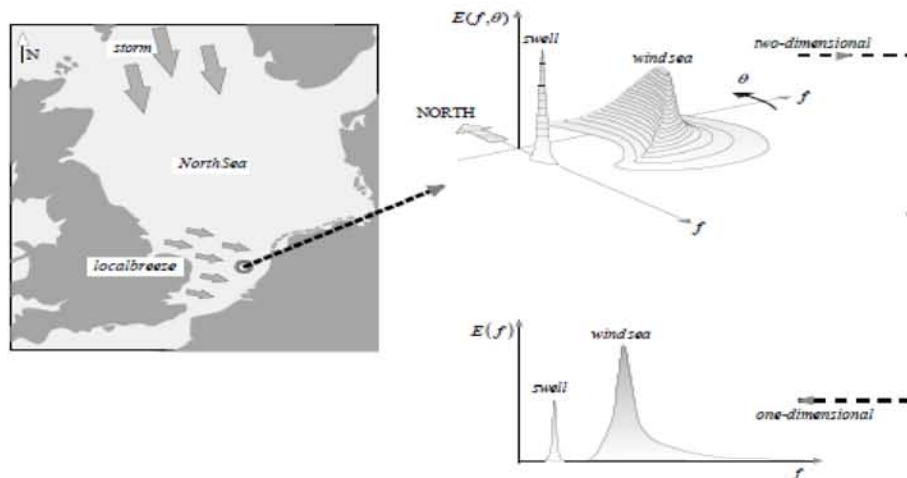


図 2.4 1次元、2次元におけるスペクトル

$$m_n = \int_0^\infty f^n E(f) df \quad (2.31)$$

海面の上昇の分散は $m_0 = \langle \eta^2 \rangle$ により与えられる。よく知られている有義波高は (2.32) で示される。

$$H_s = 4\sqrt{m_0} \quad (2.32)$$

また、波の周期は (2.33) で示される。

$$T_{m01} = \frac{m_0}{m_1}, \quad T_{m02} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}}, \quad T_{m-10} = \frac{m_{-1}}{m_0} \quad (2.33)$$

ここで、 $T_{m01}, T_{m02}, T_{m-10}$ はそれぞれスペクトルモーメント $m = 1, 2, -10$ で定義される周波数である。

次に波動エネルギーの伝達方法に関して述べる。線形波理論で波の峰の変化を求める際、直角座標・スペクトル空間における波の伝達速度は波群を考慮した式で算出される。

$$\begin{aligned} \frac{d\vec{x}}{dt} &= (c_x, c_y) = \vec{c}_g + \vec{u} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2|\vec{k}|D}{\sinh(2|\vec{k}|D)} \right) \frac{\sigma \vec{k}}{|\vec{k}|^2} + \vec{u} \\ \frac{d\sigma}{dt} &= c_\sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial D} \left(\frac{\partial D}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla_{\vec{x}} D \right) - c_g \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{u}}{\partial p} \\ \frac{d\theta}{dt} &= c_\theta = -\frac{1}{k} \left(\frac{\partial \sigma}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial q} + \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{u}}{\partial q} \right) \end{aligned} \quad (2.34)$$

ここで、 c_x, c_y は x, y 空間における波動エネルギーの伝達速度、 c_σ は σ 空間での伝達速度 (σ 方向の伝達速度)、 c_θ は θ 空間での伝達速度 (θ 方向の伝達速度)、 p は角度 θ で伝達する波の空間座標、 q は p に垂直な座標である。 c_θ は回折の影響を考慮することなく表現することができる。ここで、演算子 d/dt はエネルギー伝達の空間的な道筋に沿った全微分を示す。

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (\vec{c}_g + \vec{u}) \cdot \nabla_{\vec{x}} \quad (2.36)$$

次に2次元の波浪作用密度スペクトルに関する平衡方程式について述べる。SWANは各計算グリッド上で、波浪方向スペクトルを用いず、代わりに2次元の波浪作用密度スペクトル $N(\sigma, \theta)$ を用いている。この方程式は直交2次元 $x-y$ 空間上では(2.37)で表すことができ、これを解くことで波浪変化を計算することが可能となる。

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_w}{\sigma} \quad (2.37)$$

ここで、右辺の S_w はシステムへのエネルギーの出入りを示す source/sink 項であり、式(2.38)で表すことができる。

$$S_w = S_{in} + S_{ds} + S_{br} + S_{bf} + S_{nl} + S_{tri} \quad (2.38)$$

ここで、 S_{in} は風から波へのエネルギー輸送、 S_{ds} は白波砕波によるエネルギー逸散、 S_{br} は浅水砕波によるエネルギー逸散、 S_{bf} は海底面摩擦によるエネルギー逸散、 S_{nl} は4波波浪成分間での非線形相互作用によるエネルギー輸送、 S_{tri} は3波成分間での非線形相互作用によるエネルギー輸送である。

最後にSWANで表現できる波の伝播過程・波の生成及び逸散過程を表2.1に記述する。

表 2.1 波の各過程における SWAN の再現可能項目

波の伝播過程	直線移流伝播 海底地形及び流れの空間変化による屈折 海底地形及び流れの空間変化による浅水変形 障害物による波の反射
波の生成及び逸散過程	風による波生成 白波による逸散 浅水砕波による逸散 海底面摩擦による逸散 波浪成分間の非線形相互作用

2.5 土砂輸送モデル CSTMS

2.5.1 概要

CSTMS (Community Sediment Transport Modeling System)は Warner ら(2008b)によって考案された海洋流動循環、波の効果、土砂輸送、土砂形態を組み合わせたモデルシステムである。

このモデルは主として ROMS モデルの中に搭載されているが、独立したルーチンとして扱うことができる。土砂輸送に関するルーチンには以下のアルゴリズムが含まれている。

- (i) 波と流れを外力とする浮遊砂及び掃流砂輸送
- (ii) 海面波による底面応力への作用
- (iii) 成層、形態過程を再現する多層底面モデル
- (iv) 複数土砂クラスの輸送

Warner ら(2008a)、Harris ら(2008)、Ganju ら(2009)はこれらのルーチンを使い、大陸棚や河口の土砂輸送過程などの実証実験を行ってきた。

CSTMS はユーザーの定義に応じた数の粘性土と非粘性土の全てのクラスに対して計算を行う。各クラスは粒径、密度、沈降速度、限界せん断応力、侵食性等の固定値を保有している。これらの特性は各底部層のバルク特性を決定することに用いられる。本節では以下に CSTMS における土砂層アルゴリズム及び浮遊砂の理論について触れることとし、更なる CSTMS に関する詳細は Warner ら (2008b)を参考されたい。

2.5.2 土砂層アルゴリズム

土砂層は流体の存在するセルの真下に、ユーザーが定義した層数だけ 3 次元配列で与えることができる。これらの土砂層の各セルは層厚、粒度分布、間隙率と経年の変数をユーザーが与えてモデルの初期化が行われる。また、各セル内の土砂クラスの質量は、これらの値と粒密度から決定される。土砂層のアルゴリズムは底床の変化特性、活動層厚や平均粒径といった土砂表面層のバルク特性及びサブグリッドの形成状態を含む 2 次元配列を基礎としている。これらの特性は底面応力計算における底面粗度を決定する項目として使用され、底面応力は土砂輸送力学から静水力学へフィードバックされ、土砂輸送を計算する手順により再浮遊と輸送を決定する。

土砂底層は、侵食、沈降やそれによる地層の変化を再現するため、各時間ステップ毎に更新される。ここで水層と土砂層の土砂交換が発生する層を活性層と呼ぶ。時間ステ

ップが進行する度にこの活性層の層厚 Z_a は Harris と Wiberg (1997)の関係式に基づいて再計算される。その式を(2.39)に示す。

$$Z_a = \max[k_1(\tau_{sf} - \tau_{ce})\rho_0, 0] + k_2 D_{50} \quad (2.39)$$

ここで、 τ_{sf} は底表面摩擦応力、 τ_{ce} は底面限界応力、 D_{50} は平均粒径を表す。 k_1, k_2 は経験値であり、それぞれ 0.007 と 6.0 である。土砂層の最上層の水平セル内の最小厚は Z_a と一致する値をとる。土砂層の変化はこの Z_a と層厚の関係から表現される。例えばこの最上層厚が Z_a より厚い時、土砂層の全体構造は変化しない。一方、この最上層厚が侵食により、 Z_a より薄くなると最上層は下層から土砂質量が供給され、 Z_a に等しくなるまで増加する。もし2層目以降からの土砂が最高層に混合されるなら、層数と土砂質量を一定に保つために低層は分割されていく。この様子を図 2.5 に示す。

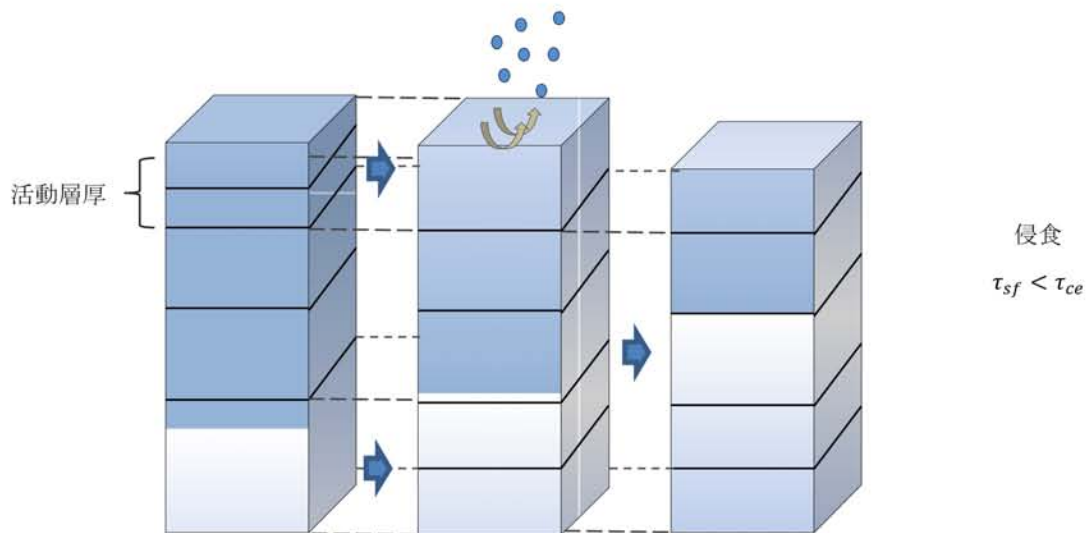


図 2.5 侵食による土砂層の変化

また、浮遊砂の沈殿もしくは掃流により最上層に土砂が流入し、ユーザ一定義の基準値より最上層が厚くなると、沈降質量の蓄積をするために新しい層が供給される。それゆえに底層二層が層数を保存するために結合される。その様子を図 2.6 に示す。

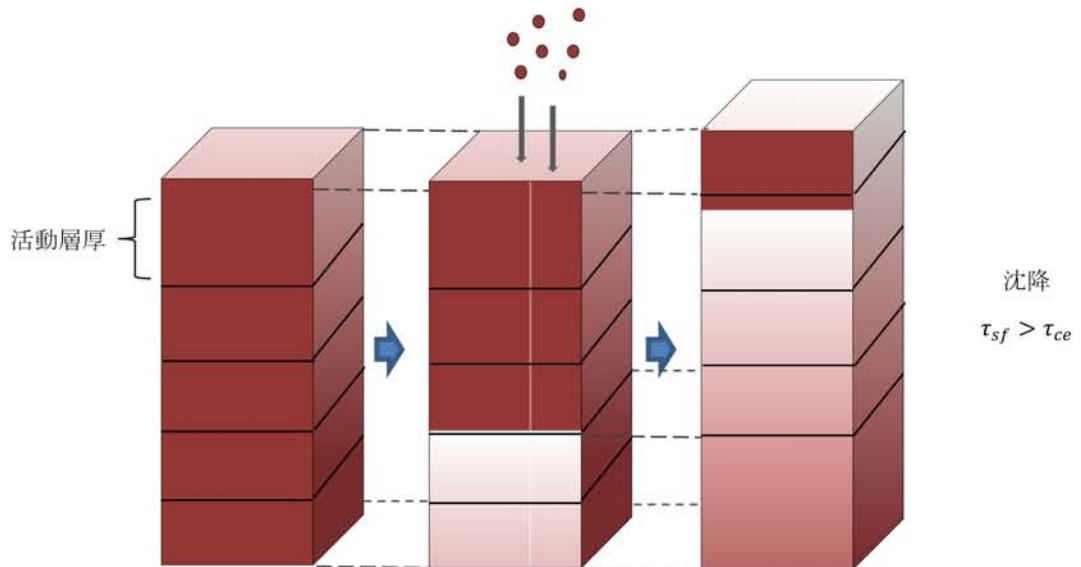


図 2.6 堆積による土砂層の変化

各土砂クラスは浮遊砂もしくは掃流により輸送される。浮遊砂質量は水柱と最上層の間で鉛直方向の交換がなされ、掃流質量は底面の最上層間で水平方向の交換がなされる。輸送可能な各土砂クラスの質量は、最上層に存在できる土砂質量によって制限される。

侵食と沈降が計算された後に、活性層厚が再計算され、底層の調整のために再修正が行われる。たとえ新しく沈降した物質によってどんな薄い層が存在していても、この手順は継続的に行われる。そして最終的に最上層の土砂特性 (D_{50} , *ripple geometry* など) は更新され、底面応力計算に利用できるようになる。

2.5.3 理論式

ここで簡単に浮遊砂及び掃流砂の基礎方程式を示す。

(a) 浮遊砂輸送

気温、塩分濃度や浮遊砂は、移流拡散方程式(2.7)を解いて輸送される。しかし、浮遊砂については鉛直沈降と底面との交換を示す項が追加される。その項を(2.40)に示す。

$$C_{source,i} = -\frac{\partial(w_{s,i}C_i)}{\partial s} + E_{s,i} \quad (2.40)$$

ここで、 $w_{s,i}$ は、鉛直沈降速度(上向きを正とする)、 $E_{s,i}$ は侵食ソース、 i は各土砂クラス
のインデックスであり、(2.40)においては1に等しい。

このモデルは方程式(2.7)を各項独立に解く。すなわち、沈降速度、source/sink、水平
移流、鉛直移流、鉛直拡散そして水平拡散の順番である。この計算の分割は次の3点
において有用性がある。

- (i) 水柱トレーサの移流及び拡散のルーチンを再利用できる
- (ii) 鉛直沈降に高次の数的スキームを利用できる
- (iii) **sediment** の状態を保存するためのフラックスの状態を公式化できる

この鉛直移流アルゴリズムは区分的放物線法 (Colella and Woodward, 1984)と
WENO法 (Weighted Essentially Non-Oscillatory; Liu et al., 1994)を内包している。これら
の方法は堆積フラックスを複数のグリッドセルを通じて積分することで、CFL基準に
束縛されない利点がある。また、鉛直拡散方程式においてゼロフラックス境界条件が
表面と底面で強制される。なお、移流方程式中の source/sink 項は、物質の下向きの沈
降と上向きのフラックスの正味の値であり、底面の計算セルにのみ適用される。侵食
フラックスは Ariathurai と Arulanandan (1978)の式からパラメータ化されており、
(2.41)で与えられる。

$$E_{s,i} = E_{0,i}(1 - \phi) \frac{\tau_{sf} - \tau_{ce,i}}{\tau_{ce,i}}, \quad \text{when } \tau_{sf} > \tau_{ce,i} \quad (2.41)$$

ここで、 E_s は表面侵食質量フラックス(kg/m²s)、 E_0 は底面侵食性定数(kg/m²s)、 ϕ は
間隙率である。

(b)掃流輸送

ROMS では掃流輸送において以下に示す二つの計算方法がある。

- (i) Meyer-Peter-Muller (1948)の公式
- (ii) Soulsby and Damgaard (2005)の公式

これらの公式は粒径 D 、密度 ρ_s 、水中における密度(比重) $s_d = \rho_s/\rho$ 、そして限界せ
ん断応力 τ_c に依存する。無次元輸送率 Φ は各土砂クラス毎に計算され、(2.42)に示す

有次元掃流輸送率 q_{bl} を求める際に用いる。

$$q_{bl} = \Phi \sqrt{(s_d - 1)gD_{50}^3 \rho_s} \quad (2.42)$$

これらは方向性を伴った水平ベクトル量であり、底面応力速度と一致する。本研究では(2.43)で与えられる Meyer-Peter-Muller の公式を用いた。

$$\Phi = \max \left[8(\theta_{sf} - \theta_c)^{1.5}, 0 \right] \quad (2.43)$$

ここで、 Φ は無次元輸送率の大きさ、 θ_{sf} は表面摩擦における無次元シールドパラメータであり、(2.44)で表される

$$\theta_{sf} = \frac{\tau_{sf}}{(s_d - 1)gD_{50}} \quad (2.44)$$

ここで、 θ_c は限界シールドパラメータであり 0.047、 τ_{sf} は底面応力における表面摩擦成分の大きさであり、(2.45)で表される

$$\tau_{sf} = \sqrt{(\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2)} \quad (2.45)$$

ここで、 τ_{bx}, τ_{by} はそれぞれ x, y 方向の表面摩擦成分である。

掃流輸送速度は x, y 方向でそれぞれ分けて考えられ、(2.46)のように示される

$$q_{blx} = q_{bl} \frac{\tau_{bx}}{\tau_{sf}}, \quad q_{bly} = q_{bl} \frac{\tau_{by}}{\tau_{sf}} \quad (2.46)$$

2.6 結合化ツール MCT

2.6.1 概要

MCT (Model Coupling Toolkit)は、独立したモデルを平行カップリングするためのオープンソースソフトウェアライブラリである。MCTはFortran90で書かれており、MPIプロトコルにより作動する。オリジナルの結合手法はWarnerとPerlin, Skillingstad (2008c)によって示された。この結合によって、同時進行で計算が行われている過程で、モデル間のデータ移送を可能にするメカニズムが与えられた。このモデル結合では、各モデルが独自のグリッド、入力パラメータ、時間ステップ及び外力ファイルを有していることが必要とされ、それぞれのモデル独自のフォーマットで結果が出力される。これらモデルは一つの実行形式にコンパイルされ、ユーザーが定義した同期化時間間隔毎に情報を交換することができる。

2.6.2 アルゴリズム

ここでMCTのアルゴリズムについて簡略な説明を行う。MCTを介して結合されるモデルをModel1、Model2とする。これらは、ライブラリとして別々にコンパイルされ、一つの実行可能なプログラムにリンクされる。結合モデルシステムのフローと配分プロセッサをコントロールするメインプログラムを'Master'と呼ぶ。このマスタープログラムは並列カップリングを基本としてソースコードが書かれているため、各モデルが異なるプロセッサで動くようになっている。実行時におけるマスタードライバプログラムは、各プロセッサを独立モデルにそれぞれ分配し、各モデルを初期化、実行、ファイナライズ構成の際にそれらのプロセッサを呼び出す。以下にマスタープログラムの構成を述べる。マスターは全ての結合システムにおいて、MPIコミュニケータ (MPI_COMM_WORLD) を有効化するために、一般的に'MPI_INT'と呼ばれるものを用いてMPIを初期化する。マスターは結合されたモデルの総数 (この場合 2)を把握し、'MPI_COMM_SPLIT'と呼ばれる関数を用いてMPI_COMM_WORLDをマルチコミュニケータであるCOMM1とCOMM2に分ける。ここでモデル毎に固有のプロセッサが必要になる。これらの手順を行うために、マスタープログラムは、MPI_COMM_SIZEコマンドを用いて、要求された仕事数に対するプロセッサの総数を決定し、そこから個々のモデルに割り当てるプロセッサの数を決定するために入力ファイルを読み込む (例えば、MプロセッサをMODEL1に、NプロセッサをMODEL2に割り当てる)。各プロセッサIDはMPI_COMM_RANKの関数により決定される。(マスターはプロセッサIDとモデルに要求したプロセッサの総数に基づいて各モデルにプロセッサを割り当てる。) 今回のケースでは4個のプロセッサのうち、2個をROMSに、2個をSWANに割り当てた。

マスタープログラムは Model1、Model2 の両方で、全てのプロセッサ上で初期化、実行、ファイナライズのステップを呼び出す。この場合、独立モデル構成要素は固定されたアルゴリズムフレームワークを与えること、そして正しい同期点決定行えるようにモデル構築されることが望ましい。追加されたサブルーチンは各モデルに対して初期化、実行、ファイナライズの各ステップに付随するように書かれている。

このルーチンは ADD_MOD1、ADD_MOD2 と呼ばれるモジュール内で組織化される。

Module ADD_MOD1

Use MCT_modules

Contains

Subroutine MCTinit_MOD1 (COMM1,...)

Subroutine MCTrun_MOD1 (COMM1,...)

Subroutine MCTend_MOD1

End module ADD_MOD1

モジュール ADD_MOD1 は Model1 に対するコードで書かれ、Model1 でコンパイルされる。同様に ADD_MOD2 は Model2 に対応する。

次に初期化について述べる。初期ステップの間、各プロセッサはモデルのグリッド境界を決定し、配列とモデル変数の割り当て、初期化を行う。MCT も同様にこのステップ間で初期化され、対応するサブルーチンは MCTinit_MODn (n=1,2,...)であり、以下の3つの作業を行う。

- (i) MCT 接続を有効化、
- (ii) MCT 領域分解の実行、
- (iii) MCT 配列と内挿マトリックスの初期化

基本的な構成を以下に示す。

```
subroutine MCTinit_MOD1(COMM1,ncomps,MOD1_ID,MOD2_ID)
  call MCTWorld_init(ncomps,MPI_CPMM_WORLD,COMM1,MOD1_ID)
  call GlobalSegMap_init(GlobalSegmapMOD1,start,length,root,COMM1,MOD1_ID)
  call AttrVect_init(AV1_toMOD2,rlist="M1var1:M1var2:M1var3",lsize=AV1size)
  call AttrVect_init(AV1_fromMOD2,rlist="M2var1:M2var2:M2var3",lsize=AV2size)
  call Router_init(MOD1_Id,GlobalSegMapMOD1,COM1,Router1)
end subroutine MCTinit_MOD1
```

まず、MCTworld_init 関数はコミュニケーターとモデル系列 (COMM1、MOD_ID) に基づいて構成モデルを記録する。そして結合システム内の構成要素の総数を得て、与えられた構成要素特有のプロセスの総数が決定され、構成要素と world communicator に対する各プロセスのローカルとグローバルのプロセッサランクを特定する。二番目の要素 (MOD2_ID) の特定数はユーザーによって、モデル間のコミュニケーションを構築するサブルーチンの中で指定する必要がある。一つ以上のプロセッサがモデルに割り当てられた際は、モデルはグリッド領域をタイル境界に分解する。この結合方法では各プロセッサが独立モデルの一つのタイルの中で計算を行う。

次に大域区分図 (GlobalSegMap_init) を初期化する。マルチプロセッサに散らばったモデル場の要素間のデータ交換を可能にするためには MCT はグリッド点の場所を大域的に特定しておく必要がある。これは 'virtual linearization' として知られる 1 次元領域分解を用いることで可能となる。virtual linearization とは複数次元モデル配列を線形化し、複数インデックスを単一のインデックスに変換するもので、例として Global ID number of grid point が挙げられる。

特別な MCT データタイプオブジェクトである 'GlobalSegMap' は各タイルと関連するグリッド境界をどのように Global MCT grid まで配向するかという情報を保持し、GlobalSegMap_init という関数によって初期化される。この 'GlobalSegMap' データオブジェクトは配列の 'start' と 'length' によって決定される。start とはグローバルグリッド上の線形グリッド区分の始まるインデックスであり、length とはこれらの線形セグメントの長である。簡単なグリッド分割例を図 2.7 に示す。

MCT におけるデータは 'GlobalSegMap' で与えられる attribute vector と呼ばれるデータタイプを用いて収納される。attribute vector は線形領域区分毎にデータを保持しており、AttrVect_init という関数によって初期化される。attribute vector は実数と整数のデータを共に保持でき、実数を rList、整数を iList にデータを明記する。これらのデータ区分は大きさ AVsize のは length に等しくなる。例として図 2.7 のグリッド分割例 1 では、各タイルの大きさ lsize=12 で示すことができる。このデータ区分の大きさは二つのモデル間で共有される。MCT のデータ転送は Router と呼ばれる特別なデータ場を必要とする。これは二つの構成要素における個々の領域分割ディスクリプターから作られるデータタイプオブジェクトである。これにより別々のプロセッサ上に存在するモデル領域間の並行データ転送が可能となる。与えられたプロセッサ上の Model1 のグリッド点に対して、Router1 は同様のグリッド点を、別のプロセッサ上の Model2 に作成し、そこに各種データを転送する。この Router1 は MCTinit_MOD1 のサブルーチンである Router_init の関数により初期化される。同様に Model2 における Router2 は MCTinit_MOD2 により初期化される。

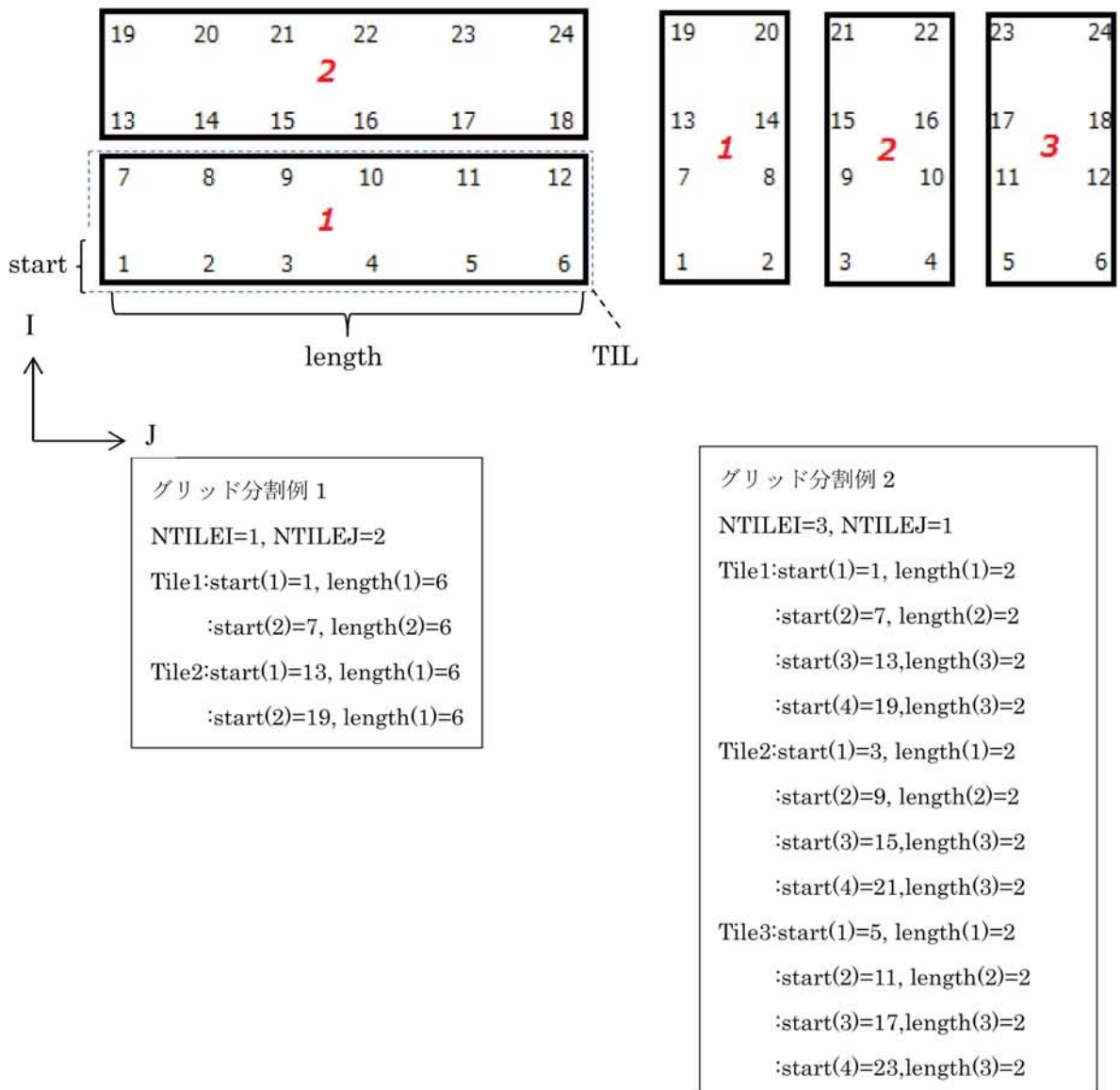


図 2.7 GlobalSegMap によるモデル分割例

次に実行フェイズについて述べる。各モデルは、分割コミュニケーターである COMM1 と COMM2 により、独自のプロセッサセット上で計算が行われる。その後、一つのモデルに存在する全てのプロセッサ間でデータ輸送が行われ、独自の時間ステップで計算を続ける。ある点においてユーザ定義の時間ステップが終了すると、他のモデルへデータ輸送が行われる。なお、構成されるモデルが異なる時間ステップであっても実行することは可能となる。ただし、全てのモデルが MCTtime のようなシステム間で共通の時間ステップを共有しており、それにアクセス可能な状態になければならない。各モデルが

MCTtime に達した時に、サブルーチンである MCTrun_MODn (n は 1 か 2)が呼ばれる。この手順はモデルのプロセッサ毎に呼ばれ、データ転送の際に、プロセッサが共有しなければならない統合点を示す。MCTrun_MOD1 は attribute vector である AV1_toMOD2 と AV1_fromMOD2 に影響を与える。これは Model2 の関数である MCTrun_MOD2 も同様である。ほかの構成モデルへ転送されるデータ場は、MCT の attribute vector に変換される前に線形化される。例として、区分領域から二次元データを読み込むことで、2 次元データ区分とされる線形次元であるベクトル行列 avdata に変換される。さらに、このベクトル行列を attribute vector AV1_toMOD2 の変数である M1var1 にアップロードするには、以下のサブルーチンを通して行う。

```
call AttrVect_importRAttr (AV1_toMOD2, "M1var1",avdata)
```

例として、全ての変数 (M1var1...M1varn)がインポートされことで Model2 から転送されてきたデータにより Model1 が attribute vector で満たされているとする。ここで Model1 は Router1 を通じて、attribute vector 'AV1_toMOD2'を MCT へと転送するために、MCT_send の関数を使用する。MCT は GlobalSegMapMOD2 を用いて、データの再分配を行い、Model2 に向けた attribute vector 'AV2_fromMOD1'を作成する。Model2 は MCT_Recv のプログラムの起動により、これを Router2 を通じて受け取る。しかし以前は MCT_Send と MCT_Recv は、モデルから MCT へのデータ転送に同一のタグを用いていたために互いを阻害し、Model2 から Model1 へのデータ転送は別々に MCT_Send と MCT_Recvno を起動しなければならなかった。そこで現在では以下のようにコードに変更が加えられている。

```
call MCT_Send (AV1_toMOD2,Router1,tag1)
    (in MCTrun_MOD1, sending data via 'Router1' computed by first model)
call MCT_Recv (AV2_fromMOD1,Router2,tag1)
    (in MCTrun_MOD2, receiving the data by the second model)
call MCT_Send (AV2_toMOD1,Router1,tag2)
    (in MCTrun_MOD2, sending data via 'Router2' computed by second model)
call MCT_Recv (AV1_fromMOD2,Router1,tag2)
    (in MCTrun_MOD2, receiving the data by the first model)
```

最後にデータを受け取った attribute vector は線形行列 avdata に変換され、モデルによってアップロードの手順に組み込まれる。

```
call AttrVect_exportRAttr(AV2_fromMOD1, "M1var1",avdata,avlen)
```


ここで、`avlen` は変数 `M1var1` の線形データ区分の長さである。

各モデルでデータ転送が終わったのちに、モデル統合は次の `MCTtime` の時間ステップに向けて再開する。この過程が計算期間の間で繰り返される。

最後に最終フェイズに関して述べる。全ての構成要素に対して最後のステップ時にそれらのプログラムの要求を終了させ、全ての `Router`、`attribute vector`、`'GlobalSegMap'`、`MCT` 及び `MPI` コミュニケータを閉じる。`MCT` のモジュールである `ADD_MOD1` は、システム終了のために、以下のコードを含んでいる。

```
Subroutine MCTend_MOD1
  call Router_clean (Router1)
  call AttrVect_clean (AV1_toMOD2)
  call AttrVect_clean (AV1_fromMOD2)
  call GlobalSegMap_clean ()
  call MCTWorld_clean ()
end subroutine MCTend_MOD1
```

全ての要素に対してモデル結合が終わったのちに、それに対応する `MCT` コミュニケータは閉じ、`Master` プログラムへ回帰する。これにより計算の全工程が終了する。

第3章 計算手法及びプリポストシステムの開発

3.1 方針

本研究では Xue ら (2012)の手法に基づき、WRF の計算風速を入力データとして ROMS-SWAN の結合モデルを用いて計算を行った。したがって、土砂輸送を表現するためには WRF の計算風速を結合モデルに直接与え、COAWST システムによって波の影響を受ける表面粗度や鉛直混合係数、底面応力を求めた。WRF の計算風速を用いる利点は NCEP/NCAR データと比べて任意の時間・空間解像度で風速値を得ることができること、台風などの強風時でも風速場の再現ができることである。本研究では風速データについて WRF 計算値と NCEP/NCAR のデータを用い、両者の優位性についても考慮した。

また、本研究では計算を行うにあたって空間的・時間的・量的に満足される現地観測データがないという前提を抱えている。そこでインターネットサイトから入手できる信頼性の高いグローバルデータを入力データとして用いた。第4章では限られた現地観測データとグローバルデータを用いた計算結果の比較からモデルの精度を検証した。なお、土砂に関する入力パラメータについても現地観測データが不足しているため、次節に示す通り、CSTMS にあらかじめ設定されている値を用いた。したがって土砂の輸送は平常時の解析を基準として河川流入、潮汐、台風といったケースに分けて解析を行い、これらの相対的な差異から土砂輸送の形態把握を試みた。

3.2 計算条件の設定

3.2.1 計算期間

計算期間は2008年8月1日～8月8日(平常時)と2005年9月23日～9月30日(台風時)の期間を対象にした。後者の期間においては台風18号DAMREYの通過が含まれている。DAMREYの最低気圧は955hPa、最大風速は80knots(約40m/s)にも及び、これまでベトナムを襲った台風の中でも最強クラスの台風である。人的な被害としてはベトナム国内だけで死者50人にも及んだ。DAMREYの経路を図3.1に示す。台風DAMREYは9月21日にフィリピン東の海上で発達し、西へとほぼ直線的に進行した。26日に海南島に上陸すると、トンキン湾を通過して27日にベトナム北部に上陸したのち、熱帯低気圧に変わった。中心気圧のピーク期間は海南島に上陸するまでの24日～26日の間であった。

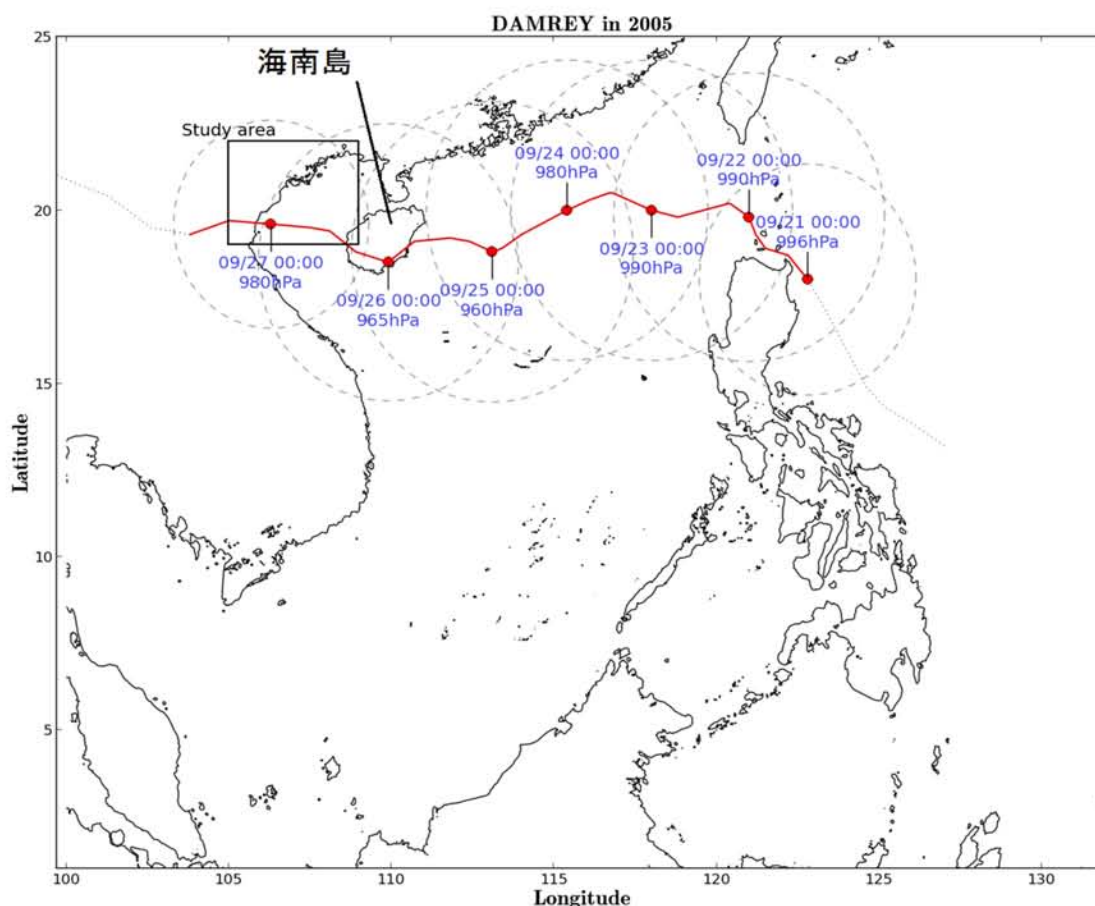


図 3.1 DAMREY (2005 年台風 18 号) の経路
(引用：気象庁ベストトラックデータ)

3.2.2 計算領域

ROMS, WRF, SWAN の各計算グリッドは全て 3 段階ネスティングを実施し、大領域から中領域を経て小領域までダウンスケーリングを行った。なお、これらの各領域 (領域 1, 領域 2, 領域 3) は、ROMS, WRF, SWAN において全て同一のグリッドとした。従って、各領域の水平格子数及び格子間隔はモデル間で共通の値をとる。COAWST のネスティングでは、領域間のスケール比は 1:3, 1:5, 1:7 のいずれかを選択でき、その中でも推奨されている 1:3 (領域 1: 領域 2, 領域 2: 領域 3) を各領域間スケール比とした。

各領域における水平格子スケール及び計算領域を表 3.1、図 3.2 に示す。表 3.1 における領域 2 や領域 3 の計算範囲が半端であるのはネスティング手法を用いるため、領域 1 を基準にグリッドを定めたことによるものである。これに加え水平格子は Arakawa C グリッド (第 2 章参照) が用いられており、表に示す計算範囲は実範囲と僅かに異なっている。(ただし図 3.2 は実範囲。)

表 3.1 計算領域及び水平解像度

	領域 1	領域 2	領域 3
東西経度範囲	105.0°E-109.0°E	105.9°E-108.1°E	106.5°E-107.525°E
南北緯度範囲	19.0°N-22.0°N	19.5°N-21.5°N	20.0°N-21.025°N
水平格子数 [(東西)×(南北)]	29×22	46×43	64×64
水平格子間隔	9 分(約 15 km)	3 分(約 5 km)	1 分(約 1.7km)

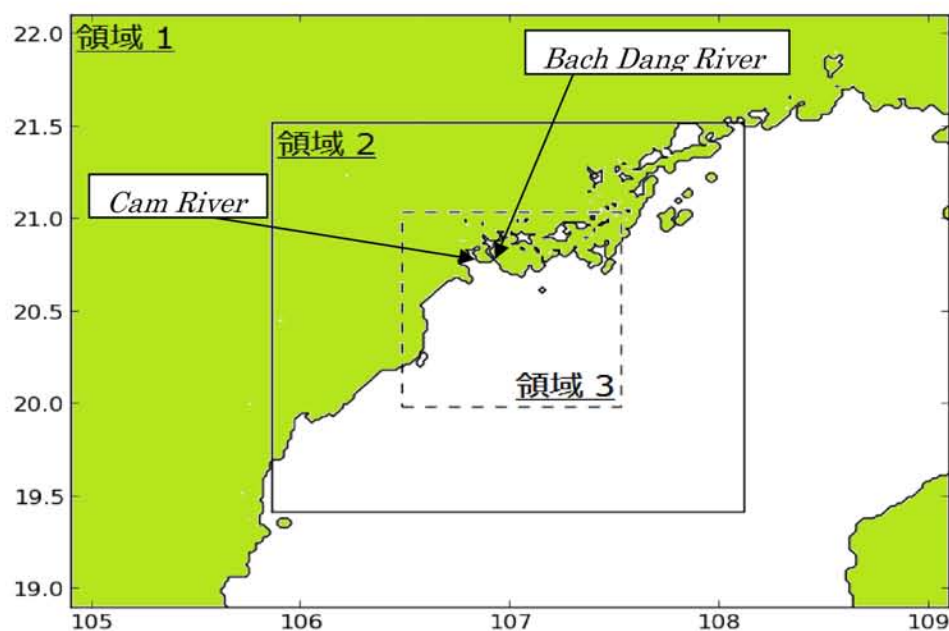


図 3.2 計算領域 (WRF ROMS SWAN 同一グリッド：
大枠：領域 1；実線：領域 2；破線：領域 3)

3.2.3 WRF

WRF の計算条件を表 3.2 に示す。WRF は ROMS-SWAN 結合モデルで用いる風速値を得るため、同じ計算領域について 3 段階 2-way ネスティングを行った。鉛直層数は 28 層と設定し、各物理過程の計算は格子解像度に合わせて推奨されるスキームを用いた。標高・土地利用データは USGS (U.S Geological Survey) の各グリッドスケールに合わせたデータを用い、初期値・境界値には NCEP (National Centers for Environmental Prediction) が公開するファイナルアナリシスデータ GFS-FNL (Global Forecast System-Final global gridded analysis) と SST (Sea Surface Temperature) を用いた。これらのデータは WRF の入力データとして一般的に用いられており、WRF の前処理を行う WPS (WRF Preprocessing System) に直接適用が可能である。これらのデータ、条件を用いて 1 時間毎の出力設定で WRF モデルを実行し、ROMS-SWAN 結合モデルに入力する風速データを作成した。

表 3.2 WRF 計算条件

WRF	鉛直層数	28
	時間刻み	領域 1 : 90sec 領域 2 : 30sec 領域 3 : 10sec
	座標系	lat-lon
	微物理	領域 1 : Lin et l. scheme 領域 2,3 : WSM 3-class simple ice scheme
	長波放射	rrtm scheme
	短波放射	Dudhia scheme
	大気境界	領域 1 : Mellor-Yamada-Janjic(Eta) TKE scheme 領域 2,3 : YSU scheme
	接地境界	領域 1 : Monin-Obukhov(Janjic Eta) scheme 領域 2,3 : MM5 Monin-Obukhov scheme
	地表面	thermal diffusion scheme
	雲物理	領域 1,3 : なし 領域 2 : Kain-Fritsch(new Eta) scheme
	表面熱・水蒸気	領域 2,3 のみ
	雪効果	なし
	雲効果	あり
	土壌層数	5
	都市モデル	なし
	標高・土地利用	領域 1 : USGS 10m 領域 2 : USGS 5m 領域 3 : USGS 2m
	初期・境界値	NCEP GFS-FNL,SST
	ネスティング	2-way
	出力時間間隔	1 時間

3.2.4 ROMS

ROMS の計算条件においては表 3.3 に示すように鉛直層数を 10 層とし、COAWST システムによって 3 段階 1-way ネスティングを行った。ROMS における計算スキームやオプションは表 3.3 の通りである。また、地形データには NGDC (National Geophysical Data Center) が提供する ETOPO1 を用いた。ETOPO1 の空間解像度は 1 分とグローバルデータのスケールにとって非常に高解像度なデータである。このデータを用いて各計算領域に対して適切な空間スケールに間引きを施して適用した。

境界は潮汐の値を与えた。潮汐は 1992 年から 2005 年まで行われた衛星海洋観測ミッション TOPEX/Poseidon と後継の Jason-1 による海面高度計測結果をオレゴン州立大学 (OSU) が開発した OTIS (OSU Tidal Inversion Software) で処理した分潮調和定数データ TPXO 7.2 を用いた。TPXO 7.2 の空間解像度は 15 分である。このデータを同大学が開発した OTPS (OSU Tidal Prediction Software) を用いて潮位を任意の時間・空間解像度で出力し、ROMS への適用を試みた。

初期値は計算領域の平均水深が浅いことから、温度層及び密度層が単一であるとして、水温と塩分濃度はそれぞれ 15°C、30‰を一様に与えた。風速データは WRF の計算値と、NCEP と NCAR (National Center for Atmospheric Research) の NCEP/NCAR 共同再解析データ (以後 NCEP と呼ぶ) の 2 種類を用いて風応力成分を算出して ROMS へ適用した。NCEP データは 1948 年から現在に至るまでの全球風速成分が年単位で収められている。データは時間間隔の短いデータセットで 6 時間、空間解像度は 2.5 度であり、本研究の領域にとっては粗いデータとなっている。このため、NCEP 風速データの利用に限り、ROMS へ適用する際には対象領域に最近傍の風速値を一様に与えることとした。

また、外力として河川流入を考慮する際には、2ヶ所の河川 (Bach Dang River and Cam River) から流量と浮遊砂濃度を与えた。ROMS では河川流入を与える際、河の位置座標と方向を指定し、ポイントソースとして扱われる。本来ならば上流ないしは河口で流量や浮遊砂濃度を与えるべきであるが、本研究で用いた ETOPO1 は最小領域において地形の再現に限界があり、本来河口である領域が陸続きのようになってしまった。そのため、ポイントソースの位置を実際の河口よりも海側に配置することにした (図 3.2 矢印)。河川流量と浮遊砂濃度の値は表 3.4 に示す観測データを用いた。観測データはそれぞれ雨季・乾季における平均流量と雨季・乾季における底面と水面の平均浮遊砂濃度であり、時間的に平均されている。本研究では計算期間にあたる雨季のデータを用いた。なお、平均浮遊砂濃度は水面と底面の値を平均して用いた。

表 3.3 ROMS 計算条件

ROMS	鉛直層数	10
	時間刻み	領域 1 : 36 sec 領域 2 : 12 sec 領域 3 : 4 sec
	限界水深	0.1m
	座標系	球座標
	地形	ETOPO 1
	初期値	一定値 (水温、塩分濃度)、 風応力成分 (NCEP,WRF 計算値より)、河川流量
	境界値	TPXO 7.2 (潮汐)
	境界条件	自由表面 : Chapman 二次元速度 : Flather 三次元速度・トレーサー : Gradient
	開境界	領域 1 : 東・南 領域 2,3 : ネスト境界
	鉛直乱流混合スキーム	Mellor/Yamada Level-2.5 closure
	運動方程式オプション	水平調和混合 二次元水平移流スキーム (4 次中央差分) 三次元水平移流スキーム (4 次中央差分) コリオリ力 二次底面摩擦
	輸送方程式オプション	水平調和混合 水平・鉛直移流スキーム (MPDATA 移流)
	圧力勾配アルゴリズム	splines 密度ヤコビアン(Shchepetkin, 2000)
ネスティング	1-way	

表 3.4 河川の観測値

	雨季			乾季		
	平均流量 [m ³ /s]	平均浮遊砂濃度 [mg/l]		平均流量 [m ³ /s]	平均浮遊砂濃度 [mg/l]	
		水面	底面		水面	底面
Bach Dang	144.2	113.7	140.3	54.56	50.0	69.4
Cam	495.6	176.3	247.8	270.4	79.5	98.0

3.2.5 SWAN

SWAN の計算条件を表 3.5 に示す。計算方位 12 分割、周波数を 24 分割 (0.5~1.0Hz) とし、COAWST システムによって 3 段階 1-way ネスティングを行った。計算方位及び周波数 (周波数帯) は計算精度と計算速度に大きな影響を与える。したがって本計算の前にあらかじめ分割数や周波数帯を変えたテストランを行い、対象領域において十分な計算速度と一定の計算精度を確保する値を決定した。また入力値は ROMS と同様に地形は ETOPO1 を用い、風速は NCEP データか WRF 計算値を用いた。ROMS とは異なり、風応力は算出せず、風速値を直接与える。

表 3.5 SWAN 計算条件

SWAN	方位	12
	周波数 (周波数帯)	24 分割(0.1~1.0Hz)
	座標系	球座標
	時間刻み	領域 1 : 36 sec 領域 2 : 12 sec 領域 3 : 4 sec
	初期値	風速成分 (NCEP,WRF 計算値)
	地形	ETOPO 1
	計算モード	非定常 2 次元計算
	風・白波発達モード	third generation(Komen et al.,1994)
	伝播	implicit 1 次オーダー(BSBT scheme)
	底面摩擦減衰	Madsen et al(1988)
	限界水深	0.1m
	ネスティング	1-way

3.2.6 CSTMS

CSTMS においては層厚 0.01m の土砂層を計算領域に 2 層設定し、表 3.6 に示されるパラメータを持つ粘性土 (mud) と非粘性土 (sand) の 2 つのトレーサーを包含する条件で計算を行った。各トレーサーのパラメータは現地観測データがなかったため、COAWST の標準的な値を参考にして決定した。なお、計算開始時の領域内において浮遊砂はないものと仮定した。

表 3.6 CSTMS 計算条件

CSTMS	土砂層数	2 層
	層厚	0.5 m
	掃流砂輸送係数	1.0
	トレーサー数	2 (粘性土 mud・非粘性土 sand)
	粒径	mud : 0.10 mm sand : 1.67 mm
	層質量	mud : 2.0 kg/m ² (各層) sand : 2.0 kg/m ² (各層)
	粒密度	mud : 2650.0 kg/m ³ sand : 2650.0 kg/m ³
	沈降速度	mud : 10.0 mm/s sand : 1.0 mm/s
	侵食係数	mud : 0.0050 kg/m ² /s sand : 0.0005 kg/m ² /s
	侵食限界せん断力	mud : 0.1 N/m ² sand : 0.1 N/m ²
	堆積限界せん断力	mud : 0.01 N/m ² sand : 0.10 N/m ²
	間隙率	mud : 0.9 sand : 0.5
	鉛直拡散係数	mud : 0.000005 sand : 0.000005

3.2.7 結合

ROMS と SWAN のデータ交換を 360 秒置きに行い、結合モデルの計算を行った(表 3.7)。

表 3.7 結合条件

結合	モデル	ROMS,SWAN
	時間間隔	360 sec

3.3 COAWST モデルにおけるプリポストシステムの開発

第2章で述べたように、COAWST モデルは独立する複数のモデルを結合させ、各モデルの物理量を交換する高度なモデルである。しかしながら、単一のモデルを扱う場合と異なり、COAWST を扱うユーザーは各モデルについて操作方法を熟知する必要があり、モデル毎に入力データの作成やインフォメーションファイルの作成などといったモデル計算の前処理を行わなければならない。例えば、ROMS におけるデータは NetCDF 形式によって入出力するが、SWAN は一般に txt 形式でデータを入出力する必要がある。COAWST モデルを扱う上では前処理段階においてユーザーの負担が大きく、操作の複雑化によるヒューマンエラーの発生やユーザーの制限を招きかねない。特に本研究のような3段階ネスティングやケーススタディといった計算においては、一連の作業は一層煩雑となる。COAWST 及び ROMS ではプリポストシステム ROMSTOOL が用意されているが、商用ソフト MATLAB を用いるためにソフトへの依存度が高く、ユーザーの自由度が少ない。

COAWST システムを「容易に」「誰でも」扱うことができるように、本研究では3.2節のグローバルデータの利用を前提とした独自のプリポストシステムを開発した。このシステムはオブジェクト志向のプログラミング言語 Python を用いており、誰にでも利用可能なオープンソース言語である。この言語を用いて、データ作成から計算、出力に至るまでの処理を一括化した。図3.3にプリポストシステムの概念図を示す。

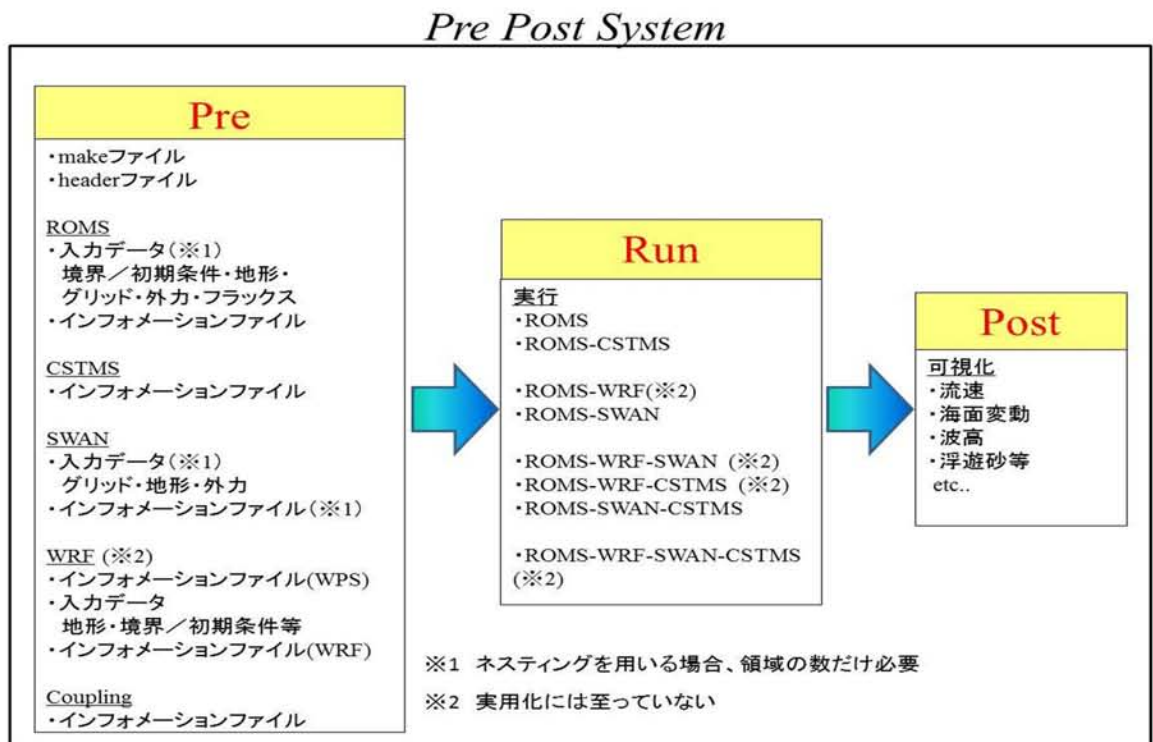


図 3.3 プリポストシステムの概念図

「Pre」に記載された項目は計算前に必要なデータ及びファイルの一覧である。これらの項目に対してユーザーが任意に選択した実行形式やネスティング手法などに応じて、モデル計算用データの生成やファイルの作成・編集が行われる。「Run」では「Pre」で作られた実行ファイルを基にユーザーが選択したモデルを実行する。最後に「Post」で出力データの可視化などの後処理を行う。

このプリポストシステムの最大の特徴は計算領域における必要最低限の情報(領域範囲、空間解像度、地形データ)があれば、グローバルデータを用いて自動的に計算領域に適用して計算、可視化を行うことができることである。更に、Python コードの編集を加えれば、グローバルデータを用いる代わりにその他のデータを用いることも可能である。

第4章 精度検証

4.1 観測点

本章では研究対象領域内の観測点で得た海面変動・水平流速・有義波高・風速データと計算結果の比較を行った。2か所の観測点(Point A and B)を図4.1に示す。空間座標は Point A が北緯 20°44'30" 東経 106°41'30"、Point B が北緯 20°44'48" 東経 106°53'48" である。なお、計算値はこの2点の最近傍点での値を用いた。

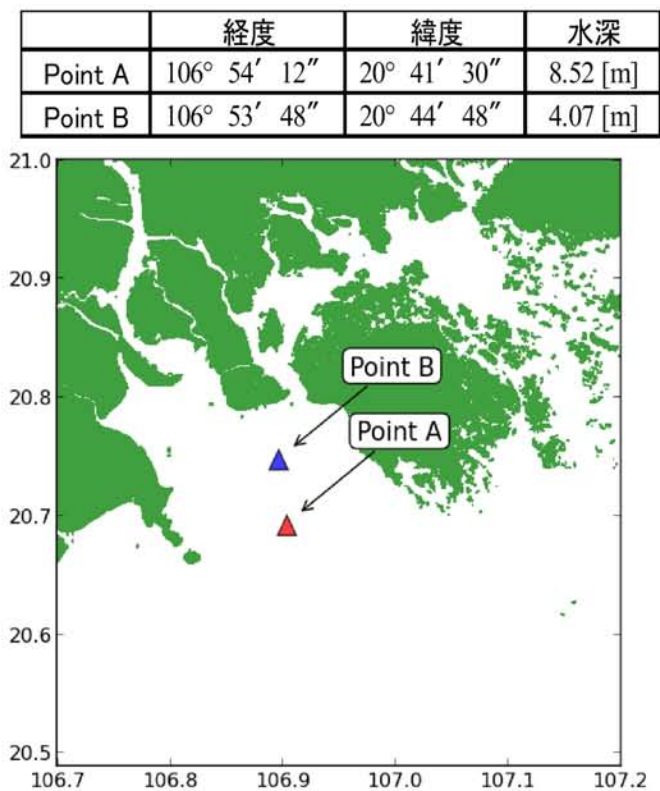


図 4.1 気象・海象の観測点

4.2 海面変動・水平流速成分

Point A と Point B における海面変動と水平流速の比較結果を図4.2に示す。上段は海面変動、中段・下段は南北及び東西方向の平均流速を表している。実線が計算値、破線が観測値である。

まず海面変動と流速に関して、観測値の変動からこの海域の傾向を述べる。この期間では潮汐の変動が大潮から始まり、小潮へと移行する。観測点の潮位をこの海域における代

表的な値とすると、最大潮位差は約 2.0m、最小潮位差はおおよそ 0.1m 程度であり、この海域は大潮と小潮の潮位差が比較的大きいことが特徴である。どちらの観測点においても海面の変動に伴って流速が変動しており、この海域の流動は潮汐変動が支配的となっていることが分かる。また、水平流速の各成分の変動幅を見ると、南北成分が約 0.4m/s に対し、東西成分は約 0.2m/s であり、南北方向の流速が卓越的となっている。

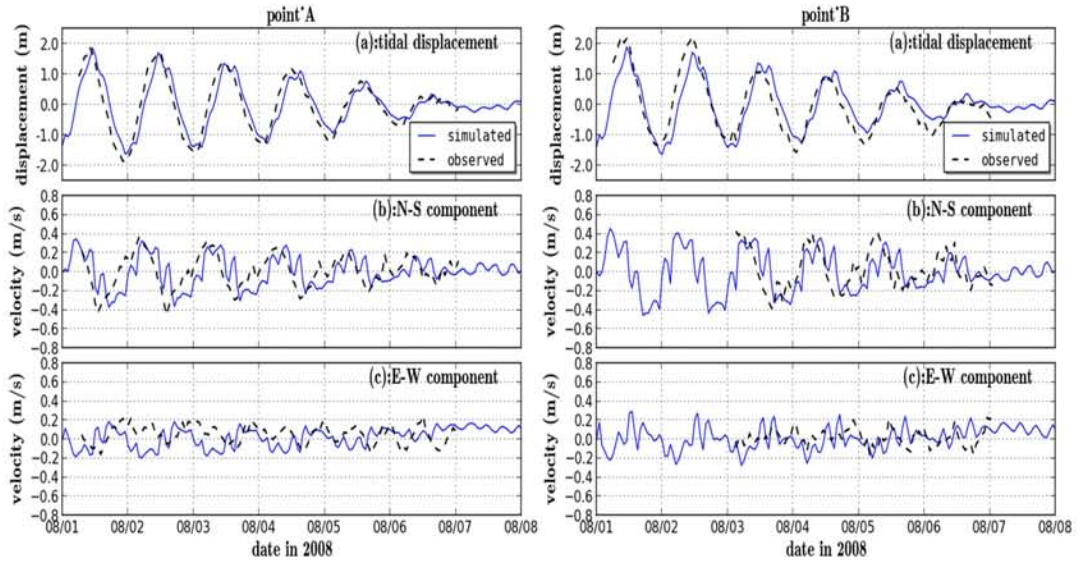


図 4.2 海面変動・流速成分の比較

次に各観測点について詳細な比較及び考察を行う。まず、海面変動は両観測点共に 1 時間程度の位相差と、潮位のピークにおいて最大 0.3m の誤差が確認された。これは地形データの解像度や計算値が観測点の最近傍点であることに由来するのではないかと考えられる。しかしながら両点の海面変動は精度を欠く程の誤差ではなく、概ね良好な整合性を得ることができている。

水平流速成分の南北成分は観測値と比較して位相差が生じたものの、相応に精度の良い結果を得ることができた。また、この位相差は海面変動における位相差と対応していることから、流速は潮汐に依存している。一方、東西成分は南北成分に比べ流速の変動が小さく、計算値と観測値の位相差を評価することが困難である。Point A の変動においては位相を確認することができるが、計算値と観測値との間に位相差が生じているように見受けられる。Point B においては観測値に周期性が見られず、大潮・小潮に関わらず流速の変動は小さい。一方、計算値は潮汐との依存関係を示し、特に大潮時には周期性が確認できる。Point B における東西流速成分は観測値と計算値の間に潮汐の依存性の違いが見られるが、誤差は最大でも 0.2 m/s 程度であり、許容できる範囲である。

以上より、海面変動及び流速成分の比較においてほぼ満足できる結果が得られた。Point

A に比べ Point B において誤差が生じたのは、図 4.1 より Point A の水深 8.52m に対して Point B は 4.07m と水深が浅い地点であることから、観測値、計算値共に海底地形が顕著に影響したのではないかと考えられる。

4.3 有義波高

Point A と Point B における有義波高の比較結果を図 4.3 に示す。観測値に着目すると、沿岸域にあるこれらの点における有義波高は 0.1~0.8m であり、この海域全体の波高は比較的良かった。

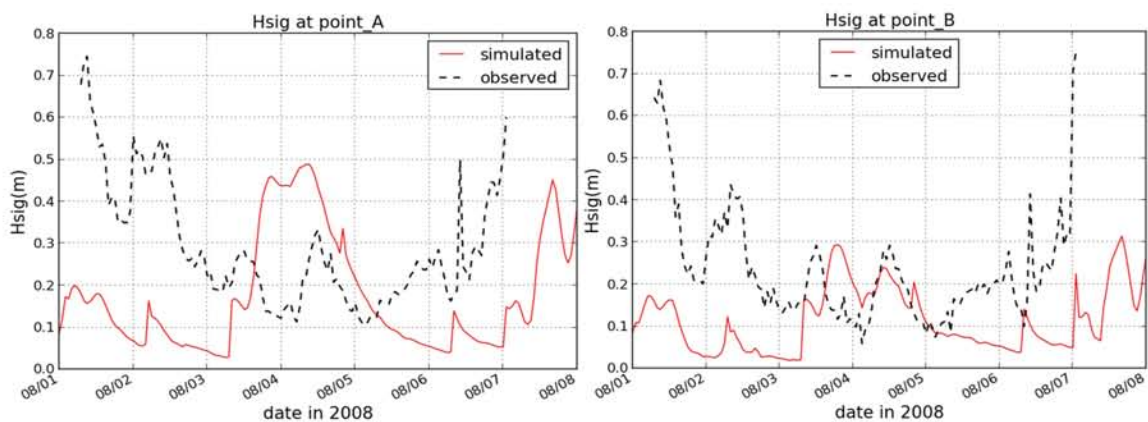


図 4.3 有義波高の比較

前節の流れについての比較により、計算結果は高い精度を示す一方で、有義波高は観測値と大きな差を生じてしまっている。両者の変動に相関性は見られず、波の再現性は低い。このような結果となった原因として、以下のことが考えられる。まず、本来この領域の平常時における風速は 2~4m/s と小さく、それにより領域内で発達する風波は比較的波高が低くなってしまい、再現が困難なこと。次に、計算において観測期間以前の風を考慮していないため、計算期間の初期に波の発達が全くないこと。最後に本研究の計算領域では外洋からのうねりを推算できるほど十分な広さをもっていないことが挙げられる。今回 SWAN の計算では外力として領域内の風速成分のみを用いており、境界より外の波のエネルギー輸送を考えていない。したがって、外洋から到来する波による影響はなく、領域内の弱風で発達した風波のみを考慮したことで、観測値と大きな差を生んでしまったものと考えられる。

図 4.4 は計算領域を広くとって、領域外の波を考慮し、試走期間を設けて計算を行った結果である。観測値に対して大きく整合することはないが、図 4.3 に比べて精度の向上が確認できる。SWAN のモデル計算においては外洋の波を考慮できる適切なスペクトル境界

値の設定や領域の決定にも留意すべきである。

波における精度検証は観測値と相関性が低い結果となったが、有義波高のオーダーが比較的小さいことから、土砂輸送に大きな影響は与えないものとして考え、この誤差を許容して計算を行うことにした。

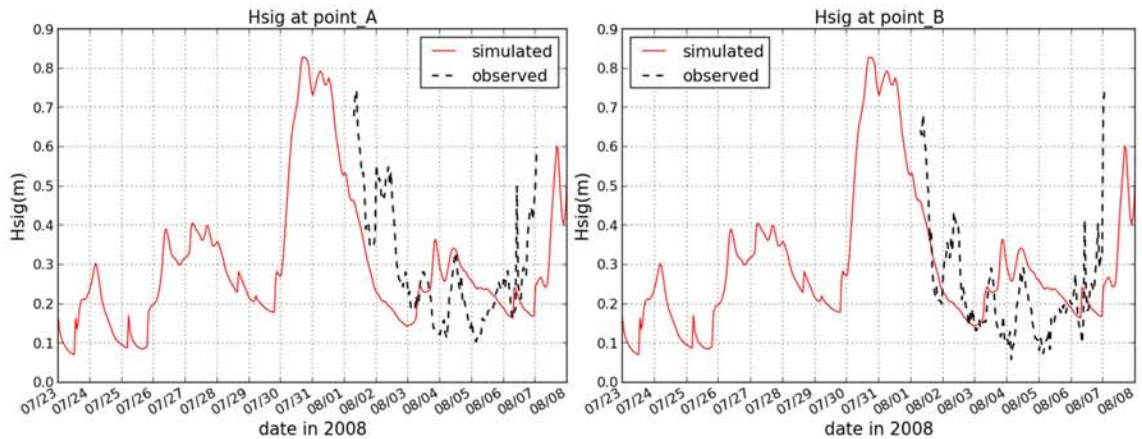


図 4.4 大領域における有義波高の計算の比較

4.4 風速

WRF の計算精度を評価するため、風速成分について観測値及び、第 2 章で示した NCEP 風速成分と比較を行った。なお、風速データがある観測点は Point A のみである。図 4.5 にその比較結果を示す。WRF の計算値は観測値と精度の高い整合性が得られている。注目すべき点は NCEP の精度の高さである。

対象領域における WRF と NCEP の風速分布を図に示す。NCEP の時間間隔は 6 時間、空間解像度は 2.5 度と非常に粗く、領域内においてはほぼ一様風とみなされる。これに比べ WRF 計算値は時間及び空間解像度は任意に決定することや、詳細な風速の変動を再現することができる。図 4.6 のように NCEP が観測期間において観測値と高い精度の結果を得ても、小さいスケールで見れば時間的な変動はもちろん、空間的な分布の再現性は WRF の計算値に劣ると言える。特に時間的、空間的に顕著な変化を示す台風時（図 4.6 右）においては WRF と NCEP の空間解像度の差は歴然である。

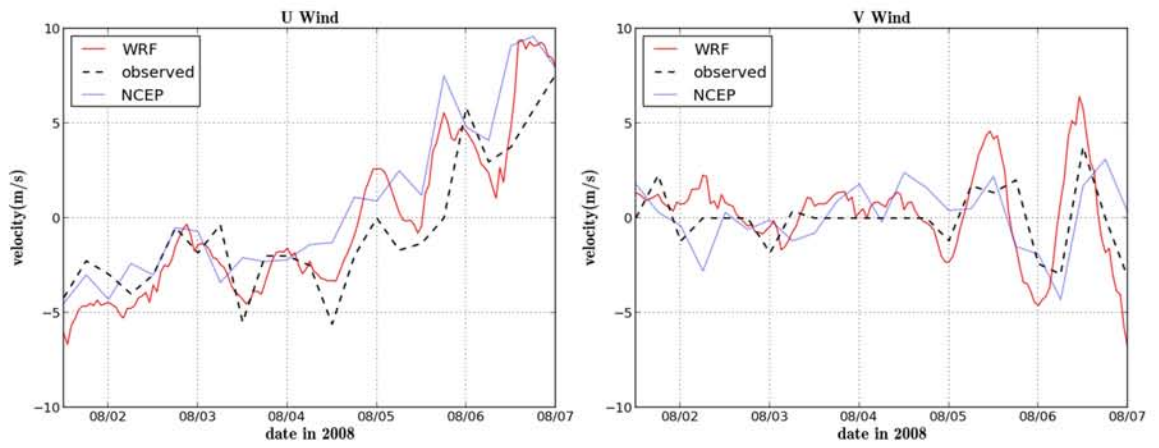


図 4.5 風速成分の比較

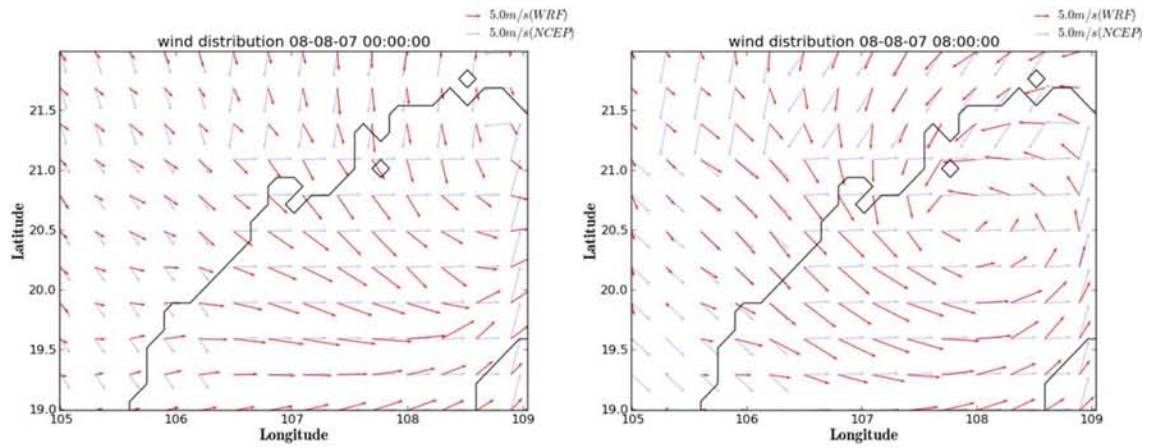


図 4.6 風速ベクトルの空間分布

第 5 章 結果および考察

5.1 WRF の風速計算結果

WRF の計算結果より、平常時及び台風時における風速値が得られた。平常時における領域 3 での平均海上 10m 風速成分の時間的変化を図 5.1 に示す。領域内の風速は、8 月 7 日以降を除き、最大でも 10m/s に達する程である。また、南北成分の風速はほとんど風が吹かず、東西成分はやや西向きに吹く傾向にあった。平均風速は両成分とも総じて約 5m/s の範囲内で変動していることから平常時は本海域で比較的弱い風が吹いているだけであることが分かった。しかしながら、8 月 7 日以降に関してはこの海域に風速 10m/s 程度の比較的強い風が吹いていることから、気象の変化を確認できる。なお、領域 1、領域 2 においても同様の風の強さ及び変動を示した。次に平常時における風速分布を各領域ごとに分けて、それぞれを図 5.2(a)~(c)に示す。領域 1 の風速場は時間的な変化だけでなく、空間的な変化も生じている。特に、風速の時間変動から推測できる 8 月 7 日以降の気象変化に対しては、空間風速ベクトルから、台風の存在を確認することができる。一方、領域 2、領域 3 の北西にある陸地においては、数値的な発散が多少見られる。この発散は風速が極度に小さい時や風向及び速度が急激に変化する際にも少なからず見られ、領域をスケールダウンすることで計算が不安定となったものと考えられる。領域 3 の風速分布は 8 月 7 日以降を除いてほぼ一様であり、図 5.1 における最大風速範囲が狭いことと合致する。

最後に台風時における同様の風速計算結果を図 5.3 及び図 5.4(a)~(c)に示す。風速の時間変動は台風 DAMREY の接近時から強風が発生した。9 月 25 日から南向きの風が発達し、次第に東西成分の風速が西方向へ増加している。そして最後に南北成分が急激な変化で風向きを北へと方向を変え、風速が減衰していくことから、DAMREY は領域 3 の南から北へと通過して勢力を弱めていったものと予想される。図 5.4 の風速分布を見ると、領域 1, 2 内を東経 108°の南端辺りから北西方向に向かって領域内へ進入して上陸する。これに伴い領域 3 全体にも大きな風速場が形成されていることが確認できる。図 5.3 より、期間内の最大風速は約 25 m/s であった。最大風速が約 40 m/s (第三章) だった DAMREY が、海南島の上陸時に発達のパークを迎え、領域 1 へと進入する際には勢力が衰退していたことを考慮すると、期間内の最大風速と大よそ一致している。

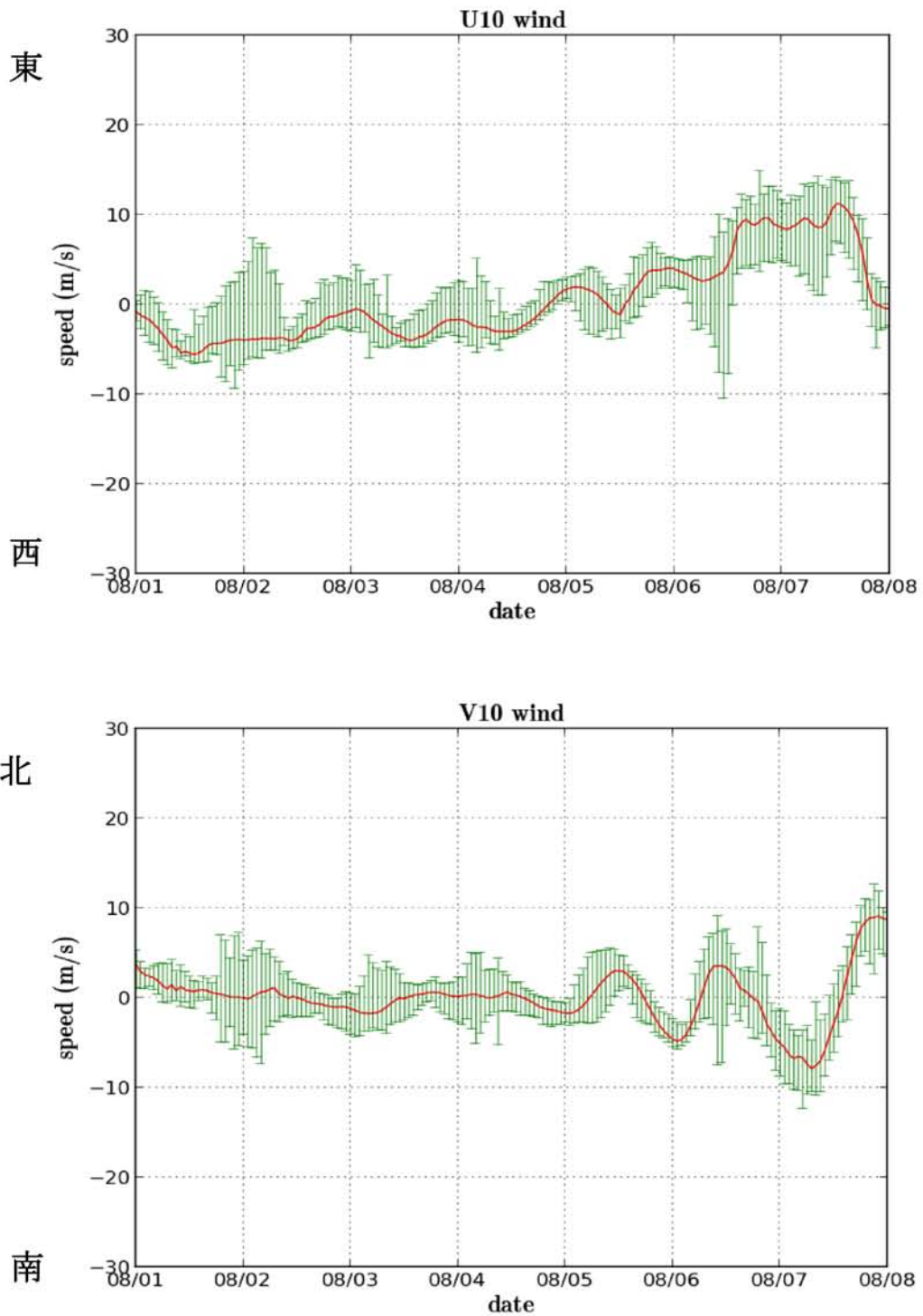


図 5.1 平常時海上10m 風速成分 (U: 東西成分 ; V: 南北成分) の時間変動 (実線: 領域3 平均風速 ; 縦線: 領域3 最大風速範囲)

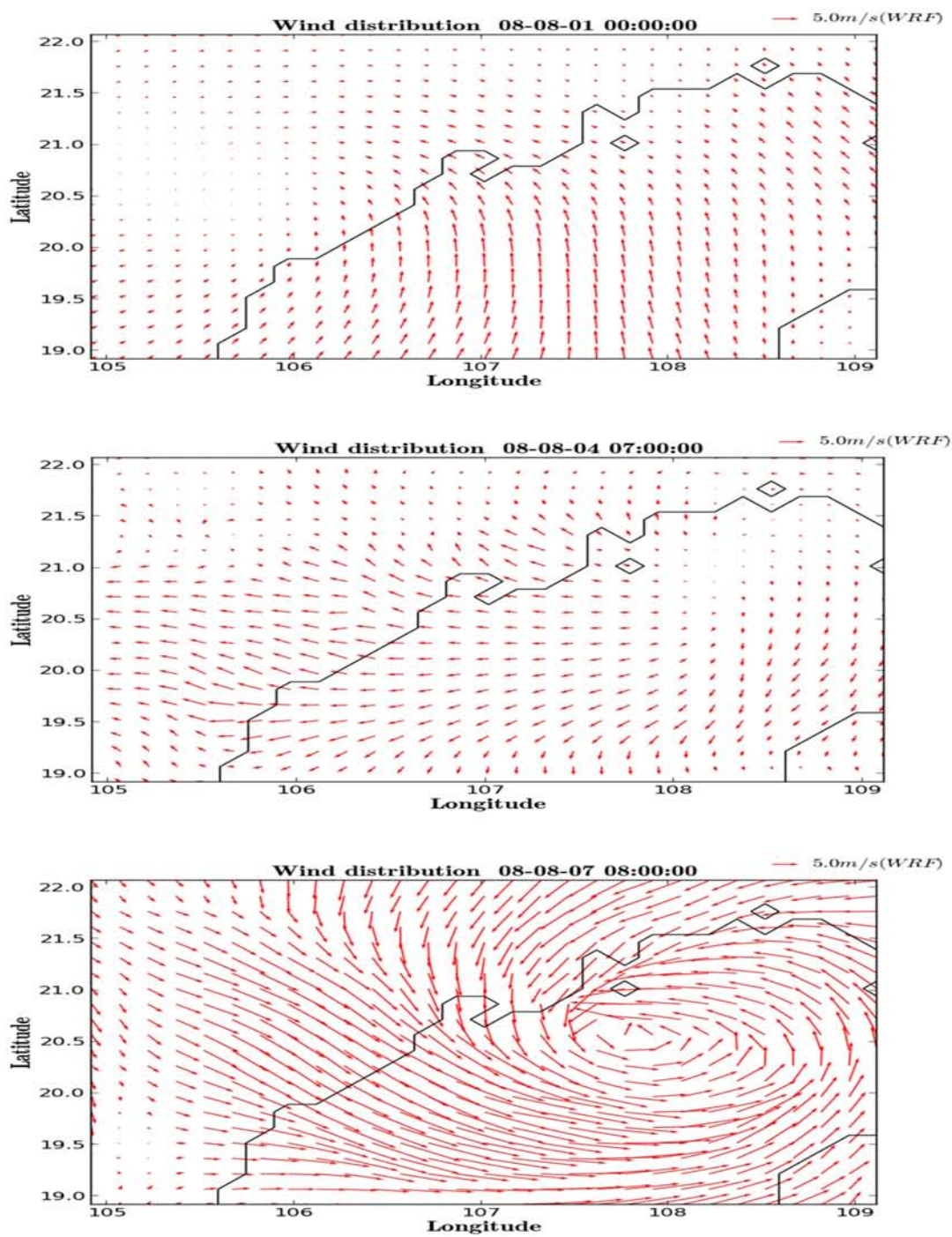


图 5.2(a) 平常時風速分布 (領域 1)

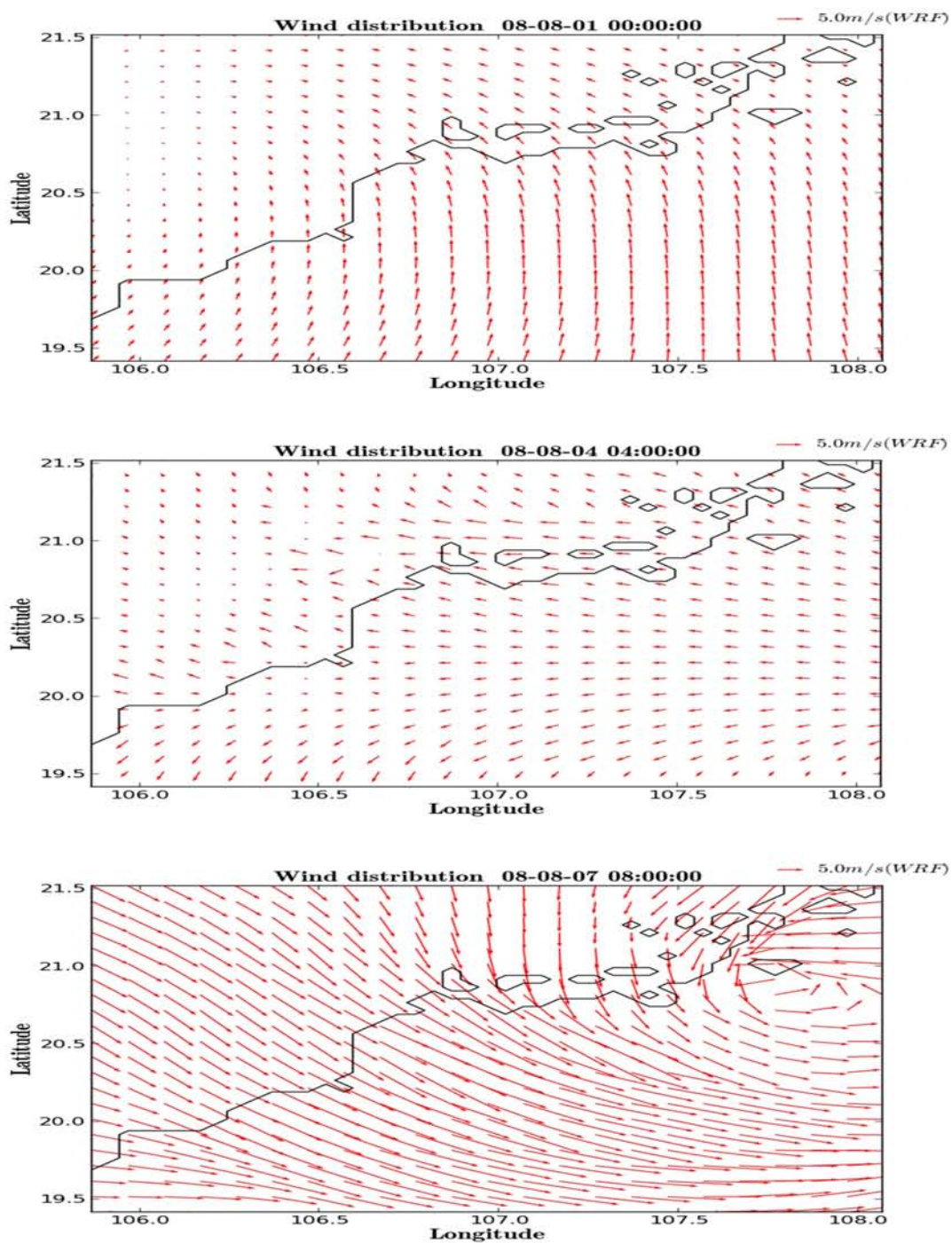


图 5.2(b) 平常時風速分布 (領域 2)

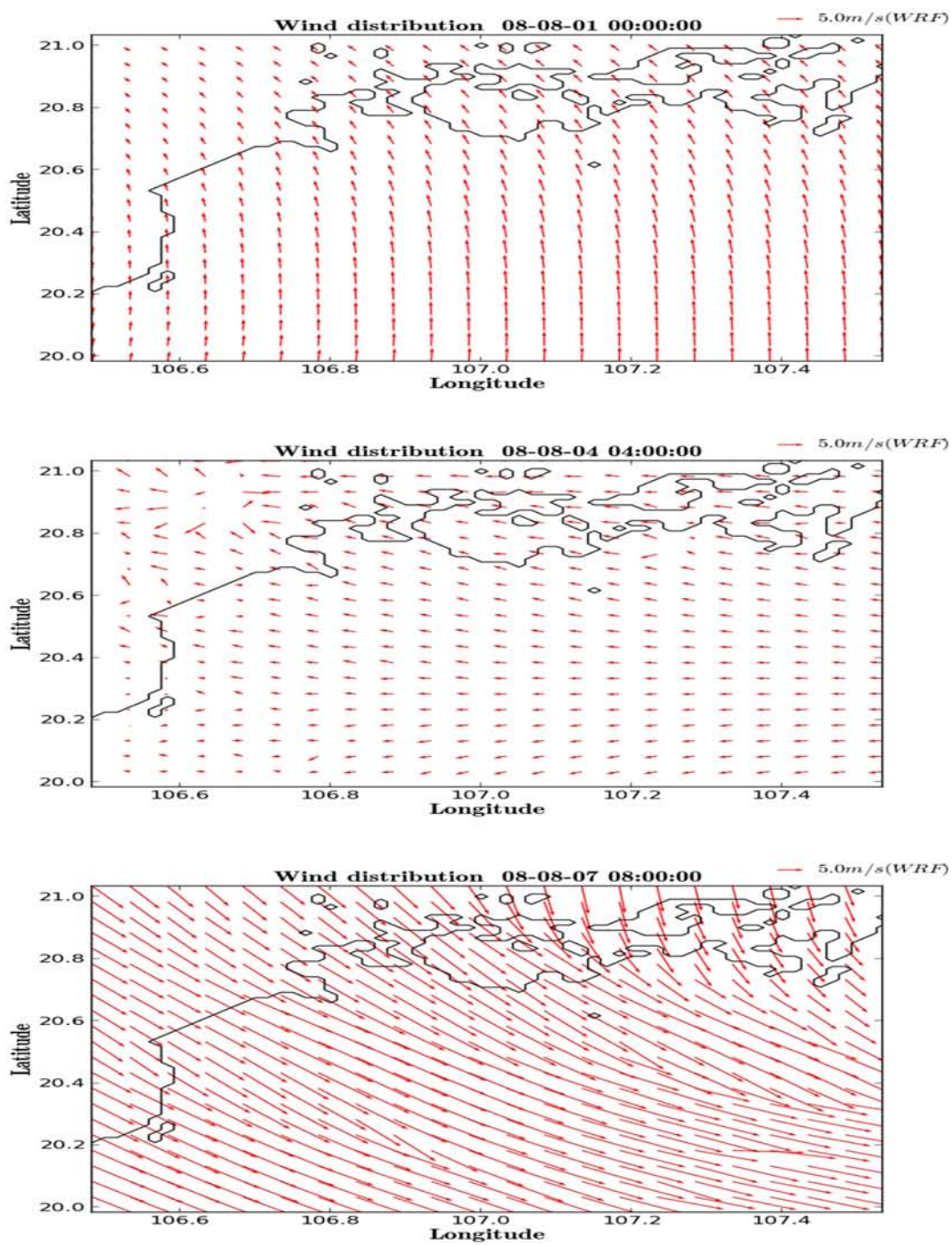


图 5.2(c) 平常時風速分布 (領域 3)

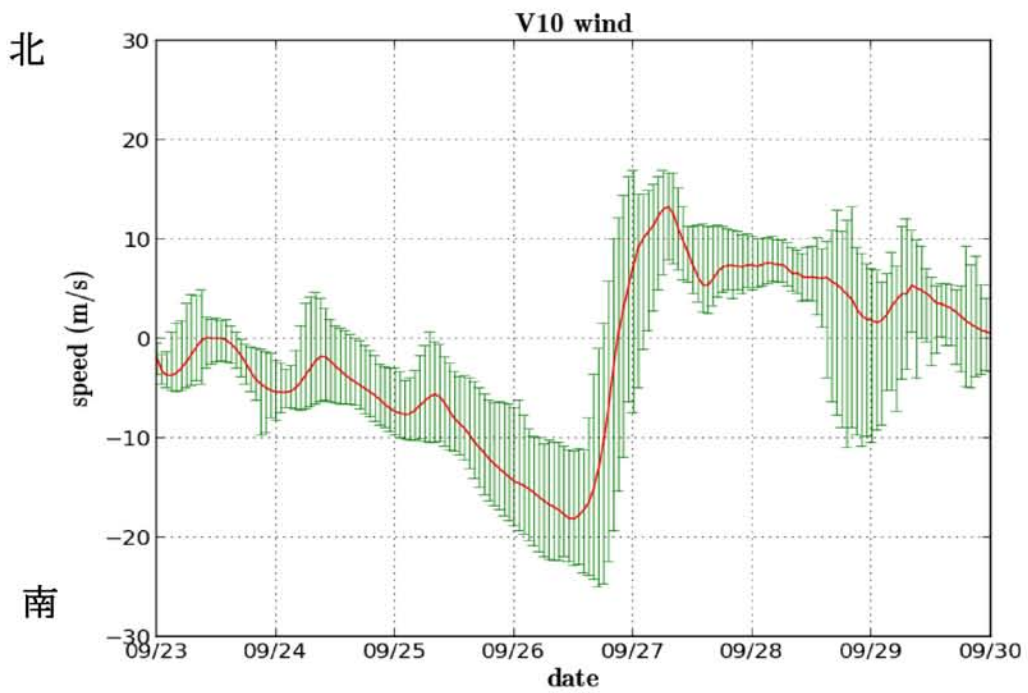
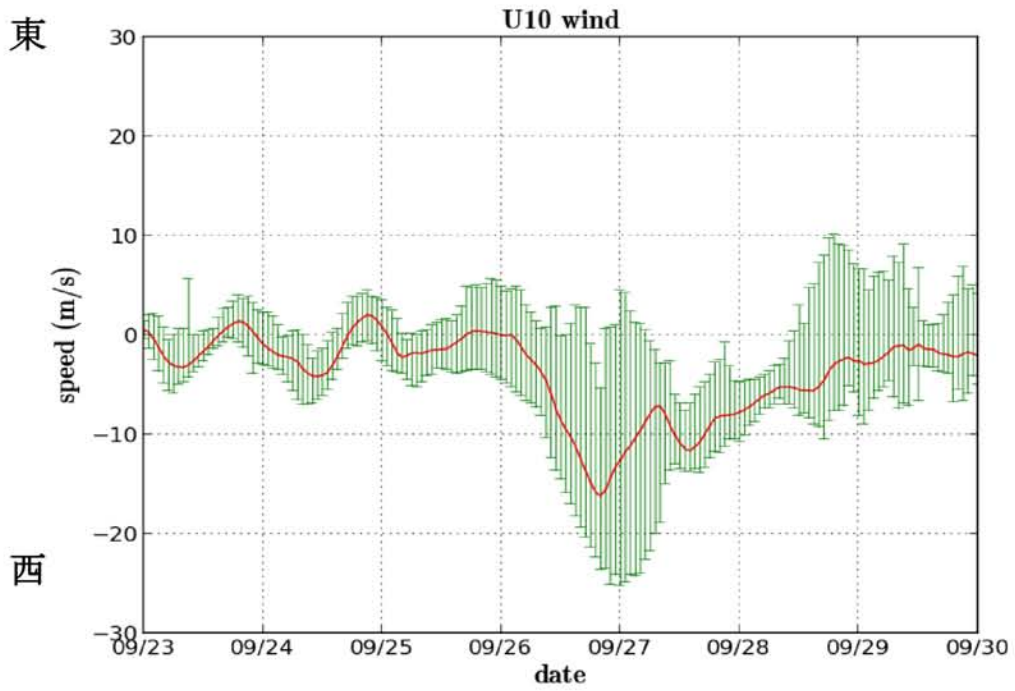


図 5.3 台風時海上10m 風速成分 (U: 東西成分 ; V: 南北成分) の時間変動 (実線: 領域3 平均風速 ; 縦線: 領域3 最大風速範囲)

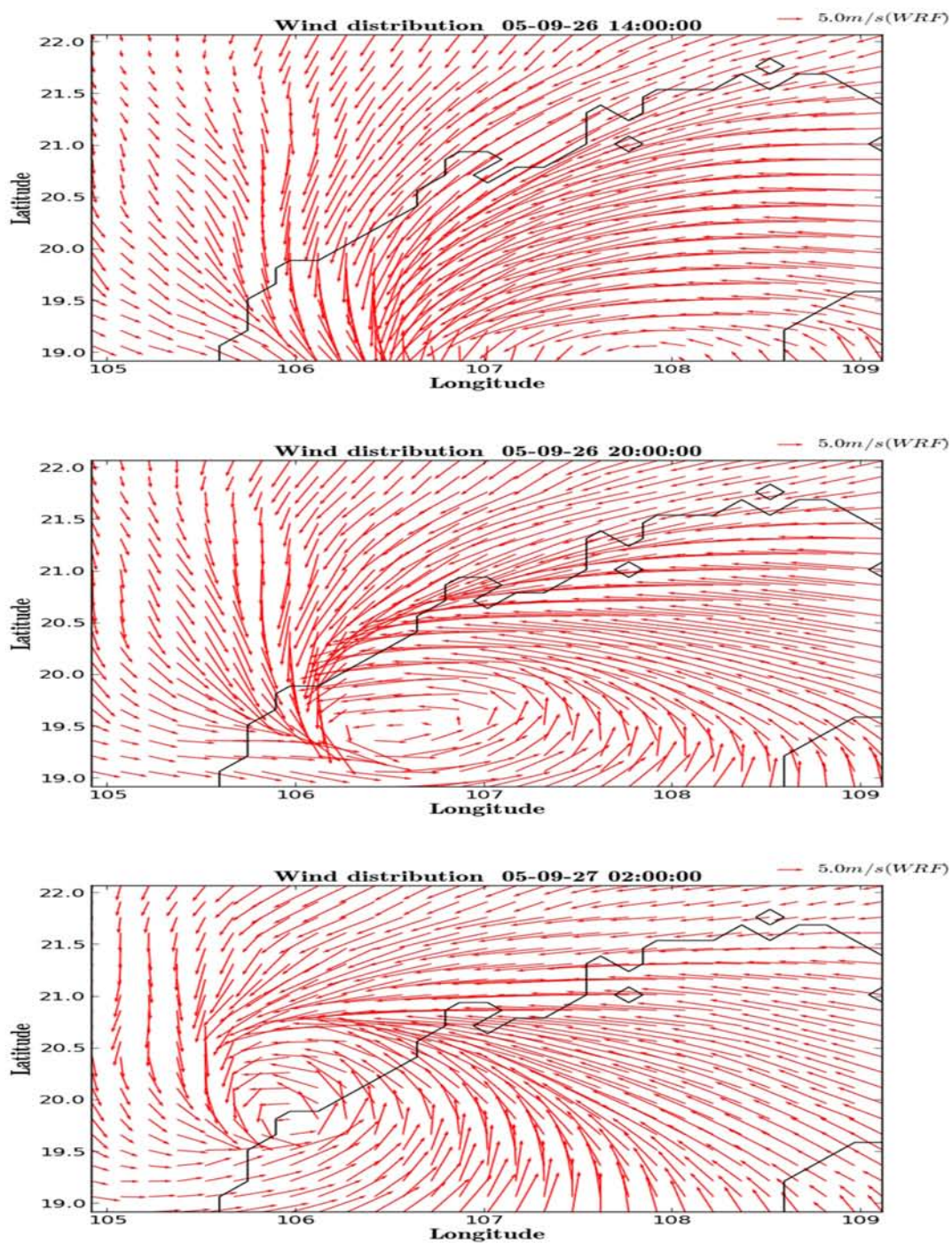


图 5.4(a) 台风时风速分布 (领域 1)

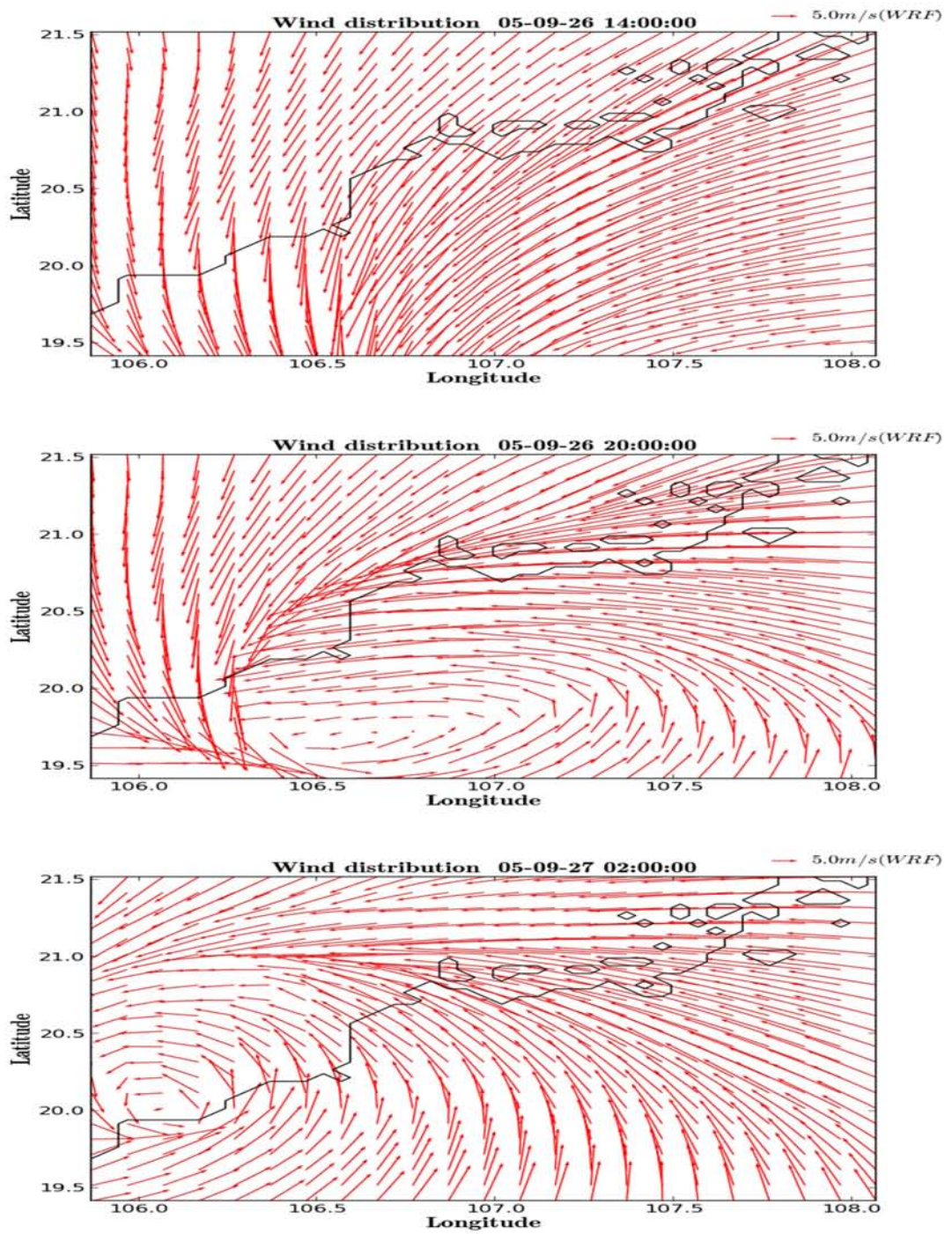


图 5.4(b) 台风时风速分布 (领域 2)

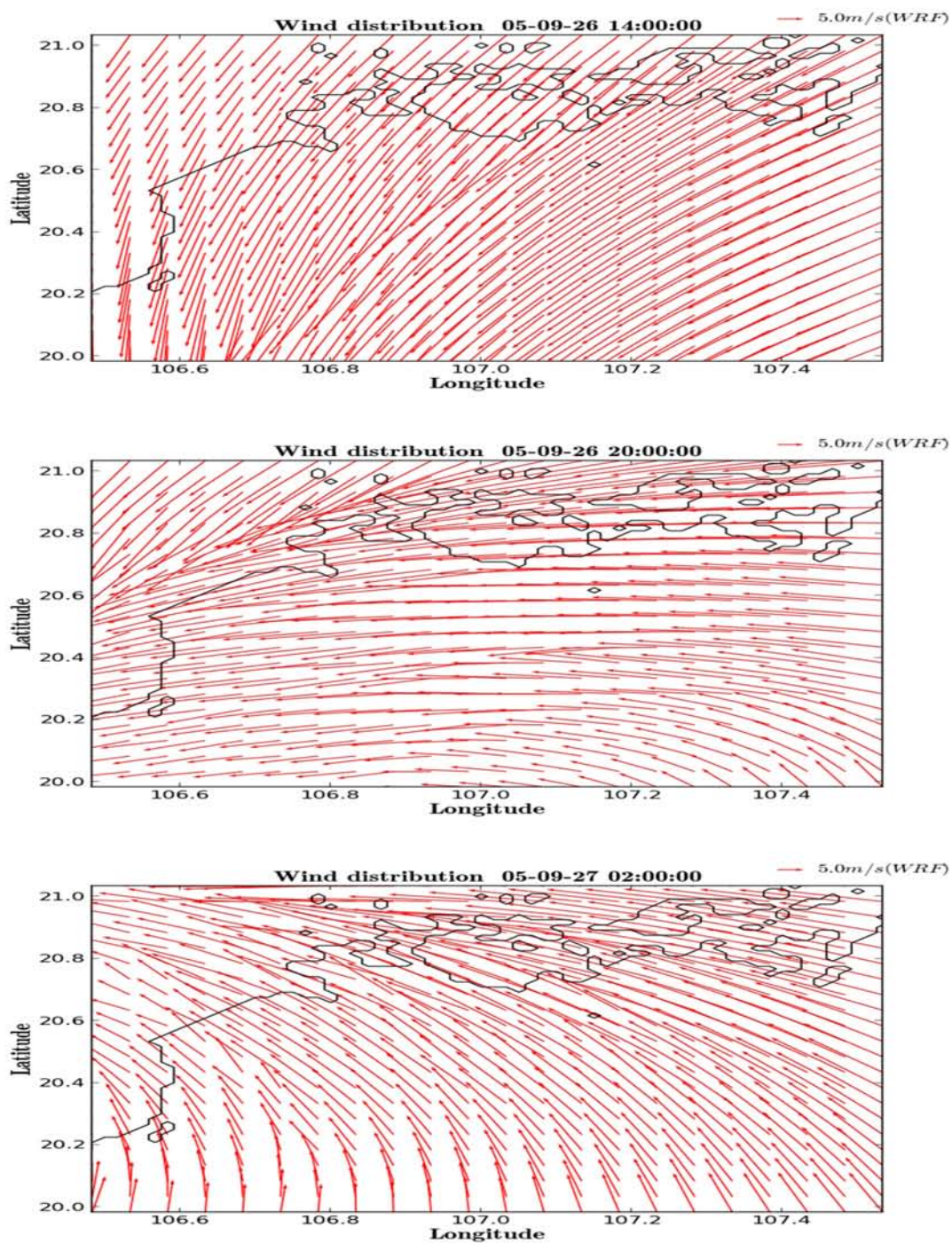


图 5.4(c) 台风时风速分布 (领域 3)

5.2 浮遊砂解析

5.2.1 浮遊砂濃度分布

計算期間内の平常時、台風時の浮遊砂の動態を図 5.5~5.7 に示す。平常時は大潮（図 5.5）と小潮（図 5.6）の期間である各 2 日間を 4 時間毎に示し、台風時（図 5.7）は台風到来から通過までの 2 日間を 4 時間毎示している。なお、それぞれの図は領域 3 における浮遊砂濃度分布と平均流速の分布である。

(1) 平常時

海域内の流動は潮汐変動に応じて変化している。大潮時、潮汐変動によって流速が大きくなり、領域 中央の水深が浅い河口付近や沿岸域、島周辺、狭い海域といった領域を中心に流速が大きくなった。浮遊砂はこのような領域において $0.12\text{kg}/\text{m}^3$ を超える比較的高い濃度で分布した。一方、小潮時では大潮時に比べて流速は小さくなり、それに伴って浮遊砂濃度も減少傾向を示した。また、大潮時のような河口付近の濃度分布はあまり見られないが、 $0.045\text{kg}/\text{m}^3$ 程度の低濃度で浮遊砂が陸地の突出する付近に分布した。小潮時において河口付近に浮遊砂濃度分布が見られなかったのは、領域内全体の流れが東向きであったことで、河口向きの流れがほとんどなかったためと考えられる。また、この流れの傾向は沿岸部においては岸に沿う流れを形成し、この流れと直角に突出する陸地付近において土砂の浮遊が生じたものと考えられる。この領域内における東向きの流れは、図 5.2 (c) の風速分布より推測して、直近の台風によって形成された可能性が高く、従って小潮の特徴であるとは考えにくい。小潮の特徴としては単に浮遊砂濃度が低下することによる堆積状況であると言える。以上より、この海域における土砂の浮遊には潮汐及び流速、地形の条件が大きく関係し、大潮時は土砂を浮遊させ、小潮時は浮遊砂を沈降させる。

(2) 台風時

平常時に比べて広範囲の領域で高濃度浮遊砂が発生した。これは領域全体に台風による強風が作用したことで波を発達させ、比較的深い水域においても土砂が巻き上がったものと考えられる。台風の接近前における領域内の流動は平常時と同様に潮汐変動に依存していた。しかし、台風の接近時に図 5.4 (c) のように、南及び南西方向の強い風が発達し、流動を支配していた潮汐変動よりも風的作用が卓越的となり、流動は領域内において南西方向へと形成されていった。同時に西側の海岸線と東側沿岸海域に、 $0.12\text{kg}/\text{m}^3$ を超える浮遊砂が南北方向に細長く分布した。台風が領域から離れるにしたがって、東側の浮遊砂濃度は減少し、海域全体に $0.03\text{kg}/\text{m}^3$ 程度の浮遊砂が分布した。最終的に海域全体の浮遊砂濃度は減少し、東南方向が広い範囲で $0.075\text{kg}/\text{m}^3$ 以上の高濃度となった。この過程より、南から北西へと進んだ台風の影響によって、東側の土砂が浮遊し、南西へと輸送されたものと推測することができる。

平常時（大潮）

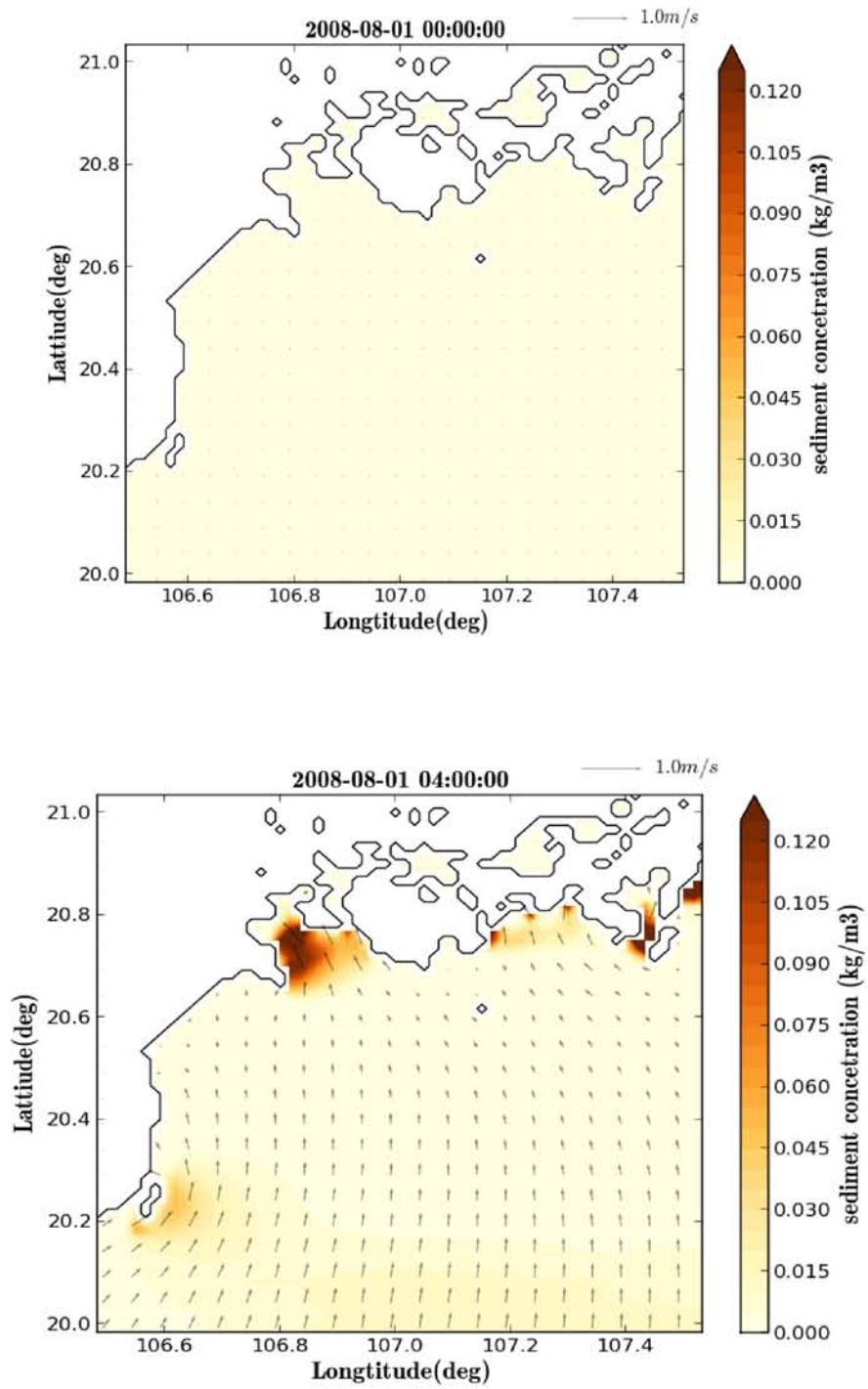
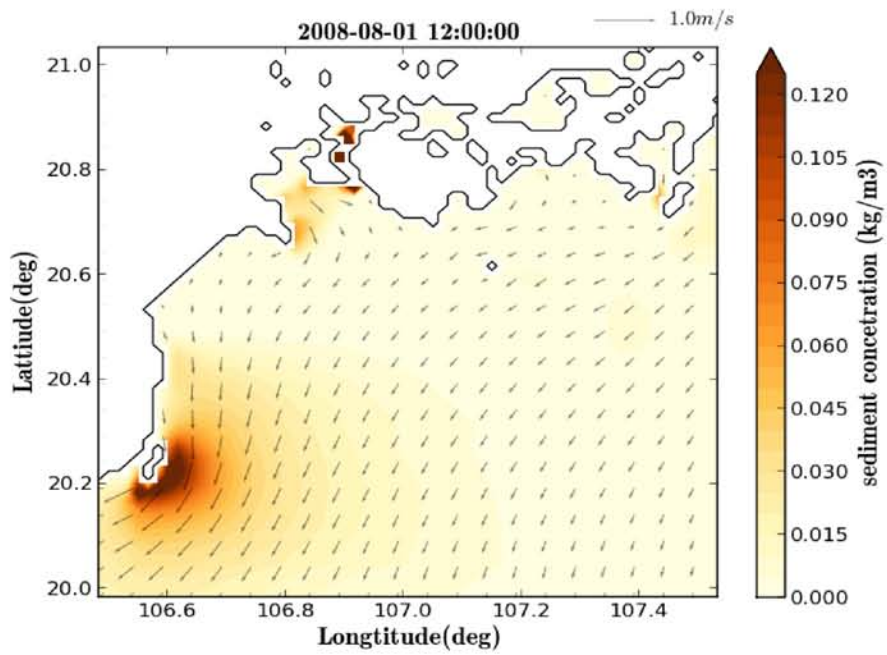
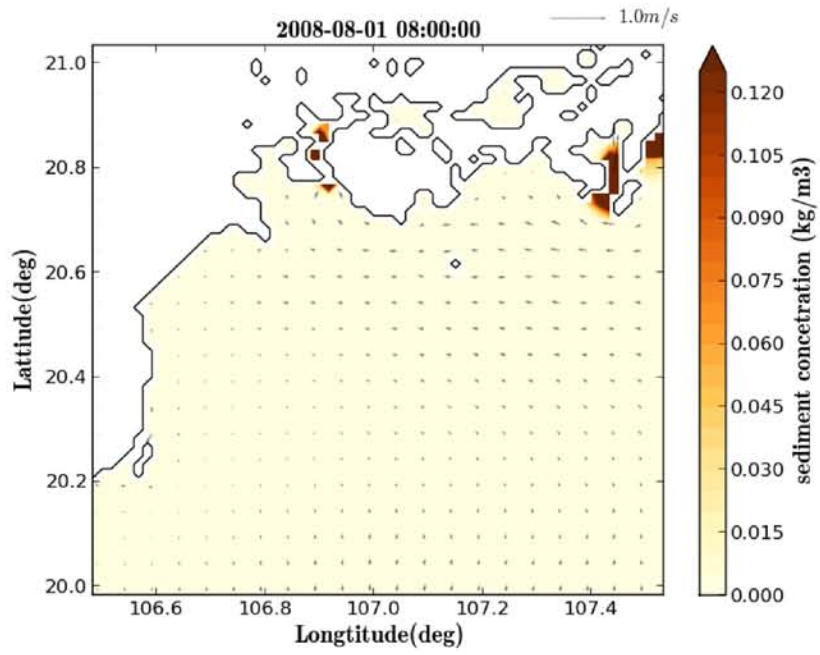
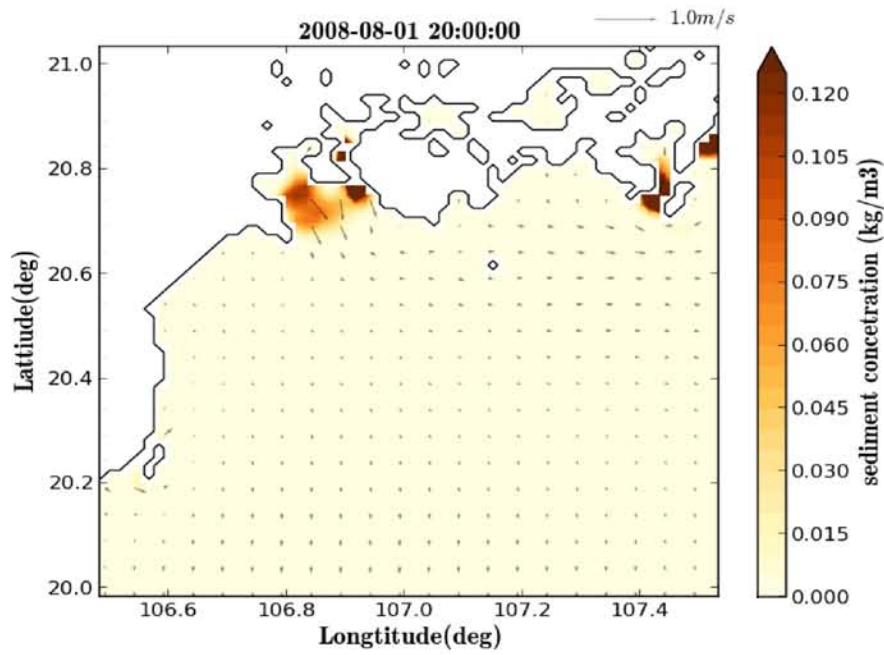
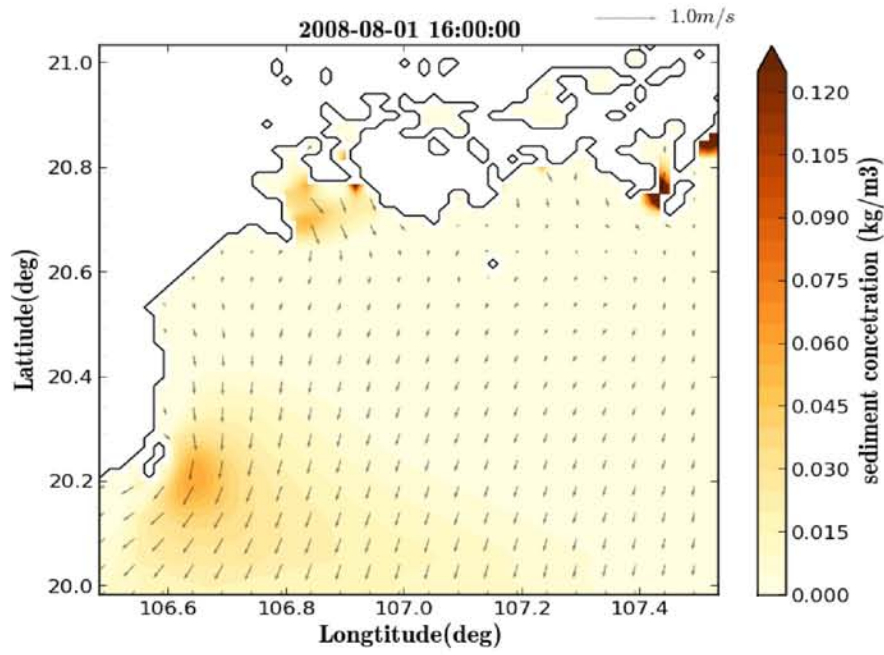


图 5.5 平常時浮遊砂濃度分布（大潮）



☒ 5.5 continued



☒ 5.5 continued

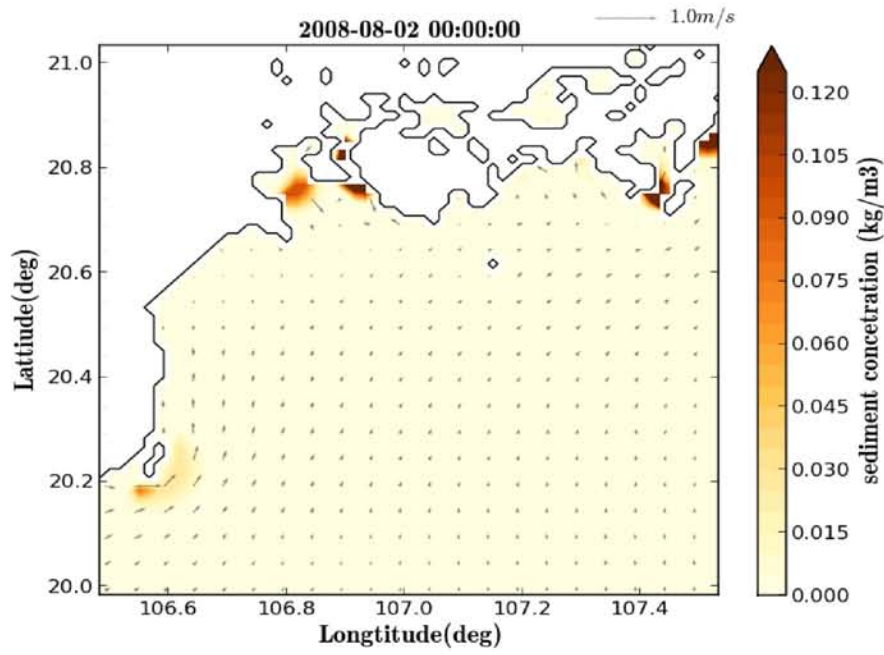


图 5.5 continued

平常時 (小潮)

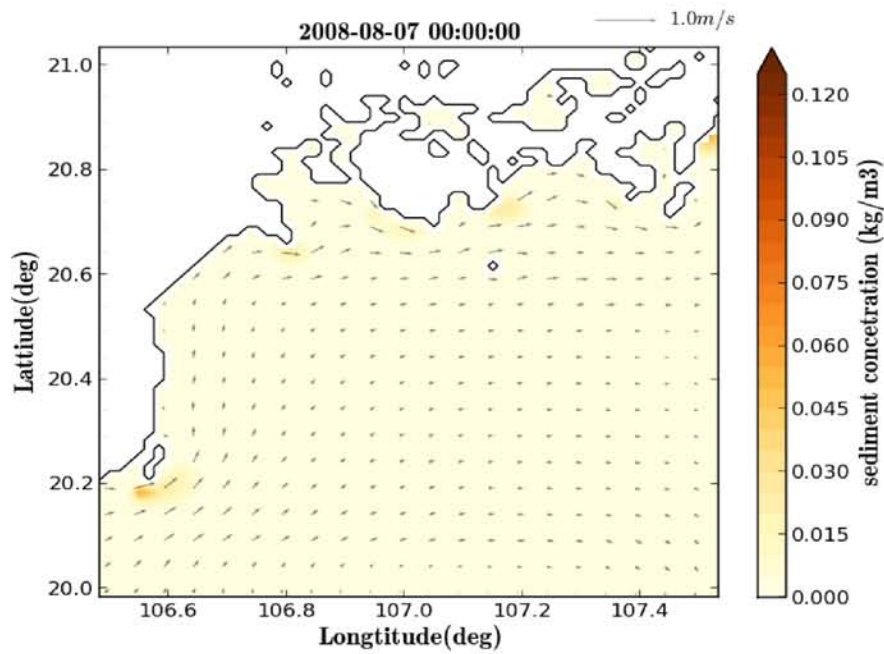
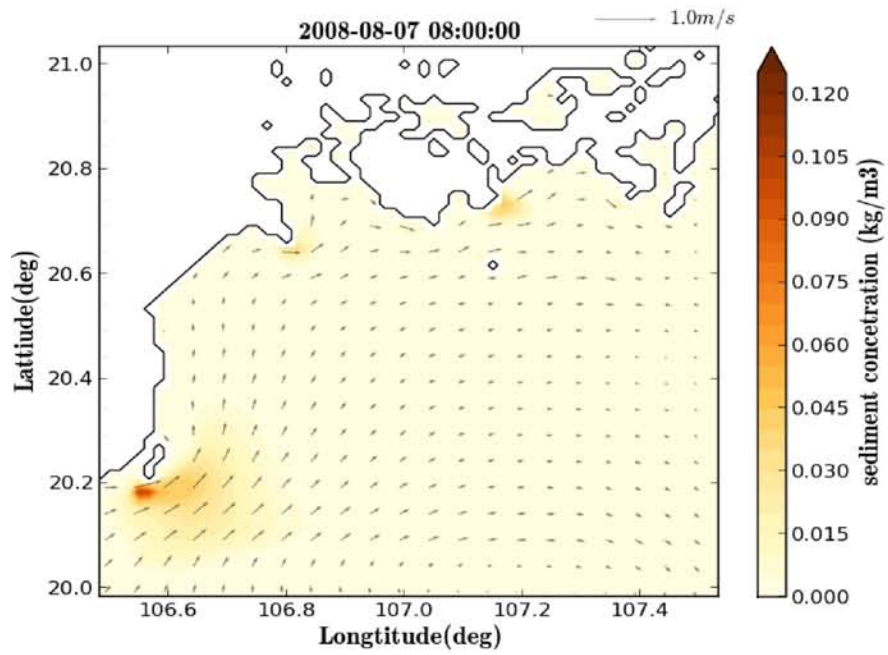
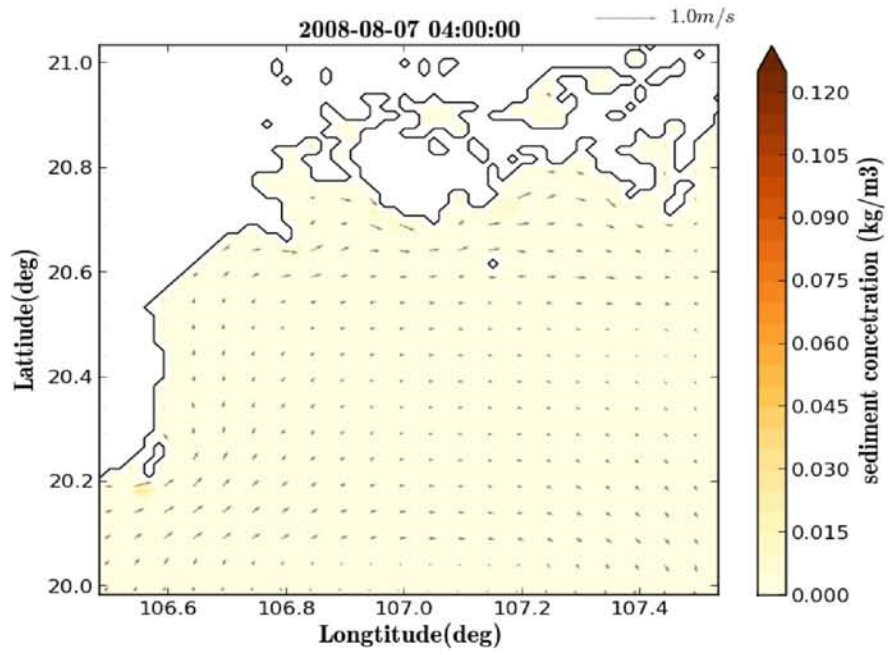
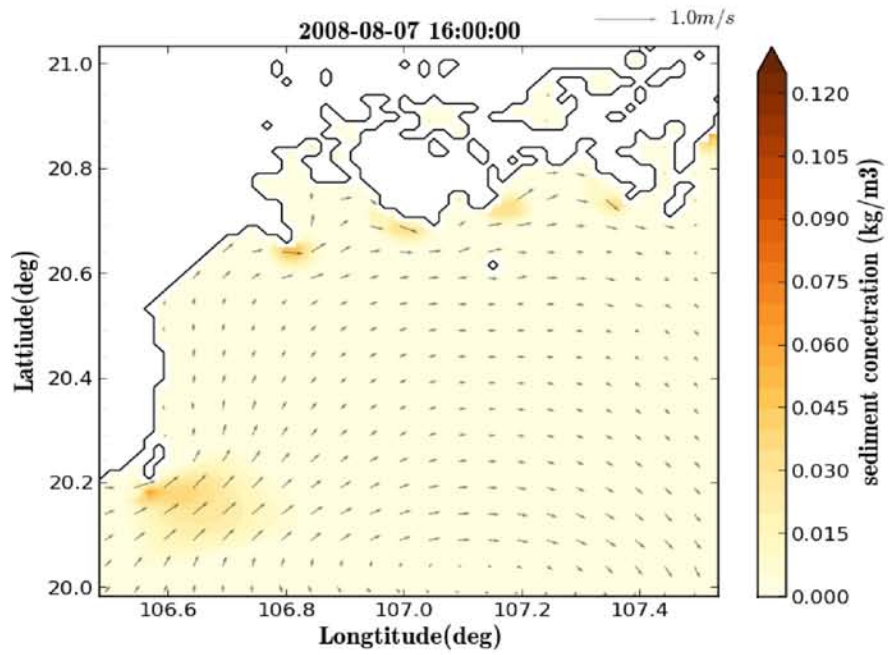
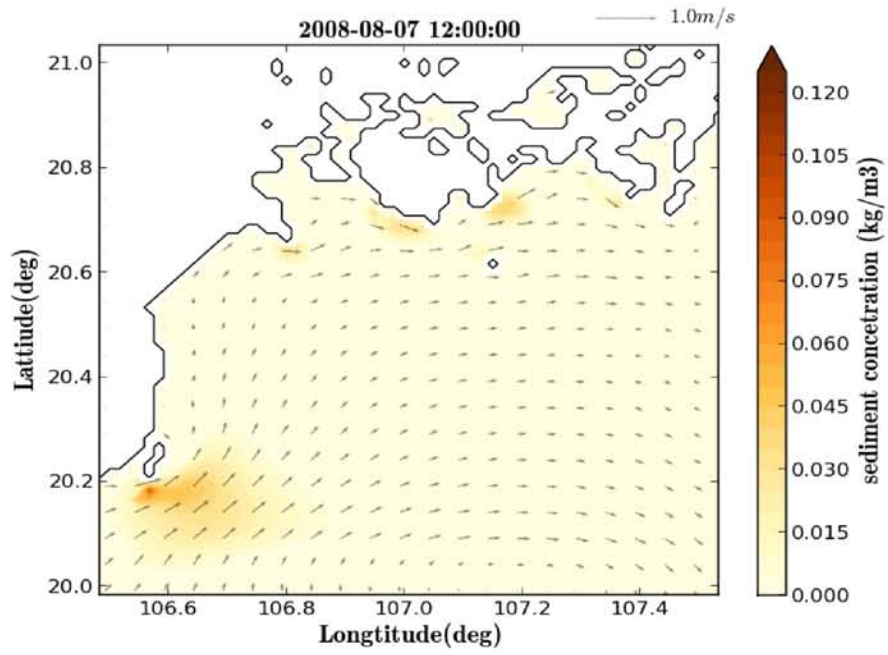


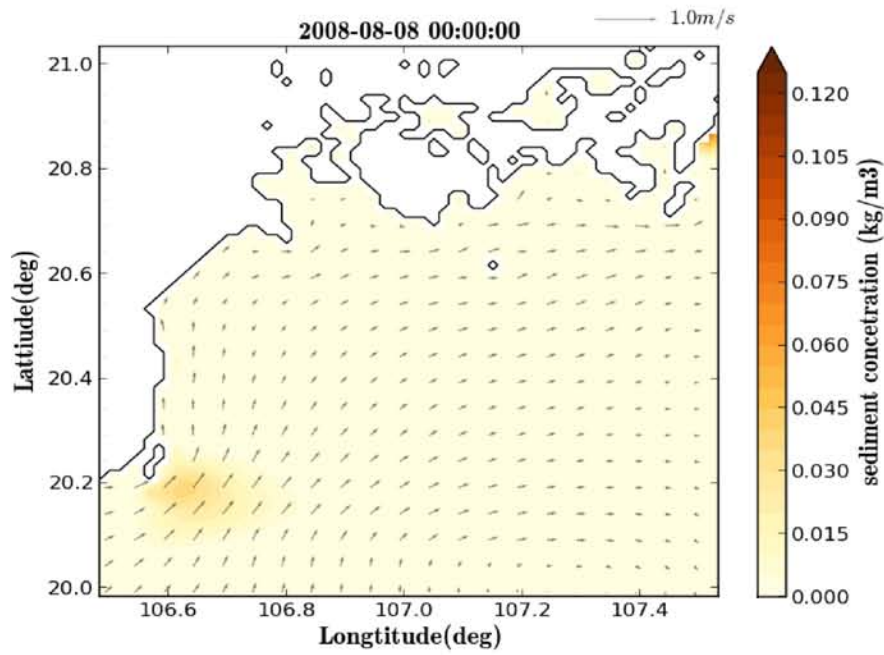
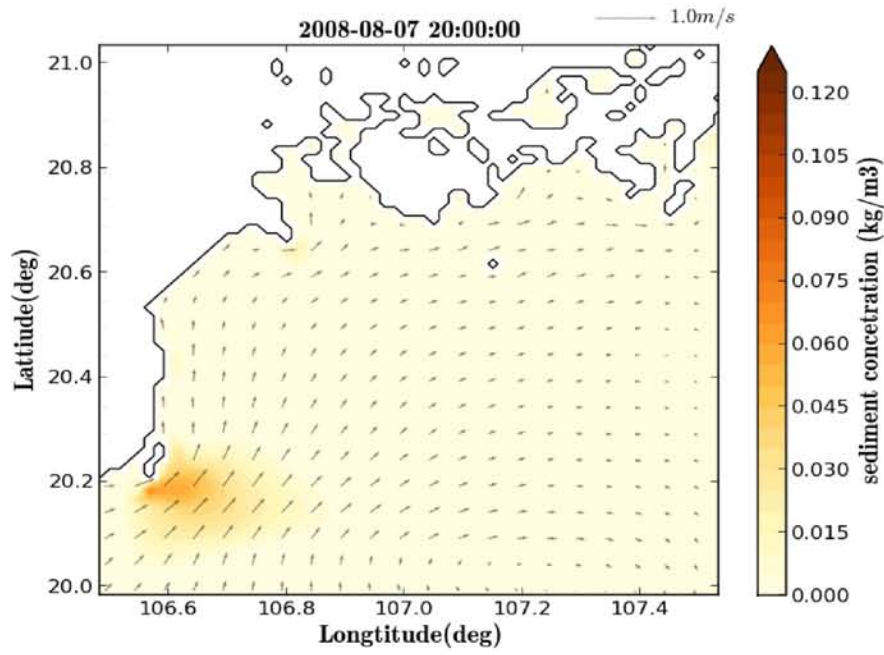
图 5.6 平常時浮遊砂濃度分布 (小潮)



☒ 5.6 continued



☒ 5.6 continued



☒ 5.6 continued

台風時

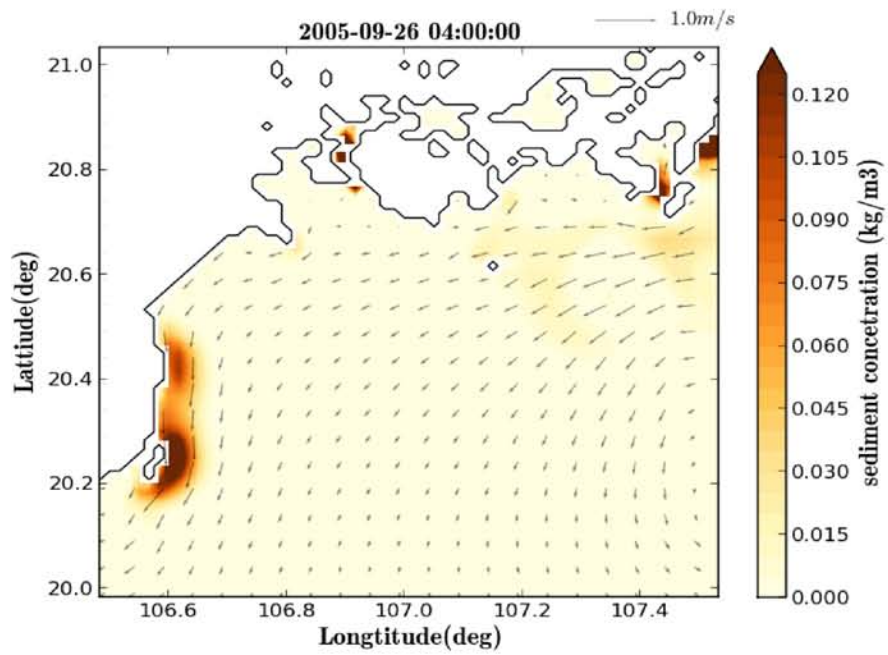
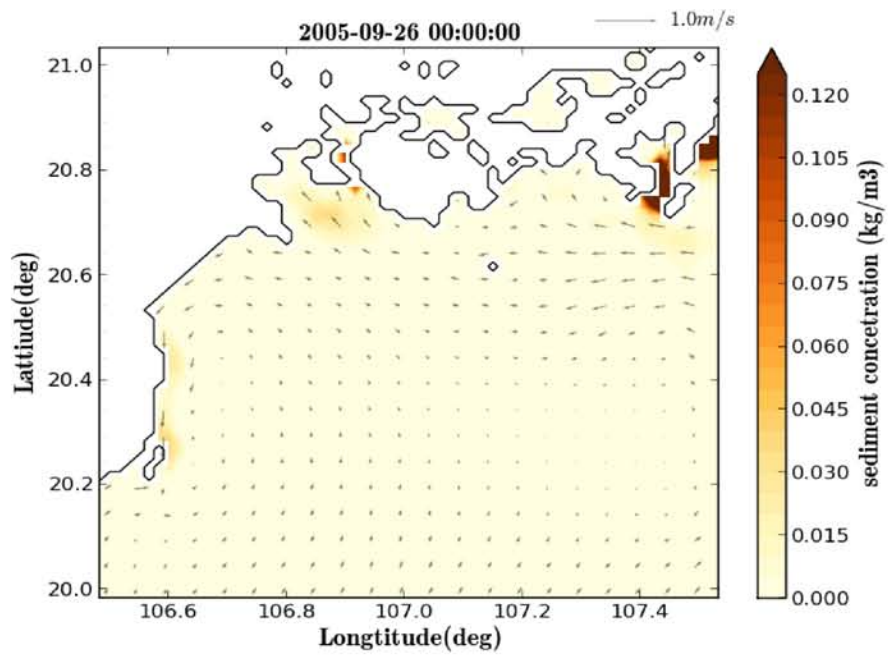
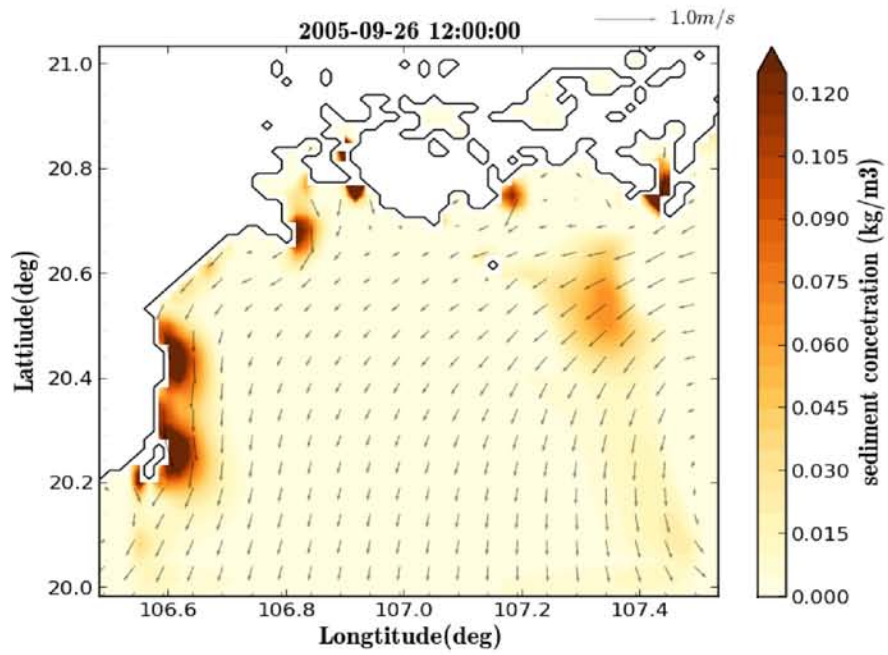
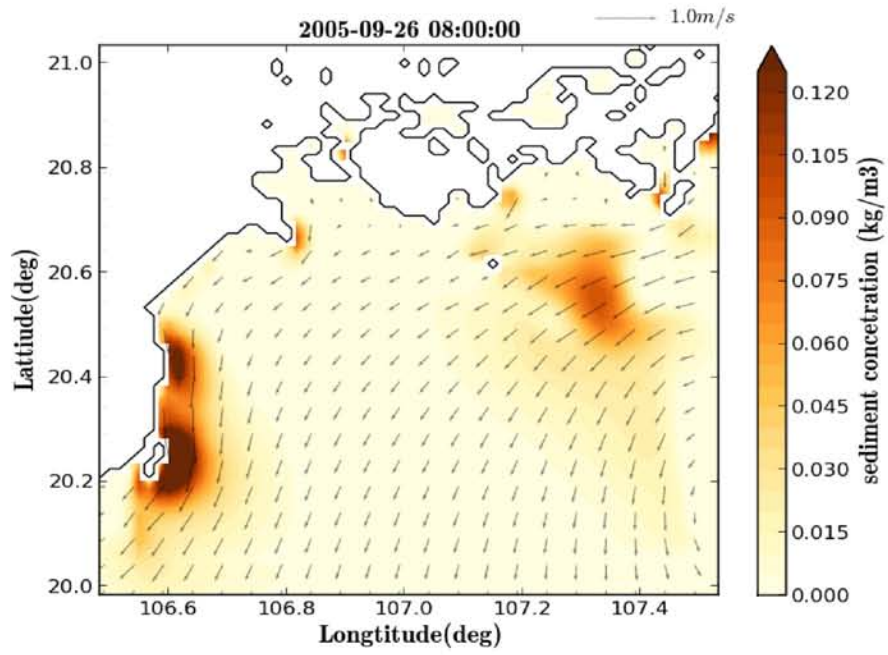
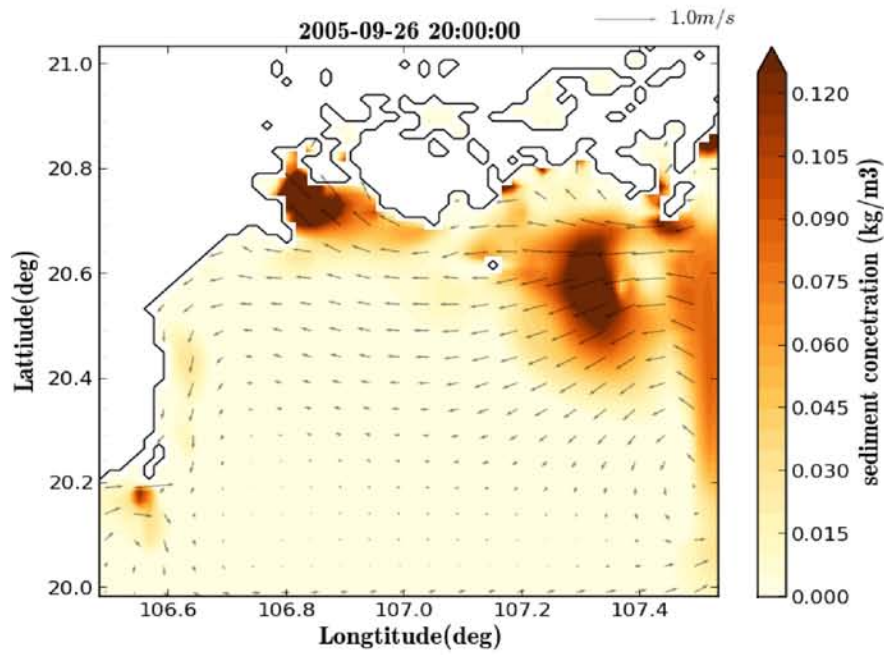
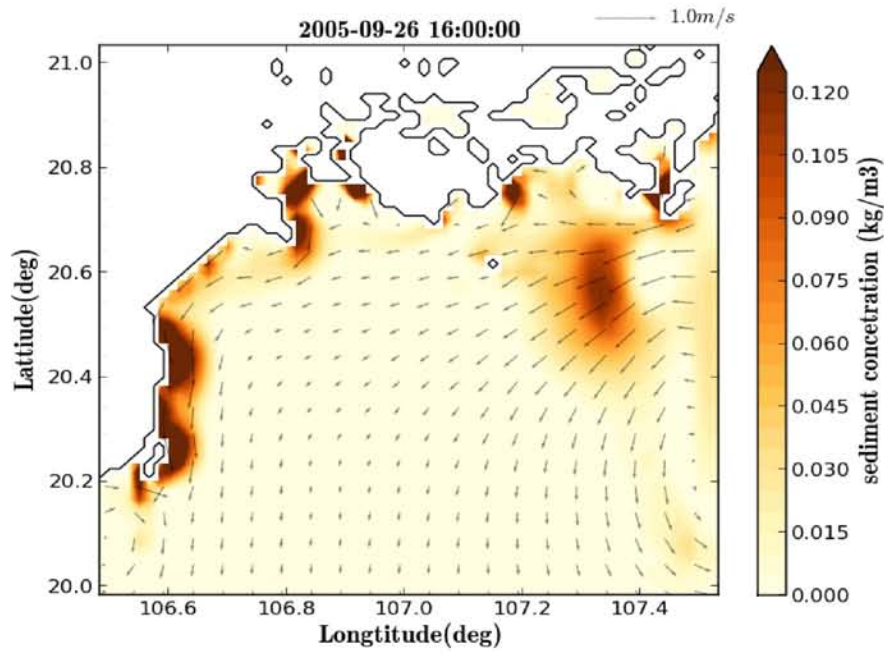


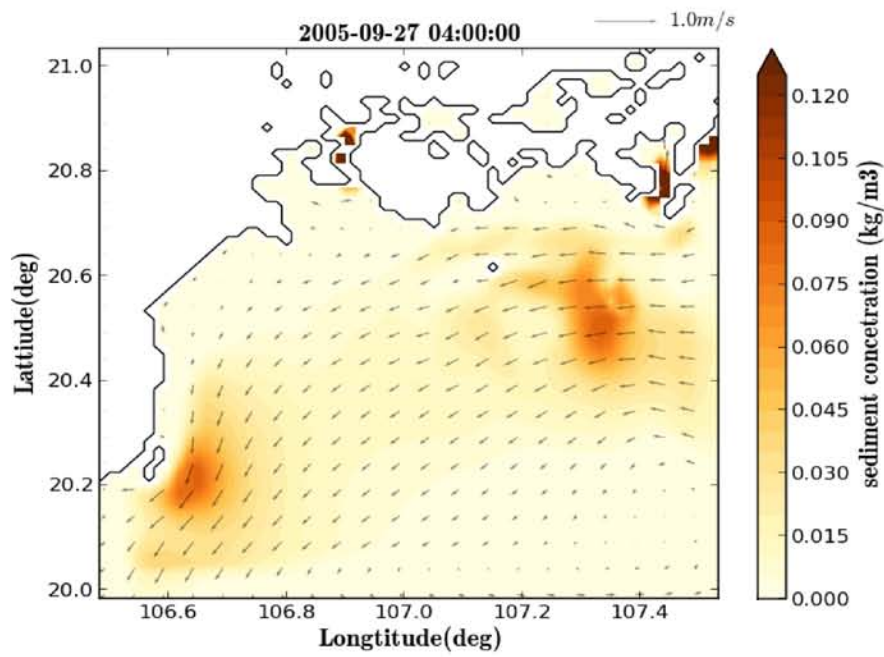
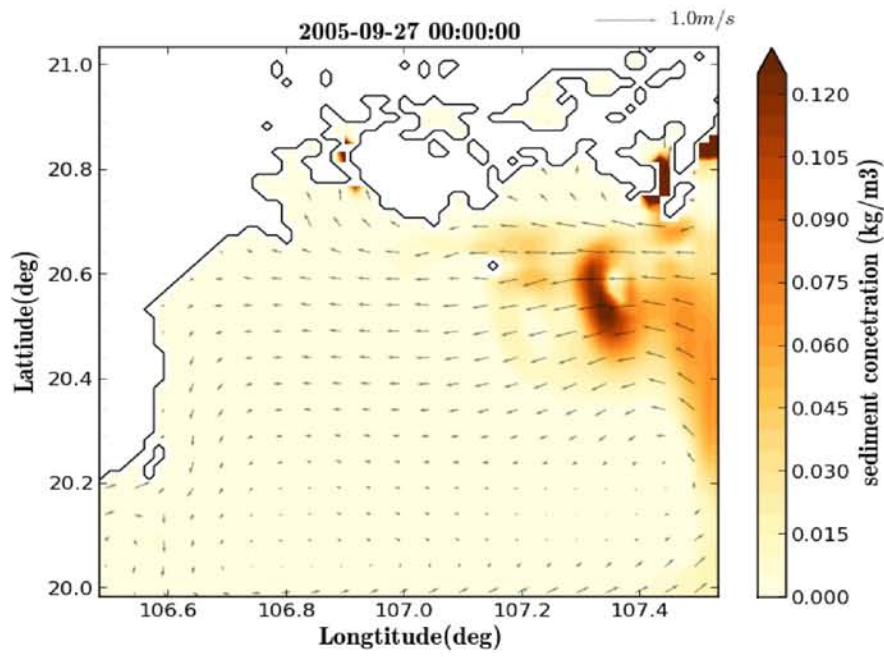
图 5.7 台風時浮遊砂濃度分布



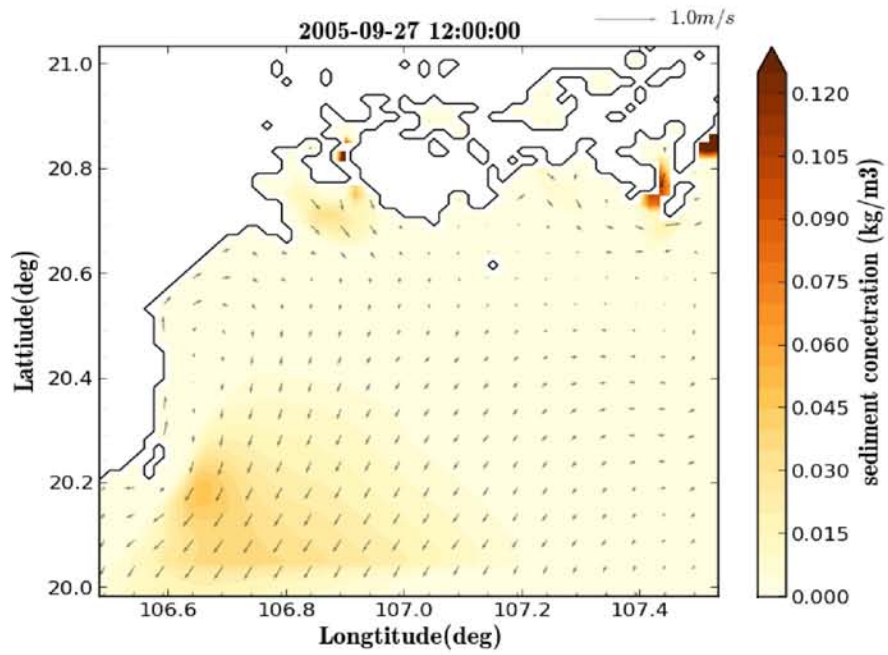
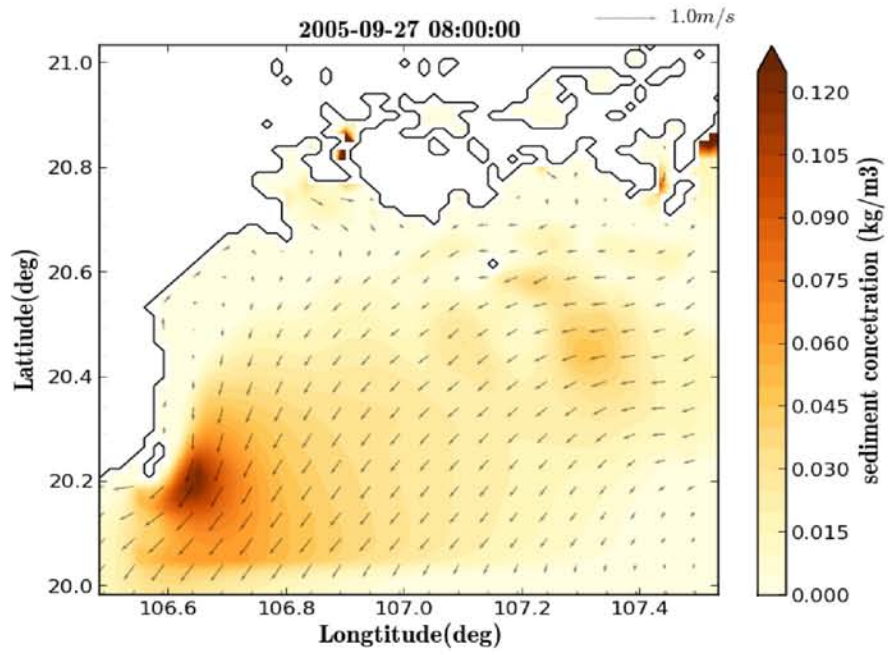
☒ 5.7 continued



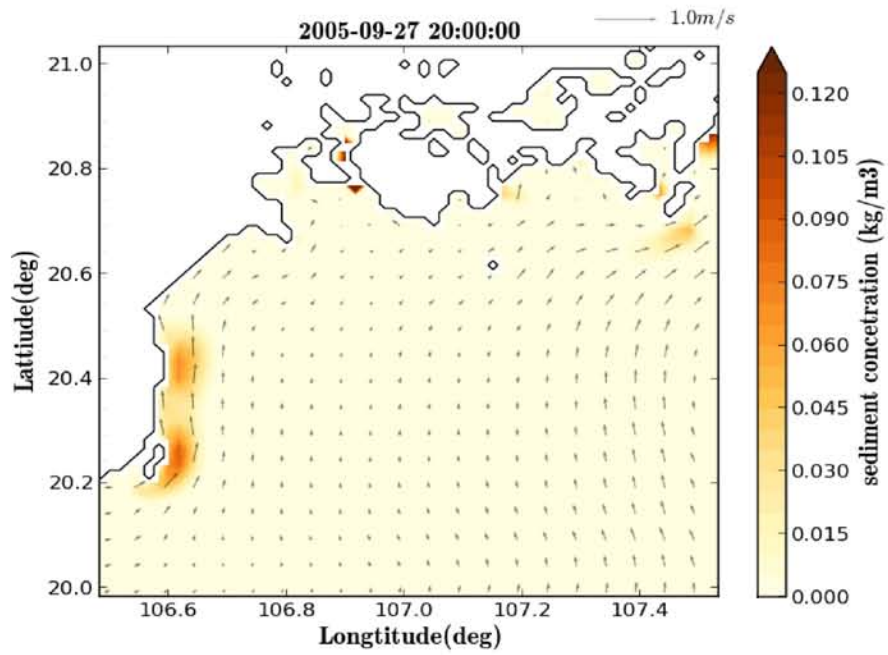
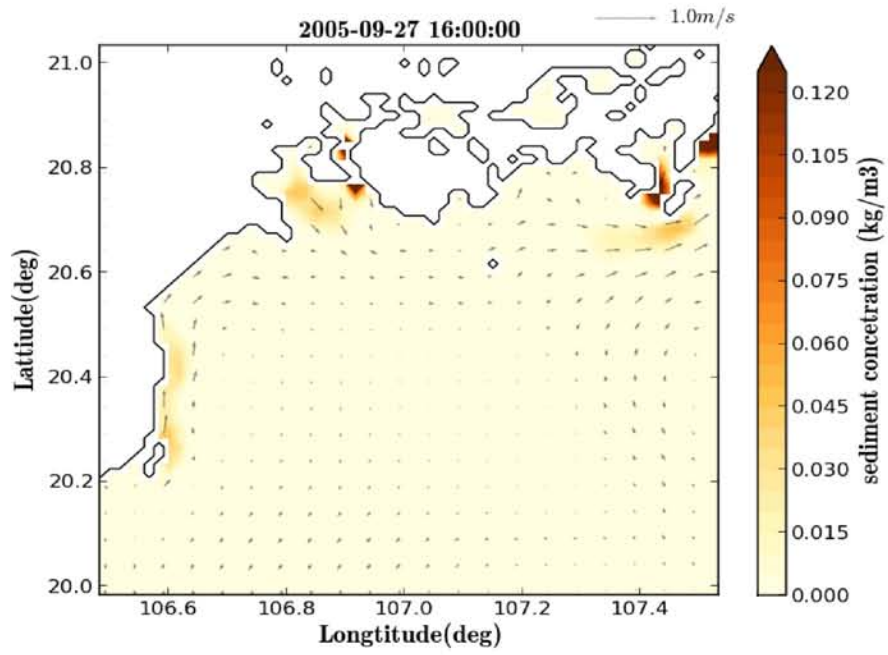
☒ 5.7 continued



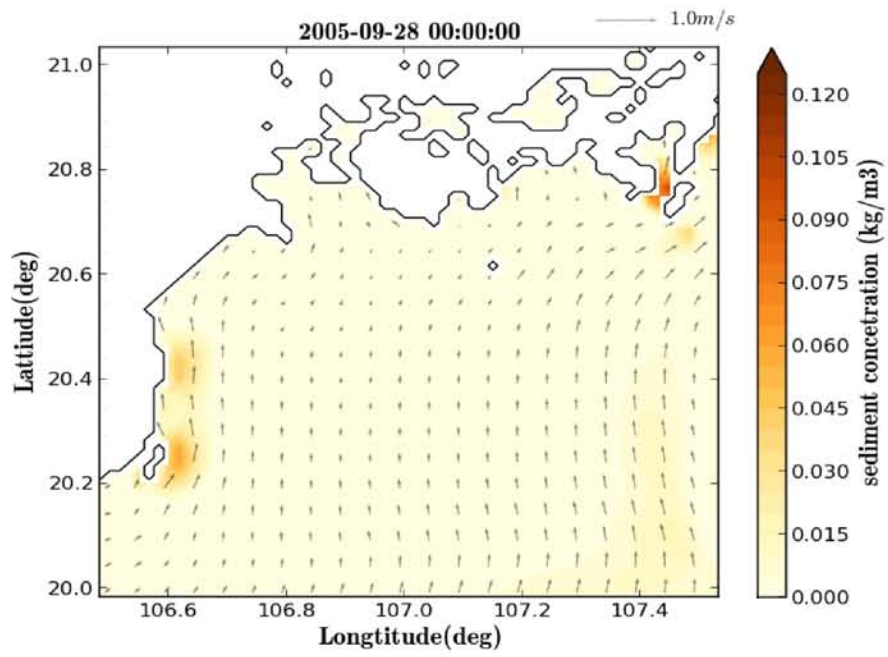
☒ 5.7 continued



☒ 5.7 continued



☒ 5.7 continued



☒ 5.7 continued

5.2.2 領域内底面平均浮遊砂濃度

(1) 実条件 (WRF 計算風速・河川流入なし)

図 5.8 は領域 3 における底面平均浮遊砂濃度の変動である。図中の薄線は河口付近の潮汐変動を表している。大潮時の浮遊砂濃度 (8 月 1 日~4 日) は約 3.5 m の潮位変動に伴って変化し、上げ潮・下げ潮の速度が最大になる時に浮遊砂濃度は $0.005\sim 0.006\text{ kg/m}^3$ をピークとして変動する傾向が見られた。このことは上げ潮及び下げ潮速度が最大になる時、流れによって土砂が浮遊させられたと言える。また、8 月 1 日の 12 時頃のような上げ潮、小潮時とは異なる時間で浮遊砂が高濃度となっている箇所も存在する。この現象は河口付近の潮汐変動と数時間の位相差が生じるような離れた地点で浮遊砂濃度が増加した結果ではないかと考えられる。図 5.5 より、河口から離れた南西の島付近で高濃度の浮遊砂が発生していた。また、領域内の浮遊砂濃度は 8 月 4 日以降の大潮から小潮に移り変わる中潮の間に急激に減少し、小潮時には土砂がほとんど浮遊しない状態となった。

(2) 風速データによる差異

領域 3 における底面平均浮遊砂濃度の時間変化について、風速の入力値 (WRF 計算値と NCEP データ) の違いによる浮遊砂の影響を考察する。実線を WRF 計算値、破線を NCEP データの計算結果として、図 5.9 にそれぞれの浮遊砂濃度の変動を示す。これらを比較すると、大潮時に変動する浮遊砂濃度のピークにおいて、WRF 計算値を用いた解析結果が NCEP の結果よりも 0.002 kg/m^3 高い浮遊砂濃度を示した。また、8 月 7 日の台風の到来においては、両者の浮遊砂濃度の値に大きな差が生じた。両者の差が生じた原因には風速成分の解像度の違いに由来すると考えられるが、同時に、浮遊砂濃度の各ピーク時における風速が比較的弱いものの、WRF の風速値は NCEP とは異なり、波や流れ及び浮遊砂に影響を与えたとも言える。従って、大潮時の浮遊砂のふるまいは潮汐変動に大きく依存しているために、NCEP データを用いて時間解像度の粗い一様な風を与えるのみでは、浮遊砂への効果は表れにくかったのではないかと考えられる。一方、小潮時の浮遊砂は潮汐からの影響が少なくなるので台風のような大きなイベントで卓越的となり、強風時の再現性の差が浮遊砂濃度に大きく影響を与えたと言える。

(3) 潮汐による差異

平常時において、浮遊砂濃度の変動は潮汐の効果が大きいと考えられる。そこで、潮汐と浮遊砂濃度の関係性をより明らかにするため、実潮汐変動を入力値とする代わりに周期 1 日、1.5m の大潮変動と、周期 1 日、0.5m の小潮変動を与えて再計算を試みた。計算結果を図 5.10 に示す。実線は実潮汐、破線は大潮、点は小潮を示す。参考として各潮汐を薄線で示した (実線：実潮汐、一点鎖線：大潮、破線：小潮)。なお、大潮、小潮とも初期に与えた水位と領域内の水位差が大きくなり、計算開始時において流動が異常な値を示

したため、計算期間の 1 日目は図示していない。また、計算の際に大潮と小潮の海面変動は実潮汐と位相差を生じてしまった。これらを踏まえて考察を行う。

一定振幅の潮汐変動に応じて大潮時の浮遊砂濃度も変動を示した。しかしながら、小潮時はほとんど土砂の浮遊がなかった。ただし、7 日以降は両者共に台風の影響によって浮遊砂濃度が増加し、定常的な浮遊砂濃度に影響を与えた。大潮時における浮遊砂変動のピークと上げ潮と下げ潮の関係は、実潮汐に比べてはっきりと表れた。また、ピーク時の浮遊砂濃度の値は時間によって変化していることから、風の影響を受けているのではないかと考えられる。8 月 7 日には台風の影響によってそれまでのピーク時浮遊砂濃度の約 2 倍に増加した。以上より、浮遊砂濃度の変動は潮汐変動に強く関係し、上げ潮、下げ潮時に浮遊砂濃度がピークを迎える。小潮時は土砂に対して浮遊させる程の影響を与える可能性は低い。これに加え風の作用は浮遊砂濃度の変動が大きい程、浮遊砂濃度増加に影響を与えやすく、強風下においてはそれまでのピーク時浮遊砂濃度を 2 倍にまで増加させる要因の一つとして考えられる。

(4) 河川流入

河川流入を考慮する場合、約 110km グリッドスケールの領域 3 において、河川が領域全体に与える底面平均浮遊砂濃度の増加は相対的に少ないと考え、河口域を中心に 17 km の範囲を基本領域として底面浮遊砂濃度平均を算出した。計算結果を図 5.11 に示す。図中の点（凡例：none）は河川を考慮していない場合（図 5.8 と同じ）の浮遊砂濃度である。浮遊砂が高濃度に分布しやすい領域内の平均であるため、浮遊砂濃度のスケールが大きい。河川流入を考慮した浮遊砂濃度の変動は、河川流入を考慮しない場合と同じ傾向を示しているが、ピークにおいてしばしば差が生じた。河川を考慮しない場合に比べて底面における領域平均浮遊砂量の増加は約 7.8 % であった。なお、領域 3 の範囲とより狭い領域（約 12 km スケール）と少し広い領域（約 20 km スケール）において増加量を算出したところ、それぞれ 0.24 %、2.78 %、6.61 % であった。これより、領域 3 は想定通りごくわずかな増加量ではあったが、注目すべき点は 12 km スケール領域と 20 km スケール領域において、17 km スケール領域よりも増加量が小さくなったことである。このことから、河川から流入した浮遊砂の大部分は 12 km 領域から 20 km 領域の間に輸送されるものと考えられる。河川流入を考慮し、浮遊砂の増加量を算出した結果、増加傾向を示したが、本研究の条件下においては河川からの浮遊砂量に対してグリッドスケールが大きいこともあり、海域で巻き上げられた浮遊砂が圧倒的に多く、大きな影響とはならなかったのではないかと考えられる。また、河川浮遊砂は河口から 8 km 離れた距離まで輸送される傾向にあることが分かった。

(5) 台風時

台風時の底面浮遊砂濃度分布を図 5.12 に示す。期間内の潮汐変動は、平常時（2008 年 8 月）と比べ、明確な大潮と小潮がなく、終始 1.0m の潮位で変動した。9 月 23 日から 26 日まではこの変動による流速及び浮遊砂濃度は小さかった。しかしながら、26 日から 28 日においては平常時と比べて最大約 1.5 倍にも及ぶ高濃度の浮遊砂が長時間継続した。この継続期間は図において急激に風速が増加すると期間ほぼ一致していることから、計算期間内における大部分の浮遊砂は台風の影響が主要因であると推測できる。また、高濃度継続期間において、浮遊砂濃度の減少と増加を繰り返して 27 日午前平均濃度がピークに達した。台風の影響は 28 日以降弱まり、浮遊砂濃度は減少傾向を示し、前半期間と同様に低濃度の浮遊砂を示した。これより、1.0m 程度の潮汐変動は領域全体に影響を与えることは少ないと考えることができる。

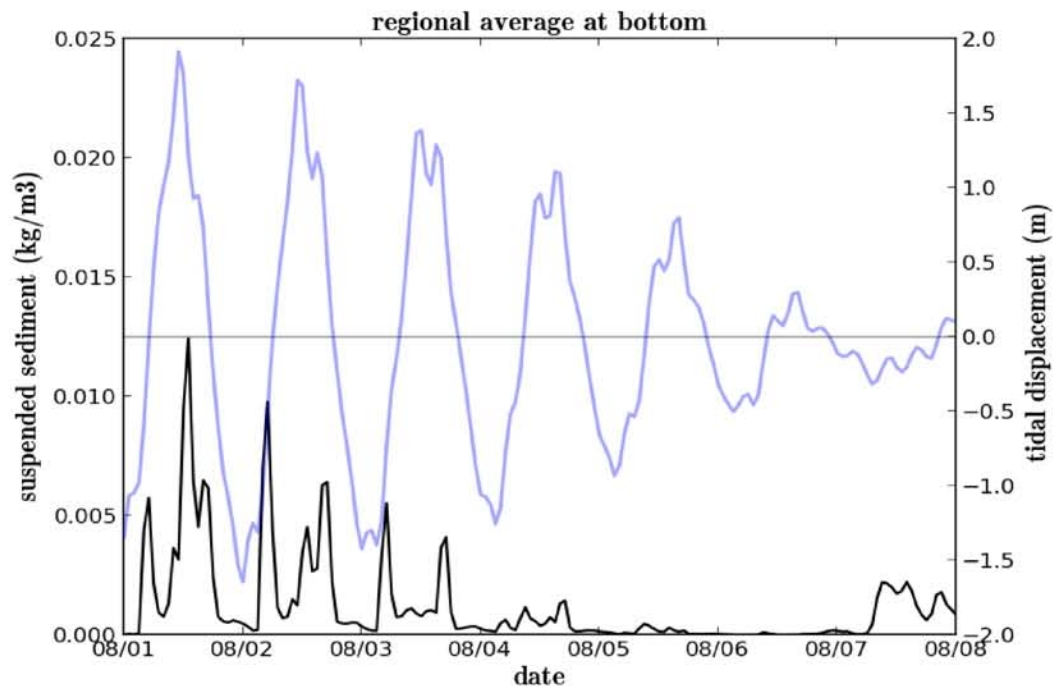


図 5.8 底面浮遊砂濃度の領域平均値の変動（平常時）

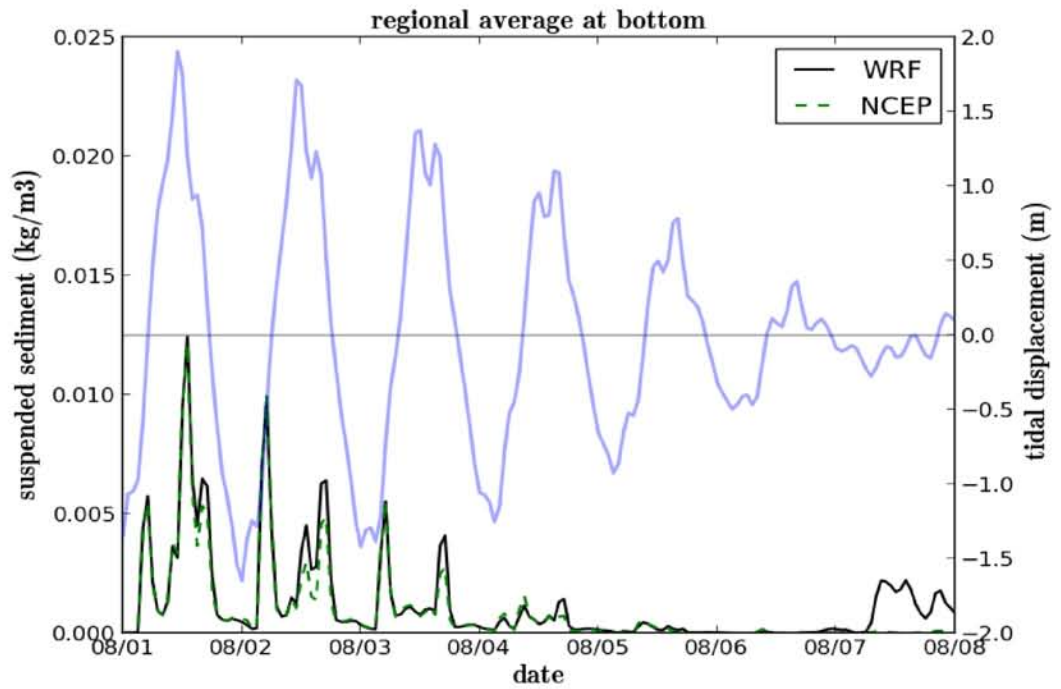


図 5.9 各風速データを用いた底面浮遊砂濃度の領域平均値の変動（平常時）

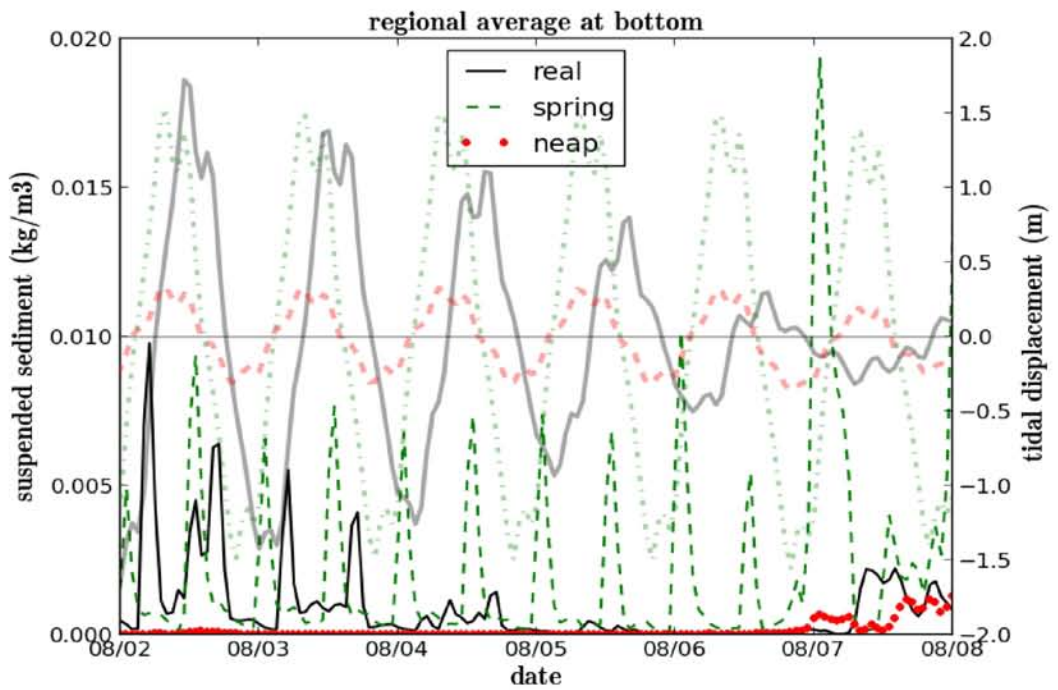


図 5.10 各潮汐を用いた底面浮遊砂濃度の領域平均値の変動（平常時）

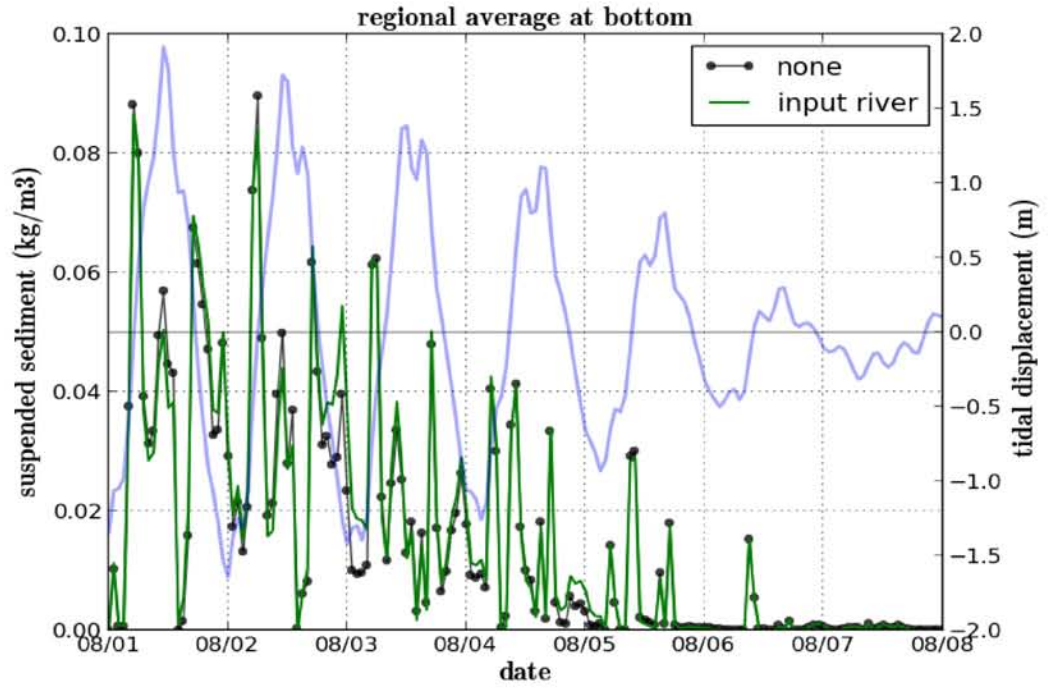


図 5.11 河川流入を考慮した底面浮遊砂濃度の領域平均値の変動（平常時）

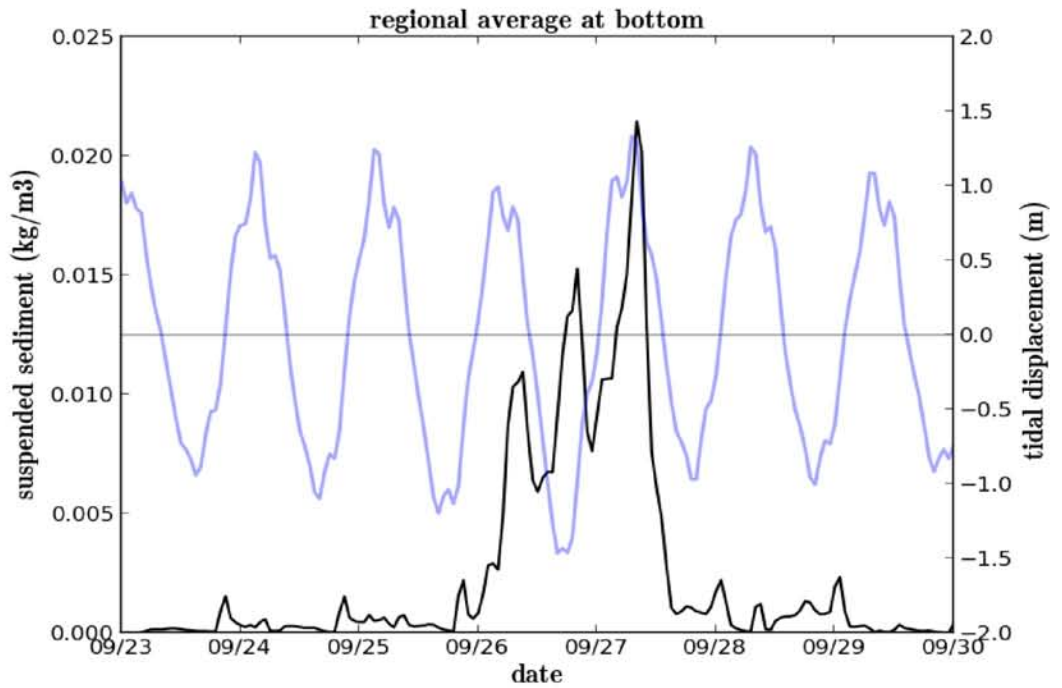


図 5.12 底面浮遊砂濃度の領域平均値の変動（台風時）

第6章 結論

本研究は、ベトナム Haiphong 周辺海域における土砂輸送メカニズムの把握を目的に、数値実験を行った。当該領域における既往の研究では、現地調査を基にした事例が多く、数値流体力学手法を用いての検証はあまりなされてこなかった。しかしながら、数値流体力学手法を用いることで潮流や波浪、気象等の自然条件に左右される非定常な土砂輸送を再現や将来予測を行うことができるようになる。そこで本研究では3次元海洋循環モデルの中から、波・流れ・大気の相互作用を扱える COAWST モデルを選択して土砂輸送シミュレーションを実行した。従来 COAWST を用いる問題点として COAWST を構成する複数のモデル毎に前処理が必要となり、ユーザーへの負担が大きいことが挙げられてきた。そこで本研究では COAWST における煩雑な処理を簡略化するプリポストシステムの開発に取り組み、この問題を解消させた。これらを踏まえ、Haiphong 周辺海域における土砂輸送について、WRF 計算風速を入力データとする ROMS-SWAN カップリング計算を行い、全てのモデルに3段階ネスティングを適用させた。また、対象領域における土砂についての詳細な観測値がないため、潮汐（大潮、小潮）や河川流入、気象（平常時：2008年8月1日~8月8日と台風時：2005年9月23日~9月30日）といった様々な条件下で土砂輸送解析を行い、相対的な評価を行った。以下に本研究の結論を述べる。

- (1) WRF の風速計算結果より、対象領域における平常時の風速は 5m/s 以下の比較的弱い風しかないことが分かった。特に三段階グリッドの最小領域における風速の分布はほぼ一様となってしまった。台風（2005年 DAMREY）時における計算結果は台風の進行と共に、風向の変化及び風速の発達や減衰が詳細に表現され、平常時と比較して強い風速場を示した。
- (2) 浮遊砂解析によって対象領域内の浮遊砂の特徴を明らかにした。この海域内の流動は潮汐変動の影響を強く受けており、土砂の浮遊においても同様の傾向であった。また、水深が浅い河口付近や沿岸域、島周辺、狭い海域などの流速が大きくなりやすい領域において、比較的高濃度の浮遊砂が分布し、土砂の浮遊には潮汐及び流速、地形条件が大きく関係していた。
- (3) 潮汐が与える浮遊砂への影響について、大潮時では流速が最大となる上げ潮、下げ潮の過程において浮遊砂濃度が増加する傾向が見られた。また、中潮、小潮時では浮遊砂濃度は急激に減少し、堆積状況になることが判明した。このことから、大潮時は浮遊、小潮時は沈降のサイクルを繰り返していることが分かった。

- (4) 定常的な大潮変動と小潮変動水面波形を境界値に与えて再度計算した結果、浮遊砂濃度がピークに達する値は時間によって異なったことから、平常時の風速は比較的弱い風でも浮遊砂濃度の変動が大きい程、濃度増加に寄与することが分かった。また、この効果は風速データの解像度によって差があることも分かった。
- (5) 河川から流入する浮遊砂の大部分は河口域を中心とした 12km ~20km スケールの領域に輸送されることが分かった。本研究のスケールでは河川からの浮遊砂量よりも海域の浮遊砂の方が圧倒的に多く、大きな影響を与えることはなかった。
- (6) 台風時における浮遊砂濃度の変動は強い風が支配的となり、平常時の最大 1.5 倍もの高濃度浮遊砂が長時間継続した。また、平常時の高濃度領域に加え、西側の海岸線や東側沿岸海域においても高濃度を示し、広範囲に浮遊砂が分布した。台風は当該海域の土砂輸送に大きなインパクトを与えることが分かった。

最後に今後の課題を述べる。本研究では土砂のパラメータに関して現地観測データがなかったため、COAWST で事前に設定されている値を用いた。より正確な土砂輸送を再現するためには土砂の粒度分布や浮遊砂濃度等の現地に即した条件を用いる必要がある。また、地形解像度を上げてより小さいスケールの現象を再現することも重要である。本研究では河川からの土砂流入は河口域において大きな変化を与えるものではなかったが、小さいスケールでの影響を評価することができれば、陸からの土砂流入が長期の地形変形に与える影響を予測することが可能である。

参考文献

- Ariathurai, C.R., Arulanandan, K. (1978). Erosion rates of cohesive soils. *Journal of Hydraulics Division*, 104 (2), 279-282
- Bender, M.A., Ginis, I. (2000). Real case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: effects on hurricane intensity. *Monthly Weather Review*, 128, 917-946.
- Bender, M.A., Ginis, I., Tuleya, R., Thomas, B., Marchok, T. (2007). The operational GFDL coupled hurricane-ocean prediction system and a summary of its performance. *Monthly Weather Review*, 135, 3965-3989.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions. Part I: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104, 7649-7666.
- Chen, S.S., Price, J.F., Zhao, W., Donelan, M.A., Walsh, E.J. (2007). The CBLAST-Hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 311-317.
- Colella, P., Woodward, P. (1984). The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations. *Journal of Computational Physics*, 54, 174-201.
- Do Minh Duc, Mai Trong Nhuan, Chu Van Ngoi, Tran Nghi, Dao Manh Tien, Tj. van Weering, C.E., G.D. van den Bergh (2007). Sediment distribution and transport at the nearshore zone of the Red River delta, Northern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 558-565.
- Fan, Y., Ginis, I., Hara, T. (2009). The effect of wind-wave-current interaction on air-sea momentum fluxes and ocean response in tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 39, 2097-2116.
- Ganju, N.K., Schoellhamer, D.H., Jaffe, B.E. (2009). Hindcasting of decadal-timescale estuarine bathymetric change with a tidal-timescale model. *Journal of Geophysical Research*, 114, F04019
- Haidvogel, D.B., Arango, H.G., Budgell, W.P., Cornuelle, B.D., Curchitser, E., Di Lorenzo, E., Fennel, K., Geyer, W.R., Hermann, A.J., Lanerolle, L., Levin, J., McWilliams, J.C., Miller, A.J., Moore, A.M., Powell, T.M., Shchepetkin, A.F., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Warner, J.C., Wilkin, J. (2007). Regional Ocean forecasting in terrain-following coordinates: model formulation and skill assessment. *Journal of Computational Physics*.
- Harris, C.K., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Bever, A., Warner, J.C. (2008). Sediment dispersal in the northwestern Adriatic Sea. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 113, C11S03.
- Harris, C.K., Wiberg, P.L. (1997). Approaches to quantifying long-term continental shelf sediment transport with an example from the northern California STRESS mid-shelf site. *Continental Shelf Research*, 17, 1389-1418.
- Holthuijsen, L.H. (2008). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge Press.

- Jones, P.W. (1998). A Users Guide for SCRIP: A spherical Coordinate Remapping and Interpolation Package. V 1.4, Los Alamos National Laboratory.
<http://climate.lanl.gov/Software/SCRIP/>.
- Kumar, N., Voulgaris, G., Warner, J.C., Olabarrieta, M. (2012). Implementation of the vortex force formalism in the coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system for inner shelf and surf zone applications. *Ocean Modeling*, 47, 65-95.
- Le Truong Giang (2005). DAMAGE CAUSE BY STRONG WIND & WIND LOADS STANDARD FOR BUILDING IN VIETNAM. *Tokyo Polytechnic University- Graduate School of Engineering- Wind Engineering Research Center* (report)
- Lesser, G.R., Roelvink, J.A., van Kester, J.A.T.M., Stelling, G.S. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering* 51, 883-915.
- Liu, X.-D., Osher, S., Chan, T. (1994). Weighted essentially non-oscillatory schemes. *Journal of Computational Physics*, 115, 200-212.
- Mellor, G.L. (2003). The three-dimensional current and surface wave equations. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1978-1989.
- Mellor, G.L. (2005). Some consequences of the three-dimensional currents and surface wave equations. *Journal of Physical Oceanography*, 35, 2291-2298.
- Meyer-Peter, E., Müeller, R. (1948). Formulas for bedload transport. In: Report on the 2nd Meeting International Association Hydraulic Structure Research. Stockholm, Swedenwe, 39-64
- Olabarrieta, M., Warner, J.C., Armstrong, B., Zambon, J.B., He, R. (2012). Ocean-atmosphere dynamics during Hurricane Ida and Nor'Ida: An application of the coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system. *Ocean Modeling*, 43-44, 112-137.
- Schott, G. (1942). Grundlagen einer Weltkarte der Meeresströmungen. *Ann. Hydr. Mar. Met.*, 247.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C. (2005). The regional Ocean Modeling System: a split-explicit, free surface, topography-following coordinates ocean model. *Ocean Modeling*, 9, 347-404.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C. (2009). Correction and commentary for "Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system by Haidvogel et al., *Journal of Computational Physics*, 227, 3595-3624." *Journal of Computational Physics*, 228, 8985-9000.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G. (2005). A Description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR.
- Soulsby, R.L., Damgaard, J.S. (2005). Bedload sediment transport in coastal waters. *Coastal Engineering*, 52, 673-689.
- Svendsen, I.A. (1984). Wave heights and set-up in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8, 303-329.

- Svendsen, I.A., Haas, K., Zhao, Q. (2002). Quasi-3D nearshore circulation model SHORECIRC, User's Manual, Draft Report, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil Engineering, University of Delaware, Newark.
- Taylor, P.K., Yelland, M.J. (2000). The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *Journal of Physical Oceanography*, 31, 572-590.
- Van Maren, D.S., Hoekstra, P. (2004). Seasonal variation of hydrodynamics and sediment dynamics in a shallow subtropical estuary; the Ba Lat River, Vietnam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60, 529-540.
- Warner, J.C., Brandy Armstrong, Ruoying He, Joseph B Zambon (2010). Development of a Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport (COAWST) Modeling System. *Ocean Modeling*, 35, 230-244.
- Warner, J.C., Butman, B., Alexander, P.S. (2008a). Storm-driven sediment transport in Massachusetts Bay. *Continental Shelf Research*, 28, 257-282.
- Warner, J.C., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Harris, C., Arango, H.G. (2008b). Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computes & Geosciences*, 34, 1284-1306.
- Warner, J.C., Perlin, N., Skillingstad, E. (2008c). Using the Model Coupling Toolkit to couple earth system models. *Environmental Modeling and Software*, 23, 1240-1249.
- Willmzik, M. (1929). Die Stromungen im subtropischen Konvergenzgebiet des Indischen Ozean. Veroff. Inst. Meeresk. Univ. Berlin.
- Xue, Zuo., He, Ruoying., Liu, J.P., Warner, J.C. (2012). Modeling transport and deposition of the Mekong River sediment. *Continental Shelf Research*, 37, 66-78.
- 仲座睦 (2012). ROMS-SWAN 結合モデルを用いたハイフォン沿岸域における流動及び輸送に関する 3 次元解析. 首都大学東京大学院都市環境科学研究科修士論文 (未公刊) .
- Dang Van To, 今村文彦 (1995). 近年のベトナムにおける台風・洪水被害の特徴, *海岸工学論文集*, 42, 1261-1265.
- 鶴崎賢一、栗山善昭 (2007). 白川河口干潟における凝集性土砂の土砂収支に関する数値計算. *海岸工学論文集*, 54, 456-460.
- 二宮順一、森信人、安田誠宏、間瀬肇 (2012). WRF-ROMS-SWAN を用いたモデル間の結合の有無による気象・海象推算結果の比較. *土木学会論文集 B2*, 68, 466-470.