

# 福島沿岸域における放射性核種の海域移行定量化を目的とした 領域土砂輸送モデルの開発

## A Regional Sediment Transport Modeling for Fluvial Influx and Redistribution of Suspended Radionuclide in the Fukushima Coast

内山雄介<sup>1</sup>・山西琢文<sup>2</sup>・津旨大輔<sup>3</sup>・宮澤泰正<sup>4</sup>

Yusuke UCHIYAMA, Takafumi YAMANISHI, Daisuke TSUMUNE and Yasumasa MIYAZAWA

Fluvial discharge from the rivers is viewed as a missing piece for the inventory of the radionuclides in the ocean during the accident at the Fukushima Daiichi Nuclear Power Plant. The land-derived input introduces a time lag behind the direct release through hydrological process because these radionuclides mostly attach to suspended particles (sediments) that are transported quite differently to the dissolved matter in the ocean. We therefore develop a regional sediment transport model consisting of a multi-class non-cohesive sediment transport module, a wave-enhanced bed boundary layer model and a stratigraphy model proposed by Blaas *et al.* (2007) based on ROMS.

### 1. はじめに

東京電力福島第一原子力発電所 (以下, 1F) は, 2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震に伴う津波によって被災し, 炉心融解に伴って大量の放射性物質が大気・海洋へと放出された. 内山ら (2012, 2013; 以下前報) は, 1Fから海洋へと直接漏洩した放射性核種 (溶存態<sup>137</sup>Cs) の海洋分散再解析を行い, 2011年春季の福島県沖陸棚域における流速変動には海上風が大きく関わり, <sup>137</sup>Csの漏洩開始から5月下旬まで陸棚波の影響を強く受けた北方向への沿岸ジェットが形成され, それに伴って漏洩直後の<sup>137</sup>Csの大部分は北方向へと輸送されていたことなどを報告した.

海洋での放射性核種の分散パターンは, 1Fからの直接漏洩に加えて大気からの降下など様々な要因の影響を受ける. 例えば, 陸域では<sup>137</sup>Csの多くは主に土壤表層の粘土粒子に吸着し, それらが降雨等によって懸濁態として河川から海洋へ流入することや, 海底においても同様に<sup>137</sup>Csが土粒子に吸脱着することなどが知られている. 懸濁態<sup>137</sup>Csの挙動は直接漏洩した溶存態<sup>137</sup>Csとは大きく異なり, 水文過程を経て海域へ至るためにタイムラグがあることや, 一旦海洋へ流入したあとに再懸濁・沈降を繰り返すため長期間にわたって沿岸域に滞留することが懸念され, <sup>137</sup>Csインベントリを正確に把握し, 海洋生態系への影響を考えるためには, 懸濁態粒子の分散評価は極めて重要な課題である.

これに対して北村ら (2013) は, 波浪を考慮しない数値土砂輸送モデルを用いて河口からの粘土粒子の放出・沈降過程を解析し, 海洋表層を流れる河川流によって粘土粒子は沖合1 km程度まで輸送されることを示した. しかしながら, 浅海域での土砂輸送に対する波浪の影響は重要であり, 底面せん断力の強化やそれに伴う底質再懸濁, 碎波帯における海浜流の惹起などにおいて無視し得ない. そこで本研究では, 放射性核種の陸域から海域への移行過程の定量化を最終的な目的として, 波浪の影響を考慮した浅海域用マルチクラス領域土砂輸送モデルを開発し, 2011年春～夏期の東北沿岸の土砂輸送に関する再解析を実施したので, その結果について報告する.

### 2. 浅海域土砂輸送モデリング

本研究では, 領域海洋循環モデルROMSを用いた2段ネスティング東北・北関東沿岸モデル (前報) を境界条件としてもう一段階のネスティングを行い, ROMS-L3領域 (以下, 福島モデルと呼称) を新たに構築した. すなわち, 外洋影響を考慮するためにJCOPE2再解析データ (水平解像度1/12°) を最外側境界条件とし, ROMSを用いた1-way offlineネスティングにより, JCOPE2 → ROMS-L1 (水平解像度約3 km) → ROMS-L2 (同1 km) → ROMS-L3 (同250 m) へと順次ダウンスケージングを行った. (図-1).

福島モデル (ROMS-L3) では, L2モデルと同様の1Fを点源とする溶存態<sup>137</sup>Cs分散モデルに加え, 後述する海底境界層モデル・マルチクラス土砂輸送モデル・海底土砂層モデル (Blaasら, 2007) を組み込んだ. 土砂輸送モデルでは沈降速度を持ったactiveトレーサとしてsand, silt, clayの三つの土砂画分を考慮し, 河口部を始めとする任意の地点を点源として土砂供給が行えるように設計し

1 正会員 博(工) 神戸大学准教授 大学院工学研究科市民工学専攻  
2 学生会員 学(工) 神戸大学大学院 工学研究科市民工学専攻  
3 正会員 博(工) (一財) 電力中央研究所 環境科学研究所  
4 博(理) (独法) 海洋研究開発機構 地球環境変動領域

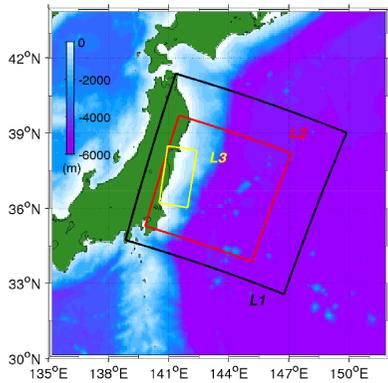


図-1 ROMSによる計算領域. 黒枠: ROMS-L1領域, 赤枠: ROMS-L2領域, 黄枠: ROMS-L3領域, カラー: 水深(m).

表-1 ROMS-L3の計算条件

計算期間	2011年2月2日~2011年7月19日
解析期間	2011年3月12日~2011年7月19日
格子数	1024 × 512 × 32層, 水平解像度: 250 m
境界条件	ROMS-L2 (二時間平均値) を線形補間
海上風	JMA GPV-MSM (一時間値)
海面フラックス	COADS (月平均気候値)
海表面温度	AVHRR Pathfinder (月平均気候値)
河川流量	HYDREEMS推定値 (日平均値)
海底地形	内閣府中央防災会議・地形データ
粒径組成	宮城県, 福島県水産試験場による観測値
波浪	SWAN推定値 (三時間平均値)

表-2 土砂のパラメータ(経験値)

class	$d$ ( $\mu\text{m}$ )	$\rho_s$ ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )	$w_s$ (mm/s)	$E_{u_s}$ ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ )	$\tau_{cr}$ ( $\text{N}/\text{m}^2$ )
sand	125	2650	9.4	$2.5 \times 10^{-3}$	0.15
silt	24	2650	0.4	$1.0 \times 10^{-4}$	0.07
clay	4	1100	0.1	$1.0 \times 10^{-4}$	0.02

た. 海底地形には内閣府中央防災会議データ (最小解像度50 m) を, 海上風には気象庁GPV-MSMデータを, 波浪条件には気象庁GPV-CWM再解析値に1-wayでネステイングさせたスペクトル波浪推算モデルSWANによる3時間平均推算値 (水平解像度約1 km, 海上風にはGPV-MSMを使用) を用いた. 初期の海底土砂の粒径組成には, 宮城県水産試験場および福島県水産試験場による観測値 (1991および2013) を用い, 最適内挿法で空間補間した. (図-2). L3領域内に存在する6本の一級河川, 14本の二級河川の河口における流量は, 電中研による流出モデルHYDREEMS (豊田ら, 2009) による日平均推定値を与えた (表-1). 放射性核種としては溶存態放射性セシウム $^{137}\text{Cs}$  (半減期約30年) のみを対象とし, 土砂粒子への $^{137}\text{Cs}$ の吸脱着 (懸濁態 $^{137}\text{Cs}$ ) は考慮しない. 溶存態 $^{137}\text{Cs}$ の直接漏洩モデルは, Tsumuneら (2012) と同様である. 本研究の解析対象期間は, 漏洩事故前から事故直後の2011年3月12日から7月19日までとした.

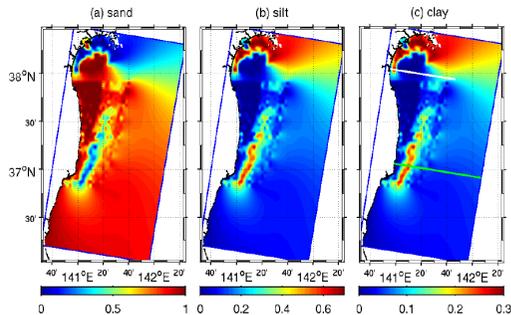


図-2 海底土砂の初期粒径組成. (c) 中の岸からESE方向に伸びている白および緑実線は, 図-5~9で用いる検査線を示している.

(1) 河川流出土砂量の評価

河川からの流入土砂フラックスは, HYDREEMSによる河川流量 $Q$ を用い, 全国平均 $L'-Q$ 式 (武川・二瓶, 2013) および浮遊土砂量と流量の相関式 (武田, 2001) から土砂の平均断面濃度 $\bar{c}$  (mg/l) を算出し, 河川流量を乗じることで推定した.

$$\bar{c} = a' \frac{Q^{b'-1}}{A^{b'-1}} \dots \dots \dots (1)$$

ここに,  $Q$ : 河川流量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $A$ : 流域面積 ( $\text{km}^2$ ),  $a'$ ,  $b'$ : 係数 ( $a'=160.0$ ,  $b'=1.62$ ) である. 流砂組成比はUSLE準拠モデルを用いた河川流出解析結果 (北村ら, 2013) による各河口付近での粒径比を参考に, 浜通り河川・福島県東部域を流域とする河川に対してはsand : silt : clayを4 : 5 : 2とし, その他の河川では1 : 4 : 2とした.

(2) 土砂輸送モデル

土砂輸送モデルは, Blaasら (2007) を参考に構築した. すなわち, 沈降速度を考慮した3次元浮遊砂輸送モデルをベースにしており, 凝集性土砂によるフロック化や底面における掃流砂は考慮しない. したがって非凝集性土砂の輸送方程式は, 土砂画分 $j$ に対し,

$$\frac{c_j}{\partial t} + \frac{u_i c_j}{\partial x_i} - \frac{K_i}{\partial x_i} \frac{c_j}{\partial x_i} - w_{sj} \frac{c_j}{\partial x_3} = Q_j \dots \dots (2)$$

で定式化される. ただし, テンソル表記は総和規約に従う. ここに,  $i$ : 座標方向 ( $x_3$ は鉛直上向き),  $c_j$ : 土砂濃度,  $K_i$ : 渦動粘性係数,  $w_{sj}$ : 沈降速度 (ただし, 土砂画分のみ依存させて定数で与え, 濃度や波の状態などには依存しないと仮定),  $Q_j$ : 土砂のシンクもしくはソース項, である.

(3) 海底境界層モデル

土砂の再懸濁や沈降に対して重要となる底面せん断応力 $\tau_b$ の評価には, Soulsby (1995) による波-流れ共存場に対する経験的なモデルを用いる.

$$\tau_b = \tau_c \left[ 1 + 1.2 \left( \frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \dots \dots \dots (3)$$

$$\tau_c = \rho \left( \frac{\kappa}{\ln(z_a/z_0)} \right)^2 u^2 |_{z=z_a} \dots \dots \dots (4)$$

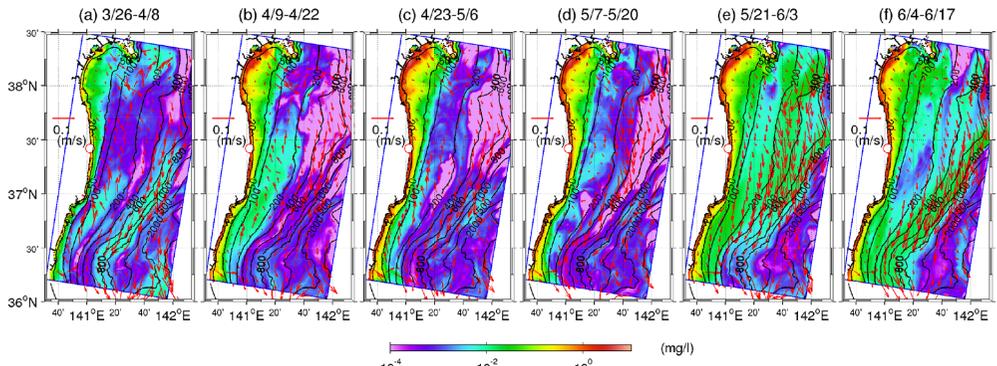


図-3 2011年3月26日から2週間ごとに時間平均した底層clay平均濃度(カラー, 対数スケール)と底層平均流速(ベクトル)および水深(コンター). 白抜き丸印は福島第一原発(1F)の位置.

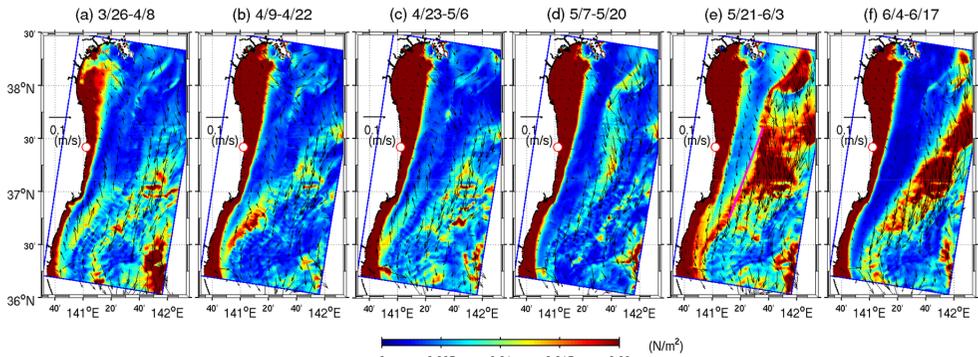


図-4 図-3と同じ. ただし, 2週間平均底面せん断応力(カラー)と底層平均流速(ベクトル).

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w u_b^2 \dots \dots \dots (5)$$

$$E_{0,j} = \left(\frac{d_j}{d_{50}}\right)^{1.0} \lambda_E^2 E_{u,j} \dots \dots \dots (7)$$

$\tau_c$ : 流れによる底面せん断応力,  $\rho$ : 水の密度,  $\kappa$ : カルマン定数 (= 0.4),  $z_0$ : Nikuradse粗度高さ,  $u_{|z=z_0}$ : 高さ $z_0$ における底層流速,  $\tau_w$ : 波による底面せん断応力,  $f_w=1.39 (\sigma_z / |u_b|)^{0.52}$ ,  $u_b$ : 軌道流速,  $\sigma$ : 波の周期である. ここで,  $u_b$ と $\sigma$ は, SWANによる推算値から外的に与えられる.

(4) 海底土砂層モデル

海底土砂層は, 水塊と海底中の土砂混合を許容する厚さ3 mmの交換層と, その直下の海底基層(厚さ10 m)からなる二層モデルによって表現する. 基層の厚さは時間とともに変化し, 海底(交換層)が浸食された場合, 基層の土砂が交換層へと供給され, 逆に堆積した場合は交換層の土砂が基層へと混入され, 交換層は常に3 mmを維持する.

浸食フラックス $E_j$ は交換層内の土砂構成と底面摩擦に依存しており, 底面せん断応力が土砂画分 $j$ の限界せん断(表皮)応力を超えた場合, 再懸濁(巻き上げ)が発生する.

$$E_j = E_{0,j} (1 - \lambda) f_j \left( \frac{\tau_b}{\tau_{cr,j}} - 1 \right) (\tau_b > \tau_{cr,j}) \dots \dots (5)$$

$$E_j = 0 \quad (\tau_b \leq \tau_{cr,j}) \dots \dots \dots (6)$$

ここに,  $\lambda$ : 間隙率,  $f_j$ : 体積分率,  $\tau_{cr,j}$ : 限界せん断応力,  $E_{0,j}$ : 混合粒径土砂に対する再懸濁率であり, 次式

で表現する. ただし,  $E_{u,j}$ : 単一土砂画分に対する再懸濁率,  $\lambda_E$ : 交換層での張力パラメータ ( $\lambda_E=1-0.29\sigma_\phi$ ),  $\sigma_\phi$ :  $\phi$ スケールでの土砂分布の標準偏差である. 本研究では, 土砂パラメータをclayについてはWang (2002), sandおよびsiltについてはBlassら (2007)を参考に表-2のように与えた. 各値は実験的に求められたものであり, 例えばclayの限界せん断応力0.02 (N/m<sup>2</sup>)は, Sheng (1984)による室内実験結果の最小値に対応し, 非凝集性clayに対する値として妥当な値である(土砂密度についても同様). 最小値を用いることにより再懸濁の可能性を最大限に考慮し, siltとの差を明確にすることが可能となる. 土砂輸送モデル・海底土砂層モデルに関するさらなる詳細については, Blassら (2007) およびその参考文献を参照されたい.

3. 福島モデルによる土砂分散再解析結果

前報 (ROMS-L2) と同様に, 福島モデル (ROMS-L3) についても, 流速分布と海面高度に関する衛星データとの比較, 溶存態<sup>137</sup>Cs濃度の時間変動と空間分布に関する採水観測値と航空機観測値との比較を行い, 前報と同程

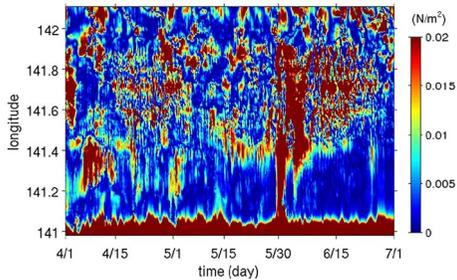


図-5 福島ライン(図-2c緑色検査線)におけるclay濃度のHovmöller図。横軸：時間，縦軸：岸からの距離。

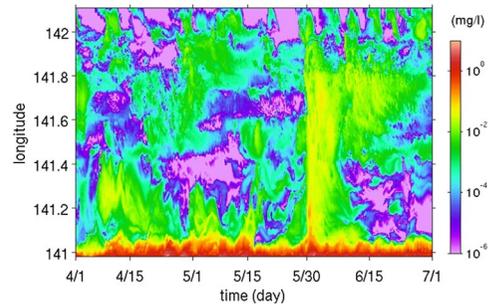


図-6 図-5と同じ。ただし、底面せん断応力。

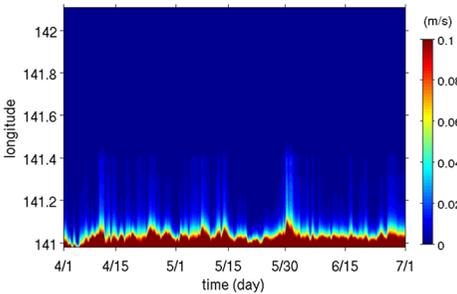


図-7 図-5と同じ。ただし、波による底面軌道流速。

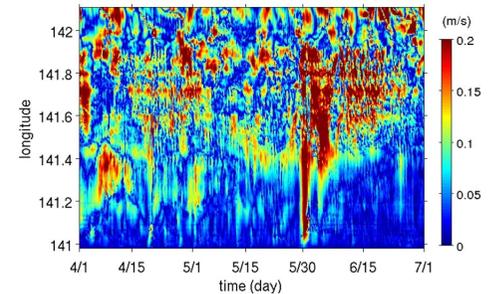


図-8 図-5と同じ。ただし、底層流速。

度の良好な再現性を有することを確認した(図は割愛)。

まず、福島モデル領域内での土砂の分布パターンを把握するために、漏洩開始直後の2011/3/26から2011/6/17までの期間に対して2週間ごとに時間平均された底層clay濃度および底面流速分布の経時変化を図-3に、底面せん断応力の時間経過を図-4に示す。図-3に示した全期間において、高濃度のclayはせん断応力の大きな岸近傍に集中して発生しているが、仙台湾内ではより沖合まで高濃度領域が広がっている。沖合海域では高濃度clayは発達しにくいのが、5月下旬以降(図-3(e), 3(f))において陸棚斜面周辺に相当する沖合約60 km周辺(水深約600m)に見られる強い南下流に沿う形でclay濃度の上昇が見取れる。底面せん断応力分布(図-4)を見ると、高濃度clayに対応して全期間において岸近傍で高い値を示しているが、特に仙台湾では広範囲にわたってせん断応力が大きい。5月下旬以降では沖合陸棚斜面周辺でclayの限界せん断応力( $0.02 \text{ N/m}^2$ )を超える値(赤)を示しており、この沖合海域で観測される高濃度のclayは、岸近傍で再懸濁して移流されたものというよりは、局所的な巻き上げによるものである可能性が高い。

#### 4. 福島沖における細粒土砂の密集領域の形成

2011/4/19と5/30には低気圧の通過に伴い、極めて強い南下流が発生した(前報参照)にも関わらず、1F沖合約20 kmの福島沖海域では、解析期間中を通じて底面せん断応力がほとんど発達しない領域が帯状に発達している

ことが分かる(図-4(e)のマゼンダ線岸側海域)。この領域の底質組成はsilt, clayの細粒分が卓越しており(図-2)、周辺海域と比較して土砂輸送特性が大きく異なっていることが予想される。そこで、図-2(c)に示した1F沖合の検査線(緑線、福島ラインと呼称)における底層clay濃度、底面せん断応力、底面軌道流速、底層流速のHovmöller図を図-5~8に示す。せん断応力(図-6)は岸近傍で常にclayの限界せん断応力である $0.02 \text{ N/m}^2$ を超えており、絶え間なくclayを再懸濁させていたことが分かる(図-5)。波による底面軌道流速(図-7)は岸近傍でのみ高い値を示し、平均流による底層流速(図-8)は主に沖合で大きい。岸近傍における強いせん断応力の発生域の分布は底面軌道流速の発達範囲と一致しており、沖での分布は底層流速が発達している範囲と一致している。式(3)に示したように、底面せん断応力は軌道流速に起因する波の底面摩擦と、底層平均流に起因する流れの底面摩擦の関数として評価され、福島ラインでは岸近傍では波浪、沖では流速の影響を強く受けてせん断応力が発達していたことが分かる。反対に、沖合15~25 kmでは軌道流速と底層流速の両者が小さく、せん断応力が発達しないため(図-6)、河川からの供給土砂や他の浅海域から移流分散された細粒土砂が堆積しやすい構造となっているものと解釈される。

$^{137}\text{Cs}$ は比表面積の大きな細粒土砂(特に粘土)によく吸着することが知られており、この帯状領域では懸濁態 $^{137}\text{Cs}$ 濃度が高くなっている可能性がある。実際、水産総

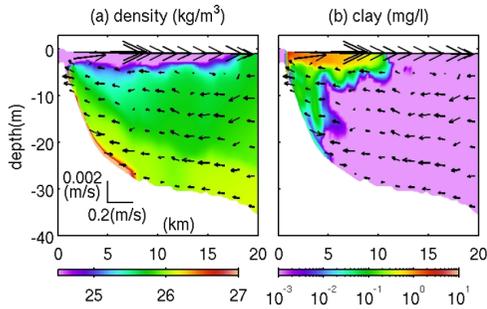


図-9 降雨出水時における阿武隈川前面における(a)海水密度および(b)clay濃度(カラー),岸沖・鉛直方向流速(ベクトル).

合研究センターによる観測結果(小埜ら, 2013)からは、帯状領域周辺の海底土砂中の<sup>137</sup>Cs濃度は周囲と比較して高く、本計算結果と矛盾しない傾向が示されている。

阿武隈川の前面に設定した白色検査線(図-2(c), 阿武隈ラインと呼称)でも同様の比較を行ったところ、仙台湾内広域でのせん断応力は波浪の影響を受けたものであり、底質組成とせん断応力が対応して、せん断応力の小さな海域に細粒分が堆積しやすいことなどが確認された。

5. 再懸濁をゼロとした場合の河川流出土砂の分散

懸濁態<sup>137</sup>Csのうち、陸域起源のものだけを取り出し、その沿岸域での分散を解析することで河川供給土砂の挙動を評価する。ここでは、再懸濁を考慮せずに、河川からの土砂流入と沈降・分散過程のみを考慮した数値実験を実施し、河川からの土砂の輸送範囲の定量化を行った。結果の一例として、阿武隈川日平均流量が620 m<sup>3</sup>/sであった出水時(2011/5/14)の阿武隈ライン(図-2(c), 白線)における海水密度およびclay濃度分布を図-9に示す。河口域海洋表層に強い沖方向の流れが生じ、それに伴い、表層付近でclayが沖方向へ輸送され、沖合15 km程度まで広がっている。計算最終時点(2011/7/19)における累積堆積量は、河川からの流入土砂量の多い阿武隈川河口で特に大きな堆積量が確認され、仙台湾内や久慈川近傍では沖合約15km程度まで堆積が見られるが、1F近傍では5km程度までしか堆積が見られなかった。ただし、これらは再懸濁を無視した結果であり、実際には一度堆積した後に再懸濁して移流分散されるため、沖合海域を含むより広域へと分布するものと考えられる。

6. おわりに

本モデルによる計算結果と海底土砂の粒径組成の観測値は整合しており、モデルによる土砂輸送は大局的には良好な再現性を有すると言える。したがって、本モデルは懸濁態放射性核種の陸域から海域への移行過程に対する強力な解析ツールとなり得ると考えられる。土砂の海中濃度分布は岸近傍では波浪の効果による再懸濁と、河

川からの流入に影響を受けて形成され、陸棚斜面周辺における沖合域では強い底層水平流速を受けて再懸濁が生じる。1F前面沖合約15~25 kmの海域では、波浪と底層流速の影響が小さく底面せん断が小さい領域が存在する。そこでは、底質は細粒土砂が卓越し、土砂に吸着した<sup>137</sup>Cs濃度が高い領域が形成されている。河川から流出したclayは、阿武隈川河口では最大約15~20 km沖まで表層を輸送される。今後は本モデルに<sup>137</sup>Csの土砂への吸脱着モデルを組み込み、懸濁態<sup>137</sup>Csのインベントリ評価や分布特性解析を行う予定である。

謝辞：本研究は科学研究費補助金・新学術領域研究(公募研究・課題番号25110508)の援助を受けた。

参考文献

内山雄介・石井倫生・津旨大輔・宮澤泰正(2012):福島第一原力発電所を放出源とする放射性セシウム137の沿岸域での分散特性, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.68, No. 2, p. I\_931-I\_935.

内山雄介・山西琢文・津旨大輔・宮澤泰正・石井倫生(2013):福島第一原発からの放射性核種の初期分散に及ぼす沿岸ジェットとメソスケール渦の影響, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.69, No.2, I\_1051-I\_1055.

小埜恒夫・埴山秀樹・安倍大介(2013):海洋環境への放射性物質の拡散状況-水と海底土にどう拡がったか-, www.fra.affrc.go.jp/topics/250220/10thProgram\_2.pdf

北村哲浩・町田昌彦・飯島和毅・佐藤治夫(2013):環境動態将来予測システムの開発-解析評価の現状, http://jolissrch-inter.tokai-sc.jaea.go.jp/search/servlet/search?5042309

武川一樹・二瓶泰雄(2013):日本の河川における浮遊土砂輸送量と流量の相関関係, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.69, No. 2, p. I\_1221-I\_1225.

武田育郎(2001):水と水質環境の基礎知識, オーム社, pp.158-164.

豊田康嗣・平口博丸・杉本聡一郎・橋本 篤(2009):気象予測モデルと連携した出水予測手法の開発-九州地方に襲来する台風事例-,http://criepi.denken.or.jp/jp/kenkikaku/report/detail/N08058.html

Blaas, M., Dong, C., Marchesiello, P., McWilliams, J., Stolzenbach, K., 2007. Sediment transport modeling on Southern Californian shelves: a ROMS case study, Contin.Shelf Res., Vol. 27, pp. 832-853.

Sheng, Y. P., 1984: Modeling bottom boundary layer and cohesive sediment dynamics in estuaries and coastal waters. Estuarine Cohesive Sediment Dynamics, Ed: A. J. Metha, Springer-Verlag, 360-400.

Soulsby, R.L. (1995). Bed shear-stresses due to combined waves and currents, in: Advance in Coastal Morphodynamics, Eds: M. Stive et al., pp. 4-20-4-23, Delft Hydraul., Delft, Netherlands.

Tsumune, D., T. Tsubono, M. Aoyama and K. Hirose (2012): Distribution of oceanic <sup>137</sup>Cs from Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant simulated numerically by a regional ocean model, J. Environ. Radioactivity, Vol. 111, pp. 100-108.

Wang, X. H., (2002): Tide-Induced Sediment Resuspension and the Bottom Boundary Layer in an Idealized Estuary with a Muddy Bed, J. Phys. Oceanogr., Vol. 32, pp. 3113-3131.