# 東日本大震災に起因する津波起源混濁流

#### THE TSUNAMIGENIC TURBIDITY CURRENT TRIGGERD BY THE GREAT EAST JAPAN EARTHQUAKE

北海道大学大学院工学院環境フィールド工学専攻修士課程1年 ○学生員 和田 萌実 (Moemi Wada) 北海道大学大学院工学研究院 正会員 泉 典洋 (Norihiro Izumi)

#### 1. はじめに

混濁流とは、流れによって海底面上の土砂が巻き上げ られ水塊中の浮遊砂濃度が上昇し、周囲の海水との密度 差が駆動力となって発生する密度流のことである。混濁 流は、海底面からの土砂の巻き上げが底面への堆積量を 上回ることで水塊中の浮遊砂濃度が上昇した場合に、継 続的に加速する特徴を有している。このような自己加速 性によって混濁流は、時としてその発生源から非常に長 い距離を移動することが知られている。浅海域で発生し た混濁流によって土砂と一緒に深海底に輸送された陸域 由来の有機物は、石油やメタンハイドレードの主たる根 源物質でもあると言われている。また、大陸縁辺部に見 られる海底峡谷を形成する主要な営力がこの混濁流であ ると考えられている。<sup>1)</sup>したがって、混濁流の発生条件 および流動機構を明らかにすることは、地形形成機構の 解明およびエネルギー資源の探査技術の飛躍的な発展に 繋がることが期待できる。

Parker et al<sup>2</sup>/は混濁流が一様勾配斜面上を流下する際の流動プロセスを定式化し、混濁流の流動特性を明らかにている。一方、M.M. Nasr-Azadani and E. Meiburg<sup>3)</sup> により複雑な海底地形が混濁流の流動に与える影響について数値計算を用いて検討されている。これらの研究により混濁流の基本的な流動機構は明らかになりつつあるが、実際に発生した混濁流の流動プロセスや発生条件などの検討は行われておらず、詳細は明らかにされていないのが現状である。

2011 年 3 月 11 日に死者行方不明者合わせて約二万人の 犠牲者を出し、広範囲に深刻な被害をもたらした東日本 大震災が発生した。この被害の多くは地震によって誘発 された巨大津波に起因するものであり、Arai et al.<sup>4)</sup>はこ の津波の発生 3 時間後に東北沖の海底で大規模な混濁流 が発生した可能性があることを指摘している。和田ら <sup>5)</sup> は東日本大震災で発生した混濁流の発生源を推測するた めに地震発生から地震発生 3 時間後までの巻き上げ速度

40.000 (a)
39.000
37.000
36.000

140.00 141.00 142.00
longitude

の時間変化を求めた。これによると、仙台湾内および牡鹿半島北部において津波一波目の到達以降エッジ波が発生し、海底土砂が長時間巻き上げられていることが確認された。(図-1)しかし、混濁流の発生や流下プロセスの詳細がわかっていないため、発生箇所を特定するには至っていない。

本研究では、東日本大震災の際に仙台湾内で巻き上げられた浮遊砂の沖方向への流動機構および発生条件を明らかにするために Parker et al<sup>2)</sup>が提案した 4 方程式モデル用いて数値解析を行う。今回は、4 方程式モデルを解く際の境界条件の1 つでありながら観測および推定が困難な層平均乱流エネルギーK が数値解にどのような影響を与えるかについて検討を行った。

#### 2, 4方程式モデルの概要

#### 2-1 支配方程式

Parker et al<sup>3)</sup>が提案した「4方程式モデル」とは、混 濁流の流動機構を定式化したモデルであり、連続式、土 質質量保存則、運動方程式、乱流エネルギー方程式から 構成されている。混濁流を十分に発達した乱流とみなし、 混濁流の流下方向の長さスケールが層厚の長さスケール と比べて十分に大きいとき、それぞれの式は層方向に積 分した層平均方程式として表すことができる。

### 2-2 層平均連続式

層平均連続式は次式で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Uh}{\partial x} = e_{W}U \tag{1}$$

ここで、x は流下方向、U は x 方向の層平均流速、t は時間、h は混濁流の層厚である。混濁流が上層の海水を連行する際の連行係数  $e_w$  はParker et  $al^2$ )が提案した次式を用いて求める。

$$e_{W}(Ri) = \frac{0.00153}{0.0204 + R_{i}} \tag{2}$$

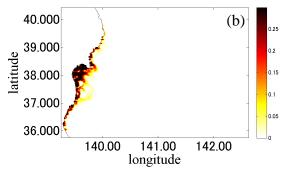


図-1 無次元巻き上げ速度の時間変化(a) 津波第一波目,(b)3 時間後

また $R_i$ は層平均リチャードソン数で次式により定義される。

$$R_i = \frac{RgCh}{U^2} \tag{3}$$

ここで、R は混濁流に含まれる浮遊粒子の水中比重であり通常の土粒子では1.65、g は重力加速度( $=9.8 \text{m/s}^2$ )、C は層方向に平均した浮遊砂濃度である。

### 2-3 層平均土質質量保存則

層平均土砂質量保存則は次のように表される。

$$\frac{\partial Uh}{\partial t} + \frac{\partial U^2h}{\partial x} = -\frac{1}{2}Rg\frac{\partial Ch^2}{\partial x} + RgChS - u_*^2$$
 (4)

ここで、S は勾配、 $u_*$ は以下の式で求められる底面摩擦速度である。

$$u_* = \alpha K \tag{5}$$

Kは層平均乱流エネルギーである。  $\alpha$  は流れに依存しない無次元の係数である。 $Parker^{2}$ より  $\alpha$  は解析結果にほとんど影響を与えないことが確認されていることから、0.1とした。

### 2-4 層平均運動方程式

層平均運動方程式は次のように表される。

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \frac{\partial UCh}{\partial x} = v_s (E_s - C_b) \tag{6}$$

ここで、 $E_s$ および $C_b$ はそれぞれ底質の無次元巻き上げ速度および堆積速度である。無次元巻き上げ速度 $E_s$ は、秋山・福島 $^{6}$ によって定義された次式を用いた。

$$E_{s} = \begin{cases} 0.3 & Z > Z_{m} \\ 3 \times 10^{-10} Z^{10} \left( 1 - \frac{Z_{c}}{Z} \right) & Z_{c} < Z < Z_{m} \\ 0 & Z < Z_{c} \end{cases}$$
 (7)

$$Z = R_p^{0.5} \frac{u_*}{v} {8}$$

$$R_{p} = \frac{\sqrt{RgD_{s}}D_{s}}{\gamma}$$
 (9)

 $v_s$  は浮遊砂の沈降速度、 $D_s$ は浮遊砂の粒径、 $\gamma$  は動粘性係数(= $1.0\times10^{-6}\mathrm{m}^2/\mathrm{s}$ )である。無次元堆積速度  $C_b$  は以下の式で表される。

$$C_b = r_o C \tag{10}$$

ここで、 $r_o$ は底面近傍と層平均した浮遊砂濃度の比であり、 $Parker^7$ が提案した次式を用いた。

$$r_o = 1 + 31.5 \frac{u_*}{v_s}^{-1.46} \tag{11}$$

# 2-5 層平均乱流エネルギー方程式

層平均乱流エネルギー方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial Kh}{\partial t} + \frac{\partial UKh}{\partial x} = u_*^2 U + \frac{1}{2} U^3 e_w - \varepsilon_o h - Rg v_s Ch$$
$$-\frac{1}{2} Rg Ch U e_w - \frac{1}{2} Rg h v_s (E_s - r_o C) \qquad (12)$$

 $\varepsilon_{a}$  は乱流エネルギー逸散率で以下の式で表される。

$$\varepsilon_{o} = \beta \frac{K^{1.5}}{h} \tag{13}$$

$$\beta = \frac{\frac{1}{2} \left( 1 - R_i - 2 \frac{C_{D^*}}{\alpha} \right) + C_{D^*}}{\left( \frac{C_{D^*}}{\alpha} \right)^{1.5}}$$
(14)

$$C_{D^*} = \alpha \frac{K}{U^2} \tag{15}$$

ここで、 $C_{D*}$  は底面の抵抗値である。

#### 2-6 下流方向に発達する定常流

混濁流の流れを下流方向に向かって定常であると仮定すると、それぞれ式(1), (4), (6), (12)を用いて以下の式を導出することが出来る。

$$\frac{dh}{dx} = \frac{-R_i S + e_w (2 - 0.5R_i) + \frac{{u_*}^2}{U^2} + 0.5 \frac{v_s}{U} r_o R_i (\frac{\psi_e}{\psi} - 1)}{(1 - R_i)}$$
(16)

$$\frac{h}{\psi} \frac{d\psi}{dx} = \frac{v_s}{U} r_o \left( \frac{\psi_e}{\psi} - 1 \right) \tag{17}$$

$$\frac{h}{U}\frac{dU}{dx} = \frac{R_i S - e_w (1 - 0.5R_i) - \frac{{u_*}^2}{U^2} - 0.5\frac{v_s}{U} r_o R_i (\frac{\psi_e}{\psi} - 1)}{(1 - R_i)}$$
(18)

$$\frac{h}{U^2}\frac{dK}{dx} = 0.5e_w(1 - R_i) + \frac{{u_*}^2}{U^2} - e_w\frac{K}{U^2} - \frac{\varepsilon_o h}{U^3}$$

$$-R_i \frac{v_s}{U} - 0.5 \frac{v_s}{U} r_o R_i (\frac{\psi_e}{W} - 1)$$
 (19)

ここで、 $\psi$  は単位幅あたりの流砂量(=UCh)、 $\psi_e$  は 侵食および堆積が起こらない平衡値( $=E_shU/r_o$ )であ

式(16)-(19)は、それぞれ U, h, C, K の流下に伴う変動を表しており、それぞれの境界条件をすることで混濁流の流動機構を検討することが可能となる。

# 3,解析条件

### 3. 1 各種パラメータ

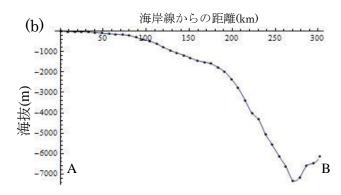
海洋地形データは British Oceanographic Data Center<sup>8</sup>から得られる Gridded bathymetric data (GEBCO)を使用した。 図-2(a)は東北沖の平面図である。 図-2(b)は(a)中の赤線で示す断面 A-B における沖方向への海抜変化を図示したものである。 4次のルンゲクッタ法を用いて、断面 A-B における勾配 S(x)を求めた。

巻き上げられた浮遊砂の沈降速度 $v_s$ は Dietrich<sup>9</sup>が提案した次式より求めた。

$$\frac{v_s}{\sqrt{RgD}} = \exp \begin{cases} -b_1 + b_2 \ln(R_p) - b_3 [\ln(R_p)]^2 \\ -b_4 [\ln(R_p)]^2 - b_5 [\ln(R_p)]^4 \end{cases}$$
 (20)

 $\sum \sum C$ ,  $b_1 = 2.891394$ ,  $b_2 = 0.95296$ ,  $b_3 = 0.056835$ ,  $b_4 = 0.056835$ 





**図-2** 今回の解析領域として設定した東北沖の地形 (a) 平面図 (Google earth)、(b) 断面図 <sup>®)</sup> 表-1 各種パラメータおよび境界条件

CASE	Distance from the coastline(m)	U(m/s)	C(-)	h(m)	$\psi(m^2/s)$	$K(m^2/s^2)$	S(-)	$D_{S}(m)$
1	10000	2.35	0.0268	27.0	17.77	100,50,10,		5
2	50000	1.53	0.0279	101.6	43.38	10 <sup>-3</sup> ,10 <sup>-5</sup>	S(x)	1.7×10 <sup>-5</sup>

0.002892、  $b_5 = 0.000245$  である。東北海域に粒径 0.017mm<sup>4)</sup>の砂が一様分布しているとしたことから、沈 降速度は 0.022m/s となる。

#### 3. 2 境界条件

今回、解析に用いた境界条件を表-1 にまとめる。 図-2(a) 中に示される断面 A-B 上で海岸線から 10km

および 50km 離れた地点で境界条件を設定した。これは、海岸線では水深が 0m になり混濁流の層厚を設定することが出来ないためである。また、10 km 地点から沖方向に向かう海底地形は比較的なだらかな大陸棚が続き、その後急勾配の大陸斜面が存在しているのに対して、海岸線から 50km 地点から沖方向に向かう海底地形はすぐに急勾配の大陸斜面へ続いているため、地形による混濁流の流動機構を検討するためである。

各地点における混濁流の層厚 hは、GEBCO<sup>8)</sup>から得られる水深で等いとした。これは、津波のような微小振幅波の変動振幅は鉛直方向に変化しないためである。

層平均流速 U は、津波シミュレーションソフト iRIC-ELIMO<sup>11)</sup>によって東日本大震災の際に発生した津波を再現することで算出した。今回は、津波第一波目が各地点に到達した時の水深平均流速を境界条件とした。

iRIC-ELIMO の概要および精度については Users Guide<sup>11)</sup>を参照されたい。

各地点における層方向に平均した浮遊砂濃度Cは、以下式から求められる。

$$C = \frac{\int_0^h C(z)dz}{h} \tag{21}$$

C(z)は h=z における浮遊砂濃度である。これは、水深によって変化する浮遊砂濃度を混濁流の層厚で積分し、混濁流の層厚で除している。今回、C(z)を Rouse の式  $^{10)}$  によって算出した。

$$\frac{C(z)}{C(a)} = \left[ \left( \frac{h-z}{z} \right) \left( \frac{a}{h-a} \right) \right]^{\frac{V_0}{\kappa t_*}}$$
 (22)

C(a) は浮遊砂基準点濃度、z は河床からの高さ、a は

濃度の基準高さ (=0.05h)、 $\kappa$  はカルマン係数である。 層平均乱流エネルギーKは、観測および推定が困難な 値であるために、 $K=100,50,10,10^3,10^5$  の5つの異な る境界条件を与えそれぞれの数値解析解に与える影響を 調べる。

#### 4, 結果と考察

### 4-1 海岸線から 10km 地点を起源とする混濁流の流動 機構

図-3(a)および(b)にそれぞれ海岸線から 10km 地点を発生源とした混濁流の単位幅あたりの流砂量および層平均流速の流下方向分布図を示した。図中の赤い実線はK=100  $\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$ 、濃青実線はK=50  $\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$ 、薄青実線はK= $10\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$ 、黒い点線はK= $10\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2$ 、黄色実線はK= $10\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2$ を示す。図-3(a)によると、Kが  $10\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2$ とり大きい場合には  $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2$ とり大きい場合には  $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2$ とり大きい場合には  $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2$ とりた。 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりた。 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりたさい場合には、 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりたさい場合には、 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりたさい場合には、 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりたさい場合には、 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりたさい場合には、 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりたさい場合には、 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/\mathrm{s}^2$ とりたさいるという解析結果になった。 $\mathrm{m}^3/\mathrm{s}^2/$ 

一方で、K が  $10^3$  m $^2$ /s $^2$  より小さい値である場合には、境界条件の値である 17.77 から緩やかに流下方向に流砂量は減少している。

x=277000 m は海底峡谷の最も深い箇所である。x=277000 m で  $\phi=0$  m $^2/s^2$  でないため,浮遊砂が深海へ運ばれたことが分かる。次に図-3(b)より、 $\phi$  と同様に乱流エネルギーK が  $10^{-3}$ (m $^2/s^2$ )より大きい場合にx=0(m)の付近で急激に平均流速が上昇し、 $10^{-3}$  より小さい場合には境界条件 U=2.35(m/s)から徐々に減速しながら流下方向へと流動している。

# 4-2 海岸線から 50km 地点を起源とする混濁流の流動 機構

図-4(a)および(b)にそれぞれ海岸線から 50km 地点を 発生源とした混濁流の単位幅あたりの流砂量および層平

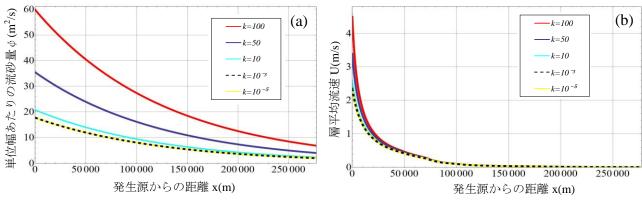
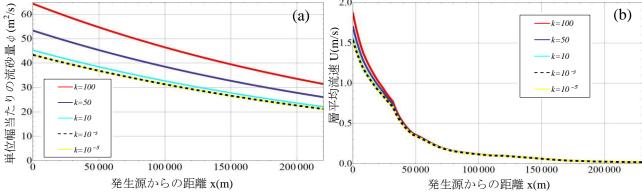


図-3 乱流エネルギーKによる流動機構変化の比較(海岸線から 10km)、(a) 単位幅あたりの流砂量、(b) 層平均流速



図−4 乱流エネルギーKによる流動機構変化の比較(海岸線から 50km) 、(a) 単位幅あたりの流砂量 、(b) 層平均流速

均流速の流下方向分布図を示した。図中の凡例は図-3と同様である。図-4(a)は、4-2 節同様 K が  $10^{-3}$  m²/s² を超えると x=0 m 付近で急激に流砂量が増加し、流下に伴い減少していく流動機構を示している。一方で、K が  $10^{-3}$  m²/s² より小さい値である場合には単位は場当たりの流砂量の初期条件である 43.38 m²/s の値から緩やかに流下方向に流砂量は減少していく。図-4(b)においても、乱流エネルギーK が  $10^{-3}$  m²/s² より大きい場合、急激に平均流速が上がり、 $10^{-3}$  より小さい場合には境界条件 U=1.53 m/s から徐々に減速しながら流下方向へと変動している。

以上の結果から、乱流エネルギーK が  $10^3$   $\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$  を境に大きい場合には x=0 m 付近で海底土砂を大量に巻き込むことで流下方向に自己加速をし、その後ゆるやかに底面への堆積を伴い減速して流下していく流動機構、小さい場合には、海底面に土砂を堆積および減速して流下方向に流れていく流動機構が数値計算された。

### 5, 結論

本研究では、東日本大震災の津波を境界条件として浮遊砂の沖方向への流動機構を 4 方程式モデルと呼ばれる数値計算解析を用いて検討を行った。これにより、乱流エネルギー $K=10^3$   $\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$  を境に二つの現象に場合分けされることが分かった。しかし、x=0 mの付近で急激に単位は場当たりの流砂量を巻き上げるということは実際の現象では考えにくいことであるために、今回の解析対象域および初期条件にフィットする乱流エネルギーK は  $10^3$   $\mathrm{m}^2/\mathrm{s}^2$  以下であることが考えられる。

#### 参考文献

- Izumi, N.: The formation of submarine gullies by turbidity, J. Geophysical, Vol. 109, C03048, doi: 10. 1029/2003JC001898, 2004.
- Parker, G, et al, H.M.: Self-accelerating turbidity currents, Journal of Fluid Mechanics, vol. 171, pp. 145-181, 1986.
- M. M. Nasr- Azadani, E. Meiburg.: TURBINS: An immersed boundary, Navier- Stokes code for the simulation of gravity and turbidity currents interacting with complex topographies, J comput phys2011; 45:14-28
- 4) Arai, K, et al: Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Soc. Am. Bull., 2013.
- 5) 和田萌実、泉典洋、渡部靖憲:東日本大震災における津波起源混濁流の発生機構、土木学会論文集 B1(水工学)、Vol.70、No.4、I\_1177-I\_1182、2014
- Akiyama, J. and Y. Fukushima: Entrainment of noncohesive bed sediment into suspension, Ex. Memo. No.195, SAFIIL, U. of Minnesota, 1985.
- Parker, G.: Conditions for the ignition of catastrophically crosive turbidity currents, Marine Geology, Vol. 31, pp. 59-99, 1979.
- 8) British Oceanographic Data Center: Gridded bathymetric data: http://www.bodc.ac.uk/data/online\_delivery/gebco/
- 9) Dietrich, W. E.: Settling velocity of natural particles, Water Resour. Res., 18(6), pp. 1626-1982, 1982.
- Rouse, H.,:Modern Conceptions of the Mechanics of Tur bulence, Trans.ASCE, Vol.102,1937.
- 11) iRIC Easy-performable Long-wave Inundation Model Users Guide