津波堆積物と津波の規模について

菅 原 大 助*

Extracting Magnitude Information from Tsunami Deposits

Daisuke SUGAWARA*

[Received 3 March, 2014; Accepted 6 June, 2014]

Abstract

Magnitude information is an essential measure when assessing risks of large-scale earthquakes and tsunamis. Tsunami deposit characteristics, inundation characteristics, tsunami hydrodynamics, and sedimentation processes are the keys to obtaining magnitude information. Research on the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and Tsunami covering both terrestrial and subaqueous environments offers a basis for drawing a comprehensive picture of tsunami sedimentology, and increasing our ability to extract magnitude information. Issues related to estimating magnitude information related to a tsunami from its deposits are discussed in the context of some recent and earlier research on the 2011 and 869 Jogan earthquakes and tsunamis, and implications for future research are presented.

Key words : tsunami deposit, sediment transport, numerical modeling, the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, the 869 Jogan Earthquake

キーワード : 津波堆積物, 堆積作用, 数値モデル, 2011 年東北地方太平洋沖地震, 869 年貞観地震

I. はじめに

リスク評価を念頭においた津波堆積物の研究では, (1) 津波起源の特定, (2) 年代・対比, (3) 定量化 (規模情報の推定) の 3 つが, 鍵となる問題である (Bourgeois and Minoura, 1997)。それぞれ一筋縄ではいかない問題であるものの, (1) (2) にかかわる具体的な課題とその解決, 例えば調査地域の選定, 調査方法, 分析項目, 認定基準などについては, この 30 年ほどの間, 着実な発展の積み重ねがある (澤井, 2012)。(3) については, 数値シミュレーションなどを組み合わせて具体的な規模推定が行われるようになったのは, 最近 10 年ほどのことである。

2011 年以降, 津波堆積物は社会に広く認知されるようになり, 研究に対する注目度は以前よりも格段に高くなった。防災に関係する法律の文言に津波堆積物調査の必要性が盛り込まれるなど, 津波堆積物の研究をとり巻く環境は大きく変化し, 寄せられる期待は大きい (後藤・箕浦, 2012)。上記の (1) ~ (3) を言い換えると「巨大地震・津波の頻度と規模」が, 研究で解明すべき問題である。頻度と規模のどちらも, 自然災害のリスクを予測する際に欠かすことのできない情報である。

2011 年の東北地方太平洋沖地震・津波は, 「防護レベル」「減災レベル」のような規模区分のひとつの基準になっていると思われるが, これに

* 東北大学災害科学国際研究所

* International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University, Sendai, 980-0845, Japan

対する過去の地震・津波の規模の大小は、津波堆積物の何によって示すことができるのだろうか？

本稿では、堆積物を用いた津波規模の推定に関する問題を念頭におき、おもに 2011 年と 869 年の貞観津波の堆積物に関連するいくつかの研究をレビューし、今後の方向性について考察する。

II. 堆積物を用いた津波規模の推定

古津波の規模の評価とは、場所ごとの津波の高さ（あるいは浸水深・流速）や浸水域を推定すること、究極的には波源のサイズを推定することである。津波の原因を地震に求める場合、そのマグニチュードも推定すべき対象に含まれる。地震モーメント M_0 を用いて表されるモーメントマグニチュード M_w は、巨大地震の規模尺度として用いられる。2011 年の地震の規模は $M_w = 9.0$ 、地震モーメントは $M_0 = 3.9 \times 10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$ である。地震モーメント M_0 ($\text{N} \cdot \text{m}$) は断層運動のエネルギーを測る量で、断層面の面積 (m^2)、断層運動の滑り量 (m) と地殻の剛性率 (Pa) の積として定義される。

貞観地震・津波については、1980 年代以来の地質学的調査研究により実態解明が進められ（例えば、阿部ほか, 1990; 箕浦, 1990; Minoura and Nakaya, 1991; Minoura *et al.*, 2001; 澤井ほか, 2007, 2008; 宍倉ほか, 2007）、津波堆積物データと数値モデリングに基づき、仙台湾沿岸での浸入距離は海岸から最大 3–4 km、地震の規模は $M_w = 8.3\text{--}8.4$ と推定されていた（佐竹ほか, 2008; 行谷ほか, 2010; 菅原ほか, 2011）。 $M_w = 8.3\text{--}8.4$ と $M_w = 9.0$ の間には、地震モーメントの意味で 8–11 倍の開きがある。

津波堆積物の沿岸方向の広がり、波源域（断層面）の長さを推定する根拠となる。東北地方太平洋沿岸において古津波に関する地質学的調査が行われた地域は 30 か所を優に越えるとみられる（図 1; Sugawara *et al.*, 2012）。貞観津波の堆積物は、宮城県石巻市（平野部）から福島県浪江町に至る沖積平野、ラグーン、干拓地、沿岸湖沼などから見いだされている。石巻市と浪江町の直線距離は 100 km 強である。これに数値シミュレー

ションを組み合わせ推定された貞観地震の断層面の長さは南北 200 km で（図 1）、2011 年の地震（南北 400–500 km 程度）とは倍以上の開きがある。もちろん、貞観地震についての南北 200 km はあくまで最小の推定であり、三陸沿岸や常磐海岸での調査と堆積物分布域の確定が必要であることは再三指摘されていた（例えば、行谷ほか, 2010）。2011 年以降、三陸沿岸のいくつかの場所で貞観津波によると思われる堆積物の発見が報告されている（平川, 2012）。確定のための情報がまだ出そろっておらず、津波堆積物としての認定と年代・対比について、今後の検証が待たれる。

貞観地震と 2011 年の地震の比較において、（もし同規模と仮定するならば）断層面の長さの推定値により生じる地震モーメントの差はただか 2.5 倍である。残りの 3–4 倍程度の差は、断層面の幅と滑り量の違いで説明されなければならない。図 1 に示したように、2011 年の地震では断層面上の滑り分布が東西・南北方向に不均一であったことが、地震波などのインバージョン解析により推定されている。貞観地震について滑り分布まで考慮するならば、十分に離れた地域でそれぞれ規模推定を試みなければならない。

断層面の幅と滑り量は、沖合では津波の波長と振幅、沿岸域では津波の高さや浸入距離に影響する。仙台湾沿岸の平野部において、2011 年の津波による浸入距離は海岸から最大で 4–5 km である（例えば、原口・岩松, 2011）。したがって、貞観津波の浸入距離は 2011 年の津波よりも 1 km 程度小さく推定されていたことになる。地震モーメントで 3–4 倍に相当する違いが、浸水距離 1 km 分の差として現れるのだろうか？

津波の浸水域が波源の何を反映するかについての興味深い結果が、Satake *et al.* (2013) により示されている。彼らは、測地および津波観測データの分析と数値モデリングに基づくインバージョン解析により、2011 年の地震・津波のメカニズムは、いわゆる明治三陸型（海溝付近の浅い断層による短波長大振幅の津波）と貞観型（プレート境界面の浅部から深部に至る断層による長波長の

図 1 岩手・宮城・福島 3 県の沿岸部で行われた古津波堆積物研究の調査地域の分布、および 2011 年東北地方太平洋沖地震と 869 年貞観地震の断層面の比較。黒の四角は貞観津波堆積物の存在が特定された場所、白の四角は特定されなかった場所。869 年貞観地震の推定断層面は、佐竹ほか (2008)、行谷ほか (2010)、菅原ほか (2011) による。2011 年の地震断層と滑り量の分布は Wei *et al.* (2012) による。Sugawara *et al.* (2012) を改変引用。

Fig. 1 Locations of paleotsunami deposits in Iwate, Miyagi, and Fukushima Prefectures compared to focal regions of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and the 869 Jogan Earthquake (Modified after Sugawara *et al.*, 2012). Location of Jogan tsunami deposit is indicated by a solid black square. Solid white square indicates location with no positive identification of Jogan deposit. The focal region of the Jogan Earthquake is from Satake *et al.* (2008), Namegaya *et al.* (2010), and Sugawara *et al.* (2011). Focal region and slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake are from Wei *et al.* (2012).

津波)の連動した形であることを示した。さらに、それぞれのタイプの地震について津波の氾濫解析を行い、仙台湾沿岸の平野部における浸水域が貞観型の地震だけで説明可能であることを示している。

陸上の浸水域(ひいては津波堆積物)に波源域の重要な特徴が反映されないのであれば、規模推定の試みに対する極めて大きな制約となる。陸上の津波堆積物からは、浸水域や遡上高以外の情報も抽出する努力が必要であると思われる。さらに、池原(2012)で言及されているように、津波による堆積作用を沖合の深海から浅海域、陸上までを含めた一連の現象として理解し、それぞれの環境における津波堆積物の分布や特徴を規模情報と関連づけることが、研究を展開する上で重要になると考えられる。

III. 陸上における津波と堆積物の関係

陸上の堆積物から津波の規模(波源のサイズではなく、浸水域や高さなど局所の情報)について何がわかるのであろうか。津波の遡上に伴って流れの厚さが減じれば、水中に保持される土砂の量も同様に減少する。流れの速度が低下すれば、土砂を押し流す作用が衰えて大きい粒子は動きにくくなる。直観的には、津波堆積物の厚さは内陸方向に小さくなり、粒径も細かくなると予想され、実例でも頻繁に確認されている。とくに、泥質堆積物中にその存在を認識しやすい砂質の津波堆積物の到達位置が浸入距離に等しいのであれば、津波堆積物の分布範囲の把握はそのまま浸水域の特定を意味し大変便利であるが、残念ながら両者が一致するとは限らない。2011年の津波では、浸入距離が海岸から最長4-5 kmであったのに対して、砂質堆積物の分布距離はその60-70%程度であった(Goto *et al.*, 2011a; Abe *et al.*, 2012; Takashimizu *et al.*, 2012; 宍倉ほか, 2012 など)。図2に、Abe *et al.* (2012)と宍倉ほか(2012)による津波浸入距離と砂質堆積物分布距離の関係をまとめた。ばらつきはあるが、津波浸入距離:砂分布距離 = 4:3の周辺にデータが分布していることがわかる。

はじめに述べた通り、貞観津波の浸水域と波源(断層パラメータ)は、おもに砂質堆積物の分布距離と津波数値シミュレーションに基づいて推定されていた。ところが、2011年の津波による浸水域と砂質堆積物の分布に大幅な乖離がみられたことから、その推定が過小評価であった可能性が指摘された(例えば, Goto *et al.*, 2011a)。一方で、図2にみられるような津波浸入距離と砂質堆積物分布距離の関係に普遍性があるならば、古津波堆積物の分布情報を用いてその浸水域を直接に推定できる可能性がある。松本ほか(2013)でも、仙台平野における2011年の津波による砂質堆積物が浸入距離の約60%までしか分布していなかったことが報告され、貞観津波および約2000年前の津波による砂質堆積物の分布をもとに、古津波の浸入距離をそれぞれ4 km以上、4.2 kmと推定し、いずれも2011年東北沖津波とほぼ同規模であったであろうと結論している。

津波の浸入距離と砂質堆積物の分布距離の関係が、(もしそれがみられるならば)何によって生じたのかについては、少し、注意すべきである。それぞれの距離は、津波氾濫の規模と、津波氾濫に伴う土砂移動の規模を表す尺度である。入力に対する応答、あるいは原因に対する結果のような物理的な対応関係の議論では、波・流れを特徴づける量(例えば、波長・振幅、あるいは代表的な水深・流速)も考慮に入れる必要があると思われる。ところが、津波は観察・測定が困難な現象であるため、対応関係の究明は容易でない。数千点に及ぶ痕跡高データ(Mori *et al.*, 2012)に加え、さまざまな映像記録が存在する2011年の津波においてもなお、堆積物調査と同時に(同一地点で)波・流れに関する何らかの情報が取得できることはまれである。近傍(といっても場合によっては数100 m離れた地点)の痕跡高等から推定される浸水深のみで、波・流れと土砂の浸食・運搬・堆積の関係を理解することは難しい。そこで、水理実験、数値モデルあるいは数値モデルを用いた解析の必要性が生じてくる。

津波を模した堆積物形成の水理実験としては、長谷川ほか(2001)、菅原ほか(2003)、原田ほ

図 2 仙台湾沿岸の平野部での 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の浸入距離と砂質堆積物の分布距離の関係。データは Abe *et al.* (2012) および 実倉ほか (2012) による。グラフ中の直線および破線は Soulsby *et al.* (2007) による予測で、海岸付近の浸水深を 10 m、津波の周期（海岸から浸水域末端に到達するまでの所要時間）を 30 分とした場合。

Fig. 2 Relationship between inundation distance and deposit inland extent by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and tsunami. Data from Abe *et al.* (2012) and Shishikura *et al.* (2012). Solid and broken lines indicate relationship predicted by sediment transport model of Soulsby *et al.* (2007) (flow depth of 10 m and tsunami period of 30 minutes are assumed).

か (2011) などがある。いずれも、ゲート急開流れやピストン式造波装置による孤立波で津波遡上を模擬し、斜面上に形成される砂質堆積物の分布や形成過程を検討している。原田ほか (2011) では、粒径による斜面上の堆積物分布の変化や、遡上距離と砂分布距離の乖離が実験で再現されている。また、砂の供給源についても、斜面に堆積した砂の 80% 程度が陸域から運ばれたものであることも示されている。津波堆積物に関してよく知られている観察結果が水理実験で再現できるとすれば、堆積物の分布パターン（層厚や粒径）と水理量の測定値を関連づけて、過去の津波規模を推定できるかもしれない。実際の津波の流速・水深は、実験室で模擬可能な大きさを軽く上回るため、どのような状況に対して実験結果が適用できるかは、その他の方法（数値モデル、数値実験）を通じて見極めていく必要があると思われる。

津波の浸入距離と堆積物の分布距離の乖離に関する数理的考察の一つとして、Soulsby *et al.* (2007) の研究がある。彼らは、一様な斜面を遡上する津波による堆積物の移動をモデル化し、浸入距離 R_w と堆積物の分布距離 R_s の間に $R_w =$

$R_s(1 + \alpha\gamma)$ なる関係式を誘導した。ここで、 $\alpha = w_s T / H$ であり、 w_s は堆積物の沈降速度、 T は津波の周期、 H は海岸線上の浸水深（海岸線上の地盤高を 0 m とすれば浸水深）である。 γ は押し波・引き波の比率であり、もし引き波が生じないとすれば $\gamma = 1$ である。上記の関係式に基づくと、堆積物については沈降速度が大きいほど、津波については周期が長い、あるいは浸水深が小さいほど、浸水距離と堆積物分布距離の乖離が大きくなると予測される。Soulsby らのモデルには、理論的な関係式を導くために、地形、津波の波形、堆積物の移動について大胆な仮定（単純化）がとり入れられている。現実の複雑な地形や波・流れへの適用性は、導入された仮定が実際の状況にどれだけ適合するかにかかっている。Soulsby らのモデルを比較的状况が単純であると思われる仙台湾沿岸の平野部における 2011 年の津波の状況にあてはめてみる。仙台平野では、砂質の津波堆積物のおもな供給源は海浜～海岸砂丘と推定されている（例えば、Takashimizu *et al.*, 2012）。浸水距離を $R_w = 3300$ m（海岸砂丘端部から浸水域末端までの典型的な距離）、堆積物の原位置

における浸水深を $H = 10 \text{ m}$ (Mori *et al.*, 2012 からの類推), 堆積物の沈降速度を $w_s = 0.03 \text{ m/s}$ (中粒砂程度), 浸水開始から 30 分で浸水限界まで到達したとすると ($T = 1800 \text{ s}$; Sugawara and Goto, 2012 からの類推), 砂の分布距離 R_s は 500 m あまりとなり, 実際よりも過小評価となってしまう (図 2)。沈降速度を $w_s = 0.003 \text{ m/s}$ (粗粒シルト程度) とすれば, R_s は約 2000 m となる。実際の状況に近づいたようにみえるが, シルト程度の粒子は浸水域末端付近まで到達しているし, 仙台湾沿岸の海岸砂丘を構成する堆積物はシルトではない。数値モデルの予測が実現象を説明できないのは, 実際の状況とモデルの設定が乖離している可能性に加え, モデルが考慮している要因に不足がある, すなわちモデル化の際の簡略化により現象の本質が失われたためもあると思われる。

モデル化の際の簡略化は, 上記の乖離を縮小する方向にも, また拡大する方向にも働く可能性がある。Soulsby *et al.* (2007) のモデルは, 著者らの表現によれば「移動する沈降管」である。初期位置 (堆積物供給源) で水中に浮遊していた粒子は, 移動しながら順次堆積する。沈降速度は静水中の落下が想定されているが, 2011 年の津波の映像などにみられるように, 実際にそれが成り立つ局面は限定されると思われる。例えば, 浮遊状態にある堆積物の濃度が高い場合には, 粒子同士の干渉効果 (伴流の発生, 密度と粘性の増大) により沈降速度が小さくなることが知られている (例えば, Richardson and Zaki, 1954)。干渉効果が生じなくとも, 乱流による粒子の鉛直拡散と重力による沈降が釣り合えば, ほとんど堆積を生じずに浮遊状態で輸送される状況が生じると考えられるし, 流速の時間的変動に応じていったん底面に堆積した粒子が再移動することもあると考えられる。これらは移動沈降管モデルでは考慮されていない物理過程であり, モデルがこれらを欠くことにより, 実際よりも早い段階での堆積完了, すなわちより狭い範囲での堆積物形成が予測されてしまう。移動沈降管モデルが成立するのは, 流れが弱まって上のようなプロセスが働かなく

なった状況に限られるだろう。モデルの適用範囲を見極めるためには, 流れ場に関する具体的な情報 (流れの深さ・速さ, それらの時空間的推移など) が必要になってくる。

複雑な現象の本質をなるべく残したまま解析するには, 数値モデルの利用が欠かせない。それは津波の振る舞いを解析する際の強力なツールであるとともに, 堆積作用との関連を分析する上でも有益な洞察を提供する。

津波の数値モデルは, 典型的には以下の非線形長波方程式 (式 1, 2) で記述される (Goto *et al.*, 1997; 断面 1 次元の場合)。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M |M| = 0 \quad (2)$$

η は基準面からの水面の高さ, D は流れの深さ (浸水深 = η + 水深), M は流量 (= $D \times$ 流速), g は重力加速度, n はマンニングの粗度係数である。このモデルは, 波長が水深に比べて長いこと (20 倍程度), 水粒子の鉛直加速度が重力に比べて小さく, 圧力分布が静水圧で近似できること, などのいくつかの仮定に基づいている (Goto *et al.*, 1997)。式 1 は流体の質量保存則を表し, 水面位置の時間変化 (第 1 項) を流量の空間勾配 (第 2 項) から求めるものである。式 2 は運動量保存則を表し, 着目している位置の運動量 (流量) の時間変化 (第 1 項) を予測するもので, 運動量の移流 (第 2 項), 圧力勾配 (第 3 項), 底面との摩擦抵抗 (第 4 項) が考慮されている。ここで求められる摩擦抵抗は, 堆積物の巻き上げや浮遊状態での輸送と関係する掃流力に換算できる。数値モデルの予測結果がどの程度信頼できるかは別途検証する必要があるし, 求められた水理条件から堆積物の分布や量を直接推定できるとは限らないが, 現地で得られる情報と組み合わせることで, 堆積物データを用いた津波状況の推定をよりよく行うことができる可能性がある。

Namegaya and Satake (2014) では、数値モデルを用いて津波堆積物の分布距離と津波氾濫の関係を見直すとともに、貞観地震の規模を再評価している。彼らの研究では、2009 年サモア津波、1960 年および 2010 年チリ津波でも、2011 年と同様に、津波の浸水距離と砂質堆積物の分布距離の間に乖離がみられたことに着目し、堆積物の分布距離に対応する浸水深・流速の何らかの閾値があると仮定されている。Sawai *et al.* (2012) および穴倉ほか (2012) では、2011 年の津波による砂質堆積物を多くの地点で調査し、堆積物の分布距離が浸水距離の 60% 程度であったと報告している。Namegaya and Satake (2014) では、砂質堆積物の分布限界における浸水深と流速を数値シミュレーションで推定し、これを砂質堆積物が形成されるための閾値（条件）と考えた。これを古津波に適用すると、砂質堆積物の分布距離から、逆に浸水域を推定できる。2011 年の津波堆積物のデータからは、砂質堆積物分布の閾値となる浸水深と流速はそれぞれ 1 m 以上、0.6 m/s 以上と見積もられた。この閾値を貞観津波に適用した結果、地震のマグニチュードが M_w 8.6 以上であったと推定されている。これは、従来の推定と比べると、地震モーメントでは約 2 倍大きい評価である。

津波の堆積作用に対して、現在と過去の間で共通しない要因の影響がどの程度であるかを知ることが、現在からの類推で古津波の実態を復元する際の重要な要素である。さまざまな環境要因が津波の陸上氾濫・土砂移動に影響するが、なかでも人工地形は十分に考慮する必要があると思われる。図 3 は、仙台市若林区荒浜地区の海岸から 1.4 km 内陸の地点における、海岸線と平行方向に走る道路周辺での浸食・堆積の状況である。道路の海側では厚さ 15 cm 程度の砂が一様に堆積していた一方、道路の陸側には砂はほとんど堆積しておらず、表層堆積物（耕作土）の浸食のみがみられた。横断測量した結果、道路の比高は 0.7 m、幅は 3 m 程度であった（図 4）。この様子は航空測量データを用いた浸食・堆積分布の推定結果にも明瞭に現れている。高さ精度 ± 15 cm

図 3 仙台市若林区荒浜地区における、2011 年の津波による浸食および堆積の状況（撮影位置は図 5 を参照）。写真の右手が海側、左手が陸側。海側に白くみえているものは津波で堆積した土砂。陸側には堆積物はみられない。

Fig. 3 Variations of erosion and deposition across a small road due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and Tsunami at rice paddies in Arahama, Sendai City. Location is indicated in Fig. 5. Right side corresponds to seaward and Left side corresponds to landward. The rice paddy to the right is covered with tsunami deposits. No deposition is observed to the left.

のデータであるが、被災前後の標高を差し引きして地殻変動量の補正を加えると、推定される浸食域と堆積域が線状の地物（道路等）を境に明瞭に区切られている様子を読みとることができる（図 5）。2011 年の津波では、人工地形によって砂の移動が制限され、砂の分布距離と浸水距離の間にみられた乖離は自然状態よりも強調された可能性がある。もちろん、貞観津波当時の自然地形の起伏の程度がわからなければ、一概に地形効果の強弱を比較することは妥当でない。

津波堆積物の分布距離は浸水距離の簡便な（しかし最小限の）指標として有用であるが、古津波堆積物のそれを正確に特定することは難しい。Abe *et al.* (2012), 穴倉ほか (2012) では、2011 年の津波による砂質堆積物の分布距離を、1–5 mm 程度よりも厚い砂層が見つかった最も内陸の地点と海岸線との距離として定義している。

図 4 図 3 および図 5 白枠内の場所における岸沖方向の地形断面と津波堆積物の厚さ.

Fig. 4 Topographic profile of shore-normal section and deposit thickness across the small road shown in Fig. 3.

図 5 津波による浸食域・堆積域の推定結果. 国土地理院・東北地方整備局による被災前後の航空レーザー測量データを用い、地震による地盤沈降分を補正した. この図では、 ± 30 cm 以上の浸食・堆積は解像していない. 白枠は、図 3 の写真撮影位置.

Fig. 5 Distribution of erosion and deposition estimated from a comparison of pre- and post-tsunami airborne survey data. Coseismic subsidence is corrected before comparison. Deposition and erosion of more than 30 cm are not resolved in this figure. White box indicates location of photograph in Fig. 3.

近年、現世の津波堆積物の経年変化を観察した研究により、砂質堆積物が土壌化の影響で上下の層準と区別できなくなる可能性が指摘されている（例えば、Szczuciński, 2012）。とくに層厚が薄い、すなわち分布限界に近い場合は、土壌化の影響はより大きくなる。また、人の生活域であれば、被害の小さい内陸側ほど人工改変の影響を受けやすく、堆積物が消失する可能性は高くなるだろう。このことは、古津波堆積物の分布距離が現代の津波堆積物の分布距離と同質の尺度として使えるかどうかを問うもので、津波規模推定にかかわる議論において分布距離以外の情報も有効に使うことの重要性を示唆している。

砂質の津波堆積物には、しばしば上方細粒化構造が認められる。Jaffe and Gelfenbaum (2007) は、浮遊砂の沈降により上方細粒化する砂層が形成されると仮定し、粒度組成の鉛直変化と層厚から流れの速度と水深を推定する手法（津波堆積物の逆数値解析モデル）を提案している。これは2011年の津波堆積物にも適用され、映像記録および津波氾濫シミュレーション（Sugawara and Goto, 2012）と整合する結果が得られている（Jaffe *et al.*, 2012）。上述の経年変化の影響と、津波による土砂移動の非定常性・非平衡性を考慮すると、層厚・粒度といった堆積物の局所の特徴から流速や浸水深を一意に決定できるかどうかはさらなる検討の余地があるものの、流れにかかわる情報を提供する手段として有効であると思われる。

2011年の津波では、研究者により数10以上の測線で調査が行われ、多くのデータが得られているが、この津波において堆積物を調査したのは研究者だけではなく、行政機関も被災農地復旧のために堆積土砂量の把握を行っている。調査規模は大きく、宮城県では浸水域を網羅する1000点あまりの場所から津波堆積物の層厚データが取得されている（Goto *et al.*, in press）。調査の目的は除塩工事の計画であるため、学術調査とは異なり、堆積構造の記載はもとより砂質堆積物と泥質堆積物の区別も行われていない。しかし、堆積土砂量の面的な分布を推定するためのデータである

ばかりか、同じく網羅的なデータが取得された浸水高データ、航空測量による地盤高データと組み合わせることで、興味深い分析が可能となる。浸水高から地盤高を差し引くと、浸水深を求めることができる。堆積土砂厚さを浸水深で除した値は、ある種の土砂濃度として解釈できる。Goto *et al.* (in press) では、データを分析した結果、仙台平野における上記の定義による土砂濃度がおおむね2%で近似できるとし、津波堆積物の層厚データに基づく浸水深の推定を試みている。Goto *et al.* (2011a) で報告された仙台空港周辺の津波堆積物層厚に土砂濃度2%を条件として浸水深を推定したところ、ばらつきはあるものの、現地で測定した浸水深と整合的な結果が得られている。

流砂現象において土砂の移動量や水中の土砂濃度と流速の関連は大きい。膨大な量の土砂分布データは、津波堆積物と津波の流体力学的性質を結びつける統計データとして、また、津波氾濫・土砂移動数値モデルの発展に資するデータとして、今後のさらなる活用が期待される。とくに、堆積物データと数値モデルを組み合わせた古津波規模の推定において、その意義は大きいと考えられる。

IV. 海底の津波堆積作用と数値モデル適用の可能性

津波堆積物の調査戦略として、それが形成・保存されやすく、かつ識別が容易な環境、例えば浜堤列平野と沿岸湖沼（ラグーン）のような環境を選定することは重要である（澤井, 2012）。しかし、三陸沿岸のように調査に適した低地が限られ、堆積物の保存状態もよくない場合には、海域も調査対象として視野に入れる必要があると思われる。また、Satake *et al.* (2013) で指摘されたように、陸上の浸水域が波源の特徴を十分に反映しないのであれば、海域の堆積物から津波に関する情報を推定する方法も必要になるだろう。

データの取得や識別の困難さを背景に、現世の海底津波堆積物の研究例は陸上と比べて少ない状況である。最近の研究としては、2004年インド

洋大津波におけるタイ南西部沖の浅海域で確認された有孔虫群集の変化 (Sugawara *et al.*, 2009) や陸源物質を含むイベント層の分析 (Sakuna *et al.*, 2012), スリランカの Kirinda 漁港における深淺測量データの分析 (Goto *et al.*, 2011b) があげられる。海底津波堆積物の調査・研究は、津波の頻度と規模の評価を問題とする場合、津波堆積物としての認定基準、年代決定の手法と精度などの課題において、陸域とは異なるアプローチが必要になると思われる。また、海底の津波堆積物の存在自体が、(最小の) 浸水域や遡上高などの明白な規模情報を提供することはない。海域の波形・波長・流速の推定はこれまでも試みられているが、陸域での津波の高さや浸入距離など、規模推定の面で有用な情報を引き出すには、海域の津波と堆積作用を定量的に結びつけるための研究が必要になる。

数値モデルによる 2011 年の津波の解析では、水深 100 m 以浅の仙台湾内における津波の流速(水深方向の平均)が 4 m/s 程度に達していた可能性が示されている (Sugawara and Goto, 2012)。このときの掃流力(摩擦速度)は、海底に存在する砂などの細粒碎屑物を動かすのに十分な大きさであり、湾内の広い範囲で津波による土砂移動と浸食・堆積作用が生じたと推測される。

仙台湾沖水深 110 m 付近で採取された柱状試料からは、砂泥からなるタービダイトが見いだされており (池原, 2012)、地震・津波により発生した混濁流が、海底の谷地形を流下する過程で形成された可能性が示唆されている。さらに、水深数 100–1000 m 付近の海底からも、砂やシルトからなる津波起源のタービダイトが報告されている (Arai *et al.*, 2013)。タービダイト形成の原因となった混濁流の速度は 2–7 m/s 程度と計算され、場所によっては海底地震・水圧計を移動させるほどの大きさであったと推定されている。混濁流の発生は、津波の押し引きが直接作用したためではなく、浅海域からの浮遊土砂雲の流下がきっかけであろう、と考えられている (Arai *et al.*, 2013)。仙台湾沖のタービダイトには、津波から 5 か月後ですでに底生生物による穿孔など

擾乱が認められていたようであり、その長期的な保存ポテンシャルは決して高くないかもしれない (池原, 2012)。しかし、一度に堆積した厚さが十分に大きければ、擾乱の影響があってもなお、長期間経過後も津波堆積物として識別できる可能性があると思われる。

阿武隈川以南の仙台湾南部海岸では、防潮堤の崩壊とともに海浜の大規模な浸食が生じた。浸食された砂の一部は内陸部に堆積したと考えられるが、沖合に流出した量も莫大であったと思われる。この地域では、津波に前後して取得された標高データと深淺測量データに基づき、海浜地形の変化に関する量的な分析が行われている (有働ほか, 2013)。なかでも宮城県山元町の沖合では、大規模な浸食が起こった海浜の沖側 500 m 程度まで、厚さが最大で 1 m に達する広範囲な堆積が起こったことが推定されている。津波により海岸付近で生じた土砂移動の収支は、45–75% が沖側に流出し、残りが陸上に堆積したと見積もられている。押し波時に海浜土砂の陸向き移動に加えて堤防背後の洗掘と水路の形成が起こり、引き波時に堤防決壊地点や津波で形成された水路を通じて土砂が海域に流出したと考えられている (有働ほか, 2013)。巨視的にみると、海岸域における津波の作用は海浜あるいは極浅海域から、それよりも深い海域への物質輸送として理解できるようである。

ところで、津波前後の陸上・海底地形データの比較によりわかるのは、見かけの浸食・堆積である。このことは、インド洋大津波による土砂移動の数値シミュレーションを行った Li *et al.* (2012) も指摘しており、たとえ何らかの津波堆積物が存在する地点でも、堆積厚さよりも浸食深さの方が大きければ、データの分析では浸食が生じた地点としてとらえられてしまう。音波探査やボーリングで確かめるまでは、あくまでも概略の推定であることに注意すべきである。

三陸沿岸南部の気仙沼湾奥(気仙沼港)では、1960 年チリ地震津波に前後した水深の変化をとらえたデータをもとに、数値モデルを用いた津波土砂移動の数値的検討が行われていた (高橋ほか,

1999)。最近では、2010 年チリおよび 2011 年東北沖津波の後に、それぞれ水深データが計測されている（原口ほか, 2012; Haraguchi *et al.*, 2013）。2011 年の津波前後のデータの解析の結果、湾内の狭窄部が最大 7 m も浸食されていることが判明したほか、水深 15 m の海底に波長 20 m・比高 1.8 m に達するベッドフォームが形成されていることが明らかにされている（Haraguchi *et al.*, 2013）。柱状掘削の結果、津波で移動した堆積物の厚さは数 m に及ぶと推定されている。水深データからは、湾内では 674,000 m³ の浸食と 928,000 m³ の堆積が起こり、湾外から相当量の堆積物が流入したことが推定される（Haraguchi *et al.*, 2013）。前述の通り、深浅測量データは見かけの浸食・堆積を表すことに注意が必要であるが、土砂移動数値モデルの検証や、それを利用した津波堆積作用の考察を行う上で、広域にわたる浸食・堆積の分布が面的に把握されていることの意義は大きい。

海域における津波の堆積作用は、津波自体の流体力学的特徴はもとより、周辺海底地形にも大きく影響を受けて変化すると考えられる。三陸沿岸には水深・形状を異にする多数の湾があり、それぞれにおいて特有の浸食・堆積が起こっていた可能性がある。気仙沼湾の北隣に位置する広田湾では、2011 年の津波で大規模な土砂移動が起こり、松林（高田松原）もろとも砂州がほぼ流失している。津波後の湾内では地層探査や柱状採泥を含む調査が行われ、海底に津波堆積物が形成されていることが報告されている（坂本ほか, 2013; 横山ほか, 2013）。津波堆積物は中粒～細粒砂層で、厚さは数 10 cm 以上で広く分布していることが確認されている。砂層は下位の極細粒砂～シルト層を削剥している様子も観察され、高分解能地層探査により、砂層とシルト層の境界に対応するとみられる反射面が、水深 40 m 付近まで連続していることも報告されている（坂本ほか, 2013; 横山ほか, 2013）。同様の調査は、越喜来湾・唐丹湾でも行われており、双方の湾でイベント性堆積物の下位境界に対応するとみられる明瞭な反射面が水深 50 m 付近まで分布していることが報告

されている（坂本ほか, 2013）。波浪の影響が及びにくい深い海域まで厚く堆積物が広がっていることから、保存のポテンシャルは大きいと考えられ、実際に広田湾の海底からは 2011 年よりも前の津波イベントと思われる砂層も発見されている（坂本ほか, 2013）。

図 6 は、気仙沼湾・広田湾周辺での 2011 年の津波による浸食・堆積の概略について、津波伝播・氾濫および土砂移動の数値モデルを用いて解析した例である。津波数値モデルは水深平均の非線形長波式（Goto *et al.*, 1997）、土砂移動数値モデルは高橋ほか（1999, 2011）による掃流砂・浮遊砂の移動を考慮したモデルに基づく。波源モデルは杉野ほか（2013）が測地データと観測波形のインバージョン解析で推定したものである。空間解像度は 45 m、解析対象の堆積物を全域で一様に粒径 0.267 mm の中粒砂と仮定している。この結果は実測データに基づく検証を行っていないため、あくまでも定性的な分析である。詳細な検討には、実際の海底に存在している（いた）移動可能な堆積物の粒径や分布状況を考慮することが必要である。浸食量の分布をみると、気仙沼湾では、外洋側の湾口（水深 20-30 m 以浅）および湾奥の狭窄部で大規模な浸食が起こっている。広田湾では、砂州のある浪打ち際と湾中央部（水深 30 m 付近）で大規模な浸食が起こっている。堆積量の分布には、どちらの湾とも、大規模な浸食が生じた場所よりも深い海域（水深 30 m 以深）で大きな堆積が起こることが示されている。津波の堆積作用は、大局的には極浅海～浅海域から、より深い海域への堆積物の移動としてとらえることができる。この例では中粒砂を想定して解析を行ったが、粘着性が低くより細粒な堆積物であれば、水深 50 m よりも深い位置まで大量に移動する可能性があるだろう。浅海域からより深い海域への土砂の移動は、浮遊土砂雲として混濁流を発生させるきっかけになるかもしれない。

海底の津波堆積物は、掘削と音波探査を組み合わせることで、その分布量を面的に把握できる可能性がある。これは、陸上の津波堆積物にはない特有の利点である。信頼できる（検証済みの）数

図 6 津波土砂移動数値モデルで予測した、2011 年の津波による気仙沼湾および広田湾周辺の海底における浸食・堆積の状況。計算条件は本文を参照。黒の実線は地震後の標高が 0 m のラインを、白の実線は等深線を表す。黒の点線は計算による浸水域を表す。この図では、 ± 1.5 m 以上の浸食・堆積は解像していない。

Fig. 6 Simulated sea floor erosion and deposition due to the tsunami by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake predicted using tsunami sediment transport model. Method and parameters of computation are described in the text. Solid black line shows contour at elevation of 0 m. Solid white line shows isobaths. Dotted line indicates inundation area. Deposition and erosion more than 1.5 m are not resolved in this figure.

値モデルによる予測と組み合わせることで、津波の挙動と堆積作用の関係、さらには津波規模と堆積物分布の関係を定量的に示すことができるようになることが期待される。これまで知られていなかった堆積作用の解明と数値モデルの検証という意味で、2011年の津波に際して東北地方沿岸から得られた（あるいは得られつつある）データは特筆すべきもので、地震・津波規模の解明のみならず、津波堆積物研究全般を大きく発展させる可能性を秘めている。

V. おわりに

巨大地震・津波のリスク評価で求められる規模情報のよりよい推定を行うためには、津波の浸入距離と堆積物の分布距離のような関係だけでなく、波・流れの性状と堆積作用の関係について、陸海を問わず理解を深めていく必要があると思われる。2011年の津波とその堆積物にかかわる多くの研究を基礎に、津波の堆積作用の統合的な理解が進むことが期待される。

謝 辞

地形解析に利用した被災前後の航空測量データは、東北地方整備局からご提供いただいた。測量データの解析にあたっては、株式会社ジオサーフに多大なご協力をいただいた。仙台市での津波堆積物現地調査に際しては東北大学災害科学国際研究所の今井健太郎博士にご協力をいただいた。2名の査読者からいただいたコメントは、論文の内容を改善する上で大変有益であった。以上の方々に対し、ここに記して謝意を表します。

文 献

阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章 (1990): 仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定. 地震 第2輯, **43**, 513-525. [Abe, H., Sugeno, Y. and Chigama, A. (1990): Estimation of the height of the Sanriku Jogan 11 Earthquake-Tsunami (A.D. 869) in the Sendai Plain. *Zisin; Journal of the Seismological Society of Japan, Second Series*, **43**, 513-525. (in Japanese with English abstract)]

Abe, T., Goto, K. and Sugawara, D. (2012): Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan. *Sedimentary*

Geology, **282**, 142-150.

Arai, K., Naruse, H., Miura, R., Kawamura, K., Hino, R., Ito, Y., Inazu, D., Yokokawa, M., Izumi, N., Murayama, M. and Kasaya, T. (2013): Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geology*, **41**, 1195-1198.

Bourgeois, J. and Minoura, K. (1997): Paleotsunami studies—contribution to mitigation and risk assessment. in *Tsunami Mitigation and Risk Assessment, Report of the International Workshop (Petropavlovsk-Kamchatsky, 21-24 August 1996, Russia)* edited by Gusiakov, V.K., 1-4.

Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N. and Imamura, F. (1997): IUGG/IOC Time Project, Numerical method of tsunami simulation with the Leap-Frog scheme. *IOC Manuals and Guides*, UNESCO, Paris, 130p.

後藤和久・箕浦幸治 (2012): 2011年東北地方太平洋沖地震津波の反省に立った津波堆積学の今後あり方. 堆積学研究, **71**, 105-117. [Goto, K. and Minoura, K. (2012): Lessons learned from the 2011 Tohoku-oki tsunami and future perspective of the tsunami geology. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, **71**, 105-117. (in Japanese with English abstract)]

Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R. and Yulianto, E. (2011a): New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology*, **290**, 46-50.

Goto, K., Takahashi, J., Oie, T. and Imamura, F. (2011b): Remarkable bathymetric change in the nearshore zone by the 2004 Indian Ocean tsunami: Kirinda Harbor, Sri Lanka. *Geomorphology*, **127**, 107-116.

Goto, K., Hashimoto, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H. and Abe, T. (in press): Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay. *Marine Geology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.015> [Cited 2014/10/8].

原田賢治・今井健太郎・Tran The Anh・藤木悦史 (2011): 津波斜面遡上による陸域での堆積砂形成に関する水理実験. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **67**, I_251-I_255. [Harada, K., Imai, J., Tran, T.A. and Fujiki, Y. (2011): Hydraulic experiment on sand deposit by tsunami run-up with land slope. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, **67**, I_251-I_255. (in Japanese with English abstract)]

原口 強・岩松 暉 (2011): 東日本大震災津波詳細地図. 古今書院. [Haraguchi, T. and Iwamatsu, A. (2011a): *Detailed Maps of the Impacts of the 2011 Japan Tsunami Vol.1: Aomori, Iwate and Miyagi Prefectures*. Kokon Shoin. (in Japanese with English abstract)]

原口 強・高橋智幸・久松力人・森下 祐・佐々木

- いたる (2012): 2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **68**, I_231-I_235. [Haraguchi, T., Takahashi, T., Hisamatsu, R., Morishita, Y. and Sasaki, I. (2012): A field survey of geomorphic change on Kesennuma Bay caused by the 2010 Chilean Tsunami and the 2011 Tohoku Tsunami. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, **68**, I_231-I_235. (in Japanese with English abstract)]
- Haraguchi, T., Goto, K., Sato, M., Yoshinaga, Y., Yamaguchi, N. and Takahashi, T. (2013): Large bedform generated by the 2011 Tohoku-oki tsunami at Kesennuma Bay, Japan. *Marine Geology*, **335**, 200-205.
- 長谷川史朗・高橋智幸・上畑善行 (2001): 津波遡上に伴う陸域での堆積物形成に関する水理実験. 海岸工学論文集, **48**, 311-315. [Hasegawa, S., Takahashi, T. and Uehata, Y. (2001): Hydraulic experiment on sediment due to tsunami run-up. *Proceedings of Coastal Engineering, JSCE*, **48**, 311-315. (in Japanese)*]
- 平川一臣 (2012): 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味: 仮説的検討. 科学, **82**, 172-181. [Hirakawa, K. (2012): Outsize tsunami sediments since last 6000 years along the Japan- and Kuril-Trench: A tentative idea on sources and supercycle. *Kagaku*, **82**, 172-181. (in Japanese)*]
- 池原 研 (2012): 地震/津波による浅海域での粒子輸送・堆積現象: 過去の地震/津波イベントの理解のための海底堆積物研究の現状と課題. 堆積学研究, **71**, 141-147. [Ikehara, K. (2012): Offshore earthquake- and/or tsunami-induced sediment transports and their deposits: Importance of marine sediment study for understanding past earthquakes and tsunami. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, **71**, 141-147. (in Japanese with English abstract)]
- Jaffe, B.E. and Gelfenbaum, G. (2007): A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology*, **200**, 347-361. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.013.
- Jaffe, B.E., Goto, K., Sugawara, D., Richmond, B., Fujino, S. and Nishimura, Y. (2012): Flow speed estimated by inverse modeling of sandy tsunami deposits: Results from the 11 March 2011 tsunami on the coastal plain near the Sendai Airport, Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 90-109. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.09.002.
- Li, L., Qiu, Q. and Huang, Z. (2012): Numerical modeling of the morphological change in Lhok Nga, west Banda Aceh, during the 2004 Indian Ocean tsunami: Understanding tsunami deposits using a forward modeling method. *Natural Hazards*. doi:10.1007/s11069-012-0325-z.
- 松本秀明・熊谷真樹・吉田真幸 (2013): 仙台平野中部に見られる弥生時代の津波堆積物. 人間情報学研究, **18**, 79-94. [Matumoto, H., Kumagai, M. and Yoshida, M. (2013): Paleo-tsunami deposit of 2050 years ago and its inundation distance, on the Sendai Coastal Lowland, Northeast Japan. *Journal Human Informatics*, **18**, 79-94. (in Japanese with English abstract)]
- 箕浦幸治 (1990): 東北日本における巨大津波の発生と周期. 歴史地震, **6**, 61-76. [Minoura, K. (1990): Emergence and period of large-scale tsunamis in northeast Japan. *Rekishi Zishin*, **6**, 61-76. (in Japanese)]
- Minoura, K. and Nakaya, S. (1991): Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, **99**(2), 265-287.
- Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y. and Iwashita, T. (2001): The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *Journal of Natural Disaster Science*, **23**, 83-88.
- Mori, N., Takahashi, T. and The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2012): Nationwide survey of the 2011 Tohoku earthquake tsunami. *Coastal Engineering Journal*, **54**, 1-27.
- Namegaya, Y. and Satake, K. (2014): Reexamination of the AD 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity. *Geophysical Research Letters*, **41**, 2297-2303.
- 行谷佑一・佐竹健治・山木 滋 (2010): 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における 869 年貞観津波の数値シミュレーション. 活断層・古地震研究報告, **10**, 1-21. [Namegaya, Y., Satake, K. and Yamaki, S. (2010): Numerical simulation of the AD 869 Jogan tsunami in Ishinomaki and Sendai plains and Ukedo river-mouth lowland. *Annual Report of Active Fault and Paleoeearthquake Researches*, **10**, 1-21. (in Japanese with English abstract)]
- Richardson, J.F. and Zaki, W.N. (1954): Sedimentation and fluidization: Part I. *Transactions of Institution of Chemical Engineers*, **32**, 35-50.
- 坂本 泉・横山由香・滝野義幸・八木雅俊・金井大輔・鈴木彩加・遠藤 綾・井村理一郎・飯島さつき・根元謙次・松井康雄・鬼頭 毅・清水水康宏・吉河秀郎・藤原義弘・笠谷貴史 (2013): 三陸沿岸域で見られる海底地形と津波起源堆積物の特徴. 岩手県広田湾・唐丹湾・越喜来湾の例. 2013 年日本地球惑星科学連合大会講演要旨集, MIS25-01. [Sakamoto, I., Yokoyama, Y., Takino, Y., Yagi, M., Kanai, D., Suzuki, A., Endo, A., Imura, R., Iijima, S., Nemoto, K., Matsui, Y., Kito, T., Takashimizu, Y., Yoshikawa, S., Fujiwara, Y. and Kasaya, T. (2013): Characteristics of tsunami origin sediments sampled from Hirota and Toni bay around the Sanriku coast, Japan. *JPGU Abstract*, MIS25-01. (in Japanese with English abstract)]
- Sakuna, D., Szczucinski, W., Feldens, P., Schwarzer, K.

- and Khokiattiwong, S. (2012): Sedimentary deposits left by the 2004 Indian Ocean tsunami on the inner continental shelf offshore of Khao Lak, Andaman Sea (Thailand). *Earth, Planets and Space*, **64**, 931-943.
- Satake, K., Fujii, Y., Harada, T. and Namegaya, Y. (2013): Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku Earthquake as inferred from Tsunami waveform data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **103**, 1473-1492.
- 佐竹健治・行谷佑一・山本 滋 (2008): 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション. 活断層・古地震研究報告, **8**, 71-89. [Satake, K., Namegaya, Y. and Yamaki, S. (2008): Numerical simulation of the AD 869 Jogan tsunami in Ishinomaki and Sendai plains. *Annual Report of Active Fault and Paleearthquake Researches*, **8**, 71-89. (in Japanese, with English abstract)]
- 澤井祐紀 (2012): 地層中に存在する古津波堆積物の調査. 地質学雑誌, **118**, 535-558. [Sawai, Y. (2012): Study on paleotsunami deposits in geologic stratum. *Journal of the Geological Society of Japan*, **118**, 535-558. (in Japanese with English abstract)]
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝 (2007): ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査. 活断層・古地震研究報告, **7**, 47-80. [Sawai, Y., Shishikura, M., Okamura, Y., Takada, K., Matsu'ura, T., Aung, Than Tin, Komatsubara, J., Fujii, Y., Fujiwara, O., Satake, K., Kamataki, T. and Sato, N. (2007): A study on paleotsunami using handy geoslicer in Sendai Plain (Sendai, Natori, Iwanuma, Watari, and Yamamoto), Miyagi, Japan. *Annual Report on Active Fault and Paleearthquake Researches*, **7**, 47-80. (in Japanese with English abstract)]
- 澤井祐紀・宍倉正典・小松原純子 (2008): ハンドコーラーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査. 活断層・古地震研究報告, **8**, 17-78. [Sawai, Y., Shishikura, M. and Komatsubara, J. (2008): A study on paleotsunami using hand corer in Sendai plain (Sendai City, Natori City, Iwanuma City, Watari Town, Yamamoto Town), Miyagi, Japan. *Annual Report on Active Fault and Paleearthquake Researches*, **8**, 17-70. (in Japanese with English abstract)]
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K. and Shishikura, M. (2012): Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophysical Research Letters*, **39**, L21309.
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・石山達也・藤原 治・藤野滋弘 (2007): 石巻平野における津波堆積物の分布と年代. 活断層・古地震研究報告, **7**, 31-46. [Shishikura, M., Sawai, Y., Okamura, Y., Komatsubara, J., Aung, Than Tin, Ishiyama, T., Fujiwara, O. and Fujino, S. (2007): Age and distribution of tsunami deposit in the Ishinomaki Plain, Northeastern Japan. *Annual Report on Active Fault and Paleearthquake Researches*, **7**, 31-46. (in Japanese with English abstract)]
- 宍倉正展・藤原 治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎 (2012): 2011 年東北地方太平洋沖地震により津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界. 活断層・古地震研究報告, **12**, 45-61. [Shishikura, M., Fujiwara, O., Sawai Y., Namegaya, Y. and Tanigawa, K. (2012): Inland-limit of the tsunami deposit associated with the 2011 Off-Tohoku Earthquake in the Sendai and Ishinomaki Plains, Northeastern Japan. *Annual Report on Active Fault and Paleearthquake Researches*, **12**, 45-61. (in Japanese with English abstract)]
- Soulsby, R.L., Smith, D.E. and Ruffman, A. (2007): Reconstructing tsunami run-up from sedimentary characteristics—A simple mathematical model. *Coastal Sediments '07*, 1075-1088.
- Sugawara, D. and Goto, K. (2012): Numerical modeling of the 2011 Tohoku-oki tsunami in the offshore and onshore of Sendai Plain, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 110-123.
- Sugawara, D., Minoura, K., Nemoto, N., Tsukawaki, S., Goto, K. and Imamura, F. (2009): Foraminiferal evidence of submarine sediment transport and deposition by backwash during the 2004 Indian Ocean tsunami. *Island Arc*, **18**, 513-525.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治 (2011): 地質学的データを用いた西暦 869 年貞観地震津波の復元について. 自然災害科学, **29**, 501-516. [Sugawara, D., Imamura, F., Matsumoto, H., Goto, K. and Minoura, K. (2011): Reconstruction of the AD 869 Jogan earthquake induced tsunami by using the geological data. *Journal of Japan Society for Natural Disaster Science*, **29**, 501-516. (in Japanese, with English abstract)]
- Sugawara, D., Goto, K., Imamura, F., Matsumoto, H. and Minoura, K. (2012): Assessing the magnitude of the 869 Jogan tsunami using sedimentary deposits: Prediction and consequence of the 2011 Tohoku-oki tsunami. *Sedimentary Geology*, **282**, 14-26.
- 菅原正宏・大窪慈生・菅原大助・箕浦幸治・今村文彦 (2003): 津波により一様斜面上を移動する土砂および津波石に関する水理実験. 海岸工学論文集, **50**, 266-270. [Sugawara, M., Okubo, S., Sugawara, D., Minoura, K. and Imamura, F. (2003): Hydraulic experiment of sand and stone movements by a tsunami on a uniform slope. *Proceedings of Coastal Engineering, JSCE*, **50**, 266-270. (in Japanese)]
- 杉野英治・呉 長江・是永真理子・根本 信・岩渕洋子・蛭沢勝三 (2013): 原子力サイトにおける 2011

- 東北地震津波の検証. 日本地震工学会論文集, **13**, 2-21. [Sugino, H., Wu, C., Korenaga, M., Nemoto, M., Iwabuchi, Y. and Ebisawa, K. (2013): Analysis and verification of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami at Nuclear Power Plant Sites. *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, **13**, 2-21. (in Japanese with English abstract)]
- Szczuciński, W. (2012): The post-depositional changes of the onshore 2004 tsunami deposits on the Andaman Sea coast of Thailand. *Natural Hazards*, **60**, 115-133.
- 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔 (1999): 掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発. 海岸工学論文集, **46**, 606-610. [Takahashi, T., Shuto, N., Imamura, F. and Asai, D. (1999): Modeling sediment transport due to tsunamis with exchange rate between bed load layer and suspended load layer. *Proceedings of Coastal Engineering, JSCE*, **46**, 606-610. (in Japanese)]
- 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭 (2011): 津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **67**, 231-235. [Takahashi, T., Kurokawa, T., Fujita, M. and Shimada, H. (2011): Hydraulic experiment on sediment transport due to tsunamis with various sand grain size. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, **67**, 231-235. (in Japanese with English abstract)]
- Takashimizu, Y., Urabe, A., Suzuki, K. and Sato, Y. (2012): Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 124-141.
- 有働恵子・田中 仁・真野 明・武田百合子 (2013): 東北地方太平洋沖地震津波による宮城県仙台湾南部海岸の海浜変形特性. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **69**, I_1391-I_1395. [Udo, K., Tanaka, H., Mano, A. and Takeda, Y. (2013): Beach morphology change of Southern Sendai Coast due to 2011 Tohoku Earthquake Tsunami. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering)*, **69**, I_1391-I_1395. (in Japanese with English abstract)]
- Wei, S., Sladen, A. and ARIA Group (2012): Source Models of Large Earthquakes. http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/index.html [Cited 2014/10/08].
- 横山由香・坂本 泉・滝野義幸・高清水康博・八木雅俊・鈴木彩加・遠藤 綾・井村理一郎・根元謙次・鬼頭 毅・松井康雄・吉河秀郎・笠谷貴史・藤原義弘 (2013): 広田湾における表層堆積物の分布と特徴. 2013 年日本地球惑星科学連合大会講演要旨集, MIS25-P01. [Yokoyama, Y., Sakamoto, I., Takino, Y., Takashimizu, Y., Yagi, M., Suzuki, A., Endo, A., Imura, R., Nemoto, K., Kito, T., Matsui, Y., Yoshikawa, S., Kasaya, T. and Fujiwara, Y. (2013): Characteristic of surface sediment left by 2011 Tohoku earthquake, case study of Hirota bay. *JPGU Abstract*, MIS25-P01. (in Japanese with English abstract)]

* Title etc. translated by D.S.