

Jessica E. Pilarczyk, Benjamin P. Horton, Robert C. Witter, Christopher, H. Vane, Catherine Chagué-Goff, James Goff. 2012. Sedimentary and foraminiferal evidence of the 2011 Tōhoku-oki tsunami on the Sendai coastal plain, Japan, *Sedimentary Geology*, 282. 78-89.

仙台平野における 2011 年東北沖津波の堆積物と有孔虫の痕跡

Abstract

2011 年東北沖の巨大スラストの地震(Mw 9.0)は 2~11m の高さの津波を仙台平野にもたらした。私たちは内陸 4.5km までの海岸線に直交する、14 本の浅いトレンチを掘り、そこに露出する津波堆積物を調べた。私たちは主に東北沖津波の堆積物の層序学的、堆積学的、有孔虫、地球化学的な特徴を記載し、869 年の貞観津波の堆積物と比較する。

東北沖津波で浸水した海岸林や水田では、暗褐色で淘汰の悪い土壌が褐色で淘汰の悪い中粒砂の堆積物に覆われた。海岸から 1.2m 以上内陸のトレンチのいくつかでは、砂層が薄い泥質砂層で覆われていた。津波堆積物の厚さは変わりやすいが、海岸の砂丘で最も厚く約 25cm、内陸 4.5m 地点では 5mm 以内に薄くなった。津波堆積物とその下位の土壌は、現世と化石の有孔虫の出現と粒子の顕著な増加；ただし、粒径は情報と内陸に向かって細粒化する—によって識別される。津波堆積物の砂の堆積物に保存された現世の有孔虫はまれで、長期にわたって地表にさらされた痕跡(例えば、孔食や腐食、断片化)を示した。現世の有孔虫はおそらく津波の被害を受けた海岸砂丘や、海浜堆積物が起源である。石灰化し、堆積物で内部が充填された化石有孔虫は多産し、それらは堆積物ユニットから浸食され、河川や波浪によって仙台湾に運搬されたものである。有孔虫の殻サイズの傾向(例えば、内陸への距離とともに減少する大型の殻サイズ濃度)は、粒径のデータと一致する。2 地点において、下位の土壌と比べて津波堆積物中に見られる全有機炭素(TOC)の減少と $\delta^{13}\text{C}$ の増加は、津波堆積物が海浜から間潮帯由来であることを支持する。

1. はじめに

津波が去った後の堆積学的痕跡からもたらされる古津波の記録は、研究に利用できる津波イベントの年代範囲を拡張することによって津波の発生頻度の理解を向上させる(Morton et al., 2007). 適切な危険度評価は、津波を知ることや海岸の地形学、生態学、急速に増加している海岸沿いの人口への衝撃を知ることに左右される。津波堆積物の層序的シーケンスはしばしば、再発間隔の見積もりや津波の起源(例えば、地震、地滑り、火山噴火; Bernatd and Robinson, 2009)を解明するために利用される。太平洋では、北西部(Kelsey at al., 2005), 北海(Bondevik et al., 2005), ニュージーランド(Goff et al., 2001), カムチャツカ(Pinegina et al., 2003), 南太平洋(Goff et al., 2011), また、1960年チリ地震の津波(Cis-ternas et al., 2005)と2004年インド洋地震(例えば, Jankaew et al., 2008)の津波に襲われた地域などが完新世の間に繰り返し津波を経験したことを示した。

津波堆積物の同定はほとんどが海岸の池、湖、沼、などの低エネルギー環境内の異常な砂のユニットの認識に基づき、それらは微化石の証拠によって支持される。例えば、1700年カスケディア津波は内陸に向かって(ほとんどは数 km)薄くなる砂層で、混合した微化石群集と、突発的な地震性沈降の層序学的な証拠と一致することによって認定された(例, Hemphill-Haley, 1995; Hawkes et al., 2011). 有孔虫の分類は、津波堆積物(例, Mamo et al., 2009)の指標として広く利用され、また、有孔虫の化石化過程の研究は有孔虫の殻の状態の半定量的観察のみで時間平均化や側方の運搬に注目している(例, Hawkes et al., 2007; Kortekaas and Dawson, 2007; Uchida et al., 2010). 近年の研究は有孔虫の殻の状態がエネルギー領域と運搬過程に関する情報をさらに提供することを示している(例, Hawkes et al., 2007; Kortekaas and Dawson, 2007; Uchida et al., 2010; Pilarczyk et al., 2011; Pilarczyk and Reinhardt, 2012a, 2012b).

古津波調査の代替道具は、2004年のインド洋津波と2007年の南太平洋津波の調査の後に発展した(Chagué-Goff et al., 2011). 地球化学が20年余りの間、古津波研究の中で海水浸水の痕跡を提供してきたのに対して(例, Minoura and Nakaya, 1991; Minoura et al., 1994; Goff and Chagué-Goff, 1999; Chagué-Goff et al., 2002; Chagué-Goff, 2010), それは最近では近年の津波研究にも用いられている(例, Chagué-Goff et al., 2011, 本雑誌中, 本論文中). 本研究において、私たちは有孔虫群集(分類群や化石化過程), 一般的な堆積学(粒径), そして地球化学(全有機炭素; TOC と $\delta^{13}\text{C}$)を、2011年3月11日東北沖津波堆積物の指標として記載する。トレンチからの西暦869年の貞観津波堆積物の有孔虫と堆積学的

データも提示した。読者は Szczuciński ほか(本巻中)の東北沖津波堆積物の横断面に沿った堆積学的変化、微化石の変化の詳細な分析を参照されたい。

1.1 2011年東北沖津波

2011年3月11日、日本海溝に沿った巨大地震(Mw 9.0)が津波を引き起こし、津波は日本の東北の仙台平野(Fig.1a)に日本時間14時46分に到達し、標高10~40mにまで達した(Mori et al., 2011)。この地震は400kmもの距離を破壊し、垂直方向については上方に5m、水平方向には24~60m海底を移動させた(Ito et al., 2011; Sato et al., 2011)。仙台平野の低地は特に津波浸水の被害を受け、津波で内陸4.8kmまで浸水した(日本地理学会, 2011; Chagué-Goff et al., 本巻中)、このイベントの後、浸水が数カ月続いたことが様々な場所で記録されている(Sugawara et al., 2011a; Chagué-Goff et al., 本雑誌中, 本論文中)。

1.2 869年貞観津波

東北沖津波以前の津波(例, 1611年慶長, 1793年寛政, 1896年明治三陸, 1933年昭和三陸, 1978年)の研究は多数ある(Minoura and Nakaya, 1991; Minoura et al., 2001; Sawai et al., 2008a,b)。しかし、マグニチュード、被害を受けた沿岸地域(仙台や相馬地方)、浸水の面積(最大で内陸2kmまで)の観点で2011年の津波に匹敵するのは869年の貞観津波のみである。869年7月13日、仙台平野の沖合200m(Fig.1a)での地震は、広範囲の浸水を招いた大津波を起こした。貞観津波を起こした地震のマグニチュードの見積もりは、波の高さや浸水距離とともに、津波危険度の評価を向上するために調べられた(例, Satake et al., 2008; Sugawara et al., 2011b)。

貞観津波の堆積物は、仙台や相馬地方に分布し、様々な厚さ(2~20cm)で内陸に向かって薄くなるユニットである(Sawai et al., 2008a; Sugawara and Imamura, 2010)。この堆積物は淘汰の良い中粒砂から成り、陸成の有機物に富んだ泥に挟まれる(Minoura et al., 2001)。貞観津波堆積物の上位層は薄い土壌で、870~934年頃の仙台的北250kmでの火山噴火による黄色ケイ質の十和田-aテフラ(Yamada

and Shoji, 1981; Minoura et al., 2001; Machida and Arai, 2003)に覆われる。海洋性と汽水性の珪藻がこの津波堆積物中から記載されている(Minoura et al., 2001)が、海洋性の珪藻は仙台地域ではまれである。しかし、有孔虫についてはまだ研究はされていない。この津波による砂堆積物は2.8km内陸まで広がっているが、過去1000年に仙台平野の海岸線は1km前進しているので、現在は貞観津波の堆積物は4km内陸まで広がっている(Sawai et al., 2008b; Sugawara et al., 2011b)。

2. 調査地域

仙台平野は低地(海拔5m以下)で、波浪卓越、小さな潮汐(平均潮位は1m以下)の海岸平野で、東北日本の太平洋側の約50kmに広がっている(Fig.1a)。この地域は北、西、南を山に囲まれ、大陸棚の傾斜は急である(Tamura and Masuda, 2004, 2005)。初期中新世から完新世の海成性と非海洋性の堆積物に平野は占められており、平野南部の相馬市域や北部の牡鹿半島には中期ジュラ紀から初期白亜紀の海成性堆積物が露出している(Fig.1b; 地質調査総合センター, 2009)。この地域はいくつかの後期完新世の浜堤列と、淡水性の後背湿地によって特徴づけられる。菅原ら(2012)は、いくつか人工的な構造物(例えば、防波堤、海岸林、貞山堀、灌漑用水路など)を記載し、それらは、東北沖津波で海水の遡上に影響したが、貞観津波時代には存在しなかったものである。仙台平野沿いにある淡水性の湿地は、稲作を支え、多くの場所は民家が少ない(Fig.1c)。この地域の主な堆積物供給源は、完新世中期からずっと海に向かって海岸線を前進させ続けた3つの川(阿武隈川、名取川、七北田川)である(Saito, 1991; Tamura and Masuda, 2005)。

この研究地域(仙台空港に隣接する)は4つの主要な環境から成る；海岸、海岸林、舗装された土地、田んぼ。海岸は、汀線から0.5kmまで潮間帯(海拔-0.8m)、海浜(海拔1.7m)、人工砂丘(海拔2.3m； Fig.1c; Fig.2; Fig.3a)までの0.5kmである。人工砂丘は、海岸線を守るために運び込まれた異他性の堆積物からなる。私たちはこの砂丘堆積物の起源は知らないが、ルーズな灰色砂から成り、シルト/粘土層の基質を有し黄土色の砂から成る厚さ0.3mの固められた砂層に覆われている。私たちは、上位の厚さ0.3mの固められた層はおそらく近くの運河から浚渫されたものだと推測する。海岸林(Fig.1c,2b)は海岸線から0.26km内陸、海拔2.3mまでに位置し、300年前に潮風から田んぼを守るために植樹され成

熟した松から成る(Sugawara and Imamura, 2010). 海岸林の内陸側のすぐ横には舗装された土地があり, いくつかの運河と, 元々湿地帯であった温室と農地(海岸線から0.10~1.20km, 海拔1.0m以下), 田んぼ(海岸線から1.20~4.50km, 海拔-0.4~1.2)がある.

3. 方法

3.1 東北津波堆積物の試料採取と調査地域の地形学的特徴

2011年5月, 私たちは東北沖津波堆積物とその下の土壌を含む14のトレンチの横断面, 海岸林(トレンチ5~9; 0.26~0.44km内陸), 舗装地域(トレンチ12~24; 0.54~1.23km内陸), 田んぼ(トレンチ31~86; 1.62~4.50km内陸)を調査した. 標高を求めるのに, 干渉測位方式GPS(RTK-GPS)を使用した地形的調査を, それぞれの試料採取地点で行った(Goto et al., 2011).

トレンチでは堆積物(0.2~10cmの分解能)を採集し, 堆積物の厚さと堆積物の組成について記載した. 私たちは14のトレンチのそれぞれで内陸に向かっての側方の変化(津波堆積物で得た全試料の平均を得ていた)を調べ, 深さに伴う津波堆積物の鉛直方向の詳細な変化を分析するために6つのセクションを選んだ(例, トレンチ5, 12, 31, 36, 48, 86). 私たちは, 汀線付近(38°8'27.64"N, 140°56'43.99"E)を原点とし, それぞれの表層試料のトレンチの位置を海側の起点から計測した. 加えて, 私たちは津波堆積物と比較するために, 全ての海岸沿い(site 1~4; -0.09~0.14km内陸)で表層試料(1cm)を採集した.

3.2 粒度分析

私たちはベックマン・コールターレーザー回折粒度分析を用いて, 表層とトレンチの試料のバルクの(除去した粒子はない)粒度分析をした. 分析前に, 有機物を除去し試料を均質化した湿ったペースト状に攪拌し, Donato et al. (2009)の方法に従ってヘキサメタリン酸ナトリウムを使って分散した. 全ての表層試料と14のトレンチセクションの粒径値をウェントワース ϕ スケールで表わし, Sambridge et al. (1995)に従った不整三角形網(不整三角網, 不規則三角網)(TIN)の手法を用いて内剰し, 粒度分布

(PSDs)としてGeosoft Oasis TMでプロットした。優占粒径の10番目(D_{10})と90番目(D_{90})のパーセントイル値を算出した。Dのとり幅の報告は、堆積物分布曲線(例、細粒の方へ尾を引く)の歪度を考慮し、非ガウス分布の粒径の記述により適していた(Blott and Pye, 2001)。私たちは粒子の球形度を0(とても角ばっている)から1(完全な球形)として算出するためにカムサイザーを用いた。全ての粒径の結果は付表1に記載した。

3.3 有孔虫分析

私たちは有孔虫分析をHorton and Edwards(2006)の方法に従って全ての表層とトレンチ試料について行い、約5cm³の試料をふるいにかけて63 μ m以上の堆積物について液浸で調べた。分類はLoeblich and Tappan (1987)と Hayward et al. (2004)に従い、できる限り、300試料以上を数えた(Patterson and Fishbein, 1989)。S堆積物の破片を接着してできる砂質の種が見つからなかった場合は、試料を25°Cで乾燥し、ふるいにかけて小さいもの(<250 μ m)と大型(>250 μ m)の殻サイズとして記録した。私たちは個々の試料を現世(白色；後期完新世)か化石(丈夫で、殻内が堆積物に重鎮されて石灰化した；中新世～更新世；Pilarczyk et al., 2011に従った；Plate 1)として分類した。化石の有孔虫は同定が容易であり、それらが一般的に波によって母岩から洗いだされても殻の構造を保っているからだ(Pilarczyk et al., 2011)。しかし、長期間にわたって沿岸に滞留した結果かなり摩耗し、種の同定に必要な殻の特徴(例えば、孔、穿孔、突起など)が不明瞭になる。全個体数(化石と現世の個体の集合)、現世種の総量、化石種の総量、そして大きい標本の割合を測定した。全有孔虫の結果は付表2と3に挙げた。

3.4 安定同位体と炭素分析

トレンチの δ^{13} とTOCを測るために、私たちは2つのトレンチを選び(5と31)、そこには土壌とその上位の砂と泥質砂層がある。堆積物試料は5%の塩酸に18時間つけて処理し、脱イオン水で洗浄し、40°Cのオーブンで一晩乾燥し、乳棒と乳鉢で粉末状にすりつぶした。植物試料は5%塩酸に2～3時間つけた後、脱イオン水で洗い、40°Cのオーブンで一晩乾燥し、凍結粉碎(Vane et al., 2010)を用いて細粒の粉末にした。堆積物試料の¹³C/¹²C比分析はオブティマデュアルインレット質量分析計に結合した

Costech Elemental Analyserで燃焼させて行った。δ¹³C値は研究機関間での標準試料のNBS-19とNBS-22に対して補正してVPDBスケールで表示した。全有機炭素(TOC wt/wt)は同一研究所で分析した。反復分析によってδ¹³Cは0.1‰以下(1StD)の精度でTOC(wt/wt)は0.1%の精度を示した。地球化学的報告のための全ての堆積物は1cmごとに採集し、平均深度としてプロットされる。例外として、0.6%のNと85.3のC/N比はマツの根を除くと、%Nは0.1%の検出限界以下(LOD)、C/N比の値は混入した有機物か局所的なものかを区別できない。全てのδ¹³CとTOCの結果は付表4に挙げた。

3.5 869年貞観津波堆積物分析

貞観津波堆積物は以前にも記載されている(Minoura et al., 2001; Sawai et al., 2008a; Goto et al., 2011)が、私たちは869年の貞観津波の痕跡を含む1つのトレンチの記録と試料採取の機会を得た。このトレンチは東北沖津波堆積物を調査した横断面(Fig. 1a; 38°13'56.96"N, 140°58'33.82"E)の北10kmにある田んぼで、現在の海岸線から1.5kmの場所である。私たちは有孔虫と粒度分析を3.2と3.3節で記したとおりに行い、それらの結果を付表1と3に示した。

4. 結果

私たちは仙台空港の北(Fig.1a)でフィールド調査を行い、人口砂丘の背後で10~11mの波高の痕跡を見つけた(Fig.2; Fig.3a)。海岸線から約2kmでの波高は3 - 4mと記録され、海岸線から4kmでの波高は2mとされた(Goto et al., 2011)。最も強い津波が押し寄せた地域は海岸線から0~2.5kmで、家屋や道路はかなり損壊し、田んぼは海水を被ってしまった。仙台空港の南約10kmの地震性の沈降(17~21cm)が報告されており(Ozawa et al., 2011)、また、近くの田んぼでは地震による液状化が報告された(Goto et al., 2011)。

津波は内陸へ向かうとともに砂の卓越する堆積物(0~2.8km)から泥が卓越する堆積物(2.8~4.5km)へと変化する不連続ユニットを堆積した; Goto et al., 2011; Fig. 3)。津波が浜に人工的に建設され強化された砂丘を破壊した場所で浸食が最大である一方、堆積物は海岸林で最も厚かった。津波堆積物のフィールド記載は、陸に向かって薄くなり砂から泥へと細粒化することを示す(付表1)。トレンチで、砂質堆積物には砂と重鉱物をまれに含む葉理(例、トレンチ31; Fig.2c)が発達している。潮間帯と海浜の

試料中は小さな軟体動物片をまれに含む(<1%). それらは、津波堆積物からも報告されたが、本当にまれ(内陸0.2km地点と、0.8km地点)で、少ない量(<1%)だった1%); Chagué-Goff et al., 本巻中).

Richmondら(2012)は貞山堀の西で合弁の二枚貝を発見し、海岸側には二枚貝が見られないことから堀からもたらされたものと結論付けた.

4.1 表層堆積物

粒度分析の結果は潮間帯と海浜の試料(sites 1,2,3)と砂丘(site 4)の表層試料を区別した(Fig.3). 私たちは海岸堆積物(sites 1から4)が類似の粒度($D_{90}=0.0 - 1.4\phi$)だが、分級度($StD=1.9 - 3.6\phi$)と球形度(0.3 - 0.9, 1.0が完全な球)には差異のあることを発見した. 潮間帯の堆積物(平均 $D_{90}=0.5\phi$)は球形度が最も低く(0.4), 最も角張っており, 海浜堆積物($D_{90}=0.0\phi$; 球形度=0.8)と人口砂丘堆積物($D_{90}=1.4\phi$; 球形度=0.9)が後に続き, それらは有意に潮間帯堆積物よりも丸い.

表層堆積物試料もまた, 明らかに海から離れるにつれて変化する有孔虫の特徴を示した. 潮間帯試料(sites 1と2)は最も低い現世個体の密度($9/cm^3$)で, 最も高い化石密度($124/cm^3$)で大型の化石の最も多い地点($59/cm^3$)であった. 人口砂丘(site 4)は最も低い化石密度(19 個体/ cm^3)だが, 現世有孔虫密度(77 個体/ cm^3)は最大で特徴づけられ, この化石は相対的に小さいサイズ(> $250\mu m$ の有孔虫はたったの32%)であった. 海浜堆積物(site 3)は遷移する場所であり, 中間の密度(化石密度= 90 個体/ cm^3 ; 現世種密度= 2 個体/ cm^3 ; %大型化石= 59%)であった. 潮間帯と海浜の試料は主に, 少ないmiliollid目($\sim 4/cm^3$; 例, *Quinqueloculina* spp., *Triloculina* spp; Plate 1 標本 7 - 10)と*Ammonia parkinsoniana*($2/cm^3$)で構成されたが, 砂丘はごく僅かに高い量(*A.parkinsoniana* = $20/cm^3$, *Quinqueloculina* spp. = $6/cm^3$, miliolids = $51/cm^3$)を含んでいる.

4.2 東北沖津波堆積物の側方変化

津波堆積物は内陸への距離に関する傾向があった(Fig. 3b-j). 概して, 堆積物は内陸に向かって細粒となり(平均 D_{10} は0.3km地点で 1.8ϕ ; 3.0km地点で 7.3ϕ ; 4.5km地点で 8.1ϕ), 淘汰が悪くなり(平均 StD は0.3km地点での 2.3ϕ ; 3.0km地点では 2.2ϕ ; 4.5km地点では 2.9ϕ), より角ばる(0.3km地点で0.7; 3.0kmで0.3; 3.7kmで0.4). これらの結果は, Szczucińskiほか(本巻中)が報告したものより少し粗く, サンプル

ング分解能の相異によることができる。堆積物全体を通じて中粒砂から粗粒砂が一般的に優占的(例, D_{90})な粒径で, $0\sim 2\phi$ の範囲だった;しかし, 堆積物の細粒成分(D_{10})はかなり変化し D_{10} 値は 6.2ϕ まで変化した(Fig.3e,f, j ; 付表1). 堆積物の厚さは, 海岸線から1km地点では25cmだが, 4.5km内陸では<5mmまで薄くなっていた(Fig.4).

津波堆積物は, 現世(石灰質, 後期完新世)と化石(殻内が堆積物で重鎮されて石灰化している, 中新世~更新世)の有孔虫を含んでいた。現世有孔虫は, 化石化過程的にかんりの断片化, 球形化(摩耗), 溶解を受けて変質していた。断片のへりは, 津波によって移動させられる前に, 断片化を受けその後, 丸みを帯びた痕跡を示した。化石化過程での変質は, *Ammonia parkinsoniana*を除く種の適切な同定を妨げた。*A. parkinsoniana*はほとんどの試料中に見られたが, 非常に少なかった(<20個体/1cm³; Plate 1). Miliolid目は少量しか見られなかった。内陸への距離に対するトレンチセクションの分析は, 化石と現世有孔虫の量に関しては表層試料と類似の関係を示した。現世個体は少ないが, トレンチ5(~25個体/cm³)とトレンチ12(~29個体/cm³)でピークとなり, トレンチ48(~12個体/cm³)までに50%へ減少した。内陸に向かって伸びる私たちの堆積物横断面(~4.5km, トレンチ86)には現世有孔虫が見つからなかった(Fig.3c).

全トレンチの津波堆積物において, 有孔虫化石は現世種よりも丈夫で, 石灰化し, 色が黒ずみ, かなり磨滅しており, 豊富であった(Fig.5)。津波堆積物中の有孔虫化石の量は海岸林(0.4~0.5km内陸)のすぐ内陸側のトレンチ9と12でピーク(それぞれ~102個体/cm³, ~104個体/cm³)をもち, トレンチ86(Fig.3b)までに3個体/cm³以下に減少し, *Amphistegina* spp.(例, Plate 1中の1個体), *Quinqueloculina* spp.や同定できないmiliolid目を含んでいた(付表2,3)。同様に, 大きな有孔虫化石個体(>250 μ m)はトレンチ12(67%; *Amphistegina* spp.が22%; miliolid目が43%)からトレンチ31(64%; *Amphistegina* spp.が13%; miliolid目が40%)で優勢であり, トレンチ48(24%; *Amphistegina* spp.が12%; miliolid目が28%)で急に減少し, トレンチ86(Fig.3d)では存在しなかった。

4.3 東北沖津波堆積物の鉛直変化

6つのトレンチセクション(5,12,31,36,48,86)は3つの明瞭に区分されるユニット(Fig. 4,5)で特徴づ

けられる。これらのトレンチの基底は黄土色を呈する、淘汰の悪い中粒砂で構成されている田んぼの土壌(基底が林土壌のトレンチ5を除く)であった。これは、中粒砂堆積物で明らかに覆われ、その上位では粘土から細粒砂から成る泥質砂に変わる。泥質砂層の細粒成分は、内陸に向かって増加し、最終的に1.6km内陸の極細粒砂($D_{10}=3.8\phi$)から4km地点の粘土($D_{10}=8.1\phi$)までへ変化する優占的堆積物ユニットへと変わっていた。泥質砂層は海岸から1.2km以上のサイトで見られるが、しばしば不連続となる。砂と泥質砂のユニット(ユニットのある所では)は津波堆積物を構成する。この津波堆積物は、おおよそ上方へ細粒化して淘汰も悪くなり、ある所(例、トレンチ31)ではより細かく黒味がかかった葉理が見られる(Fig. 5)。粒子球形度は津波の砂層内や、津波の砂と泥質砂層との間において鉛直方向の傾向は示さなかった。

有孔虫(化石と現世種)は土壌の中には存在せず、例外としてトレンチ5とトレンチ31では、少量(トレンチ5では1cm³毎に11の現世種と65の化石個体；トレンチ31では1cm³毎に3の現世種と53の化石個体)、上位の砂層との境界近くにあり、これは生物擾乱を示唆する。有孔虫は津波の砂(1cm³毎に19の現世種と82の化石個体)と泥質砂(1cm³毎に8の現世種と10の化石個体)に含まれ、深度に伴う存在量の変化はわずかか、もしくはないが、例外として化石標本の量は上位の泥質砂中よりも砂層中で有意に多い泥質砂層のあるトレンチもあった。しかし、大きな現世種と化石有孔虫の比率は、津波堆積物の最下部で最も高く、ほとんどのトレンチで上方に向かって有孔虫のサイズはわずかに小さくなった。例えば、トレンチ12の津波堆積物の基底の現世種と化石の有孔虫は、それぞれ63%と71%が大型で、ユニットの最上部ではそれぞれ45%と56%に減少していた。殻サイズの上方向への減少は、泥質砂層に覆われたトレンチで明らかだ(例、トレンチ31；大型化石の有孔虫は津波ユニットの基底で70%、砂層最上部で50%、泥質砂層で30%；大型の現世種は基底で70%、津波の砂層の最上部で49%、泥質砂層で40%)。

2つのトレンチセクション(5,31)の全有機炭素と $\delta^{13}\text{C}$ は、津波堆積物とその下位の土壌の間で明瞭な変化を示す。トレンチ5では $\delta^{13}\text{C}$ の範囲は津波の砂層中で-27.0から-24.8‰、土壌中では-29.5から-30.8‰であった。TOC値は津波堆積物中で特に少なく(~0.1%)、下位の土壌(0.5~5.9%)と比較された。粒径の結果と同様に、3つの異なるユニットがトレンチ31のTOCと $\delta^{13}\text{C}$ の鉛直変化から区分できる。17.5~11.5cmの土壌は-27.8‰~-27.1‰の $\delta^{13}\text{C}$ 値をとり、TOC値の範囲は1.5~5.7%であった。TOCは津波砂中で0.1%に減少し、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は-26.3‰に増加した。津波の泥質砂のTOC値はわずかに高

くなり(0.3%), $\delta^{13}\text{C}$ はかなり高くなり-15.1%を示した.

4.4 869年貞観津波堆積物

私たちは、東北沖地震と同程度のマグニチュードであった古いイベントの869年貞観地震に伴う津波堆積物と東北沖津波堆積物を比較した(Fig.1). 貞観のトレンチは、5つの層序ユニット(基底の土壌, 貞観津波堆積物, 土壌, 十和田-aテフラ, とこれらを覆う土壌; Fig.4c)から成り, 基底の土壌と津波堆積物, そして土壌を採取して分析した. 基底の土壌は非常に淘汰の悪い(StD=2.8 ϕ)砂質土壌($D_{10}=5.2\phi$, $D_{90}=1.1\phi$)から成る. その上の貞観津波堆積物は10cmの厚さの非常に淘汰の悪い層(StD=3.0 ϕ)で, 中粒砂($D_{90}=1.0\phi$)である, 津波堆積物は土壌に覆われ, その土壌は十和田-aテフラ($D_{10}=6.4\phi$; StD=2.7 ϕ)に覆われている. これら4ユニットの接触面は漸移的である. 貞観津波堆積物は, 東北沖津波堆積物と同様の堆積学的特徴を示した; 堆積物の下部から上部に向かってわずかながらの細粒化, 分級度の上昇, 粒子の球形度の増大である(Fig.4). 貞観津波堆積物は, 明らかにテフラ(球形度=0.3)と下位の土壌(0.3; Fig.3h; Fig.5)と比べて, とても丸みを帯びた堆積物(球形度=0.7)の流入を示した. 現在の環境において, 高い球形度の堆積物は海浜(0.8)か砂丘(0.9)を起源としていると考えられる.

有孔虫は津波堆積物に見られ(1cm³あたりに現世種190, 化石62個体), おそらく潮間帯起源である. 少量の有孔虫が基底の土壌の上部で見つかり(1cm³あたりの個体数 化石42; 現世種65), 十和田-aテフラ(1cm³あたりの個体数 化石3; 現世種16)は生物擾乱を示唆する. これは東北沖津波堆積物(トレンチ5,31,48)の下位の土壌と似通っており, この部位では生物擾乱を受けた境界面からは現世種も化石も見つからなかった(Fig.5). 貞観津波堆積物に含まれる現世有孔虫群集は, *A.parkinsoniana*と様々な化石化過程での変質を受けたmiliolid目, 変質していないプランクトンから構成されていた. これは, プランクトンが見つからなかった東北沖津波堆積物とは対照的である. 東北沖津波堆積物と比較すると, *A.parkinsoniana*の個体はより変質しており, 摩耗と溶解が激しくなったことを示している. 大型の殻は津波堆積物に多く, 分級の証拠は見られなかった.

5. 議論

5.1 2011年東北沖津波堆積物の層序学的分析と粒度分析

日本の北海道(Sawai, 2002), ニュージーランド(Goff et al., 2001), パプアニューギニア(Morton et al., 2007), カスケディア(Hawkes et al., 2011)とその他の津波堆積物は, 側方分布はシート状の地形で堆積物の厚さは内陸へ向かって薄くなっていくと記されている(Morton et al., 2007; Goff et al., 2001). 仙台において, 津波堆積物は厚さが, 4.5km以上の横断面において25cmから5mm以下まで変わり, いくつかのトレンチ(トレンチ31)では色の濃い葉理を持つ薄い砂層があり, これはSzcucińskiほかやRichmond(2012)によっても報告された. 東北沖津波堆積物は, 粒径(平均 $D_{10}=4.0\phi$, 平均 $D_{90}=0.7\phi$)と淘汰度($StD=2.2\phi$)は現在の潮間帯(平均 $D_{10}=1.9\phi$; 平均 $D_{90}=0.5\phi$; $StD=2.2\phi$), 海浜($D_{10}=1.5\phi$; $D_{90}=0.0\phi$; $StD=1.9\phi$), 砂丘($D_{10}=3.7\phi$; $D_{90}=1.4\phi$; $StD=3.6\phi$)の表層試料と類似しており, このことは津波の砂の起源が沿岸から砂丘とするGotoほか(2011)とSzcucińskiほか(2012)之考えを支持する表層試料(Fig.3e-g)と類似している.

より細粒な下位の田んぼの土壌(平均 $D_{10}=4.6\phi$; 平均 $D_{90}=0.5\phi$)は, 明らかにより粗粒砂の堆積物(平均 $D_{10}=4.0\phi$; 平均 $D_{90}=0.7\phi$)に変わり, いくつかのケースでは泥質砂層(平均 $D_{10}=7.2\phi$; 平均 $D_{90}=1.3\phi$)へと上方細粒化している. 粒径分布データは, トレンチ31,36,48(Fig.4)の最上部ではっきりと細粒の方へ尾を引くことにより, 統計的に粒径値が増えた. 東北沖津波堆積物中の上方細粒化シーケンスは, 他の研究(例, Hawkes et al., 2007; Morton et al., 2007; Goodman-Tchernov et al., 2009)と一致しており, 堆積物の運搬とその後の急速な堆積を表している. 砂層上の泥質砂層は, 海岸線から少なくとも1.2kmからいまの地点のトレンチまでに堆積し, この泥質砂層はエネルギーの減少を表し, その供給源は田んぼの土壌や, 運河の泥, もしくは深い沖浜の泥である. 津波が深い沖浜(暴風時波浪限界より下)を削り, 細かい粒子を運び, ちなみの浸水域で堆積することは十分にあり得る. この解釈は泥質砂層の起源が潮間帯であることを示すTOC, $\delta^{13}C$, 有孔虫の結果(以下に記す)によって支持されている. 堆積物詳細な堆積学的記載はSzcucińskiほか(本巻中)とRichmondら(本巻中)によって報告されている.

5.2 津波指標としての現世と化石の有孔虫

豊富な有孔虫の存在は, 津波堆積物の特徴である(例, Hawkes et al., 2007; Kortekaas and Dawson, 2007; Mamo et al., 2009; Pilarczyk and Reinhardt, 2012a, 2012b)が, 仙台においてそれらの砂

堆積物中の量は少なかった。Hawkesほか(2007)は、マレーシアとタイの2004年インド洋津波堆積物中に1cm³当たり1,400個体を数え上げたが、私たちはたった1cm³当たり48個体の現世種しか見つけられなかった。この潮間帯の堆積物中の現世有孔虫の欠落は、仙台湾(深さ19~1988m)の深い場所から多様な有孔虫を記載したMatoba(1976)や、他の日本の海岸(鳥羽、三重県、北海道)における量と多様な群集を報告した他の研究(Okahashi et al., 2002; Nanayama and Shigeno 2004; 2006)と比較すると異常だ。Szcucińskiほか(2012)もまた、東北沖津波堆積物とともに潮間帯の堆積物が驚くほど少ないナノリス(生物起源の炭酸塩)と潮間帯の海性珪藻を報告している。その上、津波堆積物中の有孔虫は化石化過程の変質が激しい。分類学的種同定は、*A.parkinsoniana*を除いては不可能だった。*A.parkinsoniana*は先行研究で、日本の北海道、三陸、房総半島(Takata et al., 2006; Uchida et al., 2010)とその他(例、Debenay et al., 1998)の汽水性の沿岸(深さ5~10m)から亜沿岸(深さ<300m)に生息していることが記載されていたが、仙台湾にはいなかった(Matoba, 1976)。少量の*A.parkinsoniana*は津波の後の潮間帯の堆積物中で変質を受けていない個体が発見され、運河と海の合流点である汽水域、あるいは運河の建設時もしくはその後にもたらされたかもしれない異他性の堆積物に起源をもつ可能性がある。

現世有孔虫の化石過程における特徴は、オーバーウォッシュ堆積物の記載に用いられている。なぜなら、これはエネルギー領域と運搬過程に関するさらなる情報を提供できるからだ(例、Hawkes et al., 2007; Kortekaas and Dawson., 2007; Satyanarayana et al., 2007; Uchida et al., 2010; Pilarczyk et al., 2011; Pilarczyk and Reinhardt., 2012b)。東北沖津波堆積物の中で、現世有孔虫はかなりの摩耗(縁の丸まり)や腐食、断片化を通じて表層に露出していた痕跡を示した(Berkeley et al., 2009; Pilarczyk et al., 2011)。他の化石化過程の研究(例、Kortekaas and Dawson, 2007)とは対照的に、仙台における断片化は津波の作用によるものではなかった。むしろ、断片化した表面の縁の丸みは、海岸(海浜や人工砂丘)で地表に繰り返し露出したことや、残留時間がかなり長かったことを示している。現世種の有孔虫量は現在の砂丘試料でピークをもつが、これは仙台における現在の状況は示していない。なぜならば、人工砂丘の堆積物の供給源が不明だからだ。

化石個体は全てのトレンチで見つかり、横断面のもっとも内陸の地点(4.5km)にも含まれており、内陸に向かって密度とサイズの著しい減少を示した。化石試料は海洋の指標である。なぜなら、化石の有孔虫は潮間帯堆積物の表層内に多く見られたからだ。中新世から更新世の海成堆積物(未固結)と、仙台

平野を取り囲む堆積岩がほぼ確実に化石有孔虫の起源である(Fig.1b)。化石個体の石灰化した殻は続成作用と未固結の堆積物ユニットでの石灰化した岩石の起源を示している。これらは主に2つの起源がある；牡鹿半島や相馬付近に露出しているジュラ紀堆積岩；牡鹿半島に露出している前期白亜紀の海成堆積岩である。仙台湾での北方向へ卓越する沿岸流のため、ほとんどの有孔虫化石はほぼ確実に南方(相馬付近)を起源としているからである。

化石と現世の有孔虫の存在量とともに、内陸に向かって減っていた。大型の個体(例, $>250\mu\text{m}$)の存在量は海岸線から1.5km内陸までの間は60~70%で、2.5km内陸で著しく減少し30~35%になり、最終的に4.5km内陸ではごくわずか(例, $<1\%$)であった。1.2kmでの大型個体の存在量の激減は、泥質砂の開始地点(例, 1.6kmのトレンチ31と、2.4kmのトレンチ48)と一致し、これはおそらくエネルギーの減少と海水プールの継続を示している。

5.3 TOCと $\delta^{13}\text{C}$ の傾向

安定炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)と全有機炭素(TOC)は、陸上や海岸湿地、海成堆積物の有機物の起源を推論するために幅広く使用されている(例, Tyson, 1995; Lamb et al., 2007; Kemp et al., 2010; Vane et al., 2010)。 $\delta^{13}\text{C}$ とTOCは津波堆積物と下位の土壌と区別できる可能性をもつ。その主な理由は、運ばれてきた海洋性の砂がその場所の陸上の土壌と比べて低いTOC量とより高い $\delta^{13}\text{C}$ 値をもつためであるが、ほとんど適用されていない。

トレンチ5において、基底の林土壌は低い $\delta^{13}\text{C}$ 値(-30.8‰)と6%に迫るTOC値をとった。土壌中に見つかった松の根は、同様の $\delta^{13}\text{C}$ (-30.4‰)をとり、この値は他の林土壌についての報告(例, Goni and Eglinton, 1996; Goni and Thomas, 2000; Vane et al., 2003)と Chagué-Goffraほか(本巻中)による同地域の報告と一致している。これは、林の土壌が木質の陸上植物に由来することを示している。対照的に、その上位の津波の砂は $-27.0\sim-24.8\text{‰}$ の $\delta^{13}\text{C}$ と、非常に低い約0.1%のTOC値をもつ(Fig.5)。海に開けた沿岸の堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ は典型的には $-23\sim-18\text{‰}$ で、河口域の堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ は $-26\sim-23\text{‰}$ であった(Hedges and Mann, 1979; Mishima et al., 1999; Wilson et al., 2005)。さらに、日本の大阪湾における海水の影響のある表層堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ は $-21\sim-20\text{‰}$ で特徴づけられている(Mishima et al., 1999)。東北沖津波堆積物を含む2つのトレンチセクションで、私たちは砂ユニットの $\delta^{13}\text{C}$ は、堆積物中の有機物

が純粋に海洋から運搬されたものだと予想されたものよりもわずかに ^{13}C が枯渇していることを見出したが、下位の土壌よりは4‰高い。下位の土壌とその上位の津波堆積物の対照的なTOC値はトレンチ5よりもトレンチ31の方が明瞭であった。しか最大の $\delta^{13}\text{C}$ の変化は、上位の泥質砂層($\delta^{13}\text{C} = -15.1\text{‰} \sim -26.3\text{‰}$)への移行に伴っている。トレンチ31での基底の土壌と津波堆積物間の $\delta^{13}\text{C}$ のわずかな変化はおそらく、内陸への距離がより大きいことと、それゆえに陸上の有機物がだいぶ混入したことを反映している。泥質砂の重い値は、 C_4 光合成過程を利用する植物起源の有機物を含む堆積物の結果かもしれない(-17~-9‰; Deines, 1980)。あるいは、有機物が海洋性藻類(-24~-16‰)や海洋性プランクトン(-31~-13‰)、粒子状海洋性有機物(-24~-18‰)、海洋性バクテリア(-26~-12‰)、海草(海洋 C_4 植物; -19~-14‰)を起源とするもしくは、シアノバクテリアの可能性もある(Deines, 1980; Tyson, 1995)。泥質砂ユニットの $\delta^{13}\text{C}$ 値は、 C_4 植物が C_3 植物から分離して産することはないので、 $\delta^{13}\text{C}$ は C_4 と C_3 植物由来の有機物が混合した値、すなわち約-21‰になるはずなので、海洋性起源の有機物の痕跡を示している。0.3%と低いTOCの値は、典型的には海岸堆積物の全体のTOC値が約0.5%を上回るのので、植物性有機物のあったことには否定的である。 $\delta^{13}\text{C}$ が-15‰程度の値をとる C_4 農業作物(トウモロコシ、サトウキビ)の混入の可能性はかなり取り除かれる。なぜならば、これらの作物がセルロースやリグニンが豊富な組織によって堆積物に高い $\delta^{13}\text{C}$ とTOC値(1 - 5%)をあたえるからである。

5.4 東北沖と貞観津波堆積物の比較

古文書は、東北日本を襲ったいくつかの津波について言及している(Minoura and Nakaya, 1991; Minoura et al., 2001)。しかし、今回の東北沖のイベントと似たような浸水域として記されているのは869年貞観津波である(Goto et al., 2011)。この2つの津波堆積物は、ともに広範囲に及び、砂堆積物は海岸から内陸2km以上にまで広がり、内陸に向かって薄層化している(Goto et al., 2011; Sugawara et al., 2011b)。

粒径分布は、東北沖津波と貞観津波で運ばれた砂ユニット(中粒砂)と、より細粒の土壌との識別に有効であった。調査したトレンチにおいては、貞観の砂質堆積物は下位の基底の土壌と上位の十和田-aテフラとの接触面は漸移的だが、見分けられることができた。両者の津波堆積物は、上方細粒化し、非常に淘汰の悪い(東北沖: 2.0ϕ ; 貞観: 3.0ϕ)中粒砂(東北沖: $D_{90} = 0.7\phi$; 貞観: $D_{90} = 1.0\phi$)から成る

(Fig.4). 堆積物間の注目すべき違いは、貞観津波堆積物には泥質砂層と葉理が欠如していることである。これは、堆積様式(例、地震のマグニチュード、堆積物の運搬様式、波高など)あるいは、堆積後の生物擾乱による内部構造の不明瞭化の証拠かもしれない(Szczucinski, 2012)。泥質砂層の欠如もまた、貞観津波堆積物を含むトレンチの場所との関連性があり、この試料は現在の海岸線から1.5km地点で採取され、過去の海岸線から0.5km以内に相当する。泥質砂層は、海岸線から1.2~1.5km内の東北沖津波堆積物からでも報告されていない。

現世種と化石の有孔虫は、明白な類似性と重要な相違点を示した。有孔虫は東北沖と貞観の津波堆積物中に多産したが、生物擾乱は、下位の土壌への産出をもたらし、貞観の津波堆積物の場合には、上位のユニットにも有孔虫をもたらした。貞観津波堆積物では化石と現世有孔虫の密度は類似しており(現世=190個体/cm³、化石=162個体/cm³)、これは化石の有孔虫が多かった東北沖津波堆積物とは対照的である。貞観のシーケンスの現世種の群集は、*A.parkinsoniana*とmiliolid目が優占していたが、しかしそこにはプランクトン個体もかなり存在していた。プランクトン浮遊性有孔虫は、インド洋(Hawkes et al., 2007)、エーゲ海(Minoura et al., 2012)、アラブ海(Pilarczyk and Reinhardt, 2012b)の津波堆積物の記載にも使われている。

6. 結論

2011年の東北沖津波は、内陸に向かって細粒化し薄層化を示し、急激な粒径の増加(中粒砂)と現世種と化石有孔虫の存在によって下位の土壌と識別できた。東北沖津波堆積物のTOCと $\delta^{13}\text{C}$ 分析も、1つのトレンチでの下位の土壌とその上位の津波ユニットでの対照性を示し、砂が潮間帯起源であることを示す粒径と有孔虫の結果を強化している。仙台の横断面での現世有孔虫の同定問題が有孔虫の有効性を限定するが、化石化過程(殻の状態、化石試料)のさらなる利用は、堆積物の起源や流体力学的領域を制約するのに役立つ。

北村晃寿・斉藤亜妃