



# 東北地方太平洋沖地震津波により岩手県久慈市に形成された津波堆積物

瀬尾, 菜々美  
大串, 健一

---

**(Citation)**

神戸大学大学院人間発達環境学研究科研究紀要, 8(1):97-102

**(Issue Date)**

2014-09

**(Resource Type)**

departmental bulletin paper

**(Version)**

Version of Record

**(JaLCOI)**

<https://doi.org/10.24546/81008560>

**(URL)**

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/81008560>



## 東北地方太平洋沖地震津波により岩手県久慈市に形成された津波堆積物

## Sedimentary features of the 2011 Tohoku earthquake tsunami deposits in Kuji, Iwate

瀬尾 菜々美\* 大串 健一\*

Nanami SEO\* Ken'ichi OHKUSHI\*\*

**要約：**本研究では東北地方太平洋沖地震により発生した津波によって遡上した堆積物の堆積学的特徴を明らかにするため、岩手県久慈市の久慈川・夏井川河口域の沿岸低地において2011年5月10日に現地調査を行った。調査時には、復旧作業が未着手であった夏井川左岸の河口低地において遡上津波堆積物が確認されたため、堆積相の記載、柱状試料の採取を行った。津波襲来により夏井川河口域の砂州は一部消失し、内陸側への堆積物の移動により河口の微地形は変化した。採取した津波堆積物は粒度分析し、含有する底生有孔虫を同定した。また、津波堆積物から産出したヤマトシジミおよび有孔虫は、放射性年代測定により西暦1950年以降の個体であることを確認した。現地で観察された層厚約30cmの津波堆積物には中部に明瞭な境界面があり、その上下で構成粒子の粒径が大きく異なる。下部は淘汰の悪い礫質粗粒～中粒砂層からなり、津波第一波の押し波のような高エネルギー環境で掃流運搬により形成されたと考えられる。上部は淘汰のよい極細粒砂層であり、浮流運搬されたものが波の流速の低下に伴って沈降・堆積し形成されたと考えられる。堆積物中に含まれる底生有孔虫は水深20～33m以浅に生息するものが卓越していた。

**キーワード：**津波堆積物、東北地方太平洋沖地震、久慈、有孔虫

## 1. はじめに

2011年3月11日午後2時46分に三陸沖(38° 06.2' N; 142° 51.6' E)の深さ24kmを震源とするMw(モーメントマグニチュード)9.0、最大震度7の東北地方太平洋沖地震(以下、本地震)が発生した(気象庁, 2011)。本地震では、北米プレートの海溝斜面において、長さ約450km、幅約200kmにわたる断層が破壊され、海底地盤の隆起・沈降により巨大な津波が発生した。このような巨大津波(以下3.11津波)の起きる可能性は、日本三代実録等の古文書の記述と仙台平野における津波堆積物の地質学的調査によって、震災以前から明らかにされていた(Minoura and Nakaya, 1991; Sugawara et al., 2012)。

津波堆積物とは、津波によって運搬された土砂等が再び陸域や海底に堆積したものの総称である(藤原, 2004)。津波堆積物の研究は1960年に発生したチリ地震津波以降、国内外で行われており、過去の地震に伴う津波の規模の推定や発生周期の復元に有効であると期待されている。地層中に保存された津波堆積物の地質学的研究により、古文書に記された過去の津波や観測資料が少ない地域で過去に起きた巨大津波の遡上履歴を検出することが可能とな

り、沿岸域における防災対策上で役立つ情報を得る事ができる。しかしながら、3.11津波のような巨大津波はごく稀にしか発生しない。このため津波の規模と津波堆積物の特徴との関係が明確な事例は少なく、地層中から過去に起きた津波堆積物を認定する方法はまだ確立されたわけではない(七山・重野, 2004; 藤原, 2004)。さらに、津波の痕跡はその後の風雨などによる気象現象、生物による土壌侵食、人による修復作業などによって多くは消滅するため、津波遡上直後の良質な津波堆積物の記録は今後の津波堆積物研究における貴重な資料となる。仙台平野においては、3.11津波と貞観津波の堆積物の特徴の違いから、津波堆積物の堆積状況は植生や構造物などの地表条件の影響が関係していることが箕浦(2011)によって指摘されている。これ以外にも多くの研究がなされており、仙台平野では3.11津波堆積物の主な供給源は海岸砂丘であり、海底堆積物の寄与は少ないことが明らかにされた(Pilarczyk et al., 2012; Szczucińska et al., 2012)。一方、陸前高田市の3.11津波堆積物の貝形虫分析では、水深9mの浅海から堆積物が供給されていることが指摘されている(Tanaka et al., 2012)。これらの事例からも津波遡上域の環境条件の違いにより津波堆積物

\* 神戸大学大学院人間発達環境学研究所

\*\* 神戸大学大学院人間発達環境学研究所准教授

(2014年4月1日 受付)  
(2014年7月10日 受理)

の供給源が異なることが予想される。

著者らは3.11津波により陸地に遡上した津波堆積物を研究するため、2011年5月9日～10日の二日間、青森県三沢市から岩手県普代村にかけて津波堆積物の現地調査を行った。これらの地域を選定した理由は、震災1ヶ月後の状況で復旧活動の妨げにならない地域の中で、未だに自然状態に近い津波堆積物が確認できる可能性があると判断されたためである。現地調査の結果、市街地は復旧活動により津波堆積物の確認が困難であったが、久慈市と普代村の沿岸部においては明瞭な津波堆積物が確認された。普代村の結果については瀬尾・大串（2012）ですでに報告した。本稿では、2011年5月10日に岩手県久慈市で行った現地調査の結果を報告する。さらに、現地にて採取した津波堆積物の粒度分析、含有する有孔虫分析および衛星画像による津波前後の地形変化から、津波堆積物の供給源および堆積構造の特徴について考察を行った。



図1 調査地域（久慈）および東北地方太平洋沖地震の震源地  
赤星印は震央を示す。（国土地理院電子ポータル  
<http://portal2.cyberjapan.jp/site/mapuse/index.html>）

## 2. 調査地点周辺の概要

調査地の地形図・地質図を図1～3に示す。調査地の岩手県久慈市湊町および夏井町は岩手県北東部の北上山地北東部（沿岸北部）に位置し、標高200m程度の丘陵地を流れる久慈川と夏井川が合流し、久慈湾に注いでいる（岩手県、1975）。北から流れる夏井川と南から流れる久慈川との合流地点では、南北方向に延びる、長さ約800mの河口砂州が形成されている。河口砂州と夏井川下流の海岸平野の間にはラグーンが形成されている。ラグーンに面する夏井川左岸の海岸低地には段差が約2mの段丘が形成されている。

## 3. 調査地域を襲った津波の概要

調査地点（40° 12.31' N; 141° 47.53' E）は震央から北北西の方向に約250kmの距離にある。3月11日の本震に伴って発生した津波の第一波は、約60分後の午後15時30分頃に久慈湾に到達した（久慈市、2011）。5分後には第二波が襲来し、その後、大きな引き波となり、一時海底が露出した。そして、第二波襲来のおよそ

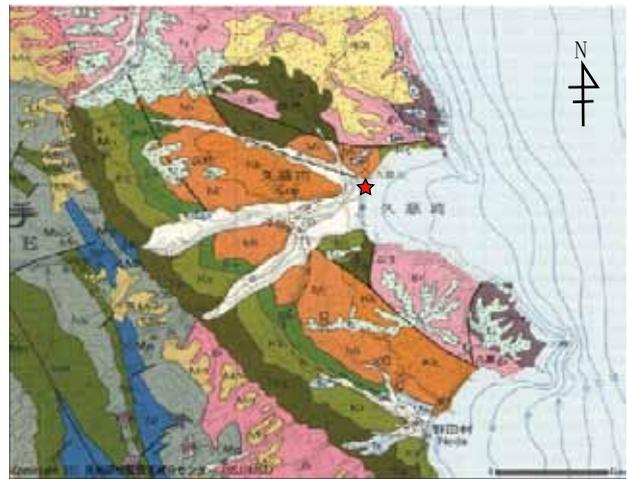


図2 調査地の表層地質図および海底地形（産業技術総合研究所地質図幅データベースの20万分の1地質図幅「八戸」ラスター画像版より引用）調査地は赤星で示す。



図3 調査地点（星印）の地形図  
（国土地理院発行2万5千分の1地形図）

22分後に再び約2mの波が押し寄せた。久慈湾を襲った津波の波形が、久慈湾から約20km沖合に設置されているGPS波浪計に記録されており、この波形データから久慈湾に到達した最大の入射津波高は約7.9mと推定された（高橋、2011）。久慈湾に到達した津波は久慈川、夏井川を遡上し、広範囲に浸水被害をもたらした（原口・岩松、2011）。東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会（2011）の資料によると、調査地点の夏井川左岸河口付近の津波の遡上高は7.7mであった。

## 4. 分析方法

現地では、目視観察による記載、写真撮影、スコープ・ねじり鎌を用いた堆積層断面の観察により津波堆積物を調査した。堆積層断面の観察および津波堆積物の採取はラグーンから約100m（砂州外縁から約250m）内陸部の防潮林帯の低地で行った（図3）。粒度分析用の柱状試料は、外径5.3cm、内径4.8cm、長さ50cmの塩ビパイプを地面に垂直に押しこむことで採取した。

採取した柱状試料について、篩い分け法による粒度分析および含泥率分析を行った。試料は縦方向に半割後に上方から深度0～4 cm, 4～7 cm, 7～10cm, 10～13cm, 13～16cm, 16～20cm, 20～24cmの7層に分割した。含泥率は各層準の試料を開口径63 μmの篩で水洗し、処理前の試料と処理後の残渣の乾燥重量の差から求めた。粒度分析は含泥率測定後の残渣試料を開口径の異なる12個の篩を重ねて篩い分けにより行った。開口径2000 μm, 1400 μm, 1000 μm, 710 μm, 500 μm, 425 μm, 300 μm, 250 μm, 180 μm, 125 μm, 90 μm, 75 μmの篩を用いた。

平均粒径および淘汰度は2000 μm以上のデータを除き、モーメント法によって求めた。以下に使用した計算式を記す。平均粒径は算術平均値  $Ma$  で表される。

$$Ma = \frac{\sum pd}{100}$$

$d$  は各粒度階の中央値,  $p$  は各階の頻度 (%) を表す。

淘汰度は標準偏差  $\sigma$  で表される。

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum p(Ma - d)^2}{100}}$$

平均粒径は、堆積粒子の沈積時における流速と正相関するため、流速の間接指標となる。淘汰度は、堆積粒子の粒径が揃っている場合には低い値となり、大小様々な粒子からなる場合は高い値となり、堆積物の運搬プロセスを知る指標となる。堆積粒子が浮遊した状態で運搬された場合には沈積する粒子の粒径は流速と正相関するため、粒子沈積時に淘汰がよくなり、淘汰度は低い値となる。一方、堆積物が土石流のように堆積粒子が浮遊せずに地面にそって掃流運搬された場合には、淘汰が悪くなり、淘汰度は高い値となる。

有孔虫分析については、4～7 cm層と10～16cm層の粒度分析に用いた試料（粒径125 μm以上）から、粒度分布において最頻値を示した粒径、またはそれに近い粒径を選択し、実体顕微鏡により有孔虫個体の確認および種の同定を行った。同定は Matoba (1970) および亀丸 (1996) に基づいて行った。

放射性炭素年代測定用試料は、掘削地点の津波堆積物の深度25～30cmから採取した合弁のヤマトシジミ1個体と底生有孔虫をコア試料の上・中部層から数百個体 (12 mg) を用いた。年代測定は (株) パレオ・ラボの質量分析計による加速器質量分析法によって行われた。

### 5. 結果

#### 調査地点周辺の概況

2011年5月10日に撮影した調査地点周辺の状況を写真1～6を示す。写真1は夏井川左岸の海岸低地を道路から南方に撮影した。左側にラグーンが見える。右側の海岸低地では津波により防潮林の多くが流失したため地表が枯れた植物や津波堆積物に覆われていることを概観できる。写真2は海岸低地上で南方を撮影した。防潮林の枝は高さ約5m以下で折れていることが多く、津波の浸水高をおおよそ反映していると考えられる。写真3は道路近傍の海岸低地において海岸線に対して垂直方向に掘削を行った断面を

撮影したもので、ここでは津波堆積物が厚く堆積していたのでコア試料を採取した。断面の堆積相の特徴から本層を3つのユニットに区分した。最下部は直径8～10cm程度の大礫を含む粗粒砂層からなる。この層から合弁のヤマトシジミが2個体産した。また、自生する植物の茎が横倒しの状態で埋積されていた。中部は層厚5cm程度の淘汰の悪い中粒砂層である。その上部には侵食面があり、上部層とは明瞭に区分される。上部層は層厚15cm程度の淘汰の良い極細粒砂層である。写真4は海岸低地から北東方向に撮影した。樹木が根元付近で折れて流出し、地表が津波堆積物により覆われている。写真5は道路から南方の海岸低地を撮影した。右側に段丘崖の直下に車等の瓦礫が集積していた。写真6は、道路から南方に伸びる砂州を撮影した。以上の現地調査結果と Google earth の衛星画像の震災前後の比較からは震災以前は道路付近から連続する約200mの防潮林帯が存在したが、津波によって防潮林の多くが流失し地表は津波堆積物で覆われていた。津波襲来により夏井川河口域の砂州は侵食され、河口周辺の微地形は変化した。海岸低地前面の前浜に破壊されたコンクリートブロックや直径10cm以上の角礫が集積していた。同様の比較的大きな角礫は防潮林が流出した海岸低地でも点在していた。

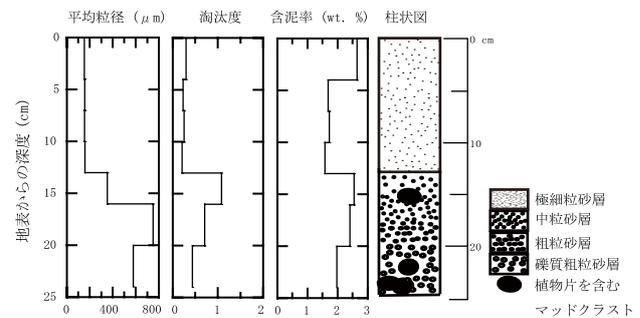


図4 夏井川河口域の防潮林帯で採取した津波堆積物の平均粒径、淘汰度、含泥率、柱状図

#### 津波堆積物の粒径分析・淘汰度・含泥率

コア試料は全長24cmの砂質堆積物であり、淘汰が悪く粗粒な下部層 (13～24cm) と淘汰がよく細粒な上部層 (0～13cm) の2層に明瞭に区別される (図4)。含泥率は全層準で1.5～2.7%と低い。最下部層 (16～24cm) は、最も粗く、2～3 cm程度の中礫や小礫を含む粗粒砂層からなる。その上位の下部層 (13～16cm) は、中粒砂を主体とする。上部層は均一な細粒砂層からなる。深度14.5～15.0cm, 17.5～18.7cm, 19.4～20.0cmの層には楕円形の、植物の

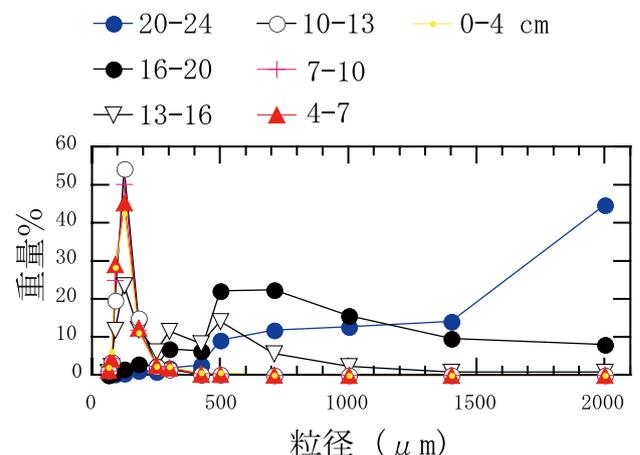


図5 津波堆積物コアの層準ごとの粒径分布

草根を取り込んだ泥からなるクラストが観察された。

図5の粒度分布のグラフからは、下部では上方へと粒径分布のピークが左の細粒側に移動しており、概して上方細粒化を示していることがわかる。下部の13~16cmと16~20cmでは他の層準のような顕著なピークは見られず、淘汰が悪いことを示している。一方、上部の3層準はほぼ同じ粒径分布を示し、粒径125  $\mu\text{m}$ に強いピークをもち、125  $\mu\text{m}$ および90  $\mu\text{m}$ の重量で全体の約75%を占めている。したがって上部層は淘汰が極めてよい。

#### 有孔虫群集分析

分析の結果、底生種26種、浮遊性種1種が同定された。上部の細粒砂層で多くの有孔虫が観察された。全体で卓越しているのは *Cibicides refulgens*, *Elphidium crispum*, *Pararotalia nipponica*であった。次いで多く産するのが *Cibicides lobatulus*, *Elphidium advena*, *Hanzawaia nipponica*, *Pseudonion japonicum*, *Quinqueloculina* sp.であった。深度13~16cmの層準は同定された有孔虫の種・個体数は少なかった。

秋元・長谷川(1989)によれば、これらの底生有孔虫は東北日本沖太平洋の場合、20~33m以浅に生息する内部浅海帯指標種である。他の種についても検討したが、秋元・長谷川(1989)において中部浅海帯以深の指標となる底生有孔虫は産しなかった。亀丸(1996)による宮城県松島湾の底生有孔虫の研究では、*Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Pararotalia nipponica*, *Rosalina bradyi*は塩分が湾奥部よりも高い湾口部で多く産出していることが報告されている。

#### 年代測定結果

ヤマトシジミと底生有孔虫の<sup>14</sup>C年代は、ともに放射性炭素濃度が高く、西暦1950年以降の核実験による人為的な放射性炭素の放出による影響を受けていた(表1)。このため両方ともに正確な年代を求めることができなかったが西暦1950年以降に生存していた個体であることが明らかとなった。

表1 放射性炭素年代測定及び暦年校正の結果

試料名	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年校正用年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )	<sup>14</sup> C年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )
ヤマトシジミ	-7.57 $\pm$ 0.27	-111 $\pm$ 19	-110 $\pm$ 20
底生有孔虫	-1.20 $\pm$ 0.24	-170 $\pm$ 19	-170 $\pm$ 20

#### 6. 考察

図6に示した津波遡上前後の衛星画像の比較により、北側の河口砂州が消失し、ラグーン陸側が堆積物により埋積されていることが明らかとなった。このことから、津波堆積物の供給源として砂州堆積物の寄与が大きいと考えられる。一方、防潮林内まで遡上した津波堆積物から内部浅海帯に主に生息する底生有孔虫が多産したこと、外洋性であり汽水域には生息しない浮遊性有孔虫も1個体ではあるが含まれていたこと、さらに河口付近のラグーンのような汽水域に生息するヤマトシジミや底生有孔虫が含まれていたことから、調査地点に堆積していた津波堆積物は砂州前面の水深33m以浅の海底堆積物が侵食されて運ばれたものと、ラグーンから運搬されたものの双方が供給源となっていると考えられる。有孔虫と貝の放射性炭素年代値がほぼ現世の値であることは、津波以前の波浪などの影響で海岸に打ち上げられ数百年以上長く残存してきた個体ではないこと、海底深くの地層が剝されたわけではないことを示している。これらの結果を3.11津波堆積物の主な供給源が海岸砂丘であった仙台平野の結果(Pilarczyk et al., 2012; Szczucińska et al., 2012)と比較すると、仙台平野は海岸砂丘が内陸部まで発達し、海岸線が直線的な地形をしているのに比べて、本調査地では砂州および前浜の砂浜幅は狭く、さらに久慈湾が半円形の地形をしているため津波が集水され海底堆積物の侵食量が相対的に高くなった可能性が考えられる。一方、陸前高田市の3.11津波堆積物の貝形虫の群集解析では、水深9mの浅海から堆積物が供給されていることが指摘されている(Tanaka et al., 2012)。一方、本研究の有孔虫の結果は統計的な手法で解析していないため定性的な結果といえる。このため現時点では両者の厳密



図6 津波遡上前(左側、2010年5月4日)と遡上直後(右側、2011年3月14日)の衛星画像の比較。星印は調査地点を示す。(Google earthのImage © 2014 DigitalGlobeより引用)

な比較はできないが、比較的浅い海底からの寄与を示す点では整合的な結果であるだろう。

採取試料の分析結果および津波堆積物の断面の観察結果を照らし合わせ、各ユニットの形成過程について考察する。津波堆積物コア採取地点の最下部には10cm程度の大きな粒径の礫が含まれるから流速の速い波によって高エネルギー環境で運搬されたことが分かる。直径10cm以上の礫も海岸低地前面の前浜に堆積している。これらの礫は道路法面または前浜から海岸低地にかけてが津波第一波のような強い押し波により侵食され運搬され、その土砂がそのまま前浜に堆積したか海岸低地まで運搬され堆積したと考えられる。植物の根を含む泥のクラストは土壌が侵食を受けたことによる運搬されたリップアップクラストであると考えられる。また下部層は淘汰が非常に悪いことから、細粒砂や泥が堆積するような穏やかな環境ではなく、第一波の射流によって激しい流れにさらされ地面が侵食を受け、津波と地面の境界付近で砂礫が掃流運搬に近い状態で供給され、最下部層が形成されたと考えられる。

粒度分析の結果、基底部の粗粒砂層から中部の中粒砂層への連続的な積み重なりは、上方正級化を示している。基底部付近では掃流運搬に近い状態であったが、第一波で巻き上げられた土砂粒子が乱流中を浮遊し、流速の減衰とともに粒径の大きなものから順に速やかに堆積していったと考えられる。

下部の中～粗粒砂層と上部の極細粒砂層には明瞭な境界が見られる。この境界は下部層の堆積後に引き波や第二波などの押し波などの流速の増加で侵食され形成されたと考えられる。上部層は最も運搬されやすい粒径であり、非常に淘汰の良い層であることから、流体中を浮流運搬されたものが流速0.8cm/s以下の穏やかな流れ環境で、緩やかに沈積したと考えられる。また、コア試料採取地点は、段丘崖と道路法面によって北東側を囲まれていたため、集水され細粒堆積物が集積しやすい微地形であったこともやや厚い細粒砂層が形成された一因だろう。

これまでの津波堆積物の既存研究では、有孔虫の放射性炭素年代結果を示した事例はほとんどない。本研究により津波堆積物に有孔虫が多数含まれる場合には年代測定が可能であることを示す事ができた。さらに年代測定により、3.11津波堆積物の有孔虫が1950年以降に生息した個体群であることを示したことで、核実験以前の古津波堆積物では数十年程度の精度で年代決定に使用できる可能性も考えられる。以上の研究結果は、限られたデータではあるが、古津波堆積物の年代決定精度の議論をする上で基礎的な資料になると期待される。

## 7. 謝辞

員および有孔虫の放射性炭素年代は、株式会社パレオ・ラボの災害履歴研究助成により測定していただきました。魷物の同定については、新井敏夫博士にご助言をいただきました。また、二名の査読者のご指摘により内容が改善されました。以上の関係諸氏に御礼申し上げます。

## 8. 引用文献

秋元和貴・長谷川四郎 (1989) 日本近海における現生底生有孔虫の深度分布—古水深尺度の確立に向けて—, 地質学論集, 第32

号, p. 229-240.

藤原 治 (2004) 津波堆積物の堆積学的・古生物学的特徴. 地質学論集, 第58号, p. 35-44.

原口 強・岩松暉 (2012) 東日本大震災津波詳細地図 上巻 青森・岩手・宮城, 古今書院, 167p.

岩手県 (1975) 土地分類基本調査「久慈」5万分の1国土調査, 34p.

亀丸文秀 (1996) 1960年代から1990年代の松島湾における底生有孔虫群集の変化, 化石, vol. 61, p. 1-20.

気象庁 (2011) 「平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震」について, 第28報.

<http://www.jma.go.jp/jma/press/1103/25b/kaisetsu201103251730.pdf>

久慈市 (2011) 広報「久慈」2011年4月1日号, No. 122.

<http://www.city.kuji.iwate.jp/data/open/cnt/3/1652/1/230401.pdf>

箕浦幸治 (2011) 津波の水理堆積学的考察, 科学, vol. 81, no. 10, 1077-1082.

七山 太・重野聖之 (2004) 遼上津波堆積物概論—沿岸低地の津波堆積物に関する研究レビューから得られた堆積学的認定基準, 地質学論集, 第58号, p. 19-33.

Matoba, Y. (1970) Distribution of recent shallow water foraminifera of Matsushima Bay, Miyagi Prefecture, north-east Japan, Tohoku University Science Reports, 2nd series (Geology), vol. 42, 1-85.

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, vol. 99, p. 265-287.

Pilarczyk, J.E., Horton, B.P., Witter, R.C., Vane, C.H., Chagué-Goff, C., and Goff, J. (2012) Sedimentary and foraminiferal evidence of the 2011 Tōhoku-oki tsunami on the Sendai coastal plain, Japan, Sedimentary Geology, vol. 282, p. 78-89.

瀬尾菜々美・大串健一 (2012) 岩手県普代川河口域に遼上した津波堆積物の予察的調査報告, 神戸大学大学院人間発達環境学研究科研究紀要, vol. 5, no. 2, p. 157-164.

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, vol. 282, p. 14-26.

Szczucińska, W., Kokociński, M., Rzeszewski, M., Chagué-Goff, C., Cachão, M., Goto, K., and Sugawara, D. (2012) Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan - Insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution, Sedimentary Geology, vol. 282, p. 40-56.

高橋重雄 (2011) 東日本大震災の津波被害から「最大級への対応」を考える科学, vol. 81, no. 10, 1006-1012.

Tanaka, G., Naruse, H., Yamashita, S., and Arai, K. (2012)  
Ostracodes reveal the sea-bed origin of tsunami deposits,  
Geophysical Research Letters, 39, L05406, doi: 10. 1029/ 2012  
GL051320.

東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門  
調査会 (2011) 参考資料 3 今回の津波の浸水範囲と痕跡, 57p.  
[http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokuky-  
okun/1/pdf/sub3.pdf](http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokuky-okun/1/pdf/sub3.pdf)



写真1～6 夏井川左岸の調査地点周辺で2011年5月9日に撮影した写真