2015 年日本第四紀学会学術賞受賞記念論文

津波堆積物研究の新展開へ向けて

藤 原 治*

津波堆積物の研究は、本格的に始まってから 30 年ほどの新しい学問分野であり、今でも世界中から発見が続いている。ここでは筆者の約 20 年間の津波堆積物に関する研究を短く振り返るとともに、今後の展開について私見を述べた。津波堆積物の研究は、自然科学と防災の両面で今後とも進展するだろう。自然科学の面からは、地層を観察する目を養うことで、様々な堆積場や時代の津波堆積物が見つかるだろう。特に、化石集積層の形成や生物相の変遷には巨大津波が関連した事例があるかもしれない。防災との関連では、例えば「最大クラスの地震・津波」の検証や、海溝型地震の再来間隔や規模の多様性などの解明が期待される。

キーワード：海溝型地震、化石集積層、完新世、溺れ谷堆積物、津波堆積物

I. はじめに

「完新世の内湾堆積物中の津波堆積物に関する一連の研究」という表題で、2015 年日本第四紀学会学術賞を頂いた。大変名誉なことで、ありがたく思っている。受賞題名が示すように、筆者の津波堆積物に関する研究は、1990 年台半ばに房総半島南部の内湾（溺れ谷）堆積物（いわゆる沼層）を対象に始まった（藤原ほか, 1997）。沼層を対象とした元々の理由は津波堆積物の研究ではなく、地形や古地震の研究で有名な地震隆起地域で、浅海堆積物の堆積相や化石群集にはどのような特徴があるだろうか、ということに興味があった。大学院では、仙台平野周辺に分布する主に中新世後期の浅海堆積物（主に外浜～陸棚相）を対象に、貝類化石群集と古環境変遷を研究したので、それをより若い時代の内湾と比較してみたいという考えもあった。

沼層の研究を始めてすぐに、内湾で堆積したシルト層や粘土層（合併で現地性の二枚貝化石を含む）に、様々な厚さの砂層や礫層、あるいは貝化石の集積層が時折挟まっていることに気がついた（図 1）。しかも、集積層をなす貝化石は、生息環境が異なる種や破片となった個体が多い異地性の混合群集であった。こうした粗粒堆積層は、通常の静穏な内湾環境とは異なる、何か突発的な堆積イベントを反映していると思われた。南関東で既存の

論文に示された溺れ谷堆積物のボーリング柱状図や露頭柱状図を集めてみると、シルト層や粘土層に同様な粗粒堆積層が挟まっている例が多数見られた。つまり、内湾では通常時の堆積と突発的なイベントとが繰り返していて、化石集積層などの粗粒堆積層の多くはイベント堆積物であるらしいことが分かった。原因となったイベントとしては、台風や洪水が漠然と候補にあがることはあったが、具体的に津波に結び付けることは行われていなかった。

房総半島南部や三浦半島では、関東地震によって津波が襲来し、同時に海岸の隆起が起きたことが良く知られている。津波堆積物を含む溺れ谷堆積物を露頭で観察できたのも、この地震隆起が繰り返し、過去に海底が現在では陸上に現れているからである。研究当初に、内湾のイベント堆積物を地震隆起の痕跡である海成段丘と対比できれば、地震に伴う津波堆積物と証明できると考えたのは自然なことであった。実際、 ^{14}C 年代測定の結果、房総半島南部や三浦半島の溺れ谷堆積物に挟まるイベント堆積物の幾つかが、この地域に分布する完新世海成段丘の形成時期と対応していた（藤原ほか, 1997, 1999; Fujiwara *et al.*, 2000）。

これらの研究で、通常は波静かで海底の擾乱が少ない閉鎖的な内湾は泥質の地層が厚く堆積しており、津波堆積物の保存場所として適していることが実証できたので、

2016 年 3 月 17 日受付。2016 年 3 月 26 日受理。

* 産業技術総合研究所地質調査総合センター 〒305-8560 つくば市梅園 1-1-1 中央第 1。E-mail: ofujiwara@aist.go.jp

図 1 津波堆積物研究の契機となった露頭の一つ

千葉県館山市南部の巴川流域。A：津波堆積物を挟む内湾堆積物（沼層）の露頭。シルト層を主とし、高さ約 4m。差別侵食で溝状に窪んでいる部分（T2～T3.1）が砂質の津波堆積物。露頭の上の藪の中に T3.2 と T3.3 津波堆積物が隠れている。B：T2.2 津波堆積物（層厚約 30cm）の拡大写真。

各地の内湾の地層から津波の痕跡が次々に見つかろうという予感があった。このことは後に、2011 年東北沖津波で形成された津波堆積物が気仙沼湾 (Haraguchi *et al.*, 2013) や仙台湾 (Tamura *et al.*, 2015) で確認されたことでも検証された。

一方で、津波堆積物の研究は防災面での重要性が高まり、過去の津波がいつ起きたかだけでなく、遡上範囲など津波規模の復元が重視されるようになった。それに応じて筆者の研究対象も、海底堆積物から海岸平野の地層へと広がっていった。

津波堆積物に関する研究については最近、拙著にまとめたので (藤原, 2015)、小論ではスペースの問題などからその本に十分は書けなかったことを中心に述べたい。それは、津波堆積物と生物相の変化に関することと、津波堆積物研究の今後の展開への期待である。

II. 津波堆積物とは

津波堆積物とは何か、ここでもう一度おさらいをしよう。それは津波が後に残した堆積物の総称である。2011 年東北沖地震の際には、津波堆積物がどのようなものかをつぶさに見ることができた。津波が海岸を襲い黒く濁った海水が陸にあふれる画像や映像が報道等でたくさん流れたが、津波が引いた後の地面には様々なものが散乱していた。砂や泥などが地面を覆った場所もあるし、礫やコンクリート片が散乱した場所、あるいは様々な倒木や瓦礫が堆積したところもあった。陸上だけでなく、海底にも津波堆積物は形成された。これらは現世の津波堆積物である。風雨の影響や生物の活動、人による災害復旧によって津波堆積物は次第に壊されるが、一部は地層に保存される。過去に起きた津波で堆積し、地層中に保存されたものは、古津波堆積物と呼ぶことができる。

現世津波堆積物と同じく、古津波堆積物の構成物も様々である。最もよく知られているのは、海岸から運ばれた砂層からなるもので、海岸低地の泥炭層などから報告がある。黒色で細粒の泥炭層に、明色で粗粒の海浜砂層が挟まれていると、視覚的に発見しやすい。これは通常は泥炭が堆積する静穏な湿地に、津波が侵入した痕跡と解釈される。これ以外にも貝化石などが集積したものの、礫層を主とするものなどがあり、津波で打ちあがった巨大なサンゴ塊などは津波石と呼ばれる。

III. なぜ津波堆積物を研究するか

巨大なエネルギーを持つ津波は、災害の原因であると同時に、海岸部の地質学的プロセスや生物相の急変を起こす。筆者から見て、津波堆積物を研究する意味は大きく二つに分かれる。それは自然科学的な観点と防災研究の観点である。

1. 自然科学的な観点

純粋に科学的な研究対象として、津波堆積物はほかの地層とどこが違うのだろうか？これは「地層の新しい見方」に関連している。巨大津波の再来間隔は一般には数十年から 100 年以上であり、2011 年東北沖地震では 500~800 年程度 (Sawai *et al.*, 2012, 2015) とされ、人の一生と比べれば稀な現象である。しかし、地層は何百万年、何億年もの記録であるから、その間には多数の巨大津波が起きたに違いない。もし、何らかの方法で津波堆積物をほかの堆積物、例えば台風や洪水の堆積物と区別できるなら、地層からたくさんの津波堆積物を発見できるだろう。例えば、Fujino *et al.* (2006) は岩手県沿岸の白亜紀の地層から津波堆積物を報告している。

しかし、実際に報告された地質時代の津波堆積物は少なく、その中でも「これは津波と考えてまず間違いないだろう」というものはさらに少ない。その原因は、津波堆積物をほかの堆積物と識別する基準が不十分なためである。現状では、考えうる複数の候補の中から、地形や化石などの条件を考慮して津波以外の原因を排除していく、津波が原因として最も有力であると消去法で決めることが大半である。堆積物自体の特徴から、「これは津波以外ではありえない」と積極的に決めることはまだ難しい。津波は波長・周期が非常に長いので、その堆積物は大浪が作る砂層と、波と波の間の流れが停滞した時に沈殿したマッドドレイブとの細互層になることが大きな特徴とされる (藤原ほか, 2003a, 2012; Fujiwara and Kamataki, 2007) が、それがいつも地層に保存されるとは限らない。

地球史へのインパクトという面でも、津波堆積物は興味深い研究対象である。2011 年東北沖津波によって生態系にどのような影響があったかを永幡 (2012) が報告している。津波による生息場の破壊、津波堆積物による埋積、淡水域への海水の侵入、などが生物相の破壊、移動、再生を起こす原因となった。こうしたことは地球史の中で規模の大小はあるが、繰り返して起こっただろう。過去の津波による生物相への影響についてまだ報告事例が少ないのは、そういう目で地層の研究がされてこなかったためである。

津波は地震以外の原因でも起きるので、地球史の中では地域の地質学的な特徴に応じて様々なタイプの津波が起きてきただろう。NOAA の公開している NGDC/WDS Global Historical Tsunami Database (https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml) には、2000 BC 以降の津波について原因となったイベントの種類や規模がまとめられている。それを見ると、プレート沈み込み境界に沿って多数の津波の痕跡が分布するほか、インドネシアなどでは火山噴火に由来する津波が目立つ。また、プレート境界に面していない北欧のフィヨルド海岸では地滑りによる津波が知られている。さらに、極稀なケースではあるが、隕石の水域への衝突も津波の原因となることがある (後藤ほか, 2013)。その顕著な例は、白亜紀と新生代の境界 (K/T 境界、または K/Pg 境界) で起きたインパクト津波だろう。直径 10 km 程の巨大隕石が現在のメキシコ・ユカタン半島付近の海に落下し、それが恐竜の時代を終わらせたことは有名だが、この衝突は超巨大な津波を引き起こした (後藤 (2011) に詳しい解説がある)。第四紀にも巨大なインパクト津波が起きた可能性はあり、約 215 万年前に発生したエルタニン衝突では、直径 1~4 km の隕石がチリの南西沖の南大洋に落下し、隕石の大きさによっては津波の高さがチリでは 100 m 以上にも達した可能性がある (Ward and Asphaug, 2002)。これほど大きな衝突はめったに起こらないが、より小さな衝突ほど頻度は高い。

2. 防災研究の観点

既に述べたように、巨大津波は稀な現象ではあるが、発生確率が低ければ重要性が低いという訳ではない。2011 年東日本大震災は数百年か 1000 年に一度の稀な自然災害であった。発生が危惧されている南海トラフの地震は、100~150 年程度の再来間隔を持つと思われるが、それでも一生に一度も経験しない人の方が多い。河田 (2001) によれば、日本の歴史で 7 世紀以降の地震・津波災害のうち、約 1 割の低頻度巨大災害で 9 割の犠牲

者数を占めている。ここでは一つの地震または津波で1,000人以上の犠牲者を出したものを巨大災害と定義しているが、2011年東日本大震災を加えたとこの傾向はより明瞭になる。これはすなわち、災害のリスクは発生頻度だけでなく、それが起こった場合の社会への影響度も考慮する必要があることを意味する。

大きな地震や津波が起きても、それだけで大災害（人への影響があれば被害と言う）が生じるわけではない。社会の側がどれほど地震や津波の影響を受けやすいか（脆弱性）によって、災害や被害の程度は異なる。人口や産業の密集地に近い場所でそれが起きれば、災害や被害は大きくなる。災害の規模が大きいほど、それから回復するための時間も長くなる。2011年東北沖地震の際にも問題になったが、巨大災害では災害を直接受けた地域だけでなく、物流の仕組みや生産拠点の配置などの関係から、被災していない地域にまで様々な影響が及ぶ。また、福島第一原子力発電所の過酷事故のように、重要施設の被災は広域かつ長期的な影響を及ぼす。こうした広域災害に備えて強靱な社会を作るために、国や企業のリスクマネジメントが改めて問われることになり、この観点からも巨大地震や津波の研究は重要度が高まった。次に起こる巨大地震・津波に対して備えるためには、過去に実際に起きた現象を理解することが重要であり、津波堆積物の研究はその基礎の一つである。

地質学的方法で過去の地震や津波を研究する意義は、何と言ってもそのカバーする時間の長さである。次の地震がいつ頃起きるかの予測は、国の地震調査研究推進本部が実施しているが、それは過去の地震の繰り返し間隔と地震が最後に起きた時期から統計的に予測される。したがって、統計に使える信頼できる地震と津波の数が多いほど解析結果の誤差が抑えられ、予測の精度は上がると言える。それにはできるだけ長い期間の記録が必要である。地震計や検潮器を使った観測データは過去100年程度しかなく、歴史記録でさえも信頼性が置けるものは主として江戸時代以降の記録であり、100年オーダーの再来間隔で繰り返す海溝型地震の予測には不十分である。特に信頼性が高いとされる近世以降の記録を重視した長期評価では、2011年東北沖地震のような再来間隔が長い巨大地震を正しく予測することができなかった。一方で、1,200年前の貞観津波堆積物に関する研究は、その津波が近世以降に起きたものに比べて顕著に大きかったことを明らかにしていた。これにより、地震発生時期を決める時間分解能では歴史記録に及ばないが、長期間の記録を解明できる地質学への期待が高まると同

時に、地質研究者の責任が高まったと言えよう。

IV. 生物への影響についての研究

先に述べたように、筆者の研究者としての出発は古生物学者を目指していたので、津波と古生物（化石）との関係を述べておきたい。例えば、古津波堆積物自体が津波の“化石”とも言える。2011年東北沖地震の後、津波痕跡の緊急調査に出かけた際、筆者は津波でどんな貝類が打ち上がったかにずっと興味があった。津波による海生生物の打ち上げ事例は古くから記録や伝承があるが、それを定量的に記載したのは1933年昭和三陸津波の際に打ち上がった貝類の報告(Nomura and Hatai, 1935)が初めてと思われる。

津波による貝類の打ち上げについて筆者の興味は2つあった。一つはストームウェーブベースより深い海に棲む種が打ち上がったか、もう一つは津波による貝殻の集積の状況（通常の波浪などとは異なる集積層ができるか）である。地震と津波後の混乱もあり、津波から2月あまり後の5月下旬に正味2日間だけではあるが、仙台平野北部の蒲生干潟とその北方で石巻に近い野蒜海岸で打ち上げ貝類の調査ができた。

1. 深い海に棲む貝類は打ち上がったか？

筆者らが研究した沼層の津波堆積物には大量に貝化石が含まれており、内湾浅海の種だけでなく、僅かながら湾外の深い海（水深数十m以深）から運び込まれたと推定される種を含んでいた（藤原ほか, 2003b）。これは通常の台風などの大波では起こりえないことである。一方、津波では海面から海底までの海水が一緒に動くので、ストームウェーブベースより深い沖合から沿岸まで堆積物などを長距離運搬することはあり得る（例えば、首藤, 2007）。2011年東北沖津波でも、ストームウェーブベースより深い沖合から貝類が運ばれてきたのだろうか？もしそうなら、深い海から沿岸へ運ばれたことを示す貝類の化石は、津波を地層から見つける手がかりとして使えるかもしれない。

しかし、津波後の調査結果は筆者の期待を裏切るものであった。筆者の観察した限りでは、仙台平野で打ち上がった貝類には、確実にストームウェーブベース以深からもたらされたと判断できる種は確認できなかった（藤原ほか, 2014）。その大きな理由は、仙台湾は非常に遠浅の湾（海岸から沖合30km付近までは水深50mより浅い部分が大半）であることが挙げられる。このため、筆者が期待する「ストームウェーブベース以深にしか生息しない種」というものが、そもそも仙台湾には殆どい

ないのかもしれない。あるいは、ストームウェーブベース以深から運ばれてきた個体があったとしても、その種の生息水深のレンジが非常に広ければ、どこから運ばれてきたかを特定できない。また、深い海の種は一般に殻が小型で薄く壊れやすいため、津波による運搬過程や打ち上げ後の風化、あるいはサンプリングと処理過程で消失した可能性もある。津波による深い海の種の打ち上げについては、今後の研究課題である。

2. 貝殻の集積状況

地層にはしばしば貝化石の集積層 (Shell bed) があるが、その中に津波の痕跡もあるのではないかと、かねてから考えていた。実際、2011 年東北沖津波後の海岸では、沼層の津波堆積物 (藤原ほか, 2003b) とよく似た貝殻集積層が見られた。両者の類似点の一つは、生息環境が異なる種が混在する混合群集になっていることである。津波で海岸の様々な場所から貝殻が掃き寄せられたためである。また、破片になっている個体が多いが、摩耗したものは少ない。これは貝殻が急速に地層へ閉じ込められたことを示している。

2011 年東北沖津波による貝殻集積層には、津波で直接打ち上げられたもののほかに、津波の後で 2 次的に形成されたものもあった。津波では砂浜の大規模な侵食や再堆積が起きたが、その後には波や沿岸流の影響で砂浜の再生が急速に進んだ。その様子は Google Earth の日捲り機能を使って追跡ができる (例えば、藤原 (2015)

の図 4.2)。蒲生干潟の例では、調査を行った 5 月にはかなり砂浜が再生されていた。砂浜の一部では、堆積物が篩分けを受けた結果、大きくて重い貝殻が残留して、厚いところで 10 cm 程もある貝殻集積層が、汀線に沿って断続的に形成されていた (図 2)。それは数十 m 以上連続することもあった。大半の貝殻は破片になっているが、フジツボやゴカイなどの付着、あるいは表面の摩耗は少ない。

こうした津波に関連する貝殻集積層は地層中にも残っているはずだが、それをほかの原因による貝化石集積層と区別する方法が確立していない。貝化石集積層は様々な形成要因があり、例えば、残留性の化石集積層の代表としては、海水準上昇期に浅海の波浪卓越環境 (外浜侵食) で形成される海進ラグ化石層がある。ラグ化石層に含まれる貝殻は波浪や水流による物理的風化や化学的風化 (溶食) を受けており、また、海底に長期間滞留している間に付着生物を伴う (安藤・近藤, 1999; 村越, 1999) といった、津波堆積物とは異なる特徴がある。また、黄河デルタのように侵食が卓越する海岸では残留した貝殻がチェニアー (貝殻堤) を作っていることもある (Saito *et al.*, 2000)。

海底で堆積した地層に含まれる貝殻集積層は、これまで漠然とストーム (暴浪) による形成が考えられてきた。貝殻の集積は、暴浪時の水流で堆積物の基質が選択的に飛ばされたり (吹き分け: winnowing)、基質から貝殻

図 2 2011 年東北沖津波の後で再生しつつある海浜に形成された残留性の貝殻集積層
仙台市の蒲生干潟で 2011 年 5 月 20 日撮影。手前のスケールは 40 cm。

が洗い出されて分級されたり(洗掘: reworking)することが主要因とされる(例えば, Aigner, 1982; Swift *et al.*, 1983; Meldahl, 1993; Fürsich and Pandey, 1999).

藤原ほか(2003b)は, 沼層の津波堆積物を例に, 津波による貝殻集積層とストームによる貝殻集積層とでは, 内部の集積構造に違いがあることを述べている. それによると, 沼層の津波堆積物は単層ではなく, 内部にレンズ状の貝化石集積層と貝殻の少ない泥質砂層が繰り返して重なっている. ここからは大波による貝殻の集積と, 波と波の間に流れが停滞して浮遊した細粒物の沈殿が繰り返したことが読み取れ, 長い周期を持つ津波の特徴とされる. ストーム時の短周期の波ではこのような累積構造は形成されないだろう.

様々な種が混合した異相的な化石集積層は, 環境復元などには不向きで, 古環境の研究ではむしろノイズとみなされる. しかし, 見方を変えると, 異相的な化石や化石集積層は過去のイベントの記録かも知れず, さらのその一部は津波堆積物の可能性もある.

3. 干潟の生物相の変化

蒲生干潟では, 2011 年東北沖津波による生物相の変化も観察する機会があった. 津波前の干潟では, 表層付近にアサリが多く生息し, その下にイソシジミが多く生息していた(佐藤, 私信). 干潟に津波で流入した砂層

の表面には, 巣穴がたくさん見える(図 3). 何が作った巣穴かは不明だが, 津波後に棲み着いた生物によるものである. 津波で流入した砂層に含まれる貝類を調べるため, 1 m 四方の枠を設置して深さ 10~20 cm 程度までの砂を篩(3 mm メッシュ)にかけたところ, 生貝としてアサリは殆ど見られず, イソシジミが大半であった. その一部は殻長 5 mm 程度の幼貝で, 津波後にこの場所ではイソシジミが繁殖しつつあった.

では, なぜ津波の前後で表層からアサリが消えてしまったのか? 表層堆積物が津波で流されたことも考えられるが, Google Earth の画像や現地調査の結果からは, 蒲生干潟ではむしろ津波で海岸から運ばれた砂で覆われたように見える. そうすると, 一つは貝類の食性の違いが考えられる. アサリは懸濁物食者(水管から水中の懸濁物を取り込み, えらで濾しとって餌にする)なので, 急速に堆積物に埋没すると窒息してしまう. 一方, イソシジミは堆積物食者なので, 堆積物に埋もれても, それを餌として生きていける. 中下ほか(2010)が行った埋没実験では, イソシジミは, 20 cm を超える土砂に埋もれた場合でも 2 ヶ月以上生存可能であり, さらに低塩分・貧酸素状態にも適応度が高いことが示されている. こうした環境耐性の高さも蒲生干潟で津波後にイソシジミが多く見られた原因だろう. それでも, 干潟の環境が回復すればアサリは数年もすると数が回復するという

図 3 干潟を覆った津波堆積物に見られる生痕
仙台市の蒲生干潟で 2011 年 5 月 20 日撮影. スケールは 20 cm.

(佐藤, 私信).

古生物研究者は, 化石群集の変遷を水温や水深などの環境変化と結び付けて議論することがある。蒲生干潟で見られたような地質学的には極短期間の群集変化がもし地層で見つかったら, どう解釈するだろう? 気候や海水準の変動と結び付けるかもしれないが, 津波と結び付けることはすぐには思いつかないだろう。地層を見る目を養っていけば, ますます津波痕跡の発見は増えると期待される。

V. 津波堆積物研究の今後

津波堆積物の科学研究が始まってからはまだ 30 年ほどで日が浅い。この研究はじわじわと発達してきたのではなく, 巨大イベントごとに段階的に発達してきた。イメージを書くのと図 4 のようになる。津波後の調査で比較のまとまった記録があるのは, 上記の打ち上げ貝類の例も含めて 1933 年昭和三陸津波の例が初めてと思われるし, 組織的な調査によって堆積物を詳しく記述したのは 1960 年チリ津波の際に三陸海岸で行われた調査(今野編, 1961)が初めての例である。これらはいずれも筆者の卒業した教室の大先輩の仕事である。津波堆積物を地震と津波の履歴の解明に本格的に応用したのは, 国内では 1983 年日本海中部地震を調査した箕浦ほか(1987)である。同じ年にはカスカディア沈み込み帯に面した北米大陸太平洋岸でも研究が発表された(Atwater, 1987)。2004 年インド洋大津波後に津波堆積物の研究は急増し, さらに 2011 年東北沖地震を受けてあらたな展開に入った(例えば, 後藤ほか, 2012; Goto *et al.*, 2014)。

さて, 今後の津波堆積物研究の行く末を考えるに当たり, ここでは純粋な自然科学的研究はひとまず置いておき, 巨大地震の繰り返しの復元と将来予測に関する研究に注目する。自然科学的研究は, 筆者が論じるまでもな

く, 様々な時代や堆積場の地層から津波堆積物の発見が続いていくであろう。

1. 最大クラスの地震・津波

2011 年東北沖地震の震源域は, 三陸沖北部から茨城県沖にかけて海溝沿い(南北)に 500 km, 東西に 200 km にも及ぶ巨大なもので, まさに想定外であった。これを受けて内閣府は南海トラフで起きる巨大地震を見直し, 「最大クラスの地震・津波」の想定を行った。内閣府に置かれた「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」は, 東北地方太平洋沖地震が従前の想定をはるかに超える規模であり, 過去数百年間の地震の発生履歴からは想定ができなかったことを受け, 2011 年 9 月 28 日には「今後, 地震・津波の想定を行うにあたっては, あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべき」という報告を取りまとめた(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)。

この報告を受け, 内閣府は「南海トラフの巨大地震モデル検討会」を設置し, 最大クラスの地震モデルを策定した。この検討会が 2011 年 12 月 27 日に示した報告(南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2011)では, 最大の震源域は東縁の駿河トラフと富士川河口断層帯から四国沖を通過して西縁の日向灘にまで広がる可能性が指摘された。震源域の大きさは, トラフに沿った方向に約 700 km, トラフに直交する方向に約 100 km と想定され, 歴史上発生した巨大地震の震源域を全て足し合わせたものよりもかなり広い。震源域は陸側へはプレートの沈み込む深度が増して温度が上がり, 岩盤に急激なズレが起こらなくなる(つまり大きな地震が起きなくなる)位置まで広げられた。海側へはトラフ軸に沿った津波地震を起こす可能性がある部分が加えられた。また, 西側には日向灘の震源域が加えられた。この巨大な震源域から発生する地震の規模は最大で M9.1 とされる。

同検討会は, この地震による揺れと津波の大きさの検討を継続し, 最終的に 2012 年 8 月 29 日に詳細な津波の浸水域や震度分布の計算結果が示された(南海トラフ巨大地震モデル検討会, 2012)。津波は震源域の広さだけでなく, 震源域の中で大きくすべる部分がどこにあるかや, すべりの大きさによって, 海岸で津波の高くなる場所や波高が変わる。条件を変えて多数のシミュレーションが行われ, その最大値(つまり最悪のケース)が考慮されている。その結果, 各地で想定される津波の高さは, 歴史津波に比べて倍増し, 一部では 30 m に達するところもある。

図 4 津波堆積物研究の進展のイメージ
矢印の幅は研究者, および発表された論文の増加をイメージしている。

2. 南海トラフ「最大クラスの地震・津波」は有り得るか？

筆者は2011年東北沖地震が起きる前から静岡県中・西部の沿岸で津波堆積物の調査をしている。この地域の海岸は出入りの少ない滑らかな海岸線で、海岸に沿って砂丘が発達している。内閣府の想定では、津波は場所によって砂丘の高さを越え内陸へ浸水する。特に天竜川から西の浜名湖にかけては、津波は沖積平野全体に浸水しその陸側の縁である更新世段丘の麓にまで達するかもしれない。ただし、この想定は上述したように地震学的に可能性がある最大の震源を仮定したもので、例えば、津波の浸水範囲を示唆する津波堆積物のような「物証」があるわけではない。したがって、実際にそのような超巨大な地震や津波が起きたかは分からないし、それが次に起きるかどうか分からない。そのことは上記の内閣府の報告書でも断っている。

本当にこのような超巨大な地震・津波が起きたことがあるのか、あるいはないのか、何とかこれを検証する方法がないか？というのには、地質の研究者として当然の欲求であろう。過去の巨大地震・津波の規模を津波堆積物という「物証」を使って復元することは、千島海溝のいわゆる500年間隔地震(Nanayama *et al.*, 2003)や貞観地震(佐竹ほか, 2008; 行谷ほか, 2010; Sawai *et al.*, 2012; Namegaya and Satake, 2014)について行われている。貞観地震の例では、仙台平野とその周辺で数百地点もの掘削調査を行って、当時の海岸線から津波堆積物がどこまで内陸に分布するかを復元して津波の遡上距離を近似した結果、それが3~4kmにも及び、2011年東北沖津波に匹敵することが解明された。南海トラフではこうした研究はやっと始まったところである。

南海トラフ東部沿岸で、古津波堆積物から遡上距離が推定された例は、静岡県西部の溺れ谷(六間川低地; 図5)が殆ど唯一の例である(藤原ほか, 2013a)。ここでは縄文海進で広がった内湾の粘土層やシルト層を覆って、干潟のシルト層、泥炭層の順に重なっており、溺れ谷が次第に陸化する様子が分かる(佐藤ほか, 2011)。内湾と干潟の堆積物には層厚1~20cmの砂層が時折挟まるが、一番上位の砂層は相対的に厚く現在の地表から1mほどのところにあるので、ハンディジオスライサーやハンドコアラーによる掘削調査で低地の中での分布や層相が確認されている(藤原ほか, 2013a)。この砂層は、低地の出口から奥へ細粒化、薄層化しながら少なくとも600m続いており、その形態などから津波堆積物と考えられる(図5-B)。津波堆積物の先端は現在の海岸から約

5km内陸に達しており、その形成年代は3400BP頃である。六間川低地の他の砂層は地表から深いところにあるため、分布範囲を追跡できていない。

3400BP頃の津波は一見、浜松平野の内陸の縁まで遡上したかのようで、まさに内閣府の想定した超巨大津波が起きたかと錯覚する。しかし、実際はそうではない。津波が起きた時の海岸線は現在よりずっと内陸にあったのである(図5-A)。浜松平野には過去の海岸線を示す浜堤が何列も分布している。これらは縄文海進最盛期以降に、海側へ順次形成されてきた(例えば、松原, 2000)。佐藤ほか(2011, 2016)によれば、3400BP頃の海岸線は六間川低地の出口近くまで入り込んでいた。低地の出口を閉塞する浜堤の現標高は3m程度しかなく、津波堆積物は現在の海面高度付近に分布する。3400BP頃の津波は、当時の海岸を縁取っていた低い浜堤を乗り越えて谷底低地に侵入し、当時の海岸から少なくとも1km遡上した。これを1854年安政東海地震による津波と比べてみよう。調査地周辺では安政津波は高いところで5~6mと推定される(羽鳥, 1977)。これと同程度の津波でも、3400BP頃の地形を考慮すれば、六間川沿いの津波堆積物を説明できるだろう。

さらに重要なことは、六間川低地では3400BP頃より若い時代には泥炭質の地層が堆積し続けているが、津波堆積物の可能性があるイベント性の堆積層は見られないことである。つまり、新しい浜堤が形成されて海岸線が海側へ移動し、六間川低地が海から遠くなると、津波はもはや低地内に侵入できなくなった。これは最大規模の津波を検討する上で重要である。この問題については藤原(2013, 2015)で紹介したので、要点を以下に抜粋する。

図6には浜堤列平野の地形発達を考慮して、津波堆積物が保存される様子を示した。①から③へ時代が新しくなる。右から左へ薄くなる楔は、津波堆積物が陸側へ薄く細粒になることを示している。海岸が内陸に入り込んでいた①の時代に起きた津波は、丘陵の麓まで浸水し津波堆積物1を形成した。六間川低地の3400BP頃の津波がこれにあたる。浜堤列が新たに形成されて平野が広がった②の時代では、前回と同じ規模の津波が起きても、浜堤ⅠとⅡは冠水するが丘陵までは届かず、津波堆積物2の分布は浜堤Ⅰのすぐ陸側までに限られる。さらに平野が広がり海岸が遠のいた③の時代では、以前と同程度の規模の津波が起きても浜堤Ⅰの麓までしか浸水せず、津波堆積物3の分布は浜堤Ⅰより海側に限られる。図6の上段には、堤間湿地で得られる柱状図を描

図 5 浜松平野西部の地形分類図 (A) と津波堆積物 (B)

A: 地形分類は佐藤ほか (2011) による。海岸線の位置は佐藤ほか (2016) をもとに推定。B: 六間川低地の津波堆積物を含む模式縦断面図 (NE-SW 方向)。佐藤ほか (2011) の図に藤原ほか (2013) が年代測定データを加えて改変。

図 6 浜堤列平野の地形発達と津波堆積物の保存
藤原 (2013) の第 3 図。

いた。一番内陸側の堤間湿地では、津波堆積物 1, 2 だけがみられる。真ん中の堤間湿地では新しい方の 2 つだけ、一番海側の堤間湿地では一番新しい津波堆積物 3 だけが認められる。毎回似たような規模の津波が起きていれば、新しい時代ほど津波堆積物の分布は海側に寄り、同じ地点で見ると新しい津波堆積物ほど薄く細粒になる。仮に、津波発生時の海岸から計測しても極端に遡上距離の大きな津波堆積物が見つかったなら (図 6-③の上部の点線)、その場合に初めて超巨大な津波が発生していたと言える。

このような仮説を検証するため、筆者らの研究グループでは浜松平野西部で海岸地形の発達 (海岸線位置の復元) と津波堆積物の調査を継続しているが、過去 4,000 年程度については、超巨大な津波の発生を示す海岸から内陸奥深くへ続く津波堆積物は見つかっていない (藤原ほか, 2013b)。

3. 地震・津波の予測の高度化に向けて

超巨大津波の問題以外にも、筆者らが南海トラフの巨大地震・津波について、津波堆積物の研究から目指していることがある。それは、いわゆる固有地震モデルを重視した巨大地震・津波の予測からの脱却である。固有地震モデルとは、ほぼ同じ領域で、ほぼ同じ規模・間隔で

地震が発生する、という考えである。

様々な研究が進むにつれて、従来からの「南海トラフは 100~200 年に 1 回、ほぼ同じ領域で同様の規模で M8 クラスの地震が繰り返し発生する」という考えは必ずしも成立しないことが分かってきた (地震調査研究推進本部, 2013)。地震学の面からも、東海地震・東南海地震・南海地震という従来の区分は多分に経験的であり、見直されるべきという意見がある。例えば瀬野 (2012) は、南海トラフの歴史地震を、短周期地震波を出すすべりの領域、津波を励起するすべりの領域、地殻変動をもたらすすべりの領域の類似性から、安政型と宝永型という 2 つに類型化できることを提案した。ただし、これは著者自身も認めているように、アイデアの元になった歴史史料・考古学資料が古い時代ほど不完全で、その解釈にも差があるので、反対意見もあり (石橋, 2014)、さらなる研究が必要である。

こうした問題に対しては、津波堆積物をはじめとする地質学的な研究によって、数千年にわたる記録を解明することで、一回一回の地震・津波の規模や再来間隔にどの程度のバラつき (多様性) があるかを評価できるだろう。それは南海トラフに限らず、海溝型地震のより確かな予測と対策の検討の基礎となると考えられる。

VI. おわりに

津波堆積物の研究について、筆者の 20 年間の経験とこの間に考えてきたことを短く述べた。20 年前には津波堆積物の研究者は学界ではごく少数だったが、2004 年インド洋大津波と 2011 年東北沖津波を経た現在では、理学・工学を中心に複数の分野の研究者が参加するかなり大きなコミュニティとなった。研究の幅が広がったことは喜ばしいが、特に 2011 年東北沖津波以降、専門家が少ない中で急ぎの調査が行われ、津波堆積物について様々な品質の情報が大量生産されることにもなった。中には研究者によって意見や解釈が異なる事例もある。津波堆積物の情報を品質管理して有効に利用していくために、様々な視点から関係者が情報を交換し合い、場合によってはフィールドで“現場検証”をし合うなど、議論を深める場がもっと増えてもいいと思う。日本第四紀学会はそういう場として相応しいだろう。

1997 年に筆者の津波堆積物に関する最初の論文が第四紀研究に掲載され (藤原ほか, 1997)、これが第四紀研究へのデビュー論文となった。幸運にも、この論文で翌年に日本第四紀学会論文賞を頂いた。恐らく、その受賞式の後の懇親会だったと思うが、当時国土地理院におら

れた故 多田 堯先生から、「津波堆積物の研究はこの先 20 年くらいは食っていけるよ」と言われた。それからほぼ 20 年、実際に津波堆積物の研究は進展し、多田先生のご慧眼に改めて敬服する次第である。津波堆積物の研究では多くの方にお世話になっている。まず、研究の端緒は、当時大阪大学におられた増田富士雄先生（現同志社大学）とご一緒した南房総の巡検である。研究の初期から、布施圭介氏（当時、(株)大和地質研究所）、鎌滝孝信博士（現秋田大学）には現地調査などでご一緒頂いた。津波堆積物の年代測定には 2004 年までの職場である核燃料サイクル開発機構（現日本原子力研究開発機構）東濃地科学センターの加速質量分析計が利用できたという幸運があった。2005 年に産総研活断層研究センター（現活断層・火山研究部門）に移って以降は、関連分野の専門家とともに、研究に多くの時間を使うことができた。また、小論の執筆に当たり、静岡大学の佐藤慎一准教授には蒲生干潟の貝類についてご教示いただいた。

研究初期には故 貝塚爽平先生（東京都立大学名誉教授）、故 米倉伸之先生（東京大学名誉教授）をはじめ、日本の第四紀学の錚々たる方々に津波堆積物研究の将来性をご議論頂き励みとなった。その後も故 小池一之先生（駒澤大学名誉教授）、平川一臣先生（北海道大学名誉教授）には様々な応援を頂いた。大学院時代からの恩師である小笠原憲四郎先生（筑波大学名誉教授）には、沼層を事例にした津波による堆積構造と貝化石の集積構造などの研究で博士の学位を頂いた。ここに全てのお世話になった方々のお名前を挙げることはできないが、学術賞を頂けたのは、多くの方々のお蔭であり改めてお礼申し上げます。

引 用 文 献

- Aigner, T. (1982) Calcareous tempestites : Storm dominated stratification in upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). Einsele, G. and Seilacher, A. (eds.) *Cyclic and event stratification* : 180-198, Springer-Verlag.
- 安藤寿男・近藤康生 (1999) 化石密集層の形成様式と積シークェンス—化石密集層は堆積シークェンスの中でどのように分布するか—. *地質学論集*, no. 54, 7-28.
- Atwater, B.F. (1987) Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, 236, 942-944.
- Fujino, S., Masuda, F., Tagomori, S. and Matsumoto, D. (2006) Structure and depositional processes of a gravelly tsunami deposit in a shallow marine setting : Lower Cretaceous Miyako Group, Japan. *Sedimentary Geology*, 187, 127-138.
- 藤原 治 (2013) 地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波（東海地域の例）. *GSJ 地質ニュース*, 2, 197-200.
- 藤原 治 (2015) 津波堆積物の科学. 296 p, 東京大学出版会.
- Fujiwara, O. and Kamataki, T. (2007) Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform : an example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, central Japan. *Sedimentary Geology*, 200, 295-313.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・布施圭介・斎藤 晃 (1997) 房総半島南部の完新世津波堆積物と南関東の地震隆起との関係. *第四紀研究*, 36, 73-86.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介 (1999) 過去 10,000 年間の相模トラフ周辺での古地震を記録した内湾堆積物. *第四紀研究*, 38, 489-501.
- Fujiwara, O., Masuda, F., Sakai, T., Irizuki, T. and Fuse, K. (2000) Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, 135, 219-230.
- 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003a) 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連—房総半島南端の完新統の例—. *第四紀研究*, 42, 67-81.
- 藤原 治・鎌滝孝信・布施圭介 (2003b) 津波堆積物中の混合貝類化石群の形成プロセス—南関東における完新世の内湾の例—. *第四紀研究*, 42, 389-412.
- 藤原 治・澤井祐紀・宍倉正展・行谷佑一 (2012) 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波により九十九里海岸中部に形成された堆積物. *第四紀研究*, 51, 117-126.
- 藤原 治・佐藤善輝・小野映介・海津正倫 (2013a) 陸上掘削試料による津波堆積物の解析—浜名湖東岸六間川低地にみられる 3400 年前の津波堆積物を例にして—. *地学雑誌*, 122, 308-322.
- 藤原 治・小野映介・佐藤善輝・市川清士 (2013b) 浜松平野の過去 4 千年間の津波堆積物：超巨大津波は見つかるか？日本地震学会講演予稿集 2013 年度秋季大会, D21-04.
- 藤原 治・谷川晃一郎・佐藤慎一 (2014) 津波による貝殻集積層の形成—2011 年東北地方太平洋沖地震津

- 波の例を中心に一. 月刊地球, 36, 36-41.
- Fürsich, F.T. and Pandey, D.K. (1999) Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery basin, southern India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145, 119-139.
- 後藤和久 (2011) 決着! 恐竜絶滅論争. 102 p, 岩波科学ライブラリー, 岩波書店.
- 後藤和久・西村祐一・菅原大助・藤野滋弘 (2012) 日本の津波堆積物研究. *地質学雑誌*, 118, 431-436.
- 後藤和久・飯嶋耕崇・和田浩二・今村文彦・常 昱 (2013) 海洋への隕石落下に伴う津波リスク評価. *遊星人 (惑星科学会誌)*, 22, 207-213.
- Goto, K., Fujino, S., Sugawara, D. and Nishimura, Y. (2014) The current situation of tsunami geology under new policies for disaster countermeasures in Japan. *Episodes*, 37, 258-264.
- 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.
- 羽鳥徳太郎 (1977) 静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査. *地震研究所彙報*, 52, 407-439.
- 石橋克彦 (2014) 叢書 震災と社会 南海トラフ巨大地震—歴史・科学・社会—. 262 p, 岩波書店.
- 地震調査研究推進本部 (2013) 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について. 14 p, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/nankai2_shubun.pdf, 2016 年 3 月 14 日参照.
- 河田恵昭 (2001) 防災学ハンドブック. 740 p, 朝倉書店.
- 今野円蔵編 (1961) チリ地震津波による三陸沿岸被災地の地質学的調査報告. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 52, 40 p, 13 plates.
- 松原彰子 (2000) 日本における完新世の砂州地形発達. *地理学評論*, 73A, 409-434.
- Meldahl, K.H. (1993) Geographic gradients in the formation of shell concentrations: Plio-Pleistocene marine deposits, Gulf of California. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101, 1-25.
- 箕浦幸治・中谷 周・佐藤 裕 (1987) 湖沼底質堆積物中に記録された地震津波の痕跡—青森県市浦村十三付近の湖沼系の例—. *地震第2輯*, 40, 183-196.
- 村越直美 (1999) 海進ラグ堆積物としての貝殻層: 上部更新統下総層群木下層の例. *地質学論集*, no. 54, 55-64.
- 永幡嘉之 (2012) 巨大津波は生態系をどう変えたか—生き物たちの東日本大震災. ブルーバックス, B-1767, 216 p, 講談社.
- 中下慎也・駒井克昭・日比野忠史・池原貴一 (2010) 土砂に埋没したイソシジミの生息に関する基礎研究. *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 66, 1086-1090.
- Namegaya, Y. and Satake, K. (2014) Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity. *Geophysical Research Letters*, 47, 2297-2303, DOI: 10.1002/2013GL058678.
- 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*, no. 10, 1-21, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K. and Yamaki, S. (2003) Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, 424, 660-663.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2011) 南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ. 71 p, http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/chukan_matome.pdf, 2016 年 3 月 14 日参照.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2012) 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編—津波断層モデルと津波高・浸水域等について—. 100 p, http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf, 2016 年 3 月 14 日参照.
- Nomura, S. and Hatai, K. (1935) Catalogue of the shell-bearing mollusca collected from the Kesen and Motoyosi Districts, northeast Honshu, Japan, immediately after the Sanriku Tsunami, March 3, 1933: With the description of five new species. *Saito Ho-on Kai Museum Research Bulletin*, 5, 1-47, with 2 plates.
- Saito, Y., Wei, H., Zhou, Y., Nishimura, A., Sato, Y. and Yokota, S. (2000) Delta progradation and chenier formation in the Huanghe (Yellow River)

- Delta, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 489-497.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木 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, no. 8, 71-89. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐藤善輝・藤原 治・小野映介・海津正倫 (2011) 浜名湖沿岸の沖積低地における完新世中期以降の環境変化. *地理学評論*, 84, 258-273.
- 佐藤善輝・藤原 治・小野映介 (2016) 浜松平野西部における完新世後期の浜堤列の地形発達過程. *第四紀研究*, 55, 17-35.
- 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, doi : 10.1029/2012GL053692.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Tamura, T., Nakashima, R. and Tanigawa, K. (2015) Shorter intervals between great earthquakes near Sendai : Scour ponds and a sand layer attributable to A.D. 1454 overwash. *Geophysical Research Letters*, 42, 4795-4800.
- 瀬野徹三 (2012) 南海トラフ巨大地震—その破壊の形態とシリーズについての新たな考え—. *地震第2輯*, 64, 97-116.
- 首藤伸夫 (2007) 津波による地形変化の実例と流体力学的説明の現状. *第四紀研究*, 46, 509-516.
- Swift, D.J.P., Figueiredo, A.G., Freeland, G.L. and Oertel, G.F. (1983) Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 1295-1317.
- Tamura, T., Sawai, Y., Ikehara, K., Nakashima, R., Hara, J. and Kanai, Y. (2015) Shallow-marine deposits associated with the 2011 Tohoku-oki tsunami in Sendai Bay, Japan. *Journal of Quaternary Science*, 30, 293-297, DOI : 10.1002/jqs.2786.
- 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) 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報告 (案). 44 p, <http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/12/pdf/1.pdf>, 2016 年 3 月 14 日参照.
- Ward, S.N. and Asphaug, E. (2002) Impact tsunami-Eltanin. *Deep-Sea Research II*, 49, 1073-1079.

The Paper for the 2015 Japan Association for Quaternary Research Academic Award

Toward the development of tsunami deposit research

Osamu Fujiwara*

Tsunami deposit research is a “young” scientific study field which has been developed in the last 30 years. Geological evidence of paleotsunamis is increasing in the world at this time. In this paper, I briefly summarize my 20-year career in tsunami deposit research and predict the developments in this study field. Tsunami deposit research will develop in both the field of natural science and that of disaster prevention. In the former field, with the improvements of our skill

in sediment and fossil analyses, discoveries of tsunami deposits will continue to increase from the sediments formed in various environments and ages. With regard to disaster prevention, the main expected outcomes are 1) verification of “the maximum possible earthquake and tsunami” announced by the Cabinet Office, Government of Japan, and 2) better understanding of the variation in the recurrence intervals and magnitudes of great subduction zone earthquakes.

Keywords : subduction zone earthquake, fossil concentrated layer, Holocene, drowned valley deposit, tsunami deposit

* Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukuba Central 1, 1-1-1 Umezono, Tsukuba, Ibaraki, 305-8560, Japan. E-mail : o.fujiwara@aist.go.jp