

公益財団法人国土地理協会 第 21 回学術研究助成 (2021 年度)

浜堤平野の地形・地層形成過程と巨大地震との関係

研究代表者 堀 和明 東北大学大学院理学研究科

共同研究者 田村 亨 産業技術総合研究所

共同研究者 石井 祐次 産業技術総合研究所

1. はじめに

日本の沿岸域、とくに波浪が卓越する海岸には、複数の浜堤と堤間湿地で構成される浜堤平野が多数分布する(海津, 1994). これらは完新世中期以降の高海水準期に形成され、空中写真判読や浜堤列の規模・曲率などから3列(三位, 1966; 森脇, 1979)あるいは4列(松本, 1984)に大別されてきた. また、海浜砂の粒度分析により風成砂と浅海砂の判別が提案された(松本, 1983). さらに、泥質な堤間湿地堆積物に含まれる有機物や浅海底堆積物に含まれる貝殻片の放射性炭素年代測定値にもとづき、浜堤平野の形成時期が完新世中期以降の海水準変動との関連で議論され、各地にみられる浜堤列の形成時期に同時性がみられることが指摘されてきた(松本, 1984). しかし、浜堤列を構成する砂質堆積物(とくに海水準付近で形成される前浜堆積物)は放射性炭素年代測定に適した試料に乏しく、堆積物の絶対年代が直接得られている例は少ないため、地形や地層に詳細な時間軸を入れられない状態が続いていた.

2000年代に入ると、オールコア堆積物の堆積相解析や加速器質量分析装置を用いた放射性炭素年代測定によって、過去の海水準の指標となる前浜堆積物の認定やそれを用いた相対的海水準変動の復元手法が提案されるようになった(増田ほか, 2001; 宍倉ほか, 2008). さらに、浜堤を構成する砂質堆積物に含まれる石英や長石のOSL(optically stimulated luminescence: 光ルミネッセンス)年代測定やGPR(Ground Penetrating Radar: 地中レーダ)を用いた浜堤堆積物の構造解析が世界各地で盛んになり(Murray-Wallace et al., 2002; Brooke et al., 2008; Nott et al. 2009), 浜堤平野研究は大きく飛躍しつつある(田村, 2018). 日本の浜堤平野においても、これらの手法を組み合わせることで平野の形成過程を高時間分解能で明らかにした上で、地形や堆積物に保存されている、隆起・沈降といった地殻の上下変動をはじめとして、気候変動や人間活動による流域や沿岸からの供給土砂量の変化といった古環境情報を解読していくことが必要とされている(Tamura et al. 2010; 2017).

従来、日本では沿岸域の地殻変動を検討する際、海成段丘やノッチなどに見られる旧汀線高度が広く用いられてきた(吉川ほか, 1964; Kawana and Pirazzoli, 1994 など). しかし、こうした地形は侵食地形で、分布域が限られることや絶対年代が得られにくいといった問題点を有する. 堆積地形である浜堤平野において、陸から海に向かって連続的に分布し、海水準付近で形成されたと考えられる前浜堆積物を認定することに加え、その標高や年代を明らかにすることで、地殻の隆起・沈降に関する新たな知見を得られる可能性が高い.

こうした背景を踏まえ、本研究では、海溝型地震の震源域近くに位置し、複数の浜堤が分布する仙台平野南部(図1)を対象に、浜堤平野の形成過程を明らかにすることを目的とする. とくに、前浜堆積物の標高やその変化、堆積年代に着目し、完新世における地殻の上下変動を議論する.

2. 調査地域

仙台平野は海拔100–200 mの丘陵と太平洋に挟まれた南北約50 kmの海岸

平野である（松本，1981）．平野内には，北から七北田川，名取川，阿武隈川と
いった比較的流域面積の大きい河川が平野を横断するように太平洋に向かって
流れている．

仙台新港における 2017 年の平均有義波高（H1/3），平均有義波周期（T1/3）
は，それぞれ 0.84 m（標準偏差 0.49 m），8.4 s（標準偏差 1.92 s），最大有義
波高と周期は，それぞれ 4.90 m，11.7 s であった（川口ほか，2019）．また，
仙台新港よりも南に位置する相馬での 2017 年の平均有義波高（H1/3），平均有
義波周期（T1/3）は，それぞれ 0.94 m（標準偏差 0.49 m），8.1 s（標準偏差
1.93 s），最大有義波高と周期は，それぞれ 5.31 m，9.4 s であった．また，相
馬では，大潮の干潮時に潮位が標高約-1.2 m になることがある（気象庁，ウェブ
サイト）．

七北田川や名取川，阿武隈川の河川沿いには，旧河道や自然堤防，クレバス
スプレーが分布する．また，これらの河川と直交するように，いくつかの浜堤
が発達する．浜堤の発達は，とくに阿武隈川以南（亶理郡亶理町や山元町）で
良好である．汀線上の中央粒径は，阿武隈川の河口で極大値をとり，阿武隈川
の南側のほうが北側に比べて粒径が小さい（佐藤ほか，1966）．阿武隈川河口の
南側から牛橋にかけての中央粒径は 0.2–0.3 mm 程度である．

松本（1984）は仙台平野に分布する浜堤列を，第 I，I'，II，III の 4 列に大
別し（図 1），これらが過去 6000 年間に起きた 4 回の海水準極大期に形成され
たと考えた．これらの浜堤の形成時期は，I が 5000–4500 ¹⁴C yr BP，I' が 3100–
3000 ¹⁴C yr BP，II が 2600–1700 ¹⁴C yr BP，III が 800 ¹⁴C yr BP 以降と推定
されている．伊藤（2006）は，第 III 浜堤列を IIIa，IIIb，IIIc に細分し，それぞ
れの形成年代を IIIa が 1300–1100 cal BP，IIIb が 1100 cal BP 以降，IIIc が 350
cal BP まで，と推定した．藤本・松本（2012）は仙台平野南部において，第 I
浜堤列が 5000 年前には既に形成されていたとし，また，松本（1984）や伊藤
（2006）の分類で第 II 浜堤列とされていた浜堤列は第 I' 浜堤列であり，第 IIIa
浜堤列とされていた浜堤列は第 II および IIIa 浜堤列であるとした．Tamura
（2005）は，仙台平野北部（七北田川と名取川の間）で採取された複数のオー
ルコア堆積物の解析にもとづいて，高海水準期（海退期）の堆積物を下位から
内側陸棚，下部外浜，上部外浜，前浜・後浜堆積物に区分し，堆積年代につい
ても報告している．

仙台平野においては，浜堤の分布や形成に関する研究のみでなく，浜堤間に
分布する堤間湿地堆積物などに着目した津波堆積物研究も進められてきた（阿
部ほか，1990；菅原ほか，2001；Sawai et al., 2012 など）．また，2011 年の
東北地方太平洋沖地震の直後には，津波堆積物調査が実施されている（Abe et
al., 2012 など）．

3. 研究手法

宮城県亶理郡亶理町に分布する浜堤の 4 地点において，2022 年にオールコ
アボーリングをおこなった（図 1）．また，浜堤上にある 9 地点（MM1 から

MM9)において、サンドオーガを用いた堆積物採取を実施した。試料採取地点の緯度、経度および標高は、アンテナ (HX-CSX601A) を取り付けた 2 周波 RTK 搭載 GNSS レシーバ (DG-PRO01RWS) と softbank の ichimill (イチミル) による補正情報を用いて、RTK 測位によって求めた。

オールコア堆積物は W1 から W4 の 4 地点で採取した。W1 (38.04730N, 140.85399E, 標高 4.20 m) は松本 (1984) や伊藤 (2006) の第 I 浜堤列, W2 (38.02072N, 140.88081E, 標高 1.18 m) は藤本・松本 (2012) の第 I' 浜堤列 (松本 (1984) では第 II 浜堤列), W3 (38.01739N, 140.89573E, 標高 0.81 m) や W4 (38.01900N, 140.90679E, 標高 1.09 m) は、伊藤 (2006) や藤本・松本 (2012) の第 IIIa 浜堤列, 第 IIIb 浜堤列にそれぞれ位置する。各地点の掘進長は 10 m である。

サンドオーガを用いた調査地点のうち、MM1, 2, 3 は第 I 浜堤列, MM4, 5, 6 は第 I' 浜堤列, MM7 は第 II 浜堤列, MM8 は第 IIIa 浜堤列, MM9 は第 IIIb 浜堤列にあたる。より詳細には、M2 は W1 の約 30 m 東に位置する。MM4 は W2 と同じ浜堤, MM5 と MM6 はこれよりやや南東側の浜堤に位置する。MM7 は W3 や MM8 が位置する浜堤よりもやや陸側に分布する浜堤上である。MM9 が位置する浜堤は、W4 が位置する浜堤よりも陸側になる。

サンドオーガによる掘進深度は 1.21–2.70 m である。OSL 年代測定用のサンプルは、自然状態の OSL 強度を保持するために、オーガの先端に円筒型のステンレスサンプラーを取り付け、ショックレスハンマーにより打撃を与えることで採取した。さらに、サンプラー中の堆積物試料が露光しないように塩化ビニルパイプを打ち込み、パイプの両端をアルミホイルで覆った。

現世海岸の砂については、B1 から B3 の 3 箇所では低潮位時に採取した。各箇所においては、海岸線に対してほぼ直交するように、標高の異なる数地点で陸上に露出している砂を採取した。

コア堆積物は暗室において半裁後、はじめに OSL 年代測定用試料を採取した。その後、X 線 CT スキャナによるコアの撮影やデジタルカメラによる写真撮影、色調測定、簡便な記載をおこない、粒度分析などに用いる試料を 5 cm ごとに、かさ密度を測定するための試料を 10 cm ごとに、それぞれ採取した。色調は、半裁後のコアの切断面をサララップ®で覆い、土色計 (KONICA MINOLTA SPAD-503) を用いて測定した。色調は $L^*a^*b^*$ で表示した。L* は明度で、0 が黒、100 が白となる。また、a* および b* は色度で、それぞれ、a* が +だと赤方向、-だと緑方向、b* が +だと黄方向、-だと青方向となる。湿潤および乾燥かさ密度については容積 7 cc のキューブに堆積物を詰め、試料採取直後の重量および乾燥機で乾燥させた後の重量を測定することによって求めた。キューブに入れた試料については、Bartington 社製 MS2 を用いて帯磁率を測定した。砂と礫を合わせた含有率は、5 cm ごとに採取した試料から数 g を分取して乾燥、秤量後、目開き 63 μm の篩の上で水洗し、泥を洗い流した残渣を乾燥、秤量して求めた。さらに、この残渣を目開き 2 mm の篩に通して、礫の含有率を求めた。測定はおおよそ 10 cm 間隔でおこなった。砂については、画像解析

式粒度分布測定装置 (Retsch 社製 Camsizer XT) を用いて粒径分布を測定した。サンドオーガで採取した試料や現在の海浜で採取した試料についても、同様の方法で砂や礫の含有率を求めた後、砂の粒径分布を測定した。泥や礫を除去しているため、Camsizer XT を用いて測定された砂の粒度は、0.063–2 mm の間にほぼ収まる。

OSL 年代測定法は、測定された OSL 強度から鉱物に吸収された放射線量を測定することにより、鉱物の露光年代を過去数十万年にわたって推定できる (奥村・下岡, 2011; 塚本, 2018)。OSL 強度から鉱物に吸収された等価線量を推定するのに最もよく用いられる方法は、Single Aliquot Regenerative-dose Protocol (SAR 法) で、本研究においても SAR 法を採用した。

OSL 年代測定用の試料は前述したように暗室において半裁したコア堆積物から取り出した。MM1 から MM9 において採取したサンプルについても暗室で開封した後、塩化ビニルパイプの端から約 2 cm の堆積物を元素測定と含水率測定に供し、残りの試料を OSL 強度測定に使用した。

OSL 測定に用いる長石については、以下の手順で選別した。(1) 試料を 60°C で約 12 時間乾燥させる。(2) 試料を 250 μm の篩にかけ、直径 250 μm よりも小さい粒子を抽出する。(3) 濃度 10% の塩酸に約 6 時間以上浸すことにより、炭酸塩を除去する。(4) 濃度 10% の過酸化水素水に約 2 週間浸すことにより、有機物を除去する。(5) 試料を 60°C で約 12 時間乾燥させる。(6) 試料を 180 μm の篩にかけて直径 180 μm より大きい粒子を抽出する。(7) 比重を 2.7, 2.58, 2.53 g/cm^3 にそれぞれ調整した重液を用いて、試料を重鉱物、石英、長石に分離する。(8) 選別された長石を、直径 9.7 mm の測定用ディスクの中央部のみ (直径約 2 mm) にシリコングリースを用いて接着した。

OSL 測定は、産業技術総合研究所にて、Risø TL/OSL DA-20 reader を用いておこなった。試料毎に 6 枚のディスクを計測し、等価線量 (D_e : equivalent dose) は Central Age Model (Galbraith et al, 1999) で計算した。実際の SAR 法の手順は以下の通りである。

(1) 180 °C で 60 秒プレヒートをおこなう。(2) 50 °C で 200 秒間 IRSL (Infrared stimulated luminescence) 強度を測定する (IR_{50})。 (3) 150 °C で 200 秒間の IRSL 強度を測定する (pIRIR_{150} : post-IR IRSL_{150})。 (4) 290 °C で 200 秒間の IRSL 強度を測定する (pIRIR_{290})。 (5) テストドーズを照射する。(6) 180 °C で 60 秒プレヒートをする。(7) 50 °C で 200 秒間の IRSL 強度を測定する (IR_{50})。 (8) 150 °C で 200 秒間の IRSL 強度を測定する (pIRIR_{150})。 (9) 290 °C で 200 秒間の IRSL 強度を測定する (pIRIR_{290})。 (10) 放射線を照射し、(1) に戻り一連の手順を繰り返す。

ICP-MS 分析に供する試料は、ミキサーミル (Retsch 社製 MM400) を用いて粉碎後、試料中の K (カリウム), U (ウラン), Th (トリウム), Rb (ルビジウム) の濃度測定を依頼した。含水率は、試料を 60 °C で 12 時間乾燥させ、試料の乾燥後重量で割ることにより算出した。

各試料の年間線量は DRAC (Durcan et al., 2015) により計算をおこなった。DRAC では、各試料の U (ppm), Th (ppm), K (%), Rb (ppm) の放射性核種の濃度, 粒径, a-value, 含水率, 試料の掘削深度, 蓄積線量, サンプルの緯度経度の値を入力した。α線はβ線やγ線と異なり粒子線であるためイオン化され, 捕獲電子が飽和する。そのため実効的な線量率が異なり, そのα線の効率の値を a-value として補正する。本研究では a-value を 0.15 ± 0.05 (Balescu and Lamonthé, 1994) とした。また, Dose rate (線量率) の計算において, 粒子内のα線とβ線の減衰を, Bell (1980) および Mejdahi (1979) によって補正した。

4. 結果

4.1 コア堆積物の層相

4.1.1 W1 コア

W1 コア (図 2) は, 一部の層準を除き, 礫 (2 mm 以上) を含むことで特徴づけられ, 全体的に淘汰も悪い。また, 他地点から採取したコア堆積物 (W2, W3, W4 コア) とは異なり, コア堆積物の下部に淘汰のよい細~極細粒砂が認められなかった。ほとんどの層準において, 湿潤かさ密度は $1.5\text{--}1.9\text{ g/cm}^3$, 乾燥かさ密度は 1.5 g/cm^3 以下, 明度は 40–50 となっている。深度 8.2–10.0 m は, 他の層準に比べて礫の含有率が高く, 3–4 cm 程度の円~亜円礫も含まれる。また, 砂の中央粒径 (50%径) も 0.5–0.7 mm 程度であった。深度 3.0–8.0 m ではほとんどの層準で礫の含有率が 20%以下となっており, 砂の中央粒径も深度 8.2–10.0 m に比べて小さい値を取ることが多い。深度 7.3–8.0 m 付近では斜交葉理や平行葉理が認められる。深度 0.45–3.0 m はおもに中粒砂からなり, 深度 1.37 m 以深は平行葉理の発達がよく, 重鉱物の濃集もみられる。深度 0–0.45 m までは黒色を呈し, 砂の中央粒径は 0.3 mm 前後となっている。泥の含有率は他の層準に比べて高い。

4.1.2 W2 コア

W2 コア (図 3) の深度 8.55–10.0 m は, 平行葉理や斜交葉理をもつ, 淘汰のよい細粒砂で構成される。深度 9.6–9.7 m には, 生痕化石である *Macaronichnus segregatis* が認められる。また, 深度約 9.5 m で帯磁率が極めて高くなっている。深度 2.57–8.55 m は, 細~中礫を含む細~粗粒砂で主に構成されており, 鉛直方向への粒径変化が大きい。深度 5.9 m より下位では, 粗砂から細・中粒砂への上方細粒化が数回繰り返されており, 深度 6.2 m より下位には多くの貝殻片が含まれている。深度 2.9–5.6 m では礫が目立つようになり, 深度 3.35–3.75 m, 4.8–5.0 m では礫の含有率が 30%を超えている。深度 3.35–3.75 m は褐色を呈する。深度 0.75–2.57 m は中粒砂からなり, 深度 0.75–1.7 m は下位に比べて淘汰がよい。また, 深度 1.5–1.7 m 付近には平行葉理が

認められる。深度 0–0.75 m は明度が 35 以下と低く、黒みを帯びている。砂の中央粒径は 0.3 mm 程度で、直下の層準より若干大きい、90%粒径は 0.7–0.8 mm 前後となっており、直下の層準に比べて大きくなっている。

4.1.3 W3 コア

W3 コア (図 4) は、W1 や W2 コアに比べて礫の含有率が小さい。深度 6.63–10.0 m は淘汰のよい細粒砂で構成されており、平行葉理や斜交葉理を伴う。全体に貝殻片を含む。また、帯磁率は深度 6.63 m 以浅に比べて大きい。深度 2.35–6.63 m は、細～中粒砂を主体とするが、深度 5.0–6.63 m 付近では、層厚数十 cm 程度で、貝殻片を多く含む中～極粗粒砂から平行葉理や斜交葉理をとまなう細～中粒砂へと上方細粒化するサクセションが 4 回ほどみられる。深度 2.60–2.83 m 付近は礫の含有率が他の層準に比べて高くなっている。深度 0.72–2.35 m は、中粒砂を主体としており、深度 1.3–2.0 m 付近では平行葉理や斜交葉理が認められる。深度 0–0.72 m は下位に比べて明度が小さく、W2 コア表層部と同様に黒みを帯びている。

4.1.4 W4 コア

W4 コア (図 5) も W3 コア同様に W1 や W2 に比べて礫の含有率が小さかった。深度 8.56–10.0 m は淘汰のよい細粒砂からなっており、*Macaronichnus segregatis* が頻繁に認められる。また、帯磁率のばらつきが大きいことで特徴でづけられる。深度 3.0–8.56 m は、細～中粒砂を主体とし、多くの層準に貝殻片が含まれている。とくに、深度 6.18–8.56 m では、W3 コアの深度 5.0–6.63 m と同様に、層厚数十 cm 程度で、貝殻片を多く含む中～極粗粒砂から平行葉理や斜交葉理をとまなう細～中粒砂へと上方細粒化するサクセションが繰り返し認められる。深度 4.2–5.0 m は (コアリングのときに変形を受けた可能性が高いものの) 平行葉理や斜交葉理を伴う中粒砂を主体とする。深度 3.38–3.70 m には貝殻片が多量に含まれており、中央粒径も 0.5 mm 以上となっている。深度 0.75–3.0 m は、コアの回収率がやや低いものの、平行葉理の発達がよい、重鉱物を含む細～中粒砂で構成される。深度 0–0.75 m は中央粒径 0.25 mm 前後で、他のコアの表層部同様、黒みを帯びている。また、深度 0.60 m に貝殻片が含まれていた。

4.2 サンドオーガーで採取した堆積物の特徴

サンドオーガーを用いて採取した試料 (MM1–MM9) は、オールコア堆積物 (W1–W4) とは異なり、連続的に得られておらず堆積構造などの記載が難しいため、これらの試料の特徴については粒度分析結果 (図 6) を中心に記述する。

MM1 (掘進長 1.41 m) は、泥の含有率が 50%前後となっており、礫も含んでいる。砂の中央粒径は 0.14–0.2 mm である。MM2 (掘進長 1.25 m) は、泥の含有率が全体的に低く、砂を主体としている。砂の中央粒径は 0.3 mm 前後となっている。また、90%径も深度 0.6 m 以深においては 0.5–0.6 mm 程度と

なっており、MM2 から 30 m 程度東側に位置する W1 の表層部の粒径と類似している。MM3（掘進長 2.7 m）は、泥の含有率が 20–40%程度となっているが、MM1 と同様に、サンプルを採取した層準では礫が含まれていた。砂の中央粒径、90%径も深度方向への変化が大きい。

MM4（掘進長 1.85 m）は深度 0.75 m 以浅で泥の含有率が 10–30%程度となっているものの、深度 1.1 m 以深においてはほぼ砂からなっている。砂の中央粒径は 0.2–0.3 mm 前後、90%径も 0.7 mm 以下となっており、淘汰がよい。

MM5（掘進長 1.57 m）は、深度 0.6 m 付近までは泥を 10%程度含み、礫の含有率も 2%程度である。深度 0.6 m 以深では泥はほとんど含まれておらず、礫の含有率が高い層準が認められた。砂の粒径は、深度 0.6 m まではばらつきが小さいものの、それ以深においては粗粒堆積物の割合が高い層準もみられる。MM6（掘進長 1.21 m）は、泥の含有率が 5%以下と低い。砂の中央粒径は 0.3–0.4 mm 前後で、90%径も 1.1 mm 以下である。

MM7（掘削長 1.70 m）は表面付近の深度 0.25 m を除いて礫を含んでおらず、泥の含有率も 10%未満である。砂の中央粒径は 0.2–0.3 mm であった。また、90%径もほとんどの層準で 0.4 mm 以下であった。MM8（掘進長 1.45 m）は、泥の含有率が 15%程度以下と低く、礫もほとんど含まれない。深度 0.2–1.2 m においては砂の中央粒径が 0.4 mm 前後となっており、粒径分布のばらつきも小さいが、それ以深ではやや粗粒（中央粒径 0.5–0.6 mm 前後）になっている。

MM9（掘進長 1.50 m）は、泥の含有率が 10%以下で、深度 0.65 m 以浅に礫が数%程度含まれる。砂の中央粒径は 0.25–0.40 mm となっており、90%径も 0.71 mm 以下となっている。

4.3 現成の海浜堆積物

G1 から G3 で採取した試料はほぼ砂で構成されていた。砂の中央粒径は B1（5 地点）が 0.22–0.29 mm、B2（4 地点）が 0.26–0.45 mm）、B3（5 地点）が 0.26–0.61 mm であった。

4.4 堆積環境の解釈

W2 の深度 8.55–10.0 m や W3 の深度 6.63–10.0 m、W4 の深度 8.56–10.0 m は、淘汰のよい細粒砂からなっており、W2 や W4 では *Macaronichnus segregatis* が頻繁に認められる。また、帯磁率もこれらの直上の堆積物に比べて高い。下部外浜は、粒度変化の小さい、淘汰のよい細粒砂からなることが知られている（斎藤，1989）。また、今回のコアで得られた堆積物と類似した特徴を持つ層相は、仙台平野北部のコア堆積物においても下部外浜と解釈されていることから（Tamura and Masuda, 2005）、下部外浜の環境で堆積したと考えられる。

W1 の深度 8.2–10.0 m は、粒径 3–4 cm の円～亜円礫を含んでおり、礫の含有率も高く、砂の中央粒径は 0.5–0.7 mm 程度であった。W1 は平野西縁の山

地・丘陵や台地の傍に位置しており、また、後述するように OSL 年代値にもとづくと、この深度の堆積物の堆積時期は 6.6 ka 以前と考えられる。したがって、礫を多く含む粗粒な堆積物は、海進時の海岸線付近に、起伏のある山地や丘陵から供給されて堆積したと推定される。

W3 の深度 2.35–6.63 m, W4 の深度 3.0–8.56 m は、細～中粒砂を主体とし、多くの層準に貝殻片が含まれている。また、これらの深度の下部においては、層厚数十 cm 程度で、貝殻片を含有する中～極粗粒砂から平行葉理や斜交葉理をもつ細～中粒砂へと上方細粒化するサクセッションの繰り返しが認められる。W2 の深度 2.57–8.55 m および W1 の深度 3.0–8.20 m は、W3 の深度 2.35–6.63 m, W4 の深度 3.0–8.56 m に比べて、全体的に礫の含有率が高く、砂の中央粒径も大きい。しかし、W2 の深度 5.9–8.55 m においても、中～極粗砂から細～中粒砂への上方細粒化が繰り返されている。また、W1 の深度 7.3–7.9 m 付近においても斜交葉理や平行葉理をともなう粗砂から細粒砂への上方細粒化がみられる。斜交層理が発達し、貝殻片を多く含む細～粗粒砂は、九十九里平野や仙台平野のコア堆積物において、上部外浜で堆積したと解釈されている (Tamura and Masuda, 2005 ; 小松原・水野, 2016)。各サクセッションの基部にみられる粗粒堆積物は、上部外浜のトラフ底にみられる堆積物 (斎藤, 1989) と考えられる。また、これらの堆積物は W1 を除き、上述したように下部外浜で堆積したと考えられる淘汰のよい細粒砂を覆っていることから、各コアの下位から上位に向かって、浅海化の進展や海岸線に近い環境への変化が示唆される。

上部外浜と下部外浜との境界は、W2 で標高-7.47 m, W3 で標高-5.82 m, W4 で標高-7.37 m となっている。仙台平野北部で採取されたコア堆積物においても、上部外浜と下部外浜の境界は、標高-5–-10 m に認められている (Tamura and Masuda, 2005)。

W1 の深度 0.45–3.0 m, W2 の深度 0.75–2.57 m, W3 の深度 0.72–2.35 m, W4 の深度 0.75–3.0 m は、平行葉理や斜交葉理をともなう中粒砂を主体としており、重鉱物の濃集もみられることから、前浜・後浜堆積物 (斎藤, 1989) と考えられる。

これらの上位に重なる堆積物 (W1 の深度 0–0.45 m, W2 の深度 0–0.75 m, W3 の深度 0–0.72 m, W4 の深度 0–0.75 m) は黒色を呈することが多く、他の層準に比べて泥の含有率が高い。また、農地として利用されている、あるいは過去に農地として利用されていた形跡があることから、人為的な影響を受けた耕作土と考えられる。砂の粒径は 0.3 mm 前後で下位の堆積物と大きな差はないため、前浜・後浜環境で堆積した砂が耕作に利用されてきたと推定される。

サンドオーガーで採取した堆積物については、堆積相解析が困難であるものの、W1～W4 に標高が近く、砂の中央粒径も細～中粒砂で W1～W4 の表層堆積物と類似していることから、前浜・後浜堆積物に相当するものと考えられる。

4.5 OSL 年代

IR50の補正年代値を、ユースタティックな海水準変動曲線、仙台平野北部の小鶴で得られている堆積曲線（小元・大内，1978）とともに、標高・年代図に図示した（図7）。コア堆積物から得られた年代は、W1の一部を除き、下位から上位に向かって新しくなっており、層序と概ね調和的である。なお、W1についても年代の誤差を考慮すると、深度と年代との間に矛盾はない。表層付近の前浜・後浜堆積物から得られた年代は、最も内陸に位置する浜堤I（W1コア）で約6000年前、海側に位置する他の浜堤（浜堤I'，IIIa，IIIb）で4000年前以降であり、浜堤I'（W2コア）が約3700年前、浜堤IIIa（W3コア）が約1800年前、浜堤IIIb（W4コア）が約800年前であった。また、下部外浜の上端付近（上部外浜との境界付近）から前浜・後浜にかけての堆積は数百年以内に生じており、堆積が急速に進んだことが推定される。

MM2から得られた年代値 6.74 ± 0.59 kaは、W1の前浜・後浜堆積物から得られた年代値 5.91 ± 0.51 kaよりもやや古いですが、誤差の範囲内にある（図7）。また、MM4の年代値 3.39 ± 0.26 kaは、W2の表層付近の年代に近い。MM5やMM6、MM7の年代値は約2.1–2.3 kaで、W2の表層よりも新しく、W3の表層（ 1.83 ± 0.14 ka）よりもやや古い年代値を示す。また、MM8の年代値 1.64 ± 0.13 kaは、W3の表層付近の年代値に近い。さらに、MM9の年代値 1.2 ± 0.11 kaは、W3の表層よりも新しく、W4の表層（ 0.767 ± 0.065 ka）よりも古い。以上のように、サンドオーガで採取した平野表層の堆積物から得られた年代値は、W1～W4のコア堆積物の前浜・後浜堆積物から得られた年代とも調和的であった。

5. 考察

5.1 浜堤の形成年代

図8のような地形地質断面を作成し、地下の層序を対比した。ただし、断面をとった測線は連続していない。前浜・後浜堆積物から得られたOSL年代が浜堤の形成時期だと考えると、浜堤I（W1）が約6000年前、浜堤I'（W2）が約3700年前、浜堤II（W3）が約1800年前、浜堤IIIb（W4）が約800年前に形成されたことになり、海岸線が前進していったことを示している。

浜堤が延びる方向や連続性、OSL年代値を考慮すると、浜堤I'は、W2とMM4が位置する陸側（北西側）の浜堤とMM5とMM6が位置する海側（南東側）の浜堤とに細分され、前者が3400–3700年前、後者が2100–2300年前にそれぞれ形成されたことを示唆する。また、MM7が位置する浜堤IIは2200年前頃、W3とMM8が位置する南東側の浜堤IIIaは約1600–1800年前の形成になる。浜堤IIIbについても、北側に位置するW4とその北北西側に位置するMM9は一連の浜堤ではない可能性があり、年代値もMM9が1200年前、W4が800年前となっている。

既存研究では、主に、浜堤の分布や浜堤間にみられる堤間湿地の堆積物の年代値をもとに浜堤の形成年代が議論されてきた。最も内陸側に位置する浜堤Iは4500–5000 ^{14}C yr BP頃（暦年補正すると5000–5800 cal yr BP）には形成

されたと考えられており（松本，1984；藤本・松本，2012），本研究の結果とも概ね整合的である（図9）．浜堤Ⅰの形成時期は約 3000 ^{14}C yr BP（3200 cal yr BP）と推定されている．これは W2 や MM4 が位置する北西側の浜堤Ⅰから得られた年代に近いが，MM5 や MM6 が位置する南東側の浜堤Ⅰの年代（2100–2300 年前）とは乖離している．浜堤Ⅱの形成は 1600–2800 ^{14}C yr BP（1500–2900 cal yr BP）（松本，1984）に生じたと考えられている．今回，浜堤Ⅱ（MM7）から得られた年代値は 2200 年前頃で，既存研究で推定された形成時期の範囲に入っているものの，形成年代の幅をさらに絞っていく必要がある．また，前述した MM5 や MM6 が位置する南東側の浜堤Ⅰの形成時期は，北西側の浜堤Ⅰ（MM4 や W2）に比べて，浜堤Ⅱ（MM7）の年代に近い．したがって，浜堤の分類や区分についても再検討が必要だと考えられる．浜堤Ⅲa の形成時期は 1300–1100 cal yr BP（伊藤，2006）と推定されているが，これは今回 W3 や MM8 から得られた年代に比べてやや新しい．1100 cal BP 以降（伊藤，2006）と考えられている浜堤Ⅲb の形成時期は，MM9 や W4 の年代値からも支持される．OSL 年代値の妥当性については，上部外浜堆積物に含まれる貝殻片，ただしこれも再移動している，などから放射性炭素年代値を得て両者の値を比較検討する必要があるが，これについては今後の課題としたい．

下部外浜の上端付近から前浜・後浜にかけての堆積は，数百年以内に生じており（図7），堆積が急速に進んだことが推定される．また，各コアの堆積曲線の傾きに大きな差はない．したがって，1000 年スケールで見れば，6000 年前以降，海浜の縦断形がほぼ一定の状態で海岸線の前進が生じたと考えられる．

W1 および MM1，MM2，MM3 は第Ⅰ浜堤列に位置しており，治水地形分類図においても，本研究の浜堤に相当する砂州・砂丘に分類されている．W1 および MM2 は表層付近から泥の含有率が低いのに対し，MM1 や MM3 は泥を多く含んでいる．また，W1 や MM2 の標高が 4 m 程度であるのに対し，MM1 は 5.67 m，MM3 は 6.74 m と標高も 1.5 m 以上高い．MM1 や MM3 が位置する浜堤の西側は山地や段丘と隣接しており，浜堤よりも起伏の大きい，これらの地形からの泥質堆積物の供給が表層付近での高い泥の含有率，さらには高い標高に寄与している可能性がある．地形分類の妥当性に加え，地形と表面付近を構成する堆積物との関係について，今後の検討が必要である．

5.2 浜堤の形成と氷河性海水準変動，地殻変動との関係

図9の断面図が連続していないことを考慮する必要はあるものの，地表面の標高は山地や丘陵，台地に近い W1 から W2 に向かって徐々に低下している．W2 から W4 にかけてはほぼ平坦な地形となり，浜堤列とその間の堤間湿地との比高は 1 m 程度となっている．

W1 の深度 8 m 以深には，他のコアの下部に認められた，下部外浜に特徴的な淘汰のよい細～中砂がみられないため，上部外浜と下部外浜の境界は不明である．W2～W4 における上部外浜と下部外浜の境界は，W3 でやや浅いものの，標高–5.82––7.47 m であった．

前浜・後浜堆積物と上部外浜堆積物の境界は、W1において標高 1.2 m となっているが、W2 では-1.39 m, W3 では-1.54 m, W4 では-1.91 m となっており、W1 は他の 3 地点に比べて高い。地表面の標高も W1 は 4.2 m で、他の 3 地点（標高 1 m 前後）よりも高い。また、前浜・後浜堆積物からは、W1 で約 6 ka, W2 から W4 で約 4000-1000 年前の OSL 年代が得られた。仙台平野北部（七北田川と名取川の間）において、前浜・後浜堆積物と上部外浜堆積物の境界は、W2 から W4 と同様に現海水準よりも低い位置に分布する (Tamura and Masuda, 2005)。前浜・後浜堆積物と上部外浜堆積物の境界は、海水準とくに低潮位付近に形成されると考えられることから、W1 と W2~W4 との間にみられる標高差を生じさせた要因として、以下の二つの可能性、1) W1 が位置する第 I 浜堤列の形成後に生じたユースタティックな海水準の低下、2) 陸側 (W1) が海側 (W2~W4) よりも隆起するような地殻変動の発生 (海水準の相対的な低下)、が挙げられる。

ユースタティックな海水準は、6000 年前頃に-3 m, 4000 年前頃に-1 m と推定されており、完新世の中では現在が一番高いと推定されている (Lambeck et al., 2014) (図 7)。日本の沿岸域では、完新世中期に高海水準が認められる地域もあるものの、これはハイドロアイソスタシー (Nakada et al., 1991) やテクトニックな地殻変動の影響だと考えられている。したがって、1) のユースタティックな海水準が低下した可能性は低い。

小元・大内 (1978) は、仙台平野北部の小鶴において、有機物や貝殻片の放射性炭素年代を測定し、7500 ^{14}C yr BP 頃の堆積物が標高-8 m 付近に認められることや、これ以降の堆積物の累重を明らかにしている。小元・大内 (1978) で推定された海水準変化図では、6000 ^{14}C yr BP の高海水準は認められておらず、海水準は小さな振動を繰り返しながら現在に達している。松本 (1981) は、小元・大内 (1978) の年代値を含む、仙台平野の放射性炭素年代値をもとに、相対的海水準変動を描いている。これによれば、海水準は約 5000 ^{14}C yr BP に現在とほぼ同じ水準に達し、約 3000 ^{14}C yr BP から 2000 ^{14}C yr BP にかけて一時的に低下したと推定されている。これらの研究では、本研究のコア堆積物の前浜・後浜堆積物と上部外浜堆積物の境界深度から推定されるような、6 ka の高海面や 6 ka から 4 ka にかけての 2.5 m 程度の海水準低下とその後の安定は認められない。グレイシオハイドロアイソスタシーを考慮した相対的海水準変動の推定 (Okuno et al., 2014) によると、仙台平野では完新世中期の 6 ka 頃に海水準が現在に比べて 1-3 m 程度高い位置に達し、その後、徐々に低下している。W1 と W2~W4 との間にみられる前浜・後浜堆積物と上部外浜堆積物の境界の標高差は、こうしたグレイシオハイドロアイソスタシーの影響を反映していると考えられる。

岡田ほか (2017) は、仙台平野南部の亘理町 (図 1) において反射法地震探査および重力探査を実施し、沖積低地下に C 級の伏在活断層が存在することを明らかにしている。断層は二つ確認されており、そのうちの一つである F1 断層の浅部は、第 I 浜堤列 (本研究の W1) と第 I' 浜堤列 (同 W2) の間に位置す

る(図1)。岡田ほか(2017)は高解像度のDEMを用いて断層を横断する地形断面図を描き、伏在活断層の活動が第I浜堤列の東側と西側にみられる標高差、すなわち西側のほうが東側に比べて高いこと、に寄与している可能性を論じている。C級活断層は、1000年あたりの平均的なずれの量が0.01m以上0.1m未満の活断層である。この伏在活断層が過去6000年間に活動したと仮定すれば、最大で0.6m程度の変位をもたらすことになる。したがって、前述したグレイシオハイドロアイソスタシーの影響のみでなく、断層運動にともなう変位が標高差に寄与している可能性もある。

仙台平野では2011年の東北地方太平洋沖地震(モーメントマグニチュード9)前の過去約100年間に約30cmの沈降が観測されていた(国見ほか, 2001; Nishimura, 2014)。さらに、2011年の東北地方太平洋沖地震(モーメントマグニチュード9)では、三陸海岸から常磐海岸にかけての広域で沈降が生じた。仙台平野においても本震前後に20–30cm程度の沈降が生じたが、地震後には、地面がゆっくり変動する余効変動が継続している。たとえば、亘理では本震時に22cmの沈降が生じたものの、本震翌日から10年間にすでに28cm隆起している(国土地理院, ウェブサイト)。したがって、2011年の巨大地震時の沈降はその後の隆起で解消されている。この隆起が今後も続けば、標高-1.39m以下となっているW2からW4の前浜・後浜堆積物と上部外浜堆積物の境界深度は浅くなっていくことが予想される。

南関東の九十九里浜平野真亀川流域では、過去6000年間に約10km海岸線が前進している。前浜堆積物と外浜堆積物の境界標高が陸側から海側に向かって約5m低下しており、急激な標高低下のみられる時期が4回推定されている(増田ほか, 2001)。また、地形つまり浜堤列表面の標高も内陸側から海岸に向かって小さくなる傾向がある。急激な前浜堆積物の標高低下は、地震による隆起を示すものと解釈されている。ハイドロアイソスタシーの影響を考慮する必要があるものの、この地域では完新世中期以降、隆起が累積していると考えられる。一方、本研究で得られた仙台平野南部の前浜堆積物の分布標高およびTamura and Masuda (2005)で示されている前浜堆積物の分布標高からは、段階的な標高低下はみられない。

6. おわりに

本研究では、海溝型地震の震源域付近に位置し、複数の浜堤がみられる阿武隈川以南の仙台平野を対象に、浜堤平野の形成過程や完新世の地殻変動について検討した。地形や堆積物の解析・分析にもとづいて、以下に示す知見を得ることができた。

浜堤上で採取したオールコア堆積物(掘進長各10m)からは、生痕化石がみられ、淘汰のよい細粒砂から構成される下部外浜堆積物、貝殻片を含む中～極粗粒砂から平行葉理や斜交葉理をもつ細～中粒砂へと上方細粒化するサクセッションを繰り返す上部外浜堆積物、重鉱物の濃集がみられ、平行葉理や斜交葉理をとともなう中粒砂を主体とする前浜・後浜堆積物などを認定することができた。

前浜・後浜堆積物から得られた IR50 補正年代は、最も内陸に位置する浜堤（既存研究を踏まえて、浜堤 I と呼ぶ）が約 6000 年前、海側に位置する他の浜堤（浜堤列 I, II, IIIa, IIIb）が約 3700 年前以降に形成されたことを示唆する。また、それぞれの浜堤において、下部外浜最上部から前浜・後浜への環境変化は数百年程度で生じていた。

浜堤 I の前浜堆積物の下限標高は、3700 年前以降に形成された海側に位置する他の 3 つの浜堤の前浜堆積物の下限標高に比べて高い。この標高の違いは、グレイシオハイドロアイソスタシーの影響や完新世中期以降のテクトニックな地殻変動を反映していると考えられる。

従来の研究では浜堤の形成時期が、主として堤間湿地堆積物から得られた放射性炭素年代値にもとづいて議論されていたが、本研究では浜堤を構成する砂に対して OSL 年代測定を適用することで、浜堤そのものの形成時期をより詳細に検討できるようになった。また、浜堤そのものから年代値を得ることによって、空中写真判読などにもとづいて区分されてきた浜堤列（あるいは浜堤群）の対比についての見直しも可能になると考えられる。

謝辞

本研究は、公益財団法人国土地理協会第 21 回学術研究助成を受けておこなわれた。記して謝意を表します。

参考文献

- Abe, T., Goto, K., 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.
- Balescu, S., Lamothe, M. (1994) Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews*, 13, 437–444.
- Bell, W.T. (1980) Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL*, 12, 4–8.
- Brooke, B., Ryan, D., Pietsch, T., Olley, J., Douglas, G., Packett, R., Radke, L., Flood, P. (2008) Influence of climate fluctuations and changes in catchment land use on Late Holocene and modern beach-ridge sedimentation on a tropical macrotidal coast: Keppel Bay, Queensland, Australia. *Marine Geology*, 251, 195–208.
- Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A.T. (2015) DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54–61.
- 藤本展子・松本秀明 (2012) 阿武隈川河口付近における浜堤列の分類とその形成時期に関する再検討. *人間情報学研究*, 17, 29–40.
- 伊藤晶文 (2006) 仙台平野における歴史時代の海岸線変化. *鹿児島大学教育学*

- 部研究紀要. 自然科学編, 57, 1–8.
- 川口浩二・末廣文一・藤木 峻・田村 仁 (2019) 全国港湾海洋波浪観測年報 (NOWPHAS 2017). 港湾空港技術研究所資料, No. 1357.
- Kawana, T., Pirazzoli, P.A., 1994. Late Holocene Shorelines and Sea Level in Miyako Island, the Yūkyū, Japan. *Geographical review of Japan, Series B.*, 57, 135–141.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠 (2001) 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起. *地学雑誌*, 110, 650–664.
- 松本秀明 (1981) 仙台平野の沖積層と後氷期における海岸線の変化. *地理学評論*, 52, 72–85.
- 松本秀明 (1983) 海浜における風成・海成堆積物の粒度組成. *東北地理*, 35, 1–10.
- 松本秀明 (1984) 海岸平野にみられる浜堤列と完新世後期の海水準微変動. *地理学評論*, 57(Ser.A), 720–738.
- Mejdahl, V. (1979) Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, 21, 61–72.
- 三位秀夫 (1966) 沖積世における海岸砂州の発達過程. *第四紀研究*, 5, 139–148.
- 森脇 広 (1979) 九十九里浜平野の地形発達史. *第四紀研究*, 18, 1–16.
- Murray-Wallace, C.V., Banerjee, D., Bourman, R.P., Olley, J.M., Brooke, B.P. (2002) Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1077–1086.
- Nakada, M., Yonekura, N., Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85, 107–122.
- 岡田真介・今泉俊文・楮原京子・越後智雄・戸田茂・松原由和・三輪敦志・住田達哉 (2017) 反射法地震探査および重力探査から明らかになった仙台平野南部の伏在活断層. *地震第 2 輯*, 70, 109–24.
- 奥村 輔・下岡順直 (2011) ルミネッセンス年代測定を開始するための心得. *地質技術*, 1, 5–17.
- 小元久仁夫・大内 定 (1978) 仙台平野の完新世海水準変化に関する資料. *地理学評論*, 51, 158–175.
- Nishimura, T. (2014) Pre-, co-, and post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake and its implication to a paradox in short-term and long-term deformation. *Journal of Disaster Research*, 9, 294–302.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E. (2009) Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern

- Australia. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1511–1520.
- 斎藤文紀 (1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. *地学雑誌*, 98, 350–365.
- 佐藤昭二・庄司忠夫・田中則男 (1966) 仙台湾沿岸の漂砂について. *海岸工学講演会講演集*, 13, 176–182.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophysical Research Letters*, 39, L21309.
- 宋倉正展・藤野滋弘・行谷佑一・五十嵐厚夫 (2008) 離水浜堤のジオスライサー調査による旭山丘陵直下に分布する伏在断層の活動性評価. *活断層・古地震研究報告*, 8, 1–16.
- 菅原大助・箕浦幸治・今村文彦 (2001) 西暦 869 年貞観津波による堆積作用とその数値復元. *津波工学研究報告*, 18, 1–10.
- 田村 享 (2018) 古環境記録としての日本列島の波浪卓越海岸. *第四紀研究*, 57, 197–210.
- 田村 享・増田富士雄 (2004) 多数の年代値を入れた波浪卓越型シーケンスの研究. *地学雑誌*, 113, 1–17.
- Tamura, T., Masuda, F. (2005) : Bed thickness characteristics of inner-shelf storm deposits associated with a transgressive to regressive Holocene wave-dominated shelf, Sendai coastal plain, Japan. *Sedimentology*, 52, 1375–1395.
- 田村 享・村上文敏・七山 太・斎藤文紀・渡辺和明 (2008) 海浜堆積物の地中レーダ記録. *地質ニュース*, 642, 19–24.
- Tamura, T., Murakami, F., Watanabe, K. (2010) Holocene beach deposits for assessing coastal uplift of the northeastern Boso Peninsula, Pacific coast of Japan. *Quaternary Research*, 74, 227–234.
- Tamura, T., Ito, K., Inoue, T., Sakai, T. (2017) Luminescence dating of Holocene beach-ridge sands on the Yumigahama Peninsula, western Japan. *Geochronometria*, 44, 331–340.
- 塚本すみ子 (2018) 光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法の最近の発展と日本の堆積物への更なる応用の可能性. *第四紀研究*, 57, 157–167.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 (1964) 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. *地理学評論*, 37, 627–648.

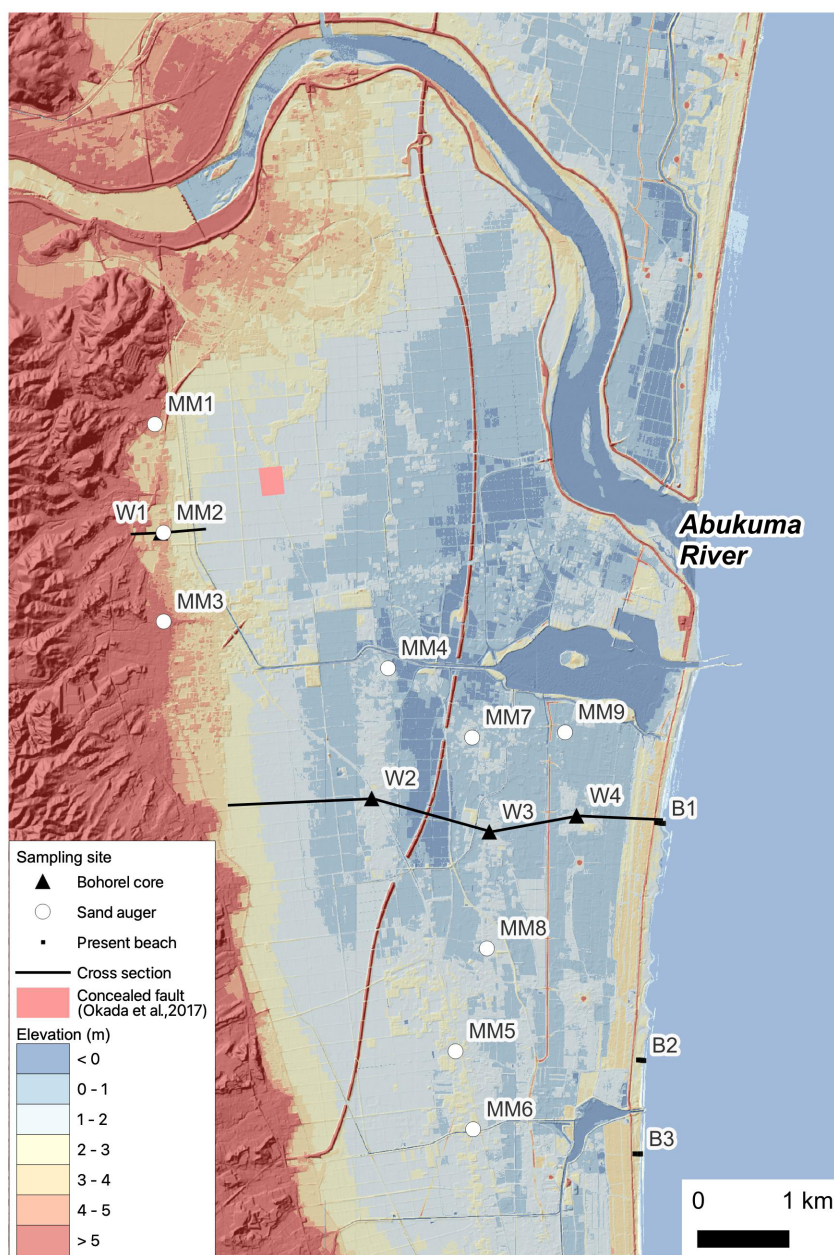


図 1 調査地域位置図. 伏在活断層（岡田ほか，2017）はその先端が地表面と交わると考えられる位置を示した.

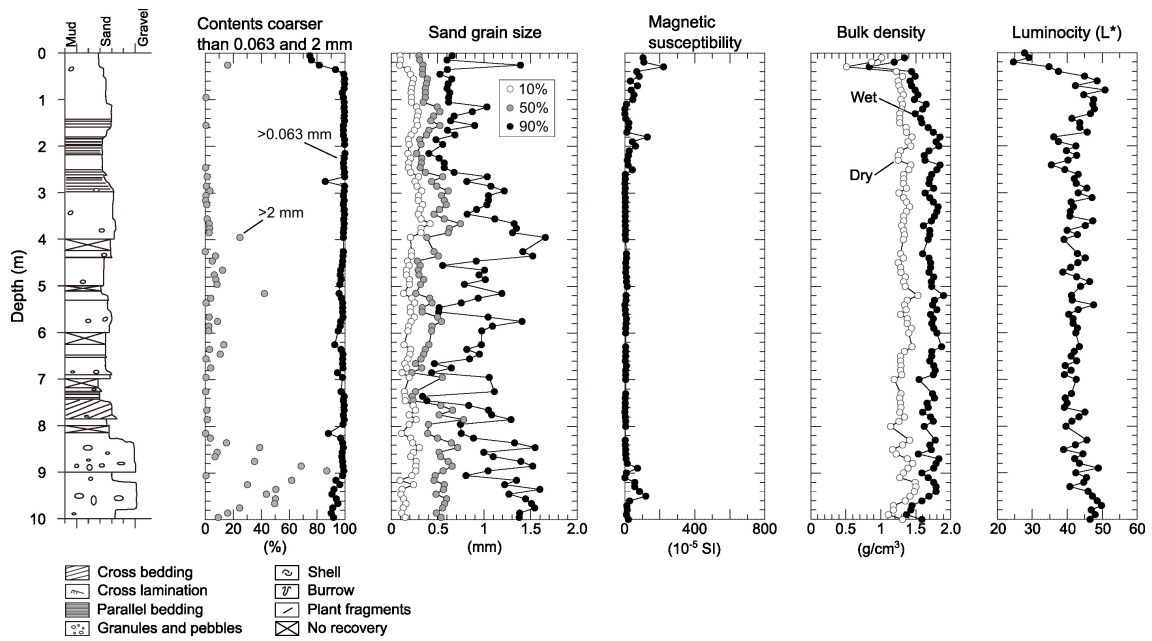


図2 W1 コアの柱状図. 左から柱状図, 礫 (>2 mm) と砂礫 (>0.063 mm) の比率, 砂の粒径, 帯磁率, かさ密度, 明度を示した.

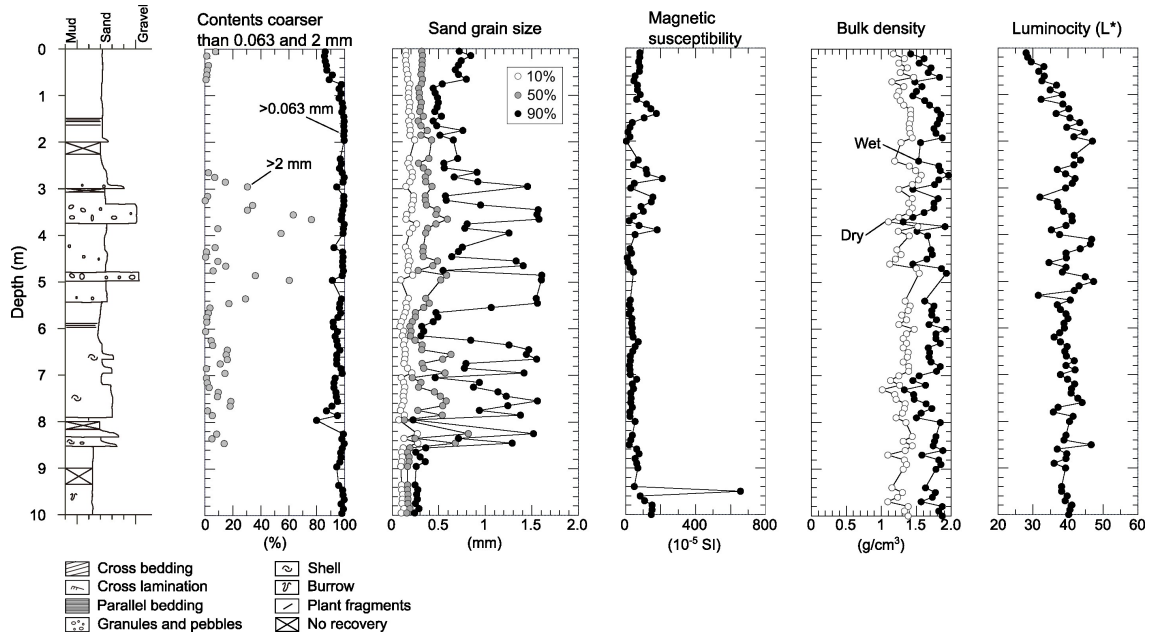


図3 W2 コアの柱状図

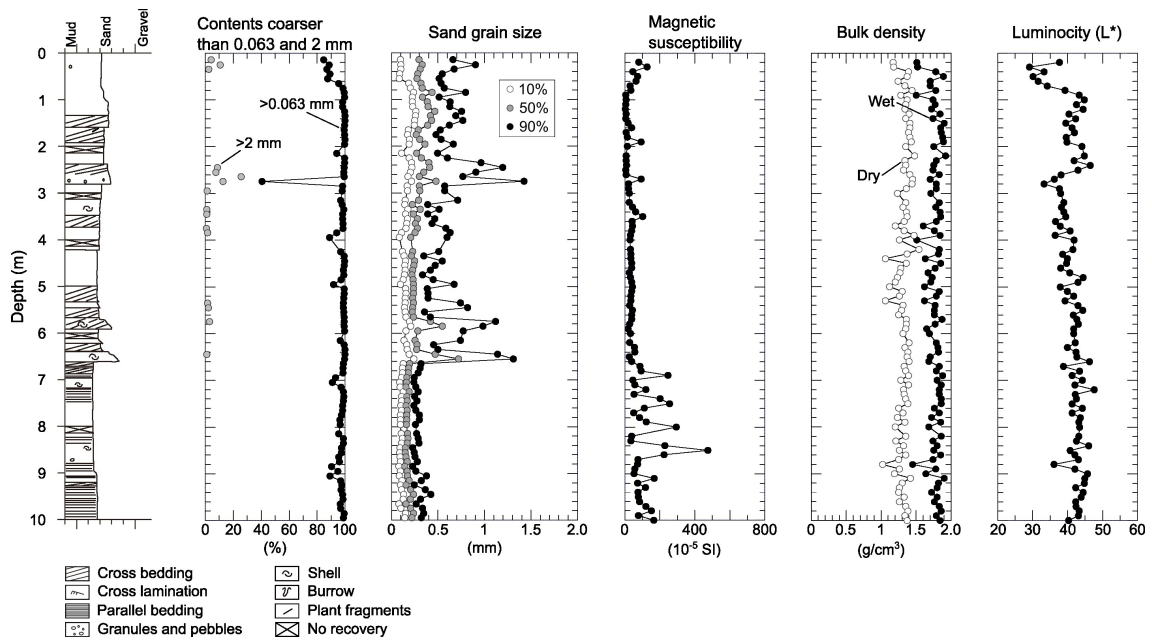


図 4 W3 コアの柱状図

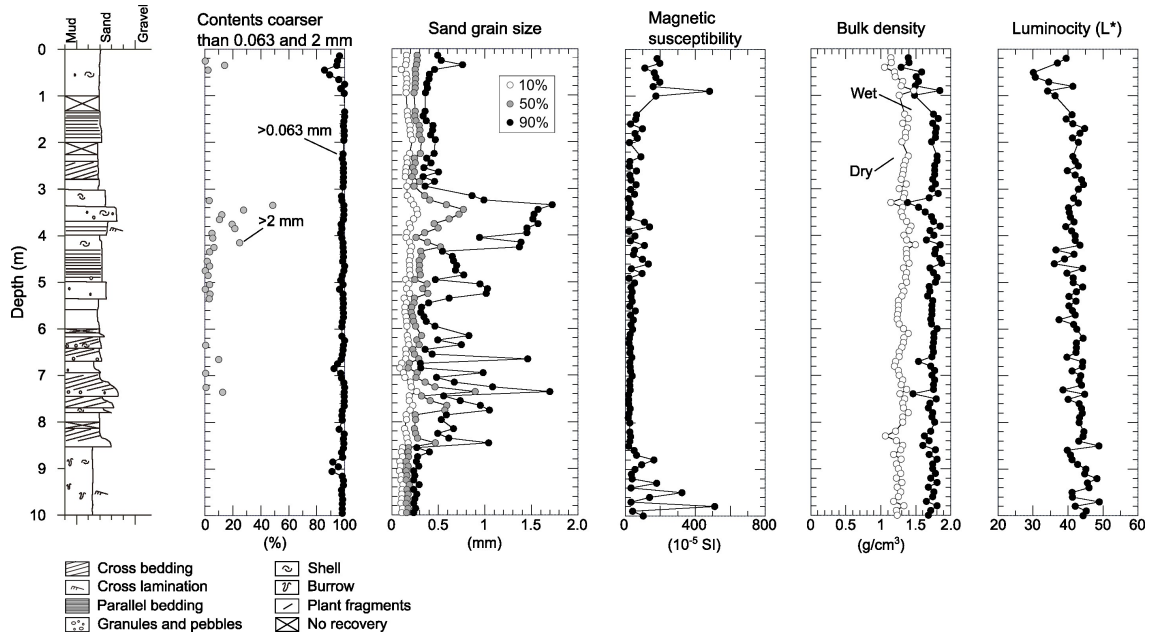
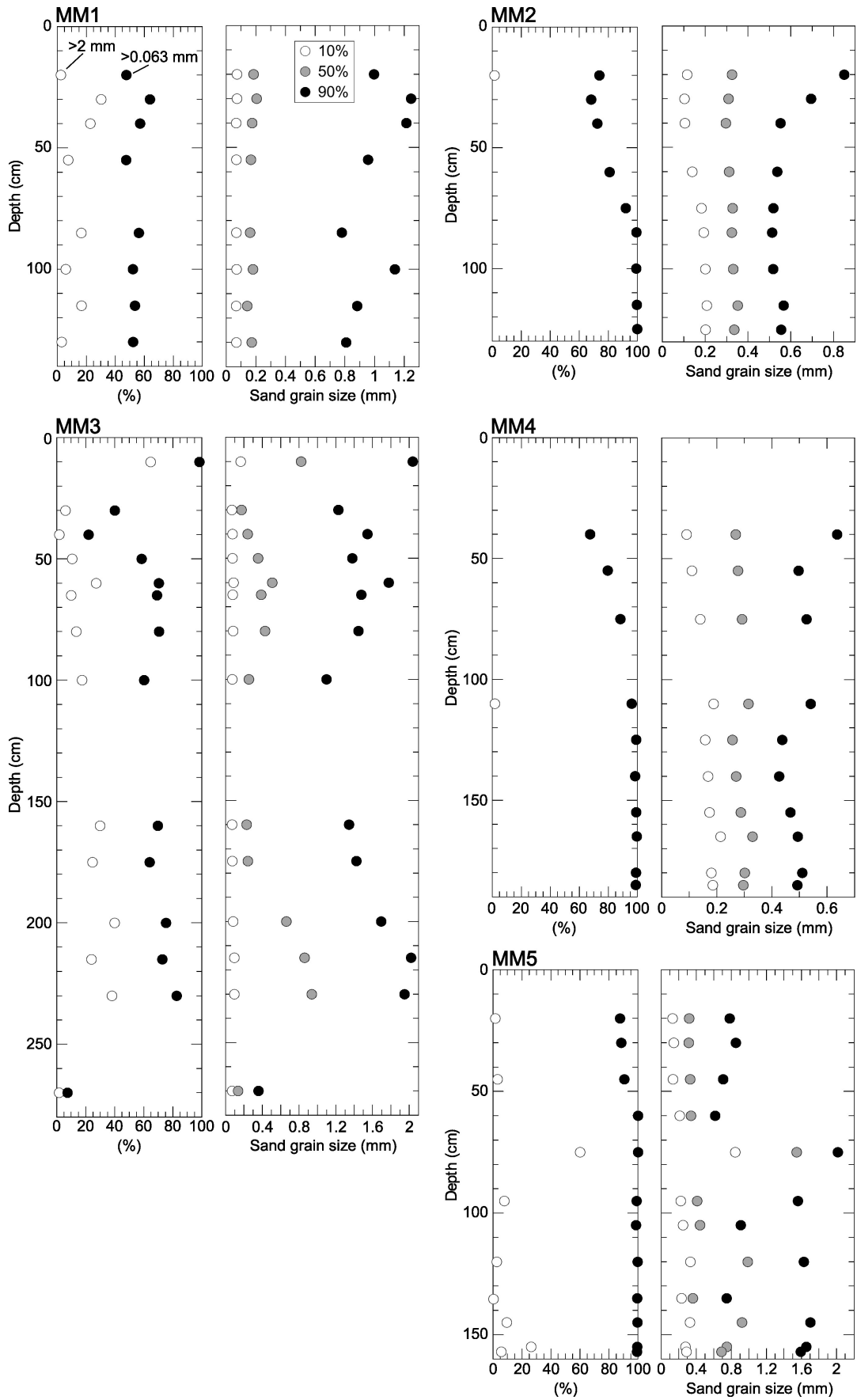


図 5 W4 コアの柱状図



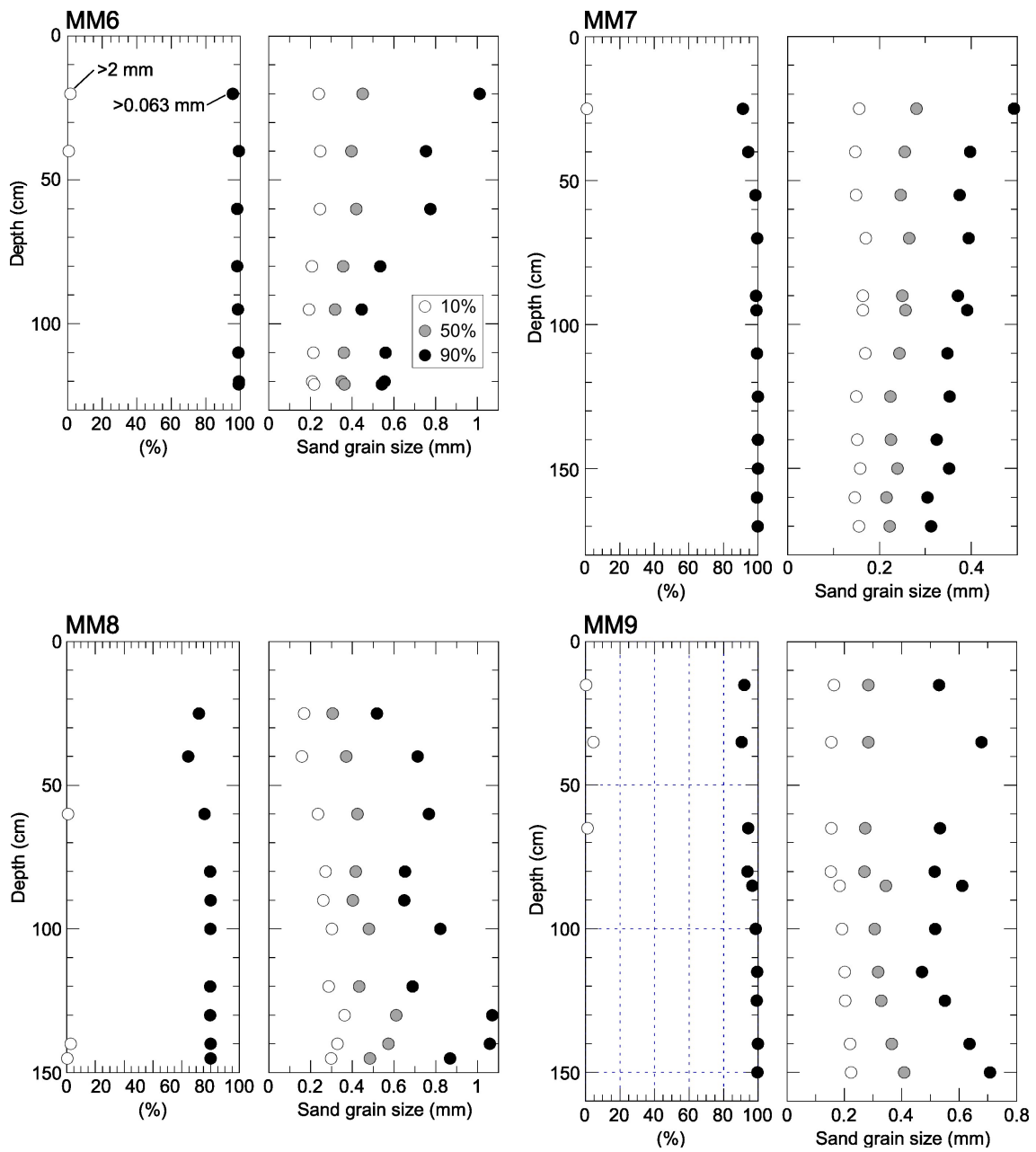


図6 サンドオーガで採取した堆積物 (MM1–MM9) の礫 (>2 mm) と砂礫 (>0.063 mm) の比率, 砂の粒径

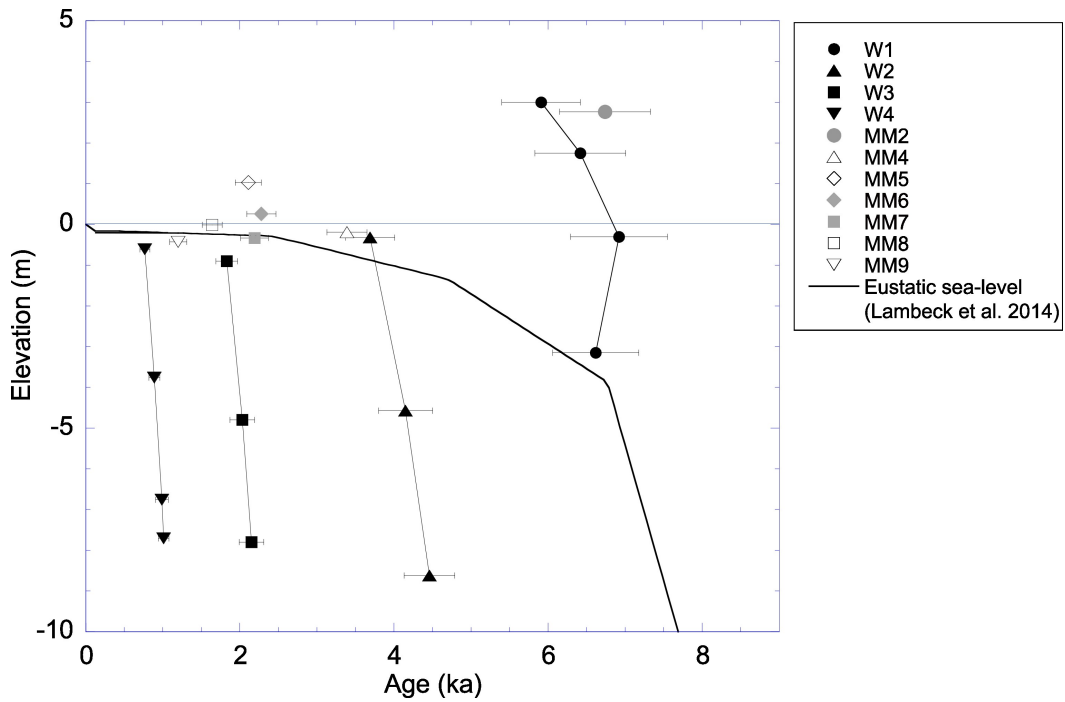


図7 堆積物の年代・深度プロットとユースタティック海水準変動曲線

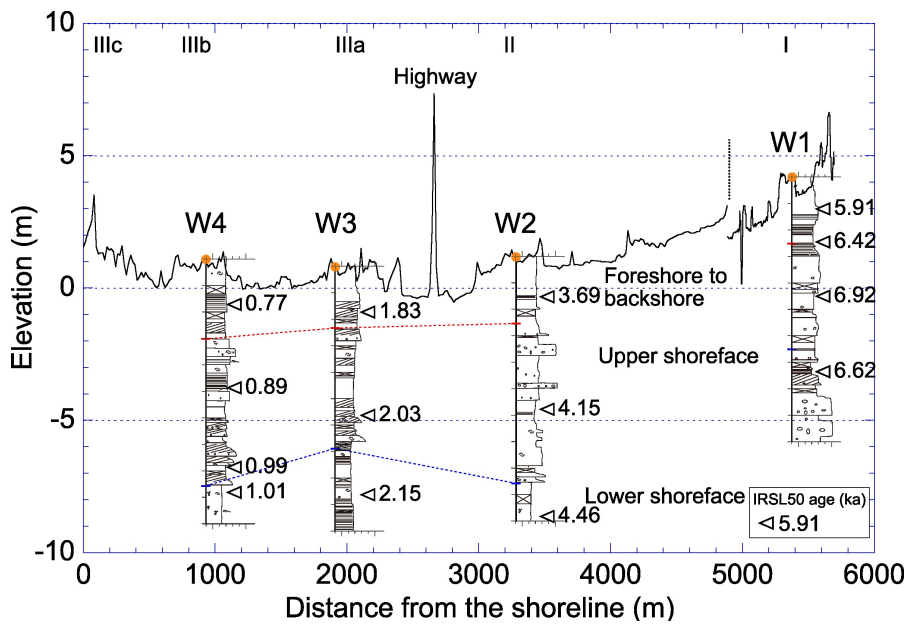


図8 地形地質断面図. 断面図の位置は図1に示した. W1とW2の間で断面線は一度途切れている. 地形(標高)は5m DEMを用いて描いた.

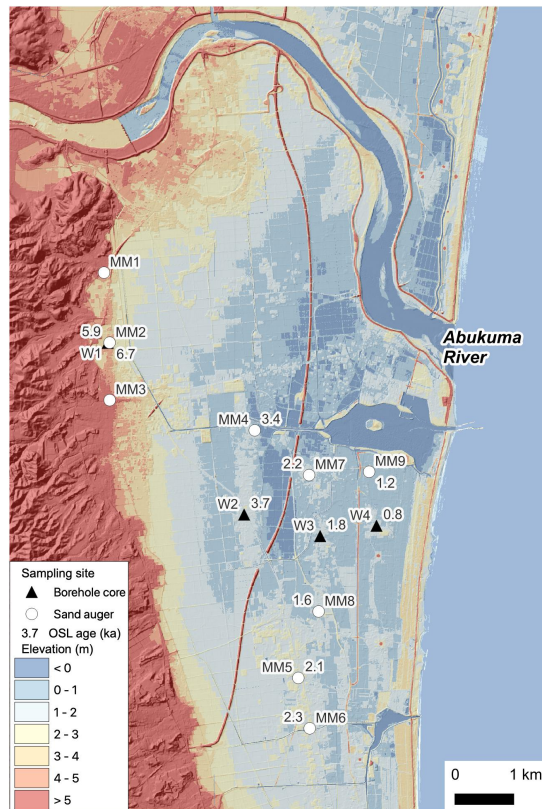


図 9 表層付近にみられる堆積物（前浜堆積物）の OSL 年代値