SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

静岡県静岡平野東南部における完新統のボーリングコアによる遡上した津波堆積物の調査(速報)

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2011-11-07 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 北村, 晃寿, 藤原, 治, 小林, 小夏, 赤池, 史帆, 玉置, 周子, 増田, 拓朗, 浦野, 雪峰, 小倉, 一輝, 北村, 賀子, 増田, 俊明 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00006208

静岡大学地球科学研究報告 38（2011年10月）3頁～19頁
Geosci. Repts. Shizuoka Univ., 38 (October, 2011), 3-19

静岡県静岡平野東南部における完新統のボーリングコアによる遡上した津波堆積物の調査（速報）

北村晃寿[1,2]・藤原　治[3]・小林小夏[1]・赤池史帆[1]・玉置周子[1]・増田拓朗[1]
浦野雪峰[1]・小倉一輝[1]・北村賀子[1]・増田俊明[1,2]

Preliminary study on drill cores for evidence of run-up tsunami deposits from Holocene sediments in the southeast Shizuoka Plain, Shizuoka Prefecture

Akihisa KITAMURA[1,2], Osamu FUJIWARA[3], Konatsu KOBAYASHI[1], Shiho AKAIKE[1], Chikako TAMAKI[1], Takuro MASUDA[1], Yukine URANO[1], Kazuki OGURA[1], Yoshiko KITAMURA[1] and Toshiaki MASUDA[1,2]

Abstract　In order to clarify the frequency and distribution of tsunami deposits from the Holocene in the southeast area of the Shizuoka Plain, Shizuoka Prefecture, we reconstructed the Holocene sedimentary environment of this area from two sediment cores (8 m long). The sediments consist mainly of dark blackish blue massive clay, interstratified with a 1-m-thick parallel-laminated clay layer and many thin sand layers with erosional bases. The characteristics of the sedimentary facies and the stratigraphic position of the Kikai-Akahoya tephra (ca. 7,300 cal. years BP) indicate that the sediments represent a lagoon-delta system and one transgressive-regressive cycle during the last 7,300 years. We detected two possible run-up tsunami deposits within the sediments with a probable depositional age of 6,000–3,000 cal. years BP. The upper part of the sediment cores seem to have suffer considerable disturbance by human activities which hinder us from assessing what happened in the last 3000 years.

Key words: Shizuoka Plain, Holocene, stratigraphy, run-up tsunami deposits, sedimentary environment

はじめに

2011年3月11日14時46分頃に発生した東北地方太平洋沖地震（Mw9.0；気象庁）による津波で，岩手県・宮城県・福島県沿岸は大被害を被った．この津波は日本観測史上最大規模のものだが，人類にとって全く未経験の現象ではなく，仙台平野周辺では同様な巨大津波が過去にも来襲していたことが歴史記録や地層の研究から解明されて来ていた（例えば，Minoura & Nakaya, 1991; Minoura *et al.*, 2001; 宍倉ほか, 2009, 2010）．それは貞観

[1] 静岡大学理学部地球科学教室，422-8529 静岡市駿河区大谷836
[1] Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan
E-mail: seakita@ipc.shizuoka.ac.jp
[2] 静岡大学防災総合センター，422-8529 静岡市駿河区大谷836
[2] Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan
[3] 産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター
[3] Active Fault and Earthquake Research Center, GSJ/AIST

十一年五月二十六日（西暦（ユリウス暦）869年7月9日）に発生した貞観地震による津波である．東北大学や産業技術総合研究所などの調査によれば，貞観津波が残した堆積物は石巻平野から仙台平野，福島県南相馬市にかけて広く分布しており，津波は場所によっては当時の海岸線から内陸に3～4 kmも遡上したことが明らかにされている（例えば，宍倉ほか, 2007; 澤井ほか, 2008; 澤井, 2010）．複数の機関による研究成果を総合すると，このような巨大津波は500～1,000年の間隔で繰り返し発生している可能性が指摘されている（例えば，中島, 2011）．貞観津波堆積物の研究は，津波堆積物を用いて過去の地震・津波の時期や規模を復元し，更に将来発生する地震や津波の規模を予測することの有効性を実証することとなった．

静岡県が東海地震などによって，たびたび津波の被害を受けたことは，観測記録や古文書記録から知られている（例えば，静岡県消防防災課, 1971; 静岡県地震対策課, 1986）．そして，これらの記録を裏付けるとともに，さらに古文書記録以前の津波の痕跡を探る調査が静岡県各地―湖西市（高田ほか, 2002; Komatsubara *et al.*, 2008），浜名湖（都司ほか, 1998; 岡村ほか, 2000; 藤原ほか, 2010），磐田市・袋井市の太田川低地周辺（藤原ほか, 2007, 2008），富士市東部から沼津市西部に分布する浮島ヶ原（藤原ほか, 2006, 2009b），南伊豆町入間（浅井ほか, 1998; 藤原ほか, 2009a），伊東市宇佐美（藤原ほか, 2007）―の完新統で行われ，遡上した津波堆積物あるいはその可能性が高いイベント堆積物が発見されている（Komatsubara & Fujiwara, 2007）．

一方，このような調査は静岡平野では行われていない上に，静岡平野の沖積層や地形の発達に関する研究は，土・高橋（1972）以降は行われていない．こうした状況を踏まえて，本研究では，静岡平野東南部の完新統においてボーリングコアを掘削し，同地域の堆積相と層序の基礎的データを記載し，それをもとに堆積環境の復元と遡上した津波堆積物の分布を検討した．その結果，7,300年前以降（おそらくは約6,000年前から3,000年前）の地層から，遡上した津波堆積物の可能性が高い砂層を見出したので，予察的に報告する．

遡上した津波堆積物の特徴

堆積作用の卓越する海岸では，海浜の陸側には浜堤や砂丘などの高まりがあり，その陸側にはラグーンや湿地などの低地がある．通常の波浪は浜堤や砂丘を超えることは少ない．一方，津波は沿岸の海底や海浜や砂丘などを浸食し，堆積物をラグーンや湿地に運搬する．遡上した津波堆積物は，新たな土壌などで速やかに埋積されると，浸食や生物撹拌から免れて地層として残る（Minoura & Nakaya, 1991; 藤原, 2007）．

津波直後の調査によって，遡上した津波堆積物の特徴は多数報告されており，それらを藤原（2007）やChagué-Goff *et al.*（2011）がまとめている．そこで，藤原（2007）とChagué-Goff *et al.*（2011）の総説をもとに，遡上した津波堆積物の特徴を以下に列挙する．

1．遡上した津波堆積物の粒径は，泥から巨礫までに及ぶ．
2．津波の流れが減衰する過程を反映して，遡上した津波堆積物は海岸から内陸へ薄く細粒になる．ただし，層厚や粒度組成の側方変化の仕方は，地形の凹凸や植生密度などの影響を受けて多様である．
3．遡上した津波堆積物が層状を呈する場合には，基底面は侵食面であることが多い．層厚は数cmから数十cm以上まで様々であり（例えば，首藤, 2007），スマトラ島沖地震津波では80 cmに達した例もある（Moore *et al.*, 2006）．
4．特徴的な堆積構造としては，一方向流からの堆積を示す葉理や層理が発達し，堆積層全体としては級化を示すことが多い．また，逆級化が見られることもある．水平方向あるいは垂直方向へ短い距離の間にも堆積構造が変化するのは，津波による流速の増減などと関係していると考えられている（Naruse *et al.*, 2010）．
5．遡上した津波堆積物は，マッドドレイプで区切られた独立した堆積ユニットの累重からなることがある．マッドドレイプは，押し波が収まって引き波が始まるまでの間に，浮遊物が沈降することで形成され，それに覆われたユニットは押し波の下で堆積し，マッドドレイプを覆うユニットは引き波の下で堆積したものである．そのため，上下のユニットでは古流向の反転を示す堆積構造が見られる場合もある．なお，藤原ほか（2006）と藤原（2007）は，遡上した津波堆積物の模式的な堆積モデルを提示している（図1）．このモデルでは，遡上した津波堆積物は複数の堆積ユニットの累重からなり，下部のユニットでは上方粗粒化・厚層化傾向を示し，上部では逆の傾向にある．これらの傾向は，波の反射や干渉などのために，2番目または3番目の押し波がしばしば最大となることを考慮したものである．複数の堆積ユニットの累重は，グランドバンクス地震の津波堆積物（Tuttle *et al.*, 2004）やチリ津波堆積物（今野, 1961）やスマトラ島沖地震津波堆積物（Naruse *et al.*, 2010; Wassmer *et al.*, 2010）で報告されている．ただし，Naruse *et al.*（2010）によると，堆積ユニットの数は数十mの範囲内でも変化するという．
6．直上・直下の堆積物に見られない海生・汽水生の珪藻，海生貝類，有孔虫を含むことがある．

通常時の波浪の影響から隔離され流れのエネルギーが低いラグーンや湿地は遡上した津波堆積物が保存されやすく，古津波の研究対象として適しているが，そこでは津波以外にも高潮や洪水のような突発的に発生したイベントの堆積物も保存される可能性がある．したがって，これらの堆積物と遡上した津波堆積物の識別が重要となる．層厚，基底の侵食面，級化や逆級化は，高潮や洪水の堆積物にも見られる．一方，遡上した津波堆積物の特有の特徴は，マッドドレイプで区切られた上下の堆積ユニットに古流向の反転を繰り返す構造を持つことである．だが，遡上した津波堆積物のすべてが複数の堆積ユニットから構成されるわけではない．実際に，北村ほか（2011）

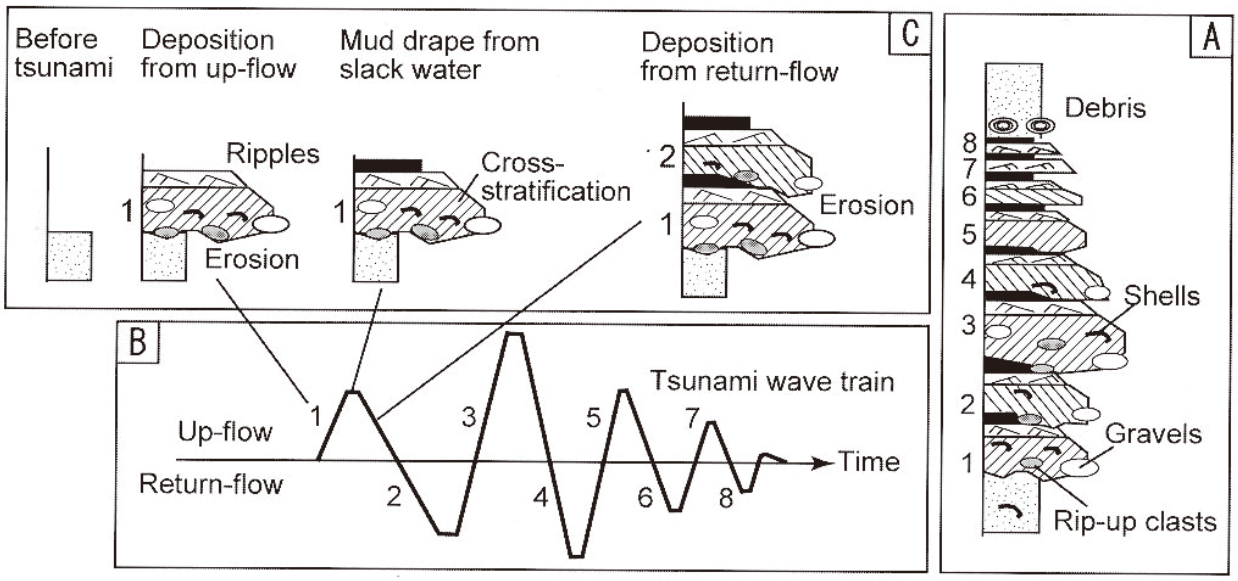


図1　遡上した津波堆積物の模式的な堆積モデル（藤原, 2007）.

Fig. 1　Schematic tsunami depositional model considering the tsunami waveform (Fujiwara, 2007). (A) Depositional model showing a whole succession of tsunami deposit. (B) Tsunami waveform. (C) Depositional process in a cycle of up- and return-flow.

が仙台平野で観察した東北地方太平洋沖地震の遡上した津波堆積物は1つの（級化する）堆積ユニットからなる．また，完新統における堆積物試料の観察は，一般に，直径が数cmから10 cmほどのボーリングコアの断面で行うので，古流向に関する情報を入手できないこともある（藤原ほか, 2006, 2008）．したがって，完新統を対象としたボーリング調査によって遡上した津波堆積物を識別するには，できる限り多くのボーリングコアを掘削し，イベント堆積物の側方変化を把握して，各コア試料から古流向のデータを抽出する必要がある．

調査地域と掘削地点

静岡平野は安倍川下流から河口にかけての扇状地性平野で勾配は約5‰である．安倍川の現河道に沿って，河成礫が分布し，礫層の厚さは静岡市街中心部では少なくとも120 mに達する（土・高橋, 1972）．本調査地域は静岡平野東南部の大谷低地に位置し，泥層が広く分布し，縄文時代の高海面期には内湾になっていたと推定されている（土・高橋, 1972）（図2）．調査地域の南側の大谷海岸沿いには浜堤が分布し，東には有度丘陵の山麓斜面があり，西には1999年に開削された大谷放水路がある．大谷海岸の堆積物は主に円摩された礫や砂からなる．

現在の静岡市における古文書に見られる津波被害の最古記録は西暦1096年永長地震で,「駿河では社寺民家百姓の流失400余」とある（静岡県消防防災課, 1971）．それ以降，西暦1498年の明応地震の津波によって大里村沿岸が，1707年の宝永地震の津波によって駿府，清水，興津沿岸一帯が，1854年の安政東海地震の津波によって駿府，清水沿岸が被害を受けている．本調査地域の南部は安政東海地震の浸水域にあたる．また，相模湾を震源とする1782年の天明地震の津波によって蛇塚海岸が被害を受けたという記録もある（静岡県消防防災課, 1971）．

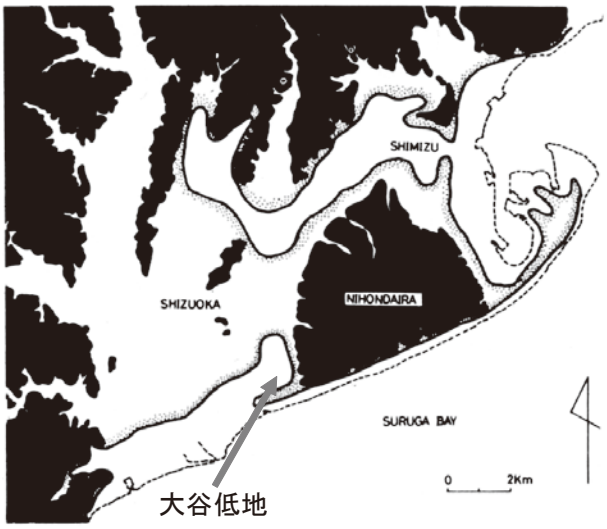


図2　静岡平野の縄文時代の高海面期の地形復元（土・高橋, 1972）.

Fig. 2　Paleogeography of the Shizuoka area during the sea-level highstand in the Jomon period (Tsuchi & Takahashi, 1972).

本研究では，静岡市駿河区西大谷12−9の静岡市大谷区画整理推進課事務所（標高6.96 m，34°57’07” N，138°25’35” E）と静岡市駿河区水上23の市民コミュニティ農園（標高7.76 m，34°57’20” N，138°25’34” E）でボーリングコアの掘削を行った（図3）．前者は海岸から距離約700 mに位置し，安政東海地震の津波の浸水域（静岡県防災GIS情報閲覧ページ，http://www.e-quakes.pref.shizuoka.jp/shiraberu/map/maps.html）である．後者は

図3 調査地域の位置と安政地震津波の浸水域．安政地震津波の浸水域（図中の青色）は静岡県防災GIS情報閲覧ページ（http://www.e-quakes.pref.shizuoka.jp/shiraberu/map/maps.html）による．

Fig. 3 Locality maps and area of tsunami inundation following the 1854 Ansei Tokai earthquake. (A) Shizuoka Plain. (B) Localities of core sites. Blue coloring shows the area of tsunami inundation following the 1854 Tokai Edo earthquake (after Shizuoka Prefectural Government, http://www.e-quakes.pref.shizuoka.jp/shiraberu/map/maps.html).

安政東海地震の浸水域外で，海岸からの距離は約1,050 mである．本調査地域内にある中部電力大谷変電所と静岡市立大谷幼稚園の建設に伴って遺跡が発見された（図3）．この遺跡は蛭田遺跡と名づけられ，縄文時代後期と古墳時代前期～後期の遺構・遺物が発掘されており，カワゴ平軽石（暦年代で3,126～3,145年前に降下；奥村ほか，1999）が発見されている（中部電力株式会社・静岡市教育委員会，1990）．

調査・分析方法

掘削は，㈱ジーベックに委託し，1地点につき2本のコアを掘削した．1本は，内径60 mm，長さ8 mである．もう1本は内径90 mm，長さ3 mであり，無水掘りでボーリングを行った．なお，調査地点の標高はレベル測量で求めた．

掘削したボーリングコアは，室内において以下の手順で分析した．

ボーリングコアを20 cmごとに切断し，半裁した．半裁した試料の断面を写真撮影するとともに柱状図を作成した．半裁した試料の一方は，ナイフで成型し，プラスチックケースに保存した．半裁した試料のもう一方は，厚さ1 cmごとにスライスし，保存した．これらの作業時に年代測定用試料を採取するとともに，目視で確認できた火山ガラスを含む堆積物を採取した．なお，コア試料に短縮が見られた場合には，柱状図の作成の際に補正した．

火山ガラスを含む堆積物については，鉱物組成，ガラスの形態および屈折率を，㈱京都フィッション・トラックに依頼した．分析方法は以下の通りである．まず，堆積物を乾燥後，重量を測定し，次に水洗して0.063～0.125 mmの粒子を抽出する．これらの粒子の岩石薄片を作成し，顕微鏡で無作為に200個まで計数・識別して，全鉱物組成分析を行う．さらに，薄片に含まれる火山ガラスの形態を吉川（1976）に準拠して分類した．火山ガラスの屈折率は，温度変化型屈折率測定装置を用いて0.063～0.125 mmの粒子を対象に，無作為に抽出した200個まで測定した．

後述するが，砂層の多く見られる層位は2つあり，下位は現海面下に位置し，上位は地点1では標高2.73 mより上位，地点2では標高3.2 mより上位にある．下位の砂層は，堆積年代を決定できなかったので，本調査の対象から外した．一方，上位の砂層については，最下部の厚さ1 cmの堆積物の粒度分析を行い，また有孔虫の有無を調べた．なお，地点1の標高約3.23～3.46 m（深度約3.73～3.50 m）の砂層については，最上部の厚さ1 cmの堆積物（試料3）も分析した．試料は約2～5 gを供し，70℃で24時間乾燥させた後に，目開き2 mm，1 mm，0.5 mm，0.25 mm，0.125 mm，0.063 mmのふるいで水洗し，残渣を乾燥後に，各粒子の重量を測定した．その後，各粒径について，実体顕微鏡下で有孔虫の有無を調べた．また，これらの砂層の試料と大谷海岸の前浜と後浜及び安倍川河口の縦状砂礫堆の堆積物について，粒径0.25～0.125 mmの粒子の形態を観察した．大谷海岸と安倍川河口の堆積物の採取地点は図3aに示した．なお，砂粒子の形態の定量的解析は今後行う．

後述するように，地点1の標高約3.23～3.46 m（深度約3.73～3.50 m）と地点2の標高約3.20～3.35 m（深度約4.56～4.41 m）並びに標高約4.19～4.51 m（深度約3.57～3.25 m）にある砂層は，遡上した津波堆積物の可能性が高いので，堆積構造を検討するために，プラスチックケースに保存した試料を静岡大学理学部地球科学科所有のSOFTEX M60で軟X線写真撮影を行った．

年代測定用試料は，各地点からそれぞれ5試料の植物片を抽出し，㈱パレオ・ラボの「災害履歴解明のための研究助成」の支援を受けて，測定中である．

結果

コアの堆積相

粒度組成，組織，色調，堆積構造などをもとに堆積相

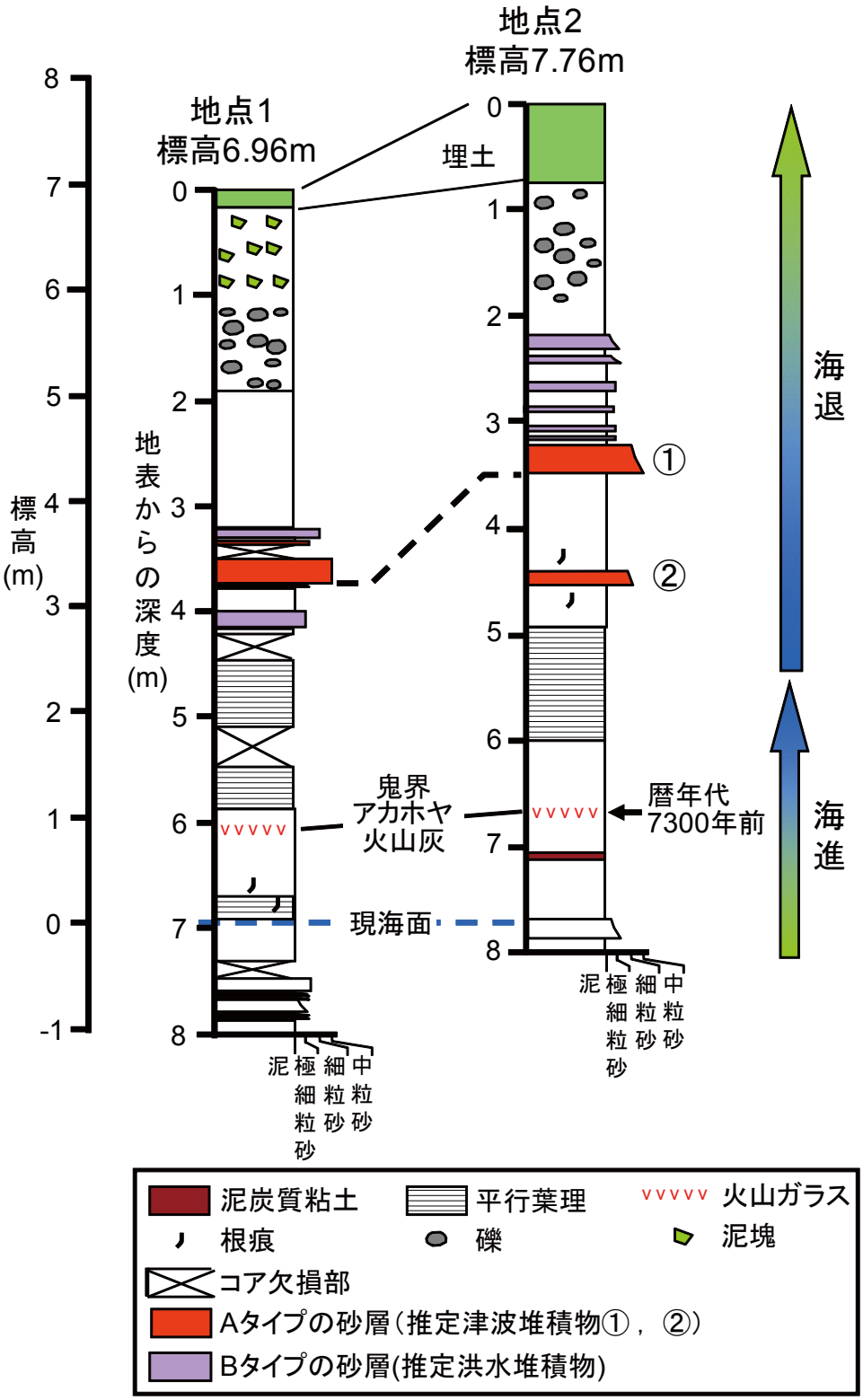


図4　地点1と2の柱状図.
Fig. 4　Columnar sections of cores from sites 1 and 2.

を区分した．各地点の堆積相を下位から順に記載する．

地点1（図4）

基底（標高－1.04 m）～標高－0.92 mは，暗青黒色塊状粘土からなる．

標高－0.92～－0.54 mは，極細粒砂層と暗青黒色塊状粘土層の互層からなる．砂層は下位の粘土層を明瞭な境界で覆い，級化し，粘土層に覆われる．砂層の最大層厚は11 cmである．

標高－0.54～－0.37 mはコアの引き抜き時の脱落によりコアが欠落している．

標高－0.37～1.06 mは，暗青黒色塊状粘土からなる．標高0～0.2 mには弱い平行葉理が見られ，標高0.08 mと0.29 mには根痕が見られる．標高0.86 mからは鬼界アカホヤ火山灰起源の火山ガラスが検出された．

標高1.06～1.46 m及び1.86～2.46 mは，平行葉理を持つ含水率の高い粘土からなる．

標高1.46～1.86 m及び2.46～2.73 mはコアの引き抜き時の脱落によりコアが欠落している．

標高2.73～3.46 m及び3.66～3.75 mは，中粒・細粒・極細粒砂層と暗青黒色塊状粘土層の互層からなる．砂層は下位の粘土層を明瞭な境界で覆い，級化し，粘土層に覆われる．最も厚くかつ粗粒な砂層は，標高約3.23～3.46 mの中粒砂層である．

標高3.46～3.66 mはコアの引き抜き時の脱落によりコアが欠落している．

標高3.75～4.96 mは，暗青黒色塊状粘土からなる．

標高4.96～5.81 mは，円礫や粘土塊を含む淘汰の悪い暗青灰色粘土からなる．円礫の大きさは長径が4 cmに達する．下位の暗青黒色塊状粘土との境界は明瞭である．

標高5.81～6.78 mは，長径5 cmに達する角ばった粘土塊を含む淘汰の悪い暗褐黒色粘土からなる．

標高6.78～6.96 mは埋土で，基底にビニールシートを産する．

地点2（図4）

基底（標高－0.24 m）～標高1.76 mは，暗青黒色塊状粘土からなる．標高0.61～0.66 mには泥炭層が見られ，標高1.15 mからは鬼界アカホヤ火山灰起源の火山ガラスが検出された．また，標高－0.09～0.06 mに，明瞭な基底面を持ち，級化を呈する極細粒砂層を挟む．

標高1.76～2.86 mは，平行葉理を持つ含水率の高い粘土からなる．

標高2.86～4.19 mは，暗青黒色塊状粘土からなる．標高3.20～3.35 mには明瞭な基底面を持ち，級化を呈する細粒砂層を挟む．また，標高3.06 mと3.36 mには根痕が見られる．

標高4.19～5.59 mは，中粒・細粒・極細粒砂層と暗青黒色塊状粘土層の互層からなる．砂層は下位の粘土層を明瞭な境界で覆い，級化し，粘土層に覆われる．最も厚くかつ粗粒な砂層は，標高約4.19～4.51 mの中粒砂層である．

標高5.59～5.86 mは，暗青黒色塊状粘土からなる．

標高5.86～7.02 mは，円礫を含む淘汰の悪い暗青灰色粘土からなる．円礫の大きさは長径が4.5 cmに達する．

標高7.02～7.76 mは埋土であり，基底にガラス瓶の破片を産する．

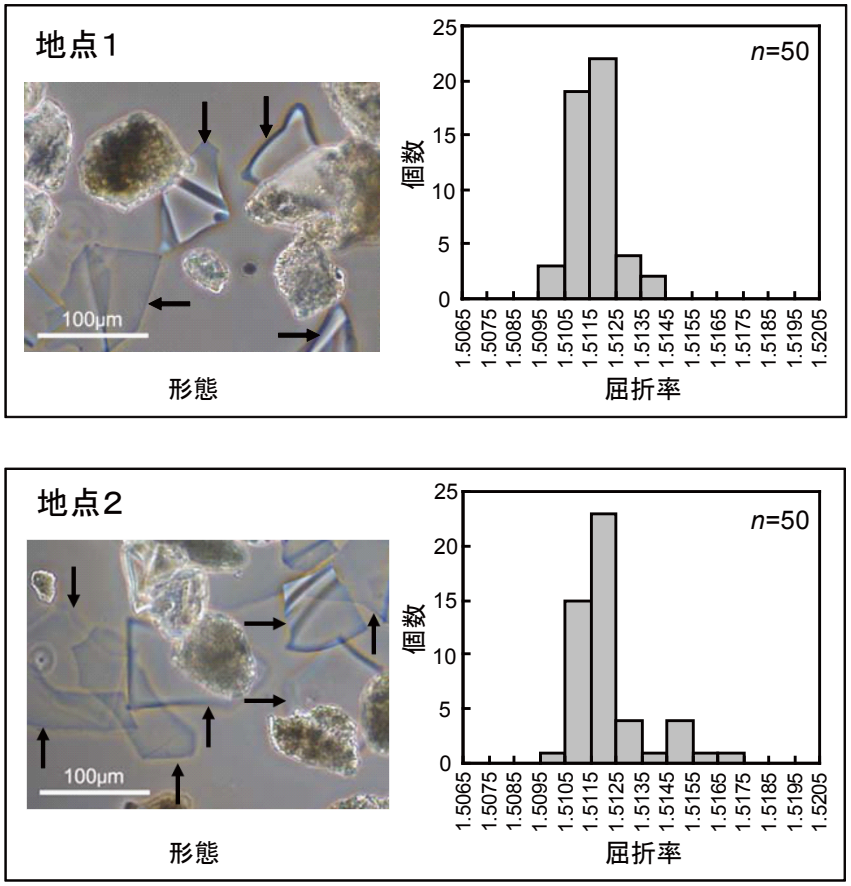


図5 地点1と2の火山ガラス（鬼界アカホヤ火山灰）の形態と屈折率．矢印は火山ガラスを示す．

Fig. 5 Morphology and refractive indices of volcanic glasses (Kikai-Akahoya ash) from sites 1 and 2. Arrows indicate volcanic glasses.

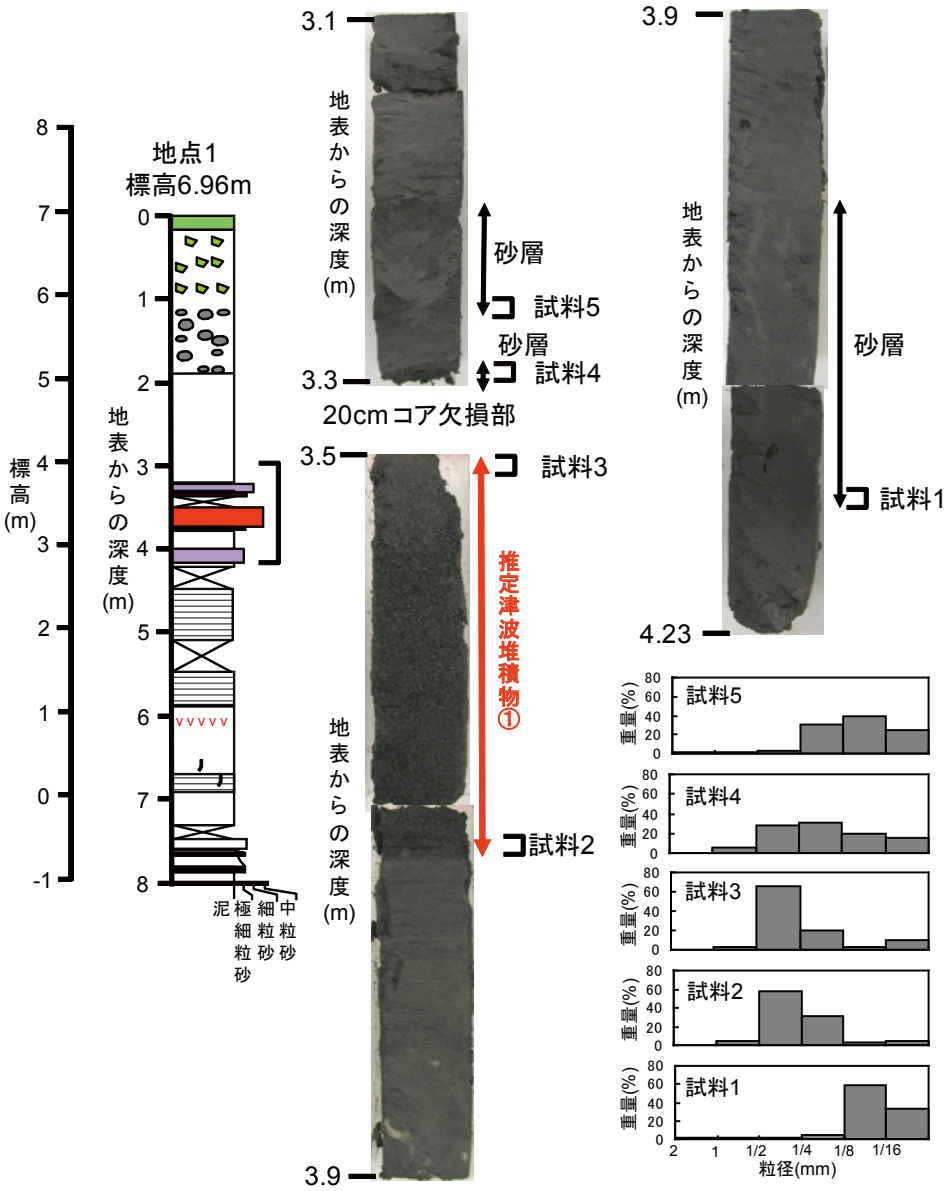


図6　地点1の砂層の粒度分布のヒストグラム．
Fig. 6　Histograms of grain-size distribution within sand layers at site 1.

火山灰の分析結果

完新世のテフラの中で，分布域が静岡平野を含むテフラには，鬱陵隠岐火山灰（暦年代10,200年前），鬼界アカホヤ火山灰（暦年代7,300年前），天城カワゴ平火山灰（暦年代で3,126～3,145年前に降下）がある．町田・新井（1992）によると，鬱陵隠岐火山灰は細かく発泡した軽石粒からなり，火山ガラスの屈折率は1.518–1.524の範囲を持ち，鬼界アカホヤ火山灰の火山ガラスはバブル型の形態のものが多く，屈折率は1.508–1.516の範囲を持つ．また，天城カワゴ平火山灰は軽石からなり，火山ガラスの屈折率は1.493–1.503の範囲である．

地点1の標高0.86 m及び地点2の標高1.15 mの堆積物に含まれる火山ガラスを分析した．堆積物中の0.063～0.125 mmのサイズの全鉱物組成中の火山ガラスの占有率は，地点1では6.5%で，地点2では60.0%であった．両地点の火山ガラスはともに主として扁平型（バブル型）の形態のものからなり（図5），ほとんどの火山ガラス粒子の屈折率は1.5105–1.5125を示す（図5）．上記の3つの火山灰と比較すると，地点1と2から見つかった火山ガラスは鬼界アカホヤ火山灰の特徴と一致する．したがって，火山ガラスは鬼界アカホヤ火山灰の可能性が極めて高い．この解釈が正しく，かつ火山灰の堆積後に，地点1と2の間で断層運動などによる垂直変位の差が生じていないと仮定するのならば，暦年代で7,300年前の両地点の斜面勾配は約0.9‰（0.3 m/350 m）と推定される．

砂層の分析

粒度分析の結果をヒストグラムで図6と7に示す．最

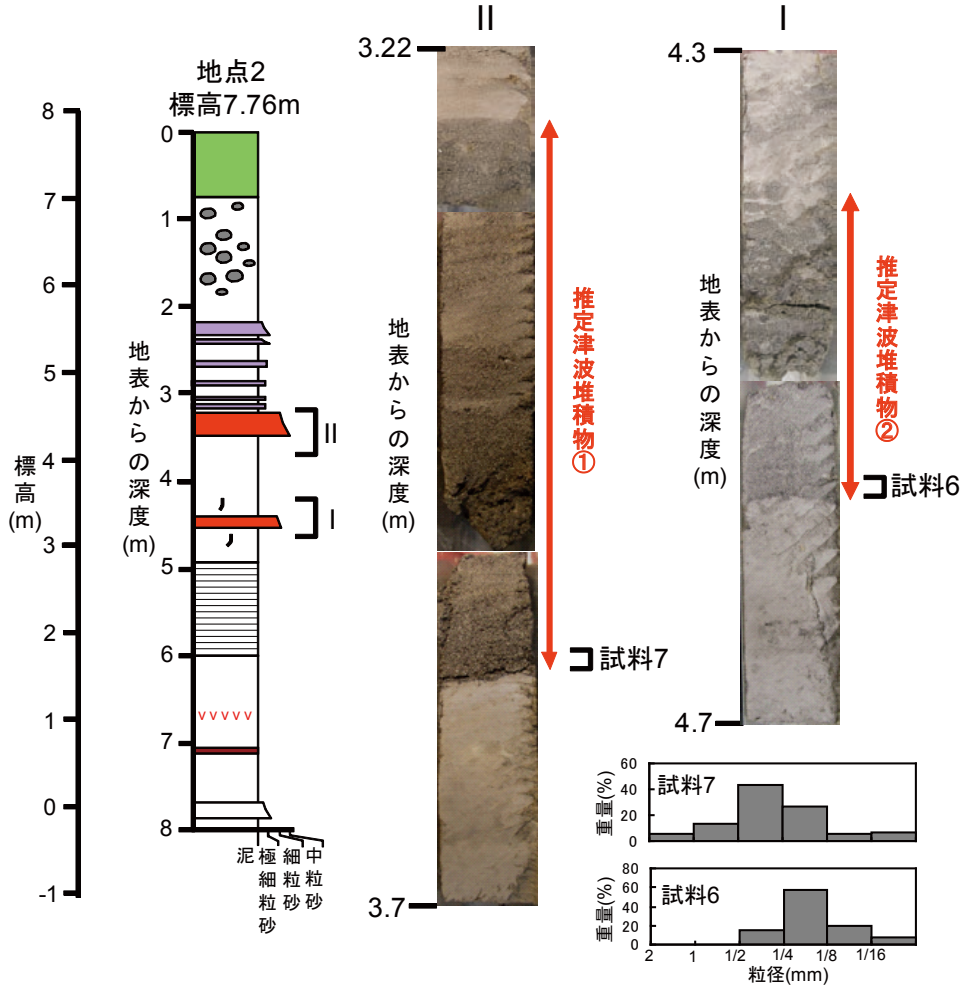


図7－1
Fig. 7-1

図7 地点2の砂層の粒度分布のヒストグラム.
Fig. 7 Histograms of grain-size distribution within sand layers at site 2.

も粗粒な砂層は，地点1では標高約3.23～3.46 mの中粒砂（試料2と3）で，地点2では標高約4.19～4.51 mの中粒砂（試料7）である．これらの砂層と地点2の標高約3.20～3.35 m（深度約4.56～4.41 m）の細粒砂層（試料6）の含泥率は10%未満であるのに対して，他の砂層の含泥率は15～45%である．すべての砂層から有孔虫は産しなかった．また，大谷海岸の海浜堆積物にも有孔虫は見つからなかった．

0.25～0.125 mmの砂粒子の形態から，砂層は米粒状で円摩度の高い粒子を主体とするタイプ（以下，Aタイプ）と平板状で円摩度の低い粒子を主体とするタイプ（以下，Bタイプ）のあることが分かった（図8，付録1～7）．Aタイプの砂層は，地点1の標高約3.23～3.46 mと地点2の標高約3.20～3.35 m並びに標高約4.19～4.51 mの砂層である．大谷海岸の前浜と後浜の堆積物の0.25～0.125 mmの砂粒子は，米粒状で円摩度の高い粒子を主体とし，Aタイプに似る（図8，付録7, 8）．一方，安倍川河口の堆積物の0.25～0.125 mmの砂粒子は，平板状で円摩度の低い粒子を主体とし，Bタイプに似るが，Bタイプのほうが円摩度は低い（図8，付録8）．

軟X線写真撮影の結果，地点2の標高約4.19～4.51 mの砂層の下部に平行葉理が，中部の一部に弱い小型斜交葉理が観察されたが，他の砂層では観察されなかった（図9, 10）．今後，小型斜交葉理を持つ堆積物試料の方位を古地磁気測定から明らかにして，古流向を推定する予定である．

考察

堆積環境

本研究で発見した火山灰が鬼界アカホヤ火山灰であるならば，両地点の堆積物は少なくとも暦年代で7,300年前まで遡れることになる．海津（1981, 1994）による沖積低地の形成過程に基づく分類には，「扇状地タイプ低地」，「氾濫原タイプ低地」，「デルタタイプ低地」，「バリアータイプ低地」，「溺れ谷タイプ低地」，「海岸平野タイプ

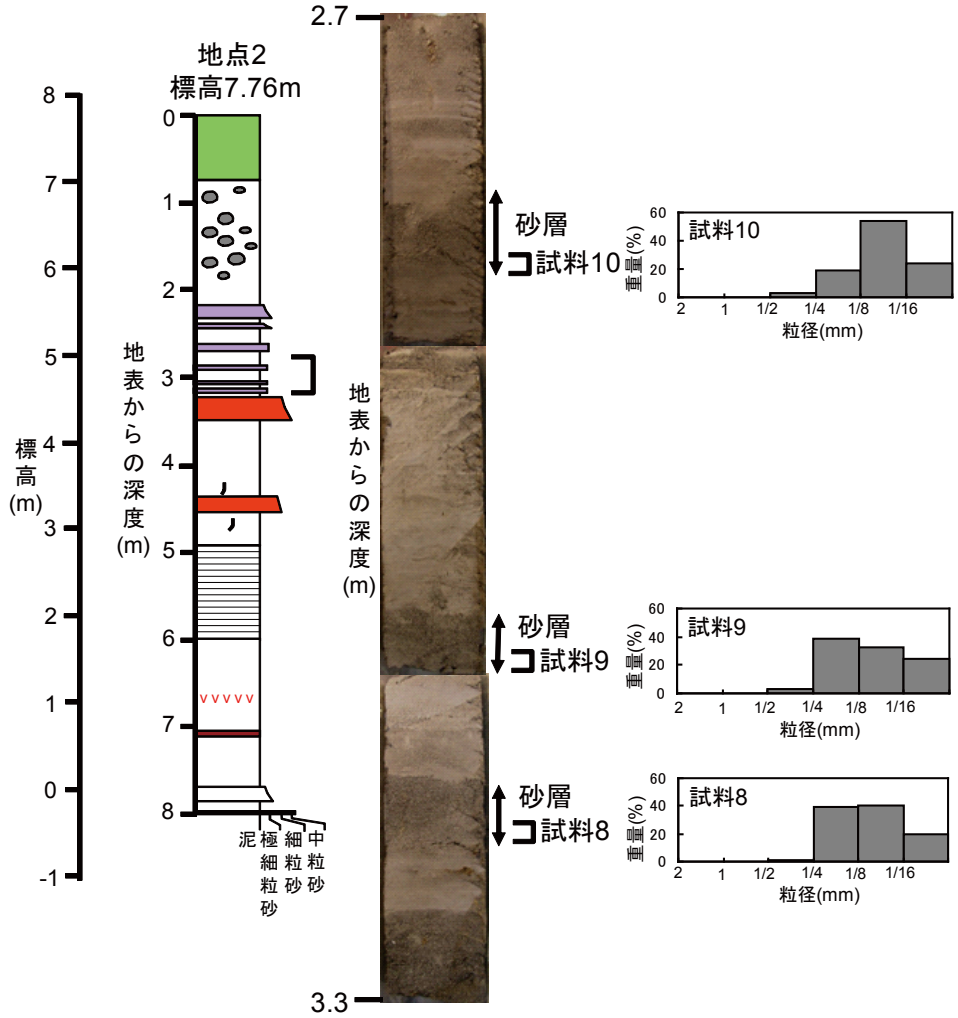


図7－2
Fig. 7-2

低地」がある．本調査地域の現在の地形は標高7～8 mの平坦な低地であり，火山灰降下時の斜面勾配は約0.9‰と推定される．そして，2地点の堆積物は粘土を主体とし，静水環境が卓越していたことを示唆する．これらのことから，本調査地域は「バリアータイプ低地」に分類され，完新世を通じてデルタ―潟湖が発達していた．

日本列島の沿岸域では，鬼界アカホヤ火山灰の噴火直後に海進のピークがくる（町田・新井, 1992）．そのため，暦年代で約7,000～6,000年前に，潟湖では塩分増加に伴う夏期高温時の密度成層化で水底が無酸素化し，堆積物を撹乱する底生動物の生息を阻害した．その結果，日本列島各地の潟湖では，平行葉理を持つ泥質堆積物の分布域が約7,000～6,000年前に拡大した（例えば，北村・小川, 1998）．本調査地域に分布する平行葉理を持つ粘土層は，鬼界アカホヤ火山灰の可能性が高い火山灰層の直上なので，我々はこの粘土層を最大海進期の堆積物と考え，前述の土（1972）の解釈―大谷低地は縄文時代の高海面期に潟湖になっていた（図2）―は妥当と判断した．そして，平行葉理を持つ粘土層の上下の塊状粘土層は，海水の影響が弱いか受けていない潟湖の堆積物と解釈され，火山灰層より上位の堆積相の累重様式は海進―海退の1サイクルを示す．

ところで，2地点の地表近くには厚さ1 m程の円礫を含む淘汰の悪い暗青灰色粘土層が分布する．この堆積層の特徴は，粘着質土石流堆積物の特徴―級化構造や堆積構造を持たない不淘汰な堆積物（八木下, 2001など）―と一致する．しかし，粘着質土石流堆積物とは思えない点がある．第一に，粘着質土石流堆積物は主に扇状地の扇頂に分布するが，本調査地域の地形は平坦面であり，扇状地地形は見られない．第二に，土石流をもたらした河川として最も可能性の高い有度丘陵からの河川は小規模で，しかも上流部に崩壊地形が見られない．そして，前述の通り，調査地域内にある縄文時代後期の蛭田遺跡ではカワゴ平軽石が発見されているが，本調査の2地点ではカワゴ平軽石は検出されなかった．これらのことから，不淘汰の粘土層並びにその上位層は人為撹乱を受けている可能性が高く，カワゴ平軽石層まで撹乱されていると思われる．したがって，本調査地点では，同軽石の

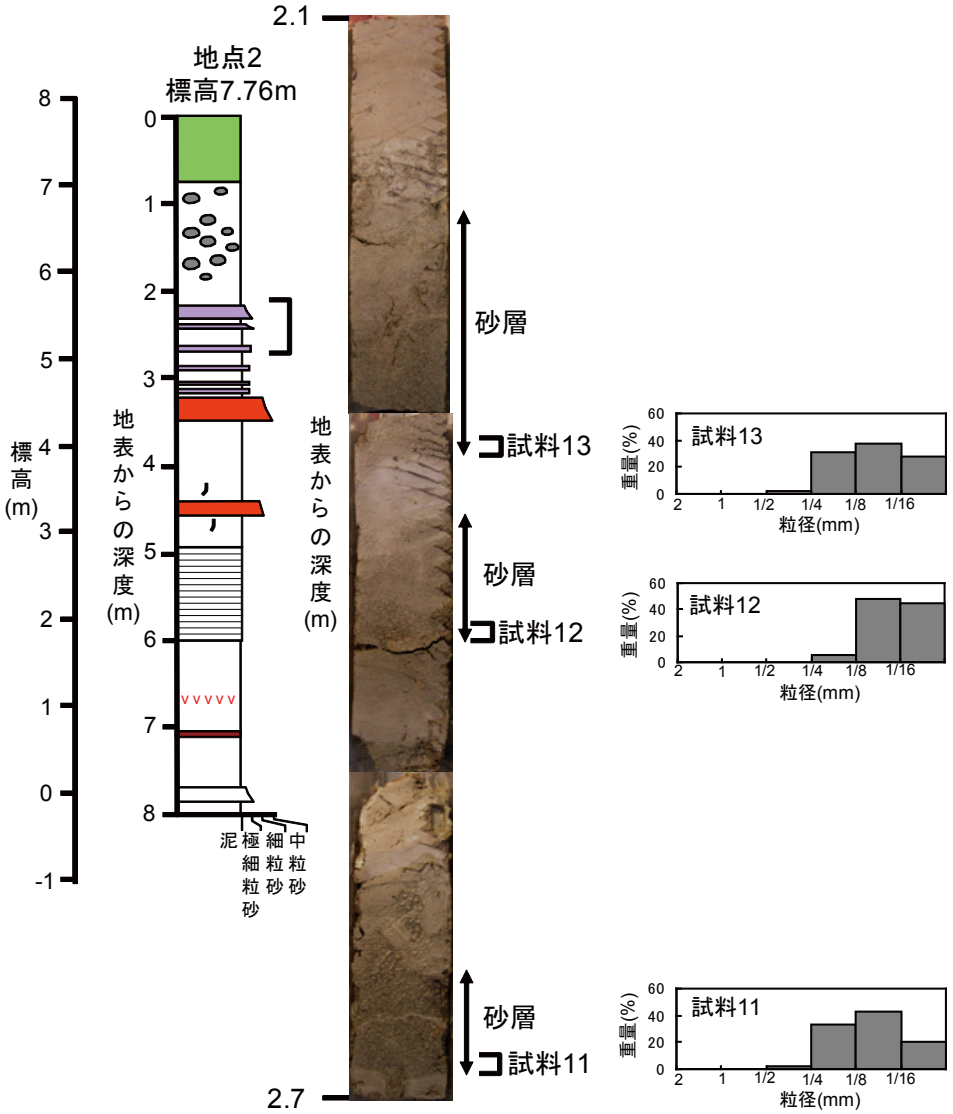


図7－3
Fig. 7-3

噴火した約3,100年前以降については遡上した津波堆積物の調査はできない可能性がある．なお，地点1では，円礫を含む淘汰の悪い暗青灰色粘土層の上位に角ばった粘土塊を含む淘汰の悪い暗褐黒色粘土が見られるが，地点2では見られない．この相違は，土地改変の様式の地域差による可能性もあるが，詳細は不明である．

砂層の堆積過程

平行葉理を持つ粘土層より上位の砂層について，遡上した津波堆積物の可能性を検討する．前述の通り，これらの砂層の堆積場は海退期の潟湖で，通常時は泥質物の沈殿する静水域である．そこに挟まる厚い砂層は，突発的に発生した強い流れで多量の砂が流入したことを示唆する．そのようなイベントの原因としては，調査地点の古地形を考慮すると洪水，高潮，津波が考えられる．

砂粒子の形態の観察から，砂層はAタイプとBタイプに分類される．これらの間では含泥率にも差があり，Aタイプは含泥率が低く（＜10%），Bタイプは比較的高い（15～45%）．したがって，Aタイプの砂層は，低含泥率で，円摩度の相対的に高い米粒状粒子が卓越するという特徴を持ち，一方，Bタイプの砂層は，高含泥率で，円摩度の低い平板状粒子が卓越するという特徴を持つ．大谷海岸の堆積物は泥をほとんど含まず，砂粒子は米粒状で円摩度は高い（図8）．このような特徴を持つ砂質堆積物は高エネルギー波浪の発達する浅海砂～海浜砂に見られ（公文・立石，1998），大谷海岸の堆積環境と合致する．したがって，Aタイプの砂層は，現在の大谷海岸と同様の外洋に面した海浜から供給された可能性が極めて高い．一方，Bタイプの砂層の粒子形態は，安倍川の縦状砂礫堆の堆積物のものと類似することから，洪水堆積物と推定される．

本調査で得た年代データは鬼界アカホヤ火山灰の可能

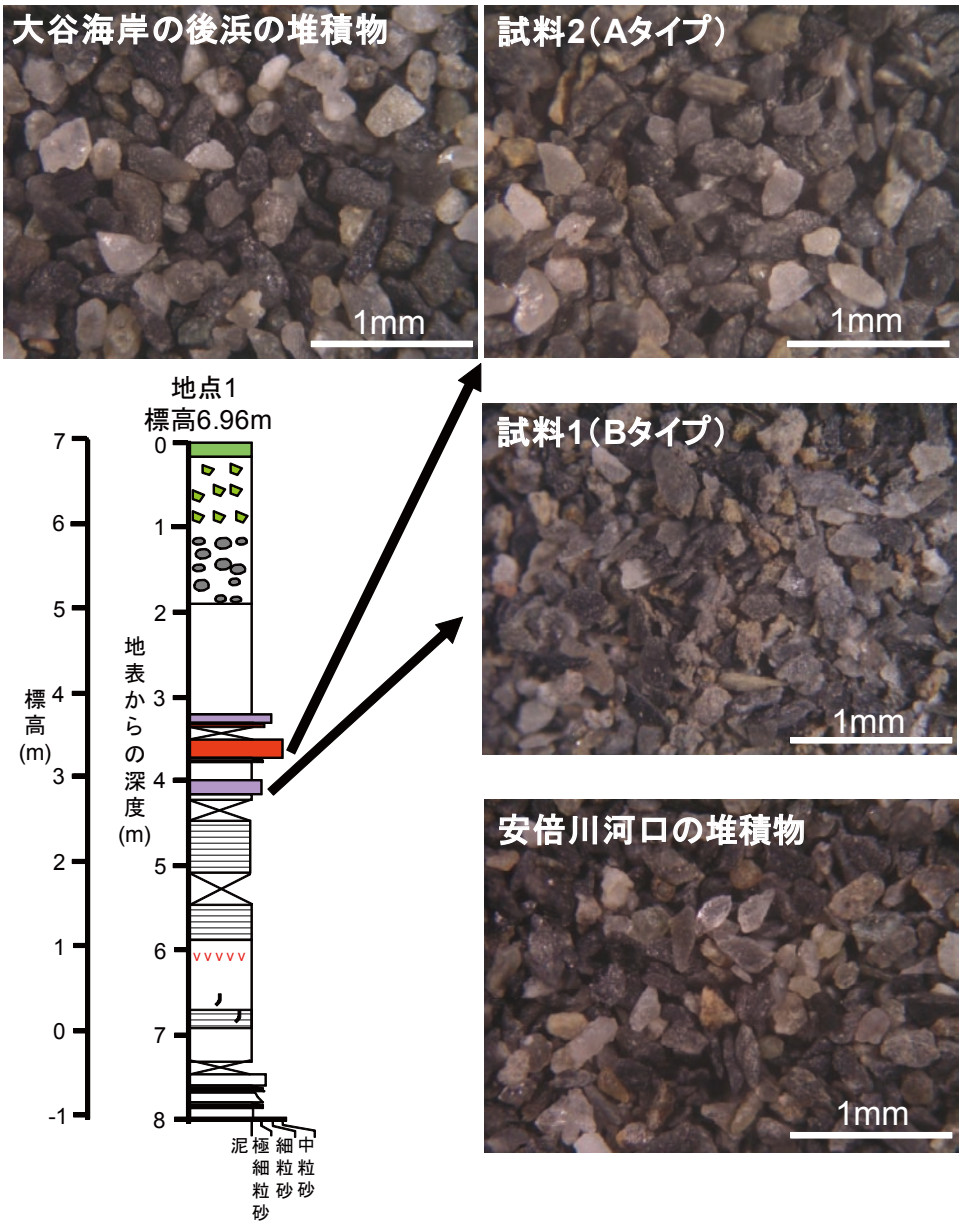


図8　地点1の2枚の砂層及び大谷海岸と安倍川河口の表層堆積物の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態.
Fig. 8　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in two sand layers at site 1 and surface sediments from Oya Beach and the mouth of the Abe River.

性の極めて高い火山灰だけである．したがって，現時点では，これらの砂層の堆積時代は7,300年前以降の可能性が極めて高いと推定されるが，より詳細な年代決定には^{14}C年代のデータが必要となる．しかし，Aタイプの砂層はカワゴ平軽石層の下位に位置する可能性が高いことから，約6,000年前から3,000年前までに堆積した可能性が高い．この解釈が正しいのならば，出現頻度は数千年に1回程度と予想される．一方，上述した古文書記録（静岡県消防防災課，1971）によると，現在の静岡平野では西暦1096年以降，少なくとも4回，津波が遡上している．また，静岡県中部地方の高潮の記録は西暦1611年以降については残されており，西暦1611，1662，1953年の3回が記録されている（荒川ほか，1961; 静岡地方気象台・静岡県産業気象協会，1980）．これらの頻度と比べると，今回検出されたAタイプの厚い砂層の出現頻度はかなり小さい．これらの砂層には，藤原ほか（2006）と藤原（2007）の提示した遡上した津波堆積物の模式的な堆積モデルに合致する累重は見られないが，我々は極めて低い出現頻度から，砂層を運搬した営力は古文書記録にある津波や高潮ではなく，それらよりも高い流水エネルギーを持つ津波による可能性が高いと考えた．言い換えるならば，より高頻度の津波や高潮の流水エネルギーでは，今回の調査地点まで砂粒子を運搬できなかったと推測した．

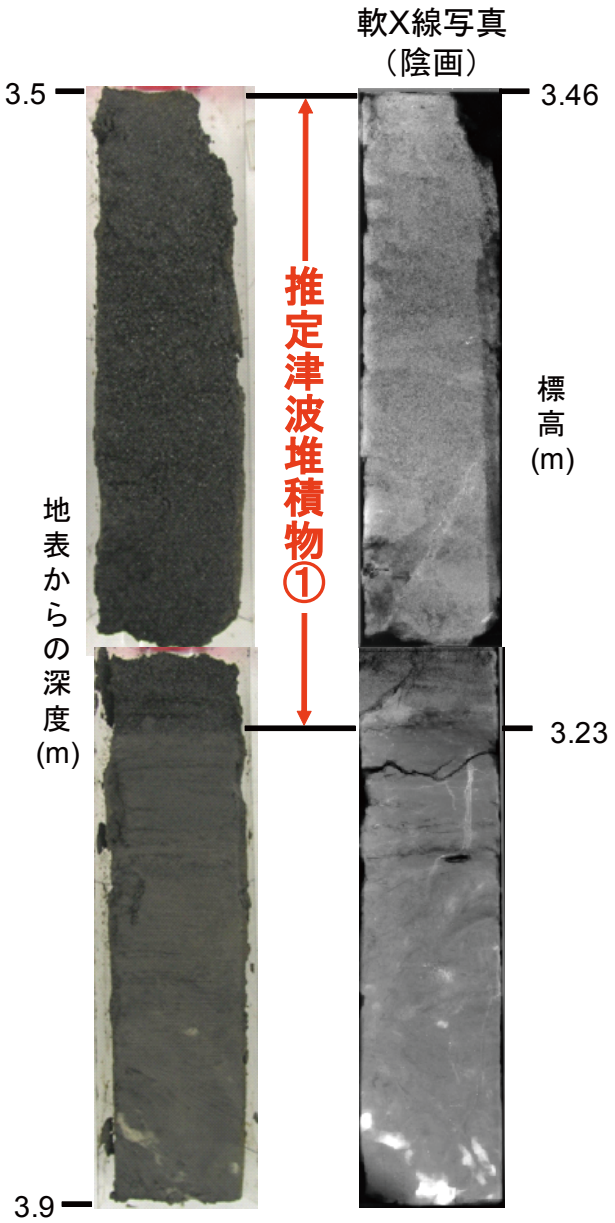


図9 地点1の推定津波堆積物の軟X線写真.
Fig. 9 Soft X-radiograph of possible run-up tsunami deposits at site 1.

Aタイプの厚い砂層は，地点2では2層あるのに対して，地点1では1層しかない（図4）．図6，7－1に示した粒径の相違を考慮すると，地点1の中粒砂層は地点2の上位の中粒砂層に対比されると思われる．この対比が正しいとすると，地点2の下位の砂層が，地点1では観察できなかった理由としては，(1)地点1の標高2.46～2.73 mの堆積物が欠落しているため，(2)上位の中粒砂層を形成した流れで侵食されたため，の2つがありうる．以上のように考えて，我々は地点2の2層のAタイプの砂層のうち上位を推定津波堆積物①とし，下位を推定津波堆積物②とした（図4）．粒径の相違から，推定津波堆積物①のほうが②よりも，流水エネルギーは高かったと推定される．なお，地点1の推定津波堆積物①の層厚は，標高3.46～3.66 mのコアの欠落のため，不明である．しかし，標高3.47 mの試料4はAタイプに分類されるので，推定津波堆積物①の最上部にあたり，15%という含泥率は津波の流れが減衰する過程での泥質物の沈降による可能性がある．この解釈が正しいとすると，推定津波堆積物①の厚さは44 cmに達し，地点2よりも厚くなる．

都司ほか（1998）は浜名湖の堆積物から，2層の津波堆積物の可能性の高い砂層を見つけ，それぞれの年代を3,300年前，3,700年前とした．また，藤原ほか（2010）は浜名湖南東岸の六間川低地から，約3,400年前の津波堆積物を見出した．さらに，藤原ほか（2007）は伊東市の宇佐美遺跡から4,500年前と4,800年前の津波堆積物を報告している．本研究で見つかった推定津波堆積物は，これらのどれかに対比されるかもしれない．

注目されるのは，地点2では，推定津波堆積物①の直上から砂層の出現頻度が増加することである．これは，推定津波堆積物①の堆積後に，デルタの前進が開始されたことを示唆する．このデルタの前進は，漸新的な前進によるかもしれないが，基盤の隆起に伴う堆積空間の急減による前進の急速化の可能性もある．1854年安政東海地震の際には，調査地域を含む駿河湾西岸は1 m前後も隆起したことが知られている（羽鳥, 1976; 石橋, 1984）．したがって，推定津波堆積物①は，過去の東海地震に伴う津波堆積物の可能性は十分ある．

今後の課題

推定津波堆積物①と②の堆積時代を決定するために，現在，㈱パレオ・ラボ「災害履歴解明のための研究助成」の支援を受けて，10試料の^{14}C年代を測定中である．これらのデータと汎世界的海水準変動曲線から，イベント時の地点1と2の標高を推定できる．また，砂層の堆積過程をより詳しく調べるために，砂粒子の形態や鉱物組成や配列の垂直変化を検討する．さらに，静岡平野の他の地点でもボーリングコアを実施し，推定津波堆積物の分布を把握し，津波の規模を評価する．本調査地域では，地表面近くの堆積物は人為撹乱を受けている可能性が高い．したがって，人為撹乱を受けていない地層を探し出すため，静岡平野及び清水平野などで多くのボーリング掘削を行う必要がある．

謝辞

調査地の個人地主の方々には調査掘削用地を貸していただいた．静岡市大谷区画整理推進課事務所，静岡市農協大谷支店，静岡市文化財課と静岡県文化財課には掘削用地の借用について便宜を図っていただいた．静岡大学教育学部の延原尊美博士と同大学理学部生形貴男博士による査読コメントによって，本稿は改善された．本研究は静岡大学防災総合センターの経費で行った．これらの方に厚く御礼申し上げる．

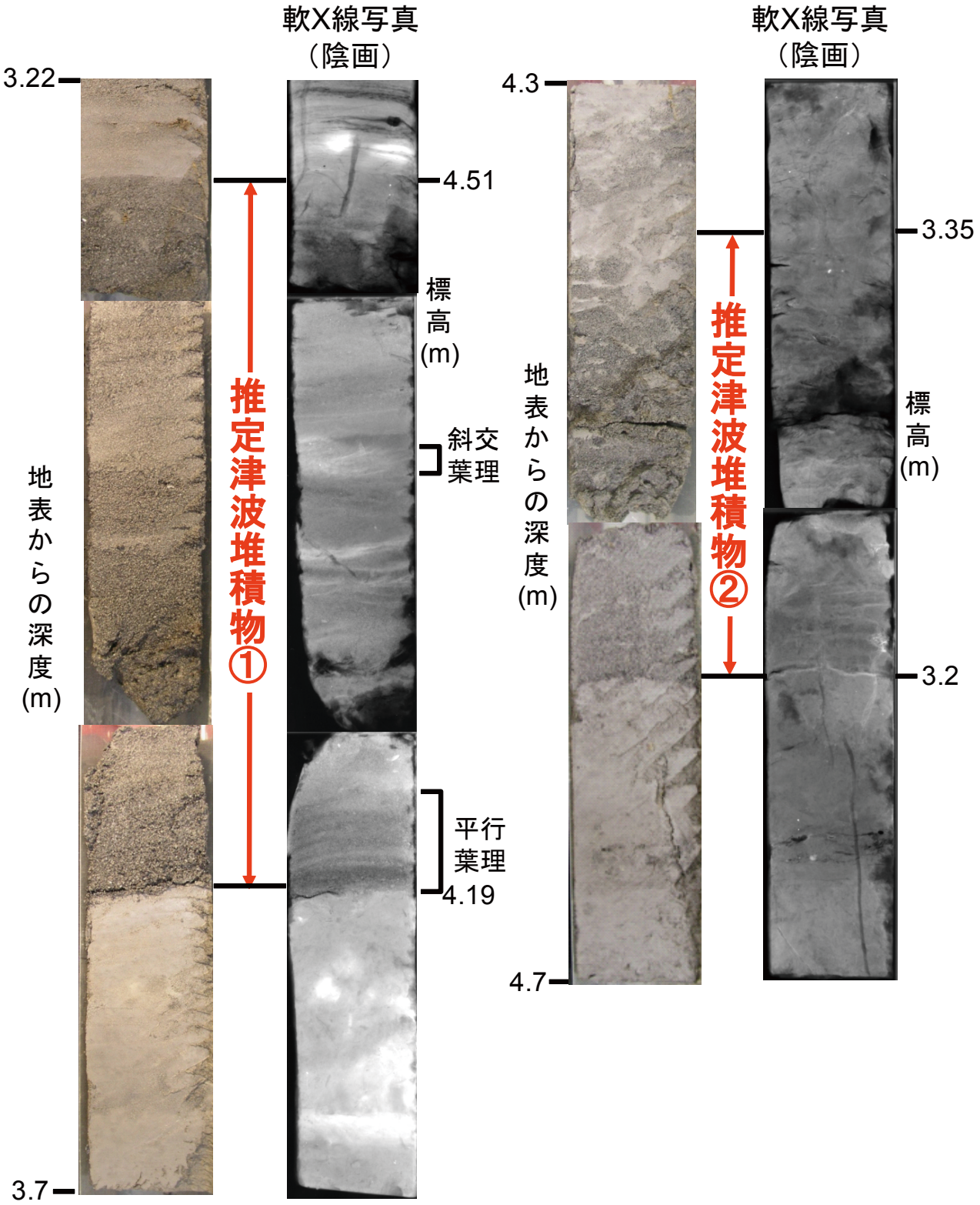


図10　地点2の推定津波堆積物の軟X線写真.
Fig. 10　Soft X-radiograph of possible run-up tsunami deposits at site 2.

引用文献

浅井大輔・今村文彦・首藤伸夫・高橋智幸（1998），伊豆半島入間における安政東海地震津波の波高と土砂移動．海岸工学論文集，**45**，371–375．

荒川秀俊・石田祐一・伊藤忠士（1961），日本高潮史料．吉川弘文館，東京，272p．

Chagué-Goff C., Schneider J. L., Goff J., Dominey-Howes D. & Strotz L. (2011), Expanding the proxy toolkit to help identify past events: Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth Science Reviews,* **107**, 107–122.

中部電力株式会社・静岡市教育委員会（1990），蛭田遺跡（本編）．静岡市，67p．

藤原　治（2007），地震津波堆積物：最近20年間のおもな進展と残された課題．第四紀研究，**46**，451–462．

藤原　治・平川一臣・阿部恒平・入月俊明（2009a），伊豆半島南端の入間に伝承された1854年安政東海地震による津波堆積物の掘削調査．歴史地震，**24**，1–6．

藤原　治・平川一臣・金子浩之・杉山宏生（2007），静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波（？）イベント堆積物．津波工学研究報告，**24**，77–83．

藤原　治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚　彰・阿部恒平（2009b），堆積相と化石の情報から認定された津波堆積物：駿河湾北岸の下部完新統の例．地球惑星科学連合2009年大会予稿集，Q145–P018．

藤原　治・小松原純子・澤井祐紀（2006），静岡県浮島ケ原の湿地堆積物に見られる層相変化と南海トラフ周辺の地震との関係（速報）．活断層・古地震研究報告，**6**，89–106．

藤原　治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・鎌滝孝信・内田淳一（2008），完新世後半における太田川低地南西部の環境変化と津波堆積物．活断層・古地震研究報告，**8**，187–202．

藤原　治・佐藤善輝・小野映介・海津正倫（2010），浜名湖南東岸の六間川低地で見られる約3400年前の津波堆積物．日本地球惑星科学連合2010年大会予稿集，SSS027–P02．

羽鳥徳太郎（1976），安政地震（1854年12月23日）における東海地方の津波・地殻変動の記録―明治25年静岡県下26ヵ町村役場の地震報告から―．地震研究所彙報，**51**，13–28．

石橋克彦（1984），駿河湾地域の地震時地殻上下変動．第四紀研究，**23**，105–110．

北村晃寿・小川義厚（1998），ボーリング試料に基づく沖積層のシーケンス層序学的解析．地盤工学会誌，**46**，5–8．

北村晃寿・若山典央（2011），宮城県仙台平野大沼周辺における遡上した津波堆積物の調査．静岡大学地球科学研究報告，**38**，1–2．

Komatsubara J. & Fujiwara O. (2007), Overview of Holocene tsunami deposits along the Nankai, Suruga, and Sagami Troughs, southwest Japan. *Pure and Applied Geophysics,* **164**, 493–507.

Komatsubara J., Fujiwara O., Takada K., Sawai Y., Than T. Aung & Kamataki T. (2008), Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka prefecture, along the Pacific Coast of Japan. *Sedimentology,* **55**, 1703–1716.

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，**52**，1–40．

公文富士夫・立石雅昭（1998），新版砕屑物の研究法．地学団体研究会，東京，399p．

町田　洋・新井房夫（1992），火山灰アトラス［日本列島とその周辺］．東京大学出版会，東京，276p．

Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y. & 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.

Minoura K. & Nakaya S. (1991), Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from Northeast Japan. *Journal of Geology,* **99**, 265–287.

Moore A., Nishimura Y., Gelfenbaum G., Kamataki T. & Triyono R. (2006), Sedimentary deposits of the 26 December 2004 tsunami on the northwest coast of Aceh, Indonesia. *Earth, Planets and Space,* **58**, 253–258.

Naruse H., Fujino S., Suphawajruksakul A. & Jarupongsakul T. (2010), Features and formation processes of multiple deposition layers from the 2004 Indian Ocean Tsunami at Ban Nam Kem, southern Thailand. *Island Arc,* **19**, 399–411.

中島林彦（2011），東日本大震災鳴らされていた警鐘．日経サイエンス，2011年6月号，25–35．

岡村　眞・松岡裕美・佃　栄吉・都司嘉宣（2000），沿岸湖沼堆積物による過去一万年間の地殻変動と歴史津波モニタリング．月刊地球号外，**28**，162–168．

奥村晃史・鈴木毅彦・島田　繁（1999），Wiggle Matchingを用いたカワゴ平火砕流堆積物の高精度年代測定．科学研究費補助金研究成果報告書「後氷期の重要地質事象に関する高精度年代測定の実用化に関する研究」（研究課題番号09680177）（研究代表者奥村晃史），1–5．

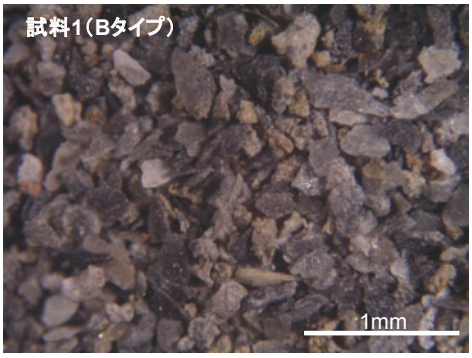
澤井祐紀（2010），福島県富岡町仏浜周辺の海岸低地における掘削調査．活断層・古地震研究報告，**10**，23–29．

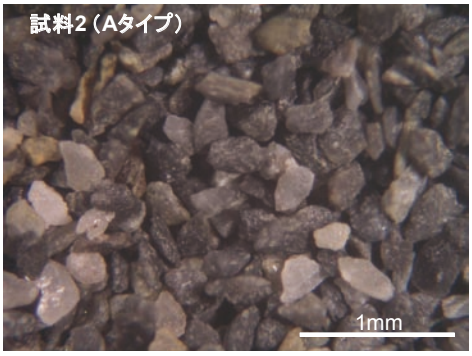
澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子（2008），ハンドコアラーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町）における古津波痕跡調査．活断層・古地震研究報告，**8**，17–70．

宍倉正展・藤原　治・澤井祐紀・藤野滋弘・行谷佑一（2009），沿岸の地形・地質調査から連動型巨大地震を予測する．地質ニュース，**663**，23–28．

宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin

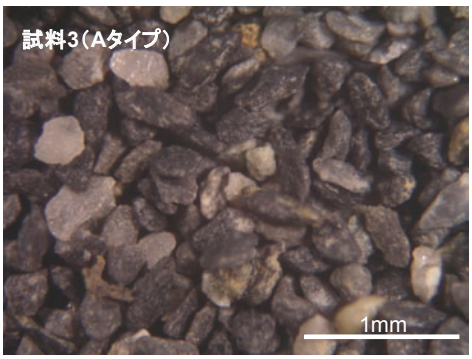
Aung・石山達也・藤原　治・藤野滋弘（2007），石巻平野における津波堆積物の分布と年代．活断層・古地震研究，**7**，31–46．
宍倉正展・澤井祐紀・行谷祐一（2010），平安の人々が見た巨大津波を再現する―西暦869年貞観津波―．*AFREC News*，**16**，1–10．
静岡地方気象台・静岡県産業気象協会（1980），静岡県異常気象災害誌―静岡県気象百年誌，560p．
静岡県地震対策課（1986），安政東海地震津波被害報告書1986―特に伊豆半島東海岸について―静岡県．http://www.e-quakes.pref.shizuoka.jp/shiraberu/map/maps.html
静岡県消防防災課（1971），静岡県地震対策基礎調査報告書―静岡・清水地域―．静岡県，78p．
静岡商工会議所（1967），静岡・清水地域の地質，地質図説明書．静岡商工会議所，静岡，180p．
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．
高田圭太・佐竹健治・寒川　旭・下川浩一・熊谷博之・後藤健一・原口　強（2002），静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査（速報）．活断層・古地震研究報告，**2**，235–243．
土　隆一・高橋　豊（1972），東海地方の沖積海岸平野とその形成過程．地質学論集，**7**，27–37．
都司嘉宣・岡村　眞・松岡裕美・村上嘉謙（1998），浜名湖の湖底堆積物中の津波痕跡調査．歴史地震，**14**，101–113．
Tuttle M. P., Anderson T. & Jeter H. (2004), Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: The 1929 Grand Banks Tsunami versus the 1991 Halloween Storm. *Seismological Research Letters*, **75**, 117–131.
海津正倫（1981），日本における沖積低地の発達過程．地理学評論，**54**，142–160．
海津正倫（1994），沖積低地の古環境学．古今書院，東京，270p．
Wassmer P., Schneider J.-L., Fonfrège A.-V., Lavigne F., Paris R. & Gomez C. (2010), Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra, Indonesia. *Marine Geology*, **275**, 255–272.
八木下晃司（2001），岩相解析および堆積構造．古今書院，東京，222p．
吉川周作（1976），大阪層群中の火山灰層について．地質学雑誌，**82**，479–515．

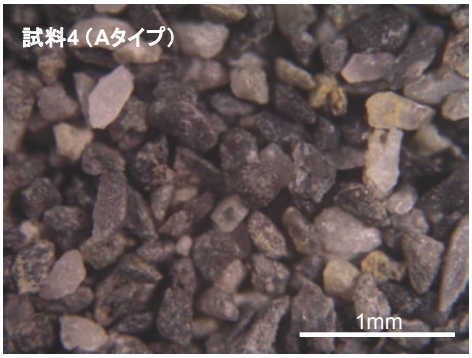




付録1　試料1と2の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．試料の層準は図6に示した．

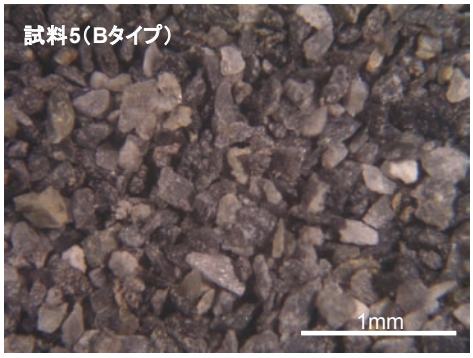
Appendix 1　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in samples 1 and 2. The horizon from which each sample was obtained is indicated in Fig. 6.

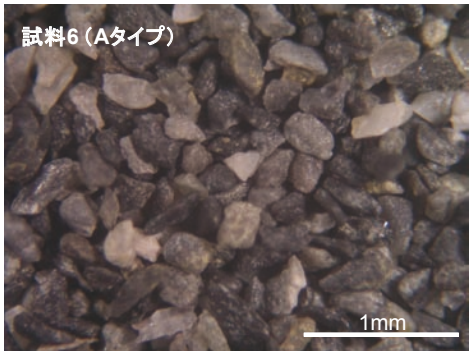




付録2　試料3と4の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．試料の層準は図6に示した．

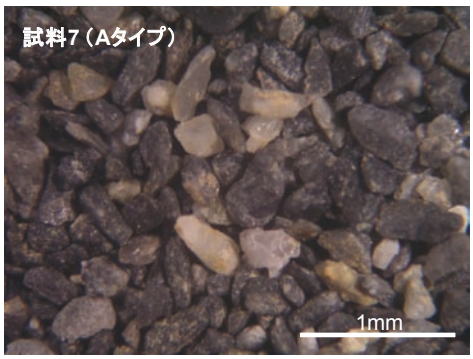
Appendix 2　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in samples 3 and 4. The horizon from which each sample was obtained is indicated in Fig. 6.

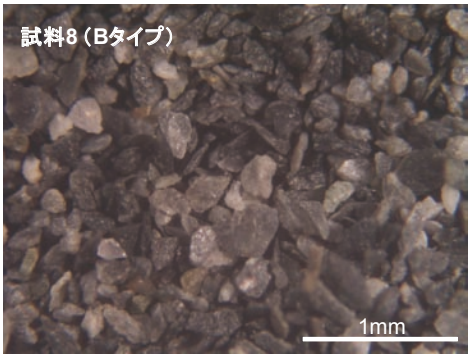




付録3　試料5と6の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．試料の層準は図6，7－1に示した．

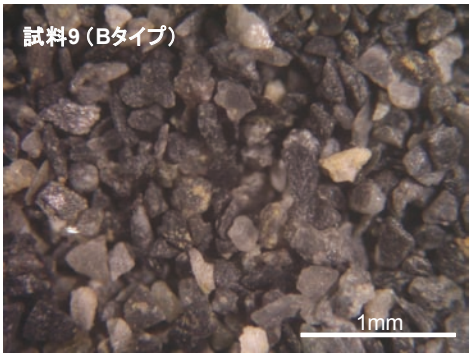
Appendix 3　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in samples 5 and 6. The horizon from which each sample was obtained is indicated in Figs. 6 and 7-1.

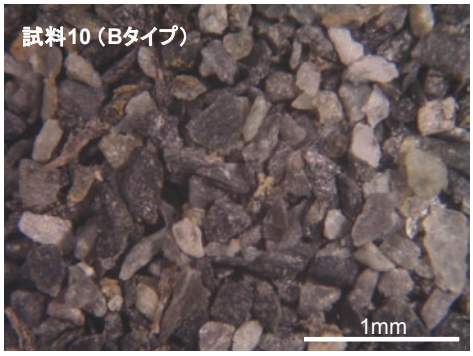




付録4　試料7と8の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．試料の層準は図7－1，7－2に示した．

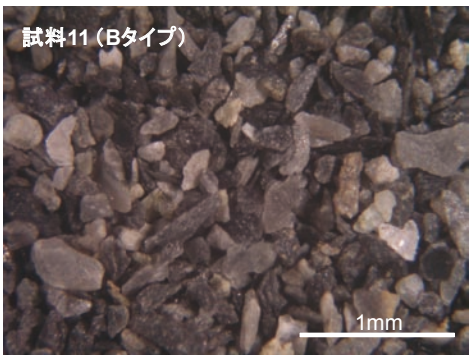
Appendix 4　Morphologic feature of sand grains（ranging 0.25–0.125 mm in diameter）in samples 7 and 8. The horizon from which each sample was obtained is indicated in Fig. 7-1 and 7-2.

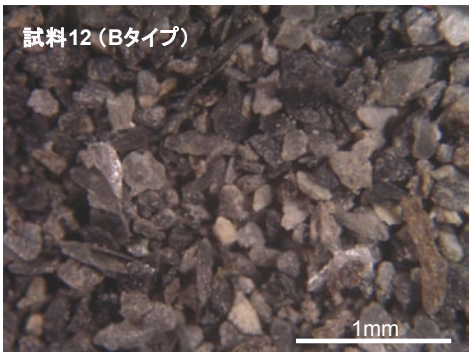




付録5　試料9と10の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．試料の層準は図7－2に示した．

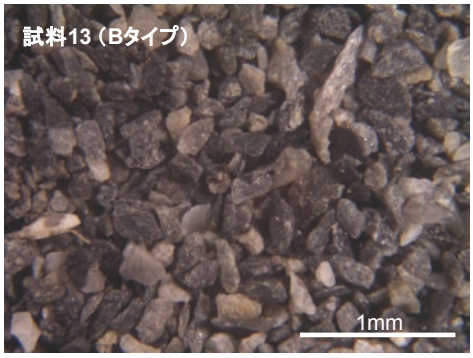
Appendix 5　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in samples 9 and 10. The horizon from which each sample was obtained is indicated in Fig. 7-2.

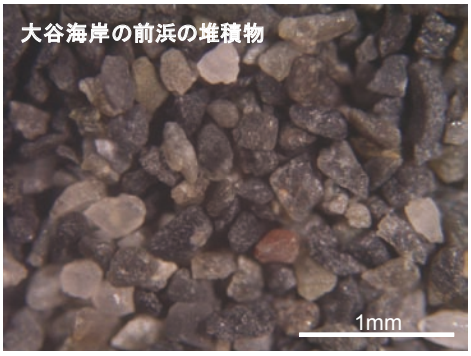




付録6　試料11と12の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．試料の層準は図7－3に示した．

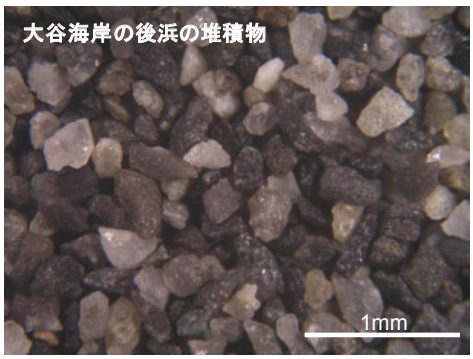
Appendix 6　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in samples 11 and 12. The horizon from which each sample was obtained is indicated in Fig. 7-3.

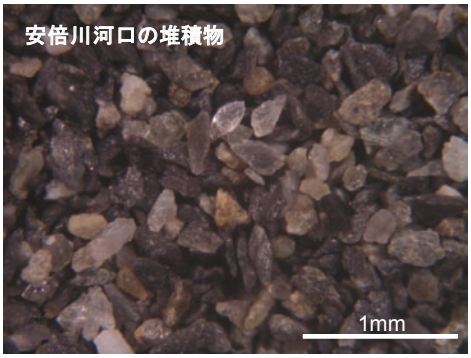




付録7　試料13と大谷海岸の前浜の堆積物の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．試料13の層準は図7－3に示した．

Appendix 7　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in samples 13 and sediments from the foreshore of Oya Beach. The horizon from which each sample 13 was obtained is indicated in Fig. 7-3.





付録8　大谷海岸の後浜と安倍川河口の堆積物の粒径0.25～0.125 mmの砂粒子の形態．

Appendix 8　Morphologic feature of sand grains (ranging 0.25–0.125 mm in diameter) in sediments of the backshore of Oya Beach and the mouth of the Abe River.