

静岡県南伊豆の海岸低地における 津波堆積物の調査 (速報)

北村晃寿^{1,2}・板坂孝司³・小倉一輝¹・大橋陽子¹
斉藤亜妃¹・内田絢也¹・奈良正和⁴

Preliminary study on tsunami deposits from the coastal lowland of Minami Izu, Shizuoka Prefecture

Akihisa KITAMURA^{1,2}, Koji ITASAKA³, Kazuki OGURA¹, Yoko OHASHI¹,
Aki SAITO¹, Junya UCHIDA¹ and Masakazu NARA⁴

Abstract The coastal lowland of Minami Izu, Shizuoka Prefecture, Japan, has been inundated by tsunamis with wave heights of 5-6 m at least two times during the past 400 years. However, there have been no investigations of the frequencies or magnitudes of tsunami occurrences over long-term geological timescales in this area. We therefore conducted stratigraphic and paleoenvironmental research on Holocene deposits based on a new outcrop and sediment cores (8–11 m long) from four sites in the lowland, examining the evidence for tsunami deposits. The Holocene sediments were deposited in a variety of coastal plain, shallow water, shoreface, backshore/dune, back marsh and floodplain. No any evidence for tsunami deposits was identified from the terrestrial deposits.

Key words: Holocene, coastal lowland, Minami Izu, stratigraphy, sedimentary environment, tsunami deposits

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だが、これとほぼ同規模の津波が過去に発生していたことは、Minoura & Nakaya (1991), Minoura *et al.* (2001) や穴倉ほか (2010) などによる宮城県と福島県の海岸平野の

完新統における西暦869年に発生した貞観地震による津波堆積物の分布調査から明らかにされていた。さらに貞観津波よりも古い津波堆積物が存在することから、巨大津波の再来間隔は450~800年程度であり、再来が近いことも指摘されていた (Minoura *et al.*, 2001)。この貞観津波堆積物の研究は、地震や津波の規模の予測に津波堆積物が役立つことを実証した。そのため、中央防災会議は、2011年9月28日に南海トラフで発生する巨大地震に

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 静岡県危機管理部危機政策課, 〒420-8601 静岡市葵区大手町9-6

³ The Shizuoka Prefecture Government Office, 9-6 Ohtemachi, Aoi-ku, Shizuoka, 420-8601 Japan

⁴ 高知大学理学部理学科, 〒780-8520 高知市曙町2-5-1

⁴ Department of Natural Sciences, Kochi University, 2-5-1 Akebono-cho, Kochi 780-8520, Japan

よる巨大津波への対策の一助として、完新世の津波堆積物の調査が有効であるという提言を出した。その一方で、中央防災会議は、2011年12月27日に南海トラフで起こる巨大地震の震源域・波源域の面積を従来の約2倍とし、最大地震はマグニチュード9とした。そして、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の高さの予測を2012年3月に公表した。その中で、静岡県下田市・南伊豆町沿岸は25.3 mという値が示され、8月の発表では下田市は33 mに引き上げられた。一方、古文書記録に残された下田市・南伊豆町沿岸を襲った大津波としては、1854年の安政東海地震と1707年の宝永地震に伴う津波があり、安政東海地震の津波高は下田市では4.4~6.8 mで南伊豆町では4~5 mであり、宝永地震の津波高は下田市では5~6 mで南伊豆町では5 mと推定されている（羽鳥, 1977）。このように、中央防災会議が2012年に発表したあらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波高は、古文書記録により、従来認知されていた最大の津波高よりも20 m余りも高いことになり、地域住民の津波に対する関心は極めて高い。

こうした状況にあるものの、同地域における津波堆積物の調査は全く行われていない。そこで、静岡県の第4次地震被害想定策定の調査の一環として、南伊豆町において津波堆積物の緊急調査を静岡大学と静岡県で実施することとした。同地域を調査対象としたのは、2012年5月の予察調査で、著者の一人の北村が、南伊豆町日野の鯉名川において河川工事に伴う露頭（後述の地点2）を確認したからである。これらの調査の結果、調査地域の後背湿地堆積物からは、津波堆積物の可能性が高いイベント堆積物は見出せなかったことを報告する。

調査地域

南伊豆町の海岸低地は青野川とその支流の鯉名川沿いに分布し、弓ヶ浜海岸には砂丘があり（図1, 2）、その背後には数列の湿地と高まりが繰り返す（太田ほか, 1986）。

本調査地域の完新世の古環境学的研究は福富

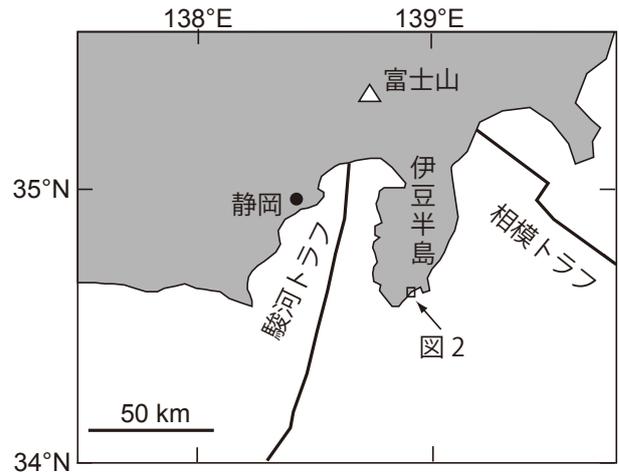
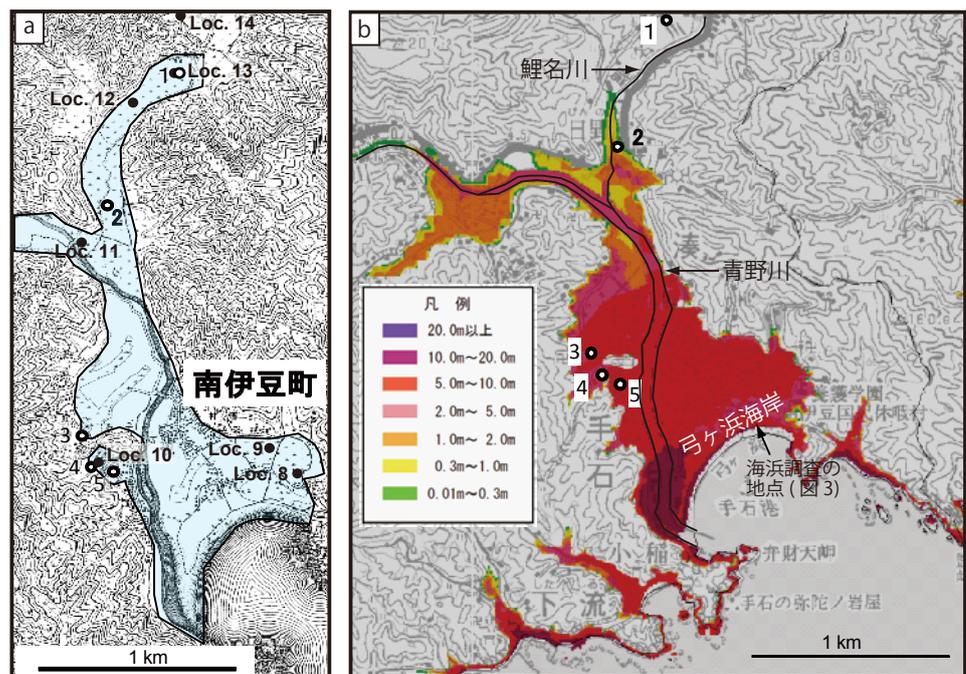


図1 調査地域の位置。

Fig. 1 Location of the study area.



- Loc. 8~14, 太田ほか (1986)
- 1~5, 本研究

図2 調査地点の位置。(a) 大日本帝国陸地測量部1889年発行の1:25,000の地形図(長津呂村)。青色部は安政地震津波の浸水域。静岡県 (<http://www.e-quakes.pref.shizuoka.jp/shiraberu/map/maps.html>, 2013年2月28日ダウンロード)による。(b) 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)の公表した南伊豆町沿岸におけるあらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の高さの予測 (http://www.bousai.go.jp/nankaitrough_info/case1.pdf, 2013年2月28日ダウンロード)

Fig. 2 Location of a new outcrop and sediment cores in this study. (a) A 1889 1:25,000 scale topographic map (Nagatsuro-Mura district) published by Dai Nippon Teikoku Rikuchi Sokuryōbu. Blue coloring shows the area of tsunami inundation following the 1854 Ansei Tokai earthquake (after Shizuoka Prefectural Government, <http://www.e-quakes.pref.shizuoka.jp/shiraberu/map/maps.html>). (b) Prediction of tsunami height of the largest-possible tsunami on the coastal lowland of Minami Izu. After the second report by Central Disaster Management Council, Government of Japan, at 29 August 2012 (http://www.bousai.go.jp/nankaitrough_info/case1.pdf Accessed February 28, 2013).

(1935) から始まる。福富 (1935) は、伝承記録に基づき、現在の海拔5 m以下の土地は西暦1100年頃までは海底であったと述べている。また、青野川河口での穿孔貝の高度から過去に1 mの隆起があったとし、その原因を1703年の元禄地震に伴う隆起と解釈した。さらに、福富 (1935) は本調査地域の北東4 kmにある下田市吉佐美の海食洞で離水貝層を発見し、1703年元禄地震の隆起の痕跡と推定した。ただし、福富 (1935) は年代測定を行っていない。その後、石橋ほか (1979) はこの海食洞の隆起貝層の ^{14}C 年代測定を行い、標高1.1 mのケガキから 690 ± 80 y. B.P.、標高2.3~2.7 mのケガキおよびフジツボから $2,730 \pm 85$ y. B.P.と $2,910 \pm 95$ y. B.P.の年代を得た。石橋ほか (1979) は、これらの年代が古地震の年代と対応しないことから、地震隆起によるか否かはさらなる調査が必要であると述べている。なお、これらの ^{14}C 年代の算出の際に使った ^{14}C の半減期は5,730年だったので、太田ほか (1986) は半減期に5,570年を用いて、年代値を補正し、2.3~2.7 mの試料の ^{14}C 年代を $2,650 \pm 80$ y. B.P.と $2,830 \pm 90$ y. B.P.に、0.9~1.1 mの試料の ^{14}C 年代を 645 ± 80 y. B.P.と 670 ± 75 y. B.P.にした。

南伊豆町の海岸低地の完新統の層序学的研究は、太田ほか (1986) によって7地点 (Locs. 8~14) で行われており (図2)、以下に簡潔に記す。

Loc. 8は、砂丘背後の低い段丘面上 (標高3.8 m) に位置し、深さ約3 mの掘削調査を行った。その結果、地表下約3 m (標高0.8 m) に貝層があり、そこからは *Meretrix lamarckii* (チョウセンハマグリ)、*Gomphia veneriformis melanaegis* (コタマガイ) などの沿岸性種を主とし、それに *Umbonium moniliferum* (イボキサゴ)、*Batillaria zonalis* (イボウミニナ)、*Ceritium coralium* (コゲツノブエ) などの内湾砂底種やカサガイ *Cellana sp.* などの岩礁性種を含む貝化石群が報告された。貝化石試料から $2,040 \pm 120$ y. B.P.の ^{14}C 年代を得た。

Loc. 9は、湊付近の山地の南の段丘 (標高3.1 m) で、標高-1 mまでピッチを掘り、標高-0.5 m以下に *M. lamarckii* を主体とする貝化石群を含む粗砂層を見つけた。貝化石試料から $3,540 \pm 100$ y. B.P.の ^{14}C 年代を得た。

Loc. 10は、手石の青野川右岸の平坦面 (標高5.7 m) で、深さ約4.5 mの掘削調査を行った。標高3.8 m以下は分級の良い砂層からなる。それより上位はシルト混じりの砂層である。標高1.3 mからは *M. lusoria*、*Batillaria multiformis* (ウミニナ)、*Crassostrea nipponica* (イワガキ) が産し、それらは掃き寄せの産状を呈する。*C. nipponica* の ^{14}C 年代は $1,200 \pm 110$ y. B.P.である。また、標高2.5~2.8 mから産した長さ約50 cm、径20 cmの流木の ^{14}C 年代は $1,770 \pm 100$ y. B.P.である。分級の良い砂層の上限 (標高3.8 m) を海成層の上限高度とすると、この値は他地点と比べてかなり高いと太田ほか (1986) は述べている。

Loc. 11は日野橋の建設現場で、標高-5 mの層準に産する *C. nipponica* の ^{14}C 年代は $7,040 \pm 160$ y. B.P.である。

Locs. 12~14は、日野橋上流の鯉名川沿いの低地に位置する。Loc. 12の標高は6.5 mで、地表下4.25 mまで掘削したところ、標高4.1 mより上の層準は腐植質シルト

層で、それより下には粗砂ないし細礫層が見られる。Loc. 13の標高は6.7 mで、地表下3.75 mまで掘削した。堆積物は砂質シルトないし粘土層からなり、標高4.8~4.9 mの層準にはカワゴ平軽石 (暦年代で3,126~3,145年前、奥村ほか, 1999) が検出された。Loc. 14の標高は15.0 mで、地表下5.5 mまで掘削した。河成堆積物とそれを覆う腐植質シルト層からなる。

以上の調査結果をもとに、太田ほか (1986) は本調査地域の海成層の上限高度は2~3 m、年代は約2,000年前で、縄文海進最盛期 (太田ほか (1986) は6,000年前と記載) の海成層は現海面より上には見られないとした。そして、本調査地域を含む伊豆半島南端は少なくとも6,000年前以降から3,000~2,000年前の期間は沈降し、その後隆起したと結論づけた。なお、太田ほか (1986) は ^{14}C 年代の暦年補正を行っていない。

本調査地域の地盤変動については、1896~1973年までの水準測量データに基づく、南伊豆付近は平均約1.5 mm/yの速度で沈降しているという (壇原, 1974)。この値は、1996~2004年までのGPS観測による変動速度と一致している (吉井, 2005)。一方、1974年5月9日に発生した伊豆半島沖地震では、南伊豆町周辺は5~10 cm隆起している (壇原, 1974)。なお、南伊豆町周辺における1854年の安政地震に伴う地殻変動は記録がない (羽鳥, 1977)。また、西暦1703年の元禄地震の隆起も見出されていない (太田ほか, 1986)。

調査方法

地点1, 3, 4, 5でボーリングコア掘削を行った (図2)。地点1は本調査で最も内陸部に位置し、太田ほか (1986) のLoc. 13にあたる。地点4は太田ほか (1986) のLoc. 10にあたる。地点2では静岡県下田土木事務所による工事で露出した完新統を現地調査した。太田ほか (1986) に基づく、すべての調査地点の地形は完新世段丘に分類される。静岡県の第3次地震被害想定における安政東海地震に伴う津波浸水域によると、本調査域はいずれも津波浸水域内にある (図2a)。また、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の想定浸水高によると (http://www.bousai.go.jp/nankaitrough_info/case1.pdf)、地点1は遡上域外にあり、地点2の浸水高は0.3~1.0 m、地点4の浸水高は2.0~5.0 m、地点3, 5の浸水高は5.0~10.0 mである (図2b)。なお、太田ほか (1986) のLoc. 10の周辺の3地点でボーリングコアの掘削を行ったのは、太田ほか (1986) がそれらの地点の海成層の上限高度 (標高3.8 m) が他地点と比べてかなり高いと述べているからである。つまり、この海成層は津波堆積物の可能性がありえるからである。

地点2では露頭を調査し、地点1, 3, 4, 5では掘削したボーリングコア (コア径118 mm) を半裁し、堆積物の粒径、組織、色、含有化石等を記載して柱状図を作成した。コア試料に短縮が見られた場合には、柱状図作成の際に補正した。これらの作業時に、年代測定用試料として保存状態の良い貝化石や木片を採取した。貝化石は、同定して層位分布図を作成した。 ^{14}C 年代測定は地球科

表1 ^{14}C 年代測定の結果.Table 1 Results of ^{14}C dating.

Sample no.	Site	Altitude (m)	Materials	Preservation	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (1 σ) (cal yr BP)	Calibrated age (2 σ) (cal yr BP)	Lab Number Beta
1	1	-0.87	<i>Rhinoclavis (Proclava) sordidula</i>	very good	-1.0	6510 \pm 30	6960 to 6780	7060 to 6710	340344
2	1	-2.37	leaf	very good	-29.6	6070 \pm 30	6950 to 6890	7000 to 6860 and 6810 to 6810	340346
3	1	-5.27	<i>Batillaria cumingii</i>	very good	0.4	7050 \pm 30	7500 to 7400	7560 to 7310	340345
4	2	-0.8	leaf	very good	-30.4	4040 \pm 30	4530 to 4510 and 4480 to 4440	4780 to 4770 and 4580 to 4420	340347
5	2	-1.0	<i>Crassostrea gigas</i>	Disarticulated shell very good	-0.8	4920 \pm 30	5240 to 4960	5290 to 4860	323477
6	2	-1.0	<i>Crassostrea gigas</i>	Disarticulated shell very good	-6.5	4870 \pm 30	5120 to 4880	5260 to 4830	323478
7	2	-1.0	<i>Crassostrea gigas</i>	Disarticulated shell very good	-5.2	5010 \pm 40	5300 to 5120	5420 to 5010	323479
8	3	1.2	root	very good	-25.5	2460 \pm 30	2700 to 2640 and 2620 to 2590 and 2540 to 2530 and 2520 to 2460	2710 to 2630 and 2620 to 2360	340352
9	3	-1.0	Turbinida egen. et sp. indet.	very good	1.7	5470 \pm 30	5830 to 5630	5890 to 5580	340354
10	4	1.65	wood	rounded	-29.0	4150 \pm 3	4820 to 4780 and 4770 to 4750 and 4730 to 4610 and 4590 to 4590	4830 to 4570	340349
11	4	1.63	wood	rounded	-26.0	4140 \pm 30	4810 to 4780 and 4770 to 4760 and 4710 to 4660 and 4660 to 4610 and 4600 to 4580	4820 to 4570 and 4560 to 4550 and 4540 to 4530	340350
12	4	1.61	wood	rounded	-29.5	4150 \pm 3	4820 to 4780 and 4770 to 4750 and 4730 to 4610 and 4590 to 4590	4830 to 4570	340351
13	4	0.3	fragment of bivalve shell	good	0.3	5100 \pm 30	5430 to 5270	5480 to 5200	340348
14	5	0.1	<i>Batillaria multiformis</i>	very good	0.4	4630 \pm 30	4810 to 4610	4850 to 4510	340360

学研究所を通じて、Beta Analytic社に依頼し、加速器質量分析法により行った。Reimer *et al.* (2009) により暦年代に変換した(表1)。ローカルリザーバー補正には Yoneda *et al.* (2000) が下田産の海生貝類から得た $\Delta R = 109$ を用いた。また、堆積相の解釈のために、弓ヶ浜の前浜から浜堤までの堆積物の調査を行った(図2)。

結果

弓ヶ浜海岸(図3)

弓ヶ浜海岸は開放性の内湾である。前浜の堆積物は平行葉理を持つ粗粒～中粒砂からなり、砂鉄質葉理が観察される(図3a)。葉理は海側に6度傾斜する。後浜から浜堤の堆積物は塊状または不明瞭な葉理をもつ細粒砂からなる(図3b)。これらの前浜、後浜、浜堤の堆積物の特徴は、我が国の他地域の現世堆積物でも確認されている(増田ほか, 2001)。

地点1(図4, 5)

地点1は北緯N34°39'19.87", 東経138°53'14.35" に位置する。基底(標高-5.30 m)から標高-0.80 mは、青黒色塊状粘土層と青黒色中粒砂層の互層からなる。両層からは保存状態の良い海生巻貝 *Batillaria cumingii* (ホソウミニナ)(図6)、*B. multiformis*, *Rhinoclavis (Proclava) sordidula* (ヒメカニモリ) が産する。中粒砂層の層厚は50 cm未満であり、それらの基底面は浸食面であり、級化している。標高-0.80～4.70 mは暗緑灰色塊状粘土層と青黒色砂層の互層からなり、植物の根や植物片を産するが、貝化石は見られない。標高1.30～1.70 mの細礫層は、基底が浸食面で、級化を示し、礫支持礫層である。標高3.20 mには厚さ3 cmの白色軽石層があり、粒子のサイズは0.5 mm以下である。標高2.00～1.90 mには腐植質粘土層が挟在する。標高4.70～5.70 mは攪乱された表層土である。

ボーリングコアの基底の *B. cumingii* の ^{14}C 年代は、暦年代で7,500～7,400年前である。標高-2.37 mから産し

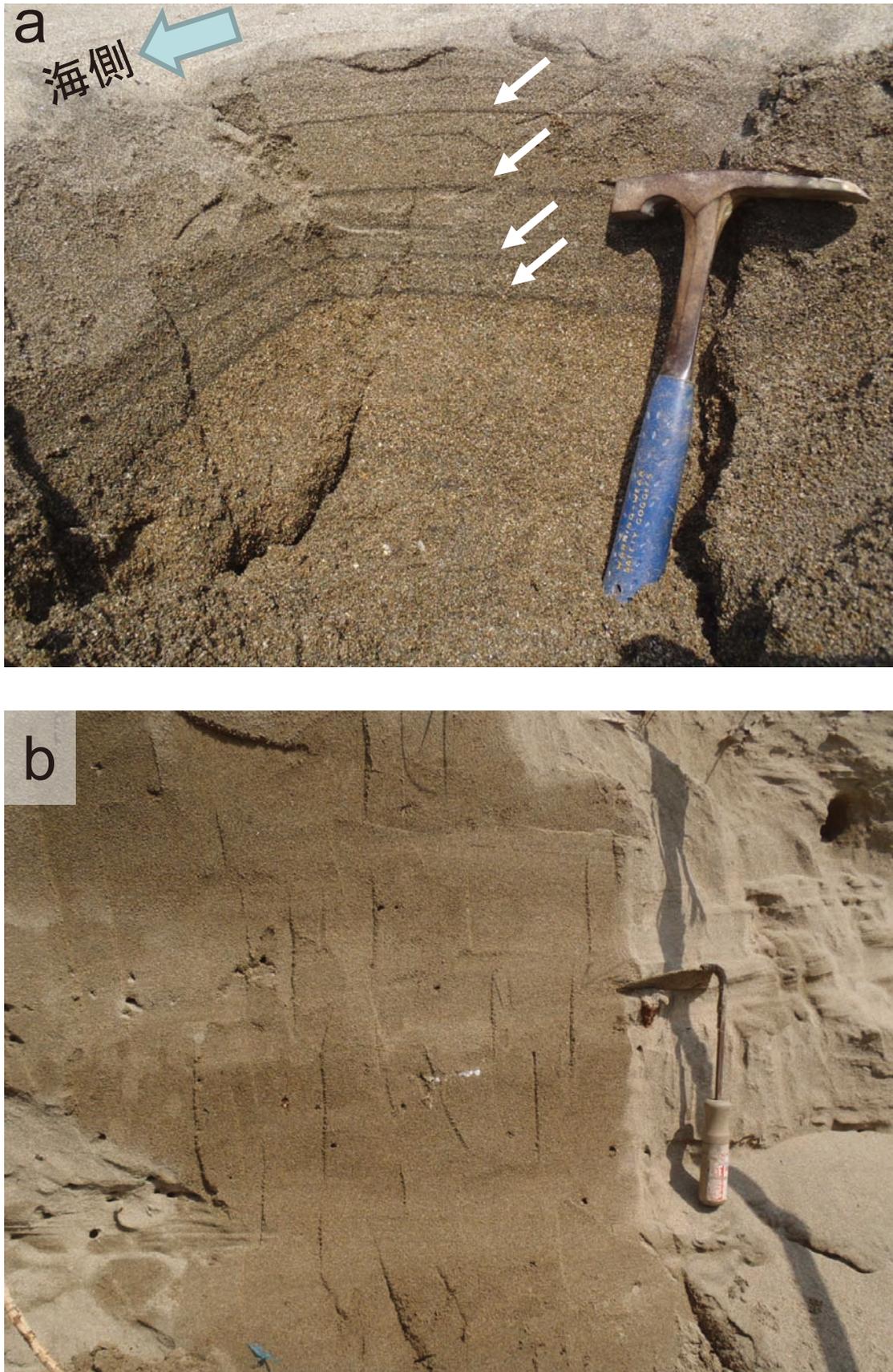


図3 南伊豆町の海浜の堆積物。(a) 前浜堆積物。矢印は砂鉄質葉理。(b) 浜堤堆積物。

Fig. 3 Deposits in the beach of the lowland of Minami Izu. (a) Shoreface deposits. Arrows show iron-oxide rich laminae. (b) Beach ridge deposits.

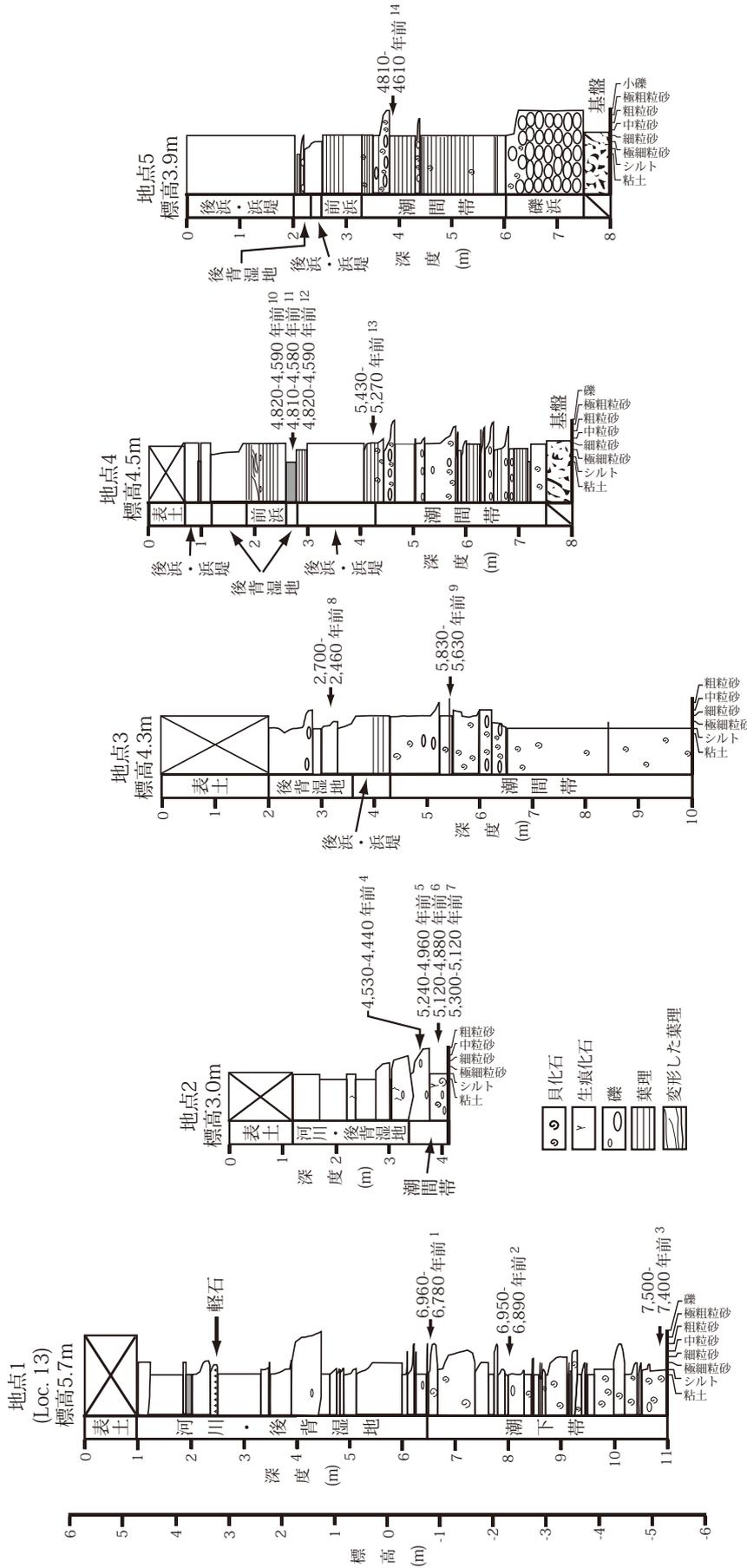


図4 調査地点の柱状図。14C年代の詳細は表1を参照(上付きの数字はサンプル番号)。Fig. 4 Columnar sections of the study sites. Details of radiocarbon dates with sample numbers are presented in Table 1.

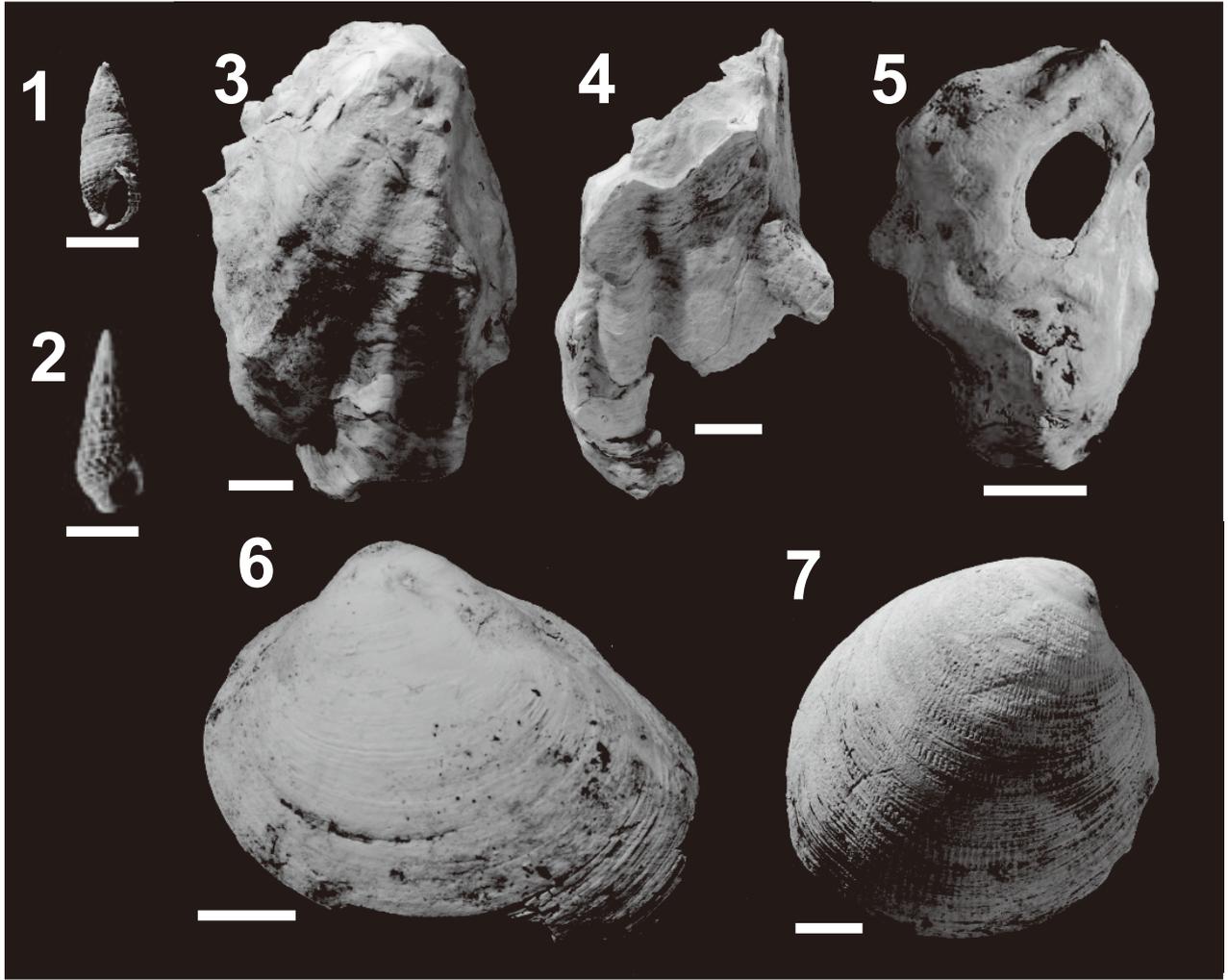


図6 貝化石の優占種. 1, *Batillaria multiformis*; 2, *Batillaria cumingii*; 3-5, *Crassostrea gigas*; 6, *Meretrix lusoria*; 7, *Cyclina sinensis*. スケールバーは1 cm.

Fig. 6 Dominant species of molluscan fossils. 1, *Batillaria multiformis*; 2, *Batillaria cumingii*; 3-5, *Crassostrea gigas*; 6, *Meretrix lusoria*; 7, *Cyclina sinensis*. Scale bar, 1 cm.

た葉の¹⁴C年代は、暦年代で6,950～6,890年前である。海生貝類の最上位の試料は標高-0.6 mであり、同層準の*R. sordidula*の¹⁴C年代は、暦年代で6,960～6,780年前である。

地点2 (図4, 5)

地点2は北緯34°38'54.38", 東経138°52'59.09"に位置する。標高-0.90 m以深は厚さ30 cm以上の青灰色塊状シルト質砂からなり、中礫を含み、海生貝類*B. multiformis*を多産し、*Batillaria zonalis* (イボウミニナ)、*Crassostrea gigas* (マガキ)、*M. lusoria*、*Cyclina sinensis* (オキシジミ)を伴う(図6)。二枚貝はいずれも離弁であり、*M. lusoria*と*C. sinensis*は摩滅しているが、*C. gigas*の保存状態は良い。直上の砂層の砂に充填された鉛直方向に10 cmほど延びる直径1 cm程度のパイプ状の生痕化石(?*Psilonichnus* isp.)を産する。

標高-0.90～-0.70 mは青灰色塊状シルト質砂であり、直径5 cmの礫を含む。基底は侵食面で、級化を呈する。木片、植物片や葉を産する。また、海生二枚貝*Panopea japonica* (ナミガイ)と*Clementia vatheleti* (フスマガイ)が産する(図6)。これらの二枚貝は合弁ではあるが、生息姿勢は保持していない。貝殻はすべて溶解していた。

標高-0.70～1.70 mは主に青灰色塊状シルト層と褐色塊状シルト質砂層の互層からなる。最下位に層厚20 cmの塊状泥質細粒砂が二層あるが、部分的に層厚0.9 m以下のレンズ状の細礫層に削られている。細礫層は礫支持で、基底は侵食面で、級化を示す。シルト層やシルト質砂層には植物の根の痕跡が見られる。標高3.00～1.70 mは攪乱された表層土である。

最下位の塊状シルト質砂層から産する3個体の*C. gigas*の¹⁴C年代は、暦年代で、5,300～5,210年前、5,240～4,960年前、5,120～4,880年前である。塊状シルト質砂

層を覆う塊状泥質細粒砂層に含まれる葉の¹⁴C年代は、4,530～4,440年前である。

地点3（図4，5）

地点3は北緯34°38'18.24"，東経138°52'54.62"に位置する。基底（標高-5.70 m）から-2.20 mは青黒色塊状シルトからなり、保存状態の良い海生巻貝 *Reticunassa festiva*（アラムシロガイ）を多産する。標高-2.20～0.0 mは主に青黒色塊状細粒砂からなり、中粒砂層や極粗粒砂層を挟む。これらの砂層の層厚は20 cm未満で、基底面は侵食面であり、級化を呈する。海生二枚貝 *Barbatia stearnsii*（ハナエガイ）や *Phacosoma japonicum*（カガミガイ）などを産し、これらは片殻で産する。標高0.0～0.80 mの堆積物は青黒色の分級の良い細粒砂からなり、一部に不明瞭な葉理が見られる。標高0.80～2.30 mの堆積物は青黒色塊状シルトからなり、腐植物の多産層が見られ、また植物の根を産する。標高1.50～1.70 mには層厚約20 cmの基質支持の粗粒砂層を挟む。その基底面は侵食面であり、級化を呈し、長径11 cmの礫を含む。標高2.30～4.30 mは攪乱された表層土である。

標高-1.10 mから産した海生巻貝 *Turbinidae* gen. et sp. indet. の¹⁴C年代は、暦年代で5,830～5,630年前である。標高1.20 mの根の¹⁴C年代は、暦年代で2,700～2,460年前である。

地点4（図4，5）

地点4は北緯34°38'14.64"，東経138°52'57.14"に位置する。標高-3.00 m以深は変質した安山岩からなる基盤である。標高-3.00～0.20 mは、層厚70 cm以下の級化を呈する青黒色砂層の累重からなる。それらの基底は侵食面で、しばしば平行葉理が見られる。保存状態の良い海生巻貝 *R. festiva*などを産する。標高0.20～3.90 mは分級の良い青灰色細粒砂層と青黒色シルト層（標高2.70～3.20 m）の累重からなる。細粒砂層には部分的に平行葉理が見られる。標高2.00～2.60 mには砂鉄質の平行葉理が見られ、標高2.30～2.50 mの部分の葉理は変形している。標高1.60～1.85 mに黒色塊状粘土層を挟み、粘土層は炭質物を多産する。標高3.90～4.50 mは攪乱された表層土である。

標高0.20 mから産した二枚貝破片の¹⁴C年代は、暦年代で5,430～5,270年前である。標高1.60～1.85 mの黒色塊状粘土層の下部から産した木片の¹⁴C年代は、暦年代で4,820～4,590年前である。

地点5（図4，5）

地点5は北緯34°38'13.03"，東経138°53'01.36"に位置する。標高-3.60 m以深は変質した安山岩からなる基盤である（図4）。標高-3.60～-2.60 mは礫支持礫層で、最大の礫の長軸の長さは10 cmに達する。この礫層の最上部20 cmの部分は貝殻片を含む。その上位の標高0.55 mまでは主に石灰質の平行葉理の発達した淡灰色細粒砂層からなり、しばしば層厚1～2 cmの石灰質砂を挟む。砂層は海生貝類 *B. multiformis*などを産する。標高0.15～0.30 mには細礫層があり、その層の基底は侵食面で、級

化を呈し、最大の礫の長軸の長さは10 cmに達する。標高0.55～1.40 mは平行葉理が発達した分級の良い褐色細粒砂からなり、一部に砂鉄質平行葉理が見られる。標高1.40～1.60 mおよび1.87～3.90 mは分級の良い褐色塊状細粒砂からなる。標高1.60～1.70 mは褐色シルトからなる。標高1.70～1.87 mには級化した褐色細粒砂層があり、その基底面は侵食面である。標高1.87～1.96 mには黒色塊状粘土層があり、炭質物を多産する。

標高0.20 mから産した *B. multiformis* の¹⁴C年代は、暦年代で4,810～4,610年前である。

考察

津波堆積物から過去の津波の規模を復元するには、津波堆積物の堆積環境と地殻変動の推定が必要である。そこで、本論では、まず研究地域の堆積環境と地殻変動を推定し、最後に津波堆積物の有無を議論する。

堆積環境の推定

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」、「海岸平野タイプ低地」がある。本調査地域は東西の山地で挟まれた低地であることから、「溺れ谷タイプ低地」に分類される。各地点の堆積環境は以下の通りに推定される。

地点1

基底（標高-5.30 m）から標高-0.80 mの堆積物の堆積期間は、暦年代で7,500～7,400年前から6,960～6,780年前である（図4）。粘土層と中粒砂層（基底面が侵食面で、級化を呈する）の互層は、通常時は泥質物の沈殿する静水域だが、しばしば突発的に発生した強い流れで砂が流入したことを示唆する。これらの堆積物から産する貝類の生息環境はそれぞれ *B. cumingii* が干潟の泥底、*B. multiformis* が干潟や潮間帯の泥底、*R. sordidula* が水深44 mまでの潮下帯の砂泥底である（奥谷, 2000）。上記のように、突発的に強い流れが発生する環境であることから、これらの化石群集は、*B. cumingii* や *B. multiformis* が死後に水流で潮下帯の上部に移動し、*R. sordidula* と混合したことによって説明できる。したがって、基底から標高-0.80 mの堆積物は、溺れ谷の潮下帯上部の堆積物と解釈される。

標高-0.80～4.70 mの粘土層と砂層（基底面が侵食面で、級化を呈する）の互層は、植物の根や植物片を産することから、これらの堆積環境は蛇行河川の後背湿地が最も考えやすい。粘土層は後背湿地の通常の堆積物で、砂層や細礫層は堤防決壊堆積物と解釈される。

完新世のテフラの中で、分布域が伊豆半島南部を含むテフラには、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、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、天城

カワゴ平火山灰は軽石からなる。本地点の標高3.2 mの白色軽石層の堆積年代は、6,960～6,780年前以降である。したがって、白色軽石層は天城カワゴ平火山灰と推定される。なお、太田ほか(1986)が本調査地点の近傍のLoc. 13から記載した天城カワゴ平火山灰層は、その上位に腐植質泥層がある。一方、本研究で記載した軽石層もまたその上位に腐植質粘土層があり、層位は一致する。

以上のことから、本地点は7,500～7,400年前までに海面下に水没しており、6,960～6,780年前に潮下帯上部から蛇行河川の後背湿地に変化したと推定される。

地点2

標高-0.90 m以深のシルト質砂から産する貝類の生息環境は、*B. multiformis*が干潟や潮間帯の泥底、*B. zonalis*は内湾の潮間帯中部から下部の泥底、*C. gigas*は汽水性内湾の潮間帯から潮下帯の砂礫底、*M. lusoria*と*C. sinensis*は潮間帯下部から水深20 mの砂泥底に生息する(奥谷, 2000)。これらのことから、シルト質砂は潮間帯の堆積物と解釈され(図4)、*C. gigas*の¹⁴C年代から、その堆積年代は約5,300～4,880年前と推定される。

標高-0.90～-0.70 mのシルト質砂層は、基底面が侵食面で、級化を呈することから、イベント堆積物であり、その発生年代は、4,530～4,440年前と推定される。保存状態の良い葉を多産することから、堆積物の主たる供給源は陸域であり、急速に埋積したと思われる。また、砂層から産する*P. japonica*は潮間帯下部から水深30 mの砂泥底(奥谷, 2000)、*C. vatheleti*は潮間帯から水深140 mの砂底に生息する(肥後・後藤, 1993)。そして、これらの二枚貝は洗い出された産状を示す。以上のことから、シルト質砂層は洪水流によって陸から運搬されたものと、洪水流による潮間帯下部の堆積物の再堆積したものの混合物からなるイベント堆積物と考えられる。

標高-0.70～1.70 mは主にシルト層とシルト質砂層の互層からなり、植物の根の痕跡が見られる。そして、調査地域は鯉名川の自然堤防に位置する。したがって、この互層は自然堤防堆積物と解釈される。また、レンズ状の礫支持細礫層は小規模の河川流路堆積物と思われる。

以上のことから、本地点は5,120～4,880年前までには沈水しており、4,530～4,440年前に潮間帯下部から自然堤防に変化したと思われる。

地点3

基底(標高-5.7 m)から-2.20 mのシルト層から多産する*R. festiva*は潮間帯泥底に生息する(奥谷, 2000)。したがって、シルト層は潮間帯の堆積物と推定される(図4)。標高-2.20～0.0 mの細粒砂から産する*B. stearnsii*は潮間帯から水深20 mに生息し、*P. japonicum*は潮間帯から水深60 m付近までの細砂底に生息する。下位のシルト層よりも粗粒なので、流水エネルギーはより高いと思われる。以上のことから、細粒砂は潮間帯の堆積物であり、下位のシルト層よりも浅いと考えられる。

標高0.0～0.80 mの分級の良い細粒砂の特徴(分級が良く不明瞭な平行葉理)は弓ヶ浜の後浜や浜堤の堆積物に共通することから、後浜・浜堤の堆積物と解釈される

(図4)。一方、標高0.80～2.30 mのシルト層は植物の根を産し、腐植物の多産層を挟在することから後背湿地の堆積物と推定される(図4)。標高1.50～1.70 mに挟在する粗粒砂層は、基底面は侵食面であり、級化を呈することからイベント堆積物である。

以上のことから、本地点では潮間帯から後浜・浜堤を経て後背湿地と変化し、離水した年代は5,830～5,630年前から2,700～2,460年前の間である。

地点4

標高-3.00～0.20 mの砂層から産する*R. festiva*は潮間帯泥底に生息する(奥谷, 2000)。したがって、砂層は潮間帯の堆積物と推定される(図4)。その上位の地層のうち標高2.00～2.60 mの砂鉄質平行葉理の発達した分級の良い細粒砂は、その特徴から、前浜の堆積物と解釈される(図4)。それ以外の分級の良い砂層は塊状あるいは不明瞭な平行葉理をもつことから後浜・浜堤の堆積物と解釈される(図4)。また、標高1.60～1.85 mの粘土層と標高2.70～3.20 mのシルト層は、上下の堆積物との累重関係や塊状で細粒であることから、後浜・浜堤の後背湿地と推定される(図4)。

以上のことから、本地点では5,430～5,270年前に潮間帯から後浜・浜堤へ変化し、その後、後背湿地へと変化した。そして4,590～4,820年前以降に、前浜に変化した後、再び後浜・浜堤をへて、現在にいたったと推定される。

地点5

標高-3.60～-2.60 mの礫支持礫層は、下位に安山岩からなる基盤があり、上位は海成層である。また、礫層の最上部は貝殻片を含む。これらのことから、この礫支持礫層は礫浜の堆積物と推定される(図4)。標高-2.60～0.55 mの細粒砂層から産する*B. multiformis*は干潟や潮間帯に生息する。したがって、砂層は干潟や潮間帯の堆積物と推定される(図4)。標高0.55～1.40 mの分級の良い褐色細粒砂は平行葉理が発達し、砂鉄質平行葉理が見られ、これらの特徴は現在の弓ヶ浜海岸の前浜堆積物と共通することから、前浜の堆積物と解釈される(図4)。標高1.40～1.60 mおよび1.87～3.90 mの分級の良い褐色塊状細粒砂の特徴は、現在の弓ヶ浜海岸の後浜・浜堤の堆積物と一致することから、後浜・浜堤の堆積物と推定される(図4)。そして、標高1.60～1.70 mのシルト層と標高1.87～1.96 mの粘土層は、上下の堆積物との累重関係や塊状で細粒であることから、後背湿地の堆積物と解釈される。標高1.70～1.87 mの級化した褐色細粒砂層は、基底面が侵食面で、級化を呈することから、イベント堆積物である。

以上のことから、本地点では、礫浜から干潟・潮間帯に変化し、4,810～4,610年前以降に後浜・浜堤・後背湿地に変化したと推定される。

地殻変動の推定

上述のように、太田ほか（1986）は海成層の深度と年代をもとに、青野川地域では約6,000年前以降から約2,000年前の期間は沈降し、その後隆起したと結論づけている。この中で隆起の根拠としたのは、Loc. 8とLoc. 10の海成層の上限高度が2～3 mであることである。Loc. 10では、標高3.8 m以下は分級の良い砂層からなり、標高1.3 mからは海生貝類が掃き寄せの産状を呈し、貝殻から1,200±110 y. B.P.の¹⁴C年代を得ている。そして、太田ほか（1986）は分級の良い砂層の上限（標高3.8 m）を海成層の上限高度とすると、この値は他地点と比べてかなり高いと述べている。

本調査では、このLoc. 10にあたる地点4において、4,820～4,590年前以降の前浜堆積物が標高2.00～2.60 mに分布することを明らかにした。したがって、海成層の上限高度は2.60 mとなるが、太田ほか（1986）よりも1.2 m低い。この違いの原因としては、太田ほか（1986）が前浜堆積物と後浜・浜堤堆積物の識別を行っていないことによるとと思われる。この解釈に基づくならば、Loc. 10の分級の良い砂層は津波堆積物ではなく、前浜、後浜、浜堤堆積物である。

最近、Woodroff *et al.* (2012) はオーストラリア・クリスマス島の100個以上のマイクロアトールの高度とU-Th年代から過去5,000年間の海水準は現海面に対して0.25 m以内であったことを報告している。この報告と太田ほか（1986）の年代論と本研究の結果に基づくと、約2,000年前以降の隆起量は2.6 mと推定され、平均隆起速度は1.3 mm/yと算出される。

一方、各地点では現海面付近に海成層の上限が位置する。例えば、地点2の海成層の上限高度は標高-0.20 mであり、葉から得た¹⁴C年代は4,530～4,440年前である。したがって、約2,000年前以降に2.6 mの隆起があったにも関わらず、見掛け上、地殻変動が起きていないことになる。これは、4,530～4,440年前から約2,000年前の期間に2.6 mの沈降があったことを意味し、その平均沈降速度は1.0～1.1 mm/yと算出される。この値は、1896～1973年までの平均沈降速度（約1.5 mm/y; 檀原, 1974）と良く一致する。

上記の地殻変動のパターンと陸成層の層厚を考え合わせて、浸食作用が無いと仮定すると、調査地点の標高は、いずれの地点でも現在が最も高いことになる。したがって、海岸からの距離も現在が最も長いと思われる。つまり、本調査地点は7,000年の間では過去に遡るほど津波の被害を受けやすかったことになる。

津波堆積物の可能性

前述したように、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の想定浸水高によると、地点3と5の浸水高は5.0～10.0 mである。Goto *et al.* (2011), Szczuciński *et al.* (2011), Takashimizu *et al.* (2012) は、仙台平野において、2011年の東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波がもたらした津波堆積物を記載している。これらの研究

によると、浸水高5.0～10.0 mの浜堤間低地における津波堆積物は、最大層厚が28 cmで、中粒砂～粗粒砂からなり、級化を呈し、下部は塊状で、上部は平行葉理や低角の斜交葉理が見られ、基底面は浸食面である。これを浸水高5.0～10.0 mの津波堆積物の典型例として、調査地点において津波堆積物の認定に用いることとする。なお、Richmond *et al.* (2012) によると、仙台平野の前浜、後浜、浜堤では浸食が卓越し、津波堆積物は見られないという。したがって、前浜から浜堤までの堆積物からは津波の痕跡を検出することはできない。

調査地点3では標高0.80～2.30 mのシルト層は浜堤の後背湿地の堆積物と推定される。このシルト層は層厚20 cmの粗粒砂層を1枚挟む。その基底面は侵食面であり、級化を呈することからイベント堆積物であることは確実である。しかしながら、この砂層に対比できるイベント堆積物は地点4では見つからない。地点5では、標高1.70～1.87 mに級化した褐色細粒砂層があり、基底面が侵食面であることからイベント堆積物であることは確実である。しかし、その粒度は、直下の浜堤堆積物のそれと同程度なので、運搬した営力のエネルギーはかなり低い。また、地点3より海側にも関わらず、地点3のイベント堆積物よりも細粒なので、運搬した営力が海側から来たとは考えにくい。以上のことから、地点3と5の後背湿地堆積物に挟まれるイベント堆積物は同一のイベントによるのならば河川の洪水堆積物と解釈するのが妥当である。また、異なるイベントによるのならば、そのイベントは局地的なものとなり、津波よりも河川の洪水堆積物と解釈するのが妥当だろう。したがって、本調査地域においては、現在よりも津波の浸水しやすい状況にあったにも関わらず、巨大津波の痕跡は検出されなかった。一方、古文書記録にある安政地震と宝永地震に伴う津波堆積物も検出されなかった。この原因としては、風化・浸食や生物攪拌や人為改変などによる津波堆積物の消失・変質があげられる。なお、地点3, 4, 5には前浜や浜堤堆積物があり、この堆積期間の津波の発生については不明である。したがって、青野川沿いの低地でさらに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。賀茂郡南伊豆町役場総務課には、調査掘削用地の選定、用地交渉にご協力いただいた。露頭調査では、産業技術総合研究所の藤原 治研究員に同行・議論していただいた。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。本研究は静岡県と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。

引用文献

檀原 毅 (1974), 伊豆半島南部の上下変動. 地震予知連絡会会報, 14, 69-72.
福富孝治 (1935), 文献及び民間伝承に残りたる伊豆半

- 島の地形変動 (其の2). 地震, **1**, **7**, 145–153.
- Goto K., Chagué-Goff C., Fujino S., Goff J., Jaffe B., Nishimura Y., Richmond B., Sugawara D., Szczuciński W., Tappin D. R., Witter R. C. & Yulianto E. (2011), New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology*, **290**, 46–50.
- 羽鳥徳太郎 (1977), 2. 安政地震 (1854年12月23日) における東海地震の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県下26ヶ町村役場の地震報告から—. 地震研究所彙報, **51**, 13–28.
- 肥後俊一・後藤芳央 (1993), 日本及び周辺地域産軟体動物総目録. エル貝類出版局, 大阪, 888p.
- 石橋克彦・太田陽子・松田時彦 (1979), 南伊豆, 吉佐美・柿崎の隆起貝層の¹⁴C年代. 地震, **II**, **32**, 105–107.
- 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.
- 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.
- Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y. & Iwashita T. (2001), The 896 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.
- 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.
- 奥谷喬司編著 (2000), 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 1173p.
- 太田陽子・石橋克彦・松島義章・松田時彦・三好眞澄・鹿島 薫・松原彰子 (1986), 掘削調査にもとづく伊豆半島南部における完新世相対的海水準変化. 第四紀研究, **25**, 203–223.
- Reimer P. J., Baillie M. G. L., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Buck C. E., Burr G. S., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hajdas I., Heaton T. J., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., McCormac F. G., Manning S. W., Reimer R. W., Richards D. A., Southon J. R., Talamo S., Turney C. S. M., van der Plicht J. & Weyhenmeyer C. E. (2009), IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111–1150.
- Richmond B., Szczuciński W., Chagué-Goff C., Goto K., Sugawara D., Witter R. C., Tappin D. R., Jaffe B., Fujino S., Nishimura Y. & Goff J. (2012), Erosion, deposition and landscape change on the Sendai coastal plain, Japan, resulting from the March 11, 2011 Tohoku-oki tsunami. *Sedimentary Geology*, **282**, 27–39.
- 穴倉正展・澤井祐紀・行谷佑一 (2010), 平安の人々が見た巨大地震を再現する—西暦896年貞観地震津波—. *AFREC News*, **16**, 1–10.
- Szczuciński W., Kokociński M., Rzeszewski M., Chagué-Goff C., Cachão M., Goto K. & Sugawara D. (2011), 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*, **282**, 40–56.
- Takashimizu Y., Urabe A., Suzuki K. & Sato Y. (2012), Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 124–141.
- 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.
- Woodroff C. D., McGregor H. V., Lambeck K., Smithers S. G. & Fink D. (2012), Mid-Pacific microatolls record sea-level stability over the past 5000 yr. *Geology*, **40**, 951–954.
- Yoneda M., Kitagawa H., van der Plicht J., Uchida M., Tanaka A., Uehiro T., Shibata Y., Morita M. & Ohno T. (2000), Pre-bomb marine reservoir ages in the western north Pacific: Preliminary result on Kyoto University collection. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **172**, 377–381.
- 吉井敏尅 (2005), GPS観測による日本列島の最近の上下地殻変動. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **40**, 67–72.