

高知県四万十町興津における津波堆積物調査（予報）

A preliminary report on paleotsunami study in Okitsu lowland, Kochi Prefecture, western Japan

谷川晃一郎¹・宍倉正展¹・藤原 治^{1,2}・行谷佑一¹・松本 弾¹

Koichiro Tanigawa¹, Masanobu Shishikura¹, Osamu Fujiwara^{1,2}, Yuichi Namegaya¹ and Dan Matsumoto¹

¹ 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, k-tanigawa@aist.go.jp)

² 地質情報基盤センター (AIST, Geological Survey of Japan, Geoinformation Service Center)

Abstract: Large tsunamis generated by subduction zone earthquakes along the Nankai Trough have been affected Kochi Prefecture, western Japan. Historical records through approximately 1,300 years indicate that great earthquakes (M ~8) occurred at intervals of 100–200 years along the Nankai Trough. However, because historical documents are relatively sparse before the 16th century, it is difficult to evaluate magnitudes and rupture areas of earthquakes during this period. Tsunami deposits provide basic data for reconstructing the long-term earthquake history, the magnitudes and the rupture areas. Therefore, we studied tsunami deposits in Kochi Prefecture facing western Nankai Trough. We obtained two cores of 15 and 20 m long, and a geoslice of 4 m long from the Okitsu lowland. Deposits beneath the lowland consist mainly of silty clay between 1 and 15 m in depth. The silty clay lower than 2 m in depth includes abundant shell fragments, suggesting marine influence. We found some thin sand layers and a ~40 cm-thick anomalous sand layer (Sand A) interbedded within the silty clay. The event deposit (Sand A) composed of fine to medium sand has a sharp basal contact and fines upward. The study site is a small, isolated lowland fed by small streams that are incapable of producing large floods. Therefore, Sand A was probably formed by a marine inundation, a tsunami or a storm surge. We infer the age of Sand A to be AD 410–550, based on radiocarbon dates of plant microfossils from above and below it.

キーワード: 津波堆積物, 放射性炭素年代測定, 高知県, 南海トラフ

Keywords: tsunami deposit, radiocarbon dating, Kochi Prefecture, Nankai Trough

1. はじめに

南海トラフでは、主に歴史記録から約1300年間に及ぶ地震・津波の履歴が知られ、それらは100~200年程度の再来間隔を持つとされる（例えば、Ishibashi, 2004；石橋, 2014）（第1図）。南海トラフ西部に面する高知県沿岸はこれらの歴史地震の被害に見舞われてきた地域である。Ishibashi (2004) は、西暦684年白鳳地震から1946年昭和南海地震まで9つの地震・津波が南海トラフ西部で発生した（あるいは、発生した可能性が高い）と推定している。これらの過去の巨大地震の履歴や破壊領域の推定は、歴史記録だけでなく考古遺跡での噴砂跡（例えば、寒川, 1992; 2001）や海岸の池での津波堆積物調査（例えば、岡村・松岡, 2012）など、地震・津波の地質学的痕跡の情報にも基づいている。しかし、南海トラフ西部地域では依然として地震・津波の地質学的研究が少なく、履歴解明の根幹となる年代データも質・量ともに不十分である。そのため、特に江戸時代より古い歴史記録の乏しい時期の古地震の破壊領域について多くの議論の余地が残されている。

また、世界各地のプレートの沈み込み帯では、数百年~千年の再来間隔を持つ低頻度の超巨大地震の存在が近年明らかになってきている (Nanayama *et al.*, 2003; Nelson *et al.*, 2006; Jankaew *et al.*, 2008; Sawai *et al.*, 2012)。このような過去の超巨大地震が南海トラフにも存在するのかどうかを明らかにするためには、歴史記録より長い過去数千年間を対象とする地震・津波の地質学的痕跡の研究が不可欠である。

以上のような背景から、筆者らは高知県の東洋町、南国市、四万十町、黒潮町の沿岸低地で津波堆積物調査を実施してきた。本稿では、四万十町の調査結果を報告する。

2. 調査地域

調査地域は高知県四万十町興津地区の海岸低地である（第2図）。この海岸低地は太平洋に半島状につきだした山地と南側の砂浜（小室の浜）に周囲を囲まれた小規模な低地である。現在、小室の浜は標高約6.5mの堤防によって隔てられ、堤防の北側には海岸と平行に標高約6mの浜堤が带状に広がる（第

2B, C 図). 浜提上には集落が立地し, その背後の標高 2 m 以下の低地は水田に利用されている. 水田を南北に走る農道(測線 A-A')の標高は中央部でやや高く, 南北両方向に向かって低くなっている(第 1C 図). 掘削を行った水田の東よりを流れる水路は低地の南北両側で太平洋に通じ, 山地に挟まれた北側の出口には水門が設置されている. 水路の配置や水田の傾斜を考慮すると, 津波や高潮の際には, 南北両方向からの浸水が起こる可能性がある. また, 調査地域には大きな河川が存在しないため, 洪水により大量の土砂が短期間に堆積する可能性は低いと考えられる.

当地域では, 1707 年宝永地震, 1854 年安政南海地震の津波被害の記録が残っており, 安政津波の高さが 6 m と推定されている(羽鳥, 1981). また, 1946 年昭和南海地震では 4.3 m の津波高が記録されている(水路部, 1948).

3. 方法

海岸から約 1.3 km 内陸の低地北端部の水田において, オールコアボーリングにより 2 地点(SM-1, SM-2), ジオスライサー(中田・島崎, 1997)により 1 地点(SM-G1), 計 3 地点の掘削を実施した. 堆積物の詳細な観察のため, SM-G1 のジオスライサー試料は剥取り標本を作製した.

堆積年代を推定するため, ジオスライサーで採取した試料 10 点の放射性炭素年代測定を実施した(第 1 表). 年代測定用試料には, 実体顕微鏡下で堆積物中から拾いだした大型植物化石(果実と葉)を用いた. 測定は(株)地球科学研究所に依頼し, Beta Analytic Inc. において行われた. 得られた年代は OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) と IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) を用いて暦年校正を行った. 地形測量はライカジオシステム社の Leica Viva GS10 を使用して行った.

4. 堆積物の層相と放射性炭素年代測定結果

以下に各地点の堆積物の層相と年代測定結果を記載する(第 3, 4 図, 第 1 表).

SM-1

孔口標高は 1.38 m, 掘削深度は 15 m である. 深さ 0~0.95 m は耕作土および盛土, 深さ 0.95~1.16 m は暗褐色の有機質シルト層からなる. 深さ 1.16~13.05 m はシルト質粘土層からなり, 色調は深さ約 8 m までがやや褐色がかった暗灰色, 8 m 以下がやや青みがかった暗灰色となる. 深さ 3.02~3.17 m には分解の進んでいない泥炭の薄層が見られ, 深さ約 1.2~7 m, 約 8~9.2 m, 約 10.2~11.4 m の区間は植物片が混じる. また, 深さ約 2.4~13 m までは貝化石が含まれ, 9.8~10.2 m には礫が多く見られる. このシルト質粘土層には細砂の薄層が挟在しており, その厚さは多くが 1 cm 以下でまれに 2 cm 程度である.

主な砂層の深さは, 2.65~2.71 m (3 層), 3.12~3.22 m (2 層), 3.61 m, 3.94 m, 4.32 m, 5.84 m, 6.65~6.73 m (3 層), 7.04 m, 7.58~7.7 m (4 層), 8.75 m, 10.8 m, 11.5 m である. 全体的に生痕は見られなかった. 深さ 13.05~15 m は青みがかった暗灰色の砂礫層で最大 70 mm 程度の亜円~角礫を含む.

SM-2

孔口標高は 1.31 m, 掘削深度は 20 m である. 深さ 0~0.9 m は耕作土および盛土, 深さ 0.9~1.02 m は暗褐色の泥炭層からなる. 深さ 1.02~15.04 m はシルト質粘土層からなり, 色調は暗灰色を主体とするが, 深さ 5.2~5.4 m, 6.8~8 m, 12.6~13.1 m, 13.4~14 m はやや褐色が強くなり, 深さ約 9.2~10 m, 13.1~13.4 m は明灰色を呈する. 深さ約 1~9.5 m, 約 11~14 m の区間は植物片が混じり, 深さ約 2~15 m までは貝化石が含まれる. 深さ 2.2~2.29 m, 2.34~2.84 m には厚い砂層が見られる. この砂層は細礫の混じる細~中粒砂で構成され, 上下のシルト質粘土層および泥炭層との境界は比較的明瞭である. 砂層直下の深さ 2.84~3.04 m は細砂と未分解の泥炭層の互層となる. これらの砂層より下位のシルト質粘土層には, SM-1 と同様に細砂の薄層が多数挟在する. 主な砂層の深さは, 3.92 m, 5.36 m, 5.77 m, 7.88~7.93 m (2 層), 10.22 m, 12.04~12.1 m (1 層), 12.66~12.8 m (4 層), 13.05 m である. 深さ 12.04~12.1 m の砂層は下位に明瞭な境界を持ち, 中粒砂から細粒砂へ上方細粒化が見られた. 全体的に生痕は確認されなかった. 深さ 15.04~15.84 m はシルトの混じる砂層からなり, 深さ 15.84~16.55 m は乳灰色の火山灰層からなる. 深さ 16.55~17.31 m は青灰色のシルト質粘土層で下位には細礫を含む. 深さ 17.31~18 m は 30 mm 以下の亜円礫を含む砂層で, 深さ 18~20 m は最大 100 mm 程度の亜円礫を含む砂礫層である.

SM-G1

孔口標高は 1.24 m, 掘削深度は 4.4 m である. 深さ 0~1.14 m は耕作土および盛土, 深さ 1.14~1.26 m は茶灰色の有機質シルト層, 深さ 1.26~1.36 m は泥炭層, 深さ 1.36~4.4 m は暗灰色のシルト質粘土層から構成される. 深さ約 2~4 m は植物片が混じり, 深さ 2.4~4 m までには多くの貝化石が含まれる. また, 深さ 4 m 以下は細砂質粘土層となる. SM-2 と同様に, SM-G1 にも深さ約 2.6~3 m に厚さ約 40 cm の細礫を含む細~中粒の砂層が見られる. この砂層は下位のシルト質細砂層を明瞭な境界で覆い, 上方細粒化する. 深さ 3~3.05 m のシルト質細砂層には未分解の泥炭が層状に挟まれる. 深さ 3.05~3.21 m は基質が未分解の泥炭となり, 灰色のシルトの薄層が斜交層理をなす. 深さ 3.21~3.3 m は有機質シルト層で構成され, 3.24 m と 3.28 m に厚さ 1 cm 以下の薄い細砂が挟在する. これらの泥炭層, 有機質シルト層, シルト質粘土層の地層境界は遷移的である.

地点 SM-G1 の堆積物中から果実および葉を採取し、合計 10 層準において放射性炭素年代測定を行った（第 4 図、第 1 表）。その結果、盛土の直下およびジオスライサーの最深部の試料はそれぞれ、AD 1640 以降、AD 20-210 の年代を示した。また、深さ約 2.6～3 m の砂層の直上と、深さ 3.28 m の砂層の直下から得られた年代値は共に AD 410-550 を示した。その他、シルト質粘土層中からは下位から順に、AD 130-340, 230-390, 430-640, 650-770 の年代値が得られた。また、シルト質粘土層直上の泥炭層からは AD 1460-1640, 泥炭層直上の有機質シルト層からは AD 1640 以降の年代値を得た。

5. 考察

興津低地の地質と堆積環境

興津低地の地下 20 m までの地質は主に上位から、耕作土および盛土、有機質シルト層および泥炭層、シルト質粘土層、砂礫層で構成される（第 3 図）。当地域に分布するシルト質粘土層と砂礫層は、その層序から判断して、日本列島の沖積平野で一般的にみられる中部泥層および基底礫層（井関，1983；海洋，1994）に対比される可能性が高い。SM-1 と SM-2 では砂礫層上面の深さが異なるが、これは周囲の山地から連続する基盤の地形を反映し、それにより砂礫層を覆う地層も異なっているとみられる。

砂礫層を覆うシルト質粘土層は層厚が 10 m 以上と厚く、静穏な環境下で細粒な堆積物が長期間継続して堆積したと考えられる。SM-2 ではシルト質粘土層の下部に層厚約 60 cm の火山灰層が分布する。高知県内の平野では沖積層中に広く確認されている火山灰は約 7200 年前に噴出した鬼界アカホヤ火山灰（町田・新井，2003；Smith *et al.*，2013）のみであるため（例えば、高知平野：甲藤・西，1971；四万十平野：阿小島，1978），この火山灰層も鬼界アカホヤ火山灰に対比される可能性が高い。なお、本研究では火山灰分析を実施していないためこの年代は使用しない。シルト質粘土層の下部からは年代値は得られていないが、SM-G1 下端の年代値から、少なくとも AD 30 より以前からシルト質粘土層は堆積している。深さ約 2 m（標高約 -0.7 m）以下のシルト質粘土層は全体的に貝化石を含んでいるため、最上部の厚さ約 1～1.5 m を除き、シルト質粘土層は海成層と考えられる。前述の中部泥層は海水準の上昇（縄文海進）にともない内湾に形成された地層とされており、これらの考察と矛盾しない。貝化石の産出しない SM-G1 の深さ 2.12～2.14 cm の年代値から、AD 40 には当地域は離水していた可能性が高い。SM-1 および SM-2 のシルト質粘土層中に挟在する多くの砂層は、その堆積年代が明らかでないためコア間の対比は現時点では難しい。層序から対比されるのは、深さ 2～3 m 付近に分布する厚い砂層のみである。

SM-G1 の砂層の成因と堆積年代

SM-G1 の厚さ約 40 cm の砂層は基底に明瞭で直線的な境界を持ち、上方細粒化が観察されるため、突発的な流れにより形成されたイベント砂層とみられる（以下、砂層 A）（第 4 図）。また、砂層 A より下位のシルト質砂層、斜交層理を示すシルトの薄層を挟む泥炭層、さらに下位の有機質シルト層中に挟在する 2 層の薄い砂層も同様に流れによって形成されたと考えられる。これらの地層は貝殻片を含む海成層中に挟在するため、潮流によって形成された可能性が考えられる。しかし、砂層 A のみが砂の単層として約 40 cm と非常に厚く、基底に侵食的な境界を持ち強い流れが一時的に起きたことを示すため、津波や高潮などのイベントにより形成された可能性が高い。砂層 A は海面下で形成されたとみられ、分布範囲も不明なため、その成因が津波なのか高潮なのかを識別することは現状では不可能である。なお、前述のように掘削地点の地形条件から、砂層 A の成因が洪水である可能性は低い。

砂層 A の堆積年代は上下の地層から得られた年代値から AD 410-550 と推定される。この期間、高知県内では 2ヶ所の沿岸の池で津波によるとされるイベント堆積物が報告されている（第 2 図）。イベント年代は、土佐市の蟹ヶ池で西暦約 300～600 年、須崎市のただす池で西暦約 450～650 年と推定されている（岡村ほか，1997；佃ほか，1999；岡村ほか，2000；岡村・松岡，2012）。仮に砂層 A が津波堆積物であるとした場合、砂層 A はこれらと同じイベントにより形成された可能性がある。

砂層 A より上位のシルト質粘土層と泥炭層は西暦約 400～1650 年の間に堆積している。この期間、南海トラフ西部では 684 年白鳳地震以降 6 回の地震・津波が知られているが（第 1 図）、本調査地点ではイベント堆積物が全く確認されなかった。調査地域は宝永地震や安政南海地震時に津波被害が記録されているように、地形的にも津波の影響を受けやすいとみられる。イベント堆積物が確認されない要因の一つとして、地層中に堆積間隙が存在し、西暦約 400～1650 年の間の地層記録に欠落がある可能性が挙げられる。ジオスライサーおよびその剥ぎ取り標本の目視による観察からは、粘土層中と泥炭層中には侵食面などの明瞭な層相の変化は見られなかった。しかし、上位ほど堆積速度が速くなる傾向が見られ、粘土層と直上の泥炭層の地層境界は非常に明瞭であることから、ここに環境の急変あるいは侵食面が想定される。今後さらに高密度で年代測定を実施して堆積間隙の有無を検証する必要がある。また、他の要因として、白鳳地震以降 6 回の歴史地震にともなう津波が、当地域に砂質の津波堆積物を残すほど大きくなかった可能性なども考えられる。

6. まとめ

高知県四万十町の興津低地において津波堆積物調査を実施し、地下最大 20 m まで掘削を行った。興津低地の地質は深さ約 1~15 m までシルト質粘土層からなり、当地域で静穏な環境が長期間継続したことを示唆する。このシルト質粘土層は最上部の約 1.5 m を除き、多くの貝化石を含んでおり、その大部分が海成層であると考えられる。この海成粘土層中には層厚 1 cm 以下の薄い細粒砂層が多く挟在する。また、深さ約 1.5~2 m には層厚約 40 cm の厚いイベント砂層が見られる。このイベント砂層は堆積学的特徴および調査地の地形条件から津波もしくは高潮による突発的な強い流れにより堆積した可能性が高く、その堆積年代は AD 410-550 と推定される。このイベント堆積物より上位の西暦約 1650 年までの地層からはイベント堆積物が確認されなかった。

謝辞 地権者の方々には調査の趣旨を理解していただき、調査を快く許可して頂いた。現地調査の際には、高知県危機管理部南海トラフ地震対策課、四万十町危機管理課の方々にお世話になった。また、査読者の澤井祐紀氏と編集担当者の岡村行信氏の指摘により、本稿は改善された。本研究は文部科学省「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」における津波履歴調査の一環として行った。

文 献

阿小島功 (1978) 低地の微地形と海水準変動 (2) — 吉野川下流平野および四万十川河口平野 —。地理学評論, 51, 643-661.

Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 5, 337-360.

羽鳥徳太郎 (1981) 高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査—久礼・入野・土佐清水の津波の高さ。地震研究所彙報, 56, 547-570.

Ishibashi, K. (2004) Status of historical seismology in Japan. *Annals of Geophysics*, 47, 339-368.

石橋克彦 (2014) 南海トラフ巨大地震。岩波書店。205pp.

井関弘太郎 (1983) 沖積平野。東京大学出版会, 145p. Jankaew, K., Atwater, B.F., Sawai, Y., Choowong, M., Charoentirat, T., Martin M.E. and Prendergast, A. (2008) Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. *Nature*, 455, 1228-1231.

甲藤次郎・西 和彦 (1971) 高知平野の地形と沖積層。高知大学学術研究報告自然科学編, 20, 219-237.

町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。東京大学出版, 336pp. 中田 高・島崎邦彦 (1997) 活断層研究のための

地層抜き取り装置 (Geo-slicer)。地学雑誌, 106, 59-69.

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.

Nelson, A., Kelsey, H. and Witter, R. (2006) Great earthquakes of variable magnitude at the Cascadia subduction zone. *Quaternary Research*, 65, 354-365.

岡村 眞・栗本貴生・松岡裕美 (1997) 地殻変動のモニターとしての沿岸・湖沼堆積物。月刊地球, 19, 469-473.

岡村 眞・松岡裕美 (2012) 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し。科学, 82, 182-194.

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, no. 28, 162-168.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haffidason, H., Hajdas, I., Hatt, C., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.

寒川 旭 (1992) 地震考古学: 遺跡が語る地震の歴史。中央公論新社, 251pp.

寒川 旭 (2001) 遺跡で検出された地震痕跡による古地震研究の成果。活断層・古地震研究報告, No.1, 287-300.

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, doi:10.1029/2012GL053692.

Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, 67, 121-137.

水路部 (1948) 昭和 21 年南海大地震報告, 津浪篇。水路要報, 201, 77pp.

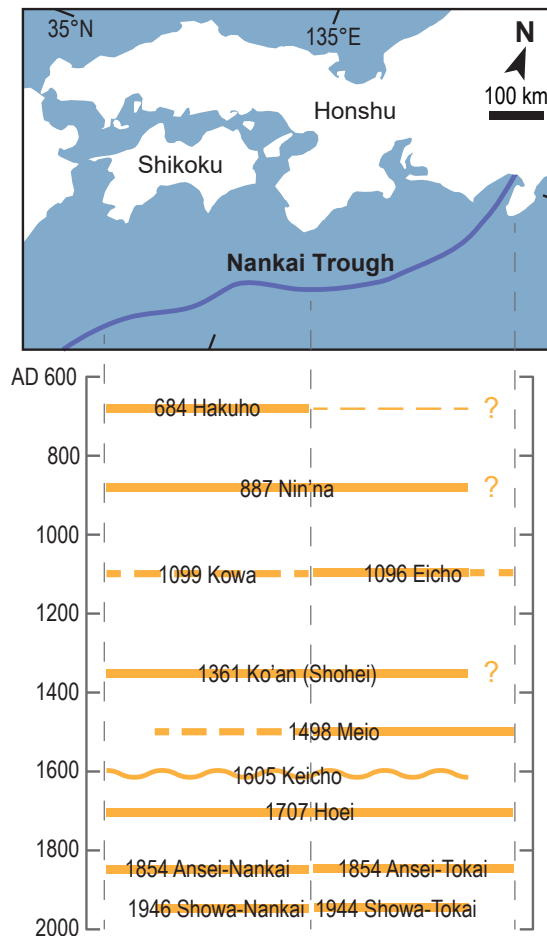
佃 栄吉・岡村 眞・松岡裕美（1999）過去約2千
年の地層に刻まれた地震（過去の南海地震）.
月刊地球号外, 24, 64-69.

海津正倫（1994）沖積低地の古環境学. 古今書院,
270pp.

（受付：2017年9月1日，受理：2017年9月15日）

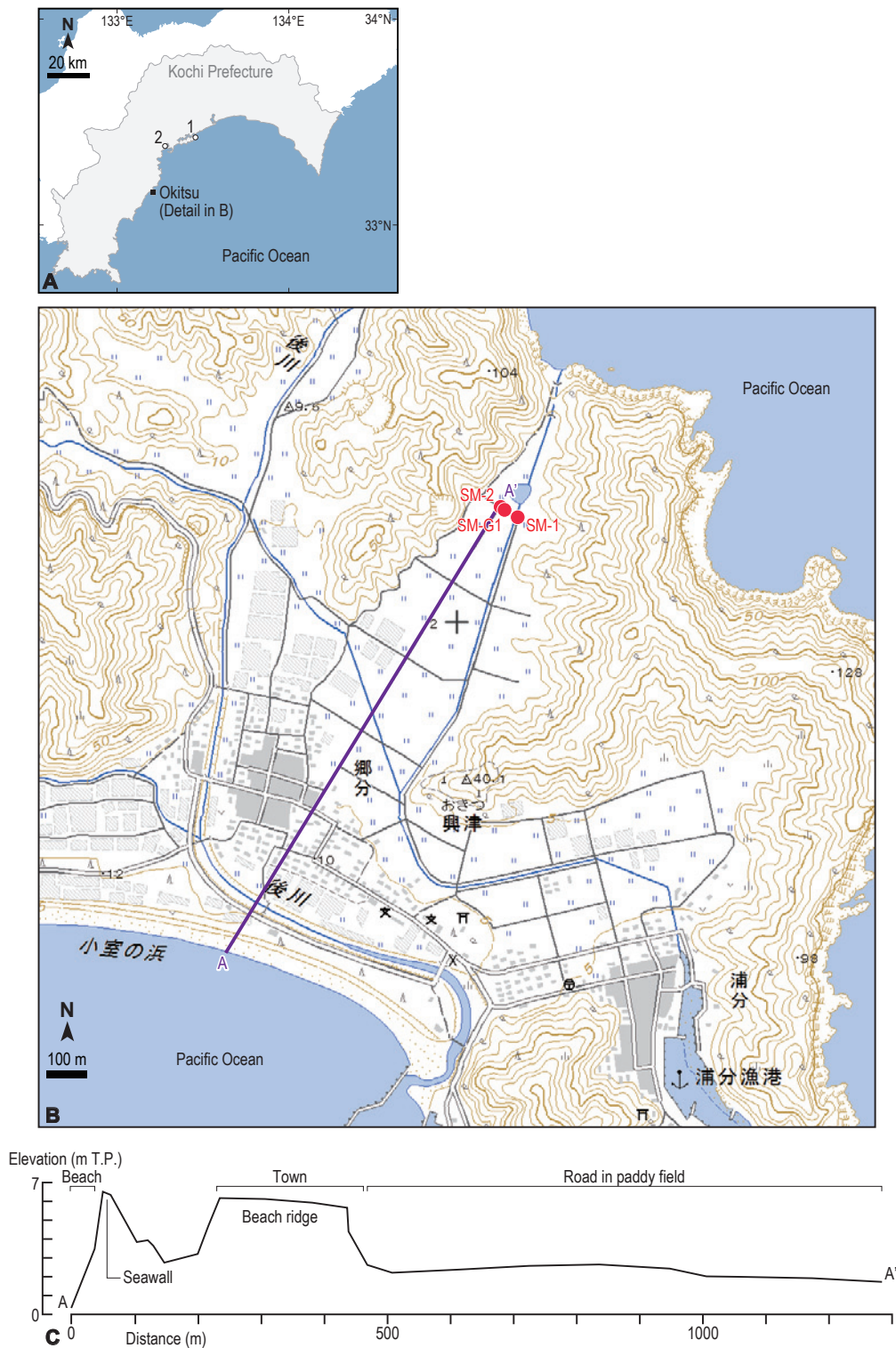
第1表. ジオスライサー SM-G1 の放射性炭素年代測定結果.
Table 1. Radiocarbon ages from geoslice SM-G1.

Site	Depth (cm)	material	Conventional ^{14}C age (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Calibrated age (AD, 2σ range)
SM-G1	114-116	fruits	220 ± 30	-28.6	1640-1690, 1730-1810, After 1930
	124-126	fruits	210 ± 30	-27.2	1640-1690, 1730-1810, After 1920
	132-134	fruits	340 ± 30	-28.6	1460-1640
	172-174	fruits	1320 ± 30	-12.9	650-730, 740-770
	212-214	leaves	1500 ± 30	-29.0	430-490, 530-640
	250-252	leaves	1580 ± 30	-32.1	410-550
	330-332	leaves	1580 ± 30	-29.2	410-550
	364-366	leaves	1740 ± 30	-31.0	230-390
	400-402	leaves	1780 ± 30	-28.9	130-340
	440-442	leaves	1910 ± 30	-28.7	20-170, 190-210



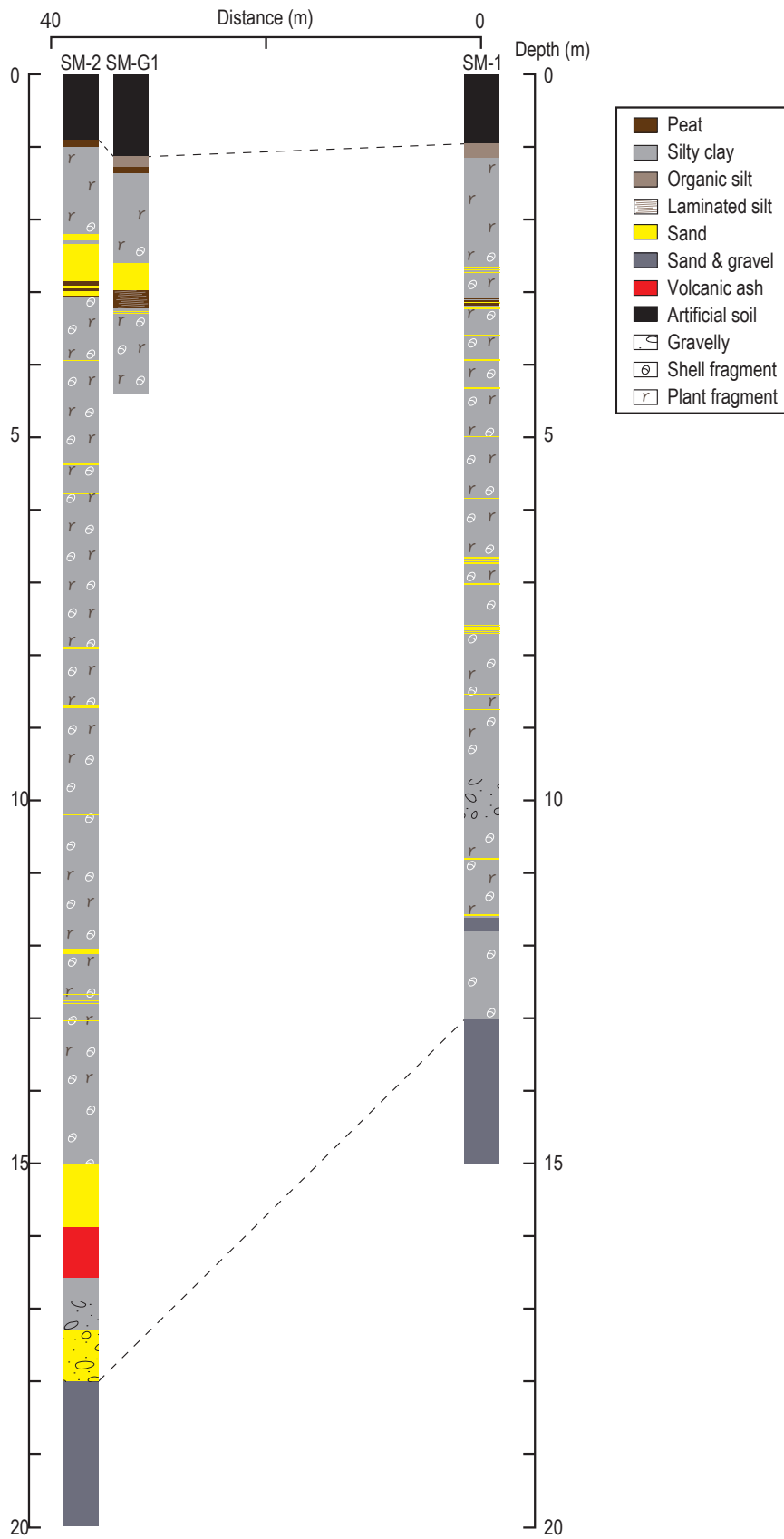
第1図. 南海トラフの歴史地震と推定される破壊領域 (Ishibashi (2004) に基づく). 図中の実線・太い点線・細い点線はそれぞれ、確実な・可能性の高い・可能性のある破壊領域を示す. 波線で示した1605年慶長地震は津波地震と考えられている.

Fig. 1. Inferred ruptures of historical and recent earthquakes along the Nankai Trough (after Ishibashi, 2004). Thick solid, thick broken, and thin broken lines indicate certain, probable, and possible rupture zones, respectively. The wavy line indicates that the 1605 event was a tsunami earthquake.

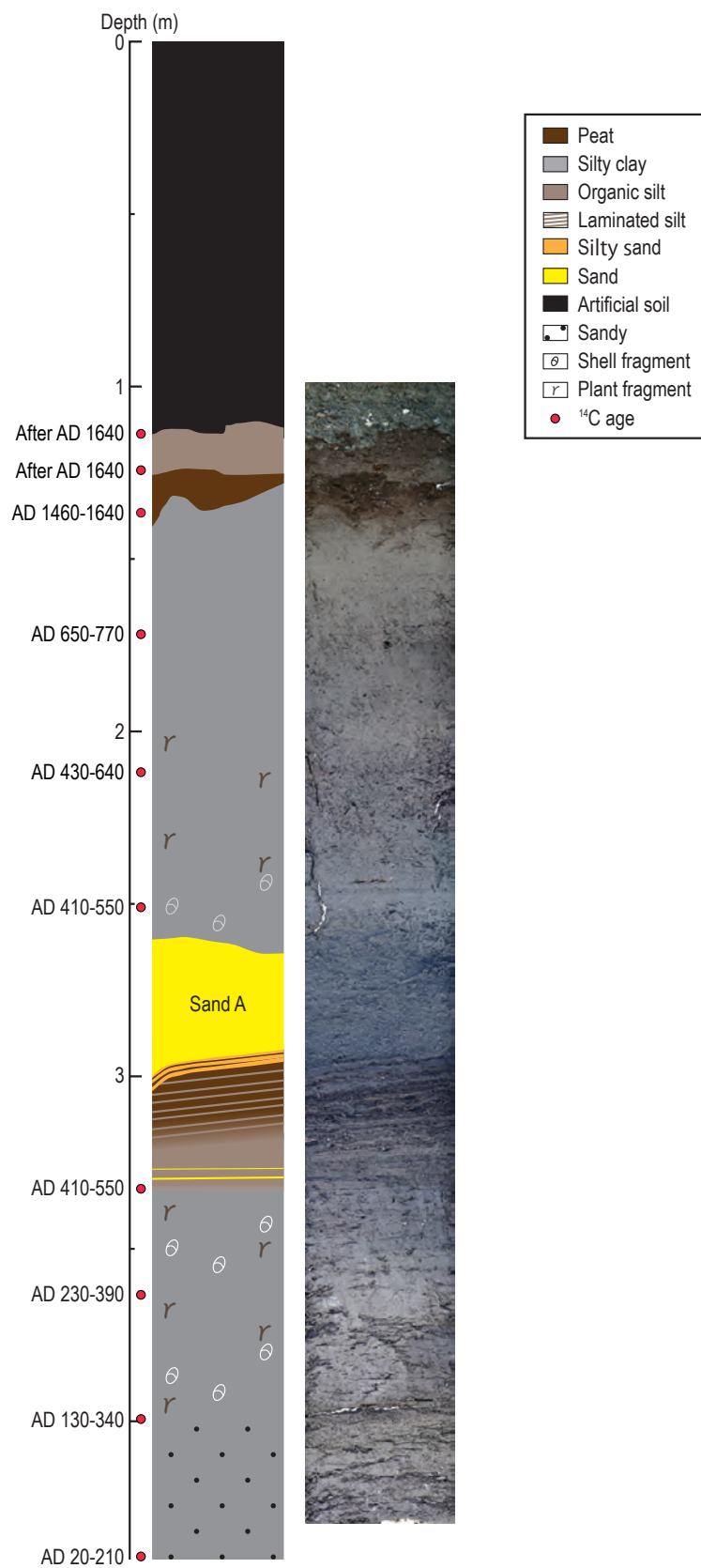


第 2 図. A. 調査地点位置図と先行研究の調査地点. 地点 1 は土佐市の蟹ヶ池, 地点 2 は須崎市のただす池を示す (岡村ほか 1997 ; 佃ほか, 1999 ; 岡村ほか, 2000). B. 四万十町興津の掘削地点. 2 万 5 千分の 1 地形図「窪川・興津浦」を使用. C. 興津低地の地形断面図. 断面位置は B を参照.

Fig. 2. A. Map of Kochi Prefecture showing the Okitsu study site. White circles indicate study locations. Sites 1 and 2 show coastal ponds in Tosa and Susaki, respectively (Okamura *et al.*, 1997, 2000; Tsukuda *et al.*, 1999). B. Coring sites in the Okitsu lowland. Modified from 1/25000-scale map of Geographical Survey Institute of Japan, [Kubokawa], [Okitsu-ura]. C. Surveyed topographic profile of the Okitsu lowland. The surveyed transect is shown in B. Elevations are relative to mean sea level in Tokyo Bay (T.P., Tokyo Peil).



第3図. ボーリングコア SM-1, SM-2 とジオスライサー SM-G1 の柱状図.
 Fig. 3. Columnar sections of cores SM-1 and SM-2, and a geoslice SM-G1



第 4 図. ジオスライサー SM-G1 の柱状図, 放射性炭素年代および写真.
 Fig. 4. Lithofacies, radiocarbon ages and a photograph of geoslice SM-G1