

高知県東部, 奈半利低地における沖積層ボーリングコアの記載と編年

植木 岳雪^{1,*}

UEKI Takeyuki (2020) A sediment core of Holocene incised valley fills in the Nahari Lowland, east Kochi Prefecture, southwest Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 71 (5), p. 473-479, 3 figs, 1 table.

Abstract: Sediment core 42 m long was drilled in the Nahari Lowland, east Kochi Prefecture, southwest Japan. The core was composed entirely of gravelly deposits derived by the Nahari River. Radiocarbon (¹⁴C) ages from Latest Pleistocene to Early Holocene were obtained at four horizons. A Holocene incised valley fills more than 42 m thick underlie in the Nahari Lowland. Higher sedimentation rate of the incised valley fills corresponds to the Early Holocene transgression.

Keywords: Incised valley fills, Holocene, Sediment core, Stratigraphy, Kochi Prefecture

要 旨

高知県東部, 奈半利低地において, 長さ 42 m のオールコアボーリング掘削を行なった。コアは河成礫層からなり, 深度 11.94 ~ 11.97 m と 21.92 m からそれぞれ 7,510 ± 30 ¹⁴C yr BP と 7,960 ± 30 ¹⁴C yr BP 年代が得られた。また, 深度 25.87 ~ 25.94 m と 28.20 ~ 28.25 m から, それぞれ 19,240 ± 70 ¹⁴C yr BP と 23,920 ± 90 ¹⁴C yr BP の年代が得られた。奈半利低地における沖積層の層厚は 42 m 以上であり, 完新世前期の海水準上昇に対応して, 礫層の堆積速度は大きくなった。

1. はじめに

沖積層は, 最終氷期以降に堆積した最新の地質時代の地層である。沿岸平野・低地の地下には, しばしば最終氷期の低海水準期に形成された埋没谷があり, 完新世の海水準上昇期に軟弱な泥層が谷を埋めて堆積している。軟弱な沖積層は地震動を増幅させるため, 沖積層が厚いところでは大地震時に建物の被害や液状化が多く生じている(1923年関東地震の例は武村, 2003; 若松, 2007など)。また, 基盤岩と沖積層の境界では, 地震波の屈折や基盤面での反射によって, 地表のある地点に地震波が収斂して, 震動が大きくなることがある(1995年兵庫県南部地震の例は, 三田村ほか, 1996など)。したがって, 沖積層の層厚や基底の谷地形の理解は, 地震災害の軽減のために不可欠と言える。

静岡県から高知県にかけての沖合に延びる南海トラフでは, 海洋プレートの沈み込みに伴う巨大地震が

100-200年おきに発生している。しかし, 四国南岸の沿岸平野・低地における沖積層の層厚や基底の谷地形は, 高知平野を除いて全くわかっていない。そこで, 産総研地質調査総合センターで作成・出版している5万分の1地質図幅の「奈半利」の調査・研究として, 高知県東部, 奈半利低地において長さ42mのオールコアボーリング掘削を行い, 沖積層の記載と編年を行った。

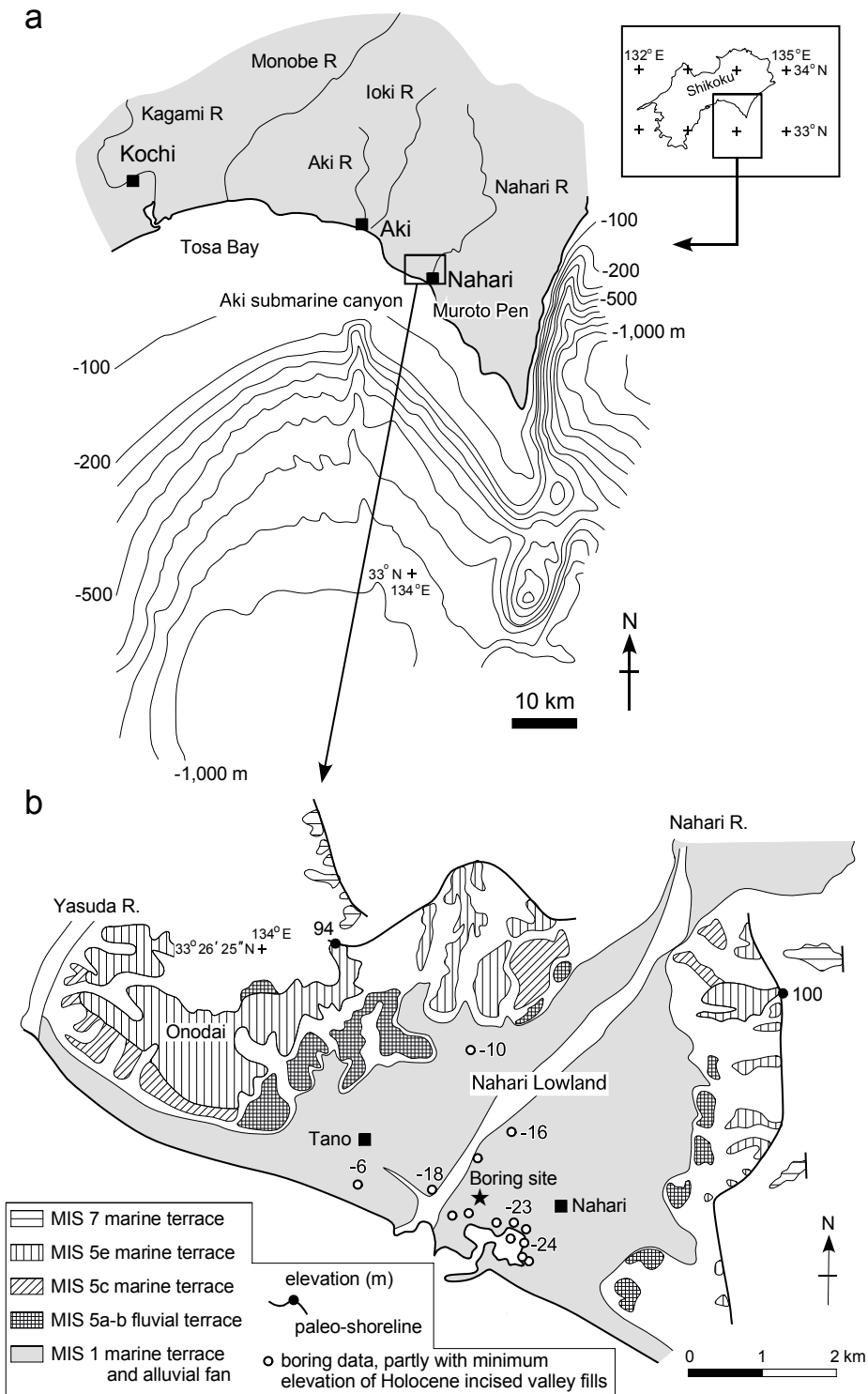
2. 調査地域の概要

高知県東部の奈半利低地は, 室戸岬西岸で太平洋の土佐湾に面し, 幅と奥行がともに約2.3 kmの三角形の低地である(第1図)。低地の中央には, 四国山地東部を源にする二級河川の奈半利川が流れている。奈半利川右岸には標高数mの完新世の海成段丘が分布するが, それ以外は現成の臨海扇状地(ファンデルタ)となっている(金谷, 1978; 前杵, 1988)。一方, 低地の周囲には更新世の海成段丘と河成段丘が分布し, 最も発達が良い海成段丘は最終間氷期の海洋酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage, MIS) 5eに形成されたものである(吉川ほか, 1964; 小池・町田, 2001; 前杵, 2006; Matsu'ura, 2015)。

奈半利低地周辺の山地の地質は, 古第三系の四万十帯室戸岬層群奈半利川層の砂岩泥岩互層からなる(平ほか, 1980など)。奈半利川層の分布域では崩壊がしばしば生じ, 奈半利川に多量の岩屑が供給されている(笹原ほか, 2011; 小野ほか, 2014; 土居, 2016など)。ボーリング資料に基づく, 奈半利低地における沖積層は層厚30 m以上の礫層からなる(第1図および近森・近藤, 1973;

¹ 千葉科学大学危機管理学部 (Faculty of Risk and Crisis management, Chiba Institute of Science, 3 Shiomi-cho, Choshi, Chiba 288-0025, Japan), 産業技術総合研究所地質調査総合センター地質情報研究部門客員研究員 (Visiting researcher of AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: UEKI, T., Email: tueki@cis.ac.jp



第1図 室戸半島周辺および奈半利低地周辺の地形

a) 100 mおきの等深線は産業技術総合研究所地質調査総合センターの海域地質構造データベース (<https://gbank.gsj.jp/marineseisdb/index.html>, 閲覧日:2020年9月4日)による。b) 段丘の分布と旧汀線高度は小池・町田(2001)による。ボーリングデータは高知地盤情報公開サイト (<https://geonews.zenchiren.or.jp/kochi/>, 閲覧日:2020年9月4日)による。

Fig. 1 Geomorphology around the Nahari Lowland

a) Isobath is after the Database of Offshore Geologic Structure supported by the Geological Survey of Japan (https://gbank.gsj.jp/marineseisdb/index_E.html, Accessed 2020-09-04). b) Terrace distribution and elevation of paleo-shoreline are after Koike and Machida (2001). Boring data are after the open-access site of subsurface geology of Kochi Prefecture (<https://geonews.zenchiren.or.jp/kochi/>, Accessed 2020-09-04).

近森, 1984; 加賀美ほか, 1992). しかし, 沖積層の層序や年代は全くわかっていない.

3. ボーリング掘削調査

3.1 掘削地点および掘削方法

ボーリング掘削地点は, 奈半利川河口に近い奈半利港緑地公園ヘリポート横の芝地(第1図: 北緯33度25分31.04秒, 東経134度0分58.57秒, 孔口標高4.3 m)である. 奈半利川からは約150 m離れており, 現成のファンデルタ上にある.

ロータリー式ボーリングマシンによって, 径86 mmのコアチューブを用いて, 長さ42 mのオールコアを採取した. 孔壁保護のために, 径145 mmあるいは116 mmのケーシングパイプを挿入した. コアの回収率は95%以上であった. 本研究では, そのコアをGS-NHR-1コアと呼ぶ.

3.2 ボーリングコアの記載

GS-NHR-1コアの柱状図を第2図に示す. コアの深度0~0.56 mは人工堆積物である. 深度0~0.45 mは不淘汰な角礫層, 深度0.45~0.56 mは緻密なシルト層であり, それぞれ盛土, 水田土壌と考えられる.

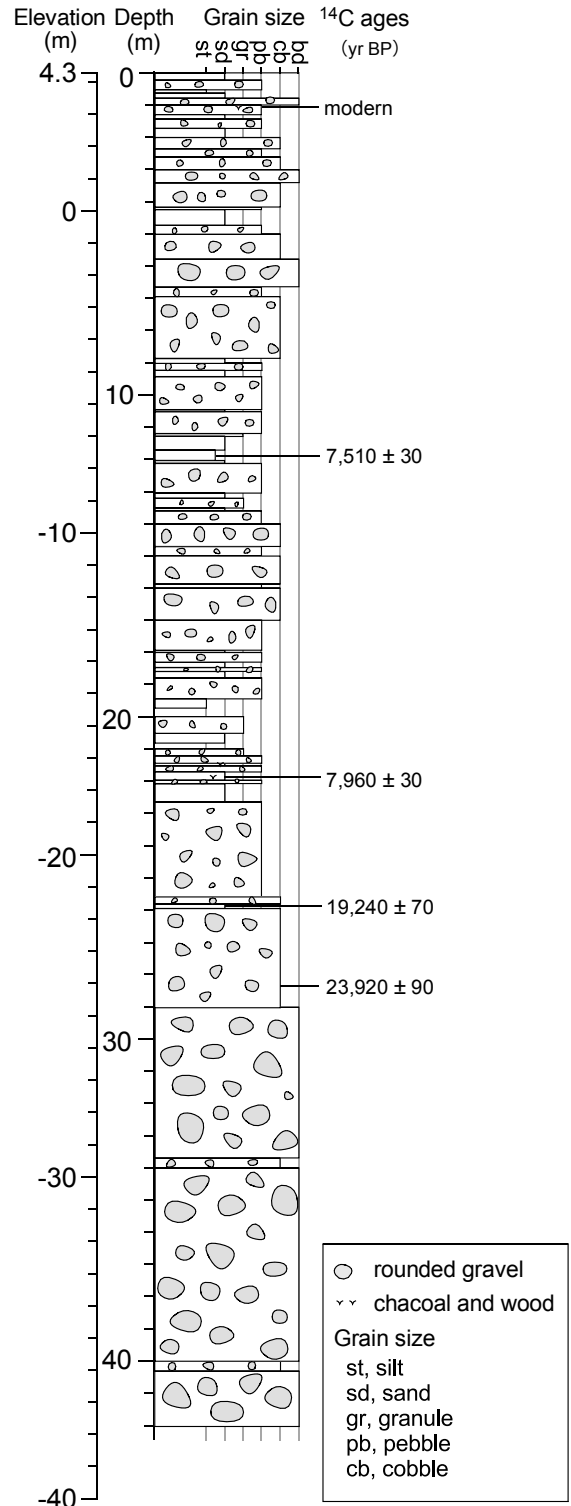
コアの深度0.56 m以下は奈半利川の堆積物であり, 大きな層相の違いはなく, 細分されない. 全体に塊状で淘汰の良い垂円礫層が卓越し, 層厚数10 cm以下の砂層, シルト層を挟む. ただし, 深度9~14 mと深度17~26 mは中礫から細礫サイズの礫層からなり, 砂層, シルト層が多く挟まれるのに対して, 深度29~42 mは巨礫サイズの礫層からなる. 礫種は, 砂岩, 泥岩, 礫岩, チャートなどの堆積岩からなる.

4. 放射性炭素 (¹⁴C) 年代測定

GS-NHR-1コアから採取された5試料の¹⁴C年代を第1表に示す. 試料は, 深度1.15 mの粗粒砂, 深度11.94~11.97 mのシルト, 深度21.92 mの細粒砂から抽出された植物片と, 深度25.87~25.94 mの細粒砂, 深度28.20~28.25 mの粗粒砂のバルク試料である.

加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代測定を, 株式会社加速器分析研究所に依頼した. 試料の前処理として, 植物片には0.001~1 Mの水酸化ナトリウムによる酸-アルカリ-酸処理を行い, バルク試料には1 Mの塩酸による酸処理を行った. 年代値はLibbyの半減期5,568年を用いて算出し, δ¹³C値により同位体分別効果の補正を行った. 年代値の暦年較正には, OxCal 4.3 較正プログラム(Bronk Ramsey, 2009)とIntCal 13較正曲線(Reimer et al., 2013)を用いた. なお, ¹⁴C年代の表記は, 暦年較正されている場合はcal BC, そうでない場合は¹⁴C yr BPとする.

深度1.15 mはmodernであり, 深度11.94~11.97 mと21.92 mからは, それぞれ7,510 ± 30 ¹⁴C yr BPと7,960 ± 30 ¹⁴C yr BPの年代が得られた. また, 深度25.87~25.94



第2図 GS-NHR-1 コアの柱状図

Fig. 2 Columnar section of the GS-NHR-1 Core

第1表 AMS放射性炭素年代測定の結果

Table 1 Result of AMS ^{14}C dating

Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional age (1σ , ^{14}C yr BP)	Calibrated age (2σ , cal BC)	Laboratory number
1.15	plant material	-27.05±0.24	modern	—	IAAA-191016
11.94-11.97	plant material	-28.07±0.20	7,510±30	6,312-6,261 (12.4 %) 6,444-6,347 (83.0 %)	IAAA-191017
21.92	plant material	-32.66±0.20	7,960±30	6,723-6,705 (2.7 %) 7,042-6,750 (92.7 %)	IAAA-191018
25.87-25.94	sand	-25.85±0.23	19,240±70	21,497-20,985 (95.4 %)	IAAA-191019
28.20-28.25	sand	-22.62±0.26	23,920±90	26,252-25,779 (95.4 %)	IAAA-191020

mと28.20～28.25 mからは、それぞれ19,240±70 ^{14}C yr BPと23,920±90 ^{14}C yr BPの年代が得られた。

5. 議論

5.1 奈半利低地における沖積層の層厚

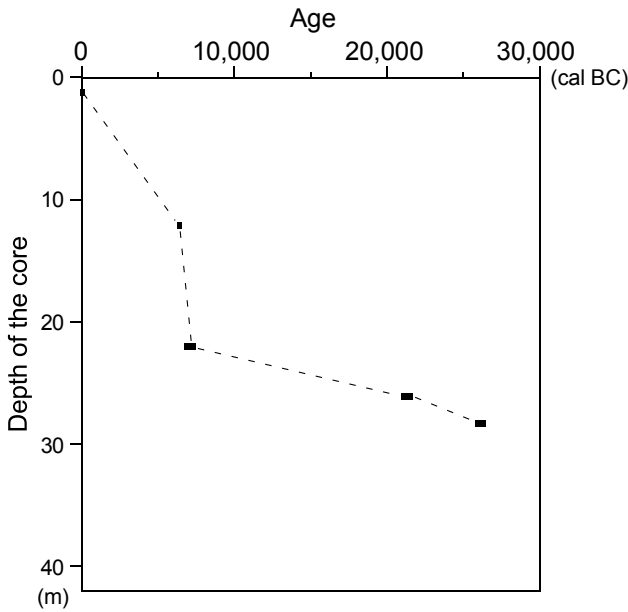
GS-NHR-1 コアは基盤岩に到達しなかったため、奈半利低地における沖積層の層厚は42 m以上としか言えない。高知県における沖積層の層厚は、高知平野では30～35 mであるが(甲藤・西, 1971; 甲藤ほか, 1984; 長谷川ほか, 2009; 大堀ほか, 2013), 安芸低地では基盤岩に到達するボーリング資料がないため、55 m以上(高知県, 1982; 満塩, 1998)としか言えない。四国東部では、第四紀後期に北に傾動する地殻変動を示す(吉川ほか, 1964)が、沖積層の層厚は、沈降域にある高知平野よりも、隆起域にある安芸低地と奈半利低地の方が明らかに大きい。これは、土佐湾の大陸棚の幅が南に向かって狭くなるため、最終氷期の海水準低下に対して河川が鋭敏に反応して、下刻が進み、沖積層基底の深い谷が形成されたためと考えられる。安芸低地と奈半利低地の沖には、大陸棚から海盆まで続く安芸海底谷があること(第1図; 嶋村, 2008など)も、それを示唆している。

第1図のように、奈半利低地周辺におけるMIS 5eの海成段丘の旧汀線高度は94～100 mである(吉川ほか, 1964; 小池・町田, 2001)。また、奈半利川右岸の大野台においては、MIS 5eの海成段丘の下にMIS 6の谷を埋める河成礫層があり、その基底は標高約30 mである(植木ほか, 1998)。したがって、MIS 6から5eにかけての堆積物の層厚は約70 mとなる。MIS 2から1にかけての沖積層は、MIS 6から5eにかけてと同様な気候・海水準の変化で形成されたので、その層厚は最大で70 mに達する可能性がある。

5.2 最終氷期の奈半利川の下刻量

MIS 5eの海成段丘の旧汀線高度は94～100 mであり、MIS 5eを12.5万年前、当時の海水準高度を現在よりも6～9 m高かったとすると(Dutton and Lambeck, 2012), 奈半利低地周辺における平均隆起速度は、約0.7 m/1,000年となる。GS-NHR-1 コアの25.87～25.94 mと28.20～28.25 mの ^{14}C 年代は、1個のバルク試料から求められている。一方、大きな集水域を持つ河川の堆積物では、バルク試料は生物化石よりも ^{14}C 年代で600年程度、較正年代で1,000年程度古くなることが知られている(石村ほか, 2016)。試料数が限られており、両層準の ^{14}C 年代の確度は高くないかもしれないが、 ^{14}C 年代は1万年前より古いので、仮に数100年新しくなっても、影響は小さい。そこで、得られた ^{14}C 年代をそのまま用いて議論を進める。

GS-NHR-1 コアの深度28.20～28.25 mの年代は約26,000 cal BCであり、それは現在よりも約2.8万年前のMIS 3である。孔口標高は4.3 mなので、コアの深度28.20～28.25 mの標高は約-24 mとなる。2.8万年間の隆起量は約20 mなので、コアの深度28.20～28.25 mの当時の標高は約-44 mとなる。コアの基底の年代は分からないが、それはさらに約14 m下なので、標高-58 mとなる。したがって、MIS 5eの海水準高度(標高6～9 m)を加えると、MIS 5eからMIS 3にかけて、奈半利川の下刻量は60 m以上となる。幡谷ほか(2016)は、現在の海岸線において沖積層基底礫層(BG層)の基底の深度から、日本全国の45河川のMIS 5eからMIS 3にかけての下刻量を求めた。そのうち、下刻量が60 m以上のものは20河川であり、沖合に海溝やトラフがある太平洋に注ぐ河川が多かった。奈半利川は全長約60 kmの河川であるが、MIS 5eからMIS 3にかけての下刻量は全国的にも大きく、太平洋に注ぐ大きな河川と同じであることがわかった。



第3図 GS-NHR-1 コアの年代-深度ダイアグラム
Fig. 3 Age-depth diagram of the GS-NHR-1 core

5.3 礫層の堆積速度と海水準変動への応答

GS-NHR-1 コアの深度0.56 m以下は全て礫層からなるが、深度22 mを境にして堆積速度には大きな違いが認められる(第3図)。堆積速度は、深度22 mより上では約2.6 m/1,000年と大きいものに対して、それより下では約0.4 m/1,000年と小さい。特に堆積速度が大きいのは、約8,000 ¹⁴C yr BPの深度22 mから約7,500 ¹⁴C yr BPの深度12 mの間であり、相対的に堆積物の粒径も小さい。それはちょうど海水準の上昇速度が大きい時期にあたり(遠藤ほか, 1989; 田辺ほか, 2012; 遠藤ほか, 2013など)、海水準上昇によって堆積空間が上方に大きく付加され、奈半利川からの大きい礫は現在の河口より上流側で堆積し、現在の河口付近では相対的に粒径の小さい砂礫が急速に堆積したと考えられる。一方、特に堆積速度が小さいのは、約24,000 ¹⁴C yr BPの深度28 mから約8,000 ¹⁴C yr BPの深度22 mの間であり、相対的に堆積物の粒径も大きい。それは海水準の最も低下した時期から上昇速度が小さな時期にあたり(Siddall *et al.*, 2003など)、奈半利川からの大きい礫が現在の河口付近で堆積したと考えられる。

一般に、沖積層の層厚は低海水準期の河成層→海水準上昇期の海成層→高海水準期以降の河成層の順に重なる(井関, 1962)。奈半利低地は、山地が海岸付近まで迫り出し、奈半利川による礫の供給も多いため、ファンデルタとなっている。そのため、奈半利低地における沖積層には海成層は挟まれないが、河成礫層の堆積速度には海水準変動の影響が認められる。

5.4 奈半利低地における沖積層の年代観

GS-NHR-1 コアは長さが42 mであり、深度28.20~28.25 mからは約24,000 ¹⁴C yr BPの年代が得られた。したがって、奈半利低地における沖積層の基底の年代がMIS 3に遡ることは明らかである。沖積層の基底の礫層は、井関(1975)以来、MIS 2の最終氷期最盛期(Last Glacial Maximum, LGM)の低海水準期に形成されたとされてきた。しかし、沖積層の基底の礫層からは、濃尾平野では約30,000 cal BCの始良Tnテフラ(AT)が見出されていること(牧之内ほか, 2001, 2006)、台湾ではMIS 3の¹⁴C年代が多数報告されていることなどから、田辺ほか(2014)は、沖積層の基底の礫層は、LGMではなく、MIS 3からLGMにかけての海水準低下期に形成された可能性を示唆した。そして、沖積層の基底の礫層は、MIS3からLGMにかけて形成された礫層とLGMに形成された礫層とが癒着しており、単層としては長期間にわたって形成されたことになるとした。本研究は田辺ほか(2014)の見解を支持し、奈半利低地における沖積層の基底の礫層もMIS3からLGMにかけて形成されたと考えられる。

6. おわりに

高知県東部、奈半利低地において、長さ42 mのオールコアボーリング掘削を行なった。コアは奈半利川の礫層からなり、奈半利低地における沖積層の層厚は42 m以上であることが明らかになった。また、コアの3層準から最終氷期から完新世前期にかけての¹⁴C年代を得た。完新世前期の海水準上昇に対応して、礫層の堆積速度が大きくなったことがわかった。

南海トラフで発生する巨大地震の被害予測を目指して、奈半利低地と安芸低地における沖積層の層厚と基底の谷地形・年代を明らかにするためには、今後、基盤岩に到達するボーリングコアを得る必要がある。しかし、これらの低地はファンデルタであり、沖積層は粗粒な礫層からなるため、長さ50 m以上のボーリング掘削にはかなりの困難が予想される。

文献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- 近森邦英(1984) 沖積地の地下水に関する研究Ⅳ 奈半利川沖積地の地下水および帯水層に関する研究. 高知大学学術研究報告 自然科学編, **32**, 21-46.
- 近森邦英・近藤雅春(1973) 沖積地の地下水に関する研究-3- 潮汐および河川水位変動の減衰による不圧帯水層定数の推定について 奈半利町地区. 高知大学学術研究報告 自然科学編, **21**, 329-340.
- Dutton, A. and Lambeck, K. (2012) Ice volume and sea level during the Last Interglacial. *Science*, **337**, 216-219.
- 土居寛幸(2016) 奈半利川の深層崩壊に起因する土石流

- 対策. 砂防学会誌, **69**, 42–47.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田 量・高野 司(1989) 千葉県古流山湾周辺域における完新世の環境変遷史とその意義. 第四紀研究, **28**, 61–77.
- 遠藤邦彦・石綿しげ子・堀伸三郎・中尾有利子(2013) 東京低地と沖積層 —軟弱地盤の形成と縄文海進—. 地学雑誌, **122**, 968–991.
- 長谷川修一・矢田部龍一・望月秋利・西山賢一・山本浩司(2009) 四国地域の地盤情報データベースの構築と各沖積地盤の特性. 「50年のあゆみ」, 地盤工学会四国支部, 91–126.
- 幡谷竜太・柳田 誠・鳥越祐司・佐藤 賢(2016) 後期更新世以降の現海岸線付近での下刻. 応用地質, **57**, 15–26.
- 石村大輔・宮内崇裕・早瀬亮介・小原圭一・山市 剛(2016) 完新統コア中の有機質堆積物(バルク)試料と生物化石試料間に認められる放射性炭素年代値の系統的な差とその要因. 地学雑誌, **125**, 243–256.
- 井関弘太郎(1962) 沖積平野の基礎的問題点. 名古屋大学文学部研究論集, **24**, 51–74.
- 井関弘太郎(1975) 沖積層基底礫層について. 地学雑誌, **84**, 1–18.
- 加賀美英雄・満塩大洗・野沢 繁(1992) 高知県東南部の奈半利川付近にみられる第四系. 城西大学研究年報 自然科学編, **16**, 1–13.
- 金谷明子(1978) 室戸半島の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, **51**, 451–463.
- 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**, 219–239.
- 甲藤次郎・西 和彦・平 朝彦・岡村 真・中野尊正(1984) 高知平野地下の第四系ならびに地質災害について. 高知大学学術研究報告 自然科学編, **32**, 111–150.
- 高知県(1982) 表層地質図 手結・安芸. 「土地分類基本調査 手結・安芸」.
- 小池一之・町田 洋(2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 東京, 122p.
- 前杢英明(1988) 室戸半島の完新世地殻変動. 地理学評論, **61A**, 747–769.
- 前杢英明(2006) 室戸半島の第四紀地殻変動と地震隆起. 地質学雑誌, **112** (補遺), 17–26.
- 牧之内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層(BG)および熱田層下部海成粘土層の年代—臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果—. 地質学雑誌, **107**, 283–295.
- 牧之内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面WG (2006) 濃尾平野における第一礫層(BG)の層位と形成過程. 地質学論集, **59**, 129–140.
- Matsu'ura, T. (2015) Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Muroto Peninsula, southwest Japan: Forearc deformation in an oblique subduction zone. *Geomorphology*, **234**, 133–150.
- 三田村宗樹・中川康一・升本眞二・塩野清治・吉川周作・古山勝彦・佐野正人・橋本定樹・領木邦浩・北田奈緒子・井上直人・内山 高・小西省吾・宮川ちひろ・中村正和・野口和晃・Shrestha Suresh・谷 保孝・山口貴行・山本裕雄(1996) 1995年兵庫県南部地震による西宮・大阪地域の震害と地盤構造. 第四紀研究, **35**, 179–188.
- 満塩大洗(1998) 完新世(沖積世)における高知県の環境変化 —高知県の完新統(沖積層)—. 高知大学学術研究報告 自然科学編, **47**, 33–48.
- 大堀道広・チタクセチキン・中村武史・坂上 実・武村俊介・古村孝志・竹本帝人・岩井一央・久保篤規・川谷和夫・田嶋佐和・高橋成実・金田義行(2013) 高知市街地の浅層地盤モデルの構築. 日本地震工学会論文集, **13**, 52–70.
- 小野尚哉・江藤史哉・島田 徹・笹原克夫・桜井 亘・鷲尾洋一(2014) 平成23年台風第6号により高知県東部奈半利川流域において発生した小島地区深層崩壊発生場とその周辺の地形, 地質的特徴. 日本地すべり学会誌, **51**, 179–186.
- 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., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., 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., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and Plicht, J. V. D. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- 笹原克夫・石塚忠範・加藤仁志・桜井 亘・梶 昭仁(2011) 平成23年台風6号により高知県東部で発生した深層崩壊. 砂防学会誌, **64**, 39–45.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almqvist-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D. A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 853–858.
- 嶋村 清(2008) 改訂「日本列島海底谷系図」—海底谷の地形的特徴と問題点—. 地質学雑誌, **114**, 560–576.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎(1980) 高知県四万十帯の地質とその起源. 「四万十帯の地質学と古生物学 甲藤次郎教授還暦記念論文集」, 林野弘済会高知支部, 319–389.

奈半利低地の沖積層（植木）

- 武村雅之(2003) 1923年関東地震による東京都中心部(旧15区内)の詳細震度分布と表層地盤構造. 日本地震工学会論文集, **3**, 1-36.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行(2012) 東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構. 地質学雑誌, **118**, 1-19.
- 田辺 晋・石原武志・小松原 琢(2014) 沖積層の基底にみられる起伏地形: その成因の予察的解釈. 地質調査研究報告, **65**, 45-55.
- 植木岳雪・桑原拓一郎・吉山 昭(1998) 室戸岬面の形成年代と酸素同位体ステージ6の河成礫層. 日本第四紀学会講演要旨集, **28**, 106-107.
- 若松加寿江(2007) 首都直下地震による液状化の発生と被害. 地学雑誌, **116**, 480-489.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子(1964) 土佐湾北東岸の海成段丘と地殻変動. 地理学評論, **37**, 627-648.
- (受 付 : 2020年5月7日 ; 受 理 : 2020年9月4日)

