

1 Tanigawa K., Shishikura M., Fujiwara O., Namegaya Y. and Matsumoto D.,
2 2018. Mid- to late-Holocene marine inundations inferred from coastal
3 deposits facing the Nankai Trough in Nankoku, Kochi Prefecture, southern
4 Japan.
5 The Holocene 2018, Vol. 28(6), 867-878

6
7 高知県南国の南海トラフに面した海岸堆積物から推定した中・後完新世の海水
8 の浸入

9

10 概要

11 本研究では、南海トラフに面する南日本沿岸の高知県南国市にある小さな海岸
12 低地において、その完新統の堆積史を調査する。低地の堆積物は、主に海成・
13 汽水成粘土から成り、その上には淡水性粘土と泥炭の層がある。我々は、4枚の
14 側方に広がる砂層を見つけた。1枚の砂層は淡水性堆積物の直下であり、他の3
15 枚の砂層は淡水性堆積物に挟在する。放射性炭素年代は、これらの砂層が暦年代
16 で5970—2440年前に堆積したことを示す。砂層はほとんど海生・汽水生珪藻を
17 含まないが、砂層は調査地域の海側に集中していたことは海水の浸入によって
18 堆積したことを示唆する。これらの砂層は、津波あるいは異常に大きな高潮によ
19 って形成された。暦年代で5970-2440年前の海水の浸入の見かけ上の頻度は、最
20 近1300年間に記録された南海トラフ巨大地震のそれよりもはるかに低かった。
21 イベント堆積物は暦年代で2440-960年前の間にはなく、我々はそのギャップは
22 浜堤の発達にあると考える。ここで報告した新たな海水の浸入記録は、南海トラ
23 フ西部の巨大スラスト地震の時期と再発間隔を推定するための試みを促進する
24 だろう。

25

26 はじめに

27 フィリピン海プレートが西南日本に潜り込んでいる南海-駿河トラフ沿いの
28 地震と津波の歴史は、歴史的(e.g. Ishibashi, 1999), 考古学的(e.g. Sangawa,
29 1999), 地質学的(e.g. Fujiwara et al., 2013), 地形学的(e.g. Shishikura et
30 al., 2008), そして地球物理学的(e.g. Hyodo and Hori, 2013)研究方法を用いて
31 調査されてきている。特に、歴史記録には、西南日本で1300年の地震の歴史が
32 記録されている(e.g. Ishibashi, 200, 2014)。その研究の主体は、今後数十年

33 にわたる巨大地震の発生する可能性の評価を裏付けるために用いられてきてい
34 る(地震調査推進本部, 2001).

35 南海-駿河トラフ沿いの将来の地震に関する科学のおよび社会的関心は, 2011
36 年の東北沖地震(Mw 9.0)以来年々高まっている(内閣府, 2013; Goto et al.,
37 2014). このような異常に大きな津波を発生させた地震の再発間隔は, 通常の大
38 地震(~M8)よりもはるかに長く, 500年から1000年(several to 10
39 centuries)と推定される(e.g. Nanayama et al., 2003 Sawai et al., 2009,
40 2015a). 古地震の地質学的・地形学的研究は, このような異常に大きな事象をよ
41 り良く理解するための基礎的情報を提供する. 南海-駿河トラフ沿いの地質学
42 的・地形学的証拠は, ここ最近数十年間研究されている(e.g. Garrett et al.,
43 2016; Komatsubara and Fujiwara, 2007 およびその中の参考文献). これらの研
44 究にもかかわらず, 長期的な地震の歴史は, 主に古地震に関する時代の制約が時
45 間分解能に乏しいため, 断片的で不確かなままである.

46 南海-駿河トラフ沿いの巨大スラスト地震を予測するために, 古地震の破壊領
47 域の相違がもう一つの重大な論点である(Ando, 1975; Ishibashi, 2004; Seno,
48 2012). 多くの事象は, 歴史的, 考古学的, 地質学的, および地形学的研究に基
49 づいて, 1つまたは隣接する2つの地震発生帯を破壊すると解釈されてきてい
50 るが, 記録は完全ではない(e.g. Ishibashi, 2014). さらに, 古地震の規模を評
51 価するには, 破壊領域に関する情報が不可欠である. 沿岸低地の地質学的研究は,
52 地震モデリングに使用される津波堆積物の分布と地震時変形を明らかにするこ
53 とができる(e.g. Nakayama et al., 2003; Sawai et al., 2012; Wang et al.,
54 2013). 南海トラフ西部に面した高知県の海岸周辺では, ほとんどの地質学的研
55 究は海岸近くの池で行われている(Okamura and Matsuoka, 2012). このような
56 調査は津波履歴の推定には適しているが, 津波浸水域に関連する津波堆積物の
57 水平分布は十分に理解されない.

58 本研究では, 高知県南国に点在する低地での沿岸浸水の地質学的証拠を調べ
59 ることにより, 我々は低頻度大規模事象の発生時代と再発間隔の理解の向上に
60 努めた.

61

62 調査地

63 南国市の調査地は, 白亜系砂岩・泥岩を主体とする標高約70-160 mの丘陵に
64 囲まれた小規模な沿岸低地であり, この丘陵が低地を物部川の沖積層から分離

65 している (Fig. 1c). 古い航空写真や古い地形図は、海岸線に沿った 2 つの浜堤
66 があることを示し、陸側の浜堤のほうが海側のものより高い (Fig. 1d). それら
67 は高さ約 8-14 m, 幅約 400 m である. 現在, 2 つの浜堤は住宅や温室で覆われ
68 ているため, 空中写真ではあいまいである (Fig. 1c). 掘削地点は, 現在の海岸
69 線から内陸に約 600 m, 東京湾 (東京湾: T.P.) の平均海面より 2-3 m 高い所で
70 ある (Fig. 1d). 2 つの小さな水路, おそらく小川が改変されたものが, 浜堤の
71 陸側で東へ流れる. 開削された水路が, 浜堤を横切って海へ向かう.

72

73 高知県における津波と高潮の歴史的記録と最近の記録

74 他地域と同様に, 高知県では歴史記録が散在かつ断片的である (e. g. Koyama,
75 1999) (Table 1). 684 年の白鳳地震について, 歴史記録には津波によって船が海
76 へと流され, 土佐国 (今日の高知県を含む) の地盤沈下によって水田が水没した
77 ことが示されている. 887 年の仁和地震と 1498 年の明応地震による土佐国の被
78 害の記録はない. 1361 年の康安 (正平) 地震に伴う津波は, 物部川の沖積平野
79 を冠水させた (Fig. 1c). この平野では, 津波は, 現在の海岸線から約 1.2 km の
80 内陸にあった寺を襲い損害を与えた (Tsuji, 2015). 17 世紀以降, 地震ごとに
81 くつかの地点で津波と地震変動が記録された (以下の記録は Watanabe (1998) に
82 まとめられている). 南海-駿河トラフプレート境界 (Fig. 2) の全長を破壊した
83 1707 年の宝永地震後, 高知県の多くの沿岸地域では 5 m を超える津波高が記録
84 された. この津波は調査地の南 (海側) 半分を浸水させた. 調査地点から西へ約 6
85 km の浦戸湾周辺では, 2 m という大きな地震性沈降が記録された (Fig. 1b). 歴
86 史記録や最近の記録には, 更新統後期から完新世の海岸段丘によって特徴付け
87 られる室戸岬や足摺岬周辺の地震性隆起が記されている (Fig. 1b) (e. g.
88 Maemoku, 1988). 南国を含む土佐湾内陸部の沿岸に沿って, 地震性沈降が起きた
89 (Fig. 1).

90 高知県は台風の被害を受けやすく, 17 世紀以降, 多くの高潮が記録されてい
91 る (Table 1). 比較的広範囲に被害をもたらす高潮は, 100 年に数回発生してい
92 る. 1970 年の台風アニータの潮位は 313 cm で, 高知市での 1950 年以来の記録
93 の中で最高である (気象庁, 2016).

94

95

96

97 高知県における地質・地形学的研究

98 南海-駿河トラフ沿いの古地震学的証拠は, Komatsubara and Fujiwara (2007)
99 や Garrett et al. (2016)にまとめられている. 高知県では, 津波の地質学的証
100 拠の研究は沿岸の池で行われている. Okamura and Matsuoka (2012)は, 湖沼の
101 泥の中に挟まれた海生微化石を含む砂質ウォッシュオーバー堆積物を記録した.
102 これらは, 現在の地形つまり高潮による浸水を抑える浜堤と砂丘に基づいて, 津
103 波堆積物と解釈された. 多くのイベントの年代は, ウォッシュオーバー堆積物か
104 ら得られた放射性炭素年代によって推定されている. 14 のウォッシュオーバー
105 堆積物の年代は, 須崎の池で 4800~1300 年前の間である (Fig. 1b; 地点 2, 暦
106 年代で 2700 年前以前のデータは未発表), これらのうち最も年代の若いものは,
107 684 年の白鳳地震と対比された (Okamura et al., 1997, 2000; Tsukuda et al.,
108 1999). 土佐の池 (Fig. 1b; 地点 3)には, 過去 2000 年からの 6 つのウォッシュ
109 オーバー堆積物が含まれ, そのうちのいくつかは, 684 年の白鳳, 1361 年の康安
110 (正平), 1707 年の宝永, 1854 年の安政地震に対比されている (Okamura et al.,
111 1997, 2000; Tsukuda et al., 1999). 津波堆積物と嵐の堆積物の区別は一般的
112 に困難で, これらのウォッシュオーバー堆積物の原因から, 高潮を除外できな
113 かった. 高知県教育委員会 (1989) と Sangawa (2001) は四万十の遺跡から液状化痕を
114 報告した (Fig. 1b; location 1). 陶器の時代に基づいて, 彼らは高知県で記録
115 的な被害をもたらしていない 1498 年明応地震によって液状化構造が生じたこと
116 を示唆した.

117 室戸岬では, 地震性隆起イベントの地形学的証拠が研究されている (Fig. 1b;
118 地点 4). 木材や海生固着動物と貝の放射性炭素年代は, 過去 6000 年間に 1000-
119 2000 年ごとに隆起が生じたことを示唆する (Maemoku, 1988, 2001). Maemoku
120 (2001)は, これらの隆起イベントが, メガスラストイベントに伴うか伴わないか
121 のどちらかの沖合の分岐断層に沿ったプレート内運動によって引き起こされた
122 とした.

123 室戸南東 (Fig. 1b; location 5)の海底コアからは, 過去 7000 年間に 31 のタ
124 ービダイトを含むことが判明し, それはメガスラストや沖合の断層の地震によ
125 って引き起こされた混濁流の産物と解釈された (Iwai et al., 2004). 個々のタ
126 ービダイトは, 年代深度曲線から, 1099 年の康和, 1361 年の康安 (正平), 1498
127 年の明応のイベントを含む歴史地震に対比された.

128

129 方法

130 地点 T1~T9 で直径 9 cm, 長さ 8 m までの 9 つの堆積物コアを得た (Fig. 1c).
131 これらのコアサイトは, 南北 (transect 1) と東西 (transect 2) に走る 2 つの直
132 交するトランセクトを形成する. さらに, 我々は T1, T7, T8 のサイトで, ジオ
133 スライサー (Nakata and Shimazaki, 1997) を用いて, 長さ約 4 m, 幅 40 cm の大
134 型サンプルを 3 つ採取した. 我々は, 親水性グラウト (e. g. Takada and Atwater,
135 2004) を用いて, いくつかのコアとジオスライスから剥ぎ取り試料を作製した.
136 粗い堆積物は粒子間の空隙が大きいため, 堆積物が粗いほど, グラウトはより深
137 く浸透する. 粒径の違いは, 剥ぎ取り試料の起伏として現れ, 堆積構造の詳細観
138 察に役立つ.

139 T1 のジオスライスからの 26 のサンプルで珪藻化石を分析した. それらは, 標
140 高 32~47 cm の高さで, 2~6 cm の間隔で得た. 我々は, 珪藻の濃度が低いサン
141 プル (少なくとも 100 個の珪藻殻を数えたサンプル) を除いて, 300 個以上の珪藻
142 殻を同定し, 数えた. 珪藻スライドの作製法は Watanabe (2010) に従った. 珪藻
143 の同定と生態学的解釈は, Krammer and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a,
144 1991b), Round et al. (1990), Vos and De Wolf (1993), Witkowski et al.
145 (2000), Chiba and Sawai (2014) に従った. T1 のジオスライスから採取された
146 12 の試料の有孔虫化石は, Palynosurvey Co., Tokyo, Japan によって分析され
147 た.

148 放射性炭素年代測定には, T1, T7, T8 のジオスライス, T2, T3, T4 のコアか
149 ら双眼顕微鏡下で果実, 種子, 葉などの陸生植物の大型化石や昆虫を抽出した.
150 十分な植物の大型化石を見つけれなかった時は, 年代決定のために炭化物を抽
151 出した. 全てのサンプルは, 米国フロリダ州の Beta Analytic の加速器質量分
152 析計によって年代測定された. イベント堆積物の年代は, IntCal13 放射性炭素
153 較正データセット (Reimer et al., 2013) を用いた放射性炭素較正プログラム
154 OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) のベイズ統計を用いて制約した. 年代換算は,
155 Lienkaemper and Bronk Ramsey (2009) の手順に従った.

156 肉眼に見えるテフラ層は, 屈折率と火山ガラスの形態と鉱物組成に基づいて,
157 日本・愛知県の古沢地質調査所によって鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) と同定され
158 た. K-Ah は広範囲のマーカーテフラであり, 西南日本の鬼界カルデラから暦年
159 代で 7200 年前に噴出した (Machida and Arai, 2003; Smith et al., 2013).

160

161 **結果**

162 **層序**

163 調査地域の地表は、数 m の人工の盛土によって覆われ、稲作に利用されてい
164 る。盛土の下の堆積物は、3つの層序学的単位に区分できる(Fig. 3)。最下位の
165 ユニット1は、海側のサイト T1, T2, T3 と T7 で見つかった。ユニット2と3は
166 すべての場所で見つかった。ユニット1は砂礫からなる。ユニット2は厚さ3 m
167 以上で、灰色シルト質粘土からなる。サイト T1, T3, T6 と T7 のユニット2内
168 は、砂層と砂質シルト層があり、しばしば礫を含む。ユニット全体は生物擾乱を
169 受け、植物片を含む。最上位のユニット3は、厚さ1~2 mの「暗褐色有機質粘
170 土と泥炭」からなり、数枚の砂層を挟む。ユニット2と3の境界は海側のサイト
171 では明瞭であり、T5とT6を除く全てのサイトで砂層を伴い、とT2, T3, T7そ
172 してT8では褐色を帯びた灰色シルト質粘土を伴う(Fig. 3c, 4, S1, S2, S3,
173 S4, S5)。

174 ユニット2は、暦年代で5500年前より前に堆積した。K-Ah テフラが標高-4
175 ~-5 m付近にあるため、ユニット2の基部は暦年代で7200年前より古い。大型
176 植物化石の放射性炭素年代は、ユニット3が暦年代で5000~1000年前に堆積し
177 たことを示す(Fig. 3c)。ユニット3はおそらく暦年代で1000年前より後まで
178 堆積し続けたが、その最上部は農地を開発するために取り除かれた。

179

180 **イベント堆積物**

181 コアやジオスライスで肉眼で、砂層、パッチ状の砂層、散在する砂の薄層を識
182 別した(Figs. 3c, 4, S1, S2, S3, S4, S5)。散在する砂の薄層は、分析するに
183 は薄すぎたため、ここではそれらについては議論しない。我々は、層序的位置に
184 基づいて、ユニット2と3の境界に沿って砂層を対比した。ユニット3の砂層
185 のうち3つは、砂層の直上と直下の大型植物化石の放射性炭素年代によって制
186 約されるように、堆積年代に基づいてコア間で対比した(Fig. 3c, Table 2)。
187 我々は、これらの4つの砂層を、上方に向かってサンド1, 2, 3, 4とした。

188 サンド1は、地点T1からT4(transect 1に沿って~400 m)とT7からT9地
189 点(transect 2に沿って~800 m)でユニット2と3の境界で見られた(Fig. 3)。
190 T7とT8では、2枚の砂層があり、それらの間には茶色がかった灰色シルト質粘
191 土層があった(Figs. S4とS5, オンラインで入手可能)。層序的位置に基づいて、
192 どの砂層がT1のサンド1と対比しているかを区別することは困難である。した

193 がつて、下位砂層と上位砂層をそれぞれサンド1aおよび1bとした。サンド1は
194 現在の海岸線(Fig. 1)から約600-1000 mの所にあり、その分布は研究地域の海
195 側に限られていた。それは石英や長石の粒子を含む細粒砂から粗粒砂からなり、
196 植物片を豊富に含む(Figs. 4, S1, S2, S3, S4, S5)。T1とT8ではサンド1と
197 1aは中～粗粒砂からなり、厚さは約15 cmで、T3とT7では0.5～4 cmの厚さ
198 であった。T2, T4, T7, T8では、サンド1と1bは細粒砂からなり、厚さは0.3
199 cmまでである。T8のサンド1aには、粗粒砂から中粒砂への上方細粒化が観察
200 されたが、サンド1には堆積構造がほとんどなかった。サンド1は内陸ほど層
201 は薄くなり、堆積物は細くなる。基底面は、T1, T3, T7, T8では明瞭である。

202 サンド2は細粒砂～中粒砂からなり、ユニット3内にあり、サンド1より約
203 20 cm上にある(Fig. 3c)。サンド2は約0.3 cmの厚さで、現在の海岸線から内
204 陸へ約700 mの地点T1とT2(Fig. 4およびFig. 1)のみに見られた(Fig. 1)。
205 T1では、サンド2は、-0.11～-0.07 m T.P.の間にあり、やや平行な砂層からな
206 る(Fig. 4)。サンド3は、分級の良い細粒砂～中粒砂からなり、T1では厚さ4 cm
207 で、T2にはなく、現在の海岸線から内陸へ約900 m(Fig. 1)にあるT3では厚さ
208 0.3 cmであった(Figs. 3c, 4, およびS2)。サンド3は、明瞭な基底面を有し、
209 T1では植物片をほとんど含まない(Fig. 4)。サンド4は細粒砂～中粒砂からな
210 り、T1で厚さ1 cmに達し、現在の海岸線から内陸へ約900 mのT2とT3(Figs.
211 3c, 4, S1, S2)ではパッチ状であった(Fig. 1)。T1では、サンド4は、海拔0.14
212 ～0.17 mの間にあり平行層理を持つ砂層からなる(Fig. 4)。

213

214 砂層の堆積年代

215 サンド1, 2, 3と4の堆積年代は、大型植物化石の放射性炭素年代によって制
216 約された(Fig. 3c, Table 2)。我々は、各砂層の年代は、砂層の直下から得られ
217 た放射性炭素年代よりも若く、砂層の直上から得られたものより古いと解釈し
218 た。

219 サンド1について2つの堆積年代を提案する(Fig. 5, Table 3)。なぜならば、
220 T1のサンド1はT7とT8のサンド1aまたは1bと対比される2つのケースがあ
221 るからである。表3は、サイトT1, T7とT8からの放射性炭素年代を用いて2つ
222 のケースを記載している(Figs. S1およびS2, オンラインで入手可能)。サンド
223 1aを考慮すると、サンド1の堆積年代は、6つの放射性炭素年代によってT1で
224 は暦年代で5510-4870年前、T7では暦年代で5810-5500年前そしてT8では暦年

225 代で 5970-5150 年前と制約された (Fig. 5, Table 3). サンド 1 b を考慮すると,
226 サンド 1 の堆積年代は, 6 つの放射性炭素年代によって T1 では暦年代で 5510-
227 4870 年前, T7 では暦年代で 5270-5070 年前そして T8 では暦年代で 5180-4440 年
228 前 (Fig. 5, Table 3) と制約した. これらの年代から, 我々はサンド 1 の 2 つの
229 考えられる堆積年代を暦年代で 5970-4870 年前と 5510-4440 年前と推定した.

230 サンド 2 の堆積年代は, T1 と T2 からの 4 つの放射性炭素年代によって制約し
231 た (Table 2). 制約された年代は T1 では暦年代で 4190-3740 年前, T2 では暦年代
232 で 4560-3730 年前であり (Fig. 5, Table 3), そして我々はサンド 2 の堆積年代
233 を暦年代で 4560-3730 年前と推定した. サンド 3 の堆積年代は, T1 と T3 の 4 つ
234 の放射性炭素年代によって制約した (Table 2). 制約された年代は T1 では暦年
235 代で 3700-3490 年前, T3 では暦年代で 3700-3570 年前であり (Fig. 5, Table 3),
236 我々はサンド 3 の堆積年代を暦年代で 3700-3490 年前と推定した. サンド 4 の
237 堆積年代は, T1, T2, T3 の 6 つの放射性炭素年代によって制約した (Table 2).
238 制約された年代は T1 では暦年代で 3410-2760 年前, T2 では暦年代で 2780-2480
239 年前, T3 では暦年代で 2950-2440 年前で (Fig. 5, Table 3), 我々はサンド 4 の
240 堆積年代を暦年代で 3410-2440 年前と推定した.

241 ユニット 3 の上部 (サンド 4 の上) では, 複数枚の散在した砂の薄層が認めら
242 れたが, 明確な砂層やパッチ状の砂層はなかった (Fig. 3c). したがって, 調査
243 地域からの記録は, サンド 4 の前に約 1500 年前の空白を示し, 最も若いイベン
244 ト堆積物は暦年代で 3420-2440 年前である.

245

246 化石記録

247 ユニット 2 の最上部は, *Diploneis novaeseelandiae*, *Diploneis smithii*,
248 *Nitzschia scalaris*, *Petroneis marina*, *Pinnunavis elegans* などの海生-汽水
249 生の底生珪藻類を含む (Fig. 4). 海生-汽水生の珪藻はカウントした標本の 80%
250 以上を占めていた. 最も豊富な種, *P. elegans* は塩湿地でよく見られ, *D. smithii*
251 と *P. marina* は干潟でよく見られる (Chiba and Sawai, 2014; Witkowski *et al.*,
252 2000).

253 ユニット 2 の直上にあるサンド 1 は, 豊富な淡水種と少数の海水-汽水種の混
254 合群集を含んでいた. 浮遊性の *Aulacoseira spp.* は, 淡水の池や湿地環境 (Chiba
255 and Sawai, 2014) に生息し, サンド 1 では優占種であった.

256 ユニット 3 の下部は *Aulacoseira spp.*, *Fragilariforma exigua*,

257 *Puncticulata praetermissa*, *Staurosira construens*, *Staurosirella pinnata*,
258 *Tabellaria* spp. のような淡水種が優占し, *Pseudostaurosira brevistriata* の
259 ような淡水-汽水生(低塩分耐性)種がわずかを占めていた. 浮遊性淡水種である
260 *Aulacoseira* spp., *P. praetermissa*, *Tabellaria* spp. はユニット 3 の下部全
261 体でカウントされた標本の 20~80%を占める. サンド 2, 3, 4 の珪藻群集は,
262 ユニット 3 のサンドの上下の粘土や泥炭の珪藻群集と類似していた.

263 ユニット 3 のサンド 1 から 3 の 7 サンプルとユニット 2 からの 5 サンプルの
264 有孔虫分析は有孔虫を産出しなかった. 放射性炭素年代測定のための砂層の上
265 下から得た大型植物化石(Table 1)は, *Trapa* spp. や *Brasenia schreberi* など
266 の浮葉植物や *Schoenoplectus* spp. のような抽水植物の果実を含んでいた. これ
267 らの中で, *Trapa* spp. と *Schoenoplectus* spp. が T1 のジオスライスからのほと
268 んどすべてのサンプルで豊富であった.

269

270 議論

271 化石記録から推定した古環境

272 調査地域の堆積環境は, 暦年代で 5510-4870 年前のサンド 1 の堆積後に海洋
273 から淡水に変化した(Table 3 および Fig. 4). サンド 1 の下のユニット 2 の最
274 上部の珪藻群集は, 塩性湿地と干潟によく見られる底生海水-汽水性種(Chiba
275 and Sawai, 2014; Witkowski *et al.*, 2000)が優占し, 堆積物が潮間帯で堆積
276 したことを示す. サンド 1 の上のユニット 3 の下部の珪藻群集は, 淡水の池や
277 沼で特徴的な浮遊性の *Aulacoseira* spp. のような淡水種(Chiba and Sawai, 2014)
278 に占められ, 浮葉植物や抽水植物の果実を多産し, これらはすべて淡水の池ある
279 いはまた湿地の指標である.

280 我々は, この堆積相と環境の変化が, 暦年代で 5510-4870 年前の間における太
281 平洋からの干潟と塩湿地の隔離とその後の淡水化によると考える(Fig. 4). 隔
282 離は, 砂州の形成あるいはまた海退によって起こされた可能性がある. どちらの
283 場合も, サンド 1 を堆積させたウォッシュオーバー・イベントは, 海成層から
284 淡水成層の移行帯を侵食し, サンド 1 の直上直下から得た放射性炭素年代の 600
285 年以上の年代の相違を生じたに違いない. この解釈はサンド 1 の淡水性珪藻の
286 優勢と一致している. この珪藻組成は, 侵食された陸成層がサンド 1 に含まれて
287 いることを示唆する.

288 あるいは、ユニット2最上部の海成-汽水成粘土からユニット3の基底の淡水
289 性有機質粘土や泥炭への変化は、砂質イベント堆積物によって分離された、巨大
290 スラスト地震に伴う地震性隆起の結果であった。この代替解釈は、サンド1が異
291 なるタイプの巨大スラスト地震に伴った津波によって堆積したことを示唆す
292 る可能性がある。なぜなら、歴史時代に、調査地域を含む土佐湾の海岸では繰り返
293 返し地震性沈降が起きている(Table 1)。例えば、沈み込み帯沿いに通常でない
294 深さでの破壊による地震は、トレンチ軸からより離れた地域では地震性隆起を
295 もたらす可能性がある。地震による変位を確立するには、隣接地域でのさらなる
296 地質調査が必要である。

297

298 イベント堆積物の起源

299 我々は、沿岸堆積物中の粘土と泥炭に挟まれた4つの砂層を認めた(Table 3)。
300 低エネルギー環境の堆積物中の異常な砂層は、一般に津波や高潮そして洪水を
301 含む強い波による。3つの証拠は、洪水よりもむしろ海洋浸水を示す。第一に、
302 調査地域は狭くかつ隔離した低地で、その小川は大規模な洪水を起こせない
303 (Table 1c)。第二に、4つの砂層の全てが調査地域の海側に分布していた(Table
304 3)。第三に、サンド1と2は少数の海洋-汽水性珪藻を含む。他の2つの砂層は
305 ほとんど海生汽水生珪藻を含んでいないが、そのことは必ずしも海洋起源を除
306 外するわけではない。仙台平野(Szczuciński *et al.*, 2012; Takashimizu *et*
307 *al.*, 2012)や三沢海岸(Tanigawa *et al.*, 2016)における2011年の東北沖津波
308 堆積物もまた、海生-汽水生珪藻が乏しい。津波は陸上の土壌をもたらす。津波堆
309 積物中の海生・汽水生珪藻の濃度を希釈する。サンド3と4の限られたパッチ
310 状の分布は液状化(噴砂)によって堆積したという別の可能性を高めるかもしれ
311 ない。しかし、液状化はそれらの起源としては不適當だろう。これは、サンド3
312 や4の下には噴砂を起こしうる砂層がないためである。T1周辺では、厚さ約15
313 cmのサンド1が噴砂の源になるかもしれないが、T2とT3周辺の厚さ最大4cm
314 のサンド1は噴砂を引き起こせない。したがって、砂層はおそらく海洋起源で
315 あり、津波あるいは高潮によって形成されたことを示す。

316 ほとんどの研究では津波と暴風の堆積物の区別は難しい(e.g. Atwater *et*
317 *al.*, 2017; Gouramanis *et al.*, 2017; Sawai *et al.*, 2015b; Switzer and
318 Jones, 2008)。1.6km以上内陸に堆積物を運搬したHaiyan台風(Pilarczyk *et*
319 *al.*, 2016; Soria *et al.*, 2017)のような特別な暴風を除けば、イベント堆積

320 物の陸側の範囲が 1 つの基準となるだろう。暴風堆積物は一般に、海岸線から
321 数百 m 以上には広がらず、津波堆積物は、より内陸までに広がる可能性がある
322 (e. g. Goff *et al.*, 2004; Morton *et al.* 2007). 海水浸入時の古海岸線の位
323 置が不明なので、我々は、浸水距離から、砂層の堆積が津波あるいは高潮による
324 のかどうかは分からない。さらに、我々は、暦年代で 5970-2440 年前にあった浜
325 堤は、おそらく現在よりも細くて、低かったので、調査地域は現在よりも浸水し
326 やすかったと考える。

327 記録された高潮の数は、過去 400 年に、津波よりもはるかに多い(Table 1).
328 高潮が調査した低地にウォッシュオーバー堆積物を残したとすれば、ずっとよ
329 り多くの砂層がユニット 3 に見つかるだろう。実際、この地域では、津波浸水に
330 匹敵する高潮による海岸浸水の歴史記録はない。これらの事実は、津波が通常の
331 暴風よりも砂質イベント堆積物をより形成しやすかったことを示す。したがっ
332 て、我々は 4 つの砂層は津波あるいは異常に大きな高潮によって堆積されたと
333 結論づける。

334

335 海水の浸入イベントの頻度と時期

336 1 つの可能性として、4 つの砂層の全てが津波によって堆積したと仮定すると、
337 それは暦年代で 5970-2440 年前の 3500 年間に 4 つの津波発生地震の周波数を生
338 じている (Fig. 3c, Table 3). 過去 1300 年間の南海トラフ西部沿いの 9 つの大
339 地震を考慮すると、この見かけ上の津波の頻度はかなり低い (Fig. 2). いくつか
340 の砂層が高潮の結果であるとするれば、津波発生地震の頻度はさらに低くなる。
341 我々は、この見かけ上の頻度の違いが 3 つの起こりうるケースに帰すると考え
342 る。第一に、違いはイベント堆積物の保存の潜在性の低さを反映するかもしれな
343 い。現世の砂質津波堆積物の研究は、それらの厚さや面積が数年以内に減少する
344 と報告している (e. g. Bahlburg and Spiske, 2015; Szczuciński, 2012). 第二
345 に、全てのメガラスト地震が調査地域の低地に津波堆積物を残すほどの十分
346 な大きさの津波を発生させなかったかもしれない。第三に、ユニット 3 は堆積
347 中断のために連続的な記録を保存していない。ユニット 3 の堆積速度は地点 T1,
348 T7, T8 で異なっていたが、ユニット 3 では、砂層以外に堆積相に目立った変化
349 はなかった (Fig. 4, S4, S5). これらの 3 つのケースが同時に発生したかもし
350 れない。

351 我々は、暦年代で 960 年前以前の 1500 年間のユニット 3 の上部で明白なイベ
352 ント堆積物を検出しなかった (Fig. 3c, Table 3). 後期完新世の海水の浸入の
353 証拠の欠落は、おそらくイベント堆積物の保存の潜在性が低だけでなく、沿岸
354 地形の変化も反映している。しかし、高知県の海岸沿いの浜堤の地形調査は行わ
355 れていない。サンド 1 の堆積後、中・後期完新世の日本列島の安定な海面 (e. g.
356 Umitsu, 1991) が、浜堤の高さと幅を、現在の高さ 14 m, 幅 400 m に向けて、増
357 加させている可能性が高い。浜堤の成長は、中・後期完新世の海水の浸入を次第
358 に弱め、防いだのだろう。

359 この研究で推定されたイベントの年代は数 100 年から 1000 年の内在的な不確
360 かさを持つが (Table 3), その証拠は、暦年代で 5970-2440 年前の間に 4 回の海
361 水の浸入イベントを裏付けている。この期間に、いくつかの研究は高知県内また
362 は周辺で地質学的・地形学的証拠を発見した (海岸池のウォッシュオーバー堆積
363 物: Nanayama *et al.*, 2002; Okamura and Matsuoka, 2012; タービダイト: Iwai
364 *et al.*, 2004; 地震性隆起: Maemoku, 1988, 2001; Shishikura *et al.*, 2008)。
365 大型植物化石から得た限定的な最大・最小年代を用いることで、我々はこれらの
366 研究よりも、過去のイベントのより正確な年代制約を提供する。我々の結果は、
367 南海トラフ地震の時期、再発間隔を再考する必要性を示す。

368

369 結論

370 我々は、南海トラフに隣接した南国市の海岸低地の下にある粘土と泥炭に挟
371 まれた 4 つの砂層を記録した。珪藻の証拠、放射性炭素年代そしてこれらのイ
372 ント堆積物の海岸に直交する分布は、それらが暦年代で 5970-2440 年前の間
373 の津波あるいは異常な暴風によって形成されたことを示す。暦年代で 2440-930
374 年前の間ではイベント堆積物は発見されなかった。これは、浜堤の発達に津波や
375 高潮から研究地域を保護した可能性がある。暦年代で 5970-2440 年前の間の海
376 水の浸入の頻度は、3500 年間に 4 つのイベントがあり、それは、南海トラフ沿
377 いの歴史的な津波発生地震の記録よりもずっと低い。我々は、この期間では先行
378 研究よりもより制約されたイベントの年代を提示した。イベントの年代は、長期
379 間の地震の歴史の理解を促進するだろう。

380

381 北村晃寿・中井佑樹