

1 Medieval coastal inundation revealed by a sand layer on the Ita lowland  
2 adjacent to the Suruga Trough, central Japan.

3 砂層によって明らかにされた中部日本の駿河トラフに隣接する井田低地におけ  
4 る中世におきた沿岸浸水

5

6 Sawai Y., Tanigawa K., Tamura T. and Namegaya Y., 2016. Nat Hazards, 80:  
7 505-519.

8

## 9 要旨

10 井田低地は、静岡県駿河湾東岸にある小規模な堆積盆である。その下には、  
11 海水の侵入に伴う外来起源の砂層がある。この不淘汰な粗粒砂質堆積物は、汽水  
12 一海水生の珪藻を含み、有機物に富む泥に挟まれており、泥は嵐や津波などの海  
13 水の侵入がしばしば起こる淡水の沼地または湿地の環境に堆積したと思われる。  
14 歴史記録によると、駿河湾では100年ごとに少なくとも1回大きな嵐が発生して  
15 いるが、現地の地質記録には、紀元前500年から西暦1460年までの間に、広が  
16 りを持つ砂層は2層しかない。海水浸入イベントの頻度の歴史記録と地質記録の  
17 違いは、低頻度の津波または非常に大きな嵐がこれらの粗粒堆積物を低地に堆積  
18 させる可能性が高いイベントであることを示唆する。砂の堆積年代は、その上下  
19 から採取された植物大型化石と炭化物の放射性炭素年代によって制約され、西暦  
20 1140-1340年より古く、西暦1090-1390年より新しい。これらの年代は、1096、  
21 1099、1293、または1361年の既知の歴史津波による砂の堆積、または津波や暴  
22 風雨に伴った文書にはない別のオーバーウォッシュによる。

23

## 24 1 はじめに

25 2011年の東日本大震災後、日本政府は、沈み込み帯における巨大地震の長期予  
26 測に、歴史的、考古学的、地質学的研究が重要であることを認識した。2011年の  
27 地震の20年以上前に始まった津波堆積物の地質学的研究は、869年7月の貞観  
28 地震と津波の地質学的証拠を発見した(Abe et al. 1990; Minoura and Nakaya  
29 1991; Minoura et al. 2001)。これらの研究は、貞観津波が、2011年より前の  
30 400年間に日本海溝で起きたどの津波よりも大きかったことを示した(Sawai et  
31 al. 2012; Sugawara et al. 2011)。2010年5月に公開された日本の地震ハザード  
32 ドマップ(地震研究推進本部 2010)は、2011年の浸水地域を、貞観地震に匹敵

33 する規模の沈み込み地震による津波リスクとして含んでいなかった。この教訓を  
34 基に、日本政府は、日本の海岸の大地震に対する防災には、地質学的研究（津波  
35 堆積物など）と歴史的および考古学的データを組み込む必要があると提案した。

36 南海トラフの北東の延長である駿河トラフは、近い将来の大地震の発生が懸念  
37 されている地域である。南海・駿河トラフは、ユーラシアプレートの海側の端に  
38 あり、その下にフィリピン海プレートが5 cm/年の収束速度で沈み込む（Seno et  
39 al. 1993）（図1）；このような海溝は、沈み込み帯地震の発生源となる。この地  
40 域の地震の再発履歴は、最近の機器観測だけでなく、歴史文書によっても記録さ  
41 れている。歴史地震は、江戸時代の徳川幕府（AD 1603-1868）でよく記録されて  
42 いたが、残りの記録は断片的で不連続である。江戸時代以前の歴史記録にもギャ  
43 ップがある（Koyama 1999）。津波地質学は、ギャップを埋めるために津波の完全  
44 な歴史を解明しようとしたが（Kitamura et al. 2013; Kitamura and Kobayashi  
45 2014），歴史は依然として断片化されている。

46 本論文では、駿河トラフ東側の井田低地における津波堆積物の層序研究の結果  
47 を示し、この地域の沈み込み帯地震の歴史記録を補完することを目的とする。

48

## 49 2 設定

### 50 2.1 地質学と地形学

51 駿河湾は、伊豆半島によって太平洋から部分的に保護されている外洋の地域で  
52 ある（図1）。湾内の強い沿岸流は粗粒堆積物を南から北へ運び、湾の西岸と東  
53 岸の海岸に沿って一連の砂と礫質の砂嘴を形成する。

54 Matsumoto と Kinoshita (1978) は、湾内の海底堆積物の分布をマッピングし  
55 た。湾中央部では、海底堆積物は泥と礫に占められ、いくらか基盤岩が露出して  
56 いる。湾西部の堆積物は主に砂であるのに対し、東海岸は井田低地沖の海底を除  
57 いて主に礫が占める。砂質海底堆積物は、東海岸の井田低地沖のみで発見されて  
58 いる。

59 井田低地は駿河湾の東海岸にあり、更新世の火山岩（安山岩と玄武岩）に囲ま  
60 れている。低地は現在の海拔約5mまで形成された礫浜によって海から守られて  
61 いる。低地のほとんどは畑と水田である。井田の町は、低地を流れる小さな川の  
62 自然堤防の上にある。

63

64

## 65 2.2 南海トラフの地震の歴史

66 歴史記録は、大地震 (Mw 8) とそれに伴う津波が 100~200 年ごとに南海トラフ  
67 フに沿って発生したことを示す (Sangawa 2004) . 江戸時代以降の資料によると、  
68 南海トラフの東側で少なくとも 3 つの大地震が発生している . すなわち、1944 年  
69 の昭和、1854 年の安政、1707 年の宝永地震で、それぞれ破壊領域は異なる . 例え  
70 ば、1944 年の昭和地震の破壊は駿河トラフに達しなかったが、1854 年の安政地  
71 震の破壊はトラフの北部に影響を与えた . これらの違いは、津波波形解析 (Baba  
72 and Cummins 2005; Satake 1993) と、地震動や海岸の地盤変形の歴史記録 (Hatori  
73 1976; Ishibashi 1981) に基づいて決定された . 1707 年の宝永地震の破壊範囲  
74 は、歴史記録がほとんどないため、決定が困難である (Hatori 1977; Ishibashi  
75 1981) . 江戸時代以前の記録にある地震には、684 白鳳、887 仁和、1096 永長、  
76 1099 康和、1361 正平、および 1498 明応の地震がある . これらのうち、白鳳地震、  
77 仁和地震、正平地震は、南海トラフの西部を破壊させた (兄弟地震や親地震を伴  
78 わない) 離散的な出来事であったと考えられている (Sangawa 2004) .

79

## 80 2.3 遠隔地からの津波

81 駿河湾は、近隣地震と遠隔地震の両方による津波の影響を受けている (図 1c) .  
82 例えば、駿河湾で最大 2 m の推定波高を伴う津波は、1700 年に湾岸の三保を浸水  
83 した (Atwater et al. 2005) . この津波を引き起こした地震は、1700 年 1 月 26  
84 日にアメリカ北西海岸沖のカスカディア沈み込み帯で発生し、太平洋を日本に渡  
85 るのに約 24 時間かかった (Satake et al. 1996, 2003) . 1960 年チリ津波フィ  
86 ールド調査委員会の報告 (1961 年) のように、チリ沿岸沖で発生した津波は駿河  
87 湾を襲い、焼津湾と清水で記録された波高は 1.2 m と 1.5 m であった . 2011 年東  
88 北津波で記録された波高は、内浦で約 1.2m, 稲取で 1.8m であった (2011 年東北  
89 地震津波共同調査グループ 2011) .

90

## 91 2.4 テンペストロジー

92 駿河湾は多くの大きな嵐の影響を受け、井田低地沿岸の浸水と砂の堆積を引き  
93 起こしたかもしれない . 嵐の歴史の全国的な編集で、Arakawa et al. (1961) は  
94 380 件以上の歴史文書を調べられ、また静岡県 (1996) によつての調べられた . こ  
95 れらの編集には、西暦 701 年と 1899 年の間の駿河湾地域の 9 つの大きな嵐が含  
96 まれる (表 1) . しかし、この期間の日本の記録はすべて保存されておらず、10

97 ~16 世紀までの歴史記録にギャップがあるため、この嵐の活動の歴史は明らかに  
98 不完全である。より最近の記録では、Toyoshima et al. (1980) は 1979 年 10 月 19  
99 日に台風 7920 によって井田低地で引き起こされた沿岸の損傷を記録した。台風  
100 の間、砕波によって海岸堤防が崩壊した。沿岸の水田は浸水したが、報告書には  
101 畑の砂地の明確な記述がない。駿河湾は 1966 年 9 月 25 日にも台風 6626 号の影  
102 響を受けたが、湾の東海岸は深刻な被害を受けていなかった (Toyoshima et al.  
103 1980) 。

104 最新の機器観測は、駿河湾の波高の詳細な履歴を提供する。駿河湾の海面は、  
105 ドップラー式方向波浪計によって継続的に記録される。ゼロアップクロッシング  
106 法で山と谷の間の高さから 20 分間隔で計算された有義波高と最大波高として表  
107 示される。2005 年から 2012 年までの有義波高は 5 m 未満だが、5 m を超える最  
108 大波高は 8 年間で 100 回以上記録された (図 2, 補足図 S1)。これらの機器デー  
109 タは、嵐の波が井田低地の礫浜を頻繁に洗うことを示唆する (図 1f)。私たちの  
110 フィールドワークの地元民の証言は、機器の記録と一致していた。地元民はまた、  
111 2011 年から 2012 年の台風の間に明確な砂の堆積はなかったと述べた。

112

### 113 3 南海トラフ沿いの過去の地震と津波の地質学的証拠

114 南海トラフ沿いの地震の地質学的証拠に関する最も有名な研究は、寒川の一連  
115 の研究である。彼は、トラフの側面に沿った遺跡で、液状化した砂の噴出物と砂  
116 脈を見つけた。遺跡と放射性炭素年代からの時系列データは、液状化が南海トラ  
117 フに沿った歴史地震によって起こされたことを示す (Sangawa 2004) 。

118 Komatsubara & Fujiwara (2007) は、南海トラフ沿い完新世の津波堆積物の概  
119 要を提示している。湖や低地で彼らが確認した歴史および先史時代の津波堆積物  
120 の年代は、歴史文書と矛盾するものではない (Komatsubara et al. 2008)。しか  
121 し、その概要が発表された時点では、駿河湾で津波堆積物は見つかっていなかつ  
122 た。

123 Komatsubara & Fujiwara (2007) によるレビューの後、Kitamura et al. (2007)  
124 によって、駿河湾の三保近くの大谷低地で、3 枚の砂層が津波堆積物と特定され  
125 た (図 1b の A)。砂の中の植物物質からの 2 つの放射性炭素年代に基づいて、彼  
126 らは最上部の砂層を 1096 年永長地震に対比した。Kitamura and Kobayashi (2014)  
127 は、清水平野の 14 の堆積物コアの歴史のおよび先史時代の津波堆積物を特定し

128 (図 1b の B) , これらの堆積物の 1 つが 1498 明応または 1707 宝永地震に対比さ  
129 れる可能性を示唆した.

130

#### 131 4 方法

132 ガウジサンプラー (直径 30 mm) を使用して, 井田低地を横断する 2 つのトラ  
133 ンセクトに沿って 18 のコアを採取した. トランセクトは, 1 つは海岸の礫浜に平  
134 行で, もう 1 つは直交する (図 1b) . 堆積物の粒径を肉眼で観察し, 堆積構造を  
135 記載した. 層序的境界は, 上下の堆積相の変化が 5 mm 未満の場合は明瞭と記録  
136 し, 5 mm を超える場合は漸移的と記録した.

137 化石同定, 化学分析, 放射性炭素年代測定のサンプルを, 5 地点で長さ 3 m の  
138 ジオスライサー (Nakata and Shimazaki 1997) で採取した. ジオスライサーの  
139 サンプルは, 分析のために 1 cm のセクションにカットした.

140 Sawai (2001) の方法に従って化石珪藻を分離し固定した. 光学顕微鏡を使用し,  
141 珪藻を同定して数えた: 数えた数は, スライド当たり 300 個以上から約 20 個ま  
142 での差があった. 珪藻殻の断片は, 半分以上の断片を 1 個体と数えた. 珪藻種  
143 の生態の推定には, 標準的な参考文献を使用した (Vos and de Wolf 1993;  
144 Witkowski et al. 2000) .

145 泥層からのジオスライサーサブサンプルをふるいにかけて (目開き  $250\ \mu\text{m}$ ) , 植  
146 物の大型化石を分離し, 双眼顕微鏡を用いて同定した. ふるい分けの間, 炭質物  
147 の破片も放射性炭素年代測定のために抽出した.

148 砂層からのサブサンプルもふるいにかけて (目開き  $63\ \mu\text{m}$ ) , 乾燥し, 双眼顕微  
149 鏡で有孔虫化石群集を同定した (応用地質株式会社による分析) .

150 化学分析は, Minoura et al. (1994) の方法論に従った. 主要な陽イオンは電熱  
151 原子吸光分析によって分析し, 陰イオンはイオンクロマトグラフィーによって分  
152 析した. イオン濃度は乾燥重量単位で表された. 新日鉄と住金エコテックが化学  
153 分析を行った.

154 堆積物サンプルから抽出した植物化石と炭質物の破片を蒸留水で洗浄し, 双眼  
155 顕微鏡下で土壌腐植と根を除去した. 加速器質量分析法 (AMS) の放射性炭素年代  
156 は, Beta Analytic Radiocarbon Laboratory の AMS 施設で測定された.

157

#### 158 5 結果と議論

##### 159 5.1 層序

160 井田低地の浅い堆積シーケンスは、砂質泥、有機物に富む泥、軽石質泥、挟在  
161 する砂層、水田土壌で構成される（図 3）。すべてのコアの掘削地点で 1 枚の砂層  
162 （砂 A）が認識された。ここでは、我々は砂 A の上下の泥層をそれぞれユニット  
163 M2 および M1 と呼ぶ。

164

## 165 5.2 ユニット M1

166 ユニット M1 は、砂質泥と有機物に富む泥の両方を含む。ほとんどのコアの掘  
167 削地点では、ユニット内に軽石質泥層がある（図 3）。複数の場所で、ユニット M1  
168 内に薄い砂層（砂 A 以外）が認識されたが、深さに基づいてコア間で対比できる  
169 のはそのうちの 1 層（砂 B；図 3b）だけだった。ユニット M1 は主に淡水珪藻群  
170 集を含むが、汽水生から海生種もいた。一般的な淡水分類群には、*Encyonema*  
171 *mesianum*, *Pinnularia* spp., *Stauroneis phoenicenteron* および *Synedra ulna*  
172 が含まれる。淡水から汽水生種の *Gyrosigma fonticolum* と汽水生から海生種の  
173 *Diploneis smithii* も同定された（図 4）。化学分析により、ユニット M1 サンプ  
174 ルに高濃度の硫酸イオンが含まれることが示された。放射性炭素年代は、有機物  
175 に富む泥の堆積が紀元前 780～510 年前に始まったことを示唆する（図 3a）。

176

## 177 5.3 砂 A

178 すべてのコアの掘削地点で、砂 A とユニット M1 との境界は明瞭で、ユニット  
179 M2 との境界は漸移的である。砂 A の厚さは 10～30 cm で、分級度が悪く、細礫と  
180 中礫を含む。砂 A の基底部は中粒から粗粒砂で、上方に向かって徐々に砂質泥に  
181 なる。砂は、淡水種と汽水域の *Grammatophora oceanica* および *Hantzschia*  
182 *virgata* の混合群集の珪藻殻を極わずかに含む（図 4）。砂からの 3 つのサブサン  
183 プルをふるいにかけて、有孔虫の含有量を調べたが、見つからなかった。砂の上部  
184 で高濃度のカルシウムとマグネシウムが認識された（図 5）。砂 A の堆積年代（ユ  
185 ニット M1 および M2 の放射性炭素年代測定によって制約される）は、セクション  
186 5.4 で後述する。

187

## 188 5.4 ユニット M2

189 ユニット M2 は、有機物に富む塊状の泥である。ユニット内の珪藻群集は、主に  
190 *Gomphonema parvulum*, *Pinnularia* spp., *Synedra ulna* 及びいくつかの淡水-汽  
191 水および汽水-海洋種である（図 4）。ユニット M2 の堆積年代は西暦 1260-1460 年

192 で、かつ水田土壌で覆われており、その境界はいくつかの地点で明瞭である。

193

### 194 5.5 過去 2500 年にわたる井田低地の古環境史

195 井田低地の層序は、過去 2500 年にわたる古環境変化を記録している。この期  
196 間の初めには、低地はおそらく海と接続した典型的な沿岸のラグーンだった。ラ  
197 グーンはその後、礫質砂嘴によって海から隔離され、淡水環境に変わった。ユニ  
198 ット M1 の珪藻群集は、淡水分類群が非常に豊富で、わずかな汽水域の海洋種  
199 みを示し (図 4)、頻繁なオーバーウォッシュなどの海洋の影響を伴う淡水湿地環  
200 境を示す。ユニット M1 の高濃度の硫酸イオンは、このような古環境と一致する  
201 (図 5)。

202 淡水環境への変化の後、湿地に砂の堆積が少なくとも 2 回あった (砂 A と B;  
203 図 3)。砂 A の堆積後のユニット M2 の珪藻群集の急速な回復は、砂の堆積が短期  
204 的な出来事の結果であることを示唆する。その後、現在の水田栽培のための低地  
205 の使用が開始されるまでは淡水環境が優勢だった。

206

### 207 5.6 砂 A の起源

208 大規模な嵐や津波に伴う異常に速い流速は、近くの海底、海浜、または陸域か  
209 ら侵食された異地性生物の混合物をもたらす可能性がある。したがって、珪藻類  
210 は淡水から海洋までの生息地で繁栄するため、高エネルギー流に関連する堆積物  
211 の特定に特に役立つ (Bondevik et al. 1998; Hemphill-Haley 1996; Horton and  
212 Sawai 2010; Sawai et al. 2009)。砂 A には珪藻殻がほとんどなかったが、汽水  
213 生の珪藻種を含むため、砂は河川起源ではない。しかし、珪藻の含有量だけで津  
214 波堆積物と嵐堆積物を区別することは困難である。

215 多くの研究者が、現世、歴史、先史時代の津波堆積物の粒径や厚さや堆積構造  
216 の変化を報告し (Goto et al. 2012; Matsumoto et al. 2008; Nishimuru and  
217 Miyaji 1995; Richmond et al. 2012; Sato et al. 1995; Sawai et al. 2009;  
218 Shi et al. 1995; Takashimizu et al. 2012; Yamada et al. 2014)、津波堆積  
219 物と嵐堆積物の区別を試みた (e. g., Morton et al. 2007; Nanayama and Shigeno  
220 2006; Tuttle et al. 2004)。これらの研究は、堆積構造と粒径の垂直変化が流  
221 れの方向の変化と波の速度の変化を反映していることに注目している。井田低地  
222 の砂 A で級化が見られたが、これは津波と嵐の両方によって引き起こされる可能  
223 性があり、粒径変化のみに基づいて砂の起源を推測することは困難である。

224 単一イベント堆積物の側方方向の広がり、津波堆積物と嵐堆積物を区別する  
225 ために使用できる。津波の浸水は内陸に数 km 広がる可能性があり (Goto et al.  
226 2011)、一方、嵐は海岸からわずか数百 m の地域を浸水させるだけである (Liu and  
227 Fearn 1993; Morton et al. 2007)。ただし、このアプローチは、井田低地が小  
228 さすぎて砂 A を側方方向に 200~300 m 以上追跡できないため、私たちの目的に  
229 は役立たなかった。

230 歴史文書と最近の統計波高データ (補足データ) の両方を考慮すると、嵐の浸  
231 水が砂 A の堆積の原因である可能性は低い。前述のように、少なくとも 9 つの非  
232 常に大きな嵐が 701 年から 1899 年までの 1200 年間に駿河湾の海岸を襲った (表  
233 1)。さらに、統計波高データは、井田低地が嵐による頻繁な浸水の影響を受けや  
234 すいことを示す (補足図 S1)。このような嵐が過去 1200 年以上にわたって発生し  
235 ており、砂 A などの砂層の伊田低地における堆積の原因となった場合、堆積記録  
236 は海岸の泥には多くの砂層が挟まれるはずである。したがって、広範で外来の砂  
237 A は、「津波または最近の 100 年余りの統計波高データにある嵐よりもはるかに  
238 強い異常な嵐」によって海底から運ばれたことを示唆する。

239

#### 240 5.7 砂 A は歴史津波で堆積したのか?

241 砂 A の年代の制約に使用した年代は、放射性炭素校正プログラム OxCal 4.2  
242 (Bronk Ramsey 2009) に組み込まれたベイジアン統計と、Reimer et al. (2013)  
243 の IntCal13 校正曲線を使用して計算された。トランセクト A では、砂 A の年代  
244 は 5 つの放射性炭素年代 (図 3 の 2, 3, 4, 5, 6, 表 2) によって制約されてい  
245 る。それらのうちの 3 つは、砂 A の下から果実の年代で、砂 A は西暦 970~1210  
246 年より後の日付であることを示す。木炭の破片からの他の 2 つは、砂が西暦 1260-  
247 1440 年よりも前であることを示す。砂 A の OxCal で計算された年代範囲は、西暦  
248 1200~1320 年 (95% の確率で西暦 1140~1340 年) である。同じ方法論をトラン  
249 セクト B に適用して、3 つの放射性炭素年代 (図 3 の番号 7, 8, および 9 表 2)  
250 を基に、砂 A の年代範囲を西暦 1150~1330 年 (95% の確率で西暦 1090~1390 年)  
251 とした。

252 砂 A に対比される歴史地震はいくつかある。サンプルの選択が放射性炭素年代  
253 測定に 10 年スケールの不確実性をもたらす可能性があることを受け入れる場合、  
254 年代の制約 (特にトランセクト B からのもの) は、西暦 1096 年, 1099 年, また  
255 は 1361 年, または Shimazaki et al. (2011) が井田低地から東へ約 80 km 離れ



256 た三浦半島で津波堆積物を報告した 1293 (永仁地震) の地震のどれかに対比され  
257 る (表 3)。これらの地震に関連した津波の歴史記録は断片化されているか、ある  
258 いは未発見だが (表 3)、該当する時代の歴史記録の不完全さを考慮すると、その  
259 ような地震との対比の可能性はまだ残っている。

260 歴史記録にはギャップがあるため、未知の地震イベントの結果として砂 A が堆  
261 積した可能性もある。その未知の地震が親地震であった場合、津波の発生源は駿  
262 河トラフか南海トラフ、あるいはその両方にあった可能性がある。Watanabe (1998)  
263 の津波の歴史の要約によれば、近隣の地震だけが、井田低地の礫浜を乗り越える  
264 津波を発生させることができた (図 1c)。したがって、未知の地震が砂 A を堆積  
265 させる津波を発生させた場合、駿河トラフを含む破壊が発生した可能性がある。

266

## 267 5.8 残っている不確実性

268 上記の対比には不確実性が残っていることに注意しなければならない。炭質物の  
269 放射性炭素年代は、層位に基づく年代の推定よりもしばしばはるかに古い場合が  
270 ある (Sawai et al. 2012)。この研究では、砂 A の最小年代の制約は炭質物から  
271 得られ、それらは層序的位置と矛盾がない。さらに、トランセクト B で決定され  
272 た年代は、砂 A の上下数 cm 以上であるため、これらの年代は堆積年代よりも少  
273 し古いかまたは若い可能性がある。

274

## 275 6 結論

276 井田低地には、少なくとも 1 枚の「異常に大きな海洋浸水を示唆する砂」の堆積  
277 の証拠がある。最も広範囲の砂層の放射性炭素年代測定により、その堆積年代は  
278 西暦 1200~1320 年 (95% の確率で 1140~1340 年) または 1150~1330 年 (95%  
279 の確率で 1090~1390 年) になる。これらの時代は、砂が 1096 年、1099 年、1361  
280 年、または 1293 年の 3 つの既知の地震のいずれかによって発生した津波による  
281 か、または歴史的に未知の津波または異常な嵐によって発生したオーバーウォッ  
282 シュによって堆積したことを示唆する。

283 北村晃寿・戸田健太郎