

1 Shimazaki, K., Kim, H.Y., Chiba, T., Satake, K., 2011.
2 Geological evidence of recurrent great Kanto earthquakes at the Miura
3 Peninsula, Japan. *Journal of Geophysical Research -Solid Earth*, 116,
4 B12408. <https://doi.org/10.1029/2011JB008639>.

5 三浦半島の関東大地震の再発間隔の地質学的証拠

6

7 [1]首都圏の、歴史地震の履歴は、沈み込むフィリピン海プレートとその上のプ
8 レートの境界の滑りにより生じた 1703 年と 1923 年の関東大地震が著しく目立
9 っている。どちらの地震も、推定される断層破壊域の直上の三浦半島で約 1.5
10 m の隆起をもたらし、どちらも波高約 5 m の津波を起こした。我々は、三浦半
11 島の小さな湾の先端にある干潟の 8 地点から得た、長さ約 2 m のコアを調査し
12 た。コアは、2 層ないし 4 層の貝殻の多い砂礫層を貫き、それらの砂礫層の厚
13 さは 0.5 m で貝の破片とマッドクラストを豊富に含んでいた。礫層の存在は強
14 い掃流を示す。礫層に接する泥質の内湾堆積物は、掃流時に突発的に浅海化し
15 たことを示唆する粒径と珪藻群集の垂直変化を示す。これらの変化は、強い流
16 れの間に、湾が徐々に深くなることも示唆するようだ。我々は、¹³⁷Cs, ¹⁴C, ²¹⁰Pb
17 年代を基に、上位 2 層の貝殻を多く含む礫層は 1703 年と 1923 年の関東地震に
18 よる津波を示し、そして第 3 層はそれ以前の地震時の津波で堆積したと推定す
19 る。この層の年代の範囲は西暦 1060-1400 年で、歴史記録によると 1293 年に発
20 生した地震の年代を含む。もしそうならば、1703 年の地震前の再発間隔は、1703
21 年と 1923 年の地震の間隔の約 2 倍だった。

22

23 **Introduction**

24 [2]1923 年と 1703 年の 2 つの関東大地震は、日本の歴史の中でも最も破壊的

25 で、東京(1868年までは江戸とよばれる)・首都圏に被害を及ぼした。これら
26 はフィリピン海プレートの日本列島の下への沈み込みに伴うプレート間地震で
27 あった。ほかのタイプの地震も東京圏へ被害をもたらした、そのような大きな内
28 陸地震の再発率は、関東地震前の数十年で増加することが知られている
29 [Okada, 2001; 中央防災会議, 首都直下地震対策について(東京大地震に対す
30 る措置), 2004,
31 [http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/taisaku_syuto/pdf/gaiyou/gaiyou.](http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/taisaku_syuto/pdf/gaiyou/gaiyou.pdf)
32 [pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/taisaku_syuto/pdf/gaiyou/gaiyou.pdf) で入手可能]。関東大地震の震源域の上には、国府津-松田断層や三浦半島
33 断層群のような後期完新世の断層もある(図1) [Research Group for Active
34 Faults of Japan, 1991]。東京圏の地震のリスクを見積もるには、次の関東大
35 地震の発生時期、内陸の大地震の発生率の増加の予測時期を正確に決定するこ
36 とが重要である。

37 [3]直近の関東大地震(M7.9)は1923年9月1日に発生し、東京圏で、105,000
38 人以上の死者を出し、主な原因は揺れにより生じた火災だった[Moroi and
39 Takemura, 2004]。水準測量[Land Survey Department, 1926; Miyabe, 1931]
40 では、三浦半島と房総半島の南西端で隆起が最も大きく(~1.5 m)、北東に向か
41 って徐々に減ることを示し(図2a)、これは地震の震源は相模トラフに沿う低
42 角衝上断層であることを示す(図1) [Ando, 1971; Kanamori, 1971]。地震は、
43 5 m以上の高さの大津波を相模湾沿岸に発生させ、300人以上の死者をもたら
44 した[Hatori et al., 1973] (図2b)。

45 [4]1703年12月31日に発生した関東大地震(M ~8.1)は、10,000人以上の犠牲
46 者を出した[Usami, 2003]。この地震もまた海岸の隆起をもたらした。三浦半
47 島の最大の隆起は約1.5 mで、1923年の地震と同様だったが、一方、房総半
48 島の最大隆起量はより大きく、4.0-6.0 mと推定された[Matsuda et al.,

49 1978; Shishikura, 2003] (図 2c). 相模湾沿岸では 1703 年の津波高は 1923 年
50 の地震の津波高と同じだったが, 房総半島の太平洋沿岸では 1923 年より高か
51 った(図 2b と 2d) [Hatori et al., 1973; Ono and Tsuji, 2008]. これらの事
52 実, 1703 年の地震には房総半島沖の別の断層が関与していることを示唆す
53 る [Matsuda et al., 1978].

54 [5] 関東地震の平均再発間隔は, 地震学的, 測地学的, 地質学的, 地形学的記
55 録に基づき, 200-400 年と推定されている (地震研究委員会, 相模トラフの地
56 震活動の長期評価[in Japanese], 文部科学省地震研究推進本部, 2004,
57 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/index.htm). 対照的
58 に, 房総半島の隆起した海岸段丘から推定された再発間隔は 400 年以上であり
59 [例, Matsuda et al., 1978; Nakata et al., 1980; Kumaki, 1985, 1999;
60 Shishikura et al., 2001; Shishikura, 2003], 一方, 同地域の津波堆積物か
61 ら推定された再発間隔は 8200 年前と 6900 年前の間では 150-300 年である
62 [Fujiwara et al., 1999, 2000; Komatsubara and Fujiwara, 2007]. 1972 年
63 ~1990 年に得られた水準測量と三角測量のデータと, 1996 年~2000 年に得ら
64 れた GPS データを基に, 先行研究 [Yoshioka et al., 1994; Sagiya, 2004] で
65 は再発間隔をそれぞれ約 245 年と約 200 から 300 年と推定している.

66 [6] 1703 年の関東大地震以前の地震の発生時期は, 明確な文書記録が不足して
67 いるため知られていない. 豊富な文書が存在するのは, 江戸が徳川幕府の首都
68 になった 1603 年より後である. しかし, それ以前の幕府は三浦半島の近くの
69 鎌倉に本拠地が置かれ, 1180 年~1455 年の期間, この首都の文書記録が入手
70 できる. 鎌倉の記録にある 1293 年と 1433 年の 2 つの地震は, 1703 年の関東
71 大地震に先行する可能性があること示唆されている [Ishibashi, 1991, 1994].
72 関東地震における, これらの地震の被害に関する文書記録はないので, プレー

73 ト境界以外の断層活動を除外することは困難である。Shishikura et al.
74 [2001]は、房総半島西部の地震隆起した海岸で、浜堤の陸側の湿地の腐植質土
75 壌の ^{14}C 年代から、1703 年以前の関東大地震が、1050 年(西暦 899-1277)頃に
76 発生したと推定した。

77 [7]本研究では、我々は、三浦半島南部の小網代湾における 1703 年以前の関東
78 大地震の地質学的証拠を用いて、歴史的な証拠を補足しようとした(図 1 と
79 3)。我々は、貝殻を豊富に含む 3 層の砂礫層を発見し、それらは潮下帯の堆積
80 物に挟まれる(図 4 と 5)。層序、年代、随伴する地盤変動に基づいて、我々は
81 貝殻の豊富な層を過去 3 回の関東大地震で堆積した津波堆積物であると推定す
82 る。 ^{14}C 年代測定を基に、1703 年以前の関東大地震の年代は 1060 年～1400 年
83 の間であると推定される。層序学的証拠と古文書の情報を組み合わせること
84 で、我々は、1703 年以前の関東大地震は 1293 年に発生したことを示唆する。
85 もしそうならば、我々の発見は、関東大地震の再発間隔は約 200 年～400 年ま
86 で変化することを示す。

87

88 2. 調査地域

89 [8]三浦半島南西端の小網代湾は相模湾に面している(図 1 と 2)。1923 年に発
90 生した地震では、最初海は引き、その後 1.2-1.8 m の高さの津波が沿岸域を浸
91 水させ、小網代で 5 人の死者と 2 人の負傷者を出した[神奈川水産試験所、
92 1924; Tanakadate, 1926]。

93 [9]小網代湾は、長さ約 2,000 m、幅約 500 m で、内陸に向かって狭くなり、
94 岩礁海岸に面している(図 3a)。湾奥には長さ約 300 m、幅約 100 m の現世の干
95 潟があり、海浜は貝殻片を含む礫である。

96 [10]隣接する丘陵から干潟に小川が流れ込む(図 3b)。海岸と丘陵地帯に露出

97 する主な岩石は、凝灰岩質シルトとテフラを含む新第三紀の海成シルト岩と泥
98 岩である[Kodama and Oka, 1980]. 丘陵地帯では、新第三紀の岩石は川で削ら
99 れ、河床に露出している。砂や礫が部分的に河床に分布している(図 3b)。湾
100 域では、干潟は、ほとんどがシルト質砂でわずかに礫がある。潮位差は、南西
101 1 km の油壺にある潮位観測所の測定に基づき、最高・最低潮位の間が約 2 m
102 である(図 3b)。

103 [11]小網代湾は、1703 年と 1923 年の地震で隆起し、過去と現在の地震間にゆ
104 っくりと沈降した。Tanakadate [1926]は、1923 年の地震では地震性隆起は約
105 1.2 m だったと推定し、1923 年以前の 30 年間に湾が約 0.3 m 沈降したという
106 目撃者の記録を報告した。油壺では、1923 年の関東大地震で 1.4 m の地震性
107 隆起が記録され、1923 年以降の約 90 年間の沈降は約 0.4 m だった(図 4)。地
108 震性隆起量は、隆起波食台や、波食崖の二通りの地形的特徴で干潟周辺の地形
109 に反映される(図 3b)。平均海面上 0.8-1.2 m, 1.5-2.1 m の所に波食台と波食
110 崖に示される 2 つの段差がみられる。これらの離水海岸の標高から推定される
111 隆起量は、1923 年の油壺の検潮所で記録された隆起と同様であり、それぞれ
112 1923 年と 1703 年の地震で形成されたことを示している。

113

114 3. 方法

115 [12]我々は、長さ 3.0 m, 幅 0.1 m, 厚さ 0.03 m のジオスライサー[Nakata
116 and Shimazaki, 1997; Takada et al., 2002]を使い、干潟堆積物から平板状
117 コアを約 2.5 m の深さまで得た。サンプリングコアは 8 地点で採取した：干潟
118 の延長方向の軸に沿った地点 A~E と、干潟の口を横切る地点 B1~B3 である
119 (図 3b)。どの地点でも、コアの採取により表層堆積物に最小限の圧縮が生じ
120 たが、堆積物スライスには問題となるような攪乱の痕跡は見られなかった；ス

121 ライサーは、希望した深さまでほぼ完全なコアを得た。

122

123 3.1. 津波堆積物の識別基準

124 [13]我々は、過去の関東大地震の歴史的証拠に対比される津波堆積物の指標を
125 得ようとした。嵐や津波のような一時的なイベントで堆積した堆積物の構造

126 は、堆積時の流れの特徴についての見識を与えるかもしれない[例, Lowe,

127 1982; Hiscott, 1994; Einsele et al., 1996; Hand, 1997; Sohn, 1997; O.

128 Fujiwara et al., 2003; Fujiwara and Kamataki, 2007; Bourgeois, 2009].

129 我々は、堆積物の配列構造、粒度、級化、淘汰度、層厚、成層化、マッドクラ
130 スト、堆積物の境界面、化石から堆積物スライスの堆積構造を特徴づけた。

131 [14]津波堆積物と嵐の堆積物など他のものとの区別には通常問題がある[例

132 Witter et al., 2001; O. Fujiwara et al., 2003; Fujiwara and Kamataki,

133 2007; Goff et al., 2004; Morton et al., 2007; Switzer and Jones,

134 2008]. 津波堆積物と嵐の堆積物を区別するのに役立つ一つの特徴は、突発的

135 な隆起によって堆積環境が変化すると、堆積相が突然の変化を示すかもしれな

136 いことである。もしこのような突発的な堆積相の境界面が津波堆積物と一致す

137 るなら、その堆積物は沈み込み帯の大地震に伴う津波堆積物である可能性が最

138 も高い[例, Atwater, 1987; Nelson et al., 1996b, 2008].

139

140 3.2. 粒度分析

141 [15]湾奥では、湾の堆積物の主な供給源は河川である(図3)。堆積物の粒径は

142 流水状態の変化に敏感であるため、粒径は河川の流れ、湾内の潮汐、波の指標

143 となる[例, Wright, 1977]. 流れの強さと速度は、通常、深さと河川からの距

144 離とともに減少する。

145 [16]本研究では、地点 A, B, C, D, E の堆積物スライスの 2.5-5 cm 間隔で測
146 定した(図 3)。シルト, 細粒砂, 中粒砂, 粗粒砂の 4 つの粒度区分を検討し
147 た。地点 B2 では、測定は 2 cm 間隔で行い、粒子は 0.5 φ 間隔で 10 のサイズ
148 に分類した。

149

150 3.3. 珪藻群集分析

151 [17]三浦半島やその周辺の珪藻群集は現在と過去の湿地環境の良い指標であ
152 り、塩分, 温度, 流速, 深度, 海藻や水生植物, 底質や地形の代替情報を提供
153 する[Kosugi, 1987, 1988; Yanagisawa, 1996]。例えば、小網代湾の珪藻群集
154 は、水深が深くなるにつれて浮遊性の珪藻群集に対する底生の珪藻群集の比が
155 増加を示す(コメント, 後文との不一致から、この文章は間違っており、「増
156 加」ではなく「減少」)。他の沈み込み帯における干潟堆積物の珪藻群集の変
157 化は、地震サイクル間の地殻変動に伴う相対的海水準変動を復元するために用
158 いられてきた[例, Nelson et al., 1996a, 1996b, 2008; Shennan et al.,
159 1996, 2006; Atwater and Hemphill - Haley, 1997; Sawai, 2001; Sawai et
160 al., 2004]。

161 [18]我々は、地点 B2 のジオスライス試料から、2 cm 間隔で珪藻を採取した
162 (図 8)。各サンプルで少なくとも 300 の珪藻殻を油浸顕微鏡下で分析した。種
163 の詳細を参考文献とともに、付録 A に分析結果を示す。

164

165 3.4. 年代決定

166 [19]地層を対比し堆積物の年代を推定するために、我々は試料の AMS ^{14}C 年代
167 を得た。西暦 1650 年より後の正確な年代を ^{14}C 年代測定で得ることは困難な
168 ため、現世試料の年代を推定するために ^{210}Pb と ^{137}Cs を測定した。

169 [20]AMS ^{14}C 年代測定のため、我々は、湾の堆積物から主に木や木炭からなる
170 陸生の植物片を選び、42 試料の年代を測定した(図 5, 表 1). 年代測定した試
171 料の年代を、OxCal v4.1 プログラム[Bronk Ramsey, 2009]を用いて、年輪年
172 代学的に較正されたデータベース[Reimer et al., 2004]から 2σ の暦年代
173 (cal. AD or cal. BC)に較正した(図 5, 表 1). 本論文の文章では、 ^{14}C 年代に
174 ついては西暦または紀元前の表記を加え、古文書から決定した年代には加えな
175 かった. ^{137}Cs と ^{210}Pb の放射線量も、年代決定のために測定した. 地点 B3 で
176 は、海底面下の 0.1 m 間隔で 8 試料を採取した(図 5). ^{137}Cs と ^{210}Pb の半減期
177 は、それぞれ約 30.3 年と約 22.2 年である. ^{137}Cs は 1950 年代以降の核実験で
178 生成され、ピークが 1960 年代に観察された. ^{210}Pb を使った年代測定は、通
179 常、半減期に基づき、過去 100 年間に生成した細粒堆積物に対して行われる.

180

181 4. 層序と年代

182 [21]ジオスライス試料の湾の堆積物は、2 種類に分けられる：上位の堆積物は
183 シルト質砂からなり、下位の堆積物は砂質シルトからなる(図 5 と 6). 後述す
184 るように、上位の堆積物は干潟堆積物で、下位の堆積物は潮下帯堆積物と呼ば
185 れるだろう. 我々は、潮下帯堆積物中に貝破片が豊富な 2-4 層の砂礫層を見つ
186 けた(図 6). 貝殻の豊富な砂礫層の有機物含有量は 15-22%である. 貝殻の豊
187 富な砂礫層は、通常、嵐や津波のような、大きな、突発的なイベント時に堆積
188 する. 層序と年代は、ジオスライス間で上位 3 層の貝殻の豊富な砂礫層を対比
189 するのに役立った. 我々はその 3 層を深度が浅い方から順に T1, T2, T3 と呼
190 ぶ(図 5).

191

192 4.1. 層序

193 [22]干潟堆積物は、地点 B3 を除いた全地点で 0.3-0.5 m の厚さである(図
194 5)。地点 B3 は水深の浅い場所(低潮時、水深 0.4-0.5 m)で、最上位のユニッ
195 トは細粒砂とシルトからなる。他地点では、干潟堆積物の大部分がシルト質中
196 粒～粗粒砂からなり、少量の細粒砂とシルトも含む(図 6)。これらのユニット
197 の均質な粒度分布は、塊状の堆積構造の結果である。

198 [23]潮下帯堆積物は類似の堆積相だが、堆積構造は地点間で異なる。潮下帯堆
199 積物は干潟堆積物よりも細粒で、いくつかの深度で弱い平行ラミナを有する。
200 干潟堆積物と潮下帯堆積物の境界面は明瞭である(図 5)。

201 [24]地点 A と E を除いて、3 層の貝殻の豊富な砂礫層 T1, T2, T3 は、それぞ
202 れ、約 0.5-0.7 m すなわち平均海水準(MSL)下 0.9-1.3 m, 約 0.8-1.2 m (MSL
203 下 1.4-1.8 m), 約 1.1-1.9 m (MSL 下 1.7-2.4 m) の 3 つの深度で観察された
204 (図 5, 6, 8)。地点 D では、さらなる貝殻の豊富な砂礫層が深度 1.7-2.1 m
205 (MSL 下 2.1-2.5 m)にあった。地点 B1 では、さらに厚さ 0.04 m 未満のレンズ
206 状砂礫層が深度 1.1 m で見られた。潮下帯堆積物は、これらの砂礫層によって
207 サブユニットに区分される。

208 [25]潮下帯堆積物の各サブユニットでは、堆積物の 10-60%が中粒～粗粒砂で
209 ある。潮下帯堆積物は主に丘陵地からの河川の流に由来すると考えられる
210 (図 3b, 6, 8)。堆積構造は、各サブユニットで、深度の増加とともに粗粒砂
211 が増加することを示すが、地点 B2 の最上部のサブユニットはそのような傾向
212 は見られない。これは、おそらく海の波の影響による(図 6 と 8)。地点 A と B
213 の T2, 地点 C の T3 を除いて、潮下帯堆積物の粒度は、貝殻の豊富な砂礫層の
214 上位の堆積物の方が下位の堆積物より大きい(図 6 と 8)。

215 [26]干潟の口に位置する地点 A では、細粒堆積物が優占し、シルトと細粒砂で
216 約 70-90%である(図 3 と 6)。T2 層の上位層は、粗粒砂と中粒砂の量は、約

217 0.5-1.0 m (MSL 下約 1.1-1.6 m)の範囲で非常に少ない。この地点の潮下帯堆
218 積物は、したがって、明らかに基質支持で、良く淘汰され(図 6)、他地点とは
219 違い逆級化を示す。T2 層下位の深度約 1.2-1.8 m(MSL 1.6-1.8 m)では、粗粒
220 砂が潮下帯堆積物の約 30%まで含まれ、T2 上位よりも豊富である。T2 上位の
221 粒径は全体的に T2 下位よりも細粒である。堆積構造は正級化を示す。

222 [27]小川の流出口付近の地点 E は、シルト質砂からなる潮下帯堆積物中に、貝
223 殻の豊富な砂礫層もないし河川の礫もない(図と 5 と 6)。堆積構造は、地点 A
224 と比較すると、比較的淘汰が悪く、級化は不明瞭である(図 6)。

225

226 4.2. Traction Current 堆積物の識別

227 [28]潮下帯の 3 層の貝殻の豊富な砂礫層 T1, T2, T3 は、突発的かつ強い流れの
228 下で堆積した可能性がある(図 5)。潮下帯堆積物との下部の境界面は、地点の
229 ほとんどで侵食的である。地点 B の T1 の下位の境界面は、潮下帯堆積物と明
230 瞭な境界だが、侵食面は見られない(図 7a)。上位の境界面も、比較的明瞭な
231 境界で、潮下帯堆積物や干潟堆積物と区別できる(図 7b, 7c, 7d 参照)。貝殻
232 の豊富な礫層の厚さは地点ごとに異なり、約 0.1-0.5 m である(図 5)。

233 [29]貝殻の豊富な砂礫層は粗粒砂、細礫と中礫で構成され、豊富な貝破片と石
234 灰質の固着生物を含む(図 7)。ほとんどの二枚貝は壊れて小さな破片になって
235 いる。礫は、周辺の沿岸の岩石に見られる鮮新世の砂質泥に由来し、マッドク
236 ラストも存在する(図 7b)。加えて、地点 B の T2 層のマッドクラストは、

237 *Pomatoleios kraussii* の化石が付着しているのが見つかった、*Pomatoleios*
238 *kraussii* は三浦半島とその周辺の岩石海岸の潮間帯に生息していた[Kayanne
239 and Yoshikawa, 1986]。

240 [30]堆積ファブリックは、中礫、細礫、砂や貝破片のような様々な堆積物が貝

241 殻の豊富な礫層と良く混合していることを示す(図 7). 貝の破片と礫は混合す
242 る前に転動しているようだ(例, 図 7a と 7c). 巻貝は T1 層中で砂質礫と混合
243 しているが, 元々の生息姿勢である(図 7a). 加えて, 直径約 2-3 cm のマッド
244 クラストが, 地点 A の T2 層の上部(図 7b)と地点 B2 と D の T3 層中で見られ,
245 マッドクラストは多くの細礫を含む.

246 [31]貝殻の豊富な礫層中には, しばしば逆級化が見られる. 全地点の T2 層は
247 逆級化から級化に変化する. すなわち, 中礫のような比較的粗粒な物質が層の
248 中ほどに堆積し, 砂や細礫のような細粒堆積物が層の下部にあり, 浸食面の直
249 上を覆っている(図 7b と 7c). 地点 B1 の T1 層と地点 B の T3 層は, 砂と礫
250 が, 明瞭ないし侵食的境界を伴って, 最下部の潮下帯堆積物の上に直接重なる
251 (図 7a と 7d).

252

253 4.3. 対比と年代

254 [32]¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb, ¹⁴C 年代測定の結果は, 3 つの礫質堆積物 T1, T2, T3 の我々
255 の対比を支持する. 潮下帯堆積物のそれぞれのサブユニットの最新の ¹⁴C 年代
256 のみを正確な年代であると仮定すると, T1 が西暦 1900 年代初め~中頃, T2 が
257 西暦 1650 年以降で 1900 年代以前, T3 が西暦 1060 年以降 1900 年代以前に堆
258 積した(図 5).

259 [33]地点 B3 の ¹³⁷Cs と ²¹⁰Pb 分析の結果は, T1 が 1900 年代中頃に堆積したこと
260 を示す. ¹³⁷Cs は, T1 の直上の潮下帯堆積物のみで検出され, T1 の下位では検
261 出されないため, T1 は 1950 年代以前に堆積したはずだ. 過剰 ²¹⁰Pb の量は,
262 海底付近の約 2.1 dpm/g から T1 層の直上の約 0.9 dpm/g まで, 深度の増加と
263 ともに減少することが分かる. ²¹⁰Pb の profile は, T1 の直上の 1924 年の堆積
264 年代に基づいて計算し, その後, 測定した ²¹⁰Pb profile と比較した(図 5).

265 ^{210}Pb profiles の測定値と計算値とは合理的に良く一致している。したがっ
266 て、 ^{137}Cs と ^{210}Pb は、T1 層の約 1923 年の年代を示唆する。
267 [34] T2 層の堆積年代は、較正された ^{14}C 年代測定の結果から、西暦 1650 年以
268 降と推定される(図 5 と表 1)。T2・T3 層の間から、合計 25 の植物片の年代決
269 定をした。それらの年代は西暦 980 年から 1650 年以降の範囲である。そのう
270 ち、15 試料は西暦 1650 年以降の年代である(表 1)。
271 [35] 地点 B2, C, D の T3 層の下位で、8 つの ^{14}C 年代が得られた(図 5)。T3 層
272 の堆積年代は、地点 B2 の試料#42 の結果に基づき、西暦 1060-1260 年に限定
273 される(表 1)。#41 のわずかに上に位置するもう一つの試料は、西暦 1030-
274 1190 年の年代を示す。他の 6 試料は、はるかに古い年代を示し、ほぼ確実に
275 古い堆積物からの再堆積である。
276 [36] 地点 D で、我々は、第 3 層を T3 とし、最下位層を堆積年代が限定されな
277 いより古い掃流のイベント層と考える。スライス D の最も古い層の上位の 2 つ
278 の年代はおそらく再堆積で、その層の年代を推定するには役立たない。

279

280 4. 4. 珪藻分析

281 [37] 化石の珪藻殻群集と総数を地点 B2 で分析した(図 8)。珪藻の濃度は T1,
282 T2, T3 層で非常に低い。これらの層内の殻はほとんど破片化している。対照
283 的に、T3 の上位の干潟と潮下帯堆積物は完全な殻を多産する。
284 [38] *Epithemia adnata* (Kützing) Brébissonand のような淡水生珪藻と、
285 *Navicula cryptotenella* Lange - Bertalot のような汽水生珪藻は、潮間帯堆
286 積物中の珪藻群集の 10-20% を占める。しかし、海生種、特に、*Cocconeis*
287 *scutellum* Ehrenberg, *Tryblionella lanceola* Grunow ex Cleve が優占す
288 る。潮下帯堆積物中に、極く少数の淡水生種が見つかったが、T1 と T2, T2 と

289 T3の間には汽水生種はわずかしは見られない(図8).

290 [39]潮下帯堆積物中に、多数の海生珪藻を同定した。 *Amphora immarginata*
291 Nagumoのような海生底生珪藻は、T1とT2、T2とT3の間の各サブユニットで
292 明らかに上方に向かって減少する(付録A参照)。 *Cheatoceeros*の休眠胞子のよ
293 うな海生浮遊珪藻は、T1とT2、T2とT3の間の各サブユニットで、明らかに
294 上方に向かって増加する(付録A参照)。

295

296 5. 関東大地震の識別

297 [40]貝殻の豊富な礫層 T1, T2, T3 は、強い流れを示すが、干潟堆積物と潮下
298 帯堆積物は静水であることを示す。また、粒度分布と珪藻分布は、T1, T2, T3
299 層の堆積前後に突然の変化があったことを示唆する。我々は、このような堆積
300 環境の突然の変化は、地震性地殻変動によって起きたと考える。加えて、珪藻
301 分布と粒度分布からは地震間の沈降が推定される。これらの結果を基に、貝殻
302 の豊富な礫層 T1, T2, T3 は、過去3回の関東大地震に伴う津波で生成された
303 と示唆される。

304

305 5. 1. 掃流と考えられる原因

306 [41]T1, T2, T3層の堆積学的特徴は、強く突発的な掃流が湾の水底を流れた
307 ことを示す。図7b-dで、底面は浸食されたと見られる。浸食面は、通常、強
308 い流れで起こる底面の剪断により生じる。貝殻の豊富な礫層のいくつかは逆級
309 化一級化が見られる(図7b, 7c)。このような粒度構造は、おそらく流れの速
310 度勾配の結果であり、トラクションカーペットの流れを示す[Lowe, 1982;
311 Hiscott, 1994; Sohn, 1997]。地点BのT3層中には級化構造は見られず、中
312 礫が浸食面の直上に堆積し、おそらく礫の重量が重いからである(図7d)。

313 T1, T2, T3 層では, 中礫と貝破片が混在し, 乱流に伴う掃流の典型を示す.
314 [42]地点 A の T2 層上部にマッドクラストが見られた(図 7). マッドクラスト
315 は, 津波のような流動イベントでの水底の浸食と流動イベント中やその後の再
316 堆積によって生成される[例, Morton et al., 2007]. マッドクラストは, 貝
317 殻の豊富な砂礫層の上部の, 逆級化から級化への境界付近に見られるため, マ
318 ッドクラストは, 戻り流れの間に生成し, 流れが停滞する間に堆積した可能性
319 がある.

320 [43]貝殻の豊富な礫層は, 通常の川の流れではなく, 津波や嵐のような大規模
321 なイベントによって運搬される. 地点 E の湾の堆積物では, 連続的な礫層は識
322 別できず(図 5, 6), 礫は現世の干潟に常にあるわけではない(図 3b). 貝殻の
323 豊富な礫層の, 唯一の可能性のある供給源は, 海か陸である. 前者の場合, 周
324 囲の岩石を砕いた巨大な津波や嵐によって, 海浜から湾奥に集められ運搬され
325 たかもしれない. なぜならば, 貝殻の豊富な礫層に角礫岩が含まれるからであ
326 る(図 3b). 後者の場合, 河床に堆積する貝殻の豊富な礫層は, 海に向かう流
327 れによって潮下帯の湾の底で洗い出された可能性がある(図 3b). ジオスライ
328 スサンプルの堆積構造からでは, どちらのケースかを判断するのは困難であ
329 る.

330 [44]貝殻の豊富な礫層は, 3 つの理由で嵐や異常な気象変動の結果である可能
331 性は低い. 第一に, 最近の大きな台風はそのような堆積物を残さなかった.
332 2009 年の台風 MELOR(大気圧: 910 hPa, 風速: 55 m/s)は, 過去 50 年間で最大
333 かつ最も猛烈であった. 油壺の潮位観測所(図 3a)は, 3.36 m の高潮位を記録
334 した. 波が小網代湾と周囲の人工構造物を襲い, 掘削地点近くの木造倉庫が破
335 壊された. しかし, 貝殻の豊富な礫層は, 嵐の後には発見されなかった. 第二
336 に, 猛烈な嵐の頻度は, 明らかに本研究で特定した貝殻の豊富な礫層の数を上

337 回っている．関東における嵐，雷雨，干ばつのような異常気象イベントの歴史
338 記録は，主に 1664 年以降に作成された様々な文書に記載されている[例，
339 Yoshimura, 1993; Yoshino, 2007]．第三に，貝殻の豊富な礫層が堆積するた
340 めには，台風や嵐に伴う波のような短時間の波では堆積期間が短すぎ，堆積量
341 が多すぎるように思われる[0. Fujiwara et al., 2003]．

342

343 5.2. 突発的な環境変化の特定

344 [45]上述のように，本研究の結果は，貝殻の豊富な砂礫層 T1, T2, T3 は，強
345 い掃流によるものであることを示す．堆積したこれらの層に伴って，急速な堆
346 積環境の変化が内湾の堆積物に記録される．我々は，T1, T2, T3 層に対応す
347 る堆積環境の急変をそれぞれイベント 1, 2, 3 と呼ぶ．

348

349 5.2.1. イベント 1

350 [46]地点 B2, D で，T1 層の堆積後，堆積環境が，潮下帯から干潟へと突然変
351 化した．一方，地点 B と C では，T1 層は，干潟堆積物の堆積前に，層厚約 10
352 cm の薄い潮下帯堆積物に覆われる．このような局所的な影響は，堆積環境の
353 変化に見られるが，全地点(図 6, 8)で T1 層の上で粒径はより粗粒になり，お
354 そらく，より強い流れが，湾奥の川から，より粗粒な堆積物を運搬するよう
355 なった結果だろう．

356 [47]湾の環境への川の影響がより大きくなったことは，地点 B2 の珪藻群集に
357 も反映されている(図 8)．T1 層の上位の干潟堆積物中で，淡水生種と汽水生種
358 の割合は，下位の潮下帯堆積物中と比較して，10-20%急激に増加する．淡水生
359 種と汽水生種は，潮下帯堆積物中にはほとんどいない．対照的に，海生浮遊性
360 種の割合は，T1 の下位の潮下帯堆積物の約 50%から，T1 の上位の干潟堆積物

361 の5%まで、急激に減少する。

362

363 5.2.2. イベント2

364 [48]ほとんどの地点では、より粗粒な物質の量の突然の増加が、T2層の堆積
365 後に見られた。地点B2, C, Dでは、より粗粒な物質(粗粒砂と中粒砂)の、よ
366 り細粒な物質(細粒砂とシルト)に対する比は、T2の下位と比較して、T2層の
367 上位で約10%急激に増加する(図6と8)。我々は、T2層の堆積後に川からの流
368 れが強くより頻繁化し、その結果、より粗粒な砂の量が増加したと示唆する。
369 しかし、地点Aでは、粒径の垂直変化は逆のパターンを示した。T2層の上位
370 で、より細粒な物質の量が劇的に増加し、淘汰が良くなる(図6)。この地点の
371 位置が干潟の河口近くなので、潮下帯堆積物は、イベント2の後、波によるふ
372 るい分けでより細粒になったかもしれない(図3b)。

373 [49]海生底生珪藻の浮遊性珪藻に対する割合は、T2層の上位で約10%急激に増
374 加する(図8)。小網代湾の珪藻種のモダンアナログに基づき、そのような底生
375 珪藻種の浮遊性珪藻種に対する割合の増加は、水深が減少することを示す。

376

377 5.2.3. イベント3

378 [50]イベント3後の粒度変化には以下が見られた。地点B, Dで、粗粒砂の細
379 粒砂に対する比が、T3層の上で約30%急激に増加する。地点Cでは、T3層の
380 直上で粗粒砂の急激な減少が観察される。一方、地点B2では、イベント後に
381 平均粒径の変化は見られず、シルトの量の増加はT3層の堆積に伴っている。
382 T3の下位には珪藻はほとんど見られず、これは、いくつかの不明な局地的条
383 件による低い珪藻の存在量と悪い保存環境を反映するのかもしれない(図8)。

384

385 5.3. 急激な環境変化の要因

386 [51]我々は、小網代湾奥の粒径や珪藻濃度の変化に示された堆積環境の突然の
387 変化は、嵐や地域的(汎世界的)海水準変動に起因するのではなく、沈み込み帯
388 の断層の地震サイクル間の地殻変動であると考える。環境変化が嵐によるなら
389 ば、堆積環境は嵐の前の状態に回復するか、それに近い状態に留まる。環境変
390 化が汎世界的海水準変動によるならば、徐々に変化する海水準に対応して、粒
391 径と珪藻群集の垂直変化は徐々に変化するだろう。

392 [52]上述のように、1923年の関東地震は、三浦半島の約1.4 mの隆起を起こ
393 した(図3, 4)。イベント1の後、層序は潮下帯から干潟の環境に急激に変化
394 し、珪藻群集の急激な変化を伴った(図6, 8)。これは、イベント1の後、湾
395 の底が隆起し、干潟になったことを示す。このような堆積相の急激な変化は急
396 激な隆起を示す。

397 [53]同様の堆積環境の変化は、イベント2, 3についても、潮下帯堆積物中に
398 記録されている(図6, 8)。これらのイベントに伴う、より粗粒な粒子の量の
399 急激な増加は、河口からの距離と川の流速の変化を反映する。川の流出口と湾
400 のジオスライスの地点間の距離が、関東大地震に伴う地震性隆起によって短く
401 になると、河川からの流れの影響がより強まっただろう。他の場所では、河口か
402 らの距離が増大するにつれ、開いた流路の堆積物の粒径は減少するだろう
403 [例, Wright, 1977; Eisma, 1991; Takashimizu et al., 1999].

404

405 5.4. 地震間の沈降

406 [54]我々は、粒度と珪藻群集の漸移的变化からT1, T2, T3層の堆積する間の
407 地震間の沈降を推測する。第一に、干潟堆積物の厚さが約0.3-0.5 mであるの
408 は、1923年の関東地震後の約0.4 mの沈降と類似する(図4, 5)。これらの観

409 察は、堆積物の厚さが垂直方向の地殻変動の量を表すことを示唆するかもしれ
410 ないが、一般的に層厚は、地盤沈下よりもむしろ多くの他の要因によるのかも
411 しれない。第二に、海生浮遊性珪藻に対する海生底生珪藻の比が徐々に減少す
412 ることは、水深の増加を示す(図8)(ここでは the gradual decrease in the
413 ratio of marine benthic to planktonic diatoms indicates an increase in
414 water depth. とあるが、[17]には、それと逆の文章がある。下の文章の
415 「increase」は「decrease」である。[17]For example, diatom assemblages
416 at Koajiro exhibit an increase in the ratio of benthic to planktonic
417 diatoms with the increasing water depth.)。これは、海底に到達する太陽
418 光の量が減少することに関連するかもしれない。また、海からの流れの増加
419 が、浮遊性種の漸移的增加を起こしたのかもしれない。

420 [55]イベント堆積物に挟まれた湾の堆積物の粒度は、地点AのT2層の上と地
421 点B2のT1とT2の間を除いて、全体的に時間とともにより細粒になる。これ
422 は、地震間の沈降期間に河川からの影響が徐々に減ることと一致する。

423

424 6. 1703年以前の関東大地震

425 [56]我々は、T1、T2、T3層が、過去3回の関東大地震によって生じた津波堆
426 積物であると結論付けた。我々は、これらの地震の年代を、津波堆積物の年代
427 と古文書を比較することで推定する(図9、表1)。

428 6.1. 3回の関東大地震の年代

429 [57]T1、T2層の堆積年代は、 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 、 ^{14}C 年代測定の結果から、それぞれ
430 1900年代初め～中頃、西暦1650年より後と推定される(図5)。これらの年代
431 は、1923年と1703年の関東大地震とよく一致し、三浦半島の津波と隆起と一
432 致した(図2)。

433 [58]1703年以前のイベント T3 のタイミングは、西暦 1703 年以前、西暦 1060-
434 1260 年より後と推定される。年代範囲を狭めるために、我々は、ケース a と b
435 の 2 つの推定年代を検討する(図 9)。ケース a では、OxCal [Bronk Ramsey,
436 2009]を用いて、T3 層の上下で得たすべての年代を組み入れた。結果的に、T3
437 の推定堆積年代は西暦 1060-1150 年(中央値:西暦 1100 年)である。ケース b
438 では、再堆積した可能性のある 5 試料(#8:西暦 980-1160 年, #10:西暦 1020-
439 1210 年, #33:西暦 1040-1260 年, #35:西暦 1020-1170 年, #36:西暦 1030-1210
440 年)を除いた。これは、T3 層の上から採取されたこれらの試料が、T3 層の下か
441 ら採取された試料(#42:西暦 1060-1260 年)と同じかそれより古い年代を示すか
442 らである(図 5, 表 1)。ケース b の場合、T3 の推定堆積年代は西暦 1160-1400
443 年(中央値:西暦 1290 年)である。

444 [59]この 2 つのケースを合わせ、我々は、1703 年以前の直近の地震の年代を
445 西暦 1060-1400 年と推定する。1703 年以前の関東大地震は、房総半島西岸の
446 浜堤から推定された西暦 1050 年頃の地震と対比できる可能性がある
447 [Shishikura et al., 2001].

448

449 6.2. 歴史地震

450 [60]1703 年以前の関東大地震は、ケース a では 1060-1150 年だが、鎌倉に被
451 害を与えた地震(図 1)は宇佐美[2003]の歴史地震の一覧にない。これは、この
452 期間に、特に関東では、ほとんど文書が存在しないからである。

453 [61]ケース b の場合、この期間内にいくつかの歴史地震が発生した。鎌倉で被
454 害の出た 7 回の地震が、1213 年、1227 年、1230 年、1240 年、1241 年、1257
455 年、1293 年と記録されている。しかし、887-1180 年の歴史記録はほぼない。
456 その頃の日本政府(平安京)の最後の歴史史料“日本三大実録”は、887 年で終

457 わる。鎌倉幕府についての最初の歴史書“吾妻鏡”は1180年に記述が始ま
458 る。鎌倉で大きな戦争が起こった1455年まで、鎌倉での出来事に関する様々
459 な文書が残っている。

460 [62]他の既知の歴史地震は、おそらく、1703年と1923年に堆積したような礫
461 層を形成するには十分な大きさではなかった。最も可能性の高い1703年以前
462 の関東大地震の候補は、1293年の地震である。Ishibashi [1991]が指摘した
463 ように、地震は鎌倉に深刻な被害をもたらし、激しい余震活動を伴った。古文
464 書で、23,024人の死者が報告された。“津波”という言葉は文書に存在しな
465 いが、Ishibashi [1991]は、鎌倉の砂浜沿いの140の遺体の記述に基づいて、
466 津波被害を示唆した。1923年関東地震に伴う津波では、鎌倉で24人が命を奪
467 われた[Tanakadate, 1926]。建長寺のような寺院への深刻な被害が、1293年
468 の地震と1923年の地震の両方で報告されている[例, M. Fujiwara et al.,
469 2003]。

470 [63]1241年の地震は、津波を伴ったことが報告されている[Usami, 2003]が、
471 Ishibashi [2009]は、その被害は猛烈な風と波によると示唆した。1257年の地
472 震のマグニチュードは、被害の記述に基づき、Usami [2003]はM7.0-7.5と推定
473 した。鎌倉の神社や寺院は被害を受けなかった所はなく、すべての壁や柵は破
474 壊された。地滑り、地鳴り、家屋の破壊、液状化、地盤の断裂が報告された。
475 この地震は別の候補かもしれないが、報告には津波の記述はなかった。残る
476 1213年、1227年、1230年、1240年の地震は、1257年の地震よりも小さいと
477 考えられている。

478 [64]Ishibashi [1991, 1994]は、878年、1433年、1293年の地震は関東大地震
479 だった可能性があるとし唆する。これらのイベントは、1257年の地震とともに
480 に図9に示されている。

481

482 6.3. 再発間隔

483 [65] 関東大地震の平均再発間隔は、1923年、1703年、1060-1400年の過去3
484 回のイベントに基づいて、約260-430年の範囲である。これらの値は、地震調
485 査委員会(2004)が推定した200-400年とほぼ一致する。しかし、1703年と
486 1923年の地震間隔(220年)は、その前の地震から推定される間隔(303-643年)
487 と比べて短く、関東大地震の再発間隔は変動することを示す。

488 [66] 関東大地震の再発間隔の変動は、それぞれの地震の震源あるいは断層の滑
489 りに関係するかもしれない。1703年と1923年の地震は、房総半島で、異なる
490 高さの津波と異なる量の沿岸の隆起を生じた[例, Hatori et al., 1973;
491 Matsuda et al., 1978; Kumaki, 1999; Shishikura, 2003](図2)。1703年以
492 前の地震(西暦1060-1400年)の年代範囲は、国府津-松田断層の地震の推定年
493 代の西暦1100-1350年と重なっている(地震調査委員会, 神縄/国府津-松田断
494 層地震の長期予測, 文部科学省の地震研究推進本部, 2009,
495 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09jun_kannawa/index.htm)(図1)。こ
496 の断層は、プレート境界の陸側延長部に位置するため、1703年以前の地震
497 は、この断層に及んでいた可能性がある。断層滑りが大きければ、次に再発す
498 るまでの間隔はより長くなるだろう[Shimazaki and Nakata, 1980]。しかし、
499 我々は、1703年以前の地震の断層滑りや規模の情報を持っていない。

500 [67] 大地震の規模と再発間隔のばらつきは、世界中の多くの沈み込み帯で発見
501 されてきた[例, Satake and Atwater, 2007]。最近の巨大地震(M9)はばらつ
502 きを示す。2004年のスマトラ-アンダマン地震は、歴史的により小さな地震
503 (M8)が知られている地域で発生した。2011年の東北沖地震(M9.0)は、宮城沖
504 で繰り返した特徴的な地震(M<8)よりもはるかに大きかった。南海トラフ沿い

505 の巨大地震の再発[例, Satake and Atwater, 2007; Komatsubara and
506 Fujiwara, 2007], カスカディアの沈み込み帯沿い[例, Nelson et al.,
507 2006], チリ海溝[例, Cisternas et al., 2005], アリューシャン列島[例,
508 Shennan et al., 2009]でも, 古文書や沿岸の地質に記録されたばらつきを示
509 す.

510

511 7. 結論

512 [68]我々は, 三浦半島南西端の小網代湾で, 3つの津波堆積物を発見し(図
513 1), 最も古い津波堆積物は, おそらく, 関東の沈み込み帯の大地震の後に堆積
514 した. 我々は, 過去の関東大地震に伴う津波の波源と年代, 垂直的な地殻変動
515 を決定するために, 堆積構造, 粒度, 珪藻分布, ^{14}C , ^{137}Cs , ^{210}Pb 年代の推定
516 を用いた. 3つの貝殻の豊富な礫層が, 細粒な潮間帯堆積物と潮下帯堆積物中
517 に見出された.

518 [69] 1. 我々は, 小網代湾の堆積物中に, 大量の貝殻片とマッドクラストが混
519 ざった厚さ 0.05-0.5 m の砂礫層を 3層発見した. これらの貝殻の豊富な礫層
520 は, 強い掃流による津波堆積物と推定される.

521 [70] 2. 我々は, これらの津波堆積物は, 小網代湾の突発的な隆起を伴う過去
522 の関東大地震により形成されたと推定した. このような地殻変動は, 粒度や珪
523 藻群集の変化から推測した. これらはさらに, 地震間の漸移的沈降を示唆して
524 いるかもしれない.

525 [71] 3. 直近の2つの津波堆積物は, 年代測定の結果に基づいて, 1703年と
526 1923年の関東地震と対比された. 1703年以前の関東大地震の年代は, 西暦
527 1060-1400年と推定された. 歴史記録にある1293年の地震が, 最も可能性の
528 ある候補の一つである.

- 529 [72] 4. 最近の関東大地震の再発間隔は 220 年と 300-640 年である. 関東大震
- 530 震の再発間隔にはばらつきがあるようだ.
- 531
- 532 北村・山本有夏