

1 Komori, J., Shishikura, M., Ando, R., Yokoyama, Y. and Miyairi, Y., 2017. History  
2 of the great Kanto earthquakes inferred from the ages of Holocene marine terraces  
3 revealed by a comprehensive drilling survey. Earth and Planetary Science Letters,  
4 471, 74-84.

5  
6 包括的な掘削調査により明らかにされた完新世の海成段丘の年代から推定した関東大地震の  
7 歴史

## 8 9 **Abstract**

10  
11 過去1万年間に相模トラフ沿いで発生した大地震の歴史を再評価するため、我々は東日本の  
12 房総半島南東部に位置する千倉低地で4段の海成段丘の形成年代を測定した。海成段丘の年  
13 代は、海成堆積物から得た貝化石の放射性炭素年代測定によって見積もる。本研究で用いた  
14 サンプリング方法は、高密度かつ体系的な掘削調査を用いてコアサンプルを採取する方法で  
15 あり、貝化石と海成段丘を対比して信頼性を高めた。さらに、放射性炭素年代測定は、加速  
16 器質量分析法を用いて行われ、この方法は、先行研究が測定したものよりも高精度の測定値  
17 を出す。さらに、我々は、LiDARを用いて得た詳細なデジタル標高モデル(DEM)データから  
18 海成段丘の地形断面を検討した。海成段丘の形成年代の最大値は、最下位の段丘(西暦1703  
19 元禄地震で形成されたもの)を除くと、最上位の段丘から、暦年で6300年前、3000年前、  
20 および2200年前となった。さらに、最上位の段丘と第2番目の段丘の間に、これまで認識  
21 されていなかった段丘がもう一つあることが、年代測定と地形学的分析の両方から検出さ  
22 れ、暦年で5800年前であるとされた。新たに得た年代は、以前に推定されていた年代より  
23 も約1000年若い。その結果、相模トラフに沿って発生した大地震の時間間隔は、以前の推  
24 定値よりもより短かつより多様であると推定される。この結果は、首都圏を壊滅させる可  
25 能性がある相模トラフに沿った地震の発生確率の評価に現在使用されているデータを改訂す

26 る．さらに，今回の研究方法は，他地域の堆積性海成段丘の評価の精度を高める強力なツ  
27 ルとなり得ることを示す．

28

## 29 1. はじめに

30 巨大地震は地形学および地質学的に重要な問題であり，巨大地震がどのように再発する  
31 かを理解するには，地震履歴の正確な把握が不可欠である．フィリピン海プレートが日本列  
32 島の大陸プレートの下に沈み込む相模トラフは，地震の発生の繰り返しが観察されかつ地震  
33 の歴史記録が存在する典型的な例である．1703年元禄関東地震(M8.2)と1923年大正関東地  
34 震(以後，1703年元禄地震，1923年大正地震)の2つの大地震は，歴史記録のある17世紀以  
35 降に発生した(Usami et al., 2013) (Fig 1)．これらの大地震は首都圏を含む広い地域を荒  
36 廃させたことが知られている．さらに過去のものは，記録が曖昧だが，南関東地域における  
37 これらの地震に伴う広範囲の地殻変動(Miyabe, 1931; Matsuda et al., 1974; Nyst et  
38 al., 2006)は我々に手がかりを与える．したがって，地震の履歴をより正確かつ確実に再現  
39 できる包括的な地質学的手法を発展することは重要である．

40 震源断層の位置と大きさは，観測された地殻変動の分布から測地学的逆解析を用いて研究  
41 されることが多い．Matsu'ura and Iwasaki(1983)とNystら(2006)は，1923年大正地震の  
42 震源断層を調べ，Namegayaら(2011)は逆解析を用いて1703年元禄地震を調べた．1703年元  
43 禄地震の地殻の隆起は，1923年大正地震(Matsuda et al., 1978; Namegaya et al., 2011;  
44 Shishikura, 2014)の地殻の隆起よりもより広範囲に分布し，かつ大きいため，大正地震よ  
45 りも元禄地震のほうが震源域が大きく，房総半島の南東沖にも拡大したと推定される(図  
46 1)．

47 房総半島南部でのこのような地震の隆起により，いくつかの標高に海成段丘が発達してお  
48 り，これらの段丘は，本研究対象とした千倉低地を含む，最南端付近で最も顕著になる  
49 (Kayanne and Yoshikawa, 1986; Kawakami and Shishikura, 2006)．記録された下位の2つ  
50 の段丘レベルは，1703年と1923年の歴史地震イベントである．これらの2つの段丘の上に

51 は、少なくとも3つの異なる段丘が識別でき、それらの形状と分布は1703年元禄地震の段  
52 丘と類似する。これらの段丘は、この地震(以下、元禄型地震)と類似の震源の地震によって  
53 形成されたと考えられている(Kayanne and Yoshikawa, 1986)。さらに、房総半島西部で  
54 は、これらの主要段丘の間に比較的狭い海成段丘が存在する。これらの海成段丘は、西側に  
55 のみ分布していて小規模であり、1923年の大正地震の段丘に似ている。したがって、この地  
56 震(以下、大正型地震)と同様の震源の地震による古地震により形成されたと考えられている  
57 (Shishikura et al., 2005)。

58 これらの段丘に含まれる貝化石は、相対的海面低下あるいは構造的な隆起を記録すると考  
59 えられているので、これらの段丘の形成年代、すなわち、巨大地震が発生した年代は、放射  
60 性炭素年代測定技術を使用して調査できる。元禄タイプの地震に対応する4つの主要段丘  
61 は、Nakata et al. (1980)の沼面の段丘群(沼面 I, II, III, IVの順)と命名された。これ  
62 らの段丘は、半島南部の低地で明瞭に識別される(Matsuda et al., 1974; Yonekura, 1975;  
63 Nakata et al., 1980)(図2)。Nakata et al. (1980)は、これらの低地で得られた貝化石を  
64 ベータ計数法を用いて放射性炭素年代を測定し、約7200年前、5000年前、3000年前、  
65 AD1703(1703元禄地震)に段丘が離水したと推定した。なお、質量選別を補正し、海成リザ  
66 ーバー効果を400年とした(Fujiwara et al., 1999)。これらの結果から、元禄型地震は約  
67 2000~2700年の再発間隔で発生すると考えられていた。これらの数字は、この地域におけ  
68 る地震活動の政府長期評価(2004年地震研究推進本部)で使用されている。しかし、Nakata  
69 et al. (1980)の年代測定サンプルは限られた数の露頭で採取され(図2)、個々の段丘と  
70 個々の露頭の空間的關係およびその年代設定の正確性はあいまいである。

71 近年、いくつかの研究が、上記の古地震学的解釈と矛盾する新データを提供している。  
72 Uno et al. (2007)は、千倉低地の段丘からの貝化石の放射性炭素年代を得たが、これは  
73 Nakata et al. (1980)の結果とは異なる。また、測地学的観点から、Shishikura (2014)  
74 は、Sagiya (2004)やNishimura et al. (2007)の計算したプレート間結合と、Namegaya et  
75 al. (2011)とSato et al. (2016)の推定した1回のイベント当たりの滑り量から、元禄型

76 地震の再発間隔は 250～500 年と算出し、Nakata の推定よりも短いとした。したがって、こ  
77 れらの海成段丘の年代の再評価、そしてその結果、Shishikura (2014)が示唆した相模トラ  
78 フの過去の大地震の再発間隔を再評価する必要がある。

79 本研究では、我々は元禄型地震の再発間隔を評価するために広く使用されている千倉低地  
80 の海成段丘の形成時期(Nakata et al., 1980)を再測定することにより、元禄型地震の発生  
81 履歴を再評価することを目指した。私たちは次の 5 つの項目を統合した新しい包括的なアプ  
82 ローチを採用した。(i)研究地域で新たに取得された詳細デジタル標高モデル(DEM)を用い  
83 て、我々はまず段丘の詳細かつより客観的な地形区分を確立する。(ii)サンプリングの少な  
84 さによる前述のあいまいさを克服するために、非常に狭い地域で完全な段丘シリーズを横断  
85 する三次元堆積構造を決定し、高密度で体系的な掘削調査を用いて年代測定用サンプルを採  
86 取した。(iii)その後、各掘削コアから十分な数の貝化石試料を集めて、十分な数の新鮮な  
87 試料の年代から最も新しい年代を決定した。(iv)高精度の年代測定を達成する放射性炭素年  
88 代測定のために、また質量分析法と年代較正の不確かさを避けるために、加速器質量分析法  
89 (AMS)を使用した(Yokoyama et al., 2007)。地域固有の海洋リザーバー効果(Hirabayashi  
90 et al., 2017)は、核実験前の二枚貝を用いて決定した。(v)段丘の離水年代には、各段丘  
91 で、再堆積の影響を避けるために複数のサンプルから得た年代値を平均するのではなく、最  
92 も新しい年代を使った、(ii)の改善した頑健性により、この手順が可能となった。

93 この研究はまた、房総半島にある世界的に認められている堆積性段丘の例を用いて、この  
94 新しい包括的な方法論の妥当性を検証することを目指している。私たちは、世界的に類似し  
95 た古地震学的研究において、現在直面している困難さを克服することを目指す。上記の個々  
96 の方法のいくつかは、同様の状況下にある沿岸地域で使用されている。典型的な例は、放射  
97 性炭素年代測定を用いて調査されたニュージーランドの北島の太平洋側の地点(Hull, 1987;  
98 Berryman, 1993; Berryman et al., 2011)とアラスカ(Plafker and Rubin, 1978;  
99 Hutchinson and Crowell, 2007)である。しかし、これらの先行研究は、出版物から読み取  
100 った限りでは、試料採取状況と器具は人力での掘削や自然露頭などに限定され、1 地点の試

101 料は1-4と限られていた。このような簡単な採取器具では、それに適した採取地点の分布が  
102 不十分で散在することになり、堆積シーケンスとその構造を調べることや、得られた年代とそ  
103 れらを対比するのが難しくなる。これは、段丘の年代推定の正確性を低下させる可能性があ  
104 る。さらに、しばしば行われるように、得られた年代の平均を考慮して段丘の年代を見積も  
105 った場合、そのような見積もりは、再堆積プロセスの不明確な可能性によって正確性が欠如  
106 することになる。

107 さらに、我々は、複数に区分された海成段丘の古地震学的研究の多くは、侵食海岸に焦点  
108 を当てている(Bradley and Griggs, 1976)ことを指摘する。私たちの目標とした堆積海岸と  
109 は異なり、侵食性段丘は地形的に明瞭であり、それらの構造は単純である。しかし、これら  
110 の研究は、低緯度地域にのみ存在する隆起サンゴ礁を除けば、浸食状況下での年代決定の困  
111 難さにしばしば遭遇する(Bradley and Griggs, 1976; Anderson and Menking, 1994;  
112 Compton, 2001)。逆に、堆積性段丘は地殻の隆起を伴う広い沿岸地域(Keller and Pinter,  
113 1996)に沿って発達していると考えられているが、年代調査を行っている場所は世界的に少  
114 ない。堆積性段丘に関する段丘の年代測定の高信頼性が高まれば、沈み込み帯のより広範囲な  
115 地域における古地震学的歴史を復元する機会が増えるだろう。

116

## 117 2. 設定

118 千倉地域は、沿岸に沿って約1.5 kmで幅2 kmの低地であり、海成堆積物から形成されて  
119 いる(図2)。幅約100 mの砂浜は東海岸と低い丘陵を覆い、西側には標高約30~100 mの丘  
120 陵がある。これらの丘陵の岩相は、この低地の北側と南側で異なっている(図2B)。北部の  
121 基盤岩は更新統で、南部の基盤岩は上部中新統である。沼面I, II, III, IVの4つの海成  
122 段丘の標高は、それぞれ約20-25 m, 13-15 m, 9-10 m, 5 mである。沼面II~IVの幅は約  
123 200 mで、幅50 mの砂丘が各段丘に形成されており、一方、沼面Iは、千倉低地の北部で  
124 は、瀬戸川という小さな河川に沿って、約1.5 kmほど溺れ谷として後背地に伸びている。  
125 瀬戸川の支流は、南から北に小さな谷を形成し沼面Iに伸びている。1923年の大正地震に

126 伴う 1.0~1.2 m の地殻の隆起は観察されたが (Miyabe, 1931), それに対応する海成段丘は  
127 堆積性低地では見つからなかった。

128

### 129 3. 方法

130 本研究では, 段丘の表層付近の堆積構造を調べ, 堆積物から年代サンプルを採取するため  
131 の地質コア試料を得るために掘削調査を行った。我々は沼面段丘シリーズの南北において,  
132 既に記載されている 4 つの段丘面 (図 2) を横切る北西から南西に伸びる 2 本の測線を設置し,  
133 各段丘で 1~2 つの掘削地点を設定した。測線間の間隔は約 900 m である。合計で 16 点を掘  
134 削した。しかし, 基盤岩が浅いために, 2 箇所は掘削できなかった。約 1.2 km 四方から, 幅  
135 0.1 m, 深さ 6 m の 14 本の不攪乱のコアを得た。我々は, コアから堆積構造を記載して分類  
136 し, 放射性炭素年代測定のためコア堆積物に含まれる 53 個の貝化石を採取した。1980 年代  
137 以前に実施された先行研究の方法 (図 2) と比べると, 我々のサンプルははるかに高密度で,  
138 段丘とサンプルをより確実に比較させることができる。

139 放射性炭素年代測定のための貝化石を採取する際には, 試料の保存状態を注意深く観察し  
140 た。なぜなら, 千倉低地のような堆積性海成段丘は突発的な隆起イベントの前に浅海で形成  
141 されたため, 隆起イベントの年代または段丘の年代は段丘堆積物の年代に一致する可能性が  
142 あり, この年代は段丘の離水直前に堆積したものと定義される。しかし, 採取された貝化石  
143 の年代は必ずしも段丘の年代に対応しているとは限らないことに注意する必要がある。なぜ  
144 ならば, 貝の死後の再堆積の可能性があるからだ。したがって, それらは段丘形成の最古の  
145 年代を示す傾向がある (Hull, 1987; Berryman, 1993)。再堆積の影響を最小限に抑えるため  
146 に, 我々は, 長時間水中にあったことを示唆する摩滅したサンプルを排除した。したがって,  
147 限定された数の露頭からのより少ないサンプルを使用した先行研究では, この問題の影響を  
148 被っていると思われる。

149 放射性炭素年代測定には, 東京大学大気・海洋研究所 (Yokoyama et al., 2016) でシングル  
150 ステージ AMS を用いた。そこでは, 他の場所で記載された手順 (Yokoyama et al., 2007, 2010)

151 で、まず高真空ラインを使用してサンプルをグラファイトターゲットに生成する。その後、  
152 サンプルは AMS で測定され、現在のシステムでは、中・後期完新世のサンプルでは年代誤差  
153 が±10～20年となり、これは以前のベータ計測による研究よりも10倍以上優れている (Omoto  
154 et al., 1976)。その後、Oxcal 4.2 (Ramsey and Lee, 2013; Reimer et al., 2013)を用い  
155 て大気  $^{14}\text{C}$  に補正し、放射性炭素年代を暦年代に較正した。

156 我々はさらに、大気と海水との間の  $\text{CO}_2$  交換の遅れにより、海洋生物の年代が陸上植物の  
157 年代よりも古くなる海洋リザーバー効果を検討した (Matsumoto and Yokoyama, 2013 参照)。  
158 これらの時間差は地点によって異なる (Hirabayashi et al., 2017)。そのため、房総半島か  
159 ら採取したサンプルの放射性炭素含量を測定し、死んだ年代が正確に判明している海生軟体  
160 動物を用いて、地点固有のリザーバー年代を制約した。特に、1923年の大正地震 (AD1923)に  
161 離水したとされる海岸の岩石 (図2) から得た2つの *Pomatoleios kraussii* の殻を採取した。  
162 *Pomatoleios kraussii* はゴカイで、石灰質の管を形成して岩石に付着し、潮間帯中間の目  
163 安として広く使用されている (Kayanne and Yoshikawa, 1986; Shishikura et al., 2007)。  
164 さらに、私たちは地点1 (図2A) で、*Crassostrea gigas* の化石をサンプリングし、年代を測  
165 定した。

166 さらに、年代サンプルの場所と段丘地形を正確に比較し、段丘の地形学的分類を再評価す  
167 るために、大気光検出と測定距離 (LiDAR) を使用した新しい詳細なデジタル標高モデル (DEM)  
168 を入手した。グリッド間隔は0.5 mであった。この研究で使用したデータセットはデジタル  
169 地形モデルであり、生データから植生と人工物の高さを取り除いた。

170

## 171 4. 結果

### 172 4.1. DEM 分析

173 図3a-dは、千倉低地周辺のDEMの色付きの地図と、掘削地点周辺の詳細な地図を示す。図  
174 3Cと3Dの各段丘内の表面標高を見ると、南の調査ラインと北の調査ラインの間で標高の違  
175 いが観測でき、各段丘は南側で階段状に約2-3 m高くなる。さらに、沼面I段丘と沼面II段

176 丘の間には、中間レベルの標高面(19-20 m)が見え、小段丘のような直線的地形(図 3B の矢印  
177 で示す)を観察できる。この地形は、以前の分類では認識されていない別の段丘が沼面 I 段丘  
178 と II 段丘の間に存在する可能性を示唆する。以下では、房総半島の他地域にある以前から記  
179 録されていた段丘と区別して、新たに検出された段丘 C-I' と、千倉の沼面 I, II, III, IV に  
180 対応する段丘を C-I, II, III, IV と呼ぶことにする。この分類の下で、以前の沼面 I 段丘か  
181 ら得られた CKR-N02 と S01 コアは C-I' 段丘に属す。

182

#### 183 4.2. 海洋リザーバー効果

184 表 1 は、海洋リザーバー効果を調べるために使用できるサンプルから得た年代をまとめた  
185 ものである。同位体分別補正年代(conventional ages)は、サンプルの未補正の放射性炭素年  
186 代を示し、海洋リザーバー年代( $R$ )は、同位体分別補正年代と Reimer et al. (2013)で与え  
187 られた西暦 1923 年の北半球の大気  $^{14}\text{C}$  年代との差を示す。海洋リザーバー年代の地域差  $\Delta R$   
188 は、同位体分別補正年代と、全球海洋リザーバー効果を含む、西暦 1923 年の海洋モデル年代  
189 (Reimer et al., 2013)との差を示す。この  $\Delta R$ は較正に必要な地域的時間差を示し、以下の  
190 較正年代は、試料の測定された同位体分別補正年代から  $\Delta R$ 値を引き、その後、それらを較正  
191 曲線(Ramsey and Lee, 2013)に対比させることによって得たものである。我々は、3つのサ  
192 ンプルを平均化し、較正に用いた  $\Delta R$ を  $60 \pm 31$  年と決定した。これらの放射性炭素測定の結  
193 果は3試料でほぼ同じ値なので、我々の  $\Delta R$ 値は信頼性が十分ある。Shishikura et al. (2007)  
194 が三浦半島で得た  $\Delta R$ は  $82 \pm 33$  年であり、これは本研究と一致している。したがって、我々  
195 は、以下のセクションでは、海洋リザーバー効果の違いは三浦半島と房総半島南東の沿岸地  
196 域では無視できると仮定して、我々の結果と先行研究とを比較した。

197

#### 198 4.3. 堆積構造と年代測定結果

199 表 2 は、千倉で採取した貝化石の年代測定結果を示す。図 4 は、この研究で分析した各コ  
200 アの岩相と堆積構造をサンプルの年代値とともに示し、図 5 は DEM データからの 2 つの実測

201 線の地形的特徴に対して、代表的サンプルの標高と年代を示す。

202 北と南の実測線のそれぞれにおいて 7 本のコアを含む 14 本のコアを採取した。千倉低地  
203 の表層付近の堆積物は、人為起源の埋め立て堆積物と岩盤以外には、6 つのタイプの堆積相  
204 から構成されている(図 4)。最も頻繁に見られる堆積層は、貝殻を多産し不淘汰な粗粒砂と  
205 中粒ないし細粒砂である。これらの層は、最上位の段丘から最下位の段丘まで、各コアの下  
206 部と中部に多く見られ、しばしば互層している。シルト質泥が下位の段丘のコアの下に堆積  
207 する。より高位の段丘では、これらの層の上には平行葉理を持つ淘汰の良い粗砂があり、殆  
208 ど貝殻を含まない。大部分のコアでは、塊状の砂が浅いところに堆積し、最上位は土壌であ  
209 る。南側の実測線からのいくつかのコアは岩盤に達した。

210 各段丘の特徴的な構造を観察すると、CKR-N01 コアのみが得られた C-I 段丘で、  
211 *Macaronichnus segregatis* という潮間帯環境の優れた指標(Seike, 2007)である生痕化石  
212 が、淘汰の良い砂層の 2.6-2.7 m の深さで見つかった。N01 の最も若い年代は暦年代で 6503-  
213 6285 年 BP であった。新たに検出された C-I'面では、CKR-N02 と S01 の 2 つのコアが得られ、  
214 N01 の淘汰の良い粗粒砂によく似た砂層が中部に位置するが、生痕化石は見られない。S01 か  
215 らの最も若い年代としては暦年代で 5908-5701 年 BP が得られた。C-II 面では、CKR-N03,  
216 N03', S02, S03, S03'の 5 つのコアが得られ、各コアで不淘汰な粗砂と中粒ないし細粒砂の互  
217 層が顕著である。南側の実測線からのコアは深さ 2-5 m で岩盤に達し、穿孔性貝類の  
218 *Penitells kamakurensis* が S02 の岩盤の最上部に合弁の状態で保存されていた。この貝の  
219 年代は暦年代で 6400-6210 年 BP だった。これらのコアで発見された最も若い年代は、N03'の  
220 貝の暦年代で 3160-2909 年 BP だった。

221 C-III 面では 4 つのコア、CKR-N04, N05, S04", および S05 を分析した。最も若い年代は  
222 N04 から暦年代で 2380-2140 年 BP と得られたが、南側の実測線上のコアはより古い年代を示  
223 した。それらは最も浅い部分でも 6500 年よりも古い年代であった。C-IV 面では、CKR-N06 と  
224 S06 の 2 つのコアが得られたが、より高位の段丘の砂とは異なり、表面付近の粗粒砂の円磨  
225 度は強く、かなりの風化を受けているようであった。シルト質泥はコアのより深い部分に見

226 られ、年代は 8500 年前以上だった。

227

## 228 5. 議論

### 229 5.1. 段丘の形成過程と離水年代

230 まず、海成段丘の形成過程について議論し、年代測定の結果からそれらの離水年代を推定  
231 するためのガイドラインを作成する。図 6 に堆積性海成段丘の形成過程の模式図を示す。相  
232 対的な海面変動イベントの前に(図 6 の上の図)、淘汰の良い砂からなり、貝殻片をほとんど  
233 含まない前浜堆積物が平均海面付近に形成される。低潮線より下の上部外浜堆積物は淘汰の  
234 悪い粗粒砂からなり、豊富な貝殻を含み、海面変動イベントの間隔よりもはるかに短い時間  
235 スケールの強い水流のために、堆積と再堆積が繰り返される。高潮線の上には、塊状砂か  
236 らなる砂丘が形成されている。相対的海面低下後(図 6 の下の図)、同様の堆積シーケンスが、  
237 より低い場所に堆積し、その前の堆積シーケンスを覆う。その後、古い砂丘と新しい砂丘の  
238 間の地域は、離水した海成段丘として保存される(図 6 の矢印で示されている)。海成段丘の  
239 下の最も浅い部分の粗粒砂(図 6 の太線で囲まれている)に注目すると、段丘堆積物と呼ばれ  
240 るこの堆積層は、前浜堆積物と上部外浜堆積物から成り、イベントの直前に堆積したもので  
241 あるため、イベント発生の年代を示す。この堆積構造(図 6)は、時間と空間の両方が変化する  
242 沿岸環境に依存し、深さと幅が変化しうる。しかし、一般的なシーケンスは概して保存され  
243 ている(Keller and Pinter, 1996)。実際には、最上位の段丘の下の前浜堆積物は、千倉のよ  
244 り下位の段丘の前浜堆積物よりもはるかに厚い(図 4)。以下の議論では、段丘堆積物、特に貝  
245 殻が豊富で放射性炭素年代測定に適した上部外浜堆積物を特定することにより、千倉低地の  
246 各段丘の離水年代を推定する。

247 段丘の年代を推定する前に、再堆積の影響からコンタミの可能性とサンプリング方法に応  
248 じた推定信頼性を検討する。観測したシーケンスでは、より深い場所から得た貝化石ほど古  
249 くなる傾向にあり、図 6 に示す堆積プロセスと調和的である。しかし、例えば、N04 コアで  
250 は、最も浅い場所のサンプルが、より深い場所の貝化石よりもはるかに古い場合があった。

251 この現象は、方法の節で述べた再堆積の結果である可能性が高い。さらに、採取した貝化石  
252 のいくつかは風化や摩耗がほとんどなく、通常再堆積したものとは思えないにも関わらず(例  
253 えば、表 2 の N04145A)、それらは推定堆積層よりも明らかに古い年代を示した。したがって、  
254 特に標本数が限られている場合には、貝化石の概観のみから再堆積の可能性を特定するのは  
255 難しいかもしれない。しかし、この研究では、多数の採取された貝化石の中で最も若い年代  
256 を決定することにより、堆積年代をより安全に制約することができた。多数の放射性炭素測  
257 定値を用いた湖底堆積物(Nakamura et al., 2012, 2016)と海洋堆積物(Ishiwa et al., 2016)  
258 の研究では、それらのコアにおける二次的堆積を明確に示した。彼らは、任意の層準内で放  
259 射性炭素年代のばらつきを見い出したが、最も若い年代が最も信頼できる年代であることを  
260 示した。これは今回の研究で適用したアプローチと同様である。

261 次に、各コアの段丘堆積物を特定した。図 6 から分かるように、段丘堆積物は一般的に掘  
262 削コアの最も浅い所にある粗粒砂である。図 7 は、各段丘の段丘堆積物の推定位置を示す。  
263 C-I 段丘では、N01 コアの段丘堆積物から回収された貝殻は暦年代で 6503-6285 年 BP を示す  
264 (図 5 のサンプル a)。N01 のサンプルは C-1 から 2 つしか得られなかったが、この結果を裏付  
265 ける別の年代は下部コアから得られた。すなわち、S02 コアの最も深い部分の岩盤に埋没さ  
266 れた良好な保存状態の穿孔性二枚貝の貝殻が暦年代で 6400-6210 年 BP を示す(図 5 の試料  
267 g)。この貝殻の状況がその生息場所と完全に一致するため、この殻が間欠的なイベントの直  
268 後に砂に埋もれたと推定できる。したがって、この年代は、最古の年代を与えるのではなく、  
269 イベントの起こったおおよその年代とみなすことができる。この穿孔貝の年代は、上記の N01  
270 から採取された貝殻の年代と一致する。穿孔貝を砂の中に埋没させたイベントは C-1 の隆起  
271 であると仮定すると、このイベントの年代は暦年で約 6300 年前と推定される。

272 逆に、N02 と S01 の段丘堆積物は、それぞれ暦年代で 6145-5906 年 BP(図 5 のサンプル b)  
273 と暦年代で 5908-5701 年 BP(図 5 のサンプル f)を示し、これらの年代は N01 のものから数百  
274 年も異なる。これは 4.1 節で述べたように、N02 と S01 の掘削地点の標高が N01 よりも低く、  
275 C-I 段丘と C-II 段丘の間の別の海成段丘 C-I'段丘の存在を示唆する。この年代値は、DEM 分

276 析による C-I'段丘の存在を明確に裏付ける．推定された C-I'の最古の離水年代は，最も若い  
277 サンプルの年代範囲の中央値の暦年代で約 5800 年前である．

278 C-II 段丘に関しては，この段丘(N03, N03', S02, S03 と S03')から集めた全てのコアの中で  
279 最も若い年代のサンプルは，北側の実測線に沿った N03'の二枚貝の貝殻の暦年代で 3160-2909  
280 年 BP であり(図 5 のサンプル c)，南側の実測線からの最も若い年代のサンプルよりも若い．  
281 この二枚貝は，合弁の状態で作保存されており，この貝殻は，死後直後に砂に埋没した可能性  
282 があり，さらなる変質を被っていないようだ．したがって，この殻の年代は，段丘形成の年  
283 代を推定するために非常に信頼性が高い．C-II の推定される最古の形成年代は暦年代で約  
284 3000 年前である．

285 C-III 段丘から得たコアの結果には，いくつかの問題が含まれている可能性がある．隆起  
286 のタイミングを示す最も若いサンプルは N04(暦年代で 2380-2140 年 BP； 図 5 のサンプル d)  
287 から採取されたが，南側の実測線(S04")からのサンプルは，最も浅い砂でも 6500 年前より古  
288 い年代を示した(図 4)．北側と南側の実測線の間のも最も若い年代の差は，通常，再堆積の可  
289 能性を考慮することによって解釈できる．しかし，S04"の試料の年代は，互いによく一致し  
290 ており(図 4)，これがこの堆積物層の最も信頼できる年代のようだ．したがって，N04 で観測  
291 された段丘堆積物に対応する S04"の上部の堆積層が，図 7(下)に示すような侵食で失われた  
292 と我々は考える．実際には，図 5 と 7 に示したように，同様の標高の層は N04 よりも S04"の  
293 ほうがかなり古く(図 5 の 7-8 m 付近の試料 d と h を比較)，S04"のこの古い堆積物に推定さ  
294 れた堆積物は N04 ではより深い位置にある(図 5 のサンプル e：約 4 m)．この解釈は単に年代  
295 の不一致を説明するだけである．しかし，段丘堆積物の推定高度が，北と南で異なるのはな  
296 ぜかという疑問が残る．これは，次に議論するように，隆起後のプロセスの観点から解釈で  
297 きた．

298 北と南の実測線の間での堆積層の標高と年代の違いをうまく説明するために，我々は隆起  
299 後に堆積物の圧密が起きたと仮定する．圧密に伴う標高(沈降)の変化は堆積物の厚さに比例  
300 するため，厚さの違いが地表面の異なる高さをもたらす．4.3 節で述べたように，南側の実測

301 線に沿ったいくつかのコア(S03, S03', および S04-04")は6 mより浅い深度で基盤に達した。  
302 これは、疑いの余地なく基盤のより浅いことを示し、つまり北側の実測線付近(図 7)より南  
303 側の実測線付近のほうが堆積層がより薄く、また古い岩盤が南側の実測線(図 2 のグレー色)  
304 の近くに露出している地質構造を反映している可能性が高い。加えて、C-II と III の段階的  
305 な高度変化(4.1 節参照)は、堆積層の厚さの急激な空間変異を反映している可能性がある。  
306 この問題については、海岸線沿いの異なる隆起速度が標高の違いをもたらした可能性も考え  
307 られる。しかし、この可能性は低い。あり得る原因は、地域および地方のテクトニックな挙  
308 動、すなわち、この地域の下での活断層の異なる地震性隆起の速度または影響である。千倉の  
309 1 km 当たりの 3 m の傾斜は、1703 年の元禄地震における 20 km 当たり 6 m の傾動(Shishikura,  
310 2000; Shishikura et al., 2014)を大きく上回っているため、差別的地震性隆起は可能だが  
311 半島全体の段丘分布と矛盾する。局所変形に関しては、活断層の可能性を排除できないが、  
312 地形学的に同定された活断層はその地域の以前のマップにないため、活断層による可能性は  
313 ない(Kawakami and Shishikura, 2006)。それにもかかわらず、DEM データは、標高の異なる  
314 ものの段丘が南北方向に沿って明らかに地形的連続性を示すため、最も若いサンプル(暦年代  
315 で約 2200 年前)で C-III の形成年代の最大値を安全に表すことができる。

316 C-IV については、古文書と地形の直線性から 1703 年の元禄地震で離水したと考えられる  
317 が(Nakata et al., 1980)、いずれかのコア(N06 または S06)からも段丘の離水時期を決定す  
318 るためのサンプルは得られなかった。N06 と S06 の最も浅い粗粒砂の円磨度がかなり強いこ  
319 とを考慮すると、これらのコアポイントはかつて河床になったかもしれない。

320 さらに、これらの段丘堆積物の下の堆積構造と堆積年代は、より古い時代の千倉低地の堆  
321 積履歴を暗示する。より深い位置にある貝殻のサンプルは一般により古い年代を示す。しか  
322 し、N01-05, S02, S03', および S04"コアのある深さよりも深いところでは、より深いサンプ  
323 ルはほとんど年代が一定で、暦年代で約 6000-6500 年前(図 4)の範囲内にある。この年代は、  
324 この地域における完新世の海水準高位期(HHS)にあたる(Yonekura, 1975; Endo et al., 1982)。  
325 完新世の海水準高位期は、日本列島では 4000 年から 6000 年前に発見されることが多い

326 (Yokoyama et al., 2012, 2016). したがって、この結果は、この低地を横切ってより深い層  
327 に位置する厚い海成砂層は海進期に堆積し、その時に C-I 段丘(この研究では 6300 年前と推  
328 定)が形成されたことを示唆している。さらに、N06, S05, および S06 の最も深い部分は 7300  
329 年前より古い年代を示し、内湾の波静かな環境に住む *Batillaria zonalis* と *Phacosoma*  
330 *japonicum* の化石が産出した。この証拠は、この低地が、前期完新世に内湾奥部の環境の下に  
331 あったことを示す。

332 これらの結果は次のように要約できる：千倉低地の各段丘の最も古い離水年代は、C-I が  
333 約 6300 年前、C-I'が 5800 年前、C-II が 3000 年前、そして C-III が 2200 年前と推定される  
334 (図 7)。我々は他の場所で議論されている序列外の段丘年代を観察していない(Endo and  
335 Miyauchi, 2011; Sato et al., 2016)。我々の結果は、以前の見積もりよりも若い年代を示  
336 し、沼面 I, II, III および IV はそれぞれ 7200 年前、5000 年前、3000 年前、および AD1703  
337 と見積もられた(Nakata et al., 1980; Fujiwara et al, 1999)。この研究の高密度で体系的  
338 なサンプリングから、この結果はより正確な段丘の年代を示すはずである。

339 さらに、上記の試みに基づいて、現在の包括的な方法は、世界中の他地域の段丘形成の歴  
340 史を推定する際の頑健性を高める潜在性を有することを示す。これは、ニュージーランドや  
341 アラスカなどの狭い地域における完全な段丘シリーズを対象として、先行研究のサンプリン  
342 グポイントごとに、掘削地点を配列し、年代決定し、DEM を構築することに対応する。

343

## 344 5.2. 大地震の再発の歴史に関する制約

345 海成段丘が、突発的な地殻変動によって形成されたのかあるいは汎世界的海面変動によっ  
346 て形成されたかのどうかに関しては議論がある。一般的解釈(Lajoie, 1986)では、更新世に  
347 形成された段丘は海面変動と地殻変動との相互作用によるが、一方、海水準高位期以降の段  
348 丘は地震の隆起のみによって形成された。なぜならば、海水準高位期以降の汎世界的海面変  
349 動の変動量は±2m 未満と推定されているからである(Compton, 2001; Angulo et al., 2006)。  
350 沈み込み帯が存在する日本の太平洋側では、本研究のような新しい段丘の形成は、地震性隆

351 起に起因する (Maemoku, 1992). いくつかの反対意見 (Sato et al., 2016) があるが, 日本沿  
352 岸の段丘シリーズのすべてに共通の離水時期があるわけではないことは (Ota et al., 1990),  
353 これは汎世界的海面変動がこれらの段丘を同時に形成したという可能性を減らす. 千倉の段  
354 丘は, 地殻の隆起を介して形成されたと考えることができるが, C-I を除いて, 海水準高位期  
355 のタイミングに関連している可能性がある. しかしながら, S02 に埋没した穿孔貝の存在は,  
356 C-I が突発イベントと関連している可能性があることを示唆している.

357 図 8C に示すように, 元禄型の地震時に C-I から C-IV の段丘が離水したと仮定すると, 過  
358 去 7000 年間の元禄型地震の歴史を推定できる. この結果は, 地震の間隔が以前の推定値より  
359 もはるかに短く多様であることを示す. さらに, この結果は 2 つの異なる方法で解釈できる  
360 かもしれない. 第一に, 単純に, 大地震の再発間隔は実際に大きなばらつきがあるというも  
361 のである. 第 2 の解釈は, 我々が現在確認できる段丘は, この地域で発生した巨大地震の歴  
362 史全部を必ずしも保存しているわけではないということである. これは, 地震イベントによ  
363 って段丘が形成されなかった場合や段丘が離水後に侵食によって消滅したことがある. どち  
364 らの場合も, 現在得られた 500 年 (CI を除外した場合, 800 年) の最小再発間隔は, 測地学的  
365 に導出された滑り欠損速度と 1 回のイベント当たりのスリップ量 (Nishimura et al., 2007;  
366 Shishikura, 2014; Sato et al., 2016) に基づいた, 測地測量 (250~500 年) からの推定値に  
367 近いことは重要である.

368 我々は, 次に, 先行研究にある房総半島の西側の段丘の形成史と, 東側の本論文の結果を  
369 比較して議論する. 図 8A と 8B は, 半島南西部の岩井, 富浦, 館山の大地震の指標となっ  
370 ている海成段丘の年代を示す (図 1) (Shishikura et al., 2005). 最下位にある段丘の標高は,  
371 岩井・富浦で 1~2m, 館山で 3m であり, この標高は, それぞれ 1923 年の大正地震と 1703 年  
372 の元禄地震の隆起量にあたる (Shishikura et al., 2005; Shishikura, 2014). 館山と千倉の  
373 推定離水年代を比較すると (図 8B と 8C 参照), 以前は同じと考えられていた段丘の間に大き  
374 な違いが見られる. これらの明らかなずれは, 館山の段丘の年代の精度が低い可能性が高い  
375 ためかもしれないので, 本調査で用いたような新たな高密度かつ体系的な調査を用いて再評

376 価すべきである．さらなる研究によって，もし館山での先行研究の見積もりが支持されたな  
377 らば，今回の結果は，Shishikura(2014)の仮説のように4つの沼面段丘(図2)の東側と西側  
378 では，異なる震源域の地震で，本当に異なる時期に離水した可能性があることを示唆する．

379 Nakata et al. (1980)あるいはKawakami and Shishikura (2006)によって作られた沼面段  
380 丘の現在参照されている区分図は，粗い解像度の空中写真またはフィールド調査に基づいた  
381 崖のような地形で海成段丘を分離して作成した．房総半島南部のいくつかの地域では，厚い  
382 砂丘の堆積または浸食により崖が不明瞭になり，地形の追跡は難しいため，この地形の接続  
383 は不正確または間違っている可能性がある．本研究では，体系的な掘削を用いた緻密な層序  
384 学的研究の重要性と，ローカル海洋リザーバー年代のデータを伴った多数の放射性炭素年代  
385 測定的重要性を強調する．さらに，上記の圧密について論じたように，大きな「プレート間  
386 地震」によるものではない「地形と隆起の局所的な変化」が存在した場合，地形学的連続性  
387 の誤認につながる可能性がある．しかし，今回の調査は，沼面I(C-I and C-I')段丘の解析に  
388 示したように，詳細なDEMデータは段丘の連続性と不連続性の確認を通して地形解析の客観  
389 性と精度を高める上で大きな助けになることを示す．

390 最後に，得られた結果は，房総半島南部全域の段丘分類と年代に関する以前の解釈を再評  
391 価する必要性を強く示唆する．本研究では，詳細な(0.5 m分解能の)DEMを用いた，緻密で系  
392 統的な掘削サンプリングに基づいて，ある地域における堆積性海成段丘の離水年代を推定す  
393 る方法を改良した．この統合された方法は，段丘の年代と空間的連続性を決定するためのよ  
394 り信頼性の高いデータセットをもたらし，房総半島の他地域に容易に適用可能である．

395

## 396 6. 結論

397 房総半島南東部の千倉低地では，4段の海成段丘から採取したコアサンプルより得られた  
398 加速器を用いた高精度年代測定の結果，最も低いもの(AD1703と推定)を除く段丘の年代は暦  
399 年代で，C-Iが約6300年前，C-IIが3000年前，C-IIIが2200年前であると示された．最上  
400 位段丘のC-Iは，年代結果とDEMを用いた地形解析に基づいて，より低い場所にもう一つの

401 段丘(C-I')があり、この新たに同定された段丘の年代は、暦年代で約 5800 年前と推定され  
402 た。

403 現在推定されている千倉低地の段丘の形成間隔は、以前の推定値よりも短くかつ多様であ  
404 る。未解決の問題があるが、相模トラフの大地震は、以前の推定よりも頻繁に発生するよう  
405 に見える。房総半島南東部に位置する千倉低地の段丘の年代は、房総半島の他の地域の結果  
406 と一致しておらず、この地域の大地震に関する従来の単純な再発モデルに疑問を呈する。

407 私たちは、堆積性海成段丘の離水年代を制約することに成功し、同時にこのような状況下  
408 で将来の研究のために世界的に適用可能ないくつかの知見を得た。第一に、緻密で系統的な  
409 掘削調査により完全な 3 次元堆積シーケンスが明らかになり、詳細かつ連続的な地形計測解  
410 析により、コア分析において離れた場所からの結果を対比するための客観的な情報が得られ  
411 る。第 2 に、再堆積の影響を取り除くには十分な数のサンプルが不可欠であり、最も若い年  
412 代のサンプルの利用は段丘の形成年代の推定のための良い原理である。開発された手法は、  
413 他の房総地域や同様のテクトニックセッティングの地域に適用可能であり、これらの地域で  
414 より正確な地震履歴を構築するための強力なツールになる。

415 北村晃寿・片桐 悟