静岡県焼津平野の完新統の解析に基づく安政型地震の平均発生間隔の推定

Average recurrence interval of Ansei-type earthquakes inferred from Holocene deposits of the Yaizu Plain, Shizuoka Prefecture, Japan

Abstract

北村晃寿^{1,2} 三井雄太^{1,2} 滝川陽紀¹

Akihisa Kitamura^{1,2}, Yuta Mitsui^{1,2}
and Youki Takikawa¹

2015年11月20日受付.

2016年5月30日受理.

¹ 静岡大学理学部地球科学教室
Institute of Geosciences, Shizuoka University,
836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529,
Japan

² 静岡大学防災総合センター
Center for Integrated Research and Education
of Natural Hazards, Shizuoka University, 836
Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan

Corresponding author: A. Kitamura,
seakita@ipc.shizuoka.ac.jp

The AD 1854 Ansei–Tokai earthquake had a magnitude of 8.4 and was caused by rupturing along mega-thrusts in the Suruga and Nankai troughs, which resulted in ~1.5 m of uplift along the western coast of Suruga Bay. However, no other earthquake with co-seismic uplift has been documented in the region or identified from topographic features such as raised marine terraces along the western coast of the bay. To identify evidence of co-seismic uplift from geological records, we analyzed Holocene sedimentary deposits in drill-core (40 m long and 7 cm in diameter) obtained from the coastal Yaizu Plain. Our results indicate that the upper surface of marine strata occurs at 15.19 m below mean sea level and yields an age of 7410–6890 cal BP. Based on these values and the rate of subsidence during the inter-seismic period, we estimated the average recurrence interval of co-seismic uplift from Ansei-type earthquakes using two models (Models 1 and 2). In Model 1, which assumed a constant subsidence rate, the average recurrence interval was estimated to be 143–174, 188–226, 215–261, or 261–324 yr using mean co-seismic uplifts of 1.0, 1.3, 1.5, or 1.8 m, respectively. In Model 2, which assumed an inconsistent subsidence rate, the average recurrence interval was estimated to be 150–178 yr using a mean co-seismic uplift of 1.0 m.

Keywords: Ansei–Tokai earthquake, Holocene deposits, recurrence interval, Yaizu Plain

はじめに

南海トラフの巨大地震の震源断層面は、古地震研究により、土佐沖(A)、紀伊水道沖(B)、熊野灘(C)、伊勢湾沖～遠州灘西半(D)、遠州灘東半～駿河湾(E)の5領域に分けられるという考えがある(石橋, 1994; 石橋・佐竹, 1998)。さらに、これらの領域が連動して起る巨大地震の発生間隔は100～150年と言われている(Fig. 1) (Utsu, 1977; 石橋・佐竹, 1998)。これらの考えにあてはめると、石橋(1976)が近い将来起きるという見解を提示した駿河トラフでの巨大地震(東海地震)はE領域が単独で破壊されるもので、2016年現在、1854年の安政東海地震(M 8.4)から162年経過している。

東海地震の想定以降の40年余りの研究で、当初から指摘されていたE領域単独で破壊が起きたことが歴史上ないことはより確実になった(例えば、石橋・佐竹, 1998)。また、東海地震のモデルとなった安政東海地震と、1707年の宝永地震や1498年の明応東海地震では、駿河湾沿岸の隆起・沈降パターンが異なることが明確になった。すなわち、安政東海地震では、富士川河口から御前崎までの沿岸域が1～2 m隆起したのに対して(Fig. 2) (例えば、羽島, 1977; 石橋,

1984; Kitamura and Kobayashi, 2014)、宝永地震や明応東海地震に関しては確度の高い地殻変動の記録はないのである(石橋, 1976, 2014)。こうした状況において、最近、安政東海地震に関して瀬野(2012)や石橋(2014)が再考している。

瀬野(2012)は南海トラフの巨大地震を安政型地震(駿河湾を含み熊野灘を含まない)と宝永型地震(駿河湾を含まず熊野灘を含む)に区分した。そして、安政型地震の可能性のある地震は、684年白鳳地震、1096・99年永長・康和地震、1498年明応東海地震、1854年安政東海地震で、それらの間隔は平均すると約400年であり、宝永型地震の可能性のある地震は、887年仁和地震、1361年正平地震、1707年宝永地震、1944・1946年昭和東南海・南海地震で、それらの間隔は平均すると約350年であるとした。これに対し、石橋(2014)はC+D領域が大規模に破壊して遠州ブロックが大きく東進した時だけ、E領域が破壊するとし、破壊規模は、1854年の安政東海地震は最大級だったようだが、C+D領域のすべり量や偶然に左右されて、小規模なこともあるとした。そして、明応東海地震も宝永地震もE領域が破壊された可能性が高いとした。

このように安政東海地震のような隆起を起こす地震(以下

Fig. 1. Spatio-temporal distribution of the main earthquakes along the Nankai trough (Ando, 1975; Ishibashi, 1976; Ishibashi and Satake, 1998).

第1図. 南海トラフで発生した海溝型地震の時空間分布 (Ando, 1975; 石橋, 1976; 石橋・佐竹, 1998).

では、瀬野(2012)に従い安政型地震と称する)の見解に大きな相違が生じるのは、E領域の破壊による地殻変動のデータが少ないためである。古文書記録では安政東海地震で富士川以西では隆起し、沼津周辺は沈降したという記録のみであり、地形学的・堆積学的研究事例では、御前崎周辺(瀬野, 1977; 吾妻ほか, 2005; Fujiwara et al., 2010)、静岡市の有度丘陵(瀬野, 1977)、駿河湾奥の浮島ヶ原(Fujiwara et al., in press)がある。

瀬野(1977)は、御前崎周辺の最上位の海成段丘である御前崎段丘を小原台面(8万年前)あるいは三崎面(6万年前)に対比し、安政東海地震の隆起量を1.2 m、地震間の平均沈降速度を4~6 mm/yrとして、安政型地震の発生間隔を150~300年と見積もった。一方、吾妻ほか(2005)は、御前崎段丘の下位にある4面の完新世海成段丘(高位からI~IV面)の年代測定から、これらの段丘の形成過程を、安政型地震による隆起、局地的に約4 mの海岸隆起をもたらす周期の長い(約1400~1800年)地震による隆起、年平均約7.8 mmの非地震性の沈降との和と解釈した。なお、約1400~1800年周期の地震の隆起量(約4 m)の算出の際には、安政型地震の発生間隔と隆起量を150年、1 mと仮定している。その後、Fujiwara et al.(2010)は、ボーリング掘削した堆積

Fig. 2. (a) Estimated co-seismic vertical crustal displacement (in meters) resulting from the AD 1854 Ansei-Tokai earthquake along the coast of Suruga Bay (after Ishibashi, 1984). The vertical crustal displacement value with an asterisk (*) is from Kitamura and Kobayashi (2014). (b) Fault source model for the AD 1854 Ansei-Tokai earthquake (modified after Ishibashi, 1994). The location of the study area (Fig. 3) is indicated in (a) and (b).

第2図. (a) 1854年安政東海地震にともなう地震性隆起。単位はm。*の数字はKitamura and Kobayashi(2014)、他の数字は石橋(1984)に基づく。(b) 安政東海地震の震源断層モデルと理論的な地殻上下変動。石橋(1994)を一部改変。

物コアの岩相解析と年代測定から、完新世海成段丘のうちII~IV面の年代を紀元前3020~2880年、紀元前370~190年、西暦1300~1370年より前と推定した。さらに、Fujiwara et al.(2010)は安政型地震の隆起量は地震間の沈降でほぼ相殺されると仮定して、II, III, IV面を形成した地震性隆起量をそれぞれ2.2~2.7 m, 1.6~2.8 m, 0.4~1.6 mと推定し、隆起は南海トラフのプレート境界から分岐した副断層によるとした。つまり、副断層による隆起という説を取り入れれば、御前崎周辺の地形発達史から安政型地震の隆起量を直接的に評価できない。

静岡市の有度丘陵では、瀬野(1977)が同丘陵の最上部の地層を下末吉面(12~13万年前)に対比し、その高度(300 m)と周辺地域の平均沈降速度(3.5~6.0 mm/yr)から安政型地震による隆起の発生間隔を152~275年と見積もったが、かなりの誤差を含むと述べている。なお、有度丘陵からは複

Fig. 3. Map of the coastal Yaizu Plain (Digital Map 25,000 Shizuoka) showing the locations of the sedimentary drillcore analyzed in this study and the Yaizu tidal station.

第3図. 調査地点と験潮所の位置. 数値地図2万5千分の1「静岡」を使用.

Fig. 4. Vertical movements of (a) the Yaizu tidal station (from the Geospatial Information Authority of Japan, 2013) and (b) the global navigation satellite system (GNSS) stations monitored by GeoNet.

第4図. 焼津の験潮所の垂直変動(国土地理院, 2013) (a)および国土地理院のGNSSネットワーク(GEONET) [URL1] (b)の観測点における垂直変動.

数の活断層や断層が報告されており(近藤, 1985; 柴ほか, 1990; 上市ほか, 2003), また, 上市ほか(2003)は有度丘陵北西縁沿いに多数の活断層が帯状に発達し, それらの第四紀後期における活動度は縦ずれ成分で $0.1 \sim 0.2 \text{ mm/yr}$ と推定している. したがって, これらの断層の活動が瀬野(1977)の見積もりに影響を与えているのは確実である.

浮島ヶ原では, Fujiwara et al. (in press) はボーリング掘削から得た堆積物の岩相解析と ^{14}C 年代測定を行い, 約

1500 年間に 5 回の急速な沈降イベントがあり, その発生間隔を $100 \sim 400$ 年と推定した. さらに, イベントは富士川河口断層あるいは E 領域の破壊に起因するとしたが, 安政東海地震(沼津周辺での推定沈降量は $0.03 \sim 0.06 \text{ m}$; 石橋, 1984)を含めて歴史地震との対比には至っていない.

上記の研究地域はいずれも安政型地震以外の地震性地殻変動を被っているため, E 領域の破壊に関するデータはいまだに不十分である. そこで, 本研究では, 情報不足の解消を目

的に、安政型地震以外の地震性地殻変動の痕跡のない場所で、安政型地震の痕跡を地質学的データから検出することを試みた。具体的には、焼津平野北部の沖積低地で掘削したボーリング試料から得た海成層の上限高度を測地学データと比較し、過去数千年間の地震性隆起の累積量を求め、それから安政型地震の発生間隔を算出した。

調査地域の概要

大井川下流から河口にかけて広がる扇状地性平野は、大井川下流平野あるいは焼津平野という(例えば、土・高橋, 1972) (Fig. 2a)。大井川の影響の及ばない瀬戸川以北の焼津付近では三角洲性低地に移り変わる(土・高橋, 1972)。

国土地理院(2013)によると、1977年から2012年の35年間の焼津市の平均沈降速度は約5.4 mm/yrである(Figs. 3, 4)。しかしながら、2005年以降はほとんど沈降していないので、国土地理院(2011)は、井戸内の淡水化及び2005年10月、2006年10月、2007年10月に駿潮井戸の清掃を、2008年2月に井戸の補修を行ったことが影響しているとした。しかし、Fig. 4に示した国土地理院のGNSS観測網(GEONET) [URL1]のF3解(楕円体高データ。ただしアンテナ交換に伴うオフセットは、前後5日間の中間値同士の差を取る形で除去)に基づく、観測点焼津(93087)および焼津A(990840)の高さ変化は、2002年頃までは約10 mm/yrの速度で沈降していたが、2003年頃から沈降速度が低下し、2009年終盤から数年はやや隆起傾向に転じている。これらには、西側の静岡県西部から愛知県下で生じた東海スロースリップイベント(Ozawa et al., 2002; 水藤・小沢, 2009)や、2009年8月11日に東側で起こった駿河湾地震(Aoi et al., 2010)の影響が含まれると考えられる。トータルで見ると、2003年頃までの高速沈降がそれ以降ほぼ停止しているとみなすことができ、駿潮所のデータと矛盾しない。なお、研究地域では活断層の存在は報告されていない。

調査・分析方法

本研究の調査対象は、北村ほか(2015)が津波堆積物調査のため掘削した地点3(標高2.81 m, 北緯34°52'56", 東経138°19'03")で、新たに深度40 mまで掘削したボーリングコアである(Figs. 3, 5)。ボーリングコアの内径は70 mmで、研究室で半裁し、堆積物の粒径、色、含有化石などを記載するとともに、断面を写真撮影した。

貝化石は、同定して層位分布図を作成した。二枚貝化石に関しては、片殻を1個体と数えた。また、深度2 m(標高0.81 m)から海生貝化石の産出上限付近までの堆積物中の有孔虫の存在量を調査した。調査は平均1 m間隔で約4~13 gの堆積物を分取し、目開き63 µmの篩で水洗し、残渣を乾燥させ、重量測定した。その後、残渣から有孔虫を抽出し、堆積物1 g当たりの個体数を算出した。

保存状態の良い貝化石と植物片の¹⁴C年代測定をBeta Analytic社に依頼し、年代値は補正曲線にMarine 13(Reimer et al., 2013)を使用し、OxCal v4.2.4(Bronk Ramsey

and Lee, 2013)で暦年校正した。駿河湾においてはローカルリザーバー補正の値が得られていないので、その補正は行っていない。コア試料に短縮・伸張が見られた場合には、柱状図作成の際に補正した。

結 果

1. 堆積相

地層は、下位から順に1)貝化石を含む粘土、シルト、砂層の互層(海成層)と2)塊状粘土と塊状シルトの互層(陸成層)に区分される(Fig. 5)。標高1.81~2.81 m(深度1.00~0 m)は盛土である。

1)貝化石を含む粘土、シルト、砂層の互層(海成層) 本堆積相は基底(標高-37.19 m, 深度40 m)から標高-15.19 m(深度18.00 m)を占める。粘土、シルト層は塊状である。砂層は極細粒から中粒砂からなり、塊状である。これらの堆積物は潮間帯に棲むイボウミニナ(*Batillaria zonalis*)やイボキサゴ(*Umbonium moniliferum*)などの貝化石を産し、それらの保存状態は非常に良い。有孔虫については、海生貝化石の産出層準の上限から約65 cm下位の堆積物から10個体(2.5個体/1 g)の底生有孔虫が見出され(Fig. 5)、そのうちの8個体は*Elphidium kaneharai*、1個体は*Quinqueloculina seminulum*、1個体は同定不能である。小杉ほか(1991)によると、*E. kaneharai*の卓越する有孔虫群集は前浜や潮下帯の砂底に見られる。以上の貝化石と底生有孔虫の生息環境から、本堆積相は潮間帯の堆積物と解釈され、層厚22 mに及ぶ堆積環境の持続は、沈降速度と海水準上昇の総和が堆積速度とつりあっていたことを示唆する。

2)塊状粘土と塊状シルトの互層(陸成層) 本堆積相は標高-15.19 m(深度18.00 m)から標高1.81 m(深度1.00 m)を占める。塊状粘土と塊状シルトからなり、植物片を産するが海生貝類・有孔虫化石は産しない。下半部はシルト層が卓越し、層厚0.2~1.0 mの砂礫層を挟む。上半部は粘土層が卓越する(Fig. 5)。現在の調査地域は瀬戸川の後背湿地に位置することと、海生貝類・有孔虫化石を産しないことから、本堆積相は蛇行河川の堆積システムと解釈される。上方へ向かってシルト層から粘土層への細粒化の原因は、河川勾配の低下や河道の移動などが考えられる。

2. 年代

10層準の貝化石と5層準の植物片から¹⁴C年代を得た(Table 1)。海成層の貝化石からは9225~9015 cal BP(試料16)から7410~7295 cal BP(試料7)の年代値が得られた。陸成層から産した植物片からは、7150~6890 cal BP(試料5)から4805~4450 cal BP(試料1)の年代値が得られた。これらの年代値と層準の深度とは概ね調和的である。海成層と陸成層のそれぞれについて、年代値と深度を直線回帰し、平均堆積速度を算出した。その結果、海成層は0.011 m/yr、陸成層は0.002 m/yrとなった(Fig. 5)。この平均堆積速度を用いると、自然地盤の上面(盛土の基底)の年代は1200年前と算出される。

Fig. 5. Stratigraphic section of the study site, showing the changes in distribution and abundance of molluscan and foraminiferal species with stratigraphic level. Depositional rates, shown on the right side of the diagram, were inferred from radiocarbon ages. Details of radiocarbon dating are presented in Table 1. Open circles on the foraminiferal number chart represent an absence of specimens.

第5図. 調査地点の柱状図、貝類化石・有孔虫の層位変化、 ^{14}C 年代から推定した堆積速度。 ^{14}C 年代の詳細は第1表を参照せよ。有孔虫の白ヌキ丸は無産出を示す。

考 察

本論では、安政型地震の挙動をモデル化するのに際して、固有地震(Schwartz and Coppersmith, 1984)的な繰り返し挙動をしてきたという最も単純なモデルを適用し、焼津平野における累積隆起量と安政型地震の隆起量から安政型地震の平均発生間隔を求めた。

安政型地震の隆起量は平均 1.0, 1.3, 1.5, 1.8 m と仮定した。1.3 m は、石橋(1976)の安政東海地震の断層モデルによる調査地点での隆起量である。1.8 m は、石橋(1984)が古文書から換算した調査地点の約 4 km 北東の石部における隆起量である。

海成層の上限高度は -15.19 m である。ここでは、海成層の上限高度を当時の平均海面と仮定した。 ^{14}C 年代と堆積

Table 1. Results of radiocarbon (^{14}C) dating of wood fragments and molluscan specimens from various depths of sedimentary drillcore obtained from the coastal portion of the Yaizu plain.第 1 表. ^{14}C 年代測定の結果.

Sample no.	Depth (m)	Altitude (m)	Materials	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (2 σ) (cal yr) (95.4%)	Calibrated age (2 σ) (cal yr BP) (95.4%)	Lab Number Beta
1	9.42	-6.61	wood fragment		4090 $\pm$ 30	BC 2855-2810 BC 2750-2720 BC 2700-2570 BC 2515-2500	4805-4760 4700-4670 4650-4520 4465-4450	405105
2	13.27	-10.46	wood fragment	-28.3	5780 $\pm$ 30	BC 4710-4545	6660-6495	405106
3	13.3	-10.49	wood fragment	-27.9	5670 $\pm$ 30	BC 4545-4450	6495-6400	405107
4	13.68	-10.87	wood fragment	-28.4	5550 $\pm$ 30	BC 4450-4340	6400-6290	405108
5	15.71	-12.9	wood fragment	-23.8	6100 $\pm$ 30	BC 5200-5175 BC 5065-4940	7150-7125 7015-6890	405109
6	18.15	-15.34	<i>Batillaria zonalis</i>	2.2	6930 $\pm$ 30	BC 5535-5455	7485-7406	405110
7	18.74	-15.93	<i>Batillaria zonalis</i>	2.1	6830 $\pm$ 30	BC 5460-5345	7410-7295	405111
8	19.74	-16.93	<i>Batillaria zonalis</i>	1.1	6920 $\pm$ 30	BC 5525-5445	7475-7395	405112
9	20.17	-17.36	<i>Batillaria zonalis</i>	1.3	7250 $\pm$ 30	BC 5825-5700	7775-7650	405113
10	20.8	-17.99	<i>Batillaria zonalis</i>	1.0	7310 $\pm$ 30	BC 5885-5745	7835-7695	405114
11	20.8	-17.99	<i>Batillaria zonalis</i>	-1.7	7260 $\pm$ 30	BC 5835-5710	7785-7660	405115
12	20.98	-18.17	<i>Batillaria zonalis</i>	1.9	7280 $\pm$ 30	BC 5860-5720	7810-7670	405116
13	27.89	-25.08	<i>Meretrix lusoria</i>	0.6	8040 $\pm$ 30	BC 6610-6465	8560-8415	410967
14	29.3	-26.49	<i>Meretrix lusoria</i>	0.6	7930 $\pm$ 30	BC 6475-6395	8425-8345	410968
15	35.04	-32.23	<i>Umbonium moniliferum</i>	1.2	8360 $\pm$ 30	BC 7055-6945	9005-8895	410969
16	36.97	-34.16	<i>Tegillarca granosa</i>	-1.9	8500 $\pm$ 30	BC 7275-7065	9225-9015	410970

相の深度分布から、海成層の上限高度の年代は、試料 7 の 7410~7295 cal BP と試料 5 の 7150~6890 cal BP の間と推定される。よって、本研究では海成層の上限高度の堆積年代を現在(西暦 2016 年)から 7476~6956 年前とした。この期間の海水準は、遠藤ほか(1989)や田辺・石原(2013)の関東平野の海水準変動曲線によると、現在よりも 0~2 m 高く、Sato and Masuda(2010)の濃尾平野の海水準変動曲線によると、現在よりも 5 m 低い。そこで、本研究では、海成層の最上面の堆積時の海面は現在の海面に対して -5 m ~ +2 m の範囲にあるとした。

上述した通り、2004 年の前後で、当該地域の地殻変動のパターンが変化する。そこで、本論では地震間の平均沈降速度に関しては、以下の 2 つのモデルを使った。まず、験潮所の記録(Fig. 4)から、1977 年から 2004 年までの沈降量を 220 mm とし、平均沈降速度 8.1 mm/yr を求め、この値を当該地域における地震間の定常的な沈降速度と仮定した(モデル 1)。一方で、験潮所・GNSS の双方のデータに見られる、1854 年安政東海地震から約 150 年で沈降が止まったという特徴(Fig. 4)を地震サイクル上、意味があるものと考えた場合、上記の見積もりを修正する必要がある。そこで、モデル 2 は、安政型地震後の 150 年で焼津の沈降が止まり、次の安政型地震まで上下変動は 0 と仮定した。このモデルでは、発生間隔が 150 年未満の場合は不成立となる。

平均発生間隔の算出においては、隆起イベントの回数は小

数点以下を切り捨てた整数と切り上げた整数を併用した。また、安政東海地震以降から現在までの期間(162 年)は 1 サイクルに満たない期間なので平均発生期間の計算から除外した。この除外により、海成層の上限高度(m)は 162 年間の沈降量を補正する必要になり、モデル 1 では -13.88 m、モデル 2 では -13.98 m となる。なお、平均発生間隔は四捨五入し、整数化した。

モデル 1 の発生回数(N)は次式で表される。

$$N = [0.0081 * (D - 162) - 13.88 - S] / U \quad (1)$$

モデル 2 の発生回数(N)は次式で表される。

$$N = (-13.98 - S) / (U - 1.215) \quad (2)$$

モデル 1 と 2 の平均発生間隔(I)は次式で表される。

$$I = (D - 162) / N \quad (3)$$

ここで、 D は海成層の上限高度の堆積年代、 S は海成層の最上面の堆積時の海面、 U は安政型地震の 1 回当たりの隆起量、 N はイベントの回数、0.0081 は平均沈降速度(m/yr)である。式(3)の 1.215 は 150 年間の累積沈降量(m)である。

モデル 1 の結果を Table 2 に示す。7476~6956 年前から 1854 年の安政東海地震までの累積沈降量は 59.2~55.0 m となる。なお、この地震間の定常的な沈降量の総量(以下では、累積沈降量)は地層の圧密を考慮していない。圧密によ

Table 2. The number and recurrence interval of Ansei-type earthquakes estimated using Model 1. The mean subsidence rate between earthquakes was set to remain constant at 8.1 mm/yr. D = depositional age of the upper surface of marine strata (yr); S = sea level during the deposition of the upper surface of marine strata, given in meters relative to the present-day sea level; CU = cumulative co-seismic uplift (meters); N = numbers of events; I = recurrence interval (yr).

第2表. 安政型地震の発生数・間隔(モデル1). このモデルでは地震間の平均沈降速度を一定で 8.1 mm/yr とする. D は海成層の上限高度の堆積年代, S は海成層の最上面の堆積時の海面 (m, 現在の海面に対するレベル), CU は累積隆起量, N はイベントの回数, I は平均発生間隔.

Case 1 coseismic uplift of 1.0 m

D	S	CU	N	I
7476	2	43.4	43 or 44	166-170
6956	2	39.2	39 or 40	170-174
7476	-5	50.4	50 or 51	143-146
6956	-5	46.2	46 or 47	145-148

Case 2 coseismic uplift of 1.3 m

D	S	CU	N	I
7476	2	43.4	33 or 34	215-222
6956	2	39.2	30 or 31	219-226
7476	-5	50.4	38 or 39	188-192
6956	-5	46.2	35 or 36	189-194

Case 3 coseismic uplift of 1.5 m

D	S	CU	N	I
7476	2	43.4	28 or 29	252-261
6956	2	39.2	26 or 27	252-261
7476	-5	50.4	33 or 34	215-222
6956	-5	46.2	30 or 31	219-226

Case 4 coseismic uplift of 1.8 m

D	S	CU	N	I
7476	2	43.4	24 or 25	293-305
6956	2	39.2	21 or 22	309-324
7476	-5	50.4	27 or 28	261-271
6956	-5	46.2	25 or 26	261-272

る沈降があったとすると, その分, 算出される地震の平均発生間隔の値は大きくなる. この累積沈降量, 海成層の上限高度, 同期間の海水準から, 累積隆起量は 39.2~50.4 m と算出され, 地震に伴う推定隆起量, 1.0, 1.3, 1.5, 1.8 m に対する平均発生間隔(発生回数)はそれぞれ 143~174 年(39~51 回), 188~226 年(30~39 回), 215~261 (26~34 回) 年, 261~324 年(21~28 回)と算出された(Table 2).

モデル2の場合には, 累積沈降量は発生間隔によって変化する. 発生間隔が 150 年より長い場合, 累積沈降量がモデル1より小さくなるため, 1回の地震の推定隆起量もモデル1と比べて小さくなる. 一方で, 発生間隔 150 年以下はモデル2では除外される. 推定隆起量 1.0 m に対する発生間隔は 150~178 年となる(Table 3). ちなみに, 推定隆起量を 0.9, 0.8 m とすると, 発生間隔は 150~261 年, 174~348 年となる. 逆に推定隆起量が 1.0 m を大きく超える場合は, 発生間隔が 150 年より短くなるため, モデル2が

Table 3. The number and recurrence interval of Ansei-type earthquakes estimated using Model 2. The subsidence rate was set to remain constant at 8.1 mm/yr for 150 yr following an earthquake, after which it was set to remain constant at 0 mm/yr until the next earthquake. D = depositional age of the upper surface of marine strata (yr); S = sea level during the deposition of the upper surface of marine strata, given in meters relative to the present-day sea level; N = numbers of events; I = recurrence interval (yr).

第3表. 安政型地震の発生数・間隔(モデル2). このモデルでは地震間の平均沈降速度は, 地震後 150 年までの沈降速度は一定で 8.1 mm/yr で, その後の地震まで沈降速度を 0 とする. D は海成層の上限高度の堆積年代, S は海成層の最上面の堆積時の海面 (m, 現在の海面に対するレベル), I は平均発生間隔.

Case 1 coseismic uplift of 1.0 m

D	S	N	I
7476	2	74 or 75	98-99
6956	2	74 or 75	91-92
7476	-5	41 or 42	174-178
6956	-5	41 or 42	162-166

Case 2 coseismic uplift of 0.9 m

D	S	N	I
7476	2	50 or 51	143-146
6956	2	50 or 51	133-136
7476	-5	28 or 29	252-261
6956	-5	28 or 29	234-243

Case 3 coseismic uplift of 0.8 m

D	S	N	I
7476	2	38 or 39	188-192
6956	2	38 or 39	174-179
7476	-5	21 or 22	332-348
6956	-5	21 or 22	309-324

成立しない.

上記のモデルから算出された平均発生間隔のうち, 宝永地震から安政東海地震までの 147 年間の経過時間は, モデル1・2ともに地震性隆起量を 1.0 m と仮定した発生間隔(143~174年, 150~178 年)と良く合う. 一方, 明応東海地震から宝永地震までの 209 年間の経過時間は, モデル1の地震性隆起量を 1.3 m と仮定した発生間隔(188~226 年)の範囲内にある. これに対して, Kuroki et al.(2004)や弘瀬ほか(2009)や瀬野(2012)が推定した安政型地震の平均発生間隔 400 年が導出される推定隆起量の値の範囲は, モデル1では 2.2~2.7 m となり安政東海地震の隆起量よりも 0.4~0.9 m も大きく, モデル2では 0.7 m となり安政東海地震の隆起量よりも 1.1 m も小さい. したがって, 本研究の結果は 400 年の平均発生間隔を支持しない.

焼津平野の1地点の地質記録によるものの, 算出された平均発生間隔は, E 領域において, 明応東海地震と宝永地震はともに小規模な安政型地震である可能性を示唆するかもしれない. 例えば, モデル1では3回の地震による総隆起量を 3 m で, そのうちの 1.8 m が安政東海地震によるのなら, 明応東海地震と宝永地震の平均隆起量は 0.6 m となり, この値は駿河湾西岸の最大潮(位)差の約 1.6 m [URL2]より

もかなり小さいので、古文書には記録されなかったのかもしれない。この考えは、安政東海地震と同様に明応東海地震も宝永地震もE領域が破壊されたが、規模は1854年の安政東海地震が最大級とする石橋(2014)の考えと矛盾しない。そして、明応東海地震と宝永地震がともに小規模な安政型地震となれば、地震によって解放される応力は一定ではないことになり、安政型地震の挙動は固有地震モデルよりも時間予測モデル・すべり予測モデル(Shimazaki and Nakata, 1980)などのほうが適していることになる。したがって、安政型地震の挙動の解明には、駿河湾西岸の海岸低地で、本論で行った手法で、海成層の上限高度を明らかにし、特に、宝永地震や明応東海地震に伴う地震性隆起に関する情報の取得が重要である。

ま と め

1854年の安政東海地震(M 8.4)は、駿河・南海トラフに沿った破壊によって発生し、駿河湾西岸を約1.5 m隆起させた。だが、安政東海地震以前の安政型地震に関する情報は少ない。本研究では、安政型地震の発生間隔を知るために、静岡県焼津平野の低地で採取した1本の堆積コア(長さ40 m, 直径7 cm)の完新世の堆積物を解析した。その結果、海成層の上限の高度と年代は、それぞれ現海面下15.19 mで、7410–6890 cal BPであることが分かった。これらの値と測地データによる沈降速度に基づき、モデルを使って、安政型地震の平均発生間隔を求めた結果、143–324年の値が得られた。

謝 辞

調査地の個人地主の方々には調査掘削用地を貸していただいた。匿名の査読者と担当編集委員の鈴木毅彦博士からの指摘で、本原稿は大幅に改善された。これらの方に厚く御礼申し上げる。本研究は科学研究費助成事業(課題番号26234567, 研究代表者 北村晃寿)で行った。

文 献

- Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119–140.
- Aoi, S., Enescu, B., Suzuki, W., Asano, Y., Obara, K., Kunugi, T. and Shiomi, K., 2010, Stress transfer in the Tokai subduction zone from the 2009 Suruga Bay earthquake in Japan. *Nature Geoscience*, **3**, 496–500.
- 吾妻 崇・太田陽子・石川元彦・谷口 薫(Azuma, T., Ota, Y., Ishikawa, M. and Taniguchi, K.), 2005, 御前崎周辺の第四紀後期地殻変動に関する資料と考察. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **44**, 169–176.
- Bronk Ramsey C. and Lee, S., 2013, Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, **55**, 720–730.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田 量・高野 司(Endo, K., Kosugi, M., Matsushita, M., Miyaji, N., Hishida, R. and Takano, T.), 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(*Quatern. Res.*), **28**, 61–77.
- Fujiwara, O., Fujino, S., Komatsubara, J., Morita, Y. and Nagemaya Y., in press, Paleocological evidence for coastal subsidence during five great earthquakes in the past 1500 years along the northern onshore continuation of the Nankai subduction zone. *Quatern. Inter.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.014>
- Fujiwara, O., Hirakawa, K., Irizuki, T., Hasegawa, S., Hase, Y., Uchida, J. and Abe, K., 2010, Millennium-scale recurrent uplift inferred from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan. *Island Arc*, **19**, 374–388.
- 羽鳥徳太郎(Hatori, T.), 1977, 静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査. 東京大学地震研究所彙報(*Bull. Earthq. Res. Inst.*), **52**, 407–439.
- 弘瀬冬樹・前田憲二・高山博之(Hirose, F., Maeda, K. and Takano, H.), 2009, 東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試み. 地震第2集(*Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.*), **62**, 67–84.
- 石橋克彦(Ishibashi, K.), 1976, 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について. 1976年度地震学会秋季大会講演予稿集(*Seismol. Soc. Japan, 1976, Abstr.*), 30–34.
- 石橋克彦(Ishibashi, K.), 1984, 駿河湾地域の地震時地殻上下変動. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **23**, 105–110.
- 石橋克彦(Ishibashi, K.), 1994, 大地動乱の時代—地震学者は警告する—(*Multiple Disaster Era: Warning of Seismologists*). 岩波書店(Iwanami Shoten), 234p.
- 石橋克彦(Ishibashi, K.), 2014, 南海トラフ巨大地震—歴史・科学・社会(*Great Nankai-trough Earthquake: History, Science, Society*)*. 岩波書店(Iwanami Shoten), 205p.
- 石橋克彦・佐竹健治(Ishibashi, K. and Satake, K.), 1998, 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測問題. 地震(*Jour. Seismol. Soc. Japan*), **50**, 1–21.
- 上村 誠・林 愛明・丸山 正(Kamiichi, M., Lin, A. and Maruyama, T.), 2003, 有度丘陵の活断層の第四紀後期における活動性. 活断層研究(*Act. Fault Res.*), **23**, 45–52.
- Kitamura, A. and Kobayashi, K., 2014, Geologic evidence for prehistoric tsunamis and coseismic uplift during the AD 1854 Ansei-Tokai earthquake in Holocene sediments on the Shimizu Plain, central Japan. *Holocene*, **24**, 814–827.
- 北村晃寿・鈴木孝和・小林小夏(Kitamura, A., Suzuki, T. and Kobayashi, K.), 2015, 静岡県焼津平野における津波堆積物の調査. 静岡大学地球科学研究報告(*Geosci. Rep. Shizuoka Univ.*), **42**, 1–14.
- 国土地理院(The Geospatial Information Authority of Japan), 2011, 1–3 日本全国の地殻変動. 地震予知連絡会会報(*Rep. Coord. Comm. Earthq. Pred.*), **86**, 8–21.
- 国土地理院(The Geospatial Information Authority of Japan), 2013, 1–3 日本全国の地殻変動. 地震予知連絡会会報(*Rep. Coord. Comm. Earthq. Pred.*), **90**, 8–23.
- 近藤康生(Kondo, Y.), 1985, 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **91**, 121–140.
- 小杉正人・片岡久子・長谷川四郎(Kosugi, M., Kataoka, H. and Hasegawa, S.), 1991, 内湾域における有孔虫の環境指標群の設定とその古環境復元への適用. 化石(*Fossils*), **50**, 37–55.
- Kuroki, H., Ito, H. M., Takayama, H. and Yoshida, A., 2004, 3-D simulation of the occurrence of slow slip events in the Tokai region, with a rate- and state-dependent friction law. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **94**, 2037–2050.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yurai, H. and Nishimura, T., 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009–1012.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, 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, M. E., Southon, J. R., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J., 2013, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 ycal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.

- Sato, T. and Masuda, F., 2010, Temporal changes of a delta: Example from the Holocene Yahagi delta, central Japan. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, **86**, 415–428.
- Schwartz, D. P. and Coppersmith, K. J., 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 5681–5698.
- 瀬野徹三(Seno, T.), 1977, 南関東・西南日本外帯の地震性地殻変動区に於ける巨大地震の再来周期. 地震第2輯(*Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.*), **30**, 25–42.
- 瀬野徹三(Seno, T.), 2012, 総合報告 南海トラフ巨大地震—その破壊の様態とシリーズについての新たな考え—. 地震第2輯(*Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.*), **64**, 97–116.
- 柴 正博・根元謙次・駿河湾団体研究グループ・有度丘陵沖調査グループ(Shiba, M., Nemoto, K., Suruga Bay Collaborative Research Group and Research Group Continental Shelf off the Udo Hill), 1990, 駿河湾西部, 有度丘陵および沖合の地質構造. 東海大学紀要海洋学部(*Jour. Fac. Mar. Sci. Tech. Tokai Univ.*), **30**, 47–65.
- Shimazaki, K. and Nakata, T., 1980, Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Letters*, **7**, 279–282.
- 水藤 尚・小沢慎三郎(Suito, H. and Ozawa, S.), 2009, 東海地方の非定常地殻変動—東海スロースリップと2004年紀伊半島南東沖の地震の余効変動—. 地震第2輯(*Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.*), **61**, 113–135.
- 田辺 晋・石原与四郎(Tanabe, S. and Ishihara, Y.), 2013, 東京低地と中川低地における沖積層最上部陸成層の発達様式: “弥生の小海退”への応答. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **119**, 350–367.
- 土 隆一・高橋 豊(Tsuchi, R. and Takahashi, Y.), 1972, 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 7, 27–37.
- Utsu, T., 1977, Possibility of a great earthquake in the Tokai district, central Japan. *Jour. Physics Earth*, **25**, supplement s219–s230.
- [URL1] 国土地理院(The Geospatial Information Authority of Japan), GEONET 観測点のデータ(Data of GNSS Earth Observation Network System), http://terras.gsi.go.jp/geo_info/geonet_top.html
- [URL2] 気象庁(Japan Meteorological Agency), 潮位表 焼津(Tide table for Yaizu). <http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/suisan/suisan.php>

*English translation from the original written in Japanese.

(要 旨)

北村晃寿・三井雄太・滝川陽紀, 2016, 静岡県焼津平野の完新統の解析に基づく安政型地震の平均発生間隔の推定. 地質雑, **122**, 523–531. (Kitamura, A., Mitsui, Y. and Takikawa, Y., 2016, Average recurrence interval of Ansei-type earthquakes inferred from Holocene deposits of the Yaizu Plain, Shizuoka Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **122**, 523–531.)

静岡県焼津平野の沖積低地で掘削したボーリング試料から得た海成層の上限高度とその年代と測地学データから, 調査地域に隆起をもたらした安政東海地震と同様な地震の発生間隔を求めるため2つのモデルを作成した. 地震間の沈降速度を一定としたモデルでは, 1回の地震性隆起量を1.0, 1.3, 1.5, 1.8 mとすると, 地震の平均発生間隔はそれぞれ143–174, 188–226, 215–261, 261–324年と算出された. 一方, 地震間の沈降速度は一定ではないと仮定したモデルでは, 隆起量1.0 mに対する発生間隔は150–178年と算出された.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 以下のサイトをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会