房総半島南西部岩井低地の離水海岸地形からみた 大正型関東地震の発生年代と再来間隔

(独)産業技術総合研究所活断層研究センター* 穴 倉 正 展

復建調査設計(株)東京支社** 原 口 強

千葉大学理学部地球科学科*** 宮 内 崇 裕

Timing and Recurrence Interval of the Taisho-type Kanto Earthquake, Analyzing Holocene Emerged Shoreline Topography in the Iwai Lowland, the Southwestern Part of the Boso Peninsula, Central Japan

Masanobu SHISHIKURA

Active Fault Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology,
Site 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba-shi, Ibaraki 305-8567, Japan

Tsuyoshi HARAGUCHI

Fukken Co., Ltd., Tokyo office, 3-8-15, Iwamoto-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 101-0032, Japan

Takahiro MIYAUCHI

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University, 1-33,
Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba-shi, Chiba 263-8522, Japan

(Received May 30, 2000; Accepted March 19, 2001)

Two major historical earthquakes of the 1703 Genroku Kanto Earthquake (M 8.2) and the 1923 Taisho Kanto Earthquake (M 7.9) occurred along the Sagami Trough, where the Philippine Sea Plate subducts beneath the North American Plate. As a result of the coseismic crustal movements associated with these earthquakes and with the repeated characteristic earthquakes of two types (the Genroku-type Earthquake and the Taisho-type Earthquake), Holocene emerged shoreline topography has developed along the southern coast of the Boso Peninsula. We investigated the emerged shoreline topography and beach sediments in the Iwai Lowland with help of a new sampling method using the long geo-slicer to clarify the timing and recurrence interval of the Taisho-type Earthquake. A series of ten narrow emerged beach ridges, which are named the BR-I to BR-X in descending order, are distributed below the highest emerged shore platform, 15.5 m high above sea level in the lowland. At least eleven times of coseismic events, probably the Taisho-type Earthquake, can be recognized from the number of the emerged shoreline topography. Based on the ^{14}C ages and sedimentary sequences related to the BR-I-IX, the Taisho-type Earthquake occurred at least three times between 6825-6719 cal yrs BP and 5304-5055 cal yrs BP. After the other three non-dated events succeeded, four events are confirmed at 3300-3100 cal yrs BP, before 2306-2118 cal yrs BP, 1292-1264 cal yrs BP and around 900 cal yrs BP. The lowest BR-X was judged to be emerged during the 1923 event by comparing between the topographic map issued in 1886 and the present one. Analyzing intermittent emergent age of beach ridges, the recurrence interval of the Taisho-type Earthquake is within 990 years, and is

*〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

***〒263-8522 千葉県稲毛区弥生町 1-33

**〒101-0032 東京都千代田区岩本町 3-8-15

380 years at shortest.

Key words: Sagami Trough, Emerged shoreline topography, Holocene seismicity, Taisho-type Earthquake.

§1. はじめに

一般にプレートの沈み込み帯では、固有のプレート間巨大地震が繰り返し発生していると考えられており、例えば南海トラフ沿いでは、豊富な歴史資料や考古資料に基づいて、およそ 100~150 年ごとに地震が発生していることが明らかになっている [宇佐美 (1996), 寒川 (1992, 1997) など]. フィリピン海プレートと北米プレートとの収束境界である相模トラフ沿いでは、震源断層としての破壊領域が異なった二つの巨大地震 (1703 年元禄関東地震, 1923 年大正関東地震) が歴史的に知られている (Fig. 1a). 本地域では 1703 年以前の地震の繰り返し特性について、歴史資料からは南海トラフ沿いのように精度良く明らかにできない. 一方、相模湾周辺の沿岸には地震性地殻変動を記録する離水海岸地形の発達が良いため、これらの高度・年代分析から過去の地震の発生年代や再来間隔を求める研究が 1950 年代から行われていた [SUGIMURA and NARUSE (1954, 1955), 松田・他 (1974), 瀬野 (1977), 中田・他 (1980), 熊木 (1988) など].

SUGIMURA and NARUSE (1954, 1955) は完新世最高位

の海成段丘を沼段丘と呼び、その高度と大正関東地震時の隆起量との間に正の相関があることを見だし、SUGIMURA (1964) は関東地震の平均再来間隔を 110 年と見積もった. 松田・他 (1974) は元禄関東地震に伴う隆起により離水した汀線 (元禄汀線) の調査から、その隆起量を推定した結果、元禄関東地震と大正関東地震では、隆起パターンが異なり、これら二つを重ね合わせたものが沼段丘の高度分布と似ているとして、元禄関東地震と大正関東地震は相補的な関係にあると考えた. その上で、それぞれの地震と同様の地殻変動を伴う地震を元禄型地震、大正型地震と呼んで区別し、元禄型+大正型地震の平均再来間隔を 700~1200 年程度と算出している. 一方、瀬野 (1977) は元禄型と大正型が組になって発生する必然性はないとして、それぞれが独立した地震として捉え、平均再来間隔を元禄型: 950~2500 年、大正型: 180~400 年と計算している. 熊木 (1988) はそれまでの研究を総括し、大正型地震の平均再来間隔について、多数の地点の沼段丘高度に基づき、元禄型、大正型が互いに独立した地震の場合が約 900 年、元禄型と大正型を繰り返された同じ地震とした場合が約 600 年と計

Fig. 1. a) Tectonic setting in South Kanto. SGT: Sagami Trough, NAM: North American Plate, PHS: Philippine Sea Plate. b) Coseismic vertical displacements during the 1703 Genroku Kanto Earthquake and the 1923 Taisho Kanto Earthquake in the southwestern part of the Boso Peninsula.

算している。その後熊木(1999)は、穴倉(1999)によって訂正された元禄関東地震時の地殻上下変動を考慮し、平均500~600年程度の再来間隔であると再計算している。

これらの研究は、完新世最高位の沼段丘の高度を基に、大正関東地震や元禄関東地震における隆起量を単位変位量として計算し、平均再来間隔を求めているが、不明確なパラメータも多く、過去に発生した個々の地震に関する地変についての地形学的実証データは示されていない。

中田・他(1980)は、房総半島南部の完新世海成段丘を沼I~IV面の4面に区分し、その離水年代と地震性地殻変動について詳細な調査結果を示している。最低位の沼IV面は元禄関東地震時に離水し、形成されたいわゆる元禄段丘であるが、沼I~III面の分布形態も沼IV面と似ていることから、これらが元禄型地震に伴う隆起によって離水したと考え、豊富な ^{14}C 年代資料からそれぞれの面の離水年代、すなわち元禄型地震の発生年代を推定している。茅根・吉川(1986)は房総半島南東部の岩石海岸地形を精査した結果、沼I~IV面の各段丘間にはさらに2~3段の離水ベンチが分布しており、これらが過去4回の元禄型地震の間に発生した複数回の大正型地震に伴う隆起で離水したと考えている。しかし、個々のベンチの離水年代に関しては、 ^{14}C 年代測定に有効な資料に乏しいことから明らかになっていない。

最近、穴倉(1999)は、房総半島南西部の保田低地に発達する離水・沈水海岸地形の調査から、元禄関東地震時に保田周辺が沈降したことを明らかにし、松田・他(1974)の見解とは異なる新しい変動像を示した(Fig. 1b)。また、沈降した保田と明らかな隆起が知られている館山との中間に位置する岩井低地は、元禄関東地震時の地殻上下変動がほとんどなかった可能性が高いことを指摘した。岩井低地は大正関東地震時には1.4 m隆起し[陸地測量部(1926)]、離水海岸地形も発達しており、完新世を通じてみると隆起傾向にある。さらに堆積性の低地であることから ^{14}C 年代試料も期待されるので、岩井低地では地形的に大正型地震の発生年代と間隔を特定できる可能性がある。そこで本研究では、まず岩井低地に発達する離水海岸地形について、その構成層と被覆層の詳細な記載(高度測量を含む)と年代資料から、その離水年代を明らかにする。そして地震性地殻変動との関係について検討し、大正型地震の発生年代と再来間隔について論じていく。

§2. 研究方法

本研究では、まず国土地理院発行の1/8000空中写真

(1974年撮影)を用いた地形判読から低地の微地形区分を行い、地形的特徴を抽出した。また、現地において高度の測定、および地形断面の作成のため測量を行った。測量には光波測距儀(SOKIA社製・SET6S)を用い、一等水準点を基準として高度を決定した。

次に、低地の表層を構成する堆積物について、現地においてその性状の記載を行った。一般に完新世低地の地質調査では、露頭が乏しいことから、地層観察は掘削調査によって行われることが多い。本研究ではロングジオスライサーと呼ばれる長さ400 cm、幅40 cm、厚さ5 cmの装置を用い、海浜堆積物の採取を行った(Fig. 2)。ジオスライサーは断面形がコの字状を呈する金属製の箱型と、シャッターとなる金属板で構成され、杭打工事用のバイプロハンマーで地中に打ち込んで試料を採取する方法である[中田・島崎(1997)、原口・他(1998a, b)]。この方法では、未固結層の堆積構造をほとんど乱さずに面的に採取することが可能である。従来のトレンチ調査よりも経費や時間が大幅に節約できることから、これまでおもに活断層調査に利用され、成果を上げている[今泉・他(1997)など]。また、定方位で採取でき、堆積構造が読みとれるという特徴から、海浜堆積物の調査にも応用でき、房総半島九十九里浜での利用例が報告されている[原口・他(1999)]。今回、4カ所で岩井低地の離

Fig. 2. Working scene at using Long Geo-slicer.

水過程を知る上で有効な柱状試料を得ることができ、それらを低地奥のものから順に IW-1, IW-2, IW-3, IW-4 と呼ぶことにする。また、露頭調査や、その他多くの地点でハンドオーガーによる掘削調査を行い、詳細な地質断面を捉えるよう努めた。これらの柱状試料や露頭などからは ^{14}C 年代測定のための試料を採取した。採取に当たっては離水過程を正確に知るため、試料とその層位の関係に注意した。特に貝化石に関しては明らかな自生の産状を示す試料が得られなかったため、その生息環境が産出層準の堆積環境と一致する種で、検鏡観察から摩耗のないものを選び、試料とした。得られた試料の β 線計数法、および加速器による ^{14}C 年代測定を、核燃料サイクル開発機構を通じてクルーガー社と(株)地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社に依頼した。

最近の第四紀学の研究では、 ^{14}C 年代に関し、暦年補正を行って議論することが多く、房総半島の完新統においても藤原・他 (1999) の研究例がある。本研究でも年代の補正を STUIVER and REIMER (1993) によるプログラムを用いて行い、データセットは STUIVER *et al.* (1998) を使用した。年代値の表記は、未補正の年代を yrs BP, 補正済の年代を cal yrs BP とし、1950 AD か

ら遡った値である。そして離水海岸地形の年代の推定には補正済の年代値を用いた。

§3. 地域概観

岩井低地は房総半島南西部に位置する、沿岸長約 2.5 km, 奥行き約 1.5 km の小低地であり、標高 100~300 m の丘陵によって囲まれる (Fig. 3)。丘陵斜面には地すべり性の地形がみられ、これは基盤岩である新第三紀中新世保田層群、三浦層群 [鈴木・他 (1990)] の堆積岩類の風化を素因にしている。低地の南縁には直線的な崖地形や、丘陵尾根の高度不連続などの明瞭なリニアメントが東西方向に分布する。これは鴨川地溝帯南縁断層と呼ばれ、北落ちのセンスをもつ活断層と考えられており (活断層研究会, 1990) 半島内陸部の平久里下付近では、1 万年前以降の地形面に最大 3.6 m の変位を生じた可能性が指摘されている [穴倉・他 (1999)]。しかし岩井低地内では、完新世の活動を示す変位地形は検出されていない。リニアメントは三浦層群と保田層群の境界とも一致し (Fig. 3), 差別侵食の影響も受けているようである。

Fig. 3. Geomorphological map in the Iwai Lowland. Roman numerals in the beach ridges indicate BR-I~BR-X. a: Suzukibata shell mound (Late Jomon period), b: Ondabara site (Middle Yayoi period), c: Tabara site (Nara/Heian period).

§ 4. 調査結果

4.1 低地の微地形と遺跡の分布

低地の微地形は、弧を描く海岸線に平行に分布する浜堤列とその間の堤間湿地で特徴づけられる (Fig. 3). 浜堤の幅はいずれも 100~200 m, 比高 1~3 m であり, 少なくとも 10 列が識別される (Fig. 4). 海岸付近では 6~7 m の比高をもつ高まりが見られるが, これは風成砂に覆われた砂丘である. これらの断面を見る限り, 岩井低地では明瞭に段化した海成段丘を認識することが難しい. 局所的には浜堤に対応した比高 1~1.5 m 程度の小崖と平坦面が分布する (Fig. 4) が, 人工改変の影響もあり, 系統的に低地の離水過程を論ずる上では, それらを海成段丘として区分することは困難である. そこで本研究では段丘面区分を行わず, 浜堤を低地奥のものから BR-I~X と呼び, それぞれの離水過程について検討することにした.

各浜堤は低地中央部, および北西部で明瞭に識別される. 岩井川支流の大川右岸で BR-II と BR-III の間に位置する a 地点 (Fig. 3) には, 陸成層中から縄文時代後期の

土器片を出土する鈴木畑貝塚が分布する [千葉県文化財センター (1988)]. 低地北東部の岩井川右岸では BR-I~V を南西部と対応させて識別することは困難であるが, 比高 1.5 m 程度の小崖により段化しているようすが観察される (Figs. 3, 4). この付近は圃場整備による人工改変の影響を受けているものの, 整備前に撮影された空中写真から崖地形があることがわかり, BR-I~III にそれぞれ対応する離水海岸地形の可能性が高い. これらのうち BR-III に対応した離水浅海底面上には, 恩田原遺跡が分布する (Fig. 3; b 地点). この遺跡は泥炭質粘土を掘込んだ遺構に弥生時代中期の土器片が数多く出土し, 勾玉や砥石などの出土する祭祀跡も検出されている [安藤 (1998)]. 低地南西部の岩井川左岸では, 市街地化により BR-VI~X の識別が困難である. BR-IX の後背湿地と思われる標高 4 m 付近の c 地点 (Fig. 3) では, 陸成層から土師器の出土する奈良・平安時代の田原遺跡が分布する [千葉県文化財センター (1988)]. なお, 岩井川およびその支流の大川沿いには 5~6 面に細分される河成段丘が発達しているが, 浜堤列との対応関係は不明である.

Fig. 4. Geomorphic and geologic cross-sections in the Iwai Lowland. Roman numerals on the beach ridges indicate BR-I~BR-X.

Table 1. Radiocarbon ages in the Iwai Lowland and Hota Lowland. ¹⁴C ages were calculated using the Libby half-life of 5568 years, possible age ranges of confidence levels are 68.3% (1σ). Calibrated ¹⁴C ages were estimated by using the program of STUIVER and REIMER (1993) with data set of STUIVER *et al.* (1998). AMS: accelerator mass spectrometry dating method, beta: conventional beta-ray counting dating method, *: This sample adopted the average value of terrestrial deposit in this area, because δ ¹³C was not measured.

location	surface elevation (m)	sample elevation (m)	sample material	method	δ ¹³ C (‰)	¹³ C uncorrected ¹⁴ C age (yrs BP)	¹³ C corrected ¹⁴ C age (yrs BP)	calibrated ¹⁴ C age (1σ) (cal yrs BP)	probability (%)	Lab. No.	references
Iwai Lowland											
IW-1	13.5	10.3	shell fragments	AMS	0.3	5,920±40	6,320±40	6,825-6,824 6,809-6,719	6.7 93.3	GX-22732	This study
loc. 3	11.7	10.3	peaty clay	beta	-20	4,440±60	4,530±60	5,304-5,250 5,242-5,234 5,221-5,218 5,186-5,055	25 4.2 4.2 66.6	Beta-91596	This study
loc. 7	8.9	7.8	plant roots	beta	-26	2,840±70	2,820±60	2,998-2,846	100	Beta-117636	This study
IW-2	7.3	4.5	shell fragments	AMS	1.8	3,100±40	3,540±40	3,453-3,376	100	Beta-130702	This study
IW-2	7.3	5.7	plant roots	beta	-26	2,855±55	2,845±55	3,059-3,050 3,027-3,010 3,004-2,868	4.7 9 86.4	GX-23707	This study
IW-3	4.7	3.1	plant roots	beta	-27	1,405±50	1,380±50	1,330-1,264	100	GX-23705	This study
IW-3	4.7	3.6	humic soil	beta	-25	1,060±55	1,055±55	1,051-1,029 999-926	19.1 80.9	GX-23706	This study
IW-4	3.7	1.6	shell fragments	AMS	0.5	1,290±40	1,710±40	1,292-1,232	100	Beta-130701	This study
Hota Lowland											
Hota II	11.8	10.1	peat	AMS	-24	4,350±90	4,370±90	5,216-5,188 5,050-4,836	8 92	Beta-104083	SHISHIKURA(1999)
Hota III	7.2	5	plant roots	AMS	-26	2,200±50	2,180±50	2,306-2,229 2,205-2,190 2,188-2,118	48.9 5.6 45.5	Beta-104084	SHISHIKURA(1999)
Hota IV	2.8	1.6	peat	beta	* -25	830±80	830±80	882-870 822-814 792-673	5.2 5.3 89.5	Gak-19016	SHISHIKURA(1999)

4.2 低地の表層堆積物の記載

表層堆積物の特徴について、調査結果を以下に記す。

また、得られた ^{14}C 年代は Table 1 にまとめた。

浜堤の構成物は、おもに茶褐色を呈する無層理の細～中砂であり、2～3 mm 径の細円礫を含んでいる (Fig. 5; loc. 2, 8, 9)。また BR-I の構成物中にはよく水磨された軽石の円～亜円礫が散在する (Fig. 5; loc. 2)。この軽石は明黄色を呈し、礫径は平均的に 2～7 cm であるが、最大で 10 cm 以上のものも含まれる。産状からみて、これらは沿岸に漂着した軽石が浜堤形成時に取り込まれた、いわゆる漂着軽石と考えられる。BR-IX 構成物中にも BR-I と同様の産状で軽石を含有し、白色で、礫径は平均 2～3 cm、最大で 5 cm である (Fig. 7; 後述する IW-3 の柱状試料)。

堤間湿地では、多くの地点で、砂礫を主体とする海浜堆積物を覆って、層厚 1～2 m の腐植混じりの粘土、シルトや泥炭など湿地性の堆積物が分布している様子が観察される。BR-I の後背湿地 (Figs. 3, 4; loc. 1) では、表層 1～1.5 m が腐植物混じりの灰色粘土からなり、その下位に細～中砂が分布する (Fig. 5)。さらにその下位には、基盤の新第三系泥岩が分布しており、低地の最奥部付近では比較的平坦で、離水波食棚が埋没していることがわかる。その上面の分布高度からみて、最高位の旧汀線高度は標高 15.5 m である (Fig. 4)。

BR-I と BR-II 間の堤間湿地では、標高 13.47 m の地点 (Figs. 3, 4) から、ジオスライサーによって IW-1 の柱

状試料を得た。この試料の観察によれば、表層 1 m が湿地性の腐植混じり粘土からなり、特に下部 0.2 m は黒灰色を呈し、泥炭質である (Fig. 6)。その下位は明瞭な境界をもって淘汰の良い細砂からなる砂層と接する。砂層の層厚は 1.9 m で、上部 1.65 m は全体的に平行葉理がみられ、前浜堆積物の層相を示すが、その中でも最上部 0.3 m は葉理が低地奥に向かって傾斜し、後浜堆積物と思われる。また、下部 0.25 m は波長の短いトラフ型葉理が発達しており、前浜よりもやや沖合で堆積した可能性がある。砂層中には堆積構造とは無関係に、上位から植物根が数多く伸びている様子が観察される。砂層の下位は最大 20 cm 径の円～亜円礫を含む砂礫層が分布する。堆積構造は不明瞭であるが、これは試料採取時に若干の攪乱が生じたためであろう。マトリクスは中～粗砂で、貝殻片も多く混じり、その ^{14}C 年代は 6825～6719 cal yrs BP である。この砂礫層は層相からみて、外浜堆積物と判断される。

BR-II 形成期に対応する浅海底堆積物の露頭 (Figs. 3, 4; loc. 3) では、表層 1.2 m が細礫、腐植物混じりの粘土であった (Fig. 5)。その下位には層厚 0.3 m の泥炭質粘土が分布し、全体的に 10 mm 径の円磨された白色軽石が散在している。この泥炭質粘土の下位には淘汰の良い海成の細砂が層厚 2.5 m 以上分布する。両者の境界は明瞭で、細砂層と接する泥炭質粘土最下部の ^{14}C 年代は 5304～5055 cal yrs BP である。

BR-II と BR-III の間の堤間湿地 (Figs. 3, 4; loc. 5) で

Fig. 5. Columnar sections in the Iwai Lowland.

Fig. 6. Core samples of the IW-1 and IW-2.

は、表層 0.8 m は盛土で、その下に層厚 0.3 m の泥炭質シルトが分布する (Fig. 5)。泥炭質シルトの下位には層厚 0.3 m の細礫混じりの細砂、さらにその下位は淘汰の良い細砂が分布する。また、この細砂層中には地表から 3 m 付近において、貝殻片の密集層がある。既存のボーリング資料に基づけば、同地点における細砂層の層厚は 5~6 m で、その下位に貝殻片を含むシルトが層厚 3 m 以上分布している (Fig. 4)。このシルト層は、岩井川右岸の露頭 (Fig. 3; loc. 4) 下部にも分布し、貝化石を含んだ無層理塊状の青灰色粘土層が上位の河成砂礫層に削りこまれている様子が観察される (Fig. 5)。

BR-III 形成期に対応する離水浅海底面上で、BR-IV の後背湿地に位置する loc. 6 (Figs. 3, 4) では、表層 1.5 m が腐植物混じりの粘土であり、その下部 0.3 m は泥炭質

である (Fig. 5)。粘土層の下位には層厚 1 m で淘汰の良い細砂、さらにその下位は細礫混じりの中~粗砂が層厚 1.2 m で分布する。この中~粗砂層の下位は淘汰の良い細砂が少なくとも層厚 2 m 以上分布しており、地表面から 5 m 付近に貝殻片を混じる。

BR-IV と BR-V 間の堤間湿地 (Figs. 3, 4; loc. 7) は表層 1 m が腐植物混じりの粘土であり、その下位に層厚 0.3 m で淘汰の良い細砂が分布する (Fig. 5)。砂層中には植物片が多く混じり、その一部は 2998~2846 cal yrs BP の ^{14}C 年代を示す。砂層の下位は基盤岩が平滑に分布し、離水波食棚が埋没している。

BR-VI と BR-VII 間の堤間湿地の北延長上における標高 7.45 m 地点 (Figs. 3, 4) では IW-2 の柱状試料を得ている。表層 1 m は盛土で、その下に層厚 0.9 m で湿地性

の腐植物混じりシルトが分布する (Fig. 6). シルト層の下位は層厚 0.4 m で、2~3 cm 径のシルト岩円礫を含む淘汰のやや悪い砂礫層がみられ、礫の配列は陸側に向かう流向を示す。これは層相からみて津波堆積物の可能性があるが、蛇行したチャンネル堆積物の可能性も否定できない。さらにその下位は層厚 1 m 以上の平行葉理の発達する細砂で、上部 0.3~0.4 m は葉理が低地奥に向かって傾斜する後浜堆積物、下部 0.6~0.7 m 以上が細礫の薄層が挟まる前浜堆積物である。砂層中には IW-4 と同様に、上位より植物根が多数混入しており、その一部の ^{14}C 年代は 3059~2868 cal yrs BP を示す。また、砂層の下部には貝殻片の密集層があり、その ^{14}C 年代は 3453~3376 cal yrs BP であった。

BR-IX のすぐ背後では、標高 4.72 m の地点 (Figs. 3,

4) で IW-3 の柱状試料を得た。表層 0.5 m の耕作土の下には層厚 1.2 m の軽石礫を混じる無層理の中砂が分布する (Fig. 7). これは前述の BR-IX 構成層である。この浜堤堆積物の最下部は、下位の腐植土層の一部を巻き込んで不規則に乱れており、イベント堆積物に特徴的な火炎構造 (flame structure) を示している。腐植土層は層厚 0.4 m で分布し、最上部付近は 1051~926 cal yrs BP の ^{14}C 年代を示す。腐植土層の下位は、平行葉理がよく発達する層厚 1.1 m の細砂からなる前浜堆積物である。この砂層中には上位より植物根が伸びており、その ^{14}C 年代は 1330~1264 cal yrs BP である。最下部には海側へ傾斜する斜交葉理を形成する円礫 (最大 6 cm 径) 混じりの中~粗砂が層厚 0.3 m 以上分布しており、外浜堆積物の層相を示す。田原遺跡のある loc. 10 (Fig. 3) で

Fig. 7. Core samples of the IW-3 and IW-4.

は、0.3 m の表層耕作土の下に腐植物混じりのシルトが層厚 0.9 m で分布する (Fig. 5)。その下位には細礫混じりの細砂が基盤岩の上に層厚 0.3 m で分布する。

最も海側の BR-IX と BR-X の堤間湿地では標高 3.71 m の地点 (Figs. 3, 4) で IW-4 の柱状試料が得られている。表層 1 m は盛土で、その下 0.25 m は湿地性の腐植物混じり粘土である (Fig. 7)。粘土層の下位は層厚 0.7 m のやや海側へ傾斜する平行葉理の見られる淘汰の良い中砂で、前浜堆積物の層相を示す。下位には層厚 0.8 m でトラフ型葉理が発達した貝殻片、細礫を多く混じる細～粗砂が分布し、外浜堆積物の層相を示す。この砂層中の貝殻片からは、1292～1232 cal yrs BP の ^{14}C 年代を得た。

§ 5. 考 察

5.1 離水海岸地形と表層堆積物の層序

本研究で得られた岩井低地の離水海岸地形と表層堆積物に関する資料をまとめると、浜堤、および堤間湿地の地形・地質と年代の関係は Fig. 8 のように示すことができる。浜堤は無層理の細礫混じり中砂で構成されている。堤間湿地では、下部にトラフ型や平板型の斜交葉理が発達した砂礫で特徴づけられる外浜堆積物が分布する。その上位に前浜堆積物である平行葉理の発達した細砂が堆積し、場所によってさらにその上に平行葉理が陸

側に傾斜した後浜堆積物が見られる。そしてこれらを陸成の泥炭や腐植物混じり粘土・シルトが覆う。前浜堆積物とすぐ背後の浜堤堆積物とは、堆積環境と地形的な位置からみてほぼ同じ海水準のもとで堆積しており、同時異相と考えられる。また、下位の後浜堆積物も地形的な位置を考慮すると、さらに一つ内陸側の前浜堆積物、および浜堤堆積物と同時異相である可能性が高い。ただしこの場合、一つ内陸側の浜堤離水以降大きい侵食がなく、連続して次の浜堤が前面に付加されたことが前提となる。このほか場所によって外浜堆積物よりも下位には、貝殻混じりの粘土層が分布していることが確認された。これは外浜よりも沖合で堆積したものと考えられる。

以上のように海浜の環境が海側へ移動し、浜堤が離水していったことがわかる。一般に浜堤の離水は、堆積物の供給により新しい浜堤が前面に付加されたときや、相対的海水準が低下したときに生じる。岩井低地の浜堤列は、低地奥の標高 15.5 m 付近から徐々に高度を減じながら分布していることから、後者を要因として離水したと考えられる。南関東では後水期海進頂期以降、2～3 m のユースタティックな海水準低下を生じているとされる [ENDO *et al.* (1982)]。しかし、房総半島南部は完新世における地殻の隆起運動が著しい地域であり、海水準自体の低下に加え、繰り返し発生する大地震に伴った間欠的

Fig. 8. Schematic cross-section of geology and geomorphology in the Iwai Lowland. 1: terrestrial deposit, 2: aeolian deposit, 3: beach ridge deposit, 4: backshore deposit, 5: foreshore deposit, 6: shoreface deposit, 7: marine clay, 8: bedrock, 9: location of radiocarbon sample (number means cal yrs BP), 10: location of archaeological site.

な隆起によって相対的海水準の低下が生じている [SUGIMURA and NARUSE, 1954, 1955 など] ことから、本地域の浜堤もおもに同質の地震時の間欠的な隆起に伴って離水した可能性が非常に高い。

5.2 離水海岸地形の年代

次に本研究で得られた地形・地質・考古資料、そして新旧の地図の比較により、離水海岸地形の年代について考察する。

IW-1 の柱状試料で観察された前浜堆積物の細砂層は、すぐ背後に位置する BR-I の形成時における海水準に対応して堆積している。また、下位の外浜堆積物は、BR-I 形成以前の、より高位の海水準のもとで堆積したものと考えられる。BR-I の背後には最高位旧汀線を示す離水波食棚が分布する。このほかに旧汀線を示す地形・地質の証拠はなく、また、この波食棚の離水以降、BR-I の形成されるまでの間で、大きな侵食が生じた形跡は検出できなかった。したがって IW-1 における外浜堆積物の堆積が、最高位の離水波食棚形成時の海水準に対応している可能性が高い (Fig. 8)。外浜堆積物中の貝殻片の ^{14}C 年代が 6825~6719 cal yrs BP であることから、最高位旧汀線の離水年代は少なくともその年代以降である。

BR-I の離水時期に関しては、具体的な年代資料はないが、最高位旧汀線の離水した 6825~6719 cal yrs BP 以降で、後述する BR-II がすでに離水していた 5304~5055 cal yrs BP 以前である。

BR-II に対応する段丘面では、前浜の環境を示す砂層の上を覆う泥炭質粘土の ^{14}C 年代が 5304~5055 cal yrs BP であった (Fig. 8)。したがって BR-II は少なくともそれ以前にはすでに離水している。これは BR-II と BR-III の間に縄文時代後期 (4000~3000 年前) の鈴木畑貝塚が存在することからも裏付けられる。

BR-III, IV の離水時期に関する地形・地質の資料は得られていないが、BR-III に対応した海成段丘面上に弥生時代中期 (2000 年前頃) の恩田原遺跡が存在する (Fig. 8)。また、BR-IV は離水後に混入した植物根が 2998~2846 cal yrs BP という ^{14}C 年代を示す。したがって BR-III, IV は、少なくともそれ以前には離水している。なお、BR-V も離水年代を知るための資料はないが、後述する BR-VI の離水時期が 3300~3100 cal yrs BP 頃であることから、それ以前に離水したことは確実である。

BR-VI と BR-VII の間の堤間湿地における IW-2 の柱状試料では、下部の平行葉理構造をもつ砂層が前浜の環境を示し、BR-VI 形成時の海水準に関連したものと考えられる。また、それを覆う腐植混じりの粘土層は BR-VI

離水後に湿地環境で堆積したものである。前浜堆積物中の貝殻片の ^{14}C 年代が 3453~3376 cal yrs BP、その離水後に根をはった植物根が 3059~2868 cal yrs BP である (Fig. 8) ことから、BR-VI の離水年代は 3453~2868 cal yrs BP の範囲内にあり、おそらく 3300~3100 cal yrs BP 頃と推定される。

BR-VII の離水年代に関する資料はないが、3300~3100 cal yrs BP 頃以降に離水したことは明らかで、後述する BR-VIII の離水した 1292~1264 cal yrs BP 頃以前である。

BR-IX の背後で得た IW-3 の柱状試料では、下部に前浜で堆積したと考えられる砂層がみられ、これは BR-VIII 形成時の海水準に対応して堆積した可能性が高い。その前浜堆積物を覆って腐植土層が発達し、さらに BR-IX を構成する浜堤堆積物が腐植土層を侵食して堆積している (Fig. 8)。前浜堆積物の離水後に根をはった植物根は 1330~1264 cal yrs BP、腐植土層最上部は 1051~926 cal yrs BP という ^{14}C 年代を示す。一方、BR-IX と BR-X の堤間湿地における IW-4 の柱状試料では、下部の外浜堆積物が BR-VIII 形成時の海水準に関連している可能性が高く、その中の貝殻片の ^{14}C 年代が 1292~1232 cal yrs BP である (Fig. 8)。以上のことから、BR-VIII の離水年代は 1292~1264 cal yrs BP 頃と推定される。BR-IX の後背湿地に奈良・平安時代の田原遺跡の存在することからみても、BR-VIII の離水年代がそれ以前であり、推定年代と一致する。

IW-3 において前浜堆積物を覆う腐植土層の存在は、この地点が BR-VIII 離水以降、1051~926 cal yrs BP 頃まで、比較的安定した環境であったことを示す。しかし、この腐植土層を削りこんで BR-IX が形成されていることから、1051~926 cal yrs BP 頃以降、再び波浪の影響が及ぶ環境になったと考えられる。すなわち BR-IX の離水年代は 1051~926 cal yrs BP 頃以降であることは確実である。この場合、1703 AD の元禄関東地震との関連も指摘されうる。しかし岩井低地の約 5 km 北方の保田低地では、元禄関東地震時に沈降したことが明らかにされており [穴倉 (1999)]、岩井低地がこのとき隆起した館山低地との中間に位置している (Fig. 1) ことから考えると、当時、地殻上下変動はほとんどなかった可能性が非常に高い。また、宇佐美・他 (1977) も歴史資料に基づき、元禄関東地震時に岩井付近は地変を生じなかったと指摘している。したがって本地域は元禄関東地震に伴って浜堤の離水は生じておらず、BR-IX の離水と元禄関東地震とは関係ないと考えられる。

BR-X は最も海側の浜堤であるが、現在は離水している。聞き取り調査によれば、岩井低地では 1923 年の大

正関東地震時に浅海底が干上がり、陸地が増加したことが明らかになった。また、1883年測量の2万5千1第一軍官地方速測図と現在の2万5千1地形図（1991年修正測量）を同じ縮尺で比較すると、1883年以降、海岸線が100~200 m程度前進していることがわかる（Fig. 9）。迅速図には緯度・経度の表示がないので完全に重ね合わせることはむずかしいが、地象物・海岸線の相対的位置関係については十分な精度があると言われており、海岸線の有意な前進は間違いないであろう。この海岸線の前進現象は、大正関東地震に伴う隆起によって生じた可能性が高く、このときBR-Xは離水したと考えられる。

5.3 他地域の高成段丘・イベント堆積物との対比

前節の結果をFig. 10にまとめ、従来の研究で知られる他地域の高成段丘やイベント堆積物の年代と比較した。

保田低地（Fig. 1）では、穴倉（1999）により、浜堤列が4面の高成段丘面（保田I~IV面）上に分布していることが明らかになり、それぞれの離水年代は、保田I、II面：5216~4836 cal yrs BP以前、保田III面：2306~2118 cal yrs BP以前、保田IV面：882~673 cal yrs BP以前と推定されている（Fig. 10）。これらのうち保田I面の前面に発達する浜堤の構成物中には、BR-I構成物中にみられた漂着軽石と同様の産状を示す水磨された軽石が含まれており、色調、発砲の度合いなどがよく似ている。両者が対比される場合、BR-Iと保田I面上の浜堤

は同時期に離水したと考えられる。保田II面は海成砂層直上の泥炭の ^{14}C 年代（5216~4836 cal yrs BP）がBR-IIのものに近い年代（5304~5055 cal yrs BP）を示すことから、両者が対比される可能性は高い。保田III面の離水した頃、岩井低地ではBR-VIIが離水しており（3300~3100 cal yrs BP頃以降、1292~1264 cal yrs BP頃以前）、両者が対比される可能性がある。保田IV面は882~673 cal yrs BP以前に離水しているが、この時期、岩井低地ではBR-IXが1051~926 cal yrs BP頃以降に離水している。BR-IXは大正関東地震時に離水したBR-Xを除けば最低位の浜堤であり、地形的な配置からみて保田IV面とは対比される可能性が高い。この場合、BR-IXと保田IV面の離水年代は1051~673 cal yrs BPの範囲内にあり、900 cal yrs BP前後と考えられる。

一方、房総半島南端地域には完新世高成段丘が発達しており、中田・他（1980）により、沼I~IV面の4面に分類されている。それぞれの離水年代は、沼I面：6150 yrs BP、沼II面：4300 yrs BP、沼III面：2850 yrs BP、沼IV面：1703 ADであり、藤原・他（1999）の年代補正に基づけば、それぞれ7150 cal yrs BP頃（沼I面）、4950 cal yrs BP頃（沼II面）、2950 cal yrs BP頃（沼III面）となる（Fig. 10）。これらと岩井低地の離水海岸地形の年代を比較すると、沼II面が離水年代の不明確なBR-IIIかBR-IVのいずれかに対比される可能性があるものの、沼I面、沼III面、沼IV面に対比される離水海

Fig. 9. Shoreline change around the Iwai Lowland. a) Base map is 1/20,000 topographic map "Kachiyama-mura", "Sakumashimo-mura", "Funakata-mura" and "Nago-mura" of the Land Survey Department. b) Base map is 1/25,000 topographic map "Hota" and "Nago" of the Geographical Survey Institute.

Fig. 10. Ages of emerged shoreline topography in the Iwai Lowland and correlation with marine terraces and tsunami events in the coastal area around the Sagami Trough.

岸地形はない。

房総半島と同様に相模トラフ沿いに発生する地震の影響を受ける三浦半島では、熊本(1982)が完新世海成段丘を高位から野比I～III面に区分し、それぞれの離水年代を野比I面：6000 yrs BP頃、野比II面：4600 yrs BP、野比III面：3100 yrs BPと推定している。藤原・他(1999)の補正年代では野比II面：5250 cal yrs BP、野比III面：3550 cal yrs BPである(Fig. 10)。これらのうちBR-IIが野比II面と対比される可能性があり、野比III面とは離水年代の未定なBR-Vが対比の候補として挙げられる。

最近、藤原・他(1999)は、房総半島南部や三浦半島の海成完新統中に7層準の再堆積層(T1～T7)を見だし、それらが相模トラフ沿いに発生する巨大地震に伴った津波に関連して形成されたと考えている。推定される津波イベントの年代は、T1: 9700～9500 cal yrs BP, T2: 8250～8150 cal yrs BP, T3: 7450～7350 cal yrs BP, T4: 5400～5250 cal yrs BP, T5: 5000～4800 cal yrs BP, T6: 4250～3950 cal yrs BP, T7: 2750～2600 cal yrs BPである(Fig. 10)。これらのうちT4の年代は、BR-IIの離水年代と近似できる。野比II面の離水年代もほぼ同時期であることから、これらの離水イベントが同じ地震に関連している可能性は非常に高い。このほか離水年代の未確定なBR-III～VのいずれかがT5, T6と、またBR-VIIがT7との対比の候補となるが、現時点では不明である。

5.4 岩井低地の完新世相対的海水準変動

本研究で明らかになった離水海岸地形の年代と前浜堆積物の分布高度から、岩井低地における完新世前期以降

の相対的海水準変動を推定すると、Fig. 11のように示される。すなわち、6825～6719 cal yrs BP以降、11回の間欠的な相対的海水準の低下(地震隆起イベント)が生じ、最高位の波食棚や浜堤列が離水したことが推定できる。浜堤の中には、離水後、侵食されて消失し、地形的に残されていないイベントを見落としている可能性も否定できない。このため、離水イベントは11回より多かった可能性もある。しかし、極端な高度不連続や年代のギャップなど大規模な侵食が生じた証拠は見られないことから、仮に浜堤の侵食が生じていたとしてもその消失は多くはないであろう。浜堤が保存されるだけの十分な隆起を伴う離水イベントが11回しか生じなかったとも言える。また、Fig. 11ではユースタティックな海水準変動も含まれているため、1回ごとのイベントにおける海水準低下量は見かけ上差がある。イベント間の変動については一部を除いて不明であるが、以下に説明するように地殻がゆっくりと沈降し、海水準が上昇していた可能性が高い。

IW-3の柱状試料に基づけば、BR-VIII離水後、1051～926 cal yrs BP頃まで、腐植土層が形成されるような比較的安定した環境が、その後再び海浜の環境になっている。これは相対的に海水準が上昇したためであると考えられる。その要因としては、ユースタティックな海水準上昇、鴨川地溝帯南縁断層の活動、プレート間巨大地震に伴う急速な沈降、隆起を伴うプレート間巨大地震間の逆戻り現象などが挙げられる。そこで、これらの可能性についてそれぞれ検討する。

太田・他(1990)によれば、1200～1000年前に平安海進と呼ばれる高海水準期があった可能性が指摘されて

Fig. 11. Relative sea level change since early Holocene in the Iwai Lowland. Roman numerals on the relative sea level line show BR-I~BR-II. Width of square of ^{14}C sample indicates a range of age.

いる。これはIW-3の柱状試料から推定した相対的海水準上昇の時期とほぼ一致する。しかし、日本列島で平安海進の現象が検出されているのは、ごく一部の地域であり、ユースタティックな海水準上昇の存在に関してはまだ検討の余地がある。

穴倉・他(1999)は鴨川地溝帯南縁断層の活動について、平久里下付近における最新の断層変位イベントの時期を4950 cal yrs BP~1703 ADと推定しており、この年代範囲の中でも比較的古い年代で、最近2000~3000年間は活動していないと指摘している。岩井低地では、完新世に活動した証拠を示す変位地形は見つかっておらず、1051~926 cal yrs BP頃以降の低地の沈降に本断層が関与している可能性は低い。

プレート間巨大地震による急激な沈降が生じたとすれば、その時期は1051~926 cal yrs BP以降で、BR-IXを離水させた地震の直前ということになる。短い期間に同じプレート沿いで沈降する地震と隆起する地震が連続して発生するとは考えにくい。

最後に、プレート間巨大地震において一般に知られる地震間の地殻の逆戻り現象の可能性であるが、本地域の浜堤列が相模トラフ沿いの巨大地震に伴う間欠的な地殻隆起運動によって離水してきたと考えた場合、地震間の緩慢な沈降が生じたことは十分にありうる。実際に、房総半島南部は大正関東地震の際に隆起しているが、その

後、南端の布良では2.57 mm/yearという速度でゆっくりと沈降していることが明らかになっている [Ozawa *et al.* (1996)]。

以上より、1051~926 cal yrs BP頃以降の相対的海水準上昇の要因として最も可能性が高いのは、地震間の地殻の逆戻り現象であり、これにユースタティックな海水準上昇が複合した可能性もある。BR-VIII~BR-IX間を除く各離水イベント間では、現在のところIW-3で見られたような海水準の上昇に関する証拠は得られていないが、IW-1やloc. 3で見られる泥炭質粘土から腐植物混じり粘土・シルトへの層相変化 (Figs. 5, 6) は、海水準の上昇を意味している可能性がある。各浜堤が同質の地震による隆起で離水しているならば、BR-VIII~BR-IX間と同様な地震間の地殻の逆戻り現象がいずれのイベント間にも生じていたことは十分考えられる (Fig. 11)。なお、IW-3の層相から見て、この相対的海水準上昇は離水時の隆起量を上回るものではなく、前述したように大きな侵食は生じていないと考えられる。

5.5 大正型地震の発生年代と再来間隔

5章2節で述べたように岩井低地では、元禄関東地震時において地殻上下変動を生じなかった可能性が高い。しかし、大正関東地震時には1.4 mの隆起を伴い [Fig. 1; 陸地測量部 (1926)]、BR-Xを離水させている。従来の研究 [松田・他 (1974) など] で言われているように、

これら二つの地震と同様の地震が元禄型地震、大正型地震として過去から繰り返し相模トラフ沿いに発生してきたと考える場合、岩井低地では、元禄型地震時には地殻上下変動を生じず、大正型地震が発生するたびに1.4 m程度の地殻隆起を生じていたと考えることができる。大正関東地震時に幅100~200 mの海岸線の前進が生じ、BR-Xが離水したという事実(Fig. 9)や、それと同程度の幅をもつ浜堤が細かく発達するという地形的特徴(Figs. 3, 4)は、大正関東地震と同様の隆起運動が間欠的に生じてきた可能性を示している。さらに半島南端地域に分布する沼面群は、元禄型地震に伴う隆起によって離水したと考えられている[中田・他(1980)]が、岩井低地の離水海岸地形と沼面群の離水年代は必ずしも一致していない(Fig. 10)。これは各元禄型地震時においても、岩井低地では元禄関東地震時と同様に地殻上下変動がほとんどなかった可能性を示唆する。沼面群に対比される浜堤が侵食によって失われたとも考えられるが、少なくとも離水した浜堤を明瞭に保存させるだけの隆起が生じなかったと言えよう。以上より岩井低地の離水海岸地形は、おもに大正型地震に伴う隆起によって離水したと考えられ、その年代は大正型地震の発生年代を示している可能性が高い。

岩井低地で確認された11回の離水イベント(Fig. 11)が全て大正型地震に由来する場合、離水海岸地形の年代からみて大正型地震は、まず6825~6719 cal yrs BP以降、5304~5055 cal yrs BP以前に少なくとも3回発生している。その後3300~3100 cal yrs BP頃に発生しているが、それまでに少なくとも3回の大正型地震が記録されている。そして3300~3100 cal yrs BP頃以降、少なくとも1回の地震(おそらく2306~2118 cal yrs BP以前)を挟み、1292~1264 cal yrs BP頃、900 cal yrs BP前後、1923 ADに大正型地震が発生している。これらの年代とその間の浜堤の数から、大正型地震の平均的な再来間隔を求めると、最高位旧汙線とBR-II間で470~890年、BR-IIとBR-VI間で400~610年、BR-VIとBR-VII間で990年、BR-VIIとBR-VIII間で930年、BR-VIIIとBR-IX間で380年、BR-IXとBR-X間で870年程度であり、若干のばらつきがある(Fig. 11)。

有史以降のイベントを暦年代で示すと658~686 AD頃(BR-VIII)、1050 AD前後(BR-IX)となる。658~686 AD頃のイベントに相当する相模トラフ沿いの大地震の記録は、史料には現在のところ知られていない[宇佐美(1996)]。これは奈良時代以前の古い年代であるため、記録が誌されていないのかもしれない。一方、1050 AD前後のイベントは、誤差の範囲(899~1277 AD)も含めると、1042 AD(長久2年, $M=?$)、1241 AD(仁治2

年, $M=7.0$)、1257 AD(正嘉1年, $M=7.0\sim7.5$)に相模湾周辺で大地震の記録がある[宇佐美(1996)]。また、年代範囲から若干ずれるが、878 AD(元慶2年, $M=7.4$)や1293 AD(永仁元年, $M=7.0$)といった地震も記録されている。しかし、年代範囲が広いことや、いずれの歴史地震とも確実な証拠に欠けていることから、BR-IXの離水年代との関係を確定するまでにはいたらない。今後、 ^{14}C 年代資料を充実させることや、新たな史料の発掘と吟味が必要であろう。

§6. ま と め

本研究では、岩井低地において、ジオスライサーを用いた掘削調査などによる、詳細な地形・地質の記載を行った。その結果、岩井低地にはBR-I~BR-Xの10列の浜堤が発達し、標高15.5 mに達する最高位の離水波食棚を含め、少なくとも11回の離水イベントを記録した地形が分布することが明らかになった。BR-Xは、新旧の地形図の比較や聞き取り調査から、1923年の大正関東地震に伴う1.4 mの隆起で離水している。しかし、1703年の元禄関東地震に関連した離水海岸地形はなく、岩井低地がこの地震で隆起した館山と沈降した保田との中間に位置することや、史料の記載からみて、地殻上下変動がほとんどなかったと考えられる。

このことから、岩井低地は大正型地震のたびに隆起し、それが累積していると考えられ、11回の離水イベントは大正型地震を示している可能性が高い。離水海岸地形の年代からみて、大正型地震は6825~6719 cal yrs BP以降、5304~5055 cal yrs BP以前に少なくとも3回、その後さらに少なくとも3回、そして3300~3100 cal yrs BPに発生している。以降、2306~2229 cal yrs BP以前に1回、1292~1264 cal yrs BP、900 cal yrs BP前後、1923 ADに発生している。これらの年代からみた再来間隔は最短で380年、最長で990年となり、ばらついている。

今後、より多くの年代資料を取得し、岩井低地の離水過程を詳細に解明することにより、大正型地震の発生年代と再来間隔の精度を上げる必要がある。また、本研究ではIW-3の柱状試料から、地震間の逆戻り現象と考えられる層序が検出できた。今後の精査により、地形・地質の証拠から逆戻り量を正確に見積もることができる可能性がある。

謝 辞

現地調査において、千葉大学大学院自然科学研究科大学院生の越後智雄氏、副田宜男氏(現:西日本技術開発(株))、武田大典氏(現:(株)パスコ)、平柳幸彦氏(現:

(株)富士通静岡エンジニアリング)にお世話になった。
 海浜堆積物の堆積相解析の方法については京都大学大学院理学研究科の増田富士雄教授からご教示いただいた。
 ^{14}C 年代の一部は核燃料サイクル開発機構に便宜を図っていただいた。ここに記して謝意を表します。

著者の1人穴倉は、本研究の一部に平成11年度笹川科学研究助成(研究番号11-301, 研究代表者: 穴倉正展)の一部を使用した。

文 献

- 安藤杜夫, 1998, 富山町恩田原遺跡, 平成9年度千葉県遺跡調査研究発表会要旨, 12-13.
 千葉県文化財センター, 1988, 千葉県埋蔵文化財分布地図(4), 37 pp.
 ENDO, K., K. SEKIMOTO and T. TAKANO, 1982, Holocene stratigraphy and paleo-environments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression, *Proc. Inst. Natural Sciences, Nihon Univ.*, **21**, 37-54.
 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介, 1999, 房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物, 第四紀研究, **38**, 41-58.
 原口 強・中田 高・島崎邦彦・小島圭二・石丸恒存, 1998a, 未固結堆積物の定方位連続地層採取方法の開発とその応用, 応用地質, **39**, 59-69.
 原口 強・島崎邦彦・小島圭二・北村精男・中田 高・松岡裕美, 1998b, 地層抜き取り装置による軟弱地盤における定方位連続採取方法, 土と基礎, **46**(2), 24-26.
 原口 強・藤原 治・村岡明子・高田圭太・穴倉正展, 1999, ジオスライサーによる海浜堆積物の定方位採取, 第四紀学会講演要旨集, **29**, 106-107.
 今泉俊文・原口 強・中田 高・奥村晃史・東郷正美・池田安隆・佐藤比呂志・島崎邦彦・宮内崇裕・柳 博美・石丸恒存, 1997, 地層抜き取り調査とボーリング調査による糸静線活断層系・神城断層のスリップレートの検討, 活断層研究, **16**, 35-43.
 茅根 創・吉川虎雄, 1986, 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究, 地理学評論, **59**, 18-36.
 熊木洋太, 1982, 三浦半島の完新世段丘と地殻変動, 国土地理院時報, **54**, 41-49.
 熊木洋太, 1988, 房総半島の完新世旧汀線からみた「大正型」関東地震の平均再来間隔, 地学雑誌, **97**, 144-155.
 熊木洋太, 1999, 相模湾周辺の完新世海成段丘と地震テクトニクス, 第四紀研究, **38**, 525-531.
 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之, 1974, 元禄関東地震(1703年)の地学的研究, 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, 175-192, ラティス.
 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健, 1980, 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動, 地理学評論, **53**, 29-44.
 中田 高・島崎邦彦, 1997, 活断層研究のための地層抜き取り装置(Geo-slicer), **106**, 59-69.
 太田陽子・海津正倫・松島義章, 1990, 日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題, 第四紀研究, **29**, 31-48.
 OZAWA, S., M. HASHIMOTO and T. TADA, 1997, Vertical crustal movements in the coastal areas of Japan estimated from tidal observations, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **43**, 1-21.
 陸地測量部, 1926, 関東震災地一帯に於ける土地の隆起及沈下状態, 地震研究所彙報, **1**, 65-68.
 寒川 旭, 1992, 地震考古学, 中公論社, 251 pp.
 寒川 旭, 1997, 揺れる大地—日本列島の地震史, 同朋舎出版, 272 pp.
 瀬野徹三, 1977, 地殻上下変動より推定された相模トラフ巨大地震の再来周期, 地震2, **30**, 253-264.
 瀬野徹三, 1995, プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店, 190 pp.
 穴倉正展, 1999, 房総半島南部保田低地における完新世海岸段丘と地震性地殻変動, 第四紀研究, **38**, 17-28.
 穴倉正展・後藤 紫・金井憲一・宮内崇裕, 1999, 房総半島における鴨川地溝帯北縁断層・南縁断層の変位地形と完新世の活動について, 活断層研究, **18**, 23-30.
 STUIVER, M. and P. J. REIMER, 1993, Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program, *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
 STUIVER, M., P. J. REIMER, E. BARD, J. W. BECK, G. S. BURR, K. A. HUGHEN, B. KROMER, F. G. MCCORMAC, J. VAN DER PLICHT and M. SPURK, 1998, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP, *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
 SUGIMURA, A. and Y. NARUSE, 1954, Changes in sea level, seismic upheavals, and terraces in the southern Kanto region, Japan (I), *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **24**, 101-113.
 SUGIMURA, A. and Y. NARUSE, 1955, Changes in sea level, seismic upheavals, and terraces in the southern Kanto region, Japan (II), *Jpn. J. Geol. Geogr.*, **26**, 165-176.
 SUGIMURA, A., 1964, Tilted terraces, especially in the southern Kanto district, *Proc. U. S. Japan Conf. Res. Rerat. Earthq. Predict. Probl.*, 91-94.
 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990, 那古地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 48 pp.
 宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 493 pp.
 宇佐美龍夫・内野美三夫・吉村光敏, 1977, 房総半島南部の元禄地震史料, 関東地区災害科学資料センター資料(その9), 62 pp.