

完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動

Crustal movements in the Boso Peninsula from the analysis of height distribution of the highest Holocene paleo-shoreline

宍倉正展¹

Masanobu Shishikura¹

Abstract: The Boso Peninsula is seismotectonically active region, where the highest Holocene paleo-shoreline is distributed up to 30 m above sea level. Two major historical earthquakes of the 1703 Genroku earthquake (M 8.2) and the 1923 Taisho earthquake (M 7.9) occurred along the Sagami Trough off the peninsula. As a result of the component analysis of vertical crustal movements, the height distribution of the highest Holocene paleo-shoreline along the western coast is basically explained by accumulation of the coseismic vertical displacements associated with the Genroku-type earthquake and the Taisho-type earthquake. However, the height distribution of paleo-shoreline along the eastern coast contains other component of uplift. The southernmost part of the peninsula is affected by inter-seismic subsidence.

Key words: Boso Peninsula, the highest Holocene paleo-shoreline, emerged shoreline topography, Genroku Kanto earthquake, Taisho Kanto earthquake

1. はじめに

房総半島に地殻変動を生じさせた巨大地震として歴史的に知られるのは、1703年元禄関東地震 (M 8.2; 以下、元禄地震と呼ぶ) と 1923年大正関東地震 (M 7.9; 以下、大正地震と呼ぶ) である。いずれも相模トラフ沿いに発生したプレート間地震と考えられている(第1図)。陸地測量部(1926)によれば、大正地震の際、房総半島は南端の布良で最大約2m隆起し、北東へ傾動したことが報告されている(第2図a)。一方、元禄地震に関しては、宍倉(2000)が離水海岸地形の詳細な調査から、南端での5m以上の隆起と保田、小湊での約1mの沈降を伴う北への傾動であったことを明らかにしている(第2図b)。

これら2つの地震と同様の地殻変動を伴う地震(それぞれ元禄型地震、大正型地震と呼ぶ)が、過去からくり返し発生していたという考えは古くから報告されている(Imamura, 1928など)。最近では、津波堆積物や低地の微地形に関する調査が進み、相模トラフ沿いの地震の再来間隔や地震性地殻変動と地形発達の関係などについて新たな知見が得られている(藤原ほか, 1997, 1999; 宍倉・宮内, 2001; 宍倉ほか, 2001など)。しかし、地震の記録が地形や地層中に良好に記録されている半島南部に対し、半島中部以北の地殻変動に関しては不明な点が多い。そこで本研究では、半島全域をほぼ同一の時間面で比較する示標として完新世最高位の旧汀線高度に着目した。完新世最高位旧汀線は、一般に後氷期海進最盛期頃の海水準に対応する汀線として広く認定され、その高度は完新世中期以降の地殻上下変動を反映している。本研究では、半島沿岸各地で高度を測定し、元禄型・大正型地震に伴う地殻上下変動の累積量との関係から成分分析を行うことにより、房総半島の完新世地殻変動について検討した。

¹ 活断層研究センター (Active Fault Research Center)

7月24日受付, 8月23日受理

2. 完新世最高位旧汀線の高度分布

房総半島沿岸の完新世最高位段丘は一般に沼段丘や沼面と呼ばれる。Sugimura and Naruse (1954, 1955) は、沼段丘の高度と大正地震時の隆起量との間に正の相関があり、大正地震と同様の地震隆起の累積で説明できると考えた。松田ほか(1974) は、沼段丘の高度分布は元禄地震時と大正地震時の変動を合わせたもの、すなわち元禄汀線の高度分布によく似るとして、元禄 + 大正の変動の累積を沼段丘の高度と関連づけている。しかし Sugimura and Naruse (1954, 1955) の考えは元禄地震を無視していること、松田ほか(1974) が示した元禄地震時の変動は、最近、宍倉(2000) によって改訂されていることなど、従来の研究は再検討の必要がある。また、完新世最高位の旧汀線高度を沼段丘の内縁高度とするにはいくつか問題がある。例えば堆積段丘の場合、陸成層の被覆があることや、化石や堆積構造に基づく証拠がないと、海水準付近の堆積面ではない可能性がある。侵食段丘の場合には、年代による裏付けがないことが多く、より高位の面が侵食によって失われた可能性があることや、岩質や波浪条件によって潮間帯内での形成レベルに地域差が生じていることが挙げられる。本研究ではこのような点に注意し、房総半島沿岸各地で最高位旧汀線の高度を測定した。測定には光波測距儀を用い、一等水準点を基準とした。水準点から遠い場所では、海面からの高度を基に潮位補正を行っている。堆積性の離水海岸地形では、露頭観察やジオスライサー調査による観察(原口ほか, 1999; 宍倉ほか, 2001 など)の結果に基づいて、前浜堆積物や潮間帯に生息する生物化石の高度を測定し、一部で ^{14}C 年代測定を行った。堆積構造が不明で、化石が得られなかった地域では、海成層の上限から旧汀線高度を推定している。岩石侵食性の離水海岸地形が発達する地域では、ベンチやノッチ、海食洞の高度を測定し、現成の地形の観察結果から、潮間帯における形成レベルを考慮して旧汀線高度を推定した。 ^{14}C 年代試料は得られていないが、隆起海食洞などは遺跡となっていることが多く、包含する遺物の年代(千葉県文化財センター, 1988)を参考にした。

測定結果を第1表にまとめ、高度分布を2m 間隔の等高線にして第3図に示す。厳密に言えばこれらは同一時間面の高度分布を示しているわけではなく、隆起速度の速い地域ほど離水時期が早い。例えば南端地域は7,150cal yr BP と推定されている(藤原ほか, 1999)が、それより北の岩井低地は6,800cal yr BP 頃、さらに北の夷隅川下流の桑田で6,300cal yr BP 頃、九十九里浜低地の茂原では6,250cal yr BP 頃であった(第1表)。しかしながら、完新世中期以降における地殻上下変動の累積についておおよその傾向を知ることができる。第3図によると、まず南部では、南端付近の30m から、保田 小湊付近の14m まで高度が北へ急激に減じていることがわかる。これは元禄地震時において隆起する南端から沈降する保田や小湊へ向かって傾動する変動パターン(第2図b)に似ている。また、保田 小湊よりやや北では、大正地震時の変動パターン(第2図a)に似た北東への傾動を読みとることができる。岩瀬勝浦付近より北では、等高線の間隔も広く、東岸の御宿から茂原付近にかけて10m 以上の範囲が広がる。そして半島中～北部にかけて高度は北西へ減ずるようになり、元禄地震や大正地震時の変動とは異なった分布パターンを示している。このように房総半島における最高位旧汀線の高度分布は一定の傾向をもっておらず、場所により地殻変動の性質を異にしていることが窺える。この地殻変動の地域差を定量的に明らかにするため、次章では最高位旧汀線高度の成分について分析する。

3. 完新世最高位旧汀線高度の成分分析

房総半島南部では、元禄型地震や大正型地震のくり返し発生を離水海岸地形の配置から知ることができる。元禄地震で大きく隆起する地域では、その時生じた段丘と似た形状の段丘が高位に3面発達している(中田ほか, 1980 など)。また、岩井低地では大正地震時に生じた離水浜堤と同様の浜堤が合計10列発達する(宍倉ほか, 2001)。これらの地形的特徴から、元禄型地震は最高位旧汀線の離水より4回の発生が推定され、大正型地震は少なくとも11回

発生したことが明らかになっている(宍倉・宮内, 2001)。そこで、元禄型・大正型地震のくり返し発生によって累積する地殻上下変動が、最高位旧汀線高度とどのような関係にあるのか検討していく。

元禄型地震に伴う地殻上下変動の累積量は元禄地震時の変位量 (D_g) の 4 倍、大正型地震については大正地震時の変位量 (D_t) の 11 倍とすれば、総累積量 (D) は以下の式で表される。

$$D=4 \cdot D_g+11 \cdot D_t$$

これに後氷期海進最盛期以降のユースタティックな海面低下 () と元禄型・大正型地震時以外の地殻上下変動 () を加えたものが、最高位旧汀線高度 (H) を示すと考えられ、以下の式で表せる。

$$H=D+ \quad +$$

は Endo *et al.* (1982) によって 2~3m と推定されている。一方、には様々な要素が考えられるが、ここではいったん を省き、各地で得られた D_g , D_t の値から計算した結果 ($D +$) と、そこで実測された最高位旧汀線高度との比較から の成分について考えたい。

実測値と計算値 (を 2m とした場合と 3m にした場合の 2 パターン) を海岸沿いに投影して比較したのが第 4 図である。これによれば半島西岸で比較的良い一致を示し、旧汀線高度が元禄型・大正型地震時の地殻上下変動の累積で基本的に説明できることを示す。しかし、半島南端へいくほど計算値が実測値を大きく上回っており、布良ではおよそ 15m もの差を生じていることがわかる。一方、半島東岸においては鴨川付近より北で全体的に計算値が実測値より小さく、最大で 6~7m 程度の差を生じている。

実測値と計算値との差が の値を示すことから、その分布を平面的に示すと第 5 図のようになる。旧汀線の認定誤差等もあるため、局所的な高まりや低まりが生じるものの、全体的な傾向を見ると、半島西部で の値は小さく、半島東部ほど正の値が大きくなる。また半島南部では、勝山から江見付近を結ぶ線より南へ向かって負の値が急速に大きくなるのがわかる。半島南部で大きな負の値を生じた原因として、まず地震間の逆戻りによる沈降が考えられる。例えば負の最大値を示す布良では、最近 40 年間の検潮記録から、平時の沈降速度は 2.57mm/年と推定されている (Ozawa *et al.*, 1997)。仮に過去 7200 年間に、地震時以外は一定速度で沈降を続けていたとすれば、総沈降量は 18m 以上になり、 の値を説明するのに十分な量となる。このような地震間の沈降はプレート境界に近い半島南端ほど大きいと考えられ、

の負の値も南へ大きくなったと思われる。このほか旧汀線の認定が誤っている可能性も考えられる。最近、石田 (2001) は、香において、従来最高位と考えられてきた旧汀線高度とほぼ同レベルの隆起ノッチの離水年代が、5300 年前頃であることを明らかにし、本来の最高位旧汀線はさらに高い位置にあることを推定した。他の地域の旧汀線についても、これまで ^{14}C 年代などによる裏付けがなかったことから、より高い位置に最高位旧汀線が存在する可能性は十分にありえる。この場合 の負の値はその分だけ小さくなる。

次に半島東部の の値について検討する。 が正の値を示すということは隆起成分を表すので、本地域が半島南部と同様に地震間の沈降を生じていたとは考えにくい。また、実測された旧汀線高度はミニマムの値であり、その認定が仮に誤っていたとしても、より低い旧汀線と誤認することは考えられず、 の値が小さくなることはない。したがって半島東部における の正の高まりは、元禄型・大正型地震による変動の累積だけでは説明できない別の隆起運動が存在することを意味している。第 5 図に基づけば、本地域の完新世地殻変動は北西へ傾動する隆起運動で、その累積量は 6~7m にもなる。そこで次章ではこの隆起運動の性質について検討する。

4. 房総半島東部における完新世の隆起運動

房総半島東部における隆起運動の性質について知るには、沿岸や低地上の微地形や地層に残された証拠から読みとることが重要である。本研究では、九十九里浜南端から御宿にかけての岩石侵食海岸の調査を行ったところ、複数のレベルにベンチやノッチ状の地形を確認することができた(第6図)。これらは低位よりそれぞれ標高1~1.6m, 2.1~2.9m, 3.6~3.8m, 4.9m, 7.5mのレベルに区分され、一見して1~2m程度の間欠的な地震性隆起を示す離水海岸地形に見える。しかしその分布は局所的で、必ずしも連続性が良いわけではない。本地域の岩石海岸は外洋に面し、平時でも波高が高いため、これらのベンチは高潮位時に波をかぶることが多く、場所により2m以上の高度のベンチ上面にまで現生の藻類が付着している。また海食崖の後退速度は年間数10cm以上と見積もられ(Sunamura, 1973)、強い侵食作用も働いていることから、本地域のベンチやノッチが波食等に影響された現成の組織地形である可能性は否定できない。標高3.5mと4.9mのノッチ内に固着する合弁の穿孔貝をそれぞれ¹⁴C年代測定したが、いずれもmodernを示し、離水した証拠は得られなかった。したがって現時点でこれらのベンチ、ノッチを離水海岸地形と認定し、間欠的な地震隆起の証拠とするには問題が残されている。

一方、九十九里浜平野には数十列もの離水浜堤群が発達する。これらは1,800年前頃以降、平均して90年に1列の割合で形成されている(砂村・岡崎, 1993)が、歴史資料等に地震時の隆起によって浜堤が離水した記録はない(森脇, 1979)。即ち、浜堤1列1列が地震隆起イベントと対応しているわけではない。九十九里浜はいわゆる遠浅の砂浜海岸であり、仮に大きい隆起が急激に生じた場合、広い離水面を生じるため、幅狭い浜堤が多数列は発達しにくいと考えられる。しかし、最近、増田ほか(2000)は、浜堤列を横断する方向での前浜堆積物の高度分布が階段状に急変することから、間欠的な地震性隆起の可能性を述べている。今後、地形発達との関係からみた検討や、より広域での前浜堆積物の調査の必要があろう。

ここで仮に本地域の隆起運動を地震性地殻変動によるものとした場合、陸域には顕著な活断層が存在せず、沖合に向かって隆起量が増すことから、震源断層は九十九里浜沖に求められる。例えば本地域沖合には、従来から鹿島房総隆起帯と呼ばれる隆起帯の存在が提唱されている(貝塚, 1974; 菊地, 2001)。鹿島房総隆起帯は、いわゆる関東造盆地運動の中で第四紀以降に顕著になった隆起部とされ、最近では上~中部更新統下総層群の堆積学的研究から注目されている(岡崎ほか, 2001; 中里・佐藤, 2001; 西川ほか, 2001など)。本研究で明らかになった房総半島東部の完新世における北西傾動は、下総層群の傾斜方向に調和的であり、第四紀を通じて一定の傾向の運動が現在まで働いているように見える。貝塚(1974)は房総半島南部が相模トラフ系の地震性地殻変動区であるのに対し、鹿島房総隆起帯は日本海溝系の地震性地殻変動区としての隆起帯をなしていると考えている。日本海溝は北米プレートに太平洋プレートが沈み込むプレート境界であるが、沿岸から200km近く離れており(第1図)、また九十九里浜直下における太平洋スラブ上面の深度は約60kmである(Ishida, 1992)。付近にはプレートの三重会合点があり、北米プレートと太平洋スラブとの間にフィリピン海スラブが挟まれた複雑な配置となっていることから、単純なプレート間地震のモデルでは本地域の北西傾動は説明できないと思われる。一つの可能性として、北米プレート内の断層による地震性地殻変動が挙げられるが、現在のところ少なくとも沖合20km程度の範囲における反射法地震探査断面(石油公団, 2000)では、断層の存在は確認されず、さらに沖合の海底地形にも顕著な変動崖は見られない(第1図)。

一方、本地域における50km超の変動規模は、非地震性の長波長広域地殻変動である可能性も考えられる(宮内ほか, 2001)。しかしながら、軽い地殻の沈み込み等、アイソスタティックな隆起を示す証拠は今のところ得られておらず、非地震性隆起の存在はまだ不明確である。

以上のように房総半島東部の隆起運動についていくつか検討を試みたが、現時点ではその成因を明らかにすることはできなかった。

5. まとめ

本研究では、房総半島沿岸において完新世最高位の旧汀線高度を測定し、元禄型・大正型地震による地殻上下変動の累積量との比較を行った。その結果、半島西岸の旧汀線高度は基本的に元禄型・大正型地震の累積で説明できるが、半島南端では地震間の逆戻りによる沈降が大きく働いていることが推察された。一方、半島東岸では、元禄型・大正型地震による地殻上下変動以外に、別の隆起運動が加わっていることが明らかになった。この隆起運動の成因については様々な可能性が考えられ、特に沿岸の地形・地質からは間欠的な地震隆起を窺わせる。しかし、確実な証拠はまだ見つかっていない。地震性地殻変動を仮定した場合、震源断層は九十九里浜沖合に求められる。北米プレート内の断層が震源断層の可能性もあるが、そのような断層の存在は現時点で不明である。今後、沿岸の地形・地質の証拠をより多く収集し、さらに海域のデータも参考にしながら解明していく必要がある。

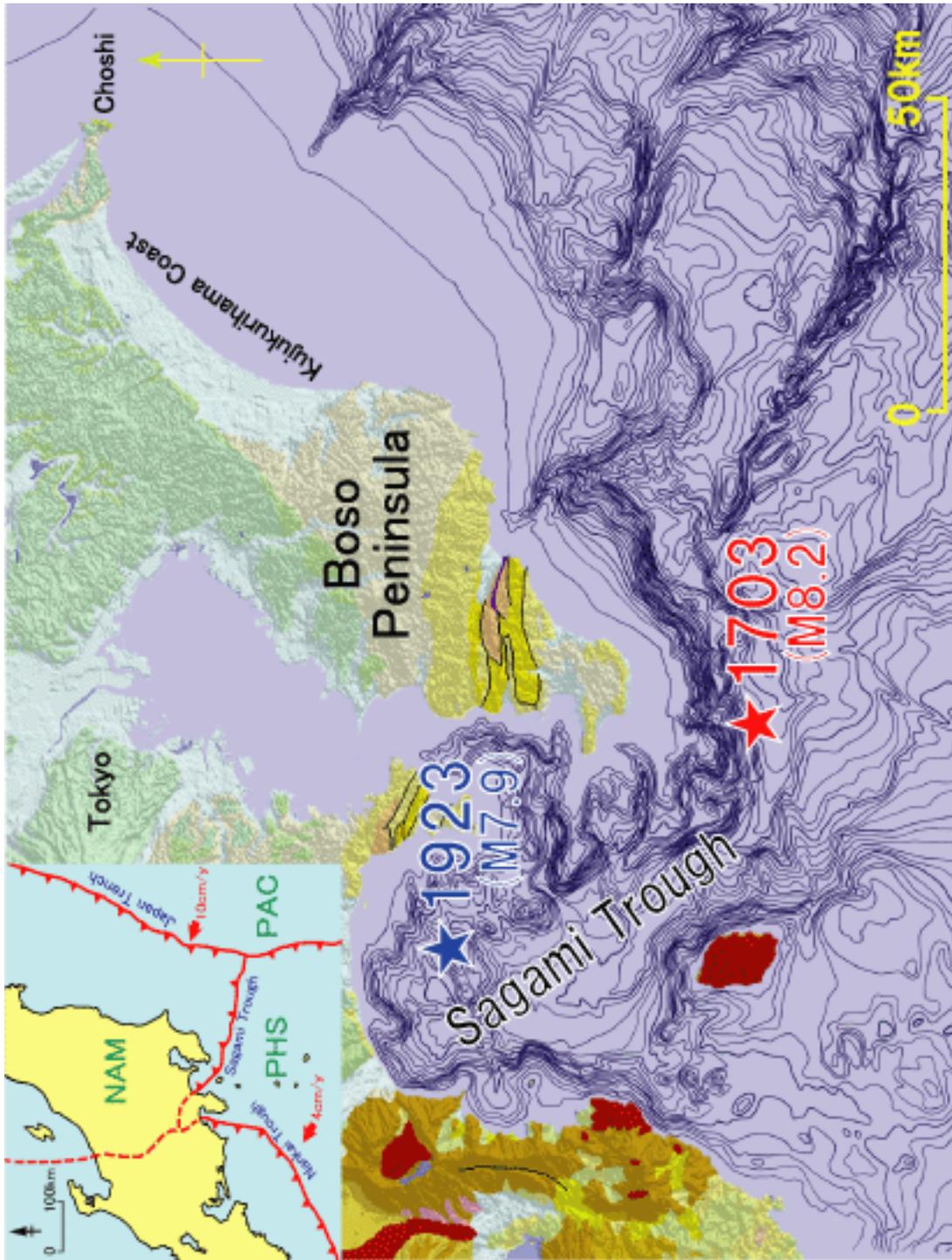
謝 辞

本研究に当たり、千葉大学理学部地球科学科の宮内崇裕先生からはご指導を賜りました。現地調査では同学科学生（当時）の近田華子氏、庄子純子氏にお世話になりました。記して謝意を表します。

文 献

- 千葉県文化財センター（1988）千葉県埋蔵文化財分布地図（4）. 37p.
 地質調査所（編）（1995）100万分の1日本地質図第3版 CD-ROM版．数値地質図 G-1，地質調査所．
- Endo, K., Sekimoto, K. and Takano, T. (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・藤原 治・村岡明子・高田圭太・宍倉正展（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*, no. 29, 106-107.
- Imamura, A. (1928) On the seismic activity of the Kwanto district. *Jap. Jour. Astro. Geophys.*, **5**, 127-135.
- 石田大輔（2001）離水浸食海岸地形からみた房総半島南部館山湾南岸における旧汀線高度．地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Qm-P010.
- Ishida, M. (1992) Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 海上保安庁水路部（1994）房総・伊豆沖海底地形 50万分の1海の基本図 6603.
- 貝塚爽平（1974）関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動．垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, 99-118, ラティス.
- 貝塚爽平・阿久津純・杉原重夫・森脇 広（1977）千葉県の低地と海岸における完新世の地形変化, 付．都川・古山川合流点付近沖積層の珪藻群集．*第四紀研究*, **17**, 189-205.
- 茅根 創・斎藤文紀・鹿島 薫・大嶋和雄（1991）房総半島富津市岩瀬川露頭における完新世高海面の平均海面高度とその¹⁴C年代．*地質調査所月報*, **42**, 125-129.
- 菊地隆男（2001）房総半島の地形から読む中・後期更新世の海水準とテクトニクス．*第四紀研究*, **40**, 267-274.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥（2000）房総半島太平洋側の沖積層と海水準変動 特に関東九十九里浜平野と夷隅川低地の完新統．*日本第四紀学会講演要旨集*, no. 30, 172-173.
- 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．

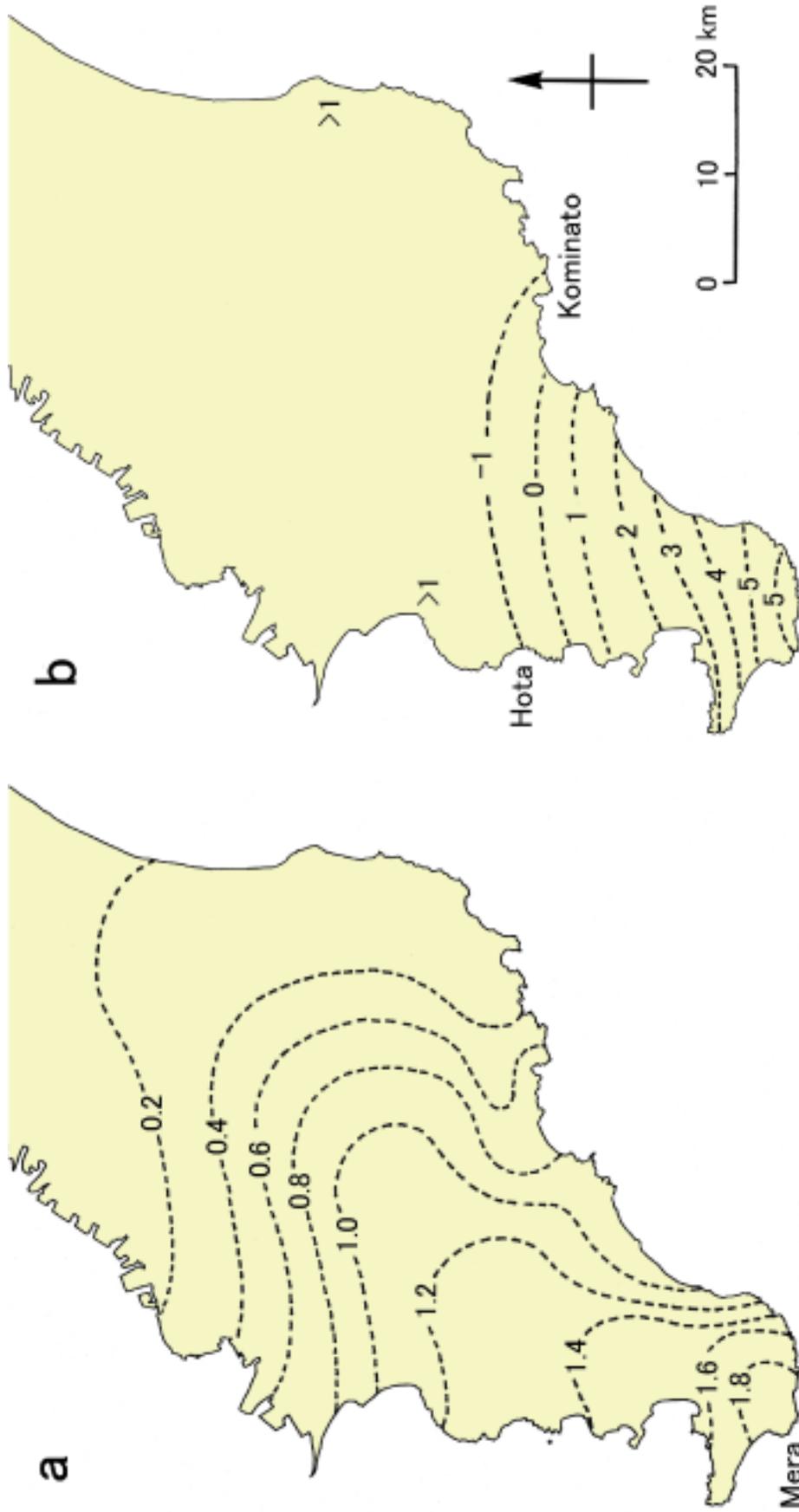
- 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, 175-192, ラティス .
- 宮内崇裕・穴倉正展・越後智雄 (2001) 完新世海岸段丘に記録された下総台地—房総半島の傾動隆起. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Jm-P008 .
- 森脇 広 (1979) 九十九里浜平野の地形発達史. 第四紀研究, **18**, 1-16 .
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **85**, 107-122 .
- 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 .
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. 第四紀研究, **40**, 251-257 .
- 西川 徹・杉本英也・伊藤 慎 (2001) 古東京湾の堆積システムに記録された海水準変動とテクトニクス. 第四紀研究, **40**, 275-282 .
- 新田浩三 (1998) 市原条里制遺跡. 平成 9 年度千葉県遺跡調査研究発表会要旨, 6-7 .
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣 (2001) 更新統下総層群の形成ダイナミクス. 第四紀研究, **40**, 243-250 .
- 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 .
- 石油公団 (2000) 海上基礎物理探査「房総沖浅海域」. 平成 10 年度国内石油・天然ガス基礎調査報告書, 53p .
- 穴倉正展 (2000) 離水海岸地形からみた 1703 年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動. 歴史地震, no. 16, 113-122 .
- 穴倉正展・宮内崇裕 (2001) 房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイスモテクトニクス. 第四紀研究, **40**, 235-242 .
- 穴倉正展・原口 強・宮内崇裕 (2001) 房総半島南西部岩井低地の完新世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周期. 地震 2, **53**, 357-372 .
- Sugimura, A. and Naruse, Y. (1954, 1955) Changes in sea level, seismic upheavals, and terraces in the southern Kanto region, Japan (), (). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **24**, 101-113, **26**, 165-176
- Sunamura, T. (1973) Coastal cliff erosion due to waves-field investigation and laboratory experiments. *Jour. Fac. Eng. Univ. Tokyo*, **32**, 1-86 .
- 砂村継夫・岡崎清市 (1993) 西暦 2100 年における九十九里海岸の汀線位置に関する予測, 日本列島における海岸環境の変遷. 文部省科学研究費補助金 (総合研究 A) (研究課題番号 02302091) 研究成果報告書 (平成 2・3・4 年度), 298-309 .



第1図. 房総半島と周辺の地形・地質陰影、海底地形、海底地形、テクトニックセッティング。

Fig. 1. Shaded-relief, bathymetric chart and tectonic setting in and around the Boso Peninsula.

NAM : 北米プレート, PAC : 太平洋プレート, PHS : フィリピン海プレート. 陸上地質は地質調査所 (1995), 海底地形は海上保安庁水路部 (1994) を使用. 等深線は100m間隔.



1923 Taisho Earthquake

1703 Genroku Earthquake

第2図. 房総半島における元禄および大正関東地震に伴う地殻上下変動.

Fig. 2. Coseismic vertical displacement during the Genroku Kanto earthquake and the Taisho Kanto earthquake in the Boso Peninsula.

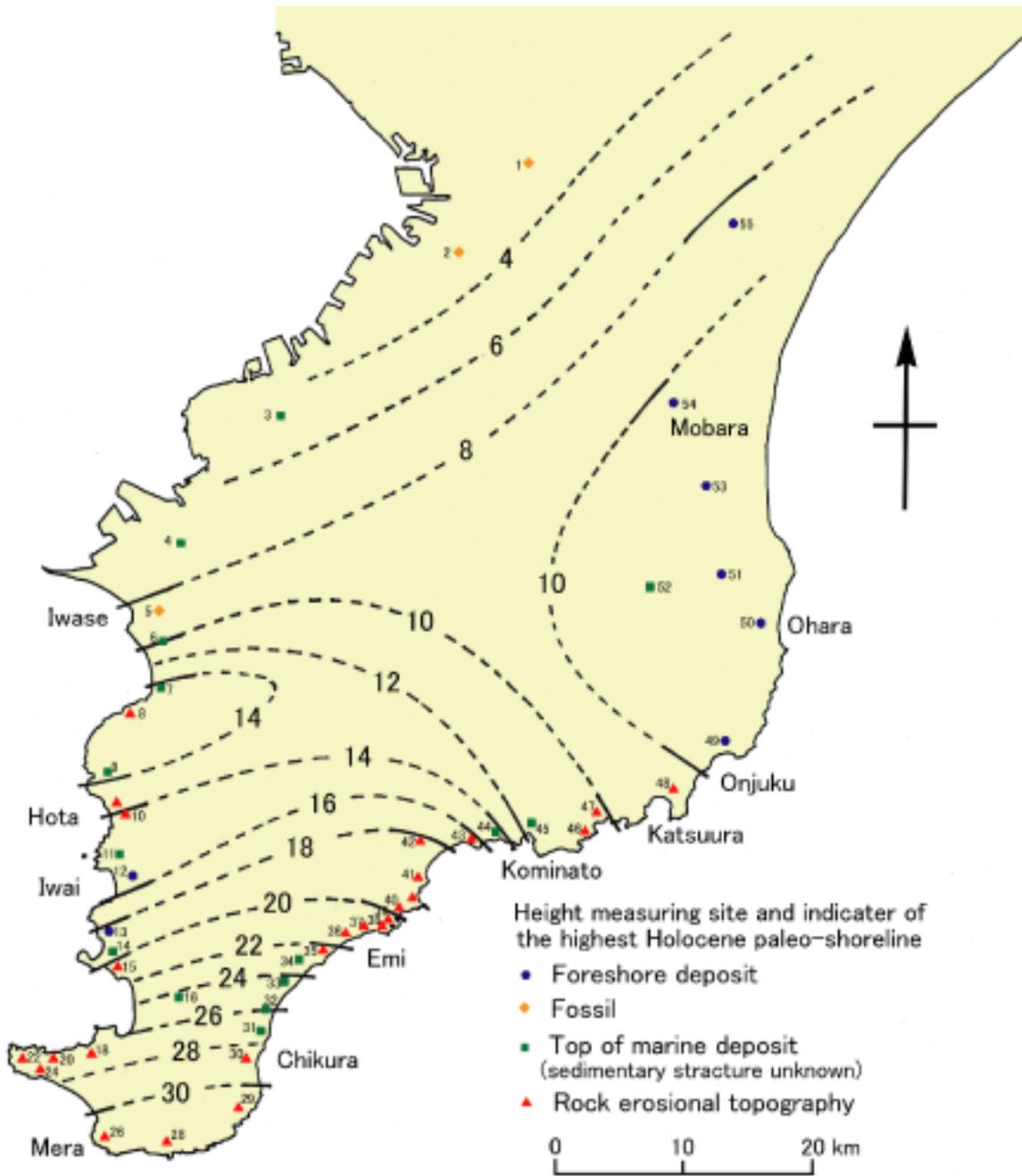
a: 陸地測量部 (1926) に基づく, b: 穴倉 (2000) に基づく. 単位はm.

完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動

Location	1923 Taisho Earthquake	1703 Genroku Earthquake	highest Holocene paleo-shoreline	Sea level indicator	Age (cal yr BP)	Reference
1 Chiba			4	F		Kaizuka <i>et al.</i> (1977) Nitta(1998)
2 Yawata			4	F	Early Jomon	
3 Kisarazu	0.25		4.5	T		Kayane <i>et al.</i> (1991)
4 Kimitsu	0.5		6	T		
5 Onuki	0.8		8	F	6090-5625	
6 Sanuki	1		10	T		
7 Minato	1.2		15	T		
8 Takeoka	1.2		14.5	R		
9 Kanaya	1.3		14.5	T		
10 Hota	1.2	-1	14	R		
11 Katsuyama	1.3		15	T		
12 Iwai	1.4	0	15.5	S	6825-6719	
13 Namuya	1.4		18	S		
14 Tomiura	1.4		19	T		
15 Nago	1.4	2.1	20	R		
16 Hojo	1.5	2.3	24	T		
17 Tateyama	1.6	2.4				
18 Koyatsu	1.6	2.6	27	R		
19 Hamada	1.6	2.4				
20 Mimono	1.6	2.9	27	R		
21 Sakata	1.6	3.1				
22 Sunosaki	1.6	2.7	27	R		
23 Nishikawana	1.6	3.9				
24 Ito1	1.6	3.7	28	R		
25 Ito2	1.6	4				
26 Mera	1.9	5.3	30	R		
27 Takiguchi	1.9	4.6				
28 Nojimazaki	1.8	4.3	30	R		
29 Hiraiso	1.4	5	30	R		
30 Asai	1.2	4.3	28	R		
31 Seto	1.2	4.2	26	T		
32 Shirako	1.1	4	26	T		
33 Kaihotsu	1	3.8	24	T		
34 Mihara	1	2.8	23	T		
35 Wada	0.9		23	R		
36 Makado	0.9	2.3	22.5	R		
37 Emi	0.9	1.7	22	R		
38 Yoshiura	0.9		20.5	R		
39 Tayuzaki	0.9	1.3	19.5	R		
40 Futomi	0.9		19	R		
41 Maebara	0.8		18	R		
42 Kamogawa	0.8	0	18	R		
43 Futama	0.7		16	R		
44 Shinmei	0.7		14	S		
45 Kominato	0.6	-1	11	T		
46 Okitsu	0.4		11	R		
47 Moriya	0.3		10	R		
48 Katsuura	0.28		9.5	R		
49 Onjuku	0.28		10	T		
50 Ohara	0.2		11	S		
51 Kuwata	0.2		11.5	S	6405-6275	Miyachi <i>et al.</i> (2001)
52 Kuniyoshi	0.2		11	T		
53 Ichinomiya	0.2		10	S		
54 Mobar	0.15		10	S	6317-6185	Miyachi <i>et al.</i> (2001)
55 Togane	0		8	S		

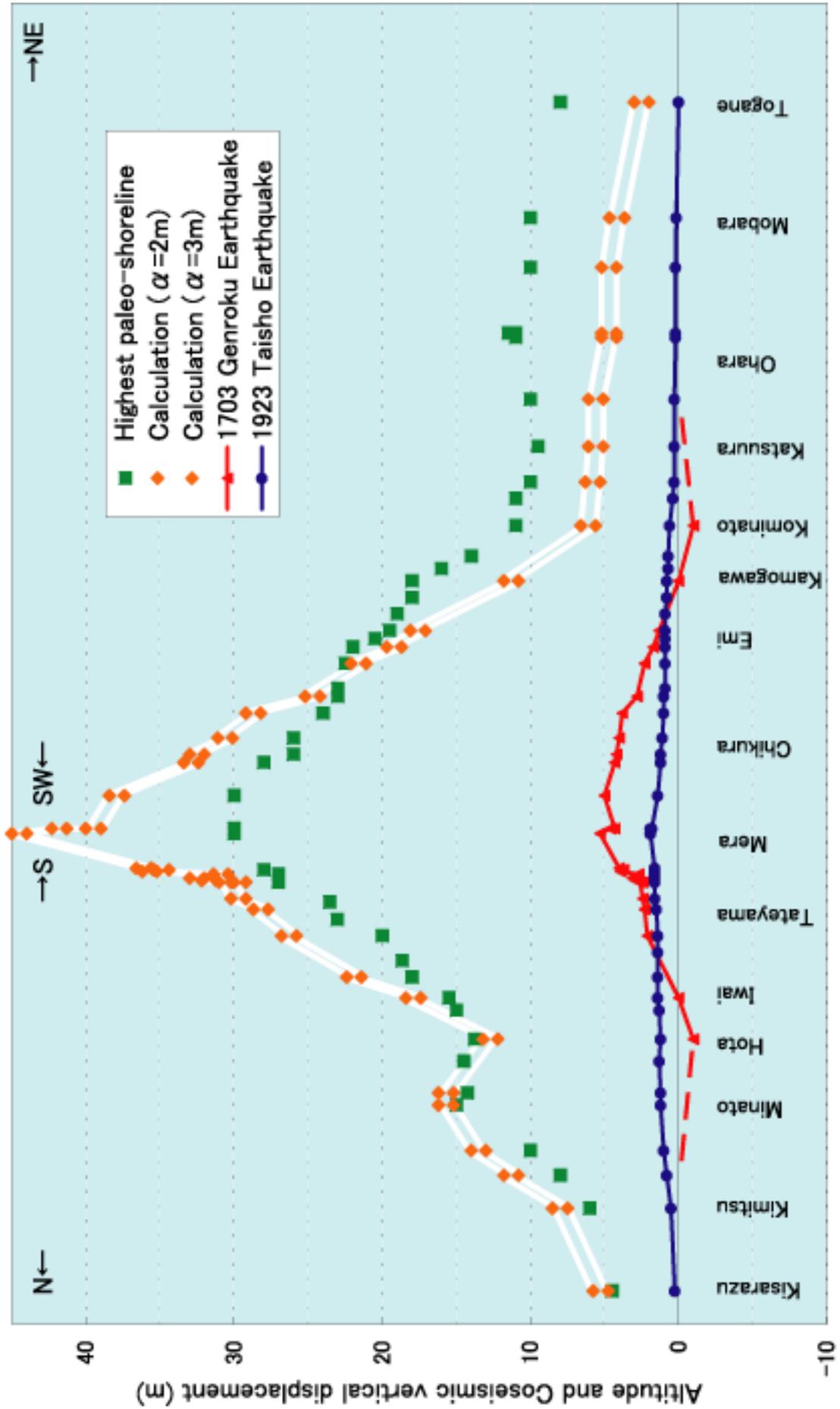
第1表. 房総半島沿岸における地震性地殻上下変動と完新世最高位旧汀線高度.

Table 1. Coseismic vertical displacement and the height of the highest Holocene paleo-shoreline along the coast of Boso Peninsula.

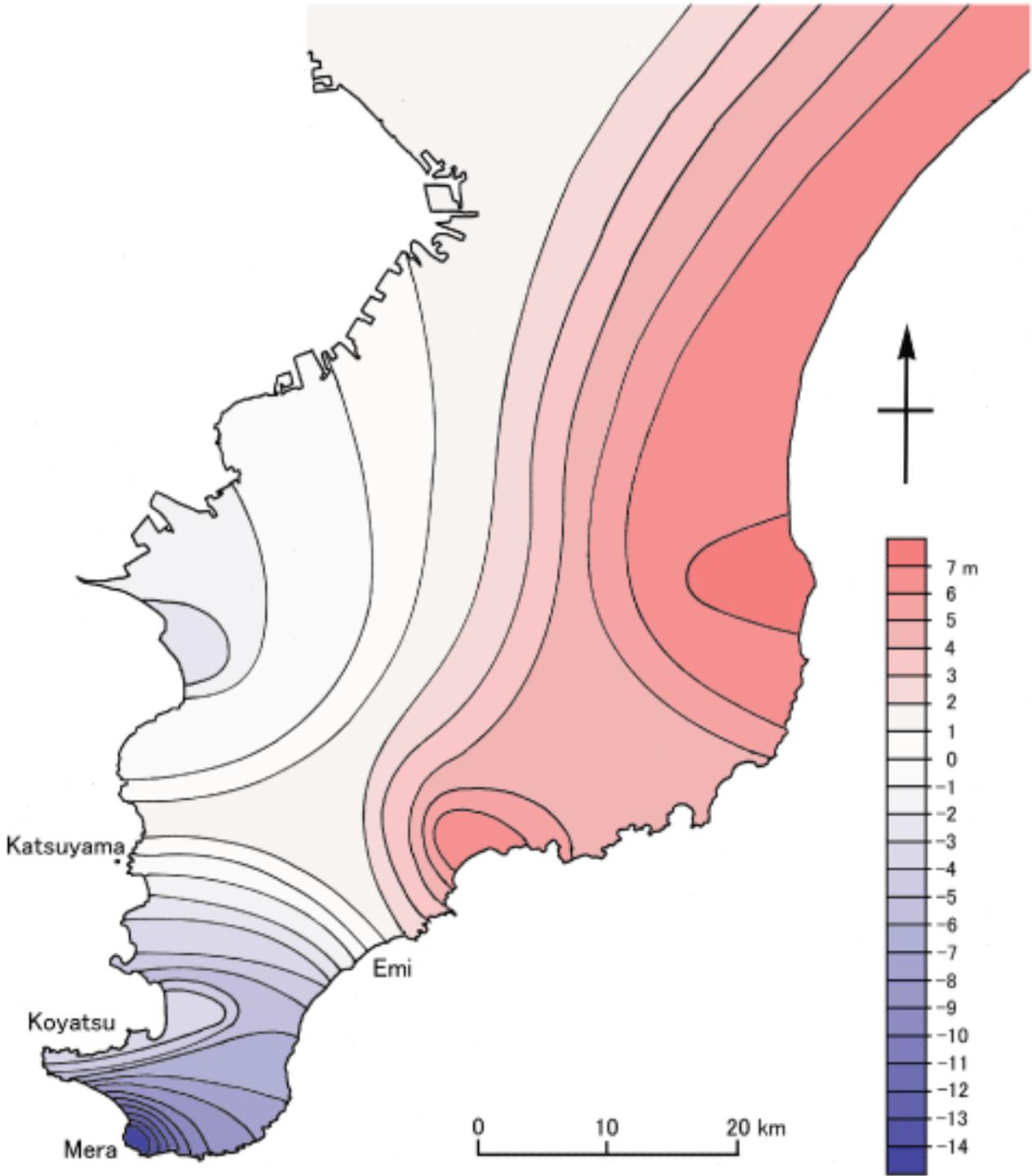


第3図. 房総半島における完新世最高位旧汀線高度分布.

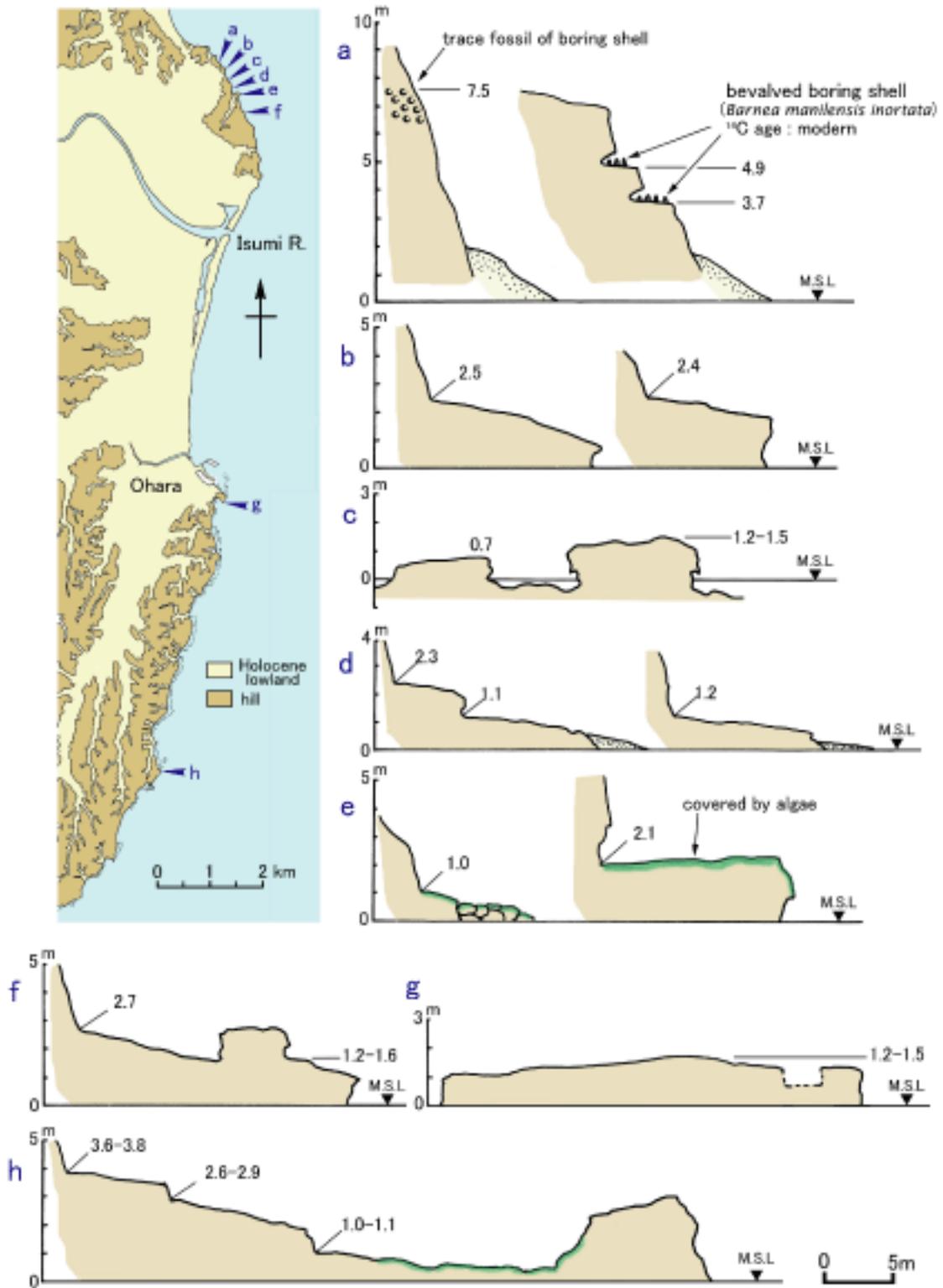
Fig. 3. Height distribution map of the highest Holocene paleo-shoreline in the Boso Peninsula.



第4図. 房総半島沿岸における完新世最高位旧汀線高度の実測値と計算値の比較. および元禄・大正関東地震時の地殻上下変動.
 Fig. 4. Comparison between measurement data and calculation of the highest Holocene paleo-shoreline, and coseismic vertical displacement during the Genroku Kanto earthquake and the Taisho Kanto earthquake along the coast of Boso Peninsula.



第5図. β の等値線図.
Fig. 5. Contour map of β value.



第6図. 房総半島東岸における離水岩石侵食海岸地形.

Fig. 6. Emerged rock-strath shoreline topography in the eastern part of Boso Peninsula.