

房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた 過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起

増田 富士雄* 藤原 治** 酒井 哲弥*
荒谷 忠*

**Relative Sea-level Changes and Co-seismic Uplifts Over Six Millennia,
Preserved in Beach Deposits of the Kujukuri Strand Plain,
Pacific Coast of the Boso Peninsula, Japan**

Fujio MASUDA* , Osamu FUJIWARA** , Tetsuya SAKAI* and Tadashi ARAYA*

Abstract

Relative sea-level changes and variations in shoreline progradation rate over the past 6000 years are elucidated from the elevations of the beach deposits, their ^{14}C ages, and the geographic position of each locality on the Kujukuri strand plain, Pacific coast of the Boso Peninsula, central Japan. These past sea-levels were +4 to +6 m above the modern sea-level (high-stand stage) at 6000 to 5300 calendar years B.P., +3 to +4.5 m (stable stage) at 5000 to 3500 years B.P., declined from +1.2 to +3.4 m to +0.5 to +2.1 m (falling stage) at 3300 to 2250 years B.P., and were -1.5 to -1 m to +1 m (stable stage) from 1650 to 250 years B.P.; sea level is 0 m at present. The detailed changes revealed by this new method strongly imply the existence of several rapid uplifts (0.4 to 1.2 m per event) at 5100 to 5500 years B.P., 3400 years B.P., 2400 years B.P., 1650 years B.P., and 0 to 250 years B.P. The uplifts were co-seismic, because the speed of occurrence seems to have been high, and the events are generally associated with so-called "tsunami deposits." Co-seismic uplift in this region has not been reported previously from historical records or geological evidence.

Key words: beach deposits , co-seismic uplift , Holocene , Kujukuri strand plain , relative sea-level change , shoreline progradation , ^{14}C age

キーワード: 地震隆起 , 海岸線の前進 , 海浜堆積物 , 完新統 , 九十九里浜 , 相対的海水準変動 , ^{14}C 年代

* 京都大学大学院理学研究科地質学鉱物学教室

** 核燃料サイクル開発機構東濃地科学センター

* Department of Geology and Mineralogy, Graduate School of Science, Kyoto University

** Tono Geoscience Center, Japan Nuclear Cycle Development Institute

I. はじめに

房総半島の太平洋側に広がる九十九里浜平野は、長さ約 60 km 幅約 10 km の浜堤列平野である。平野の地形、表層地質、発達史については、森脇 (1979) のすぐれた研究がある。それによれば、九十九里浜平野は約 6000 年前の縄文海進の最高海水準期以後に、海岸が海側に前進してつくられたとされる。したがって、平野の表層部には海浜の堆積物が分布していることになる。

過去の海浜堆積物は、過去に海面がそこにあったことの指標となる。海浜堆積物は堆積相の特徴から認定できるので、海浜堆積物の年代とその分布高度 (標高) がわかれば、相対的海水準変動が求められることになる。海浜堆積物の年代は含まれる貝殻などの ^{14}C 年代値から、分布高度は測量から決めることができる。この相対的海水準変動を求める新しい方法は堆積物を利用するので、その標高が、すなわち過去の海面高度が正確に決まるという利点がある。

ここではこの新しい方法を千葉県九十九里浜平野の真亀川流域で採取された海浜堆積物に適用して、過去 6000 年間の相対的海水準変動を高精度で復元した成果を示し、その結果から、この地域では 1 回に 40 ~ 120 cm も急激に隆起した出来事が少なくとも 4 回はあったことを述べる。

II. 調査地域

調査地域は、千葉県九十九里浜平野中南部の真亀川流域である。海岸線に直交した幅約 3 km の地帯の 19 地点 (図 1) で、試料採取径が約 11 cm のボーリングと試料採取幅が 35 cm のジオスライサー (原口ほか, 1998) による、地下 1.5 m から 10 m の地層 (完新統) の掘削を行い、試料を採取した。地点の間隔は数 100 m から 1 km である。

この地域は、森脇 (1979)、貝塚ほか (1979) によって地形断面が提示されているので、解析結果と地形区分との対応もつきやすいという利点がある。

III. 解析方法

1) 前浜堆積物の認定

過去の海面の指標となる海浜堆積物、特に、潮間帯である前浜 (foreshore) の堆積物の同定を堆積相解析で行う。前浜堆積物は特徴的な堆積相を示すので、地層での認定が比較的容易である (増田・岡崎, 1983; 増田・横川, 1988; 岡崎・増田, 1992)。ここでは九十九里浜のような砂質海岸での前浜堆積物の特徴について述べる。

前浜堆積物は、分級が良い (Friedman, 1961)。それは我が国の現世や地層の例 (増田・横川, 1988; Ito and Masuda, 1989; 村越ほか, 1991) でも確認されている。前浜堆積物の堆積構造は、浅く速い寄せ波・返し波によって遡上帯に形成される流れの高領域 (高流砂階) のベッドフォームである平滑床 (プレーン・ベッド) がつくる直線的で水平な平行葉理からなり、砂鉄などの重鉱物が濃集した葉理を特徴とする (Thompson, 1937; Reineck and Singh, 1980; McCubbin, 1982; 増田・岡崎, 1983; 増田・横川, 1988)。さらに前浜堆積物には、平行葉理からなる堆積物がストーム時の波で侵食されて、その上に再び平行葉理を形成しながら堆積物が重なった時にできる低角のくさび状葉理 (増田ほか, 1995) や、砂粒が前浜面上を粒子流で運搬される時に、粒子同士が衝突して“バグノルド効果”が生じて形成されたとされる厚さ数 cm 以下の逆級化構造を示す層 (Sanders, 1965; Clifton, 1969; 増田ほか, 1995; 増田, 1999) や、日潮不等の潮位差を反映した葉理の厚さの厚い薄いの繰り返しの変化 (Yokokawa and Masuda, 1991) などの特徴がみられる。また、“ヒメスナホリムシの生痕” (菊地, 1972) とされてきた白斑状の生痕, *Macaronichnus segregatis* (Clifton and Thompson, 1978; 奈良, 1994) がみられることも前浜堆積物の特徴のひとつである。

前浜堆積物を特定するには層位による確認も有効である。前浜堆積物が保存されるのは海退期の地層に多く、波浪が卓越する海浜・外浜システムが海側に前進した場合である (増田, 1993)。した

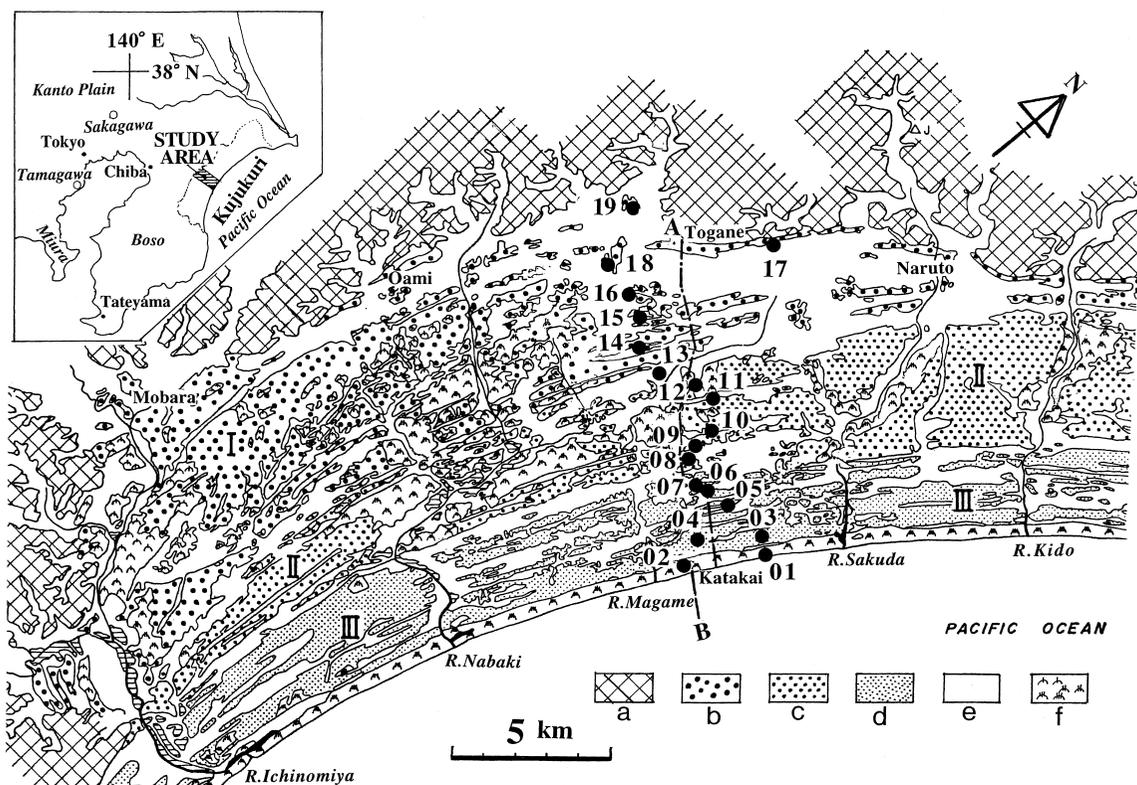


図 1 九十九里浜平野真亀川流域における掘削地点（黒丸：地点 01 ~ 19）。

地形区分図は森脇（1979）を使用。a：台地（基盤），b：第 1 砂堤群（），c：第 2 砂堤群（），d：第 3 砂堤群（），e：潟跡・砂堤間低地・氾濫原など，f：砂丘（）。 は森脇（1979）による砂堤群区分。A B は地形断面および地下地質断面（図 3）の位置。

Fig. 1 Localities of boring sites and landforms in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of the Boso Peninsula, Japan.

がって、前浜堆積物の上位にはより陸側の後浜や海岸砂丘や砂丘間低地や潟の堆積物が、下位には外浜（shoreface）の堆積物がみられる（増田・横川，1988）。それらの堆積物もそれぞれ特徴的な堆積相を示す（Brenchley，1989；斎藤，1989；岡崎・増田，1992；Walker and Plint，1992）ので、前浜堆積物を同定する時の助けになる。

2) 前浜堆積物の標高と海岸線からの距離の測定

前浜堆積物の標高は、水準点からの光波測距儀による測量で求めた掘削地点の標高と、前浜堆積物までの掘削深度とから求めた。前浜堆積物には厚さがあるので、前浜堆積物の標高としては、基底高度と上面高度および中間高度（堆積物の厚さ

の中間の標高）の 3 つが計算できる。

現在の海岸線からの距離は、掘削地点から海岸線に直交した距離を国土地理院発行の地形図（1：25000 地形図）上で求めた。

3) 前浜堆積物の堆積年代

前浜堆積物の年代は、そこに含まれる“現地性と考えられる”貝化石の ^{14}C 年代測定値から求めた。前浜堆積物にそうした貝化石が含まれていない場合には、下位の外浜堆積物に含まれる複数の層準での貝化石の年代値から求めた堆積曲線（増田，1998，2000）を用いて、前浜堆積物の堆積年代を推定した。この方法については後で具体的に述べる。さらに、潟堆積物中の木片試料についても測

表 1 掘削地点の標高と位置（現在の海岸線からの距離）および認定された前浜堆積物の上面と基底の標高と厚さ。
前浜の年代は、前浜堆積物および下位の外浜堆積物内の試料の¹⁴C年代値（表 2）から推定した。地点 13 の年代は参考値（本文参照）。

Table 1 Elevation, position and depositional ages of foreshore deposits in each locality.

地点	標高(m)	海岸線からの距離(km)	前浜		前浜の推定年代 (cal yr B.P.)
			標高(cm)	厚さ(cm)	
01	1.7	0.15	50 ~ < 20	30+	なし
02	2.4	0.17	100 ~ - 60	160	274 250
03	1.1	0.79	90 ~ < 40	50+	なし
04	1.6	0.85	80 ~ - 120	200	750 710
05	2.1	1.55	100 ~ < - 50	150+	1150 1050
06	2.6	2.11	> 110 ~ - 30	140+	1520 1480
07	2.5	2.29	90 ~ - 30	120	1650 1580
08	3.9	3.09	210 ~ 50	160	2260
09	4.3	3.44	190 ~ 40	150	2600 2360
10	4.2	3.75	> 230 ~ - 90	140	2600
11	4.7	4.47	340 ~ 120	220	3320 3270
12	5.2	5.10	440 ~ 240	200	なし
13	3.0	5.56	なし	なし	(3800 3600)
14	6.2	6.52	430 ~ 310	120	4240
15	5.7	7.35	445 ~ 300	145	4750 4560
16	6.7	8.04	470 ~ 300	170	4930 4830
17	7.7	8.75	470 ~ < 420	50+	なし
18	8.1	9.05	600 ~ 410	190	5680 5660
19	10.2	10.38	なし	なし	なし

定した。

“現地性と考えられる”貝化石の試料とは、殻の細かい装飾や模様が良く残っている、薄い殻が壊れていないもの、生息姿勢を示すなど、いわゆる“保存状態が良い殻”である（藤原ほか、2000）。また、ストーム堆積物や津波堆積物などのイベント堆積物を識別して、それを避けて“現地性と考えられる”堆積物から試料を採取した。こうした試料選定を行うことで滑らかな堆積曲線が描けたことなどから、より有効な方法として用いられている（増田、1998、2000；増田ほか、2000、2001；藤原ほか、2000）。

¹⁴C年代値は加速器質量分析法（AMS）で求めた。測定は米国クルーガー社と核燃料サイクル開発機構東濃地科学センターに依頼した。測定値の

暦年補正は、Stuiver *et al.* (1998) の CALIB 4.0 の Method B の方法を用いた。試料が植物化石の場合はその Dataset 1 を、貝化石の場合は Dataset 3 を使用した。後者の場合、海水のリザーバー効果は平均海水による値、400 年として求めた。年代値は 1950 年からの暦年代（年前）で表示する。

IV. 解析結果

1) 前浜堆積物の認定

19 地点のボーリング・コアの堆積相解析から、地点 13 と地点 19 を除いた 17 地点で前浜堆積物が認定できた（表 1）。前浜堆積物と同定した堆積相は、砂鉄質の平行葉理の発達した細粒砂層（図 2A ~ E）、逆グレーディング構造を示す砂層（図 2C

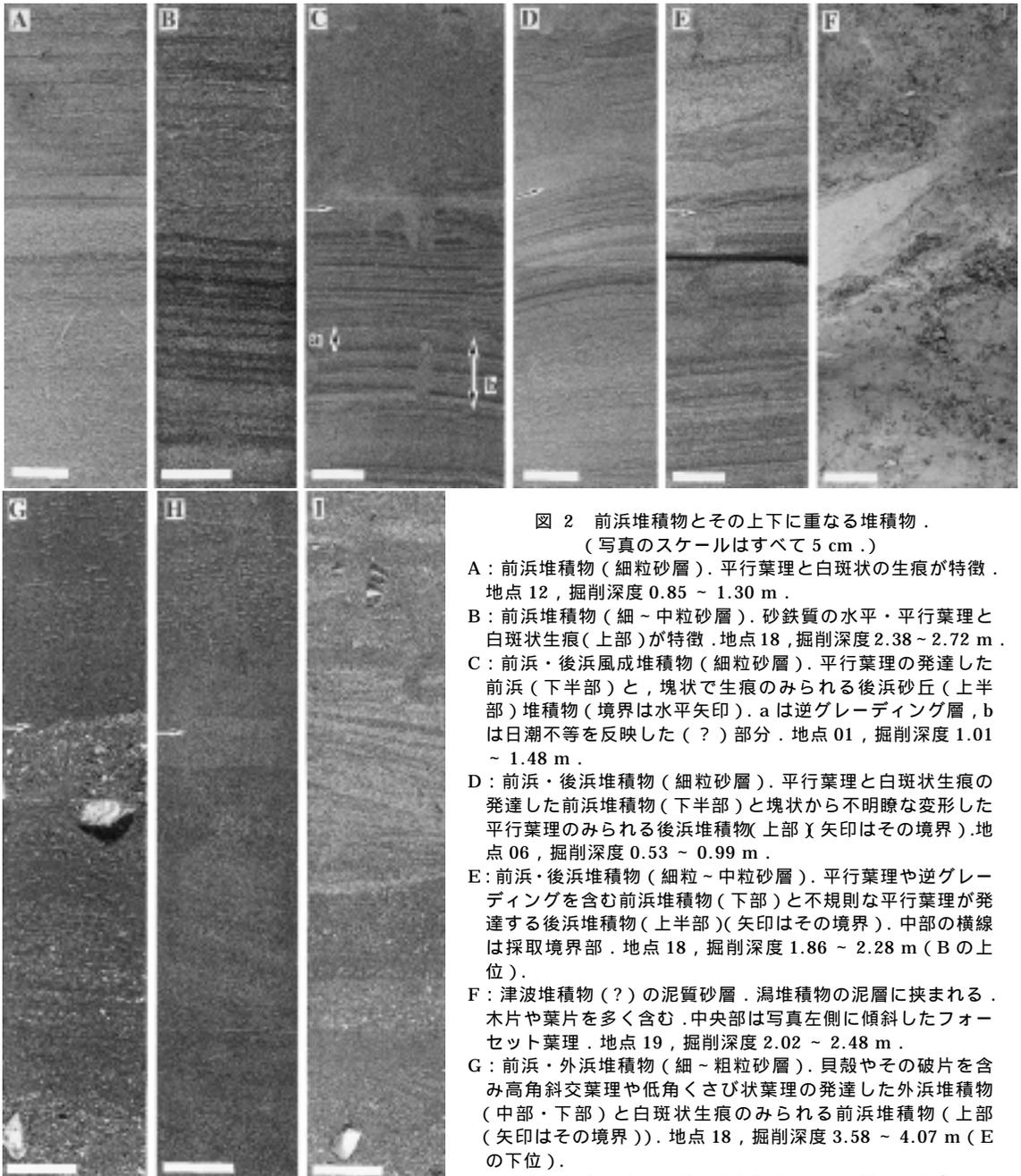


図 2 前浜堆積物とその上下に重なる堆積物 .

(写真のスケールはすべて 5 cm .)

- A : 前浜堆積物 (細粒砂層). 平行葉理と白斑状の生痕が特徴 . 地点 12 , 掘削深度 0.85 ~ 1.30 m .
- B : 前浜堆積物 (細 ~ 中粒砂層). 砂鉄質の水平・平行葉理と白斑状生痕 (上部) が特徴 . 地点 18 , 掘削深度 2.38 ~ 2.72 m .
- C : 前浜・後浜風成堆積物 (細粒砂層). 平行葉理の発達した前浜 (下半部) と、塊状で生痕のみられる後浜砂丘 (上半部) 堆積物 (境界は水平矢印). a は逆グレーディング層, b は日潮不等を反映した (?) 部分 . 地点 01 , 掘削深度 1.01 ~ 1.48 m .
- D : 前浜・後浜堆積物 (細粒砂層). 平行葉理と白斑状生痕の発達した前浜堆積物 (下半部) と塊状から不明瞭な変形した平行葉理のみられる後浜堆積物 (上部) (矢印はその境界). 地点 06 , 掘削深度 0.53 ~ 0.99 m .
- E : 前浜・後浜堆積物 (細粒 ~ 中粒砂層). 平行葉理や逆グレーディングを含む前浜堆積物 (下部) と不規則な平行葉理が発達する後浜堆積物 (上半部) (矢印はその境界). 中部の横線は採取境界部 . 地点 18 , 掘削深度 1.86 ~ 2.28 m (B の上位).
- F : 津波堆積物 (?) の泥質砂層 . 渦堆積物の泥層に挟まれる . 木片や葉片を多く含む . 中央部は写真左側に傾斜したフォーセット葉理 . 地点 19 , 掘削深度 2.02 ~ 2.48 m .
- G : 前浜・外浜堆積物 (細 ~ 粗粒砂層). 貝殻やその破片を含み高角斜交葉理や低角くさび状葉理の発達した外浜堆積物 (中部・下部) と白斑状生痕のみられる前浜堆積物 (上部) (矢印はその境界). 地点 18 , 掘削深度 3.58 ~ 4.07 m (E の下位).
- H : 前浜・外浜堆積物 (細 ~ 粗粒砂層). 斜交葉理や低角くさび状葉理の発達した外浜堆積物 (中部・下部) と白斑状生痕のみられる前浜堆積物 (上部) (矢印はその境界). 地点 16 , 掘削深度 3.44 ~ 3.93 m .
- I : 外浜堆積物 (細 ~ 中粒堆積物). 貝殻やその破片を含み高角斜交葉理や低角くさび状葉理を示す砂層を特徴とする外浜堆積物 . 地点 02 , 掘削深度 4.48 ~ 4.96 m .

Fig. 2 Foreshore deposits and their related sediments.

A and B : foreshore deposits ; C, D and E : foreshore and backshore deposits ; F : tsunami (?) deposits ; G and H : foreshore and shoreface deposits ; and I : shoreface deposits.

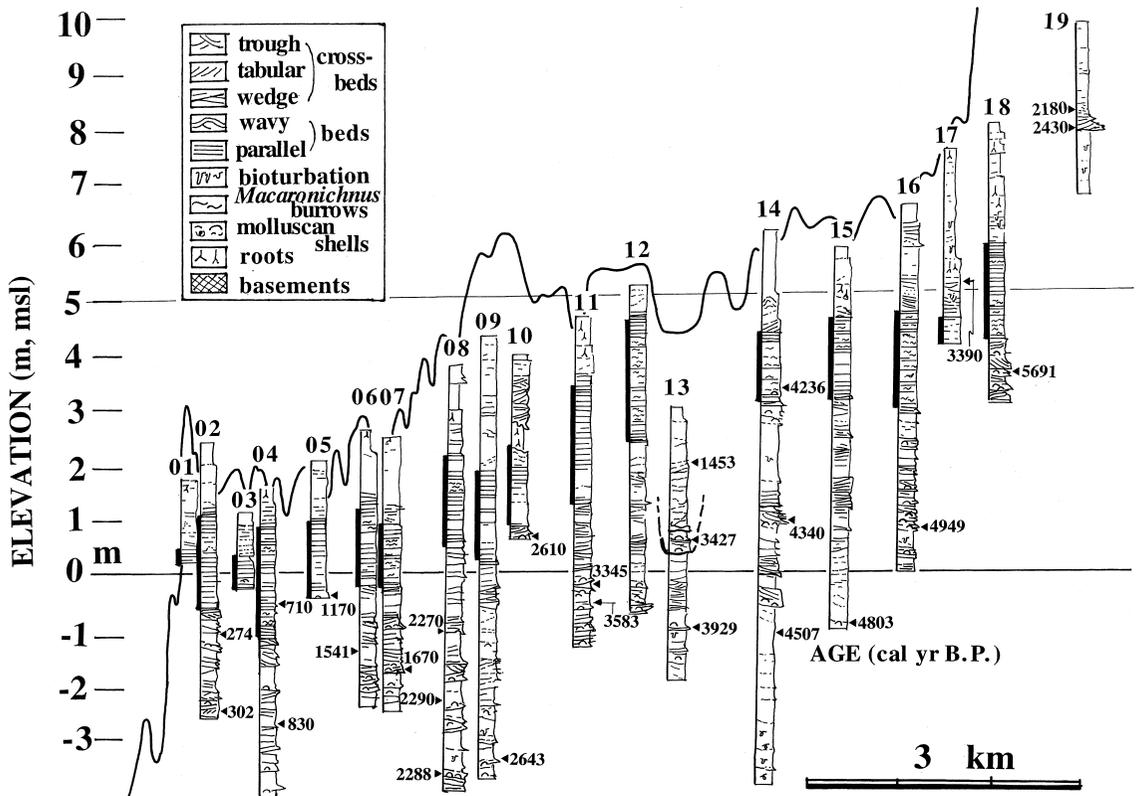


図 3 九十九里浜平野真亀川流域での海岸線に直交した方向での表層地質断面。
柱状図上の数字 (01 ~ 19) は地点番号。柱状図横の数字は年代決定に利用した主な年代値 (表 2 の暦年代の中央値で表示)。柱状図横の太線部は前浜堆積物の層準。地形断面図は森脇 (1979) による。

Fig. 3 Surface geologic succession perpendicular to the shoreline on the Kujukuri strand plain.
Zones with solid lines in columns are the horizons of foreshore deposits.

の a), 日潮不等を反映した厚い薄いを繰り返す砂層 (図 2C の b), 白斑状の *Macaronichnus* 生痕 (図 2A, B の中上部, D の下部) などが特徴である。

前浜 (と考えられる) 堆積物の上位には, 不規則な連続性の悪い平行葉理砂層 (後浜堆積物: 図 2D と E の上部) や, 前浜堆積物より分級が良く塊状または不明瞭な葉理をもつ砂層 (砂丘堆積物: 図 2C の上部) や, 植物根をもった泥層や亜炭質泥層 (後背湿地, 潟, 砂丘間低地堆積物) がみられる。その泥層には, 津波堆積物の可能性がある砂層 (基底は侵食面で, 上下の堆積物より粗粒で, 級化構造や斜交葉理をもち, 植物片 (枝, 葉, 茎)

を多く含み, 潟での津波堆積物の特徴 (Takashimizu and Masuda, 2000) を示す図 2F) を挟む。

一方, 前浜堆積物の下位には, 斜交層理やくさび状層理を示す貝殻まじりの細粒から中粒砂層 (上部外浜堆積物: 図 2G と H の中下部, I) がみられる。

2) 過去の前浜堆積物の分布

掘削地点での, 岩相, 粒度, 堆積構造などを示した地質柱状図を, 海岸線からの距離で同一断面 (図 1 の A-B) に投影し, 地質断面として図示した (図 3)。断面図には, 同定した前浜堆積物の層位を強調して示した。

表2 九十九里浜平野の完新統から得られた¹⁴C年代値．試料No.の初めの2桁数字は地点番号を表す．暦年代値への変換法は本文参照．

Table 2 ¹⁴C ages and informations of samples used in this study.

試料No.	採取深度(m)	試料の種類	¹⁴ C年代(yr B.P.)	暦年代(1 , yr B.P.)
02 1	2.5 2.6	貝	748 ± 44	433 336
02 2	3.4 3.5	貝	625 ± 51	324 223
02 3	4.8 4.9	貝	651 ± 49	349 255
04 1	2.1 2.2	貝	1170 ± 60	758 658
04 2	4.3 4.4	貝	1280 ± 45	880 779
05 1	2.4 2.5	貝	1601 ± 37	1210 1126
06 1	4.0 4.1	貝	1985 ± 34	1576 1505
07 1	1.4 1.5	木片	342 ± 49	398 319
07 2	4.2 4.3	貝	2103 ± 34	1713 1627
08 1	4.8 4.9	貝	2585 ± 50	2313 2201
08 2	6.1 6.2	貝	2635 ± 60	2368 2218
08 3	7.3 7.4	貝	2610 ± 50	2336 2238
09 1	7.6 7.7	貝	2858 ± 38	2705 2581
10 1	3.4 3.5	貝	2926 ± 33	2733 2702
10 2	3.4 3.5	貝	2830 ± 33	2673 2544
11 1	1.5 1.6	植物片	1717 ± 52	1631 1561
11 2	4.8 4.9	貝	3466 ± 38	3385 3305
11 3	5.7 5.8	貝	3675 ± 35	3626 3540
13 1	1.0 1.1	植物片	1558 ± 34	1490 1416
13 2	2.4 2.5	木片	3210 ± 37	3459 3394
13 3	4.0 4.1	貝	3954 ± 37	3980 3878
14 1	2.8 2.9	貝	4160 ± 70	4332 4137
14 2	5.2 5.3	貝	4245 ± 55	4409 4270
14 3	6.2 6.3	貝	4225 ± 55	4390 4251
14 4	7.2 7.3	貝	4375 ± 70	4597 4414
15 1	1.5 1.7	根	1550 ± 32	1489 1431
15 2	6.8 6.9	貝	4577 ± 39	4835 4772
16 1	5.8 5.9	貝	4727 ± 85	3980 3881
18 1	1.3 1.5	根	1867 ± 34	1831 1769
18 2	1.6 1.7	根	1806 ± 31	1782 1703
18 3	4.4 4.5	貝	5344 ± 38	5732 5649
19 1	2.0 2.1	木片	2212 ± 33	2206 2154
19 2	2.3 2.4	木片	2439 ± 37	2488 2362

前浜堆積物の厚さは120～220cmで、標高は陸側（現在の海岸線から遠い）ほど高く、地点18では標高+410～+600cmで、海側の地点02では標高-60～+100cmである（表1）。

3) 過去の前浜堆積物の年代

27個の¹⁴C年代値が、堆積物に含まれる“現地性に近い”と考えられる化石から得られた（表2）。前浜堆積物およびその直下の最上部外浜堆積物から年代値が得られたものは、4地点（地点04, 05, 10, 14）である。それ以外の地点については、同じコアから複数の年代値が得られている4地点

（地点02, 04, 08, 14）の上部外浜堆積物から前浜堆積物への堆積曲線（図4）で、堆積速度が最も速いもの（地点08）と遅いもの（地点04）を推定年代の範囲として、前浜堆積物基底の年代（暦年代）値を推定した（表1）。地点13では前浜堆積物が侵食されて欠けているが、外浜堆積物の2つの年代値とその深度から前浜堆積物の年代を参考値として見積もった。

前浜堆積物の年代は多くの地点では100年以下の年代幅として求まったが、一部の地点では100年以上の年代幅となった（地点09 = 240年、地

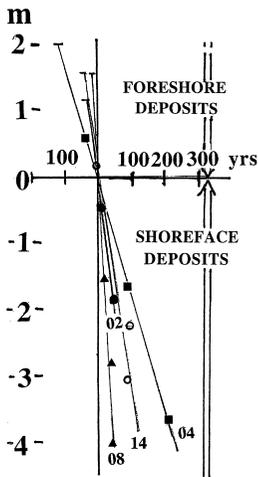


図 4 外浜堆積物の年代から前浜堆積物（基底）の年代値を推定するのに用いた堆積曲線。数字（02, 04, 08, 14）は地点番号。多くの前浜は 100 年以下の時間で堆積していることがわかる。

Fig. 4 Depositional curves of foreshore and shoreface deposits used for age estimation.

点 12 = 110 年, 地点 15 = 190 年)。

この地域の過去の前浜堆積物の基底から上部まで（厚さ 120 ~ 220 cm）は, 110 年以下, その多くは 50 年程度の時間で地層として固定したことがわかる（図 4）。したがって, 解析方法の誤差などを含めると, 前浜堆積物の年代はその基底の年代として計算・表示しているが, 前浜堆積物のこの部分の年代も ^{14}C 年代測定値の誤差程度の範囲に入る。

V. 考 察

1) 過去の海浜堆積物の標高と年代：相対的海水準変動の復元

求めた過去の前浜堆積物の分布高度（図 3, 表 1）と年代値（表 1）から, 年代 標高ダイアグラムを作成した（図 5）。最も陸側の前浜は 5660 ~ 5680 年前のもので, 標高は 4 ~ 6 m にある。これは年代補正などを考慮すると森脇（1979）の結果と一致する。5000 年前 ~ 3500 年前の前浜は標高 3 ~ 4.5 m で一定し, 3300 年前 ~ 2250 年前に

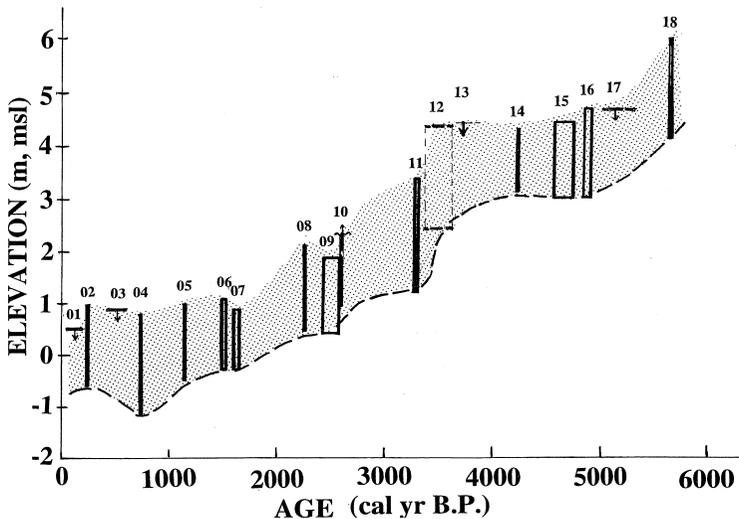


図 5 前浜堆積物の年代と標高の関係。

前浜堆積物は過去の海面の指標となるから, それらを滑らかに結んだ曲線（網部）は, 相対的海水準変動曲線となる。前浜堆積物の上面は侵食されている可能性があるため, 基底を結んだ曲線（破線）が相対的海水準変動曲線と考えることができる。数字（01 ~ 18）は地点番号。各地点の前浜堆積物の年代値は横幅がその推定範囲を示す。矢印は前浜堆積物の層準の下限または上限が不明なもの。

Fig. 5 Temporal variation of the elevation of foreshore deposits during the past 6000 years in the Kujukuri strand plain.

かけて標高は1.2～3.4 mから0.5～2.1 mに低下する。そして1650年前～250年前の前浜標高は-0.5～-1 mから+1 mで一定し、その後現在までに、前浜高度は数10 cm低下している。

過去の前浜堆積物は当時の海岸（海面）の位置を示すので、その分布高度の変動（図5）はこの地域の相対的海水準変動となる。ここで求めた結果は、過去約6000年間の海水準変動曲線としては詳細なものと見える。詳細なものとしては、北海道厚岸湿原で珪藻群集をもとに復元された過去約3000年間の相対的海水準変動曲線（沢井・三塩, 1998）がある。関東地方で報告された詳細な相対的海水準変動曲線としては、調査地域の西方約50 kmの神奈川県多摩川低地（図1）のもの（松島, 1987）や、調査地域の北西約50 kmの千葉県坂川低地（図1）を中心とした古奥東京湾地域のもの（遠藤ほか, 1989）がある。それらは、主に古海面の指示者である潮間帯性の貝化石種の産出高度（深度）と年代値を、年代標高ダイアグラム上にプロットしたものをもとに描かれた。

古奥東京湾のもの（遠藤ほか, 1989）と今回得られた曲線とを比較すると、九十九里浜平野の曲線では、約4000年前のいわゆる“縄文中期の小海退”や約2000年前のいわゆる“弥生の小海退”（太田ほか, 1990）が明瞭でない点と、短い期間（300年以下）に40～120 cmも急激に海面が低下したと考えられる現象が認められる点異なる。

2) 地盤の隆起時期と隆起量

九十九里浜平野で認められた300年以内、おそらくもっと短時間に相対的海水準が40 cmから1.2 mも下がるという現象は、変化の規模と速度から考えるとユースタシーの変動ではなく、また、堆積相が変わっていないことから考えると堆積物供給量の変動に由来するものではない。それはテクトニックな地盤隆起が原因と考えられる。こうした考えの背景には、九十九里浜平野が、関東造盆地運動の東側の隆起帯、あるいは下末吉期以降の地盤変動としての鹿島房総隆起帯の一部に位置づけられる（貝塚, 1974）ことがある。

急激な変動が有意に捉えられるのは、地点01/02間（現在～250年前の約40 cm）、地点09/10間

（2360年前～2600年前の140年間に50 cm）、地点11/12間（3270年前～3550年前の約280年間に約120 cm低下）である。また、地点17/18間（約4900年前～約5650年前の110～120 cm）も同じ傾向の変動ではないかと考えている。そこで、「九十九里浜平野に急激な地盤隆起、すなわち地震隆起があった」ということを強調するように、滑らかな相対的海水準変動曲線（図5）としてではなく、ここでは意図的に急激な隆起を伴った変動曲線として描いた（図6）。

地点01/02間（現在～250年前）での約40 cmの隆起は、歴史記録が残っている期間に発生している。この期間、南関東で知られている大きな地殻変動を伴った地震は、1703年の元禄（関東）地震と1923年の大正地震である。どちらの地震でも隆起は房総半島では南部に限られ、九十九里浜平野が隆起した証拠はないとされる（松田ほか, 1974；宍倉・宮内, 2000）。40 cmの変動量は解析法からして有意なので、今後、ほかの地震による隆起の可能性をも含めて検討したい。

地点09/10間（2360年前～2600年前）で約50 cm隆起した事件の年代は、次の事柄との対応から決めた。地点19の潟堆積物に特異な産状で挟まれる砂層（図2F：潟での津波堆積物の特徴を示す砂層）中の植物遺体の年代（2430年前）と、地点4と地点8の堆積曲線（藤原ほか, 2000；増田ほか, 2001）に認められる外浜堆積物中の明瞭な侵食面が形成された年代（2350年前, 2400年前）から、約2400年前と推定する。

地点11/12間（3270年前～3550年前）の約120 cmの大きな隆起事件の年代は、津波堆積物と考えられる地点13の外浜堆積物中に挟まれる陸源の植物遺体を多く含む粗粒砂層の年代（3427年前）や、地点8の堆積曲線（増田ほか, 2001）に認められる外浜堆積物中の明瞭な侵食面の形成年代（3400年前）から、約3400年前と推定する。

地点17/18間での110～120 cmも大きく隆起した事件の年代は、地点17の前浜年代が求まっていないので、地点16の年代値（4830年前～4930年前）と地点18の年代値（5660年前～5680年前）の間の、より地点18の年代に近い(?)どこ

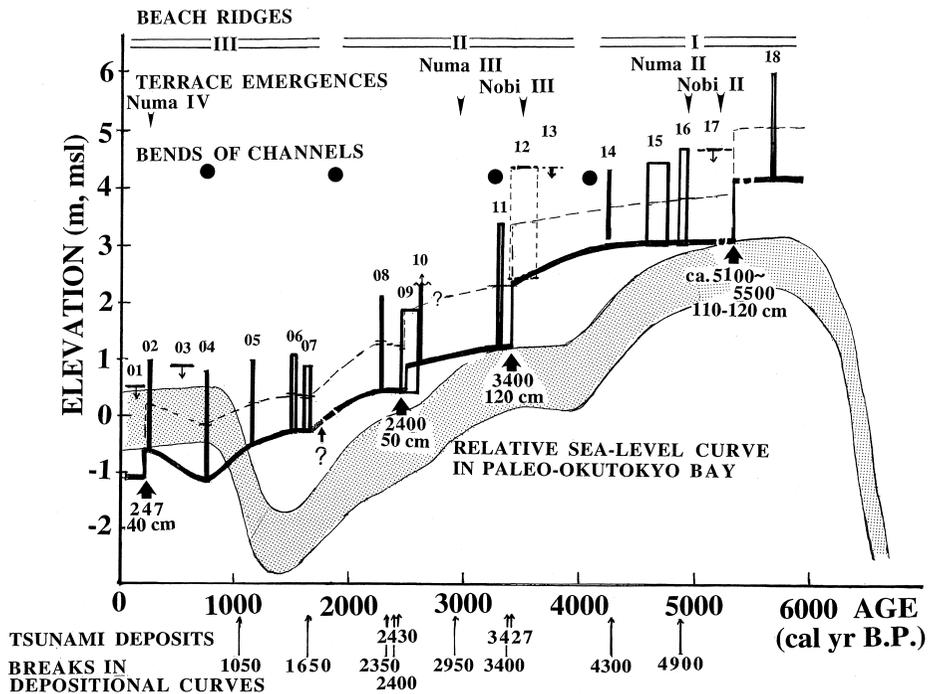


図 6 九十九里浜平野の相対的海水準変動と諸現象。

この相対的海水準変動曲線は図 5 のデータから近接する 2 地点間の前浜堆積物でその標高が有意に違う所で、地盤の急激な隆起があったと考えて描いたもの（前浜基底を結ぶ折れ曲がり部をもった太い曲線）。破線は前浜堆積物の厚さの中間を結んだもの。非変動域を代表する奥東京湾の海水準変動曲線（網部）は遠藤ほか（1989）による。砂堤群は森脇（1979）による。房総半島南部と三浦半島の海岸段丘の離水時期は、中田ほか（1980）と Kumaki（1985）の年代値を補正した年代（藤原ほか、1999）による。九十九里浜平野の河道の急激な屈曲部の形成年代は、その地点の離水年代とした。津波堆積物（？）の年代値は地点 13 と 19 のものである。この地域の完新統コアの堆積曲線の年代ギャップ（海底侵食の時期？）は増田ほか（2001）による。

Fig. 6 Relative sea-level changes and related phenomena during the past 6000 years in the Kujukuri strand plain.

かということになる。年代幅をさらに限定する資料として、九十九里浜平野の北部にある榑海の完新統（干潟層）の、海成層の最上部の¹⁴C年代（未補正年代値）、6100年前と5940年前（辻・鈴木、1977）と5520年前（森脇、1979）を利用する。榑海の離水とこの隆起事件が関係した、すなわち隆起によって榑海が淡水化したと考え、ここではこの事件を5100年前～5500年前としておく。

前浜堆積物の高度の変動（図6）をみると、以上の事件のほかにも急激にその高度が変化しているところ、例えば、地点04/05間や地点07/08間

などにも隆起が想定できそうな時期があるが、今回の報告では傍証がないので、今後の課題としておく。

隆起の時期を、これまでの他の地域で求められている事件の時期と対応してみる。藤原ほか（1999）は、房総半島南部と三浦半島の内湾堆積物から、約1万年前から2500年前の間に7回の津波イベントを検出し、その年代を示している。そのうち九十九里浜平野で検出した隆起と時期が近いものは、5100年前～5500年前の事件である。また、中田ほか（1980）やKumaki（1985）が示

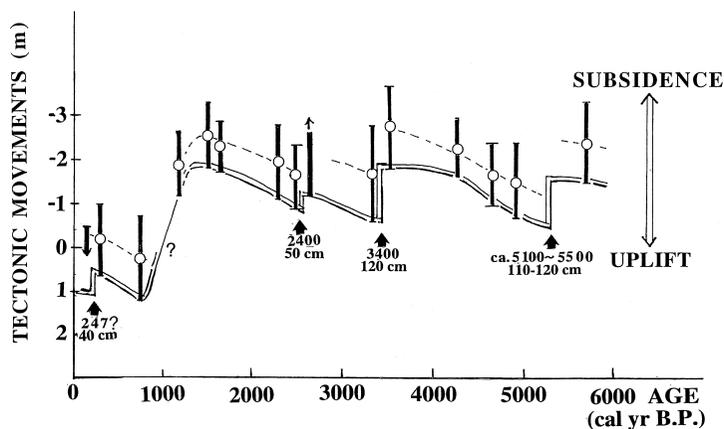


図 7 九十九里浜平野における過去 6000 年間の地盤変動。
 図 6 の九十九里浜平野（変動域）と古奥東京湾域（非変動域）の 2 つの相対的海水準変動の差は、この地域の地盤変動となる。ゆっくりした沈降と急激な隆起という変動を繰り返しているように見える。1150 年前～710 年前の変動はみかけのものと考えられる（本文参照）。丸印は前浜堆積物の中間標高、二重線は前浜堆積物の基底標高のデータを使ったもの。

Fig. 7 Variations of tectonic movements during the past 6000 years in the Kujukuri strand plain.

した海岸段丘の離水時期（藤原ほか（1999）が補正した年代）と近いのは、5100 年前～5500 年前の隆起が野比 段丘の離水 約 3400 年前の隆起が野比 段丘の離水事件である。石田ほか（2000）が房総半島館山地域でノッチを隆起させたとする年代は、九十九里浜平野での 5100 年前～5500 年前の隆起年代に一致する。しかしすでに触れたように、これらは単に年代が近いというだけで、三浦半島と九十九里浜の隆起事件が直接関連するという意味ではない。むしろ九十九里浜平野を急激に隆起させるこれまでに知られていない地震があった可能性を示していると考えている。

3) 地盤の変動像

変動域の海水準変動が、ユースタティックとテクトニックな変動が合わさったものと考え、テクトニックな変動が比較的小さい地域（古奥東京湾）で得られた海水準変動（図 6：遠藤ほか，1989）と比較すると、九十九里浜のテクトニックな変動が分離できる。すなわち 2 地域の変動曲線の差（図 7）が、地盤の変動を表す。

意図的に描いた急激な隆起（このことは後述する）を除いて、データ（図 7 の前浜堆積物の中間標高（丸印））の分布を眺めると、約 6000 年前から約 1200 年前までは 1 m 程度の範囲でばらつき、両地域間での変動傾向に大きな違いはないことがわかる。このことは古奥東京湾地域と九十九里浜平野の相対的海水準変動が、第 0 近似的には同じ傾向であったことを示している。そして、常に九十九里浜平野の方が、古奥東京湾地域より相対的海水準が高かった（図 6）ことを示している。この原因は古奥東京湾地域の堆積物の圧密などによる沈降や、九十九里浜平野地域のハイドロアイススタティックな隆起などが考えられる。

また、710 年前から現在までについては両地域の変動傾向も海水準も、ほぼ同じであったといえる。

1150 年前から 710 年前にかけては九十九里浜平野は古奥東京湾地域より 3 m 程隆起したことになる（図 7）。これは、みかけのものと考えている。それは、古奥東京湾地域の相対的海水準変動にみ

への砂の供給源である海食崖の屏風ヶ浦や大東崎での人間による侵食防止策の影響である。

ここで述べた海岸線の前進速度は、海水準上昇による侵食がなかったとして求めたものである。この手法の問題点がここにある。海水準上昇で海岸線が陸側に後退すると、すでに堆積していた前浜堆積物が侵食され、過去の記録がなくなってしまう。例えば、森脇(1979)が推定している“弥生海退”後の海水準上昇で浜堤が後退した場合などである。この時期の海水準上昇で、仮に前の時代の前浜堆積物が削剥されていれば、海岸の前進速度はみかけ上、小さくなるはずであるが、それは図8からは検知できない。したがって、この時期に海水準上昇があっても規模は小さかったと考えている。

5) 地形との関係

九十九里浜平野の砂堤群(浜堤列群)は、古い方から第1, 第2, 第3に分けられている(森脇, 1979; 貝塚ほか, 1979)。第1/第2境界は地点13のすぐ西(陸側)に、第2/第3境界は地点07と地点08の間にある(図1)。その年代は第1/第2境界が約4000年前、第2/第3境界は約2000年前である。これらは¹⁴C年代値の補正など考えると、森脇(1979)の推定値と一致する。

2つの浜堤列の境界における地盤変動、海岸線の前進速度、海水準変動などは、同じにはなっていない(図6, 図8)。第1/第2境界の4000年前は、やや速い海岸前進と安定した海水準の時期で、第2/第3境界の2000年前はやや遅い海岸前進と低下期~安定期への海水準変化期である。前浜堆積物の高度変化(図6)からすると、第1砂堤群の時期は海水準が安定した時期、第2砂堤群の時期は海水準が低下する時期、第3砂堤群の時期は再び海水準が安定した時期といえる。このことは2つの浜堤列群の境界の形成要因や形成過程が同じではなかったことを示している。

九十九里浜平野では、河川が急激に屈曲する場所がみられる。この屈曲が沿岸流による漂砂に関係したものであることは指摘されてきた(堀川・砂村, 1971; Moriwaki, 1977; 宇多, 1996)。河川の屈曲ができた時期は、そこが離水した時期

とほぼ同じと考えることができる。そこで海岸線に平行なひとつの砂堤は同じ時間に形成されたと仮定すれば、ここで求めた各地点の前浜年代から屈曲した時期が推定できる。それは、地点13/14間(4240年前~3730年前)、地点11(約3300年前)、地点07/08間(2260年前~1600年前)、地点4付近(約750年前)の約4つの時期になる(図6)。その時期のうち1回はすでに述べた急激な隆起の時期(3400年前)にあたり、もう1回は隆起事件が想定できる時期(1650年前)に近い。

もし120cmにも達する急激な隆起が発生した場合、現在の海浜や外浜の地形(千葉県, 1997)で考えてみると海岸線は100~150mも海側に前進するので、沿岸砂州のうち内側砂州は完全に離水してしまうことになる。砂堤は海岸の前進に伴う浜堤の付加によって形成されたものとされている(Moriwaki, 1977)が、その一部に、こうした急激な前進による離水地形や河道の屈曲もあると考えている。

VI. おわりに

九十九里浜平野を例に、前浜堆積物を使って高精度の相対的海水準変動を求める新しい方法を示した。今後、この方法が他の海岸平野にも適用されると、その有効性が実証され、各地の相対的海水準変動や地域的な地盤変動が高い分解能で求められることが期待できる。

この方法では海水準が上昇した場合、波浪による侵食で前浜堆積物が削られてその記録が残らない、という手法自体がもつ問題点がある。しかし、これまでの相対的海水準変動を捉える方法にも多かれ少なかれ問題点はあるので、ここではこの新しい方法の有利な点、すなわち古海面高度が確実に押さえられるという点と、高精度の相対的海水準変動を提示できたことを強調しておく。

文 献

- Brenchley, P.J. (1989) Storm sedimentation. *Geology Today*, 7/8, 133-137.
千葉県(1997)千葉県の自然誌 本編2 千葉県の大地。千葉県, 823p. (2章9節「海洋地質」299-320)
Clifton, H.E. (1969) Beach lamination: Nature and

- origin. *Marine Geology*, **7**, 553-559.
- Clifton, H.E. and Thompson, J.K. (1978) *Macaronichnus segregatis*: A feeding structure of shallow marine polychaetes. *J. Sediment. Petrol.*, **48**, 1293-1302.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田量・高野 司(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, **28**, 61-77.
- Friedman, G.M. (1961) Distribution between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *J. Sediment. Petrol.*, **31**, 514-529.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介(1999) 過去 10,000 年間の相模トラフ周辺での古地震を記録した内湾堆積物. 第四紀研究, **38**, 489-501.
- 藤原 治・鎌滝孝信・増田富士雄(2000) 前進型外浜堆積物中の貝殻の起源: 千葉県九十九里浜の完新統の¹⁴C年代測定値. 月刊地球, **22**, 202-205.
- 原口 強・中田 高・島崎邦彦・今泉俊文・小島圭二・石丸恒存(1998) 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**, 306-314.
- 堀川清司・砂村継夫(1971) 千葉県九十九里海岸における漂砂の卓越方向に関する研究. 土木学会第 18 回海岸工学講演会論文集, 417-422.
- 石田大輔・遠藤邦彦・米田 穰(2000) 侵食海岸地形からみた房総半島南端にみられる沼面の再検討. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 337.
- Ito, M. and Masuda, F. (1989) Petrofacies of Paleotokyo Bay sands, the Upper Pleistocene of central Honshu, Japan. In Taira, A. and Masuda, F. eds.: *Sedimentary facies in active plate margins*. TERRA Pub. Co., Tokyo, 275-293.
- 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. ラティス, 99-118.
- 貝塚爽平・阿久津 純・杉原重夫・森脇 広(1979) 千葉県の低地と海岸における完新世の地形変化. 第四紀研究, **17**, 189-205.
- 菊地隆男(1972) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質学雑誌, **78**, 137-144.
- Kumaki, Y. (1985) Holocene marine terraces and their deformations in the coastal area of southern Kanto, Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **58B**, 49-60.
- 増田富士雄(1993) シークェンス層序学: 我が国における陸域地質への適用例. 石油技術協会誌, **58**, 292-310.
- 増田富士雄(1998) 高密度で測定された¹⁴C年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑誌, **107**, 713-727.
- 増田富士雄(1999) 北青木遺跡の海浜堆積物. 「北青木遺跡発掘調査報告書 第 3 次調査」神戸市教育委員会, 66-74.
- 増田富士雄(2000) 堆積曲線から求める堆積年代と累重速度. 月刊地球, **22**, 191-197.
- 増田富士雄・岡崎浩子(1983) 筑波台地およびその周辺台地の第四系中にみられる方向を示す構造. 筑波の環境研究(筑波大学), **7**, 99-110.
- 増田富士雄・横川美和(1988) 地層の海浜堆積物から読み取れるもの. 月刊地球, **10**, 523-530.
- 増田富士雄・岡崎浩子・横川美和・村越直美・酒井哲弥(1995) 更新統の海浜堆積物に対する MINI-SEQUENCE STRATIGRAPHY. 地質学論集, **45**, 101-109.
- 増田富士雄・宮原伐折羅・広津淳司・入月俊明・岩淵洋・吉川周作(2000) 神戸沖海底コアから推定した完新世の大阪湾の海況変動. 地質学雑誌, **106**, 482-488.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠・田村亨・鎌滝孝信(2001) 千葉県九十九里浜平野の完新統の発達過程. 第四紀研究, **40**, 223-233.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之(1974) 元禄関東地震(1703)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. ラティス, 99-118.
- 松島義章(1987) 川崎市内沖積層の総合研究. 川崎市博物館資料収集委員会, 145p.
- McCubbin, D.G. (1982) Barrier island and strand plain facies. In Scholle, P.A. and Spearing, D. eds.: *Sandstone depositional environments*. Amer. Ass. Petrol. Geol., 247-279.
- Moriwaki, H. (1977) The formation of sandy ridges on the Kujyukuri coastal plain, central Japan. *Geogr. Repts., Tokyo Metropolitan Univ.*, **12**, 105-116.
- 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.
- 村越直美・伊藤 慎・増田富士雄(1991) 古東京湾域の砂の粒度特性. 堆積研報, **34**, 143-147.
- 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.
- 奈良正和(1994) “ヒメスナホリムシの生痕化石”の形成者は何か? 生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム. 化石, **56**, 9-20.
- 岡崎浩子・増田富士雄(1992) 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, **98**, 235-258.
- 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.
- Reineck, H.-E. and Singh, I.B. (1980) *Depositional sedimentary environments*. 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin, 549p.
- 斎藤文紀(1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, **98**, 164-179.
- Sanders, J.E. (1965) Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In Middleton, G.V. ed.: *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. SEPM Spec. Publ., **12**, 192-219.
- 沢井祐紀・三塩和歌子(1998) 北海道東部厚岸湿原における過去 3,000 年間の海進・海退. 第四紀研究, **37**, 1-12.
- 宍倉正展・宮内崇裕(2000) 房総半島の地形形成とサイスモテクトニクス. 第四紀学会講演要旨集, PS-10, 168-171.

- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration 24,000 0 cal. BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041 1083.
- 砂村継夫(1996) 土木工事による海岸地形の変化 . 小池一之・太田陽子編 : 変化する日本の海岸 . 8章 , 古今書院 , 137 156 .
- Takashimizu, Y. and Masuda, F. (2000) Depositional facies and sedimentary successions of earthquake-induced tsunami deposits in Upper Pleistocene incised valley fills, central Japan. *Sedimentary Geology*, **135**, 231 239.
- Thompson, W.O. (1937) Original structures of beaches, bars, and dunes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **48**, 723 752.
- 辻 誠一郎・鈴木 茂(1977) 九十九里平野北部の沖積世干潟層の花粉分析的研究 . 第四紀研究 , **16** , 1 12 .
- 宇多高明(1996) 海岸における地形学的視点の重要性 千葉県九十九里海岸を例として . 日本地形学連合編 : 地形学から工学への提言 4 . 古今書院 , 109 138 .
- Walker, R.G. and Plint, A.G. (1992) Wave- and storm-dominated shallow marine system. In Walker, R.G. and James, N.P. eds. : *Facies models*. Geol. Ass. Canada., 219 238.
- Yokokawa, M. and Masuda, F. (1991) Tidal influence on foreshore deposits, Pacific coast of Japan. In Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, A. and Rahmani, R.A. eds. : *Clastic tidal sedimentology*. Canadian Soc., Petrol. Geologists, Memoir 16, 315 320.

(2001年2月13日受付, 2001年4月16日受理)