

房総半島南西部における離水浜堤列の調査 —大正型関東地震の発生日代の推定—

Survey report of emerged beach ridges in the southwestern part of Boso Peninsula – Timing of the Taisho-type Kanto earthquake –

宍倉正展¹・鎌滝孝信²・高田圭太³・鈴木敬一⁴・岡村行信⁵

Masanobu Shishikura¹, Takanobu Kamataki², Keita Takada³, Keiichi Suzuki⁴ and Yukinobu Okamura⁵

^{1,2,5} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, m.shishikura@aist.go.jp)

³ 復建調査設計株式会社 (Fukken Co. Ltd.)

⁴ 川崎地質株式会社 (Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd.)

Abstract: Emergence of the beach ridge induced by coseismic uplift during the 1923 Taisho Kanto earthquake (M 7.9) has been documented along the southwestern coast of Boso Peninsula. Similar emerged beach ridges developed in Holocene lowlands of Iwai, Tomiura and Tateyama may indicate the coseismic uplift of the Taisho-type earthquake, which have repeatedly occurred along the subduction zone of Sagami Trough. To reveal their ages, we conducted Geo-slicer survey at six sites, and the ground penetrating radar (GPR) survey along one line. Lithofacies of geo-slicer cores represent abrupt change from upper shoreface to foreshore. Result of foraminifer analysis supports this environmental change. The GPR data show a sequence boundary which is identified as buried scarp continuing to emerged beach ridge. These facts suggest that most of emerged beach ridges in this area were formed by intermittent uplift events. However, a few of emerged beach ridges in Tateyama are not considered to be related with uplift events, because no distinct unconformity can be identified from the GPR data. As a result of these analyses, we detected five Taisho-type events which are newly dated to be 2400-2500, 2700-2800, 3300, 3700 and 6000 cal yBP.

キーワード: 房総半島, 浜堤, 大正型関東地震, ジオスライサー, 地中レーダー

Keywords: Boso Peninsula, beach ridge, Taisho-type Kanto earthquake, Geo-slicer, Ground Penetrating Radar

1. はじめに

北米プレートとフィリピン海プレートの境界である相模トラフ沿いでは、1703年元禄関東地震(M 8.2; 以下、元禄地震と呼ぶ)および1923年大正関東地震(M 7.9; 以下、大正地震と呼ぶ)の2回の歴史地震が知られており、南関東において地殻変動を伴っている(第1図)。元禄地震は大正地震よりも震源域が南東に延び、一回り大きい地震だったと考えられており(笠原ほか, 1973など)、房総半島南部では場所により隆起量が2~3倍も大きかった。それぞれの地震の隆起量に対応し、元禄地震時に離水した段丘地形は、大正地震時より高く、幅も広い。この歴史地震による隆起地形よりさらに高位にも、複数のレベルで離水海岸地形が発達しており、その分布形態からみて、過去にも元禄型と大正型の2つのタイプの地震がくり返し生じていたことが明らかになっている(松田ほか, 1974; 茅根・吉川, 1986; 宍倉・宮内, 2001)。元禄型地震は中田ほか(1980)による

沼面群の調査から、7200, 5000, 3000年前頃に発生したと推定されている。一方、大正型地震は、宍倉ほか(2001)による岩井低地の離水浜堤の調査から、少なくとも11回生じていたことが確認され、一部のイベントについて発生日代も推定されている。しかし、推定年代幅が大きいため発生日代が不明瞭なイベントや、まだ年代資料の得られていないイベントがある。相模トラフ沿いにおけるプレート間地震の再来間隔を精度良く評価するためには、これら未解明のイベントの年代を明らかにする必要がある。そこで、大正型地震に関連した浜堤の離水過程と年代を明らかにするため、房総半島南西部の岩井低地、富浦低地、館山低地において、2004年11月1~6日および2005年1月13~15日にジオスライサー調査、2005年1月24~25日に地中レーダー探査(以下、GPR探査と呼ぶ)を行った(第1図)。また、ジオスライサー調査で得られた試料について、年代測定をベータアナリティック社に、また、有孔虫分析を株式会社パレオ・ラボにそれぞれ依頼した。

2. 岩井低地における調査

岩井低地は10列の浜堤（高位からBR-I～Xと呼ぶ）が発達している。最も海側のBR-Xが大正地震時に1.4 mの隆起で離水している。BR-I～IXはBR-Xと同様の幅を持ち、比高1～1.5 m程度で高位から徐々に高度を減じて分布していることから、それぞれ大正型の隆起イベントで離水したと考えられている（宍倉ほか，2001）。離水年代は、これまでの調査から、BR-II：5300 cal yBP以前、BR-VI：3300 cal yBP頃、BR-VIII：1400 cal yBP頃、BR-IX：900 cal yBP頃、BR-X：AD1923であることが明らかになっている。今回の調査では、BR-VIIとVIIIの堤間湿地に位置する地点：IW01、およびBR-IとIIの堤間湿地に位置する地点：IW02の2地点においてジオスライサー試料を採取した（第2図）。

2.1 IW01 コアの解析

IW01 コアは、波食棚と思われる基盤岩上に貝殻混じりの砂礫が分布し、その上位に平行ラミナを伴った細粒砂が堆積している様子が観察された（第3図）。この細粒砂層中からは、潮間帯に生息するフジノハナガイ（*Chion semigranosus*）の化石が採取された。この試料から得られた¹⁴C年代をStuiver *et al.* (1998)に基づいて校正した結果、2730-2500 cal yBPの年代が得られた（第1表）。なお、海洋リザーバー効果については ΔR を0と仮定した。層相や化石からみて、この細粒砂層は前浜堆積物と判断される。微地形の配置からみて、この前浜堆積物はBR-VII形成時の海水準に対応して堆積している。

前浜堆積物の上位には、斜交ラミナを伴い、細礫や貝殻片が多量に混じる中～粗粒砂層が層厚約0.5 mで分布し、イベント性堆積物の様相を呈する。この砂礫層をやや泥質な無層理の細～中粒砂が覆っており、後浜から砂丘の堆積物と考えられる。したがって、IW01 コアの解析から、2730-2500 cal yBP頃は前浜の環境にあり、その後BR-VIIが離水してイベント性堆積物を挟んで後浜から砂丘の環境になったと推定できる。

2.2 IW02 コアの解析

IW02 コアは、深度3 m付近に植物片と貝殻片が乱雑に密集したイベント性の堆積物が観察され、これを境に上位は前浜堆積物と思われる細粒砂層、下位は上部外浜と思われるシルト～極細粒砂層が分布する（第3図）。地形的な位置からみて、下位の上部外浜堆積物の堆積時の汀線はBR-I、上位の前浜堆積物の堆積時の汀線はBR-IIにそれぞれ対応する。

これらの各層準について、堆積時の環境を知るため、深度2.2～3.2 mから合計6試料を採取し、有孔虫分析を行った（第4図）。その結果、全体を通して浮遊性有孔虫はあまり検出されず、外洋の影響を受

けにくい内湾的な環境を示した。特に最上位の細粒砂層中の1試料からは有孔虫化石自体がほとんど検出されず、これは前浜の環境で選択的に流れてしまったか、あるいは汽水～淡水の影響を受ける環境であった可能性が考えられる。

下位の5試料については、検出される有孔虫の環境指標種群によってI帯、II帯に区分すると、I帯は最下位のシルト～極細粒砂層からの2試料で、藻場種群や内部浅海帯の種が優占的に出現する。これは藻場の存在する内湾の浅海域であったと考えられる。その上位のII帯はイベント層準に対応する3試料で、藻場種群と他の浅海種が卓越している。また、底性有孔虫の含有率がI帯よりも倍以上に増加し、より広い環境を示すとともに、大型の個体に破損したものがやや多く認められる。このような特徴は、海側からの一時的な強い営力により運搬され、再堆積したことを示し、津波を示している可能性が高い。

以上より、津波の可能性のあるイベント堆積物を境に浅海化が生じていることがわかり、地震に伴う隆起イベントがあったことが推定される。これはBR-Iの離水に関連していると考えられる。

イベント堆積物から得られた規定の¹⁴C年代は、種子が5200 yBP頃、貝殻が6450 yBPを示し、同一層準で大きく異なる（第3図、第1表）。いずれも異地性の試料であるが、種子の試料は根茎のように若い炭素が上位から混入したとは考えにくく、また、貝殻片の年代については、上位と下位の層準における貝殻片の年代（それぞれ6330 yBP、6530 yBP）と矛盾が無い。したがって、これらはほぼ同時期の試料の可能性が高く、両者の年代差（1250 ¹⁴Cy）は、当時の海洋リザーバー効果を示している可能性がある。この値は、宍倉（2003）が三浦半島で、大正地震の試料から推定したリザーバー年代（482 ¹⁴Cy）よりかなり大きい。この違いは海流や湧昇水等の時代変化などを反映している可能性もあり、今後検討していく必要がある。ここではリザーバー効果の補正の必要のない、種子の年代を採用して校正すると、イベントの年代は6000 cal yBP頃と推定される。

前浜堆積物は腐植を含むシルト質砂層に覆われ、汀線付近の環境から湿地環境に変化している。これはBR-IIの離水を示していると考えられる。しかし、シルト質砂中の植物片の年代は、宍倉ほか（2001）の推定した離水年代（>5300 cal yBP）よりかなり新しい。したがって人工改変の影響を受けていると考えられ、IW02 コアからBR-IIの離水させるイベントの年代の推定はできなかった。

3. 富浦低地における調査

富浦低地は、低地西部の多々良海岸付近で浜堤が発達している（第5図）。内陸側の低地東部は河川の侵食の影響により、浜堤が消失していることから、

ここでは多々良付近の浜堤のみを高位から TT-I ~ IV と呼び、4 列の浜堤を区分した。これまで本地域の離水海岸地形に関する研究例はほとんどないが、熊木 (1988) が、本研究における TT-I と II の間の堤間湿地、および TT-II と III の間の堤間湿地において、海成層を覆う泥炭から、それぞれ 1700 yBP および 1400 yBP の年代 (いずれも未補正) を示している。今回の調査では、TT-II と III の間の堤間湿地において、TM01 コアと TM02 コアのジオスライサー試料を採取した。

TM01 コアと TM02 コアは採取位置が近接し、同じ堆積環境下にあることから、層序もほぼ同じである (第 6 図)。表層は湿地堆積物である腐植質の砂質シルトが分布する。その下位には中粒砂と粘土からなるイベント性の堆積物を挟んで、前浜堆積物の層相を示す平行ラミナを伴った中粒砂層が分布する。この砂層中には、離水後に混入した植物根が多数含まれ、その年代は 1600~1800 cal yBP 頃を示す。これは未補正值で 1760±40 yBP であり、熊木 (1988) の示した年代より古い。また、砂層の堆積した年代は、木片や炭化物から 2400~2700 cal yBP 頃と考えられる。したがって 1600~2700 cal yBP の間に前浜から湿地へ変化しており、地形と前浜堆積物との関係から、TT-II の離水が生じたと考えられる。

TM02 コアでは、前浜堆積物の下位にシルトの薄層を挟んで、上部外浜の層相を示すトラフ型斜交層理を伴った極細粒砂層が観察される。間に挟まれる植物片の密集層の中から、葉だけを抽出して年代測定を行ったところ、2780~3050 cal yBP という結果が得られた。上部外浜から前浜への環境の変化は、隆起イベントを示している可能性が高い。これは地形的な位置からみて、TT-I の離水を示しており、その年代は 2400~3050 cal yBP の間である。

4. 館山低地における調査

館山低地はこれまで沼 I ~ IV 面の段丘で構成されると考えられてきたが、宍倉・宮内 (2001) により、各段丘面の間に浜堤が細かく分布し、それらが大正型地震に関連している可能性が指摘された。本調査では、中田ほか (1980) において沼 II 面に相当する旧汀線 (5000 年前頃離水) と沼 III 面に相当する旧汀線 (3000 年前頃離水) の間の浜堤列に注目した (第 7 図)。現在は人工改変のため、浜堤の地形を確認することは難しいが、米軍撮影の古い空中写真を用いて判読したところ、4 列の浜堤が確認でき、これらを陸側から N2-I ~ IV とする。ジオスライサー試料は、N2-III と IV の間の地点：TY01 と N2-II と III の間の地点：TY02 の 2 地点で採取した。

4-1 TY01 コアおよび TY02 コアの解析

両地点とも表層付近は堤間湿地の堆積物と考えら

れる腐植質シルト層が分布するが、年代は TY01 コアで 270-0 cal yBP, TY02 コアで 1480-1380 cal yBP と新しく、人工改変の影響を受けているものと考えられる (第 8 図)。その下位には前浜堆積物の特徴を示す平行ラミナの発達する中粒砂層が分布し、潮間帯の指標となる *Macaronichnus segrigatis* の生痕化石が観察された。砂層中の木片は、TY01 コア, TY02 コアとも 3400~3700 cal yBP 頃の年代を示す。また、この砂層の中には層厚 50~70 cm で細~小礫サイズの円礫からなる砂礫層が挟まる。津波等のイベント堆積物の可能性があるが、層相からみて河口付近の砂州堆積物とも考えられる。このように TY01 コアと TY02 コアで、ほぼ同じ層相の似た年代を示す堆積物が観察され、これらは同じ層準の可能性はある。しかし、これらのコアは、離水時期が異なる隣接した浜堤の前面で掘削しており、仮に同じ地層とすれば、地形と地層の対応関係が矛盾を生じることになる。この問題について検討するため、浜堤を横切る測線において地中レーダー探査を行った。結果と解釈は次節で述べる。

TY02 コアは前浜堆積物の下位に、砂礫層と粘土層の互層からなるイベント性の堆積物を挟んで、上部外浜の層相を示すトラフ型斜交層理を伴った細粒砂が観察される。この中から同一層準中の葉と貝殻片を年代測定したところ、規定の ^{14}C 年代は、それぞれ 3430 yBP と 3850 yBP を示した。IW02 コアのケースと同様に、これらの年代差 (420 ^{14}C y) は、当時の海洋リザーバー年代を示している可能性がある。しかし IW02 で得られた 6000 年前頃の値よりは小さく、平均的なリザーバー年代に近い。ここでは、葉の試料の校正年代を用いると、TY02 コアの上部外浜堆積物は 3700 cal yBP 頃に堆積したと推定される。

深度 2.2~3.8 m から採取した 11 試料について有孔虫分析を行ったところ、上位の細粒砂層中の 3 試料には有孔虫化石がほとんど含まれていなかった。これは IW02 コアと同様に、前浜の環境で選択的に流れてしまったか、あるいは汽水~淡水の影響を受ける環境であった可能性が考えられる。一方、下位の 8 試料は全体として IW02 コアよりも浮遊性有孔虫が多く含まれ、より外洋の影響を受ける環境であったことが窺える (第 9 図)。これらを環境指標種群によって I ~ III 帯に区分した。

I 帯は下位の細粒砂~シルト層の 6 試料で、内部浅海帯の種が優占的に出現する。これに内湾奥部種群、藻場種群、内湾沖部泥底種群、内湾広域種群が随伴しており、比較的深い水深を示す種が見られる。このことから内湾に近接し藻場のある沿岸環境が推定される。II 帯はその上位の砂礫層からの 1 試料で、内湾奥部種群から外部浅海帯の種群まで幅広い生息範囲の有孔虫が検出された。また II 帯を挟む上下の試料を含めた 3 試料には殻の破損した有孔虫が多く見られ、強い営力で再堆積したことが窺える。また、

深い方に生息する有孔虫殻が浅い方へと運搬され、混入しているように見えることから、IW02 コアのⅡ帯と同様に、津波を示している可能性がある。Ⅲ帯は砂礫層を覆う粘土層からの1試料で、Ⅰ帯で多く含まれていた藻場種群や内部浅海帯の種群が減少し、内湾広域種群が増加している。このことから若干ではあるがⅢ帯の方が内湾的で比較的浅い環境であったと考えられる。

以上より、TY02 コアにおいても津波の可能性のあるイベント堆積物を境に浅海化が生じていることがわかり、地震に伴う隆起イベントがあったことが推定される。その時期は3580~3820 cal yBPの間で、3700 cal yBP頃の可能性が高い。この隆起イベントは、N2-Iの離水を示していると考えられる。

4.2 地中レーダー探査結果と解釈

浜堤の微地形と地下構造やジオスライサーコアの層序との関係を検討するため、N2-IからN2-IVまでを横切る測線を設定し、GPR探査を行った。GPRを用いた浜堤列平野における古地震の証拠の検出は、Meyers *et al.* (1996) がカスケード沈み込み帯のWillapa barrierにおいて実施しており、プレート間地震に伴う地盤の上下動によって形成された不整合面の抽出に成功している。

本研究で行った探査には、連続波GPR探査装置を用いた。この方法は、一般的なパルス波を用いた装置よりも長い周波数の中波(MF)から超短波(VHF)帯を送信源として用いており、より深い深度までの探査を可能としている(鈴木ほか, 1999)。仕様を第2表に示す。プロファイルのための測線は、長さ392 mの測線1と長さ224.5 mの測線2からなり、東西方向の地下構造断面が得られるように、およそ60 mオフセットする形で設定した(第10図)。測定間隔は0.5 mで、測点数は合計1235点である。また、地中における電磁波の伝搬速度を求めるために実施したワイドアングル法は、測線1上において行った。初めのアンテナ間隔を3 m(測定地点を中心とする片側1.5 m)とし、送信アンテナ・受信アンテナをそれぞれ片側0.25 m、両方で0.5 m移動させ各地点で波形を取得した。この測定はアンテナ間距離30 mまで、合計28点で実施した。

得られたデータは、第3表に示す手順で各種処理を行った。この結果を基に、特に地表から深度5~6 mまでの構造に焦点を絞り、100~160 MHzでフィルター処理を行った断面を第10図下段に示した。この断面から連続する反射面を抽出し、明瞭な反射面を実線、やや弱い反射面を破線で示した解釈断面が第10図上段である。深度は測線上の最高点である西端の測点1235を基準としている。

この断面によれば、測点250付近の深度2 m付近から測点450の深度4 mにかけて海側(西側)へ傾斜する明瞭な反射面が見られる。また、その上にオ

ンラップするような形で水平な反射面が重なる。これらは不整合の関係になっているように見え、この境界面をSB1とする。人工改変のため、微地形との対応を見ることは難しいが、SB1を東側へ延長すると、地表でN2-IIに連続するように見える。また、TY01, 02 コアとの対応を見ると、TY01 コアでは中部の砂礫層と下部の細粒砂層との境界付近、TY02 コアでは上部の中粒砂層と表層の腐植質シルト層との境界付近にそれぞれ一致する。したがって一見同じ層準に見えるTY01 コアとTY02 コアの前浜堆積物だが、この探査結果に基づけば、両者は異なる層準の堆積物である。SB1はTY01, 02 コアの層相と年代からみて、3380~3690 cal yBPより後に形成されており、おそらく地震時に2 m程度の隆起によっていったん前浜が離水し、その後に地震間の沈降によって再び前浜堆積物が覆ったものと考えられる。これはN2-IIの離水イベントに関連している可能性が高い。

このほか測点500付近から1050付近にかけての表層付近に、SB2とSB3の境界面があるようにも見える。これらはN2-IIIやN2-IVにそれぞれ対応する可能性があるが、SB1より浅く不明瞭で、確実性に乏しい。このため相対的な海面低下に伴う不整合面を認定することは難しい。

以上の結果、隆起イベントを示す地下構造は、N2-IIに連続すると思われるSB1のみで、N2-IIIやN2-IVに関連する隆起イベントを示す証拠は見つからなかった。これらの浜堤列は、岩井低地とは異なり、隣り合う浜堤同士で高度差がほとんどないことから、九十九里浜平野の例(森脇, 1979)などのように、堆積物の付加によって海浜が前進する際に形成された可能性がある。

5. 大正型関東地震の発生時期の推定

今回の調査結果から、5回の隆起イベントの時期を推定することができ、これらは大正地震と同様の相模トラフ沿いのプレート間地震を示すと考えられる(第11図)。年代の古い方から見ると、IW02 コアでは、津波堆積物の可能性のある植物片・貝殻片密集層を境に上部外浜から前浜への浅海化が生じており、その年代から隆起イベントは6000 cal yBP頃と考えられる。

次にTY02 コアにおける上部外浜(3700 cal yBP)から前浜(3400~3700 cal yBP)への浅海化からみて、3700 cal yBP頃に隆起イベントが生じたと考えられる。これは熊木(1982)が報告している三浦半島の野比Ⅱ面(3600 cal yBP)に対比できる可能性がある。また、GPR探査結果によれば、この前浜堆積物を明瞭な不整合面をもってTY01 コア上部の前浜堆積物が覆っており、3400~3700 cal yBP以降に隆起イベントがあった可能性がある。これは岩井低地のBR-

VIの離水（3300 cal yBP 頃）に対比できると考えられる。

TM01 では上部外浜（2780～3050 cal yBP）→前浜（2400～2700 cal yBP）→後背湿地（1700 cal yBP）と2回の隆起イベントが読みとれる。古い方のイベントは2400～3050 cal yBPの間であり、この範囲内で見ると、沼Ⅲ面の離水（2840～3070 cal yBP）と対比できる可能性がある。一方、藤原ほか（1999）は2600～2750 cal yBPの津波イベントを報告しており、これに対比出来る隆起イベントが生じていた可能性も考えられる。どちらに対比されるかは、今後、年代資料を追加して判断する必要があるが、おそらくイベントの年代は2700～2800 cal yBP頃であろう。新しい方のイベントに関しては、IW01 コアも前浜堆積物の年代が2500～2700 cal yBPでTM01 コアと同時期に離水した可能性が高い。隆起イベントは1700～2700 cal yBPに生じており、おそらく2400～2500 cal yBPと推定される。この範囲内では、保田低地で推定されている>2200 cal yBP頃のイベント（宍倉，1999）に対比できる可能性がある。

以上をまとめると、今回明らかになった大正型関東地震の発生時期は、6000, 3700, 3300, 2700～2800, 2400～2500 cal yBPである。従来明らかになっている元禄型、大正型のイベントの発生時期と合わせて考えると（第11図）、相模トラフ沿いのプレート間地震の再来間隔は平均しておよそ400年と見積もることが出来る。

6. 問題点と今後の課題

本研究では、従来不明確であった2000～4000年前頃および6000年前頃の大正型地震の発生年代について明らかにすることが出来た。しかし、まだ4000～5000年前頃のイベントの発生時期が不明である。また、これまで元禄型地震の発生年代は、中田ほか（1980）の沼面群の年代に基づいて推定していたが、当時は大正型のイベントとの分離は検討されておらず、年代測定の精度も現在より劣っていたことから、今後、これらの年代の再検討を行う必要がある。

今回、館山低地のN2-IIの離水年代を3300 cal yBP頃と推定したが、沼Ⅲ面の離水（3000 cal yBP頃）との間の約300年間にN2-III, IVの2列の浜堤が形成されている。これらは微地形の配列から見ると、宍倉・宮内（2001）が指摘したように、一見、大正型の隆起イベントを示しているように見える。その場合、平均100年の再来間隔でイベントが生じてることになり、この期間だけ異常に短い。しかし、GPR 探査の結果や高度分布などからみて、N2-III, IVの2列の離水に関しては、隆起イベントとの関連性は低いと思われる。このように堆積性の離水海岸地形から隆起イベントを検出する際には、微地形の配列だけから判断することは難しい。したがって堆

積相解析や微化石分析に基づく堆積環境の変化や、地下構造も考慮して総合的に判断していかなければならない。最近、藤原ほか（2005）は、実際に元禄地震や大正地震で離水した浜堤列において堆積物調査を行い、地震による隆起と離水海岸地形の発達プロセスについて検討している。過去の地震隆起の検出において、これらの結果も重要な判断指標になるであろう。

謝辞 ジオスライサー調査において復建調査設計株式会社の池田哲哉氏、杉山光正氏、地中レーダー探査において川崎地質株式会社 of 柘植 孝氏と柴田耕一氏のご協力を得た。また、有孔虫分析は株式会社パレオ・ラボの黒澤一男氏にご尽力いただいた。現地でのコア観察において、核燃料サイクル機構の藤原 治氏（現在、産総研・活断層研究センター所属）、千葉大学の宮内崇裕氏、東京大学の越後智雄氏、産総研・地質情報研究部門の田辺 晋氏に有益なご意見をいただいた。記して謝意を表します。

文 献

- 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.
- 藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口 強（2005）房総半島南西部館山平野から発見された関東地震津波堆積物とその堆積構造。地球惑星関連学会2005年合同大会予稿集, J027-P023.
- 笠原慶一・山田重平・安藤雅孝（1973）南関東の地殻変動—展望と作業仮説—。関東大地震五十年論文集, 103-116.
- 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（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.
- 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.
- Meyers, R., Smith, D., Jol, H. and Peterson, C. (1996) Evidence for eight great earthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington. *Geology*, 24, 99-102.
- 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.
- 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.

- 宍倉正展 (1999) 房総半島南部保田低地の完新世海岸段丘と地震性地殻変動, 第四紀研究, 38, 17-28.
- 宍倉正展 (2003) 隆起ヤッコカンザシの¹⁴C年代から推定される三浦半島南部沿岸の海洋リザーバー効果. 日本第四紀学会講演要旨集, 33, 96-97.
- 宍倉正展・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.
- 宍倉正展・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. 地震第2輯, 53, 357-372.

- 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. Spur (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. Radiocarbon, 40, 1041-1083.
- 鈴木敬一・笠井弘幸・西山英一郎 (1999) ステップ式連続波レーダ探査装置を用いた地中レーダ探査. 地質ニュース, 537, 44-52.

(受付: 2005年9月14日, 受理: 2005年10月12日)

第1表. ^{14}C 年代測定結果.
 Table 1. Radiocarbon dating result.

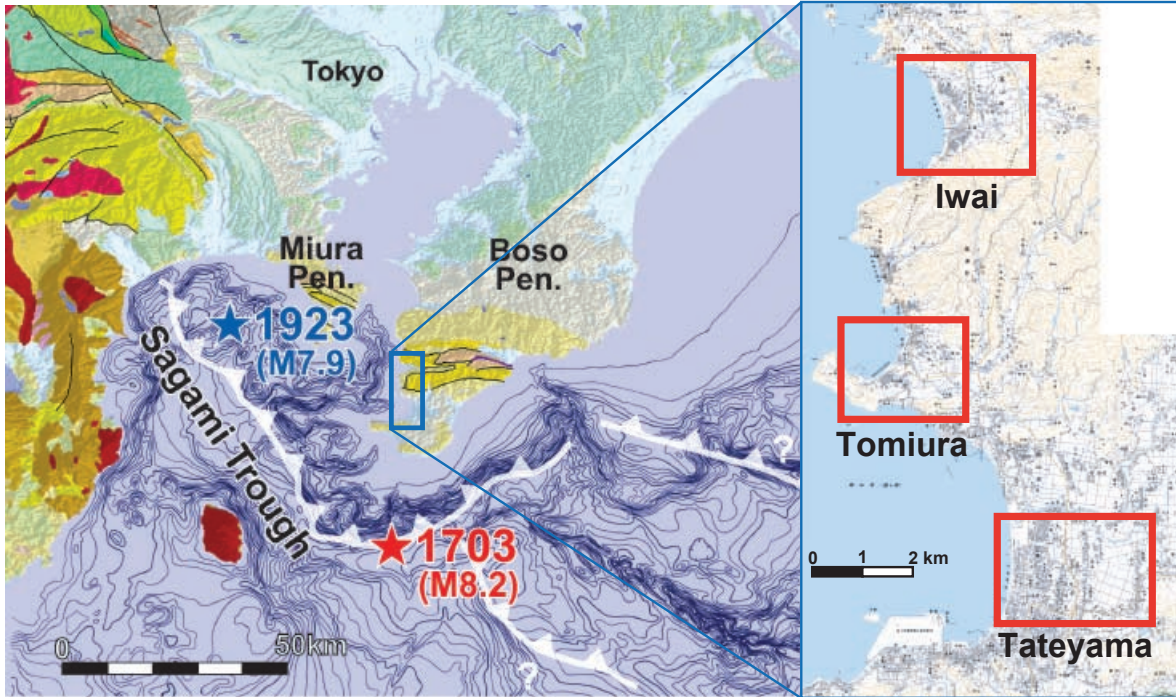
core name	sample no.	environment	material	$\delta^{13}\text{C}$	conventional ^{14}C age (yr BP)	calendar age 1σ ($\Delta R=0$) (cal yr BP)	calendar age 2σ ($\Delta R=0$) (cal yr BP)	lab. Code
IW01	1	foreshore	shell <i>Donax</i>	-0.2	2870 \pm 40	2710-2640 2630-2620	2730-2500	Beta-199837
	1	back marsh	plant stem.	-29.2	170 \pm 40	290-260 220-140 30-0	300-60 40-0	Beta-199838
IW02	2	foreshore	shell fragments	-1.2	6330 \pm 50	6850-6720	6900-6660	Beta-199839
	3	tsunami ?	seeds	-27.7	5200 \pm 50	5990-5920	6010-5900	Beta-199840
	4		shell fragments	-0.2	6450 \pm 50	6990-6860	7050-6790	Beta-199841
	5	upper shoreface	shell fragments	0.0	6530 \pm 40	7090-6980	7150-6930	Beta-199842
	1	back marsh	plant root	-27.5	1760 \pm 40	1720-1610	1800-1560	Beta-199843
2	foreshore	charcoal	-27.7	2460 \pm 40	2710-2560 2540-2370	2730-2360	Beta-199844	
TM02	1	foreshore	wood	-28.0	2520 \pm 40	2740-2710 2630-2500	2750-2460	Beta-201132
	2	upper shoreface	leef	-29.9	2810 \pm 50	2960-2850	3050-2780	Beta-201133
TY01	1	back marsh	seeds	-24.2	70 \pm 40	250-230 130-110 70-30	270-210 140-20	Beta-198713
	2	foreshore	wood	-28.2	3320 \pm 50	3640-3560	3670-3450	Beta-198714
	3		wood	-27.8	3360 \pm 40	3620-3470	3690-3480	Beta-198715
TY02	1	back marsh	humic soil	-19.0	1490 \pm 40	1410-1320	1480-1470 1430-1300	Beta-199828
	2	foreshore	wood	-27.8	3250 \pm 40	3480-3440	3570-3380	Beta-199829
	3		wood	-29.8	3420 \pm 40	3700-3630	3820-3780	Beta-199830
	4		leef	-29.1	3430 \pm 40	3710-3640	3820-3580	Beta-199831
	5	upper shoreface	shell fragments	0.0	3850 \pm 40	3850-3750 3740-3730	3900-3690	Beta-199832
	6		shell fragments	-1.0	3740 \pm 40	3700-3620	3760-3560	Beta-199833

第2表. 地中レーダー探査の仕様.
Table 2. Parameters of ground penetrating radar survey.

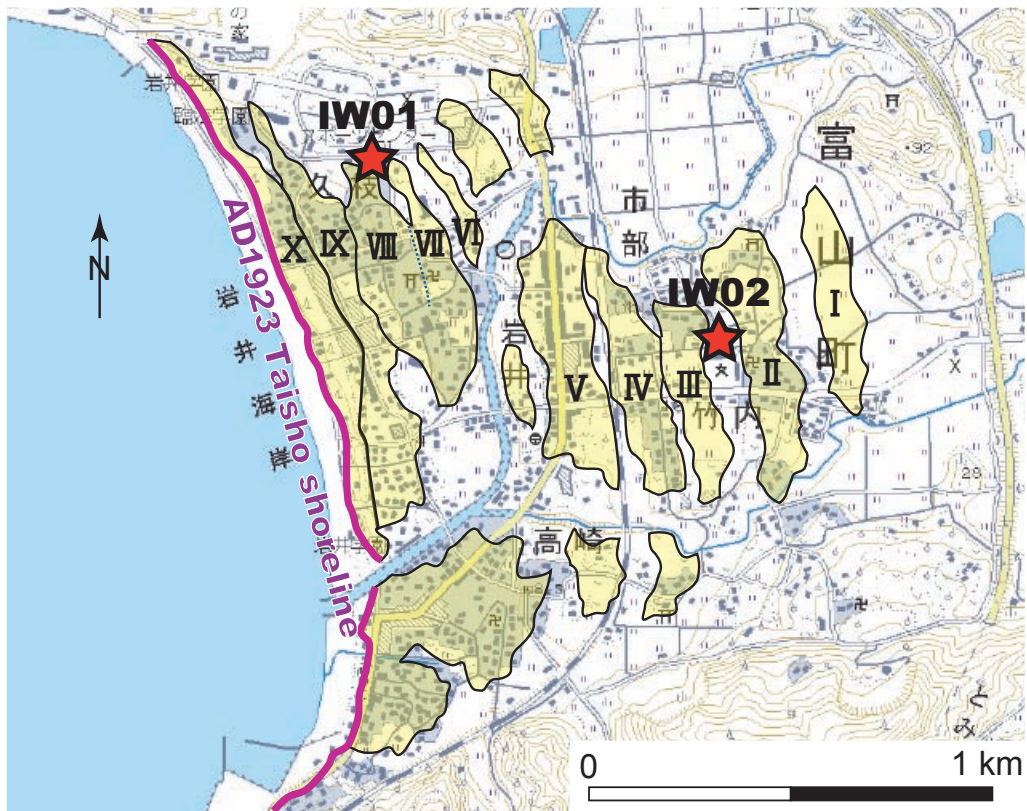
	プロフィール法		ワイドアングル法
	測線1	測線2	
測線長	392 m	224.5 m	27.0 m (3~30m間)
測点間隔	0.5 m	0.5 m	0.5 m
測点数	785	450	28
オフセット量	60 m		—
周波数	10 ⁶ ~10 ⁸ Hz		

第3表. 地中レーダー探査データの処理手順.
Table 3. Analysis process of ground penetrating radar survey data.

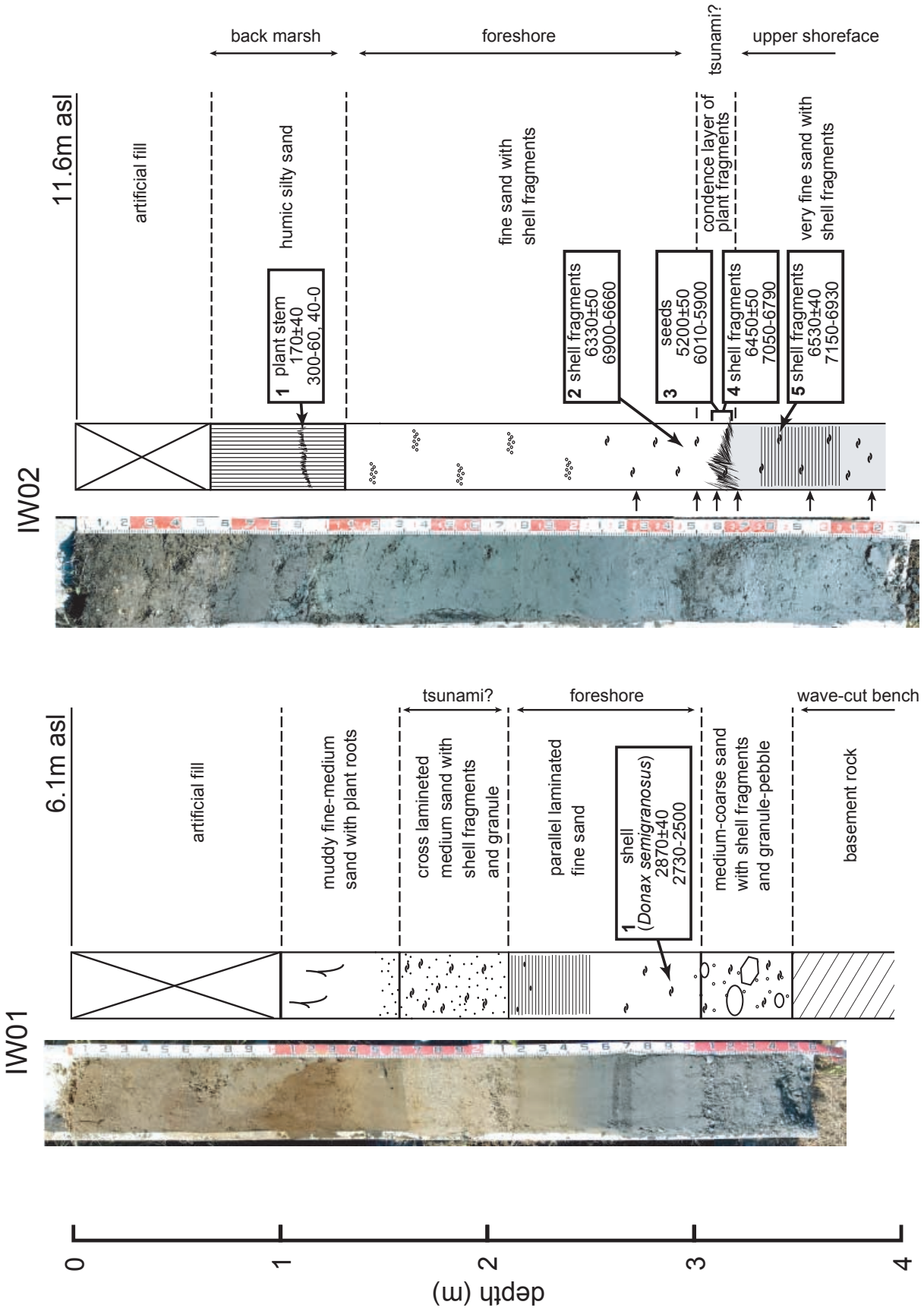
処理順位	波形処理名	備考
1	振幅回復処理 (AGC)	地中の減衰による振幅を回復 (ウィンドウ幅 20nsec)
2	平均波形除去処理	水平方向に連続する縞状ノイズを除去
3	帯域通過フィルター処理	処理 1, 2 で生じたノイズを除去 (通過帯域; 20 ~ 160MHz)
4	マイグレーション処理	反射面を真の傾きに戻す (平均速度=0.083m/nsec)
5	帯域通過フィルター処理	処理 4 生じたノイズを除去 (通過帯域; 20 ~ 160MHz)
6	移動平均処理	断面を滑らかにする (片側 1 トレース)
7	地形補正 (静補正)	速度を用いて深度に変換し, 地形に合わせて断面を構成する (平均速度=0.083m/nsec)



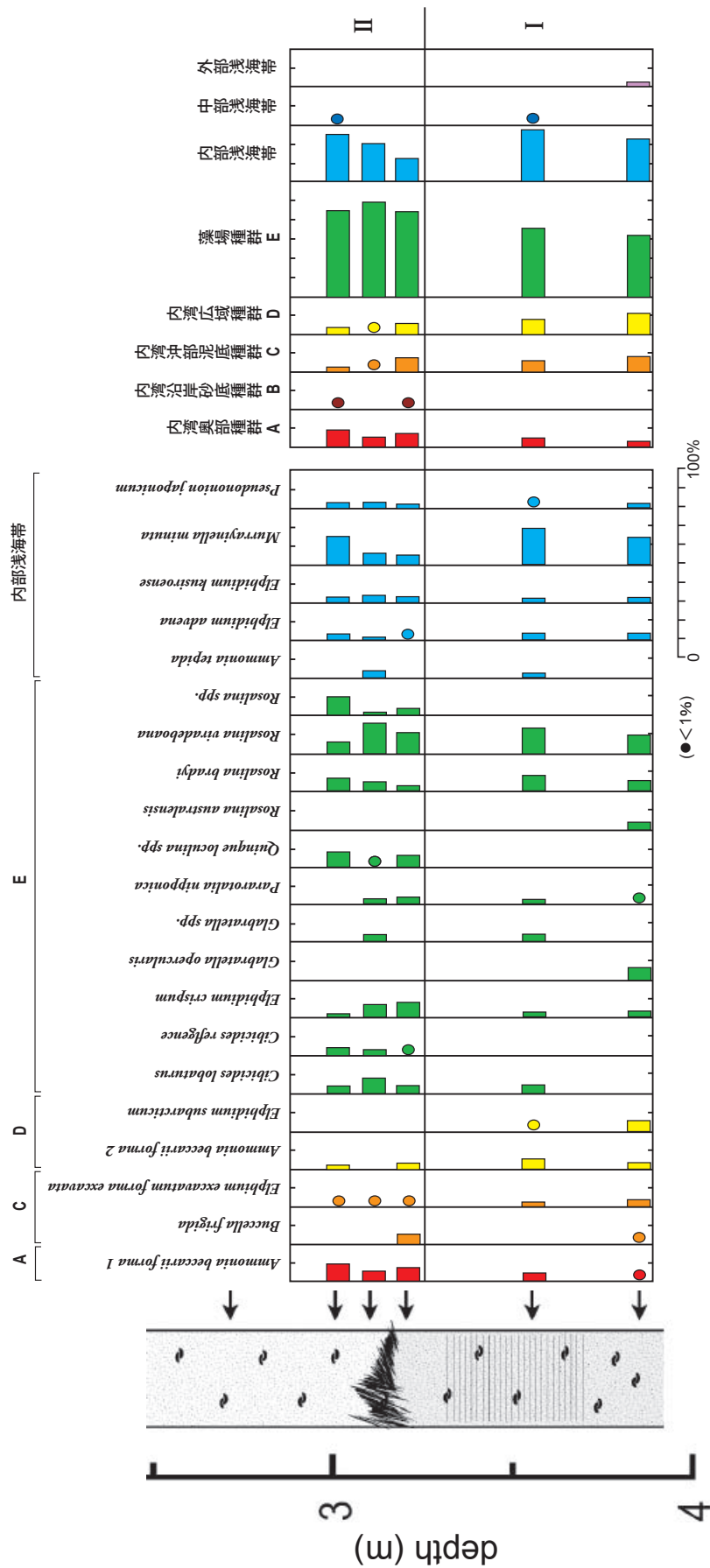
第1図. 調査範囲の地図.
Fig. 1. Location map of the surveyed area.



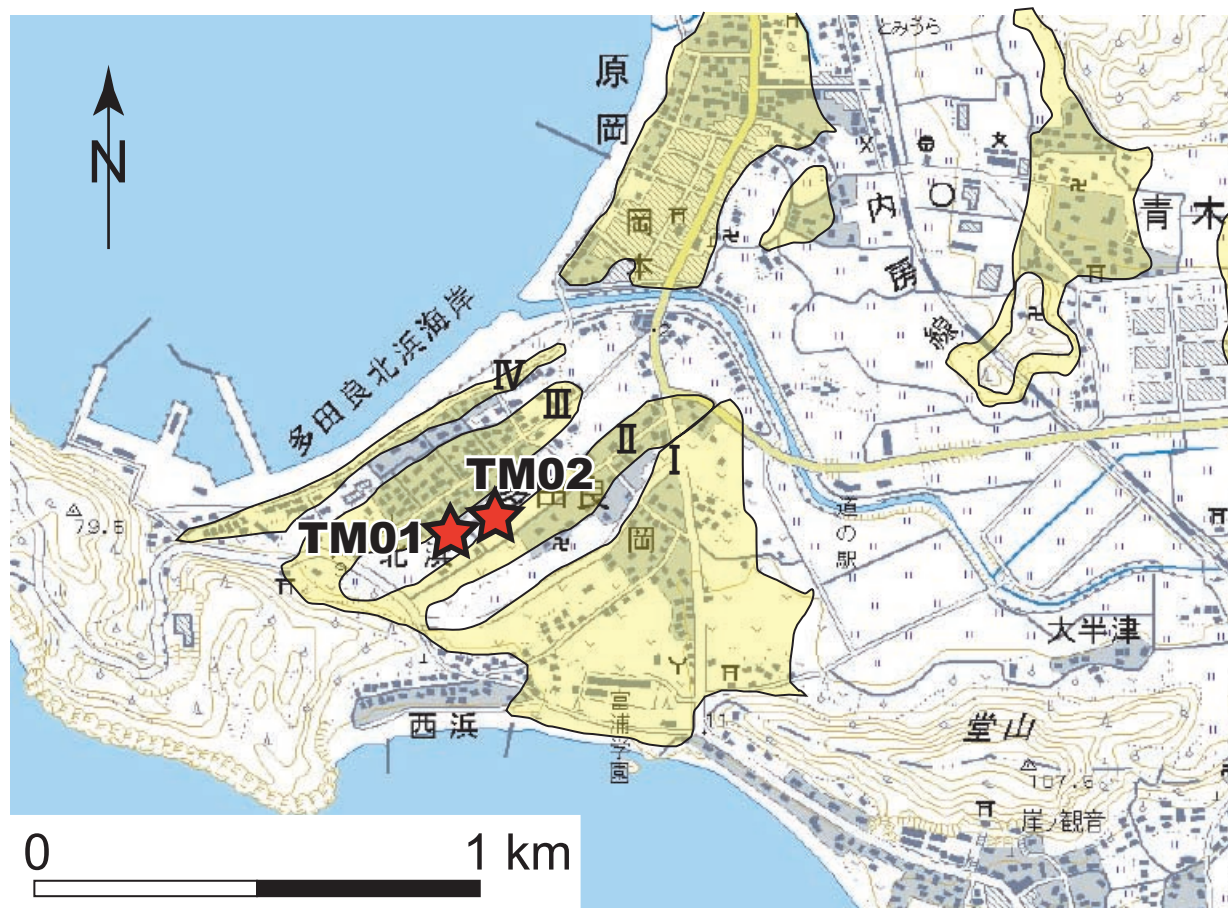
第2図. 岩井低地における浜堤の分布と調査地点.
Fig. 2. Coring points and distribution of beach ridges in the Iwai Lowland.



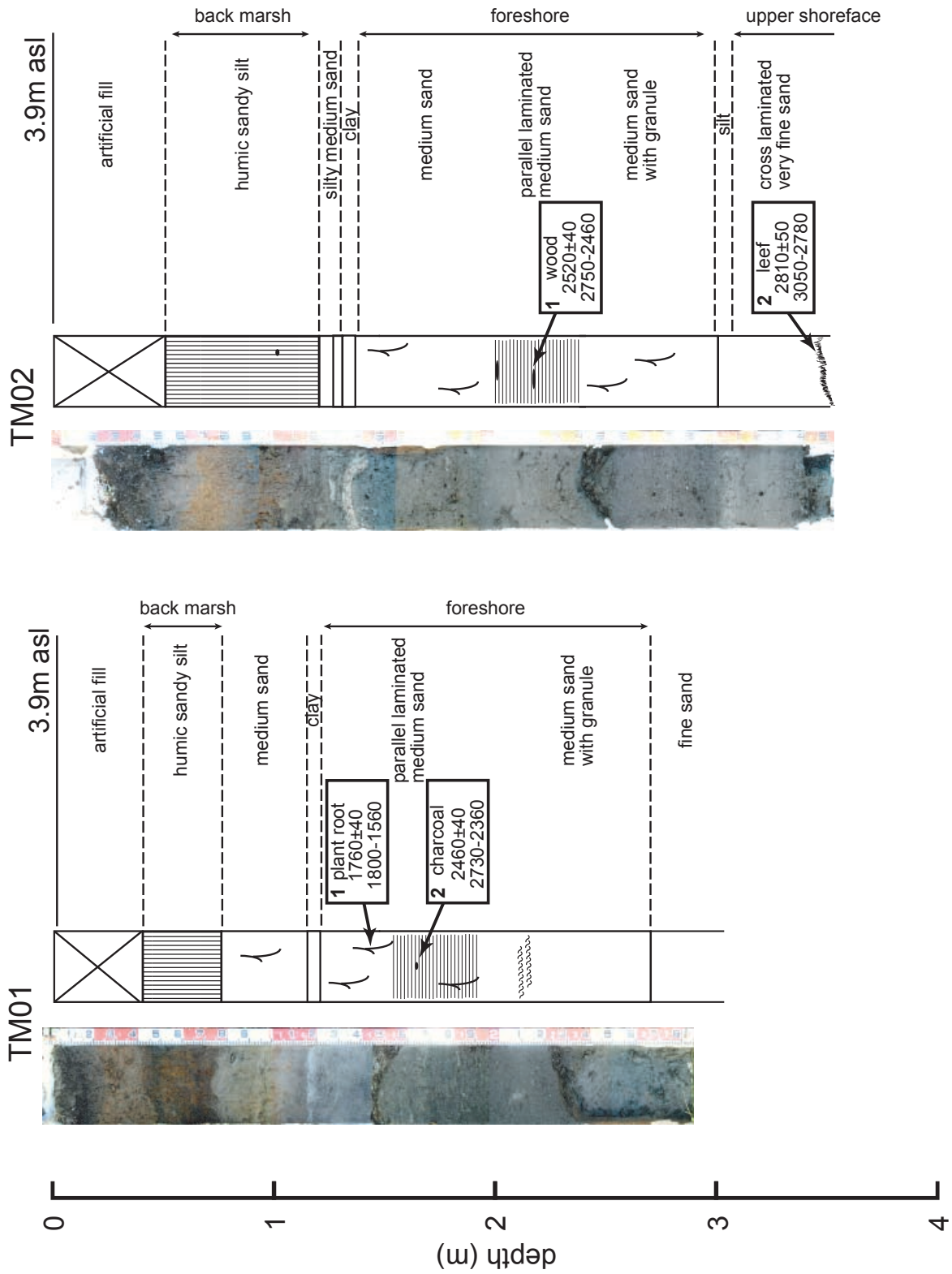
第3図. 岩井低地で採取されたジオスライサーコアの写真と柱状図
 Fig. 3. Photos and columnar sections of Geo-slicer cores in the Iwai Lowland.



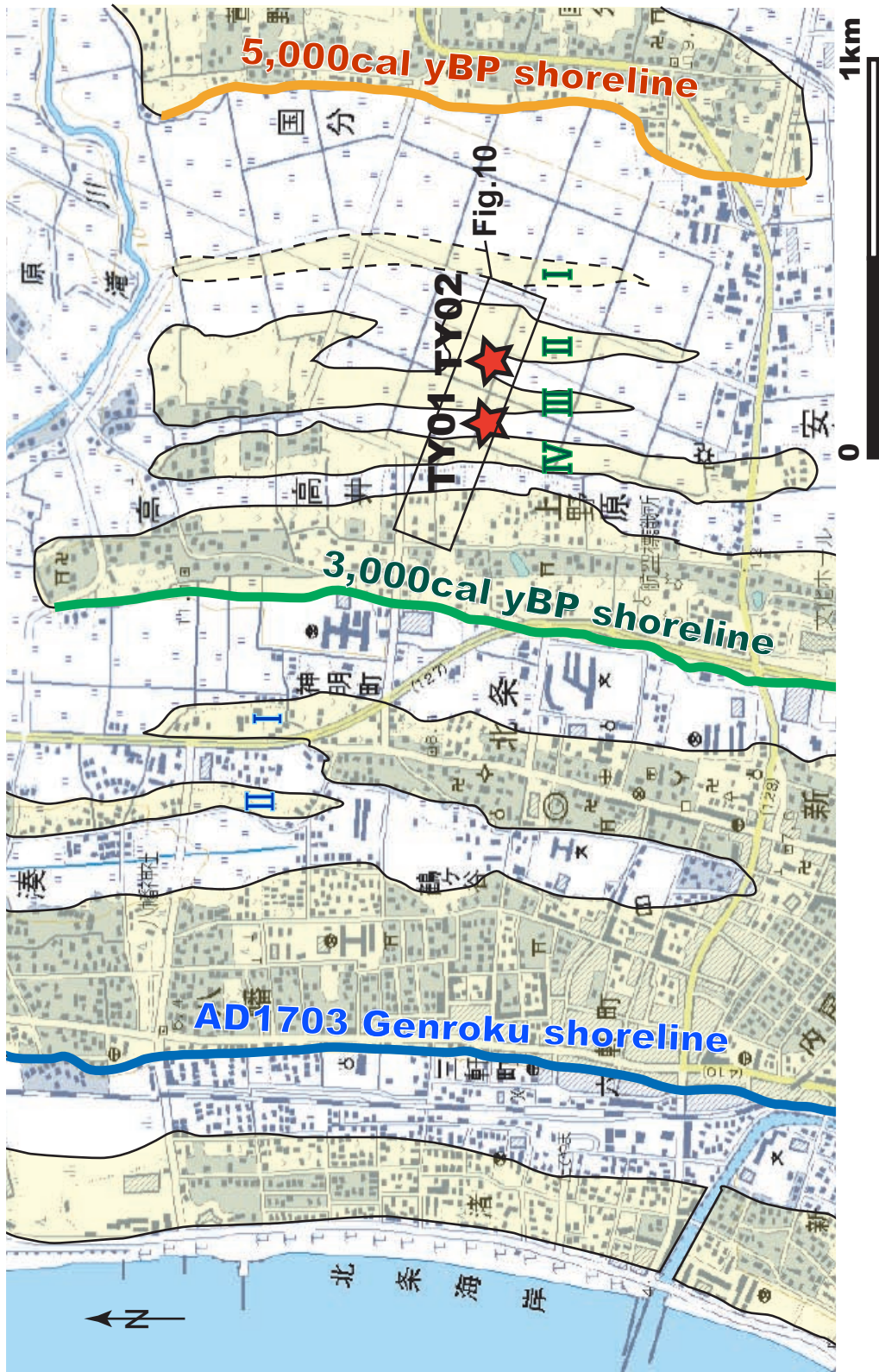
第4図. IW02 コアにおける有孔虫分析結果.
Fig. 4. Results of foraminiferous analysis of the IW02 core.



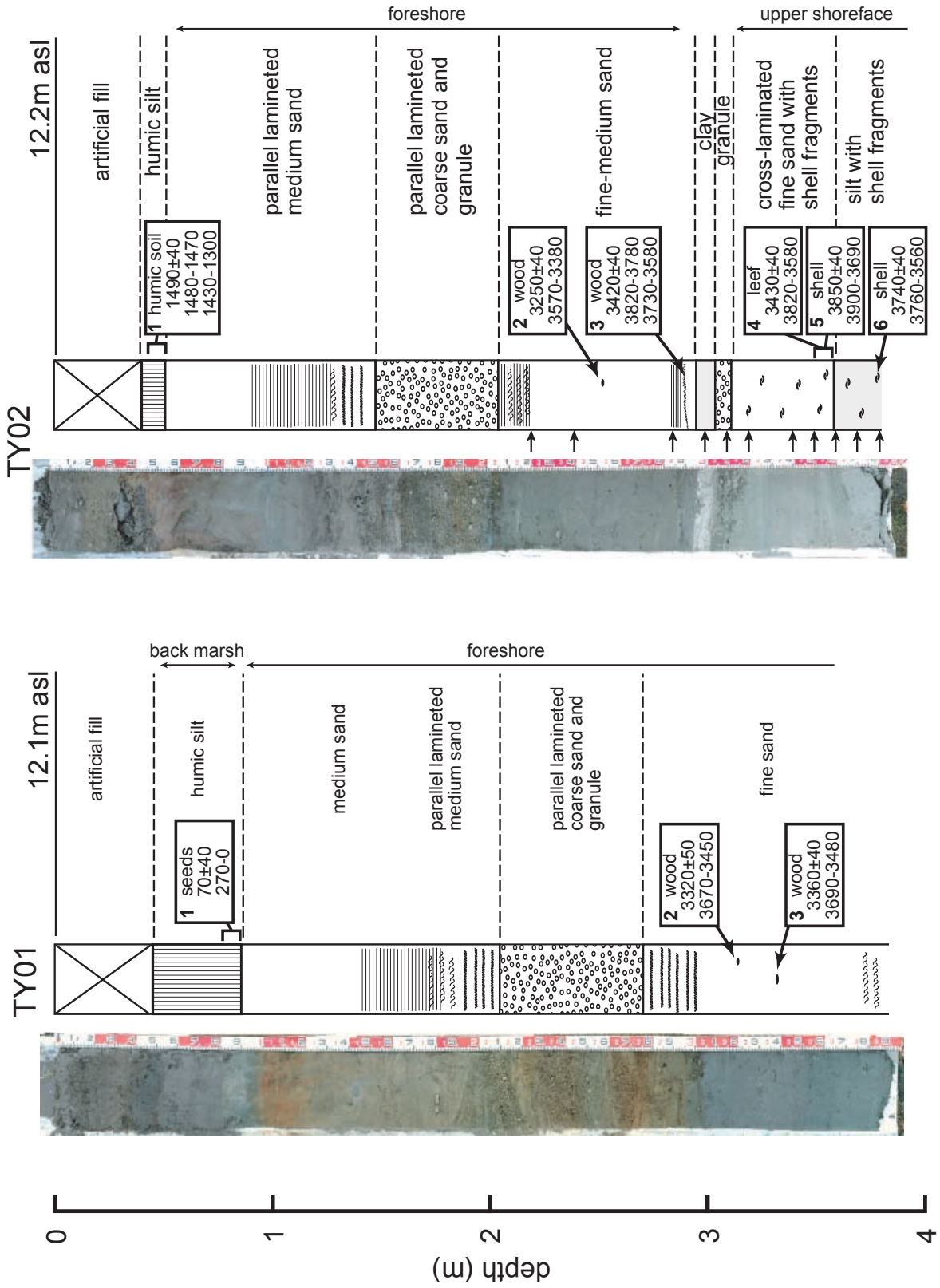
第5図. 富浦低地における浜堤の分布と調査地点
Fig. 5. Coring points and distribution of beach ridges in the Tomiura Lowland.



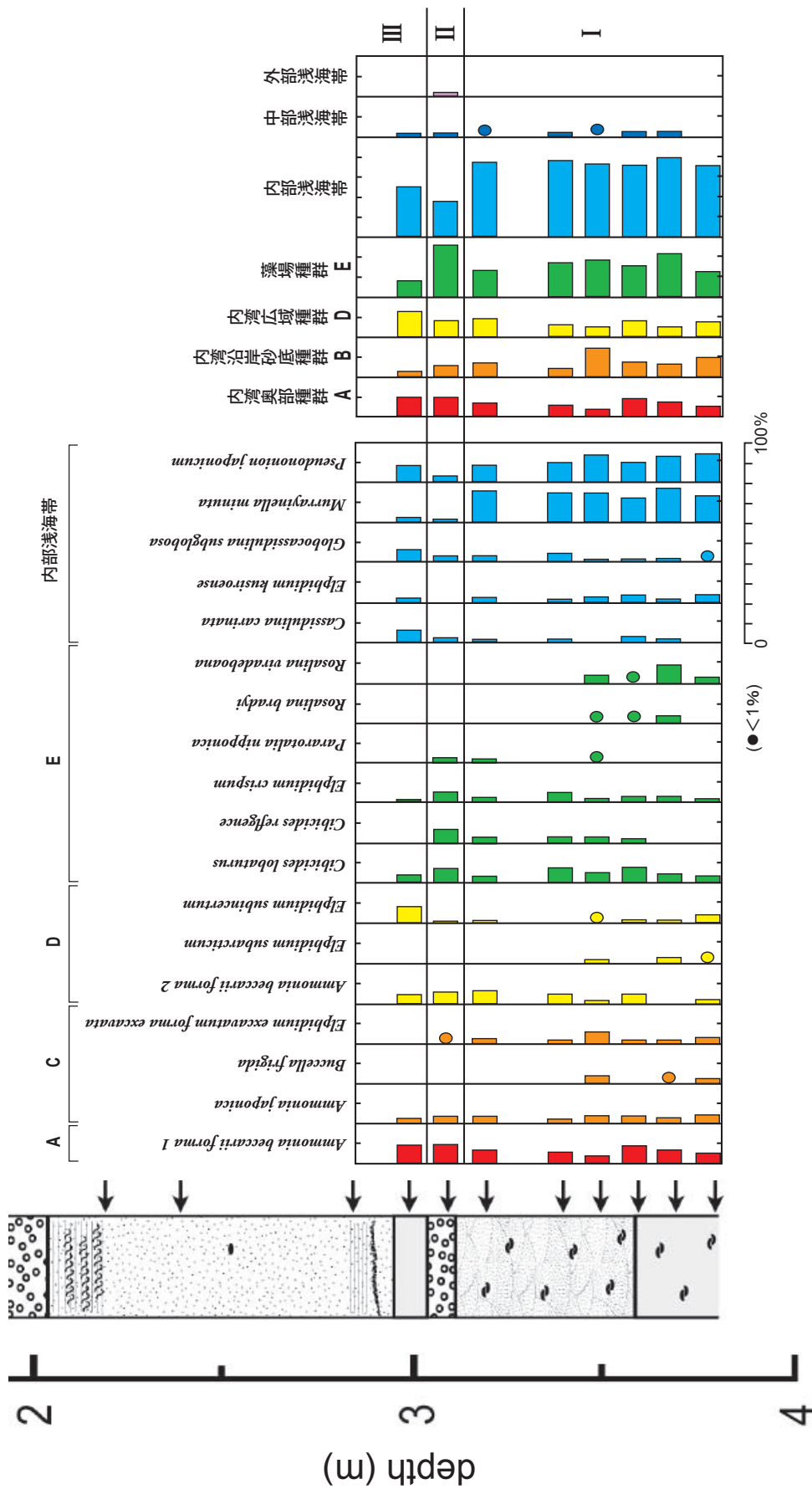
第6図. 富浦低地で採取されたジオスライサーコアの写真と柱状図.
Fig. 6. Photos and columnar sections of Geo-slicer cores in the Tomiura Lowland.



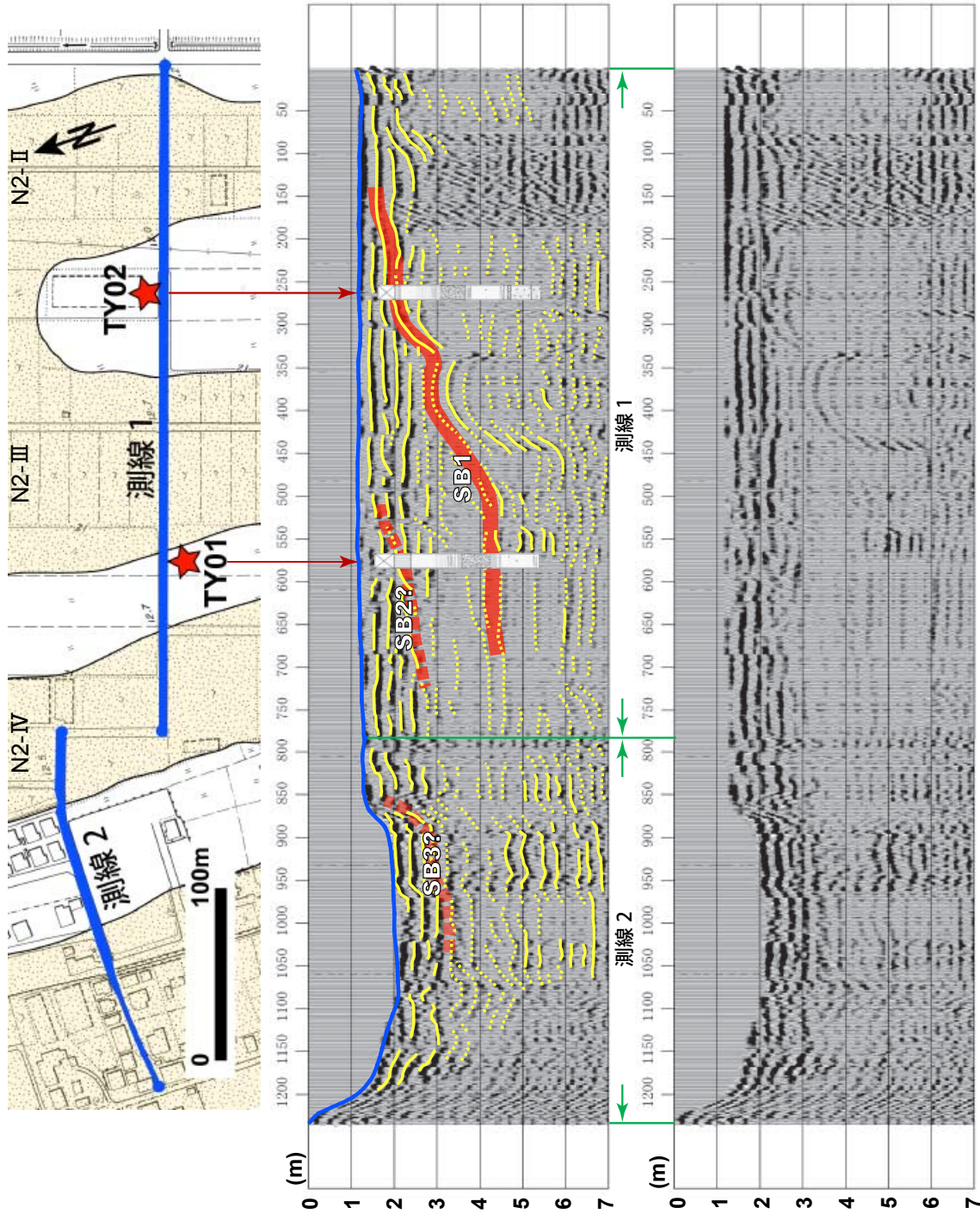
第7図. 館山低地における浜堤の分布と調査地点.
Fig. 7. Coring points and distribution of beach ridges in the Tateyama Lowland.



第8図. 館山低地で採取されたジオスライサーコアの写真と柱状図.
Fig. 8. Photos and columnar sections of Geo-slicer cores in the Tateyama Lowland.

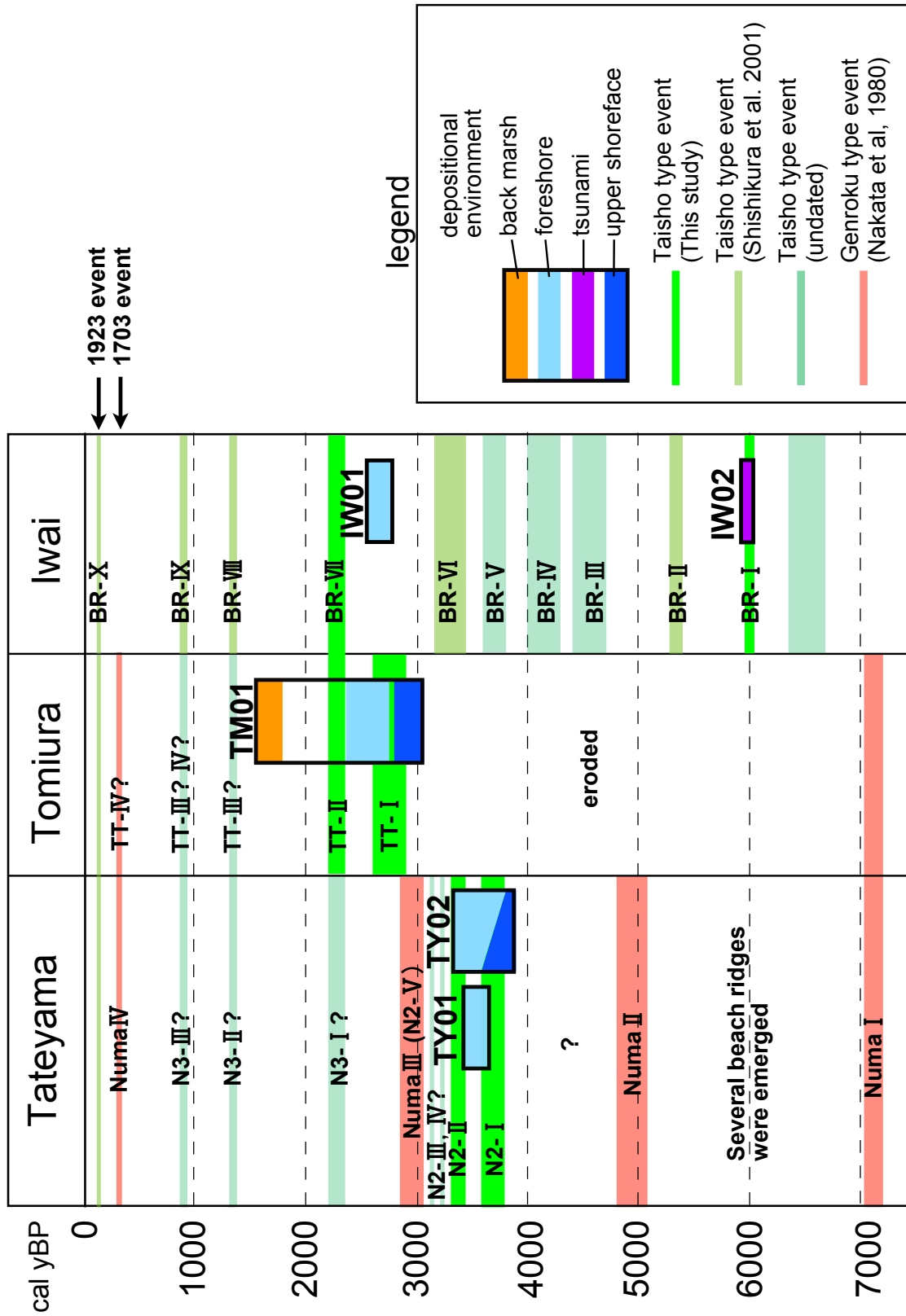


第9図. TY02 コアにおける有孔虫分析結果.
Fig. 9. Results of foraminiferous analysis of the TY02 core.



第10図. 館山低地における地中レーダー探査結果と解釈断面.

Fig. 10. Result of GPR survey and its interpreted profile in the Tateyama Lowland.



第 11 図. 各コアにおける堆積物の年代と浜堤の離水年代。
 Fig. 11. Depositional ages of sediments in each core and emergent ages of beach ridges.