

伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動

Geometry and activity of the offshore part of the East Nunobiki-sanchi-toen fault zone in Ise Bay

岡村行信¹・坂本 泉²・滝野義幸²・横山由香²・西田尚央³・池原 研³

Yukinobu Okamura¹, Izumi Sakamoto², Yoshihiro Takino², Yuka Yokoyama²,
Naohisa Nishida³ and Ken Ikehara³

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, okamura-y@aist.go.jp)

² 東海大学海洋学部 (School of Marine Science and Technology, Tokai University)

³ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

Abstract: We surveyed an offshore part of the active fault “Nunobiki-sanchi-toen fault zone” in Ise Bay using a high-resolution seismic profiling system SES 2000 and a piston corer. The total length of seismic survey lines was 294 km and 4 sediment cores were recovered. The seismic stratigraphy was divided into the A, B1, B2 and B3 units in descending order. The unit A is a Holocene sediments, and the unit B1 was correlated to the latest Pleistocene sediments. The unit B2 is inferred to be late Pleistocene in age but age of the base of the unit is unknown. The unit B3 is characterized by folded internal reflections and inferred to be the early Pleistocene to Pliocene Tokai Group because of similarity of reflection character, but there is not direct dating data of the group. Three active faults have been reported in the offshore area along the western coast of Ise Bay. The Suzuka-oki fault is west-dipping reverse fault in the northern part of Ise Bay. To confirm southwestern extension of the fault, we conducted seismic survey, but we could not find any clear evidence of the southwestern extension of the fault. The Shiroko-Noma fault is the E-W trending north-dipping reverse fault. The western extension of the fault is covered by non-deformed unit B2, indicating that the extension of the fault is not active. The western margin of the fault changes its strike from E-W to NE-SW. The fault is inferred to have slipped twice during the last 10,000 years. The East Nunobiki-sanchi-toen fault zone is composed of discontinuous west-dipping reverse faults. The Tsu-oki flexure is an offshore fault in the fault zone, and is characterized by inclined zone of the unit B2. The flexure accompanies discontinuous offset deformation in the unit A. The deformation pattern strongly suggests that there were two deformation events during the last about 10,000 years. The vertical offset of each event is 0.5 to 0.7 m and the length of the flexure and offset deformation is longer than 10 km, suggesting that the flexure caused earthquakes less than M7. This result suggests that the East Nunobiki-sanchi-toen fault zone should be divided into two or more fault zones.

キーワード: 伊勢湾, 布引山地東縁断層帯東部, 海域活断層, 白子一野間断層, 活動履歴, 音波探査, ピストンコア

Keywords: Ise Bay, East Nunobiki-sanchi-toen Fault Zone, offshore fault, Shiroko-Noma fault, seismic profile, piston-coring

1. 地形・地質概略

1.1 伊勢湾とその周辺の地形

伊勢湾と濃尾平野は南北方向に伸びる沈降帯を形成し(第1図), 厚い堆積物に覆われる。これらの沈降帯の東側には知多半島の丘陵から猿投山に続く山地が, 濃尾平野の西側には養老山地が, 伊勢湾の西側には伊勢平野の丘陵地帯が発達している。またその西側には鈴鹿山地や布引山地が発達する。

濃尾平野は, 東西幅 25~40 km, 南北約 50 km の広がりを持ち, 木曾川, 長良川, 揖斐川などによっ

て供給された碎屑物によって形成された沖積平野である。伊勢湾は, 南北約 50 km, 東西約 30 km の規模を持ち, 南側で太平洋に開口部を持つ内湾である。湾北部のほぼ中央には, 南北方向に伸びる最大水深 38 m の凹地がある(第1図)。その伊勢側海岸から東側に張り出す地形が認められる。それらを鈴鹿沖海脚, 白子沖海脚と呼ぶ(第1図)。南側の白子沖海脚は東方に細長く伸びる。白子沖海脚の南側には, 南北幅 20 km 程度の凹地が津付近の海岸向かって広がる。その南側の松阪沖には知多半島先端付近まで伸びる水深約 30 m 以浅の高まりがある。さらに南の

湾口部は複雑な地形からなる隆起帯が発達する。

伊勢湾の東側には新第三系及び更新統からなる知多半島があり、標高数十 m の丘陵地となっている。丘陵は北東へ連続し、標高 600 m を超える猿投山など濃尾平野東側の山地に連続する。濃尾平野西側の養老山地は標高 600 m 程度の北北西—南南東に伸びる山地で、長さは約 25 km に達する。その南側の伊勢平野は、桑名から松阪までの伊勢湾西岸に広がる幅 10~20 km の丘陵地で、標高は数十から 100 m 程度である。この丘陵地の西側には、標高が 1000 m を超える鈴鹿山地、600~800 m 程度の布引山地が発達する。それぞれの山地はほぼ南北方向にそれぞれ約 50 km 及び 40 km の長さを持つ。

このように伊勢湾周辺の地形は概ね南北方向の山地・丘陵地とその間の低地によって、特徴付けられる。

1.2 伊勢湾周辺の地質と活断層

伊勢湾周辺では、約 700 万年前の後期中新世から約 100 万年前の更新世前期まで東海湖と呼ばれる淡水湖が発達していた（牧野内，2001）。この湖に堆積した地層が東海層群で、濃尾平野東側の丘陵地帯から知多半島や伊勢平野の丘陵など、現在の濃尾平野と伊勢湾よりも東西に広がって分布する（第 2 図）。東海湖は最初に知多半島南部に形成され、鮮新世には北東—南西方向に伸びる湖が知多半島から伊勢平野まで広がり、徐々に北側へ移動し、更新世には伊勢北部や濃尾平野に達してその後縮小していったと推定されている。その頃に濃尾平野とその東側で西への傾動運動が始まり、濃尾平野が沈降し、東側の丘陵が隆起した（中部傾動地塊運動；桑原，1968）。このように更新世の間に、東西方向に広がる東海湖が消滅し、南北方向の隆起・沈降帯が成長した。

伊勢平野では、鮮新世の後半には東海湖は広範囲に隆起し、浸食面が形成され、中期更新世になってその浸食面を覆う河川性の堆積物が堆積し、さらに段丘堆積物が覆う（吉田，1987）。このような浸食面の形成、その後の河川性堆積物や段丘堆積物の形成は、地殻変動による隆起と沈降に加えて、海水準変動の影響も受けて形成されたと考えられる。

伊勢湾では、1964 年から地質調査所（現在の産業技術総合研究所）が音波探査を実施しており（中条・高田，1970；中条・須田，1971，1972）、桑原ほか（1972）はそれらのデータを用いて、伊勢湾東部の伊勢湾断層、西部の鈴鹿沖断層、伊勢湾中央を東西に横断する白子—野間断層などの存在が明らかにした（第 3 図）。その後、知多半島常滑沖において、伊勢湾断層の詳細な調査が行われた（中部空港調査会，1994；豊蔵ほか，1999；岡田ほか，2000）。さらに、海上保安庁水路部が、伊勢湾全域にわたってシングルチャンネル、マルチチャンネル音波探査及びボーリング調査を実施し（第 4 図；海上保安庁，1996；岩淵ほか，2000）、鈴鹿沖断層の正確な位置を明らかにしたほか、

津沖にも海底活断層の存在を指摘した。さらに、ボーリングデータに基づいて活断層の変位速度を明らかにしている。国土地理院も海域音波探査などを実施し、沿岸海域土地条件図を公表している（建設省国土地理院，1973）。

濃尾平野から伊勢湾に至る沈降帯の西側に発達する活断層は、大きく 2 列に分かれる。一つは、鈴鹿山地および布引山地の東縁を画する断層帯で、鈴鹿東縁断層帯（地震調査研究推進本部，2005a）及び布引山地東縁断層西部（地震調査研究推進本部，2005b）と呼ばれている（第 3 図）。断層の変位速度は 0.1~0.3 m/千年で、B 級の活断層である。これらの断層の東側には養老山地東縁から南に連続する養老—桑名—四日市断層帯（地震調査研究推進本部，2005c）及びその南側の布引山地東縁断層帯東部（地震調査研究推進本部，2005b）が発達する。養老—桑名—四日市断層帯は 4 m/千年の最大変位速度を持ち、この地域では最も活動的である。また、四日市港付近から南東方向に伸びる鈴鹿沖断層（桑原ほか，1972；岩淵ほか，2000）も本断層帯に含まれる可能性があるが、評価はされていない。布引山地東縁断層東部は伊勢平野南部の丘陵を形成に関与したと考えられるが、活断層としての変位速度はかなり小さい。

伊勢湾の東部には、北北西—南南東方向に伊勢湾断層帯（岡田ほか，2000；地震調査研究推進本部，2005d）が発達する。この断層は知多半島の隆起に関連したと考えられる東上りの逆断層である。さらに伊勢湾内にはそれらの断層と大きく斜交する東西方向の野間—白子断層が発達している（桑原ほか，1972）。本断層は北側が隆起する逆断層で、伊勢湾断層帯の一部として評価されている（地震調査研究推進本部，2005d）。

このように、伊勢湾及びその周辺には、方向が異なる多くの断層が発達し、地殻がブロック化していることが大きな特徴である。

伊勢湾内の層序についても数カ所のボーリングによって明らかにされている。豊蔵ほか（1999）は新空港建設のために実施したボーリング試料を解析し、上位から A 層（A1~A3 層）、B 層（B1~B4 層）、C（C1，C2 層）層、T 層に区分した（第 1 表）。A 層は泥質堆積物と砂層からなる約 1 万年前以降の海水準上昇期から高海水準期に堆積した地層と推定され、濃尾平野の南陽層に対比されている。B 層の中部は最終氷期の礫層からなり、濃尾平野の第 1 礫層に対比され、その上部は海水準上昇期の濃尾層、下部は最終間氷期後の海水準低下期に堆積した大曾根層に対比されている。C 層上部は粘土層や砂層からなり最終間氷期の熱田層に、下部は礫層からなりその前の寒冷期の海部累層に対比されている。T 層は東海層群の常滑層に対比され、大きく傾斜した地層からなる。

岩淵ほか（2000）も伊勢湾断層の両側でボーリン

グを行い、ほぼ同じ結果を得ている。さらに、海上保安庁は鈴鹿沖断層の両側でも海上ボーリングを実施し、上から完新統の南陽層、後期更新統の濃尾層、第1礫層（最終氷期）、熱田層上部及び下部（後期更新世海成層）、中期更新統の第2礫層及び海部累層、前期更新統以下の東海層群に区分している（海上保安庁水路部、1996）。このように、伊勢湾内の堆積物は海水準変動の影響を強く受けて岩相が大きく変化し、不整合が形成されている。

2. 布引山地東縁断層帯東部の評価と課題

松田ほか（2000）は、布引山地東縁断層帯を北部と南部に区分した。その区分では北部は布引山地の東縁に発達する断層帯で、明星ヶ岳断層や庄田断層からなり、南部は東側にステップし、津市南方の高茶屋断層、鳥戸断層などからなるとされていた（第3図）。その後、南部の高茶屋断層の北側延長付近の海底に活断層が報告された（岩淵ほか、2000）。それによって、さらに北側の陸域で報告されていた千里（ちさと）断層までを一連の断層帯と判断し、布引山地東縁断層帯東部として区分された。従来の布引山地東縁断層帯の北部とされていた部分は、同断層帯西部として評価されている（第3図、地震調査研究推進本部、2005b）。

布引山地東縁断層帯東部は全長48 kmの西傾斜の逆断層である。全体が一度に活動するとマグニチュード7.6程度の地震が発生する可能性があると考えられている。南半部は内陸部に発達し、段丘面の変形やトレンチ壁面での断層変位が確認されている。それらの調査結果に基づいて、平均変位速度は0.1 m/千年前後、最新イベントは1万1千年前頃にあり、1回のずれは約2.5 m、地震発生間隔は2万5千年間隔と推定されている。ただし、最新イベントの年代はそれほど信頼性が高くないと考えられている。

一方北半部は沿岸部から海域に分布する。津市南部の沿岸部では、東海層群の上限深度分布や褶曲構造から逆断層が存在すると推定され、高茶屋断層と呼ばれている（吉田、1987）。また、津市北側には東海層群と中位段丘面に変形を与える千里（ちさと）断層が知られており（吉田、1987）、布引山地東縁断層帯の北端とされているが、トレンチ調査などによる断層の確認は行われていない。高茶屋断層と千里断層の間の海岸線に沿って沖積平野が発達するが、内陸側では段丘化しており、その境界付近の地下構造は十分に解明されているとはいえない。特に海岸付近は調査が困難な場所である。その区間の海岸から約3 km沖に、ほぼ南北方向の活断層が報告されている（海上保安庁、1995；岩淵ほか、2000）。本報告では、この断層を津沖撓曲と呼ぶ。この津沖撓曲と高茶屋断層と千里断層も布引山地東縁断層帯東部に含まれ、評価されている（第3図、地震調査研究

推進本部、2005b）。

一方、これら南北方向の活断層と大きく斜交する東西方向の白子-野間断層が伊勢湾を横断し、津沖撓曲の北東側に達する（地震調査研究推進本部、2005d）。この断層は伊勢湾断層帯の一部として評価されており、変位速度は0.3 m/千年程度、活動間隔は8千年程度と推定されている。白子-野間断層の西方延長上の伊勢平野には、北西-南東から東西方向に伸びる高野尾背斜が発達し、東海層群中に北側隆起の構造を形成している（第3図、吉田、1987）。高野尾背斜の南側には、いくつかの東西方向の短い活断層も認定されている。

本調査では、津沖撓曲の構造・規模と活動履歴を解明するとともに、布引山地東縁断層帯東部と野間-白子断層西部との関係を明らかにすることを目的として、津沖から鈴鹿沖まで調査を行った。

3. 調査

断層の位置形状と周辺海域の層序を明らかにするため、SES2000地層探査機を用いた音波探査と、地層の年代を決定するために、ピストンコアを用いた堆積物採取を行った（第5図）。また、海上保安庁海洋情報部から音波探査断面及びボーリング調査報告書等の提供を受け、比較しつつ断層の解析を行った。

3.1 音波探査

音波探査は、四日市港船籍のうみねこ（19.35t）を備船し、平成24年8月20日～9月1日にSES2000地層探査システムを用いた。海上位置決定はHemisphere社製のD-GPS（VS100）、調査船誘導はアカサカテック社製のGPMate-ECHOから構成されるD-GPS測位システムを使用した。本システムにおける位置精度は1 m以下である。調査船誘導に使用したGPMate-ECHOは、計画測線を予めパソコンに入力すれば、計画測線及び調査船の位置とその航跡をパソコン画面上に常時表示することができる。また、D-GPS測位システムの使用に当たっては、事前に調査海域近傍の既設基準点の四等三角点（磯山海岸）においてGPSの精度確認を行った。

SES2000地層探査システムは、100 kHzを一次周波数とするわずかに周波数の異なる超音波を同時に発信させ、超音波の干渉を利用して、二次周波数（5・6・8・10・12・15 kHz）を発生させるパラメトリック方式を用いている。この方式により、3.6°の狭ビームを用い、直下の精密測深と地層探査を同時に実施することが可能である。また、動揺補正装置（ダイナミックモーションセンサー）を用いて波の動揺補正（ヒーブ）を行うことにより、波浪の影響を排除した明瞭な記録を取得することが可能になっている。

取得した音波探査記録の解析は本地層探査システム専用の解析ソフトであるISEを使用した。堆積物

中の速度の測定を行っていないため、1500 m/sec と仮定した。また水深値は調査海域近傍の四日市港管理組合が管理する四日市港の潮位データで補正し、さらに四日市港基準面 (Y.P) から東京湾平均海面 (T.P) に変更して用いた。

全域で海岸線に直行する西北西-東南東方向の主測線 (L 測線, 全長 123.9 km) と、それらを対比するために海岸線に平行な測線 (K 測線, 全長 48.9 km) を実施した (第 5 図)。さらに、調査域の断層など地質構造を明らかにするために主に南北方向の測線を追加した。

鈴鹿沖海域では L 測線の間隔は約 1.2 km である。鈴鹿沖断層の走向が概ね東北東-西南西方向であることから、断層南西端周辺で南-北方向の VL 測線を約 1.0 km 間隔で追加した。白子沖の主測線 (L 測線) 間隔は約 1.8~2.3 km である。また海脚部を横断する測線 (EX 測線, 全長 32.2 km) を追加した。さらに沖合の伊勢湾中軸付近では、白子-野間断層の地質構造を明らかにするために、ほぼ南北方向の 3 本の S 測線 (全長約 24 km) を実施した。津沖海域の L 測線の測線間隔は約 0.5~1.0 km とした。さらに白子-野間断層と津沖撓曲との関係を明らかにするために、白子-野間断層西端付近からその西方延長部で、南-北方向の AD 測線及び VL 測線を約 0.5 km 間隔で設定した。VL2 と VL3 測線は、柱状採泥地点選定のため、南側に 4 km 程度延長した。南北方向の測線数は 14 本、全体の測線長は約 66 km である。

また、データ密度を上げ良好な記録を取得するために船速を概ね 2~4 ノットとし、低速走行に努めた。概査測線と精査範囲で船速は多少異なる。測線の総本数は長短含めて 53 本、調査距離は合計約 294 km である。

3.2 堆積物採取

採泥調査は、先行して実施した高分解能音波探査の結果に基づいて、津市沖から鈴鹿市沖にかけての水深が 15.5~25.4 m の 4 地点で行った (第 5 図, 第 2 表)。柱状試料の採取にはパイプ長が 8 m のピストン式柱状採泥器を用いた。インナーチューブはポリカーボネート製で、内径が 7.5 cm、長さが 4 m のものを 2 本連結して使用した。

採取したコア試料は、1 m ごとに分割したうえで内部の試料を半割にし、乾燥を防いだ状態でつくば市の産業技術総合研究所に運搬した。半割したコア試料の片側を研究用、もう一方を保存用とした。研究用のコア試料については、半割面を整形後に写真撮影を行い、肉眼記載を行った。一方、保存用のコア試料については、軟エックス線写真撮影用に表面のスラブ試料を採取し、残りを保存した。

研究用コアから採取した貝殻やウニの殻などを対象に、40 試料について放射性炭素年代測定を行った (第 3 表)。年代測定用に採取した試料は主に破片化

したもので、二枚貝についてはほぼ離弁であった。これらについて、超音波洗浄機を用いて純水中でおよそ 15 分洗浄後、40 °C に設定した乾燥器で十分に乾燥させた。その後、(株) 地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社の加速器質量分析法 (AMS) を用いて分析を行った。得られた年代値について、ソフトウェア CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) により、MARINE09 データセット (Reimer *et al.*, 2009) を用いて暦年較正を行った。海洋リザーバー効果の補正は、三浦半島で得られた 7 つの海洋リザーバー値 (Shishikura *et al.*, 2007) の平均値 $\Delta R = 133 \pm 16$ yr を用いて行った。

得られた年代値をもとに、周辺地域で従来報告されている天城カワゴ平テフラ (Kg, 3.1 cal yBP, 町田・新井, 2003) および鬼界-アカホヤテフラ (K-Ah, 7.3 cal yBP, 町田・新井, 2003) の有無を確認するため、推定されるテフラ層相当層準を含む上下 50 cm の区間内で、1 cm スライス試料を 3 或いは 5 箇所採取し、それらを 63 μ m メッシュの篩を用いて泥質分を除去した。得られた砂質分の試料について、40 °C に設定したオーブンで乾燥させたうえで実体顕微鏡を用いて火山ガラスの有無について確認した。

4. 調査結果

4.1 層序

(1) 音響層序

反射断面で観察される地層は、形状や反射面の特徴などから、上部の A 層 (完新統) とその下位 B1, B2, B3 層に区分した (第 1 表)。A 層は伊勢湾内の中軸部や津沖の低地に広く分布し、層内にはほぼ平行な反射面が発達する (第 6 図)。A 層の基底より下位は音波の透過が限られるため、深さ 5~10 m までしか情報が得られない。その範囲にも多様な反射面が発達し、その特徴から、B1, B2, B3 層に区分した (第 6 図)。B1 層は湾内の低地に分布し、A 層に整合的に覆われるが、B2 層以下は鈴鹿沖海脚及び白子沖海脚を構成し、低地まで連続して A 層及び B1 層に不整合で覆われる。

A 層

A 層は伊勢湾の中軸付近で 25 m 以上の厚さを持つが、津沖では 10 m 程度になる。層内に発達する反射面は互いにほぼ平行で、不規則な起伏がほとんど認められないことから、浸食作用は受けていないと考えられる。そのような滑らかな反射面の最も下位の面を A 層の基底とした。津沖の海岸線に平行な K2-1 (第 6 図 A) 及び K3 断面では、最大で約 20 m の厚さの A 層が発達する。海底下約 10 m に連続的で明瞭な反射面が発達し、その下位には明瞭な反射面がいくつか認められるが、上位では反射面が不明瞭になる。

A 層内の特に明瞭で連続性の良い反射面を上位か

ら Ra0, Ra1, Ra2 及び Ra3 と呼ぶ (第 6 図). Ra1 は後に述べるように, 広域テフラ K-Ah に対比できる可能性がある. 海脚の周辺斜面では A 層は次第に薄くなり, 内部の反射面もほとんど見えなくなる.

津市沖では, 厚さ 10 m 前後の A 層が海岸に最も近いところまで連続し (第 6 図 B), そのまま津周辺の沖積平野に連続すると推定される. もっとも陸に近い部分で A 層基底の深度は海面下 20 m 程度である. その付近では, A 層の最上部に沖積平野前置層の先端が見える (第 6 図 B).

伊勢湾中軸付近の白子-野間断層の南側では, A 層は 20~25 m の厚さを持ち, 層内の反射面は全体が不明瞭になる (第 6 図 C). 海底下約 10 m に連続的な反射面が認められ, Ra1 に対比できると推定される. それより上部では, 全体にやや散乱気味で灰色に見え, 不明瞭な反射面がいくつか認められる. 一方, 下部は透明層になる. 白子-野間断層の北側にも, 厚さ 15 m 以上の A 層が分布する. 測線が不十分なため, 反射面の対比はできないが, 津沖の中軸部で認められた A 層下部の透明層はほとんど分布しないと推定される.

B1 層

B1 層は低地内の海面下約 30 m 以下にしか分布しない. 津沖では, 全体として灰色の均質な地層で, 内部に反射面はほとんど認められない (第 6 図 A, B). 伊勢湾の中軸付近では白く抜けた透明層となる (第 6 図 C). この地層の基底は起伏を伴うことから浸食面と考えられる. A 層との境界は滑らかでほぼ連続して堆積する. 地層の形状から, 豊蔵ほか (1999) の B 層上部 (B1 層) に対比される可能性が高い.

B2 層

A 層或いは B1 層の下位層である B2 層は, 海脚部では広く海底に露出する. 内部には連続性のよい反射面が認められる場合もあるが (第 6 図 C), 多くは連続性が悪く, 深部の構造が不明瞭であるため (第 6 図 A, B), 地層の連続性を明らかにすることができない. このため, 調査域の B2 層の対比や年代の推定が難しい. 海盆部の B2 層上面は起伏を伴う反射面が広く発達し, B1 層と区分される (第 6 図 A, B). B2 層内にも起伏を伴い, 連続性の乏しい反射面が認められる.

白子沖海脚の南側斜面に分布する B2 層はほぼ水平な成層構造を持ち, 傾斜した浸食面に切られて, A 層に覆われている (第 7 図 A). このような地層の形状は, 高海水準期に堆積した地層がその後の低海水準期に浸食されたことを示唆している. この推定が正しければ, 白子海脚の南側斜面に分布する B2 層は最終間氷期或いはそれ以前の地層であると言えるが, 年代を直接決定できる試料は得られていない. また地層の連続性を追跡することができないため, 他の地域の B2 層とは年代が大きく異なる可能性もある. 豊蔵ほか (1999) の B2 層以下の最終氷期か

らそれ以前の堆積物に対比できると考えられる.

B3 層

B3 層は大きく傾斜した反射面を持ち, 明瞭な浸食面で切られていることが特徴である. 鈴鹿沖では B3 層で構成される背斜構造が浸食されており, それを B2 層が覆う (第 7 図 B). 白子-野間断層の西方延長上の海岸付近でも大きく傾斜した反射面を持つ B3 層が認められる. B2 層と B3 層との間で大きな構造差があることから, かなりの時間的なギャップがあると推定されるが, B3 層は調査域内でも断片的にしに認められないため, それらの対比や年代の推定はできなかった. 反射断面上の地層の特徴は豊蔵ほか (1999) の T 層に似ているが, 年代を特定できる情報は無い.

海水準変動

伊勢湾の地形及び層序は海水準変動の影響を強く受けて形成されたと考えられる. 伊勢湾の北に位置する濃尾平野では, 木曾川のデルタ堆積物を対象として完新世の相対的海水準変動が復元されている (海津, 1992). そこで示されている年代値をもとにソフトウェア CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年較正すると, 海水準変動のおおよその傾向は次のようにまとめられる. すなわち, 現在の海水準を 0 m とした場合, 10 cal yBP 前後で -22~-43.5 m で, その後上昇し, 9.2 cal yBP で -12.5 m, 6.5 cal yBP で -7 m, 5.8 cal yBP で -2.7 m, 4.7 cal yBP で -1.8 m となる, それ以後はおおよそ 1~3 m の変動をへて現在に至る. このような海水準変動に関する知見と調査海域が水深 40 m より浅いことを考慮すると, A 層は最近約 1 万年間の地層で, B1 層はその直前の海進期の地層であると推定される.

地層の対比

以上のことから, A 層は完新統, B1 層は最上部更新統, B2 層は最終間氷期を含む上部更新統, B3 層は更新統~鮮新統 (東海層群) に対比できると考えられる (第 1 表). しかしながら, B2 層と B3 層の区分は反射面の見かけだけで行っているため, 場所によって年代が重複している可能性がある. また, 特に B3 層とした地層はかなり幅広い年代を含む可能性がある.

これらの地層の年代を決めるためにピストンコアを実施したが, 実際に堆積物が得られたのは A 層のみでそれ以下の地層の年代を直接明らかにすることはできなかった.

(2) 堆積物

採泥調査の結果, 4 カ所で長さが 6.4~7.4 m のコア試料 (ISB-1~ISB-4) が採取された (第 8 図). いずれも貝殻片を含む泥質堆積物によって構成される. また, 貝殻片を対象とした放射性炭素年代測定によって, 0~8.0 cal yBP の年代値が得られた (第 3 表).

ISB-1 は, 長さが 7.28 m である. 全体的に内部構造に乏しい泥質堆積物によって構成される (第 9,

10 図). 最下部のおよそ 0.7 m (コア深度: 7.275~6.5 m) は, シルト-極細粒砂のPATCH状の生痕をともなうオリブ黒色の粘土質シルトで, 明瞭な境界面を持たずに上位のオリブ黒色の粘土に漸移する. 最上部のおよそ 0.1 m (コア深度: 0.11~0 m) の灰オリブ色の粘土は, 含水率が高くスプ状である. 全体に, 破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在する. 一部では巻貝類やツノガイ類の殻も認められる.

ISB-2 は, 長さが 6.77 m である. 主に灰色の粘土によって構成され, 全体的に粒度変化や内部構造に乏しいが, 軟エックス線写真では一部で弱いラミナが認められる (第 11, 12 図). コア深度が 0.3~0.15 m および 0.05~0 m の区間はオリブ黒色であるが, 色調の変化は漸移的である. 全体に, 破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在する. 一部では合弁の二枚貝類や巻貝類の殻も認められる. また, 薄い材片も一部で認められる.

ISB-3 は, 長さが 7.40 m である. 全体的に粒度変化や内部構造に乏しい主に灰色の粘土によって構成される (第 13, 14 図). 最上部 (コア深度: 0.2~0 m) はオリブ黒色である. 全体的に, 破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在する. 一部では, 破片化した巻貝類の殻や, 植物片および材片が認められる.

ISB-4 は, 長さが 6.42 m である. 全体に内部構造に乏しいが, 上方粗粒化を示すのが特徴である (第 15, 16 図). 下部 (コア深度 6.4~4.41 m) は灰色の粘土で, 中部 (コア深度 4.41~2.56 m) は主にオリブ黒色のシルト質粘土, 上部 (コア深度 2.56~0 m) はオリブ黒色のシルトである. 粒度変化は漸移的で, 明瞭な境界面は認められない. 全体的に破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在し, 一部では破片化した巻貝類の殻も認められる. また, 植物片および材片がしばしば認められる.

得られたコア試料は, いずれも著しく生物擾乱が発達した泥質堆積物によって特徴づけられる. 年代値は, 8.0 cal yBP から現在まで連続的に得られた. したがって, これらの堆積物は, いずれも, 最終氷期最盛期以降の海進期から高海水準期にかけての内湾堆積物と考えられる. このうち, ISB-4 のみ上方細粒化する傾向は, 近接する河川からの堆積物供給の影響を示すと考えられる. ISB-4 は津市中央部を流れる安濃川および志登茂川の河口沖から得られていることから, 両河川によってもたらされる懸濁粒子が河口の前進にともなってより沖合まで運搬・堆積するようになったことを示す可能性が考えられる. このことは, ISB-4 に植物片や材片がしばしば認められることから支持される.

(3) 堆積物の年代

全測定試料のうち最も古い値は, ISB-1 の深度 7.105 m から産出したウニの殻の 7874~8052 cal yr BP である (第 3 表). 一方, 最も新しい値は, ISB-3

の深度 0.05 m から産出した二枚貝の殻で, 「現在」の値を示す. したがって, 本採泥調査によって得られたコアはいずれも完新世の堆積物である. これらの年代値によって見積もられる堆積速度曲線は, コアによる傾向の違いがある (第 17 図). ISB-1 は, 下部で 0.18 m/kyr, 中部で 0.90 m/kyr, 上部で 2.82 m/kyr で, 下部から上部にかけて平均の堆積速度が増加する傾向がある. 一方, ISB-2 も平均の堆積速度が変化するが, 下部で 1.79 m/kyr, 上部で 0.37 m/kyr である. これらに対し, ISB-3 および ISB-4 はいずれも堆積速度はほぼ一定で, それぞれ, 1.36 m/kyr ならびに 0.93 m/kyr である. ただし, ISB-3 については, 最下部で堆積速度が変化していると読み取ることにも可能で, その場合は 2.41 m/kyr と見積もられる.

このような堆積速度曲線の特徴は, 岩相の特徴と一致する場合がある. ISB-1 の下部において堆積速度が増加する層準は, 岩相がシルトから粘土に細粒化する層準とほぼ一致する. ただし, 中部における堆積速度の増加に対応する岩相変化は認められない. ISB-2 は, 上部で堆積速度が減少するが, これに対応する顕著な岩相変化は認められない. ただし, 色調に注目すると, 上方にオリブ黒色から灰色へと変化する. 一方, 同じコアの中部では, 灰色からオリブ黒色へと色調が変化するが, ここでは堆積速度は変化しない. したがって, 堆積速度の変化と色調の変化の関係は明確ではない. また, ISB-3 および ISB-4 がいずれも堆積速度がほぼ一定なことは, 岩相が粘土で大きな変化を示さないことと整合的である.

伊勢湾周辺地域で認められるテフラとして, 天城カワゴ平テフラ (Kg, 3.1 cal yBP) および鬼界-アカホヤテフラ (K-Ah, 7.3 cal yBP) がある (町田・新井, 2003). このうち Kg テフラは, 愛知県常滑市沖で実施された柱状採泥調査で報告されている (中部空港調査会, 1994). 一方, K-Ah テフラは伊勢湾内での報告はないが, 弥富市の名古屋港内で掘削されたボーリングコアで認められている (藤ほか, 1982).

肉眼観察では火山灰層が認められなかったため, 得られた年代値をもとに各コア試料における Kg テフラおよび K-Ah テフラの噴出年代に相当する層準を対象に, 火山ガラスの洗い出しを行った. その結果, ISB-1 の Kg テフラ相当層準 (コア深度 5.6 m) および K-Ah テフラ相当層準 (コア深度 7.0 m) を含む 50 cm の区間内で, それぞれ火山ガラスが数個単位で認められた. 一方, ISB-2, 3, 4 については, Kg テフラ相当層準 (各コア深度 1.2 m, 3.8 m, 2.8 m) を含む 50 cm の区間内では火山ガラスが認められなかった. 既存のデータ (藤ほか, 1982; 中部空港調査会, 1994 など) も考慮すると, 伊勢湾内に Kg テフラ及び K-Ah テフラは降灰したであろうが, 本調

査海域での降灰量は少なく、その後の生物活動による擾乱などの影響で堆積物中に散乱し、認識できなくなったと考えられる。

(4) A 層内反射面の年代

年代測定の結果をもとに、比較的広域で追跡できる反射面の年代を推定した。海岸に平行な測線 K2-1 の反射断面で認識される反射面 Ra0, Ra1, Ra2, ならびに Ra3 は、堆積物試料 ISB-1~ISB-4 を採取した地点を含む断面でも追跡可能である。このため、これらの反射面の形成年代を推定する。なお、年代値にはソフトウェア CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年較正して算出された確率分布中央値 (median probability) の値 (第 3 表) を用いる。

ISB-1 は測線 KS1 の断面上で得られた (第 18 図)。その地点の深度 7.28 m の範囲内で、深度 6.1 m および 7.2 m に反射面が認識される。ISB-1 の堆積速度曲線に基づくと、各反射面の形成年代は 3.6 cal kyr BP および 8.0 cal yBP と見積もられる。一方、この断面で認識される反射面は堆積層が連続しないため、ほかの断面で対比することが困難である。

ISB-2 は測線 VL4 および K4 の交点上で得られた (第 19 図)。その地点の深度 6.77 m の範囲内で明瞭な反射面が認められない。一方、深度 7.2 m ならびに 10.0 m に、反射面 Ra1 と Ra2 がそれぞれ認識される。ISB-2 の中部から下部にかけての堆積速度 1.79 m/kyr をもとに外挿すると、各反射面の形成年代は 7.2 cal yBP ならびに 8.8 cal yBP と推定される。

ISB-3 は測線 L11 の断面上で得られた (第 20 図)。その地点の深度 7.40 m の範囲内で、深度 4.7 m に広域に追跡可能な反射面 Ra0 が認識される。その形成年代は、3.7 cal yBP と推定される。一方、深度 10.9 m, 13.1 m に、反射面 Ra1 及び Ra2 がそれぞれ認識される。前述のように ISB-3 下部の堆積速度は 1.36~2.41 m/kyr と見積もられる。これを外挿することで、各反射面の形成年代は、6.5~8.0 cal yBP, 7.4~9.6 cal yBP と推定される。

ISB-4 は測線 L14.5 の断面上で得られた (第 21 図)。その地点の深度 6.42 m の範囲内で、深度 3.9 m に広域で追跡可能な反射面 Ra0 が認識され、その形成年代は 4.3 cal yBP と推定される。一方、深度 8.0 m, 10.0 m に反射面 Ra1 (?) 及び Ra2 が認識される。ISB-4 の堆積速度 0.93 m/kyr をもとに外挿すると、各反射面の形成年代は 8.6 cal yBP, 10.7 cal yBP と推定される。

ピストンコア試料 ISB-2~ISB-4 に基づいた反射面 Ra0~Ra3 の推定年代は、地点毎に必ずしも一致しない。このことは、各コアの年代測定精度や堆積速度のばらつきが原因と考えられる。年代測定に用いた貝殻試料は基本的には破片化したものであることから、生物擾乱によって初生的に堆積した層準から移動している可能性あり、一定の誤差があるものとして認識する必要がある。

(5) 反射面の形成要因

音波探査断面に認められる反射面の一部は、コア試料が得られた深度の範囲にある。しかし、それらとコア試料の岩相の特徴との対応関係は明瞭ではない。例えば、ISB1 の採取地点では、2 つの反射面の深度が 6.1 m および 7.2 m で、それぞれ ISB-1 の下部の 2 層準に相当する。しかし、粗粒堆積物の挟在や明瞭な侵食面などの岩相の特徴は認められない。同様に、ISB-3 及び ISB-4 においても得られたコア試料の深度までに反射面が認識されるが、いずれの場合も岩相の特徴との対応関係は認められない。したがって、反射面の形成は、岩相の特徴で認識されるような大きな堆積作用の変化やイベント堆積物の形成などが要因ではないと考えられる。

一方、一部の反射面は、火山灰層の発達と関係している可能性が否定できない。反射面 Ra1 の形成年代は、ISB-2, 3, 4 でそれぞれ 7.2 cal yBP, 6.5~8.0 cal yBP, 8.6? cal yBP と推定される。これらは、K-Ah テフラが示す 7.3 cal yBP と近い。したがって、いずれの層準もコア試料が得られた深度よりも下位であるが、K-Ah テフラ層として存在している可能性があると考えられる。このことは、ISB-1 の K-Ah テフラ相当層準で、少量の火山ガラスが認められたことと矛盾がない。また、同様に ISB-1 では、3.1 cal yBP を示す Kg テフラ相当層準から少量の火山ガラスが認められた。ISB-1 での Kg テフラ相当層準で反射面は認識されないものの、ISB-1 の東側のほぼ同層準では反射面が認識される (第 18 図)。したがって、この反射面は Kg テフラ層に対応している可能性がある。

4.2 地質構造

(1) 鈴鹿沖断層

鈴鹿沖断層は、四日市港の沖から南南東に伸び、鈴鹿市の沖で南北から南西に走向を変え、不明瞭になるとされている (第 2 図; 岩淵ほか, 2000)。断層の西側が隆起することから、西傾斜の逆断層であると推定される。鈴鹿沖海脚は断層が不明瞭になる南西側に位置する。

鈴鹿沖海脚では、水深 15 m より浅い部分は A 層が欠如し、B2 層及び B3 層が海底に露出するが、全体として海底下の反射面が不明瞭で構造がわかりにくい (第 22, 23 図)。海岸付近では、東西から西北西-東南東方向の軸を持つ背斜構造が侵食平坦面下の B3 層中に観察される (第 24 図)。この背斜軸の西方延長では、海岸近くに東海層群が露出する丘陵 (岸岡山) が孤立して形成されており、吉田 (1984) の地質図に示された東海層群の走向傾斜から、丘陵が東にプランジする背斜構造上に位置すると推定される。海域で認められた背斜構造は、この背斜構造の東方延長部が見えている可能性が高いが、海岸から約 2 km まで認められるのみで (第 25 図)、沖側へ

の延長部は不明である。また、この背斜軸は鈴鹿沖海脚の南縁付近に位置することから、海脚全体の隆起を説明できるわけではない。B2層は、海岸に直交する測線では海側に傾斜する反射面が、南北方向の測線では南側に傾斜する反射面が断片的に観察され、海岸から海側に張り出す半ドーム状の隆起構造を形成していると考えられる。

VL7測線とVL8測線との間には海上保安庁のマルチチャンネル反射断面（岩淵ほか、2000；M13測線）が得られており、地下深部に鈴鹿沖断層が認められ、海底付近まで変形が認められるが、SES2000の反射断面とは分解能が違いすぎて、直接比較することは困難である。VL5、VL6及びVL7測線のSES2000断面では断層延長部でB2層の傾斜がやや増すが、VL8測線ではB2層に断層活動を示唆する明瞭な変形は認められない（第23図）。このように、鈴鹿沖断層の南西延長部で明瞭な断層変位は認められないが、B2層は変形している可能性は否定できない。海底には明瞭な変形は認められないことから、少なくとも完新世の間は活動していないと考えられる。鈴鹿沖海脚と白子沖海脚の間も全体として隆起帯が連続している（第22、26図）。

鈴鹿沖海脚上には、B2およびB3層を浸食しA層に埋積された海底谷がいくつか観察される。埋積されている海底谷の壁の直上ではA層中に変形が発達するように見える部分があるが（図22：KS1測線/5250～6200m、図23：VL6測線/300m付近）、圧密による不等沈下であると考えて、活断層に関連する変形ではないと判断した。これらの海底谷はほぼ東西方向に伸び、鈴鹿沖断層とはほぼ直交する。

(2) 白子一野間断層

白子一野間断層は東西走向で伊勢湾を横断する北側隆起の逆断層で、白子沖海脚はその上盤に当たる。その西端は三重県側の海岸から約4kmまでと評価されている（地震調査研究推進本部、2005d）が、海岸に近い海域には十分な音波探査データが存在しない（第4図）。本断層の西方は布引山地東縁断層帯の津沖撓曲帯と千里断層との境界に当たり、さらに西方の陸上には東海層群中に高野尾背斜（第3図、吉田、1987）が発達する。活断層としての白子一野間断層がどこまで連続するかは、布引山地東縁断層帯の連続性や活動区間を考える上で重要である。そのために、同断層の西部から西方延長部で南北方向の測線を設けて詳細な調査を行った。

伊勢湾中軸部で得た測線S4～S6の反射断面では、白子一野間断層に沿ってB1及びB2層が北側隆起の撓曲帯を形成し、それをA層がオンラップして覆う（第27図）。明瞭な断層は認められない。B1層上面及び基底面の垂直落差は、S5およびS6断面では3～4mであるが、S4測線では10mに達する。S5およびS6測線ではA層に変形が認められないことか

ら、B1層とA層の境界付近で白子一野間断層の最終イベントがあったと推定される。S4測線ではA層の内部反射面が緩やかに傾斜している（第27図）。A層下部は撓曲帯上でほぼ一様な厚さを保って傾斜することから、断層活動による変形である可能性が高い。一方、A層上部では、下位のB1層の撓曲帯より幅広く、B1層がほぼ水平な領域まで地層の傾斜が認められることから、断層活動による変形ではなく、堆積構造だと判断した。

白子一野間断層の西方延長部は、白子海脚南縁の斜面にほぼ一致する。斜面はB2層以下の地層からなる隆起帯の南縁に相当し、地質構造を反映したものであるが、B1層は分布しない上、B2層には明瞭な変形構造が認められない（第28、29図）。海岸に近いところでは、傾斜したB3層が認められる（第28図：AD0、AD0.5測線、第29図：EX2測線）

B1層の大きな垂直変位を持つ撓曲構造を追跡すると、S4の6200～6400m付近（第27図）、EX2の6500～6900m付近（第29図）、L6.5の5000～5400m付近及びADK1の2300～2500m付近（第26図）、L7の5500～5600m付近（第30図）に認められ、それらトレースから断層が西端付近で南西に方向を変えていることがわかる（第25図）。西端はL8の測線が中断している付近に達していると推定される。L7断面では変形するB1層直上のA層も変形しているように見えることから、1回の変形イベントがあったと推定される。

(3) 津沖撓曲

津沖は白子一野間断層の南側に広がる南北幅約20kmの低地帯になっており、顕著な隆起帯は存在しない。海底は沖側に緩やかに深くなり、A層の厚さも海岸から数kmまでは10m前後であるが、沖に向かって徐々に厚くなる（第30～32図）。反射断面上の海岸に最も近いところでは、水深が約10m、A層基底深度が20m前後である。津付近の沖積層の基底深度は15～20mであることから（吉田、1987）、A層基底はそのまま津周辺の沖積平野に連続し、音波探査断面の西端と海岸付近の間に大きな構造差はないと推定される。

A層基底は沖に向かって緩やかに深くなるが、海岸から3km付近で傾斜が大きくなるとともに、B1及びB2層の傾斜もわずかに大きくなる（第30、31図）。その東側でA層基底深度は海面下約40mに達し、ほぼ水平になる。このA層基底の傾斜帯は、岩淵ほか（2000）が示した津沖の断層（津沖撓曲）にほぼ一致することから、断層活動に伴って形成された構造と判断し、津沖撓曲帯と呼ぶ。この撓曲帯は測線L9からL15まで認められ、その幅は300～1000m、長さは7km程度である（第25図）。

撓曲帯を覆うA層も東側への傾斜をやや増すが、その形状から断層活動を判読することは困難である。

しかしながら、A層中に断層変位を示すと考えられる西側隆起の変形がL13.5, 14, 14.5に認められる(第25図)。そのうち、L14.5は津沖撓曲の位置に一致するが、それ以外は撓曲帯から1~1.5 km東にずれる。最も明瞭な変位が認められる測線L14.5の反射断面1700 m付近で、変位イベントの推定を試みた。測線L14.5で認められるA層中の反射面の変形量を比較するため、反射面を忠実にトレースし、断層の東側(低下側)を同じレベルに重ねて比較した(第33図)。その結果、全体として上位に向かって上下変位が小さくなっていくが、いくつかの特徴が認められる。反射面①と②は最も変位量が大きくほぼ等しい。②から③で変位量は急に小さくなり、③から⑤までの変位量の減少はわずかになり、⑤と⑥の変位量はほぼ同じになる。その上位では再び変位量が減少し、⑧では海底にほぼ平行になる。

このような変形パターンを以下のように解釈した。反射面①と②はほぼ水平で平行な地層であったが、反射面②が堆積した直後に約70 cmの垂直変位が生じた。これをイベント1と呼ぶ。その変位に伴う海底の起伏はその後の堆積作用によって徐々に埋積され、最終的には反射面⑤の堆積時には完全に平坦化された。その後反射面⑥までは平坦な海底に堆積が続いたが、その後にイベント2が発生し、約50 cmの変位が生じた。その変位もその後の堆積作用によって徐々に埋積され、反射面⑧が堆積する頃には、イベント2で生じた変位もほぼ平坦化された。このような解釈に基づくと、イベント1及びイベント2の上下変位量はそれぞれ0.7 m及び0.5 mと推定される。

海底の起伏がある程度時間をかけて埋積され平坦化するという堆積過程はK2-1測線の9000~9600 m(第6図A)で観察できる。そこではB1層中にかつての砂丘だと解釈される堆積体があり、A層基底はそれに調和的な波状起伏を持つ。その直上のA層中にも上位に向かって振幅は減少しつつも波状起伏が認められ、基底の起伏が完全に解消し平坦化するまで、かなり時間がかかることを示している。

このような観察事実は、L14.5測線のA層中の反射面の形状から2回の断層活動を読み取る解釈が正しいことを支持している。また、津沖撓曲より南側のL16.5, 17, 17.5でも同様の変形が認められる。L17測線の5000 m付近(第34図)ではA層内で少なくとも約70 cmの変位が推定される。変位の発生時期もL14.5測線のイベント2に近い。これらの変位は津沖撓曲の延長線上よりは東側にずれた位置に認められ、L13.5, 14測線で認められる変位の位置の南方延長上に近いことから、一連の断層にともなう変形であると推定される。

L14.5測線の変形構造の考察で推定したイベント2(最新イベント)は、第33図の反射面⑥と⑦の中間の層準で発生したと考えられる。A層内で広域的に

追跡した反射面の中で、Ra1は⑤と⑥の中間に対比される。反射面⑥の年代はISB-4の堆積速度を外挿して約8.0 cal yBPと推定される。一方、反射面Ra1は反射面⑥の直下に相当するが、K-Ahテフラに対比される可能性が高く、そうであれば反射面⑥の年代は7.3 cal yBPより新しくなる。⑧の反射面の年代は5.4 cal yBPと推定されている。このK-Ahテフラの年代と⑧の反射面の年代を用いて堆積速度一定と仮定して計算すると、イベント2の年代は6200~6800年前と推定される。一方、イベント1の年代を直接推定できるデータは得られなかったが、A層基底付近であることから、約1万年前と推定される。

5. 考察及び断層評価

5.1 鈴鹿冲断層

従来から報告されている鈴鹿冲断層の南西延長部の調査を行った。A層には明瞭な活断層は認められなかったが、B2層は傾斜を増している可能性があることから、鈴鹿冲断層がさらに南西に延びている可能性は否定できないが、断層の存否を議論できるだけの情報は得られなかった。鈴鹿冲断層の南西延長部の有無を明らかにするためには、B2層の年代とより深部の構造を明らかにする必要がある。海岸付近のB3層には東方に延びる背斜構造が観察されたが、鈴鹿海脚の南縁部に位置し、海脚全体の隆起を説明できる構造ではない。この構造は陸上の地質との対比から、東海層群の構造を見ている可能性が高い。このように、鈴鹿冲断層の活動性については情報が不十分であることから、更に詳しい調査が必要である。

5.2 白子一野間断層

断層西部から西方延長部において、詳しく音波探査を実施した。本断層の活動を示す構造としてB1層の撓曲変形に注目した。伊勢湾の中軸付近では3~4 mの垂直変位を持つ。この変形は、地震調査研究推進本部(2005d)でもとらえられており、本断層の活動時期を決める重要な情報となっている。同じB1層の撓曲変形は、西側で10 mまで大きくなり(S4の6200~6400 m付近:第27図)、その西側では、EX2の6500~6900 m付近(第29図)、L6.5の5000~5400 m付近(第26図)、ADK1の2300~2500 m付近(第26図)、L7の5500~5600 m付近(第30図)に認められ、その位置をマッピングすることにより断層が西端付近で南西に方向を変えていることがわかる。西端はL8の測線が中断している付近に達していると推定される。ここでは、北緯34°46′、東経136°22′付近が西端と推定される。従来の本断層西端(北緯34°46′、東経136°35′)より約2 km短くなり、断層長は19 kmと推定される。

本断層主部の西方延長は白子冲海脚の南側斜面に

沿って伸び、B3層の撓曲帯は海岸近くまで認められる。このことから、かつては、海域の白子一野間断層は海岸まで達し、さらに内陸の高野尾背斜（吉田，1987）に連続していたと考えられる。一方、斜面を構成するB2層には変形がなく、海面下30m前後に水平に近い層理面を持つことから、最終氷期以前の比較的海面が高い時期の堆積物である可能性が高いと推定している。この推定が正しければ、西方延長部は後期更新世以降には活動していないことになる。ただし、B2層の年代も直接試料が採取されていないことから、確定していない。

本断層中央付近ではB1層に変形が認められるが、A層に変形が認められない。一方、断層西部ではA層中にも変位が推定されることから、過去約1万年に2回の断層活動があった可能性が高い。地震調査研究推進本部（2005d）ではA3層に同じ変形を確認して、最新活動時期を概ね6,500年前以後～5,000年前以前とした。地震調査研究推進本部（2005d）の図8に示されている断面と本調査の音波探査断面を比較すると、地震調査研究推進本部（2005d）のA3層は本調査のB1層と同じ地層であると判断され、得られた堆積物の年代や海水準変動から考えて、ここでの活動年代は約1万年前であると推定する方が妥当である。しかしながら、断層西部のA層中の活動年代は、地震本部の最終活動時期に近いと考えられる。

平均変位速度を推定できるデータは得られなかった。B1層に認められた最新活動は3～4mの垂直変位を伴う。断層西部では、2回の活動によって10mに達する垂直変位が生じたように見える。さらに本断層は東西走向であることから、横ずれ成分を持つ可能性もあり、その場合には断層のネットスリップは垂直変位量以上に大きくなる可能性が高い。一方、松田（1975）に基づけば、断層長が19kmの本断層から発生する地震のマグニチュードは7程度で、1回の変位量が2m程度と期待され、実際に観察される変位量とは大きな違いがある。

白子一野間断層周辺の東側には内海断層がある。地震調査研究推進本部（2005d）は内海断層を伊勢湾断層南部として、知多半島西岸沖の伊勢湾断層北部と一連の活動を評価しているが、断層形状から見て、白子一野間断層と内海断層が一連であると考えても不自然ではない（第3図）。この2つの断層が一連の破壊を起こすと、長さは36kmとなり、松田（1975）に基づけば発生する地震マグニチュードは約7.4、変位量は3m程度になり、観察される変位量に近くなる。内海断層の最新活動時期は約2千年前以後～1千5百年前以前と推定されていることから、白子一野間断層と連動したり、しなかったりしている可能性がある。

5.3 津沖撓曲

B2層の上面に高度差を持つ傾斜帯はL9からL15まで認められる。L9ではB2層内の地層の傾斜が不明瞭であることから、この付近を北端（北緯34°46′、東経136°36′）とした。L15ではB2層の傾斜が明瞭に認められ、L16ではB2層上面の高度差も認められなくなることから、南端はL15とL16の中間地点（北緯34°42′、東経136°33′）とした。撓曲帯の長さは約7kmである。

さらに、L16.5～L17.5にもA層に断層活動に起因すると考えられる変形が認められる。確認できる範囲は北緯34°42′、東経136°36′から北緯34°41′、東経136°36′までであるが、変形南端を確認できていないことから、さらに南側に伸びる可能性がある。津沖撓曲と合わせて、全長は10km以上と考えられる。

B層の傾斜帯は連続して認められるが、A層内の明瞭な変形は断片的にしか分布しない。最も明瞭な変形はL14.5で認められたが、それ以外の変形構造とは連続しない。A層内の変形した反射面の形状を比較することによって、2回の変形イベントがあったと解釈することが妥当であると考えたが、この断面が津沖撓曲の活動を代表しているかどうかは検討が必要である。

津沖撓曲では、1万年前と6200～6800年前に西側隆起の断層活動があったと推定される。これらの年代から、活動間隔は4000～7000年程度となる。ただし、活動年代の推定には誤差が大きい。L16.5以南の変位も津沖撓曲の最新活動時期とほぼ同じと推定され、同時に活動している可能性がある。いずれにしても、津沖には累積変位量は小さいが活断層が存在し、最近約6000年間は活動していないと推定されることに注意する必要がある。

A層基底に約1.2mの変位があることから、平均変位速度は約0.12m/千年、1回の変位量は0.5～0.7mである。ただし、この変位量は断層変形のみでの垂直変位量である。撓曲帯全体で見るとこの変位量よりやや大きい可能性がある。

布引山地東縁断層帯東部は断層の長さからマグニチュード7.6程度の地震を発生させると推定され、1回の変位量も3mを超えると推定されている。津沖撓曲の断層変位量は1m以下と推定されることから、布引山地東縁断層帯全体の活動による変位とは考えにくく、断層帯の一部が破壊するイベントが生じてきた可能性が高い。むしろ、布引山地東縁断層帯東部とは別の起震断層と考える方が妥当である。この場合には、津沖撓曲とその南側の断層を加えた長さ10km以上の断層が想定される。1回の断層変位量は0.5～0.7mであることから、松田（1975）に基づけば、断層長さは15km以下で地震マグニチュードも7以下である。

以上のことから、布引山地東縁断層帯東部については、断層長や活動区間を考え直す必要がある。津

沖撓曲帯を同断層帯東部から独立させると考えると、北端は高茶屋断層北端となりかなり短くなる。また、北端の千里断層は孤立するので、どのように評価するかも検討する必要がある。今回の調査結果だけで、同断層帯全体の再評価は困難であるが、今後の課題として調査と議論が望まれる。

6. まとめ

- (1) 鈴鹿沖断層が南西側に延長するかどうかは確認できなかった。
- (2) 白子-野間断層の西端は、南西に方向を変え、従来の断層評価より約2 km短くなる。また、白子-野間断層の西方延長部にはB3層の撓曲帯が認められるが、B2層には変形がないことから、最近数万年間は活動していないと推定される。
- (3) 白子-野間断層は過去約1万年間に2回の活動があった可能性があるが、完新世の変位は断層の西部にしか明瞭な変位が認められない。断層中央部での1回の垂直変位は3~4 m、断層西部では2回の累積変位量が10 mに達する。この変位量は19 kmという断層長から期待される変位量(2 m以下)よりかなり大きいので、その東側の内海断層帯とが連動破壊する可能性が考えられる。
- (4) 津沖撓曲の一部にはA層内に変位が認められ、その解析から、6800~6000年前と約1万年前に断層活動があったと推定される。ただし、1回の断層変位量は0.5~0.7 mであるので、期待される地震マグニチュードは7以下である。
- (5) 津沖撓曲の東側と南側にもA層中に変位が認められ、それらを含めると全体で10 km以上の長さを持つ独立の起震断層を形成している可能性が高い。従って、従来の布引山地東縁断層帯東部の全長や活動区間は、見直しが必要である。

謝辞 本報告は2012年度に文部科学省より委託を受けた、布引山地東縁断層帯東部の海域部における活断層調査結果をまとめたものである。

井上卓彦氏からは、いくつかの助言を受け、原稿を改善することができた。現地での調査に当たっては、三重県漁業連合会、海上保安庁第四管区海上保安部、三重県防災対策部危機管理課からのご協力を頂いた。また、海上保安庁海洋情報部からは、伊勢湾内の地震探査断面、音波探査断面、ボーリング調査を含む調査資料一式の提供を受けた。調査海域でのピストンコアラーを用いた堆積物採取では、総合地質調査株式会社の、三宅川靖氏、丸山かおる氏、保坂美道氏、松岡弘和氏、武田伸勝氏、ならびに佐藤正良氏、また、作業船『第壱宏龍丸』および『第貳拾七宏龍』の乗組員の方々には調査全般を通じてご協力を受けた。以上の方々に、お礼申し上げます。

文 献

- 中部空港調査会(1994) 中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書. 88p.
- 中条純輔・須田芳朗(1971) 伊勢湾北部の重力分布とその考察. 地質調査所月報, 22, 15-35.
- 中条純輔・須田芳朗(1972) 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察. 地質調査所月報, 23, 1-22.
- 中条純輔・高田康秀(1970) 音波探査による知多湾の研究. 地質調査所月報, 21, 187-218.
- 藤 則雄, 松島義章, 藤井昭二, 北里 洋, 森 忍, 1982, 名古屋港とその周辺の完新統の古生物に基づく環境解析. 第四紀研究, 21, 153-167.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋(2000) 伊勢湾における活断層調査. 水路部研究報告, 36, 73-96.
- 地震調査研究推進本部(2005a) 鈴鹿東縁断層帯の長期評価の一部改訂について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_suzukatoen/index.htm.
- 地震調査研究推進本部(2005b) 布引山地東縁断層帯の長期評価について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04apr_nunobiki/index.htm.
- 地震調査研究推進本部(2005c) 養老-桑名-四日市断層帯の評価. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01nov_yoro/index.htm.
- 地震調査研究推進本部(2005d) 伊勢湾断層帯の評価. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/index.htm.
- 海上保安庁(1995) 1:100,000 海底地質構造図「伊勢湾」. 海上保安庁水路部.
- 海上保安庁(1996) 大都市周辺海域活断層調査 - 伊勢湾海上作業及び解析処理作業 - 報告書. 海上保安庁.
- 建設省国土地理院(1973) 沿岸海域基礎調査報告書(四日市・津地区). 建設省国土地理院, 44p.
- 桑原 徹(1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, 7, 235-247.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀(1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系-“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題-. 地質学論集, 7, 61-76.
- 町田 洋・新井房夫(2003) 新編火山灰アトラス- 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 牧野内 猛(2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷. 豊橋市自然史館研報, 11, 33-39.
- 松田時彦(1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第2輯, 28, 269-283.

- 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり (2000) 日本陸域の
主な起震断層と地震の表一断層と地震の地方別
分布一. 活断層研究, 19, 33-54.
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内 猛・藤原八笛・伊藤
孝 (2000) 知多半島西岸沖の伊勢湾断層. 地
学雑誌, 109, 10-26.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck,
J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E.,
Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes,
P.M., Guiderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.K., Hogg,
A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B.,
McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W.,
Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney,
C.S.M., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E.
(2009): INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age
calibration curves, 0-50,000 years cal BP.
Radiocarbon, 51, 1111-1150.
- Shishikura, M., Echigo, T., Kaneda, H. (2007): Marine
reservoir correction for the Pacific coast of central
Japan using ^{14}C ages of marine mollusks uplifted
during historical earthquakes. Quaternary Research,
67, 286-291.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. (1993): Extended ^{14}C age data
base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration
program. Radiocarbon, 35, 215-230.
- 豊蔵 勇・岡田篤正・牧野内 猛・堀川義夫・長谷
川 淳 (1999) 「中部国際空港」海域 (知多半
島常滑市沖) の海底地形・地質. 地学雑誌,
108, 5, 589-615.
- 海津正倫 (1992) 木曾川デルタにおける沖積層の堆
積過程. 堆積学研究会報, 36, 47-56.
- 吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究
報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 81p.
- 吉田史郎 (1987) 津東部地域の地質. 地域地質研究
報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 72p.

(受付 : 2013 年 8 月 20 日, 受理 : 2013 年 9 月 18 日)

第1表. 濃尾平野と伊勢湾の層序対比表.
Table 1. Stratigraphy of Nobi Plain and Ise Bay.

		濃尾平野	伊勢湾 (豊蔵ほか, 1999)	本報告	
Holocene		南陽層	A1	A	
			A2		
			A3		
Pleistocene	Late	濃尾層	B1	B1	
		第1礫層	B2	B2	
		大曾根層	B3		
		熱田層	B4		
	Middle	第2礫層	C1	C2	B3
		海部累層			
Pliocene		東海層群	T		

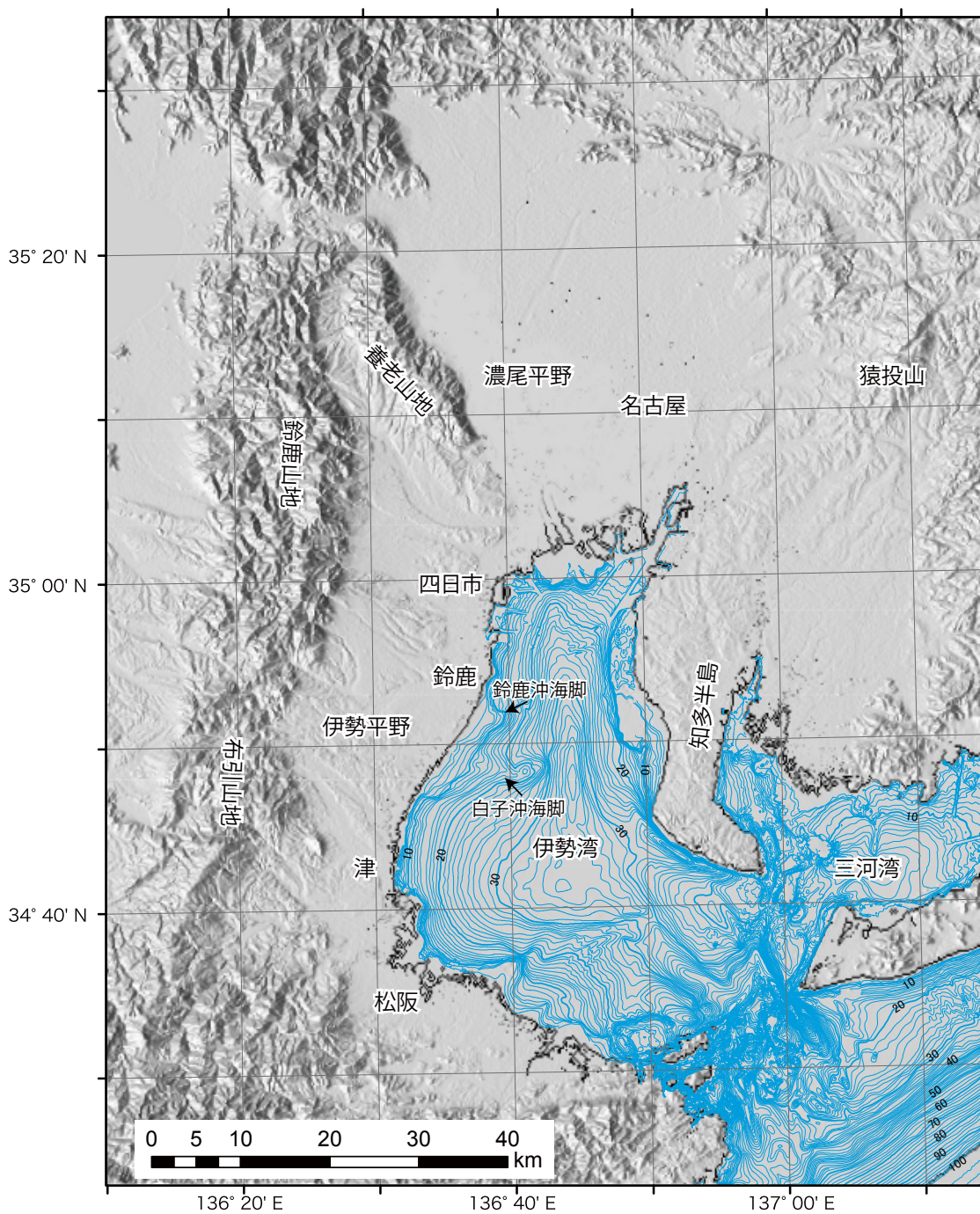
第2表. 採泥点の緯度経度及び水深値.
Table 2 Location and depth of piston cores.

Site	Core	Latitude	Longitude	Water depth (m)
1	ISB-1	34° 49' 50.8"N	136° 41' 22.8"E	25.4
2	ISB-2	34° 46' 26.7"N	136° 36' 47.2"E	21.1
3	ISB-3	34° 45' 08.1"N	136° 35' 42.1"E	21.7
4	ISB-4	34° 43' 22.7"N	136° 33' 19.4"E	15.5

第3表. 放射性炭素年代測定及び暦年校正の結果. 海洋リザーバー効果の補正は, 三浦半島で得られた7つの海洋リザーバー値 (Shishikura *et al.*, 2007) の平均値 $\Delta R=133\pm 16\text{yr}$ を用いて行った.

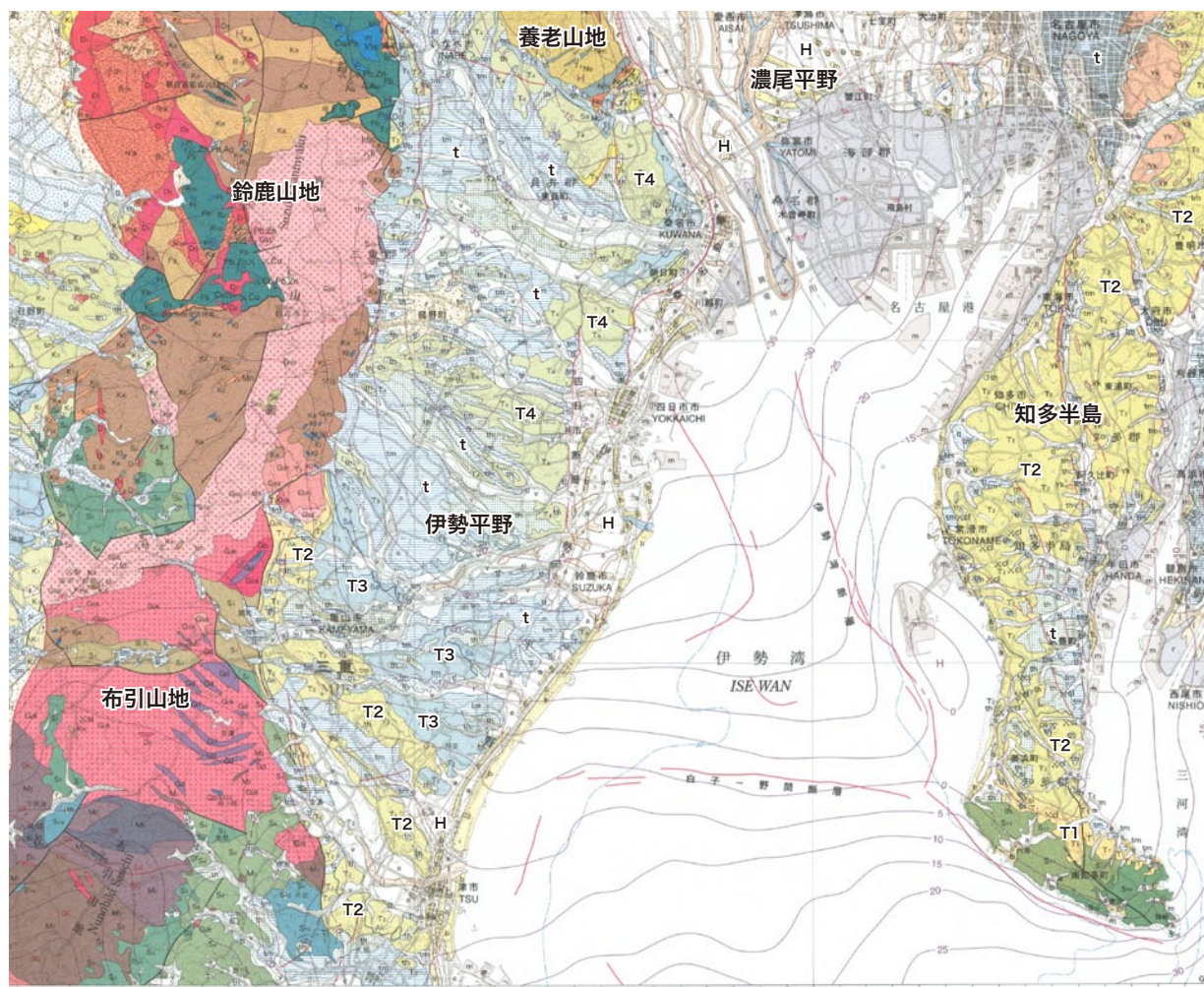
 Table 3 List of ^{14}C dating results and calendar year calibration. Sea water reserver effect was collected using $\Delta R=133\pm 16\text{yr}$ based on reserver value measured at Miura Peninsula by Shishikura *et al.* (2007).

Sample ID	Accession#	Core#	Core depth (m)	Material	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (2 σ) (cal yr BP)	Median probability (cal yr BP)
IS-01	Beta-337363	ISB-1	0.795	bivalves	740 ± 30	131–318	255
IS-02	Beta-337364	ISB-1	1.035	scaphopods	810 ± 30	262–415	327
IS-03	Beta-337365	ISB-1	2.290	bivalves fragments	1350 ± 30	675–860	755
IS-04	Beta-337366	ISB-1	3.500	echinoids	1790 ± 30	1138–1287	1221
IS-05	Beta-337367	ISB-1	3.610	bivalves fragments	1750 ± 30	1084–1263	1185
IS-06	Beta-337368	ISB-1	4.450	gastropods	2130 ± 30	1462–1679	1559
IS-07	Beta-337369	ISB-1	5.315	bivalves	3230 ± 30	2764–2969	2868
IS-08	Beta-337370	ISB-1	6.285	echinoids	3830 ± 30	3490–3714	3612
IS-09	Beta-337371	ISB-1	6.285	bivalves	3810 ± 30	3473–3685	3588
IS-37	Beta-339020	ISB-1	6.775	bivalves	4870 ± 30	4846–5115	4970
IS-10	Beta-337372	ISB-1	7.105	echinoids	7640 ± 30	7874–8052	7965
IS-11	Beta-337373	ISB-2	0.370	bivalves	1010 ± 30	440–546	497
IS-38	Beta-339021	ISB-2	0.660	bivalves fragments	1860 ± 30	1206–1356	1280
IS-12	Beta-337374	ISB-2	1.370	gastropods	4060 ± 30	3814–4041	3910
IS-13	Beta-337375	ISB-2	2.355	echinoids	4950 ± 30	4975–5251	5115
IS-14	Beta-337376	ISB-2	2.355	bivalves	4490 ± 30	4400–4606	4490
IS-15	Beta-337377	ISB-2	3.395	bivalves fragments	4990 ± 30	5037–5277	5166
IS-16	Beta-337378	ISB-2	4.480	echinoids	5690 ± 30	5866–6052	5941
IS-17	Beta-337379	ISB-2	5.405	bivalves	5990 ± 30	6194–6360	6275
IS-18	Beta-337380	ISB-2	6.385	echinoids	6410 ± 30	6639–6834	6730
IS-19	Beta-337381	ISB-2	6.700	echinoids	6460 ± 30	6684–6891	6790
IS-20	Beta-337382	ISB-3	0.050	bivalves	103.3 ± 30	—	0
IS-21	Beta-337383	ISB-3	0.700	bivalves fragments	1070 ± 30	488–615	537
IS-22	Beta-337384	ISB-3	1.495	bivalves fragments	1850 ± 30	1187–1339	1272
IS-23	Beta-337385	ISB-3	2.350	bivalves fragments	2410 ± 30	1797–1984	1887
IS-24	Beta-337386	ISB-3	3.290	bivalves fragments	3120 ± 30	2700–2840	2759
IS-25	Beta-337387	ISB-3	4.260	bivalves fragments	3610 ± 30	3263–3444	3361
IS-26	Beta-337388	ISB-3	5.275	bivalves	4260 ± 30	4071–4318	4188
IS-27	Beta-337389	ISB-3	6.260	bivalves fragments	5070 ± 30	5170–5421	5280
IS-39	Beta-339022	ISB-3	7.090	echinoids	4770 ± 30	4794–4957	4856
IS-28	Beta-337390	ISB-3	7.400	bivalves	4940 ± 30	4962–5244	5100
IS-29	Beta-337391	ISB-4	0.340	bivalves fragments	820 ± 30	268–420	338
IS-30	Beta-337392	ISB-4	0.580	bivalves	1130 ± 30	520–642	583
IS-31	Beta-337393	ISB-4	1.500	gastropods fragment	2060 ± 30	1372–1564	1471
IS-32	Beta-337394	ISB-4	2.550	bivalves	3210 ± 30	2753–2942	2843
IS-33	Beta-337395	ISB-4	3.250	bivalves fragments	3540 ± 30	3187–3373	3285
IS-34	Beta-337396	ISB-4	4.370	bivalves	4830 ± 30	4832–5024	4918
IS-35	Beta-337397	ISB-4	5.370	bivalves fragments	5290 ± 30	5446–5586	5523
IS-40	Beta-339023	ISB-4	6.210	echinoids	6170 ± 30	6354–6560	6453
IS-36	Beta-337398	ISB-4	6.240	bivalves fragments	5140 ± 30	5282–5447	5364

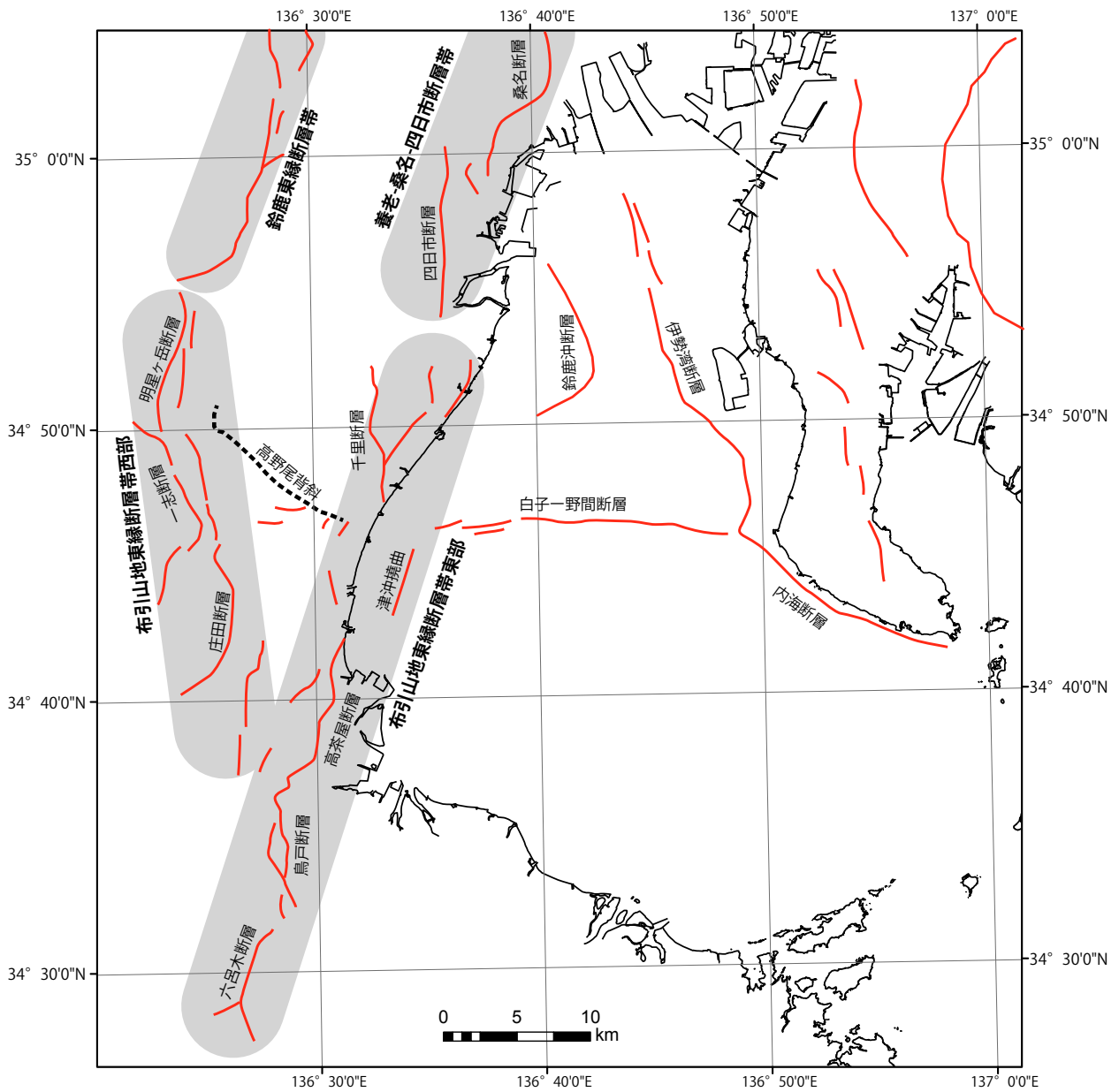


第1図. 伊勢湾とその周辺の地形. 海域の等深線は, 海洋情報部の海底地形デジタルデータ (M7002) を, 陸域はNASA が公開している Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>) を使用.

Fig. 1. Topography in and around Ise Bay. Depth contours of offshore area are based on digital bathymetric chart (M7002) provided by Japan Hydrographic Association, and onshore relief map was made from Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) by NASA.

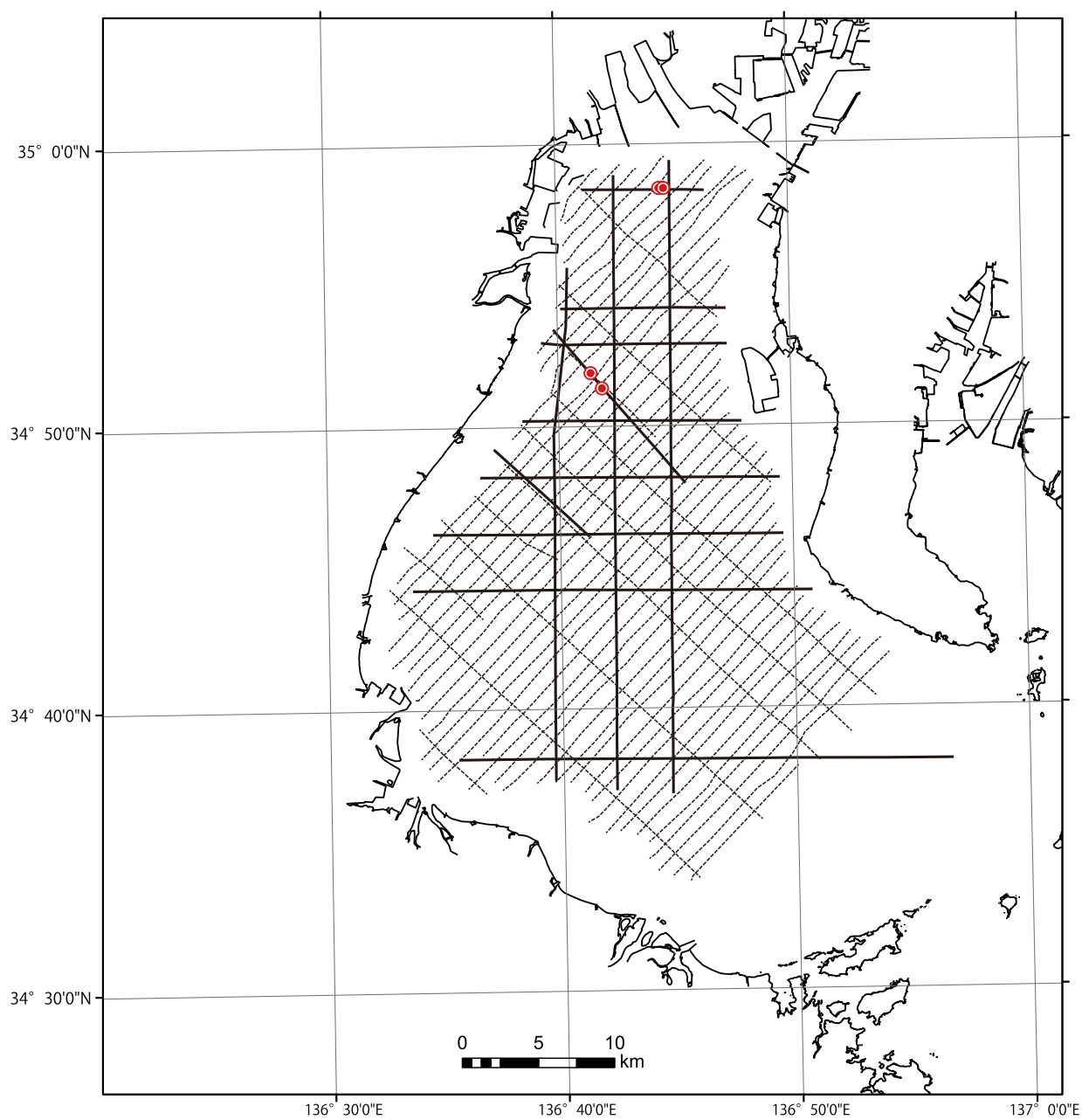


第2図. 伊勢湾周辺の地質図. 20万分の1地質図『名古屋』(水野ほか, 2009)にキャプションを追加. T1~T4: 東海層群, t: 中期更新世以降の段丘, H: 完新統.
Fig. 2. Geological map around Ise Bay. Captions were labeled to Geological sheet map 1:200,000 (Mizuno *et al.*, 2009). T1 to T4: Tokai Group, t: Middle Pleistocene and younger terraces, H: Holocene.



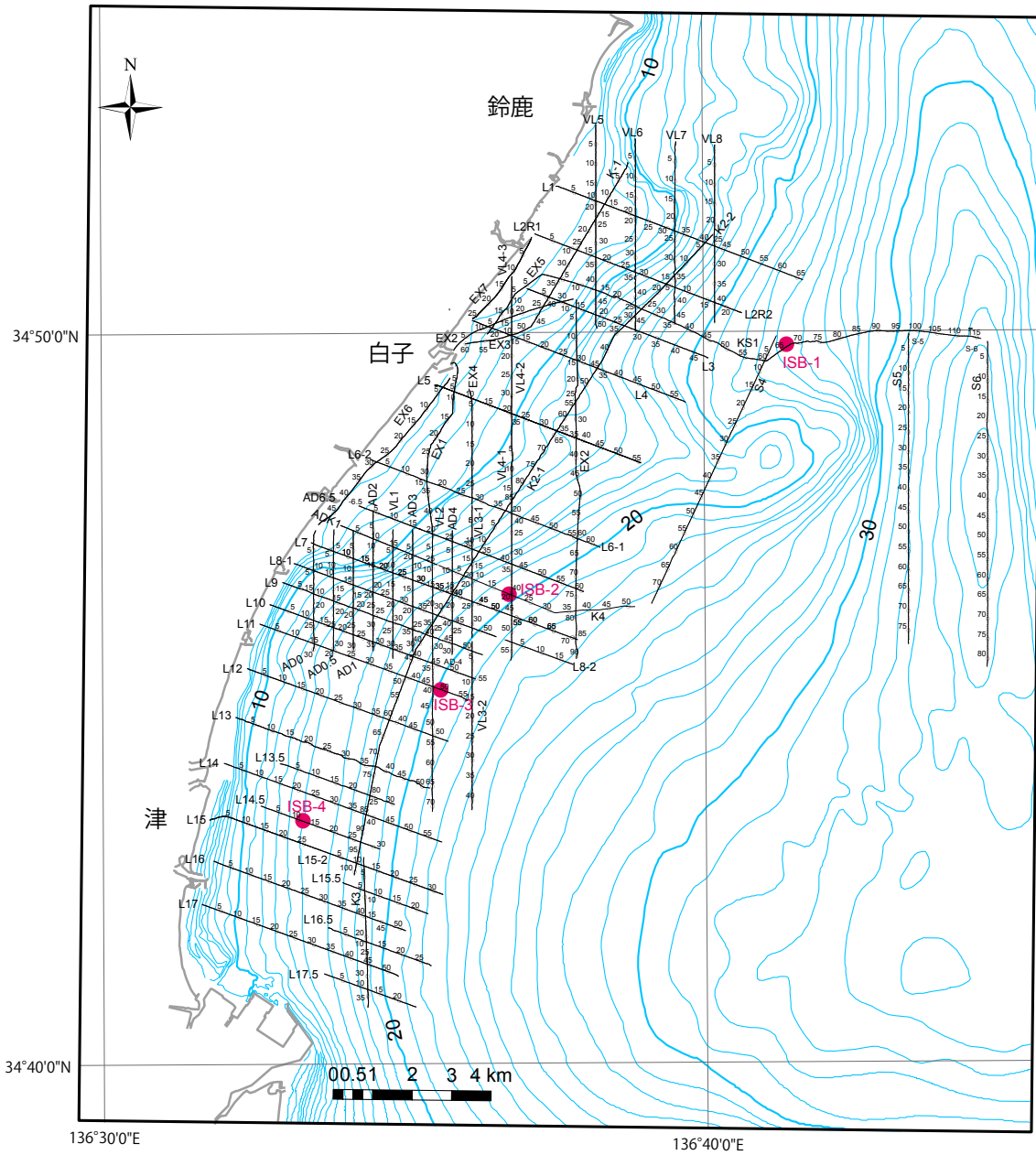
第3図. 伊勢湾及びその周辺の活断層と断層帯. 地震調査研究推進本部(2005a, b, c, d), 岩淵ほか(2000), 吉田(1987)から編集.

Fig. 3. Active faults in and around Ise Bay. Compiled based on Headquarters for Earthquake Research Promotion (2005a,b,c,d), Iwabuchi *et al.* (2000) and Yoshida (1987).



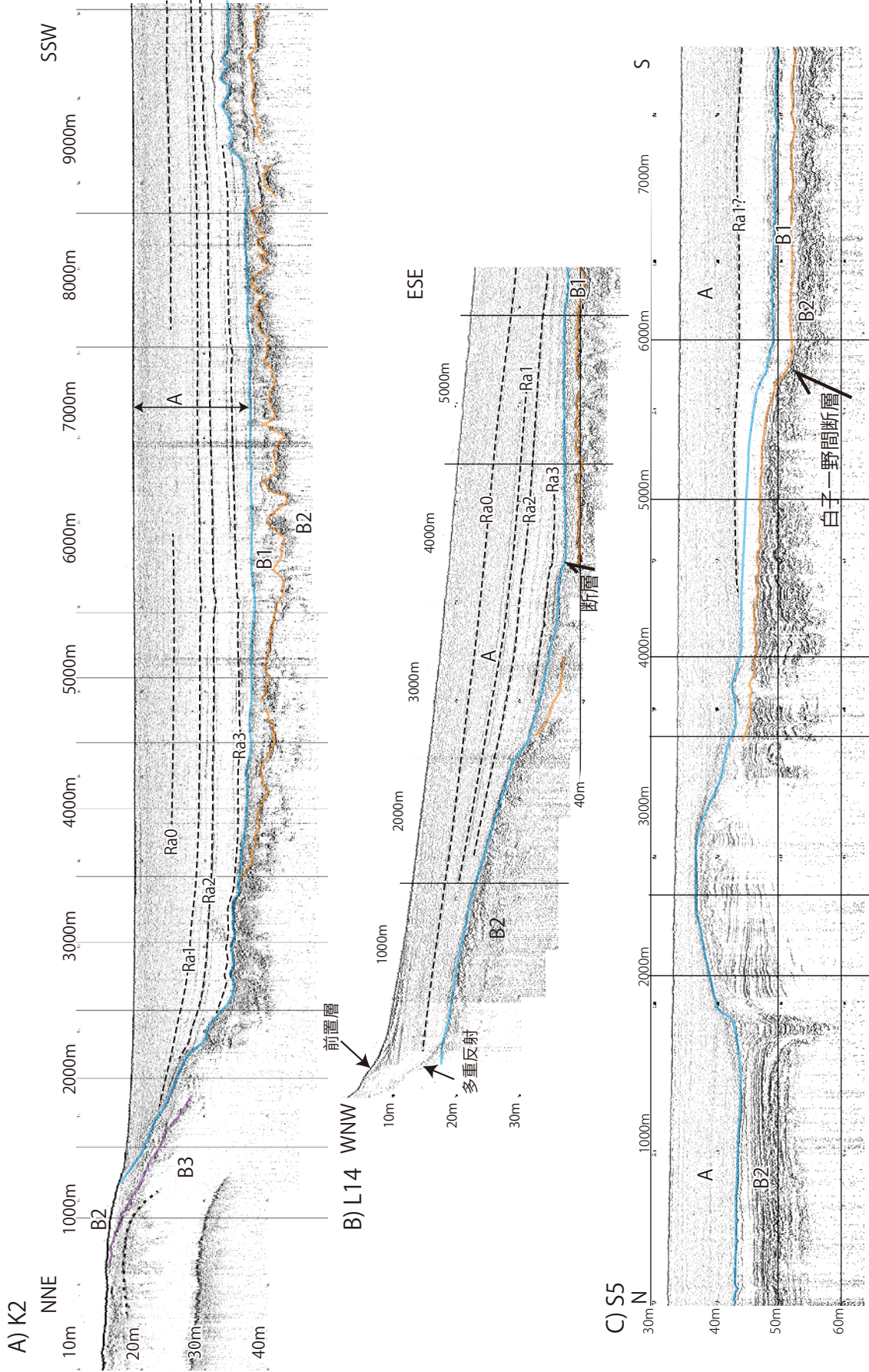
第4図. 海上保安庁が伊勢湾で実施した調査. 湾内の太い実線はマルチチャンネル地震探査, 細い破線はスパーカーによる音波探査測線を示す. ボーリング地点は赤丸.

Fig. 4. Map showing seismic survey lines and drilling sites conducted by JMA. The bay was surveyed by multi-channel (solid thick lines) and single-channel (broken lines) seismic profiling survey. Red circles indicate drilling sites.



第5図. SES2000による音波探査測線（黒実線）とピストンコア採取地点（赤丸）. 測線上の数字を100倍すると、反射断面上の距離に相当.

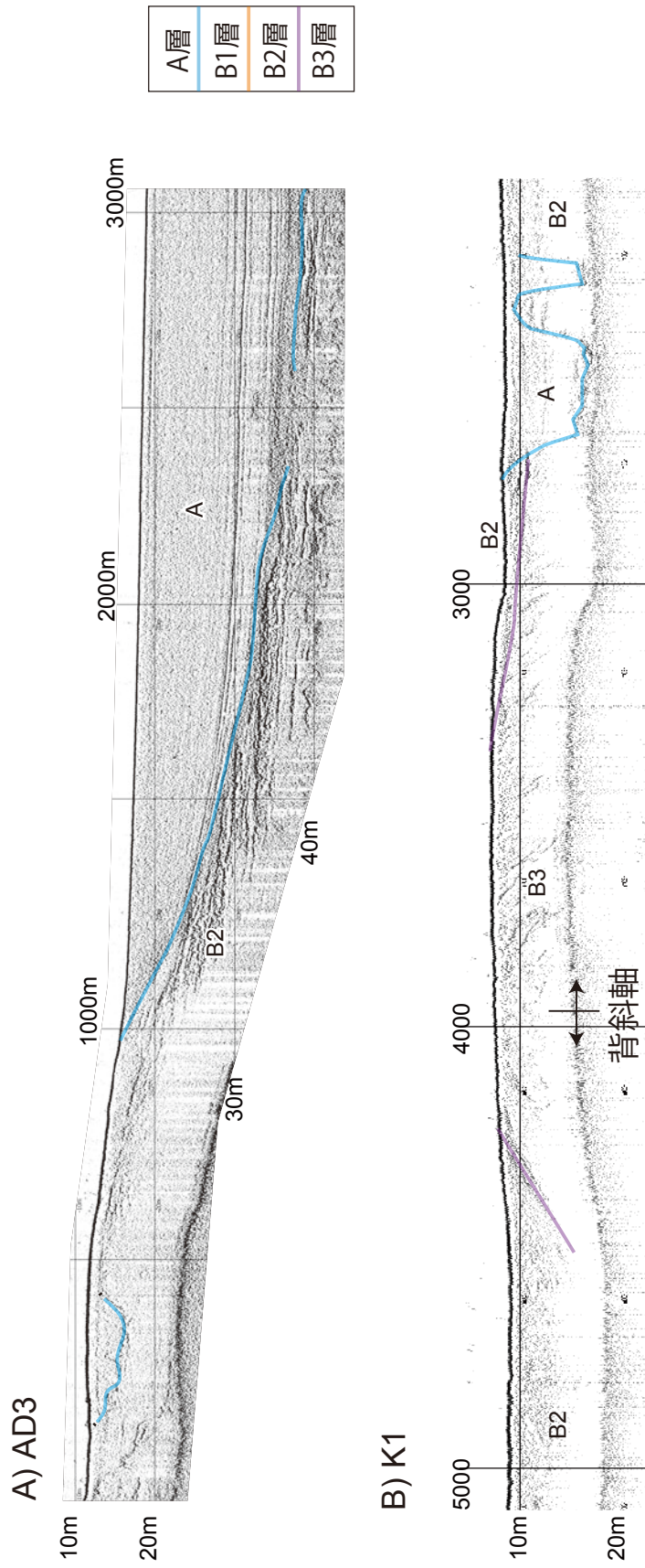
Fig. 5. Seismic survey lines by SES2000 (black line) and locations of piston cores (red circle). Hundred times of numbers on seismic lines correspond with the distance on seismic profiles shown in this paper.



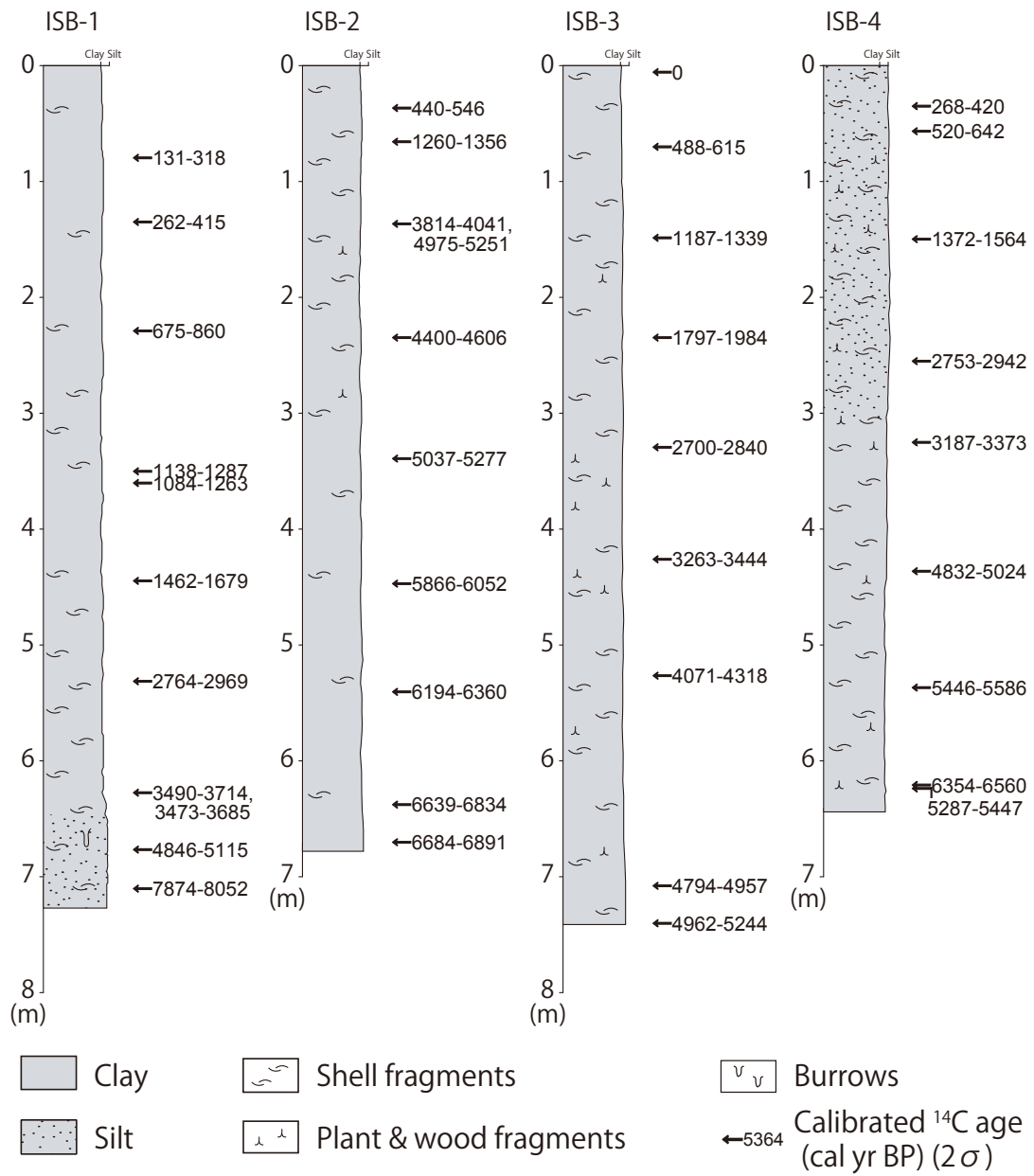
第6図. 代表的な反射断面と層序区分. A) 白子沖海脚から津沖の低地を横断する海岸線に平行な断面. B) 津沖の海岸線に直交する断面.

C) 伊勢湾中軸の白子-野間断層を横断する南北測線.

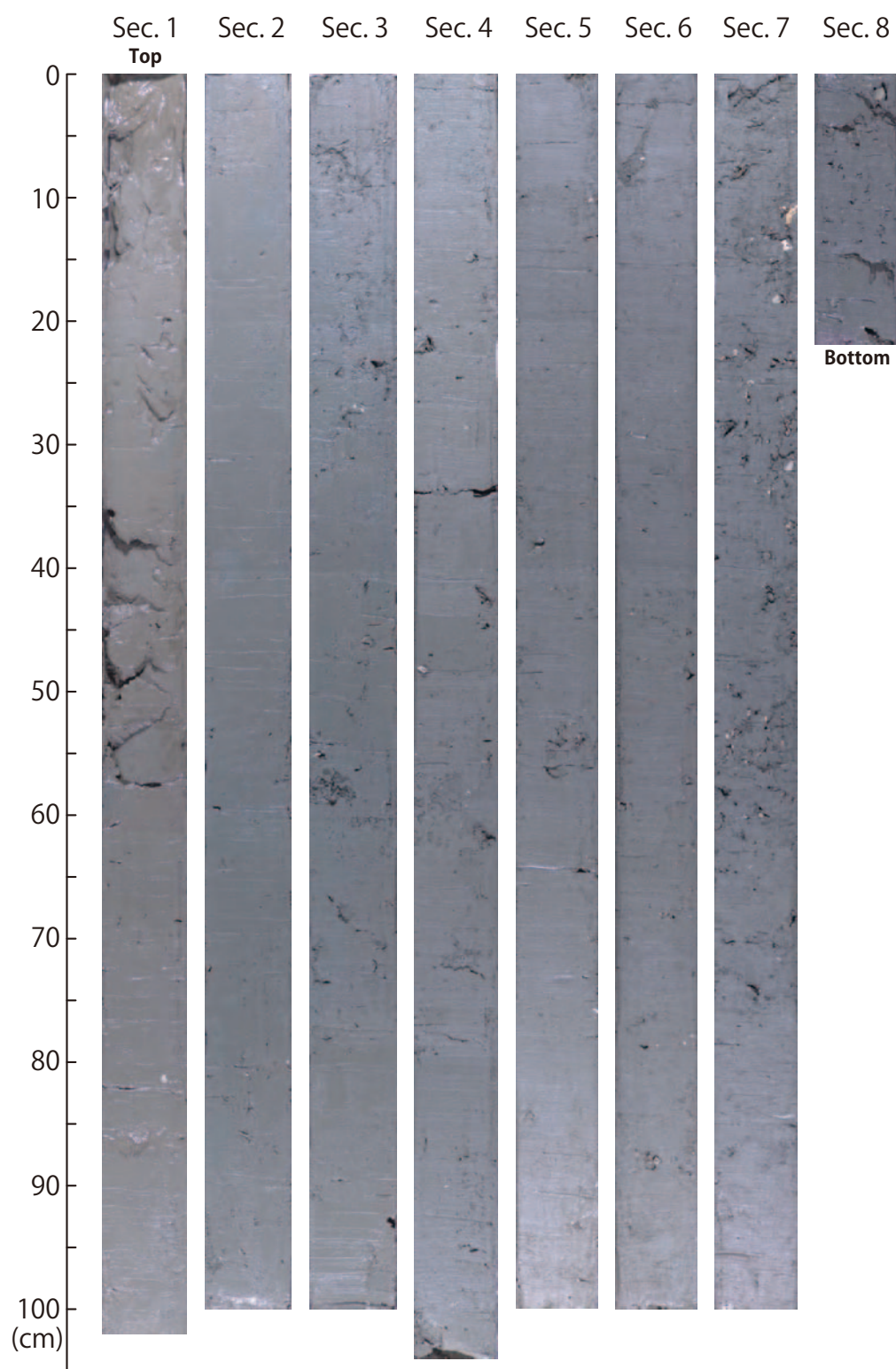
Fig. 6. Typical seismic profiles and stratigraphic units. A) Seismic profile parallel to the coast from the Shiroko-oki spur to the basin off Tsu, B) Seismic profile along dip direction off Tsu, C) Seismic profile across the Shiroko - Noma fault in the central part of Ise Bay.



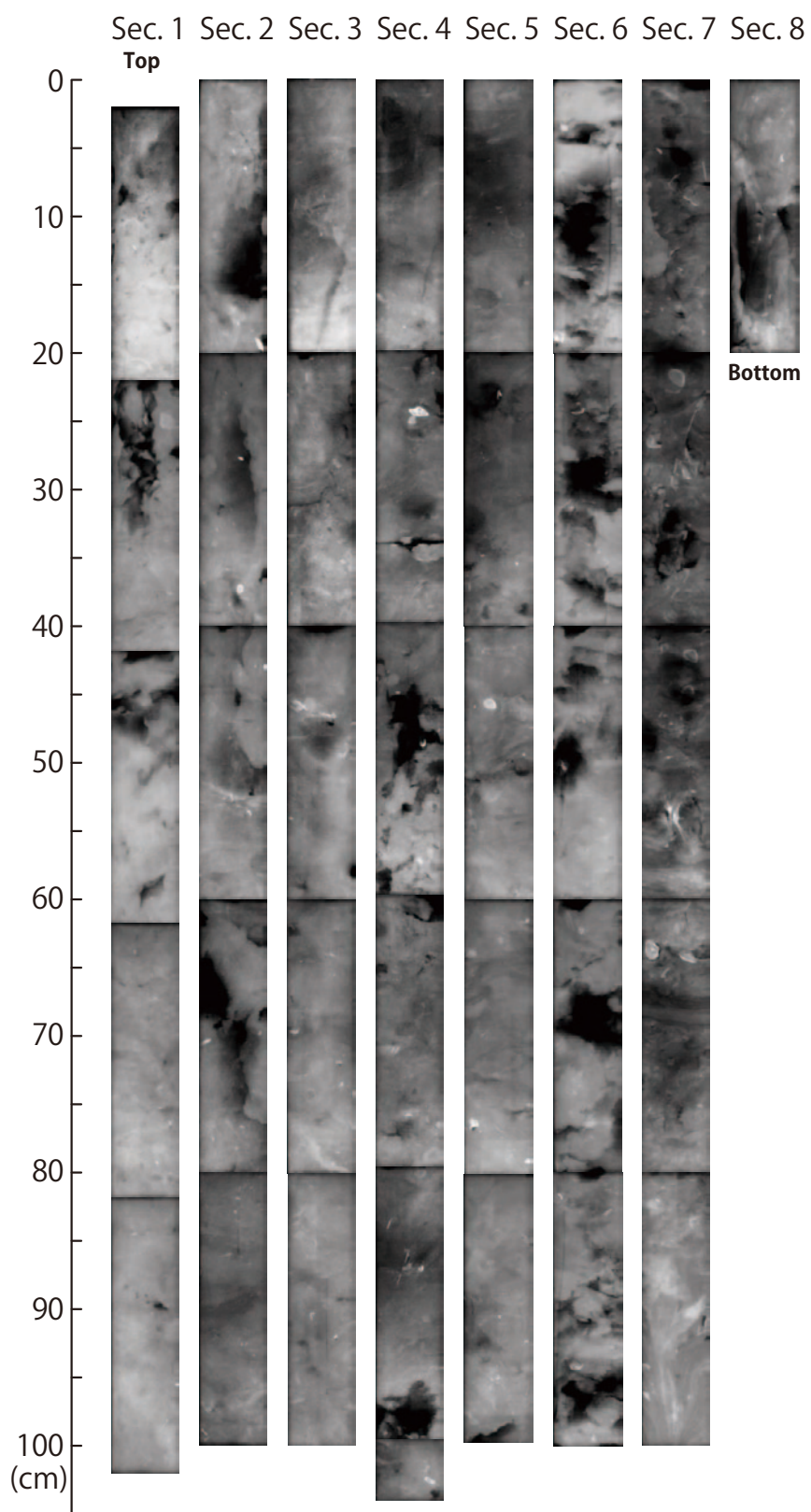
第7図. B2層及びB3層の特徴的な反射断面. A) 白子海脚南縁の南北断面, B) 鈴鹿沖海脚の海岸に平行な断面.
 Fig. 7. Seismic profiles showing the characteristics of units B2 and B3. A) N-S trending profile across the southern margin of the Shiroko-oki spur.
 B) Coast parallel profile crossing Suzuka-oki spur.



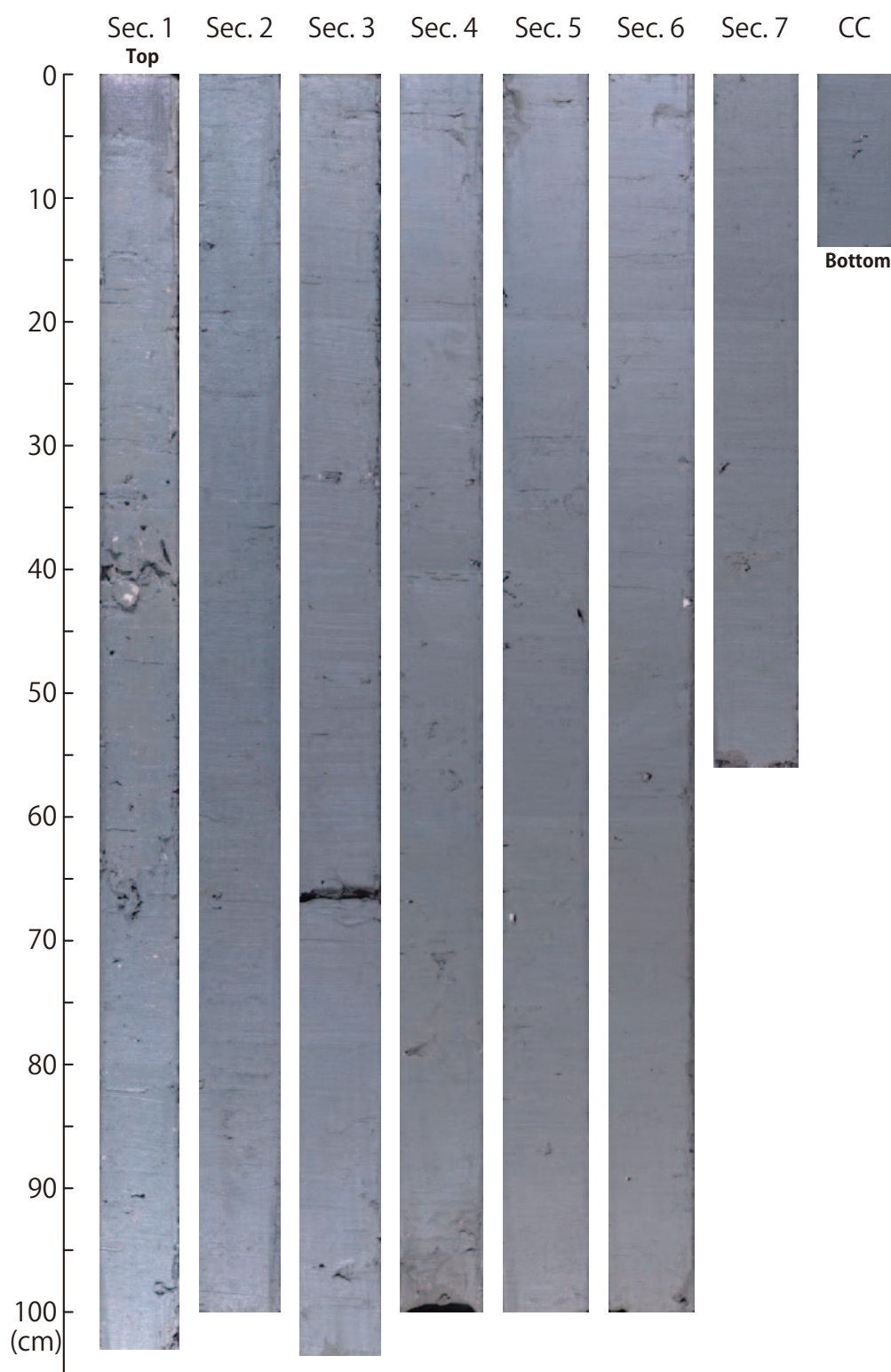
第 8 図. ピストンコア試料の柱状図.
Fig. 8. Columnar sections of piston cores.



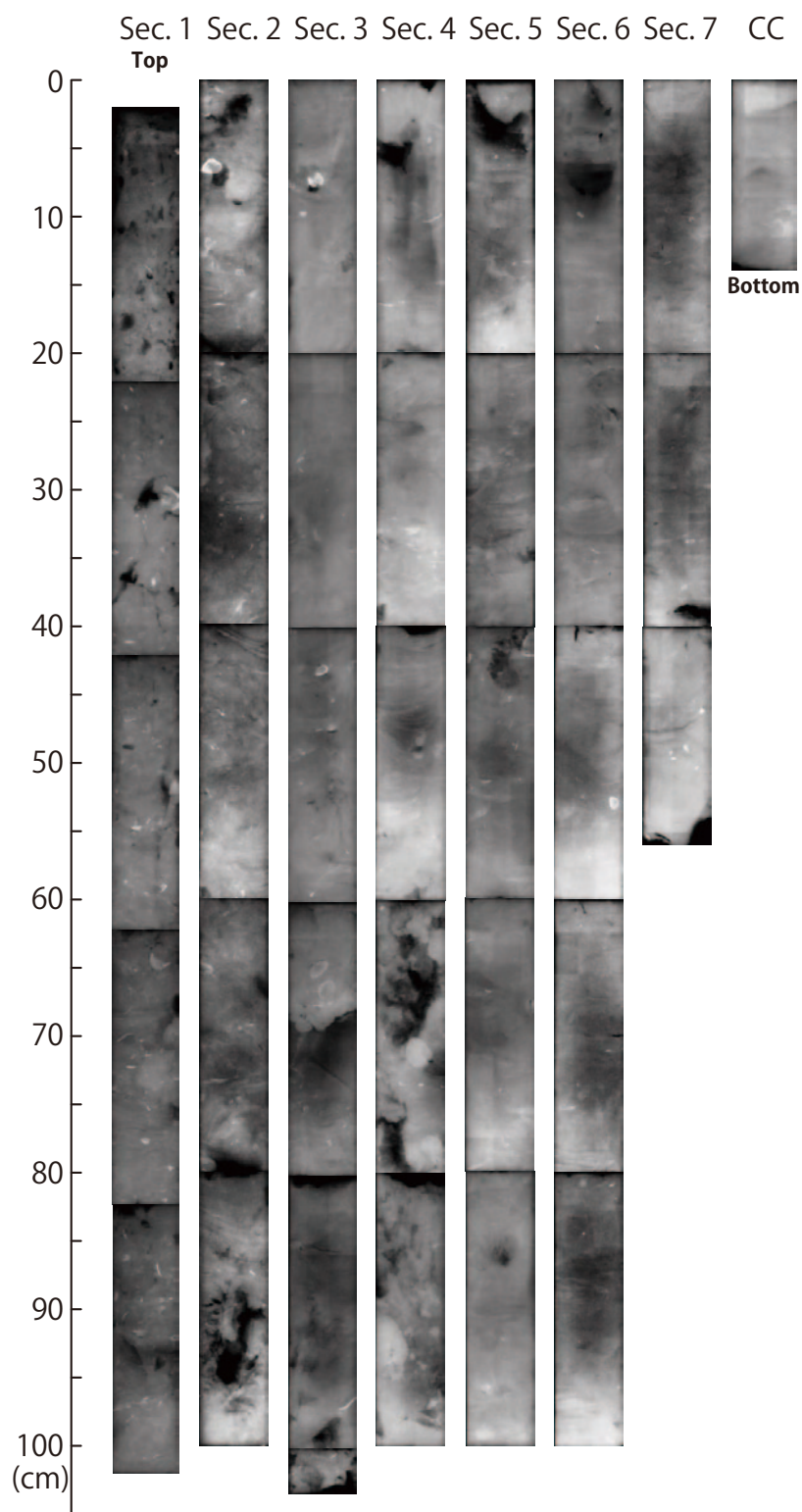
第9図. ピストンコア試料 (ISB-1) の写真.
Fig. 9. Photo of piston core sample ISB-1.



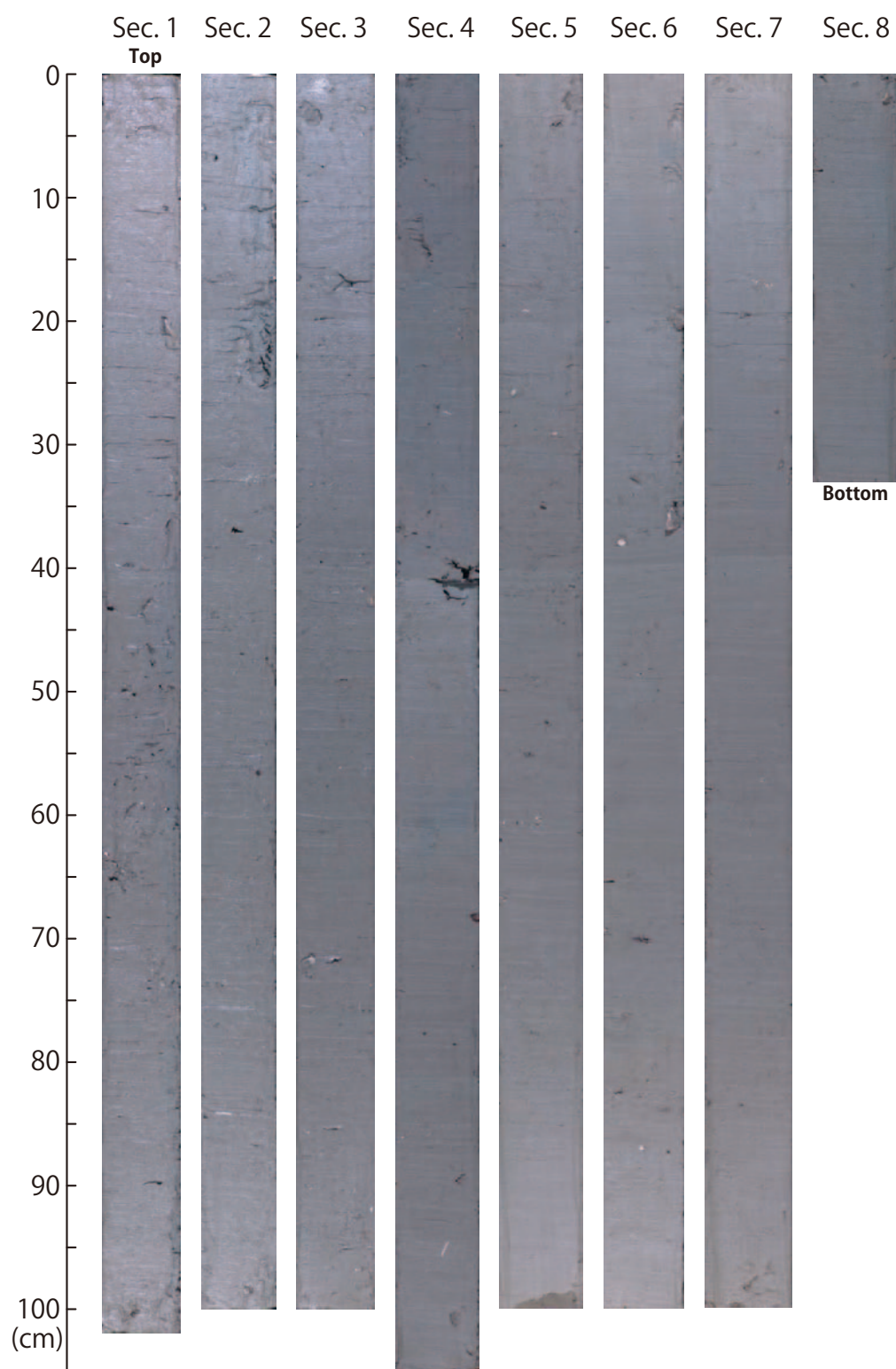
第 10 図. ピストンコア試料 (ISB-1) の軟エックス線写真.
Fig. 10. Soft-X ray photo of piston core sample ISB-1.



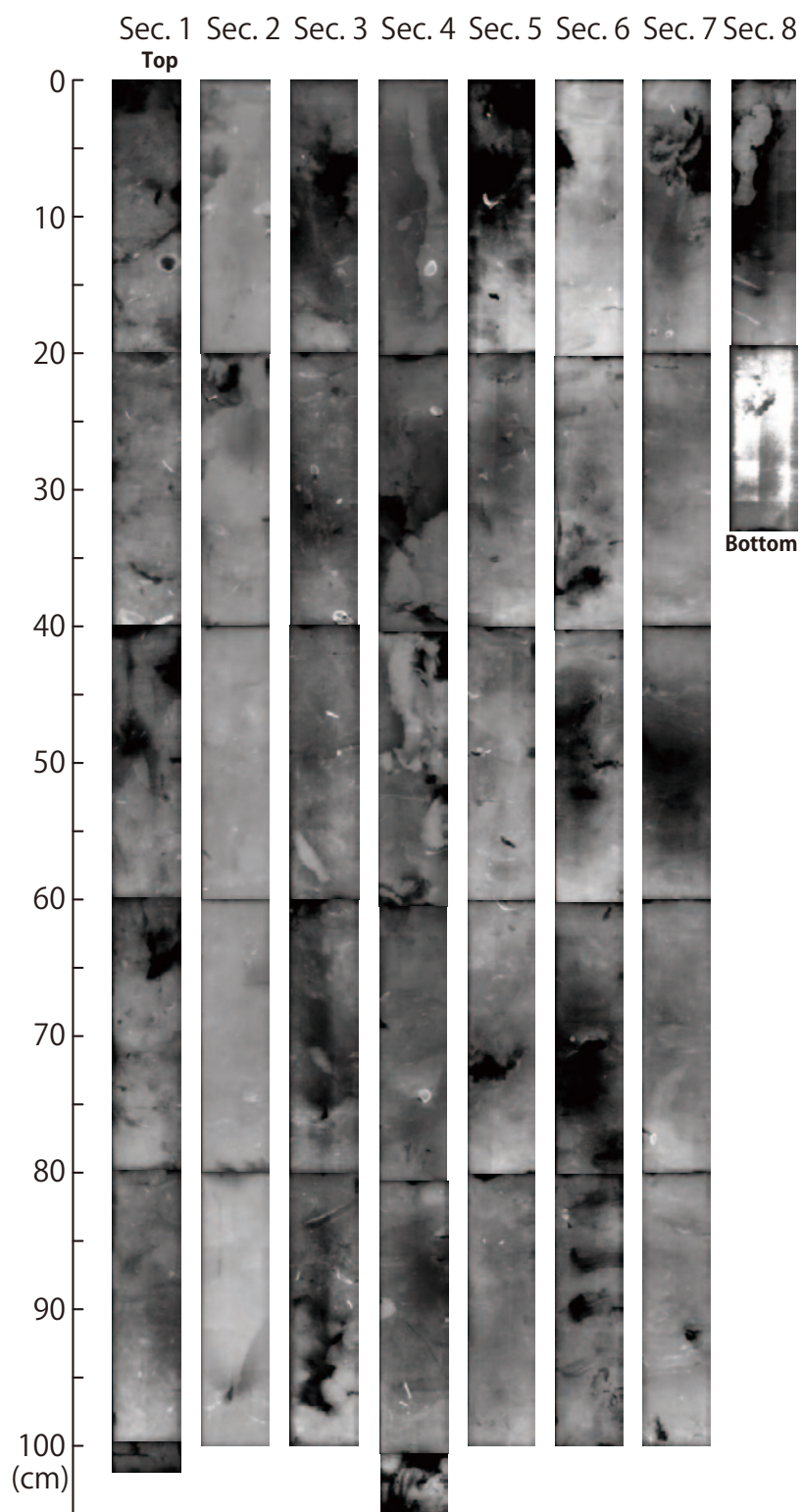
第 11 図. ピストンコア試料 (ISB-2) の写真.
Fig. 11. Photo of piston core sample ISB-2.



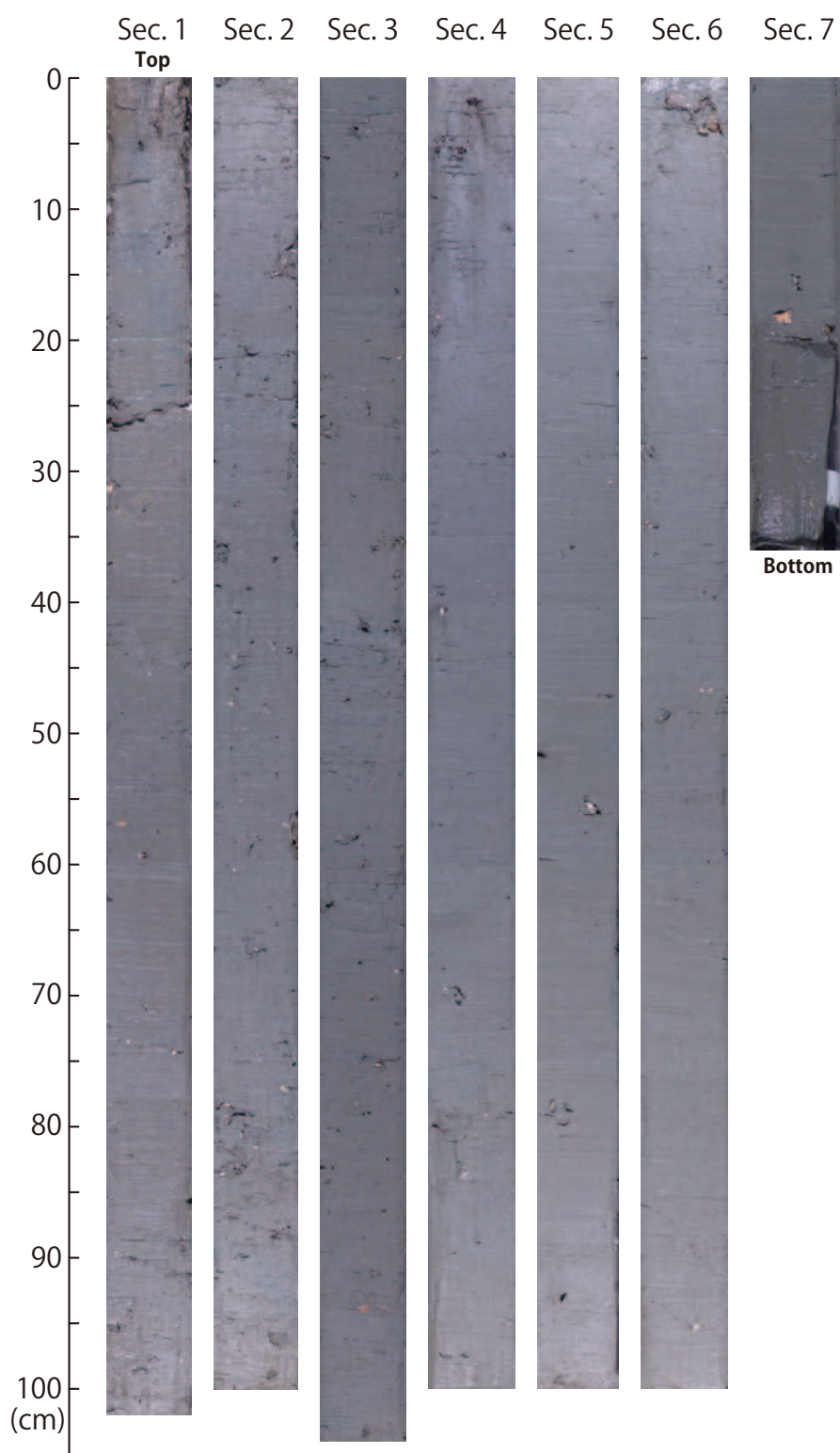
第 12 図. ピストンコア試料 (ISB-2) の軟エックス線写真.
Fig. 12. Soft-X ray photo of piston core sample ISB-2.



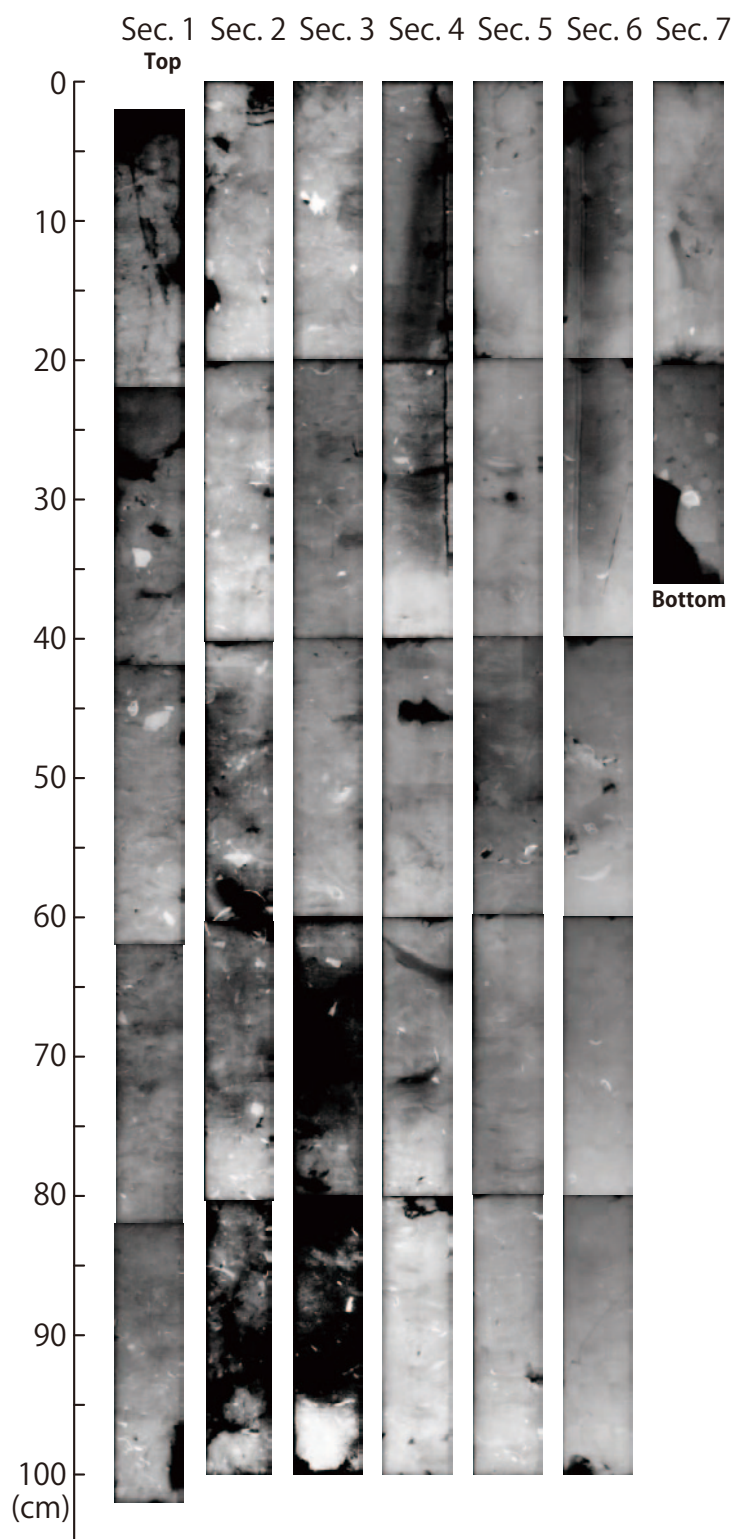
第 13 図. ピストンコア試料 (ISB-3) の写真.
Fig. 13. Photo of piston core sample ISB-3.



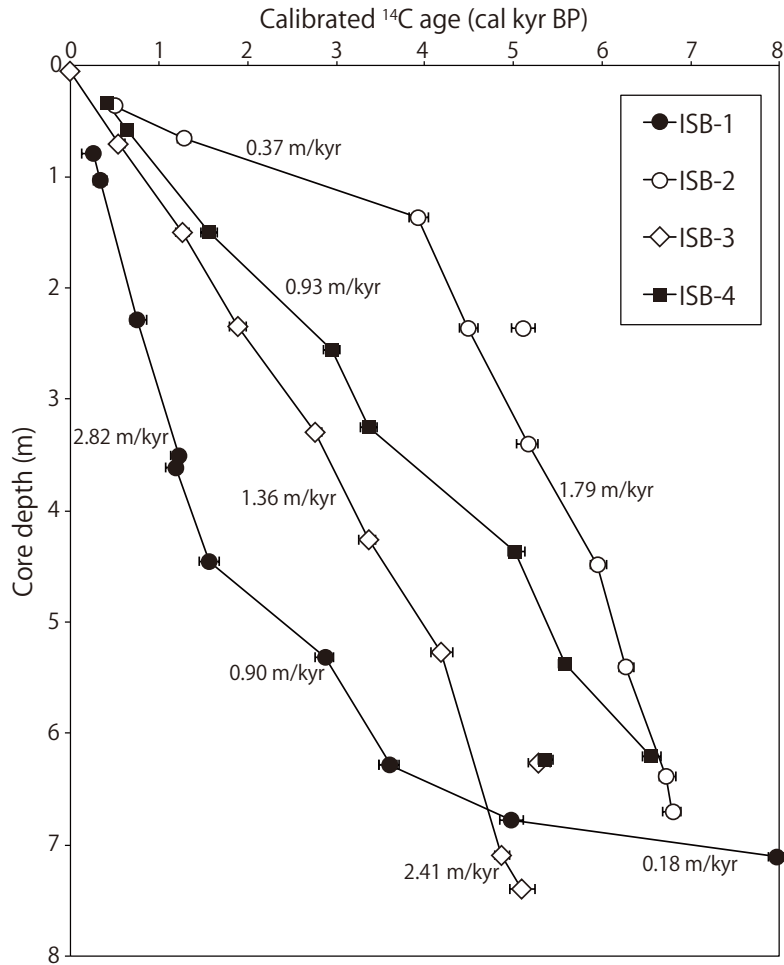
第 14 図. ピストンコア試料 (ISB-3) の軟エックス線写真.
Fig. 14. Soft-X ray photo of piston core sample ISB-3.



第 15 図. ピストンコア試料 (ISB-4) の写真.
Fig. 15. Photo of piston core sample ISB-4.

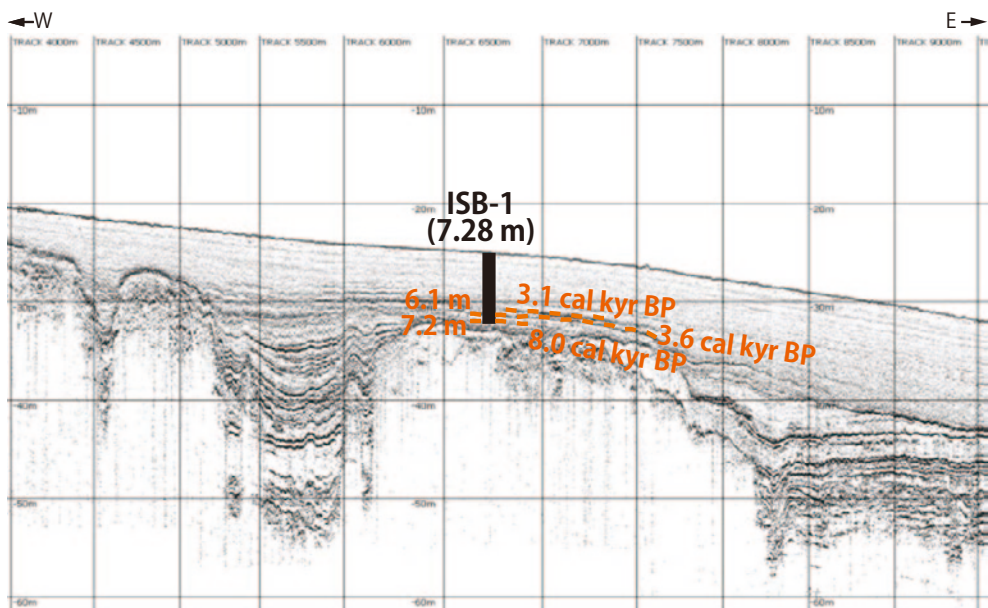


第 16 図. ピストンコア試料 (ISB-4) の軟エックス線写真.
Fig. 16. Soft-X ray photo of piston core sample ISB-4.



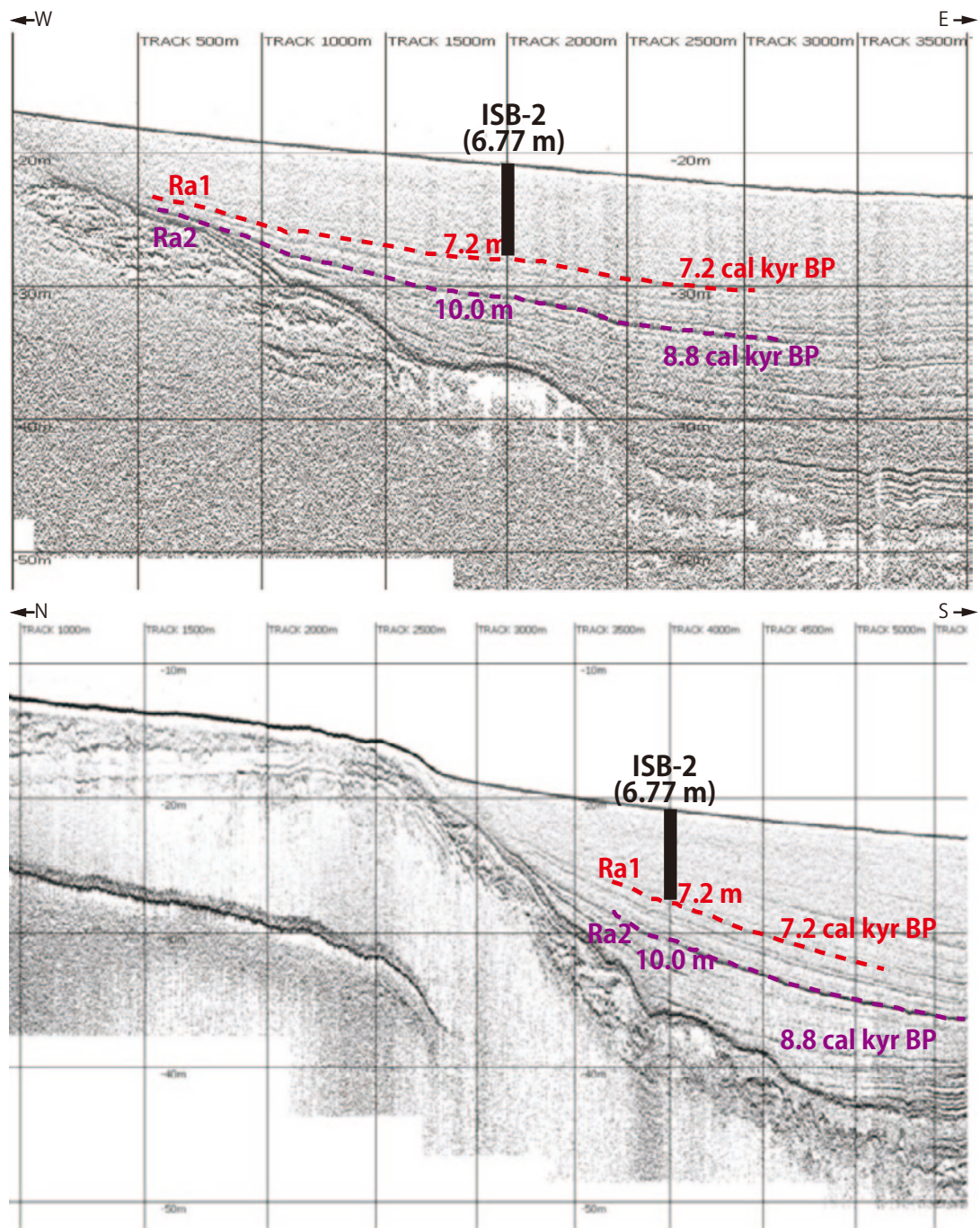
第 17 図. 各コア試料の堆積速度. 暦年較正を行った放射性炭素年代値を用い, 前後の値から著しくそれる値 (IS-13, 27, 36, 第 2 表) は除外した.

Fig. 17. Sedimentation rate of piston core samples. ¹⁴C dating data was calibrated to calendar year. The data (IS-13, 27, 36) that have larger discrepancy from other data were not used.



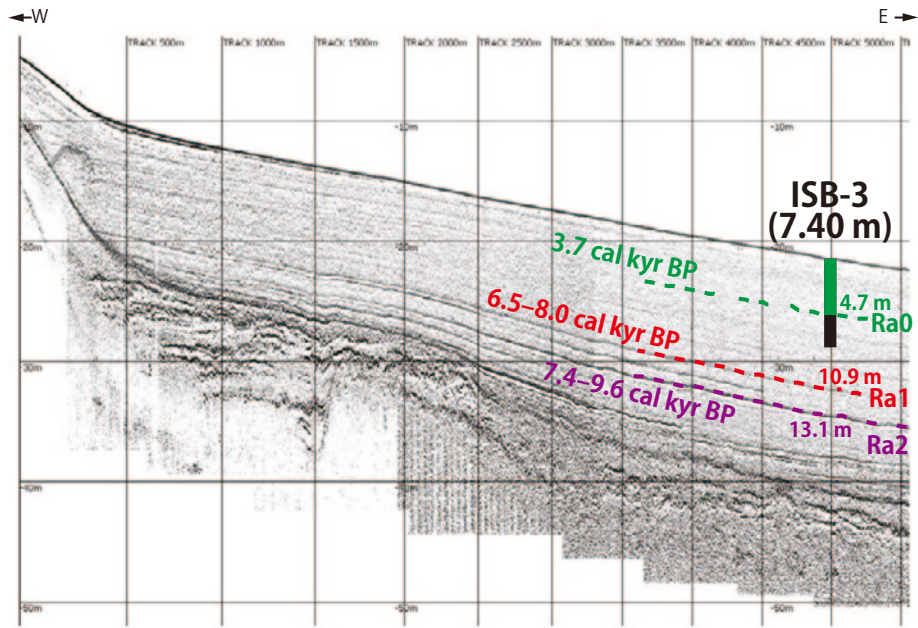
第 18 図. ピストンコア ISB-1 と反射断面 KS-1 との対比.

Fig. 18. Correlation between sediment core ISB-1 and seismic profile KS-1.



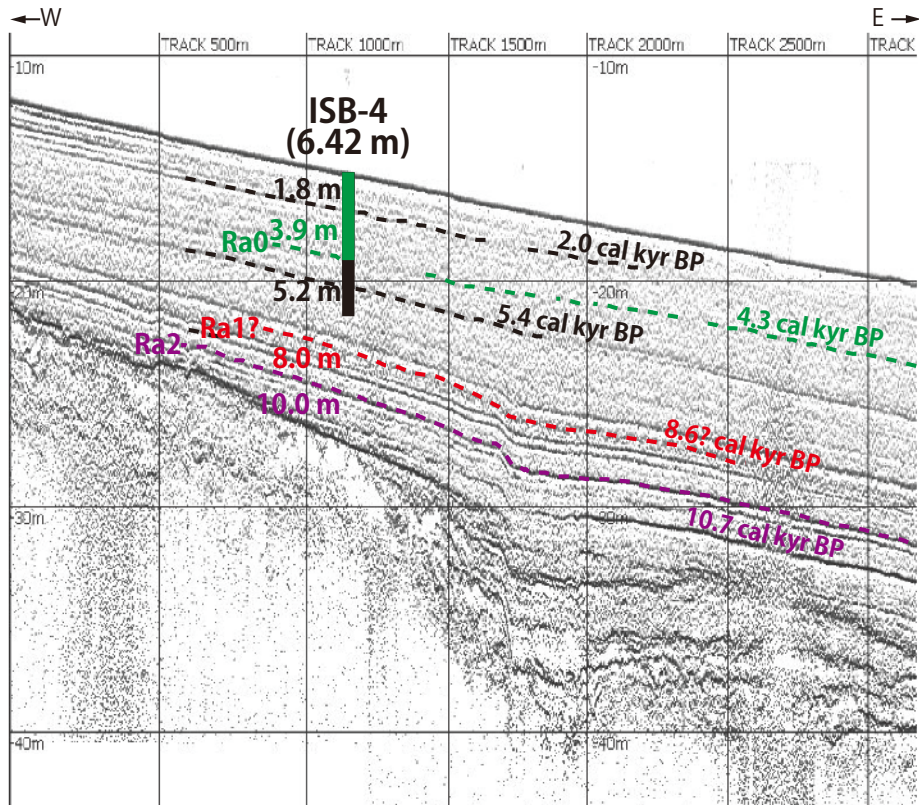
第 19 図. ピストンコア ISB-2 と反射断面 K4 (上) および VL4 (下) との対比. 実際に堆積物が得られているのは 6.77 m まで, その下は堆積速度から外挿して年代を推定した.

Fig. 19. Correlation between sediment core ISB-2 and seismic profile K4 (top) and VL4 (bottom). The length of ISB-2 is 6.77 m and the ages of the sediments below were extrapolated from the sedimentation rate.



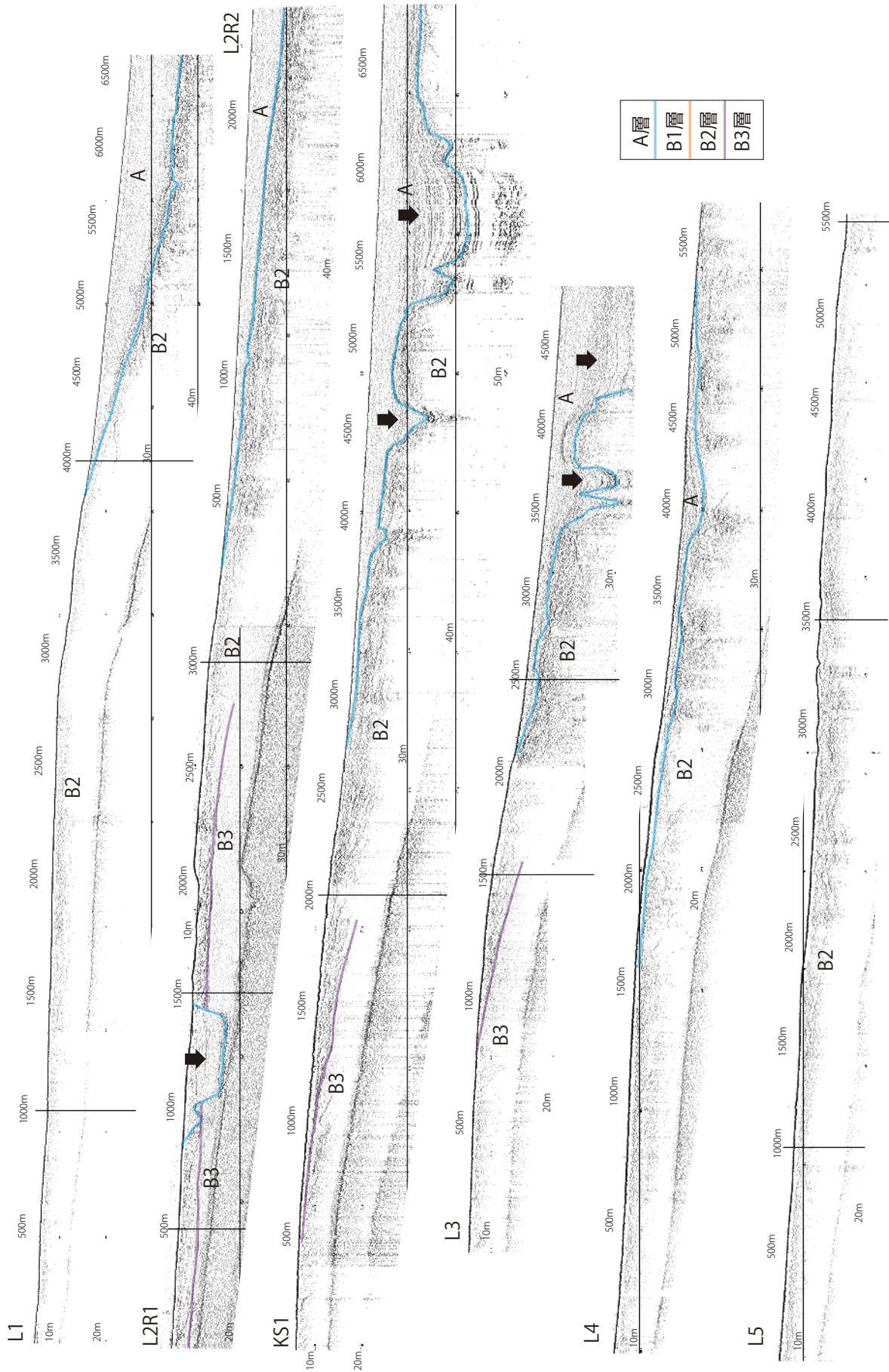
第20図. ピストンコア ISB-3 と反射断面 L11 との対比. 実際に堆積物が得られているのは深さ 7.4 m までで、それより下は堆積速度を外挿して推定.

Fig. 20. Correlation between sediment core ISB-3 and seismic profile L11. The length of ISB-3 is 7.4 m and the ages of the sediments below were extrapolated from the sedimentation rate.



第21図. ピストンコア ISB-4 と反射 L14.5 との対比. 実際に堆積物が得られているのは深さ 6.42 m までで、それより下は堆積速度を外挿して推定.

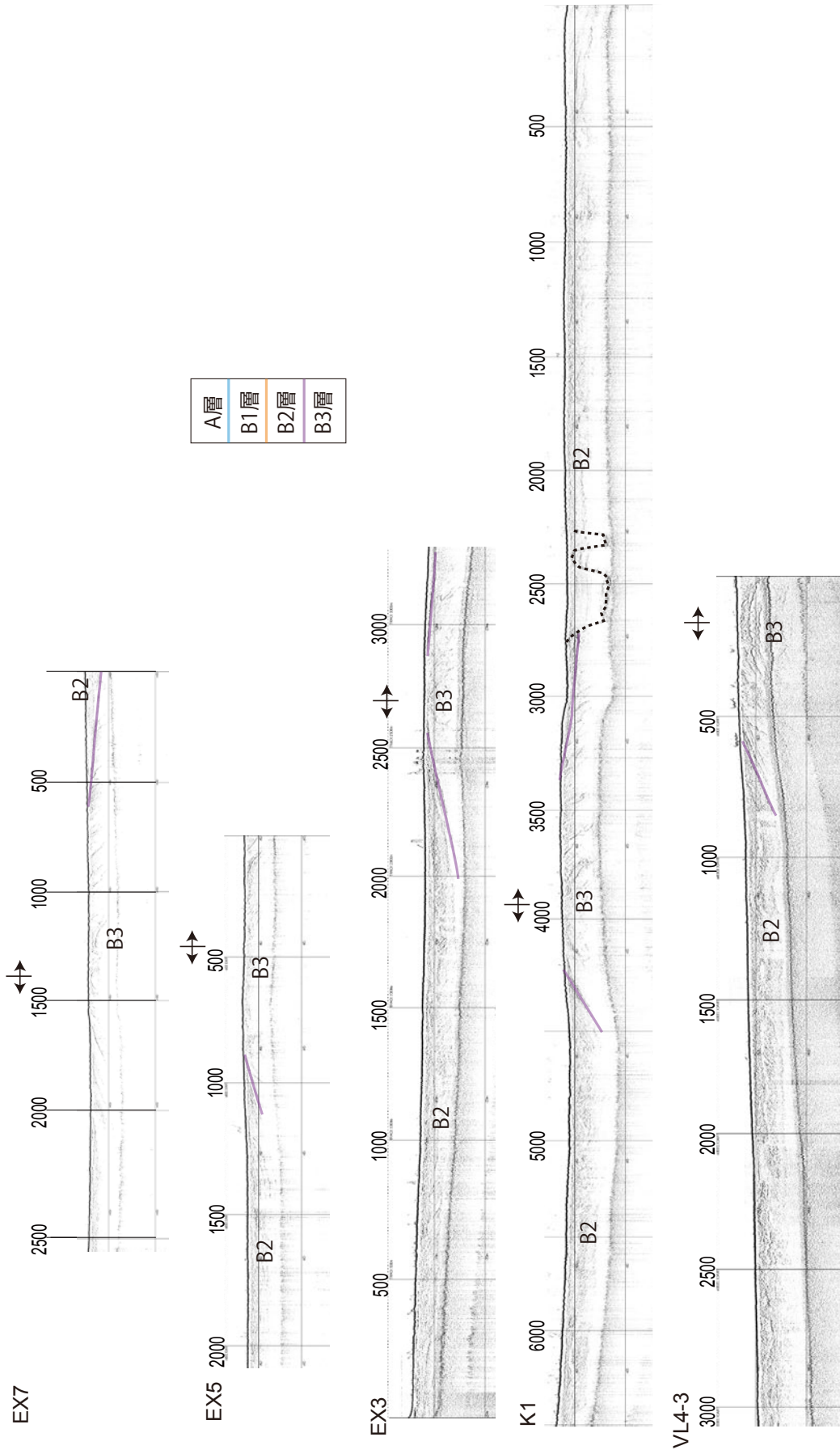
Fig. 21. Correlation between sediment core ISB-4 and seismic profile L14.5. The length of ISB-4 is 6.42 m and the ages of the sediments below were extrapolated from the sedimentation rate.



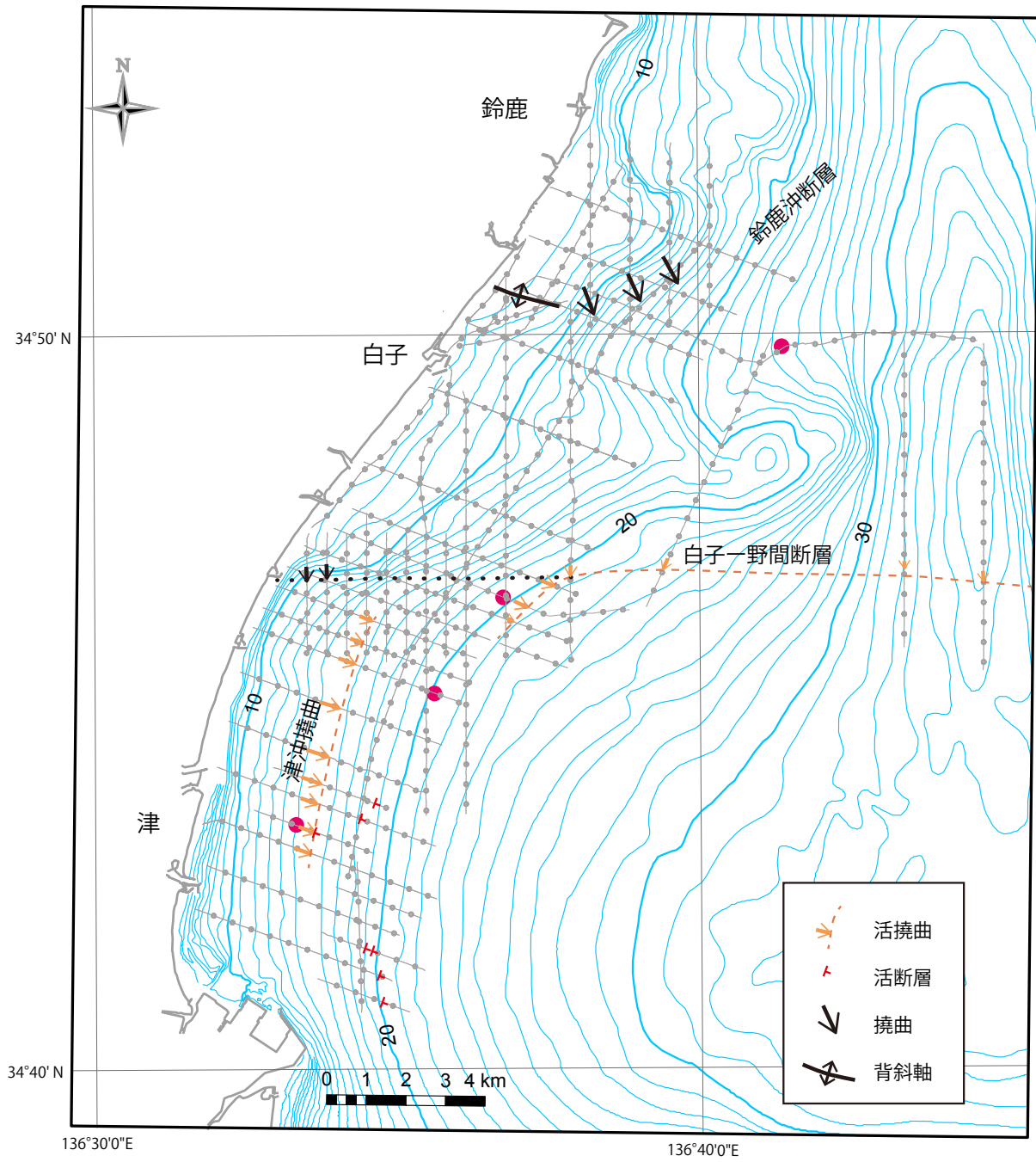
第22図. 鈴鹿沖の海岸線に直交する方向の反射断面. 下向き太い矢印は埋積された海底谷.
Fig. 22. Seismic profiles off Suzuka in the dip direction. Thick arrow indicates buried channels.



第 23 図．鈴鹿沖の南北方向の反射断面．下向きの大い矢印は埋積された海底谷．異なる時代の谷が重なっている。
 Fig. 23. Seismic profiles off Suzuka in the N-S direction. Downward arrows indicate buried canyons, which shows that canyons of different ages have been superimposed.

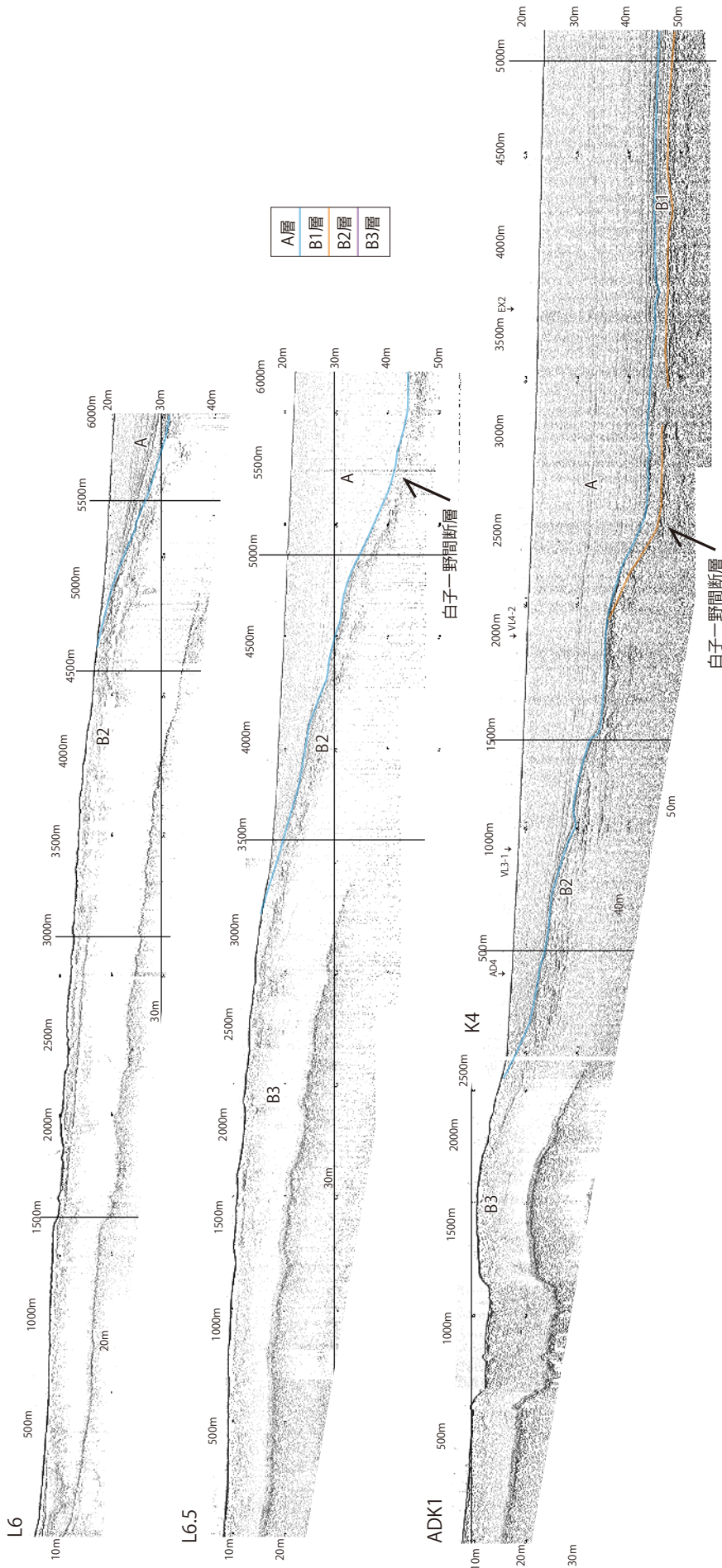


第 24 図. 鈴鹿沖の海岸線に平行な方向の反射断面 (VL4-3 ~ EX7). B3 層中に背斜構造が認められる.
 Fig. 24. Seismic profiles off Suzuka parallel to the coast. Anticline is observed in the B3 unit.

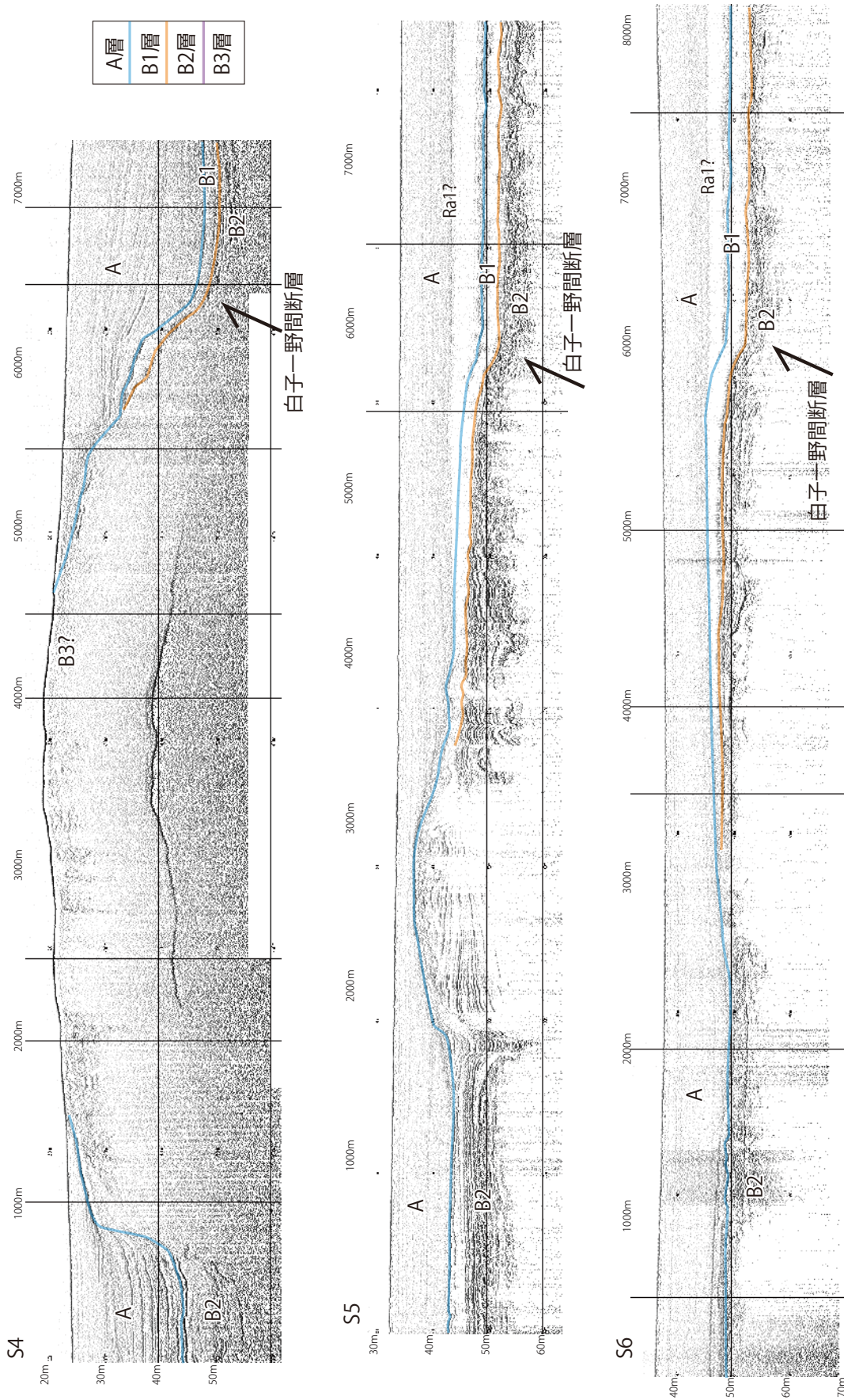


第 25 図. 反射断面上で認められる地質構造の分布図.

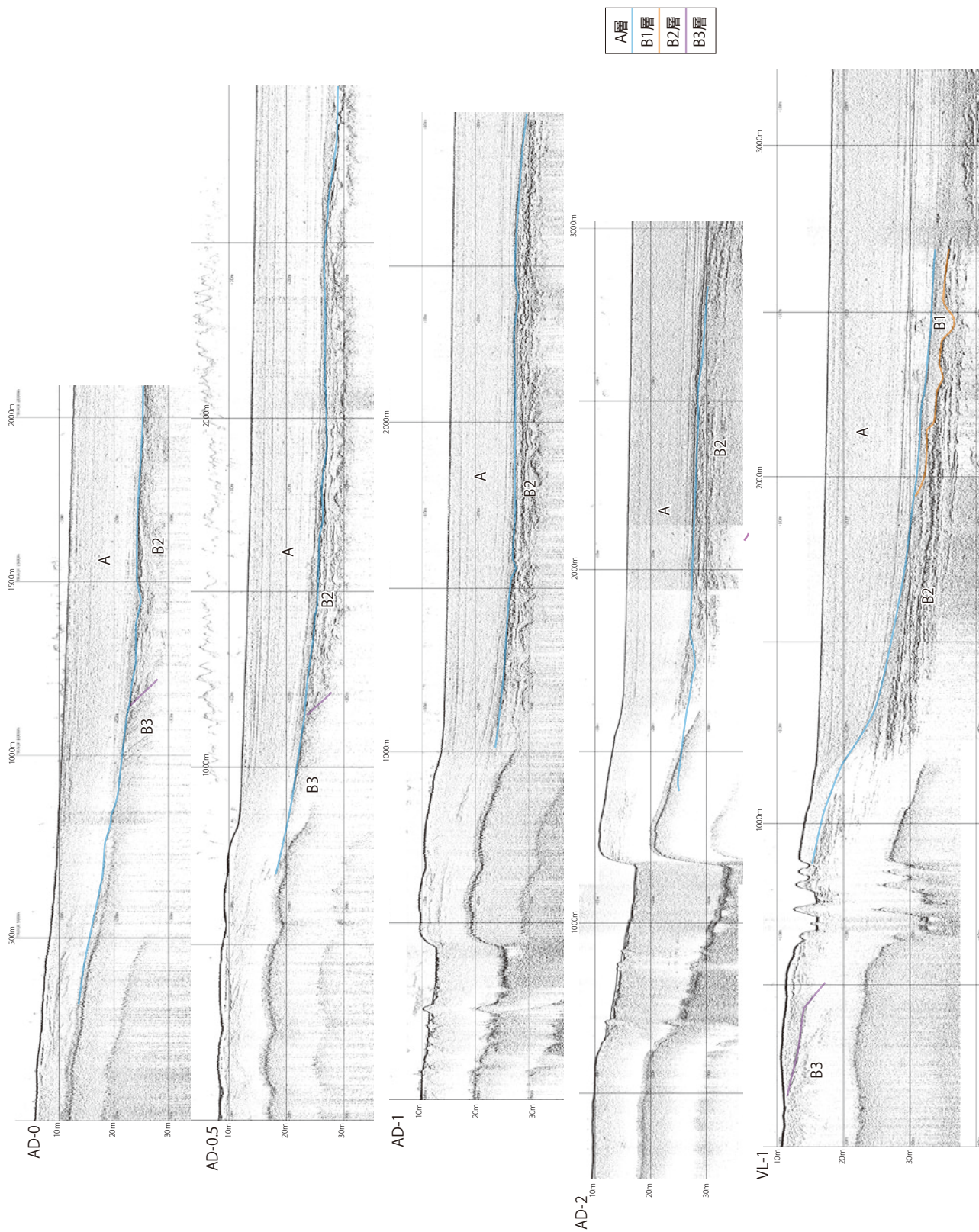
Fig. 25. Map showing geologic structure observed on seismic profiles.



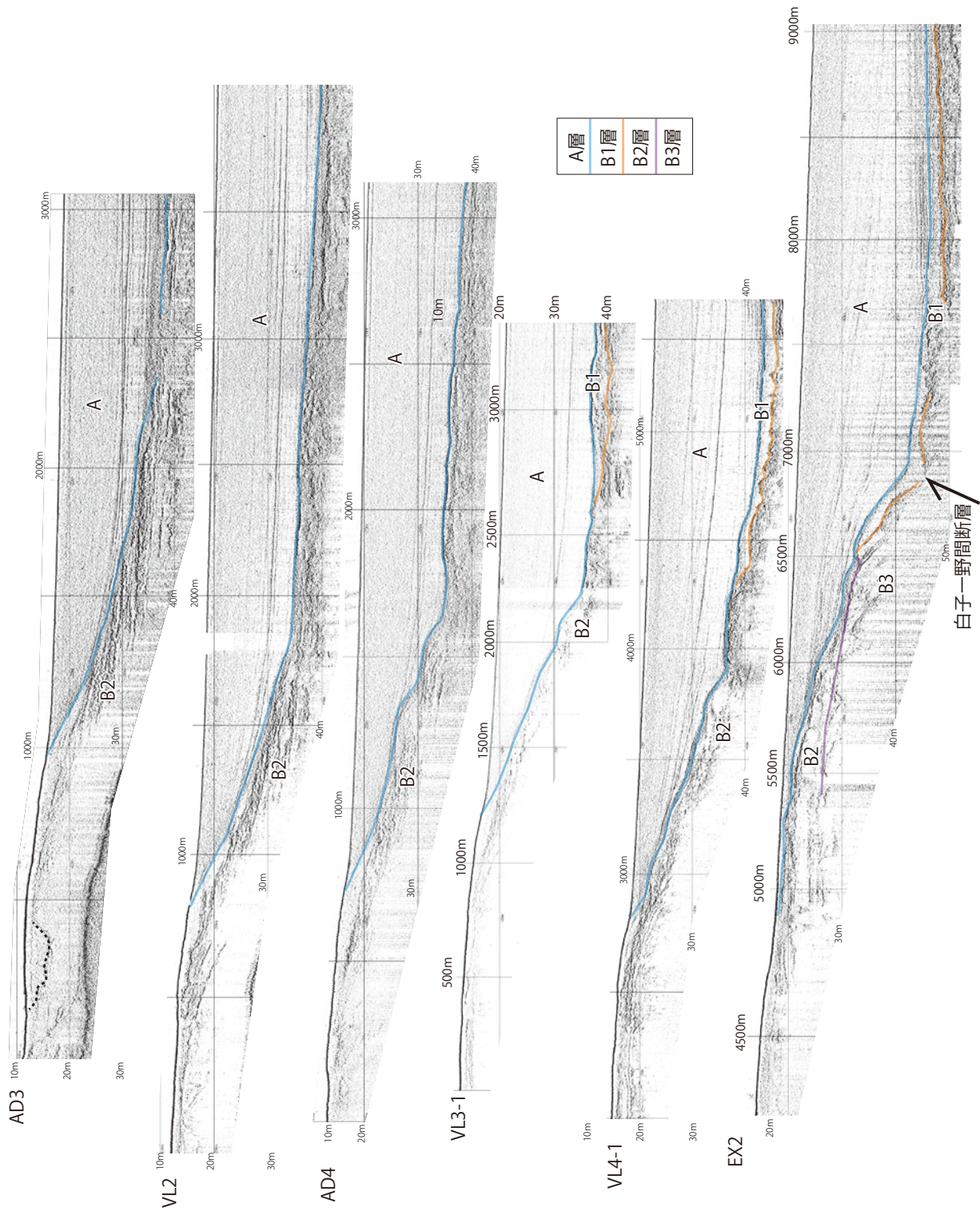
第26図. 白子沖の海岸線に直交する方向の反射断面.
Fig. 26. Seismic profiles off Shirako in the dip direction.



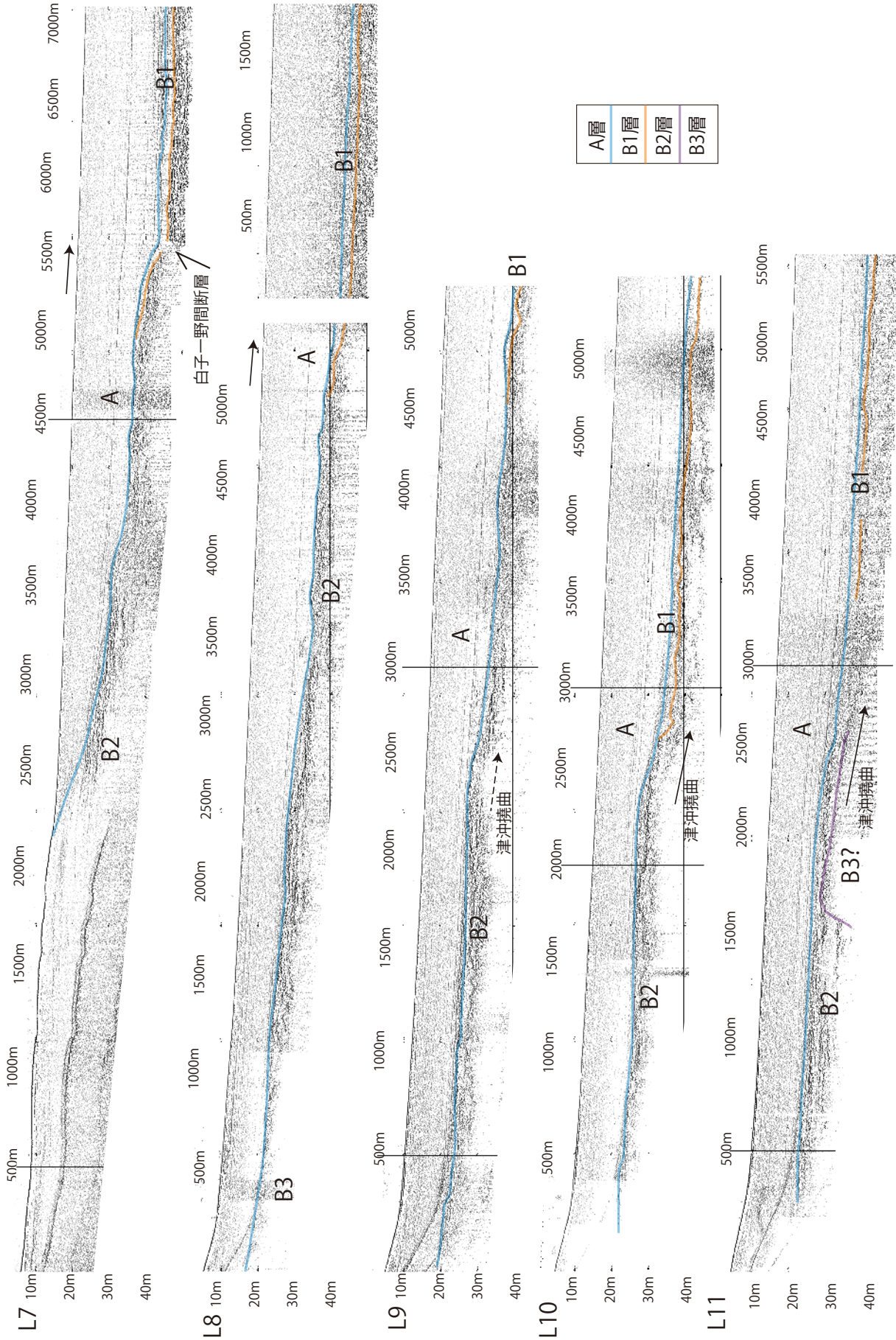
第27図. 伊勢湾中軸付近の南北方向の反射断面. 白子-野間断層の活動に伴う変位が認められる.
 Fig. 27. N-S trending seismic profiles in the central part of Ise Bay. Deformations by the slip of the Shirako-Noma fault are observed.



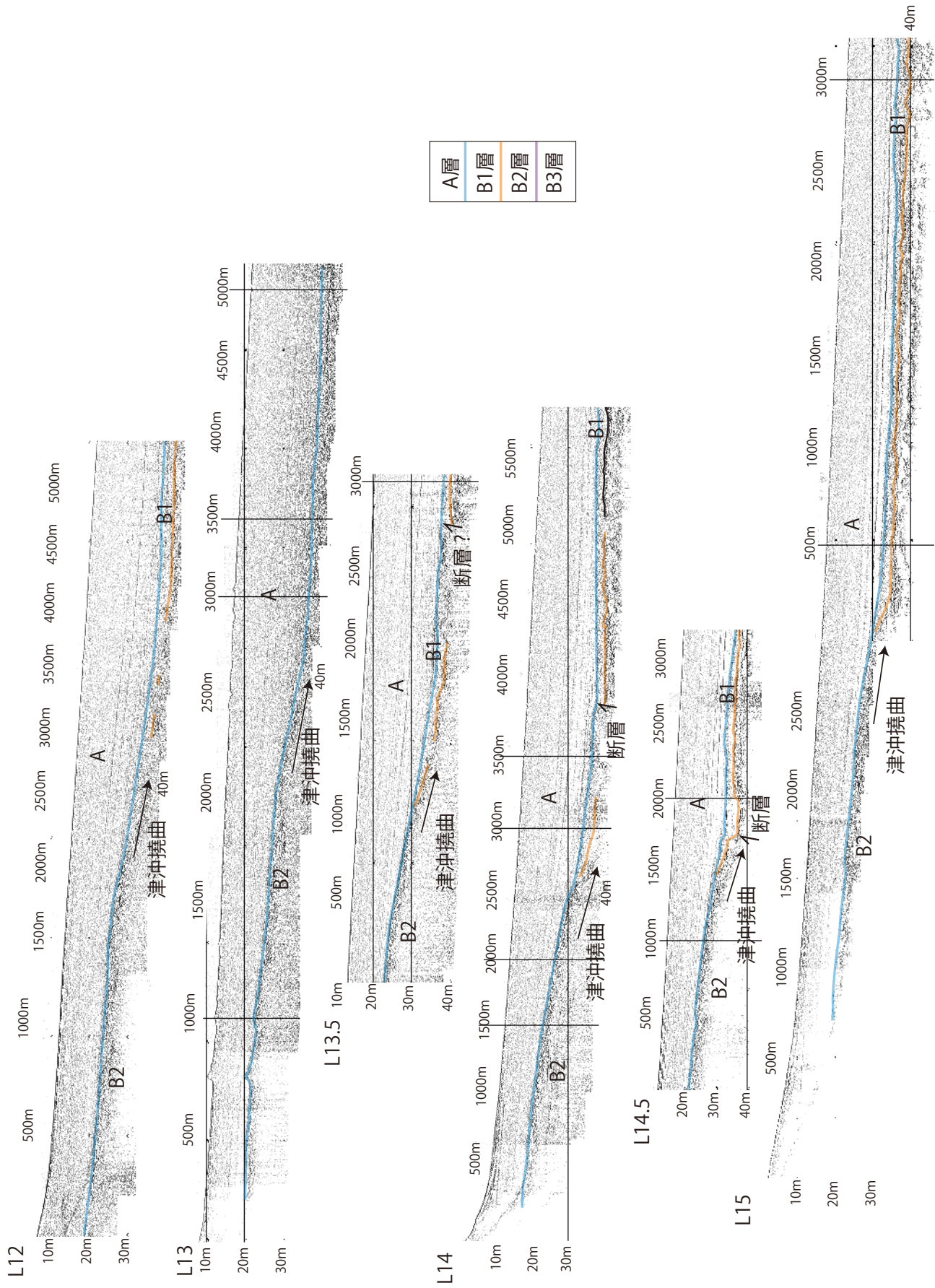
第 28 図. 白子沖海脚南側斜面の南北方向の反射断面 (西部). B3 層には大きく傾斜した反射面が認められるが, B2 層以上には明瞭な変形は認められない.
 Figure 28. N-S trending seismic profiles off Shiroko (western part). Unit B3 show inclined reflections, while no deformation is observed in the unit B2.



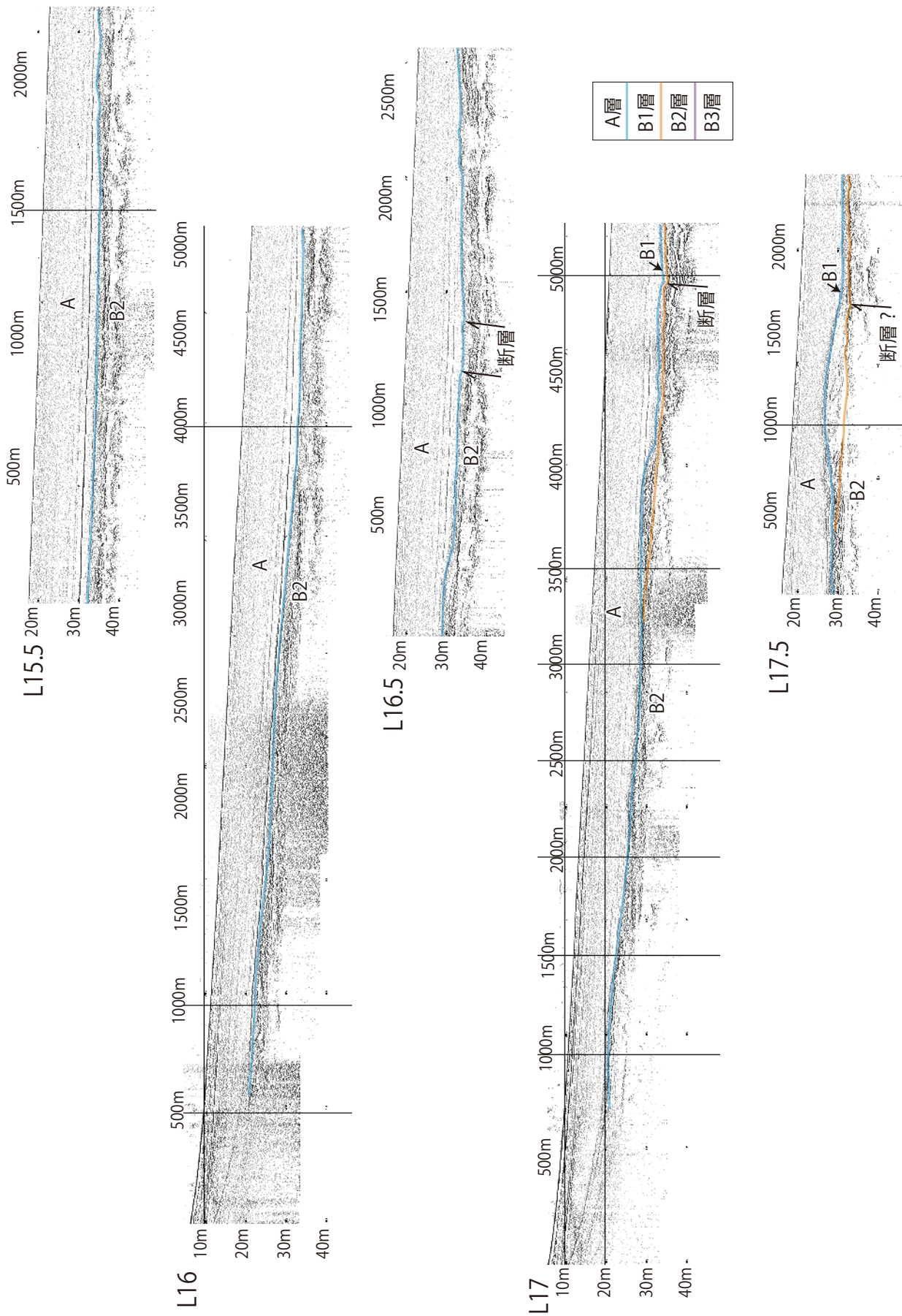
第29図. 白子沖海脚南側斜面の反射断面 (東部). B2層はほとんど傾斜しないが, 傾斜した浸食面に切られる. EX2には白子-野間断層の活動に伴う変位が認められる.
 Fig. 29. N-S trending seismic profiles off Shiroko (eastern part). The unit B2 is nearly horizontal and truncated by inclined erosional surface. The seismic profile EX2 show deformation by the Shiroko-Noma fault.



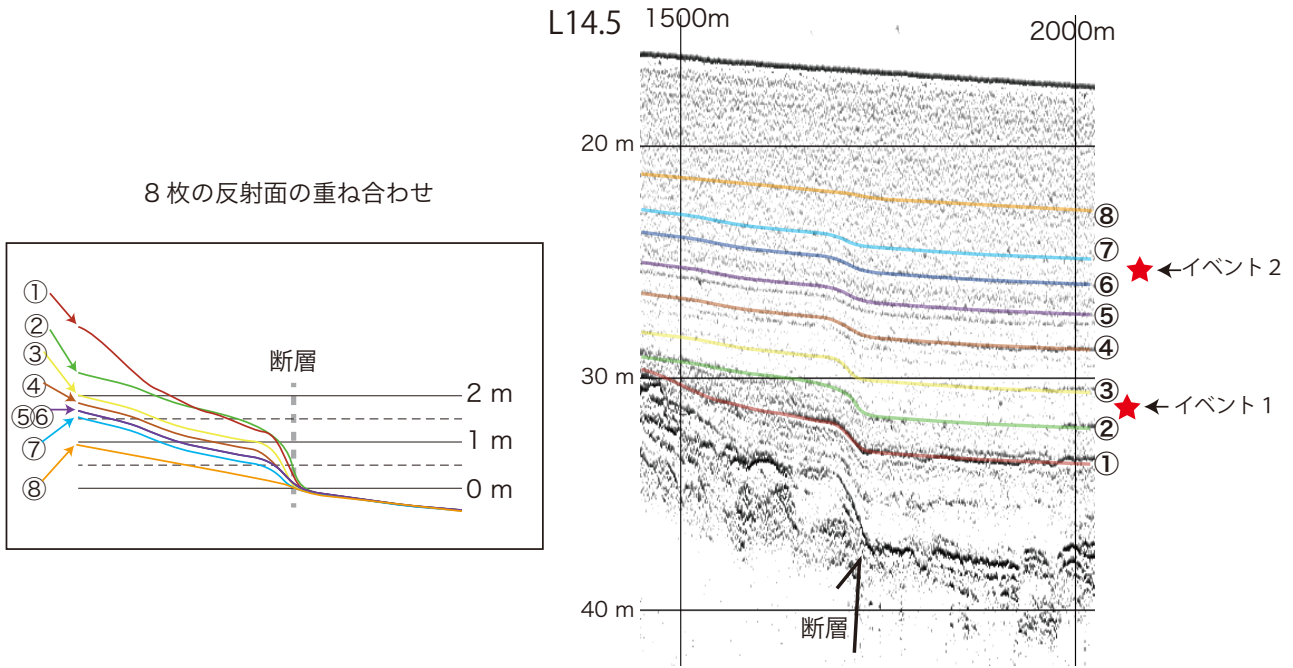
第30図．津沖（北部）の海岸線に直交する方向の反射断面．L7に白子一野間断層が、L9以南のB2層に、津沖撓曲が認められる．
 Fig. 30. Seismic profiles off Tsu (northern part) in the dip direction. The Shiroko-Noma fault is observed on the seismic profile L7. Deformation due to off Tsu flexure is observed on the profiles L9 and those to the south.



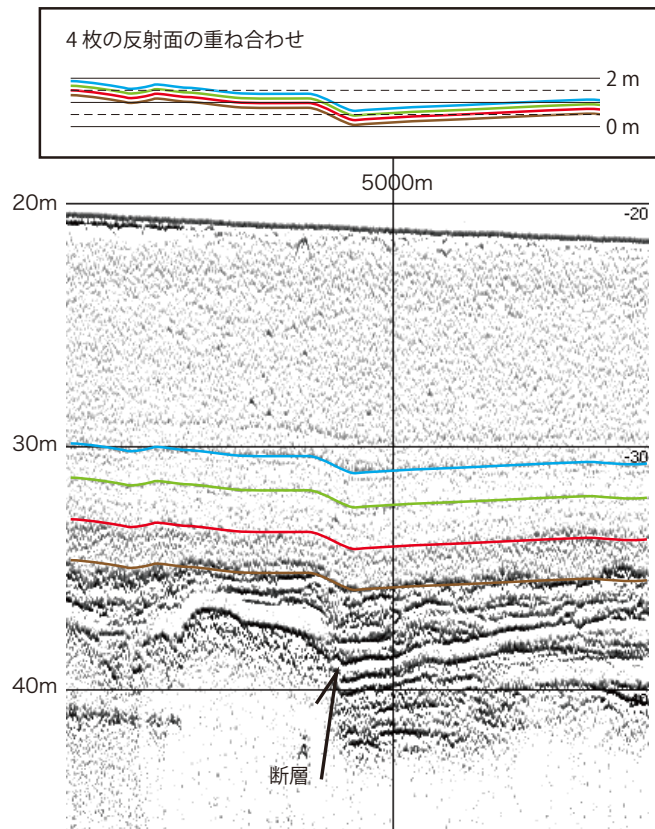
第31図. 津沖 (中部) の海岸線に直交する方向の反射断面. 津沖撓曲を矢印で示す.
Fig. 31. Seismic profiles off Tsu (middle part) in the dip direction. Deformation related to the off Tsu flexure was shown by arrows.



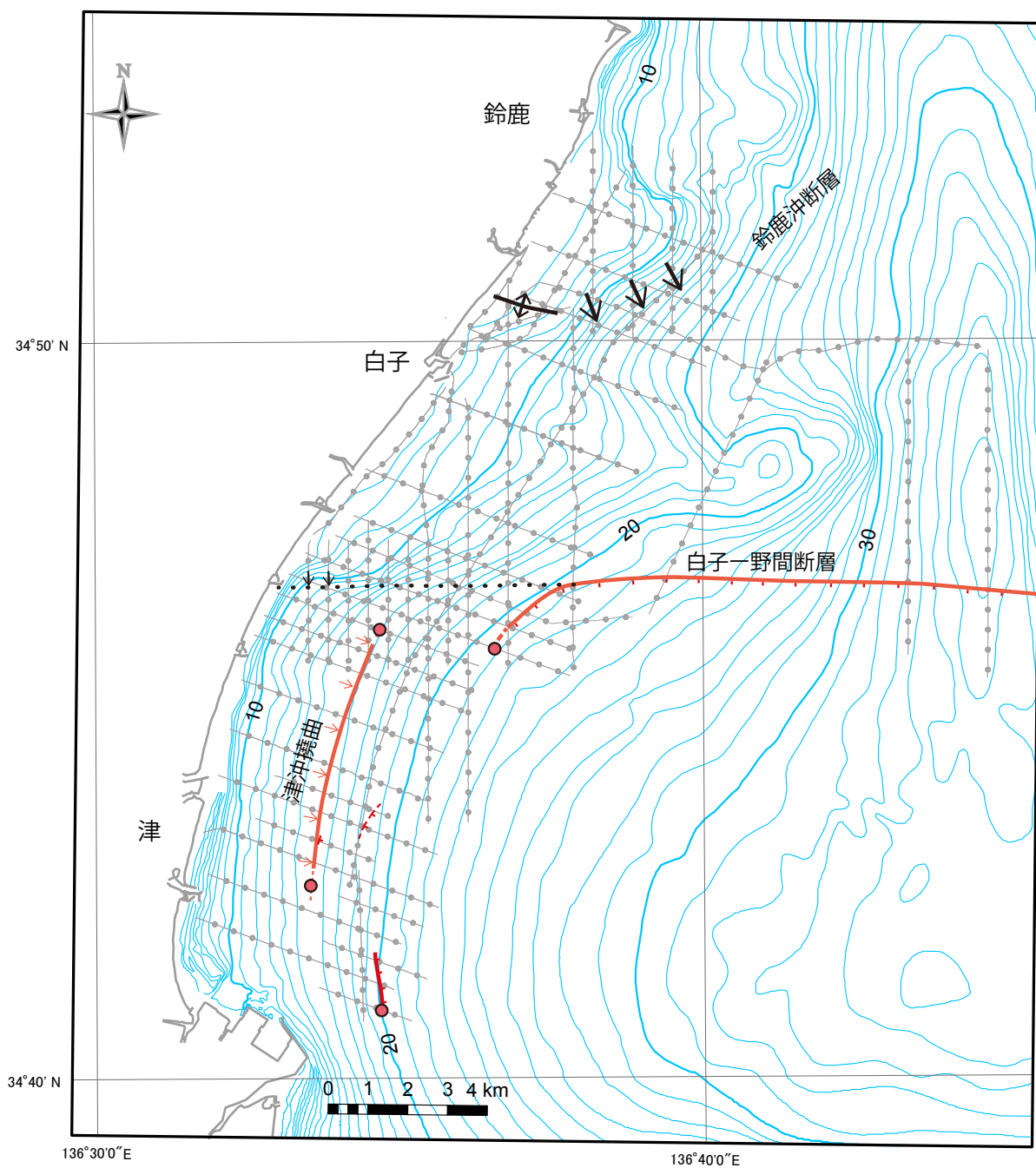
第32図. 津沖（南部）の海岸線に直交する方向の反射断面. L16.5の1150m及び1400m付近, L17の4950m付近, L17.5の1700m付近に断層変位が認められる. Fig. 32. Seismic profiles off Tsu (southern part) in the dip direction. Fault displacements were observed at around 1150 m and 1400 m of L16.5, 4950 m of L17 and 1700 m of L17.5.



第 33 図. L14.5 測線の A 層内の変形と比較. 左の断面から 8 枚の反射面の忠実にトレースし (右), それらを重ね合わせて変位量を比較した (左).
 Fig. 33. Comparison of deformation morphology of internal reflections in the unit A on the line L14.5. Traces of 8 different reflections were superimposed and compared the difference of displacements (?).



第 34 図. L17 測線の A 層中の変形構造の比較. 左の断面から 4 枚の反射面の忠実にトレースし (下), それらを重ね合わせて変位量を比較した (上).
 Fig. 34. Comparison of deformation morphology of internal reflections in the unit A on the line L17. Traces of 4 different reflections were superimposed and compared the difference of displacements (?).



第 35 図. SES2000 のデータに基づいて作成した構造図. A 層か B1 層に何らかの変形が認められる活構造は赤で示す. 黒で示した構造は, B2 或いは B3 層に変形認められるが A 層基底以上に変形が認められないもの.

Fig. 35. Structural map based on seismic profiles SES2000. Red lines indicate faults which caused deformation of unit A and B1. Black lines show deformations in the unit B2 and B3 while no deformation at the base of unit A.