

稚内市抜海沖におけるサロベツ断層帯の活動履歴

Paleoseismic activity of the Sarobetsu fault zone, off Bakkai, Wakkanai city, northwest Hokkaido

内田康人¹・仁科健二¹・阿部信太郎²・荒井良祐³・田村 慎¹・北沢俊幸⁴

Yasuhito Uchida¹, Kenji Nishina¹, Shintaro Abe², Ryoyu Arai³,
Makoto Tamura¹ and Toshiyuki Kitazawa⁴

¹ 北海道立総合研究機構地質研究所 (Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization, uchida-yasuhito@hro.or.jp)

² 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

³ 川崎地質株式会社 (Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd.)

⁴ 立正大学地球環境科学部環境システム学科 (Department of Environment Systems, Rissho University)

Abstract: The 44-km-long Sarobetsu fault zone, extending along the coast of the Sarobetsu marshland, northwest Hokkaido, consists of east dipping blind reverse faults and fault related folds. We conducted a marine geological and geophysical survey offshore the Sarobetsu fault zone to clarify the activity and characterization of recent faulting. The survey comprised 23 lines of high-resolution single-channel seismic surveys using sub-bottom profiler “Chirp sonar” as well as vibrocoring off Bakkai. In addition, we performed ground penetrating radar imaging of the subsurface of the emerged beach ridge that formed because of the coseismic uplift along the Sarobetsu marshland. The high-resolution seismic reflection profiles revealed the flexural deformation of the Holocene marine sediments on the forelimb of the Yukuru anticline off Bakkai. The precise interpretation of the seismic reflection profiles in conjunction with ¹⁴C dating of samples obtained by vibrocoring shows that the active blind reverse fault off Bakkai ruptured at least twice in the Holocene period. An older event occurred approximately 8,000 years ago, and a younger event occurred after about 5,000 years ago. Similar deformation of the Holocene sediments was observed on the forelimb of the Penke anticline to the southwest of the Yukuru anticline; however, there are no age data. On the basis of the onshore and offshore deformation structures along the Sarobetsu fault zone, the last deformation event occurred during the last 5,000 years.

キーワード: サロベツ断層帯, 活断層, 高分解能音波探査, 柱状採泥, 断層関連褶曲, 活動履歴

Keywords: Sarobetsu Fault Zone, active fault, high-resolution seismic survey, coring, fault related fold, paleoseismicity

1. 諸言

サロベツ断層帯は、サロベツ原野西縁に沿って伏在する長さ 10 km 程度の複数の東傾斜の逆断層からなり、上盤には断層関連褶曲が発達する。本断層帯は、活断層研究会編 (1980) によりその概略の位置が示され、池田ほか (1981)、杉山ほか (1987) は海成段丘面や丘陵の変形・傾動から同地域に活褶曲の存在を示した。これらの調査研究成果より活断層研究会編 (1991) などに本断層帯の詳細な位置が示され、長さ 20 km 以上、活動度 B 級相当の活断層帯であることが示された (池田ほか編, 2002; 中田・今泉編, 2002)。

産業技術総合研究所 (2006) は、サロベツ原野海岸域において群列ボーリングおよびジオスライサー掘削調査を含む詳しい調査を行い、既存の反射法弾性波探査断面を用いた再解析と併せ、浜堤下の基底

侵食面である更別層の上面高度に系統的な落差があることと、その直上の堆積物の年代値から 2 回のイベント年代を認定している。その結果に基づいて、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2007) は、サロベツ断層帯に関して、サロベツ原野西岸付近に伏在する断層および南端の南更岸の断層から構成される全長 44 km の断層帯で、平均的な上下方向のずれの速度は 0.7 m/千年以上、平均活動間隔は 4 千年から 8 千年とみられ、断層帯全体が 1 つの活動区間として活動する場合、M7.6 程度の地震が発生する可能性があるとして評価した。さらに残された主な課題として、本断層帯の南北への延長の可能性、海底に延びる活構造との関連性について検討することがあること、及び本断層帯では最新活動時期を特定できていないため、過去の活動履歴に結びつく資料を蓄積していく必要があること、を挙げている。

既存の反射地震記録断面解析 (産業技術総合研究

所, 2006) 等によれば, 本地域では北西-南南東に延びる複数の背斜構造が陸域から海域においても確認され, これらは深部に形成された東傾斜の逆断層に伴う断層関連褶曲とみられる. このうち豊徳台地付近から浜勇知方面に延びるユークル背斜は, 背斜形成後にその軸部寄りに高角逆断層が生じていることが推察され (石油公団, 1998 など), その西側の海岸線沿いには稚咲内背斜が存在し, さらに北西側に雁行する形でペンケ背斜が延びている (第1図). 陸域の背斜構造の形態や変形が及んでいる層準, そして形成過程から判断して, これらの海域の背斜構造は変形帯西縁に位置しており, 西側のものほど新しい活動を反映している可能性がある. しかし, これまで本断層帯の北方延長部に相当する宗谷海峡海域や, 断層帯西側の利尻水道海域における活構造の詳細については明らかとはなっていない. そこで, 文部科学省「沿岸海域における活断層調査」の一環として, 宗谷海峡海域において断層帯の北方延長域と活動時期を特定することを目的とした, ウォーターガンを音源としたシングルチャンネル音波探査と, ブーマーを音源とする高分解マルチチャンネル音波探査を実施した. さらに, 利尻水道海域において断層帯西側における最新の活動履歴に関する情報を得ることを目的とした, チャープ方式高分解能シングルチャンネル音波探査とパイプロコアを用いた柱状採泥調査を実施した. 併せて, 海域部の調査を補強する目的で, サロベツ原野沿岸に発達する浜堤列の構造分布とその形成年代から, 完新世における断層の活動時期に関する情報を得るために, 地中レーダーによる浅部堆積構造探査 (以下, 地中レーダー探査), および光ルミネッセンス (OSL) 年代法を用いた浜堤列形成年代調査を行った.

本報告ではこのうち, 利尻水道海域で実施したチャープ方式高分解能シングルチャンネル音波探査 (以下, チャープ探査) とパイプロコアラー柱状採泥調査 (以下, 柱状採泥調査), そして陸域での地中レーダーによる浅部堆積構造探査 (以下, 地中レーダー探査), および浜堤列形成年代調査について報告する, なお, 産業技術総合研究所による宗谷海峡海域における調査の成果, ならびにチャープ探査と同一測線上の4測線において実施したブーマーマルチ探査の結果については, 本報告書の阿部ほかによる論文を参照されたい.

2. 調査内容

2.1 調査海域の設定および調査測線

本調査では, 断層帯西側海域に相当する稚内市抜海~豊富町稚咲内にかけてのサロベツ原野前面海域にて, 平成24年9月22日~27日にかけてチャープ探査を実施した. 本探査における仕様は第1表にまとめた.

調査海域は本地域の変形帯前面に位置する海域の背斜構造に着目し, ユークル背斜の前翼に相当する北側の抜海沖海域 (後述の HRO-1C 測線~9C 測線) とペンケ背斜の前翼に相当する南側の稚咲内沖海域 (後述の HRO-10C 測線~17HC 測線) とに分けて計画した. 稚咲内背斜についてはその分布が海岸線に沿う形となるため調査船舶の航行が困難と判断し, 今回は海域調査の対象から除外した.

チャープ探査測線は, サロベツ断層帯の走向方向にほぼ直交する東西方向の主たる21測線 (HRO-1C 測線~17HC 測線) と, 反射記録断面のクロスチェックのため断層の一般走向に沿う形で, ほぼ南北方向の2測線を設けた (HRO-9C 測線, HRO-10C 測線). このうち HRO-5C, 8C, 12C, そして17C の4測線では, チャープ探査で得られるより更に深部の構造を確認するためのブーマーマルチ探査も併せて実施した. 探査測線の総延長は約95 km となった (第2図).

音波探査に際して, 調査船の船位測定はディファレンシャル GPS (DGPS) を用いた. 探査機材には Edge Tech 社製 3300 型地層探査装置を使用し, ノイズ軽減のため船首部分にトランスデューサーを設置して船上モニターでのデジタル記録を取得した.

2.2 柱状採泥調査とその手法

チャープ探査による反射記録断面で認められる地層形成年代を確認するために, 平成24年10月5日~9日にかけて柱状採泥調査を実施した. 本調査海域の海底堆積物は砂質が広範囲を占めることが予想されたため, 泥質堆積物採取に有効なピストンコアは用いず, パイプロコアラーを使用した. 採泥管内管の直径は14 cm である. 底質採取地点は, チャープ探査の反射記録断面を検討することにより St.1~3 の3地点を選定した. 第2図に柱状採泥実施地点を, 底質分布図に重ねたものを, 第2表に実施地点の座標, 採泥長等のデータを示す. 作業時は採取地点に調査船を定点維持させ1地点につき2回の底質採取を実施し, 計6試料, 総採泥長約11 m のコアを採取した. 採泥器を海中に投入してから回収するまでの作業中は, 船位データを1秒毎に記録しており, 採泥器の着底位置と離底位置の中間を採泥地点の位置とした.

コア試料は現地で1 m 長に切断し, 振動を極力避けて実験室へ運搬した. 各採泥地点につき得られた2試料のうち, 長尺の試料 (St.1-2, St.2-2, および St.3-2) について観察・分析に用いることとした. 帯磁率をループ型センサによって計測した後半裁し, 写真撮影と観察・記載をおこない柱状図を作成した. ついで, 半裁したコアから幅5 cm 厚さ1 cm のアクリルケースに試料を分取し, 軟エックス線装置で透過写真を撮影した. さらに St.1-2 については含水比用の試料を5 cm 厚さ毎に, 粒度分析用試料を10 cm 間隔で厚さ5 cm 分を採取した.

コア試料中からは5点の年代測定用試料を選定し採取した。

含水比は、摂氏 105 度 16 時間乾燥の前後に湿重量および乾燥重量を秤量し算出した。粒度分析は、5 % 酢酸で炭酸塩を、6 vol % 過酸化水素水で有機物を除去した後、超音波分散 (25 分間) を行い、レーザー回折式粒度分析装置 (coulter 社製: LS230) で計測した。測定においてサブミクロンサイズの計測は Mie 散乱理論を用い、光学モデルは屈折率実数部:1.7, 虚数部: 0.1 を適用した。

年代測定は株式会社地球科学研究所に依頼し、加速器質量計を用いた計測を行い放射性炭素年代値を得た。同位体分別補正をした補正年代に対して、海成の試料はレザパー補正を 400 年、地域補正 (delta-R) は 0 年として Reimer *et al.* (2009) の補正曲線によって暦年補正を行った。

2.3 浜堤列調査

2.3.1 概要と地下レーダー探査

サロベツ原野沿岸には浜堤列地形が発達しており、間欠的な離水時期と地震に伴う隆起イベント (間欠的な砂堤列の前進地形) との関連が指摘され、放射性炭素年代によるイベント年代の測定がこれまで行われてきた。しかしながら、イベント時期を断定できる確証となる年代測定用試料は得られていないこと、堤間湿地での泥炭の形成開始時期が必ずしも離水直後の時期を示さない (川上ほか, 2010) ことから、今回は砂堤の構成粒子の埋没した年代の測定が可能な光ルミネッセンス (以下, OSL) 年代法によるイベント年代の測定を行った。

川上ほか (2010) はサロベツ原野沿岸の浜堤列の地形縦横断面を検討し、沿岸方向に連続する堤間湿地の南北の傾動が 2 系統あることを見出した。さらにそれぞれを標高約 6.5 m の群と約 2 m 以下の群に区分し、陸側の砂堤列群が離水してから少なくとも 2 回の地震性隆起を認定した。このイベント年代について砂堤基底の年代 (産業技術総合研究所, 2006) を再解釈している。これにより最新のイベント年代については 4270~2190 yBP の間と見積もられたが、この年代はもっとも海側の砂堤列 (IX 列) の地震性隆起がなかったと解釈した場合である。さらに年代の根拠となった泥炭の年代値 (B9: 標高 4.6 m, 深度 0.6 m; 産業技術総合研究所, 2006) は堤間堆積物の堆積速度から見積もられる年代に比べて著しく古いことから、さらなる検証の必要性が指摘 (大津ほか, 2011) されている。

そのため、隆起イベントとして認定されている浜堤列の形成年代を明らかにし、より確度の高いイベント年代を得ること、さらに、これまで最新のイベントとされている 4270~2190 yBP の間より以降にイベントがあったかどうか確認し、その時期を特定する目的で OSL 年代測定を実施した。年代測定試料を

採取する位置および層準は地下レーダー探査結果により選定した。

地下レーダー探査測線は、南北それぞれに沿岸方向に直交する方向に測線を設定した (第 3 図)。装置は Sensor & Software 社 製 pulse EKKO 1000A GPR system を用い、アンテナは 110 MHz を選択した。測線上の地形を光波測距儀にて相対高度を計測し、地下レーダーイメージの地形面を補正した。

2.3.2 光ルミネッセンス (OSL) 年代測定

ルミネッセンス年代測定法とは、鉱物に蓄積した放射線量を、光や熱などの励起によって発する光 (ルミネッセンス) の強さから求め、年代に換算するものである。光励起によるものを光ルミネッセンス (optically stimulated luminescence: OSL) 法、熱励起によるものを熱ルミネッセンス (thermoluminescence: TL) 法と呼ぶ。発光した鉱物は蓄積線量を失い、年代の時計がゼロになるが、地質・土壌由来の放射線や宇宙線によって鉱物が被曝し、再び放射線を蓄積する。1 年あたりの被曝量を年間線量といい、別途見積もる必要がある。年代 = 蓄積線量 / 年間線量という計算で目的の年代を求めるが、ここで言う年代とは、OSL 法では最後の日光照射から、TL 法では最後の加熱からの経過時間である。ルミネッセンス年代測定法では一般的に数百から数十万年前の年代測定が可能であり、第四紀地質学、自然地理学、考古学などで利用が広がりつつある。OSL 年代測定が可能な試料の条件として、光で励起するとルミネッセンス光を発する砂であること、埋没前に十分に光を浴びておりそれ以前の蓄積線量がリセットされていること、埋没後は現在まで光や熱を受けていないこと、光や熱を受けた砂粒子と混合していないこと、が挙げられる。

本調査においては、砂堤列の地表面に存在した石英粒子が埋没してからの年代を得ることで、浜堤の形成時期と浜堤列の海側へ前進する速度を得ることができる。浜堤間の前進速度の中に急激な前進が認められれば、その時点で離水を伴う隆起イベントを認定し年代を特定することが期待できる。

海浜地形の断面を地下レーダーで探査し得られた地層断面から、埋没した後浜と後浜に連続する砂堤を認定し掘削する層準を決定した。サンドオーガーサンプラーで層序を確認したのち対象となる層準を遮光したステンレス管で 30 cm 厚の後浜層を抜き取り採取した。採取した地点は合計で 10 か所である。OSL 年代の参照・確認のため放射性炭素年代測定を 2 点実施した。

採取した試料は上下端を遮光した状態で封止し、実験室へ運搬した。以降の作業は立正大学地球環境科学部環境地質学研究室で行った。暗室内でサンドオーガーパイプから砂を取り出し、第 3 表に記載した深度の砂を処理して石英粒子を抽出し、蓄積線量

の評価を行った。パイプからはアーカイブ(暗所保存)および年間線量用試料も採取した。またパイプ内から他の年代指標が見つかった場合はそれを採取した。

石英の抽出は以下の手順で行った。水洗乾燥後、篩により 1 mm より粗い粒子を磁石により磁性鉱物除去し、アイソダイナミックセパレーターにより石英を抽出した。さらに、6N 塩酸により金属を除去し、水洗乾燥後、ハンドピックにより岩片除去し、篩により 62~125 μm の粒子を選別採取した。その試料について、46% フッ化水素酸により長石を、6N 水酸化ナトリウム溶液により有機物除去し、水洗乾燥後、篩により 125 μm より細かい石英粒子を除去した。

蓄積線量評価は、立正大学地球環境科学部のルミネッセンス自動測定システム (Hashimoto *et al.*, 2002; Nakagawa *et al.*, 2003) を用い、SAR 法 (Murray and Wintle, 2000) により石英粒子の蓄積線量を測定した。測定システムの概要と線量校正は北沢ほか (2013) の通りである。励起装置の光源には青色 LED (日亜化学工業製 NSPB599S, 中心波長 470 nm) を用い、その前面に波長 420 nm 以下の光を除去するための光学フィルタ (Schott 製 GG-420) をつけた。光を検出するための光電子増倍管 (PMT, 浜松ホトニクス製 R585S, 検出波長 200~650 nm) の前面には、中心波長 340 nm の光を透過させるための光学フィルタ (Schott 製 DUG-11) をつけて測定を行った。さらに、立正大学地球環境科学部の Ge 半導体検出器により、元素含有量 (U, Th, K) を求め、Adamiec and Aitken (1998) にもとづき地質・土壌由来の年間線量を評価した。その際、試料の含水比から自然放射線減衰率 (Hennig and Grun, 1983) と Rn 損失率 (Bossey, 2003) を求め考慮に入れた。また宇宙線線量は 0.18 mGy/yr と仮定した (Aitken, 1998)。

3. 調査海域の海底地形と底質分布

第 4 図に本調査域の海底地形および底質分布図を示す。海底地形は、稚内市抜海と豊富町との境界付近を流れるオネトマナイ川河口付近を境にして、北側と南側とで大きく異なっている。南側は直線的に延びる稚内市の海岸線に沿う形で、等深線がほぼ平行する単調な遠浅海岸となっている。底質分布も離岸距離 3~4 km までは砂質で水深 30 m 付近の泥線深度より深い部分では泥質が卓越している。これに対して、北側では背斜軸と平行な北北西-南南東の走向をもつ起伏地形が、幅 2~3 km の間隔で利尻水道の西側まで存在し、等深線も入り組んでやや複雑な地形を呈する。底質分布は、ユークル背斜、ペンケ背斜の北方延長部の抜海岬沖 10 km 程度までの沿岸部に、部分的な露岩域が多数存在する。ペンケ背斜およびその北方延長の西側の利尻水道中央部には、起伏地形に規制される形で礫質堆積物の広い分布域が存在する。

4. 調査結果

4.1 チャーブ探査の結果

4.1.1 層序区分

本調査海域においては、海上保安庁水路部 (1993) がスパーカー、ソノプローブを用いた音波探査記録により、上位から I 層~VII 層に層序区分を行っており、さらに隣接する北方の宗谷海峡海域にかけては荒井 (2013) が GI ガンによる音波探査記録によって、最上位の抜海沖層群から音響基盤までの層序区分を行なっている。本調査の反射断面の地質解釈においては、得られた反射記録断面が海底面下 20 m 程度までであることから、海上保安庁水路部 (1993) の層序区分の最上位層の I 層に相当する。しかしながら、今回チャーブ探査で得られた反射記録は浅層部の分解能が高く、音波の反射・透過状況の違いによって最上位層をさらに細かく 3 区分することができた。層序は隣接する北方の宗谷海峡海域で実施したブーマー調査による層序区分 (産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構, 2013) の最上位層 (A 層) と統一し、A0, A1, A2 層とした。なお A 層の年代については、後述するとおり A 層の基底面に相当する顕著な侵食面を不整合で覆うことから最終氷期以降の堆積物と推定される。

以下に各層の特徴を述べる。A0 層は調査域の岩盤分布域以外の大部分の海底面直下に存在する最上位層で、音響的に白く抜ける反射パターンを示す。調査域北端の HRO-1C および 2C では A0 層は海底面直下にきわめて薄く存在し、下位の A1 層との境界は明瞭ではないが、HRO-3C より南側においては凹凸した強い反射面によって A1 層と区分され、局所的に海底面にほぼ平行した内部反射面も確認される。

A1 層, A2 層は A0 層に比較してやや散乱した黒っぽいパターンを示し、内部にはほぼ平行した多数の反射面が確認される。A1 層と A2 層は層内の軽微な不整合面により区分され、A2 層は概ね一定の層厚を保ちつつ西傾斜しているのに対し、A1 層は西側に向けて次第に層厚を増す傾向がみられる。

4.1.2 地質構造とその解釈

本調査で実施したチャーブ探査においては、南側の稚内内沖海域の一部を除いて、概ね全ての測線で良好な反射記録断面を得ることができた。ここでは、調査海域を北側の抜海沖海域と南側の稚内内沖海域とに区分し、代表的な反射記録断面を用いてその特徴を述べる。なお、反射記録の深度変換にあたっては、水中および堆積物中での弾性波伝播速度を 1500 m/s と仮定した。

1) 抜海沖 (ユークル背斜前面) 海域

最も北側の HRO-1C 測線は抜海岬のほぼ西側約 5~7 km 沖の東西断面である。測線の西側において海底面に凹凸した侵食面の様相を呈する反射面が確認される (第 5-1 図)。この面より下位層には層理面と

考えられる急傾斜の内部反射がみられ、それを不整合に覆う上位層は、最終氷期以降の堆積物（A層）に対比できる。以下、この侵食面をA層基底面と称す。A層の厚さは測線西端で最も厚く約15mで、A層基底面は測線西端から東に向けて浅くなり測線中央部の測位点13付近で海底に露出しており、底質の岩の分布域と一致する。測位点22~26間でA層基底面深度の不連続がみられるものの、測線西端から測位点25付近までのA層内部の反射面や海底面には殆ど変形は確認されず、層厚もほぼ一定である。

HRO-3C測線（第5-2図）はHRO-1C測線よりも約1.5km南側に位置する東西断面である。測位点63~67付近の範囲でA層基底面に相当する顕著な凹凸した反射面が確認される。A層基底面およびA2層内部反射面は、測位点67と68の中間付近より西側では音波散乱のため確認できないが、その上位のA1層とA2層の境界に相当する反射面（以下、A2/A1境界面と称す）およびA1層内部反射面はさらに測線西端付近まで追跡することができる。測位点66~67付近を境に、A層基底面の傾斜が変わっておりA1、A2層も緩やかに上向きの変形を受けている。さらにA2層はほぼ一定の厚さを保ったまま変形を被っているが上位のA1層は明らかに東に向かって薄くなっていることが確認される。測位点63~64付近には露岩域に接して部分的にA0層の分布が確認される。

HRO-4C測線（第5-3図）はHRO-3C測線の約500m南側に位置する東西断面である。本測線は今回の調査において、最も分解能良く地層の内部反射面が確認される記録が得られており、測位点78付近より西側のほぼ全域にわたってA層基底面およびA0、A1、A2層が明瞭に確認される。測位点74~75付近にはA層基底面、A2/A1境界面およびA2層内部反射面の傾斜変換点が存在し、東上がりの変形が確認される。A2層は殆ど一定の層厚を保ちつつ変形しているが、上位のA1層は内部反射面相互の間隔が西側（沖側）に向かって厚く、東側のユークル背斜側に薄くなっている、いわゆる成長層が認められることが確認されることから、撓曲変形であると推測される。A2層~A1層が変形を被っていることから、この撓曲変形を形成した断層は最終氷期以降に活動したと解釈される。測位点76~78の範囲には、凹凸した侵食面の様相を呈する強い反射を伴った境界面が海底下1~2mに存在し、下位のA1、A2層を不整合に覆ってA0層が堆積している。

さらに約500m南側に、本海域の中央付近に位置する東西断面HRO-5C測線（第5-4図）でもHRO-4C測線と同様にA層基底面とA1、A2層に撓曲とみられる変形が確認される。A層基底面は測位点99~101間で上に凸の形状となり、A1およびA2層に東上がりの変形を与えている。測位点101~103間では音波散乱のためA2層の内部反射面が不明瞭

となるが、HRO-4C測線にみられるほど顕著ではないもののA1層は東のユークル背斜に向かって薄くなり、測位点102付近に傾斜変換点が存在する。最上位のA0層は測位点97~102間で最大2~3m程度まで層厚を増し、下位層との境界は凹凸した面を形成しつつ（以下、A1/A0境界面と称す）不整合で接していることから、A1、A2層の堆積後に侵食を受けA0層が堆積したことが示唆される。

さらに約500m南側のHRO-6C測線の東西断面においてもA1、A2層の内部反射はやや不明瞭になるもののHRO-4C、5C測線と同様の傾向がみられる（第5-5図）。測位点111~114間ではA層基底面の盛り上がりやA2層の変形、A1層の層厚変化が確認され、測位点111付近を傾斜変換点とする撓曲変形を示す。本測線上では測位点117~113間にわたって最上位のA0層が分布しておりA1/A0境界面で下位層と不整合に接している。層厚は測位点115付近で最大となり約4mに達するが内部反射面は殆ど確認できない。

HRO-8C測線（第5-6図）は抜海沖海域の南端に近い東西断面である。本測線では北側に位置するHRO-6Cまでの反射断面と比べて様相が一変し、海底地形に顕著な2ヶ所の盛り上がり（凸地形）がみられる。類似の特徴は南北にそれぞれ隣接するHRO-7HC測線およびHRO-8HC測線においても認められる。測位点174よりも西側の凸地形は比高約2~3mで、海底面での音波散乱が強く内部に反射面は殆ど認められない。底質分布および測線位置図（第2図）によれば、本測線の西端約1kmに相当する範囲には粗砂から中砂に相当する粗粒な堆積物が分布しており、この凸地形にみられる音波反射・散乱状況は底質分布と調和的である。これに対して測位点174~166間にみられる凸地形を形成する層には、音響的に白く抜けるパターンを示すものの数枚の内部反射面が認められ、A1/A0境界面に相当する凹凸した強い反射面によって下層と境される。この反射面よりもさらに下位には、A2/A1境界面およびA1層内部反射面とみられる数枚の反射面が、測線西端からほぼ一定の東上りの傾斜を保ちつつ連続して確認できる。測位点169付近を傾斜変換点とし、これよりユークル背斜側ではA2/A1境界面にわずかな東上りの変形が認められるが、凸地形の下部に相当するA2/A1境界面およびA1層内部反射面は概ね平坦であり変形を被っていないことから、構造的なものではなく、形成された時代は不明であるが砂堆などの堆積地形である可能性が高い。

HRO-9C測線（第5-7図）は東西断面の反射面のクロスチェックのため、抜海岬沖から浜勇知沖まで約5.5kmの長さをもった北北東—南南西方向の反射記録断面である。測位点41~34付近までは、調査海域北側のHRO-2C測線から中央付近のHRO-4C測線と交差し、海底面とほぼ平行したA層基底面、A2/A1境界面およびA層内の内部反射面の連続性が明

瞭に確認できる。測位点 34 付近を境にこれらの反射面は傾斜を増し不明瞭となるが、測位点 31 付近より再び海底面とほぼ平行となり HRO-6C~7C 測線付近までは連続性を追跡することが可能である。測位点 35~30 間では、海底面直下に A1/A0 境界面に相当する強い反射面が部分的に存在する。

以上のように、抜海沖海域では、HRO-3C 測線から南側のユークル背斜沖側において、最終氷期以降の堆積層 (A 層) およびその基底面に、撓曲構造が形成され、A2 層は層厚をほぼ保って変形しているのに対し、上位の A1 層内には成長層が形成されていることが判明した。このことから判断して、少なくともこの範囲のユークル背斜の前面 (西側) においては、A2 層の形成後に断層活動に起因する変形があったことを支持する。

2) 稚咲内沖 (ペンケ背斜前面) 海域

本海域は抜海沖海域と比べて音波の透過状況がわるく、特に海域北側の HRO-11C 測線から HRO-12C 測線までの 3 測線では、明瞭な反射断面を得ることができなかったため、この範囲での層厚の変化や反射面の変形の有無については不明である。

HRO-12HC 測線 (第 5-8 図) は本海域北端から約 1.5 km 南側に位置する東西断面である。測位点 42~44 間には局所的な凹地形がみられ、これは底質分布図で粗砂から中砂の分布域とほぼ重なっている。凹地形を挟んで東側 (ペンケ背斜側) と西側にはそれぞれ音響的に白く抜ける A0 層が海底下 2~3 m 程度の層厚をもって分布する。東側の A1/A0 境界面より下層の構造は明瞭ではないが、西側では測位点 44 付近より沖側に、内部反射面に富む A2 層、その上位の A1 層に相当する反射面が認められ、A2 層はほぼ一定の層厚を保って東上がりに傾斜している。

HRO-13C 測線 (第 5-9 図) はさらに約 500 m 南側に位置する東西断面である。測位点 67-68 付近にみられる凹地形を挟んで西側には A0 層~A2 層を形成する反射面が明瞭に確認される。海底下 3~4 m に A1/A0 境界面が海底面とほぼ平行して測位点 60 付近まで確認され、A2 層および A1 層の内部反射面には測位点 62 付近を境に東上がりの撓みがみられる。A2 層は殆ど一定の層厚を保ちつつ変形しているものの、上位の A1 層は西側に向かって厚く、東側のペンケ背斜に向かって薄くなる成長層が認められる。

HRO-14C 測線 (第 5-10 図) は約 500 m 南側に位置する HRO-15C 測線と同様に、稚咲内沖海域において最も明瞭な東西反射断面記録が得られている。測位点 6 付近の海底地形には凹地がみられ、A 層基底面はこれより西側では確認できないものの、西傾斜の反射面群からなる A1 層、A2 層とそれを覆う上位の A0 層が明瞭に確認される。A2 層の層厚はほとんど変化していないが測位点 11 付近を境に傾斜が変わり上方への撓みが認められる。A1 層には東側のペンケ背斜に向かって薄化し、A2/A1 境界面にオンラッ

プする反射面が確認され、撓曲変形に伴う層厚の変化が捉えられていると解釈される。A1/A0 基底面にも測位点 7~9 付近で盛り上がり確認され、変形がこの面にまで及んでいることを表している。

HRO-14C 測線の約 1.5 km 南側に位置する HRO-16HC 測線 (第 5-11 図) は、北側の HRO-15C 測線までとは反射断面の様相が一変し、測線中央部から西端にかけて明瞭な内部構造が確認され、測位点 59~63 付近においては A1/A0 境界面に相当する強い反射面の盛り上がりおよび A0 層の薄化が認められる。また測位点 60 よりも西側では東上がりに傾斜する下位の A1 層、A2 層が存在するとともに A1 層の薄化が認められ、ペンケ背斜前面 (西側) における断層活動による変形を表している可能性が高い。しかし、最上位の A0 層は音響的な透明層で内部反射に乏しく、海底面直下まで変形が及んでいるかどうかについては不明である。

本調査の最南端に相当する HRO-17C と 17HC 測線は、互いに酷似した反射形態が認められる (第 5-12, 13 図)。測線の西端付近では A1 層、A2 層を形成する反射面の層厚に変化がみられるが、上位の A0 層は約 5~6 m の厚さをもち A1/A0 境界面に相当する強い反射面の深度はほぼ一定である。さらに A0 層の内部に連続して確認される反射面も海底面にほぼ平行し変形は及んでいない。

以上より、稚咲内沖海域では、海底面の一部にみられる凹地形を除いたほぼ全域にわたって最上位層の A0 層が分布し、下位の A1 層~A2 層が変形を被っていることがわかった。これはユークル背斜と同様に、ペンケ背斜の前面においても最終氷期以降に活動があったことを示している。ただし、北側の抜海沖海域の東西断面にみられる撓曲変形と比べてその変形は明瞭でなく、A1 層内にみられる成長層や A2 層の撓曲変形が確認できる記録断面も限られている。また HRO-17C 測線より南側においては、A1/A0 境界面までは変形が及んでいないことも判明した。

第 6 図 (上) に稚咲内沖海域と断層関連褶曲の影響が及んでいない天塩沖海域の海岸に直交する方向の海底地形断面を比較する。どちらも遠浅砂質海域であるが、天塩沖海域の海底地形断面は、下部外浜から内側陸棚にかけてほぼ一定の傾斜を保っている。これに対して稚咲内沖海域の海底地形断面は、水深 40 m 付近に陸側に向けて傾斜を増す明瞭な傾斜変換点がみられる。堆積状況の違いなどもあり海底地形断面の形状の違いがそのまま断層による垂直変位量を反映しているとは言えないが、断層活動による影響を受ける前の稚咲内沖海域の海底地形断面が天塩沖海域のそれと同様であったと仮定し、傾斜変換点である水深 40 m を基準として両海域の海底地形断面を比較したものを第 6 図 (下) に示す。

これによる下部外浜での両海域の海底面の高低差は約 10~12 m となり、同様のオーダーでの断層関連

褶曲の成長に伴う海底地形変形が北側の抜海沖海域においても生じていたとすれば、部分的に分布する露岩域は、隆起に伴う水深の変化によって堆積から侵食の場に変化することで生じた可能性がある。

各反射断面において断層に伴う変位、変形と考えられる構造が認識された位置および褶曲軸の位置を測線図上に示す（第7図）。

4.2 柱状採泥調査の結果

本調査での底質採取地点は、地層の年代測定用試料を得る条件の良い場所を、以下のような基準で各反射断面を検討した。

- ・断層の活動性評価のため、反射断面上で最終氷期侵食面およびそれより上位の層準が明瞭に確認できること。

- ・最上位のA層に、断層活動に起因する変形もしくは変位が認められること。

- ・A層内部に、地層の堆積した年代を分解能良く判定することが可能な、連続性の良い内部反射面が存在すること。

このような条件に最も合致する記録断面として、抜海沖海域のユークル背斜前面で、断層による撓曲変形の年代が最も精度よく決定できる可能性がある反射記録が得られたHRO-4C測線、および最上位で最新の堆積物からなるA0層に関する情報が得られることが期待されるHRO-6C、8C測線の3測線上を対象として実施することとし、1測線1地点、計3地点の採取地点を決定した（第2図）。

4.2.1 コア試料観察及び各種物性値

3地点で採取したコア試料は極細粒から細粒砂を主体とし、一部には砂層と泥層の薄層の互層と細礫層が認められる。ところどころに貝殻や細礫の混入が見られる。堆積構造および物性値には不連続な境界が存在したが、3本のコアで相互に対比できる鍵層は存在しなかった。得られた試料の柱状図を第8図に、軟エックス線画像を第9図に示す。また、採取したコア試料に対して、帯磁率・含水比・粒径値及び含泥率の測定を実施した。帯磁率は地層中の磁性鉱物量およびその粒径を反映し、鉛直方向の構成粒子の特性変化を簡便に得ることが可能である（ただし、ループセンサでは1m長毎の計測のため端部では計測値が低下する）。さらに含水比・粒径値及び含泥率からは当時の堆積環境について推察することができる。これらの測定値については第10図および第11図に示す。

以下に各柱状試料について、その特徴を述べる。

【St.1-2】 St.1-2 コアはHRO-4C測線上の水深35m付近にて採取し、コア長は4.46mである。コア試料の下部から上部はおもに極細粒から細粒砂で構成されるが、最上部は中粒砂および細礫から構成される。一部に礫および貝殻からなる層準や礫を含む層準が存在する。下部から中部の層準で砂泥互層の構造や

葉理が認められるが、擾乱が著しい。また一部の層準に擾乱の弱いシルトの葉理が認められ、これらの存在する間隔を検討した結果から、地層内部での流動による上下方向の移動範囲は最大で0.5mを越えないと推定した。このことから数10センチメートルオーダーでは地層の大きな逆転はなく、このコア試料を用いて層序の議論が可能であると判断した。

軟エックス線画像観察では葉理が乱れた構造が顕著に認められ、液状化痕や流動化痕が存在した。認められた構造・特徴は、①乱雑な変形構造、②均質化した層準、③碎片化した泥片を含む層準、④球状の葉理を含む偽礫（リップアップクラスト）、⑤コンボリュート構造、であった（第9図）。

帯磁率は今回の3つのコアの中では最上部の層準を除いて全体的に低い値を示し、下部からコア深度約1.8mに向かって帯磁率が減少、より上位では上部にむかって増加するサクセッションを示す（第10図）。なお、最下部で帯磁率が高いのはコアキャッチャーのねじが試料中に混入した事による人為的な要因に依るものである。

含水比については不連続に変化する層準が2層準存在する（第11図）。不連続に変化する層準のうち上位のものはコア深度0.35mであり、これより上位は 0.24 ± 0.06 (2 σ)であり下位の 0.31 ± 0.04 に比べて含水比が低い。下位はコア深度1.90mで、この層準を境に上位で含水比が高く、下位(0.27 ± 0.06)で相対的に低い。平均粒径および中位径はともにコア深度2.0mを境に不連続に変化し、この層準を境に下位よりも細粒となる。コア深度0.4mより上位では最上部に向かって粗粒化する。最頻径はコア深度3.0~3.4m、1.9~1.5m付近の層準で段階的に細粒化し、1.1~1.3mの層準で最も細粒となる。コア深度1.1mより上位では最頻径は粗粒化する。

含泥率は各粒度代表値と調和した鉛直変化を示し、多くの層準は40~60%の範囲である（第11図）。本コアの上端から103cmのところから採取した二枚貝、165~175cmのところから採取した貝殻片、及び185~195cm、405~415cmのところから採取した二枚貝を用いて測定した放射性炭素年代（炭素同位体分別補正後の年代）はそれぞれ 7410 ± 40 yBP、 7570 ± 40 yBP、 7750 ± 40 yBP、及び 8270 ± 40 yBPである（第4表）。また、これら4試料の年代値から算出された平均堆積速度は約3.5mm/年となった。

【St.2-2】 St.2-2 コアはHRO-6C測線上の水深29m付近にて採取し、コア長は1.72mである。主として細粒砂および中粒砂から構成され、細粒砂とシルト~極細粒砂層の互層、細礫層を挟在する。中部から下部で乱れた構造が存在し、下部では礫および細粒~中粒砂の層理面が垂直に近く傾斜している。軟エックス線画像においてもコア深度0.40m以深からコアボトムまで層理面の傾斜が認められ、最大でほぼ垂直に傾斜した構造が認められる（第9図）。コア深度

0.40 m には傾斜した層理面がほぼ水平に侵食され、侵食面の上位 4 cm は下位の堆積物と同質の堆積物によって構成されている。より上位の海底面までの層準には生物擾乱が認められる。コア深度 0.40 m の侵食面より下位の乱れの構造に堆積の不連続性は認められない。

帯磁率は上方に向かって帯磁率が低下する 2 組のサクセッションが、深度約 0.7 m の層準を境に存在する（第 10 図）。本コアの上端から 34 cm のところから採取した貝（タマガイ科）を用いて測定した放射性炭素年代は 770 ± 30 yBP である（表 3-2）。

【St.3-2】 St.3-2 コアは HRO-8C 測線上の水深 24 m 付近で採取した。主として淘汰の良い極細粒砂から構成され、薄いシルト層の葉理、極粗粒砂層の薄層、細礫層が存在する。これらの成層構造はほぼ水平であり、堆積層の乱れは最上部の採泥時の流動化痕跡のほかは認められない（第 9 図）。

本試料の帯磁率は上方に向かって増加するサクセッションを示し、コア深度約 0.3 m の層準で低下する。また最下部で帯磁率が高いのは St.1-2 の場合と同様、人為的な理由によるものである（第 10 図）。

4.2.2 チャープ記録断面の音響層序と年代値との対比

柱状採泥調査結果と、チャープ探査に基づく音響層序との対応を検討するために、HRO-4C 測線上で採取された St.1-2 コアの柱状図及び年代測定値と含水率を、HRO-4C 測線のチャープ探査記録断面に重ねたものを第 12 図に示す。St.1-2 コア試料において、各物理特性値（帯磁率、含水比、粒度、含泥率）の不連続面やサクセッションの境界は、コア深度約 1.90 m および 0.35 m 付近とほぼ一致した（第 11 図）。

第 12 図において、St.1-2 での A 層基底面の深度は海底下約 7 m となり、コア長はこの面までは到達していない。その上位の A2/A1 境界面（図中の緑色実線で表示）の深度は海底下約 2 m となり、含水比等の物理特性値の不連続面：極細粒砂層/細粒砂層境界面に対応する。さらに上位の A1/A0 境界面（図中の空色実線で表示）の深度は、記録断面上での反射面がやや不明瞭になるものの海底下数 10 cm (1 m 以浅) とみられ、コア試料の 0.35 m 付近に存在する物理特性値不連続面：中粒砂および細礫層/極細粒砂層境界面に対応するものと考えられる。また、HRO-6C 測線上で採取された St.2-2（コア長 1.72 m）及び HRO-8C 測線上で採取された St.3-2（コア長 0.75 m）においては、いずれもチャープ探査記録断面で確認される採取点付近での A1/A0 境界面にまで達しておらず、音響層序における A0 層に対比される。放射性炭素年代値および堆積速度から推定したこれらの境界面の暦年代（ 2σ 範囲）は、A2/A1 境界面は 8310~8140 cal BP（コア深度 185~195 cm での年代値）より若干古く、A1/A0 境界面は外挿年から約 7,000 年前と見積もられた。

4.2.3 堆積環境

得られた堆積物は主として極細粒砂ないし細粒砂から構成され、泥との互層、極細粒砂の葉理、細礫層が存在する。また一部には生物擾乱が認められた。このような堆積相から示唆される堆積環境は内側陸棚である。内側陸棚は、静穏時の波浪影響が少なく静穏時には泥質物の堆積があり、暴浪時には波浪の影響が及ぶため淘汰のよい砂層や礫層が堆積し、暴浪から静穏化する過程でラミナ層が堆積する。また暴浪時には厚い堆積が生じるため生物によって擾乱されない層理構造が保存される。採取地点の現在の水深は約 24~35 m であり、現在の水深から判断される内側陸棚の堆積環境と一致する。

内側陸棚の堆積相は水深が減少すると暴浪時の波浪影響をより受けやすく、より粗粒な堆積物の堆積や堆積域から侵食域へ堆積環境が変化する。St.1-2 の堆積相および物性値に認められた堆積環境の変化は、A2/A1 境界面に相当するコア深度 1.90 m 層準を境にして若干の深海化（細粒化）、A1/A0 境界面に相当するコア深度 0.35 m 層準を境に浅海化（粗粒化）があったと推察される。

このような堆積環境の変化は断層活動時期に関連している可能性があるため、以下に、確認された堆積環境の変化およびその形成時期に関して考察した。

(1) 堆積層内の擾乱構造の形成要因とその時期

St.1-2 および St.2-2 では堆積層内に擾乱が認められた。認められた擾乱は地震性堆積物 (Montenat *et al.*, 2007) の揺乱性ボウル構造等と類似した構造や、破壊され均質化した構造を示している。地層の正常な堆積構造を乱す外力としては地震動の他に、ストームの波浪による圧力変化によっても液状化が生じる。また、急激な堆積によっても様々な液状化や間隙水に伴われる砂の噴出が生じることがある。さらに、傾斜地ではわずかな傾斜であっても、低地に向かって移動することで地層内部に大きな変形を生じさせる。

ただし、今回採取した試料にみられる擾乱構造が採泥時に人為的な要因で生じた可能性も完全には否定できない。試料に認められた著しく傾斜した構造は、液状化および流動化を示す痕跡であり、このような痕跡を形成した要因として地震動などの自然現象以外にも、採泥時のバイプロコアラーによる振動がコア内部の地層に擾乱を与えた可能性も考えられる。

従来、バイプロコアラーで採取されたコアの乱れとしては、明らかに人為と判断できる半裁時の引きずりによる擾乱、採泥管との摩擦によって管の周囲の堆積物が下方向へ引きずられた構造、振動によって管周囲の堆積構造が不鮮明化した擾乱構造等があった。しかし今回採取された試料では半裁時の引きずりの痕跡を除くと、いずれも採泥管の接触部から 1 cm 程度内側範囲までの擾乱であり、これらの乱

れは軟エックス線写真観察ではコアの中心部までは及んでいない(第9図)。さらに、St.2-2 コア中部(コア深度 0.85 m 付近)にはほぼ水平な層準が存在すること、コア下部は締まっていて容易に流動・流出しないことから、採泥時の横倒しの影響およびコア末端部からの流出の影響についても否定される。

以上の状況からみて、今回認められたコアの擾乱は人為的なものではなく、地層の内部構造を示している可能性もある。コアで認められた内部構造の乱れにかかわらず、当該海域のチャープ記録断面上の反射面には連続性が認められる。しかしながら、A2/A1 境界面に着目すると、ところどころ不明瞭となり破線状を示す記録断面がいくつか存在する(たとえば、HRO-6C, 第5-5図)、これを説明する現象としてイベントに起因する噴砂が考えられる。噴砂の痕跡は音響的に透明なパッチとして、局所的に反射面を消滅させる記録として認められる事例が報告されている(Moernaut *et al.*, 2009)。したがって今回、チャープ記録断面に認められた破線状の反射面は、液状化による乱れが海底面下に部分的に存在するためであることも可能性の一つとして考えられる。

St.2-2 では一時的に生じた変形や液状化痕と考えられる砂脈が海底面下 1 m と深部までおよぶことから(第8図)、ストームによる液状化は考えにくい。HRO-6C 測線のチャープ記録断面(第5-5図)では採泥地点の直下の堆積層(A層基底面以下)に変形が認められ、さらにA1層も変形を受けていることから、地層を変形させる断層の活動があったと判断できる。この際の地震動ないし地震動に伴うスランプがコアに認められた地層の内部構造を変形させた要因である可能性がある。また、A0層内の反射面にも強度の不連続な地点が存在することから、流動化した領域が部分的に存在し、一部に内部構造が保存され反射面を形成していることが考えられる。

St.2-2において、A0層内の深度 0.40 m に認められた侵食面より上位の層準は液状化の影響がみられないため、この侵食面より上位の層準は液状化の要因となった事象以降に堆積したものとみなされる。コア試料の詳細な検討より、侵食面より上位 4 cm までは流動化を受けた堆積物の再堆積と考えられ、この層準の直上の層準に含まれる貝(コア深度 0.34 m)の暦年代は 470~320 年前(西暦 1,480~1,630 年)であった(第4表)。したがって、液状化が発生したとすると、その時期は少なくともこれより前と推定される。

(2) A2/A1 境界の形成要因

チャープ探査の記録断面(HRO-4C 測線)において、断層による変形に伴う堆積速度の差が反射面の厚さの違いとして認定される、いわゆる成長層が St.1-2 よりも沖側で認められた。この成長層が発達しはじめた等時間面に対応する反射面は A2/A1 境界面となり、対比される St.1-2 の層準(コア深度 1.90 m)の

年代値から、沖側に対して相対的に隆起した時期は約 8000 年前と推測される。この年代値は、少なくとも 12 mm/y を超える急激な汎世界的海水準の上昇のあった時期、すなわち 8.2~7.6 千年前(Cronin *et al.*, 2007) とほぼ一致している。本測線上の St.1-2 コア試料の物性値からも、この境界より上位で堆積物の細粒化がみられることから(4.2.1 節)、若干の深海化が示唆される。したがって、沖側に対して陸側が相対的に隆起するような撓曲変形を被っているものの、堆積物の時間分解能においては、この時期に局地的な隆起を上回るレートの海水準の上昇があったと解釈できる。

(3) A1/A0 境界の形成要因

St.1-2 コアにおいて、深度 0.35 m 層準を境にした堆積相の変化：浅海化が認められることから、それまでの堆積の場から A1 層を侵食させるような場へと堆積環境の変化が生じたことが考えられる。さらにその後侵食面を覆って、より粗粒な構成物からなる A0 層が堆積した。音波探査記録からみて、A1/A0 境界面に相当する侵食面の分布域がユークル背斜前面域付近に限られていることから、この浅海化は深部の断層活動による背斜軸の隆起に起因する可能性が高い。

隆起によって St.1-2 の地点が堆積域から侵食域に転じた時期は、4.2.2 節で述べた A1 層の最上部の年代、約 7000 年前以降と計算された。HRO-4C 記録断面では、St.1-2 よりも沖側においては A1 層内部の反射面と A1/A0 境界面が斜交しており、より沖側で A1 層が厚く堆積している。したがって、A1 層の層厚変化が小さくなる沖側の地点の堆積速度を、St.1-2 地点の A1 層内の堆積速度と同等と仮定して、これと A2/A1 境界面の年代から A1/A0 境界面の形成時期を算出することを試みた。HRO-4C 測線の沖側末端に近い水深 37 m の地点での記録断面上で A1 層の層厚が約 10 m であることから、堆積速度が 3.5 m/ky であれば、A2/A1 境界面と A1/A0 境界面の時間間隔は約 2900 年間となる。A2/A1 境界面の形成年代が約 8000 年前であることから、A1/A0 境界面の形成年代は 5000 年前頃以降と見積もられる。

4.3 陸域調査の結果

4.3.1 地形断面調査

前節で述べたとおり、A1 層の削剥要因を背斜軸の隆起に起因するものと解釈すると、沿岸陸域部においても急激な離水面の存在が示唆される。

地中レーダーを用いた断面測定の結果、砂堤内部に現在の後浜傾斜と同等の傾斜をもつ面と後浜面より急傾斜な反射面が認められた。これらのうち緩傾斜面は急激な離水によって後浜地形が保存されたと解釈されている(川上ほか, 2010)。砂堤列群 IX 列(川上ほか, 2010)の地下には、こうした急激な離水を示すと解釈できる緩傾斜面は IX 列(川上ほか,

2010) の最も陸側 (産業技術総合研究所 (2006) の SD3 と SD2 の海側縁辺との境界) の地下に 1 面が存在するのみであり, 砂堤列 IX (SD3) の現在の海岸線側の地下には認められなかった (第 13 図)。

4.3.2 OSL 年代測定および放射性炭素年代値

(1) 蓄積線量および年間線量評価の結果

地形断面測定の結果を受け, 砂堤内に堆積した石英試料を採取する層準を決定し, 計 10 地点にて試料を採取し分析を行った。しかし本地域の石英粒子は蓄積線量がほとんどないこと, また人工的に放射線を照射した場合も応答がきわめて悪く, 蓄積線量がほとんど増加しないことが分かった。このような粒子では光ルミネッセンスが検出できず, したがって年代測定が行えない。

一方, 長石粒子からはルミネッセンスを検出することができたが, 長石粒子を用いた OSL 測定では蓄積線量の異常減衰により実際の年代より若い年代になってしまう特性がある。減衰率の正確な見積もりという問題を解決できれば年代が求まる可能性がある。また, 近年手法が開発されつつある長石の赤外線励起による測定法で, 異常減衰の影響を受けないルミネッセンス成分を検出すれば年代を評価できる可能性がある。

第 5 表に, 元素の含有量および含水比と, それから求めた年間線量を示す。年間線量は一般的な値の範囲に収まる。

(2) 放射性炭素年代値

放射性炭素年代値は, 陸側の地点 WKN_2-1) で得た年代値 (270 ± 30 yBP) が海に近い地点 (WKN_1-3) の年代 (390 ± 30 yBP) よりも若い年代値 (第 4 表) であった。海側の地点では地中に空洞や木の皮などの木の組織が同時に産出していたことから, 対象とした試料は後浜から砂堤にいたる傾斜変換部に集積した流木と判断した。得られた年代値はかつての砂堤の地表面を示す年代値として妥当と判断する。一方の陸側 (WKN_III_140) で測定対象とした木質は根部であった可能性がある。

以上のように, 隆起イベントの年代および最新のイベントを特定するために陸上調査を実施した結果, 次のことが明らかとなった。1) これまでに報告された隆起イベントよりも新しい急激な離水を示す地層の内部構造は存在せず, 最新の隆起イベントは SD2 (産業技術総合研究所, 2006), VIII 列 (川上ほか, 2010) を隆起させたイベントである。2) サロベツ北部沿岸の砂堤堆積物への石英粒子の OSL 年代の適用は現状では困難である。

5. 断層帯の活動域および活動性

今回の海域および陸域における調査結果から, 本断層帯の過去の活動に関しては以下の点が指摘される。

(1) 活動域

陸域において本断層帯で認められる変位地形は, いずれも地下に伏在する逆断層のずれに伴う褶曲の成長と隆起の結果形成されたものと考えられる (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007)。このような分布形態は, 逆断層の先端が陸側から西へ (海域側へ) 順次移動した結果と解釈できる。本海域の詳細な海底地形図 (第 4 図) にみられる, 褶曲軸と同じ北北西-南南東の方向性をもつ海底地形の起伏の成因に関しては明らかになっていないものの, 最新の地震イベントに起因する構造的な海底面の変形が表れている可能性もある。

一方, St.2-2 コアの侵食面より下部, A0 層内に認められた液状化に対比できる海域での地層の変形や陸上の堆積構造は認められなかった。液状化が地震イベントに関連していても, 探査域外の断層活動が原因であると考えられる。

(2) 活動時期

抜海沖海域, ユークル背斜前面でのチャープ探査の HRO-4C 測線記録断面においては, 断層による変形に伴う堆積速度の差が成長層として明瞭に認められており, この成長層が発達しはじめた層準 (A2/A1 境界面) の年代値から約 8,000 年前頃に活動があったと推測される。さらに, より上位の層準である A1 層の堆積後に隆起イベントを経て同層が侵食されたとみられる。隆起イベントは, 堆積速度が一定であると仮定した場合, 4.2.3 節で述べたとおり約 5000 年前以降にあったと推定される。

南側のペンケ背斜前面海域における反射記録断面にも, 断層活動に起因する可能性のある層厚の変化が確認されるが, 今回の調査ではその時期を見積もることはできなかった。

(3) 活動間隔および 1 回の変位量, 平均変位速度

チャープ探査および柱状採泥の結果から, 成長層が発達しはじめた約 8000 年前, さらに断層関連褶曲による背斜軸の隆起による浅海化が約 5000 年前頃以降と, 2 回の隆起イベントが考えられる。2 回目のイベントの年代算出にあたっては, 沖側の地点の堆積速度を St.1-2 地点の A1 層内の堆積速度と同等と仮定しているが, オーダーでは陸域の浜堤列調査から得られた値 ($4650 \sim 4270$ yBP) と調和的である。以上の 2 回のイベントから活動間隔は 3000~3500 年と見積もられる。

また, 本断層帯の 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。抜海沖海域, ユークル背斜の前面においては, HRO-4C 測線の記録断面上で読み取られる, 活動開始層準とみなされる反射面 (A2/A1 境界, 約 8000 年前) の傾斜変換点より沖側の傾斜を陸側に延長した場合, その垂直変位量は約 6 m となる。もしこれが 2 回のイベントによって形成されたとすれば 1 回の垂直変位量は約 3 m と推定できる (第 14 図)。

この場合の平均変位速度は、放射性炭素年代値によるA1/A2境界面の形成年代（約8000年前）と垂直変位量（約6m）から、約0.7~0.8m/千年と見積もられる（第14図）。

6. まとめ

本調査の主な結果は、以下のようにまとめられる。

1) 稚内市抜海および豊富町稚咲内海域において、チャープ探査（測線総延長約95km）、柱状採泥調査（3地点6試料）、砂堤列を対象とした陸域調査（地中レーダー探査、OSL年代測定）を実施した。陸域調査の結果からは新たな地震イベントを決定する情報は得られなかったものの、両海域でA層基底面より上位の最終氷期以降の堆積物（A1及びA2層）に地層に変形を及ぼしている活構造が発見された。

2) 抜海沖海域のユークル背斜前面海域部には、A2層に東上がりの撓曲変形がみられその上位のA1層内には成長層が確認された。さらに上位のA0層との境界は凹凸した侵食面とみられる様相を呈し不整合関係にあることから、A1層、A2層が変形を受け隆起した後侵食され、A0層が堆積したものと考えられる。

3) チャープ探査と柱状採泥調査の結果から、抜海沖海域のユークル背斜前面において、2回の地震イベントが考えられる。最初のイベントは活動開始層準：A2/A1/境界面の年代値より約8,000年前と見積もられた。次のイベントはA1層の堆積後に同層を隆起させる活動があったと考えられ、放射性炭素年代測定値から算出された堆積速度が一定であったと仮定した場合、約5,000年前以降と推定される。

4) 海域の構造及び浜堤の隆起イベントからはA1層とA0層境界が最新イベントである。ただし、柱状採泥で得られたA0層内の擾乱が地震イベントに因り生じたものとする、その発生年代は5,000年前より以降、470~320年より前であると考えられるが、褶曲の成長などの地殻変動は認められない。地震動に伴う地層の変形は過去の地震履歴を知るうえで有効であるが、バイブロコアリングによる振動による乱れの影響については今後の検証が必要である。

5) 南側の稚咲内海域、ペンケ背斜前面においてもA2層の東上がりの撓曲変形とA1層内の成長層が確認され、2回の変動イベントがあったと推定される。しかしながら最上位のA0層の層厚が抜海沖海域に比べて厚いこと、A1層、A2層の内部にも明瞭な連続した反射面が少ないことから柱状採泥を実施するメリットが少ないと判断し、今回はイベント年代を見積もることはできなかった。

謝辞 現地調査に際しては、北海道総務部危機対策局危機対策課、同宗谷総合振興局地域政策部地域政策課、稚内市、豊富町、幌延町の各地元自治体、お

よび北海道漁業協同組合連合会環境部、同稚内支店をはじめとする地元漁業関係者にご理解とご協力を頂いた。稚内漁業協同組合には調査海域に関する各種情報を、また藤建設株式会社には調査船舶をご提供頂いた。陸域調査にあたっては環境省北海道地方環境事務所のご協力を頂いた。査読者である産業技術総合研究所活断層・地震研究センターの岡村行信氏には、本稿の改善にあたり細部に至って有益なご助言を頂いた。

以上の皆様に心より御礼申し上げます。

文 献

- 荒井晃作(2013)宗谷岬西方海底地質図。海洋地質図, no. 78. CD-ROM, 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- Adamiec, G., Aitken, M., (1998) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16, 37-50.
- Aitken, M.J., (1998) An introduction to optical dating: The dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford University Press, Oxford, 267p.
- Bossew, P., (2003) The radon emanation power of building materials, soils and rocks. *Applied Radiation and Isotopes* 59, 389-392.
- Cronin, T.M., Vogt, P.R., Willard, D.A., Thunell, R., Halka, J. and Berke, M. (2007) Rapid sea level rise and ice sheet response to 8,200-year climate event. *Geophysical Research Letter*, 34, L20603, doi:10.1029/2007GL031318
- Hashimoto, T., Nakagawa, T., Hong, D.G., Takano, M. (2002) An automated system for both red/blue thermoluminescence and optically stimulated luminescence measurement. *Journal of Nuclear Science and Technology* 39, 108-109
- Hennig, G.J., Grun, R. (1983) ESR dating in Quaternary geology. *Quaternary Science Reviews* 2, 157-238.
- 池田 宏・増田富士雄・伊勢屋ふじこ・桂 雄三・伊藤 慎・天野和孝 (1981) 天塩町付近の海成段丘。北方科学調査報告（筑波大学），2，3-52。
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編（2002）「第四紀逆断層アトラス」。東京大学出版会，254p。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2007）「サロベツ断層帯の長期評価について」。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07nov_sarobetsu/index.htm
- 海上保安庁水路部（1993）1:50,000 沿岸の海の基本図，海底地形地質調査報告「利尻水道」。
- 活断層研究会編（1980）日本の活断層一分布図と資料一。東京大学出版会，363p，
- 川上源太郎・大津 直・仁科健二・田村 慎（2010）北海道北部，天塩平野沿岸に発達する浜堤列の

- 地形と地質－サロベツ断層帯の完新世の活動に関連して－. 北海道立地質研究所報告, 81, 65-78.
- 北沢俊幸・八幡 崇・伊藤成樹・橋本哲夫 (2013) ルミネッセンス (TL/OSL) 自動測定システム装備の小型 X 線照射装置の線量率校正. 地球環境研究 15 (印刷中).
- Moernaut, J., De Batist, M., Heirman, K., Van Daele, M., Pino, M., Brümmer, R. and Urrutia, R. (2009) Fluidization of buried mass-wasting deposits in lake sediments and its relevance for paleoseismology: results from a reflection seismic study of lakes Villarrica and Calafquén (South-Central Chile). *Sedimentary Geology*, 213 (3), 121-135.
- Montenat, C., & Barrier, P. (2007) Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196 (1), 5-30.
- Murray, A. S., Wintle, A. G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- Nakagawa, T., Usuda, H., Hashimoto, T. (2003) Optically stimulated luminescence (OSL) and thermoluminescence (TL) measurements on red TL (RTL) quartz samples using a new automated OSL/TL measuring system. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 255, 355-358.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 「活断層デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉, 60p.
- 大津 直・川上源太郎・仁科健二・田村 慎 (2011) サロベツ断層帯の完新世後期の活動履歴の再検討. 日本地球惑星科学連合 2011 年度連合大会要旨, www2.jpгу.org/meeting/2011/yokou/SSS032-04.pdf.
- 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., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., 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. and Weyhenmeyer, C.E. (2009) IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- 産業技術総合研究所 (2006) サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査・「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No. H17-1, 25p. および図表.
- 産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構 (2013) 沿岸海域における活断層調査 (サロベツ断層帯 (海域部)) 委託業務成果報告書. 産業技術総合研究所, 27p.
- 石油公団 (1998) 平成 8 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「天北浅海域」調査報告書.
- 杉山雄一・栗田泰夫・秦 光男 (1987) 1:500,000 活構造図「旭川」, 地質調査所.
- 内田康人・菅 和哉・嵯峨山 積・村山泰司・浜田誠一・川森博史・大澤賢人・仁科健二 (2003) 北海道沿岸域の地質・底質環境－3－日本海北部地域, 58p, 付図 1, 北海道立地質研究所調査研究報告第 31 号.

(受付: 2013 年 8 月 15 日, 受理: 2013 年 10 月 24 日)

第 1 表. 高分解能音波探査における仕様.

Table 1. Data acquisition parameters for high-resolution seismic suevey.

| 震源 | チャープソナー |
|-----------------------|----------------------------|
| 発振周波数 | 2-16 kHz |
| 分解能 | 6-10 cm |
| ハイドロフォン配列 | 2×2 列 |
| ビーム幅 (中心周波数 6 kHz) | 33° |
| ペネトレーション | 砂地 (石灰質): 6 m 粘土質: 80 m |

第2表. 柱状採泥実施地点, 採泥長等.
Table 2. Location of vibrocoreing and core lengths.

| 試料名 | 採取日 | 採泥位置 | | 貫入長 (cm) | 採取長 (cm) | c.c. | sec.0 | sec.1 | sec.2 | sec.3 | sec.4 | sec.5 | セッテイ ング | チャープ 測線 | チャープ記 録での位置 (カット) | 備考 |
|--------|------|----------------------|-----------------------------------------|-------------|-------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------|------------|-------------------------|-----|
| | | XY(国家座標X II系) | 緯度・経度 | | | | | | | | | | | | | |
| No.1 | 10/9 | X=143883 Y=-56943 | 45° 17' 33.391" N 141° 31' 26.491" E | 420 | 326.5 | X | 28 | 96 | 100 | 97 | 5.5 | X | 6m | HRO-4C | 75.94 | 不採用 |
| No.1-2 | 10/9 | X=143885 Y=-56944 | 45° 17' 33.456" N 141° 31' 26.445" E | 490? | 445.5 | 18 | X | 95 | 100 | 100 | 98 | 34.5 | 6m | HRO-4C | 75.94 | |
| No.2 | 10/9 | X=142876 Y=-56227 | 45° 17' 00.979" N 141° 31' 59.762" E | 140 | 50 | 23 | X | 27 | X | X | X | X | 6m | HRO-6C | 115.45 | 不採用 |
| No.2-2 | 10/9 | X=142858 Y=-56235 | 45° 17' 00.394" N 141° 31' 59.402" E | 300 | 172 | X | X | 86 | 86 | X | X | X | 6m | HRO-6C | 115.42 | |
| No.3 | 10/9 | X=141379 Y=-56161 | 45° 16' 12.506" N 141° 32' 03.400" E | 430? | 58 | X | X | 58 | X | X | X | X | 6m | HRO-8C | 167.16 | 不採用 |
| No.3-2 | 10/9 | X=141392 Y=-56134 | 45° 16' 12.934" N 141° 32' 04.633" E | 350 | 75 | 10 | X | 65 | X | X | X | X | 6m | HRO-8C | 167.02 | |

第3表. OSL年代測定試料採取深度.
Table 3. Depth of the samples for OSL dating.

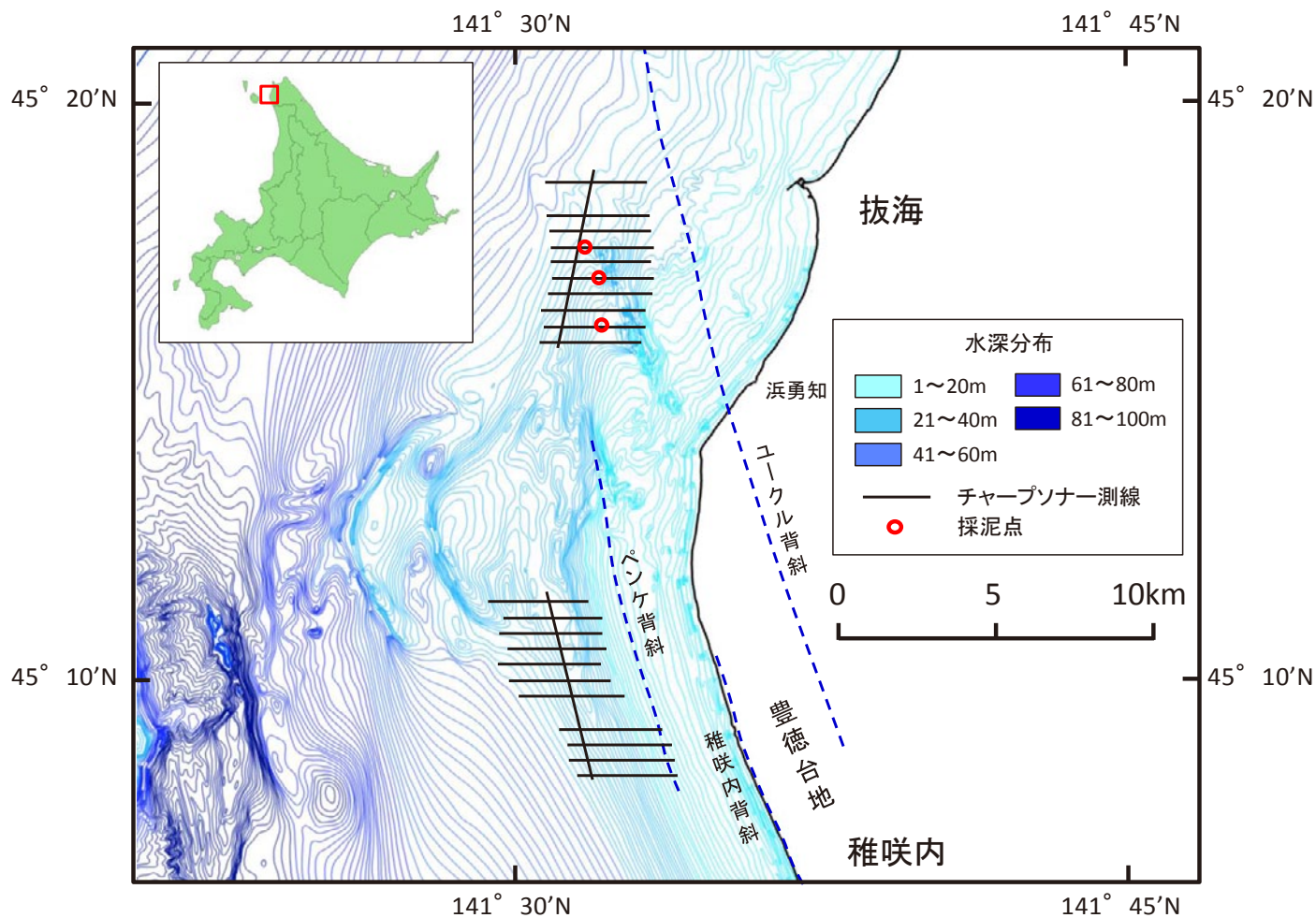
| 試料名 | 深度 (cm) | 備考 |
|-----------|---------|--------------------------|
| WKS-II-1 | 57-63 | |
| WKS-II-2 | 385-391 | |
| WKS-II-3 | 270-276 | |
| | | |
| WKN-I-1 | 190-193 | 深度180 cmに軽石 |
| WKN-I-2 | 155-158 | |
| WKN-I-3 | 155-158 | 135 cm ¹⁴ C試料 |
| WKN-I-4 | 125-128 | |
| | | |
| WKN-II-1 | 190-193 | 140 cm ¹⁴ C試料 |
| | | |
| WKN-III-0 | 90-93 | |
| WKN-III-1 | 150-153 | |

第4表. 放射性炭素年代測定結果.
Table 4. Results of radiocarbon dating of cores from off Bakkai.

| | 試料名 | 試料コード | 試料 | サンプリング層準 (m) | 未補正14C年代値 yBP | δ13 ‰ | 補正14C年代 yBP | 暦年代 (2 sigma範囲) cal BP | |
|----|-------------|-------------|-----------|--------------|---------------|-------|-------------|--------------------------------------|---------------|
| 海域 | No1-2-103 | Beta-335847 | 貝 (二枚貝) | 1.03 | 7040±40 | -2.6 | 7410±40 | 7940-7790 | 地域性レザバー補正ΔR=0 |
| | No1-2-163 | Beta-335848 | 貝片 | 1.65-1.75 | NA | NA | 7570±40 | 8120-7940 | 地域性レザバー補正ΔR=0 |
| | No1-2-183 | Beta-335849 | 貝 (二枚貝) | 1.85-1.95 | 7340±40 | 0.0 | 7750±40 | 8310-8140 | 地域性レザバー補正ΔR=0 |
| | No1-2-403 | Beta-335850 | 貝 (二枚貝) | 4.05-4.15 | 7860±40 | -0.2 | 8270±40 | 8960-8650 | 地域性レザバー補正ΔR=0 |
| | No2-2-034 | Beta-342542 | 貝 (タマガイ科) | 0.34 | 390±30 | -1.9 | 770±30 | 470-320 | 地域性レザバー補正ΔR=0 |
| 陸域 | WKN_1_3_135 | Beta-330458 | 木片 | 1.35 | 390±30 | -25.1 | 390±30 | 510-430, 380-360, 360-320 | |
| | WKN_III_140 | Beta-330459 | 木片 | 1.40 | 270±30 | -28.1 | 220±30 | 310-270, 210-190, 190-150, 10-1950以降 | |

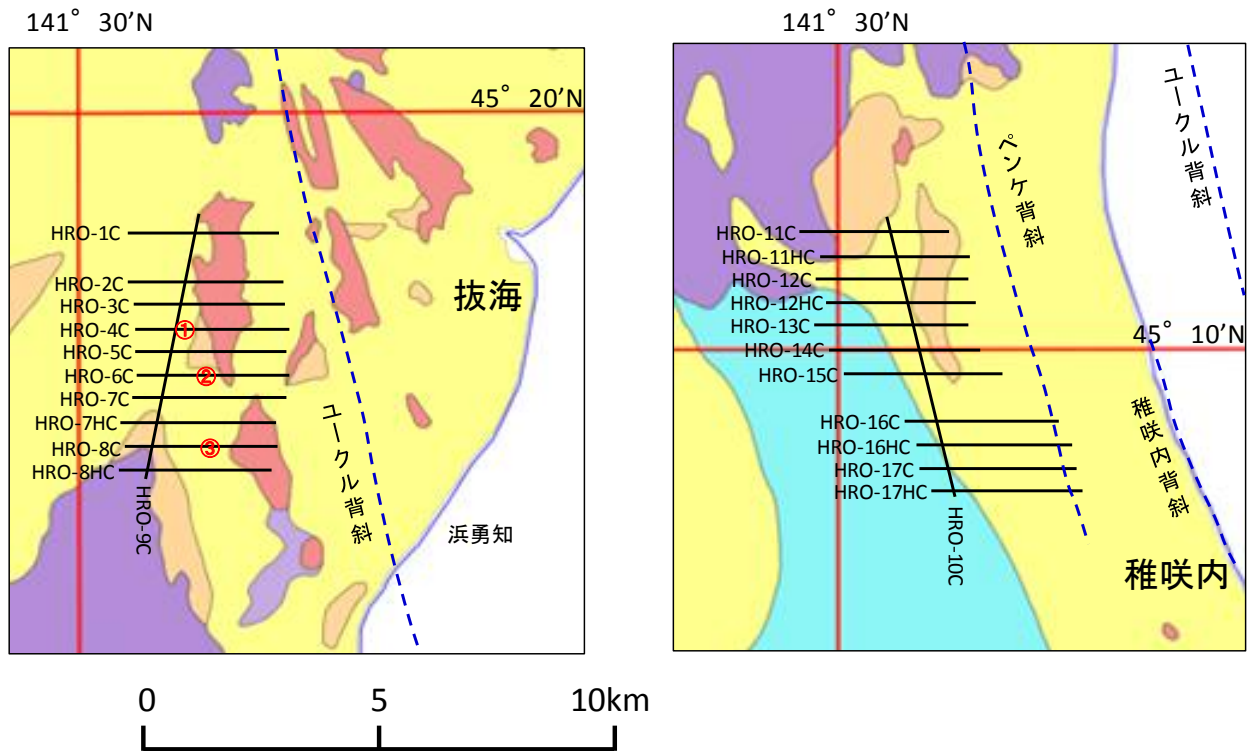
第5表. 各元素の含有量、含水比およびそれから求めた年間線量.
Table 5. Elemental content, water content and dose rate.

| 試料 | Th | U | K | 含水比 | 土壌 | 宇宙線 | 年間線量 |
|-----------|------|------|------|-------|--------|------|-------|
| | ppm | ppm | % | | mGy/yr | Gy | mGy/y |
| WKS-II-1 | 6.3 | 1.13 | 1.74 | 4.15 | 0.64 | 0.18 | 0.82 |
| WKS-II-2 | 5.76 | 0.88 | 1.7 | 6.95 | 0.81 | 0.18 | 0.99 |
| WKS-II-3 | 5.86 | 0.74 | 1.88 | 6.38 | 0.84 | 0.18 | 1.02 |
| | | | | | | | |
| WKN-I-1 | 5.87 | 0.67 | 1.67 | 4.56 | 0.81 | 0.18 | 0.99 |
| WKN-I-2 | 6.29 | 0.71 | 1.79 | 7.41 | 0.84 | 0.18 | 1.02 |
| WKN-I-3 | 3.99 | 0.67 | 1.56 | 6.95 | 0.69 | 0.18 | 0.87 |
| WKN-I-4 | 5.66 | 1.19 | 1.81 | 20.87 | 0.77 | 0.18 | 0.95 |
| | | | | | | | |
| WKN-II-1 | 5.85 | 0.59 | 1.57 | 20.93 | 0.7 | 0.18 | 0.88 |
| | | | | | | | |
| WKN-III-0 | 4.82 | 0.78 | 1.52 | 21.7 | 0.66 | 0.18 | 0.84 |
| WKN-III-1 | 4.43 | 0.76 | 1.52 | 22.84 | 0.64 | 0.18 | 0.82 |



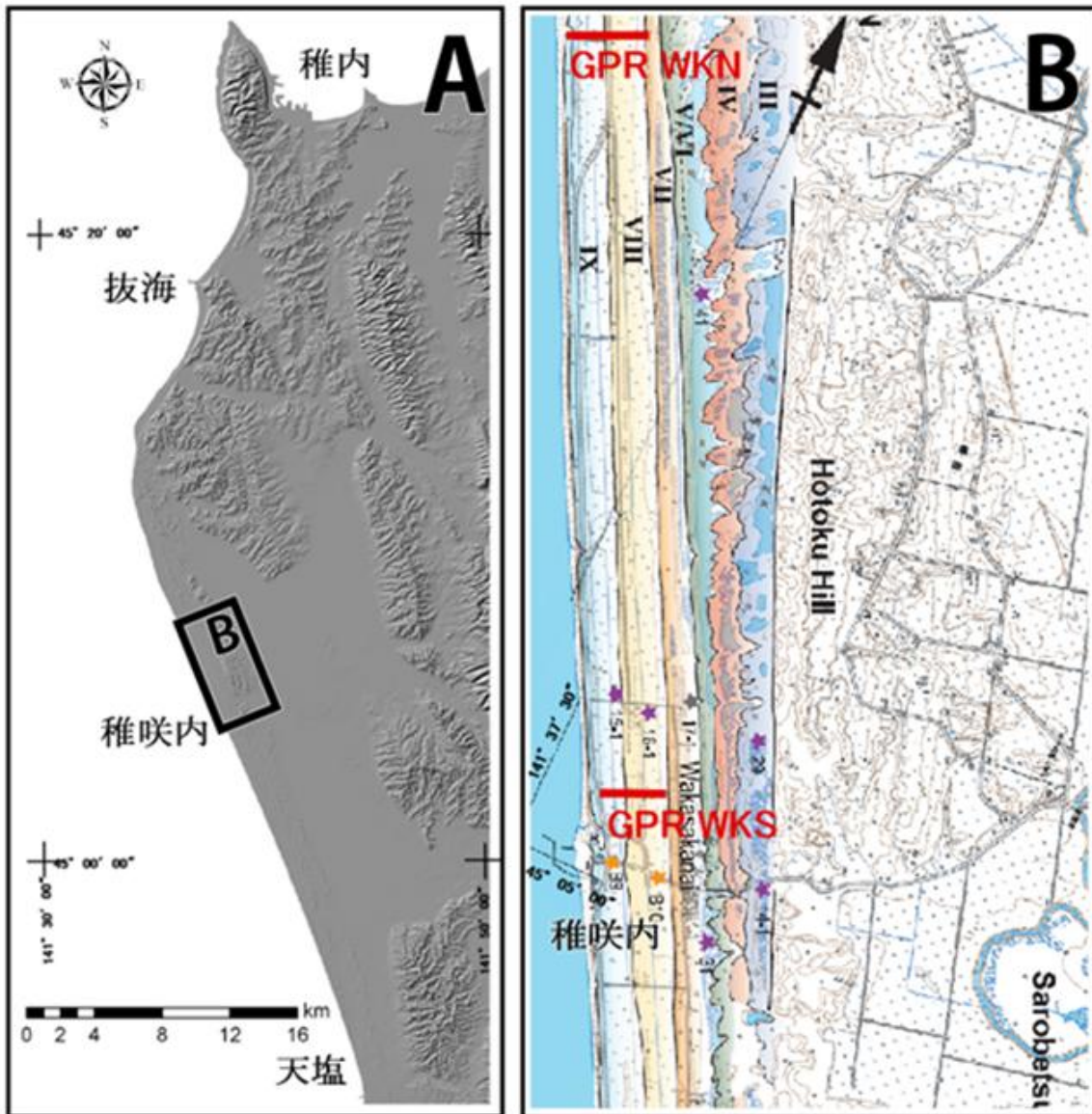
第1図. 本調査で実施した高分解能音波探査測線 (チャープソナー: 黒線) 及び柱状採泥位置図 (パイプロコアラ: 赤丸). 各背斜軸の位置は産業技術総合研究所 (2006) による. 海底地形図は日本水路協会発行海底地形デジタルデータ「M7015 北海道北部」に基づく.

Fig. 1. Location map of high-resolution seismic survey lines (black solid lines) and vibrocore sites (red circles). Dashed blue lines show the distribution of the anticlinal axis (AIST, 2006). Bathymetric map are based on Digital Bathymetric Chart "M7015 North Part of Hokkaido" published by the Japan Hydrographic Association.



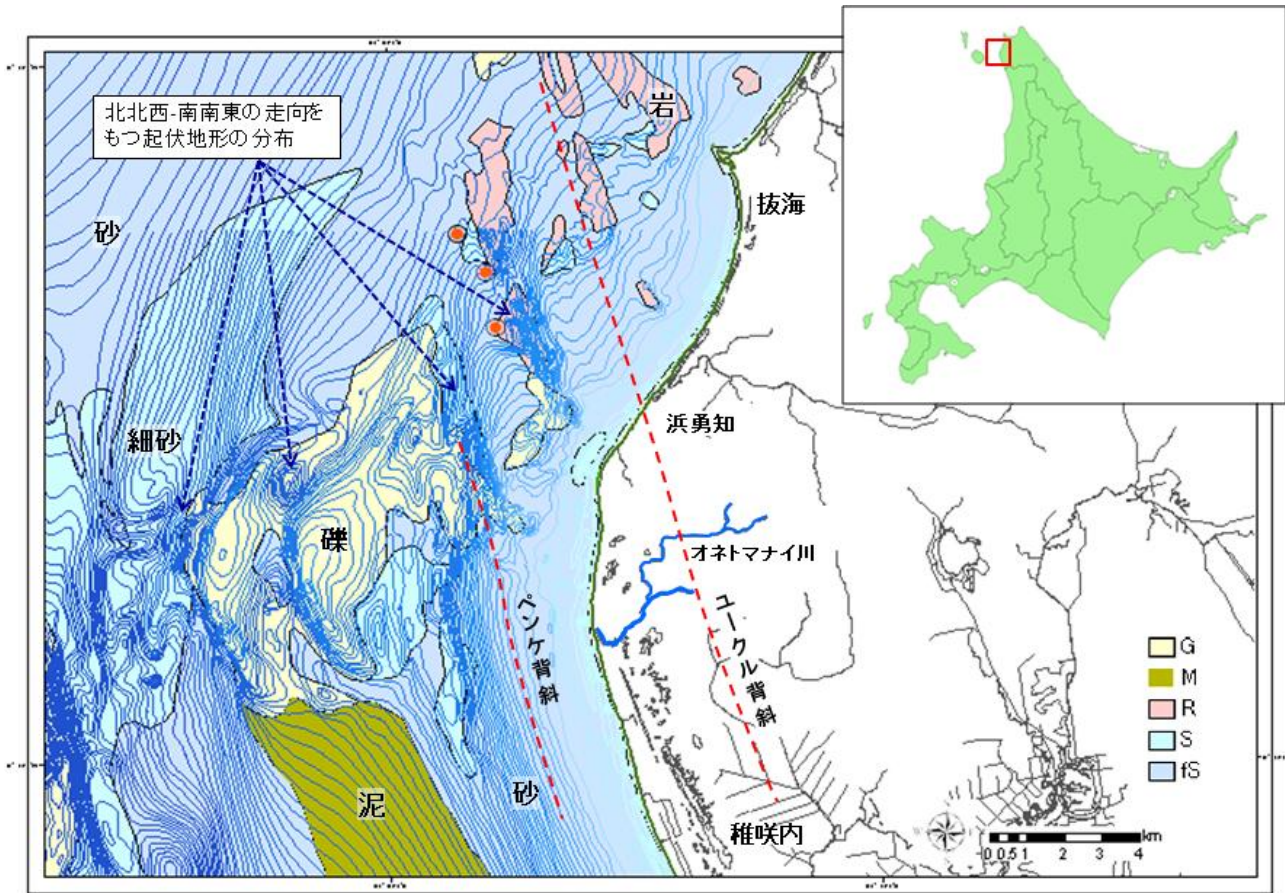
第2図. チャープソナー探査測線及びパイプロコアリングの詳細位置, 番号を示す. 左図: 抜海中北部海域. 右図: 稚咲内沖南部海域. 底質分布は内田ほか (2003), 背斜軸は産業技術総合研究所 (2006) による.

Fig. 2. Detailed location map of high-resolution seismic survey lines (black solid lines) and vibrocore sites (red circles). Left: Northern survey area (off Bakkai). Right: Southern survey area (off Wakasakanai). Dashed blue lines show the anticlinal axes (AIST, 2006). Bottom sediment chart is after Uchida *et al.* (2003).



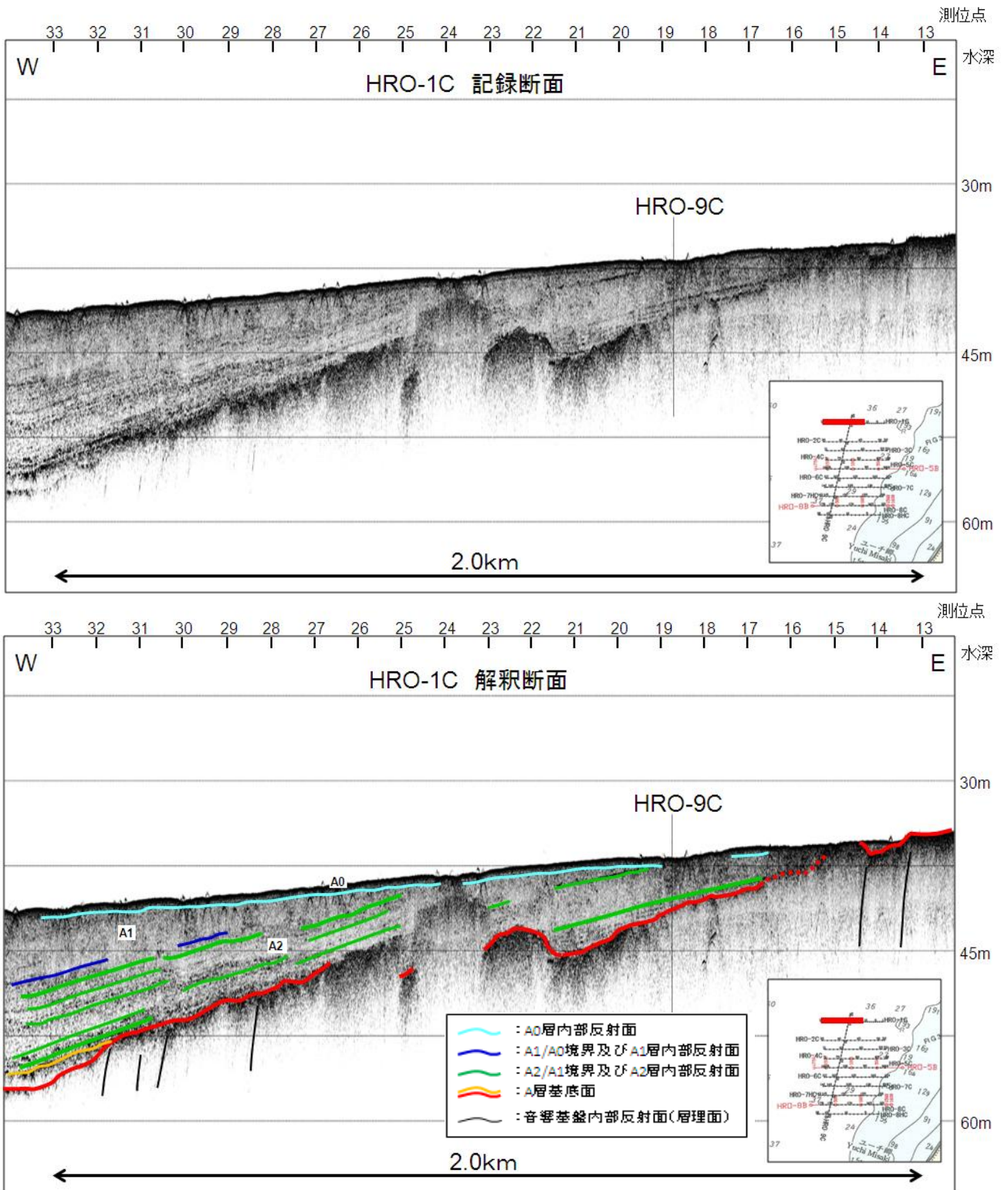
第3図. A:陸上調査位置図概略図. 陰影図は国土地理院提供の数値標高モデル 10 m メッシュ (標高) によって作成. B: 地下レーダー測線 (赤線) および砂堤列地形区分 (川上ほか (2010) に加筆, 基図は国土地理院発行の数値地図 25000 (地図画像) を使用).

Fig. 3. A: Index map of the onshore survey area of the Sarobetsu marshland. The relief map is based on 10-m-mesh DEM published by the Geospatial Information Authority of Japan. B: Detailed location map of the ground penetrating radar survey lines (red solid lines) and distribution of the emerged beach ridge after Kawakami *et al.* (2010). The map is based on Digital Map 25000 provided by Geospatial Information Authority of Japan.



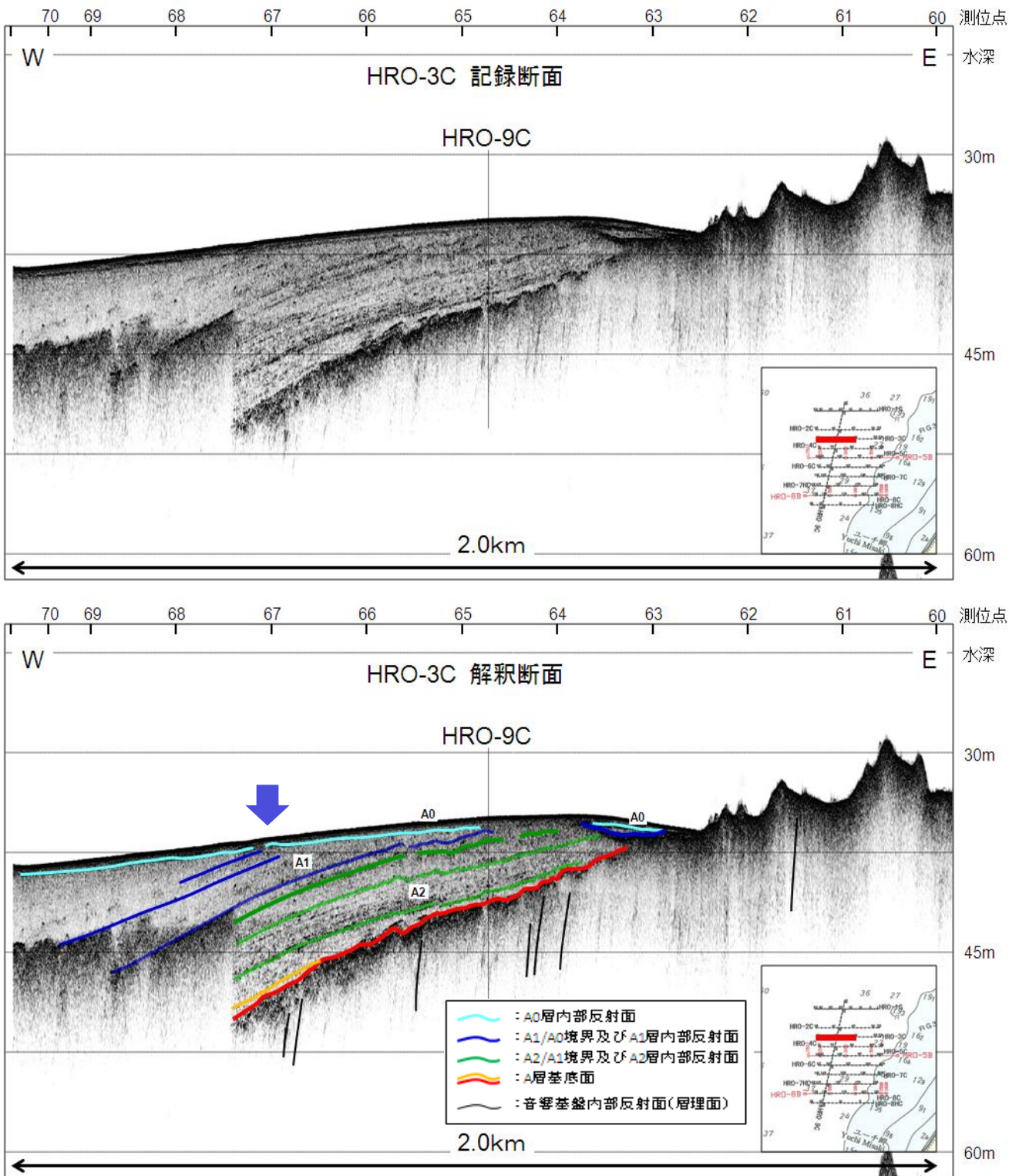
第4図. 調査海域の海底地形および底質分布図. 赤丸で示したのはパイブコアリングを実施した位置.

Fig. 4. Submarine topography of the survey area. Bathymetric contours are based on the basic map of the sea in coastal waters (1:50,000) Rishiri Suido published by the Japan Coast Guard (1993). Red solid circles show the location of the vibrocore sites.



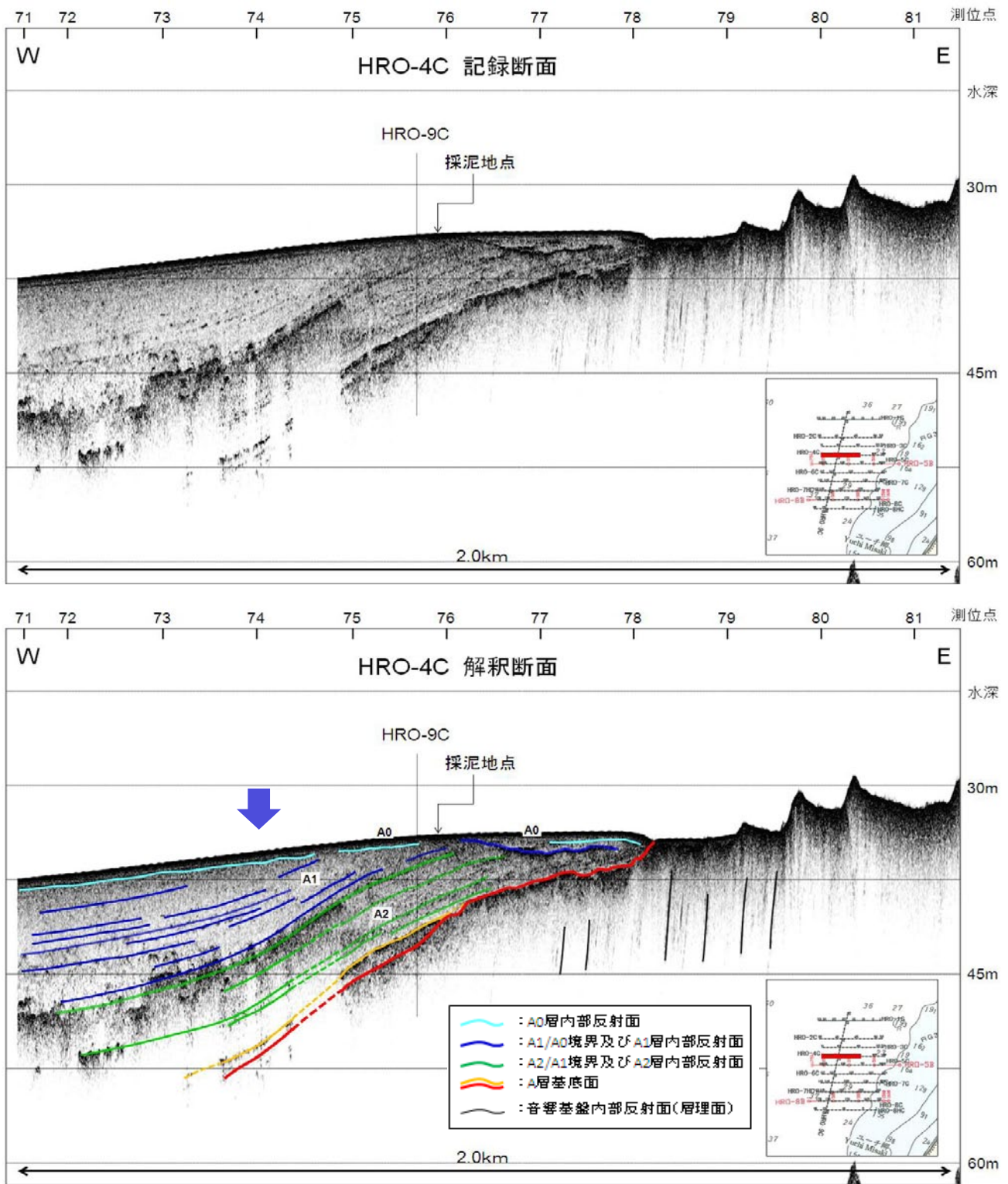
第 5-1 図. 抜海沖 (北側海域) HRO-1C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段: 記録断面.
下段: 解釈断面.

Fig. 5-1. Top: Seismic section of HRO-1C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Bakkai. Bottom: Interpreted seismic section.



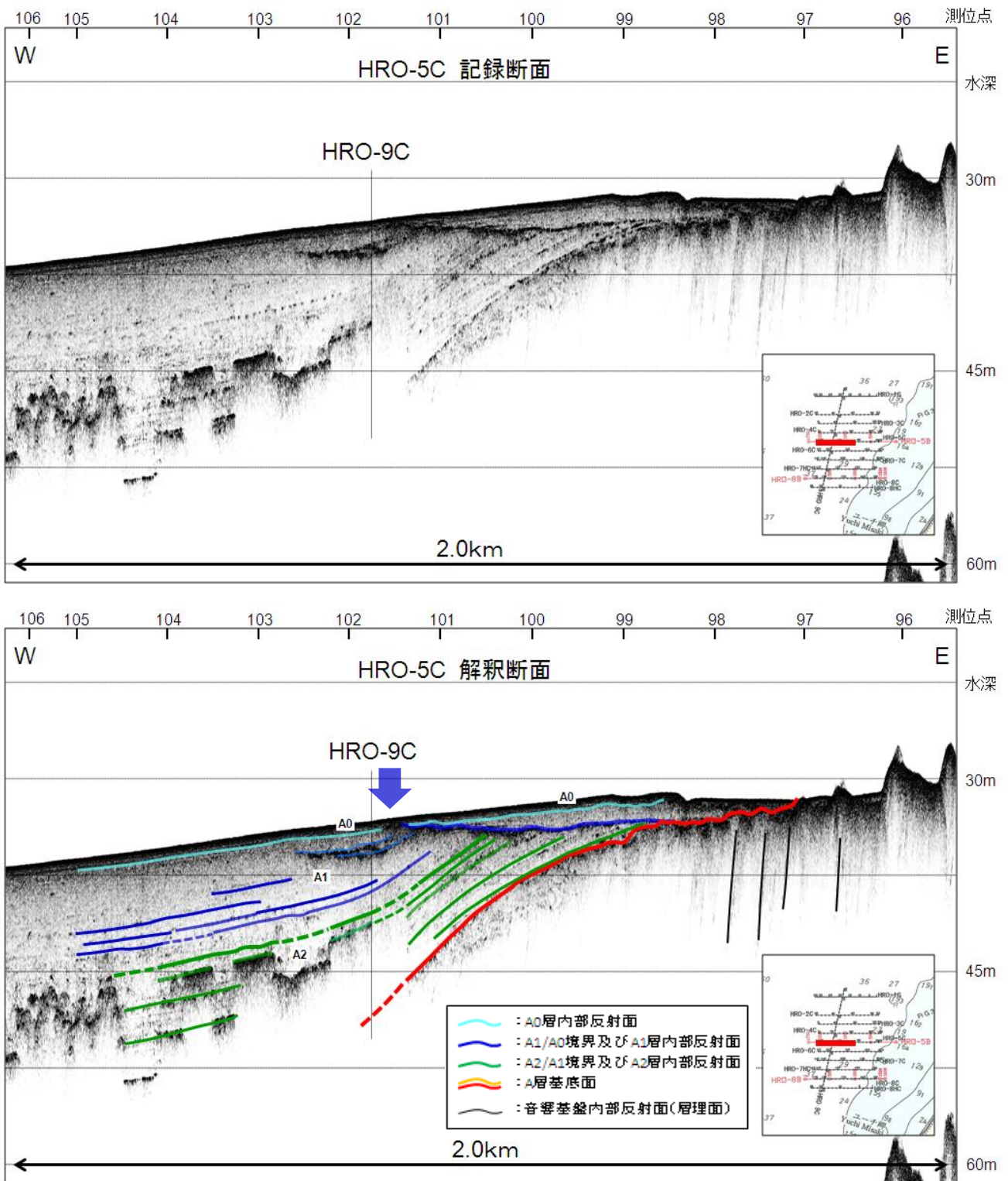
第 5-2 図. 抜海沖（北側海域）HRO-3C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-2. Top: Seismic section of HRO-3C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Bakkai. Bottom: Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



第 5-3 図. 抜海沖（北側海域）HRO-4C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

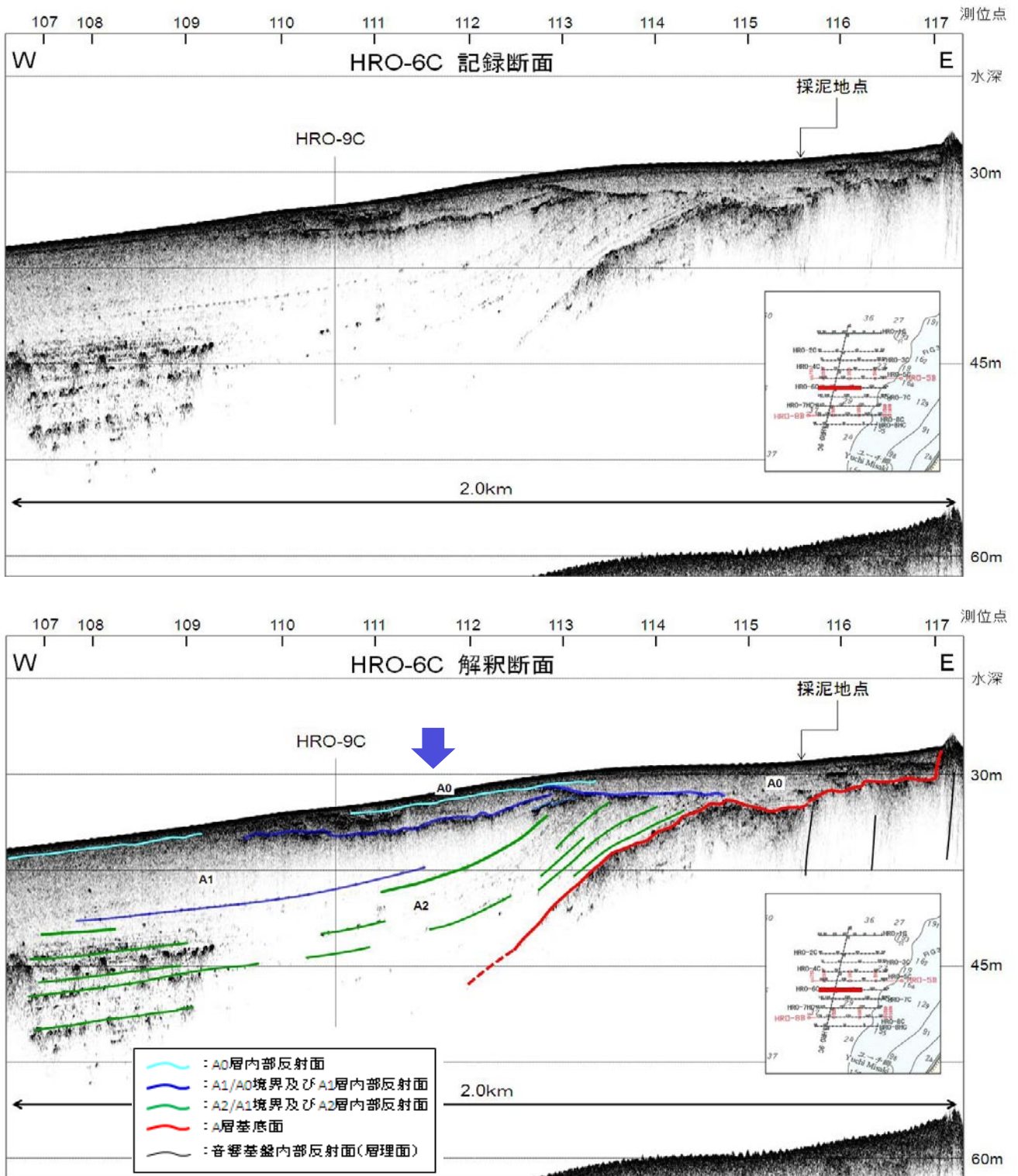
Fig. 5-3. Top: Seismic section of HRO-4C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Bakkai. Bottom:
Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



第 5-4 図. 抜海沖（北側海域）HRO-5C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.

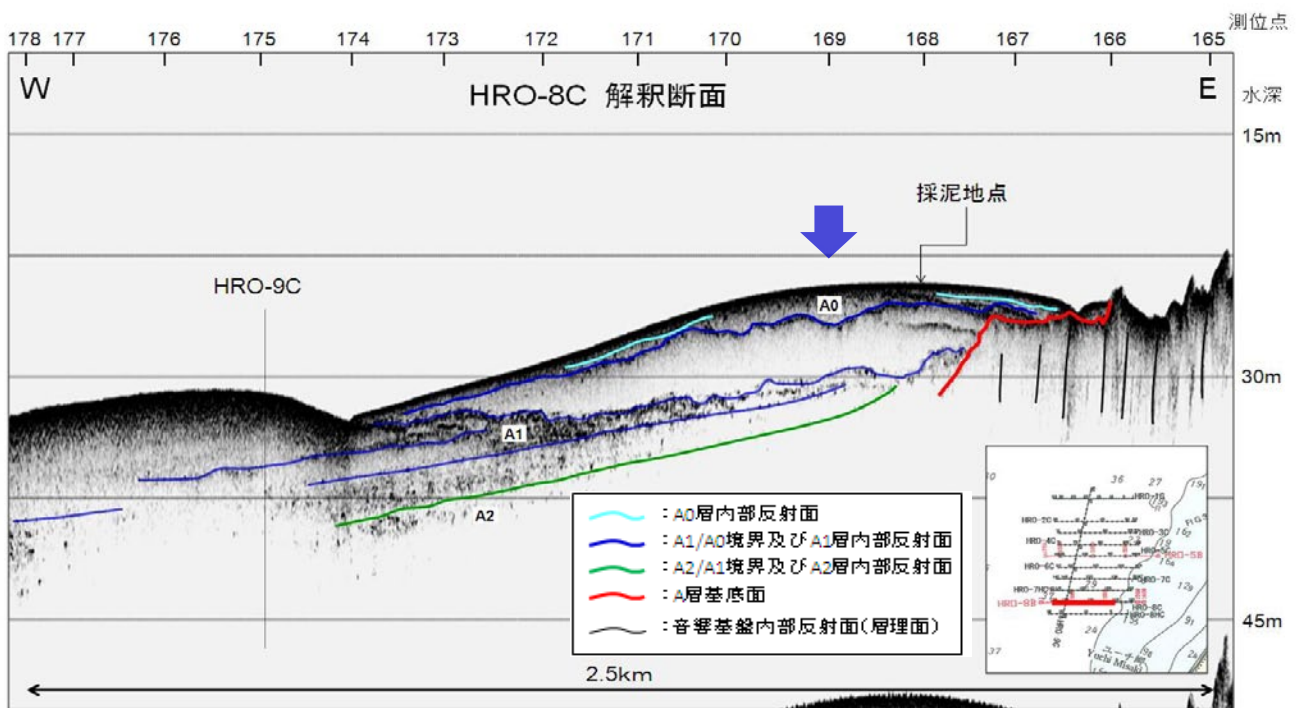
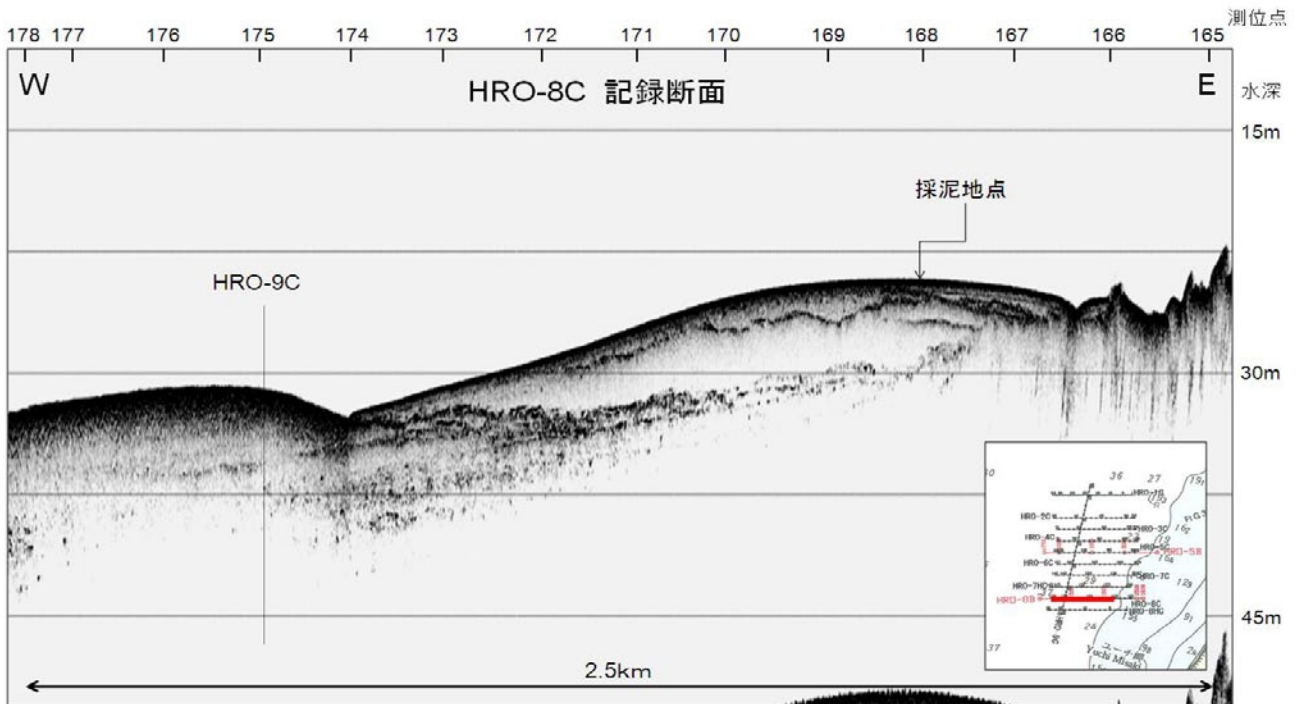
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-4. Top: Seismic section of HRO-5C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Bakkai. Bottom: Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



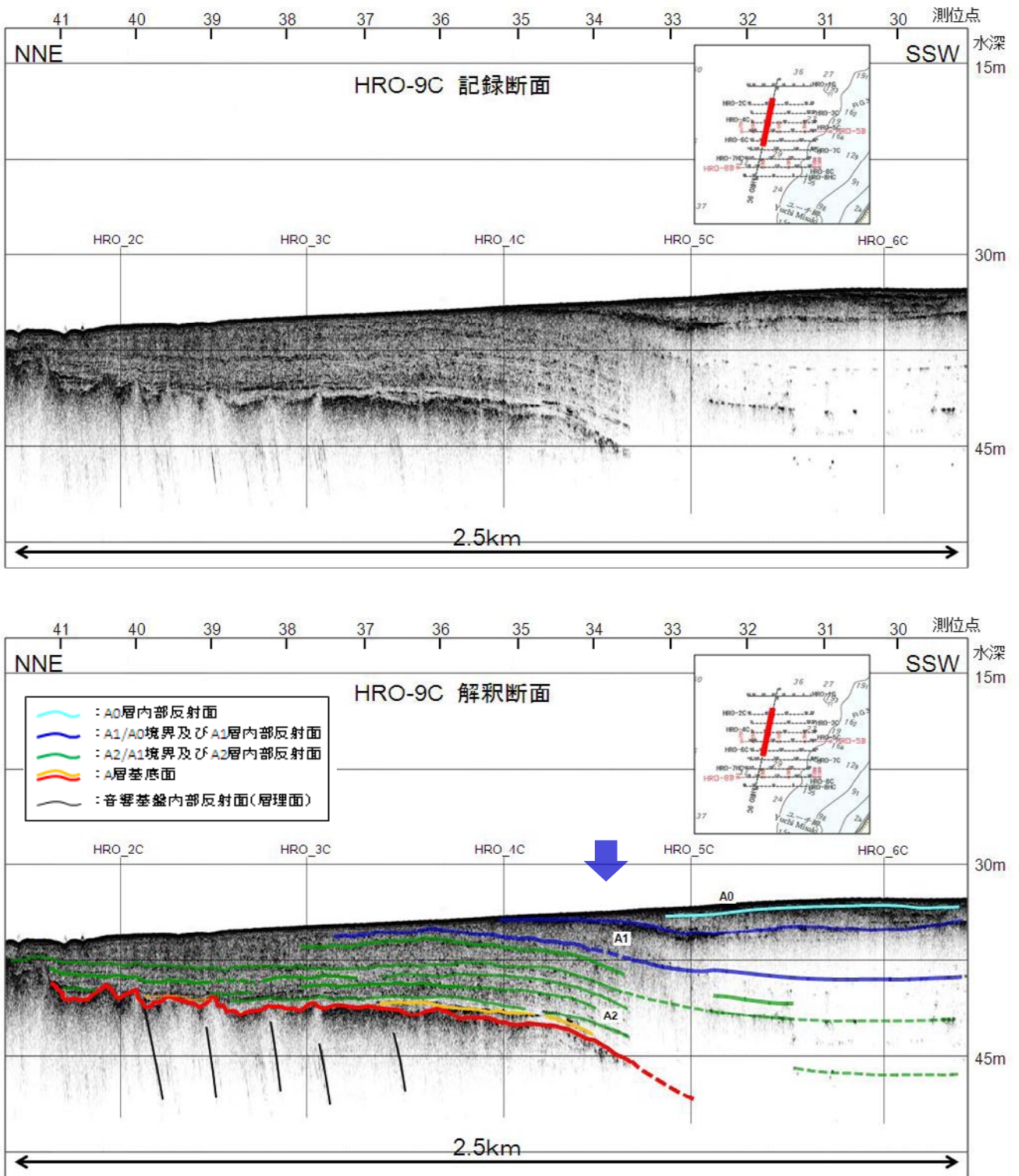
第 5-5 図. 抜海沖（北側海域）HRO-6C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
 下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前線の位置を示す.

Fig. 5-5. Top: Seismic section of HRO-6C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Bakkai. Bottom:
 Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



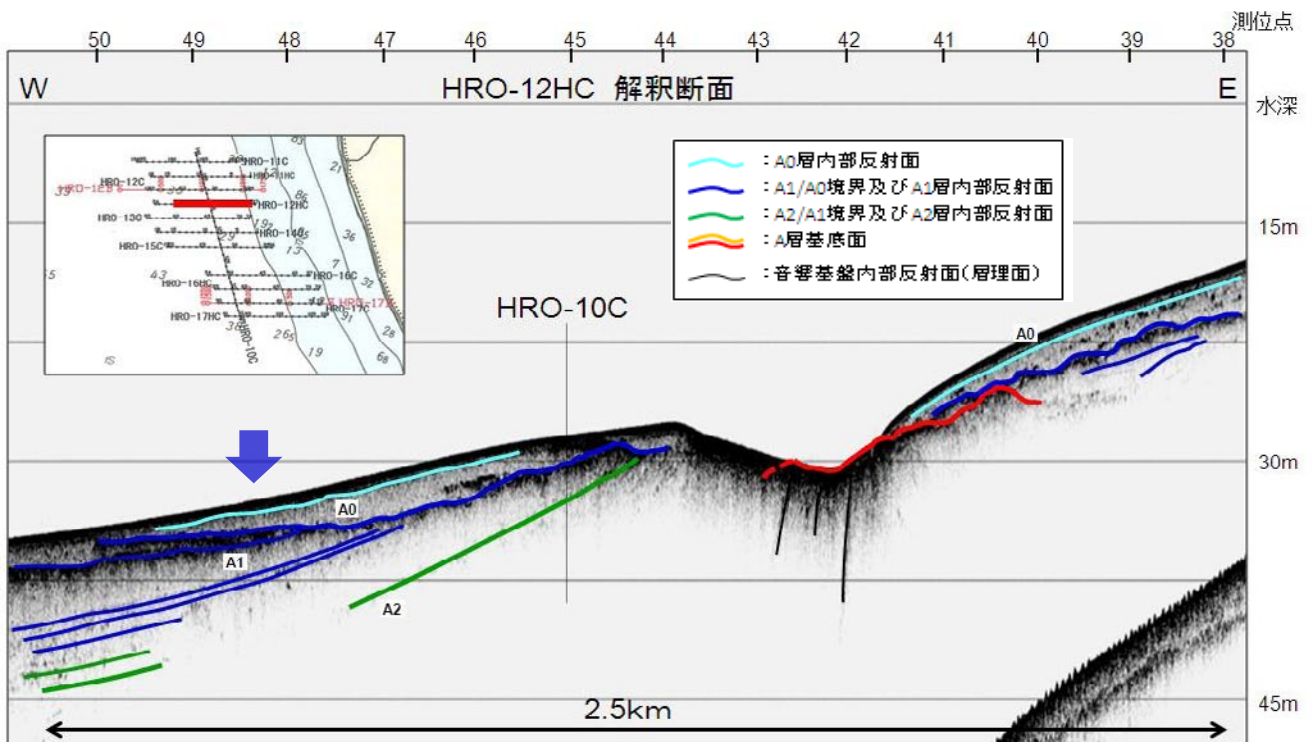
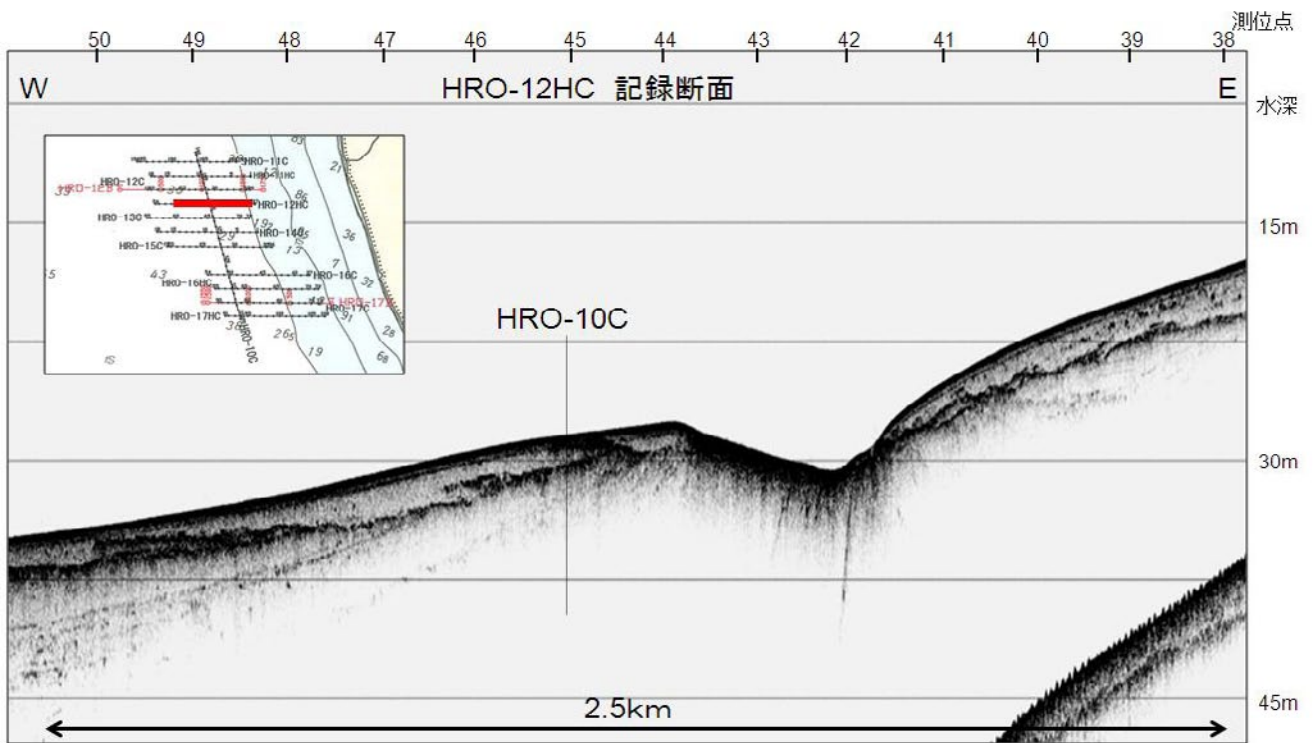
第 5-6 図. 抜海沖（北側海域）HRO-8C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-6. Top: Seismic section of HRO-8C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Bakkai. Bottom: Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



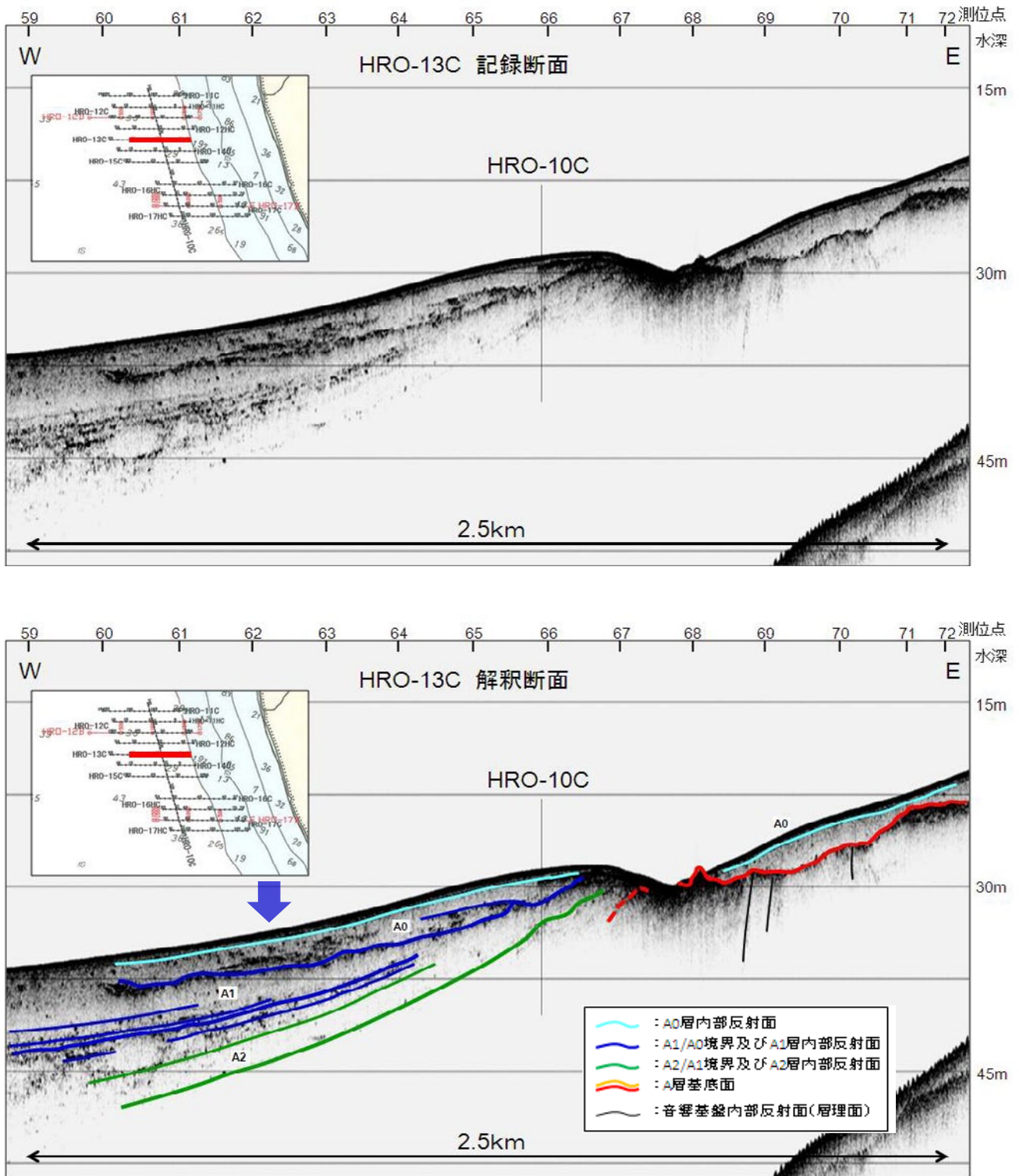
第 5-7 図. 抜海沖（北側海域）HRO-9C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-7. Top: Seismic section of HRO-9C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Bakkai. Bottom:
Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



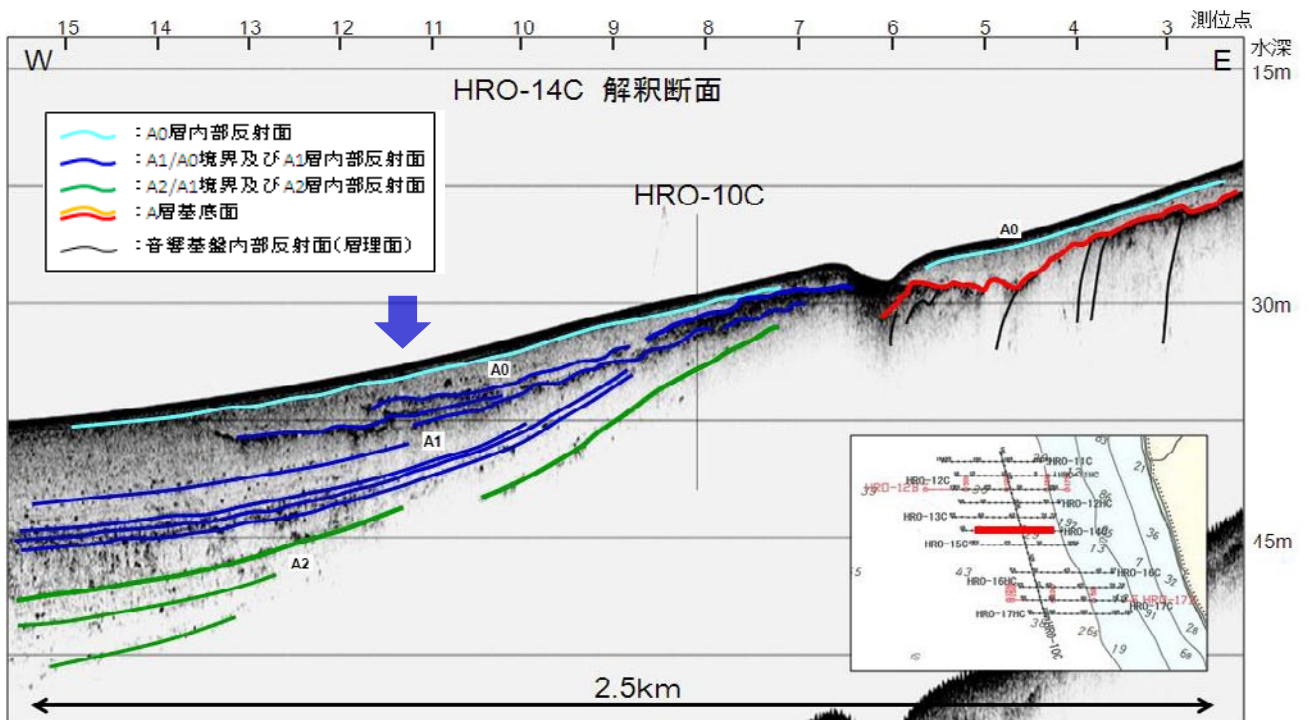
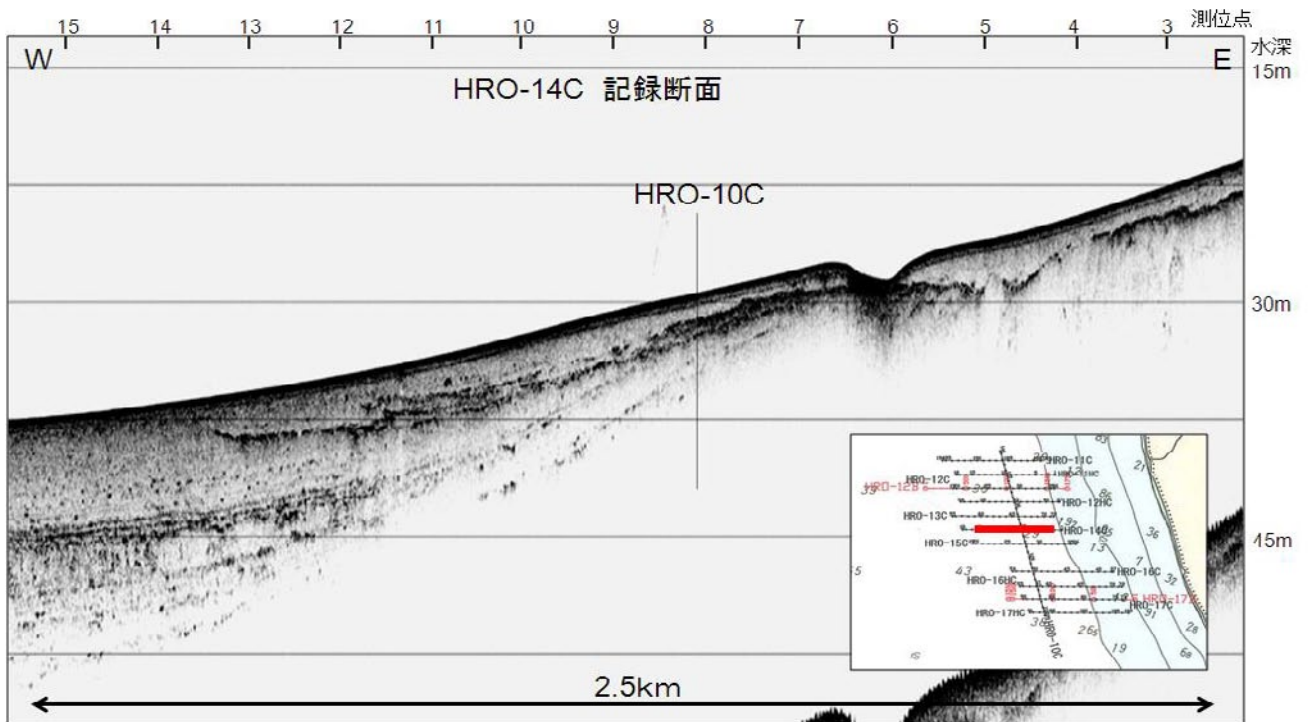
第 5-8 図. 抜海沖 (北側海域) HRO-12HC 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-8. Top: Seismic section of HRO-12HC obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Wakasakanai. Bottom: Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



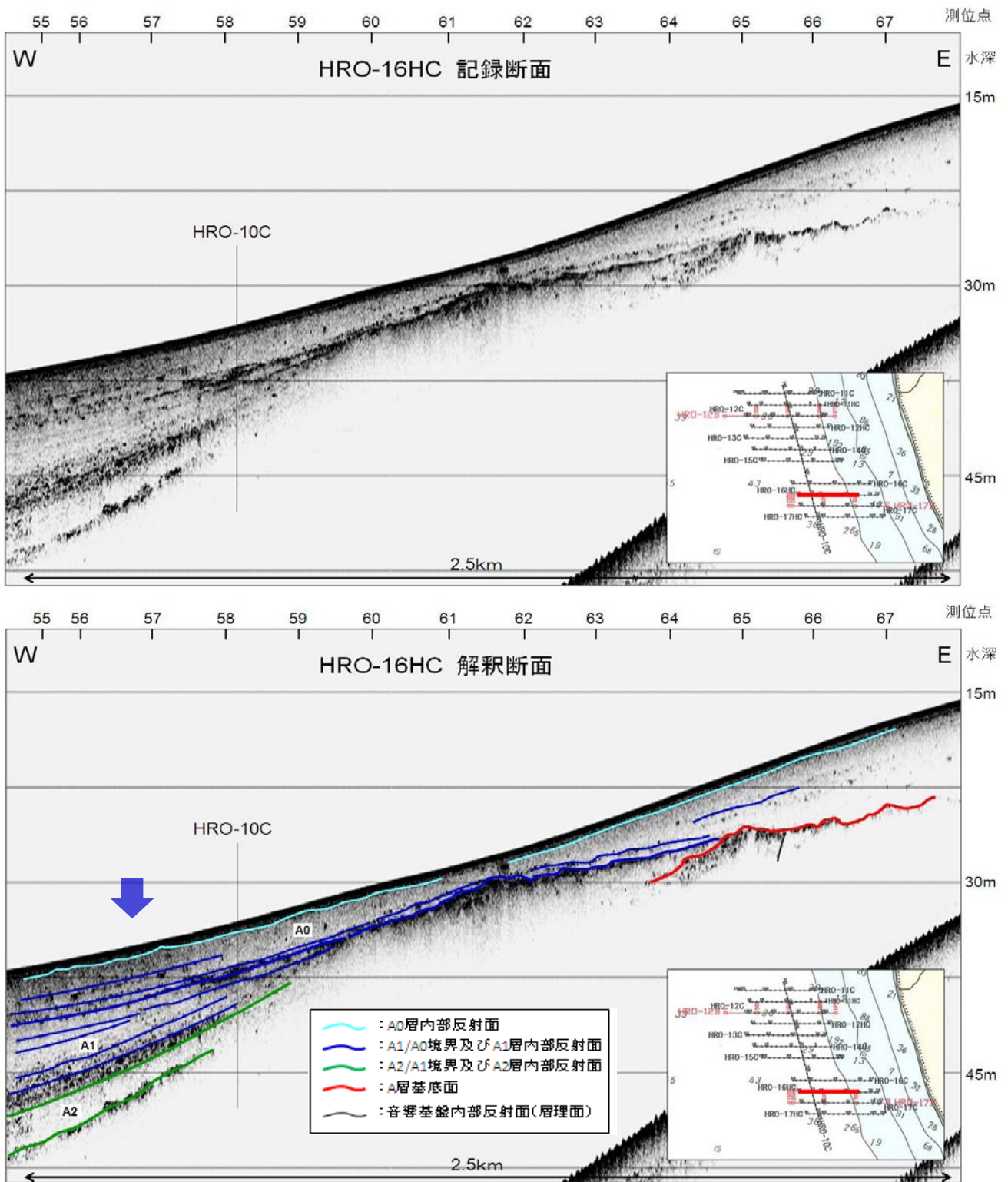
第 5-9. 図抜海沖（北側海域）HRO-13C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-9. Top: Seismic section of HRO-13C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Wakasakanai. Bottom: Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



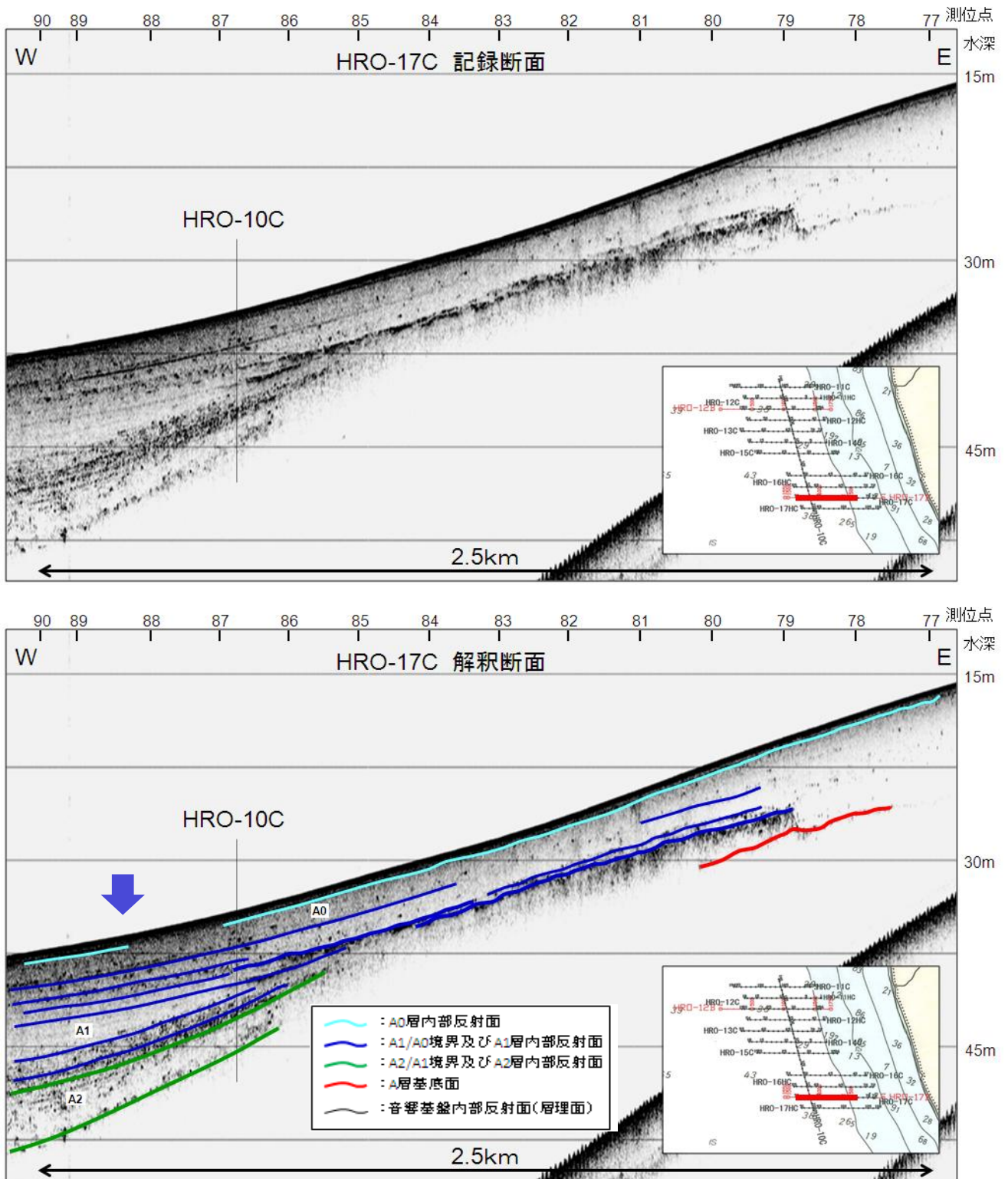
第 5-10 図. 抜海沖（北側海域）HRO-14C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-10. Top: Seismic section of HRO-14C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Wakasakanai. Bottom:
Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



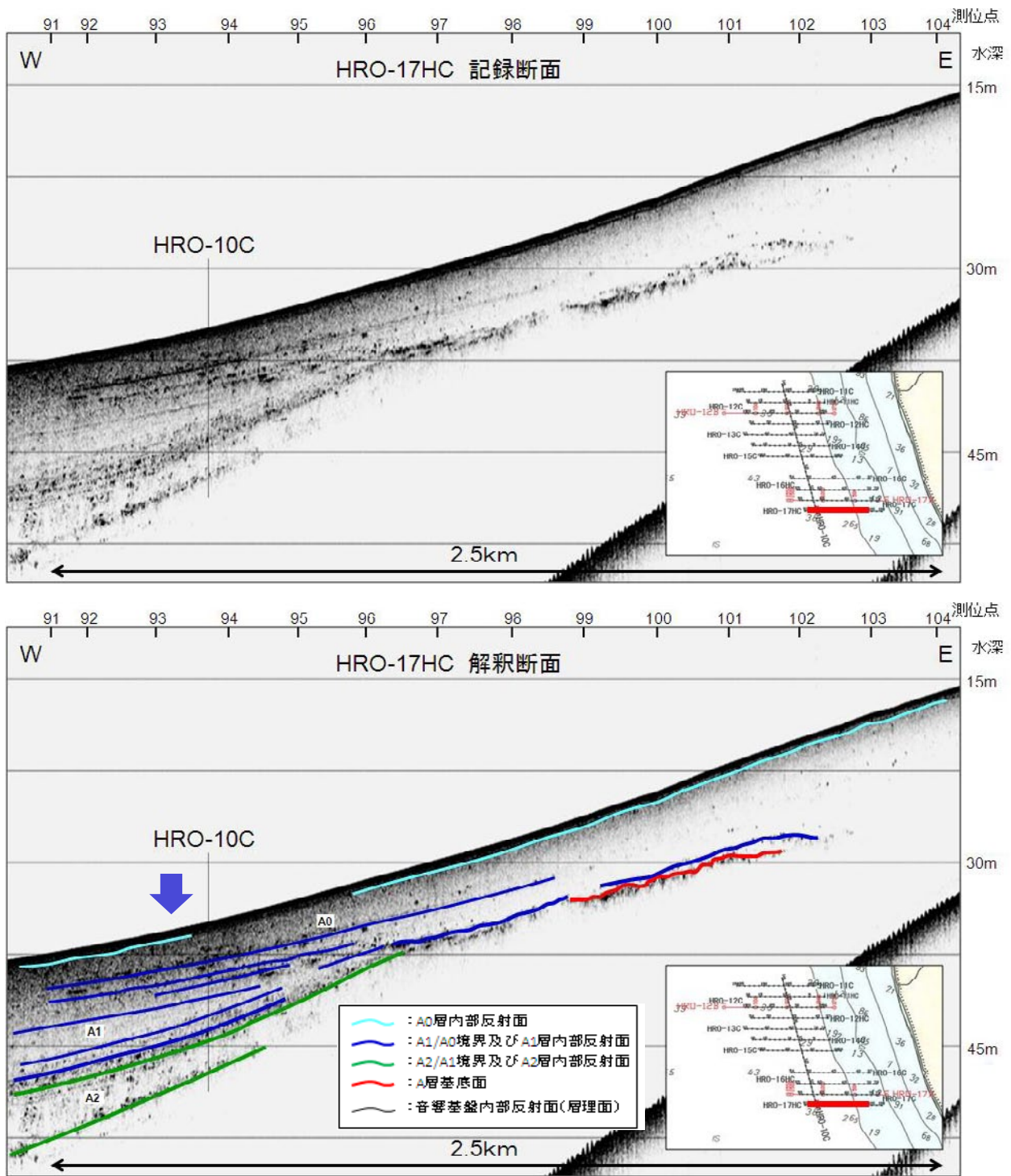
第 5-11 図. 稚内内沖 (南側海域) HRO-16HC 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段: 記録断面.
下段: 解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-11. Top: Seismic section of HRO-16HC obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Wakasakanai. Bottom: Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.



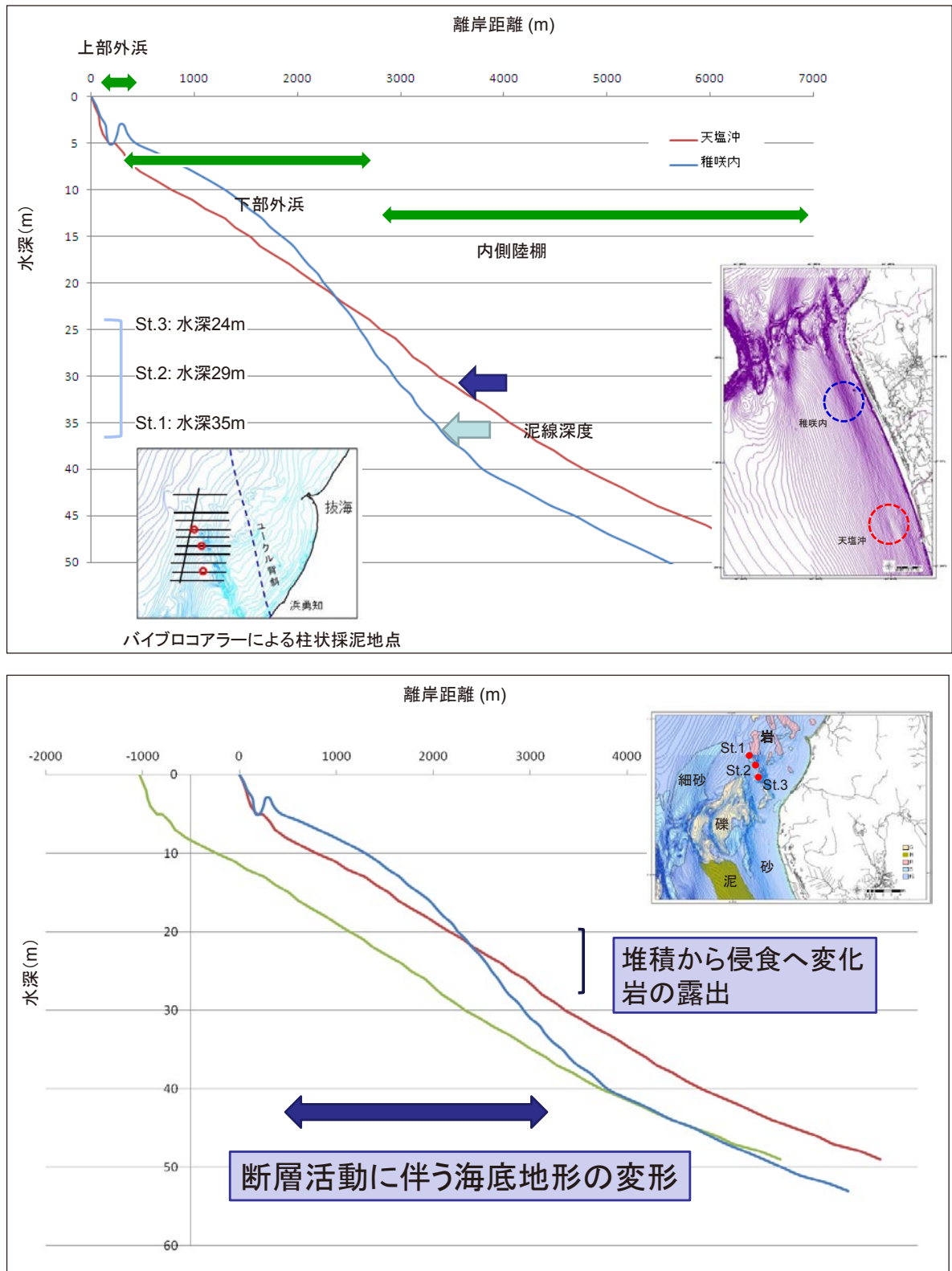
第 5-12 図. 稚咲内沖 (南側海域) HRO-17C 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前線の位置を示す.

Fig. 5-12. Top: Seismic section of HRO-17C obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Wakasakanai. Bottom: Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.

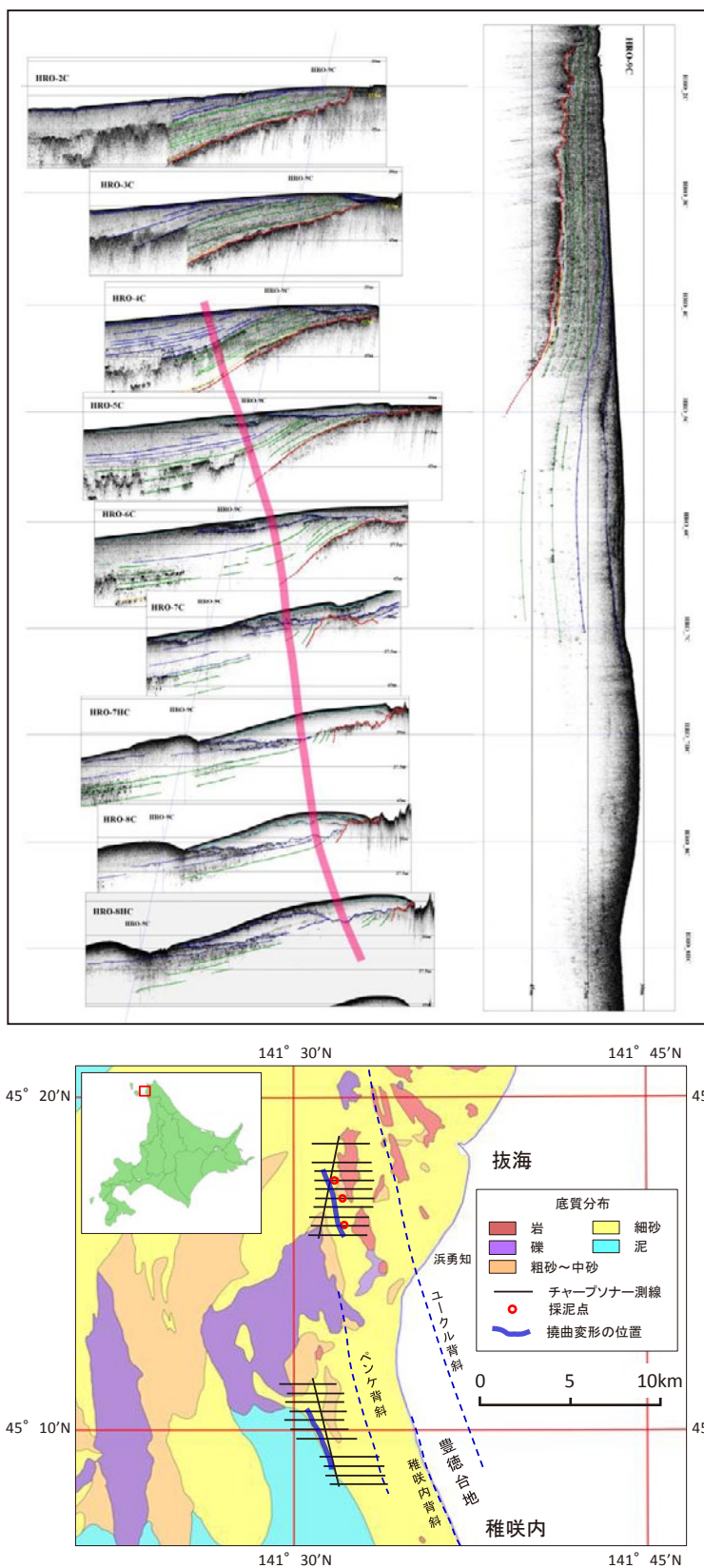


第 5-13 図. 稚内内沖（南側海域）HRO-17HC 測線の高分解能チャープソナー音波探査記録. 上段：記録断面.
下段：解釈断面. 図中の矢印は撓曲変形前縁の位置を示す.

Fig. 5-13. Top: Seismic section of HRO-17HC obtained by sub-bottom profiler (Chirp Sonar) off Wakasakanai. Bottom:
Interpreted seismic section. Blue solid arrow indicate the front of the flexural deformation.

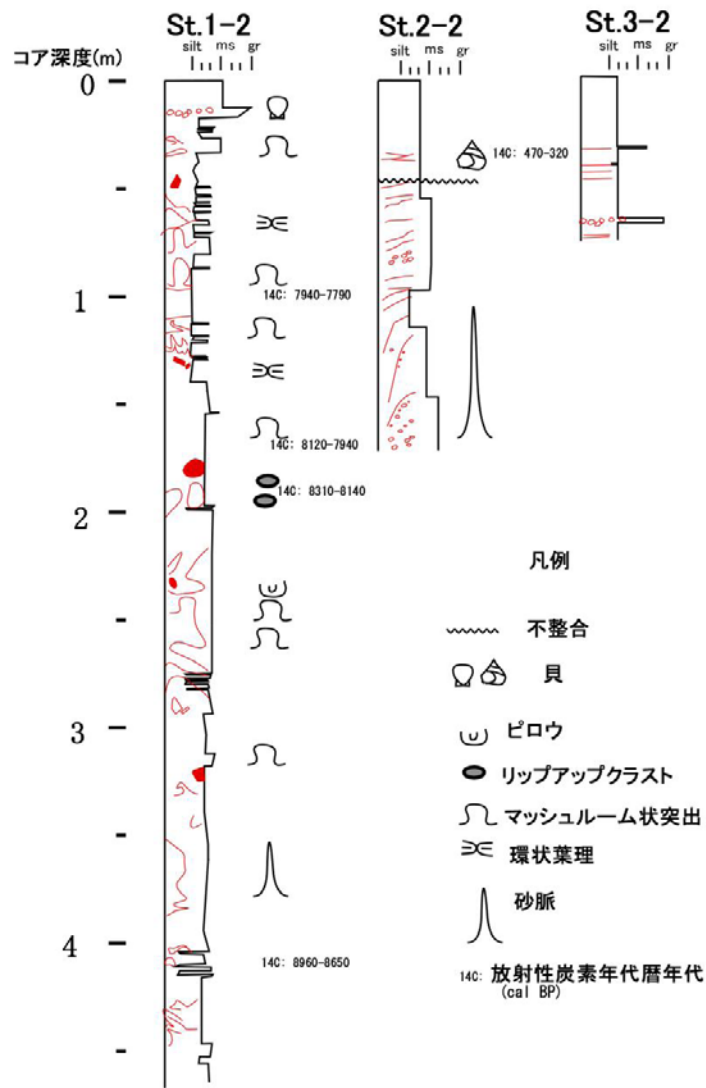


第6図. 上段: 稚咲内沖海域と天塩沖海域との海底地形断面比較. 下段: 地下の断層活動に伴う海底地形の変形.
 Fig. 6. Top: Comparison of two topographic profiles off Wakasakanai and Teshio. Bottom: Estimation of the vertical displacement of the seafloor due to subsurface fault activity.



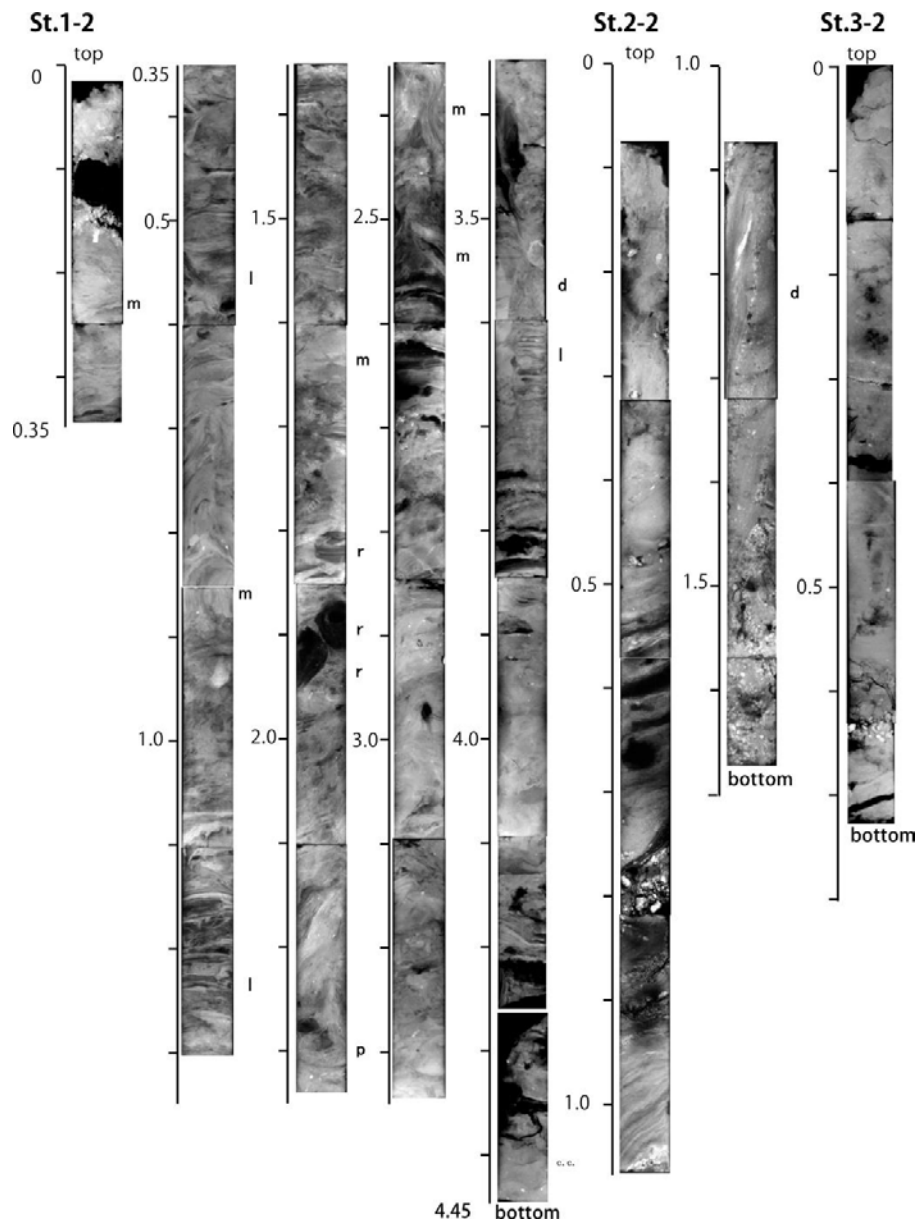
第 7 図. サロベツ断層帯海域部における浅層部の撓曲変形. 上図: 抜海沖北側海域測線の解釈断面, 青点線は測線 HRO-9C の位置, 赤色の曲線は変形前縁を示す. 下図: 調査域内の撓曲変形前縁の位置.

Fig. 7. Top: Interpreted seismic sections off Bakkai. Red curved line shows the deformation front. Bottom: Location of the deformation front in the survey area.

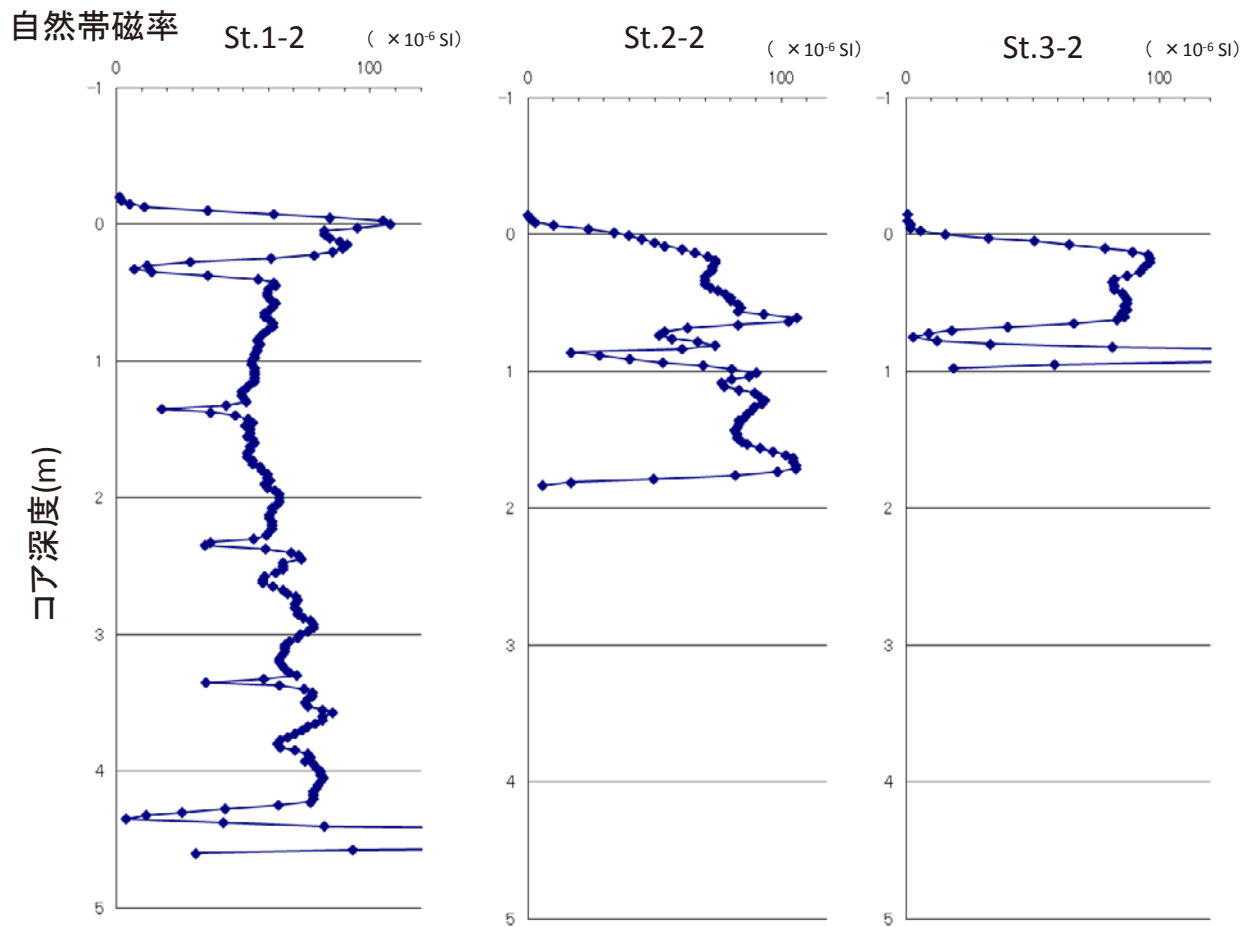


第 8 図. 3 地点で採取されたコア柱状図.

Fig. 8. Columnar sections of cores at HRO-4C (St.1-2), HRO-6C (St.2-2) and HRO-8C (St.3-2).

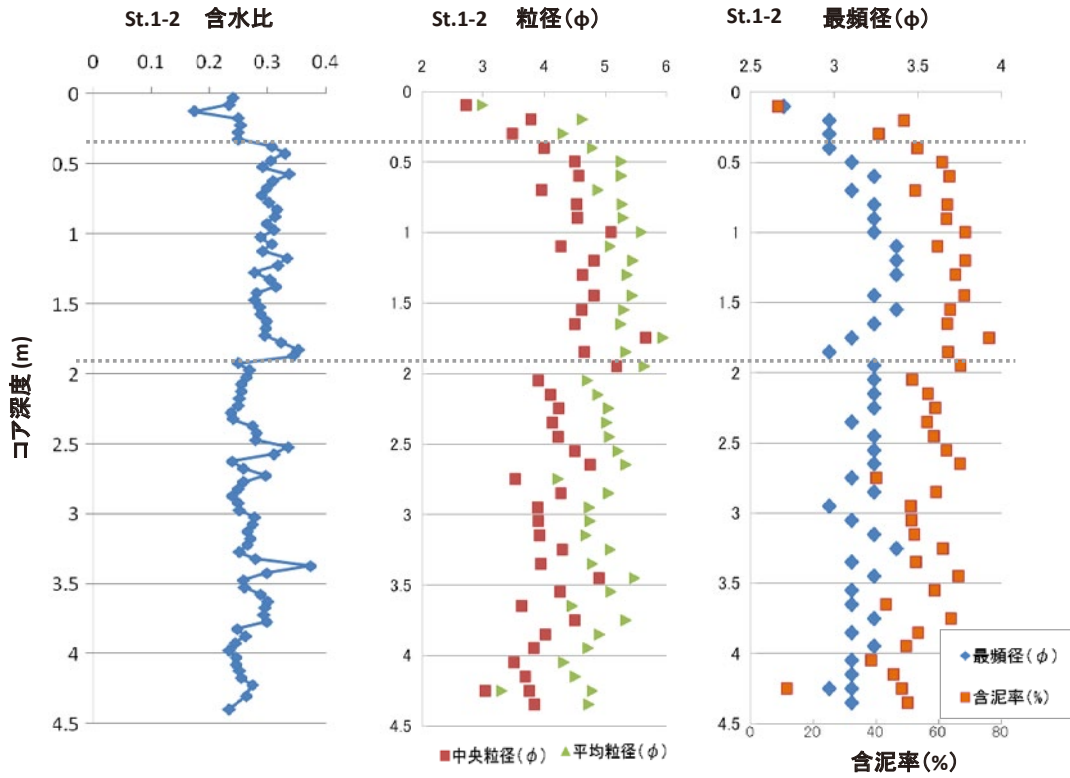


第9図. コア試料の軟X線写真. いずれも幅は5 cm. m: マッシュルーム状突出構造, l: 環状葉理, r: 偽礫, p: ピロー状構造, d: 砂脈およびコンボリュート構造.
 Fig. 9. Soft-X ray images in core sample. Each images are 5 cm wide. m:mushroom-like structure. l:loop-bedding structure. r: Rip-up clast. p: pillow structure. d:dyke and convolute structure.

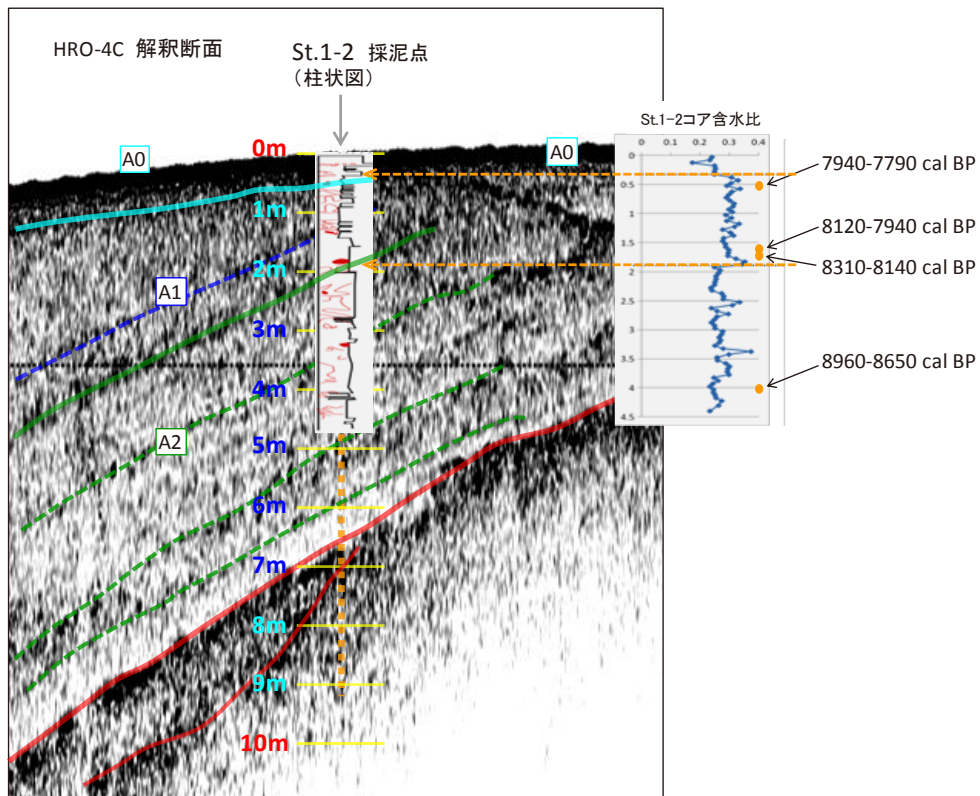


第 10 図. 各コアにおける帯磁率.

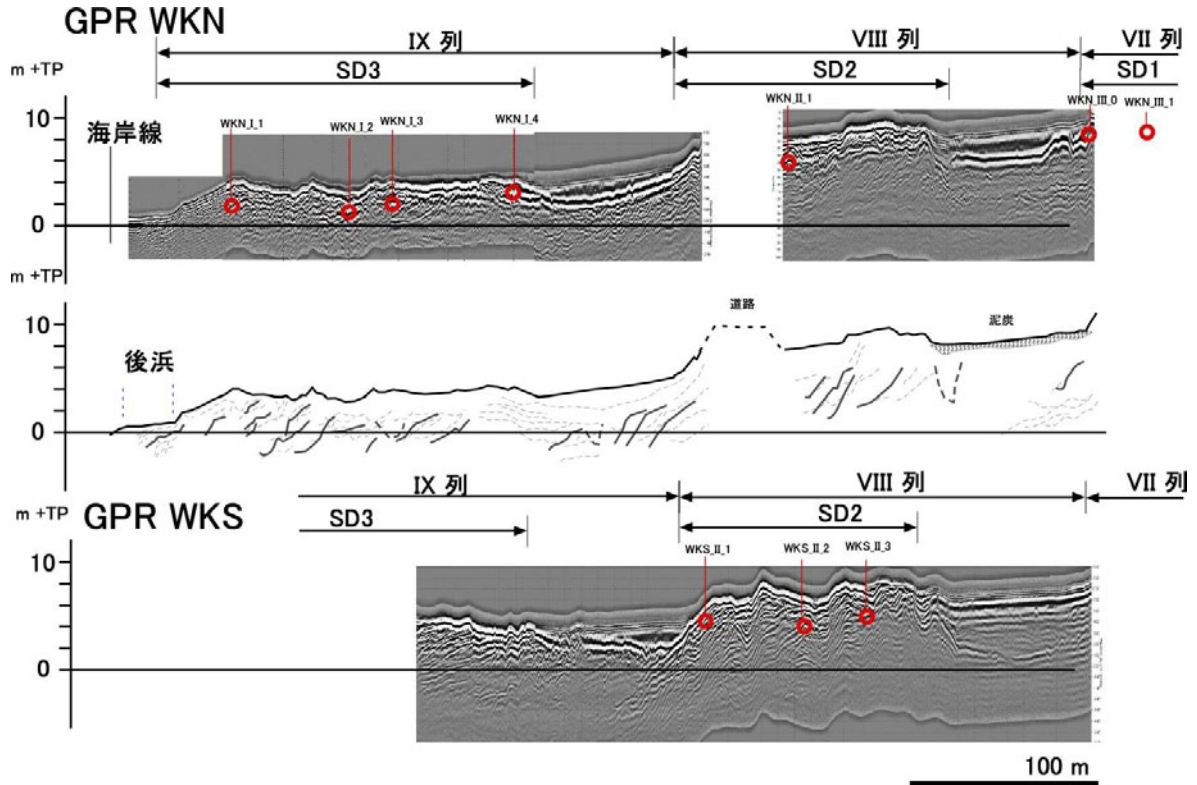
Fig. 10. Magnetic susceptibility measurement chart of sediment cores.



第 11 図. St.1-2 コアにおける含水比および粒度特性値. 図中点線は特性値が不連続に変化する層準.
 Fig. 11. Water content and grain size analyses of St.1-2 core. The property value changes discontinuously at the depth shown by dotted lines.

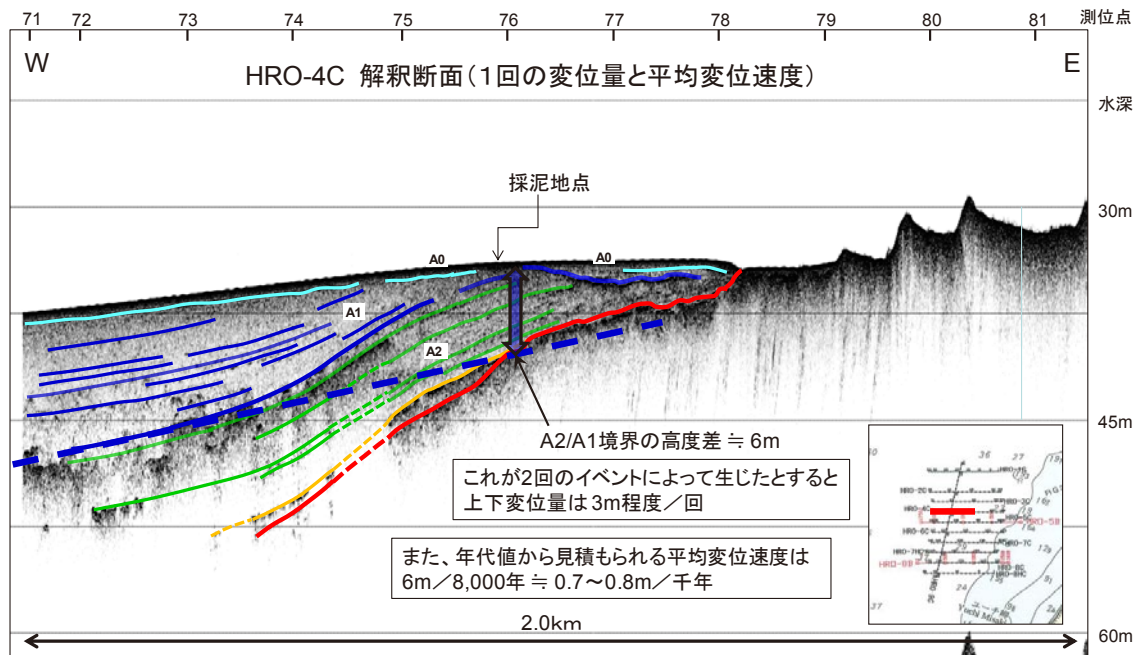


第 12 図. HRO-4C 測線反射記録断面とコアとの対比. 点線矢印は含水比が不連続に変化する部分.
 Fig. 12. Comparison between the seismic profile of HRO-4C and St.1-2 core. Dotted line arrows indicate the horizon of the discontinuous change in the physical properties.



第 13 図. 地下レーダーイメージ (上段) および試料採取地点 (下段). 中段に解釈断面図を示す. 実線は反射面 (破線) を区切る侵食性の境界面.

Fig.13. Groundpenetrating radar profiles (top) and location of the coring sites at the emerged beach ridge (bottom). Interpreted profile in the middle.



第 14 図. A2/A1 境界の変形と上下変位量の推定. 傾斜変換点 (撓曲前縁) より沖側での A2/A1 境界の傾斜を陸側に延長し (青点線), 現在の地層境界との差から上下変位量を推定した.

Fig. 14. Deformation of the boundary of A1 and A2 layer, and estimation of the vertical displacement. Past geometry of the A1/A2 boundary was estimated assuming that the inclination of the boundary seaward of the deformation front was constant through the profile (blue dotted line) and the vertical deformation was presumed by comparison between the present and past boundary geometries.