

石狩低地東縁断層帯南部の海域延長部における活動性

Paleoseismic activity in the offshore extension of the southern part of the eastern marginal fault zone of Ishikari lowland, southwest Hokkaido.

内田康人¹・仁科健二¹・大上隆史²・阿部信太郎³・八木雅俊^{2*}・向山建二郎⁴・坂本順哉⁴

Yasuhito Uchida¹, Kenji Nishina¹, Takashi Ogami², Shintaro Abe³, Masatoshi Yagi^{2*},
Kenjiro Mukaiyama⁴ and Junya Sakamoto⁴

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・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

³ 公益財団法人地震予知総合研究振興会 (Association for the Development of Earthquake Prediction)

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

*現所属: 株式会社ジオシス (Geosys Inc.)

Abstract: The southern part of the eastern marginal fault zone of the Ishikari lowland, southwest Hokkaido, comprises east-dipping blind reverse faults and fault-related folds. This fault system is one of the boundary faults situated between the Northeastern Japan Arc and the Kuril Arc. We conducted a marine geological and geophysical survey off the coast of the Yufutsu plain to investigate and characterize recent fault activity of the fault. The survey encompassed 15 lines of high-resolution single-channel seismic data using the sub-bottom profiler “SES2000 compact” and vibrocoring in two sites located on the survey lines. The high-resolution seismic reflection profiles revealed the flexural deformation of the Holocene marine sediments on the forelimb of the Yufutsu anticline off the Yufutsu plain. The precise interpretation of the seismic reflection profiles in conjunction with ¹⁴C dating of the samples obtained by vibrocoring indicated that the active blind reverse fault off Tomakomai–Yufutsu ruptured at least once during the last 11,000 years. Based on seismic reflection data, vertical displacement of the flexure was estimated to be approximately 1.3 m, taking into account the depositional slopes of the Holocene layers. The average recurrence interval was estimated to be about 5.7 ky, assuming the average vertical slip rate to be 0.23 m/ky (Sato *et al.*, 2013). If the vertical displacement was caused by slip of the active blind reverse fault with an inclination of 10–20 degrees, the slip of the fault was estimated to be 3.8–7.5 m.

キーワード: 石狩低地東縁断層帯, 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: eastern marginal fault zone of Ishikari lowland, active fault, high-resolution seismic survey, coring, fault related fold, paleoseismicity

1. 諸言

石狩低地東縁断層帯は、北海道日高山脈の西側、石狩低地の東縁に沿ってほぼ南北に発達する東側隆起の逆断層を主体とする活断層帯であり、東北日本弧と千島弧の衝突による東西圧縮応力の下で形成された大規模な衝上断層構造 (伊藤, 2000 など) を構成している (池田ほか編, 2002)。

本断層帯に関する研究としては、吾妻 (1962) をその嚆矢とし、佃ほか (1993) は反射法地震探査結果より東側隆起の活断層の存在と平均変位速度について言及した。池田ほか (1996a, b) 及び池田ほか編 (2002) は、本断層帯に沿って認められる顕著な撓曲変形の要因となる主要断層の地下の伏在と、副次的に派生した西側隆起の活断層の存在など詳しい地表

形状について示した。このほか断層の詳しい位置に関しては、澤ほか (2010)、石山ほか (2010)、平川ほか (2010) がある。さらに北海道 (1999, 2000, 2001) は、副次的な西側隆起の断層群を対象とした反射法弾性波探査やトレンチ・ピット調査など各種の調査から、その断層構造や平均変位速度、活動履歴などについて明らかにした。

これらの成果に基づいて地震調査研究推進本部は、以下のように長期評価を公表している。本断層帯はその分布形態から主部と南部とに区分される東側隆起の逆断層からなり、主部は北海道美唄市から勇払郡安平町に至る全長約 66 km の断層帯で、全体が 1 つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.9 程度の地震が発生する可能性がある。また南

部は千歳市から苫小牧市に至る長さ 23 km 以上と推定される断層帯で、全体が 1 つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.1 程度以上の地震が発生する可能性がある（地震調査研究推進本部, 2003）。しかし、評価の根拠となる断層帯の活動時期データは主に副次的な断層の活動履歴に基づいており、池田ほか編（2002）や中田・今泉編（2002）による断層帯の変形フロントにおける活動時期については触れていない。また、本断層帯南部がさらに南方海域へと延びている可能性もある（伊藤ほか, 1999；伊藤, 2000）ため、本断層帯の将来の活動性をより明確にするためには、海域をも含めた断層帯南部の過去の活動履歴や、断層帯変形フロントにおける活動時期、地下深部における断層の形状について明らかにする必要があることが指摘された（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003）。その後行われた陸域での補完調査において、群列ジオスライサー調査やボーリング調査の結果から、平均変位速度、活動履歴などに関する新たな情報が得られた。加えて既存の反射法弾性波探査断面の再解析による断層帯深部の地下構造の検討も行われ、より詳細な断層面の位置・形状が明らかになり、断層帯南部にみられる背斜構造は南側に延びて海域にまで達している可能性が高いことがわかった（産業技術総合研究所, 2007）。

この調査結果に基づいて一部改訂された長期評価は以下の通りである。本断層帯主部の平均的な上下変位速度は 0.4 m/千年以上で、最新の活動は 1739 年以後、1885 年以前で平均活動間隔は 1 千～2 千年程度の可能性があり、仮に全体が 1 つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.9 程度の地震が発生する可能性がある。南部は千歳市から勇払郡厚真町を経て勇払平野沿岸域の海域にまで至る断層帯で、長さは 54 km 以上と推定され、平均的な上下変位速度は 0.2 m/千年程度の可能性があるが、最新活動時期を含めた最近の活動履歴については不明である。全体が 1 つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.7 程度以上の地震が発生する可能性があるが、正確な位置や長さなどの基本的な諸元が明らかになっていない部分も多いため、今後に向けて南部の延長海域における位置を確認するとともに、最新の活動時期と 1 回の活動におけるずれの量を精度良く求める必要があることが指摘された（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010）。

本断層帯南部海域の陸棚上には、北西～南東方向の走向をもって等深線に斜交する、比高 10 m 程度の直線的な崖状の地形が苫小牧東港の南端付近から 20 km 程度延びており（海上保安庁水路部, 1982）、その北端は産業技術総合研究所（2007）による断層帯南部の背斜構造に連続している。陸棚から陸棚斜面にかけての延長海域には、複数の褶曲・衝上断層帯が確認される（辻野・井上, 2012 など）。海域の

背斜は東傾斜の断層を伴って概ね南北ないし北西～南東方向に延びており、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日高衝突帯の西側の前縁部に形成され、西側に位置するものほど新しい活動を反映している可能性がある（第 1 図）。しかし、調査手法の違いなどにより沿岸域付近は陸域と海域それぞれの地質情報の空白域となっているため、本断層帯陸域部との地質的、地形的な連続性に関する知見は不十分な点が多い（小松原・小松原, 2011 など）。

このような陸域～海域地質情報の課題解決のため、平成 19 年度から全国の 5 箇所の沿岸域を選定して、産業技術総合研究所による「沿岸域の地質・活断層調査研究」プロジェクトが実施され、石狩低地帯南部沿岸域においては平成 24 年度に当該海域のシームレス地質図の作成に必要なデータ、及び海域活断層分布と活動性評価のための基本情報を収集することを目的として海底重力調査、採泥調査および音波探査を含めた海域の総合的な地質調査が行われた。同プロジェクトの一環として苫小牧港南側の崖状地形及びその周辺域にて実施されたチャープ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）からは、崖状地形の海底浅部にみられる数枚の内部反射面は崖の地形とは関係なく、ほぼ一定の傾斜をもった平坦な形状を示す（内田・興水, 2013）。さらに深部構造探査を目的としたブーマーマルチチャンネル音波探査（以下、ブーマーマルチ探査）による崖地形直下の反射記録断面にも変形構造は認められず、崖地形が構造運動を直接反映したものではないことが明らかとなった（佐藤ほか, 2013）。佐藤・小松原（2014）は、活構造として陸域の勇払平野から海域に連続した二条の背斜である勇払背斜・鶴川沖背斜の位置や、海域における沖積層基底面の形状について議論し、更新統相当層上面の変形を追跡して勇払背斜の背斜軸の分布を示した。片山ほか（2014）は、ブーマーマルチ探査とチャープ探査、および柱状採泥試料から本海域の堆積構造や崖地形の形成過程について述べ、崖地形は海底表層付近の堆積層が厚く堆積することにより形成されていることを明らかにした。さらに佐藤（2014）はこれらの記録をもとに陸域から沿岸海域にかけて連続的に発達する断層関連褶曲である勇払背斜、および鶴川沖背斜の活構造の発達史についてとりまとめた。

しかしながら、海域における活構造の連続性や断層帯の南端に関する資料は不足しているほか、断層の活動履歴や変位量に関する情報は未だ得られていないのが現状である。このため、筆者らは文部科学省事業「内陸及び沿岸海域の活断層調査」の一環として、苫小牧～日高沖海域において本断層帯の南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マルチチャンネル音波探査を実施した。さらに、勇払平野前面海域におい

て断層帯海域延長部における活動履歴に関する情報を得ることを目的とした、パラメトリック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。

本報告ではこのうち、勇払平野前面海域で実施したパラメトリック方式高分解能シングルチャンネル音波探査（以下、高分解能音波探査）とパイプロコア柱状採泥調査（以下、柱状採泥調査）について報告する。

2. 調査内容

2.1 調査海域の設定および音波探査測線

本調査では、本断層帯南部延長の西側海域に相当する苫小牧市浜厚真沖の勇払平野前面海域にて、平成29年10月26日～11月6日にかけて高分解能音波探査を実施した（第1図）。本調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、勇払背斜の背斜軸を含んだ背斜西翼部からさらに西側の変形フロントを中心に、苫小牧港南側の沖出距離約15 kmまでの完新統分布域（佐藤，2014）を対象とした（第1図）。勇払背斜の東側に延びる鶴川沖背斜については、変形フロントから離れていることとその分布域の大部分で完新統を欠いていることから、今回は海域調査の対象から除外した。

高分解能音波探査測線は、勇払背斜の背斜軸方向にほぼ直交する東北東－西南西方向の11測線（Y-01測線～11測線）と、調査域南端付近で既存のブーマーマルチ探査測線とできるだけ一致するように、東西方向に設置した2測線（Y-12, 13測線）を主とした。これに加えて反射記録断面のクロスチェックのため北北東－南南西方向の2測線を設けた（Y-14, 15測線）。探査測線の総延長は約78 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Innomar社製SES2000 compact型地層探査装置を使用し、トランスデューサーを舷側固定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

高分解能音波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29年10月28日～11月2日にかけて柱状採泥調査を実施した。既存資料の検討より、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、Rossfelder社製パイプロコアラを用いた。採泥管内管の直径は外径94 mm、内径88 mmである。底質採取地点は、高分解能音波探査の反射記録断面を検討することによりYFT-1および2の2地点を選定した。第2表に

実施地点の座標、採泥長等のデータを示す。作業時はアンカーで採取地点に調査船を定点維持させ、YFT-1で2回、YFT-2では1回の底質採取を実施し、計3試料、合計長約7.1 mのコアを採取した。コアラ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、コアラの着底位置と離底位置の船位は一定であったため、その船位データを採取地点の位置とした。

コア試料は現地で1 m長に切断し、振動を極力避けて乱れないように梱包して実験室へ運搬した。YFT-1で得られた2試料については、採取長・試料の乱れ具合等を考慮して、YFT-1-2 コアを観察・年代分析対象とするメインコアとした。ただし、YFT-1-1 コアについても参考データとして帯磁率・記載などを実施した。帯磁率をループ型センサによって計測した後半裁し、写真撮影と肉眼による観察・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。

コア試料中から得られた貝化石及び植物化石から合計6点の年代測定用試料を選定し（YFT-1から3試料、YFT-2から3試料）、株式会社地球科学研究所に依頼して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。得られた放射性炭素年代の暦年較正には暦年較正プログラムCALIB7.04（Stuiver and Reimer, 1993）を使用した。較正曲線には、植物化石の放射性炭素年代にはIntCal 13（Reimer *et al.*, 2013）、貝化石の放射性炭素年代にはMarine 13（Reimer *et al.*, 2013）のデータセットを用いた。海洋リザーバー効果の地域補正（delta-R）は0年とした。

3. 調査海域及び周辺の地形と底質分布

第1図に示すとおり、本調査域の陸側は北海道を主部－南西部に分ける石狩低地（札幌・苫小牧低地帯）の南部にあたり、太平洋に面している。陸域地形は、標高20 m以下の沖積低地が主体であり、勇払川・安平川・厚真川・鶴川等河川の氾濫原と湿原、およびその前面の砂丘等によって構成されている。本調査域の海底地形の全体的な傾向は、水深120 m程度まで南南西方向に緩やかに傾斜する陸棚地形が広がっており、海底地形は概ね単調であるが、苫小牧東港付近より北西－南東方向に約20 kmにわたって延びる、前述の連続性の良い顕著な崖状地形が特徴的である。この崖状地形以外には、既存資料から推定される海域の背斜構造を示唆するような海底地形は見いだされない。崖状地形よりも浅部域には、むかわ町沙流川河口付近に局所的に分布する岩礁域を除いて、さらに緩傾斜の平坦な海底面が海岸線まで続いている。陸棚外縁部は水深120 m付近から急激に深くなり南側の日高舟状海盆まで繋がる（海上保安庁

水路部, 1982). 第3図に本調査域の海底地形及び底質分布図, 音波探査測線と柱状採泥地点を既存のブーマーマルチ探査測線に重ねたものを示す. 底質分布は砂質堆積物が優勢で調査域の大半の部分を占め, 概ね崖状地形と同様に北西-南東方向の帯状のトレンドをもった分布形態を示す. 苫小牧西港の前面および勇払からむかわ町にかけての海岸付近には, 部分的に細粒の砂泥~泥質堆積物が分布する. 礫質堆積物は苫小牧東港前面海域から崖状地形に規制される形で帯状に南東方向に延びるものと, 沙流川河口付近にみられる岩礁域を取り囲むように分布するものと2ヶ所に大別される.

4. 調査結果

4.1 高分解能音波探査の結果

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 (1982) がソノロブ及びスパーカーを用いた音波探査記録によって, 上位から大きく IT 層~IV T 層の4層に層序区分を行っており (第4図), 佐藤 (2014) はブーマーマルチ探査記録に基づいて, 内部の構造や層序関係, 広域に追跡できる不整合面等によって T1 層~T3 層の3層に層序区分を行っている. この両者の層序区分はほぼ一致しているが, 海上保安庁水路部 (1982) では, II T 層をさらに斜交層理状の反射面によって II T-a 層と II T-b 層に細分している. さらに隣接する南方海域においては, 辻野・井上 (2012) が GI ガンによる音波探査記録によって, 上位の日高舟状海盆層群を H0010~H3040 層の4層に区分している. 本調査で取得した反射記録断面の地質解釈においては, 調査海域の重なりを考慮して, 基本的には佐藤 (2014) の層序区分に従った. なお本調査で実施した高分解能音波探査は, ブーマーマルチ探査に比べて浅層部の分解能が高いことから, 最上位層とされている T1 層の浅層部を, 音波の反射・透過状況の違いによってさらに2層に細区分し, それぞれ uT1 層, IT1 層とした (第4図). また, T1 層より下位の T2 層以下に相当する範囲については, 記録の一部では確認されるものの散乱層の影響などで音波の透過がわるく, 広範囲に追跡することは困難であったため, 反射断面図上では必要に応じて佐藤 (2014) を踏襲した.

以下に各層の特徴を述べる.

【uT1 層】は調査範囲の海底面直下に広くみられる最上位層で, 調査域北部の陸側では比較的厚く (最大6m程度) 分布しているが南部の沖側に向かって層厚を減じる傾向にある. 基底面は凹凸した強い反射面で表され, 下位の IT1 層または T2 層以下を不整合に覆う. 内部は白っぽく抜けるやや不明瞭な音響パターンを示すが, uT1 層が形成する起伏のある堆積地形と調和的な内部反射面が確認される部分もある (第5図).

【IT1 層】主に調査域南部 (Y-06 測線以南) で広範囲に確認され, 上位の uT1 層とは不整合関係にある. 内部にはほぼ水平から緩く傾斜した成層構造が発達し, 反射面には短周期の波打ったような変形がみられる箇所もある (第6図). さらに, 水平な内部層理が部分的に側方変化して音波散乱層となり, 反射記録上で白く抜けた状態となって下部の構造が不鮮明になる部分かなりの範囲で認められる (第6図). それに対して調査域北部 (Y-05 測線以北) では成層構造は殆ど認められず, IT1 層の分布や層厚については把握できない (第5図).

【T2 層以下】佐藤 (2014) の T2 層以下の層準に相当し, 本高分解能音波探査での音響基盤となる. 調査域北部 (Y-05 測線以北) において, uT1 層の基底面直下に IT1 層とは層相が異なる斜交した内部層理が認められる (第5図). 既存のブーマーマルチ探査結果によれば, この付近の反射記録断面上で, 南西に傾斜した内部反射面が発達する T2 層の上面の盛り上がりが見られ, 海底下浅部に確認される (佐藤, 2014) ことから, 主に調査域北部では uT1 層の下位に T2 層が分布する可能性がある. しかし, 散乱層などにより確認される範囲が狭く音響的な検討は困難であるため本報告では細分せず, 一括して T2 層以下とした.

4.1.2 地質構造とその解釈

本調査海域の底質は砂質堆積物が卓越しているものの, 高分解能音波探査によって概ね全ての測線で良好な反射記録断面が得られ, 最大で海底下10m程度までの詳細な堆積構造を把握することができた.

以下に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.

【Y-01 測線】調査域で最も北側に位置する Y-01 測線は, 苫小牧東港の東防波堤の約1km沖の東北東-西南西断面である (第2図). 測線の海底下ほぼ全体にわたって凹凸のある侵食面の様相を呈する反射面が確認される (第7図). この面より下位層には T2 層以下に対応する, 層理面と考えられる急傾斜の内部反射面がみられ, それを不整合に覆う上位層は, 最終氷期以降の堆積物 (uT1 層) に対比できる. 以下, この侵食面を uT1 基底面と称す. 海底地形には測線距離 (反射断面の横軸目盛) 2.0 km 及び 3.0 km 付近に傾斜変換点をもつ顕著な2ヶ所の盛り上がり (凸地形) がみられる. 類似の特徴は本測線の南側に隣接する Y-02 測線においても認められる. 凸地形を形成する層には, 地形と調和的な数枚の内部反射面が認められ, uT1 基底面に相当する凹凸のある反射面によって下層と区分される. 凸地形直下の uT1 基底面は全体的に緩やかに西側に傾斜しており海底地形との相関はみられないことから, これらの凸地形は

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と考えられる。uT1層の厚さは測線の中央から西側では薄く1~2m程度であるが、海底地形を反映して測線距離1.8km付近より厚さを増し4~5m程度となり、測線東端にみられる堆積地形のあたりでは最大7m程度にまで達する。

【Y-04 測線】Y-04 測線（第8図）はY-01 測線よりも約2.8km南側に位置する東北東-西南西断面である。本測線の測線距離2.6km付近に比高3m程度の地形的起伏がみられ、これより南東方向に延びる崖状地形（海上保安庁水路部, 1982）の北端に相当する。凹凸を伴う強い反射面（uT1 基底面）の上位にuT1層がほぼ全域にわたって分布する。uT1 基底面を挟んで下位の層内に確認される傾斜した内部反射面（層理面）は、北側のY-01 測線に比べて不明瞭となる。崖状地形に相当する部分のuT1 層内には数枚の平行した内部反射面が確認され、崖状地形の形成が断層活動によるものではないことを表している。uT1 層の層厚はY-01 測線と同様な傾向を示し、測線距離2.0km付近までは約2mの厚さでほぼ一定であるが、それより東側では急激に厚さを増し、測線東端付近では5~6mにまで達する。

【Y-06 測線】Y-06 測線（第9図）はY-04 測線の約2.0km南側に位置する東北東-西南西断面である。最上位のuT1層は、より北側のY-01 測線やY-04 測線に比較して層厚は薄くなるものの、ほぼ測線全体にわたって分布している。測線距離3.2~3.9km付近に500m以上の波長を持った凸地形がみられ、鞍部地形を挟んで測線距離3.9kmより東側は崖状の堆積地形となっている。uT1層内の内部反射は概して不明瞭であるが、凸地形~鞍部~崖状地形の範囲では水平に近い内部反射面が確認される部分もある。さらに、測線距離1.8~3.2kmの範囲の海底面には30~40m程度の波長のベッドフォームが発達している。海底面直下の凹凸のある強い反射面よりも下位の層内には、測線距離2.1kmよりも西側の領域において、やや不明瞭ではあるものの水平に成層した多数の内部反射面を確認できるため、本層は調査域南部にみられるIT1層に相当する可能性がある。しかし、測線距離2.2km付近よりも東側の領域においては内部反射が不明瞭となるため、この凹凸のある強い反射面より下位の層が、IT1層で音波散乱などによって内部反射が不明瞭となっているか、T2層以下であるかを判断することはできなかった。

【Y-07 測線】Y-06 測線の約1.5km南側に位置し、本調査域のほぼ中央付近の東北東-西南西断面であるY-07 測線（第10図）は、北側のY-06 測線までとは反射記録断面の様相が一変する。測線距離2.4km付近に傾斜変換点があるが、海底地形は全般に平坦で緩やかに西側に傾斜している。測線距離1.5km付近よりも東側では、凹凸を伴う強い反射面の上位に

測線東端までuT1層が分布している。これより西側ではuT1層はごく薄くなり、反射記録上では存在を確認することが困難である。測線のほぼ全域で水平に成層した多数の内部反射面が認められ、その層相からIT1層であると判断される。特に測線の西側ではIT1層内の内部反射面に、顕著な短波長の波打つような変形が随所にみられる。水平成層内部反射面が確認できるのは、概ね測線距離0.8km付近より西側の海底面下6~8m程度までにとどまり、それ以深では不明瞭となっている。

【Y-09 測線】Y-09 測線（第11図）はY-07 測線の約1.5km南側に位置する東北東-西南西断面である。本測線で得られた反射記録断面上ではuT1層の分布は不明瞭であるものの、後述する柱状採泥結果を参照すると、uT1層は海底面直下の表層部に薄く分布していることが推察される。本測線でもY-07 測線と同様に、水平に成層した多数の内部反射面が発達したIT1層が広く分布し、uT1/IT1境界面を挟んでIT1層の上面はラビンメント堆積物を伴うラビンメント面によって侵食され、内部反射面は侵食トランケーションパターンで上面に接していると判断される。測線中央より東側の領域では、海底面下4~6m付近に凹凸を伴った強い反射面が存在し、より下位の部分が急激に不明瞭となっており、この強反射面がIT1層と下位層との境界（T1層の基底面）に相当し、測線距離3.3km付近でIT1層の内部反射面がオンラップしているように見受けられる。しかし、同一海域で実施されたブーマーマルチ探査による成果（佐藤, 2014）によれば、本測線の近傍で得られた反射記録断面から判断されるT1層基底はさらに深部となるため、強反射面は層序境界ではなく音波散乱層の上面を表している可能性がある。測線距離1.4km付近及び2.6km付近には、1.0m程度の落差をもつ西落ちの構造がみられ、とくに測線距離1.4km付近から測線西端までの領域では、IT1層の内部反射面が西側に傾斜している構造が確認される。また、測線距離3.3~4.0kmの海底面下5m程度までの範囲では、前述の音波散乱層の上位に、IT1層の内部反射面がほぼ同じ層厚を保ったまま西側に低下している構造を確認できる。反射記録断面上でこの部分の変形は幅1000m以上に及ぶと見積もられ、測線距離1.4km及び2.6km付近の西落ちの構造と成因が異なる可能性がある。

【Y-13 測線】Y-13 測線（第12図）は本調査域の最も南側に位置する東西断面である。本測線は既存のブーマーマルチ探査の502 測線（佐藤, 2014）による深部構造との比較のため、同一測線上に東西方向に設置した。反射記録断面では、海底面付近と、海底面下1~2m程度にみられる凹凸を伴った2つの強い反射面が明瞭である。測線距離1.5km付近より西側にはIT1層を特徴づける水平な成層構造を表す内部反射面が確認できる。しかし、これより東側の領

域においては内部反射が不明瞭となり、海底下2～3 m以深の構造を把握することは困難である。

【Y-14 測線】Y-14 測線（第13～14図）は東西断面の反射面のクロスチェックのため、苫小牧東港東防波堤の南側から約14 kmの長さで設置した北北東—南南西方向の記録断面である。北東端から測線距離5.3 km付近の、Y-06 測線との交点とY-07 測線との交点との中間付近までは、uT1 基底面に相当する凹凸のある強い反射面が緩やかに南側に傾斜して、uT1 層は次第に厚さを減じながら海底面直下に分布している。下位層の内部には、uT1 基底面の直下に傾斜した層理面とみられる内部反射が局所的に確認できる部分以外は、不明瞭となって深部の構造を判断できない。これに対して測線距離5.6 km付近から10 km付近までの領域では、海底下6～8 m程度の深さまで水平な成層構造が顕著で、反射面には短波長の波打つような変形も各所にみられる。多数の内部反射面はいずれもほぼ水平に堆積しており、侵食トランケーションパターンで海底面に接していることが明瞭に確認される。測線距離10 km付近から測線南端までの領域では、水平な成層構造は不明瞭となり海底下2～3 m以深の構造を把握することは困難である。

以上のように本調査海域では、Y-09 測線の反射記録断面の、陸域の勇払背斜の海域延長部に相当する範囲において、完新世の堆積層（IT1 層）内部に複数の西落ちの構造が形成され、各層は層厚をほぼ保って変形していると解釈した。

4.2 柱状採泥調査の結果

本調査では、完新世の堆積物に対比しうる地層中に、断層変位の明瞭な記録は確認できなかった。一方で、Y-09 測線（第11図）における地層中にみられたように、伏在する海底活断層の活動に伴って形成されたと解釈できる構造を認めることができた。

この解釈を前提とし、本調査では、各地層の年代観を明らかにして、かつ伏在する海底活断層の活動履歴を検討することを目的として、以下のような基準で底質採取地点を選定した。

- ・断層の活動性評価のため、反射記録断面上で完新統と判断されるuT1 層若しくはIT1 層が、明瞭に確認できること。
- ・uT1 層若しくはIT1 層に、断層活動に起因すると解釈できる変形もしくは変位が認められ、かつ、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。

このような条件を考慮して前述した各測線での地質構造を比較検討し、Y-06 測線及びY-09 測線を選定した。Y-06 測線においては断層活動に伴う地層の変形は認められないものの、同測線の測線距離3.9 km付近のuT1 層が形成する起伏地形の鞍部ではuT1 層の層厚が比較的薄くなっている。このため柱状採泥

によってuT1 層の堆積時の環境やuT1 層基底面の直上の堆積年代を明らかにするとともに、uT1 層を貫いてIT1 層に対比され得る地層までの堆積物試料を採取できる可能性があり、この地点をYFT-1 とした。また、Y-09 測線においてはIT1 層のほぼ水平な成層構造が明瞭に確認できるうえに、IT1 層形成以降の勇払背斜前面における断層活動についての情報を得られる可能性が高いと判断される。したがって、IT1 層の内部反射面が、海底面下浅部で良好に確認される地点となる測線距離1.5 km付近を選定し、YFT-2 とした（第2図）。

4.2.1 コア試料観察及び年代測定

YFT-1 およびYFT-2 において採取したコア試料に対して、試料の層相、特徴などについて観察・記載を行い、これに基づいて採取地点ごとの柱状図を作成した（第15図）。それぞれのコア写真を第16～17図に示す。また、堆積物中から得られた貝化石及び植物化石を対象として放射性炭素年代測定を実施した（第3表）。

以下に各柱状試料について、その特徴を述べる。

【YFT-1】YFT-1 コアはY-06 測線上の水深24 m 付近にて採取し、コア長は1.57 m であった。堆積物は、粗粒な貝化石が混入した礫混じりの砂質堆積物を主体とし、コア深度1.37 m、0.95 m、0.40 m に境界をもつ4 区間に分けられる。コア深度1.57～1.37 m の区間は、礫混じりの粗砂～極粗砂を主体とする。コア深度1.37～0.95 m の区間は、ラミナが発達した細砂～中砂からなり、軽石で構成される極粗砂の砂層及び層厚1 cm 程度の泥層を挟む。泥層には侵食を受けた痕跡が認められることから、堆積物の二次的な移動・堆積を示唆する。コア深度0.95～0.40 m の区間は、二枚貝の貝殻片・貝化石を含む細砂～中砂からなり、生物擾乱がみられ一次的な堆積構造は不明瞭となる。堆積物中には泥層の塊が混在しており、マッドクラストまたは生痕化石と解釈される。コア深度0.40～0.00 m の区間は貝殻片が密集した層準を含み、貝化石を含む中砂～粗砂を主体とする。最上部（0.05～0.00 m）は軽石層からなる。

本コアのコア深度0.18 m のところから採取した二枚貝、0.74 m のところから採取した木材、及び1.50 m のところから採取した二枚貝を対象として測定した放射性炭素年代値は、それぞれ770±30 BP（0.42 cal kBP）、8040±30 BP（8.95 cal kBP）、及び8720±30 BP（9.40 cal kBP）となった（第3表。括弧内の年代は暦年較正した median probability の値を示す）。

【YFT-2】YFT-2 コアはY-09 測線上の水深43 m 付近にて採取し、コア長は3.90 m であった。堆積物はコア深度0.55 m の明瞭な侵食面を境界として、下部層と上部層に大きく区分される。下部層（コア深度

3.90~0.55 m) は貝化石を含む泥層を主体とし、層厚 2 cm 程度の塊状のシルト層および葉理構造が発達した極細砂~砂質シルト層の互層からなる。全体に生物擾乱が認められ、砂粒子が相対的に多い層準では擾乱の程度が相対的に大きい。砂粒子が優勢な層の一部には二次的な流動を示唆する堆積構造が認められる。上部層 (コア深度 0.55~0.00 m) は礫混じり砂層を主体とし、マッドクラストや貝化石を含む。上部層の基底付近 (コア深度 0.45 m) に長径約 7 cm の軽石の円礫が認められ、最上部 (コア深度 0.09~0.00 m) は無層理のシルト層からなる。

本コアのコア深度 0.25 m, 0.85 m, 及び 3.60 m のところから採取した二枚貝を対象として測定した放射性炭素年代値はそれぞれ 910 ± 30 BP (0.52 cal kBP), 10200 ± 30 BP (11.19 cal kBP), 及び 10320 ± 30 BP (11.30 cal kBP) となった (第 3 表。括弧内の年代は暦年校正した median probability の値を示す)。

以上 2 地点の堆積物コア試料から得られた年代値に基づいて、uT1 層および IT1 層の堆積速度を求めた (第 4 表)。堆積速度の計算には暦年校正済み年代値を使用した。暦年校正年代の中央確率値にもとづく堆積速度に加えて、 1σ 及び 2σ の年代確率幅をとった際に堆積速度が取り得る上限値・下限値についても求めた。なお、堆積速度の計算に際して、圧密補正は行っていない。

uT1 層の堆積速度を YFT-1 のコア深度 0.74 m (8.95 cal kBP) およびコア深度 1.50 m (9.40 cal kBP) の年代値から求めると、中央確率値に基づく堆積速度は 1.7 m/ky と見積もられる。また、IT1 層の堆積速度を YFT-2 におけるコア深度 0.85 m (11.19 cal kBP) およびコア深度 3.60 m (11.30 cal kBP) の年代値から求めると、その中央確率値に基づく堆積速度は 25.0 m/ky と見積もられる。

4.2.2 音波探査記録断面の音響層序と柱状図との対比

柱状採泥調査結果と、高分解能音波探査に基づく音響層序とを比較するために、YFT-1 及び YFT-2 コアの柱状図を Y-06 測線及び Y-09 測線の反射記録断面に重ねた (第 18~19 図)。

Y-06 測線においては、反射記録断面上で uT1 層は砂堆状の堆積地形を構成し、得られた放射性炭素年代は 9.40~0.42 cal kBP を示す。uT1/IT1 境界面 (茶色線で示す) は YFT-1 コアの基底付近に位置している (第 18 図)。したがって YFT-1 コアで得られた堆積物はすべて uT1 層に対比される。

Y-09 測線においては、海底面直下の強反射面付近に YFT-2 コアの上層 (コア深度 0.55~0.00 m) の基底が位置する (第 19 図)。したがって、反射記録断面上では不明瞭であるものの、uT1 層は上部層に対比され海底面直下の表層部に薄く分布しており、砂の薄層を狭在した貝化石が混ざる泥質堆積物から

構成される下部層は、IT1 層に対比されると判断される。YFT-2 コアの層相から推定される uT1/IT1 境界面を、第 19 図中に示す (茶色破線)。

4.2.3 堆積環境

YFT-1 コアの深度 1.57~1.37 m の礫混じり粗砂~極粗砂からなる堆積物は、ラビンメント面と解釈される凹凸のある強い反射面付近に位置しており、その年代は 8720 ± 30 BP (9.40 cal kBP) と後氷期の海水準上昇期の年代を示すことから、uT1 層の基底をなすラビンメント堆積物、または海進期ラグ堆積物と判断される。また、その上位の堆積物は現在の海底面と同様の陸棚上に形成された堆積物と解釈される。

YFT-2 コアの下層となる IT1 層に対比される部分には、反射記録断面では連続性の良い平行な内部反射面が発達している。IT1 層は貝化石が含まれるパラレルラミナが発達したシルト~砂質シルトの互層からなり、葉理構造が保存されている。このことは、生痕は存在するものの堆積構造を大きく乱すほどの活発な生物擾乱はなかったことを示している。さらに、下部層から得られた放射性炭素年代値は 10200 ± 30 BP (11.19 cal kBP), 及び 10320 ± 30 BP (11.30 cal kBP) と後氷期の海面上昇期を示している。以上より、下部層は海面上昇期における浅海成層もしくはエスチュアリ環境のもとで堆積したと解釈される。

上部層となる uT1 層に対比される部分は、明瞭な侵食面を介して下部層に累重し、円礫や侵食に伴われるマッドクラストが混じる砂質堆積物からなる。さらに、上部層から得られた放射性炭素年代値は 910 ± 30 BP (0.52 cal kBP) となり、堆積年代に下位の層準と大きな間隙があることから、上部層の基底は海進時侵食面を覆う海進ラグ堆積物に相当し、その上位の堆積物は現在と同様の陸棚に形成された堆積物と解釈される。

5. 高分解能音波探査記録断面に基づく地質構造の検討

佐藤 (2014) は本調査海域を含む勇払沖海域で実施されたブーマーマルチ探査から、海域に延びる二条の背斜構造 (勇払背斜及び鶴川沖背斜) の存在を示した。このうち本調査海域には苫小牧東港付近からほぼ南北方向に勇払背斜が延びていて、変形は示唆されるものの、北側の Y-01~03 測線及び南側の Y-12~13 測線を除いた範囲では T2 層上面がチャンネル浸食を受けていること、及び多重反射のために T3 層上面が観察できないことから、背斜軸の詳細な位置の特定が困難になっている。本調査で得られた Y-09 測線反射記録断面上にみられる複数の西落ち構造と背斜との関係を議論するため、ブーマーマルチ探査測線のうち Y-09 測線と交差して構造の比較が可

能な 105 測線（第 2 図に示す）を対象に、反射記録断面の再検討をおこなった。

第 20 図に、佐藤（2014）による 105 測線の解釈断面を簡略化し一部加筆したものを示す。Y-09 測線の測線距離 3.3~4.0 km 付近にみられる反射面が西に低下する構造は、本図において測線 6b との交点やや西側の CMP No. 4900~5000 付近に相当する。本解釈断面では、この付近の T1/T2 境界は侵食面（緑色線）で表され、T1 層の内部反射面（青色線）には図中に示したように複数の西落ち構造がみられる。その下位の T2 層内には緩やかに西に傾斜した複数の連続性の良い反射面（紫色線）や、さらにその下位の CMP No. 5500~6400 の間で深度 60~70 m あたりに上に凸となる反射面が部分的に確認される（緑色破線）。

このうち T2 層内にみられる連続性の良い反射面（紫色線）には、CMP No. 5500 付近を境にして、西側への傾斜の変化が存在するものの、顕著な層厚の変化や変位の累積は認められない。また、CMP No. 4900~5000 付近の T1 層内にみられる西落ちの構造の下位の T2 層内の反射面にも、対応する変形は確認できない。これらから、既存のブーマーマルチ探査記録の下位層の形状や変位を根拠にして、直接、撓曲変形的位置や有無を議論することは困難と考えられる。

さらにより詳しく 105 測線と Y-09 測線の反射記録断面を検討するために、105 測線記録断面に、深度・水平距離を等しくした Y-09 記録断面の解釈図を重ねた（第 21 図）。両測線の走向は一致していないものの、いずれも想定される勇払背斜の延長と交差する方向に設置していることから、反射面の深度や形状の比較は可能である。両断面を比較すると、Y-09 測線にみられる反射面は、そのほとんどが佐藤（2014）の T1/T2 境界面（侵食面）より上位に位置し、各反射面の形状や深度も概ね良く一致しているように見える。そして Y-09 測線上で音波散乱層の上面を表している可能性を指摘した部分は、105 測線反射記録断面の CMP No. 4900 付近にみられる西落ちの構造より東側の部分に相当する。したがって、今回の高分解能音波探査記録では音波散乱層のため内部構造が見えていない範囲においても、ブーマーマルチ探査記録断面では水平に近い複数の内部反射面と西落ちの構造が捉えられていると解釈した。

次に、Y-09 測線反射記録断面にみられる複数の西落ち構造の成因について考察するために、同反射記録断面のより詳細な検討をおこなった。前述のとおり測線距離 1.4 km 地点及び 2.6 km 地点付近で IT1 層内の反射面の傾きが変化して西落ちの構造を示している、成層構造には幅 300~400 m 程度の規模の波打つような変形がみられる。これに対して測線距離 3.3~4.0 km 付近にみられる反射面の西に傾いた変形は、落差 1.0~1.3 m、幅 1000 m 以上に及ぶと見積もられ

る、しかしながら、変形が確認できる範囲の反射面を水平方向に検討すると層厚はほぼ一定のまま変形を被っていることがわかる（第 22 図中の紫色及び緑色の縦矢印）。さらに、等深線にほぼ直交する北北東-南南西方向に設置した検測線 Y-14 の反射記録断面にみられる IT1 層の内部反射面は、海底面の傾斜に依らずほとんど水平に堆積している（第 14 図）。Y-14 測線は想定される陸域背斜の延長に沿うような方向の断面を表しているため、堆積後の背斜活動の影響を受けておらず、堆積時の形状がそのまま維持されているものと考えられる。これらから、Y-09 測線においては、IT1 層堆積時にほぼ水平に近い成層構造が形成された後に、何らかの影響で内部反射面の傾斜の変化と、幅 300~400 m 程度の波打つような変形が生じたことが示唆される。この波打つような変形が生じた原因としては、たとえば背斜活動に伴う側方流動が挙げられるが、本調査域を含む石狩低地帯は直下型地震発生の際に強震動を被りやすい地域であることから（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2018 など）、断層帯延長上の沿岸海域においてもスランピングが過去に発生した可能性は十分考えられる。

以上を総合すると、本調査範囲での背斜軸の詳細な位置を特定することや、変形の累積性を下位から連続的に確認することはできなかったため、高分解能音波探査記録断面にみられる反射面の変形が、背斜活動に起因する撓曲変形であることを記録から直接証明することは困難である。しかし、以下に述べるような状況から、この変形が活背斜の最新の成長に伴うものであることが間接的ではあるが説明できると考える。

・本調査範囲の IT1 層の堆積形態は、検測線 Y-14 反射記録断面に示されているように静穏な堆積環境を示し、少なくとも Y-09 測線の緑色線で表す反射面が形成されるまでは、極めて水平に近い多数の堆積層が形成されたと解釈した。

・第 22 図中に緑色線で示す反射面形成時もしくはその後、位置を正確に特定することは出来ないものの測線東側域を主とした背斜活動によって IT1 層の側方流動が生じ、層内には幅 300~400 m 程度の波打つような変形が形成されるとともに、より背斜軸に近い側が持ち上がり、Y-09 測線の 3.3~4.0 km 付近にみられるような撓みが IT1 層に形成されたと解釈することで、それぞれの変形の幅や形状の違いを説明できる。

・本記録断面で認識された一連の IT1 層はほぼ水平に、ほとんど層厚の変化なく形成されていることから、既に高低差が存在し地形に沿ったドレープ状の堆積によって構造が形成されたと考えるよりも、形成後に背斜の成長に伴って一様に変形を受けている可能性が高いと考えられる。この解釈が正しければ、年代決定された 1.1 万年前以降における断層活

動の存在を指摘することができる。

6. 断層帯の活動域および活動性

以上述べた、海域調査結果及び既存資料の総合的な解釈が正しいという前提に基づくと、本断層帯の過去の活動に関しては以下のように推定される。

1) 活動域

石狩低地東縁断層帯は南北走向を持つ東側隆起の逆断層を主体とし、日高衝突帯の前縁に発達した褶曲・衝上断層帯を構成している。断層帯南部には活褶曲が発達し、変形フロント付近では伏在衝上断層が活断層となり地表を変形させている（伊藤，2000；池田ほか編，2002；横倉ほか，2014）。その南方延長は苫小牧沖～日高沖の海域に連続している（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010）ことから、本調査海域に延びる二条の背斜構造（勇払背斜及び鶴川沖背斜）は、伏在衝上断層に伴って形成された断層関連褶曲と解釈される（第1図）。

今回、勇払沖海域で実施した高分解能音波探査では、陸域から沿岸海域にかけて連続的に発達する勇払背斜の海域部において、活構造に伴う地形・地層の変形を断片的に捉えることができた。しかしながら、佐藤（2014）に示された勇払背斜海域部の背斜軸の詳細な位置の特定や、雁行性についての新たな知見は得られなかった。

2) 活動時期

高分解能音波探査で得られた Y-09 測線記録断面においては、測線距離 3.3～4.0 km 付近の IT1 層の内部反射面に西側に傾斜している構造が認められた。この変形構造は、IT1 層の内部反射面のうち青色実線及び赤色実線で示した層準において明瞭に確認できる（第 23 図）。変形が認められる範囲においては、青色実線よりも上位の地層は保存されていないため、より上位の地層（鎖線で示す）が変形を被っているかは不明である。一方、同じ範囲において赤色実線よりも下位の地層は、散乱層のため不明瞭となり内部反射面を連続して追跡することができない。前述のとおり IT1 層は海面上昇期における浅海成層もしくはエスチュアリ環境のもとで堆積した堆積物と解釈され、多数の水平に近い内部反射面が確認されることから、浮流物質がほぼ水平に堆積することにより IT1 層が形成されたことが推定される。

この変形構造が勇払背斜を成長させる断層活動に伴って生じた可能性が高いとした解釈を前提とし、Y-09 測線上で行われた柱状採泥で取得された、YFT-2 コア試料から得られた放射性炭素年代に基づき、変形を被っている IT1 層の形成年代を検討した。IT1 層内で放射性炭素年代を得たコア深度 0.85 m (11.19 cal kBP) の層準は、Y-09 測線の内部反射面の

うち橙色実線で示した層準に対応する。また、橙色実線で示した層準の 1.1 m 上位に赤色実線で示した層準が位置し、さらに 1.1 m 上位に青色実線で示した層準が位置することがわかる（第 23 図）。IT1 層において見積もられた堆積速度 (25.0 m/ky) が IT1 層の堆積中也一定であるとする、赤色実線及び青色実線で示した層準は橙色実線で示した層準の、それぞれ 0.04 ky および 0.09 ky 後に形成されたと考えられる。従って、変形を被っていることが確認できる最も上位の地層（青色実線）の形成年代は 11.10 cal kBP となり、少なくともこれよりも後に変形を生じさせる 1 回の活動があったことが推定される。

3) 活動間隔および 1 回の変位量、平均変位速度

本調査からは、本断層帯南部の活動間隔及び 1 回の変位量に関する直接的な資料は得られていない。11.10 cal kBP 以降に勇払背斜が成長するような断層活動の存在が示唆された、Y-09 測線における IT1 層の内部反射面のうち、変形を被っていて、かつ、沈降側から隆起側まで連続的に追跡できる層準（赤色実線）を対象にして、堆積勾配を考慮し変位量を検討した。反射記録断面における IT1 層の見かけの堆積勾配を 0.7×10^{-3} とすると、赤色実線で示した層準の上下変位量は約 1.3 m と見積もられる（第 23 図）。佐藤ほか(2013)によれば、勇払沖で実施したブーマーマルチ探査結果から、T3 層 (MIS6 の海面低下期～低海面期の堆積物) の上面が上下方向に 30 m の変位を受けており、この面の形成年代を MIS6/5 境界 (130 ka, Lisiecki and Raymo, 2005) とすれば、その平均上下変位速度は 0.23 m/ky となる。この値は横倉ほか(2014)による勇払背斜の平均上下変位速度である、0.20～0.25 m/ky 程度とよく一致する。今回求められた IT1 層の上下変位量 1.3 m が 1 回の断層活動によって生じたものとすれば、この平均上下変位速度に基づいた平均活動間隔は約 5.7 ky と算出される。

また、横倉ほか(2014)など既存の探査記録によれば、勇払沖海域における低角伏在衝上断層の傾斜角は 10～20° 程度となる。そのため、断層傾斜から幾何学的に求められた上下変位量は断層変位量の 0.17～0.34 倍になることが想定される。これらの値から、勇払背斜を成長させる断層の 1 回の変位量は 3.8～7.5 m である可能性がある。

7. 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) 石狩低地東縁断層帯南部の延長である勇払沖海域において、高分解能音波探査（測線総延長約 78 km）、柱状採泥調査（2 地点 3 試料）を実施した。活構造の海域での詳細な位置や連続性に関する新たな情報は得られなかったものの、完新世堆積物 (IT1

層)に認められる傾斜を活構造に伴う地形・地層の変形と解釈した。

2) 勇払背斜前面海域部においては、水平な成層構造が発達するIT1層内に、反射面が西側に撓み下がるような変形や、幅300~400m程度の規模の短波長の波打つような変形構造が確認される。撓曲とみられる変形が確認された領域は、海域において勇払背斜の背斜軸の詳細な位置が特定できない範囲に相当することから、これらの変形が勇払背斜を成長させる断層活動によって生じたことを直接証明することはできなかった。しかしながら、既存のブーマーマルチ探査記録を再解析して高分解能音波探査記録断面と対比したり、反射記録断面にみられる成層構造の変形の幅や傾斜、層厚の変化を検討することにより、成層構造堆積後に形成後に背斜の成長に伴って一様に変形を受けている可能性が考えられる。

3) 本調査からは、本断層帯南部の活動間隔や1回の変位量に関する直接的な資料は得られなかったものの、高分解能音波探査と柱状採泥調査の結果から、勇払沖背斜前面において少なくとも11.10 cal kBP以降に1回の地震イベントがあったと推定した。反射記録断面上で堆積勾配を考慮した上下変位量は約1.3mとなり、これが1回の活動で生じたものと仮定すれば、既存の深部調査結果から推定される平均上下変位速度:0.23 m/kyに基づいた平均活動間隔は約5.7 kyと算出される。

4) 既存の探査記録などを参考にして、勇払沖海域における伏在衝上断層の傾斜角を10~20°と仮定すれば、上下変位量と断層変位量の関係から幾何学的に求められる勇払背斜を成長させる断層の1回の変位量は3.8~7.5m程度である可能性がある。

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、同胆振総合振興局地域創生部地域政策課、同日高振興局地域創生部地域政策課、苫小牧市、厚真町、むかわ町、日高町の各地元自治体、および北海道漁業協同組合連合会環境部、同室蘭支店、日高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。苫小牧漁業協同組合、鶴川漁業協同組合、およびひだか漁業協同組合門別支所には調査海域に関する各種情報と共に海域調査の便宜を図って頂いた。また岩間工業株式会社には調査船舶をご提供頂いた。査読者である産業技術総合研究所地質調査総合センター活断層・火山研究部門の岡村行信氏および匿名の査読者には、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。なお本調査は平成29年度文部科学省プロジェクト「内陸及び沿岸海域の活断層調査」により実施された。

文 献

- 吾妻 穰 (1962) 石狩低地帯の地下構造. 石油技術協会誌, 27, 345-382.
- 平川一臣・石山達也・池田安隆・東郷正美・宮内崇裕・八木浩司 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図「千歳」. 国土地理院技術資料 D・1-No.539.
- 北海道 (1999) 「平成10年度地震関係基礎調査交付金 石狩低地東縁断層帯に関する調査成果報告書」. 223p.
- 北海道 (2000) 「平成11年度地震関係基礎調査交付金 石狩低地東縁断層帯及び当別断層に関する調査成果報告書—石狩低地東縁断層帯」. 147p.
- 北海道 (2001) 「石狩低地東縁断層帯 活断層図とその解説」. 北海道活断層図 No.3, 157p.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文 (1996a) 1:25,000 都市圏活断層図「江別」. 国土地理院技術資料 D・1-No.333.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文 (1996b) 1:25,000 都市圏活断層図「恵庭」. 国土地理院技術資料 D・1-No.333.
- 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.
- 石山達也・東郷正美・平川一臣・澤 祥・今泉俊文・八木浩司 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図「長沼」. 国土地理院技術資料 D・1-No.539.
- 伊藤谷生 (2000) 日高衝突帯—前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造. 石油技術協会誌, 65, 103-109.
- 伊藤谷生・森谷武男・井川秀雄・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕・木村 学・奥池司郎・清水信之・井川 猛 (1999) 日高衝突帯におけるデラミネーション—ウェッジ構造. 地球, 21, 130-136.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) 石狩低地東縁断層帯の評価. 26p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010) 石狩低地東縁断層帯の長期評価の一部改訂について. 34p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2018) 平成30年北海道胆振東部地震の評価. 12p.
- 海上保安庁水路部 (1982) 沿岸の海の基本図 (5 万分の1) 「苫小牧東部」. 海図第 6374 号.
- 片山 肇・内田康人・輿水健一・西田尚央・池原 研・中島 礼 (2014) 北海道勇払沖陸棚上の堆積物と堆積作用. 海陸シームレス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4 (DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 小松原 琢・小松原純子 (2011) 勇払平野周辺の活構造に関する研究の現状と問題. 平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術

- 総合研究所地質調査総合センター速報, no.56, 63-70.
- Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- 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.
- Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Hogg, A. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- 産業技術総合研究所 (2007) 石狩低地東縁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.H18-8, 35p. https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/tsuika_hokan/h18_ishikariteichi.pdf
- 佐藤智之 (2014) 勇払平野沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書. 海陸シームレス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4 (DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐藤智之・小松原 琢 (2014) 石狩低地帯南部と勇払平野沖の活構造と沖積層基底の埋没地形面. 海陸シームレス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4 (DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐藤智之・内田康人・輿水健一・片山 肇・池原 研 (2013) 石狩低地東縁断層帯の海域への延長. 活断層研究, no.39, 17-28.
- 澤 祥・石山達也・池田安隆・今泉俊文・宮内崇裕 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図「岩見沢」. 国土地理院技術資料 D・1-No.539.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended C-14 Database and Revised CALIB 3.0 C-14 Age Calibration Program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦 寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐 垣・日野亮太・野原 壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎 (2001) 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史. *海洋調査技術*, 13 (1), 27-53.
- 辻野 匠・井上卓彦 (2012) 日高舟状海盆海底地質図. 海洋地質図 no.77 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佃 栄吉・下川浩一・杉山雄一・横倉隆伸・阿蘇弘生 (1993) 北海道馬追丘陵下のブラインドストラストの評価. 日本地質学会第 100 年学術大会講演要旨集, 505.
- 内田康人・輿水健一 (2013) 北海道南西部, 石狩低地東縁断層帯海域延長部における高分解能音波探査. 平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 9-16.
- 横倉隆伸・岡田真介・山口和雄 (2014) 反射法地震探査結果から見た石狩低地東縁断層帯南部周辺の地価地質構造. 海陸シームレス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4 (DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

(受付: 2018 年 7 月 31 日, 受理: 2018 年 10 月 1 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 survey.

調査手法	高分解能音波探査
音源	高周波音源 (パラメトリック方式) (SES2000compact : Innomar社製)
ビーム幅	±1.8°
発振周波数	一次周波数: 約100kHz (85~115kHz) 二次周波数: 5, 6, 8, 10, 12, 15 kHz
パルス幅	0.066 ~ 0.500 × 10 ⁻³ s
発振レート	最大 30回 /s
探査可能海域	水深 5~200 m
探査可能深度	最大 40 m (海底面下)
垂直分解能	0.05 m程度
動揺センサー	DMS-05 (Teledyne TSS 社製)
測位	DGPS (VS100 : Hemisphere GNSS 社製)

第2表. 柱状採泥実施地点, 水深, 採泥長等.

Table 2. Location of vibrocoring sites, depth, and core length.

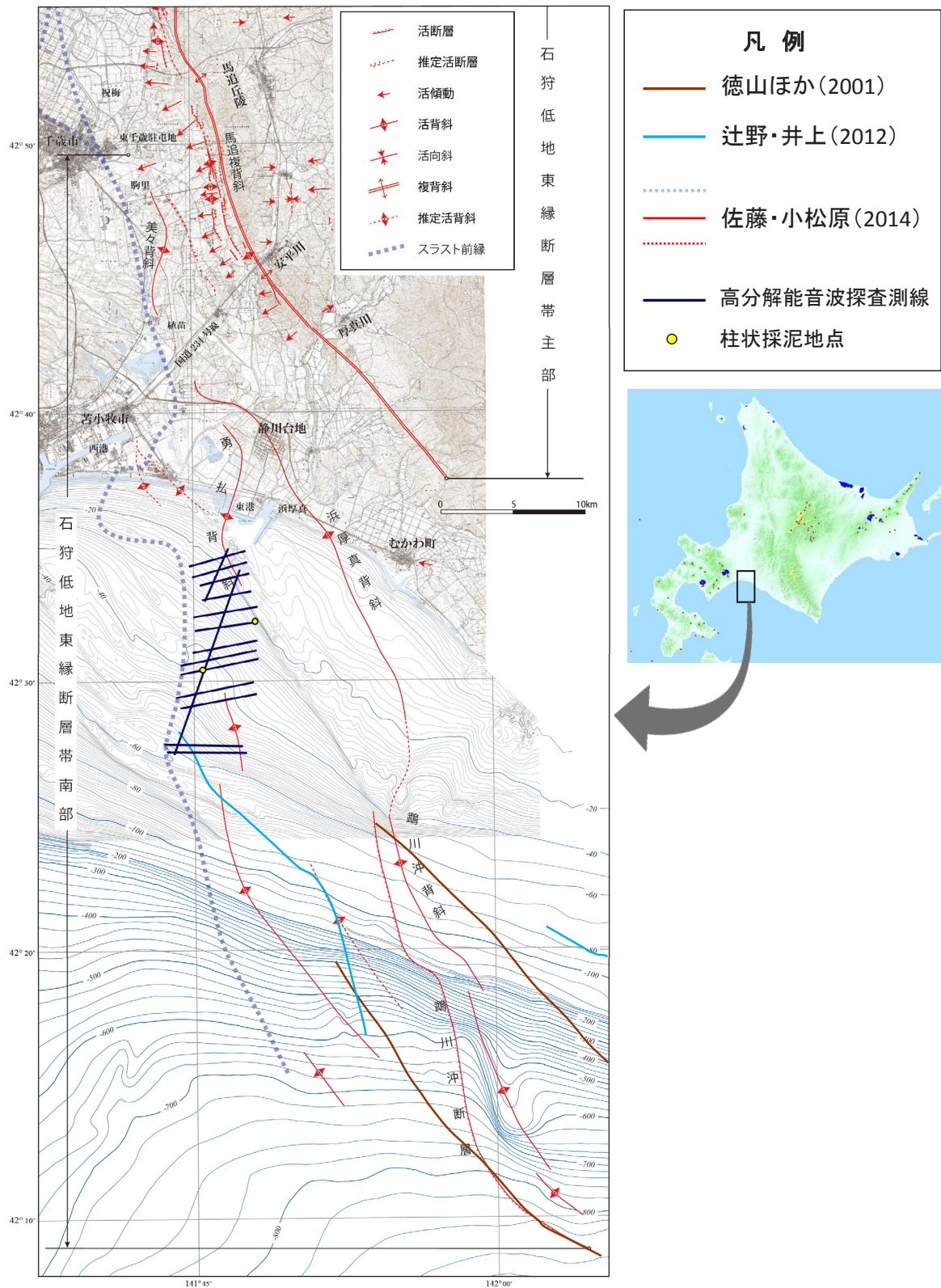
コア名	掘削位置(緯度経度)		掘削位置(平面直角座標:12系)		孔口水深 (m)	コア長 (cm)
	緯度	経度	X(m)	Y(m)		
YFT-1	42° 32' 10.55" N	141° 48' 06.98" E	-162504.50	-36805.20	24	166
YFT-1-2						157
YFT-2	42° 30' 24.70" N	141° 45' 34.07" E	-165651.19	-40313.11	43	390

第3表. 放射性炭素年代測定結果.
Table 3. Results of radiocarbon dating of core samples collected off Yufutsu.

Sample Code	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (yr BP)	$\delta^{13}C$ (‰)	Calibrated Age (2 σ cal BP)	Median probability (cal BP)
YFT-1-2_18	YFT-1	0.18	Shell	770 \pm 30	+1.9	320 – 480	420
YFT-1-2_74	YFT-1	0.74	Wood	8040 \pm 30	-27.7	8780 – 9020	8950
YFT-1-2_150	YFT-1	1.50	Shell	8720 \pm 30	0.0	9300 – 9470	9400
YFT-2_25	YFT-2	0.25	Shell	910 \pm 30	+2.2	470 – 570	520
YFT-2_85	YFT-2	0.85	Shell	10200 \pm 30	-0.3	11110 – 11270	11190
YFT-2_360	YFT-2	3.60	Shell	10320 \pm 30	0.0	11190 – 11540	11300

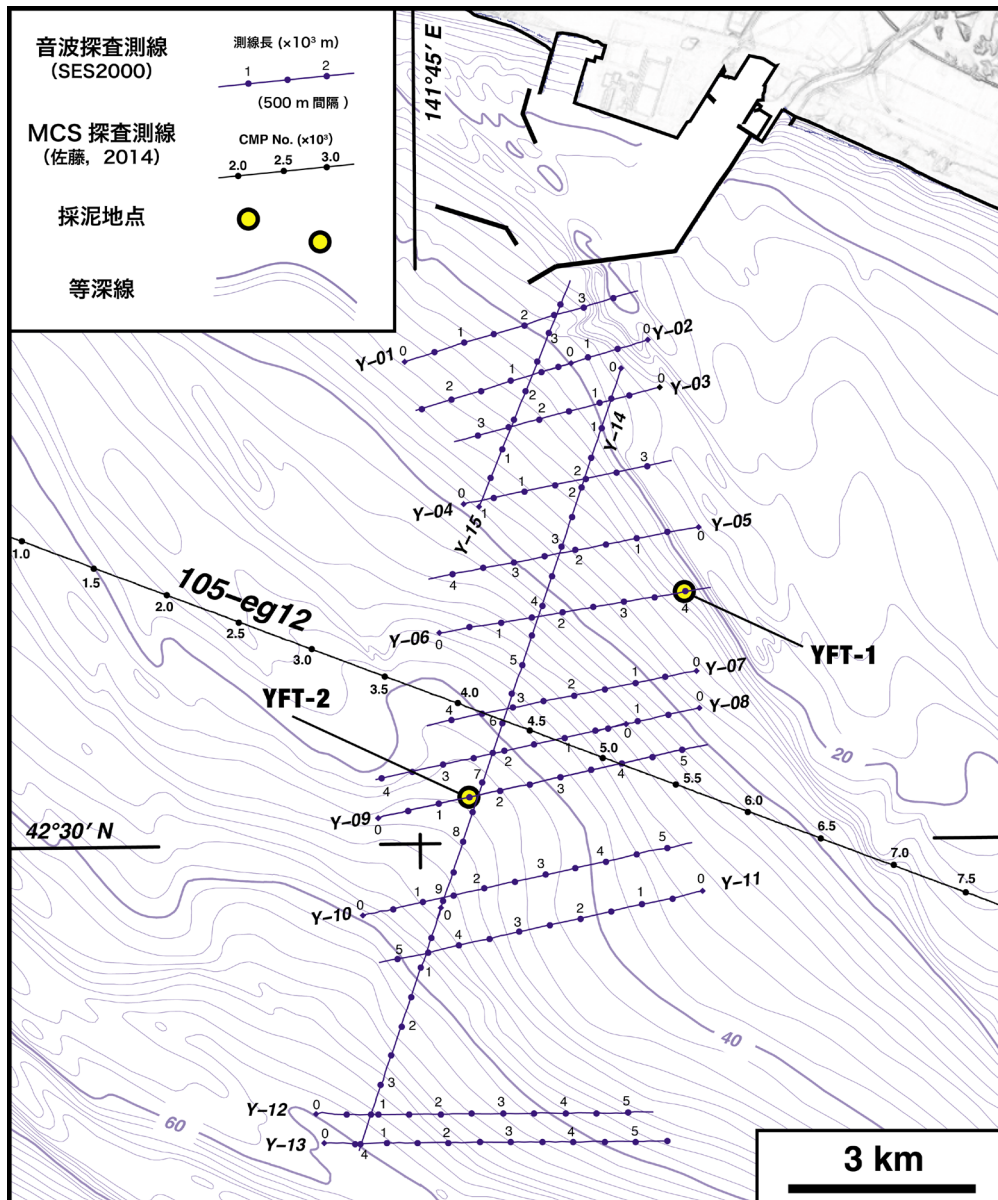
第4表. 各コアにおける堆積速度.
Table 4. Core sedimentation rates.

掘削地点	コア深度 (m)	放射性炭素年代 (cal BP)	確率中央値から求めた平均堆積速度 (m/ky)
		確率中央値 [1 σ 幅及び2 σ 幅]	[1 σ 及び2 σ 幅における最大値, 最小値]
YFT-1	0.75	8950 [1 σ : 8902-9014][2 σ : 8780-9020]	1.7 [1 σ : 2.1-1.4] [2 σ : 2.7-1.1]
	1.50	9400 [1 σ : 9369-9450][2 σ : 9300-9470]	
YFT-2	0.85	11190 [1 σ : 11155-11228][2 σ : 11110-11270]	25.0 [1 σ : 1300-14] [2 σ : -8.0]
	3.60	11300 [1 σ : 11230-11354][2 σ : 11190-11540]	



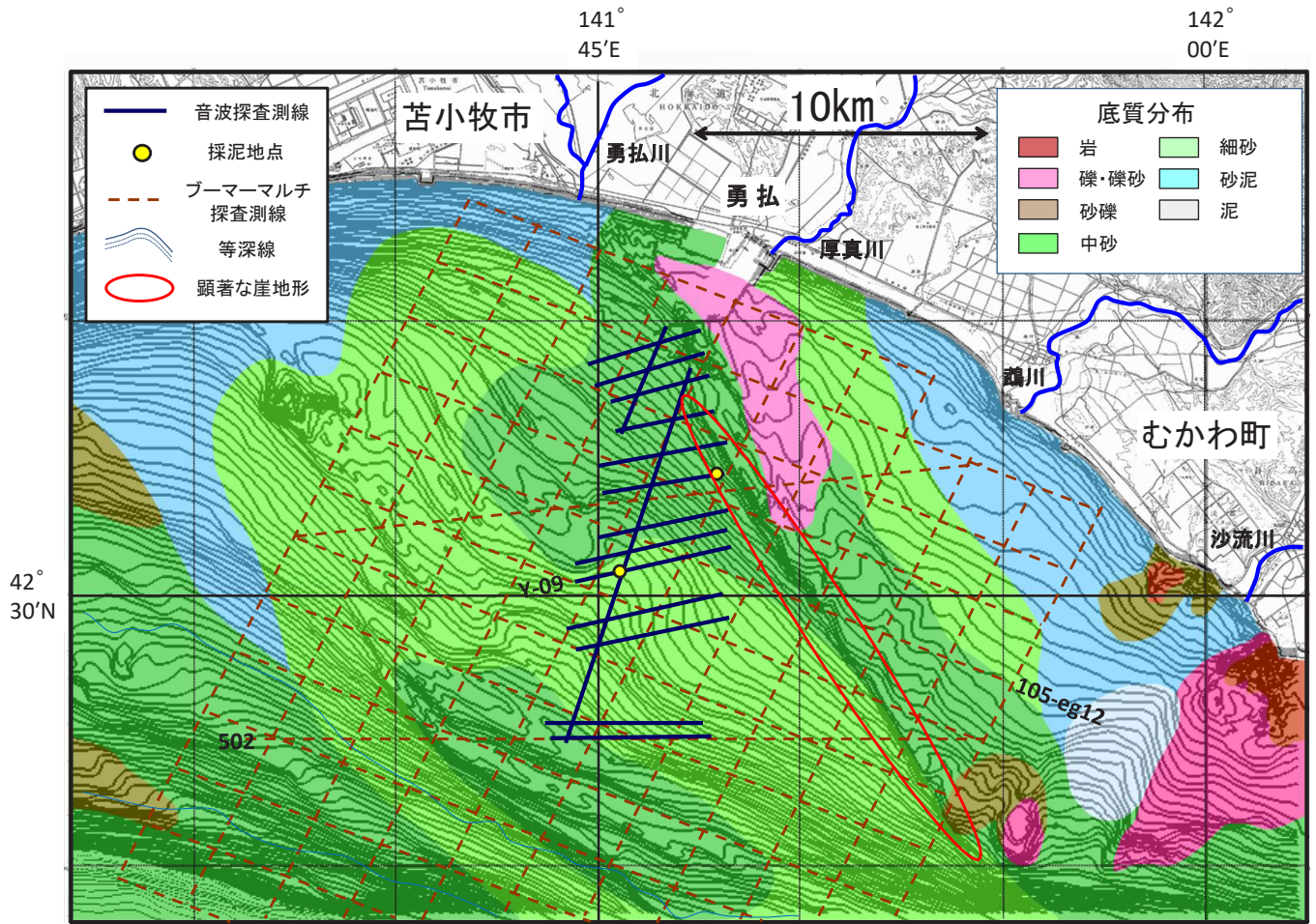
第1図. 既存資料による石狩低地東縁断層帯南部周辺の活構造の分布状況(佐藤・小松原(2014)に加筆). 海底地形図は日本水路協会発行海底地形デジタルデータ「M7006 津軽海峡東部」に基づく.

Fig. 1. Location map of active structures around the southern part of the eastern marginal fault zone of the Ishikari lowland after results reported by Sato and Komatsubara (2014). Bathymetric maps are based on the Digital Bathymetric Chart “M7006 East Part of Tsugaru kaikyo” published by the Japan Hydrographic Association (JHA).



第2図. 高周波音源を用いた高分解能音波探査測線(青実線)及び柱状採泥(黄色丸)の詳細位置及び番号を示す。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「M7006 津軽海峡東部」に基づく。

Fig. 2. Detailed location map of high-resolution seismic survey lines (solid blue lines) and vibrocoring sites (solid yellow circles). Bathymetric maps are based on the Digital Bathymetric Chart “M7006 East Part of Tsugaru kaikyo” published by the Japan Hydrographic Association.

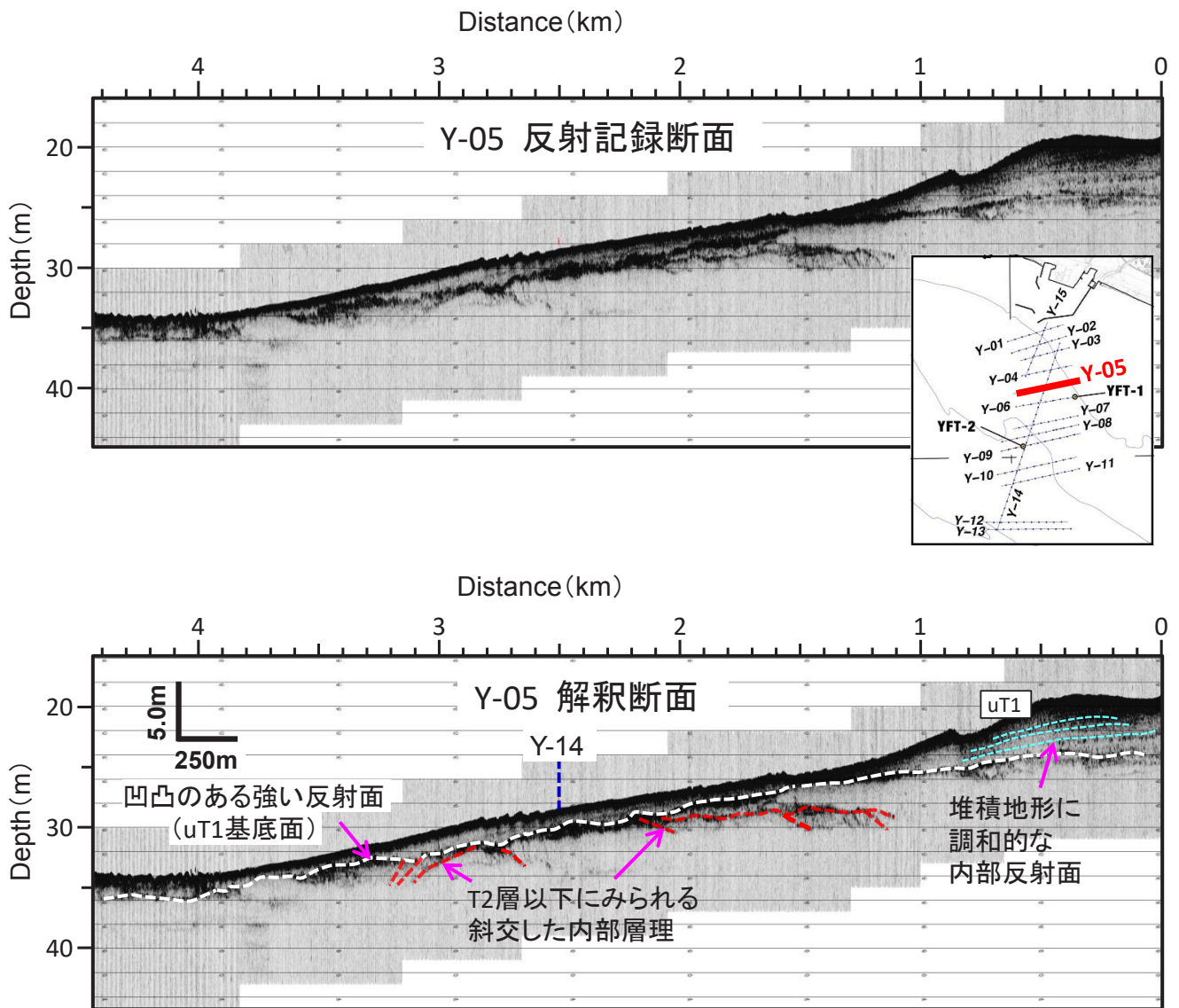


第3図. 調査海域の海底地形および底質分布図. 底質分布情報は海上保安庁水路部(1982)による. 黄色丸で示したのは柱状採泥を実施した位置. 点線はブーマーマルチ探査測線(佐藤, 2014)を示す.

Fig. 3. Submarine topography of the survey area. Bathymetric contours are based on the Digital Bathymetric Chart "M7006 East Part of Tsugaru kaikyo" published by the JHA. Solid yellow circles show the location of the vibrocoring sites. Dashed brown lines show the seismic survey lines (Sato, 2014).

年代	地質時代			日高沖	苫小牧東部	勇払沖	
				辻野・井上(2012)	海上保安庁水路部(1982)	佐藤(2014)	本調査
0.01 (Ma)	新生代	第四紀	完新世	H0010層	I T層	T1層	uT1層
							IT1層
			後期		II T-a層	T2層	T2層 以下
			中期		III T層	T3層	
		第三紀	鮮新世	H2030層	IV T層		
							中新世

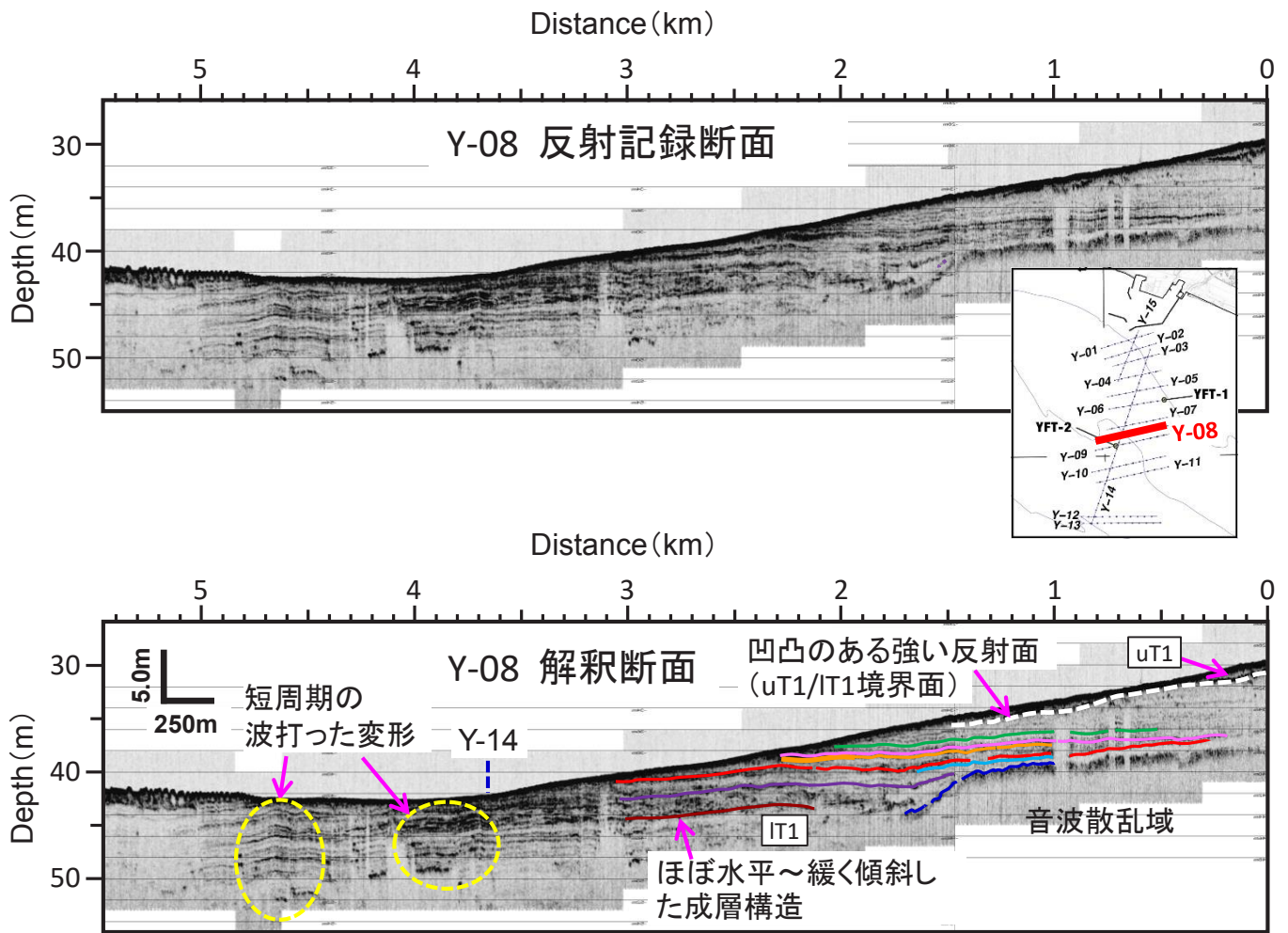
第4図. 本調査における音響層序と周辺海域の層序との対比.
Fig. 4. Stratigraphic correlation in and around the survey area.



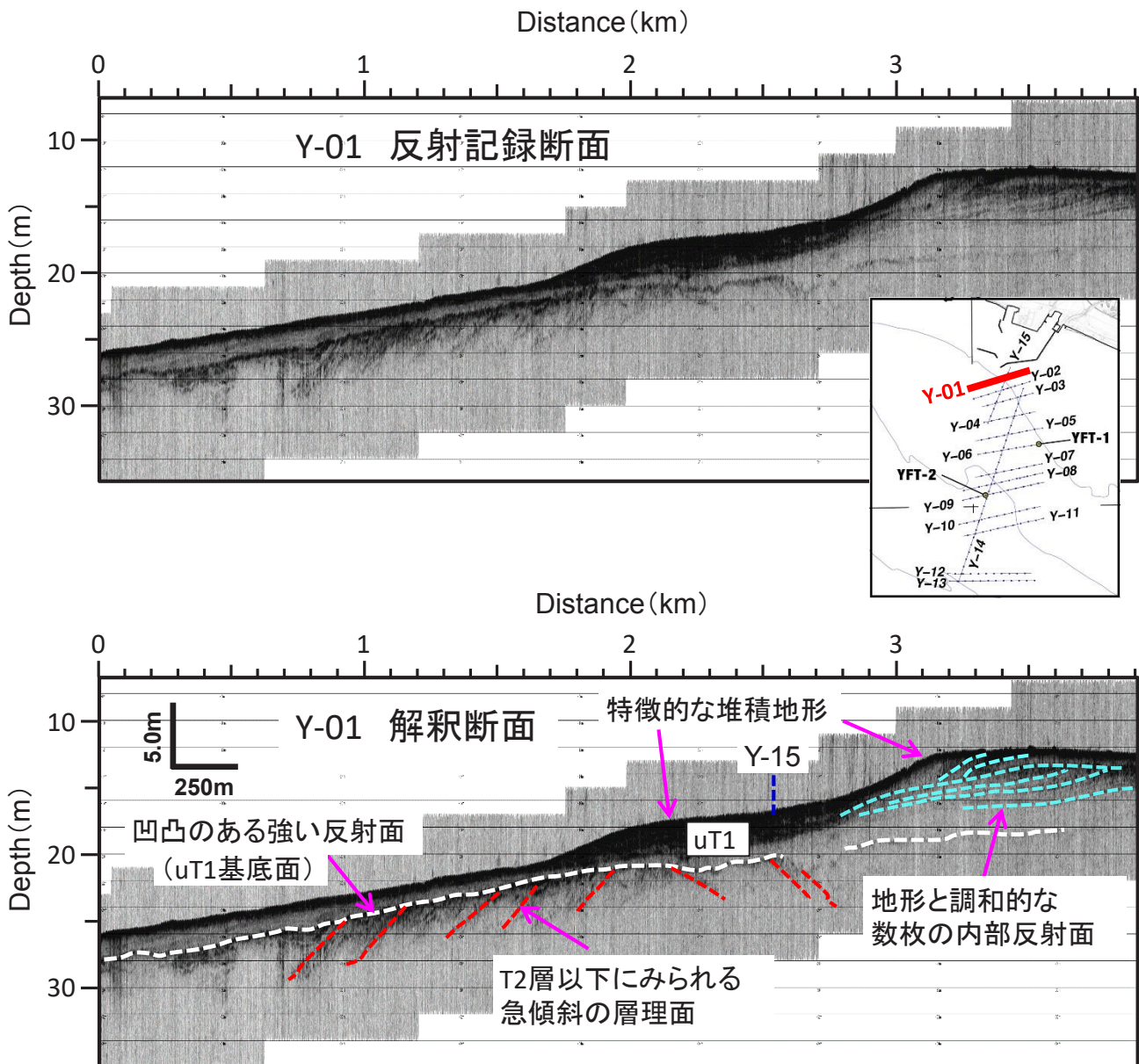
第5図. 勇払沖 Y-05 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.

Fig. 5. Top: Seismic section of Y-05 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.

Bottom: Interpreted seismic section.

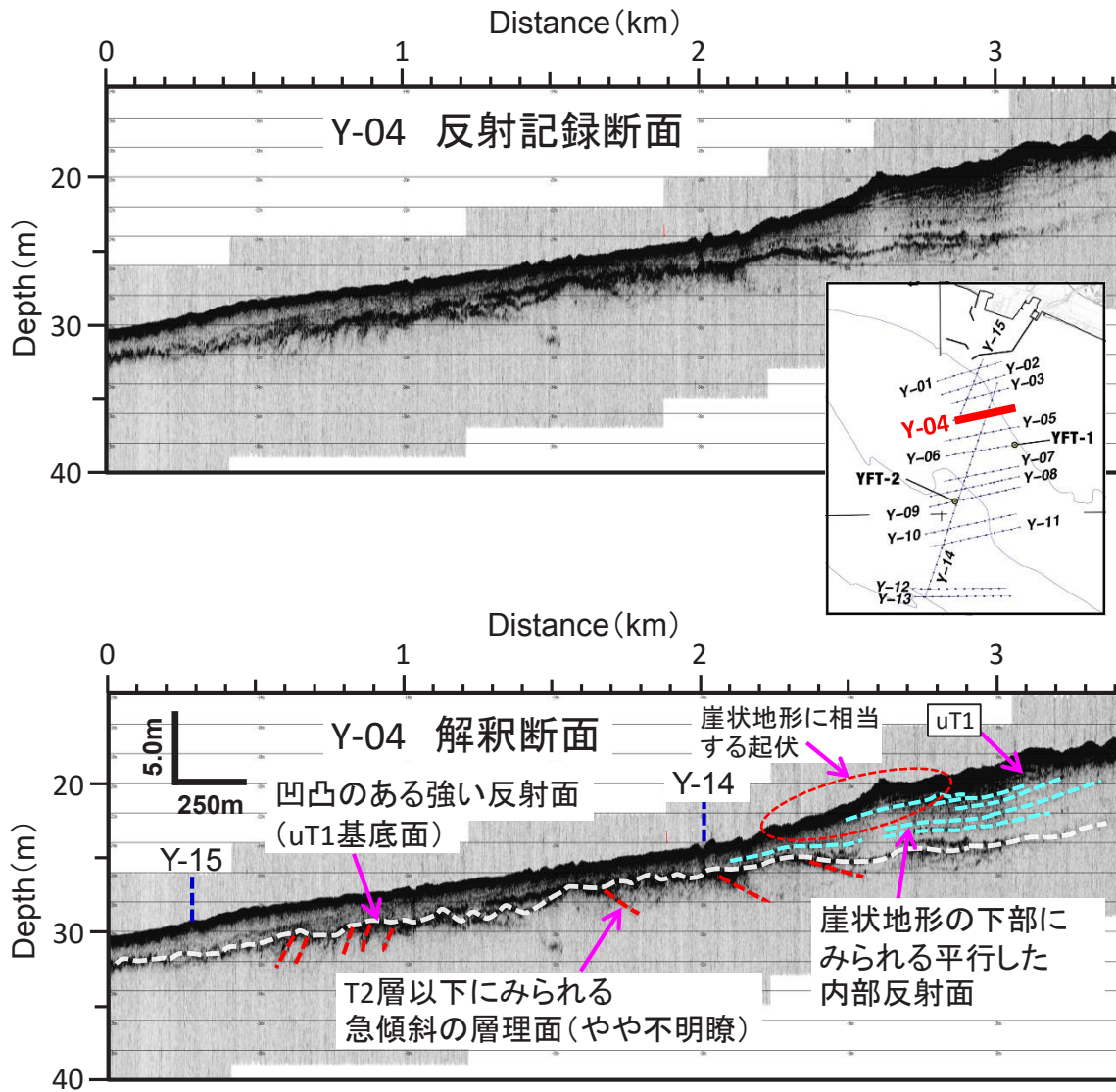


第6図. 勇払沖 Y-08 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.
 Fig. 6. Top: Seismic section of Y-08 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.
 Bottom: Interpreted seismic section.

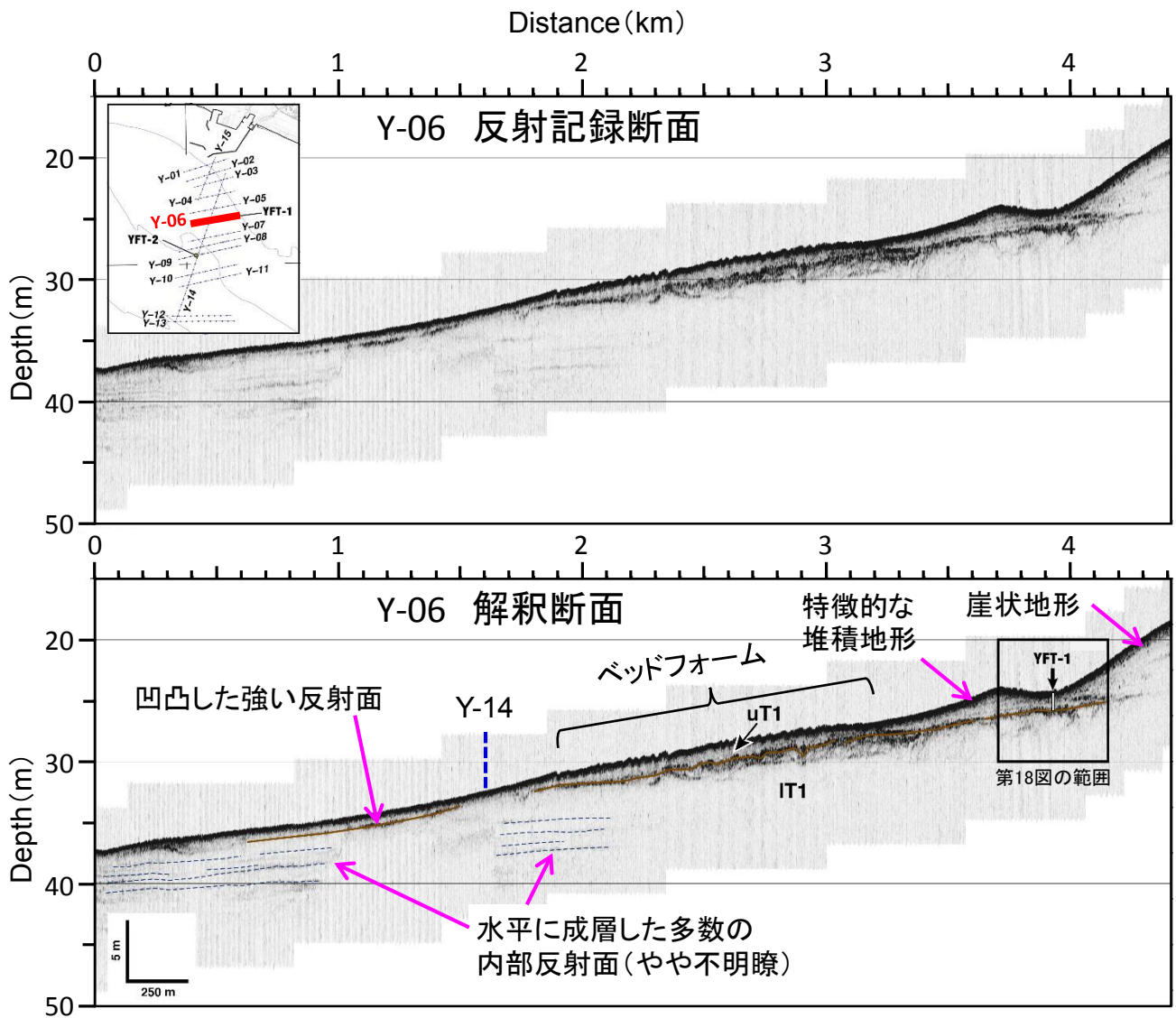


第7図. 勇払沖 Y-01 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.

Fig. 7. Top: Seismic section of Y-01 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.
Bottom: Interpreted seismic section.

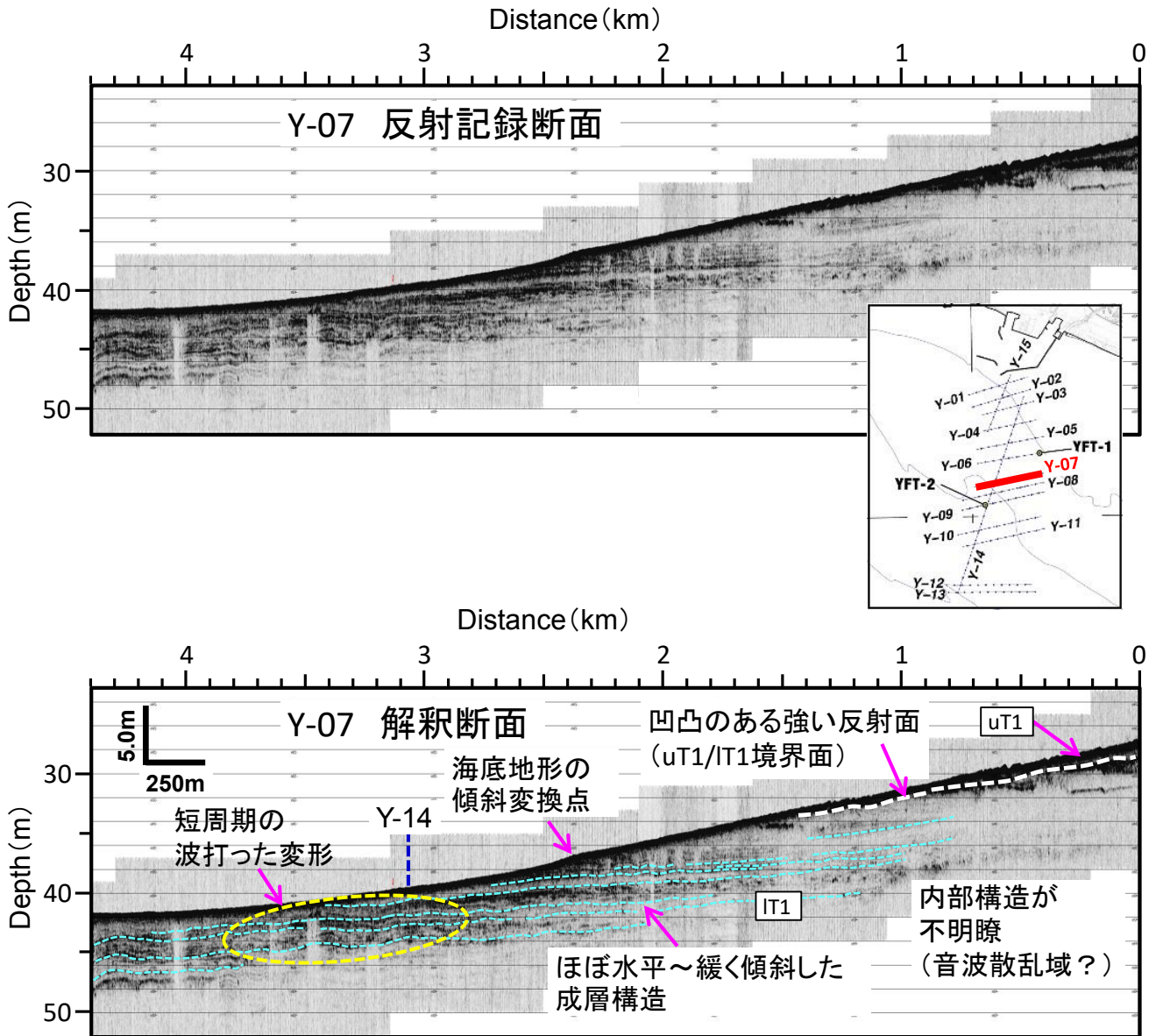


第 8 図. 勇払沖 Y-04 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.
 Fig. 8. Top: Seismic section of Y-04 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.
 Bottom: Interpreted seismic section.



第9図. 勇払沖 Y-06 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.

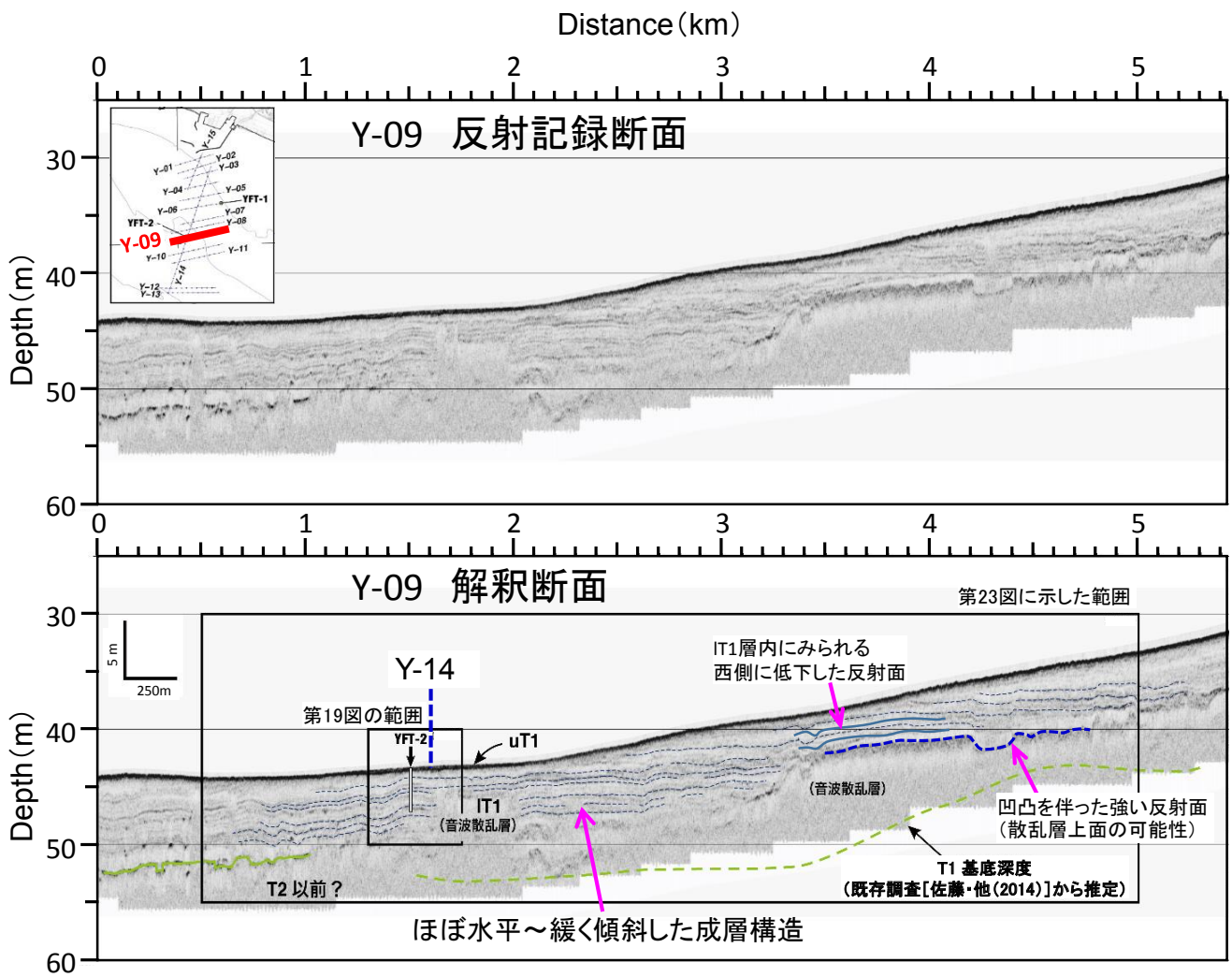
Fig. 9. Top: Seismic section of Y-06 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.
Bottom: Interpreted seismic section.



第10図. 勇払沖 Y-07 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.

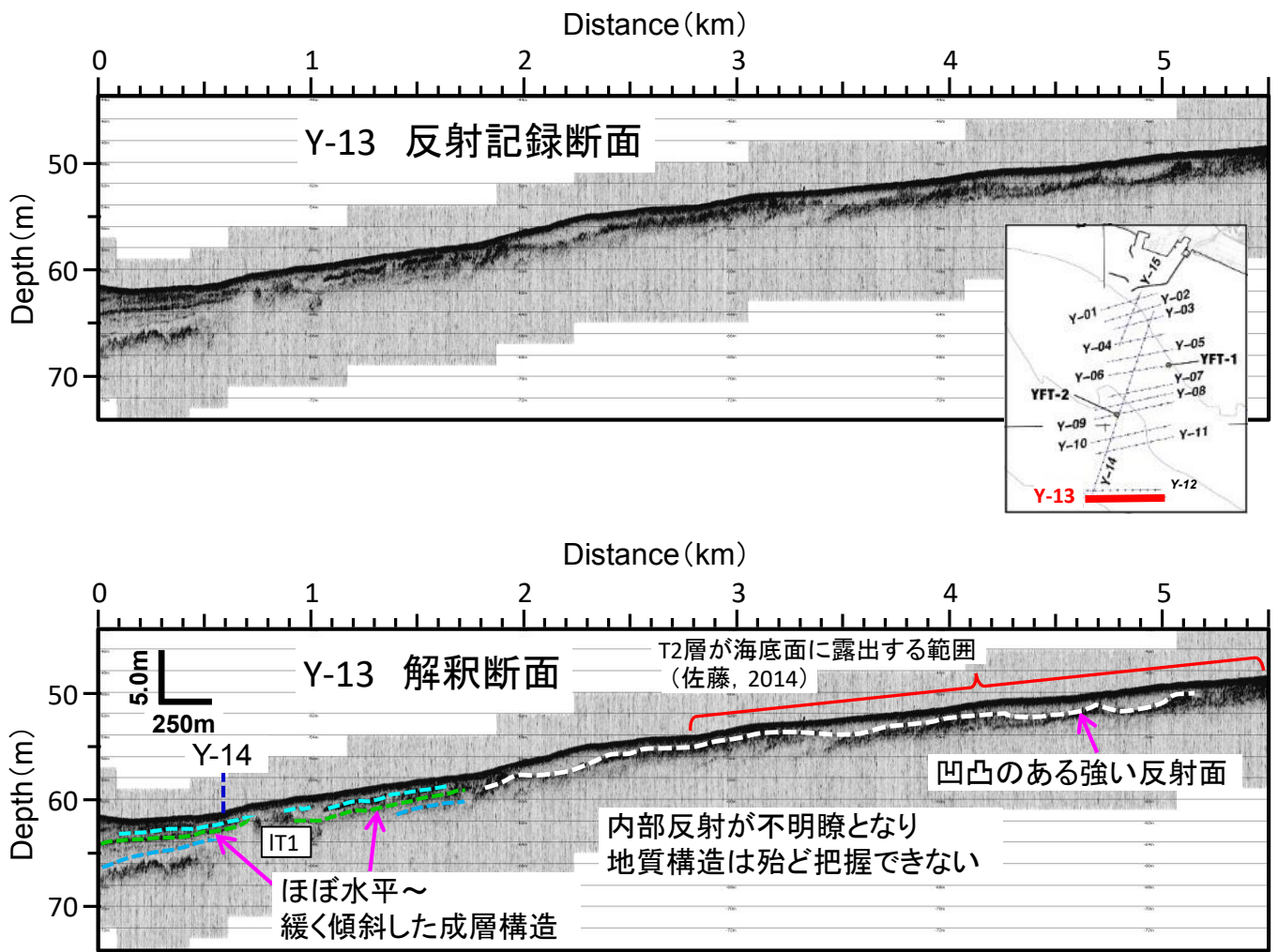
Fig. 10. Top: Seismic section of Y-07 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.

Bottom: Interpreted seismic section.

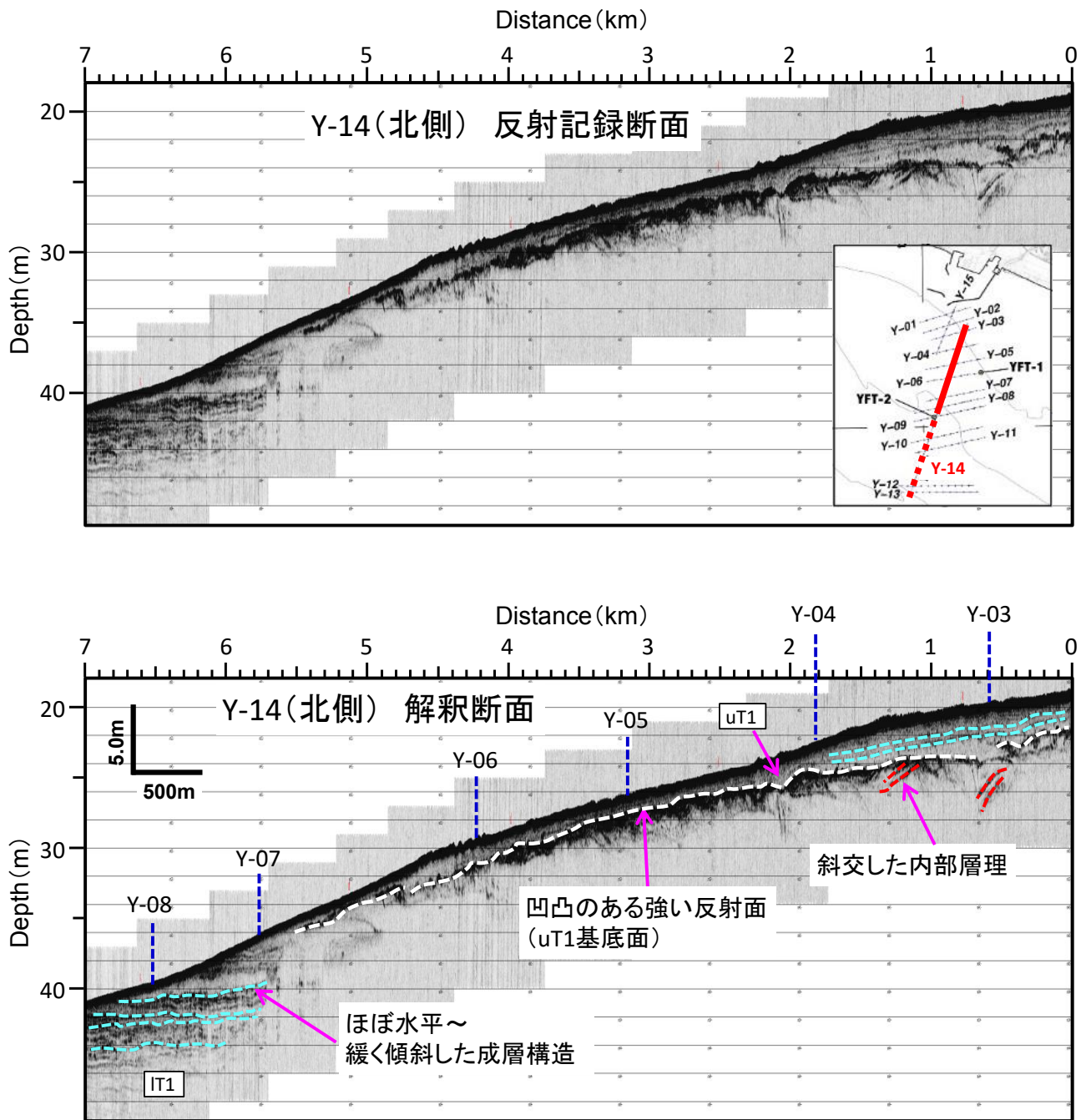


第 11 図. 勇払沖 Y-09 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.

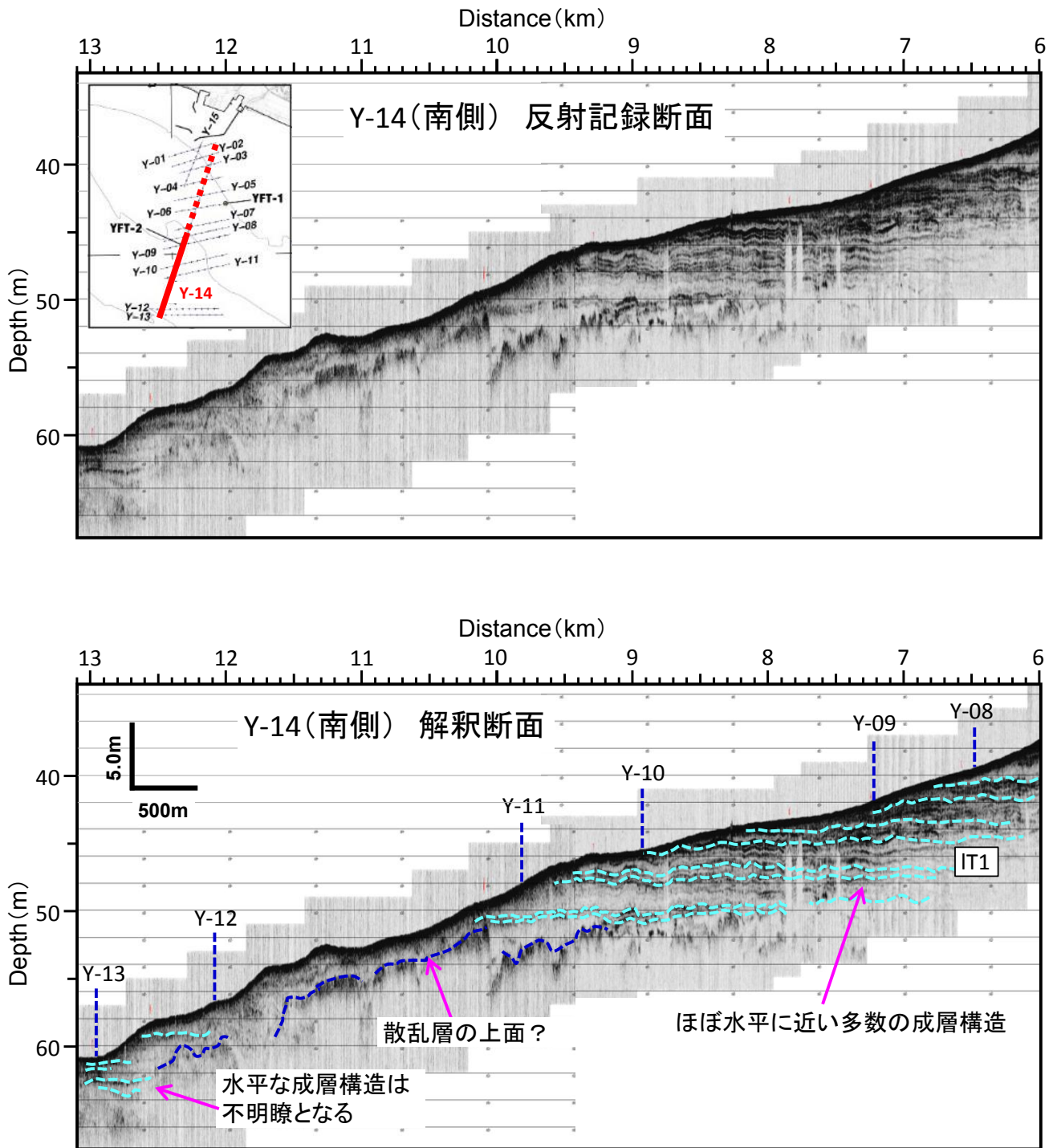
Fig. 11. Top: Seismic section of Y-09 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu. Bottom: Interpreted seismic section.



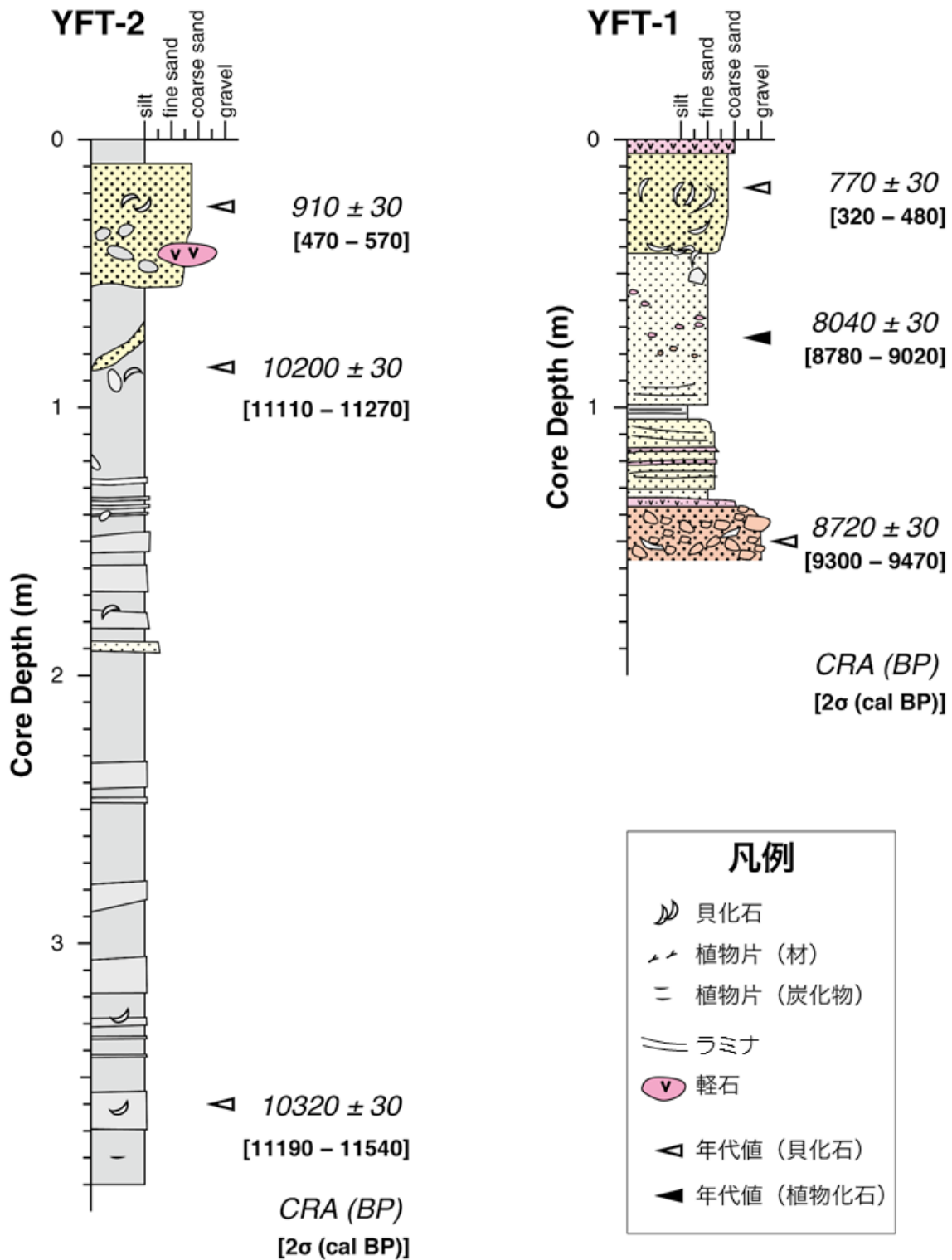
第12図. 勇払沖 Y-13 測線の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.
 Fig. 12. Top: Seismic section of Y-13 line obtained by the high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.
 Bottom: Interpreted seismic section.



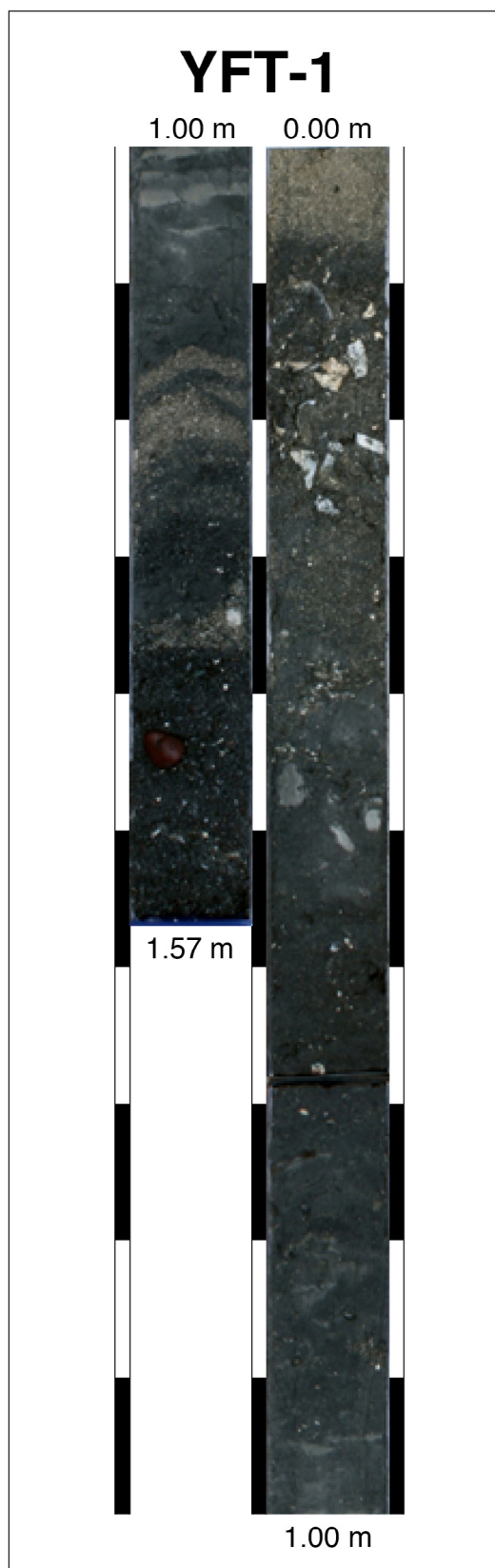
第13図. 勇払沖 Y-14 測線 (北側) の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.
 Fig. 13. Top: North side of seismic section of Y-14 line obtained by high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.
 Bottom: Interpreted seismic section.



第 14 図. 勇払沖 Y-14 測線 (南側) の高分解能音波探査記録. 上段: 記録断面. 下段: 解釈断面.
 Fig. 14. Top: South side of seismic section of Y-14 line obtained by high-resolution sub-bottom profiler off Yufutsu.
 Bottom: Interpreted seismic section.



第15図. YFT-1及びYFT-2で採取されたコア柱状図.
 Fig. 15. Columnar sections of cores at YFT-1 and YFT-2.

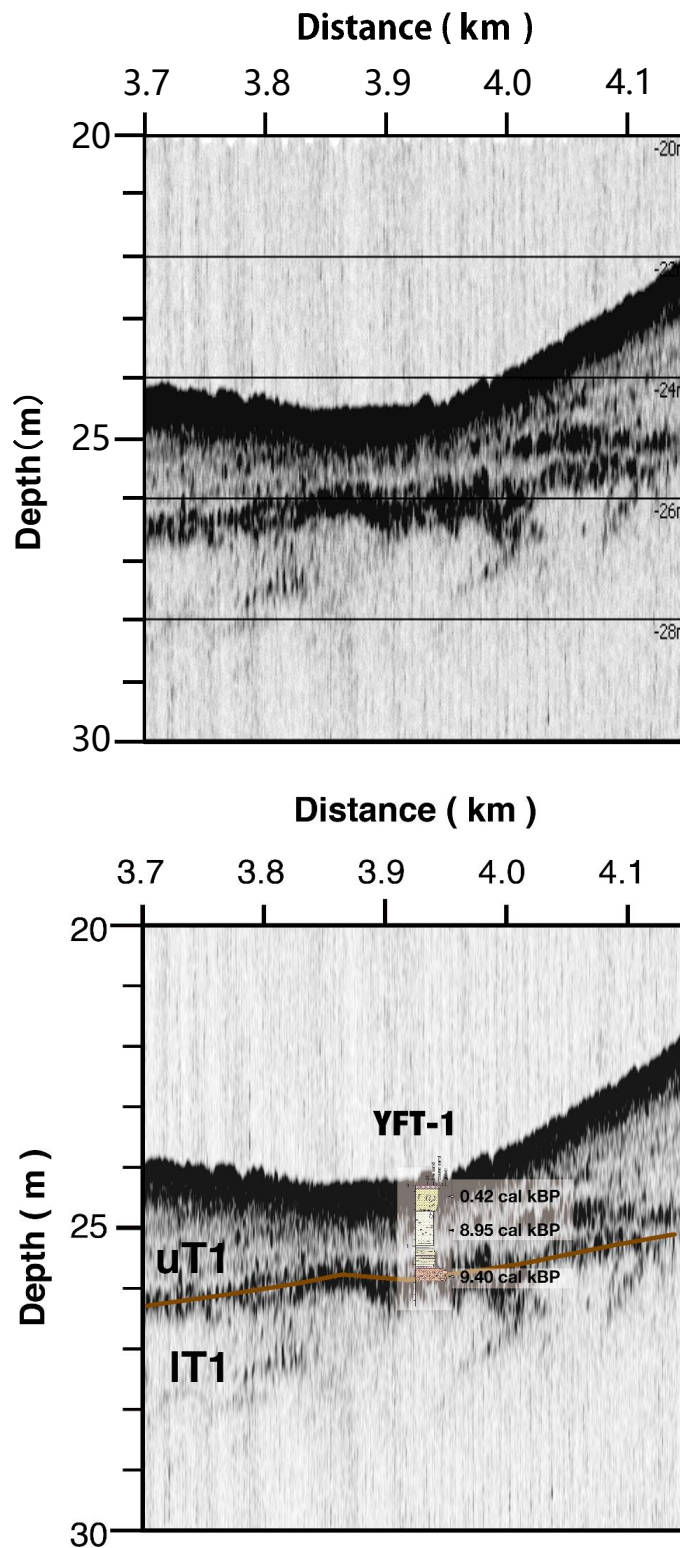


第 16 図. 柱状採泥調査で得られたコア写真 (YFT-1).
Fig. 16. Photograph of vibrocore sample collected from Y-06 line (YFT-1).



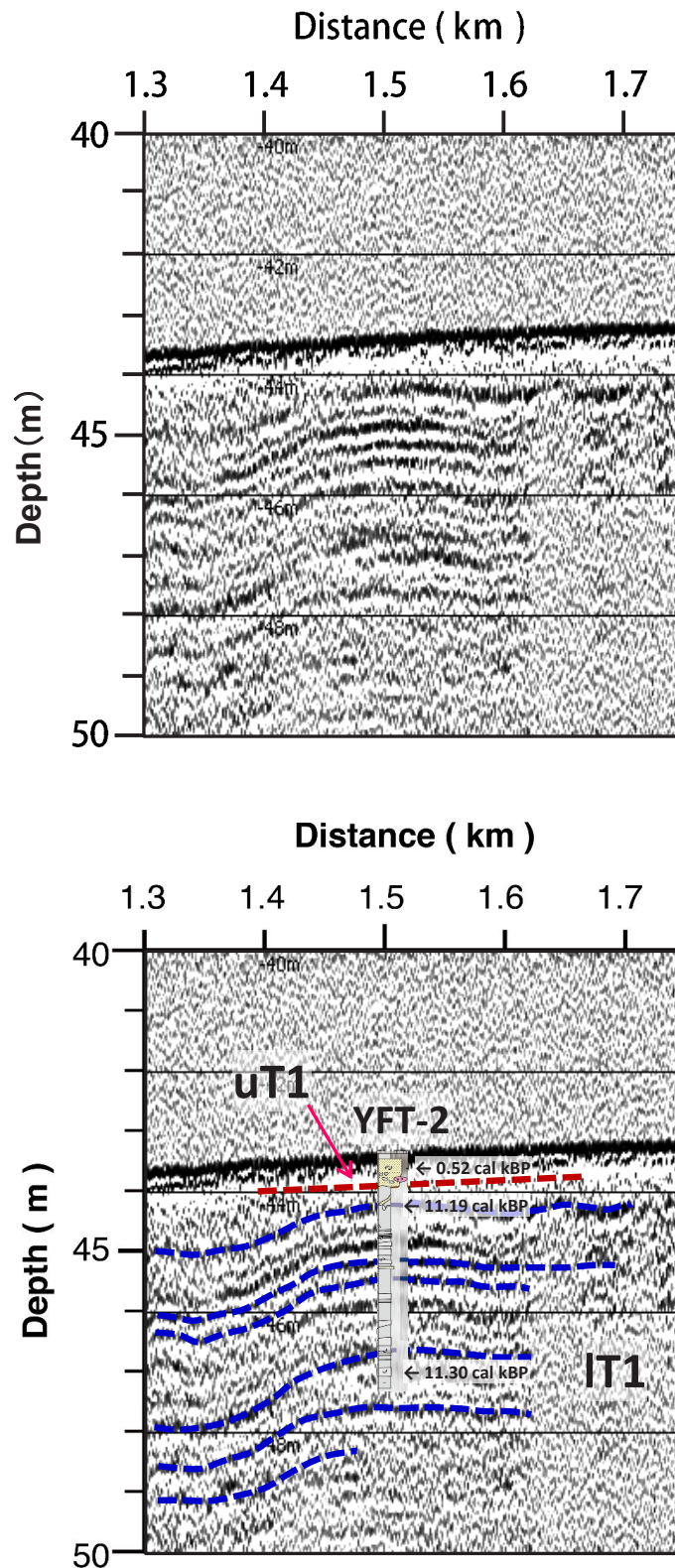
第 17 図. 柱状採泥調査で得られたコア写真 (YFT-2).

Fig. 17. Photograph of vibrocore sample collected from Y-09 line (YFT-2).



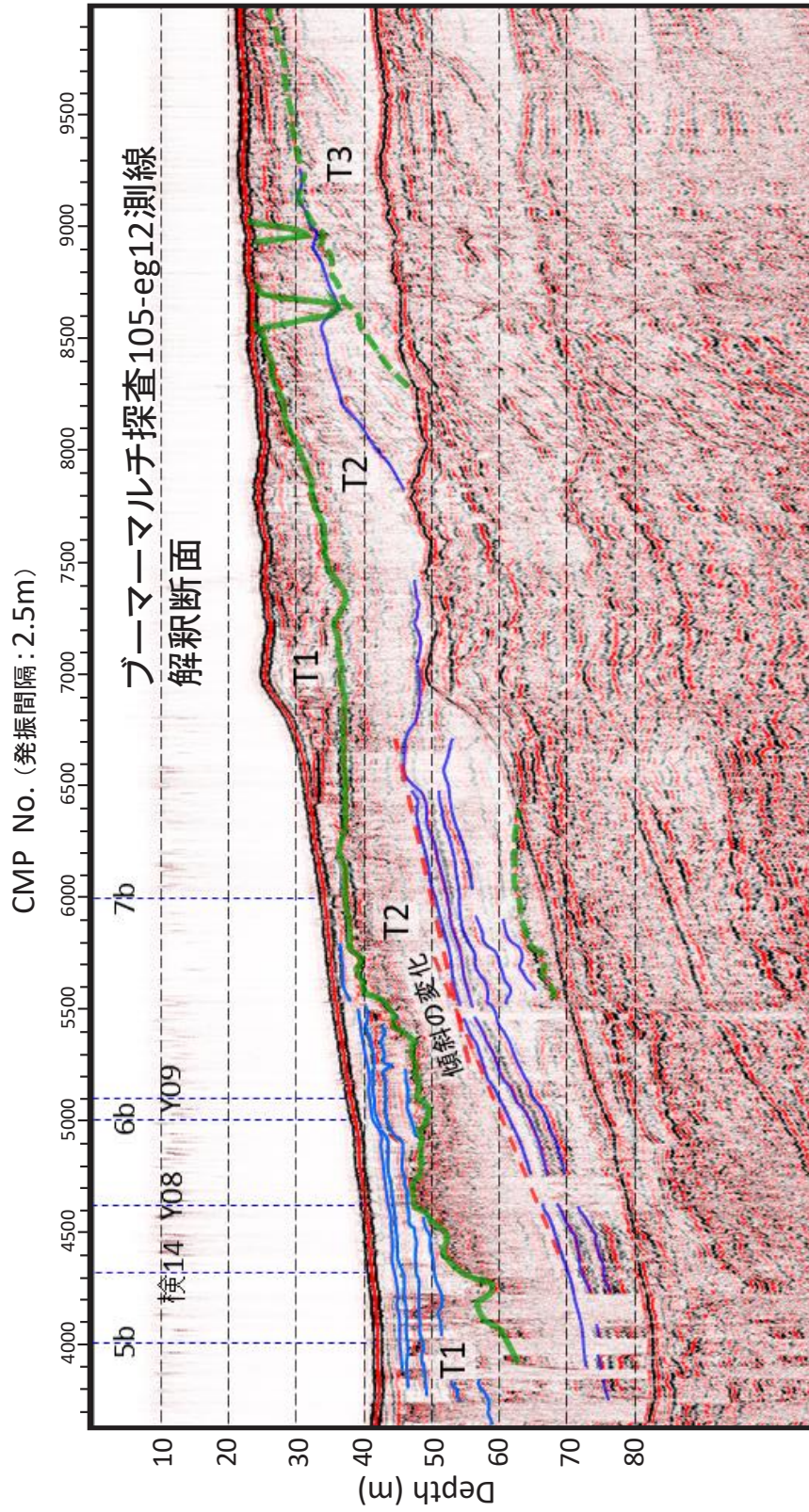
第 18 図. Y-06 測線反射記録断面とコアとの対比. 上段: 記録断面.
下段: 対比断面. 茶色実線は uT1/IT1 境界面を示す.

Fig. 18. Top: Seismic section of Y-06 line. Bottom: Comparison between the seismic section of Y-06 line and YFT-1 core. Solid brown line shows the uT1/IT1 boundary.

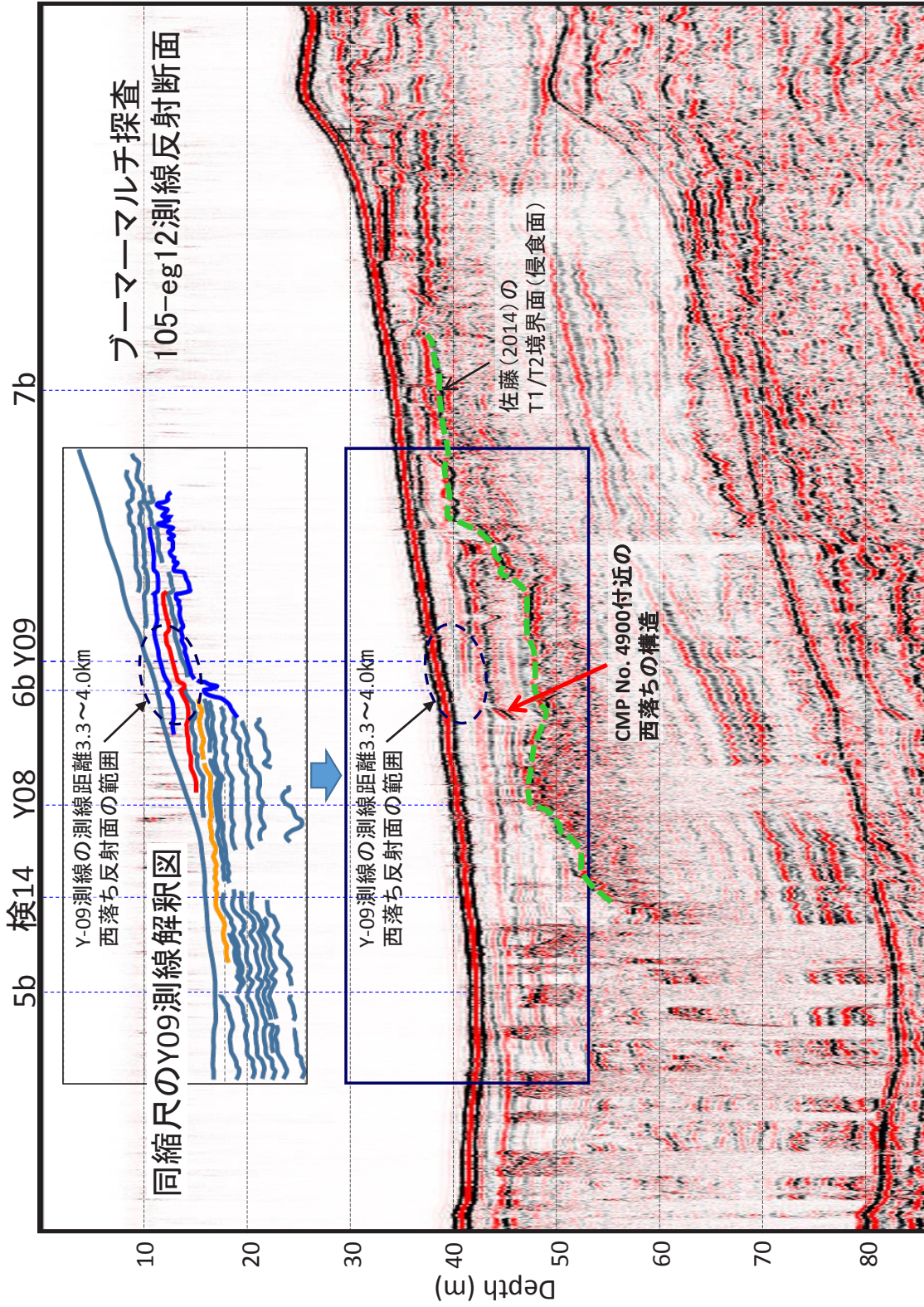


第 19 図. Y-09 測線反射記録断面とコアとの対比. 上段: 記録断面. 下段: 対比断面. 茶色破線はコア試料から想定される uT1/IT1 境界面を示す.

Fig. 19. Top: Seismic section of Y-09 line. Bottom: Comparison between the seismic section of Y-09 line and YFT-2 core. Dotted brown line shows the uT1/IT1 boundary assumed by the core sample.

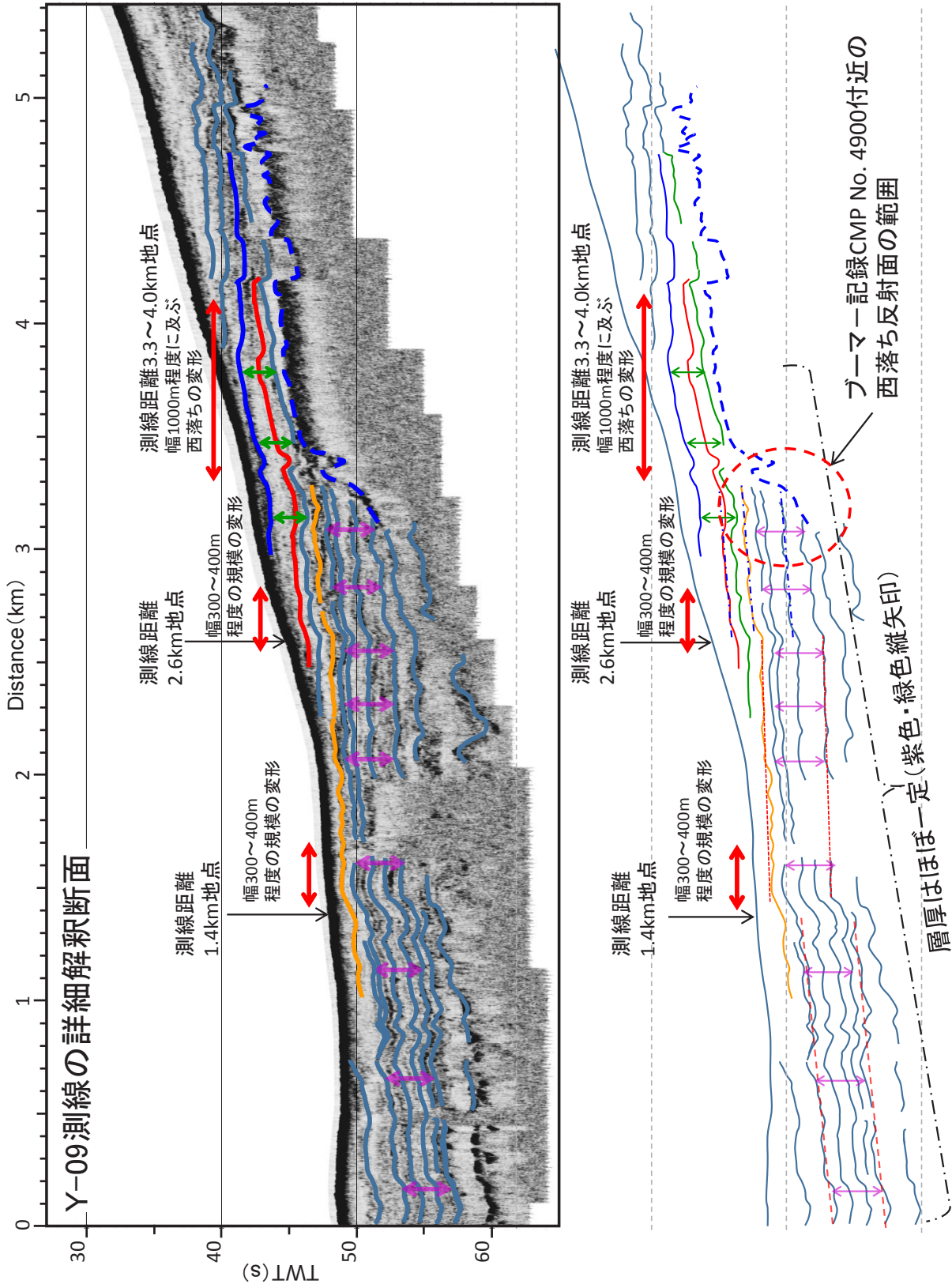


第20図. ブーマーマルチ探査 105-eg12 測線解析断面 (佐藤, 2014 に加筆).
 Fig. 20. Interpreted seismic section of 105-eg12 line obtained by multichannel sub-bottom profiler off Yufutsu. After Fig.5 in Sato(2014).

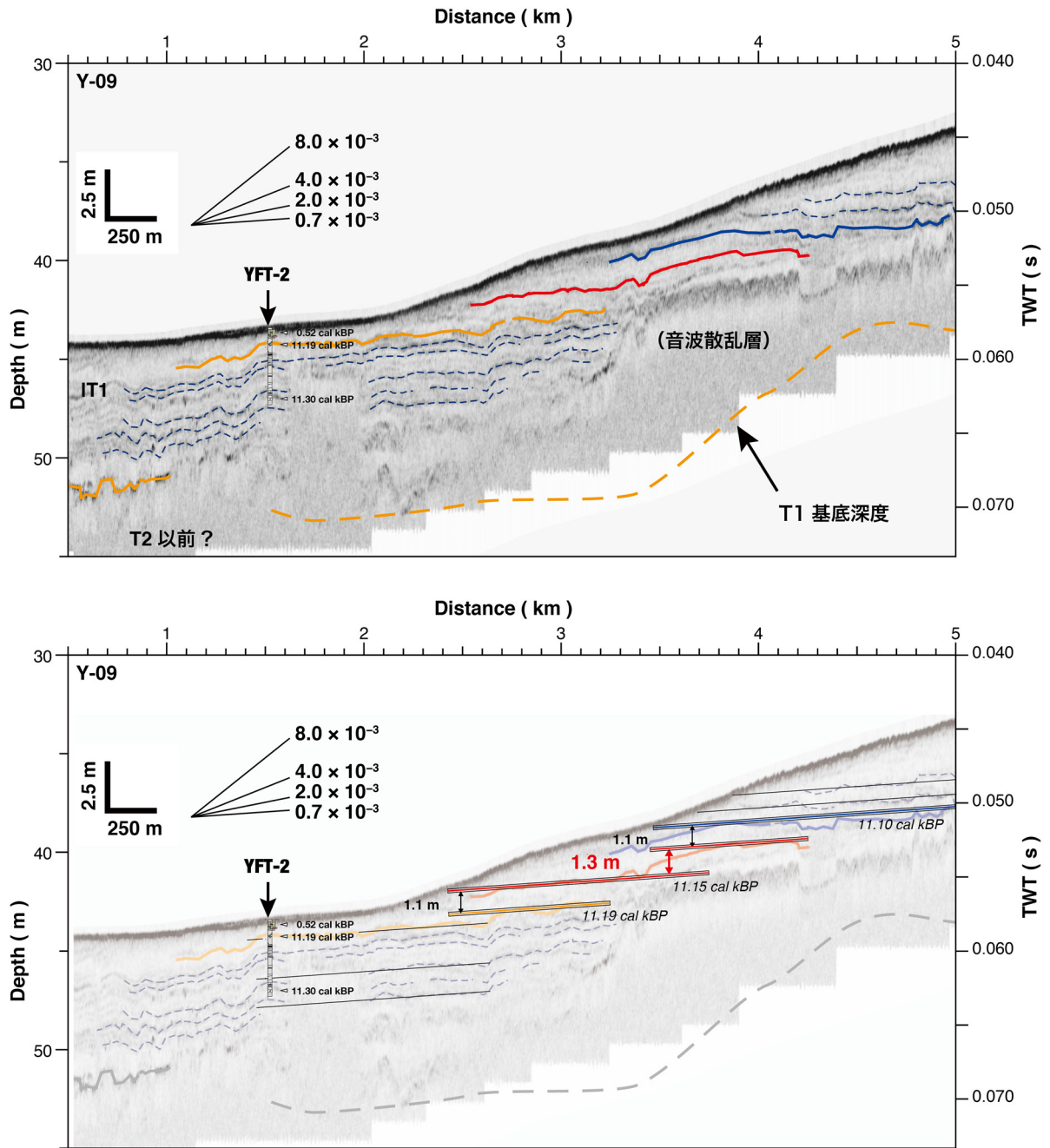


第21図. ブーマーマルチ探査 105-eg12 測線反射断面と Y-09 解釈断面の比較.

Fig. 21. Comparison between seismic section of 105-eg12 line and interpreted seismic section of Y-09 line.



第22図. 勇払沖 Y-09 測線の高分解能音波探査記録の再検討.
Fig. 22. Re-examination of seismic section of Y-09 line.



第 23 図. IT1 層内部反射面の変形と上下変位量の検討. 上段: Y-09 測線解釈断面.
下段: 堆積勾配を考慮した上下変位量.

Fig. 23. Deformation of the internal reflectors of the IT1 layer and estimated vertical displacement. Top: Interpreted seismic section of Y-09 line. Bottom: Size of vertical displacement of the flexure in consideration of the depositional slopes.