

鴨川低地断層帯海域延長部における断層分布と活動性について

Spatial distribution and activity of faults in the offshore extension of the Kamogawa-teichi fault zone

森 宏¹・阿部信太郎¹・荒井良祐²・伊藤谷生³

Hiroshi Mori¹, Shintaro Abe¹, Ryoyu Arai² and Tanio Ito³

¹ 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, mori-hiroshi@aist.go.jp)

² 川崎地質株式会社 (Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd.)

³ 帝京平成大学 (Teikyo Heisei University)

Abstract: We carried out a marine geological investigation on the offshore extension of the Kamogawa-teichi fault zone. The main purpose of this study is to clarify the following points; (1) offshore continuity of the fault zone; (2) the total length of the fault zone; (3) division of the fault segments; and (4) characterization of recent faulting. In the present investigation, 25 lines of high-resolution multichannel seismic reflection surveys were carried out off Kamogawa (in the Sotobo side) and off Hota (in the Tokyo Bay side) in both sides of the Boso Peninsula to recognize detailed structures of shallow strata. A series of faults running parallel to each other are recognized off Kamogawa, and their distributions are almost correlated to that of the Northern boundary fault of Slope Basin A—which is assumed to be the offshore extension of the on-land Ishido Fault. However, the fault zone is not directly connected to the trace of the Kamogawa-teichi fault zone in land area. In contrast, although development of a large-scale submarine canyon is observed off Hota, no remarkable active structure is recognized in this area.

キーワード: 鴨川低地断層帯, 海域, 活断層, 反射法音波探査

Keywords: Kamogawa-teichi fault zone, sea area, active fault, seismic reflection survey

1. はじめに

これまで地震調査研究推進本部は、主として陸域に存在する110の主要活断層帯を対象として調査を実施し、その成果に基づき活断層で発生する地震の長期評価や強震動評価を公表してきた(地震調査研究推進本部, 2010, 2011)。

一方、近年、日本の沿岸海域においては、2005年福岡県西方沖地震、2007年新潟県中越沖地震など、被害を伴う地震が発生している(地震調査研究推進本部, 2005, 2007)。前述した110の活断層帯の中には、地質構造としては海域部まで連続しているにもかかわらず、断層の分布、性状、活動性が明確になっていないものがある。このような活断層帯においては、陸域部と海域部が一体となって活動し、これまで想定されている地震規模よりも大きな地震が発生することによって、深刻な被害が生じる可能性もある。

以上のような点を踏まえ、本研究においては、文部科学省委託「沿岸海域における活断層調査」の一環として、鴨川低地断層帯海域延長部の東京湾側(保田沖)および太平洋側(鴨川沖)における断層の分布・性状とその活動性を明らかにすることを目的として海底活断層調査を実施した。

本稿においては、このうち、高分解能マルチチャンネル音波探査記録に基づいて検討した鴨川低地断層帯海域延長部における断層の分布・性状および過去の活動性について論ずる。

2. 鴨川低地断層帯の概要

陸域の鴨川低地断層帯は、中嶋ほか(1981)、活断層研究会編(1991)、中田・今泉編(2002)等に基づけば、房総半島南部の千葉県鴨川市から南房総市富山にかけてほぼ東西に延びる鴨川地溝帯南断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004)および本断層と併走する複数の小断層からなり、全長約25 km、断層の南側が北側に対して隆起する断層帯である(第1図)。また、活断層研究会編(1991)等では、鴨川地溝帯北断層も鴨川低地断層帯に含めている(第1図)。一方、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)は、鴨川地溝帯北断層の断層長が20 kmに満たないことから、鴨川地溝帯南断層のみを鴨川低地断層帯として評価を行っている。本研究でも、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)の呼称を踏襲して、以下では、鴨川地溝帯南断層および併走する小断層を鴨川低地断層帯と呼ぶこととする(第1図)。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）は、断層長と変位量の経験則から、断層帯全体における1回の活動に伴う上下変位量を約2.0 mと推定している。仮に構成する断層がほぼ連続的に分布し、その全体が1つの区間として活動する場合の地震規模は、マグニチュード7.2程度となる可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）。活断層研究会編（1991）は、直線的に延びる断層帯の南側で山地高度が200 m高くなること等に基づき、鴨川低地断層帯の活動度をA-B級としているが、岩質の違いによって生じた差別侵食地形とする見解もある（千葉県，2001）。第四紀の活動性については、宍倉（1999）、千葉県（1999）等により、段丘群の変位に関する検討が行われているが、明確な活動時期は不明である。横田（1978）、中田ほか（1980）、宍倉ほか（2001）等に基づけば、房総半島南部には、大正関東地震や元禄関東地震時の隆起により形成されてきたと考えられる海成段丘群が発達しており、熊木（1988）は、これらの活動が鴨川低地断層帯の活動に起因した可能性を指摘している。

海域においては、海上保安庁水路部（1984）が鴨川沖において更新統相当の地層を切る断層を図示している。また、古屋ほか（2009）、山本ほか（2013）等は反射法地震探査記録に基づき、本断層帯の陸域からの連続性を議論しており、保田沖および鴨川沖の両海域において陸上断層（石堂断層、岩井-曾呂川断層）の海域延長を推定している（第1図）。

3. 調査の概要

鴨川低地断層帯（海域部）を対象として、太平洋側および東京湾側において、活構造の有無、分布、性状、陸域部との連続性、海域端部の位置を明らかにするため、ブーマーを音源とする高分解能マルチチャンネル音波探査を鴨川沖において170.0 km、保田沖において111.2 kmの計281.2 kmの測線に沿って実施した（第1図）。調査は、必要に応じて補足のための測線を追加することが可能なように、船上で地質構造を確認しつつ実施した。探査仕様のまとめを第1表に、探査測線を第1図に示す。探査は、断層走向にほぼ直交する方向に主たる調査測線として、鴨川沖（太平洋側）では北東-南西方向にKM1測線～KM10測線、保田沖（東京湾側）では北北西-南南東方向にKY2測線～KY9測線を設定した（第1図）。さらに、それら調査測線間の音響層序を対比するため、各海域において主たる調査測線を繋ぐ補測線として、鴨川沖では西北西-東南東方向にKM101測線～KM103測線、保田沖では東北東-西南西方向にKY101測線～KY102測線を設定した（第1図）。マルチチャンネル音波探査ではApplied Acoustic Engineering社製のBoomer System探査装置とGeometrics社製のMicroEel-12チャンネルのストリー

マーを、調査船の船尾から曳航して計画測線上を航行しながら測定した。探査データは船上モニターでデータの音響的なクオリティと、断層の有無などの地質状況を確認しつつデジタル記録を取得した。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。DGPSで使用する補正情報は海上保安庁交通部で沿岸から200 kmの範囲をカバーできるようにラジオビーコンにより発信されているものを使用した。DGPSにより1秒毎に記録させた船位データを用いて、調査船の進行方向およびGPSアンテナと受発振器の距離を考慮して音波探査の反射点位置を決定した。

4. 音波探査の結果

4.1 音波探査記録の音響層序区分と地質区分の対比

本探査では、海底面下およそ100～200 mまでの反射記録が得られた。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における弾性波の伝播速度を1,500 m/secと仮定した。

東京湾を挟み三浦半島、房総半島およびその周辺海域においては、鈴木ほか（1995）が海陸の地質層序の対比も含めて10万分の1の地質図を作成している。それによれば、本調査海域の地質層序は、保田層群および嶺岡層群に相当する前期中新世以前のE層、三浦層群に相当する中期中新世～前期鮮新世のD層、上総層群に相当する中期鮮新世～前期更新世のC層、下総層群に相当する中～後期更新世のB層、海底谷底堆積物に相当する完新世のA層に区分されている（第2表）。

本調査で取得した音波探査記録断面の地質解釈においては、音響学的特徴に基づき、A～D層に区分した。以下に各層についての特徴を述べる。

【A層】調査範囲の最上位層で、保田沖海域では層厚は全体に10 m以下と薄いのが、一部の凹地を埋める部分で20 mを超えるところが見られる。内部反射面は明瞭で、水平から緩く傾斜し、その基底には強い反射面を有して下位のB層～D層と接している。下位層内部において変形構造が発達するところでは、その構造を切る明瞭な侵食面をA層が覆う。また、凹地においては、オンラップ不整合も確認される。

【B層】本調査海域の鴨川沖では全域に認められ、保田沖海域ではKY4測線より沖ではほとんど分布が認められない。本層の層厚は、鴨川沖では沖合に向かって厚くなり、150 mを超える。一方、保田沖では50 m程度の層厚を有する。B層は水平からやや傾斜した明瞭な内部反射をもち、下位のC層とは内部反射面の強度差により地層境界が認識される。また一部では、褶曲構造の発達するC層と、より緩やかな反射面をもつB層との境界に不整合面も認められる。また、B層は内部反射が示す構造の違いから、上からB1、B2、B3部層の3層に細分され、B1部層

および B3 部層は鴨川沖および保田沖の両海域に、B2 部層は保田沖のみに分布が確認される。保田沖では、B1 部層は明瞭な内部反射面を示し、下位層との境界ではオンラップ不整合も認められる。B2 部層の内部反射面は、明瞭でほぼ水平であるが、一部に傾斜した部分も認められる。B3 部層は一部に褶曲が認められ上部境界面は凹凸に富む。一方、鴨川沖では、B1 部層は沖に向かって傾斜する斜交層理が顕著に発達し、B3 部層は明瞭で傾斜した反射面を示す。

【C 層】調査海域のほぼ全域に認められる。本層の下限が不明なため層厚は不明である。C 層は、B 層と比較して内部反射が不明瞭であるとともに、より急傾斜を呈する褶曲構造が発達しており、明瞭な構造のギャップが認められる。

【D 層】D 層は音響基盤にあたり、鴨川沖では江見海底谷以北に、保田沖では鴨川地溝帯北断層の西方延長以南において、海底面に露出もしくは浅部での存在が認められる。本層は下限が不明なため層厚は不明である。内部反射はほとんど認められない。

最上位である A 層は、上述の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。また、鈴木ほか (1995) に示される各層の分布範囲に基づけば、B1 部層および B2 部層は下総層群に相当する中～後期更新世、B3 層は上総層群に相当する後期鮮新世～前期更新世、C 層は三浦層群に相当する中期中新世～前期鮮新世、D 層は保田層群および嶺岡層群に相当する前期中新世以前の地層と解釈と解釈される (第 2 表)。なお、鈴木ほか (1995) では、本研究における B3 部層を C 層としているが、変形構造、反射強度等の類似性より B 層に含めた。また、このことに伴い、鈴木ほか (1995) の D 層および E 層をそれぞれ C 層、D 層と再命名した (第 2 表)。

B 層以下の地層については、直接的に年代を示す資料は乏しく、また、探査手法に起因する可探深度と分解能の違いのため、鈴木ほか (1995) との分布域以外の特徴による直接的な比較は困難である。特に、明瞭に侵食された変形構造をもつ B 層の上に、ほぼ水平に堆積した A 層が覆う不整合も確認される。そのため、A 層－B 層境界には、より大きな時間的ギャップが存在した (B 層の年代がさらに古くなる) 可能性がある。また、保田沖のみに認められた B2 部層が鴨川沖において欠如するか否かについても、今後検討が必要である。

4.2 音波探査記録断面の地質学的解釈

本調査で実施した反射断面ならびに解釈断面を、第 2 図～第 21 図に示し、以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。なお、隣接する複数の測線にまたがって追跡可能な断層については解釈断面図上に断層名を付している。

(1) 鴨川沖 (太平洋側)

【KM1 測線】KM1 測線では SP1290 付近に A 層内部に撓みをもつ南西側沈降の断層が認められる。その北東側の SP1450 付近には C 層/D 層境界をなすとともに A 層内部に撓みをもつ北東側隆起の断層 (Fk1) が認められる (第 2 図)。

【KM2 測線】KM2 測線では、KM2-1_2 の SP2100 付近を境に内部反射面のパターンが変わるところ (C 層/D 層境界) が認められるため、ここに断層 (Fk1) を推定した。また、KM2-1_2 の SP3010 付近に軸を有する向斜構造が C 層内部に確認される (第 3 図)。

【KM3 測線】KM3 測線では SP5050～SP5350 付近において海底面が幅 750 m 程度で緩やかに撓み南西側に水深を増している。SP5090 付近においては D 層上面とそれを不整合で覆う A 層内部の反射面に 300 m 程度の幅をもつ緩やかな撓みが認められることから、断層 (Fk2) を推定した。また、SP5330 付近には内部反射のパターンが変わるところ (C 層/D 層境界) が認められ、断層 (Fk1) を推定した (第 4 図)。

【KM4 測線】KM4 測線では SP5010～SP5270 付近において海底面が幅 550 m 程度で緩やかに撓み南西側に水深を増している。SP5170 付近には A 層基底面から海底面にかけて撓曲構造が認められるため、断層 (Fk2) を推定した。また SP5860 付近に C 層上面に深度差をもつ北東側沈降の断層が認められる (第 5 図)。

【KM5 測線】KM5 測線では SP850～SP1050 付近において海底面が幅 450 m 程度で緩やかに撓み南西側に水深を増している。SP980 付近では A 層基底面に数 m の深度差が認められることから、断層 (Fk2) を推定した (第 6 図)。

【KM6 測線】KM6 測線では SP5200 付近に海底面に高度差をもつ北東側隆起の断層 (Fk3) が認められる。この断層の南西側では傾斜をもった明瞭な内部反射面が認められる C 層が分布している。また、SP5490 付近には、B1 部層内部に変位が認められ、北東側隆起の断層 (Fk4) を推定した (第 7 図)。

【KM7 測線】KM7 測線では SP5100 付近に十数 m の海底面の高度差をもつ断層 (Fk3) が認められる。その南西側の SP5510 付近には B1 部層内部から A 層基底面にかけて撓みをもつ北東側隆起の断層 (Fk4) が認められる。また SP5720 付近に軸をもつ向斜構造が C 層内部に認められる (第 8 図)。

【KM8 測線】KM8 測線では SP1240 付近に B1 部層内部に変形構造をもつ断層 (Fk4) があり、その北東側の SP1560 付近に海底面に深度差をもつ北東側隆起の断層 (Fk3) が認められる。SP2150 付近には、B1 部層内部に緩やかな撓みが認められるため、断層 (Fk5) を推定した。また SP2640 付近には B1 部層内部に撓みをもつ北東側隆起の断層が認められる (第 9 図)。

【KM9 測線】KM9 測線では SP3600, SP3750, SP4020 付近に B1 部層内部に撓みもしくは A 層基底面に深度差をもつ、北東側隆起の断層 (SP4020 付近の断層は Fk5) が認められる。また、SP4500 付近には B1 部層内部に、SP4610 付近には海底面まで撓みを伴う、いずれも北東側隆起の断層 (Fk3, Fk4) が認められる (第 10 図)。

【KM10 測線】KM10 測線では、SP1790 付近と SP2190 付近に海底面まで撓みをもつ北東側隆起の断層 (SP2190 付近の断層は Fk4) が認められる (第 11 図)。また、SP3150 付近には B1 部層内部に変形構造が認められ、南西側隆起の断層を推定した (第 12 図)。

(2) 保田沖 (東京湾側)

【KY2 測線】本測線では KY2-2 測線の SP910 付近に軸をもつ背斜構造が B3 部層以下の地層に認められる (第 13 図)。

【KY3 測線】KY3 測線では SP300 付近で D 層上面が侵食を受けて削り込まれており、その上を B2 部層および A 層がほぼ水平に堆積している。SP1080～1260 付近の D 層の高まりを挟んで A 層基底面の深度差が認められるとともに、SP1270 付近には A 層内部に撓みをもつことから、南側隆起の断層を推定した (第 14 図)。KY3_2 測線の SP100～SP700 付近には、海底谷が発達している (第 15 図)。ただし、この海底谷を挟んで両側の A 層基底の侵食面に明瞭な深度差は認められない。KY3_2 測線の SP2930 付近には、B 層以下の地層に変形構造をもつ断層が認められるが、A 層基底面には変位を与えていない (第 16 図)。また、KY3_2 測線の SP4420 付近には C 層上面に深度差をもつ断層が認められる (第 17 図)。

【KY4 測線】KY4 測線では、SP1700 付近に海底面に数 m の深度差が認められるとともに、その北側では海底面が南に緩やかに傾斜するため、北側沈降の断層を推定した。また SP1700 よりも南では、A 層基底面の不整合面は SP2500 付近に存在する谷に向かって徐々に深くなっていく (第 18 図)。SP2920 付近には D 層上面に深度差が認められるため、断層を推定した (第 19 図)。

【KY5 測線】KY5 測線では SP100 付近に C 層上面に深度差をもつ北側隆起の断層が認められる。ただし、この断層は C 層を覆う A 層内部および海底面には変位を与えていない。また、SP350 付近に軸をもつ背斜構造が、SP1210 付近に軸をもつ向斜構造がそれぞれ C 層内部に認められる (第 20 図)。

【KY6 測線】KY6 測線では SP300 付近に C 層内部の反射面に撓みが認められるが、C 層上面において変位は認められない。また、SP1300 付近に軸をもつ向斜構造、SP1430 付近に軸をもつ背斜構造が C 層内部に認められるが、これらの地域では B 層以上の地層が欠如している。SP2270～SP5220 付近では、谷部で水深が深くなるため反射断面が得られていない (第 21 図)。

【KY7 測線】KY7 測線は大部分で水深が深く、SP1600 より南側は反射断面が得られていない。

各反射断面において断層が認識された位置を既存の文献に記載された断層とともに測線図上に示す (第 22 図)。

5. 考察およびまとめ

以上の結果に基づき、本断層帯の断層分布・形状および過去の活動について考察を加え、まとめとする。

5.1 鴨川低地断層帯海域延長部の断層分布・形状と活動性

本調査結果 (第 2 図～第 21 図) において確認された断層位置図 (第 22 図) のうち、複数の測線において分布が確認されたもの (Fk1～Fk5 断層) を第 23 図に示す。

鴨川沖 (太平洋側) では、本調査範囲の南西側 (鴨川海底谷以南) において、いずれも北側隆起の Fk1～Fk5 断層が互いに並走して分布し、断層帯を形成している (第 23 図)。これらは沖にむかって、概ね西北西～東南東方向から東西方向に走向をやや変化させながら江見海底谷付近にいたる (第 23 図)。Fk1～Fk4 断層の分布位置としては、山本ほか (2013) により推定され、石堂断層の海域延長部と捉えられている斜面盆地 A 北縁断層に概ね一致する (第 23 図)。また、山本ほか (2013) により確認されていた斜面盆地 A 北縁断層の西端部は海岸線から約 6 km 付近 (KM7 測線 SP5000 付近) までであったが、本調査により、同断層がさらに陸域近くまで連続することが確認された (第 23 図)。

Fk1 断層は、最も陸に近い KM1 測線から KM3 測線にかけて分布する。また、Fk1 断層は、A 層内部に変形構造を伴うとともに (e.g., KM1 測線 SP1450 付近 (第 2 図)), 褶曲構造が認識される C 層と、内部反射面のパターンが不明瞭な D 層の地層境界 (e.g., KM2-1_2 測線 SP2100 付近 (第 3 図)) を形成する。KM3 測線から KM5 測線にかけて Fk1 断層の北に分布する Fk2 断層は、A 層基底から海底面にかけての撓曲構造を形成している (e.g., KM4 測線 SP5180 付近 (第 5 図))。さらに沖の KM6 測線から KM9 測線にかけて認められる Fk3 断層は、海底面に撓みを伴うとともに、D 層の高まりの縁に沿って分布する (e.g., KM6 測線 SP5200 付近 (第 7 図))。また Fk3 断層は、Fk1 断層と同様に、C 層/D 層の地質境界を形成している。Fk3 断層に並走して KM6 測線から KM10 測線にかけて認められる Fk4 断層は、厚く堆積した B1 部層内部を明瞭に変形させるとともに、海底面まで撓みを伴っている (e.g., KM10 測線 SP2210 付近 (第 11 図))。一方、KM8 測線～KM9 測線にかけて分布する Fk5 断層は、地形的特徴として認められる江見

海底谷によって Fk1~Fk4 断層とは境されるものの、ほぼ併走して分布するとともに (第 23 図)、A 層基底面に深度差もしくは B1 部層内部に撓みを伴う (e.g., KM9 測線 SP4020 付近)。以上のように、Fk1~Fk5 断層は、互いに類似した走向で 2 km 程度の幅をもって並走するとともに、A 層内部 (Fk5 断層は A 層基底面以下) に変形構造を伴うことから、一連の活構造と考えられる。また、江見海底谷南の Fk1~Fk4 断層は、分布位置とともに、C 層/D 層との地層境界を形成している内部反射パターン (Fk1 断層、Fk3 断層) の特徴が、山本ほか (2013) に記載されている斜面盆地 A 北縁断層に対応するとともに、陸域部の石堂断層に連続するよう見える。一方で、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) に記載されている陸域部の鴨川低地断層帯とは直接的には (陸域から連続して追跡可能な 1 つの断層トレースとしては) つながらない (第 23 図)。また、陸域における鴨川低地断層帯は南側隆起、鴨川沖の海域部は北側隆起であり、形態的には、陸域とは一連となっていない。ただし、幅をもった断層帯としては、位置的に鴨川低地断層帯の延長部にあたっていると推定した (第 23 図)。

一方、保田沖 (東京湾側) では、本調査の探査深度内においては連続性を有するような顕著な活構造は認識されない (第 23 図)。本調査海域においては、海底谷が発達しているものの、海底谷を挟んだ両側の侵食面に高度差は認められない (第 15 図)。また、ほぼ露出した D 層上面は、KY4 測線の SP3250 および SP3750 に認められる小規模な谷をまたいで、一定の傾斜で SP2500 付近の大規模な谷に向かって深くなっている (第 24 図)。従って、海底谷は断層に関連して形成されたものではないと考えられる。古屋ほか (2009) および山本ほか (2013) では、陸域の石堂断層、岩井一曾呂川断層の海域延長部の存在が示されている (第 23 図)。ただし、本調査測線において両断層の通過箇所と推定される位置付近においても、連続性を有する活構造は認識されなかった (第 23 図)。

以上をまとめると、鴨川沖では複数の断層が並走した一連の活構造の存在が示唆され、これらの断層は陸域部の石堂断層に連続しているよう見える。一方、保田沖では、本調査結果において鴨川沖と同程度の連続性をもった顕著な活構造の存在を示す結果は得られなかった。また、活構造が認識された鴨川沖については、海岸線から沖合の東端部までの断層帯の全長は 11 km 以上となる (第 23 図)。

本調査範囲の鴨川沖における Fk2 断層では、断層を覆って薄く A 層が堆積している。Fk2 断層を横断する KM4 測線においては、約 18,000 年前に形成された最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面から海底面にかけて撓曲構造が認識される。第 25 図に示す通り、音波速度を 1500 m/sec. と仮定し、

Fk2 断層を挟んだ両側の海底の傾向面を延長し、その深度差を計測すると約 5 m となる。一方、同様の手法により計測した A 層基底面の深度差は約 10 m となり、少なくとも A 層基底面形成以降の A 層堆積中に累積性を有する変動が生じたと推定される。なお、これらの値は断層の傾斜角および横ずれ変位量を考慮しておらず、実際の変位量はこれ以上となる可能性が高い。また、約 18,000 年前に形成された最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面の上下変位量約 10 m を考慮すると、過去 18,000 年間の平均変位速度は約 0.56 m/千年以上と見積られる。

5.2 今後の課題・展望

本調査によって陸域の石堂断層につながると考えられる活構造の存在が確認されたが、陸域において、石堂断層と地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) に記載されている鴨川低地断層帯の断層トレースは完全には一致していない。そのため、本調査によって認識された断層を含め、陸域から海域にいたる各断層の相互関係については、更なる検討が必要である。また、本調査の反射法音波探査は浅層部を主な対象として実施しており、震源断層との関係性も不明である。ただし、今回の調査海域においては、本調査によって得られた音波探査記録以外にも、今回の海底活断層調査において実施された SES2000 による浅層探査、より深部を対象としたウォーターガンを音源とする反射法音波探査 (山本ほか, 2013) 等のデータが取得済である。今後、これらの探査記録を組み合わせることで、震源断層を含むより浅部から深部にいたる断層の全体像が明確になることが期待される。

謝辞 本報告は 2014 年度に文部科学省より委託を受けた、鴨川低地断層帯海域部における活断層調査結果をまとめたものである。本研究を実施するにあたり、調査海域に隣接する自治体および漁業、港湾、船舶交通にかかわる関係各所の方々には調査の趣旨を御理解いただき、多大なる御協力をいただきました。また、査読者である佐藤智之氏、編集担当者である岡村行信氏には、原稿の細部にわたり有益な助言を頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- 千葉県 (1999) 「平成 10 年度 地震関係基礎調査交付金 鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書」。千葉県, 84p.
- 千葉県 (2001) 「平成 12 年度 地震関係基礎調査交付金 鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書」。千葉県, 107p.
- 古屋 裕・伊藤谷生・佐藤比呂志・平田 直・駒田 希充・津村紀子・浅尾一己・荒井良祐・半場康

- 弘 (2009) 反射法地震探査による房総半島南西部内房沿岸の浅部地下構造. 地震研究所集報, 84, 307-329.
- 地震調査研究推進本部 (2005) 福岡県西方沖の地震活動. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2005.htm#a20050320.
- 地震調査研究推進本部 (2007) 新潟県中越沖地震の地震活動. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2007.htm#a20070716.
- 地震調査研究推進本部 (2010) 「全国地震動予測地図」の更新について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/100520yosokuchizu.pdf.
- 地震調査研究推進本部 (2011) 主要活断層帯の長期評価による地震発生確率値. <http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/kaku110101.pdf>.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 「鴨川低地断層帯の長期評価について」. 13p. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/29_kamogawa-teichi.pdf.
- 海上保安庁水路部 (1984) 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「鴨川湾」.
- 活断層研究会編 (1991) 「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 熊木洋太 (1988) 房総半島の完新世旧汀線からみた「大正型」関東地震の平均再来間隔. 地学雑誌, 97, 144-155.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一 (1981) 鴨川地域の地質. 地質調査所, 107p.
- 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-ROM2 枚・付図1葉・60p.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健 (1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, 53, 29-44.
- 宍倉正展 (1999) 房総半島における鴨川地溝帯北縁断層・南縁断層の変位地形と完新世の活動について. 活断層研究, 18, 23-30.
- 宍倉正展・原口 強・宮内崇裕 (2001) 房総半島南西部岩井低地の離水海岸地形からみた大正型関東地震の発生年代と再来間隔. 地震, 53, 357-372.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・奈須紀幸他 (1995) 10万分の1東京湾とその周辺地域の地質 (第2版) 説明書. 特殊地質図 (20), 地質調査所.
- 山本修治・阿部信太郎・佐藤比呂志・古屋 裕・荒井良祐・津村紀子・伊藤谷生 (2013) 房総半島南部太平洋側浅海域における海溝斜面盆地群の構造: 2005・2007 房総南部浅海域高分解能反射法地震探査の成果. 活断層・古地震研究報告, 13, 75-110.
- 横田佳世子 (1978) 房総半島南部東岸の完新世海岸段丘について. 地理学評論, 51, 349-364.

(受付: 2015年7月31日, 受理: 2015年9月30日)

第1表. 探査仕様.

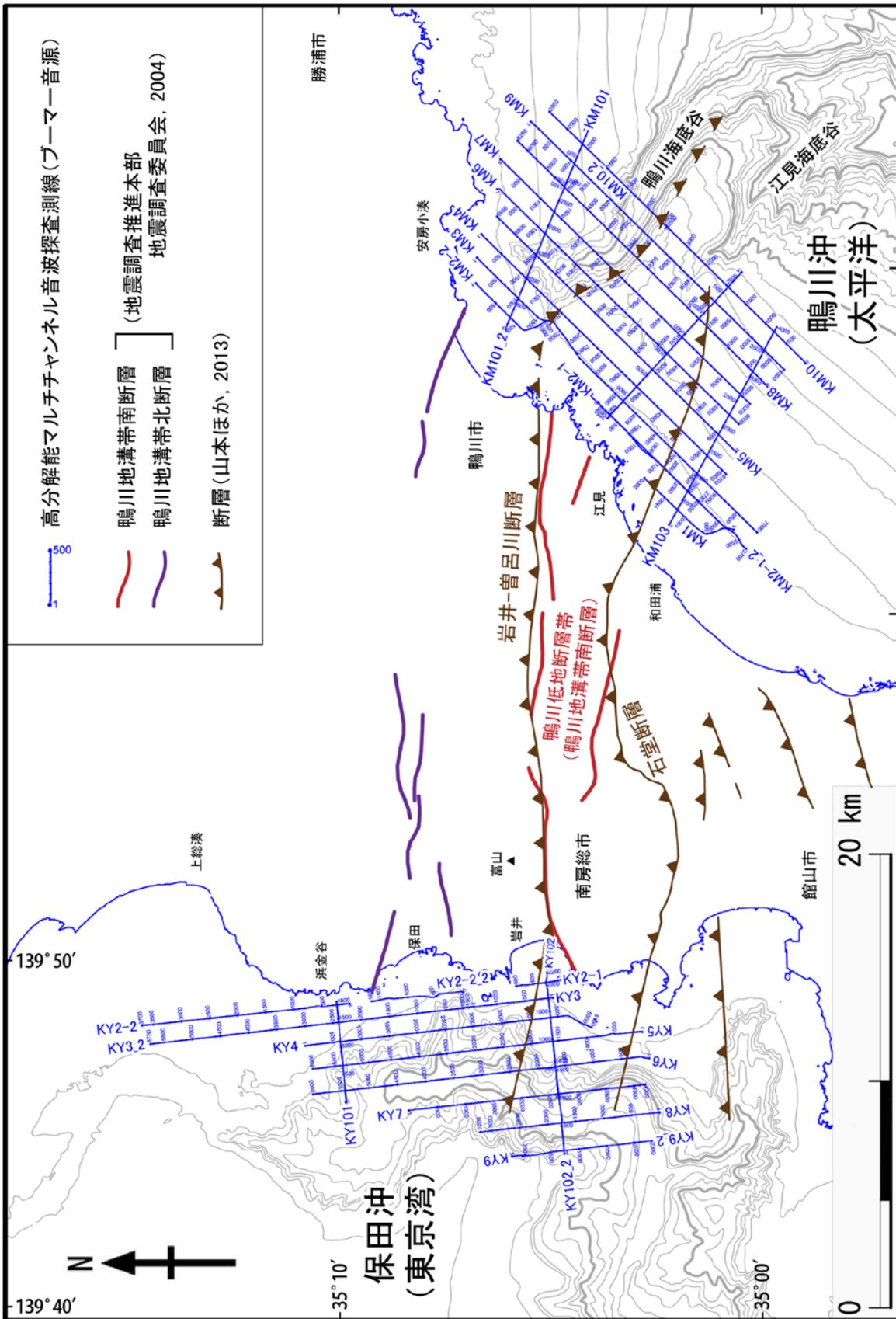
Table 1. Data acquisition parameters for seismic profiling survey.

	調査手法	高分解能マルチチャンネル 音波探査
送信部	音源	ブーマー(電磁誘導振動素子)
	発振エネルギー	約 200 J
	発振周波数	500~5,000 Hz
	音源の深度	0.3 m
	船尾と音源の距離	30 m
	発振点間隔	2.5m
受信部	受信器	圧電型振動素子 (ハイドロフォン)
	チャンネル数	12 ch
	チャンネル間隔	2.5 m
	受信器の深度	0.3 m
	船尾とニアチャンネルの距離	35 m
収録部	探鉱機	24bit (GEODE)
	記録方式	SEG-Y
	重合数	6
	サンプリング間隔	0.125 msec.
	記録長	0.5~0.6 sec
	測点間隔(CMP間隔)	1.25 m
	測位	DGPS
	船速	約 3 ノット

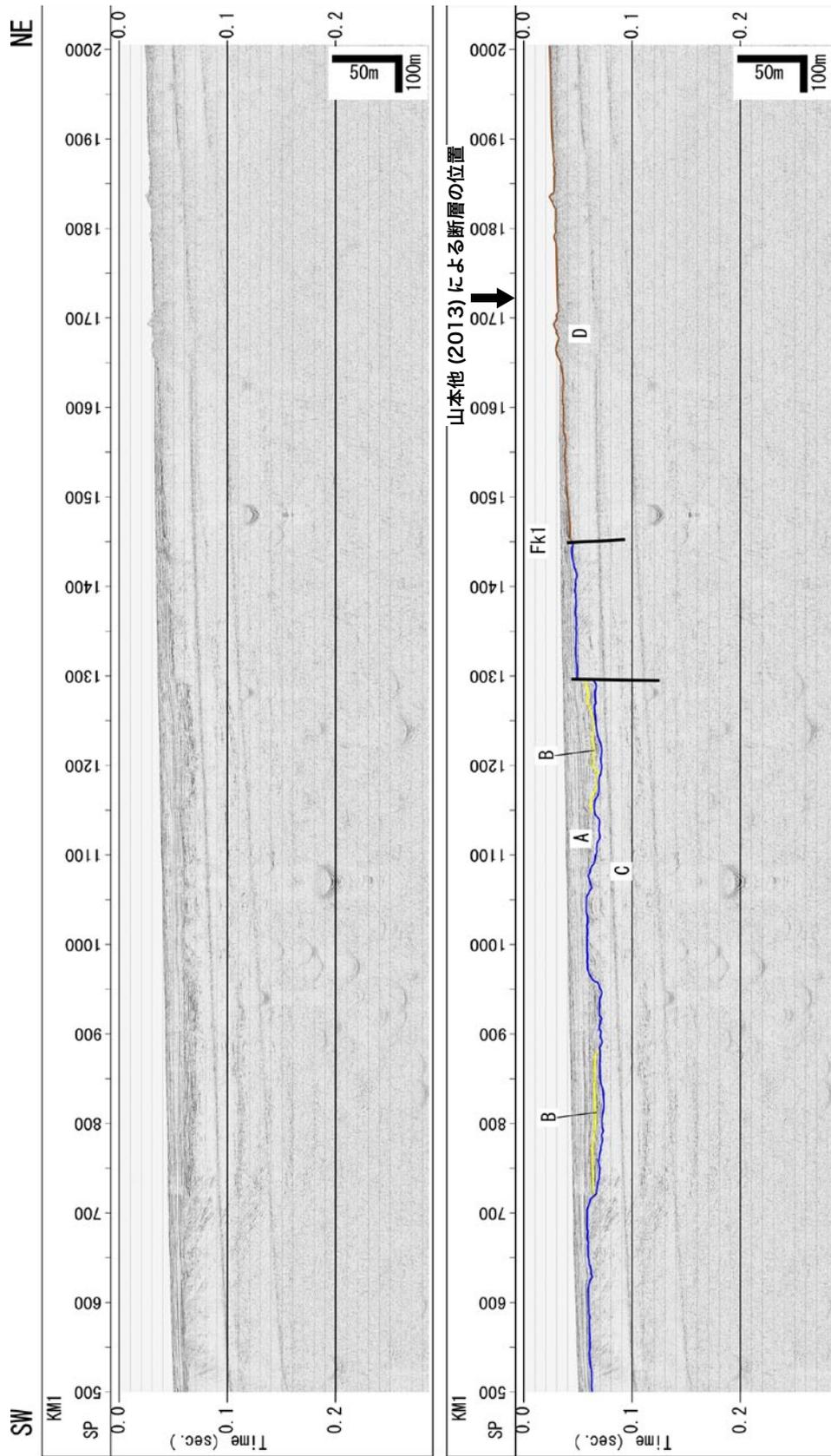
第2表. 層序対比表.

Table 2. Division and correlation of strata in and around the study area.

		海域層序(本研究)		海域層序 (鈴木ほか, 1995)	陸域層序 (鈴木ほか, 1995)
		鴨川沖	保田沖		
第四紀	完新世	A	A	A	海底谷底堆積物
	更新世	B1	B1	B	下総層群
			B2		
		B3	B3	C	上総層群
新第三紀	鮮新世			D	三浦層群
	中新世			E	保田層群・葉山層群
古第三紀					

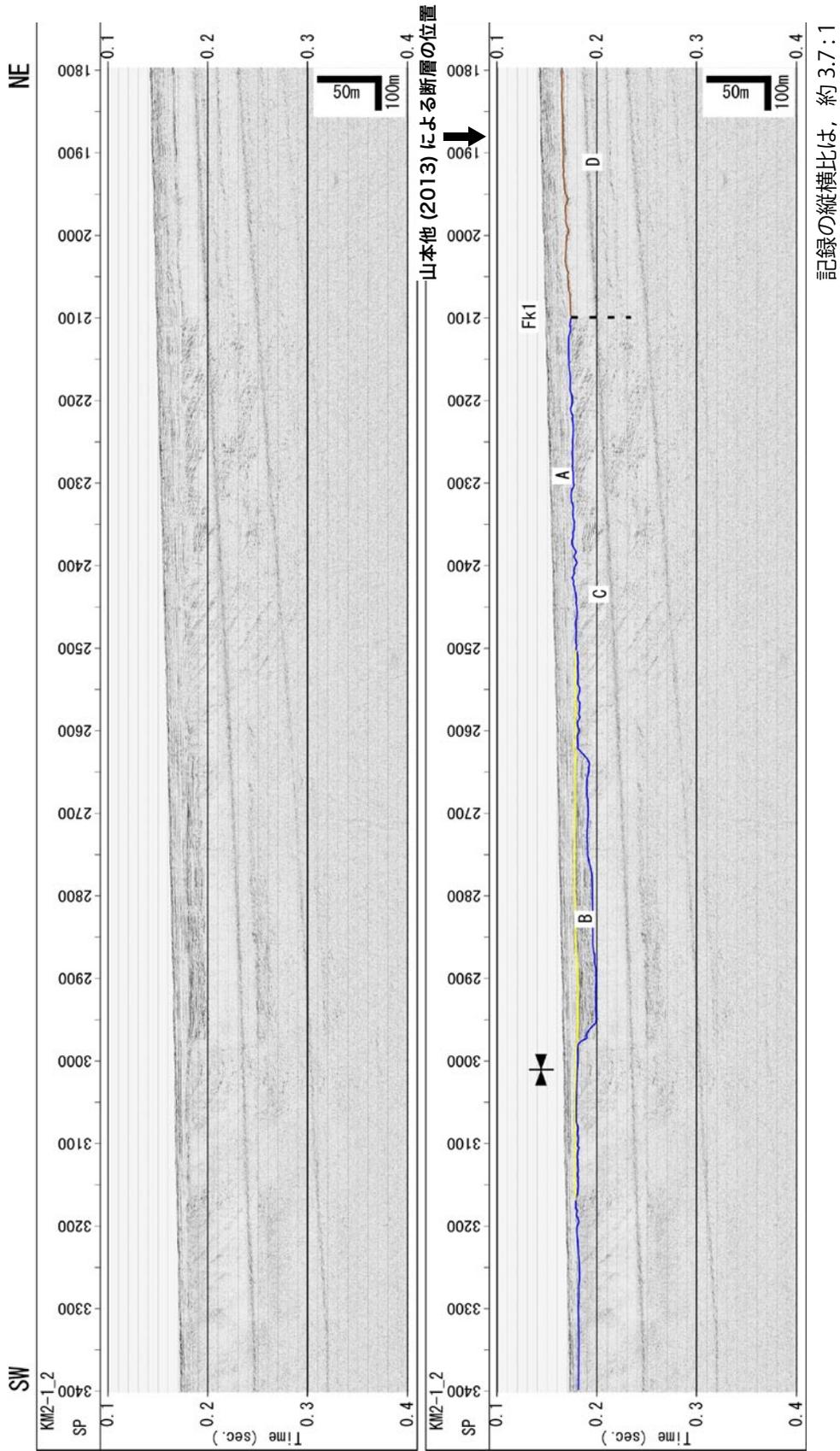


第1図. 調査位置図
Fig. 1. Location map of this survey.

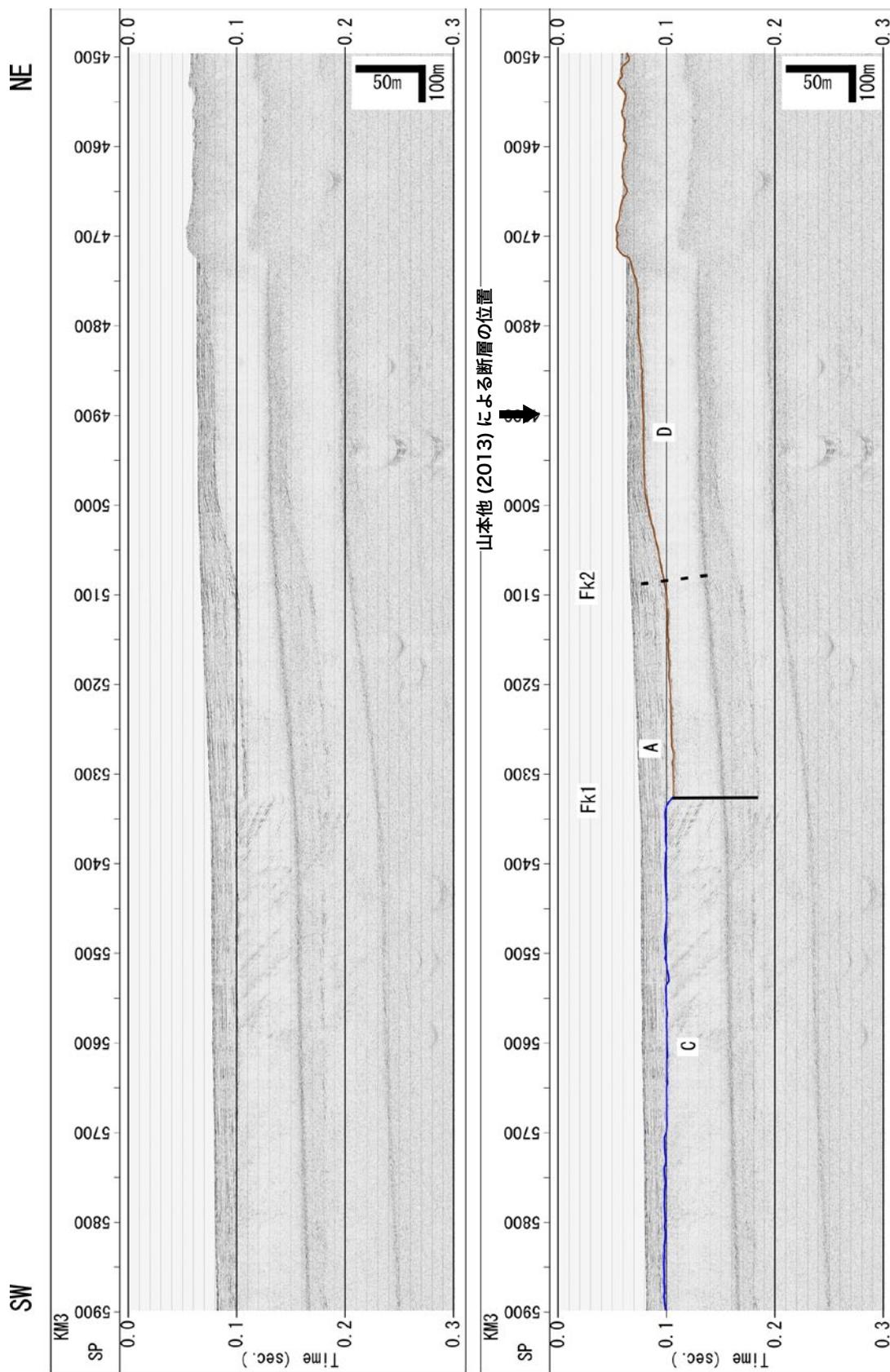


記録の縦横比は、約 3.7 : 1

第2図. マルチチャンネル音波探査記録 (KM1 測線 SP500-2000). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 2. Multichannel seismic reflection profile (Line KM1 SP500-2000). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.

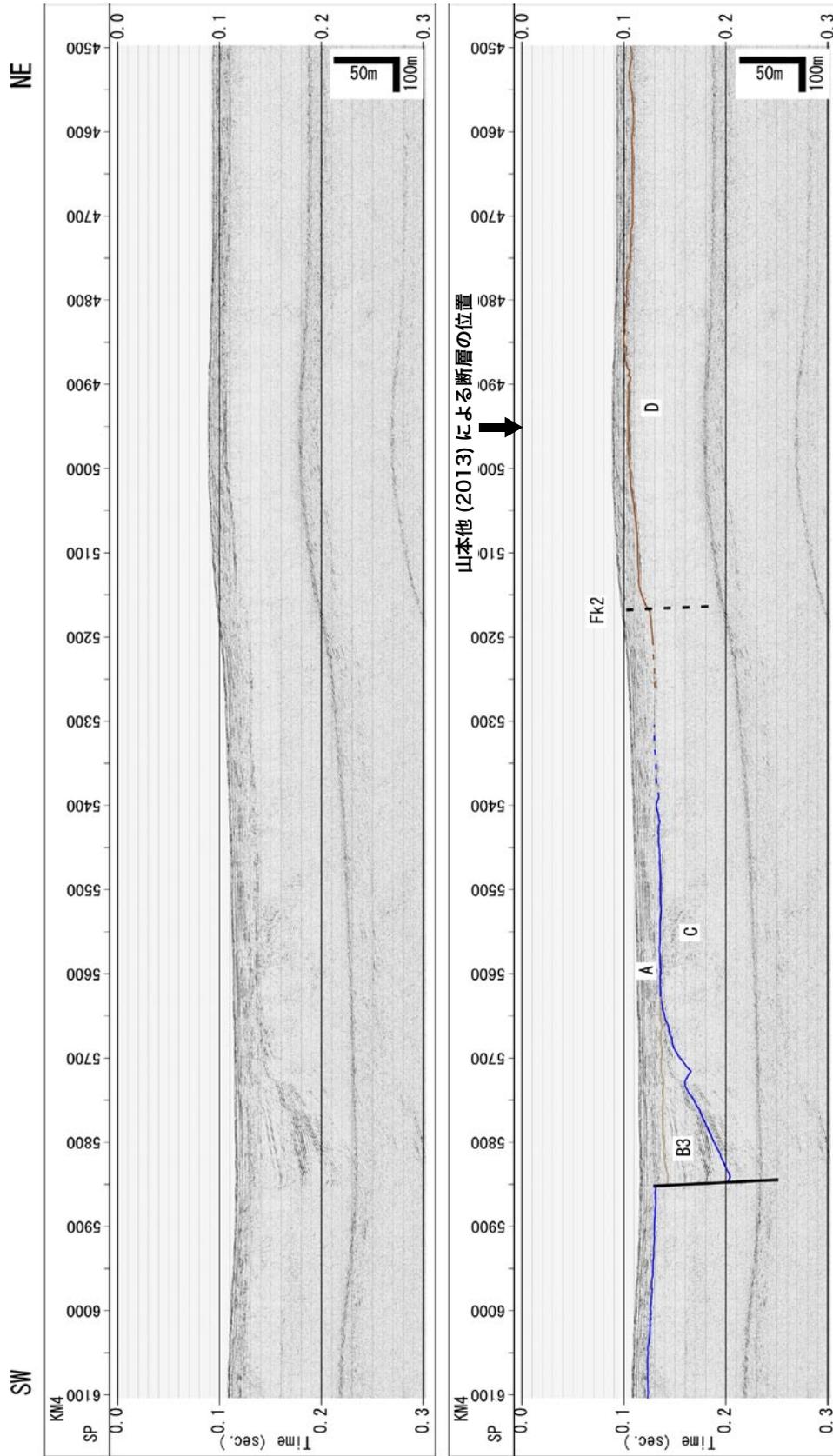


第3図. マルチチャンネル音波探査記録 (KM2-1_2 測線 SP1800-3400). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 3. Multichannel seismic reflection profile (Line KM2-1_2 SP1800-3400). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



記録の縦横比は、約 3.7 : 1

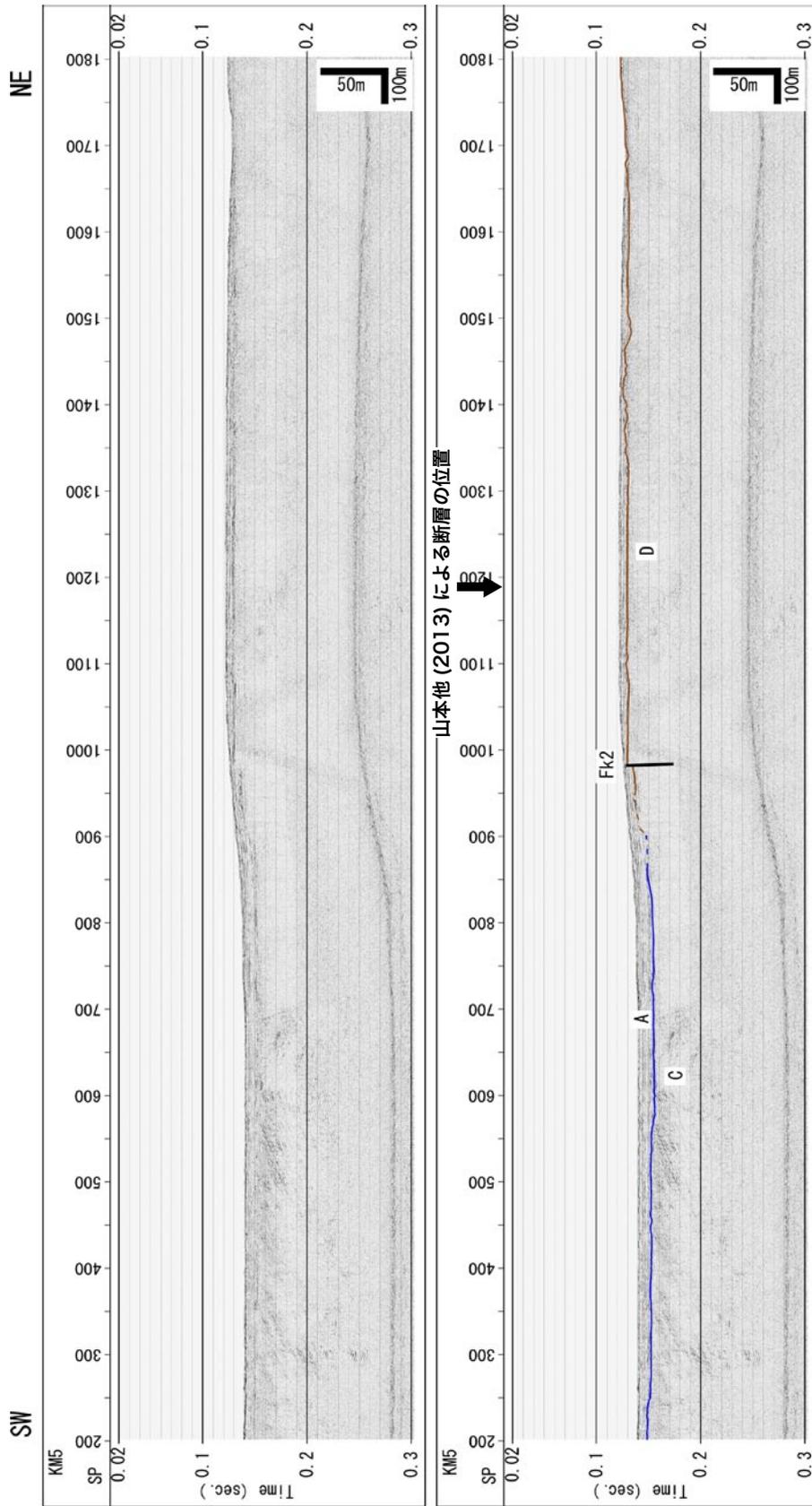
第 4 図. マルチチャネル音波探査記録 (KM3 測線 SP4500-5900). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 4. Multichannel seismic reflection profile (Line KM3 SP4500-5900). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



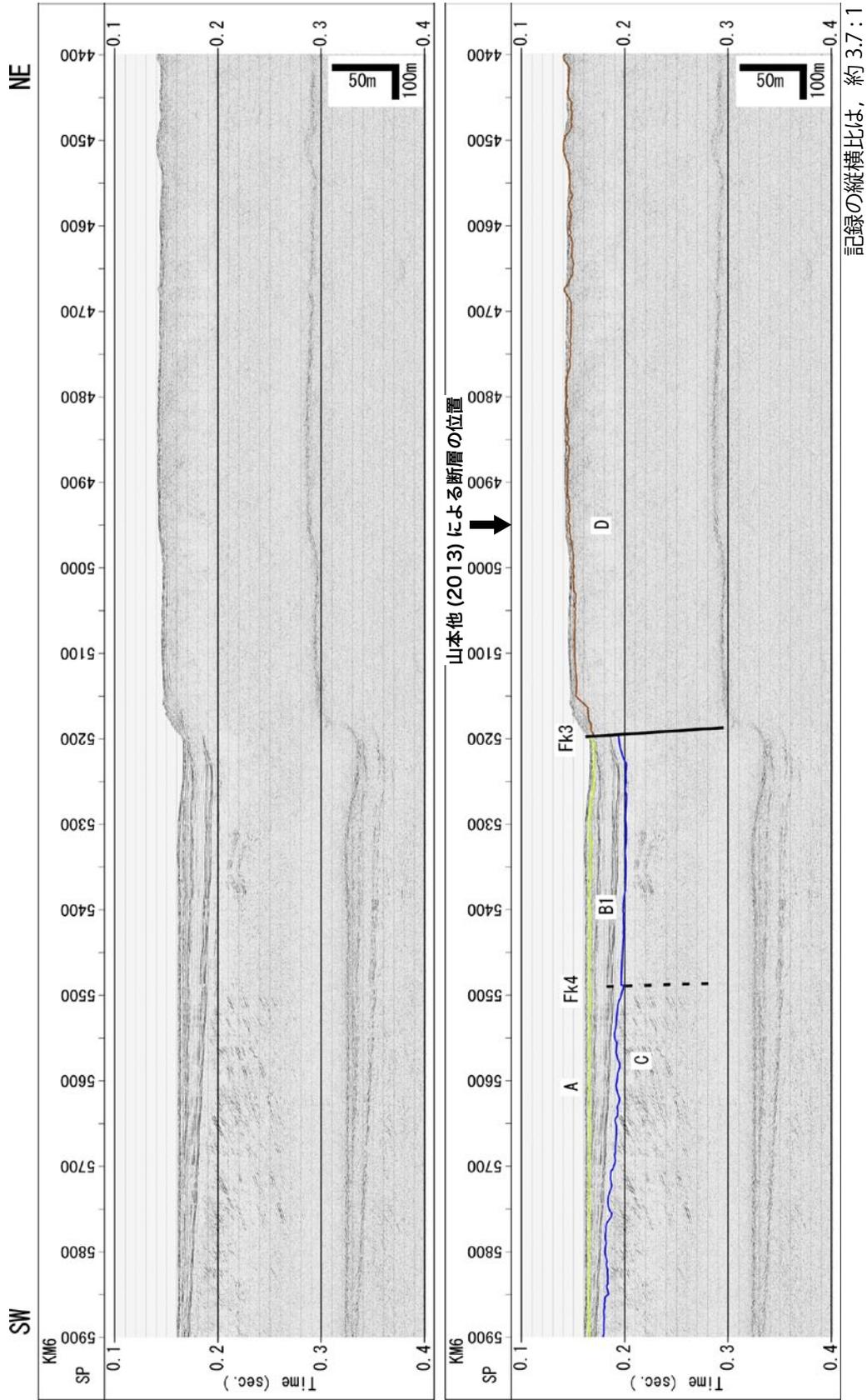
記録の縦横比は、約 3.7 : 1

第 5 図. マルチチャネル音波探査記録 (KM4 測線 SP4500-6100). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.

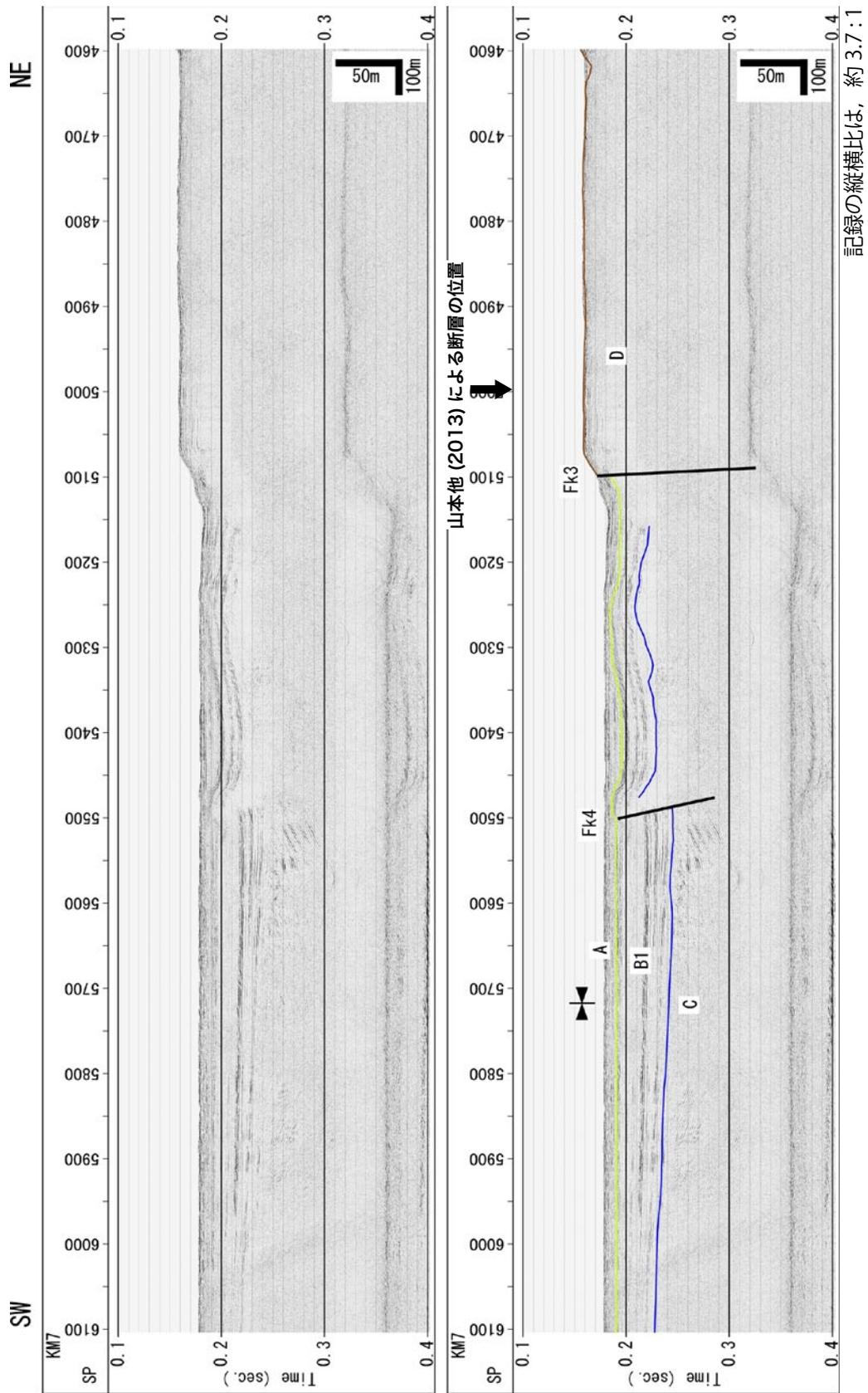
Fig. 5. Multichannel seismic reflection profile (Line KM4 SP4500-6100). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



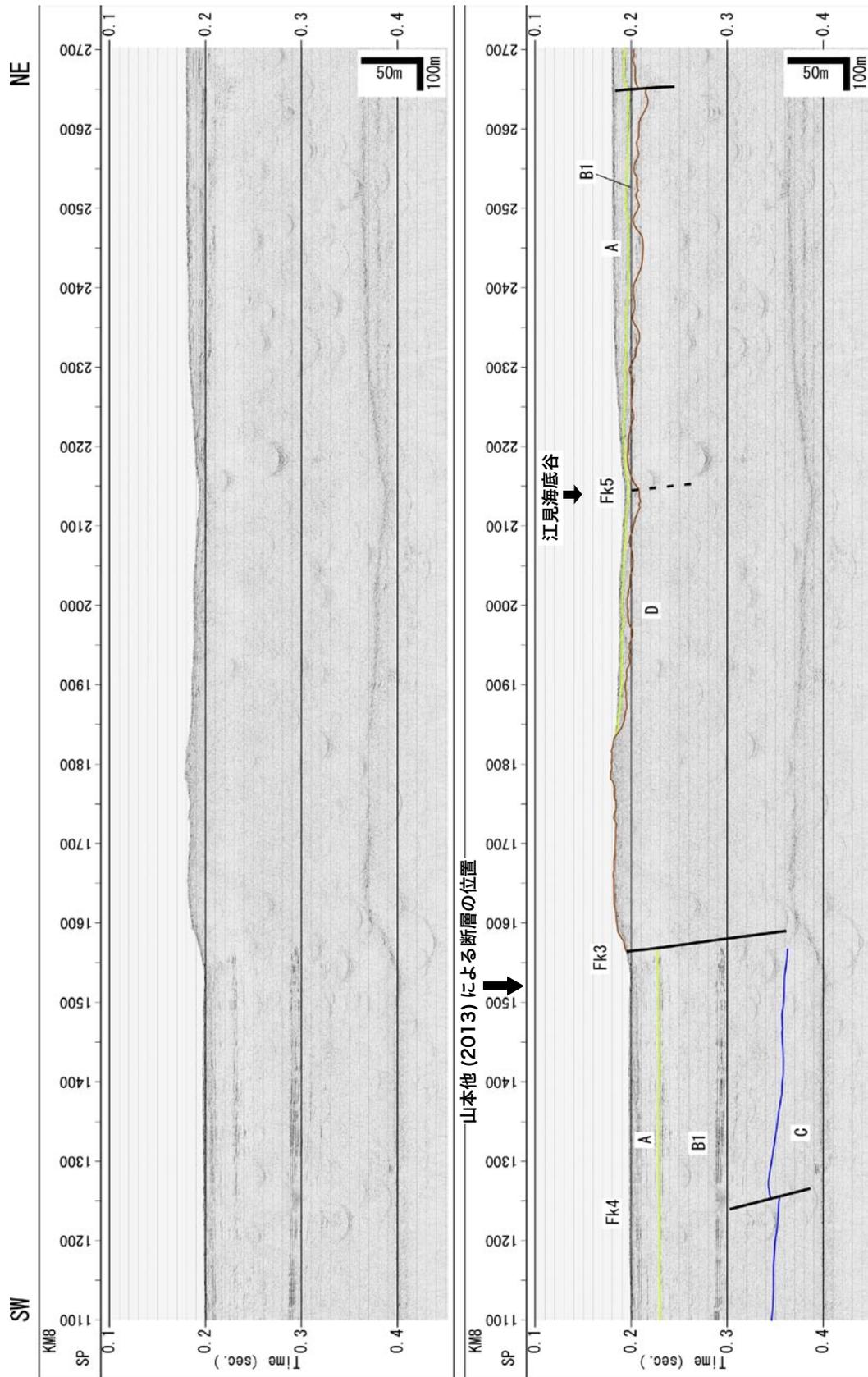
第6図. マルチチャンネル音波探査記録 (KM5 測線 SP200-1800). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 6. Multichannel seismic reflection profile (Line KM5 SP200-1800). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



第7図. マルチチャンネル音波探査記録 (KM6 測線 SP4400-5900). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 7. Multichannel seismic reflection profile (Line KM6 SP4400-5900). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.

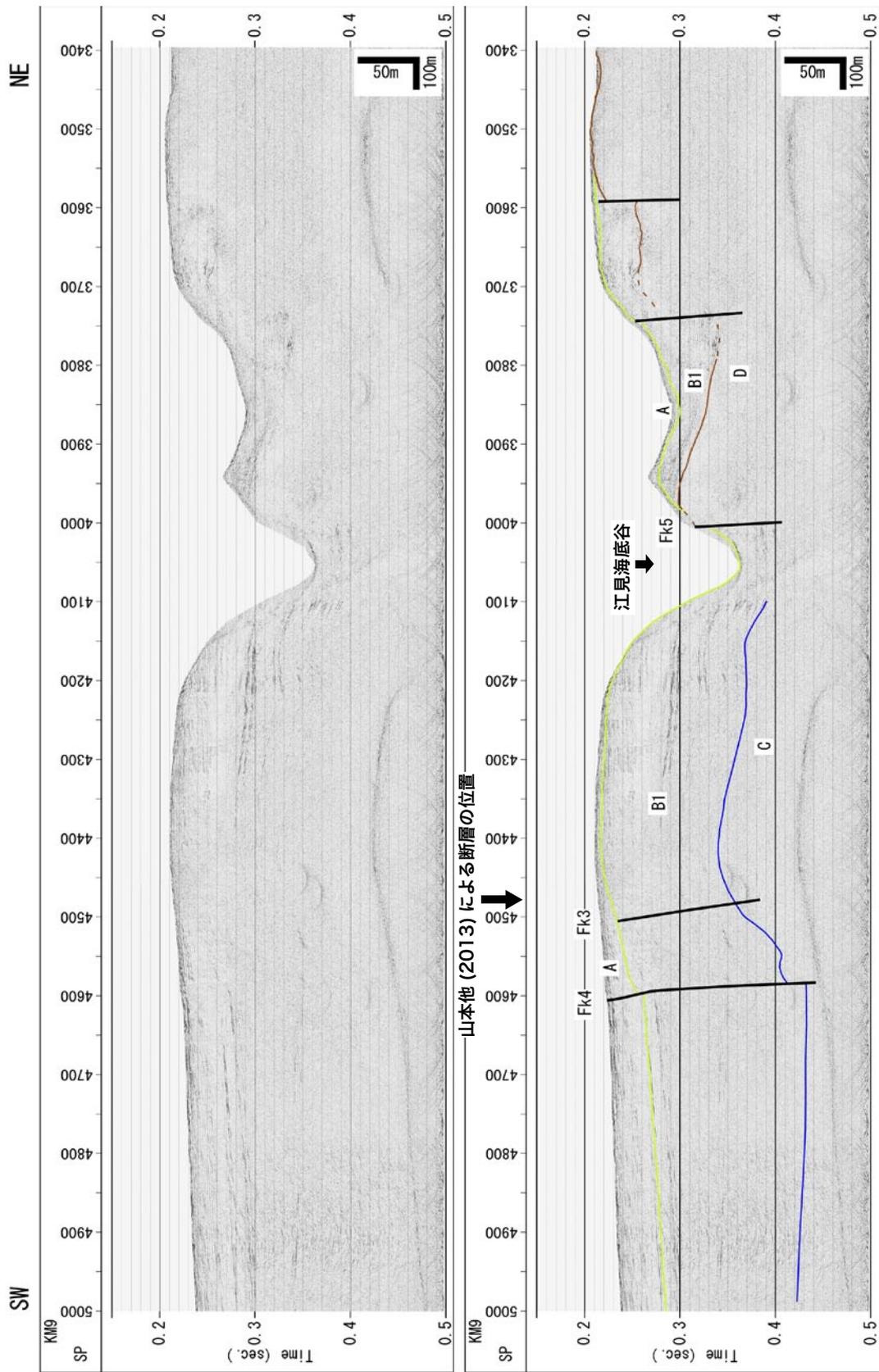


第8図. マルチチャネルネン波探査記録 (KM7 測線 SP4600-6100). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 8. Multichannel seismic reflection profile (Line KM7 SP4600-6100). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



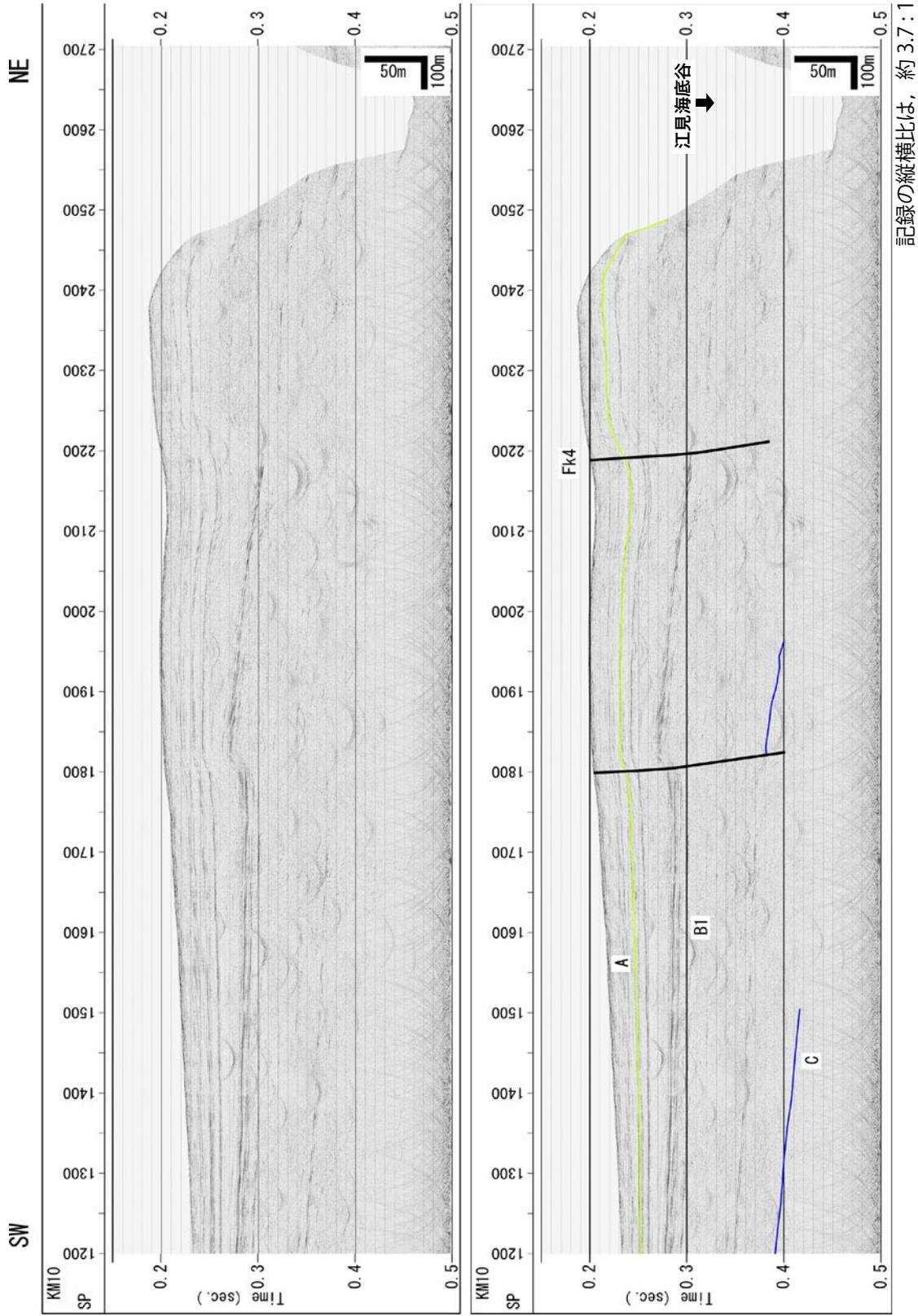
記録の縦横比は、約 3.7 : 1

第9図. マルチチャンネル音波探査記録 (KMS 測線 SP1100-2700). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 9. Multichannel seismic reflection profile (Line KMS SP1100-2700). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.

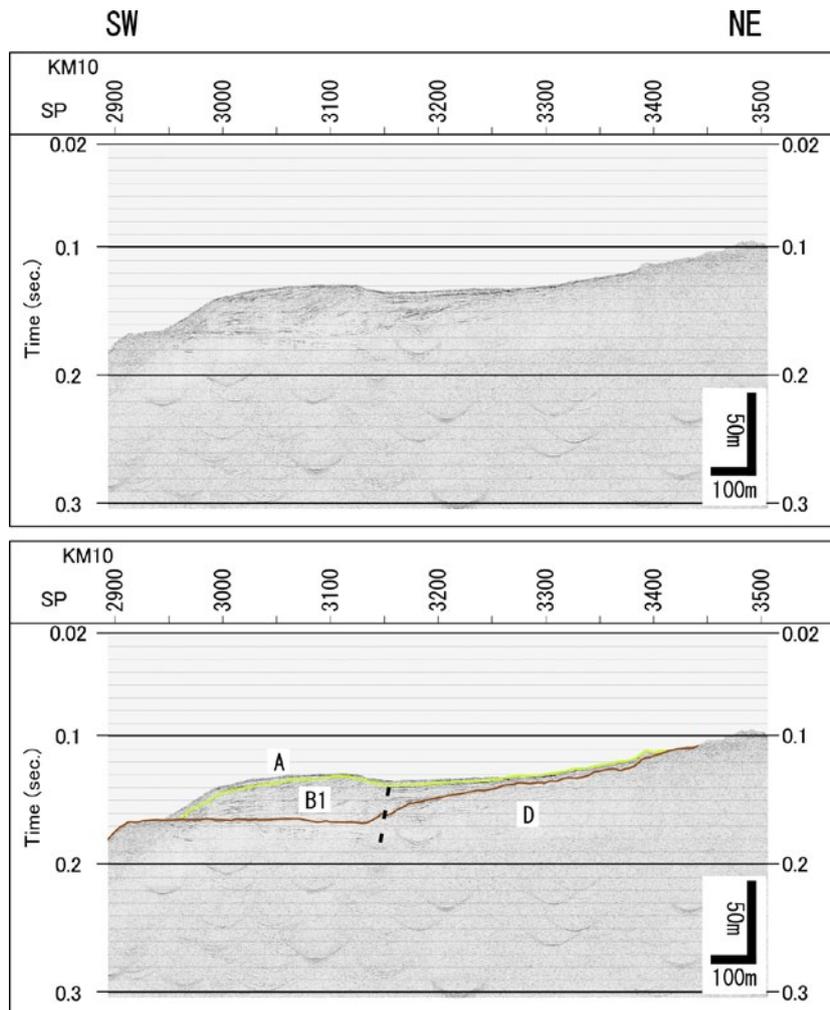


記録の縦横比は、約 3.7:1

第 10 図. マルチチャネル音波探査記録 (KM9 測線 SP3400-5000). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 10. Multichannel seismic reflection profile (Line KM9 SP3400-5000). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.

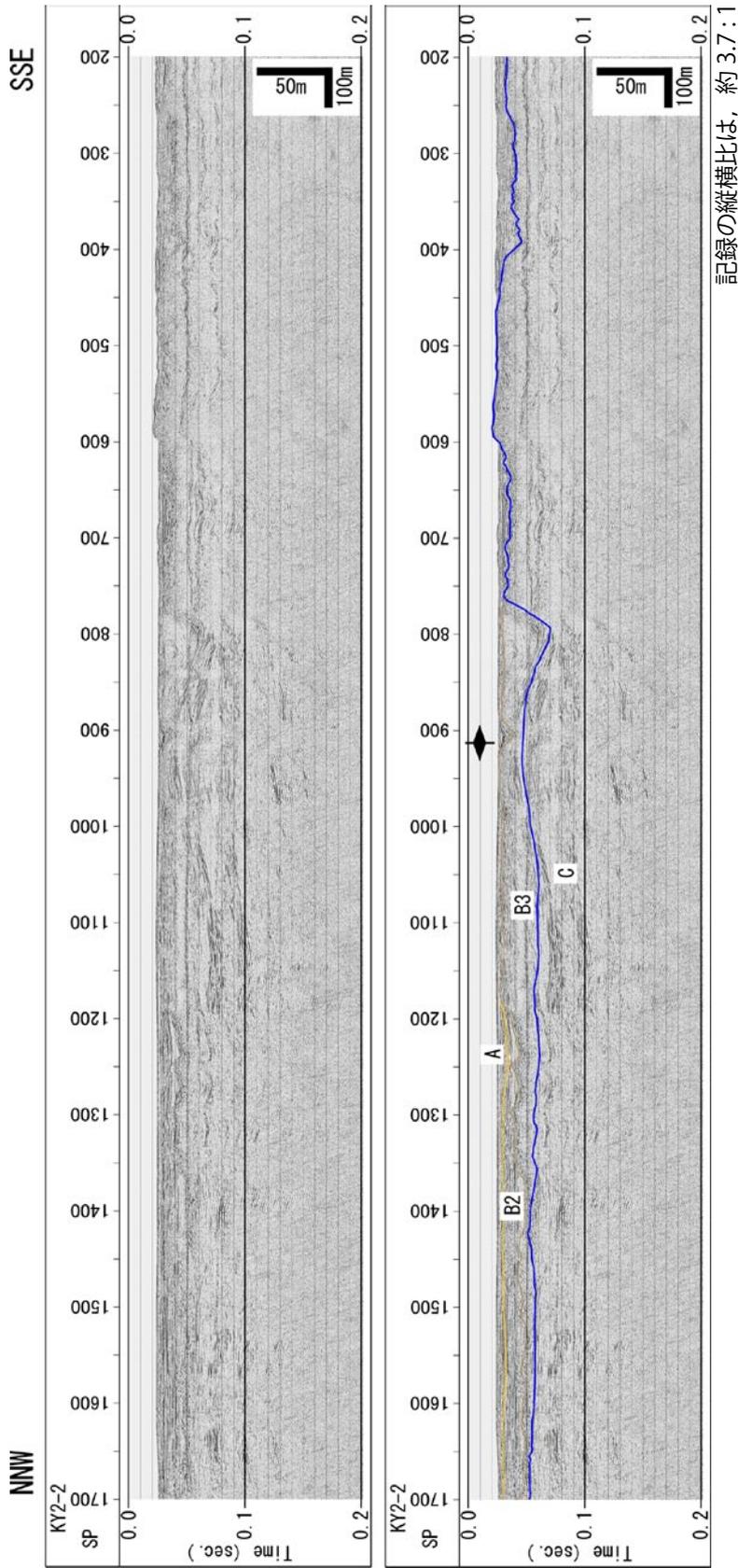


第11図. マルチチャンネル音波探査記録 (KM10 測線 SP1200-2700). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 11. Multichannel seismic reflection profile (Line KM10 SP1200-2700). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.

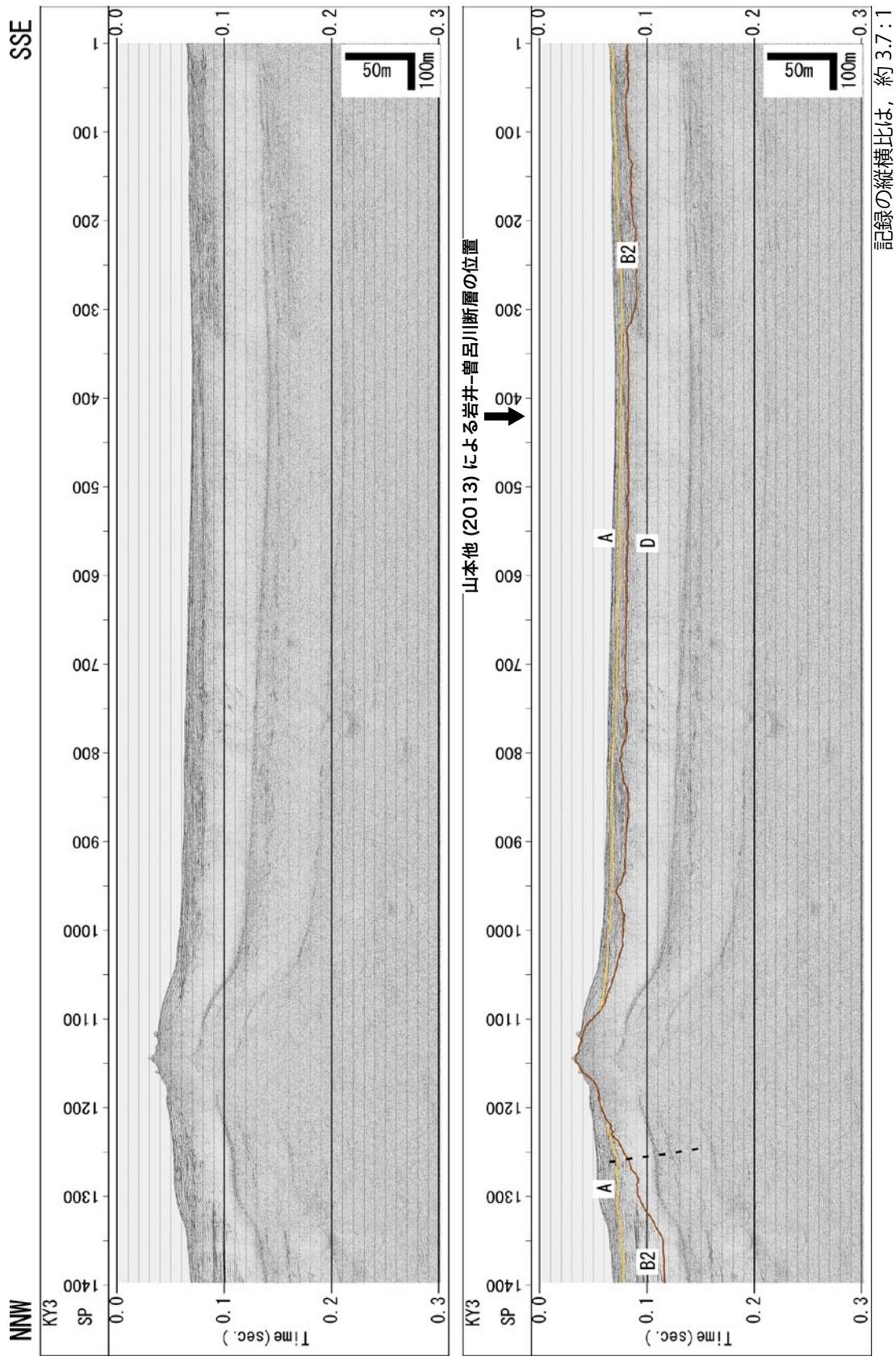


記録の縦横比は、約 3.7 : 1

第 12 図. マルチチャンネル音波探査記録 (KM10 測線 SP2900-3500).
上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
Fig. 12. Multichannel seismic reflection profile (Line KM10 SP2900-3500).
Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



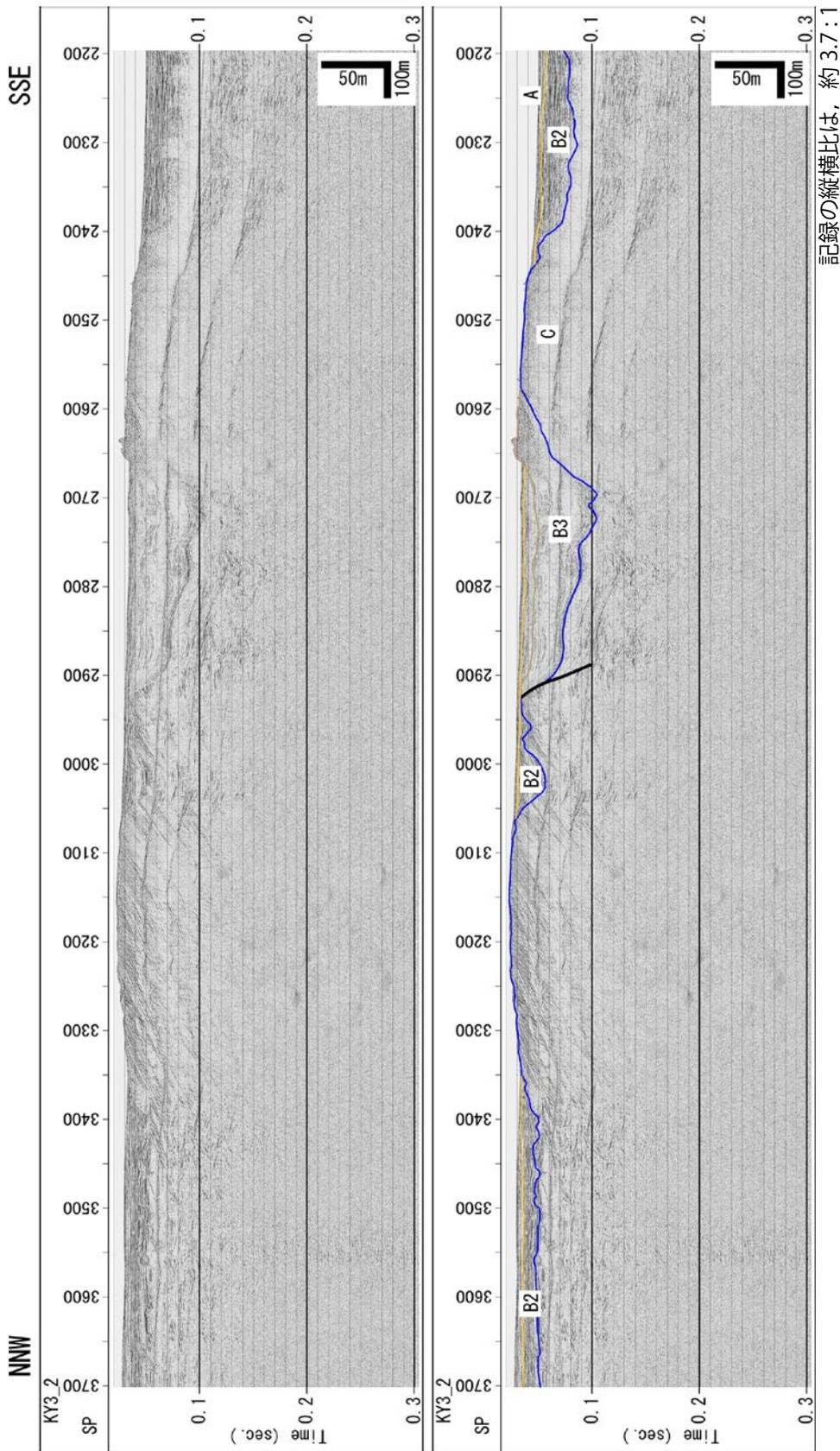
第13図. マルチチャンネル音波探査記録 (KY2-2 測線 SP200-1700). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 13. Multichannel seismic reflection profile (Line KY2-2 SP200-1700). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



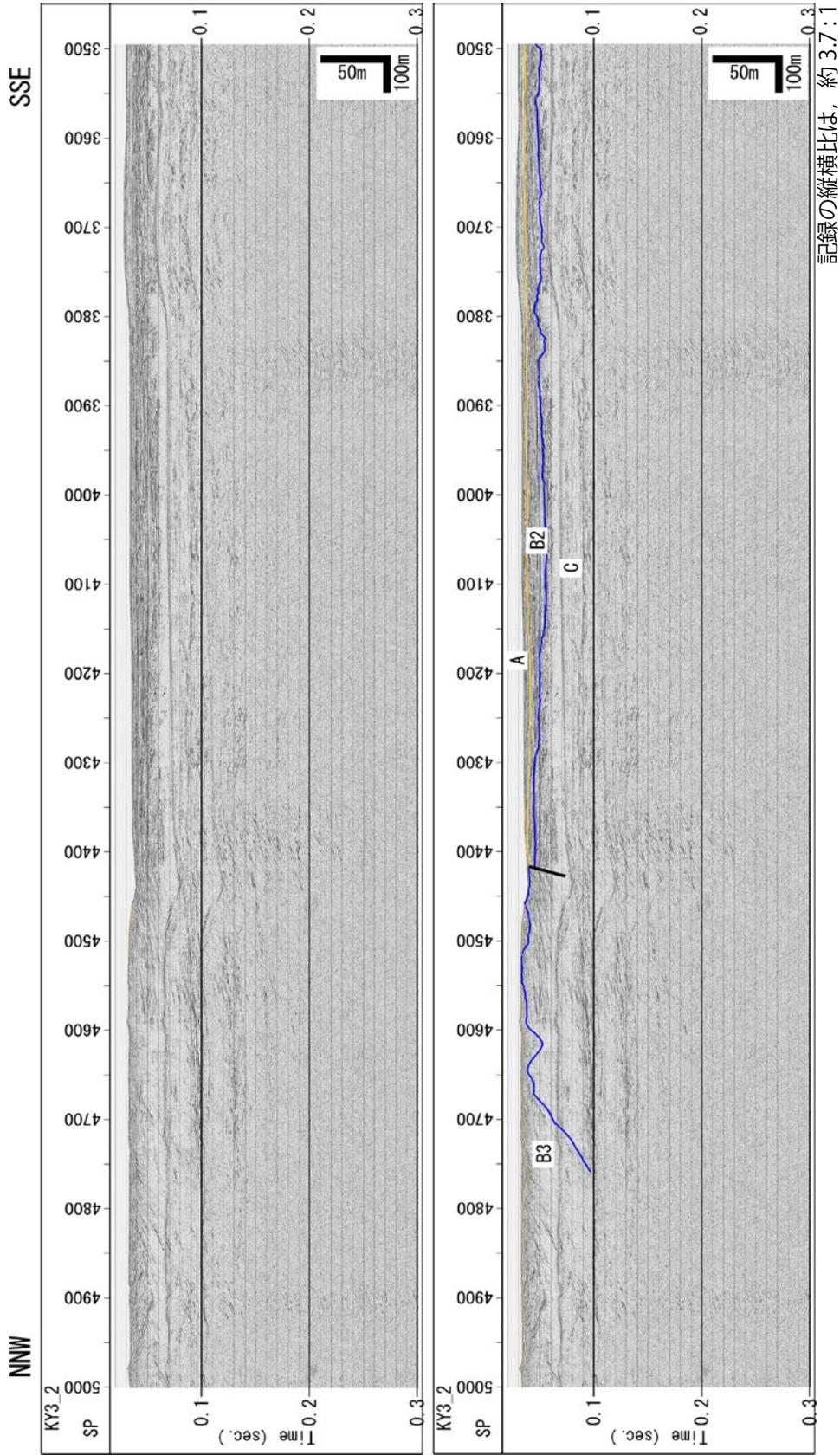
第14図. マルチチャネル音波探査記録 (KY3 測線 SP1-1400). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 14. Multichannel seismic reflection profile (Line KY3 SP1-1400). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



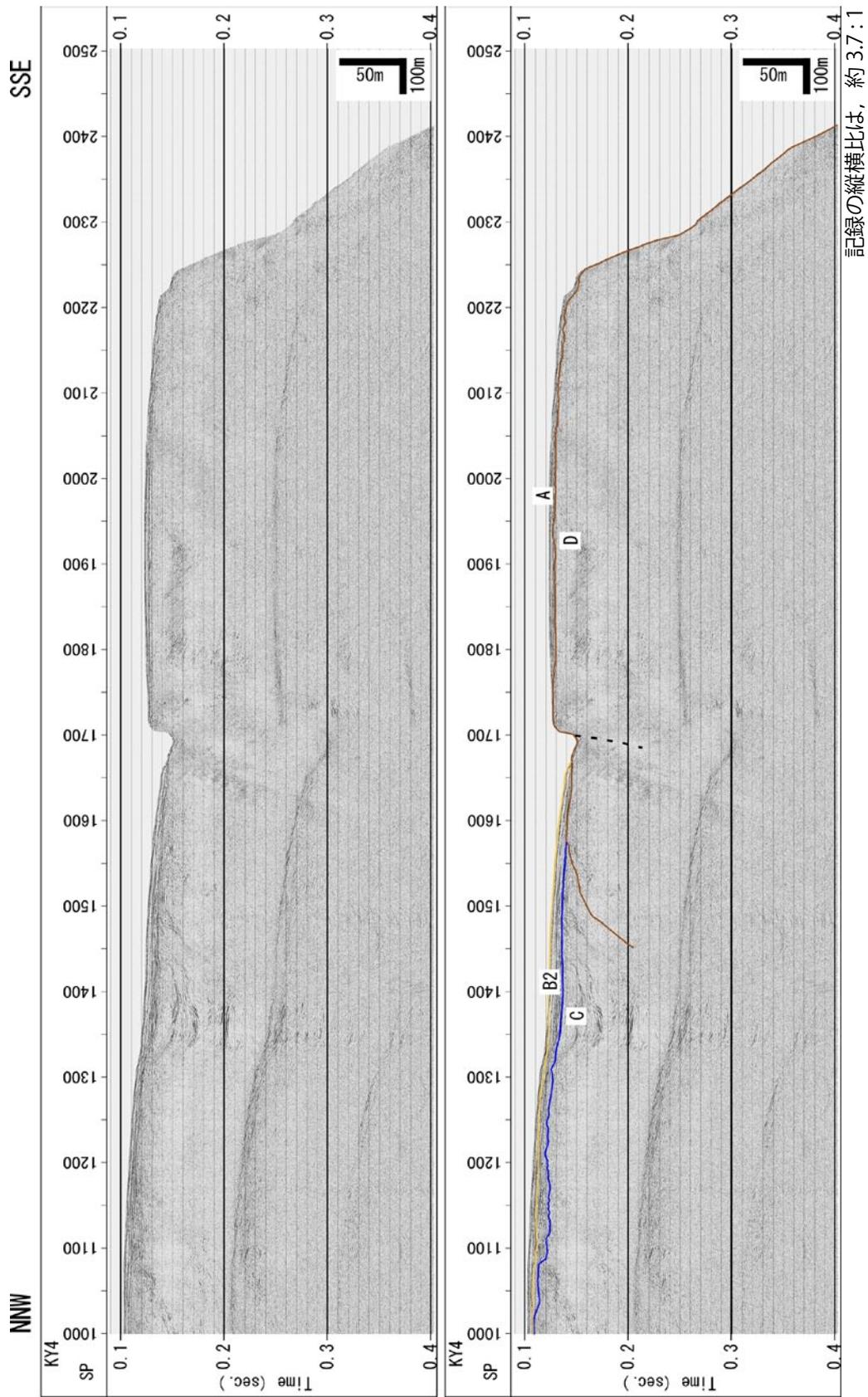
第 15 図. マルチチャンネル音波探査記録 (KY3 測線 1200-1400, KY3_2 測線 SP1-1300). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 15. Multichannel seismic reflection profile (Line KY3 1200-1400, Line KY3_2 SP1-1300). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



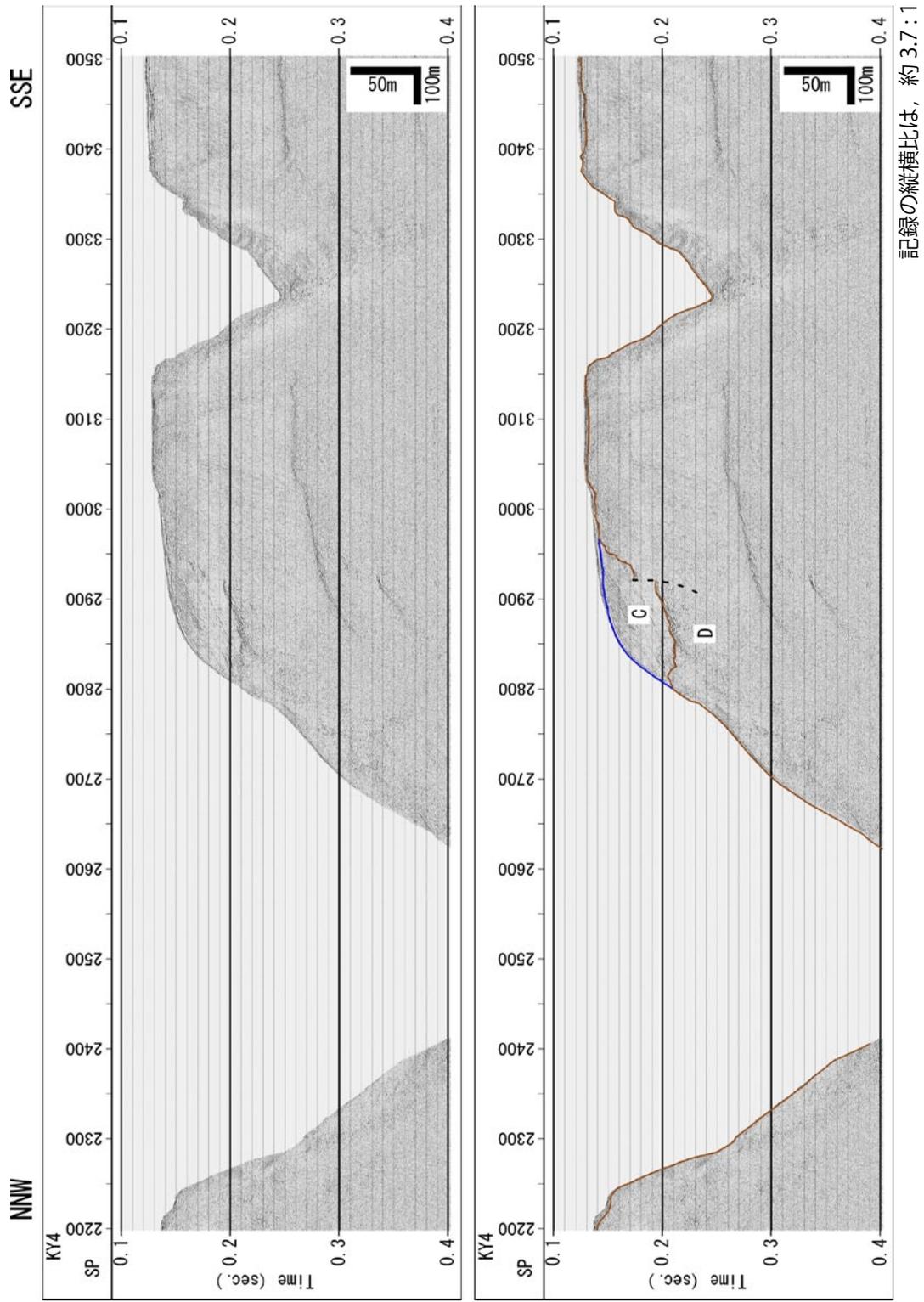
第16図. マルチチャンネル音波探査記録 (KY3_2 測線 SP2200-3700). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 16. Multichannel seismic reflection profile (Line KY3_2 SP2200-3700). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



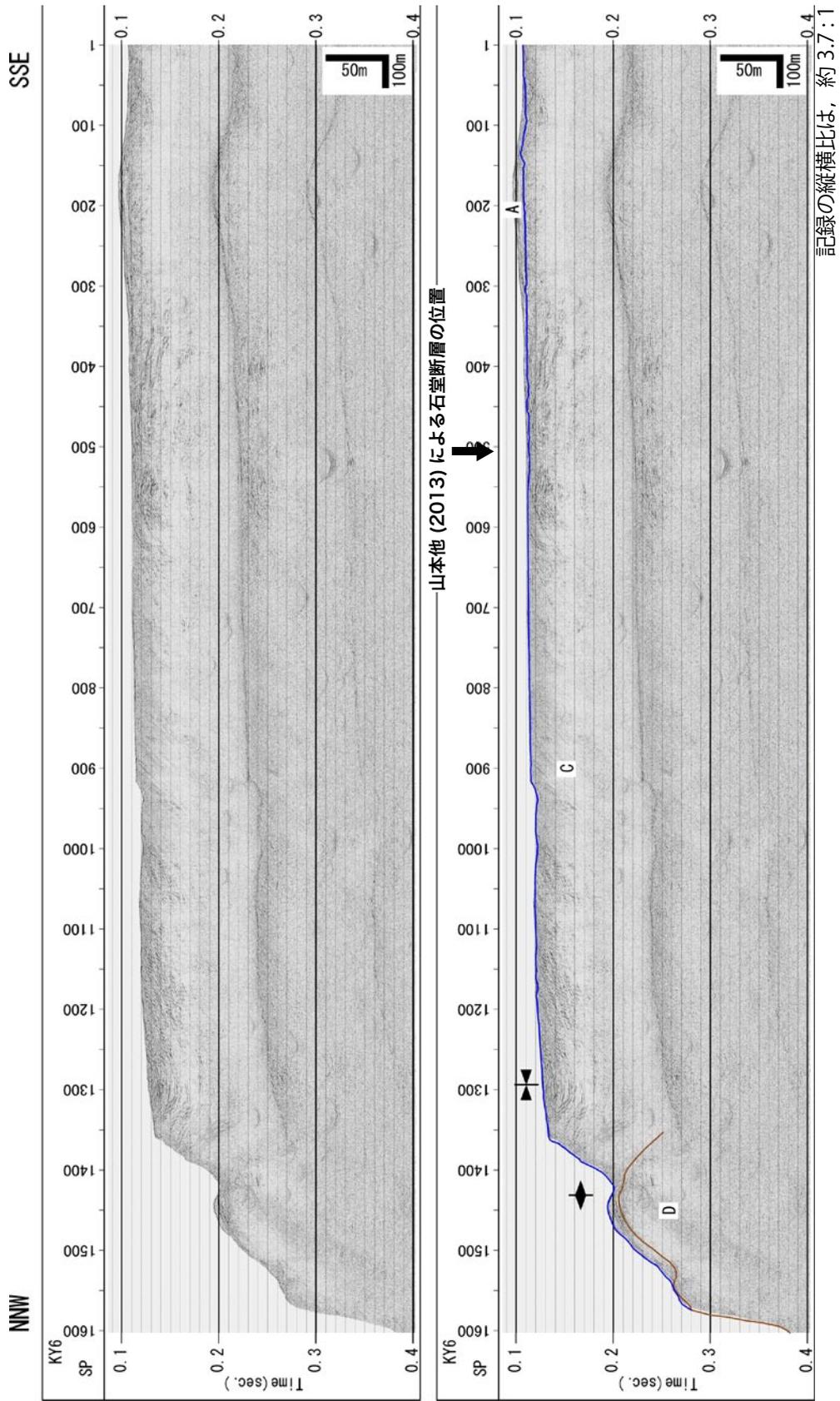
第 17 図. マルチチャンネル音波探査記録 (KY3_2 測線 SP3500-5000). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 17. Multichannel seismic reflection profile (Line KY3_2 SP3500-5000). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



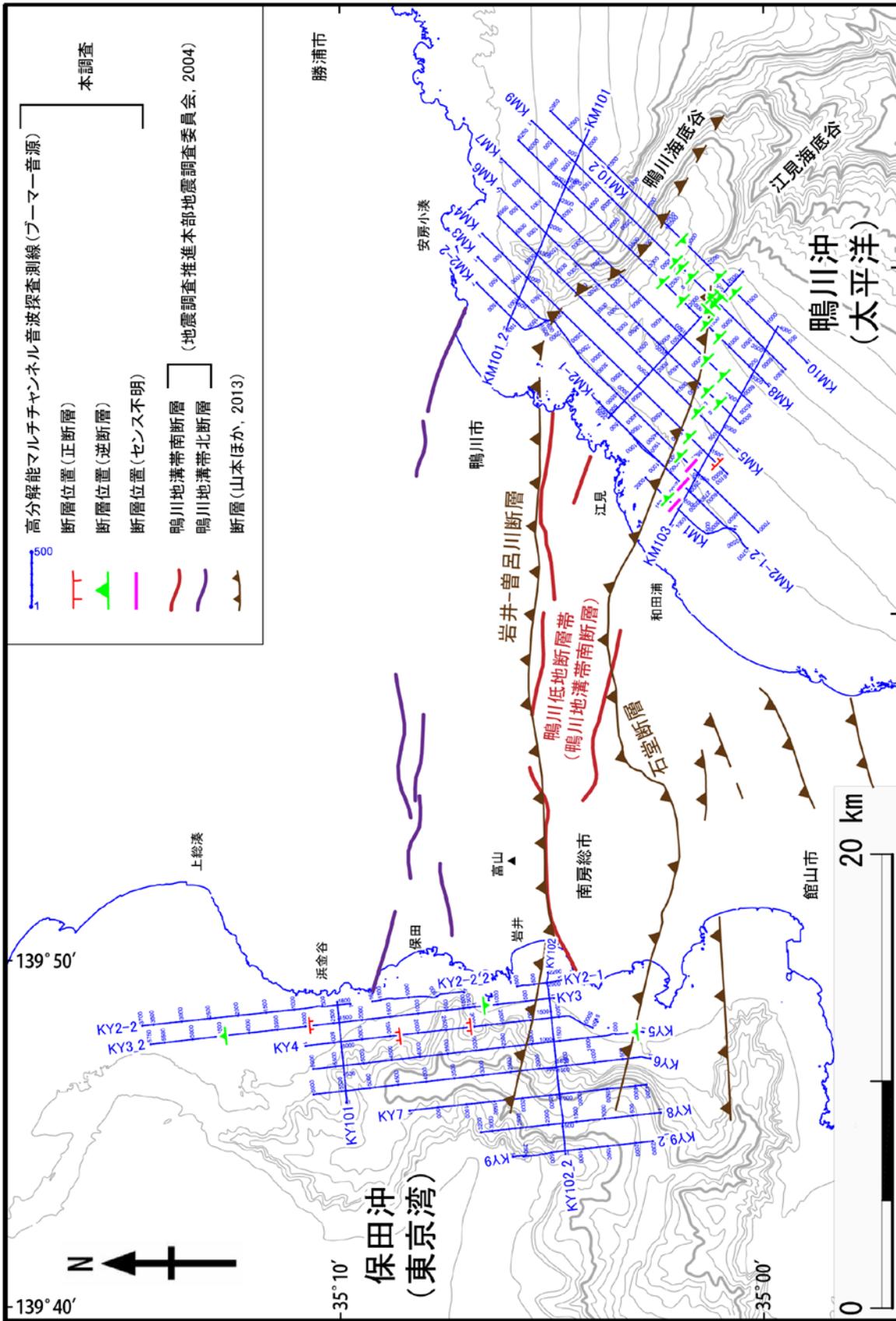
第 18 図. マルチチャンネル音波探査記録 (KY4 測線 SP1000-2500). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 18. Multichannel seismic reflection profile (Line KY4 SP1000-2500). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



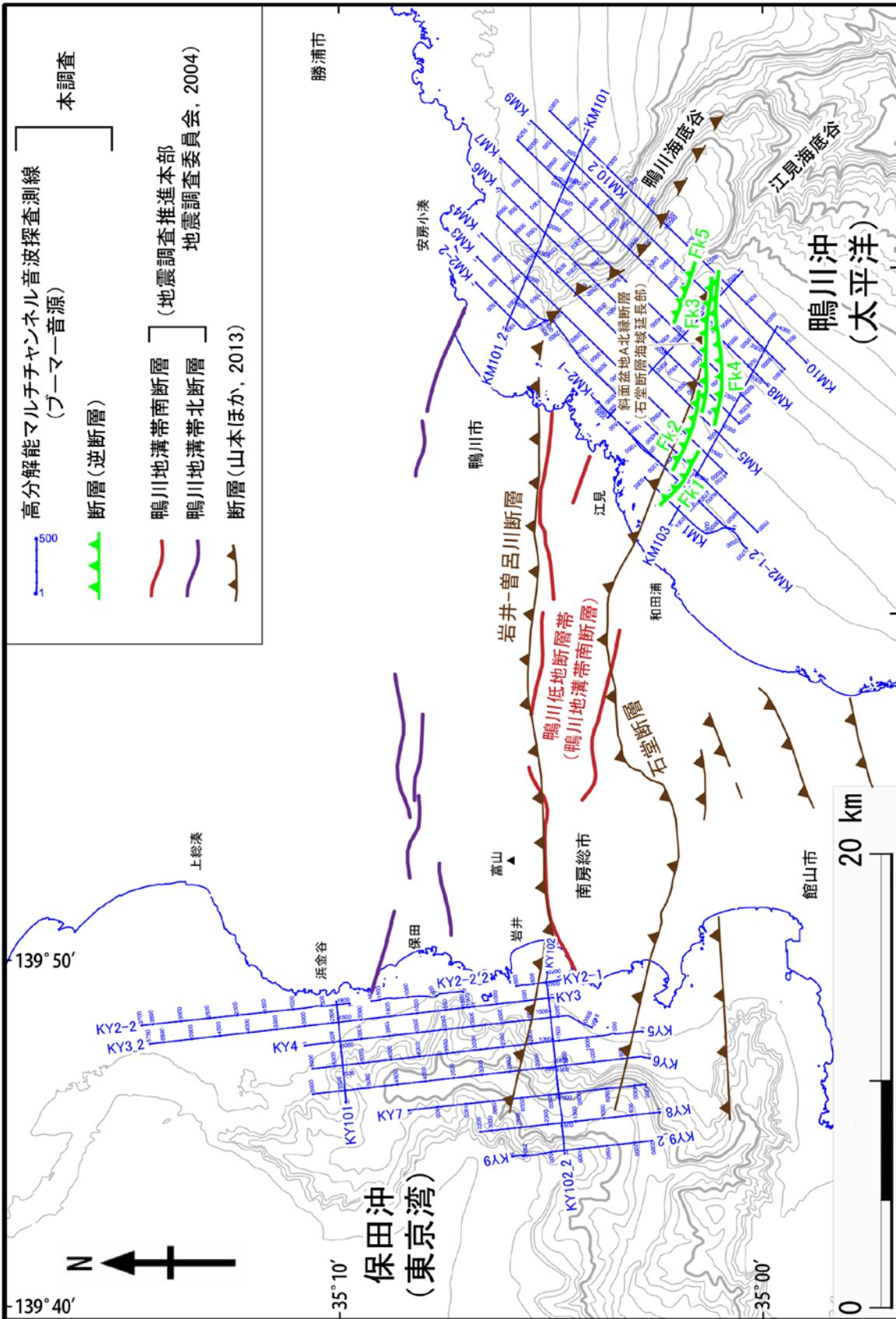
第 19 図. マルチチャンネル音波探査記録 (KY4 測線 SP2200-3500). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 19. Multichannel seismic reflection profile (Line KY4 SP2200-3500). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



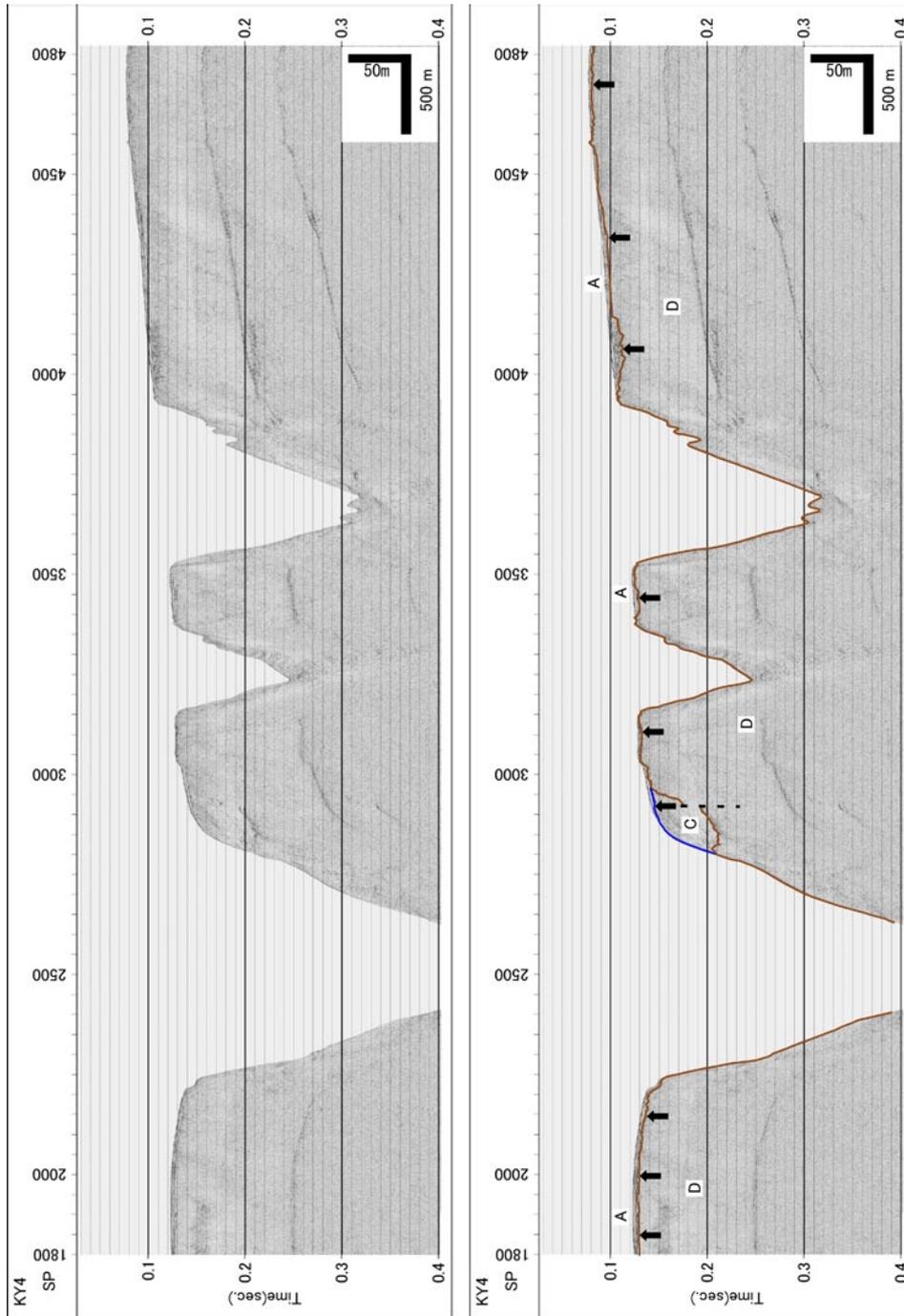
第 21 図. マルチチャネル音波探査記録 (KY6 測線 SP1-1600). 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.
 Fig. 21. Multichannel seismic reflection profile (Line KY6 SP1-1600). Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



第22図. 断層位置図.
Fig. 22. Fault location map.

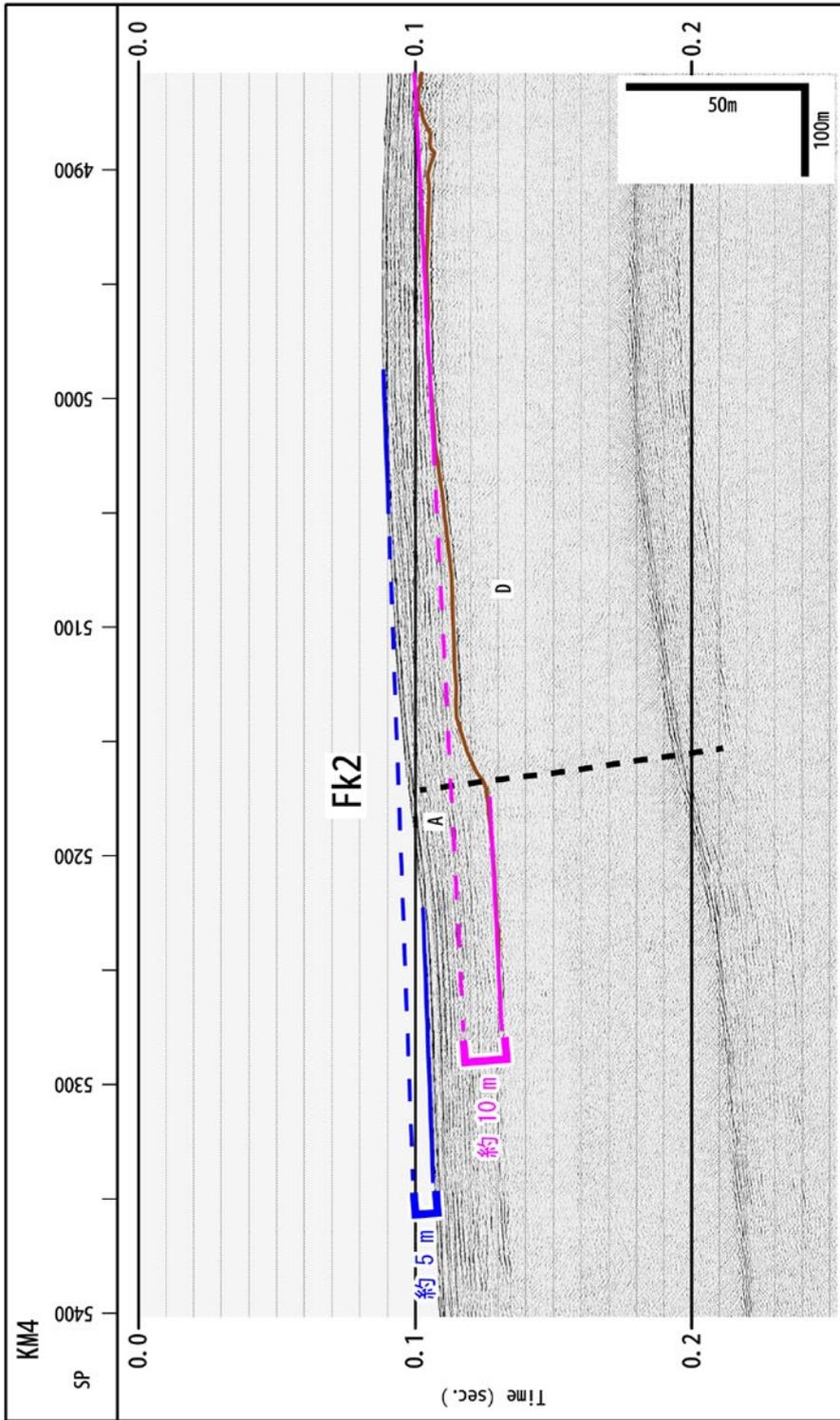


第23図. 地質構造図.
 Fig. 23. Geological structure map.



第24図. KY4 測線における保田沖における海底谷を挟んだ A 層基底の侵食面分布. 黒矢印は A 層基底の不整合面の位置を示す.
 上段: 反射断面, 下段: 解釈断面.

Fig. 24. Distribution of erosional surface which is correlated to the base of the layer A in the Line KY4 across submarine valley off the Hota.
 Black arrows indicate the location of the unconformity of the base of the layer A. Top: Time section, Bottom: Geological interpretation.



記録の縦横比は、約 3.7 : 1

第 25 図. KM4 測線における Fk2 断層の変位と変形状況. 深度は音波速度を 1500 m/sec. と仮定して算出.

Fig. 25. Displacement of Fk2 and the related deformation structures in the Line KM4. A velocity of 1500 m/sec. was used for time-to-depth conversion.