

## 伊勢湾断層帯, 白子一野間断層の最新活動時期とその変位量

### Age and displacement of the latest seismic event of Shiroko-Noma fault, Ise Bay Fault Zone

佐藤 智之<sup>1</sup>・八木 雅俊<sup>2</sup>・大上 隆史<sup>3</sup>・天野 敦子<sup>1</sup>・宮川 歩夢<sup>1</sup>・大熊 茂雄<sup>1</sup>・  
坂本 泉<sup>4</sup>・田村 亨<sup>1</sup>

SATO Tomoyuki<sup>1</sup>, YAGI Masatoshi<sup>2</sup>, OGAMI Takashi<sup>3</sup>, AMANO Atsuko<sup>1</sup>, MIYAKAWA Ayumu<sup>1</sup>,  
OKUMA Shigeo<sup>1</sup>, SAKAMOTO Izumi<sup>4</sup> and TAMURA Toru<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation, tomoyuki-sato@aist.go.jp)

<sup>2</sup> 株式会社ジオシス (GEOSYS INC.)

<sup>3</sup> 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

<sup>4</sup> 東海大学 (Tokai University)

**Abstract:** The age and displacement of the latest seismic event of the Shiroko-Noma fault in Ise Bay are refined by integrating the shallow high-resolution seismic reflection survey, boomer multi-channel seismic reflection survey, gravity survey, and 36-m-long and 65-m-long boring cores with radiocarbon dating. The gravity survey revealed regional basement topography that deepens toward the north, and different characteristics of basal topography from east to west along the fault. The shallow, high-resolution seismic survey and radiocarbon dating indicate that the latest seismic event occurred at 9–8 ka. The vertical displacement due to this event is about 2.6 m in the eastern part of the fault. The western part of the fault shows larger vertical displacement, especially in the section between 136°38'E and 136°40'E, where it reaches more than 5 m. The previously-reported seismic sections indicate that the vertical displacement of the basement in the western part is twice greater than that in the eastern part, and this trend is concordant to the displacement during the latest seismic event. The displacement due to the latest seismic event in the western part, as revealed by the seismic sections, is greater than that estimated from the length of the fault. Interlocking with other faults and more events may have occurred during the Holocene to explain the displacement in the western part but no evidence for this was obtained. Further research is needed for constraining the connection and the tectonics relationships to the western region.

**キーワード:** 白子一野間断層, 伊勢湾, 活断層, 反射法音波探査, 変位量, 活動年代, 最新活動  
**Keywords:** Shiroko-Noma fault, Ise Bay, active fault, seismic survey, age of the latest seismic event, displacement during the latest seismic event

#### 1. はじめに

伊勢湾の中部に分布する白子一野間断層については, それを含む伊勢湾断層帯の一部として, 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) がそれまでに実施された調査研究を取りまとめている. これによれば, 白子一野間断層の過去の活動については, 伊勢湾中央から知多半島側にかけて実施した調査研究 (中部空港調査会, 1994) にもとづいて評価されており, 最新の活動時期は概ね 6,500 年前以後~5,000 年前以前であった可能性があり, 最新活動に伴う上下変位量は約 2.5 m とされた. 活動性については, 約 10 万年前の地層が上下方向に 30 m 変位していることから, 平均上下変位速度は 0.3 m/ky と推定された. また, 白子一野間断層については最新活動より

も前の活動を十分に特定できていないため, 最新活動よりも前の活動を明らかにする必要があると指摘された.

その後, 岡村ほか (2013) は, 白子一野間断層の伊勢湾西部における調査にもとづいて, 中部空港調査会 (1994) による年代推定は 1 万年前とした方が妥当であること, 1 万年間に 2 回の断層活動があった可能性があり, 2 回の活動による累積的な上下変位量が 10 m に達している可能性を示した. これによれば, 白子一野間断層の湾西部における 1 回の上下変位量は約 5 m, 平均上下変位速度は約 1.0 m/ky に達することになる. これは, 断層の湾東部のデータにもとづいて評価された 1 回の上下変位量・平均上下変位速度 (地震調査研究推進本部地震調査委員会,

2005) よりも大きく、断層の東部と西部で活動性に違いがあることを示唆している。しかしながら、白子一野間断層の活動性について、その空間的な差異について、十分な検討はなされていない。また、岡村ほか(2013)では断層活動層準に達する試料が得られておらず、最近1万年間における断層活動の具体的な時期は絞り込めていない。

産業技術総合研究所では、「沿岸域の地質・活断層調査(沿岸域プロジェクト)」の一環として、伊勢湾における調査研究を実施してきた。一連の調査によって、白子一野間断層の近傍において複数の音源を組み合わせた高分解能音波探査記録が取得され(佐藤・古山, 2018; 佐藤ほか, 2020; 八木ほか, 2019), 断層の西部において断層を挟む2地点において海上ボーリング掘削調査が実施された(天野ほか, 2020)。さらに、海底重力調査(大熊ほか, 2020)にもとづいて、伊勢湾の深部構造についての検討が進んでいる。本論では、これらの新しく取得された調査結果を組み合わせて、白子一野間断層の活動履歴および変位量の空間分布について検討し、白子一野間断層の活動性の空間的な差異について論じる。

## 2. 伊勢湾断層帯、特に白子一野間断層の概要

伊勢湾に分布する断層の位置・性状に関しては、音波探査、重力探査およびボーリング調査によって研究されてきた(中条・須田, 1971, 1972; 国土地理院, 1973; 中部空港調査会, 1994; 海上保安庁, 1995; 豊蔵ほか, 1999; 岩淵, 2000; 岡田ほか, 2000)。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は伊勢湾断層帯の長期評価として、それまでに実施された調査研究にもとづいて同断層帯を構成する伊勢湾断層、内海断層、白子一野間断層の位置・形状や過去の断層活動についてとりまとめた。その後、文部科学省による委託事業「沿岸海域における活断層調査」の一環として、布引山地東縁断層帯東部(海域部)における海底活断層調査が実施された(産業技術総合研究所・東海大学, 2013; 岡村ほか, 2013)。この中で、白子一野間断層の西部における音波探査記録が取得され、その活動性が検討されている。以上の調査研究結果によれば、伊勢湾断層帯の諸特性は次のように整理される。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)によれば、伊勢湾断層帯は、木曾川河口の南方海域から愛知県知多郡南知多町の南方へと延びる全長約42 kmの伊勢湾断層帯主部と、美浜町沖合から三重県安芸郡河芸町沖合に達する全長約21 kmの白子一野間断層よりなる(第1図)。伊勢湾断層帯主部は、北東側の相対的隆起を伴う断層であり、北部の伊勢湾断層と南部の内海断層に細分される。伊勢湾断層は東傾斜の逆断層であるが、内海断層の断層面の傾斜については十分な資料がない。白子一野間断層は、

北側隆起の逆断層である。いずれの断層についても、横ずれの有無は不明である。

伊勢湾断層の平均上下変位速度は0.1 m/ky程度であり、平均活動間隔は10,000~15,000年程度であった可能性がある。最新活動時期は1,000年前以後~500年前以前であり、その時の上下変位は1~1.5 m程度であったと推定される。内海断層の平均上下変位速度は0.2 m/ky程度で、平均活動間隔は5,000~10,000年程度であった可能性がある。最新活動時期は2,000年前以後~1,500年前であり、その時の上下変位は1~2 m程度と推定される。

白子一野間断層については、断層の東部において取得されたデータによれば、平均上下変位速度は0.3 m/ky程度であった可能性がある。最新活動時期は、広域の層序対比によれば6,500年前以後~5,000年前以前で、その時の上下変位は2.5 m程度と推定される(中部空港調査会, 1994)。これらのことから、平均活動間隔は8,000年程度と求められている。一方、断層の西部において取得されたデータによれば、約10,000年前以降に2回の断層活動があった可能性があり、その2回の活動による累積上下変位量が10 mに達している可能性がある(岡村ほか, 2013)。また、岡村ほか(2013)は断層西端位置を詳しく解析することで、断層全長を従来よりも2 km短い19 kmとした。

なお、前述のように、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は、伊勢湾断層と内海断層を一括して伊勢湾断層帯主部としている。一方で岡村ほか(2013)は、断層形状からみると白子一野間断層と内海断層が一連であっても不自然ではないと指摘している。

## 3. 使用したデータ取得諸元およびデータ処理の概要

産業技術総合研究所が「沿岸域の地質・活断層調査(沿岸域プロジェクト)」の一環として、伊勢湾において取得したデータ(第2図)にもとづいて、白子一野間断層の再検討を行った。新たに実施した調査の概要は以下の通りである。

海底面下の音響層序と変形構造を明らかにする目的で、2種類の反射法音波探査を実施した(八木ほか, 2019; 佐藤・古山, 2018; 佐藤ほか, 2020)。反射法音波探査のうち一方は、海底下極表層部の完新統を対象とした活断層評価に特化した高分解能音波探査であり、もう一方は海底下100 m程度までを対象とし、更新統を含む大局的な地質構造を明らかにするためのマルチチャンネル音波探査である。また、白子一野間断層周辺における堆積環境と堆積年代を明らかにする目的で、海上ボーリング調査を実施した(天野ほか, 2019)。海上ボーリング調査は、白子一野間断層を挟む2地点で掘削されている。

さらに，地下構造を広域的に把握する目的で，海底重力探査を実施した（大熊ほか，2020）．重力探査によって得られた調査地域の重力異常は，堆積層あるいは堆積岩とより深部の基盤岩類の密度差に起因するものと想定される．重力異常から推定される堆積層あるいは堆積岩と基盤岩類との境界（基盤上面）標高は長期的な変動の累積を反映していると期待される．

### 3.1 高分解能音波探査

データ取得にはパラメトリック方式を採用した SES2000 (Innomar 社製) を使用した．本機器は，100 kHz 前後の 2 種類の音波を干渉させることによって，ビーム幅数度程度の指向性の高い二次波を発生させる．二次波の周波数は 2~22 kHz で，5 cm 程度の垂直分解能で海底の表層 50 m 程度までを観察することができる．船体の動揺は Teledyne TSS 社製ダイナミックモーションセンサー (DMS-05) を用いることで補正を行った．海上の位置決定は Hemisphere 社製の D-GPS (VS100) を用い，調査船の誘導は HYPACK 社製の統合型海洋測量・調査ソフトウェアから構成される D-GPS 測位システムを使用した．また，GPS アンテナを SES2000 のトランスデューサー直上に設置することで，発振位置とのずれはほぼ無い．本研究では，2018 年に実施した合計約 218.5 km と 2020 年に実施した合計約 232 km の調査結果（八木ほか，2019，2020）を使用した．

### 3.2 マルチチャネル音波探査

音源に Applied Acoustic Engineering 社製の AA300 型ブーマーを用い，200 J の出力で発振した．本機器は周波数 200 Hz~2 kHz 程度の音波を発振し，数十 cm の垂直分解能で海底面下 100 m 程度まで観察することができる．受振にはチャンネル数 12，チャンネル間隔 3.125 m の Geometrics 社製ストリーマケーブル (GeoEel Digital) を用い，発振間隔は 1.56 m とした．データの収録長は 0.6 sec，サンプリングレートは 0.1 msec とした．位置情報に関しては，調査船に設置した D-GPS 測位システムを用いることで，発振ごとのアンテナ位置を取得した．アンテナと共通反射点の距離は進行方向に約 26.7 m であり，発振間隔が 1.56 m であるため，17 発振分ずらすことでアンテナ位置と共通反射点とのずれを補正した．

デジタル信号として受波した信号はオープンソフトウェアである Seismic Unix を用いて以下のように処理を行った．まずバンドパスフィルタリング，初動ミュート，振幅補償およびデコンボリューションを行った．その後，速度解析と NMO 補正を行った後重合し，再度デコンボリューション，バンドパスフィルタリングおよびゲインの正規化を行った（佐藤・古山，2018）．

### 3.3 ボーリング試料

掘削地点は，三重県鈴鹿市沖の GS-IB18-1（水深 21.66 m）と GS-IB18-2（水深 22.91 m）である（天野ほか，2019）（第 2 図）．この 2 地点は，上記の反射法音波探査の 3-eg17 測線上にあり，白子一野間断層を挟む．掘削作業は海中に仮設したガイドパイプ上に試錘機を据付け，クレーン台船上に設置した油圧ユニットを操作する傾動自在型試錘工法を用いて，2018 年 4 月 18 日~6 月 2 日の期間に実施された．採取された試料の長さは，GS-IB18-1 では 36 m，GS-IB18-2 では 65 m である．

ボーリング試料から採取した貝，ウニ，木片など 37 試料について，地球科学研究所に依頼して加速器質量分析計 (Acceleration Mass Spectrometer; AMS) を用いた放射性炭素年代測定を行った．得られた放射性炭素年代は Intcal13 または Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) ( $\Delta R=0$ ) をデータセットとし，Calib (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年校正を行った（天野ほか，2019，2020）．

### 3.4 重力探査

重力探査を実施することで，地下の密度構造を推定することができる．特に，本調査地域は高密度な基盤岩類の上に，低密度な堆積層あるいは堆積岩が覆っていることから，重力異常を解析することで堆積層および堆積岩の厚さの違い，すなわち基盤岩上面標高を推定できる．また，重力観測点を広域に展開することで，面的な基盤岩上面標高を推定することができる．

解析に用いた重力データは，伊勢湾内で実施された海底重力探査の結果（中条・須田，1971，1972；大熊ほか，2020）に加え，日本重力データベース DVD 版（駒澤ほか，2013）にて公表されたデータや，名古屋大学，金沢大学や中部大学等を中心に収集・公開されているデータベースも既存データとして利用した (The Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001; 本多ほか，2012; Yamamoto, *et al.*, 2011) (第 3 図)．

ブーゲー異常図を作成するに当たり，陸域も含めて地質調査所重力補正手順 SPEC1988 (地質調査所重力探査グループ，1989) にもとづいて各種補正を行い，重力データを編集した．地形補正に関しては，最新の地形データを使用して 30 m メッシュ標高データを作成し，地球の球殻を考慮して測点の周囲 60 km まで実施した (村田ほか，2018)．また，ブーゲー異常計算の際には，解析領域に露出する堆積層および堆積岩の一般的な密度を想定した  $2.30 \text{ g/cm}^3$  を用いた．観測点におけるブーゲー異常値をもとに，スプライン補間により 10 秒 (概ね 310 m 程度) 間隔のグリッドデータを作成した (第 3 図 b)．

作成された重力異常図には，この地域で沈み込むフィリピン海プレートの形状やモホ面深度などの広域的な影響も含まれるため，そのままでは今回対象

とする堆積層および堆積岩の厚さの違いあるいは基盤岩上面標高の情報を読取ることが困難である。そこで、Miyakawa *et al.* (2020) に倣い、下記の手順で広域的な影響を除去し、得られた地域的な重力異常と基盤上面標高が既知の地点の情報から、面的な基盤岩上面標高を推定した。まず、地域的な重力異常を基盤岩上面標高の情報に変換するための拘束条件として、既知の基盤標高情報として陸域では基盤岩に着岩したボーリング（愛知県，2000，2004；桑原，1982；国土交通省，2008；Miyakawa *et al.*，2020；防災科学技術研究所，2019；山田ほか，1984）および基盤岩が分布する知多半島南端南方沖の篠島（中島ほか，2010），海域では反射法地震探査から読み取った基盤標高（岩淵ほか，2000）を用いた（第3図c）。つぎに、広域的な重力異常傾向面を3次の曲面で近似し除去することで、広域的な重力異常が除去され主に基盤上面標高に起因する残差重力図が得られる（第3図d）。さらに、ボーリング等から基盤上面標高の既知な点において、残差重力異常値と基盤上面標高との関係を推定した（第4図）。最終的に、この関係から残差重力異常図から基盤上面標高図を得た（第5図）。ただし、残差重力異常値から基盤上面標高への変換には数100 m程度の誤差があることから、重力異常からの基盤標高上面に関して反射断面やボーリングと同様の精度で定量的な評価は困難である。

#### 4. 基盤構造

この地域の背景的な深部構造の特徴は、本研究では重力探査により推定された基盤上面標高（第5図）から下記のように整理される。白子-野間断層を含むこの地域の基盤上面標高の特徴として、大局的には白子-野間断層よりも南で基盤上面が浅く、北側に向かって基盤上面が深くなる傾向が読み取れる。これは、北上がりの白子-野間断層の活動とは別に、基盤構造として伊勢湾から濃尾平野にかけて盆地をなしているものと考えられる。更に詳細に検討すべく、ほぼ東西走向の白子-野間断層に対して、南北の測線を設定し、基盤上面標高プロファイルを作成した（第6図）。基盤上面形状はおよそ東経136度42分（136.7度）を境に異なった特徴を示す。東経136度42分より西側（第6図赤線）では、白子-野間断層近傍で隆起側（北側）に基盤の高まりが見られ（第6図中黒矢印部）、大局的な南から北に向かう盆地構造の中で、白子-野間断層に沿って北側の基盤が隆起している様子が見られる。一方、東側（第6図青線）では白子-野間断層の隆起側で基盤の高まりが見られず大局的な南から北にかけての基盤上面の落ち込みが支配的であり、断層付近の基盤の凹凸は顕著ではない。

## 5. 層序

### 5.1. 層序区分

高分解能反射断面およびマルチチャンネル反射断面で広域に追跡できる浸食面と反射相を基に、本海域の層序を下位よりC層、B層、A層の3層に区分した（第7～12図）。白子-野間断層の低下側では、どの層も調査範囲全域に認められる。断層隆起側では、B層とA層が薄く、分布しない箇所もある。C層は、内部構造がほとんど観察できず、基底面も確認できない。B層は、浸食面を挟んでC層を覆い、内部反射の強度が強い層である。A層は、最表層の地層で、B層を整合的に覆うが、内部反射の強度がB層に比べて弱いこと、南に傾斜し内部にダウンラップすることで区分できる。

#### C層

C層は高分解能反射断面では、音波の透過が悪く、内部構造はわずかにしか観察できない（第7図）。マルチチャンネル反射断面では、内部構造が確認でき、上部では内部反射が弱い連続性がよく、わずかに波打った構造が観察できる（第9図、第10図）。最上部はほとんどの地点で浸食されている。一方、下部では明瞭な成層構造を示し、反射強度をのぞけばA層に近い特徴が観察できる。マルチチャンネル反射断面でC層のより下部を観察すると、断層低下側で深さ50 msec（往復走時、音速を1.5 km/secと仮定して37.5 m）に亘って同様のわずかに波打った水平な構造が続くが、断層隆起側では薄く深さ20 msec（15 m）程度に不整合が観察されるため、断層をまたいで層厚が変化している（第9図、第10図）。

#### B層

B層は、浸食面を挟んでC層を覆い、厚さおよび分布深度が地点によって大きく変化する。断層低下側では、基底面は緩く東に傾斜している（第10図）。上面も東に緩く傾斜しているものの、基底面の方が傾斜しているため、層厚は、東に向かって10 msec（7.5 m）から30 msec程度（22.5 m）に徐々に大きくなる（第10図b）。断層隆起側では、東経136度42.6分付近を境に、30 msec程度（22.5 m）の落差を伴って東西で基底面の深度が大きく異なっている（第10図a）。これによりB層の層厚は、断層隆起側の東部では、30 msec（22.5 m）に達するのに対し、断層隆起側の西部では、10 msec（7.5 m）程度にとどまる。また、断層隆起側の西部では、基底面を削りこむ、幅数100 m以下のチャンネルがいくつか発達している（第9図b、第10図a）。B層は、反射強度が全体の中で一番強く、連続性が強くわずかに波打った構造が発達しているが、上部と下部で内部構造の特徴が異なる傾向がある。下部では、側方への連続性がやや弱く、カオティックな構造を示したり、反

射強度にむらがあり白抜けしたりして反射面が観察できない箇所がある（第7図b）．それに対し，上部では，より連続性が良く，反射強度が安定している．この上下の差については，明確な境界を定義するのが難しいため，本論では細分せず一括の層とした．

### A層

A層は厚さが20 m程度に達する．断層隆起側の東経136度42.6分より東部では，非常に薄く数m程度以下で分布しない箇所も多い（第7図）．全体として内部反射の強度が弱い，非常に連続性の良い成層構造を示す．内部反射面は，表層では現在の海底面とほぼ平行で，下位では傾斜が大きくなる．AL2測線，AL3測線，AL4測線などの調査範囲西部の断層近辺では，傾動する下位層に対しオンラップしている（第7図）．断層低下側では，最下部付近でダウンラップ状の構造を示すが，A層基底面にダウンラップしているのではなく，ダウンラップの先端でも尖滅せずに薄い層が連続し積み重なっている．B層との境界を明確に定義するのは難しいが，ダウンラップ構造が確認できる層のやや下位の，反射強度が上位に弱く変化する面とした．

### 5.2. 年代と形成過程，層序対比

天野ほか（2020）が放射性炭素同位体年代測定を行ったコア試料は，高分解能反射断面のAL3断面およびマルチチャンネル反射断面の3-eg17断面の測線上で掘削された（第3図）．コア柱状図と反射断面に重ねて地層を対比し，天野ほか（2020）の結果から，千年ごとの層準を求め，各層準に一番近い顕著な反射面を等時間面とした（第11図）．A層は，GS-IB18-1コアの深度0～8.68 m，GS-IB18-2コアの深度0～21.85 mに相当し，シルト～砂質シルトから構成されている．年代測定結果から0～10 kaの年代値が得られている．B層は，GS-IB18-2コアの21.85～29.60 mに相当し，砂礫や砂質シルト～シルトから構成されており，年代測定結果からは10～12 kaの値が得られている．C層からの試料の放射性炭素同位体年代測定では測定限界年代（43 ka）より古い結果が得られている．年代と岩相から，各層の形成時期と堆積環境を以下のように推定できる．

A層は，塊状の泥層を主体とし，反射波の良好な連続性から，それが広範囲に均質に形成された層である．堆積年代から，堆積場周辺の海水準（海津，1992）は，-40 m程度から上昇し今に至っており，今のような内湾が広がっていたことがわかる．従って，A層は，完新世の海水準上昇期から高海水準期に堆積した現世に連続する内湾の泥層と考えられる．

B層は砂泥互層から構成され，上方細粒化を示す．上位に向かって反射強度が安定し側方連続性が良くなる．堆積年代から，最終氷期以降の海水準上昇に伴って陸から海に変化した時期の堆積物と考えられ

る．基底面の浸食面は，最終氷期最盛期前後の浸食によって説明できる．上方への細粒化と反射強度の安定化，側方連続性の良好化は，海水準上昇に伴って河川からエスチュアリー，内湾へと堆積場が変化したことと整合的である．従って，B層は，最終氷期以降の海進期の河川からエスチュアリーの堆積物と考えられる．断層の隆起側かつ東経136度42.6分より西部で浸食面の深度が浅いこと，小規模なチャンネルが発達していることから，浸食面形成時には，断層隆起側の西部には小規模な谷が発達する段丘が広がっていたと考えられる．

C層は最終氷期の浸食面より下位にあることから，更新統以下に対比できる．マルチチャンネル反射断面では内部構造が観察でき，より詳細な層序区分や形成過程の推定も可能だが，最終氷期以降の活断層評価を目指す本研究では論じない．

以上の年代と岩相を基に，豊蔵ほか（1999），岡村ほか（2013）の層序との関係を第12図のように対比できる．基本的には，ほぼ同一地点での層序区分を参考にしているが，主要な対比可能な構造として，C層とB層の境界の浸食面が挙げられる．この面は岡村ほか（2013）のB2層とB1層の境界に相当する．この浸食面の上位に，岡村ほか（2013）では，B1層とA層が分布し，A層は互いに平行でなめらかな反射面が発達し，厚さ20～25 m，下面は整合であるとしている．A層の内部構造と厚さは本研究のA層と一致する．従って，下位から，本論のC層，B層，A層は，それぞれ，岡村ほか（2013）のB2層以下，B1層，A層に相当する．

### 6. 完新世における構造運動

探査記録断面において，既存研究によって示された断層トレース（地震研究推進本部地震調査委員会，2005）に沿って，白子一野間断層の完新世以降の活動による変形構造が認められた（第7図，第8図，第13図，第1表）．後述のように，完新世における活動は最新活動の1回と推察される．また，東経136度42.6分を境にB層基底の浸食面の高度が変化する（第10図a）が，ここを境に東部と西部で変形構造の傾向も異なる．以下では，高分解能反射断面の観察結果を中心に最新活動に伴う変位について記載する．

東部では，B層上部からA層下部に至る数m程度の上下変位が認められる（第8図）．B層上部とA層下部は一樣に変形を受けている．また，A層上部では変位が認められない．断層を挟んだ標高差が解消され始める層準を最新活動時の層準（以下層準Rと呼ぶ）として，それに近い層準の顕著な反射面の変形量を最新活動時の上下変位量と仮定して断面ごとに計測を行った．その結果，GL5断面にて2.6 m，CK5断面にて2.4 m，CK4断面にて0.8 mの上下変

位が観察できる(第8図, 第14図, 第1表)。なお, CK4断面よりも東側の海域においては, 完新世における変位を確認できない。

一方西部では, B層上面やA層最下部にて同様に断層を挟んで変形が認められるが, C層が北側隆起の撓曲崖を形成し, B層とA層が, それに対してオンラップしている(第7図, 第13図)ため, 東部と同様の変位量計測が行えない。層準Rより下位にあたるB層およびA層最下部では, 撓曲を挟んだ層厚の変化がほぼ認められない。それに対し, 層準Rより上位では, ダウンラップをし始めるため判断が難しいものの, 撓曲を挟んで層厚が変化する。従って, 西部においても, 層準Rが最新活動時の層準と考えられる。層準R付近の顕著な反射面の変形量を最新活動時の上下変位量と仮定して断面ごとに計測を行った。ただし, 西部では変形量の計測区間がB層堆積範囲に限られ撓曲全体ではないため, 断層による変位量としては, 最小の見積もりとなる(第15図)。その結果, GL1断面からGL4断面までの16断面にて, 2.1m~5.1mの上下変位が観察できる(第1表, 第14図)。特に, GL2断面, SL8断面, CL5断面にて4.5mを越える大きな上下変位が観察できる(第13図)。なお, GL1断面よりも西側の海域においては, 完新世の堆積物のうち, 最新活動のイベント層準およびそれ以前の地層がほとんど分布せず, 最新活動に伴う変位を確認できない。

## 7. 白子一野間断層の完新世における活動

### 7.1. 最新活動時の変位量

高分解能反射探査にもとづいて確認できた白子一野間断層の最新活動による上下変位量は空間的に一様ではなく, 0.8m~5.1mと推定された(第1表, 第14図)。断層変位による変形構造は, 東経136度42.6分を境に東西で傾向が異なっている。東部における変位量は, 東端(CK4断面)の0.8mを除くと2.4~2.6mであり, 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)による2.5m程度という変位量の見積もりと整合的である。これに比べて, 西部で推定される変位量は2.1~5.1mと大きい。

東部と西部との地質構造は, 断層を挟んだC層上面の標高差が大きく異なり(第10図a, b)。この標高差をつくる西側を隆起させる断層の存在が想定される。しかし, 東西断面にてC層を観察しても, そのような断層は認められない(第10図c, d)。C層堆積後の最終氷期に断層隆起側西部で段丘が発達しており, それに伴って, 断層による変形前にC層上面の高度差があったものと考えられる。今回の変位量推定においても, 東経136度42.6分を境に変位量がC層上面ほど明瞭には変化せず(第14図), C層上面高度の標高差の原因が断層活動ではないことを支持する。そのため本研究では, 実際の撓曲に着目

して変位量推定を行ったが, 初生的な崖にオンラップすることで反射面が途切れてしまうために, 撓曲全体での変位量推定が難しい点や, 地形をドレイブ状に覆うことによる見かけの変位を誤認してしまう可能性があるため, 西部での見積もりは東部に比べて信頼性がやや下がると考えられる。信頼性が高い東部において認められた最も大きな上下変位量は, GL5測線での2.6mである(第8図, 第1表)。

西部の上下変位量を詳しくみれば, 東経136度38分~40分に分布するAL3測線からCL5測線では他の区間よりも大きく4mを越えている。特に東経136度39分~40分に分布する, GL2測線, SL8測線, CL5測線では4.5mを越えて本調査範囲で最も大きな変位量が認められる。ただし, 西部での変位量推定は, 撓曲構造の一部から推定した最小値であり, 他の地域との定量的な比較は難しい。岡村ほか(2013)は, 上記範囲内のS4測線にて, B1層(本論のB層に相当)上面の断層を挟んだ標高差から上下変位量を10mと推定している。それに対して本研究では, B層上面ではなく撓曲に注目して変位量を推定し, 4~5m以上という結果になった。詳しく検討すると, 岡村ほか(2013)のS4測線と1km以内の距離にあるSL7測線, GL2測線, SL8測線にて, B層上面に10m近い標高差を確認できる(第13図の緑線)。この観察結果に従って解釈すれば, B層堆積後から層準R堆積時までの間にもう一回の断層変位があった可能性がある。ただし, それら以外の測線では, 隆起側にB層が堆積しておらず, この活動を支持する構造は認められない。また, 撓曲を挟んでB層が連続するように見えるものの, 実はB層ではなくC層である可能性や初生的に崖を作っていたC層を覆ってB層が堆積したことによる過大評価の可能性もありうるが, 現状では試料採取もできておらず, 結論を得るだけの物証はない。

西部において東部よりも断層変位量が大きい可能性が示唆されたが, より深部の構造からも検討したい。調査海域では地下2kmにおよぶ反射断面が岩淵ほか(2000)で記載され, 三重県(2005)で再解釈されている。それによれば, 東部に位置するM11測線よりも, 西部に位置するM12測線とM13-2測線において, 地下2km付近の層準の白子一野間断層による累積上下変位量が2倍程度大きく解釈されている。時空間分解能が異なるのでこれらの情報を最新活動の解釈に直接反映はできないものの, 長期的変動の傾向としても整合的で, 西側で変位量が大きいと考えられる。

以上から, 白子一野間断層の最新活動について以下のようにまとめられる。最も信頼性の高い地点での推定では, 最新活動によって2.6mの上下変位が起こった。松田(1975)の経験則から, 断層長19kmの本断層が起こす地震のマグニチュードは7程度, 一度の変位量は2m程度と期待され, 実際に

観察された変位量と整合的である。ただし、初生地  
形の問題で信頼性がやや下がるものの、東経 136 度  
38 分から 40 分にかけて、5 m 程度以上の大きな上下  
変位が起こった可能性もある。断層長から期待され  
るより大きな変位の原因について、断層変位量が断  
層西部で大きく東部で小さいことから、白子一野間  
断層より西側の陸域の断層との関係性や、地域の広  
域の応力場からの考察が望まれる。

## 7.2. 最新活動時期

B 層と A 層の境界付近の R 層準で変位が認められ、  
それより上位で変位が認められないため、断層の最  
新活動時期は R 層準堆積時の年代で近似できる。  
AL3 断面付近にて掘削されたボーリング試料の年代  
測定からすると、R 層準の年代は、9~8 ka である（第  
11 図）。なお、R 層準付近の反射強度が弱く層準を  
精密に決められないため、年代を広めに解釈した。

断層の最新活動時期について、中部空港調査会  
(1994) は広域の層序対比から 6,500 年前以後~5,000  
年前以前と推定したが、岡村ほか (2013) は、8 ka  
までの実測された年代値と堆積構造、海水準変動を  
基に年代を外挿し、約 1 万年前と推定している。今回、  
最新活動時期の層準まで届く掘削を行い実際に年代  
測定することで、最新活動を 9~8 ka と明らかにで  
きた。また、岡村ほか (2013) では、本研究海域の  
最西部に位置する L7 測線にて A 層にさらに新しい  
もう一度の活動を推定しているが、本調査では確認  
できなかった。一方、東経 136 度 39~40 分の区間  
での、B 層上面を基準とした 10 m の変位を採用する  
なら、B 層堆積後の 10 ka から最新活動までの間にも  
う一度活動があったことになる。これらの問題につ  
いては、西部で変位量が大きい点と合わせて、より  
西方の構造も合わせた検討が必要と考えられる。

## 8. まとめ

白子一野間断層について、浅層部と深部を対象と  
した 2 種類の反射法音波探査、更新統に達するボー  
リング掘削、重力探査を行うことで、以下のことが  
わかった。

- ・最新活動時期は 9~8 ka である。
- ・最新活動時の上下変位量は、断層東部でおよそ 2.6 m  
である。西部の上下変位量は信頼性がやや低い  
が、これより大きく、特に東経 136 度 38 分~40 分の区  
間では 5 m 程度以上に達した可能性もある。
- ・深部構造を対象とした既存の反射断面からは基盤  
の変位量が西部で大きいことが確認され、最新活動  
時の上下変位量が西部で大きいことと整合的である。
- ・断層西部では、一回の活動に伴う変位量が、断層  
長から期待される値よりも大きい。これを説明する  
他の断層との連動や複数回の活動についての知見は  
得られなかった。この矛盾の解決には、白子一野間

断層より西方の構造も合わせた検討が必要と考えら  
れる。

**謝辞** 反射法音波探査は、総合地質調査株式会社と  
大和探査技術株式会社に、ボーリングコア掘削は中  
央開発株式会社に、重力探査は川崎地質株式会社に  
実施いただいた。また、愛知県、愛知県漁連、三重県、  
三重県漁連および地元の各漁協をはじめとする関係  
機関には調査にあたり、漁業との調整などで便宜を  
図っていただいた。反射法音波探査の調査にあたっ  
て、東京海洋大学の古山精史朗博士、産業技術総合  
研究所地質情報研究部門の鈴木克明博士に協力いた  
だいた。匿名の査読者には、根本的な指摘を多数い  
ただき、議論を整理することができた。以上の方々  
に厚くお礼申し上げます。本研究は、知的基盤整備  
事業のうち、海陸シームレス地質情報集（沿岸域地  
質情報）の整備の一環として行いました。

## 文 献

- 愛知県 (2000) 平成 11 年度地震関係基礎調査交付金  
「濃尾平野に関する地下構造調査」成果報告書。  
愛知県 (2004) 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金  
「三河地域堆積平野地下構造調査に関する調査  
成果報告書」成果報告書。  
天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨 (2019)  
伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要。  
地質調査総合センター速報, no. 79, 1-11。  
天野敦子・田村 亨・佐藤善輝・大上隆史・佐藤智  
之 (2020) 伊勢湾ボーリング試料の岩相と層序  
区分。地質調査総合センター速報, no. 81,  
25-33。  
防災科学技術研究所 (2019) 防災科研 K-NET, KiK-  
net. 防災科学技術研究所, doi:10.17598/  
NIED.0004。  
地質調査所重力探査グループ (1989) 地質調査所重  
力補正標準手順 SPECG1988 について。地調月報,  
40, 601-611。  
中条純輔・高田康秀 (1970) 音波探査による知多半  
島の研究。地調月報, 21, 187-218。  
中条純輔・須田芳朗 (1971) 伊勢湾北部の重力分布  
とその考察。地調月報, 22, 415-435。  
中条純輔・須田芳朗 (1972) 伊勢湾南部と三河湾の  
重力分布とその考察。地調月報, 23, 573-594。  
中部空港調査会 (1994) 中部新国際空港建設予定地  
における地象調査報告書, 88p。  
本多 亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤 健・田中俊行・  
平松良浩 (2012) 金沢大学重力データベースの  
公表。測地学会誌, 58, 153-160。  
岩淵 洋 (2000) 大阪湾と伊勢湾の活構造。第四紀  
研究, 39, 303-314。

- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋 (2000) 伊勢湾における活断層調査. 水路部研究報告, no. 36, 73-96.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 伊勢湾断層帯の評価. [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may\\_ise/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/index.htm) (閲覧日: 2019年6月24日).
- 海上保安庁 (1995) 伊勢湾, 1/100,000 海底地質構造図. 国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書 (四日市・津地区), 1-43.
- 国土交通省 (2008) KuniJiban. <http://www.kunijiban.pwri.go.jp/index.html> (閲覧日: 2021年8月31日).
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・名和一成・大熊茂雄・佐藤秀幸・杉原光彦・西村清和・金谷 弘・志知龍一・岸本清行・木川栄一・三品正明 (2013) 地質調査所重力測定値データファイル. 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 地質調査総合センター.
- 桑原 徹 (1982) 西三河地区 (矢作古川流域) の地下地質と地盤沈下, 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告 (第8報), 愛知県環境部, 95-149.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒沢正夫・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 2, 28, 269-283.
- 三重県 (2005) 伊勢平野に関する地下構造調査に関する調査成果報告書. <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie9frm.htm> (閲覧日: 2021年9月8日).
- Miyakawa, A., Abe, T., Sumita, T. and Otsubo, M. (2020). Half-graben inversion tectonics revealed by gravity modeling in the Mikawa Bay Region, Central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7(1), 1-16.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒沢正夫 (2009) 20万分の1地質図幅「名古屋」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 村田泰章・宮川歩夢・駒澤正夫・名和一成・大熊茂雄・上嶋正人・西村清和・岸本清行・宮崎光旗・志知龍一・本多 亮・澤田明宏 (2018) 金沢地域重力図 (ブーゲー異常). 重力図, no. 33, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 中島 礼・堀 常東・宮崎一博・西岡芳晴 (2010) 5万分の1地質図幅「伊良湖岬」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫 (2010) 20万分の1地質図幅「伊勢」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内 猛・藤原八笛・伊藤 孝 (2000) 知多半島西岸沖の伊勢湾断層. 地質学雑誌, 109, 10-26.
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸・横山由香・西田尚央・池原 研 (2013) 伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動. 活断層・古地震研究報告, no. 13, 187-232.
- 大熊茂雄・宮川歩夢・駒澤正夫・杉野由樹・押田 淳 (2020) 伊勢湾沿岸域における海底重力調査. 地質調査総合センター速報, no. 81, 41-50.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., 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., Haffidason, 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. and van der Plicht, J. (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・東海大学 (2013) 沿岸海域における活断層調査. 布引山地東縁断層帯東部(海域部) 成果報告書. [https://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h24/h24\\_nunobiki.pdf](https://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h24/h24_nunobiki.pdf) (閲覧日: 2021年12月1日).
- 佐藤智之・古山精史朗 (2018) 伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の概要. 平成29年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 76, 1-9.
- 佐藤智之・鈴木克明・古山精史朗 (2020) 伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の追加調査, データベース化の概要. 地質調査総合センター速報, no. 81, 15-23.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- 豊蔵 勇・岡田篤正・牧野内 猛・堀川義夫・長谷川 淳 (1999) 「中部国際空港」海域 (知多半島常滑市沖) の海底地形・地質. 地学雑誌, 108, 589-615.
- The Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives: Ryuichi Shichi and Akihiko Yamamoto) (2001) Gravity Measurements and Database in Southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM). Bull. Nagoya University Museum, Special Rept., no. 9.

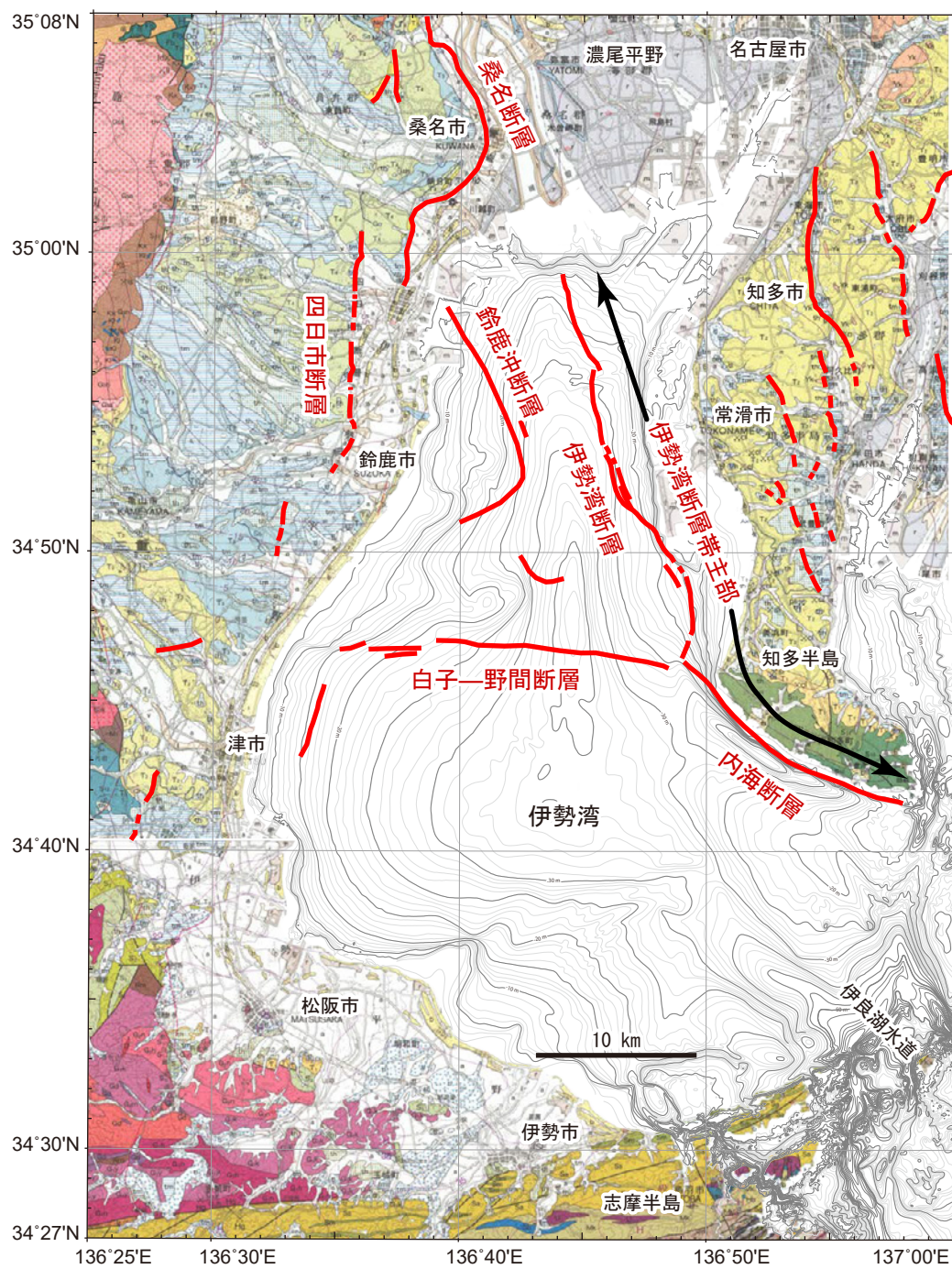


- 海津正倫（1992）木曾川デルタにおける沖積層の堆積過程．堆積学研究会報，**36**，47-56.
- 八木雅俊・坂本 泉・藤巻三樹雄（2019）伊勢湾に分布する白子－野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・形状と活動履歴．地質調査総合センター速報，no. 79，13-27.
- 八木雅俊・坂本 泉・藤巻三樹雄（2020）伊勢湾東部沿岸域における伊勢湾断層の位置・形状およびその活動性．地質調査総合センター速報，no. 81，1-14.
- 山田哲雄・高田康秀・山田直利・浅尾一己・大友幸子（1984）渥美半島伊良湖岬付近の中央構造線の位置に関する最新の情報．地質学雑誌，**90**，915-918.
- Yamamoto, A., Shichi, R. and Kudo, T. (2011) Gravity Measurements and Database in Japan, Gravity Database of Japan (CD-ROM). Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, no. 1, Chubu University.

（受付：2021年9月13日，受理：2022年1月31日）

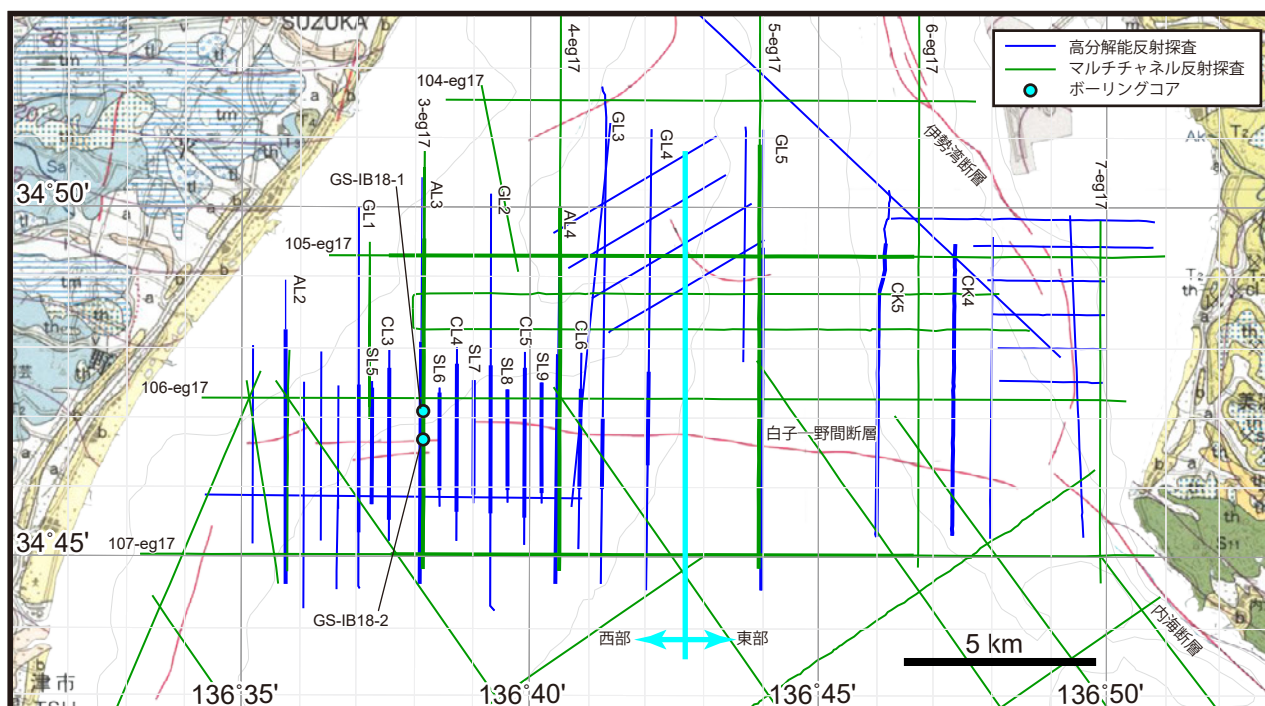
第1表．白子－野間断層の各反射断面で推定された上下変位量。  
Table 1. Vertical displacement estimated for each seismic reflection section along the Shiroko-Noma fault.

測線	GL1	SL5	CL3	AL3	SL6	CL4	SL7	GL2	SL8
変位量(m)	2.5	2.4	2.7	4	3.7	4.4	3.2	5.1	4.5
測線	CL5	SL9	AL4	CL6	GL3	GL4	GL5	CK5	CK4
変位量(m)	4.6	2.1	3.4	3.5	2.8	3.1	2.6	2.4	0.8



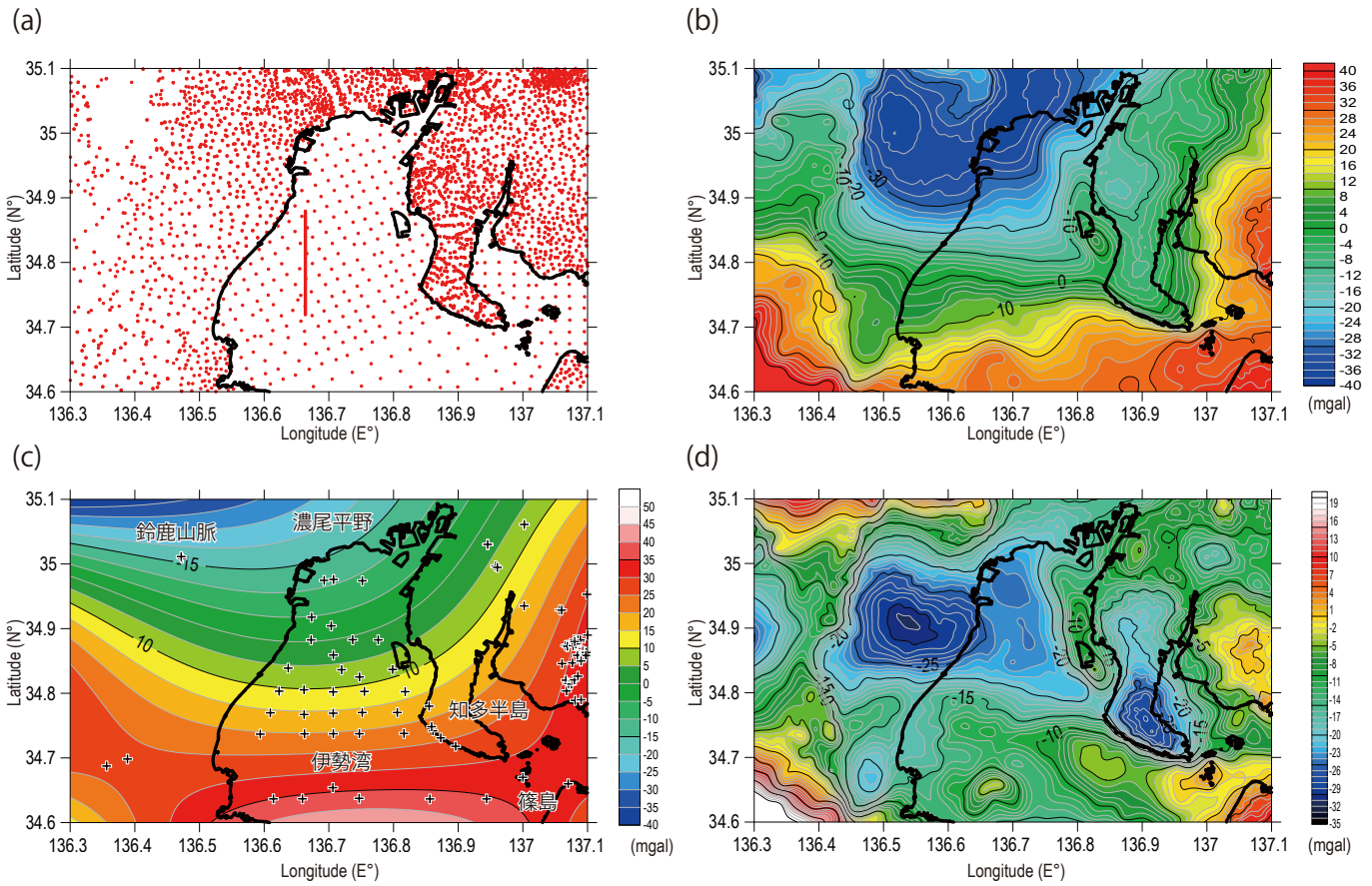
第 1 図. 伊勢湾周辺の地質概略図. 陸域の地質図および海域の活断層は, 牧本ほか (2004), 水野ほか (2009) および西岡ほか (2010) に基づく.

Fig. 1. Geological map around the Ise Bay. Geology on land and active faults on sea floor are based on Makimoto *et al.* (2004), Mizuno *et al.* (2009) and Nishioka *et al.* (2010).



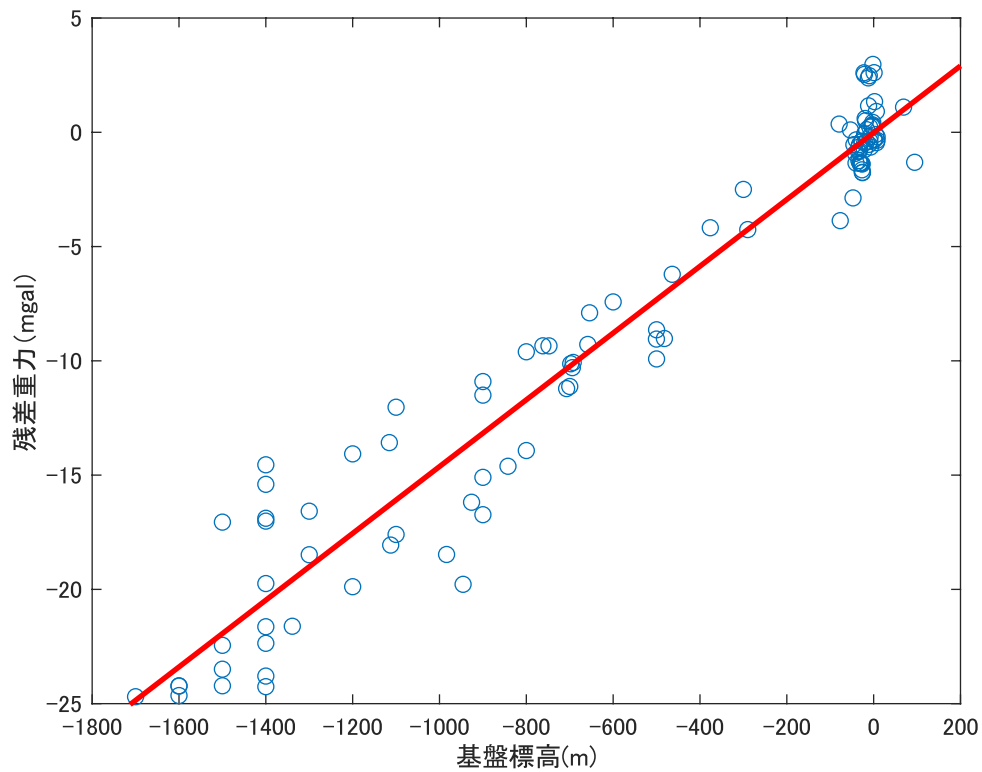
第2図. 本研究で使用した反射断面およびボーリングコア試料の位置図. 細線は反射法音波探査の測線を示し，太線は本報告で図示した断面図の位置を示す. 陸域の地質図および海域の活断層は，水野ほか（2009）に基づく.

Fig. 2. Location map of the seismic survey lines and boring sites. Thin lines indicate the seismic reflection survey lines. Thick lines indicate the location of the cross-sections illustrated in this report. Geology on land and active faults on sea floor are based on Mizuno *et al.* (2009).



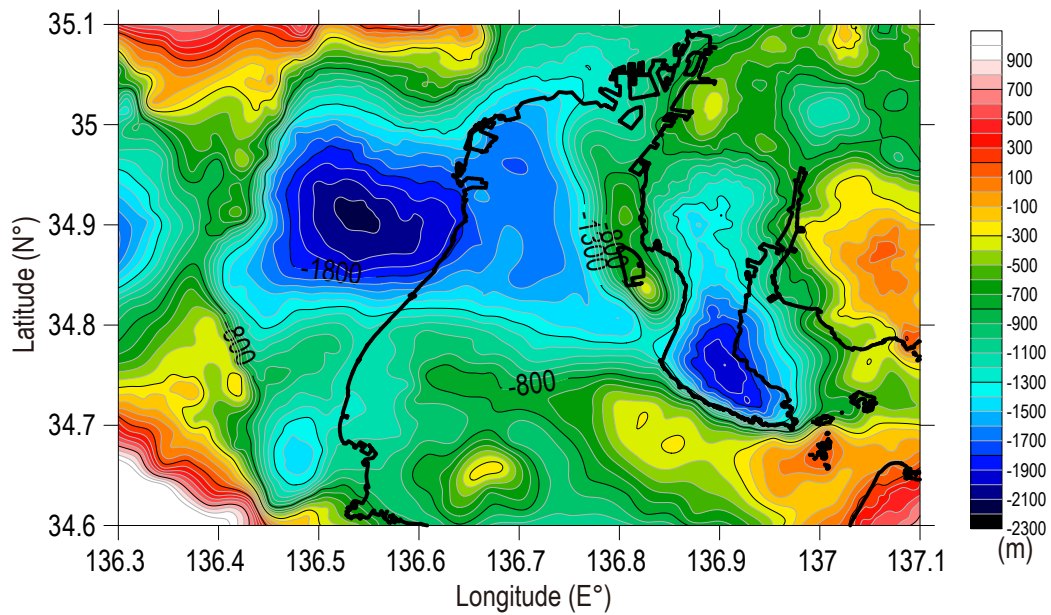
第3図. 調査地域における重力異常（ブーゲー異常）. (a) 重力観測点分布図. 解析に用いた重力観測点の位置を赤点で示す. (b)  $2.3 \text{ g/cm}^3$  の密度を仮定して計算したブーゲー異常図. (c) 広域的なブーゲー異常傾向面図. 黒十字は基盤上面標高の推定に用いた基盤上面標高の既知な点の位置を示す. (d) 重力残差図. 重力残差図は、ブーゲー異常図から広域的なブーゲー異常傾向面を引くことで求めた.

Fig. 3. Bouguer anomaly of the study area. (a) Red dots indicate the location of gravity stations used for this analysis. (b) Bouguer anomaly calculated with a reduced density of  $2.3 \text{ g/cm}^3$ . (c) Regional trend of the Bouguer anomaly. Black crosses represent the boring sites and basement exposing locations (d) Residual Bouguer anomaly obtained by deducting the regional trend (c) from the original Bouguer anomaly (b).

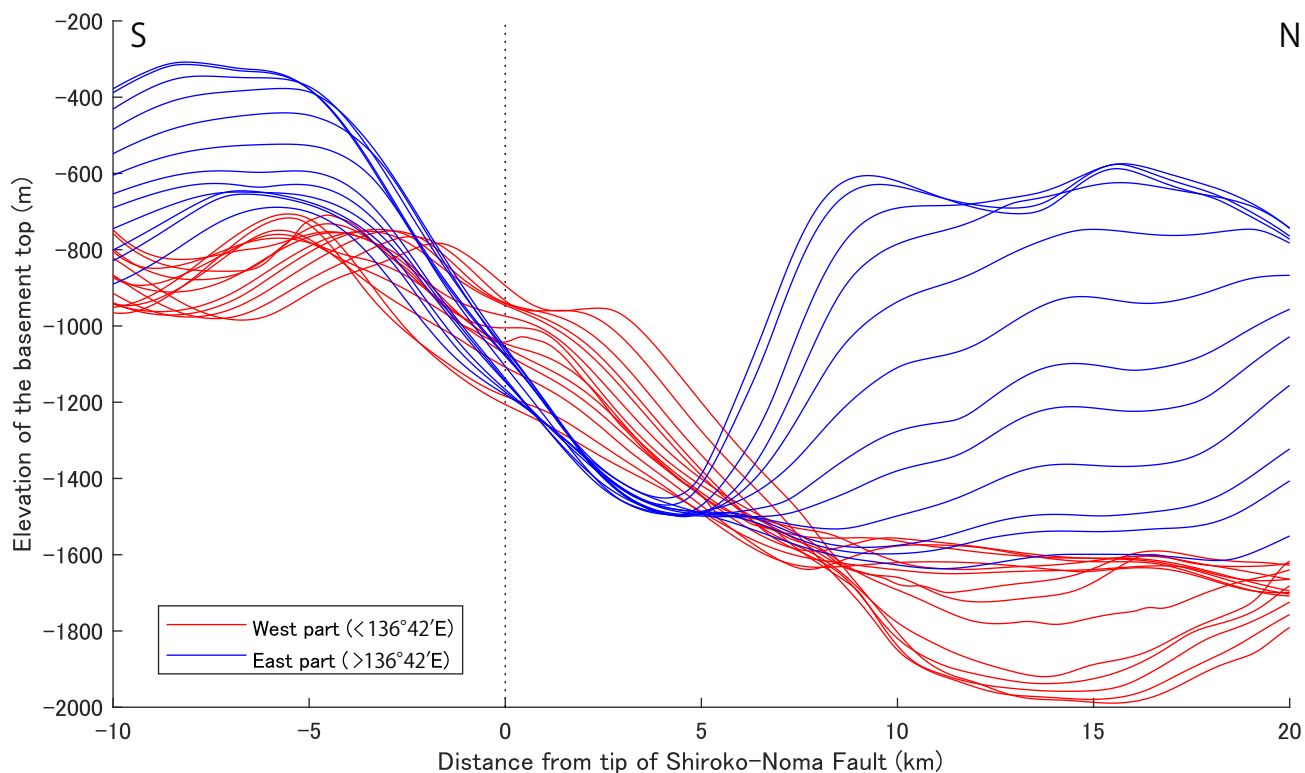


第 4 図. 基盤標高と残差重力の関係. 青丸は基盤標高が既知の点における基盤標高とその地点における残差重力値. 赤線は青丸を最小二乗法で近似した直線.

Fig. 4. Relationship between the elevation of the basement and the residual Bouguer anomaly at the boring site or basement exposure. The red line represents the relationship between the elevation of the basement and the residual Bouguer anomaly by using the least square method.

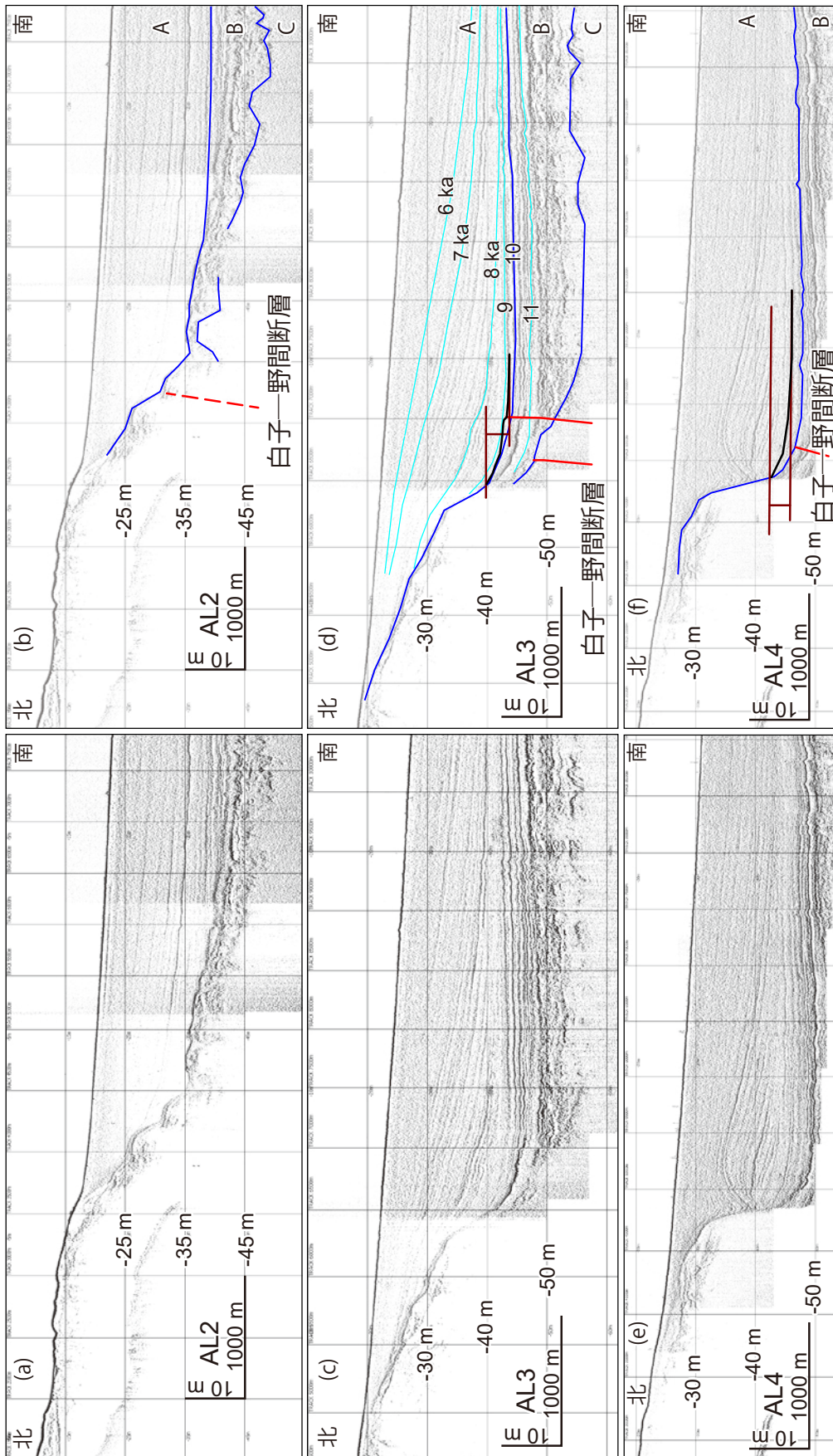


第 5 図. 基盤上面標高図. 重力残差図 (第 3 図 d) に対して, 残差重力値と基盤標高の関係 (第 4 図) から計算.  
Fig. 5. Gravity basement map obtained using the relationship between the elevation of the basement and the residual Bouguer anomaly (Fig. 4) based on the residual Bouguer anomaly map (Fig. 3d).

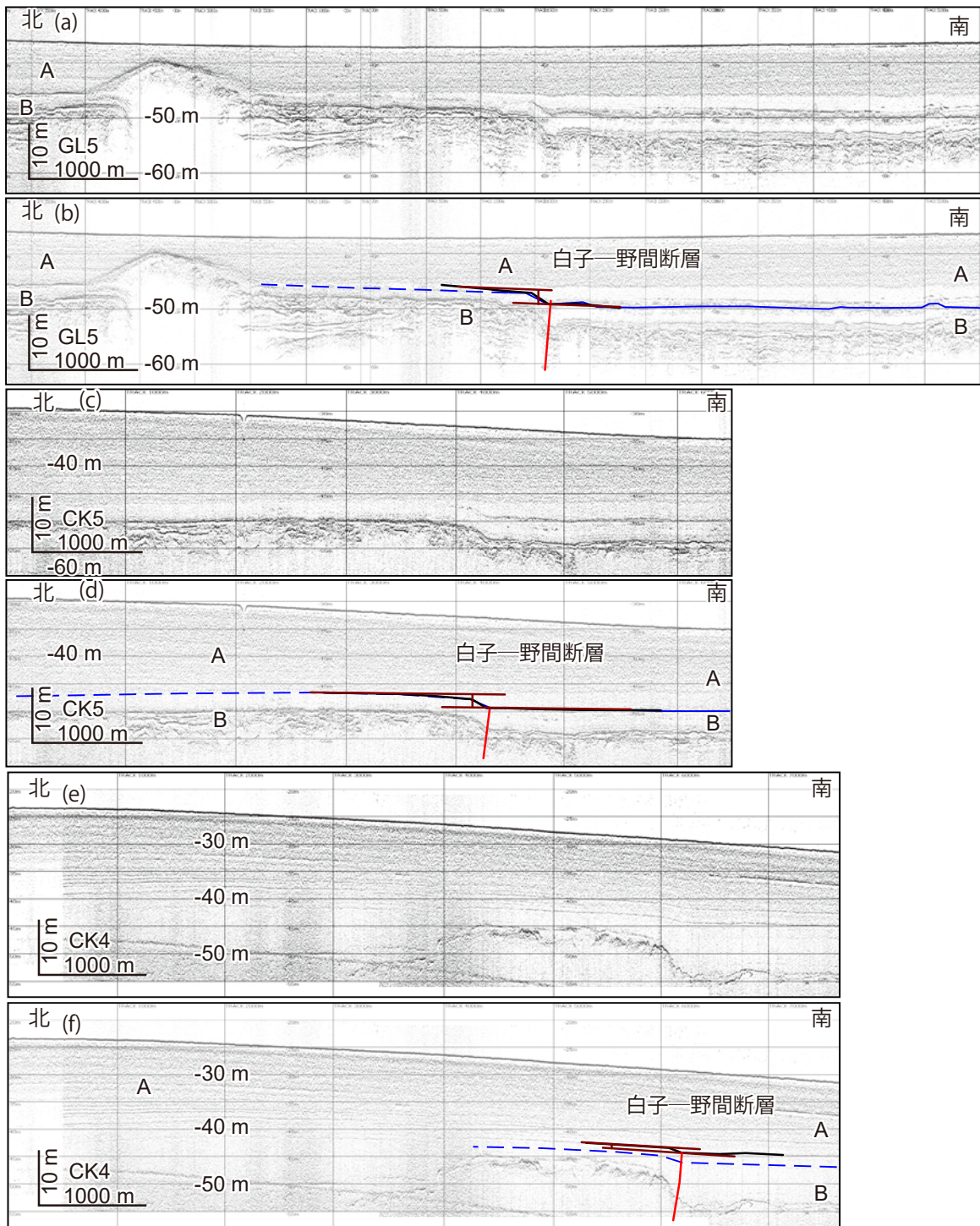


第6図. 白子-野間断層に対する重力異常から推定した基盤上面標高プロファイル. 白子-野間断層の地表トレースを原点 ( $x=0$  km) とし, 南北方向の基盤上面標高プロファイル. 東経 136 度 42 分より西側のプロファイルを赤線, 東経 136 度 42 分より東側のプロファイルを青線で示す. 黒矢印部は西側プロファイル (赤線) の北側での隆起部を表す.

Fig. 6. N-S profiles of the basement surface across the Shiroko-Noma fault. The origin ( $x=0$  km) is set to the surface trace of Shiroko-Noma fault. The red and blue profiles indicate western ( $<136^{\circ}42'E$ ) and eastern ( $>136^{\circ}42'E$ ) profiles, respectively. The black arrowhead represents the uplift on the north side of the western profile (red line).



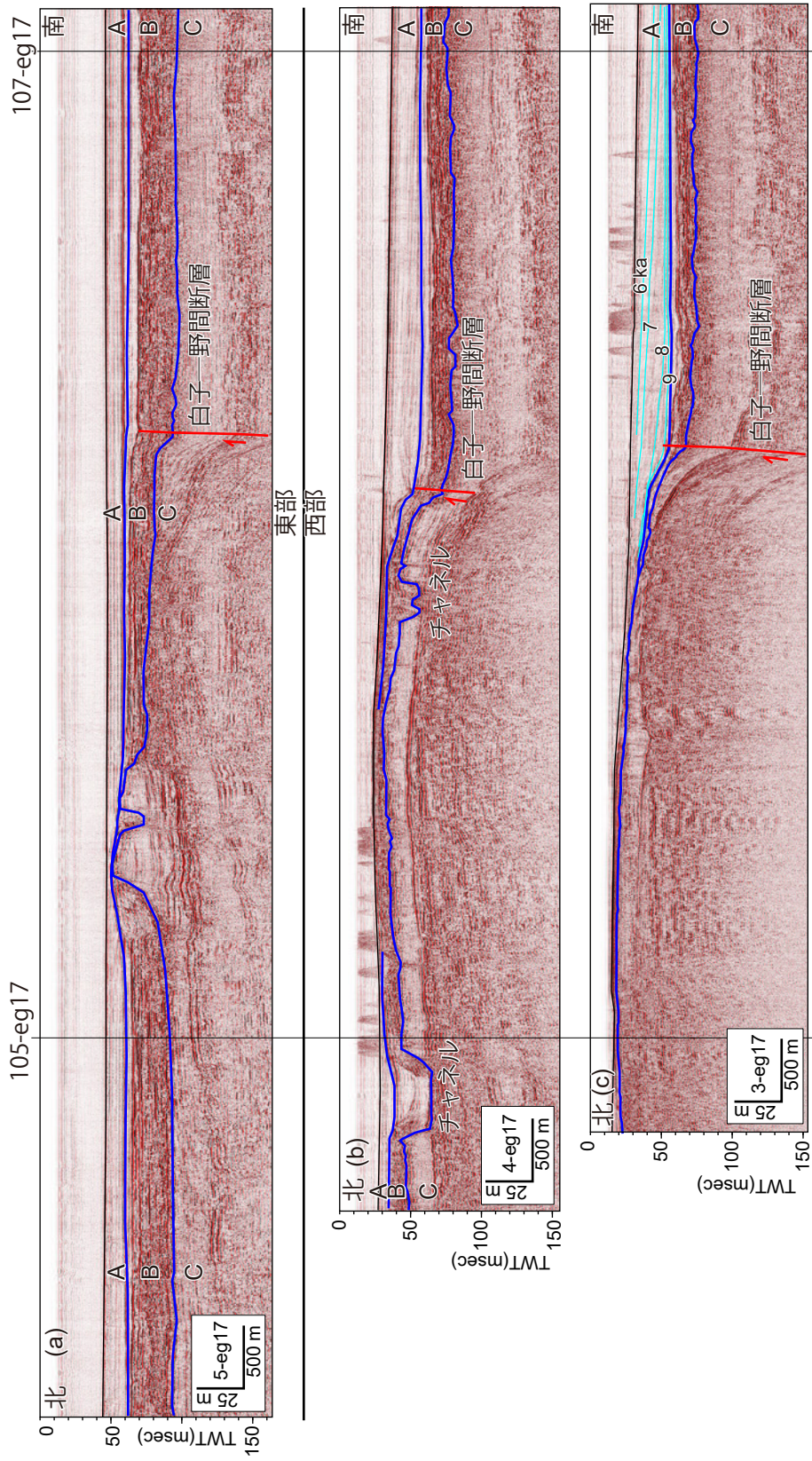
第7図. 白子-野間断層西部における典型的な南北測線の高分解能反射断面. 垂直強調約50倍. (a) AL2. (b) (a)の解釈図. (c) AL3. (d) (c)の解釈図. (e) AL4. (f) (e)の解釈図. 青色線: 層序境界. 水色線: 等時間線. 赤色線: 断層. 黒色線: 断層変位推定に用いた反射面. 赤茶色線: 断層変位推定のための補助線. (b) Interpretation of (a). (c) Line AL2. (d) Interpretation of (c). (e) Line AL3. (f) Interpretation of (e). Blue line: Isochron. Red line: Fault. Black line: Reflection surface for the estimation of the displacement. Red brown line: guide line for the estimation of the vertical displacement.



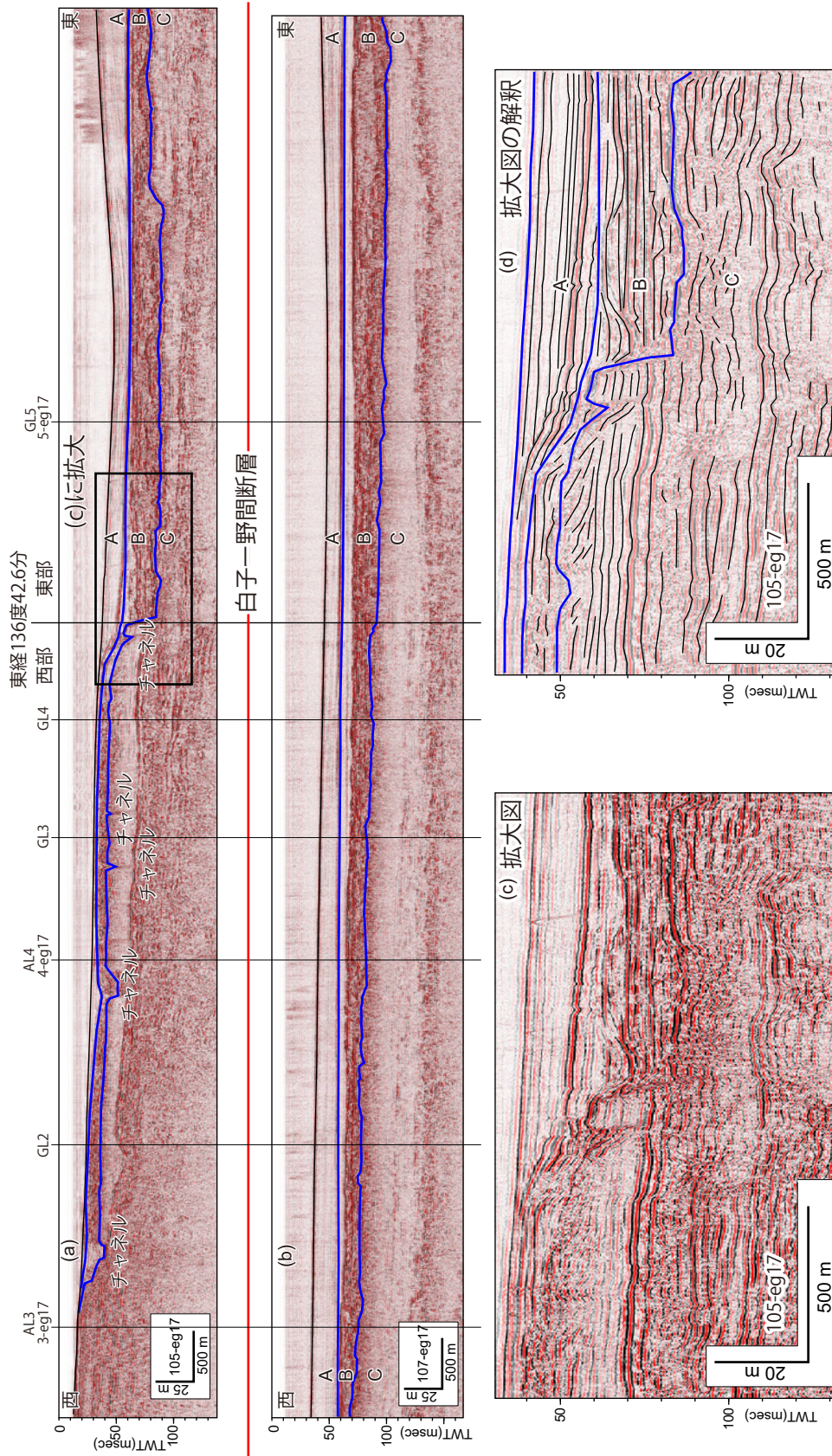
第8図. 白子-野間断層東部における典型的な南北測線の高分解能反射断面. 垂直強調約50倍.  
 (a) GL5. (b) (a) の解釈図. (c) CK5. (d) (c) の解釈図. (e) CK4. (f) (e) の解釈図.  
 線の凡例は第7図を参照.

Fig. 8. Typical N-S high resolution seismic sections in the eastern part of the Shiroko-Noma fault. Vertical emphasis = 50. (a) Line GL5. (b) Interpretation of (a). (c) Line CK5. (d) Interpretation of (c). (e) Line CK4. (f) Interpretation of (e). See Fig. 7 for legend of cross sections.

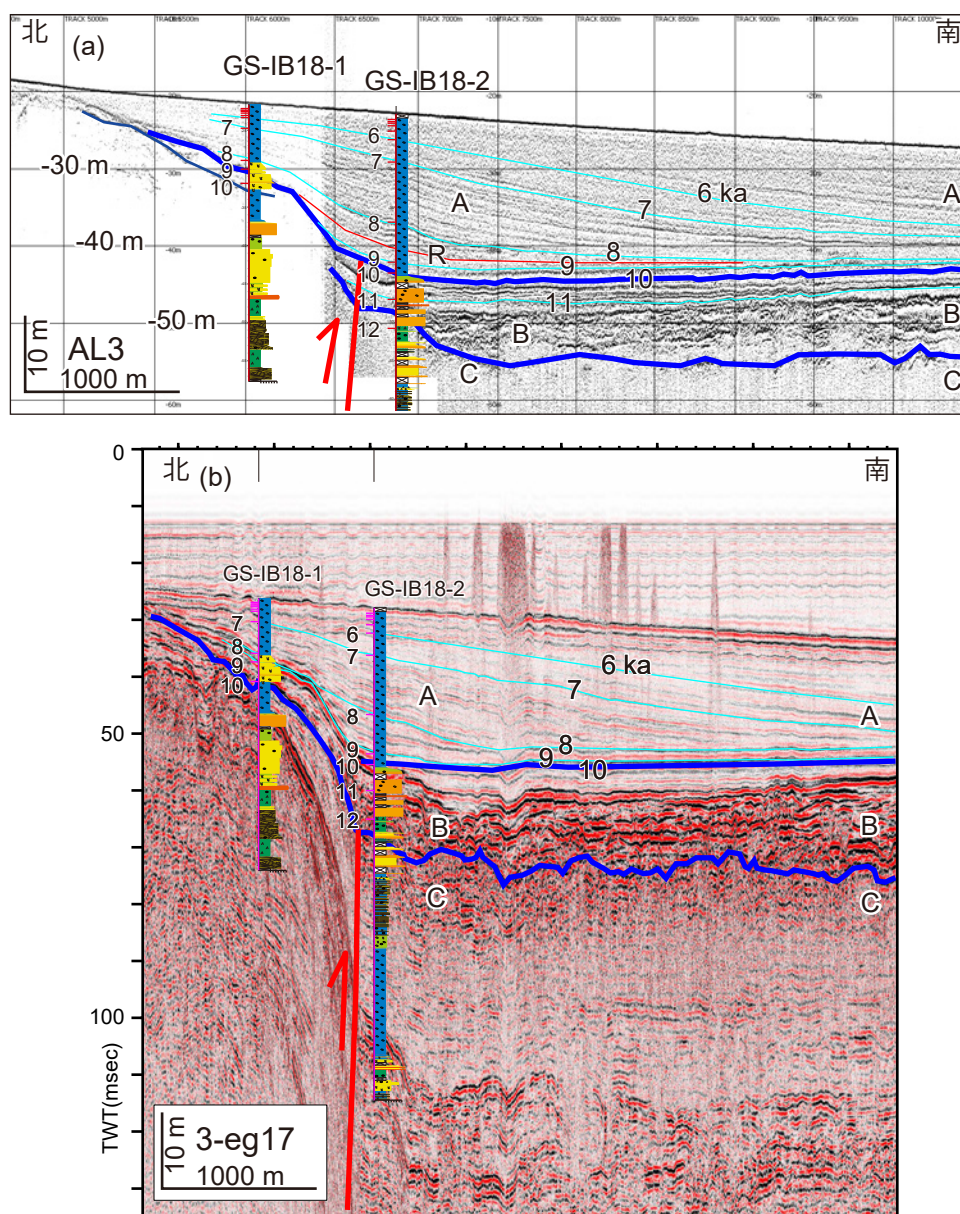




第9図. マルチチャネル反射断面の南北断面. 垂直強調約50倍. (a) 5-eg17. (b) 4-eg17. (c) 3-eg17. 線の凡例は第7図を参照.  
 Fig. 9. N-S multi-channel seismic sections. Vertical emphasis = 50. (a) Line 5-eg17. (b) Line 4-eg17. (c) Line 3-eg17. See Fig. 7 for legend of cross sections.



第10図. マルチチャンネル反射断面の東西断面. 垂直強調約50倍. (a) Line 105-eg17. (b) Line 107-eg17. (c) 105-eg17のチャンネル壁付近の拡大図. (d) (c)の解釈図. チャンネル壁直下のC層にC層上面の比高を説明できる上下変位は認められない. 青線: 層序境界, 黒線: 内部反射面. Fig. 10. E-W multi-channel seismic sections. Vertical emphasis = 50. (a) Line 105-eg17. (b) Line 107-eg17. (c) Close up of the channel wall at Line 105-eg17. (d) Interpretation of (c). The vertical displacement which can make the difference of the depth of the top boundary of unit C between the inside and the outside the channel is not observed in the unit C below the channel wall. Blue lines: Boundary of the unit. Black lines: Internal reflector.



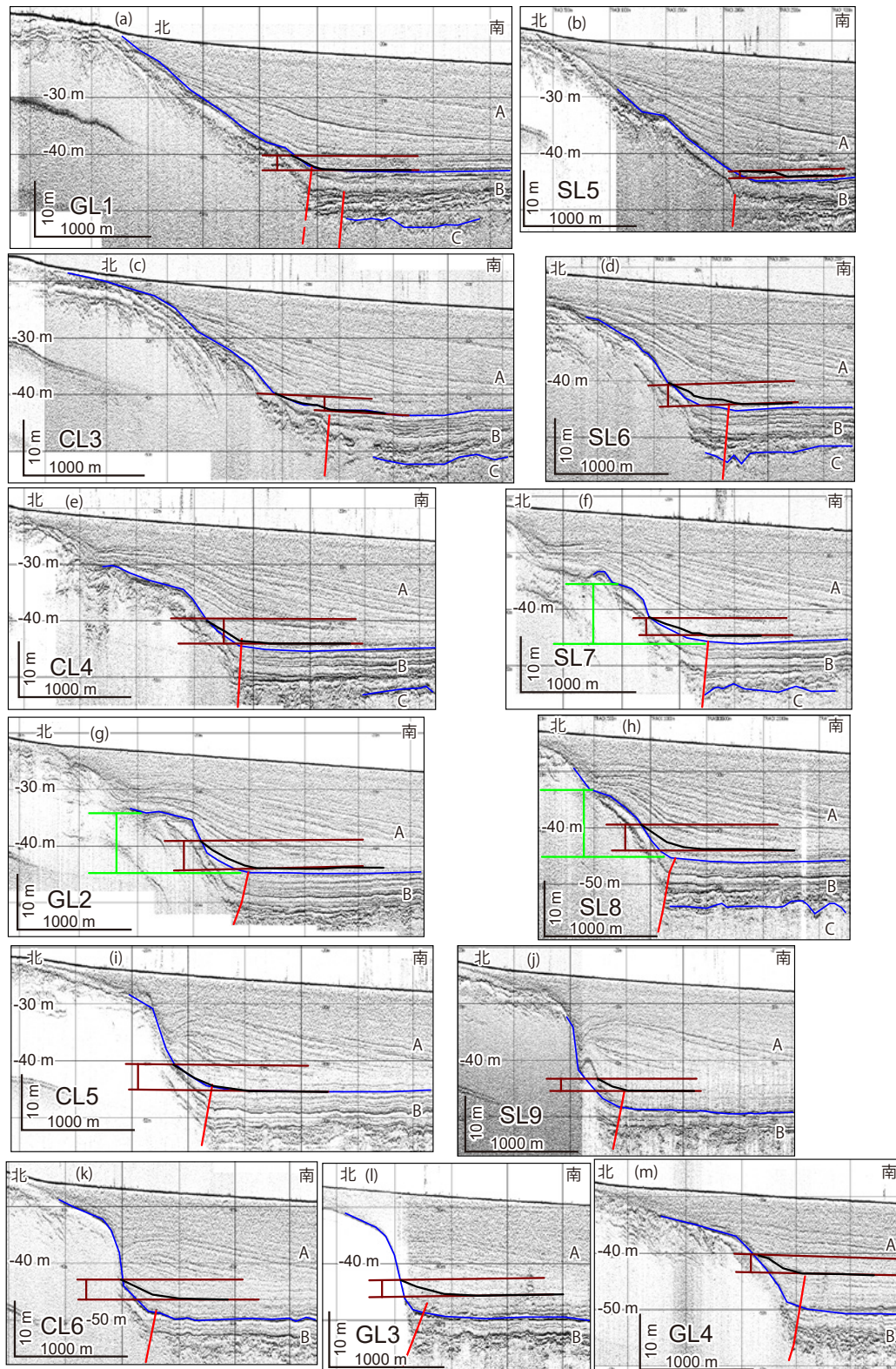
第 11 図. 反射断面とボーリングコア柱状図および年代測定結果（天野ほか, 2020）の対比. (a) 高分解能反射断面の AL3 断面. (b) マルチチャネル反射断面の 3-eg17 断面. 線の凡例は第 7 図を参照. R 層準は最近活動時の層準を示す.

Fig. 11. Correlation between seismic sections and columnar sections and dating (Amano *et al.*, 2020). (a) Line AL3 (high resolution reflection survey). (b) Line 3-eg17 (multi-channel reflection survey). See Fig. 7 for legend of colored lines. The R horizon approximates the seafloor at the time of the latest seismic activity.

		伊勢湾 (豊蔵ほか, 1999)	岡村ほか (2013)	本研究
完新統		A1	A	A
		A2		
		A3		
更新統	上部	B1	B1	B
		B2	B2	C
		B3		
	B4			
	C1	B3		
	中部		C2	

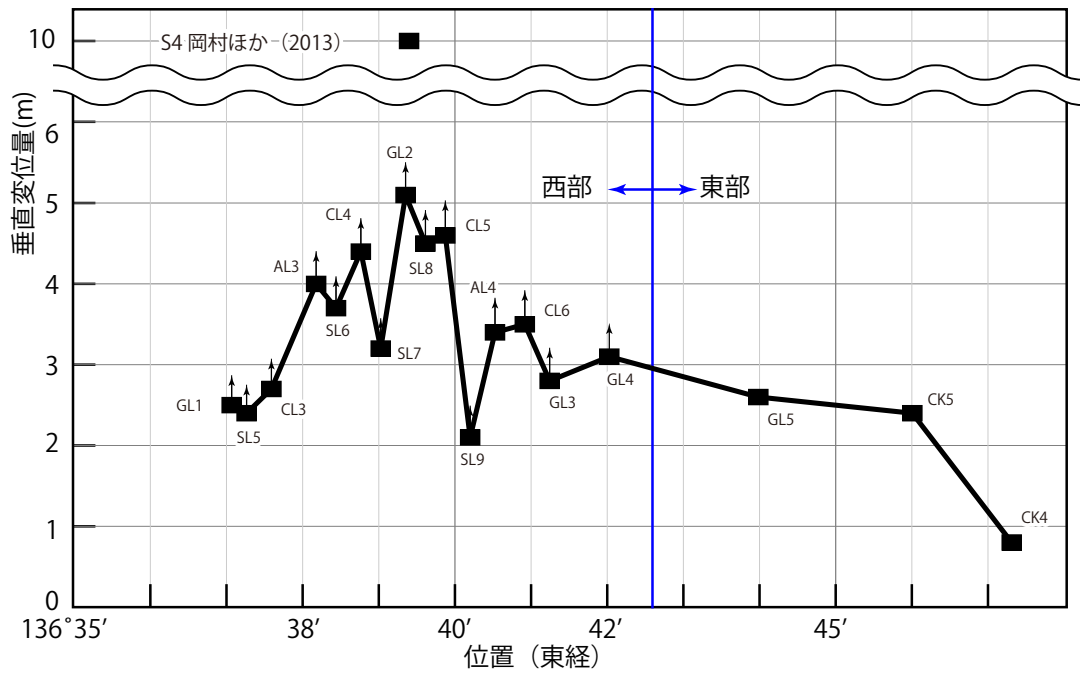
第 12 図. 白子-野間断層周辺の層序区分の対比図.

Fig. 12. Comparison of the stratigraphic classification around the Shiroko-Noma fault.



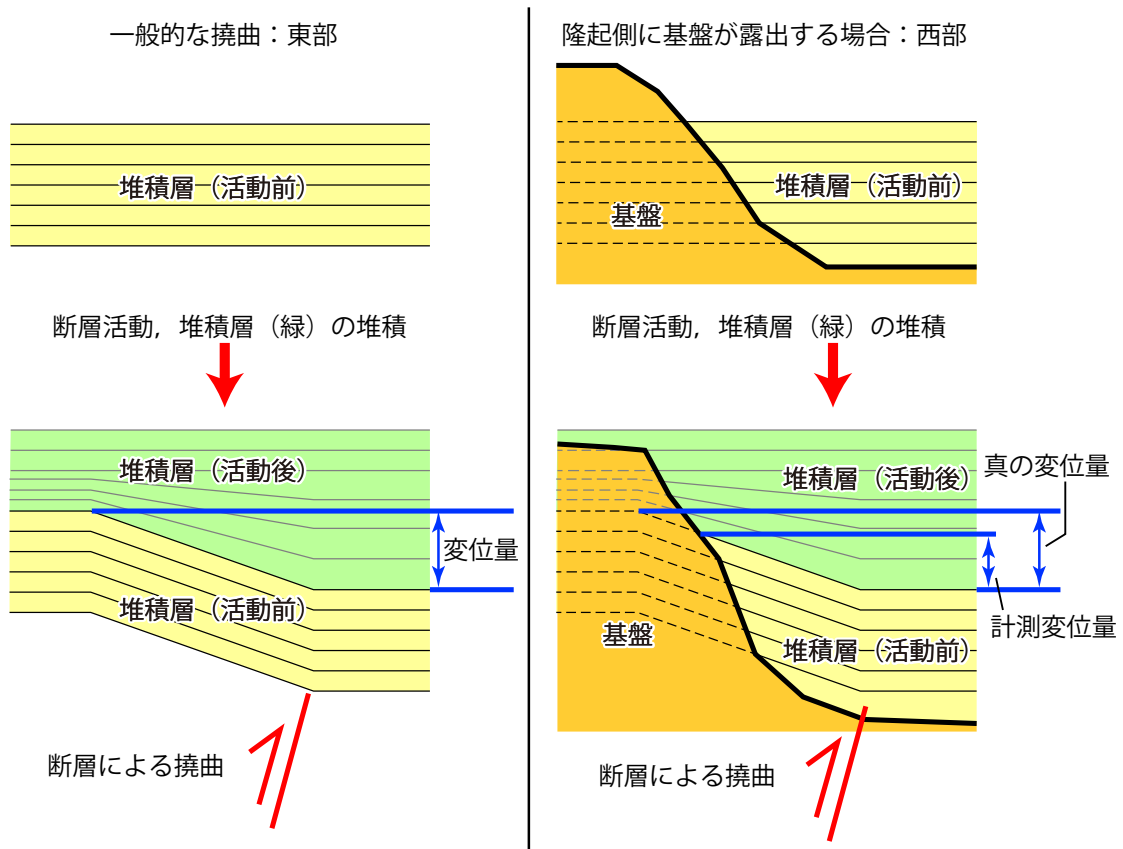
第 13 図. 高分解能反射断面による上下変位量の解釈. (a) GL1. (b) SL5. (c) CL3. (d) SL6. (e) CL4. (f) SL7. (g) GL2. (h) SL8. (i) CL5. (j) SL9. (k) CL6. (l) GL3. (m) GL4. 線の凡例は第 7 図を参照. 緑線は B 層上面に基づいた場合の変位量推定.

Fig. 13. Interpretations of the vertical displacement based on the high-resolution seismic sections. (a) Line GL1. (b) Line SL5. (c) Line CL3. (d) Line SL6. (e) Line CL4. (f) Line SL7. (g) Line GL2. (h) Line SL8. (i) Line CL5. (j) Line SL9. (k) Line CL6. (l) Line GL3. (m) Line GL4. See Fig. 7 for legend of colored lines. Green lines: Alternative interpretations of the vertical displacement based on the upper boundary of B unit.



第 14 図. 白子-野間断層の上下変位量分布. 黒四角は各測線の変位見積もりを示し, その上の矢印は見積もりが最小値であることを示す.

Fig. 14. Spatial distribution of vertical displacement of Shiroko-Noma fault. The black squares indicate the estimated values of the displacement. The arrows above the squares indicate that the values are the minimum.



第 15 図. 上下変位量の見積もり法.

Fig. 15. Estimation method of the vertical displacement.