

能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図説明書

Explanatory notes of 1:200,000 marine geological map around the northern part of Noto Peninsula

井上卓彦¹・岡村行信²

Takahiko Inoue¹ and Yukinobu Okamura²

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

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

Abstract: “Marine geological map around the northern part of Noto Peninsula” was compiled based on recent survey data and previous geological maps around Noto Peninsula. The recent surveys covered a near shore area off the northern part of Noto Peninsula from Ama Misaki to Suzu Misaki in 2007 and 2008, and the data is composed of high-resolution 12 channel seismic profiles, sea bottom sediment samples and their ages and three dimensional bathymetric data. The high-resolution seismic survey was conducted using a fishing boat, which made it possible to get seismic profiles of very shallow area close to the coast. The distance between the coast and landward end of the offshore survey lines is generally less than 1 km except for off Ama Misaki area where there is a geologic data gap about 4 km wide. The offshore area of northern Noto Peninsula is underlain by acoustic basement and sedimentary covers which are divided into the Najimi-oki Group, the lower and upper parts of the Wajima-oki Group, the Machino-oki Formation and the Monzen-oki Formation in ascending order. The Mozen-oki Formation, Machino-oki Formation and upper and lower part of the Wajima-oki Group were newly defined from the Wajima-oki Group that was defined in the previous geological maps based on air-gun seismic profiles. The Najimi-oki Group is folded Miocene sequence which is truncated by an extensive erosional surface. The Pliocene to Pleistocene Wajima-oki Group is composed of nearly horizontal sediments which unconformably cover the Najimi-oki Group. The top of Wajima-oki Group is widely exposed on the seafloor which is inferred to be an erosional surface. The late Pleistocene Machino-oki Formation covers the erosional surface of the Wajima-oki Group off Machino. The Holocene Monzen-oki Formation is distributed in offshore area of northwestern part of Noto Peninsula and small area off Wajima and Machino. The latter two areas are located offshore of mouths of two largest rivers along the northern coast of the Noto Peninsula. The ENE-WSW trending folds and reverse faults are widely developed in the Najimi-oki Group. The deformation due to N-S to NNW-SSE compression is inferred to have developed mainly in the late Miocene, but some of the faults have been reactivated in Quaternary. The reactivated active faults are distributed in a narrow offshore zone along the coast from off Ama Misaki to off Suzu Misaki. Each of the faults is discontinuous and SW dipping reverse faults. The active fault zone was divided into Monzen-oki, Saruyama-oki, Wajima-oki and Suzu-oki segments from west to east based on the gaps of fault traces. The 2007 Noto Hanto Earthquake occurred by the rupture of one of the largest active faults in the Monzen-oki segment. Deformation of Holocene sediments is clearly observed along some of the active faults in this segment. The active faults in the Saruyama-oki segment have been found under the seafloor within 4 km from coast between the Monzen and the Wajima. They have deformed Holocene sediments. The Wajima-oki segment is composed of two sub-parallel rows of active faults from off Wajima to off Takaya. No Holocene sediments cover the active faults, thus displacements of erosional surface of the last glacial age are exposed on the seafloor. The Suzu-oki segment trends NE-SW that is highly oblique to the coastal trend. This segment was defined by an active flexure of the Wajima-oki Group and its erosional surface.

Keyword: 1:20,000, marine geological map, Noto Peninsula, active fault, coastal area, high-resolution seismic survey, three dimensional bathymetric data, Miocene, Pleistocene, Holocene

要 旨

「能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図」は 2007 年及び 2008 年に実施した沿岸海域調査の結果

と既存の能登半島周辺の海底地質図 (岡村, 2002, 2007a) を基にして作成した。2007 年及び 2008 年の調査は海士岬から珠洲岬に至る能登半島北部沿岸海域で, 高分解能マルチチャンネル音波探査, 海底堆

積物試料採取とその年代測定、詳細海底地形調査を実施した。

高分解能音波探査は漁船を用いて実施することによって、海岸線近くの極浅海域での探査断面の取得が可能になった。大部分の測線は海岸線から1 km以内まで接近して音波探査データを取得したが、海士岬沖では測線と海岸の距離は4 kmに達する。

能登半島北部沖合には音響基盤と堆積層が分布している。堆積層は下位より南志見沖層群、輪島沖層群下部・上部、町野沖層及び門前沖層に区分した。輪島沖層群上部・下部、町野沖層及び門前沖層は、エアガンを用いたこれまでの海底地質図では輪島沖層群とされていたものから新たに区分した。

南志見沖層群は褶曲した中新世堆積岩からなり、その上面は明瞭な浸食面となっている。鮮新世～更新世堆積物の輪島沖層群はほぼ水平な堆積層からなり、南志見沖層群を不整合で覆っている。輪島沖層群上面は広く海底面に露出し、浸食面と考えられる。後期更新世堆積物の町野沖層は町野沖から東に分布し、輪島沖層群上部の浸食面を覆っている。完新世堆積物の門前沖層は能登半島北西沖と輪島及び町野の沖合域で認められる。輪島及び町野の沖合は能登半島北部域では最も大きな2つの河川が流れ込む河口の沖合である。

南志見沖層群中には東北東－西南西方向の褶曲や逆断層が広く発達している。この変形は、主に後期中新世に南北から北北西－南南東の圧縮によって発達したと考えられるが、断層のいくつかは現在も再活動している。この再活動している活断層は、海士岬沖から珠洲岬沖の狭い範囲の海岸に沿った帯状の地域に分布している。それぞれの断層は断続的で、南東傾斜の逆断層で、断層の連続性を基に、断層帯を西から東へ、門前沖、猿山沖、輪島沖、珠洲沖の4つのセグメントに区分した。門前沖セグメントは2007年能登半島地震の震源となった断層帯で、完新世堆積物には断層活動による変形が認められる。猿山沖セグメントの活断層は門前から輪島の間分布し、海岸から約4 km沖合までの海底下に認められる。この断層は完新世堆積物を変形させている。輪島沖セグメントは輪島沖から高屋沖の間に分布し、2列の並行な活断層から構成される。活断層は完新世堆積物に覆われておらず、最終氷期浸食面の変形が観察される。珠洲沖セグメントは北東－南西方向に連続し、海岸線に対して斜行する。このセグメントは輪島沖層群とその浸食面の活撓曲によって特徴付けられる。

1. はじめに

2007年能登半島地震は、能登半島の北西岸付近を震源とし、その沖合に発達する海底活断層の活動によって発生した(第1図)。この海底活断層は片川ほ

か(2005)によってその一部を活断層として認識されており、能登半島周辺の20万分の1海底地質図(岡村, 2002, 2007a)でも、第四紀に活動した断層として認められていたが、活動性など活断層としての全体像は把握されていなかった。一方、能登半島の北岸沖にも部分的に海岸線に平行な断層が分布することと、それが第四紀にも活動している可能性があることが示されている(岡村, 2002, 2007a)。しかしながら、海岸に近い沿岸海域は地質情報の空白域であるため、断層の連続性が十分に把握できていなかったこと、また従来の地質調査を目的とした反射断面では分解能が不十分なため、活断層の有無や活動性が判断できないなどの問題が残っていた。

能登半島地震後に、井上ほか(2007)は震源域で高分解能マルチチャンネルシステム(村上ほか, 2004)を用いた調査を行った。その結果、沿岸海域の海底下浅部の完新統およびそれに変形を与える活断層を明瞭に示す音波探査断面を得ることに成功した。そこで、能登半島の北岸沖でも、2008年に高分解能マルチチャンネルシステムを用いた調査を実施し、沿岸海域の地質と活断層に関するより詳細な情報収集を行った。

本地質図は従来の20万分の1海底地質図と、2007年及び2008年に沿岸海域で得られた高分解能マルチチャンネル反射データに基づいて作成した沿岸海域の海底地質図で得られた地質情報とを統合して編集したものである。

2. データ取得・解析方法

20万分の1海底地質図(岡村, 2002, 2007a)はエアガンを音源とする反射探査断面と、グラブ採泥器、ドレッジ及び柱状採泥器などによって得た海底の岩石試料に基づいて作成された。反射探査断面は、120立方インチのチャンパーに波形整形装置を装着したエアガン(ボルト社1900c)2本を同時にショットし、約150 m後方で曳航するシングルチャンネルストリーマで反射波を受信することによって取得した。この反射断面の垂直方向の分解能は35～50 mである。探査測線は北北西方向の測線を約2.2マイル(約4.1 km)間隔に、東北東方向の測線を約3.3マイル(約6.1 km)間隔に設定した(第2図)。音波探査と同時に、精密音響測深機(12 kHz PDR)による測深、サブボトムプロファイラー(3.5 kHz SBP)による地層探査、重力・地磁気測定も実施している。この調査は海岸から最大で100 kmまでの海域の広域的な地質図を作成することを目的として実施しており、探査対象の深度も海底下数100 mであるため、海底付近の最近数万年以内の地層の変形に基づいた断層活動を把握することは困難であり、さらに調査範囲も海岸から3～6 km以遠であったため、海岸に沿って未調査域が残っていた。

2007 年及び 2008 年に、高分解能マルチチャンネルシステムを漁船に搭載し、沿岸域の音波探査を実施した（以下、この調査を音波探査と呼ぶ）。同時に柱状採泥器などによって堆積物も得ている（池原，2009）。音波探査は、2007 年 7 月 1 日～7 月 10 日及び 2008 年 7 月 9 日～8 月 4 日に実施した。また、2008 年 8 月 5 日～9 月 30 日には 3 次元サイドスキャンソナーを用いた高精度海底地形調査を実施した。

音波探査は、海岸線にほぼ直交する北西方向の約 1.8 km 間隔の測線と、それらの音波探査断面を対比するための海岸に平行な測線に沿って実施した（第 2 図）。測線の総延長は、2007 年は約 220 km、2008 年は約 550 km である。音源としてブーマー（Applied Acoustic 社製）を船尾から約 20 m 後方で曳航し、反射波の受信には 12 チャンネルストリーマケーブル（受信点間隔 2.5 m、アクティブセクション 30 m）を船尾より約 30 m 後方で曳航した。受信波はグラフィックレコーダーに音波探査断面として描かせるとともに、記録長 600 ミリ秒（以下 msec）、サンプリング間隔 0.082 msec でデジタル化して記録した。デジタルデータは SEG-Y 形式に変換し、反射探査データ処理ソフト SPW（Parallel Geoscience 社製）を用い、通常のコグニティブ処理を行った。この音波探査システムは小型で漁船に搭載できるため、海岸近傍までの探査が可能である上、音源のブーマーの周波数帯は約 400～5000 Hz であるため、条件がよければ 1 m 程度の分解能で、地層の変形を検出できる。

地層の年代は、能登半島周辺の海底地質図（岡村，2002，2007a）との対比に基づいているが、後期更新統以上の地層については、本調査と並行して実施したピストンコア及びパイブコア（第 2 図、池原ほか，2007；池原，2009）の岩相及び年代と対比した。

2008 年には 3 次元サイドスキャンソナー C3D（BENTHOS 社製）を用いた地形調査を、能登半島北岸に沿って分布する活断層周辺でのみ実施した。C3D は 200 kHz の周波数を用い、水深と海底の反射強度に関する面的なデータを取得できる。発振ビーム幅は 1°、パルス長は 10 msec～50 msec で、計測レンジ幅は最大で水深の 10～12 倍で、最大探査幅は 300 m を超えることはできない。地形データの収録及び処理には Hypack（Hypack 社製）を用いた。調査時の動揺補正データをモーションセンサーで、船舶の方位をジャイロコンパスで取得した。また音速度センサーによって水中の音速度を毎日計測し、地形データを作成する際には音速補正している。データ処理は、ノイズデータの除去、データ補正作業後、最終的に 2 m メッシュの XYZ データと海底反射強度マップを作成した。またこの際、潮汐補正データとして気象庁による潮汐観測値「能登（NOTO）」の 1 時間データを使用している。

3. 能登半島周辺海域の地質

能登半島周辺の大陸棚から数十 km 沖合の広域的な海底地質は能登半島東方海底地質図（岡村，2002）及び能登半島西方海底地質図（岡村，2007a）によって明らかにされている。それによると、能登半島周辺の地形、地質層序及び構造は半島の東側、北側及び西側で大きく異なる。

能登半島東側の富山トラフは、富山湾から能登半島の東側を回り込んで北に延び、大和海盆まで連続する幅 30～40 km、長さ 200 km に達する凹地である。富山湾内のトラフ底の水深は 1000 m 前後で、富山深海長谷が発達する。海底下には厚さ 3500 m 以上の堆積物が発達する。その上位 1000～2000 m の地層は、不整合を境に下位の上越沖層群（鮮新統）と上位の富山湾層群（第四系）に区分されている（第 3 図）。トラフ底と能登半島との斜面は、幅 4～15 km の大陸棚と急斜面からなる。その能登半島側斜面を構成する地層は珠洲沖層群とそれを覆う飯田沖層群及び七尾沖層群に区分された（岡村，2002；第 3 図）。

半島の北側には、海岸から約 50 km 以上沖まで水深 150 m 以浅の大陸棚が広がり、能登台地と呼ばれている（岡村，2007a）。全体として起伏に乏しい地形を呈するが、舳倉島（海岸から約 43 km）、七ツ島（海岸から約 20 km）、デキノ瀬、沖ノ瀬などの海底の高まりが分布し、調査域東部の珠洲北東沖では北東－南西方向の高まり（禄剛沖隆起帯：岡村，2002）が連続している（第 2 図）。能登台地の地質層序は、下位から音響基盤、南志見沖層群（中新統）、輪島沖層群（鮮新－更新統）に区分される（第 3 図）。調査海域西方の音響基盤の高まりで安山岩質、玄武岩質、流紋岩質の火山岩類が得られ、音響基盤の大部分が火山岩類からなると考えられている（岡村，2007a）。南志見沖層群は断層・褶曲によって著しく変形をうけた地層で、その上面には顕著な浸食面が発達する。輪島沖層群はその浸食面を不整合で覆うほぼ水平な地層である。能登台地は富山トラフに比較して、基盤が広く露出し、堆積物が薄いことが大きな特徴である。能登半島先端より東方沖に分布する珠洲沖層群は南志見沖層群に、飯田沖層群及び七尾沖層群は輪島沖層群に対比される（第 3 図）。

南志見沖層群に発達する断層と褶曲は東北東－西南西方向に伸びる数列の隆起帯を形成し、それらが舳倉島、七ツ島及び禄剛沖隆起帯などの海底の高まりに一致する。それらの断層・褶曲は中新世後期に形成されたと考えられるが、その一部は第四紀にも再活動している（三沢，1997）。

能登半島の北西沖には能登台地が広がっているが、南側に向かって基盤深度が徐々に増して堆積物が厚くなり、能登半島西方沖では北陸沖堆積盆地（田中，1979；田中・小草，1981）の一部となる。層序は下位から、音響基盤、金沢沖層群（中新統）、羽咋

沖層群（鮮新統）及び高浜沖層群（第四系）に区分されている（第3図）。金沢沖層群は能登半島北方の南志見沖層群に対比でき、羽咋沖層群及び高浜沖層群は輪島沖層群に対比されている。金沢沖層群は東西性の隆起帯を形成し、その周辺では上位の地層と顕著な不整合関係にある。羽咋沖層群は東西性の隆起帯の間を埋積し、高浜沖層群はそれをほぼ整合的に覆う。一方、第四紀に活動している南北から北東—南西方向の断層と褶曲も発達し、羽咋沖層群以上の地層にも変形を与えている。2007年能登半島地震は門前西方沖の活断層の活動によって発生した。

4. 能登半島沿岸詳細海底地質

2007年及び2008年に実施した高分解能のマルチチャンネル音波探査は、能登半島北西部の海士岬から能登半島北東端の珠洲岬までの沖合10~20kmの範囲で実施した。その範囲については、高分解能の音波探査断面に基づいて詳細な海域の地質図を作成し、既存の20万分の1海底地質図にはめ込んでいる。浅部の層序構造については、従来のエアガンによる反射断面より詳しく観察できるため、岡村（2002）では後期中新世から第四紀の堆積物として示されていた輪島沖層群を下部と上部に区分し、またそれを不整合で覆う後期更新統の町野沖層及び完新統の門前沖層を新たに区分した（第3図）。

4.1 地質層序

音響基盤

内部反射を伴わず、上面の浸食面が南志見層群の浸食面より突出した形状を持つ部分を音響基盤とした。調査海域で門前南東沖（音波探査解釈断面：L04, 05, 07, 08, 10, 11, 15）、沖ノ瀬（音波探査解釈断面：N13, 14, 15-21）及び海岸に沿った範囲（音波探査解釈断面：N09, 10, 12-14, 26-29, 34-36）で認められる。輪島以西の陸域に分布する中新世の礫岩など反射面が認めにくい堆積岩、火砕岩などもこの音響基盤に含まれると考えられ、南志見沖層群との区別も明瞭ではない場合がある。

南志見沖層群

本層群は調査海域全域に認められ、褶曲した地層からなり、その上面に顕著な浸食面が発達する（音波探査解釈断面：N08-26, 28-40）。下位の音響基盤との境界はあまり明瞭でない。海岸に沿った断層上盤の隆起帯及び沖ノ瀬周辺（第2図）で海底面に露出する。上位の輪島沖層群とは明瞭な内部反射面の違いが認められ、顕著な不整合が境界面となっている。層群内の内部反射面はほぼ平行である。しかしながら、反射面が急傾斜する場所や、断続的にしか認められない場所もあり、本層群の全体像が明らかになっているわけではない。岡村ほか（2002）によると、本層群の年代は前期—後期中新世と推定され

ており、能登半島北部陸域に分布する中新統とほぼ同年代である。

輪島沖層群

本層群は岡村（2002）で定義され、基盤及び南志見沖層群の浸食平坦面を不整合で覆う堆積物である。全体として整合的に堆積した水平或いは緩やかに傾斜する地層からなり、褶曲などの変形も顕著でない。しかしながら、高分解能音波探査断面で観察すると、軽微な不整合がいくつも観察できる（音波探査解釈断面：N24など）。それらの大部分は海水準変動によって形成されたものと推定されるが、その中で特に明瞭で浸食面を伴う不整合面を境界として、輪島沖層群を上部と下部に区分した。上部層と下部層とに特に顕著な反射パターンの違いは認められない。

町野沖層

本層は、町野川河口沖の水深70m~水深約90mの海底に、南北5~7km、東西約20kmの分布を持つ。最大層厚は約17mである。下位の輪島沖層群の平坦な浸食面を不整合に覆い、上面は浸食面でゆるやかな凹凸を持つ（音波探査解釈断面：N22-26）。内部反射面は一般に不明瞭であるが、一部の断面では斜交層理が顕著に発達する（音波探査解釈断面：N22, 23）。本層分布域でグラブ採泥によって得られた海底表層の堆積物は、礫や砂からなり粒子の形状などから河川成の堆積物である可能性が高い。また一部のピストンコア（NP6）では表層直下に泥炭層が得られている。池原（2009）はこの泥炭や含まれる植物遺体の放射性炭素年代に基づき、最終氷期最盛期（酸素同位体ステージ2）より前のおよそ3~4万年前の陸成堆積物であるとしている。このことから本層は海水準が低い最終氷期前後の河川成堆積物と推定される。また町野沖層の分布が町野川河口沖から東側に広がることから、東向きの流れによって河口前面から東側に堆積物が運ばれたと考えられる。

門前沖層

最終氷期以降に堆積した地層を門前沖層と呼ぶ。最終氷期の低海水準期に形成された浸食面を覆う堆積物で、門前沖から猿山岬北方沖（音波探査解釈断面：N01-08）、輪島沖（音波探査解釈断面：N15-19）及び町野沖（音波探査解釈断面：N27-32）の3カ所に分かれて分布する。内部反射は弱くほぼ透明であるが、海底にほぼ並行な弱い内部反射面が認められることもある。

門前沖から猿山岬北方沖に分布する完新統は最も厚く広範囲に分布する。最大層厚は40m以上に達し（井上ほか、2007）、水深120m以浅で上に凸の上面形状を、その沖合ではほぼ水平な厚さ10m以下の堆積物として広範囲に広がる。また、水深100m以浅の一部海域では海水準上昇期に形成されたラビンメント面が明瞭に認められることがある（井上ほか、2007）。ピストンコアによって得られた柱状堆積物の堆積速度は、門前沖で約2.0m/1000年（池原ほか、

2007), 猿山岬沖では 0.5~1.0 m / 1000 年である (池原, 2009). その堆積速度が一定であると仮定し, それぞれの地点での門前沖層の厚さからその基底年代を計算すると, 1 万数千年前という年代が得られ, 堆積物の年代と音波探査断面とはほぼ調和的である.

輪島沖及び町野沖の門前沖層分布域は, 海岸から 5 km 以内, 水深約 80 m 以浅の浅海域に限られ, それぞれ河原田川の河口から東へ約 8 km, 町野川の河口から約 17 km 東側に広がっており, それぞれの河川から供給された堆積物が海流によって東側に運搬されつつ堆積したと考えられる. 最大層厚は, 輪島沖で 10 m, 町野沖で 25 m である.

5. 地質構造

能登半島沖海域の南志見沖層群や能登半島北部陸域域の中新統には, 東西から東北東-西南西方向の顕著な断層・褶曲構造が認められ, 主に中新世に南北方向の圧縮応力によって発達したと考えられる. 本海底地質図には, 半島陸域から沿岸海域に発達する断層・褶曲帯と, その約 10 km 北方の沖ノ瀬に沿った隆起帯 (沖ノ瀬隆起帯) が分布する. 一方, 高分解能音波探査を実施した 2007 年と 2008 年の調査範囲には, 門前沖から能登半島北岸沖に沿った活断層が断続的に分布している. これらの活断層帯は, 中新統褶曲帯の北縁部に沿って発達する南東傾斜の逆断層からなり, 中新世の逆断層が再活動することによって形成された可能性が高い. 断層の連続性に基づいて, 西から門前沖セグメント, 猿山沖セグメント, 輪島沖セグメント, 珠洲沖セグメントに区分した (第 4 図).

5.1 門前沖セグメント

門前西方沖の活断層帯で, 東北東-西南西方向から北北東-南南西方向の断層群からなる. 井上ほか (2007) によると, いずれも南東傾斜の逆断層である. 最も顕著な門前町のすぐ西側から西南西に伸びる逆断層は長さ約 21 km で, その南西側に活褶曲がさらに 14 km 連続する. 完新統中に累積的な変形が認められ, 最終氷期浸食面上での最大の変位量は約 6 m である. 2007 年の能登半島地震はこの活断層の活動によって発生した. この断層の南側にも完新統に変形を与える長さ 17 km の活断層 (北北東-南南西方向) が報告されている (井上ほか, 2007). また, 北側の比較的短い断層は完新統の分布が薄いため, 最終氷期以降活動しているかどうか判断できないが, 海底には変位が認められることから活断層と判断した.

5.2 猿山沖セグメント

門前の北西沖から猿山岬沖を経て輪島の北方沖まで約 20 km 連続し, 西部と東部の 2 つの活断層から

なる. いずれも海岸のすぐ近くに分布することから, 従来の海底地質図では全く認識されていなかった. 西部の断層は厚い完新統に覆われ, 最終氷期の浸食面と完新統に変形が認められる (音波探査解釈断面: N01-08). 最終氷期の浸食面上での最大垂直変位量は約 15 m である. 東経 137 度 26' 付近で北側にステップして東部の断層が現れる. 東部の断層は完新統の被覆層がほとんどなく, 最終氷期の浸食面にわずかな変形を与えている. 浜田ほか (2007) は海岸に隆起ベンチが存在することから, 沖合に活断層が存在する可能性を指摘していた.

5.3 輪島沖セグメント

輪島北方沖から東側に約 20 km 連続する活断層群である (音波探査解釈断面: N16-30). 活断層の西端は輪島の約 7 km 沖に位置し, そこから東北東方向に連続し, 徐々に海岸に近づく. 東経 136 度 59 分付近で南側にステップして東に伸び, 東経 137 度 6 分付近で不明瞭になる. 断層が明瞭な部分では最終氷期の浸食面に, 最大 10 m 程度の変形を与えている. その陸側の, 輪島の約 4 km 沖から約 8 km にわたって断層が認められ, 南志見沖層群が陸側で大きく隆起している. 輪島沖層最上部にも変形が認められることから活断層であると判断したが, あまり明瞭ではない (音波探査解釈断面: N16-22).

5.4 珠洲沖セグメント

高屋付近より北東に伸びる活断層である (音波探査解釈断面: N31-40). セグメントの西部では, 地層が切れて断層として認定できるが (音波探査解釈断面: N33-35), 東部では連続する地層の傾斜が急変する明瞭な構造境界 (向斜軸面: synclinal axis) となっている. (音波探査解釈断面: N36-40). この構造境界付近の最終氷期浸食面は傾動しているように見えることから, 活動的な変形であると推定した. 傾動した浸食面の最大垂直高度差は 15 m 程度に達する. 珠洲岬周辺には隆起した海成段丘が広がっていること (太田・平川, 1979) も, 珠洲沖セグメントが活動的であることを支持している. このセグメントの北東端は確認できていない.

5.5 沖ノ瀬隆起帯

沖ノ瀬隆起帯は, 輪島の約 13 km 北方に分布する北東-南西方向に伸びる南志見沖層群及び基盤からなる, 長さ約 35 km の背斜構造である (音波探査解釈断面: N11-22). その北西翼が急傾斜し, 南東翼が緩傾斜の非対称な断面を持ち, 北西縁に沿って逆断層が伏在すると推定される. それらを覆う輪島沖層群には明瞭な変形構造は認められないことから, これらの断層と褶曲は活動を停止していると考えられる.

6. 断層周辺の地形調査

音波探査で認められた断層周辺で、3次元サイドスキャンソナーを用いた地形調査を行った(第5図)。調査に用いたBenthos社C3Dは海底の水深と反射強度データを面的に取得できる装置である。測深によって精度の高い3次元海底地形を明らかにできる上、反射強度情報を得ることによって、水深データでは捉えられない微妙な海底の起伏や底質の違いまで解明できる。なお得られた一部の海底地形図には、船の揺れを完全に補正できなかったため、測線方向に伸びる見かけ上の海底の凹凸が認められる。特に第5図の区画13~27(海底地形図: box13-27)については海況が悪かったため実際には存在しない上測線方向の海底の凹凸が顕著である。

6.1 反射強度マップ

南志見沖層群上面の浸食面には、褶曲した地層の形状が明瞭に認められることから(第6図a; 海底反射強度図: box 01-07)、同層群が海底に露出している範囲を認定することができる。最も広範囲に分布するのは禄剛沖隆起帯上で、地層の形状を明瞭に観察することができる。輪島沖からその東側の沿岸域にも断片的に南志見沖層群の露出域が観察できる。

一方、完新統の分布域には、成因は不明であるが、非常に明瞭な線状の反射パターン(第6図b; 海底反射強度図: box 26, 27, 34-39)を認識することができる。この反射パターンの方向はおおよそ揃っているが多少変化すること、斜面の傾斜方向とはやや斜交すること、線状だけでなく不定型な反射パターンも伴うことなどが特徴である。

上記以外に、不明瞭な線状の反射(第6図c; 海底反射強度図: box 08, 10-16)、サンドウェーブ状の反射(第6図d; 海底反射強度図: box 08-09)、小さなパッチの散在(第6図c, d; 海底反射強度図: box 01-16, 19)等、多様なパターンを認識できる。これらの反射パターンは輪島沖層群の分布域に多い。

以上のような反射パターンの特徴を用いて、特に南志見沖層群の露出域と完新統の分布域を推定した。一方、反射強度マップは変動地形の特定にはそれほど有効ではなかった。

6.2 変動地形

猿山沖セグメントの西部では、完新統が比較的厚く分布するため、活断層の活動を示す変動地形は認められなかった。猿山沖セグメントの東部には完新統の分布がほとんどないため、輪島沖層群の浸食平坦面上に断層変位地形が認められる(第7図a; 海底地形図: box 30, 31)。

輪島沖セグメントでも、沖側の断層に沿って浸食平坦面上に断層変位地形が認められる(第7図b; 海底地形図: box 19, 20, 22, 23)。一部で調査範囲が

断層から外れてしまったため見えていない部分があるが、東経137度04分付近まで地形で認められ、その東側で不明瞭になる。珠洲沖セグメントでは、隆起帯の北西縁に沿った浸食面の傾斜変換ヒンジラインが明瞭に認められる(第7図c; 海底地形図: box 01-07)。なお門前沖セグメントについては海上保安庁が2007年能登半島地震後に行った調査で海底地形の連続的な高まりの存在を報告しており(泉ほか, 2007)、その位置は門前西方沖から西南西に延びる活断層とほぼ一致する。

6.3 堆積地形

調査海域で堆積地形として認められるのは完新統である門前沖層、上部更新統の町野沖層である。門前沖層は上に凸の形状を持つ堆積体を形成し、その上には谷地形が発達する(第7図d; 海底地形図: box 10, 11, 34-39)。町野沖層は舌状の堆積体を形成する(第7図e; 海底地形図: box 18, 19)。

7. まとめ

能登半島北部沿岸海域で、高分解能音波探査及び3次元サイドスキャンソナーを用いた調査を行った。この調査によって、従来の大型の調査船とエアガン音源とする調査ではデータが得られなかった沿岸海域の詳細な音波探査断面及び地形データを得る事ができた。これらのデータを用いて能登半島北岸沖の詳細海底地質図を作成し、既存の海洋地質図と一体化した海底地質図を作成した。

既存の海洋地質図では、下位から音響基盤、南志見沖層群、輪島沖層群に区分されていたが、高分解能音波探査断面の解釈によって、輪島沖層群を下部と上部に区分し、さらに後期更新統の町野沖層、完新統の門前沖層を区分することが出来た。音響基盤は主に中新世火山岩類と考えられ、それを南志見沖層群が不整合で覆う。南志見沖層群は中新統で、褶曲構造が発達し、その上面は顕著な浸食面となる。輪島沖層群がその浸食面を覆う。輪島沖層群下部の上面には広域に浸食が形成されている。輪島沖層群上部は調査海域に広く露出している。町野沖層は後期更新世堆積物であると考えられ、町野川沖合から東側にその分布域は限られ、東端は高屋沖までとなっている。門前沖層は猿山岬西方の海域より西側及び輪島沖と町野沖の主要な河川の沖合に分布する。

南志見沖層群には、中新世後期に発達した東北東-西南西方向から北東-南西方向の断層・褶曲が広く発達するが、活断層は門前西方沖から能登半島北岸沖の沿岸域に、褶曲帯の北縁に沿って断続的に発達する。断層の連続性から門前沖セグメント、猿山沖セグメント、輪島沖セグメント、珠洲沖セグメントの4つに区分した。また3次元サイドスキャンソナーによる海底地形調査によって、断層活動による

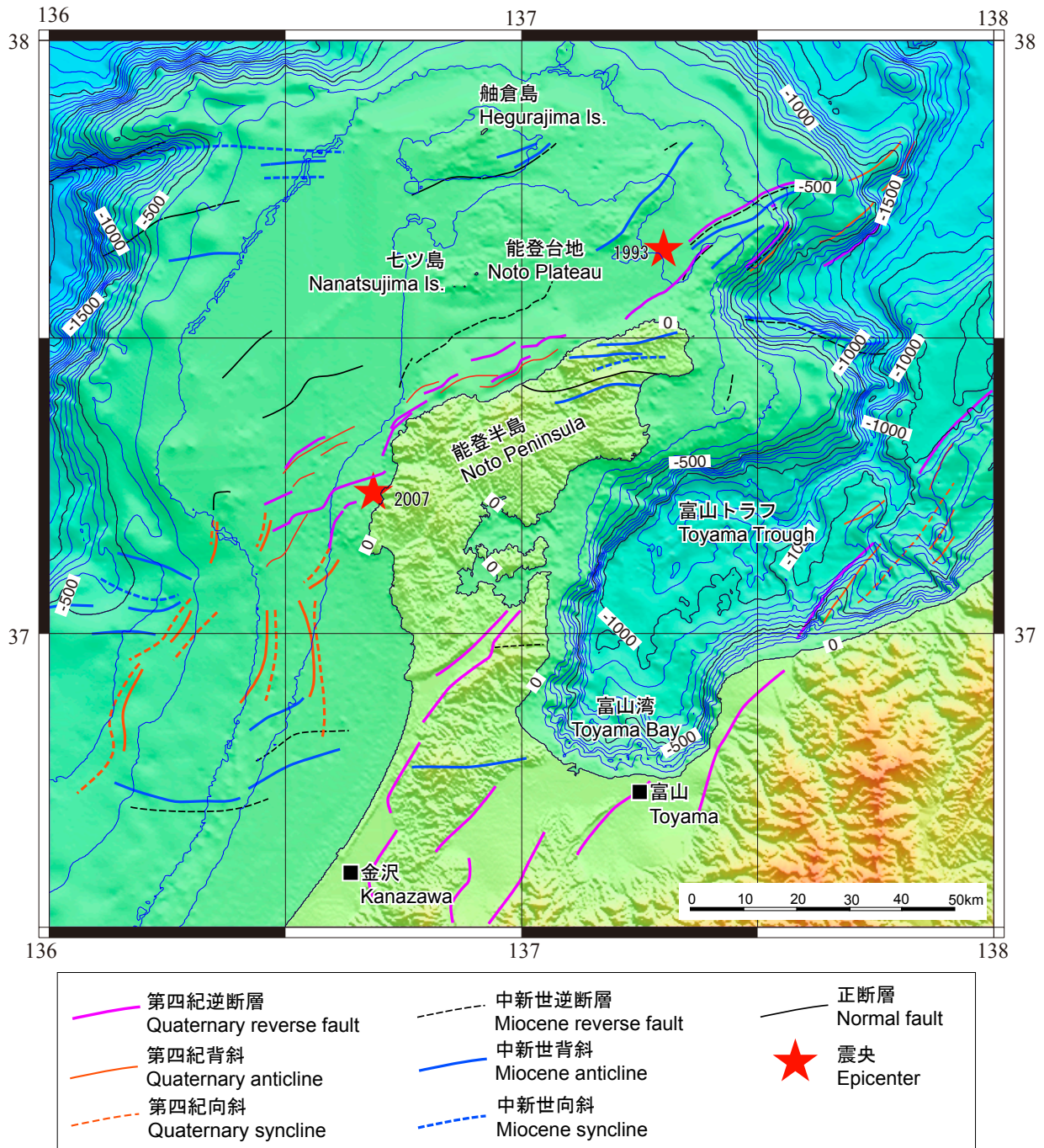
変動地形が見出された。これらの情報から、これらの活断層は約 2 万年前の最終氷期以降に成長した活断層・活撓曲であると判断される。

謝辞 2007 年の調査は、平成 19 年度科学技術振興調整費による「平成 19 年（2007 年）能登半島地震に関する緊急調査研究」（研究代表者：防災科学技術研究所 小原 一成）による成果を使用した。2008 年の調査では珠洲漁協及び輪島漁協には調査に御協力いただいた。また、海上海域調査には、大伸丸の宮崎船長及び仙東丸の伊東船長に大変お世話になった。音波探査は総合地質株式会社によって実施され、産業技術総合研究所の村上文敏主任研究員及び木村治夫特別研究員に御協力いただいた。海底地形調査は株式会社アークジオサポートによって実施された。以上の方々には記して感謝の意を表します。

文 献

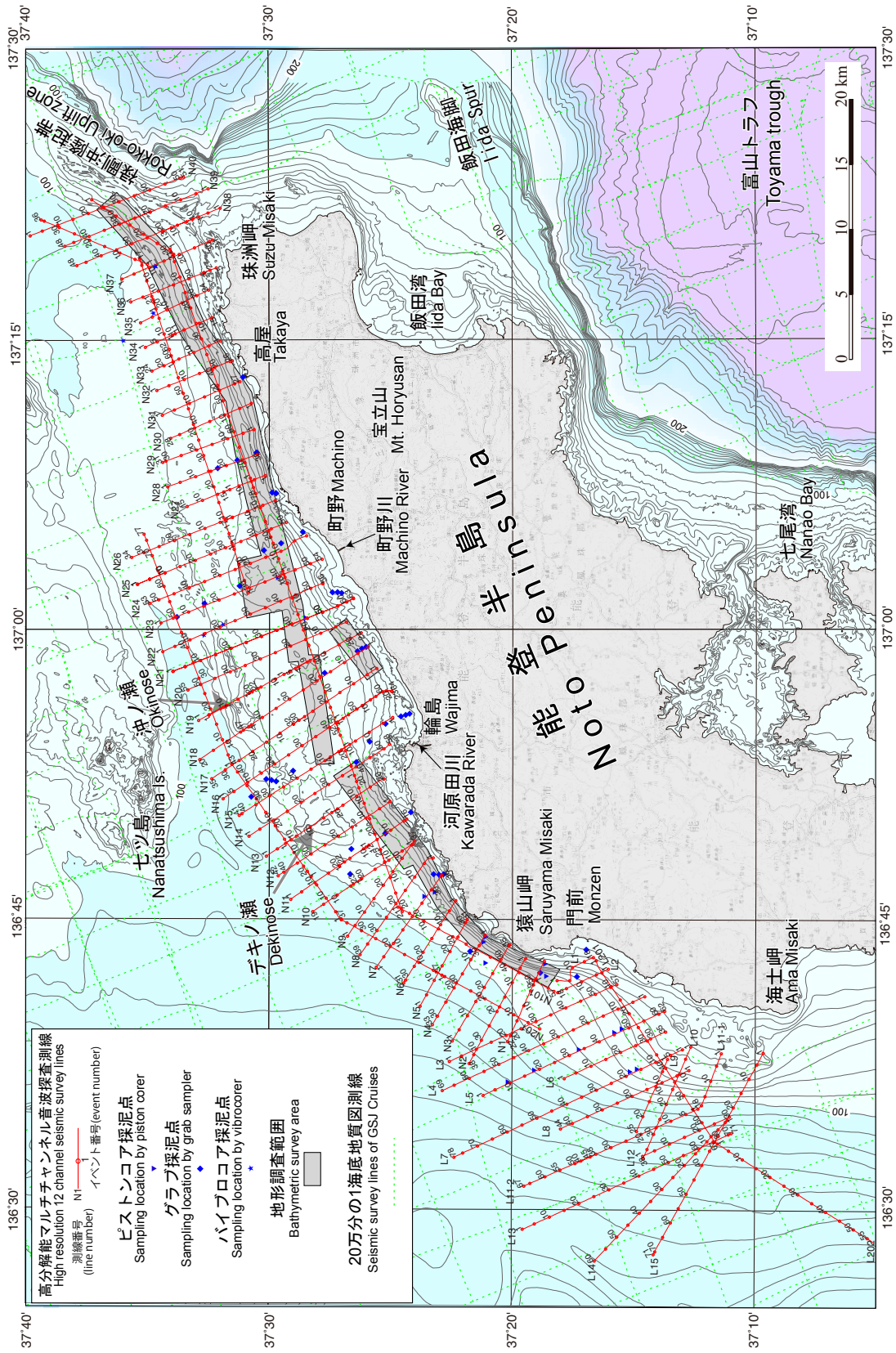
- 浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野田幸嗣・宮内崇裕・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志（2007）2007 年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘。地震研彙報，82，345-359.
- 池原 研・井上卓彦・村上文敏・岡村行信（2007）能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔。地震研究所彙報，82，313-319.
- 池原 研（2009）能登半島北方沖沿岸・陸棚表層堆積図及び同説明書。産業技術総合研究所
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研（2007）2007 年能登半島地震震源域の海底活断層。地震研彙報，82，301-312.
- 泉 紀明・伊藤弘志・長野勝行・小野寺健英・西沢あずさ（2007）2007 年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について，日本地震学会講演予稿集秋季大会講演要旨，161-161.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉澤 宏，三橋 明，河野芳輝，衣笠善博（2005）能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成。地学雑誌，114，791-810.
- 三沢良文（1997）大陸棚に分布する海底活断層（その 1）－能登半島北方海域での調査手法の研究－，東海大学紀要 海洋学部，43，185-200.
- 村上文敏・西村清和・松岡弘和・古谷昌明・丸山かおる・半場康弘・立石雅昭（2004）浅海域音波探査用 12 チャンネル受信ケーブルの作成と海域実験，海洋調査技術学会第 16 回研究成果発表会講演要旨集，45-46.
- 岡村行信（2002）能登半島東方海底地質図及び同説明書，海洋地質図シリーズ，no. 59（CD），産業技術総合研究所.
- 岡村行信（2007a）能登半島西方海底地質図及び同説明書，海洋地質図シリーズ，no. 61（CD），産業技術総合研究所.
- 岡村行信（2007b）能登半島及びその周辺海域の地質構造発達史と活構造。活断層・古地震研究報告，No.7，197-207.
- 太田陽子・平川一臣（1979）能登半島の海成段丘とその変形。地理学評論，52，4，169-189.
- 田中 隆（1979）北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格。石油技術協会，44，76-88.
- 田中 隆・小草欽治（1981）山陰沖における中期中新世以降の構造発達史。地質学雑誌，87，725-736.

（受付:2009 年 11 月 10 日，受理:2009 年 11 月 30 日）

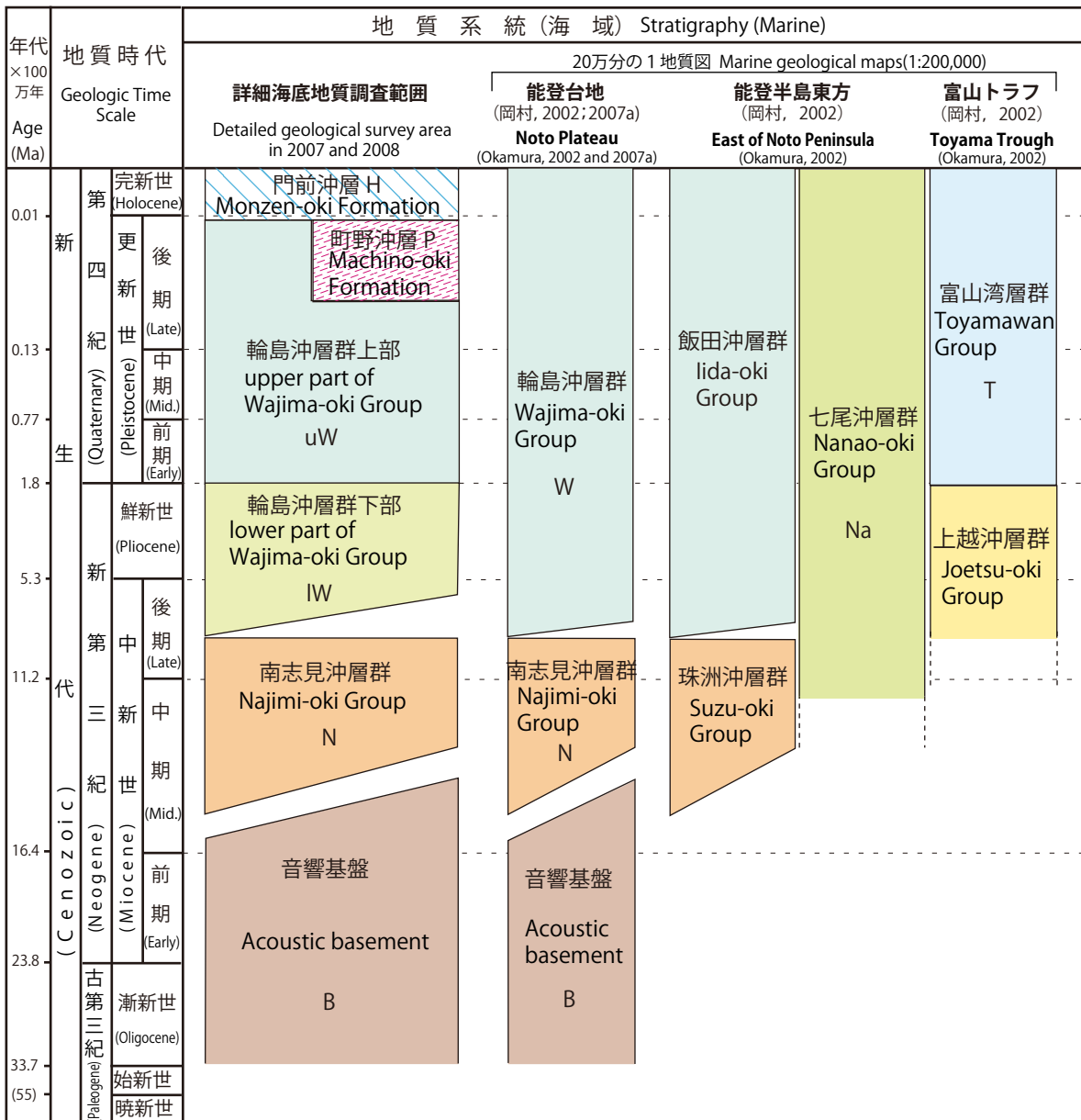


第1図. 能登半島とその周辺海域の地形及び地質構造 (岡村 (2007b) より改変).

Fig. 1. Topographic and tectonic map around Noto Peninsula (modified from Okamura (2007b)).

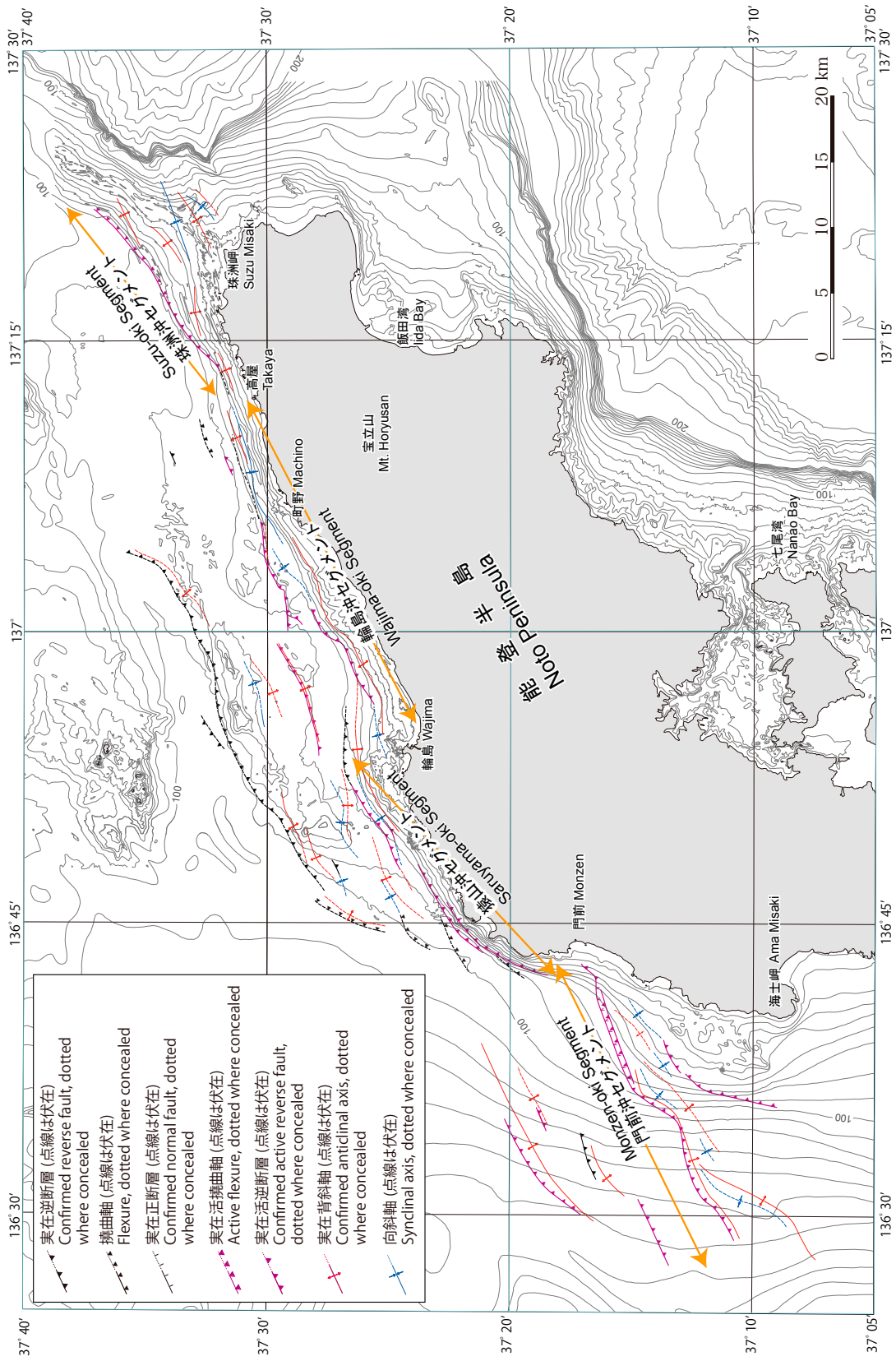


第 2 図. 能登半島周辺の音波探査測線と海底地形調査範囲. 堆積物採取位置も図内に示す. L から始まる音波探査測線は 2007 年に, N から始まる測線は 2008 年にデータを取得.
Fig. 2. Map showing seismic survey lines and bathymetric survey areas. Sampling points were shown in the map. Lines with “L” were obtained in 2007 and lines with “N” were in 2008.

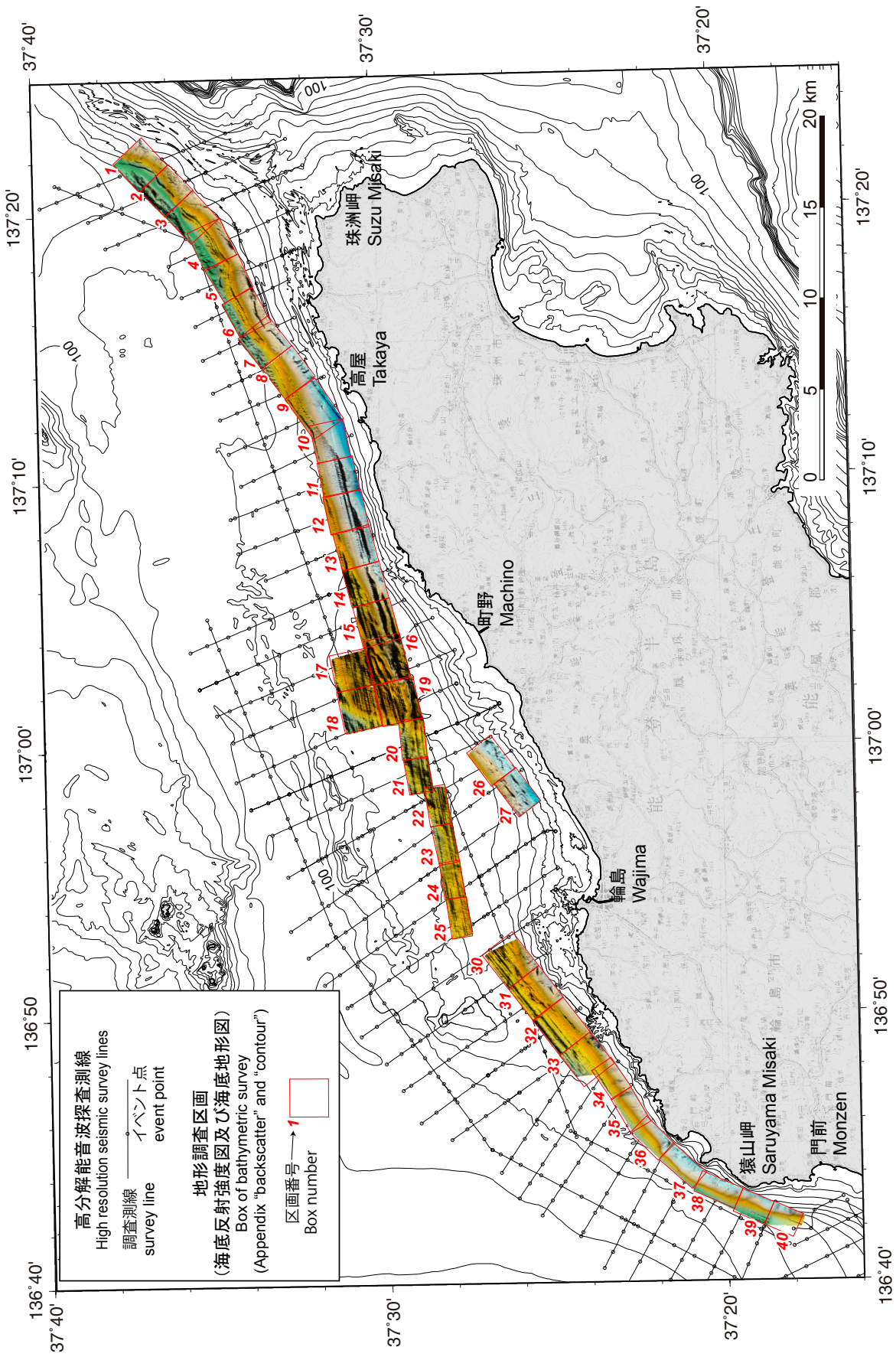


第3図. 能登半島北部沖海域の地質層序.

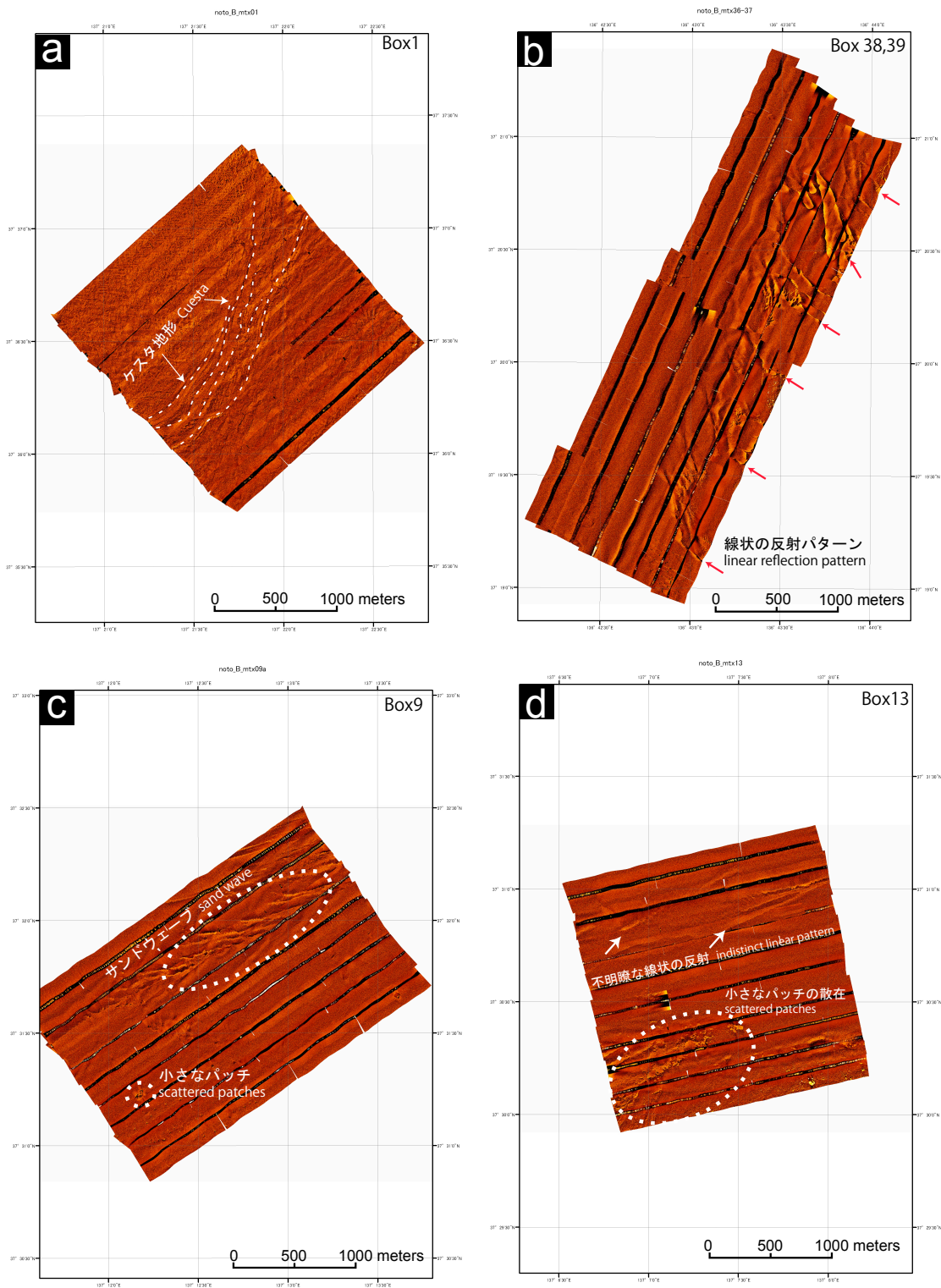
Fig. 3. Stratigraphy of offshore area around the northern part of the Noto Peninsula.



第 4 図. 能登半島北岸沿岸海域の地質構造と活断層セグメント.
Fig. 4. Offshore geologic structure around northern part of Noto Peninsula and segmentation of active faults.

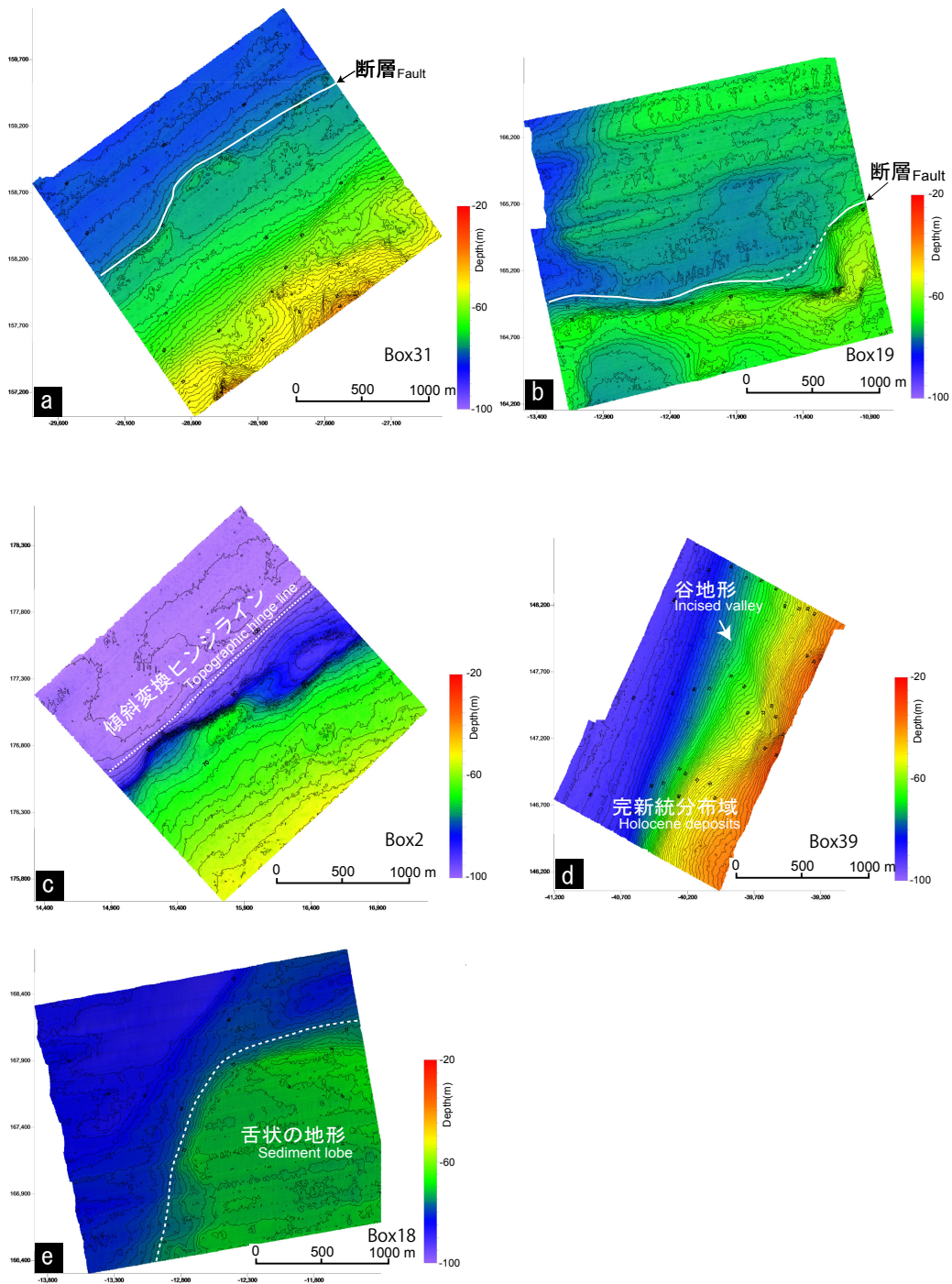


第5図. 詳細海底地形調査範囲. 赤枠は地形調査の区画, 番号は付図海底地形図及び海底反射強度図の区画番号に対応.
 Fig. 5. Map showing survey area of detailed seafloor geographic survey. Red frames indicate the boxes of the survey. The numbers show box numbers in Appendix "bathymetric contour maps" and "backscatter maps".



第 6 図. 海域に認められる特徴的な海底地形サイドスキャンイメージ. a: 禄剛沖隆起帯の浸食面に認められる褶曲した地層 (Box 1). b: 完新統分布域に認められる線状の反射パターン (Box 36-37). c: 高屋沖合で認められるサンドウェーブ状の反射パターンとパッチ状の反射 (Box 9). d: 禄剛沖隆起帯から町野沖にかけて認められる不明瞭な線状の反射と小さなパッチの散在 (Box 13).

Fig. 6. Typical images of side-scan sonar in the survey area. a: Folded sedimentary rocks exposed on an erosional surface of Rokko-oki uplift zone (Box 1). b: Linear reflection patterns on the Holocene sediment (Box 36-37). c: Images of sand wave and patches (Box 9). d: Indistinct linear patterns and scattered patches (Box 13).



第7図. 海域に認められる特徴的な地形. 座標は原点(北緯36度, 東経137度10分)からの距離(m)を示す(平面直角座標系: WGS84). a: 猿山沖セグメントの断層による変位地形. 断層南側に隆起した地形が認められる(Box 31). b: 輪島沖セグメントの断層による変位地形. 断層変位地形が曲がっている(Box 19). c: 禄剛沖隆起帯北西縁の傾斜変換ヒンジライン(Box 2). d: 完新統分布域の堆積地形と谷地形(Box 39). e: 町野沖に認められる後期更新統町野沖層の舌状堆積物(Box 18).

Fig. 7. Typical geomorphology in the survey area. The coordinates indicate distance (meters) from the origin (36°N, 137°10'E) (Plane rectangular coordinate system: WGS84). a: Fault-related topography of the Saruyama-oki Segment. The topography shows an uplift at south of the fault. (Box 31). b: Fault-related topography of the Wajima-oki Segment. Bent of fault is shown by ridge. (Box 19). c: Geomorphology off northwestern side Rokko-oki uplift zone (Box 2). d: Depositional landform and incised valley of Holocene deposits (Box 39). e: Sediment lobe of late Pleistocene Machino-oki Formation (Box 18).

付図 海域音波探査断面. 高分解能音波探査断面. 測線番号及びイベント番号は第 2 図を参照.

Appendix “profile”: High-resolution seismic profiles Line numbers and event numbers on the profiles are shown in Fig. 2.

付図 音波探査解釈断面. 解釈を入れた高分解能音波探査断面. 測線番号及びイベント番号は第 2 図を参照.

Appendix “interpret”: High-resolution seismic profiles with interpretation Line numbers and event numbers on the profiles are shown in Fig. 2.

付図 海底地形図. 詳細海底地形調査結果. 区画番号は第 5 図参照, スケールは原点からの距離 (m) (平面直角座標系第 7 系: WGS84).

Appendix “contour”: Detailed seafloor geomorphology The box location is shown in Fig. 5. The coordinates indicate distance (meters) from the origin (36°N, 137°10'E) (Plane rectangular coordinate system: WGS84).

付図 海底反射強度図. 海底地形サイドスキャンイメージ. 区画番号は第 5 図参照.

Appendix “backscatter”: Side-scan sonar images The box location is shown in Fig. 5.