

## 勇払平野沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書

### Explanatory notes of 1:200,000 Marine geological map along the coastal zone around Yufutsu Plain

佐藤智之<sup>1</sup>  
Tomoyuki Sato<sup>1</sup>

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

**Abstract:** “1:200,000 Marine Geological Map along the coastal zone around Yufutsu Plain” (42°10'N, 141°30'E to 42°40'N, 142°E), central Hokkaido, was compiled based on the interpretation of seismic sections. The area is located to the south of the Yufutsu Plain which is surrounded by Hidaka Mountains, Yubari Mountains, Iburi Mountains and Shikotou-Touya volcanoes.

The sediment covered the area can be subdivided into three units; T1 unit, T2 unit 2 and T3 unit in descending order based on erosional surface. Each unit shows onlap patterns to a lower unit in the lower part and progradational patterns in the upper part. These internal structures indicate that these unit were formed under the influence of relative sea-level rise and fall. These units can be correlated to the part of the upper Pleistocene to Holocene H0010 unit of Hidaka Trough Group. Then these units are formed under the glacial sea-level fluctuations after Marine Isotope Stage (MIS) 7.

The two anticlines trending N-S have been developed. These are active structures and the vertical deformation rate is about 0.1 m/ky. And These anticlines are inferred to be related to the active fault along the eastern margin of the Ishikari lowland. The eastern anticline is presumably the northern extension of the Mukawa-oki anticline, an onshore active anticline.

**Keyword:** marine geological map, coastal zone, high-resolution seismic survey, active fault, Ishikari lowland, Hokkaido, sea-level change

#### 要 旨

「勇払平野沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、東経 141 度 30 分から東経 142 度、北緯 42 度 10 分～北緯 42 度 40 分の範囲で実施された反射法音波探査に基づいて作成した海底地質図である。この海域は北海道中央南部に広がる勇払平野の沿岸部である。勇払平野の東側には日高山脈や夕張山地、西側には支笏・洞爺火山群、胆振山地などの山塊が存在している。対象海域の海底表層は堆積層で覆われており、それは浸食面を基準として上位から T1 層、T2 層、T3 層に区分できる。各層は下部では水平で下位層にオンラップし、上部では傾斜してプログラデーショナルパターンを示す内部構造を持つ。この構造から、相対的海水準の上昇と下降に伴って形成されたと解釈できる。採取された試料の年代測定結果、周辺地質構造との対比の結果、これらは海洋酸素同位体ステージ (MIS) 7 以降の海水準変動に伴って形成された堆積層であり、日高舟状海盆層群 H0010 層の上部に対比できる。対象海域中に概ね南北走向の背斜構造が 2 条認められた。これらの垂直変位速度は 0.1m/ky のオーダーである。東側の背斜構造は

陸上及び沖合の鶴川沖背斜に連続する。

#### 1. はじめに

本地質図「勇払平野沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、2012 年に実施された反射法音波探査と海底の地質試料採取の結果に基づいて作成した海底地質図である。対象海域は勇払平野沖、東経 141 度 30 分から東経 142 度、北緯 42 度 10 分から北緯 42 度 40 分の陸棚上であり (第 1 図, 第 2 図)、海底下 100m 程度までの第四系の分布と層序、それらの変形構造に関する情報を提供する。

本地質図範囲は、石狩低地帯南部の勇払平野南側の沿岸海域である。同平野の東側には夕張山地や日高山脈がそびえる (第 1 図)。日高山脈は東北日本弧と千島弧との始新世以降の衝突テクトニクス (飯島, 1996; 宮坂, 1987) によって隆起した山脈であり、石狩低地帯はその西縁に南北に延びる前縁盆地である。この造構運動に関連し、石狩低地帯東縁断層帯と呼ばれる活断層 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010) が低地帯東部に発達している。この活断層帯は

少なくとも海岸部までは延長していることが確認されている（産業技術総合研究所，2007；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010）。また，海域沖合にも衝突テクトニクスに関連した逆断層，背斜が確認されている（辻野・井上，2012）。このような構造運動や断層は陸域から海域まで連続して発達するはずだが，その接合部である沿岸域の情報が相対的に少なく，連続性を確認することが容易ではないのが現状である。

沿岸域は陸上や沖合にくらべ相対的に得られている地質情報が少ないが，人間活動の盛んな平野に隣接するため，防災の面から活断層及び地質情報の整備の必要性が高い。また，現在の平野から陸棚にかけての沿岸域では第四紀の環境変動に伴って海進と海退が繰り返されてきた地域でもある。そのため古環境解析，とくに海水準変動の復元の面からも重要な地域である。

本地質図では，沿岸域の地質情報を提供して解説することを旨とし，層序と形成年代，構造運動について記載する。陸棚上の海底下数十 m 程度の構造が主な対象であるため，第四紀の環境変動，特に氷河性海水準変動と堆積層形成，海岸線移動履歴の応答性についても解説する。

## 2. データ取得・解析方法

本地質図の基とした反射法音波探査は 2012 年 8 月 8 日から 8 月 26 日にかけて行った（佐藤，2013）。

調査測線は対象海域中央付近の海岸線の大局的な延び方向に平行な西北西-東南東方向と，それに直交する北北東-南南西方向に設定した。また，南北方向の構造が期待されることから，それに直交する東西測線も 3 本設定した。海岸線に平行な測線には海岸側から沖に向かって 101 から 113，直交する測線には西から東に向かって 1 から 11，地下構造に直交する測線には 501 から 503 の測線番号を与えた。101 については，苫小牧東港防波堤を境に二本に分かれており，西を 101a，東を 101b とした。総測線長はおよそ 670km である（第 2 図）。各調査測線は調査工程，海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが，その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせて一つのデータとし，一連の断面として扱った。その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが生じたり，ノイズレベルが異なっている場合もある。

調査仕様は浅海域（測線 109 以北，水深 90m 程度まで）と深海域（測線 110 以南，水深 90 ~ 200m 程度）とで変えて調査を行った。以下にそれぞれについて記載する。浅海用では出力 200J のブーマーを発振用に用いた。受波用のストリーマーケーブルのチャンネル数は 12，チャンネル間隔は 2.5m で発振間隔はチャンネル間隔と同一である。対して深海用ではブーマー出力は 300J である。受波用のストリーマーケーブルのチャンネル数は 24，チ

ャネル間隔は 3.25m で発振間隔はチャンネル間隔と同一である。サンプリングレートは 0.125msec とした。収録長は 0.4sec（往復走時，水中音速を 1,500m/sec とすれば 300m に相当）を基本として水深に合わせて調節した。

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。まず直達波のミュート，バンドパスフィルタリング，ゲイン補償，デコンボリューションを行った。その後，海底面を自動認定し，水深の移動平均を求めてそこからのずれを除去することで波浪による上下揺動の除去を行った。そのため短波長の海底の起伏情報（波長数 m 以下）は残されていない。波浪除去した後，速度解析と NMO 補正を行って重合し，再びデコンボリューションとバンドパスフィルタリング，ゲインの正規化を行った。チャンネル間隔である 2.5m（または 3.25m）でスーパーギャザーを作成して重合数は 12 あるいは 24 とした。処理後のデータは SEG-Y 形式，位置情報は重合後の共通反射点位置について ASCII 形式で出力した。バンドパスフィルタの周波数などはブーマーの出力や調査結果ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整した。

## 3. 地形・地質

本地質図の対象海域周辺の地形・地質を陸域と海域に分けて述べる。

### 3.1. 陸域の地形・地質

本地質図の対象海域が隣接している勇払平野は，北海道中央部に南北に延びる石狩低地帯（長尾，1941）の南部にあたり，東西約 25km，南北約 20km の平野で南に面した弧状の海岸線を持つ（第 1 図，第 2 図）。平野は馬追丘陵，夕張山地，日高山脈からなる東の山塊と支笏・洞爺火山群，胆振山地からなる西の山塊との二つに挟まれている。海岸線を広域な視点から捉えれば，西の地球岬から北東へ延びる海岸線と，東の襟裳岬から北西へ延びる海岸線とが“へ”の字に交わっており，その屈曲点である東経 141 度 40 分を中心に勇払平野が位置している。このことから勇払平野及びその沿岸域は，東の山塊と西の山塊との両方からの影響が交わる堆積場である，と捉えることができる。また，周辺の河川もその源流から東西の二系統に区分できる。一つ目は，東の山塊に源流を持って南西に流れる河川で，厚真川，入鹿別川，鷓川，沙流川が挙げられる。二つ目は，西の山塊に源流を持って南東に流れて直接海に注ぐ河川である。この系統の河川は苫小牧川，白老川などが挙げられるが，一つ目の系統の河川と比べると総じて流域面積が小さい。平野中央部を南流し海に注ぐ安平川は中間的な河川である。支流である勇払川の源流は西の山塊にあり，本流の源流は夕張

山地と馬追丘陵の間にある。安平川では、これら二つの系統の河川が苫小牧市で合流して海に注いでいる。

勇払平野は安平川河口から沼ノ端を結んだ線を境に地形形態が異なる。西側では波状地形（金森，1959）が発達する浜堤列平野になっており，東側では湖沼や泥炭地が分布する低湿地帯になっている。発達過程については，ボーリング資料に基づいて池田ほか（1995）が明らかにしている。最終氷期最盛期以降の海水準上昇に伴って海進が進み，現在の勇払平野域へ海が浸入した。約 6,000 年前頃に現在の安平川河口から沼ノ端にかけて砂州が形成され，その後は海退が進んだ。この時の砂州の位置が平野の地形境界になっている（池田ほか，1995）。東側の低湿地帯にあるウトナイ湖（水深約 1.5m）や弁天沼（水深約 2.2m）は，陸化過程で取り残された湖とされている（海津，2003）。

### 3.2. 海域の地形

対象海域は太平洋に面した陸棚であり，陸棚の幅は 25km 程度，陸棚外縁の水深は 120m 程である（第 2 図）。陸棚は全体的な傾向としてなだらかに南南西に傾斜しており，海岸線付近ではやや急勾配である。海岸線は東経 141 度 40 分付近でへ字状に屈曲するが，陸棚外縁はそれより 10 分ほど西の東経 141 度 30 分付近に屈曲点を持つ。陸棚外縁部では，陸棚斜面で水深が 500m 程度まで一気に深くなり，日高舟状海盆（日高トラフとも呼ばれる）へと繋がる。

陸棚上の特徴的な地形としては，安平川河口付近から南東へ向かって直線状に延びる崖地形が挙げられる。この崖地形は詳細な地形情報が得られている範囲で約 20km 延びていることが確認されている（海上保安庁水路部，1982）。この崖地形の頂部水深は 10～30m で，南東に向かって徐々に深くなる。崖は南西側が低下し，その落差は場所により変わるものの最大で 10m 程であるが，北東側は地形勾配がやや緩く，平坦面を作っている箇所もある（海上保安庁水路部，1982）。この崖地形は陸上の浜堤列（金森，1959）のうち 6,000 年前に形成された最奥のもの（池田ほか，1995）と分布位置がよく連続している。そのことから沈水した砂州の可能性が指摘されている（茂木，1964）。しかし，本来同じ標高付近で形成されるであろう浜堤及び砂州が，陸上から水深 30m まで一連の地形として分布するという高度差を説明できる構造運動は認められていない（池田ほか，1995）。この崖地形の成因については，現水理営力による砂波帯（池田ほか，1995），変動地形（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010）などさまざまな報告がなされている。高分解能の反射法音波探査の結果では，変動地形ではなくリッジ状の堆積体が崖地形を形作っていることが確認されている（佐藤ほか，2013）。また，北緯 42°34'，東経 141°38' 付近に周辺より浅い海域があるが（第 2 図），これは内陸掘込式港湾である苫小牧港を築

港する際の土砂捨て場である。

## 4. 海底地質層序

ブーマーを音源とする反射法音波探査に基づく本地質図範囲の地層は広域に追跡できる不整合面によって 3 つの音響層序に区別される（第 3 図）。以下に下位から順に解説する。

### 4.1. T3 層

反射断面によって確認できる最下位層であり，下限は多重反射像が重なるために不明である。上面は浸食されていることが多い。ほぼ全域で T2 層に覆われる。上面深度は背斜の成長による変形が大きいが，全体として沖に向かって深くなる傾向を持つ（第 4 図）。鶴川河口南方沖の背斜軸付近において，上面深度が海面下 30msec（22.5m）まで隆起している（第 5 図）。また，苫小牧港南沖の北緯 42 度 30 分，東経 141 度 37 分から南東に延びる線（第 6 図）を境に南西側で上面が海面下約 170msec（128m）から急激に深くなって本層が確認できなくなる（第 4 図，第 7 図，第 8 図，第 9 図）。この時の T3 層上面の勾配は下記の内部反射面の勾配と一致する。また，おおよ北緯 42 度 30 分以上では多重反射面に隠されてしまい，分布の有無が判断できない。

内部には南西へ傾斜しプログラデーショナルパターンを示す反射面が発達する。その勾配は十～数十分の一程度である。下限は多重反射のため観察できないが，他の層と同様に下部では水平な反射面が発達していることが一部断面で確認できる（第 10 図）。最上部 10msec（7.5m）では反射面の傾斜が緩やかになる（第 11 図）。

南西へ傾斜する反射面はデルタのフォーセットであり，最上部の傾斜が緩やかな反射面はトップセットであると考えられる。これら反射面が発達する本層上部は海退に伴って形成された堆積体と考えられる。ある地点より沖側で分布深度が急激に深くなるのは，海退がその地点で停止したためと解釈できる。

### 4.2. T2 層

本層は T3 層を覆い，本地質図範囲の全域に分布する。基底面が隆起している地域では基底面に対してオンラップを示す（第 4 図）。上面は浸食されていることが多い。背斜軸が存在する北緯 42 度 27 分，東経 141 度 47 分付近と北緯 42 度 30 分，東経 141 度 54 分付近では海底に露出する（第 6 図）。その他の海域では T1 層によって不整合に覆われる。本層の層厚は下位の T3 層の上面深度によって大きく異なる。T3 層上面が急激に深くなる南西側では厚く，確認できるだけでも 100msec（75m）を越えている。北東側ではそれに比べて薄い。西ほど厚くなる傾向が認められ，西側

の厚い地点で 60msec (45m) 程度である (第 4 図, 第 7 図, 第 10 図)。

内部構造は下部, 上部, 最上部で大きく異なる。下部では水平な反射面が発達する。上部では南西へ傾斜し, プログラデーションパターンを示す反射面が発達する (第 4 図, 第 7 図, 第 10 図)。上部の反射面の勾配は数十分の一程度だが, 本層の層厚が厚くなる南西側では十分の一程度まで急になる。南西側の勾配は陸棚斜面の勾配と一致する。最上部 10msec (7.5m) では反射面が水平に近くなる (第 11 図)。上面が隆起している地域の近傍では最上部の水平な反射面が浸食されている場合が多い。

T3 層と同様に上部の南西傾斜の反射面はデルタのフォーセット, 最上部の傾斜が緩やかな反射面はトップセットであると考えられる。従って本層上部は海退に伴って形成された堆積体と考えられる。一方下部は, オンラップを示し水平な反射面が発達することから, 海進期堆積体と考えられる。

#### 4.3. T1 層

本層は最上位層であり, 本地質図範囲のほぼ全域に分布する (第 6 図)。基底面には南南西へ延びるチャンネル構造が認められ, 大きなものとしては, 厚真川河口沖から延びる幅 1~2km, 深さ 15m 程度のもの, 鶴川河口沖から延びる幅 500m, 深さ 10m 程度のものが挙げられる (第 4 図, 第 12 図)。このチャンネルは本層によって埋積されているものの海底面が周囲よりも数 m 低くなっている (第 10 図)。基底面深度は海岸線付近で海面下 20m 程度であり, 沖に向かって深くなり陸棚外縁では海面下約 120m である。厚さは沖ほど薄い傾向を示すほか, 背斜軸付近で薄くチャンネル部では厚い。チャンネル部では最大で 30m に達する (第 12 図)。チャンネル部では反射面は基底面に対してオンラップを示す。

内部構造は下部と上部で異なる。下部の反射面は大部分が水平でやや不連続である。しかし内部反射の形状は一樣ではなく, 所々に陸側に傾斜する反射面や浸食面も認められる (第 7 図)。チャンネルの周辺ではところどころ音波散乱層がある (第 5 図)。上部では南西へと傾斜する反射面が発達する。上部層は海岸付近において認められ, 層厚は 10m 程である (第 7 図, 第 13 図)。

下部はオンラップを示し水平な反射面が発達することから, 海進期堆積体と考えられる。基底部のチャンネルは海面低下時の河川の下刻作用によるものと考えられる。上部の南西傾斜の反射面は海岸付近にのみ認められることから現世のデルタのフォーセットに連続するものである。

茂木 (1964) 及び海上保安庁水路部 (1982) によって崖と記載, 議論されてきた地形は, 本層に属するリッジ状の堆積体によって構成されている (第 4 図, 第

5 図, 第 8 図)。堆積体の南西側が急傾斜で落差が大きいため崖地形を形成し, 北西側は緩傾斜であるため平坦面となっている。仮にこのリッジ状の堆積体が存在しなければ海底面は概ね滑らかな形状を示す。この堆積体の下位にリッジ状の地形と整合的な変形や断層は存在しない (佐藤ほか, 2013)。内部反射面の反射強度が弱く, またリングングノイズのために, プーマーによる反射断面では内部構造ははっきりしない。片山ほか (2014) はこのリッジ状の堆積体を A0-1 層として区分し, チャープ波を使った高分解能音波探査では場所によって数枚の反射面が確認できるとしている。プーマーによる記録でも下位層との境界には, 多くの場所で明瞭な反射面が存在する。広域に面的な分布を持たないこと, 現世堆積物へと連続する T1 層の上位に位置すること, の 2 点から本堆積体を独立した層序区分ではなく, T1 層に帰属するものとする。

## 5. 地質時代

海底で採取された試料の年代値及び陸域の地質層序と海水準変動との対比から, ここで区分した音響層序ユニットの地質時代を推定した。T1 層基底 (第 12 図) は, 陸上ボーリングコア資料による完新統基底面 (小松原ほか, 2014) と標高が良く一致し連続する。厚真川河口沖から南南西へ延びるチャンネルも最終氷期最盛期に形成された勇払平野地下の古流路 (池田ほか, 1995) と幅, 深度, 位置ともによく一致する。また, T1 層露出域の海底で採取された試料の放射性炭素年代測定結果では, 古い有機物の混入の可能性のある試料 (C4-1, C5-3) を除けば約 10,000 年より若い年代が得られている (片山ほか, 2014)。以上のことから T1 層は完新統に相当すると考えられる。T2 層については, その分布域の海底において採取された試料 (C9-3) から 4 万年前より古い放射性炭素年代測定結果が得られている (片山ほか, 2014)。陸域では T1 層に相当する完新統の直下に上部更新統の支笏火山噴出物や本郷層が分布している (小松原ほか, 2014) ことがわかっている。陸域の上部更新統はその分布から海域にも連続していると考えられるため, T2 層はこれら上部更新統相当層を含むと考えられる。ただし, 現状では海岸付近での T2 層の基底深度が不明なため, T2 層の下限を陸域層序に対比することはできない。T3 層については年代値が得られておらず, 陸域層序との対比もできない。

ここで各層の形成過程を考慮してさらに時代を検討する。現在の陸棚外縁は T2 層から形成されており, これは T2 層の形成最終時期の平野面が現在の陸棚を形作っていることを示している。T2 層が前進堆積して現在の陸棚を形成する以前は, T3 層が陸棚を形作り, T3 層の分布深度が急に深くなる地点が陸棚外縁だったと考えられる。それぞれの勾配急変点の深度から, T2 層と T3 層の形成最終時期の相対的海水準は

ともに現在よりも 120m 程低かったことがわかる (第 7 図, 第 8 図). 第四紀には氷河性海水準変動の存在が指摘されているが, 現在から大きな時間間隙を想定せずに -120m まで海水準が低下するのは約 2 万年前の Marine Isotope Stage (海洋同位体ステージ, 以下 MIS) 2 及び約 15 万年前の MIS 6 である (Pillans *et al.*, 1998). これらの海水準低下時期及びそれに至る時期に T2 層および T3 層が前進堆積したと考えられる. T3 層と T2 層の海退最終時期における相対的海水準がともに -120m 程で MIS 6 と MIS 2 のユースタシー (Pillans *et al.*, 1998) と同程度であることから, 本海域では広域な隆起, 沈降運動はないと考えられる.

T3 層最上部, T2 層最上部の堆積がそれぞれ MIS 6, MIS 2 であるとするれば, 各層の形成時代は以下のように推定される. T1 層は MIS 2 (最終氷期) 直後の海水準上昇期から現在の高海水準期に堆積したものと考えられる. T2 層は MIS 6 直後の海水準上昇期から MIS 5 の高海水準期を経て MIS 2 (最終氷期) に至る海水準低下期であり, T3 層は MIS 8 直後の海水準上昇から MIS 7 の高海水準期から MIS 6 に至る海水準低下期に堆積したものと考えられる. この解釈は上述した年代測定結果, 陸域地質との対比と矛盾しない.

T2 層上部に発達する南西へ傾斜する反射面の中で, 北緯 42 度 32 分, 東経 141 度 38 分から南東へ延びる反射面 (第 6 図) はひとときわ反射強度が強い (第 7 図, 第 11 図 a). この反射面がトップラップする海面下深度は 80msec (60m) である. よって相対的海水準が現在よりも 60m 低かった時期に形成された反射面と考えられる. Pillans *et al.* (1998) によれば, T2 層堆積時である MIS 5 ~ MIS 2 において現在より 60m 海水準が低かったのは 30 ~ 60ka とされている. 本地域の隆起, 沈降が無視できると仮定すれば, この時期に強反射面が形成されたと考えられる. この時期に強反射面を作るようなイベントとしては 40 ~ 50ka 頃の支笏火山噴出物層 (許ほか, 2001) が考えられる.

## 6. 対 比

本地質図での音響層序区分と周辺海域における既存研究による層序区分を対比する (第 3 図).

海上保安庁水路部 (1982) による沿岸域の海の基本図「苫小牧東部」では, 本地質図と同様の反射法音波探査の結果から, I<sub>T</sub> 層から IV<sub>T</sub> 層までの四つの層に区分している. 層序区分について内部構造, 層厚, 分布から対比を行ったが, 内部構造の類似点について以下に記述する. I<sub>T</sub> 層は海域大部分を覆い, 水平の内部反射面を持つ, 基底面にチャンネルが発達していることから T1 層に相当する. II<sub>T</sub> 層は斜交層理状の内部反射面を持ち, 現在の陸棚斜面を構成している点から T2 層に相当する. III<sub>T</sub> 層は斜交層理上の内部反射面を持ち, 沖合で陸棚外縁状に分布が途切れる点から T3 層に相

当する. なお, II<sub>T</sub> 層については, II<sub>T</sub>-a 層と II<sub>T</sub>-b 層に細分されている. この二層は斜交層理状の強反射面によって区分されている. しかし, 同様の強反射面が T2 層中にいくつか存在する. また, 二層の間で内部構造やそこから推察される形成プロセス, 外部営力に大きな変化がない. よって境界としている強反射面は不整合というよりイベント層である可能性が高い. 従って本地質図ではこの境界を採用せず, T2 層は細分していない. また, 地質時代に関しては I<sub>T</sub> 層が完新統, II<sub>T</sub> 層と III<sub>T</sub> 層が更新統で IV<sub>T</sub> 層が新第三系とされており, 本地質図の層序区分と矛盾しない. 本地質図での層序区分は海上保安庁水路部 (1982) の層序区分と T2 層を除いてほぼ類似しているものの, 分布域や内部構造に関する記載が乏しいため, 層序区分については踏襲せずに新しく再定義した.

辻野・井上 (2012) による海底地質図「日高舟状海盆」では, 第四系に h10 面を認定し, それを境に H0010 層と H1020 層に区分している. ほぼ同一位置である辻野・井上 (2012) の測線 1149 と本地質図の測線 7 とで比較すると, h10 面は浅い地点でも海面下 300msec (225m) に存在しているのに対し, T2 層と T3 層の境界は海面下 150msec (112m) 程度に存在している (第 8 図). そのため, 本地質図の全ての層は h10 面より上位の層に対比される. H1020 層の年代は珪藻化石から 1.7 ~ 0.3 Ma とされており, T3 層が MIS 7 ~ MIS 6 (0.24 ~ 0.13 Ma, 年代換算は Martinson *et al.*, 1987 による) であると推定したことから整合的である. よって本地質図における層序区分は, 辻野・井上 (2012) の日高舟状海盆群 H0010 層の上部をさらに細分した構成部層相当層であるとみなせる.

地質図範囲が重複している海域内で比較すると, 本地質図範囲の西端に H1020 層が露出するとされている. しかし, 該当海域の測線 11 の反射断面 (第 9 図) では T1 層が海底を覆っており, 多重反射面が重なってしまう海底下 70msec (52m) 以浅は少なくとも T3 層以上の層が確認できるため, H1020 層は露出していない. これに関して辻野・井上 (2012) は表層の被覆層の有無について, 記録の分解能に強く依存していると述べている. 彼らが根拠とした反射法音波探査はより深部を対象としているために音源に使用したエアガンの中心周波数は 50Hz 程度 (荒井ほか, 2009) であり, 水中音速を 1,500m/sec とし波長に換算すると 30m である. よって, 表層 50m 程度の被覆層は存在したとしても検知することは難しく, 無視されてしまうために露出層の差異が発生していると考えられる.

また, 東経 141 度 45 分以西において苫小牧リッジ (中井, 1978; 正谷, 1979) と呼ばれる地磁気異常帯があり, 音響基盤の高まりが存在するとされている (大澤ほか, 2002). 辻野・井上 (2012) では日高舟状海盆内の苫小牧リッジを横断する反射断面にて H3040 層に対して上位層がオンラップし, 最表層の H0010 層にも若干の

変位が現れていることを認めている。本地質図範囲の陸棚上では、少なくとも海面下 150msec (112m) 以浅に苫小牧リッジの影響を示唆するような変形は認められない。

## 7. 地質構造

この海域の地質構造は、苫小牧東港付近と入鹿別川河口付近から延びる二条の背斜構造で特徴付けられる(第 6 図)。

苫小牧東港沖の背斜(勇払背斜)はほぼ南北に延びる。各層序境界、特に T3 層上面が明瞭に変形している(第 4 図, 第 10 図)のために認定が比較的容易だが、海岸線から 5 ~ 10km 付近では、T3 層が確認できないこと、T2 層上面がチャネルによって大きく浸食されているため、変形は示唆されるものの背斜軸の詳細な位置の特定、雁行性の有無の認定は難しい(第 5 図)。横倉ほか(2014)でも、既往反射法地震探査による深部構造から整合的な背斜を認定しており、浅部構造で変形が確認できているものの背斜軸位置の認定が難しい地点では深部構造から求めた位置に従った。

軸部では T3 層上面が周囲に比べて 40msec (30m) 程度隆起しており、上位の T2 層は軸部で薄くなって内部構造に若干の変形が認められる。上位ほど変形量が小さく変形の累積性が認められる(第 4 図, 第 10 図)。従って T3 層堆積時の MIS 6 から T2 層堆積時の MIS 2 までのおよそ十万年間は少なくとも隆起が継続しており、本背斜は活構造と考えられる。北部では産業技術総合研究所(2007)で報告されている二条の背斜のうち西側のもの、そして陸上の勇払背斜(佐藤ほか, 1998; 伊藤, 1999)へと連続する。南部は辻野・井上(2012)による勇払沖背斜と位置が近いため何らかの関連性が考えられるが、こちらは伏在構造であるため直接連続する同一の構造ではないと考えられる。変位速度は、初生的に平面だったとみなしうる T3 層上面が 30m 隆起していることから、0.1m/ky のオーダーになる(佐藤ほか, 2013)。勇払背斜の陸域での変位速度は 0.2 ~ 0.3m/ky と推定されており(小松原ほか, 2014)整合的である。

入鹿別川河口付近から延びる背斜(鵜川沖背斜)は南南東に延びる。調査範囲の端であるため、測線 105 より南では西翼のみが観察できる。この背斜も T3 層を 30m 近く隆起させ、T2 層も変形させている(第 4 図)ため、変位時期や速度は苫小牧東港沖のものと同様の活構造と考えられる。横倉ほか(2014)も深部構造からこれと同様の背斜構造を認めている。北部は産業技術総合研究所(2007)で報告されている二条の背斜のうち東側のものへと連続する。南部については、およそ 5km 南に同様の走向を持つ鵜川沖背斜が存在する(辻野・井上, 2012)。二つの背斜の間の 5km の区間では地下断面が得られておらず、連続性を直接確認する

ことはできない。しかし、測線 106 から測線 108 にかけて測線の東端で背斜の西翼部が認められる(第 10 図)ため、この 5km にわたる未調査域にも正確な位置は不明ながらも背斜が存在しており、鵜川沖背斜と連続していると考えられる。そのため、本背斜については本地質図でも鵜川沖背斜と呼ぶ。

## 8. まとめ

本地質図範囲の音響層序は、T1 層、T2 層、T3 層の 3 層に区分できる。これら 3 層は日高沖舟状海盆層群 H0010 層(辻野・井上, 2012)の上部に相当する。それぞれ内部構造から海進と海退を示している。直接得られた年代値、海退最終期の上面深度と氷河性海水準変動との対比から、T1 層は MIS2 (最終氷期, 約 2 万年前)直後の海水準上昇期から現在の高海水準期に堆積したものと考えられる。T2 層は MIS 6 (約 15 万年前)直後の海水準上昇期から MIS 5 の高海水準期を経て MIS 2 (最終氷期)に至る海水準低下期に堆積した。T3 層は MIS 8 直後の海水準上昇から MIS 7 (約 22 万年前)の高海水準期から MIS 6 に至る海水準低下期に堆積したものと考えられる。

陸棚上に北西-南東に延びる崖地形が存在するが、これは T1 層に発達するリッジ状の堆積体からなっており、地下に変形構造が認められない。T1 層基底面には最終氷期の海面低下期に形成されたと考えられる南南西に流れるチャネルが存在する。この流路は完全には埋積されておらず、現在も海底地形に窪みとして名残を残している。

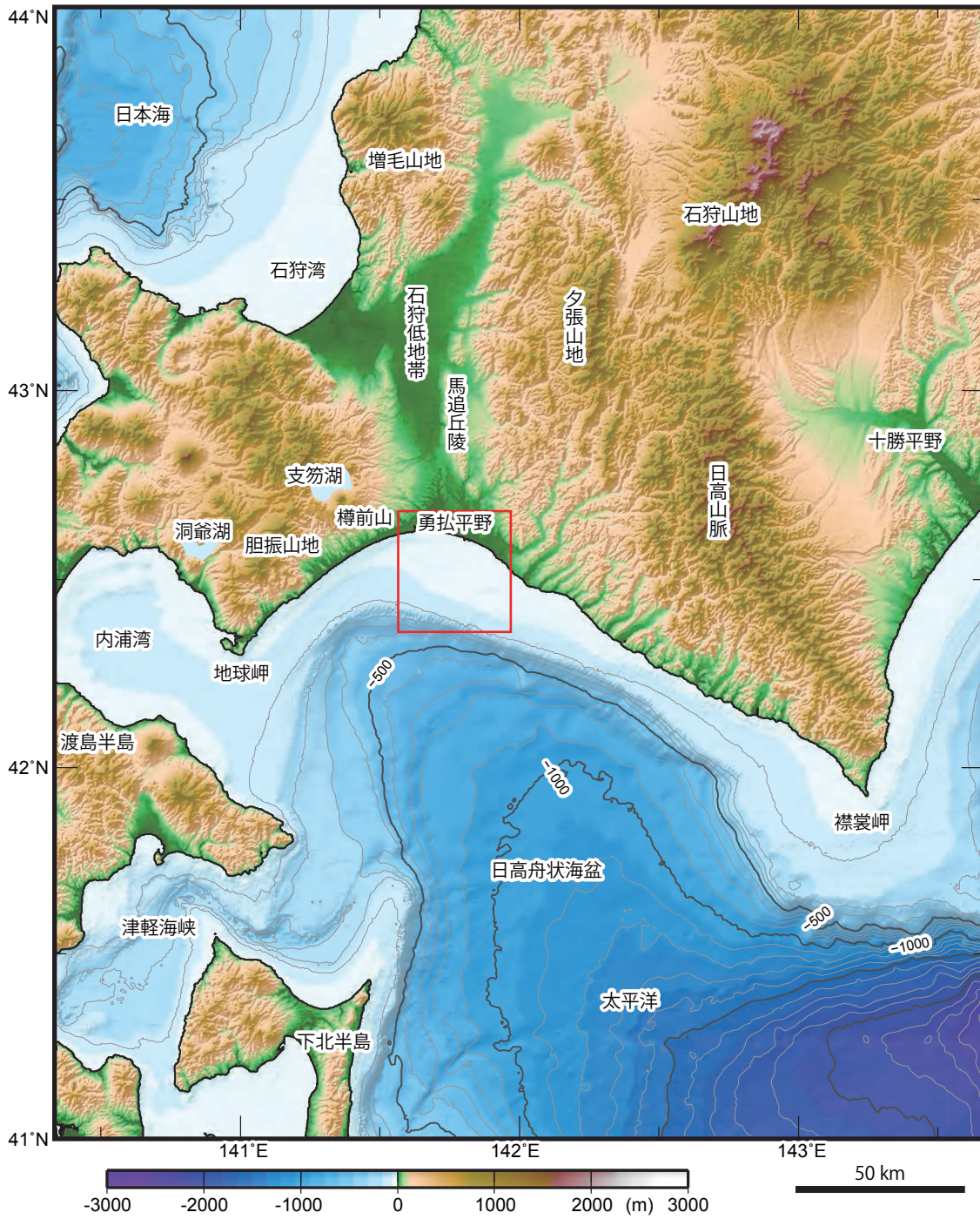
概ね南北に延びる背斜構造が二条発達しており、T3 層から T1 層までを累積的に変形させている。どちらの背斜も石狩低地東縁断層帯南部とされている陸上の背斜構造へと連続する。東側の背斜は沖側で鵜川沖背斜へと連続する。T3 層の隆起量は 30m 程で、堆積年代で割って上下方向の平均変位速度を計算すれば 0.1 m/ky のオーダーである。

**謝辞:** 本地質図作成のための反射法音波探査実施にあたっては、漁業協同組合、自治体をはじめとする現地の関係機関に便宜を図っていただき、調査は川崎地質株式会社に主体となって実施していただいた。産業技術総合研究所の山口和雄博士、横倉隆伸博士、東北大学の岡田真介博士には深部構造、地形データの使用にあたって便宜を図っていただき、解釈についても多くのご教示をいただいた。産業技術総合研究所の岡村行信博士、荒井晃作博士には執筆にあたり大変お世話になった。ここに記して以上の関係者の皆様に深く感謝いたします。なお、調査は産業技術総合研究所の「沿岸域プロジェクト」の一環として実施したものである。

文 献

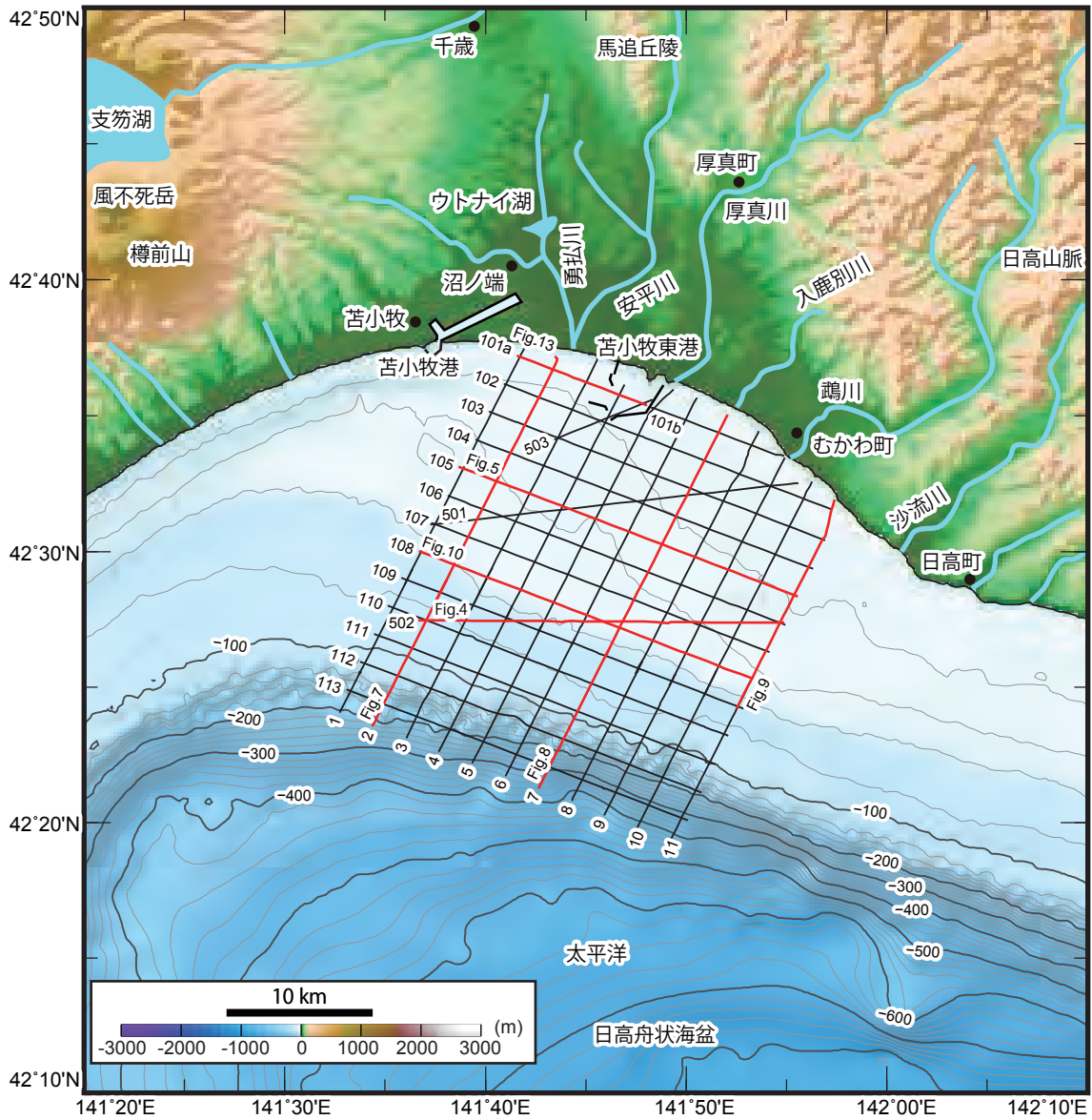
- 荒井晃作・村上文敏・辻野 匠・井上卓彦・池原 研 (2009) 高分解能ガンによる浅海域音波探査. 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, **46**, 40-46.
- 許 成基・山崎 誠・佐高裕之・中川昌巳・秋山泰祐・平野令緒 (2001) 支笏火山噴出物層年代の再検討. 地球科学, **55**, 145-156.
- 飯島 東 (1996) 北海道の古第三系堆積盆の変遷. 地学雑誌, **105**, 178-197.
- 池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正 (1995) 北海道勇払平野の完新統分布と地形発達. 地質調査所月報, **46**, 283-300.
- 伊藤谷生 (1999) 北海道におけるアクティブテクトニクスのフェーズはいつ始まったのか?. 月刊地球, **21**, 608-613.
- 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評価 (一部改訂). 34p.
- 海上保安庁水路部 (1982) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「苫小牧東部」.
- 金森定敏 (1959) 苫小牧海岸の波状地形 (砂丘) 苫小牧海岸平野の生い立ち (II). 郷土の科学, **23**, 4-6.
- 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・康 義英・小松原純子 (2014) 勇払平野と支笏火砕流台地地下の地下地質と活構造. 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.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hayes, J.D., Imbrie, J., Moore Jr., T.C. and Shackleton, N.J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**, 1-293
- 正谷 清 (1979) 北海道海成堆積盆の分布と性格. 石油技術協会誌, **44**, 254-259.
- 宮坂省吾 (1987) 衝突帯における山地形成-日高山脈の上昇史. 松井愈教授記念論文集, 195-202.
- 茂木昭夫 (1964) 北海道勇払沖海底の沈水地形. 第四紀研究, **13**, 145-152.
- 長尾 巧 (1941) 札幌一苫小牧低地帯 (石狩低地帯). 矢部教授還暦記念論文集, **2**, 677-694.
- 中井順二 (1978) 空中磁気探査法に関する研究報告 (その 1): 陸棚海域地下資源賦存に関する基礎研究. 地質調査所.
- 大澤正博・中西 敏・棚橋 学・小田 浩 (2002) 三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床のポテンシャル. 石油技術協会誌, **67**, 38-51.
- Pillans, B., Chappel, J. and Naish, T.R. (1998) A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **122**, 5-21.
- 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. H18-8, 35p.
- 佐藤比呂志・平川一臣・池田安隆・折戸雅幸・井川 猛, (1998) 苫小牧市勇払の伏在活断層. 平成 10 年度石油技術協会春季講演会個人講演要旨. 石油技術協会誌, **63**, 323-324.
- 佐藤智之 (2013) 勇払平野沿岸域における反射法音波探査結果概要. 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, 1-8.
- 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, **39**, 14-28.
- 辻野 匠・井上卓彦 (2012) 日高舟状海盆海底地質図. 海洋地質図, **77** (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 海津正倫 (2003) 勇払低地. 小疇尚・野上道男・小野有五・平川一臣編, 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会, 257-258.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., and Thompson, S. III. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In C. E. Payton ed., *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG, 63-82.
- 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下地質構造. 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: 2013 年 9 月 9 日; 受理 2013 年 12 月 3 日)



第1図 勇払平野沿岸域周辺の地形図。赤枠が本地質図の範囲を示す。  
Fig. 1 Topographic map around the marine geological map around Yufutsu Plain.  
Red rectangle represents the boundary of the map.

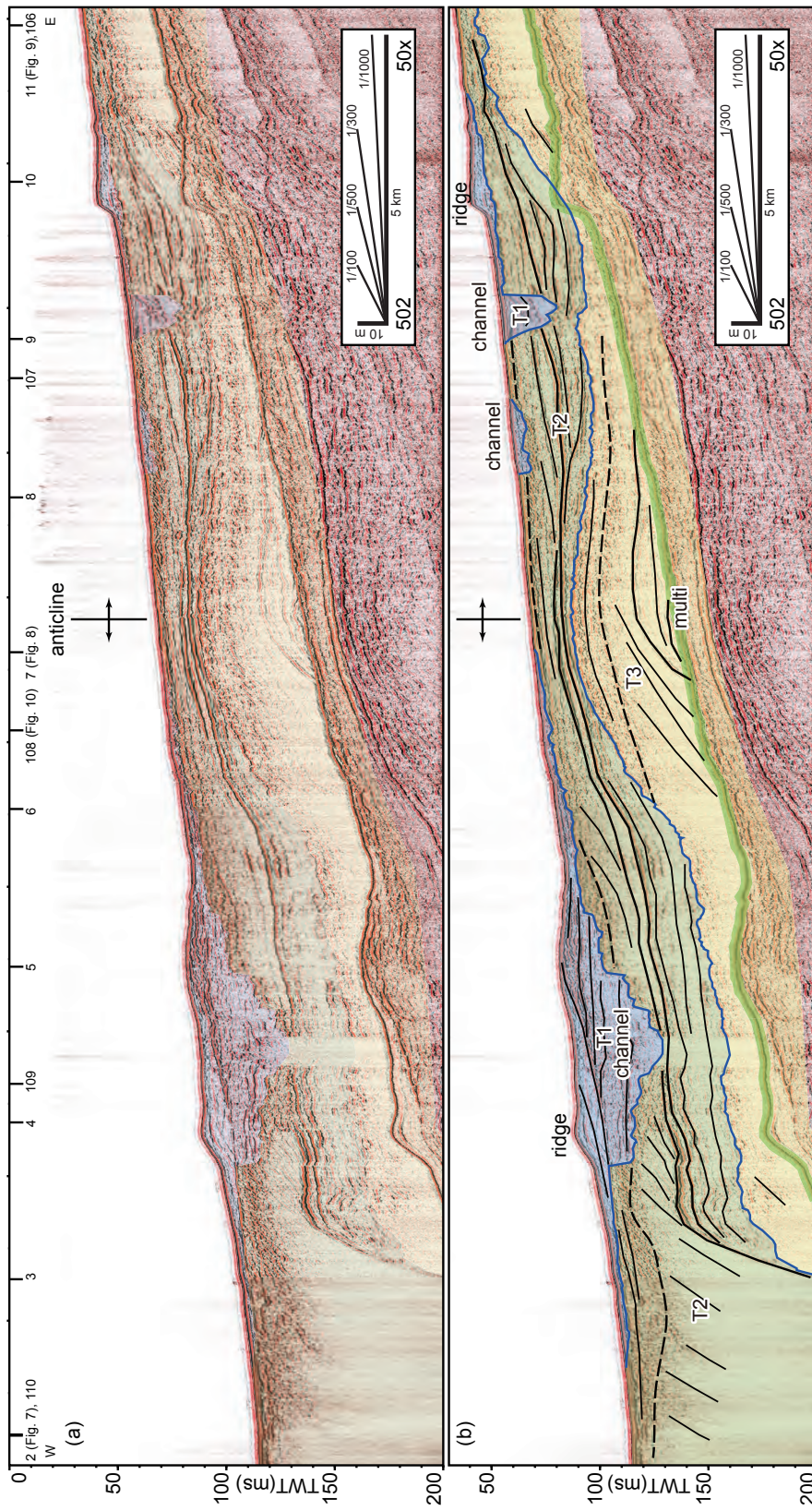




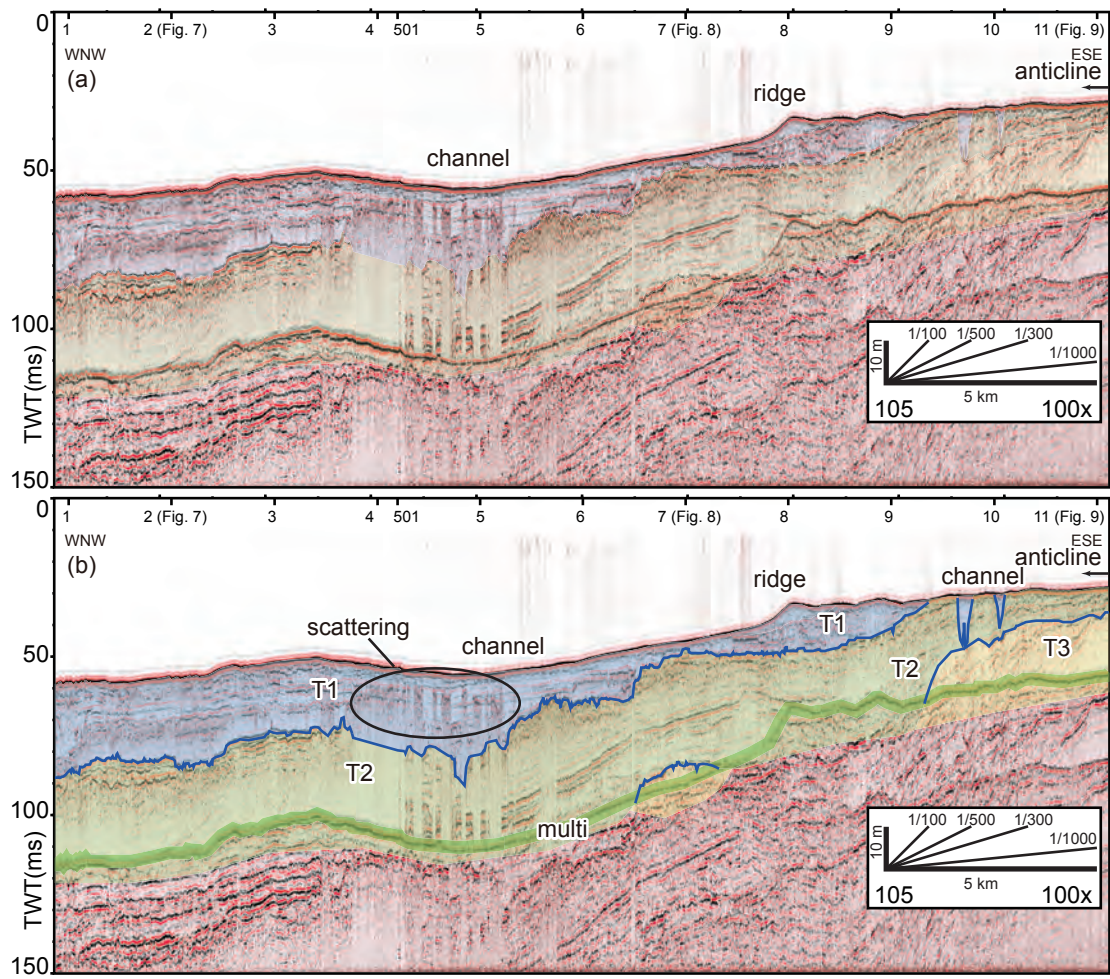
第 2 図 反射法音波探査の測線図. 赤線は図示した断面の位置を示す.  
 Fig. 2 Seismic survey lines. Red lines represent the locality of the figures.

年代 Age (Ma)	地質時代 Geologic time scale		日高舟状海盆 海底地質図 辻野・井上 (2012)	苫小牧東部 沿岸の海の基本図 海上保安庁水路部 (1982)	本海底地質図
0.01	第四紀 Quaternary	完新世 Holocene	日高舟状海盆層群 Hidakata Trough Group	I <sub>T</sub>	T1 層
		更新世 Pleistocene			H0010 層
鮮新世 Pliocene	H1020 層			II <sub>T-b</sub>	T3 層
	中新世 Miocene	H2030 層		III <sub>T</sub>	
2.6	新生代 Cenozoic	新第三紀 Neogene	H3040 層	IV <sub>T</sub>	
5.3					

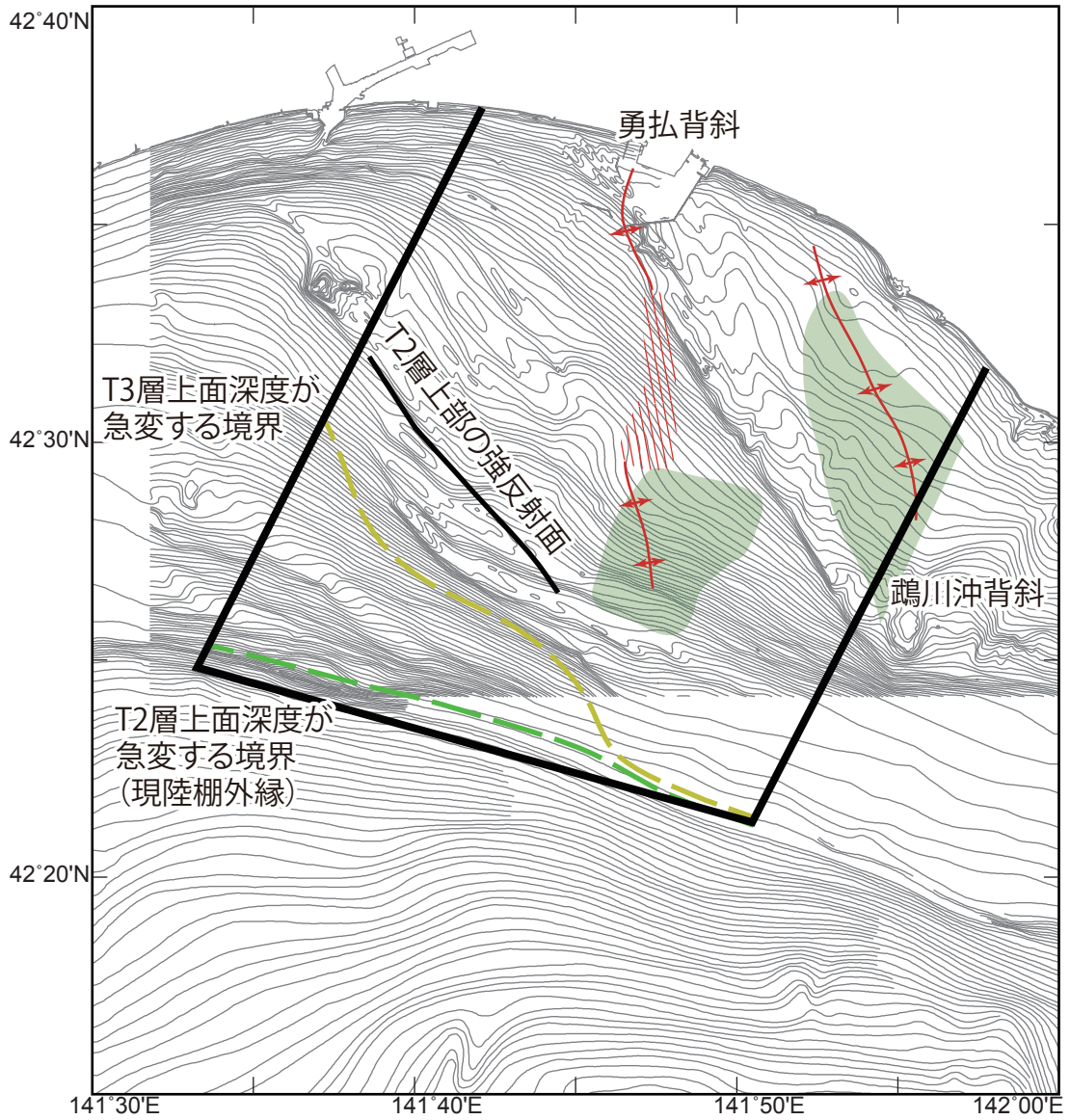
第3図 本地質図における音響層序と周辺海域の層序との対比.  
Fig. 3 Stratigraphic correlation in and around the map area.



第 4 図 東西方向に延びる測線の反射断面 (測線 502)(a) とその解釈図 (b).  
Fig. 4 E-W trending seismic profile (Line 502)(a) and the interpreted profile (b).

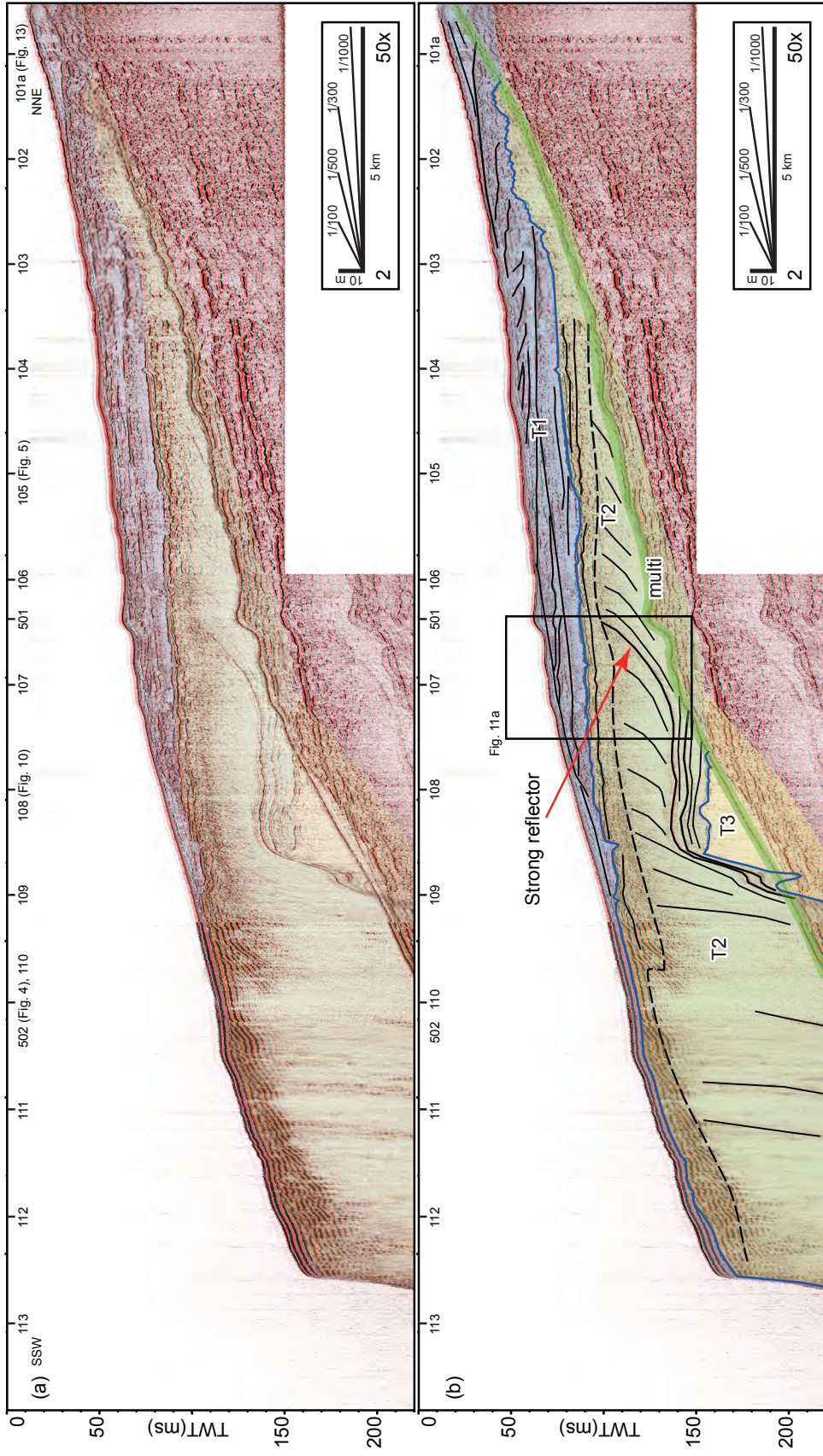


第 5 図 海岸線と平行方向に延びる測線の反射断面 (測線 105).  
Fig. 5 Transverse seismic profile (Line 105).

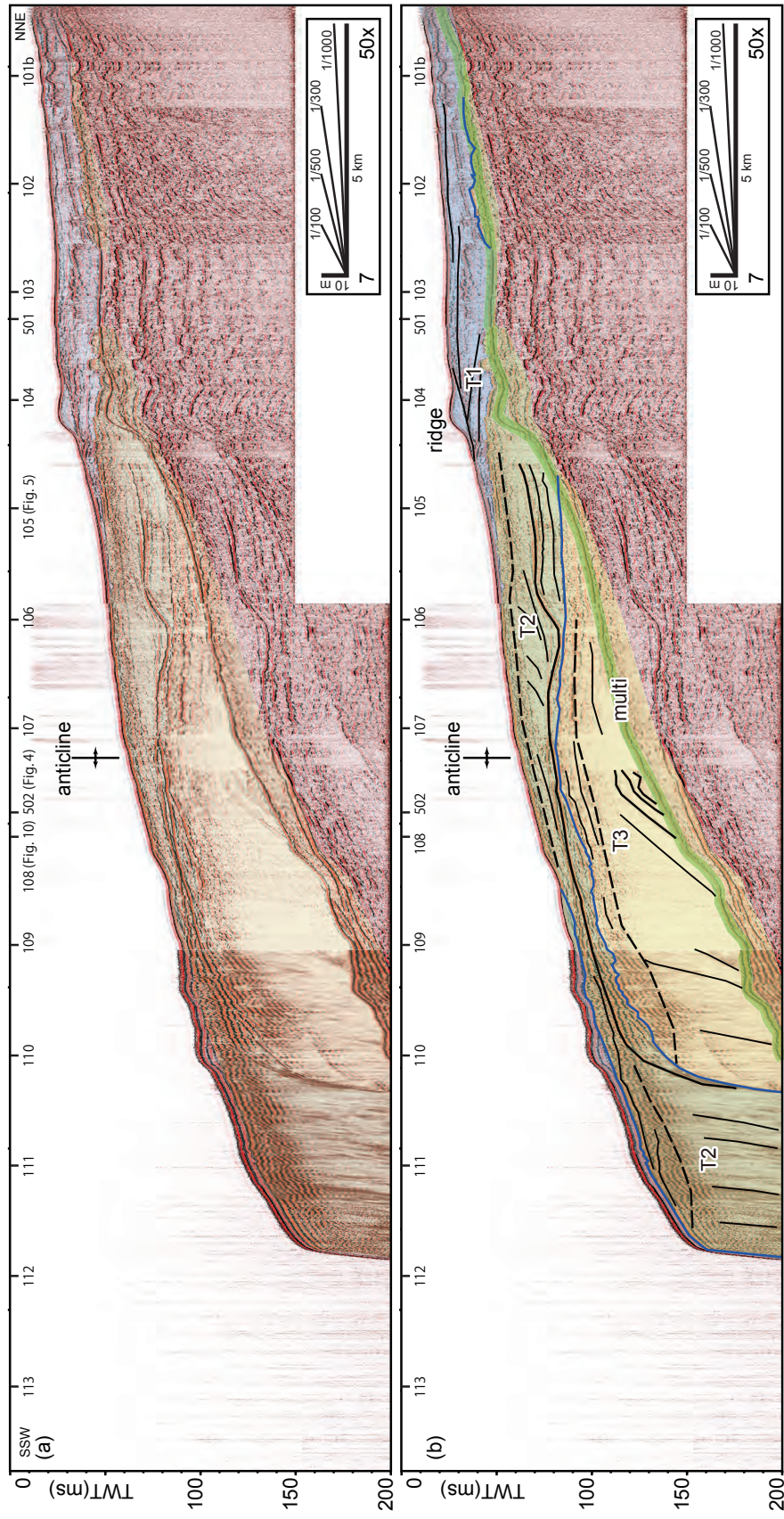


第 6 図 勇払平野沿岸域地質図概略.

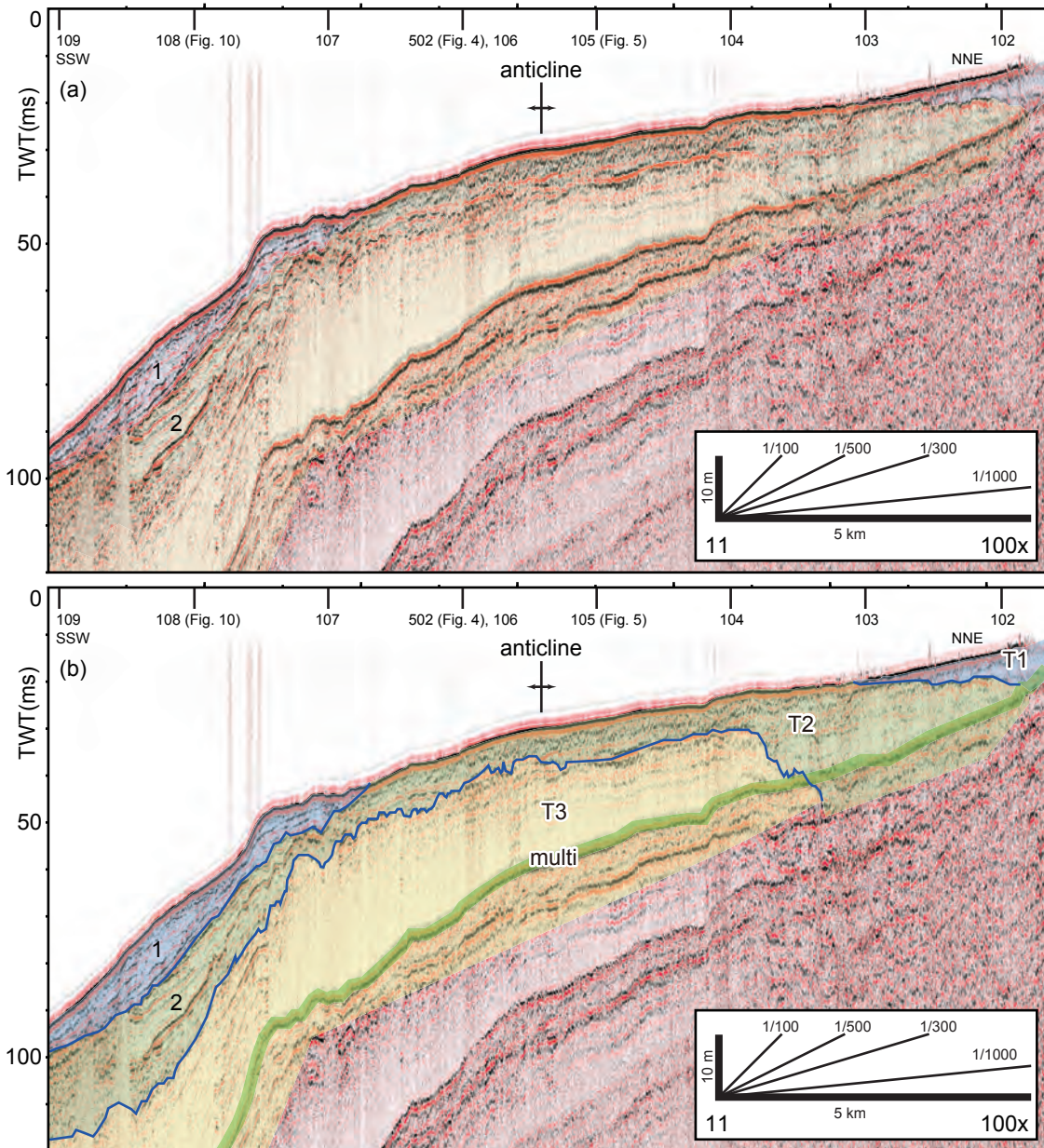
Fig. 6 The summary of Geological map around the coastal area of the Yufutsu Plain.



第7図 海岸線と直交方向に延びる測線の反射断面(測線2)(a)とその解釈図(b).  
Fig. 7 Shore-normal seismic profile (Line 2)(a) and the interpreted profile (b).

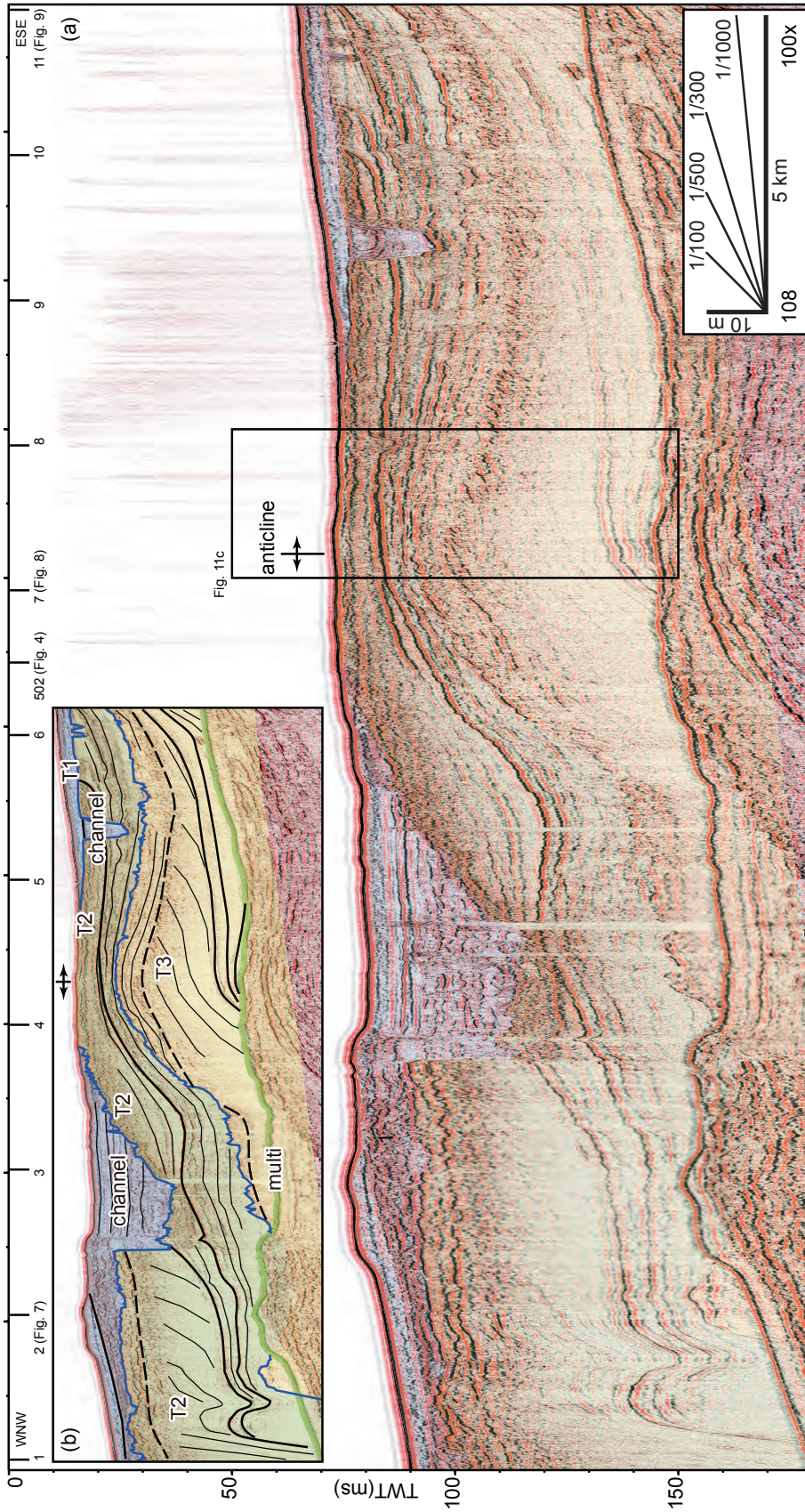


第 8 図 海岸線と直交方向に延びる測線の反射断面 (測線 7)(a) とその解釈図 (b).  
 Fig. 8 Longitudinal seismic profile (Line 7)(a) and the interpreted profile (b).

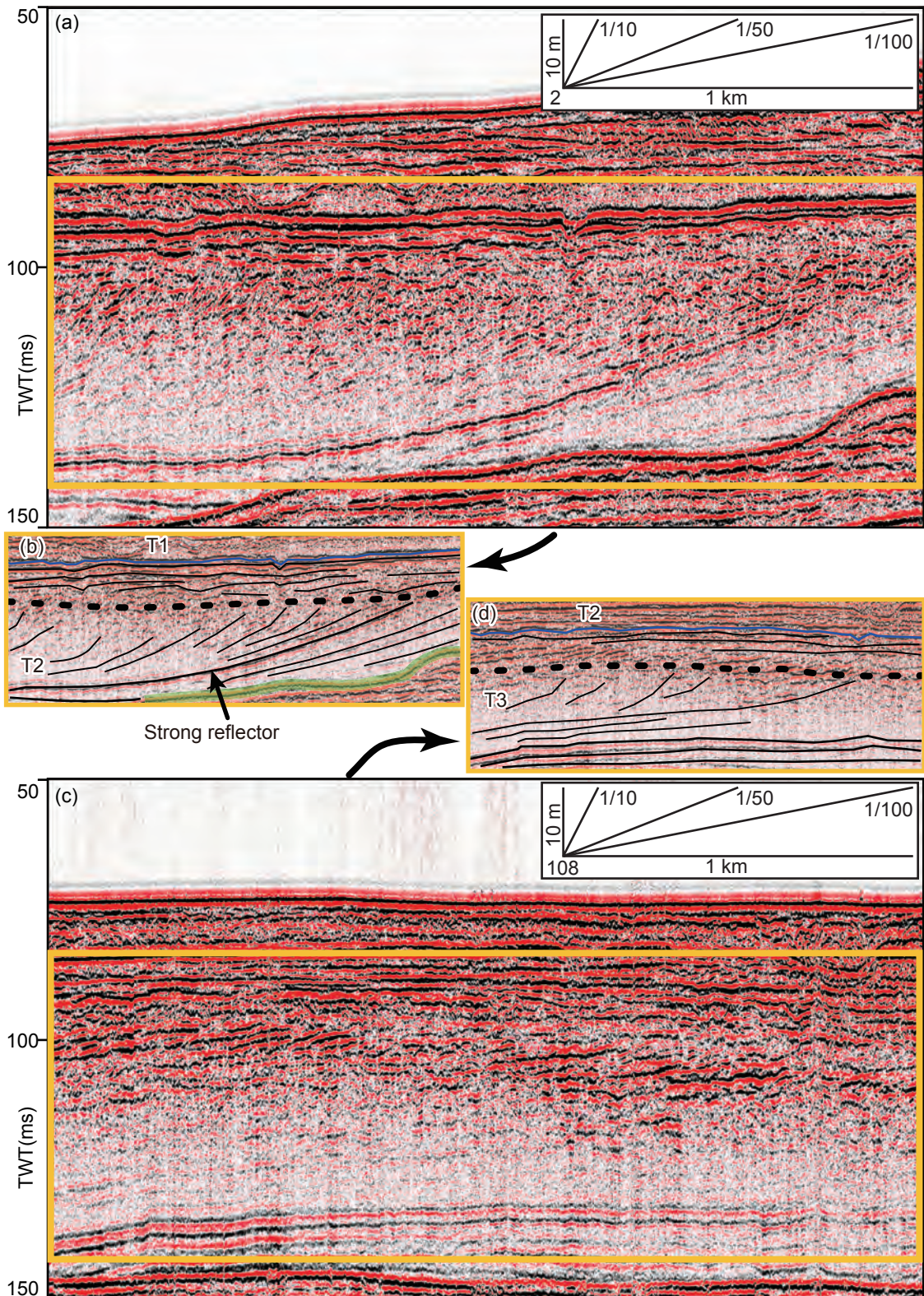


第9図 海岸線と直交方向に延びる測線の反射断面 (測線 11).  
Fig. 9 Longitudinal seismic profile (Line 11).



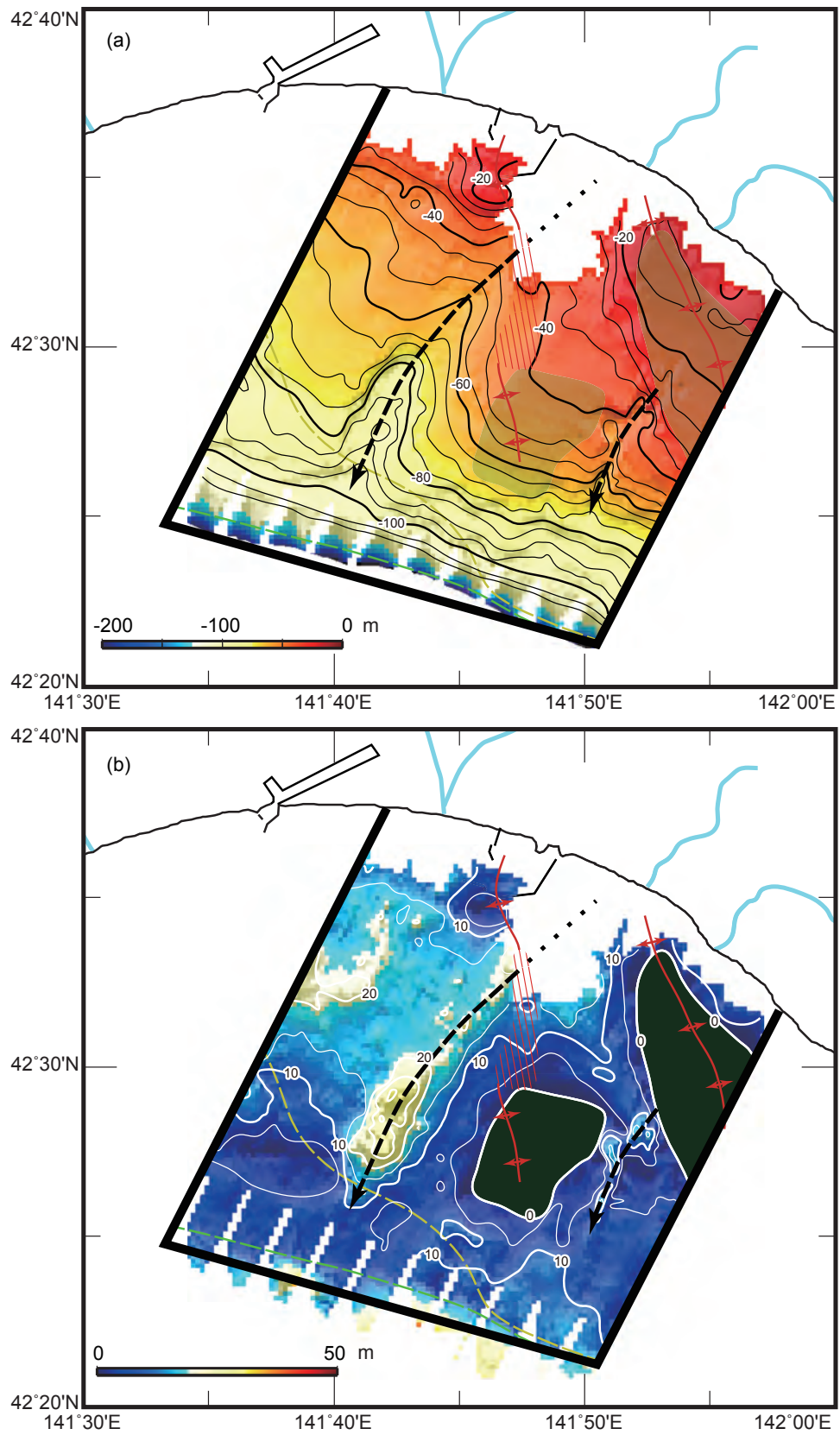


第 10 図 海岸線と平行方向に延びる測線の反射断面 (測線 108)(a) とその解釈図 (b).  
 Fig. 10 Transverse seismic profile (Line 108)(a) and the interpreted profile (b).



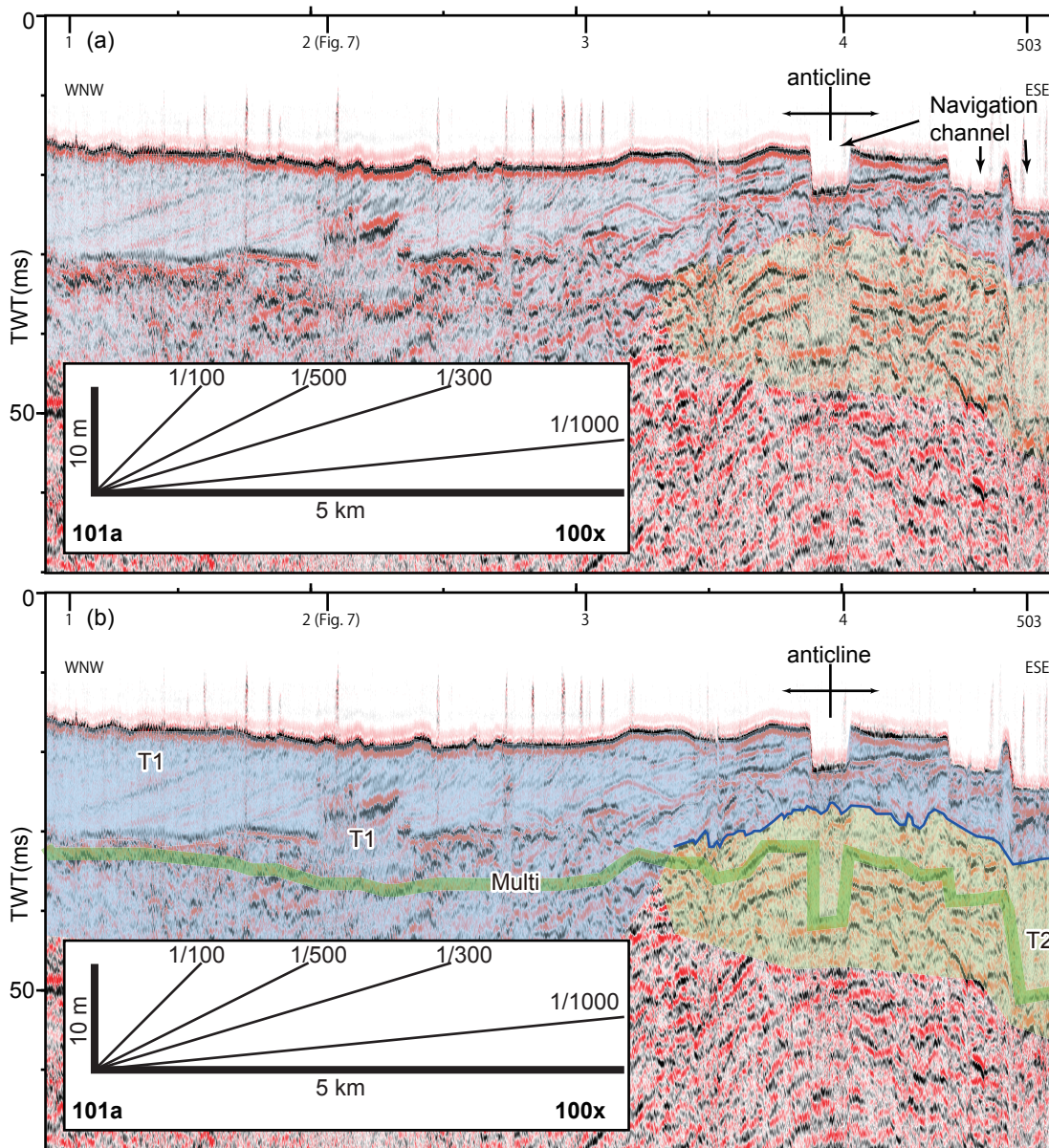
第 11 図 海退期堆積体の内部構造. (a)T2 層上部の反射断面 (測線 2) とその解釈図 (b). (c)T3 層上部の反射断面 (測線 108) とその解釈図 (d).

Fig. 11 The internal structures of regressive systems-tracts. (a) Seismic profile of the upper part of the unit T2 (Line 2) and the interpreted profile (b). (c) Seismic profile of the upper part of the unit T3 (Line 108) and the interpreted profile (d).



第 12 図 T1 層の基底深度 (a) と層厚 (b).

Fig. 12 The contour maps of the depth (a) and the thickness (b) of the T1 unit.



第 13 図 海岸線と平行方向に延びる測線の反射断面 (測線 101a).

Fig. 13 Shore-parallel seismic profile (Line 101a).