

# 内陸及び沿岸海域の活断層調査

平成 30 年度成果報告書

3. 十勝平野断層帯（海域部）

（北海道）

令和元年 5 月

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地方独立行政法人 北海道立総合研究機構

## 目 次

1. 十勝平野断層帶の概要	1
2. 調査手法	3
2. 1 音波探査の手法	3
2. 2 底質採取調査の手法	4
3. 調査の結果	6
3. 1 音波探査の結果	6
(1) 層序区分	6
(2) 年代	7
(3) 地質構造	8
(4) 地質構造の空間分布	15
3. 2 底質採取調査の結果	17
(1) 底質採取地点の選定	17
(2) コア試料観察及び年代測定	19
(3) 堆積環境	22
(4) 堆積ユニットと音響層序の対比にもとづく堆積体の形成年代	24
4. まとめ	28
4. 1 十勝平野断層帶（海域部）の位置・形状	28
4. 2 十勝平野断層帶（海域部）の過去の活動	30
(1) 活動時期	30
(2) 活動区間	31
(3) 活動間隔	32
(4) 1回の変位量	33
(5) 平均変位速度	33
4. 3 評価のまとめ	35
文献	38
図表	40

## 1. 十勝平野断層帯の概要

十勝平野断層帯は、十勝平野にほぼ南北に分布する活断層帯である。本断層帯の長期評価は、平成17年に地震調査研究推進本部によってまとめられている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。その後、本断層帯の光地園断層において、平成24年度に産業技術総合研究所による活断層の補完調査が実施されている（産業技術総合研究所, 2013）。ここでは、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、本断層帯の諸特性を次のように整理した。

本断層帯は、十勝平野断層帯主部と光地園断層からなる。十勝平野断層帯主部は、北海道足寄群足寄町から帯広市などを経て、広尾郡忠類村に至る断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。長さは約84kmで、ほぼ南北方向に延びており、断層の東側が相対的に隆起する逆断層とされている。光地園断層は、広尾郡大樹町から同郡広尾町に至る断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。長さは約26kmで北西-南東方向に延びており、断層の東側が相対的に隆起する逆断層とされている。光地園断層の南端は海岸に達している可能性があり、その沖合延長部には北東傾斜の逆断層が推定されている（辻野・他, 2014）。しかし、陸域の光地園断層が南方の海域に延びていることを明らかにした資料は確認されていない。

十勝平野断層帯主部は、地形面および地層を累積的に上下変位させており、その平均上下変位速度は0.3-0.4m/kyの可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。活動履歴については、最新活動時期を含めて不明である。断層活動1回のずれの量について直接的に示す資料はないが、断層長にもとづく経験則によって約6.7mと推定される。よって、1回のずれの量と平均上下変位速度から計算すると、平均活動間隔は17-22ky程度であった可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。

光地園断層は地形を撓曲変形させており、その平均上下変位速度は0.1-0.2m/kyの可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。活動履歴については、産業技術総合研究所（2013）によれば、最新活動が31-12kaの可能性がある。さらに、その1回前の活動については54ka以前であると推定されているため、平均活動間隔は23-42ky以上である可能性がある。約2万年前に形成されたと推定される地形面が受ける上下変位量は3m程度であり（地震調査研究推進本部地

震調査委員会, 2005)、上記の活動履歴によれば、この地形面は1回の地震活動によって変位したと推察される。また、産業技術総合研究所(2013)による2地点のトレンチサイトにおける最新活動に伴う上下変位量は、3mおよび5mと報告されている。よって、1回の上下変位量は3m-5m程度であった可能性がある。

十勝平野断層帯主部は、全体が1つの区間として活動する場合、M 8.0程度の地震が発生する可能性がある(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)。また、光地園断層は、全体が1つの区間として活動する場合、M 7.2程度の地震が発生する可能性がある。

十勝平野断層帯主部では、活動履歴に関する資料が不足しており、最新活動を含めた活動履歴や1回のずれの量が明らかになっていない。将来の活動を明確にするためには、これらについての精度良いデータを集積させて、平均活動間隔を明らかにする必要がある。さらに、地下深部における形状などを明らかにして、活動区間の検討も行う必要がある。

光地園断層では、最新活動時期の解明が進んでいるが、1回前の活動時期が特定できていない。将来の地震発生確率の信頼性をより高めるためには、これらの時期を絞り込むことによって、平均活動間隔を精度良く求める必要がある。また、平均変位速度については、推定される平均活動間隔よりも長い期間を対象として評価することが求められる。さらに、海域の調査研究による資料を収集して、断層が海域に延びているかどうかを確認する必要がある。

## 2. 調査手法

十勝平野断層帶（光地園断層）の海域延長部を対象として、海底活断層が存在することの確認および断層長と活動履歴の把握を主な目的として、海底活断層調査を実施した。陸域における光地園断層の海域延長部が想定される海域において、活構造の位置、形状を把握し、全長を明らかにするとともに、その活動履歴を把握するため、ブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル反射法音波探査およびウォーターガンを音源としたマルチチャンネル反射法音波探査を実施した。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、オンボードのモニター記録で概略の地質構造を確認しつつ実施した。加えて、調査海域における既存の反射法探査記録（辻野，2011；辻野・他，2014）も併せて検討を行った。

また、活動履歴の把握に必要な堆積物の年代試料を得るための柱状採泥地点の選定には、分解能の高い SES2000 による探査を併用して実施した。

これらの調査項目と数量を表 1 に示す。ブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル反射法音波探査およびウォーターガンを音源としたマルチチャンネル音波探査の測線図を図 2 に示す。

### 2.1 音波探査の手法

本調査における音波探査は、光地園断層の海域延長部における地質構造を分解能良く捉えて、活構造の性状、累積的な変位・変形を把握するため、調査対象海域の水深に応じてブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル反射法音波探査およびウォーターガンを音源としたマルチチャンネル反射法音波探査を実施した。探査仕様は表 2 の通りである。

ブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル反射法音波探査は、陸域における光地園断層のトレースの海域延長部における活構造の有無を明らかにし、活構造の分布を精度良く捉えることを目的として、水深 60 m 以浅の海域を対象として実施した。調査測線は、想定される活断層の走向にほぼ直交する NE-SW 方向に設定した。

ウォーターガンを音源としたマルチチャンネル反射法音波探査は、光地園断層の海域延長部に発達する活構造の南端位置を把握することを目的として、水深 600 m までの海域を対象として実施した。調査測線は、既存の音波探査測線網および本

調査におけるブーマーによる音波探査の測線と同じ NE-SW 方向に設定した。同一測線上でブーマーおよびウォーターガンによる音波探査を実施することにより、2 種類の音源を用いた探査記録の対比が可能になるように調査測線を配置した。

ブーマーを音源とした音波探査では、Applied Acoustic Engineering 社製の Boomer System 探査装置と 12 チャンネルのストリーマーケーブル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観測した。ウォーターガンを音源とした音波探査では、Sercel 社製のウォーターガン（S-15 型）と 12 チャンネルのストリーマーケーブル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観測した。観測中は船上モニターでデータのクオリティや活構造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、調査船の船位測定には、ディファレンシャル GPS（DGPS）を用いた。本調査では、DGPS の補正情報は静止軌道衛星を用いた SBAS（衛星航法補強システム）信号の配信サービスを用いた。操船の際には、誘導システムにて位置データをディスプレイに表示し、リアルタイムで確認した。

## 2.2 底質採取調査の手法

音波探査記録で認められる浅層部の地層形成年代を確認するために、柱状採泥により堆積物を採取し、年代測定を実施した。本調査海域の海底堆積物には砂質な堆積物が含まれることが予想されたため、泥質な堆積物の採取に有効なピストンコアラーは用いず、バイブルコアラーを使用した。

柱状採泥地点の選定に際しては、まず、底質採取調査が可能な海域（水深 50 m 以浅）において実施したブーマーを音源とした音波探査記録を検討した。その上で、海底表層を高解像度で探査可能な高周波音源を用いた音波探査を実施した（図 2）。高周波音源を用いた高解像度音波探査に際しては、Innomar 社のパラメトリック音響技術にもとづく探査システム（SES2000）を用いた。探査仕様は表 3 の通りである。探査記録断面にもとづいて対象とする地質構造を選定し、底質採取地点を決定した（図 2， 表 4）。

底質採取地点に調査台船をアンカーで固定してバイブルコアラーを用いた底質採取調査を実施した。採泥器を海中に投入してから回収するまでの作業中は、船位データを 1 秒毎に記録した。アンカーで固定した調査台船の船位は一定であった

ため、その船位データから採泥地点の位置を決定した。

採泥管内管の直径は 8.8 cm である。コア試料は現地で 1 m 長に切断し、振動を極力避けて乱れないように梱包した上で実験室へ運搬した。帯磁率をループ型センサによって計測し、コンピュータ断層撮影（CT）装置による X 線断層写真撮影を実施した。CT 装置による観察結果を踏まえて、コア試料を半裁し、写真撮影と肉眼による観察・記載を行った。以上の観察にもとづいて柱状図を作成した。

コア試料から得られた貝化石および植物化石から合計 6 個の年代測定用試料を選定し、AMS 法を用いて放射性炭素年代測定を行った。得られた放射性炭素年代を曆年較正する際には、曆年較正プログラム CALIB 7.04 (Stuiver and Reimer, 1993) を使用した。較正曲線には、植物化石の放射性炭素年代には IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013)、貝化石の放射性炭素年代には Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) のデータセットを用いた。また、海洋リザーバー効果の地域差 ( $\Delta R$ ) は 0 とした。

### 3. 調査の結果

#### 3.1 音波探査の結果

本調査では、ブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査によって、海底下深度 200 m までの反射記録が得られた。ウォーターガンを音源とするマルチチャンネル音波探査によって、海底下深度 300 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の音波の伝播速度を 1,500 m/s と仮定した。

##### (1) 層序区分

十勝平野断層帯の海域延長部にあたる十勝沖においては、辻野（2011）が 20 万分の 1 釧路沖海底地質図を、辻野・他（2014）が 20 万分の 1 襟裳岬沖海底地質図を作成している。それらによれば、本調査海域において認識できる地層は中新世以降に形成された十勝沖層群と呼称され、9 層に区分されている（上位より Ta 層～Ti 層）。各地層の形成年代について、Ta 層および Tb 層は中期更新世以降、Tc 層は鮮新世および前期更新世、Td～Tf 層は鮮新世、Tg 層は中新世末～鮮新世最初期、Th 層および Ti 層は中新世に対比されている（表 5）。

本調査における音波探査で取得した記録断面の地質解釈にあたり調査海域の重なりと探査の分解能を考慮して、辻野（2011）および辻野・他（2014）の層序区分に従った。ただし、本調査で取得した音波探査記録の分解能は、辻野（2011）および辻野・他（2014）による探査記録よりも高い。そのため、最上位の Ta 層を A 層および B 層に区分した。さらに、B 層については、連続性が良く追跡が可能な強反射面を境として、上位層を B1 層、下位層を B2 層に細分した。Ta 層よりも下位の地層を区分することは困難であったため、一括して C 層とした。

以下に、本調査における音波探査にもとづく各層の音響的な特徴を述べる。

**【A 層】**A 層は本調査海域における最上位層であり、本調査におけるマルチチャンネル音波探査において、連続性の良い反射面を介して下位の B 層に累重する。A 層／B 層境界は概ね平滑な反射面である。内部反射面には成層構造が発達している。A 層の内部反射面は、海岸線に近い海域では B 層にオンラップを示し、沖側の海域ではダウンラップまたはオーバーラップを示す。

**【B層】**B層はA層の下位層であり、内部反射面には成層構造が発達している。その中で連續性の良い内部反射面を境として下位からB2層、B1層に細分できる。

B2層は下位のC層に傾斜不整合面を介して累重する。内部反射面には成層構造が発達している。内部反射面に認識できるオンラップやプログラデーションは、B2層が海水準変動サイクルの影響を受けながら形成されたことを示す。

B1層は下位のB2層にオンラップして累重する。B1層の上部は、陸棚上においてプログラデーションパターンを示す。こうした一連の堆積様式は、B1層が1回の海水準変動サイクル（海水準の上昇と下降）に伴って形成されたことを示す。

**【C層】**C層は本調査海域における最下位層であり、B層の基底面より下位の地層を一括したものである。内部反射面には成層構造が発達している。C層は顕著に褶曲変形を受けている海域があり、上部は削剥を受けている。

## （2）年代

本調査において、音響層序の年代は辻野（2011）および辻野・他（2014）に従った。辻野（2011）においては、既存の層序区分（石油公団，1983）および珪藻化石（渡辺，2004）と放散虫化石（本山，2004）に基づいて地層の年代を検討している。これによれば、Ta層およびTb層は中期更新世以降の堆積物に、Tc層は前期更新世の堆積物に、Td層は後期鮮新世の堆積物に対比されている。

A層はTa層の最上部に相当する。辻野（2011）においては、探査目的と探査記録の分解能から、A層は細分されていない。他方で、Noda and TuZino（2010）は、浅層の堆積構造を識別可能なSBPによる探査記録にもとづいて、襟裳岬沖から十勝沖の陸棚における浅層の堆積物を記載している。これによれば、A層に相当する堆積体は後氷期の海進期～高海面期に形成された堆積物に対比されている。B層はTa層の最上部を除いた堆積物に相当し、中期～後期更新世の堆積物に対比される。ただし、辻野（2011）および辻野・他（2014）においては陸棚上の海域においては層序を直接的に検討していない。そのため、B層はTa層およびTb層に対比される可能性もある。また、本調査で取得した高い分解能を有する探査記録によって、

B層の内部反射面を良好に捉えることができた。本調査で取得した探査記録によれば、B層は複数の海水準変動サイクルに伴って形成された堆積体によって構成され、B1層はそれらの中で最も新しい1回の海水準変動サイクルで形成された堆積体に相当する。以上のことから、B1層は後期更新世に形成された地層に対比されると判断される。また、B2層は中期更新世の地層に対比される。C層はTd層以下に相当すると推察され、中期更新世以前または前期更新世以前に形成された堆積物に対比されると判断される。

### (3) 地質構造

本調査におけるブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査によって取得した反射断面ならびに解釈断面を図3-1～8に示す。測線には北西から南東の順にB1～B8の番号を付した。検測線（B101測線）で取得した反射断面および解釈断面を図3-9に示す。また、ウォーターガンを音源としたマルチチャンネル音波探査によって取得した反射断面ならびに解釈断面を図4-1～7に示す。測線には北西から南東の順にW1～W7の番号を付した。検測線（W101測線）で取得した反射断面および解釈断面を図4-8に示す。以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。

**【B1測線】** B1測線では、共通反射点（以下、「CDP」）3780付近にF1断層が認められる（図3-1）。F1断層は、断層の南西側を相対的に沈降させる逆断層であり、B1層を累積的に上下変位させている。この領域ではB1層の基底は不明瞭である。また、この領域にはA層はほとんど分布していない。B1層の上部は削剥を受けていると判断される。B1層の上面および海底面は平滑であり、F1断層に伴う変位は認識できない。CDP1930付近およびCDP1590付近にF2a断層およびF2b断層が認められる。これらの断層は、断層の南西側を相対的に沈降させる逆断層である。F2a断層はB1層を累積的に上下変位させている。ただし、この領域では、断層沈降側においてB1層の基底面が不明瞭であるため、本調査で取得した探査記録ではF2a断層によるB1層基底面の変位量は不明である。F2b断層に伴うB1層の累積変位は認められない。この領域にはA層はほとんど分布しておらず、B1層の上部は削剥を受けていると判断される。B1層の上面および

海底面は平滑であり、F2a 断層および F2b 断層に伴う変位は認識できない。

**【B2 測線】** B2 測線では、CDP1350 付近に F1 断層が認められる（図 3－2）。F1 断層はやや不明瞭であるが B1 層を累積的に上下変位させている。ただし、この領域では、断層沈降側において B1 層の基底面が不明瞭であるため、本調査で取得した探査記録では F1 断層による B1 層基底面の変位量は不明である。また、この領域では A 層はほとんど分布していない。B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 層の上面および海底面は平滑であり、F1 断層に伴う変位は認識できない。CDP3340 付近および CDP3680 付近に F2a 断層および F2b 断層が認められる。これらの断層は、断層の南西側を相対的に沈降させる逆断層である。やや不明瞭であるが、F2a 断層は B1 層を累積的に上下変位させている。F2b 断層に伴う B1 層の累積変位は認められない。この領域には A 層はほとんど分布しておりおらず、B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 層の上面および海底面は平滑であり、F2a 断層および F2b 断層に伴う変位は認識できない。

**【B3 測線】** B3 測線では、CDP4470 付近および CDP4150 付近に、F1a 断層および F1b 断層が認められる（図 3－3）。F1a 断層および F1b 断層は B1 層を変位させており、やや不明瞭であるが F1b 断層は B1 層を累積的に上下変位させている。ただし、この領域では、F1b 断層よりも南西側において B1 層の基底面が不明瞭であるため、本調査で取得した探査記録では F1a および F1b 断層による B1 層基底面の変位量は不明である。また、この領域では、A 層は B 層上面の侵食面の起伏を埋めて堆積している。A 层および海底面には F1a 断層および F1b 断層に伴う変位は認識できない。CDP2180 付近および CDP1780 付近に、F2a 断層および F2b 断層が認められる。F2a 断層および F2b 断層は B1 层を変位させている。F2a 断層は B1 層を累積的に上下変位させている。F2b 断層に伴う B1 層の累積変位は認められない。この領域では、A 层は B 层上面の侵食面の起伏を埋めて堆積している。B 层上面、A 层、および海底面には、F1a 断層および F1b 断層に伴う変位は認識できない。

**【B4 測線】** B4 測線では、CDP4050 付近に F1 断層が認められる（図 3－4）。F1

断層は B1 層を累積的に上下変位させている。この領域では、B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 層の上面は平滑であり、F1 断層に伴う変位は認識できない。A 層および海底面においても、F1 断層に伴う変位は認識できない。CDP2080 付近および CDP1730 付近に、F2a 断層および F2b 断層が認められる。F2a 断層および F2b 断層は B1 層を変位させている。F2a 断層は B1 層を累積的に上下変位させている。やや不明瞭であるが、F2b 断層に伴う B1 層の累積変位は認められない。この領域では、B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 層の上面にはわずかな起伏が認識されるが、これは岩相の違いに伴う差別侵食によって形成された起伏と判断される。A 層および海底面においては、F2a 断層および F2b 断層に伴う変位は認識できない。CDP190 付近および CDP120 付近において、それぞれ相対的に南西側を沈降させる断層が認められる。これらの断層は B1 層を累積的に上下変位させている。B1 層上面、A 層、海底面においては、これらの断層に伴う変位は認識できない。

**【B5 測線】** B5 測線における探査は、B5\_1 測線と B5\_2 測線に分けて実施した（図 3 – 5）。B5\_2 測線の CDP1130 付近に F1 断層が認められる。F1 断層は B1 層を累積的に上下変位させている。この領域では、B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 層の上面は平滑であり、F1 断層に伴う変位は認識できない。A 层および海底面においても、F1 断層に伴う変位は認識できない。B5\_1 測線の CDP1830 付近および CDP2160 付近に、F2a 断層および F2b 断層が認められる。F2a 断層および F2b 断層は B1 層を上下変位させている。F2a 断層は B1 層を累積的に上下変位させている。やや不明瞭であるが、F2b 断層に伴う B1 層の累積変位は確認できない。この領域では、B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 層の上面は概ね平滑であり、F2a 断層および F2b 断層に伴う変位は認識できない。A 層および海底面においても、F2a 断層および F2b 断層に伴う変位は認識できない。B5\_1 測線の CDP2950 付近に、相対的に北東側を沈降させる断層が認識できる。また、B5\_1 測線の CDP3360 付近に、相対的に南西側を沈降させる断層が認識できる。これらの断層は B1 層を上下変位させているが、累積性は確認できない。B1 層上面。A 層、海底面においても、これらの断層による変位は認識できない。

**【B6 測線】** B6 測線では、CDP4760 付近に F1 断層が認められる（図 3－6）。F1 断層は B1 層を累積的に上下変位させている。この領域では、B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 層の上面は平滑であり、F1 断層に伴う変位は認識できない。A 層および海底面においても、F1 断層に伴う変位は認識できない。CDP2590 付近、CDP2450 付近、CDP2310 付近には、F2a 断層、F2b 断層、F2c 断層が認められる。F2a 断層、F2b 断層、F2c 断層は、B1 层を上下変位させている。F2a 断層および F2b 断層は、B1 層を累積的に変位させている。やや不明瞭であるが、F2c 断層に伴う B1 層の累積変位は確認できない。この領域においては、B1 層の上部は削剥を受けていると推察される。B1 層上部は平滑であり、F2a 断層、F2b 断層、F2c 断層に伴う変位は認識できない。A 层および海底面においても、F2a 断層、F2b 断層、F2c 断層に伴う変位は認識できない。CDP720 付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。この断層は B1 層を上下変位させているが、この断層に伴う B1 層の累積変位は確認できない。B1 層上面においてもわずかな起伏を認識できるが、これは岩相の違いに伴う差別侵食によって形成された組織地形である可能性がある。A 层および海底面においては、この断層による変位は認識できない。CDP1730 付近、CDP1020 付近、CDP390 付近には、それぞれ南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。これらの断層は B1 層基底面を上下変位させているが、B1 层上部に至っては上下変位が認識できない。

**【B7 測線】** B7 測線では CDP2880 付近および CDP3200 付近に F2a 断層および F2b 断層が認められる（図 3－7）。F2a 断層および F2b 断層は、B1 層を累積的に上下変位させている。この領域では、B1 层の上部はチャネル状に削剥を受けている。B1 層の上面において、F2a 断層および F2b 断層に伴う変位は認識できない。A 层および海底面においても、F2a 断層および F2b 断層に伴う変位は認識できない。CDP3690 付近、CDP3720 付近、CDP4590 付近、CDP4800 付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。これらの断層は B1 层を上下変位させているが、B1 层上部に至っては上下変位が認識できない。また、CDP550 付近には、北東側を相対的に沈降させる断層が認められる。この断層は B1 层基底面を

上下変位させているが、B1層上部に至っては変位が認識できない。

**【B8測線】**B8測線は、後述するW1測線と重ねて設定した。B8測線では、CDP3530付近およびCDP3220付近に、F2a断層およびF2b断層が認められる(図3-8)。F2a断層およびF2b断層は、B1層を累積的に上下変位させている。この領域においては、B1層の上部は削剥を受けていると推察される。B1層の上面において、F2b断層に伴う変位と調和的な起伏が認識できる。しかし、同じ深度に分布するB1層の上面が侵食面としての特徴を有していることから、この起伏は岩相を反映した差別侵食によって形成された組織地形と判断される。すなわち、この起伏はB1層の堆積面が変形したものではなく、B1層内部の地質構造を反映したものと推察される。また、B1層の上面において、F2a断層に伴う変位は認識できない。A層および海底面において、F2a断層およびF2b断層に伴う変位は認識できない。CDP2460付近、CDP1700付近、CDP1540付近、CDP850付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。これらの断層はB1層を上下変位させているが、B1層上部に至っては上下変位が認識できない。やや不明瞭であるが、これらの断層に伴うB1層の累積変位は確認できない。

**【W1測線】**W1測線は、前述のB8測線に重ねて設定した。W1測線ではショットポイント(以下、「SP」)2120付近、SP2045付近に、F2a断層およびF2b断層が認められる(図4-1)。これらの断層は、B8測線におけるF2a断層およびF2b断層に対応する。W1測線の記録断面では、これらの断層が、B1層およびB2層を累積的に上下変位させている。SP1840付近およびSP1640付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。これらの断層は、B8測線のCDP2460付近およびCDP1700付近に認められた断層に対応する。SP1420付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。この断層は、B8測線のCDP850付近に認められた断層に対応する。W1測線の記録断面では、これらの断層がB1層およびB2層を上下変位させていることを認識できる。また、やや不明瞭であるが、SP1400付近を軸とする背斜構造(Fo背斜)が認められる。Fo背斜の軸部ではB1層上部が削剥を受けている。B1層にはFo背斜に伴う褶曲変形が認められる。B1層上面および海底面にはFo背斜に伴う撓みは認識できない。

**【W2 測線】** W2 測線では、SP880 付近に F2 断層が認められる（図 4－2）。F2 断層は B1 層および B2 層を累積的に上下変位させている。B1 層の上部は削剥を受けていると推察される。B1 層上面、A 層、海底面において、F2 断層に伴う変位は認識できない。SP125 付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。この断層は B1 層および B2 層を累積的に上下変位させているが、B1 層上部に至っては上下変位が認識できなくなる。やや不明瞭であるが、SP1700 付近を軸とする Fo 背斜が認められる。Fo 背斜の軸部では B1 層上部が削剥を受けている。北東側の翼において、B1 層基底面には Fo 背斜に伴う褶曲変形が認められる。B1 層上面および海底面には Fo 背斜に伴う撓みは認識できない。

**【W3 測線】** W3 測線では、SP2710 付近に F2 断層が認められる（図 4－3）。F2 断層は B1 層および B2 層を累積的に上下変位させている。この領域においては、B1 層の上部は削剥を受けていると推察される。B1 层上面、A 層、海底面において、この断層に伴う変位は認識できない SP2140 付近に B2 層および B1 層基底面に屈曲点が認められ、ここに F3 断層を推定した。F3 断層に伴う屈曲には累積性が認識できる。探査の分解能として、B1 層内における F3 断層に伴う屈曲は不明である。B1 层上面、A 層、海底面において、F3 断層に伴う変位は認識できない。SP2480 付近、SP2410 付近、SP1100 付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。これらの断層は B2 層を累積的に上下変位させているが、B1 層基底面に至っては上下変位が認識できなくなる。やや不明瞭であるが、SP1450 付近を軸とする Fo 背斜が認められる。Fo 背斜は、南西側の翼が北東側の翼に比べてやや急になっており、非対称性を有している。Fo 背斜の軸部では B1 層上部および B2 層上部が削剥を受けている。南東側の翼および北東側の翼において、B1 層に Fo 背斜に伴う褶曲変形が認められる。B1 层上面および海底面には Fo 背斜に伴う撓みは認識できない。

**【W4 測線】** W4 測線では、SP370 付近に F2 断層が認められる（図 4－4）。F2 断層は B2 層を累積的に上下変位させている。この領域では B2 層上部は削剥を受けていると推察される。また、B1 層の分布は断片的である。そのため、探査の

分解能として、F2 断層に伴う B1 層の変位は不明である。A 層および海底面には起伏が認識できる。ただし、前述のとおり B1 層の分布が断片的であるため、A 層の起伏は B1 層の起伏を反映したものである可能性が高い。SP900 付近において B2 層に屈曲点が認められ、ここに F3 断層を推定した。F3 断層に伴う屈曲には累積性が認識できる。この領域では、B1 層は削剥されて欠如していると推察され、F2 断層に伴う B1 層の変位は不明である。B 層上面、A 层、海底面において、F2 断層に伴う変位は認識できない。CDP170 付近および CDP640 付近において、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。やや不明瞭であるが、これらの断層は B1 層および B2 層を上下変位させている。この領域では、B1 層の上部は削剥を受けていると判断される。B1 层上面、A 层、海底面において、この断層に伴う変位は認識できない CDP510 付近には、南西側を相対的に沈降させる断層が認められる。この断層は B2 層を累積的に上下変位させているが、B2 层上部に至っては上下変位が認識できなくなる。やや不明瞭であるが、SP1550 付近を軸とする Fo 背斜が認められる。Fo 背斜の軸部では、B1 層および B2 層が削剥を受けている。北東側の翼において、B2 層の上面に Fo 背斜に伴う褶曲変形が認められる。B1 层上面および海底面には Fo 背斜に伴う撓みは認識できない。

【W5 測線】 W5 測線では、SP2030 付近において B2 層および B1 層基底面に屈曲点が認められ、ここに F3 断層を推定した（図 4－5）。F3 断層に伴う屈曲には累積性が認識できる。B1 层上面、A 层、海底面において、F3 断層に伴う変位は認識できない。SP1600 付近を軸とする Fo 背斜が認められる。やや不明瞭であるが、Fo 背斜は、南西側の翼が北東側の翼に比べてやや急になっており、非対称性を有している。この領域は、陸棚斜面に相当し堆積勾配が大きい。そのため、B2 层上部よりも上位の地層における背斜変形の有無は判断できない。

【W6 測線】 W6 測線では、F3 断層の延長にあたる SP1940 付近において、B3 層の基底付近にわずかな変曲点が認識できる（図 4－6）。しかし、B2 层上部よりも上位の地層においては変曲点の位置は沖側に移動している。そのため、B2 层上部よりも上位の地層は、前地形にコントロールされながら、遷緩線を沖側に前進させるように形成されたと推察される。以上のことから、W6 測線においては F3

断層の延長部は B2 層の基底付近を変位させた可能性があるが、B2 層上部より上位の地層は変位させていないと判断される。SP1590 付近を軸とする背斜構造および SP1920 付近を軸とする向斜構造が認められる。これらの背斜構造は C 層のみに認められ、B2 層およびその上位の地層には認識できない。

【W7 測線】 W7 測線では、海底谷によって削剥を受けているためにやや不明瞭であるが、B2 層およびその上位の地層を変形させる地質構造は認識できない（図 4-7）。C 層においては、SP1750 付近を軸とする背斜構造および SP1400 付近を軸とする向斜構造が認められる。これらの褶曲構造は、W6 測線の褶曲構造に対比される。F2 断層の延長は向斜軸（SP1400 付近）にあたる可能性がある。しかし、この領域においては、B2 層およびその上位の堆積物が削剥を受けており、これらの地層の変形は確認できない。

#### （4）地質構造の空間分布

反射記録断面において認識された地質構造の位置を、各測線上に示した（図 5）。本調査で確認できた B2 層および B1 層を累積的に変形させる地質構造について、測線間で追跡可能な断層および背斜軸をつなげて地質構造図を作成した（図 6）。

F1 断層および F2 断層は、2～3 条に分岐している海域があるが、地質構造図においてはそれぞれの断層の最前縁をつないで示した。また、C 層のみに認識できる伏在した褶曲構造については、本調査結果と、既存の海底地質図（辻野，2011；辻野・他，2014）およびその作成に使用された探査記録にもとづいて示した。

F1 断層、F2 断層は、後期更新世に形成された地層である B1 層を累積的に上下変位させているため、活断層であると判断される。F3 断層は中期更新世に形成された地層である B2 層から後期更新世に形成された地層である B1 層の基底面までを累積的に変形させているため、活断層である可能性が高い。F1 断層、F2 断層、F3 断層は逆断層である。F1 断層および F2 断層はそれぞれ数条の断層に分岐している領域がある。

Fo 背斜は中期更新世以降に形成された地層である B2 層および B1 層を累積的に変位させる活構造である。Fo 背斜は南西側に逆断層（F2 断層および F3 断層）を伴い、非対称性を有する。よって、Fo 背斜は断層関連褶曲と判断される。既存の

海底地質図（辻野・他, 2014）と比較すると、Fo 背斜は広尾沖背斜と近接している。既存の海底地質図（辻野, 2011；辻野・他, 2014）によれば、広尾沖背斜は本調査の対象海域から、より東側の海域まで連続している。Fo 背斜は広尾沖背斜に對比される可能性があるが、Fo 背斜に伴う更新世以降の地層の褶曲変形を確認できるのは、本調査における W5 測線の以西の範囲に限られる。また、本調査における B1 測線から B7 測線までの範囲においては、調査海域の水深と探査の仕様によって、Fo 背斜に伴う褶曲変形は確認できなかった。ただし、B1 測線から B7 測線までの範囲の海域では、Fo 背斜の前翼が分布すると推定される領域に、短い断層を数条認めることができる。

F1 断層および F2 断層は、本調査において最も陸側の測線まで連続して分布している。これらの断層は、陸域の光地園断層の海域延長部であると判断される。ただし、海岸線付近の陸域における光地園断層の正確な断層トレースは把握されていない。そのため、F1 断層および F2 断層の海岸線における位置は判断できない。F1 断層は、本調査における B1 測線から B6 測線にかけて連続的に認識できるが、B7 測線に至って認識できなくなる。よって、F1 断層の南端は F1 断層の延長線と B7 測線の交点付近に位置していると推察できる。F2 断層は、本調査における B1 測線から W4 測線にかけて連続的に認識できるが、W5 測線に至って認識できなくなる。よって、F2 断層の南端は F2 断層の延長線と W5 測線の交点付近に位置していると推察できる。F3 断層は、本調査における W3 測線から W5 測線にかけて連続的に認識できるが、W6 測線に至って認識できなくなる。よって、F3 断層の南端は、F3 断層の延長線と W6 測線の交点付近に位置していると推察できる。Fo 背斜に伴う B 層の褶曲変形は、本調査における W1 測線から W5 測線にかけて連続的に認識できるが、W6 測線に至って認識できなくなる。Fo 背斜に伴う B 層の褶曲変形が確認できた範囲は、F2 断層および F3 断層の分布範囲と一致する。このことは、Fo 背斜が F2 断層および F3 断層の断層関連褶曲であり、これらの背斜および断層が一連の活構造であることを支持する。よって、F2 断層、F3 断層、Fo 背斜による一連の活構造の南端は、F3 断層の延長線と W6 測線の交点付近に位置していると推察される。

### 3.2 底質採取調査の結果

#### (1) 底質採取地点の選定

地質構造の活動性を評価するための年代測定試料を取得することを目的に、バイブロコアラーを使用した柱状採泥を実施し、堆積物試料を採取した。柱状採泥地点の選定には、B1～B8 測線上における高周波音源（SES2000）を用いた高解像度音波探査によって取得した探査記録断面を利用した（図7、図8-1～4）。

本研究で実施した高解像度音波探査においては、概ね良好な探査記録断面を得ることができ、全ての測線における探査記録を検討した。そして、後期更新世以降における断層活動および活動性を検討するために、A層およびB1層の具体的な年代決定を目的として、B1測線、B3測線、B4測線、B7測線において柱状採泥調査地点を合計5地点（TKC-1, TKC-3, TKC-4, TKC-7, TKC-8）を選定した（図7、図8-1～4）。図8-1～4においては、各柱状採泥地点におけるサンプラーの貫入深度を図示した。

以下にB1測線、B3測線、B4測線、B7測線におけるブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査およびSES2000による音波探査にもとづく地質構造と、柱状採泥調査地点について述べる。

**【B1測線（TKC-1地点）】** B1測線では、F2b断層によるB1層の変形がCDP1590付近において明瞭に捉えられた（図8-1）。この領域では、SES2000による探査記録によって、海底面下1m付近に海底面と平行に強い反射面が認識され、これはA層/B1層の境界面に対比される。ただし、この領域ではA層の層厚が薄いため、ブーマーを音源とした音波探査記録ではA層とB1層の識別は困難である。また、海底面下3mから5m付近にB1層の内部反射面が確認される。その反射面はF2b断層によって上下変位を受けている。この構造を対象として、F2b断層の沈降側および隆起側における底質採取を計画し、まず、沈降側におけるTKC-1地点（CDP1620付近、水深14.3m）で底質採取を実施した。TKC-1地点においては、貫入長120cmに対して、堆積物の採取長は75cmであった。後述するように、この領域ではA層は礫を主体とする堆積物によって構成されているため、A層を貫いてB1層に到達することはできなかつたと判断される。そのため、この海域におけるB1層の採取は困難と判断し、隆起側における底質採

取は実施しなかった。

**【B3 測線（TKC-3, TKC-4 地点）】**B3 測線では、F1a 断層による B1 層の変形が CDP4470 付近において捉えられた（図 8－2）。この領域では、SES2000 による探査記録によって、海底面下 2 m 付近に海底面と平行に強い反射面が認識され、これは A 層／B1 層の境界面に対比される。その下位には B1 層の内部反射面が確認される。それらの反射面は F1a 断層によって上下変位を受けている。この構造を対象として、F1a 断層の隆起側に位置する TKC-3 地点（CDP4355 付近、水深 21.0 m）、沈降側に位置する TKC-4 地点（CDP4560 付近、水深 20.7 m）を底質採取地点とした。TKC-3 地点においては、貫入長 230 cm に対して堆積物の採取長は 93 cm であった。後述するように、TKC-3 地点で採取した試料の下端は礫を主体とする。そのため、93 cm までの堆積物試料を採取後、礫層を採取できない状態で 230 cm までサンプラーを貫入させたと推察される。TKC-4 地点においては、貫入長 210 cm に対して堆積物の採取長は 53 cm であった。後述するように、TKC-4 地点で採取した試料は極細粒砂～シルトから構成されている。採取された試料は未固結であるため、これらの試料を採取後に、試料を採取できない状態でサンプラーを貫入させた可能性は低い。よって、TKC-4 地点においては、海底面表層の地層については試料を採取できない状態で 157 cm 程度サンプラーを貫入させ、その後に 53 cm の試料を採取しながらサンプラーを貫入させたと推察される。よって、TKC-4 地点で採取した試料は、B1 層に相当する可能性が高い。

**【B4 測線（TKC-7 地点）】**B4 測線では、ブーマーによる音波探査によって、海底面下 5－10 m に A 層／B 層の境界面を明瞭に認識できる（図 8－3）。ただし、SES2000 による探査記録においては、この領域では A 層／B 層の境界面の深度までの地質構造を捉えることはできない。B4 測線においては、A 層の形成年代を具体的に求めるための堆積物試料を取得する目的で、底質採取を計画した。A 層基底付近までの堆積物試料を採取するにあたり、A 層は沖合ほど厚くなるため、A 層の層厚がサンプラーの長さ（6 m）を超えない海域を選定した。さらに、A 層は陸側では礫を主体とする可能性があるために、可能な限り沖側の領域を

選定し、TKC-7 地点 (CDP4140 付近、水深 22.8 m) を底質採取地点とした。TKC-7 地点においては、貫入長 190 cm に対して、堆積物の採取長は 92 cm であった。後述するように、TKC-7 地点で採取した試料は未固結な極細粒砂によって構成されている。そのため、堆積物コア試料として、海底面直下の 92 cm に相当する堆積物が採取されたと判断される。ただし、掘削時に堆積物が圧縮された可能性は否定できない。

【B7 測線 (TKC-8 地点)】B7 測線では、ブーマーによる音波探査によって、海底面下 20 m 程度に、A 層／B 層の境界面を明瞭に認識できる (図 8-4)。さらに、SES2000 による探査記録においては、海底面下 3 m 付近に海底面とほぼ平行な強い反射面を認識できる。B7 測線においては、底質採取を実施可能な海域のうち、可能な限り沖側の海域において、A 層の堆積年代を具体的に求めるための堆積物試料を取得するため、TKC-8 地点 (CDP4470 付近、水深 36.8 m) を底質採取地点とした。TKC-8 地点においては、貫入長 330 cm に対して、堆積物の採取長は 165 cm であった。後述するように、TKC-7 地点で採取した試料は未固結な極細粒砂によって構成されている。そのため、堆積物コア試料として、海底面直下の 165 cm に相当する堆積物が採取されたと判断される。ただし、掘削時に堆積物が圧縮された可能性は否定できない。

## (2) コア試料観察及び年代測定

TKC-1、TKC-3、TKC-4、TKC-7、TKC-8 地点において採取した堆積物コア試料の観察に基づいて柱状図を作成した (図 9)。各堆積物コアを半割した写真を図 10-1～5 に示す。さらに、音波探査による層序と比較するため、試料を採取した測線の記録断面にコアの柱状図を重ねた (図 8-1～4)。また、堆積物中から得られた貝化石及び植物化石を対象として放射性炭素年代測定を実施した (表 6)。

堆積物コア試料の観察、放射性炭素年代測定、音波探査記録断面との対比によって、本調査で取得した堆積物コア試料は 3 つの堆積ユニット (下位から、堆積ユニット b, a2, a1) に区分できる (図 9)。以下に、各掘削地点における堆積物コア試料における堆積ユニット区分、堆積物コア試料の特徴、および放射性炭素年代測定結果と火山灰分析結果 (表 7) について述べる。なお、各堆積ユニットの特徴およ

び音波探査記録との対比については次項以降に記述する。

**【TKC-1】** TKC-1 コアは B1 測線上の水深 14.3 m 付近にて採取した。コア長は 0.75 m であり、コア深度 0.75–0.13 m の区間は堆積ユニット a2、コア深度 0.13–0.00 m の区間は堆積ユニット a1 に区分される。堆積ユニット a1/a2 境界は明瞭である。コア深度 0.75–0.13 m の区間は、貝殻片を含んだ礫質支持の礫層によって構成される。礫は中～細礫サイズの亜円～円礫を主体とする。礫間を充填する基質は、粗～細砂からなる。コア深度 0.13–0.00 m までの区間は、淘汰の良い極細粒～細粒砂層によって構成される。堆積ユニット a2 のコア深度 0.75–0.60 m の区間の礫層中から産出した貝化石を対象として、放射性炭素年代測定を実施した。この貝化石の放射性炭素年代は  $4110 \pm 30$  BP (4.16 cal kBP, 2 $\sigma$  範囲 : 4280 – 4060 cal BP) を示す。

**【TKC-3】** TKC-3 コアは B3 測線上の水深 21.0 m 付近において採取した。コア長は 0.93 m であり、コア深度 0.93–0.60 m の区間は堆積ユニット a2、コア深度 0.60–0.00 m の区間は堆積ユニット a1 に区分される。コア深度 0.93–0.60 m の区間は、貝殻片を含んだ礫質支持の礫層によって構成される。礫は中～細礫サイズの亜角～亜円礫を主体とする。礫間を充填する基質は、粗～細砂からなる。コア深度 0.60–0.16 m までの区間は、葉理構造が発達した極細粒砂層によって構成される。コア深度 0.16–0.00 m の区間は斜交層理構造が発達したシルト混じり極細粒砂～細粒砂層によって構成される。最上位のコア深度 0.09 m から海底面までの層準は淘汰の良い細砂によって構成される。最下部の礫層中のコア深度 0.90 m から採取した二枚貝を対象として放射性炭素年代測定を実施し、 $6830 \pm 30$  BP (7.35 cal kBP, 2 $\sigma$  範囲 : 7420–7280 cal BP) の年代値を得た。

**【TKC-4】** TKC-4 コアは B3 測線上の水深 20.7 m 付近において採取した。コア長は 0.56 m であり、コア深度 0.56–0.18 m の区間は堆積ユニット b、コア深度 0.18–0.00 m の区間は堆積ユニット a1 に区分される。堆積ユニット a1/b 境界は明瞭である。有機質砂質シルト層、および極細粒砂層によって構成され、それぞれの境界は明瞭である。コア深度 0.53–0.18 m の区間は、有機質砂質シルト層と極

細粒砂層の互層からなる。有機質砂質シルト層（コア深度 0.56–0.48 m, 0.44–0.38 m, 0.32–0.24 m, 0.20–0.18 m）は固く締まっている。コア深度 0.18–0.00 m の区間は、生痕化石を含み葉理構造が発達した淘汰の良い細粒砂層によって構成される。堆積ユニット b に区分されるコア深度 0.34 m の極細粒砂層から採取した木片、コア深度 0.55 m の有機質砂質シルト層から採取した木片を対象として、放射性炭素年代測定を実施した。コア深度 0.34 m およびコア深度 0.55 m から採取した木片の放射性炭素年代は、それぞれ  $>43500$  BP (暦年較正不可)、 $43120 \pm 580$  BP (46.3 cal kBP, 2 $\sigma$  範囲 : 47600–45200 cal BP) を示す。

【TKC-7】TKC-7 コアは B4 測線上の水深 22.8 m 付近において採取した。コア長は 0.92 m であり、すべての区間が堆積ユニット a1 に区分される。本堆積物コアは、葉理構造が発達した淘汰のよい極細粒砂および細粒砂によって構成される。コアの下部には貝殻片濃集層が挟在する（深度 0.84–0.79 m, 0.75–0.74 m, 0.57–0.55 m）。コア深度 0.63 m から採取した二枚貝を対象として放射性炭素年代測定を実施し、 $1980 \pm 30$  BP (1.54 cal kBP, 2 $\sigma$  範囲 : 1630–1420 cal BP) の年代値を得た。

【TKC-8】TKC-8 コアは B7 測線上の水深 36.8 m 付近において採取した。コア長は 1.65 m であり、すべての区間が堆積ユニット a1 に区分される。本堆積物コアは、葉理構造が発達した淘汰の良い細～極細粒砂によって構成される。コア深度 0.61–0.56 m の区間には葉理が発達したシルト質砂層が挟在し、コア深度 0.24 m にはパッチ状にシルト層が挟在する。また、火山灰濃集層が複数枚認識できる。火山灰濃集層の層厚はコア深度 1.20–1.18 m の区間が 2 cm であり、他の層準では層厚 5 mm 以下である。すべての火山灰濃集層に共通して、火山灰層は中粒砂サイズの軽石を主体とする。コア深度 1.20–1.18 m の区間の火山灰層に含まれる構成粒子の特徴は、白色で細かく発泡した長柱状の形状を含む火山ガラス（軽石）が主体で、まれに軽石に付着する角閃石の結晶が認められた。コア基底部、およびコア深度 1.32 m から得た火山ガラス（水和層の影響を除くため 400°C、12 時間処理：中村・他, 2002）の屈折率は、1.488–1.496 (モード値は 1.491–1.492) であった(表 7)。岩石学的特徴および火山ガラスの屈折率にもとづいて、

この火山ガラスは有珠 b (Us-b : 町田・新井, 2003 ; 中村・他, 2002) に対比できる。ただし、同様の岩石学的特徴を有する火山灰濃集層は、平行葉理を伴って繰り返し挟在する。よって、本調査で採取した堆積物コア中の火山灰濃集層は、Us-b が二次堆積して形成されたと推察される。コア深度 1.29 m から採取した二枚貝を対象として放射性炭素年代測定を実施し、 $1190 \pm 30$  BP (730 cal BP,  $2\sigma$  範囲 : 800–660 cal BP) の年代値を得た。

### (3) 堆積環境

本調査で採取した堆積物コア試料は、上述のように 3 つの堆積ユニットに区分できる（下位から、堆積ユニット b, 堆積ユニット a2, 堆積ユニット a1）。堆積物コア試料の観察、層序にもとづいて、各堆積ユニットの堆積環境を次のように解釈した。

堆積ユニット b：本堆積ユニットは TKC-4 地点（水深 20.7 m）で採取した堆積物コアのみで確認できた。音波探査記録断面と比較すると本堆積ユニットは B1 層に対比される。本堆積ユニットは、締まった有機質シルト層と、木片を含み斜交層理が発達する極細砂層の互層からなる。本堆積ユニットに貝化石は認められない。有機質シルト層は、褐色で、細粒な有機質物質が濃集している。また、極細粒砂層には、斜交層理が発達し、木片が含まれている。これらの特徴は、堆積勾配が小さい河川等の流れの影響下にある氾濫原を示唆する。また、本堆積ユニットに含まれる植物化石は 46.3 cal kBP の放射性炭素年代値を示す。この年代値は、海洋酸素同位体曲線（例えば Lisiecki and Raymo, 2005）を参考にすれば、海洋酸素同位体ステージ（MIS）3 に相当する。音波探査記録断面によれば、本堆積ユニットに対比される B1 層の層厚は 15 m 程度に達している。従って、本調査で採取できた範囲は、本堆積ユニットの最上部に相当する。また、本堆積ユニットは、侵食面を介して上位の堆積ユニット a1（完新世の外浜砂層）に覆われる。すなわち、本堆積ユニットは、後氷期の海進に伴う削剥を受けている可能性が高い。よって、本堆積ユニットは、MIS 3 を含む後期更新世に形成されたと推察される。以上をまとめると、本堆積ユニットは後期更新世に形成された氾濫原堆積物であり、その上部は削剥を受けていると解釈される。

堆積ユニット a2：本堆積ユニットは、TKC-1 地点（水深 14.3 m）および TKC-3 地点（水深 21.0 m）において採取した堆積物コアで確認できた。音波探査記録断面と比較すると、本堆積ユニットは A 層下部に対比される。また、TKC-4 地点では、堆積ユニット b に堆積ユニット a1 が累重しており、本堆積ユニットは欠落している。よって、本堆積ユニットの分布は断片的であると判断される。本堆積ユニットは、貝殻を含む礫質支持の砂礫層からなる。貝殻を含む礫層は、暴浪時に波浪の影響を強く受けて形成された下部外浜、または海面上昇に伴う海進時に波浪の影響を受けて形成されたラグ堆積物であると推察される。すなわち、強い波浪によって削剥を受けた堆積物のうち、運搬されにくく礁や貝殻が残留して地層を形成したと解釈される。本堆積ユニットに含まれる貝化石の放射性炭素年代は、4.16 cal kBP（TKC-1 地点、コア深度 60～75 cm）および 7.35 cal kBP（TKC-3 地点、コア深度 90 cm）を示す。これらの貝化石は再堆積している可能性が高いため、本堆積ユニットを構成する碎屑物は、少なくとも 4.16–7.35 cal kBP 以降においても侵食・堆積作用を受けたと推察される。本調査では本堆積ユニットを貫いた堆積物試料を採取することができなかったため、本堆積ユニットはさらに古い地層を含む可能性がある。ただし、音波探査記録からは本堆積ユニットは B1 層に海進に伴う侵食面を介して累重すると判断される。よって、本堆積ユニットの形成時期は、少なくとも後氷期の海進に伴う侵食面の形成後と判断される。以上をまとめると、本堆積ユニットは後氷期の海進時の侵食面の形成中またはその後に形成された堆積物であり、強い波浪の影響を受けながら形成されたと判断される。

堆積ユニット a1：本堆積ユニットは、すべての掘削地点で確認できた。音波探査記録と比較すると、本堆積ユニットは A 層に対比される。また、本堆積ユニットは海底面直下に分布しているため、現在も堆積が進行していると判断される。本堆積物は、貝殻を含み、葉理構造の発達した淘汰のよい極細粒～細粒砂層からなる。葉理構造の発達した淘汰のよい極細粒～細粒砂層は、静穏時波浪限界よりも深い海域で形成されたと推察される。また、本調査の対象海域においては、底質の空間分布や現世の堆積様式が検討されている（Noda and TuZino, 2010）。こ

れによれば、本調査海域（広尾沖）には淘汰が良い極細粒砂～細粒砂が分布している。これらは、十勝川と歴舟川が供給する大量の碎屑性粒子が波浪・沿岸流によって移動・再堆積した堆積物である可能性がある。また、本堆積ユニットから産出した貝化石の放射性炭素年代は、1.54 cal kBP（TKC-7 地点、コア深度 63 cm）および 0.73 cal kBP（TKC-8 地点、コア深度 1.29 m）を示す。さらに、本堆積ユニットからは、AD1663（283 cal BP）に噴出した Us-b に対比される火山灰濃集層が確認された（TKC-8 地点）。これらの年代値および火山灰は、いずれも完新世後期の高海面期に相当する。ただし、本堆積ユニットは A 層に対比されるため、本堆積ユニットと A 層の層厚はほぼ等しいと考えられる。音波探査記録によれば、TKC-7 地点および TKC-8 地点における A 層の層厚はそれぞれ 7.5 m および 18.5 m 程度である。よって、本調査で採取した堆積物コア試料は、これらの地点における本堆積ユニットの堆積物の最上部に相当する。すなわち、これらの地点における本堆積ユニットは、1.54–0.73 cal kBP よりも以前から継続して堆積していたと判断される。また、音波探査記録をみると、本堆積ユニットは B1 層に海進に伴う侵食面を介して累重している。よって、本堆積ユニットの形成時期は、少なくとも後氷期の海進に伴う侵食面の形成後と判断される。以上をまとめると、本堆積ユニットは後氷期の海進時の侵食面の形成後に形成された堆積物であり、波浪や沿岸流の影響を受けながら形成されたと判断される。

#### （4）堆積ユニットと音響層序の対比にもとづく堆積体の形成年代

採取した堆積物コア試料の観察結果、年代測定結果、音波探査記録との対比を総合して、音波探査にもとづいて区分した層序の堆積環境および堆積年代を検討した。なお、本調査において採取できた堆積物は、B1 層および A 層に相当するため、以下ではこれらの層について述べる。

**【B1 層の形成年代】**B1 層に対比される堆積ユニット b は MIS 3 に相当する放射性炭素年代（46.3 cal kBP）を示す氾濫原堆積物を含んでいる。TKC-4 地点における B1 層の層厚は 15 m 程度であるが、本調査ではその最上部の 38 cm 程度が採取できた。よって、本調査では、B1 層基底付近の堆積環境や堆積年代を直接的に検討することはできない。他方で、音波探査記録によれば、B1 層は 1 回の海

水準変動サイクル（1回の海水準上昇と1回の海水準低下）で形成された特徴を示している。本調査で確認できたMIS 3の堆積物を含む海水準変動サイクルは、MIS 6/5境界からMIS 2/1境界までの期間の海水準変動サイクルに対比される。B1層基底面の形成年代をMIS 6/5境界（130 ka, Lisiecki and Raymo, 2005）と仮定すれば、TKC-4地点におけるB1層の平均堆積速度は約0.18 m/kyと見積もられる。B1層は侵食面を介してA層に覆われているため、B1層は削剥を受けた可能性が高い。B1層がMIS 2/1境界（14 ka, Lisiecki and Raymo, 2005）まで一定の堆積速度で形成され続けたと仮定すれば、TKC-4地点においてB1層が削剥された層厚は約5.8 mと見積もることができる。ただし、B1層の堆積速度や削剥された層厚は海域によって変化する可能性が高い。

**【A層の形成年代】**A層は侵食面を介してB層に累重しており、堆積ユニットa2（4.16–7.35 cal kBPの放射性炭素年代を示す）および堆積ユニットa1（1.54–0.73 cal kBPの放射性炭素年代を示す）を含んでいる。また、TKC-8地点においては、堆積ユニットa1の最上部からAD 1663に噴出したテフラ（Us-b）の再堆積層が確認できた。陸側の底質採取地点（TKC-1, TKC-3）においては、A層の最下部は貝殻の混じった礫質支持の礫層によって構成された堆積ユニットa2からなる。堆積ユニットa2を構成する礫層は、削剥された堆積物のうち運搬されにくい礫が選択的に取り残されて形成された地層である可能性がある。ただし、同様に陸側の底質採取地点であるTKC-4においては、堆積ユニットa2が欠落している。そのため、堆積ユニットa2の分布は断片的であると判断される。なお、沖側の底質採取地点（TKC-7, TKC-8）においては、A層を貫く堆積物コア試料を採取できなかつたため、堆積ユニットa2の分布の有無は不明である。以上のことから、A層/B1層境界の侵食面は、礫以上の碎屑物を運搬可能な強い波浪の影響を受けながら形成されたと判断される。陸側の海域においては、堆積ユニットa2中の貝化石が示す4.16–7.35 cal kBPの放射性炭素年代以降にA層/B1層境界の侵食面が更新された可能性がある。他方、沖側の海域では、後氷期の海水準上昇中の期間に、その地点が海平面下に没してから強い波浪の影響を受ける限界の水深に至る間に、A層/B1層境界の侵食面が形成されたと判断される。すなわち、A層/B1層境界の侵食面の形成された年代は、A層/B1層境界面の

標高が低いほど古く標高が高いほど新しいことになる。例えば、TKC-8 地点における A 層／B1 層境界面の標高は約-55 m である。十勝平野沖における相対的海水準変動曲線は現時点では得られていない。そのため、以下の海水準変動に関する議論では、後氷期における氷床および海水量の増減に伴う地殻変動が小さな領域である中米バルバドスにおいて精度良く推定された相対的海水準変動曲線 (Peltier and Fairbanks, 2006) を参考にした。これによれば、海水準が標高-55 m を上回るのは 11.5 ka である。よって、TKC-8 地点においては、A 層／B1 層境界面が形成されたのは 11.5 ka 以降と推察される。沖側の海域 (TKC-7 地点, TKC-8 地点) においては、A 層最上部において堆積ユニット a1 を採取できた。堆積ユニット a1 は海底面直下に分布しているため、現在も堆積が進行していると推察される。TKC-7 地点では、海底面下 0.63 m の層準から産出した貝化石が 1.54 cal kBP の放射性炭素年代を示す。TKC-8 地点では、海底面下 1.29 m の層準から産出した貝化石が 0.73 cal kBP の放射性炭素年代を示す。0.00 cal kBP は AD 1950 に相当するため、掘削時 (AD 2018) を -0.07 cal kBP として海底面付近における A 層の平均堆積速度を求めるとき、TKC-7 地点および TKC-8 地点における平均堆積速度は、それぞれ 0.39 m/ky および 1.61 m/ky と算出される。TKC-7 地点および TKC-8 地点における A 層の層厚は、それぞれ 7.5 m および 18.5 m 程度である。そのため、海底面付近の平均堆積速度から外挿して A 層基底の年代を求めるとき、TKC-7 地点および TKC-8 地点における A 層基底の年代値は 19.2 ka および 11.5 ka と見積もられる。ただし、TKC-7 地点における議論では、再移動した貝化石の年代を測定した可能性があるため、実際の堆積速度よりも堆積速度を過小評価している可能性を否定できない。また、TKC-7 地点では 0.63 m の区間について平均堆積速度を求めており、そのため TKC-7 地点における平均堆積速度は、TKC-8 地点における 1.29 m の区間について求めた平均堆積速度よりも信頼性が低い。より信頼性の高い TKC-8 地点における議論を採用すれば、TKC-8 地点付近の海域における A 層／B1 境界面は 11.5 ka 以降に形成されたと推察され、その直後から現在まで A 層がほぼ連続的に形成されてきた可能性が高い。ただし、A 層の堆積速度、層厚、A 層／B1 境界面の形成年代は海域によって変化し、A 層の形成開始年代も海域によって異なると推察される。また、A 層基底付近の年代は A 層表層付近の堆積物にもとづいて検討したものであり、直接的

に A 層基底付近の堆積物を検討したわけではない。

## 4.まとめ

### 4.1 十勝平野断層帯（海域部）の位置・形状

本調査で実施した高分解能マルチチャンネル音波探査およびマルチチャンネル音波探査の解析結果、既存の海底地質図により示されている地質構造（辻野, 2011; 辻野・他, 2014）を総合的に解釈し、本海域における断層の位置、形状、活構造の連続性について議論する（図 11）。

本調査において実施したブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査では、陸域における十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部にあたる浅海域において、海底面下の地層の変形を追跡した。本調査で取得した探査記録断面によって、調査対象海域に南西側を相対的に沈降させる逆断層（F1 断層, F2 断層）が捉えられた。F1 断層および F2 断層は、後期更新世に形成された地層である B1 層を累積的に変位させる活断層である。F1 断層および F2 断層は最も陸側に設定した探査測線まで連続的に認識できるため、海岸線まで連続して分布し陸域の断層に接続している可能性が高い。F1 断層および F2 断層は、海底面付近において数条の断層に分岐している海域がある。F1 断層は B1 測線から B6 測線までは連続的に認識できるが、B7 測線に至っては認識できなくなる。F2 断層は B1 測線から B8 測線まで連続的に認識できる。

本調査において実施したウォーターガンを音源としたマルチチャンネル音波探査では、高分解能マルチチャンネル音波探査の実施範囲から沖側の海域を対象として、海底面下の地層の変形を追跡した。浅海域の探査と沖側の海域の探査は、それぞれ異なる音源による探査であるが、同一測線上（B8 測線および W1 測線）において実施した探査記録によって地質構造・層序を対比可能である。高分解能マルチチャンネル音波探査において確認した F2 断層は、W1 測線から W4 測線にかけて連続的に認識できるが、W5 測線に至って認識できなくなる。F2 断層は、B2 層および B1 層を累積的に上下変位させている。F2 断層の北東側には、F3 断層が並走している。F3 断層は、B2 層および B1 層基底面を累積的に屈曲させる活断層である。F3 断層は、W3 測線から W5 測線にかけて連続的に認識できるが、W6 測線に至って認識できなくなる。F2 断層および F3 断層の北東側には Fo 背斜が並走している。Fo 背斜は中期更新世以降の地層である B 層を累積的に変形させる活構造である。Fo 背斜は非対称性を有しており、南西側に逆断層（F2 断層および F3 断

層) を伴うため断層関連褶曲であると判断される。また、W6 測線から南東側の海域では、Fo 背斜の延長線上には C 層を褶曲変形させる伏在背斜が確認できるが、この背斜による変形は B1 層および B2 層においては確認できない。この伏在背斜は広尾沖背斜（辻野・他, 2014）に対比される可能性がある。Fo 背斜と伏在背斜の関係は本調査においては不明である。Fo 背斜の分布範囲は F2 断層および F3 断層の分布範囲と一致している。よって、Fo 背斜と F2 断層および F3 断層は一連の活構造であると推察される。以上のことから、F3 断層の延長線と W6 測線の交点付近が、一連の活構造の南端であると判断される。

以上をまとめると、F1 断層、F2 断層、F3 断層は、十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部に分布する活断層であると解釈される。また、Fo 背斜は F2 断層および F3 断層に伴う断層関連褶曲であり、これらの背斜と断層は一連の活構造であると解釈される。よって、本調査で明らかにした F3 断層の南端が一連の活構造の端点であると判断される。

十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部の海岸線から F3 断層の南端までを含む全長は約 33 km となる。陸域の光地園断層と海域延長部で明らかになった海底活断層（F3 断層南端）までを一連の活構造とすると、その全長は約 58 km となる。

## 4.2 十勝平野断層帯（海域部）の過去の活動

### (1) 活動時期

本調査で把握された十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部に分布する活構造は、中期更新世および後期更新世に形成された堆積層を変位させている。

本調査で取得したウォーターガンを音源とした音波探査記録によれば、F2 断層、F3 断層および Fo 背斜は B2 層および B1 層を累積的に変位させている。よって、少なくとも B2 層形成期間以降（中期更新世以降）には、一連の活構造が活動を繰り返してきたと推察される。

本調査で取得したブーマーを音源とした音波探査記録断面によれば、F1 断層および F2 断層は後期更新世の堆積物（B1 層）を累積的に上下変位させている。このことから、B1 層の形成期間中に、F1 断層および F2 断層による断層活動が 2 回以上存在したと判断される。一方で、F1 断層および F2 断層による変位は、B1 層上面および A 層においては確認できない。B1 层の上部は削剥を受けているため、B1 層上面の侵食面が形成されて以降、F1 断層および F2 断層による断層活動は存在しないと判断される。

前述のように、本調査結果から、後期更新世の堆積物である B1 層の形成期間中に 2 回以上の断層活動が存在したと判断される。B1 層基底面は MIS6/5 境界付近に対比されると判断され、その年代は Lisiecki and Raymo (2005) を参考にすると 130 ka と推定できる。よって、130 ka 以降に 2 回以上の断層活動があったと推察される。さらに、B3 測線における TKC-4 地点では、F1a 断層による B1 層の変形が確認できる。TKC-4 地点における底質採取調査によって採取した有機シルト層は変形を受けた B1 層に対比され、その放射性炭素年代は 46.3 cal kBP を示す。これらの結果は、46.3 cal kBP 以降に 1 回以上の断層活動があったことを示す。また、本調査では B1 層上面および A 層には断層による変位が確認できない。B1 層上面は、後氷期の海水準上昇に伴って形成された侵食面であると判断される。B8 測線において F2 断層付近の B1 层上面の侵食面の標高は約 -65 m である。B1 层上面の侵食面が後氷期の急速な海水準上昇とそれに伴う海進によって形成されたと仮定すれば、侵食面の標高は侵食面形成時の海水準の下限を与える。十勝平野沖における相対的海水準変動曲線は得られていないため、中米バルバドスにおいて推定された相対的海水準変動曲線 (Peltier and Fairbanks, 2006) を参考にすると、海

水準が標高－65 m を超えるのは 12.5 ka である。よって、B8 測線においては、12.5 ka 前後に B1 層上面の侵食面が形成され、それ以降には断層活動がなかったことになる。従って、最新活動は少なくとも 12.5 ka よりは前であると推察できる。一方でウォーターガンを音源とした探査測線のうち、陸棚上に B1 層が分布する海域に着目すると、B1 層上部の削剥が確認できる最も沖側の探査測線 (W4) においては、F3 断層付近の B1 層上面の侵食面は約－140 m である。この深度は最終氷期極相期 (LGM) において推定される海水準（例えば、Yokoyama *et al.*, 2000）と同程度である。よって、B1 層が F3 断層によって変位を受けた後、LGM に相当する時期に B1 層の表層が侵食を受けたと解釈できる。LGM に相当する時期を 19–21 ka (Yokoyama *et al.*, 2000) とすれば、最新活動は少なくとも 19 ka よりは前であると推察できる。ただし、W4 測線においては B1 層の層厚が薄いため、最新活動時期を詳細に議論するためにはウォーターガンを音源とした探査の分解能はやや不十分である可能性がある。なお、上記の海水準変動曲線を用いた議論において、十勝沖における地殻変動やハイドロアイソスタシー等の効果については考慮していない。

以上をまとめると、十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部における最新活動は、少なくとも 12.5 cal kBP 以前、少なくとも 46.3 cal kBP 以降にあったことになる。また、その 1 回前の断層活動は 130 ka 以降にあったと推察される。

## （2）活動区間

本調査結果によると、十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部には、活断層である F1 断層および F2 断層、および断層関連褶曲である Fo 背斜が分布している。F1 断層および F2 断層は最も陸側の探査測線まで連続的に分布していることから、海岸線まで延びて陸域の活断層に接続している可能性が高い。ただし、陸域の海岸線付近における十勝平野断層帯（光地園断層）の正確な断層トレースが把握されていないため、海岸線における F1 断層および F2 断層の位置は判断できない。F1 断層、F2 断層、および陸域の光地園断層は、いずれも北東－南西方向に延びており、南西側を沈降させる逆断層である。さらに、これらの断層の距離は 5 km 以内である。そのため、松田（1990）の基準に従えば、これらの活断層は同一の起震断層に伴うものと推察される。また、Fo 背斜は逆断層（F2 断層および F3 断層）

を伴う断層関連褶曲であり、F2 断層および F3 断層と一連の活構造であると判断される。

以上をまとめると、本調査で明らかにした海域における活構造（F1 断層、F2 断層、F3 断層、Fo 背斜）、および陸域の光地園断層は、活動区間として一連となる可能性がある。十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部における活構造の分布範囲にもとづくと、その断層長は 58 km の区間に分布する。

### （3）活動間隔

十勝平野断層帯（光地園断層）では、陸域において平均活動間隔についての直接的な検討が行われている。産業技術総合研究所（2013）は、最新活動が 31–12 ka の可能性があること、その 1 回前の活動が 54 ka 以前と推定されることを明らかにした。これらにもとづくと、平均活動間隔は 23–42 ky 以上である可能性がある。

光地園断層の海域延長部においては、本調査で取得されたブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査にもとづくと、F1 断層および F2 断層は B1 層（後期更新世の堆積物）を累積的に上下変位させている。活動時期の項で述べた通り、B1 層基底面の形成年代を MIS6/5 境界（130 ka, Lisiecki and Raymo, 2005）とすれば、130 ka 以降に 2 回以上の断層活動があったことになる。また、最新活動時期は少なくとも 12.5 cal kBP 以前、少なくとも 46.3 cal kBP 以降にあったと推察される。

以上の結果にもとづいて、130 ka から 12.5 cal kBP の期間に少なくとも 2 回の断層活動があったと判断できる。よって、平均活動間隔は 59 ky 程度以下と見積もられる。

一方で、陸域における光地園断層から本調査における F2 断層の南端までが連続しているものと仮定すると、その断層長は約 58 km となる。この断層長から、松田（1975）の経験式（1） $\log L = 0.6M - 2.9$ 、（2） $\log D = 0.6M - 4.0$  を用いると、断層全体における 1 回の活動に伴う断層の変位量は約 4.6 m と計算される。ここで L は 1 回の地震で活動する断層の長さ（km）、M はその時のマグニチュード、D は 1 回の活動に伴う変位量（m）である。また、松田・他（1980）の経験式（3） $D = 0.1L$  を用いると断層全体における 1 回の活動に伴う断層の変位量は約 5.8 m と計算される。

ブーマーおよびウォーターガンを音源とした音波探査を同一測線上で実施した探査測線（B8 測線および W1 測線）においては、B1 層基底面の F2a 断層および F2b 断層による上下変位が良好に捉えられている。これによれば、B1 層基底面の上下変位量は約 14 m である。前述のように、B1 層基底面の形成年代を 130 ka とすれば、B1 層形成開始以降における平均上下変位速度は約 0.11 m/ky と算出される。この値と、前述の 1 回の活動に伴う断層の変位量にもとづくと、平均活動間隔は 42–53 ky と見積もられる。

#### （4）1回の変位量

十勝平野断層帯（光地園断層）では、陸域において 1 回の変位量に関する直接的な検討が行われている。産業技術総合研究所（2013）によれば、2 地点で実施したトレーンチサイトにおける 1 回の上下変位量がそれぞれ 3 m および 5 m であったことを明らかにしている。これによれば、1 回の上下変位量は 3–5 m と考えられる。

光地園断層の海域延長部においては、本調査における B8 測線において、F2a 断層および F2b 断層が B1 層を累積的に上下変位させている。追跡可能な反射面のうち、最上位の反射面の上下変位量は約 6.5 m と見積もられる。また、前述のように、B1 層基底面の上下変位量は約 14 m と見積もられる。B1 層の形成期間中における活動回数は 2 回以上であると推察される。B1 層形成期間中の活動回数を 2 回と仮定すれば、最新の断層活動による上下変位量は 6.5 m、その 1 つ前の断層活動による上下変位量は 7.5 m と求めることができる。よって、1 回の上下変位量は 6.5–7.5 m と推定される。ただし、B1 層形成期間中の活動回数は直接的には検討できていない。そのため、B1 層形成期間中の活動回数が 2 回よりも多い可能性があるため、求めた上下変位量は最大見積もりである。

他方で、（3）平均活動間隔で述べたように、陸域における光地園断層から本調査における F2 断層の南端までが連続しているものと仮定した場合、松田・他（1980）の経験式にもとづくと 1 回の断層活動の変位量は 5.8 m と算出される。

#### （5）平均変位速度

十勝平野断層帯（光地園断層）では、陸域においては 1 回の活動に伴う上下変位

にもとづいて、平均上下変位速度が 0.1–0.2 m/ky と推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。

光地園断層の海域延長部においては、F2a 断層および F2b 断層が、後期更新世に形成された B1 層の基底面を上下に約 14 m 変位させている。B1 層基底面の形成年代を MIS6/5 境界（130 ka）とすれば、F2a 断層および F2b 断層に伴う平均上下変位速度は 0.11 m/ky と見積もられる。

### 4.3 評価のまとめ

本断層帯海域延長部の調査結果を表8にまとめて示す。

#### 【平均変位速度】

十勝平野断層帯（光地園断層）では、陸域においては1回の活動に伴う上下変位にもとづいて、平均上下変位速度を0.1–0.2 m/kyと推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）。

本調査で対象とした光地園断層の海域延長部においては、本調査で存在が確認されたF2a断層およびF2b断層が、後期更新世に形成されたB1層の基底面を約14m上下変位させている。B1層基底面の形成年代をMIS6/5境界(130 ka)とすれば、F2a断層およびF2b断層に伴う平均上下変位速度は0.11 m/kyと見積もられる。

#### 【活動時期】

本調査で把握された十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部に分布する活構造は、中期更新世および後期更新世に形成された堆積層を累積的に変位させていく。よって、少なくとも中期更新世以降には一連の活構造が繰り返し活動してきたと推察される。

本調査におけるF1断層およびF2断層は後期更新世の堆積物（B1層）を累積的に上下変位させている。このことから、B1層の形成期間中に、F1断層およびF2断層による断層活動が2回以上存在したと判断される。B1層上面およびA層には変位が確認できないため、少なくとも12.5 ka以降には断層活動はなかったと判断される。また、B1層上部の断層変位を受ける層準が46.3 cal kBPの年代値を示すことから、少なくとも12.5 ka以前、少なくとも46.3 cal kBP以降に断層活動があったと推察される。また、その1回前の断層活動は、130 ka以降にあった可能性がある。

#### 【1回の変位量】

十勝平野断層帯（光地園断層）では、陸域において1回の変位量は3–5 mと推定されている。

本調査におけるF2a断層およびF2b断層は、後期更新世に形成された地層（B1層）を累積変位させているため、後期更新世において2回以上の活動が存在したと

判断される。B1 層上部においては上下に約 6.5 m 変位する層準が認められ、B1 層基底面は上下に約 14 m 変位している。B1 層の形成期間中に 2 回の断層活動があったと仮定すれば、1 回の上下変位量は 6.5–7.5 m となる。ただし、B1 層形成期間中における断層活動は 2 回よりも多かった可能性は否定できない。そのため、この値は最大見積もりである。

他方で、陸域における光地園断層から本調査における F3 断層の南端までが連続しているものと仮定すると、松田・他（1980）の経験式にもとづいて断層長から算出される変位量は 5.8 m となる。

#### 【平均活動間隔】

十勝平野断層帯（光地園断層）では、陸域における平均活動間隔は 23–42 ky 以上である可能性がある。

本調査においては、後期更新世の堆積物である B1 層の形成開始以降、後氷期の海水準上昇に伴う海進による侵食面形成までに、少なくとも 2 回の断層活動が明らかになった。130–12.5 ka に少なくとも 2 回の断層活動があったとすれば、平均活動間隔は 59 ky 程度以下となる。

他方で、陸域における光地園断層から本調査における F3 断層の南端までが連続しているものと仮定すると、松田・他（1980）の経験式から算出された断層の変位量 4.6 m という値と、130 ka に形成された B1 層基底面が上下に 14 m 変位していることを考慮すると、平均活動間隔は 42 ky と見積もられる。

#### 【活動区間】

本調査範囲においては、十勝平野断層帯（光地園断層）の海域延長部において、陸域の光地園断層と調和的な走向・傾斜を持つ F1 断層および F2 断層が認識される。これらの活断層は、中期更新世から後期更新世に形成された堆積物を累積的に変位させている。F1 断層および F2 断層は、最も陸側に設定した調査測線まで連続的に認識されるため、海岸線まで連続して分布し、陸域の断層に接続している可能性が高い。また、沖側の海域においては、F2 断層に伴う断層関連褶曲である Fo 背斜が認識される。これらの一連の活構造を追跡していくと、F2 断層および Fo 背斜に伴う中期更新世以降の堆積物の変形は、海岸線から約 38 km の海域に至って構

造的には認識できなくなる。よって、一連の活構造の南端はこの領域であると判断される。すなわち、海岸線から海域に延びる一連の活構造の長さは 38 km となる。十勝平野断層帯（光地園断層）の陸域から海域延長部における活構造が一連のものとすると、その総延長は 58 km となる。

## 文献

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）：十勝平野断層帶の評価. 23pp.

Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $d^{18}\text{O}$  records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

町田 洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 336pp.

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, 第2輯, 28, 269-283.

松田時彦（1990）：最大地震規模による日本列島の地震分布図. 地震研究所彙報, 65, 289-319.

松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文（1980）：1986年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙報, 55, 795-855.

本山 功（2004）GH03 航海により道東沖太平洋海底から採取された岩石試料の放散虫化石による年代分析. 片山 肇編「千島弧-東北日本弧会合部の海洋地質学的研究」平成15年度調査概要報告書 -釧路沖・日高沖海域-, 地質調査総合センター速報, no.30, 112-114.

中村有吾・片山美紀・平川一臣（2002）：水和の影響を除去した北海道の完新世テフラガラス屈折率. 第四紀研究, 41, 11-22.

Noda, A. and TuZino, T. (2010) : Shelf-slope sedimentation during the late Quaternary on the southwestern Kuril forearc margin, northern Japan, *Sedimentary Geology*, 232, 35-51.

Peltier, W.R., and Fairbanks, R.G. (2006) : Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3322-3337.

Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C. Buck, C. E., Cheng,

H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Hogg, A. (2013) : IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869-1887.

産業技術総合研究所（2013）：十勝平野断層帯（光地園断層）の活動性および活動履歴調査。「活断層の補完調査」成果報告賞 No.H24-1. 25pp.

石油公団（1983）：基礎試錐「十勝沖」調査報告書（平成 57 年度），石油公団.

Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) : Extended C-14 Data-Base and Revised CALIB 3.0 C-14 Age Calibration Program. Radiocarbon, 35, 215-230.

辻野 匠（2011）：釧路沖海底地質図. 海洋地質図, no. 73 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

辻野 匠・井上卓彦・荒井晃作（2014）：襟裳岬沖海底地質図. 海洋地質図, no. 83 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

渡辺真人（2004）：GH03 航海により採取された試料の珪藻化石に基づく年代. 片山肇編「千島弧-東北日本弧会合部の海洋地質学的研究」平成 15 年度調査概要報告書 -釧路沖・日高沖海域-, 地質調査総合センター速報, no.30, 127-129.

Yokoyama, Y. and Lambeck, K., De Deckker, P, Johnston, P and Fifield, K. (2000) : Timing of Last Glacial Maximum from observed sea level minima. Nature, 406, 713-716.

表1 十勝平野断層帯（光地園断層）海域延長部の調査項目および数量

調査項目	数量	
	測線数（試料採取地点数）	距離
高分解能マルチチャンネル音波探査（ブーマー）	9 測線	67.1 km
マルチチャンネル音波探査（ウォーターガン）	8 測線	128 km
柱状採泥	5 地点	—

表 2 a 高分解能マルチチャンネル音波探査の仕様

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	ブーマープレート (AA200 : AAE 社製)
	出力	200 J
	周波数	0.5 ~ 5.0 kHz
	音源の深度	0.3 m
	船尾と音源の距離	30 m
	発振点間隔	2.5 m
受信部	受信器	ストリーマーケーブル (MicroEel : Geometrics 社製)
	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	40 m
収録部	探鉱機	24 bit (Geode : Geometrics 社製)
	記録方式	SEG-Y
	重合数	6
	サンプリング間隔	$0.125 \times 10^{-3}$ s
	記録長	0.3 s
測点間隔 (CMP 間隔)		1.25 m
測位		DGPS (R110 : Hemisphere GNSS 社製)
船速		約 3 knot

表 2 b マルチチャンネル音波探査の仕様

調査手法		マルチチャンネル音波探査
送信部	音源	ウォーターガン (15 inch <sup>3</sup> ) (S-15型: Sercel社製)
	気室内部の圧力	13.1 ~ 13.3 MPa
	卓越周波数	50 ~ 120 Hz
	音源の深度	3.0 m
	船尾と音源の距離	40 m
	発振点間隔	5.0 m
受信部	受信器	ストリーマーケーブル (MicroEel: Geometrics社製)
	チャンネル数	12 ch
	チャンネル間隔	2.5 m
	受信器の深度	2.0 m
	船尾とニアチャンネルの距離	60 m
収録部	探鉱機	24 bit (Geode: Geometrics社製)
	記録方式	SEG-Y
	重合数	3
	サンプリング間隔	$0.5 \times 10^{-3}$ s
	記録長	2.0 s
測点間隔 (CMP間隔)		1.25 m
測位		DGPS (VS110: Hemisphere GNSS社製)
船速		約 3 knot

表3 高周波音源を用いた高解像度音波探査の仕様

調査手法	高解像度音波探査
音源	高周波音源（パラメトリック） (SES2000 : Innomar 社製)
ビーム幅	$\pm 1.8^\circ$
発振周波数	一次周波数： 約 100 kHz (85 ~ 115 kHz) 二次周波数： 5, 6, 8, 10, 12, 15 kHz
パルス幅	$0.066 \sim 0.500 \times 10^{-3}$ s
発振レート	最大 30 回 /s
探査可能海域	水深 5 ~ 200 m
探査可能深度	最大 40 m (海底面下)
垂直分解能	0.05 m 程度
動搖センサー	DMS-05 (Teledyne TSS 社製)
測位	DGPS (VS100 : Hemisphere GNSS 社製)

表 4 柱状採泥地点

採泥 試料名	作業日	貫入長 (cm)	採取長 (cm)	Section毎採取長(cm)			採泥点位置 (緯度経度)		採泥点位置 (第XIII系)		水深 (m)
				c.c.	sec. 1	sec. 2	北緯	東経	X座標(m)	Y座標(m)	
TKC-1	11/2	120	75	19	56	<del>XX</del>	42° 18' 8.634"	143° 21' 29.053"	-188,192.11	-73,539.09	14.3
TKC-3	11/3	230	93	21	72	<del>XX</del>	42° 15' 36.643"	143° 21' 34.136"	-192,882.61	-73,471.70	21.0
TKC-4	11/3	210	56	24	32	<del>XX</del>	42° 15' 30.088"	143° 21' 27.735"	-193,083.32	-73,620.51	20.7
TKC-7	11/3	190	92	<del>XX</del>	92	<del>XX</del>	42° 15' 4.392"	143° 22' 20.838"	-193,888.75	-72,411.63	22.8
TKC-8	11/4	330	164	15	88	61	42° 15' 13.130"	143° 26' 58.844"	-193,681.91	-66,036.83	36.8

表 5 層序表

年代	地質時代	本調査	既存研究 *
2.58 1.81 0.01 (Ma)	第四紀 新第三紀 中新世 鮮新世 更新世 前期 中期 後期 	<b>A</b> 層 <b>B</b> 層 <b>B1</b> 層 <b>B2</b> 層 <b>C</b> 層	<b>Ta</b> <b>Tb</b> <b>Tc</b> <b>Td~Ti</b>

\* 釧路沖海底地質図 (辻野, 2011)

襟裳岬沖海底地質図 (辻野・他, 2014)

表 6 放射性炭素年代測定結果

Lab Code	Sample Code	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Calibrated Age ( $2\sigma$ cal BP)	Median probability (cal BP)
Beta-512739	TKC-1-24	TKC-1	0.60 – 0.75	shell	4110 ± 30	+1.11	4060 – 4280	4160
Beta-512740	TKC-3-3_90	TKC-3	0.90	shell	6830 ± 30	+0.44	7280 – 7420	7350
Beta-512741	TKC-4-2_34	TKC-4	0.34	wood	> 43500	-27.34	NA	NA
Beta-512742	TKC-4-2_55	TKC-4	0.55	organic sediment	43120 ± 580	-28.01	45200 – 47600	46300
Beta-512743	TKC-7_63	TKC-7	0.63	shell	1980 ± 30	+1.41	1420 – 1630	1540
Beta-512744	TKC-8_2_129	TKC-8	1.29	shell	1190 ± 30	+1.27	660 – 800	730

表7 火山ガラス屈折率、および火山灰の特徴

表8 十勝平野断層帯（海域部）の特性表

項目	従来評価	海域部の調査結果
1. 断層帯の位置・形態		
(1) 断層帯を構成する断層	光地園断層	広尾郡広尾町沖合の海底活断層
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 (北端) 北緯 42°31' 東経 143°10' (南端) 北緯 42°18' 東経 143°19' 長さ 約 26 km  地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 一般走向 N20°W 傾斜 北東傾斜 幅 不明	(北端) 陸域部に連続 (南端) 北緯 42°09' 東経 144°40' 約 33 km (海域部のみ)。全体では約 58 km  反射記録断面で得られた長さ・位置と同じ 0 km N60°W (海域部のみ)。全体では N45°W 北東傾斜 不明
(3) 断層のずれの向きと種類	北東側隆起の逆断層	北東側隆起の逆断層
2. 断層の過去の活動		
(1) 平均的なずれの速度	0.1 ~ 0.2 m/ 千年程度 (上下成分)	0.11 m/ 千年 (上下成分)
(2) 過去の断層活動	活動1 3万2千年前～1万2千年前 活動2 5万4千年前以前	活動1 46.3千年前～1.25千年 活動2 130千年前～46.3千年
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 3 m程度 平均活動間隔 2万3千年前～4万2千年以上	1回のずれの量 6.5～7.5 m (上下成分), または 5.8 m <sup>※1</sup>  平均活動間隔 5万9千年前程度以下 または 5万3千年 <sup>※2</sup>
(4) 過去の活動区間	活動区間 全体で1区間	全体で1区間
3. 断層帯の将来の活動		
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間 マグニチュード 1回のずれの量	断層帯全体で1区間 7.2程度 3 m程度 (上下成分)
備考		※ 1: 松田・他 (1980) の経験式にもとづいて、 断層長から算出した。 ※ 2: 平均変位速度と、松田・他 (1980) の経験式にもとづいて断層長から算出した1回の変位速度から求めた。 ※ 3: 松田 (1975) の経験式にもとづいて、断層長から算出した。

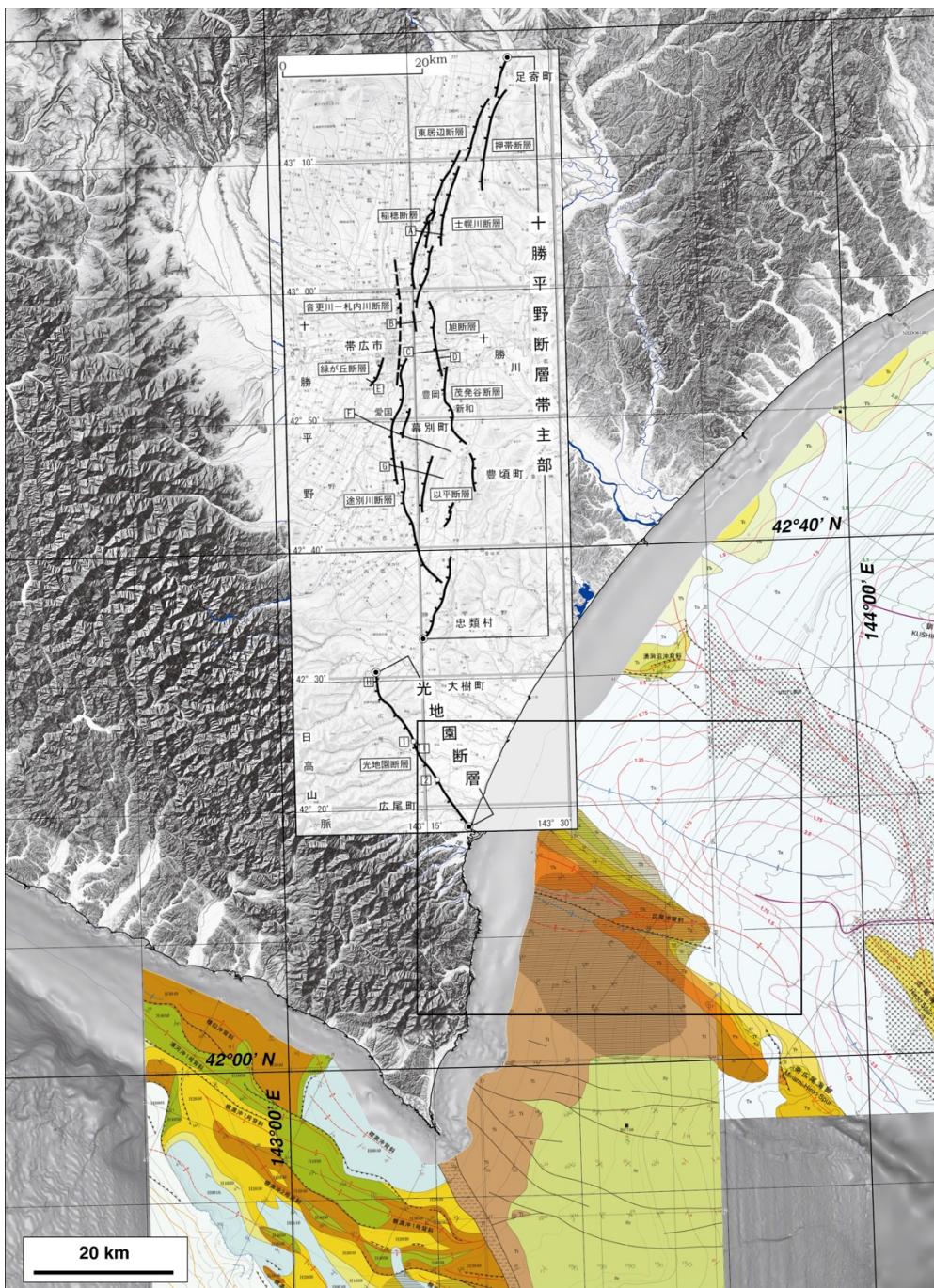


図1 十勝平野断層帯の概要図。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）および既存の海底地質図（辻野・2011；辻野・他, 2014）を重ねて作成。四角は図2の範囲。

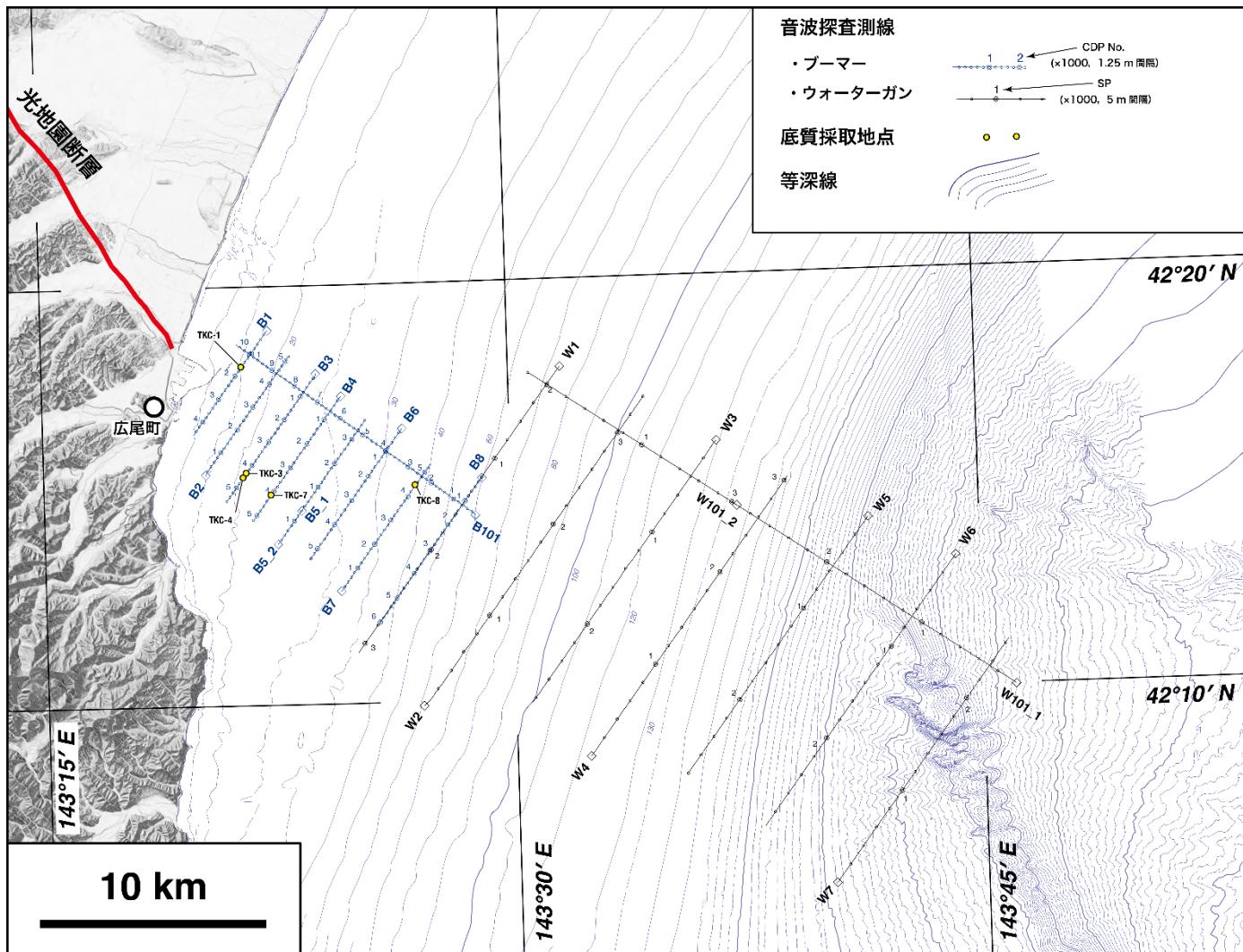


図 2 調査測線図および採泥調査地点位置。

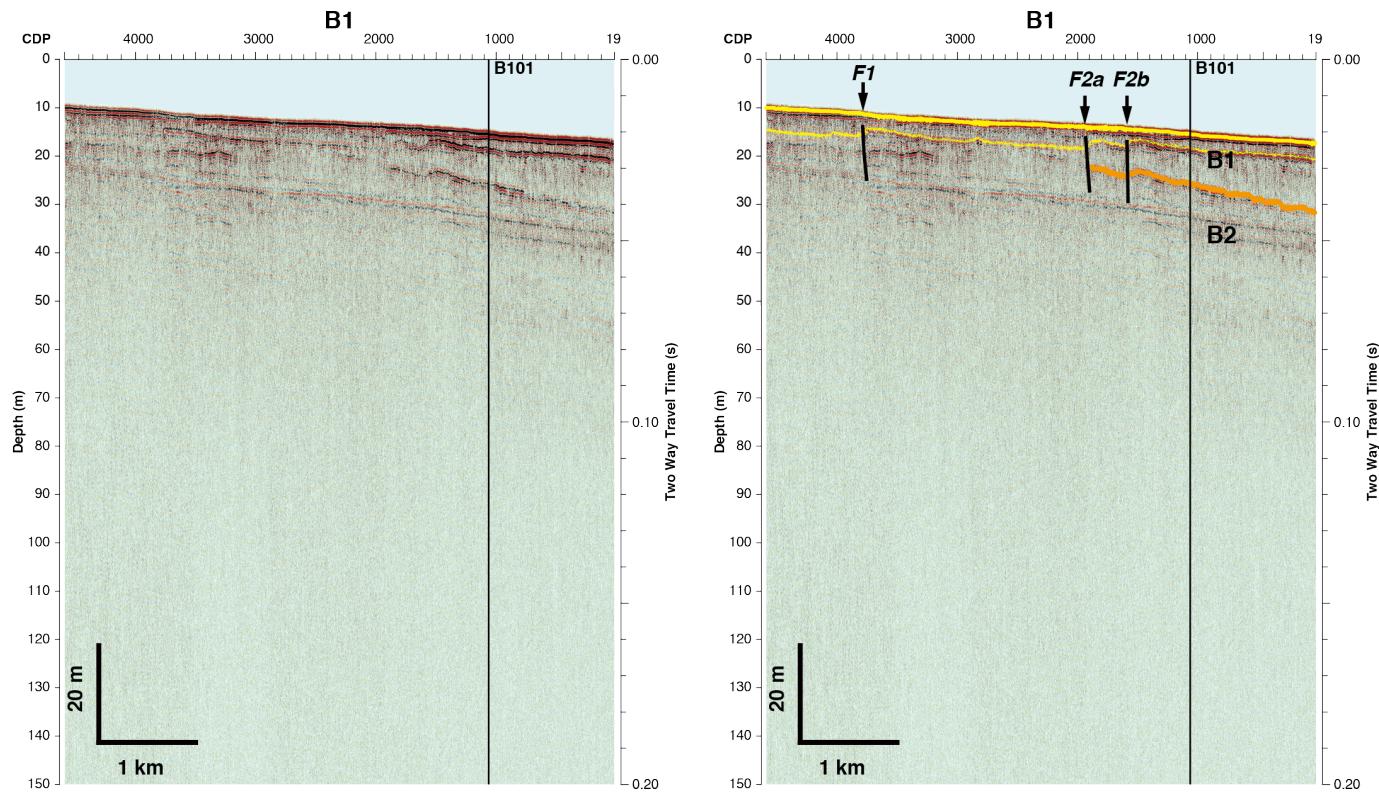


図 3－1 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B1 測線）。

（左：反射記録断面，右：解釈図）

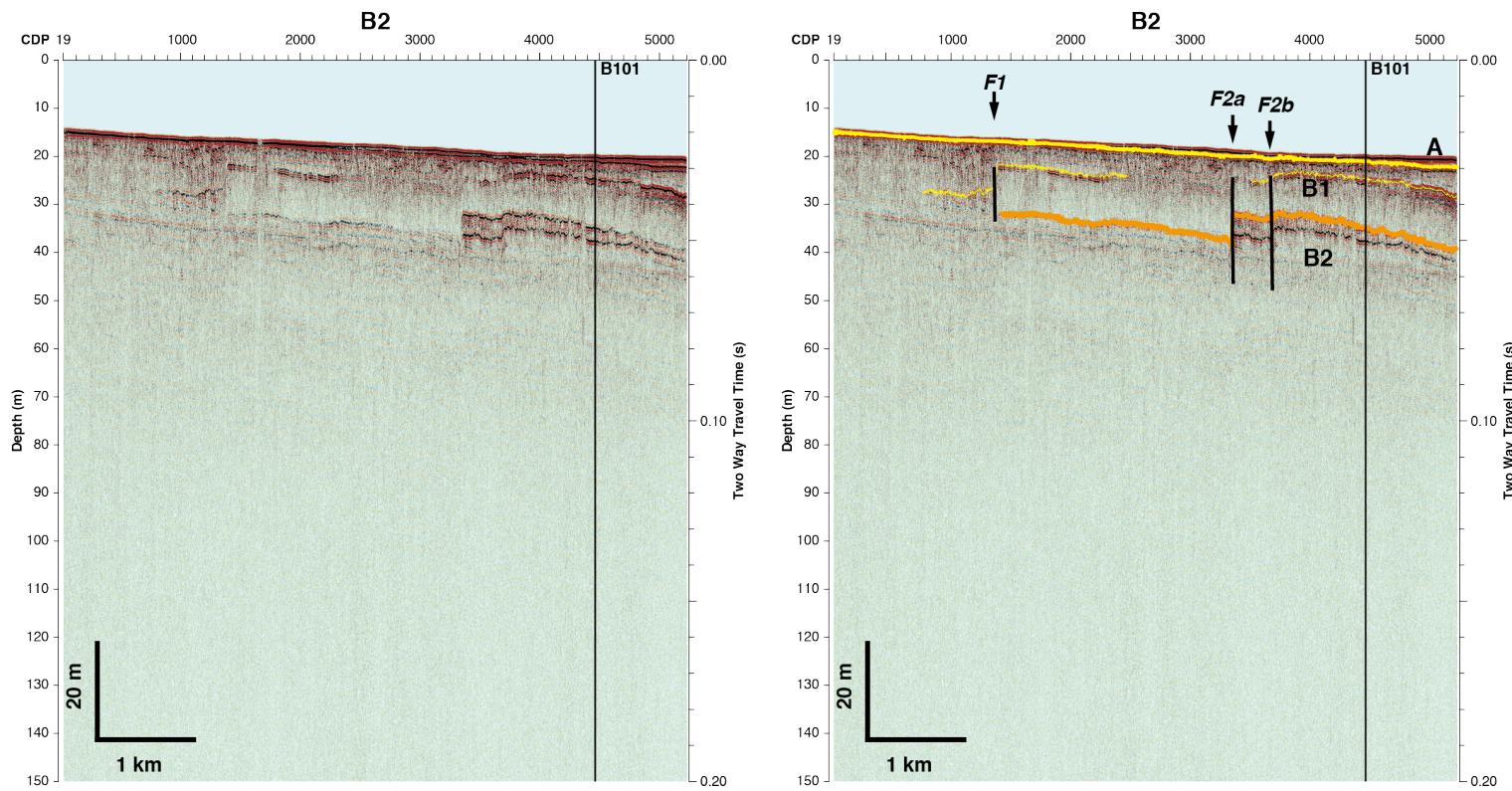


図 3－2 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B2 測線）  
 (左：反射記録断面，右：解釈図)

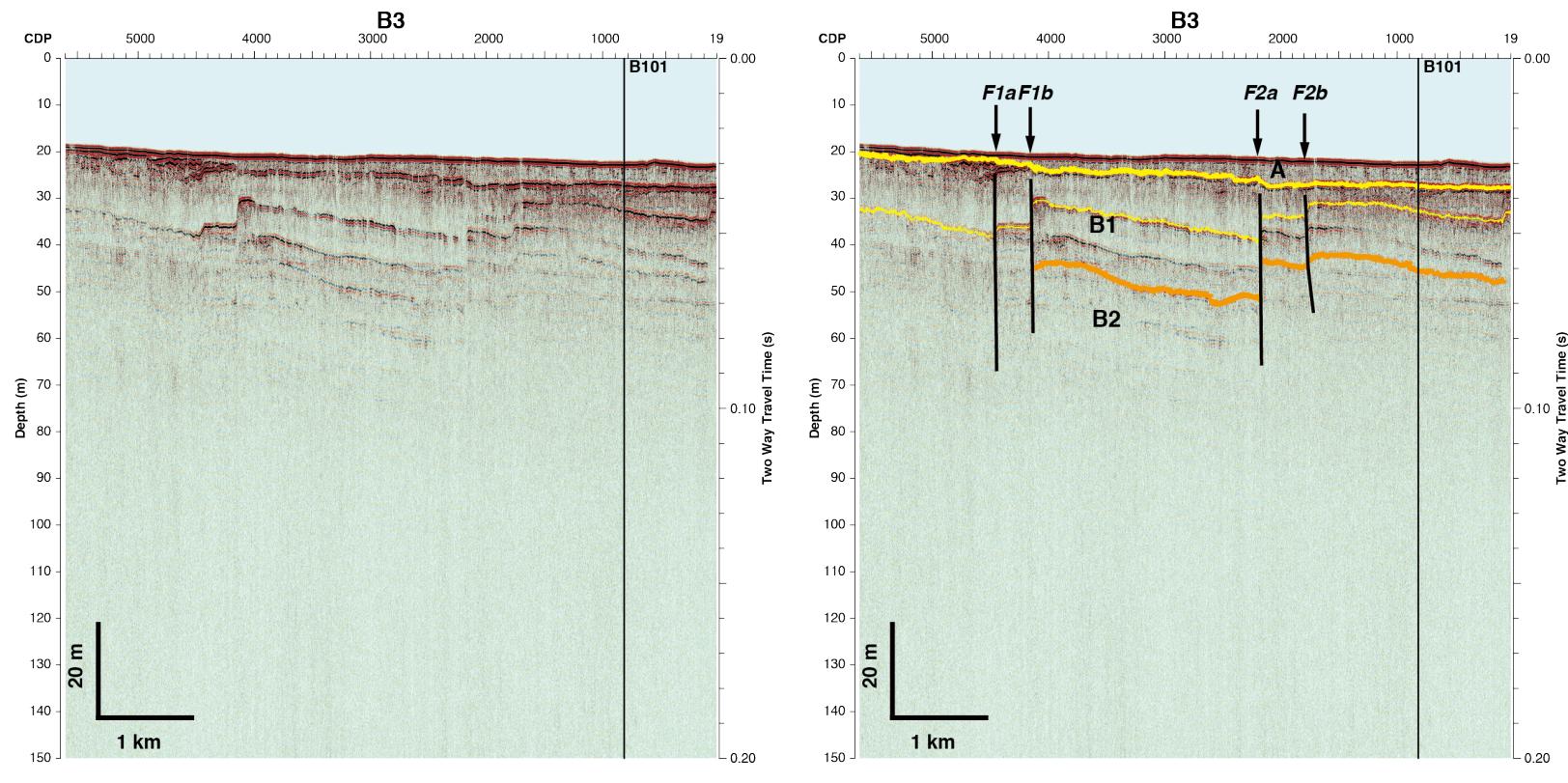


図 3－3 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B3 測線）。  
 (左：反射記録断面，右：解釈図)

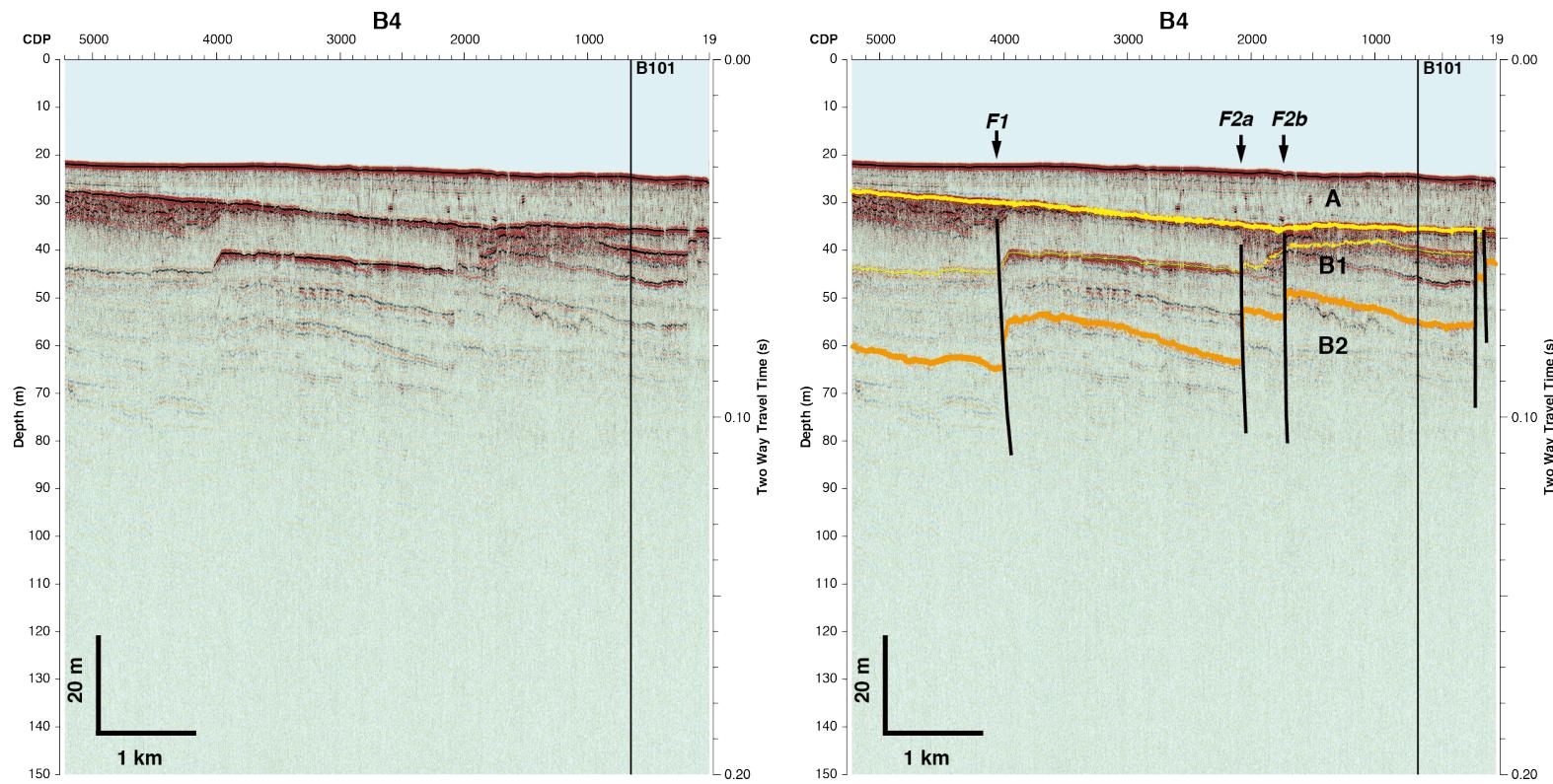


図3-4 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B4測線）。  
(左：反射記録断面，右：解釈図)

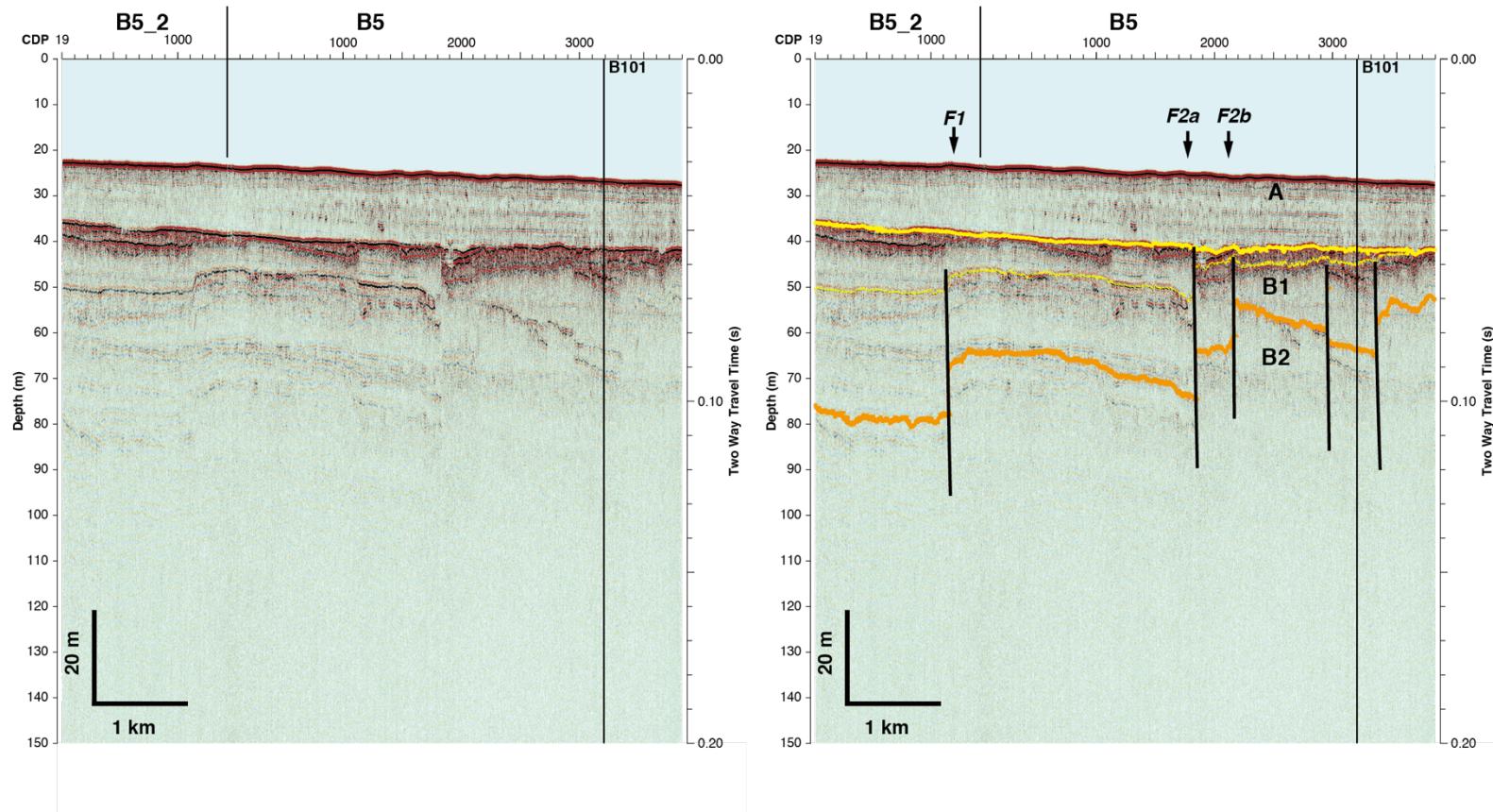


図 3－5 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B5 測線）  
 (左：反射記録断面，右：解釈図)

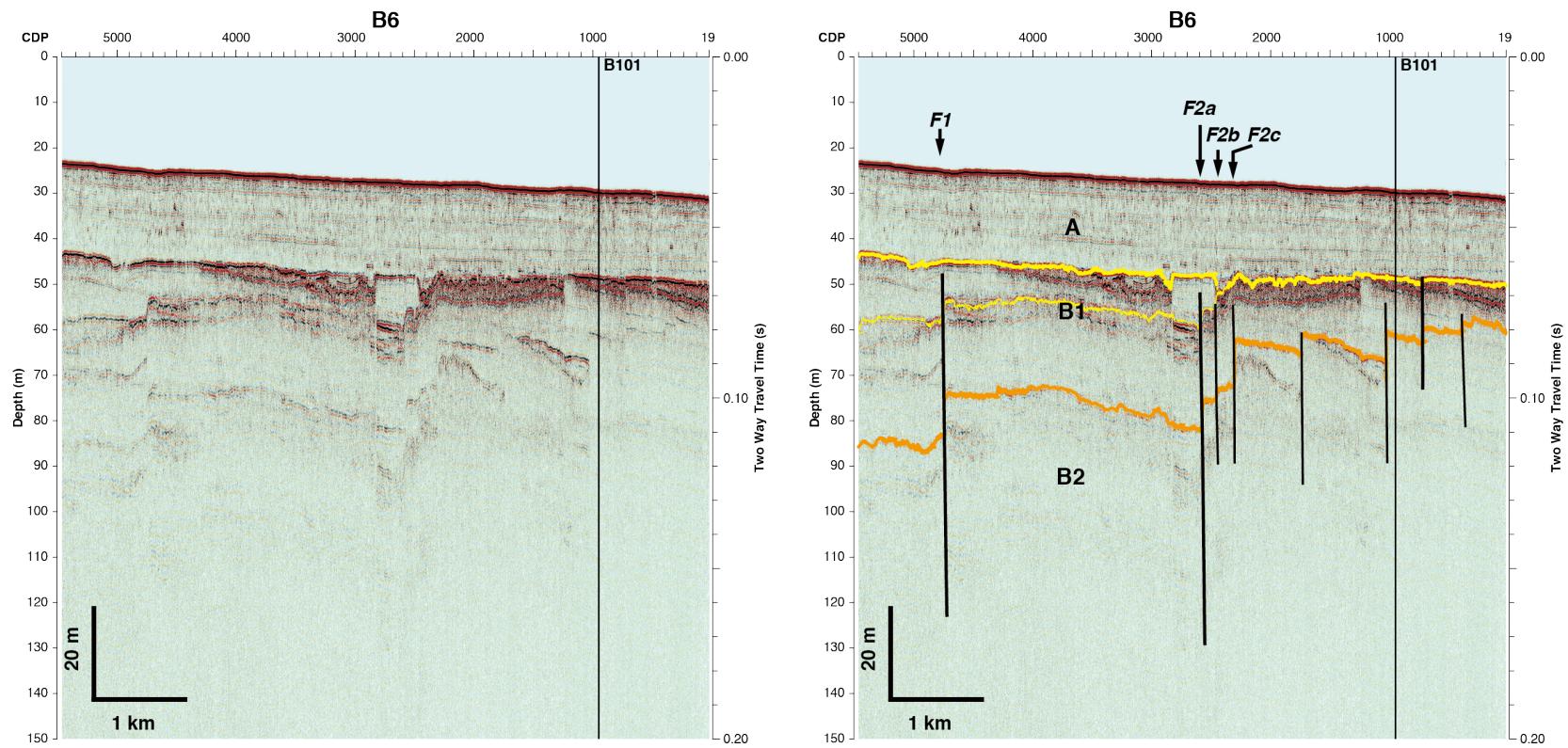


図3-6 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B6測線）  
(左：反射記録断面，右：解釈図)

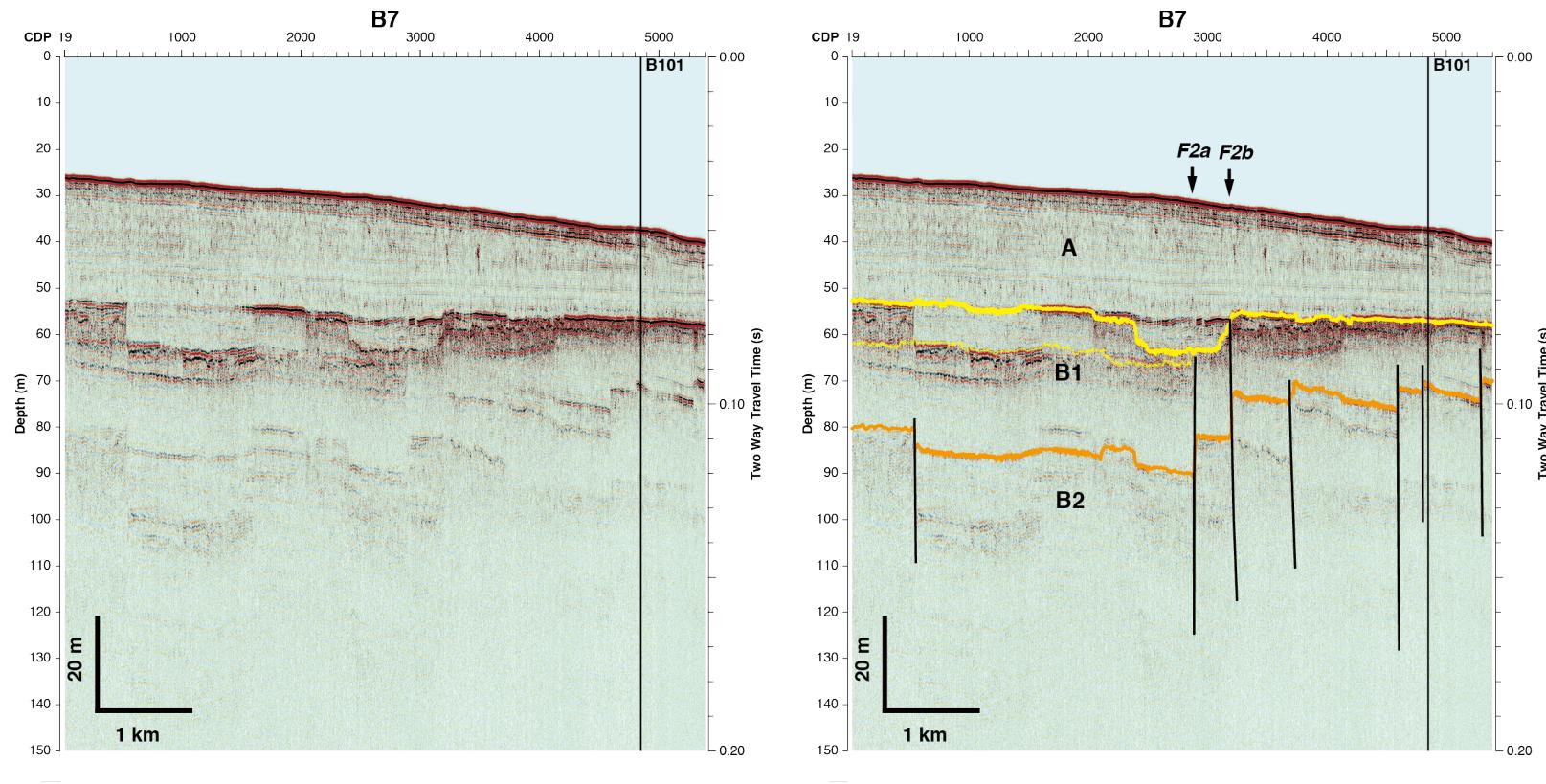


図 3－7 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B7 測線）。  
 (左：反射記録断面，右：解釈図)

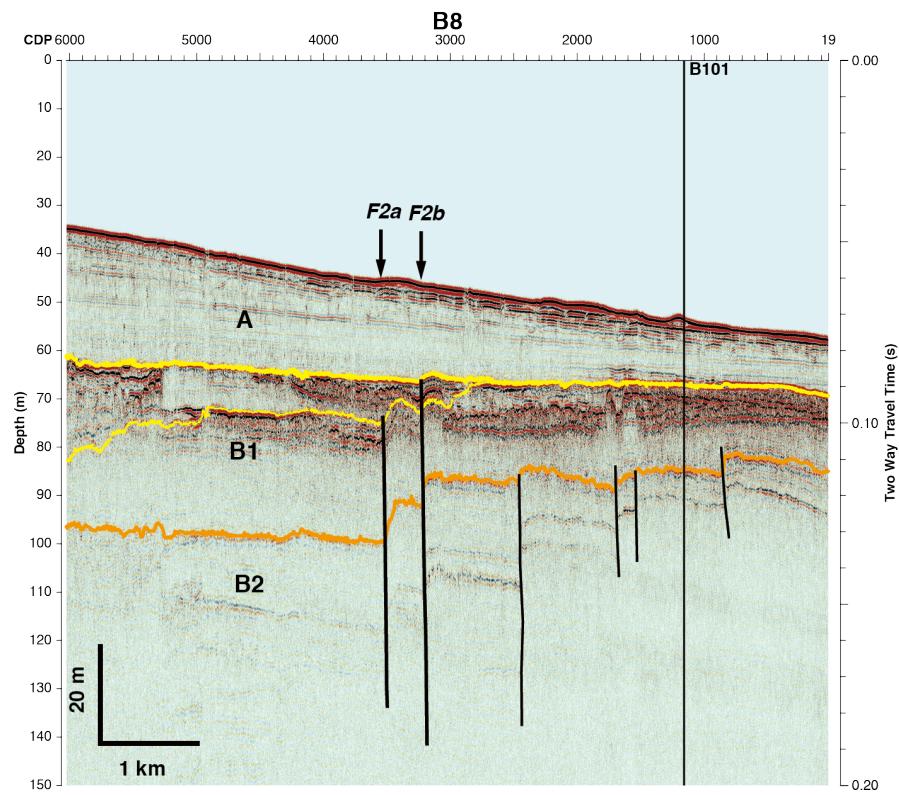
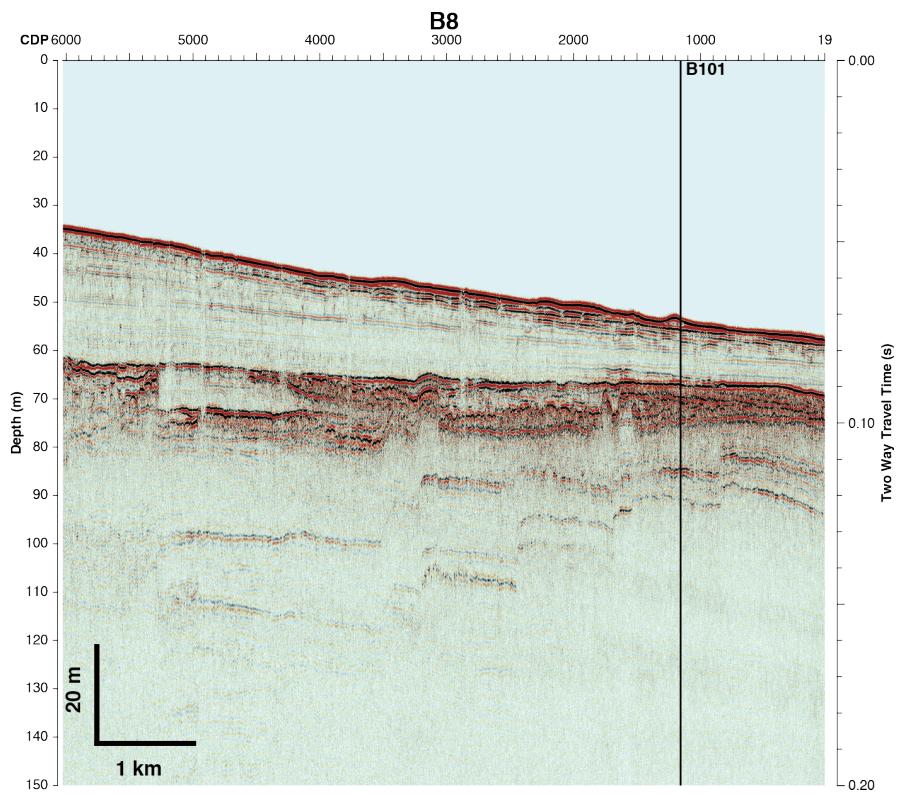


図 3－8 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B8 測線）。  
(左：反射記録断面，右：解釈図)

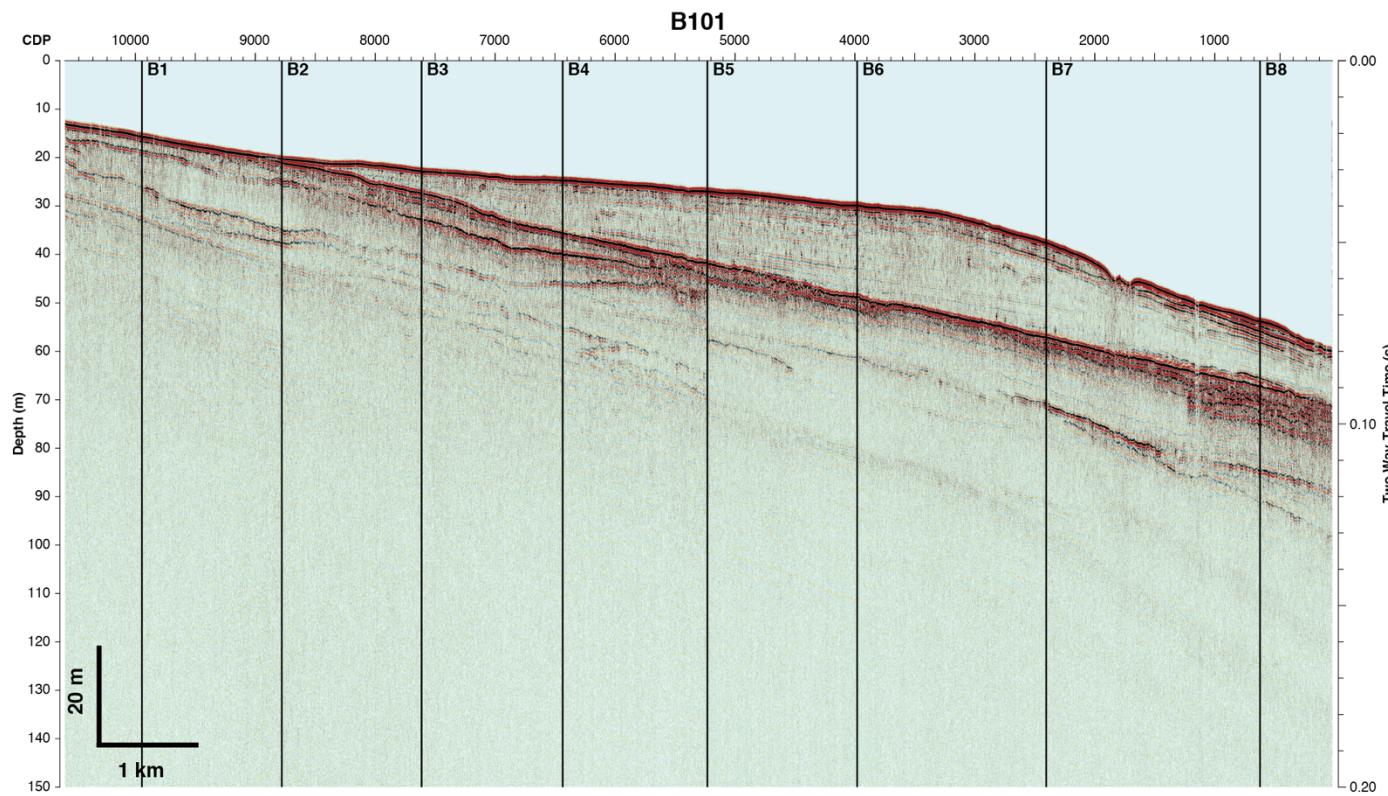


図3-9a 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B101測線）。  
(反射記録断面)

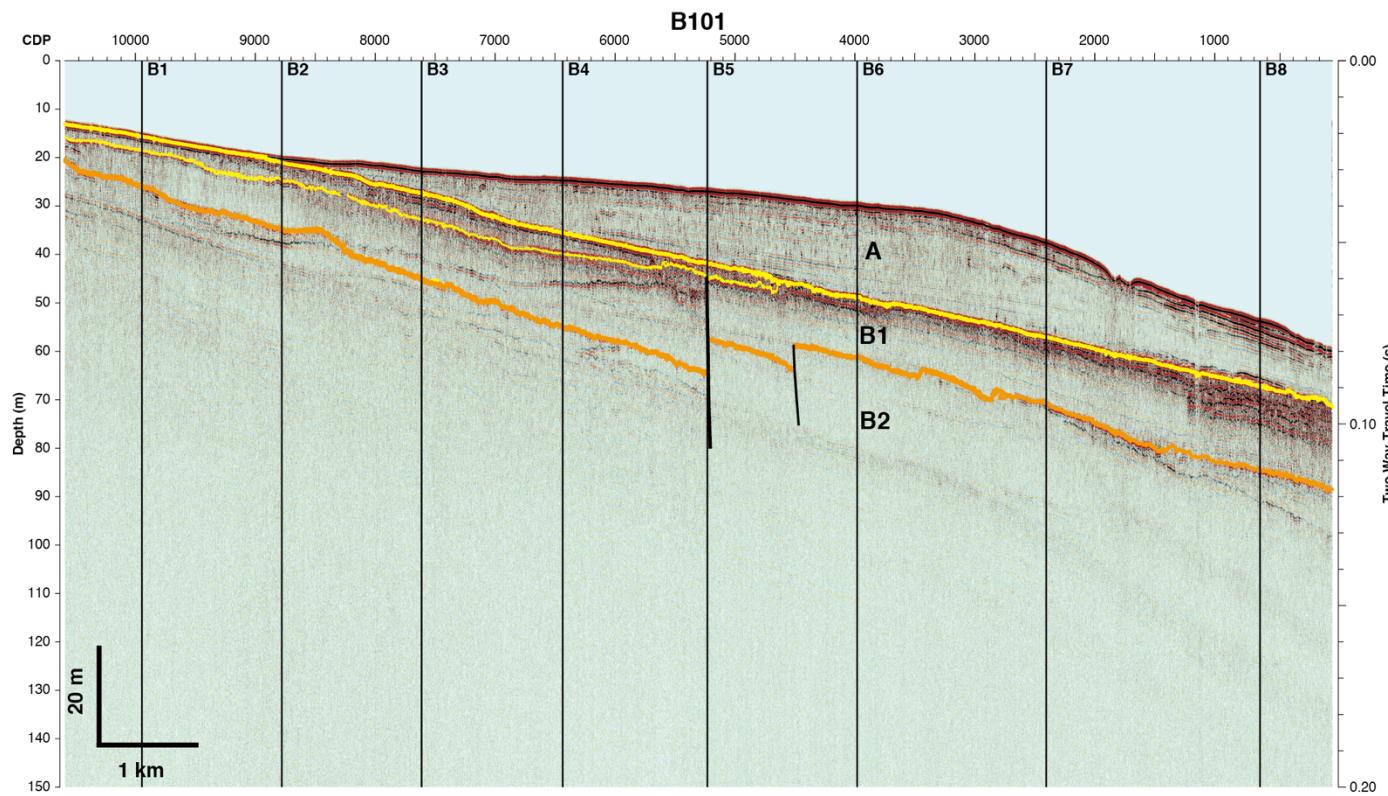


図 3 – 9b 高分解能マルチチャンネル音波探査記録（B101 測線）  
(解釈図)

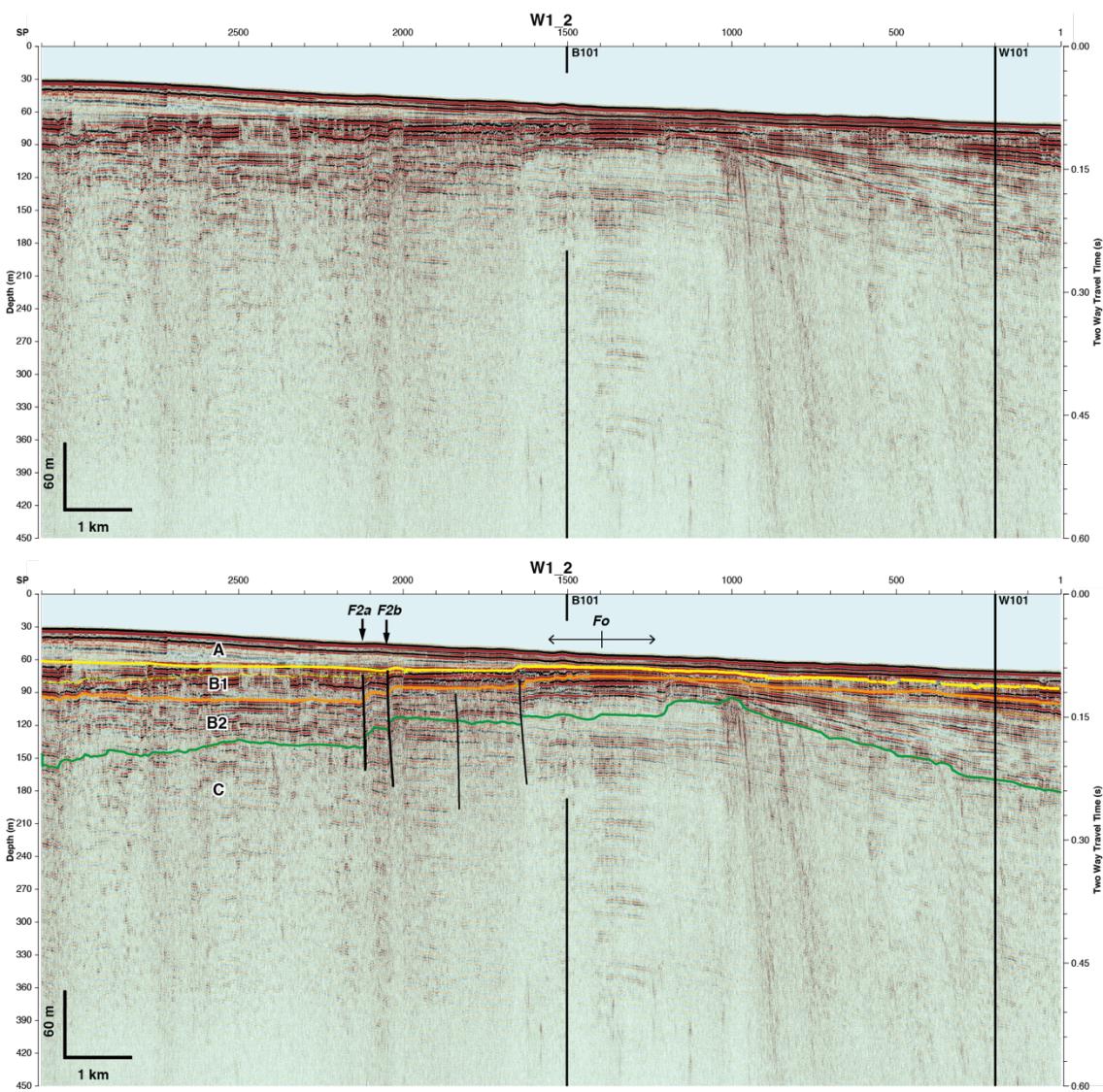


図 4 - 1 マルチチャンネル音波探査記録 (W1 測線)。

(上 : 反射記録断面, 下 : 解釈図)

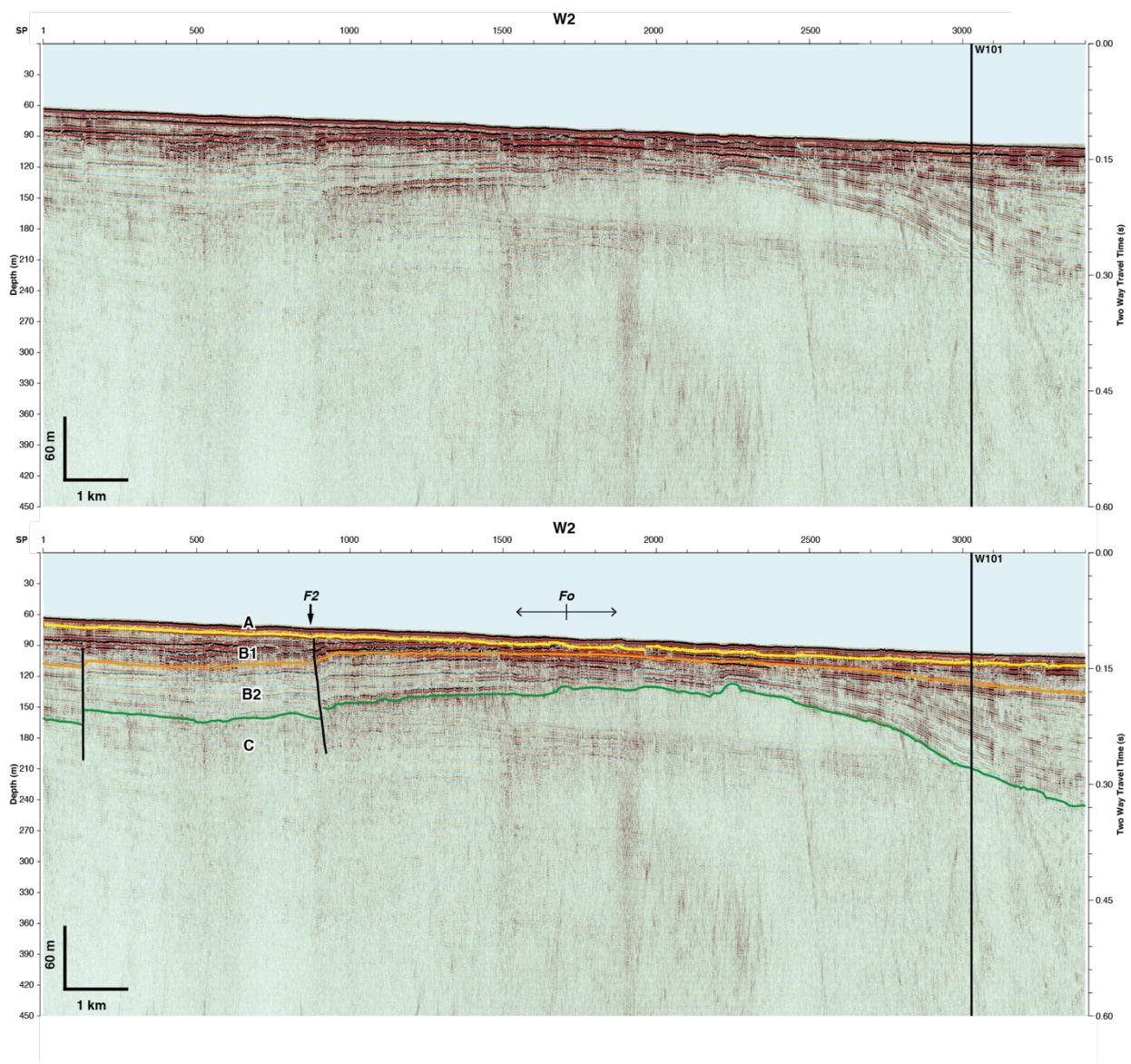


図 4－2 マルチチャンネル音波探査記録（W2 測線）。

（上：反射記録断面，下：解釈図）

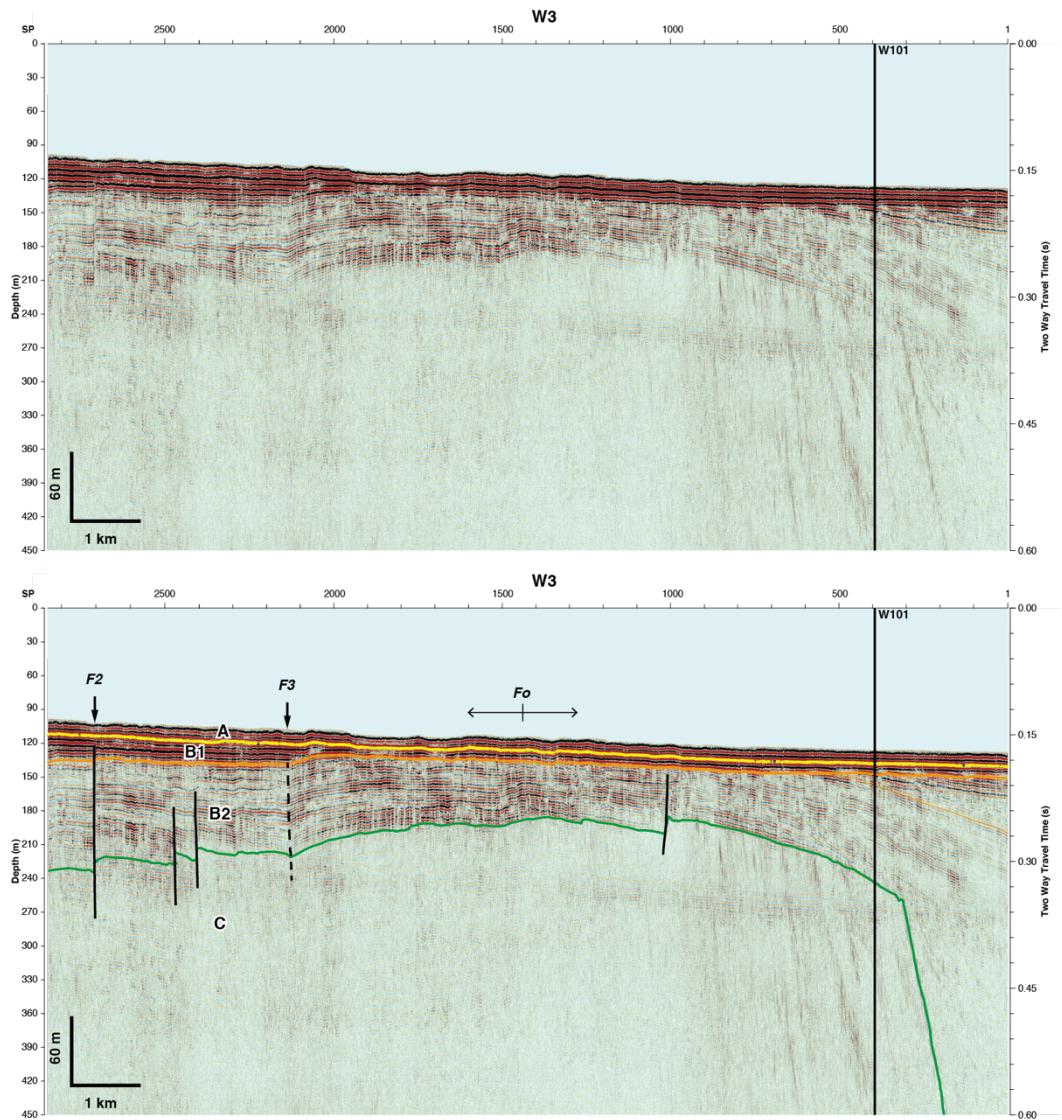


図 4－3 マルチチャンネル音波探査記録（W3 測線）。

（上：反射記録断面，下：解釈図）

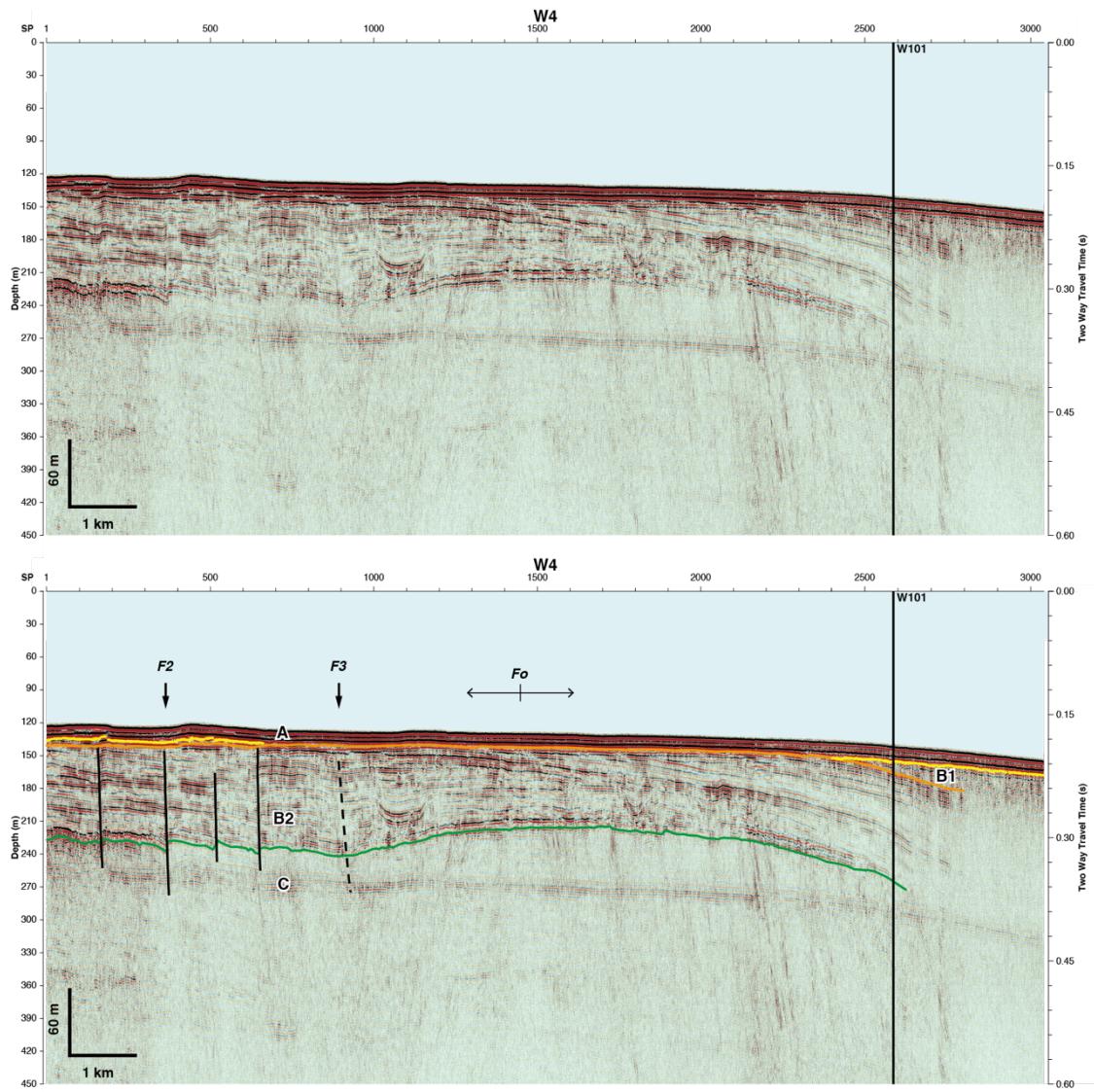


図 4－4 マルチチャンネル音波探査記録（W4 測線）。

（上：反射記録断面，下：解釈図）

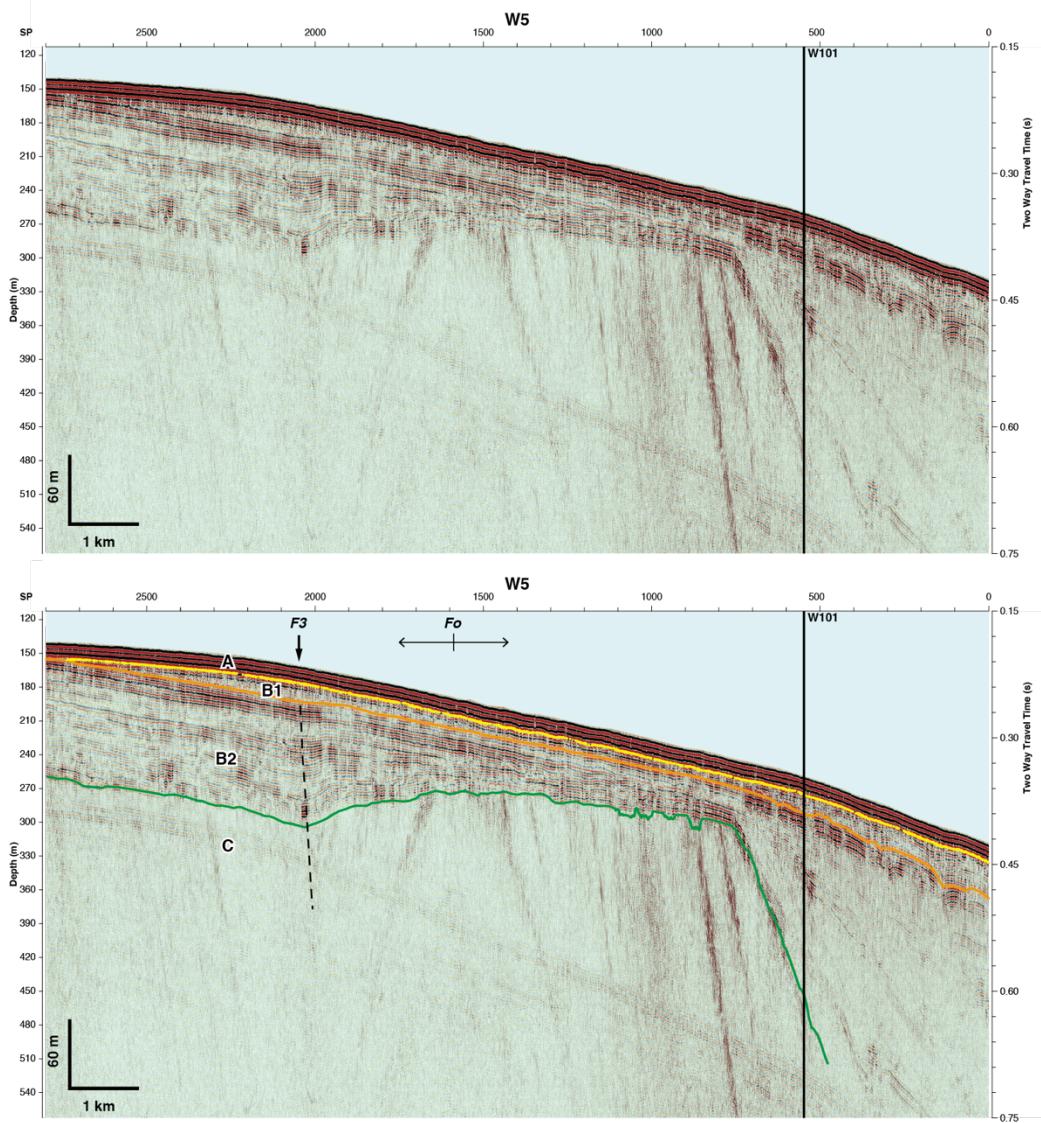


図 4－5 マルチチャンネル音波探査記録（W5 測線）。

（上：反射記録断面，下：解釈図）

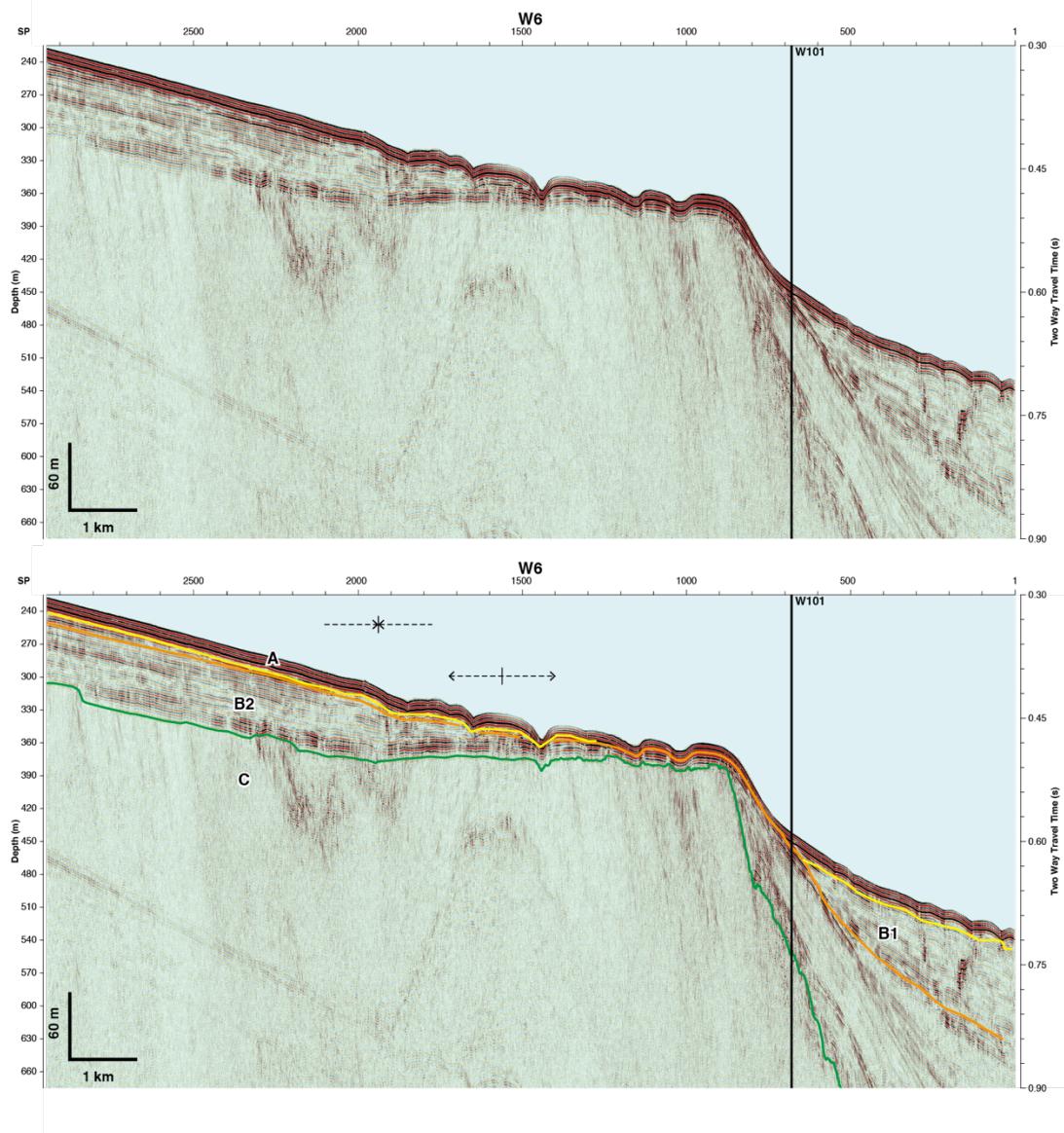


図 4－6 マルチチャンネル音波探査記録（W6 測線）。

（上：反射記録断面，下：解釈図）

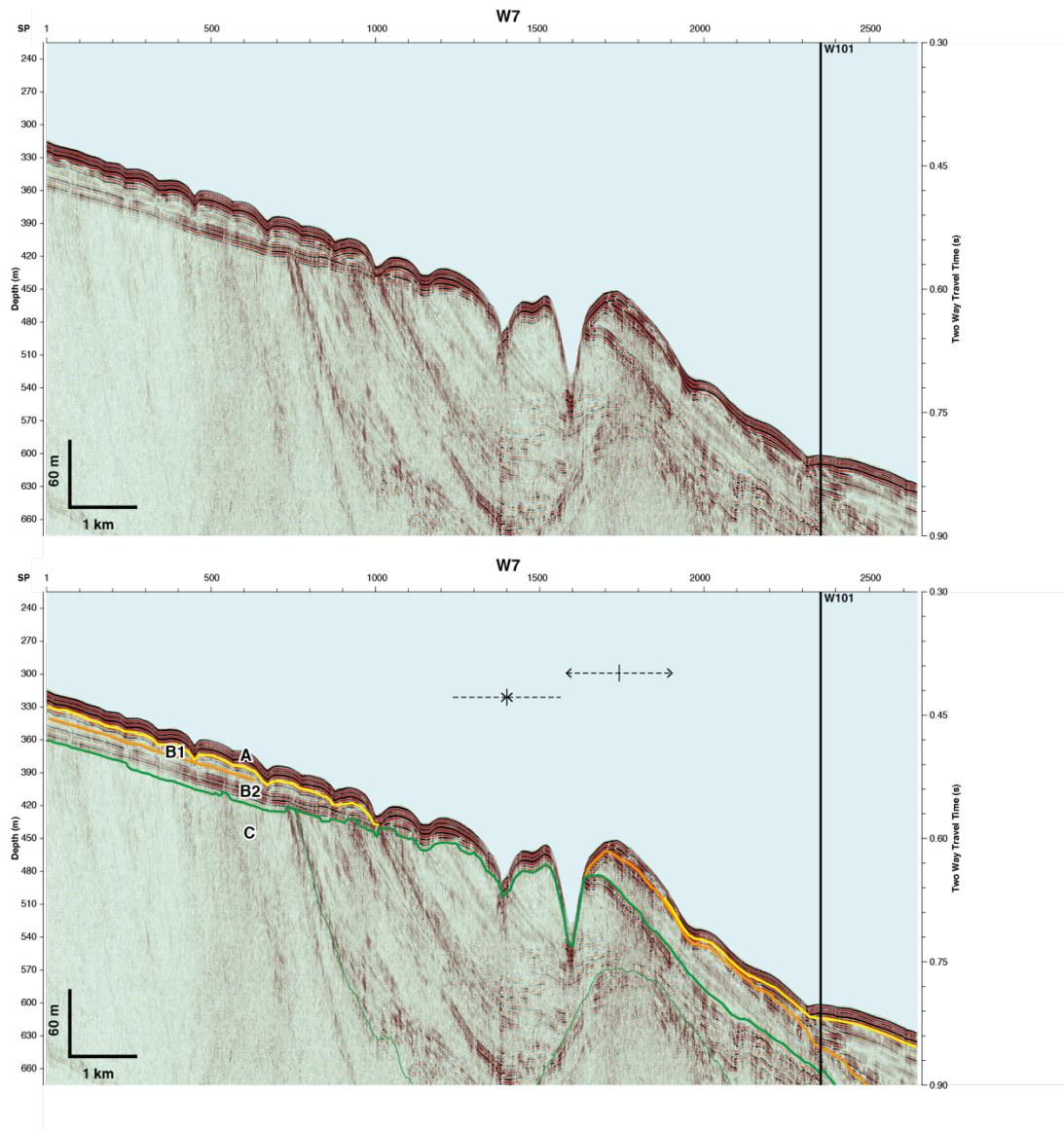


図 4－7 マルチチャンネル音波探査記録（W7 測線）。

（上：反射記録断面，下：解釈図）

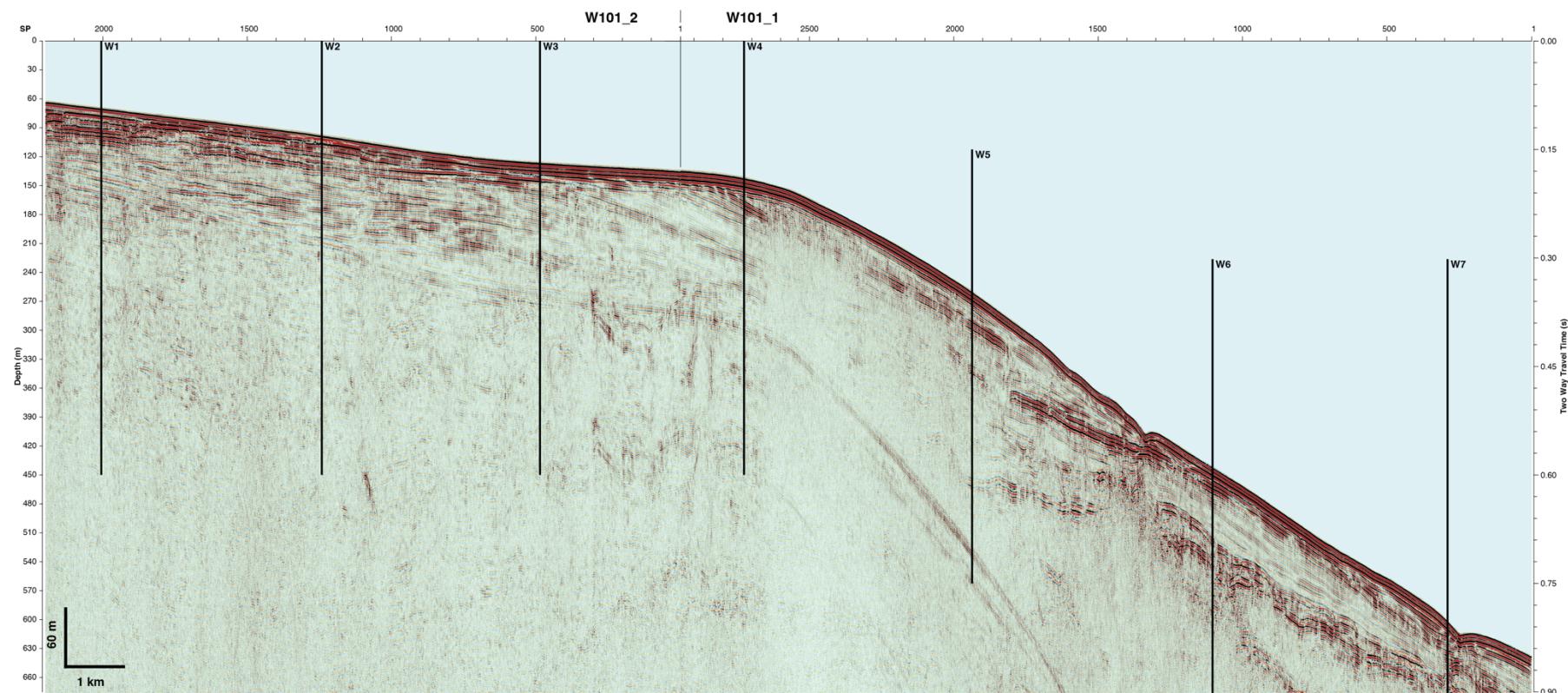


図 4－8 a マルチチャンネル音波探査記録 (W101 測線)。

(反射記録断面)

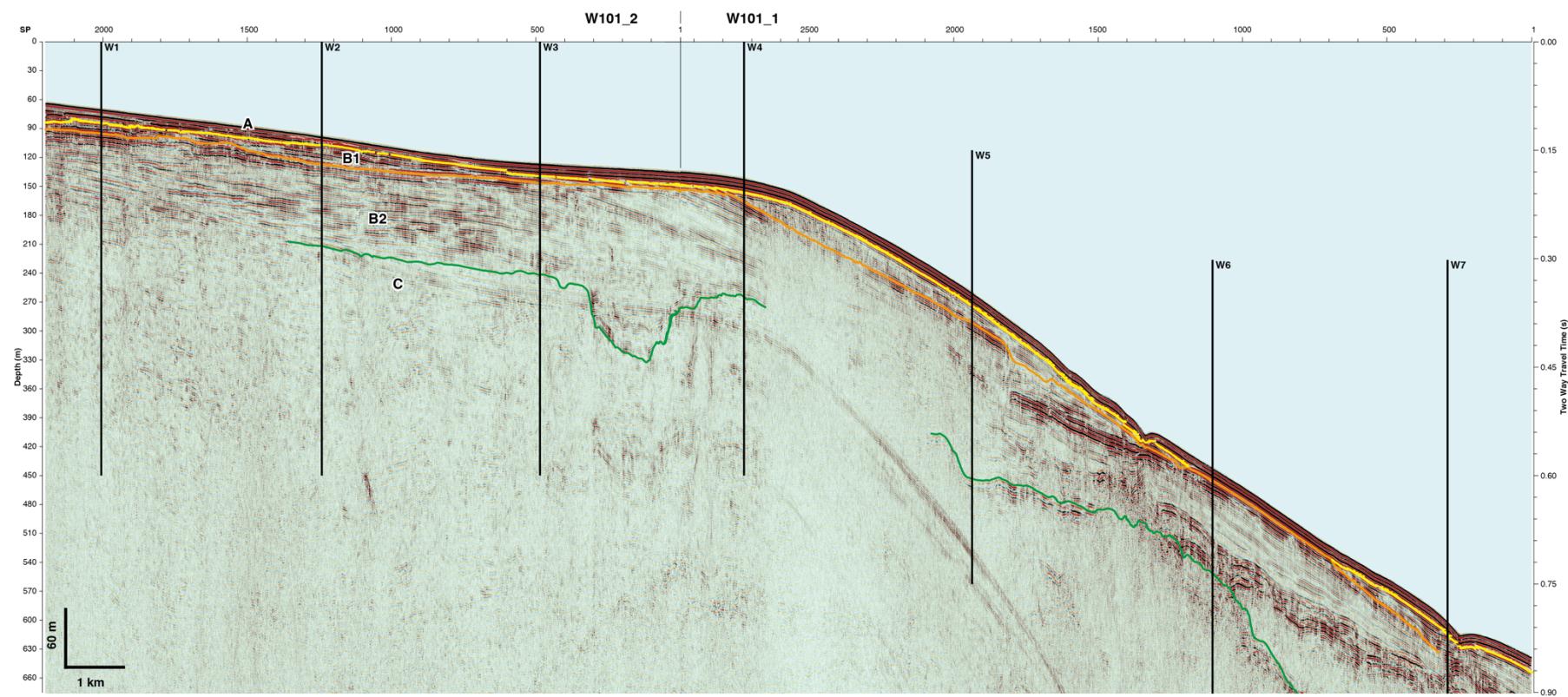


図 4－8 b マルチチャンネル音波探査記録（W101 測線）。

（解釈図）

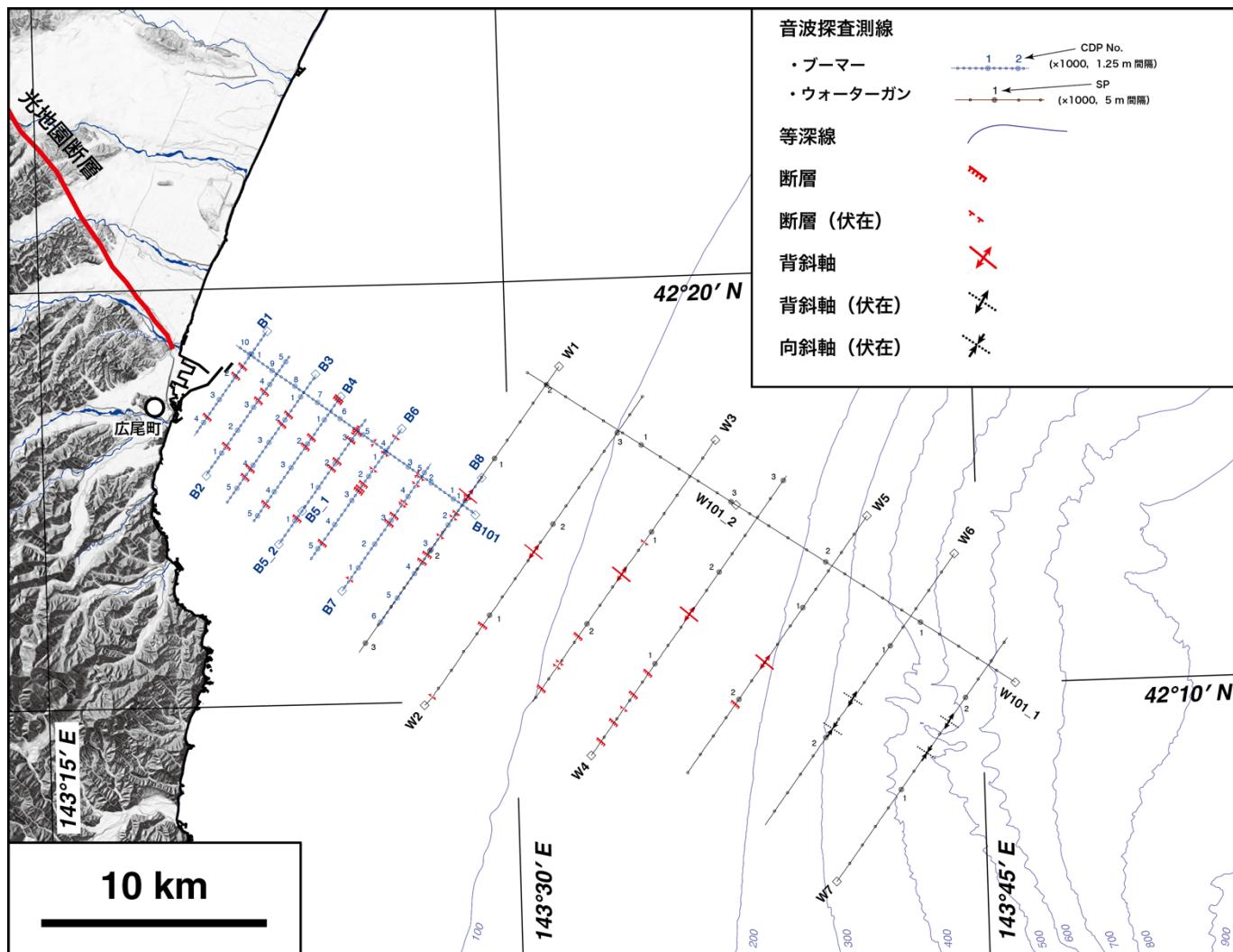


図 5 音波探査測線上に認められた地質構造。

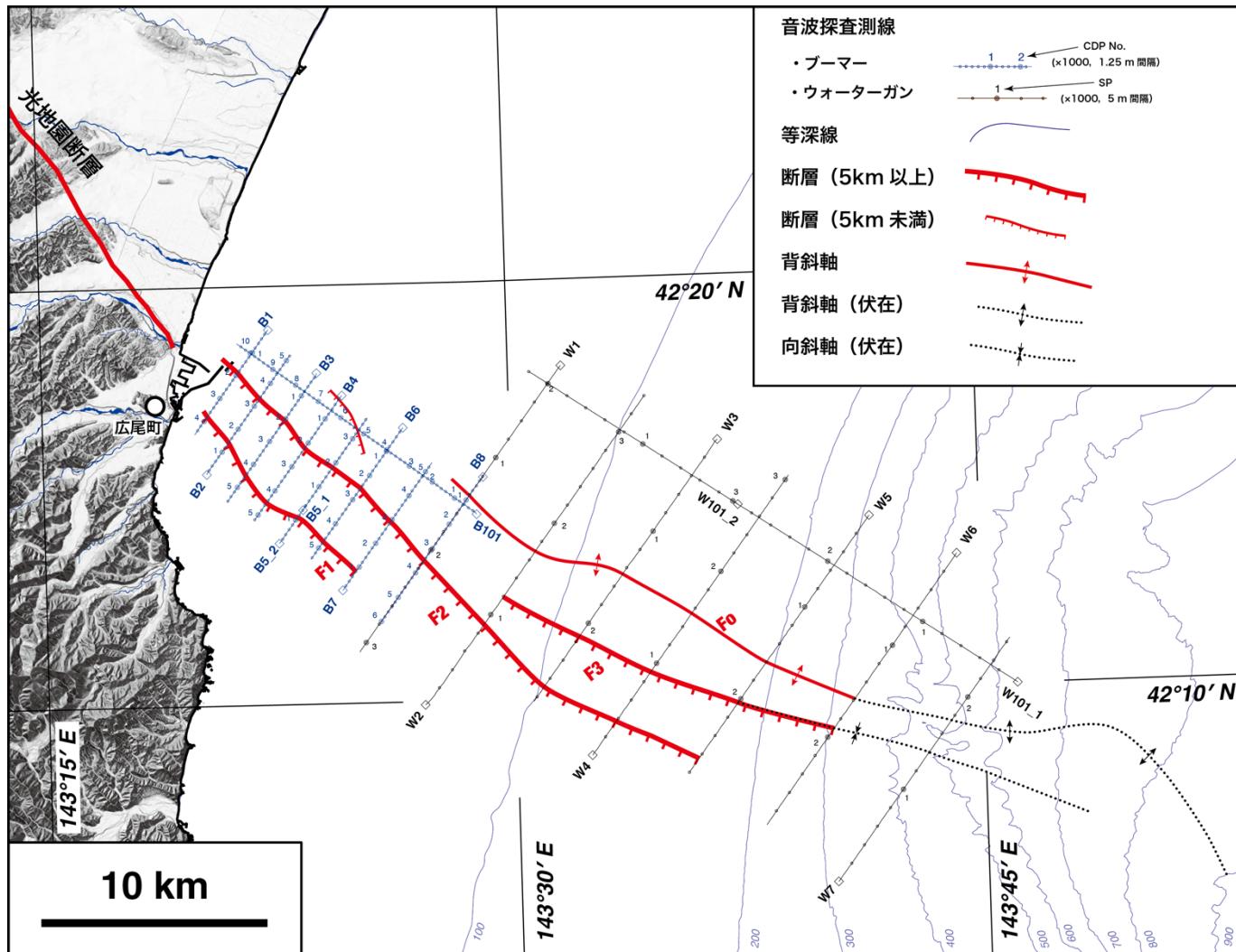


図 6 本調査による地質構造図

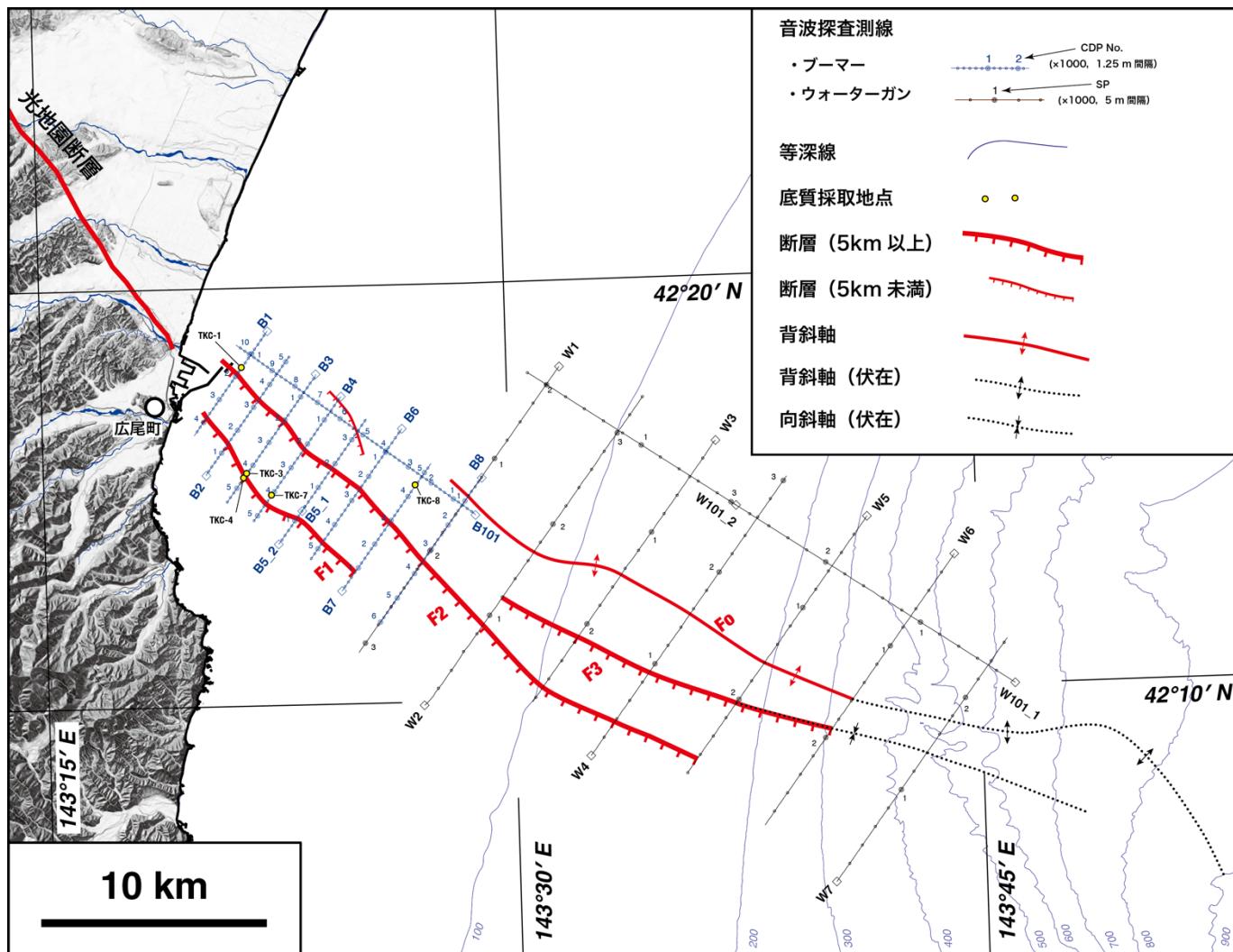


図 7 底質採取地点位置図（地質構造図に加筆）。

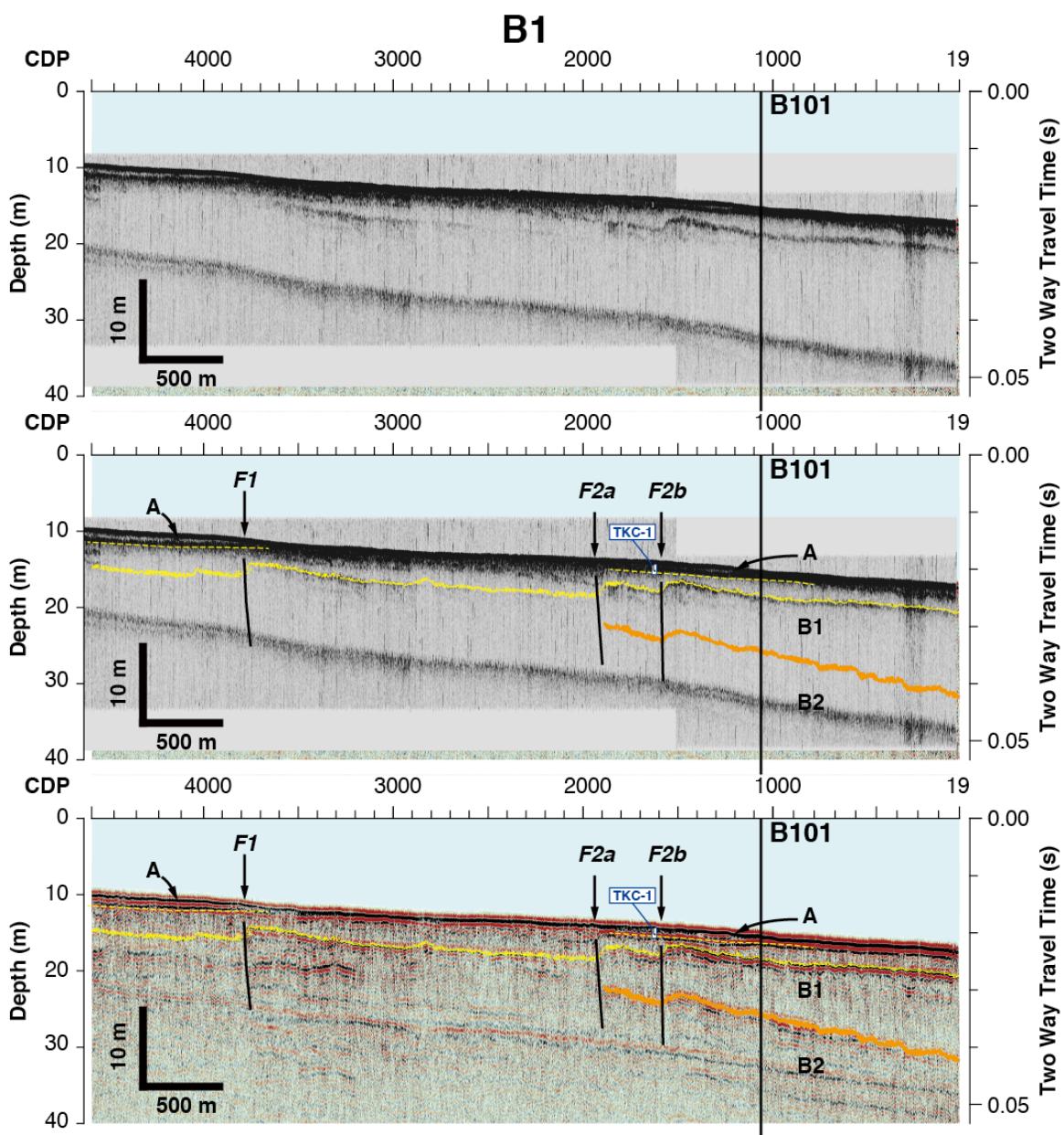


図 8 – 1 B1 測線における底質採取地点 (TKC-1 地点)。

(上 : SES2000 記録断面, 中 : SES2000 解釈断面,  
下 : 高分解能マルチチャンネル探査の解釈記録)

上

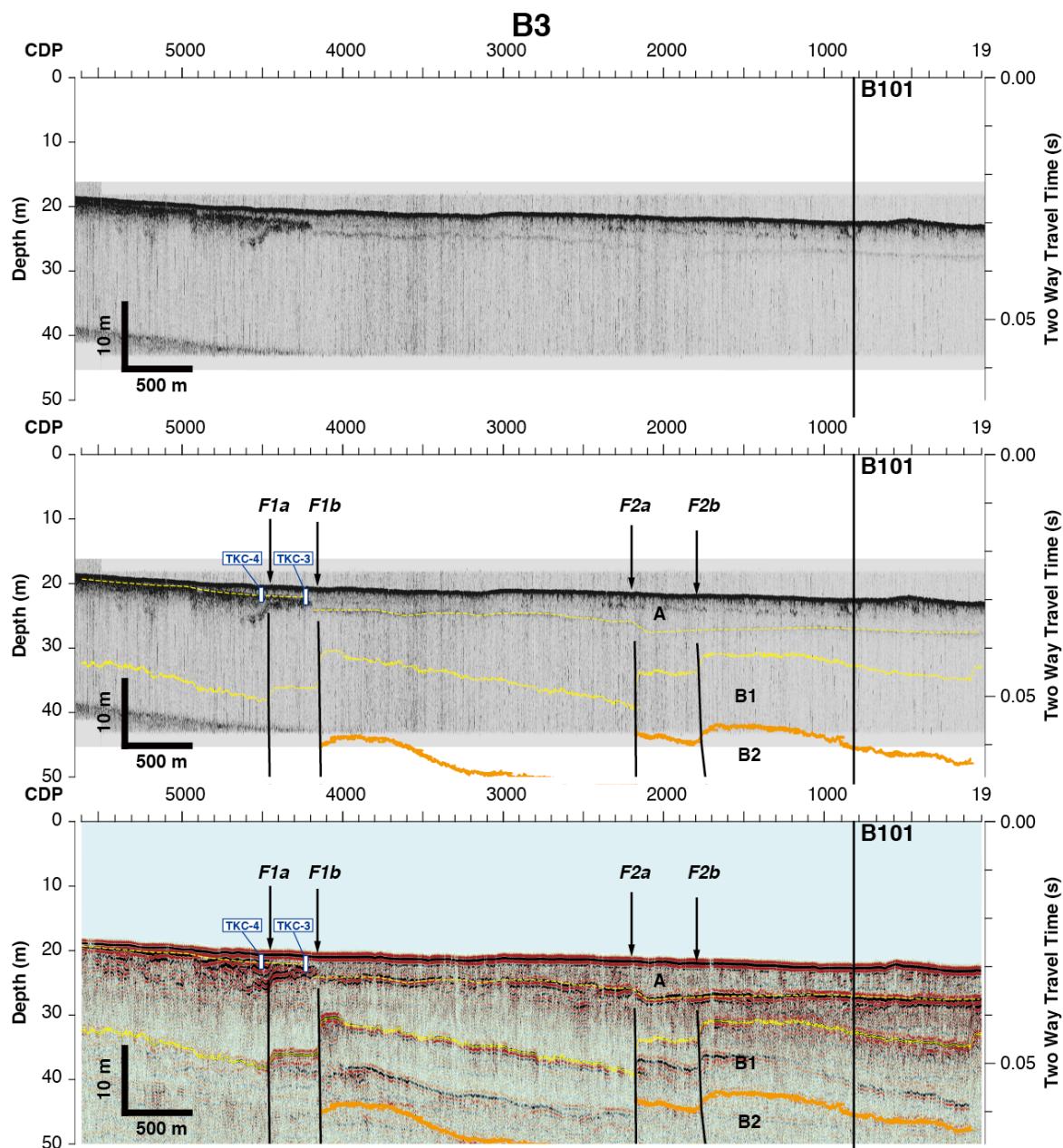


図 8－2 B3 測線における底質採取地点 (TKC-3 地点, TKC-4 地点)。

(上 : SES2000 記録断面, 中 : SES2000 解釈断面,  
下 : 高分解能マルチチャンネル探査の解釈記録)

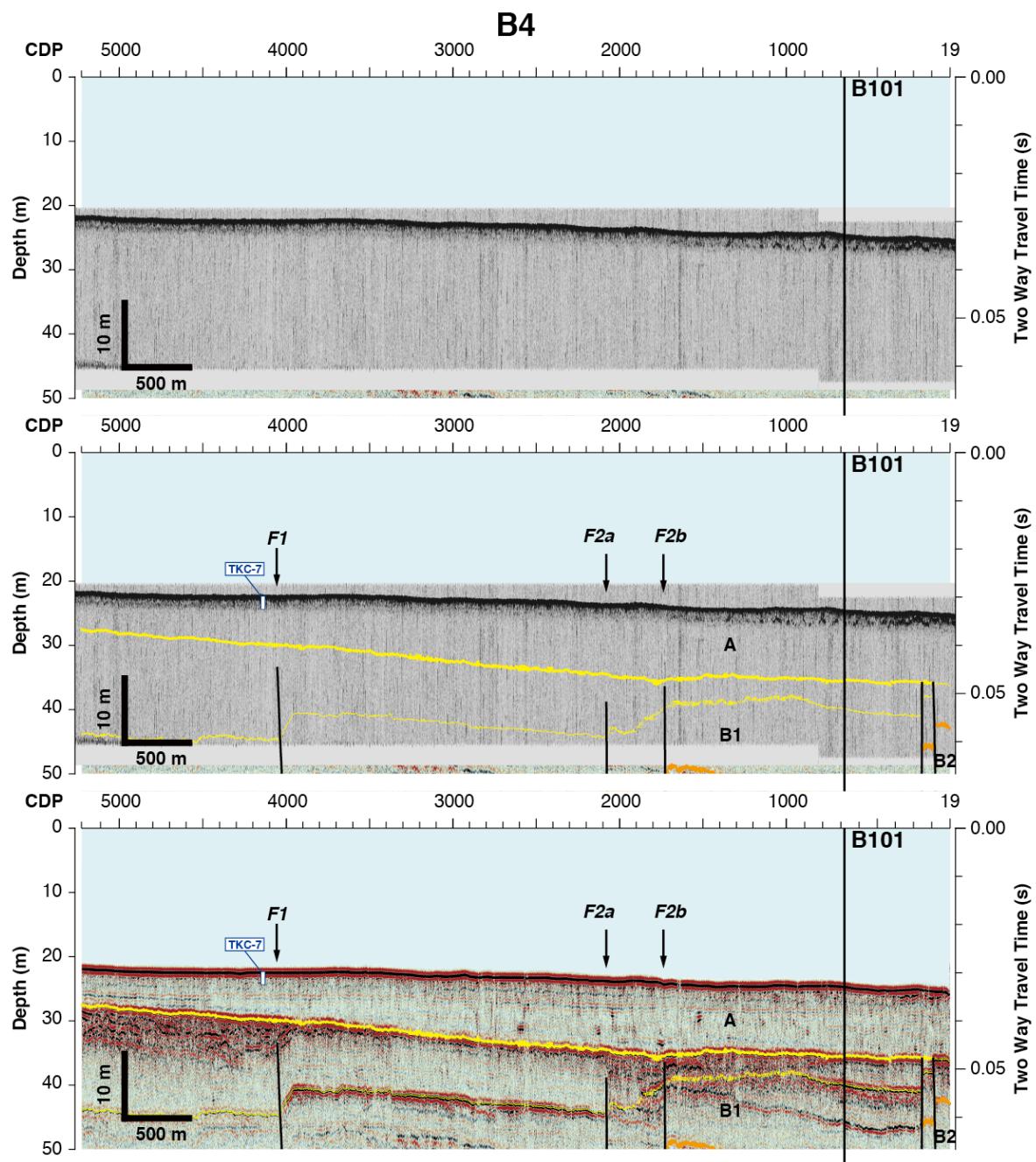


図 8 – 3 B4 測線における底質採取地点 (TKC-7 地点)。

(上 : SES2000 記録断面, 中 : SES2000 解釈断面,  
下 : 高分解能マルチチャンネル探査の解釈記録)

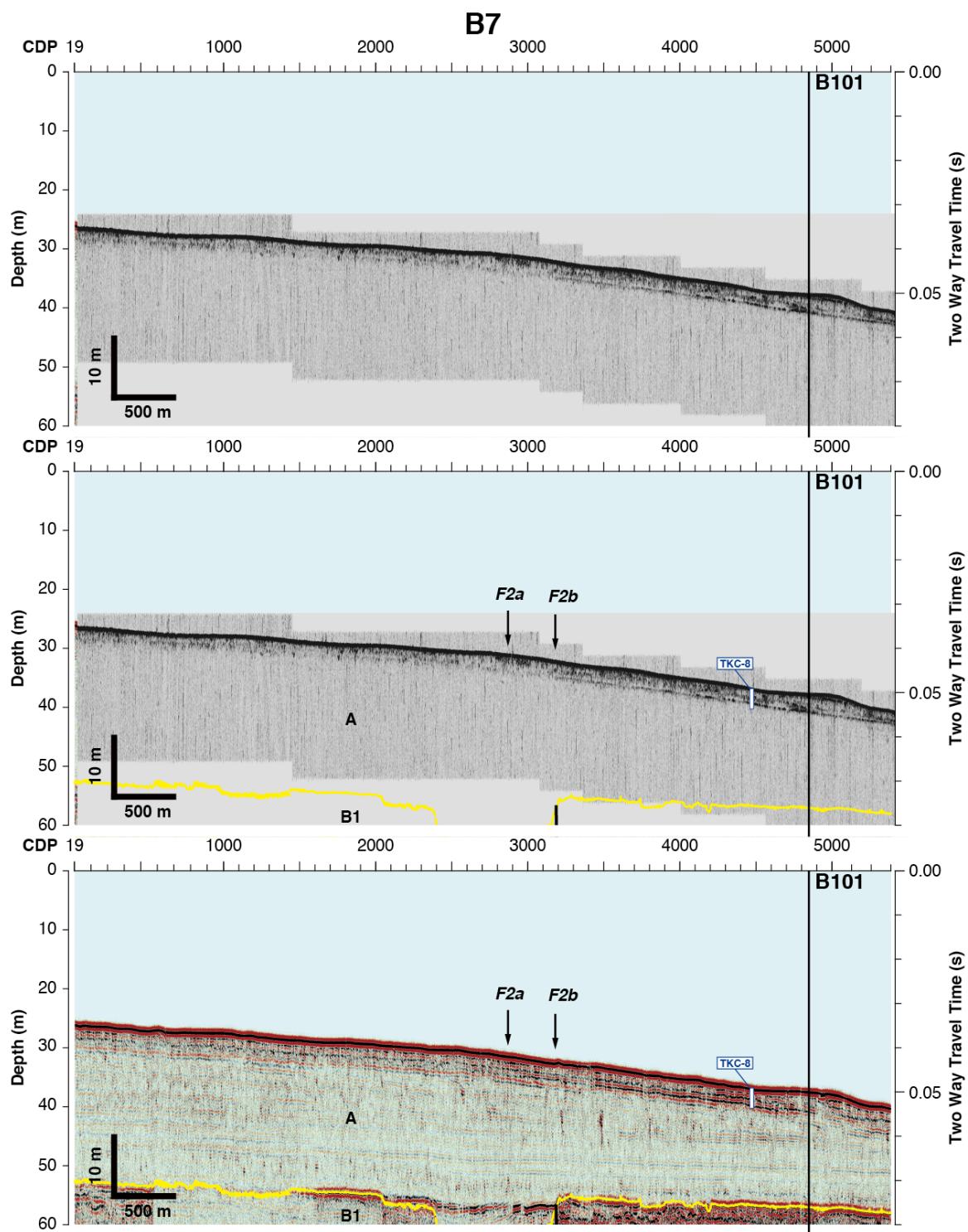


図 8－4 B7 測線における底質採取地点 (TKC-8 地点)。  
 (上 : SES2000 記録断面, 中 : SES2000 解釈断面,  
 下 : 高分解能マルチチャンネル探査の解釈断面)

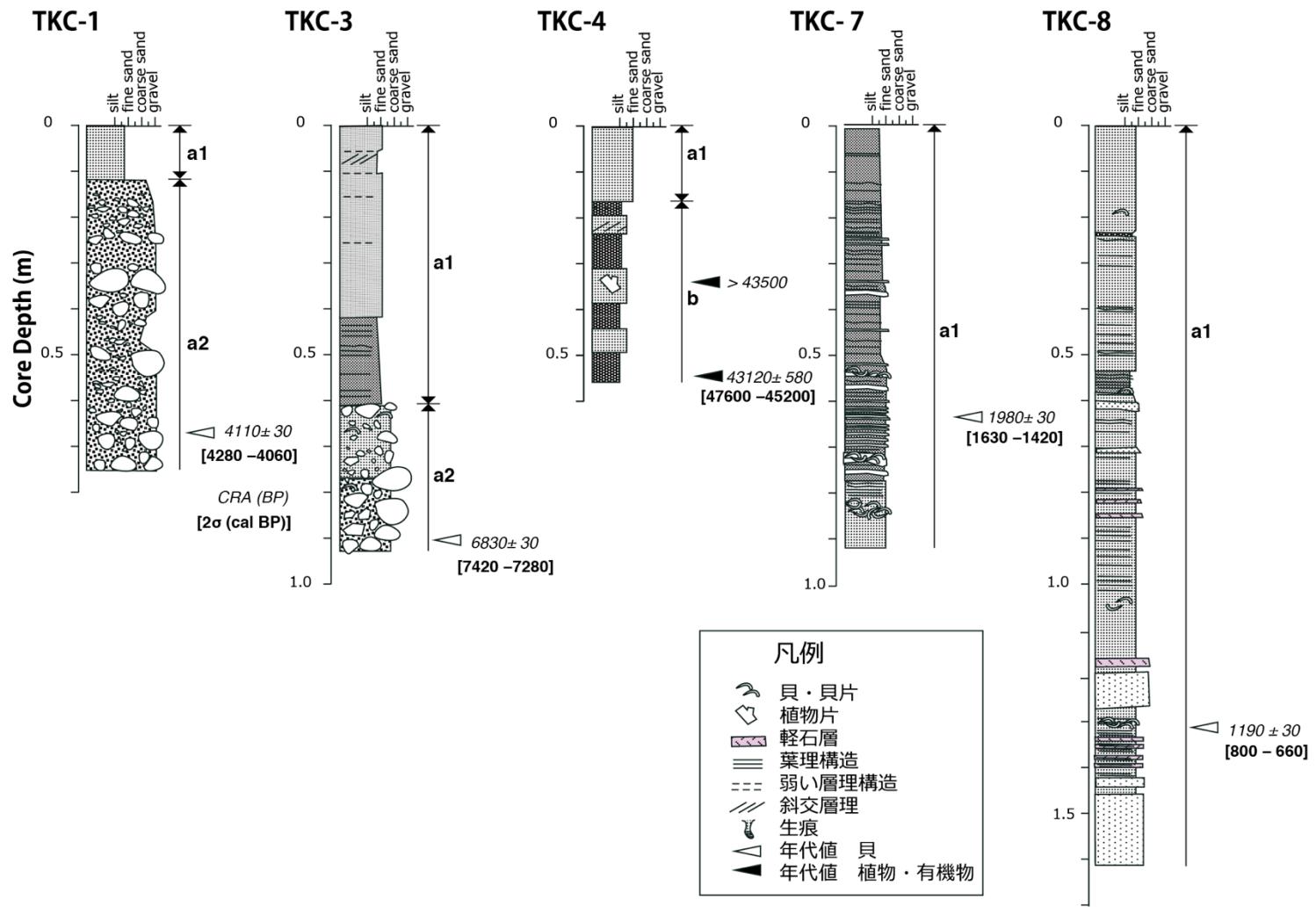


図9 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの柱状図。

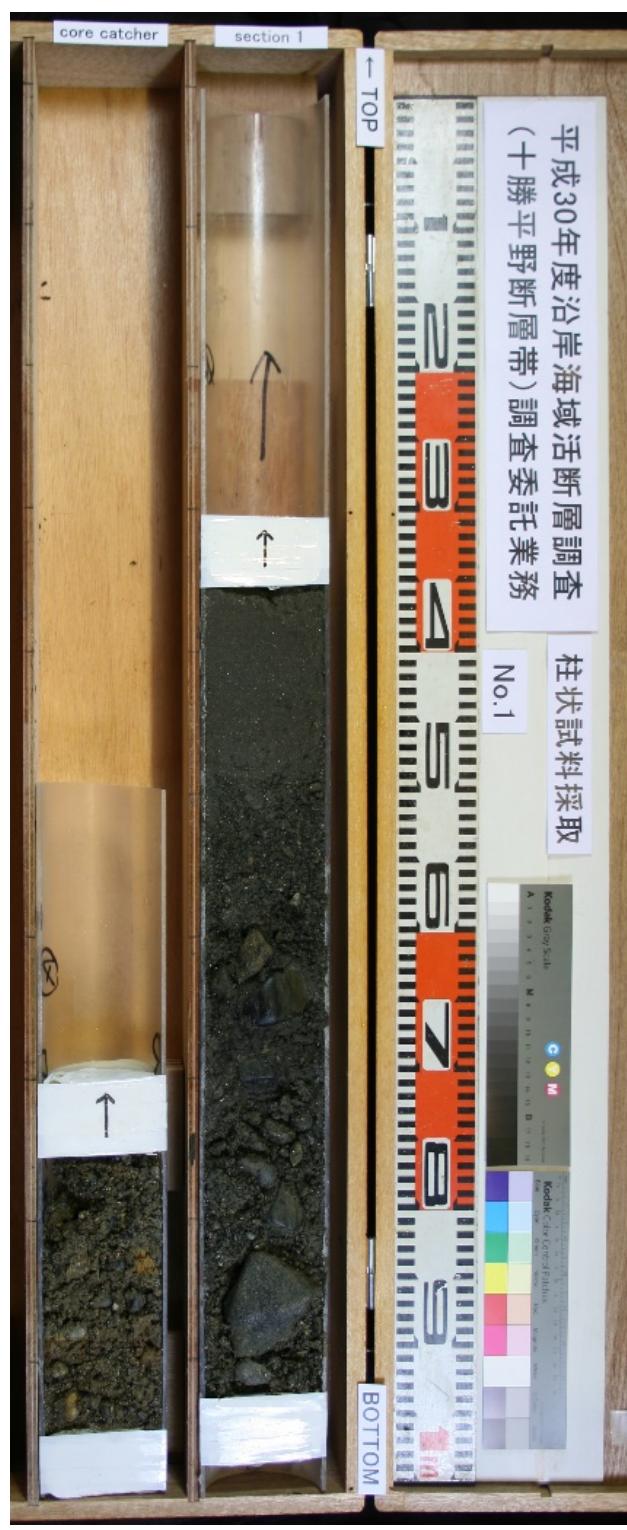


図 10-1 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの写真 (TKC-1)。

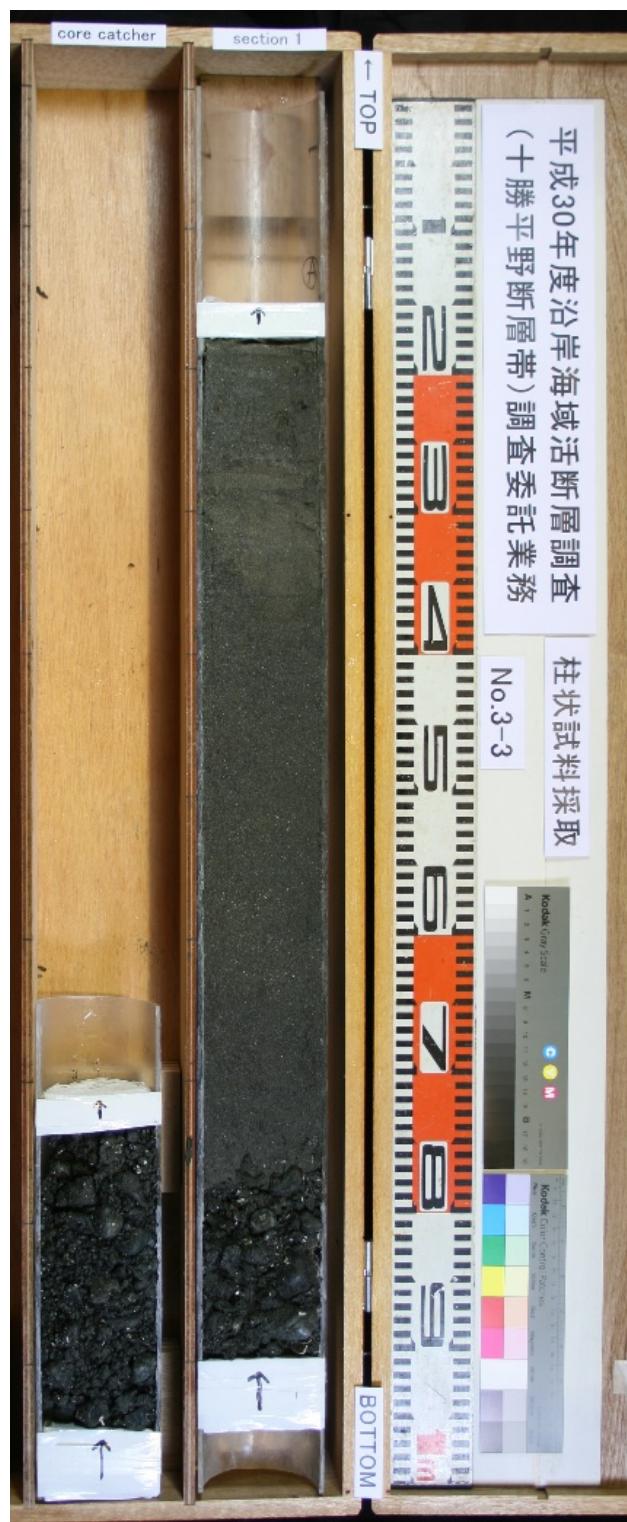


図 10-2 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの写真 (TKC-3)。



図 10-3 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの写真 (TKC-4)。



図 10-4 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの写真 (TKC-7)。

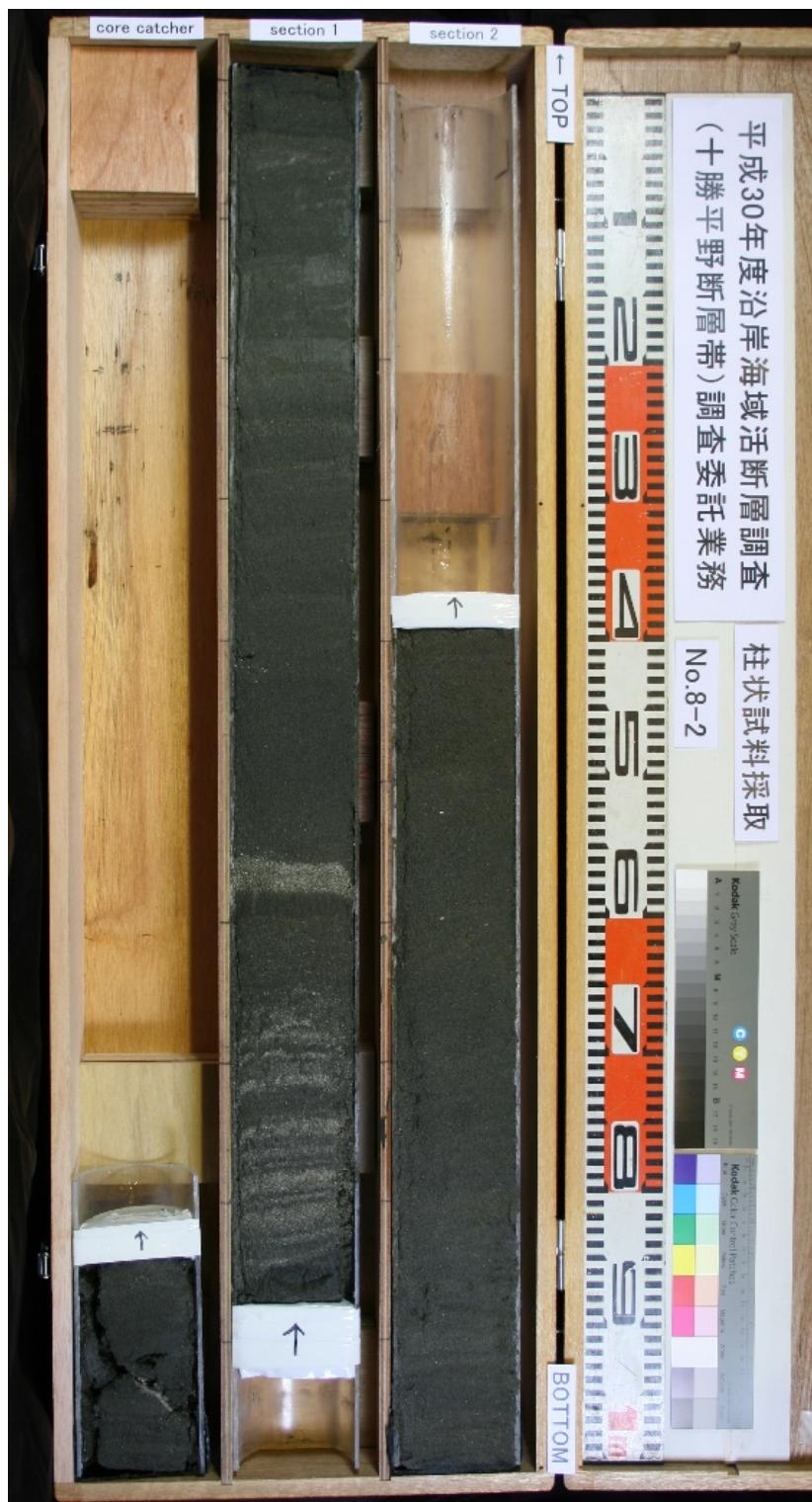


図 10-5 柱状採泥調査で得られたバイブロコアの写真 (TKC-8)。

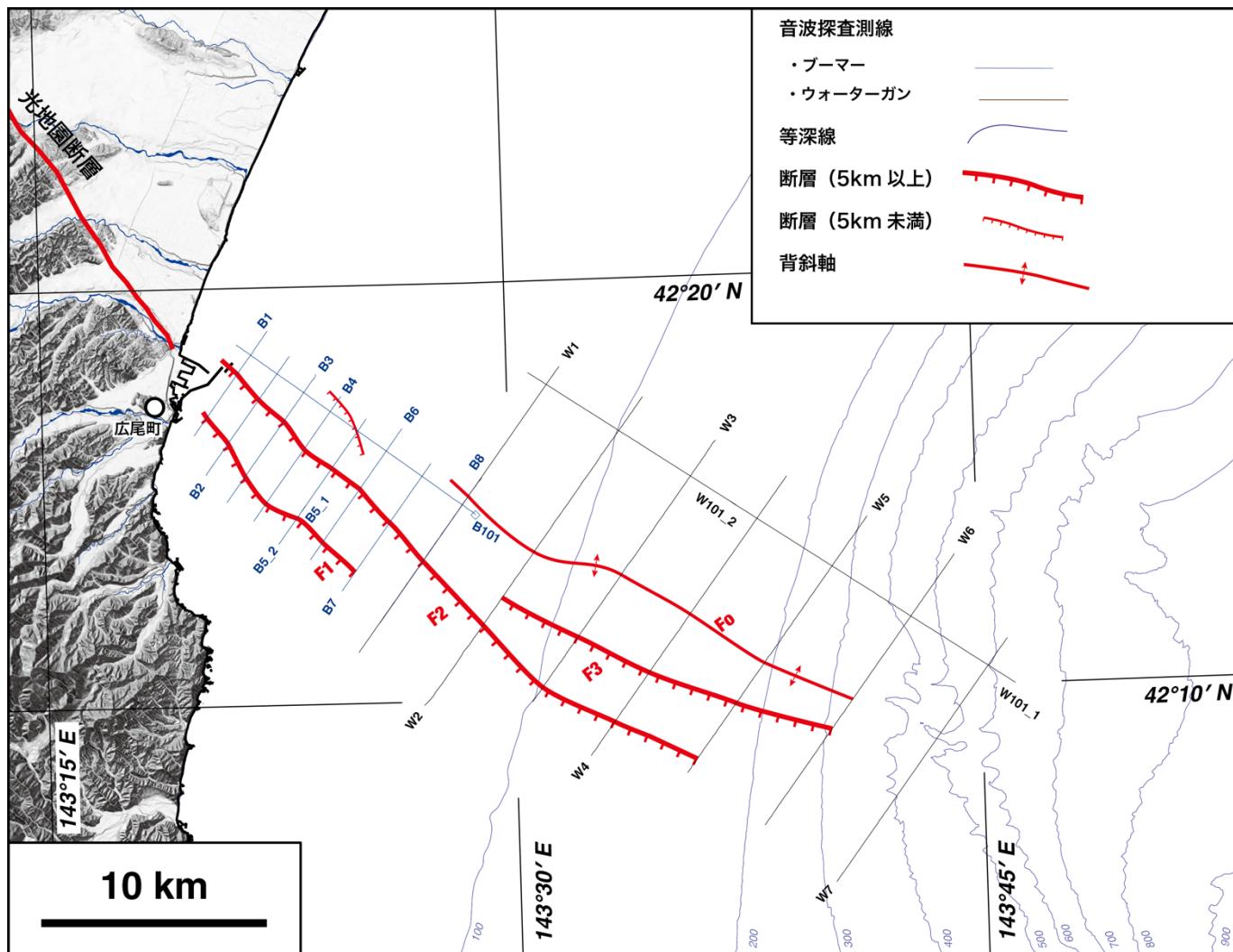


図 11 十勝平野断層帯（光地園断層）海域延長部の活構造。