石狩低地東縁断層帯南部における反射法地震探査 ―苫小牧 - むかわ測線西部における稠密発震データの解析―

Seismic Reflection Survey across the Southern Part of the Eastern Boundary Fault Zone of the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan: processing of seismic data with dense shot points in the western part of the Tomakomai-Mukawa survey line.

横倉隆伸[1*]・山口和雄[1]・岡田真介[2]
Takanobu Yokokura[1*], Kazuo Yamaguchi[1] and Shinsuke Okada[2]

Abstract: We are now carrying out geophysical surveys to reveal the subsurface structure of the Eastern Boundary Fault Zone of the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan, under the AIST project ”Investigations on Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan”. In the FY2011, we conducted a 19.7km-long P-wave seismic reflection survey called Yufutsu-3, targeting depths as great as 1000m, along the coast of the Yufutsu lowland, from the Tomakomai West Port to Mukawa town. In the western part of the survey line two 80m-long all-core boring surveys were conducted also under this project. In order to obtain a more precise structure and, if possible, to tie these two shallow borings, we located dense shot points in this part of survey line, using mini-vibrator source with higher sweep frequency. Preliminary processed sections show clear images of subsurface structure as deep as 1500 m. There are two anticlines in the sections: One is known and is located beneath the Tomakomai East port, and another broad anticline is concealed around 1100m deep to the west of this known anticline. The Quaternary sediments covering the two anticlines become thick westward with subtle undulation which is concordant with this fold system. The above mentioned shallow boring surveys show 31 m of elevation difference at the MIS-7 horizon between the two boring sites. This elevation difference is comparable with that in the seismic depth section. The depth section also shows deformation in the younger sediments, suggesting that the fold system is still active.

Keywords: Seismic reflection survey, Eastern Boundary Fault Zone of Ishikari Lowland, Tomakomai, Mukawa, Subsurface structure, Thrust fault, Fold, Anticline
キーワード：反射法地震探査，石狩低地東縁断層帯，苫小牧市，むかわ町，地下構造，逆断層，褶曲，背斜

1. はじめに

我々は，「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として，石狩低地東縁断層帯の地下構造を明らかにするために，平成 22 年度より，石狩低地東縁断層帯主部および南部周辺において新たな反射法地震探査・重力探査ならびに既存反射法地震探査データの再処理を実施している．平成 22 年度には，安平町早来緑ヶ丘付近から苫小牧市柏原付近に到る 19.2km の勇払測線 1（苫小牧－安平測線），千歳市柏台南付近から陸上自衛隊東千歳駐屯地内を通り，馬追丘陵中心部付近に到る 8.8km の勇払測線 2（東千歳駐屯地測線）において反射法地震探査（横倉ほか，2011）を，その周辺において重力探査（岡田ほか，2011）をそれぞれ実施した．平成 23 年度には，苫小牧周辺の海岸沿いでの 2 本の浅部ボーリングの実施（小松原・小松原，2012a）に合わせ，両者を通る海岸沿いの約 19.7km の勇払測線 3（苫小牧－むかわ測線）において反射法地震探査を実施した（横倉ほか，2012）．平成 24 年度には，勇払測線 3 の東半部においてこれとほぼ直交する勇払測線 4（厚真測線），勇払測線 5（むかわ測線）において反射法地震探査（岡田ほか，

* Correspondence
[1] 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門（AIST Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation）
[2] 東北大学災害科学国際研究所 (International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University）

2013a）ならびに重力探査（岡田ほか，2013b）を実施した．

また再処理では，平成 22 年度に石油開発公団（1973）による基礎物理探査「日高―渡島」の測線 H72-5, H72-J などの 7 測線, および石油公団（1987）による基礎物理探査「道南～下北沖」の D86-1, D86-E などの 6 測線の通常再処理を実施し，さらに石油公団（1993）による基礎物理探査「日高地域」H91-3 測線の高精度イメージング処理を実施した（山口ほか，2011）．平成 23 年度には，勇払測線 3 と平行する, 石油開発公団（1975）による基礎物理探査「日高南部」の HN74-1-1 測線の再処理を実施した．平成 24 年度には，石油公団（1996）による基礎物理探査「胆振沖浅海域」の測線 SI95-3，SI95-4，SI95-5，SI95-A のすべてと SI95-B の一部について高精度イメージング処理を実施しているところである．

このほか，本プロジェクトに関連した共同研究により, 平成 23 年度に浅野ほか（1989）の苫小牧 86 測線, さらに平成 24 年度に浅野ほか（1989）の長沼 85 測線・上述の勇払測線 1 および 2 について，それぞれ高精度イメージング処理の適用を試みている（山口ほか，2012；山口ほか，2013）．

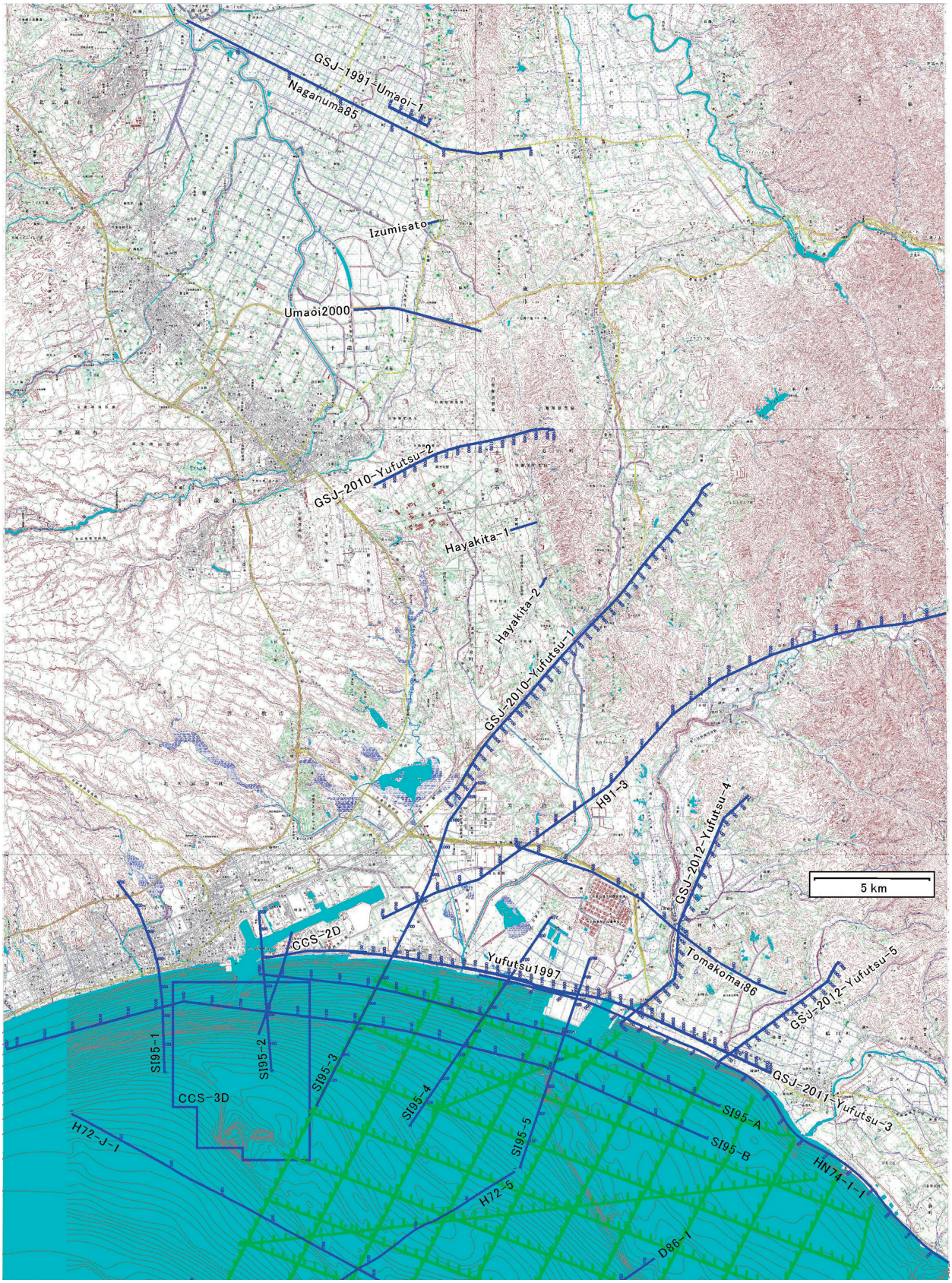
石狩低地東縁断層帯およびその周辺で実施された既往反射法地震探査については横倉ほか（2011，2012）にまとめられているが，それ以後の我々の調査測線やその時点で記載漏れのあった CCS (Carbon dioxide Capture and Storage) 関連の 2D および 3D 調査の概略位置（日本 CCS 調査株式会社，2009，2010；経済産業省産業技術環境局，2011），佐藤（2013）の高分解能音波探査測線を追加したものを第 1 図に示す．また本プロジェクトで実施した反射法探査測線および再処理測線の全体を第 2 図にまとめた．本報告では，これらのうち平成 23 年度報告でふれることができなかった勇払測線 3 の西半部の稠密発震部分（以下では勇払測線 3-1 と称する）の処理結果を中心にまとめる．全体のまとめは平成 25 年度に行う予定である．

2. 勇払測線 3 の概要

2.1 測線位置

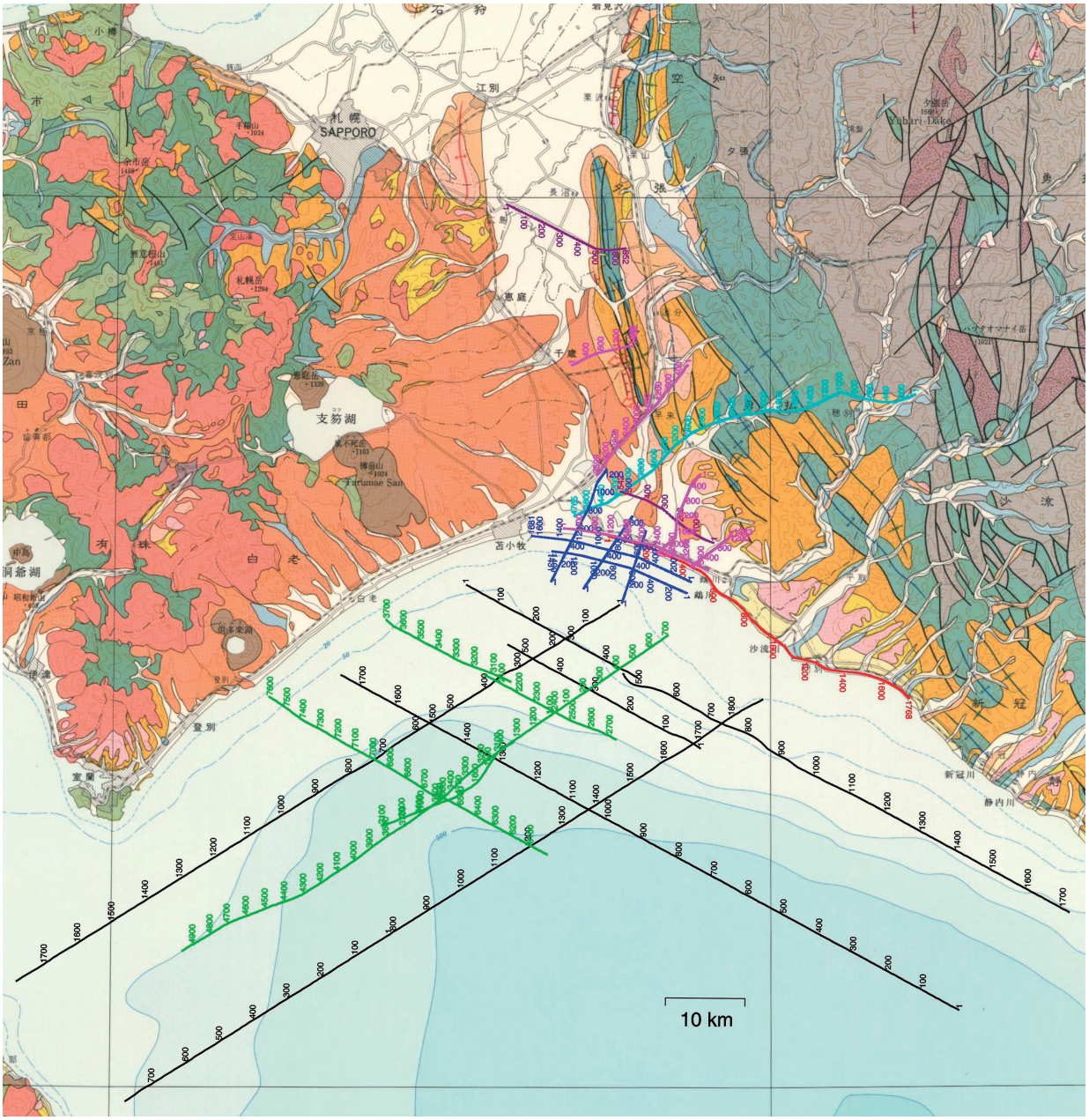
平成 23 年度に実施した反射法地震探査測線，勇払測線 3（苫小牧－むかわ測線）は，苫小牧西港の北海道電力苫小牧発電所東方から，海岸沿いにむかわ町田浦一区に到る約 19.7km の測線である．本測線は浅野ほか（1989）の苫小牧 86 測線, 石油開発公団（1975）の HN74-1-1 測線，石油公団（1996）の SI95-A 測線，SI95-B 測線の各測線にほぼ平行し，測線の一部として佐藤ほか（1998）・Kato et al.（2004）の勇払 1997 測線を含んでいる．また石油公団（1996）の SI95-3 測線，SI95-4 測線，SI95-5 測線とほぼ直交している．その詳細については横倉ほか（2012）に記載した．

第 1 図に明らかなように，海域において，安平川河口付近へと向かう，比高 5-10m で西落ちの南東 - 北西方向の直線的な崖地形が認められる. 茂木（1964）は陸上の浜堤列との連続性からこれを沈水した浜堤列と解釈し，勇払沖以東の沈降運動を示唆した．一方池田ほか（1995）は海水準変動量を上回る沈降運動は認められず，この崖地形は海底地形と本海域の水理特性に規制されながら，現在の波浪によって移動している砂波帯であるとしている．しかしこの近傍には石油公団（1996），佐藤ほか（1998），Kato et al.（2004）などにより顕著な背斜構造の存在が知られており，この崖地形が活構造である可能性も残されている（例えば地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010））．そこで本プロジェクトにおいて小松原・小松原（2012a）はこの崖地形の陸上延長部をはさむ 2 地点で 80m の浅部ボーリングを実施した．本プロジェクトでは，比較的に深部の構造把握を目指して反射法地震探査を実施してきたが，本測線においては上記 2 浅部ボーリングとの対比の可能性を探るため，浅部を高分解能で把握するべくやや変則的な探査を実施した．すなわち，浅部ボーリングのある測線西半部では稠密発震・受振とし，東半部では平成 22 年度測線とほぼ同等の探査仕様とした．また横倉ほか（2012）で述べたように，本測線の処理にあたっては，測線全体を粗い CMP 間隔とした処理と稠密発震・受振部分のみを細かい CMP 間隔とした処理との 2 種類を実施することとし，便宜上，前者を勇払測線 3 と称し，後者の西側稠密発震部分を勇払測線 3-1 と称することにした．測線 3 および測線 3-1 の詳細測線図をそれぞれ第 3 図，第 4 図に示す．図の緑色点・赤色点・マゼンタ色線はそれぞれ受振点・発震点・CMP 重合測線を表している．図にはその他周辺測線の CMP 重合測線も図示している．ここで測線 3-1（第 4 図）における測点番号は測線 3（第 3 図）の番号の 2 倍にしてある．



第 1 図　石狩低地南部周辺の反射法地震探査測線. 青線:既存反射法地震探査測線. 緑線:佐藤(2013)の高分解能音波探査測線. 海底地形:日本水路協会発行海底地形デジタルデータ M7006「津軽海峡東部」. 基図:国土地理院数値地図 50,000「苫小牧」,「鵡川」,「千歳」,「早来」,「恵庭」,「追分」.

Fig.1　Seismic reflection survey lines around the southern part of the Ishikari lowland. Umaoi hills. Blue lines: seismic reflection survey lines. Green lines: high-resolution seismic profiling lines at sea by Sato (2013). Bathymetry: M7006 “East part of Tsugaru kaikyo”, M7000 Digital Bathymetric Chart, Japan Hydrographic Association. Base map: Tomakomai, Mukawa, Chitose, Hayakita, Eniwa and Oiwake, Digital Map 50,000 (Map Image), Geographical Survey Institute.

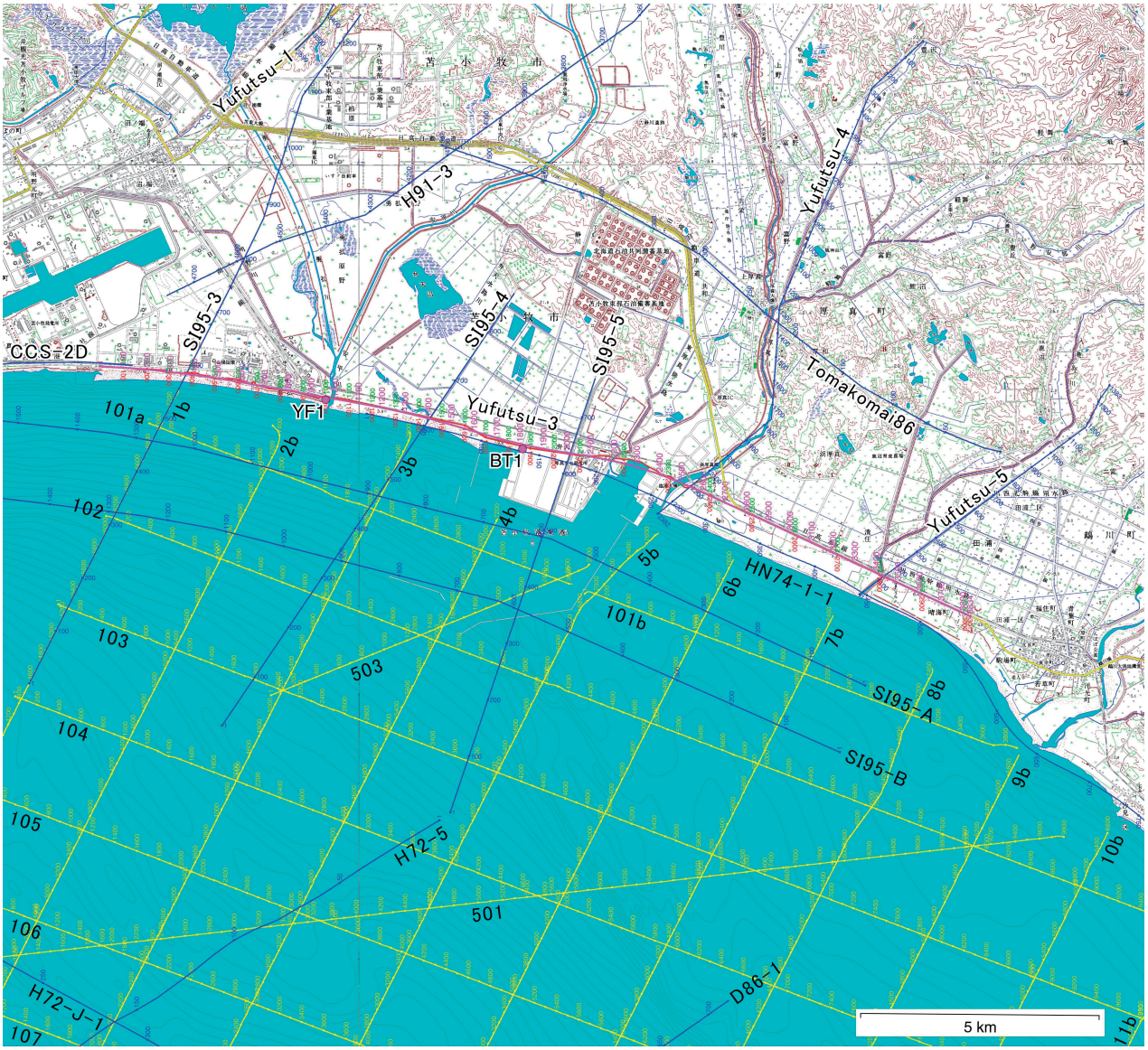


第 2 図　探査測線および再処理測線の全体図．マゼンタ：本プロジェクトによる探査測線．その他の色：再処理対象測線．基図：1:500,000 活構造図「札幌」（寒川ほか，1984）．

Fig.2　Index map of the newly surveyed and re-processed seismic reflection lines. Magenta lines: newly surveyed seismic lines, conducted under this project. Other colors: re-processed ones. Base map: 1:500,000 Neo-tectonic map “Sapporo” (Sangawa et al., 1984).

2.2　探査仕様

本測線では震源として IVI 社製 T-15000 ミニバイブレータ 1 台を用い，受振器には Sercel 社製 SG-10（固有周波数 10 Hz）を用いた．発震点間隔および受振点間隔は上述のように東西で異なったものとし，西半部（第 3 図の測点番号 1 ～ 2082）ではそれぞれ 2.5m，5m とし，東半部（第 3 図の測点番号 2083 ～ 3012）ではともに 10m とした．発震周波数は西半部ではボーリング調査との対比を考慮し 10-200Hz，東半部ではより深部のイメージングを得るため 10-120Hz または 10-80Hz とした．各発震あたり 192 チャンネルでデータを収録した．レコーディングシステムはサンコーコンサルタント（株）製の分散型地震探査システム DSS-12 を使用し，サンプリング間隔は 1ms とした．スイープ長は 15s であり，リスニング長 1s とあわせ，コリレーション前の記録長は 16s である．最終的にエクステンディッド・コリレーションを行い，3s 記録とした．データ QC を行う場合を除き，現場においてコリレーションおよび垂直重合を行わず，各発震の 16s 生記録をそのままハードディスクに記録した．探



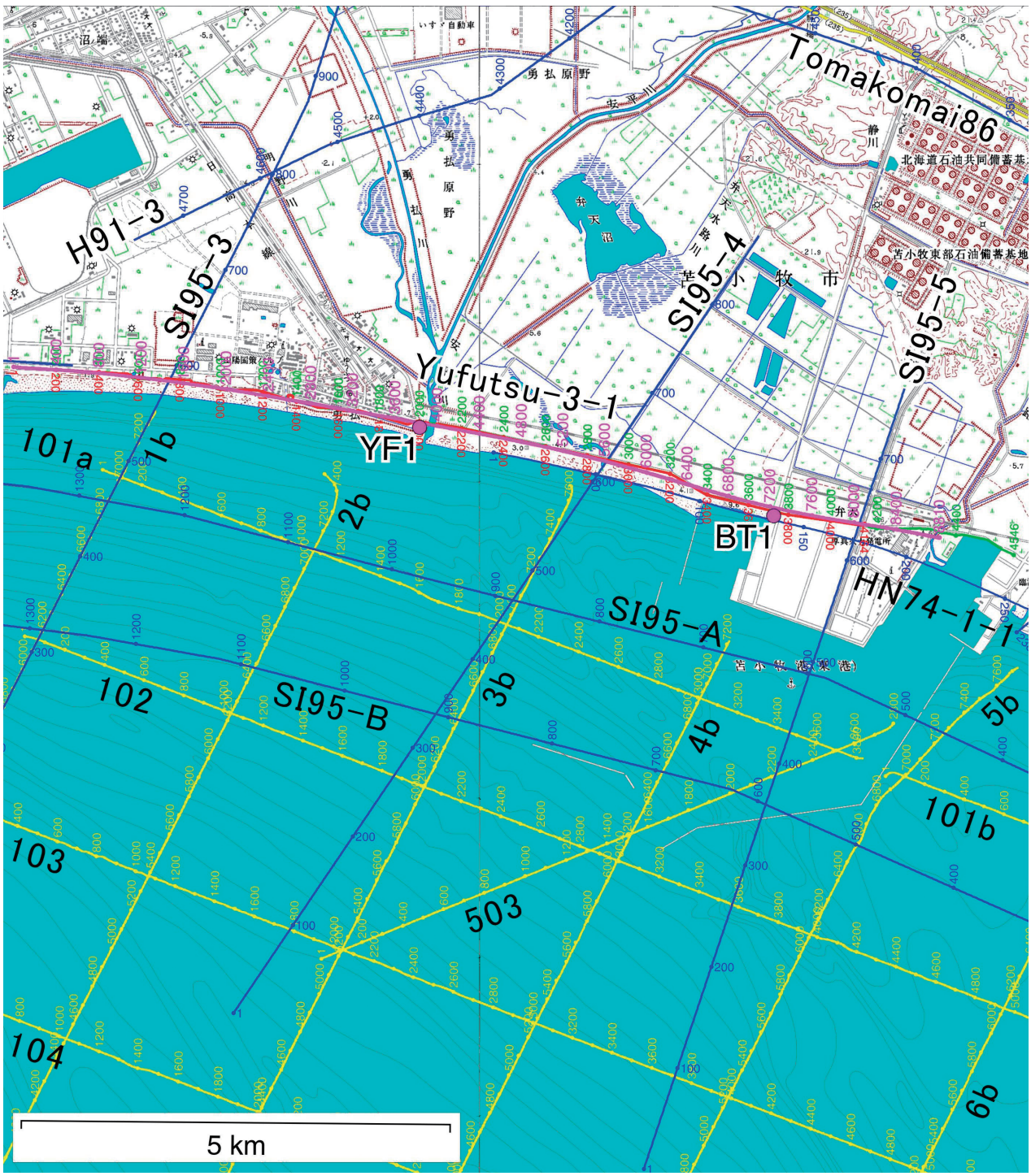
第 3 図　勇払測線 3 の詳細測線図　緑:受振点．赤:発震点．マゼンタ:CMP 重合測線．青:周辺の反射法地震探査測線．黄:佐藤（2013）の高分解能音波探査測線．マゼンタ色の丸印 BT1，YF1 は小松原・小松原（2012a）の浅部ボーリング位置を示す．海底地形：日本水路協会発行海底地形デジタルデータ M7006「津軽海峡東部」．基図:国土地理院数値地図 50,000「苫小牧」,「鵡川」,「千歳」,「早来」.

Fig.3　Detailed survey map of the GSJ Yufutsu-3. Green: receiving points. Red: vibrating points. Magenta: CMP stacking line. Blue: other seismic lines. Yellow: high-resolution seismic profiling lines at sea by Sato (2013). Magenta circles: shallow boring sites by Komatsubara and Komatsubara(2012a). Bathymetry: M7006 “East part of Tsugaru kaikyo”, M7000 Digital Bathymetric Chart, Japan Hydrographic Association. Base map: Tomakomai, Mukawa, Chitose and Hayakita, Digital Map 50,000 (Map Image), Geographical Survey Institute.

査仕様の詳細を第 1 表に示す.

2.3　データの質

第 3 図に即して述べると，測線の始点から測点番号 1000（第 4 図の測点 2000）付近の勇払橋に至る区間では概ね低ノイズ環境でデータを取得することができたが，測点 200 ～ 270 区間の廃棄物処理場（第 4 図の測点 400 ～ 540）付近では，作業用重機によるノイズが混入している．また，勇払橋から測点 2080 付近の厚真発電所に至る市道区間（第 4 図の測点 2000 ～ 4160）では，大型トレーラーによる交通ノイズが混入している．さらに、測点 2080 ～ 2170 区間の発電所（第 4 図の測点 4160 ～ 4340）周辺では発電所からの連続的なきわめて大きいノイズが，また測点 1840 のコンテナ埠頭（第 4 図の測点 3680）および測点 2250 のフェリー埠頭（第 4 図の測点 4500）周辺では船舶によるノイズが，それぞれ混入している．厚真発電所から国道 235 号線に至る測点 2200 付近～ 2450 付近は，交通量は比較的少なく低ノイズ環境であったが，データの S/N は始点側の勇



第 4 図　勇払測線 3-1 の詳細測線図　説明は第 3 図参照．基図：国土地理院数値地図 50,000「苫小牧」，「鵡川」．
Fig.4　Detailed survey map of the GSJ Yufutsu survey line-3-1. As for explanations, see Fig.3. Base map: Tomakomai and Mukawa, Digital Map 50,000 (Map Image), Geographical Survey Institute.

払市街地に比べ低い．測点 2450 付近～終点 3012 までの国道 235 号線沿いは，大型ダンプカーの通行量が多く，多くの交通ノイズが混入している．また震源の効きが他と比べて悪かった．この様にノイズの多い測定環境であったため，可能な限り垂直重合数を増やし，良好な記録の取得に努めたが，震源出力の違いもあり，平成 22 年度探査データ（勇払測線 1 および 2）に比べて全般的に S/N はかなり悪いデータとなっている．

3. データ処理

全体測線 3 においては西半部の 2.5m 間隔の発震記録を垂直重合して 5m 間隔の発震記録を作成し，西半

第 1 表　GSJ 勇払測線 3（苫小牧－むかわ測線）の探査諸元
Table 1　Field parameters of GSJ Yufutsu 3 (Tomakomai-Mukawa) seismic reflection survey.

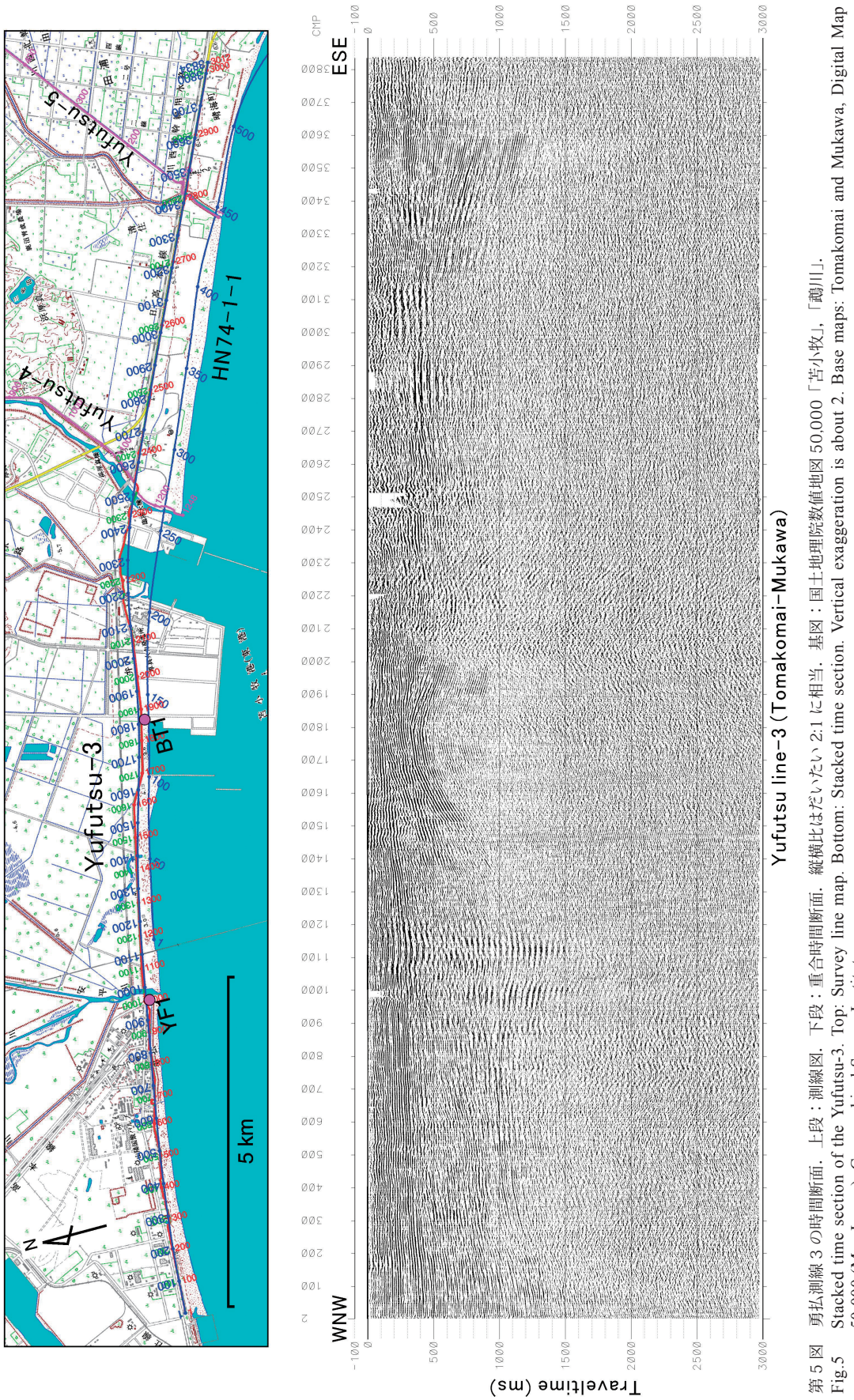
測線名	苫小牧－むかわ測線	
測線番号	測線 3-1	測線 3
測線長	11.3 km	19.7 km
探査方向	W→E	
震源	T-15000（IVI 社）	
台数	1 台	
発震点間隔	2.5 m	5 m（西半部），10 m（東半部）
スイープ周波数	10～200 Hz	10～200 Hz（西半部） 10～120 Hz，10～80 Hz（東半部）
スイープ長	15 s	
垂直重合数	2（標準）	4（西半部標準），6（東半部標準）
総発震点数	4,958	3,012
受振器	SG-10（Sercel 社）	
固有周波数	10 Hz	
アレイ	6 個バンチング	
受振点間隔	5 m	5 m（西半部），10 m（東半部）
展開	エンドオン	エンドオン （測線東端部は固定展開）
総受振点数	2,273	3,012
中央記録ユニット	Latitude E5500（Dell 社）	
遠隔記録ユニット	DSS-12（サンコーコンサルタント社）	
チャンネル数	192 ch	
サンプリング間隔	1 ms	
記録長	16 s（コリレーション前） 3 s（エクステンディッド・コリレーション後）	
CMP 重合数	96（標準）	192（西半部標準），96（東半部標準）
CMP 間隔	1.25 m	5 m
CMP 数	8,810	3,834
CMP 重合測線長	11,011.25 m	19,165 m

部 5m 間隔，東半部 10m 間隔の発震記録を元に CMP 間隔 5m の CMP ギャザーを作成した．稠密発震測線 3-1 においては 2.5m 間隔の発震記録をそのまま用いて CMP 間隔 1.25m の CMP ギャザーを作成した．この結果，測線 3 の西半部，東半部の標準 CMP 重合数はそれぞれ 192 重合，96 重合であり，測線 3-1 の標準 CMP 重合数は 96 である．また最大オフセットについても西半部で約 1km，東半部で約 2km という違いがある．

測線 3 についての予備的な解析は横倉ほか（2012）で述べた．ここでは現在までに得られている重合時間断面を第 5 図に示す．測線 3-1 については，データ量が膨大なため静補正処理・残留静補正処理の一部で計算機の処理能力を超える部分があるが，現時点での重合後時間断面，マイグレーション時間断面，深度断面をそれぞれ第 6，7，8 図に示す．各 CMP ギャザーの平均標高を基準面として処理を実施し，時間断面のプロットにさいしては海抜 0m を往復走時 0ms の原点としている．縦横比は，測線 3 でおよそ 2 程度，測線 3-1 でおよそ 4 程度（深度断面は正確に 4）に相当する．

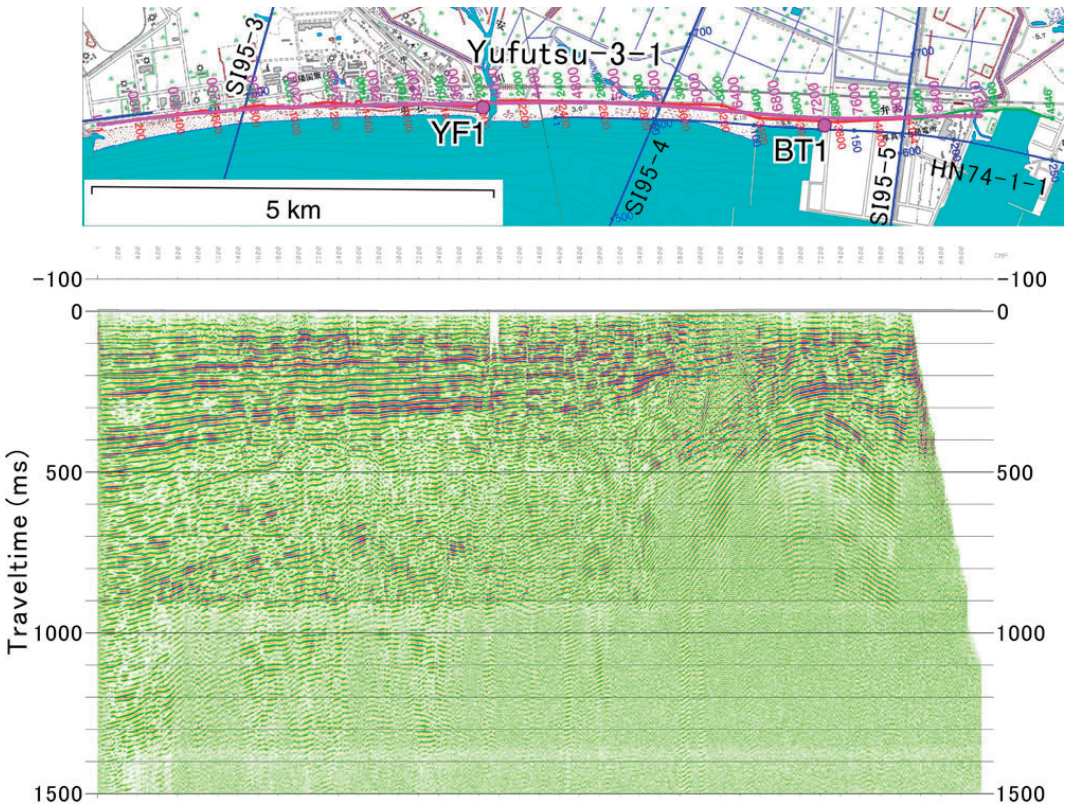
4. 議論およびまとめ

横倉ほか（2012）で述べたように，勇払測線 3 の測線ほぼ中央部 CMP.1750-1800（測線 3-1 の CMP.7000-7200）付近に軸を持つ顕著な背斜構造，断面東部の CMP.2900 付近に軸を持つやや幅広な背斜構造，西部の CMP.400-900（測線 3-1 の CMP.1600-3600）付近の往復走時約 1s のやや幅広



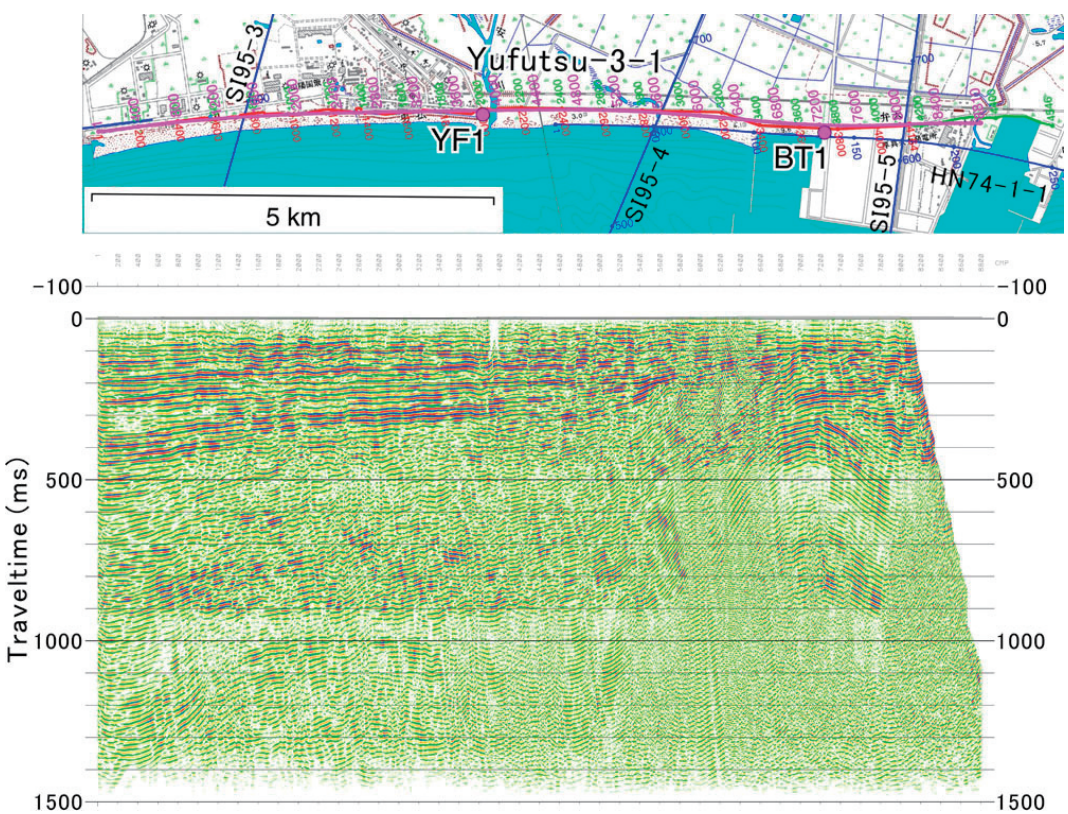
第 5 図　勇払測線 3 の時間断面．上段：測線図．下段：重合時間断面．縦横比はだいたい 2:1 に相当．基図：国土地理院数値地図 50,000「苫小牧」，「鵡川」．

Fig.5　Stacked time section of the Yufutsu-3. Top: Survey line map. Bottom: Stacked time section. Vertical exaggeration is about 2. Base maps: Tomakomai and Mukawa, Digital Map 50,000 (Map Image), Geographical Survey Institute.



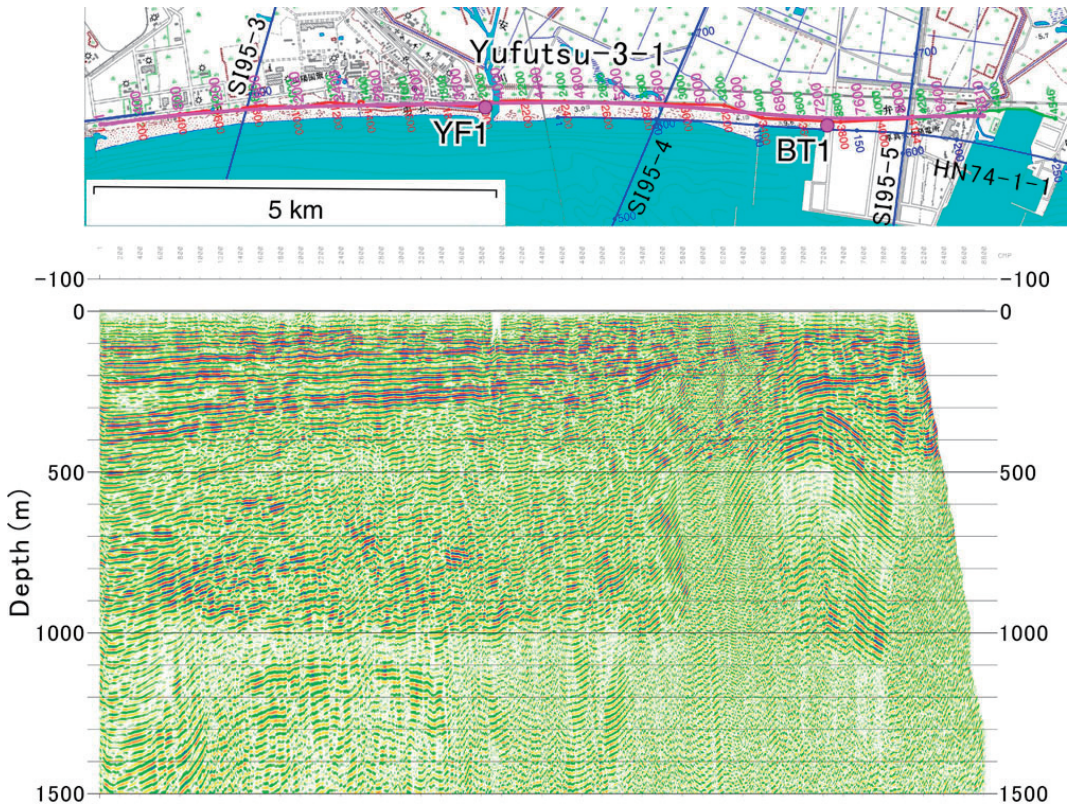
第 6 図　勇払測線 3-1 の時間断面．上段：測線図．下段：重合時間断面．縦横比はだいたい 4:1 に相当．基図：国土地理院数値地図 50,000「苫小牧」,「鵡川」.

Fig.6　Stacked time section of the Yufutsu-3-1. Top: Survey line map. Bottom: Stacked time section. Vertical exaggeration is about 4. Base maps: Tomakomai and Mukawa, Digital Map 50,000 (Map Image), Geographical Survey Institute.



第 7 図　勇払測線 3-1 のマイグレーション時間断面．説明は第 6 図参照.

Fig.7　Migrated time section of the Yufutsu-3-1. As for explanation, see Fig.6.

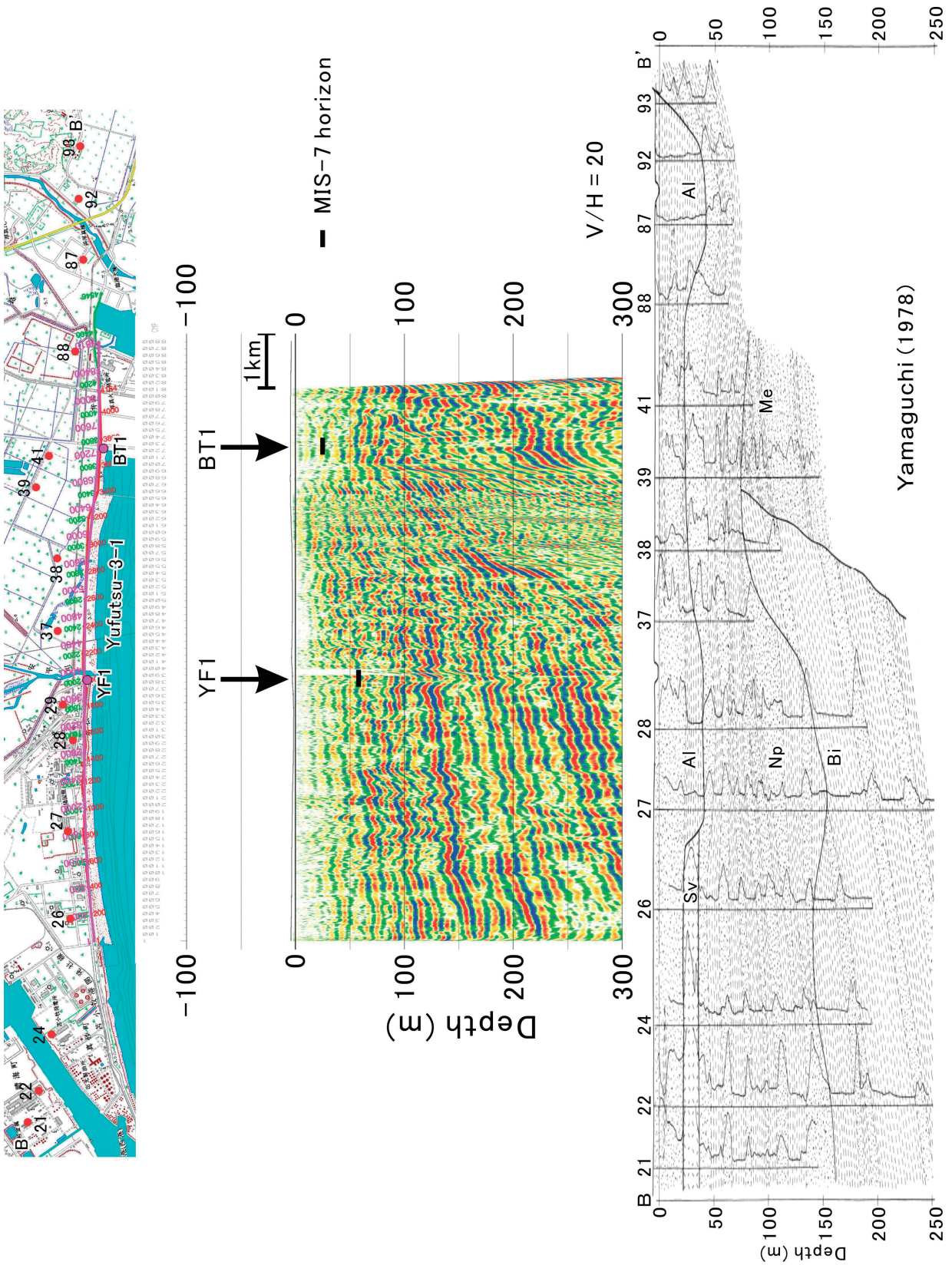


第 8 図　勇払測線 3-1 の深度断面．説明は第 6 図参照．縦横比は 4:1.
Fig.8　Migrated depth section of the Yufutsu-3-1. As for explanation, see Fig.6. Vertical exaggeration is 4.

な背斜構造が存在する．CMP.1750-1800（測線 3-1 の CMP.7000-7200）付近の背斜上部の地層（ほとんどが第四系と考えられる）は大局的に西部へ向かってその層厚を増していく．しかしその地層境界の形状を子細に見ると，深部に見られる褶曲構造と良く対応した位置に，その振幅は小さいけれど同様な凹凸が見られる．したがって CMP.1750-1800（測線 3-1 の CMP.7000-7200）付近と CMP.400-900（測線 3-1 の CMP.1600-3600）付近の背斜を作る低角逆断層運動は少なくとも第四紀に入っても継続したことは確かである．

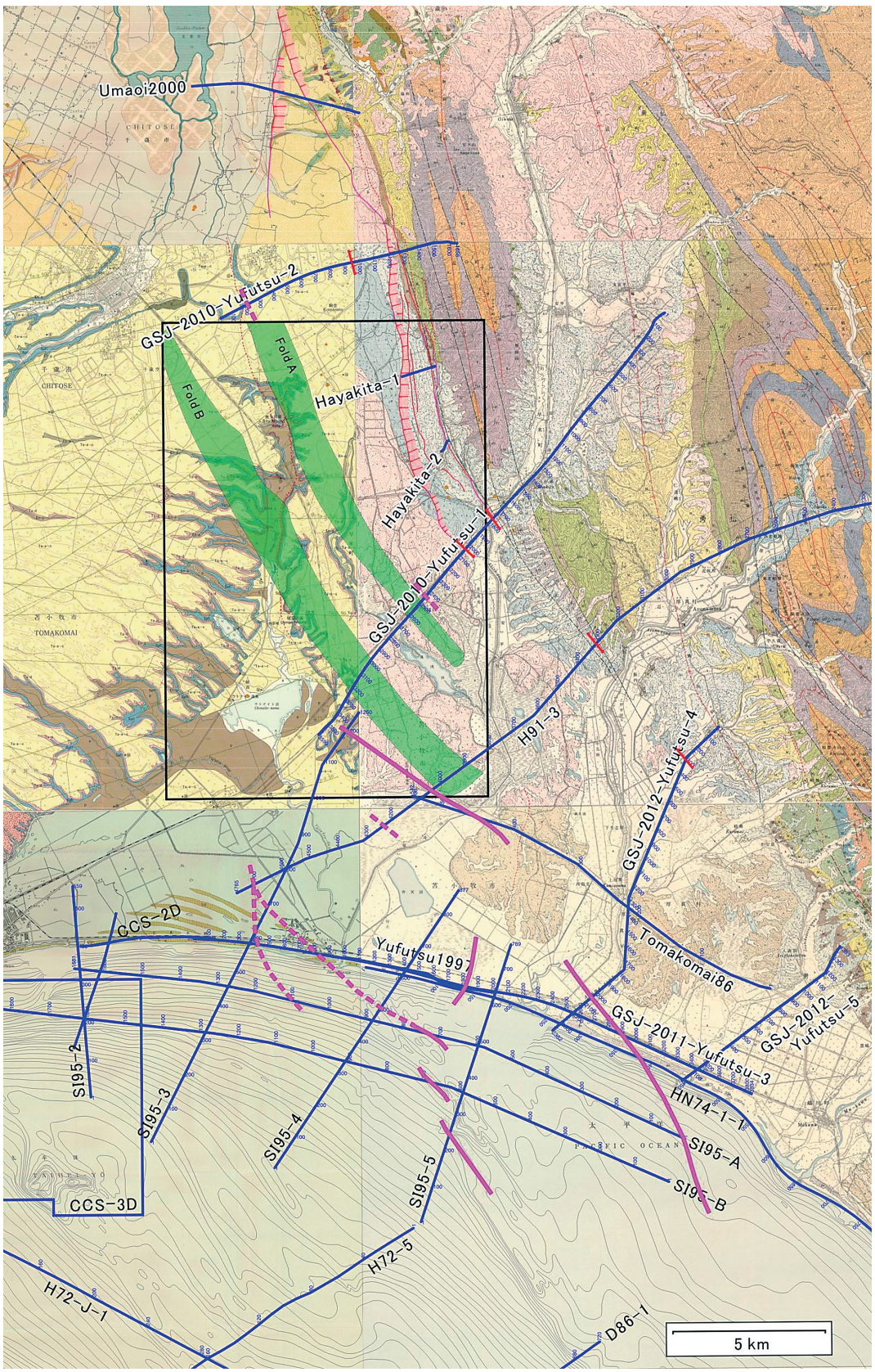
先に述べた海域の直線的な崖の延長部に相当する安平川河口付近直下に，累積性を示す断層は存在していないことは第 5-8 図から明らかである．また佐藤（2013）の音波探査においても崖地形直下には累積性を示す断層が存在していないという．一方で Komatsubara and Komatsubara (2012b) は安平川河口をはさんだ上記 2 ボーリング間で MIS ステージ 7 に相当する同時間面・同標高面に 31m の西落ち高度差があることを示した．この高度差は地表直下の断層活動によるものではなく，上記低角逆断層運動による CMP.1750-1800（測線 3-1 の CMP.7000-7200）付近の背斜の成長によるものである．測線 3-1 深度断面に Komatsubara and Komatsubara (2012b) の MIS-7 層準を重ねたものを第 9 図に示す．深度断面には静補正処理の不備による乱れが存在するが，31m という高度差は反射法の結果と整合的である．深度断面では MIS-7 層準よりもさらに上位まで変形がおよんでいることが読み取れることから，上記低角逆断層は第四紀後期を通じて活動的である可能性がある．山口（1978）は水井戸の電気検層データ等を参照して勇払海岸近傍の地質断面を推定している．山口（1978）の B-B' 断面は勇払測線 3 に近いところにあり，相互に非常に良く似た形状を示すことは興味深い（第 9 図）．特に山口（1978）の洪積層と美葉牛層の境界が顕著な反射面となっていること，美葉牛層と萌別層の境界が傾斜不整合となっていることが分かる．また佐藤（2013）の音波探査測線 101a もこれらと整合的な反射パターンを示している．反射面の対比問題については今後詳しく検討して行きたいと考えている．

横倉ほか（2011）では，石狩低地東縁断層帯周辺の背斜軸の連続性に関する異なった二つの解釈を示した．しかしその後実施された勇払測線 4（岡田ほか，2013a）や苫小牧 86 測線の高精度解析（山口ほか，



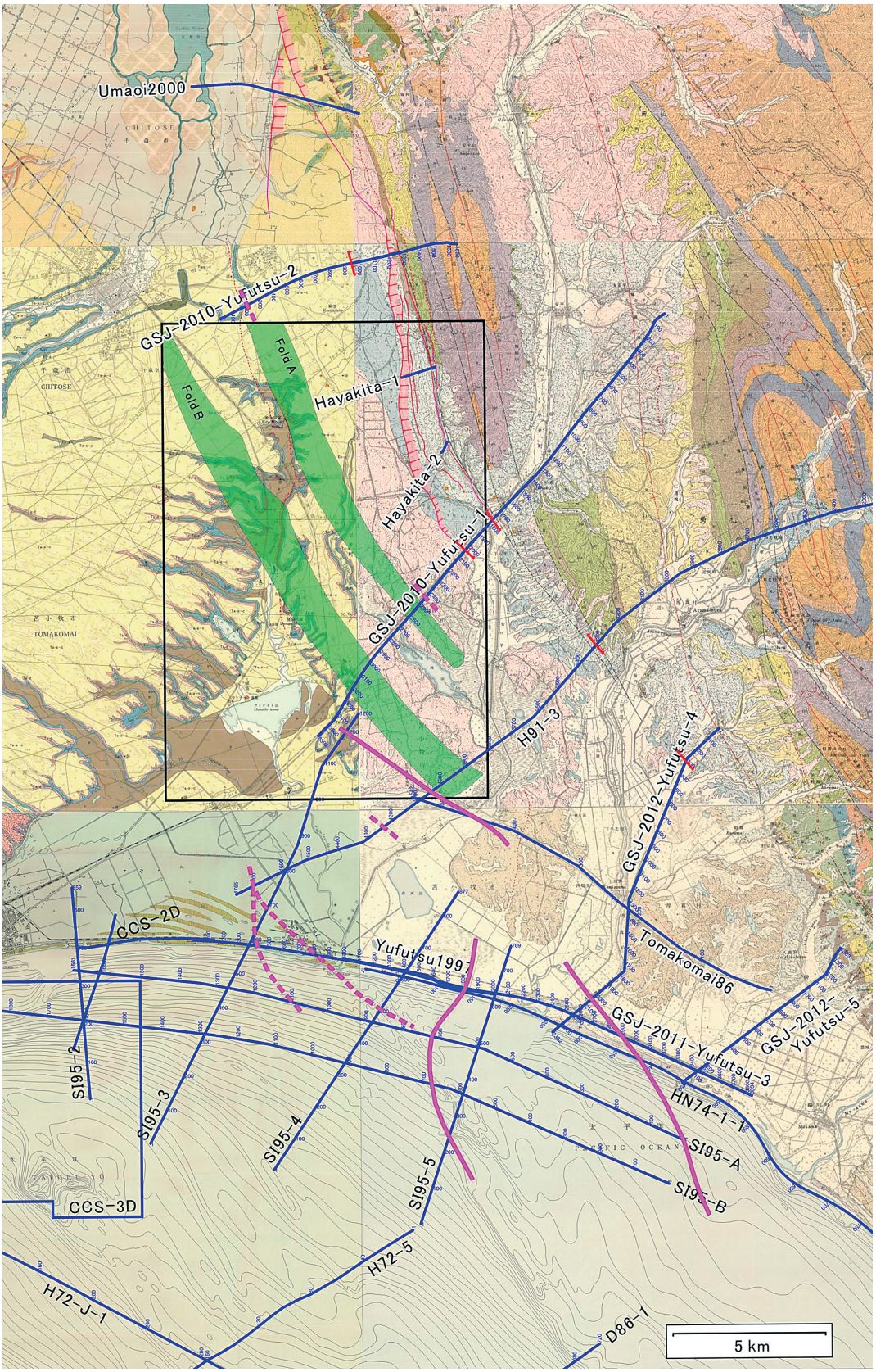
第 9 図　勇払測線 3-1 深度断面と水井戸の電気検層データに基づく推定地質断面との比較．上段：測線図および水井戸位置（赤点）．中段：測線 3-1 深度断面．縦横比は 20:1．2 ボーリング下に示した黒太線は Komatsubara and Komatsubara (2012b) の MIS-7 層準を示す．下段：推定地質断面．山口（1978）の第 5 図に加筆・修正を施した．Al，Np，Bi，Me，Sv はそれぞれ沖積層，洪積層，美葉牛層，萌別層，支笏火山噴出物を示す．

Fig.9　Comparison between the Yufutsu 3-1 depth section and an estimated geologic section by electrical logging data of water wells. Top: Survey map of the Yufutsu 3-1 survey line and water-well sites (red points). Middle: Depth section of the Yufutsu 3-1. Vertical exaggeration is 20. Two black bold lines beneath the two boring sites correspond to the MIS-7 horizon by Komatsubara and Komatsubara (2012b). Bottom: Estimated geologic section, modified from Fig.5 of Yamaguchi (1978). Al, Np, Bi, Me and Sv mean Alluvium, Diluvium, Bibaushi Formation, Moebetsu Formation and Shikotsu volcanics, respectively.



第 10 図　背斜軸の連続性に関する一つの解釈（モデル A）．マゼンタ色の実線，波線はそれぞれ褶曲の振幅の大きいもの，小さいものを示す．緑色領域は平川・越後（2002）の第 2 図の背斜部を，矩形は第 2 図の範囲を示す．基図は 1/50,000 地質図幅「苫小牧」（土居 ,1959），「鵡川」（山口，1960），「千歳」（曽屋・佐藤，1980），「早来」（松野・石田，1960），「恵庭」（長尾ほか，1959），「追分」（松野・秦，1960）に，活断層分布は中田・今泉（2002）による．海底地形：日本水路協会発行海底地形デジタルデータ M7006「津軽海峡東部」.

Fig.10　A possible view of continuities of anticlinal axes (Model A). The magenta solid and broken lines indicate large and small amplitude of folds, respectively. The green areas correspond to the anticlines in Fig.2 of Hirakawa and Echigo (2002), and the rectangle shows an extent of the figure. Base map: 1/50,000 Geological Maps Tomakomai (Doi, 1959), Mukawa (Yamaguchi, 1960), Chitose (Soya and Satoh, 1980), Hayakita (Matsuno and Ishida, 1960), Eniwa (Nagao et al., 1959) and Oiwake (Matsuno and Hata, 1960). Active faults: after Nakata and Imaizumi (2002). Bathymetry: M7006 “East part of Tsugaru kaikyo”, M7000 Digital Bathymetric Chart, Japan Hydrographic Association.



第 11 図　背斜軸の連続性に関するもう一つの解釈（モデル B）．説明に関しては第 10 図参照．
Fig.11　Another possible view of continuities of anticlinal axes (Model B). As for explanations, see Fig.10.

2012）で示された正確な背斜位置も加味して，横倉ほか（2012）では背斜軸の連続性に関する図の改訂版を示した（第 10 図）．これは海域における崖地形が地下の背斜軸に関連して生じた可能性があるとの暗黙の仮定にもとづいた解釈によっている．もしこの崖地形が断層活動と関連していないとするならば，横倉ほか（2011）の第 2 のモデルと類似の第 11 図のような背斜の連続性をも現時点で想定することが可能である．こうすると，東方の幅広の背斜（測線 3 の CMP.2900 付近）は測線と背斜軸が斜交しているために生じた見かけのものであり，勇払測線 3，HN74-1-1，SI95-A，SI95-B，SI95-5 に見られるコンパクトな形状の背斜は測線と背斜軸がほぼ直交しているためにコンパクトな形状を呈していると解釈することができ，モデル B の方が背斜形状の違いをより良く説明できると考えられる．しかしいずれがより真実に近いか現時点では確定できないため，今後の課題としておく．

今後は，これまで本プロジェクトで実施した反射法地震探査データ解析，他機関の既存反射法データの高精度解析，重力データ解析をさらに進め，特に深部構造のより良いイメージングを行い，深部の低角逆断層の形状やどこまで西方に延長しているかなど，石狩低地東縁断層帯主部および同断層帯南部の構造を明らかにして行きたいと考えている．

謝辞

本調査の実施にあたり，苫小牧市役所，厚真町役場，むかわ町役場，勇払自治会，苫小牧港管理組合，国土交通省北海道開発局苫小牧道路事務所，北海道胆振総合振興局苫小牧出張所，北海道電力苫東厚真発電所，（株）苫東より多くのご協力をいただいた．現地調査はサンコーコンサルタント（株）に委託して実施した．また北海道立総合研究機構地質研究所より山口（1978）の図の複製許可を頂いた．許可申請にあたり同研究所丸谷薫研究主幹のご助力を得た．上記の諸機関ならびに関係諸氏に感謝の意を表します．

文献

浅野周三・嶋　悦三・松田時彦・吉井敏尅・斎藤正徳・岡田　広・小林啓美・瀬尾和大・入倉孝次郎・鳥羽武文・朝倉夏夫・田村八洲夫・井川猛・高橋明久・森谷武男・笹谷　努・松島　健・梅戸在明・岩田知孝（1989）地震動予測精密化のための地下深部構造の研究．文部省科学研究費自然災害特別研究　研究成果，No.A-63-3，163p.

土居繁雄（1959）苫小牧．5 万分の 1 地質図幅，北海道開発庁，14p.

平川一臣・越後智雄（2002）石狩低地南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に関わる地形の変形．活断層研究，No.22，63-66.

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. 地質調査所報告，vol.46，283-300.

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.

Kato, N., Sato, H., Orito, M., Hirakawa, K., Ikeda, Y. and Ito, T.(2004) Has the plate boundary shifted from central Hokkaido to the eastern part of the Sea of Japan?, Tectonophysics, vol.388, 75-84.

経済産業省産業技術環境局 CCS 実証試験実施に向けた専門検討会（2011）苫小牧地点における「貯留層総合評価」及び「実証試験計画（案）」に係る評価．参考資料 1　苫小牧地点における貯留層総合評価．平成 23 年 12 月．http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/sangi/ccs/report_001.html

小松原純子・小松原琢（2012a）ボーリングによる勇払平野沿岸の活構造調査．平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，No.59，101-108.

Komatsubara, J. and Komatsubara, T. (2012b) The boring survey across the possible active fault along the Yufutsu coastal lowland, Hokkaido Island, northern Japan. 29th IAS Meeting of Sedimentology 2012, Schladming, Austria, September 10-14, 2012.

松野久也・秦　光男（1960）追分．5 万分の 1 地質図幅，北海道開発庁.

松野久也・石田正夫（1960）早来．5 万分の 1 地質図幅，北海道開発庁，35p.

茂木昭夫（1964）北海道勇払原野沖海底の沈水地形．第四紀研究，vol.3，141-152.

長尾捨一・小山内熙・石山昭三（1959）恵庭．5 万

分の 1 地質図幅，北海道開発庁，31p.

中田　高・今泉俊文編（2002）「活断層詳細デジタルマップ」．東京大学出版会，DVD-ROM2 枚，60p．付図 1 葉.

日本 CCS 調査株式会社（2009）苫小牧沖 3 次元弾性波探査による CCS 可能性調査について．News Release, 平成 21 年 7 月 3 日.

日本 CCS 調査株式会社（2010）苫小牧地点での追加 3 次元弾性波探査の実施について．News Release，平成 22 年 7 月 6 日.

岡田真介・住田達哉・牧野雅彦・山口和雄・横倉隆伸（2011）石狩低地東縁断層帯・馬追丘陵を横切る重力探査．平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，No.56，85-92.

岡田真介・山口和雄・横倉隆伸（2013a）石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査－厚真測線およびむかわ測線．平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報（本研究報告）.

岡田真介・住田達哉・山口和雄・横倉隆伸（2013b）石狩低地東縁断層帯南部における重力探査．平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報（本研究報告）.

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，vol.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，地質調査総合センター速報（本研究報告）.

寒川　旭・衣笠善博・垣見俊弘（1984）1:500,000 活構造図 図幅第 4 号「札幌」．地質調査所.

石油開発公団（1973）昭和 47 年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「日高―渡島」調査報告書．18p.

石油開発公団（1975）昭和 49 年度石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「日高南部」調査報告書．19p.

石油公団（1987）昭和 61 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書．36p.

石油公団（1993）平成 3 年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書．25p.

石油公団（1996）平成 7 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書．35p.

曽屋龍典・佐藤博之（1980）千歳地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，92p.

山口和雄・横倉隆伸・岡田真介（2011）苫小牧周辺の反射法地震探査データ再処理．平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，No.56，93-111.

山口和雄・阿部　進・横倉隆伸・岡田真介（2012）MDRS 法による苫小牧 86 測線反射法データの再解析．平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，No.59，75-87.

山口和雄・阿部　進・横倉隆伸・岡田真介（2013）馬追丘陵周辺の反射法データ解析．平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報（本研究報告）.

山口久之助（1978）苫小牧東部の地下水について．北海道立地下資源調査所報告．No.50，133-159.

山口昇一（1960）鵡川地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，29p.

横倉隆伸・山口和雄・岡田真介（2011）石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査．平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，No.56，71-84.

横倉隆伸・山口和雄・岡田真介（2012）石狩低地東縁断層帯南部における反射法地震探査．平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，No.59，59-74.