

## 石狩低地帯南部と勇払平野沖の活構造と沖積層基底の埋没地形面

### Active structures and basal topography of the Alluvium (Post-glacial deposits) in the southern part of the Ishikari Depression and off Yufutsu region, central Hokkaido

佐藤智之<sup>1</sup>・小松原 琢<sup>1</sup>  
Tomoyuki Sato<sup>1</sup> and Taku Komatsubara<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:** We describe two important contents in seamless geologic information between terrestrial and aquatic regions. One content is about active structures crossing sea shore, and another one is about basal topography of the post-glacial deposits.

A 130-km-long N-S trending active fold and thrust zone (active fault along the eastern margin of the Ishikari lowland) occurs in the Ishikari lowland and off the Yufutsu plain. This fault system is one of the boundary faults between the Kuril arc and the North-east Japan arc. This fault system consists of east-dipping thrusts accompanying with fault-related folds. This fault system is subdivided into two parts with gap and echelon arrangement around the Yufutsu plain. The main part is 72km-long and its mean vertical displacement rate is larger than 0.4m/ky. The south part is 86-km-long and its mean vertical displacement rate is 0.2-0.3m/ky.

Basal topography of the post-glacial deposits is characterized by incised-valleys formed in the last glacial regression. Paleo-Mukawa rivers incised valley extends from terrestrial region to submarine area.

**Keywords:** active fault, Hokkaido, eastern boundary fault zone of Ishikari lowland, fold and thrust belt, segmentation, post-glacial deposits, incised valley, last glacial regression

#### 要 旨

沿岸域に立地する都市で営まれる社会生活への影響が大きく、海陸シームレス地質情報の中核をなす二項目について記載する。一つは海岸を横断する活構造に関するもの、もう一つは沖積層基底の地形についてである。石狩低地帯から勇払平野沖海域にかけて、長さ 130km の南北走向の断層褶曲帯 (石狩低地帯東縁断層帯) が存在する。この断層系は千島弧と東北日本弧の境界の一部をなしている。この断層系は低角東傾斜のスラストからなり、断層関連褶曲が発達する。石狩低地帯南部においては、断層系は勇払平野周辺の不連続と雁行配列によって 2 つに分けられる。主部は長さ 72km、平均上下変位速度は 0.4m/ky 以上である。南部は長さ 86km、平均上下変位速度は 0.2 ~ 0.3m/ky である。勇払平野とその沖合の沖積層基底の地形は、最終氷期の埋没谷で特徴づけられる。

#### 1. はじめに

北海道中央部の石狩低地帯とその南方海域は、北海道における交通の拠点であり、かつ鉱工業の中心地として重要な地域である。この地域の海陸シームレス地質情報を整備する上で、活構造と軟弱地盤を構成する沖積層の分布を記載することは、重要な意味を持つ。石狩低地帯東縁に活断層が存在することは古くから知られていた (例えば活断層研究会, 1980)。また、石狩低地帯周辺が千島弧と東北日本弧の衝突帯の前線に位置し、新生代後期に活発な地殻変動が行われてきたことも指摘されてきた (岡, 1986)。

特に最近 10 数年間では、島弧衝突帯の地質構造解明を目的とする反射法地震探査 (例えば伊藤, 2000 ; Kato *et al.*, 2004) や、地震発生ポテンシャル解明を目的とする変動地形・浅部地質調査と浅層反射法地震探査 (例えば北海道立地質研究所, 2001 ; 産業技術総合研究所, 2007) により、石狩低地帯東縁部の地質構造が詳細に知られるようになった。その結果、美唄市から早来町東方に至る石狩低地帯東縁には低角東傾斜のスラ

ストを主体とする一連の活構造(石狩低地東縁断層帯)が存在することが明らかになった(地震調査研究推進本部, 2003, 2010). また同時期に支笏火砕流堆積物(Spfl)の堆積面の形状から, 石狩低地東縁断層帯南部の西方(前面)には活褶曲が存在することが推定され(例えば平川・越後, 2002; 池田ほか編, 2002), 石狩低地東縁断層帯よりも前面にスラストが伸張している可能性が示された(池田ほか編, 2002).

一方, 海域の地質構造については, 海上保安庁水路部(1982)により詳細な海底地形が記載され, 勇払平野の南方海域に北西-南東方向に延びる海底崖地形が存在することが明らかにされたが, その後の石油公団による音波探査などの物理探査(例えば石油公団, 1996)や産業技術総合研究所による海底地質調査(辻野・井上, 2012)によって石狩低地帯東縁断層の南方延長付近に新期堆積物を変位させる褶曲が存在することが示された. 特に南北ないし北西-南東方向に延びる海底の背斜は東傾斜の断層に伴われており(産業技術総合研究所, 2007; 辻野・井上, 2012など), 石狩低地東縁断層帯の南方延長が海域に達している可能性が強く示唆されていた(産業技術総合研究所, 2007; 地震調査研究推進本部, 2010).

しかし, 陸域で認定されていた石狩低地東縁断層帯と海域の褶曲構造の連続性に関する知見は不十分で(小松原・小松原, 2011; 横倉ほか, 2012), 活断層のセグメンテーションには問題が残されていた. また, 断層帯南部に関しては, 正確な位置や長さ, 平均変位速度などの基本的な諸元が明らかにされてこなかった(地震調査研究推進本部, 2010).

一方, 勇払平野の沖積層基底は平野の規模の割に起伏が大きく, 平野西部を中心に非常に軟弱な地層が局所的に厚く堆積する(小松原ほか, 2014). このような局所的に厚い軟弱地盤構成層の海域への連続性については従来報告がなかった.

最近, 勇払平野周辺を中心とした海陸接合部の総合的な地質構造調査が行われ(本報告集), 沿岸部の活構造に関する知見が集積されつつある(例えば佐藤ほか, 2013). ここでは特に石狩低地東縁断層帯南部の位置・連続性・平均変位速度等に関してこの一連の調査によって明らかになった点をまとめ(第1図), 次いで沖積層基底の地形(第2図)について記載する.

## 2. 石狩低地帯東縁断層の主部と南部の接合部以南の活構造

本論では松田(1990)の基準に基づいて区分した地震調査研究推進本部(2010)の見解にしたがって, 馬追丘陵の前縁に沿うもの(石狩低地帯東縁断層帯主部)と, 千歳市市街地東方で丘陵前縁から離れて南方に向かうもの(石狩低地東縁断層帯南部)に分けて, 両セグメントの接合部である千歳市以南の活構造について記載

する.

石狩低地帯東縁断層帯主部の南端は, 従来の研究(例えば北海道立地質研究所, 2001)では地形面の西傾動が明瞭に認められる早来町の安平川右岸とされ, 地震調査研究推進本部はこれに基づいて断層帯主部の長さを66kmとして地震規模を推定した. しかし, 厚真川右岸付近に測線の位置する反射法地震探査(H91-3測線)では, Yufutsu-1測線(横倉ほか, 2011)と同様に東傾斜のスラスト群が認められ, スラスト上盤側に複背斜状の隆起帯が形成されていることが明らかにされている(産業技術総合研究所, 2007; 山口ほか, 2011). この東傾斜のスラストとその上盤の複背斜状の構造からなる地質構造は石狩低地東縁断層帯主部に共通して認められるもので少なくともH91-3測線の位置する厚真川右岸まで石狩低地帯東縁断層帯主部が連続していると考えられる. また, 松野・石田(1960)の地質図では, H91-3測線に表れたと考えられる推定断層と複背斜が厚真川右岸まで描かれている. このことから, 石狩低地東縁断層帯の南端は厚真町の厚真川右岸に位置する可能性が高い. このことを考慮して断層長を計測すると, 石狩低地帯東縁断層帯主部の長さは地震調査研究推進本部(2010)の見解よりも長い72kmとなる.

一方, 石狩低地帯東縁断層帯南部の北端は北海道立地質研究所(2001)に示されているように千歳市祝梅北方の低位段丘を変位させる活背斜北端に位置すると考えられる. この背斜は長さ約2km程度の短いものであり, その南方にあたる陸上自衛隊東千歳駐屯地付近では西傾斜の単斜構造が上部更新統を変位させている(横倉ほか, 2011; 山口ほか, 2013; 小松原ほか, 2014). 単斜構造の長さは最も長く見積もっても7km程度である. 単斜構造の南の千歳市駒里から苫小牧市植苗に至る区間ではS字状に屈曲した美々背斜(小松原ほか, 2014)が長さ9kmにわたって追跡できる. 美々背斜は本郷層基底(約115ka)を最大15m変位させる活背斜である. 美々背斜の南にあたる国道234号線沿いで行われた反射法地震探査(Yufutsu-1測線)では美々背斜の延長付近で堆積層は水平であり, 顕著な構造は見いだされない(横倉ほか, 2011; 山口ほか, 2013). しかし, 日高自動車道沿いで行われた反射法地震探査(Tomakomai86測線)では, 美々背斜の南東に位置する静川台地の西側に軸をもつ開いた背斜が認められている(山口ほか, 2012). この背斜の南東には次に述べる勇払背斜(伊藤, 1999)に連続する可能性がある. このように祝梅から静川台地に至る南北30kmの区間は短い活構造が断続的に分布している. また, この区間の活構造は屈曲が著しい.

勇払背斜は静川台地付近から南方25kmの苫小牧港東港沖の海底活構造に連続する(佐藤ほか, 2013)活背斜である. この背斜の地下構造は佐藤ほか(1998), Kato *et al.*(2004), 横倉ほか(2012, 2013)などの反射法地震探査によって詳しく解析されている. 産業技術総

合研究所(2007)と横倉ほか(2012)によると、沿岸部における勇払背斜は、東傾斜のスラスト上に発達し、上部鮮新統の(平松, 2004) 荷菜層より上位の地層は背斜軸の西約4kmの安平川河口付近に向斜軸をもつ比較的閉じた構造を示す一方で最上部の地層(おそらく第四系)はこの向斜に参加しない開いた構造を示す。海域では、更新統相当層であるT3層(佐藤, 2014)上面の変形によって背斜軸が確認できる(第3図)。最終氷期に形成されたと考えられるT2層上面も変形しており活背斜であることが確認できるが、その後の堆積、浸食作用により海底面に地形として現れていない。一方、背斜軸と隣接して比高10m程度の海底崖地形が北西-南東へ延びている。これは最終氷期最盛期以降に形成された堆積性のリッジで、地下に変位も認められないため、背斜構造が海底面に現れたものではない(第3図)(佐藤ほか, 2013)。また、安平川河口付近の向斜軸のさらに4km西の苫小牧港西港南方には荷菜層以下の層準が参加する開いた背斜構造が認められる(横倉ほか, 2013)が、この開いた背斜には第四系は参加していない可能性が高い。勇払背斜の平均上下変位速度については、苫小牧港西港と背斜軸部の間におけるMIS7層準及びToyaテフラの比高から見積もられ、中期更新世後期以降の平均上下変位速度は0.2~0.3m/kyと考えられる(小松原ほか, 2014)。海域でもMIS7に形成されたと考えられるT3層上面が30m程隆起していることから、同程度の上下変位速度が見積もられている(佐藤, 2014)。この上下変位速度は石狩低地帯東縁断層帯主部の上下変位速度(0.4m/ky:産業技術総合研究所, 2007, ないし0.4m/ky以上:地震調査研究推進本部, 2007)と比較して小さい。

勇払背斜の4~12km東方を浜厚真背斜(新称)-鶴川沖背斜(辻野・井上, 2012)が南北ないし北西-南東方向に伸びている。この背斜は沿岸部の反射法地震探査(横倉ほか, 2012)では緩く開いた構造をなしているが、表層付近まで参加していることがわかる。ブーマーによる反射法音波探査による結果では、更新統相当層であるT3層、T2層が変形しており、活構造であることが確認できる(佐藤, 2014)。しかし、この背斜を内陸部に追跡することはできず、背斜の北端は浜厚真付近に位置している可能性が高い。

### 3. 勇払平野とその沖合海域における沖積層基底の埋没地形面

第2図に勇払平野とその沖合海域の沖積層基底の5m間隔等標高線図を示す。沖積層基底の標高は、陸域については既往地盤調査ボーリングデータを基に(小松原ほか, 2014)、海域についてはブーマーによる反射法音波探査を基にT1層下面を沖積層基底とみなして求めた(佐藤, 2014)。データ間については逆距離加重法によって補完した。図に示されるように、特に陸域

において沖積層基底は標高-10m以浅から-50mに達する大きくかつ不規則な起伏をもつが、谷の幅と比較してボーリングデータ密度(小松原ほか, 2014の図17を参照)が希薄な地域では沖積層基底が局所的に深い部分の深度が把握しにくいいため、データ密度に依存してこのような等標高線図が不規則な凹凸を描いてしまったものと考えられる。

沖積層基底には、背斜による隆起といくつかの埋没谷が認められる。背斜による隆起については、海域と海岸部において浜厚真背斜の隆起が認められるが、勇払背斜による隆起は埋没谷による浸食もあり、特に海域にてそれほど認められない。

陸域では最深で標高-50mに達する顕著な埋没谷地形をなしている安平川及び勇払川沿いの谷地形は、第2図に示されるように海域まで連続しない。一方、静川台地の東に位置する苫小牧港東港北側の埋没谷地形は、苫小牧港東港から南南西に伸びる海底の埋没谷地形に連続する。

このことは、支笏火砕流堆積物堆積以降における安平川と勇払川の流域は丘陵地域に限られ、流送する碎屑物の量が少ないため最終氷期に現海岸線よりも下流まで侵食作用が及ばなかった一方で、静川台地東側の平野には氷期に広く周氷河環境が卓越していた(平川, 2003)日高山脈に源頭をもち、広大な流域面積を有する鶴川が流入しており、氷期に多量の礫が流下したため河川下流域まで侵食作用が生じやすく、顕著な埋没谷地形を形成したことによると考えられる。従って静川台地の東から海域まで延びる埋没谷地形を以下、古鶴川とする。海域の古鶴川東方10kmにも埋没谷が認められるが、鶴川沖背斜にさえぎられて陸域まで連続していない。

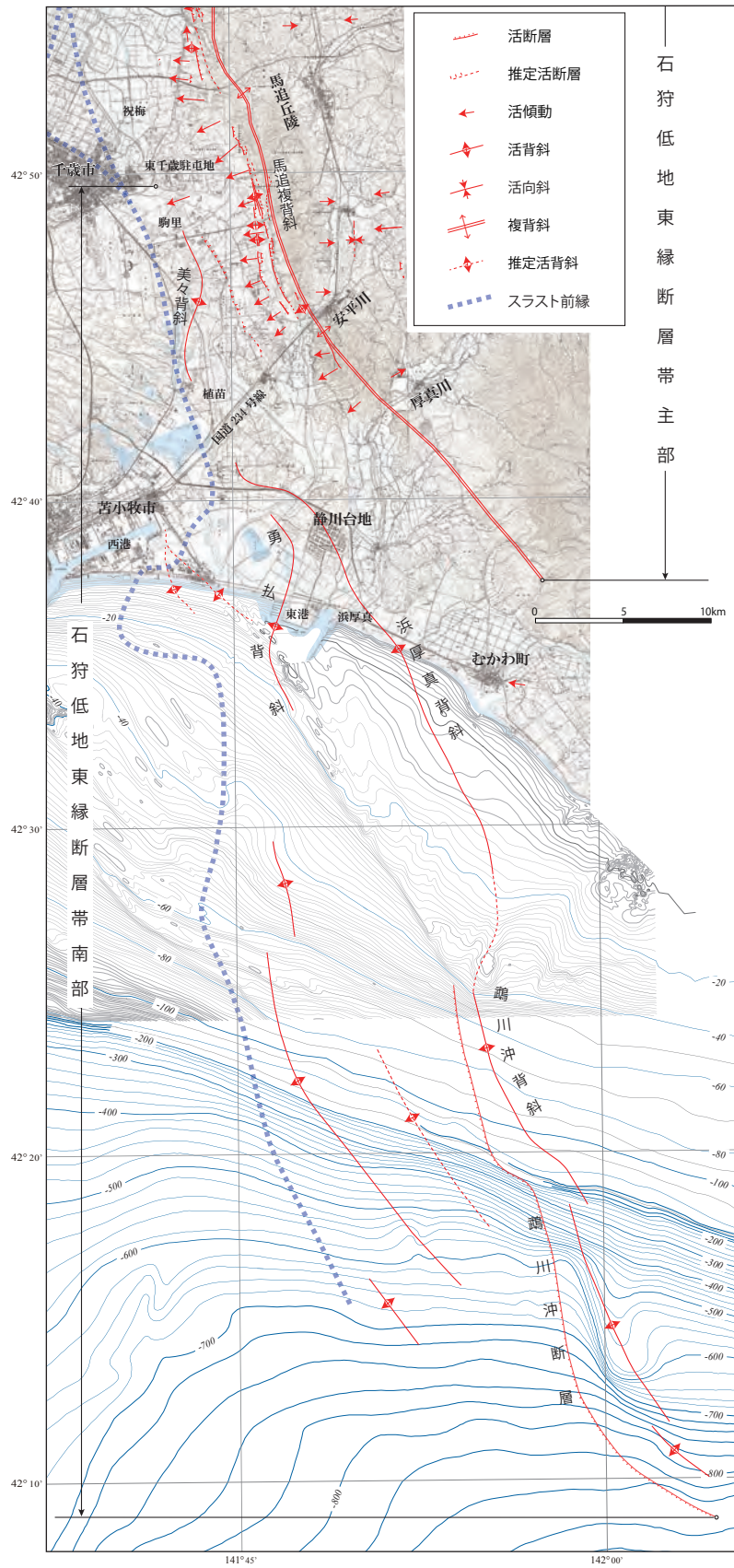
謝辞:石狩低地帯東縁断層帯の調査にあたって、北海道立総合研究機構地質研究所の大津直博士と産業技術総合研究所地質情報研究部門の横倉伸仲招聘研究員と辻野匠主任研究員に多くのご助言をいただいた。作図にあたっては、地質情報研究部門の尾崎正紀上級主任研究員、田中ゆみ子氏、小松原純子主任研究員と康義英氏のご協力をいただいた。

### 文 献

- 平川一臣・越後智雄(2002)石狩低地帯南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に伴う地形の変形。活断層研究, 22, 63-66.
- 平川一臣(2003)3-6 日高山脈の氷河作用, 周氷河作用. 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197-196. 東京大学出版会.
- 平松 力(2004)勇払油・ガス田における上部中新統~鮮新統の珪藻化石層序。石油技術協会誌, 69, 291-299.

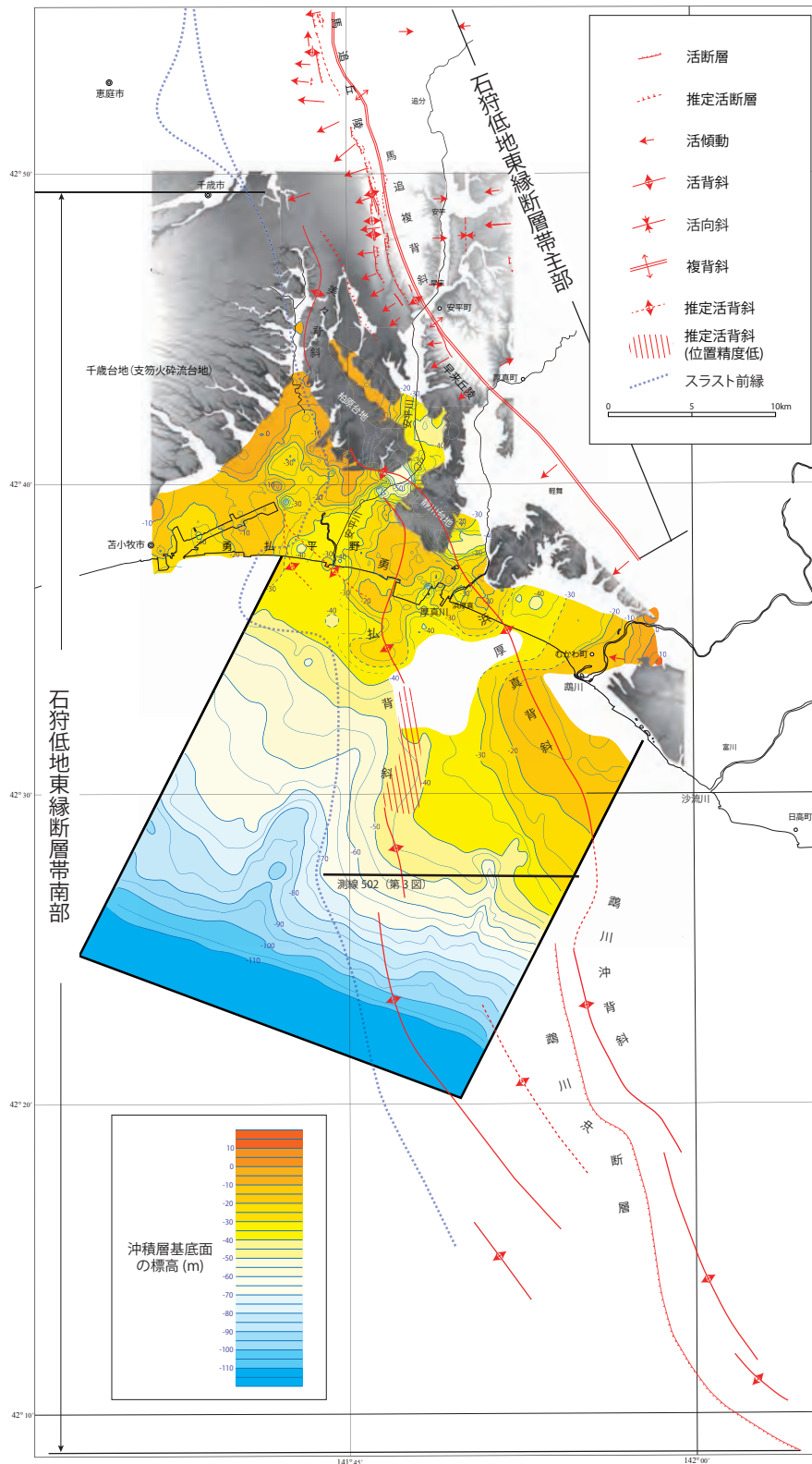
- 北海道立地質研究所 (2001) 北海道活断層図 No.3 石狩低地東縁断層帯活断層図とその解説. 北海道, 157p.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254 p.
- 伊藤谷生 (1999) 北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェーズはいつ始まったか?. 月刊地球, **21**, 608-613.
- 伊藤谷生 (2000) 日高衝突帯-前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造-. 石油技術協会誌, **65**, 103-109.
- 地震調査研究推進本部 (2003) 石狩低地東縁断層帯の長期評価について. [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03nov\\_ishikari/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03nov_ishikari/index.htm) (2003年11月12日公表).
- 地震調査研究推進本部 (2010) 石狩低地東縁断層帯の長期評価の一部改訂について. [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10aug\\_ishikari/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10aug_ishikari/index.htm) (2010年8月26日公表).
- 海上保安庁水路部 (1982) 沿岸の海の基本図 (5万分の1)「苫小牧東部」. 海上保安庁.
- 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*, **388**, 75-84.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層-分布図と資料-. 東京大学出版会, 363p.
- 小松原 琢・小松原純子 (2011) 勇払平野周辺の活構造に関する研究の現状と問題. 平成22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.56, 63-70.
- 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.
- 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 東京大学地震研究所彙報, **65**, 289-319.
- 松野久也・石田正夫 (1960) 早来地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 北海道開発庁, 40p.
- 岡 孝雄 (1986) 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, no.31, 295-320.
- 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 (2014) 勇払平野沿岸域 20万分の1海底地質図説明書. 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.
- 佐藤智之・内田康人・奥水健一・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**, 17-28.
- 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 No.H18-8.
- 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.
- 辻野 匠・井上卓彦 (2012) 日高舟状海盆海底地質図. 海洋地質図, no.77(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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, 産業技術総合研究所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, 産業技術総合研究所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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 37-46.
- 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, 産業技術総合研究所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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.59, 59-74.
- 横倉隆伸・山口和雄・岡田真介 (2013) 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—. 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, 47-61.

(受付: 2014年1月6日; 受理2014年3月7日)



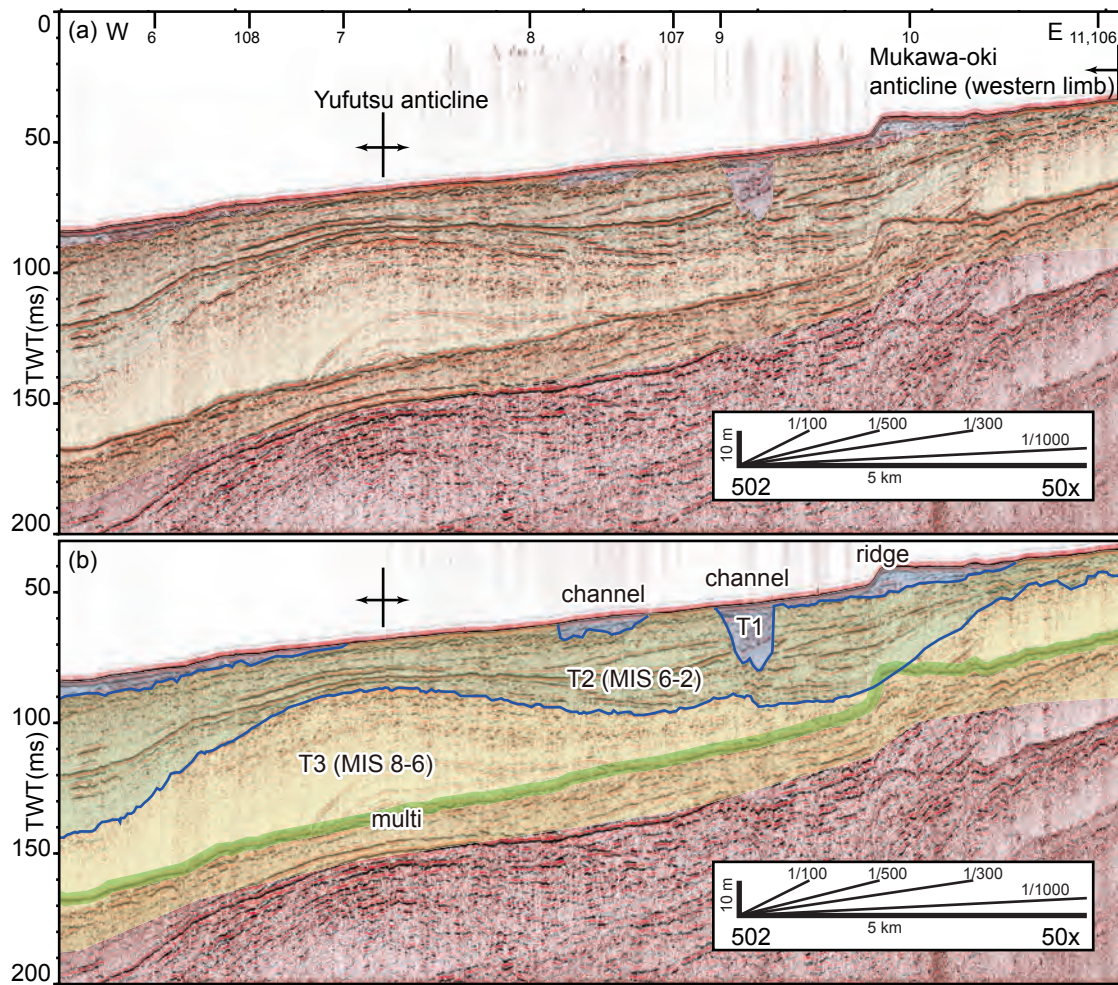
第1図 石狩低地帯南部と勇払沿岸域の活構造. 海底地形については日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ M7006 ver.2.1 津軽海峡東部 (2009) に基づく.

Fig.1 Active structures in the southern part of the Ishikari lowland and off Yufutsu. Submarine topography is based on M7006 ver. 2.1 East part of Tsugaru kaikyo (2009) in M7000 Digital Bathymetric Chart published by Japan Hydrographic Association.



第 2 図 勇払平野と勇払沿岸域の沖積層基底の埋没地形. 小松原ほか (2014) と佐藤 (2014) に基づいて作成. 数字は標高を示す. 海底地形については日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ M7006 ver.2.1 津軽海峡東部 (2009) に基づく.

Fig.2 Basal topography of the Alluvium in the Yufutsu plain and off Yufutsu, based on Komatsubara (2014) and Sato (2014). Submarine topography is based on M7006 ver. 2.1 East part of Tsugaru kaikyo (2009) in M7000 Digital Bathymetric Chart published by Japan Hydrographic Association.



第3図 沿岸海域における勇払背斜と鶴川沖背斜の高分解能反射断面図 (a) (測線 502) とその解釈図 (b). 佐藤 (2014) の第4図に加筆.

Fig.3 High resolution seismic profile of the Yuftsu anticline and Mukawa-oki anticline in the coastal zone (a)(Line 502) and the interpretation (b). After Fig. 4 in Sato (2014).