

「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.H17-1

## サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 18 年 5 月

独立行政法人  
産業技術総合研究所

## 目 次

1 . 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
1 . 1 断層帯の概要とこれまでの既往研究	1
1 . 2 既往研究から明らかになった課題と本調査の内容について	2
2 . 調査結果	3
2 . 1 火山灰層序学による段丘面の形成年代決定	3
( 1 ) アチャル台地	3
( 2 ) 豊徳台地	4
( 3 ) 天塩段丘面	5
( 4 ) サロベツ原野東縁部および中央部の海成段丘	6
( 5 ) サロベツ原野周辺の海成段丘面の形成年代	7
2 . 2 群列ボーリング・ジオスライサーによる上部更新統の変形構造	7
2 . 3 群列ボーリング・ジオスライサーによる完新統の変形構造	9
( 1 ) 稚咲内海岸の離水海岸地形の内部構造	10
( 2 ) サロベツ原野の完新統の構造	11
2 . 4 既存反射法地震探査データの再解析により明らかになったサロベツ 断層帯の地下構造	12
3 . まとめ	15
3 . 1 断層帯の位置及び形態	15
( 1 ) 断層帯を構成する断層	15
( 2 ) 断層面の位置・形状	16
( 3 ) 変位の向き	16
3 . 2 断層帯の過去の活動	17
( 1 ) 平均変位速度	17
( 2 ) 活動時期	18
( 3 ) 1 回の変位量	18
( 4 ) 活動間隔	18

( 5 ) 活動区間	18
注	19
謝辞	19
文献	20
図 表	24

## 1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

### 1.1 断層帯の概要とこれまでの既往研究

サロベツ断層帯は、北海道北部の白亜系～第四系・天北堆積盆地に発達する褶曲衝上断層帯の変形フロントに位置し、サロベツ原野周辺の後期更新世の海成段丘面を変位・変形させるとされる(池田ほか編,2002;中田・今泉編,2002)(図1)。また、第四紀における沈降量が700-1000m、最大1500mであり、北海道でも特に第四紀地殻変動の激しい地域とされる(岡,1997)。活断層研究会編(1980)ではアチャル台地東縁・豊徳台地東縁・豊富丘陵西縁・幌延丘陵東縁にそれぞれ確実度IIIの活断層の疑いのあるリニアメントを認めている。その後、Ikeda and Masuda(1981)・池田ほか(1981)は、地形面構成層の堆積相解析に基づき、天塩川左岸からウツツ川右岸に分布する段丘地形を海成段丘面(天塩段丘面)であるとはじめて明確に示すとともに、これらが新第三系の褶曲構造と調和する変形を受けていることから活褶曲であると結論づけた。また、杉山ほか(1987)はアチャル台地東縁・豊徳台地東縁・豊富丘陵西縁・川口丘陵西縁に第四紀後期層の撓曲・傾動を、幌延丘陵に第四紀後期層の背斜軸を認めた。さらに、奥村(1987MS)は豊徳台地を日本海沿岸に位置する隆起軸ととらえ、地下に西傾斜の逆断層が存在することを推定している。活断層研究会編(1991)は基本的にこれらの研究成果を踏襲し、アチャル台地・豊徳台地の東縁部と豊富丘陵・幌延丘陵・北川口丘陵の西縁に活傾動を推定した。

その後、池田ほか編(2002)ではサロベツ原野の周辺に長さ約40kmの撓曲変形帯を認めた。これらは中位段丘面を20m前後変位させるとしている。また、中田・今泉編(2002)は豊富丘陵西縁に「サロベツ撓曲帯」の位置やや不明確な活断層のトレースを認め、長さ15km東上がりの撓曲帯と記載している。このほか、このほかに「兜沼撓曲」(長さ6km)・「豊富撓曲」(長さ3km)・「天塩撓曲」(長さ11km)を指摘している(注1)。このほか、サロベツ原野中央部の円山台地東縁部および幌延丘陵西縁部に推定活断層(以下「円山台地東縁」「幌延丘陵西縁」と呼ぶ)が認定されている。

以上の研究結果を受けて、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)はサロベツ断層帯が『北部、南部の2つの起震断層に区分でき、そのうち北部は長さ20km以上である(池田ほか編,2002;中田・今泉編,2002)。活動度について、北部では中位面(3-13万年前)に20m(平均変位速度0.15-0.7m/千年)の上下変位が示され、南部では高位面(15万年前以前)に25m(平均変位速度0.17m/千年以下)の上下変位が示されているが、沈降側が見積もられていないため、それ以上となる可能性がある。このため、B級相当と考えられる(中田・今泉編,2002)』とし、基盤的調査観測の基準を満たすと判断した。

## 1.2 既往研究から明らかになった課題と本調査の内容について

既往研究では，サロベツ原野周辺に分布する中位段丘面が変形していることが明らかになった．その一方で，この中位段丘面の形成年代についてはいくつかの異なる見解があり，この見解の相違は，本断層帯の活断層としての評価を行う上で非常に重要である．中位段丘面の形成年代に関する見解は大別すると以下の2つになる．三浦(1994), Miura(1995MS), 柳(1998MS), 小池・町田編(2001)では，池田ほか編(2002)および中田・今泉編(2002)が変形するとした中位段丘面を酸素同位体ステージ5(以下，MIS5と記す)の海成段丘面としている．一方，奥村(1987MS)および小疇ほか編(2003)では，これらの多くを MIS7 の海成段丘面としている．撓曲変形する中位段丘面は一般にサロベツ原野面に埋没もしくは比高数mの小崖をもってこれに接し，一般にその間に段丘面は発達しない．したがって，中位段丘面が MIS7 の海成段丘面であるとするならば，そのことは MIS5 の海成段丘面がないこと，すなわち後期更新世に隆起が生じておらず，本断層帯が過去十万年余りの間ほとんど活動していないことを意味する．この場合，完新世の海進時に浸食されて MIS5 の海成段丘面が消失した可能性は，撓曲変形する中位段丘面がほぼ直接沖積低地面と接することから否定される．その一方，撓曲変形する中位海成段丘面が MIS5 に形成されたとすれば，本断層帯は過去十万年余りの間にわたり顕著な隆起・沈降および撓曲変形を累積させてきた活断層であると見なすことができる．このように，変位基準である中位段丘面の形成年代および成因の推定は，単に断層帯の変位速度を正確に求めるためのみならず，本断層帯が活断層と見なせるか否かに関わる本質的な課題であると言える．

このような背景にもとづき，本調査ではまず本断層帯によって変形するとされる海成段丘面の形成年代を明らかにすることを第一の目的とした．上記の見解の相違が生じる理由として，本地域が変形帯に位置するため，オホーツク(Okumura, 1996)および羽幌(阪口, 1959; 町田ほか, 1985)など海成段丘面の模式地から段丘面の旧汀線を地形学的に対比するのが困難なこと(小疇ほか編, 2003)や，良好な露頭が少ないため，広域テフラと海進期堆積物の層位学的関係が不明確なことがあげられる．そこで，予備的に露頭調査を行った結果，遠別町丸松の中位海成段丘面の露頭(図1および6)において，海進期堆積物(外浜・前浜堆積物)とこれを直接覆う海退期の砂丘および風成レス堆積物を確認し，砂丘および風成レス堆積物下部にクッチャロ羽幌テフラ(Kc-Hb: Arai et al., 1986)を見いだした．この結果を受けて，露頭調査・ボーリング調査によって中位段丘面構成層の層相を記載し，堆積相解析・火山灰分析により段丘面の形成時期の推定を行った．

また，地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)が指摘するように，サロベツ原野および周辺の沖積低地における中位段丘堆積物相当層の分布はこれまで報告されていない．本断層帯による後期更新世以降における変形量を明らかにするために，沈降域であるサロベツ原野中

央部において群列ボーリングを行い、地下に伏在する上部更新統および完新統の分布を推定した。

さらに、池田ほか編（2002）で指摘されているように、サロベツ原野周辺には多数の反射断面があり、断層帯の地下構造を知る上で重要なデータである。これらの多くは 1970 年代に取得されたもので、最新の処理により大幅な改善が期待される。またすべての断面は時間断面であることから、適切な重合速度の推定に基づく深度変換をおこなって初めて、本断層帯の地下地質構造データとしての取り扱いが可能になる。上記の理由から、既存反射断面の再解析を行い、断層帯の地下構造および地表変形との関係について考察を行った。

## 2. 調査結果

### 2. 1 火山灰層序学・堆積相解析による段丘面の形成年代決定

重要な変位基準である中位段丘面の形成年代を決定するために、豊富町豊徳・豊富町豊富・天塩町川口・遠別町丸松の 4 箇所において中位段丘面構成層の露頭整形を行い、堆積物の（再）記載・火山灰分析・堆積相解析を行った。また、上部更新統の分布を解明するために掘削したボーリングコアでも同様の解析を行った。火山灰分析は、露頭では 10cm 間隔で連続的に採取し、ボーリングでは利尻アチャルテフラ（Rs-Ac）および利尻ワンコノ沢テフラ（Rs-Ac）を同定・識別することを目的に、視認できる白色軽石層を主に採取した。また、海成層にテフラ起源粒子の混在が期待できる層序では 10～20cm 間隔で細粒土の採取を行った。採取した試料を元に、火山ガラス、斜方輝石および角閃石の屈折率を測定した。層準的に重要なテフラの火山ガラスについてさらにエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー（EDX）を使った主成分の解析を行った。これらのデータを元に広域テフラとの対比を詳細に検討した。そして、堆積相解析から判断される海進・海退期堆積物とテフラの層位的な関係から、海成段丘面の形成年代を推定した。その結果、中位段丘面の多くが海成段丘面であり、特に海岸線に沿って分布するものは MIS5e に対比されることがわかった。一方、内陸側の中位段丘面の一部は MIS7 ないしはそれより古い海成段丘であることが明確になった。また、豊富丘陵西縁部の中位段丘面の一部は河成段丘面であることが明らかになった。

#### （1）アチャル台地

上サロベツ原野の西側に位置するアチャル台地では、高位面・中位面の 2 ヶ所でボーリングの掘削を行った（図 2・3）。このうち、中位面で掘削した Kb-2 は、Miura（1995）で報告された露頭（現在は消失）の近傍であり、小池・町田編（2001）では MIS5c とされる台地上に位置する。Kb-2 では、生痕化石・平板斜交層理を含む海成砂層の上位に泥炭層・火山噴出物が重な

る。海成砂層と泥炭層の境界は不明瞭で、両者は漸移的な砂混じり泥炭層を介することから、一連の海進・海退に対応して堆積したものと見られる。泥炭層の最上部には、Miura (1995) の報告したとおり、Aso-4 が挟在する。Kb-2 では、さらに下位に Rs-Ac, Kc-Hb が挟まれる。したがって、この中位段丘面は MIS5e に形成された海成段丘面であると考えられる。一方、高位面で掘削した Kb-1 のコアは Kb-2 とほぼ同じ層相・層序で地層が累重しており、泥炭層の下位に分布する潟湖・海浜堆積物は MIS5e の可能性がある。このことは、アチャル台地の高位段丘面もまた最終間氷期に形成された可能性を示す。掘削地点の高位・中位段丘面を分ける旧汀線は不明瞭である。しかし、その南側では比較的明瞭な崖地形が段丘面を分けていることが、米軍および地理院撮影の空中写真で確認される。このような地形的特徴は今回の結果と矛盾している。したがって、高位面までが MIS5e に形成されたか否かはより慎重に検討する必要があると考える。以下では、中位面のみを MIS5e として議論する。

## (2) 豊徳台地

三浦 (1996) および柳 (1998MS) が報告した豊富町豊徳の露頭 (図 4) では、斜交層理を伴う海成砂層の上位に弱い平行層理を伴う砂丘堆積物が認められ、さらにその上位に厚さ約 4m の火山噴出物・風成レス堆積物が覆う (図 6)。火山噴出物・風成レス堆積物の層序は三浦 (1996) と基本的に同じであり、下位から利尻アチャル (Rs-Ac)・洞爺 (Toya)・利尻兜沼 (Rs-Kb)・阿蘇 4 (Aso-4)・支笏第 1 (Spfa-1)・利尻ワンコの沢 (Rs-Wn)・利尻豊徳 (Rs-Ht) の各テフラが重なる。このような地層の累重関係は一連の海進・海退で説明できる。また、海成砂層直上の砂丘堆積物からは微量のバブルウォール型火山ガラスが産出し、屈折率は 1.496-1.505 である。ガラスの形態および屈折率から、これらのガラスの一部は Kc-Hb 起源の火山ガラスと考えられる。これらの観察結果から、豊徳台地は酸素同位体ステージ 5e (以降 MIS5e と記す) に形成された海成段丘面であると推定される。また、大井・三浦 (2004) は花粉分析の結果と伊藤ほか (2000) の記載から Rs-Ac を MIS5b としているが、本セクションで Toya が Rs-Ac の上位に存在することから、Rs-Ac は Kc-Hb とともに MIS5d のテフラであると考えられる。同じ豊徳台地で行ったボーリング B1 でも同様の層序が得られた (図 9)。小池・町田編 (2001) では B1 掘削地点の段丘面を三浦 (1996) の露頭で指示される MIS5e より一段低い MIS5c の海成段丘面としている。しかし、B1 では海成砂層の直上に Kc-Hb および Rs-Ac が重なり、豊徳露頭のセクションと同様の層序を示すことから、MIS5e の海成段丘面であると考えられる。小池・町田編 (2001) が MIS5e と MIS5c の間の旧汀線と認定した段丘面上の傾斜変換線は、段丘面を切る逆向き (西向き) 低断層崖地形であると考えられる (奥村, 1987MS)。

### (3) 天塩段丘面

天塩町川口，六志内川右岸の露頭（図5）では，中位段丘面の露頭でも平行斜交層理・スランプ構造を含む海進期の前浜・上部外浜堆積物に砂丘・風成レスが累重する（図6）．海成砂層直上の火山灰質レス堆積物はレンズ状に明黄褐色を呈する火山灰を含み，これには微量のバブルウォール型火山ガラスが含まれ，ガラスの屈折率は1.497-1.503である．ガラスの形態および屈折率から，これらの一部はKc-Hb起源であると考えられる．また，さらに上位のレス混じり風成砂層にはToyaが，風成レス堆積物にはSpfa-1が含まれる．このように，海成砂層および上位の風成堆積物は一連の海進・海退のシーケンスで説明され（池田ほか，1981），風成堆積物の最下部にMIS5dのテフラが含まれることから，川口丘陵西縁部に分布する中位段丘面はMIS5eに形成された海成段丘面であると推定される．

遠別町丸松，ウツツ川右岸の露頭（図5）では，もっとも典型的なMIS5e海成段丘面構成層のセクションが露出する（図6）．本露頭では厚さ約4.5mの前浜堆積物の上位に不明瞭な平行葉理を含む砂丘堆積物および塊状の風成レス堆積物が重なる．砂丘堆積物の堆積体は上に凸の形状を呈しており，陸側に向かって急激に薄くなり，厚い風成レス堆積物に指交する．この砂丘・風成レス堆積物の下部にKc-Hbの明赤褐色軽石層が挟在する．また，この上位の砂混じりレス層にはToya起源のバブルウォール型火山ガラス（屈折率1.494-1.496）が，さらに上位にはSpfa-1起源のバブルウォール型火山ガラス（屈折率1.500-1.502）がそれぞれ含まれる．海成砂層および上位の風成堆積物は一連の海進・海退のシーケンスで説明され（池田ほか，1981），風成堆積物の最下部にMIS5dのテフラが含まれることから，この中位段丘面はMIS5eに形成された海成段丘面であると考えられる．小疇ほか編（2003）は，柳・平川（1998）および小池・町田編（2001）がウツツ川右岸に認めた完新世段丘がMIS5eの可能性があったとしたが，今回の結果からはその可能性は否定される．完新世段丘は，遠別町北里のキビタナイ川河口部から同北浜の遠別川河口部まで認められ，海岸線に露頭が連続して分布する．その大半では植物遺体を多量に含む泥炭層およびシルト層が認められる（阪口，1958）が，今回の調査では海成段丘面であることを明確に示す生痕化石などの証拠を見つけることはできなかった．

池田ほか（1981）は段丘面の連続性から天塩川からウツツ川にかけての海成段丘面を一連の段丘面（天塩段丘面）としており，この地形学的対比は小池・町田編（2001）および小疇ほか編（2003）でも採用されている．このことから，天塩川からウツツ川にかけて分布する中位段丘面はいずれもMIS5eに形成された海成段丘面であると考えられる．



#### (4) サロベツ原野東縁部および中央部の海成段丘

一方、より内陸側に位置する サロベツ原野東縁部の豊富丘陵では異なった結果が得られた。小池・町田編(2001)で MIS5e とされていた段丘面のうち、豊富町豊富・福永川右岸の露頭(図4)では、生痕化石を含む海成砂層の上位に厚さ約 4 m の風成堆積物・火山噴出物が重なる(図7)。特徴的なのは、海成砂層の上位に厚さ約 1.5 m の赤色化したレスが重なり、その中央付近には Toya に類似するガラス屈折率(1.494-1.496)を有するバブルウォール型の火山ガラスが上下層準に比し多く含まれることである。このような特徴は安江ほか(2005)が報告した MIS7 ないしはそれよりも古いと考えられる海成段丘面に類似している。今回判明した MIS5e 段丘堆積物でも Toya は風成レス中に含まれるが、本露頭の Toya を挟在するレスはこれらに比べて赤色化が進行している。このことから、豊富丘陵の中位段丘面は MIS7 ないしはそれより古い可能性が高い。また、上記の露頭よりも北に位置し、小池・町田編(2001)で MIS5e とされていた段丘面で掘削したコア B13(図4,7)では、河成堆積物の上位に直接利尻起源の火山噴出物が重なる。このことは、小池・町田編(2001)などで海成段丘面とされていた豊富丘陵西縁部の中位段丘面の多くが河成面である、あるいは 河成堆積物の上位にあった堆積物が斜面に沿った物質移動により削剥され、その上位により新期の(風成)堆積物が重なる、その両方の可能性があげられる。掘削点近くの露頭では、整合的に重なる河成堆積物・火山噴出物を切る浸食面上に新期の火山噴出物(Rs-Wn など)が重なっていた。このように、豊富丘陵西縁部の中位段丘面の形成時期・形成要因については不明確な点が多く、今後さらなる検討が必要である。ただし、河成面であったとしても、空間的位置関係から、B13 掘削地点に代表される「中位段丘面」が、豊富露頭の海成面よりも極端に新しくなることはないと考えられる。

幌延丘陵東縁部に発達する海成段丘面のうち、小池・町田編(2001)で MIS5e とされていた幌延町下沼の段丘面については、安江ほか(2005)の詳しい研究がある。安江ほか(2005)によれば、海成砂礫層の上位に層厚約 1m の赤色化した風成レス堆積物が重なり、さらにその上位の淡褐色レス堆積物中に Kc-Hb が見いだされた。このことから、安江ほか(2005)はこの段丘面を MIS7 ないしはそれより古いと推定した。一方、この段丘面より一段低く、小池・町田編(2001)で MIS5c とされた段丘面の露頭(現在は消失)では、大井・三浦(2004)が砂層の上位に重なる泥炭層の中に Rs-Ac を見いだしている。そこで、砂層の堆積構造および泥炭層・テフラとの層位的関係を明らかにするために、同じ段丘面上でボーリング Hr-1 を掘削した(図4,8)。Hr-1 コアでは、生物擾乱作用を受けた潟湖堆積物の上位に泥炭層・火山噴出物および風成レス堆積物が重なり、泥炭層と潟湖堆積物の境界は漸移的である。また、泥炭層上部に Kc-Hb のガラスが見いだされる(古澤,未公表資料)。従って、本コアで見られる堆積相の変化は一連の海進・海退のシークエンスを反映しており、本段丘面は MIS5e の海成段丘面と考えられる。

また、サロベツ原野中央部に位置する円山台地では、ボーリング B5 を掘削した(図 4, 9)。ここでは生痕を多数含む海成シルト層(潟湖)の上位に Rc-Ac および Rs-Wn を含む火山灰層・風成レス堆積物が累重することから、円山段丘は MIS5e に形成されたと考えられる。一方、Miura (1995MS) は円山台地では海成砂層が Rs-Kb2 に覆われるとし、MIS5c の海成段丘面であるとしている。実際、円山台地はいくつかの傾斜変換線で区切られるため、単一の段丘面ではなく、MIS5e および 5c の海成段丘面群からなる可能性はある。

#### (5) サロベツ原野周辺の海成段丘面の形成年代

以上の結果をまとめる、本断層帯のうち、アチャル台地・豊徳台地・天塩段丘面は MIS5e 海成段丘面であり、その形成以降撓曲変形が生じている。すなわち、ここでは過去約 10 万年以降に活動的な活断層である。また幌延丘陵西縁では撓曲変形は見られないものの、MIS5e の海成段丘の旧汀線高度が 30m 内外であることから、伏在する活断層により隆起しているものとみられる。一方、豊富丘陵西縁部に分布する中位段丘面は MIS7 ないしそれよりも古い可能性が高い。

### 2.2 群列ボーリング・ジオスライサーによる上部更新統の変形構造

2.1 の結果から、本断層帯の大部分が後期更新世に活動を継続する活断層であることが明確になった。しかし、沖積低地面下における上部更新統の分布は明らかではないため、活断層による上部更新統の上下変位量を現状では見積もることができない。そこで、サロベツ原野における上部更新統の分布を明らかにする目的で群列ボーリング(B1~B6)を行い、地層の分布・堆積年代を決定するために堆積相解析・火山灰分析を行った(図 4, 9)。その結果、B1 から B5 のいずれのコアにおいても海進期堆積物(潟湖・および海浜堆積物)およびその上位に MIS5d から MIS2 (Kc-Hb, Rs-Ac, Rs-Wn) のテフラが累重していることが明らかになった。このうち、沖積低地に位置する B2~B4 ではいずれも Kc-Hb, Rs-Ac および Rs-Wn が潟湖ないしは氾濫原堆積物中に含まれ、より上位の完新統の氾濫原・潟湖・湿地堆積物に覆われる。MIS5d テフラ下の海進期堆積物は、豊徳台地の露頭や B1・B5 ボーリングで確認された MIS5e の海進期堆積物に層相・層位とも一致し、さらに上位の氾濫原堆積物への層相変化は漸移的である。したがって、ボーリングコアで観察される MIS5d テフラ直下の海進期堆積物の形成年代は MIS5e であると考えられる。このようにサロベツ原野は少なくとも最終間氷期以降継続的に沈降していることが明らかになった。

以上の結果に基づいて地層の対比を行い、サロベツ原野を横断する東西の地質断面図を作成して MIS5e の海浜・潟湖堆積物の分布を確認した(図 9)。豊徳露頭・B1 ボーリングからは東

側に傾斜する台地の地形に対応して MIS5e の海成砂層が東に向かって高度を減ずることがわかる。豊徳台地の最高高度は約 50m である。海成砂層はサロベツ原野下に埋没し、B3 付近でもっとも深く（上面の高度-12.3m）に分布する。ここから再び分布高度を東に向かって上げ、円山台地におけるコア B5 では MIS5e の潟湖堆積物の上面高度は 6.2 m になる。このように、もともとほぼ当時の海面高度付近に形成された MIS5e の海浜・潟湖堆積物は、東西約 6 km の区間で最大約 60 m の高度差を持ち、明らかに堆積終了以降に上下変位を受けている。またこのような変形は豊徳台地・円山台地に見られる変位地形（池田ほか編，2002；中田・今泉編，2002）と調和的である。また、池田ほか編（2002）では円山台地の東縁に撓曲変形を認めている。円山台地と豊富丘陵の間で掘られたボーリングコア B6 および既存ボーリング（H8H8；岡ほか，2006）では、厚さ 20 m 以上の完新統が最終氷期に形成された谷を埋積しており、円山台地以西で確認された MIS5e の海成層および MIS5d のテフラに対応する地層は認められない。岡ほか（2006）では花粉分析・岩相から H8B8 の深度 36.7 m（標高-27.2 m）以深を下部更新統・更別層と対比している。したがって、MIS5e の海浜・潟湖堆積物は、少なくとも円山台地以東ではそれ以西のサロベツ原野下と同じ程度の深度に埋没することはなく、沈降量は円山台地 豊徳台地間に比べてはるかに小さいと考えられる。

さらに、B2 および B3 ボーリングでは MIS5e の海成砂層の下位に斜交層理の発達する淘汰の悪い河川成堆積物と淘汰の良い砂丘堆積物が確認され、これらは既存のボーリングコア（ME5；環境省ボーリング）でも確認される。これらはそれぞれ MIS6 および MIS7 に対比される可能性がある。

また、天塩平野における上部更新統の分布を確かめるために、天塩町北川口においてボーリング Sr-1 を掘削した（図 10）。しかし、MIS5e であることを明確に示す層序学的証拠は得られなかった。コアでは 18.4-20.08 m に潟湖堆積物、17.0-18.4 m に氾濫原堆積物、12.0-17.0 m に潟湖堆積物が重なる。このうち、12.0-17.0 m の潟湖堆積物からは完新世の 14C 年代が得られているのに対し、下位の氾濫原堆積物中の木片（深さ 17.37 m）からは >44700 の 14C 年代値が得られている。したがって、MIS5e の堆積物は深さ 17 m 以深に分布するものと考えられる。

### 2.3 群列ボーリング・ジオスライサーによる完新統の変形構造

豊徳台地の西側に広がる稚咲内海岸平野では、海岸線に沿って離水浜堤地形が見られる(図11)。ここでは数列の堤間低地が比高2-5 mの段差をもって分布する。この離水浜堤地形は稚咲内背斜(例えば小椋・掃部, 1992; 図17)の直上では観察されるが、同背斜が南にプランジして消滅する幌延町オトスレイ(音類, 現・浜里)付近以南では認められず、ここでは数列の浜堤列が発達するのみである。したがって、この段丘地形は稚咲内背斜の成長に起因する可能性がある。さらに、この段丘地形は完新世の高海面期に形成された豊徳台地西縁の海食崖前面に広がることから、縄文海進以降に形成されたことは確実である。したがって、もし段丘地形が稚咲内背斜の成長に起因するとすれば、それは過去数千年間に発生した背斜の成長ないしはそれともなう隆起イベントを記録している可能性がある。このような浜堤列は穴倉ほか(2001)などにより明らかになった、地震時地殻変動に伴い形成される房総半島の離水海岸地形によく似ている。

このほか、米軍・国土地理院が撮影した空中写真および環境省が取得したレーザープロファイラによる1mグリッドのDTMによりサロベツ原野の地形を改めて観察すると、サロベツ原野には不明瞭ながら波状変形が認められる(図13)。円山台地と豊徳台地間のサロベツ原野面は泥炭層およびそれを薄く覆う氾濫原堆積物により構成される(阪口, 1955a; 1955b; 1958; 1974; 大平, 1995)。原野面は豊徳台地の東縁を南流する清明川・サロベツ川以西では東に傾斜するが、清明川・サロベツ川付近から原野中央部では緩く西に傾斜し、全体としては非対称な下に凸の形状をしている。とくに、ワンコノ沢や稚咲内など、過去に清明川・サロベツ川が日本海に流入していた際に形成された谷地形は、もともと西側に傾斜していたはずにもかかわらず、現在東側に傾斜しており、異常である。このように、サロベツ原野の地形の観察からは、明瞭な撓曲崖はないものの、東西5 km以上のスケールでブロードに変形が生じていることが想定される。

以上の観察結果をもとに、完新統の変形構造ないしは完新世の変形・隆起イベントの有無を確かめるために、豊富町稚咲内から円山にかけての道道稚咲内豊富停車場線において群列ボーリングおよびジオスライサーの掘削を行った。さらに岩相・堆積構造の記載・14C年代測定・火山灰分析を行った。これらの解析結果と既存ボーリング資料に基づき、完新統の対比を行い、東西約10 kmの区間で地質断面図を作成した(図12, 13)。

### (1) 稚咲内海岸の離水海岸地形の内部構造

稚咲内海岸では、3列の砂丘・浜堤列(SD1-3)と、その間に低地が発達する。低地間はそれぞれ2-5 mの高度差があり、最も高いSD1と豊徳台地の西向き段丘崖の間の低地の高度は標高約11 mに達する。また、SD1-2およびSD2-3間の低地の高度はそれぞれ標高約7 mおよび4 mである。この離水浜堤地形の内部構造を詳しく調べるために、3列の堤間低地でジオスライサーおよびボーリングの掘削を行い、コアの詳細な記載および堆積相解析を行った(図12)。その結果、コアはいずれも基盤岩(泥岩)・ラミナやクロスベッドに富む海浜砂層・砂丘砂および低地が離水した後の湿地堆積物(泥炭層および堤間を流れる小河川の砂礫層)により構成される。このうち、SD1と豊徳台地間のコアB7およびB8では、海浜堆積物の基底面高度がいずれも標高7 m以上、上面の標高は10 m近いことがわかった。測定試料が含まれないため、この海浜堆積物の堆積年代を知る直接の証拠は得られていないが、豊徳台地の西向き海食崖に直接接することから、縄文海進の高海面期につづく小海退期に形成されたと考えられる。本調査でのサロベツ原野でのボーリング結果から、完新世の最高海面期は泥炭層基底面の年代値から、潟湖の最大拡大時の約6000年前であると推定される。一方、豊徳台地上の風成砂層直下の土壌の14C年代から、海岸砂丘の形成が5760年前以降に始まり、これが縄文海進期後の海退に対応するとされる(成瀬ほか, 1984)。したがって、豊徳台地の西向き海食崖の前面に分布する海浜堆積物は海浜堆積物の堆積開始は海退の始まった5760年前以降に形成されたと考えられる。つまり、この海浜堆積物が示す高度は縄文海進の最高海面ではなく、それ以降の海水準である。道北日本海側で完新世の海水準変動を求めた例はないが、オホーツク海沿岸地域における研究によれば、完新世の最高海水準は約6000年前の3-4 m程度(海津, 1983; Sakaguchi et al., 1985; 平井, 1987; 前田ほか, 1994)である。したがって、上面高度が10 m近くに達する海浜堆積物の高度は明らかに縄文海進以降の海水準からみて異常に高い。すなわち、過去5-6000年間に、稚咲内海岸平野は明らかに隆起していると言える。

一方、SD1-2間の堤間低地で掘削したボーリングB10・ジオスライサーWS3, 4およびSD2-3間の堤間低地で掘削したボーリングB9・ジオスライサーWS1, 2によると、前浜堆積物・上部外浜堆積物・基盤岩上面の浸食面には両低地間で系統的な落差が認められる。既存ボーリング資料(H5Br1-3およびH5Br2)と併せて検討すると、低地下では現世もふくめて異なった海水準で形成された前浜・上部外浜堆積物が重なっているものと見られる。このうち、SD1に対応して形成された上部外浜堆積物基底の浸食面の高度は-1.38m、浸食面下の基盤岩類に巣穴を作った穿孔貝の14C年代(B1002)は4970-4800 cal yBP(2 ; 以下同じ)である。これに対し、SD2に対応して形成された上部外浜堆積物基底の浸食面の高度は-4.65 m、浸食面直上の貝殻片の14C年代(B902)は4490-4270 cal yBPである。このことは、約3.3 mの海面低下が、わずか500年以内の間に起こったことを意味する。ただし、B1002は上部外浜堆積物最下部の年代値を示

すため、実際にはこれよりも短時間に海面低下は起こったはずである。このような短時間の急激な相対的海水準の低下はコースタティックな海水準変動とは考えにくく、テクトニックな地盤隆起に起因するものと考えられる(増田ほか, 2001; 宍倉ほか, 2001)。この相対的海水準低下はSD1-2間の堤間低地の離水に関連しており、上記の通り、この離水浜堤地形は稚咲内背斜が伏在する領域に限って分布する。2.4章で詳述するように、稚咲内背斜は地下数 km にスラストの先端が伏在する断層関連褶曲である。したがって、4970-4270 cal yBP に発生した急激な相対的海水準の低下は、稚咲内背斜の下に伏在するスラストで発生した大地震にともなう隆起を示すものと考えられる。なお、B10 最上部の泥炭層基底部からは非常に若い年代(B1003; 1860 to 1690 cal yBP and 1660 to 1630 cal yBP) が求められているが、泥炭層はSD2の砂丘砂の上位に重なり、海岸の隆起時期以降に形成されているものと考えられ、必ずしも低地離水直後の年代を表すとは限らない。

また、SD2-3間の堤間低地も標高4 m程度と高い。ここでの前浜堆積物の上面高度はB9で2.04 m、下面高度は-0.63 mと、稚咲内漁港の平均高潮位面(+0.2 m)(海上保安庁水路部, 1993)よりも高い。しかし、現世の海岸では、平均高潮位面よりも高い場所に、しかも潮位差以上の厚さの前浜堆積物が形成されるらしい(宍倉, 私信)。また、稚咲内漁港の既存ボーリング資料(H5Br1-3)によれば、SD2-3間の堤間低地から海岸線まで前浜堆積物の上面高度はほとんど変化しない。したがって、前浜堆積物の上面高度が平均高潮位面よりも高いという事実は、必ずしも隆起イベントを意味しない可能性がある。したがって、以下ではこれを地震性隆起の証拠として採用しなかった。

同様の地形は天塩川以南でも確認される(図5)。そこで天塩町南更岸で海浜堆積物の分布を調べる目的でジオスライサー掘削調査を行った(図5のTS1・2)が、明確な古海面高度の変化は認められなかった。

## (2) サロベツ原野の完新統の構造

サロベツ原野での完新統の変形を確かめるためにボーリング・ジオスライサーを掘削した(図13)。B3の西側に位置するB11は、B3からB5で連続的に確認されるMIS2から5dのテフラ・氾濫原堆積物およびMIS5eの海成砂層を欠き、コア最下部にリワークのRs-Wn(ca. 23ka; 近藤ほか, 2005)の軽石粒を含む。このことから、最終氷期最盛期に古サロベツ川が下刻し、その後の海面上昇で埋没谷が形成されたものと見られる。ただし、埋没谷は稚咲内海岸では確認されないため、古サロベツ川は現在と同じく南流し、天塩川に合流していたと考えられる。この埋没谷を埋める氾濫原堆積物およびこれを覆う完新統の潟湖堆積物は、下に凸の盆状構造を呈しており、しかも全体として豊徳・円山台地に向かって層厚が薄くなり、分布高度も上昇する。また、現在まで得られた潟湖堆積物の14C年代からは、当時間面の間隔が盆地中央部ほど疎に、

両側ほど密になり、サロベツ原野中央部の累積的な沈降および両側の上昇が起こっているように見える。これは、サロベツ原野下に伏在する稚咲内背斜・円山背斜（2.4 章で詳述）の成長にともなう変形の可能性がある。ただし、潟湖堆積物および泥炭層は塊状の層相をしめすため、同時間面の推定は容易ではない。そのため、累積的な変形がサロベツ原野の完新統に記録されているかどうかを確かめるためには、比較的局所的な変形が起きている可能性のある B15-B11 間でボーリングの掘削を行い、泥炭層基底面・潟湖堆積物上面に地表面と整合的な起伏があるか否かを確認するとともに、さらなる 14C 年代測定による等時間面の推定が必要である。

#### 2.4 既存反射法地震探査データの再解析により明らかになったサロベツ断層帯の地下構造

サロベツ原野を含む天北堆積盆地は、古くからの石油探鉱対象であり、これまで数多くの反射法地震探査およびボーリングの掘削が行われた（小椋・掃部，1992）。特に、1970 年代半ば以降にマルチチャンネル地震探査システムで得られたデータは、地下 5 km 以深の断層帯の地下構造を推定するために非常に有用である。特に、本断層帯は基本的に伏在断層のため、地表変形の形成過程を解明する上で地下構造のデータは非常に重要である。しかし、既存反射法地震探査データをそのまま使用することはできない。まず、すべてのデータは時間断面であるため、適切な速度構造の推定とこれに整合的な深度変換をする必要がある。さらに、データの多くは 1970 年代に取得されたため、各種処理、特に表層正補正が不十分であり、最新の処理技術で再処理をすることにより大幅な断面のクオリティの改善が見込まれる。石油探鉱目的の反射断面は、ターゲットが地下深部にあるため、浅部の構造の鮮明さにかける場合があるが、これは表層正補正による改善が期待される。また、既存反射法地震探査データからは、浅層反射法地震探査による断面に比べて、地下浅部の高精度な構造を知ることは困難である。しかし、

本地域では断層が地下深部に伏在することがわかっており、新規の P 波反射法地震探査で得られる情報はコストがかかる割には少ないこと、既存断面でも成長層などの構造がイメージングされていること（伊藤，1999）、変形する地形の波長が数 km スケールと非常に大きいこと、変形フロントが海岸線付近ないしは沖合にあり、既存の海陸境界断面が非常に有用であること、交差する反射断面や測線で掘削された基礎試錐、地質図により、反射断面の解釈を精度良く行うことができること、など、本地域の既存反射法地震探査データには本断層帯の地下構造を推定する上で大きな利点が数多くある。

以上の理由から、サロベツ原野周辺で取得された石油公団（現・石油天然ガス・金属鉱物資源機構）などが取得した反射法地震探査断面の再解析を行い、本断層帯の地下構造を推定した。以下では、再解析の結果得られた地下構造断面の解釈について述べる。地層の対比に際しては、

新第三系・古第三系・白亜系の層序が明らかになっているボーリングの層序・検層結果から推定した合成地震記録やディップメーター、地質図(長尾,1959;秦・対馬,1969;秦ほか,1969;岡・五十嵐,1997)および掘削地点を横断する反射断面を使い、対比された各ホライズン(勇知層・声問層・稚内層・増幌層・鬼志別層・羽幌層・函淵層群・上部蝦夷層群の各上面)を交差する反射面を使って追跡した。また、断層面の形状は対比されたホライズンの不連続に基づいて推定した。ホライズンが褶曲変形するものの不連続がない場合は、褶曲の形状を用い、fault-bend fold (Suppe, 1983) に代表される断層関連褶曲モデル(例えば Shaw et al., 2005)を用いて推定した。

本断層帯主要部である「豊富撓曲」「サロベツ撓曲帯」(いずれも中田・今泉編,2002;池田ほか編,2002)および「円山台地東縁」を横断する反射断面(図14)は、これらの地下に伏在する褶曲構造をとらえている。「豊富撓曲」およびこれにより変形する豊徳台地の地下には稚咲内背斜、円山台地の地下には円山背斜が、また「サロベツ撓曲帯」の地下には大曲背斜が伏在する。これらはいずれも急な西翼部を持つ非対称背斜であり、全体として西バージェンスである天北褶曲衝上断層帯(小椋・掃部,1992)と整合的である。また、いずれも下部~中部更新統である更別層までを変形させている。稚咲内背斜では増幌層より上位のホライズンは連続的に追跡されるが、鬼志別層上面より下位には不連続が見られることから、背斜の下に東傾斜の逆断層(約48度)が存在すると考えられる。断層面は先端で低角になり、先端の深度は約3.2 kmである。衝上断層は低角(約18度)で東に傾斜する上部蝦夷層群に収斂しており、上部蝦夷層群はデコルマになっていると考えられる。円山背斜についても函淵層群より下位に断層による食い違いが見られ、白亜系から派生する逆断層により形成されているものと考えられる。その先端は地下6.0 kmと非常に深い。一方、大曲背斜の地下構造は不鮮明であるが、同じく東傾斜の逆断層により形成されているものと見られる。声問層より上位の地層に不連続はみられず、断層面はこれより下位に存在する(地下1.8 km以深)ものと考えられる。

「豊富撓曲」は稚咲内背斜の後翼部に位置しており、その地下に顕著な不連続面は認められない。しかし、更別層ないしはそれより下位の地層の褶曲変形と整合的である。したがって、「豊富撓曲」は撓曲崖基部から西に傾斜する断層面により形成されたのではなく、伏在する東傾斜の逆断層のすべりに伴う背斜後翼部の成長に伴って形成されたものと考えられる。ただし、撓曲変形は段丘面形成以降の褶曲の成長により形成された可能性はある。また、豊徳台地は背斜変形したMIS5eの海成段丘面が、縄文海進時に海食によりその西半部が削りとられた結果形成されたものと考えられる。また、離水浜堤地形が見られた稚咲内海岸は背斜軸部にあたり、もっとも隆起量が大きい場所である。同様に、円山台地は伏在する東傾斜の逆断層のすべりに伴う円山背斜の成長に伴って形成されたものと見られる。「円山台地東縁」の地下に、西側隆起の台地から想定される西傾斜の断層構造は認められない。一方、池田ほか編(2002)では円



山台地の東縁に撓曲崖を指摘しているが、これは円山背斜後（東）翼部の成長に伴う地表変形である可能性がある。最後に、「サロベツ撓曲帯」は更別層などが参加する大曲背斜の西（前）翼部基部にあたり、段丘面の変形は伏在する東傾斜の逆断層のすべりによって形成されたものと考えられる。

中田・今泉編（2002）・池田ほか編（2002）では幌延丘陵西縁部に推定活断層が認定されており、本調査で MIS5e の海成段丘が認められたことから、撓曲変形はないものの、過去 10 万年あまりの間に隆起が生じていると考えられる。日本海沿岸から幌延丘陵・宗谷丘陵を横断する反射断面（図 15）は、これらの地下に伏在する褶曲構造をとらえている。このうち、幌延丘陵下には更別層までが参加する幌延背斜が伏在している。幌延背斜・大曲背斜ともに白亜系上部蝦夷層群より上位の地層は褶曲変形するものの断層による食い違いは大曲断層を除いて認められない。また、大曲断層による地層の落差は褶曲変形量に比べて小さいことから、大曲断層は褶曲を形成した主要な逆断層ではなく副次的な断層と見られる。したがって、幌延背斜・大曲背斜は上部蝦夷層群中に発達する低角な逆断層（デコルマ）およびこれより立ち上がる逆断層上のすべりにより形成されているものと考えられる。また、断層面の先端は非常に深く、反射断面西端部の上部蝦夷層群の分布深度から判断して地下 6 km 以深である。

MIS5e の海成段丘面は幌延背斜の背斜軸面に位置している。この軸面は断層面の折れ曲がりから地表に向かって伸び、断層のすべりによって変形が起こることが期待される。したがって、MIS5e の海成段丘面は上部蝦夷層群中に発達する低角な逆断層におけるすべりにより形成されたものと考えられる。撓曲変形などの傾斜異常が見られないのは、そのような変形が期待される向斜軸部からかなり離れているからである。

日本海から「天塩撓曲」（中田・今泉編，2002；池田ほか編，2002）を横断する反射断面（図 16）はこれらの地下に伏在する褶曲構造をとらえている。このうち、「天塩撓曲」が発達する川口丘陵には、北川口背斜は更別層より下位の地層を変形させる非対称背斜構造が伏在する。北川口背斜は、2 条の東傾斜する伏在逆断層により形成された複雑な構造である。このうち、構造的上位に位置する楔状スラストは背斜西翼部の中新統を食い違わせるが、その変位量は小さく、またその位置からは北川口背斜全体の構造を説明することはできない。ここでも、他の断面と同様に上部蝦夷層群中にデコルマが発達すると考えれば、北川口背斜の形状を説明することができる。上部蝦夷層群中の構造からデコルマの形を推定した（図 16）。これによれば、デコルマ先端の深度は非常に深く、地下 6 km 程度とみられる。なお、沖合に小規模の背斜構造が認められるが、勇知層より上位の地層は変形に参加しておらず、すでに成長を停止していると考えられる。

「天塩撓曲」により変形する MIS5e の海成段丘面は、北川口背斜の西翼部に発達する。これは上部蝦夷層群中のデコルマおよびより上位の楔状スラスト上のすべりにより形成されたも

のと見られる。

以上のように、本断層帯の海成段丘面はいずれも伏在する逆断層のすべりに伴う褶曲の成長とこれに伴う隆起の結果、形成されたものと考えられる。したがって、変位地形から断層帯の平均変位速度を評価する際には、段丘面の撓曲変形量のみを扱うのではなく、海成段丘面の旧汀線高度を上下変位量として扱うべきである（3.2(1)参照）。

また、本断層帯は基本的に上部蝦夷層群内に発達するデコルマから派生する東傾斜の伏在逆断層であると考えられる。ただしその下端深度については不明である。小椋・掃部（1992）によれば、逆断層はいずれも白亜系に収斂し、これを切っているようには見えない。伏在逆断層が一旦白亜系に収斂した後、これを切り、基盤岩類にのびるのか、それとも基盤岩類を切らず白亜系に収斂するのかは、今後の検討が必要である。

### 3. まとめ

#### 3.1 断層帯の位置及び形態

##### (1) 断層帯を構成する断層

北から「サロベツ撓曲帯」・「兜沼撓曲」・「豊富撓曲」・「天塩撓曲」および「円山台地東縁」・「幌延丘陵西縁」の推定活断層（中田・今泉編，2002；池田ほか編，2002）からなる。いずれも東傾斜の伏在逆断層により形成された地表変形である。

断層帯では、「幌延丘陵西縁」と「天塩撓曲」の間が直線距離にして約 8.2 km 離れている。しかし、これらはほぼ連続している可能性がある。「幌延丘陵西縁」のトレーヌ南端から約 4.5 km は丘陵地形が残存しており、本来は丘陵西側斜面に分布するはずの海成段丘が天塩川を含む河川の側方浸食により消失している可能性がある。幌延丘陵南端と北川口丘陵北端の間は天塩川の氾濫原であり、明瞭な変位地形は確認されない。一方、幌延丘陵南端は幌延背斜の構造的起伏がもっとも大きい部分である。さらに、いくつかの既存反射断面によれば、幌延背斜は天塩川の沖積平野の地下に伏在し、北川口丘陵西半部に連なるらしい（図 17, 18）。つまり、北川口丘陵北半部では、北川口背斜と幌延背斜が重なっており、ST96-3 断面で解釈された上位の楔形スラストは幌延背斜を形成するスラストの南端である可能性がある。そのように考えれば、少なくとも構造的には幌延背斜と北川口背斜は北川口丘陵北部で接合しており、断層帯は連続している可能性がある。

今回の調査から明らかになった、断層帯周辺の MIS5e 海成段丘面の分布を図 17 に示す。MIS5e 海成段丘はいずれも地下に伏在する断層関連褶曲構造の翼部に形成されており、伏在断層上のすべりに伴う過去十万年間余りのテクトニックな隆起により形成されているものと見られる。また、2.4 で示したように、豊富撓曲などで推定された局所的な撓曲変形は、断層が地表付

近に存在することを示すわけではない。したがって、伏在断層の地表表現という意味で撓曲変形の有無のみに着目するのではなく、MIS5e 海成段丘の分布から伏在断層の有無を判断すべきと考える。

そのような視点で MIS5e 海成段丘の分布を見てみると、天塩撓曲の南方には、更岸背斜西翼部に MIS5e 海成段丘が分布する。池田ほか（1981）も指摘するように、段丘面は緩やかに海側に向かって傾斜しているが、明瞭な地形面の撓曲変形は認定しがたい。しかし、MIS5e の旧汀線高度は 30-50 m であり、明らかに隆起している。したがって、この更岸背斜西翼部に発達する MIS5e 海成段丘群は更岸背斜の成長を示す可能性がある。局所的な撓曲変形が確認しがたいのは、更岸背斜が遠別沖構造とともに複背斜構造を形成しており、北川口背斜などと異なり西翼部の傾斜が緩いからであると考えられる。

以上の議論から、本断層帯の撓曲変形域は、今回の調査の結果でも池田ほか編（2002）や中田・今泉編（2002）と同様に長さは約 40 km 程度であるが、背斜構造の翼部に発達する MIS5e 海成段丘の分布から、さらに南に延びる可能性がある。仮に丸松の MIS5e 段丘まで断層帯が延びるとすると、断層帯の長さは 53 km 以上になる。

## （2）断層面の位置・形状

「豊富撓曲」地下の逆断層は東傾斜である。上端深度は 3.2km、傾斜は 30 度。深度 3.8km で 48 度に折れ曲がり、さらに深度 6.7km で 18 度に折れ曲がる。下端深度は不明である。

「円山台地東縁」の地下には、東傾斜の逆断層が存在する。上端深度は 6.0 km、傾斜は 8 度。深度 6.2 km でより高角に折れ曲がるが、後翼部が不明瞭なため傾斜は不明。白亜系の不連続からは 22 度と考えられる。下端深度は不明。

「サロベツ撓曲帯」地下の逆断層は東傾斜である。上端深度は 1.8 km 以深である。傾斜・下端深度は不明である。

「幌延丘陵西縁」の地下には、東傾斜の低角逆断層が存在する。上端深度は 6.7 km でほぼ水平、幌延背斜軸部直下で 20 度に折れ曲がり、7.4 km で 2 度に折れ曲がる。下端深度は不明。

「天塩撓曲」の地下には東傾斜の低角逆断層が存在する。上端深度は約 6 km でほぼ水平、北川口背斜軸部直下で 17 度に折れ曲がる。下端深度は不明。

## （3）変位の向き

変位の向きは「サロベツ撓曲帯」で東側隆起、「兜沼撓曲」で西側隆起、「豊富撓曲」で西側隆起、「天塩撓曲」で東側隆起、「円山台地東縁部」で西側隆起、「幌延丘陵西縁」で東側隆起である。ただし、いずれの変位地形も東傾斜の伏在逆断層で説明される。

### 3.2 断層帯の過去の活動

#### (1) 平均変位速度

以下では、MIS5e の古海面高度を 5 m、年代を 12.5 万年、MIS7 の古海面高度を 5 m、年代を 21.4 万年 (Chappell, 1994) と仮定して平均変位速度を計算する。

「サロベツ撓曲帯」では、MIS7 ないしはそれより古い海成段丘面が分布する。豊富露頭地点におけるその旧汀線高度は、2.5 万分の 1 地形図の読図から約 40 m である。しかし、段丘面の形成年代が現時点では確定できず、また、傾動・撓曲変形する段丘面の多くは海成段丘面ではなく河成段丘面である可能性があることから、議論に耐えうる平均変位速度を求めることは現時点ではできない。

サロベツ原野を横断する東西の地質断面図(図 9)によれば 稚咲内背斜後翼部における MIS5e 堆積物の上下変位量は、豊徳台地面の標高約 50 m とサロベツ原野下でもっとも MIS5e 堆積物の標高が低い B3 の深度から、約 60 m である。ボーリング B1 から求められる MIS5d 以降の風成堆積物の層厚約 7 m を差し引くと、MIS5e 堆積物の上下変位量は約 53 m である。このことから、稚咲内背斜後翼部における平均変位速度は約 0.4 mm/yr となる。この値は背斜後翼部で得られた値なので、あくまで最小値である。また、円山台地の下に伏在する逆断層の平均変位速度は、ボーリング B3 と B5 から見積もられる MIS5e 堆積物上面の上下変位量 18.5m から、約 0.2 mm/yr と推定される。

なお、稚咲内背斜が南にプランジして消滅する幌延町オトンレイでは 100m のオールコアボーリング(HM-1; 位置は図 1 を参照)が掘削されており、深度 69.33m で約 1.2 万年前、同 73.2m で約 2.2 万年前の 14C 年代値が得られている(三橋ほか, 2005)。これらの年代値とコアの層相からして、沈降側の MIS5e 堆積物は深度 73.2 m 以深に分布することは確実である。したがって、この深度を沈降側の MIS5e 堆積物の上限深度とすると、豊徳台地の高度から MIS5e 堆積物の上下変位量は約 123.2 m 以上となる。これから稚咲内背斜の平均変位速度は約 1.0 mm/yr 以上である。いずれにせよ、沈降側の MIS5e 堆積物の分布深度は、正確な平均変位速度の推定にとり今後必須の課題である。

また、今回明らかになった MIS5e の海成段丘面の分布と旧汀線高度から、伏在断層に伴う平均変位速度を明らかにできる。今回の結果では、小池・町田編(2001)の『豊富』における幌延丘陵西縁部の MIS5c 海成段丘面が MIS5e にあたる。したがって、小池・町田編(2001)の『豊富』地点 8 から、「幌延丘陵西縁」では、MIS5e の旧汀線高度は 39 m であると考えられる(注 2)。したがって、「幌延丘陵西縁」地下の伏在逆断層による平均変位速度は、約 0.3 mm/yr となる。この値は沈降側の MIS5e 堆積物の分布を無視して求めた値なので、あくまで最小値である。上記の沈降側の MIS5e 堆積物の上限深度を用いると、平均変位速度は、約 0.9 mm/yr となる。

また、「天塩撓曲」については、小池・町田編（2001）による『雄信内』図幅のMIS5eの旧汀線高度は、地点1,2,3でそれぞれ65 m, 65 m, 70 mである。また、Sr-1ボーリングから沈降側のMIS5e堆積物は深さ17 m以深に分布するものと考えられる。したがって、「天塩撓曲」地下の伏在逆断層による平均変位速度は、約0.7 mm/yrとなる。この値は沈降側のMIS5e堆積物の上限を類推して求めた値なので、あくまで最小値である。

最後に、「兜沼撓曲」ではMIS5eの海成段丘面が撓曲変形し、沖積面下に埋没する（池田ほか、2002）。「兜沼撓曲」は、アチャル背斜（小椋・掃部、1992）の成長に起因している可能性が高い。今回推定したMIS5eの海成段丘面の旧汀線高度は、小池・町田編（2001）による『抜海』図幅の地点15（同文献ではMIS5cに対比）を採用すると約29 mである。これから、「兜沼撓曲」による平均変位速度は約0.2 mm/yrと推定される。この値は沈降側のMIS5e堆積物の分布を無視して求めた値なので、あくまで最小値である。

## （2）活動時期

稚咲内海岸の離水浜堤地形から推定される隆起イベントの時期から、4970-4270 cal yBPに「豊徳撓曲」地下の伏在逆断層の活動があったと推測される。また、さらに高いレベルの離水浜堤地形・前浜堆積物・浸食面高度から、縄文海進最高海面期である約6000年前と4970-4270 cal yBPの間に少なくとも1回の伏在逆断層の活動があったと推測される。

## （3）1回の変位量

稚咲内海岸の離水浜堤地形から推定される、4970-4270 cal yBPに発生した隆起イベントによる浸食面高度の食い違いから、約3.3 mと考えられる。

## （4）活動間隔

具体的な数値を示す情報は得られていない。

## （5）活動区間

断層帯を複数の活動区間に区分する情報は得られていない。

（調査担当：石山達也）

注1 中田・今泉編(2002)には、「兜沼撓曲」・「豊富撓曲」・「天塩撓曲」がどのトレースを指すのか明示されていないが、記述から判断しておそらく兜沼の西方に位置するアチャル台地東縁、サロベツ原野西方に位置する豊徳台地の東縁、および天塩川左岸に記された、位置やや不明確な活断層のトレースをそれぞれ指すものと思われる。以下では上記を前提に記述を行う。

注2 小池・町田編(2001)の『豊富』地点8は、旧汀線高度・地形面の酸素同位体ステージから判断して明らかに地図の番号が誤っており、地図では地点6にあたる。

#### 謝辞

産総研外来研究員の平川一臣(北海道大)、奥村晃史(広島大)、安江健一(日本原子力研究開発機構)の諸氏は、調査の計画段階から本調査研究の方向性について有益なご議論を頂いた。宍倉正展(産総研)、越後智雄(地域地盤環境研究所)、中西利典(産総研)、森下信人(東北大院)の諸氏は露頭やコア観察時に有益なご議論を頂いた。三浦英樹氏(国立極地研)は現地の露頭の情報や未公表データをご提供して頂くとともに、また海成段丘の編年についてご議論頂いた。岡孝雄氏(道立地質研)は既存ボーリングをご提供頂くとともに、未公表論文の閲覧をご許可頂いた。また、東郷正美氏(法政大)には変位地形の解釈についてご議論して頂いた。環境省北海道地方環境事務所の沼尾淳悦氏はボーリングコアの解析をご許可頂き、同省稚内自然保護官事務所の野川裕史氏には高密度DTMをご提供頂いた。未筆ながら上記の諸氏に改めて深謝いたします。

## 文 献

- Arai, F., Machida, H., Okumura, K., Miyauchi, T., Soda, T., and Yamagata, K. (1986) : Catalog for late Quaternary marker-tephras in Japan II tephras occurring in northeast Honshu and Hokkaido -. Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ. , 21 , 223-250 .
- Chappell, J. (1994): Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. J. Geogr. , 103, 828-840.
- 秦 光男・対馬坤六 (1969): 遠別地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 33p .
- 秦 光男・植田芳郎・松田武雄・杉山友紀 (1969): 20万分の1地質図「天塩」地質図 .1:200,000 NL-54-17, 1 sheet , 地質調査所 .
- 平井幸弘 (1987): サロマ湖の湖岸・湖底地形と完新世後半のオホーツク海の海水準変動 . 東北地理 , 39 , 1 , 1-15 .
- Ikada, H. and Masuda, F. (1981): Deformation of the coastal terrace by active folding in the Teshio area, northern Hokkaido. Ann Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 7, 30-32.
- 池田 宏・増田富士雄・伊勢屋ふじこ・桂 雄三・伊藤 慎・天野和孝 (1981): 天塩町周辺の海成段丘 . 北方科学調査報告 (筑波大学) , 43-52 .
- 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 , 260p.
- 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のか? . 地球 , 21 , 9 , 608-613 .
- 伊藤友彦・伴 かおり・両角 拓・當眞陽子・柳井清治・鷹澤好博 (2000): 北海道北部における後期更新世, 広域風成塵起源粘土層の層序と分布 . 第四紀研究 , 39 , 3 , 199-214 .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005, 今後の重点的調査観測について (・活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方・) , 32p.
- 海上保安庁水路部 (1993): 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「利尻水道」.
- 活断層研究会編 (1980): 「日本の活断層-分布図と資料」. 東京大学出版会 , 363p.
- 活断層研究会編 (1991): 「新編日本の活断層-分布図と資料」. 東京大学出版会 , 437p.
- 小疇 尚・野上道男・小野有五編 (2003): 「日本の地形2 北海道」. 東京大学出版会 , 359p .
- 小池一之・町田 洋編 (2001): 「日本の海成段丘アトラス」. 東京大学出版会 , 2 sheets , 3 CD-ROM , 105p .
- 近藤玲介・塚本すみ子・大石雅之・橘 英彰 (2005): OSL年代測定によって推定された利尻ワシンの沢・利尻豊徳テフラの降下年代とその意義: 地球惑星科学関連学会合同大会予

稿集, Q042-P003 .

- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠 (2001): 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起. 地学雑誌, 110, 650-664.
- 前田保夫・松田 功・中田正夫・松島義章・松本英二・佐藤裕司 (1994): 完新世における北海道オホーツク海沿岸の海面変化 - 海面高度の観察値と理論値について - . 山形大学紀要 (自然科学), 13, 3, 205-229 .
- 町田 洋・新井房夫 (2003): 「新編火山灰アトラス」. 東京大学出版会, 336p.
- 三橋 順・鈴木徳行・若浜 洋・石島洋二 (2005): 北海道北部, 下サロベツ湿原周辺における沖積層の堆積過程. 日本堆積学会 2005 年例会講演要旨集, P.69, P5 .
- 三浦英樹 (1994): 北海道北部地域の後期更新世海成地形面の対比・編年と最終間氷期海成地形面上の堆積土壌の層厚変化から見た土壌母材の起源(演旨). 日本地理学会予稿集, 45, 188-189 .
- Miura, H. (1995): A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (Rs-Wn), the late Pleistocene marker tephra in northern Hokkaido. Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ., 30, 133-145 .
- Miura, H. (1995MS): Quaternary geological and geomorphological study on consolidated fine-grained soil occurring in northern Hokkaido. 160p, 東京都立大学学位論文 .
- 三浦英樹 (1996): 北海道北部サロベツ原野周辺の台地に分布する利尻火山起源の後期更新世テフラ層. 第四紀露頭集 - 日本のテフラ, 100 .
- 長尾捨一 (1960): 5 万分の 1 地質図幅「豊富」. 北海道立地下資源調査所, 42p .
- 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-ROM 2 枚, 付図 1 葉, 60p .
- 成瀬敏郎・瀬川秀良・福本 紘・中西弘樹・村上良典・林 正久 (1984): 北海道北部海岸における砂丘発達の特徴. 大矢雅彦編: 『寒冷地における平野の特徴と形成機構に関する研究報告 - オホーツク海沿岸を中心として -』, 昭和 56-58 年科学研究費補助金(総合研究 A) 研究成果報告書, 51-61 .
- 小椋伸幸・掃部 満 (1992): 天北・羽幌地域の石油地質 - 深部構造特性と炭化水素ポテンシャル. 石油技術協会誌, 57, 2-44 .
- 大平明夫 (1995): 完新世におけるサロベツ原野の泥炭地の形成と古環境変化. 地理学評論, Ser. A, 68, 10, 695-712 .
- 大平明夫・海津正倫 (1999): 北海道北部, 大沼周辺低地における完新世の相対的海水準変動と地形発達. 地理学評論, Ser. A, 72, 8, 536-555 .
- 大井信夫・三浦英樹 (2004): 北海道北部, 豊富に分布する泥炭層の花粉分析による後期更新



- 世テフラ 利尻アチャル(Rs-Ac)の降下時期推定と古環境復元 植生史研究, 13, 25-30.
- 岡 孝雄 (1997): 北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題 付, 札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察. 加藤誠教授退官記念論文集, 427-449.
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子 (1997): 北海道・天塩平野北部の上部新生界 - 特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について - . 加藤 誠教授退官記念論文集, 341-365.
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子・林 正彦 (2006): ポーリングデータ解析および花粉分析による天塩平野の沖積層の研究. 北海道立地質研究所報告, 77, 17-75.
- 奥村晃史 (1987MS): 海成地形面の変動からみた北海道の第四紀地殻変動. 東京大学大学院理学系研究科地理学専門課程博士論文, 247p.
- 奥村晃史 (1991): 北海道地方の第四紀テフラ研究, 第四紀研究, 30, 5, 379-390.
- Okumura, K. (1996): Tephrochronology, correlation, and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ., 31, 19-26.
- 阪口 豊 (1955a): 天塩地方北部サロベツ原野の構造. 資源研彙, 38, 1-9.
- 阪口 豊 (1955b): 天塩山地北部の地形学的研究. 地理学評論, 28, 499-511.
- 阪口 豊 (1958): サロベツ原野とその周辺の沖積世の古地理. 第四紀研究, 1, 76-91.
- 阪口 豊 (1959): 北海道の新しい地質時代の地殻運動. 地理学評論, 32, 401-431.
- 阪口 豊 (1974): 泥炭地の地学. 東京大学出版会, 329p.
- Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara, A. (1985): Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments. Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, 17, 1-17.
- 更別グループ・藤 則雄・朝比奈正二郎 (1966): 稚内・サロベツ地域の第四系. 第四紀研究, 5, 1-11.
- Shaw, J. H., C. Connors, and J. Suppe (Eds.) (2005): Seismic interpretation of contractional fault-related folds. 157pp., An AAPG seismic atlas, American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 53, Tulsa.
- Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. Am. J. Sci., 283, 684-721.
- 穴倉正展・原口 強・宮内崇裕 (2001) 房総半島南西部岩井低地の完新世離水海岸地形からみた大正型関東地震の発生年代と再来周期. 地震第2輯, 53, 357-372.
- 穴倉正展・鎌滝孝信・高田圭太・鈴木敬一・岡村行信 (2005): 房総半島南西部における離水浜堤列の調査 大正型関東地震の発生年代の推定 . 活断層・古地震研究報告, 5, 51-68.
- 杉山雄一・粟田泰夫・秦 光男 (1987): 1:500,000 活構造図. 旭川. 地質調査所.
- 海津正倫 (1983): 常呂川下流低地の地形発達史. 地理科学, 38, 1-10.
- 柳 博美 (1998MS): 北海道北部日本海沿岸のアクティブテクトニクス, 北海道大学大学院地

球環境科学研究科修士論文，54p.

柳 博美・平川一臣（1998）：北海道北部，宗谷-天塩地方沿岸の完新世段丘（演旨）. 日本地理学会発表要旨集，54，290-291 .

安江健一・石井英一・古澤 明（2005）：北海道北部，サロベツ背斜周辺における海成段丘の形成時期 . 日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨，P-238，326-326 .

## 図 表

表1 サロベツ断層帯のまとめ

表2 14C年代測定結果

図1 サロベツ断層帯の位置図。活断層線は中田・今泉編(2002)による。陰影図は国土地理院発行の50mDEMを使用。星印は露頭調査の位置。赤・緑・ピンクの印はボーリング・ジオスライサーの掘削点および既存ボーリングの地点を示す。白線・黒線は反射断面の位置を示す。

図2 アチャル台地東縁・兜沼撓曲におけるボーリング掘削調査地点(Kb-1,2)。活断層線は中田・今泉編(2002)による。基図は国土地理院発行の地図画像25000を使用した。段丘面の区分は米軍40年代および国土地理院60・90年代撮影の空中写真(1/4万および1/2万)を使用して行った。

図3 Kb-1・Kb-2 ボーリングの柱状図。標高値は孔口標高を示す。以下同じ。

図4 サロベツ原野周辺におけるボーリング・ジオスライサー掘削調査および露頭調査地点。活断層線は中田・今泉編(2002)による。基図は国土地理院発行の地図画像25000を使用した。段丘面の区分は米軍40年代および国土地理院60・90年代撮影の空中写真(1/4万および1/2万)を使用して行った。赤線は地質断面図の位置を示す。

図5 天塩川以南におけるボーリング・ジオスライサー掘削調査および露頭調査地点。活断層線は中田・今泉編(2002)による。基図は国土地理院発行の地図画像25000を使用した。段丘面の区分は米軍40年代および国土地理院60・90年代撮影の空中写真(1/4万および1/2万)を使用して行った。赤線は反射法地震探査測線。

図6 中位段丘面構成層の露頭3カ所の柱状図。標高はいずれも露頭上面のものである。

図7 豊富露頭およびB13の柱状図。

図 8 Hr-1 ボーリングの柱状図 . Kc-Hb および Rs-Ac の同定は古澤 (私信) による .

図 9 豊徳台地から円山台地にかけての地質断面図 . 断面図の位置は図 4 に示す .

図 10 Sr-1 ボーリングの柱状図 . 位置は図 5 に示す .

図 11 稚咲内海岸の離水浜堤地形 . 環境省が取得したレーザープロファイラによる 1m グリッドの DTM により作成 . 位置は図 4 に示す .

図 12 稚咲内海岸の地質断面図 . 断面図の位置は図 4 に示す .

図 13 稚咲内海岸からサロベツ原野にかけての地質断面図 . 断面図の位置は図 4 に示す .

図 14 サロベツ原野中央部の反射断面 (ST96-2 および石油資源開発測線) の解釈図 . 断面の縦横比は 1 : 1 .

図 15 サロベツ原野南部の反射断面 (T90-1D) の解釈図 . 断面の縦横比は 1 : 1 .

図 16 北川口丘陵の反射断面 (ST96-3) の解釈図 . 断面の縦横比は 1 : 1 .

図 17 今回明らかになった MIS5e 海成段丘面の分布 . 赤太線は反射断面より推定される背斜軸の分布 . 青線は稚内層基底時間構造図 (石油公団, 1996) .

図 18 幌延背斜・北川口背斜境界部の構造 . 幌延背斜は天塩川を越えてきた川口丘陵北部まで続く可能性がある .

表 1 サロベツ断層帯のまとめ.

	今回調査を含めた結果	備考
1. 断層帯の位置・形態		
(1)断層帯を構成する断層	「兜沼撓曲」・「サロベツ撓曲帯」・「豊富撓曲」・「天塩撓曲」および「円山台地東縁」・「幌延丘陵西縁」の推定活断層	いずれも中田・今泉編(2002), 池田ほか編(2002)で図示
(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(両端の緯度・経度)	北端:北緯45° 13', 東経141° 40' 南端:北緯44° 52', 東経141° 47'	
長さ	約40 km	更岸背斜南端の丸松まで伸びるとすれば約53km
地下における断層面の位置・形状	地表での長さよりも長い可能性あり. 位置は地下深い	波長数km以上の背斜状変形を伴う. 断層は一般に伏在逆断層.
上端の深さ	「豊富撓曲」地下の逆断層:3.2km 「円山台地東縁」地下の逆断層:6.0 km 「サロベツ撓曲帯」地下の逆断層:1.8 km以深 「幌延丘陵西縁」地下の逆断層:6.7 km 「天塩撓曲」地下の逆断層:6km	再解析した反射法探査断面・基礎試錐の対比と断層関連褶曲モデルによる
一般走向	「豊富撓曲」地下の逆断層:N24° W 「円山台地東縁」地下の逆断層:断層長が短いため不明	
傾斜	「サロベツ撓曲帯」地下の逆断層:N12° W 「幌延丘陵西縁」地下の逆断層:N19° W 「天塩撓曲」地下の逆断層:N6° W	
幅	「豊富撓曲」地下の逆断層:傾斜は東に30° . 深度3.8kmで48° に. さらに深度6.7kmで18° に折れ曲がる. 「円山台地東縁」地下の逆断層:傾斜は東向き8° . 深度6.2 kmで22° に折れ曲がる 「サロベツ撓曲帯」地下の逆断層:不明 「幌延丘陵西縁」地下の逆断層:傾斜はほぼ水平. 幌延背斜軸部直下で20° に折れ曲がり, 7.4 kmで2° に折れ曲がる 「天塩撓曲」地下の逆断層:傾斜はほぼ水平. 北川口背斜軸部直下で17° に折れ曲がる.	
(3)断層のずれの向きと種類	いずれも東側傾斜の逆断層	変位地形・地質構造および反射断面から推定
2. 断層の過去の活動		
(1)平均的なずれの速度	「豊富撓曲」:0.4 mm/yr(沈降域のMIS5e上限を考慮した場合は1.0 mm/yr) 「兜沼撓曲」:0.2 mm/yr 「円山台地」地下の伏在断層: 0.2mm/yr 「幌延丘陵西縁」:0.3 mm/yr(沈降域のMIS5e上限を考慮した場合は0.7 mm/yr) 「天塩撓曲」:約0.7 mm/yr(沈降域のMIS5e上限を考慮した場合)	ボーリングから推定. 以下同じ. いずれも最小値 沈降域の対比できる堆積物が不明のため最小値 いずれも最小値 いずれも最小値
(2)過去の活動時期	4970-4270 cal yBPIに,「豊富撓曲」地下の伏在逆断層が活動. さらに約6000年前と4970-4270 cal yBPの間に少なくとも1回の伏在逆断層の活動	稚咲内海岸の離水浜堤地形から推定される隆起イベント
(3)1回のずれの量と平均活動間隔		
1回のずれの量	約3.3m(4970-4270 cal yBP,「豊富撓曲」地下の伏在逆断層が活動時に)	稚咲内海岸の離水浜堤地形から推定される隆起イベントで生じた浸食面の高度差(=相対的海水準の急激な低下)
平均活動間隔	不明	
(4)過去の活動区間	具体的データは得られていない	

表 2 <sup>14</sup>C 年代測定結果.

Lab Identifier	Sample Name	Measured Radiocarbon Age	<sup>13</sup> C/ <sup>12</sup> C Ratio	Conventional Radiocarbon Age	2 Sigma calibrated result (95% probability), calendar	2 Sigma calibrated result:(95% probability)	Material	depth, upper limit	depth, lower limit
Beta- 215115	B202	2160 +/- 40	-27.5	2120 +/- 40	Cal BC 350 to 310 and Cal BC 210 to 40	Cal BP 2300 to 2260 and Cal BP 2160 to 1990	plant material	2.1	2.15
Beta- 215116	B301	2960 +/- 40	-24.9	2960 +/- 40	Cal BC 1300 to 1030	Cal BP 3250 to 2980	plant material	2.1	2.12
Beta- 215117	B302	5020 +/- 40	-13.7	5210 +/- 40	Cal BC 4060 to 3960	Cal BP 6010 to 5910	plant material	4.13	4.14
Beta- 215118	B303	6030 +/- 40	-28.7	5970 +/- 40	Cal BC 4940 to 4740	Cal BP 6890 to 6690	plant material	5.78	5.78
Beta- 215119	B304	7150 +/- 40	-6.8	7450 +/- 40	Cal BC 6020 to 5870	Cal BP 7960 to 7820	shell	11.21	11.21
Beta- 215120	B305	8370 +/- 50	-26.2	8350 +/- 50	Cal BC 7540 to 7310	Cal BP 9490 to 9260	peat	13.28	13.3
Beta- 215121	B306	5870 +/- 40	-28.2	5820 +/- 40	Cal BC 4760 to 4560	Cal BP 6710 to 6510	plant material	5.16	5.17
Beta- 215122	B307	6300 +/- 40	-28.6	6240 +/- 40	Cal BC 5310 to 5060	Cal BP 7260 to 7010	plant material	7.12	7.12
Beta- 215123	B401	430 +/- 40	-26.1	410 +/- 40	Cal AD 1430 to 1520 and Cal AD 1580 to 1630	Cal BP 520 to 430 and Cal BP 380 to 320	plant material	1.3	1.32
Beta- 215124	B402	4970 +/- 40	-26.3	4950 +/- 40	Cal BC 3790 to 3650	Cal BP 5740 to 5600	plant material	3.78	3.8
Beta- 215125	B403	5930 +/- 40	-26.9	5900 +/- 40	Cal BC 4830 to 4700	Cal BP 6780 to 6650	plant material	6.07	6.07
Beta- 215126	B601	610 +/- 40	-27.1	570 +/- 40	Cal AD 1300 to 1430	Cal BP 650 to 520	plant material	0.68	0.71
Beta- 215127	B602	5210 +/- 40	-27.2	5180 +/- 40	Cal BC 4040 to 3950	Cal BP 6000 to 5900	plant material	6.4	6.43
Beta- 215128	B603	6350 +/- 40	-5.9	6660 +/- 40	Cal BC 5310 to 5190	Cal BP 7260 to 7140	shell	12.61	12.61
Beta- 215129	B604	13040 +/- 70	-27.8	12990 +/- 70	Cal BC 14060 to 12980	Cal BP 16010 to 14930	peat	18.8	18.8
Beta- 215106	B801	121.9 +/- 0.4 pMC	-28.5	122.8 +/- 0.4 pMC			plant material	0.67	0.68
Beta- 216303	B802	105.9 +/- 0.2 pMC	-27.7	106.5 +/- 0.2 pMC			plant material	0.68	0.71
Beta- 215102	B901	2260 +/- 40	-29.2	2190 +/- 40	Cal BC 380 to 160	Cal BP 2330 to 2100	peat	0.61	0.62
Beta- 215103	B902	3860 +/- 40	0.2	4270 +/- 40	Cal BC 2540 to 2320	Cal BP 4490 to 4270	shell	8.91	8.91
Beta- 215105	B1002	4240 +/- 50	0	4650 +/- 50	Cal BC 3020 to 2840	Cal BP 4970 to 4800	shell	8.46	8.46
Beta- 216304	B1003	1870 +/- 40	-28.3	1820 +/- 40	Cal AD 100 to 260 and Cal AD 290 to 320	Cal BP 1860 to 1690 and Cal BP 1660 to 1630	plant material	1.75	1.78
Beta- 215107	B1401	2460 +/- 40	-27.1	2430 +/- 40	Cal BC 770 to 400	Cal BP 2720 to 2350	peat	0.55	0.57
Beta- 215108	B1402	6160 +/- 40	-28.2	6110 +/- 40	BC 5210 to 5170 and Cal BC 5080 to 4920	Cal BP 7160 to 7120 and Cal BP 7030 to 6870	charred material	1.72	1.72
Beta- 215109	B1404	6850 +/- 40	-27.5	6810 +/- 40	Cal BC 5740 to 5640	Cal BP 7700 to 7590	peat	5.59	5.61
Beta- 215110	B1405	7570 +/- 50	-11	7800 +/- 50	Cal BC 6410 to 6210	Cal BP 8360 to 8160	shell	7.36	7.36
Beta- 215112	B1502	6480 +/- 50	-26.9	6450 +/- 50	Cal BC 5490 to 5320	Cal BP 7440 to 7270	plant material	4.67	4.67
Beta- 215113	B1503	5020 +/- 40	-27.2	4980 +/- 40	Cal BC 3920 to 3870 and Cal BC 3810 to 3660	Cal BP 5870 to 5820 and Cal BP 5760 to 5610	plant material	2.32	2.32
Beta- 215114	B1504	5370 +/- 40	-28.3	5320 +/- 40	Cal BC 4250 to 4040	Cal BP 6200 to 5990	plant material	2.13	2.15
Beta- 215130	BSR01	2900 +/- 40	-25.7	2890 +/- 40	Cal BC 1200 to 940	Cal BP 3150 to 2890	plant material	1.27	1.28
Beta- 215131	BSR02	5210 +/- 40	-26.8	5180 +/- 40	Cal BC 4040 to 3950	Cal BP 6000 to 5900	plant material	4.06	4.06
Beta- 215132	BSR03	6270 +/- 40	-24.8	6270 +/- 40	Cal BC 5320 to 5210 and Cal BC 5170 to 5080	Cal BP 7270 to 7160 and Cal BP 7120 to 7030	plant material	6.76	6.77
Beta- 215133	BSR04	7900 +/- 40	-27.7	7860 +/- 40	Cal BC 6810 to 6610	Cal BP 8760 to 8560	plant material	11.04	11.04
Beta- 215134	BSR05	7180 +/- 40	-1.4	7570 +/- 40	Cal BC 6160 to 5990	Cal BP 8110 to 7940	shell	12.09	12.09
Beta- 215135	BSR06	NA	-25.9	> 44700			wood	17.37	17.37

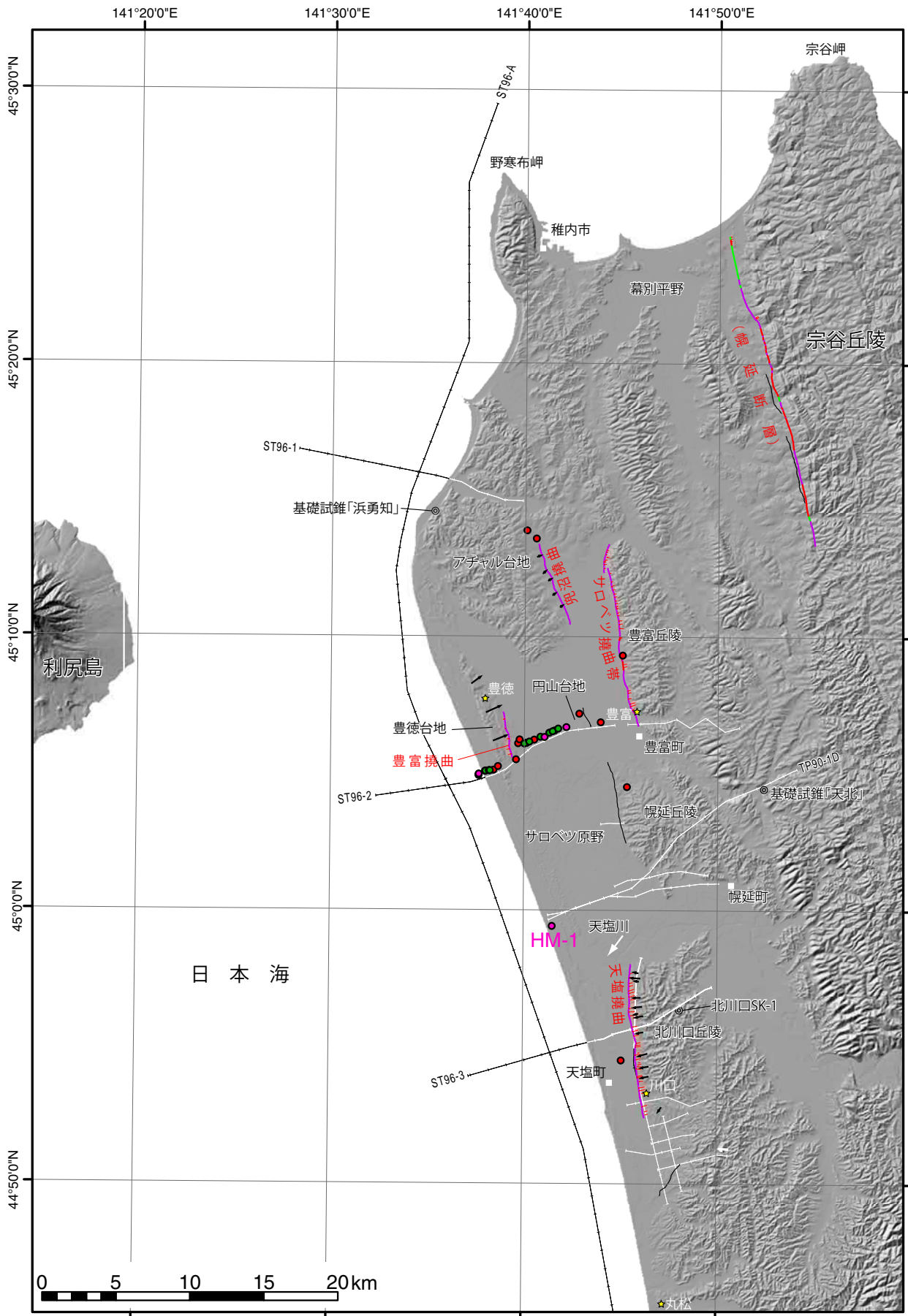


図1 サロベツ断層帯の位置図. 活断層線は中田・今泉編(2002)による. 陰影図は国土地理院発行の50mDEMを使用. 星印は露頭調査の位置. 赤・緑・ピンクの○印はボーリング・ジオスライサーの掘削点および既存ボーリングの地点を示す. 白線・黒線は反射断面の位置を示す.

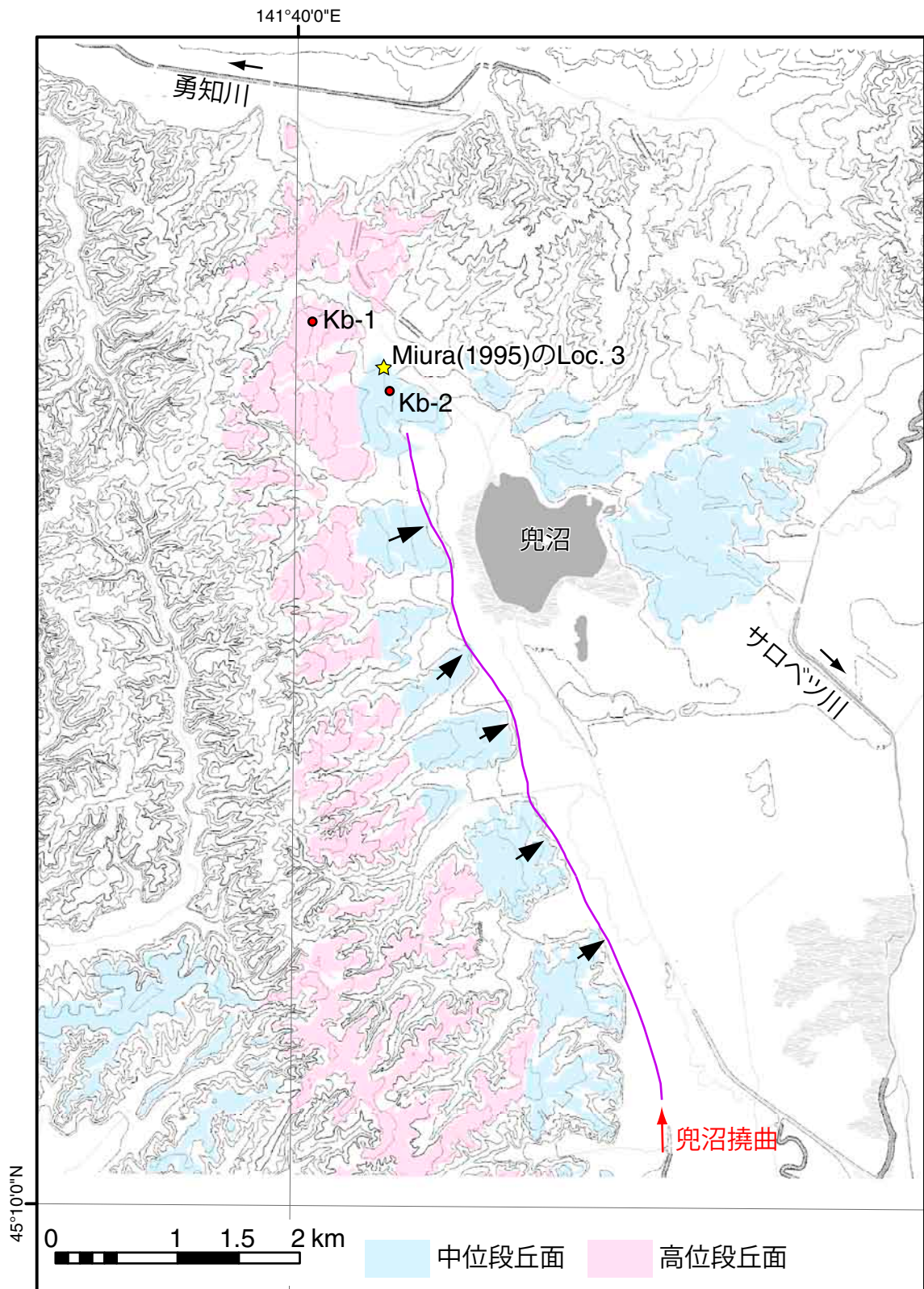


図2 アチャル台地東縁・兜沼撓曲におけるボーリング掘削調査地点 (Kb-1,2). 活断層線は中田・今泉編 (2002) による。基図は国土地理院発行の地図画像 25000 を使用した。段丘面の区分は米軍 40 年代および国土地理院 60・90 年代撮影の空中写真 (1/4 万および 1/2 万) を使用して行った。



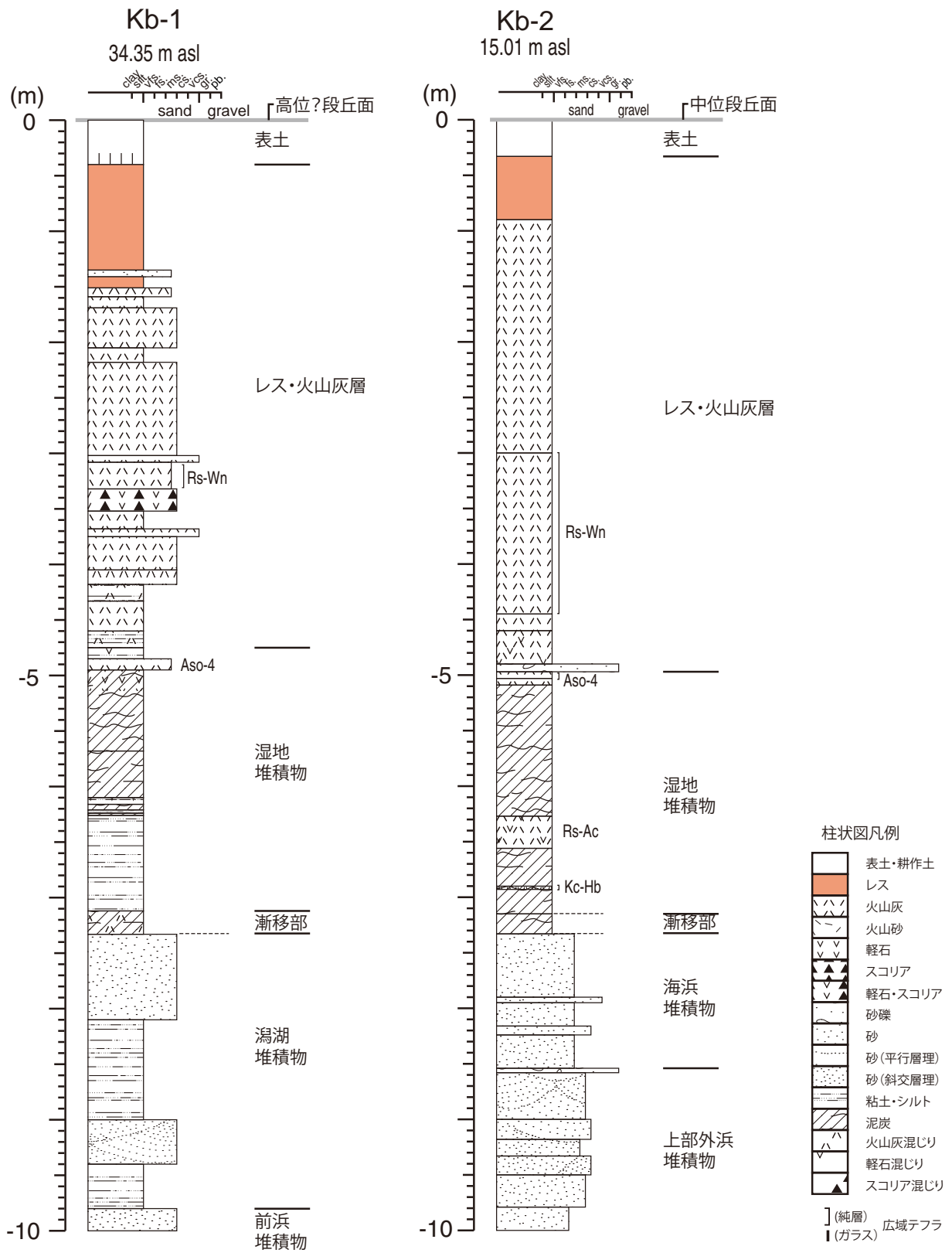


図3 Kb-1・Kb-2 ボーリングの柱状図。標高値は孔口標高を示す。以下同じ。

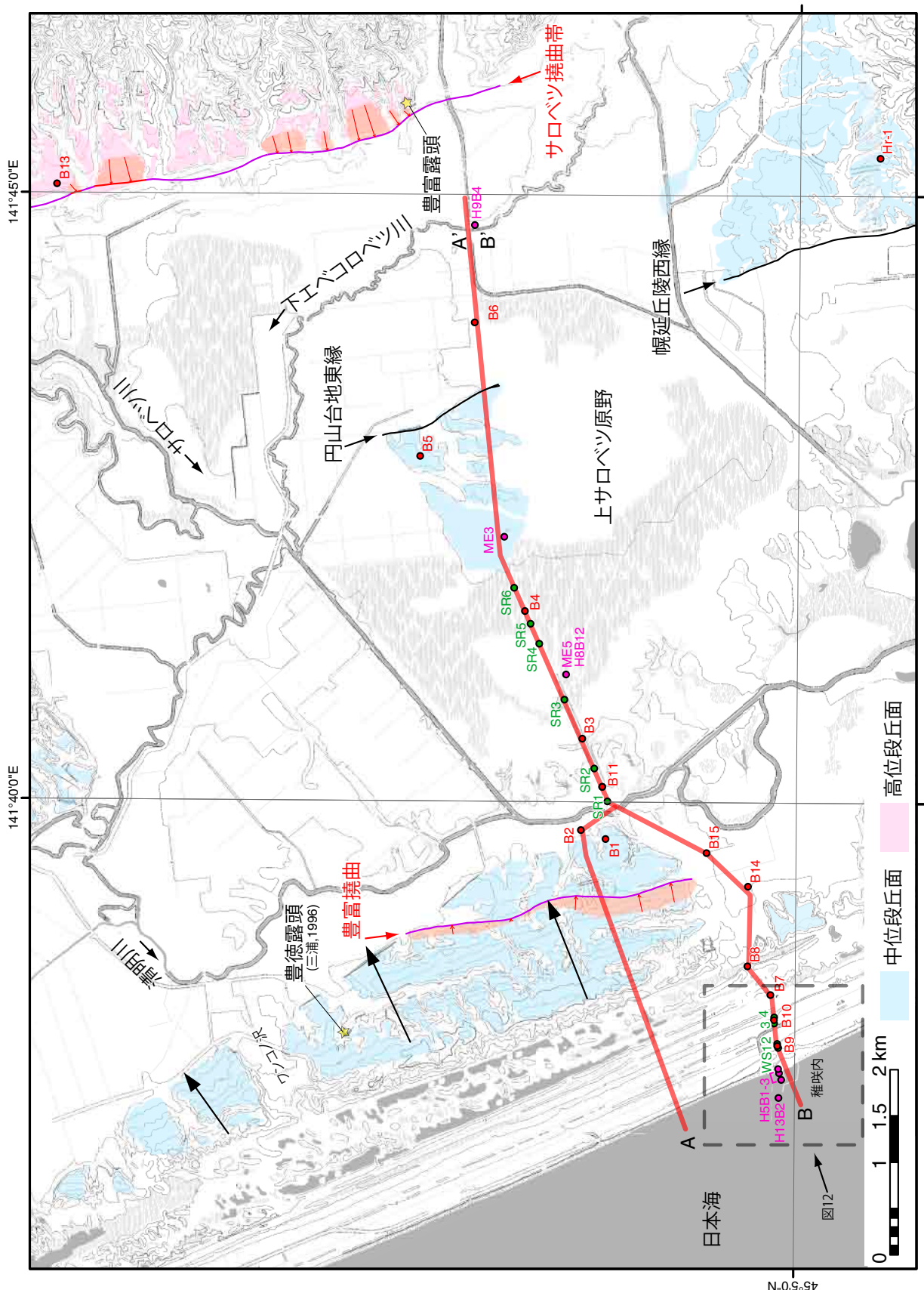


図4 サロベツ原野周辺におけるボーリング・ジオスライサー掘削調査および露頭調査地点。活断層線は中田・今泉編(2002)による。基図は国土地理院発行の地図画像25000を使用した。段丘面の区分は米軍40年代および国土地理院60・90年代撮影の空中写真(1/4万および1/2万)を使用した。赤線は地質断面図の位置を示す。

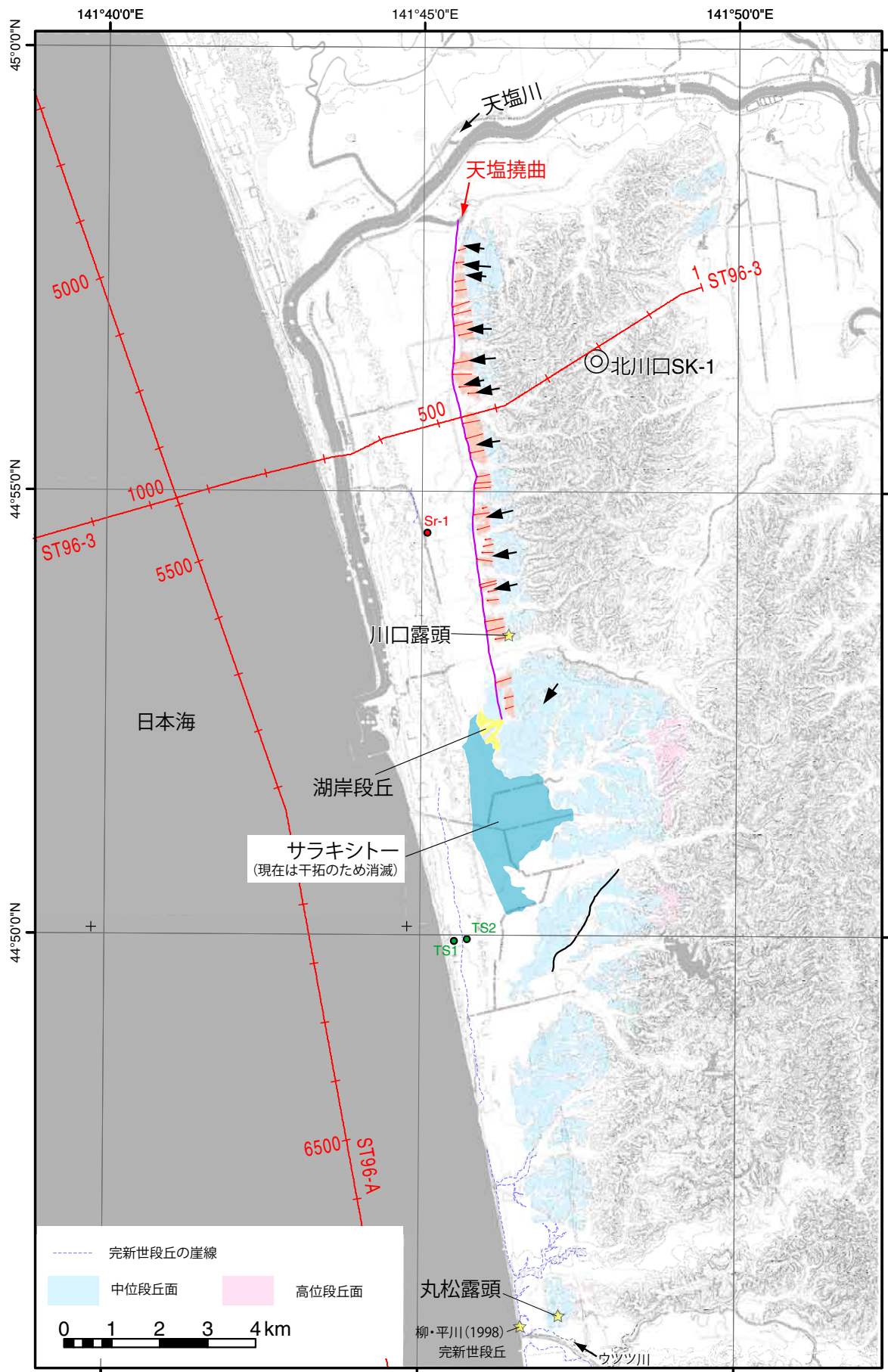


図5 天塩川以南におけるボーリング・ジオスライサー掘削調査および露头調査地点。活断層線は中田・今泉編(2002)による。基図は国土地理院発行の地図画像25000を使用した。段丘面の区分は米軍40年代および国土地理院60・90年代撮影の空中写真(1/4万および1/2万)を使用して行った。赤線は反射法地震探査測線。

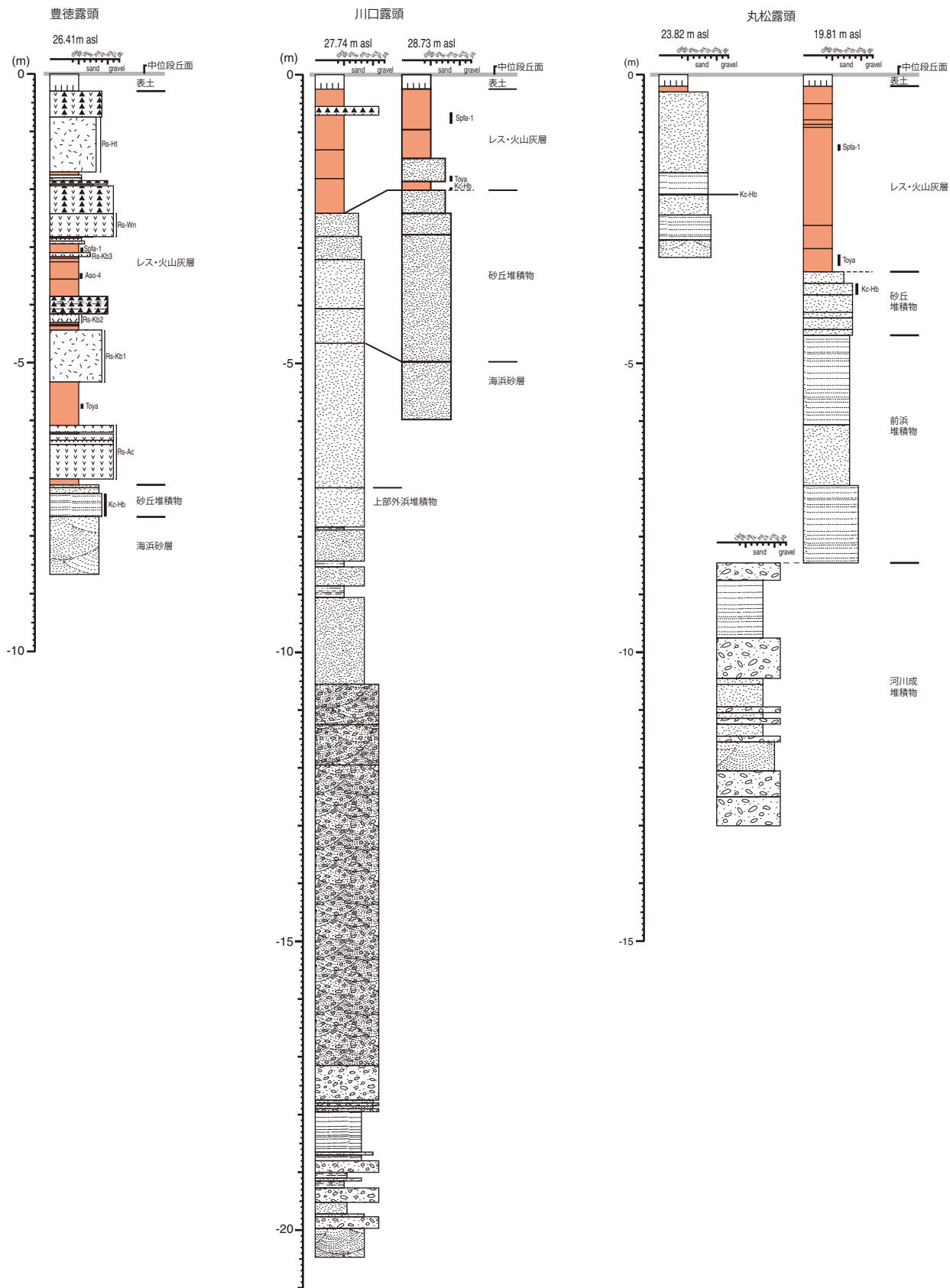


図 6 中位段丘面構成層の露頭 3 カ所の柱状図。標高はいずれも露頭上面のものである。

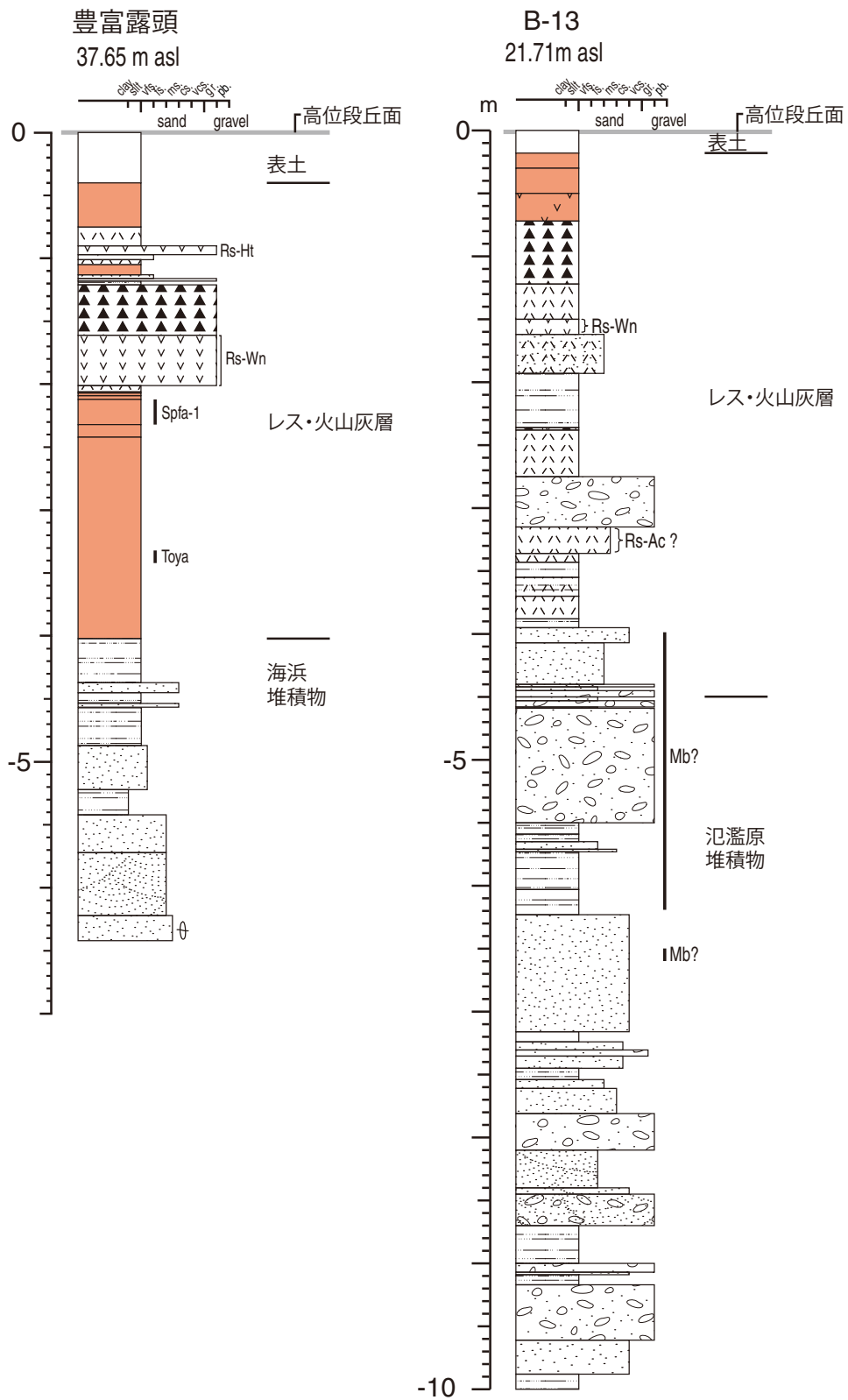


図7 豊富露頭およびB13の柱状図.

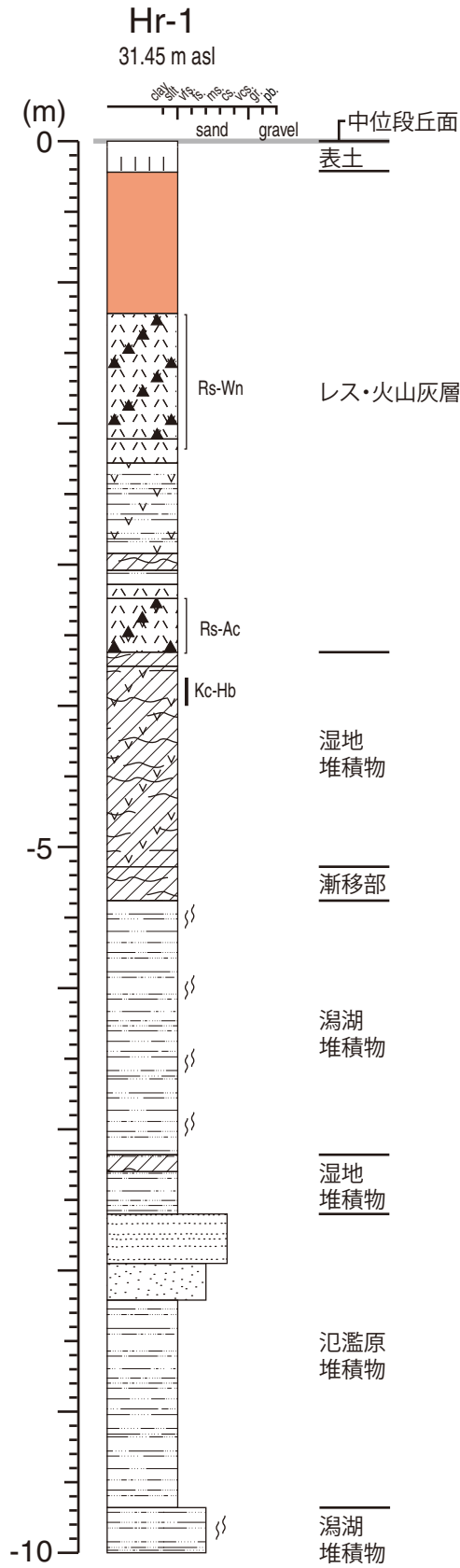


図8 Hr-1 ボーリングの柱状図. Kc-Hb および Rs-Ac の同定は古澤（私信）による.

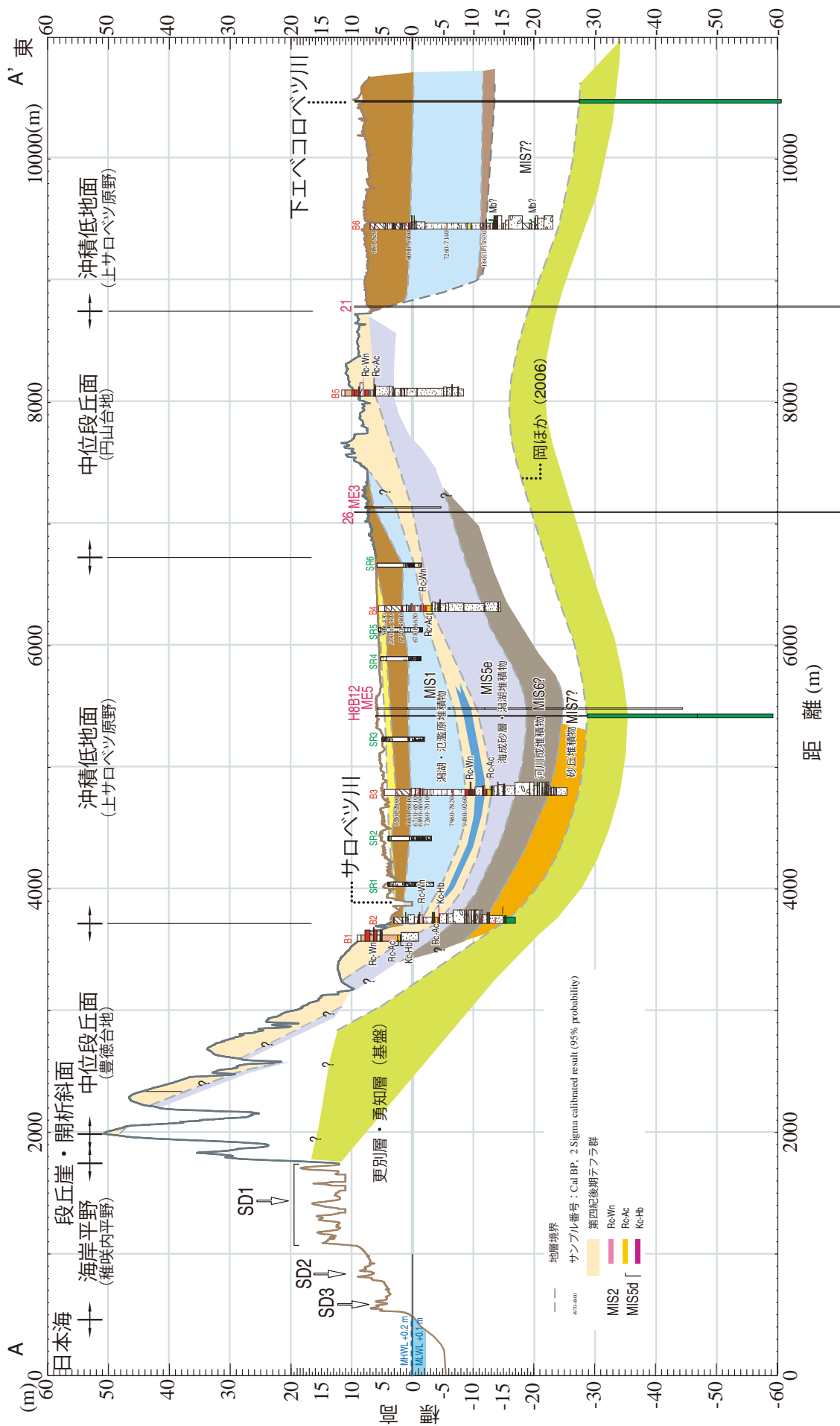


図9 豊徳台地から円山台地にかけての地質断面図. 断面図の位置は図4に示す.

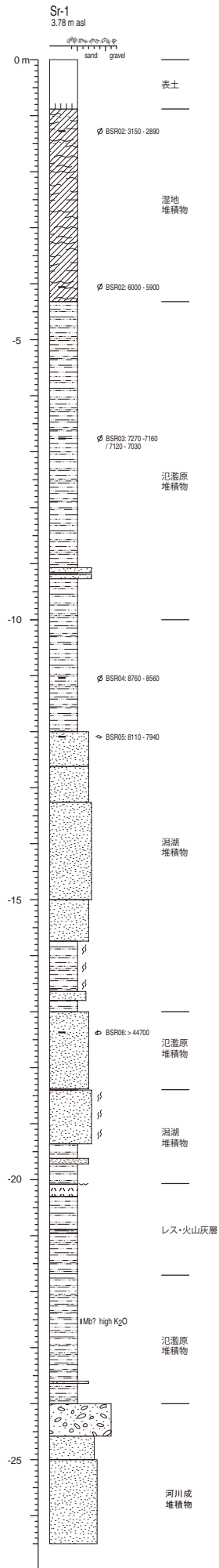


図 10 Sr-1 ボーリングの柱状図. 位置は図 5 に示す.



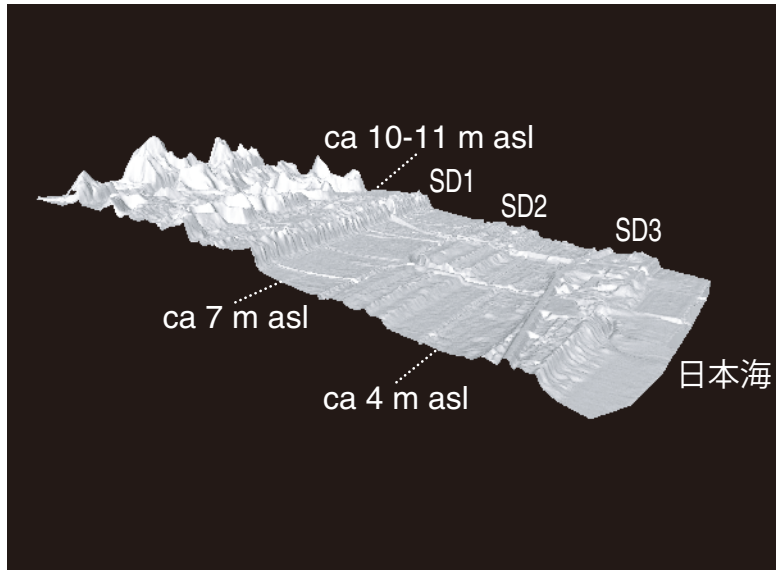


図 11 稚咲内海岸の離水浜堤地形. 環境省が取得したレーザープロファイラによる 1m グリッドの DTM により作成. 位置は図 4 に示す.

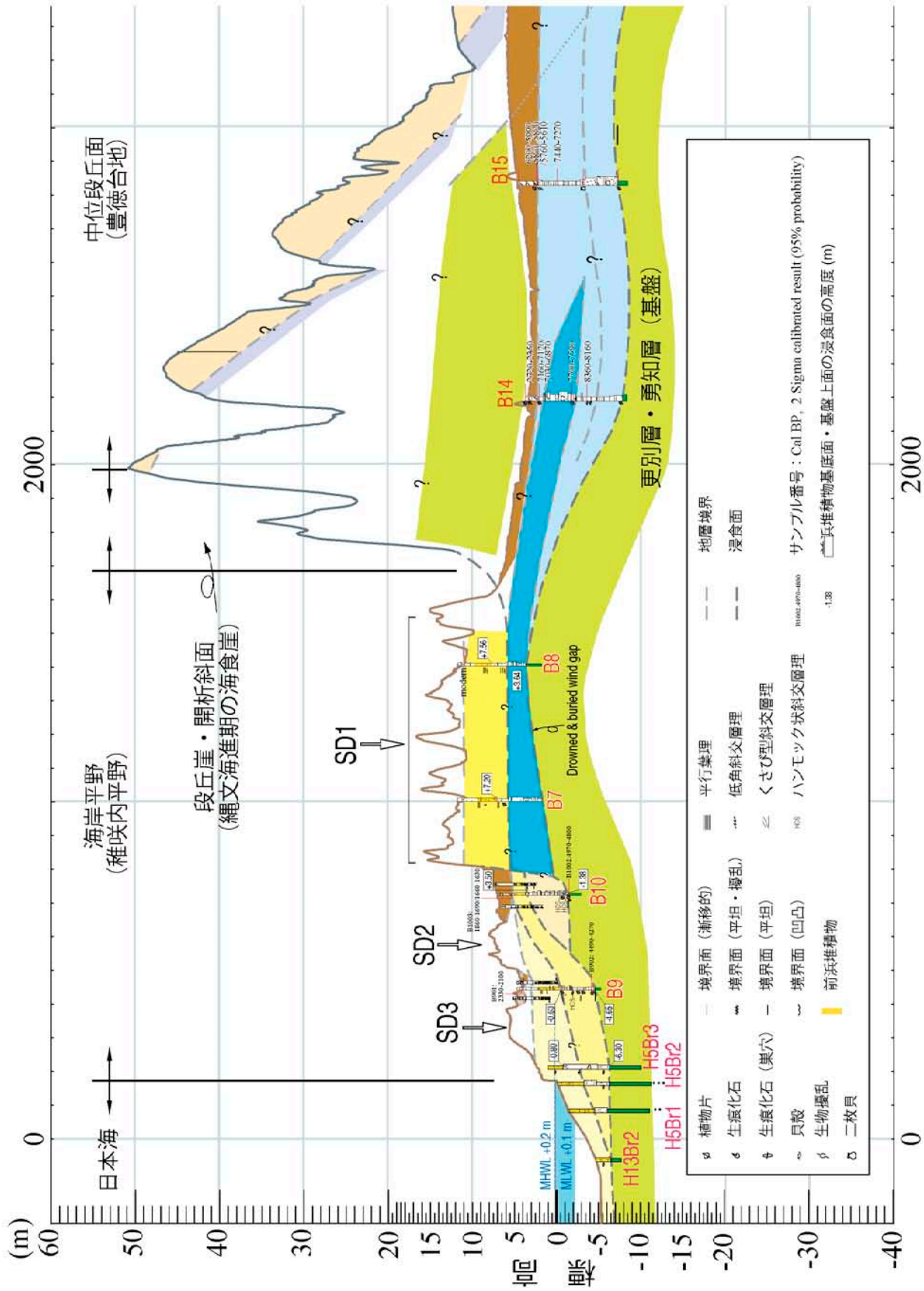


図 12 稚狭内海岸の地質断面図。断面図の位置は図 4 に示す。

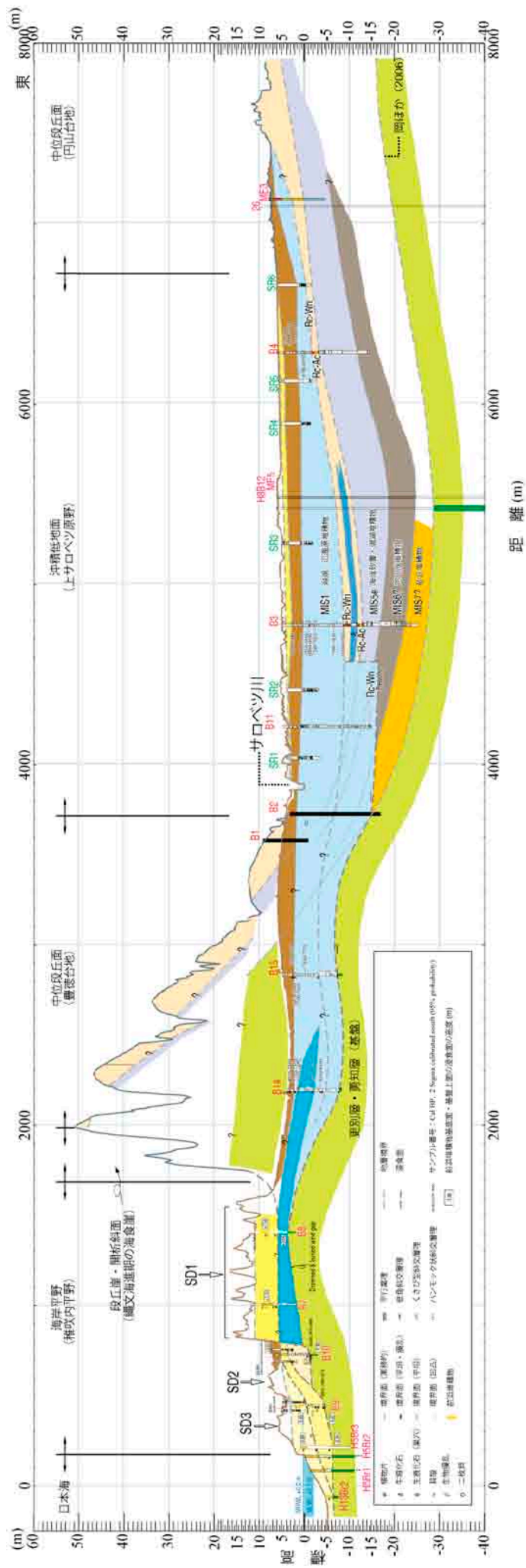


図 13 稚狭内海岸からサロベツ原野にかけての地質断面図。断面図の位置は図 4 に示す。

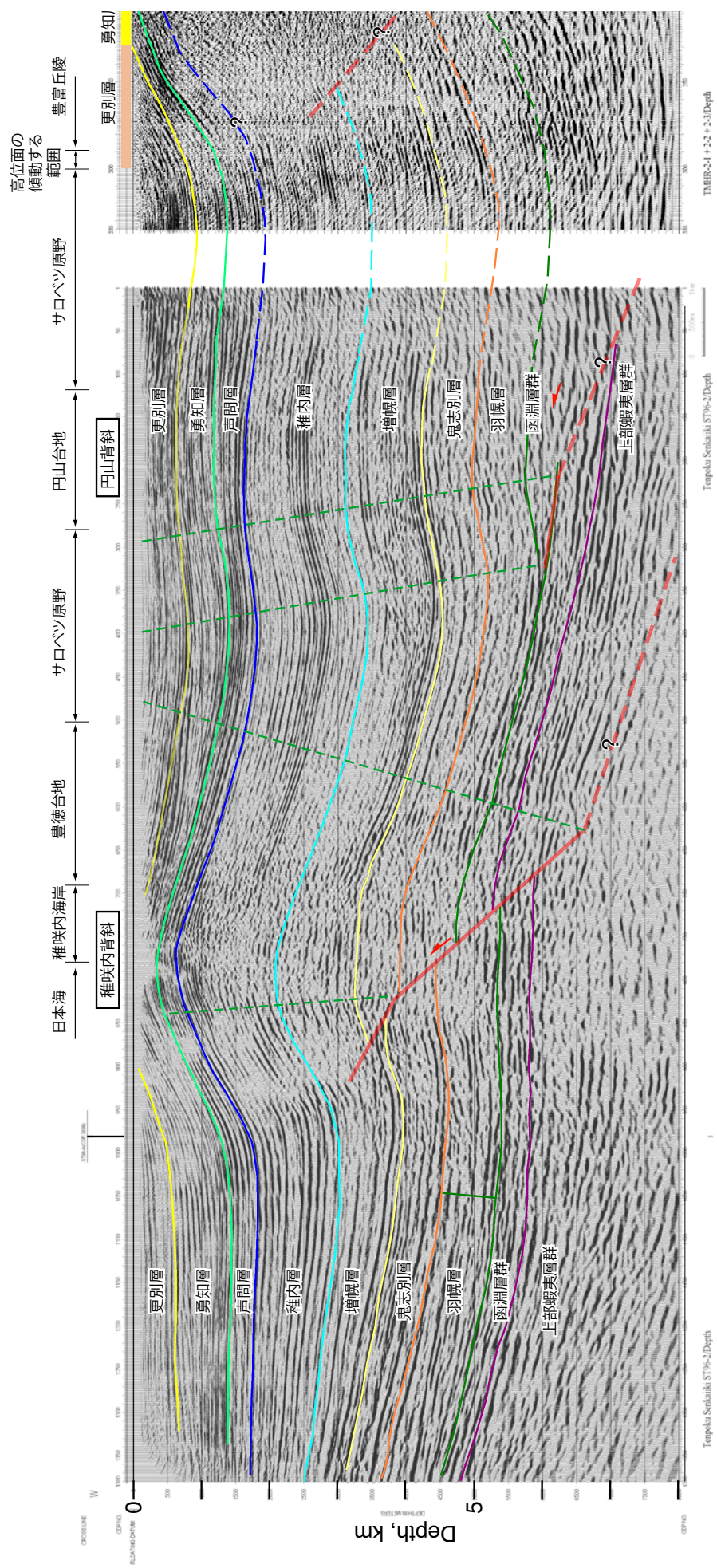


図 14 サロベツ原野中央部の反射断面 (ST96-2 および石油資源開発測線) の解釈図. 断面の縦横比は 1 : 1 .

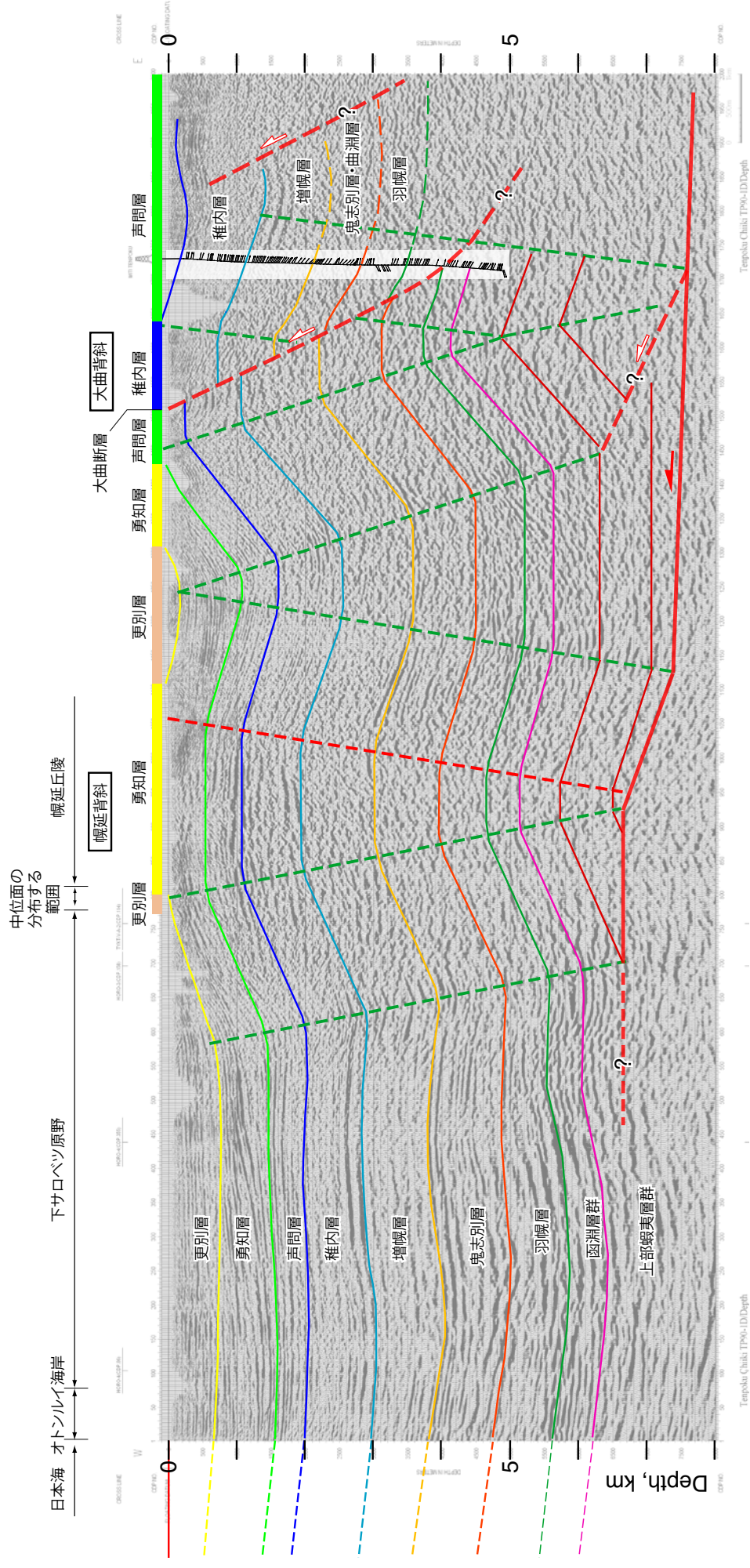


図 15 サロベツ原野南部の反射断面 (T90-1D) の解釈図. 断面の縦横比は 1 : 1.

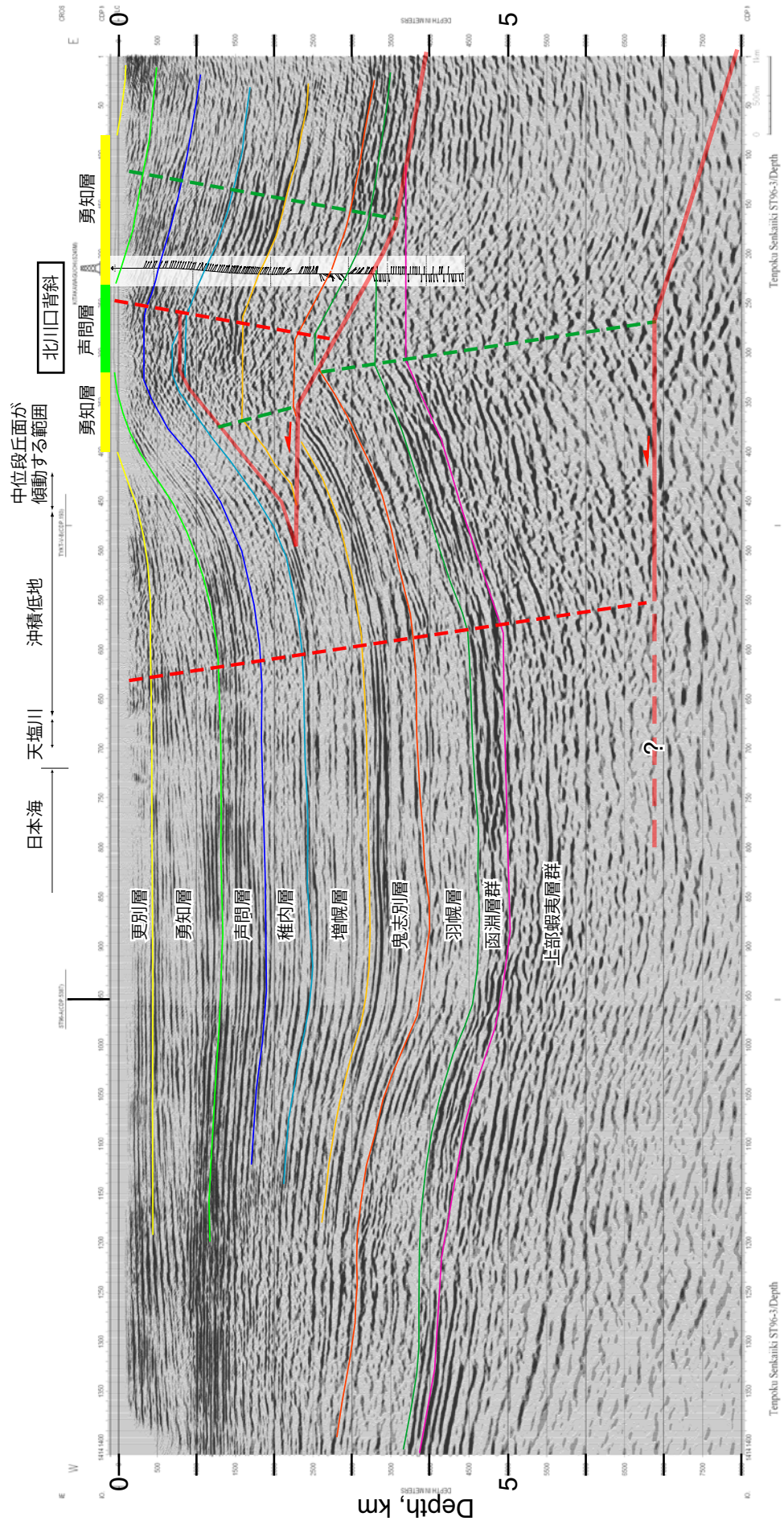


図 16 北川口丘陵の反射断面 (ST96-3) の解釈図. 断面の縦横比は 1 : 1.

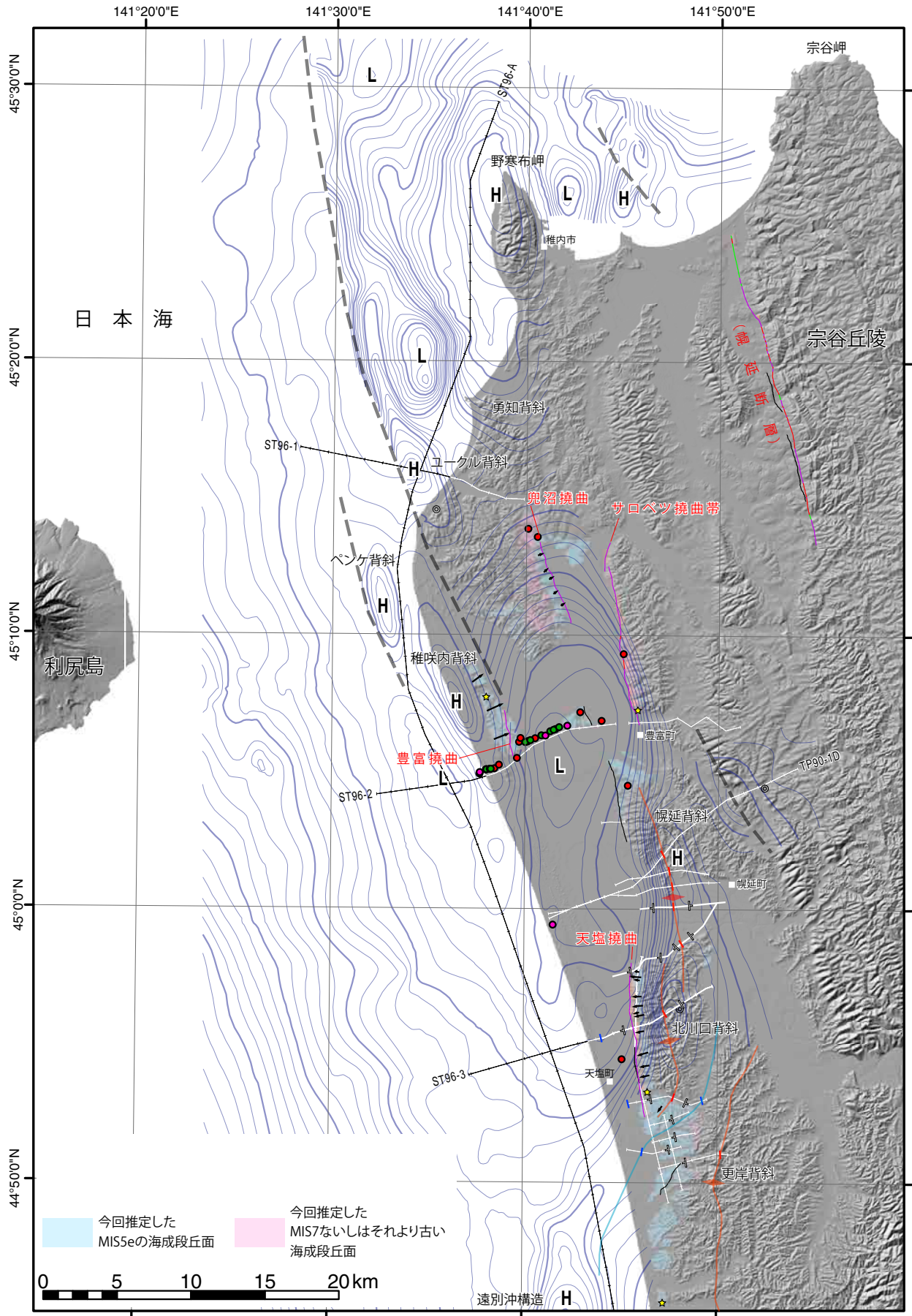


図 17 今回明らかになった MIS5e 海成段丘面の分布. 赤太線は反射断面より推定される背斜軸の分布. 青線は稚内層基底時間構造図 (石油公団, 1996).

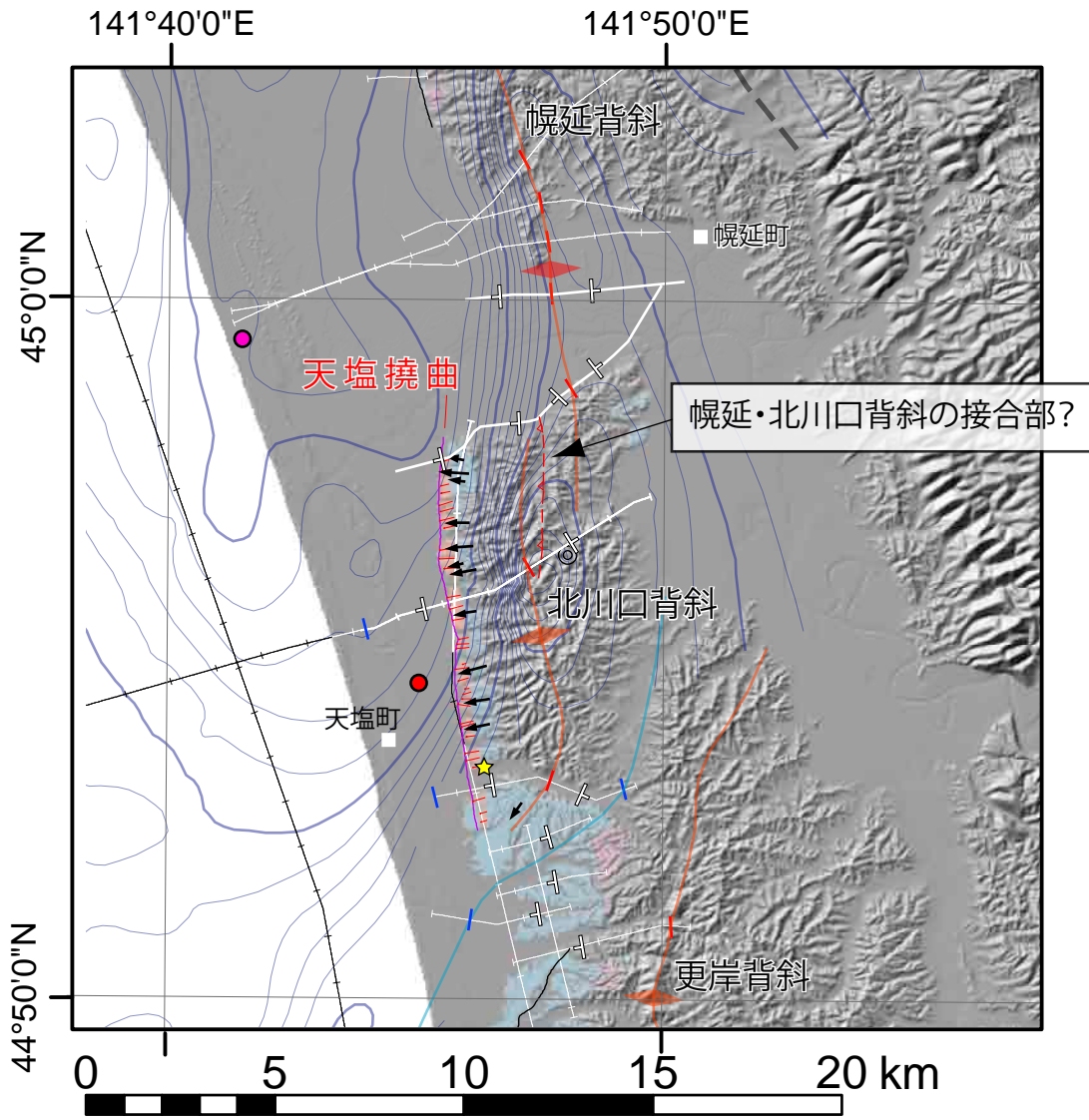


図 18 幌延背斜・北川口背斜境界部の構造。幌延背斜は天塩川を越えてきた川口丘陵北部まで続く可能性がある。