

幌延断層帯の評価について

平成22年11月25日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成11年4月23日）を決定し、この中において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、また「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う」とした。

地震調査委員会では、この決定を踏まえつつ、平成17年4月までに陸域の活断層として、98断層帯の長期評価を行い公表した。

その後、「今後の重点的調査観測について」（平成17年8月30日 地震調査研究推進本部）の中で、新たに基盤的調査観測の対象とすべき12の活断層帯が挙げられた。

今回、その中のひとつである幌延断層帯について、現在までの研究成果及び関連資料を用いて評価し、とりまとめた。

幌延断層帯の評価

幌延断層帯は、北海道宗谷地方の宗谷丘陵の西縁に沿って分布する活断層とされている。ここでは、平成 19 年度に北海道立地質研究所（現：北海道立総合研究機構地質研究所）が実施した調査および平成 21 年度に北海道立地質研究所・産業技術総合研究所が実施した調査をはじめ、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、この断層を次のように評価した。

1. 活断層の存在

幌延断層帯は、北海道稚内市に分布し、東側が西側に対して相対的に隆起する、長さ約 22km の逆断層とされてきた(図 1-1、2)。

しかし、断層帯を挟んだ海成段丘面高度に著しい差はなく、また、断層帯を横断する反射断面では、西に単傾斜する地質構造のみが確認でき、断層運動によるずれは認められない。したがって、断層東側に位置する宗谷丘陵が現在に至るまで継続的に隆起していることを示す変動地形学的証拠は認められず、またそのような地殻変動を生じさせる地下の断層の存在も認められていない。

以上のことから、宗谷丘陵の西縁に沿って分布し、宗谷丘陵を相対的に隆起させる東側隆起の活断層としての幌延断層帯は存在しないと考えられる。

なお、この断層帯が通過するとされる地域に存在する崖地形は、差別浸食による組織地形と判断できる。一方で、この地域の地層が西傾斜している事は明らかであり、この西傾斜の構造を生じさせる活動が現在も継続している可能性は否定できない。しかし、そのような変形をもたらす地下深部の断層が存在するとしても、その断層の上端が地表に達し、幌延断層帯を形成しているとは考えられないため、今回の評価の対象外とする。

2. この地域に関する補足情報

反射法弾性波探査や群列ボーリングの結果から、この地域の地層が西傾斜していることは明らかであるが、成因を含め、その詳細は明らかになっていない。また、この地域の西側には低角東傾斜のサロベツ断層帯が存在し(図 1-2)、その震源断層下端はこの地域の地下深部にまで達している可能性があるため、天塩山地周辺の活構造の分布については、引き続き調査する必要がある。

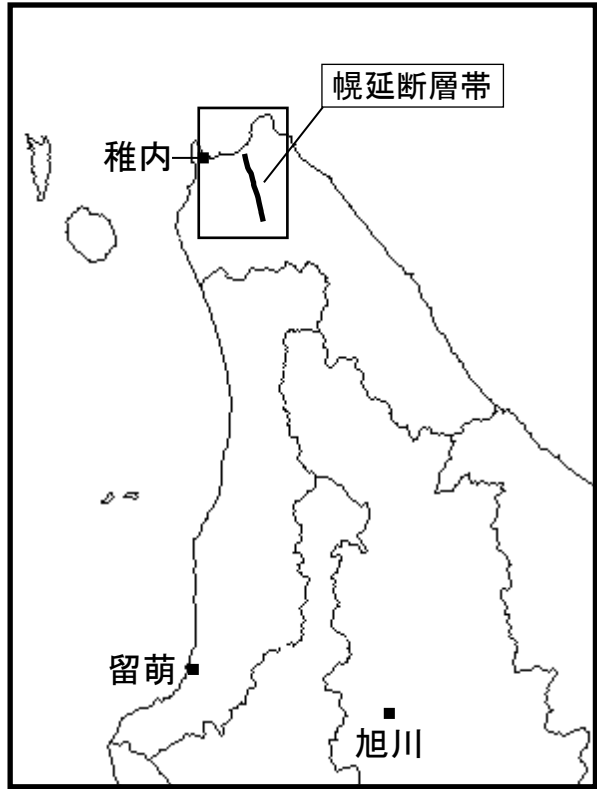


図 1-1 幌延断層帯の概略位置図
(長方形は図 2 の範囲)

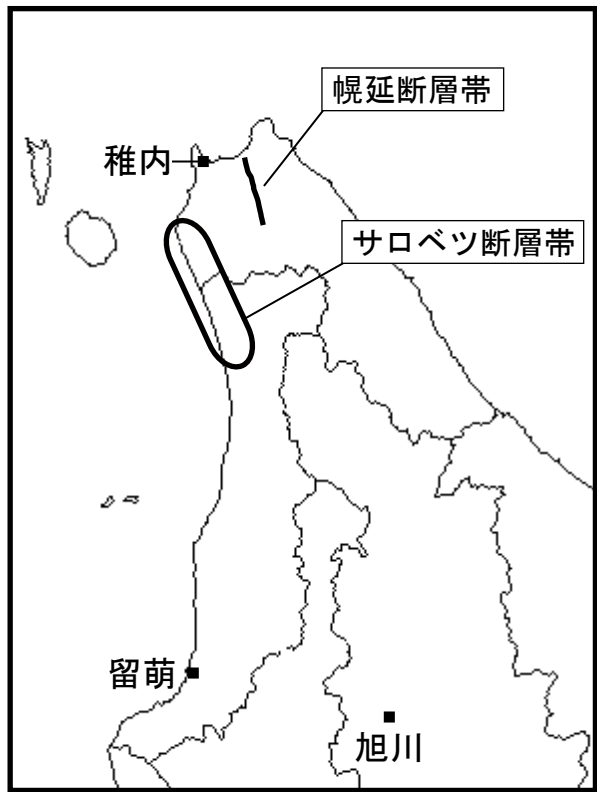


図 1-2 幌延断層帯とサロベツ断層帯の概略位置

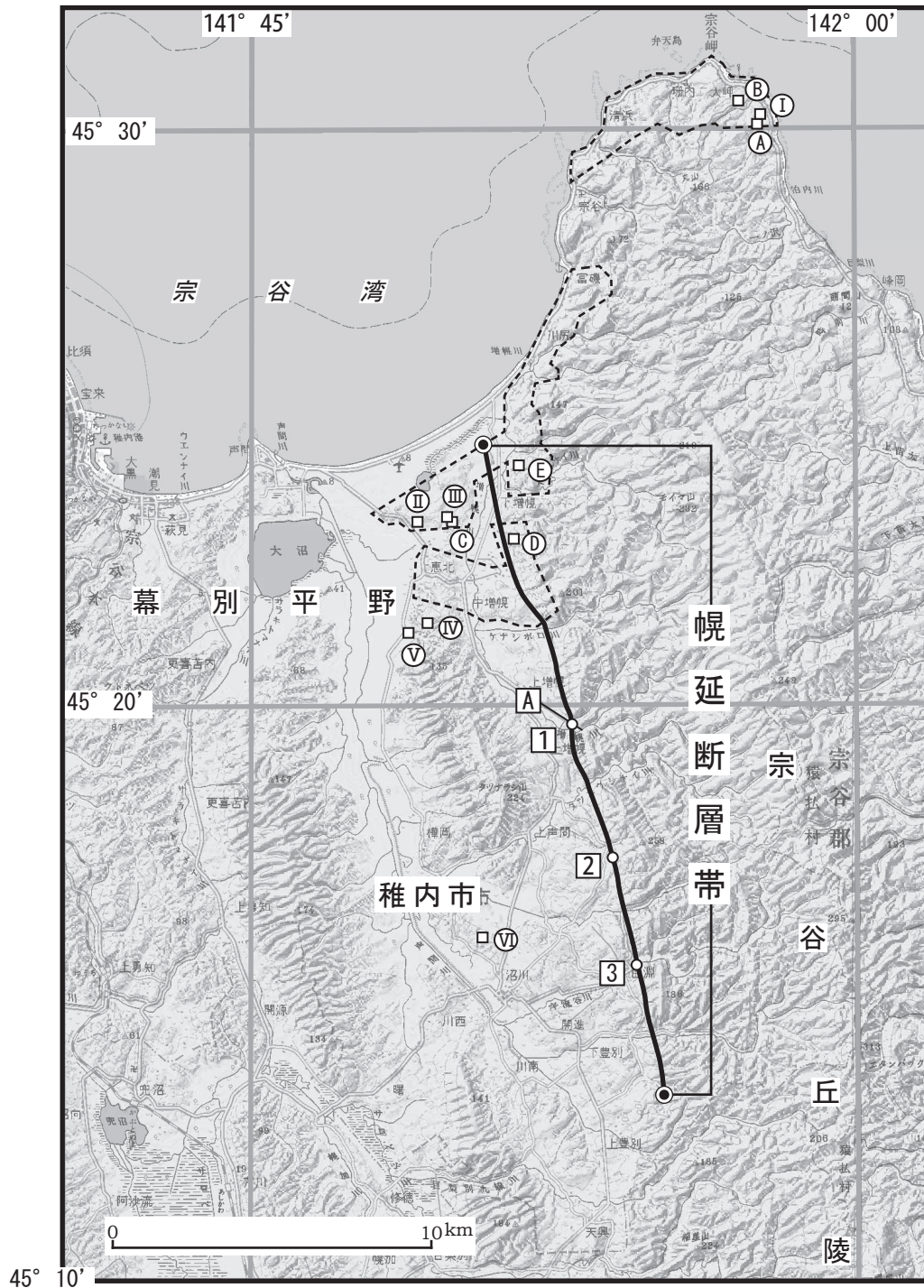


図2 幌延断層帯の位置と主な調査地点

- 1 : 上増幌地点 2 : 上声問地点 3 : 曲淵地点
- A : 反射法弾性波探査測線
- Ⓐ~Ⓔ: ピット調査地点 ①~Ⓐ: 露頭調査地点
- Ⓐ~Ⓔ: 空中写真図化範囲
- : 断層の北端と南端

断層の位置は中田・今泉編(2002)に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「稚内」「天塩」を使用。

(説明)

1. 幌延断層帯に関するこれまでの主な調査研究

幌延断層帯は、地質断層として古くから存在が知られていた。小山内ほか(1959)や高橋・石山(1968)は、新第三系の増幌層が上位の稚内層を欠いて声問層と接することから、これらが断層関係にあると推定し、坂口(1955)は断層沿いにみられる東上がりの崖地形を指摘している。一方で、福沢(1985)は、曲淵地区の声問層が増幌層の上位に緩傾斜の不整合関係で発達することを指摘し、断層関係を否定した。また、福沢(1985)は、秋葉(1979)の珪藻化石分析結果から、この地区の声問層が稚内層層準に相当することを指摘し、稚内層と声問層が同時異相の関係にある可能性を示した。本山・仲村(2002)は、放射虫化石の検討によって福沢(1985)が指摘した不整合境界を否定したが、その80m上位に不整合境界を認めている。

活断層としての幌延断層帯は活断層研究会編(1980)によって初めて認定され、その位置は地質断層としての幌延断層とほぼ一致している。また、西向き断層(撓曲)崖の一部区間では、西側に東向きの撓曲崖が並行して分布するとされている。

本断層帯北部の幕別平野付近には海成段丘面が発達しており(坂口, 1955; 阪口, 1959; 小池・町田編, 2001)、幌延断層帯はこれらの海成段丘面や河成段丘面、宗谷丘陵の斜面に東側隆起の撓曲変位を与えているとされている。活断層研究会編(1991)は活動度をC級と推定したが、池田ほか編(2002)や中田・今泉編(2002)などではB級相当の平均変位速度が求められている。沖積面に変位は認められていない(池田ほか編, 2002; 中田・今泉編, 2002)が、上増幌地区の丘陵地に見られるリニアメントの200m東側に、谷底低地を横断する小崖が連続的に分布する(北海道立地質研究所, 2008)。また、山岸(1986)は、本断層帯に沿う数地点の露頭で段丘堆積物の褶曲変形等を確認している。

5万分の1沿岸海の基本図(海上保安庁水路部, 1982, 1992a, 1992b, 1993, 1994)をもとに天北地域の海底活断層を概略した池田ほか編(2002)には、本断層帯の約8km西方の海底に背斜軸が描かれているものの、本断層帯の北方延長海底には活断層は描かれていない。海上保安庁海洋情報部(2005)の測量結果によると、本断層帯北方の宗谷湾内に、本断層帯とほぼ同じ走向で地形の高まりが続いている。

2. 幌延断層帯の評価結果について

幌延断層帯は、中田・今泉編(2002)によって活動度がB級相当と考えられることが示され、基盤的調査観測としての活断層調査の対象となるべき基準を満たすことから、地震調査研究推進本部(2005)の中で、新たに基盤的調査観測の対象として挙げられた12の活断層帯のうちの1つである。このため、本断層帯の評価に必要な資料を得ることを目的に、平成19年度および平成21年度に調査が実施された(北海道立地質研究所, 2008; 北海道立地質研究所・産業技術総合研究所, 2010)。その結果、本断層帯による地殻変動の痕跡はなく、本断層帯は活断層ではないと考えられる。なお、断層崖と見られていたリニアメン

トは組織地形であると考えられる。

2. 1 調査結果

(1) 海成段丘調査

幌延断層帯の活動により宗谷丘陵が継続的に隆起しているかどうかを検討するため、北海道立地質研究所・産業技術総合研究所(2010)は、本断層帯をまたいだ海成段丘面の高度分布と旧汀線高度の検討および地表踏査とピット調査による海成段丘堆積物の層序・形成年代の把握を行い、海成段丘面の地域間の対比を行った。

北海道立地質研究所・産業技術総合研究所(2010)は、宗谷岬地区の段丘面を、標高 20～30m、30～45m、50～70m の3段に区分している(図3、4)。小池・町田編(2001)は宗谷岬地区の段丘面を標高 20～45m、50～70m の2段に区分し、それぞれ海洋酸素同位体ステージ(以下「MIS」と表記) 5e と MIS 7 に対比しているため、低位面と中位面は MIS 5e に、高位面は MIS 7 に対比される。しかし、低位面に位置するピットAの海成段丘堆積物中からクッチャロ羽幌火山灰(約11万5千年～12万年前：町田・新井, 2003)が検出されたこと(図5)、同火山灰が後述する増幌地区において MIS 5e に対比されてきた段丘面の段丘堆積物を被覆する層から検出されていることから、本地区の低位段丘面は MIS 5c の海成段丘面と考えられるとしている。

北海道立地質研究所・産業技術総合研究所(2010)は、増幌地区の段丘面を、標高 20～30m、30～45m、55～64m の3段に区分している(図3、4)。小池・町田編(2001)に従えば、低位面は MIS 5c に、中位面は MIS 5e に、高位面は MIS 7 に対比される。しかし、露頭Ⅱ、露頭ⅢおよびピットCには明らかな海成堆積物は認められず、観察からは河成堆積物であると推定される。露頭Ⅱより南南東1kmの低位段丘面において、三浦(1995)が阿蘇4火山灰(約8万5千年～9万年前：町田・新井, 2003)を報告していることから、本地区の低位段丘面の形成時期は MIS 5b である可能性があるとしている。また、増幌地区の中位段丘面については、ピットDにおいて、前浜堆積物の可能性がある D4-2 層の上位にクッチャロ羽幌火山灰が分布する(図6)等、この面を MIS 5e に対比した小池・町田編(2001)を支持する結果が得られている。

宗谷岬地区から増幌地区にかけての海成段丘面の分布を総合すると、本断層帯を境に段丘高度に有意な差は見られない(図4)。増幌地区の低位段丘面は宗谷地区よりもわずかに低い。増幌地区の段丘堆積物の形成時期が宗谷地区より相対的に新しい可能性があることを考慮すると、断層活動を示す証拠とはいえない。また、階段状の段丘地形をなすことから、調査範囲全体が隆起域であると考えられるが、それぞれの段丘面は概ね一定の高度に揃って分布しており、本断層帯による地殻変動の痕跡は認められない。したがって、海成段丘面の分布高度からは、本断層帯が活断層であることを示す証拠は認められない。

(2) 上増幌地区

幌延断層帯の中央部やや北側にあたる上増幌地区では、丘陵地に見られるリニアメントの延長位置より 200m 東側に、谷底低地を横断する比高約 0.7m の東上がりの小崖が連続的に分布する。この小崖が断層崖である可能性があることから、北海道立地質研究所（2008）は小崖上の 1 地点と小崖とリニアメント延長部との間の 2 地点の計 3 地点でトレンチ調査を、リニアメント延長部の西側 2 地点でボーリング調査を行った。

北海道立地質研究所（2008）は、小崖でのトレンチ壁面底部では増幌層が低崖をまたがって分布するため（図 7）、この小崖は増幌層と声問層の境界としての地質断層ではないと考えられるとしている。また、段丘面を構成する増幌層の上面には地表で見られる小崖に対応する高低が認められるが、増幌層や上位の堆積物には断層による変位や撓曲構造は認められない（図 7）としており、増幌川の蛇行部に位置することも考えると、この小崖は河食崖であり、沖積面に変位を与える断層崖ではないと推定されるとしている。また、この小崖以外に断層崖の候補となる地形は存在しないことから、本断層帯は沖積面に変位を与えていないと考えられるとしている。

北海道立地質研究所（2008）は、小崖とリニアメント延長部との間の 2 地点でもトレンチ調査を実施しているが、これらのトレンチ壁面にも、断層や断層による変位は認められないとしている。また、トレンチ間の地層対比においても断層変位は認められないことから、少なくともこれら 3 地点の間に断層は存在しないと考えられるとしている。

リニアメント延長部の西側で実施されたボーリング調査の結果、M2 孔（東側）では増幌層、M1 孔（西側）では声問層が確認されている。北海道立地質研究所（2008）は、地表でのリニアメント位置やトレンチ調査で確認できた基盤の増幌層が北北西の走向で 40–60° 西に傾斜する同斜構造で分布していることと合わせ、増幌層と声問層の境界はリニアメント延長部より西側に位置し、西傾斜であると推定されるとしている。

以上のことから、既存資料で示されていた位置に活断層は存在しない可能性が高いと考えられるが、トレンチ調査とボーリング調査だけでは極浅層付近の地質状況しか検討できず、また、地下構造を連続的に把握できない。そこで、北海道立地質研究所・産業技術総合研究所（2010）は、地下構造と断層の存否を明らかにするため、同じ地点でリニアメントをまたぐ長さ 1500m の測線に沿って反射法弾性波探査を行っている。その結果、比較的強振幅で連続性のよい反射イベントが得られている。測線全域にわたって、全ての反射イベントはほぼ一様の勾配で北西に向かって傾斜し、リニアメント周辺に反射イベントのずれや反射面の乱れた領域は認められない（図 8）。したがって、リニアメントに対応する地質構造は、断層構造ではないと考えられる。

（3）上声問地区

幌延断層帯の中央部にあたる上声問地区では、上位の稚内層を欠いて声問層と接する増幌層（高橋・石山，1968）や、逆断層に伴う褶曲変形が観察される露頭（山岸，1986）が確認されている。本地区は、撓曲崖と思われる地形が明瞭で、既存の活断層図（池田ほか

編, 2002 など) のリニアメントの位置もほぼ共通している。北海道立地質研究所 (2008) は、複数の既存文献が共通してリニアメントの通過を認めている測線 2 本に沿って群列ボーリング調査を行い、うち 1 本 (測線 1) の測線がリニアメントをまたぐ地点でトレンチ調査を行った。

北海道立地質研究所 (2008) は、トレンチ壁面には撓曲崖に対応する断層変位は確認できないとしている (図 9)。また、複数の褶曲構造や断層構造が認められるが、群列ボーリング調査結果から作成した地質断面図も考慮すると、これらは局地的な物質の移動に伴う内部変形構造と推定されるとしている。

北海道立地質研究所 (2008) は、ボーリングコアの地質構造およびボーリング孔間の地質対比より、本地区の声問層は $20-40^{\circ}$ で西傾斜すると推定している (図 10)。測線 1 のボーリングコア K-5 孔の孔底 (深度 23m) の声問層から採取した試料を用いて珪藻化石分析を行った結果、この試料は天北地域の標準層序である稚内層の中部付近に対比され (嵯峨山, 2000)、この結果は、2. 1. (4) で述べる曲淵地区 (本地区の約 3 km 南に位置する) の声問層が稚内層層準に相当することを指摘した福沢 (1985) と調和的であるとしている。

以上のことから、増幌層と声問層は一連の層序関係にあると考えられる (図 10)。また、これまで撓曲崖と考えられてきた地形の遷急線には増幌層と声問層の地層境界が対応するため、この崖は組織地形と考えられる。北海道立地質研究所 (2008) は、山岸 (1986) が報告した断層露頭は崩壊や植生に覆われて確認することができなかったが、記載された地層は上声問地区のトレンチ壁面で観察される地層に類似するとしている。地下構造も考慮して変形構造の成因を考えると、山岸 (1986) が報告した断層露頭は、活断層が存在する確定的な証拠にはならないと考えられる。

(4) 曲淵地区

幌延断層帯の南部にあたる曲淵地区では、宇流谷川ルートが増幌層と声問層の関係が詳しく記載され (福沢, 1985 ; 本山・仲村, 2002)、両層が断層関係ではなく不整合関係で接することが指摘されている。北海道立地質研究所 (2008) は、この地区の露頭において、増幌層が声問層によって不整合に覆われることを確認している (図 11)。両層の出現順序が上増幌地区と上声問地区でも同じであることから、3 地区を通して増幌層と声問層は不整合関係にあると推定される。

(5) 測地観測結果

幌延断層帯周辺における、1994 年までの約 100 年間の測地観測および 2010 年 7 月までの 12 年間の GPS 観測結果では、顕著なひずみは見られない。

(6) 地震観測結果

最近約8年間の地震観測結果によれば、主に幌延断層帯付近から西側で比較的低調な微小地震活動が発生している。地震発生層の下限の深さは約20kmと推定される。ただし、その精度は高くない。

本断層帯の東側にほとんど地震活動が見られないことから、東傾斜の逆断層とされてきた本断層帯に対応する地震活動はほとんどないと考えられる。

2. 2 リニアメントの成因

幌延断層帯のリニアメントは、海成段丘の平坦面を変位させていると推定されたことから、活断層と考えられてきた。しかし、2. 1. (1) で述べたように、海成段丘を分類・対比し直した結果、これまで同時代面と考えられてきた段丘面の形成時期が異なると考えられることから、本断層帯による地殻変動の痕跡は認められず、本断層帯は活断層ではないと考えられる。

本断層帯のリニアメントに対応する地質構造は、層理面に相当する可能性もある。しかし、2. 1. (2) で述べた反射法弾性波探査の結果や、2. 1. (2) および(3) で述べた地質断面の解釈から、この地域の地層が西に傾斜していることは明らかである。また、少なくとも現在の地層を西に傾斜させる応力場の中で、本断層帯が層面すべりによる断層として東側隆起の活動をするとは考えにくい。

本断層帯が変位させていると考えられてきた平坦面は、堆積物がほとんど見られず、薄い表土を伴って新第三系の地層が露出することから、浸食面と考えられる。2. 1. (3) で述べたように、本断層帯の撓曲崖と考えられてきた地形の遷急線は増幌層と声問層の地層境界に対応する。また、ボーリングコアの解析から、増幌層や声問層の珪藻質泥岩に比べて、声問層基底部の砂岩・礫岩層は硬質であることが判明している（北海道立地質研究所，2008）。したがって、本断層帯のリニアメントは、増幌層と声問層の境界付近の地層群の強度差による差別浸食によって形成された組織地形と判断することができる。

3. この地域に関する補足情報

前項までに述べたことから、宗谷丘陵の西縁に沿って分布し、宗谷丘陵を相対的に隆起させる東側隆起の活断層としての幌延断層帯は存在しないと考えられる。一方で、反射法地震探査や群列ボーリングの結果から、この地域の地層が西傾斜している事は明白であるが、成因を含めその詳細は明らかになっていない。この西傾斜の構造は、更に西側に想定されている向斜構造の東翼にあたり、その西側には背斜構造が存在する。同様な地質構造は、この地域の西側のサロベツ断層帯や南側の問寒別断層帯でも確認されており、活褶曲の特徴を示している。その一方で、この地域の褶曲構造が活褶曲であるか否かを判断する資料は現在のところ存在しない。この褶曲構造を生じさせる断層がこの地域の地下に存在して現在も活動している可能性は否定できないが、その断層の上端が地表に達し、幌延断層帯を形成しているとは考えられない。この地域の地層を西に傾斜させる原因については、

更に調査、研究が必要である。

また、この地域の西側には東傾斜のサロベツ断層帯が存在する。サロベツ断層帯は伏在活断層であり、断層上端の深さは2－7 km、低角度で東に傾斜する可能性があるため（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007）、サロベツ断層帯の震源断層下端はこの地域の地下深部にまで達している可能性がある。サロベツ断層帯全体が活動した場合にはマグニチュード7.6程度の地震が発生し、この地域では震度5強～6弱の揺れとなることが予測されている。また、傾斜角が極めて低角度であるならば、更に大きい揺れとなる場合もある。したがって、この地域が地殻内地震による強い揺れに見舞われる可能性を明らかにするためには、天塩山地周辺およびより広い地域の活構造の分布や地殻構造、地震発生場等について、今後も引き続き調査する必要がある。

文献

- 秋葉文雄（1979）：*Denticula dimorpha* とその類縁種の形態、および新第三系珪藻化石層序区分。石油資源開発株式会社技研所報，**22**，148-189.
- 福沢仁之（1985）：北海道天北－羽幌地域の上部新第三系層序の再検討－とくに“稚内”・“声問”層について－。地質学雑誌，**91**，833-849.
- 北海道立地質研究所（2008）：幌延断層帯の活動性および活動履歴調査。「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-1.
- 北海道立地質研究所・産業技術総合研究所（2010）：幌延断層帯に関する調査。「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H21-1.
- 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，254p.
- 地震調査研究推進本部（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.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2007）：「サロベツ断層帯の評価」。24p.
- 海上保安庁海洋情報部（2005）：測量原図「宗谷岬付近」。
- 海上保安庁水路部（1982）：5万分の1沿岸の海の基本図「礼文島」（海底地形図・海底地質構造図・海底地形地質調査報告），海図第6382-6号。
- 海上保安庁水路部（1992a）：5万分の1沿岸の海の基本図「留萌」（海底地形図・海底地質構造図・海底地形地質調査報告），海図第6323-1号。
- 海上保安庁水路部（1992b）：5万分の1沿岸の海の基本図「遠別」（海底地形図・海底地質構造図・海底地形地質調査報告），海図第6321-2号。
- 海上保安庁水路部（1993）：5万分の1沿岸の海の基本図「利尻水道」（海底地形図・海底地質構造図・海底地形地質調査報告），海図第6321-1号。

- 海上保安庁水路部 (1994) : 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「天売島」(海底地形図・海底地質構造図・海底地形地質調査報告), 海図第 6321-3 号.
- 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, 122p.
- 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, 336p.
- 三浦英樹 (1995) : 北海道北部地域に分布する重粘土土壌に関する第四紀地形地質学的研究. 東京都立大学博士 (理学) 学位論文, 159p.
- 本山 功・仲村佐知子 (2002) : 北海道稚内市宇流谷川における中新統増幌層と稚内層の放射虫化石層序と不整合境界の再認定. 地質学雑誌, **108**, 219-234.
- 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・60p. 付図 1 葉.
- 小山内 熙・三谷勝利・北川芳男 (1959) : 5 万分の 1 地質図幅「宗谷及び宗谷岬」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 52p.
- 嵯峨山 積 (2000) : 北海道の新生界中部中新統～鮮新統層序と堆積盆の動き. 北海道立地質研究所報告, **71**, 59-102.
- 坂口 豊 (1955) : 天塩山地北部の地形学的研究. 地理学評論, **28**, 499-511.
- 阪口 豊 (1959) : 北海道の新しい地質時代の地殻変動. 地理学評論, **32**, 401-431
- 高橋功二・石山昭三 (1968) : 5 万分の 1 地質図幅「沼川」及び同説明書. 北海道開発庁, 46p.
- 山岸宏光 (1986) : 北海道におけるいくつかの活断層露頭. 活断層研究, **2**, 19-28.

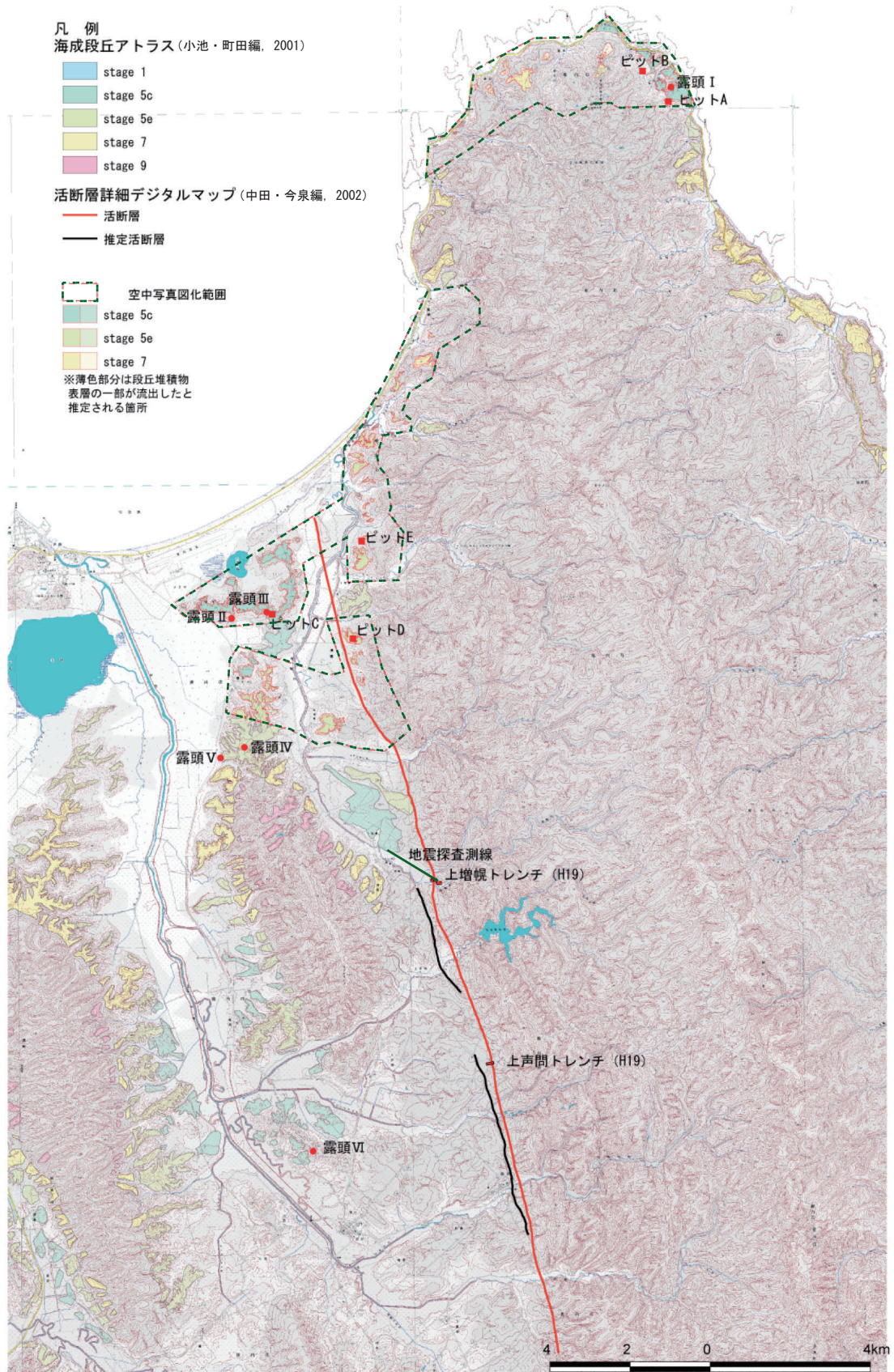


図3 地形面の判読結果

図化範囲のみを再判読、その他は小池・町田編(2001)に基づく
北海道立地質研究所・産業技術総合研究所(2010)に加筆

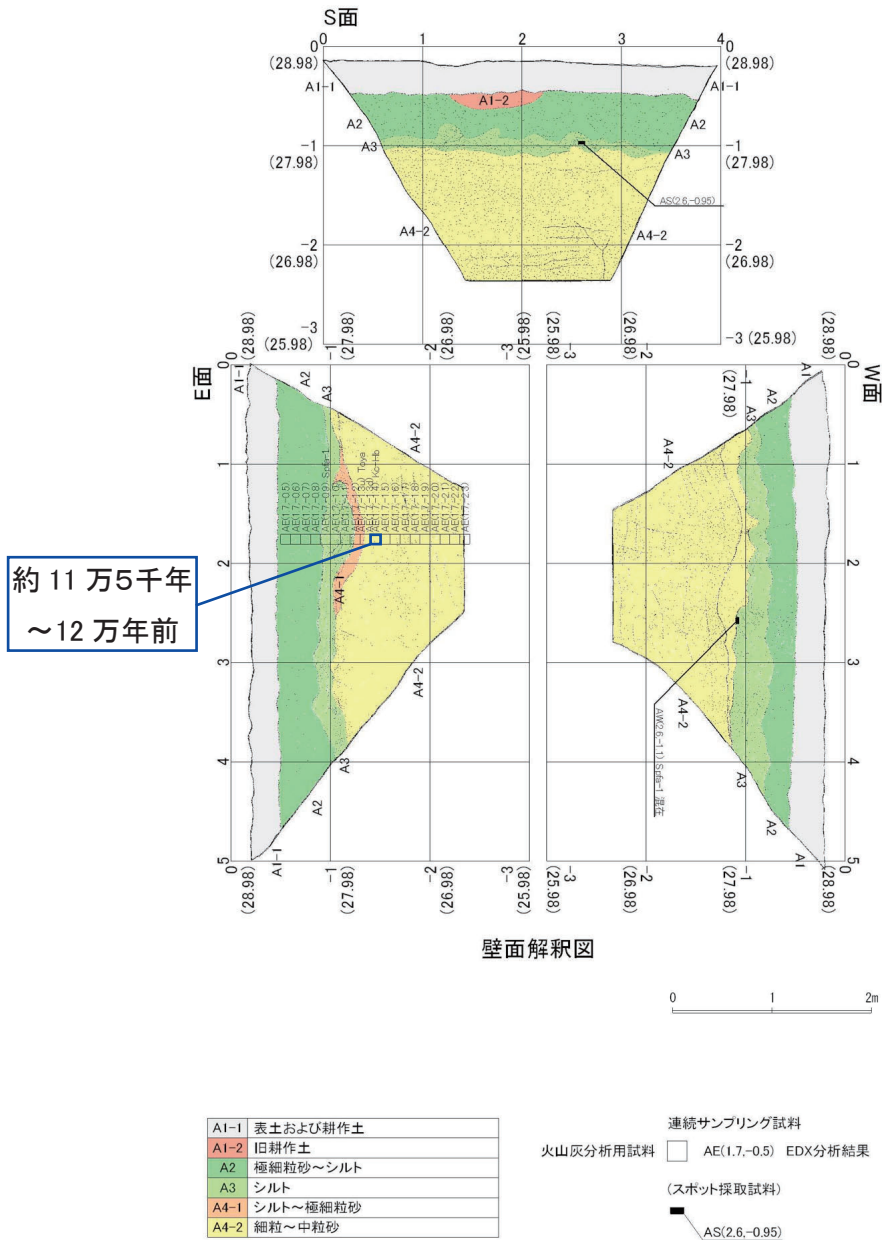
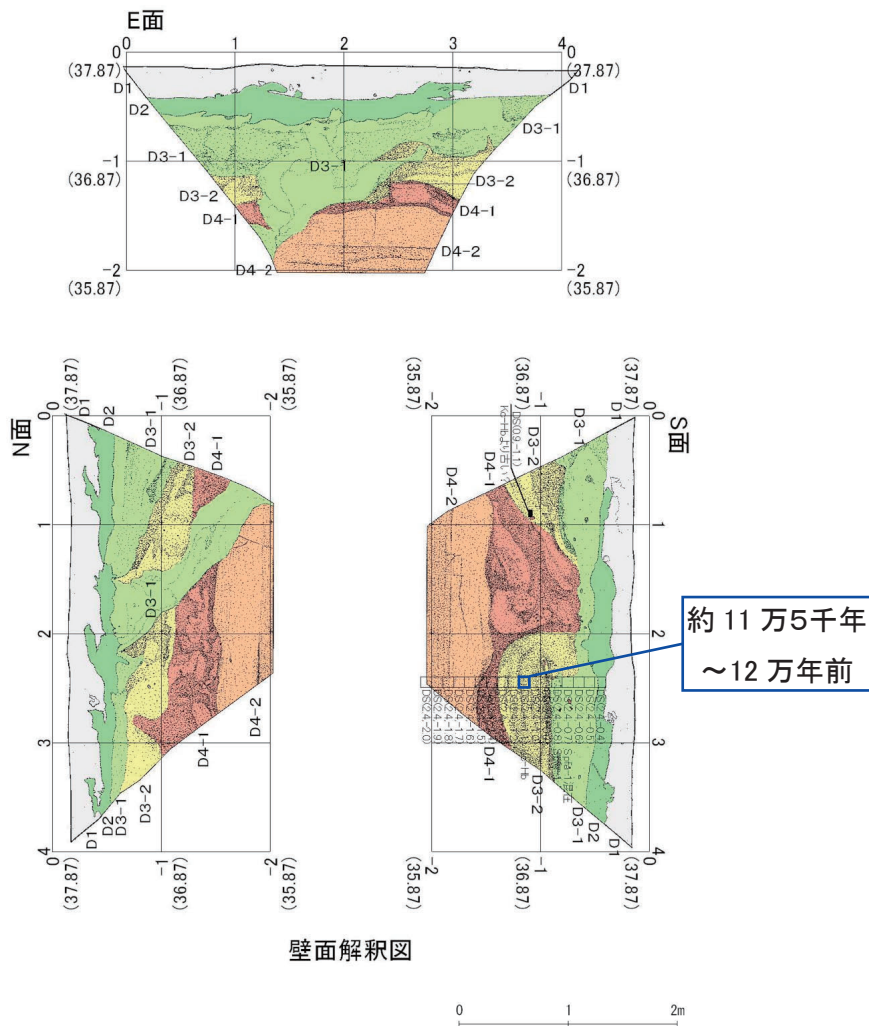


図5 宗谷地区ピットA壁面スケッチ

北海道立地質研究所・産業技術総合研究所（2010）に加筆



D1	耕作土
D2	有機物混じりの細粒砂混じりシルト
D3-1	シルト～細粒砂混じりシルト
D3-2	細粒砂混じりシルト～礫混じり極粗粒砂
D4-1	シルト混じり細粒～礫混じり粗粒砂
D4-2	細粒～礫混じり中粒砂

(連続サンプリング試料)
火山灰分析用試料 □ DS(2.4-0.4) EDX分析結果
(スポット採取試料)
■ DS(0.9-1.1) EDX分析結果

図6 増幌地区ピットD壁面スケッチ

北海道立地質研究所・産業技術総合研究所(2010)に加筆

凡 例

A	耕作土および表土
C1	腐植混じり砂質シルト
C2	砂礫
F1	シルト質礫
F2	礫
Ma	暗灰色シルト岩
	増幌層

^{14}C 分析用試料
■ KK-01
— 19,830-19,480 peat
— 試料番号
— 層年補正の1 σ

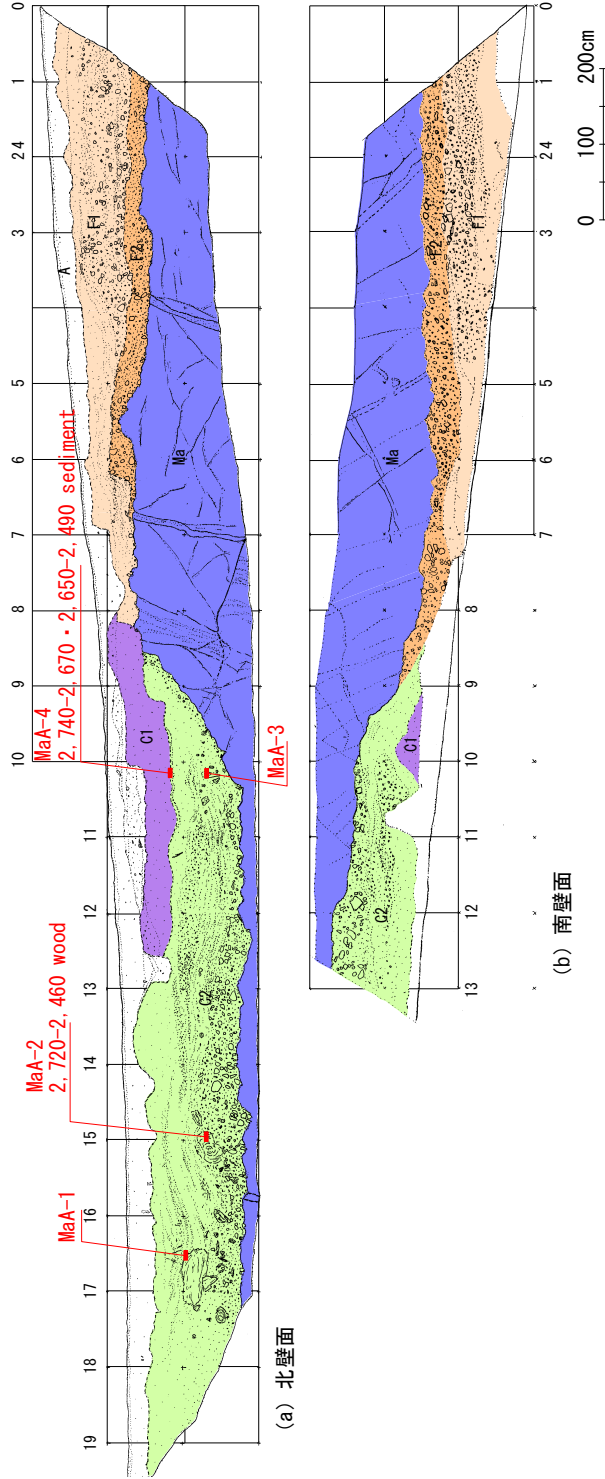


図7 上増幌地区のトレンチA壁面スケッチ (北海道立地質研究所, 2008)

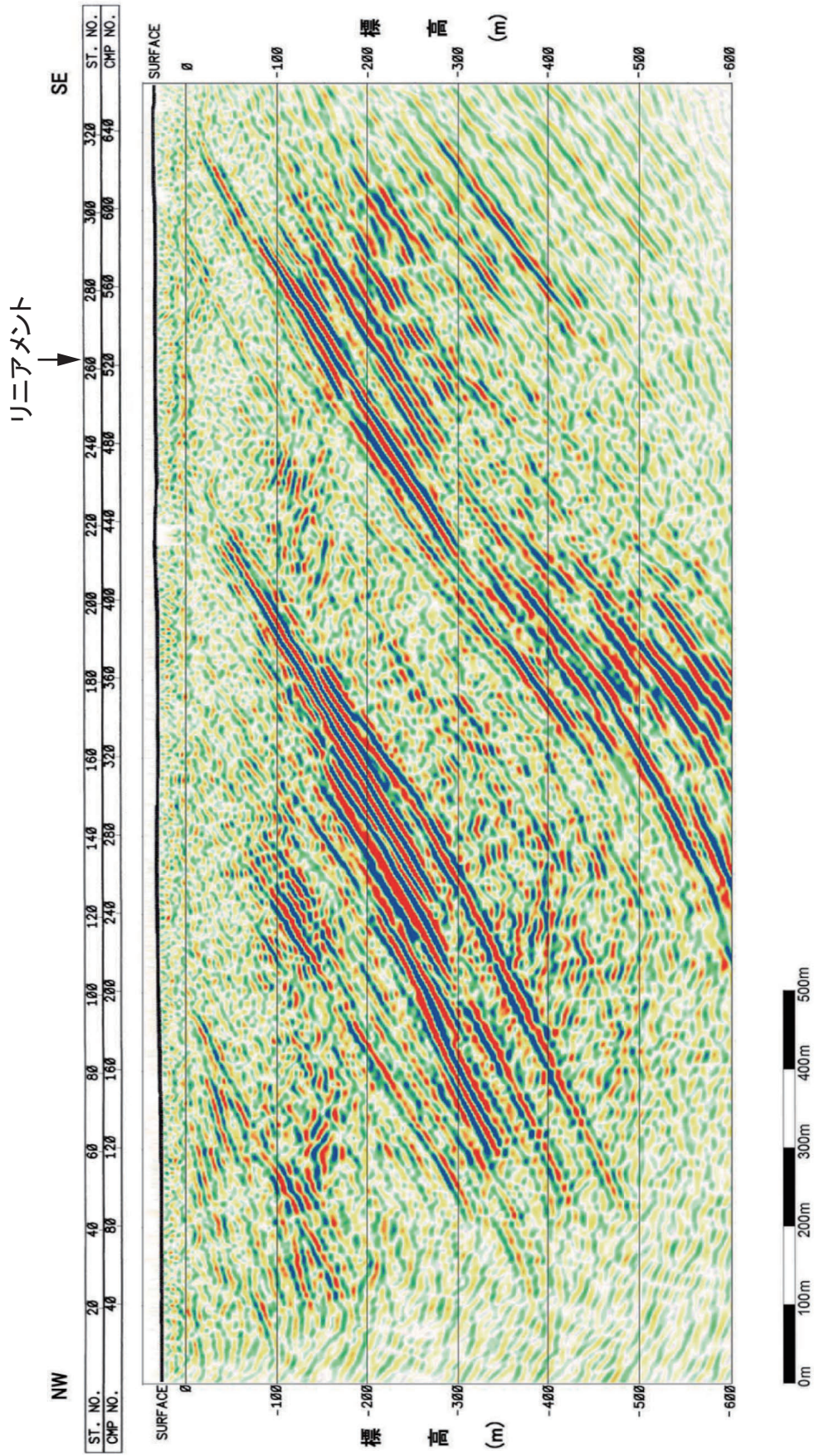


図8 上増幌地区における反射法弾性波探査によるマイグレーション後の深度断面図
 北海道立地質研究所・産業技術総合研究所 (2010) に加筆

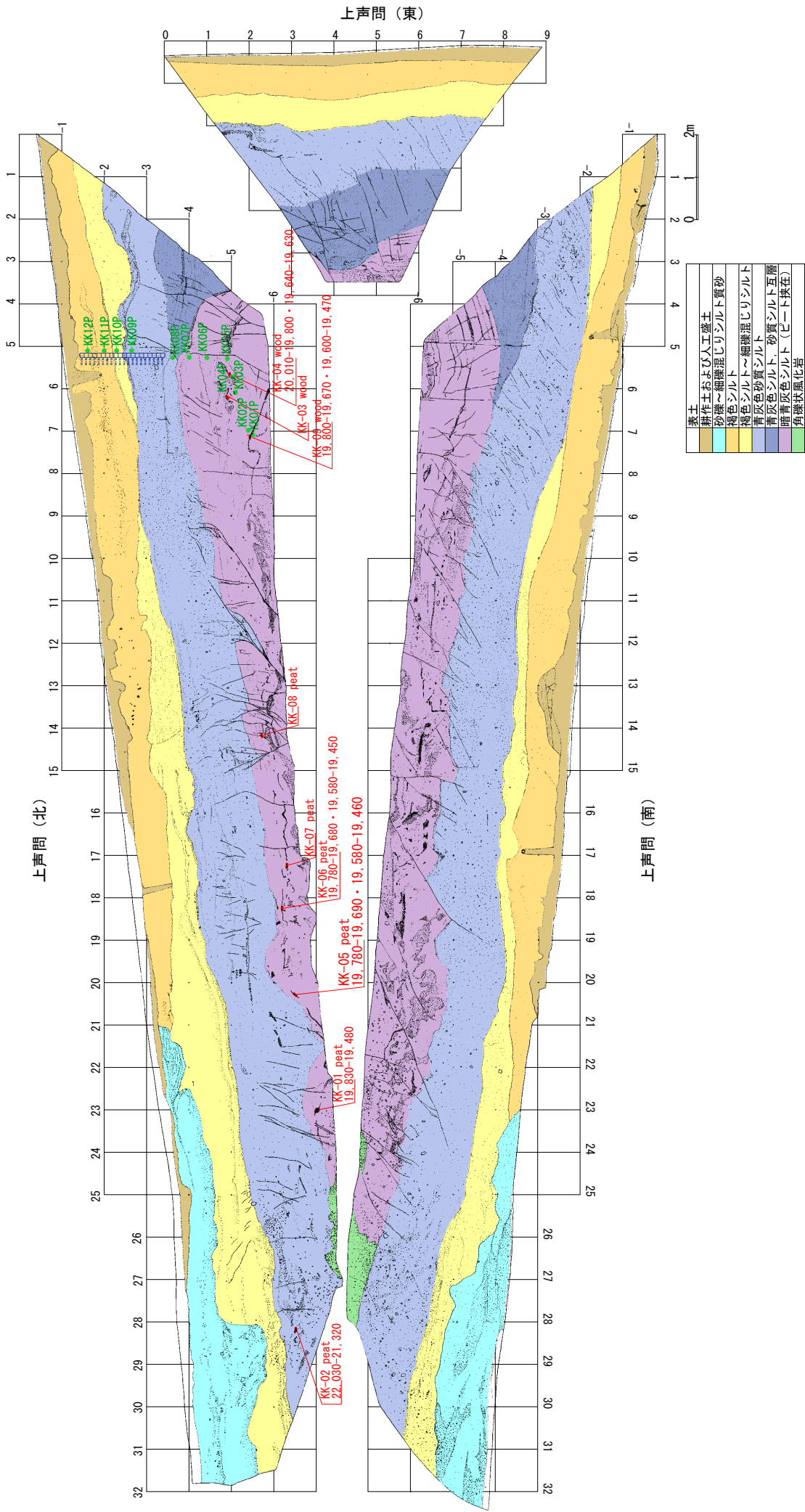


図9 上声間地区のトレンチ壁面スケッチ (北海道立地質研究所, 2008)

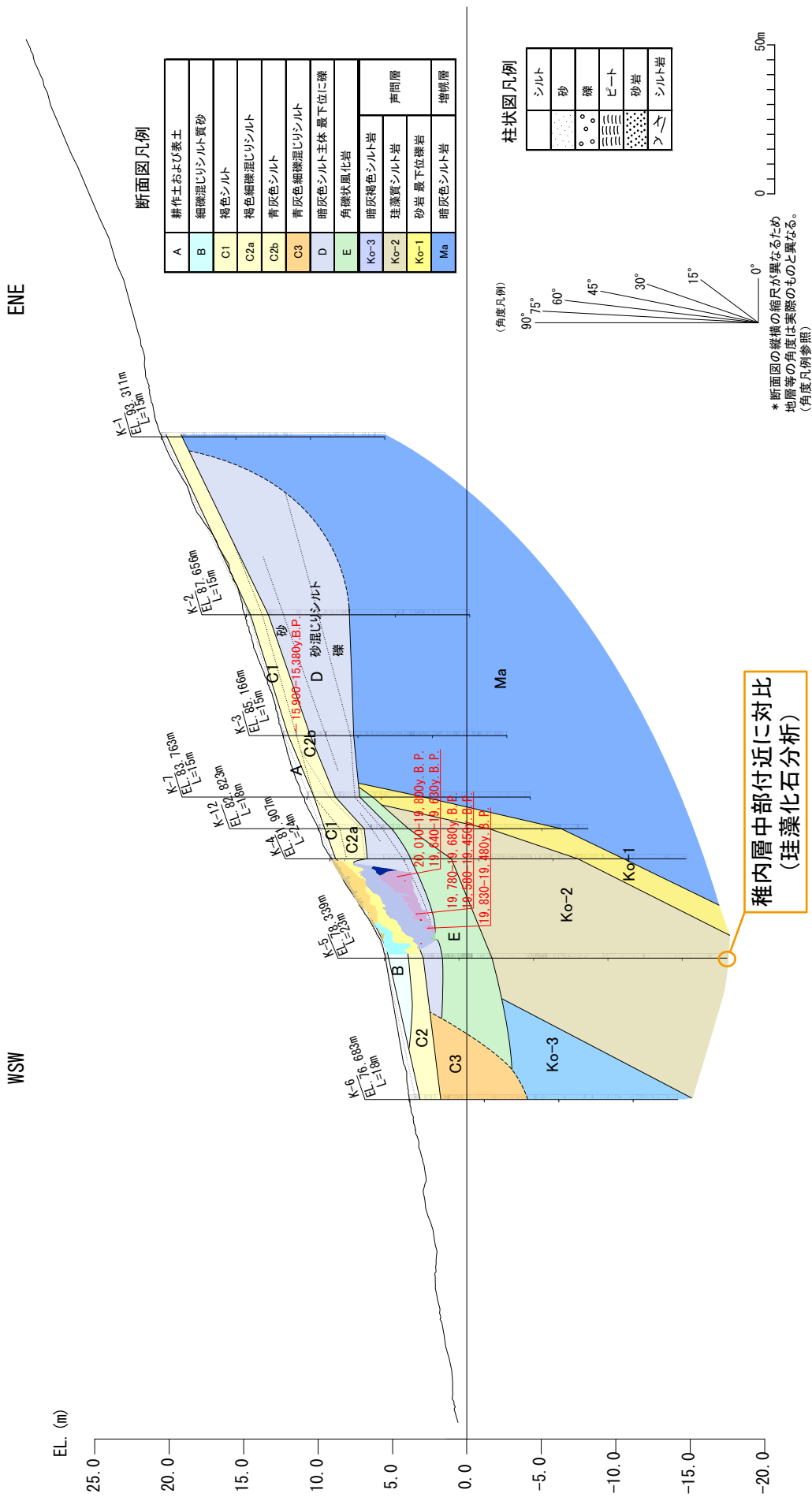
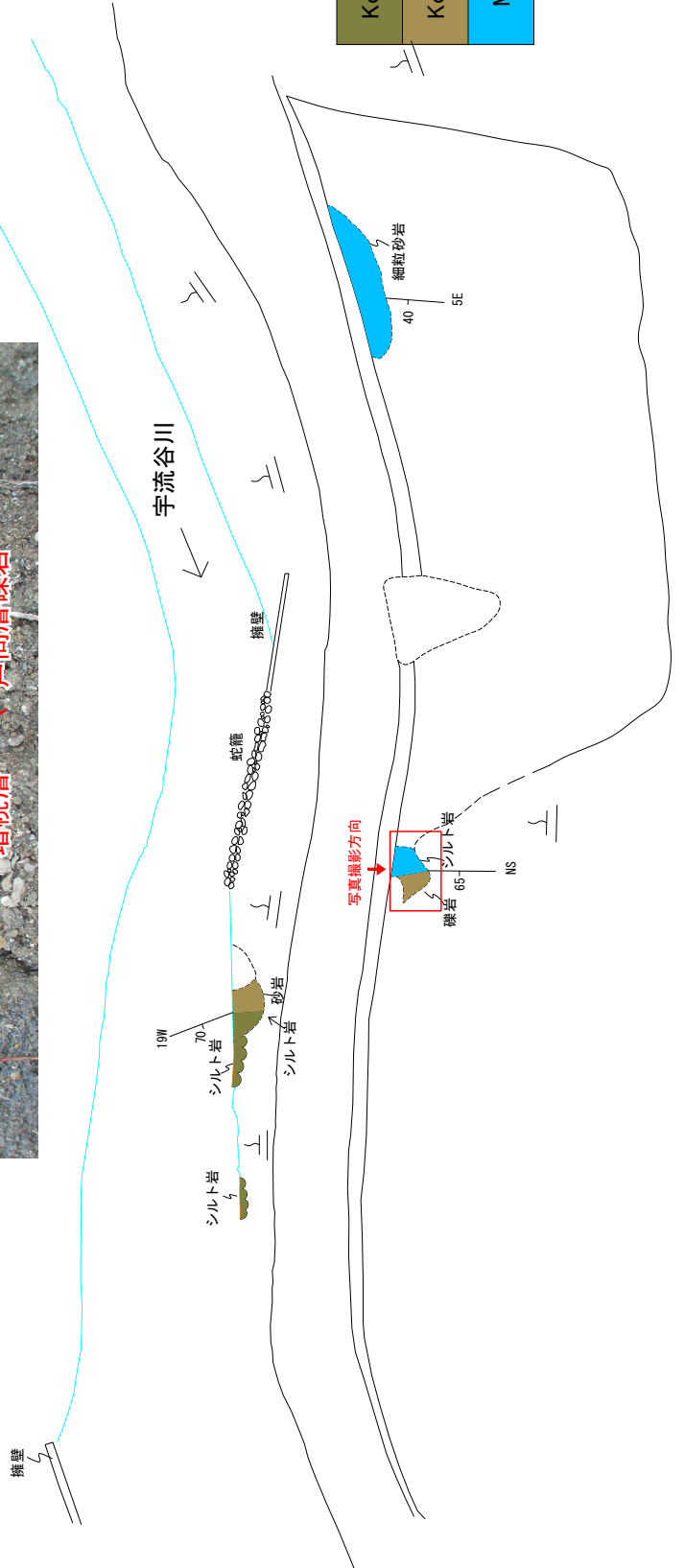
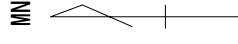
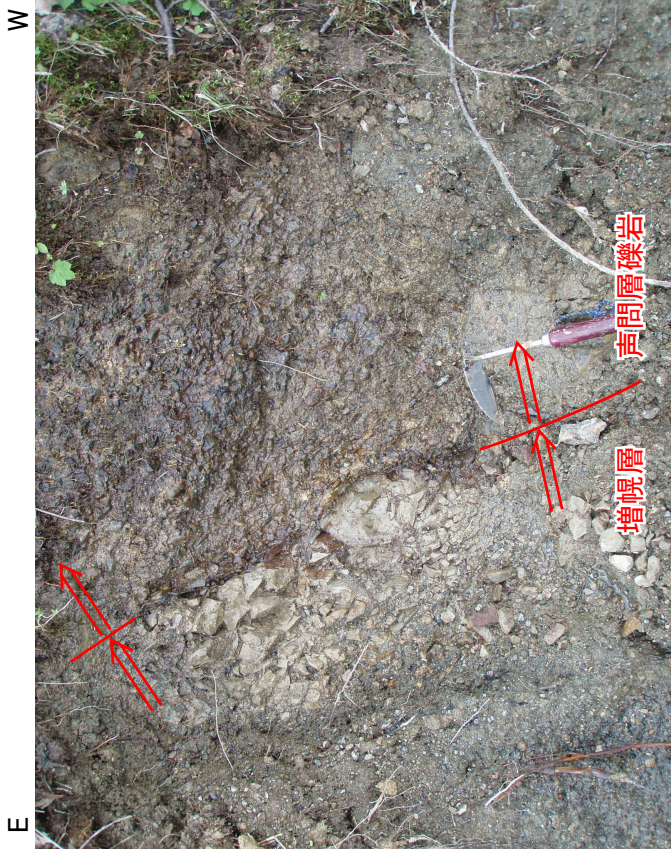


図10 上声問地区の地質断面図 (測線①)
北海道立地質研究所 (2008) に加筆



Ko-2	珪藻質シルト岩	声問層
Ko-1	砂岩 最下位礫岩	声問層
Ma	暗灰色シルト岩	増幌層

図11 曲淵地域宇流谷川の不整合露頭 (北海道立地質研究所, 2008)