

函館平野東部の段丘地形 -その変位の地形学的解釈-

メタデータ	言語: jpn 出版者: 明治大学人文科学研究所 公開日: 2017-08-01 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 吉田, 英嗣 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10291/18843

函館平野東部の段丘地形
— その変位の地形学的解釈 —

吉 田 英 嗣

Terrace Landforms of the Eastern Part of Hakodate Plain, Hokkaido: Tectonic Geomorphological Interpretations of Their Fault-related Displacements

YOSHIDA Hidetsugu

Japanese islands are located at the junction of four-plates boundaries. Except for a part of Kyushu islands, most part of Japanese islands are placed in a compressional field from a view of plate tectonics theory. Subduction of oceanic plates produce such conditions, leading the crustal deformations and rupturing. In particular, the crustal rupturing causes numerous faults whose activities trigger the earthquakes. Magnitude of these earthquakes is comparatively smaller than that of earthquakes occurred at plate boundaries in the subduction zone. However, inland faultings sometimes cause severe damages to urban areas. This study, based on the abovementioned background, investigated the topographic features of the east part of Hakodate Plain, Hokkaido of Japan, and tried to interpret them from a viewpoint of tectonic geomorphology.

At first, the author summarized the results of geomorphic researches previously accomplished in the study area. Secondly, topographical maps and aerial photographs were interpreted and utilized in order to illustrate the detailed morphological features there. Thirdly, repeated field surveys were carried out. The results obtained by this research are briefly shown as follows.

It has been discovered some clear geomorphic evidences of fault activities in the eastern part of Hakodate Plain in the late Quaternary, such as the systematic left-lateral offsets (displacements of ca. 200 m without noticeable vertical component) of river valleys dissecting the Middle-Pleistocene terraces. These indicate the existence of an unreported fault, possibly active even now, even though the exact fault activity is not clear. The observed tectonic landforms are laid out in a geometric line elongated from northwest to southeast (N40-50W), which is consistent with the regional tectonic field condition. Fault outcrops were also found to support the lateral faulting with a minor vertical displacement. The exact age of the Middle-Pleistocene marine terraces are unspecified mainly because of the lack of markers for direct dating. However, sequential developments of a number of terraces along the coast, including tephra-dated Late-Pleistocene marine terrace (MIS5e), and elevated shorelines strongly suggest that they were derived from marine terraces with the formation age of MIS11.

And under the bold assumption that faulting is continued till now, the mean slip rate are calculated to ca. 0.5 mm/y by simple arithmetic. Even though the exact length and segmentation of the fault line are not sure, the linearly arranged fault topography assigns whole fault line(s) trace to be 20 km-long. Thus, seismic magnitude may become 7.0 at maximum, when the fault actually moves and causes earthquakes. At the same time, the total amount of slip (net slip) may become 1.6 m per

a maximum magnitude of earthquake, resulting the recurrence interval of ca. 3400 years.

The strike-slip faults are generally more difficult to be specified than the dip-slip faults when they have relatively smaller activities. Nonetheless, older geomorphic markers, such as the middle Pleistocene terraces in the Hakodate Plain, enabled us to identify there the systematic landforms possibly deformed by fault activities. For addressing more reliable documentations, further investigations will be requested.

函館平野東部の段丘地形 — その変位の地形学的解釈 —

吉 田 英 嗣

1. はじめに

日本列島はユーラシアプレート、北アメリカプレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートの4つのプレート境界が接する領域に成立している。海洋プレートである後二者が大陸プレートの前二者の下に沈み込むことにより、日本列島では、九州地方の一部（別府-島原地溝帯）を除き、その大部分が圧縮応力場におかれている。プレートの沈み込みは地殻を変形させ、破壊し、現在の日本列島の表層環境の基盤、すなわち地形を形成してきた。日本列島付近のプレート運動の相対速度は大きく、地殻の隆起速度の大きさを担保している。圧縮力によって地殻が破断すれば断層が生じる。断層面は通常、固着しているが、その間にも圧縮応力によるひずみは地殻の岩盤内に蓄積していく。そのひずみの蓄積が限界にまで達すると、ひずみの解放とともに断層面に境に岩盤はずれる。これが断層運動であり、現在もずれ動く可能性のあるものを「活断層」と呼んで区別している。

活断層の運動は地震を引き起こすと考えられており、それが地殻の浅い部分に存在していれば、いわゆる直下型の地震災害をもたらすポテンシャルを有す。陸域における地震は、プレート境界そのものが大断層であり、それがずれ動くことによって発生する地震と比べると規模（マグニチュード）こそ小さい。しかし、震源から都市域までの距離が一般に近いために、むしろ大きな揺れが生じることもある。例えば、日本における現代都市型自然災害の筆頭に挙げられる1995年の阪神淡路大震災は、淡路島北西部から神戸市を麓に抱える六甲山地基部にかけて発達する野島断層を震源断層とする兵庫県南部地震を契機として発生した。内陸浅部で発生する地震の際、個別的にはマグニチュードが6-7程度のものであったとしても、被害は深刻となりうる。また、現在も議論の只中にあるように、都市域に限らずとも、国策上、最重要視される施設等が活断層上（またはその近く）に立地してしまうようなことがあれば、活断層は国益の観点からも計り知れない影響を包含する存在であるといわざるを得ない。したがって、活断層に関連する研究蓄積はいっそう切望されるようになってきているとみるべきである。

本研究では、北海道最南端の渡島半島、函館平野東部を具体的な調査対象地域として（図1A）、段丘地形の調査をおこなった。函館平野は、津軽海峡に面する幅12-13kmを底辺、奥行き15kmを高

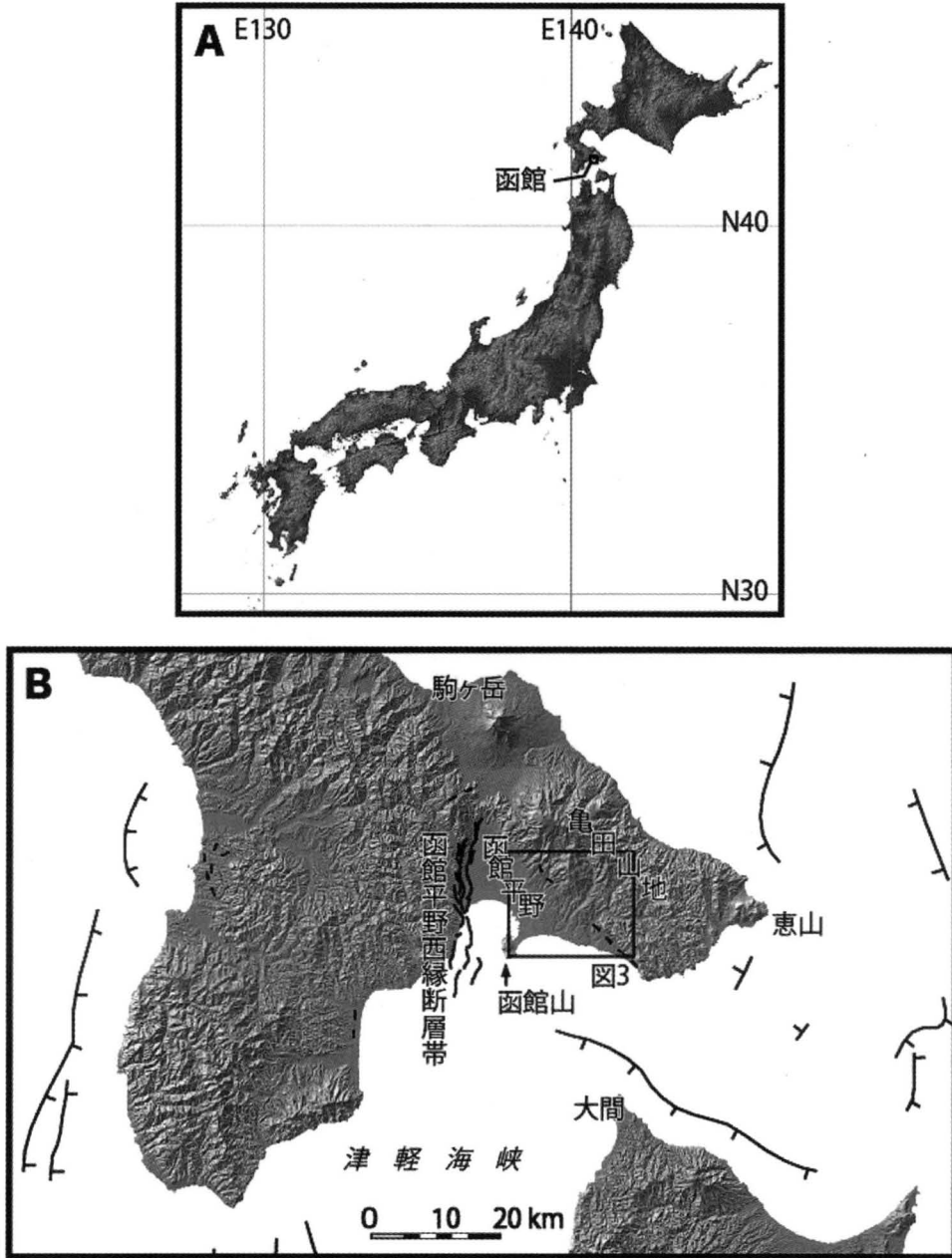


図1 函館の位置 (A) および渡島半島周辺の地形 (B)

国土地理院の数値地図 (標高) を使用して作成した。断層線の位置は、函館平野西縁断層帯については産業技術総合研究所の活断層データベース (2015年9月12日取得)、破線で示す確実度Ⅲの断層については活断層研究会編 (1991)、それ以外については渡辺 (2012) を参照した。

さに見立てた「三角形」の平面形状を持つ海岸平野である (図1B)。函館市街地は平野の南東部に発達する沖合の函館島 (函館山) と繋がった砂州、すなわち陸繋砂州上に立地し (図2)、平野の西側には上磯丘陵、北東側には横津岳をはじめとする、比較的なだらかな古い火山群 (亀田山地) が位置す

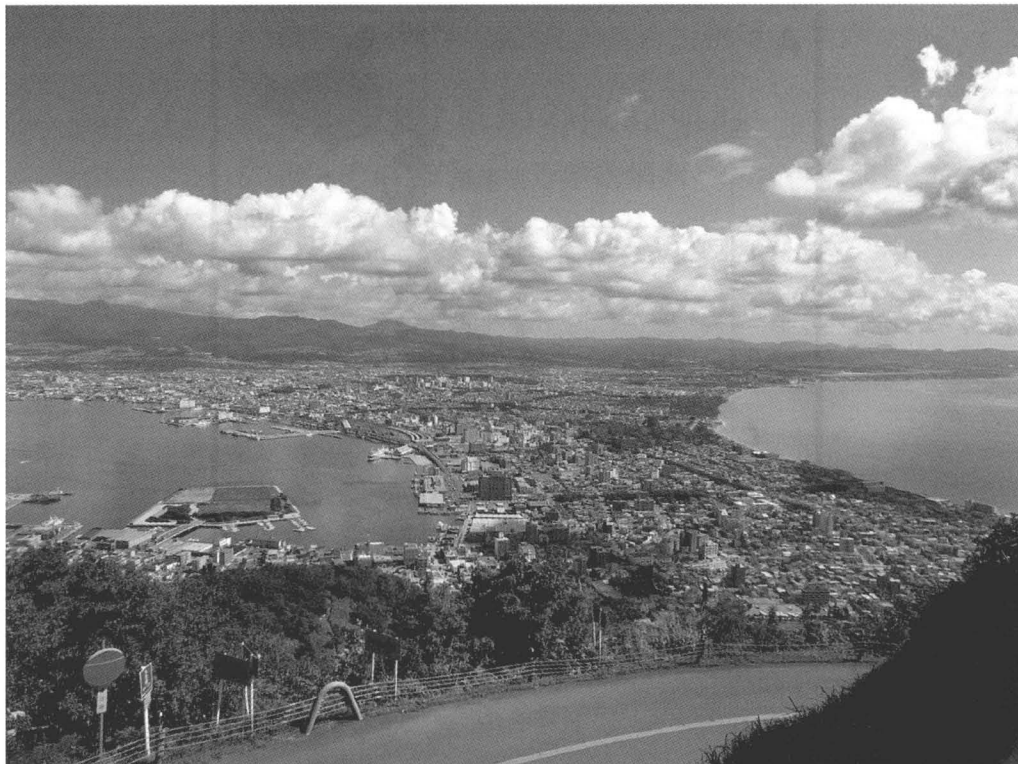


図2 函館山から望む函館平野東部 (2014年4月, 筆者撮影)

る。上磯丘陵と平野とを分かち領域には、古くから函館平野西縁断層帯（活断層研究会編，1991；平川ほか，2000；渡島大野断層および富川断層）の存在が知られてきた。これを扱った代表的な研究事例としては太田ほか（1994）がある。詳しくは次章で述べるが、この論文では、断層活動に伴う撓曲崖の存在と浅部地下構造が示された。最近では断層帯の南延長部における連続性を確認するため、海底下の調査もすすめられている（楮原ほか，2012）。一方、函館平野東部地域における変動地形学的研究は、実質的にほとんどなされていない。函館平野東部では、活断層研究会によって確実度Ⅲ（活断層の可能性はあるが、変位の向きが不明であったり、ほかの原因も考えられるもの、と定義される；活断層研究会編，1980）とされた活断層の存在可能性が示されたが（図1Bの2つの破線；活断層研究会編，1991），それ以降、このことに関する詳細な検討はおこなわれてこなかった。沿岸部には発達のない段丘が複数段みられ、それらの編年に関わる研究蓄積は少ない（宮内・八木，1984；小池・町田編，2001）。ただ、変動地形の観点では、そうした海成段丘の存在が示す、東北日本弧を構成する一地域としての長期的スケールでの隆起傾向などが指摘されるにとどまっている。

断層運動の痕跡は、さまざまなかたちで「地形」として残されていると考えられる。それらのいわゆる「変位地形」を丹念に抽出していくことが変動地形学上最も重要な作業となる。本研究が具体的に扱う段丘地形は、なかでも最もよく利用される地形種であるといえる。断層運動の定量的な評価のためには、地下構造を含めた詳細かつ費用的負担の大きな調査（群列ボーリング調査やトレンチ調査

など)が必要となるが、それらは地形学的に認定もしくは推定された活構造を想定したうえで推進されてきたという背景がある。その意味で本研究は、函館平野東部の段丘地形を変動地形学的に解釈しようとする先駆的研究として位置づけられる。

2. 調査地域付近の地形・地質に関する既往研究の詳細

本章では函館平野東部の地形について、とくに段丘に着目した既往研究の成果を、概ね発表年代順に以下に紹介する。それは、段丘地形区分や成因に関する見解が、相互に若干異なるためである。表1には、そのうち本研究で具体的に触れる最終間氷期以前の段丘面についてまとめた。

表1 函館平野東部における最終間氷期以前の段丘の対比

瀬川 (1954 : 1964)	瀬川 (1980), 日本の地質「北海道地方」 編集委員会 (1990)	貞方 (1995)	大淵 (1996)	本研究	
日吉町段丘	日吉町面	日吉町Ⅱ面 日吉町Ⅰ面	低位段丘	日吉町A面 日吉町B面 低位段丘	日吉町面
赤川段丘	中野町面 鈴蘭丘面	赤川段丘	中位段丘	中野町面 鈴蘭丘面 中位段丘	中野町面 鈴蘭丘面
	鱒川面 鳴川面		笹流段丘	陣川面 タタラ沢面 高位面	

瀬川 (1954 : 1964) は函館平野東部の段丘を2段に分け、高位のものを赤川段丘、低位のものを日吉町段丘と呼んだ。瀬川 (1980) および日本の地質「北海道地方」編集委員会 (1990) においては、函館平野東部には高位より鳴川面、鱒川面、鈴蘭丘面、中野町面、日吉町面、函館面、沖積段丘面の7段が分布するとされた。これらのうち、先の赤川段丘は鈴蘭丘面および中野町面に対応し、日吉町段丘 (面) とともに海岸段丘面と明確に性格づけられた。日吉町段丘 (面) は、関東地方における下末吉段丘 (面) に対比され、最終間氷期の海進期に形成された地形面と位置づけられた。

貞方 (1995) は、函館平野東部に発達する段丘を海成であるものとして、発達が良い赤川面 (段丘)、日吉町面 (段丘)、函館面の3つについて、グローバルな氷河性海水準変動と地殻変動との関連で形成過程を理解しようとした。具体的には、後期更新世以降の地殻変動が等速隆起傾向にあると仮定し、日吉町面以下の地形面形成期を推定した。日吉町面はさらにⅠ面とⅡ面とに細分され、このうち高位にあり分布の広いⅠ面は洞爺火山灰 (Toya ; 新井・町田, 2003) を段丘堆積物上へのせることから、最終間氷期に形成された可能性を示した。この見解は、前記の瀬川 (1980) などと一致する。このことを基準とし、Ⅱ面は10万年前、低位の函館面は8万年に形成されたと推定した。

大淵 (1996) は、瀬川 (1964) などによる赤川段丘より高位にも古い段丘面 (笹流段丘 ; 瀬川 (1980) および日本の地質「北海道地方」編集委員会 (1990) の鳴川面および鱒川面に相当) が断片的ながら残存していることを示した。また、赤川段丘も高位の鈴蘭丘面と低位の中野町面の2面に細分されるとし、さらに低位の日吉町面も含めて、旧汀線高度やその地理的差異に基づき、本地域における傾動

的な隆起様式を想定した。すなわち、鈴蘭丘面の旧汀線高度は北西から南東に高度を減ずる傾向があり、亀田川左岸付近では標高170 m程度だが、汐泊川左岸付近では標高100 m前後となり、これを地殻変動に帰した。

以上をまとめると、函館平野東部においては赤川段丘と日吉町段丘の発達がとくに良好ということになる。このうち、前記のとおり日吉町段丘についてはテフラ層序により最終間氷期に形成されたことが明らかとなっている。そして、赤川段丘に地形的に連続する北西側の地形面は、海成段丘ではなく、段丘化した火山麓扇状地として認定されている（大淵，1996）。

なお、本研究の根幹とは直接関連しないが、汐泊川（位置は図3に示す）の河口沖の海底下に噴出源をもつ亀沢火砕流堆積物（瀬川，1980）が、本研究の調査地域における段丘面の一部を覆って分布している。その噴出年代は3.3–4.5万年前とされる（山縣ほか，1989）。

一方、函館平野周辺における活断層関連の変動地形学的研究については、既述のとおり函館平野西縁断層帯（図1B）に関して詳しく調査され、都市圏活断層図としてもその成果が集成されている（平川ほか，2000）。函館平野西縁断層帯は撓曲崖と逆向き低断層崖で特徴づけられ、主断層は東北日本弧に典型的な逆断層であるとされる。こうした明瞭な変動地形によって、函館平野そのものは断層角盆地としての性格を有すと考えられてきた（太田ほか，1994）。他方、活断層研究会編（1991）は、確実度Ⅲの活断層の存在を函館平野東縁に示した（図1B）。そのうちの一つは北西側の、長さ2 km、北北西の走向を持つ、段丘面を変位基準とした逆断層として認定されたものであり、逆むき低断層崖および断層凹地が形成されていると解釈された。もう一つは南東側のものであり、長さ10 kmで西北西の走向を持つ、山地斜面を変位基準とした断層崖によって特徴づけられる逆断層とされた。これは、亀田山地と函館平野の直線的境界をつくる構造の一つとして認定されたものと解される。

太田ほか（1994）には、その本論とは直接関連しないことから記述は限定的ながらも、函館平野東部の地形についての言及がある。具体的には次のようである。平野東部（本研究の調査地域の北西部）の桔梗地区付近（位置は図3に示す）において、段丘化した火山麓扇状地面（太田ほか，1994の1面）は函館平野中心部（西側）に向かってなだらかに傾き下る。しかしながら、その末端に限っては急傾斜している。太田ほか（1994）においては、これが火山物質を多く含む泥流状堆積物がなす堆積面の末端部ゆえの急傾斜であると判断され、変動地形、すなわち撓曲崖の可能性はない、とされた。亀田半島南岸に北西–南東方向にリニアメントが延び、桔梗地区に連続しているとの考え（活断層研究会編，1991）も提示されたが、扇状地性の堆積物に覆われているとの判断と、低位面（太田ほか1994の2面）以下の地形面にも変位が認められないことにより、少なくとも第四紀後半に断層活動が生じた可能性は低いとされた。しかしながら、このことについては最近になって後藤（2014）が、上記の桔梗地区における火山麓扇状地面の末端急崖や、日吉町面とそれよりも低位の地形面との境界をなす崖（前面崖）に、撓曲崖としての特徴がみられることをあらためて指摘している。

3. 調査結果

1) 変動地形学的手法の概要

本研究の主な方法は、変動地形学的研究において従来用いられてきたものである。すなわち、地形図と空中写真の判読による段丘面区分図の作成、水系図の作成、大縮尺図（縮尺2500分の1の函館市現況図（平成21年度作成：平成26年5月2日利用承認）および5mまたは10mメッシュDEM（国土地理院の基盤地図情報）を用いた段丘面の地形断面図・投影断面図の作成、現地踏査などである。次節以降に詳述するように、函館平野東部の段丘地形およびそれに関連する地形にみられる「異常」を抽出し、変動地形学的解釈に基づいてそれらを断層変位地形と認めうることを述べる。さらに、それら断層変位地形を生じさせた断層運動に言及し、その意義を論ずる。

2) 函館平野東部の段丘の区分、成因と形成年代

函館平野東部に発達する段丘地形について以下に述べる。

本地域の地形分類に関しては既に複数の研究者により実施されており、その内容は2章で詳しく述べられた。本研究ではそれらを参考にしつつ、主題となる最終間氷期以前の段丘面の分布図を作成した（図3）。

図3により、函館平野東部では、既往研究で鈴蘭丘面などと呼ばれるいわゆる中位段丘、同様に日吉町面と呼ばれる低位段丘の発達が顕著であることが再確認される。さらに、両者の間には最近の研究においては認められるようになった中位段丘の一部としての中野町面の存在も明瞭である。一方、幾つかの既往研究においても述べられているように、中位段丘より高位の地形面も断片的ながら存在し、さらには調査地域の北西部（タタラ沢川以北）では、中位段丘のうち鈴蘭丘面と高度的には連続する、段丘化した扇状地面をみてとれる。

後述のように本研究の主対象は中位段丘、とくに鈴蘭丘面であり、その地形面としての性格を明確にしておかねばならない。鈴蘭丘面は、2章で紹介した既往研究のいずれにおいても海成段丘面と認定されているが、小池・町田編（2001）においては海洋酸素同位体ステージ（MIS）10の河成段丘面とされている。この年代は、第四紀における氷期－間氷期サイクルにおける寒冷期、すなわち氷期にあたる（図4）。鈴蘭丘面の分布は海成段丘として不自然ではないが、複合扇状地を起源としているとみえなくもない。そこで、鈴蘭丘面の段丘構成層の観察を数カ所でおこなった結果、それが海成であることを示唆する情報を得た。Loc. 1では、円礫主体の薄い（1-2 m）砂礫層とその上位の礫まじり砂層（Loc. 1b）が、最下位の強風化基盤岩と最上位の薄い砂質ローム層に挟まれていることが認められた（図5）。すなわち、基盤岩上の段丘構成層は上方細粒化を呈し、温暖な高海水準期に形成された堆積物であるとみなされる。また、Loc. 2でも、扁平な円礫を含む厚さ5m以上の砂礫層と、それを覆う砂質ロームが認められ（図5）、Loc. 2に近い函館市立旭岡中学校建設時のボーリング柱状図（Loc. 3）においても、下位の礫層と上位の砂層によって明瞭な上方粗粒化を呈する合計の厚さ6-7 mの砂礫層

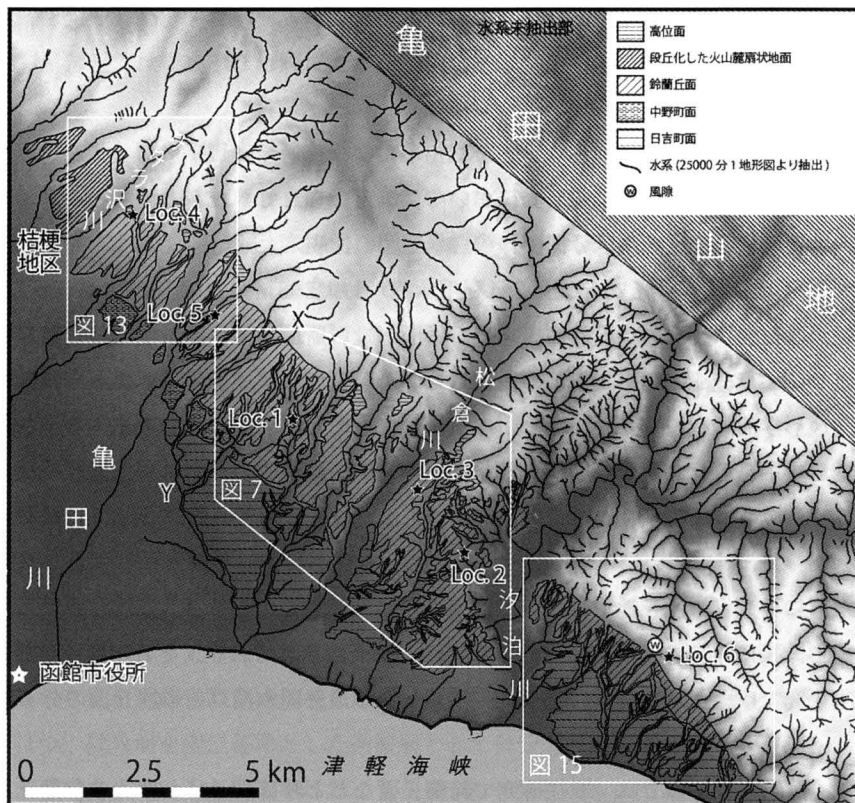


図3 函館平野東部における最終間氷期以前の段丘面分布

背景地図の作成には国土地理院の基盤地図情報の標高データ（5mメッシュおよび10mメッシュ）を用いた。

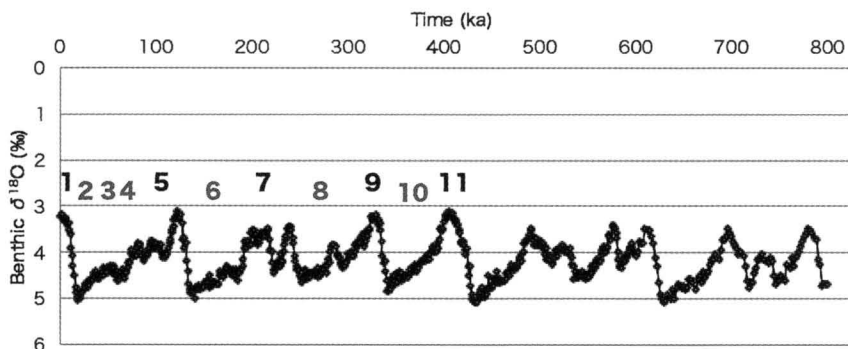


図4 Lisiecki and Raymo (2005) の LR04 Benthic Stack による最近 80 万年間の底生有孔虫の酸素同位体比変化

図中の数字は海洋酸素同位体ステージ (MIS) をあらわし、奇数は間氷期、偶数は氷期を示す。なお、最終氷期に限っては MIS2-4 となる。この図では MIS11 までの番号を付した。

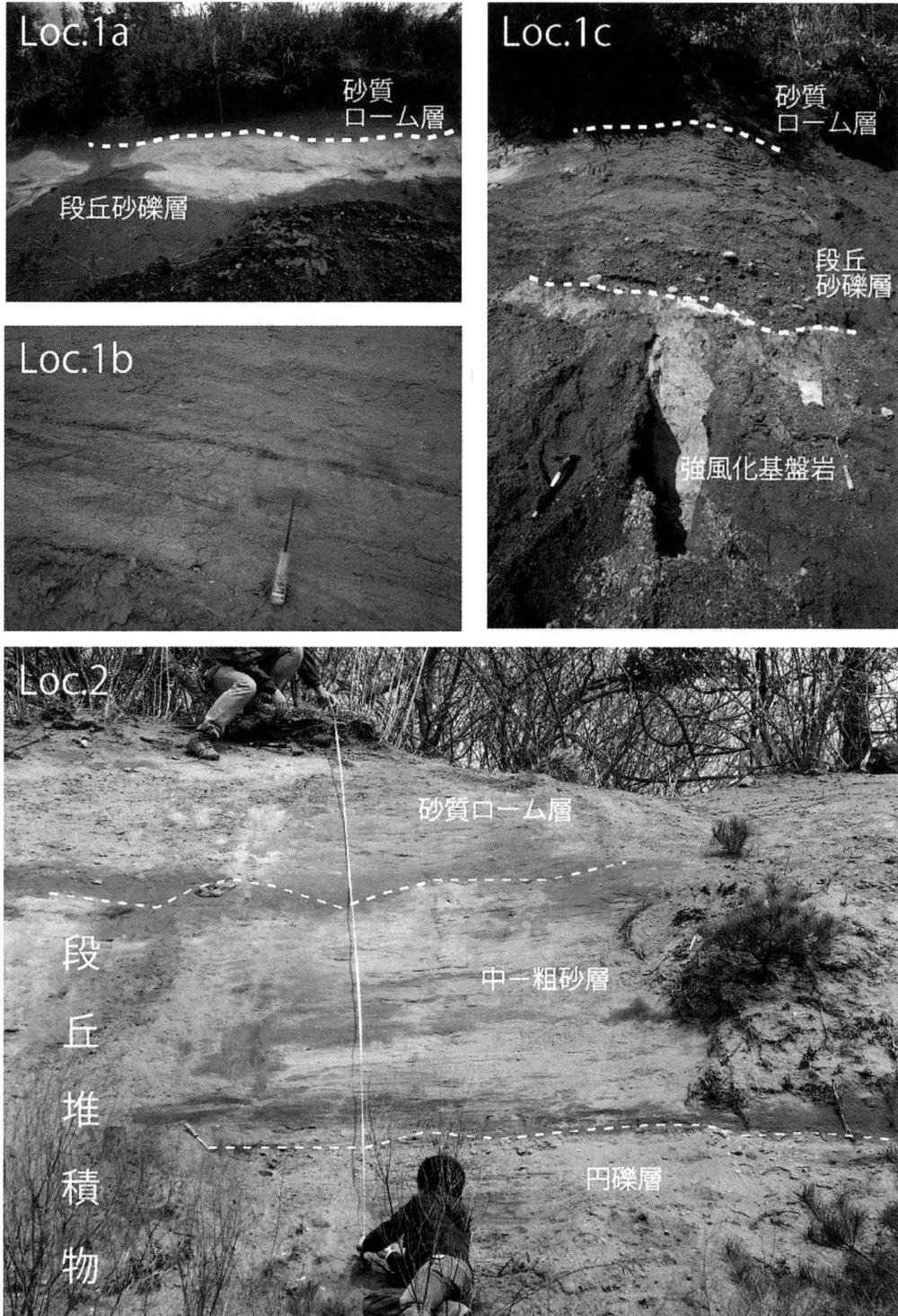


図5 Loc. 1, 2 の段丘堆積物の写真 (2014年9月および2015年4月, 筆者撮影)
Loc. 1 の a-c は近接するそれぞれ異なる箇所の写真である。位置は図3に示す。

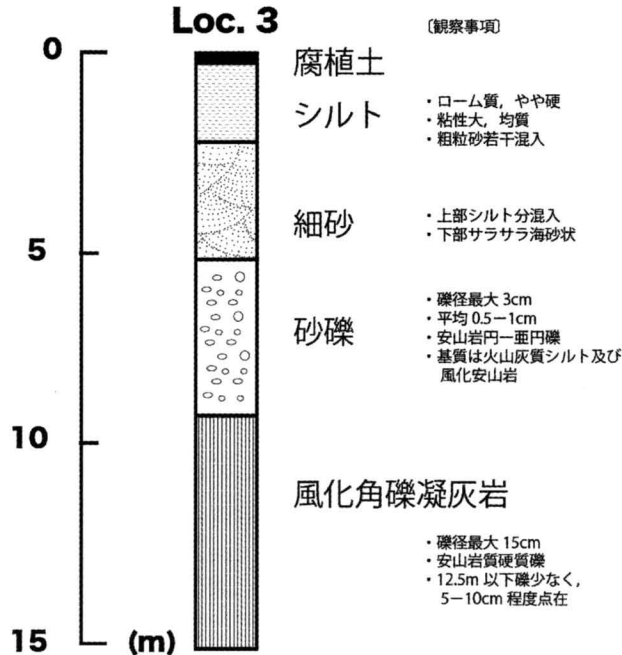


図6 Loc. 3における既存ボーリング柱状図 (函館市の提供資料による)
位置は図3に示す。

と、その上位の厚さ2-3mのシルト層が存在する(図6)。このように、鈴蘭丘面はその構成層の特徴からみても、海成段丘とみなして差し支えないと判断できる。

海成段丘が形成されるのは一般に、温暖で、海水準の上昇が認められる時期である。鈴蘭丘面をはじめとする各段丘の形成時期については、次のように推定した。最初に、既往研究によって明らかにされている日吉町面の構成層上を覆う洞爺火山灰を絶対年代指標として、低位段丘(日吉町面)の形成年代を最終間氷期(MIS5e;最終間氷期極相期)であると決定した。ところが、この日吉町面を除いては、各段丘の形成年代は直接知られていない。そこで、本研究ではまず、地形層序に基づき中野町面をMIS5eの一つ前の温暖期(高海水準期)であるMIS7に、鈴蘭丘面をさらに一つ前のMIS9にそれぞれ形成された海成段丘と考えた。ただし、鈴蘭丘面についてはその発達が著しく良いので、海進の規模が大きかったとされる、さらに一つ前の温暖期であるMIS11(図4)に形成されたと考えられる立場もある。年代指標の欠如によって年代推定が困難な場合によく用いられる等速隆起を仮定すれば、次のように鈴蘭丘面の形成期をMIS11と判断してもよいことになる。

地形的に鈴蘭丘面の旧汀線を最もよく判読できる場所である、図3のXからYにかけての地域を模式地を選び、鈴蘭丘面、中野町面、日吉町面の旧汀線高度を判読すると、それぞれ185 m, 90 m, 60 mである(表2, 3)。そして、海成面の形成時における海水準を、日吉町面の場合には現在よりも5 m高かったと仮定すると、最近12.3万年間(LR04 Benthic Stack; Lisiecki and Raymo (2005)による間氷期のピーク年代を採用)の隆起量は55 mとなる。したがって、最近12.3万年間の平均隆起速度は

表2 X-Y 付近における日吉町面の旧汀線高度と離水年代および平均隆起速度

海成段丘	旧汀線高度 m a.s.l.	当時の海水準 (現在比) m	現在までの隆起量 m	平均隆起速度 m/1000年	離水年代 万年前	MIS
日吉町面	60	5	55	0.45	12.3	5e

表3 X-Y 付近における中野町面および鈴蘭丘面の旧汀線高度と推定離水年代

海成段丘	旧汀線高度 m a.s.l.	当時の海水準 (現在比) m	現在までの隆起量 m	平均隆起速度 m/1000年	推定離水年代 万年前	MIS
中野町面	90	-5	95	0.45	21.2	7
	90	0	90	0.45	20.1	7
	90	5	85	0.45	19.0	7
鈴蘭丘面	185	-5	190	0.45	42.5	12-11
	185	0	185	0.45	41.4	11
	185	5	180	0.45	40.3	11

0.45m/kyと算出される(表2)。さらに、鈴蘭丘面と中野町の場合にはその形成時期の海水準が現在よりも5m高かった場合(海進の規模が大きかった場合を想定)と、現在よりも5m低かった場合(海進の規模が小さかった場合を想定)との2つを仮定する。まず、鈴蘭丘面について、その形成時に海水準が現在よりも5m高かったならば、最終間氷期(12.3万年前)よりも古い年代に関しては中期更新世以降の等速隆起を仮定して外挿すると、MIS11の最高海水準期である40.5万年前(LR04 Benthic Stack; Lisiecki and Raymo (2005)による間氷期のピーク年代を採用)に形成された汀線は、上記の平均隆起速度である0.45m/kyから求められる現在までの40.5万年間の隆起量である181mに、仮定した当時の海水準上昇分の5mを加えた標高186m付近に、計算上は位置することになる。模式地においては実際の旧汀線高度がこれにほぼ一致する。次に、後者、すなわち鈴蘭丘面の形成期に海水準が現在よりも5m低かった場合には、同様に、MIS9の最高海水準期である32.9万年前(LR04 Benthic Stack; Lisiecki and Raymo (2005)による間氷期のピーク年代を採用)に形成された旧汀線は、上記の平均隆起速度である0.45m/kyから求められる32.9万年間の隆起量である147mに、仮定した海水準低下分の5mを差し引いた標高142m付近にあることになる。つまり、模式地での鈴蘭丘面の実際の旧汀線高度との適合度は低いとみなされる。表3には逆に、旧汀線高度と平均隆起速度からみた推定離水年代を算出したものを示したが、段丘面形成時の海水準が現在比 ± 5 mの範囲内では、鈴蘭丘面はMIS11に形成された公算が高いことがわかる。

以上は、本研究の調査地域付近での最終間氷期以降の平均隆起速度が大きいことからみて、過去数十万年間の等速隆起を想定する限りは、鈴蘭丘面の形成期がMIS11である可能性の高さを示している。なお、鈴蘭丘面を被覆するローム層は中期更新世の地形面のもものとしては薄く、銭亀沢火砕流堆積物などの新しい時代のテフラ層はともかくも、前述のとおり絶対年代指標となるべく有用な試料は現在のところ見出せていない。いずれにせよ、鈴蘭丘面は海成面起源であり、かつMIS11に形成されたとの推測に基づき、このあとの議論をすすめる。なお、このように鈴蘭丘面の形成時期をMIS11と定めるとき、中野町面の形成時期もMIS9にさかのぼる可能性が想起されるかもしれない。しかし、前記同様に等速隆起を仮定すると、旧汀線高度は標高90mにあるため、中野町面はMIS7に形成された地

形面とみなすのが適切と判断される(表3)。また、小池・町田編(2001)においても、中野町面についてはMIS7の海成面とされている。したがって、少なくとも現時点では中野町面の形成時期をMIS7とほぼ断定してよいと考える。

3) 函館平野東部における「地形の異常」と断層露頭

本節では、函館平野東部にみいだされた複数の地形の「異常」および断層露頭について述べる。

〔段丘開析谷の特徴と屈曲〕

国土地理院の2万5千分1地形図を用い、調査地域の水系図を作成した。図3に示すものは最新の2万5千分1地形図を用いて作成した広域の概観図であり、図7には旧版地形図(1976年発行)を用いて抽出したものを示した。

上述のように、鈴蘭丘面は研究対象地域において広い分布を示す地形面である。この海成段丘を分断するように段丘開析谷が北東から南西にかけて発達していることを窺い知れる(図3, 7)。これらの河谷のうち、松倉川、汐泊川、亀田川といった河川は広い流域面積を持ち、鈴蘭丘面を完全に分断するように流れ、鈴蘭丘面の分布する領域を通過する河谷の平面形態はある程度の幅の沖積低地を発達させつつも直線的である(図3)。したがって、その河川としての起源はかなり古いものと推測される。しかし、その間に存在する小規模な河川群は、鈴蘭丘面上に源を発するものも多い。亀田川と松倉川との間の小河川群が該当する。少なくともこうした河川は、海成地形面としての鈴蘭丘面の段丘化後に発生した、崖端侵食を起源とし、その後の谷頭部の後退によって伸張していった河川であると考えられる。したがって、これらの小河川群の形成開始年代は、鈴蘭丘面の離水年代、MIS11以降であると推定される。

こうした鈴蘭丘面を縦断(南西)方向に刻む複数の小河川群がつくる河谷の平面形態に着目すると、多くが屈曲しているように見え、しかもそのトレンドは系統的な左横ずれである(図7, 図8)。これらの屈曲がみられる上流側および下流側の区間に目を向けると、河道そのものは短波長で蛇行しつつも、河谷は直線的である。現地での定性的観察によれば、雪融けの季節(2014年4月下旬および2015年4月下旬)であったが、河川流量は少なかった(図9)。そのため、河川の規模からみて、2万5千分1地形図によっても判読可能な規模(屈曲区間は平均して約200m)の「蛇行」が生じることによってこれらの系統的な河谷の屈曲が形成されているとは考えにくく、明らかな地形の「異常」とであると判断可能である。

小河川群のうち、人工改変の程度が小さいと考えられる「Z沢」(図7)について、等高線間隔2mの函館市現況図を用いて河道に沿う河床縦断形を作成した。また、あわせて河床勾配を算出した(図10)。河床標高120mから34mにかけての長さ2000m強の区間を計測対象とし、標高120mの地点を距離の基点(0m)とした。河床縦断形は基本的には直線的である。しかし、詳細には上流側の距離200m付近から同500m付近までは区間勾配が50%を超え、最も急である。最上流部(距離0m付近から同200m付近まで)はさほど勾配が大きくないが、これは、上流側では集水域面積が著しく小さい

ことによる河川の流体力の貧弱さをあらわしていると考えられ、ある程度の流量を確保するようになる上記区間において、最も急勾配となっていると解釈できる。ところが、その直下の距離500m付近から同900m付近までは全区間の中でも勾配が小さい。とくに、この区間の最下流部（距離800m付近）での勾配は、全区間を通じて著しく小さい（標高差4mの移動平均で25%未満）。この勾配の低下区間と、前記の河谷の屈曲区間とは概ね一致する。そして、さらに直下の区間（距離900m付近から同1100m付近）では再び、やや勾配が大きくなる。

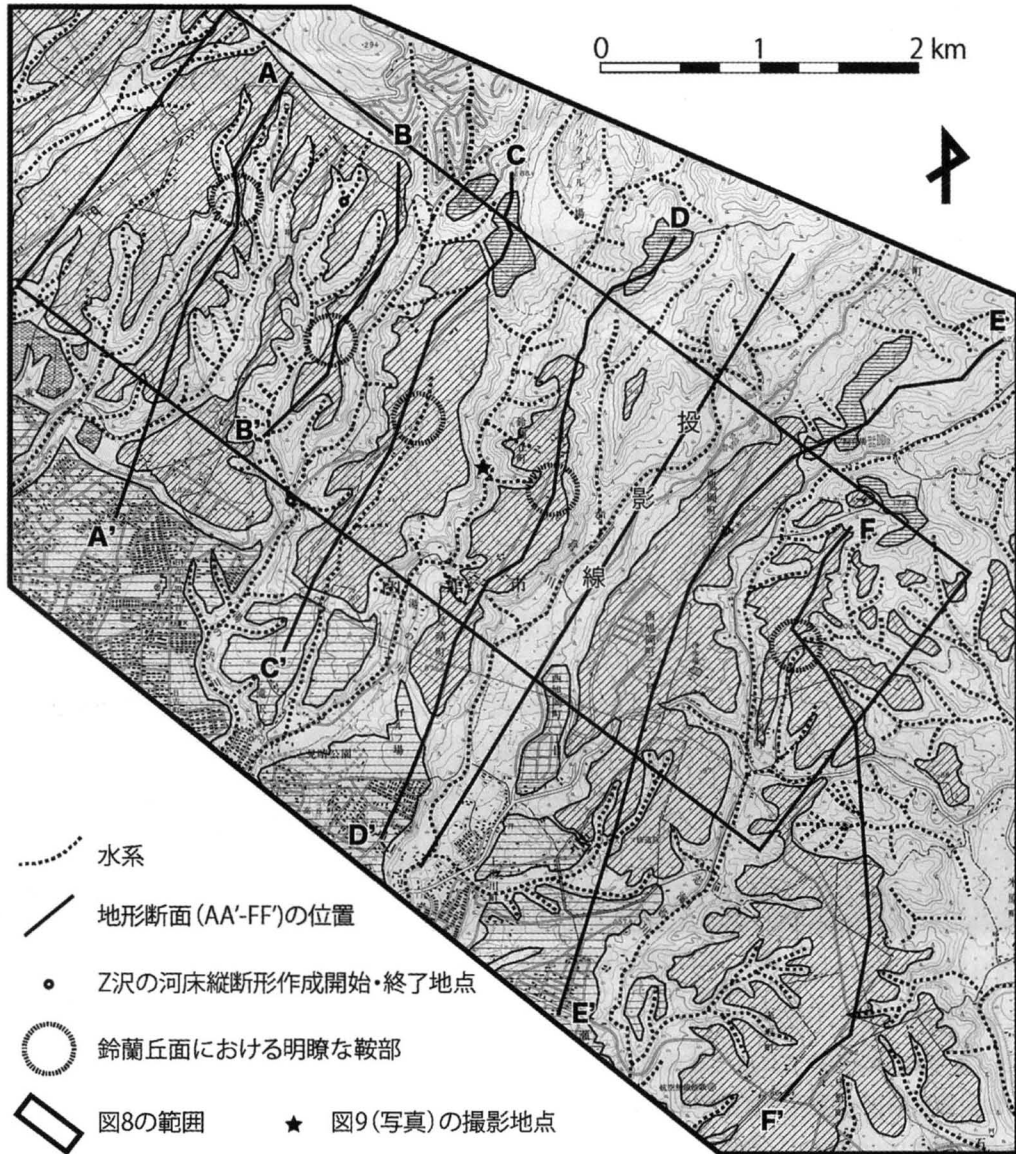


図7 鈴蘭丘面とそれを開析する河川群

背景には国土地理院の旧版地形図「五稜郭」(1976年発行)を使用した。段丘面の凡例は図3と同一である。

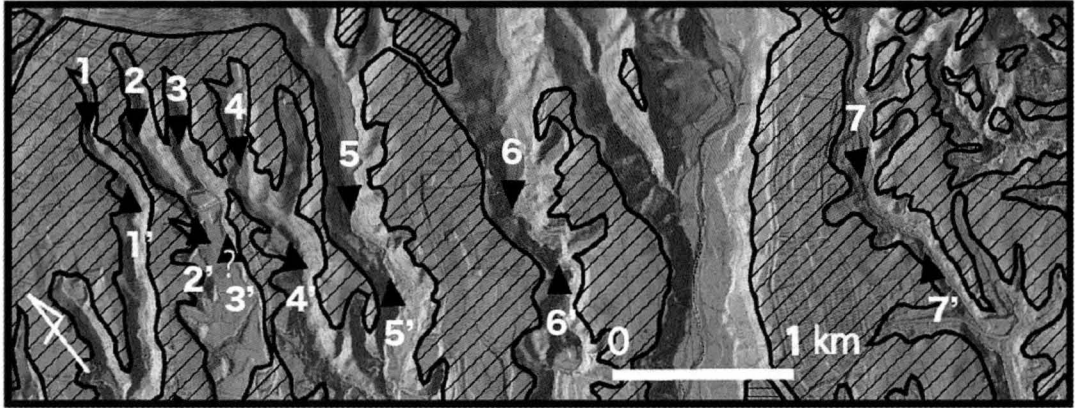


図8 鈴蘭丘面の開析谷の左屈曲
1から7までの番号は後掲の表4に対応する。



図9 鈴蘭丘面の開析谷のようす (2014年4月, 筆者撮影)
上流側を向いて撮影した。位置は図7に示す。

なお、鈴蘭丘面の開析谷は浅いV字谷であり、谷壁斜面形は一般に直線的もしくは上に凸で、緩傾斜である(図9)。これは、鈴蘭丘面の段丘化後、数度の氷期を経てきたことによる、斜面の従順化をあらわしているとみなせる。

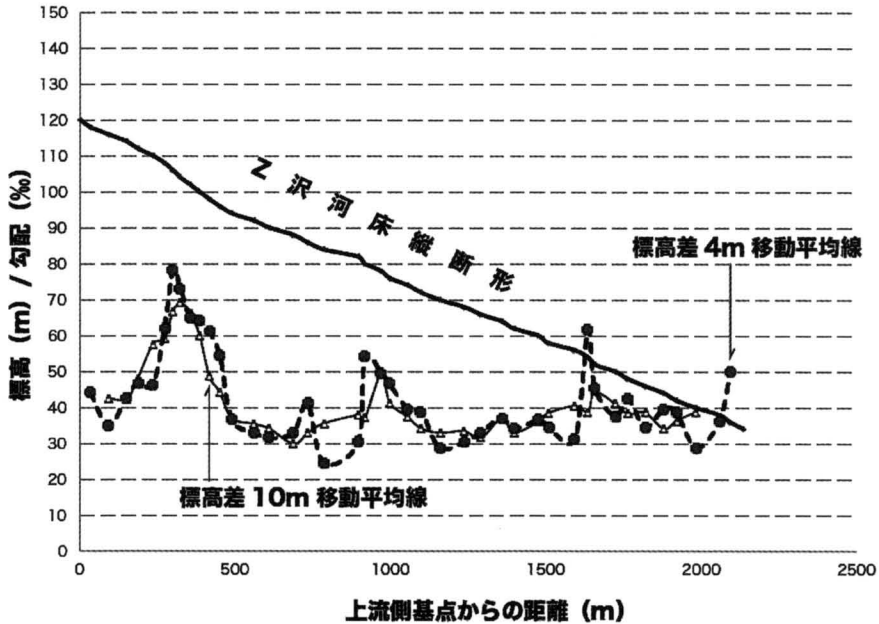


図 10 Z 沢の河床縦断形と河床勾配

河床勾配については、標高差 10 m および標高差 4 m の移動平均値を用いた。Z 沢の位置と対象範囲は図 7 に示す。

[鈴蘭丘面の縦断面と鞍部列]

上記のように鈴蘭丘面は複数の開析谷によって現在は分断されている。これらの中には現在も農地や牧草地などが広がり、相対的に人工改変の程度が低い箇所がある。これらにおいては、段丘構成層上にある程度の厚さの被覆層が分布すると考えられるとはいえ、地形面の表面形態の詳細を判読するのに適していると判断される。一方、鈴蘭丘面であっても「臨空工業団地」や「西旭岡町」をのせる部分での人工改変は著しい。そこで、等高線の描画精度が現行の地形図と同等と思われる旧版地形図(1976年発行)も援用し、地形判読ならびに地形断面図作成(図11)をおこなった。

その結果、少なくとも2カ所で明瞭な逆傾斜(DD'およびFF')が、さらにもう4カ所において不自然な凹部もしくは遷緩部(AA', BB', CC'および図7の北西側範囲外の1カ所)が認められた(図7にはこれら6カ所のうち5カ所を示す)。本地域において鈴蘭丘面は北東から南西にかけて傾き下る。これらの鈴蘭丘面における6カ所の特異的な箇所は、大淵(1996)が指摘した段丘面の傾斜変換部に近い。大淵(1996)は、予察的にこの現象の成因を海成段丘面形成時の環境変化に帰したが、本研究においてはむしろ、6カ所が前記の鈴蘭丘面の段丘開析谷にみられる屈曲部を連ねた線上に位置する(図7)ことを強調しておきたい。例えばDD'測線が通る「鈴蘭丘町」の集落南部にみられる鞍部を挟んだ上流側と下流側の地形面の勾配に大きな差異は認められず、等高線の下流側への張り出しに沿って作成した地形断面図においては、見かけ上5-10mの高度差が生じている(図11)。これを投影縦断面にすると鞍部の存在はやや不明瞭となるが(図12)、大淵(1996)の、上流側と下流側とで地形面の傾斜

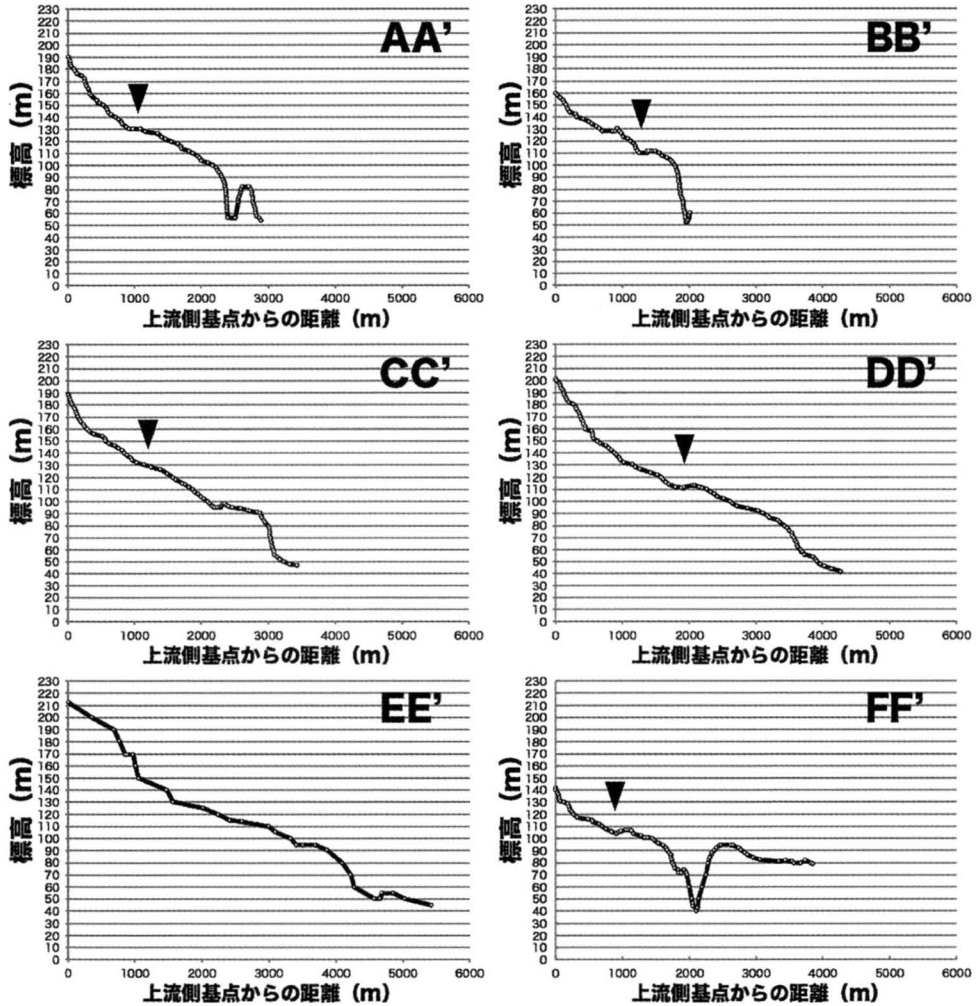


図 11 鈴蘭丘面の地形断面

EE' 断面は旧版地形図（1976 年発行）により、それ以外は函館市現況図により作成した。

▼は鈴蘭丘面上の鞍部または遷緩部の位置である。測線位置は図 7 に示す。

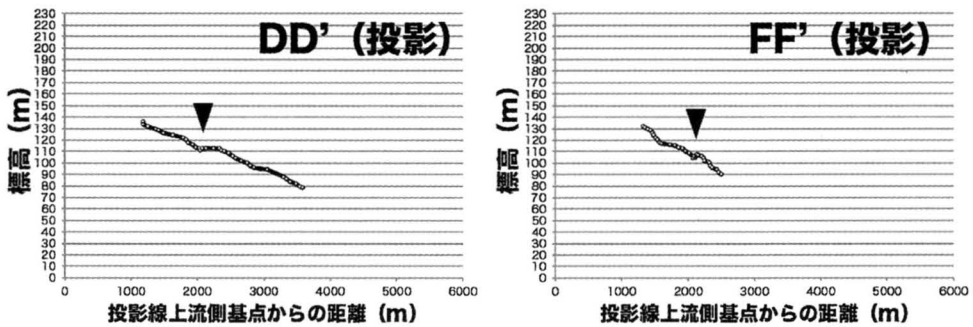


図 12 DD' 測線および FF' 測線における地形断面投影図

▼は鈴蘭丘面上の鞍部の位置である。投影線は図 7 に示す。

が異なる（下流側で勾配が小さくなる），という指摘は，むしろ局所的に逆傾斜部が生じているとした方が適切であるように思われる。FF測線についても同様である。

〔北西部における「分離丘陵」〕

調査地域の北西部では，2カ所で鞍部が認められ（図13），ここでは地質構造上の弱線が存在し，高位面の最前面部が分断された「分離丘陵」が形成されていると判断される。高位面は，鈴蘭丘面の形成時期がMIS11であるとすれば，それ以前に形成されたことになり，Loc. 4の露頭での堆積物の層相からは，やはり海成段丘面とみなしうる（図14）。すなわち，下位の円礫層とそれに累重する斜交層理を呈する小礫および粗砂層の存在は，それが海進期の堆積物であることを示唆する。これらの鞍部も，鈴蘭丘面を開析する河谷の屈曲部や鈴蘭丘面上の鞍部がなす，北西－南東方向の線的配列の北西

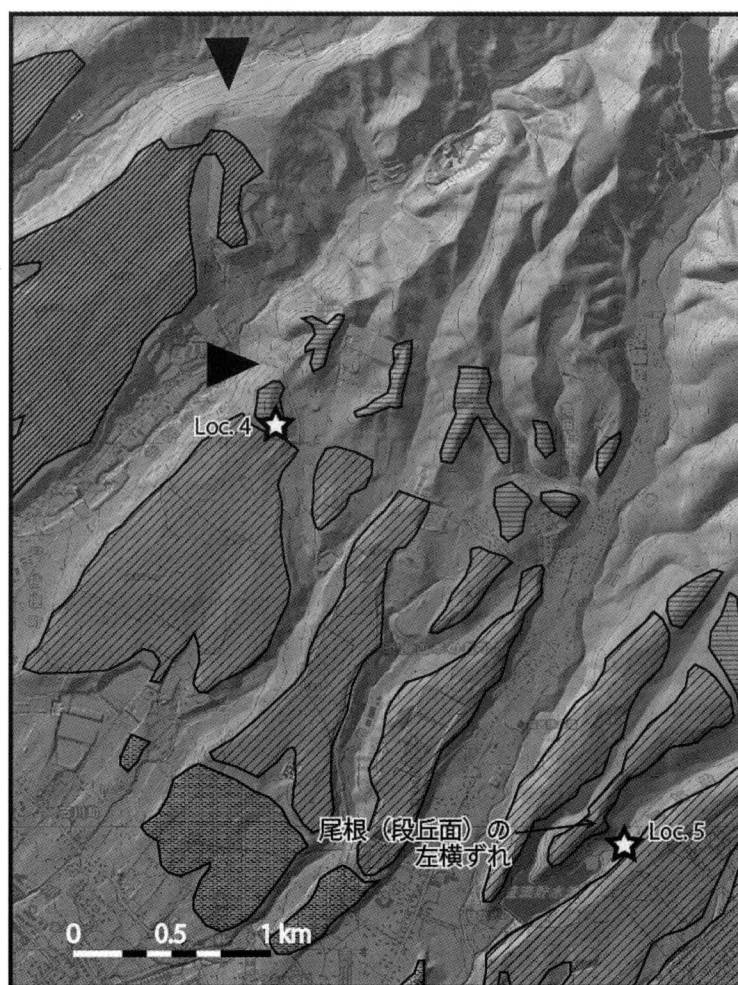
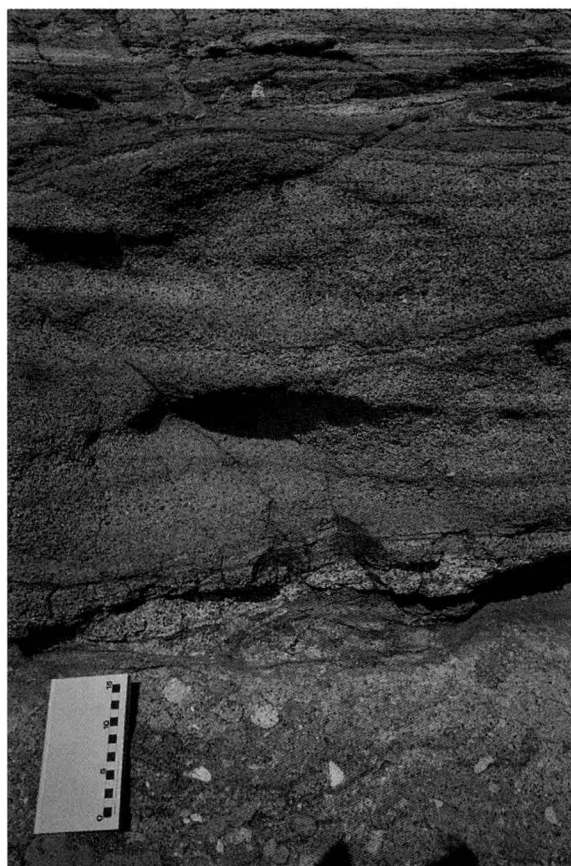


図13 北西部にみられる地形の異常

2カ所の鞍部の位置を▼で示す。背景には国土地理院の基盤地図情報の標高データ（5 mメッシュ），数値地図25000（地図画像）を用いた。段丘面の凡例は図3と同一である。



礫混じり中々粗砂層

- ・上方細粒化
- ・斜交層理

亜円く円礫層

- ・強風化

図 14 Loc. 4 における高位段丘の段丘構成層の写真 (2014 年 4 月, 筆者撮影)

延長部に位置する(図3)。ただし、この2つの鞍部からは、ずれのトレンドを特定することは困難である。なお、活断層研究会編(1991)が示した推定断層の一つはこの付近にあるとされる。

また、Loc. 5付近では鈴蘭丘面に左横ずれを認めることができた(図13)。2万5千分1地形図から判読される屈曲量は50mに満たない程度だが、明らかに不自然な地形として認定される。笹流貯水池がつくられて基準面が上昇していることにより、そのすぐ上流側の開析谷内は埋積傾向にあると判断され、流路そのものの屈曲は不明瞭である。

〔南東部のリニアメントと河系異常〕

調査地域の南東部に目を移すと、函館平野と亀田山地との境界は直線的であることに気づく(図15)。そしてここでの亀田山地は著しく非対称である。つまり、清水山付近の諸河川は汐泊川水系に属し、いずれも北流するが、函館湾に直接南流する河川はいずれもきわめて短い(図3, 15)。そして、清水

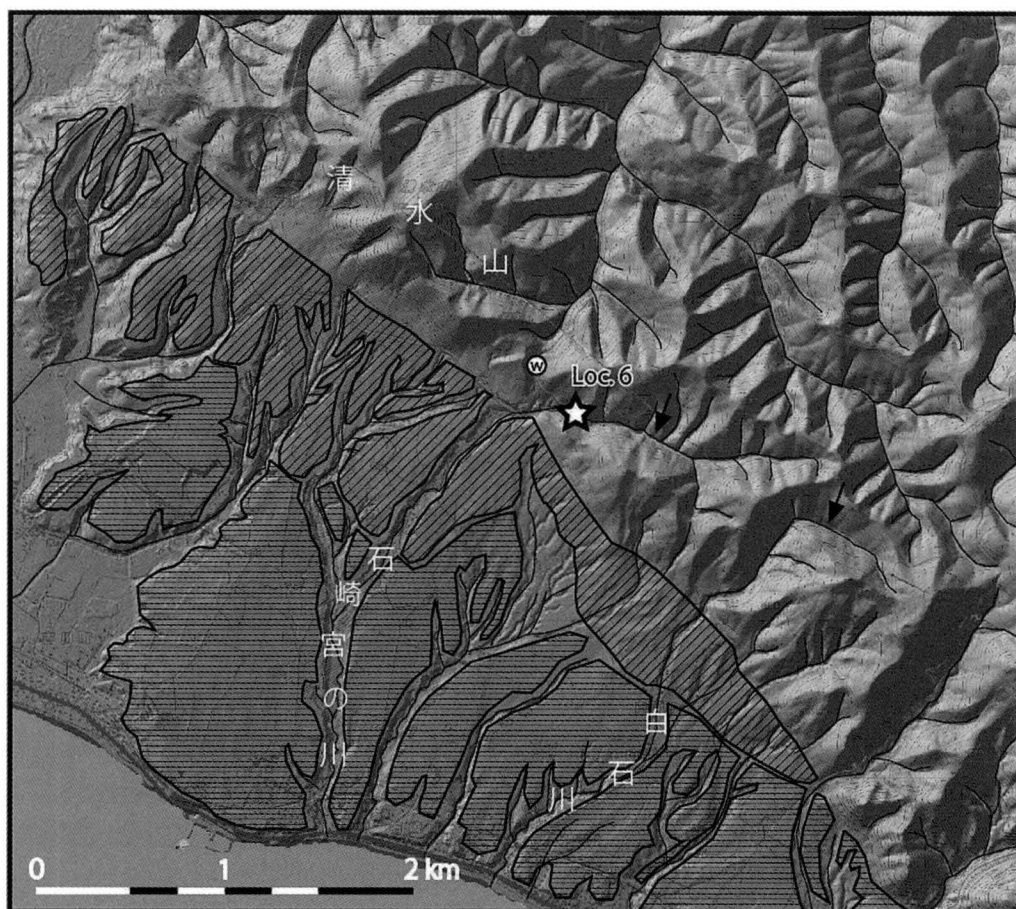


図15 南東部にみられる地形の異常

背景には国土地理院の基盤地図情報の標高データ(5mメッシュ)および数値地図25000(地図画像)を用いた。石崎宮の川と白石川の上流区間を矢印で示した。段丘面の凡例は図3と同一である。

山の南麓斜面は三角末端面に形態的に類似している。さらに、このリニアメントの南東延長部にあたる石崎宮の川と白石川の各上流区間は、次の理由により地形的に「異常」と判断される。

両河川は地形の最大傾斜方向である南西方向に流下する必従河川であり、その点では他の段丘開析谷と異ならないが、上流部に限っては西北西－東南東方向の流路を持つ。すなわち、両河川は谷口に至ると流路の向きがほぼ90°転向し、河系異常を強く示唆する形態をもつ。以上から、これら両河川の上流区間は、かつて活動度Ⅲの断層があるとされた清水山の基部から連続する、東南東—西北西に延びる明瞭なリニアメントの一部として認定できる。また、石崎宮の川の屈曲部には風隙（谷中分水

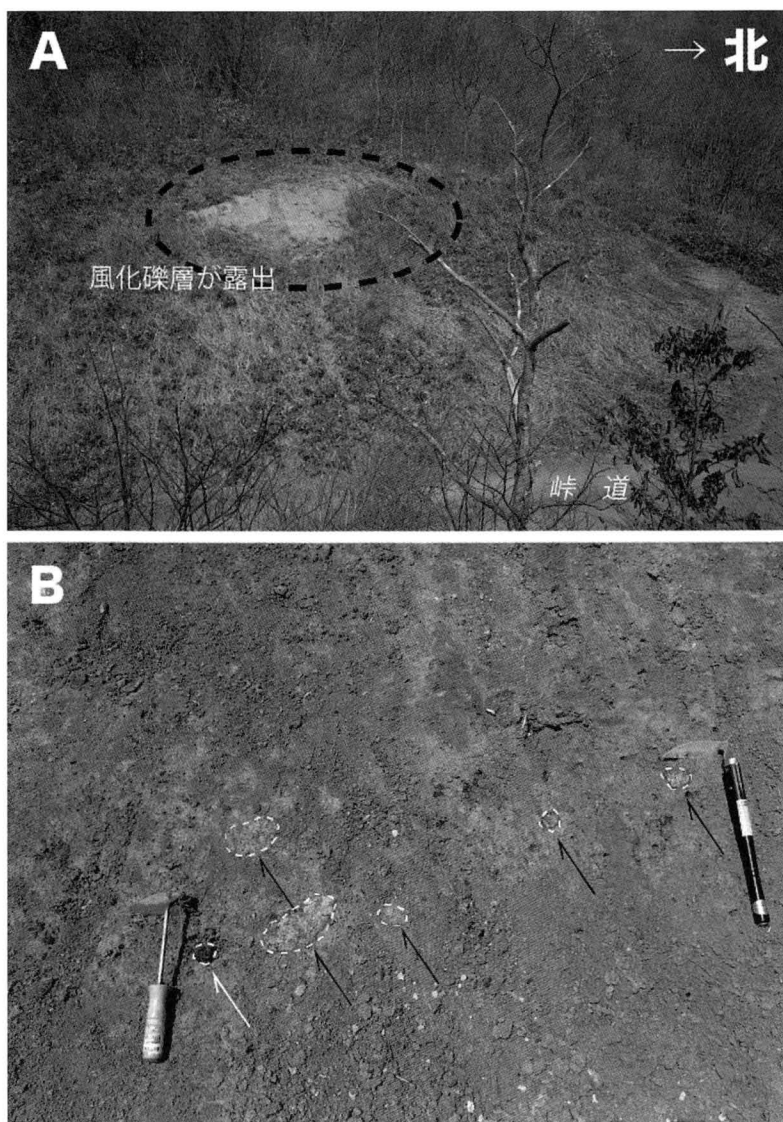


図 16 風隙にみられる風化礫層 (2015年4月, 筆者撮影)
断面形状が明瞭な礫の輪郭を示した (B)。多くの礫は著しく風化し、容易に崩れるが (黒矢印)、一部の礫は硬質であった (白矢印)。位置は図 3, 15 に示す。

界)が形成されており(図15のw),ここでは礫層が認められた(図16A)。構成礫は強く風化している状況であったが,露出面における断面形からそれらが円礫であることがわかる(図16B)。したがって,ここがかつての河川流路内にあったことは確実視され,何らかの理由により河川争奪が生じたと考えられる。

白石川よりも東側の亀田山地内部では,上記リニアメントの延長を認めることは難しい。さらに東方の2万5千分1地形図「汐首」図幅の範囲内および海底部についても,地形的異常は認め難かった。

[断層露頭]

ここではさらに,一連の調査の過程で発見された2地点での断層露頭の観察結果を示す。

はじめに,北西部の露頭(Loc. 5)の状況を記す。この露頭はN41°50'17", E140°46'48"に位置する(図3, 13)。ここでは鈴蘭丘面の開析谷の南東側段丘崖の基部が露出している(図17)。谷底と段丘面との比高は30mほどだが,複数回の氷期を経てきた中での周氷河作用による段丘崖の従順化のためか,急崖となっているのは下半部の約20mである(図17)。したがって,段丘堆積物は露出せず,その産状を確認することはできない。

露頭周辺の基盤地質は中新世の(硬質)頁岩,凝灰岩,砂岩からなる汐泊川層である(長谷川・鈴木, 1964)。付近ではこの比較的均質な凝灰質砂岩が露出する。Loc. 5にて見出された断層は,ほぼ

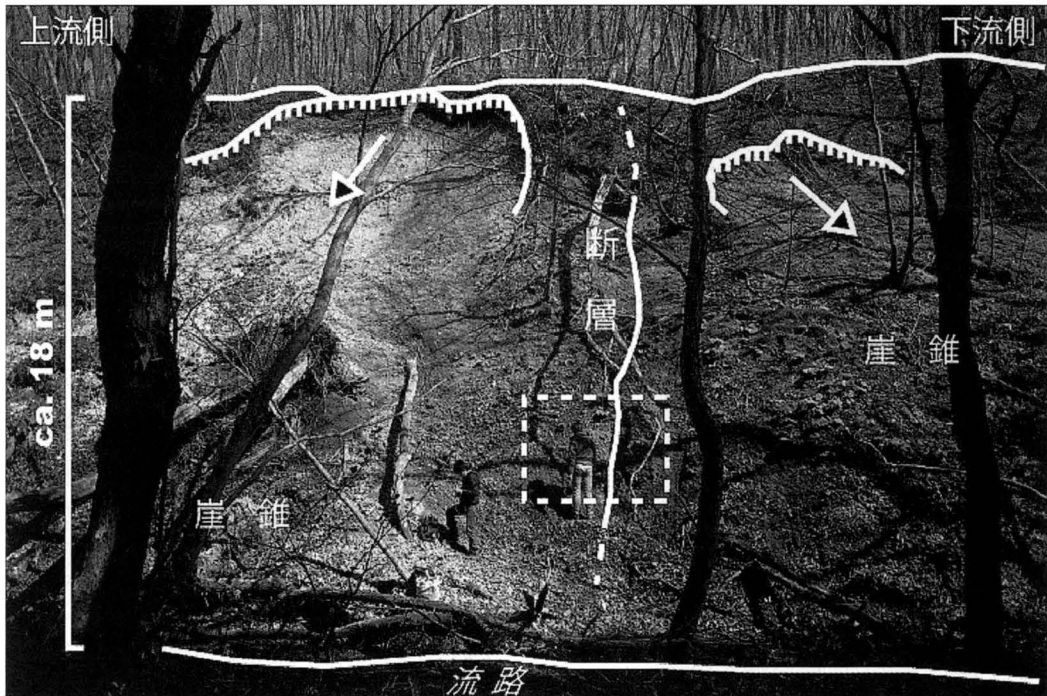


図17 Loc. 5の露頭全景(2015年4月,筆者撮影)
位置は図3, 13に示す。破線で囲った部分を図18に示す。

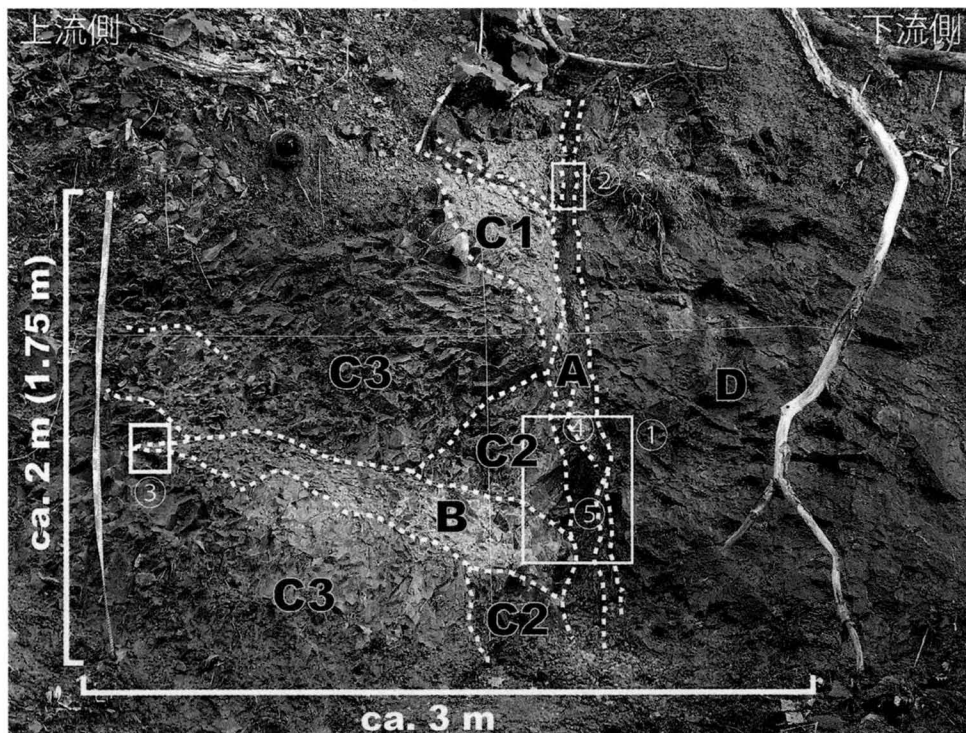


図18 Loc. 5の露頭近影 (2015年4月, 筆者撮影)
①~⑤を図19に示す。

垂直 (走向N33°-35°W, 傾斜>80°S) の主断層面から (図18, 図19の①, ②) 多量の地下水を湧出させている。内部には数mm - 1.5cmの厚さの、断層ガウジと思しき青灰色粘土を断層面沿いに発達させる (A) (図18, 図19の①, ②)。この箇所から少し離れた地点での基盤岩の産状と比較して、ここでみられるのは全体として断層破碎帯としての特徴を持つ部分であると解される。ただし、この断層露頭の両側ではともに、段丘崖上部に滑落崖をもつ小規模な斜面崩壊による崖錐が形成されており (図17)、破碎帯の幅がどれほどなのかは特定できなかった。

詳細には主断層面の両側では岩相が次に示すように異なっている (図18)。主断層 (A) を挟んで下流側には、岩相にほとんど変化のない部分 (D) が露出する。D部では後述のB, Cの各部と比較して、節理間隔が10 - 20cmと大きく、節理のマトリクスによる充填はみられない。また、D部内で粘土化が進んでいる箇所も認められない。これに対して、主断層の上流側にも汐泊川層 (凝灰質砂岩) が露出するものの、ここでは岩相の変化が激しく、変質が著しい部分もみられる。B部とC部 (サブユニットに分かれる) との境界には層厚1-1.5cmの細礫混じりの粘土が発達し (図19の③)、B部は破碎の程度が著しい径1-3cmの断層角礫である。C部のうち、主断層により近いC1部において、恒常的な地下水流の影響と思われる鱗状の節理模様が露出面に発達し、変色、軟化が進んでいる。このように、上流側各部はD部と比べて節理間隔が明らかに小さく、破碎がより進行していることをうかがわせる。

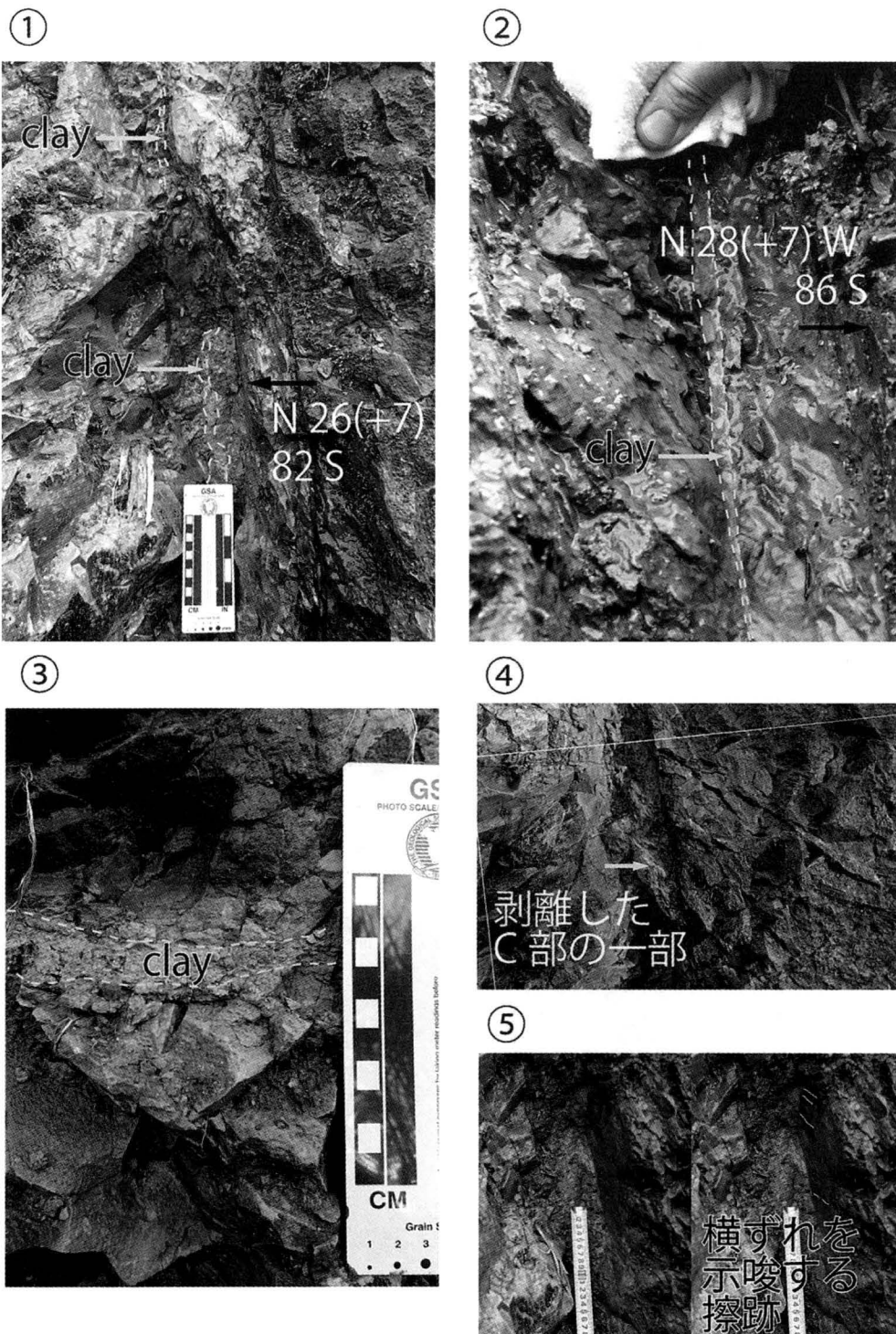


図 19 Loc. 5 における断層の各部近影 (2015年4月, 筆者撮影)

①-⑤は図 18 のものと対応する。

A 部内にみられる断層面は平滑で、粘土化が進む黒～暗灰色部分（上流側）とそうでない部分（下流側）とに区別可能である。断層面には、縦ずれではなく、横ずれを示す方向に延びる擦跡を認めることができる（図19の⑤）。また、A 部内には、ブロック状に取り込まれたと考えられるC部の一部が存在する（図19の④）。したがって、示唆される断層運動のセンスは左横ずれであり、主断層面の傾斜がほぼ垂直であることはこれと矛盾しない。さらに、上下（C部）との境界にいずれも粘土を生成させるB 部は、主断層（A）から上流側に派生した、シート状に発達した剪断面の一部ともみなされ、破碎帯の主部が断層面よりも上流側であることを示す。断層面の擦跡の向きや、A 部内に取り込まれたブロック状のC部の一部が断層面に沿って連続しない（上下方向に追うことができない）ことは、いずれも断層の横ずれ運動を示唆している。

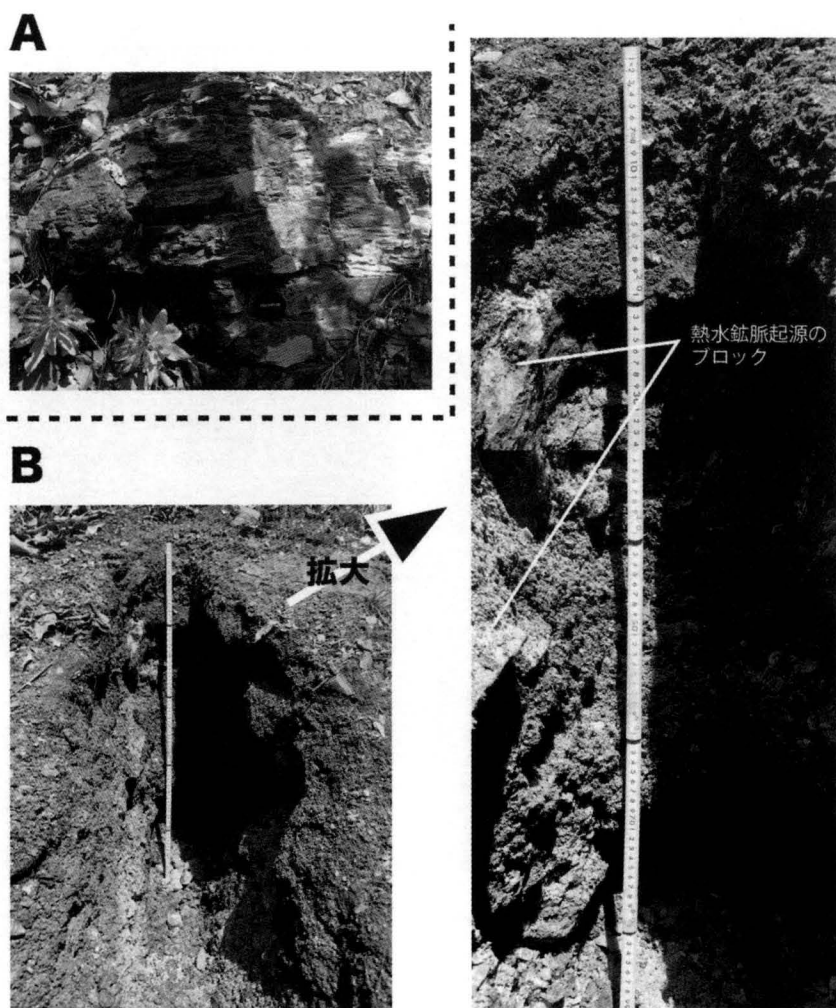


図20 Loc. 6付近で見られる比較的新鮮な戸井層(A)と破碎された角礫状の戸井層(B)
(2015年4月, 筆者撮影)

いずれも粘板岩であり、(A)では水平方向に発達した片理を認めうる。(B)ではマトリクスとしての粘性土を保持し、その産状は(A)と著しく異なる。

続いて、南東部の露頭 (Loc. 6; N41°46'22", E140°53'47") について記す (図3, 図15)。前記のとおり、石崎宮の川と白石川は上流側において西北西に流下するが、途中でそれぞれ南西側へほぼ90°流路を転向させる。上流部の西北西方向への区間は、かつて活動度Ⅲの断層があるとされた清水山の基部とともに一直線上に並び、明瞭なリニアメントとして認定できるものであることも既に述べた。この上流区間内のLoc. 6付近一帯では、付近の基盤地質である戸井層 (長谷川・鈴木, 1964) の粘板岩が露出する (図20A)。しかしながら、谷底の流路沿いではそれが著しく破碎されており、強粘性を示す角礫層と化している (図20B)。マトリクスとしての粘性土は細砂-シルトサイズだが、青灰色を呈すことから、これが戸井層の粘板岩由来であることは確実視される。

上記2河川の、東南東から西北西へと流下する上流区間が、断層線も含めた地質構造上の相対的弱線を利用して形成されていると考えると、流路沿いに限りみられる特異な基盤岩の性状を説明できる。つまり、Loc. 6における露頭は断層破碎帯の内部を露出させていると考えるのが自然である。したがって、破碎された角礫は粘板岩由来の断層角礫ということになる。その層中には径数10cmサイズの熱水鉱脈起源と思われるブロックも雑多に含まれていた。これは、熱水が伝わるような弱線、すなわち破碎帯が存在する可能性が高いことを示している。なお、断層角礫層の浅部掘削に伴って腐卵臭も確認された。

4. 函館平野東部の地形の変動地形学的検討

1) 函館平野東部における断層の存在

調査地域における上記の地形・地質的諸特徴は、横ずれ成分の卓越する断層の存在を強く示唆するものである。さらに、地形的特徴により、断層運動として左横ずれを想定できる。河谷の系統的な左横ずれは、それら河谷が海成段丘である鈴蘭丘面の段丘化後に形成された必従谷とみなされるため、左横ずれの断層変位が累積することによって生じているものと推測される。また、段丘開析谷のひとつである「Z沢」の河床勾配の小さい区間と河谷の屈曲区間とがほぼ一致していることも、ここに横ずれ断層変位が存在することによって、すなわち、河床勾配の局所的減少が横ずれ断層運動に伴う流路の延伸によって生じたため、と説明可能である。とくに屈曲区間内下流側で勾配減少を示すことは合理的である。鈴蘭丘面上の鞍部列や、北西部における高位面の分離丘陵、南東部に認められるリニアメントは、いずれも上記の河谷屈曲部を連ねた線の北西側および南東側の延長線上にそれぞれ調和的に位置する。これらの地形の「異常」は、函館平野東部において推定される、中央部付近においてN40°-50°Wの走向を有する左横ずれ断層の活動によって形成されたと解釈可能である。さらには、露頭で観察された地質的特徴は、上記の指摘を支持する。このように存在が推定される断層は、線的分布を示す変位地形や断層露頭が隣り合って5km以内で近接してみられることから、経験的に一連のセグメントであると考えられ、その長さは少なくとも20kmに及ぶと判断される (図21)。

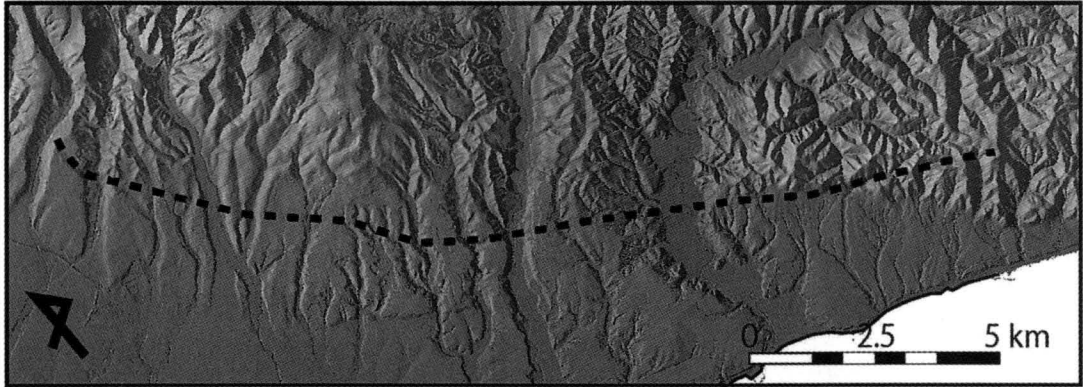


図 21 本研究によって推定された函館平野東部の断層の位置
背景には国土地理院の基盤地図情報の標高データ（5 m メッシュ）を用いた。

2) 周辺のテクトニクスとの関連

函館平野東部において前記の特徴を持つ断層が存在する可能性は、テクトニクスとの関連においても矛盾なく説明できる。下北半島から渡島半島にかけての地域には、既述の函館平野西縁断層帯をはじめ、多くの逆断層が分布するとされており（図 1B, 22）、それらとの関連を吟味する。

津軽海峡周辺の逆断層の走向はおよそ北北東－南南西であり、また、津軽海峡の海底下、大間の北方沖にも長さ 40 km 超の大断層の存在が最近明らかにされている（図 22；渡辺ほか，2012）。これについては大間崎周辺の海成段丘からみた隆起傾向を説明する逆断層とみなされているが、横ずれのセンスも想定されるとのことである。海底にあって確認困難ということもあって詳細は不明とされているが、断層トレースは南東－北西または東南東－西北西に定められており、本研究における函館平野東部の推定断層のものときわめて調和的である。また、太田ほか（2010）によれば、日本列島における断層の活動様式には次のような地域性がある。つまり、第四紀には成立していた東北日本における東西方向の圧縮テクトニクスを反映して、それに直交する南北方向の走向を持つ断層は主に逆断層であり、かつ、斜交する北東－南西方向の走向を持つ断層は右横ずれセンス、北西－南東方向の走向を持つ断層は左横ずれセンスとなる。したがって、本研究において認められた函館平野東部の推定断層が左横ずれのセンスを有すると考えられることは、岩盤（地殻）破壊の力学的観点においても不合理ではないといえる。さらには、理想的な圧縮応力場において、逆断層トレースは最大水平主応力軸と直交してあらわれ、横ずれ断層トレースは最大水平主応力軸と 45° 未満（逆断層トレースに対しては 45° 以上）であらわれる。この点からみても、函館平野東部の推定断層の存在可能性は低くないと考える。

函館平野東部の推定断層は、南東部においてジュラ紀の戸井層、北西部においては中新世の硬質凝灰岩などからなる汐泊川層を切っていることになる。これらの基盤地質が古い時代に形成されたものであり、かつ硬質であるがゆえに、東西圧縮場における最大水平主応力軸の方向と斜交する北西－南東の方向に破断面が生じたとも考えられる。

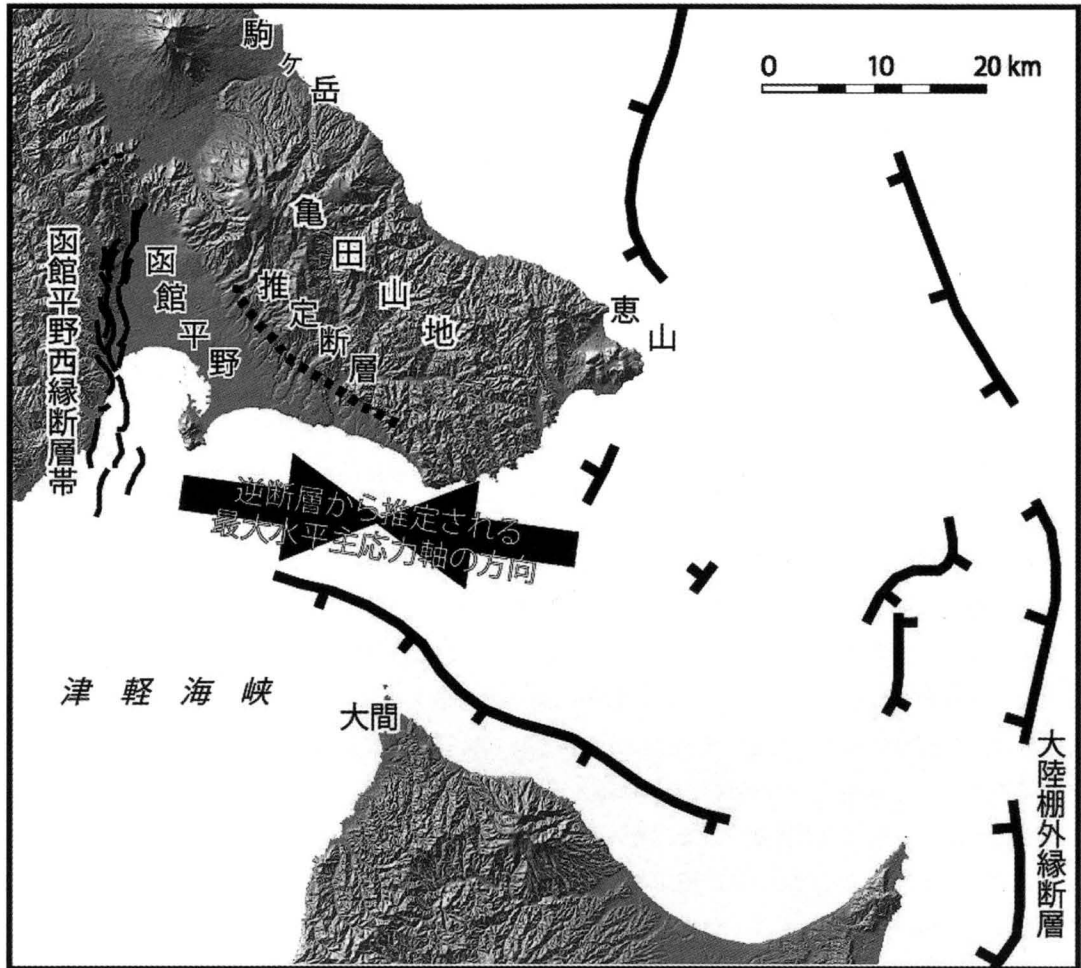


図 22 津軽海峡周辺の逆断層から推定される最大水平主応力軸の方向

国土地理院の数値地図を使用して作成した。断層線の位置は、函館平野西縁断層帯については産業技術総合研究所の活断層データベース（2015年9月12日取得）、それ以外については渡辺（2012）を参照した。なお、大陸棚外縁断層については、約25万年前以降の活動は認められないとの評価がなされている（日本原燃株式会社：<http://www.jnfl.co.jp/earthquake/geological-survey-of-shimokita.html>）。

3) 「活」断層としてみた場合の活動性評価

ここまでの議論を踏まえ、さらに検討すべきは、本研究で示された函館平野東部の推定断層が活断層とみなされるべきものなのか否か、ということである。現在も、そして今後も活動する活断層として位置づけられるかどうかは、地形学上の問題にとどまらない。もし、函館平野東部の推定断層が活断層とみなされる場合には、逆断層の卓越する東北日本における横ずれ活断層の一事例として位置づけられることにもなり、東北日本の変動地形学的理解を進めるうえでも大きな意義をもつに違いない。しかし本研究において筆者は、函館平野東部の推定断層が後期更新世以降の地層をたち切っていることを認めておらず、かつ、後期更新世以降に形成されたことが確実視される地形に変位が生じている

かどうか、明らかにしていない。より正確には、函館平野東部の推定断層によると考えられる変位地形や破碎帯が、中期更新世に形成されたと判断される鈴蘭丘面とそれよりも古い地形地質において認められるに過ぎない、ということであり、これは、函館平野東部の推定断層の位置に後期更新世以降に形成された地形が分布しないためである。したがって現時点においては、函館平野東部の推定断層が後期更新世以降にも活動した活断層であると断定することは不可能である。このことについては、誤解を生じさせないためにも強調しておく必要がある。しかしながら、中期更新世の地形面に変位地形を残していると考えられることにより、過去数十万年間（およそ中期更新世以降）に繰り返し活動したとする見解は許容されると考える。約35年前の時点で、現在の函館市七五郎沢廃棄物最終処分場（図7のAA'測線およびBB'測線の間の沢；Z沢の西の沢）において、段丘堆積物を切る断層の露頭が存在したとの情報もある（永田秀尚博士（有）風水土）による私信）。そこで、時期尚早な向きはあるものの、函館平野東部の推定断層が後期更新世以降も活動を続けている活断層であるとした場合の活動性の評価をおこなっておくべきと考えた。念のため繰り返しとなるが、以下の検討は、この推定断層が活断層であることを強く主張するためのものではない。

鈴蘭丘面の開析谷の屈曲量と段丘面の形成年代（離水=段丘化の年代）、そして変位地形と断層露頭の線的分布から推定される断層長に基づき、以下の検討をおこなった。まず、鈴蘭丘面の開析谷の屈曲量を、それが明瞭な7つの河谷において170-250mと見積もった（図8、表4）。屈曲量を厳密に特定することは困難であり、上記の推定値にはそれぞれ10%程度の誤差は含まれているものと捉えるべきであろう。したがって、7つの河谷の屈曲量の平均値は210m程度となるが、ここでは、函館平野東部の推定断層トレースの中央部付近を占め、鈴蘭丘面の開析谷がよく発達する付近、すなわち断層の主要部において、少なくとも200mの屈曲が生じているものとして計算する。北西部のLoc.5近くでも鈴蘭丘面（尾根）の左横ずれの屈曲が認められたが、その量は大きく見積もっても50mに満たない（図13）。このことは、断層の末端に近くなれば単位変位量（したがって累積変位量も）が小さくなるという経験的知見にしたがえば、断層の北西端付近での変位であることを反映しており、調査地域北西部では、ほどなくして推定断層トレースが途切れることとも調和的である。

表4 鈴蘭丘面の開析谷の屈曲量

図8の河谷	屈曲量 (m)	注
1	180	
2	210	
3	170	やや不明確
4	250	
5	200	
6	230	
7	220	
平均	220-210	

本研究では既述のとおり鈴蘭丘面の形成時期をMIS11であると推定している。そこで本節での検討においては41万年前を鈴蘭丘面の離水（段丘化）時期とする。厳密に言えば海成段丘の離水時期は地

形面の形成時期に若干遅れる格好となるはずだが、調査地域付近での具体的なデータが得られていないこと、形成時期と離水時期とには、仮にその間に1万年間程度の時間差があったとしても、中期更新世の鈴蘭丘面に関して言えば2-3%程度の誤差にしかならないことから、41万年前を鈴蘭丘面の離水時期とみなすことには大過ないと判断した。さらに、段丘開析谷は地形面の離水後のいずれかの時点から発達し始めることになるが、これも離水直後に起こったとみなし、鈴蘭丘面の開析谷の形成開始時期も41万年前とした。このように考えた場合、段丘開析谷の屈曲量である200mは、41万年前から現在までの断層による変位の総量ということになり、その平均変位速度は約0.5mm/yと算出される(表5)。

函館平野東部の推定断層の長さについては、既述のとおり、それぞれの変位地形あるいは断層変位の地質的証拠が、水平距離にして約5km以内でそれぞれ隣り合っていることから(図3)、断層が単一のセグメントである可能性(松田(1990)のいわゆる5kmルール)を採用し、少なくとも20kmと見積もった(図21)。このとき、松田(1975)による地震のマグニチュード(M)と断層長(L; km)との関係の経験式である次式、

$$M = (\log L + 2.9)/0.6 \quad (1)$$

を用いて地震のマグニチュードを推定すると7.0となる(表5)。また、同様に松田(1975)による地震のマグニチュードと地震時の単位変位量(D; m)との関係の経験式である次式、

$$M = (\log D + 4.0)/0.6 \quad (2)$$

を用いて地震時の単位変位量を推定すると1.6mとなる(表5)。地震の度に平均1.6mずつ変位が累積するならば、鈴蘭丘面の開析谷の屈曲量200mは、地形面の形成時期がMIS11であった場合に、再来周期が3400年程度の地震が120-130回発生し、変位を累積させてきたことによってまかなわれる値である(表5)。

表5 函館平野東部の推定断層の諸元

推定最大マグニチュードと単位変位量の算出には松田(1975)の経験式を用いた。

屈曲量 (m)	横ずれの 開始年代 (万年前)	平均変位速度 (mm/y)	推定断層長 (km)	推定最大 マグニチュード	単位変位量 (m)	推定活動 回数	再来周期 (y)
200	41	0.5	20	7.0	1.6	120-130	3100-3400

函館平野東部の推定断層が今も動く活断層であるか否かは判断できない、とは先に強調して述べている。ただ、仮に活断層だった場合には、その平均変位速度は約0.5mm/yと推定される、ということである。この値は、地震調査研究推進本部による函館平野西縁断層帯の平均変位速度である0.4mm/y以内(地震調査研究推進本部: http://jishin.go.jp/main/chousa/01jun_hakodate/index.htm)、というものと近く、違和感を覚えさせない。函館平野東部の断層が、たとえば後期更新世以降は活動を停止させた、と考えるよりは、むしろ西縁断層帯とほぼ同じ活動性をもって現在もなお動きつつあると考

える方が、活断層の形成や進化に関わる長期的な時間スケール（池田，2012）を想定した際の自然な解釈なのかもしれない。

5. おわりに

函館平野東部では、かつて確実度Ⅲの活断層の存在可能性が示された。しかし、海成段丘の編年と広域的な地殻変動に関する議論を除き、詳細に変動地形学的研究が実施されることはなかった。本研究では段丘の地形と地質の調査に基づき、函館平野東部において、活断層の可能性のある断層の活動によるものと考えられる変位地形と地質構造をみいだした。

地形の変位はMIS11に形成された可能性のある海成段丘において認められ、縦断（南西）方向に段丘面を刻む複数の河谷において、系統的な左横ずれを確認できた。これらの横ずれがみられる上流側および下流側の区間では直線的な谷が形成されており、河谷の横ずれは左横ずれの断層変位によるものと解釈可能であった。上記のMIS11の段丘を刻む河谷の横ずれがみられる付近（推定断層の通る位置）では、南西方向に傾下する段丘面上の数カ所で局所的な逆傾斜もしくは緩傾斜区間がみられた。そして、推定断層の北西側延長部では2カ所で地形的鞍部が認められ、MIS11の段丘よりも古い段丘が分離丘陵として残存している。また、推定断層の南東側延長部では、海成段丘と亀田山地とが著しい直線性をもって接し、さらに南東では石崎宮の川と白石川の上流区間へと連なる。これら両河川は接峰面の最大傾斜方向である南西方向に流下する必従河川の性格をもつが、上流部では推定断層の走向と調和する西北西方向へと流下する。すなわち、谷口に至ると流路の向きが南南西へとほぼ90°転向するという、河系異常を思わせる流路形態を呈している。石崎宮の川の転向部には風隙が形成されており、ここでは著しく風化した礫層が見いだされた。これらのことから、河川争奪が生じたと考えられ、その原因の一つとして断層活動による横ずれ変位の累積が想定された。以上の調査結果はいずれも、少なくとも中期更新世以降に活動した横ずれ成分の卓越する断層が、函館平野東部に存在することを示唆するものである。

函館平野東部の断層が後期更新世以降も活動しているのかどうかについては、断層が年代推定の根拠になりうる新旧の地形面を横断するようには分布しておらず、結果的に判断がつかなかった。ただし、中期更新世に繰り返して動いた可能性が高いのであれば今もなお活動的であると考えられる場合には、その活動度をB級（0.1-1.0m/1000年の平均変位速度）と評価しうる。すなわち、函館平野東部断層の平均変位速度は、段丘開析谷の屈曲量と地形（段丘）面の推定離水年代から0.5mm/yと算出された。さらに、断層長を20kmと見積もったときの地震のマグニチュードと単位変位量は、松田（1975）による経験式からそれぞれ7.0、1.6mと推定された。このとき、想定しうる地震の再来周期は3100-3400年となる。これはあくまで経験に基づく計算上のものだが、仮に活断層であるならば完新世においても複数回の活動があったのかもしれない。

逆断層の卓越する東北日本弧において横ずれ活断層が存在すれば、それは、東北日本弧の変動地形学的理解の深化にとって意義深いと考える。既述のとおり、活動性が比較的低かったり地形的に認定

が困難であったりして、これまでに見落とされてきた活断層は依然として多く存在すると考えられる。とりわけ横ずれ断層の場合、活動性が著しく高い場合を除いては一般的に判別が困難である。しかし、本研究で提示したように、中期更新世の比較的古い段丘地形の保存が良好で、そこに残された河谷等の地形に変位が累積するような場合、断層変位を読み取れる可能性が高くなるといえる。函館平野東部はそうした条件に見合った場であり、本研究は変動地形学的アプローチの可能性を示すものである。極端には、東北日本弧では横ずれの活断層は存在しえない（する可能性はきわめて低い）、といったある種の先入観があったならば、それは未知の活構造の発見にとっての妨げとなりかねない。筆者は、活構造の存在が少しでも疑われる以上は、関連する地形や地質を記載しておくことが後継の研究にとって幾ばくかの益となるに違いないと考え、本稿を著した。

そのうえで最後に、本研究に関する課題を二点挙げる。まず、函館平野東部の断層の活断層としての評価を、厳密におこなう必要がある。本研究では、中期更新世の地形面における変位地形の存在に基づき、断層活動が現在まで継続していると「外挿して」考えてみたが、そのことは現時点では確実視されないひとつの仮定に過ぎない。したがって、何らかの手段でこれを明らかにすることができれば、その存否自体を含めて、函館平野東部の断層の位置づけがより明確になるはずである。その上で、鈴蘭丘面の形成年代を特定することが次の課題となる。本稿においては、絶対年代指標の取得の困難さにより、当該地形面の形成年代を MIS9 または MIS11 のどちらかである可能性を示しつつも、結果的には後者である可能性が高いものとして論を展開させた。もし、活断層である場合には、その活動性評価は地形面の形成年代が特定された状況下でなされるのがより望ましいことには違いない。最近では、渡島半島の海成段丘についても、新しい年代測定技術であるルミネッセンス年代測定法における pIRIR 法による検討が進められている（近藤ほか、2015）ので、そうした成果に期待したい。以上の課題を踏まえ、慎重を期す立場からは、本稿を函館平野東部における横ずれ活断層の存在可能性に言及した論として位置づけるにとどめることになろうが、いずれにせよ今後、さらに調査を進める必要がある。

謝辞

函館市役所都市建設部には調査地域の大縮尺図（現況図）を無償でご提供いただくとともに、既存柱状図資料を複写させていただいた。現地調査や結果の解釈にあたっては、中央大学理工学部の大上隆史先生、明治大学大学院文学研究科の高場智博氏にたいへんお世話になった。また、断層露頭に関する情報をご提供くださった永田秀尚博士をはじめ、学会等では多くの方々には有益なご議論を頂いた。皆様に深く感謝致します。なお、本研究を遂行するにあたり、2014-2015年度明治大学人文科学研究所個人研究費を使用した。

文献

- 新井房夫・町田 洋（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。
池田安隆（2012）下北半島沖の大陸棚外縁断層：地下に横たわる巨大な断層を原発安全審査はどうあつかったのか。科学, 82, pp. 644-650.

- 太田陽子・佐藤 賢・渡島半島活断層グループ (1994) 函館平野とその周辺の地形—とくに西縁の活断層に関連して—。第四紀研究, 33, pp. 243-259.
- 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・松田時彦 (2010) 『日本列島の地形学』東京大学出版会。
- 大淵玄一 (1996) 『函館の自然地理』長門出版社。
- 楮原京子・内田康人・村上文敏・仁科健二・大津 直・岡崎紀俊 (2012) 函館平野西縁断層帯海域延長部の地下構造と活動性。活断層・古地震研究報告, 12, pp. 1-43.
- 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。
- 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。
- 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。
- 後藤秀昭 (2014) 日本列島と周辺海域を統合した詳細地形アナグリフ—解説と地図—。広島大学大学院文学研究科論集, 74 (特輯号), pp. 20-23.
- 後藤秀昭・杉戸信彦 (2012) 数値標高モデルのステレオ画像を用いた活断層地形判読。E-journal GEO, 7, pp. 197-203.
- 近藤玲介・横田彰宏・塚本すみ子・坂本竜彦 (2015) pIRIR年代測定法による北海道渡島半島周辺における中期更新世段丘面/堆積物の編年。日本第四紀学会講演要旨集。
- 貞方 昇 (1995) 平成5・6年度北海道教育大学特定研究報告書「函館周辺における後期更新世以降の自然環境変遷」, pp. 1-7.
- 地震調査研究推進本部『函館平野西縁断層帯の評価』http://jishin.go.jp/main/chousa/01jun_hakodate/index.htm (2016年3月17日最終閲覧)
- 瀬川秀良 (1954) 函館市東方の海岸地形について。北海道学芸大学紀要, 5, pp. 48-54.
- 瀬川秀良 (1964) 函館付近海岸段丘の段丘面傾斜。東北地理, 16, pp. 55-60.
- 瀬川秀良 (1980) 『函館市史通説編第1巻』pp. 13-40. 函館市。
- 日本原燃株式会社『下北半島太平洋側海域の地質構造調査について』<http://www.jnfl.co.jp/earthquake/geological-survey-of-shimokita.html> (2016年3月16日最終閲覧)
- 日本の地質「北海道地方」編集委員会 (1990) 『日本の地質1 北海道地方』, pp. 125-127, pp. 227-231. 共立出版。
- 長谷川 潔・鈴木 守 (1964) 『5万分の1地質図幅「五稜郭」及び説明書』北海道立地下資源調査所。
- 平川一臣・今泉俊文・池田安隆・東郷正美・宇根 寛 (2000) 『1:25000都市圏活断層図「函館」』国土地理院技術資料D・1-No. 375.
- 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, pp. 269-283.
- 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図。地震研究所彙報, 65, pp. 289-319.
- 宮内崇裕・八木浩司 (1984) 松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動。地学雑誌, 93, pp. 285-300.
- 山縣耕太郎・町田 洋・新井房夫 (1989) 銭亀—女那川テフラ：津軽海峡函館沖から噴出した後期更新世のテフラ。地理学評論, 62A, pp. 195-207.
- 渡辺満久・中田 高・鈴木康弘・小岩直人 (2012) 下北半島北西端周辺の地震性隆起海岸地形と海底活断層。活断層研究, 36, pp. 1-10.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $d^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.