

総合地質

General Geology

Vol. 1 No. 1

総合地質の創刊にあたって i

前田仁一郎

Preface: At launching of a new online journal General Geology

Jinichiro Maeda

論説

北海道東部湧洞沼北東方のチョウブシ層の地質年代 1-6
嵯峨山 積

Geologic age of the Chobushi Formation distributed in the northeast of the Yudonuma, eastern Hokkaido, Japan
Tsumoru Sagayama

日高火成活動帯北部の高 Fe/Mg 侵入岩類の K-Ar 全岩年代 7-14
前田仁一郎・米山 悟・中田周平・松田岳洋・山下康平

K-Ar whole-rock ages of high-Fe/Mg intrusive rocks from northern Hidaka magmatic belt, Hokkaido, Japan
Jinichiro Maeda, Satoru Yoneyama, Shuhei Nakata, Takehiro Matsuda and Kohei Yamashita

総論

沈み込むスラブの垂直切断 15-34
君波和雄

Vertical tearing of subducting slabs
Kazuo Kiminami

報告・資料

札幌の失われた川を尋ねて—「水の都」札幌— 35-45
宮坂省吾

Visit for lost streams in Sapporo—“a City of Water”, Sapporo—
Seigo Miyasaka

サハリン島スミルヌイフ（気屯）西方丘陵の上部新生界 46-70
岡 孝雄

Late Cenozoic strata of the western hills of Sumirnykh (Keton) area in Sakhalin Island, the Russian Federation
Takao Oka

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター Hokkaido Research Center of Geology

理事長：前田仁一郎 President: Jinichiro Maeda
副理事長：嵯峨山 積 Vice President: Tsumoru Sagayama

総合地質 General Geology

編集委員会 Editorial Committee

委員長：君波和雄 Chief Editor: Kazuo Kiminami
委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda
委員：宮下純夫 Editor: Sumio Miyashita
委員：岡 孝雄 Editor: Takao Oka

総合地質の創刊にあたって

Preface: At launching of a new online journal General Geology

前田仁一郎（特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター 理事長）

Jinichiro Maeda (President, Hokkaido Research Center of Geology)

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センターはインターネット上で公開される電子ジャーナル“総合地質”(General Geology)を創刊いたしました。

北海道総合地質学研究センターは北海道内外の大学や研究機関・教育機関・地質関連企業などで地質学の研究・教育・実務に従事し、退職の時期を迎えたものたちと迎えつつあるものたちによって2016年3月1日に設立されました。電子ジャーナルの発刊は設立準備の段階から熱心に議論されてきた大きな目標の1つであり、今日このような形で成就するに至ったことは大変大きな喜びです。

総合地質がカバーする領域は層位学、古生物学、テクトニクス、岩石学、鉱物学、鉱床学、応用地質学、地学教育、地学史、およびそれらの関連領域であり、まさに幅広く多様な general geology のジャーナルを目指しています。

総合地質の発刊は、北海道総合地質学研究センター設立の2つの目的、すなわち 会員がそれぞれの創造的活動を意欲的に継続するための環境を用意すること、また会員それぞれが培ってきた地質学の専門性を活用して社会に貢献するための環境を用意すること、の中に位置づけられていますが、会員のみならず、広範な人たちの情報発信と議論の場となって 地質学・地球科学とそれらに関連する幅広い科学の発展ならびにその領域の研究者・教育者・実務者の育成に寄与することを目指しています。

総合地質はもちろん高度な研究成果の投稿を積極的に歓迎しますが、むしろ、世代交代にともなって失われかねない様々な資料・情報の引用可能なアーカイブとしての役割を果たすことに、その価値の1つがあるものと考えています。1枚の地質図や1本のルートマップ、露頭のスケッチや写真、岩石や化石の標本写真や薄片の写真などに説明を付したものの、また野外調査手記、ユニークな着想・アイデアなど、それだけでは通常の学術誌では公表が難しいものの積極的な投稿を期待しています。あるいは未解決・未検討のままに残された研究テーマや重要な試料を次の世代に提示し、継承者を募るという趣旨のものなども含め、本当に書き残したいものを書き残すためのメディアとして総合地質を育てていきたいと考えています。

総合地質が地質学・地球科学の発展に微力ながら貢献できることを願い、また北海道総合地質学研究センターと総合地質に対する皆さまのご理解とご支援・ご協力を心から期待し、創刊の辞といたします。

(2017年12月15日)



北海道東部湧洞沼北東方のチョウブシ層の地質年代

嵯峨山 積^{1)†}

Geologic age of the Chobushi Formation distributed in the northeast of the Yudonuma, eastern Hokkaido, Japan

Tsumoru Sagayama^{1)†}

(要旨)

2017年9月25日受付

2017年10月25日受理

¹⁾北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology,

連絡先: 069-0834 江別市文京台東町18-12

Address: 18-12, Bunkiyodai-higashi, Ebetsu

069-0834, Japan

[†] Corresponding author: tsaga@hrcg.jp

Keywords: geologic age, diatom fossil, Chobushi Formation, Yudonuma, Hokkaido

北海道東部の湧洞沼北東方のチョウブシ層の露頭からシルト岩3試料を採取し、珪藻分析により地質年代を検討した。その結果、*Neodenticula koizumi* Akiba et Yanagisawa が多産し、*Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, *Thalassiosira jouseae* Akiba や *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Porshkina-Labrenko s.l.などが随伴することから、珪藻帯は *Neodenticula kamtschatica*-*Neodenticula koizumii* 帯 (NPD8; 3.5-3.9~2.6-2.7 Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998) に相当することが明らかになった。湧洞沼沖の水深21mで採取したシルト岩片も同様の珪藻帯で(嵯峨山ほか, 2006), 同層は陸域から海域にかけ連続して分布している。

はじめに

海岸付近に分布する堆積岩は、海域にまで連続して分布していることが予想され、底質図では砂や泥などに覆われた岩盤として塗色されている(例えば、大津漁業協同組合・北海道パブリックコンサルタント株式会社, 1991; 菅ほか, 2009)。これら海域の岩盤が、陸域のどの地層に相当するかを明らかにすることは、海水準変動や構造運動、地形の成り立ちなどを考え

る上で重要である。

一方、微化石の一種である珪藻化石は、北海道の新第三紀中新~鮮新世の細粒碎屑岩から比較的多産し、絶滅種に基づく珪藻帯を認定することにより、堆積岩の大まかな地質年代を特定することができる(例えば、嵯峨山, 2003)。

2003年12月に、太平洋沿岸の広尾~庶野沖で「2003年十勝沖地震」津波による海底表層堆積物の影響調査(野田ほか, 2005; Noda et al., 2007)の際に、湧洞沼沖の水深21m付近でシ

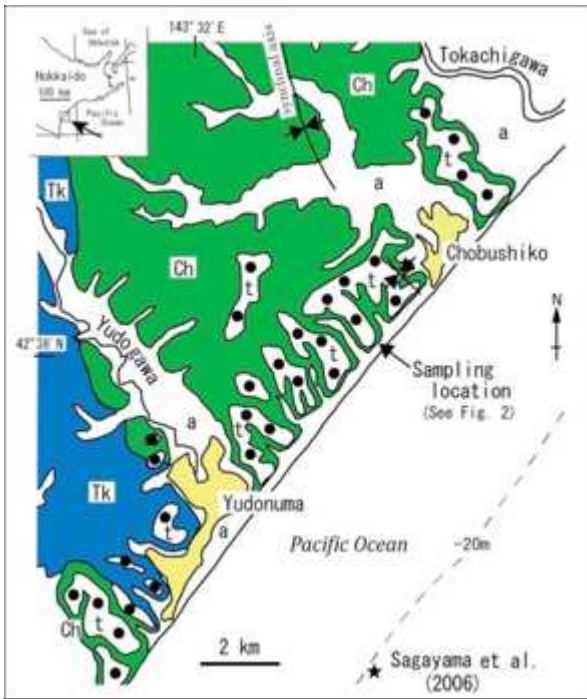


Fig. 1. Geological map in the northeast of the Yudonuma (Matsuno, 1962; Tanai and Yamaguchi, 1965), eastern Hokkaido, and sampling location. Tk: Taiki Formation, Ch: Chobushi Formation, t: terrace deposits, and a: alluvial deposits. ★: dredge site.

ルト岩片を採取した (Fig. 1). 同岩片は形状から岩盤の一部と判断され, 嵯峨山ほか (2006) は珪藻化石帯を *Neodenticula kamtschatica*-*Neodenticula koizumii* 帯 (NPD8; 3.5-3.9~2.6-2.7 Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998) に認定し, 後期鮮新世のチョウブシ層 (松野, 1962) に対比した. 一方, 秋葉ほか (1982) や秋葉・一ノ関 (1983) は同層の地質年代は更新世としており, 今回, 改めて湧洞沼北東方のチョウブシ層から地質試料を採取し, 珪藻分析により地質年代を検討した. その結果, 湧洞沼沖のシルト岩片と同様の *Neodenticula kamtschatica*-*Neodenticula koizumii* 帯であることが明らかになったので報告する.

地質概説および分析用試料

試料を採取したチョウブシ層の地質露頭は, 5 万分の 1 地質図幅「湧洞沼」(松野, 1962) 域内の太平洋に面した崖で, 湧洞沼と長節沼のほぼ中間に位置する (北緯 42°30'14.2", 東経 143°35'26.2" ; Fig. 1). 採取地点周辺の地質は, 湧洞沼西方に主に塊状の凝灰質砂質泥岩からなる大樹層 (根本・佐々, 1933 ; 鬼塚, 1962)

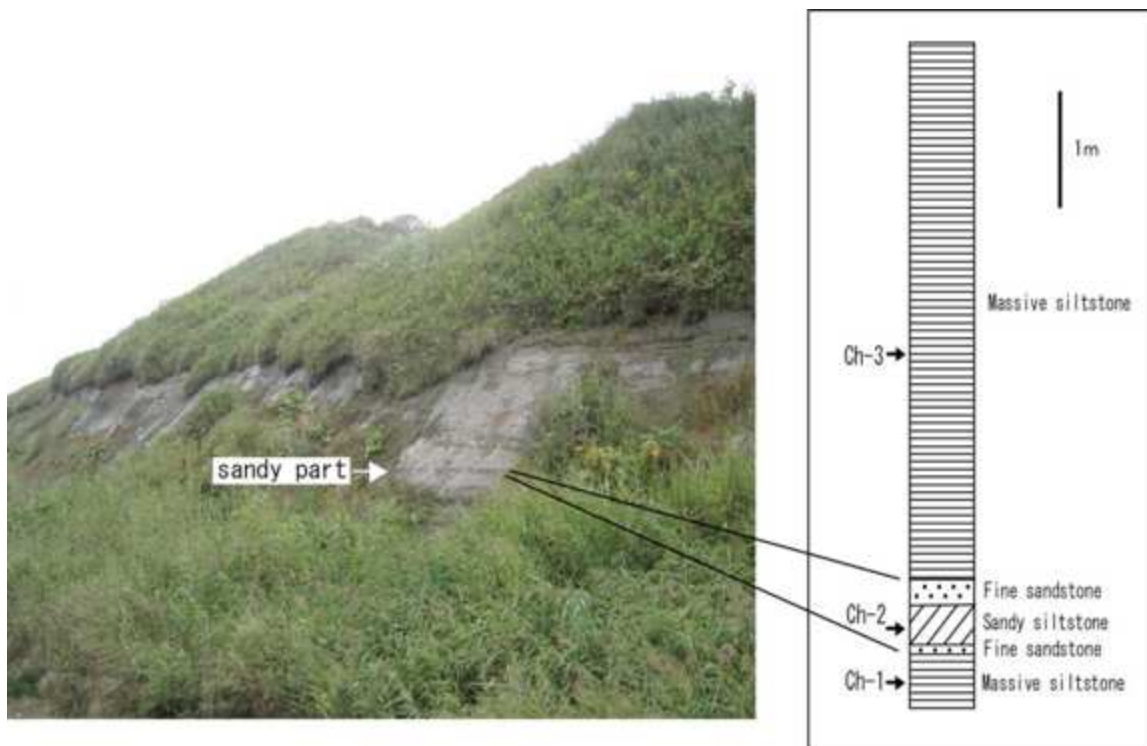


Fig. 2. Outcrop view of the Chobushi Formation, northeast of the Yudonuma (left), and geologic column (right). Sample horizons (Ch-1, Ch-2 and Ch-3) are given in the column.

Table 1. List of diatom fossils yielded from the Chobushi Formation.

Diatom species /	Geologic sample	Ch-1	Ch-2	Ch-3
<i>Actinocyclus ingens</i> Ratto, s.l.		13	14	8
<i>A. ochoreus</i> Jousé		1	9	1
<i>A. oculatus</i> Jousé			2	
<i>Actinoporelus semarus</i> (Ehr.) Ehr.		3		1
<i>Amphura</i> sp.				1
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Simonsen		1		
<i>A. italica</i> (Ehr.) Simonsen		2		1
<i>Bacterosira fragilis</i> (Gran) Gran		5	8	6
<i>Cocconeis californica</i>			1	
<i>C. costata</i> Greg.		2	6	4
<i>C. placemata</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cleve			1	
<i>C. scutellum</i> Ehr.		1		
<i>C.</i> sp.		1		
<i>Coccinodiscus endoi</i> Kanaya			1	
<i>C. marginatus</i> Ehr.		3	1	1
<i>C. oculus-iridis</i> Ehr.				1
<i>C.</i> sp.		3		
<i>Cyclotella bodanica</i> Grun.		1		
<i>Delphinus</i> cf. <i>angustata</i> (Pant.) Andrews			6	2
<i>Denticulopau hustedti</i> (Simonsen et Kanaya) Simonsen s.l.		1	1	2
<i>D. katayamae</i> Maruyama				2
<i>Dipionella sutthii</i> (Breb.) Cleve		1		
<i>Eptidocera</i> sp.			1	
<i>Ennotia</i> sp.				1
<i>Fragilaria brevistriata</i> Grun.		1		
<i>F. pinnata</i> Ehr.				1
<i>Hyalodiscus umuletae</i> Sheshukova-Poretzkaya		4	3	5
<i>Isoetes tennis</i> (Brun) Akiba		1	1	
<i>Kisselievella carina</i> Sheshukova-Poretzkaya			1	1
<i>Melosira orbicaps</i> Sheshukova-Poretzkaya		2	1	7
<i>Merulium curvatum</i> (Greville) Agardh		1		
<i>Navicula</i> sp.				1
<i>Nendakionella kamtschatica</i> (Zabelina) Akiba et Yanagisawa		3	3	2
<i>N. kotawani</i> Akiba et Yanagisawa		55	51	33
<i>Nitzschia cylindrica</i> (Grun.) Hasle		2	1	2
<i>N. grinnovii</i> Hasle				1
<i>N.</i> sp. 1		1	3	6
<i>Odonrella aurita</i> (Lyngbye) Agardh		1	1	1
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve		6	4	1
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.				1
<i>P.</i> spp.		1	2	1
<i>Probozia barbat</i> (Brun) Jordan et Priddle				2
<i>Pseudopodocapsa elegans</i> Sheshukova-Poretzkaya				1
<i>Rhizosolenia</i> sp.			1	5
<i>Rhaphoneis</i> cf. <i>hochobensis</i> (Brun.) Mertz.		3	4	3
<i>Stephanopyxis</i> sp.		15	10	8
<i>Tabellearia fructosa</i> (Rath) Kütz.			1	1
<i>Thalassionema nitzscheoides</i> Grun.		3	3	5
<i>Thalassiosira antiqua</i> (Grun.) Cleve-Luther			1	1
<i>T. oceanica</i> (Ehr.) Cleve		2	3	5
<i>T. grandis</i> Cleve		1	2	4
<i>T. hyalina</i> (Grun.) Gran		13	7	23
<i>T. janszai</i> Akiba		12	9	13
<i>T. lineata</i> Jousé		1		1
<i>T. marginata</i> Sheshukova-Poretzkaya		1		
<i>T. ventralis</i> (Ostenfeld) Prashkina-Labrenko s.l.		28	25	19
<i>T. trigata</i> Fryxell		1		
<i>T. truncata</i> Akiba				1
<i>T. umuletae</i> (Mann) Sheshukova-Poretzkaya			1	
<i>T. zabelinae</i> Jousé			5	2
<i>T.</i> spp.		5	4	9
<i>Thalassiothrix frankfeldti</i> Grun.				1
<i>T. longicauda</i> Cleve et Grun.			1	1
<i>T. robusta</i> (Schroeder) Akiba		1	1	
Total number of valves counted		200	200	200

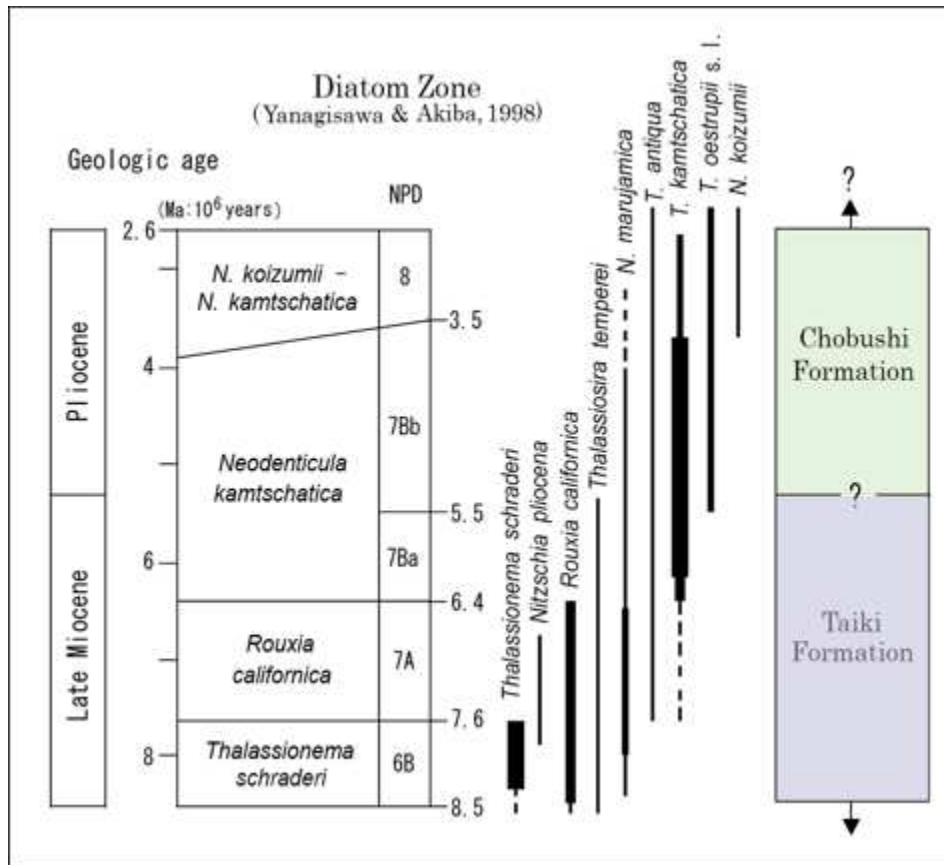


Fig. 3. Late Miocene and Pliocene diatom zonation (Yanagisawa and Akiba, 1998), ranges of selected diatom fossils, and depositional ages of the Taiki and Chobushi formations.

が分布し、その東方には同層を整合漸移で覆うチョウブシ層が十勝川右岸にかけ広く認められる(松野, 1962; 棚井・山口, 1965). 本露頭の北東方には向斜軸がほぼ南北に伸びていることから、採取層準は本地域に分布するチョウブシ層の最上部付近に位置する。

露頭は段丘崖に露出し、高さは6 m+である。細粒砂岩を挟在する青灰色のシルト岩からなり、地層の走向・傾斜はN12°E・10°Eで、挟在する厚さ40 cmの砂質シルト岩部には径1~1.5 cmの巣穴化石が認められる。分析用の試料は、下位よりCh-1(シルト岩)、Ch-2(砂質シルト岩)およびCh-3(シルト岩)である(Fig. 2)。

珪藻分析の方法と結果

分析の手順は以下の通りである。1) 約1 gの地質試料をハンマーで細かく砕いた後、200 cc用ビーカーに入れ15%濃度の過酸化水素水と18%濃度の塩酸で薬品処理を行う。2) 蒸留水を用いて上澄み液を数回取り替える。3) 懸濁液の表層付近から駒込ピペットで0.3 ccを

カバーガラス(18×18 mm)上に一様にひろげる。4) 35℃程度のホットプレートで徐々に乾燥させた後、封入剤(マウントメディア、和光純薬製)を用いてカバーガラスをスライドガラス(76×26 mm)に貼り付ける。5) 鑑定は生物用光学顕微鏡により、1,250倍で1試料につき200個体を同定した。

3試料から産出した珪藻は、ほぼ同じ群集からなり、優勢種は*Neodenticula koizumi* Akiba et Yanagisawaで全体の16.5~27.5%を占め、次に*Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Porshkina-Labrenko s.l. (同9~14%), *Thalassiosira hyaline* (Grun.) Gran (同3.5~11.5%), *Thalassiosira jouseae* Akiba (同4.5~6.5%)などである。その他、珪藻化石帯認定に重要な種である*Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawaが数個体産出した。また、中新統からの再堆積と考えられる*Actinocyclus ingens* Ratto. s.l.は全体の4~7%, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba や *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretzkaya は数個体産し、陸域由来と推定され

る淡水生種は 1~3 %認められる (Table 1).

考 察

今回、試料採取を行ったチョウブシ層は糠内層 (宮坂ほか, 1978) と同時代の地層で、形成年代は前期鮮新世とされる (山口ほか, 2003). 更に、チョウブシ層は「湧洞沼」北隣の 5 万分の 1 地質図幅「浦幌」(棚井・山口, 1965) の長節累層に連続する. すなわち、チョウブシ層は糠内層や長節累層とは同一の地層である. この内の、糠内層は主に塊状の泥質細粒砂岩からなり、貝化石 *Fortipecten takahashii* (Yokoyama) などを産し、寒流系浅海性の堆積環境を示唆する (山口・佐藤, 1989). Koizumi et al. (1980) は同層の珪藻帯を *Thalassiosira oestrupii* 帯 (5.49~3.53-3.95 Ma) としている. これらの地層の下位層である大樹層の珪藻帯は *Thalassiosira yabei* 帯 (11.5~9.9Ma) から *Neodenticula kamtschatica* 帯 (7.3-7.4~5.49 Ma) に相当する (Koizumi et al., 1980). また、渡辺 (1990, 1991) によれば、豊頃丘陵猿別背斜の両側のルートの大樹層は *Thalassiosira yabei* 帯から *Rouxia californica* 帯 (7.6~7.3-7.4 Ma) で、ほぼ後期中新世に相当する.

秋葉ほか (1982) や秋葉・一ノ関 (1983) は、豊頃町茂岩南の長節層 (=長節累層, 以下同) 下部や湧洞沼付近の長節層からは再堆積による珪藻化石が多く産することから、*Neodenticula kamtschatica*-*Neodenticula koizumii* 帯とは認定できず、同層の地質年代を更新世としている. 一方、今回の結果は *Neodenticula koizumi* が多産し、*Neodenticula kamtschatica*, *Thalassiosira jouseae* や *Thalassiosira oestrupii* s.l. などが随伴することから、3 試料の珪藻帯は *Neodenticula kamtschatica*-*Neodenticula koizumii* 帯 (NPD8; 3.5-3.9~2.6-2.7Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998) で、鮮新世と考えられ、湧洞沼沖で採取されたシルト岩片の珪藻帯 (嵯峨山ほか, 2006) と同じである.

嵯峨山 (2000, 2001) は、大樹層と長節層のこれまで報告された珪藻帯を検討し、大樹層の上限は *Thalassiosira oestrupii* 帯 (NPD7Bb ; Ynagnagisawa and Akiba, 1998) に位置し、主体は *Neodenticula kamtschatica* 帯以下に相当する中新統で、長節層は *Thalassiosira oestrupii* 帯~

Neodenticula kamtschatica-*Neodenticula koizumii* 帯の鮮新統としている. 層序の概要は Fig. 3 に示す通りである.

湧洞沼北東方のチョウブシ層の地質年代を明らかにした今回の結果は、同層が陸域から海域に連続して分布している (嵯峨山ほか, 2006) ことを再確認している.

ま と め

湧洞沼北東方のチョウブシ層から地質試料を採取し、珪藻分析により地質年代を検討した. *Neodenticula koizumi* が多産し、*Neodenticula kamtschatica*, *Thalassiosira jouseae* や *Thalassiosira oestrupii* などが随伴することから、*Neodenticula kamtschatica*-*Neodenticula koizumii* 帯 (NPD8; 3.5-3.9~2.6-2.7 Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998) に相当し、湧洞沼沖のシルト岩片の珪藻帯 (嵯峨山ほか, 2006) と同じである. 同層は陸域から海域にかけ連続して分布していると考えられる.

謝辞 地質試料の採取は、一般試験研究「沿岸海域における地質環境基礎調査」(北海道庁)の一環として、菅 和哉氏 (元北海道総合研究機構地質研究所) に協力いただき 2006 年 8 月下旬に行った. 査読者である「総合地質」編集委員長の君波和雄氏 (山口大学名誉教授) からは有益なご意見とご指摘をいただいた. 記して感謝いたします.

文 献

- 秋葉文雄・星 一良・一ノ関鉄郎, 1982, 北海道東部釧路炭田西部に分布する厚内層群の地質および微化石層序について. 石資技研所報, **25**, 13-52.
- 秋葉文雄・一ノ関鉄郎, 1983, 北海道における新第三系の微化石層序と年代層序-特に釧路炭田南西部地域を例として-. 石油技術協会誌, **48**, 49-61.
- Koizumi, I., Barron, J. A. and Harper, H. E. Jr., 1980, Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan. *Init. Rept. DSDP*, **56**, **57**, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 687-693.
- 松野久也, 1962, 5 万分の 1 地質図幅「湧洞沼」

- 及び同説明書. 北海道開発庁, 15p.
- 宮坂省吾・生川淳一・山口昇一, 1978, 十勝累層群下部-とくに駒島含化石層について-. 地団研専報, no. 22, 16-30.
- 根本忠寛・佐々保雄, 1933, 10 万分の 1 地質図幅「大樹」及び同説明書. 北海道地質調査会報告, 3, 36p.
- 野田 篤・片山 肇・嵯峨山 積・菅 和哉・内田康人・佐竹健治・阿部恒平・岡村行信, 2005, 津波による海底表層堆積物への影響-2003 年十勝沖地震津波の例-. 月刊地球/号外, 49, 137-144.
- Noda, A., Katayama, H., Sagayama, T., Suga, K., Uchida, Y., Satake, K., Abe, K. and Okamura, Y., 2007, Identifying tsunami impacts on shallow marine sediments : an example occurring with the 2003 Tokachi-oki earthquake, northern Japan. *Sediment. Geol.*, 200, 314-327.
- 鬼塚 貞, 1962, 北海道十勝平野地域の石油地質学的研究. 石油技術協会誌, 27, 383-406.
- 大津漁業協同組合・北海道パブリックコンサルタント株式会社, 1991, 平成 2 年度沿岸漁業生産増殖特別対策事業「沿岸漁場環境調査事業(漁場基本図作成事業)」報告書. 157p.
- 嵯峨山 積, 2000, 北海道の新生界中部中新統一鮮新統層序と堆積盆の動き. 北海道立地質研究所報告, no. 71, 59-102
- 嵯峨山 積, 2001, 東部北海道晩成温泉 2 号井の孔内地質と新第三系対比. 北海道立地質研究所報告, no. 72, 25-30.
- 嵯峨山 積, 2003, 北海道北部地域の遠別層・声問層と勇知層の地層境界の地質年代-ルベシユベ川と上ヌカナン川ルート-. 地質雑, 109, 310-323.
- 嵯峨山 積・片山 肇・野田 篤・内田康人, 2006, 北海道十勝の湧洞沼沖から採取されたシルト岩の年代と対比. 北海道立地質研究所報告, no. 77, 83-86.
- 菅 和哉・嵯峨山 積・内田康人・仁科健二・村山泰司, 2009, 北海道沿岸域の地質・底質環境-5-(太平洋東海域), 付図 1:200,000. 北海道立地質研究所調査研究報告, no. 38, 37p.
- 棚井敏雅・山口昇一, 1965, 5 万分の 1 地質図幅「浦幌」及び同説明書. 北海道開発庁, 43p.
- 渡辺真人, 1990, 豊頃丘陵新第三系珪藻質泥岩中の hiatus とスランプ堆積物. 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, 169.
- 渡辺真人, 1991, スランプによって形成された豊頃丘陵新第三系珪藻質泥岩中の hiatus. 日本地質学会第 98 年学術大会講演要旨, 173.
- 山口昇一・佐藤博之, 1989, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)「糠内地域の地質」. 地質調査所, 78p.
- 山口昇一・佐藤博之・松井 愈, 2003, 忠類地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 68p.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of cord numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 104, 395-414.

Abstract

Three siltstone samples collected from the Chobushi Formation being in northeast of the Yudonuma, eastern Hokkaido, are investigated geologic age by diatom analysis. The most abundant species obtained from three samples is *Neodenticula koizumi* Akiba et Yanagisawa and common species are *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, *Thalassiosira jouseae* Akiba and *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Porshkina-Labrenko s.l., suggesting *Neodenticula kamtschatica*-*Neodenticula koizumii* Zone (NPD8; 3.5-3.9~2.6-2.7 Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998) for the diatom age of the Chobushi Formation. This fossil assemblage coincides with that obtained from a siltstone fragment dredged from sea floor at a depth of 21 m off the Yudonuma. This evidence indicates that the Chobushi Formation extends to the offshore area of the Yudonuma.



日高火成活動帯北部の高 Fe/Mg 侵入岩類の K-Ar 全岩年代

前田仁一郎^{1)†} 米山 悟²⁾ 中田周兵²⁾ 松田岳洋²⁾ 山下康平³⁾

K-Ar whole-rock ages of high-Fe/Mg intrusive rocks from northern Hidaka magmatic belt, Hokkaido, Japan

Jinichiro Maeda^{1)†}, *Satoru Yoneyama*²⁾, *Shuheï Nakata*²⁾, *Takehiro Matsuda*²⁾
and *Kohei Yamashita*³⁾

(要旨)

日高火成活動帯北部に露出する高 Fe/Mg 侵入岩類の K-Ar 全岩年代を報告する。一の橋複合深成岩体の一の橋かんらん石含有黒雲母花崗閃緑岩と奥士別複合深成岩体の藤の沢石英モンゾダイオライトはそれぞれ 20.9 ± 1.0 Ma と 21.4 ± 1.1 Ma である。日高火成活動帯南部においても前期中新世のかんらん石斑れい岩体が分化した高 Fe/Mg マグマの活動の存在を示すので、日高火成活動帯全域において前期中新世 (20 Ma 前後) に高 Fe/Mg 火成活動が存在したことが示唆される。

2017年10月27日受付

2017年11月6日受理

¹⁾ 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology

²⁾ 北海道総合地質学研究センター気付

c/o Hokkaido Research Center of Geology

³⁾ 北海道大学大学院理学院自然史科学専攻

Department of Natural History Sciences, Graduate

School of Science, Hokkaido University

† Corresponding author: maedajin@hrcg.jp

Keywords: K-Ar age, high-Fe/Mg intrusive rocks, Ichinohashi, Okushibetsu, Hidaka magmatic belt, Hokkaido

はじめに

中央北海道を南北約 300 km にわたって延長する古第三紀・新第三紀の苦鉄質-珪長質の深成岩体の分布域である日高火成活動帯 (前田ほか, 1986; Maeda, 1990; Fig. 1) は北東-南西方向に延長する上支湧別構造帯を境に南北に分けられる。南部は日高変成帯に相当し、ここでは深成岩類は緑色片岩相からグラニュライト相にいたる砂泥質岩および苦鉄質岩起源の高温型の変成岩類を伴い、南北走向で東に急

傾斜する“未成熟大陸地殻断面”を構成する (Komatsu et al., 1983)。一方、北部ではそのような変成岩類は出現せず、東急傾斜の“未成熟大陸地殻断面”の露出もない。このように日高火成活動帯の南部と北部では構造的に、あるいは侵食レベルにおいて明瞭な違いがあるが、岩体の分布上の連続性に加え、それらの岩石学・岩石化学的特徴や同位体年代において共通する特徴がある (前田ほか, 1986)。

日高火成活動帯南部の前期中新世のソレアイト質分化岩体であるパンケヌシかんらん石

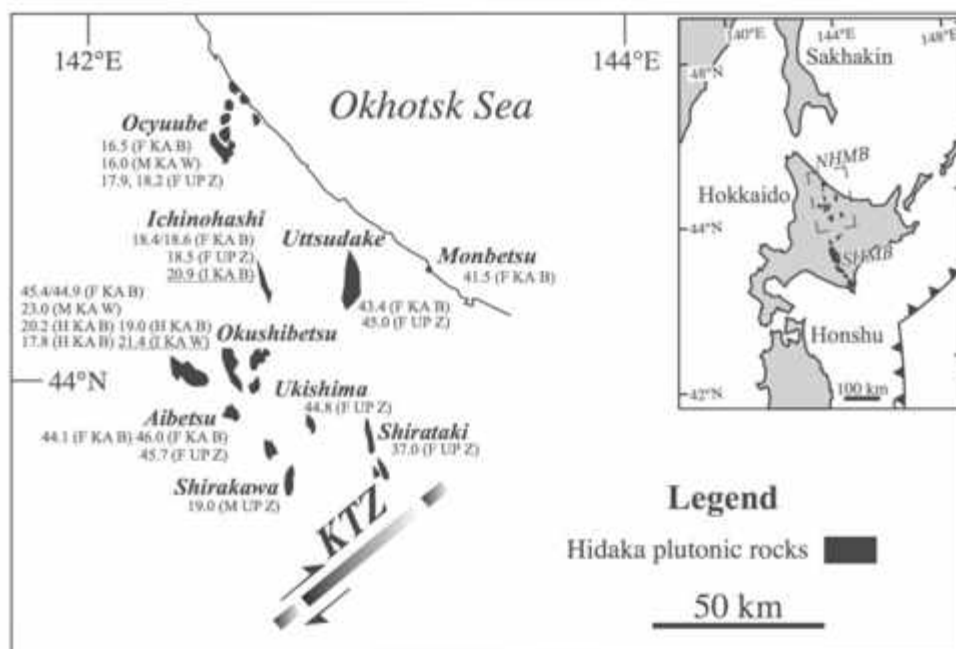


Fig. 1. Plutons in the northern half of the Hidaka magmatic belt, central Hokkaido (modified from Maeda et al., 2014). Isotopic age data are from Ishihara et al. (1985, 1998), Kawakami et al. (2006), Jahn et al. (2014), Maeda et al. (2014) and this study (underlined). Ages separated by slash are those of two different separates from the same specimen dated by two different laboratories (Ishihara et al., 1998). Abbreviations: KTZ = Kamishiyubetsu Tectonic Zone, F = granitic rocks, I = plutonic rocks of intermediate composition, M = gabbroic rocks, H = hornfels, KA = K–Ar age, UP = U–Pb age, B = biotite, W = whole-rock, Z = zircon. The inset figure shows the location of the Hidaka magmatic belt. The N–S-trending Hidaka magmatic belt, which is defined by alignment of Paleogene–Neogene plutons, is subdivided into northern (NHMB) and southern halves (SHMB) by the dextrally displaced Kamishiyubetsu Tectonic Zone (KTZ). The southern half coincides with the Hidaka metamorphic belt (Komatsu et al., 1983).

斑れい岩体の中には極めて鉄に富むかんらん石を含む集積岩質の斑れい岩類が出現するので、かんらん石–メルト間の Fe–Mg 分配関係を考慮すると、極めて Fe/Mg 比の高いマグマの存在が想定される。一方、日高火成活動帯北部には鉄に富むかんらん石を含む集積岩質斑れい岩の存在は確認されていないが、今回報告するように、Fe に富むかんらん石を含有したり、あるいは極めて Fe/Mg 比の高い全岩化学組成を持つ中間質 (intermediate) 組成の侵入岩類が存在する。これらの岩石は組織と全岩化学組成それ自体から、全岩化学組成がメルト組成を十分に保持しているとみなすことが可能なものであり、日高火成活動帯北部においても Fe/Mg 比の高いマグマの活動があったことを示すものである。これらの日高火成活動帯北部の中間質侵入岩類と南部の Fe/Mg 比の高い火成活動を指示するかんらん石斑れい岩類の活動を比較するためには年代的情報が必要で

あった。また北海道北部の中新世火山岩類には高い Fe/Mg 比を持つ中間質組成のものがあり (例えば 国分ほか, 1994; 岡村ほか, 1995), それらとの比較のためにも年代情報が不可欠であった。今回は日高火成活動帯北部の一の橋複合深成岩体と奥士別複合深成岩体から採取した高い Fe/Mg 比を持つ侵入岩類の K–Ar 全岩年代を報告する。

地質の概略

1. 一の橋複合深成岩体と一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩

名寄川流域の一の橋地域の南北 7 km 東西 2 km の範囲に深成岩類の露出があり (例えば, 中村ほか, 1980), 一の橋複合深成岩体 (Ichinohashi plutonic complex) と呼ばれている (Fig. 1, Fig. 2; 前田ほか, 1988). 一の橋岩体の西部は斑れい岩類とトーナライトが、岩体東部には花崗閃緑岩が主要岩相として露出し、大局

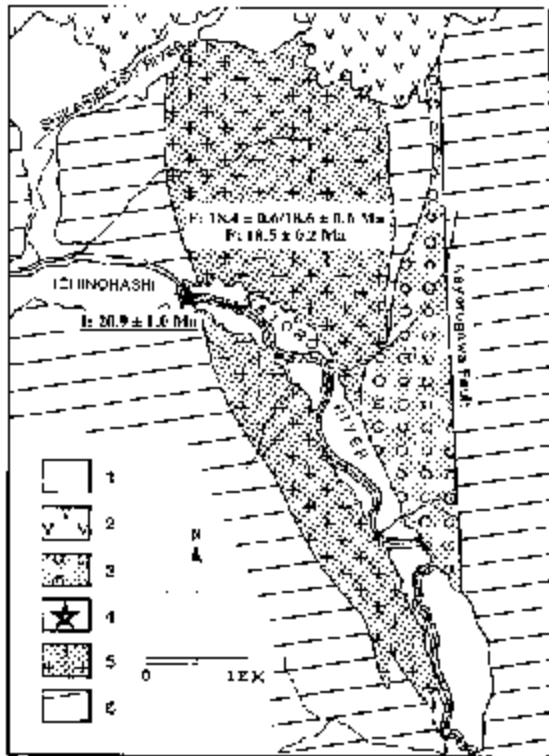


Fig. 2. Geologic map of the Ichinohashi plutonic complex and the location of the dated sample of fayalite-bearing biotite granodiorite (modified from Maeda et al., 1988). Isotopic age data are from Ishihara et al. (1985), Jahn et al. (2014) and this study (underlined). Abbreviations: F = granitic rocks, I = plutonic rocks of intermediate composition. Legend: 1 = Quaternary sediments, 2 = Neogene volcanic rocks, 3 = Ichinohashi Conglomerate, 4 = Ichinohashi fayalite-bearing biotite granodiorite, 6 = Sakuru Formation.

的には西部から東部に向かって、より珪長質の岩相へと変化する。一の橋岩体は、いわゆる日高累層群のサクルー層粘板岩部相 (中村ほか, 1980) に貫入しており、後者からは黒雲母 ± 堇青石 ± 直方 (斜方) 輝石 (± 緑色スピネル), 黒雲母 ± 堇青石, 黒雲母 ± 堇青石 ± ざくろ石の変成鉱物組み合わせを持つ接触変成岩類が報告されている (前田ほか, 1988)。この研究で年代を報告するかんらん石含有花崗閃緑岩は、この一の橋岩体の西側に接して露出するホルンフェルスの中にいくつかの小規模な岩脈状の貫入体として産出する。このかんらん石含有花崗閃緑岩と一の橋岩体主要部の各岩相との直接の地質学的関係は観察されず、我々の検討によると全岩化学組成においても連続性は認められない。従って成因関係も現時

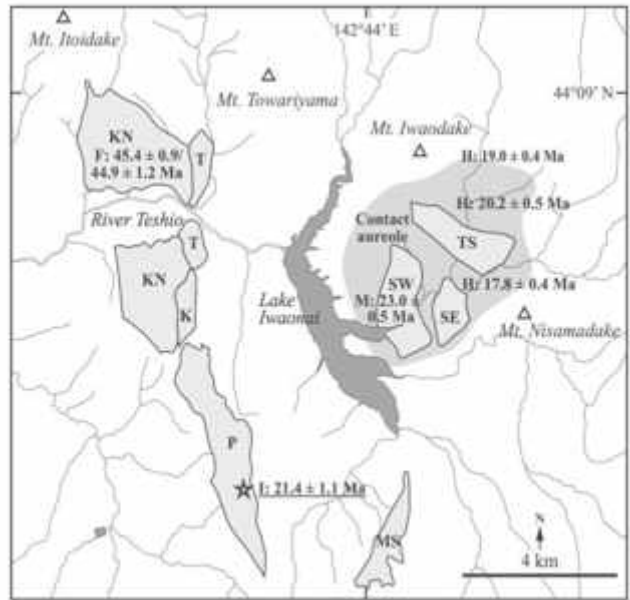


Fig. 3. Plutonic masses of the Okushibetsu plutonic complex (modified from Maeda et al., 2014). Isotopic age data from Ishihara et al. (1998), Maeda et al. (2014) and this study (underlined). Ages separated by slash are those of two different separates from the same specimen dated by two different laboratories (Ishihara et al., 1998). Abbreviations: TS = Tadoshunai mass, SE = Sakkuru Higashi mass, SW = Sakkuru Nishi mass, MS = Moshiri mass, T = Towari mass, KN = Kenashi mass, K = Kuounai mass, P = Penkenukananpu mass, F = granitic rocks, I = intermediate plutonic rocks, M = gabbroic rocks, H = hornfels. Star indicates the location of the Fujinosawa quartz monzodiorite dated in this study.

点では不明であるが、ここでは便宜的に前者も一の橋複合深成岩体に含め、特定を要する場合には一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩と呼ぶことにする。今回の年代測定試料は北緯 44°19.08', 東経 142°46.58' で採取された (Fig. 2).

2. 奥士別複合深成岩体と藤の沢石英モンゾダイオライト

天塩川上流の岩尾内湖周辺の南北 12 km 東西 11 km の範囲にはいわゆる日高累層群のウェンシリ層の中に貫入する 6 個程度の深成岩体が存在する (Fig. 1, Fig. 3; 酒匂, 1952, 1963; 金, 1963, 1964a, 1964b; 松波・紺谷, 1981; 前田ほか, 2014)。便宜的にこれらを一括して奥士別複合深成岩体 (Okushibetsu plutonic complex) と呼ぶ (Fig. 3)。タドシュナイ岩体は石英閃緑岩、サクル東岩体およびサクル西岩体はト

ロクトライト・かんらん石斑れい岩・閃緑岩、茂志利岩体は閃緑岩・トーナライト、登和里岩体は角閃石斑れい岩、久尾内岩体はトロクトライト・かんらん石斑れい岩、角閃石斑れい岩、ペンケヌカナンプ岩体は角閃石斑れい岩・石英閃緑岩、ケナシ岩体は黒雲母花こう岩を主な構成岩相とする。このように奥土別複合深成岩体として便宜的に一括した岩体は多様な岩相からなり、また後述するように全てが同じ時期に形成されたものではない。貫入母岩であるウエンシリ層は、これらの深成岩体を取りまくように接触変成作用を被っており、黒雲母、堇青石、ざくろ石、紅柱石を含むホルンフェルスとなっている(酒匂, 1952, 1963; 松波・紺谷, 1981; 前田ほか, 2014)。今回の検討対象である石英モンゾダイオライトはペンケヌカナンプ岩体に含まれ、ペンケヌカナンプ川の支流の藤の沢¹の林道脇の標高約 450 m 地点で採取された。必要に応じて藤の沢石英モンゾダイオライトと呼ぶことにする。年代測定試料は北緯 44°3.86', 東経 142°41.77' で採取された (Fig. 3)。なお、採取地点はその後、著しく変化しており、2013

年には露頭の存在を確認することができなかった。

岩石記載

1. 一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩 : NO-25

一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩は濃緑色・塊状の岩石であり、鉄に富んでいるため風化面は赤く錆びていることがある。完晶質でほぼ等粒状の組織を示す。初生鉱物は斜長石、石英、カリ長石、かんらん石、黒雲母、チタン鉄鉱で、少量の燐灰石、ジルコンを含む。また変質によってグリュネライト、緑泥石、イディングサイトが極く僅かに形成されている部分もある。IUGS の分類 (例えば Streckeisen, 1976) に従うと花崗閃緑岩に分類される。

かんらん石含有花崗閃緑岩は、比較的自形性が強く粗粒で顕著な累帯構造を示す斜長石 (長径 2-4 mm 程度, $An = Ca/(Ca + Na) \times 100 = 52.0-14.7$)、不規則な形態のかんらん石 (径 2 mm 程度, $Mg\# = Mg/(Mg + Fe) \times 100 = 7.9-10.5$)、黒雲母 (長径 1 mm 程度, $Mg\# = 22.3-25.8$) の粒間を他形の石英 (径 1-2 mm 程度) とカリ長石 (径 1-2 mm 程度, $an = Ca/(Ca + Na + K) \times 100 = 0-18.7$, $ab = Na/(Ca + Na + K) \times 100 = 80.3-6.8$, $or = K/(Ca + Na + K) \times 100 = 93.2-1.9$) が埋める。しばしば、かんらん石と石英の接触が観察される。極く稀に含まれる泥質ホルンフェルス捕獲岩に近接する部分には、ごく少量の粒状あるいは不規則な形態を示す細粒 (最大でも径 0.4 mm 程度) の直方輝石 ($Mg\# = 35.2-33.5$, $Wo = Ca/(Ca + Mg + Fe) \times 100 = 0.5-0.6$, $En = Mg/(Ca + Mg + Fe) \times 100 = 33.3-35.0$, $Fs = Fe/(Ca + Mg + Fe) \times 100 = 64.5-66.2$) が存在する。全岩の主要元素組成を Table 1 に示す。一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩は $Mg\# 17$ 程度で比較的 Ti に乏しい。

2. 藤の沢石英モンゾダイオライト : 101403

藤の沢石英モンゾダイオライトは優黒質・塊状・完晶質の岩石である。極めて新鮮・堅硬であり、変質は全く被っていない。IUGS 分類 (例えば Streckeisen, 1976) に従うと石英モンゾダイオライトに分類される。構成鉱物は長柱状で比較的自形性の強い斜長石 (長径 0.1-1.0

¹ 現在流通している国土地理院の 1/25,000 地形図名寄 8 号-2 「茂志利」(手許のものは 2009 年 7 月 1 日発行)において「鱒の沢川」と記入されている沢である。最初にこの岩石の産出を確認した 1989 年当時、1/25,000 地形図名寄 8 号-2 は「新奥土別」(手許のものは 1975 年 2 月 28 日発行)という名前であり、それには「茂志利」において「三栄川」と記入されている沢に「鱒の沢」と記入され、「茂志利」の「鱒の沢川」に「藤の沢」と記入されている。当時、確かに沢の入口には「藤の沢」という看板が設置されていたと記憶するので、現地では「藤の沢」と呼ばれていたのであろう。このように国土地理院が、実際に使用されているものとは異なる地名表記に変えたり、それまで地名表記のなかったところに、実際に使用されているものとは異なる地名を新たに記入したりすることが他にも起きており、野外調査を伴う研究のみならず山登りの世界にも深刻な混乱をもたらしている。北大山岳部・山の会は日高山脈札内川流域の支流名の誤りを指摘し、その後、修正された (https://aach.ees.hokudai.ac.jp/xc/modules/forum/index.php?topic_id=486) が、そのまま放置されている例も多いものと思われる。我々は 1989 年当時から「藤の沢」を岩石名に付して使用してきているので、ここでもそれを踏襲する。

Table 1. Whole-rock major element composition of high-Fe/Mg intrusive rocks from the northern Hidaka magmatic belt, central Hokkaido. All analyses recalculated to 100% volatile free and with all Fe as FeO.

Locality Sample#	Ichinohashi NO-26	Fujinosawa 101403
SiO ₂	64.99	60.39
TiO ₂	0.76	1.77
Al ₂ O ₃	16.47	15.53
FeO	6.39	8.32
MnO	0.11	0.15
MgO	0.72	1.84
CaO	3.68	4.94
Na ₂ O	4.35	4.91
K ₂ O	1.90	1.75
P ₂ O ₅	0.43	0.40
Total	100.00	100.00
Mg#	16.7	28.3

mm 程度, An = 36.0–15.9) と他形・粒状の直方輝石 (径 0.1–0.3 mm 程度, Mg# = 36.4–32.1, Wo = 3.8–2.6, En = 35.2–31.2, Fs = 65.9–61.5) および単斜輝石 (径 0.3 mm 程度, Mg# = 46.6–44.2, Wo = 40.7–45.8, En = 25.1–26.6, Fs = 29.1–32.9) の粒間を埋める他形のフェロホルンブレンド組成の角閃石 (最大径 2–4 mm 程度, Mg# = 41.0–35.0), 黒雲母 (径 0.5 mm 程度, Mg# = 30.3–24.9), 石英 (径 0.1–0.5 mm 程度, 最大で 2 mm 程度), カリ長石 (最大径 7 mm 程度, an = 0.1–1.0, ab = 30.0–13.6, or = 69.1–86.3) からなり, 少量のチタン鉄鉱, 燐灰石, ジルコンを含む。この岩石は全体として見ると十分に細粒であり, その全岩化学組成はマグマの組成を保持しているものと判断される。全岩の主要元素組成を Table 1 に示す。ソレアイト質マグマ系列の中間質部分に相当するアイスランドイトの典型的な組成 (例えば Carmichael, 1964; Baitis and Lindstrom, 1980) に大変良く類似して

いる。藤の沢石英モンゾダイオライトは Mg# が 28 程度で, 前述の一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩と比較すると Ti に富む。

K–Ar 全岩年代測定結果と若干の検討

K–Ar 年代は Teledyne Isotope 社に依頼して測定された。測定に使用された試料は極めて新鮮であり, 変質の影響を考慮する必要は全くないものと判断された。測定結果を Table 2 に示す。一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩 (NO-25) は 20.9 ± 1.0 Ma, 藤の沢石英モンゾダイオライト (101403) は 21.4 ± 1.1 Ma で, ともに前期中新世の 21 Ma 前後の年代であった。深成岩類の K–Ar 全岩年代は特定の鉱物の閉鎖温度と結びつけることが容易ではなく, 従ってその評価は容易ではないが, まずは一の橋複合深成岩体および奥士別複合深成岩体からこれまでに報告されている同位体年代との比較を行い, 今回得られた年代値とその地質学的意義についての簡単な検討を行う。

1. 一の橋複合深成岩体: 一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩

一の橋複合深成岩体からこれまで報告されている同位体年代には花こう閃緑岩中の黒雲母の K–Ar 年代 $18.4 \pm 0.6/18.6 \pm 0.6$ Ma (同一試料から得られた 2 つの年代, Ishihara et al., 1985) と花こう閃緑岩中のジルコンの U–Pb 年代 18.5 ± 0.2 Ma (Jahn et al., 2014) がある (Fig. 1, Fig. 2)。これらの年代に比べると, 今回報告した一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩の全岩 K–Ar 年代 20.9 ± 1.0 Ma は 2 my 程度古いものの, 比較的近い年代であると言える。

2. 奥士別複合深成岩体: 藤の沢石英モンゾダイオライト

奥士別複合深成岩体からこれまでに報告されている同位体年代 (Fig. 1, Fig. 3) には ケナ

Table 2. K–Ar age data of high-Fe/Mg intrusive rocks from the northern Hidaka magmatic belt, central Hokkaido.

Sample#	Material analyzed	K (wt.%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁵ sec/gm)	Non rad. Ar (%)	Age ± 2σ (Ma)
Ichinohashi NO 25	whole rock	1.74	0.142	83.3	20.9 ± 1.0
		1.73	0.141	80.3	
Fujinosawa 101403	whole rock	1.57	0.179	78.5	21.4 ± 1.1
		1.56	0.175	79.6	

Constants: λ_{β} $4.962 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$, λ_{α} $0.581 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K}$ 1.167×10^{-4} atom% (Steiger and Jäger, 1977).

シ岩体の花こう岩の黒雲母の K-Ar 年代 $45.4 \pm 0.9/44.9 \pm 1.2$ Ma (同一試料から得られた 2 つの年代, Ishihara et al., 1998), サックル西岩体のかんらん石斑れい岩の全岩 K-Ar 年代 23.0 ± 0.5 Ma (Ishihara et al., 1998) がある. また, 前田ほか (2014) はサックル西岩体, サックル東岩体, タドシュナイ岩体周辺のざくろ石-堇青石含有黒雲母ホルンフェルス 3 試料中の黒雲母の K-Ar 年代 (20.2 ± 0.5 Ma, 19.0 ± 0.4 Ma, 17.8 ± 0.4 Ma) を報告し (Fig. 3), この接触変成作用の熱源が 3 つの岩体の全部あるいは一部であると考察し, 前期中新世の火成活動の存在を主張した. このように奥士別複合深成岩体と一括したものの, 少なくとも始新世の珪長質火成活動と前期中新世の苦鉄質 (-中間質) 火成活動の 2 つの火成イベントが存在したことが明らかである. 今回報告した藤の沢石英モンゾダイオライトの全岩 K-Ar 年代 21.4 ± 1.1 Ma は, この内の前期中新世の苦鉄質 (-中間質) 深成岩類の年代に比較的良く一致している.

3. 今回得られた K-Ar 全岩年代とその他の年代との比較

今回報告した高い Fe/Mg を示す一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩と藤の沢石英モンゾダイオライトの年代は, それぞれが近隣する深成岩体やその周囲の接触変成岩の K-Ar 黒雲母年代やジルコンの U-Pb 年代に近いものであったが, それらよりもわずかに古い年代であった. 一方で年代値に対する過剰アルゴンの有意の効果 (例えば兼岡, 1998) を否定する根拠もない. このようなことから, 一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩と藤の沢モンゾダイオライトのマグマ活動の時期は前期中新世 (20 Ma 前後) であった可能性が極めて大きいと結論するに止める.

4. 日高火成活動帯の前期中新世の高い Fe/Mg を持つ火成活動の存在

さて, 一の橋かんらん石含有花崗閃緑岩と藤の沢石英モンゾダイオライトはともに高い Fe/Mg 比を持つマグマが前期中新世に活動したことを示唆する. 一方, 日高火成活動帯南部においては, 前期中新世のソレアイト質分化岩体であるパンケヌシかんらん石斑れい岩体 (ジルコン U-Pb 年代 18.5 ± 0.3 Ma: Kemp et al., 2007, 角閃石 K-Ar 年代 17.5 ± 0.6 Ma: 前

田ほか, 2011) が Mg# 26 程度の極めて鉄に富むかんらん石を含む集積岩質の斑れい岩 (斜長石の An 組成が 36 程度なので, IUGS の分類に従うと閃緑岩に分類される) を含むので, かんらん石-メルト間の Fe-Mg 分配関係 (例えば Roeder and Emslie, 1970) を考慮すると, 極めて Fe/Mg 比の高い (Mg# 9.5 程度) メルトの存在が指示される. パンケヌシかんらん石斑れい岩体の南東に位置するトッタベツ複合深成岩体のかんらん石斑れい岩および鉄斑れい岩中のかんらん石の Mg# はそれぞれ 74-48 および 33-6 であり (末武, 1997), やはり高い Fe/Mg を持つメルト (Mg# 1.9 程度) の存在を指示する. トッタベツ岩体中のかんらん石を含む斑れい岩類の年代は得られていないが, 伴われる珪長質-中間質組成の深成岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代が 19.8 ± 0.9 Ma (Kamiyama et al., 2007) なので, 前期中新世である可能性が大きい. これらを考慮すると, 前期中新世, 20 Ma 前後, には日高火成活動帯の南北の全域において, 規模の大小はともかく, 高い Fe/Mg を持つ火成活動が存在したものと結論される. 比較的規模の大きな苦鉄質分化岩体が存在するとともに, 高い Fe/Mg を持つメルトを導くために必要な還元的な環境が北部においても存在したことが示唆される. 北海道北部の中新世火山岩類には高い Fe/Mg 比を持つアイスランドイト組成のものが存在する (例えば 国分ほか, 1994; 岡村ほか, 1995). しかし, それらは中期中新世 (約 10 Ma) 以降とされているので, 約 10 my の年代差があり, 従って両者を直接的に関連づけることは困難である.

謝 辞

ここに盛り込んだ観察結果・データは, 著者らが北海道大学理学部・北海道大学大学院理学研究科/大学院理学院に在籍中に得たものである. その際には薄片作成室・機器分析室の歴代の技官の方々をはじめ多くの方々に大変お世話になった. また年代測定に使用した経費は当時の文部省科研費 (No. 63540605) によって賄われた. この原稿は査読された宮下純夫さんと君波和雄さんの指摘によって大幅に改善された. この原稿の最終的とりまとめ作業は北海道

総合地質学研究センターにおいて行われた。以上の機関・方々に感謝する。

文 献

- Baitis, H. W. and Lindstrom, M. H., 1980, Geology, petrography, and petrology of Pinzon Island, Galapagos archipelago. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 367–386.
- Carmichael, I. S. E., 1964, The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *Jour. Petrol.*, **5**, 435–460.
- Ishihara, S., Matsuhisa, Y., Tanaka, R., Ihara, H., Nagasaka, A., Koike, T. and Shibata, K., 1998, The timing and genesis of ilmenite-series and magnetite-series granitic magmatism in the north-central Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **49**, 605–620.
- Ishihara, S. and Terashima, S., 1985, Cenozoic granitoids of central Hokkaido, Japan – an example of plutonism along collision belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **36**, 653–680.
- Jahn, B. M., Usuki, M., Usuki, T. and Chung, S.-L., 2014, Generation of Cenozoic granitoids in Hokkaido (Japan): Constraints from zircon geochronology, Sr–Nd–Hf isotopic and geochemical analyses, and implications for crustal growth. *Am. Jour. Sci.*, **314**, 704–750.
- Kamiyama, H., Nakajima, T. and Kamioka, H., 2007, Magmatic stratigraphy of the tilted Tottabetsu plutonic complex, Hokkaido, North Japan: Magma chamber dynamics and pluton construction. *Jour. Geol.*, **115**, 295–314.
- 兼岡一郎, 1998, 年代測定概論. 東京大学出版会, 315 p.
- 川上源太郎・大平寛人・在田一則・板谷徹丸・川村信人, 2006, 熱年代学データに基づく日高山脈の上昇史. *地質雑*, **112**, 684–698.
- Kemp, A. I. S., Shimura, T., Hawkesworth, C. J. and EIMF, 2007, Linking granulites, silicic magmatism, and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U–Pb ages from the Hidaka metamorphic belt, Japan. *Geology*, **35**, 807–810.
- 金 詰祐, 1963, 北部日高帯, 奥士別地域の似峡斑糲岩類 (I) (一般地質ならびに橄欖石斑糲岩類). *地質雑*, **69**, 536–546.
- 金 詰祐, 1964a, 北部日高帯, 奥士別地域似峡斑糲岩類 (II) (ノーライト類ならびに閃緑岩類). *地質雑*, **70**, 41–51.
- 金 詰祐, 1964b, 北部日高帯, 奥士別地域似峡斑糲岩類 (III) –含ニッケル磁硫鉄鈹々床の母岩変質と塩基性深成作用–. *地質雑*, **70**, 193–203.
- 国分公貴・岡村 聡・八幡正弘・古山勝彦・長尾敬介, 1994, 北海道東部, 新第三紀火山岩類の岩石学的性質の変遷. *地質雑*, **100**, 658–674.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T., 1983, Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, north Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terrapub, Tokyo, 149–165.
- Maeda, J., 1990, Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan. *Tectonophys.*, **174**, 235–255.
- 前田仁一郎・平間正男・末武晋一, 1988, 中央北海道北部, 一の橋地域の深成岩類と接触変成岩類. 北海道の構造帯–岩石学とテクトニクス, no. 3, 71–75.
- 前田仁一郎・末武晋一・池田保夫・戸村誠司・本吉洋一・岡本康成, 1986, 北海道中軸帯の第三紀深成岩類–分布・活動年代・主要元素組成・テクトニクス–. *地団研専報*, no. 31, 223–246.
- 前田仁一郎・上野哲也・山下康平・松田岳洋・米山 悟・在田一則・板谷徹丸, 2014, 日高火成活動帯北部, 奥士別複合深成岩体周辺のホルンフェルスの黒雲母 K–Ar 年代. *地質雑*, **120**, 273–280.
- 前田仁一郎・銭谷竜一・倉本能行・板谷徹丸・加々美寛雄, 2011, 日高火成活動帯パンケヌシかんらん石斑れい岩体の同位体年代とその造構論上の意義. *地質雑*, **117**, 204–216.
- 松波武雄・紺谷吉弘, 1981, 渚滑岳 (5 万分の 1 地質図幅および説明書), 北海道立地下資源調査所, 31 p.

- 中村耕二・紺谷吉弘・松下勝秀, 1980, 西興部 (5 万分の 1 地質図幅および説明書), 北海道立地下資源調査所, 22 p.
- 岡村 聡・菅原 誠・加々美寛雄, 1995, 北海道北部中新世火山岩の広域変化とその成因. 地質論, no. 45, 165-180.
- Roeder, P.L. and Emslie, R.F., 1970, Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 275-289.
- 酒匂純俊, 1952, 奥士別 (5 万分の 1 地質図幅および説明書), 北海道開発庁, 42 p.
- 酒匂純俊, 1963, 日高鉍床区における深成作用と鉍化作用の関係について. 地下資源調査所報告, no. 30, 1-49.
- Steiger, R. and Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1-33.
- 末武晋一, 1997, 深成岩体中の不均質構造: 日高変成帯, トッタベツ複合深成岩体の例. 地質論, no. 46, 57-74.

Abstract

We present K-Ar whole-rock ages of two high-Fe/Mg intrusive rocks from northern Hidaka magmatic belt: 20.9 ± 1.0 Ma for Ichinohashi fayalite-bearing biotite granodiorite in the Ichinohashi plutonic complex and 21.4 ± 1.1 Ma for Fujinosawa quartz monzodiorite in the Okushibetsu plutonic complex. It is suggested that high-Fe/Mg magmatism occurred during the Early Miocene (ca. 20 Ma) through the whole of the Hidaka magmatic belt, central Hokkaido.



《総説》

沈み込むスラブの垂直切断

君波和雄^{1)†}

Vertical tearing of subducting slabs

Kazuo Kiminami^{1)†}

(要旨)

沈み込むスラブの切断は、過去および現世において一般的に認められる現象であり、アルカリ岩やアダカイトの形成とも密接に関わっている。本論ではとくにスラブの垂直切断に関して、その成因とそれらの具体的事例を紹介する。また、おもに地球物理学的データから、断裂や切断に起因するフィリピン海スラブのセグメント化が指摘されている。それらの紹介とともにアダカイトからなる青野山単成火山群（島根県-山口県）とフィリピン海スラブの垂直切断との関係性を若干議論する。

2017年9月30日受付

2017年11月7日受理

¹⁾ 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology,

連絡先: 753-0851 山口市黒川 807-3

Address: 807-3, Kurokawa, Yamaguchi

753-0851, Japan

[†] Corresponding author: kimi@c-able.ne.jp

Keywords: subducting slab, vertical tear, STEP fault, Philippine Sea slab, Aonoyama monogenic volcanoes

はじめに

沈み込むスラブの切断は、過去および現世において一般的に認められる現象であるが、日本ではその研究例がまだ少ない。スラブの切断は、多くの場合アセノスフェアの上昇をもたらすので、海外ではアルカリ岩やアダカイトの形成と関連してしばしば議論されており、今後日本でも注目されるのではないかと考えられる。

Rosenbaum et al. (2008)は、スラブを切る断層をスラブ切断断層 (slab tear fault) とし、その分類を試みている: スラブの一部がほぼ水平に切れ、最終的にスラブの分離にいたる slab breakoff (第1図 a), スラブの切断がほぼ垂直

に進行していく vertical propagating tear (第1図 b), スラブの切断が水平的に進行していく horizontal propagating tear (第1図 c), 沈み込むスラブだけではなく、その背後につづく陸もしくは海洋底をつくるリソスフェアも切断する lithospheric tear fault (第1図 d), 海溝を切断する2つのトランスフォーム断層 (=2 tear faults) からなり、切断断層に囲まれたスラブがより速くロールバック (rollback=スラブの高角化) するケース (第1図 e)。第1図 e に示した垂直切断は、後述する Govers and Wortel (2005) の STEP (Subduction-Transform Edge Propagator) 断層にほぼ該当する。個人的見解であるが、切断の程度に関わらず、一般的な表現として水平切断

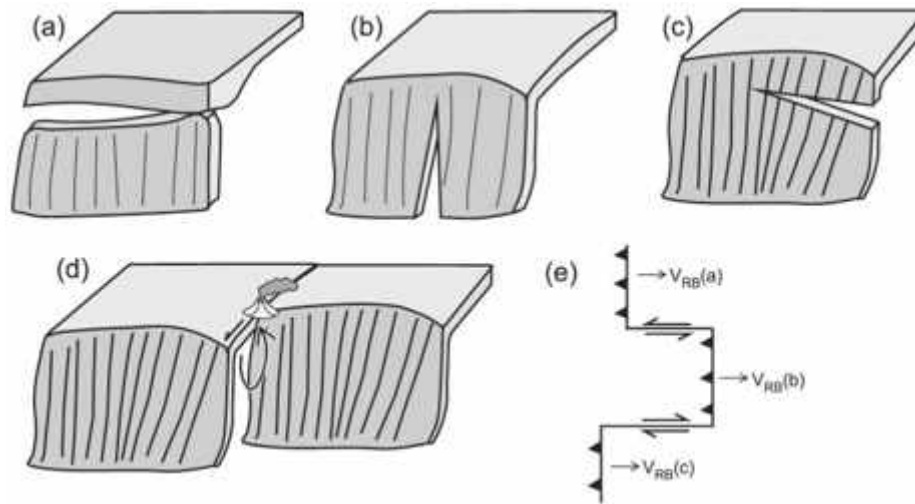


Fig. 1 [Figure 1 of Rosenbaum et al. (2008)]. Schematic illustrations of processes involving tearing and/or breakoff of subducting slabs. (a) Slab breakoff associated with the final detachment of a lithospheric slab. Slab breakoff commonly follows collisional processes and is sometime referred as collisional delamination. (b) A vertical propagating tear. (c) A horizontal propagating tear. (d) Three-dimensional structure of a lithospheric tear fault that separates two subducting segments. The curved arrow indicates upwelling of hot asthenospheric material, which can trigger tear-related magmatism during fault propagation. (e) Two tear faults (indicated by double arrows) that connect three segments of a subduction system characterized by differential rollback velocities ($V_{RB}(b) > V_{RB}(a) > V_{RB}(c)$). Triangles indicate the direction of subduction and single arrows indicate the direction of subduction rollback.

第 1 図. 沈み込むスラブの切断の諸パターン (Rosenbaum et al. 2008). 説明は本文参照.

(horizontal tear) と垂直切断 (vertical tear) を用い、水平切断が進行してスラブの分離にまでいたった状態をスラブ分離 (slab breakoff) もしくは slab detachment) とするのが適切と考える。本論では、以下の記述において基本的にこれに従う。

水平切断に関しては、アナログ実験や計算モデル、地震波トモグラフィ、震源分布、火成活動などの多様な分野からのアプローチが行われている。これに対して、垂直切断に関しては、アナログ実験や計算モデルにもとづく研究は乏しい。スラブの水平切断の場合、スラブがネッキングを起こして切れ始めるまでの時間やスラブが切れる深度などが、様々な物理量との関係で計算モデルから議論されているが (例えば, van de Zedde and Wortel, 2001; Gerya et al., 2004; Duretz et al., 2011; van Hunen and Allen, 2011), 垂直切断の場合にはこういった議論が少ない。スラブの水平・垂直切断やロールバックとマントル流との関係に言及したアナログ実験や計算モデルも多数ある (例えば, Kincaid and Griffiths, 2003; Andrews and Billen, 2009; Duretz and Gerya, 2013; Faccenda and Capitanio,

2013)。また、ロールバックするスラブの下からスラブの側方エッジを回り込んでくる toroidal flow がアセノスフェアによるマントル・ウエッジの改変にとって重要であるといった指摘もある (Schellart, 2004; Stegman et al., 2006)。水平切断の紹介は別稿に譲り、本論では垂直切断の原因および新第三紀-第四紀の垂直切断の具体例をおもに紹介する。

垂直切断の原因とその具体例

垂直切断に関しては、次のような原因がこれまでに提示されている：1) 沈み込むスラブのロールバック、2) 浮揚性の非震性海嶺の沈み込み、3) 沈み込む2つのスラブの会合部における張力、4) 地形的高まりの海溝への衝突にともなうスラブの“pinning” (針留め)、5) トランスフォーム断層に起因。これらのそれぞれについて具体的な研究例を示しながら説明する。非震性海嶺の沈み込みや2つのスラブの会合部、トランスフォーム断層に関連した垂直切断の一部は、スラブのロールバックも関与している。基本的には主要であると考えられる要因の項であつかう。

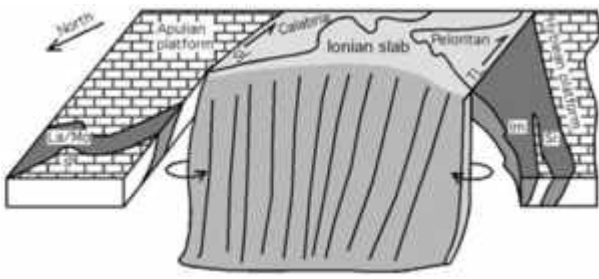


Fig. 2 [Figure 13 of Rosenbaum and Lister (2004)]. Schematic illustration showing possible relationships between the geometry of the subducting slab and the rheological properties of the crust and lithosphere. Tearing of the slab occurred as a result of the arrival of thick continental material (the internal platform) at the subduction system, combined with ongoing subduction of oceanic lithosphere (the Ionian Sea) in the Calabrian Arc. Following tearing, rollback is further accelerated by sideways asthenospheric flow (arrows). Abbreviations are Im, Imerese; IP, internal platform; La, Lagonegro; Mo, Molise; Si, Sicilian; SL, Sangineto line; TL, Taormina line.

第2図. イオニアスラブの南側へのロールバックでできたスラブ切断 (Rosenbaum and Lister, 2004). 矢印はロールバックするスラブの背後からの toroidal flow. 図の左側の Apulian platform や IP (internal platform) は、イタリア半島の一部を構成する。

スラブの垂直切断に起因する火成活動の研究も多数ある。ここではそれらについても簡単に触れる。

1. スラブのロールバック

スラブの低角沈み込みは、例えば四国の下に沈み込むフィリピン海スラブのようにごく一般的に認められる現象であり、低角沈み込みの原因が除去されるとスラブはより高角になる (スラブのロールバック)。スラブがロールバックする場合、スラブは差別的な運動をしがちである。一つのスラブ中で高角化の程度に違いが生じると、スラブが垂直方向に裂けるといった現象が起こりうる。こういった起源の垂直切断は、地中海周辺で多く報告されている。しかし、この地域は、アフリカとユーラシアとの衝突域でもあるために、地質やテクトニクスが複雑であり、研究者による見解の相違も多い。

Rosenbaum and Lister (2004)は、イタリアの南西側に位置するチレニア海の下で西に沈み込むイオニアスラブ (Ionian slab) が 6-5 Ma 頃に

東にロールバックする過程でスラブの北側のアドリア (Adria, Apulia) プレートと南側のアフリカプレートとの間で垂直切断を起こしたとしている (第2図)。彼らは、ロールバックの原因を北側や南側の大陸プレートに比べてイオニアスラブが重いこととしている。このタイプの垂直切断は、後述する Govers and Wortel (2005)の STEP 断層に該当する (Chiarabba et al., 2008)。Gvirtzman and Nur (1999)や Trua et al. (2003), Rosenbaum et al. (2008)もチレニア海の下にあるイオニアスラブのロールバックを推定しており、イオニアスラブの南側の断層上にあるエトナ山 (シシリー島) の火成活動がこの断層から上昇するマグマに起因しているとしている。チレニア海付近のスラブの垂直切断に関しては、Wortel and Spakman (2000)や Marani and Trua (2002), Faccenna et al. (2007), Chiarabba et al. (2008), Gasparon et al. (2009), Trua et al. (2010)などの研究がある。

Gasparon et al. (2009)は、チレニア海北部のカプライヤ島 (Capraia Island; イタリア) に分布する 4.8 Ma のシヨシヨナイトがイオニアスラブのロールバックに起因して形成されたスラブの垂直切断に関連して噴出したと結論した。Trua et al. (2003)は、チレニア海南部のウスチカ島 (Ustica Island; イタリア) の第四紀アルカリ玄武岩がスラブ由来の成分を含む海洋島玄武岩 (OIB) であり、アフリカプレートの下からもたらされたアセノスフェアの toroidal flow に由来するとした。Rosenbaum et al. (2008)は、チレニア海とその周辺の鮮新世-第四紀の火山岩類の形成場 (大陸性火山弧, 海洋性火山弧, スラブ切断, リフトなど) と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -La/Nb との関係性を議論している。

トルコ周辺でも北に沈み込むアフリカプレートの垂直切断に関する論文が多数報告されている。ただ、この地域のプレート境界や地質構造は非常に複雑であり、研究者による見解の相違も多い。第3図に Biryol et al. (2011)によるこの地域の構造図を示す。ギリシャからトルコ西部の南側にはヘレニック海溝 (Hellenic Trench=Aegean Trench) があり、その東端は分岐した2つのトランスフォーム断層 (Pliny Transform Fault と Strabo Transform Fault) からなるが、ここを海溝としている研究者もいる。

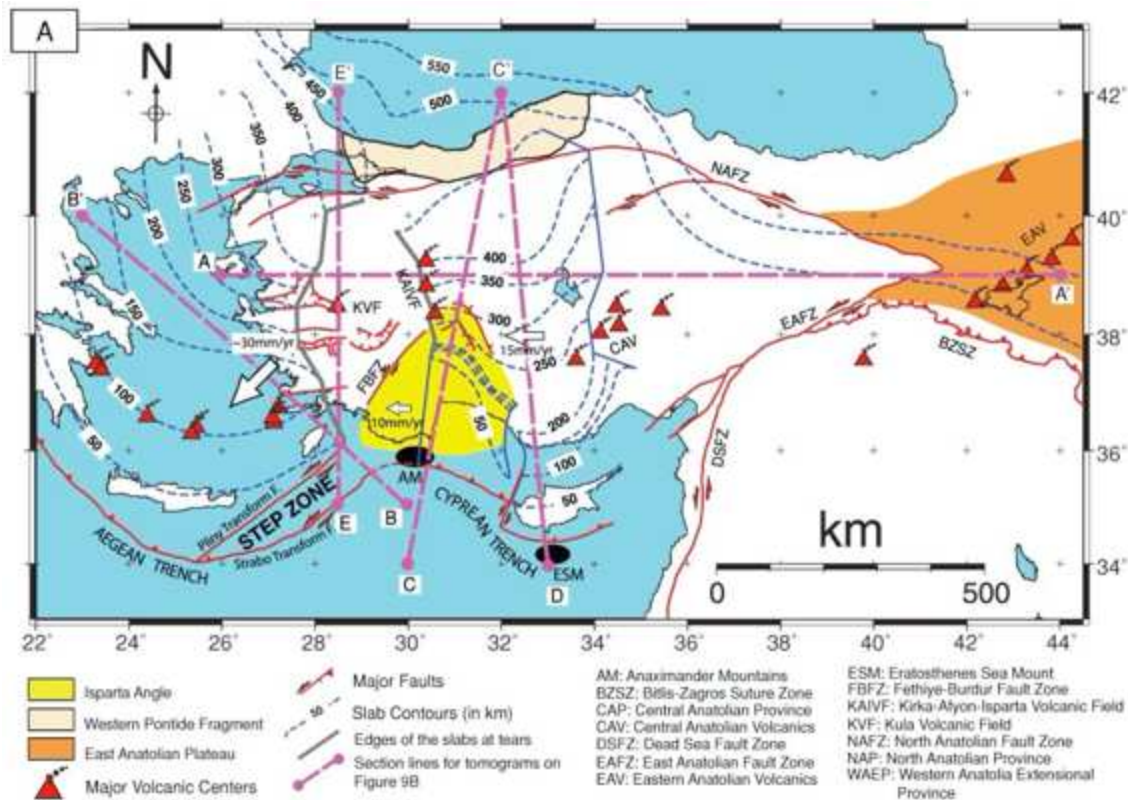


Fig. 3 [Figure 9 A of Biryol et al. (2011)]. General map of the study area with inferred contours (in km) of the Aegean and the Cyprean slabs, tectonic provinces, major structural and geological features. The slab contours are plotted by tracing the approximate upper edges/ surfaces of the Aegean and Cyprean fast anomalies in our tomographic model.

第3図. トルコからエーゲ海にかけての構造図 (Biryol et al., 2011). 図中の2本の灰色実線がスラブ切断の西側と東側のエッジ. 青い破線とそこに付した数字は, スラブ上面の深さ (km) を示す.

また, この東方のトルコ中東部の南側にはキプロス海溝 (Cyprean Trench もしくは Cyprus Trench) がある. 両海溝から北に沈み込む2つスラブの間には地震波トモグラフィーから東西幅 200 km に達するスラブの欠如 (第3図中の南北方向の灰色の2本の太い実線の間) が推定されている (Biryol et al., 2011; Salaün et al., 2012). この欠如の東縁, すなわちキプロススラブの西縁の上には, 第3図中の KAIVF (Kirka-Afyon-Isparta 火山フィールド) で示した南北方向の火山列が存在する. このスラブ欠如が生じた原因は, ヘレニック海溝の南側への後退をともなったヘレニックスラブ (Hellenic Slab=Aegean Slab) の活発なロールバックに起因するとされている (Biryol et al., 2010, 2011; Bakırcı et al., 2012). 一方, Dilek and Altunkaynak (2009)は, キプロス海溝から沈み込むキプロススラブ (Cyprean Slab もしくは Cyprus Slab) とヘレニック海溝から沈み込むヘレニックスラブとの間にスラブの幅広い欠如を認めておら

ず, アルカリ岩の火山列である KAIVF (第3図) の下で両スラブが近接した状態で切断されていると考えた. そして, スラブの垂直切断に関しては, ヘレニックスラブの大きなロールバックが原因であるとしている. また, このアルカリ岩の南北列 (KAIVF) の年代が北から南に向かって, 21-17 Ma, 14-8.7 Ma, 4.6-4.0 Ma と若くなることから, 切断が北から南 (海溝方向) に進行したと考えた.

Bakırcı et al. (2012)は, トモグラフィーのデータにもとづき, キプロス島北側のキプロススラブ中に垂直切断 (第3図の北緯 36°, 東経 32° 付近) を推定している. この切断は, Biryol et al. (2011)でも認められており, 第3図中のスラブ上面の等深度コンターにもとづけば, この垂直切断を挟んで西側のスラブ上面の深さが浅くなっている. この垂直切断は, その東側のスラブのより大きなロールバックによるものと推定される.

Biryol et al. (2011)などによりヘレニックスラ

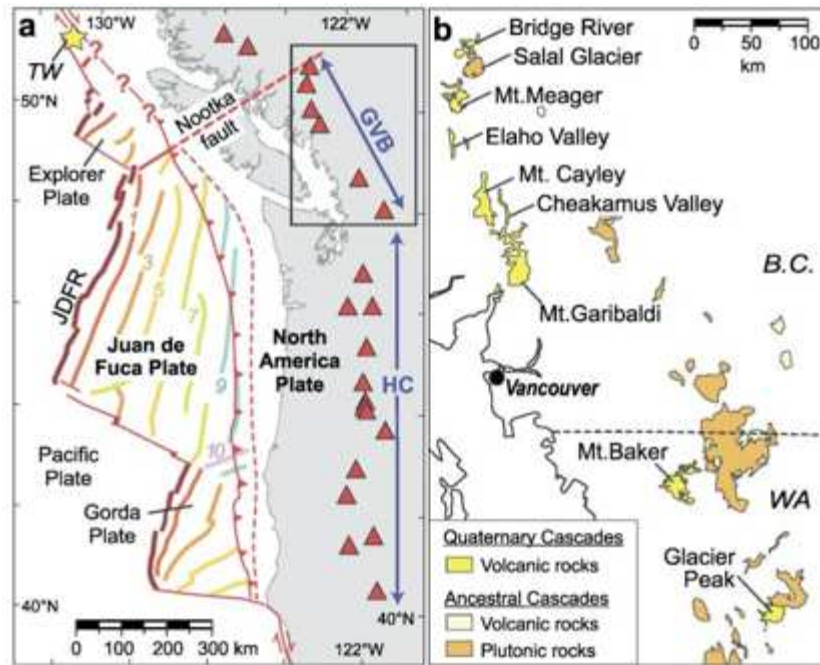


Fig. 4 [Figure 1 of Mullen and Weis (2015)]. a: Map of the Cascade Arc. Red triangles—major volcanoes. Contours (1, 3, 5, 7, 9, 10) indicate the age (in Ma) of the Juan de Fuca plate from Wilson (2002). Dark blue arrows indicate the extents of Garibaldi Volcanic Belt (GVB) and High Cascades (HC). Garibaldi Volcanic Belt is also enclosed in rectangle (enlarged in b). JDFR—Juan de Fuca ridge. Yellow star labeled TW (at upper left) is the Tuzo Wilson volcanic field. b: Garibaldi Volcanic Belt with sample localities indicated. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

第4図. 北米西岸におけるカスケード弧とその西側の海洋プレートの分布 (a), および Garibaldi 火山帯の火山群 (b) (Mullen and Weis, 2015).

ブとキプロススラブとの間に設定されたスラブの欠損部の上方には Kula 火山フィールド(第3図中の KVF) や Kirka-Afyon-Isparta 火山フィールドがある. Dilek and Altunkaynak (2009) は, Kirka-Afyon-Isparta 火山フィールドを構成する中新世から第四紀にかけての火山岩が OIB の組成的特徴を示すアルカリ玄武岩であり, スラブ下の汚染されたアセノスフェアの減圧溶融に起因すると結論づけた. Kula 火山フィールドの第四紀火山岩も OIB タイプの組成的特徴を示すが, 彼らはそれらが展張場 (Aegean extensional province) におけるアセノスフェアの減圧溶融に由来するとした. Ersoy et al. (2012) および Ersoy and Palmer (2013) は, Kula 火山フィールドの第四紀火山岩および Isparta 火山フィールド (Ersoy and Palmer による Denizli-Isparta 火山地域) の鮮新世-第四紀火山岩が OIB タイプであることを示すとともに, その起源がスラブの垂直切断に関連する可能性を指摘している. Prelević et al. (2012) は, スラブ欠損部の上方に分布するランプロファイ

アーに類似した高マグネシア超カリ質 (High-Mg ultrapotassic) 火山岩の化学組成と同位体組成を検討した. これらのランプロファイアー類似岩は, 南に向かって 20 Ma から 4 Ma まで若くなり, 量的にはより多いシヨシヨナイト質やカルクアルカリ質, 超カリ質の火山岩と共存する. 地球化学および同位体のデータは, ランプロファイアー類似岩が年代的に若くなるのに従って造山性 (orogenic) から非造山性 (anorogenic) に系統的に変化することを示している. 彼らはこの火山活動が北から南にむかって進行するスラブ切断と関連していると推定した. Prelević et al. (2015) は, Kirka-Afyon-Isparta 火山フィールド中の中期中新世 Afyon アルカリ火山岩コンプレックスの化学組成と同位体組成を検討し, スラブの切断に伴って上昇したアセノスフェアとリソスフェアとの相互作用を議論している.

Mullen and Weis (2015) は, ファンデフカ (Juan de Fuca) プレートの北縁をなす Nootka 断層 (第4図) の陸上延長部の南側に位置する Garibaldi

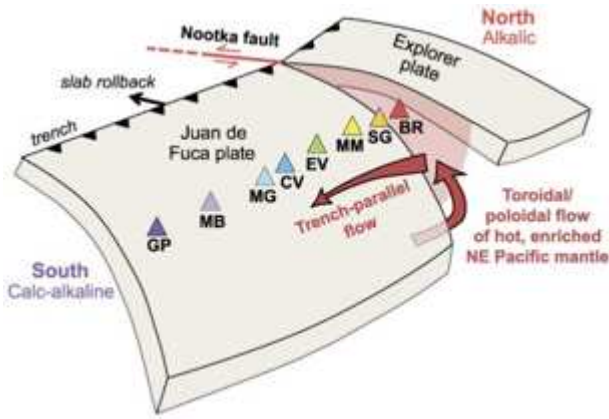


Fig. 5 [Figure 6 of Mullen and Weis (2015)]. Schematic 3-D representation of plate configuration at the northern end of the Cascade Arc. The Explorer plate detached from the Juan de Fuca Plate along the Nootka Fault ~4 Myr ago (Riddihough, 1984) as it became younger, hotter, and more buoyant at the trench. Heavy red line and transparent red shaded area indicate the location of the Nootka Fault and the resultant slab window, respectively. The wide red arrows depict the influx of hot, enriched NE Pacific mantle through the slab gap by toroidal/poloidal flow, triggered by slab rollback (heavy black arrow). Southerly narrowing of the second arrow depicts the waning influence of NE Pacific mantle on magma compositions due to progressive mixing with melts of the depleted mantle wedge. GP–Glacier Peak; MB–Mt. Baker; MG–Mt. Garibaldi; CV–Cheakamus Valley; EV–Elaho Valley; MM–Mt. Meager; SG–Salal Glacier; BR–Bridge River Cones. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

第5図. Garibaldi 火山帯とスラブ切断との関係を示す模式図 (Mullen and Weis, 2015). スラブ切断断層である Nootka 断層に沿って上昇したアセノスフェアがマントル・ウェッジ中で海溝に平行な南向きの流れをつくる. 流れは南側に向かって小さく, 弱くなり, 次第にスラブの影響を被った枯渇したマントル・ウェッジのメルトとの混合が進む. このために OIB タイプのアセノスフェア・メルトは次第に希釈される.

火山帯 (北米西岸沿いのカスケード弧の北部セグメントにあたる) の玄武岩の微量元素組成や同位体比を検討した. そして, Garibaldi 火山帯が南側に向かって OIB タイプの組成からスラブの影響が強くなる組成へと連続的に変化することを見いだした. 彼らはその原因をスラブの切断と関連づけて議論している. Nootka 断層

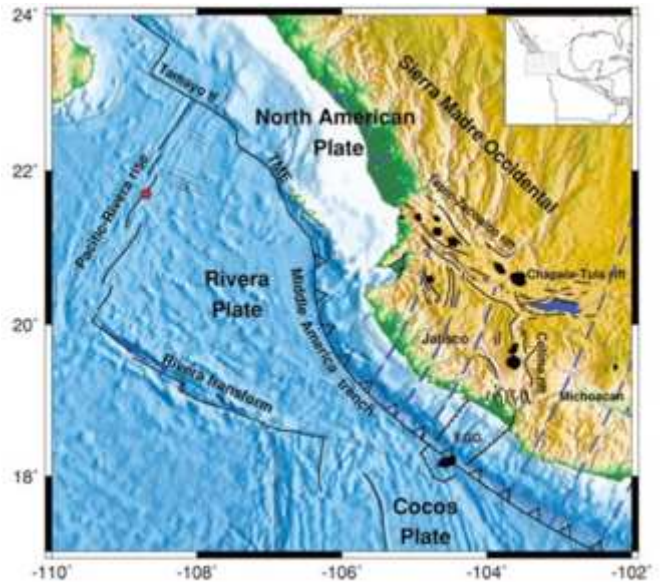


Fig. 6 [Figure 1 of Soto et al. (2009)]. Map showing major tectonic features of western Mexico and Rivera–Cocos plates. Black spots represent the areas of major late Miocene to present volcanism. Red circle indicates the rotation pole of Rivera Plate with respect to North American Plate (Demets & Traylen 2000). Blue dotted lines show the relative motion of the Rivera and Cocos plates with respect to the Jalisco and Michoacan Blocks, respectively. EGG, El Gordo Graben; TME, Tres Marias Escarpment.

第6図. メキシコ中部西岸の構造図 (黒いスポットは主要火山) とその西側の海洋プレートの分布 (Soto et al., 2009).

は, 北側のエクスプローラ (Explorer) プレートと南側のファンデフカプレートを境している. ファンデフカスラブがより速くロールバックすることによりスラブの垂直切断断層である Nootka 断層が形成された. 彼らは, この切断を通してスラブ下からもたらされたアセノスフェアがマントル・ウェッジ中で海溝に平行な南向きの流れをつくり, これに沿って火山が形成されたために規則的な組成変化が生じたと結論している (第5図).

メキシコ西岸の沖合ではリベラ (Rivera) プレートとココス (Cocos) プレートが中米海溝に沈み込んでいる. ココスプレート北縁部の前弧域には, 海域に El Gordo 地溝が, それに続く陸域に Colima リフトが分布する (第6図). Soto et al. (2009)は, トモグラフィーや地震波異方性から, 速くロールバックするリベラスラブとその南側のココススラブとの境界でスラブ切断が起こり, その上方の地表では地溝やリフ

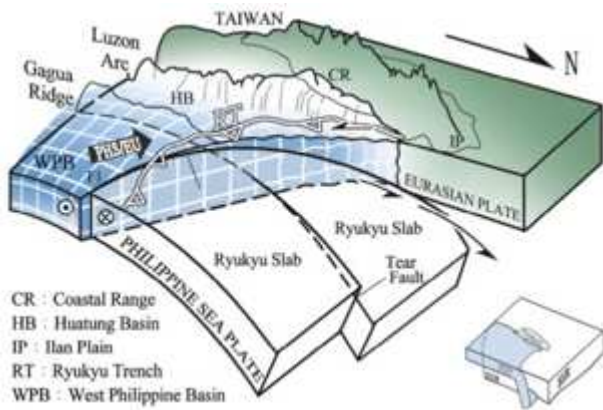


Fig. 7 [Figure 6 of Lin et al. (2013)]. Geodynamic sketch of the northwestern corner of the Philippine Sea Plate with a portion of the EU plate located above the Ryukyu slab and bounded to the south by the Ryukyu trench (shown in the small diagram) removed for clarity. The left-lateral shear fault F1 offsets the Ryukyu slab and is sub-parallel to the PHS/EU convergence vector. The NS Ryukyu slab tear located along trend from the Gagua Ridge accommodates a downward shift of the western part of the Ryukyu slab.

第7図. フィリピン海プレートの北西縁における Gagua 海嶺の沈み込みとスラブの垂直切断 (Lin et al., 2013). 説明は本文参照.

トが形成されたと推定した. Colima リフトに分布する Colima 火山コンプレックスは4つの火山から構成され, 同コンプレックスにおける火山活動は 1.7 Ma に始まり, 南側 (海溝側) に向かって若くなる.

2. 非震性海嶺の沈み込み

沈み込んだ非震性海嶺の脇に沿ったスラブ切断がいくつか報告されている. 台湾東岸の約 150 km 東側において, 非震性海嶺である Gagua 海嶺が琉球海溝とほぼ垂直に交差している. この Gagua 海嶺の北側延長部では, 沈み込んだ海嶺の東縁において, フィリピン海スラブの上面の深さに段差が推定されている (Lin et al., 2004a). 海嶺の東側でスラブの上面が浅く, その程度は北側に向かって大きくなり, 琉球海溝から 150 km 北側では 100 km 以上の高度差ができています. Lin et al. (2004a, b, 2007, 2013) や Wu et al. (2009) は, フィリピン海スラブがここで垂直方向に切れていると推定している (第7図). 与那国島は, この切断のすぐ西側に位置する. また, この切断の直ぐ西側の沖縄トラフ中には約 70 個の海山のクラスターが認められる. Lin

et al. (2007) は, 地震波トモグラフィーからこの切断面を通してマグマが上昇していると推定した. Lin et al. (2013) は, フィリピン海スラブが西側にある台湾に対して斜めに衝突しているために, フィリピン海スラブの最西端が台湾にアンダースラストしており, それが原因で Gagua 海嶺の東側が切断されたと推定している (第7図).

Park et al. (2009) は, 地磁気異常や震源分布, 音響探査, 地形などから南海トラフの最西端から沈み込んだ九州-パラオ海嶺の前弧域下での位置 (宮崎平野からその沖合) を推定している. そして, 沈み込んだ海嶺の東北縁で衝上タイプの中規模地震が起きていることに注目し, 日向市付近から日向灘にかけて北西-南東方向のスラブ切断があると推定した. 彼らは, 浮揚性の九州-パラオ海嶺と上盤プレートとのストレスが原因でスラブ切断が発生したと推定している.

一方, Huang et al. (2013) は, トモグラフィーから山口県東部から島根県西部とその北側の日本海にかけて, スラブ・ウィンドーが存在する可能性を示した. ここは, 四国から中国地方の下で低角に沈み込むフィリピン海スラブと九州の下でより高角に沈み込むフィリピン海スラブとの境界の北部にあたる. Huang et al. (2013) は, このスラブ・ウィンドーの形成原因をよく分からないとしながらも, 九州-パラオ海嶺や紀南海山列などの沈み込みによって, フィリピン海スラブがセグメント化しているためではないかと推定した. Cao et al. (2014) もトモグラフィーのデータから山口県萩市の周辺に分布する阿武火山の下に 100 km 以上の幅で, 北西方向にのびる低速度異常帯を認め, 沈み込むフィリピン海スラブを切ってアセノスフェアが上昇していると推定した. 彼らは, 浮揚性の九州-パラオ海嶺の沈み込みと 2 Ma 以降のフィリピン海プレートの移動方向の変化に関連してフィリピン海スラブの垂直切断が起こり, このスラブ・ウィンドーができたとしている.

伊豆-ボニン海嶺の沈み込みに関連した伊豆半島北側の地下における垂直切断 (Nakajima and Hasegawa, 2007a) については「フィリピン海スラブのセグメント化」の節で説明する.

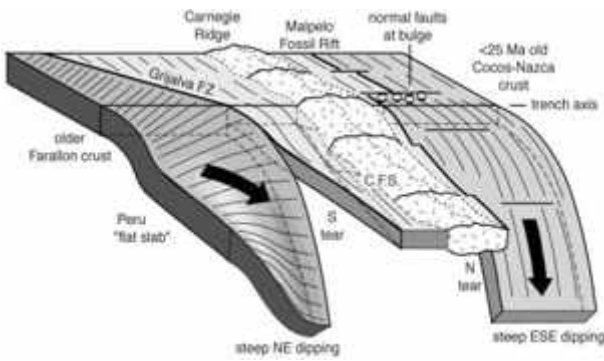


Fig. 8 [Figure 5 of Gutscher et al. (1999)]. 3-D view of the two-tear model for the Carnegie Ridge collision featuring: a steep ESE-dipping slab beneath central Colombia; a steep NE-dipping slab from 1°S to 2°S; the Peru flat slab segment south of 2°S; a northern tear along the prolongation of the Malpelo fossil spreading center; a southern tear along the Grijalva FZ; a proposed Carnegie flat slab segment (C.F.S.) supported by the prolongation of Carnegie Ridge.

第 8 図. コロンビア海溝から沈み込む浮揚性のカーネギー海嶺とその両側のスラブとの浮力差によって形成されたスラブの垂直切断 (Gutscher et al., 1999).

Gutscher et al. (1999)は、南米のエクアドル沖の海溝から沈み込んでいるカーネギー海嶺周辺とエクアドル周辺の震源分布や火山の分布を検討し、カーネギー海嶺の沈み込み延長部の両側に沿うスラブ切断を推定している (第 8 図). 彼らは、カーネギー海嶺とその両側のスラブとの浮力差がスラブ切断をもたらしたとしている. 南側のスラブ切断の直上付近に位置

するいくつかの火山の安山岩やデイサイトがアダカイト組成 (Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2002, 2003; Samaniego et al., 2005) を示すことは注目になる. しかし, Bourdon et al. (2003)は、カーネギー海嶺が水平に沈み込みこむことによってスラブ上面が深さ数 10 km で温度の高いマントル・ウェッジに接触したためにスラブ溶融を起こし、アダカイトが形成されたとしている. この地域のアダカイトもしくはアダカイト的特徴を有する安山岩とデイサイトに関しては, Garrison and Davidson (2003)や Bryant et al. (2006)などによっても研究されており, スラブ溶融以外の成因も指摘されている.

3. 沈み込むスラブの会合部

前述したヘレニックスラブとキプロススラブとの間に形成されたスラブ切断も 2 つのスラブの会合部に形成されているが, その形成は一般にヘレニックスラブの大きなロールバックに起因するとされているので, ここでは触れない. Obayashi et al. (2009)は, 沈み込む 2 つのスラブがマントルの漸移帯で滞留する場合, 第 9 図 A のようにスラブが水平に曲げられることにより滞留部におけるスラブ会合部が裂け, さらに第 9 図 B のようにその裂け目が 2 つのスラブの会合線に沿って進行すると考えた. このスラブ切断の具体例として, 日本海溝から沈み込む日本スラブと伊豆-ボニン海溝から沈み込む伊豆-ボニンスラブをあげており, 地震波トモグラフィーからこのスラブ切断に起因するスラブ・ウィンドーが深さ 300 km 以深で認

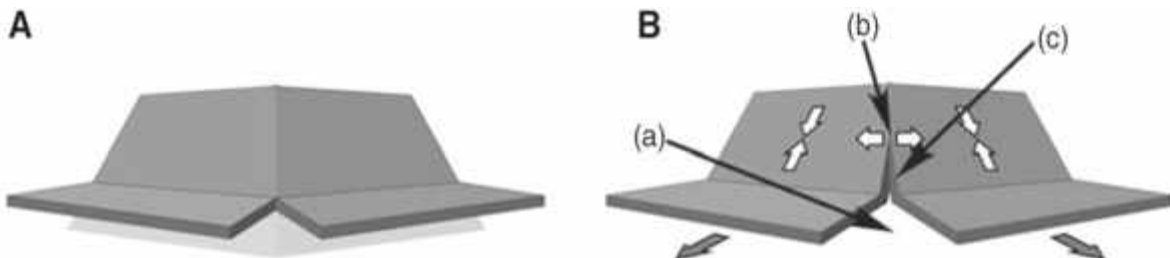


Fig. 9 [Figure 1 of Obayashi et al. (2009)]. (A) Schematic explaining how slab bending to the horizontal causes slab tearing at the slab-slab junction. Dipping slabs without horizontal bending are shown in a light gray for reference. (B) Schematic illustration for the Japan and Izu-Bonin slabs at their junction. The white arrows indicate the dominant principal stress in the slab inferred from the focal mechanisms. The gray arrows show the approximate direction of motion of each segment of the stagnant slab. The resultant direction of the two gray arrows should coincide with the direction of the motion of the Pacific plate.

第 9 図. 2 つのスラブの会合部に形成されるスラブ切断 (Obayashi et al., 2009). 説明は本文参照.

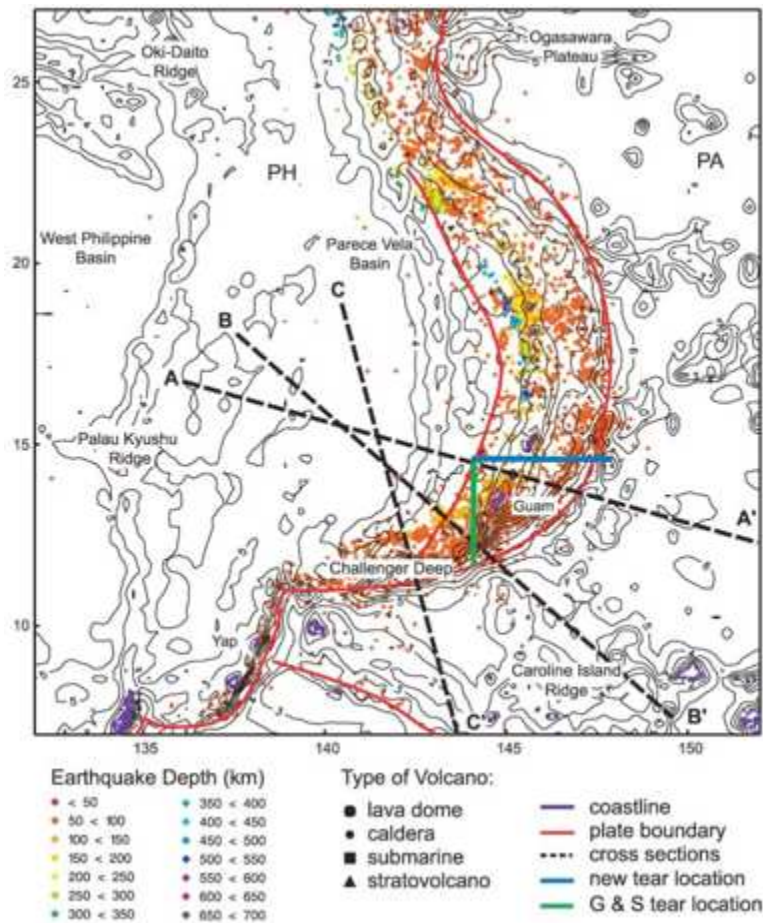


Fig. 10 [Figure 1 of Miller et al. (2006)]. Map of the Mariana arc with the major features of the region, ETOPO5 bathymetry (National Geophysics Data Center, 1988) in km depth, hypocenters of earthquake events with magnitudes of 5.0 and greater from the Engdahl et al. (1998) catalog, location of the new slab tear and previously identified tear (Gvirtsman and Stern, 2004), and locations of the cross sections used in Figure 2. PA, Pacific Plate; PH, Philippine Plate.

第 10 図. マリアナ弧周辺の地形と震央分布 (Miller et al., 2006). マリアナ弧が南側で大きく湾曲したところにカロリン島海嶺が衝突している. 青い実線は Miller et al. (2006) によって新たに発見されたスラブ切断. 緑の実線は Gvirtsman and Stern (2004) により報告されたスラブ切断.

められるとしている.

4. 沈み込むスラブの “pinning”

Miller et al. (2006) は, マリアナ弧の南縁付近において, トモグラフィーおよび震源分布から沈み込む太平洋スラブ中に東西性の垂直切断を認めた (第 10 図中の青い実線). このスラブ切断は, 急傾斜で下部マントルを貫く北側のスラブと深さ 250 km 程度までの比較的短い南側のスラブ (Challenger Deep segment slab) とを分けている. Gvirtsman and Stern (2004) は, 第 10 図中の緑の実線で示した位置に南北性のスラブ切断を報告している. Miller et al. (2006) は, これら 2 つのスラブ切断の原因として, 南側のスラブの速いロールバックの可能性とともに, 次のような可能性も指摘している: この 2 つの

スラブ切断の南側では, 浮揚性のカロリン島海嶺 (Caroline Island Ridge) が海溝に衝突し, それによってマリアナ弧が大きく屈曲させられ, 沈み込みに対して抵抗する浮揚性海嶺によってスラブが pinning (針留め) されるために, スラブ切断が起こった. 震源分布やトモグラフィーから Jaxybulatov et al. (2013) は, 伊豆-マリアナ海溝から沈み込む太平洋スラブがいくつかの垂直切断によりセグメント化していることを指摘している. Mason et al. (2010) は, 海台のような浮力をもった厚い地殻が海溝と衝突すると, スラブの pinning が起こり, スラブが裂ける可能性を計算モデルから示した.

5. トランスフォーム断層に起因するスラブの垂直切断

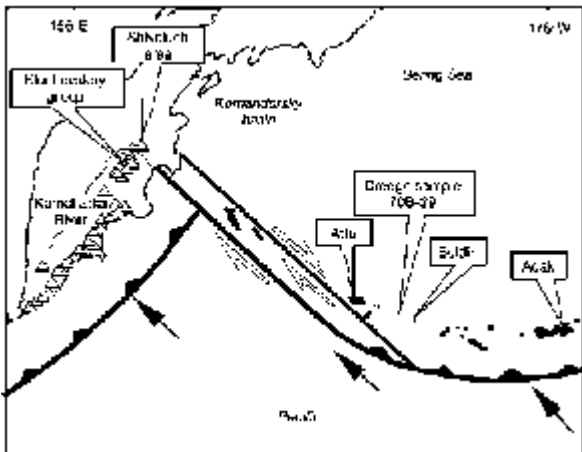


Fig. 11 [Figure 1 of Yogodzinski et al. (2001)]. Map view of the study area. The figure shows the oblique subduction zone of the central Aleutians (near Adak), the transform-type boundary in the westernmost Aleutians, and the sharp bend into the subduction system of the Kurile-Kamchatka arc. The Klyuchevskoy volcanic group and the Sheveluch area mark the location of the Kamchatka central depression. Exceptionally voluminous arc volcanism in the central depression, and the slight offset of the magmatic front in this area (apparently due to a slight flattening of the slab dip) are believed to be evidence of mantle flow around the northern edge of the subducting Pacific plate as it passes beneath the Aleutian-Kamchatka junction.
 第 11 図. 千島-カムチャッカ海溝とアリューシャン海溝との会合部周辺の構造とカムチャッカ半島の火山の分布 (Yogodzinski et al., 2001).

第 1 図(e)に示したようなトランスフォーム断層に起因するスラブの垂直切断であり, Govers and Wortel (2005) の STEP (Subduction-Transform Edge Propagator) 断層がほぼこれに該当する。Govers and Wortel (2005) は, トンガ沈み込み帯の北縁やニューヘブリデス沈み込み帯の南縁に代表されるような, 海溝がトランスフォーム断層に移行し, 海洋リソフェアが垂直に切断されているところを Subduction-Transform Edge Propagator と名付けた。こういった場では, 沈み込んだスラブも垂直に切断されている。STEP 断層は, 多くの収束域で認められ, 活発な火山活動とともにアルカリ岩やアダカイトの産出でしばしば特徴づけられる。

天皇海山列が衝突する千島-カムチャッカ海溝の北東縁は, アリューシャン海溝西縁のトラ

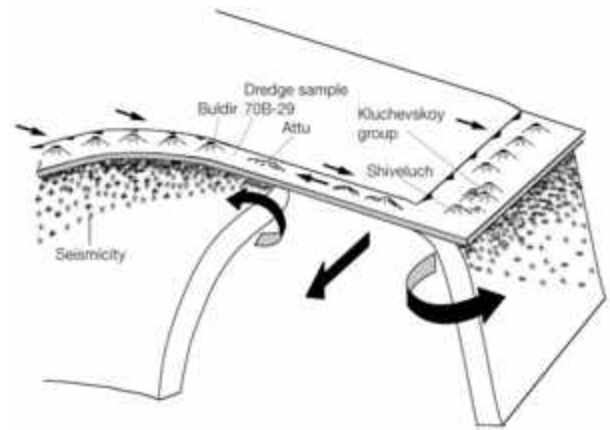


Fig. 12 [Figure 5 of Yogodzinski et al. (2001)]. Perspective drawing showing a torn Pacific plate subducting to the north beneath the central Aleutians (Adak) and to the west beneath Kamchatka. The geometry shown here implies that the Pacific plate is being torn in an unzipping motion as the Aleutian slab sinks to the north beneath the Bering Sea. Adakitic volcanism is observed at Sheveluch volcano, immediately above the torn plate edge beneath Kamchatka, and above the inferred position of the active tear in the Pacific plate beneath the western Aleutians (location of andesite sample 70B-29). The large arrows indicate asthenospheric flow around the plate edges and through the slab window. This kind of mantle flow would explain the melting of relatively old subducting plates along their edges, as well as the relatively high heat flow from the area of the Komandorsky basin in the western Bering Sea (location in Fig. 1). Asterisks indicate the seismicity (schematically) which shoals to the north beneath Kamchatka (Fig. 2) and to the west beneath the Aleutians.

第 12 図. アリューシャン海溝西縁部からカムチャッカ半島下にかけての STEP 断層に沿って形成されたスラブ・ウィンドーの模式図 (Yogodzinski et al., 2001). スラブの下からもたらされたアセノスフェアによりスラブの縁が溶融して Shiveluch 地域やドレッジ・サンプル (70B-29) のアダカイトが形成された。

ランスフォーム断層と会合している (第 11 図)。Yogodzinski et al. (2001) は, このトランスフォーム断層がカムチャッカ半島の下まで伸びおり, この付近でスラブが第 12 図に示したように引き裂かれてスラブ・ウィンドーができていると推定した。海溝から沈み込んだこのトランスフォーム断層は, スラブの垂直切断の一タイプであり, Govers and Wortel (2005) の STEP 断層に該当する。Levin (2002) は, 千島-カムチャッカ

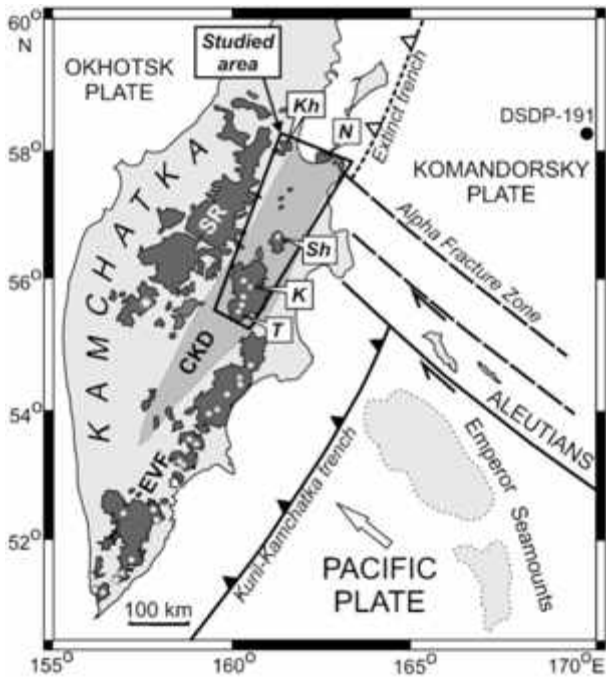


Fig. 13 [Figure 1 of Portnyagin et al. (2005)]. Simplified map of major Quaternary volcanic belts (dark shading) of Kamchatka and tectonic structures of Kamchatka-Aleutian arc junction. SR–Sredinny Range, CKD–Central Kamchatka depression, EVF–Eastern Volcanic front. White stars–locations of active Kamchatkan volcanoes. Volcanoes: N–Nachikinsky, Kh–Khailulia, K–Klyuchevskoy, T–Tolbachik, Sh–Sheveluch. Location of Deep Sea Drilling Project (DSDP) Site 191 in basement of Komandorsky Basin is shown. Extinct Komandorsky trench is shown (after Baranov et al., 1991).

第 13 図. カムチャッカ半島の第四紀火山の分布 (Portnyagin et al., 2005).

スラブの北東縁を形成する垂直切断の回りのアセノスフェアの流れをトモグラフィーから推定している. この付近のスラブの垂直切断に関しては, Portnyagin et al. (2005, 2007) や Portnyagin and Manea (2008) によっても報告されている.

Yogodzinski et al. (2001) は, スラブの垂直切断の上方に位置するカムチャッカ半島の Shiveluch 地域の第四紀火山岩の多くがアダカイトと通常の火山弧の火山岩との中間的な組成を示すこと, アッツ島の南東からドレッジしたサンプル (第 11 図) がアダカイト組成を示すことを明らかにした. そして, これらのアダカイト質火山岩がスラブ・ウィンドーから上昇してきたアセノスフェアによってスラブ溶融

を起こしたために形成されたと考えた. また, 彼らは切断されたスラブの縁がアセノスフェアに晒されて溶けやすいことを強調している. Portnyagin et al. (2005) は, Shiveluch 火山 (第 13 図中の Sh) を挟んでさらに北東側の Khailulia 火山から南西側の Tolbachik 火山 (それぞれ, 図 13 中の Kh と T) にかけての第四紀玄武岩一デイサイトの化学組成と同位体組成を検討し, この地域の火山岩が北東側から南西側に向かって海洋タイプ (MORB-OIB) の組成から弧タイプの組成に連続的に変化することを明らかにした. そして, 彼らは北東部の火山岩がスラブ・ウィンドーから上昇してきたアセノスフェアの影響を強くうけていると推定した. Portnyagin et al. (2007) は, この地域の火山岩の形成にエクログャイトのメルトが大きく関与していることを指摘するとともに全体的にスラブ溶融の影響があることを示唆した. しかし, Portnyagin and Manea (2008) は, この地域 (第 13 図中の Kh を除いた N から T まで) のこれまでのデータを再検討し, スラブ縁におけるスラブ溶融を否定した. そして, Shisheisky コンプレックス (第 13 図中の Sh の約 70 km 北東に位置し, この下にスラブ切断があると推定) から Tolbachik 火山までの規則的な組成変化をスラブ縁から南西に向かうスラブ上面の深化とマントル・ウエッジの温度上昇で説明した (第 14 図).

Clark et al. (2008) によって, 小アンチル弧 (Lesser Antilles Arc) の南縁を形成するトランスフォーム断層も STEP タイプのスラブ切断とされた. Miller et al. (2009) はこの STEP 断層を通して, アセノスフェアが上昇していることをトモグラフィーや地震波異方性から推定している.

フィリピン海スラブのセグメント化

南海トラフから琉球海溝東部において沈み込むフィリピン海スラブの上面もしくはスラブのモホ面は, フラットではなく, 湾曲していたり, その深さが急変したりする (長谷川, 1991; 松崎ほか, 2003; 三好・石橋, 2004; Shiomi et al., 2006, 2008; 弘瀬ほか, 2007; Nakajima and Hasegawa, 2007a; Hirose et al., 2008; 汐見ほか, 2008; Zhao et al., 2012; Huang et al., 2013). こ

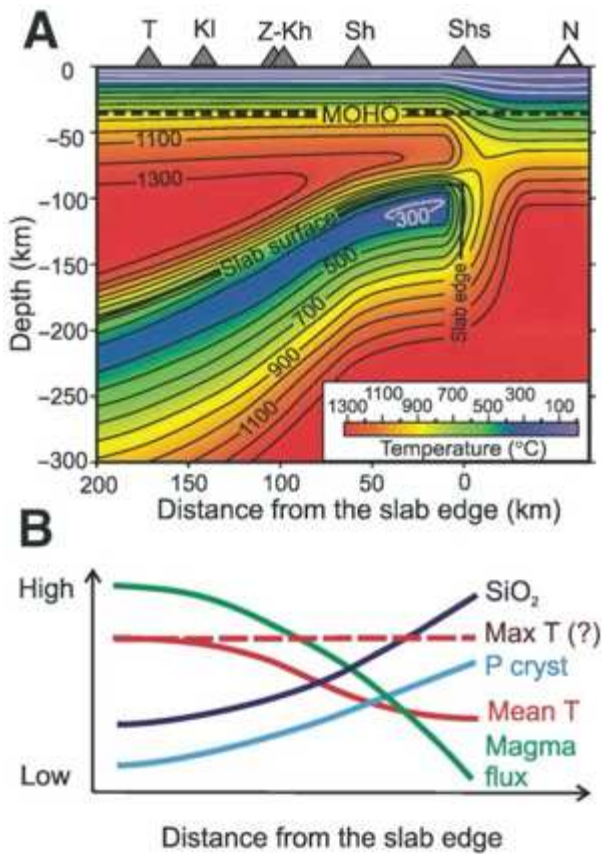


Fig. 14 [Figure 3 of Portnyagin and Manea, 2008]. Trench-parallel along-arc thermal model (A) and summary of physical and compositional parameters of CKD magmatism (B). Volcano abbreviations are explained in Figure 1. Trench-normal thermal cross sections used to constrain along-arc profile are shown in Figure DR2. Due to likely transient regime of subduction near the slab edge, the maximum model temperature near the slab edge is underestimated (see text for explanation); it can be similar beneath all volcanoes (shown as dashed line in Fig. 3B, max T). The volume of hot mantle (>1300 °C) and therefore mean temperatures (mean T) decrease toward the slab edge, which correlates with decreasing subduction dip and magma flux and increasing SiO₂ in evolved and primitive magmas (SiO₂) and pressure of crystallization (P cryst).

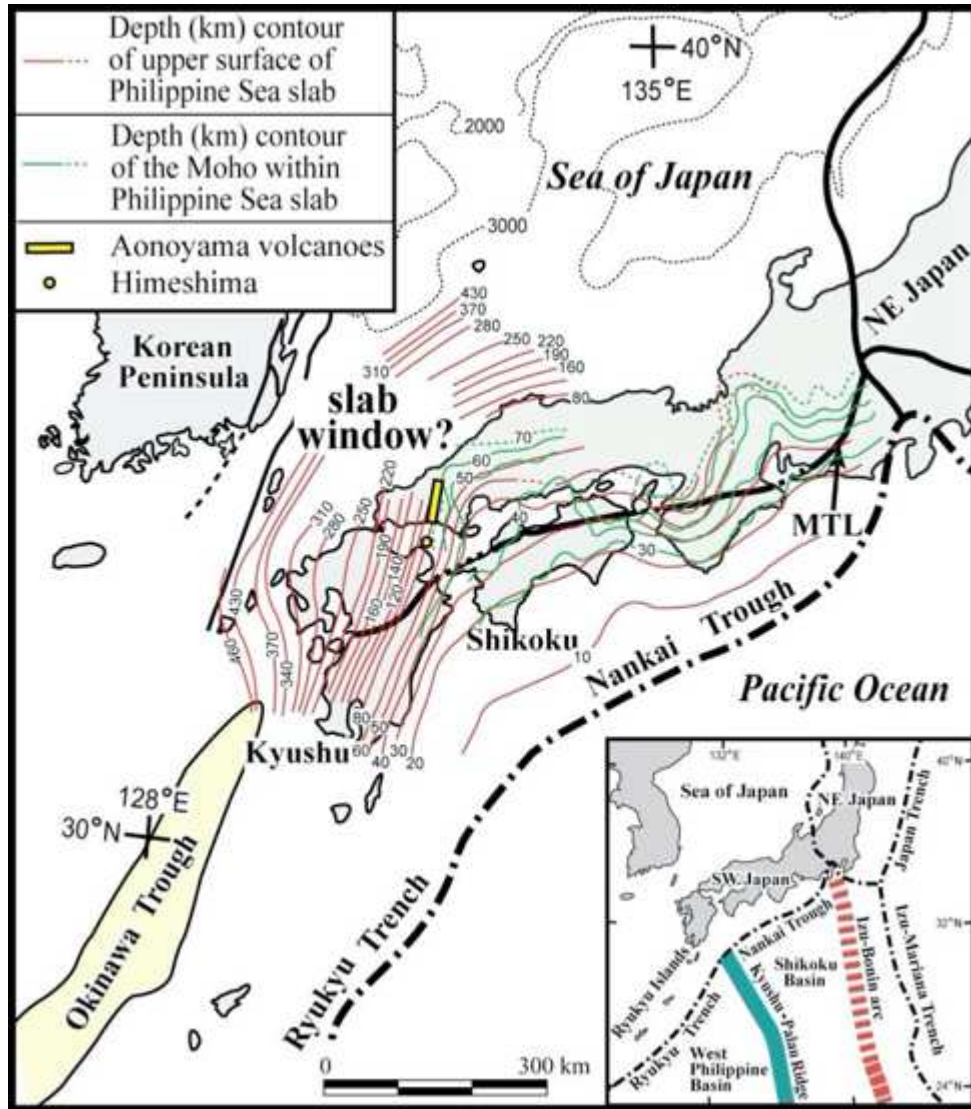
第 14 図. カムチャッカ半島の Shisheisky (Shs) コンプレックスから Tolbachik (T) 火山までのスラブ深度とマントル・ウェッジの温度構造 (A), およびこの区間における諸パラメータの変化 (B) (Portnyagin and Manea, 2008).

これらのデータは、フィリピン海スラブがセグメント化していることを示唆している。弘瀬ほか (2007) および Hirose et al. (2008) によるフィリピン海スラブ上面の等深度コンターマップに

もとづけば、伊勢湾付近から若狭湾東部付近にかけてフィリピン海スラブは尾根 (背斜) 状に、紀伊半島西部において谷 (向斜) 状になっている (第 15 図)。また、四国からその北側の中国地域の下ではスラブが低角で沈み込んでいるのに対して、九州下ではより高角で沈み込んでいる。汐見ほか (2008) および Shiomi et al. (2008) によるフィリピン海スラブのモホ面の等深度コンターマップによって示されたスラブの形態 (第 15 図) は、Hirose et al. (2008) と基本的に類似するが、四国東部の地下でスラブ内モホ面の深度が急に深くなり、南北性の急斜面が存在する点が異なる。この急斜面の南側延長部に室戸岬周辺の MORB と類似した中新世火成岩類 (室戸岬ハンレイ岩・ドレイイト, 椎名火山岩類など) が分布することは注目し値するが、この関係を議論するためには中新世のスラブの形態を復元する必要がある。

Nakajima and Hasegawa (2007a) は、トモグラフィにもとづき伊豆半島の北側の地下でフィリピン海スラブが南北方向に垂直に切断されていると推定した。彼らは、沈み込んだ伊豆-ボニン海嶺 (弧) の強度が小さくなったためにこの垂直切断が形成されたとしている。Miyoshi and Ishibashi (2005) は、2004 年に起きた紀伊半島沖地震とその前震・余震の解析から、紀伊半島沖の南海トラフから北西方向にのびるスラブの垂直切断を推定した。Ishise et al. (2009) は、トモグラフィと地震波異方性からフィリピン海スラブが紀伊半島の中央部付近の下で南北に延びる断裂 (fracture) 帯によってセグメント化していると指摘している。この断裂帯は、Hirose et al. (2008) によって示されたスラブ上面がつくる向斜の東翼に沿っており、その上方付近には紀伊半島の中新世火成岩類 (潮岬岩体, 熊野酸性岩類, 大峯酸性岩, 三笠山安山岩など) が分布する。Nakajima and Hasegawa (2007b) は、トモグラフィにもとづき、紀伊半島の下で北北西の長軸をもつ楕円形のアセノスフェア上昇域 (Kinki Spot) を推定している。この上昇域は、紀伊半島におけるスラブ上面の向斜軸に沿っている。

石原・吉田 (1992) は、深発地震の震源を解析し、九州下で沈み込むフィリピン海スラブが北西-南東方向の断裂によりセグメント化して

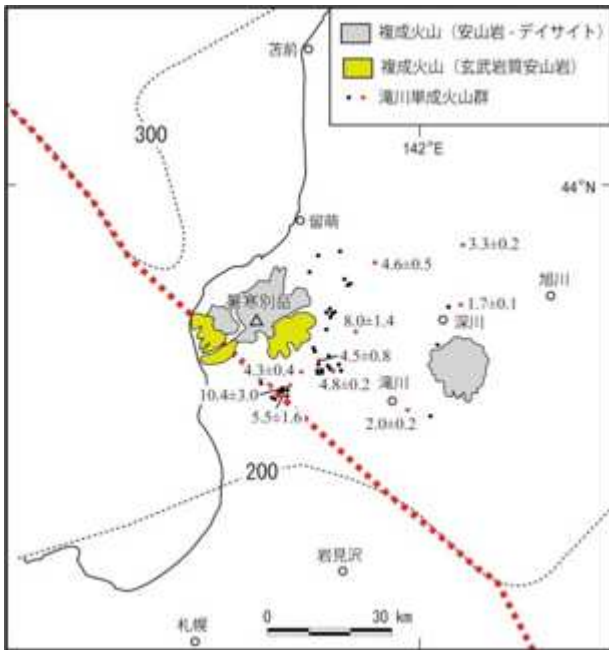


第 15 図. 西南日本下におけるフィリピン海スラブ上面の等深度コンター (Hirose et al., 2008; Huang et al., 2013) とスラブ内モホ面の等深度コンター (Shiomi et al., 2008).

おり、南側に向かってスラブ上面が階段状に深くなるとしている。しかし、これに対しては別の見解も示されている (岡本ほか, 2007)。

前述したように四国とその北側の中国地域の下ではフィリピン海スラブは低角で沈み込み、九州の下ではより高角で沈み込んでいる。低角のスラブとより高角のスラブとの会合線は、南海トラフから沈み込むスラブと琉球海溝から沈み込むスラブとの会合線や九州-パラオ海嶺の延長に一致する可能性がある。Huang et al. (2013)や Cao et al. (2014)は、会合部の少なくとも北側部分 (山口県東部から島根県西部とその北西側) がスラブ・ウィンドーをつくっていると推定した。しかし、このスラブ切断が南側にどこまで伸びるのか明らかではない。Shiomi

et al. (2008)によるスラブ内モホ面の等深度コンター・マップにもとづけば (第 15 図), 低角に沈み込む四国-中国地域下のスラブとより高角な九州-山口県下のスラブとの境界は、島根県西端の津和野町と山口県の旧徳山市を結ぶ線の地下で西傾斜の急崖をつくっている。一方、津和野町の青野山から旧徳山市の岳山と四熊ヶ岳にかけては、0.62 Ma から 0.14 Ma の放射年代を示すデイサイトからなる単成火山が点々と直線的に分布し、青野単成火山群 (第 15 図) と呼ばれている (木村, 2009)。この火山群はさらに大分県の姫島に連続すると推定され、一般にここが火山フロントとされている (例えば, Kimura et al., 2014)。これらの直線的に分布する火山群は、アダカイトから構成され



第 16 図 滝川単成火山群 (中川, 2010) と和達-ベニオフ面の深度 (島弧深部構造研究グループ, 2009). 赤丸で示した滝川単成火山に付した数値は, K-Ar 年代 (Ma). 細い黒破線とそこに付した数値は, 和達-ベニオフ面の深度 (km). 太い赤破線は, 和達-ベニオフ面の階段状変位部.

る. Kimura et al. (2014)は, 青野火山群のアダカイトの化学組成と同位体組成を検討し, これらがホットなフィリピン海スラブの変質した海洋地殻の熔融に起因すると結論した. しかし, 火山フロントが津和野付近で急に南に折れ曲がること, 津和野から姫島に連なるアダカイトの分布が直線的であり, 背後に同年代の火山が存在しないこと, それらの年代が第四紀後期であることなどを説明するためには, Kimura et al. (2014)の解釈に加え, テクトニクスからの何らかの制約条件が必要と考えられる.

Shiomi et al. (2008)の等深度コンター・マップにもとづけば, アダカイトの火山列は, およそ 70 km のスラブ内モホ面コンターの上に位置する (第 15 図). Kiminami et al. (2017)は, 四国-中国地域下の低角沈み込みが前期中新世における西南日本の海溝方向への前進によって生じた可能性を示した. Shinjo et al. (2000), Yamaji (2003)および Watanabe (2005)は, 九州下のスラブが 4 Ma 以降にロールバックし, 現在のようなより高角な沈み込みになったとしている. Cao et al. (2014)の復元によれば, 沈み込んだ九

州-パラオ海嶺の 2 Ma における東縁は, このアダカイト列と非常に近接している. 九州-パラオ海嶺の東側の四国海盆は, ca. 30-15 Ma (Okino et al., 1994) に形成された若い海盆である. それに対して西側の西フィリピン海盆中の奄美海台からは 117 Ma のトータル岩 (Hickey-Vargas, 2005) が報告されており, 西フィリピン海盆は四国海盆よりも明らかに古い. 九州-山口県下のフィリピン海スラブが 4 Ma 以降にロールバックしたとすると, 四国-中国地域下のスラブとの接合部付近にひずみが集中することになる. この接合部は, 2 Ma 頃に九州-パラオ海嶺の東縁付近であったと推定され, ここを挟んで両側のスラブの物性の違いがスラブの垂直切断を引き起こした可能性が考えられる. この切断部を通して上昇したアセノスフェアがスラブ熔融を誘因したのかもしれない. Kimura et al. (2014)は, 青野山アダカイトの組成的特徴から, 沈み込んだ九州-パラオ海嶺の関与を推定している. この付近のスラブの形態とその形成過程がさらに詳しく解明されることを期待したい.

補 遺

本電子ジャーナルは「北海道総合地質学研究中心」の発行誌なので, 北海道に関連したちょっとした思いつきを書いて終わりにしたい.

暑寒別岳の東側から深川-滝川にかけて, おもに玄武岩からなる滝川単成火山群が分布する (第 16 図). これらの玄武岩は, 10.4-1.7 Ma の K-Ar 年代を示す (中川, 2010). 放射年代の空間的な定向変化は明確ではないが, 大局的に東側に若くなるようにみえる. 小火山群は, アルカリ岩-ソレイトからなり, その形成に関してプリュームの上昇との関連が指摘されている (中川, 2010). 島弧深部構造研究グループ (2009) がまとめた日本とその周辺の和達-ベニオフ面の深度にもとづけば, 暑寒別岳の南側を北西-南東方向にのびる和達-ベニオフ面の階段状の変位が推定されている (第 16 図). この変位を境にして, 北東側の和達-ベニオフ面が南西側に比べて深くなっている. これは, 沈み込む太平洋スラブが垂直に切断され, 北東側のスラブが落ちていることを示唆する. この

スラブ切断を通してアセノスフェアが上昇したとすると、アセノスフェアは北東側のマントル・ウェッジ中に流れ込むことになる。推定されるスラブ切断の北東側に滝川単成火山群が分布することは、これと整合的であるが、単成火山群がこの地域に限定される理由を説明する必要もある。五十嵐ほか (2011) はレシーバー関数解析から日本のマントル最上部深度を推定している。それにもとづけば、暑寒別岳東側ではマントル最上部深度が周辺に比べて浅く、その領域は滝川単成火山群とほぼ重なる。滝川単成火山群の下の地殻が薄いことが火山群形成のもう一つの要因かもしれない。しかし、暑寒別岳周辺でモホ面の深度が周辺よりも深いといった解析結果も報告されており (Katsumata, 2010)、地殻構造に関する研究のさらなる進展が待たれる。

謝辞 査読者の前田仁一郎博士の有益なご助言によって本稿は改善された。記して感謝申し上げる。

文 献

- Andrews, E.R. and Billen, M.I., 2009, Rheologic controls on the dynamics of slab detachment. *Tectonophysics*, **464**, 60–69.
- Bakırcı, T., Yoshizawa, K. and Özer, F.M., 2012, Three-dimensional S-wave structure of the upper mantle beneath Turkey from surface wave tomography. *Geophys. Jour. Int.*, **190**, 1050–1076.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, S., Bourdon, E., and Eissen, J.-P., 2001, Mio–Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 561–570.
- Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G. and Özacar, A.A., 2011, Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic *P*-wave tomography. *Geophys. Jour. Int.*, **184**, 1037–1057.
- Biryol, C.B., Zandt, G., Beck, S.L. Ozacar, A.A., Hande, E. Adiyaman, H.E. and Gans, C.R., 2010, Shear wave splitting along a nascent plate boundary: the North Anatolian Fault Zone. *Geophys. Jour. Int.*, **181**, 1201–1213.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L. and Cotton, J., 2003, Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**, 123–138.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotton, J. and Hall, M.L., 2002, Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): Evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Volcanic Zone. *Jour. Petrol.*, **43**, 199–217.
- Bryant, J.A., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L. and Bailey, D.G., 2006, Geochemical constraints on the origin of volcanic rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Jour. Petrol.*, **47**, 1147–1175.
- Cao, L., Wang, Z., Wu, S., and Gao, X., 2014, A new model of slab tear of the subducting Philippine Sea Plate associated with Kyushu–Palau Ridge subduction. *Tectonophysics*, **636**, 158–169.
- Chiarabba, C., Gori, P.D. and Speranza, F., 2008, The southern Tyrrhenian subduction zone: Deep geometry, magmatism and Plio–Pleistocene evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **268**, 408–423.
- Clark, S.A., Sobiesiak, M., Zelt, C.A., Magnani, M.B., Miller, M.S., Bezada, M.J. and Levander, A., 2008, Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q11004, doi: 10.1029/2008GC002084.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, Ş., 2009, Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. In van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A. and Govers, R., eds., *Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone*. Geol.

- Soc. London, Spec. Publ., **311**, 213–233.
- Duretz, T. and Gerya, T.V., 2013, Slab detachment during continental collision: Influence of crustal rheology and interaction with lithospheric delamination. *Tectonophys.*, **602**, 124–140.
- Duretz, T. Gerya, T.V. and May, D.A., 2011, Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. *Tectonophys.*, **502**, 244–256.
- Ersoy, Y.E., Helvacı, C., Uysal, İ., Karaoğlu, Ö., Palmer, M.R. and Dindi, F., 2012, Petrogenesis of the Miocene volcanism along the İzmir-Balıkesir Transfer Zone in western Anatolia, Turkey: Implications for origin and evolution of potassic volcanism in post-collisional areas. *Jour. Volcan. Geotherm. Res.*, **241-242**, 21–38.
- Ersoy, E.Y. and Palmer, M.R., 2013, Eocene-Quaternary magmatic activity in the Aegean: Implications for mantle metasomatism and magma genesis in an evolving orogeny. *Lithos*, **180-181**, 5–24.
- Faccenda, M. and Capitanio, F.A., 2013, Seismic anisotropy around subduction zones: Insights from three-dimensional modeling of upper mantle deformation and SKS splitting calculations. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **14**, doi:10.1029/2012GC004451.
- Faccenna, C., Funicello, F., Civetta, L., D'Antonio, M., Moroni, M. and Piromallo, C., 2007, Slab disruption, mantle circulation, and the opening of the Tyrrhenian basins. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **418**, 153–169.
- Garrison, J.M. and Davidson, J.P., 2003, Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology*, **31**, 565–568.
- Gasparon, M., Rosenbaum, G., Wijbrans, J. and Manetti, P., 2009, The transition from subduction arc to slab tearing: Evidence from Capraia Island, northern Tyrrhenian Sea. *Jour. Geodynam.*, **47**, 30–38.
- Gerya, T.V., Yuen, D.A. and Maresch, W.V., 2004, Thermomechanical modelling of slab detachment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **226**, 101–116.
- Govers, R. and Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 505–523.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S. and Collot, J.-Y., 1999, Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **168**, 255–270.
- Gvirtzman, Z. and Nur, A., 1999, The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, **401**, 782–785.
- Gvirtzman, Z. and Stern, R.J., 2004, Bathymetry of Mariana trench-arc system and formation of the Challenger Deep as a consequence of weak plate coupling. *Tectonics*, **23**, TC2011, doi: 10.1029/2003TC001581.
- 長谷川昭, 1991. 微小地震活動の時空特性. 地震, 第2輯, **44**, 329–340.
- Hickey-Vargas, R., 2005, Basalt and tonalite from the Amami Plateau, northern West Philippine Basin: New Early Cretaceous ages and geochemical results, and their petrologic and tectonic implications. *Island Arc*, **14**, 653–665.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, 2007, Double-difference tomography法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定. 地震, 第2輯, **60**, 1–20.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2008, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Huang, Z., Zhao, D., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J.-H. and Kang, I.-B., 2013, Aseismic deep subduction of the Philippine Sea plate and slab window. *Jour. Asian Earth Sci.*, **75**, 82–94.
- 五十嵐俊博・飯高隆・宮林佐和子, 2011, レシーバー関数解析から推定される日本列島の地殻構造. 地震, 第2輯, **63**, 139–151.
- 石原和彦・吉田明夫, 1992, 九州下フィリピン

- 海スラブの形状と地震活動. 地震, 第2輯, **45**, 45-51.
- Ishise, M., Koketsu, K. and Miyake, H., 2009, Slab segmentation revealed by anisotropic P-wave tomography. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08308, doi:10.1029/2009GL037749.
- Jaxybulatov, K., Koulakov, I. and Dobretsov, N.L., 2013, Segmentation of the Izu-Bonin and Mariana slabs based on the analysis of the Benioff seismicity distribution and regional tomography results. *Solid Earth*, **4**, 59-73.
- Katsumata, A., 2010, Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, B04303, doi:10.1029/2008JB005864.
- Kiminami, K., Imaoka, T., Ogura, K., Kawabata, H., Ishizuka, H. and Mori, Y., 2017, Tectonic implications of Early Miocene OIB magmatism in a near-trench setting: The Outer Zone of SW Japan and the northernmost Ryukyu Islands. *Jour. Asian Earth Sci.*, **135**, 291-302.
- 木村純一, 2009, 青野火山岩. 日本地方地質誌, 中国地方. 朝倉書店, 359.
- Kimura, J.-I., Gill, J.B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K. Atsushi Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., van Keken, P.E. and Stern, R.J., 2014, Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **15**, 691-793.
- Kincaid, C. and Griffiths, R. W., 2003, Laboratory models of the thermal evolution of the mantle during rollback subduction. *Nature*, **425**, 58-62.
- Levin, V., Shapiro, N., Park, J. and Ritzwoller, M., 2002, Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka. *Nature*, **418**, 763-767.
- Lin, J.-Y., Hsu, S.-K. and Sibuet, J.-C., 2004a, Melting features along the Ryukyu slab tear, beneath the southwestern Okinawa Trough. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L19607, doi: 10.1029/2004GL020862.
- Lin, J.-Y., Hsu, S.-K. and Sibuet, J.-C., 2004b, Melting features along the western Ryukyu slab edge (northeast Taiwan): Tomographic evidence. *Jour. Geophys. Res.*, **109**, B12402, doi:10.1029/2004JB003260.
- Lin, J.-Y., Hsu, S.-K., Sibuet, J.-C., Lee, C.-S. and Liang, C.-W., 2013, Plate tearing in the northwestern corner of the subducting Philippine Sea Plate. *Jour. Asian Earth Sci.*, **70-71**, 1-7.
- Lin, J.-Y., Sibuet, J.-C., Lee, C.-S., Hsu, S.-K. and Klingelhoefer, F., 2007, Origin of the southern Okinawa Trough volcanism from detailed seismic tomography. *Jour. Geophys. Res.*, **112**, B08308, doi:10.1029/2006JB004703.
- Marani, M.P. and Trua, T., 2002, Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano (Tyrrhenian Sea). *Jour. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JB000285.
- Mason, W.G., Moresi, L., Betts, P.G. and Miller, M.S., 2010, Three-dimensional numerical models of the influence of a buoyant oceanic plateau on subduction zones. *Tectonophys.*, **483**, 71-79.
- 松崎紳一・大野裕記・池田倫治・福島美光, 2003, 震源分布からみた伊予灘周辺のフィリピン海プレートの形状および地震特性. 地震, 第2輯, **56**, 267-279.
- Miller, M.S., Gorbatov, A. and Kennett, B.N., 2006, Three-dimensional visualization of a near-vertical slab tear beneath the southern Mariana arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q06012, doi:10.1029/2005GC001110.
- Miller, M.S., Levander, A., Niu, F. and Li, A., 2009, Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B01312, doi:10.1029/2007JB005507.
- 三好崇之・石橋克彦, 2004, 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状. 地震, 第2輯, **57**, 139-152.
- Miyoshi, T. and Ishibashi, K., 2005, A tectonic interpretation of NW-SE strike-slip faulting during the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Japan: Probable tear of the

- Philippine Sea plate. *Earth Planets Space*, **57**, 1115–1120.
- Mullen, E.K. and Weis D., 2015, Evidence for trench-parallel mantle flow in the northern Cascade Arc from basalt geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **414**, 100–107.
- 中川光弘, 2010, 滝川単成火山群. 日本地方地質誌, 北海道地方, 朝倉書店, 319–320.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2007a, Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, **112**, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2007b, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **254**, 90–105.
- Obayashi, M., Yoshimitsu, J. and Fukao, Y., 2009, Tearing of stagnant slab. *Science*, **324**, 1173–1175.
- 岡本 響・大倉敬宏・瀬野徹三, 2007, 九州地方中南部におけるフィリピン海スラブ内地震活動. 地震, 第2輯, **61**, 77–90.
- Okino, K., Shimakawa, Y. and Nagaoka, S., 1994, Evolution of the Shikoku Basin. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 463–479.
- Park, J.-O., Hori, T. and Kaneda, Y., 2009, Seismotectonic implications of the Kyushu-Palau ridge subducting beneath the westernmost Nankai forearc. *Earth Planet Space*, **61**, 1013–1018.
- Portnyagin, M., Bindeman, I., Hoernle, K. and Hauff, F., 2007, Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at the edge of the Pacific Plate. In Eichelberger, J. et al., eds., *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*, Geophys. Monogr. Ser., **172**, AGU, Washington, D.C., 199–239.
- Portnyagin, M., Hoernle, K., Avdeiko, G., Hauff, F., Werner, R., Bindeman, I., Uspensky, V. and Garbe-Schönberg, D., 2005, Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction. *Geology*, **33**, 25–28.
- Portnyagin, M. and Manea, V.C., 2008, Mantle temperature control on composition of arc magmas along the Central Kamchatka Depression. *Geology*, **36**, 519–522.
- Prelević, D., Akal, C., Foley, S.F., Romer, R.L., A. Stracke, A. and Van Den Bogaard, P., 2012, Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the Case of southwestern Anatolia, Turkey. *Jour. Petrol.*, **53**, 1019–1055.
- Prelević, D., Akal, C., Romer, R.L., Mertz-Kraus, R. and Helvacim C., 2015, Magmatic response to slab Tearing: Constraints from the Afyon alkaline volcanic Complex, western Turkey. *Jour. Petrol.*, **56**, 527–562.
- Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A. and Miller, M.S., 2008, Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics*, **27**, TC2008, doi:10.1029/2007TC002143.
- Rosenbaum, G. and Lister, G.S., 2004, Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, **23**, TC1013, doi:10.1029/2003TC001518.
- Salaün, G., Pedersen, H.A., Paul, A., Farra, V., Karabulut, H., Hatzfeld, D., Papazachos, C., Childs, D.M., Pequegnat, C. and Team, S., 2012, High-resolution surface wave tomography beneath the Aegean-Anatolia region: constraints on upper-mantle structure. *Geophys. Jour. Int.*, **190**, 406–420.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P. and Cotton, J., 2005, Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The geology and petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Jour. Petrol.*, **46**, 2225–2252.
- Schellart, W.P., 2004, Kinematics of subduction and subduction-induced flow in the upper mantle. *Jour. Geophys. Res.*, **109**, B07401,

- doi:10.1029/2004JB002970.
- Shinjo, R., Woodhead, J.D. and Hergt, J.M., 2000, Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contrib. Miner. Petrol.*, **140**, 263–282.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y. and Obara, K., 2008, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan. *Geophys. Jour. Int.*, **173**, 1018–1029.
- 汐見勝彦・松原 誠・小原一成, 2008, 地震学的探査によるモホ不連続面の検出—近畿地方を例として—. *地学雑誌*, **117**, 45–58.
- Shiomi, K., Obara, K. and Sato, H., 2006, Moho depth variation beneath southwestern Japan revealed from the velocity structure based on receiver function inversion. *Tectonophys.*, **420**, 205–221.
- Soto, G.L., Ni, J.F., Grand, S.P., Sandvol, E., Valenzuela, R.W., Speziale, M.G., González, J.M.G. and Reyes, T.D., 2009, Mantle flow in the Rivera–Cocos subduction zone. *Geophys. Jour. Int.*, **179**, 1004–1012.
- Stegman, D.R., Freeman, J. and Schellart, W.P., 2006, Influence of trench width on subduction hinge retreat rates in 3-D models of slab rollback. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q03012, doi:10.1029/2005GC001056.
- 島弧深部構造研究グループ, 2009, 日本列島とその周辺地域の深発地震の震源分布—和達・ベニオフ面の検討—. *地球科学*, **63**, 9–27.
- Trua, T., Clocchiatti, R., Schiano, P., Ottolini, L. and Marani, M., 2010, The heterogeneous nature of the Southern Tyrrhenian mantle: Evidence from olivine-hosted melt inclusions from back-arc magmas of the Marsili seamount. *Lithos*, **118**, 1–16.
- Trua, T., Serri, G. and Marani, M., 2003, Lateral flow of African mantle below the nearby Tyrrhenian plate: geochemical evidence. *Terra Nova*, **15**, 433–440.
- van de Zedde, D.M.A and Wortel, M.J.R., 2001, Shallow slab detachment as a transient source of heat at mid lithospheric depths. *Tectonics*, **20**, 868–882.
- van Hunen, J. and Allen, M.B., 2011, Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **302**, 27–37.
- Watanabe, Y., 2005, Late Cenozoic evolution of epithermal gold metallogenic provinces in Kyushu, Japan. *Miner. Deposita*, **40**, 307–323.
- Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 2000, Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, **290**, 1910–1917.
- Wu, Y.-M., Shyu, J.B.H., Chang, C.-H., Zhao, L., Nakamura, M. and Hsu, S.-K., 2009, Improved seismic tomography offshore northeastern Taiwan: implications for subduction and collision processes between Taiwan and the southernmost Ryukyu. *Geophys. Jour. Int.*, **178**, 1042–1054.
- Yamaji, A., 2003, Slab rollback suggested by latest Miocene to Pliocene forearc stress and migration of volcanic front in southern Kyushu, northern Ryukyu Arc. *Tectonophys.*, **364**, 9–24.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G. and Volynets, O.N., 2001, Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, **409**, 500–504.
- Zhao, D., Yamada, T., Hasegawa, A., Umino, N. and Wei, W., 2012, Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands. *Geophys. Jour. Int.*, **190**, 816–828.

Abstract

Tearing of subducting slabs is a wide-spread phenomenon in present-day and ancient subduction zones, and resultant upwelling of asthenosphere is partially responsible for generation of specific magmas such as alkaline mafic and adakitic magmas. Here, I review some factors leading to vertical tearing of subducting slabs and their Miocene–Quaternary examples. Segmentation caused by fracturing and/or tearing of the Philippine Sea slab subducting beneath Southwest Japan has been inferred from geophysical data by many authors. I also review the studies on segmentation of the Philippine Sea slab, and tentatively suggest a possibility that the origin of Aonoyama monogenic volcanoes made up of adakite lavas may be related to a possible vertical-tear of the subducting Philippine Sea slab.



《報告・資料》

札幌の失われた川を尋ねて—「水の都」札幌—

宮坂省吾^{1)†}

Visit for lost streams in Sapporo—“a City of Water”, Sapporo—

Seigo Miyasaka^{1)†}

2017年10月26日受付

2017年11月9日受理

¹⁾ 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology

連絡先：札幌市東区中沼町29番地283

Nakanuma-chou 29-283, Higasi-ku, Sapporo

004-0064, Japan

[†] Corresponding author: miyasaka@hrcg.jp

(概要)

本稿は、2017年10月13日に北海道教育委員会主催道民カレッジ連携講座「失われた川を歩く」での配布資料を整理したものである。

いまから150年前に開拓使が札幌を開いたころの風景を地図や絵図から探り、明治～大正期に残された写真や回顧に基づいて失われた川と「水の都」の復元を試みた。

はじめに

150年ほど前、開拓使が本府を札幌に構えた頃、川があちこちに流れ、その間に明るい林が繁っていた。開拓使は豊平川を利用した開発を進めるとともに、メム〔湧泉池〕¹を生かして「偕楽園」を作ったほか、北大植物園から北大構内にかけて農園などとして、自然を残した。

道民カレッジ連携講座では、このようにして残された自然景観について、写真や絵で説明した。

資料の使用および掲載を許可していただいた北海道大学の附属図書館、大学文書館、植物園・博物館と札幌市公文書館に感謝する。

「水の都」札幌

開拓使は1869(明治2)年の暮れに札幌本府の建設を始めたが、明けた冬の終わりころの風景が残されている(第1図)。その時、円山や藻岩山が朝日を浴び、いまは失われたフシコ川が流れていた。川のほとりには本府が置かれて家並みが建ち始め、一足早く開かれた札幌村が見えている。

開拓使は水の公園「偕楽園」のほか本府建設に川や泉を多岐にわたって利用し、創成川を舟運、川筋を街の用水、水力を動力とする木材加

¹ アイヌ語地名は山田秀三(1965)に準拠した。アイヌ語表記はカタカナに続けて和訳を〔 〕内に示した。川名はアイヌ語地名に「川」を付し、分かりやすくした。



第1図. 1870 (明治3)年の札幌 (恵曾谷日誌: 北海道大学附属図書館). 北から南を見て鳥瞰図として描いている. 図中の「札幌府」は開拓使の札幌本府, 「札幌在」は札幌村のことである. 右側の山は円山, 左側の山は藻岩山.



第2図. 1873 (明治6)年の札幌 (札幌市街之真景. 船越長善: 北海道大学植物園・博物館). 東から西を見て鳥瞰図として描いている. 左下に豊平川, 山並の右端に手稲山, その左下に三角山, 並んで左に円山, 左側は藻岩山である. 左端はるかに恵庭岳. 豊平川扇状地 (札幌面) に開かれた札幌本府と周囲に広がる自然の姿が描かれている.

工や製粉などに用いた. このようにして, 川や豊富な水が開拓使の仕事を支え, 「水の都」が形成されていった.

しかし, 第2図のように本府の発展は地形の一部を変え, 農地開拓や橋梁・堤防の建設が進むとともに, 川は姿を変えただけでなく多くは姿を消し, メムもしだいに涸れていった.

札幌の祖先河川と都心の清流



第3図. 18世紀以前の札幌の川 (祖先河川). 川筋は5万分の1地形図『札幌』明治29年版による. 古川と付した破線の川筋は『札幌の自然を歩く第2版』によった.

私はこれまでの知見を整理して, 札幌の祖先河川と言える古い川筋を復元してみた. 今回の講座では, 札幌本府に関連するコトニ川について説明した (第3図).

開拓使本庁から西の一带は, アイヌの人たちにコツネイ [凹地になっているところ] と呼ばれていた. コツ [凹地] はメムを指しており, そこから北へ流れていた川がコトニ川²であった. 清流コトニ川とその支流のアイヌ語名と意味は次のように整理される (第4図).

- ・ポロコトニ [大きいコトニ川]
- ・ポンコトニ [小さいコトニ川]
- ・シンノシケコトニ [まんなかのコトニ川]
- ・チェブンペツ [魚が入る川]
- ・サクシコトニ³ [川に近い方を流れるコトニ川]

² 開拓使はその名をケネウシ川 [ハンノキの群生する川] のほitoriへ移転し, そこを琴似村とした. ケネウシ川も「琴似川」と改称された.

³ サクシコトニのシは子音のシsでシュshではないとされるので, サクシコトニと表記する.



第 4 図. 1896 (明治 29) 年の都心の川 (5 万分の 1 地形図『札幌』明治 29 年版: 国土地理院).
★: 借楽園

これらのうち、今回はサクシコトニ川、チェブンペツ川、シンノシケコトニ川を尋ねてみる。

この頃、札幌本府の東にはいまの豊平川から伏籠川へと流れるサッポロ川があった。川名の由来はサッポロペツ [乾いた大きい川] で、洪水が引くと広い石川原が現れた景観であると推論されている。サッポロ川は 1800 年頃にツイシカリ川を併合し、東へ流路を替えた⁴ (第 3 図)。しかし、古い北への流れは残り、僅かながら伏籠川へもつながっていた。

1. サクシコトニ川を尋ねる

北大構内を流れるサクシコトニ川はヌブサムメム [野の傍らの湧泉池] から流れだして、北大の北西端付近でコトニ川の本流に合流していた。アイヌ語地名のサ [川に近い方] とはサッポロ川⁵を指しており、コトニ川のうちサッポロ川にもっとも近い川だったことを示している。

⁴ サッポロ川から切り離された下流は、フシコサッポロペツ [古いサッポロ川] と呼ばれるようになっていた (現在の伏籠川)。

⁵ サッポロ川の名称は、後に開拓使によって豊平川と改名された。



第 5 図. サクシコトニ川脇に残る河原の地形。奥の建物は北大弓道場。川の左側の緩斜面はポイント・バー (寄洲) と見られる。

1) 北大構内のサクシコトニ川

北大構内は開拓使によって農園とされたほか、札幌市の河川に指定されたことによって、自然の地形が残された。ここでは、1903 (明治 36) 年に札幌農学校が移転してきてから撮影された写真で川の風景を追ってみる。

a. 大きな川の地形

総合博物館の東にある弓道場は、扇状地より一段低いところに建てられている。そこを下流側から見ると、川は左へカーブし、左の高台から右の方に低くなり、流れは右岸に当たっている (第 5 図)。この低くなったところはポイント・バー (寄洲) と呼ばれる古い川跡で、幅は 20 m 近くもある。

河原には河畔林が成立しており、洪水の痕跡も認められないので、河原の形成時期はかなり古いものと思われる。このような規模と古さから、この大きな川はサッポロ川の流れであったと考えられる。

b. 小川と化したサッポロ川分流

中央図書館のあたりでも、扇状地から 2 m ほど下がったところに、分流が作ったと考えられる川幅 20 m 近い河原がある。しかし、学生たちが立っている小川は幅 3 m ほどで、大きな川ではなくなっている (第 6 図)。サッポロ川の分流が河道を変更したため上流を断たれて、古い大きな川から小川への変化が起ったと考えられる。この小川は、メムと呼ばれる扇端湧泉⁶が作ったと考えられている。

c. 扇状地 (元の第 2 農場) 脇の川と泉

環境科学院が建っているところは、農学校

⁶ 扇状地の末端 (扇端) 域の湧泉のこと。



第 6 図. 昭和 10 年代 (1935-1945) のサクシコトニ川 : 北海道大学大学文書館. 学生たちの立っているところはメムから流れでる小川の氾濫原である. 左側の一段高い低地が古い大きな川の跡. 右端の高台は扇状地面である.



第 8 図. 1899 (明治 32) 年の農場事務所脇の湧水 : 北海道大学附属図書館. 扇状地に立つ農場事務所 (正面の建物) の脇から, 湧水が小川となって流れでている.



第 7 図. 1897 (明治 30) 年頃, モデルバーン屋上から札幌市街を望む : 北海道大学附属図書館. 写真奥の札幌市街から現北大事務局にかけて広がる扇状地. 写真右下にサクシコトニ川の水が見える.



第 9 図. サクシコトニ川脇の湧水跡 (左に北大附属図書館. 右に百年記念会館). 第 8 図の小さな池を逆向きに撮影した. 当時の自然の湧水量の方が今よりずっと多い.

の第 2 農場の一部だった. そこは札幌市街から続く一連の扇状地面で, サクシコトニ川が低地を流れ河畔に木陰を作っていた (第 7 図). その少し上流 (百年記念会館の前) には, 扇状地から湧き出るメムを思わせる湧水があった (第 8 図).

かつては, 第 2 農場に放牧された牛が, この池で頭を寄せ合いながら水を飲んでいて. いま水は枯れているが, 人工湧水よって泉が復元され百年記念会館前の池となっている (第 9 図).

d. 中央ローンは大きな川の跡

サッポロ川の分流だったころのサクシコトニ川は, 大雨や融雪洪水の時にはローンいっぱい川が流れ, さらに高台にも洪水が溢れ

て砂や泥を堆積していた. 近くの遺跡発掘の際に, その地層が現れていたと報告されている. これらから, ローンの低地が大きな川跡だったことが分かる (第 10 図). メムから流れでる小川となってからも, 大正時代までは遡上してきたサケが手づかみで取れ, 確かな目撃情報は 1931 (昭和 6) 年の産卵後のサケ「ホッチャレ」だったと言う. そのころのサクシコトニ川の流路は, 第 11 図のようであった.

1951 (昭和 26) 年頃に, 上流域の都市化の影響か, メムとともに川は涸れてしまい, 中央ローンに流れのない時代が続いたが, それから 50 年ほど過ぎた 2003 (平成 15) 年に札幌市藻岩浄水場から水を引いて川を復活させた (第



第 10 図. 北大中央ローンはサップロ川分流の河原の跡. 南（上流）から見た古い大きい川の跡で、サクラの咲く斜面（河岸）から右は古川の跡（氾濫原）である。



第 11 図. 1933（昭和 8）年の中央ローン：北海道大学附属図書館。この頃まで、このあたりまでサケが上がってきていた。



第 12 図. 中央ローンに復活したサクシトニ川（第 11 図の少し上流）。左右の高台（扇状地面）の間の広い低地を流れる古い大きい川の跡で、その中に復活したサクシトニ川がある。

12 図).

e. 大川が育てたハルニレ林

扇状地面に作られた農学校の運動場の脇に、古いハルニレが並木のように残されていた。いまは、その後に建てられた旧理学部（総合博物館）の前にそびえて、威風堂々と守り神を任じているように見える（第 13 図）。総合博物館南のハルニレ林には樹齢 190 年のものがあり、その切株が博物館に展示されている。計算をしてみると、発芽は江戸時代後期の 1810 年くらいになる。私も、博物館の南で切株の年輪を測ってみた（第 14 図）。半径は 80 cm ほどで、内部の 10 cm ほどは空洞だが、年輪 150 を数えた。補正計算で推定すると樹齢 171 年となり、

1830 年生まれと考えられる。これらから、このエルムの森は 19 世紀の前半に更新され、成立したことが分かる。

辻井達一は「エルムは肥えた土と十分な水と、そして十分な排水とを必要とする」と言っている。そのような条件を満たす地形は、川の付近の高台で、時には氾濫を被るところがふさわしいと思われる。

そこから考えると、サクシトニ川が大河の時代にハルニレを主とする樹林が成立していたと言えるのかもしれない。その後、メムから流れでる小川になってからも、豊かな流量が成長を支えていたことであろう。サケが産卵に現



第 13 図. 農学校運動場の脇に残されたハルニレの列. 建物は北大総合博物館で, 北大出版会の建物(旧図書館)裏までが農学校の運動場であった.



第 14 図. 総合博物館南のハルニレ林と切株の年輪. ここも運動場の跡と思われるが, 古いハルニレがあちこちに残っていた.



第 15 図. 1882 (明治 15) 年の偕楽園: 札幌市公文書館. 中央に博物館, 左奥に清華亭, 左側に孵化場, 右上にアイヌの家々. 写真下に左右に走る鉄道(当時の空知通).

れていた頃, ハルニレも豊かな水を楽し々と吸い上げることができ, 「水の都」の主役を張っていたのだ.

2) 扇状地の傍らのメム

北海道庁の北西にヌプサムメム [野の傍らの湧泉池] と呼ばれた大きな泉があった. 「野」とは, 高台をなす扇状地面のことで, その畔には和名を琴似又市とされた方の家族が住んでいたサクシコトニコタン⁷があった (第 15 図

⁷ コタン [村] は一時的にでも家があるところのことである. ここは, コトニコタンとも言われる.

右上) .

a. 最初の公園「偕楽園」

1871 (明治 4) 年, 「庶民と偕に楽しむ公園」として偕楽園が開設されたとき, あたりは, 原生林に覆われ, 水が湧き, サクシコトニ川が流れる自然郷であったと言われる. 一帯は開拓使の勸業施設として開かれ, 中央に博物館 (第 16 図), 上流側に孵化場が併設されていた. 優雅な造りの博物館がメムに映った風景には, 目を見張る.

このように, 偕楽園は「水の都・札幌」の第一幕にふさわしいところだった.



第 16 図. 開拓使仮博物館：北海道大学附属図書館. 手前の水面はメムから湧き出た池である.



第 17 図. 1880 (明治 13) 年の清華亭 (南西面) : 北海道大学附属図書館. 建物は完成しているが, 植樹を含めた庭園造りは始まっていない. この後, 左の道沿いにヨーロッパクロマツが植えられた. 右端の広葉樹は, いまに残るハルニレであろう.

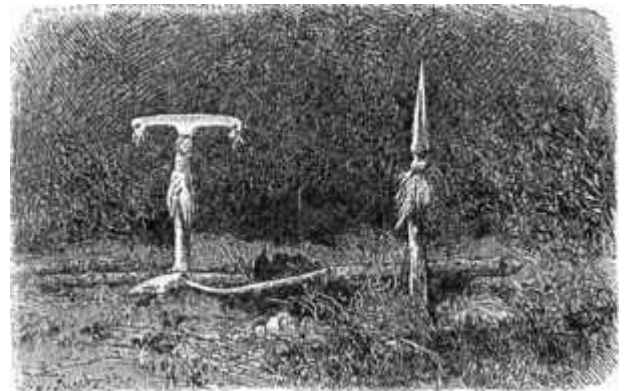
b. 扇状地に立つ清華亭

明治天皇を迎えるため, 開拓使は偕楽園の整備をさらに進め, 行在所としての豊平館も着工した. 偕楽園の休憩所 (第 17 図) は 1880 (明治 13) 年に完成し, 黒田長官が「水木清華亭」と命名した.

清華亭は, メム周辺の低地から 2 m ほど高い扇状地面に立地している (第 18 図 [上]). 建築当時はメムやサクシコトニ川の流れが目の前にあり, 東には若いハルニレが覗いていたと思われる. 1881 (明治 14) 年に開拓使を訪れた明治天皇は, 前年に完成した清華亭からの眺望を絶賛した. 若く清々しい風情が心を和ませ



第 18 図. 清華亭の今昔. [上] は 1883 (明治 16) 年の清華亭 (偕楽園図: 札幌市公文書館), [下] は 2015 年夏の南面. 清華亭の西面と南面に, 背丈の低い植樹がなされたことが分かる. その右にサクシコトニの小川が見える. [上] 右手の在来樹が [下] 右のハルニレ老樹に相当する.



第 19 図. アイヌの墓 (東洋紀行 1. G・クライトナー. 東洋文庫 555, 平凡社).

るものだったのであろう.

c. コタンとその墓

1878 (明治 11) 年に, 清華亭の建設に携わっていた「造園の大家」ルイス・ベーマーによって, サクシコトニコタンの墓が発見されていた. G.クライトナーは, 彼の案内で現地を歩き, 墓の観察記録とともにスケッチを残した (第 19 図). 彼の記述「高台となった沼沢の中央部に二基の墓があった」から, そこは清華亭より西へ延びる高台だったのではなかったかと, 私は思っている.



第 20 図. 琴似又市の肖像：北海道大学附属図書館. 前列中央が琴似又市氏である.



第 21 図. 1889 (明治 32) 年頃, 偕楽亭の景：北海道大学附属図書館. 第 18 図 [上] の中央下の孵化場の池に移設したらしい. 伊藤邸のメムから流れでたサクシコトニ川の水を止めて造ったものだろう.

そのコタンの長だった琴似又市は (第 20 図), モニオマと呼ばれた上サッポロコタンの長らとともに「札幌の事実上の最初の市民」と言ってしかるべきだろうと, 山田秀三は述べている.

d. 料亭の華やぐ地に

1880 年に鉄道が開通して偕楽園は本庁から隔てられ, その 6 年後に北海道庁は官業的公園を廃止し, 付近にあった開拓記念碑や競馬場も移されてしまった. 寂れる一方の偕楽園は, 開拓に功のあった対馬嘉三郎に払下られた. そこに博物場を改造して造られた「弦歌さんざめく偕楽亭」が出現し, 大変な賑わいで華やいでいた (第 21 図).

e. 荒廃から救われた清華亭

しばらくのあいだ「幌都の西北幽すい閑雅の



第 22 図. 清華亭入口に植えられたヨーロッパクロマツ.

処」であった偕楽亭も, 東の上島正のしょうぶ園, 中島公園の岡田花園に人々の会席を奪われ, 閉店してしまう. 清華亭付近は個人の所有になって, 池の周囲は塵捨場となり, 周辺には住宅・貸家などや市場が設けられて雑然たる“偕楽町”となったと, 大山黙笑は描写した. その荒廃を歴史家河野常吉, 北大総長佐藤昌介, 札幌市長橋本正治たちの「清華亭保存運動」が救う.

河野は「永く保存すべき史蹟であるばかりでなく, 風致上も大切. 開拓使時代の建物も残すべきである.」と論陣を張った. この運動は実り, 1933 年に史蹟に指定され保存の基礎が築かれた. 河野は, それを待たずに, 清華亭 50 年の祭りの夜, 五段雷の花火がとどろいた後, 息を引き取った.

f. 清華亭のいま

清華亭の入口 (西) と正面 (南) に植樹がなされ, 東と北には在来の木を残していた (第 15 図). いま清華亭の東にそびえるハルニレ (第 18 図 [下] の右) は在来樹の一つと思われ, 135 年にわたって偕楽園を見守ってきたと言える. そして, 入口への通路にはベーマー植樹のヨーロッパクロマツがそびえたち, 訪問者を迎えている (第 22 図).

g. ヌプサムメム再考

山田秀三は, 伊藤亀太郎の邸宅 (伊藤邸) のメムも, ヌプサムメムの一部であったかも知れないと考えていた. 地形を見ると, 偕楽園からこのあたりにかけては, 扇状地面が広がって「野」をなしており, 傍らにある窪地から水が湧きでてメムとなり, そこから川となって流れだしていたと, 考えられる.



第 23 図. 1918 (大正 7) 年の植物園 : 北海道大学植物園・博物館. 水色は川, 緑は樹木. ☆ : 附属宅地, ★ : 温室.



第 24 図. 温室西のメム : 石井正之氏提供.

なかでも偕楽園のメムは北側にサクシコトニ川の河原が広がっていて、「野の傍らに湧泉池がある」という表現にふさわしい。そこにサケが上がり、アイヌのコタンが築かれていた。その時代も、ここは「水の都」だったと思われる。

2. 植物園のメムと川を尋ねる

北大植物園は、豊平川の扇状地面に開拓使の牧羊場や博物館とともに札幌農学校植物園として設立された (第 23 図)。植物園は「天然の風致を保存」することを基本方針にしたことに



第 25 図. 植物園の幽庭湖 : 北海道大学附属図書館. 第 23 図の「幽庭湖」と付したあたりから南東方向を写したもので、正面の低地が現在のサクラ林と思われる。

より、メムはチェブンペツ川やシンノシケコトニ川などの地形とともに保存されることになった。

また、扇状地面に残っている 1000 年ほど前の竪穴式住居跡は、ここの地形と川がすでにできあがり、日々の糧を獲得できるようになっていたことを示すものである。

1) 植物園のメム

ピシクシメム [サッポロ川のほうの湧泉池] では、第 23 図の中央右下の温室の西側や、中央右寄りのひょうたん池などが、おもな湧泉であったと思われる。「明治時代の中頃、川の水は冷たく夏でも足が赤くなるほど」、「明治 33 年頃、川は綺麗で、アイヌの家が 2 軒ほどあった」と古い情景が書き残されている。

温室西のメム (第 24 図) から流れだした川は、正門のすぐ北で東へ曲流していた。その曲流部を附属宅地 (第 23 図の☆) として、道路 (西 8 丁目通) を西へ曲げて迂回した。このような自然の川の流れを残す気配りには、敬意を表わしたいと思う。

そうして残された川は、下流の植物園中央部で川幅 20~30 m もある「幽庭湖」を作って景勝地の一つとなった (第 25 図)。兩岸の氾濫原には、うっそうとした樹林が形成されていて、「水の都」を浮き立たせていた。ここで、小舟に乗って遊んだ人たちを羨むばかりである。

さて、メムの湧水は昭和時代の初期には涸れていたらしく、後に一日 6 百トの水を揚げて



第 26 図. 植物園のサクラ林はサッポロ川分流の跡. 写真左 (右岸) の斜面は河岸地形で, 左岸河岸は右端にあるが木の陰になっている. この幅広い低地が, 大きかった川の跡である.

途中ですべて抜けてしまったと, 植物園長だった辻井達一は語った. その対策に道庁の水を回して貰って凌いだが, 水量が足りなかったせいか小さな湿原を残すばかりと化した. いま, 「湿生園」と呼ばれる新しい風景が育っている.

2) 植物園の川

植物園のメムから流れだす川はチェブンペック川と呼ばれ, 西のコトニ川本流 (ポロコトニ) に入っていた. これらの川も, 古くはサッポロ川からの分流であったと考えられる. 植物園の中央部にあるサクラ林は幅 100 m ほどの分流跡の低地 (幽庭湖の河畔林) で, 第 26 図の右端が幽庭湖にあたる流路である.

チェブンペックを古名とするこの川には, もう一つの名前「セロンペック」があった. 松前藩の番人がサケを蒸籠に入れて塩鮭を作ったことから名づけられたと, 永田方正が書き残している. 和人の「蒸籠川」が, アイヌ語の「セロンペック」になったというわけだ. このような地名は, 松前藩が管理人を派遣するほど大量のサケが獲れた川だったことを物語る.

1873 (明治 6) 年の『札幌郡西部図』には, この川とコトニ川本流の合流点付近にアイヌ家屋が 3 軒と書かれている. 「コトニ」コタンとも呼べるサクシコトニコタンとは別の村がここにあったのかもしれない.

3) 植物園のもう一つの川

植物園の西側に, 第 23 図では不明瞭だが, もう一つの川「シンノシケコトニ川」が流れていた. 3 本のコトニ川の真中 (コトニ川とチェ

ブンペックの間) の川のことである. この川は, 旧札幌市立病院の南や旧大通小学校付近の小さなメムを源流として, 植物園を過ぎて北西に流れ, コトニ川と合流していた.

第 4 図を見ると, この川はチェブンペック川とつながっているように見える. 扇状地の川なので, 洪水によって流路が切り替わったり, 絡み合いながら流れていたことを示すのかもしれない.

おわりに

都市の建設は自然を壊して進められ, 自然が変われば地名も替わっていく. 札幌で 150 年前に始まった開拓は, アイヌの人たちの生活を奪ったうえ, 川も失くしてしまった. 山田秀三のアイヌ語地名を尋ねる仕事は, そのような失われた自然への回帰の旅だったと, 筆者は感じている.

その思いに触れようと思い立って, 資料や写真を集めて, 少し考えてきた. 歴史の深いところに理解が進んだ訳ではないが, その風景の成り立ちが見えてきたようである.

次は, サッポロ川, ハッサム川, ツイシカリ川などの祖先河川の姿を整理してみたいと思っている.

参考文献

(本稿では文章が煩雑になることを避けるために, 文献の引用を明記しなかったが, 執筆にあたって, 以下の文献を参考にした.)

- G・クライトナー, 1992, 東洋紀行 1. 東洋文庫 555, 平凡社 (大林太良監修・小谷裕幸・森田明訳), 358p.
- 飯嶋矩道・船越長善, 1873, 「札幌郡西部図」. 北海道立図書館所蔵.
- 岩沢健蔵, 1986, 北大歴史散歩. 北海道大学出版会, 214p.
- 永田方正, 1892, 北海道蝦夷語地名解. 国書刊行会, 1972 (復刻), 498p.
- 大山黙笑, 1927, さっぽろの昔話 大正編. みやま書房, 1978 (復刻), 164p.
- 札幌市教育委員会, 1980, 豊平館・清華亭. さっぽろ文庫 15, 札幌市, 314p.
- 山田秀三, 1964, 札幌のアイヌ地名を尋ねて. 楡書房, 176p.



《報告・資料》

サハリン島スミルヌイフ（気屯）西方丘陵の上部新生界

岡 孝雄^{1)2)†}

Late Cenozoic strata of the western hills of Sumirnykh (Keton) area in Sakhalin Island, the Russian Federation

Takao Oka^{1)2)†}

2017年11月9日受付

2017年12月3日受理

1) 株式会社北海道技術コンサルタント
Hokkaido Gijutsu Consultants Inc.

連絡先: 065-0043 札幌市東区苗穂町4丁目
Address: 2-8 Naebo-chyo 4-2-8, Higashi-ku
Sapporo 065-0043, Japan

2) 北海道総合地質学研究センター
Hokkaido Research Center of Geology

† Corresponding author: oka@dogi.co.jp

Keywords: Sakhalin, Western Sakhalin Mountains, Poronaysk Lowland, Plio-Pleistocene, Tym-Poronaysk fault, Fortipecten takahashii

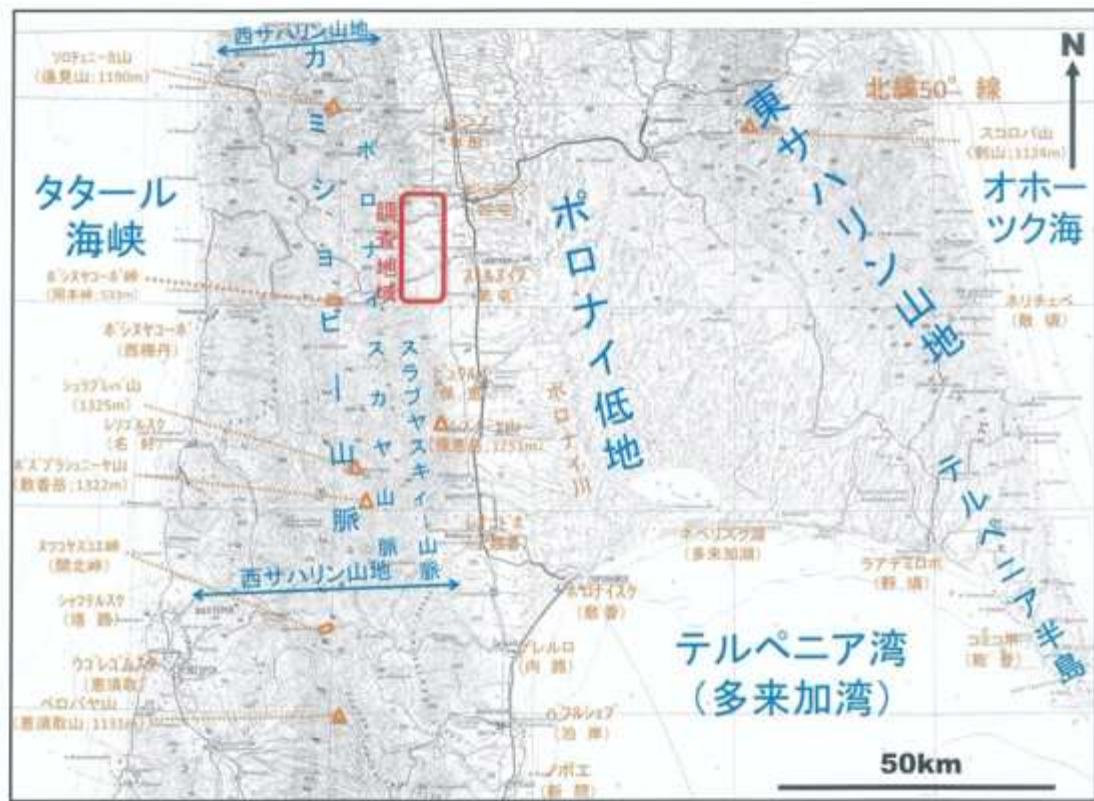
はじめに

1980年代末、ソ連邦でペレストロイカでの民主化・開放の気運が盛り上がる中、日ソ協会道連合会のサハリンへの訪問事業「道民の船」および「道民の翼」への参加の呼びかけに応じて、北海道とサハリンの民間ベースでの地質学交流が始まった。最初の交流は第7回サハリン「道民の翼」（1988年7月）に4名が参加し、ユジノサハリンスクとその周辺の地質見学を行った。その後、北方圏地質研究会（会長：北川芳男）が組織されたことにより交流は本格的

（概要）

サハリン島の西サハリン山地の東縁にはティムーポロナイスク断層の東側にスナイ低地やポロナイ低地などの新生代末に形成された構造盆地列が発達する。南サハリン北部のスミルヌイフ付近の同断層は、ほぼ南北の主要セグメントと北西-南東のそれが組み合わさり、それに応じて山地が鍵型状に突出し、その鍵型部に囲まれるように丘陵部が広がり、前期中新世末～前期更新世の地層群が複向斜を成して分布している。西サハリン山地とその周辺の第三系の堆積場の変遷から、断層本体は後期中新世以前に活動したと考えられている。複向斜内には西寄りに鮮新-下部更新統の東傾斜の急立帯が、さらに東部には活断層帯が存在する。急立帯は主に前期更新世後半に形成されたと見なされる。これらはティムーポロナイスク断層の一連の活動の産物で、スミルヌイフ付近では西から東へ断層活動がシフトしていることが明らかである。

となり、1989年8月には2名が主として東サハリン山地の地質見学を行った。1990年7-8月には第四系（オハ周辺およびユジノサハリンスク



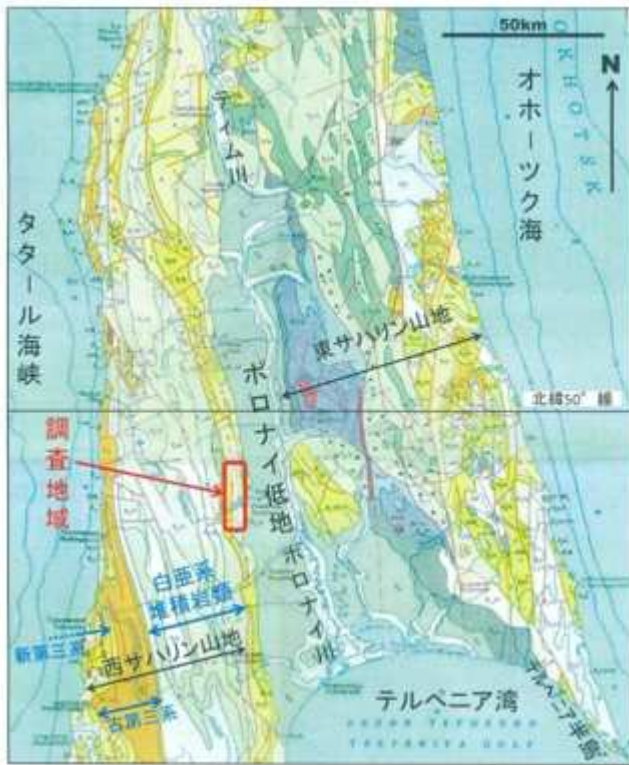
第 1 図. 南サハラ北部の地形図と地形区分. 2010 年刊行のサハラ州地図—サハラ島 50 万分の 1—に加筆.

西方丘陵), ススナイ山地など 3 班の取り組みに計 12 名が参加し, ほかに 1 名の長期滞在があった. その後, 1991 年 8~9 月には 3 名がサハラ経路でカムチャッカ半島に主として花粉分析試料採取などの目的で立ち入り, 1992 年 11 月には 2 名がススナイ山地での調査, 1993 年 8 月には 7 名が参加してユジノサハリンスク~ホルムスク間およびコルサコフ東方海岸の第三紀層見学, 1995 年 8 月には 2 名がシュミット半島での調査を行った. 1996 年 8 月には 2 班 (新第三系~第四系下部およびススナイ山地・東サハラ山地) で延べ研究者 4 名・大学生 3 名が参加した. これにより北方圏地質研究会の活動は事実上終了したが, 著者は 1989 年 8 月, 1990 年 8 月第四系班, 1993 年 8 月, 1996 年 8 月の 4 回の訪問 (地質見学・調査) に参加した (岡, 1990; 1992; 岡・五十嵐, 1997; 岡・松枝, 2006). その後, サハラについては 2002 年および 2005 年にロシア科学アカデミー極東支部主催の地震活動・テクトニクス関連のシンポジウムで, 2012 年に温泉開発検討の業務でユジノサハリンスクを訪問し, 周辺地域の地形・地質などについて見学を行った.

以上のように, 筆者は過去約 30 年間にサハラ島へ 7 回立ち入り, サハラの地形・地質を見聞してきた. その成果の紹介は 1989 年東サハラ山地および 1990 年オハ・ユジノサハリンスクの見学・調査に限られていた. そのため, 未公表の成果について「総合地質」誌上で可能な限り公表していきたいと考えている.

筆者のライフワークは北海道の平野・盆地の成立プロセスの解明であり, 平野・盆地の基本的枠組は鮮新一下部更新統の中に秘められていると考えている. サハラへの興味的主要なテーマも鮮新一下部更新統の層序・構造などになる. 特に, 北海道北部の当該地層群 (勇知層および更別層) との対比・比較に関心を抱いており, シュミット半島基部 (オハ周辺) およびユジノサハリンスク西方丘陵の当該層 (ヌウト層, 上部マルヤマ層) については既に報告を行ってきた (岡, 1992; 岡・五十嵐, 1997). 今回は 1996 年 8 月に調査した南サハラ北部マカロフ地域およびスミルヌイフ地域のうち後者の鮮新一下部更新統を含む後期新生代地層群について報告する.

調査地域は第 1 図に示した東西 5 km×南北



第2図. サハリン島の北緯49°~50°40'間の西半部の地質図. 100万分の1地質図「サハリン島の地質構造」(Semynov, 1994)に加筆.

15 km の範囲であるが、調査期間は3日間限定されており調査は極めて不十分である。そのため、ロシア側から提供された簡単な地質図を基本にして調査結果を加えてまとめたため、後述するように種々問題がある。一方、この地域については第二次大戦前に旧樺太庁で編纂した地質図「樺太敷香郡敷香町半田澤気屯川間石油徴候地質図」およびその説明資料(植村, 1936)が存在しており、それも参考にした。なお、地層中には貝化石が多産するが、それらの同定は現地での筆者による判定のためタカハシホタテ (*Fortipecten takahashii*) 以外は特に断らない限り属名のみでの記述としている。

地質案内は元サハリン地質局の V.M. Radyush 博士(当時, サハリン地質鉱物資源委員会; Sakhalin Geol. Com.), Tyuzov 博士(同, ユジノサハリンスク地質情報センター), B.T. Galverson 氏による。その他、車の提供・運転などは Gregory 氏にお世話になった。記して感謝の意を表す。なお、本調査にはサハリン自然体験として大学生3人も同行している。

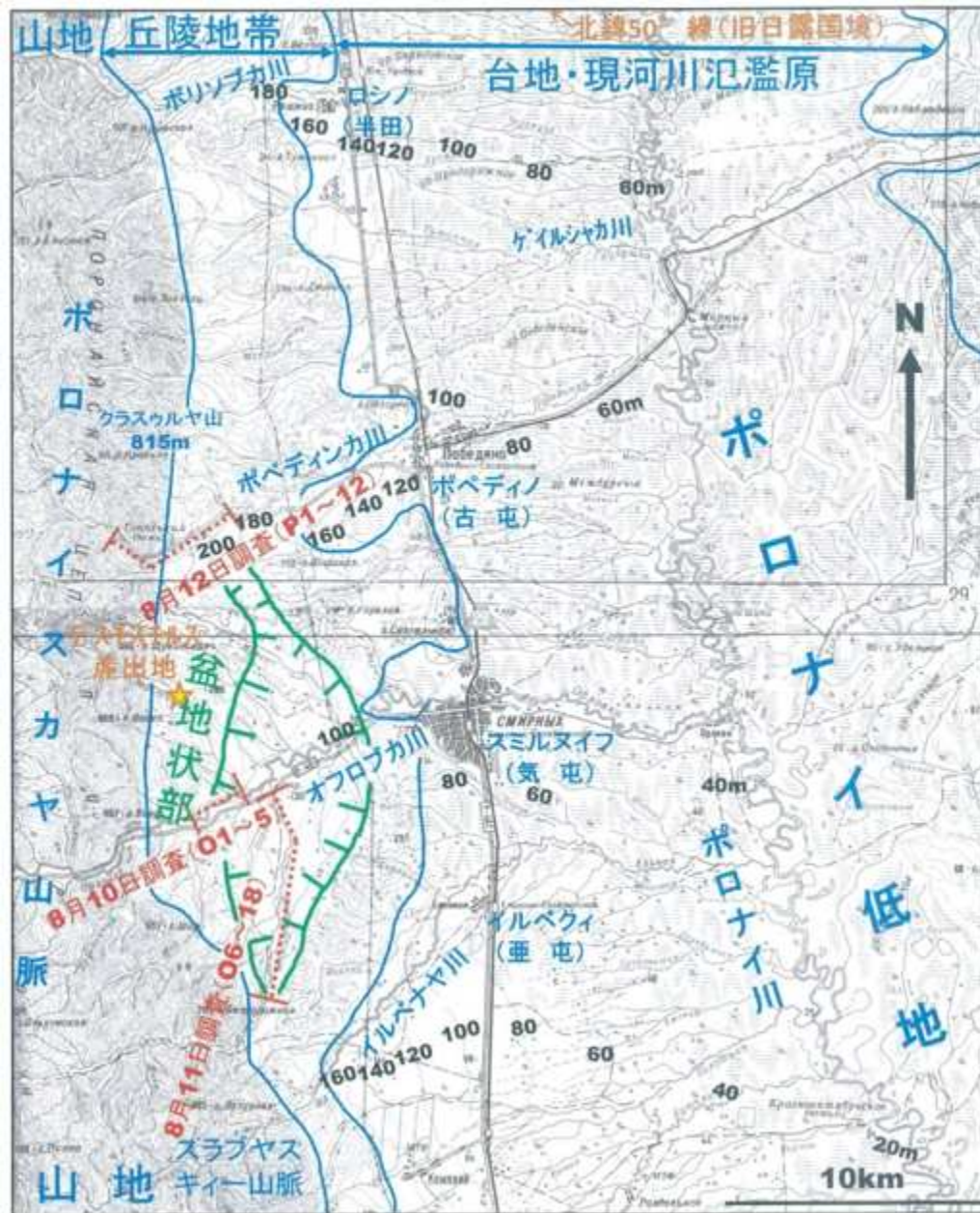
地形・地質概要

1. 南サハリン北部の地形・地質概要

北緯50°以南の南サハリンは旧日本領であるが、その北部の地形は南北に延びた帯状分布が基本となる(第1図)。西からタタール海峡、西サハリン山地、ポロナイ低地(ポロナイ川流域)ーテルペニア湾(多来加湾)、東サハリン山地ーテルペニア半島が並ぶ。

西サハリン山地は北緯51°付近から同46°付近のクリリオン岬まで総延長640 kmに達し、分水界をなす主山列(カムショビー山脈)と東西両側の多くの支脈および副山列から構成される。同山地は南サハリン北部では幅40 km前後で、主山列を構成する山々の標高は1,000~1,300 m級であり、レオコドボ(上敷香)東北東のシェラブレバ山(1,328m)とボスブラシャニート山(敷香岳; 1,322 m)が最高部分である。東側に並走する副山列はポロナイスカヤ山脈で標高800m~1,000m級である。なお、スミルヌイフ(気屯)南方から上敷香北方にかけての範囲では、この東側に延長40 km程度のラブヤスキュー山脈があり、1,000 m前後以上の標高で(最高峰はレブナーヤ山ー保恵岳ー1,251 m)、東側のポロナイ低地に丘陵地をほとんど介さないで移行しており、高度差が極めて顕著になっている。西サハリン山地の主部は白亜系堆積岩類で構成され、西海岸沿いにはウゴレゴルスク(恵須取)を中心として古第三系および新第三系が狭長に分布する(第2図)。

ポロナイ低地はポロナイ川流域を主体とし、南北150 kmで、南から南南東へ向かって広がり、南方沿岸では東西幅80 kmとなり鋭角三角形の分布形態を示し、丘陵地、扇状地および沖積低地(現河川氾濫原面)が含まれる。中軸に原始河川状態で顕著に蛇行を繰り返すポロナイ川が流れており、北端では北流しオホーツク海へ向かうティム川と分水界を形成している。南側ではテルペニア湾(多来加湾; 水深100m以内)に続き、沿岸には潟湖であるネブスコエ湖(多来加湖)が存在する。主部のポロナイ川とその支流群の下流部では氾濫原および沿岸低地では現氾濫原堆積物または沖積層が分布する(第2, 3図)。ポロナイ低地の西縁は、ティムーポロナイスク断層を介して接する、山地を構成する白亜系堆積岩と狭長な褶曲帯(丘陵地)を成す新第三系~第四系下部の地



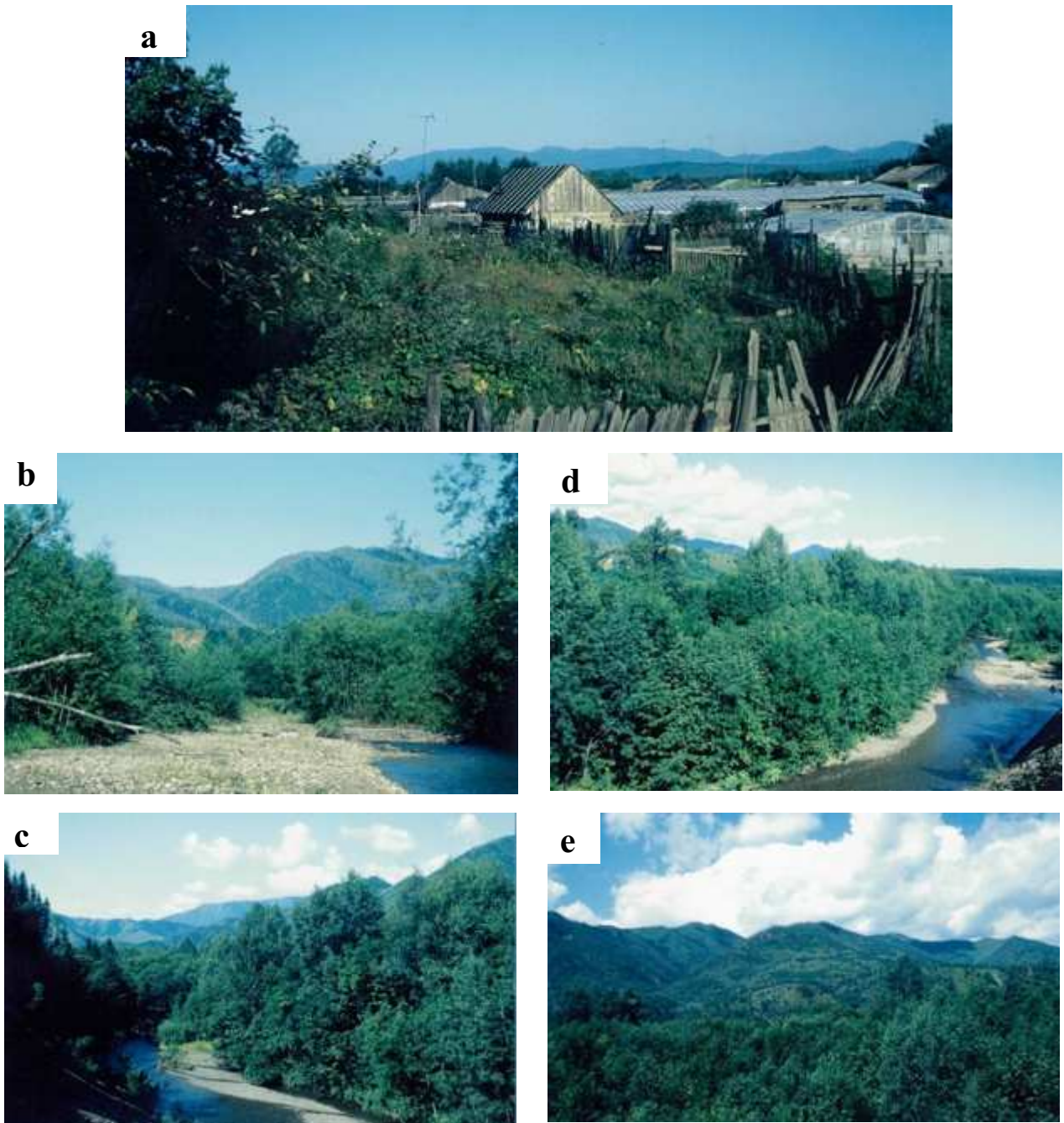
第3図. 調査地付近 (スミルヌイフ～ポペディノ地域) の地形図と地形区分. 1993年刊行の20万分の1サハリン州地図帳に加筆. 黒太数字は等高線の標高 (m) を強調して示す.

層群からなる. ポロナイ川の西岸側を主体として, 扇状地性の台地が幅広く分布し, 開析の程度などから判断して, それらは最終氷期以降の形成と推察される.

東サハリン山地は西サハリン山地と同様に北緯 51°付近に始まり, 同 49°20'付近まで延長 250 km・幅 70 km 弱の広がりがある. 最高峰は 50°50'付近のロパミナ山 (1,608 m) であるが, 南サハリン北部内では北緯 50°付近のスコロバ山 (剣山; 1,124 m) が最高である. 南南東へ延びてテルペニア半島 (北知床半島) へ続く. 白

亜紀を主体とした付加体から主に構成され, ポロナイ低地寄りの部分では蛇紋岩・変成岩類が伴われる.

余談になるが, 岡田嘉子と杉本良吉の第二次大戦前のソ連亡命逃避行の舞台となったのは, ポロナイ低地の西部の複合扇状地上の南北の幹線道である. 籠瀬 (1995) によれば, 彼らは 1937年暮れの 12月27日に東京上野駅を出発し, 2つの連絡船 (津軽・宗谷海峡) を乗り継ぎ, 31日夜, 敷香 (ポロナイスク) 駅に到着し, 1938年1月2日午前に乗合バスで上敷香 (レオニド



第 4 図. a: スミルヌイフ市街北部から北北西を望む (1996. 8. 12). 前方の山並みは, 西サハリン山地東部のポロナイスク山脈. 8. 10 および 8. 11 調査のオフロフカ川は左手前方. この写真内の市街北西部で活断層トレンチ調査実施 (堤ほか, 1999). b: ポペディンカ川中流部 (8 月 12 日調査; スタート地点の橋上から西南西へ向かって撮影). 前方山地は白亜系分布で, 右手はクラスウルヤ山 (815 m). c: P3 地点から西南西へ向かってポペディンカ川を撮影 (奥が上流). 中央遠景の山はカミショビー山脈 (1, 000~1, 200 m 級の山稜). d: P3 地点から北東へ向かってポペディンカ川を撮影 (右手前方が下流). e: P4 地点付近から北へ向かってポロナイスク山脈 (標高 800 m 級の山稜が続く) を撮影. 手前丘陵地は標高 200~300 m で新第三系分布域.

ポ) 経由で保恵 (ビュクルイ) に至り, 同日午後には馬そりを走らせ気屯 (スミルヌイフ) に到着している. そして翌日の 3 日に馬そりで古屯 (ポペディノ) 経由で半田 (ルシノ) の国境南側に到着し, 雪原を歩いて国境 (北緯 50°) 越

えを行ったとされている.

2. 調査地付近 (スミルヌイフ~ポペディノ地域) の地形・地質概要

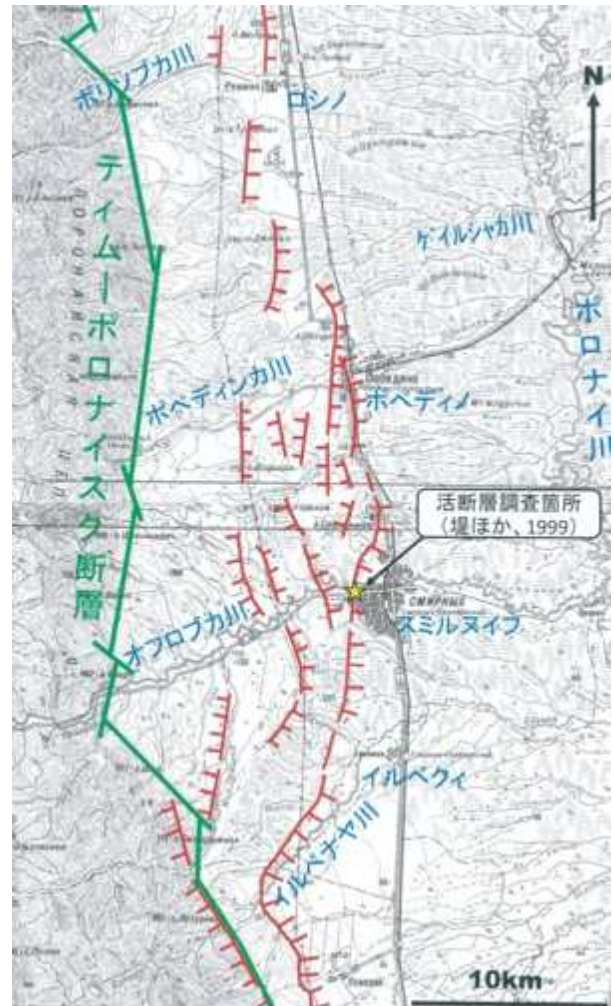
調査地付近 (スミルヌイフ~ポペディノ地域) は西サハリン山地の東縁部からポロナイ低

地にかけての範囲であり、地形的には西から山地域、丘陵地帯、台地・現河川氾濫原域に区分される(第3図)。調査地域の東側にはポロナイ川がポロナイ低地の中軸を南南東へ向かって流れ、それに西側山地からポリソブカ川、ゲイルシャカ川、ポペディンカ川(古屯川、オフロブカ川(気屯川)、イルベナヤ川(巫屯川)などが合流する。

山地域は主にポロナイスカヤ山脈(第4図 a-d)で構成され、オフロブカ川より南側では同山脈の東側にスラブヤスキー山の北端部が伴われ、山稜の標高は800~1,000 m 前後である。

丘陵地帯(第4図 e)は稜線部の標高が200~300 m であり、山地の東側に沿って分布し東西幅が一般に6~12 km 程度で、南のイルベナヤ川から南では2 km 前後と極めて狭くなる。ポペディノ~スミルヌイフ間では幅10 km と広がり、後述のオフロブカ川の中流部では南北に伸びた紡錘状の盆地状部が存在し、標高150 m 以下の部分を同200 m 以上の稜線部が取り囲んでおり、前者では河岸段丘の比較的広い分布が認められる。なお、この200 m 以上の稜線部のうちスミルヌイフ市街~ポペディノ市街寄りの東部は後述の3で述べるように、活断層群の発達が顕著である。盆地状部付近は主に鮮新統~下部更新統のヌウト層(N1-2nt)と比較的分布の広い河岸段丘堆積物より構成され、その周囲は中新世のベルクネドゥ層(N1vd)+オコビカイ層(N1ok)などで構成され、全体として複向斜状となっている。

台地・現河川氾濫原域はポロナイ川の西岸側では扇状地群により特徴付けられる。特に、南部のイルベナヤ川などと北部のポリソブカ川などがつくる扇状地群が明瞭であり、前者では扇頂部(標高160 m 程度)から扇端部(30 m 程度)までの直線距離は18 km で、平均すると7/1,000 程度の勾配となる。後者では扇頂部(標高180 m 程度)から扇端部(60m 程度)までの直線距離は14 km で、平均すると6/1,000 弱の勾配となる。これらに対して、ポペディンカ川およびオフロブカ川沿いの扇状地形は3で述べるように、扇中央部~扇頂部では活断層の影響により丘陵地帯が進み、不規則なものになっている。地図(第3図)中の湿地(泥炭地)模様



第5図. 活断層の分布(鈴木ほか, 2000 による). 地形図は1993年刊行の20万分の1サハリ州地図帳を使用).

の分布から、河川氾濫原面が広く占めるように錯覚されるが、これは実際には扇状地を成す台地上に形成された泥炭地で、現河川などの低湿地を示すものではない。ポロナイ川やその支流群では、蛇行ゾーンとして現河川氾濫原面が狭長に枝分かれして分布している。

今回の調査地域を含む検討範囲は上述の盆地状部とその周辺にあり(第3図)、1996年8月10日にスミルヌイフ市街南南西のオフロブカ川中流域(O1~5地点)、同8月12日にオフロブカ川南側支流(O6~18地点)、同8月12日にポペディンカ川(P1~12)を調査した。

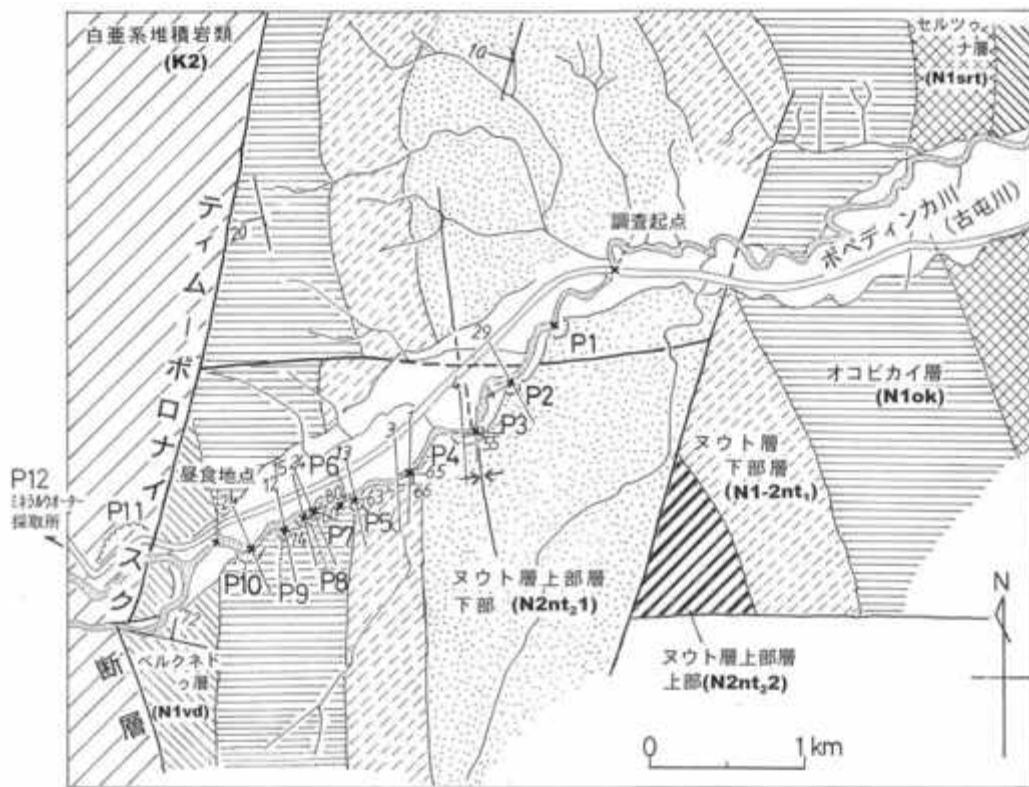
3. 活断層について

鈴木ほか(2000)によれば、日本が関与するサハリンの活断層調査は1995年の文部科学省科学研究費突発災害「平成7年度サハリン北部地震とその被害の調査研究(代表:笠原 稔)」

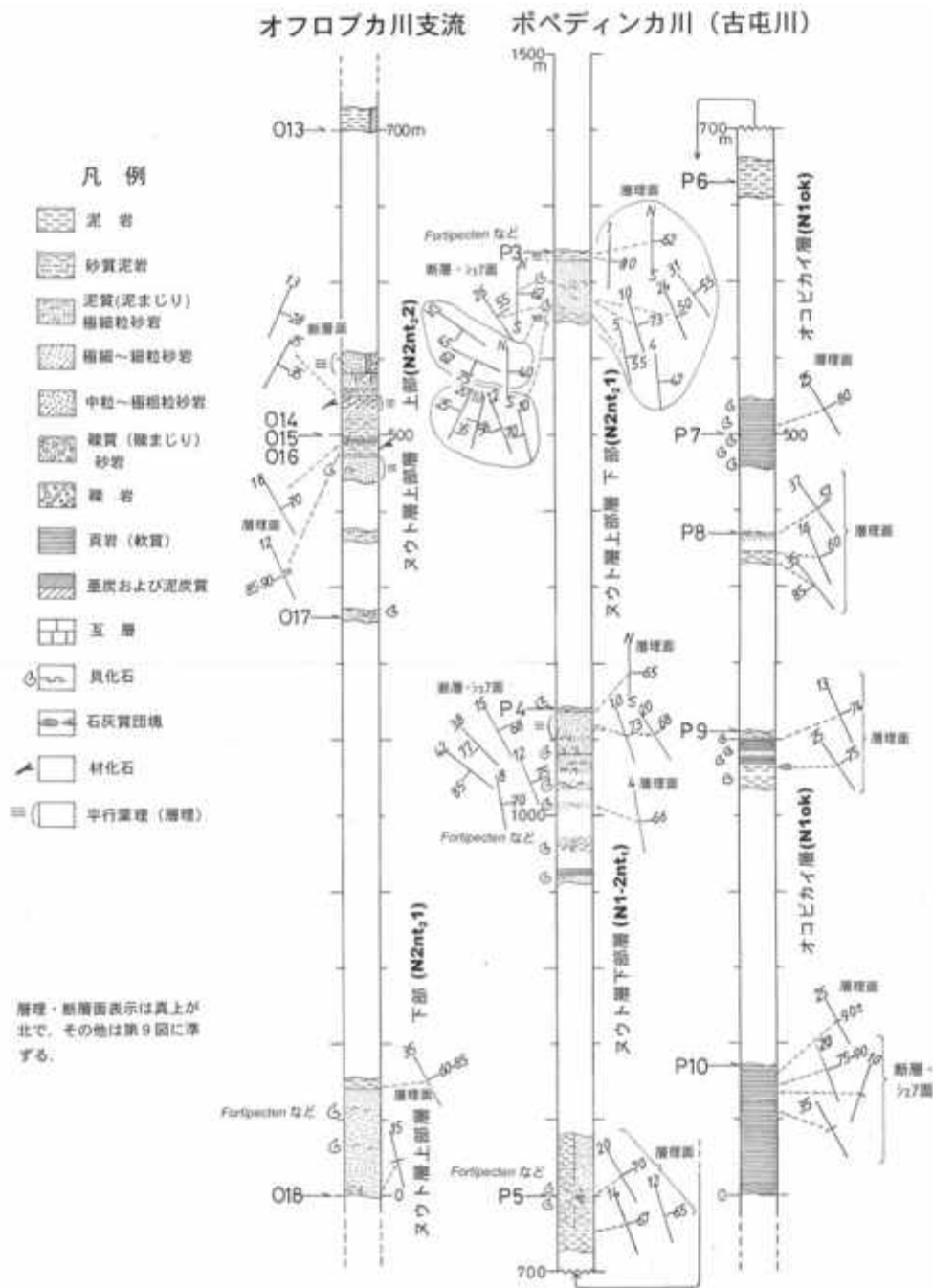
およびそれに続く 1997~1998 年度文部科学省科学研究費国際学術研究「極東ロシアにおけるテクトニクスと活断層に関する総合調査 (代表: 木村 学)」によって, 日ロ共同研究として行われ, 1998 年の夏の調査までにはほぼその概要が明らかになったとされる. 具体的にはロシア科学アカデミー海洋地質学地球物理所およびロシア天然資源省極東地質情報センターの協力によって, サハリン全土に関する実体視可能な衛星写真と主な地域の 2 万分の 1~4 万分の 1 程度の縮尺の空中写真, および 1995 年北サハリン地震直後の震源地付近の 1 万分の 1 空中写真の閲覧・判読が行なわれた. その結果, サハリンの活断層はサハリン南部のユジノサハリンスク低地帯 (ススナイ低地) 西縁, サハリン中部のポロナイスク低地帯 (ポロナイ低地) 西縁およびサハリン北部のネフチェゴルスク周辺に分布するとされた.

スミルヌイフ~ポペディノ地域の活断層についてはポロナイ低地西縁のティムーポロナイスク断層沿いに断層群として存在することが紹介されている (鈴木ほか, 2000; 第 5 図).

丘陵地帯が幅広くなるイルベナヤ川以北については, 同断層から東側に 10 km 前後離れて, その東半部に分布しているのに対して, 以南においてはティムーポロナイスク断層沿いに分布し同断層の活動をストレートに反映している. 最も東寄りで追跡される活断層は屈曲に富み, 地形面を撓曲変位させ, 隆起側 (西側) の地形面を西方へ傾斜させており, 比較的 low 角の逆断層とされており, 堤ほか (1999) によれば, スミルヌイフ市街地の北方箇所 (北緯 45°45'; 第 4 図 a) でトレンチ調査が実施され, 完新世の段丘堆積物を切る 40°西傾斜の逆断層 (最新イベントのネットスリップ約 5 m) が確認されている. 鈴木ほか (2000) は, この逆断層の上盤側 (西側) においては多くの逆向きや山側 (西側) 隆起の低断層崖が認められるとし, これらを上盤側において副次的に生じた圧縮場に対応した断層や急傾斜した地層 (新第三系) の層面すべりの断層であろうと推察している. さらに, 以上の断層に沿っては, 高位段丘面から低位段丘面までが累積的に変位しており, 総変位量は中位相当の段丘面で 70 m, 低位段丘面で



第 6 図. ポペディンカ川中流域の地質図. ロシア側案内者から提示された簡略な地質図をもとに調査結果を加えて作成 (凡例は第 13 図に準ずる). 調査地点 (P1~12) 以外の 3 点の走向・傾斜は植村 (1936) による.



第7図. ポペディンカ川およびオフロブカ川支流のオコビカイ層とヌウト層のルート柱状図.

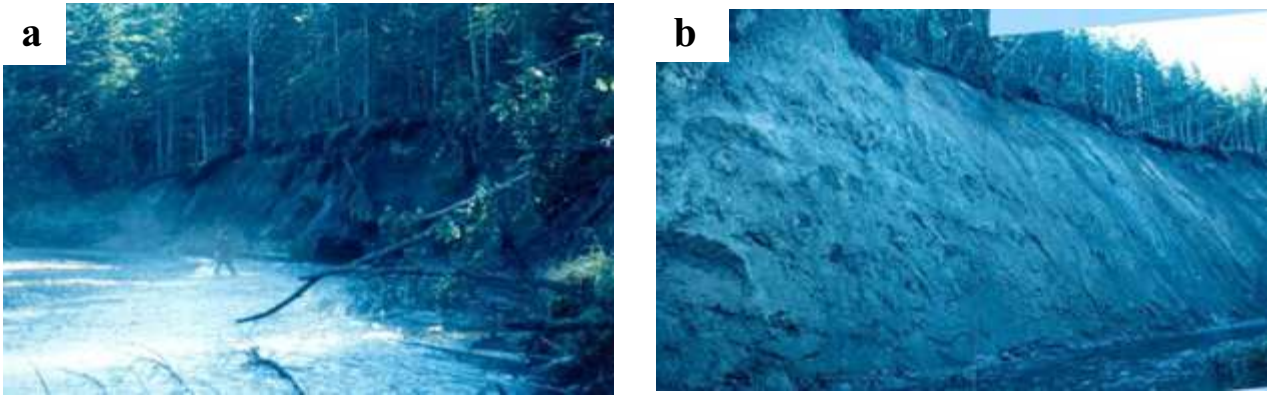
20~30 m に及び、平均変位速度は垂直成分のみでも 1.0~1.5 m/1,000 年程度になることが予想されており、断層面が底角であることを考えると、ネットスリップ速度はこの数倍になる可能性も指摘されている。

調査結果

1. ポペディンカ川 (古屯川) 中流

調査範囲は主にティムポロナイスク断層の東側の新第三系分布域であり、同断層西側に

隣接する白亜系分布域の一部も含まれる (第4図 b-e). ロシア側より提示された地質図によれば新第三系は下位より、ベルクネドゥ層 (N1vd), セルツウナ層 (N1srt), オコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層 (N2nt₂) より構成され、ヌウト層上部層は下部 (N2nt₂1) と上部 (N2nt₂2) に分けられる。調査を行ったのはティムポロナイスク断層に隣接する南岸側の 4 km 間の露頭群である。第6図に調査地点番号, 測定層理(走向・傾斜),



第 8 図. a : ポペディンカ川 P1 地点. 不整合面を境にしてその上位 2 m は低位段丘堆積物, 下位 4.5 m はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1). b : P2 地点. ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) より成る. 最上部には斜交不整合面があり, その上位約 2 m は中位段丘堆積物.

地名などを付して作成した地質図を示す. なお, 地層の区分と分布はロシア側から提供された地質図に基づくとともに, 植村 (1936) により作成された地質図中の層理面の走向・傾斜を補完的に表示した (ただし, 新第三系は 3 点のみ).

8 月 12 日にロシア側の案内で第 6 図の中央部の橋から上流へ向かって調査を進め, 地点番号は P1~12 とし下流側より順に付した. P3 より始まる東傾斜の急立部においては, 下位よりオコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) の順に層厚約 1,400 m 部分が整合一連で堆積しており, P3, P4, P5……と番号が進むに連れて層準的に下位へ移行する (第 7 図). オコビカイ層の下位のベルクネドゥ層 (N1vd), セルツナ層 (N1srt) およびヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) については調査を行っていない.

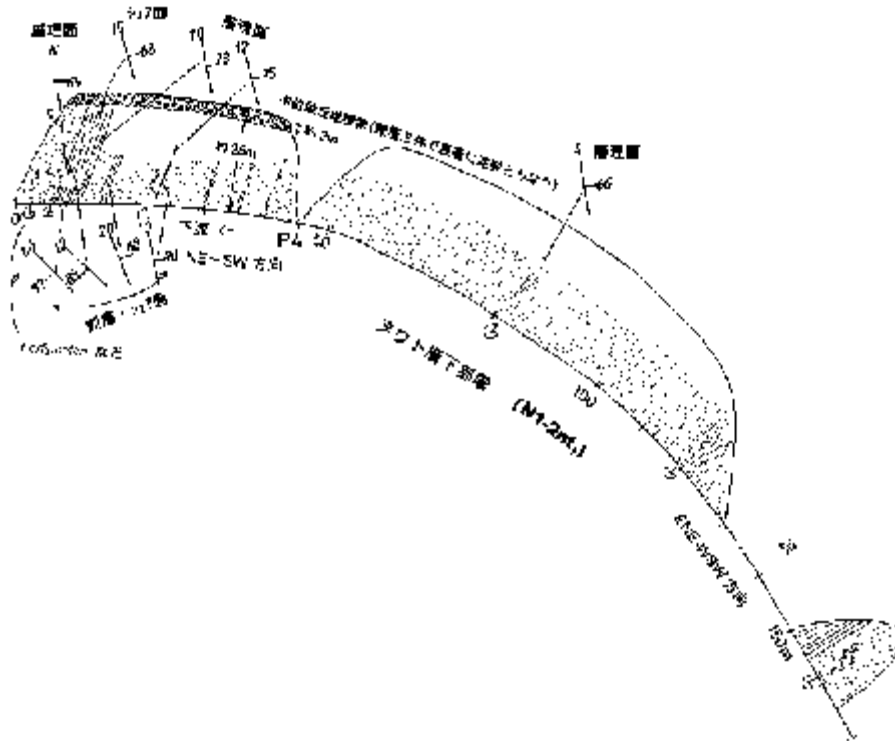
1) 地点 (露頭) 毎の説明

P1: 露頭は約 6.5 m 高, 長さ約 80 m で (第 8 図 a), 不整合面を境にしてその上位 2 m は最低位段丘堆積物, 下位 4.5 m 部分はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) である. 段丘堆積物は礫層が主体で最上部に腐植土層をともなう. N2nt₂1 はほぼ水平に堆積するように見え, 軟質の砂質シルト~泥まじり極細粒砂岩からなる. 貝化石を多産し, *Fortipecten (takahashii)*, *Liocyra*, *Conchocele* および *Turritella* などが含まれるが, このうち *Liocyra* が卓越する.

P2: 露頭は 20 数 m 高, 長さ 30 m+ で (第 8 図 b), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) より成り, トップには斜交不整合面があり, その上位約 2

m には中位段丘堆積物が重なる. 中位段丘堆積物は礫層が主体で, 最上部に泥炭層をともなう. N2nt₂1 は上流へ見かけ上 10°程度傾いているが, 層理面を 1 点測定した結果は N30°W・4°SW であった. 軟質の灰色シルト岩を主体とするが, 泥質の極細粒砂岩部も挟まれ, 部分的には層理も認められ, 全体としては 25~30 m 程度の層厚があるようである. その基底部の極細粒砂岩・細礫点在砂質シルト岩部分では *Nucula*, *Acila*, *Yoldia*, *Macoma (calcarena?)* など 2 種をわずかに含むのが確認された.

P3: 川の曲流部の約 25 m 高, 曲がり延長 250 m 弱の大露頭である (第 9 図). 露頭最上部の約 2 m 部分は P2 と同様に中位段丘堆積物が占め, 斜交不整合面より下位の露頭の主要部はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) である. N2nt₂1 は露頭の下流側 2/3 の部分は基盤岩である硬質泥岩などの細礫を散点的に含み, 板状層理を示す灰色砂質泥岩が主体の緩傾斜部で, ほぼ水平または見かけ上上流へ数°程度傾いており, 部分的に貝化石密集層が挟まれる. これに対して, 上流側 1/3 の部分は東北東へ 50~70°程度で傾斜する急立帯を成しており, N10°W・73°ENE, N31°W・55°NE, N24°W・50°ENE, N3°W・55°E, N4°W・47°E と一部逆転の N62°W・75°SW などの層理面が測定でき, 構造変換部 (向斜軸想定) では幅 1~2 m 程度の断層帯 (破砕部; N1°E・80°E) が認められる (第 10 図 a). さらにほぼ同走向の断層 (幅 40cm の破砕部; NS・62°E), そのほか多くのシェア面・小断層 (N26°W・55°ENE, N52°W・45°SW, NS・40°E, N20°E・



第 11 図. P4 地点におけるヌウト層下部層のルートスケッチ図.

25°WNW, N10°E・35°WNW, N12°W・58°WSW, N10°W・70°WSW) が認められる. 下流側と同様な板状層理のある含貝化石の灰色砂質泥岩のほかに泥まじり極細粒砂岩部もあり, その中では *Fortipecten takahashii* の扁平面などが層理をとらえる手がかりとなる.

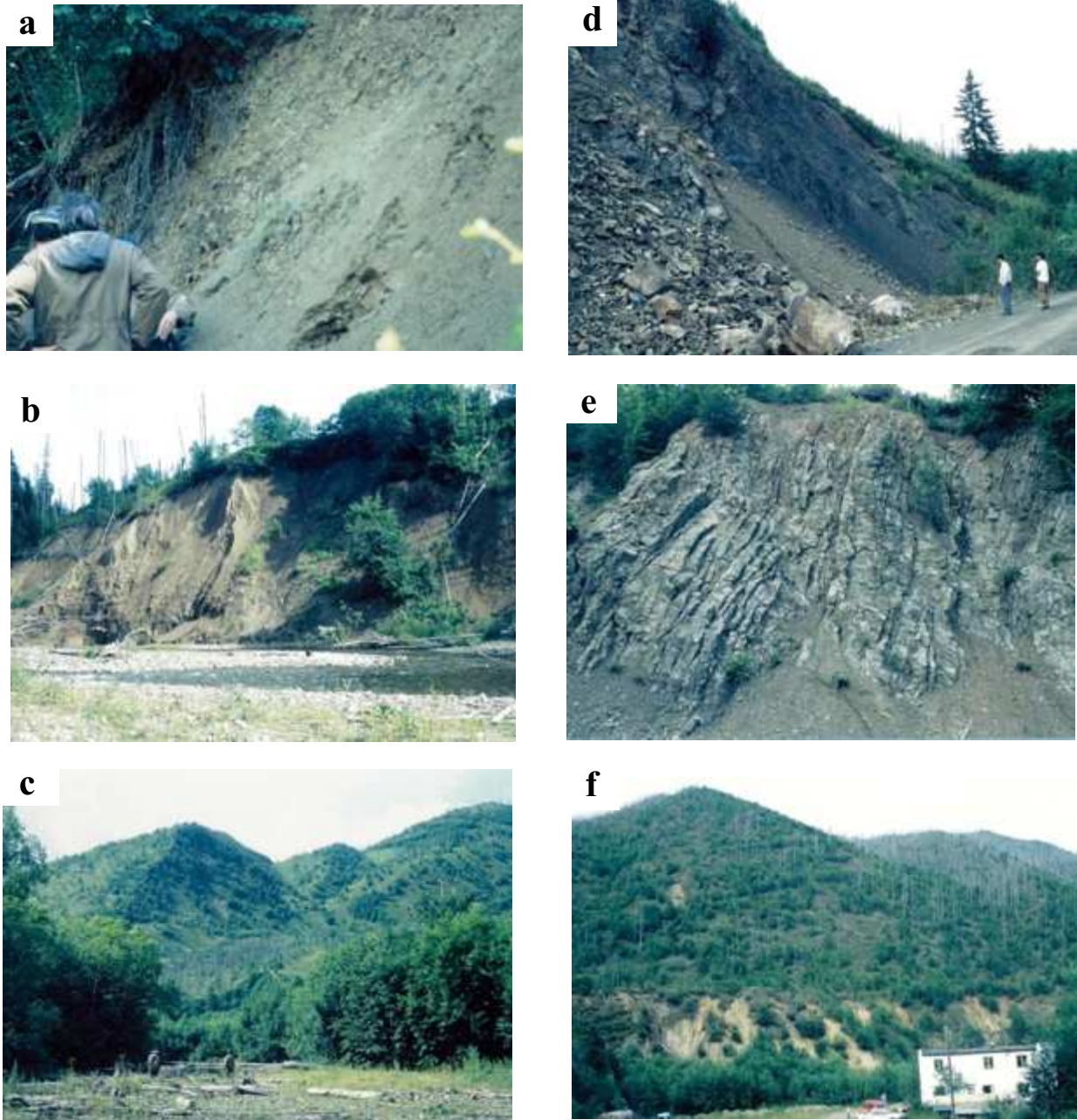
P4: 高さ 20 数 m で小沢合流部をはさみ延長 165 m の 3 つの露頭より構成される. 約 45 m 長の下手露頭 (第 11 図, 第 10 図 b) では, 露頭最上部の約 2 m 部分は P2・P3 と同様に中位段丘堆積物が占めるが, 斜交不整合面より下位の露頭の主要部はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である. 中位段丘堆積物は礫層を主とし, 最上部に泥炭層をともなう. N1-2nt₁ は無層理の極細～細粒砂岩と極細粒砂岩・シルト岩互層 (板状層理) から構成され, *Fortipecten takahashii* を主体とする貝化石を含み (第 10 図 c), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂) との明瞭な岩相的差異は認められない. 東北東へ 70°程度で傾斜する層理面 4 点が測定された (NS・65° E, N10° W・73° ENE, N12°W・75°ENE, N20°W・68°ENE). そして, この層理面とほぼ同走向のシェア面 (N40°W・77°SW, N15°W・68°ENE, N40°W・77°SW, N42°W・85°SW, N12°W・75°ENE, N10°W・70°ENE) が認められた. 中央の露頭

(延長約 85 m) でもほぼ同様な岩相で N4°W・66°E の層理面 (含貝化石の扁平面測定 1 点) を認めた. 小沢をはさむ上手の露頭 (長さ約 15 m) もほぼ同様である.

P5: 延長 80 m 弱の露頭であり, その下流部分 40 m 程度 (層準的に上位) はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) で泥まじりの極細～細粒砂岩で構成され, 含貝化石ノジュール (*Fortipecten* など) を含み, N20°W・70°ENE の層理面が確認できる. 上流部分はオコビカイ層 (N1ok) で, 灰色シルト岩～砂質シルト岩より成るが, 貝化石の含有は確認できなかった. 極細粒砂岩をはさみ細互層状となることがあり, N14°W・67°ENE, N12°W・65°ENE の 2 点の層理面を測定した. 岩相的には北海道天北地方の声間層 (珪藻質泥岩) に類似する.

P6: P5 露頭の上流側端から約 55 m 進んだ箇所 (25 m 長) である. 全体がオコビカイ層 (N1ok) で, 一見無層理の砂質シルト岩より構成される.

P7: 長さ 50 m あまりの露頭で, 灰色珪藻質泥岩であるが, チリワレ状となり軟質頁岩様を呈し, オコビカイ層 (N1ok) である (第 12 図 a). 含貝化石として *Mya* が認められ, その扁平面は N25°W・80°ENE であった.



第 12 図. a: P7 地点のオコビカイ層 (N1ok). 灰色珪藻質泥岩であるが, チリワレ状となり軟質頁岩様を呈する. b: P10 地点. 最上部の約 2 m は中段丘堆積物が占め, 斜交不整合面より下位はオコビカイ層 (N1ok) である. c: ポペディンカ川二又地点の下流側 (P10 地点上流昼食地点) から西へ向かって撮影. 中央付近が P11 地点で, 地形変換部をティムーポロナイスク断層が通る. d: P11 地点. ティムーポロナイスク断層の西側に隣接する白亜系堆積岩類 (K_2) の露頭. 写真右手が東側の新第三系分布域の丘陵部で, 地形変換部が同断層の位置. e: P11 地点の白亜系砂岩・泥互層. 植村 (1936) によれば, $60^\circ \pm$ の南西傾斜を示す. f: P12 地点のミネラルウォーター採取所.

P8: 長さ 20 m あまりの露頭で, P7 に類似の岩相で, オコビカイ層 (N1ok) である. 含貝化石で極細粒砂岩をはさむことがあり, 層理面は $N16^\circ W \cdot 60^\circ ENE$ および $N37^\circ W \cdot 57^\circ NE$ の 2 点を測定し, ほぼ同走向の $N35^\circ W \cdot 85^\circ SW$ のシェア面を測定した.

P9: P8 露頭の上流側端から約 40 m 進んだ箇

所の露頭 (40 m 長) である. 全体がオコビカイ層 (N1ok) で, 軟質頁岩様の砂質泥岩～シルシルト質極細粒砂岩で, 厚さ数 m の極細～細粒砂岩層 (含貝化石) をはさむこともある. 砂質泥岩部には貝化石 (*Yoldia*, *Macoma*, *Cardium* など) やノジュールを含むことがある. $N13^\circ W \cdot 74^\circ ENE$ および $N25^\circ W \cdot 75^\circ ENE$ の 2 点の層理

面が測定された。

P10: 高さ 20 数 m で長さ 90 m 弱の露頭である (第 12 図 b)。露頭最上部約 2 m は中位段丘堆積物が占め、斜交不整合面より下位の露頭の主要部はオコビカイ層 (N1ok) で、灰色のチリワレ状の軟質頁岩で、砂質層をはさむこともある。層理面は $N25^{\circ}W \cdot 90^{\circ}$ および $N10^{\circ}E \cdot 90^{\circ}$ の 2 点が測定された。さらにほぼ同走向の断層 (幅 5~25 cm ; シェアゾーン) が認められ、 $N20^{\circ}W \cdot 75 \sim 90^{\circ}ENE$, $N10^{\circ}E \cdot 90^{\circ}$ および $N35^{\circ}W \cdot 90^{\circ}$ を測定した。この地点より上流の二又地点下流箇所では丘陵地帯から山地への変換状況がとらえられる (第 12 図 c)。

P11: この露頭はティムーポロナイスク断層の西側に隣接し (第 12 図 d), 1989 年の東サハリン山地质見学の際にも観察している (岡, 1990)。白亜系砂岩・泥互層 (K₂) より成り (第 12 図 e), 植村(1936)の地質図によれば, 60° 土の南西傾斜を示すとされる。

P12: ミネラルウォーター (炭酸水) 採取所 (第 12 図 f)。1989 年にも立ち寄る。

2) 層序と地質構造のまとめ

ロシア側から提供されたこの地域の地質資料は断片的なものであり、地質図も未完成の概略的なものであった。参考にした地質図およびその説明書 (植村, 1936) については、新第三紀層についての説明・表示が不十分である。ポペディンカ川中流域の調査はわずか 1 日間の限定的なものであり、詳細に論ずることはできない。ロシア側提示の地質図を基に、日本側の地図や今回の調査結果を加えて地質図を作成した (第 6 図)。地質構造および層序 (主として新第三系) は問題点を含めて以下のようにまとめられる。

① 西縁の白亜系堆積岩類と新第三系とは境界断層 (ティムーポロナイスク断層) を介して接している。境界断層は主に北北東-南南西方向の断層 (ポペディンカ川の北側) と北北西-南南東方向断層 (南側) から成り、これらの存在は丘陵から山地への地形変換部に位置しており、等高線の読み取り (第 3 図) から明瞭である。

② 東寄りの部分にポペディンカ川を斜めに横断するように北北東-西南西方向の断層が設定されている。特に南岸側ではヌウト層下部

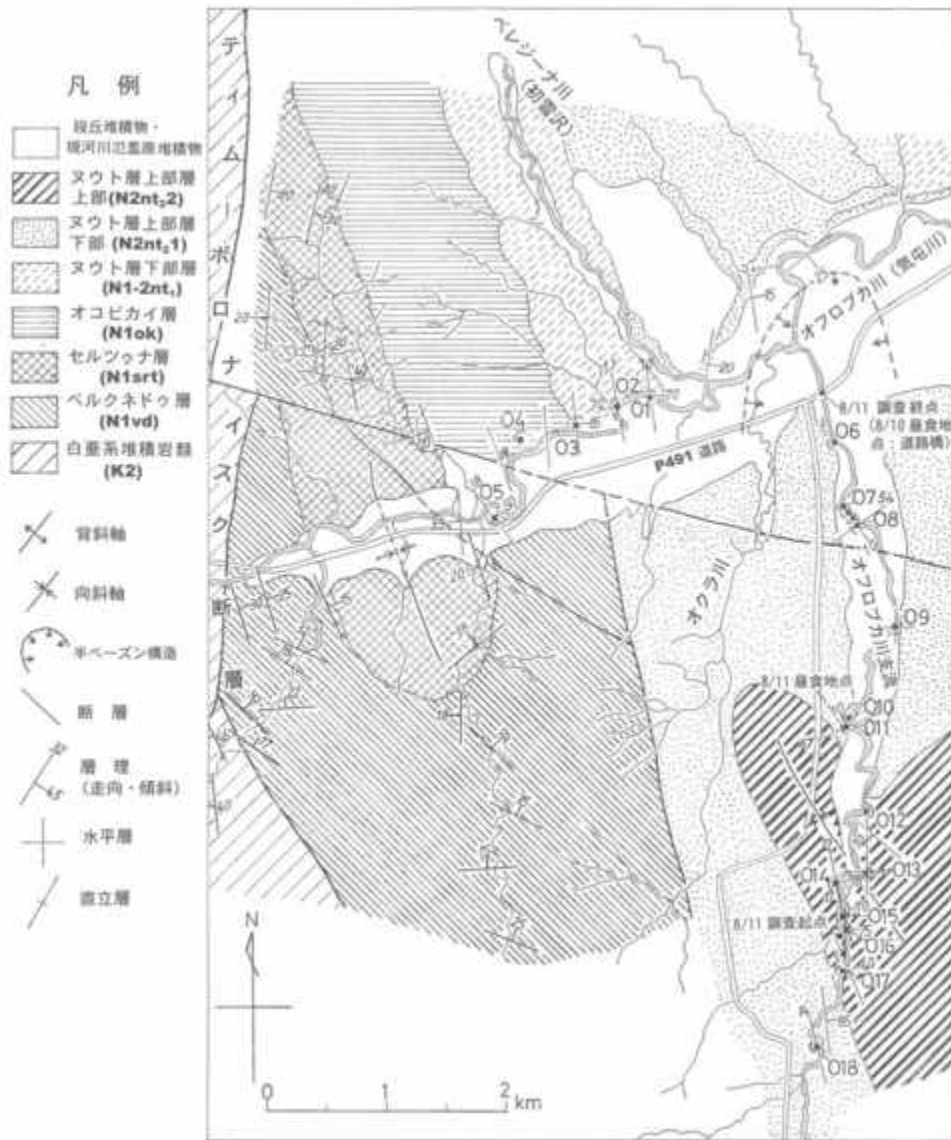
層 (N1-2nt₁) の上にヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) を欠いてヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) が重なること、断層を境にしてヌウト層下部層 (N1-2nt₁) +ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) がヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) に接するなどかなり不自然であるが、その是非は確かめようがない。ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) をはさむように東西にヌウト層下部層 (N1-2nt₁)、オコビカイ層 (N1ok)、ベルクネドゥ層 (N1vd) が順次分布しており、全体としてほぼ南北の軸を有する向斜構造をとることは明らかである。ただし、西翼側でオコビカイ層とされた地層の北岸側のものについては、植村 (1936) では夾炭層の部分 (ベルクネドゥ層相当) が含まれる。さらに、西傾斜の部分もあることから、境界断層沿いには局所的な背斜構造が存在する可能性がある。

③ 上述の向斜構造は、今回の地質調査結果によれば、西翼が $50 \sim 90^{\circ}$ 傾斜で急立しているのに対して、東翼は 10° 以下の傾斜で西急東緩の非対象な形態をとる。

④ 新第三系の層序は下位より、ベルクネドゥ層 (N1vd)、セルツウナ層 (N1srt)、オコビカイ層 (N1ok)、ヌウト層下部層 (N1-2nt₁)、ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1)、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) に区別される。ベルクネドゥ層 (N1vd) およびセルツウナ層 (N1srt) はこの調査では確認できなかった。オコビカイ層 (N1ok) 以上の地層群は整合一連と推定され、上方へ浅海化を示す。すなわち、オコビカイ層は泥質岩主体で半深海主体、ヌウト層下部層および同上部層下部になるとかなり浅海化し砂質岩が卓越し、タカハシホタテ (*Fortipecten takahashii*) を代表種とする鮮新世の寒冷タイプの貝化石群が豊富に含まれるのが特徴となる。ヌウト層上部層上部は調査では確認できなかった。

2. オフロブカ川 (気屯川) とその南側支流 (小オフロブカ川)

調査と文献による検討範囲は、ティムーポロナイスク断層 (幌内断層) の東側 11 km 幅の新第三系分布域である。ロシア側より提示された地質図によればポペディンカ川と同様に新第三系は下位より、ベルクネドゥ層 (N1vd)、セルツウナ層 (N1srt)、オコビカイ層 (N1ok)、



第 13 図. オフロブカ川中流域の地質調査図. ロシア側から提示された簡略な地質図をもとに調査結果を加えて作成. 調査地点 (O1~18) 以外の走向・傾斜は主に植村 (1936) による.

ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層 (N2nt₂) より構成され, ヌウト層上部層は下部 (N2nt₂1) と上部 (N2nt₂2) に分けられる. 調査を行ったのはティムーポロナISK断層に隣接するポペディンカ川本流沿いおよび南岸側の支流 (小オフロブカ川) の露頭群である. 第 13 図に, 提示された地質図を書き直したものに調査地点番号, 測定層理 (走向・傾斜), 地名などを付して作成した地質図を示す. なお, 第 13 図については, ロシア側提示の地質図にはオフロブカ川本流以外には測定層理面の表示がほとんどないことから, 調査した南岸側主流を除いた支流群については植村 (1936) の地質図内に表示の層理面の走向・傾斜を借りて,

補完した. 8 月 10 日にオフロブカ川本流, 11 日に同南側支流 (小オフロブカ川) の調査を行った.

1) 地点毎の説明

[オフロブカ川本流]

南側支流 (小オフロブカ川) の合流点 (第 14 図 a) から 2.3 km 上流部分の間について調査を行った. 地点番号は O1~5 として下流側より順に付した. O1~4 については下位よりオコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁) の順に整合一連で堆積しており, O1, O2, O3……と番号が進むに連れて層準的に下位へ移行する (第 7 図, 第 13 図). さらにオコビカイ層 (N1ok) の上流側には, 断層関係で下位のセル



第 14 図. a : オフロブカ川支流 (小オフロブカ川) の本流への合流点付近にかかる道路橋 (8 月 10 日昼食箇所 ; 8 月 11 日調査終点). b : 01 地点 (8 月 10 日調査 ; オフロブカ川南岸の河床露頭). ヌウト層上部層 (N2nt₂) の泥質極細粒砂岩. 含貝化石ノジュールを含む. c : 02 地点. 不整合面を境にしてその上位 2~2.5 m は低位段丘堆積物, 下位 4.5 m はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) で, 70°程度の急傾斜となっている. d : 03 地点, 段丘面の高さは 20 数 m で中位段丘. 露頭の主体はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) で地層は逆転する. e : 05 地点. 不整合面を境にして上位 2 m 弱は低位段丘堆積物で, 下位はベルクネドゥ層 (N1vd ; 夾炭層). f : 05 地点. 褐炭~炭質泥岩を挟み, 極細粒砂岩・泥岩の細かい互層より構成される夾炭層.

ツウナ層 (N1srt) を欠いてベルクネドゥ層 (N1vd) に接しているとされ, N1vd については O5 で調査を行った.

O1 : 南岸の河床露頭であり、ヌウト層上部層 (N2nt₂) で泥質極細粒砂岩より成り, 含貝化石ノジュールを含み (第 14 図 b), *Fortipecten takahashii* が多く, *Mya*, *Pitaria*, *Mactra*, *Anadara*, *Cyclocardia*, *Yoldia*, *Clonocardium*, *Tellina*,

Serripes, *Turritella* などが認められる. なお, この付近より下流ではヌウト層上部層 (N2nt₂) が 20°以下の緩傾斜 (東傾斜) に移行する.

O2 : O1 地点より約 70 m 上流の北岸露頭 (約 10 m 高) で, 対岸から視察した (第 14 図 c). 不整合面を境にしてその上位 2~2.5 m は低位段丘堆積物, 下位 4.5 m 部分はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である. 70°程度の急傾斜となつて

いるようで、ほぼ同走向のシェア面をとめない、含貝化石 (*Fortipecten* など) を含む。なお、北側背後には河床からの比高 20m 程度の中位段丘も認められる。

O3: 北岸露頭 (高さは 20 数 m, 約 100 m 長) で、中位段丘のようで、最上部には段丘堆積物をとまなう。主体はヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である (第 14 図 d)。岩相は暗灰色～灰色砂質泥岩で極細粒砂岩を挟み細互層状となる。全体に貝化石を点在状に産出し、*Maetra*, *Macoma*, *Cyclocardia*, *Mya*, *Tellina* などが確認できる。層理面は N62°W・74°SW, N12°W・70°WSW, N10°W・65～75°WSW の 3 つ (逆転) を測定した。

O4: 北岸露頭で案内者の観察によれば、玄能石を含む泥岩でヌウト層下部層 (N1-2nt₁) である。なお、この上流側では北岸にオコビカイ層 (N1ok) が露出する。

O5: 南岸の露頭 (高さ約 5 m, 長さ 10 m 程度; 第 14 図 e) で、不整合面を境にして上位は 2 m 弱の厚さの低位段丘堆積物で基底の礫質部と含礫泥質部より構成される。下位はベルクネドゥ層 (N1vd) であり、褐炭～炭質泥岩をはさむ極細粒砂岩・泥岩の細互層より構成され、いわゆる夾炭層である (第 14 図 f)。層理面は N22°W・70°ENE および N40°W・50°NE の 2 点を測定した。

[オフロブカ川支流 (南側)]

本流への合流点付近の道路橋 (第 14 図 a; 調査終点) から上流 5.5 km 地点 (直線距離) までの間について調査を行った。調査地点番号は下流より O6～O18 の順に付した。O6 地点から O13 地点間はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) が水平層から緩い波状褶曲を示している。一方、O14 地点から上流では向斜軸部からほぼ東への急傾斜帯を示しており、さらに上流でヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) から同下部 (N2nt₂1) へ移行しており、第 7 図にその部分に限定してルート柱状図を示した。

O6: 道路橋から約 400 m 上流の西岸露頭 (高さ 15 m 程度; 第 15 図 a)。不整合面を境にして、その上位 4～5 m の部分は低位段丘堆積物で、下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で含貝化石 (*Fortipecten* など) の泥まじり極細粒砂岩より成り、板状層理も認められ上流側へ 10°前後

傾いている (南西傾斜?)。

O7: O6 地点より約 450 m 上流の西岸露頭で、O6 地点と同様に河床からの高さ 15 m 程度である。不整合面を境にしてその上位 3～4 m の部分は低位段丘堆積物で、下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で含貝化石層が層状に多く挟まれる。

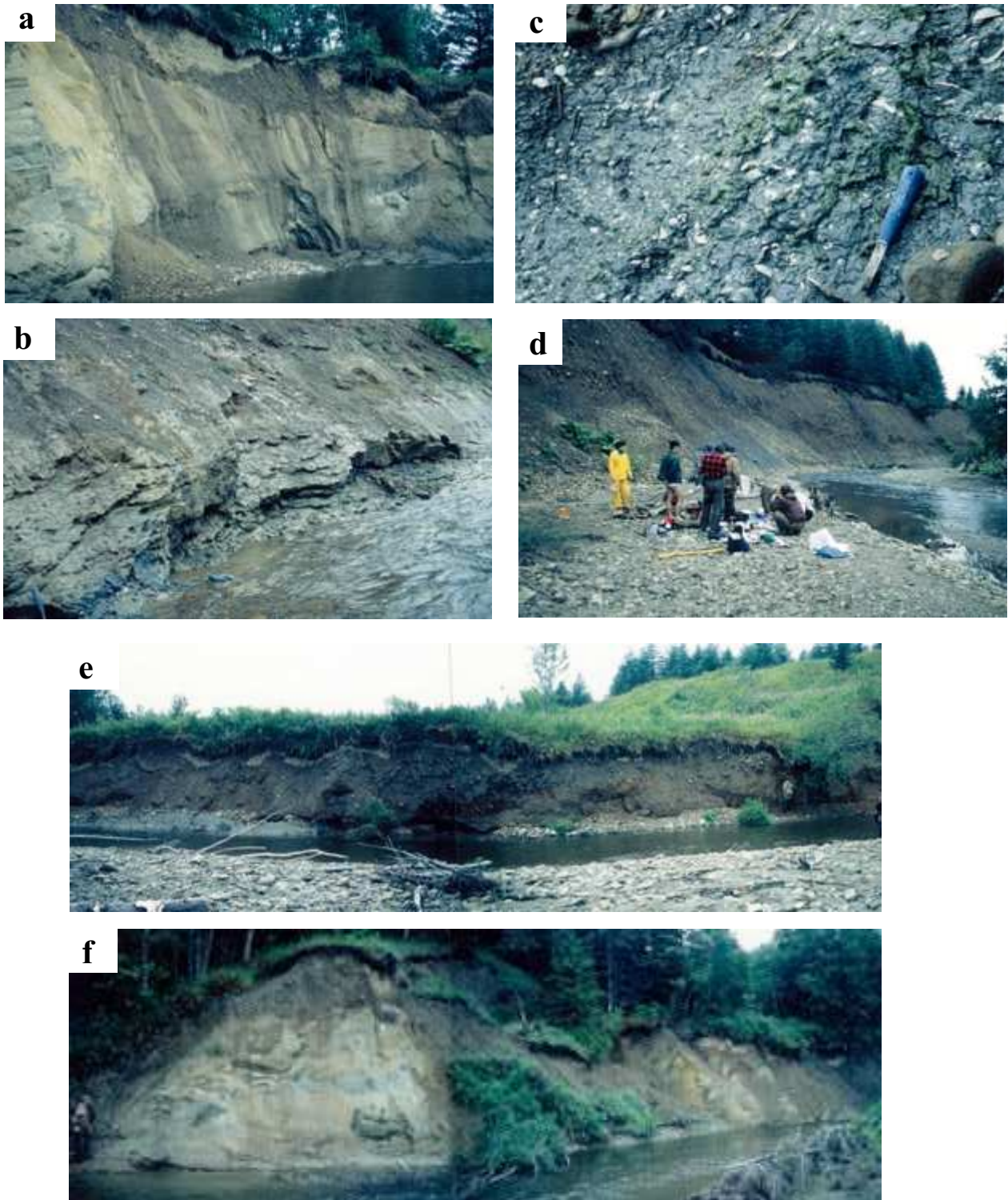
O8: O7 地点より 50 m 弱上流の地点から長さ 85 m の露頭が西岸側に続く (第 15 図 b)。高さ約 10 m で、不整合面を境にしてその上位 7～8 m は低位段丘堆積物である。下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で含貝化石の泥まじり極細粒砂岩より成り、板状層理が認められ、南南西～南東へ 10～10 数°傾いている (N76°W・13°SSW および N53°・10°SE の 2 点を測定)。

O9: O8 地点より約 1 km あまり上流の東岸側の最低位段丘露頭 (高さ 7 m 弱・長さ 140 m 弱)。含貝化石で生痕に富む板状層理のある泥質極細粒砂岩より成り、ほぼ水平である。木片・細円礫を含むことがあり、*Spisula sahalinensis* を主体とし、*Cyclocardium*, *Fortipecten takahashii* などの貝化石を多産する (第 15 図 c)。

O10: O9 地点から約 850 m 上流の西岸側露頭 (高さ約 12 m, 長さ 150 m 弱) である (第 15 図 d)。不整合面の上位 8 m は礫層を主体とする低位段丘堆積物である。下位約 4 m 高はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) であり、ほぼ水平であるが、見かけ上、下流側へゆるく傾いているように見える。下流側半分では泥混じり極細粒砂・シルトの細互層状部 (層厚 4 m+; ラグーン堆積物?) で、上流側半分ではその下位は植物破片に富む炭質泥岩、含礫砂質泥岩 (有機質) および礫質岩で構成され、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) 類似の岩相と互層状態になっている。

O11: O10 地点の上流端から 110 m の西岸側露頭 (5 m 高, 長さ 15～20 m; 第 15 図 e) である。不整合面は上下にうねり、その上位は礫層主体の最低位段丘堆積物で最大 4.5 m の層厚がある。下位は炭質薄層をはさむ泥質層と砂礫質部の不規則互層で、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) であり、N66°E・10°NNW の層理面を測定した。

O12: O11 地点から上流 700 m の東岸側露頭



第 15 図. a : 06 地点 (道路橋から約 400 m 南側の小オフロブカ川西岸露頭. 不整合面を境にして, その上位 4~5 m は中位段丘堆積物. 下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) で板状層理が認められ, 見かけ上上流側へ 10°前後傾く (南西傾斜). b : 08 地点. 07 地点とほぼ同様な露頭状況であるが, 不整合面下位のヌウト層上部層下部には含貝化石層が層状に多く挟まれる. c : 09 地点. 08 地点より約 1 km 上流の東岸側. *Spisula* を主体とし, *Cyclocardium*, *Foritipecten takahashii* などの貝化石を多産する. d : 010 地点 (8 月 11 日昼食地点). 不整合面の上位 8 m は礫層を主体とする低位段丘堆積物, 下位約 4 m はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1). e : 011 地点. 西岸側の最低位段丘露頭. 不整合面の下位は有機質部または泥炭薄層をはさむ泥質層と砂礫質部の不規則互層で, ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2). f : 012 地点. 東岸側の露頭であり, 不整合面より上位約 6 m は礫層主体の低位段丘堆積物で最上部には腐植土層 (泥炭) をともなう. 下位はヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) でほぼ水平.

(約 10 m 高) である。不整合面より上位は約 6 m の厚さの低位段丘堆積物 (礫層主体) で、最上部は腐植土層 (泥炭) をともなう (第 15 図 f)。その下位はヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) で亜炭薄層をはさむシルト岩～シルト質極細粒砂岩から成り、ほぼ水平である。

O13 : O12 地点から 700 m の東岸側露頭 (約 15 m 高)。有機質部または亜炭薄層をはさむシルト岩～シルト質極細粒砂岩のヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) で構成され、ほぼ水平である。

O14 : O13 地点から上流 150 m の西岸側の小露頭であり、貝化石密集層 (*Serripes* 主体) および亜炭薄層をはさむ泥質岩よりなる (N2nt₂2)。層理面は N13°W・78°ENE が測定でき、O13 地点との間に向斜軸が存在し、その西翼側は東傾斜の急立帯となる。

O15 : O14 地点から上流 190 m 弱の東岸側露頭 (5 m±高、長さ 85 m) で、東北東傾斜の急立層を成す。板状泥質岩主体で、砂質岩、亜炭および含礫砂岩～礫質砂岩との互層からなり、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) である (第 16 図 a)。亜炭はときに 1.5 m 弱の厚さになり (第 16 図 b)、砂質岩中には貝化石が含まれることがあり、O10 地点と同様にヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) 類似の岩相と互層状態になる。層理面は N18°W・70°ENE および N29°W・66°NE、断層は N13°E・28°ESE および N15°E・35°ESE のそれぞれ 2 点を測定した (第 16 図 a)。

O16 : O15 地点から上流 85 m 弱の沢合流点付近であり、高さ約 10 m の低位段丘が分布する (第 16 図 c)。河床から 2 m 程度の高さまでヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) で構成される。部分的な観察では、含貝化石 (*Cardium*, *Pitaria*, *Fortipecten* など) の極細～細粒砂岩の急立帯 (層理面は NS・75°E を測定、層厚約 4 m+) で、一部に亜炭をはさむ泥岩もともなう。O10・O15 と類似してヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) 類似の岩相と互層状態になっている。

O17 : O16 地点から 100 m 程度進んだ西岸側の最低位段丘露頭 (高さ 6m、長さ 30 m+; 第 16 図 d) である。不整合面を境にして上位の礫層主体の段丘堆積物であるが、最上部 30 cm あまりは泥炭層である (第 16 図 e)。その下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) が占め、含貝化石層をはさむ泥まじり極細粒砂岩で構成され

る (第 16 図 e)。

O18 : O17 地点から 500 m 程度上流の西岸側の最低位段丘露頭 (高さ 6 m、長さ 30 m+; 第 16 図 f) で、不整合面より下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) が占める。砂質泥岩・極細粒砂岩細互層と貝化石 (*Fortipecten* など) を散点的に含み生物擾乱をこうむった細粒砂岩で構成される。層理面は N35°W・60～65°NW, N15°W・90°の 2 点を測定した。

2) デスモスチルスの産出地とその付近の地質について

北海道大学総合博物館には樺太気屯産のデスモスチルスの全体骨格化石が保管・展示されている (越前谷・小林, 2006)。デスモスチルスの産出地点を含むポペディンカ川 (古屯川) 中～上流域およびオフロブカ川 (気屯川) 中流域一帯については、植村 (1936) の地質図がある。この地質図には、デスモスチルスの産出地点とともに、新第三系の走向・傾斜も多く示されている (第 17 図)。デスモスチルスの産出地はオフロブカ川 (気屯川) の北側からの支流ベレジーナ川にあり (第 17 図)、産出の経緯については長尾・大石 (1934) に報告されている。この川は O1 地点の 500 m 程下流でオフロブカ川に合流しており、日本統治時代は初雪沢と呼ばれていた。この川は全長が約 15 km で、当時木材流送のための堰堤が 11 体あり、そのうち合流点から 5 km の 4 号堤の落口下が産出箇所とされる。河床砂礫層下の岩盤中の長さが 4～5 m の巨大な石灰質団塊が産出源とされ、それが流水により破壊され、産出源と下流の数箇所分割された岩塊として採取されたものとされている。化石そのもの記載については、長尾 (1935a, b) および Nagao (1937) に示され、発掘の際の長尾ノート (野帳) について、川村 (2006) がその一端を発掘メンバーの写真付きで紹介している。

今回の調査では初雪沢に立ち入っていないが、その中～下流の地質の概要については、長尾・大石 (1934) に示される。それによれば、気屯川から 7 km 地点の南北性の断層 (幌内断層; ティムーポロナイスク断層) を境にして、その西側の山地部分では白亜紀層 (堆積岩類) が、東側の丘陵地部分では新第三紀層が分布する。その東側部分では川沿いに高位の段丘堆積



第 16 図. a : 015 地点. 東傾斜の急立層で, 板状泥質岩を主体とし, 砂質岩, 垂炭および含礫砂岩~礫質砂岩の互層をともなうヌウト層上部層上部 (N2nt₂). b : 015 地点. ヌウト層上部層上部にはさまれる厚さ 1.5 m 弱の垂炭. c : 016 地点. 015 地点から 85 m 弱上流側の沢合流点付近で, 高さ約 10 m の低位段丘が分布. d : 017 地点(西岸側の最低位段丘露頭). 河床から 2 m 程度の高さまでヌウト層上部層上部 (N2nt₂) で構成される. e : 017 地点. 第 16 図 d の左端中段部分の拡大写真. 段丘堆積物最上部には泥炭層をともなう. 下位のヌウト層上部層上部は含貝化石層をはさむ泥まじり極細粒砂岩. f : 018 地点 (西岸側の最低位段丘露頭. 不整合面より下位はヌウト層上部層下部 (N2nt₁) が占める.



第 17 図. 植村 (1936) の地質図の一部 (オフロブカ川中流域). 第一支流の走向・傾斜および第一支流合流点から中ノ沢合流点までの気屯川 (オフロブカ川) の走向・傾斜は, 本調査結果から補完. 初雪沢については長尾・大石 (1934) の説明も加える.

物 (中位段丘堆積物) が広く分布し, 新第三紀層は河床の一部および両岸の河崖 (段丘崖) に露出し, 大きく下部層 (夾炭層) と上部層 (海成層) に区分できる. 植村 (1936) の地質図も参考にすると, 詳細は以下のようなになる (第 17 図).

下部層は断層沿いに分布し, アルコーズ砂岩を主とし, 一部は砂岩・礫岩・泥岩の互層より成り炭質泥岩および炭層をはさむ. 本層はこの特徴から, ベルクネドゥ層 (N1vd) と見なされる. 幌内断層のすぐ東側には背斜構造が認めら

れ, その西翼では断層に近接して急傾斜し, 東翼では比較的緩い傾斜を示すとされる.

上部層は 4 号堤付近から下流に分布し, 主として帯緑灰色の泥岩～砂質泥岩および灰黒色泥岩よりなり, 頁岩様を呈するが, 一般に軟質である. 一部に含海緑石砂岩がはさまれ, 含貝化石の石灰質団塊を含む. 地層は東方へ急傾斜し, 西寄りの 3 号堤～4 号堤間では $45\sim 50^\circ$ で, 3 号堤付近より下流では $70\sim 80^\circ$ に達するとされる. 4 号堤付近はデスモスチルス化石を含む巨大な石灰質団塊以外にも大小の団塊が含ま

れ、玄能石を含み、貝化石を密集して産することがあり、特に *Mya* が多く、そのほか *Serripes*, *Macoma*, *Acila*, *Phacoides*, *Natica* などが確認されている。3号堤付近では石灰質団塊の巨大なものは認められないが、同様に玄能石、貝化石に富む団塊が含まれ、貝化石の種構成もほぼ同様とされている。本層はその岩相的特徴からオコビカイ層 (N1ok) ~ヌウト層下部層 (N1-2nt₁) に対応、デスモスチルスを含む部分 (4号堤付近) はオコビカイ層最下部に相当すると思われる。

3) 地質構造と層序のまとめ

ポペディンカ川と同様に、ロシア側から提供されたこの地域の地質資料は断片的である。植村 (1936) の報告・地質図は、新第三紀層、特にその上部層の部分については説明・表示が不十分である。さらに、オフロブカ川中流域の2日間の調査は限定的である。これらの地質資料や調査結果から地質構造および層序 (主として新第三系) は問題点を含めて以下のようにまとめられる。

① 西縁の白亜系堆積岩類 (K2) と新第三系の間は境界断層により接している。境界断層系 (ティムーポロナイスク断層) は北北東-南南西方向の2断層と、それに交差する概ね北西-南東方向の2断層から成り、これらの存在は丘陵から山地への地形変換部に示され、等高線の読み取り (第3図) からも明瞭である。

② 第13図にはオフロブカ川を斜めに横切るように西北西-東南東方向の断層を想定している。この断層より北側ではオフロブカ川本流と南からの支流の合流点付近に沈降の中心部があるベーズン構造が認められ、その西翼側では西から、ベルクネドゥ層 (N1vd), セルツウナ層 (N1srt), オコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) の順に上位層へ向かって分布しているように一見とらえられる。しかし、ティムーポロナイスク断層寄りの部分について、植村 (1936) の地質図では西傾斜の部分も存在し、細かな褶曲構造 (背斜・向斜) が存在しているようで、地層の分布表示にも手直しが必要と思われる。なお、ベレジーナ川 (初雪沢) の北東側で、ヌウト層下部層 (N1-2nt₁) からヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) へ移行する部分で 90°近

い急傾斜から 20°程度の緩傾斜へ変換するようである。

③ ②で述べた西北西-東南東方向の推定断層の南側においては、その西半部ではセルツウナ層 (N1srt) を取り囲むように、下位のベルクネドゥ層 (N1vd) が分布しており、明瞭なベーズン構造が存在しているようにとらえられている。一方、東半部と西半部の境界は北北西-南南東方向の断層で、ベルクネドゥ層 (N1vd) がヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) に接するとしている。断層を境にした北側との地質構造および地層分布の違いは相当に不自然で、違和感がある。植村 (1936) の地質図に描かれている北北西-南南東方向の背斜軸と向斜軸 (第13図中央部) は、②で述べた推定断層の南側と北側にまたがって連続している。この断層の南北および南側部分の西半部と東半部における地質構造の不調和はベルクネドゥ層 (N1vd), セルツウナ層 (N1srt), オコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) の区別のあいまいさにも起因する可能性がある。

④ オフロブカ川の南側支流については植村 (1936) の地質図ではその下流の新第三系分布域については走向・傾斜の表示は全くないが、その上流側半分では下部層 (夾炭層) が分布するとしている。ここで夾炭層とされるものは、ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) であり、決してベルクネドゥ層 (N1vd) に相当するものではない。

⑤ 今回の調査の O13 地点ではほぼ水平層を示すが、O14 地点より上流側では北北西-南南東の走向で東へ 75~90°の急傾斜を示しており、急立帯へ移行している。素直にとらえると、この急立帯はオフロブカ川北側のベレジーナ川 (初雪沢) 沿いの急立帯へ連続する可能性がある。さらに、この急立帯に完全一致はしないが、オフロブカ川南側支流の西岸側には西落ちの活断層が設定されている。なお、夾炭層である N2nt₂2 の分布に合わせるように向斜軸部を設定しているが、実際にその下流でも水平層が認められ (O9, O10 地点), 実際の向斜状部はオフロブカ川本流と南からの支流の合流点付近に沈降の中心部があるベーズン構造を含めてとらえる必要がある。

⑥ 新第三系の層序はベルクネドゥ層 (N1vd), セルツゥナ層 (N1srt), オコビカイ層 (N1ok), ヌウト層下部層 (N1-2nt₁), ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1), ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) の順に整合的に重なるとされる。これらの中で位置付けがよくわからないのはセルツゥナ層 (N1srt) である。ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) は礫質層と夾炭層により特徴付けられるが, ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) に類似した含貝化石砂質層もはさまれており, 陸成環境, 浅海環境の繰り返す環境が示される。

スミルヌイフ地域の新第三系のサハリンにおける位置づけおよびティムーポロナイ断層周辺のテクトニクス

1. 新第三系層序について

サハリンの新第三系研究については, 旧ソ連の 1980 年代後半のペレストロイカ期以降の日ロ学術交流の前進の中で, 文部省科学研究費により 1995・1996 年度に実施された国際学術研究・学術調査の小笠原憲四郎代表「環オホーツク海地域の後期新生代の古環境変遷」の中で, 貝化石および微化石 (有孔虫・渦鞭毛藻・花粉・珪藻) の解析, 放射年代測定 (K-Ar) などが進められ, その詳細な年代が明らかになってきた (小笠原・久田, 2000; 小笠原, 2005 など)。しかし, 研究対象地域は限定的で, 南サハリン北部の本報告地域には層序および年代を論ずる報告は皆無である。ロシア側からあらかじめ提供された資料および Semynov (1994) に基づけば, 本地域の新第三系は下位よりベルクネドゥ層, セルツゥナ層, オコビカイ層, ヌウト層で構成される。

ベルクネドゥ層は南サハリンタタール海峡側のチェホフ (野田) 地域, アレクサンドル・サハリンスキー地域およびオホーツク海側マカロフ (知取) 地域の第三系層序に出現する地層である (天然ガス鉱業会, 1976; 栗田ほか, 2000; 鹿野ほか, 2000)。鹿野ほか (2000) によれば, 旧日本時代には上位アウシンスク層相当部を含めて内幌夾炭層と呼ばれ, 花粉を含む植物化石の解析から台島型植物群の北方型 (冷温な要素が多い) で特徴付けられるとし, 前期中新世末~中期中新世初期に位置付けている。

セルツゥナ層は今回の調査で直接確認して

おらず, その実態は不明であるが, タタール海峡側のアレクサンドル・サハリンスキー地域の新第三系層序表で紹介される (天然ガス鉱業会, 1976; 栗田ほか, 2000)。次のオコビカイ層とセットでとらえられることもある (四十物, 1975)。

オコビカイ層は北サハリン北東部油・ガス田地帯で含油・ガス層として知られ, 狭義のオコビカイ層と呼ばれる下部層と, エカビ層と呼ばれる上部層に分けられることがある (四十物, 1975)。デスモスチルス化石は本層最下部から産出するが, 北海道とサハリンのデスモスチルス類の産出層準の総括的な検討を行った八幡・木村 (2000) および八幡 (2000) によれば, 気屯産のデスモスチルス化石は内幌夾炭層最下部で, 歌登産と同様に 14.5-13.5 Ma 期 (中期中新世中頃) とされている。しかし, 実際には夾炭層より上位の海成層から産出し, 気屯南方 60 km の内川 (上敷香南方) 産の化石は 13.5-11 Ma 期 (中期中新世後期) とされており, この期の可能性も考えられる。いずれにしても, 本層は中期中新世中頃から後期中新世の地層と見なされる。

ヌウト層は北サハリン北東部油・ガス田地帯でオコビカイ層の上位に出現する地層であり, 広義のヌウト層は下部層, 中部層, 上部層に分けられ, タカハシホタテ (*Fortipecten takahashii*) などの貝化石群を含み, ほぼ南サハリンの後期中新世後半~鮮新世マルヤマ層 (群) に対比されている (四十物, 1975)。本地域のヌウト層は下部層 (N1-2nt₁), 上部層下部 (N2nt₂1), 上部層上部 (N2nt₂2) に分けられるが, 南サハリン南部ユジノサハリンスク西方丘陵のマルヤマ層は下部マルヤマ層 (N1mr₁^{I~III}), 上部マルヤマ層 N2mr₂^{IV}, 同 N2mr₂^V に分けられ (岡・五十嵐, 1997), 岩相的にはヌウト層下部層 (N1-2nt₁) は下部マルヤマ層 (N1mr₁^{I~III}) に, ヌウト層上部層下部 (N2nt₂1) は上部マルヤマ層 N2mr₂^{IV} に, ヌウト層上部層上部 (N2nt₂2) は上部マルヤマ層 N2mr₂^V に対比できる。ヌウト層からもタカハシホタテなどの貝化石群を豊富に産出する。上部マルヤマ層は第四紀前期更新世に入り, その上半部の N2mr₂^V (夾亜炭礫・泥岩層~砂礫層) 中には花粉分析からハラミロ事変 (0.97~0.9 Ma) 頃と見なさ

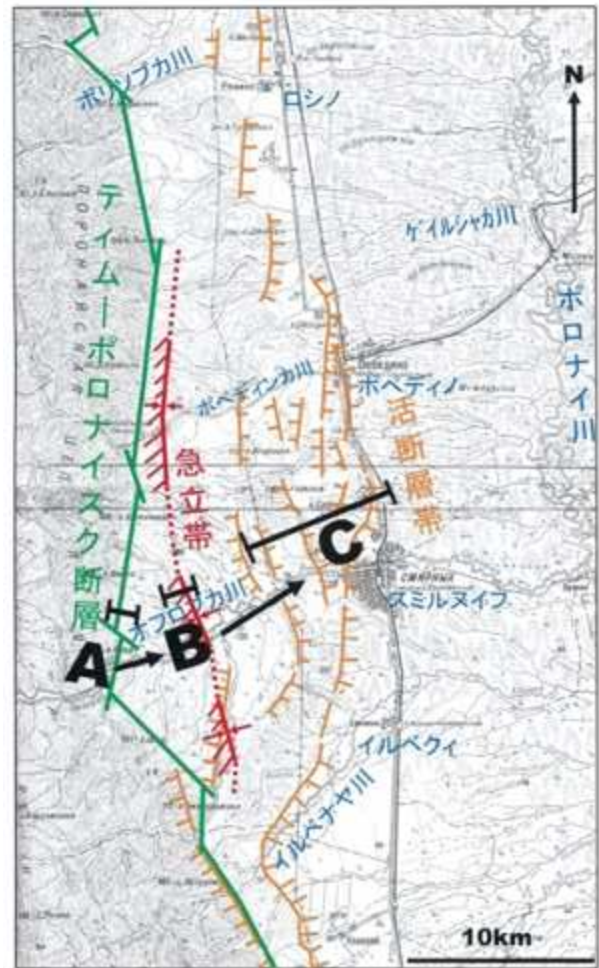
れる寒冷期 (*Larix* 帯) が検出されている (岡・五十嵐, 1997). 本層がマルヤマ層に対比されるとすると, その年代は後期中新世後半から前期更新世と見なされる.

以上のことから, 本地域の新第三系は前期中新世末から鮮新世に該当し, その最上部は前期更新世に含まれる可能性がある.

2. ティムーポロナイ断層と第四紀地殻変動

西サハリン山地の東縁を画する大断層は日本統治時代には幌内(大)断層と呼ばれたが(植村, 1936), 近年, 同断層が北サハリン南部のティム川西岸側まで連続することが明らかになったため, 拡張した名称としてティムーポロナイ断層と呼ばれるようになった (Kimura, et al., 1983 ; Fournier et al., 1994 ; 瀬野, 1995). 同断層はサハリン南端のクリリオン岬東側まで追跡されている. Fournier et al. (1994) はロシア側の協力による衛星写真解析, 野外資料の検討および地震のメカニズム解析に基づき, 全体が新第三紀の *strike-slip* ゾーンであるとして, 断層の複合システム, 周辺の雁行状の堆積ベースンの発達, 褶曲などの特徴を検討している. そして, 調査地域付近 (オフロブカ川~オノル川間) について断層とその周辺の地質構造解釈図を示している. 瀬野 (1995) は 1995 年に発生したサハリン北部地震のテクトニックな背景を論ずる中で, 極東北部地域の地震活動を検討し, サハリン内陸部では地震活動の震源分布は狭い意味の線状ではなくやや幅をもっているが, プレート境界 (オホーツク~ユーラシア) がサハリンを縦断することは確実とした. 地震活動は, 特にティムーポロナイ断層などの縦断断層に沿う傾向が顕著であり, プレート境界はこれらの断層に沿うであろうと推察している.

第3・4図に示すように, 本地域ではティムーポロナイ断層がほぼ南北の主要なセグメントに対して, 北西-南東のそれが組み合わさっており, それに応じて山地が鍵型状に部分的に突出し, その鍵型部に囲まれるように丘陵部 (後期新生代の堆積域) が広がっている. ここには南北に伸びた紡錘状の盆状構造が存在し, 厚さ 1,000m に達するヌウト層 (後期中新世後期~前期更新世) の堆積域となっている. 第18図に示すように, ティムーポロナイ断層沿いの



第18図. ティムーポロナイ断層に関する変位部のシフト. A: ティムーポロナイ断層本体 (主に後期中新世以前に変位が進行), B: オコビカイ層~ヌウト層急立帯 (主として前期更新世に形成) およびC: 現在の活断層帯 (中期更新世以降に活動活発化).

変位については, 西から東へA: 断層本体, B: オコビカイ層~ヌウト層の急立帯およびC: 現在の活断層帯が識別できる.

Aに関連しては Fournier et al. (1994) がサハリンの東西方向の第三系堆積盆の発達過程の解明から後期中新世以前に変位が進行したことを明らかにしている.

Bについては下部更新統に含まれる可能性の高いヌウト層上部層上部 (夾炭層) も急立していることから, 主として前期更新世に形成され, この時期に西上がりの変位が進行したと思われる.

Cについては, 「地形・地質概要」で述べたように最も東寄りの東落ち西傾斜の低角逆断層トレースが主要なものとされ, 上盤側に副次

的な断層が多数存在するとされる (鈴木ほか, 2000). 全体として高位段丘面から低位段丘面まで累積的に変位し, 総変位量は中位段丘面で 70 m に達するとされ, 中期更新世～現在の変位進行ゾーンといえる.

このように, ティムーポロナイスク断層の活動の局部的現象と思われるが, スミルヌイフ地域では現在に近づくとつれて変位進行ゾーンが東へシフトするのが明らかである.

お わ り に

スミルヌイフ地域に分布するヌウト層は, サハリンを南北に縦断するティムーポロナイスク断層沿いに複向斜構造の中軸部を占めて分布する. 同層はユジノサハリンスク付近のマルヤマ層 (群), 北海道北部の「声問層+勇知層+更別層」にほぼ対応する地層であり, その時代は後期中新世後半～前期更新世である. 同層は西翼部で東傾斜 (75～90°) の急立帯を成しており, 前期更新世の後半を中心として東落ちの変位 (すなわちティムーポロナイスク断層の活動) が進行したと思われる. 中期更新世以降の変位はさらに東方へ移動している. 本断層を含む日本海東縁変動帯の活動は鮮新世の末頃から活発化しており, 本断層の具体的な変動プロセスの解明は日本海変動帯研究の一環として重要な手がかりとなるであろう.

スミルヌイフ地域のヌウト層にはタカハシホタテが多産する. その状況は同じ 1996 年 8 月に調査を行ったマカロフ地域のマルヤマ層 (群) でも同様である. 同化石の問題については, 今回は詳しく論ずることができなかった. 次回のマカロフ地の地域の上部新生界の報告で行うことにしたい.

文 献

四十物秀蔵, 1975, 極東北部海域の石油・天然ガス資源 (5). 天然ガス, **18**, 4-11.
越前谷宏紀・小林快次, 2006, サハリンにおける古生物学研究の展開. 北大創基百三十周年記念—北海道大学総合博物館企画展示図録「北大樺太研究の系譜, サハリンの過去・現在・未来」, 27-32.
Fournier, M., Jolivet, L. and Huchon, P., 1994, Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and

the Japan Sea opening. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, B2, 2701-2725.

- 籠瀬良明, 1995, 北方四島・千島・樺太, 地図で語る戦前・戦中・戦後. 古今書院, 171P.
鹿野和彦・宇都浩三・内海 茂・小笠原憲四郎, 2000, ロシア, サハリン島南部, マカロフ地域およびチェホフ地域における前期中新世の不整合とその意義. 地学雑誌, **109**, 262-280.
川村信人, 2006, 地質屋たちの肖像—デスモスチルス発掘と“長尾ノート”—. 北大創基百三十周年記念—北海道大学総合博物館企画展示図録「北大樺太研究の系譜, サハリンの過去・現在・未来」, 33-34.
Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, 123-134.
栗田裕司・小布施明子・小笠原憲四郎・長谷川四郎・天野和孝・久田健一郎, 2000, ロシア・サハリン島における漸新統～中部中新統有機質微化石層序 (渦鞭毛藻化石・花粉化石) と年代・古環境. 地学雑誌, **109**, 187-202.
長尾 巧, 1935a, *Desmostylus* 属の歯式及各歯の構成に就て. 地質雑, **42**, 日本古生物学会報告, 605-614.
長尾 巧, 1935b, 樺太気屯産 *Desmostylus* : *D. Mirabilis* nov. 地質雑, **42**, 日本古生物学会報告, 822-824.
Nagao, T., 1937, A new species of *Desmostylus* from Japanese Saghalin and its geological significance. *Proc. Imp. Acad.*, **13**, 46-49.
長尾 巧・大石三郎, 1934, 樺太国境付近に発見されたるデスモスチルス (*Desmostylus*) の遺骸に就いて. 地学雑誌, **46**, 100-111.
小笠原憲四郎, 2005, サハリン・カムチャッカ地域における新生代の古気候・地球環境変動. 石油技術協会誌, **70**, 15-23.
小笠原憲四郎・久田健一郎, 2000, サハリン・マカロフとシュミット半島の新生界層序と貝類化石群からみた北西太平洋地域の古環境変遷. 地学雑誌, **109**, 145-164.
岡 孝雄, 1990, サハリンの地形・地質概要と 89 年地質見学記 (資料), 付録: サハリン

- 褶曲系の発達 (V.S. Rozhdestvensky の Tectonophysics127 号に収録のサハリンの地質に関する英語文献の日本語訳). 地下資源調査所報告, **62**, 101-122.
- 岡 孝雄, 1992, 1990 年サハリン地質見学記(資料) —北サハリン東部およびユジノサハリンスク周辺の地理と地質—. 地下資源調査所報告, **63**, 163-183.
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子, 1997, サハリン島, ユジノサハリンスク西方丘陵およびシュミット半島南西海岸での鮮新—更新統の分布と花粉化石層序. 加藤誠教授退官記念論文集, 325-340.
- 岡 孝雄・松枝大治, 2006, 樺太(サハリン)の地質・地下資源概要と日本による調査・研究の経過—北海道大学関係者の業績を中心として—. 北大創基百三十周年記念—北海道大学総合博物館企画展示図録「北大樺太研究の系譜, サハリンの過去・現在・未来」, 35-61.
- Semynov, D.F., 1994, Geological structure of Sakhalin Island (Atlas of Sakhalin region, resources and economy). *Sakhalin Fund of Social-economic Initiatives and Industrial-investment Co. (FINECO)*.
- 瀬野徹三, 1995, 1995 年 5 月 27 日サハリン北部地震—そのテクトニックな背景—. 地質ニュース, **490**, 56-60.
- 鈴木康弘・堤 浩之・渡辺満久・植木岳雪・奥村晃史・後藤秀明・Strel'tsov, M.I.・Kozhurin, A.I.・Bulgakov, R.・Ivashchenko, A.I., 2000, サハリンの活断層の分布と概要. 地学雑誌, **109**, 311-317.
- 天然ガス鉱業会, 1976, サハリンの石油・天然ガスの開発. 天然ガス, **19**, 1-9.
- 堤 浩之・鈴木康弘・後藤秀明・奥村晃史・植木岳雪・渡辺満久・Kozhurin, A.I.・Strel'tsov, M.I.・Bulgakov, R., 1999, サハリン中部におけるポロナイスク低地帯西縁断層の第四紀後期断層運動. 地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会予稿集, Sb-028.
- 植村癸巳男, 1936, 敷香郡半田沢気屯川間地質調査報告 (5 万分の 1 地質図付き). 樺太庁油田調査報告, **3**, 1-16.
- 八幡正弘, 2000, 北海道およびサハリンのデスマスチルス類の生息域の古環境と新生代のテクトニクス. 足寄化石博物館紀要, **1**, 67-84.
- 八幡正弘・木村方一, 2000, 北海道およびサハリンにおけるデスマスチルス類の産出層準. 足寄化石博物館紀要, **1**, 33-56.

総合地質 (General Geology) 規則

目的と理念

総合地質 (General Geology) は、特定非営利活動法人「北海道総合地質学研究センター」が発行する電子ジャーナルであり、同センターの会員および同センター編集委員会が承諾した非会員による地質学とその関連分野の研究成果を公表し、同センターに所属する会員ばかりではなく、広く地球科学に興味をもつ広範な人達に新たな情報と議論の場を提供する。また、これをもって地質学と関連科学の発展および研究者の育成に寄与することを目的とする。本ジャーナルは、層位学、古生物学、岩石学、テクトニクス、鉱物学、鉱床学、応用地質学、地学教育、地学史、およびそれらの関連領域をカバーする。

編集委員会

君波和雄 (代表), 松田義章, 宮下純夫, 岡 孝雄

「総合地質」の投稿・編集・出版規則

1. 編集委員会

編集委員会を構成する編集委員は、専門分野を考慮し、理事会の議をへて決定される。編集委員のうちの1名を編集代表者とする。

2. 発行時期と回数

年2回(10月と4月)発行する。原稿受付の締め切りは、10月発行については8月末、4月発行については2月末とする。

3. 投稿資格

北海道総合地質学研究センターの会員とともに、同センターの編集委員会が執筆を依頼した非会員、および同センター編集委員会が承諾した非会員が投稿資格を有する。なお、投稿を希望する非会員は、その旨、編集委員会に連絡する。

4. 「総合地質」の内容

- ・論説：研究論文としての体裁と内容を備えた報告記事
- ・総説：特定の分野に関する総括・解説
- ・ノート：技術・手法の紹介
- ・報告・資料：データや地質、産状などに関する議論を含まない報告記事
- ・討論：上記の報告・解説・紹介記事に対する学術的な討論

5. 投稿原稿の提出

- a. 提出先：journaledit@hrcg.jp
- b. 随時受け付ける。
- c. 本文と図表類を以下の7と8に従って、投稿カードとともに添付ファイルで提出する。全ファイルの容量が30MBを超える場合には、複数に分割して提出する。

6. 投稿原稿の審査・査読と採否

- a. 編集委員会は、受け付けた原稿を審査・査読し、掲載の可否を速やかに決める。
- b. 編集委員会は、査読を編集委員以外の同センター会員もしくは外部の第三者に依頼することがある。
- c. 編集委員会は、投稿原稿に対して著者に修正を求めることがある。
- d. 著者は査読結果を受け取ってから1ヶ月以内に修正原稿を提出する。

7. 原稿のスタイルと構成

- a. 本文（日本語要旨，文献リスト，図のキャプションを含む）は，日本語もしくは英語とし，電子ファイル（ワード）で提出する。文字サイズは12ポイント，行間はシングルスペースとする。
- b. 句読点は，それぞれ全角の（.）と（，）を用いる。ローマ字と数字は，半角文字とする。
- c. 原稿にはすべて英語の表題と著者名のローマ字書きを添える。
- d. 論説と総説には，400字以内の日本語要旨をつける。なお，日本語要旨とともに，英語要旨の掲載を希望する場合には，要旨の長さを300語以内とする。
- e. 英語原稿の場合には，日本語のタイトル，著者名，日本語要旨を不要とする。
- f. 論説と総説には，英語の Keywords（6件以内）をつける。
- g. 論説（日本語原稿）の構成の一例
和文タイトル，英文タイトル，著者名，ローマ字の著者名，所属（和文と英文），Corresponding author のメールアドレス，日本語要旨，Keywords，はじめに，地質，概説，結果，考察，まとめ，謝辞，文献，キャプション（日本語もしくは英語），（英文要旨）
- h. 見出しの階層
記号無し→1.→1).→ a.
- i. 文献リストは，基本的に地質学雑誌の文献リストに従うが，和文論文の著者名のローマ字書き，雑誌等の英字表記は不要。
- j. 体裁の統一および割り付けのために，編集員会で原稿に手を加えることがある。

8. 図表

- a. 図は，図ごとに別ファイルを作成し，通し番号をつけて，画像ファイル（jpgもしくはtif）で提出する。
- b. 表は，電子ファイル（エクセルもしくはjpgやtifなどの画像ファイル）で提出する。

9. 著作権について

「総合地質」に掲載された論説・解説・資料・紹介記事の著作権は，著者にある。

10. 掲載された論説・解説・資料・紹介記事の商業的利用に関して

「総合地質」に掲載された諸記事もしくはその一部の商業的な利用に関しては，編集委員会に利用申請をおこなう。編集委員会は，著者の意向を確認し，利用の可否と利用条件を利用申請者に伝える。

11. 本規則は，必要に応じて理事会の承認のもとに，適宜改定される。

12. 本規則は，2017年5月7日から施行する。



HOKKAIDO RESEARCH CENTER OF GEOLOGY

Yamanote 2-3-5-24, Nishi-ku, Sapporo, Hokkaido 063-0002, Japan

E-mail: office@hrcg.jp URL: <http://www.hrcg.jp>

特定非営利活動法人 北海道総合地質学研究センター

063-0002 北海道札幌市西区山の手 2-3-5-28

E-mail: office@hrcg.jp URL: <http://www.hrcg.jp>