

総 合 地 質

General Geology

Vol. 2 No. 1

論説

- 北海道札幌市東区のボーリングコアにおける上部更新統～完新統の堆積環境と層序・・・ 1-11
嵯峨山 積・佐藤 明・井島行夫・岡村 聡
Sedimentary environment and stratigraphy of the late Pleistocene to Holocene of boring core drilled in the Higashi Ward of Sapporo, Hokkaido, Japan・・・ 1-11
Tsumoru Sagayama, Akira Sato, Yukio Izima and Satoshi Okamura

アイデア

- 堆積物に乏しい海溝から富んだ海溝への転換：白亜紀四万十帯を例にして・・・ 12-19
君波和雄
A conversion from sediment-starved to sediment-filled trench: An example from the Cretaceous Shimanto Belt・・・ 12-19
Kazuo Kiminami

報告・資料

- サハリン島マカロフ（知取）北方地域の上部新生界・・・ 20-58
岡 孝雄
Late Cenozoic strata of the northern area of Makarov (Sirutori) in Sakhalin Island, the Russian Federation・・・ 20-58
Takao Oka

論文紹介

- ・・・ 59-60

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



北海道札幌市東区のボーリングコアにおける 上部更新統～完新統の堆積環境と層序¹⁾

嵯峨山 積^{2) 3)†} 佐藤 明⁴⁾ 井島 行夫⁵⁾ 岡村 聡^{6) 7)}

Sedimentary environment and stratigraphy of the late Pleistocene to Holocene of boring core drilled in the Higashi Ward of Sapporo, Hokkaido, Japan¹⁾

Tsumoru Sagayama^{2) 3)†}, Akira Sato⁴⁾, Yukio Izima⁵⁾ and Satoshi Okamura^{6) 7)}

(要旨)

上部更新統～完新統の層序を検討する上で、¹⁴C年代の測定、火山灰や珪藻の分析は有効な手法であり、これらの測定や分析は土木構造物や建築物の基礎調査で得られたボーリングコアを用いて行うことが可能である。札幌市東区においてボーリングにより長さ 43.50 m の後期更新世～完新世堆積物 (SL-2 コア) が採取され、同堆積物の層序や堆積環境の解明のために放射性炭素年代測定や火山灰分析、珪藻分析を行った。火山灰分析では、広域対比可能な約 4.1 万年前の支笏軽石流堆積物 (Spfl) や約 11.3 万年前の洞爺火山灰 (Toya)、MIS5e 期の新たな火山灰 (札幌東区火山灰, SHa; 新称) を認定した。珪藻分析により縄文海進時の汽水環境が明らかになり、同海進高頂期の汽水湖は紅葉山砂丘から南長沼まで広がっていたと推定した。今回の結果は、今後の札幌市における地下地質の層序研究にとって有用なデータの 1 つと考える。

2018 年 5 月 24 日受付

2018 年 7 月 30 日受理

¹⁾ 全地連「技術フォーラム 2016」(熊本) および日本地質学会北海道支部平成 30 年度例会(札幌)で発表。

²⁾ 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

³⁾ 酪農学園大学
Rakuno Gakuen University

⁴⁾ 三菱マテリアル株式会社
Mitsubishi Materials Corporation Ltd.

⁵⁾ 北海道総合地質学研究センター気付
c/o Hokkaido Research Center of Geology

⁶⁾ 北海道教育大学札幌校
Hokkaido University of Education

⁷⁾ 北海道土質試験協同組合
Hokkaido Soil Research Co-operation

† Corresponding author: tsaga@hrcg.jp

Keywords: sedimentary environment, stratigraphy,
late Pleistocene, Holocene, boring core, Sapporo

はじめに

中央北海道の札幌市街北部には、石狩平野の一部である標高 15 m 以下の沖積低地 (石狩低

地)が広がる。同低地を形成する上部更新統～完新統は、氷河性海水準変動の影響を受け堆積した地層で、軟弱であることから地震動を増幅させる特徴がある。このため、地震に伴う被害予測や評価の精度を向上させるために同層の層序を正確に反映した地盤構造モデルを作成する必要がある。

札幌付近の低地下の上部更新統や沖積層についての主な論文は以下の通りである。

Igarashi (1975) の石狩湾岸域での花粉分析、松下 (1979) の石狩海岸部の埋没地形や上部更新統～完新統層序解析、赤松ほか (1981) の札幌市丘珠の沖積層ボーリングコアの記述、赤松・松下 (1984) の貝化石群集や放射性炭素年代 (以下、 ^{14}C 年代と称する) 測定値による第四系の層序区分、五十嵐 (1985) の江別市角山の花粉分析、五十嵐ほか (1989) の札幌市新琴似での洞爺火山灰 (Toya) 挟在の報告、大丸 (1989) の完新世における豊平扇状地と氾濫源低地の形成過程解明、高木ほか (1990) の札幌市栄町のボーリングコア中の貝化石群集検討、加藤ほか (1995) の札幌市北部の表層地盤の報

告、珪藻分析については佐藤ほか (2001) や川上ほか (2012d) の新篠津村武田地区での沖積層ボーリングコアや、嵯峨山ほか (2007, 2010, 2013, 2016, 2017) の広域的検討がある。更に、佐藤ほか (2007) の地盤構造モデルの検討や、廣瀬ほか (2011) の沖積層基底の検討、川上ほか (2012a, b, c) のボーリングコアの層序解明、嵯峨山ほか (2015) の珪藻分析に基づく検討が行われている。しかし、詳細な層序や発達史を確立するためには微化石や火山灰、 ^{14}C 年代値などのデータが少なく、更なる研究が必要とされている。

2013年に、札幌市東区で建築物の基礎調査用ボーリングが行われ、後期更新世～完新世の堆積物コアが得られた。同コアについて、層序や堆積環境の解明のために ^{14}C 年代測定や火山灰分析、珪藻分析、pH・EC測定が行われ、それらの結果の一部は佐藤ほか (2014, 2016) により報告されている。今回、更に検討した結果、縄文海進時の内陸への海水流入の確認や、支笏石流堆積物 (Splf) や洞爺火山灰 (Toya)、広域対比可能な新たな火山灰を認定し、今後の

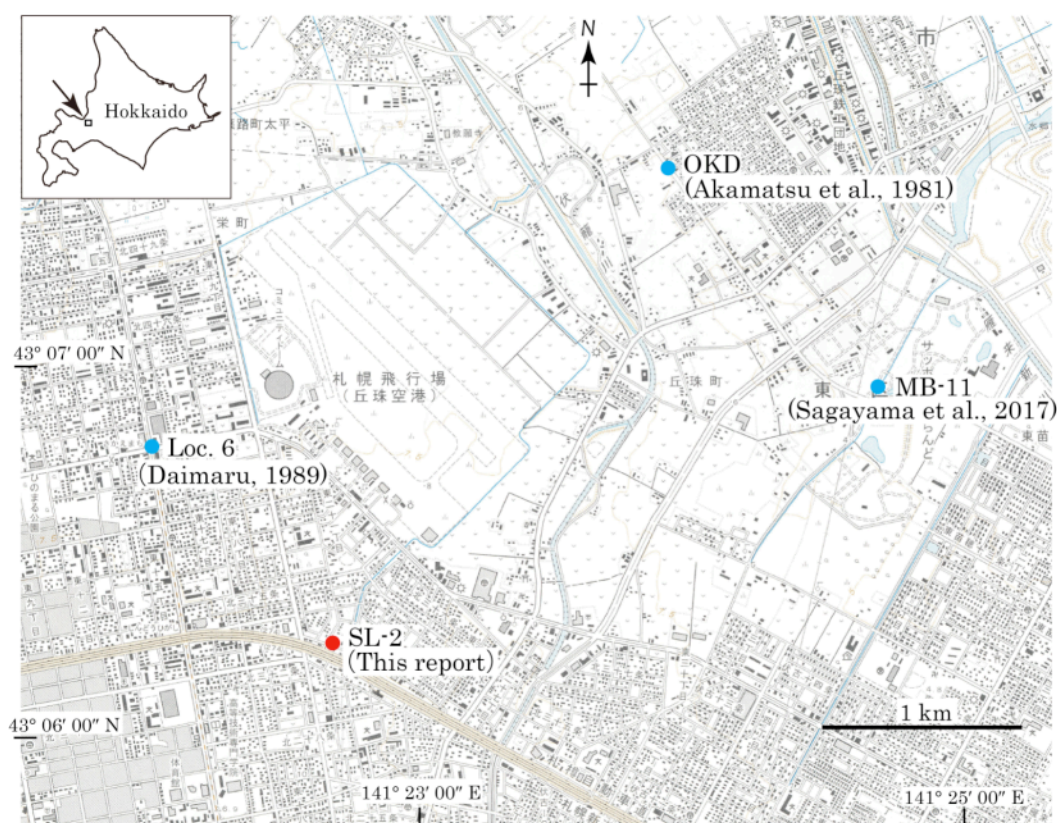


Fig. 1. Boring sites of SL-2, Loc. 6, OKD and MB-11 on 1 : 25,000-scale topographic map of the Sapporo-tohokubu quadrangle (Geographical Survey of Japan).

地下地質の層序研究に有用なデータを提供することが可能になったので報告する。なお、試料番号は採取深度 (m) である。

ボーリング概要と孔内地質

ボーリングコア (SL-2) は、2013年6月に地盤標高8.19 mの札幌市東区北34条東21丁目 (北緯43° 6′ 15″, 東経141° 22′ 44″) において (Fig. 1), 建物の支持基盤層を確認するために深度43.50 m (標高-35.31 m) までの掘削により採取された。既存ボーリングの資料検討によれば, 札幌市の東区元町〜同丘珠〜北区あいの里にかけ南北に延びた沖積谷が発達しており (佐藤ほか, 2007), 今回の掘削位置はこの谷上に位置する。

孔内地質は, 深度21 mを境に下部は礫が主体で上部はシルトや砂が卓越し, 層相から I ~ VIのUnitに区分される (Fig. 2)。最下位のUnit-I (深度43.50~41.00 m) は, 炭質物を含む細粒砂層と軟弱な砂質シルトからなる。深度41.95~41.90 mで火山灰混じり細粒砂が認められ, これらを採取し火山灰分析を行った。Unit- II (深度41.00~21.00 m) は, 深度41.00 m~35.00 mでは礫~砂~シルトと上方細粒化を呈する。深度41.00~36.95 mの礫は主に火山岩からなり, 径2 cm以下の円~亜円状である。深度39.40~39.35 mに火山灰が混じり, これらを採取し火山灰分析を行った。深度36.95~36.40 mは細~中粒砂である。深度36.40~35.00 mのシルトは細かな炭質物を含み硬質で, 標準貫入試験のN値は26と13である。より上位の深度35.00~33.00 mはシルト~細粒砂状の火山灰で, 軽石や岩片は認められない。本火山灰の基底部付近には厚さ0.5 cm程度の2枚の泥炭層が挟在する (Fig. 3)。火山灰分析用に, 深度35.00~34.95 m, 同34.93~34.90 m, 同34.00~33.90 mおよび同33.40~33.30 mにてガラス質火山灰を採取した。深度33.00~28.20 mは火山岩主体の径3 cm以下の円~亜円礫からなり, 少量のシルトを含む。深度28.20~26.00 mは灰~青緑色のやや粘性のあるシルトで, 深度26.00~21.00 mは径3 cm以下の円礫からなり, 所々に厚さ5~20 cmのシルトが挟在し, 深度23.40~23.50 mには泥炭質シルトが認められる。Unit-III (深度21.00~16.70 m) は下位より砂質シルト, 泥炭質シ

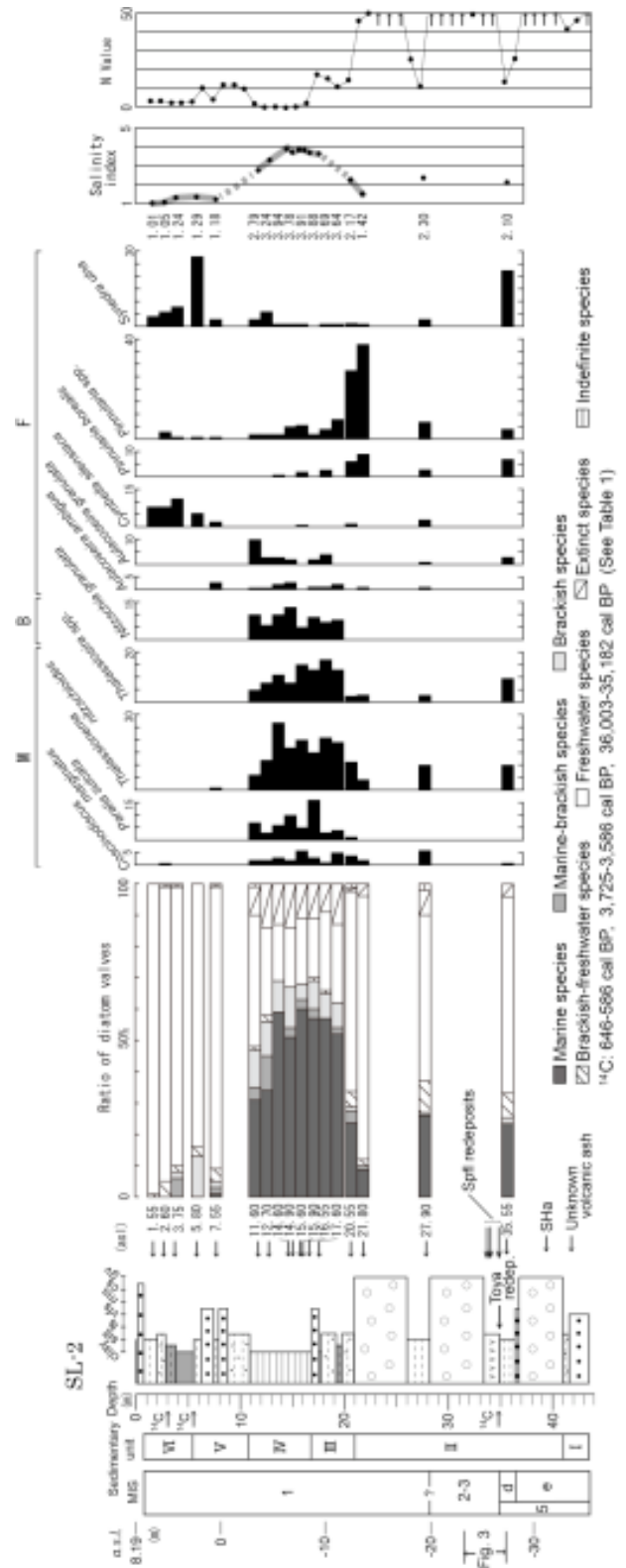


Fig. 2. Geologic column with stratigraphic division, sampling horizons, results of diatom analysis, salinity index estimated by diatom analysis and N values for SL-2 core.

ルト, シルト質砂および砂の順序で重なる。Unit-IV (深度16.70~11.00 m) は非常に粘性の

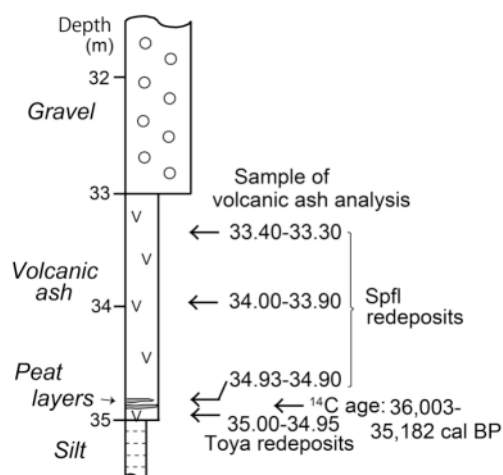


Fig. 3. Close-up of geologic column (35.50 to 31.50 meter in depth) of SL-2 core, showing redeposited Toya volcanic ash fall and Shikotsu Pumice Flow, and sampling horizons of volcanic ash.

強い暗灰色の粘土からなり、N値が0～2のいわゆる軟弱粘土である。Unit-V（深度11.00～5.40 m）はシルト質砂・シルト・砂の互層を呈する。Unit-VI（深度5.40～0.70 m）は厚さ1.5 mの泥炭を最下部に、シルト質砂やシルトが累重する。最表層の深度0.70～0.00 mは舗装用人工物である。

分 析 方 法

1. ^{14}C 年代測定

（株）加速分析研究所に委託し、AMS 法で ^{14}C 年代測定を実施した。暦年較正年代の計算にはIntCal13（Reimer et al., 2013）を用いた。

2. 火山灰分析

試料41.95～41.90の火山灰混じり細粒砂，試料39.40～39.35の火山灰混じり砂礫，試料35.00～34.95のガラス質火山灰，試料34.93～34.90のガラス質火山灰，試料34.00～33.90のガラス質

火山灰，試料33.40～33.30のガラス質火山灰の計6試料について水洗いした後，約60℃で乾燥させ，粒径0.125～0.063 mm の火山ガラス，斜方輝石および角閃石を選別した。これらについて，北海道教育大学札幌校の温度変化型屈折率測定装置により1試料30個を基本に屈折率を測定した。

3. 珪藻分析

粘土やシルトなどの細粒堆積物を対象に分析用試料として採取し，珪藻殻の含有率が低いものを除いた17 試料について1250倍の生物用顕微鏡で鑑定を行った。試料の処理やプレパラート作成，鑑定方法は嵯峨山ほか（2010）と同様である。鑑定数は1 試料につき100 殻とし，産出率が低い試料35.55は97殻，試料20.55は80殻で終了した。また，群集組成から塩分指数（嵯峨山ほか，2010，2014）を求めた。本指数は海生種が多い場合は5に近くなり，淡水生種が多い場合は1に近くなる。塩分指数と塩分濃度の関係は嵯峨山（2018）により明らかにされており，本指数値により堆積当時の塩分濃度を推定することができる。

分 析 結 果

1. ^{14}C 年代測定

Unit-II の火山灰（深度35.00～33.00 m）の基底部付近の泥炭薄層中の植物片（試料34.95）で36,003 - 35,182 cal BP，Unit-V とUnit-VIの境である試料5.40の泥炭で3,725 - 3,586 cal BP，Unit-VIの試料3.00の泥炭で646 - 586 cal BPの較正年代値が得られた（Table 1）。

2. 火山灰分析

Unit-I 最上部の試料41.95～41.90は火山ガラスや有色鉱物が乏しく，火山ガラスの屈折率の

Table 1. Radiocarbon ages for peat and plant fragments from SL-2 core.

Boring name	Depth (m)	Materials	Measured ^{14}C age (yBP)	$\sigma^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	2 σ calibrated result (cal. BP)
SL-2	3.00	Peat	640 ± 20	-28.39	586 ± 23	646-586
	5.40	Peat	3,490 ± 30	-29.34	3,420 ± 28	3,725-3,586
	34.95	Plant	31,800 ± 140	-31.59	31,695 ± 142	36,003-35,182

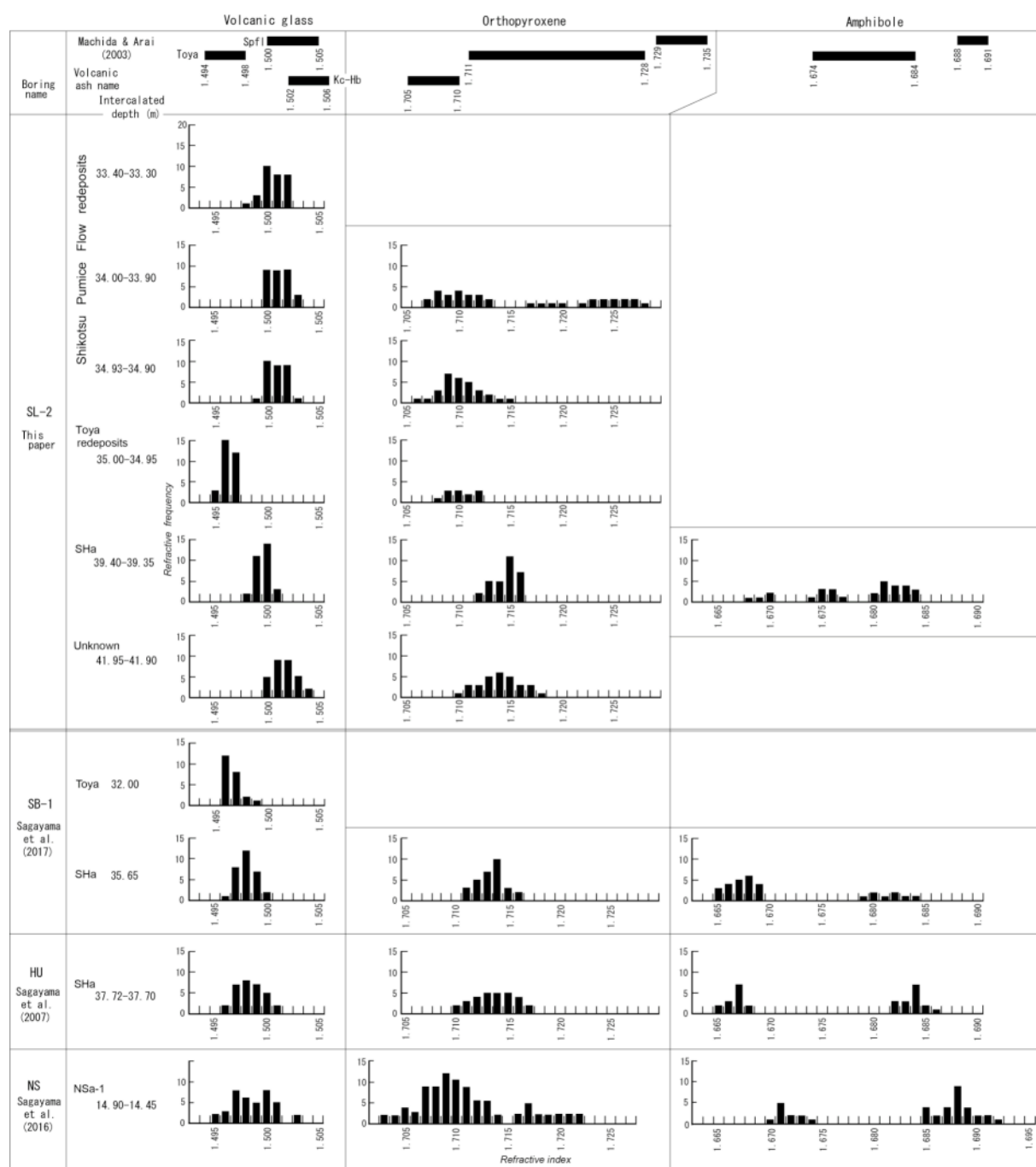


Fig. 4. Refractive index histograms of volcanic glass, orthopyroxene and amphibole for redeposited Shikotsu Pumice Flow deposits (Spfl), Toya volcanic ash fall (Toya), Sapporo Higashi-ku volcanic ash (SHa), and unknown volcanic ash in SL-2 core. Refractive index histograms of Toya, SHa and Nsa-1 (Sagayama et al., 2007, 2016, 2017) are also shown for comparison.

レンジとモードは、それぞれ1.500-1.504と1.501-1.502で、斜方輝石では同様に1.710-1.718と1.714である。Unit-II中の試料39.40～39.35では火山ガラスはやや乏しく、火山ガラスの形態は町田・新井（2003）による軽石型繊維状・バブルウォール型で、屈折率のレンジとモードは1.498-1.501と1.500である。斜方輝石の屈折率のレンジとモードは1.712-1.716と1.715、角閃石で

は同じくレンジは1.668-1.670、1.674-1.677、1.680-1.684でモードは1.675と1.681である。層厚2 m（深度35.00～33.00 m）の火山灰層の最下部から採取した試料35.00～34.95では、火山ガラスは軽石型繊維状・バブルウォール型で厚みがあり、屈折率はレンジとモードは1.495-1.497と1.496で、斜方輝石では同じく1.708-1.712と1.710である。試料34.93～34.90では、火山ガラ

スは軽石型繊維状・バブルウォール型で、屈折率のレンジとモードは1.499-1.503と1.500である。斜方輝石では同じく1.706-1.715と1.709である。試料34.00~33.90では、火山ガラスは軽石型繊維状・バブルウォール型で、屈折率のレンジとモードは1.500-1.503と1.500-1.502である。斜方輝石ではレンジが1.707-1.713と1.717-1.728で、モードは1.710である。試料33.40~33.30は有色鉱物に乏しいガラス質火山灰で、火山ガラスの形態は軽石型繊維状・バブルウォール型で、屈折率はレンジとモードは1.498-1.502と1.500である (Fig. 4)。

3. 珪藻分析

Unit-III~IVの試料17.60~14.60では海生種が50%以上を占め、試料14.60で塩分指数が3.94で最大となる。また、Unit-IIの試料35.55や同27.90、Unit-IVの試料12.70や同11.60では海生種

が25~35 %で塩分指数は3以下である (Fig. 2)。これら試料における優勢種は外洋性種の *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschowskyや*Thalassiosira* spp.などである。Unit-IIの試料21.80では海生種は9 % (塩分指数: 1.42) で、淡水生種の*Pinnularia* spp.が多産する。Unit-V~VIでは、海生種は1~0% (塩分指数: 1.01~1.29) と少なく、淡水生種の*Cymbella silensiaca* Bleischや*Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr.が多産する。新第三系から再堆積によりもたらされた絶滅種は試料17.60~11.60の8試料で多く、9~14 %を占める。

考 察

最初に火山灰分析の結果について述べる。試料41.95~41.90では、火山ガラスの屈折率はSpflと一致するものの、より上位の火山灰との関係

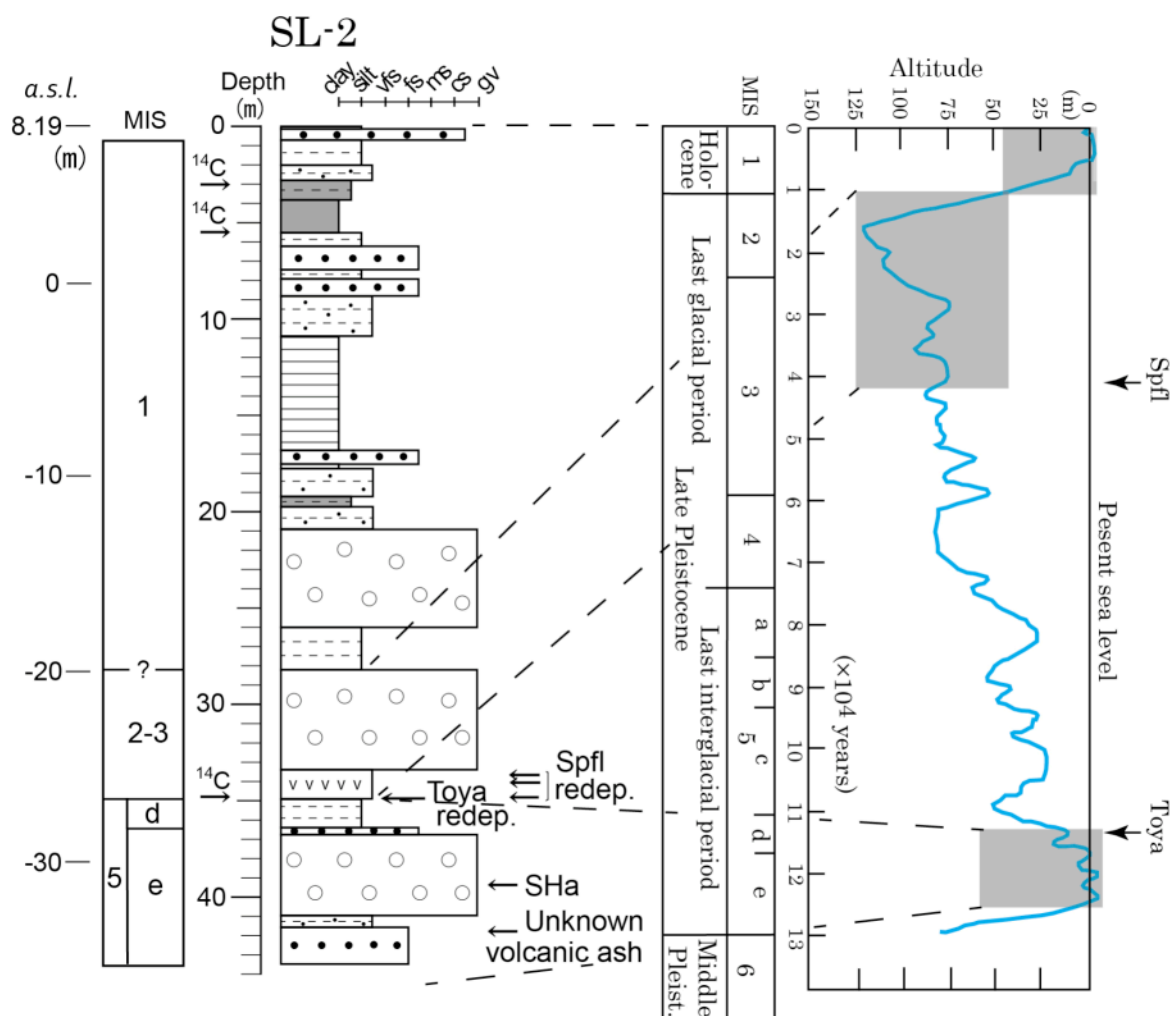


Fig. 5. Relationship between lithologic column of SL-2 core and sea level during the late Pleistocene to Holocene. Sha: Sapporo Higashi-ku ash, Toya: Toya volcanic ash fall, Spfl: Shikotsu Pumice Flow deposits, and redep.: redeposits.

から層準的に Spfl とは考えられない。また、11.5-12 万年前降灰 (町田・新井, 2003) の Kc-Hb (クッチャロ羽幌テフラ) や Toya とともに屈折率は一致せず、未同定の火山灰とした。次に、試料 39.40~39.35 は、札幌市新川の SB-1 孔 (新川1) の深度 35.65 m の火山灰 (嵯峨山ほか, 2016) や札幌市北区の HU 孔 (北海道大学観測井) の深度 37.72-37.70 m の火山灰 (嵯峨山ほか, 2007) と比較すると、屈折率の低い火山ガラスは欠けているものの、斜方輝石や角閃石の屈折率はほぼ一致しており (Fig. 4), これら三火山灰は同一のものと考えられる。本火山灰の屈折率は、約 11.3 万年前降灰の Toya より下位に挟在する嵯峨山ほか (2016) の野幌新富火山灰 1 (NSa-1)

や野幌新富火山灰 2 (NSa-2), 更には Kc-Hb と異なり (Fig. 4), これまで報告されていないことから新たに札幌東区火山灰 (SHA) とした。なお、SB-1 孔や HU 孔での本火山灰は、いずれも Toya の下位に位置し、MIS5e 期堆積物のもみじ台層相当層中に挟在する。次に、試料 35.00~34.95 (標高 -26.81~-26.76 m) の火山ガラスの屈折率は Toya とほぼ同じで、厚みのあるガラスの形状も Toya の特徴と一致するものの、Toya には付随しない斜方輝石も認められることから再堆積物の可能性が高い。本火山灰の挟在標高 (約 -26.78 m) は、札幌市新川の SB-1 孔や札幌市新琴似の SNK 孔 (五十嵐ほか, 1989) の Toya 層準 (それぞれ標高 -27.44 m および標

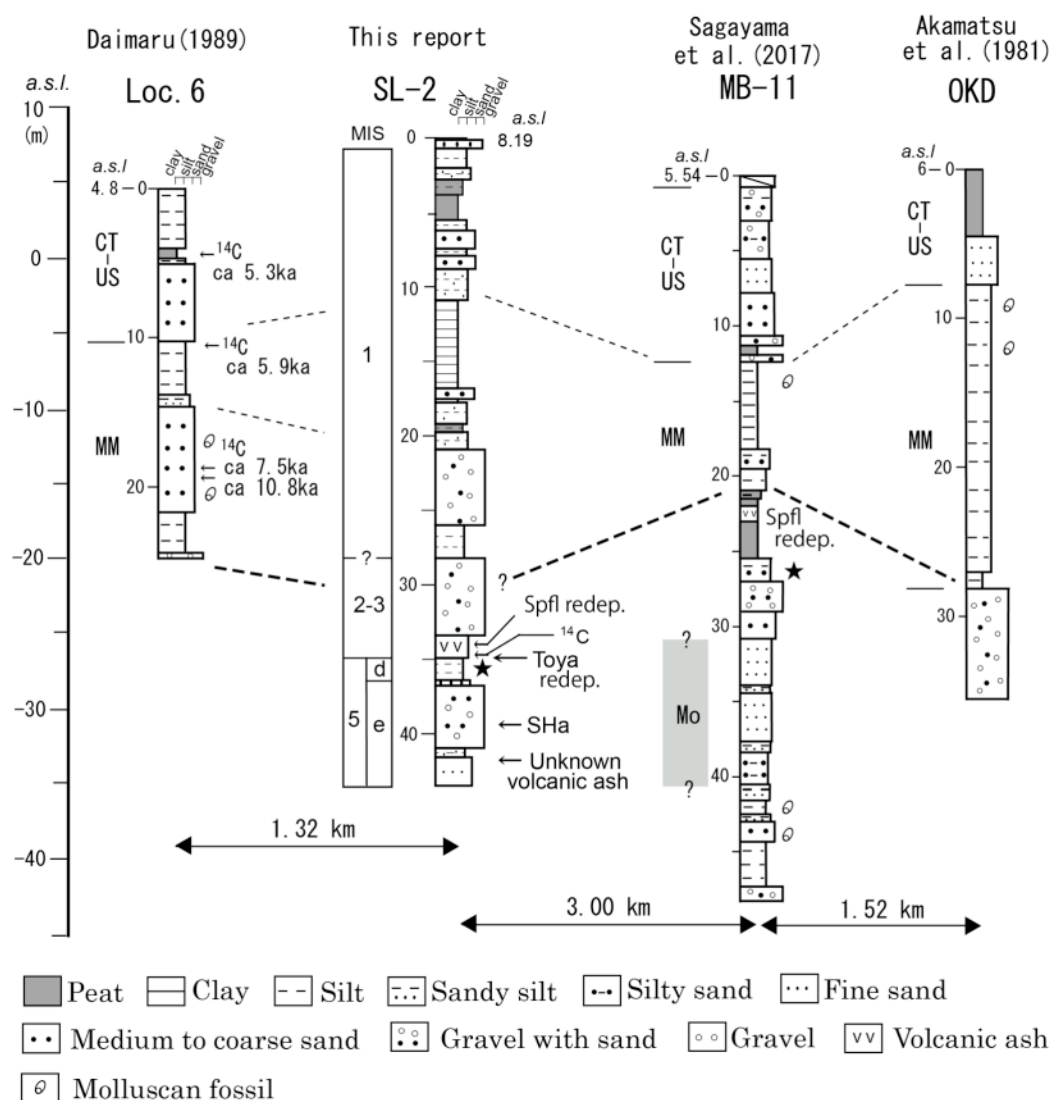


Fig. 6. Correlations of SL-2 core with three neighboring boring cores (Loc. 6, MB-11 and OKD). The coring sites are shown in Fig. 1. Geologic columns of Loc. 6, MB-11 and OKD are after Sagayama (2017). Black star mark indicates solid silt. redep.: redeposits, Mo: Momijidai Formation (Last interglacial deposits), MM: Middle mud Bed, US-CT: Upper sand Bed and Chuseki terrestrial Bed and ¹⁴C: Radiocarbon dating.

高-25.20 m) とほぼ同じであり, 嵯峨山ほか (2016) が指摘するMIS5e期の堆積面上に降灰したと考えられ, 降灰時とは大きな時間差のない再堆積物と推定される. 最後に, 試料34.93~34.90, 試料34.00~33.90および試料33.40~33.30の火山ガラスの屈折率はSpflの1.500-1.505 (町田・新井, 2003) とほぼ一致し, これらは対比可能である. Spflの噴出年代は約4.1万年前であり (許ほか, 2001), 採取深度34.95 mの植物片の ^{14}C 年代値が約35,600 cal BPであることから上記の火山灰層はSpflの再堆積物と推定される.

珪藻分析の結果は, Unit- IIの試料35.55 (標高-27.36 m) と試料27.90 (標高-19.71 m) からは海生種が20 %前後の割合で産し, 堆積環境は汽水域であったことを示唆する. 後期更新世~完新世の海水準変動曲線 (例えば, Shackleton, 1987) と試料35.55および試料27.90の採取標高を比較すると, 試料35.55が約8万年前以前で, 試料27.90は約1万年前以降と推定できる. 以上から, 海洋酸素同位体ステージ (以下, MIS) を用いて区分すると, SL-2コアの基底である深度43.50 mから深度36.40 m (Toya再堆積物より下位のシルト層基底) はMIS5e期, 深度36.40 mから深度34.95 m (泥炭薄層々準) はToya再堆積物を含むMIS5d期, 深度36.40 mから深度28.20 m (海生種珪藻を含むシルト層基底) はMIS2-3期, 深度28.20 mから深度0.70 mはMIS1期 (完新世) に相当すると思われる (Fig. 5). 以上の区分は, LS-2コアの周辺ボーリングの層序区分 (嵯峨山ほか, 2017) と矛盾しない (Fig. 6).

川上ほか (2012b) は, GS-HTB (当別町川下) ボーリングの沖積層を下位より礫質河川堆積物 (ユニット2), 蛇行河川の堆積物 (ユニット3), 内湾の堆積物 (ユニット4), 河川及び塩水湿地の堆積物 (ユニット5) に区分している. これを参考に, LS-2コアの上部更新統~完新統の堆積環境を解釈すると以下の通りになる. SL-2コアのUnit- IIの下部からSpflの再堆積層と約3.6万年前の ^{14}C 年代値が得られていることから, Unit- I およびUnit- II下部は上部更新統に, Unit- II上部は完新統の蛇行河川堆積物に相当する. Unit- IIIは上位に向かって海生種珪藻の割

合が高くなり, Unit- IVは海生種の割合が最大となる. 以上から, Unit- IIIは蛇行河川から内湾環境への移行区間, Unit- IVは内湾の堆積物と推定される. 砂層が卓越するUnit- Vは淡水種の珪藻が優勢となり, Unit- IVに比べ塩分指数が低下することから海退が進行して河川堆積物へと移行したと考えられる. Unit- VIでは泥炭が堆積する氾濫源の環境へと変化したと推定される.

Unit- III~IVで海生種の割合が高く, 全体として塩分指数は上位に向かって増加→減少を示し, 約6,000年前を高頂期とする縄文海進と引き続く海退を反映していると考えられる. 嵯峨山 (2018) による塩分濃度 (x) と塩分指数 (y) の関係式 $y=0.0654x+1.907$ を用いると, SL-2コアの最大塩分指数3.94 (試料14.60) は塩分濃度31 ‰に相当し, ほぼ海水と汽水の境界値を示す. 嵯峨山ほか (2013) は, 最大塩分指数を示す層準は高頂期に相当すると考えており, この当時は大量の海水が内陸に流入したと推定される. 石狩砂丘が分布する現海岸線より直線で41.5 kmの沖積層ボーリングコア (RS; 長沼町南長沼) から海生種珪藻が多産 (嵯峨山ほか, 2013) することから, 汽水湖 (古石狩湖) は紅葉山砂丘から野幌丘陵東方の南長沼まで広がっていたと推定される (Fig. 7).

岡ほか (1992) は札幌市北区北19条西12丁目における第四系の基底の標高を-292 mとしているが, 層相による推定であり, 更なる検証が必要である. また, 北川ほか (1985) は北大地盤沈下井 (HU孔; 嵯峨山ほか, 2007) において, 逆帯磁期を示す深度150~134 m中に深度135.7 mと同148~147 mに正帯磁期が存在するとし, これらをJaramillo事件 (1.07~0.99 Ma: Cande and Kent, 1995) に相当するとしている. しかし, これらを裏付ける基礎データは公表されていないことから説得力に乏しい. この様に, 札幌市の低地下の第四系層序は不明な点が多く, 更なる調査・研究を行い, 解明する必要がある.

お わ り に

上部更新統~完新統の層序を検討する上で, ^{14}C 年代の測定, 火山灰や珪藻の分析は有効な手法であり, これらの測定や分析は土木構造物

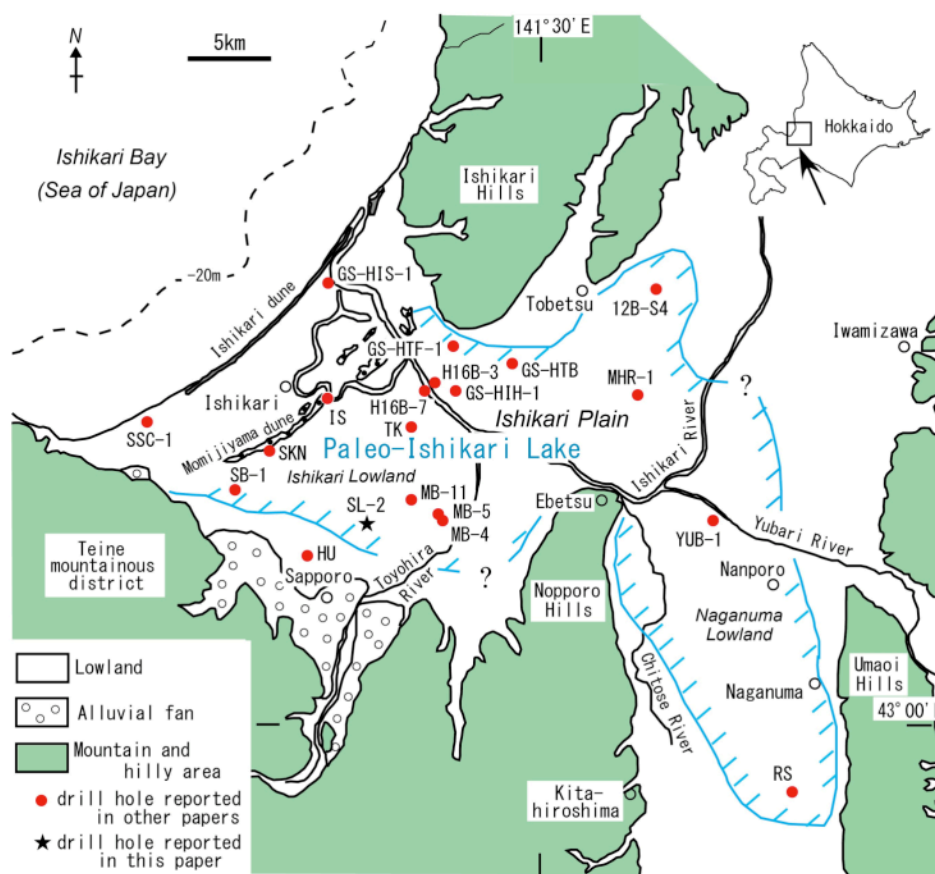


Fig. 7. Areal extent of the Paleo-Ishikari Lake at the maximum stage of the Holocene Transgression, ca 7,000 cal BP, deduced from the following boring cores: 12B-S4 (Sato et al., 2001; Kawakami et al., 2012d), HU (Sagayama et al., 2007), SSC-1, H16B-3, H16B-7, MHR-1 and YUB-1 (Sagayama et al., 2010), GS-HTB (Kawakami et al., 2012a), GS-HTF-1 (Kawakami et al., 2012b), GS-HIS-1 (Kawakami et al., 2012c), IS, TK and RS (Sagayama et al., 2013), GS-HTH-1 (Sagayama et al., 2015), and SB-1, MB-4, MB-5, MB-11 (Sagayama et al., 2016), and SL-2 (this study).

や建築物の基礎調査で得られたボーリングコアを用いて行うことが可能である。多くの人々が生活する石狩低地の地下地質の解明は、防災や地下空間利用にとって重要な課題であり、今後、各種の測定や分析のデータを蓄積し、更新統～完新統の広域的層序に基づいた「浅部地盤構造モデル」の構築が望まれる。

本論文の要点と結論は次の通りである。1) 札幌市東区においてボーリングにより長さ 43.50 m の後期更新世～完新世堆積物 (SL-2 コア) が採取された。2) 同堆積物の層序や堆積環境の解明のために放射性炭素年代測定や火山灰分析、珪藻分析を行った。3) 火山灰分析では、広域対比可能な約 4.1 万年前の支笏軽石流堆積物 (Spfl) や約 11.3 万年前の洞爺火山灰 (Toya), MIS5e 期の新たな火山灰 (札幌東区火山灰, SHa) を認定した。4) 珪藻分析から

縄文海進時の汽水環境を明らかにし、同海進高頂期の汽水湖は紅葉山砂丘から南長沼まで広がっていたことを示した。5) 今回の結果は、今後の石狩低地における地下地質の層序研究にとって有用なデータの 1 つである。

謝 辞

株式会社ダイヤコンサルタント北海道支社からは、SL-2 コアの研究について許可していただいた。同社の橋本綾佳さんには pH および電気伝導度を測定していただいた。北海道教育大学岩見沢校の能條 歩氏には本論文を査読していただき、「総合地質」編集委員長の君波和雄氏からは英文をはじめ、多くの指摘をいただいた。記して感謝申し上げます。

文 献

- 赤松守雄・北川芳男・松下勝秀・五十嵐八枝子, 1981, サロベツ原野と石狩海岸平野における自然貝殻層の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代—. 地球科学, **35**, 215–218.
- 赤松守雄・松下勝秀, 1984, 石狩西部地下における更新統の貝化石群と層序区分. 第四紀研究, **23**, 183–195.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093–6095.
- 大丸裕武, 1989, 完新世における豊平川扇状地とその下流氾濫原の形成過程. 地理評, **62**, 589–603.
- 廣瀬 亘・川上源太郎・大津 直・木村克己, 2011, 地盤ボーリングデータベースを用いた石狩低地沖積層解析谷地形の解析. 日本地球惑星科学連合大会予稿集, HQR022-P01.
- 許 成基・山崎 誠・佐高裕之・中川昌巳・秋山泰祐・平野令緒, 2001, 支笏火山噴出層年代の再検討. 地球科学, **55**, 145–156.
- Igarashi, Y., 1975, Palynological study of subsurface geology of the coastal plain along the Ishikari Bay, Hokkaido, Japan. *The Quaternary Research*, **14**, 33–53.
- 五十嵐八枝子, 1985, 北海道の古気候—リス・ウルム間氷期以降の気候の移りかわり—. 続北海道 5 万年史, 79–99.
- 五十嵐八枝子・山田 治・松下勝秀, 1989, 札幌市北部新琴似町における埋没泥炭の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代(171)—. 地球科学, **43**, 186–188.
- 加藤 誠・二ッ川健二・菊池 純・松本和正, 1995, 札幌市の表層地盤と沖積層の構造. 土質工学会北海道支部技術報告集, **35**, 82–89.
- 川上源太郎・舟引彩子・嵯峨山 積・中島 礼・仁科健二・廣瀬 亘・大津 直・磯前陽介・木村克己, 2012a, 北海道石狩平野, 石狩市親船地区で掘削された沖積層ボーリングコア(GS-HIS-1)の層序学および堆積学的解析. 地調研究報告, **63**, 129–146.
- 川上源太郎・小松原純子・嵯峨山 積・仁科健二・木村克己・廣瀬 亘・大津 直, 2012b, 北海道当別町川下地区で掘削された沖積層ボーリングコア(GS-HTB-1, GS-HTB-2)の層序学および堆積学的解析. 地質雑, **118**, 191–206.
- 川上源太郎・嵯峨山 積・仁科健二・中島 礼・廣瀬 亘・大津 直・木村克己, 2012c, 北海道当別町太美地区で掘削された沖積層ボーリングコア(GS-HTF-1)の層序学および堆積学的解析. 地調研究報告, **63**, 21–34.
- 川上源太郎・佐藤博文・石井正之・秋葉文雄・大津 直・田近 淳, 2012d, 北海道新篠津村武田地区で掘削された沖積層ボーリングコアの層序・珪藻化石および ^{14}C 年代. 北海道地質研究所報告, **84**, 69–78.
- 北川芳男・赤松守雄・松下勝秀・五十嵐八枝子, 1985, 石狩低地帯の第四系(1)—中・下部更新統について—. 北海道開拓記念館研究年報, **13**, 1–10.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 336p.
- 松下勝秀, 1979, 石狩海岸平野における埋没地形と上部更新統～完新統について. 第四紀研究, **18**, 69–78.
- 岡 孝雄・興水達司・高橋功二・秋葉文雄, 1992, 札幌市街下と西野地域の小樽内川層および西野層の時代と対比. 地質雑, **97**, 25–38.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsy, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E. M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., Plicht, J. van der, 2013, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.

- 嵯峨山 積, 2018, 汽水湖の塩分濃度と湖底堆積物の珪藻遺骸群集から求めた塩分指数の関係. *Diatom* (日本珪藻学会誌), **34**, 1-7.
- 嵯峨山 積・藤原与志樹・井島行夫・岡村 聡・山田悟郎・外崎徳二, 2013, 北海道石狩平野の沖積層層序と特徴的な 2 層準の対比. 北海道地質研究所報告, **85**, 1-11.
- 嵯峨山 積・五十嵐八枝子・近藤 務・鎌田耕太郎・吉田充夫・地徳 力・外崎徳二・工藤千春・岡村 聡・加藤 誠, 2007, 札幌市街域における 150 m 掘削コアの第四系層序. 地質雑, **113**, 391-405.
- 嵯峨山 積・井島行夫・藤原与志樹・岡村 聡・山田吾郎, 2016, 北海道野幌丘陵と近隣低地の中～上部更新統ボーリングコアの層序. 地球科学, **70**, 5-19.
- 嵯峨山 積・井島行夫・藤原与志樹・岡村 聡・山田吾郎・宿田浩司・赤松周平, 2017, 北海道石狩平野の沖積層の基底とMIS5e期の堆積面. 地球科学, **71**, 43-61.
- 嵯峨山 積・川上源太郎・仁科健二・大津 直・廣瀬 亘・木村克己, 2015, 北海道石狩平野における沖積層ボーリングコアの珪藻群集. 北海道地質研究所報告, **87**, 21-81.
- 嵯峨山 積・重野聖之・内田康人・七山 太・安藤寿男, 2014, 北海道東部厚岸湾岸の沖積層コアと厚岸湖底表層堆積物の珪藻分析ー堆積環境・塩分指数・電気伝導度の検討ー. 地球科学, **68**, 99-108.
- 嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則, 2010, 北海道石狩平野の上部更新統～完新統の層序と古環境. 地質雑, **116**, 13-26.
- 佐藤 明・荻野克彦・岡 孝雄・池田章浩・岡村 聡, 2007, 北海道中央部札幌付近の沖積層層序の再検討ー地震動予測に用いる地盤構造モデル化に向けてー. 日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨, 47.
- 佐藤 明・嵯峨山 積・岡村 聡・井島行夫, 2016, 土木地質学的ボーリングの純地質学への適用ー札幌市周辺, 沖積低地の事例ー. 全地連「技術フォーラム」熊本.
- 佐藤 明・嵯峨山 積・岡村 聡・井島行夫・橋本綾佳, 2014, 札幌市東区で掘削したボーリングコアから読む堆積環境ーpH・電気伝導度測定と珪藻分析ー. 日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会平成 26 年度研究発表会講演予稿集, **34**, 7-8.
- 佐藤博文・石井正之・大津 直・田近 淳, 2001, 石狩低地帯, 新篠津村の沖積層ー層序・年代・堆積環境ー. 日本応用地質学会北海道支部, 平成 13 年度研究発表会講演予稿集, **21**, 9-12.
- Shackleton, N.J., 1987, Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. *Quatern. Sci. Rev.*, **6**, 183-190.
- 高木俊男・赤松守雄・高橋輝明, 1990, 北部石狩低地帯の完新世自然貝殻層と古環境. 北海道開拓記念館研究年報, **18**, 1-17.

Abstract

In order to elucidate stratigraphy and sedimentary environments of the Pleistocene and Holocene in the Ishikari Lowland, we carried out radiometric carbon age measurements, and analyses of volcanic ash and diatom for a boring core (SL-2) of 43.50 meter long obtained from the Higashi Ward, Sapporo, central Hokkaido. From volcanic ash analysis, we have identified the following three late Pleistocene ash layers useful for wide correlations: the Shikotsu Pumice Flow deposits (Spfl) of ca 4.1 ka, the Toya volcanic ash (Toya) of ca 11.3 ka and newly identified Sapporo Higashi-ku volcanic ash (SHa) in MIS5e. Our and previous studies on diatom fossils indicate the Paleo-Ishikari Lake, a brackish water lake, had spread over a wide area from the Momijiyama dune to the Minami-naganuma at the maximum stage of the transgression, 7,000 cal BP. The stratigraphic and environmental data presented in this study provide insights into the Quaternary evolution of the Ishikari Lowland.



《アイデア》

堆積物に乏しい海溝から富んだ海溝への転換： 白亜紀四万十帯を例にして

君波和雄^{1)†}

A conversion from sediment-starved to sediment-filled trench: An example from the Cretaceous Shimanto Belt

Kazuo Kiminami^{1)†}

(要旨)

背弧盆や前弧盆は、多量の陸源碎屑物を蓄えることができるので、それらの消長は、海溝への碎屑物供給に重要な影響を与えうる。白亜紀古世後期の四万十帯付加体が非常に貧弱なのに対して、セノマニアン-前期コニアシアン (ca. 100-88 Ma) の付加体は厚い粗粒碎屑物から構成される。この事実は、白亜紀古世後期の四万十海溝が堆積物に乏しく、セノマニアン-前期コニアシアンのそれが堆積物に富んでいた可能性を示唆する。膨大な碎屑物をトラップした慶尚-関門盆 (背弧盆?) は、ca. 127 Ma に堆積を開始し、セノマニアン初期には終焉を迎えた。また、黒瀬川帯の物部川層群を堆積した前弧盆は、オーテリビアンから前期バレミアン (ca. 130 Ma) に堆積を開始し、ca. 100 Ma に終焉を迎えた。これらの事実は、慶尚-関門盆と物部川盆の終焉が海溝への多量の碎屑物供給と多量の付加をもたらした可能性を示唆する。

2018 年 8 月 21 日受付

2018 年 9 月 21 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: sediment-starved trench, sediment-filled trench, Gyeongsang Supergroup, Kanmon Group, Monobegawa Group, Shimanto Belt

はじめに

陸源碎屑物の海溝への供給量は、様々な要因に支配される。一般に海洋性島弧の前面に位置する海溝は陸源碎屑物に乏しく、陸弧の前面に位置する海溝は陸源碎屑物に富む (例えば, Scholl et al., 2015)。しかし、陸弧の前面の海溝も海洋プレートの沈みこみ速度、陸域の造構運

動、海水準変動、海溝軸の傾斜などに支配されて、堆積物の量に違いが生じる (例えば, Thornburg and Kulm, 1987)。また、背弧盆や弧内盆、前弧盆の発達状態も海溝に供給される陸源碎屑物の量に重要な影響を与えられ

ここでは、白亜紀の背弧盆や弧内盆、前弧盆の消長が四万十海溝を充填する堆積物の量に重要な影響をおよぼした可能性を検討する。

慶尚盆と関門盆の開始と終焉

1. 慶尚盆

Chang and Park (2003) によれば、韓半島南部に位置する慶尚盆 (Gyeongsang Basin; Fig. 1) は、慶尚累層群から構成され、下位から Sindong 層群, Hayang 層群および Yucheon 層群に区分される。Sindong 層群と Hayang 層群は、陸成の碎屑岩類から主に構成されるが、Hayang 層群中には少量の苦鉄質火山岩を挟在する。Yucheon 層群は、中間質から珪長質の溶岩や凝灰角礫岩、凝灰岩から主に構成される。Sindong 層群および Hayang 層群の最大層厚は、それぞれ 3,000 m および 5,000 m に達する。Lee et al. (2018a) は、Sindong 層群最下部の多くの地点において碎屑性ジルコンの U-Pb 年代を検討し、同層群が ca. 127 Ma に堆積を開始したと結論し

た。Hayang 層群の上部には堆積盆全体に追跡できる厚さ数 m の流紋岩質イグニンプライト (Gusandong Tuff) が挟在される。Jwa et al. (2009) は、このイグニンプライトから ca. 97 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告している。また、Kim et al. (2013) は Gusandong Tuff の北部と南部とからそれぞれ ca. 103 Ma と ca. 104 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告している。Lee et al. (2018b) は、Yucheon 層群のすぐ下位に位置する Hayang 層群最上部から、最も若い碎屑性ジルコンの U-Pb ピーク年代として 99.9 ± 0.7 Ma を得ている。Zhang et al. (2012) は、Yucheon 層群を構成する火山岩類から 94.4 Ma から 78.4 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告し、諸資料のデータも勘案して Yucheon 層群の年代をおよそ 97–50 Ma と推定した。これらのことから、Sindong 層群–Hayang 層群は、ca. 127 Ma に堆積を開始し、ca. 100 Ma から ca. 94 Ma の間に堆積を終了したと考えられる (Fig. 2)。

Chough and Sohn (2010) や Kwon et al. (2017) は、

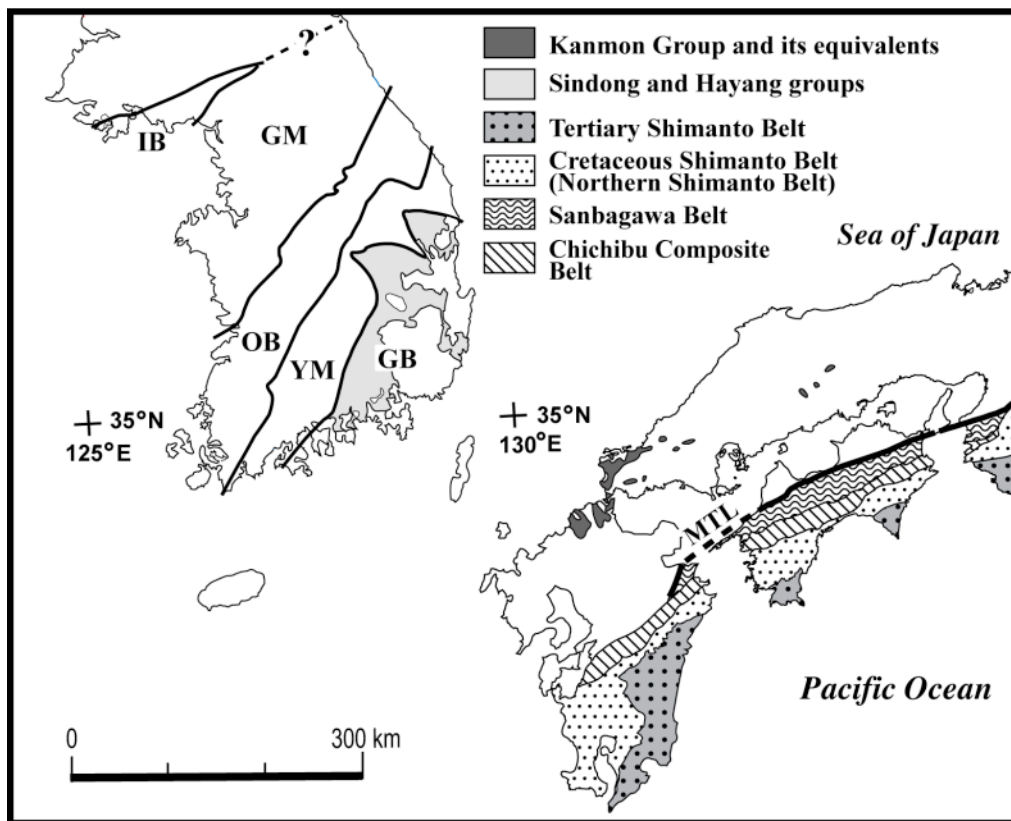


Fig. 1. Tectonic division of the Outer Zone of SW Japan, and distributions of the Gyeongsang Supergroup (excluding the Yucheon Group) and the Kanmon Group. IB: Imjingang Belt, GM: Gyeonggi Massif, OB: Okcheon Belt, YM: Yeongnam Massif, GB: Gyeongsang Basin, and MTL: Median Tectonic Line.

Sindong 層群と Hayang 層群の造構場が背弧海盆, Yucheon 層群のそれが火成弧と推定している. また, Lee et al. (2018b)は, 慶尚盆の前期 (主に Sindong 層群と Hayang 層群の堆積期) が内陸地域 (背弧) に形成されたプリアパート盆, 後期 (主に Yucheon 層群) が弧内盆 (intra-arc basin) であるとしている.

2. 関門盆

関門盆に堆積した関門層群 (Fig. 1) は, 下位の脇野垂層群と上位の下関垂層群に区分され, 全層厚は約 3,000 m と見積もられている (長谷, 1958). 脇野垂層群は陸成の砂岩や泥岩から, 下関垂層群は苦鉄質から中間質の溶岩や火砕岩および凝灰質の砂岩や泥岩から構成される. Chen (1996) および Cao (1996)は, 脇野垂層群からアプチアンのカイエビ化石と貝形類化石を報告している. 下関垂層群の安山岩や石英安山岩からは, 107–99 Ma の角閃石 K–Ar 年代が報告されている (例えば, Imaoka et al., 1993). また, Aoki et al. (2014)は, 下関垂層群下部の砕屑性ジルコン粒子から 98 ± 2 Ma の U–Pb 年代を得ている. 今岡・岸 (2006) によれば, 下関垂層群を不整合に覆い, 主に安山岩と流紋岩から構成される周南層群の火成活動は, ca. 98 Ma に始まる. これらの結果から関門層群のおよその堆積年代は, アプチアン–セノマニアン初期 (ca. 98 Ma) と推定される (Fig. 2). 一方, Aoki et al. (2014)は, 山口県西部に分布し, 関門層群が不整合に覆うとされている豊西層群 (砂岩と泥岩から構成) の砕屑性ジルコンの U–Pb 年代を検討し, 最も若い粒子年代として下部 (清末層) から 125 ± 2 Ma, 上部 (吉母層) から 125 ± 4 Ma を得ている. この事実は, 豊西層群の堆積年代がバレミアン末からアプチアン初期であることを示唆している.

白亜紀前弧盆の開始と終焉

秩父累帯の黒瀬川帯 (Fig. 1) には, 白亜紀前弧盆堆積物が分布し, 四国において典型的に認められる. 黒瀬川帯の白亜紀前弧盆堆積物に関しては, 石田・香西 (2016) によってよくまとめられているので, ここでは基本的にこれに従って説明する.

四国黒瀬川帯の主要な白亜紀前弧盆の堆積物は, 白亜紀古世物部川層群と白亜紀新世外和

泉層群である. 下位のペルム紀付加体を不整合に覆う物部川層群は, 四国に広く認められ, とくにその中東部に典型的に発達する. 同層群は, 汽水デルター浅海成の礫岩や砂岩, 泥岩から構成され, その全層厚は 2,000 m を超える. 二枚貝化石, アンモナイトおよび放射虫化石から, その堆積開始年代はオーテリビアンもしくは前期バレミアン, 終了年代はアルビアンと推定されている (Fig. 2). Ikeda et al. (2016)によって報告された物部川層群の砕屑性ジルコンの U–Pb 年代もこの堆積年代と調和的である. 同層群の主要な供給源は, 礫岩や砂岩の組成から古期堆積岩類 (ペルム紀–ジュラ紀付加体), 珪長質火成岩および少量の変成岩と推定される (宮本, 1980).

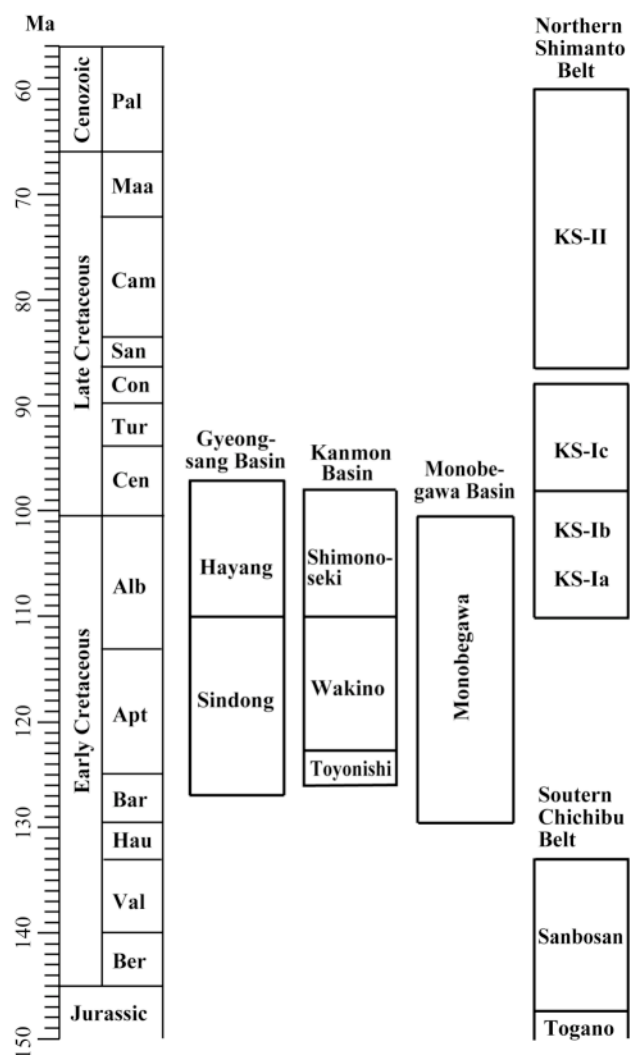


Fig. 2. Depositional ages of the Gyeongsang Supergroup (excluding the Yucheon Group), Kanmon Group, Monobegawa Group, and the Cretaceous Shimanto Group. See text for the sources of chronological constraints on each stratigraphic unit.

白亜紀新世外和泉層群は、物部川層群に比べると分布がより断片的であり、下位層とは一般に断層関係で接する。層序区分も行われているが、地質ユニット間の関係も断層であることが多い。本層群は、礫岩や砂岩を含むものの、砂岩泥岩互層や泥岩を主とし、物部川層群に比べると全般的に細粒であり、重力流堆積物に富む。全層厚は、およそ 1,000 m である。本層群の堆積は、後期アルビアンもしくはセノマニアンに始まり、カンパニアンにおよぶと推定される。

白亜紀の四万十海溝への砕屑物の供給

南部秩父帯から白亜紀四万十帯（北部四万十帯）は、四国において典型的に観察される。南部秩父帯の南部を構成する三宝山ユニットは、仏像構造線を介して白亜紀四万十帯と接する。三宝山ユニットは、石灰岩や緑色岩、チャート、泥岩などから構成され、主要な構成物である緑色岩はその化学組成から海洋島玄武岩起源であると推定されている（例えば、石塚ほか、2003）。泥岩の堆積年代は、ジュラ期末から白亜紀古世前期である可能性が高い（松岡ほか、1998）。

四国東部の白亜紀四万十帯（Fig. 1）は、砂岩や泥岩の岩石学的・地球化学的特徴から北側の KS-I ユニットと南側の KS-II ユニットに区分されている（君波ほか、1998；Kiminami and Ishihama, 2003）。KS-I ユニットは、さらに北から南に砂岩の組成的特徴と岩相から KS-Ia, KS-Ib および KS-Ic に区分される。KS-Ia と KS-Ib の分布幅は狭く、KS-Ic が主体をなす。砂岩や砂岩泥岩互層からなる KS-Ib の砂岩は、黒色を呈しており、多量の角閃石と苦鉄質-中間質の火山岩片を含む。君波ほか（1998）は、堆積年代と組成的特徴から下関亜層群からの供給を推定した。KS-Ib の砂岩と同様の組成的特徴をもった砂岩は、四国西縁部の四万十帯北縁部を構成する法花津層の北部からもみいだせる（君波、未公表資料）。KS-Ib の堆積年代は、放散虫化石や砕屑岩の組成的特徴からアルビアンと推定される（Fig. 2）。KS-Ic は、砂岩や砂岩泥岩互層からなる厚い地層を形成する。その供給源の構成岩石として、花崗岩質岩、中間質-珪長質火山岩、および泥質岩やチャートなどからなる堆積岩類が推定されている（Kumon,

1983; 君波ほか、1998）。KS-Ic の堆積年代は、放散虫化石、砕屑性ジルコンの U-Pb 年代（最も若いピーク年代が 100.7 Ma）および構造層序からセノマニアン-前期コニアシアン（Fig. 2）と推定される（君波ほか、1998; Hara et al., 2017）。構造的な位置に位置する KS-Ib が下関亜層群から供給され、同亜層群が ca. 98 Ma に周南層群に被覆されたとすると、KS-Ic の堆積開始は、98 Ma 頃（セノマニアン初期）であった可能性が高い。また、KS-II ユニットの堆積年代は、放散虫化石（君波ほか、1998）と砕屑性ジルコンの U-Pb 年代（Hara et al., 2017）からサントニアンから暁新世と推定される。

考 察

年代および岩相的特徴から、Sindong 層群と Hayang 層群は、それぞれ豊西層群・脇野亜層群と下関亜層群にほぼ対比される。ここでは豊西層群も関門盆の一員に加える。また、Yucheon 層群を除いた慶尚盆と関門盆とは本来一つの堆積盆を形成していたと考えられる（例えば、徐ほか、1992; Asiedu et al., 2000; Chough and Sohn, 2010）。慶尚-関門盆の造構場に関しては、プリュームに関連して形成された堆積盆（Okada, 1999）、背弧盆（Chough and Sohn, 2010）、プル・アパート盆（Kwon et al., 2013）、弧内盆（Aoki et al., 2014）などの諸説がある。また、Kim et al. (2016) は、東アジアの下にできた低角スラブのロールバック（例えば、Kiminami and Imaoka, 2013）に起因する背弧域での展張場として慶尚盆が形成された可能性を指摘している。砕屑性ジルコンの U-Pb 年代、火山岩中の角閃石の K-Ar 年代および化石年代から、慶尚-関門盆の堆積は ca. 127 Ma（バレミアンの中頃）に始まり、ca. 98 Ma もしくはセノマニアン初期に終了したと推定される。多量の陸源砕屑岩類が幅の広い（当時の海溝に直交する方向に 200 km を超える）慶尚-関門盆に厚く堆積していることから、慶尚-関門盆の砕屑物貯留能力は非常に高かったと推定される。ここでは慶尚-関門盆を暫定的に背弧盆(?)としておくが、バレミアン後期からアルビアン初期（127-110 Ma）にかけて火成活動が認められるのは、北朝鮮や遼東半島-吉林省であり（Kiminami and Imaoka, 2013; Kim et al., 2016）、韓国や西南日本

ではこの時期の火成活動は知られていない。

前弧盆である物部川層群の堆積開始は、オーテリビアンもしくは前期バレミアンと推定される。オーテリビアンとバレミアンの境界が *ca.* 129 Ma であることから、物部川層群の堆積開始が慶尚-関門盆の開始に若干先行する可能性もあるが、両者は年代的に極めて近似する (Fig. 2)。また、同層群の堆積終了年代は、アルビアンと推定されるので、慶尚-関門盆の終焉と年代的に近似している。外和泉層群は、泥質堆積物を主とし、物部川層群に比べてより外洋的な動物群によって特徴づけられる (田代, 1993)。田代 (1993) は、同層群が白亜紀古世末から白亜紀新世の大半におよぶにもかかわらず、その層厚が異常に薄く、とくにセノマニアン-コニアシアンで薄いとしている。このことは、外和泉堆積盆が砕屑物の受け皿として十分に機能していなかったことを示す。

君波ほか (2009) は、西南日本のジュラ紀新世-白亜紀初期付加体がスラブの低角沈み込み期における弧火成活動休止期に形成され、同付加体を構成する砕屑物が韓半島のジュラ紀古-中世花崗岩や大陸基盤から供給された可能性を示唆した。これに続いて、130-127 Ma 頃に慶尚-関門盆と物部川盆において堆積が始まった。これらの堆積盆の形成とそれに伴う陸源砕屑物のトラップは、海溝への砕屑物供給量の減少をもたらしたと考えられ、この状況は、両堆積盆の充填がほぼ終了した *ca.* 98 Ma もしくはセノマニアン初期にいたるまで継続したと推定される。この期間は、付加体が非常に乏しい期間とほぼ一致する。そして、粗粒砕屑物からなる KS-Ic の厚い付加体がセノマニアン初期から形成され始める。この様に慶尚-関門盆および物部川盆の終焉と粗粒砕屑物からなる厚い付加体の形成開始とがほぼ一致する事実は、これらの堆積盆の充填が海溝への砕屑物運搬量の増大をもたらしたことを示唆する。こういった背景のもとに、ここでは、背弧 (?)・前弧盆の埋積に起因して、セノマニアン初期に四万十海溝が堆積物に乏しい海溝から堆積物に富む海溝に転換した可能性を提案する。

KS-I ユニットの砕屑性ジルコンの U-Pb 年代は、200-170 Ma (ジュラ紀古世-ジュラ紀中世前期) に最も顕著なピークをもつ (Hara et al.,

2017)。ジュラ紀古世-ジュラ紀中世前期の火成岩は、韓半島の嶺南地塊 (Yeongnam Massif) から京畿地塊 (Gyeonggi Massif) に広く分布する (Kiminami and Imaoka, 2013; Kim et al., 2015)。この事実は、まだ十分に発達していなかったセノマニアン (アルビアン)-前期コニアシアンの火成弧を超えて、慶尚盆の内陸側から四万十海溝に多くの砕屑物を供給する経路が存在した可能性を示唆する。しかし、200-170 Ma のジルコンが再堆積起源である可能性も否定できない。KS-II ユニットの砂岩は多量の珪長質火山岩から構成され (Kiminami and Ishihama, 2003)、砕屑性ジルコンの U-Pb 年代の多くが 100 Ma よりも若くなる (Hara et al., 2017)。この事実は、韓半島の南部から西南日本にかけての火成弧が発達し、その背後からの砕屑物供給をブロックしたためと推定される。

一方、セノマニアン初期における四万十海溝の堆積物量の変化を海洋プレートの沈み込み方向や速度の変化に求めることが可能かもしれない。しかし、Müller et al. (2016) のプレート復元に基づけば、東アジアに沈み込む海洋 (イザナギ) プレートの移動方向と速度とに 100 Ma 前後で顕著な変化はない。また、Zhang et al. (2018) は、北東アジアに多数分布する北北東-南南西方向の横ずれ断層群の一つである Yalu 川断層帯の構造的・年代的な検討を行い、同断層帯が 146-131 Ma の比較的短い期間に左横ずれの活動をしたことを明らかにした。そして、この左横ずれが南北性の圧縮に起因することを指摘している。この横ずれ期は、南部秩父帯に広く認められる海山列の衝突・付加 (三宝山ユニット) とほぼ同時期である。Lee et al. (2018a) は、慶尚盆の堆積開始時である *ca.* 127 Ma を境にして東アジアが圧縮環境から展張環境に転換したと指摘している。東アジアにおけるこういった応力場の変遷が海山列の衝突と密接に関連している可能性もある。

謝辞: 査読者の川村信人氏および編集委員の宮下純夫氏には貴重なコメントをいただき、本稿は大幅に改善された。両氏に記して感謝する。

引用文献

Aoki, K., Isozaki, Y., Kofukuda, D., Sato, T., Yamamoto, A., Maki, K., Sakata, S. and Hirata,

- T., 2014, Provenance diversification within an arc-trench system induced by batholith development: the Cretaceous Japan case. *Terra Nova*, **26**, 139–142.
- Asiedu, D.K., Suzuki, S. and Shibata, T., 2000, Provenance of sandstones from the Wakino Subgroup of the Lower Cretaceous Kanmon Group, northern Kyushu, Japan. *Island Arc*, **9**, 128–144.
- Cao, M.-Z., 1996, Nonmarine Cretaceous Ostracods from Inner Zone of SW Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, **15**, 13–30.
- Chang, K.-H. and Park, S.-O., 2003, Cretaceous stratigraphy of Korea and interregional correlations. *Mem. Fukui Pref. Dinosaur Mus.*, **2**, 103–112.
- Chen, P.J., 1996, Lower Cretaceous Conchostracans of SW Japan. *Bull. Kitakyushu Mus. Nat. Hist.*, **15**, 1–12.
- Chough, S.K. and Sohn, Y.K., 2010, Tectonic and sedimentary evolution of a Cretaceous continental arc-backarc system in the Korean peninsula: New view. *Earth-Sci. Rev.*, **101**, 225–249.
- Hara, H., Nakamura, Y., Hara, K., Kurihara, T., Mori, H., Iwano, H., Danhara, T., Sakata, S. and Hirata, T., 2017, Detrital zircon multi-chronology, provenance, and low-grade metamorphism of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, eastern Shikoku, Southwest Japan: Tectonic evolution in response to igneous activity within a subduction zone. *Island Arc*, **26**, e12218, <https://doi.org/10.1111/iar.12218>.
- 長谷 晃, 1958, 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造. 広大地学研究報告, **6**, 1–50.
- Ikeda, T., Harada, T., Kouchi, Y., Morita, S., Yokogawa, M., Yamamoto, K. and Otoh, S., 2016, Provenance analysis based on detrital-zircon-age spectra of the Lower Cretaceous formations in the Ryoseki–Monobe area, Outer Zone of Southwest Japan. *Mem. Fukui Pref. Dinosaur Mus.* **15**, 33–84.
- 今岡照喜・岸 司, 2006, 周南層群と相当層. 日本地方地質誌 6 : 中国地方, 朝倉書店, 260–262.
- Imaoka, T., Nakajima, T. and Itaya, T., 1993, K–Ar ages of hornblendes in andesite and dacite from the Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.* **88**, 265–271.
- 石田啓祐・香西 武, 2016, 秩父累帯のジュラ紀–初期白亜紀前弧海盆堆積相と白亜紀デルタ–浅海相. 日本地方地質誌 7 : 四国地方, 朝倉書店, 165–201.
- 石塚英夫・三宅真紀・武田尚子, 2003, 四国西部–中東部の南部秩父帯三宝山ユニットに分布する緑色岩類の起源と変成作用. 地質雑, **109**, 267–279.
- Jwa, Y.-J., Lee, Y.I. and Orihashi, Y., 2009, Eruption age of the Kusandong Tuff in the Cretaceous Gyeongsang Basin, Korea. *Geosci. Jour.*, **13**, 265–273.
- Kim, J.-S., Cho, H., Kim, H.-G. and Son, M., 2013, SHRIMP U–Pb zircon ages of the Gusandong (Kusandong) Tuff in the Cretaceous Gyeongsang Basin. *Jour. Petrol. Soc. Korea*, **22**, 235–249 (in Hangul with English abstract).
- Kim, S.W., Kwon, S., Ko, K., Yi, K., Cho, D.-L., Kee, W.-S. and Kim B.C., 2015, Geochronological and geochemical implications of Early to Middle Jurassic continental adakitic arc magmatism in the Korean Peninsula. *Lithos*, **227**, 225–240.
- Kim, S.W., Kwon, S., Park, S., Lee, C., Cho, D., Lee, H., Ko, K., Lee, S.J., 2016, SHRIMP U–Pb dating and geochemistry of the Cretaceous plutonic rocks in the Korean Peninsula: A new tectonic model of the Cretaceous Korean Peninsula. *Lithos*, **262**, 88–106.
- Kiminami, K. and Imaoka, T., 2013, Spatiotemporal variations of Jurassic–Cretaceous magmatism in eastern Asia (Tan-Lu Fault to SW Japan): Evidence for flat-slab subduction and slab rollback. *Terra Nova*, **25**, 414–422.
- Kiminami, K. and Ishihama, S., 2003, The parentage of low-grade metasediments in the Sanbagawa metamorphic belt, Shikoku,

- southwest Japan, based on whole-rock geochemistry. *Sediment. Geol.*, **159**, 257–74.
- 君波和雄・木下生一・今岡照喜, 2009, 西南日本のジュラ紀付加体砂岩におけるジュラ紀中世の組成変化とその意義. 地質雑, **115**, 578–596.
- 君波和雄・松浦卓史・岩田尊夫・三浦健一郎, 1998, 四国東部に分布する白亜系四万十累層群の砂岩組成と白亜紀火山活動との関連. 地質雑, **104**, 314–326.
- Kumon, F., 1983, Coarse clastics of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral*, **49**, 63–109.
- Kwon, S.-K., Choi, S.H. and Lee, D.-C., 2013, Sr–Nd–Hf–Pb isotope geochemistry of basaltic rocks from the Cretaceous Gyeongsang Basin, South Korea: Implications for basin formation. *Jour. Asian Earth Sci.*, **73**, 504–519.
- Kwon, C.W., Ko, K., Gihm, Y.S., Koh, H.J. and Kim, H., 2017, Late Cretaceous volcanic arc system in southwest Korea: Distribution, lithology, age, and tectonic implications. *Creta. Res.*, **75**, 125–140.
- Lee, T.-H., Park, K.-H. and Yi, K., 2018a, SHRIMP U–Pb ages of detrital zircons from the Early Cretaceous Nakdong Formation, South East Korea: Timing of initiation of the Gyeongsang Basin and its provenance. *Island Arc*, e12258, <https://doi.org/10.1111/iar.12258>.
- Lee, T.-H., Park, K.-H. and Yi, K., 2018b, Nature and evolution of the Cretaceous basins in the eastern margin of Eurasia: A case study of the Gyeongsang Basin, SE Korea. *Jour. Asian Earth Sci.*, **166**, 19–31.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, **104**, 634–653.
- 宮本隆実, 1980, 西南日本外帯の秩父帯白亜系の層序学的・堆積学的研究. 広島大地学研
究報告, **23**, 1–138.
- Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J. and Cannon, J., 2016, Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **44**, 107–138.
- Okada, H., 1999, Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **150**, 1–11.
- Scholl, D.W., Kirby, S.H., von Huene, R., Ryan, H., Wells, R.E. and Geist, E.L., 2015, Great ($\geq M_w 8.0$) megathrust earthquakes and the subduction of excess sediment and bathymetrically smooth seafloor. *Geosphere*, **11**, 236–265.
- 徐 相建・坂井 卓・岡田博有, 1992, 下部白亜系関門層群砂岩の岩石学的性質と起源. 地質学論集, **38**, 155–169.
- 田代正之, 1993, 日本の白亜紀二枚貝相 Part 1: 秩父帯・“領家帯”の白亜紀二枚貝相について. 高知大学学術研究報告, **42**, 105–155.
- Thornburg, T.M. and Kulm, L.D., 1987, Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **98**, 33–52.
- Zhang, S., Zhu, G., Liu, C., Li, Y., Su, N., Xiao, S. and Gu, C., 2018, Strike-slip motion within the Yalu River Fault Zone, NE Asia: The development of a shear continental margin. *Tectonics*, **37**, doi.org/10.1029/2018TC004968.
- Zhang, Y.-B., Zhai, M., Hou, Q.-L., Li, T.-S., Liu, F. and Hu, B., 2012, Late Cretaceous volcanic rocks and associated granites in Gyeongsang Basin, SE Korea: Their chronological ages and tectonic implications for cratonic destruction of the North China Craton. *Jour. Asian Earth Sci.*, **47**, 252–264.

Abstract

The late Early Cretaceous Shimanto Belt is characterized by a poorly developed accretionary complex, in contrast to the Cenomanian–early Coniacian accretionary complex that is made up of thick sequences of coarse-grained clastic sediments, suggesting the onset of voluminous influx of clastic sediments to the Shimanto Trench from the Cenomanian. The amount of sediments in a trench may be controlled by the presence of back-arc, intra-arc and forearc basins, because the basins can store kilometers of sediments in thickness; consequently, most of sediments do not reach the trench. Sedimentation in the Gyeongsang–Kanmon Basin which stored large volumes of clastic sediments commenced at ca. 127 Ma and ended at ca. 98 Ma or during the early Cenomanian. Development of the Monobegawa forearc basin in the Kurosegawa Belt lasted from the Hauterivian–early Barremian (ca. 130 Ma) to ca. 100 Ma. The periods of sedimentation in the Gyeongsang–Kanmon and Monobegawa basins coincide roughly with the period of poorly developed accretionary complex during the late Early Cretaceous. In addition, the demise of Gyeongsang–Kanmon and Monobegawa basins was almost synchronous with the initiation of rapid growth of the Shimanto accretionary complex during the early Cenomanian. In this context, I here propose that a conversion from sediment-starved to sediment-filled trench occurred at ca. 98 Ma or during the early Cenomanian in the Shimanto Trench in response to the infilling of the Gyeongsang–Kanmon and Monobegawa basins.



《報告・資料》

サハリン島マカロフ（知取）北方地域の上部新生界

岡 孝雄^{1) 2)†}

Late Cenozoic strata of the northern area of Makarov (Sirutori) in Sakhalin Island, the Russian Federation

Takao Oka^{1) 2)†}

（要旨）

マカロフ北方地域にはティムーポロナイスク断層沿いに古第三紀末以降の地層群が東傾斜で累計約 5,000m の厚さで重なる。マルヤマ層はその上部を占める層厚 1,500m 弱の地層で、珪藻化石年代などから 14~1Ma 頃（中期中新世末~前期更新世）の地層と見なされる。クリンカ川およびテルペニア湾岸の調査を行い、同層は下部（砂質泥岩~中粒砂岩で第 1~4 部層に細分）、中部（極細~中粒砂岩）および上部（礫~砂礫岩・砂岩・板状泥質岩の不規則互層で亜炭をはさむ）から構成される。マルヤマ層下部~中部は貝化石を含む上方浅海化の海成層であり、代表的貝化石のタカハシホタテは、下部第 3 部層の上部から中部のトップまで産出が確認でき、産出期間は珪藻化石年代から、後期中新世末~前期更新世前半（7~2Ma 頃）のほぼ 500 万年間である。レルモンツブカ南東海岸ではマルヤマ層中部に浅海域で形成された火山岩類の存在が認められた。

2018 年 7 月 26 日受付

2018 年 9 月 6 日受理

¹⁾ 株式会社北海道技術コンサルタント

Naebo-cho 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, Makarov, Maruyama Formation, Fortipecten takahashii, Tym-Poronaysk fault, Pliocene volcanic activity

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。最初の交流では第 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

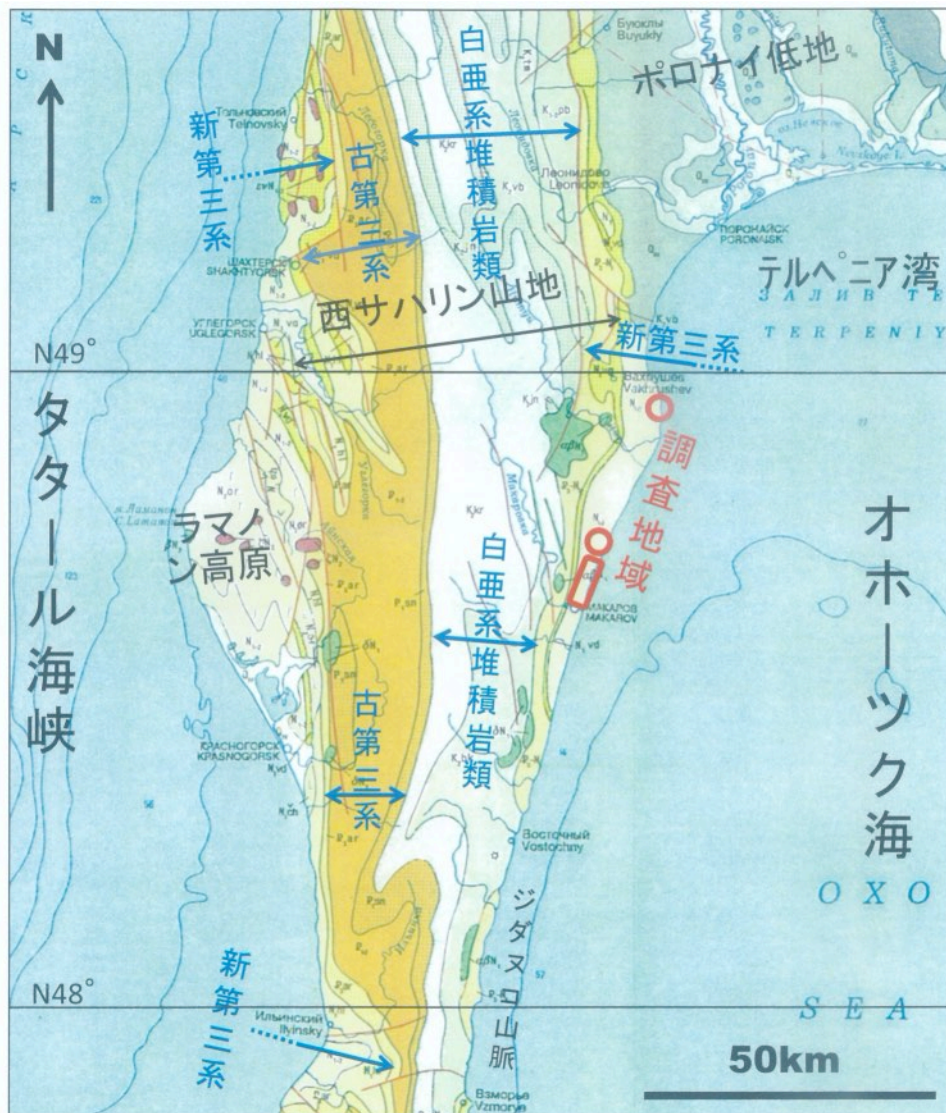
となった。同研究会としての交流は 1996 年 8 月の 2 班（新第三系~第四系下部およびスナイ山地・東サハリン山地）のサハリン訪問まで続いた（岡・松枝, 2006）。「総合地質」の前号では 1996 年 8 月の「新第三系~第四系下部」班で調査した南サハリン北部マカロフ地域およびスミルヌイフ地域のうち後者の鮮新一下

部更新統を含む後期新生代地層群について報告したが、今回は前者のマカロフ地域のそれについて報告する。

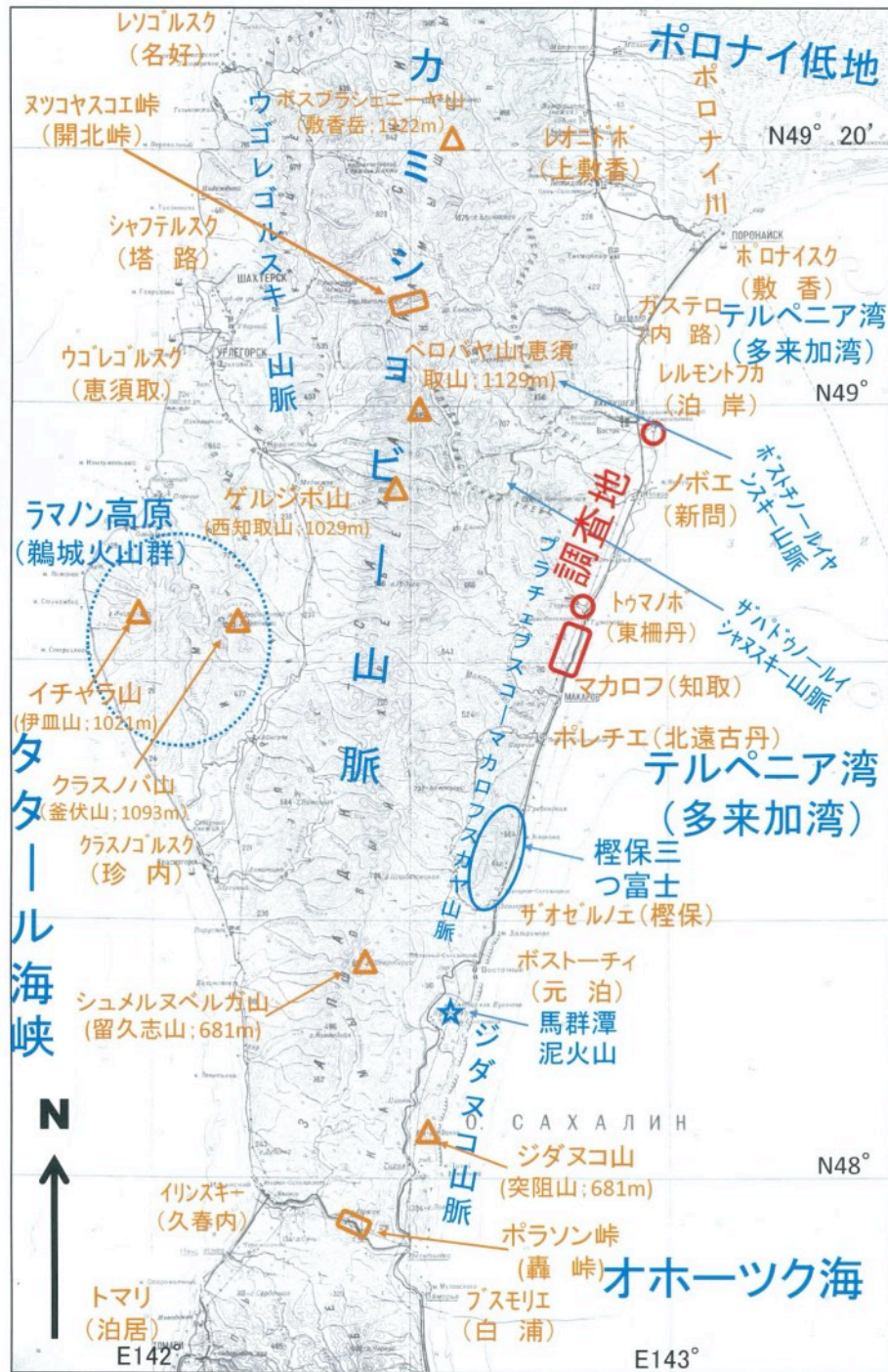
調査地域は第 1 図に示すように、マカロフ北方地域のクリンカ川ーゴルナヤ川南方間（ルート長は直線距離で約 8km）、ゴルナヤ川（東柵丹川）河口付近およびレルモントブカ（泊岸）南東海岸である。調査期間は 1996 年 8 月 7 日～9 日の 3 日間に限定されており調査は極めて不十分であるが、ロシア側から提供された地質図を基本にして調査結果を加えてまとめた。さらに、この地域についてはほぼ同じ時期に文部省科学研究費国際学術研究・学術調査「環オホーツク海地域の後期新生代の古環境変遷：1995・1996 年度実施，代表者，小笠原憲四郎，課題番号 09041111」により，層序の調査，貝化

石・渦鞭毛藻・花粉化石・珪藻化石の検討および地化学分析などが行われ，地学雑誌 109 巻・第 2 号の「特集：サハリン（樺太）島の地質と地形」の中に収録されている（小笠原・久田 2000；長谷川ほか，2000；栗田ほか，2000；秋葉ほか，2000；川田ほか，2000）。これらの成果も参照しながら取りまとめを行った。

地質案内はスミルスイフ地域（岡，2017）と同様に元サハリン地質局の A. E. Zharov 博士（当時，ユジノサハリンスク地質情報センター；Sakhalin Geol. Com.），Tyuzov 博士（当時，同），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る。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。なお，「総合地質」第 1 号の「サハリン島スミル



第 1 図. 南サハリン中部の地質図. 100 万分の 1 地質図「サハリン島の地質構造」(Semynov, 1994) に加筆.



第 2 図. 南サハリン中部の地形図と地形区分. 2010 年刊行のサハリン島地図 (50 万分の 1) に加筆.

ヌイフ (気屯) 西方丘陵の上部新生界」において、同様の謝辞では V. M. Radysch 博士としたが、A. E. Zharov 博士の誤りである。お詫びして訂正する。

地形・地質概要

1. 南サハリン中部の地形・地質概要

北緯 50°以南の南サハリンは旧日本領であるが、その北部の地質構造・地形は南北に延びた

タタール海峡、ラマノン高原 (北緯 48°30' ~ 48°50' 間; 鵜城火山群)、西サハリン山地、ポロナイ低地 (ポロナイ川流域) - テルペニア湾 (多来加湾) が並ぶ。地質的に下位より白亜系、古第三系、新第三系 (第四系下部更新統も含む) で構成され白亜系を骨格として、西側では古第三系、新第三系の順に並び、東側では古第三系の主体を欠いて、主に新第三系が分布し、その全体が複背斜構造をなしている。

ラマノン高原は東西 25 km, 南北 35 km 程度の楕円形の広がりがあり, 放射状の水系模様を示すサハリンで唯一ともいえる火山性地形をなす. ここでは中期中新世末～鮮新世のマルヤマ層の水中火山活動に始まり, その上位に盾状火山・溶岩ドームの活動が引き継がれ (岡村, 1994), 標高は全般的には 500 m 前後であるが, イチャラ山 (伊皿山; 標高 1,021 m), クラスノバ山 (釜伏山; 1,093 m) などの溶岩ドーム群が認められる.

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, 南サハリン中部では幅 30 km 前後である. 分水界をなす主山列 (カミショビー山脈中部) と東西両側の多くの支脈および副山列から構成される. 主山列を構成する山々の標高は, 北縁のレオコドボ (上敷香) 西北西のボスブラシャニート山 (敷香岳) が 1,322 m であるが, 南へ下り北緯 49°付近では 1,000～1,100 m 級で, ベロバヤ山 (恵須取山; 1,129 m), ゲルジボ山 (西知取山; 1,029 m) などがある. さらに北緯 48°40' 付近から南では 800 m 以下となり, 48°付近のポラソン峠 (轟峠) では 200 m 以下となる. この峠のあるアルセンムベカ (真縫) - イリンスキー (久春内) 間は地峡状となる. ここではサハリン島の幅が 25 km に狭まっており, オホーツク海側とタタール海峡側を結ぶ幹線道や鉄道が通じている. 同山地は地質的には主に白亜系堆積岩類で構成される.

東側に並走する副山列は北からボストチノールイヤンスキー山脈 (i), ザパドゥノールイシャヌスキー山脈 (ii), プラチェブスコマカロフスカヤ山脈 (iii), ジダヌコ山脈 (iv) である. i と ii はそれぞれ北部 (白亜系分布域) では上記の主山列に平行し, 南北方向であるが, 南部 (新第三系分布域) では北西-南東方向に転じている. i は標高が 400～600 m 前後であり, ii は 1,000 m 前後であるが, i と ii の間は主にヌミ川 (新間川) の流域となっている. iii および iv は海岸沿いの山脈で新第三系分布域に沿う. iii は一般には 500 m 前後であるが, マカロバ川 (知取川), レスカヤ川 (北遠古丹川), ラズバヤ川 (樫保川) により断続的となるが, マカロフ (知取; 第 3 図 a) 北西のマカロバ山 (知取岳; 710 m), ザオゼルノエ (樫保) 北方

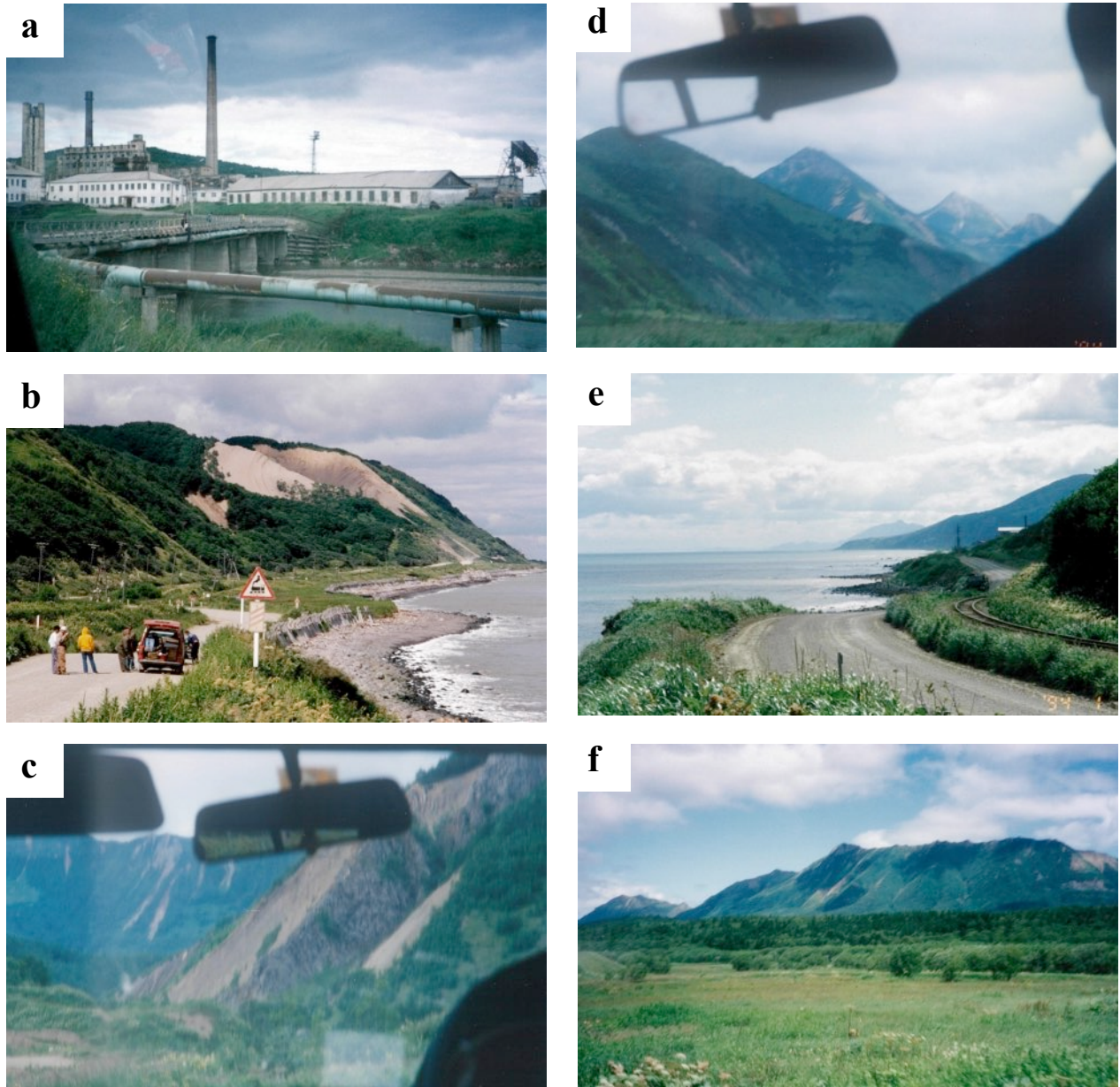
のクロコバ山 (864 m) などの比較的高い山稜もある. マカロフ南方のボレチエ (北遠古丹) 付近まではマカロフ北方と同様に臨海部は丘陵地でマルヤマ層下部が海岸付近に分布する (第 3 図 b). さらに南へ向かうとクロコバ山付近では 15 km ほどの長さにわたって海岸に山地が接近し, 急峻な状態を示し (第 3 図 c, d), 第二次大戦前には「樫保三つ富士」と呼ばれていた. iv はプガチョブカ川 (馬群潭川) 以南の部分で, 長さ 25 km・高度 500 m 前後である (第 3 図 e, f). 西側の白亜系と東側の第三系 (古第三紀末～中期中新世で東へ急傾斜) の境界部 (ティムーポロナイスク断層) 中に火山岩が岩床状に貫入したもので, 鋸状のやせ尾根が特徴で, 大きく北部と南部に分かれる. 北部の最高峰は「ジダヌコ山 (「突阻山」; 682 m)」である. iii と iv の間のビラカンカ川南側にはサハリン随一の「馬群潭泥火山」がある (第 4 図). これら突阻山, 馬群潭泥火山, 樫保三つ富士は旧日本統治時代の名勝とされていた.

カミショビー山脈中部には標高 500～600 m 前後のウゴレゴルスキー山脈が並走する. 同山脈は主に古第三系堆積岩類から成り, 西端には新第三系堆積岩類をともしなう.

調査地域の北側 (ポロナイスク地域) には, 西サハリン山地の東側ポロナイ川に沿う広い低地 (ポロナイ低地) が存在する. この低地と西サハリン山地との境界部には主に丘陵・台地からなる地域が東西幅 5 km 前後で分布している. この丘陵・台地域は南へ向かってテルペニア湾西岸沿いに 40 km 程延び, トゥマノボ (東柵丹) 付近まで続いている.

2. 調査地付近 (マカロフ～レルモンツボカ地域) の地形・地質概要

調査地付近は西サハリン山地の東縁部に位置し, テルペニア湾 (多来加湾) の沿岸部に該当する. 地形的には西から山地域と丘陵地帯に大きく分けられ, 丘陵地帯には部分的に台地・低地 (現河川氾濫原) 域が含まれる (第 5, 6 図). 調査地域付近には北からゴリンカ川 (古丹岸川), ヌミ川 (新間川), マルコブカ川 (大鵜取川), ゴルナヤ川 (東柵丹川), マカロバ川 (知取川) がほぼ南南東方向に向かって流れテルペニア湾に注いでいる. このうち, ヌミ川とマカロバ川は西サハリン山地脊梁山脈 (カミシ

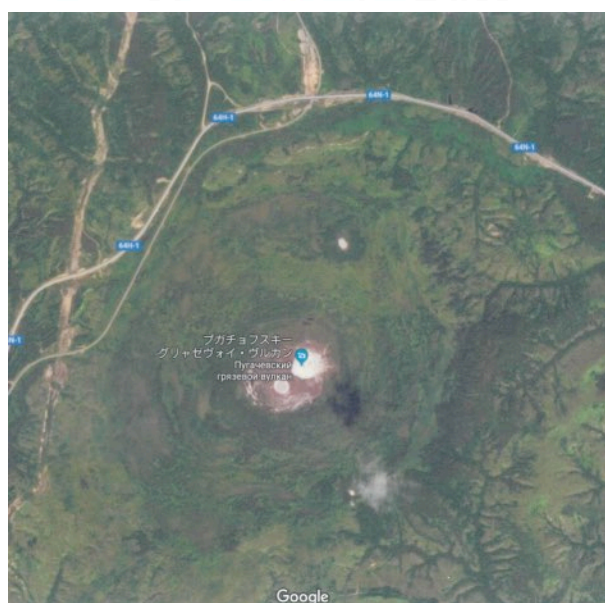


第 3 図. アルセンムベカ（真縫）～マカロフ（知取）間の地形・地質などの写真. a: マカロフ市街の旧王子製紙工場（現在は閉鎖で建物は崩壊が進む）. b: ポレチエ（北遠古丹）南方の海岸露頭のマルヤマ層下部泥質岩（北北東へ向かって撮影）. c: オゼルノエ北方の火山岩岩床をはさむ中新世ホルムスク層. d: オゼルノエ（樫保）付近から撮影した「三つ富士」. e: ポストーチィ北方から南南西方向へ向かって撮影（中央右寄り遠景がジダヌコ山）. f: アルセンムベカ北方からとらえたジダヌコ山脈南部（左端は山脈北部のジダヌコ山）.

ヨビー山脈）に源がある．調査地域であるゴルナヤ川～マカロバ川間には小河川として，ガル川，コルモバヤ川，クリンカ川，モザイカ川が南東方向へ向かって流れる．

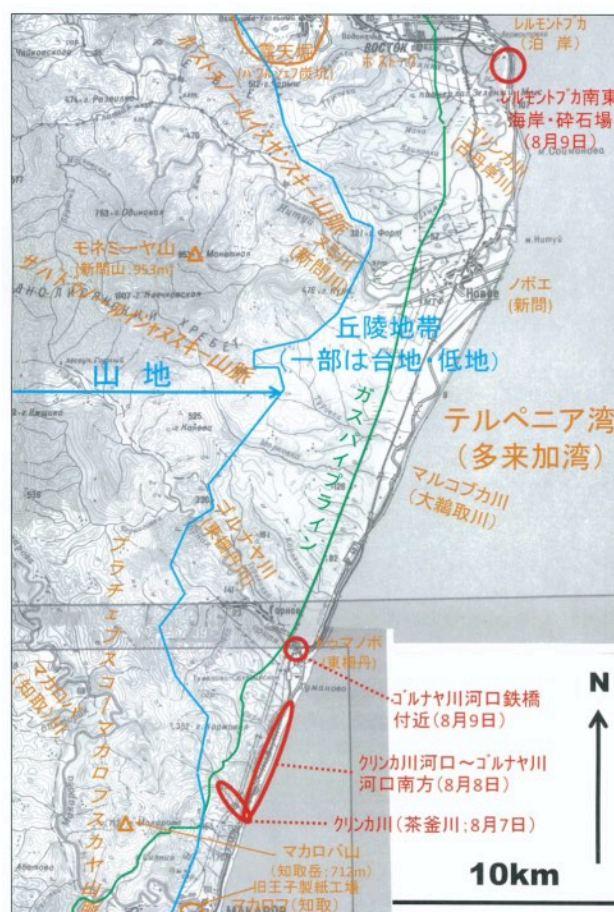
山地域は標高が一般に 500～700 m 前後である．北部ではザパドゥノールイシャヌスキー山脈およびポストチノールイヤンスキー山脈で構成される．南部では海岸に沿ってプラチェブ

スコーマカロフスカヤ山脈が存在し，マカロバ川により断ち切られる．山地域の北部では N40°E 方向にティムポロナイ断層が通過し，同断層の北西側は白亜系堆積岩類（西傾斜）で構成されるが，南東側は古第三系最上部～新第三系下部の波状褶曲部（褶曲軸は同断層に斜交する南北～南東～北西方向）である．ザパドゥノールイシャヌスキー山脈部では前期中新世



第4図. 馬群潭泥火山とその周辺の地形. 上図: 旧大日本帝国陸地測量部 5 万分の 1 地形図「元泊」使用. 下図: グーグルマップ (2018.5).

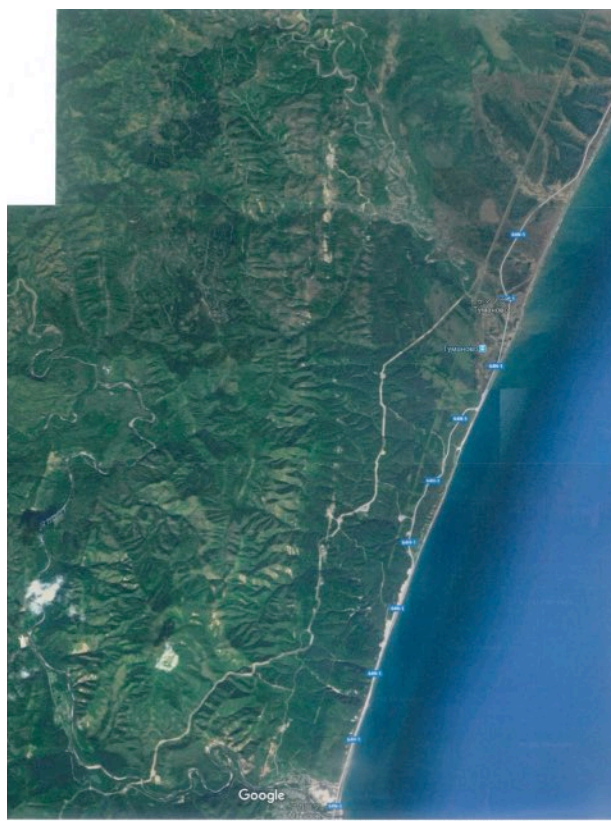
前半の火成活動 (チェホフ層; 竹内, 1997) に伴う貫入岩を骨格としたモネミーヤ山 (新間山; 標高 953 m) などのドーム状山塊群が存在する. 山地域の南部 (プラチェブスコーマカロフスカヤ山脈) は主に白亜系堆積岩類 (西傾斜)



第5図. 調査地付近 (マカロフ〜レルモントフカ地域) 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. ティムーポロナイ断層は第 36 図に従う.

で構成されるが, マカロバ山 (標高 712 m) 付近は古第三系最上部〜新第三系下部の南へ開いた半ベーズン構造となり, 同山のピークは北部と同様な貫入岩よりなる (第 7 図).

丘陵地帯は, 標高 200 m 前後以下の部分であり, 山地域とは等高線の密になる地形変換線で区別できる. ヌミ川北東側のレルモントフカ〜ポストーク地域は, 北西-南東方向のポストチノールイヤンスキー山脈の北東側山麓丘陵に該当し, 幅 10 km 程度の広がりがある. 地質的には山地域から続く波状褶曲部である. 波状褶曲部には夾炭層 (ベルクネドゥ層) が含まれ, 石炭の露天堀が行なわれる (バフルシェフ炭鉱). ヌミ川からゴルナヤ川南方のガル川間は, 幅 7 km 程度の帯状域である. 地質的には古第三紀末〜第四紀前期更新世の地層群 (下位よりガステロ層, ホルムスク層, ネベリスク層, チェホフ層, ベルクネドゥ層, セルツウナ層, ク



第 6 図. マカロフ～トゥマノバ北方間の航空写真（グーグルマップ 2017. 12）. 海岸線より 1～5 km 内陸のジグザグの白っぽい開削筋はガスパイプライン（第 5 図に対応）.

ラシ層、マルヤマ層）の分布域で、地層は $10 \sim 80^\circ$ の東傾斜でテルペニア湾側に傾き累計の厚さは 5,000 m に達する．一般に、西に向かって下位層に進むほど急傾斜となる．南半部の地質図は第 7 図に示す．ガル川以南の丘陵地帯は、幅が 3 km 以下になり、地質構成は北側の丘陵地帯ほぼ同様である．報告する野外調査地域の主要部（クリンカ川～ゴルナヤ川南方間）が含まれる．

台地域は海岸段丘と河岸段丘に分けられる．海岸段丘は段丘面の標高が 20 m 前後～35 m 前後の主要なものが海岸線に沿って追跡できる．段丘面を高低に二分できるかどうかは不明で、活褶曲の影響で一つのものが変位している可能性も考えられる．ガル川北方では標高 10 m 程度の段丘面と段丘堆積物が認められる．ガル川北方では後述のように海浜面から約 7 m の段丘面と泥炭を伴う段丘堆積物が認められ、これは低位の河岸段丘に続くと思われる．河岸段丘はゴリンカ川、ヌミ川、ゴルナヤ川、マカロバ川などでは分布が明瞭で、数段の発達があると

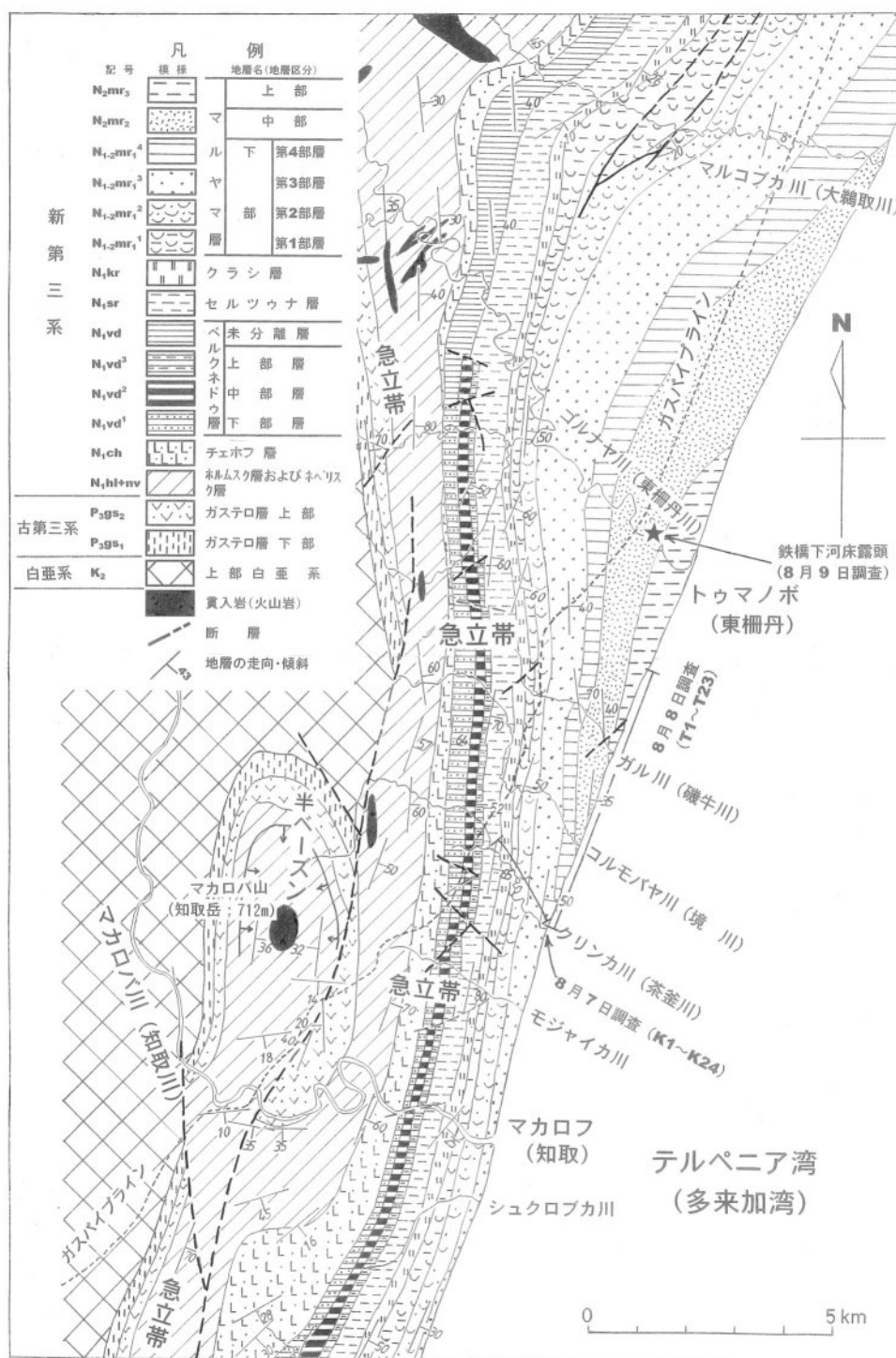
思われるが詳細を把握できなかった．ただし、現地調査を行ったクリンカ川の河口近くでは河床より約 14 m 高の段丘面、ゴルナヤ川河口付近では河床より約 9 m 高の段丘面の存在が確認されており、各河川の河口付近では河床より 10 m 前後の比高の低位段丘が存在し、その上に市街などが載る．

サハリンの河川は大半が自然河川状態であり、堤防などはほとんど整備されていない．そのため、大きな河川（ゴリンカ川、ヌミ川、マルコブカ川、ゴルナヤ川、マカロバ川など）の流域では川は自由に蛇行している．この様子は旧日本統治時代の 5 万分の 1 地形図（大日本帝国陸地測量部）および 1993 年刊行のサハリン州地図帳（サハリン島 20 万分の 1）で把握できるが、グーグルマップ（航空写真）では旧河道（河跡湖・河跡）などの存在もとらえることが可能である．低地域（現河川氾濫原）はこのような河川の蛇行域の把握から、河川下流域を主体に狭長に分布することが分かる．

なお、近年、サハリン北部からのガス輸送のためのパイプラインが敷設されたが、その詳細なルートはグーグルマップ（航空写真）から把握が可能である．第 5 図に示すように、そのルートの大部分は丘陵地帯（台地・低地域を含む）であるが、マカロフ付近では山地域（マカロバ山南東麓）を通過する．

調査結果

調査範囲は主にクリンカ川下流およびクリンカ川河口～ゴルナヤ川河口南方で、新第三系の分布域である．西から東へ向かって、古い方から順にベルクネドゥ層 (N_{1vd})、セルツウナ層 (N_{1srt})、クラシ層 (N_{1kr})、マルヤマ層下部（第 1 部層： N_{1-2mr1}^1 、第 2 部層： N_{1-2mr1}^2 、第 3 部層： N_{1-2mr1}^3 、第 4 部層： N_{1-2mr1}^4 ）、マルヤマ層中部（ N_{2mr2} ）およびマルヤマ層上部（ N_{2mr3} ）が分布する（第 7 図）．調査にあたりロシア側から提供されたルートマップをリライトし、そこに調査露頭や調査地点番号、測定層理（走向・傾斜）を付して第 8 図とした．小笠原ほか（2000）が貝化石群の検討のためにクリンカ川下流部で作成したルートマップを第 8 図左上にいれ、そこに筆者の調査地点（K1～K21）を重ねた．調査を行った 1996 年当時は詳

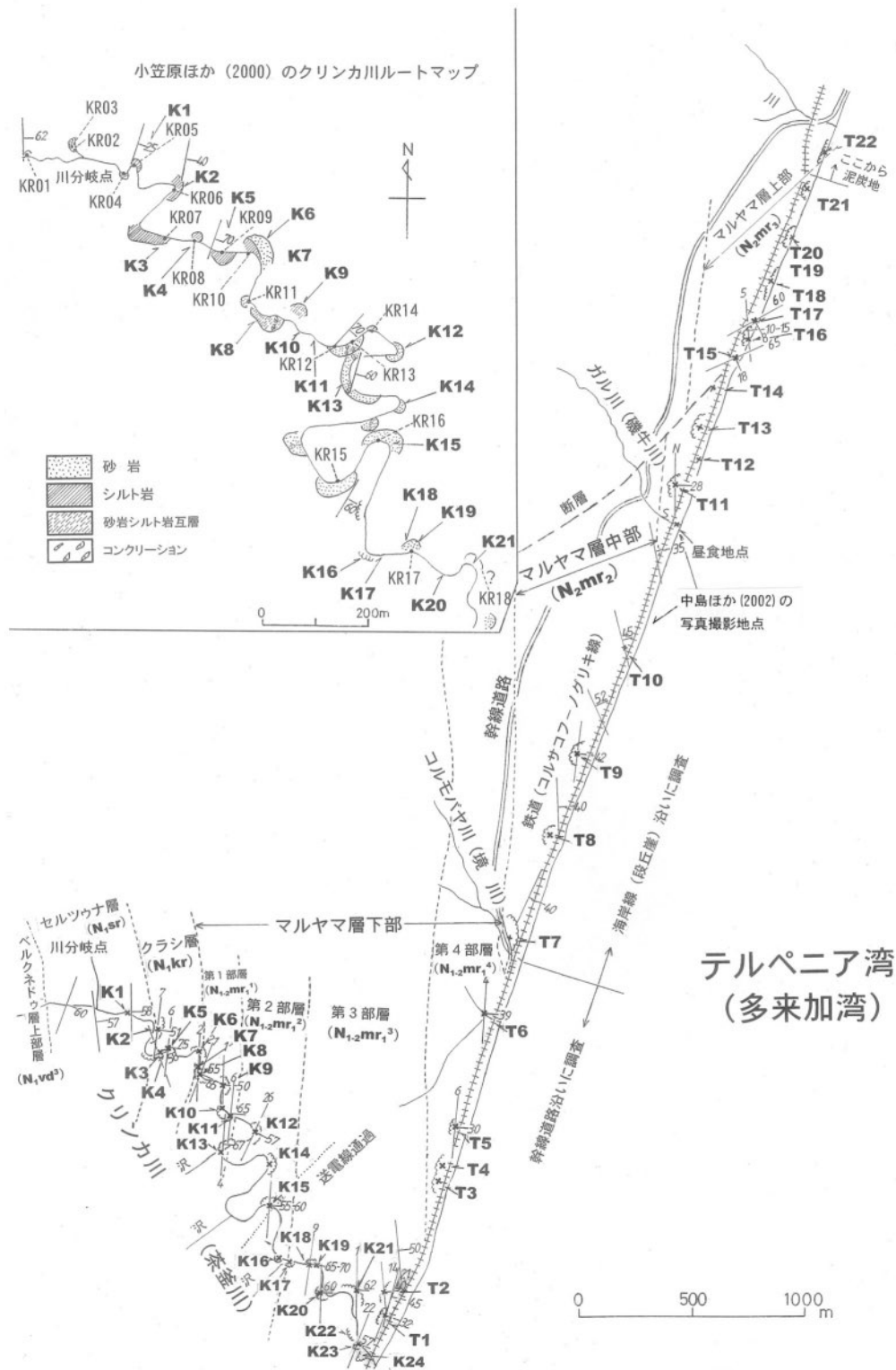


第7図. マカロフ北方地域(マカロフ～トゥマノバ間)の地質図.
ロシア側から提示された地質図をリライト・加筆.

細な地図の入手や航空写真の入手は困難であったが、最近では航空写真（グーグルマップ）で調査地域の地形、水系、海岸線、道路などの地理状況の把握が細部まで可能となっており、第9図に調査地域付近（クリンカ川～ガル川付近）について引用して示す。長谷川ほか（2000）の有孔虫化石の試料番号 KR-01～05、栗田ほか（2000）の渦鞭毛藻・花粉化石の試料番号

KR-01, 04, 07, 09, 11, 秋葉ほか (2000) の珪藻化石の試料番号 Kr-11 および川田ほか (2000) の化学分析の試料番号 KR-01~09 は小笠原ほかの地点番号に一致する. なお, 表示した層理の走向・傾斜のうち走向部分の数字の表示がないものはロシア側の測定による.

その他、ゴルナヤ川（東柵丹川）河口付近およびレルモントブカ（泊岸）南東海岸について



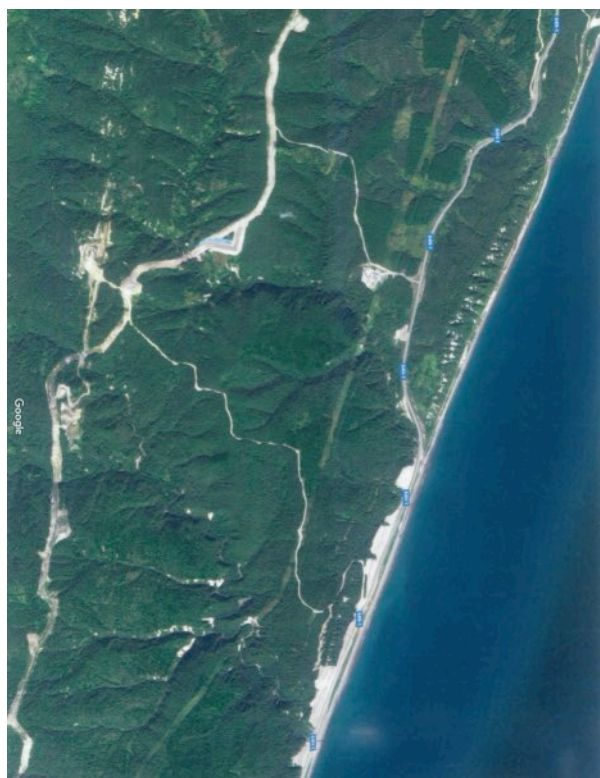
第 8 図. クリンカ川下流 (K1~K24) およびクリンカ川河口~ゴルナヤ川河口南方間 (テルペニア湾岸沿い; T1~T20) のルートマップ. 左上は小笠原ほか (2000) のルートマップをリライトしたもので, 本調査の地点を表示した.

断片的な露頭調査を行った (第 5, 7 図).

1. クリンカ川 (茶釜川) 下流 (K1~K24)

クリンカ川河口の漁家の敷地内にキャンプ地を定め (第 10 図), 8 月 7 日に第 8 図に示すように, 河口から直線距離で 2 km 上流の二又

付近から下流へ向かって調査を進めた. 地点番号は K1~24 として上流側より順に付した. ほぼ東へ 60°前後の急傾斜を成して, 下位よりセルツウナ層 (N_1srt), クラシ層 (N_1kr), マルヤマ層下部第 1 部層 ($N_{1-2}mr_1^1$), 同層第 2 部層



第 9 図. クリンカ川下流付近の航空写真（グーグルマップ 2017. 12）, 引用. クリンカ川は左下の北西－南東方向の蛇行する川. 左よりの太い開削筋はガスパイプライン.

($N_{1-2}mr_1^2$) および同層第 3 部層 ($N_{1-2}mr_1^3$) が分布する. ベルクネドゥ層 (N_{1vd}) については調査を行っていない. 調査結果に基づいて作成したルート柱状図を第 11 図に示す.

i) K1～K6

◇ K1 (小笠原ほか (2000) の KR05) は第 12 図 a に示すように, チリワレ状の暗灰色砂質シルト岩 (軟質頁岩) の露頭である.

◇ K2 (KR06) も K1 と同様な岩相の露頭であり (第 12 図 b), *Macoma* などの貝化石を含む石灰質ノジュール層 (走向・傾斜 $N6^\circ E \cdot 51^\circ E$)

が挟まれ, 約 30 m の層厚部分が観察できる.

◇ K3 (KR07) 露頭は川の屈曲のため K2 露頭より下位部分が主体となり厚さ約 35 m の主部が砂質シルト岩で, その上位にチリワレ状の暗灰色砂質シルト岩 (軟質頁岩) が重なり, $N14^\circ E \cdot 54^\circ ESE$, $N18^\circ W \cdot 46^\circ ENE$ の走向・傾斜が測定できた.

◇ K4 はチリワレ状の暗灰色砂質シルト岩 (軟質頁岩) の露頭であり, 50 cm 程の厚さの極細粒砂岩層を挟み, $N20^\circ W \cdot 50 \sim 58^\circ ENE$ の走向・傾斜を測定した.

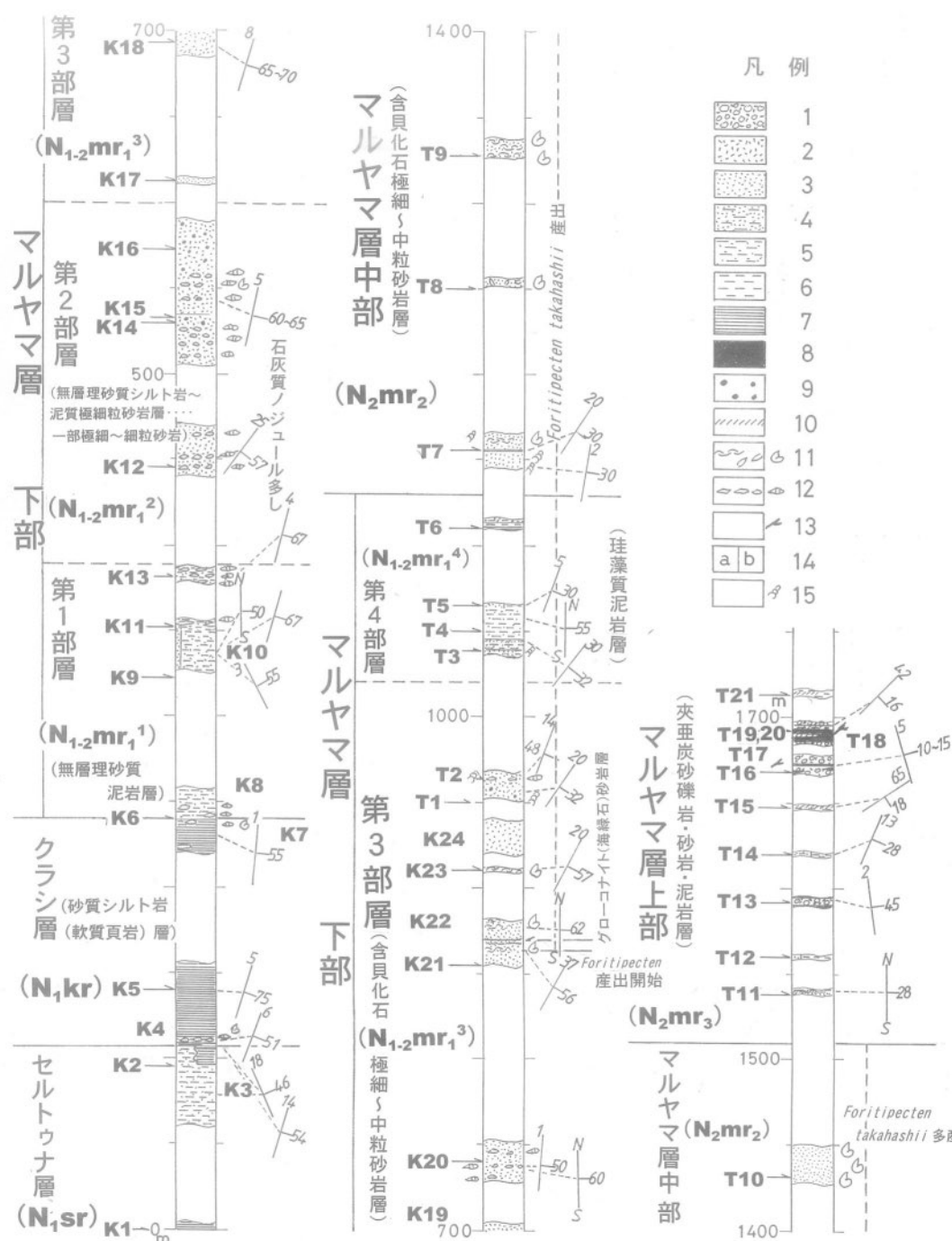
◇ K5 (KR08) は大露頭 (第 12 図 c) で, 板状の割れ (板状層理) が顕著なシルト岩 (頁岩) より成り, $N5^\circ E \cdot 75^\circ E$ の走向・傾斜が測定できた.

◇ K6 (KR10) は層厚約 40 m の大露頭であり, 下半部はチリワレ状の暗灰色砂質シルト岩 (頁岩) で上半部が一見無層理様で大きな割れがある砂質シルト岩である (第 13 図). 両者の関係は整合的であり, とともに石灰質ノジュールを含む.

K1 と K3 の主部はセルツウナ層 (N_{1srt}), K3 の最上部と K2, K4, K5 および K6 の下半部はクラシ層 (N_{1kr}) に区分される. K6 の上半部はマルヤマ層下部第 1 部層である. KR01～KR03 の層厚 30 m 部分は K1～K3 より下位の部分で, 全体が泥質岩からなり, KR01 で *Corbicula* (シジミ), KR02 で *Ostrea* (カキ) を含み, KR03 で炭層を挟むことなどから, 内湾～汽水・淡水の堆積環境を示す. この部分はロシア側の地質情報 (第 7, 8 図) ではセルツウナ層に含められているが, むしろベルクネドゥ層上部層 (N_{1vd}^3) に含めるのが妥当である. なお, 小笠原ほか (2000) は K1～K6 下半部およびそ



第 10 図. クリンカ川河口部 (建物群西寄り部がキャンプ地).



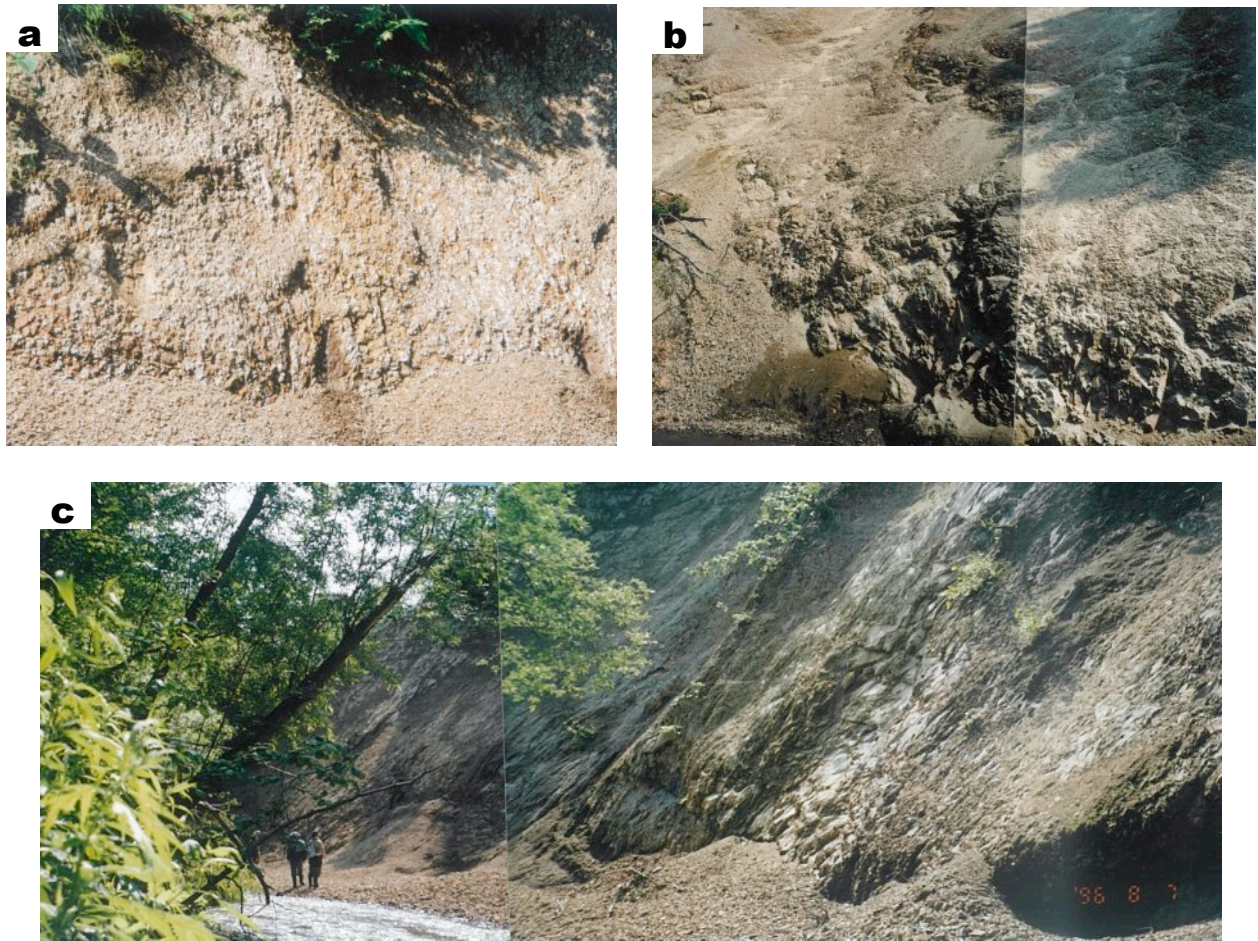
第 11 図. クリンカ川下流 (K1~K24) およびクリンカ川河口~ゴルナヤ川河口南方間 (テルペニア湾岸; T1~T20) のルート柱状図. 1: 礫~砂礫岩, 2: 粗~極粗粒砂岩, 3: 極細~中粒砂岩, 4: 泥質極細~細粒砂岩, 5: 砂質泥岩, 6: 泥岩, 7: チリワレ状泥岩 (軟質頁岩), 8: 板状泥岩 (薄層理), 9: 散点状に細円礫を含む, 10: 亜炭, 11: 含貝化石, 12: 石灰質ノジュール, 13: 含木片 (樹幹), 14: a・b 互層, 15: 生物攪乱.

の下位の KR01~KR03 の泥質岩部についてはオウジン層 (一部, 上部ドウェ層—ベルクネドゥ層—上部含む) として扱っている.

本ルート of ベルクネドゥ層上部, セルツウナ層およびクラシ層の泥質岩について, 川田ほか (2000) は石油地化学的視点から主要無機元素濃度や有機物組成などの分析を行い, 有機熟成

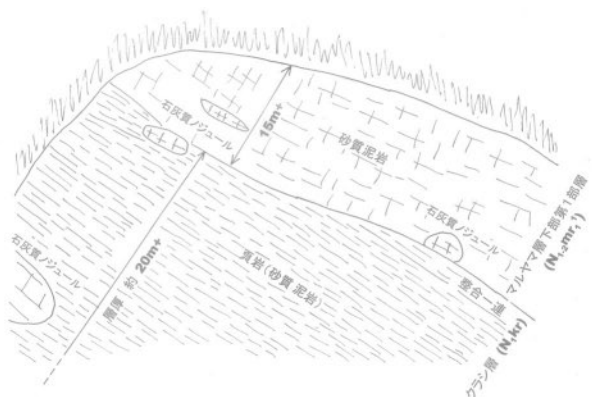
の検討などを行っている (試料番号 KR-01~09). さらに, 長谷川ほか (2000) は有孔虫化石の検討 (試料番号 KR-01~05), 栗田ほか (2000) は渦鞭毛藻・花粉化石の検討 (試料番号 KR-01, 04, 07, 09, 11) をそれぞれ行っている.

ii) K7~K11



第 12 図. クリンカ川に分布する中部中新統の露頭群. a: セルツウナ層チリワレ状の砂質泥岩—軟質頁岩— (K1 地点). b: クラシ層チリワレ状の砂質泥岩—軟質頁岩— (K2 地点). c: 短冊状に割れるクラシ層の珪藻質砂質泥岩 (K5 地点).

◇ K7 (小笠原ほか (2000) の KR11) は暗灰色の砂質シルト岩の露頭で、一見クラシ層のような板状の割れ目があり、 $N1^{\circ}E \cdot 55^{\circ} \pm E$ の走向・傾斜で、層厚は 10 m+であった. *Cnchocele* (オウナガイ; かつて *Thyasira* とされていた), *Yoldia* などの貝化石を含む.

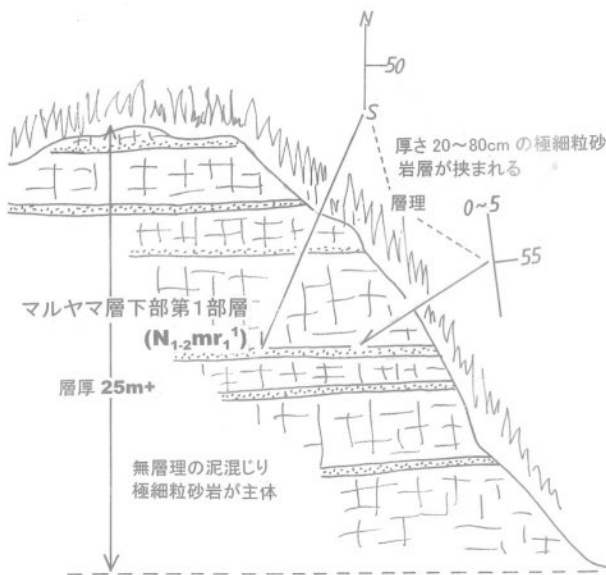


第 13 図. K6 地点における露頭スケッチ (クラシ層とマルヤマ層の関係).

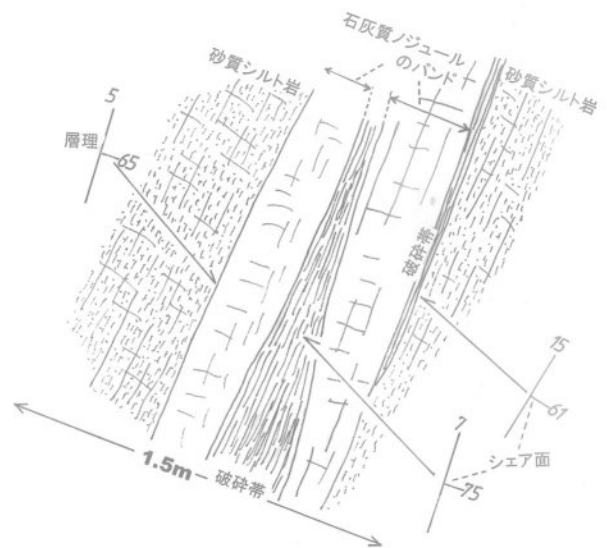
◇ K8 地点は K7 地点より約 50 m 下流で、無層理の泥混じり極細粒砂岩で、厚さ 1 m 程度の大きなノジュールが挟まれ、この部分には *Cnchocele* が卓越的に含まれる. K7-K8 間の K7 から 15m 付近より上流側では K7 の岩相である.

◇ K9 の露頭面は地層の走向に平行し、一見水平層に見える (第 14 図). 厚さ約 25 m で無層理の泥混じり極細粒砂岩が主体で、厚さ 20~80 cm の極細粒砂岩層 (平行葉理、一部コンボリユート葉理) が 10 程度挟まれ、 $N-S \cdot 50^{\circ}E$, $N3^{\circ}W \cdot 55^{\circ}E$ の走向・傾斜を測定した.

◇ K10 は走向に直交する方向に約 60 m 続く大きな露頭である. 無層理の砂質シルト岩 (生物攪乱で珪藻質) が主体で、厚さ 30~100 cm の砂岩層および石灰質ノジュール層と互層状となり、 $N17^{\circ}E \cdot 68^{\circ}ESE$ の走向・傾斜が測定できた. 厚さ 15 cm の火山ガラス質砂質シルト岩層 (降下火山灰?) のはさみを 1 層確認した.



第 14 図. K9 地点における露頭スケッチ (マルヤマ層下部第 1 部層)。



第 15 図. K11 地点における露頭スケッチ (マルヤマ層下部第 1 部層中の層面断層. 第 16 図 d に対応)。



第 16 図. クリンカ川に分布する上部中新統の露頭群. a: マルヤマ層下部第 1 部層 (K11 地点). b: マルヤマ層下部第 2 部層の砂質泥岩～泥質極細粒砂岩とノジュール (K13 地点). c: 送電線の真下のマルヤマ層下部第 2 部層 (K15 地点)。

◇ K11 (KR12) は K10 大露頭の下流側端の露頭部である (第 15 図, 第 16 図 a). 無層理の砂質シルト岩より成り, 厚さ 50 cm あまりの厚い石灰質ノジュール層が挟まれ (N5°E・65°E), ノジュール部では層面に沿うシエア部 (断層破碎帯) が伴われ, N7°E・75°E および N15E・61°ESE の 2 面を測定した.

K6 露頭の上半部を含め, K7~K11 はマルヤマ層下部第 1 部層 ($N_{1-2}mr_1^1$) であり, 全体としては無層理の砂質泥岩が卓越している. 後述するように, 栗田ほか (2000) は採取試料 KR-11, 13 の渦鞭毛藻化石・花粉化石 (KR-11 のみ) の, 秋葉ほか (2000) は同じく Mk-10 および KR-11 の珪藻分析を行っている.

iii) K12~16

◇ K12 は川の屈曲部の層厚約 30 m の露頭で, 極細粒砂岩より成り, 厚さ数 10 cm の石灰質ノジュール層を数層はさみ, N25°E・57°ESE の走向・傾斜を測定した.

◇ K13 は川の蛇行のため K12 より西側, すなわち層序的に下位に位置し, 高さ 20m 以上の大露頭であり (第 16 図 b), 沢合流部から上流側 (北東) へ続いている. 砂質シルト岩~泥質極細粒砂岩より成るが, 一見無層理ながら不明瞭な板状層理が認められ, 層厚は約 25 m である. 石灰質ノジュール層を数層はさみ, N3°E・67°E の走向・傾斜が測定できた.

◇ K14 は K12 と同じ東側の屈曲部露頭で, その上位を占め, 同様な岩層を示す. 厚さ 10~30 cm の石灰質ノジュール層を数層はさみ, N3°W・55~60°E の走向・傾斜を測定した.

◇ K15 (小笠原ほか (2000) の KR16) は送電線通過地点で, K12・K14 と同じ東側の屈曲部の大露頭 (長さ約 70 m・高さ 30 m 程度; 第 16 図 c) で, その上位を占め, 同様な岩層を示す. 貝化石がわずかに含まれ, *Mya cuneiformis* を確認した. 露頭中段に厚さ数 10 cm の平行葉理砂岩層が数層はさまれる.

◇ K16 は長さ 45~50 m・高さ 15~20 m の露頭で, 一見無層理の極細~細粒砂岩で, 黒色硬質泥岩, チャートなどの細円礫が散点状に含まれる. N79°W・67°NNE および N70°W・90°の断層 (5~30 cm 幅の破碎部) が認められた.

K12~K16 はマルヤマ層下部第 2 部層 ($N_{1-2}mr_1^2$) であり, 全体としては無層理の砂

質シルト岩~泥質極細粒砂岩および極細~細粒砂岩で砂質岩が卓越している. 後述するように, 秋葉ほか (2000) は Mk-11 および Mk-12 として試料を採取し, 珪藻分析を行っている. ただし, 詳細な採取位置は今回のルートマップ中では特定はできない.

iv) K17~20

◇ K17 は沢合流点から 15~20 m 下流の露頭である. 無層理の極細~細粒砂岩で, N85°W・70°±N の断層が認められた.

◇ K18 (小笠原ほか (2000) の KR17) は泥質分の少ない極細粒砂岩より成り, N8°E・65~70°E の走向・傾斜で, 層厚は 15 m あまりである.

◇ K19 は K18 より約 70 m 下流の河床露頭である. 砂岩中に N54°W・70~90°SW および N85°W・90°の断層が認められ, 後者は前者に切られている.

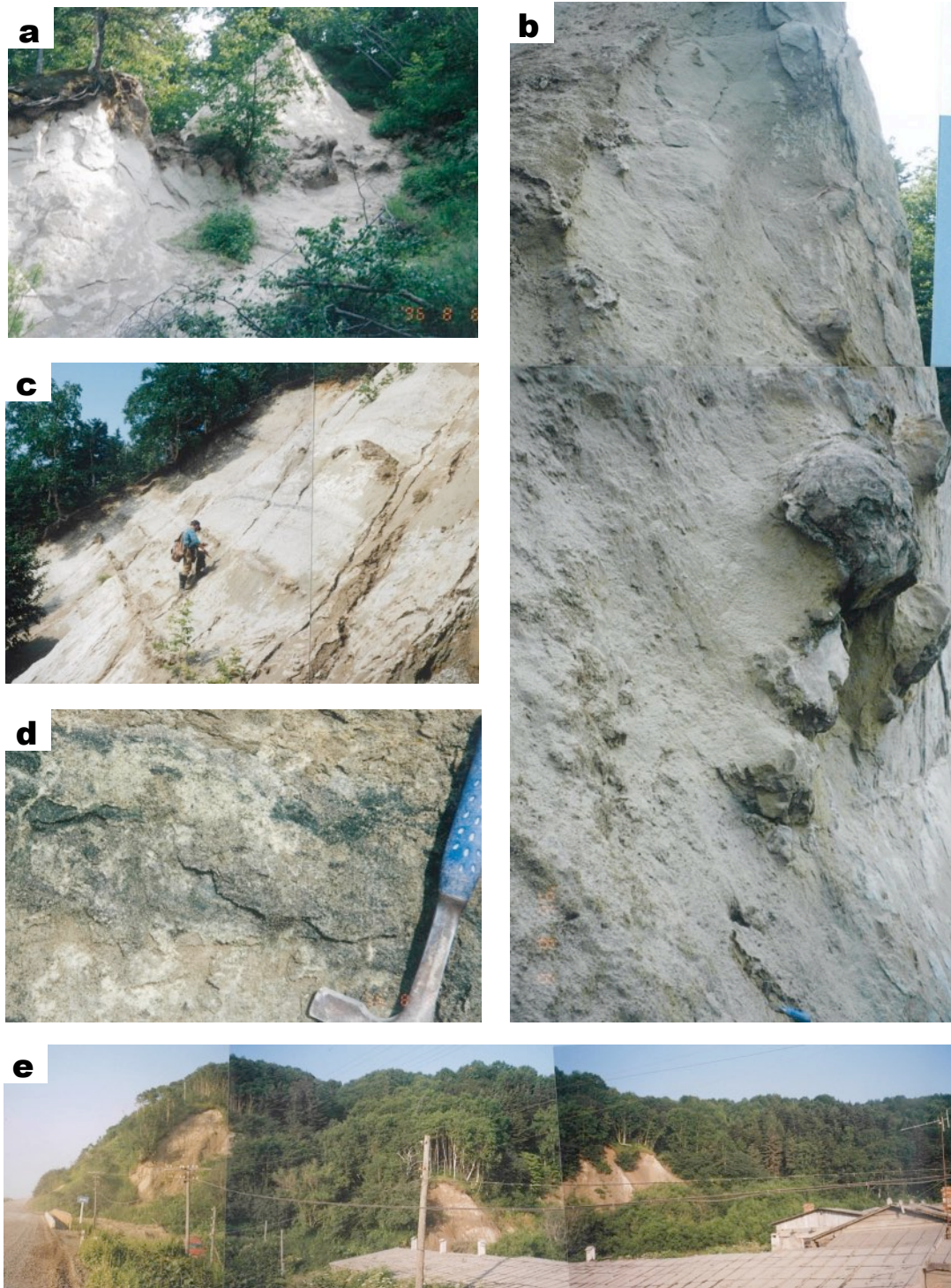
◇ K20 は K19 付近から走向方向に約 100 m 下った地点の西側屈曲部の露頭 (高さ約 25 m; 第 17 図 a, b) で火山ガラス質極細~細粒砂岩より成り層厚約 25 m である. 石灰質ノジュールを 2~3 層はさみ, N-S・60°±E および N1°E・50°E の走向・傾斜が測定できた.

K17~K20 はマルヤマ層下部第 3 部層 ($N_{1-2}mr_1^3$) の下部を占め, 極細~細粒砂岩より構成され, 泥質砂岩をほとんど含まない.

v) K21~24

◇ K21 (小笠原ほか (2000) の KR18) は K20 から 100 m 程度下流の東側屈曲部の大露頭 (長さ 80 m 程度・高さ 30 m あまり) で, 火山ガラス質極細~中粒砂岩より成り, 含貝化石密集層を数層挟み, 層厚 20 m あまりである. 露頭中段に黒緑色を呈する厚さ 25 cm のグローコナイト (海緑石) 砂岩層が挟まれるのが確認でき (第 17 図 c, d), N-S・62°E の走向・傾斜を測定した. 貝化石密集層は厚さが 40 cm 前後になり, いわゆる化石床で *Mya* が卓越的に含まれることを確認した.

◇ K22・K23 は K21 と同様な砂岩を主体とした露頭である. K22 では *Fortipecten takahashii* を含む厚さ 20 cm の含貝化石層が認められ, N37°E・56°SE の走向・傾斜を確認した. K23 (第 17 図 e; キャンプ地向かい) でも含貝化石密集層 (石灰分で硬結) が挟まれ, N20°E・

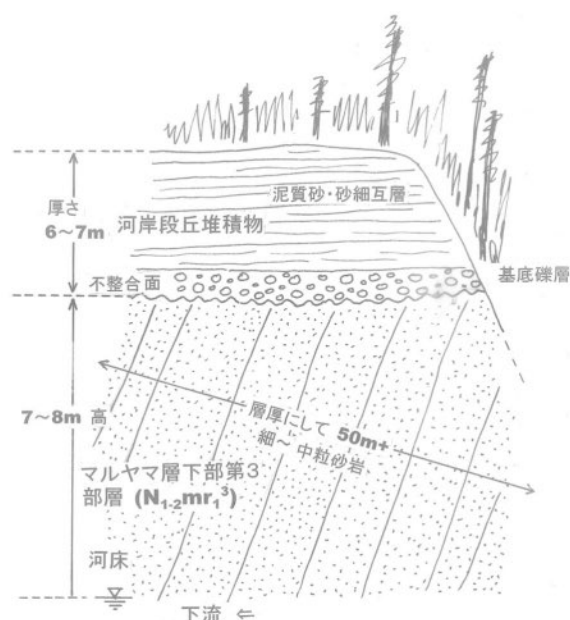


第 17 図. クリンカ川河口付近のマルヤマ層群第 3 部層. a・b: 石灰質ノジュール層を挟む火山ガラス質極細～細粒砂 (K20 地点). c: 含化石層数 m ごとに挟む火山ガラス質極細～中粒砂岩 (K21 地点). d: 写真 c 人物上のグローコナイト砂層部のクローズアップ. e: 河口部の観察露頭群で中央右寄り露頭 (K23 地点) と中央左寄り露頭 (K24 地点) で観察し, 左端はテルペニア湾岸沿いの幹線道路.

57°ESE の走向・傾斜を確認した.

◇ K24 (第 17 図 e) はキャンプ地向かいの露頭である. 第 18 図に示すように, 現河床から 14 m 高の河岸段丘面 (低位) が認められ, 河床より 7~8 m 高の不整合面を境にして, その下

位は灰褐色の火山ガラス質細～中粒砂岩を主体とし弱い層理が認められる. 上位の段丘堆積物は厚さ 6~7 m で, 基底部 1 m は最大径 30 cm 大の円～亜円礫を含む礫層で, 主部は泥質分を含む砂と含まない砂との細互層である.



第 18 図. 東へ 60° 程度傾斜するマルヤマ層下部第 3 部層と低位河岸段丘堆積物 (K24 地点).

K21～K24 はマルヤマ層下部第 3 部層 ($N_{1-2}mr_1^3$) の中部を占めており、極細～中粒砂岩より構成され、含貝化石層を多く含むのが特徴である.

2. クリンカ川河口～ゴルナヤ川河口南方間 (テルペニア湾岸沿いルート : T1～T23)

8 月 8 日に全て徒歩で第 8 図に示すように、クリンカ川河口付近 (T1) を起点としてテルペニア湾岸沿いにゴルナヤ川南方小河川河口 (T23) までの 6 km あまりのルートについて調査を行った. 地点番号は T1～T23 とし、起点より順に付した. ほぼ東へ 40° 前後の傾斜を成し

て、下位よりマルヤマ層下部第 3 部層 ($N_{1-2}mr_1^3$), 同層下部第 4 部層 ($N_{1-2}mr_1^4$), マルヤマ層中部 (N_2mr_2) およびマルヤマ層上部 (N_2mr_3) が分布する. ルート沿いには北上する幹線道路と幹線鉄道 (コルサコフーノグリキ線) が併走する. 第 8 図に示すように、T1～T8 間は幹線道路が海岸線に接近し、それに沿って道路沿いの露頭の調査を行った (第 19 図). T9 付近から道路は 300 m 前後内陸へ移るため、T9～T12 間は海岸沿いの鉄道沿いに調査を行った. T13 からは鉄道は台地 (海岸段丘) 上に載り、100 m 弱内陸に移動するため、T13～T23 間は海岸沿いの段丘崖の調査を行った. ルート柱状図は第 11 図に示す.

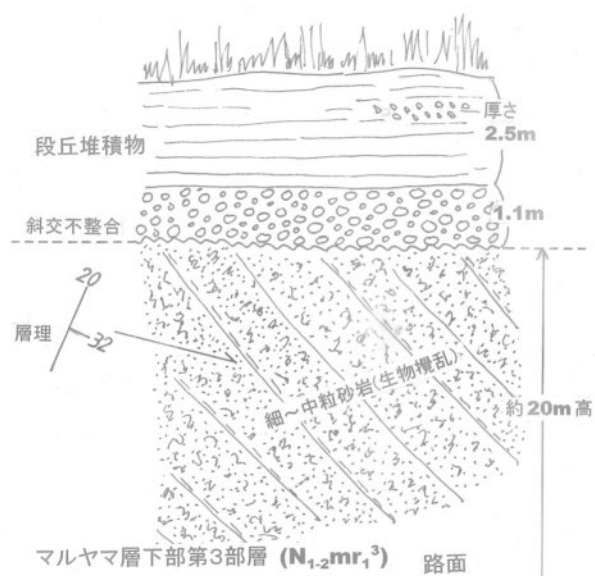
i) T1・T2

◇ T1 は道路西側の切土露頭 (第 20 図) で、露頭上面が標高約 35m の段丘面を構成している. 路面から約 20 m 高に不整合面があり、その下位は灰褐色の火山ガラス質細～中粒砂岩 (生物攪乱, 黒色硬質泥岩細円礫点在) を主体とする. 弱い層理が認められ、 $N20^\circ E \cdot 32^\circ ESE$ の走向・傾斜を測定した. 上位の段丘堆積物は厚さ 4 m 弱で、基底部 1 m あまりは礫層で、主部は一部に砂礫を含む葉理のある砂質層である.

◇ T2 は T1 から 100 m 程度北上した地点の道路西側の切土の小露頭 (層厚 3～4 m+) であり、生物攪乱を受けた細～中粒砂岩より成る. 含貝化石の石灰質ノジュール (レンズ状) をはさみ. その走向・傾斜は $N13^\circ E \cdot 48^\circ ESE$ で、 $N60^\circ E \cdot$



第 19 図. マルヤマ層下部第 4 部層の珪藻質泥岩 (T4 地点). 層厚 2～3m+ で、トップは砂質層と互層状で $N1^\circ E \cdot 55^\circ E$ の層理測定. 右端はテルペニア湾、遠景の道路が途切れる所が T7 地点で、手前に T5・T6 地点が存在する.



第 20 図. T1 地点のマルヤマ層下部第 3 部層と段丘堆積物. 段丘面の標高は 35 m 前後.

80°NE の走向・傾斜の平行節理が認められた

T1～T2 付近はマルヤマ層下部第 3 部層 ($N_{1.2}mr_1^3$) の上部を占めており, 生物攪乱を受けた極細～中粒砂岩より構成されている.

ii) T3～T6

◇ T3 は T2 から 500 m 弱北上した所に起点があり, 150 m あまり断続的に露頭が続き, ほぼ全体が珪藻質泥岩で構成される. このほぼ中間地点で珪藻質泥岩の上位に段丘堆積物 (層厚 4 m+; 葉理顕著な細～中粒砂で部分的に細礫を含み砂礫状となる) が重なる様が観察できた.

下位の珪藻質泥岩中には生物攪乱層が挟まれ, $N30^\circ E \cdot 32^\circ SE$ の走向・傾斜が測定できた.

◇ T4 は全体が珪藻質泥岩の露頭である (第 19 図). 露頭面にほぼ沿うように板状層理に沿って剥がれ, 流れ盤状に崩れ易い. 層厚は 2～3 m+ で, その最上部は砂質岩との互層である.

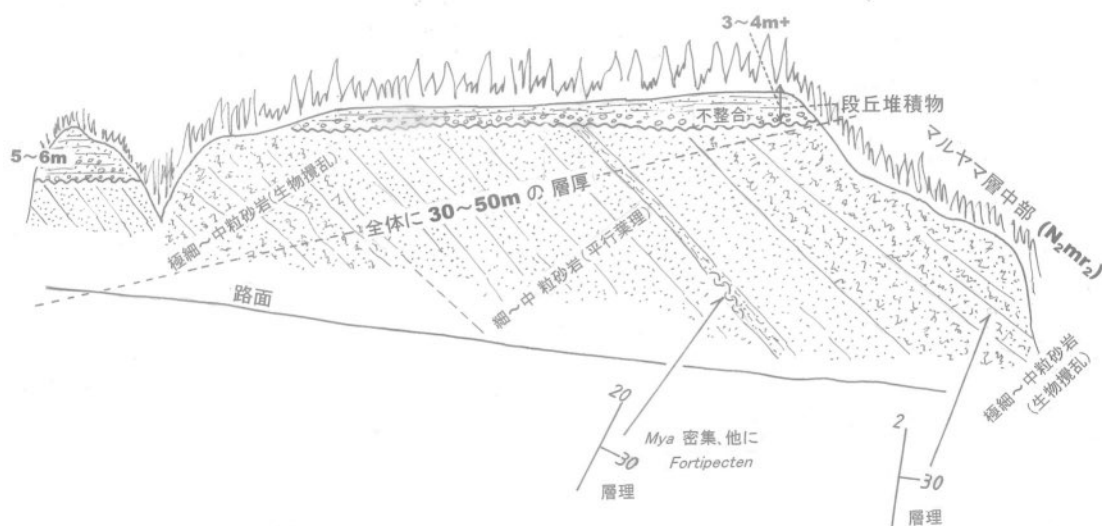
◇ T5 は層厚 2 m 弱の小露頭である, 珪藻質泥岩の上位に砂含・泥岩互層が重なり, $N5^\circ E \cdot 30^\circ E$ の走向・傾斜が測定できた.

◇ T6 は小沢が交差し, その河床から層厚 6～7 m の露頭である. 下位より無層理砂質泥岩, 薄板状砂質泥岩, 泥質極細粒砂岩の順に上方粗粒化傾向が認められる. $N3^\circ E \cdot 39^\circ E$ および $N16^\circ E \cdot 40^\circ ESE$ の走向・傾斜が測定できた.

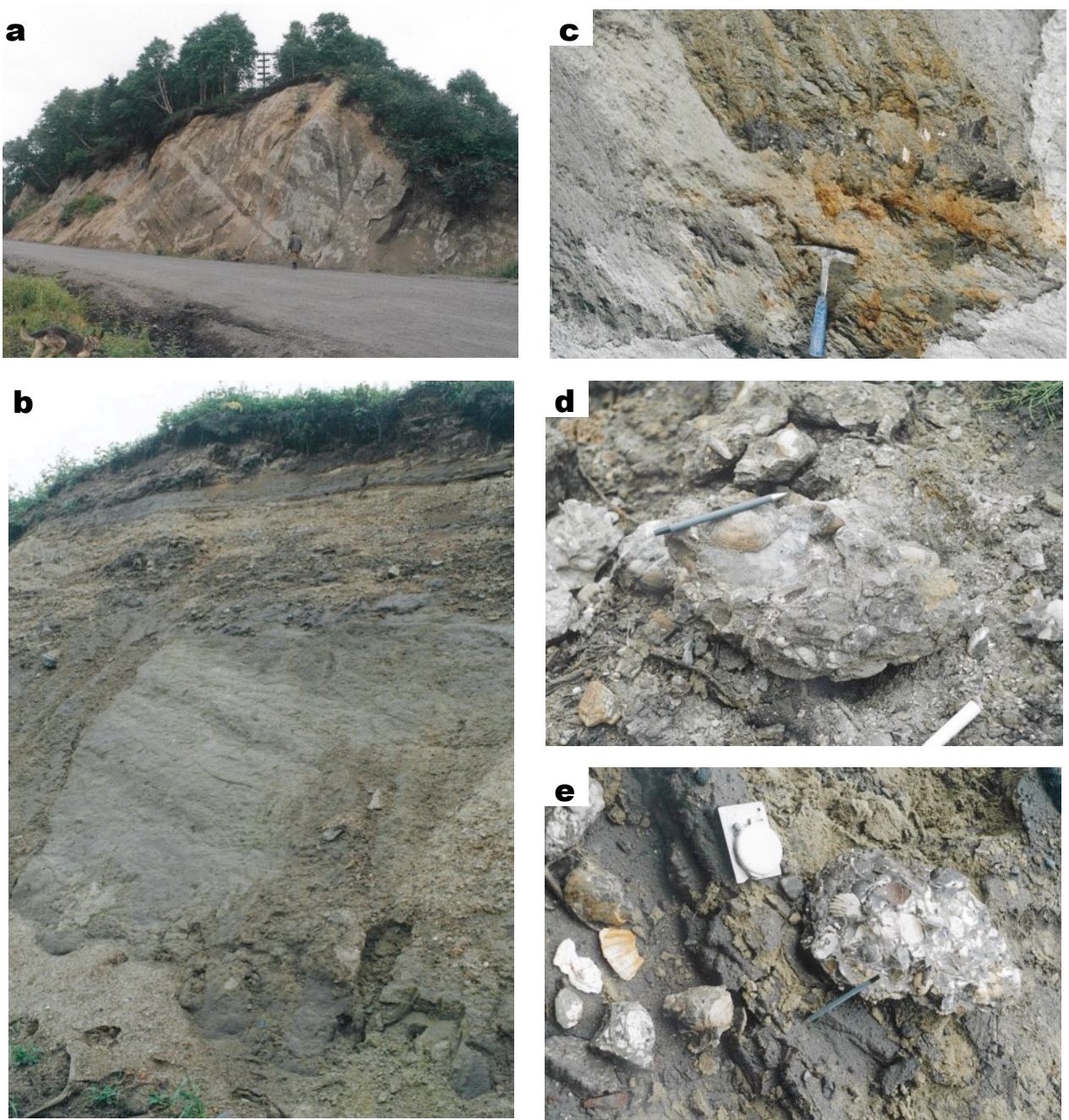
T3～T6 はマルヤマ層下部第 4 部層 ($N_{1.2}mr_1^4$) に該当する. 珪藻質泥岩を主体とし, 上部では砂質岩と互層状をなす. マルヤマ層内で珪藻質泥岩という特徴的な岩相を示し鍵層的な部層となっている.

iii) T7～T10

◇ T7 は T6 より約 400 m 北上した地点の道路東側の 50 m 余り続く切土露頭で (第 21, 22 図 a, b), その上面は標高が約 35m 前後の段丘面である. 路面から約 10～15 m 高に不整合面があり, その下位は細～中粒砂岩よりなる. 生物攪乱部と, 平行葉理 (または低角度斜交葉理) 部が存在し, 貝化石密集層 (厚さ 40 cm±; *Mya* 卓越, *Fortipecten takahashii*, *Serripes* をともな



第 21 図. T7 地点露頭のマルヤマ層中部. 東～東南東 (海側) へ 30° 程度傾斜する. T7 基点は *Mya* 密集含貝化石層.



第 22 図. T7 地点の露頭写真. a : 露頭の全容 (第 21 図に対応し主にマルヤマ層中部からなる). b : 露頭の左 (北) 端部分で, 写真上部に斜交不整合面があり, その上位は段丘堆積物. c : 第 21 図右寄りの含貝化石層. d・e : 含貝化石部の拡大写真 (*Mya* が卓越し, *Fortipecten takahashii* や *Serripes* をともなう).

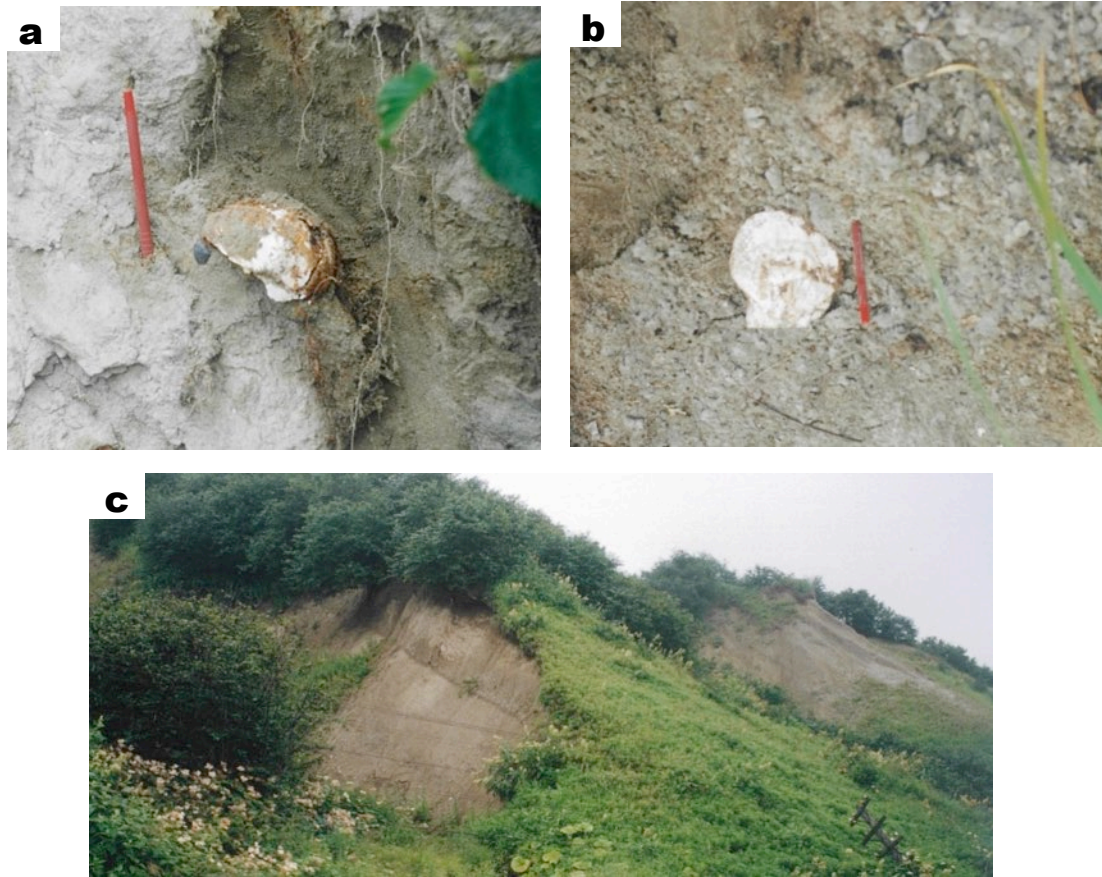
う)を 1 層はさみ(第 22 図 c~e), N20°E・30°ESE, N2°E・30°E の走向・傾斜が測定でき, 全体の層厚は 30~50 m である. 上位の段丘堆積物は層厚 3~6 m であり, 泥質層を挟む砂礫~礫混じり砂層(葉理)である(第 22 図 b). 礫は最大径約 25 cm で, 主体は 10 cm 以下のものである.

◇ T8 は T7 より 500 m あまり北上した地点の露頭で, 貝化石を散点状に含む生物攪乱を受けた極細~中粒砂岩より成る. *F. takahashii* を両

殻付き(現地性)で含み(第 23 図 a, b), その他, *Peronidia*, *Serripes* などが確認できた.

◇ T9 は T8 より約 400 m 北上した鉄道沿いの露頭であるが, 時間が限られており遠望で観察した(第 23 図 c). 海側(東)へ 30~40°傾斜する厚さ 10 m あまりの砂質岩層で, 含貝化石層を何層も挟む.

◇ T10 は T9 より約 400 m 北上した地点で, 鉄橋下の小沢の露頭である. 保存良好な *F. takahashii* が採取可能である. なお, 中島ほか



第 23 図. マルヤマ層群中部の含貝化石砂岩. a・b: 貝化石 *Fortipecten takahashii* の産状—両殻付き— (T8 地点). c: 含貝化石層を繰り返しさみ東へ 30~40° 傾く砂岩 (T9 地点).

(2002) の第 3 図の右側の *F. takahashii* が両殻付きで散点状に多産する写真は位置図から判断して本地点付近の露頭の可能性がある. なお, ここから約 700 m 進んだ地点にガル川鉄橋があり昼食地点としたが, 上記文献第 3 図の左側の写真が該当するようである.

T7~T10 はマルヤマ層中部 (N_2mr_2) に該当し, *F. takahashii* を代表とする含貝化石層および貝化石密集層を多数はさむ極細~中粒砂岩より構成される. 長谷川ほか (2000) は MA-01~13 として試料を採取し, Ma-07 を中心に有孔虫化石分析を行い, MK-4 帯として, *Elphidiella simplex*, *E. oregonensis*, *E. hannai* が優先し, *Buccella frigida* を随伴するとし, 亜寒帯~寒帯の浅海域を示唆するとしている. 秋葉ほか (2000) は Mk-18, Mk-20 および Mk-18a として試料を採取し, 珪藻分析を行っている. ただし, 詳細な採取位置は今回のルートマップ中では特定できない. このうち Mk-18a は珪藻化石が普通程度, すなわち有意に含まれるとした.

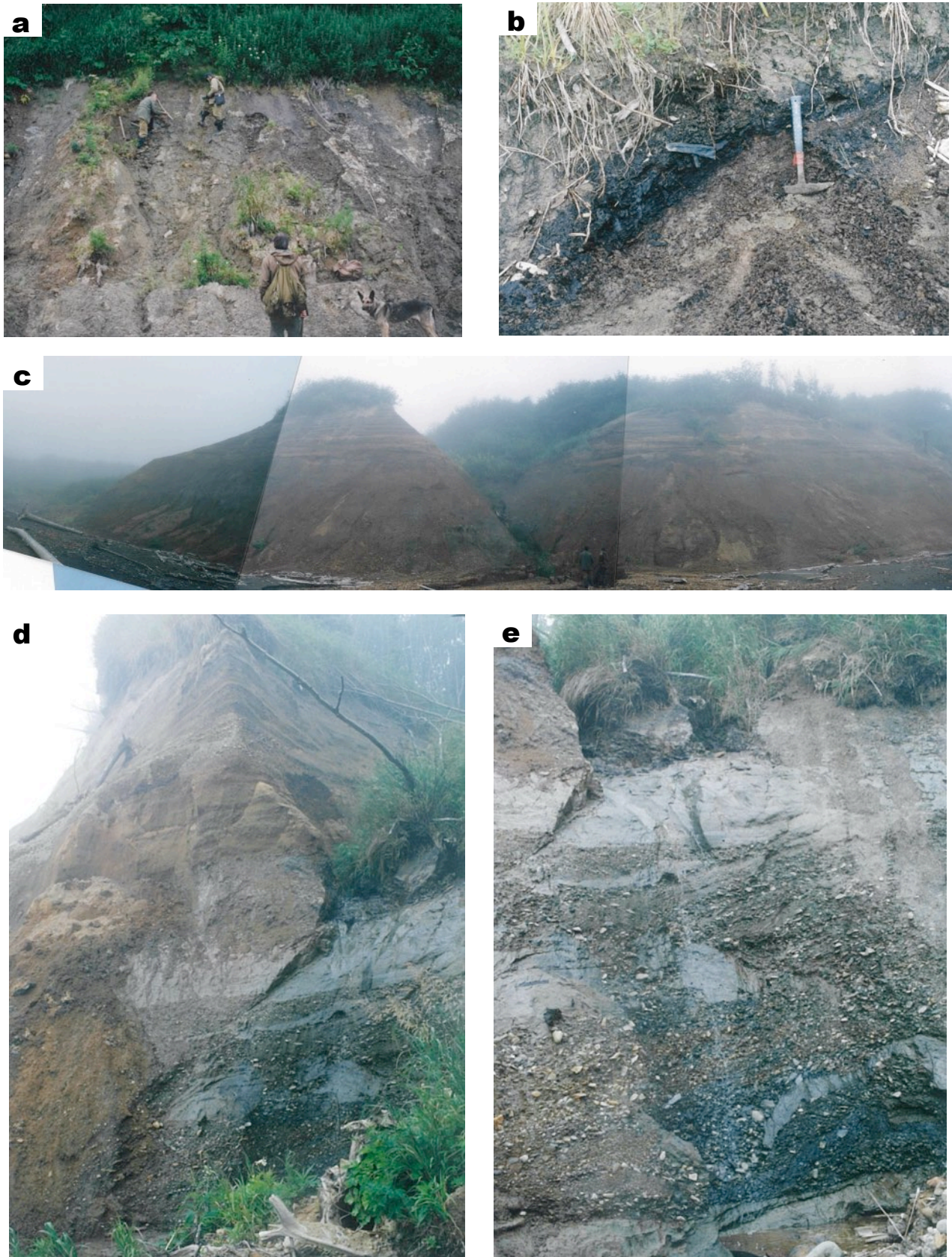
ただし, 生層序学的に有効な種として *Neodenticula kamtschatica*, *Thalassiosira jouseae* および *T. zabelinae* などが認められたが, *N. kamtschatica* などの鍵種の産出が少なく, 明らかに再堆積種である *D. hyalina* などが目立つことなどから化石帯の厳密な認定は困難としている.

iv) T11~T17

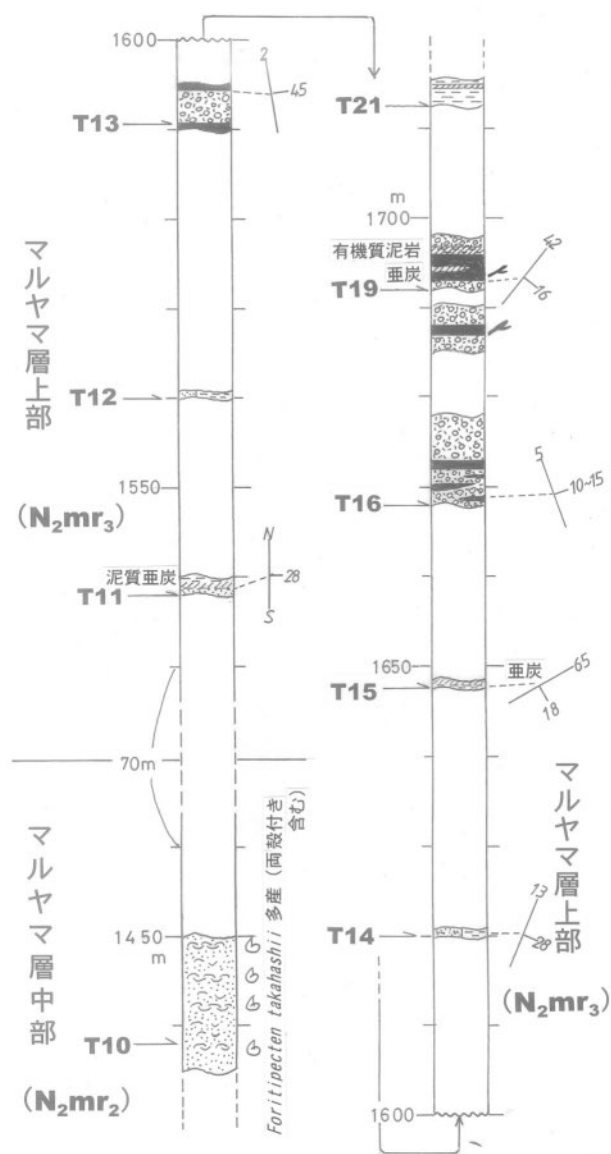
◇ T11 は T10 より約 800 m 北上した地点の露頭で (第 24 図 a; 高さ 10 数 m・長さ 20 m+), 昼食地点 (ガル川) より 100 m あまりである. 下位より火山ガラス質極細粒砂岩 (厚さ 1 m+), 青緑灰色シルト岩層 (数 m) の重なりである. 後者の地層中には泥質亜炭層 (15 cm) が挟まれ, N-S・28°E の走向・傾斜を測定した. T11~T15 間は各地点 100 m 前後の間隔で位置している. 第 25 図に拡大柱状図も示す.

◇ T12 は小露頭で, 青灰色シルト岩で砂岩と細互層状を成し, 植物破片に富む.

◇ T13 露頭では砂礫層 (厚さ約 4 m) とその上



第 24 図. マルヤマ層上部の露頭群写真その 1 (上位に段丘堆積物が重なる). a: 泥質亜炭をはさむ青灰色シルト岩～極細粒砂岩 (T11 地点). b: $N66^{\circ} E \cdot 18^{\circ} SSE$ の走向・傾斜を示す亜炭層 (T15 地点). c: 大露頭の全容 (T16 地点). d: c の中央部の小谷右斜面部の拡大写真 (第 26 図に対応). e: d の右半の中～下部分の正面からの拡大写真.



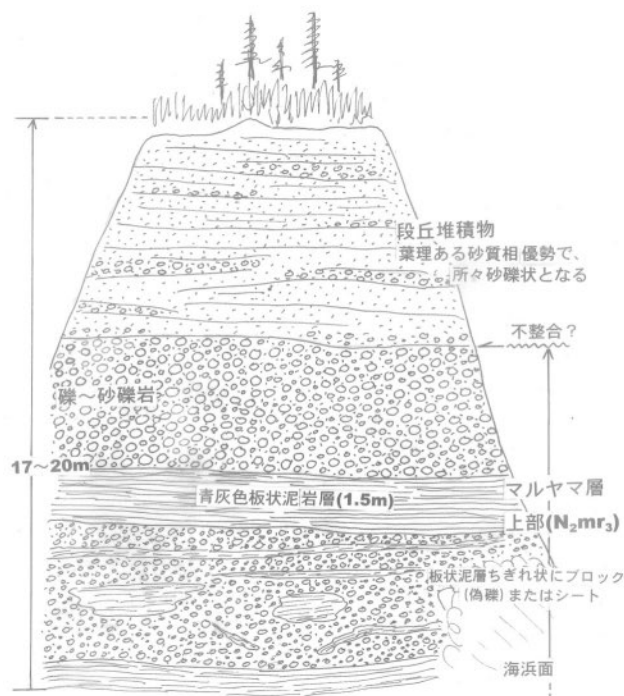
第 25 図. マルヤマ層上部の拡大柱状図 (T10~T21 地点の柱状図であり, 同層中部の最上部を含む.). 凡例は第 11 図に従う.

下の青灰色の板状シルト岩層 (厚さ数 10 cm) より構成され, N2°W・45°E の走向・傾斜を測定した. 砂礫層の礫は径 3~5 cm 以下の細~中礫で, 白亜系砂岩, 珪質岩, 流紋岩などが認められた.

◇ T14 は小露頭で, 厚さ 50 cm 程度の青灰色板状泥質岩層で, シルト岩と泥質極細粒砂岩との細互層である. N13°E・28°ESE の走向・傾斜を測定した.

◇ T15 は小露頭で (第 24 図 b), 亜炭層 (厚さ 15 cm+) とその下位に暗褐色炭質泥岩が伴われ, N65°E・16°SES の走向・傾斜を測定した.

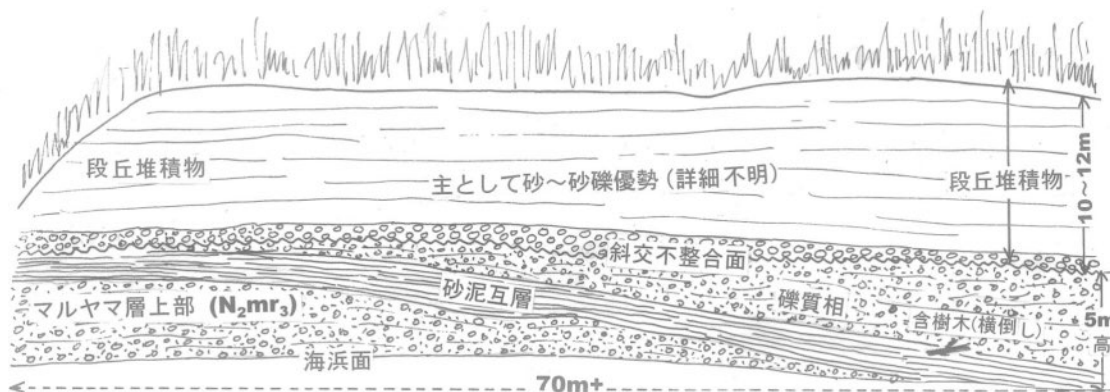
◇ T16 は T15 より 100 m ほど進んだ地点の長



第 26 図. マルヤマ層上部と段丘堆積物からなる T16 地点の大露頭の中央部 (第 24 図 d に対応.).

さ 100 m 前後に達する大露頭で, 小谷をはさみ南北に 2 つに分けられる (第 24 図 c~e; 高さ 20 m 前後). 谷の北側隣接部についてスケッチを作成した (第 26 図). 見かけ上水平に地層が重なり, 全体として整合的に見えるが, 砂礫質岩の固結・締め具合から露頭高の上部 1/3 程度が段丘堆積物, 下部 2/3 程度がマルヤマ層上部と判断した. マルヤマ層上部は礫~砂礫岩と青灰色板状泥質岩 (シルト岩・極細粒砂岩細互層, 植物破片を含む) の互層で, 一部は前者の中に板状泥質岩がちぎれ状のブロック~礫またはシートとして含まれる状態となり, 河川とその後背湿地の堆積の様相を示している. N5°W・10~15°E の走向・傾斜を測定した. 礫~砂礫岩はときに砂質となり葉理が発達する. 礫は主に径 5 cm 以下の円~亜円であり, 礫種は白亜系の硬質砂岩が主体で, その他, 白亜系硬質泥岩, チャート, 第三系泥岩などである. 段丘堆積物は砂層主体で部分的に砂礫を挟み, 平行葉理が顕著である.

◇ T17 は T16 の北側に隣接し, ほぼ同様な層序が認められる. マルヤマ層上部について, N60°E・8°SE の層理と N12°W・20°WSW および N40°E・42°SE の黒筋 (断層粘土) を認めた.



第 27 図 礫質相主体のマルヤマ層上部に段丘堆積物が重なる T18 地点露頭.

T11～T17 はマルヤマ層上部 (N_2mr_3) に該当し、固結度の弱い礫～砂礫岩、砂岩および板状泥質岩（シルト岩・極細粒砂岩細互層、植物破片含み亜炭をはさむことがある）の不規則な互層で貝化石の含有は確認できなかった。河川とその後背湿地の堆積物の様相を示している。

v) T18～22

◇ T18 は T17 から約 150 m 北上した地点の長さ 70 m+・高さ 15 m あまりの露頭である（第 27 図）。海浜面から約 5 m 高付近に不整合面があり、マルヤマ層上部の上に段丘堆積物が斜交不整合関係で重なっている。マルヤマ層上部は見かけ上緩く北へ傾き、礫質岩層と砂岩泥岩互層より構成される。砂岩泥岩互層中には横倒しで樹幹が含まれるが、その断面は扁平にはなっておらず、過去において上位に堆積物があまり厚く堆積しなかったことを示唆する。段丘堆積物は厚さ 10～12 m で、その基底約 1 m は礫質層で、主部は平行葉理の顕著な砂質層である。

◇ T19 は T18 から約 150 m 北上した地点の高さ 15 m あまりの露頭である（第 28 図 a）。T18 と同様に、海浜面から 5 m 高付近に不整合面があり、その上位は約 1 m の厚さの基底礫層に始まる段丘堆積物（砂質層主体）である。不整合面より下位はマルヤマ層上部で、下位より砂礫岩層 (0.8 m+)、薄板状シルト岩 (約 3.5 m)、炭質泥岩 (0.8 m+) の順に重なり、 $N42^\circ E \cdot 16^\circ SE$ の走向・傾斜が測定できた。T19 から約 80 m 進んだ T20 地点ではこの炭質泥岩は海浜面付近まで下がる（第 28 図 b）。

◇ T21 は T20 から 150 m あまり進んだ地点の高さ 15 m 程度の T19 類似の露頭である。T19 から続く不整合面は海浜面から約 3 m 高で北上

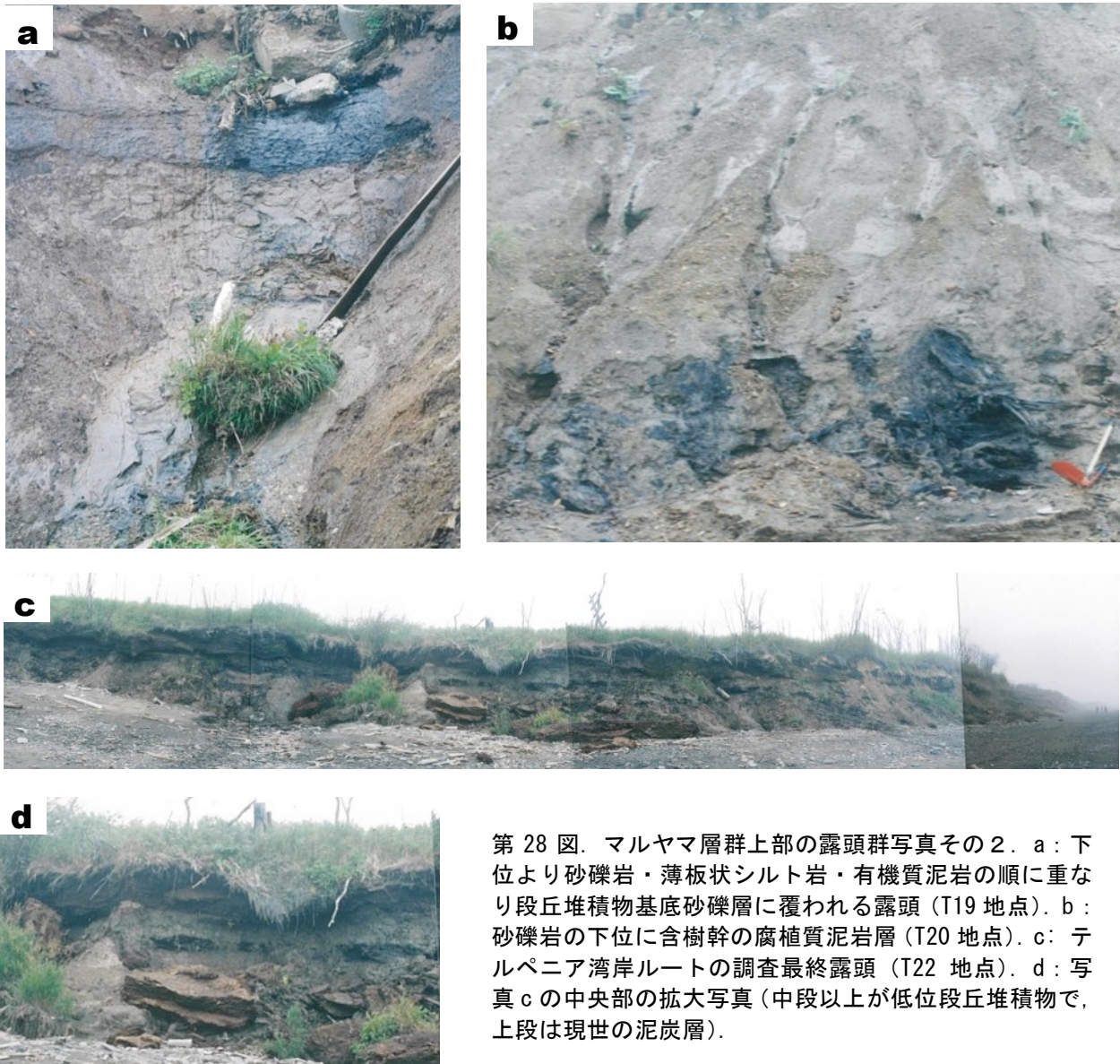
するに従い次第に低下する。不整合面下のマルヤマ層上部は一部に炭質層をはさむ泥岩である。

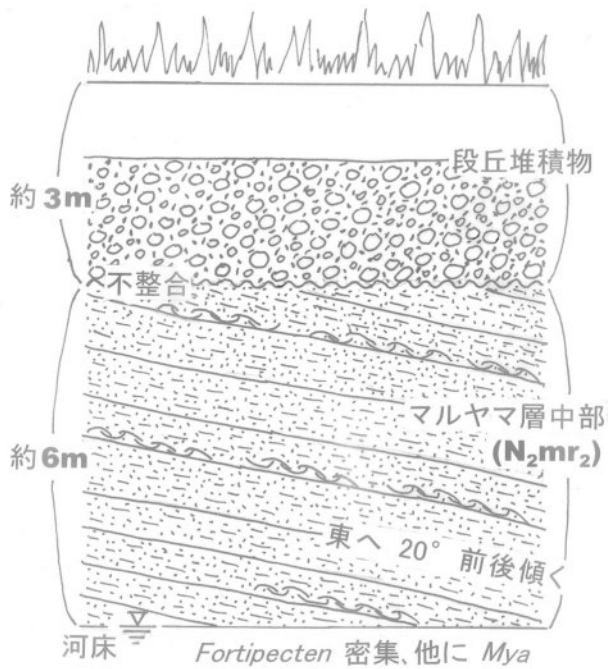
◇ T22 は T21 から約 200 m 進んだ地点で、海浜面からの高さ 7 m 程度の低位段丘面が 100 m 以上の長さ続く（第 28 図 c, d）。下位より大まかに褐色砂礫層（斜交葉理）、灰褐色砂礫層、泥炭層の重なりが認められる。灰褐色砂礫層以上は明らかに低位段丘堆積物と見なされ、泥炭層は段丘面上で形成中の泥炭地（層）の断面を示すと思われる。褐色砂礫層はマルヤマ層上部の可能性も考えられるが不明である。

T18～T21 間の段丘露頭の不整合面下の地層は T11～T17 と同様にマルヤマ層上部 (N_2mr_3) に該当し、固結度の弱い礫～砂礫岩、砂岩および板状泥質岩（シルト岩・極細粒砂岩細互層、植物破片を含む亜炭・炭質泥岩をはさむことがある）の不規則な互層である。

3. ゴルナヤ川（東柵丹川）河口付近

8 月 9 日にスミルヌイフ（気屯）への移動途中にゴルナヤ川（東柵丹川）の河口部で車を停めて河口部の景観を眺めるとともに、調査を行った（第 29, 30 図, 31 図 a～e）。ゴルナヤ川下流部の南西側は丘陵部が迫り、川および海岸沿いが 500 m 前後の狭長な台地（段丘）となっている。それに対して、北東側は幅 1～2 km の広がった台地（段丘）となっている。ゴルナヤ川は幅 500 m 前後の谷底平野状の氾濫原をとまって顕著に蛇行するが、河道変遷が激しいことがグーグル写真（第 29 図）より伺える。地質的にはマルヤマ層の分布域で河口部ではマルヤマ層中部 (N_2mr_2) および同上部 (N_2mr_3) が 20° 前後の東南東傾斜で分布する（第 7 図）。





第 30 図. ゴルナヤ川河口部鉄橋下流部の北東側河崖のマルヤマ層中部と段丘堆積物.

具体的な調査地点はゴルナヤ川にかかる鉄道橋（鉄橋）付近の鉄橋下から下流約 100 m 間の東岸側河床露頭である（第 31 図 b）. 第 30 図に示すように、河床から約 9 m 高の河岸段丘（低位）の露頭で、河床から約 6 m 高に不整合面がある. 不整合面より下位はマルヤマ層中部で、含貝化石層を多数はさむ泥質極細粒砂岩より構成され、東へ 20° 土の傾斜している. 含貝化石は *Fortipecten takahashii* を主体とし、他に *Mya* などを含む（第 31 図 c）.

4. レルモントブカ（泊岸）南東海岸（R1～3）

8 月 9 日にスミルヌイフ（気屯）への移動途中にレルモントブカ（泊岸）南東海岸で調査を行った（第 32 図）. 写真上部の旧泊岸市街に相当する部分には石炭火力発電所と温排水放出水路が見える. 写真左下にゴリンカ川（古丹岸川）の蛇行部の一部が見えるが、同川は写真の



第 31 図. ゴルナヤ川河口部の景観と露頭. a: 陸橋（幹線道路と鉄道の交差部）から北東へ向かって撮影. b: 鉄橋下流東岸の貝化石産出露頭（マルヤマ層中部）. c: 採取した貝化石（主体は *Fortipecten takahashii*）. d: ゴルナヤ川河口（幹線橋の東側）. e: カラフトマスを捕獲する地元民（幹線橋の西側）.



第 32 図. レルモントプカ南東海岸付近の航空写真 (グーグルマップ 2018.5), 引用・加筆. 赤矢印: R1 地点 (ゴリヤンスキー岬北側海岸部). 赤実線囲み: R2 地点 (ゴリヤンスキー岬付近海食崖). 赤点線囲み: R3 地点 (碎石場). 写真上部には石炭火力発電所と温排水放出水路が見える.

左側を北西-南東方向に流れている. ゴリンカ川と海岸線の間は標高 50~100 m 前後の丘陵部を成しておりマルヤマ層の分布域となっている. マルヤマ層中のどの部分に相当するのかについては第 1 図, 第 7 図の地質図を参考にし,

堆積岩中に貝化石をとまなうことなどから判断すると, マルヤマ層中部 (N_2mr_2) に相当すると思われる.

調査地域付近から旧泊岸市街付近には台地~低地が広がっている. 具体的な調査地点は R1 (ゴリヤンスキー岬北側海岸部), R2 (同岬付近の海食崖) および R3 (丘陵上の碎石場) である (第 32 図). 以下に地点毎に説明する.

i) R1 (ゴリヤンスキー岬北側海岸部)

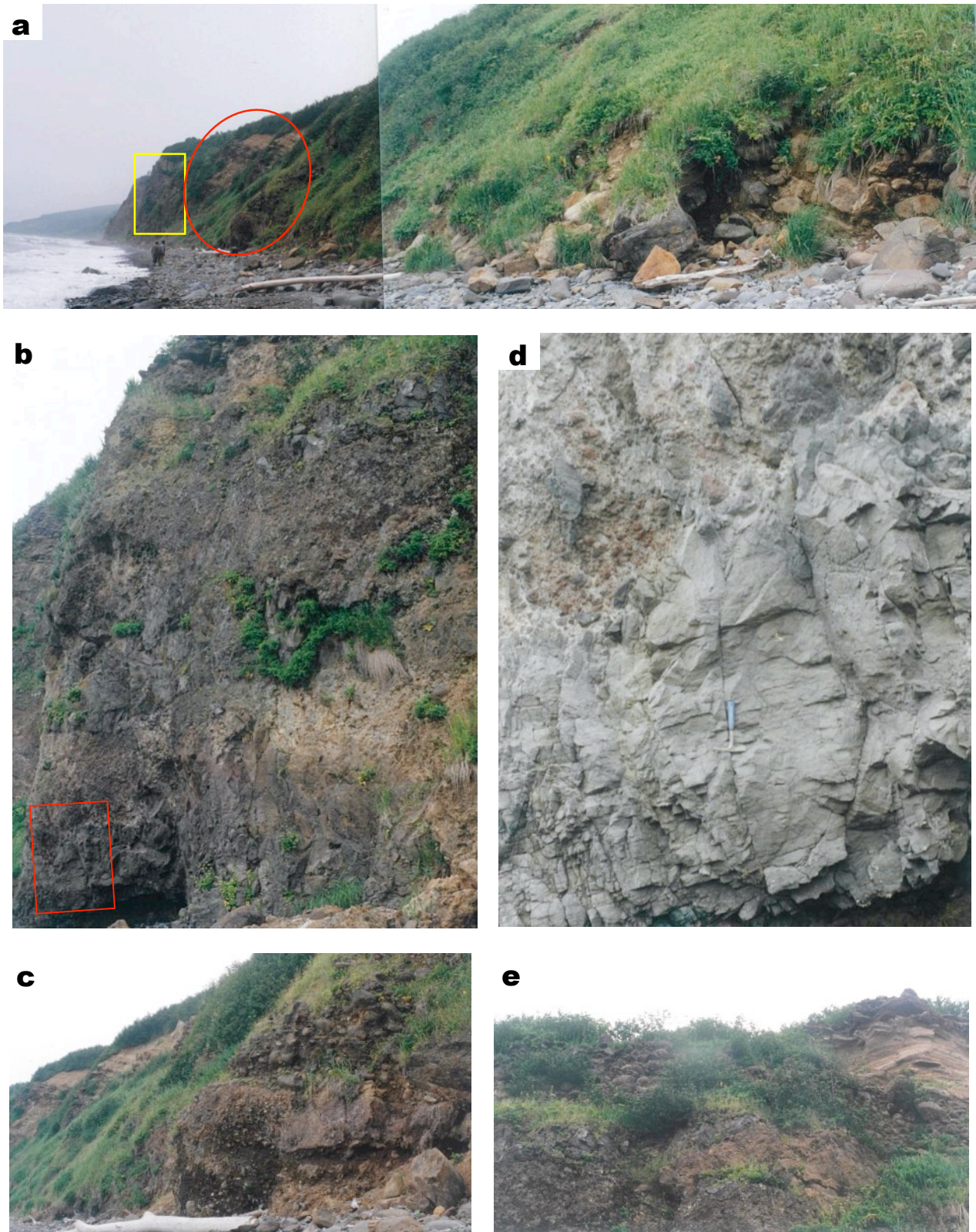
海浜面からの比高 20 m 弱の段丘面が存在し, その露頭を観察した. 海浜面から約 12 m 高に不整合面があり, 不整合面以下はマルヤマ層中部で緩傾斜の平行葉理がある砂質岩相より成る. 不整合面以上は段丘堆積物で, 基底礫層 (厚さ 2 m 弱) の上位に 4 m+ の砂質層が重なる. 礫層は安山岩の大~巨礫 (円~亜円) が主体で, 第 33 図 a の手前が本地点付近で, 転石も含む亜円~円の巨礫は本礫層を構成する.

ii) R2 (ゴリヤンスキー岬付近海食崖)

岬に近い R2-1 地点 (第 33 図 a) では第 34 図に示すように, 下位より火山角礫岩層 (層厚約 15 m+), 砂岩層 (約 20 m+) の重なりが認められる. 火山角礫岩層は安山岩質の火山角礫岩と同質溶岩ブロック~シートの錯綜した岩相で (第 33 図 c~e), 噴出岩相を示す. 砂岩層の最下部数 m は亜円~円の大~巨礫を主体としており, 礫種は下位の火山角礫岩と同質の安山岩を主体とし, 火山性 (円) 礫岩である. 砂岩層主部の詳細な岩相は不明であるが, 板状層理が認められ, やや硬化した部分では粗粒砂・細礫まじりの泥質砂岩で *Chlamys* などの貝化石を含み, カシパンウニやフジツボなどの化石も含むことが落石から確認できた. 全体として北東~北へ 10~20° 傾いている. R2-1 から北西に 100 m 程度移動した R2-2 地点 (第 33 図 a) では, 第 33 図 c に示すように火山角礫岩層と砂岩層最下部 (火山性礫岩層) の境界面が 6 m 程度の高さの所にある.

iii) R3 (丘陵上の碎石場)

R2 地点 (ゴリヤンスキー岬付近海食崖) から約 700m 南に位置する (第 32 図, 第 35 図 a). 採石場作業平坦面から海浜を見下ろすと, 比高 40 m 程度の海食崖をとらえることができ (第 35 図 b), R2 と同様な溶岩ブロックと火山角礫岩が錯綜状態となる噴出岩相を確認でき



第 33 図. レルモントブカ南東海岸部ゴリヤンスキー岬付近のマルヤマ層中部の露頭. a: ゴリヤンスキー岬付近の R2 地点全景 (R1 付近から南東へ向かって撮影. 黄色枠が R2-1 地点、赤丸囲みが R2-2 地点とその周辺). b: 写真 a の黄色枠部分の拡大写真 (第 34 図の火山角礫岩層と砂岩層最下部の火山性礫岩). c: 写真 a の赤丸囲み付近の拡大写真 (右半分手前露頭が R2-2 地点). d: 写真 b の左下角部分 (赤枠) の拡大写真 (溶岩ブロック〜シートと火山角礫岩が錯綜). e: 写真 c の右上部分からその右側とその上に続く部分の写真 (第 34 図の火山角礫岩層上半部と砂岩層に対応).



第 34 図. レルモンブカ南東海岸部ゴリヤンスキー岬付近海食崖のマルヤマ層中部(火山角礫岩層とその上位に重なる砂岩層.)

た。採石場内では作業平坦面から 15～20 m の比高の削り残し部分をとらえることができ(第 35 図 a, c), 海食崖部分と同様な噴出岩相が確認できた。

地質構造的に R2 では北東～北へ 10～20°傾いているが, このような傾向は R3 にむかっても続いているようであり, R3 では R1・R2 で認められる砂岩層は剝離されて消失している。

R2-1・2 および R3 では溶岩ブロックと火山角礫岩が錯綜状態となる噴出岩相が認められる。その上位に重なる火山性礫岩を構成する礫が下位の噴出岩相と同質(安山岩)であることから, 噴出した火山岩起源の礫が陸上での河川あるいは海浜での波浪などの作用により円摩を受けたことが推察される。同じく砂岩層は浅海堆積物であることなども含めて判断すると, これらの噴出岩相は沿岸の浅海域での火山活動の産物と見なされる。

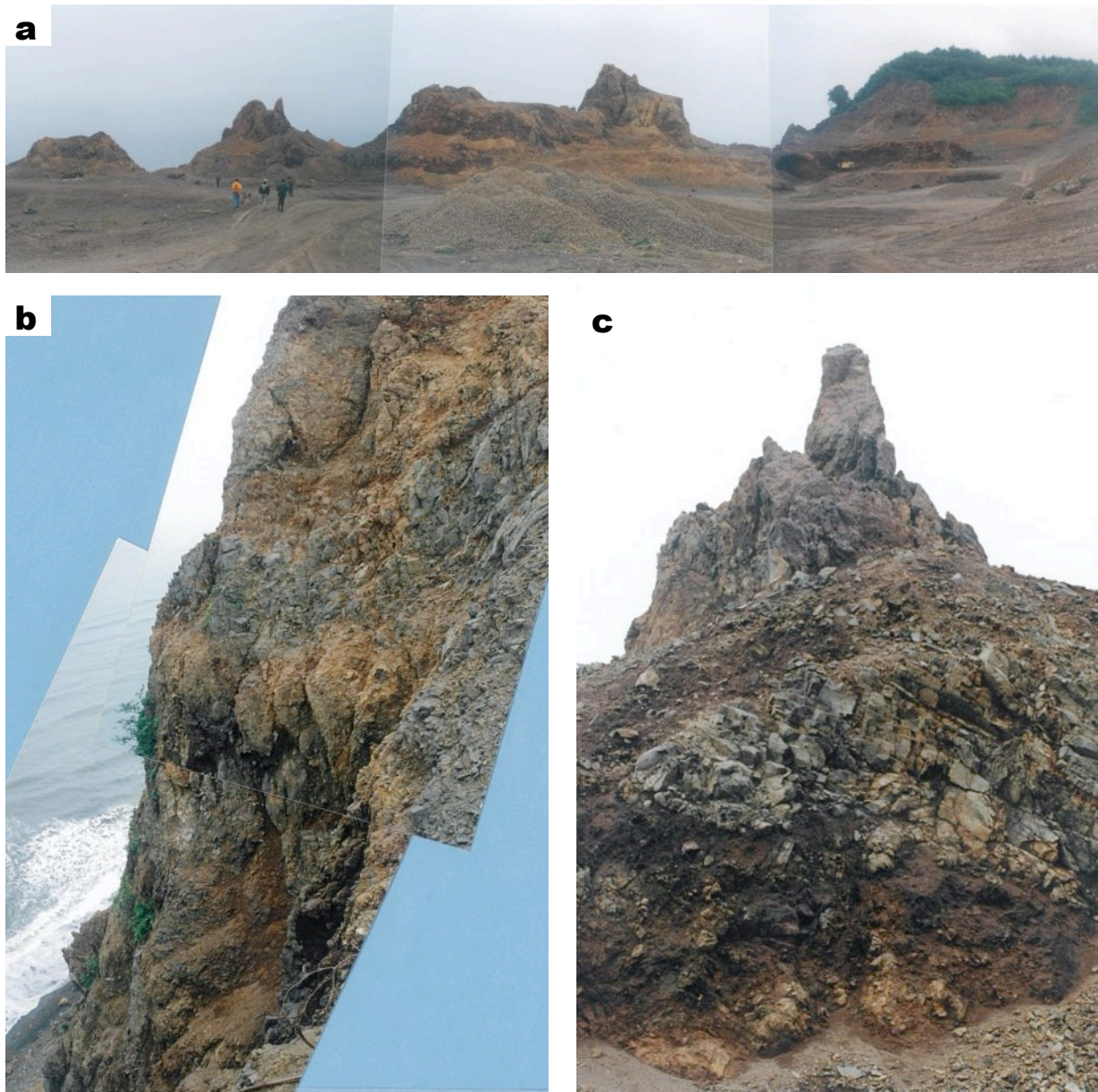
マカロフ北方地域の新第三系の層序とテクトニクス

1. 第三系層序全般と新第三系層序の新たな構成について

サハリンの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 法)などが進められ, その詳細な年代が明らかになってきた。研究対象地域についての報告は第二次大戦前のものは限定的である。後述のようにガル川河口(磯牛)で分厚い殻のホタテガイ化石が大泊中学校教師の高橋周一氏により採取され, 東京帝国大学横山又次郎教授によって *Pecten takahashii* と命名・記載された(Yokoyama, 1930)。戦後においては小笠原憲四郎代表の研究による報告(小笠原・久田, 2000; 小笠原, 2005 など)があり, 有力な情報となる。ここでは第三系の層序はロシア側からあらかじめ提供された資料(内容は Mernikov and Salnikov (1979) の地質見学案内書にほぼ一致)に従った。

マカロフ北方地域の第三系は第 7 図に示すように, 古第三系のガステロ層(下部 P_{3gs1} 、上部 P_{3gs2})の上位に, 下位よりホルムスク層(N_{1hl}), ネベリス層(N_{1nv}), チェホフ層(N_{1ch}), ベルクネドゥ層(N_{1vd}), セルツウナ層(N_{1sr}), クラシ層(N_{1kr}), マルヤマ層下部(N_{1-2mr1}), 同層中部(N_{2mr2})および同層上部(N_{2mr3})が重なりとされてきたが, 時代論については, 前述の日本側の研究成果により一新されており(小笠原ほか, 2000; 長谷川ほか, 2000; 栗田ほか, 2000; 鹿野ほか, 2000 など), それらに従う。特に, 鹿野ほか(2000)は総括的に年代を論じており, 以下にこの論文に準じて説明する。

ガステロ層はマカロフ地域に分布し, 層厚 700 m 前後で, 白亜系を不整合に覆い, 上位のホルムスク層に漸移する(鹿野ほか, 2000)。下部は砂岩を主体とし, 泥岩～砂質泥岩, 礫岩, 亜炭, 玄武岩質火山礫凝灰岩・凝灰岩をはさむ潟湖～浅海成の堆積物である。礫岩・砂岩中には海棲貝化石を散点状に産する(石崎, 1937)。上部は泥岩砂岩互層からなり, 含まれる底生有孔虫化石から次第に深い海(上部半深海 200～600 m)へ移行したとされる。本層からネベリ



第 35 図. レルモントブカ南東海岸部碎石場のマルヤマ層の露頭写真. a: 碎石場の全景 (南へ向かって撮影). b: 碎石場端から海浜を見下ろし比高 40m 程度の海食崖を撮影 (溶岩ブロックと火山角礫岩が錯綜). c: 採石場の削り残し部分をとらえる (写真 a の左半部中央の人物群の前面の部分; 溶岩ブロックと火山角礫岩).

スク層中部にかけての渦鞭毛藻化石群集は北海道東部の上部漸新統 (仁生層－貴老路層下部および達媚層) のそれに類似することなどから、本層からネベリスク層中部にかけての時代は後期漸新世と考えられている (栗田ほか, 2000). 日本統治時代には西柵丹層と呼ばれていた (上床, 1937).

ホルムスク層は南サハリン南部日本海側のチェホフ (野田) 地域が模式的な分布地域である. 本地域では層厚は 400 m 前後で, 細粒砂岩と泥岩～砂質泥岩の互層から成り, 所々に珪長質凝灰岩薄層をはさむ. 上部は砂岩が卓越するとされる. 有孔虫化石から上部半深海～下部半

深海 (水深 200–3,000 m) の堆積環境とされるが, 貝化石が含まれることから有孔虫は二次的群集でそれ程深くないとの推定もある (長谷川ほか, 2000).

ネベリスク層は南サハリン南部日本海側のネベリスク (本斗) 地域が模式的な分布地域であり, 下位のホルムスク層から漸移し, 上位のチェホフ層と一部指交関係にある. 最も厚いところで 800 m 前後となり, 砂岩砂質泥岩互層を主体とし貝化石を産する. 上部は上部半深海から浅海にかけてかけての環境で, 上位浅海化の傾向がある. マカロフ南方のレズナヤ川では本層上部の玄武岩質安山岩溶岩について $22.84 \pm$

0.72 Ma の K-Ar 年代 (全岩) が報告されている (竹内, 1997)。

チェホフ層は南サハリン南部日本海側のチェホフ (野田) 地域が模式的な分布地域であり, 日本統治時代には野田噴出岩層と呼ばれていた (上床, 1937)。層厚 100~500 m で, 島弧ソレライト組成の玄武岩~安山岩の溶岩 (岡村, 1994) や, それらの二次堆積物を主体とする地層で, 浅海から陸域にかけて堆積したハイアロクラスタイトを含む火山噴出物主体の地層である。ネベリスク層と同様にレズナヤ川では本層中部の玄武岩溶岩について 21.37 ± 0.67 Ma の K-Ar 年代 (全岩) が測定されたが, 測定試料は変質により若干若返りが起きている可能性があるとしてされた (竹内, 1997)。マカロフ川沿いも含めて, 白亜系・ホルムスク層・チェホフ層の玄武岩~安山岩の貫入岩の 3 つの K-Ar 測定値も 22.1~21.9 Ma の間に収まり, チェホフ層の噴出岩と同時に形成されたとされている (竹内, 1997)。

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の本地域付近 (マカロフ) 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)。層厚は最大 700m 程度で, 砂質泥岩を主体とし, 厚さ 10 m 以下の砂岩や 0.3~2 m の石炭をはさむ。ロシア側提供の地質見学案内書 (Mernikov and Salnikov, 1979) では, 石炭の特徴から 3 部層に区分している。すなわち, 下部と上部は稼行不可の石炭層を挟むのに対して, 中部は稼行可能な石炭層を含みマカロフ炭鉱で掘削されていた。鹿野ほか (2000) によれば, 日本統治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, 本層の中~上部から汽水棲貝化石 *Corbicula* を産し, 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られている。

セルツウナ層はタタール海峡側のアレクサンドル・サハリンスキー地域に分布する (天然ガス鉱業会, 1976; 栗田ほか, 2000)。ロシア側提供の地質見学案内書および栗田ほか (2000) などではアウシンスク層として扱われ

ている。下位のベルクネドゥ層から漸移し, 層厚は 350~400 m で, 砂質泥岩を主体とし砂岩をはさむ。*Corbicula*, *Macoma*, *Mizuhopecten* などの汽水~浅海棲の貝化石や浅海底生有孔虫化石を産することから, 堆積環境としては潮間帯~下部浅海帯が想定される。

クラシ層は下位層から漸移し, 層厚は 100~200 m である。緻密・板状層理の硬質砂質泥岩~泥岩 (いわゆる硬質頁岩) より成り, 岩相と含まれる底生有孔虫化石から上部半深海帯の堆積環境が想定される。多様な渦鞭毛藻化石群集は新潟県中越地方の寺泊層 (中部中新統) のそれに類似するとされる。

マルヤマ層については 2 で詳しく述べる。

以上をまとめると, ガステロ層 (下部 P_{3gs1} , 上部 P_{3gs2}) からネベリスク層 (N_{1nv}) 中部にかけての時代は渦鞭毛藻化石群集解析から後期漸新世で, ネベリスク層上部とチェホフ層 (N_{1hl}) は火山岩の放射年代値 (K-Ar 法) から前期中新世前半の 23-21 Ma の地層である (鹿野ほか, 2000)。さらに, これらは堆積環境が潟湖~浅海に始まり, 上部半深海~下部半深海 (水深 200-3,000 m) を経て再び浅海になる, 海進-海退の整合一連である。後期漸新世から前期中新世前期にかけての約 700 万年間に 400 m/100 万年の速度で 3,000 m 以上沈降したと算定されている (鹿野ほか, 2000)。なお, ガステロ層からネベリスク層中部までの花粉群集は, *Tsuga*, *Picea*, *Pinus* などに特徴付けられ, 後述のベルクネドゥ層~クラシ層にかけて産出する花粉群集よりも古くかつ冷涼なものであり, 日本の「阿仁合型植物群」と考えられている (鹿野ほか, 2000)。

セルツウナ層 (アウシンスク層) からマルヤマ層下部 (第 1 部層 N_{1-2mr1}^1 および第 2 部層 N_{1-2mr1}^2) までは, 珪藻化石帯から見て中期中新世に対比され, その年代は 16~12 Ma? と考えられている (秋葉ほか, 2000; 鹿野ほか, 2000)。さらに, ベルクネドゥ層 (N_{1vd}) (前期中新世後期) からは再び海進が始まり, マルヤマ層下部から海退に転ずる。なお, ベルクネドゥ層からクラシ層にかけて産出する花粉群集は *Taxodiaceae*, *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Fagus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Salix* などの落葉広葉樹に富み, 比較的温暖な気候を示し, 「台島型植物

群」の北方型に位置付けられている。

2. マルヤマ層の層序と珪藻化石に基づく年代設定

マルヤマ層 (群) はサハリン南部ススナイ低地西方丘陵北部の旧落合町 (ドリンスク) 円山地域に由来する地層である。筆者らは 1990 年の地質学交流の際に、準模式地ともいえるユジノサハリンスク西方のバフルシェブカ川 (一番川) の調査を行ったが (岡・五十嵐, 1997a), そこでは下位より i) 砂質泥岩・細粒砂岩互層 (層厚 140 m+), ii) 夾亜炭砂礫岩・泥岩層 (180 m), iii) 砂礫岩層 (180 m) が区分でき, i が下部マルヤマ層 ($N1mr_1^{I \sim III}$) の最上部, ii が上部マルヤマ層の下部 ($N2mr_2^{IV}$), iii が同層上部 ($N2mr_2^V$) に分けられる。日本統治時代には下部マルヤマ層は円山砂質頁岩層, 上部マルヤマ層は円山夾亜層と呼ばれていた (稲井・関, 1937)。マカロフ地域のマルヤマ層は層厚が 1,500 m 弱で, 下部 ($N_{1-2}mr_1$), 中部 (N_2mr_2) および上部 (N_2mr_3) に大きく三分される。下部は層厚が 900 m で, 第 1 部層 ($N_{1-2}mr_1^1$; 無層理砂質泥岩卓越), 第 2 部層 ($N_{1-2}mr_1^2$; 無層理の砂質泥岩～泥質極細粒砂岩, 極細～細粒砂岩), 第 3 部層 ($N_{1-2}mr_1^3$; 下部は極細～細粒砂岩, 中部は極細～中粒砂岩で含貝化石層, 上部は生物攪乱の極細～中粒砂岩), 第 4 部層 ($N_{1-2}mr_1^4$; 珪藻質泥岩主体) に分けられる。中部は *Fortipecten takahashii* を代表とする貝化石密集層を多数はさむ極細～中粒砂岩より構成される。上部は固結度の弱い礫～砂礫岩, 砂岩および板状泥質岩 (泥岩・極細粒砂岩細互層, 植物破片を含み, 亜炭をはさむ) の不規則な互層であり, 河川とその後背湿地の堆積物である。これらの特徴から, 岩相的には下部 ($N_{1-2}mr_1$) はバフルシェブカ川の下部マルヤマ層の下部 ($N2mr_2^{IV}$) に, 中部 (N_2mr_2) は下部マルヤマ層の上部 ($N2mr_2^V$) に, 上部 (N_2mr_3) は上部マルヤマ層 (N_2mr_3) に対比が可能である。以上の整合一連の岩相変化は上方浅海化を示し, 最終的にマルヤマ層上部では陸成環境 (河川とその後背湿地) となっている。なお, このような岩相変化は北海道天北地方の声間層 (珪藻質泥岩), 勇知層 (含貝化石泥質砂岩～細粒砂岩) および更別層 (礫～砂礫岩, 砂岩および亜炭をはさむ板状泥質岩の互層) に対応

するものである。

秋葉ほか (2000) は, 1960 代後半以降のロシア側の珪藻化石の研究成果を再検討するとともに, 秋葉らがサハリンで採取した資料に基づく解析から, マカロフ地域のマルヤマ層の年代を以下のように取りまとめている。

トゥマノボのゴルナヤ川 (第 7 図) でのクラシ層から採取した UP-20 試料の珪藻化石群集は, Akiba (1986) による *Denticulopsis hyalina* 帯 (NPD4B 帯) に認定される。さらに, *Thalassiosira grunowii* s.l. をまれに産出することから, 同帯の上半部の亜帯の *Denticulopsis saimonsenii* 帯 (NPD4Bb 帯; Yanagisawa and Akiba, 1998) に相当する。NPD4Bb 帯は中期中新世中期でその年代幅は 14.6/14.5–13.1 Ma とされる。クリンカ川 (本報告の調査ルートの K7～11 付近) のマルヤマ層下部第 1 部層の試料 KR-11 と Mk-10 およびマカロフ南方のレズナヤ川の同第 1 部層の試料 Mk-22, 23 も同様に *D. hyalina* を主体としていることから NPD4B 帯で, *T. grunowii* s.l. の産出は認められないが *D. hustedtii* s.l. をまれに産出することから NPD4Bb 帯の可能性が高いとしている。

クリンカ川のマルヤマ層下部第 2 部層 (K12～16 付近) の試料 Mk-11, 12 のうち上位の Mk-12 には *D. praedimorpha* が普遍的に含まれていることから, 中期中新世後期の *D. praedimorpha* 帯 (NPD5B 帯; Yanagisawa and Akiba, 1998) と認定できる。NPD5B 帯の年代幅は 12.9–11.5 Ma とされる。

クリンカ川北方の海岸沿い露頭 (本報告のテルペニア湾岸ルートの T7～10 付近) のマルヤマ層中部の Mk-18, 18a, 20 の 3 試料については化石帯の認定が困難である。珪藻化石が比較的豊富な Mk-18 には生層序学的に有効な種がいくつか認められるが, 再堆積種が多く, 特定の化石帯を特徴付ける種群が欠けている。ただし, 生層序学的に有効な種として *Neodenticula kamtschatica* および *Thalassiosira jouseae* を産出することから, これらの試料は Akiba (1986) による *N. kamtschatica* 帯 (MPD7B 帯: 中新世末～鮮新世中頃; 6.4–3.9/3.5 Ma) またはそれよりも上位に位置付けられることは確実である。

マルヤマ層上部は陸成環境の堆積物であり,

年代指標となる海生種を欠くとの判断から珪藻解析は行われていない。ユジノサハリンスク西方丘陵のバフルシェブカ川では、マルヤマ層上部に対応する上部マルヤマ層上半部の 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, 1997a)。なお、嵯峨山 (1993) は同川の上部マルヤマ層の下半部の 2 つの *F. takahashii* の産出層準の中間と下位層準の採取試料について珪藻解析を行い、これらが Koizumi (1985) の *N. koizumii*—*N. kamtschatica* 帯 (2.5–3.7 Ma) または Akiba (1986) の *N. koizumii*—*N. kamtschatica* 帯 (NPD8 帯; 2.4–3.2 Ma) に相当するとしている。

以上のことから、マカロフ地域のマルヤマ層は後期中新世後半から前期更新世 (14～1 Ma) の約 1,300 万年間の長期にわたる層厚 1,500m 弱の地層であると推定される。ただし、実際には岩相的特徴により下部・中部・上部に区分され、下部はさらに 4 つに区分されており、このように長期にわたる地層を累層として扱うことには大きな疑問があり、層群として扱うのが妥当であろう。

3. *Fortipecten takahashii* の産出層準・年代および分布域について

Fortipecten takahashii の産出下限はマルヤマ層下部第 3 部層上部の K21 露頭であり、同層中部のトップ (T10 露頭付近) がほぼその上限となっており、その間の層厚は約 650 m である。2 で述べた珪藻化石からの年代設定から判断すると、*F. takahashii* の含有年代は後期中新世末～前期更新世前半 (7 Ma～2 Ma 頃) のほぼ 500 万年間ということになる。

南サハリン北縁のスミルヌイフ地域には *F. takahashii* の産出層としてヌウト層が存在する (岡, 2017)。この地域のヌウト層については珪藻化石などの検討文献を入手できておらず、確かな年代を論ずることは困難である。同層は下部層 (N1-2nt₁)、上部層下部 (N2nt₂1)、上部層上部 (N2nt₂2) に分けられ、*F. takahashii* は下部層～上部層下部の層厚約 800 m 間に産出し、岩相および層厚から推察するとマカロフ地域と同様な年代と思われる。なお、ヌウト層上部層の上部は亜炭と礫質岩をはさみ、ユジノサ

ハリンスク西方丘陵の上部マルヤマ層上半部 (N2mr₂^V; 岡ほか, 2017) に対比できる。

ところで、嵯峨山 (1993) は北日本と南サハリンで産出する *F. takahashii* の産出層準の地質年代を珪藻化石と放射年代値 (FT, K—Ar 法) に基づいて検討しているが、補足しながら示すとその内容の概略は以下のとおりである。

i) 検討した *F. takahashii* の産出層準は南サハリンでは、ユジノサハリンスク西方バフルシェブカ川の上部マルヤマ層下半部である (前述)。東北地方では仙台市竜の口層基底部である。道南部では室蘭市付近の室蘭層上部層である (Akamatsu et al., 1979)。道央部では日高町厚賀付近の厚賀層の 2 層準 (Uozumi et al., 1986)、岩見沢市付近の峰延層基底部、滝川市付近の滝川層主部の幌倉砂岩泥岩部層の多層準 (タキカワカイギウ関連地質調査団編, 1984) および新十津川町～沼田町付近の幌加尾白利加層である (木村, 1987; 中島・渡辺, 2000)。道北部では羽幌町の茂築別層下部および稚内市勇知付近の勇知層基底部である。道東部では十勝地方の豊頃町、幕別町南部および池田町千代田のそれぞれ糠内層泥質砂岩相と駒島層 (山口・佐藤, 1988)、池田層群上部最下部 (岡・赤松, 1979)、釧路地方の釧路町天寧の床丹層基底部 (加藤ほか, 1981)、釧路市舌辛川流域の古潭累層基底部および弟子屈町シケレペンベツ川流域のシケレペンベツ層基底部礫岩 (新エネルギー総合開発機構, 1985) である。

ii) 北海道北部の勇知層基底部と南サハリン (ユジノサハリンスク西方バフルシェブカ川の上部マルヤマ層下半部) の *F. takahashii* 産出の珪藻化石帯はいずれも *N. koizumii*—*N. kamtschatica* 帯 (2.50–3.70 Ma) を示す。

iii) 仙台～ユジノサハリンスク間の *F. takahashii* の産出層準は ca. 6.6Ma から ca. 2Ma にかけてであり、その年代は北ほど若くなる傾向を示す。6.6～5.1Ma では仙台と日高間の比較的広域に生存し、十勝～釧路の産出層準は 6.6 Ma から 2 Ma にかけてであり、短期間のうちに生息地が北に移動した。釧路～ユジノサハリンスク間では同化石産出層準は 3.7～2 Ma の珪藻化石帯を示し、急激な生息環境 (緯度) の変化はなかった。

iv) *F. takahashii* 産出の急激な北への移動は 5

Ma 頃の温暖期の影響による可能性がある。

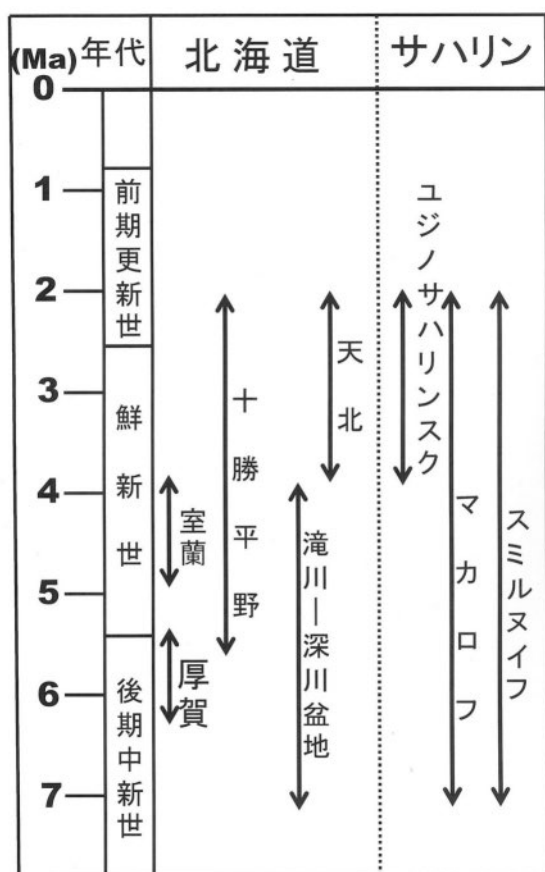
これに対して、鈴木(1997)は、*F. takahashii*, *Yabepecten* cf. *condoni* を含む滝川・本別ファーナが道央部に中新世末期にすでに出現し、北海道周辺地域から北方(サハリン・カムチャッカ)や南方(東北地方)に拡散したとする Uozumi et al. (1986) の考えを支持している。さらに、*F. takahashii* 産出層準について、近年の年代層序学的研究を考慮すると確実に中新世末期(6.6~5.1Ma)とされるのは道央部の厚賀層や幌加尾白利加層下部のみであり、北東カムチャッカのその産出層準は珪藻化石については *Thalassiosira oestrupii* 帯とされ、古地磁気層序なども考慮すると、既に 4 Ma 頃には *F. takahashii* はそこに到達していたことになるとした。このため嵯峨山(1993)の指摘のような *F. takahashii* の産出が北方ほど新しくなるとは一概に言えないとしている。

その後、Nakashima(2002)および Nakashima et al. (2003) は北西太平洋での *Fortipecten* の古地理的分布を論じ、Nakashima et al. (2004)、中島(2007)および中島ほか(2007)などは貝殻の酸素・炭素安定同位体比分析から *F. takahashii* の生活様式の検討を行っている。それらの中では、その生息年代は中新世末期から更新世初期(約 700 万~100 万年前)とされ、7 Ma 頃に北海道に現れ、6~5 Ma の寒冷化により東北地方へ分布を広げ、5~4 Ma の温暖化により東北地方で消滅し、逆に北へ向かってサハリン~カムチャッカに分布が広がり、3~2 Ma には寒冷化によりカムチャッカでは消滅し分布域はサハリン~東北地方北部となり、2~1 Ma には繰り返しの寒冷化で分布域が狭まり、最後には 1 Ma 頃に北海道北部で絶滅したとの図式を描いている。すなわち、北西太平洋地域での温暖化の時期に北方へ分布を広げ、寒冷化の時期に南下して分布が狭まり、やがて絶滅したと考えている。さらに、スリムな現生ホタテガイ(*Mizuhopecten yessoensis*)が一生泳ぐことが可能であるのに対して、タカハシホタテ(*F. takahashii*)は成員になると殻が厚く重くなり移動能力がなくなり底生状態となる特性も、絶滅の有無に関係した可能性が高いとしている。

以上が近年の *F. takahashii* の産出層準・年代および分布域に関する主な議論であるが、南

サハリンの特にマカロフ地域の調査結果は南サハリンにおいても北海道と同様に 7 Ma 頃には同化石種が出現しており、5Ma 頃の温暖期に急激に北へ移動した結果サハリンに出現した(嵯峨山, 1993)のではないことを示している。その意味では「*F. takahashii* の産出が北方ほど新しくなるとは一概に言えない」という鈴木(1997)の指摘は当たっている。Nakashima(2002)、Nakashima et al. (2003) および中島ほか(2002)の記述にはマルヤマ層中部が *F. takahashii* の産出層であるとの記述はあるが、マルヤマ層下部第 3 部層中部から産出が始まっているという認識はない。よって以下の点については修正すべきと考える。第一に、タカハシホタテが北海道から始まったという点の修正であり、「北海道~南サハリンから」とすべきである。第二に、温暖化により分布が北上し寒冷化により南下し狭まるという図式が成立するとしても、若干の手直しが必要であろう。

F. takahashii の絶滅については、道北部の天塩平野周辺の *F. takahashii* の産出層準が問題となっている。これについては、岡・五十嵐(1993; 1997b)で明らかなように、勇知層と更別層は整合一連の堆積物であるが、両者は間寒別構造盆地を含む天塩平野とその周辺では一つの時間面で上下に区分されるものではなく、同時異相的な関係にあり、全体として鮮新世~前期更新の堆積物と見なされる。間寒別構造盆地では勇知層の全体から更別層下部の下半部にかけての部分は貝化石群が *Fortipecten takahashii* を含む滝川一本別ファーナである。一方、サロベツ原野周辺では、勇知層の上部では貝化石群は第四紀型(前期更新世)タイプの瀬棚ファーナに転換しており、その内容は、筑波大学北方科学調査報告に一連の成果として明らかにされている(菅野ほか, 1980; 増田ほか, 1981; 野田ほか, 1982, 1983, 1984; 野田・天野, 1985, 1986)。Nakashima(2002)および Nakashima et al. (2003) が勇知層から得た *F. takahashii* の化石試料は天塩町南東部 30 号川の入り口から約 3 km 東方地点、左沢川の入りに約 3 km 東方の道路崖で勇知層の中部から産出したとしている。その他は産出層準が不明確な稚内海岸の転石(ノジュール)である。*F. takahashii* の産出地点(層準)の年代の検討は



第 36 図. 北海道～サハリンの主な地域のタカハシホタテ (*Fortipecten takahashii*) 産出年代 (区間).

その地点や調査ルートについて直接行われたものではなく、離れた場所・ルートで行われた既存文献からの勇知層の珪藻化石層序をあてはめて類推したもので根拠は不十分で、1 Ma 頃に絶滅したというのは不確かであると考え

る。以上をまとめると、北海道からサハリン中部までの *F. takahashii* の産出区間年代の対比は第 36 図のようになる。

4. マカロフ地域のティムーポロナイ断層と関連する地質構造

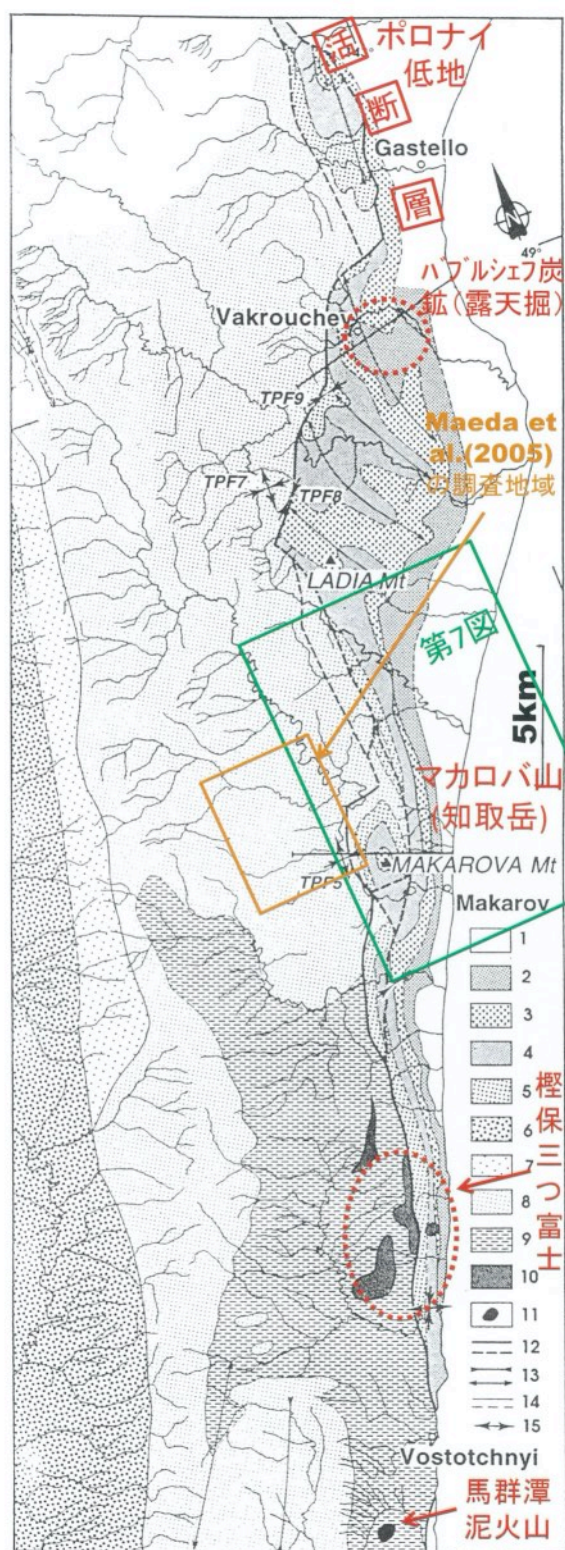
西サハリン山地の東縁を画する大断層は日本統治時代には幌内(大)断層と呼ばれたが(植村, 1936), 近年, 断層北部は北サハリン南部のティム川西岸側にあることから拡張した名称としてティムーポロナイ断層(系)と呼ばれるようになり, サハリン南端のクリリオン岬東側まで追跡されている (Kimura, et al., 1983 ; Fournier et al., 1994 ; 瀬野, 1995). Fournier et al. (1994) はロシア側の協力による衛星写真解析, 野外資料の検討および地震のメカニズム解析

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(ボストーチー〜ガステロ間)について断層とその周辺の衛星写真解析図, 地質構造解釈図および地質図を示している。それらのうち, 地質図は共著者の Konstantin. F. Sergeyev 氏提供の資料に新たな観察結果を付け加えたものとされているが, 地質および地質構造の把握に役立つので, 第 37 図に引用して示す。

第 37 図の範囲外(スミルヌイフ南方方面)からガステロ(内路)北方にかけての範囲では東側低地(ポロナイ低地)の西側境界部にはほとんど丘陵地帯は発達せず, 低地から急激に山地(西サハリン山地のサハリンスキー山脈で 1,000 m 級)へ移行しており, 山麓扇状地群(複合扇状地)の発達が顕著である(第 2 図)。新第三系・古第三系は山地東縁で急立帯を成すが, ティムーポロナイ断層は概ね古第三系と白亜系の境界断層(南北方向)となっている(第 1 図)。同断層の東側の山麓扇状地群内には活断層が断続的に追跡されている(鈴木ほか, 2000)。

ガステロ付近からゴルナヤ川(東柵丹川)にかけての範囲では, 第 37 図に示すように, ティムーポロナイ断層は海岸線から 6 km 前後をほぼ南北に通過しており, 前期中新世チェホフ層(野田噴出岩層)とガステロ層(後期漸新世)ーホルムスク層(前期中新世初頭)のベースン構造の境界を成しており, ベースン構造の下位には不整合関係で白亜系が占める。断層付近から西側一帯は標高 400~500 m 級の丘陵性山地となっている。その範囲の南側では, 同断層は海岸線より 15 km 前後の位置を N40°E 方向に高角度で通過し, 南北方向の主要セグメントに対して交差している。このような局所的な交差断層に対応するように, 東側は北西ー南東の軸の第三系波状褶曲構造(ガステロ層ーホルムスク層ーチェホフ層ーベルクネドゥ層)となり, 西側は白亜系である。断層とその周辺は一般には標高 400~500 m 級の丘陵性山地となっているが, 南部ではザバドゥノールイシャヌスキー山脈の東南端にあたり(第 2 図), 火山岩類(チェホフ層)より成る標高 500~1,000 m の小山塊



第 37 図. ガステロ～ポストーチ間のティムーポロナイ断層とその周辺の地質分布および地質構造 (Fournier et al., 1994 に加筆). 1: マルヤマ層および第四系, 2: ベルクネドゥ層, 3: チェホフ層, 4: ホルムスク層, 5: ガステロ層, 6: 古第三系基底堆積物, 7・8・9: バイコフ層 (白亜系), 10: 中新世火山岩類 (貫入岩を含む), 11: 泥火山, 12: 断層・推定断層 (破線), 13: 褶曲軸 (向斜・背斜), 14: 図に適用なし, 15: 古応力方向.

(貫入岩を骨格とした岩峰群) が存在する. 波状褶曲構造群の一面は露天掘り炭鉱 (バフルシェフ炭鉱) が展開している. 沿岸部は幅 5 km 前後の丘陵・台地域となり, 河川群に沿って沖積低地が展開するが, 主には東～東南東に比較的緩傾斜の新第三系 (セルツウナ層ークラシ層ーマルヤマ層) 分布域となっている.

ゴルナヤ川付近～マカロフ (知取) 付近の範囲は, ティムーポロナイ断層は推定断層であるが東西 2 つに分かれる. 南下するに従い海岸線に近づき, マカロフ付近では 4 km および 7 km 付近を南北に通過する. 地質分布・地質構造の詳細は第 7 図に示す. 東断層は北寄りでは白亜系と第三系の境界断層となっているが, 南へ下ると東側の第三系分布域とガステロ層 (後期漸新世)ーホルムスク層のベースン構造の境界断層となっている. 西側のベースン構造部はマカロバ山 (712 m; 知取岳) であるが, 中心のピーク部は貫入岩が占める. 東断層東側の第三系分布域は標高 100～350 m 程度の丘陵を成すが, 地質構造的には一般に東～東南東へ 45°前後以上の急傾斜を示し, 部分的には 70～80°の急立帯となっている. このような構造もティムーポロナイ断層に伴う西側上がりの断層活動の影響と考えられる. 西断層は白亜系中を通過するが, マカロバ山付近ではベースン構造の西縁を通過し, マカロフ川の流路と一致する. なお, マカロバ山北西側の白亜系の構造については Maeda et al. (2005) の報告がある.

マカロフ付近より南下するとティムーポロナイ断層は次第に海岸線へ接近し, ポストーチイ (元泊) 付近ではほぼ海岸線に位置し, 断層を境にして西側が白亜系, 東側が新第三系最下部ホルムスク層となる. この断層付近ではホルムスク層中に火山岩岩床が見られ (第 3 図 c), 断層西側では断層に沿うようにまたは白亜系中に貫入岩が入り, それらは「樫保三つ富士」と呼ばれるような突出地形を形作っている (第 3 図 d). ポストーチイより南では, 断層西側の白亜系中には馬群潭泥火山が存在し, さらに南へ向かうと断層沿いの西側にジダヌコ山 (突阻山) がある.

マカロフ地域付近のティムーポロナイ断層は以上で明らかなように, 南北方向のセグメント (高角度) を基本にしており, それに北東一

南西方向のセグメント（バフルシェフ付近）、東北東－西南西の小セグメント（マカロフ北西）などが組み合わさっている。断層そのものは白亜系と古第三系最上部～新第三系下部の境界部に存在することから、前期～中期中新世頃の活動状況は地層からうかがい知ることが可能である。チェホフ層（野田噴出岩層）堆積時の火山活動は本断層に沿っている。竹内（1997）はマカロフ地域におけるホルムスク層～ネベリスク層～チェホフ層にかけての火成活動（K-Ar 年代測定から 23～21 Ma）は中期中新世の北部－東部北海道の火成活動と密接な関連もっていると考えた。そして、ティムールナイ断層の活動に伴って火成活動が発生し、同断層は右横ずれ運動をしており（Kimura et al., 1983）、日本海拡大のトランスフォーム断層として大きな役割を果たし（Jolivet et al., 1994）、同様に千島弧が千島海盆の形成とともに南下する際の同様な断層としての役割も果たしたとした。すなわち、火成活動の場がサハリンから北部、道央南部へ移行したとするものである。

後期中新世以降の地層も全域的に帯状に東へ 45°程度以上傾斜することから、西上がりの断層活動が後期中新世以降も進行したと思われる。なお、第四紀前期更新世中頃に達する可能性が高いマルヤマ層上部については、ゴルナヤ川河口付近では 10°前後の東傾斜を示すのみで、本断層の活動の影響の大きさをとらえることは困難であった。スミルヌイフ付近からガステロ付近にかけての範囲でとらえられている活断層の形跡はそれより南では、ユジノサハリンスク付近（ススナイ低地）を除くと、山地（一部丘陵性山地）がほぼストレートに海域へ移行するような地形的状況もあり、今のところ活断層の確認は行われていない（鈴木ほか, 2000）。

5. マルヤマ層堆積時の火山活動について

レルモントブカ（泊岸）南東海岸においては、マルヤマ層中部（N₂mr₂）堆積時の浅海域での火山活動の産物と思われる火山岩類の存在が認められた。岡村・八幡（2000）はサハリン～シホテ・アリン周辺の新生代火山岩類について検討を行い、それらの岩石学的性質と活動年代から、55～24 Ma の大陸縁辺型沈み込み帯火山岩（グループ 1）、21～17 Ma の島弧ソレアイ

ト（グループ 2）、12～5 Ma のプレート内玄武岩（グループ 3）に区分している。本報告のマルヤマ層中部の火山岩類は上記のグループ 3 に含まれる。岡村らによれば南サハリン西海岸のウゴレゴルスク（恵須取）からラマノン高原にかけての地域においてはマルヤマ層中の火山岩からは 11.3 Ma, 11.8 Ma, 関連するオルロボ層溶岩から 4. Ma の K-Ar 年代が、ウゴレゴルスク北方に産する多数のアルカリ岩質ドレライト～モンゾニ岩・閃長岩の貫入岩床・併盤・岩脈（Yagi, 1953）については 9.7 Ma の K-Ar 年代が報告されられている（Shimazu et al., 1992；岡村, 1994）。マカロフ北方地域（レルモントブカ）のマルヤマ層中部は 2 で述べたように N. *kamtschatica* 帯（MPD7B 帯：中新世末～鮮新世中頃；6.4－3.9/3.5 Ma）またはそれよりも上位に位置付けられることは確実であるとされている。一方、ラマノン高原においてマルヤマ層に続いて堆積した火山岩類（オルロボ層）の上部の安山岩については上述のように 4.7Ma の K-Ar 年代が報告されており、マカロフ北方地域の火山岩類とはほぼ同時期の活動の産物と考えられる。レルモントブカ（泊岸）はラマノン高原の東北東 60 km あまりに位置しており、近接した関係にある。ラマノン高原では陸域の火山体（盾状火山）にまで成長したが、レルモントブカでは、溶岩に由来する巨円礫を伴うことから、陸域の火山活動にまで発展したが、小規模に終わったと思われる。

お わ り に

マカロフ地域のマルヤマ層は層厚 1,500m 弱で、珪藻化石層序などによりその年代が後期中新世後半から前期更新世（14～1Ma）の約 1,300 万年間の長期にわたる地層である。岩相的な類似性からは北海道天北地方の声間層（珪藻質泥岩）、勇知層（含貝化石泥質砂岩～細粒砂岩）および更別層（礫～砂礫岩、砂岩および亜炭をはさむ板状泥質岩の互層）に対応する。さらに、天北地方ではこれらの地層の下位にある稚内層（珪質頁岩）もマルヤマ層の範囲に含めるべきものである。このように長期にわたる地層を累層として扱うことには大きな疑問があり、実際に下部、中部、上部に三分されていることを考慮するならば、層群として扱うのが妥当であ

ろう。ともあれ、マルヤマ層は下位のクラシ層（上部半深海帯）で最も深海化した環境から海退に転換した地層で、同層上部では「河川とその後背湿地」という陸成環境に至っている。短い調査時間ではあったがそのほぼ全容を観察できた。

北海道で鮮新世の代表的な示準貝化石とされてきた *Fortipecten takahashii* が、マルヤマ層下部第 3 部層上部からマルヤマ層中部のトップまでが産出区間であることを確認した。その間の層厚は約 650 m である。珪藻化石層序に基づけば、同化石の含有年代は後期中新世末～前期更新世前半（7～2 Ma 頃）のほぼ 500 万年間ということになる。この結果は、北海道全体で知られている *F. takahashi* の産出区間年代とほぼ同じであると考えられ、近年提唱されている同化石の南北への移動および消長モデルにも修正を迫るものとする。

サハリン島を南北に貫くティムーポロナイスク断層については、マカロフ地域では活断層を含む第四紀の新しい地殻変動は明らかにならなかった。海（テルペニア湾）が山地・丘陵域に迫り、ポロナイ低地のような低地帯が欠如しているためであろう。テルペニア湾に活構造などが存在する可能性も考えられるが、その解明は今後の課題である。

調査を行った 1996 年からは 20 年以上が経過したが、この間の社会の情報化の進展にはめまぐるしいものがある。サハリンについても、ロシア連邦共和国になってからは、ソ連邦の時代には考えられなかったことであるが、日本的・世界的常識の 50 万分の 1・20 万分の 1 縮尺の地図（地形図）や地図帳（ユジノサハリンスク周辺ではより大縮尺）が市販され、容易に入手が可能となった。さらに、最近ではグーグルマップ（航空写真）がある。これにより、サハリン島内についても北海道内を見るのとはほぼ同じレベルで細かな地理状況を自宅などに居ながらにして把握できるようになったのには驚かされる。1996 年調査時に多少あいまいであった露頭・写真撮影地点も今回、同マップの利用により確実なものとなった。なお、主題からはずれるが、サハリンを縦断するガスパイプラインが調査地域の北～西側の丘陵を通過し、北からマルヤマ層下部、同層中部、同層下部、クラ

シ層、セルトゥナ層、ベルクネドゥ層、チェホフ層、ネベリスク層、ホルムスク層、ガステロ層の順に開削して、マカロフ西方に至ることも（第 7 図）、同マップから把握した次第である。

引用文献

- Akamatsu, M., Suzuki, S., Kagawa, K. and Nakata, M., 1979, A new occurrence of *Patinopecten takahashii* from the Pliocene deposits in “green tuff regions”, southwest Hokkaido, Japan. *Ann. Rep. His. Mus. Hokkaido*, 17, 1–15.
- Akiba, F., 1986, Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy for Deep Sea Drilling Project Leg 87 in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Init. Rept. DSDP*, 87, 393–481.
- 秋葉文雄・平松 力・Tsoy, I.B.・小笠原憲四郎・天野和孝, 2000, 珪藻化石層序によるサハリン島南部の Maruyama 層・Kurasi 層の年代と北海道天北地域の新第三系との対比. 地学雑誌, 109, 203–217.
- 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.
- 長谷川四郎・高田裕行・小笠原憲四郎・久田健一郎・Gladenkov, Yu. B., 2000, サハリンの新第三紀有孔虫化石層序と古環境変遷. 地学雑誌, 109, 174–186.
- 稲井 豊・関 武夫, 1937, 落合～豊原西方山地及び留多加川流域地方の第三紀層. 地質雑, 44, 1106–1127.
- 石崎正義, 1937, 元泊地方の地質. 地質雑, 44, 1098–1105.
- 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.
- Jolivet, L., Tamaki, K. and Fournier, M., 1994, Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. *Jour. Geophys. Res.*, 99, 22237–22259.

- 菅野三郎・野田浩司・天野和孝・間島隆一・伊藤 慎, 1980, 北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報その 1. 筑波大学北方科学調査報告, 5-21, pls. 1-4.
- 加藤 誠・熊野純男・岡田昭明, 1981, 釧路付近に *Fortipecten takahashii* の新産出. 地球科学, **35**, 19-25.
- 川田洋平・鈴木徳行・長谷川四郎・久田健一郎・小笠原憲四郎, 2000, サハリン第三系の珪質堆積岩と古第三紀/新第三紀境界期の古海洋環境. 地学雑誌, **109**, 218-234.
- 木村方一・山下 茂・上田重吉・雁沢好博・高久宏一, 1987, 北海道沼田町の下部鮮新統産クジラ化石. 松井愈教授記念論文集, 27-57.
- Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. TERRAPUB, Tokyo, 123-134.
- Koizumi, I., 1985, Diatom biostratigraphy for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 195-211.
- 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.
- Maeda, H., Shigeta, Y. and Fernando, A.G.S., 2005, Stratigraphy and fossil assemblages of the upper Cretaceous system in the Makarov Area, Southern Sakhalin, Russian Far East. *Nat. Sci. Mus. Monogr.*, **31**, 25-120.
- 増田富士雄・天野和孝・桂 雄三・伊藤 慎, 1981, 北海道天塩町北西部および南東部における新第三系・第四系の浅海堆積相 (北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報, その 2). 筑波大学北方科学調査報告, 1-41, pls. 1-6.
- Mernikov, O.A. and Salnikov, B.A., 1979, *The Makarovsky Key Section of Paleogene and Neogene Deposits in Sakhalin*.
- Nakashima, R., 2002, Geographic distribution of the late Cenozoic bivalve *Fortipecten* in the northwestern Pacific. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **186**, 261-274.
- Nakashima, R., Watanabe, M., Yanagisawa, Y., Amano, K. and Khudik, V.D., 2003, Geologic range and paleogeography of the late Cenozoic bivalve *Fortipecten* in the northwestern Pacific. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, **23**, 17-30.
- 中島 礼, 2007, タカハシホタテっていったいどんな生物?. 化石, **81**, 90-98.
- 中島 礼・天野和孝・Khudik, V.D., 2002, 南サハリンの新生界と *Fortipecten takahashii* の産出状況. 地質雑, **108**, V-VI.
- 中島 礼・鈴木 淳・渡邊 剛・簗島佳代・外西奈津美・川幡穂高, 2007, 酸素同位体比解析から復元された絶滅種タカハシホタテの生活史. 地質ニュース, **632**, 7-12.
- 中島 礼・渡辺真人, 2000, 北海道沼田町に分布する上部中新統幌加尾白加層下部における *Fortipecten takahashii* (Yokoyama) (Bivalvia : Pectinidae) の初産出年代. 地質雑, **106**, 578-581.
- 野田浩司・天野和孝, 1985, 北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報—その 6 : 鮮新統“勇知”層産玄能石とその共産貝類化石—. 筑波大学北方科学調査報告, **6**, 1-12, pls.1-5.
- 野田浩司・天野和孝, 1986, 北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報—その 7 : 鮮新統“勇知”層産 *Anadara (Anadara) uozumii* と若干の共産貝化石—. 筑波大学北方科学調査報告, **7**, 1-12, pls.1-5.
- 野田浩司・天野和孝・間島隆一, 1984, 北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報—その 5 : 鮮新統“勇知”層エゾイガイ—. 筑波大学北方科学調査報告, **6**, 1-12.
- 野田浩司・天野和孝・間島隆一・伊藤 慎・菅野三郎, 1982, 北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報—その 3 : 抜海南部から算出した鮮新世貝化石—. 筑波大学北方科学調査報告, **5**, 1-11, pls.1-3.
- 野田浩司・天野和孝・間島隆一・伊藤 慎・菅野三郎, 1983, 北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報—その 4 : 鮮新統“勇知層”下部産貝化石—. 筑波大学北方科学調査報告, **4**, 1-8, pls.1-3.
- 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・久田建一郎, 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.
- 岡村 聡, 1994, サハリンの新生代火山活動. 地質ニュース, **478**, 49-56.
- 岡村 聡・八幡正弘, 2000, サハリンの新生代火山活動と背弧拡大テクトニクス. 地学雑誌, **109**, 249-261.
- 岡 孝雄, 2017, サハリン島スミルヌイフ (気屯) 西方丘陵の上部新生界. 総合地質, **1**, 46-70.
- 岡 孝雄・赤松守雄, 1979, 十勝地方における *Patinopecten (Fortipecten) takahashii* (Yokoyama) の新層準について. 地質雑, **85**, 691-693.
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子, 1993, 北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統一特に堆積相および花粉層序について. 地質雑, **99**, 365-389.
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子, 1997a, 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・五十嵐八枝子, 1997b, 北海道・天塩平野北部の上部新生界一特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について. 加藤誠教授退官記念論文集, 341-365.
- 岡 孝雄・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.
- 嵯峨山積, 1993, 軟体動物化石 *Fortipecten takahashii* (Yokoyama) の産出層準の地質年代—北日本から南サハリンまで—. 石井次郎教授追悼論文集, 169-176.
- 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.
- Shimazu, M., Furuyama, K., Kawano, Y., Okamura, S., Ohira, H. and Yamamoto, G., 1992, K-Ar ages, major and minor element compositions and Sr, Nd, isotope ratios of volcanic rocks from the western part of south Sakhalin, USSR. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **87**, 50-61.
- 新エネルギー総合開発機構, 1985, 弟子屈西部地域. 地熱開発促進調査報告書, **6**, 554P.
- 鈴木明彦, 1997, 滝川・本別動物群の群集特性. 加藤誠教授退官記念論文集, 63-70.
- 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.
- 竹内 徹, 1997, 南サハリンの第三紀火山岩類の K-Ar 年代とそのテクトニックな意義. 地質雑, **103**, 67-79.
- タキカワカイギウ関連地質調査団編, 1984, タキカワカイギウ調査研究報告書, 206P.
- 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.
- 植村癸巳男, 1936, 樺太油田調査報告書第 3 号, 敷香郡半田沢気屯川間地質調査報告. 樺太庁, 38p.
- Uozumi, S., Akamatsu, M. and Tkagi, T., 1986, Takikawa-Honbetsu and Tatsunokuti faunas (*Fortipecten takahashii*-bearing Pliocene faunas). *Paleont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, **29**, 211-226.
- 上床国夫, 1937, 南樺太の地質層序について. 地質雑, **44**, 1030-1052.
- Yagi, K., 1953, Petrological studies on the alcaic rocks of the Morotsu district, Sakhalin. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **64**, 769-810.
- 山口昇一・佐藤博之, 1988, 糠内地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 78p.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an

introduction of code numbers for selected diatom biohorizontes. *Jour. Geol Soc. Japan*, **104**, 395-414.

Yokoyama, M., 1930, Tertiary Mollusca from South Karafto. *Jour. Fac. Tokyo Imper. Univ.*, Sec. 2, **2**, 407-418, pls. 77-80.



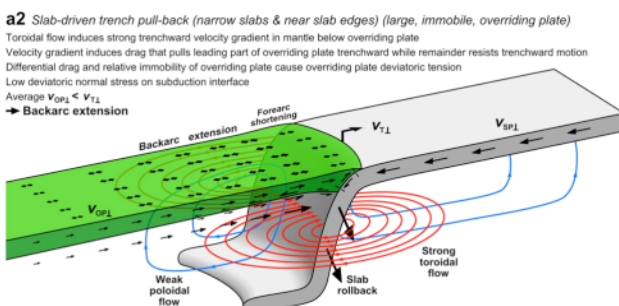
論文紹介

A glance at interesting paper(s)

Schellart, W.P. and Moresi, L., 2013. A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Jour. Geophys. Res.: Solid Earth*, **118**, 3221–3248.

Schellart, W.S. (Monash大学, オーストラリア) は、これまで共著者とともに多くの独創的な研究成果を発表しており、常々私が注目している研究者の一人である。本論文は、ロールバックするスラブの背後からスラブ・エッジを回り込んでマンタル・ウェッジ中に流れ込むtoroidal flow (3次元流とも言う) によって背弧域で展張場が形成される可能性を計算モデルから推定しており、背弧海盆の形成に関して、新たなメカニズムを提唱している。Schellartのグループは、この論文に先立ち、ロールバックするスラブのエッジを回り込むtoroidal flowがpoloidal flow (return flow)の3–4倍大きいことを3次元計算モデルから指摘している (Stegman et al., 2006, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q03012, doi:10.1029/2005GC001056)。

Schellartたちの3次元計算モデルでは、沈み込みのあいだ前弧域はつねに偏差圧縮の状態にあり、短縮を経験する。この圧縮と短縮は、沈み込み境界におけるshear stressおよびマンタル



第1図 ロールバックするスラブのスラブ・エッジ周辺におけるマンタル流 (Schellart and Moresi, 2013, Fig. 15a2より)。上盤プレートは固定。マンタルの toroidal flow がつくる速度傾斜が上盤プレートをドラッグし、上盤プレートに偏差展張・圧縮をもたらす。

ウェッジ先端部のマンタル流に起因する前弧リソスフェア底部における逆向きのshear stressによる。

一方、ロールバックするスラブによって形成されたtoroidal flowは、上盤プレートの下で、スラブ (海溝) 方向に大きくなる水平なマンタル流が速度傾斜をつくる。この速度傾斜は、背弧域で上盤プレートの底部に偏差伸張と展張をもたらす (第1図)。

Schellartグループは、この課題に対するアナログ実験も行っている (Meyer and Schellart, 2013, *Jour. Geophys. Res.: Solid Earth*, **118**, 775–790; Chen et al., 2016, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **441**, 200–210)。Meyer and Schellart (2013)の実験では、幅の狭いスラブ (800 km程度以下を想定) のみで背弧での展張が生じ、スラブ・エッジから400 kmほど離れたところで水平マンタル流が最大になるとしている。また、toroidal flowによって展張が最も顕著になるのはMeyer and Schellart (2013)では海溝から~200–400 km内陸側、Chen et al. (2016)では海溝から300–500 km内陸側としている。この最大展張場は、上盤プレートの底から15–25 km下における海溝に直交する水平最大マンタル速度および水平最大速度傾斜と一致する (Chen et al., 2016)。

Schellart and Moresi (2013)によれば、地震波の異方性や地球化学的研究から、スコチア、カラブリア、トンガ、ニューヘブリデスではマンタルの強いtoroidal flowが推定されており、これらの地域における背弧海盆の形成は、今回の3次元計算モデルの予測と一致している。

Toroidal flowに関する一連の研究から一つのアイデアが生まれる。千島海盆の成因である。Maeda (1990, *Tectonophysics*, **174**, 235–255)は、日高帯と常呂帯との境界に南北性の右ずれ断層 (常呂構造線) を推定し、その活動によって16–12 Maに千島海盆が扇を開くように拡大したと推定した。Karnaukh et al. (2006, *Marine Geol.*, **228**, 1–14)は、エアーガン・プロファイルから同海盆のリフト期を後期漸新世–中期中新世としている。ロールバックする千島スラブの西縁エッジを回り込むtoroidal flowが後期漸新世–中期中新世に千島海盆と常呂構造線を形成したとするモデルは成立するだろうか？

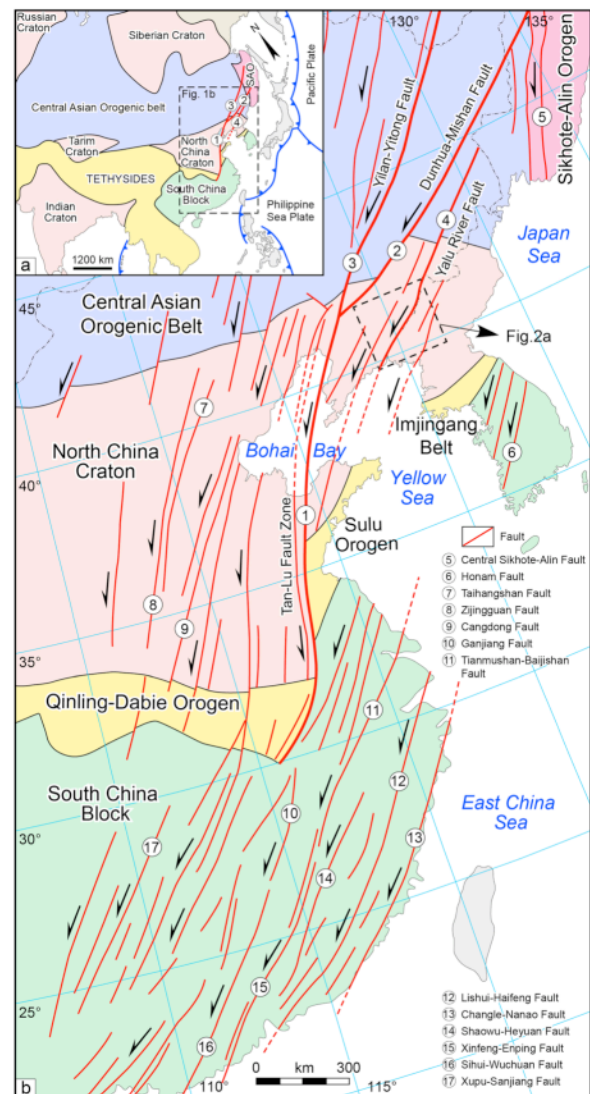
(君波和雄)

Zhang, S., Zhu, G., Liu, C., Li, Y., Su, N., Xiao, S. and Gu, C., 2018. Strike-slip motion within the Yalu River Fault Zone, NE Asia: The development of a shear continental margin. *Tectonics*, **37**, doi.org/ 10.1029/2018TC004968.

東アジア縁辺に発達するNE-SW方向の左横ずれ断層の活動時期に関する重要な論文である。

本論文の要旨は、次の通りである：長さおよそ700 kmのYalu River Fault Zone (YRFZ)は、後期中生代に活動的であった東アジア大陸縁の北東走向の走向移動断層である（第1図）。その重要性にも関わらず、その起源と活動の時期については十分に明らかになっていない。本論ではYRFZが左横ずれの断層帯として発生したことを地質構造のデータから示す。延性、脆性-延性、脆性構造は、同断層帯の全域にわたって認められ、南西側ではより顕著な延性構造を伴う。剪断帯と断層は主に南東に急角度で傾斜し、逆断層性の動きを伴う。微小構造は、延性地域で $\sim 300\text{--}500^\circ\text{C}$ 、脆性-延性地域で $\sim 200\text{--}300^\circ\text{C}$ の変形温度を示す。脆性断層から測定されたスリップデータの反転は、左ずれの動きが南北圧縮の結果であることを示している。延性剪断帯から採集した変形および未変形の火成岩のジルコンU-Pb年代は、左横ずれ断層が146–131 Maに活動したことを示している。この結果は、前期白亜紀最前期の広域的な南北短縮イベントと一致している。この走向移動断層系に関するこれまでの公表データおよび本論文のデータは、この剪断帯の形成が東アジアの東北-北北東走向の一連の左横ずれ断層群の形成を伴って前期白亜紀の最初期に始まったことを示す。この短期間の横ずれ圧縮イベントは、北北東方向に伸びた海溝にイザナギプレートが急い速度で斜めに沈み込んだ結果である。

YRFZは、Tan-Lu断層と同系統の断層である（第1図）。本論文の共著者の一人であるZhuは（Zhu et al., 2010, *Jour. Geol.*, **118**, 277–293）、山東半島の西側から南側のTan-Lu断層沿いに分布する多くの火成岩類のジルコンU-Pb年代の測定と周辺の地質データとから、150 Maには左ずれ走向移動がすでに始まっており、122 Maには終了していると推定した。また、ZhuらはTan-Lu断層を正断層と認定しており、展張場で



第1図 東アジアの左横ずれ断層系 (Zhang et al., 2018 の Fig. 1 より)

形成されたと結論した。これまでの多くの研究は、前期白亜紀の東アジア東縁を展張場としているが、展張の開始時期に関しては、まだ見解が収束していない。

最近、Lee et al. (2018, *Island Arc*, doi.org/10.1111/iar.1225)は、慶尚盆のSindong（新洞）層群の最下部の多くの地点において碎屑性ジルコンのU-Pb年代を検討し、同層群の堆積開始年代をca. 127 Maとした。そして、この頃に東アジアが圧縮環境から展張環境に転換したと推定している。

ここに紹介したZhang論文では東アジアの走向移動断層系を海洋プレートの速い斜め沈み込みだけで説明しているが、さらに別の要因も加味する必要があるのではないだろうか。

（君波和雄）

総合地質規則

総合地質 (General Geology)

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。なお、発行がこれに依らない場合には、ホームページに締め切り期日をその都度掲載する。

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

<論文・報告>

- 1) 論説：研究論文としての体裁と内容を備えた報告記事
- 2) 総説：特定の分野に関する総括・解説
- 3) アイデア：ある課題に対する着想や問題提起、提案を簡潔に記述した論説。内容的に十分にサイエンティフィックであることを要する。刷り上がり 5 ページ以内。
- 4) ノート：技術・手法の紹介
- 5) 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
- 6) 討論：上記の報告・解説・紹介記事に対する学術的な討論

<エッセイ>

<論文紹介・書評>

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提出する。提出方法は、基本的に電子メールの添付ファイルとする。添付ファイルの場合、全ファイルの容量が30 MBを超えるときには、30 MB以下の複数のメールに分割して提出する。ファイル転送サービス（例えば、宅ふぁいる便など）を利用して提出することもできるが、その場合には予め編集委員会に連絡する。

6. 投稿原稿の審査・査読と採否

<論文・報告>

- 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。

<エッセイおよび論文紹介・書評>

- a. 編集委員会が掲載にふさわしいと判断したものについて受理する。
- b. 表現および体裁について修正を求めることがある。

7. 原稿のスタイルと構成

<論文・報告>

- a. 本文（日本語要旨、文献リスト、図表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、総説およびアイデアには、400字以内の日本語要旨をつける。ノート、報告・資料および討論に関しては、内容に応じて日本語要旨をつけることができる。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、日本語のタイトルと著者名、および日本語要旨を不要とする。
- f. 論説、総説およびアイデアには、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、編集委員会で原稿に手を加えることがある。

<エッセイ>

- a. 本文は基本的に<論文・報告>にしたがう。
- b. 原稿には英語の表題と著者名のローマ字書きを添える。

<論文紹介・書評>

- a. 本文は基本的に<論文・報告>に従う。英語の表題と著者名のローマ字書きは不要。

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, tif, pngなど）で提出する。
- b. 表は、電子ファイル（エクセルもしくは画像ファイル）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、2018年5月11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 Phone: 080-5830-2016 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 Phone: 080-5830-2016 URL: <http://www.hrcg.jp>