

総合地質

General Geology

Vol. 5 No. 1

アイディア

日本海の拡大と中新世瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩火成活動とを関連づける造構モデル：君波和雄
 A plausible tectonic model linking the opening of the Sea of Japan with high-Mg andesite magmatism in the Miocene Setouchi volcanic belt, SW Japan: Kazuo Kiminami 1-12

論説

北海道石狩湾沿岸の分部越観測井の火山灰分析と埋没地形の検討：嵯峨山 積・藤原与志樹・井島行夫・岡村 聡
 Analysis of volcanic ash in the Bunbegoe observation well and investigation of buried landforms at the Ishikari Bay area, Hokkaido, Japan: Tsumoru Sagayama, Yoshiki Fujiwara, Yukio Izima and Satoshi Okamura 13-18

札幌扇状地で掘削された更新統 SCH ボーリングコアの層序：嵯峨山 積・佐藤 明・井島行夫・岡村 聡
 Stratigraphy of the Pleistocene SCH boring core drilled in the Sapporo fan, Hokkaido, Japan: Tsumoru Sagayama, Akira Sato, Yukio Izima and Satoshi Okamura 19-23

神居古潭帯周辺における蛇紋石の沈澱現象と低温蛇紋岩化作用：加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・岡本 征雄・矢島達哉・齊藤晃生・徂徠正夫
 Serpentine precipitation and low-temperature serpentinization around the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido: Takayuki Katoh, Yukihiro Mizuochi, Atsuo Ninomiya, Ikuo Okamoto, Tatsuya Yajima, Koki Saito and Masao Sorai 25-48

最終氷期後期の有珠成層火山の形成で生じた長流川の堰き止め湖：岡 孝雄・星野フサ・関根達夫・米道 博・近藤 務・若松幹男
 The lake formed by the damming of Osaru river related to the formation of Usu stratovolcano in the late stage of the Last glacial period : Takao Oka, Fusa Hoshino, Tatsuo Sekine, Hiroshi Yonemichi, Tsutomu Kondou and Mikio Wakamatsu 49-70

古倶知安湖の検証ーその2ー：北海道倶知安町の上部更新統真狩別層の¹⁴C年代値，火山灰，花粉および珪藻の分析：嵯峨山 積・星野フサ・井島行夫・近藤玲介・関根達夫・小田桐 亮・宮入陽介・横山 祐典
 Investigation of the Paleo-Lake Kutchan (part 2): ¹⁴C dating, volcanic ash, pollen and diatom analyses of the late Pleistocene Makkarihetsu Formation in the Kutchan, Hokkaido, Japan: Tsumoru Sagayama, Fusa Hoshino, Yukio Izima, Reisuke Kondo, Tatsuo Sekine, Ryo Odagiri, Yosuke Miyairi and Yusuke Yokoyama 71-80

自由投稿

樽前山1874年火口を見たイザベラ・バード：宮坂省吾 81-88

報告・資料

室蘭・絵鞆半島に 1,000 万年前の海底火山の活動の跡を見る：松田義章・山岸宏光 89-98

論文紹介 99-106

追悼 山岸宏光会員 107-116

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：宮下純夫 Chief Editor: Sumio Miyashita
副委員長：岡 孝雄 Editor: Takao Oka
委員：君波和雄 Editor: Kazuo Kiminami
委員：松田義章 Editor: Yoshiaki Matsuda
委員：岡村 聡 Editor: Satoshi Okamura
委員：柳下文夫 Editor: Fumio Yagishita

日本海の拡大と中新世瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩火成活動とを 関連づける造構モデル

君波 和雄¹⁾

A plausible tectonic model linking the opening of the Sea of Japan with high-Mg andesite magmatism in the Miocene Setouchi volcanic belt, SW Japan

Kazuo Kiminami¹⁾

2021年5月04日受付
2021年6月22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: Miocene, high-Mg andesite, Setouchi volcanic belt, cold nose, forearc magmatism, opening of the Sea of Japan

要旨

中新世の瀬戸内火山帯は、高 Mg 安山岩 (HMA) で特徴づけられる。従来の研究結果は、HMA の形成環境として、次の束縛条件を要求している: 1) 前弧域での火成活動, 2) 急激な温度上昇, 3) 通常よりも多くの H₂O。HMA は、現在のマントル・ウエッジ (以下、ウエッジ) の海溝側末端の上に位置する。日本海の拡大終了後 2–3 my 経過して HMA が噴出した。日本海下で上昇したアセノスフェアは、コーナー流に乗って海溝側に移動し、ウエッジを高温化した。ウエッジの海溝側末端には、一般に加水したマントルが存在する。ウエッジの末端も加熱され、蛇紋岩中の緑泥石やアンチゴライトが分解して多くの H₂O が放出されたことにより、カンラン岩の含水融解開始温度が低下して部分溶融した。沈み込んだ堆積物も溶融し、溶融したマントルと混合して、HMA マグマが形成された。紀伊半島西部で HMA が中央構造線の南側まで分布しているのは、フィリピン海スラブのシンフォームが関係していると推定される。

はじめに

西南日本弧の伸張方向におよそ 600 km 連続する中新世瀬戸内火山帯 (Fig. 1) は、高 Mg 安山岩の産出で特徴づけられる。高 Mg 安山岩の成因には、ホットなフィリピン海プレートの沈み込みと日本海の拡大の関与が指摘されている (例えば、Tatsumi and Maruyama, 1989; Shimoda *et al.*, 1998; Kimura *et al.*, 2005)。高 Mg 安山岩の地球化学的特徴が堆積物メルトの関与を示唆していることから、ホットなフィリピン海スラブとともに沈み込んだ堆積物の溶融が推定されている (例えば、

Shimoda *et al.*, 1998). Tatsumi and Maruyama (1989) や Kimura *et al.* (2005), 川本 (2015) は、活動場が前弧域のマントル・ウエッジ浅部であったことを指摘している。巽 (2003) は、通常よりも H₂O に富む条件下で上部マントルの部分溶融が起こったとしている。また、川本 (2015) は、通常マグマができない低圧力・低温度の前弧域で急激な温度上昇と加水があり、高 Mg 安山岩が形成されたとしている。

以上の諸見解を整理すると、高 Mg 安山岩形成の制約条件として以下が要求される: 1) 前弧域での火成活動, 2) 急激な温度上昇, 3) 通常よりも多くの H₂O。

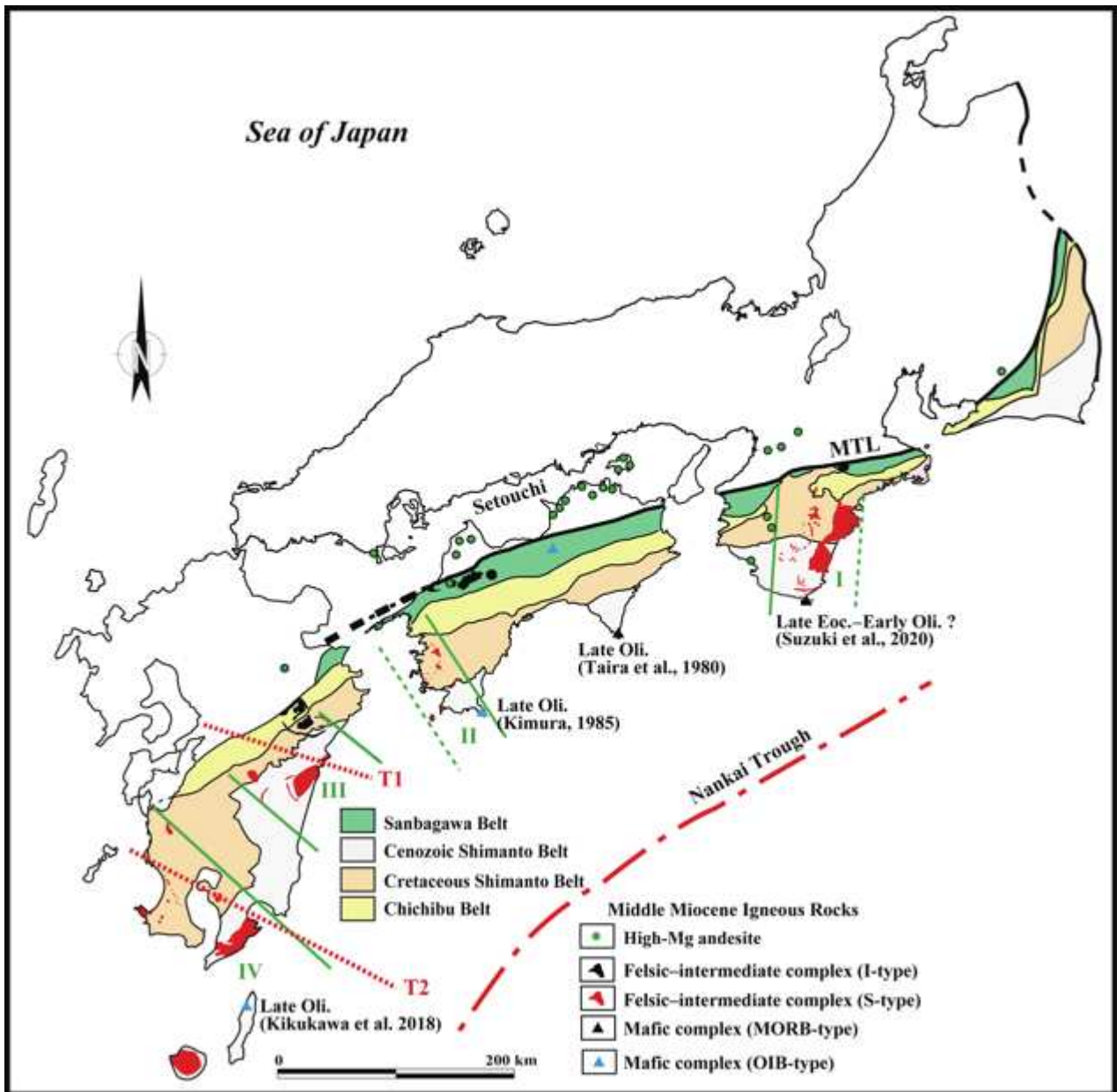


Fig. 1. Map showing the occurrences of Middle Miocene igneous rocks in the Outer Zone and Setouchi area (compiled from Tanaka, 1977; Momoi *et al.*, 1991; Geological Survey of Japan, 1992; Uto *et al.*, 1997 and Kimura *et al.*, 2005), as well as the geotectonic divisions of the Outer Zone. Ages of Shimanto accretionary complex intruded by the Miocene mafic igneous rocks are also shown. MTL = Median Tectonic Line. T1 and T2=Tear faults in the Philippine Sea Slab beneath Kyushu (Nagamune and Tashiro, 1989; Kakuta *et al.*, 1991).

本論では従来の研究成果を参考にしながら、これらを満足する造構環境・テクトニクスを考察し、高 Mg 安山岩形成の新たなシナリオを提案する。

フィリピン海スラブの変形と瀬戸内火山岩

現在の西南日本内帯の地殻の厚さは、およそ 35–30 km (Shiomi *et al.*, 2006; Katsumata, 2010) である。この事実は、フィリピン海スラブが深さ 35–30 km 沈み込んだ付近でマントル・ウェッジと接することを示唆する。フィリピン海スラブ上面の等深度線 (Fig. 2) は、沈み込むスラブの傾斜角が九州下をのぞいて概して低角

で、四国北部から紀伊半島北部の下でスラブがマントル・ウェッジと接触し始めることを示す。しかし、四国から東海地方にかけて沈み込むフィリピン海スラブは、変形しており、海溝にほぼ直交する方向の軸をもったシンフォームとアンチフォームの繰り返しからなる (Hirose *et al.*, 2008; Shiomi *et al.*, 2008)。顕著なシンフォームは紀伊半島西部–大阪府の下、および愛知県から長野県西部、富山県へと続く地域の下、顕著なアンチフォームは伊勢湾–若狭湾東部の下に認められる (Fig. 2)。

高 Mg 安山岩は、その多くが中央構造線の北側に分布するが、紀伊半島の西部では例外的に四万十帯南帯まで

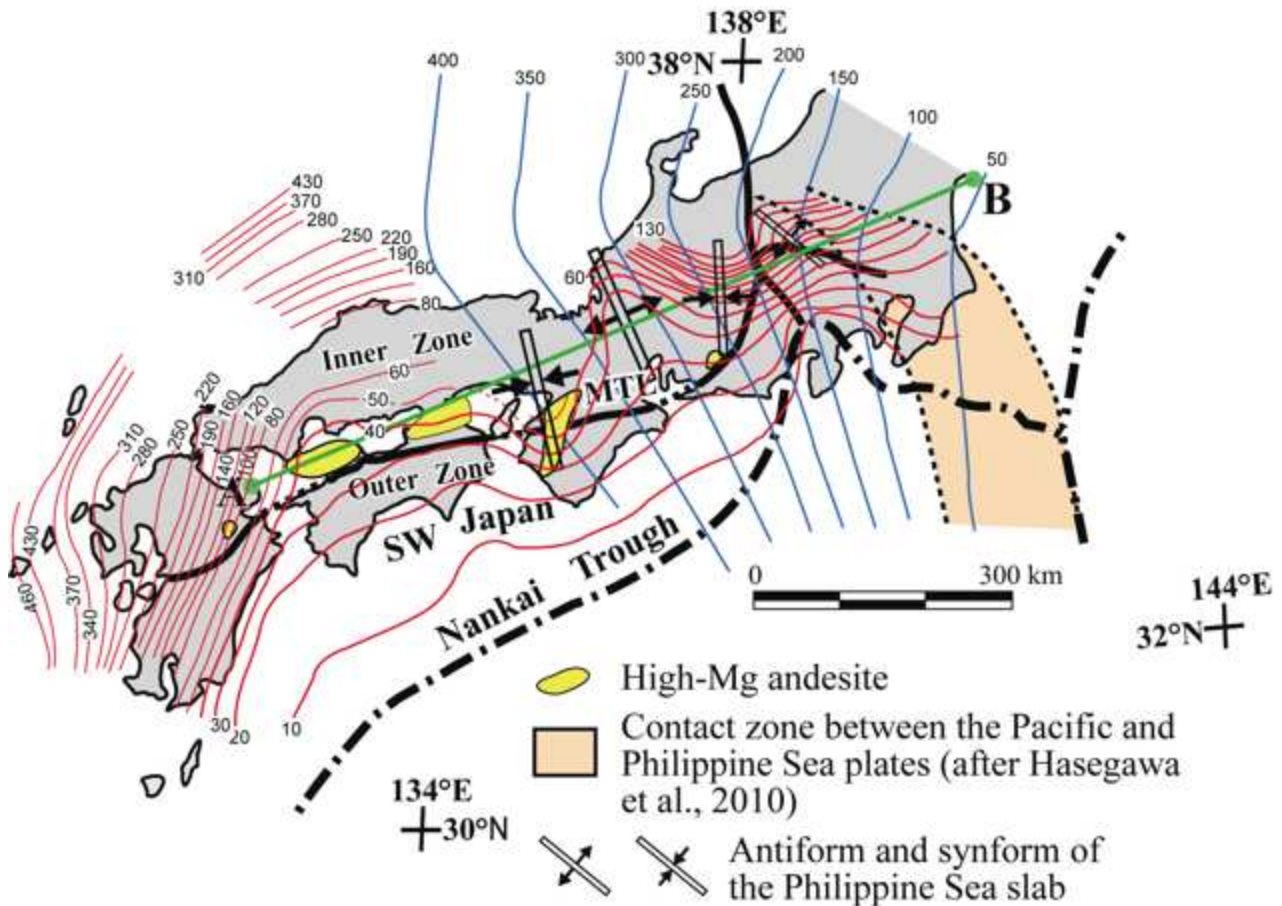


Fig. 2. Map showing iso-depth contours of tops of the Pacific plate and the Philippine Sea plate (Hirose *et al.*, 2008; Huang *et al.*, 2013; Hasegawa *et al.*, 2010), and contact zone between the Pacific and Philippine Sea plates (Hasegawa *et al.*, 2010). Red lines and blue lines denote iso-depth contours of tops of the Pacific plate and of the Philippine Sea plate, respectively. Green line A-B indicates the location of vertical cross-section (Figure 4).

分布する (Fig. 1). 多くの高 Mg 安山岩の下はフィリピン海スラブ上面の深さは、30–40 km である。現世の火山フロントの下にあるスラブまでの深さは、平均で 108 km (Tatsumi, 1986) もしくは 105 km (Syracuse and Abers, 2006) であり、火山フロント–スラブ上面の中位 50 % の深さは 85–119 km である (Syracuse and Abers, 2006)。高 Mg 安山岩–スラブ上面の深さは、現世の火山弧に比較して異常に小さい。これは、多くの研究者が指摘するように、その火成活動が前弧域で行われたためと考えられる。

高 Mg 安山岩は、現在のマンテル・ウェッジの海溝側末端部の上におもに分布している。中央構造線を越えずと南側まで高 Mg 安山岩が分布する紀伊半島西部は、ほかの地域の高 Mg 安山岩とは異なった造構環境にあったと推定され、高 Mg 安山岩の成因を考える上で重要な鍵になるだろう。紀伊半島西部は、フィリピン海スラブがシンフォームを示すところであり、その軸に沿ってマンテル・ウェッジが南側に舌状に張り出していると

推定される。一方、フィリピン海スラブのアンチフォームは、伊勢湾–若狭湾東部の下で最も顕著であり、この上には高 Mg 安山岩の分布が認められない。また、愛知県設楽付近に分布する高 Mg 安山岩は、富山県下から続くシンフォームの上に位置する。

フィリピン海スラブが変形して、マンテル・ウェッジが南側に張り出した部分に高 Mg 安山岩が分布するといった事実は、高 Mg 安山岩の貫入時期にはフィリピン海スラブがすでに変形しており、その位置が現在に至るまであまり大きく移動していない可能性を示唆する。

日本海の拡大とマンテル・ウェッジの高温化

背弧海盆の拡大に起因して、マンテル・ウェッジが高温化すると予想される。Kimura *et al.* (2005) は、諸岩石の年代を整理して、日本海の主要な拡大期を 17–12 Ma と推定した。Hoshi *et al.* (2015) は、古地磁気データから、西南日本の時計回りの回転が 17.5–15.8 Ma と推定した。この結論は、Sawada *et al.* (2013) による出

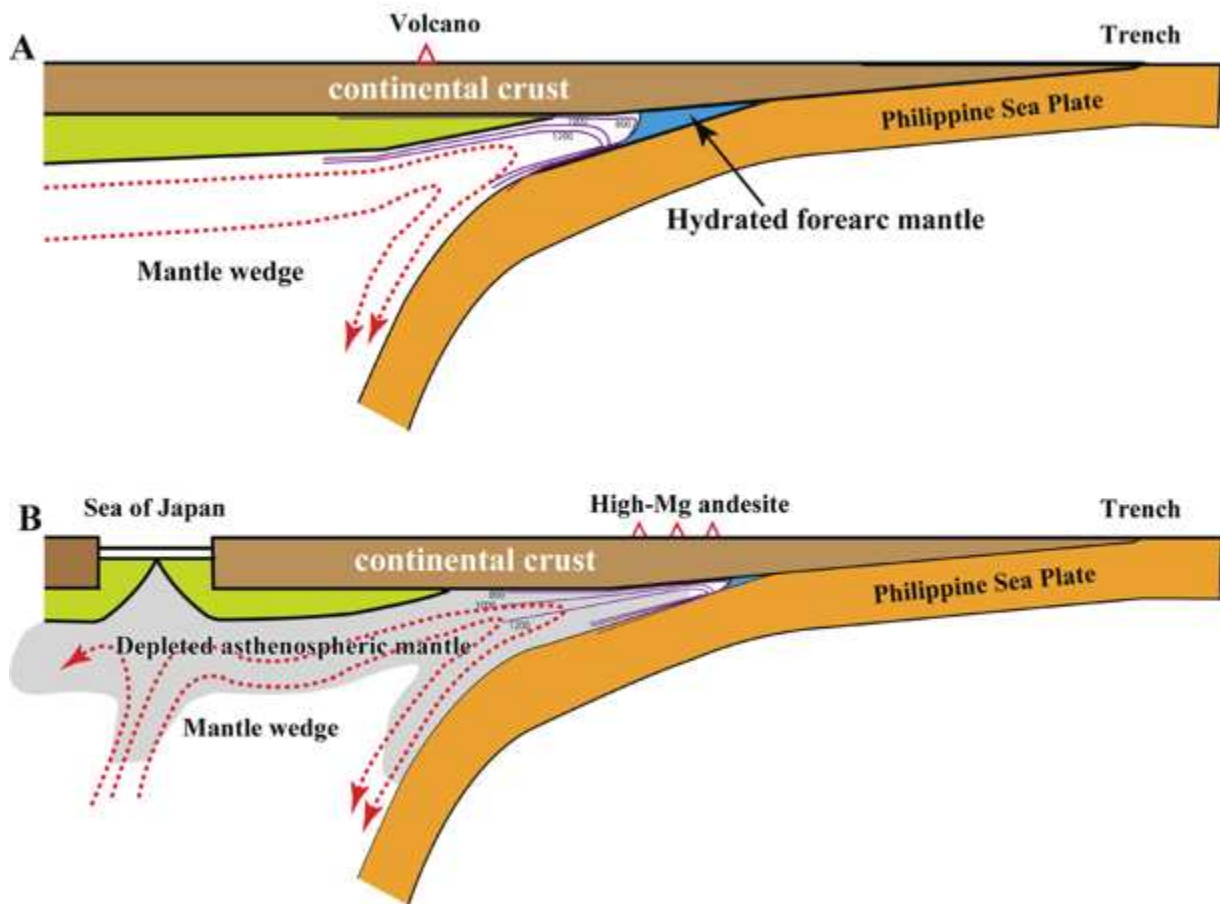


Fig. 3. Schematic cross-sections along a SE-NW trend from the Miocene trench of SW Japan to the Sea of Japan at the pre-opening stage (A) and syn-opening stage (B). Red dashed arrows are streamlines in the mantle wedge. Purple lines denote expected isothermal lines. Not to scale.

雲地域の中新世の年代学および古地磁気データと調和的である。Shinjoe *et al.* (2018) は、西南日本外帯の中新世火成岩類のジルコン U-Pb 年代に基づき、日本海の拡大が 16 Ma には終了するとともに、中新世の諸火成活動が拡大終了後すぐに起こったと結論した。中嶋ほか (2021) は、日本海周辺の地質構造と堆積盆の解析から、日本海の主要な拡大期を 18–15 Ma とした。本論では、日本海の主要な拡大時期と西南日本の回転を Hoshi *et al.* (2015) に従い 17.5–15.8 Ma とする。Tatsumi *et al.* (2001) は、新たな K-Ar 年代と既存の K-Ar 年代に基づき、高 Mg 安山岩が ca. 13.2 Ma の短期間に形成されたとした。Tatsumi (2006) ではこの値を ca. 13.7 Ma としている。この事実は、高 Mg 安山岩が日本海拡大終了後 2–3 my 程度で活動したことを示唆する。

Conder *et al.* (2002) や Kincaid and Hall (2003), Hall *et al.* (2012), Magni (2019) は、計算モデルに基づき、背弧海盆の拡大によって上昇したアセノスフェアがマンテル・ウエッジ中のコーナー流に乗って前弧方向に移動し、マンテル・ウエッジのとくに浅部が高温化する

るとともに、弧から前弧の下のマンテルが不適合元素に枯渇したマンテルに置き換えられることを指摘している (Fig. 3A, B)。Conder *et al.* (2002) は、そのために弧の火成活動が停止、もしくは不活化化している。Kincaid *et al.* (2013) によるアナログ実験や Cooper *et al.* (2010) によるトンガ弧の高 Ca ボニナイトの地球化学的研究もこれを支持している。Tatsumi (2008) は、日本海の拡大によって西南日本下のマンテル・ウエッジが高温化した可能性を指摘している。Hall *et al.* (2012) は、背弧海盆の拡大後 2–4 my に弧 (nominal arc) の下の深さ 50–60 km およびスラブの直上のマンテルが最も顕著に枯渇することを示した。白木 (1991) や Shimoda *et al.* (1998) は、瀬戸内火山帯の火成岩類の給源となったオリジナルなマンテルが不適合元素に枯渇していた可能性を指摘している。

前弧マンテルの蛇紋岩化とその分解

マンテル・ウエッジの海溝側端部には、コーナーフローから切り離された cold nose (もしくは forearc nose,

cold wedge) と呼ばれる加水マントルが存在する (Fig. 3A). Cold nose は、沈み込むスラブとマントル・ウエッジとの結合-非結合の境界 (深さおよそ 80 km: Wada and Wang, 2009; Cooper *et al.*, 1012) よりも浅い領域のウエッジ端部である。沈み込むスラブ上の堆積物やスラブから放出された H_2O が上にあるマントル・ウエッジのかんらん岩を加水することによって蛇紋岩を形成する (Hyndman and Peacock, 2003; DeShon and Schwartz, 2004; Rüpke *et al.*, 2004; Reynard, 2013; Guillot, *et al.*, 2015). van Keken *et al.* (2011) に従えば、スラブとともに沈み込む堆積物は、マントル・ウエッジが出現する深さ 30 km 程度の温度 (ca. 250°C) からアンチゴライトの分解温度 ca. 650–700°C (Wunder and Schreyer, 1997; Harvey *et al.*, 2014) までの間におよそ 4 重量% の H_2O を放出できる。沈み込むスラブのエクロジャイト化も前弧マントルの蛇紋岩化に寄与するだろう (例えば, Bostock, 2013; Reynard, 2013). 地震波の解析から、コスタリカの前弧マントルでは 15–25 % (DeShon and Schwartz, 2004), 北部カスケードの前弧では 30 % 程度 (Ramachandran and Hyndman, 2012), 九州では 20–30 % (Xia *et al.*, 2008), マリアナでは 30–50 % (Tibi *et al.*, 2008) が蛇紋岩化していると推定されている。また, Nagaya *et al.* (2016) は、琉球弧の前弧マントルの 54 % 以上がアンチゴライトからなるとしている。以上のとおり、前弧マントルの蛇紋岩化は、沈み込み帯で一般的に認められる。ホットなスラブの沈み込み帯では蛇紋岩化した cold nose がよく発達するとされている (Hyndman and Peacock, 2003; Reynard, 2013)。また, Perrin *et al.* (2018) による 2D 計算モデルは、スラブの沈み込み角度が低角になると cold nose の面積がより大きくなり、マントル・ウエッジの平均温度が高くなることを示している。アンチゴライトとともに緑泥石も H_2O を貯留する重要な鉱物である。両鉱物は、約 13 重量% の H_2O を貯留しうる (Bromiley and Pawley, 2003)。前弧マントルのかんらん岩は、急立した等温度線に沿って、海溝側にアンチゴライトを主体としたかんらん岩が、島弧側に緑泥石を主体としたかんらん岩が配置すると推定されている (Grove *et al.*, 2012; Mookherjee and Mainprice, 2014)。深さ数 10 km から 100 km において、アンチゴライトが分解する温度は 650–700°C (Wunder and Schreyer, 1997; Bromiley and Pawley, 2003)、緑泥石が分解する温度は約 800°C (Grove *et al.*, 2009) である。

Hall *et al.* (2012) の 2D 計算モデル (海溝に直交する

方向の沈みこみ速度 10 cm/y) によれば、背弧海盆の拡大開始後にマントル・ウエッジの温度は急上昇する。島弧下の深さ 50 km では背弧海盆の拡大開始後 2 my に温度が急上昇し、最高温度が 1250°C に達する。そして、その後ゆっくりと温度が低下していく。また、前弧マントルの深さ 50 km では最高温度がおおよそ 1300°C になると見積もられている。背弧海盆の拡大によって温度上昇したコーナーフローがマントル・ウエッジ端部に到達することにより、加水した cold nose も加熱され、緑泥石やアンチゴライトが分解して多くの H_2O が放出されたと予想される。それにとまって、cold nose は縮小する。Hall *et al.* (2012) は、これによって前弧域で火成活動 (例えば、マリアナ弧のボニナイト) が起こる可能性を指摘している。四国西部の中央構造線に近接した三波川帯には、中期中新世 (ca. 15 Ma) の高温流体に起因する変質岩・変成岩の産出が多く報告されている (榎原ほか, 1993; 磯部ほか, 1997; 榎原ほか, 2005; 千葉ほか, 2006)。この高温流体は、cold nose をつくる蛇紋岩の分解に由来する可能性がある。

一方, Hirose (1997) は、含水カンラン岩の溶融実験 (1GPa) から、1000°C と 1050°C では安山岩組成のメルトをつくるが、1100°C では玄武岩組成になることを明らかにし、加水上部マントルの比較的低温状態における部分溶融で高 Mg 安山岩ができうることを指摘した。西南日本の中新世における海溝-背弧海盆距離は、400 km 以上あったと推定されるが、Hall *et al.* (2012) の計算モデルにおける海溝-背弧海盆距離は、それよりかなり小さい。そのため、瀬戸内地域下のマントルウエッジは、Hall *et al.* (2012) の見積もりよりも低温であった可能性が高い。それでも 700°C 以上に加熱されれば蛇紋岩中のアンチゴライトが、800°C 以上になれば緑泥石が分解し、 H_2O を放出する。また、深さ数 10 km のウエットな環境では堆積物も 600–700°C で溶融を開始する (Nichols *et al.*, 1994; Schmidt *et al.*, 2004; Spandler *et al.*, 2007; Herman and Spandler, 2008)。高 Mg 安山岩が形成された当時のフィリピン海プレートの海溝に直交する方向の沈みこみ速度は、10 cm/y 以下であったと推定されるので (Maruyama and Seno, 1986; Mahony *et al.*, 2011; Zahirovic *et al.*, 2014)、背弧海盆のアセノスフェアが cold nose に達し、cold nose が高温化するのには 2 my 以上を要した。ただろ。

通常よりも H_2O に富む環境で上部マントルが部分溶融し、堆積物メルトと混合して高 Mg 安山岩が形成されたと推定されている (Shimoda *et al.*, 1998; 巽, 2013; 川本, 2015)。カンラン岩の含水融解開始温度は、

深さ数 10 km でおよそ 1000°C とされている (Green *et al.*, 2010). Hall *et al.* (2012) の計算モデルは、背弧海盆の拡大によって前弧マントルが 1000°C を十分に超えることを示しており、前弧マントルの部分溶融が起こったと予想される (Fig. 3B). 白木ほか (1991) は、高 Mg 安山岩の生成に関与した流体相に含まれる微量元素の濃度が、蛇紋石の脱水過程における微量元素の移動のし易さの順序 (Tatsumi *et al.*, 1986) とほぼ一致することを指摘している。

福島県北東部に分布する^{りょうぜん}霊山層は、中期中新世 (16–14 Ma) の高 Mg 安山岩やアダカイト、玄武岩から構成され、瀬戸内火山帯に対比されている (八島, 1963; Shuto *et al.*, 2013). Shuto *et al.* (2013) は、日本海の拡大によって上昇したホットな枯渇アセノスフェアが前弧域に到達し、マントルを部分溶融して霊前層を構成する火山岩類を形成したと推定した。このときに沈み込んでいたプレートは、古く冷たい太平洋プレートだったと考えられる。これは瀬戸内火山帯の形成にとって若くホットなプレートの沈み込みが重要な役割を演じてはいなかったことを示唆する。

フィリピン海スラブの変形

前述したように、フィリピン海スラブは変形し、シンフォームとアンチフォームを繰り返している。フィリピン海スラブの上面の深さ 30–40 km 付近における九州東端から太平洋スラブとの接触域までのフィリピン海スラブの短縮率 (de Sitter, 1956) はおよそ 5% である (Fig. 4). これらのシンフォームとアンチフォームが一部の高 Mg 安山岩の分布と密接に関連しているので、スラブの変形開始は、少なくとも高 Mg 安山岩活動期までさかのぼり、その変形領域が現在に至るまであまり移動していないと推定される。この推測の妥当性を高 Mg 安山岩の形成時から現在に至るまでのフィリピン海プレートの運動から検証する必要がある。

長谷川ほか (2010) は、東側から沈み込む太平洋スラブにフィリピン海スラブの東端が接触しているため

に、フィリピン海スラブが沈み込みにもなって西側に押されるので、東西方向に短縮変形した可能性を提示した。ここではもう一つの可能性を提示する。およそ 50 Ma に赤道付近に位置したフィリピン海プレートが、その後時計回りの回転をしながら北上し、現在の位置に至ったとするシナリオは、大方のコンセンサスを得ている (Seno and Maruyama, 1984; Hall, 2002; Miller *et al.*, 2006; Zahirovic *et al.*, 2014). しかし、その回転の歴史の細部に関しては、見解が一致していない。Yamazaki *et al.* (2010) は、フィリピン海北部から得られた古地磁気データに基づき、50 Ma 以降のフィリピン海プレートの北上の量を見積もった。彼らの結論は次の通りである：1) フィリピン海プレートは 50 Ma に赤道付近に位置し、時計回りの回転をしながら北上した、2) 25 Ma には現在の緯度のおよそ 10° 南に到着した、3) 15 Ma 以降にはほとんど北側に移動していない。これらの結論に従えば、25 Ma から 15 Ma の間に緯度にして約 10° の時計回りの回転をしたことになる。

Mahony *et al.* (2011) は、15 Ma 以降のフィリピン海プレートの移動速度を次のように見積もった：15–10 Ma が 8 cm/y, 10–5 Ma が 7 cm/y, 5–2 Ma が 5 cm/y, 2 Ma–現在が 7 cm/y. 沈み込みの方向を考慮して、海溝に直交する成分と平行する成分に分けると、直交成分の積算沈み込み量は、15 Ma から現在までに約 750 km, 平行成分の積算移動量は東に約 540 km になる。しかし、10–6 Ma に沈み込みが停止していたとする見解 (Kamata and Kodama, 1994; Shinjo *et al.*, 2000) や 12–4 Ma に沈みこみ速度が非常に小さかった (1cm/y) とする見解 (Kimura *et al.*, 2005) がある。10–6 Ma に沈み込みが停止していたとすると、直交成分の積算沈み込み量は約 500 km, 平行成分の積算移動量は東に 150 km になる。トモグラフィーから、フィリピン海プレートは、深さ約 430 km (Zhao *et al.*, 2012; Huang *et al.*, 2013) もしくは約 410 km (Cao *et al.*, 2014) まで沈み込んでいると推定される。この沈み込み深度は、10–6 Ma に沈み込みが停止していたとする

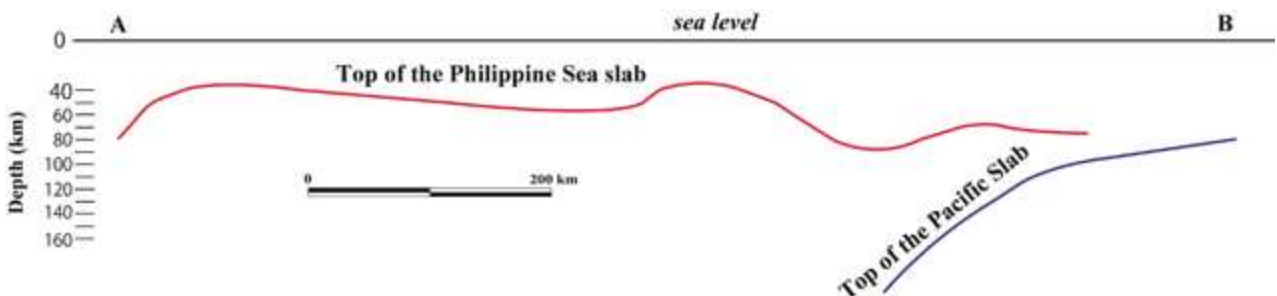


Fig. 4. Depths of tops of the Philippine Sea slab and the Pacific slab between A and B shown in the Figure 2.

見解によってよりよく説明される。

一方, Takahashi and Saito (1999) は, 地質学的データから伊豆-ボニン弧が中期中新世に西南日本弧に衝突を開始し, その衝突域が現在まであまり移動していないとした。また, Hoshi and Sano (2013) の古地磁気データは, 伊豆-ボニン弧の西南日本への衝突が 15 Ma 以前にほぼ現在の衝突域で始まったことを示している。すなわち, フィリピン海プレートと西南日本との現在のような位置関係は, 15 Ma にはほぼできあがり, フィリピン海プレートの海溝に沿う方向の移動成分が 15 Ma 以降には非常に小さかったことを示す。Yamazaki *et al.* (2010) は, 沈み込んだフィリピン海スラブの長さを 380 km と仮定し, 緯度に換算して約 3.5° の移動と見積もった。そして, 15 Ma 以降のフィリピン海プレートの北上が非常に小さいことを示す古地磁気データと整合的であるとしている。以上のおり, 15 Ma 以降のフィリピン海プレートの沈み込み量に関する見解は, 収束していないが, Takahashi and Saito (1999) や Yamazaki (2010), Hoshi and Sano (2013) の検討結果に従えば, 沈み込み量と海溝に平行な移動成分は, かなり小さかったことになる。高 Mg 安山岩形成時のフィリピン海スラブの形状は, 大きく移動することなく, 現在に至るまで保存されているかもしれない。

フィリピン海スラブの東端と太平洋スラブとがいつ接触を開始したのか明らかではないが, 25 Ma から 15 Ma の間に接触したと仮定すると, 時計回りの回転をしながら北上したフィリピン海スラブは, その東側で太平洋スラブに衝突することになる。太平洋プレートは古く, 厚いものに対して, フィリピン海プレートは若く, 薄かったと推定され, この衝突がフィリピン海スラブを変形させた可能性が考えられる。フィリピン海スラブの太平洋スラブへの衝突は, スラブの褶曲とともにスラブの断裂とセグメント化を引き起こした可能性がある。

フィリピン海スラブの変形と外帯の中新世火成活動

外帯の中新世火成活動は, 本論のテーマから外れるが, フィリピン海スラブの変形がその形成に関わっている可能性があるため, 最後に言及しておく。Kiminami *et al.* (2017) は, 外帯の OIB 組成の中新世火成岩の成因として, スラブの断裂とそれに沿うアセノスフェアの上昇を提案した。外帯の MORB 組成の中新世火成岩も同じ成因である可能性が高い。これらの苦鉄質岩は, 四万十帯の最も若い漸新世の付加体に貫入している。これらの苦鉄質岩が分布する潮岬, 室戸岬, 足摺岬, 種子島などは厚さ 20 km 以下の薄い地殻 (付加体) からな

る。より厚い付加体に貫入した苦鉄質岩は, 地表には露出していない可能性が高い。外帯の中新世花こう岩は, 東から I-IV のグループに区分できる (Fig. 1)。それぞれのグループは, 幅数 10 km で海溝とほぼ直交に分布する。そして, I や II, IV ではその南端部分に MORB や OIB 組成の苦鉄質岩が分布する。現在のフィリピン海スラブが海溝にほぼ直交する方向の断裂によってセグメント化しているとする報告が多数ある (長宗・田代, 1989; 角田ほか, 1991; 石原・吉田, 1992; Miyoshi and Ishibashi, 2005; Nakajima and Hasegawa, 2007; Shiomi and Park., 2008; Ishise *et al.*, 2009; Obara, 2011; Huang *et al.*, 2013)。とくに紀伊半島 (Miyoshi and Ishibashi, 2005; Nakajima and Hasegawa, 2007; Shiomi and Park., 2008; Ishise *et al.*, 2009) および九州と四国の間 (Obara, 2011) の断裂は, それぞれ I と II のグループの下にある。紀伊半島の I は, 顕著なシンフォームとアンチフォームの境界部分の上にあたる。また, 四国西端部の II は, 低角の沈み込み (四国の下) と高角の沈み込み (九州の下) との境界部でフィリピン海スラブがねじれている部分の上に位置する。

一方, 長宗・田代 (1989) と角田ほか (1991) は, 九州の下に沈み込むフィリピン海スラブが北西-南東方向の断裂 (Fig. 1 の T1 と T2) によりブロック化していることを震源の空間分布から示した。そして, スラブの断裂がさらに浅部の地殻にまで及んでいると推定した。断裂 T1 と T2 は, それぞれ III と IV の中新世外帯火成岩類の分布と重なる。前述したようにフィリピン海スラブの変形は少なくとも中期中新世にまでさかのぼり, 15 Ma 以降には海溝に平行な方向の移動も小さかったと推定される。こう考えると, 現世のスラブの構造を中新世にまで適用できる可能性があるが, スラブの変形の歴史とその地質学的な影響をさらに検討する必要がある。本論ではスラブの断裂に沿ってアセノスフェアが上昇し, 上の四万十付加体を溶融して, 外帯の S タイプ花こう岩を形成した可能性を提唱する。瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩と外帯の S タイプの花こう岩・苦鉄質岩の形成に関与した造構運動およびそれぞれの火成活動を誘引した熱源は, 分けて考えるべきだろう。

ま と め

従来の研究結果から, 日本海の拡大と西南日本の時計回りの回転は, 17.5-15.8 Ma に起こったと考えられる。これとほぼ同時もしくは一部重複して西南日本外帯の S タイプ花こう岩や苦鉄質岩が形成された。これに続いて (一部重複) 瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩が活動した。

外帯の苦鉄質岩は、フィリピン海スラブの変形に起因するスラブ断裂に沿ってスラブ下から供給された。その貫入によって付加体が溶融し、外帯のSタイプ花こう岩が形成された。日本海の拡大とともに上昇したアセノスフェアは、コーナーフローに乗ってマントル・ウエッジ端部の cold nose に到達し (到達までに3–4 my を要したと推定される), cold nose を急速に加熱した。そのため, cold nose を構成する加水マントル (蛇紋岩) が分解して多くの水を放出し, マントルの部分溶融を引き起こした。沈み込んだ堆積物も同時に溶融したと推定される。溶融したマントルと堆積物メルトが混合し, cold nose 中に高 Mg 安山岩マグマが形成された。

謝辞：査読者の池田保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。記して感謝する。

引用文献

- Bostock, M.G., 2013, The Moho in subduction zones. *Tectonophys.*, **609**, 547–557.
- Bromiley, C.D. and Pawley, A.R., 2003, The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99–108.
- Cao, L., Wang, Z., Wu, S., Gao, X., 2014, A new model of slab tear of the subducting Philippine Sea Plate associated with Kyushu–Palau Ridge subduction. *Tectonophys.*, **636**, 158–169.
- 千葉悦子・榊原正幸・佐野 栄, 2006, 愛媛県砥部町の万年変質安山岩に貫入する高マグネシア安山岩. 愛媛大学理学部紀要, **12**, 1–9.
- Conder, J.A., Wiens, D.A. and Morris, J., 2002, On the decompression melting structure at volcanic arcs and back-arc spreading centers. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2002GL015390.
- Cooper, L.B., Plank, T., Arculus, R.D., Hauri, E.H., Hall, P.S. and Parman, S.W., 2010, High-Ca boninites from the active Tonga Arc. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, B10206, doi:10.1029/2009JB006367.
- Cooper, L.B., Ruscitto, D.M., Plank, T., Wallace, P.J., Syracuse, E.M. and Manning, 2012, Global variations in H₂O/Ce: 1. Slab surface temperatures beneath volcanic arcs. *Geochem. Geophys. Geosystem.*, **13**, doi:10.1029/2011GC003902.
- DeShon, H.R. and Schwartz, S.Y., 2004, Evidence for serpentinization of the forearc mantle wedge along the Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21611, doi:10.1029/2004GL021179.
- de Sitter, L.U., 1956, Structural geology. McGraw-Hill, New York, 552p.
- Geological Survey of Japan, 1992, Geological Map of Japan 1:1,000,000. Geol. Surv. Japan.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Kovács, I. and Rosenthal, A., 2010, Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. *Nature*, **467**, doi:10.1038/nature09369.
- Grove, T.L., Till, C.B. and Krawczynski, M.L., 2012, The role of H₂O in subduction zone magmatism. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **40**, 413–439.
- Grove, T.L., Till, C.B., Lev, E., Chatterjee, N. and Medard, E., 2009, Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes. *Nature*, **459**, 694–697.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P. and Prigent, C., 2015, Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophys.*, **646**, 1–19.
- Hall, R., 2002, Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Jour. Asian Earth Sci.*, **20**, 353–431.
- Hall, P.S., Cooper, L.B. and Plank, T., 2012, Thermochemical evolution of the sub-arc mantle due to back-arc spreading. *Jour. Geophys. Res.*, **117**, B02201, doi:10.1029/2011JB008507.
- Harvey, J., Garrido, C.J., Savov, I., Agostini, S., Padrón-Navarta, J.A., Marchesi, C., Sánchez-Vizcaíno, V.L. and Gómez-Pugnaire, M.T., 2014, 11B-rich fluids in subduction zones: The role of antigorite dehydration in subducting slabs and boron isotope heterogeneity in the mantle. *Chem. Geol.*, **376**, 20–30.
- 長谷川 昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北 佐枝子・松澤 暢, 2010, 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動. 地学雑誌, **119**, 190–204.
- Herman, J. and Spandler, C.J., 2008, Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study. *Jour. Petrol.*, **49**, 717–740.
- Hirose, K., 1997, Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, **25**, 42–44.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2008, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *Jour. Geophys. Res.*, **13**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Hoshi, H., Kato, D., Ando, Y. and Nakashima, K., 2015,

- Timing of clockwise rotation of Southwest Japan: constraints from new middle Miocene paleomagnetic results. *Earth, Planets, Space*, **67**, doi: 10.1186/s40623-015-0266-3.
- Hoshi, H. and Sano, M., 2013, Paleomagnetic constraints on Miocene rotation in the central Japan Arc. *Island Arc*, **22**, 197–213.
- Huang, Z., Zhao, D., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J.-H. and Kang, I.-B., 2013, Aseismic deep subduction of the Philippine Sea plate and slab window. *Jour. Asian Earth Sci.*, **75**, 82–94.
- Hyndman, R.D. and Peacock, S.M., 2003, Serpentinization of the forearc mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **212**, 417–432.
- 石原和彦・吉田明夫, 1992, 九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動. 地震, 第2輯, 45, 45–51.
- Ishise, M., Koketsu, K., Miyake, H., 2009, Slab segmentation revealed by anisotropic P-wave tomography. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08308, doi:10.1029/2009GL037749.
- 磯部陽子・榊原正幸・Cartwright, I.・高橋美千代, 1997, 四国中央部面河ホルンフェルスの変成岩岩石学的研究. 地質雑, **103**, 47–66.
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991, 九州・琉球弧北部域の稍深発地震. 地震, 第2輯, **44**, 63–74.
- Kamata, H. and Kodama, K., 1994, Tectonics of an arc-arc junction: An example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Tectonophys.*, **233**, 69–81.
- Katsumata, A., 2010, Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2008JB005864.
- 川本竜彦, 2015, マントルウエッジ流体の化学組成. 地学雑誌, **124**, doi: 10.5026/jgeography.124.0000.
- 菊川照英・相田吉昭・亀尾浩司・小竹信宏, 2018, 鹿児島県種子島北部, 熊毛層群西之表層の地質. 地質雑, **124**, 313–329.
- Kiminami, K., Imaoka, T., Ogura, K., Kawabata, H., Ishizuka, H. and Mori, Y., 2017, Tectonic implications of Early Miocene OIB magmatism in a near-trench setting: The Outer Zone of SW Japan and the northernmost Ryukyu Islands. *Jour. Asian Earth Sci.*, **135**, 291–302.
- 木村公志, 1985, 四国南西部の第三系清水層および三崎層の層序および堆積相. 地質雑, **91**, 815–831.
- Kimura, J.-I., Stern, R.J. and Yoshida, T., 2005, Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **117**, 969–986.
- Kincaid, C., Druken, K.A., Griffiths, R.W. and Stegman, D.R., 2013, Bifurcation of the Yellowstone plume driven by subduction-induced mantle flow. *Nature Geosci.*, **6**, 395–399.
- Kincaid, C. and Hall, P.S., 2003, Role of back arc spreading in circulation and melting at subduction zones. *Jour. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2001JB001174.
- Magni, V., 2019, The effects of back-arc spreading on arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **519**, 141–151.
- Mahony, S.H., Wallace, L.M., Miyoshi, M., Villamori, P., Sparks, R.S.J. and Hasenaka, T., 2011, Volcanotectonic interactions during rapid plate-boundary evolution in the Kyushu region, SW Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, doi: 10.1130/B30408.1.
- Maruyama, S. and Seno, T., 1986, Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands, *Tectonophys.*, **127**, 305–329.
- Miller, M.S., Kennett, B.L.N. and Toy, V.G., 2006, Spatial and temporal evolution of the subducting Pacific plate structure along the western Pacific margin. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2005JB003705.
- Miyoshi, T. and Ishibashi, K., 2005, A tectonic interpretation of NW-SE strike-slip faulting during the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Japan: Probable tear of the Philippine Sea plate. *Earth, Planet, Space*, **57**, 1115–1120.
- 桃井 齋・鹿島愛彦・高橋治郎, 1991, 愛媛県地質図1: 200,000. トモエヤ商事.
- Mookherjee, M. and Mainprice, D., 2014, Unusually large shear wave anisotropy for chlorite in subduction zone settings. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1506–1513.
- 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達-ベニオフゾーンの形状. 地震第2輯, **42**, 13–19.
- Nagaya, T., Walker, A.M., Wookey, J., Wallis, S.R., Ishii, K. and Kendall, J.-M., 2016, Seismic evidence for flow in the hydrated mantle wedge of the Ryukyu subduction zone. *Sci. Rep.*, **6**, DOI: 10.1038/srep29981.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2007, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **254**, 90–105.
- 中嶋 健・吉川幸佑・興津 修, 2021, 富山トラフと周辺日本海の地質構造と堆積盆形成テクトニクス. 地質雑, **127**, 165–188.
- Nichols, G.T., Wyllie, P.J. and Stern, C.R., 1994, Subduction zone melting of pelagic sediments

- constrained by melting experiments. *Nature*, **371**, 785–788.
- Obara, K., 2011, Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Jour. Geodynam.*, **52**, 229–248.
- Perrin, A., Goes, S., Prytulak, J., Rondenay, S. and Davies, D.R., 2018, Mantle wedge temperatures and their potential relation to volcanic arc location. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **501**, 67–77.
- Ramachandran, K. and Hyndman, R.D., 2012, The fate of fluids released from subducting slab in northern Cascadia. *Solid Earth*, **3**, 121–129.
- Reynard, B., 2013, Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, **178**, 171–185.
- Rüpke, L.H., Morgana, J.P., Horth, M. and Connolly, J.A.D., *et al.*, 2004, Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **223**, 17–34.
- 榊原正幸・千葉悦子・近石紗知子・中井芳恵, 2005, 愛媛県砥部町における万年安山岩周辺の地質および熱水変質. 愛媛大学理学部紀要, **11**, 19–26.
- 榊原正幸・小松正幸・高橋美千代・小山内康人・板谷徹丸, 1993, 四国西部三波川変成帯における中期中新世の熱変成作用. 地質学論集, **42**, 279–296.
- 沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・近藤 仁・兵藤政幸, 2013, 島根県出雲市南方地域における中新世の K-Ar 年代と古地磁気方位. 地質雑, **119**, 267–284.
- Schmidt, M.W., Vielzeuf, D. and Auzanneau, E., 2004, Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 65–84.
- Seno, T. and Maruyama, S., 1984, Paleogeographic reconstructions and origin of the Philippine Sea. *Tectonophys.*, **102**, 53–84.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K., and Jahn, B.M., 1998, Setouchi high-Mg andesites revisited: Geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 479–492.
- Shinjo, R., Woodhead, J.D. and Hergt, J.M., 2000, Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 263–282.
- Shinjoe, H., Orihashi, Y. and Anma, R., 2018, U–Pb ages of Miocene near-trench granitic rocks of the Southwest Japan arc: implications for magmatism related to hot subduction. *Geol. Mag.*, doi.org/10.1017/S0016756819000785.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y. and Obara, K., 2008, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan. *Geophys. Jour. Internat.*, **173**, 1018–1029.
- Shiomi, K., Obata, K. and Sato, H., 2006, Moho depth variation beneath southwestern Japan revealed from the velocity structure based on receiver function inversion. *Tectonophys.*, **420**, 205–221.
- Shiomi, K. and Park, J., 2008, Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration, and anisotropy. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2007JB005535.
- 白木敬一・長尾憲治・永尾隆志・松本禎夫, 1991, 瀬戸内海西部産瀬戸内火山岩の微量元素の特徴. 岩鉱, **86**, 459–472.
- Shuto, K., Sato, M., Kawabata, H., Osanai, Y., Nakano, N. and Yashima, R., 2013, Petrogenesis of Middle Miocene primitive basalt, andesite and garnet-bearing adakitic rhyodacite from the Ryozen Formation: Implications for the tectono-magmatic evolution of the NE Japan Arc. *Jour. Petrol.*, **54**, 2413–2454.
- Spandler, C., Mavrogenes, J. and Hermann, J., 2007, Experimental constraints on element mobility from subducted sediments using high-P synthetic fluid/melt inclusions. *Chem. Geol.*, **239**, 228–249.
- 鈴木博之・山本俊哉・別所孝範, 2020, 紀伊半島四万十累帯の古第三系牟婁層群佐本川層から発見された放散虫化石. 大阪自然史博研究報告, 74号, 95–102.
- Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2006, Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7**, Q05017. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GC001045>.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980, 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学 – 甲藤次郎教授還暦記念論文集, 319–389.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1999, Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan: Reply, *Island Arc*, **8**, 117–123.
- 田中啓策, 1977, 四国南西部宿毛地域の四万十累層群. 地質調査所月報, **28**, 461–476.
- Tatsumi, Y., 1986, Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 717–720.
- 巽 好幸, 2003, 安山岩と大陸の起源. 東京大学出版会, 213 p.
- Tatsumi Y., 2006, High-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwestern Japan: Analogy to

- Archean magmatism and continental crust formation? *Annu Rev Earth Planet Sci*, **34**, 467–499.
- Tatsumi, Y., 2008, Making continental crust: The sanukitoid connection. *Chinese Sci. Bull.*, **53**, 1620–1633.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W., 1986, Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from highpressure experiments and natural rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 293–309.
- Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizawa, K. and Itaya, T., 2001, Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K–Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Internat.*, **144**, 625–631.
- Tatsumi, Y. and Maruyama, S., 1989, Boninite and high-magnesian andesite: tectonics and petrogenesis. In Crawford, A.J., ed., *Boninite and Related Rocks*. Allen and Unwin, New York, pp. 50–71.
- Tibi, R., Wiens, D.A. and Yuan, X., 2008, Seismic evidence for widespread serpentized forearc mantle along the Mariana convergence margin. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi:10.1029/2008GL034163.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫, 1997, 20 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2011, Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Jour. Geophys. Res.*, **116**, B01401, doi:10.1029/2010JB007922.
- Wada, I. and Wang, K., 2009, Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, doi:10.1029/2009GC002570.
- Wunder, B. and Schreyer, W., 1997, Antigorite: High-pressure stability in the system MgO–SiO₂–H₂O (MSH). *Lithos*, **41**, 213–227.
- Xia, S., Zhao, D. and Qiu, X., 2008, Tomographic evidence for the subducting oceanic crust and forearc mantle serpentization under Kyushu, Japan. *Tectonophys.*, **449**, 85–96.
- Yamazaki, T., Takahashi, M., Iryu, Y., Sato, T., Oda, M., Takayanagi, H., Chiyonobu, S., Nishimura, A., Nakazawa, T. and Ooka, T., 2010, Philippine Sea Plate motion since the Eocene estimated from paleomagnetism of seafloor drill cores and gravity cores. *Earth, Planets, Space*, **62**, 495–502.
- 八島隆一, 1963, 霊山およびその周辺の第三紀火山岩類の化学成分 (予報). *岩鉱*, **50**, 135–141.
- Zahirovic, S., Seton, M. and Müller, R.D., 2014, The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia. *Solid Earth*, **5**, 227–273.
- Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, A., Umino, N. and Wei, W., 2012, Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands. *Geophys. Jour. Internat.*, **190**, 816–828.

Abstract

The Miocene Setouchi volcanic belt is characterized by the occurrences of High-Mg andesites distributing on the north side of the Median Tectonic Line, excluding the western part of the Kii Peninsula. Previous works demand the following key constraints for the genesis of high-Mg andesite magmas: 1) magmatism beneath the forearc region, 2) abruptly increasing thermal condition, and 3) unusually high concentration of H₂O in the mantle. To find the plausible geotectonic model satisfying these constraints has been required. Most high-Mg andesites are situated above the tip of the present-day mantle wedge. The high-Mg andesites were erupted 2–3 my after the end of opening of the Sea of Japan. Opening of a backarc basin is expected to lead to elevated geothermal gradient in a mantle wedge. The opening of the Sea of Japan resulted in upwelling of hotter asthenospheric mantle. It was entrained by slab-induced corner flow and carried toward the tip of the mantle wedge called cold forearc nose. Cold forearc nose is generally made up of hydrated mantle (serpentinite). The opening of the Sea of Japan is presumed to lead to a temperature increase of the cold forearc nose, resulting in breakdown of hydrous minerals in the serpentinite such as chlorite and antigorite. This induced partial melting of the forearc mantle at the vapor-saturated solidus. Sediment-derived melt also contributed to formation of the high-Mg andesite magmas. Distribution of high-Mg andesite in the western part of the Kii Peninsula exceptionally expands southward into the Cenozoic Shimanto Belt. The Philippine Sea slab beneath the western part of the Kii Peninsula is folded into a NS-trending synform, suggesting the mantle in this region extends southward.

<論 説>

北海道石狩湾沿岸の分部越観測井の火山灰分析と埋没地形の検討

嵯峨山 積^{1) 2)}・藤原 与志樹³⁾・井島 行夫⁴⁾・岡村 聡^{1) 5)}

Analysis of volcanic ash in the Bunbegoe observation well and investigation of buried landforms at the Ishikari Bay area, Hokkaido, Japan

Tsumoru Sagayama^{1) 2)}, *Yoshiki Fujiwara*³⁾, *Yukio Izima*⁴⁾
and *Satoshi Okamura*^{1) 5)}

2021年5月29日受付

2021年7月12日受理

- 1) 北海道総合地質学研究中心 〒069-0834 江別市文京台東町18番地の12 嵯峨山気付
Hokkaido Research Center of Geology, c/o Sagayama, Ebetsu 069-0834, Japan
- 2) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1
Earth Science Co. Ltd., Sapporo, 001-0039, Japan
- 3) 〒001-0905 札幌市北区新琴似5条1丁目
Shinkotoni, Sapporo 001-0905, Japan
- 4) 〒061-1132 北広島市北進町3丁目4番地10
Hokushin 3-4, Kitahiroshima 061-1132, Japan
- 5) 北海道土質試験協同組合 〒003-0831 札幌市白石区北郷1条8丁目
Hokkaido Soil Research Co-operation, Sapporo 003-0831, Japan

要旨

火山灰対比のために、石狩湾新港地域の分部越観測井の深度38.0 m付近に狭在する軽石混じりの細砂について火山灰分析を行った。火山ガラスの屈折率レンジは1.495～1.501で最頻値は1.496で、洞爺火山灰や支笏軽石流堆積物の値とは一致せず、恵庭a降下軽石層とほぼ同じである。火山灰直下の埋没地形Bt2を形成する礫混じり粗粒砂の礫は夕張川～石狩川から供給されたと推定され、当時の石狩川の流路は南西から北東に移動しながら埋没地形Bt2～Bt4を順次形成していった。

Corresponding author: T. Sagayama, tsaga@hrcg.jp

Keywords: volcanic ash, Bunbegoe observation well, buried landforms, Ishikari Bay, Hokkaido

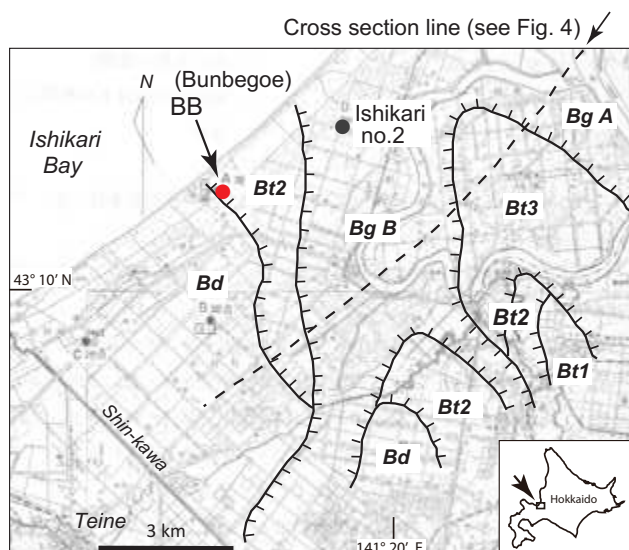
はじめに

北海道中央部の石狩市から苫小牧市に至る石狩低地帯(長尾, 1941)には、氷河性海水準変動の影響を受けて堆積した上部更新統や最上部更新統～完新統の沖積層が厚く累重する。同低地帯には多くの人々が生活し、地下水資源開発や地下空間利用を行う場合にはこれらの地層が対象となる。一方、これらの地層は未固結で軟弱であるため地震の揺れに敏感に反応し大きな被害をもたらすことから、工事面や防災面からも層序や堆積環境の研究は重要である(嵯峨山ほか, 2017)。

石狩低地帯北部の石狩湾沿岸域に位置する分部越観測井(BB)の地質層序はIgarashi(1975)をはじめ、

大嶋ほか(1978)や松下(1979)、赤松・松下(1984)などで記述されている。この内、松下(1979)は同観測井の深度38 m付近に軽石混じりの細砂の挟在をのべているものの、その軽石の供給源については明らかにしていない。

今回、同軽石混じり細砂について火山灰分析した結果、恵庭a降下軽石層(以下、En-aと称する)と対比できる可能性が明らかになり、埋没地形の形成についても検討したので報告する。なお、火山灰分析の結果は、著者の一人である藤原による北海道教育大学札幌校修士論文の一部である。MISの年代は五十嵐(2009)のを用いた。



第1図 石狩湾沿岸の埋没地形区分と分部越観測井の位置、位置図は松下(1976)の第1図を用い、埋没地形は松下(1979)による。海岸線に平行な破線は第4図の断面線である。Bd: 古三角州, Bt2~Bt4: 埋没地形面, BgA・BgB: 埋没谷。

Fig. 1 Location of the Bunbegoe observation well and buried landforms in the Ishikari Bay area.

The map is reproduction of Fig. 1 of Matsushita (1976). Buried landforms are after Matsushita (1979). Broken line indicates section line of Fig. 4. Bd: Paleo delta, Bt2 ~ Bt4: buried landforms, BgA and BgB: buried valleys.

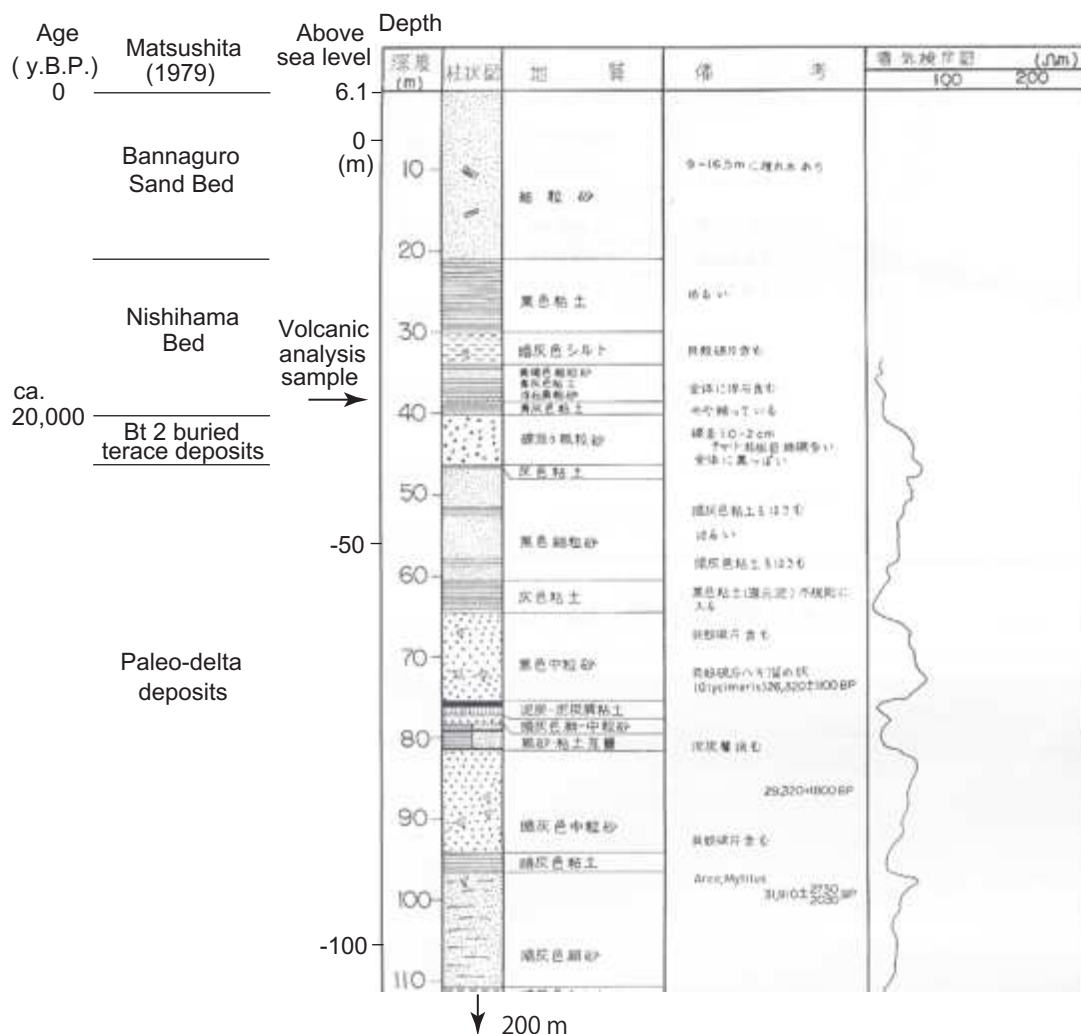
主な研究

石狩平野の地下地質は小山内ほか(1956)の5万分の1地質図幅「札幌」以降、多くの研究がなされている。Igarashi(1975)は分部越観測井(TARUKAWA 2)を初め、4本のボーリングについて花粉分析と放射性炭素(^{14}C)年代測定を行い、花粉帯を下位よりI帯~VI帯に区分している。大嶋ほか(1978)は石狩湾沿岸域のボーリング資料の対比を行い、地形発達史を明らかにしている。松下(1979)は石狩平野の海岸域において分部越観測井を含む多数のボーリングのコアを観察し、1つの堆積原面(Bd)と4段の埋没地形(Bt1~Bt4)、1つの埋没谷(Bg)を区分し、Bd面の形成はIgarashi(1975)で公表された ^{14}C 年代値を根拠に26,000~25,000 yBP頃とし、Bgは最終氷期極相期としている。また、4段の埋没地形の内、Bt1を除く3段(Bt2~Bt4)はBd面形成以降の海面低下により生じたとし、分部越観測井の約3 km北東方に位置する石狩No. 2観測井(第1図)の深度41 m(標高-36 m)の木片の ^{14}C 年代値は10,590 \pm 440 y.BPと報告している。湊(1980)は上記の石狩No. 2観測井の ^{14}C 年代値から、Igarashi(1975)のIV

花粉帯の対比に疑問を呈している。赤松・松下(1984)は分部越観測井を含む10本のボーリングについて貝化石群と ^{14}C 年代値を用いて層序区分を行い、後期更新世の地層を下位より約34,000 yBPの八軒Bed, 約32,000~29,000 yBPの山口Bed, 約26,000 yBPの樽川Bedとしている。一方、嵯峨山ほか(2017)は札幌市手稲区の石狩No.1や新川no.1, 同市東区のモエレ沼周辺のボーリングの層序を検討し、約113 ka降灰(町田・新井, 2003)の洞爺火山灰(Toya)は標高-33~-15 m付近に存在し、海洋酸素同位体ステージ(MIS)5e(130-117.3 ka)の堆積物の広がりを示唆している。また、嵯峨山ほか(2021)は、札幌市中沼町のボーリング解析を行い、松下(1979)の埋没地形区分をより内陸まで拡大している。以上の嵯峨山ほか2論文の内容は、Igarashi(1975)の ^{14}C 年代値や赤松・松下(1984)の上記の層序区分を否定するものである。

ボーリングの概要と地質

分部越観測井(BB)は海岸線から約800 m内陸の小樽市銭函5丁目(北緯43° 11' 08", 東経141° 17' 21")に位置し(第1図)、地盤標高は6.1 mである。掘削深度は200 mで、1974年より地下水位と地盤沈下の観測が現在も続いて行われている(北海道立総合研究機構環境・地質研究本部地質研究所, 2019)。詳細な孔内地質は松下(1976)により公表されており、深度110 m以浅を第2図に示す。以下に、同図に基づき孔内地質の深度を読み取り、層相や ^{14}C 年代測定値を列記する。なお、 ^{14}C 年代値については松下(1976)より以前にIgarashi(1975)で公表されている。下位より深度96.5 m以深は暗灰色の細砂で、深度97.5 m付近から貝化石のArcaやMytilusが産し、 ^{14}C 年代値は31,910 \pm 2,730, -2,030 y BPである。深度96.5~94.0 mは暗灰色の粘土、深度94.0~81.5 mは貝殻片を含む暗灰色の中粒砂で、貝殻片の ^{14}C 年代値は29,320 \pm 1,800 y BPとしている。深度81.5~77.0 mは細砂・粘土互層と暗灰色の細~中粒砂が累重し、泥炭の薄層を挟む。深度77.0~75.7 mは泥炭質粘土~泥炭からなり、深度75.7~64.5 mはGlycimerisなどの貝殻片を含む黒色の中粒砂で、 ^{14}C 年代値は26,320 \pm 1,100 y BPである。深度64.5~60.5 mは灰色の粘土で、黒色の粘土が不規則に挟在する。深度60.5~47.0 mは黒色の細粒砂で、暗灰色の粘土薄層を挟む。深度47.0~40.05 mは径1~2 cmの礫が混じる粗粒砂で、礫種はチャートや粘板岩などである。深度40.05~34.0 mは粘土から細砂が累重し、深度38.5~38.0 mに軽石混じりの細砂が挟在する。軽石は径0.5



第2図 分部越観測井の地質柱状図と火山灰試料採取層準。柱状図は松下 (1976) の第6図を用い、地層区分は松下 (1979) による。

Fig. 2 Geologic colum and horizon of volcanic ash analysis sample in the Bunbegoe observation well. The colum is reproduction of Fig. 6 of Matsushita (1976), and division of formation is after Matsushita (1976).

mm 前後で、淡桃色を呈する。深度 34.0 ~ 30.0 m は貝殻片を含む暗灰色のシルトで、深度 30.0 ~ 21.0 m は固結度の低い黒色の粘土からなり、深度 21.0 ~ 0.0 m は細粒砂である。

細砂から採取した。有色鉱物は少なく、わずかに角閃石が認められる。火山ガラスの屈折率レンジは 1.495 ~ 1.501 で最頻値は 1.496 である (第3図)。

火山灰分析の方法と結果

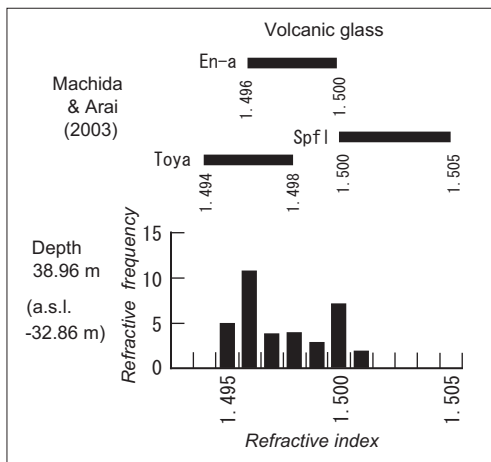
分析方法は以下の通りである。試料を水洗し約 60°C で乾燥した後、粒径 0.125 ~ 0.063 mm の火山ガラスを選別して、北海道教育大学札幌校の温度変化型屈折率測定装置により屈折率を測定した。本方法は横山ほか (1986) により実用化された温度変化型測定法の一つで、井島・春日井 (1980) や春日井ほか (1980) により改良されたものである。測定誤差は浸液で ±0.002、鏡下観察で ±0.001 である。

分析用の試料は深度 38.5 ~ 38.0 m の軽石混じりの

考察

今回得られた火山ガラスの屈折率レンジは Toya の 1.494 ~ 1.498 や支笏軽石流堆積物 (Spfl, 約 4.1 万年前噴出; 許ほか, 2001) の 1.500 ~ 1.505 (町田・新井, 2003) とは一致せず、約 17,000 yBP 降灰 (加藤, 1994) の En-a の屈折率レンジ 1.496 ~ 1.500 (町田・新井, 2003) とは、1.495 と 1.501 の部分を除くとほぼ同じ範囲に位置する (第3図)。

松下 (1979) は、分部越観測井の北東方の Loc.2 (石狩 No.2 観測井; 第1図) の標高約 40 m にも火山灰薄層を認め、同火山灰は今回の分析対象のものと同方向



第3図 火山灰分析によるガラス屈折率
Fig. 3 Refractive index of volcanic glass by volcanic ash analysis.

に連続するとしている。Loc.2の火山灰は約2万年前の最終氷期の礫層の約12 m上位で、¹⁴C年代値10,590±440 yBPを示す泥炭層の数m下位に狭在する。このため、火山灰挟在層準の年代は1万数千年前と推定される。今回の火山ガラスの屈折率レンジから、ToyaやSpfl、En-aなどが河川などにより混合され堆積したとも考えられるが、分部越観測井とLoc.2で対比が可能となる同じ“顔つき”（組成）の混合物が広く存在する可能性は低いと思われる。瀬尾ほか（1965）によれば、En-aの細粒相の降灰域は札幌市や藻岩山も含んでおり、石狩湾沿岸域付近にまで降灰が達した可能性がある。石橋ほか（1973）や春日井ほか（1974）はEn-aの層序について検討しているものの、上記の瀬尾ほか（1965）の降灰域については否定していない。以上から、今回分析した火山灰はEn-a（細粒相）を含む堆積物と考えられ、前述した1万

数千年前という年代とも矛盾しない。なお、火山灰分析については主成分分析も行う必要があり、今後の課題である。

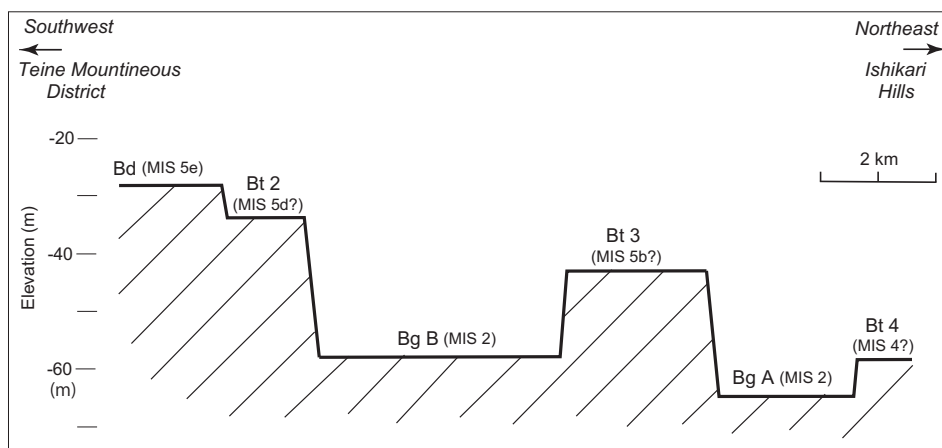
次に、埋没地形について検討する。

分析した軽石混じりの細砂の下位に堆積する深度47.0～40.05 mの礫混じり粗粒砂の下限は松下（1979）によれば埋没地形Bt2面に相当する。すなわち、同粗粒砂は埋没地形（Bt2）の堆積物と考えられ（第2図）、嵯峨山ほか（2021）は同地形の堆積時代は117.3-105.6 kaとされるMIS 5dとしている。礫種はいわゆる日高系の礫で（松下，1976，1979）、チャートや粘板岩などが分布する夕張山地の八盛山を源とする夕張川から運搬されてきたものとする。豊平川や発寒川などを流域とする手稲山地は主に安山岩からなることから、これらの河川からの供給ではなく、石狩川には合流した夕張川から上記の礫が供給され、その後、石狩湾沿岸域もたらされたと推定される。すなわち、当時の石狩川は現在よりも西側を流れ、上記の礫混じり粗粒砂を堆積したと考えられる。

第4図に松下（1979）の図5と図6を基に作成した埋没地形断面を示す。断面線は海岸線と平行に4 km内陸に位置する（第1図）。第4図は、埋没地形Bt2～Bt4の面は全体として南西（手稲山地）側から北東（石狩丘陵）側に向かって古い方から新しい方へと順次高度を下げながら形成されたことを示唆している。すなわち、石狩川の流路は北東方向に徐々に移動しながら新しい埋没地形面を形成していったことが推定される。

おわりに

多くの人々が生活する石狩平野は、汎世界的な氷河



第4図 石狩湾沿岸の埋没地形断面

第1図に断面線を示す。Bd：古三角州，Bt2～Bt4：埋没地形面，BgA・BgB：埋没谷。

Fig. 4 Cross section of buried informs in the Ishikari Bay area. Section line is shown in Fig. 2. Bd: Paleo delta, Bt2～Bt4: buried landforms, BgA and BgB: buried valleys.

性海水準変動の影響を受けながら形成され、今日に至っている。詳細な地史の解明は、防災のみならず今後の開発と保全といった課題を統一的に進める上で重要と考える。そのためにも、火山灰分析や¹⁴C年代測定、微化石分析などにより層序が明らかにされたボーリング資料が必要で、地層の対比や年代についての根拠なき推定を極力排除していくことが重要と思われる。

本文では石狩湾新港地域の分部越観測井の深度38.0 m付近に狭在する軽石混じり細砂についての火山灰分析結果を示し、埋没地形について検討した。火山ガラスの屈折率レンジは1.495～1.501、最頻値は1.496で、恵庭a降下軽石層由来と推定した。火山灰直下の埋没地形Bt2の礫混じり粗粒砂の礫は夕張川～石狩川から供給されたと推定され、埋没地形Bt2～Bt4は流路を南西から北東に移動する石狩川により順次形成されたと考える。

謝辞 分析用試料は北海道立総合研究機構地質研究所（現在、エネルギー・環境・地質研究所）に保管されていたボーリングコアの一部で、同コアの入手や保管は松下勝秀氏や小原常弘氏などの尽力によるものである。査読は岡孝雄氏（北海道技術コンサルタント、北海道総合地質学研究センター）により行われ、貴重な指摘や意見をいただきました。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 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.
- 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.
- 北海道立総合研究機構環境・地質研究本部地質研究所, 2019, 地下水位地盤沈下観測記録XXXIX（平成29年札幌市北部～石狩地区）. 62p.
- 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, 2009, 北西太平洋・鹿島沖コアMD01-2421のMIS6以降の花粉記録：陸域試料との対比. 地質雑, **115**, 357–366.
- 石橋教子・大貫康行・柏原信・春日井昭・鈴木久恵・田中秀樹, 1973, 北海道月寒丘陵に分布する恵庭降下軽石層¹⁴C年代–日本の第四紀層の¹⁴C年代(86)–. 地球科学, **27**, 208–210.
- 井島行夫・春日井昭, 1980, 位相差偏光顕微鏡による斜方輝石, 角閃石および火山ガラスの屈折率の測定. 軽石学雑誌, **6**, 83–86.
- 春日井昭・藤田亮・細川貢四郎・岡村聡・佐藤博之・矢野牧夫, 1980, 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ–斜方輝石の屈折率とMg-Fe比との比較研究–. 地球科学, **34**, 1–15.
- 春日井昭・石橋教子・大貫康行・柏原信・鈴木久恵・田中秀樹・松田紘一, 1974, 恵庭火山の降下軽石層–分布と層準についての改定–. 地球科学, **28**, 115–127.
- 加藤茂弘, 1994, 恵庭a降下軽石層の降下年代と降下前後の古気候. 地理学評論, **67**, 45–54.
- 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, 1976, 石狩湾新港地域地下水調査報告(II) 帯水層の性状および地下水位観測結果について. 北海道立地下資源調査所, 22p.
- 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.
- 湊正雄, 1980, 変動する海水面. 東海大学出版会, 197p.
- 長尾巧, 1941, 札幌–苫小牧低地帯(石狩低地帯). 矢部教授還暦記念論文集, **2**, 677–694.
- 大嶋和雄・池田国昭・山屋政美, 1978, 石狩湾の海底地形からみた低地帯の地形発達史. 地質調査所月報, **29**, 461–476.
- 小山内熙・杉本良也・北川芳男, 1956, 5万分の1地質図幅「札幌」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 64p.
- 嵯峨山積・井島行夫・藤原与志樹・岡村聡・山田悟郎・宿田浩司・赤松周平, 2017, 北海道石狩平野の沖積層の基底とMIS 5e期堆積物の堆積面. 地球科学, **71**, 43–61.
- 嵯峨山積・井島行夫・岡村聡・宿田浩司, 2021, 北海道札幌市中沼町のボーリングコアの層序と石狩平野の埋没地形の検討. 地球科学, **75**, 3–17.
- 瀬尾春雄・富岡悦郎・片山雅弘, 1965, 石狩国南部および胆振国東部(一部)土性調査報告–石狩支庁管内(市を含む)–. 北海道農業試験場土性調査報告, **15**, 242p.
- 横山卓雄・壇原徹・山下透, 1986, 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定. 第四紀研究, **25**, 21–30.

Abstract

In order to elucidate the volcanic ash correlation, we carried out volcanic ash analysis of pumiceous fine sand bed intercalated in 38 m in depth of the Bunbegoe observation well, located in the Ishikari Bay area, in the north of Sapporo. The result of the analysis shows possibility of that the fine sand bed is correlative with the Eniwa-a pumice fall deposits, ca 17 ka erupted. It is estimated that the gravels on Bt2, buried landform, deposited just underlies the fine sand bed were transported by the Ishikari River, and buried landforms, Bt2 ~ Bt4, were formed in order by the river, shifted gradually from southwest to northeast.

<論 説>

札幌扇状地で掘削された更新統 SCH ボーリングコアの層序

嵯峨山 積^{1) 2)}・佐藤 明³⁾・井島 行夫⁴⁾・岡村 聡^{1) 5)}

Stratigraphy of the Pleistocene SCH boring core drilled in the Sapporo fan, Hokkaido, Japan

Tsumoru Sagayama^{1) 2)}, Akira Sato³⁾, Yukio Izima⁴⁾ and Satoshi Okamura^{1) 5)}

2021年5月29日受付

2021年7月16日受理

1) 北海道総合地質学研究中心 〒069-0834 江別市文京台東町18番地の12 嵯峨山気付

Hokkaido Research Center of Geology, c/o Sagayama, Ebetsu 069-0834, Japan

2) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1

Earth Science Co. Ltd., Sapporo, 001-0039, Japan

3) 株式会社ダイヤコンサルタント ジオエンジニアリング事業本部 〒331-0811 埼玉県さいたま市北区吉野町2-272-3

Dia Consultants Co. Ltd., Saitama 331-0811, Japan

4) 〒061-1132 北広島市北進町3丁目4番地10

Hokushin 3-4, Kitahiroshima 061-1132, Japan

5) 北海道土質試験協同組合 〒003-0831 札幌市白石区北郷1条8丁目

Hokkaido Soil Research Co-operation, Sapporo 003-0831, Japan

Corresponding author: T. Sagayama, tsaga@hrcg.jp

Keywords: stratigraphy, Pleistocene, boring core, Sapporo fan, Hokkaido

はじめに

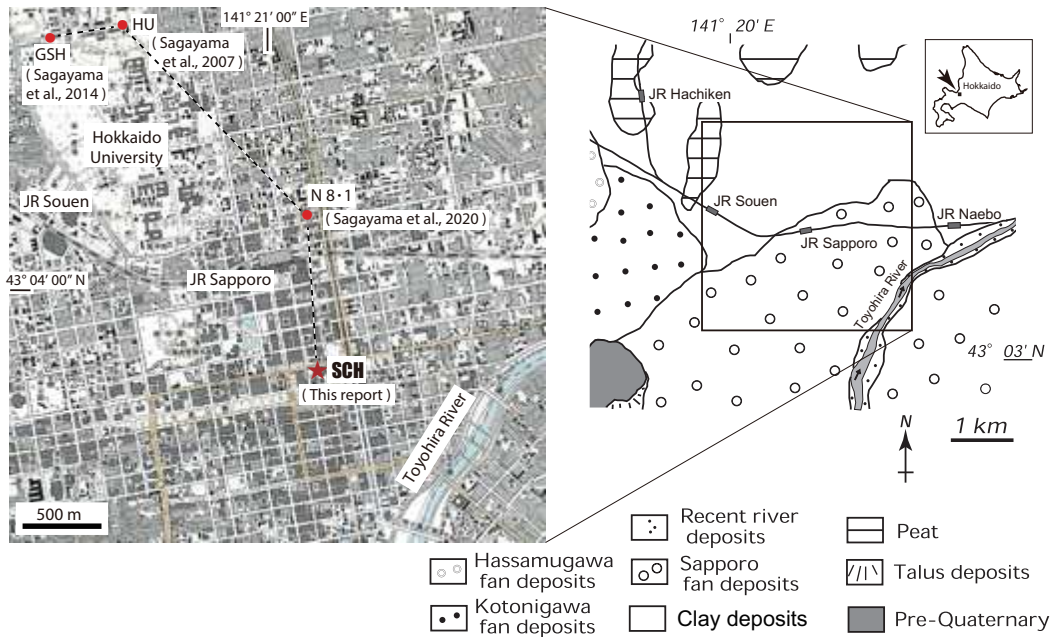
石狩低地は札幌市の北から石狩湾臨海域にまで広がり、地形は扇状地と氾濫原・後背湿地に大きく区分される。扇状地は西方の山地に沿って認められ、南より札幌扇状地（別名、豊平川扇状地）、円山扇状地、琴似扇状地、発寒扇状地および星置扇状地が発達する（下川, 1996）。氾濫原・後背湿地は札幌扇状地以北に広がり、礫や砂、粘土からなる河川堆積物や泥炭などが分布する。

豊平川により形成された札幌扇状地は、扇状地面の高さの違いにより平岸面（小山内ほか, 1956）と札幌面（藤木, 1974）に区分され、平岸面は札幌市南区真駒内付近の標高80～90 mを扇頂とし、札幌面は同じ

要旨

札幌市中央区北1条西2丁目のSCHボーリングにより、主に札幌扇状地堆積物からなる長さ54 mのコアが採取された。深度53.45 mの泥炭質シルトの珪藻分析結果は、低塩分の汽水域という堆積環境を示す。SCHボーリング、N8-1ボーリング、北海道大学観測井（HU）および地質研究所観測井（GSH）の地層対比から、札幌扇状地堆積物の基底年代はMIS 5eで、同扇状地堆積物直下の泥炭層は中部更新統と推定した。

く真駒内付近を扇頂とし、JR札幌駅北側の標高15 m付近まで広がる。扇状地を形成する札幌扇状地堆積物は砂や礫、粘土などからなり、小山内ほか（1956）は同堆積物をほぼ同じ標高で広く分布する厚さ数mの泥炭層や泥炭質シルト層（山口ほか, 1965）より上位の砂礫層と定義している。札幌扇状地堆積物の地質年代は、札幌市教育員会編（1989）は最終氷期から完新世としている。大丸（1989）は更新世の扇状地礫層（平岸面堆積物）の下位には約41 ka噴出の支笏軽石流堆積物（許ほか, 2001; 以下, Spfl と称する）より古い扇状地礫層が存在を指摘し、大丸（2003）はSpflの下位に連続性のよい埋没段丘面があり、本面は豊平川扇状地を示すものの、詳細年代は不明としている。嵯峨山ほか



第1図 JR札幌駅周辺の地質図とSCH, N8-1, HU およびGSH ボーリングの位置

地形図は国土地理院発行の2.5万分の1「札幌東北部」を用いた。地質区分図は小山内ほか(1956)を基に作成。破線は第3図の対比位置を示す。

Fig. 1 Sites of four borings, SCH, N8-1, HU and GSH

The map on the left is reproduction of the topographic map (1: 25,000-scale) of the Sapporo quadrangle published by Geospatial Information Authority of Japan. The geologic map is compiled Osanai et al. (1956). Broke line shows location of correlation in Fig. 3.

(2020)はJR札幌駅北口のN8-1ボーリングを検討し、札幌扇状地堆積物の基底年代はMIS (Marine oxygen isotope) 5e (130-117.3 ka: 五十嵐, 2009) またはそれ以前としている。

今回、検討した基礎調査用(以下、SCH)ボーリングは2012年上半に札幌市中央区で掘削された。ボーリングコアは主に砂礫からなる堆積物で、層序や堆積環境の解明のために珪藻分析や周辺ボーリングとの対比を行い、札幌扇状地堆積物の基底年代を改めて考察した。

ボーリング概要と孔内地質

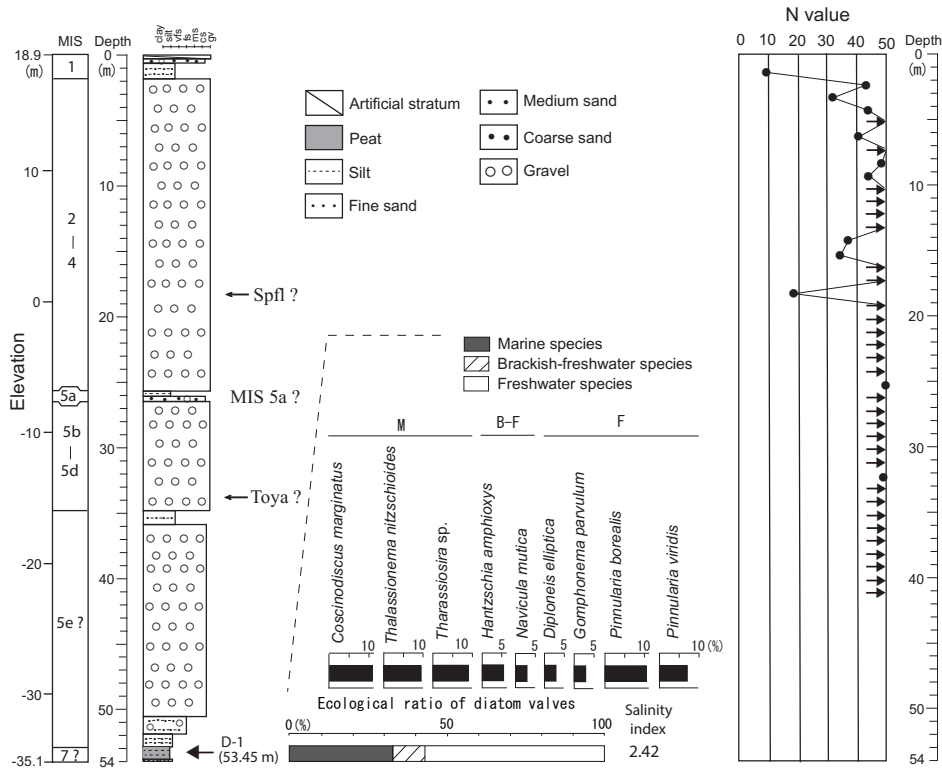
SCHボーリングの掘削位置は、札幌市中央区北1条西2丁目で(北緯43°3'43.47", 東経141°21'12.6"; 第1図), 地盤標高は18.9 mである。支持基盤調査のために深度54 m (標高-35.10 m) まで掘削され、堆積物はオールコアで採取された。

孔内地質は、最下部の深度54~50.65 mは下位より厚さ0.2 mの砂質シルト、同じく0.9 mの泥炭質シルト、同じく0.95 mの砂質シルト、同じく1.30 mの砂質シルトと礫混じり砂の互層からなる。その上位の深度50.65~1.90 mは砂礫が厚さ48.75 mで累重し、深度35.90~34.80 mにシルト質砂が、同26.45

~25.85 mにシルトがそれぞれ狭在する。礫は最大径8 cmの円~垂円礫からなり、安山岩が主体で、所々にチャートが混入する。標準貫入試験によるN値は、ほとんどが50以上である。深度18.30 m付近では少量の火山灰と軽石の混入が認められ、同層準のN値は18と小さい。また、深度15 m付近では若干のシルト混入や細礫が存在し、N値は35前後を示す。最上部の深度1.90~0.60 mは礫混じり砂で、深度0.60~0.00 mはアスファルトや礫による盛土である(第2図)。

珪藻分析の方法と結果

細粒堆積物を対象に分析用試料として8試料を採取し、嵯峨山ほか(2010)と同様の処理やプレパラート作成を行った。ほとんどの試料は珪藻殻の含有率が低く、深度53.45 mの泥炭質シルト(D-1)のみについて1,000倍の生物顕微鏡で種の同定を行った。算定数は100殻で、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いる。指標种群の区分は安藤(1990)や千葉・澤井(2004)による。



第2図 SCH ボーリングの地質柱状, 珪藻分析結果およびN値

M: 海生種, B-F: 汽~淡水生種, F: 淡水生種.

Fig. 2 Geologic column, results of diatom analysis and N values of SCH boring core.

M: Marine species, B-F: Brackish-freshwater species, F: Freshwater species.

Name of species /	Geologic sample	Ecol.	53.45 m
<i>Amphora libyca</i> Ehr.		F	1
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehr.		M	12
<i>Cymbella proxima</i> Reimer		F	2
<i>C. silensiacae</i> Bleisch		F	3
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Grun.		F	4
<i>Eunotia faba</i> (Ehr.) Grun.		F	3
<i>E. glacialis</i> Meister		F	1
<i>E. triodon</i> Ehr.		F	1
<i>E. spp.</i>		F	3
<i>Fragilaria arcus</i> (Ehr.) Cleve		F	2
<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.		F	1
<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.		F	1
<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Grun.		F	4
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) W. Smith		B-F	6
<i>Navicula mutica</i> Kütz.		B-F	4
<i>N. pupula</i> Kütz.		F	1
<i>Nitzschia palea</i> (Kütz.) W. Smith		F	1
<i>Odontella aurita</i> (Lyngbye) Agard		M	2
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.		F	11
<i>P. gibba</i> Ehr.		F	3
<i>P. lagenstedtii</i> (Cleve) Cleve-Euler		F	1
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.		F	7
<i>P. spp.</i>		F	3
<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehr.		F	1
<i>Stephanopsis</i> spp.		M	1
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch) Ehr.		F	3
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grun.) H. et M. Peragallo		M	9
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehr.) Cleve		M	1
<i>T. spp.</i>		M	8
Total valves counted			100
(×5)	M		33
(×4)	M-B		0
(×3)	B		0
(×2)	B-F		10
(×1)	F		57
Total			100
Index (mean value)			2.42

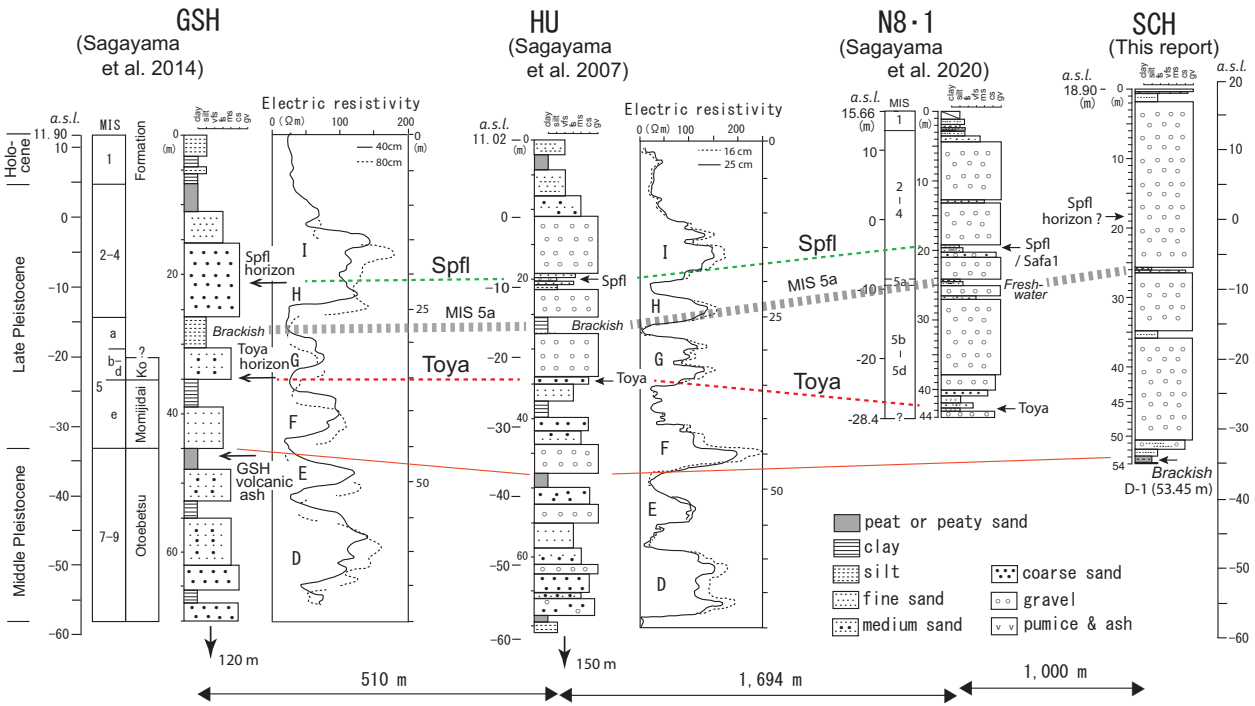
第1表 泥炭質シルトから産した珪藻化石

M: 海生種, M-B: 海~汽水生種, B: 汽水生種, B-F: 汽~淡水生種, F: 淡水生種, Ecol.: 生態.

Table 1 Diatom fossils yielded from peaty silt.

M: Marine species, M-B: Marine-brackish species, B: Brackish species, B-F: Brackish-freshwater species, F: Freshwater species, Ecol.: Ecology.

結果は, 海生種が33%を占め, 優勢種は外洋種 *Coscinodiscus marginatus* Ehr. や外洋指標種群の *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschkowsky, *Thalassiosira* spp. が多産する. 汽~淡水生種は10%で, 陸生珪藻A群で付着生種の *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. が認められる. 淡水生種は57%で, 付着生種である, 陸生珪藻A群の *Pinnularia borealis* Ehr. や沼沢湿地付着生種群の *Pinnularia viridis* (Nitzsch) Ehr. などが多産する (第1表). 塩分指数は2.42で, 堆積環境は低塩分の汽水域を示す.



第3図 GSH, HU, N8-1 および SCH ボーリングの対比

Toya: 洞爺火山灰, Spfl: 支笏軽石流堆積物, Ko: 小野幌.

Fig. 3 Correlation with four borings, GSH, HU, N8-1 and SCH.

Toya: Toya volcanic ash, Spfl: Shikotsu Pumice Flow deposits, Ko: Konopporo.

考察

第3図に地質研究所観測井 (GSH), 北海道大学観測井 (HU), N8-1 ボーリング (N8-1) および SCH の柱状図対比を示す。嵯峨山ほか (2020) では前3者の対比が行われており, 本論ではそれら3本にSCHを加えて検討した。

北川 (1990) によれば札幌扇状地堆積物は深度25~30 mのシルト層を境に上下に区分される。同シルト層は嵯峨山ほか (2020) が MIS 5a とした層準に相当し, SCH では深度26 m前後のシルトに対比される。次に, SCH 最下部の深度53.5 m前後の泥炭質シルトはGSHの深度47 m付近やHUの深度49 m付近の泥炭に, SCHの深度35 m付近のシルトはGSHの深度37 m付近やHUの深度38 m付近の粘土層にそれぞれ対比される (Fig. 3)。SCH では火山灰分析はおこなわれていないものの, 深度18.3 m付近に少量の火山灰と軽石が混入することから Spfl の再堆積物層準の可能性が考えられる。

上記の泥炭質シルトや泥炭は小山内ほか (1956) や山口ほか (1965) により札幌扇状地堆積物の直下に分布する地層とされ, 今回の珪藻分析では低塩分の汽水環境を示し, 塩性湿地の堆積環境が推定される。対比され

るHUの深度49 m付近の泥炭の花粉分析ではPiceaとAbiesが優勢で, 同泥炭は上部更新統のみみじ台層の一部とされている (嵯峨山ほか, 2007)。一方, 外崎ほか (2008) はHU層序の再検討を行い, 中部更新統と上部更新統の境をHU-5U部層中部の基底 (深度43.6 m) とし, 上記の深度49 m付近の泥炭は竹山礫層 (中部更新統) に対比している。更に, 嵯峨山ほか (2014) は, GSHの深度47 m付近の泥炭中に狭在する深度47~46 mと同46~45.5 mの火山灰をGSH火山灰と命名し, MIS 7降灰の未同定火山灰4 (大津ほか, 2002) に対比される可能性を述べ, 上記泥炭を音江別川層としている。

以上から, 札幌扇状地堆積物の基底年代はMIS 5eと推定され, 同扇状地堆積物の直下に分布する泥炭層は中部更新統と思われる。

おわりに

札幌市中心街が位置する札幌扇状地の地下地質層序の詳細な解明は, 防災のみならず今後の開発と保全といった課題を統一的に進める上で重要と考える。札幌市には多くのボーリング資料が存在するものの, 大半は層相説明や標準貫入試験値が示されているもので, 火山灰分析や¹⁴C年代測定, 微化石分析などより層序が明らかにさ

れた資料は極めて少ない。地層年代を考え地層対比を行う上で多くの“推定”が介入しており、根拠なき推定を極力排除するためには層序が明らかにされたボーリング資料が必要と思われる。

謝 辞

株式会社ダイヤコンサルタント北海道支社からは、SCH コアの研究についてご理解をいただきました。査読は岡 孝雄氏（北海道技術コンサルタント、北海道総合地質学研究センター）により行われ、貴重な指摘や意見をいただきました。珪藻分析は北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園の施設を利用して行った。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 安藤一男, 1990, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理, **42**, 73-88.
- 千葉 崇・澤井祐紀, 2014, 環境指標種群の再検討と更新. Diatom (日本珪藻学会誌), **30**, 17-30.
- 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.
- 大丸裕武, 2003, 豊平川扇状地. 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会, 256-257.
- 藤木忠美, 1974, 北海道主部における最終氷期の河川地形変動. 第四紀研究, **12**, 211-221.
- 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.
- 五十嵐八枝子, 2009, 北西太平洋・鹿島沖コア MD01-2421 の MIS6 以降の花粉記録: 陸域試料との対比. 地質雑, **115**, 357-366.
- 北川芳男, 1990, 札幌周辺地域. 日本の地質 1 北海道地方, 共立出版, 134-136.

- 大津 直・田近 淳・廣瀬 亘・岡崎紀俊・石丸 聡, 2002, 当別断層および南方延長部-活断層図とその解説 - 北海道活断層図 No.4, 北海道, 109p.
- 小山内 熙・杉本良也・北川芳男, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「札幌」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 64p.
- 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・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, 2014, 北海道札幌市北区の地質研究所観測井の地質層序. 北海道地質研究所報告, **86**, 37-45.
- 嵯峨山 積・井島行夫・岡村 聡・阪田義隆, 2020, 北海道札幌市北区の上部更新統~完新統ボーリング層序; 札幌扇状地堆積物の基底年代と MIS 5a の海面高. 総合地質, **4**, 9-18.
- 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.
- 札幌市教育委員会編, 1989, 札幌の自然. 新札幌市史第 1 巻, 通史 1, 3-122.
- 下川和夫, 1996, 札幌の扇状地. 札幌市教育委員会編, さっぽろ文庫 77, 地形と地質, 40-49.
- 外崎徳二・近藤 務・嵯峨山 積, 2008, 石狩低地帯北部域の HU 孔の第四系層序と物性. 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 20 年度研究発表会講演予稿集, **28**, 15-18.
- 山口久之助・小山内 熙・佐藤 巖・二間瀬 冽・小原常弘・早川福利・横山英二, 1965, 札幌周辺の地盤と地下水. 北海道水理地質図幅説明書, **8**, 札幌別冊, 北海道立地下資源調査所, 72p.

Abstract

The SCH boring core, drilled in Kita 1 Nishi 2 of the Sapporo, is 54 m long and mainly the Sapporo fun deposits. Result of diatom analysis of peaty silt, deposited in 53.45 m depth of the core, indicates weak brackish in sedimentary environment. Correlation with four borings, SCH, N8-1, HU and GSH, shows geologic age of the basement of the Sapporo fun deposits is MIS 5e, and peat bed underlies the fun deposits is the Middle Pleistocene.

< 論 説 >

神居古潭帯周辺における蛇紋石の沈澱現象と低温蛇紋岩化作用

加藤孝幸^{1)*}・水落幸広²⁾・二ノ宮 淳³⁾・岡本征雄⁴⁾・
矢島達哉⁵⁾・斉藤晃生¹⁾・徂徠正夫⁶⁾

Serpentine precipitation and low-temperature serpentinization around the
Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido

Takayuki Katoh^{1)}, Yukihiro Mizuochi²⁾, Atusi Ninomiya³⁾, Ikuo Okamoto⁴⁾,
Tatsuya Yajima⁵⁾, Koki Saito¹⁾ and Masao Sora⁶⁾*

2021年6月23日受付

2021年8月1日受理

- 1) アースサイエンス(株)・北海道総合地質学研究センター
Earth Science Co., Ltd. /Hokkaido Research Center of
Geology
001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1 アースサイエンス
株
2-1 Kita-39, Nishi-3, Kita-ku, Sapporo, 001-0039, Japan
- 2) 住鉱資源開発(株)・現所属：アースサイエンス(株)
Sumiko Resources Exploration & Development Co., Ltd.
- 3) 住鉱資源開発(株)
Sumiko Resources Exploration & Development Co., Ltd.
- 4) (財)地球環境産業技術研究機構(RITE)
Research Institute of Innovative Technology for the Earth,
Japan
- 5) (財)地球環境産業技術研究機構(RITE)・現所属：三菱マテ
リアル(株)
Research Institute of Innovative Technology for the Earth,
Japan
- 6) (財)地球環境産業技術研究機構(RITE)・現所属：(国研)
産業技術総合研究所 地圏資源環境研究部門
Research Institute of Innovative Technology for the Earth,
Japan

* Corresponding author: ta-katoh@kf6.so-net.ne.jp

要旨

神居古潭帯の蛇紋岩体周辺の湧水から、現在沈澱しつつある蛇紋石が発見された。この湧水はpH 9-10の Mg^{2+} - HCO_3^- タイプであり、地下の蛇紋岩化作用はすでに停止している。また、複数の蛇紋岩体の周辺から、かつて地表付近で蛇紋石の沈澱が起こったと考えられるさまざまな産状が確認された。これらの蛇紋石は蛇紋岩化作用の産物ではなく、地下水・湧水から沈澱したと考えられるので、低温沈澱性蛇紋石と呼ぶ。このような常温・常圧ないしこれに近い条件で生成した低温沈澱性蛇紋石類や同ブルーサイトは蛇紋岩自体の重要な構成要素となっている。これに対し、蛇紋岩化作用が現在起こっている岩体は約40℃と考えられる蛇紋岩化作用の下限温度を地下で越えている岩体、すなわち比較的緯度に位置するか、岩体が厚いか、地温勾配が高い地域の岩体で、かつかんらん石や輝石を残し、適切な深度に地下水が存在する岩体に限られ、pH 11-12の Ca^{2+} - OH^- タイプの温泉を生成する。

Keywords: Kamuikotan tectonic belt, Konkuri-ban, low-temperature precipitated serpentine, low-temperature serpentinization, pseudo-mesh texture, composite serpentine band

はじめに

かんらん岩は圧力や化学組成にもよるが、約600℃以下で含水条件下に置かれると、蛇紋岩化作用を起こして蛇紋岩に変化する。すなわち、かんらん石や輝石が加水分解し、蛇紋石(アンチゴライト、リザルダイト、クリソタイル)を中心とする鉱物が生成する(第1図)。

その際、ブルーサイト、磁鉄鉱、タルクなども生成する。蛇紋岩化作用に伴って形成されるメッシュ組織の中心や格子の部分にはしばしば磁鉄鉱ダストを伴う。これは初生鉱物の蛇紋石化に伴って初生鉱物に含まれる鉄成分が蛇紋石には微量しか固溶されないため、磁鉄鉱として析出したものである。かんらん石の蛇紋石化に伴っては、ブルーサイトや磁鉄鉱を生成する(例えば、Coleman,

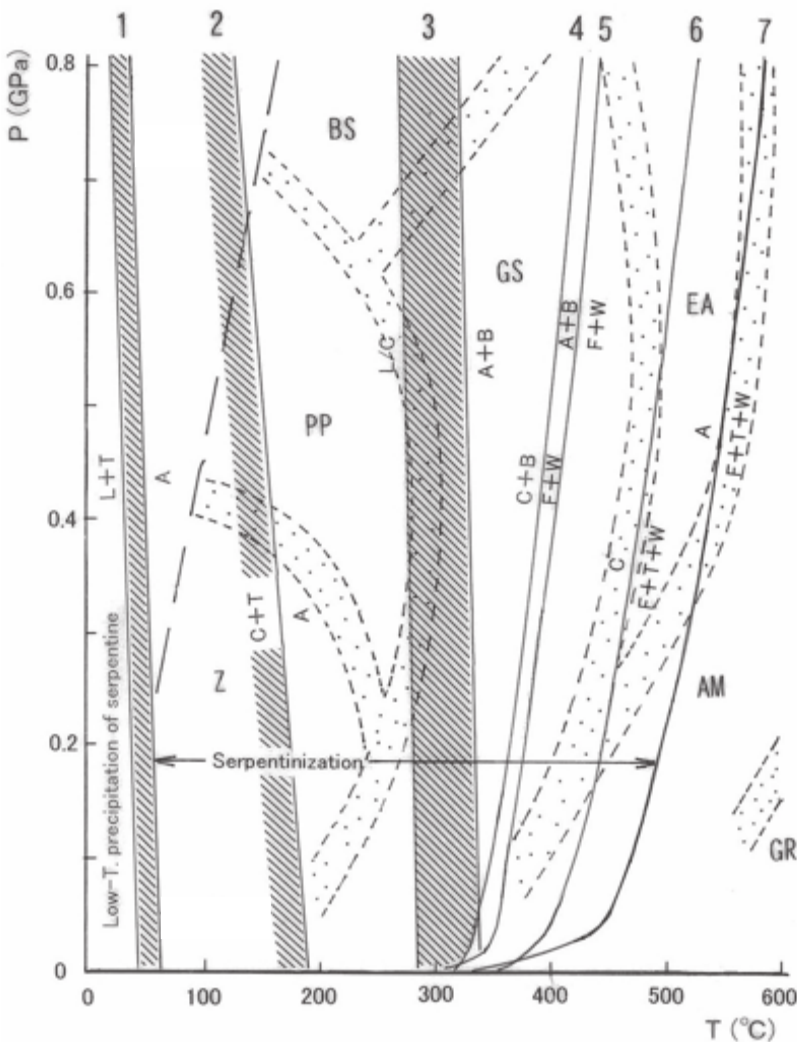
1971) ほか, 水素やメタンを放出する (Chamberlain et al., 1965; Neal and Stanger, 1983). ただし, 輝石を含まないダナイトの蛇紋岩化作用にともなっては磁鉄鉱が生産されないという研究もある (Miyoshi et al., 2014). 蛇紋石化は一般にかんらん石>直方輝石>単斜輝石の順に受けやすく, 単斜輝石は蛇紋石化をまぬがれて最後まで残りやすい. いずれにしても, 蛇紋岩化作用の進行にともなってかんらん石や輝石中の Ca が系外へ移動し (Coleman, 1966; Katoh and Niida, 1983 など), 還元的で高 pH, 高 Ca²⁺ の熱水が生産される (Barnes et al., 1972; 佐藤ほか, 2001, 2004 など). この還元環境は自然 Ni-Fe であるアウルアイト (例えば, Kanehira et al., 1964) や自然鉄 (例えば, 岡本ほか, 1981) を生成する.

実験岩石学的研究からは蛇紋石の安定条件はリザルダイトやクリソタイルに比べ, アンチゴライトが高温高压側で安定である. 蛇紋石は, 温度を上げると Al 含有量の多いものは約 600°C まで存在できる (例えば, Carso and Chernosky, 1979). 一方, 低温低压側で安定であるリザルダイトやクリソタイルの存在範囲は広く,

200°C 以下でも生成する (Evans et al., 1976) が, 低温側は反応時間の制約があり, 同位体的検討など別の方法で検討する必要がある. そのため, 蛇紋石の安定条件の下限については文献により幅がある (第 1 図). 第 1 図に示した各反応曲線は高温側では水の出入りを伴うものの, 低温側では固相どうしの反応関係であることに注意したい. 熱力学的・実験岩石学的検討と産状を総合すれば, 天然ではアンチゴライトが 600—250°C, リザルダイトが 300—50°C, クリソタイルが 400—0°C で安定または準安定と考えられている (Evans, 2004).

なお, 本論文は蛇紋石の低温低压条件での挙動に焦点を当てているため, 第 1 図には表現できないが, アンチゴライトは 2-3 GPa のとき最も高温 (640-730°C) まで安定で, 圧力がこれより高くても低くても安定温度は低下する (Ulmer and Trommsdorf, 1995; Wunder and Schreyer, 1997; Bromily and Pawley, 2003).

蛇紋石にはこのほか多角形状蛇紋石 (polygonal serpentine = povlen-type serpentine) があるが, これは内側がクリソタイルで外側がリザルダイトからなる特殊な結晶であるらしい (Evans, 2004). また, フィール



第 1 図 MgO-SiO₂-H₂O 系の温度—圧力図 A: アンチゴライト, B: ブルーサイト, C: クリソタイル, F: フォルステライト, L: リザルダイト, T: タルク, W: 水, Z: 沸石相, PP: プレーナイト—パンペリー石相, BS: 青色片岩相, GS: 緑色片岩相, EA: 緑簾石角閃岩相, AM: 角閃岩相 GN: グラニューライト相 (変成相境界は Spear, 1993 による). 1: Evans (2004); 2, 3, 5, 7: Evans et al. (1976); 4: Johannes (1968), Berman et al. (1986); 6: Carso and Chernosky (1979), Berman et al. (1986). 1, 2, 3 は準安定平衡で他は安定平衡 (Evans et al., 1976; Evans, 2004).

ドネームで picrolite (硬蛇紋石) と記載される, フラクチャーを充填する繊維の目立たない塊状ないし縞状の蛇紋石類があるが, これは O'Hanley (1996) のレビューによると, アンチゴライト, リザルダイト, クリソタイルのそれぞれの場合があるらしい。

デュエライト (deweylite) は結晶度の低い蛇紋石の類似鉱物 (Lapham, 1961) で, 蛇紋岩のフラクチャーに生成するが, 水素・酸素同位体の研究から 25°C 程度の常温で安定であるとされる (Wenner and Taylor, 1973). 日本周辺で, デュエライトは神居古潭帯 (湊・村岡, 1958), 岩手県の宮守蛇紋岩体 (須藤, 1974), 母島海山 (東ほか, 2005) などから報告されている. 渋谷ほか (1980) は三郡帯の蛇紋岩中から鍾乳石状蛇紋石を発見し, 80°C 前後で生成したと考えた. これも化学組成からみて, ここで言うデュエライトに相当する。

さて, Barnes et al., (1967) や Barnes and O'Neil (1969) はカリフォルニアの部分的に蛇紋岩化したかんらん岩体の湧水に Mg-OH タイプと Ca-OH タイプの 2 種類が存在することを報告し, 地表付近で現在進行形の蛇紋岩化作用が起こっていることを主張した. ここではかんらん石の溶解に伴って Mg 蛇紋石やブルーサイトが生成すると考えられ, Ca-OH タイプ湧水の存在は透輝石やトリモラ閃石成分の過飽和による交代作用の結果であると考えられた. Peters (1993) は, 同様の地域の蛇紋岩体を含む湧水の酸素同位体などの研究を行い, 上記の考えに疑問を呈した. すなわち蛇紋岩化作用が地表で起こっている保証はないことを示した.

Craw et al. (1987) はニュージーランド南島の完新世蛇紋岩地すべり堆積物の基質にクリソタイルが自生することを見出し, 大気条件下でリザルダイト質の蛇紋岩が分解して生成した低温で高 Mg, 中-高 Si のアルカリ性湧水から結晶したと推定した.

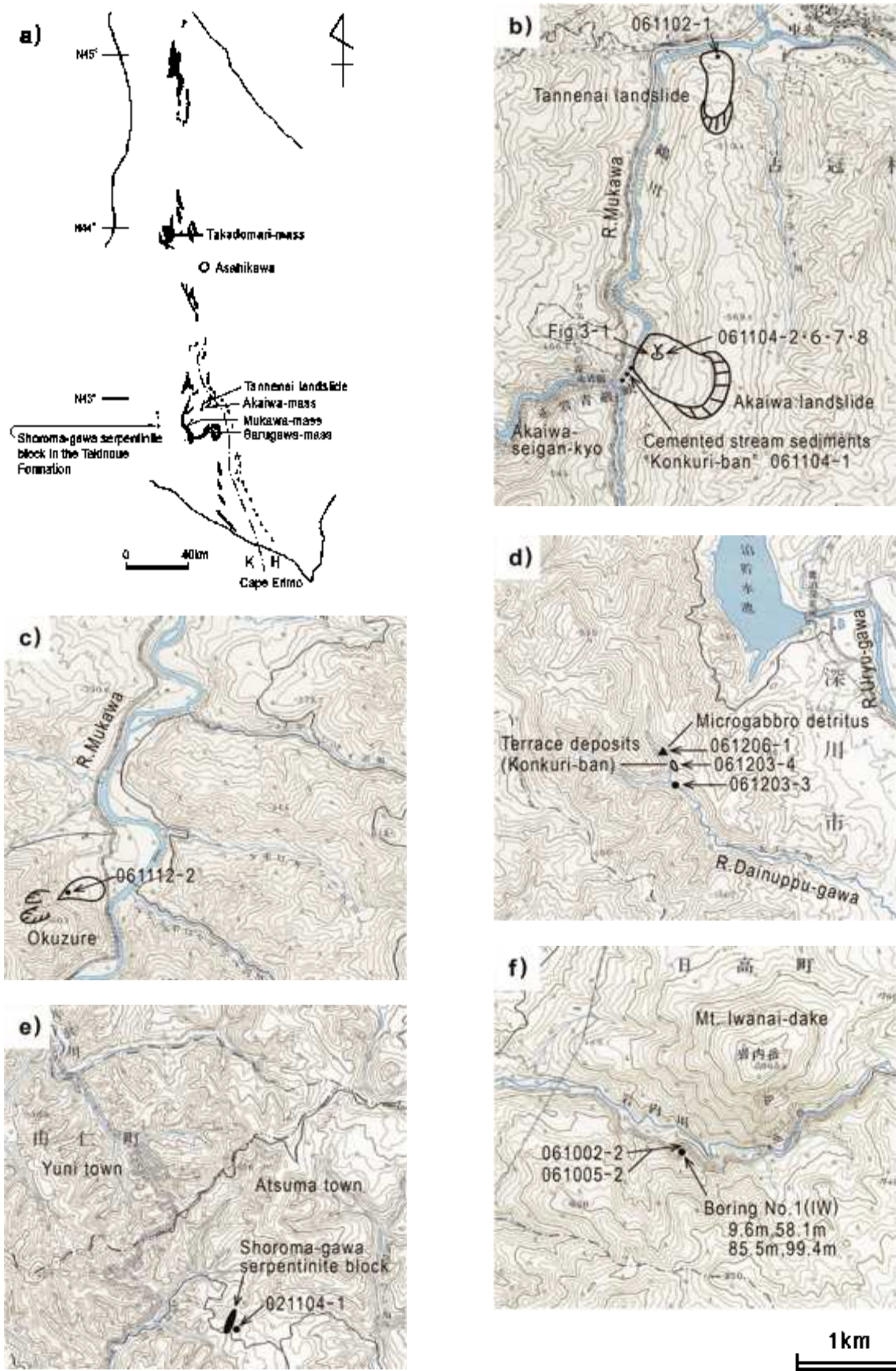
O'Hanley (1996) は Craw et al. (1987) が現在進行形の蛇紋岩化作用を示唆していることをとらえて, 風化作用が起こっているにもかかわらず, このような組成の水が蛇紋岩化作用によって生成することに疑問を呈した. また, 彼は蛇紋岩化作用という以上, 初生鉱物を交代して蛇紋石を生産する必要がある, かんらん石を交代して蛇紋石が生成した証拠はなく, 常温・常圧下での蛇紋岩化作用の存在は疑わしいと述べた. かんらん岩などを構成する初生鉱物であるかんらん石や輝石を交代して蛇紋石が生成することを蛇紋岩化作用 (serpentinization) と定義するならば, 産状記載と同位体的研究の総合から, 蛇紋岩化作用の下限温度は 40°C 程度と考えられる (O'Hanley, 1996). 確かに, 常温・常圧下での蛇紋岩化

作用が地表における普遍的な現象であるとするならば, 蛇紋岩化作用をまぬがれた新鮮なかんらん岩体が地球上の各地に分布することは理解しがたいことである。

O'Hanley (1996) は蛇紋岩化作用と蛇紋岩の風化作用を同義に扱ってはならないと注意し, 蛇紋石の沈澱現象は風化作用であるとみなし, この著書「Serpentinities」内での議論をそれ以上行っていない。

著者らは北海道の神居古潭帯とその周辺において, 湧水から白色の蛇紋石の沈澱現象が現在進行中であることを発見し, さらにかつて地表付近で低温の地下水・湧水から蛇紋石の析出・沈澱が起こった結果と考えられるさまざまな産状を見出した (水落ほか, 2004; 加藤ほか, 2004; Yajima et al., 2004, ニノ宮ほか, 2007). これらの現象は初生鉱物を置換して蛇紋石が生成する現象ではないので, 本来の蛇紋岩化作用とは区別すべきである. おそらくこの現象は世界各地の蛇紋岩とその周辺に広く存在するはずである. しかし, 常温下での蛇紋石の析出は上述のように Craw et al. (1987) が地すべり堆積物にクリソタイルの自生を示した以外ほとんど報告されていなかった. その後, Nishiki et al. (2020) も含めて, 上記のように神居古潭帯の蛇紋岩体周辺からクリソタイルなどの沈澱現象が確認された. とくに, 蛇紋岩そのものの中に広く見出される特殊な蛇紋石やブルーサイトは, これまで蛇紋岩化作用の産物とみなされてきた可能性が高い. ここではこのような蛇紋石等の記載を行い, これらが常温・常圧下ないしこれに近い条件での析出・沈澱によるものであることを示す. すなわち, 本論文は常温・常圧下の低温で, クリソタイル, 低結晶度蛇紋石 (デュエライト) およびブルーサイトなどが生成すること, また, これらは初生鉱物の置換を含む蛇紋岩化作用の産物ではなく, アルカリ性・高 Mg の地下水・湧水からの析出・沈澱によるものであることを示し, これらが蛇紋岩の一定割合を占める構成鉱物として広く存在する可能性を述べる. さらに, カリフォルニア, オマーン, ニューカレドニア, 大西洋中央海嶺などの超苦鉄質岩体の地下では現在蛇紋岩化作用が進行しつつある (Barnes et al., 1967, 1978; 秋田・佐藤, 2001; 佐藤ほか, 2004; Kelemen and Matter, 2008; Kelley et al., 2005) が, それらと蛇紋石の低温沈澱現象の生成条件の違いや, 両者の境界で起こる現象について考察する。

なお, 本論文では蛇紋岩化作用停止後にほぼ常温・常圧 (～低圧) で地下水・湧水から結晶した蛇紋石 (クリソタイル) および蛇紋石類似鉱物 (デュエライト) の総称として「低温沈澱性蛇紋石類」を用いる. 日本語の「沈澱」は重力場に規制されて溜まるという語感が強いが,



第2図 サンプル位置図. (a) 神居古潭帯の超苦鉄質岩 (蛇紋岩) 分布とサンプリングエリア, (b) 占冠村, 赤岩超苦鉄質岩体の赤岩地すべりとタンネナイ地すべり, (c) むかわ町, 鶴川超苦鉄質岩体における八幡の大崩れ, (d) 深川市, 鷹泊超苦鉄質岩体のダイヌップ川流域, (e) 厚真町, 滝上層泥岩分布域のショロマ川蛇紋岩ブロック近傍, (f) 日高町, 岩内岳 (かんらん岩体) 周辺の沙流川超苦鉄質岩体. 数字はサンプル番号. (b) の Fig.3-1 は第3図の写真 a の白色沈澱物の位置. a ~ f は国土地理院地形図を使用.

以下では煩雑さを避けるため、地表で沈澱したもののみならず岩石のフラクチャーの壁に析出したものも含めて「沈澱」(precipitation)の用語を用いる。蛇紋岩化作用に伴って生成し、メッシュ組織の格子を構成するクリソタイルも熱水から沈澱したと考えられるが、ここには含めない。

調査地は神居古潭帯の蛇紋岩体とその周辺である。岩石、沈澱物や湧水の記載とサンプリングを行った。分析は、偏光顕微鏡観察、粉末X線回折、全岩および鉱物の化学組成分析である。また、一部の試料については同じ地点で、水質分析および鉱物の水素・酸素同位体分析を行った。後者はすべて下記のRITEの研究で行った内容のみであるため、その成果に基づいて発表された論文を引用し、考察で述べる。

本研究の成果の一部は、経済産業省の補助金交付を受けてRITEが2004-2007年に実施したプログラム方式二酸化炭素固定化・有効利用技術開発のうち「基盤技術開発：深地下・海底環境利用によるCO₂地化学固定・ハイドロート固定のための基盤技術の開発」および「基盤技術開発：蛇紋岩体の地化学環境を利用した原位置試験によるCO₂地中鉱物固定のための基盤技術の開発」によって得られたものである。

低温沈澱性蛇紋石類の産状と鏡下の特徴

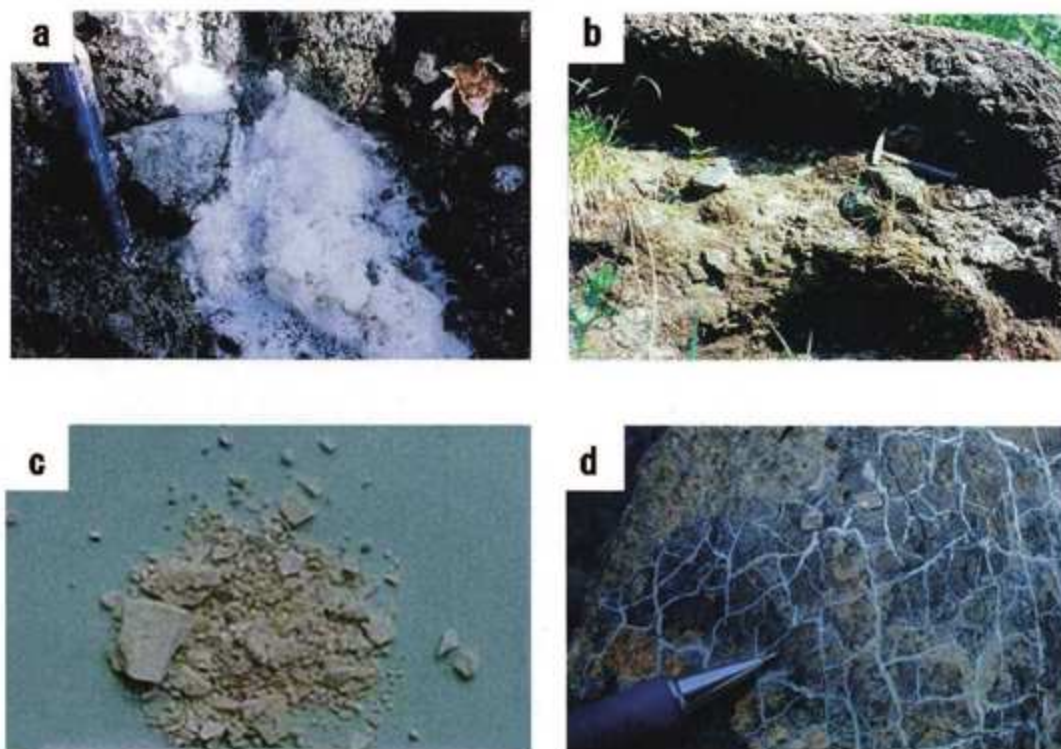
1. 低温沈澱性蛇紋石類の産状

蛇紋岩体の湧水がしばしば白色の沈澱物を伴うことはよく知られている(例えば, Barnes and O'Neil, 1971; Morishita and Arai, 1999; 安楽ほか, 2017)。この沈澱物についての日本での研究例はほとんどなかったが、上記RITEの研究の一部で検討された(加藤ほか, 2004など)ほか、最近、Nishiki et al. (2020)によって神居古潭帯の蛇紋岩体である赤岩岩体のアルカリ性表層水からのmagnesium silicate hydrate (M-S-H)の沈澱が報告され、低結晶度のクリソタイルを含むことが示された。

著者らは北海道、神居古潭帯の蛇紋岩体の湧水に伴う白色の沈澱物を観察・分析した。また、蛇紋岩体とその近傍には第四系の種々の堆積物が存在するが、その基質は白色、帯緑灰色、帯褐灰色などの半固結-固結物質からなる。このような物質は蛇紋岩体近傍の泥岩のフラクチャーを充填することもある。さらに、同様の物質は蛇紋岩体そのものの節理や破碎部にも認められる。今回これらの多くが以下に示すように、「低温沈澱性蛇紋石類」であることが確認された。

1) 湧水からの沈澱物

占冠村の赤岩青巖峽には、南進する鶴川の左岸に蛇紋岩地すべりがあり(第2図 a, b)、この末端の湧水から



第3図 産状とサンプルの写真。(a) 蛇紋岩地すべりの湧水からの白色沈澱物(赤岩岩体)、(b) 蛇紋岩質固結土石流堆積物(鷹泊岩体)、(c) 蛇紋岩体中のはんれい岩塊よりなる崖錐堆積物の基質(鷹泊岩体)。写真横幅約10cm、(d) 塊状蛇紋岩中の褐色風化した縞状沈澱物層のひび割れをネットワーク状に充填する白色蛇紋石脈。これは蛇紋岩の通常のメッシュ組織ではない「偽メッシュ組織」(沙流川岩体RITE1号孔近傍の露頭)。第1表の061104-2は(a)から、061203-4は(b)からサンプリングした。061206-1は(c)である。

第1表 神居古潭帯の蛇紋岩体周辺の沈澱物．位置は第2図を参照．

Locality	Sample No.	Mode of occurrence	Mineral assemblage
Fig.2b Tannenai landslide in Akaiwa mass Shimukappu village	061102-1	White material of serpentinite landslide	Htc>Chr·Liz>Hmg
Fig.2b Akaiwa landslide in Akaiwa-mass, Shimukappu village (Akaiwa-seigan-kyo)	061104-7	Unconsolidated white precipitated material from a spring in ser- pentinite landslide	Chr>Liz (Frothy to muddy part)
	061104-2		Chr>>Htc (Frothy to muddy part)
	061104-6		Ara>Cc·Dew (Marginal dried part)
Fig.2b Mukawa river, Shimukappu village (Akaiwa-seigan-kyo)	061104-1	White matrix of consol- idated stream sediments ("Konkuri-ban")	Chr·Liz>>Htc·(Qz)*· (Pl)* ※: (Qz) and (Pl): may be contaminated
Fig.2c Okuzure, Mukawa mass, Hobetsu-cho	061112-2	White matrix of detritus of serpentinite	Dew>Htc>Hmg
Fig.2d Dainuppu-gawa river, Takadomari mass, Fukagawa city	061203-4	White matrix of terrace deposits ("Konkuri- ban"). relative hight: 8-10m	Dew
	061203-3	White material on the surface of weathered serpentinite along the stream	Dew>Htc
	061206-1	Pale brownish white matrix of microgabbro detritus	Dew (banded precipitated texture)
Fig.2e Mudstone of Takinoue Formation with Shoroma gawa serpentinite block, Atsuma town.	021104-1	White material in fractures within mudstone	Chr·Dew
Fig.2f Mitsuiwa-road, Sarugawa mass (near Iwanai-dake), Hidaka-town	061005-2	White(~brownish white) material of fault gouge of massive serpentinite (tectonic breccia)	Dew>>Htc (or Pya)
	061002-2		Chr·Liz
	No.1 IW58.1m	White material in the fracture of massive serpentinite	Chr·Dew (cut coalingite by weathering)
	No.1 IW85.50m		Chr·Dew·Br (banded precipitated texture)

Chr: chrysotile Liz: lizardite Dew: deweylite Htc: hydrotalcite Hmg: hydromagnesite
Pya: pyroaurite Ara: aragonite Cc: calcite Qz: quartz Pl: plagioclase Br: brucite
Mineral assemblages are determined by XRD. But, Liz is not recognized by optical

白色の沈澱物が析出する(第3図a)。沈澱物は流水部に泡状や泥状のものが、干上がりつつある離水部に結晶度の良いものが見られる。

泡状や泥状の沈澱物はクリソタイル、リザルダイト、デュエライトもしくはハイドロタルサイトで、結晶度の良い沈澱物は方解石およびあられ石である(第1表)。離水部に方解石とあられ石が卓越するのは、Mg珪酸塩である蛇紋石が先に沈澱し、かつ蒸発によって相対的に

Ca濃度が上昇するためであろう。

蛇紋岩体の湧水から沈澱中の白色物質は、穂別町の鶴川蛇紋岩体の「大崩れ」と呼ばれる大崩壊地で観察される(第2図c)。この湧水は塊状蛇紋岩体の崩壊面のフラクチャーから湧出しており、降雨の後など地下水位上昇時には湧水が白濁し、泡状～泥状の沈澱物を生じる。この沈澱物は主としてデュエライトで、ハイドロタルサイトやハイドロマグネサイトを伴う(第1表)。

2) 「コンクリ盤」の膠結物質

蛇紋岩地帯の河川沿いには「コンクリ盤」(舟橋, 1953) と俗称される蛇紋岩礫主体の固結した礫岩がしばしば分布する(第2図b, 第3図b)。段丘面をつくることもある。これらは更新世末~完新世の河床堆積物(主として固結した土石流堆積物)であり, それが膠結されたものである(加藤・樋掛, 1998)。コンクリ盤の膠結物質は灰白色の微細な鉱物からなるが, 大部分が蛇紋石(クリソタイル, リザルダイト, デュエライト)で, 一部にハイドロタルサイトを伴う(赤岩岩体, 鷹泊岩体)。鷹泊岩体を横切る大ヌップ川(第2図a, d)のコンクリ盤の一部は比高8—10 mの段丘面をつくるが, その基質はデュエライトなどの低温沈澱性蛇紋石類主体である(第1表, 第3図b)。

3) 崖錐堆積物間の沈澱物

鷹泊蛇紋岩体を横断する大ヌップ川には微はんれい岩類の大小の角礫からなる崖錐堆積物があり(第2図d), この基質を帯褐灰色で縞状の沈澱組織を示す半固結細粒物質が充填している(第3図c)。これはデュエライトである(第1表)。なお, この微はんれい岩類はもともと蛇紋岩中の岩脈が崩壊したものであり, 崖錐堆積物の周囲には蛇紋岩が広く分布する。

4) 蛇紋岩地すべりの膠結物質

古冠村市街地南のタンネナイ地すべり(第2図b)は蛇紋岩地すべりである。この地すべり堆積物は固結しており, 膠結物質は灰白色で, ハイドロタルサイト, クリソタイル, リザルダイトおよびハイドロマグネサイトからなる(第1表)。

5) 蛇紋岩と接する泥岩のフラクチャー充填物

夕張市紅葉山の中新統滝の上層中には小規模な蛇紋岩体がいくつか分布する。これらのうち, 紅葉山南方のショロマ川蛇紋岩ブロック(加藤ほか, 2003; 第2図a, e)は中新統滝の上層の泥岩に覆われるが, 蛇紋岩体との接触部近傍数10 cm以内のフラクチャーには灰白色の蛇紋石脈が生成している。泥岩は剪断変形をほとんど受けておらず, 蛇紋石は偏光顕微鏡下では通常のクリソタイルに比べればやや結晶度が低い繊維状のクリソタイル(伸長正の γ 蛇紋石)およびデュエライトで, フラクチャーの壁から垂直に成長している(第4図a)。

6) 蛇紋岩断層ガウジの膠結物質

蛇紋岩体の破碎部の角礫の基質を灰白色~帯褐灰色の沈澱物が充填することがある。沙流川岩体の岩内岳南方の林道の例(第2図a, f)ではデュエライトなどであった(第1表, 第4図b)。

7) 蛇紋岩の節理や微細フラクチャーの充填物

塊状や葉片状の蛇紋岩に生じる節理面に沿って, 灰白色ないし帯緑灰色の粉末状の物質がしばしば充填していることがある。地表付近における応力開放によると考えられるシーティング節理やそのほかの開口節理を充填する(第3図d)。これらの多くは蛇紋石(クリソタイル, リザルダイト, デュエライト)であり, しばしばブルーサイトやハイドロタルサイトを伴う(第1表)。方解石, あられ石, ハイドロマグネサイトなどの炭酸塩鉱物脈を伴うこともある。

2. 蛇紋岩と低温沈澱性蛇紋石類の偏光顕微鏡下の特徴

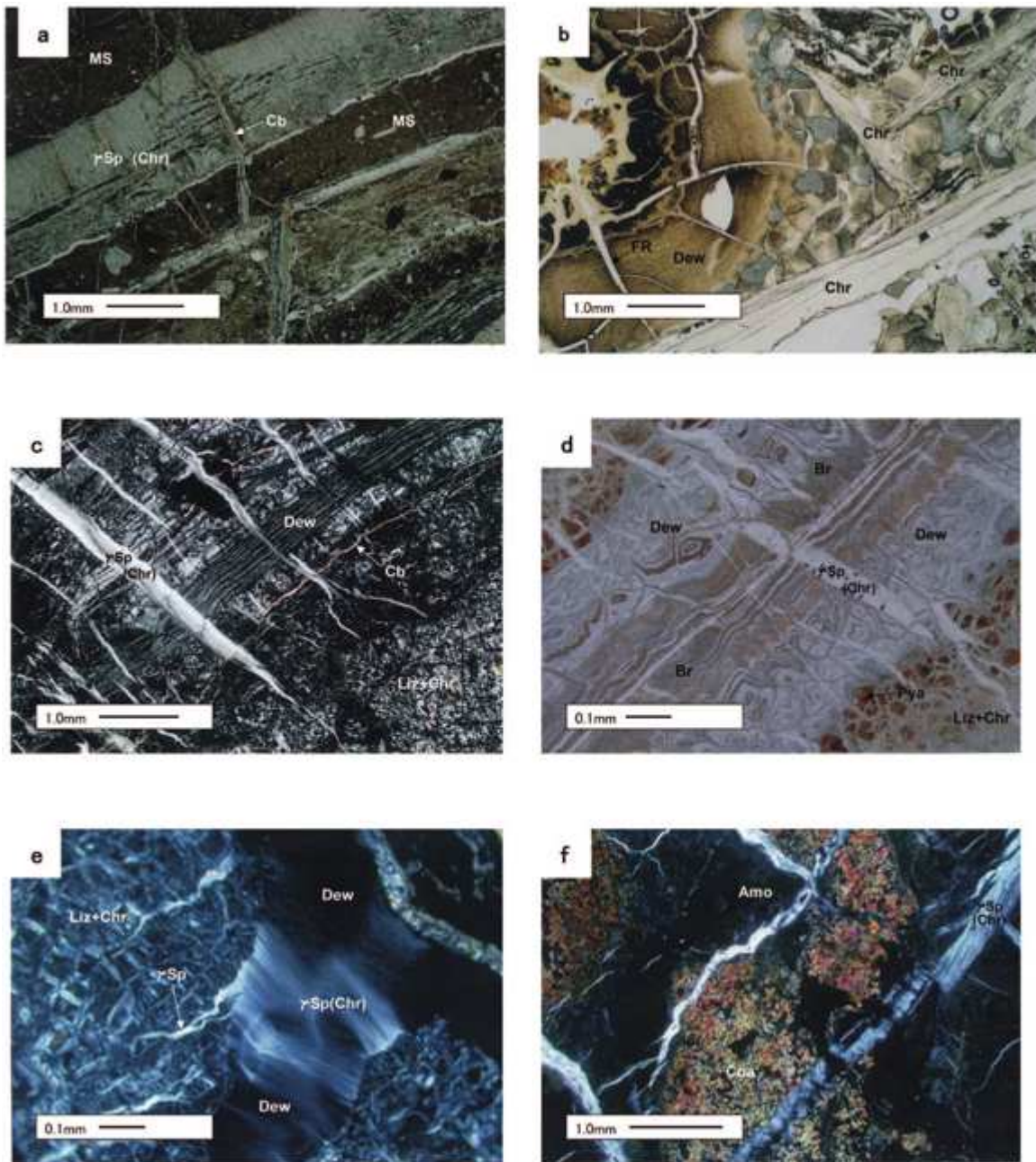
1) 一般的な蛇紋岩の特徴

一般に蛇紋岩の薄片を観察すると, 神居古潭帯では板状のリザルダイトと繊維状のクリソタイルなどからなるメッシュ組織を示す場合と, 葉片状のアンチゴライト主体のbladed-mat組織(Maltman, 1978)ないしinterpenetrating組織(O'Hanley, 1996)(両者は同じ組織を言うらしい)を示す場合がある。後者のアンチゴライト主体の組織を筆者らは日本語で綾織組織と呼んでいる。

また, 蛇紋石を伸長負の α 蛇紋石と伸長正の γ 蛇紋石に区別して記載することが伝統的に行われている(例えば, Francis, 1956; Deer et al., 1963)。これらと蛇紋石種との対応関係についての議論もある(例えば, O'Hanley, 1996)が, どのような生成条件の違いがあるかは必ずしも明確ではない。我々の観察に基づけば, メッシュ組織の格子としてのクリソタイルは, ブルーサイト(欠く場合がある)と磁鉄鉱を伴うが, この場合のクリソタイルは α 蛇紋石の場合と γ 蛇紋石の場合がある。また, メッシュ中心のリザルダイトを取り巻く格子のクリソタイル脈が2重の場合があり, 一般にリザルダイトに接する内側が α で, 外側(脈の中心側)が γ である。しかし, リザルダイト・クリソタイルを生成する低温型の蛇紋岩がアンチゴライトを生成する高温の場にもたらされた(逆蛇紋岩化作用)と考えられている鷹泊岩体(Igarashi et al., 1985)では, α と γ の上記順序がしばしば逆である。

2) 低温沈澱性蛇紋石類の特徴

いずれにしても, 神居古潭帯の蛇紋岩にはこれらの蛇紋岩組織を切る蛇紋石脈等, すなわちクラクチャー充填物が多数認められる。そのような後生的な脈や充填物は次のような特徴を示す蛇紋石からなる。すなわち, クリソタイル単一鉱物脈(γ 蛇紋石, 磁鉄鉱を伴わない)(第4図a, c), デュエライトの単一鉱物脈や角礫間充填物(磁鉄鉱を伴わない)(第4図b), 縞状の沈澱組織を示すデュエライト~クリソタイル(γ 蛇紋石)(磁鉄鉱を伴わな



第4図 低温沈澱性蛇紋石の偏光顕微鏡写真。(a) 滝の上層泥岩のフラクチャーを充填する白色蛇紋石。これはオープンニコルの写真であるが、干渉色は暗灰、伸長正のクリソタイル(γ -Sp) (紅葉山南方, ショロマ川蛇紋岩ブロック近傍), (b) 蛇紋岩の断層角礫を充填するデュエライト。淡褐色で微細な物質の集合体(沙流川岩体), (c) 塊状蛇紋岩のフラクチャーを縞状に充填する低結晶度蛇紋石と、これをさらに切るクリソタイル(γ -Sp) および炭酸塩鉱物(赤岩岩体) (d) 塊状蛇紋岩中の帯状のゾーン中で、縞状組織を示す沈澱性の蛇紋石とブルーサイト。これにさらに縞状組織を高角に切るひび割れ状クラックに沿ってクリソタイル(γ 蛇紋石)が生成している(沙流川岩体), (e) 塊状蛇紋岩中の沈澱性蛇紋石脈。デュエライトからクリソタイルへ漸移する(沙流川岩体), (f) 塊状蛇紋岩のフラクチャーに沿う風化部(非晶質化およびコーリンガイトの生成)を切って生成するクリソタイル(γ 蛇紋石)(沙流川岩体)。
 [岩石] MS: 泥岩 [鉱物] Liz: リザルダイト, Chr: クリソタイル(γ -Sp: 伸長正の蛇紋石), Liz: リザルダイト, Dew: デュエライト, Br: ブルーサイト, Cb: 炭酸塩鉱物, Amo: 非晶質物質, [その他] (FR): フラクチャーが存在した範囲。

い) (第4図c), さらにこれらの蛇紋石類とブルーサイトが互層状に繰り返す脈(磁鉄鉱を伴わない) (第4図d) などがある。これらの脈にはまれに少量の炭酸塩鉱物を伴うことがあり、また炭酸塩鉱物がこれらを切って生成することがある(第4図a)。デュエライト単一鉱物脈の場合、脈にしばしば平行な縞状の沈澱組織が認められるが、同一脈中の幅がより狭い部分でデュエライトから繊維状のクリソタイルに漸移することがある(第4図e)。

この場合、脈壁に平行な沈澱組織の縞を仮像として残したまま、クリソタイルが脈壁に対して垂直に成長したため、微細な格子模様が出現する(第4図fの右下の脈)。

3. 偽メッシュ組織

蛇紋岩が風化作用を受けると、蛇紋石やブルーサイトを交代して褐色のパイロオーライトや赤褐色のコーリンガイトなどの風化鉱物が生成する。これらの風化鉱物は蛇紋石より体積の大きい含水含炭酸の鉱物であるため、

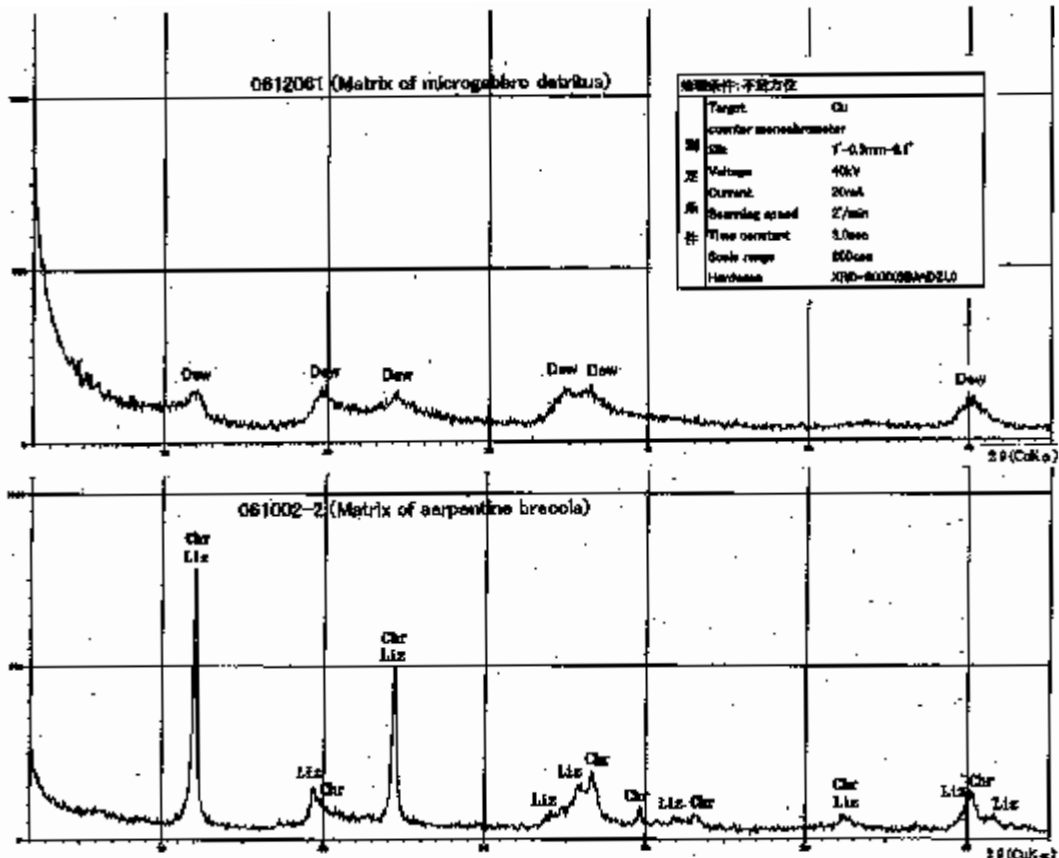
新鮮な蛇紋岩を湿潤な大気に曝しておく、脈などが褐色化するとともに膨らんでくる。このように蛇紋岩は風化作用を受けると蛇紋石やブルーサイトの変質（相変化、相転移）による体積膨張を起こす（加藤ほか, 2011）。このことはクリープによる膨張性地山をつくることの多い蛇紋岩の蛇紋石自体に膨潤性があるという誤解の一因となっている。

塊状蛇紋岩の分布域では、褐色風化を伴う低温沈澱性蛇紋石類（±沈澱性ブルーサイト）からなる縞状脈を高角で切って生成する亀甲状～格子状の展張クラック（O' Hanley, 1992 の cross-fractures）がしばしば見られる。これは灰白色～帯緑灰白色のクリソタイル（±ブルーサイト）脈に充填されている（第3図 d）。このクリソタイルも風化部を切って沈澱するという産状からして低温沈澱性蛇紋石類に違いない。蛇紋岩の風化作用が進むと、風化鉱物の生成に加えて、初生蛇紋石が非晶質鉱物化してバイレフリンゼンスの低下を起こし（第4図 f）、これらをネットワーク状に切って、繊維状のクリソタイル（伸長正のγ蛇紋石）などが生成する（第4図 c, d, f）。この脈にはブルーサイトを伴うこともある。この沈澱性蛇紋石（±ブルーサイト）ネットワークは蛇紋岩化作用によって生成する組織、すなわち、かんらん岩がマントル～地殻中で上昇したときの相対的な応力開放を反映した

メッシュ組織に似ている。しかしこのネットワークは本来のメッシュ組織のように3次元的な広がりをもたず、低温沈澱性蛇紋石類の縞状脈に直交して伸びるものの、ほぼ縞状脈の板状の分布範囲に限られる2次元的な広がりを示す。そのため、縞状脈に沿って剝離した面のみメッシュ状の組織が肉眼的レベルで観察される。すなわち、このネットワークは本来のメッシュ組織のフラクタルな拡大版ではなく、初生鉱物を置換した蛇紋石（メッシュ内部のリザルダイト）を伴わない「偽メッシュ組織」（pseudo-mesh texture）である。

低温沈澱性蛇紋石の粉末X線回折

蛇紋石の粉末X線回折について、クリソタイル・リザルダイト・アンチゴライトの回折線は互いに良く似ているものの、以下のような回折線によって区別できる。ターゲットがCuのとき、Kα線の2θは35—38°に出現する回折線で明瞭な違いがある。すなわち、アンチゴライトで35.6°（2.52 Å）、リザルダイトで35.9°（2.50 Å）、クリソタイル（クリノ、オルソ）で36.6°（2.45 Å）であり、さらに、アンチゴライトは37.1°（2.42 Å）、オルソクリソタイルがときに38.7°（2.33 Å）に回折線を持つ。さらに、2θがより高角では、アンチゴライトはしばしば59.1°（1.56 Å）に独自の回折線を持つので、60.0—60.2



第5図 低温沈澱性蛇紋石のX線粉末回折チャート。上：鷹泊岩体、微はんれい岩質崖堆積物の基質。下：沙流川岩体、蛇紋岩質角礫岩の基質。Chr: クリソタイル, Liz: リザルダイト, Dew: デュエライト

°の回折線をもち、59.1°に回折線がほとんど認められない他の蛇紋石と区別できる。

低温沈澱性蛇紋石類の粉末X線回折を行うと、低結晶度のデュエライトあるいは、クリソタイル（クリノクリソタイル）やリザルダイトが検出される場合がある。これらの結果は、第1表に示しているが、ほぼ純粋な低温沈澱性蛇紋石類を集めて分析できた例を第5図に示す。第5図上は鷹泊岩体の微はんれい岩からなる崖錐の帯褐色を呈する基質をなす沈澱物のX線粉末回折チャートであり、デュエライトからなることを示す。同図下は沙流川岩体の塊状蛇紋岩の節理を充填する灰白色沈澱物で、クリソタイルとリザルダイトからなることを示す。鷹泊岩体のデュエライトと沙流川岩体のクリソタイル・リザルダイトは鏡下では、ともに400倍程度にしても結晶が識別できない低結晶度の物質である。ただし、走査型電子顕微鏡下数千倍～1万倍で観察すると、後者の場合、クリソタイルの繊維状結晶が認められる。Nishiki et al., (2020) は赤岩青巖峽の蛇紋岩片からなる崖錐堆積物の膠結物質が低結晶度のクリソタイル（クリノクリソタイル）であることを、マイクロラマン分光や透過型電子顕微鏡を用いて明らかにした。これはおそらく偏光顕微鏡的にはデュエライトと記載される物質であるが、ここでは沈澱性のリザルダイトは確認されていない。

第5図に示すように、デュエライトの回折線はブロードながら、クリソタイル・リザルダイトの回折線と大略一致する。しかし、後述するように両者では化学組成がやや異なる。すなわち、デュエライトは蛇紋石に成長する低結晶度物質のほかに回折線の出ない非晶質物質を混入しているらしい。デュエライトは国際鉱物学連合に正式に認められた鉱物名ではなく、低結晶度蛇紋石とタルク様鉱物の混合物である（牧野, 1998）という見解があるが、これについては次章で検討する。

低温沈澱性蛇紋石類の化学組成

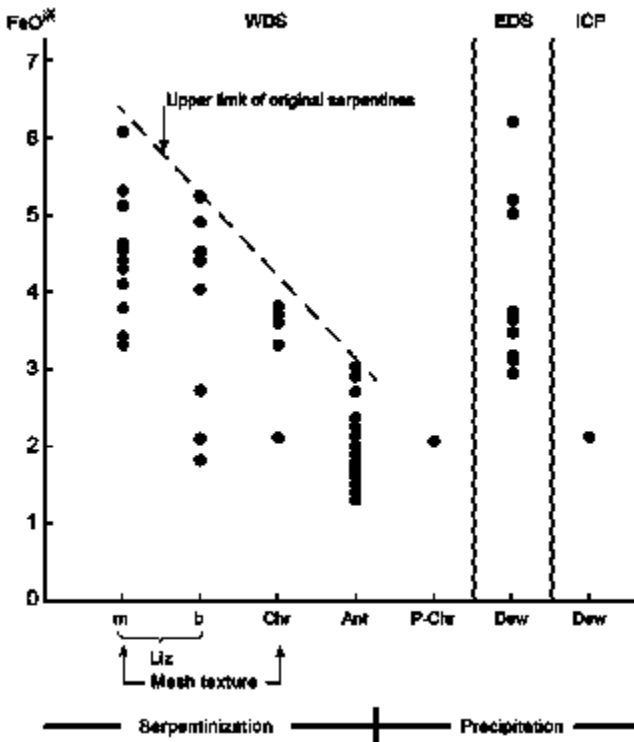
低温沈澱性蛇紋石類のうち、均質で分析に必要な量が採れる鷹泊岩体の微はんれい岩質崖錐の基質であるデュエライトの全岩化学分析をICP発光分光分析で行った（第2表）。第2表には、比較のために、日本国内から報告されているデュエライトやこれに近いと考えられる鍾乳石状蛇紋石（渋谷ほか, 1980）、クリソタイル、タルクおよびヒシングライトの分析値も示す。また、デュエライトのEPMA分析を、この試料および断層ガウジの基質（沙流川岩体）、段丘堆積物の基質（鷹泊岩体）を構成するものについて行った（第3表）。第3表にはまた、神居古潭帯の塊状蛇紋岩中の磁鉄鉱ダストを伴わない脈状のクリソタイル（No.10；沙流川岩体）および蛇紋岩

第2表 日本に産するデュエライト、クリソタイル、タルク、およびヒシングライトの化学分析値

Mineral name	deweylite								chrysotile		talc		hisingerite	
Reference	This study**		Minato and Muraoka (1958)		Sudo (1974)		Shibuya et al. (1980)		Sudo (1974)		Sudo (1974)		Sudo (1974)	
Locality	Takadomari Serpentinite mass, Hokkaido		Horokanai, Hokkaido		Miyamori, Iwate Prefecture		Ube, Yamaguchi Prefecture		Sanbagawa, Gunma Prefecture		Okushi, Nagasaki Prefecture		Kawa-yama mine, Yamaguchi Prefecture	
Occurrence	Cement of microgabbro detritus (061206-1)		—		Vein in serpentinite		Serpentine stalactite		—		—		Fracture of pyrrhotite ore	
SiO ₂	40.7	54.5	41.62	54.06	41.75	53.86	44.28	55.17	46.91	55.96	61.83	64.43	27.99	42.99
TiO ₂	0.10	0.14	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	0.73	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1.94	2.60	0.06	0.08	0.36	0.46	0.59	0.74	—	—	1.28	1.33	—	—
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ *	2.36	3.16	—	—	—	—	0.20	0.25	1.72	2.05	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	0.03	0.04	0.47	0.61	—	—	—	—	—	—	34.25	52.61
FeO	—	—	1.35	1.75	—	—	—	—	—	—	1.58	1.65	0.54	0.83
MnO	0.01	0.01	tr.	—	tr.	—	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—
MgO	29.1	39.0	33.89	44.02	34.38	44.35	32.03	39.91	34.50	41.16	30.77	32.06	—	—
CaO	0.19	0.25	0.06	0.08	0.57	0.74	3.11	3.88	—	—	0.25	0.26	2.33	3.58
Na ₂ O	0.14	0.19	—	—	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.05	0.12	0.13	—	—
K ₂ O	0.08	0.11	—	—	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.02	0.13	0.14	—	—
P ₂ O ₅	0.02	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
LOI	24.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.70	—	—	—
H ₂ O(+)	—	—	17.60	—	9.78	—	12.98	—	13.76	—	—	—	7.11	—
H ₂ O(-)	—	—	6.13	—	12.48	—	6.72	—	2.45	—	—	—	27.89	—
Total	99.5	100.0	100.74	100.0	99.79	100.0	99.97	100.0	100.01	100.0	100.66	100.0	100.11	100.0
Total except LOI or H ₂ O	74.7	—	77.01	—	77.53	—	80.27	—	83.80	—	95.96	—	65.11	—

※: Total Fe as Fe₂O₃. LOI: Loss on ignition. Analyses after normalization to 100% on anhydrous basis are given in the right column.

※※: Analyzed by ICP-AES

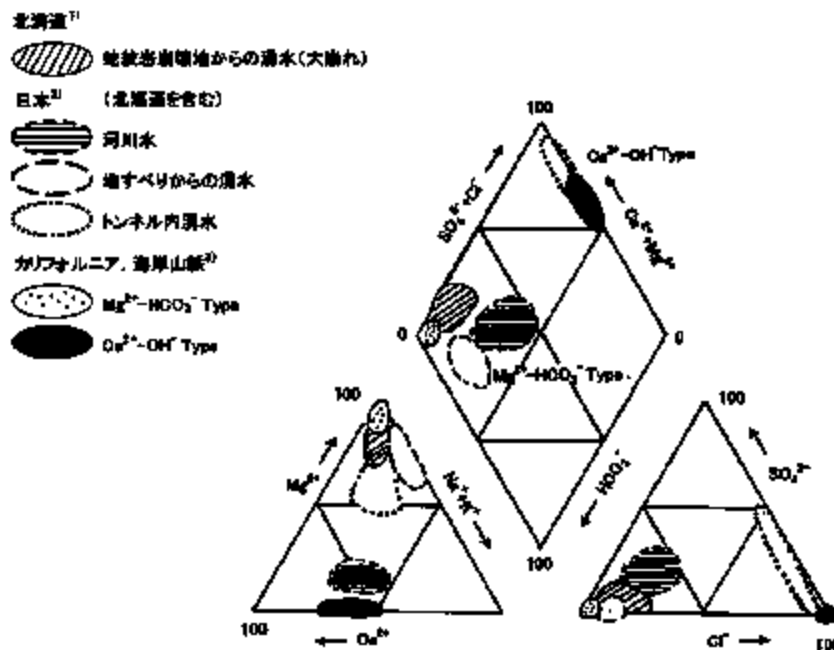


第6図 神居古潭帯の蛇紋岩に含まれる蛇紋石類のFe含有量の比較。リザルダイトークリソタイルからなるメッシュ組織をつくる蛇紋岩化作用で磁鉄鉱が生成するが、これらの蛇紋石を置換して生成する累進的なアンチゴライト化においても磁鉄鉱を生成し、アンチゴライトの鉄含有量はさらに低くなる。低温沈澱性のクリソタイルやデュエライトの鉄含有量は分析手法の違いによる誤差を考慮しても、幅広い組成範囲を持つ。Liz: リザルダイト (m: メッシュ中心, b: バスタイト), Chr: クリソタイル (メッシュ格子), Ant: アンチゴライト, P-Chr: 低温沈澱性クリソタイル, Dew: デュエライト。WDS, EDS および ICP はそれぞれ WDS, EDS および ICP-AES。

化作用によって生成した蛇紋石 (沙流川岩体および鷹泊岩体) の分析値を合わせて示す。

全岩化学分析と粉末X線回折の結果を総合すると以下のことが言える。今回分析したデュエライトは、クリノクリソタイルおよびリザルダイトに近いX線回折パターンを示す低結晶度の蛇紋石が主成分である。このデュエライトは良結晶度の蛇紋石に比べてSiに富み、Mgに乏しい。AlとFeは同様か若干富む。したがって、デュエラ

イトが蛇紋石に加えて蛇紋石よりMgには乏しいが、Siに富むタルク成分を混入するという考え (牧野, 1998) も成り立つ。しかし、蛇紋石の結晶水は13—15%なので、LOI 24.8% (第2表) がH₂O (-)を含むとしても大きすぎる。タルクは結晶水を5%程度しか含まないことや、粉末X線回折でタルクの回折線がまったく認められないことを考えると、やはりタルクそのものが混在しているとは考えにくい。混入物質は非晶質物質で、クリソタイルよりSiに若干富みMgに乏しくH₂Oの多い物質、例えばヒシングライト [Fe₂Si₂O₅ · (OH)₄ · 2H₂O] のFeをMgに置き換えたような物質である可能性が考えられる。あるいは、化学組成的にはWenner and Taylor (1974) やこれを引用したO'Hanley (1996) が考えているように、蛇紋石とモンモリロナイト鉱物 (のサポーナイト) の混合物であっても、Siに若干富みMgに乏しくH₂Oの多い物質という条件を満たすので良いかもしれない。ただしこの場合も上記のX線回折チャートにはモン



第7図 蛇紋岩地域の水のトリリニアードイアグラム (水落ほか, 2004)。日本の蛇紋岩地域の水はMg-HCO₃タイプである。カリフォルニアの海岸山脈にはMg-HCO₃タイプに加え、Ca-OHタイプが知られている。トンネル内湧水は神居古潭峡谷の神竜トンネルのデータで、Ca-OHタイプであるが、コンクリートを通じた水であるためCa濃度が高くなったものと考えられる。1) 水落ほか (2004), 2) 野地 (1981), 3) Barnes and O'neil (1969)。

第3表 神居古潭帯の2つの超苦鉄質岩体(沙流川岩体と鷹泊岩体)とその周辺のデュエライト・クリソタイト・アンチゴライト・ブルーサイトのEPMA分析値.

No.	Products of low-temperature precipitation																																									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19																							
Type of genesis	Products of serpentinization																																									
Sample number	061005-2									061206-1									76722-1	80106-12	80106-11	80106-8																				
Locality	Sarugawa mass			Takadomari mass			Takadomari mass			Takadomari mass			Sarugawa mass			Sarugawa mass			Sarugawa mass			Takadomari mass																				
Occurrence	Matrix of fault gouge of serpentinite			Cement of terrace deposits			Cement of microgabbro detritus			Cement of microgabbro			Vein			Bastite and mesh textured harzburgitic serpentinite			Mesh textured			Bladed-mat textured antigorite serpentinite																				
Mineral name	D			D			D			D			D			C			L(c)			L(m)			L(b)			C			L			A			A			Br		
SiO ₂	35.8	33.1	35.8	34.8	34.8	32.6	33.6	36.6	33.8	42.06	39.80	39.36	38.90	41.38	36.56	42.72	42.39	42.01	0.2																							
TiO ₂	0.06	0.09	0.03	0.09	0.22	0.10	0.10	0.12	0.09	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.23	0.00	0.00	0.00																							
Al ₂ O ₃	1.11	2.03	1.98	4.57	3.98	4.28	2.42	2.40	2.40	1.03	1.07	0.94	2.11	1.18	0.01	0.52	0.16	0.44	0.14																							
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.05	0.00	0.08	0.04	0.11	0.13	0.54	0.05	0.02	0.04	0.06	0.07	0.04																							
FeO*	2.94	3.72	3.15	5.00	6.19	5.16	3.19	3.46	3.13	2.08	4.27	4.14	4.36	3.67	6.04	1.70	1.33	2.46	5.35																							
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.00	0.02	0.13	0.20	0.19	0.26	0.13	0.06	0.01	0.06	0.07	0.30																							
NiO	0.10	0.17	0.17	0.06	0.12	0.15	0.11	0.09	0.08	0.23	0.52	0.52	0.38	0.13	0.42	0.21	0.35	0.19	0.54																							
MgO	21.3	22.7	22.5	24.3	25.0	22.8	25.4	26.5	25.0	39.59	39.84	39.88	38.33	39.12	41.40	41.62	42.58	41.05	78.0																							
CaO	0.43	0.36	0.32	0.10	0.11	0.11	0.12	0.16	0.18	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.06	0.01	0.00	0.01																							
Na ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																							
K ₂ O	0.07	0.22	0.17	0.36	0.30	0.25	0.23	0.22	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																							
Total	61.84	62.45	64.15	69.34	70.86	65.55	65.25	69.55	65.00	85.17	85.82	85.18	84.90	85.67	84.58	87.11	86.94	86.29	84.59																							
Si	4.620	4.307	4.477	4.106	4.061	4.085	4.177	4.256	4.211	4.004	3.837	3.825	3.795	3.955	3.645	3.867	3.849	3.859	0.003																							
Ti	0.006	0.009	0.003	0.008	0.020	0.010	0.010	0.010	0.008	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.016	0.000	0.000	0.000																							
Al	0.169	0.311	0.292	0.635	0.547	0.632	0.354	0.328	0.352	0.115	0.122	0.108	0.242	0.133	0.001	0.005	0.017	0.047	0.003																							
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.002	0.004	0.000	0.007	0.003	0.008	0.010	0.042	0.003	0.002	0.003	0.004	0.189	0.000																							
Fe ²⁺	0.317	0.405	0.329	0.493	0.604	0.541	0.332	0.337	0.326	0.165	0.344	0.336	0.356	0.293	0.504	0.129	0.101	0.005	0.073																							
Mn	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.008	0.000	0.000	0.002	0.011	0.017	0.015	0.021	0.010	0.005	0.001	0.005	0.006	0.004																							
Ni	0.010	0.018	0.017	0.006	0.011	0.015	0.011	0.008	0.008	0.017	0.041	0.041	0.029	0.010	0.034	0.015	0.026	0.011	0.007																							
Mg	4.098	4.403	4.196	4.274	4.349	4.259	4.708	4.594	4.643	5.620	5.727	5.778	5.575	5.573	6.153	5.616	5.764	5.621	1.904																							
Ca	0.060	0.050	0.043	0.013	0.014	0.015	0.016	0.020	0.024	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006	0.006	0.001	0.000	0.000																							
Na	0.008	0.008	0.008	0.011	0.004	0.005	0.007	0.000	0.007	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																							
K	0.011	0.036	0.027	0.054	0.045	0.041	0.036	0.032	0.030	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																							
Total	9.299	9.550	9.392	9.601	9.667	9.613	9.655	9.585	9.618	9.935	10.096	10.114	10.061	9.977	10.351	9.658	9.767	9.738	1.994																							

D : deweylite L: lizardite(c: mesh center, m: margin of mesh center, b: bastite after othopyroxene) C: chrysotile A: antigorite Br: brucite

*: Total Fe as FeO

** : "O=14" of deweylite is for comparison with lizardite and chrysotile composition

*** : O=13.626 is from ideal antigorite composition of Mg_{2.823}Si₂O₅(OH)_{3.647} after Wicks and Whittaker (1975)

No. 1 ~No. 9 : this study by JEOL of Hokkaido Univ. Educ. (ZAF corrected) No. 10 ~No. 19 : Katoh (1982) by JEOL -50A of Hokkaido Univ. (ZAF corrected)

No. 10 : not include magnetite dust

モリロナイト鉱物の回折線は確認できない。

この鷹泊岩体の微はんれい岩質崖錐堆積物の基質をなすデュエライト集合体 (061206-1) はマグネットペンを近づけても、蛇紋岩のように反応しない。したがって、微粒の磁鉄鉱を含まないか、含んでいてもきわめて微量であろう。この全岩化学分析値(ICP)は全 FeO 2.4 % (第2表) で、EDS 分析では全 FeO 3.1-3.5 % である。しかし、いくつかの低温沈澱性蛇紋石類を EDS で分析したところ、全 FeO 含有量は 2.9—6.2 % と組成幅が大きく、神居古潭帯のメッシュ組織をつくるリザルダイトやクリソタイトの全 FeO 含有量の範囲をカバーする (第6図)。低温沈澱性のクリソタイトについては EPMA (WDS) 分析値が1個で、初生のリザルダイトやクリソタイトに比べ FeO 含有量が少ないように見える (第6図)。しかし、低温沈澱性のクリソタイト脈は灰白色から帯緑灰色のものまでがあり、実際の Fe 含有量は蛇紋岩化作用に伴って生成するクリソタイトより、組成幅に富む可能性がある。

考察

1. 蛇紋岩体周辺の湧水と水質

蛇紋岩地域の地下水・湧水は世界的には $Mg^{2+}-HCO_3^-$ タイプ (以下 $Mg-HCO_3$ タイプ) と $Ca^{2+}-OH$ タイプ (以下 $Ca-OH$ タイプ) に区別でき、後者の組成の水は現在蛇紋岩化作用が起こっている岩体で生成すると考えられている (Barnes and O'Neil, 1969; Barnes et al., 1978)。

神居古潭帯を含む日本各地 (野地, 1981; 水落ほか, 2004) およびカリフォルニアの海岸山脈 (Barnes and O'Neil, 1969) の蛇紋岩分布域における地下水、湧水および河川水の組成領域を第7図に示す。

これらを含め、日本国内ではトンネル湧水を除けば、 $Mg-HCO_3$ タイプのみが知られ、確実な $Ca-OH$ タイプは認められない (トンネル内湧水はコンクリートの壁から染み出すためセメント成分が溶出し、 Ca^{2+} や SO_4^{2-} に富

み、pH は 8—10 である)。ここで、このような蛇紋岩地域の河川水が湧水に比べて Mg に乏しく、Ca が相対的に多いことに注意したい。Mg が何らかの形、例えば低温沈澱性蛇紋石類や、低温沈澱性ブルーサイト、ハイドロマグネサイト、ハイドロタルサイトなどとして固定された可能性を示すからである。

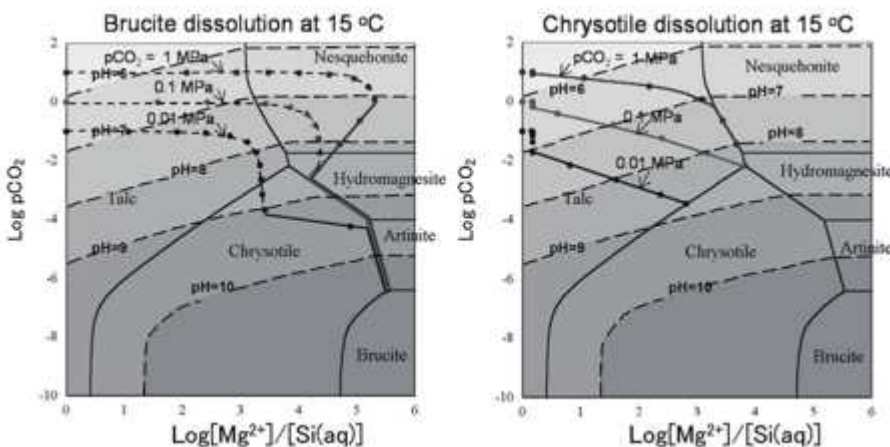
一方、 $Ca-OH$ タイプの水はオマーン (Barnes et al., 1978; 佐藤ほか, 2001) や、アメリカ西海岸 (Barnes and O'Neil, 1969, 1971; O'Neil and Barnes, 1971) その他から報告されている。それらは pH が 11—12 の高アルカリ性であり、かつ非常に還元的 ($E_h = -50 \sim -840$ mV) である (佐藤ほか, 2001; 安楽ほか, 2017)。

2. 低温沈澱性蛇紋石の安定条件

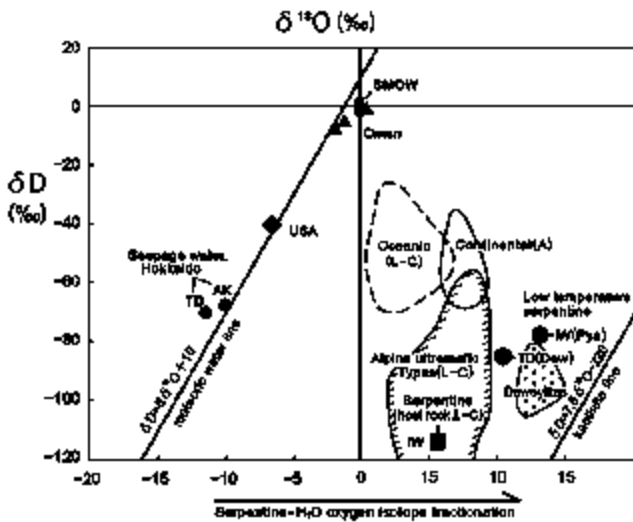
Hemley et al. (1977) は熱力学平衡計算によって作成した $Mg-SiO_2-H_2O$ 系の相図において、常温・常圧 (25 °C, 1bar) で、Mg に富み Si にやや乏しい水溶液からクリソタイトやブルーサイトが生成可能であることを示した。クリソタイトは常温でも準安定に生成し得るといわれる (Evans, 2004)。

秋田・佐藤 (2001) は オマーン・オフィオライトの高アルカリ泉の湧出に関連して、熱力学データを用いて地表水とかんらん岩の相互作用の検討を行った。その結果、かんらん石—水反応だけでなく、直方輝石・単斜輝石との反応を高めることで Ca イオンが溶出し、実際に観察されるような pH 11.5 まで上昇することを明らかにした。また、この反応に伴ってクリソタイトやブルーサイトが晶出し得ることや、そのために水には Mg^{2+} や $SiO_2(aq)$ が増加することを示し、これらが著しく低温での蛇紋岩化作用の結果であるとした。

Okamoto et al. (2006) は、やはり熱力学的平衡計算によって $Mg-Si-CO_2$ 系の相図を作成した (第8図)。これによると、 CO_2 分圧、 Mg^{2+} や $Si(aq)$ イオンの濃度によって異なるが、15-25°C の常温においてクリソタイト、ブルーサイトなどの安定領域が存在する。黒丸はブルーサイトやクリソタイトが溶解する時の液組成と pH の変化を計算した点。



第8図 $Mg-Si-CO_2$ 系の相図 (Okamoto et al., 2006)。ブルーサイト、蛇紋石の溶解と pH 変化による沈澱物を示す相図。 CO_2 分圧、 Mg^{2+} や $Si(aq)$ イオンの濃度によって異なるが、15-25°C の常温においてクリソタイト、ブルーサイトなどの安定領域が存在する。黒丸はブルーサイトやクリソタイトが溶解する時の液組成と pH の変化を計算した点。



第9図 蛇紋岩関連の鉱物と水のδD-δ¹⁸O図(水落ほか, 2004). IW: 岩内岳 TD: 鷹泊 AK: 赤岩 Pya: パイロオーライト Dew: デュエライト L-C: リザルダイト・クリソタイル A: アンチゴライト. 各エリアはO’Neil and Barnes (1971)をO’Hanley (1996)が修正. 北海道のデータは水落ほか(2004).

ブルーサイト, アルチニー石, ハイドロマグネサイト, タルクなどの安定領域が存在する. CO₂分圧が低ければ, クリソタイルやブルーサイトが安定である. また, 15°CでのCO₂との中和反応に伴うブルーサイトや蛇紋石の溶解によるpHの上昇と, それに伴う沈殿物が検討された. これによるとブルーサイトも蛇紋石とともに溶解する場合には, pHの上昇に伴いタルク, ネスケホナイト, ハイドロマグネサイト, アルチニー石等が晶出するが, 最終的にクリソタイルやブルーサイトの安定領域に入つて, pHは10程度が上限となることを示した.

Nishiki et al. (2020) は赤岩青巖峡の蛇紋岩地すべりに伴う沈殿物や湧水の研究を行った. 湧水と表流水の混合は高Si活動度をもたらし, 天然のM-S-H (magnesium silicate hydrate) が沈殿する. この理解のために, Mg-Si-H₂O, Ca-Si-H₂O, Mg-CO₂-H₂O および Ca-CO₂-H₂O系それぞれの熱力学的な安定図が作成された. そこでは常温(25°C)のアルカリ性環境で, M-S-Hとしてクリソタイルが生成可能で, CaやCO₂が加わる環境ではアラゴナイトも生成可能であることを示した.

水落ほか(2004)は, 本論文で記載した低温沈澱性蛇紋石類を含む試料(岩内岳近傍の蛇紋岩: 061005, 赤岩青巖峡のコンクリ盤基質: 061104-1, 同湧水の沈澱物: 061104-5, 鷹泊岩体の崖錐間充填物: 061206-1, 同崖錐間充填物のアラゴナイト: 061205-2)その他の水素・酸素同位体分析を行い, 以下のような結果を得ている. 岩内岳近傍の新鮮な蛇紋岩(IW)はδ¹⁸O = +5.7‰, δD = -116‰を示し, δ¹⁸O = +1 ~ +9‰の値を示すアルパインタイプの蛇紋岩に近い. これに対して鷹泊岩体の微はんれい岩からなる崖錐を充填するデュエライト(TD(Dew))や沙流川岩体の蛇紋岩破碎部の角礫充填物であるパイロオーライト(含水Mg炭酸塩: IW(Py))は, δ¹⁸O = +10 ~ +13‰と高い値を示す. これらはO’Neil and Barnes (1971)によるほぼ常温で生成したデュエライトの領域に近い(第9図). 鷹泊岩体での湧水(湧水TD: δ¹⁸O = -11.5‰)とデュエライト(TD(Dew): δ¹⁸O = +10.4‰)の酸素同位体分別についてZheng (1993)の式を用いれば, デュエライトの生成は約16°Cと推定される(水落ほか, 2004).

第4表 蛇紋岩片を主とする世界各地の堆積物の特徴と膠結物質のタイプ.

Region	Occurrence	Cementation materials	Remarks
Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan	Matrix of cemented stream sediments (mud flow)	Chr·Liz [*] >>Htc	Sp061104-1: Along R.Mukawa in Akaiwa mass. ¹⁴ C age is 1,900yBP Mizuochi et al. (2004)
	Matrix of terrace deposits (old mud flow)	Dew	Sp061203-4: Along Dai-nuppu river in Takadomari mass. Relative height of the terrace is 8-10m.
	Matrix of detritus composed of microgabbro in serpentinite mass	Dew	Sp061206-1: Along Dai-nuppu river in Takadomari mass. Slightly brownish white soft sediment.
	Matrix of cemented mud flow	Chr·Liz [*] >Htc·Hmg	Sp021112-4: Okuzure in Mukawa mass. White, relatively soft material.
South Island, New Zealand	Matrix of cemented debris flow deposit	▪ Cc·Ara·Stv·Pec·Pya ▪ Chr	Craw and Landis (1980) Craw et al. (1987): ¹⁴ C age is 5,700 ~ 6,800yBP
Hajar Mountains, Oman	Matrix of cemented stream sediments	Cc	Morishita & Arai (1999)
Coastal Range of California, USA	Matrix of cemented stream sediments	Cc>Ara>Dol	Barnes & O’Neil (1971): ¹⁴ C age is 2,000~7,600yBP; O’Neil and Barnes (1971)

Hmg: hydromagnesite Cc: calcite Ara: aragoite Dol: dolomite Stv: stevensite

第5表 世界各地の蛇紋岩体からの湧水のタイプと沈殿物の構成鉱物

Country	Host rock	Chemical type of spring water	pH	Eh	Temperature of spring	Precipitated material	Gas	Reference
Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan	H>D Various degree of serpentinization (massive, foliated)	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ type	9.3~10.1	-112~+152mV (reductive to oxidative)	6~12°C	•Sp>Htc, Hmg •Cc, Ara	—	Nochi (1981), Mizuochi et al.(2004)
Hajar Mountains, Oman	H>D>W Weakly serpentinized (massive)	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ type	8.3~9.2	+58~+158mV (oxidative)	20~24°C (Max.27°C)	—	—	Sato et al.(2001), Ninomiya et al. (2004)
		Ca ²⁺ -OH ⁻ type	10.7~12.6	-50~-840mV (reductive)	30~38°C	[in minor river] •Ara>Cc, Htc, Br [in large river] •Ara±Cc [evaporated] •Nes	H ₂ >>CH ₄	Sato et al. (2001), Ninomiya et al. (2004), Anraku et al. (2017)
Coastal Range of California, USA	H>D Weakly serpentinized (massive)	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ type	7.8~9.0	—	14~30°C	—	—	Barnes & O'Neil.(1969)
		Ca ²⁺ -OH ⁻ type	11.2~12.0	—	11~31°C	•Cc, Ara [evaporated] •Nes	—	Barnes & O'Neil (1969, 1971), Barnes et al. (1972)
The "Lost City" located 15km west of Mid Atlantic Ridge axis	Maybe weakly serpentinized peridotite	Ca ²⁺ -OH ⁻ type?	9~11	—	40~90°C	•Ara, Cc, Br	H ₂ , CH ₄	Kelley et al. (2005)

H:harzburgite D:dunite W:wehrlite Sp:serpentine Cc:calcite Ara:aragonite Htc:hydrotalcite Hmg:hydromagnesite Br:brucite Nes:neskehonite

3. 蛇紋岩質堆積物の膠結物質

世界各地の蛇紋岩地帯の第四系地表面堆積物を比較した(第4表)。これらは、河床堆積物、段丘堆積物、地すべり堆積物、崖錐堆積物の違いはあるが、いずれも蛇紋岩礫が主体または周囲が蛇紋岩体であるという共通性を持つ。それらの基質は、神居古潭帯のもので蛇紋石(不良結晶度蛇紋石, クリソタイル)が主体(リザルダイトについては偏光顕微鏡下では確認されておらず、粉末X回折のみの確認なので、混入を含めて今後の検討が必要)で、ハイドロタルサイトやハイドロマグネサイトを伴うのに対し、オマーンでは方解石が主体(Morishita and Arai, 1999)、カリフォルニアでは方解石やあられ石が主体で少量のドロマイトを伴う(Barnes and O'Neil, 1969)。オマーンでは当初あられ石も存在したが、続成作用で方解石に転移した可能性が指摘されている(Morishita and Arai, 1999)。ニュージーランドでは方解石・あられ石などが卓越する場合と蛇紋石が卓越する場合があることが注目される(Craw et al., 1987)。これらの違いは後述するように蛇紋岩中で涵養される地下水の水質の違いに支配されていると考えられる。

4. 湧水タイプと沈殿物

次に、蛇紋岩体からの湧水のタイプとこれに伴う沈殿物について比較する(第5表)。

Mg—HCO₃タイプの湧水は神居古潭帯のほか、オマーンやカリフォルニアの湧水の一部に認められている。このタイプの湧水はpH 7.8~10.1(アルカリ性)、Eh +158~-112mV(酸化的~還元的)、水温は6~30°C(一般に低い低緯度地方ではときに高い)である。Mg-HCO₃タイプの湧水に伴う沈殿物は今回記載したように、クリソタイル・低結晶度蛇紋石類(デュエライト)が主体で、ハイドロタルサイトやハイドロマグネサイトを伴うことがある。離水部では方解石やあられ石も認められた。これは地下で蛇紋岩化作用がすでに停止しているため、地下水にCaが供給されず、Caイオンが少ない一方、蛇紋石やブルーサイトの溶解によってMgイオンに富んだためと考えられる。

一方、Ca-OHタイプの湧水はpH 10.7~12.6(強アルカリ性)、Eh-50~-840mV(還元的)、水温は11°C~38°C(一般に高い)である。オマーンでは水素およびメタンガスを伴う。Ca-OHタイプの湧水の存在は、それをもたらす超苦鉄質岩体で現在蛇紋岩化作用が進行中である証拠と考えられ(Barnes et al, 1978; 秋田・佐藤, 2001; 佐藤ほか, 2004; Kelemen and Matter, 2008)、水素やメタンの発生(Chamberlain et al., 1965; Neal and Stanger, 1983)はそれを支持する。北緯30度の大西洋中央海嶺西方からあられ石・方

第6表 蛇紋石の低温沈澱現象および蛇紋岩化作用が現在起こっている地域の緯度・気温・降水量と湧水のタイプ

Locality, Country	Present day serpentine precipitation under atmospheric condition	Present day serpentinization of underground	Latitude	Mean annual temperature ^{※3} (°C) (maximum temperature)	Mean annual precipitation (mm)	Thermal gradient (°C/100m)	Type of spring water
Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan	○	×	N42°~45°	8(21)	1091 ^{※4}	2~3 ^{※5}	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
South Island, New Zealand	○ ^{※1}	×	S45°	10(14)	1072 ^{※4}	?	Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻ ?
Kulasi, Bosnia and Herzegovina	○?	○ ^{※2}	N43°	12(22)	684 ^{※4}	?	Ca ²⁺ -OH ⁻
Cazadero, California	○ ^{※2}	○ ^{※2}	N35°	20(33)	1580 ^{※2}	?	Ca ²⁺ -OH ⁻ , Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
Hajar Mountains, Oman	○ ^{※3}	○ ^{※2}	N24°	29(35)	127 ^{※2}	?	Ca ²⁺ -OH ⁻ , Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻
New Caledonia	○?	○ ^{※2}	S20°	23(26)	1090 ^{※2}	?	Intermediate type of Ca ²⁺ -OH ⁻ and Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻

○: in progress ×: not in progress

※1: Craw et al. (1987) ※2: Barnes and O'Neil (1969), Barnes et al. (1978)

※3: Sato et al. (2001), Ninomiya et al. (2004) ※4: National Astronomical Observatory, Japan (1996)

※5: Geological Survey of Hokkaido (1995)

解石・ブルーサイトからなるチムニーが発見され、pH 9～11、水温< 40～90 °Cの低温熱水と水素、メタンガスをともなうことが報告された (Kelley et al., 2005). 著者らも示唆しているが、地下で蛇紋岩化作用が起こっており、Ca-OHタイプの湧水が生産されている可能性が高い。

5. 低温蛇紋岩化作用の条件

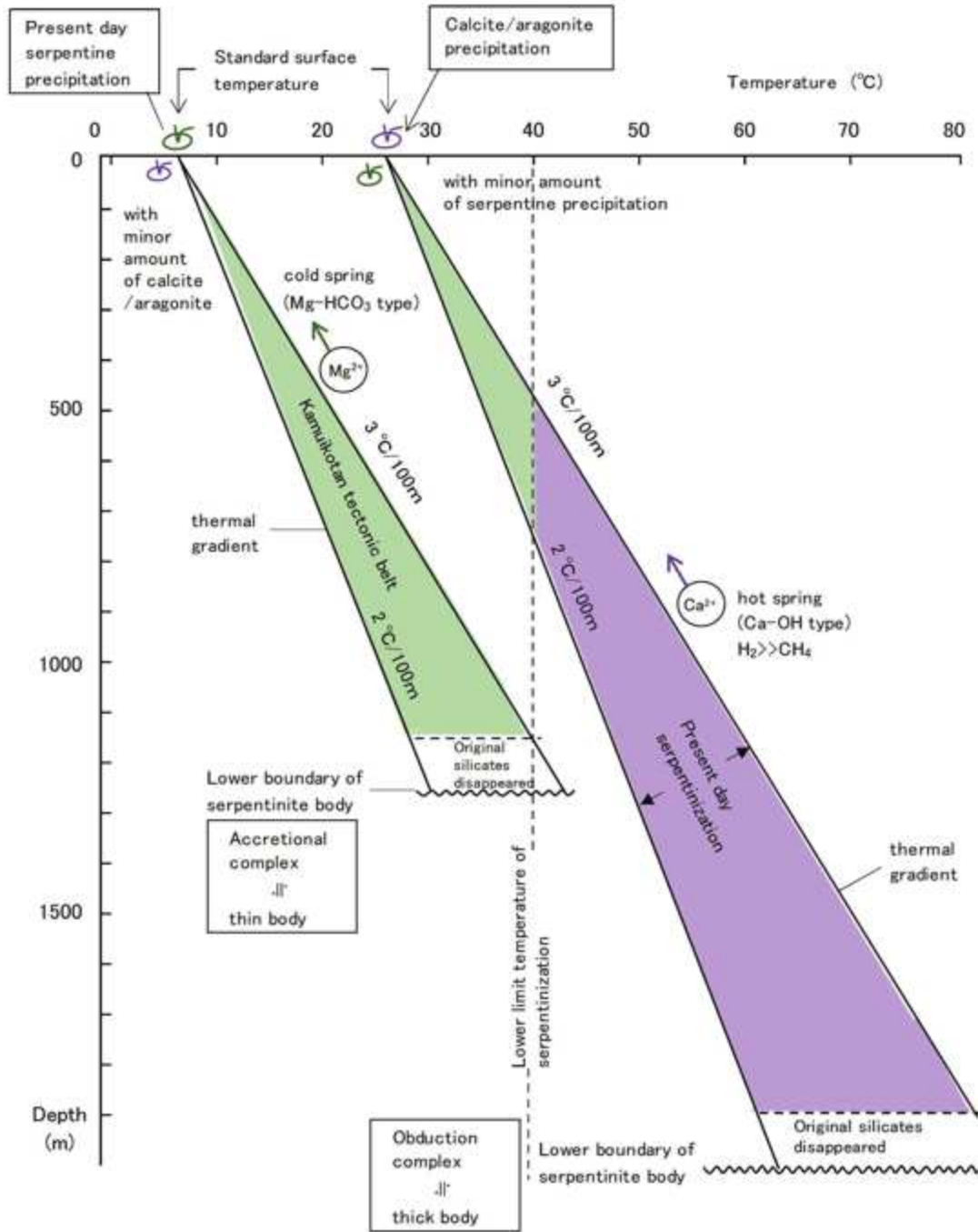
それでは、地球上で蛇紋岩化作用が起こる条件はどのように考えればよいであろうか？ 第6表は現在蛇紋岩化作用が起こっていると考えられる地域と、すでに停止していると考えられる地域とを比較したものである。この表は、現在蛇紋岩化作用が起こっている岩体の存在する位置が、緯度とそれに伴う年平均気温に関係している可能性を示している。蛇紋岩化作用の可能性を示すCa-OHタイプの湧水は、ボスニア・ヘルツェゴビナのKulasiを除けば、35°以下の低緯度地方、すなわち年平均気温が20 °C以上（最高気温26—35 °C）の地域に見られる。これに対し、すでに蛇紋岩化作用が停止していると考えられる北海道やニュージーランドは42—45°の中緯度にある。すなわち、年平均気温が8—10 °C（最高気温14—21 °C）である。しかし、Kulasiの例外もあり、そう単純ではない。

第10図は横軸に温度を、縦軸に深度をとった図で、蛇紋岩化作用と蛇紋石の低温沈澱現象の起こる条件を示す概念図である。一般に地殻浅部の地下地温は地表の基準温度（年平均気温に近似）とその地域の地温勾配から推定できる。神居古潭帯以外の地温勾配が不明なので、

仮にこれと同様の2—3 °C/100mと仮定してみる。蛇紋岩化作用の下限温度をO'Hanley (1996) に従って40 °Cとすると、低緯度地方の超苦鉄質岩体は基準温度が高い（例えば、オマーンは約30 °C）ので、当然地下浅部で蛇紋岩化作用を起こしやすい。これに対して、中—高緯度地方ではかなり深部でなければ蛇紋岩化作用が起こらない。例えば、神居古潭帯では地温勾配が2—3 °C/100m（北海道立地下資源調査所, 1995）なので、これを2.5 °C/100m、基準温度を8 °Cとすれば、地温が40 °Cになる深度は1,280mとなる。ところが、神居古潭帯の超苦鉄質岩は付加体の一部を構成し、かつナップテクトニクスを受けているため、岩体の鉛直方向の厚さは一般に薄く、一般にはこの深度まで分布している可能性は低い。しかし例えば、初生鉱物を残す大岩体である沙流川岩体（岩内岳かんらん岩体を含む）は低角のへい入形態をもち、最大部で厚さ約1,600mと考えられている（加藤, 1978）。したがって、最深部で蛇紋岩化作用が進行していることも考えられるが、その可能性は低い。なぜならば、ナップ状岩体のコア部に新鮮部を残し、その上位と下位は蛇紋岩化作用が著しく進んでいて初生鉱物をほとんど残していない可能性が高いからである。また、鷹泊岩体は低角のへい入形態を持つ塊状岩体で、連続的な水平分布が6 kmに及ぶ (Igarashi et al., 1985) ので、深部で地温が40 °Cに達する部分が存在する可能性が高い。しかし、この岩体でも、これまでCa-OHタイプの湧水など蛇紋岩化作用が進行中である証拠は認められていない。鷹泊岩体を基盤とする比高約10mの段丘堆積物を

含めて、第四紀の堆積物の膠結物質は低温沈澱性蛇紋石類が主体であるので、少なくとも完新世以降は蛇紋岩化作用が停止し（深部では初生鉱物がすべて蛇紋石化?）、Mg-HCO₃ タイプの湧水が供給されていたと考えられる。一方、現在蛇紋岩化作用が進行中のオマーンやカリフォルニアでは、沈殿物が方解石・あられ石主体である（第

6表）のに対応して、段丘堆積物の膠結物質もカルシウム炭酸塩が主体である（第5表）。すなわち、ここで取り上げた各地域の例では、蛇紋岩化作用の進行や停止について、少なくとも完新世に入って以降は同じ状態が維持されているといえる。なお、ボスニア・ヘルツェゴビナの岩体は中緯度地方にあるが、岩体が厚いか地温勾配



第10図 低温沈澱性蛇紋石類の生成と蛇紋岩化作用の起る深度—温度の概念図

基準温度（地表付近の平均地温）が、例えば神居古潭帯のように8°Cの地域と、低緯度の28°Cの地域では蛇紋岩化作用の起こりえる深度が大きく異なる。例えば地温勾配を同じ2.5°C/100mと仮定したとき、蛇紋岩化作用（Ca²⁺が発生）が起るには40°C以上が必要なので、前者では深度1280m以深、後者では深度480m以深の条件が必要である。そのため、低緯度で比較的厚い超苦鉄質岩体では蛇紋岩化作用によりCa²⁺濃度の高い熱水が生産され、かつ地表にもたらされやすい。付加体に組み込まれている日本の超苦鉄質岩体は岩体が薄い上に、蛇紋岩化作用が進んでいるため、多くの超苦鉄質岩体では蛇紋岩化作用がすでに停止して、地下水の組成は蛇紋石やブルーサイトの溶解によってMg²⁺イオンなどが多くなっている。

岩体の底部付近のテクトニックコンタクト周辺は破砕部の孔隙を熱水が循環するので、蛇紋岩化作用が進んで初生珪酸塩鉱物が消失するため、それ以上蛇紋岩化作用は進み得ない。

が高いため、蛇紋岩化作用が進行中である可能性が考えられる。

これらを総合すると、蛇紋岩化作用が起こるためには、次の3条件を同時に満たす必要があると考えられる：①蛇紋岩化作用が完了しておらず初生鉱物のかんらん石や輝石が残存している、②蛇紋岩化作用の起こりうる深度に地下水が十分に供給される、③約40℃と考えられる蛇紋岩化作用の下限温度を上回っている。

低温蛇紋岩化作用に必要な水の起源は主として天水である。天水は開口フラクチャーに沿って地下水として浸透するが、深部ほど圧力の増大やフラクチャーの沈殿物による充填によって孔隙率が減少するので、地下水の量はしだいに減少する。変形しやすい蛇紋岩はとくにその傾向が強い。すなわち、深部になるほど天水を使つての蛇紋岩化作用は起りにくくなる。

蛇紋岩化作用の下限温度に達しやすい条件は、①年平均気温が高い比較的低緯度地方の岩体であるか、②地下深部まで分布する厚い岩体であるか、③地温勾配が高い岩体であるか、のいずれかである。したがって、例えばオマーンのかんらん岩体では、日中に40℃を超える季節もあるであろうが、このとき岩石表面に水はほとんど無い。まれに降雨があれば、今度は表面温度が40℃を切る。したがって、一般に地表で蛇紋岩化作用が起こることはほとんどないと考えられる。

6. 低温沈澱性蛇紋石の認識と意義

蛇紋岩中の低温沈澱性蛇紋石類は、肉眼的に通常の蛇紋石よりも一般に白っぽく、白色、帯緑灰色、帯褐灰色などを呈する。これらのうち低結晶度の蛇紋石はデュエライトに相当するが、デュエライトはこのほか赤褐色などを呈するとされる(Lapham, 1961)。実は冒頭で述べたピクロライトは塊状や縞状でフラクチャーを充填することからみて、少なくともその一部はデュエライトなのであろう。O'Hanley (1996) はフラクチャーを充填する塊状の物質がピクロライトとクリソタイルであり、縞状の物質を γ -蛇紋岩脈としている。白色の低温沈澱性蛇紋石はCa炭酸塩と間違えやすいが、当然ながら希塩酸の塗布では発泡しない。肉眼観察上はその特徴を端的に示すため、低温沈澱性蛇紋石の可能性を示す蛇紋石として「白色蛇紋石」(white serpentine)と記載される可能性もあるが、これは当然ピクロライトと同様にフィールドネームである。蛇紋石が肉眼的に緑色を帯びるのは2価のFeが多いためであるが、低温沈澱性蛇紋石類は先に述べたように、全Feについては非常に少ないものから蛇紋岩化作用で生成した蛇紋石と同様に多いものまでがある。褐色を帯びるデュエライトは Fe^{3+}/Fe^{2+} 比が高

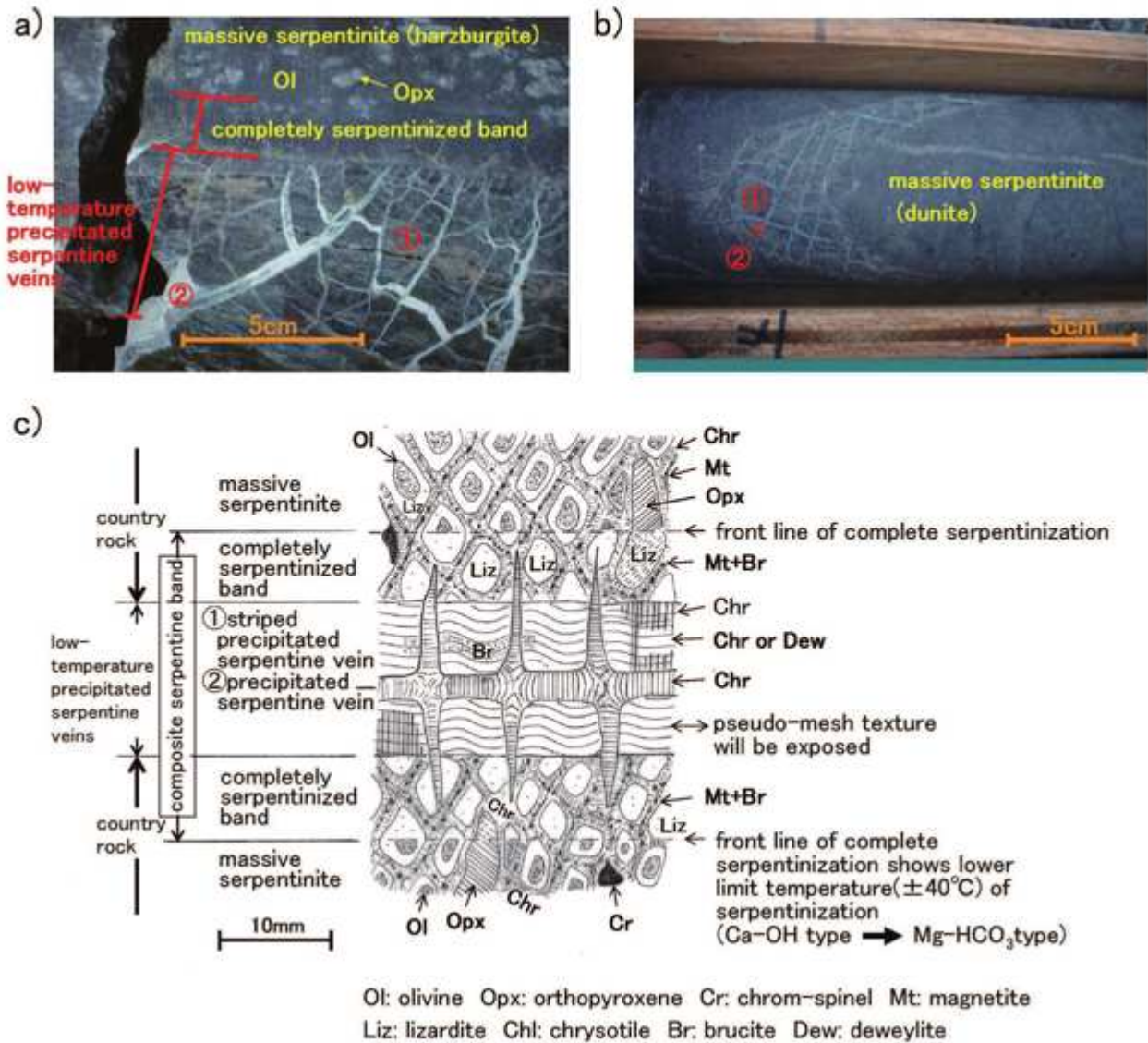
いであろう。また、結晶が微粉状の場合、並置混色効果により灰色、すなわち白味が強調されるとも考えられる。

低温沈澱性蛇紋石類は岩体の破碎部や、応力開放によって形成されると考えられるシーティング節理や亀甲状の節理を含むフラクチャーを充填することがある。約300℃以下の低温の蛇紋岩化作用で生成した蛇紋石と低温沈澱性蛇紋石類が示す鏡下での特徴は、次のようにまとめられる。

- 1) かんらん石を交代して系統的にメッシュ組織が生成しているとき、かんらん石を置換した板状リザルダイトとセットで格子状に生成したフラクチャーを充填するクリソタイルは蛇紋岩化作用の産物である。このクリソタイルは伸長負(α)の場合と正(γ)の場合がある。この場合一般にリザルダイトにもクリソタイルにも磁鉄鉱ダストを伴う
- 2) 格子部分のフラクチャーはさらに広がって中心部に別のクリソタイル、微粒のリザルダイトやブルーサイトが生成することが多い。この場合、磁鉄鉱ダストを伴う場合とそうでない場合がある。蛇紋岩化作用によってかんらん石や輝石が消費されて蛇紋石が生成すると磁鉄鉱が生成される(Coleman, 1971など)。すなわち、磁鉄鉱が生成していない場合は低温沈澱性蛇紋石類や同ブルーサイトの可能性が考えられる。
- 3) 低結晶度蛇紋石類やクリソタイル(±ブルーサイト)からなる縞状の沈澱組織を示すものは、低温沈澱性である。磁鉄鉱を伴わない。
- 4) 他の組織を切って生成するクリソタイルの少なくとも一部は低温沈澱性である。その明白な例は、風化鉱物であるパイロオーライトやコーリングイトあるいは風化作用で非晶質鉱物化した蛇紋石を切って、新鮮なクリソタイルないし低結晶度蛇紋石類脈が生成する場合である。また、低結晶度蛇紋石等からなる縞状の沈澱組織をさらに切るクリソタイル脈は当然低温沈澱性である。磁鉄鉱を伴わない。

今回の観察からはこれらの低温沈澱性と考えられるクリソタイル脈はすべて伸長正の γ 蛇紋石(X線との対応を考えればおそらくクリノクリソタイル)であった。なお、低温沈澱性蛇紋石類脈の中で不良結晶度から良結晶度へ漸移することがある(第4図e)。Lapham (1961) はあられ石を交代するデュエライトがコアの不良結晶度からリムの良結晶度・繊維状(クリソタイル?)に成長することを報告しているの、類似の現象が普遍的に存在するようである。

ここでの議論を総合すると、蛇紋岩化作用下限温度付



第 11 図 複合蛇紋石バンド

- a) 岩内岳南側林道沿いのボーリングコアにおける複合蛇紋石バンド
ハルツバージャイト質蛇紋岩でかんらん石や直方輝石が残存している (RITE 3 号孔 深度 32.5m)
- b) 同上サイト．複合蛇紋石バンド中の偽メッシュ組織が明瞭な切断面．ダナイト質蛇紋岩でかんらん石が残存している (RITE 1 号孔 深度 19.6m)
- c) 複合蛇紋石バンドの概念図 (加藤ほか, 2007a を一部改変) ．
①, ②は写真の同番号に対応．

蛇紋岩化作用がまだ続いている半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩にフラクチャーが形成され、そこを約 40°C 以上の地下水 (低温熱水) が通過すると、その周囲の母岩の完全蛇紋岩化が進み、Ca-OH タイプの低温熱水が放出される．この温度を下回る条件になると完全蛇紋岩化前線を残して蛇紋岩化作用が停止する．こうして完全蛇紋岩化バンドが形成される．この後にフラクチャーを通過する地下水は Mg-HCO₃ タイプとなり Si も伴うため、低温沈澱性蛇紋石類などが縞状に沈澱し、しばしば褐色に風化作用を受ける．また、この縞状部に直交するひび割れ状の展張クラックが発生し、これをさらに低温沈澱性蛇紋石類が充填する．これら 2 種の低温沈澱性蛇紋石類 (や縞状脈のブルーサイト) は蛇紋岩化作用の産物ではない．

蛇紋岩化による完全蛇紋岩化バンドと低温沈澱現象の産物である 2 つの産物の蛇紋石等は全体として一つのゾーンを構成するので、複合蛇紋石バンドと呼ぶ．このバンドは弱面であるので剥離しやすく、偽メッシュ組織が現れやすい．

近の超苦鉄質岩について、第 11 図に示すように産状 (a, b) に基づいて c に示す概念図を描くことができる．この図の母岩は比較的低温での蛇紋岩化作用で生成した置換性のリザルダイト (+ 磁鉄鉱) および沈澱性のクリソタイト (± ブルーサイト + 磁鉄鉱) からなり、蛇紋岩化作用が未完了で、初生のかんらん石や輝石を残している半

ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩である．これに対し、中央部はこの母岩のフラクチャーに生成した沈澱性の蛇紋石等の脈である．

一般に、かんらん岩の蛇紋岩化作用の段階 (吸水発熱反応、初生鉱物の蛇紋石等への置換やフラクチャーへの蛇紋石・ブルーサイト・磁鉄鉱の沈澱、Ca や H² の排

出, Ca-OH タイプ熱水の生成) では, かんらん岩の地殻中での上昇による相対的応力開放によって, 顕微鏡スケールで3次元的に広がるフラクチャーが生成し, かんらん石や輝石の置換によるリザルダイト等の生成とフラクチャーに沈澱するクリソタイル等の生成が同時に進行する. このようにしてメッシュ組織が形成される. この半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩体がさらに上昇し, 浅部に至り, 約 40 °C の蛇紋岩化作用の下限温度を下回ると蛇紋岩化作用が停止し, Ca が系外へほとんど溶出しなくなるため, 地下水は Mg-OH タイプに変化する. また, 地表近傍での応力開放により, フラクチャーが2次元的な広がりをもって生成する. 風化作用の影響圏で初生蛇紋石やブルーサイトの非晶質鉱物化・溶解や, パイロオーライト, コーリンガイトなどの風化鉱物による置換が起こる. 一方, このような風化部を切るフラクチャーには縞状沈澱組織を示す蛇紋石類, ブルーサイトなどの沈澱が起こり, また, これをさらに切る展張クラックにクリソタイル(ときにブルーサイト)が沈殿する. 半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩にしばしば認められる複合蛇紋石バンド, すなわち, 2タイプの低温沈澱性蛇紋石類脈とこれらがつくる偽メッシュ組織や母岩の完全蛇紋岩化バンド(加藤ほか, 2007a, b)は, 蛇紋岩化作用下限温度周辺のイベントを示している(第11図c).

O'Hanley (1992, 1996) は第11図cと見かけがよく似た産状の概念図を示しており, 筆者らと同じ現象を観察している可能性が高い. そこでは第11図cの「塊状蛇紋岩」の部分が“peridotite”で, 「縞状沈澱性蛇紋石類」の部分が(完全に蛇紋岩化した)“serpentinite”とされ, 後者にくさび状に表面から刺さりこむ“cross-fracture”が描かれている. 彼はこの図を発展させて serpentinite と cross-fracture が立体的に peridotite を取り囲み, peridotite をコアストーン状に残す kernel pattern を示した. そこではこの概念に基づいて蛇紋岩化作用による体積増加の説明を行っている. しかし, この議論は事実誤認に基づいているという点で支持できない. そもそも O'Hanley (1992, 1996) の serpentinite と cross-fracture のゾーンを構成する鉱物は O'Hanley (1996) が自ら風化作用の産物なので蛇紋岩化作用と区別すべきとした鉱物そのものなのである. Kernel pattern がここで示されている内容であるとしても, 地表近傍の応力開放ゾーンに限られるであろう. この範囲で開口亀裂の生成とこれを埋める低温沈澱性蛇紋石等の生成による蛇紋岩の体積増加が起こる. 実はこれに前後して褐色のパイロオーライトや赤褐色のコーリンガイトの生成による相変化による体積増加も起こる(加藤ほか, 2011). これら

の前の本来の蛇紋岩化作用による体積増加は超苦鉄質岩の上昇による等方的な応力開放でできる3次元的な広がりを持つ格子状のメッシュ組織との関連で議論する必要があり, O'Hanley (1996) がレビューしたようにすでに多くの研究がある.

ここでは「蛇紋岩」であっても, 必ずしも本来の蛇紋岩化作用に伴って生成した蛇紋石等のみからなるとは限らないという見解を示した. すなわち, 部分的ないし完全に蛇紋岩化した超苦鉄質岩のかんらん石, 輝石, 初生蛇紋石やブルーサイトが地表近傍で地下水に接触して溶解し, この溶液から低温沈澱性蛇紋石等が生成し, 一定の割合を占めるようになることがあるということである. 沙流川岩体の半ば蛇紋岩化した超苦鉄質岩のボーリングコア(RITE 1号孔)について予察的にモード測定を行った結果, 低温沈澱性蛇紋石等はダナイト質塊状蛇紋岩で15.3%, ハルツバージャイト質塊状蛇紋岩で10.6%であった. 葉片状蛇紋岩は塊状蛇紋岩に比べてしばしばクリソタイルが卓越することが知られているが, これには磁鉄鉱を伴わない低温沈澱性蛇紋石として生成しつつ変形したクリソタイルがしばしば含まれる. これは蛇紋岩化作用停止後に起こったテクトニックあるいはノンテクトニックなせん断面の形成に伴う現象と考えられる.

したがって, 超苦鉄質岩の蛇紋岩化作用と低温での蛇紋石類の沈澱現象を区別して記載し, 空間的・時間的な意味を検討するならば, 超苦鉄質岩のかかわるテクトニクスに一定の制約条件を与えることができるだろう.

また, 複合蛇紋石バンドは弱面を形成するうえに風化作用に伴う相変化による膨張性もあり, 超苦鉄質岩体のノンテクトニックな変形に果たす役割が大きく(加藤ほか, 2011), 防災地質学的に注目する必要がある.

さらに, 蛇紋岩化作用が地下で進行中であるか否かに関わって, 沈澱しやすいのがあられ石や方解石のCa炭酸塩であるのか, 低温沈澱性蛇紋石やブルーサイトのMg鉱物であるのかを決める湧水組成の違いが生じる. このことは近年研究されているように, 炭酸塩の超苦鉄質岩への鉱物固定に対する判断の根拠となる.

ニッケル鉱床として近年開発されつつある蛇紋岩ラテライトの研究にとっては, Niの地表直下への濃集過程に関し, 著しく進行する風化作用の一方で, 低温沈澱性の蛇紋石やブルーサイトが生成・分解することを考慮する必要がある.

健康に重大な被害を与えるアスベストとして挙動するクリソタイルは蛇紋岩のクリソタイルの中でも一部であるらしい(加藤ほか, 2008)が, 結晶度の低い低温沈澱

性のクリソタイルはアスベストとして挙動する可能性が低い。

おわりに

蛇紋岩の名前の由来となったと考えられる肉眼レベルのメッシュ状の構造は、教科書に示されるリザルダイトとクリソタイルからなる本来の三次元的に認められるメッシュ組織とは似て非なるもので、偽メッシュ組織である。この偽メッシュ組織は蛇紋岩化作用停止直前から地表近傍の風化作用の及ぶレベルにかけて生成した複合蛇紋石バンドが剥離した結果現れたものである。このレベルに上昇した超苦鉄質岩体は応力開放に伴うフラクチャーに沿って低温沈澱性蛇紋石等の縞状沈澱物に満たされるが、これが褐色に風化作用を受けた後に、さらなる応力開放に伴ってひび割れ状のクラックが生成し、これにまた低温沈澱性蛇紋石等が沈澱する。縞状沈澱部に沿っては剥離しやすいため、メッシュ状の組織が見えるわけである。

先人も指摘しているが、蛇紋岩化作用の定義に基づけば、低温の蛇紋岩化作用と蛇紋石の沈澱現象を区別すべきであることを強調した。定義を拡大して、低温での蛇紋石の沈澱現象をも含めて蛇紋岩化作用とする方法もあるであろうが、それは起っている現象の本質の理解を曖昧にするので採用できない。

また、低温沈澱性蛇紋石類やブルーサイトの沈澱現象を一般の風化作用に一括し、考察の範囲外に置くと、蛇紋岩化作用の不十分な理解を招く。例えば、地質学的条件から比較的深部で蛇紋岩化作用が進んで初生鉱物を残さない超苦鉄質岩体では、低温沈澱性の蛇紋石類やブルーサイトが深部で生成するので、深部に風化作用が及んだという不合理な判断をせざるを得なくなるであろう。

超苦鉄質岩の中に蛇紋岩化作用と蛇紋岩化作用停止後の低温蛇紋石類等の沈澱現象の産物が混在しているという事実はいまだよく認識されていないか、あるいは蛇紋岩の深部過程に興味が集まりやすいなどの理由で重視されていない。

ここでは蛇紋岩を地表で観察することの多いフィールド地質家にとって、蛇紋岩中に低温沈澱性蛇紋石類が混在するという理解は重要であると考え、低温領域における蛇紋岩化作用の全体像の理解の上に、蛇紋石等の沈澱現象の事実を示すことを試みた。

謝辞

本論文の執筆にあたり、(財)地球環境産業技術研究機

構の木村邦夫(元)副所長にはデータの一部使用にあたって許可をいただいた。同“蛇紋岩委員会”(略称)の(故)鹿園直建委員長、中嶋 悟委員および大隅多加志主席研究員にはきわめて有益な御助言を賜った。北海道大学の佐藤 努教授にはかんらん岩-水反応について御教示いただいた。

分析試料の一部は(元)北海道大学の新井田清信准教授、(元)同 川村信人准教授、同 Pitambar Gautam 准教授、元道立地下資源調査所の(故)高橋功二博士、(地独)北海道立総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所の川上源太郎博士、アースサイエンス(株)の(故)樋掛鉄也氏との別の共同研究の際にサンプリングしたものである。EPMA 分析にあたっては北海道教育大学の和田恵治名誉教授および岡村聰名誉教授にお世話になった。国立科学博物館の松原聰(元)地質研究部長にはデュエライトのX線粉末回折データについてご教示いただいた。本原稿は君波和雄山口大学名誉教授および元産業技術総合研究所の中川 充博士の懇切丁寧な査読によって改善された。薄片は元アースサイエンス(株)の佐々木克久氏に作成していただいた。図表の一部は同社の後藤淳子氏およびデザイン工房ねむの木の中村綾子氏に作成をお願いした。これらの諸氏に深く感謝いたします。

本論文の基本的内容は、二ノ宮ほか(2007)で「投稿準備中」として予告してあったものです。筆頭著者(加藤)の不手際により公表が著しく遅れたことをお詫び申し上げます。

引用文献

- 秋田奈生子・佐藤 努, 2001, オマーンオフィオライトに湧出する高アルカリ泉と沈澱物の生成過程. 日本鉱物学会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演要旨集, 2001, 159.
- 安楽総太郎・松原勇武・森本和也・佐藤努, 2017, オマーンオフィオライトに湧出する高アルカリ泉周辺における二次鉱物の生成とその要因. 粘土科学, **55**, 17-30.
- 東 豊土・加藤孝幸・坂本 泉・金 容義, 2005, 小笠原海域, 母島海山の岩石・鉱物—蛇紋石泥とアラゴナイト・沈澱性蛇紋石・コーツィン. 「海—自然と文化」東海大学紀要海洋学部, **3**, 61-76.
- Barnes, I., LaMarche, V. C. Jr. and Himmelberg, G., 1967, Geochemical evidence of present-day serpentization. *Science*, **156**, 830-832.
- Barnes, I. and O'Neil, J. R, 1969, The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentization, Western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 1947-1960.
- Barnes, I. and O'Neil, J. R, 1971, Calcium-magnesium carbonate solid solutions from Holocene conglomerate

- cements and travertines in the Coastal Range of California. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **35**, 699-718.
- Barnes, I., Rapp, J. B. and O'Neil, J. R., 1972, Metamorphic assemblages and the direction of fluid flow in four instances of serpentinization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**, 163-276.
- Barnes, I., O'Neil, J. R. and Trescases, J. J., 1978, Present day serpentinization in New Caledonia, Oman and Yugoslavia. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **42**, 144-145.
- Berman, R. G., Engi, M., Greenwood, H. J. and Brown, T. H., 1986, Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: a review with application to the system MgO-SiO₂-H₂O. *Jour. Petrol.*, **27**, 1331-1364.
- Bromiley, G. D. and Pawley, A. R., 2003, The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99-108.
- Carso, L. J. and Chernosky, J.V. Jr., 1979, The stability of lizardite. *Can. Mineral.*, **17**, 757-769.
- Chamberlain, J. A., McLeod, C. R., Traill, R. J. and Lachance, G.R., 1965, Native metals in the Muskox intrusion. *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 188-215.
- Coleman, R. G., 1966, New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. *New Zealand Geol. Surv. Bull.*, **76**, 1-102.
- Coleman, R. G., 1971, Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Surv. Amer. Bull.*, **82**, 897-918.
- Craw, D. and Landis, C. A., 1980, Authigenic pectolite, stevensite and pyroaurite in a Quaternary debris flow, Southland, New Zealand. *J. Sed. Pet.*, **50**, 497-504.
- Craw, D., Landis, C. A. and Kelsey, P. I., 1987, Authigenic chrysotile formation in the matrix of Quaternary debris flows, northern Southland, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*, **35**, 43-52.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, M. A., 1963, Serpentine. In *Rock Forming Minerals*, Vol.3, *Sheet Silicates*, 170-190, Longman.
- Evans, B. W., 2004, The serpentine multisystem revisited: chrysotile is metastable. *International Geol. Rev.*, **46**, 479-506.
- Evans, B. W., Johannes, W., Otterdoorn, H. and Tromsdorff, V., 1976, Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **56**, 79-93.
- Francis, G. H., 1956, The serpentine mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland. *Amer. Jour. Sci.*, **254**, 201-226.
- Hemley, J. J., Montoya, J. W., Christ, C. L. and Hostetler, P. B., 1977, Mineral equilibria in the MgO-SiO₂-H₂O system: I Talc-chrysotile-forsterite-brucite stability relations. *Amer. Jour. Sci.*, **277**, 322-351.
- 北海道立地下資源調査所, 1995, 60万分の1北海道地温勾配図. 北海道立地下資源調査所.
- 舟橋三男, 1953, 5万分の1地質図幅「上江丹別」および同説明書. 北海道開発庁, 58p.
- Igarashi, T., Katoh, T. and Niida, K., 1985, The Takadomari serpentinites in the Kamuikotan ophiolite belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 305-319.
- Johannes, W., 1968, Experimental investigations of the reaction forsterite + H₂O ⇌ serpentine + brucite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **19**, 309-315.
- Kanehira, K., Banno, S. and Hashimoto, M., 1964, Note for rock-forming minerals (28) Finding of awaruite (native nickel iron) from serpentinite near the City of Koti, Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **70**, 272-277.
- 加藤欣也・加藤孝幸・岡村 聡・和田 哲, 2008, 蛇紋岩のクリソタイル含有量とアスベストの飛散量—アスベストに関連する各種測定法の比較. *応用地質*, **49**, 227-235.
- 加藤孝幸, 1978, 神居古潭帯の沙流川超塩基性岩体について. *地球科学*, **32**, 273-279.
- Katoh, T., 1982MS, Serpentinization of ultramafic rocks in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. A. thesis submitted to Hokkaido Univ. for the degree of doctor of science.
- 加藤孝幸・樋掛鉄也, 1998, 蛇紋岩の形態分類再考. 日本応用地質学会北海道支部平成10年度研究発表会, 演旨, 26-29.
- 加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・岡本征雄, 2007a, 複合蛇紋石バンドと偽メッシュ組織の形成—蛇紋岩体崩壊の素因. 日本地質学会第114年学術大会, 演旨, 148.
- 加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・岡本征雄・佐藤 務, 2007b, 蛇紋岩の2つの構成要素と2つの構成部分—蛇紋岩化作用進行時か蛇紋岩化作用停止後か? 置換性か沈澱性か?. 第51回粘土科学討論会, 講演要旨集, 54-55.
- 加藤孝幸・水落幸広・二ノ宮 淳・斉藤晃生, 2004, “白色蛇紋石”の常温・常圧下における沈澱. 日本地質学会第111年学術大会, 演旨, 143.
- Katoh, T. and Niida, K., 1983, Rodingites from the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido. Univ., Ser. IV*, **20**, 151-169.
- 加藤孝幸・新井田清信・高橋功二, 2003, 下部中新統, 滝の上層中の“蛇紋岩”. 日本地質学会第110年学術大会, 演旨, 66.
- 加藤孝幸・米島真由子・岡崎健治・伊東佳彦, 2011, 蛇紋岩の風化作用による膨張現象—変状の引き金としての相転移. 日本応用地質学会平成23年度研究発表会, 講演論文

- 集, 3-4.
- Kelemen, P.B. and Matter, J., 2008, In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage. *Poc. Nat. Acad. Sci.*, **105**, 17295-17300.
- Kelley, D. S., Karson, J. A., Fruh-Green, G. L., Yoerger, D. R., Shank, T. M., Butterfield, D. A., Hayes, J. M., Schrenk, M. O., Olson, E. J., Proskurowski, G., Jakuba, M., Bradley, A., Larson, B., Ludwig, K., Glickson, D., Buckman, K., Bradley, A. S., Brazelton, W. J., Roe, K., Elend, M. J., Delacour, A., Bernasconi, S. M., Lilley, M. D., Baross, J. A., Summons, R. E. and Sylva, S. P., 2005, A serpentinite-hosted ecosystem—the Lost City hydrothermal field. *Science*, **307**, 1428-1434.
- 国立天文台 編, 1996, 「理科年表」, 1043p.
- Lapham, D. M., 1961, New data on deweylite. *Amer. Mineral.*, **45**, 168-188.
- 牧野和孝, 1998, 鉱物資源百科事典. 日刊工業新聞社, 1390p.
- 湊 秀雄・村岡久志, 1958, 北海道空知支庁雨竜郡幌加内村産 Deweylite に就いて. *鉱物学雑誌*, **3**, 626-633.
- 水落幸広・二ノ宮 淳・加藤孝幸・矢島達哉, 2004, 蛇紋岩地域における炭酸塩沈澱現象—蛇紋岩体への CO₂ 固定にむけてのナチュラルアナログ研究. 平成 16 年度資源・素材学会春季大会講演要旨, 企画 100-103.
- Maltman, A. J., 1978, Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **89**, 972-980.
- Miyoshi, A., Kogiso, T., Ishikawa, N., and Mibe, K., 2014, Role of silica for the progress of serpentinization reactions: Constraints from successive changes in mineralogical textures of serpentinites from Iwanaidake ultramafic body, Japan. *Amer. Mineral.*, **99**, 1035-1044.
- Morishita, T. and Arai, S., 1999, Diversity of carbonate occurrences at the Fizh massif in the northern part of the Oman ophiolite; a preliminary report. *The Science Reports of Kanazawa University*, **43**, 13-24.
- Neal, C. and Stanger, G., 1983, Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 315-320.
- Nishiki, Y., Sato, T., Katoh, T., Otake, T. and Kikuchi, R. (2020), Precipitation of magnesium silicate hydrates in natural alkaline surface environments. *Clay Science*, **24**, 1-13.
- 二ノ宮 淳・加藤孝幸・水落幸広, 2004, オマーンオフィオライト超苦鉄質岩に伴う炭酸塩—大気 CO₂ 固定技術開発の観点から. 日本地質学会第 111 年学術大会, 演旨, 293.
- 二ノ宮 淳・水落幸広・加藤孝幸・岡本征雄・矢島達哉, 2007, 蛇紋岩体の地化学環境を利用した CO₂ 固定研究. *粘土科学*, **46**, 28-32.
- 野地正保, 1981, 蛇紋岩と土木工事 (第 2 報)—蛇紋岩地帯の陸水の水質. *土木研究所月報*, 342, 1-22, 北海道開発土木研究所.
- O'Hanley, D., 1992, Solution to the volume problem in serpentinization. *Geology*, **20**, 705-708.
- O'Hanley, D., 1996, Serpentinites: record of tectonic and petrological history. *Oxf. Monogr. Geol. Geophys.* 34, Oxford University Press, New York, 277p.
- Okamoto, I., Yajima, T., Mizuochi, Y., Kato, T., Ninomiya, A. and Ohsumi, T., 2006, In-site test on CO₂ fixation by serpentine rock mass in Japan. Proc. The eighth International Conference on Greenhouse Gas Control (GHGT-8), Trondheim, CD-ROM.
- 岡本正也・井上喜嗣・黒田吉益, 1981, 長野県大河原付近のかんらん岩より自然鉄の発見. *地質雑*, 87, 597-599.
- O'Neil, J.R. and Barnes, I., 1971, C13 and O18 compositions in some fresh-water carbonates associated with ultramafic rocks and serpentinites: western United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 687-697.
- Peters, E. K., 1993, D-18O enriched waters of the Coast Range mountains, northern California—connate and ore-forming fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 1093-1104.
- 佐藤 努・秋田奈生子・荒井章司, 2001, 北部オマーンオフィオライトに湧出する高アルカリ泉と沈澱物の地球化学. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, K1-010.
- 佐藤 努・秋田奈生子・大世古光弘・荒井章司・福土圭介・横山信吾, 2004, 高アルカリ環境の地球化学—いつ・どこで・どのように高アルカリ環境は生成し, そこで何が起きるのか?. *極限環境微生物学会誌*, **3**, 60-67.
- 渋谷五郎・飯石一明・矢田慶治, 1980, 宇部産鍾乳石状ジャモン石. *鉱物学雑誌*, **14**, 181-188.
- Spear, F. S., 1993, Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineral. Soc. Amer. Monograph*, 1, 799p.
- 須藤俊男, 1974, 粘土鉱物学. 岩波書店, 498p.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V., 1995, Serpentine stability to mantle depth and subduction-related magmatism. *Science*, **268**, 858-861.
- Wenner, D. B. and Taylor, Jr., H. P., 1973, Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. *Amer. Jour. Sci.*, **273**, 207-239.
- Wenner, D. B. and Taylor, Jr., H. P., 1974, D/H and O18/O16 studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1255-1286.
- Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W., 1975, A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Can. Mineral.*, **13**, 227-243.
- Wunder, B. and Schreyer, W. 1997, Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos*, **41**,

213-227.

Yajima, T., Ohsumi, T., Mizuochi, Y., Ninomiya, A. and Kato, T., 2004, Field study on CO₂ fixation by serpentinite rock-bed. Proc.The Seventh International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies(GHGT-7),

Vancouver, CD-ROM.

Zheng, Y.F., 1993, Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 247-263.

Abstract

A product of precipitation of serpentine under the present-day low-temperature conditions, has been discovered from the cold springs (Mg²⁺-HCO₃⁻ type; pH = 9-10) within the landslides of the Akaiwa and other serpentinite masses, which belong to around the Kamuikotan tectonic belt of Hokkaido, Japan. In the same area, such supergene serpentine occurs in various modes, within or adjacent to several serpentinite masses, either as (i) a constituent of the matrix of the consolidated debris flow deposits derived from serpentinite masses, or (ii) a filling material within the fractures of serpentinites, and the fractures formed in the mudstone adjacent to the serpentinites. In the absence of signs of replacement of the primary minerals, such as olivine and pyroxenes, the observed serpentine is not a product of serpentinization. Instead, it is the result of precipitation from groundwater or spring water. These types of serpentine and brucite, derived from precipitation at near-atmospheric conditions, are estimated to be 10-15% of total serpentine in the studied areas. Unlike the process of formation of low-temperature precipitated serpentine, described above, serpentinization as a mineral transformation process may occur under near-atmospheric conditions only if the following requirements are met within a host represented by an ultramafic rock mass: (i) serpentinization is yet incomplete; (ii) existence of deep-seated groundwater as a promoter of serpentinization; and (iii) presence of relatively high temperature, exceeding the lower limit (ca. 40 °C) required for serpentinization. Therefore, present-day serpentinization is limited to only a few ultramafic masses, which meet one or several of the following criteria: (a) location in low latitude regions; (b) relatively large thickness of the rock mass; (c) relatively high local geothermal gradient; (d) presence of olivine and pyroxenes as relict minerals; and (e) presence of groundwater at appropriate depth as a source of the hot spring (Ca²⁺-OH⁻ type; pH 11-12).

<論 説>

最終氷期後期の有珠成層火山の形成で生じた長流川の堰き止め湖

岡 孝雄¹⁾²⁾・星野フサ³⁾・関根達夫²⁾・米道 博⁴⁾・近藤 務⁵⁾・若松幹男⁶⁾

The lake formed by the damming of Osaru river related to the formation of
Usu stratovolcano in the late stage of the Last glacial period

*Takao Oka¹⁾²⁾, Fusa Hoshino³⁾, Tatsuo Sekine²⁾, Hiroshi Yonemichi⁴⁾,
Tsutomu Kondou⁵⁾ and Mikio Wakamatsu⁶⁾*

2021年6月30日受付

2021年8月1日受理

1) (株)北海道技術コンサルタント, 〒065-0043 札幌市東区苗穂町4-2-8

Hokkaido Gijyutsu Consultant Co. Ltd., 4-2-8, Naebouchou, Higasi-ku, Sapporo 065-0043, Japan.

2) 北海道総合地質学センター, 〒063-0002 札幌市西区山の手2-3-5

Hokkaido Research Center of Geology, 2-3-5, Yamanote, Nishi-ku, Sapporo 063-0002, Japan.

3) 北海道大学総合博物館ボランティア, 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

The Hokkaido University Museum (volunteer), Kita 10, Nishi 8, Kita-ku, Sapporo, Japan.

4) 北海道道路エンジニアリング(株), 〒003-0013 札幌市白石区中央3条2丁目1-10

Hokkaido Road Engineering Co. Ltd., 3 jo, 2 chome, Chuou, Shiroishi-ku, Sapporo 003-0013, Japan.

5) 石狩沖積低地研究会, 〒062-0931 札幌市豊平区平岸1条9丁目

Society for study of alluvial plain in the Ishikari depression, 1 jo, 9 chome, Hiragishi, Toyohira-ku, Sapporo 062-0931, Japan.

6) 山の手博物館, 〒063-0007 札幌市西区山の手7条8丁目6-1

Yamanote Museum, 7 jo, 8 chome, Yamanote, Nishi-ku, Sapporo 063-0007, Japan.

Corresponding author: T. Oka, oka@dogi.co.jp

Keywords: Mt. Usu, Osaru river, dammed lake, pollen analysis, AMS ¹⁴C dating, Last Glacial Maximum.

はじめに

北海道立地下資源調査所の故鈴木守博士は1960年代後半の伊達町(現伊達市)依頼の地質図作成調査(鈴木ほか, 1970)に関連して, 伊達町地質図の範囲外である長流川下流域の壮瞥市街の南東岸において水成の第四紀層(湖成層)の存在を認めた。その地層について, 第四紀層の花粉分析を行っていた著者の一人星野に紹介

要旨

北海道胆振地方西部の長流川下流域の壮瞥市街(滝之町)付近において, 同川の南東岸側には現河床からの比高25~45mの中位段丘面が存在している。中位段丘堆積物は有珠成層火山の活動により長流川が堰き止められたことが関与した堆積物(層厚20m前後)であり, 下部, 上部, 最上部に三分できる。下部は礫層(河川の河道および氾濫原堆積物)より成り, 堰き止め発生以前のものである。一方, 上部は湖沼を示す薄板状泥相と水中ファン~デルタを示す粗~極粗粒砂相より構成される。最上部は火山灰質ローム層と腐植土層より成り風成層である。この一連の層序は, 河谷状態から, 突然の堰き止め・湖水の出現を経て, その収束に至るプロセスを示している。上部の上半部(厚さ5~6mの薄板状泥層)の基底より2m部分について, AMS¹⁴C年代を測定した結果, 20.6ka頃の年代が得られ, 花粉分析結果からは亜寒帯針葉樹林要素を主体とし寒冷な気候が示唆された。これらのことから, 堰き止めは20ka頃以降のMIS2の最終氷期最寒冷期に生じており, 有珠成層火山の形成も20ka頃であることが明らかとなった

があり, 星野らにより1980年代中頃に現地調査と花粉分析・¹⁴C年代測定が行われた(星野・大室, 1984; 星野, 1985; 星野, 2003)。最近になり, 星野は横山光氏(北翔大学; 洞爺湖有珠火山マイスター)らの壮瞥市街付近の“壮瞥穴”の調査(横山・星野, 2015; 横山, 2016)に関連して改めて, この湖成層を再検討することとし, 花粉分析結果を見直し, AMS法による¹⁴C年代測定を実施した(星野ほか, 2018)。本報告は, 星野

の再検討（星野ほか，2018）に関連して，地質調査により湖成層の実態を明らかにしようとするものである。調査は岡・関根が中心になり，2018年4月30日，5月12日，6月20日，6月28日，7月25日，8月5日の延べ6日実施した。そして，同年，8月25日にはそれまでの成果をまとめて，北海道最終間水期勉強会・石狩沖積低地研究会主催地質巡検「洞爺湖東方長流川沿いの第四系」の取り組みの中で紹介した。

その後，2018年北海道胆振東部地震（9月6日未明発生）があり，関係者は従来の厚真町での地質調査研究の関わりから，同地震関連調査への対応で忙殺され，本調査研究についての取りまとめが遅れていたが，今回その公表の機会を得た。本報告では，星野ほか（2018）で要点を報告している花粉分析およびAMS¹⁴C年代測定の結果についても，基礎データを含めて，改めて報告を行う。

本研究を進めるにあたり，北翔大学 横山 光教授，（株）北開測地 山崎芳樹氏，三松正夫記念館三松三朗館長をはじめ地元壮瞥町の自然・地学愛好の方々のご協力・ご理解を得た。本論文の投稿にあたっては北海道総合地質学研究センターの嵯峨山 積氏に丁寧な査読を頂いた。ここに記して感謝の意を表します。

長流川下流域の地形・地質の概要

1. 地形概要

北海道胆振地方西部の長流川下流域には“壮瞥平野”と呼ぶべき芋（甘藷）形の，北東－南西に伸びた広がり盆地状部が存在する（第1，2図；横山・星野，2015）。この平野の北西側には洞爺カルデラ（洞爺湖・

外輪山），西～南西側には有珠山（外輪山・溶岩ドーム群），昭和新山（溶岩ドーム）およびドンコロ山（スコリア丘）の火山群が存在し，東～南東側はやや開析の進んだ火砕流台地～丘陵（洞爺火砕流堆積物）が占めている（第1図）。この平野の中軸部を長流川（全長50km）が流れ，中位，低位，最低位の3段の段丘面と現河川氾濫原面が確認できる（第3図）。段丘面の分布は第4図の段丘堆積物の分布に準ずる。本調査域はこの盆状地の中～南西部に該当する。各段丘面の分布，現河川の河床からの比高，段丘化（離水）の年代などは以下のとおりである。

1) 中位段丘面

長流川の南東側で，壮瞥側の合流点付近より上流側に分布する。現河床からの比高は一般に25～30mであるが，壮瞥川との合流点付近では45mあまりと大きくなる。後述するように，有珠成層火山による堰き止め湖の発生（2万年あまり前）に起因し，その湖の堰き止め堤の終息とともに離水したと考えられる。最上部の火山灰質ローム層（風成）は1m程度の厚さになる。枝沢による開析が進み，多くの枝沢で分断されている。

2) 低位段丘面

主な分布は長流川の北西側で，壮瞥市街が載っている。その他，長流川南東側の壮瞥橋の上流部分に限られた分布がある。現河床からの比高は10m前後である。段丘面の形成（離水）は完新世の後半で数1,000年前と考えられるが，次の2「地質概要」で述べるように，1663年降灰のUs-bとその再堆積物が厚く重なっている。地形面は長流川の河床勾配に従うように14/1,000程度の勾配があり，微妙な谷筋が数多く存在し，明治以降の開拓でかなり不明瞭となっているが，未開の状態ではかなり凹凸が激しかったものと思われる。

3) 最低位段丘面

壮瞥橋より下流の長流川沿いに，分布する。現河床からの比高は5m前後である。2「地質概要」で述べるように，1663年降灰のUs-bを載せないことから，この後に形成（離水）の段丘面と見なされる。

4) 現河川氾濫原面

長流川および壮瞥川沿いに河道も含めて分布する。その他，枝沢沿いに沿いにも樹枝状に細かな分布がある。

2. 地質概要

報告地域の地質図を第4図に示す。下位より，柳原層，壮瞥軽石流堆積物，滝の上溶結凝灰岩層，洞爺火砕流堆積物，



第1図 “壮瞥平野、（報告地域とその北側）の位置



第2図 有珠山山頂駅付近から「壮瞥平野」(中央～右中段；壮瞥市街を含む)を撮影。左上：洞爺湖，右手前：昭和祈山

古期河川堆積物，中位段丘堆積物，低位段丘堆積物，最低位段丘堆積物，現河川氾濫原堆積物および新期火山噴出物より構成される。なお，新期火山噴出物は風成層として，中位段丘堆積物や洞爺火砕流堆積物などに重なっているが，地質図では便宜上表示を省略している。

1) 柳原層

佐藤 (1967) により昭和祈山南西麓 (ケーブルカー駅の南南西約 400m；標高 190m) で掘削された地熱調査研究井 GS-R1 (ボーリング深度 375.56m) のコア中の深度 219m～340m 間の，滝の上溶結凝灰岩層の下位の火山灰質の砂・泥および礫まじり砂からなる固結度の低い堆積物に対して命名された地層である (北海道防災会議，1973)。壮瞥町滝之町付近の長流川河床などで確認されており (八幡ほか，1989；八幡，1987；和田ほか，1988)，鮮新-前期更新世のレルコマベツ層に対比されている。上述の長流川河床は本報告地域内に位置し，Sb5 地点で火山灰質の軟質の砂岩・泥岩・ピート質泥岩の互層よりなることを確認した (第5図)。

2) 壮瞥軽石流堆積物



第3図 報告地域(「壮瞥平野」中～南西部とその周辺)付近の地形図(露頭観察・柱状図作成地点を示す)

本層は鈴木ほか (1970) により，長流川下流の壮瞥町と伊達市の境界部の伊達市側でその存在が示されたものであり，St8 地点で確認できる (第6図)。

3) 滝の上溶結凝灰岩層

本層は鈴木ほか (1970) により，長流川下流の壮瞥町と伊達市の境界部の伊達市側でその存在が示されたものであり，St10 地点では壮瞥軽石流堆積物を覆って，強溶結状態でわずかに分布する (第7図)。上流の壮瞥町側においても第3・4図の Sb1～3 地点に示すように長流川河床に長さ約 2km にわたり分布 (露出) しているが，非溶結状態の軽石流である (第8図)。壮瞥市街 (滝之町) での水井戸ボーリングでは低位段丘堆積物の下位の深度 22.5m 以下の厚さ 28.5m+ 部分が該当する可能性があり，高島ほか (1992) は洞爺湖東湖畔の湖岸道路沿いで採取の試料について，前期更新世末 (0.90±0.15Ma) の TL 年代を報告している。

4) 洞爺火砕流堆積物

本堆積物については，地質図類 (太田，1956；鈴木ほか，1970；曾屋ほか，1981；2007)，有珠山噴火関連の調査報告 (北海道防災会議，1973；岡崎ほか，2007 など) など，多くの文献で分布や層序が報告されてきたが，最近になり，Goto et al.(2018) が詳細な層序にもとづき岩石化学的な検討を行い，本堆積物 (層厚 80～100m) は岩相のちがいによりユニット 1～6 に区分できることを体系づけた。本調査地域付近では南東側の丘陵地を構成している。

5) 古期河川堆積物

虻田図幅 (太田，1956) に該当する地層の表示はない。伊達町地質図 (鈴木ほか，1970)，有珠山地質図 (曾屋ほか，1981；2007)，鴈澤ほか (2007)，岡崎ほか (2007) および Goto et al.(2018) の上長和層の一部に相当する。本堆積物の詳細は次の「壮瞥町立香 (長流川南西側) の地質調査」で説明するが，上位にクッタラ火山起源で約 45ka～40ka の降下火山灰 Kt-2 (森泉，1998) をはさむ。上記報告類では上長和層は洞爺火砕流堆積物の下位層とされているが，本堆積物の全体が洞爺火砕流堆積物より上位のものであれば，定義どおりの上長和層には対比できない。鴈澤ほか (2007) および Goto et al.(2018) は本調査域の南側の長流川東岸において，明らかに洞爺火砕流堆積物の下位に相当する上長和層を柱状対比図中に示している。筆者らは本調査域内の「上長和層」



第4図 報告地域（壮瞥市街とその東側）の地質図

1：現河川氾濫原堆積物，2：最低位段丘堆積物，3：低位段丘堆積物，4：中位段丘堆積物，5：古河川堆積物，6：洞爺火砕流堆積物，7：滝の上溶結凝灰岩層，8：壮瞥軽石流堆積物，9：柳原層。

は降下火山灰 Kt-2 をはさむことなどから洞爺火砕流堆積物の上位の地層と考えており，火山岩質円礫層や洞爺火砕流堆積物由来と思われる火山灰質砂層から構成されることから，洞爺火砕流流出後の長流川流域の河川堆積物とした。そして，定義上の「上長和層」との混乱を避けることとし，古期河川堆積物として扱う。

6) 中位段丘堆積物

主に長流川南東側に分布する。虻田図幅（太田，1956）の河岸段丘堆積物の一部，有珠火山地質図（曾屋ほか，1981；2007），および Goto et al.(2018) の段丘堆積物の一部である。岡崎ほか（2007）は（河岸）段丘 I の堆積物として本堆積物の存在を示しているが，単に「洞爺軽石流堆積物の堆積面を長流川が浸食して段丘化したものであり，砂礫層からなる」としている。これらの文献ではいずれも湖沼堆積物の存在は報告されていないが，前述したように，星野・大室（1984）および星野（1985）で初めて報告された。次の「壮瞥町立香（長流川南西側）の地質調査」で詳しく説明するが，有珠成層火山の活動により長流川が堰き止められたことが関与した堆積物（層厚 20m 前後）であり，下部，上部，最上部に三分できる。下部は礫層（河川の河道および氾濫原堆積物）より成り，堰き止め発生以前のものである。一方，上部は湖沼を示す薄板状泥相と水中ファン〜デルタを示す粗〜極粗粒砂相より構成される。最上部は火山

灰質ローム層と腐植土層より成り風成層である。さらに，上位には Us-b を主体とした新期火山噴出物が重なるが，それは別に扱う。

7) 低位段丘堆積物

中位段丘堆積物と同様，河岸段丘堆積物の一部であり，主に長流川北西岸の壮瞥市街（滝之町）に分布する。岡崎ほか（2007）は（河岸）段丘 II の堆積物として本堆積物の存在を示している。本堆積物の実態は水理地質図「伊達・八雲」（広田ほか，1986）の 5 井（No.59～63）および壮瞥町滝之町地区深層地下水調査井（和田，1990）のボーリング深度 20～88m の水井戸柱状図，未公表の地盤ボーリング柱状図（深度 8m 以下）からとらえると，層厚は 15m～25m 弱で河川氾濫原堆積物と見なされる主部礫層（最上部に旧表土と思われる腐植土）と，それをおおむね軽石質砂礫層（Us-b とその再堆積物）から成ると推察される。この軽石質砂礫層には「壮瞥穴」と称される（横山・星野，2015；横山，2016），Us-b の噴火による埋没木跡が存在している。なお，長流川南東側にも低位段丘面の分布があり，Sb6 地点で露頭観察が可能である（第 9 図）。河床から段丘面までの比高は 12m 程度で，その堆積物の下部は Sb1・Sb2 の中位段丘堆積物類似の下部礫層に該当する可能性があるが，全体として酸化が進み褐色〜黄褐色を呈すること，礫質部は部分的で，火山灰質の砂・泥質部と互層状となること



第5図 長流川河床に露出する柳原層（壮瞥橋北側；Sb5地点）

などから、柳原層の一部と見なした。中～上部は径30～40cmの比較的新鮮な樹幹を多数含む一見地すべり性の泥質相が占める。詳細な観察は行っていないが、壮瞥穴関連の再堆積層に対比できる可能性がある。

8) 最低位段丘堆積物

虻田図幅（太田，1956）および有珠火山地質図（曾屋ほか，1981；2007）の沖積層の一部に該当し、長流川沿いに断続的に狭長に分布し、報告地域内では下立香橋付近から下流に分布する。主に礫層より構成され、厚さは5m前後である。岡崎ほか（2007）は（河岸）段丘IIの堆積物として本堆積物の存在を示している。下立香橋の当方（St1付近）での観察では最上部115cmは葉理のある細～中粒砂、段丘面した15cm程度は腐植土（土壌）となっており、1663年噴火の降下軽石層Us-bは確認できない。

9) 現河川氾濫原堆積物

虻田図幅（太田，1956）および有珠火山地質図（曾屋ほか，1981；2007）の沖積層の一部に該当し、長流川沿いに断続的に狭長に分布する。現河川の河道を含む氾濫原の堆積物で、礫層より構成され、厚さは5m以下である。

10) 新期火山噴出物

降下軽石Us-bを主体とした風成堆積物である。報告



第6図 壮瞥軽石流堆積物（壮瞥川合流点から南南西500mの長流川東岸；St8地点）



第7図 滝の沢溶結凝灰岩層（壮瞥川合流点から南南西500mの長流川東岸；St9地点）

地域付近の本堆積物については具体的に柱状図を作成してその存在を示したのは北海道防災会議（1973）、中村・平川（2002）および中村ほか（2005）である。前者では壮瞥橋付近および下立香橋付近のそれぞれ長流川北西岸（低位段丘面上）での露頭柱状図を、後二者では、本報告域の南東側の行政境（壮瞥町・伊達市）で3地点の露頭柱状図を示している。それらによれば、層厚は耕作土を含めて最大3m程度である。有珠山1663年の噴火に関連して岩石化学的に詳しい検討を行った中村ほか（2005）は、黒色火山灰質土（腐植質火山灰質ローム）の上位に下よりユニットA：サージ（surge）、B：降下軽石（pfa）、C・E・G：降下火山灰（afa）、D：火山岩片（lithic）、F：降下火山灰→サージ～降下火山灰を区分しており、このうちユニットBが有珠山1663年噴火における最大の噴出物Us-b（厚さ最大1.5m、軽石径最大6～8cm）であるとしている。

壮瞥町立香（長流川南西側）の地質調査

壮瞥町立（たつ）香（か）の長流川南西側において、中

位段丘堆積物を対象として地質調査を行った。調査は最初、全体としての地形状況の把握を、国土地理院 2.5 万分の 1 地形図や 5 千分の 1 地形図を入手して行ない、中位段丘面の範囲を確認した。次に、長流川沿いに、露頭について長流川本流または枝沢の河床を基準にして、柱状図を作成しながら観察および写真撮影を行った。観察露頭は上流より、壮瞥橋付近の Sb1 ~ 6, 下立香橋上流側の枝沢沿いの St1 ~ 3, 下立香橋下流の壮瞥川合流点付近の St4 ~ 7 およびさらにその下流の行政境付近の St8, 9 である。これらのうち、壮瞥橋付近の Sb1 は長流川河床の露頭で、2 で述べたように柳原層（前期更新世）が露出している。さらに、Sb6 は同様に、低位段丘堆積物の露頭である。St8, St9 は壮瞥軽石流堆積物および滝の上溶結凝灰岩層の露頭である。これら 4 つの露頭を除いたものについて、柱状図を作成し柱状対比図としてまとめた（第 10 図）。以下にそれらの柱状対比図に基づいて層序、堆積相などについて説明する。

1. 下立香橋南方の柱状対比と古期河川堆積物

地形的には中位段丘分布域であり、第 10 図に示すように St5, St6 および St7 の露頭（第 11 ~ 13 図）を対比するが、このうち、St7 では下流より、柱状図 1, 2, 3 を作成した。長流川河床から段丘面上まで、50m の比



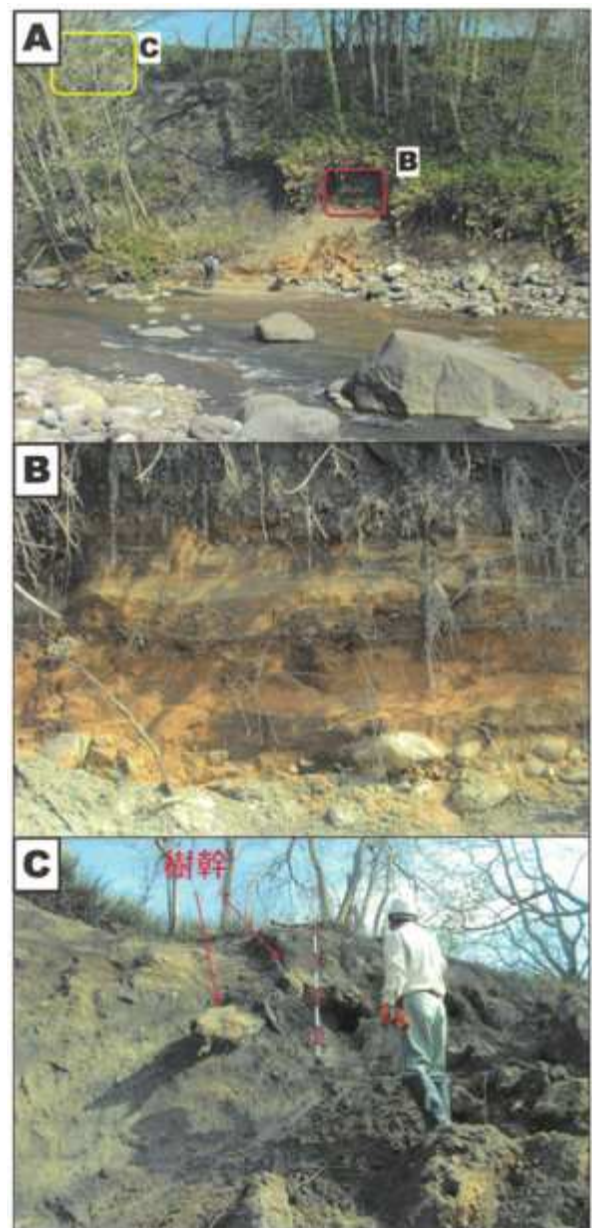
第 8 図 滝の沢溶結凝灰岩層（壮瞥橋下流長流川南東側河床；Sb1 地点付近）

高で、ほぼその全体の露出があり、全体として下位より、古期河川堆積物、中位段丘堆積物および新期火山噴出物に区分できる。St6 および St7 の上半部については第 14 図と重複するために、中位段丘堆積物および新期火山噴出物については次の 2 「下立香橋南方～壮瞥橋付近の柱状対比」で説明を行う。古期河川堆積物は下部、中部、上部に三分できる。

1) 下部

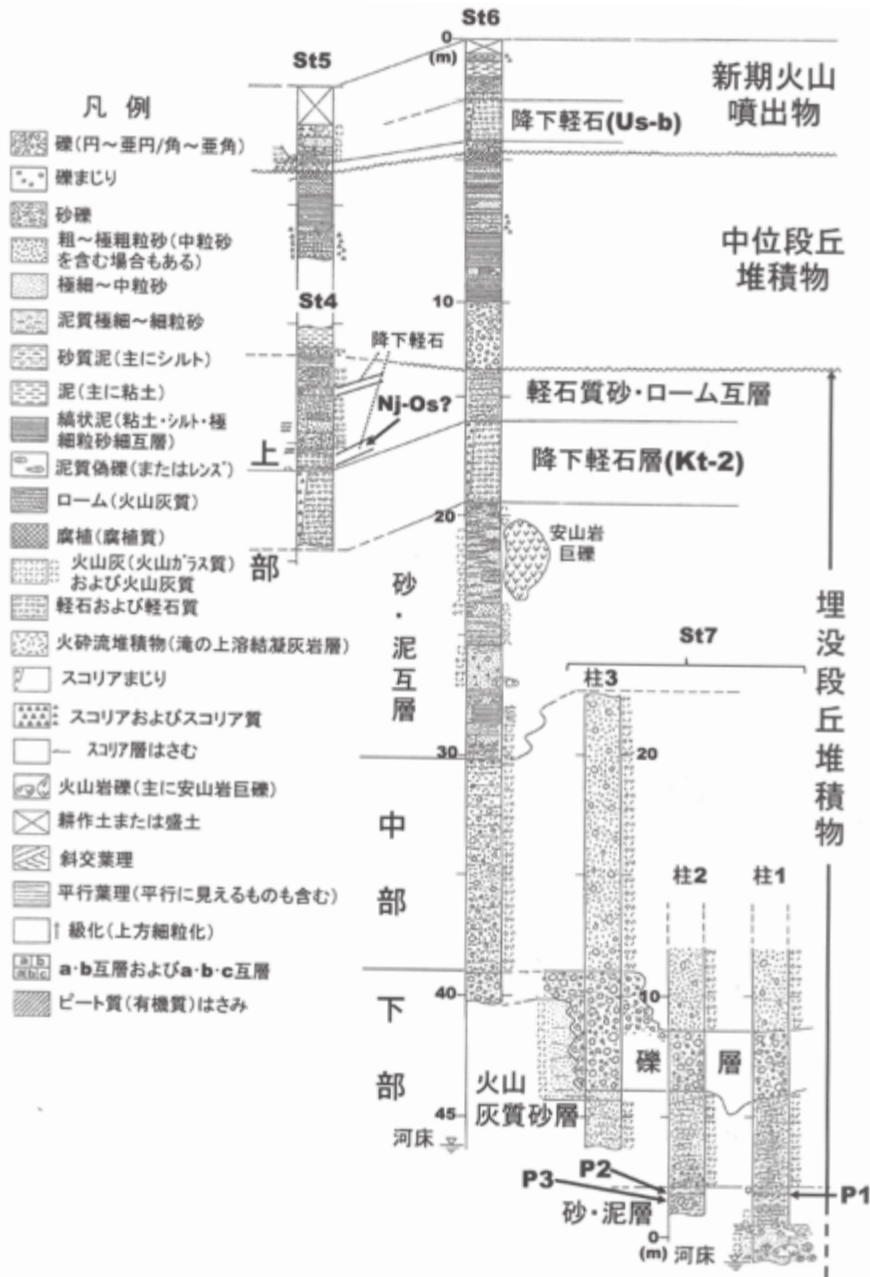
層厚 12m+ で、下位より、砂泥層、火山灰質砂層および礫層に分けられる（第 11, 12 図）。

砂泥層は層厚 3.1m+ で、上半部は火山灰質砂質泥主体で、厚さ 15cm 前後の有機質泥層（泥炭）がはさまれ、そこから花粉分析試料を採取し（第 11 図 D）、分析は今



第 9 図 長流川南東側の低位段丘堆積物（壮瞥橋上流 300m；Sb6 地点）

A：露頭全景，B：柳原層，C：長流川北西側の壮瞥穴関連の再堆積層に対比。



第10図 下立香橋南方河崖の古河川堆積物の柱状対比図
St7は下流側から柱状図1, 2, 3で示す。

後実施する予定である。下半部は単一種の安山岩の円礫（大礫主体、ときに径45cm大含む）を多く含む火山ガラス質細～中粒砂である。円礫は上半部にも散点状に含まれる。

火山灰質砂層は層厚4m±。プラナー型の斜交葉理が顕著な軽石・火山ガラス質の中～粗粒砂より成る（第11図C）。

礫層は層厚2～5m（第11図E）。下位の火山灰質砂層とは一部指交関係になる。礫は径5cm以上、最大径20cm大の火山岩礫主体であるが、下位の砂泥層のものと異なり、礫種はカラフル多様、先第三系堆積岩礫も含まれる。円～垂円主体であるが、角～垂角のものもある。基質は火山灰質砂層と同質である。

2) 中部

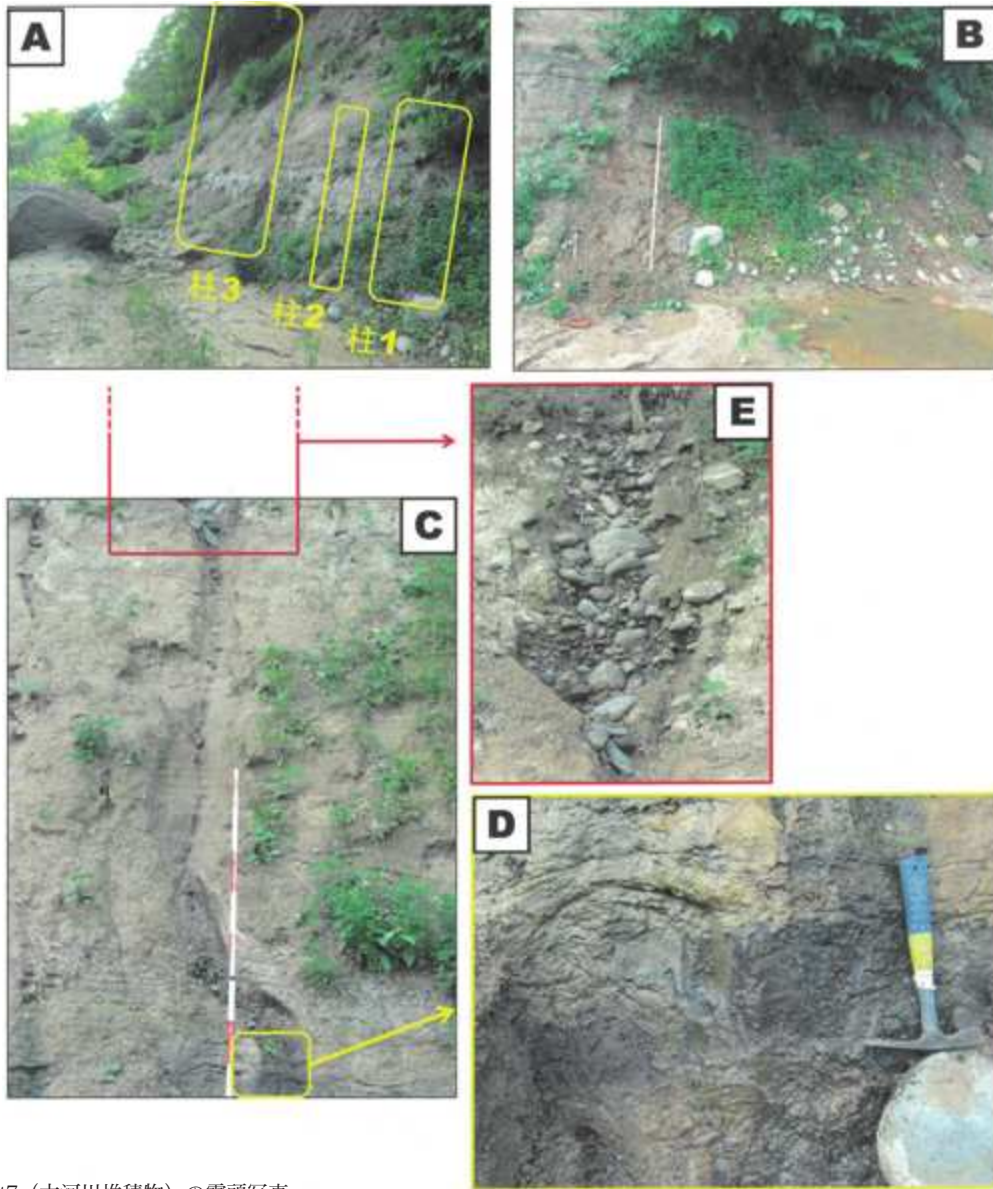
層厚10m±で、軽石・火山ガラス質のプラナー型斜交葉理が発達する中～粗粒砂より成り、火山岩の垂角～垂円礫が点在する（第12図B）。

3) 上部

層厚15m±で、下位より砂・泥互層、降下軽石層（Kt-1）および軽石質砂・ローム互層に分けられる。

砂・泥互層は層厚11m、軽石・火山ガラス質砂と同質泥の不規則互層（砂優勢）である（第12図C）。一部に火砕流または土石流状の部分（含安山岩角礫；最大径45cm）も認められる。上部に径数mの安山岩巨礫を含むことがある。

降下軽石層（Kt-2）は層厚3.5mで、黄白色を呈し、



第11図 St7 (古河川堆積物) の露頭写真

A: St7 露頭全体を下流側から撮影 (柱状図1・2・3の作成対象部を示す), B: 柱状図1作成部分 (主に下部), C: 柱状図3作成部分の下部 (プランナー型葉理の火山灰質中～粗粒砂層), D: 砂泥層の有機質泥層 (泥炭; 花粉分析試料採取), E: 下部の礫層

軽石は径0.5cm～4cm±のものが主体で、発泡が良好であばた状で、スコリアを含む (第12図D, 第13図)。最下部40cmは軽石については径が2cm前後で腐食が進み、基質はロームが混じる。Kt-2はクツラ火山 (登別市・白老町境界域) から北西方向へ向かって噴出・降下しており (森泉, 1998; 胆振団体研究会, 1990), 洞爺湖町三豊において2mの厚さでその存在が確認されている (岡崎ほか, 2007)。本観察箇所は噴出源により近く、分布コンター軸部に位置するため層厚もより大きくなっている。

軽石質砂・ローム互層は層厚5mで、詳しい観察が可能となったSt4 (第13図) での観察結果に基づいて説明する (第13図A, D)。軽石質砂 (ときに砂礫状) とローム質泥との不規則な互層である。基底12cmは砂質泥状で部分的に腐植質である。その上位に厚さ55cmゴマシ

オ状の淡黄褐色の降下軽石層がはさまれる (第13図C, D)。軽石径は最大4cm±で上方へ級化傾向で上部では径が1cm±になる。岡崎ほか (2007) にはKt-2の上位に淡黄色で斜長石・斜方輝石・普通輝石・角閃石に富むゴマシオ状の産状を示すNj-Os (洞爺湖中島火山起源テフラ) が存在するとされており、それに極めて類似している。さらに、上部にも厚さ30cm弱のスコリア混じり降下軽石層 (逆級化) がはさまれる。これについては対比が不明である。

2. 下立香橋南方～壮警橋付近の柱状対比

第14図にSb2, Sb3, Sb4, St2, St4・St5およびSt6の柱状の対比として示す。全体として、下位より滝の沢溶結凝灰岩層, 古期河川堆積物, 中位段丘堆積物および新期火山噴出物に区分できる。

1) 滝の上溶結凝灰岩層



第 12 図 St6 (古河川堆積物および中位段丘堆積物) の露頭 (河崖)

A: St6 露頭, B: 埋没段丘堆積物中部 (軽石・火山ガラス質中～粗粒砂), C: 同 上部の砂・泥互層 (含安山岩巨礫), D: 同 上部の降下軽石層 Kt-2 と軽石質砂・ローム互層, E: 埋没段丘堆積物 (上部) に重なる中位段丘堆積物, F: 中位段丘堆積物上部薄板状泥層 (降下スコリア層をはさむ)。

本層は水平に堆積した状態がほぼ現在まで保たれるとすると、長流川河床からの比高により、層厚は 8m+ となる。淡褐灰色を呈し、非溶結の軽石流堆積物である (第 8 図)。

2) 古期河川堆積物

1 「下立香橋南方の柱状対比と古期河川堆積物」の説明と重複するので省略する。

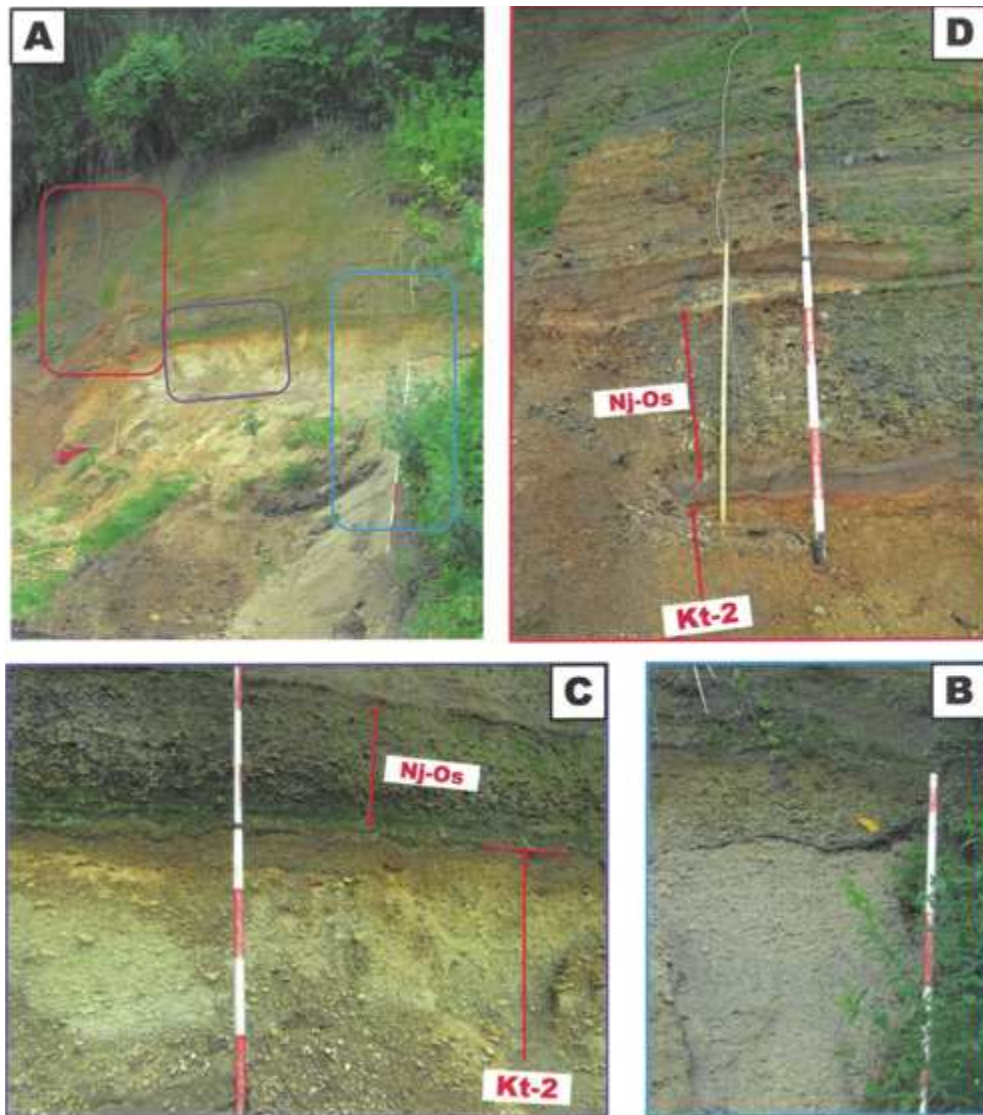
3) 中位段丘堆積物

層厚は一般に 20m± であり、下部 (礫層)、上部 (粗～極粗粒砂層・薄板状泥層) および最上部 (火山灰質ローム・腐植土層) に三分できる。下立香橋南方 (St5・

St6) では下部は薄くなり、全体としての層厚は 10m 弱である。

a. 下部

一般に層厚は 10m± であり、礫層より構成される (第 15 図)。礫は最大径 50cm に達し、各種の火山岩円～亜円礫が主体で、細・中・大・巨礫が混在状態である。基質の砂は細～極粗粒不淘汰である。礫種・礫径構成など現河床の河道堆積物に類似しており、古長流川の河道堆積物と見なされる。下立香橋南西 (St6) では、急崖に露出しているが、写真撮影などから、層厚は 3m 弱で、火山岩の角～亜角礫 (最大径 35cm 程度) 主体であるこ



第13図 St5 (古河川堆積物) の露頭

A: St5 露頭全容 (C・B・D 写真の撮影部を色枠で示す)、B: 層厚 3m 以上の Kt-2、C: Kt-2 の上部と上位の Nj-Os、D: 降下軽石層 Nj-Os と上位の軽石質砂・ローム互層

とが認められる (第12図 D・E)。

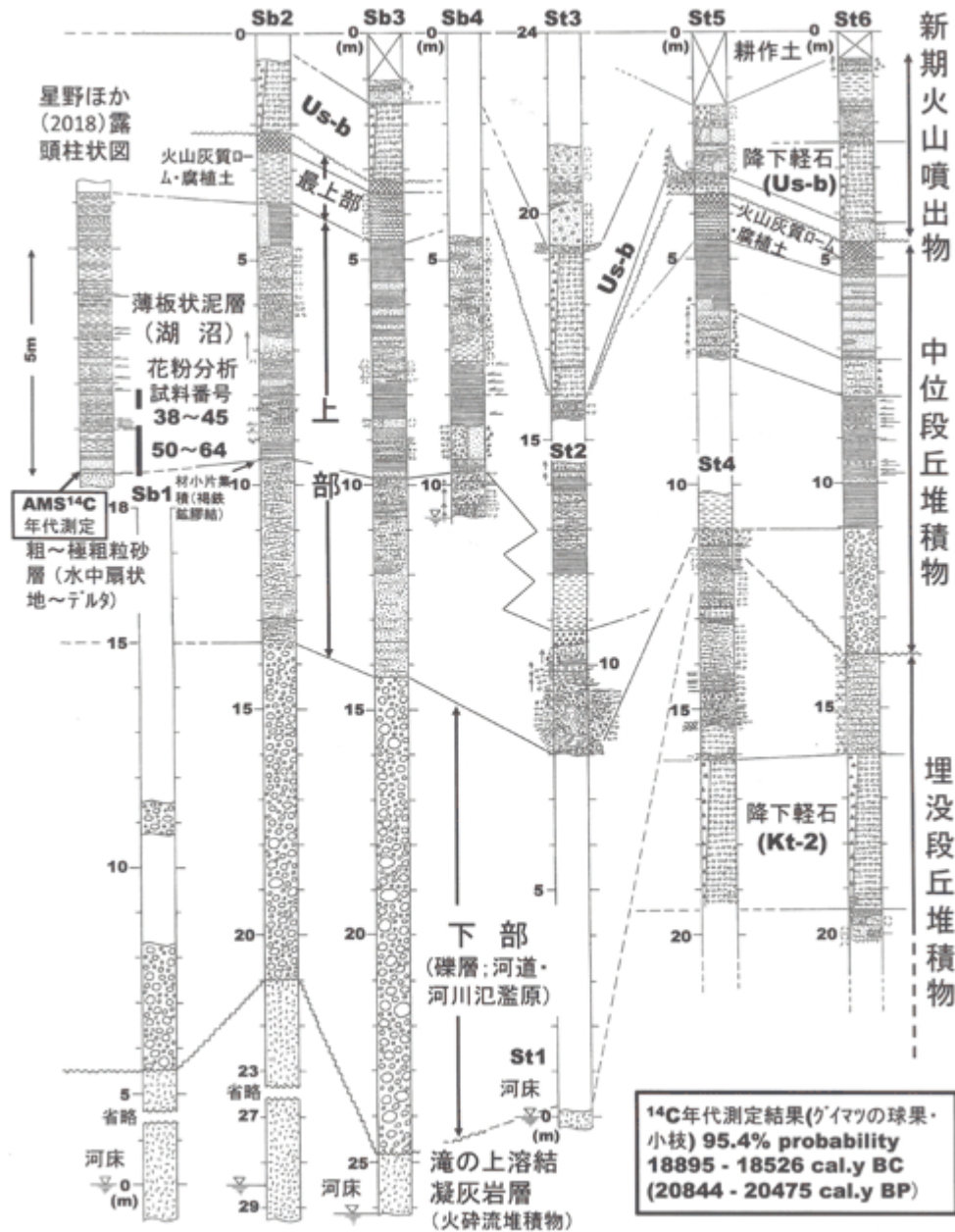
b. 上部

一般に層厚は 10m± であり、大きく粗～極粗粒砂層と薄板状泥層に二分でき、両者は一部指交関係にある。

粗～極粗粒砂層は相対的に下部層の下半部を構成しており、層厚が最大 4.5m である。斜交葉理の発達する火山岩・軽石・火山ガラス混在砂で垂円細礫を含む部分もある (第16図)。下立香橋東方では層厚 3m あまりで、火山灰質薄板状泥と厚薄様々な軽石質砂礫 (級化) の不規則互層で (第17図)、薄板状泥が火炎状に乱れるように見えることもある。同橋南西 (St5・St6) では存在が認められない。

薄板状泥層は相対的に下部層の上半部を構成している。薄板状泥 (粘土・シルト・砂質シルト・シルト質極細粒砂の細かい繰り返し) を主体とするが、葉理のある軽石・火山ガラス質 (ときにスコリア質) の細～中粒砂

または中～粗粒砂と互層となる (ときに泥が偽礫状になる)。厚薄様々の降下スコリア層 (級化) を多くはさみ、最大の厚さが 30cm 程度である。St6 (第14図, 第18図) では本層の中部に厚さ 1m ほどの平行葉理発達したスコリア質砂層 (降下スコリア層集積部?) が存在するが、St5 では丁度それに対比できる部分が、厚さ 1m ほどで確認できる。この部分では一般に粗～極粗粒サイズ→細粒の級化の降下軽石層が 6 サイクル重なる (一部は最大径 5cm 程度の岩片から始まる)。St6 ではこの対比できるスコリア質砂層の下位の薄板状泥部分の層厚 2m 間では約 15 層の降下スコリア層 (級化; 厚さ 2～10cm) がはさまれているのが確認できる (第18図 A・B・C)。星野ほか (1984), 星野 (1985) および星野ほか (2018) に示すように、本層に関連して Sb1 の東側に隣接の露頭部で試料を採取し、花粉分析を行っている (第14図)。花粉分析用の試料は本層の全体から 65 試料 (上から)



第 14 図 壮瞥橋～下立香橋南方間の中位段丘堆積物などの柱状対比図

地質凡例は第 10 図に準ずる。星野ほか (2018) の柱状図は改変し、花粉分析試料区間および ^{14}C 年代測定試料層準も示す。

を採取しているが、花粉・胞子が検出でき、花粉分析が可能になったのは、本層の下部の 1/3 の部分 (厚さ 2m 弱) である。さらに、星野ほか (2018) は年代測定部分の基底 (薄板状泥層の基底) に含まれるグイマツ遺体 (球果付き枝) について AMS ^{14}C 年代測定を行っている (第 14 図)。これらの結果については、次の「花粉分析」および「AMS ^{14}C 年代測定」で詳しく述べる。なお、第 19 図は星野ほか (2018) の柱状図での花粉分析部分について、近傍の Sb2 地点で対応部分を撮影したものである。

c. 最上部

Sb2, Sb3, St5 および St6 で認められる。層厚は 1 ~ 1.5m 程度で、下位より火山灰質ローム層および腐植

層に分けられる (第 20 図 A・B)。

火山灰質ローム層は褐色～赤褐色を呈し、下半部に層理が認められる場合もある。

腐植層は 30cm± の厚さがあり、シルト～中粒サイズで黒褐色を呈する。Us-b などの新期火山噴出物堆積以前の旧表土である。下位の褐色ローム層とは漸移的な関係である。

4) 新期火山噴出物

層厚は一般に 2 ~ 4.5m であるが、これは盛土 (耕作土) を含めたものである。盛土を除くと層厚は 1.5 ~ 4m 弱となる。Us-b が主要部を占め、さらに下位の火山噴出物、上位の火山噴出物より成る。便宜上、盛土も含めた。

Us-b より下位の火山噴出物: St3, St5 および St6 で数

層の降下火山灰層が認められる (第 21 図 A・B)。中村ほか (2005) は有珠山 1663 年火山噴出物の Unit-A として、下位より細粒火山灰薄層、岩片まじり軽石層、降下軽石層の重なりを認めている (第 21 図 B)。

Us-b : 層厚は 1.5m 以上で、St3 では最大 2.5m に達する白色降下軽石層である (第 20 図 C)。軽石は最大径 5cm± で、岩片まじりである (第 20 図 D)。中村ほか (2005) の Unit-B に相当する。

Us-b より上位の火山噴出物 : St3, St5 および St6 で 10 層程度の降下火山灰の重なりが認められる (第 21 図 A・C)。層厚は 1.5 ~ 2m で、中村ほかの Unit-C ~ G に相当する。

盛土 (耕作土) : 厚さは 1m 前後である。

花粉分析

1. 試料採取と分析結果

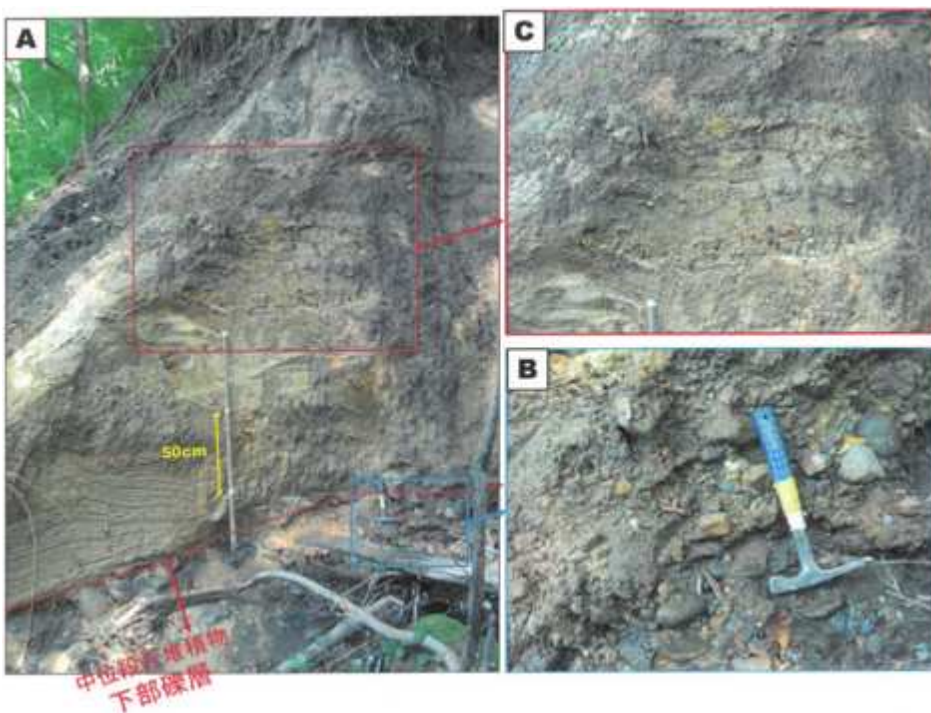
花粉分析の対象とした部分は、「壮瞥町立香 (長流川南西側) の地質調査」の 2 「下立香橋南方 ~ 壮瞥橋付近の柱状対比」で述べたように中位段丘堆積物上部の薄板状泥層である。星野 (1985) および星野ほか (2018)



第 15 図 中位段丘堆積物下部礫層 (Sb1 ; 河道・氾濫原堆積物)



第 16 図 中位段丘堆積物上部の粗 ~ 極粗粒砂層 (Sb3)



第 17 図 中位段丘堆積物上部の粗 ~ 極粗粒砂層 (St2)

A : St2 露頭下半部 (火山灰質薄板状泥と厚薄様々な軽石質砂礫 (級化) の不規則互層), B : 中位段丘堆積物下部礫層トップ, C : A 中央部の拡大写真。



第18図 中段丘堆積物上部の薄板状泥層 (St6; 段丘頂部枝沢露頭)

A: 露頭部全容 (B・C・D 写真の撮影部を色枠で示す), B: 降下スコリア層 (級化) 集中部, C: 薄板状泥 (縞状泥) 卓越部, D: スコリア質砂・薄板状泥互層 (砂優勢).

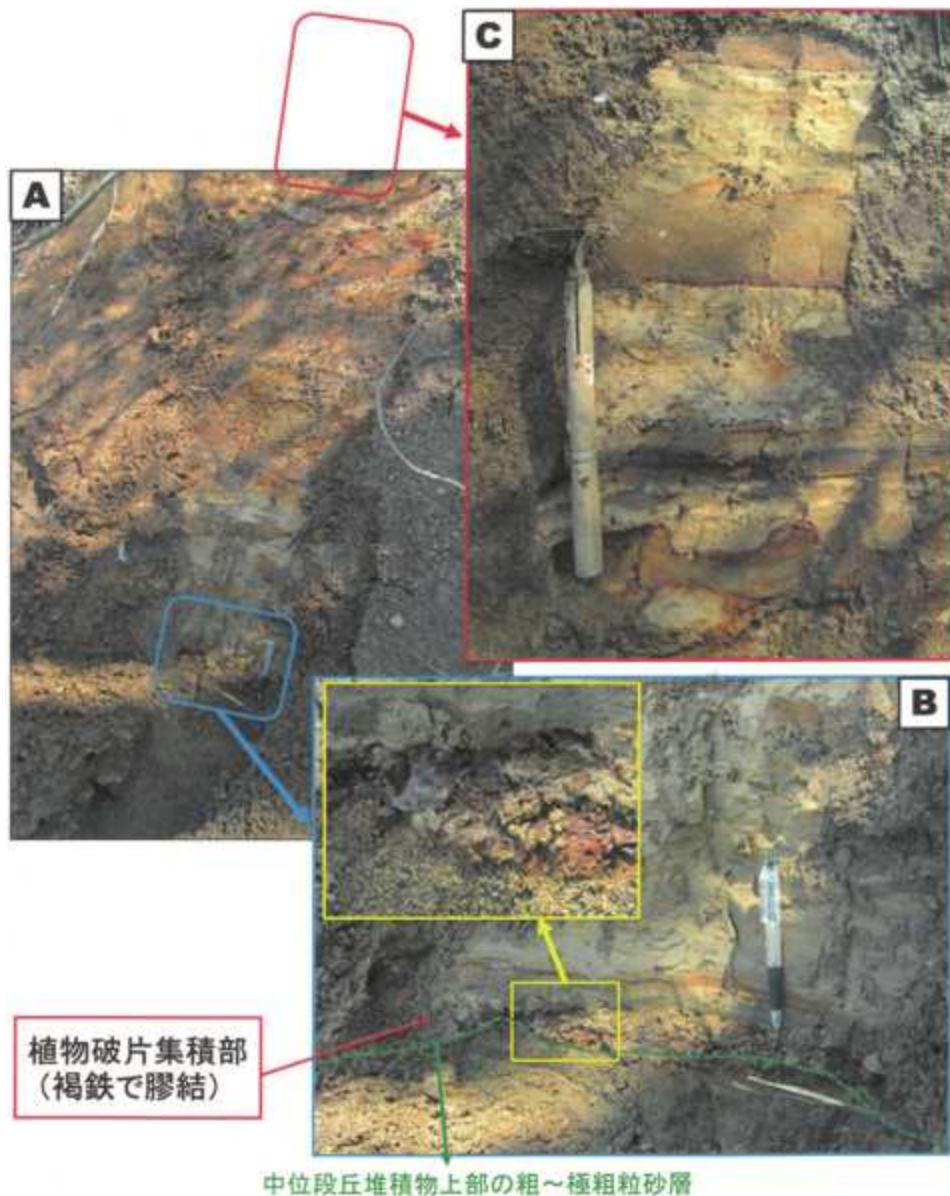
に述べるように、花粉分析の試料は薄板状泥層の全体にわたり 65 個 (上から試料番号 1……65) を採取し、分析を試みた。そのうち、有意な花粉個数が得られたのは試料番号 38～45 の 8 試料および同 50～64 の 15 試料の計 23 試料であり、当該地層の下部の 1/3 の部分 (厚さ 2m 弱の部分) に限定される。分析試料は主に泥質物で一部砂質物も含まれる。花粉分析は星野・木村 (1980) の方法に従い、花粉 (孢子) は樹木などに注目すべき傾向が見いだされることなどから通常より鑑定個数を増やし、試料毎に 250～800 個程度を鑑定対象とした。分析結果は花粉・孢子を米倉 (2012) に基づき、APG 分類体系の順に整理し、一覧表 (第 1 表) および花粉・孢子組成図としてまとめた。主要種類の花粉孢子の組成を第 22 図に、グイマツ遺体を第 23 図に示す。

2. 花粉分帯

分析結果をとりまとめ、下位より So-A～F の 6 花

粉帯の区分が可能となった。全体としてスギ属が一般に 10% 弱含まれるが、最終氷期最寒冷期頃に温暖傾向・古い樹木要素であるスギ属が含まれるのは奇異である。八幡ほか (1989) によれば、長流川の本地域より上流域に分布する前期更新世のレルコマベツ層にはスギ科 (Taxodiaceae) の花粉が高率で含まれており、その地層中のものが洗い出され、混入したと考える。なお、第 22 図に関連して星野ほか (2018) の花粉孢子図では花粉データがないのに「降雨量増加」として So-D を設定していたが、これは適切ではないので、この So-D を排し、その上から順次 So E → So-D, So F → So-E, SoF → So-F に変更した。さらに、星野ほか (2018) の同図では具体的な説明なしで -8°C の線を表示しており、それは削除した。寒暖曲線は現在程度の基準にたいして相対的に表現したものである。

So-A (試料番号 64): 樹木ではカラマツ属 9.6% および



第19図 星野ほか（2018）の花粉分析部分に相当する近傍の露頭（Sb2）

A：花粉分析相当部の全容，B：薄板状泥層の最下部（黄色枠は AMS14C 年代試料と同層の植物破片集積部），C：A の上位に続く部分

トウヒ属 8.0%，落葉広葉樹のハンノキ属が 23.1% で、ヨモギ属が 21.0% である。試料採取部ではグイマツ（カラマツ属）とみなされる枝付き球果の遺体も産出しており（第 23 図），その年代は次の「AMS¹⁴C 年代測定」で述べるように 20.6ka 頃である。

So-B（試料番号 55～63）：樹木ではトウヒ属が 10% 程度を占めるが、カラマツ属は数% 以下に減少する。ハンノキ属は So-A に引き続き優勢で 20% 程度である。草本ではカヤツリグサ科が一般に 22% ぐらいで優勢である。

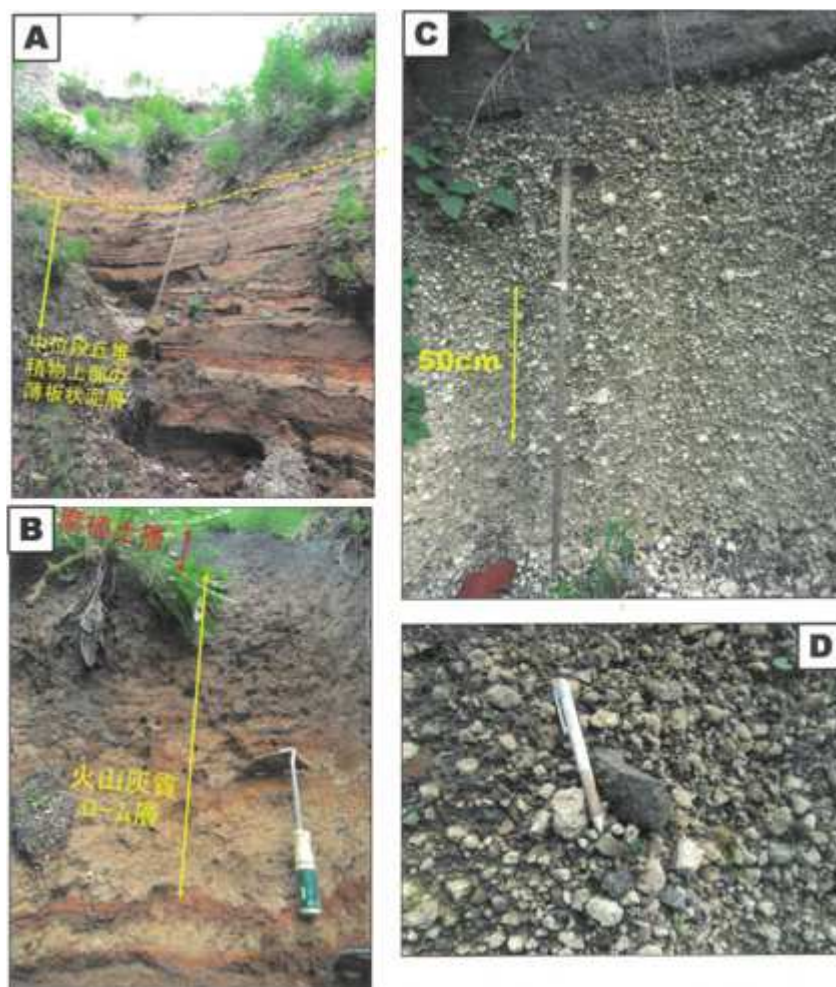
So-C（試料番号 50～54）：トウヒ属が一般に 20% 以上（最大 47.9%）含まれ、カラマツ属・モミ属も 10% 程度、五葉松型マツ属 10～20% 程度含み、典型的な亜寒帯針葉樹林を示す。

So-D（試料番号 44, 45）：樹木ではトウヒ属など針葉樹は少なく、ハンノキ属が目立ち、カヤツリグサ科・イネ科の草本に寒冷要素のコケスギランが 15% 以上含まれる。

So-E（試料番号 40～43）：下位の So-D に比較して、So-C に準じてトウヒ属・カラマツ属など各種の針葉樹が再び拡大し、ハンノキ属は次第に減少する。コケスギランが最大 21.5% 含まれる。

So-F（試料番号 38, 39）：落葉広葉樹はハンノキ属が 18% あまりを占め、カバノキ属をとまうが、針葉樹は大きく減少し、総体として 7% 程度以下である。コケスギランは次第に減少する。

以上まとめると、全体として亜寒帯針葉樹に特徴付けられる寒冷な気候を示す。ただし、トウヒ属（エゾマツ・



第20図 中位段丘堆積物およびUs-b (Sb3)

A: 中位段丘堆積物上部薄板状泥層の上位に重なる同 最上部およびUs-b, B: 火山灰質ローム層と腐植土層, C・D: Us-b.

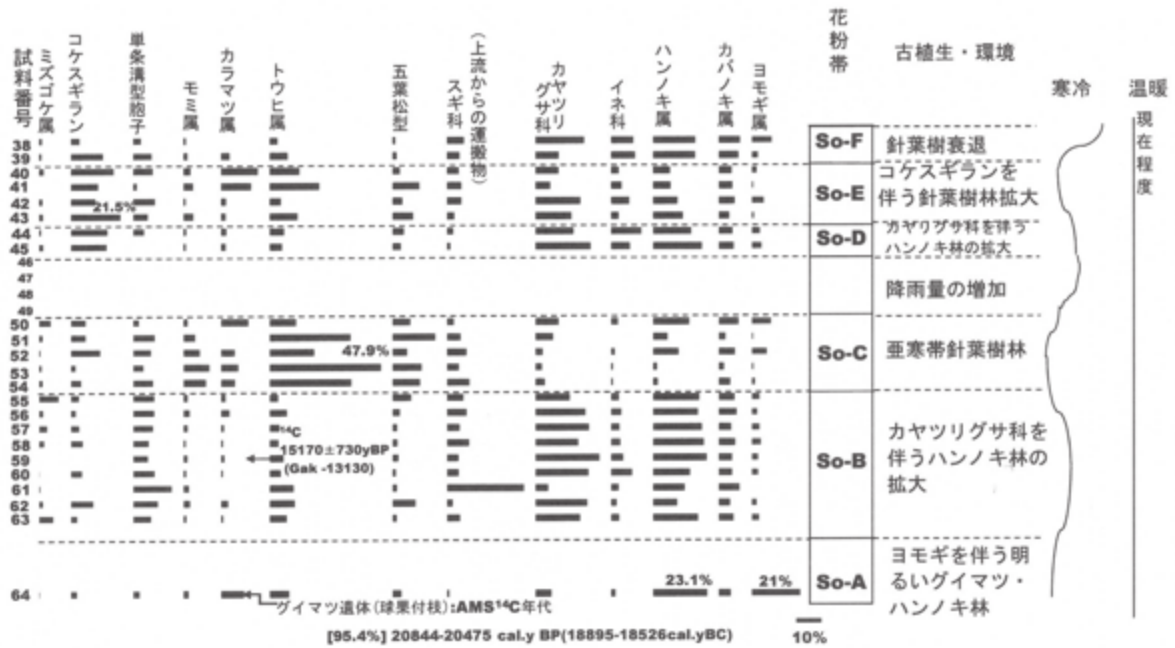
アカエゾマツ)を主体に,かなりの増減があり,安定した亜寒帯針葉樹林が維持されたとは言い難い.なお,この花粉分析の植生は分析対象の堆積物が湖水域で堆積したものであることを考慮すると,堰き止め湖周辺の丘陵～山地の植生を現し,部分的には湖を縁取る低地のそれも反映している.

AMS¹⁴C年代測定

星野ほか(2018)で述べているように,中位段丘堆積物の上部薄板状泥層の下部の花粉分析に関連しては,1980年代に星野は試料番号59の部分から別に採取したグイマツ(*Larix gmelinii*)遺体(球果付き枝)について,1984年に学習院大学木越研究室に委託して¹⁴C年代測定を実施し,15170±730y.BP(Gak-13130)の測定値を得ていた.しかし,¹⁴C年代測定は近年急速に進歩したため,2018年に改めて高精度の加速器質量分析(AMS)法での年代測定を試みることにし,その測定結果については,年代値のみ星野ほか(2018)で示していたが,今回その具体的な資料を提示することにした.測定は試料番号64の部分の同様なグイマツの遺体(第

23図)について,(株)地球科学研究所(Beta Analytic Inc.日本総代理店)に委託して行った.測定結果は第2表および第24図(暦年換算)に示すように,(95.4%)18895 - 18526 cal. y BC (20844 - 20475 cal. y BP),(68.2%)18782 - 18603 cal. y BC (20731 - 20552 cal. y BP)であった(星野ほか,2018).すなわち,その年代は20.6ka頃で,MIS 2(Ishiwa et. al.,2019)によれば2.9万年前～1.4万年前頃)中の最終氷期最寒冷期の時代である.なお,暦年への較正についてはIntcal 13(Reimer, et. al.,2013)が適用されている.

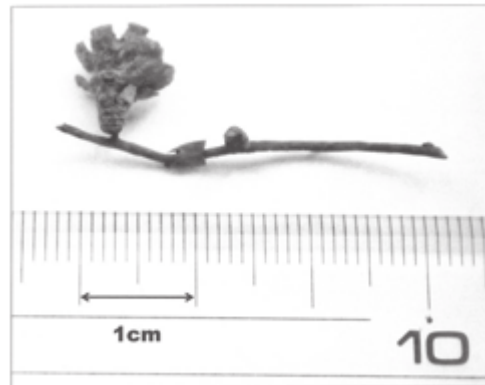
1984年¹⁴C年代測定の花材試料番号59部分は2018年¹⁴C年代測定の同64部分より約70cm上位に位置する.1984年¹⁴C年代測定の結果15170±730y.BPはβ線計測法によるもので暦年較正は行われていないが,2018年¹⁴C年代測定のそれはAMS法によるものであり,暦年較正では測定年代17150±50 y BPより3,500年程古くなっている(第24図).このことを参考にすると,1984年¹⁴C年代測定結果も,実年代は3,500年程度古く考える必要があるが,70cm上位の測定データであることを考慮するとほぼ調和的であるともいえるが,この値



第22図 花粉・胞子組成図 (本文に示した理由により星野ほか, 2018 の図を改変)

面が120m以上低下しており、完全に陸地化していたと思われる。よって、長流川は室蘭-駒ヶ岳間の湾口部に向かう谷地形を成して存在していたと考えられる。

上部の薄板状泥層は薄縞模様が顕著であるが、この泥層は細切れではなく連続性があることから、河谷の河川後背湿地の堆積物ではなく、典型的な「湖成堆積物」とみなされる。このことは、中位段丘堆積物の堆積期間において湖状態が出現したことを意味している。上部層の堆積以前においては河谷であったことから、湖を出現させるためには河谷を塞ぐ何らかの堰き止めが生じなければならない。堰き止めが生じたとすれば薄板状泥層を含む中位段丘堆積物の分布などから、本報告地域の下流の壮瞥町と伊達市の境界部～その下流が想定できる。長流川を塞ぐような出来事として考えられるのは、有珠火山の活動である。有珠山の活動については、曾屋ほか(2007)によれば、その形成は約1～2万年前にさかのぼり、洞爺カルデラの南壁で玄武岩-玄武岩質安山岩の溶岩・スコリアの噴出があり、現在、有珠外輪山溶岩としてとらえられる円錐状の成層火山が形成された。これに付随するように、この火山の北東側では小さなスコリア丘(ドンコロ山)が生じた。その後、7,000～8,000年前に有珠山(成層火山)の山頂部に山体崩壊が生じ、現在の有珠山の原型が形つくられた。山体崩壊物は南麓の噴火湾方向に流下して多数の流れ山が形成された(善光寺岩層なだれ堆積物)。このように、堰き止めを生じるような活動としては、約1～2万年前の有珠成層火山の形成が考えられるが、その想定される形成時期にはかなりの幅がある。



第23図 AMS¹⁴C年代測定を行ったグイマツ遺体(球果付き枝; 鑑定は矢野牧夫氏)

有珠成層火山の形成については、北海道防災会議(1973)は第I章「有珠山の地形と地質」の中で次のように述べている。外輪山溶岩は洞爺湖温泉街から昭和新山付近にかけての温泉・地熱ボーリングによる確認からその厚さは、洞爺湖温泉南側山際や東丸山北西麓では非常に厚く100～150m、昭和新山南西麓(地熱調査研究井GS-R1)で72m、伊達市大平町の露頭で10m以下であり、有珠山の南と北では著しく非対象である。これは、カルデラ南壁近くで噴出し始めた溶岩が、はじめカルデラの内壁側に向かって大量に流れ、山が成長してから南側へも流下するようになったとして説明される。さらに、ボーリングコアの解析から溶岩の水中への証拠はないことから、当時、湖水面は現在よりもはるかに低かったと思われるとした。以上から考えると、昭和新山付近ではやや薄いとはいえ、70m程度の厚さがあり、長流川の谷にも数10m程度の厚さの溶岩が到達したとしても不

第2表 AMS¹⁴C年代測定結果

beta ID(測定コード)	480247
試料名	H29SOL-C1
試料種	wood
Measured Radiocarbon Age	17150±50BP
Conventional Radiocarbon Age	17120±50BP
暦年代(確率法)	(95.4% probability) 18895 - 18526 cal. BC (20844 - 20475 cal. BP). (68.2% probability) 18782 - 18603 cal. BC (20731 - 20552 cal. BP).
13C(‰)	-26.6
測定方法・納期	AMS-Standard
前処理	acid/alkali/acid

思議ではない。北海道防災会議（1973）は同じく第1章で長流川西岸の丘陵～台地（有珠山東麓）であった地域に溶岩ドームとして形成された昭和山付近の地質略図と層序図を示している。これらによれば、外輪山溶岩が押し上げられた状態で広く存在するとしている。長流川の堰き止めについてはこの昭和山に存在する外輪山溶岩が鍵を握っている可能性がある。

有珠成層火山の形成については約1～2万年前と幅のある年代が示されてきたが、次の3で述べるように、藤根ほか（2016）は善光寺岩層なだれによる流れ山間の小低地に堆積した堆積物のAMS¹⁴C年代測定、花粉分析結果などからより古い年代とした。すなわち、この堆積物は2万年前以降現在までのものであることから、この岩層なだれが2万年前頃に生じており、有珠成層火山の形成はそれ以前であり、3～2万年前と結論付けた。これも幅のある年代であるが、有珠山の形成時の溶岩が堰き止め湖を生じたのであれば、それは逆に、この幅のある年代を絞り込むことができるであろう。有珠山のような高度の低い比較的小規模の成層火山の形成はかなり短期間に形成されたであろうと考えると、中位段丘堆積物上部の薄板状泥層基底部のAMS¹⁴C年代20.6kaの直前に特定できるであろう。

2. 堰き止め湖の形態と変遷

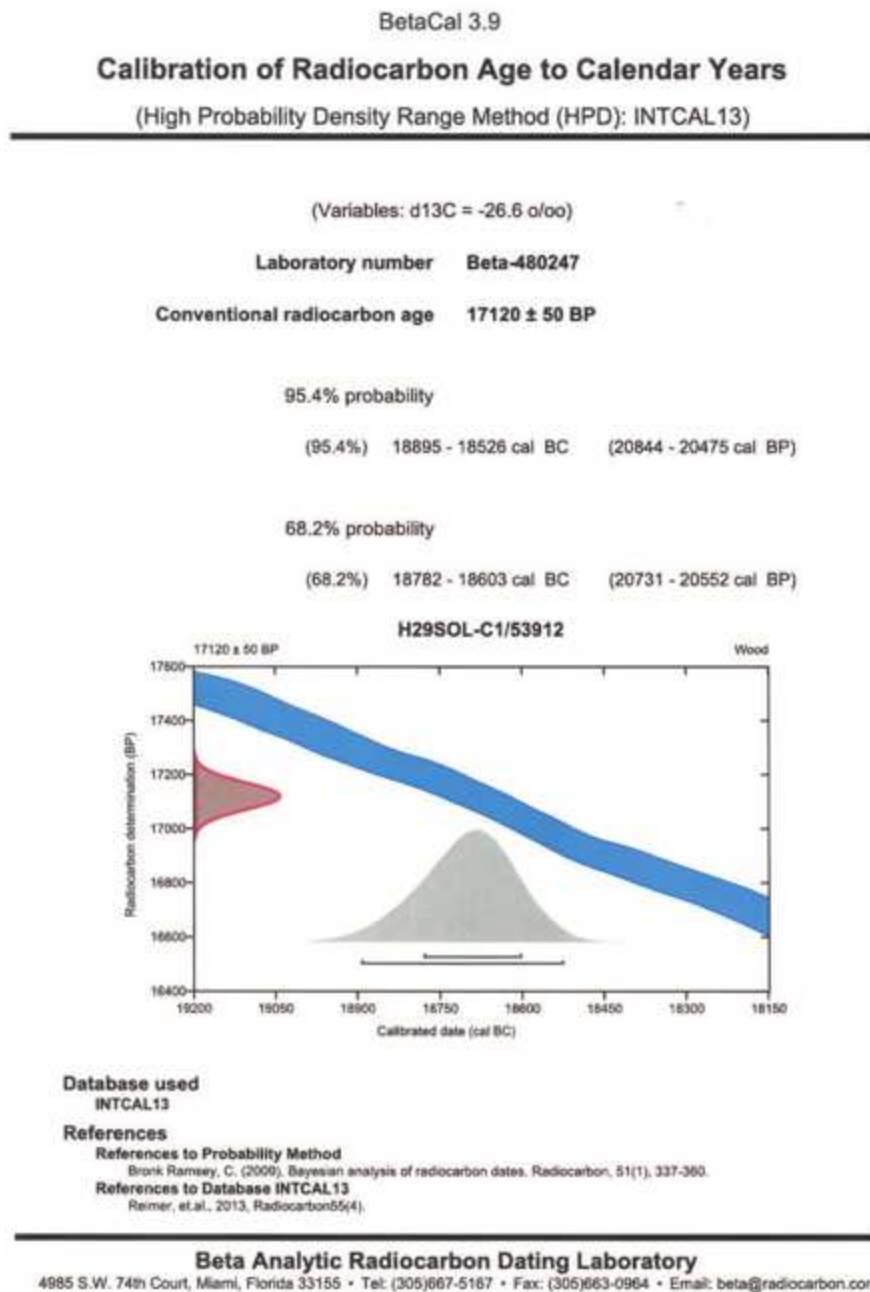
堰き止め湖は関連する中位段丘面・同堆積物およびより低位の低位段丘面などの分布、長流川を中軸とした、現河谷の状況などを考慮して描くと、芋（甘藷）形の分布形態を示していることが分かる。その範囲は第1, 2図に示す「壮瞥平野」の範囲にほぼ一致している。

湖の水深は壮瞥橋の南東側での柱状対比図（第14図）から判断すると次のように、堰き止めの前には河川堆積物である下部礫層が河川氾濫原堆積物として存在していた。よって、その上面が堰き止め湖の湖底となるであろう。湖が堆積物で満杯になり、風成（陸成）の最上部層への移行で湖成層としての堆積が終了したのであれば、

水深は湖成堆積物としての上部層の層厚10m程度が水深を知る目安となるであろう。下流へ向かって、氾濫原面すなわち下部礫層の上面（湖底面）は低下することから、湖水面が一定レベルであることから、水深は次第に深くなるであろう。壮瞥橋南東側では湖底面の標高は地形図と柱状対比図（第14図）の読み取りから、Sb2では河床標高58m+下部礫層上面高12m=標高70mが当時の湖底高、壮瞥橋と下立香橋のほぼ中間のSt1～St3では、現河床標高48m+下部礫層上面高8m=標高56mが当時の湖底高である。想定される堰き止め堤に近い下立香橋の南西側のSt6では、現河床標高41m+下部礫層上面高36m=標高77mが当時の湖底高である。ただし、この下部礫層は角～亜角礫に富み、氾濫原というより、河谷側面からの小扇状地または崖錐の堆積物で、その上面高は北西側に位置していた氾濫原や河道そのものよりは高かったと思われる。逆に言えば、その北西側の氾濫原や河道の示す湖底高はSt6の湖底高（標高77m）よりは低かったと考えられる。湖水面は一定であることから、水深は下流へ向かって増大する。仮に、Sb2での湖底面標高70m+上部の厚さ10m=標高80mが湖面高とすれば、St1～St3では水深は80m-56m=24m、St6では24m以上になっていたであろう。

いずれにしても、長流川（河谷）の突如の堰き止めにより、下部（礫層）が示す長流川の河道・河川氾濫原は中断し湖が出現した。湖では、現在のダム湖がそうであるように、上流側では河道が維持され、湖に流入すると、運搬してきた土砂（礫・砂・泥）を湖に三角州～水中扇状地を形成しながら堆積させていくことになる。相対的下位を占める粗～極粗粒砂層がそのような堆積物に該当するであろう。一方、湖の中軸部では周囲からの土砂の影響が少なく、静かに泥質物が堆積し、厳密には、季節変化などのいわゆる年縞を形成しながら堆積が進んだと思われる。ただし、今回の調査では年縞を細かく解析するような観察は行っていない。薄板状泥としたものがまさにそのような堆積物であるが、砂と互層することも多く、かなり、周囲からの粗粒物の流入もあったと思われる。

最上部は下部の火山灰質ロームと上部の腐植土（埋没土壌）で形成されている。これらは風成層であり、離水後、すなわち段丘化した後の堆積物と考えられる。よって、火山灰質ロームの堆積開始前までに湖は消失したと考えられる。この消失については、堰き止め湖が堆積物でほぼ埋め尽くされて生じた可能性が高いが、埋め尽くされる前に、堰き止め堤がある時点で決壊した可能性も考えられる。湖水状態の継続期間については、今のところ年

第 24 図 AMS¹⁴C 年代測定結果の暦年換算

代測定のため植物片、炭質物あるいは有機物などの含有が限られ、薄板状泥層上部での年代測定が行えず、これ以上具体的に論ずることができない。

ところで、第四紀末における長流川の河谷の発達状況を考えると、報告地域付近では長流川北西側にも湖成堆積物は形成されたと考えられるが、現在では認めることができない。これについては、堰き止め湖の終息と同時に川による下刻・側方浸食が復活し、失われてしまったためであろう。

3. 最終氷期最寒冷期の壮瞥付近の植生

報告地域の近傍では伊達市有珠町の最終氷期最寒冷期以降の低地堆積物について、花粉分析を含む調査研究が行なわれている（藤根ほか，2016）。7,000～8,000年

前に有珠山善光寺岩屑なだれが発生したとされてきたが（曾屋ほか，2007 など）、藤根ほか（2016）はその岩屑なだれにより生じた噴火湾岸（伊達市有珠町）の流れ山間の小低地において、岩屑なだれ堆積物に達するまでのボーリングコア（泥炭・ピート質泥・有機質泥）2本（9m、11m長）を採取し、含まれる多数の降下火山灰層の分析・同定、花粉分析および珪藻分析により詳細な植生・環境変遷を解明し、それに合わせて17点（層準）についてAMS¹⁴C年代測定を行った。花粉分析（27点・層準）により、下位より花粉帯Ⅰ～Ⅶを区分した。これらの花粉帯の特徴から次のような植生・環境変遷を明らかにしている。20～15cal.ka（花粉帯Ⅰ）においては、トウヒ属とカラマツ属が優占し、マツ属単維管束亜属などより

なる亜寒帯性針葉樹林が成立していた。15～13cal.ka (花粉帯Ⅱ・Ⅲ)には、気候は回復傾向になり、針葉樹の寒冷要素が減少し、冷温帯要素のカバノキ属が分布を拡大した。13～11cal.kaBP (花粉帯Ⅳ)には、トウヒ属、カラマツ属がやや増加傾向を示し、五十嵐ほか(1993)の“寒の戻り”(ヤングドリラス期)に対応する可能性がある。11cal.ka (花粉帯Ⅴ)になると、再び気候は回復傾向となりトウヒ属、カラマツ属は見られなくなる。カバノキ属を主体とした落葉広葉樹林は徐々に生育域を狭め、代わってコナラ亜属やニレ属-ケヤキ属が増加し、その後のⅥ～Ⅶにおいてはコナラ亜属を主体に温帯性落葉広葉樹林が成立した。藤根らはこのような結果・考察から有珠山善光寺岩屑なだれの堆積物がこの約2万年間の変遷を示すコアの下位を占めるとし、この岩屑なだれが20cal.ka頃に生じたとしている。

噴火湾沿岸の小低地で示される藤根ほか(2016)の花粉分析結果は、後期更新世末の最終氷期最寒冷期～完新世にかけての五十嵐(2010)の明らかにした植生変化とよく類似している。この結果に合わせて本研究の花粉分析結果をとらえると次のようになる。分析部分は中位段丘堆積物上部(ほぼ層厚10m)の中部の2m程度の部分であり、その下限では、(95.4%)18895-18526 cal. y BC (20844-20475 cal. y BP)の20.6ka頃のAMS¹⁴C年代が明らかになった。花粉帯So-A～Eは全体としてトウヒ属(エゾマツ・アカエゾマツ)、カラマツ属を主体に、モミ属、五葉松型マツ属に特徴付けられる亜寒帯針葉樹で寒冷な気候を示すことから、藤根ほか(2016)の花粉帯I(20～15cal.ka)に対応していると言える。

4. 薄板状泥層にはさまれる降下スコリアの噴出源

中位段丘堆積物の上部の薄板状泥層中には10数層の降下スコリア層がはさまれている。厚さは数cmから30cmに達し、全体として南へ向かって厚くなる傾向がある。降下スコリア層の噴出源としては、2万年前頃としては、有珠成層火山とドンコロ山(スコリア丘)が想定できる。

有珠成層火山の噴出物は外輪山溶岩と降下火山灰が主体である。外輪山溶岩は岡崎ほか(2007)によれば、アア溶岩・塊状溶岩から成り、岩質はかんらん石単斜輝石玄武岩～玄武岩質安山岩だが、一部にはかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩も認められる。そして、外輪山期に噴出したテフラは有珠山周辺のローム層中に、層厚数mm～20cm以上、黒色～赤褐色で粒径最大5cm程度の数10枚の降下スコリア、降下火山灰および火砕サージから成るとされる。北海道防災会議(1973)に

よれば、洞爺湖温泉山際、東丸山北西麓での温泉ボーリングのコア解析では、それぞれ地表下6m～151m、16.5m～113.6mを占める外輪山溶岩中には最大8層のスコリア層の出現が明らかにされている。

ドンコロ山の噴出物については、既存文献では具体的な報告は今のところないが、同山は有珠火山の側火山で、成層火山形成と共に出来上がったとされている(曾屋ほか, 2007; 北海道防災会議, 1973)。報告地域における堰き止めが有珠成層火山の完成と同時に生じたとすれば、堰き止め湖に堆積した降下スコリアは成層火山起源とは考え難く、ドンコロ山起源と考えるのが妥当であろう。ただし、ドンコロ山に分布するスコリア層の岩石化学的研究報告はなく、もちろん、中位段丘堆積物中の降下スコリアについてのそのような研究は行われていないので、これ以上は論究できない。

まとめと今後の課題

①北海道胆振地方西部の長流川下流域には“壮瞥平野”と呼ぶべき(甘藷)形の、東-南西に伸びた広がり盆地地状部が存在する。この平野の中軸部を長流川(全長50km)が流れ、中位、低位、最低位の3段の段丘面と現河川氾濫原面が確認でき、地質的には下位より柳原層、壮瞥軽石流堆積物、滝の上溶結凝灰岩層、洞爺火砕流堆積物、古期河川堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、最低位段丘堆積物、現河川氾濫原堆積物および新期火山噴出物より構成される。

②中位段丘は長流川の南東側に分布し、その段丘面は現河床からの比高は一般に25～30mであるが、壮瞥川との合流点付近では45mあまりと大きくなる。この中位段丘を構成する中位段丘堆積物は、層厚が一般に20m±であり、下部(礫層)、上部(粗～極粗粒砂層・薄板状泥層)および最上部(火山灰質ローム・腐植土層)に三分できる。下立香橋南方では下部は薄くなり、全体としての層厚は10m弱である。下部は河川成、上部は湖成層、最上部は風成層であり、この一連の層序は河谷(旧長流川)→河谷の堰き止めの発生→堰き止め湖での堆積→堰き止め湖の終息→河谷復活・段丘化(離水)という堆積環境の変遷を反映したものである。

③中位段丘堆積物上部薄板状泥層(湖成堆積物)の堆積環境・年代を明らかにするために花粉分析を行った結果、同層の下部2m弱の部分について、トウヒ属(エゾマツ・アカエゾマツ)、カラマツ属を主体に、モミ属、五葉松型マツ属に特徴付けられる亜寒帯針葉樹で寒冷な気候を示すことが明らかとなった。さらに、基底に含まれるグイマツ遺体(球果付き枝)のAMS¹⁴C年代測定を行った

結果は 20.6ka 頃であった。噴火湾沿岸の花粉分析結果（藤根ほか, 2016）に対比した結果, この花粉分析部分の年代は海洋酸素同位体ステージ MIS 2 (2.9 万年前～1.4 万年前頃) のうちの, 2 万年前頃 (最終氷期最寒冷期) 以降の比較的短い期間であると考えられる。

④堰き止めについては, 2 万年前頃の最終氷期最寒冷期に発生した可能性が高い。さらに堰き止め堤の形成場所としては, 薄板状泥層を含む中位段丘堆積物の分布などから, 壮瞥町と伊達市の境界部～その下流に想定できる。長流川を塞ぐような出来事として考えられるのは有珠火山の活動であり, 長流川にも数 10m の厚さの溶岩が堆積し, 塞いだ可能性が考えられる。逆に言えば, この堰き止めの年代から有珠成層火山の形成が 2 万年前頃であることが裏付けられる。

⑤中位段丘堆積物上部薄板状泥層中には降下スコリア層を多数挟む。堰き止め湖が有珠成層火山の完成と共に生じたとすれば, この降下スコリア層の起源としてはドンコロ山起源と考えるのが妥当であるが, 岩石化学的な研究は行われておらず, これ以上は論究できない。

⑥上長和層は伊達市上長和町北東の長流川東岸の伊達市と壮瞥町の行政界付近に分布する地層である。少なくとも本報告の St7～St6 付近 (滝の上溶結凝灰岩層・壮瞥軽石流堆積物が見られる St8～St9 の上流) に分布する部分は, 洞爺軽石流堆積物 (洞爺火砕流堆積物) より新しく, 上長和層の定義からはずれている。そのため, 本報告ではこのような地層を古期河川堆積物として, 上長和層から切り離すことにしたが, 本堆積物の上部には Kt-2 (クッタラ第 2 テフラ) および Nj-Os (中島-長流川テフラ) など 40～50ka 頃の降下軽石層がはさまれる。

⑦主題となった堰き止めの湖成堆積物を含む中位段丘堆積物については, ^{14}C 年代測定と花粉分析について課題が残った。まず, 下部 (礫層) 中において木材片などが含まれれば, ^{14}C 年代測定により堰き止め前の年代を知る目安となるが, 今のところ適当な試料を見つけることができていない。さらに, 上部層の上半部 (薄板状泥層) については, 花粉分析は全体の厚さ 5～6m 中の下部 2m 程度しか花粉分析はできなかった。河崖付近の露頭ではなく, 枝沢内の Sb4 のような, 当時の堰き止め湖の湖岸に近い露頭において, 有機物に富む堆積物がないかどうか調査し, 中～上部 3～4m 部分の試料採取を試みるべきである。このことは ^{14}C 年代測定にも当てはまる。「考察」3「最終氷期最寒冷期の壮瞥付近の植生」で述べたように, 近隣の噴火湾沿岸では, 明らかに亜寒帯性針葉樹林要素が減少していく部分およびその始まりの年代 (15ka 頃) が明確にとらえられており, ここでもその

ような始まりが明確になれば, 薄板状泥層の上限, すなわち湖沼状態が 15ka 頃まで続いたかどうかは明らかになる。

引用文献

- 藤根 久・遠藤邦彦・鈴木正章・吉本充宏・鈴木 茂・中村賢太郎・伊藤 茂・山形秀樹・Lomtadze Zaur・横田影宏・千葉達朗・小杉 康, 2016, 有珠山善光寺岩屑なだれの発生年代の再検討—有珠南麓の過去 2 万年間の環境変遷との関連で—。第四紀研究, **55**, 253-270.
- 鷹澤好博・白井理沙・田中 瞳・東 剛, 2007, SAR 法による洞爺火砕流堆積物の赤色熱ルミネッセンス年代測定。地質学雑誌, **113**, 470-448.
- Goto, Y., Suzuki, K., Takahashi, S., Yamaguchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., and Tomiya, A., 2018, Stratigraphy and lithofacies of the Toya Ignimbrite in Southwestern Hokkaido, Japan: insights into the caldera-forming eruption at Toya Caldera. *Journal of Geography* (Chigaku Zasshi), **127**, 191-227.
- 広田知保・和田信彦・横山英二・菅 和哉, 1986, 北海道水理地質図 12 号「伊達・八雲」(1:100,000) および同説明書。北海道立地下資源調査所, 90p.
- 北海道防災会議, 1973, 北海道における火山に関する研究報告書第 3 編「有珠山」火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策。254p.
- 胆振団体研究会, 1990, クッタラ火山の火砕堆積物—支笏火山のテフラの層序の検討とテフロクロロジー—。地球科学, **44**, 95-112.
- 五十嵐八枝子, 2010, 北海道とサハリンにおける植生と気候の変遷史—花粉から植物の興亡と移動の歴史を探る—。第四紀研究, **49**, 241-253.
- 五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田 治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦, 1993, 北海道の剣淵盆地と富良野盆地における 32,000 年間の植生変遷史。第四紀研究, **32**, 89-105.
- Ishiwa T., Yokoyama Y., Okuno J., Obrochta S., Uehara K., Ikehara M. and Miyairi Y., 2019, A sea-level plateau preceding the Marine Isotope Stage 2 minima revealed by Australian sediments. *Scientific Reports*, **9**:6449, 1-8.
- 星野フサ, 1985, 北海道長流川左岸に分布する湖成堆積物の花粉分析。日本第四紀学会講演要旨集, **15**, 132-133.
- 星野フサ, 2003, 洞爺湖東方の長流川左岸にみられた泥炭質堆積物の花粉分析—スギ消滅の背景—。北方山草, **20**.
- 星野フサ・木村方一, 1980, 花粉分析法—花粉化石からどのようなことがわかるか—。北海道 5 万年史 (郷土と科学編集委員会), 115-137.
- 星野フサ・大室道夫, 1984, 北海道長流川左岸に分布する湖

- 成堆積物の花粉分析(予報). 日本第四紀学会講演要旨集, 14, 59-60.
- 星野フサ・横山 光・岡本 研・佐藤広行, 2018, 北海道長流川左岸に分布する縞状堆積物の花粉分析 —2 万年前にマンモスゾウがおそらく見たであろう景色—. 平成 30 年度日本地質学会北海道支部例会講演要旨集, 5-6.
- 森泉美穂子, 1998, クッタラ火山群の火山発達史. 火山, **43**, 95-111.
- 中村有吾・平川一臣, 2002, 有珠山 1663 年噴火と有珠ベテフラに関する新知見. 歴史地震, **18**, 123-126.
- 中村有吾・松本亜希子・中川光弘, 2005, 噴出物から推定した有珠山 1663 年噴火の推移. 地学雑誌, **114**, 549-560.
- 太田良平, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「虻田」および同説明書. 地質調査所, 84p.
- 岡崎紀俊・大津 直・廣瀬 亘・石丸 聡・田村 慎・川上源太郎・田近 淳・高橋浩晃・橋本武志・茂木 透・笠原 稔, 2007, 有珠山の地殻変動予測に関する研究. 北海道立地質研究所調査研究報告, **36**, 162p.
- Ramsey. C.B., 2009, Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbons*, **51**, 337-360.
- Reimer, P.J, Bard. E., Bayliss. A., Beck. J.W., Blackwell. P.G., Bronk Ramsey. C., Buck. C.E., Cheng. H., Edwards. R.L., Friedrich. M., Grootes. P.M., Guilderson. T.P., Haffidason. 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. and van der Plicht. J., 2013, Intcal 13 and marine 13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbons*, **55**, 1869-1887.
- 佐藤博之, 1967, 昭和新山地熱調査研究井 GS-R I のコアについて. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, **18**, 24-27.
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子・東宮昭彦, 2007, 有珠火山地質図第 2 版 (1:25,000). 独立行政法人産業総合研究所地質調査総合センター, 火山地質図 2.
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子, 1981, 有珠火山地質図 (1:25,000). 地質調査所, 火山地質図 2.
- 鈴木 守・松井公平・東 三郎・大場与志男, 1970, 北海道有珠郡伊達町の地質 (1:25,000 地質図付). 伊達町, 69p.
- 高島 勲・山崎哲良・中田英二・湯川公靖, 1992, 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩及び火山岩の TL 年代. 岩鉱, **87**, 197-206.
- 和田信彦, 1990, 畑作振興深層地下水調査「壮瞥町滝之町地区」. 北海道平成元年度畑作振興深層地下水調査報告書, 12-24.
- 和田信彦・八幡正弘・大島弘光・横山英二・鈴木豊重, 1988, 西胆振地域の地質と地熱資源. 地下資源調査所調査研究報告, **19**, 93p.
- 八幡正弘, 1987, カルデラの基盤構造について—洞爺カルデラを例にして—. 総合研究「後期中生代～現世における陥没の形態とその発生機構に関する総合研究」(代表: 藤田至則), 2, 89-97.
- 八幡正弘・五十嵐八枝子・Gautam P・和田信彦, 1989, 西北海道洞爺湖東方の鮮新—更新統について—堆積層・花粉層序・古地磁気層序—. 地球科学, **43**, 261-276.
- 横山 光, 2016, 有珠山麓の壮瞥盆地を形成した堰き止め湖の存在～市民と始めた調査活動と今後の展望～. 地学教育と科学運動, **76**, 7-12.
- 横山 光・星野フサ, 2015, 「壮瞥穴(そうべつあな)」の謎(花綵通信). 地学教育と科学運動, **74**, 80-81.
- 米倉浩司, 2012, 日本維管束植物目録(邑田 仁監修). 北隆館, 東京, 379p.

Abstract

There is the middle terrace whose surface is 25 to 45 meters in height from riverbed, southwest of Soubetsu town area in the Osaru valley, western Iburi in Hokkaido. The deposits of middle terrace, 20±meters in thickness, consists of lower, upper and uppermost parts. The lower part constitutes gravel layer which indicates river channel and flood plain. The upper part consists of coarse sandy facies and thin-layered mud facies. The former part indicates submarine fan or delta and the latter part indicates lake. The uppermost part consists of volcanic ashy loam bed and humus soil bed. The succession as shown above express the process from start of lake to end of it, after the stage of river valley. The authors conducted AMS ¹⁴C-dating and pollen analysis for the thin-layered mud facies of the upper part and obtained the measurement age of 20.6ka and the results of cold climate shown by sub arctic coniferous forest mainly. Those results reveal that the damming of Osaru river related to the formation of Usu stratovolcano in the late stage of the Last glacial Period.

<論 説>

古倶知安湖の検証—その2—：北海道倶知安町の上部更新統真狩別層の¹⁴C年代値，火山灰，花粉および珪藻の分析

嵯峨山 積^{1) 2)}・星野 フサ^{1) 3)}・井島 行夫⁴⁾・近藤 玲介⁵⁾・
関根 達夫¹⁾・小田桐 亮⁶⁾・宮入 陽介⁵⁾・横山 祐典⁵⁾

Investigation of the Paleo-Lake Kutchan (part 2): ¹⁴C dating, volcanic ash, pollen and diatom analyses of the late Pleistocene Makkaribetsu Formation in the Kutchan, Hokkaido, Japan

Tsumoru Sagayama^{1) 2)}, Fusa Hoshino^{1) 3)}, Yukio Izima⁴⁾, Reisque Kondo⁵⁾, Tatsuo Sekine¹⁾, Ryo Odagiri⁶⁾, Yosuke Miyairi⁵⁾ and Yusuke Yokoyama⁵⁾

2021年6月23日受付

2021年8月1日受理

- 1) 北海道総合地質学センター 〒069-0834 江別市文京台東町18番地の12 嵯峨山気付
Hokkaido Research Center of Geology, c/o Sagayama, Ebetsu 069-0834, Japan
- 2) アースサイエンス株式会社 〒001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1
Earth Science Co. Ltd., Sapporo, 001-0039, Japan
- 3) 北海道大学総合博物館(植物ボランティア) 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目
Hokkaido University Museum, Sapporo, 060-0810, Japan
- 4) 〒061-1132 北広島市北進町3丁目4番地10
Hokushin 3-4, Kitahiroshima 061-1132, Japan
- 5) 東京大学大気海洋研究所 〒277-8564 柏市柏の葉5-1-5
Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, Kashinoha 5-1-5, Kashiwa 277-8564, Japan
- 6) 倶知安風土館 〒044-0006 倶知安町北6条東7丁目3
Kutchan Museum of Natural History, Kutchan 044-0006, Japan

Corresponding author: T. Sagayama, tsaga@hrcg.jp

Keywords: Paleo-Lake, Kutchan, ¹⁴C dating, volcanic ash, pollen, diatom, late Pleistocene, Kutchan, Hokkaido

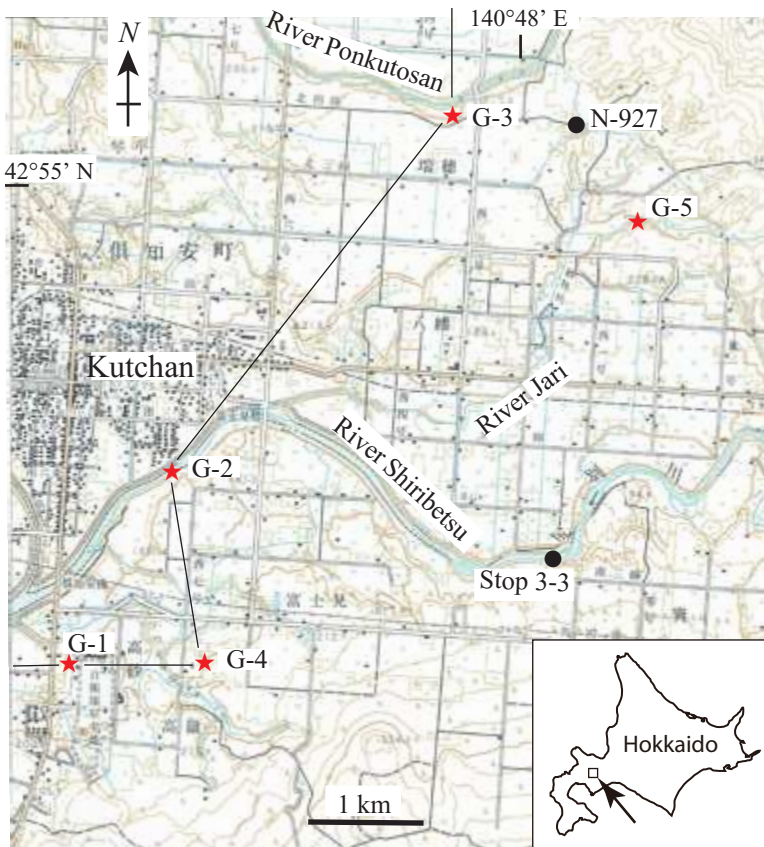
はじめに

蝦夷富士とも称される羊蹄山(標高1,898 m)の周辺に分布する第四系には、淡水生珪藻土が胚胎することが古くから報告されている。喜茂別町では、純度の高い珪藻土が産出し、堆積当時は湖沼が存在したと推定され

要旨

古倶知安湖の存在を検証するために、2020年に真狩別層より採取した地質試料について¹⁴C年代測定と火山灰、花粉および珪藻の分析を行った。¹⁴C年代値は48,050-46,750 cal BP, 45,750-45,000 cal BPおよび44,500-43,750 cal BPが得られた。火山灰分析では、成分は火山ガラスがほぼ80%を占め、支笏軽石流堆積物の再堆積物と推定した。花粉分析ではA～Eの花粉帯を区分し、約3,280年間はやや冷涼で乾性な気候が安定的に推移したと推定した。珪藻分析から、浮遊性淡水生種の多産により流れの静かな湖沼と、付着性淡水生種の多産により比較的流れがあった堆積環境を想像した。今回測定した¹⁴C年代値は羊蹄山の崩壊(約3.8万年前)よりも古いことから、同崩壊は古倶知安湖出現の原因とは考えられず、他の地質現象を推定する必要がある。

(河島・素木, 1941a, b), 土居・長谷川(1956)は留寿都層(長尾・佐々, 1933)堆積当時には、尻別川沿いなどに浅い湖沼が広がっていたとしている。羊蹄山麓グループ(1958)は真狩別層の下部付近には層厚10 m以上の縞模様粘土層が存在し、その当時は倶知安付近に湖沼が広がっていたと述べている。藤原(1964)によ



第1図 真狩別層の露頭位置

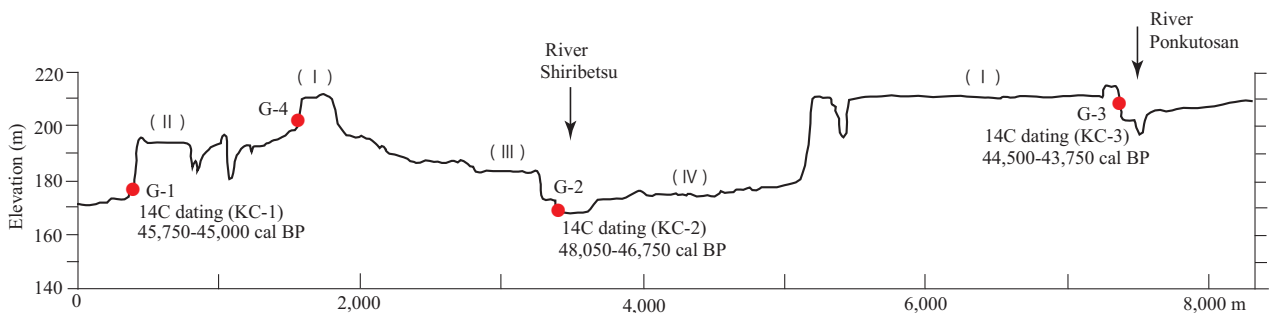
基図は国土地理院発行の5万分の1地形図「倶知安」である。実線は第2図の断面線を示す。N-927は小元(1971)の¹⁴C年代測定位置で、Stop 3-3はNakagawa et al. (2016)の露頭位置である。

Fig. 1 Location of the outcrops of the Makkaribetsu Formation in the Kutchan. 50,000-scale topographic maps of the Kutchan quadrangles (Geospatial Information Authority of Japan) are used. N-927 shows ¹⁴C dating point by Omoto (1971) and Stop 3-3 indicates outcrop site of Nakagawa et al. (2016).

れば、留寿都村泉川の珪藻土は留寿都層を不整合におおふ真狩別層(長尾・佐々, 1933)の下部に胚胎し、藤原(1976)は真狩村や喜茂別町留産の珪藻土の生成環境を淡水湖としている。前田(2012)は羊蹄山北西麓に縞状粘土の露頭を認め、堆積当時の倶知安盆地は湖で、その原因として約45,000年前の羊蹄山の崩壊の可能性を示唆している。命名者は不明ながら湖は「古倶知安湖」とされ、矢吹(2016)は羊蹄山の崩壊により尻別川が堰き止められて縄文時代早期から前期に同湖が出現したとしている。

この様に、羊蹄山周辺には淡水成の珪藻土が分布し、第四系の留寿都層と真狩別層が堆積した時代の異なる2

つの湖が存在した可能性がある。この内の古い湖は留寿都層堆積時で、洞爺火砕流(約11.3万年前)の直後とされ(小元, 1971)、新しい湖は真狩別層堆積時である。これらの湖の詳細な形成時代や成因については十分解明されておらず、嵯峨山ほか(2020)は古倶知安湖の形成時代や広がりなどを検証するために、真狩別層について珪藻と花粉の微化石分析を試み、湖成層の存在を確認した。今回、2020年の野外調査で真狩別層より採取した地質試料について、放射性炭素年代(以下、¹⁴C年代)測定と火山灰、花粉および珪藻の分析を行い、地質年代や堆積環境が明らかになったので報告する。

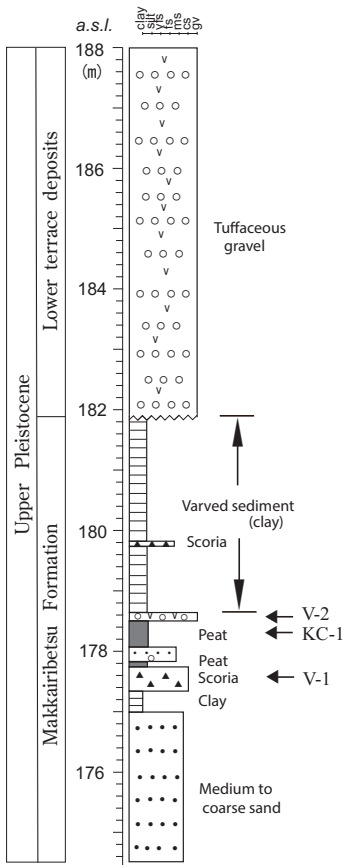


第2図 地形断面と¹⁴C年代値

断面線は第1図に、¹⁴C年代値は第1表に示す。

Fig. 2 Topographic section and ¹⁴C dating

Section line is shown in Fig. 1, and ¹⁴C dating is in Table 1.



第3図 倶知安町市街南の露頭G-1の地質柱状図と試料採取点

嵯峨山ほか (2020) を基に作成. KC-1 は ¹⁴C 年代測定, V-1 および V-2 は火山灰分析の試料採層準である.

Fig. 3 Geologic columnar of the outcrop G-1.

This figure is drawn from Sagayama et al. (2020). KC-1: ¹⁴C dating sample, V-1 and V-2: volcanic ash analysis samples-

地形面と地質露頭

2020年に調査した地質露頭はG-1, G-2, G-3, G-4 およびG-5の5つである(第1図). 以下に地形面と各露頭の堆積状況, 試料採取について述べる.

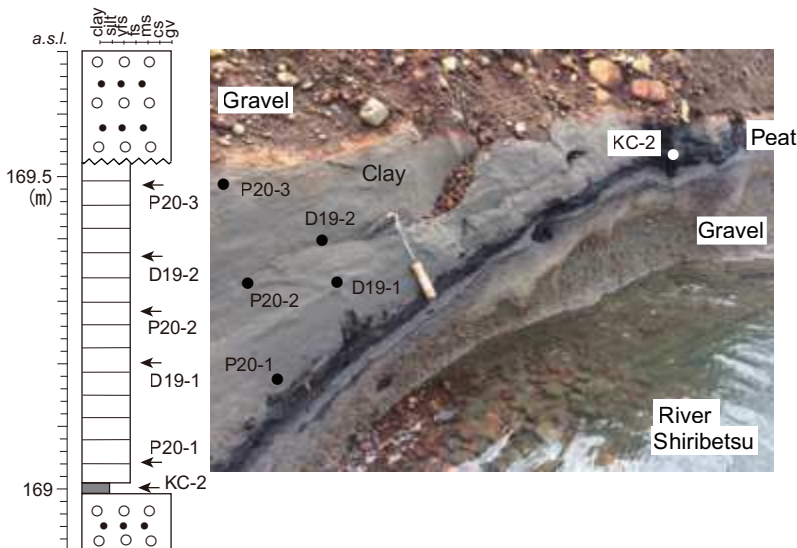
第2図に露頭G-1からG-3までの地形断面を示す. 平坦面は標高の高い方からG-3やG-4付近のI面(標高210m前後), G-1頂上のII面(190m前後), G-2横のIII面(185m前後), 尻別川右岸のIV面(170~175m)の4つが認められる. I面は, 後に述べる様に

41,000 y.BP 前後(許ほか, 2001)とされる支笏軽石流堆積物(以下, Spfl と称す)の再堆積による面で, 時代は約41,000年前直後である. II面とIII面は, I面以降の湖水の低下と共に形成された面である. IV面は倶知安町市街が位置する沖積面で, 時代は縄文海進高頂期の6,000年前後である.

露頭 G-1 倶知安町市街の約3 km 南に位置し, 嵯峨山ほか(2020)で報告していることから堆積状況は省略する. ¹⁴C 年代測定用の試料KC-1(木片)はスコリア(層厚40 cm)直上にある泥炭の標高約178.3 mから採取した. 火山灰分析用のV-1は上記のスコリアから, 同じくV-2は比高2.6 m付近の層厚10~20 cmの軽石堆積物からそれぞれ採取した(第3図).

露頭 G-2 尻別川左岸に位置し(北緯42° 53' 36.73", 東経140° 45' 44.12"), 全体の厚さは約4.5 mで, 標高は169 mである. 下位より砂礫, 泥炭および粘土がほぼ一連に堆積し, それらを不整合で氾濫原堆積物の砂礫がおおう. 最下位は最大径3 cmの礫が混じる砂礫で, 厚さは0.5 mである. 泥炭が5~10 cmと厚さを変え挟在する. 本泥炭から¹⁴C年代測定の試料KC-2(木片)を採取した. 粘土は灰白色で弱い縞状を呈する. 厚さは0.5 mで, 走向・傾斜はN 45° E・10° Nである. 本粘土から花粉分析用試料のP20-1, P20-2およびP20-3を, 珪藻分析の試料D19-1とD19-2をそれぞれ採取した. 最上位の砂礫は, 最大径10 cmの礫を有し, 厚さは約4 mである(第4図).

露頭 G-3 ポンクトサン川左岸に位置し(北緯42° 55' 18.55", 東経140° 47' 34.40"), 標高は210 m前後である. 下位より厚さ約1.5 mの凝灰質粘土, スコリア薄層を挟在する厚さ1.85 mの泥炭, 厚さ約3 mの軽石質

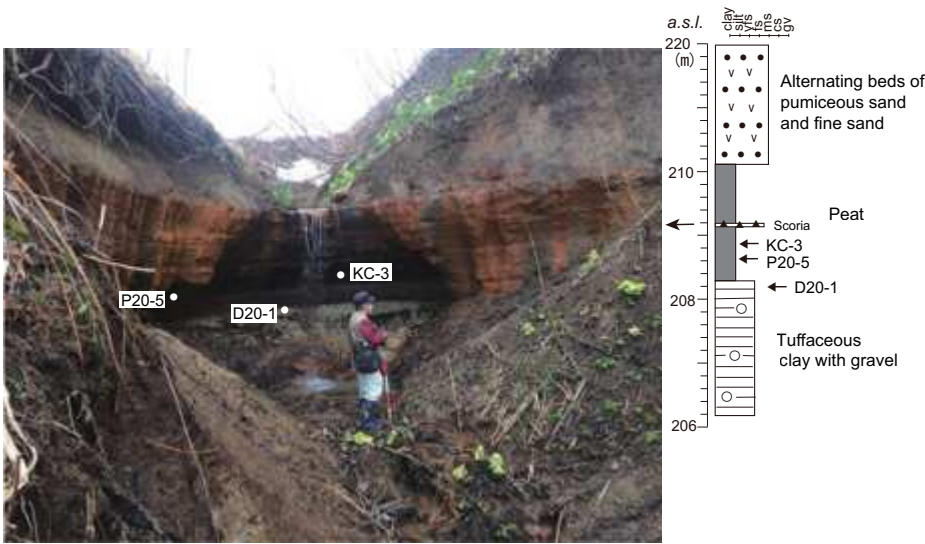


第4図 尻別川左岸の露頭G-2と試料採取点

KC-2は¹⁴C年代測定, P20-1~P20-3は花粉分析, D19-1とD19-2は珪藻分析の試料採層準である.

Fig. 4 Outcrop G-2 of the late Pleistocene sediments at the River Shiribetsu.

KC-2: ¹⁴C dating sample, P20-1 to P20-3: pollen analysis samples, D19-1 and D19-2: diatom analysis samples.



第5図 ポンクトサン川左岸の露頭 G-3 と試料採取点

KC-3 は ^{14}C 年代測定, P20-5 は花粉分析, D20-1 は珪藻分析の試料採取点である。

Fig. 5 Outcrop G-3 of the late Pleistocene sediments at the River Ponkutosan, from which samples are corrected for ^{14}C dating, pollen and diatom analyses.

KC-3: ^{14}C dating sample, P20-5: pollen analysis sample, D20-1: diatom analysis sample.



第6図 羊蹄山北麓の土取場 (露頭 G-4)

Fig. 6 Outcrop G-4 of the late Pleistocene sediments at the northern foot of the Mt. Yotei, from which samples are corrected for volcanic ash analysis.

砂・細砂互層が累重する。この内の粘土から珪藻分析用試料 D20-1 を、泥炭のほぼ中央部から ^{14}C 年代測定の試料 KC-3 (木片) と花粉分析用試料の P20-5 をそれぞれ採取した (第5図)。

露頭 G-4 羊蹄山北麓に位置し (北緯 $42^{\circ} 52' 44.28''$, 東経 $140^{\circ} 45' 57.98''$), 露頭 G-1 の 1.2 km 東方の土取場で, 作業場面の標高は 199 m である。火山灰と軽石からなり, 前置層とその上に頂置層が認められる。斜層理を呈する淘汰不良な堆積物で, 層厚は約 15 m である。軽石は大きさ 4 cm 以下でやや円磨されている。火山灰分析用の V-3 は作業場面より約 1 m 上で採取した (第6図)。

露頭 G-5 砂利川左岸に位置 (北緯 $42^{\circ} 54' 49.60''$, 東経 $140^{\circ} 48' 43.83''$) する旧土取場で, 標高は 208 m である。最下位は厚さ 10 m 以上の火山灰・軽石混じり砂礫で, その上位に厚さ 5 cm の凝灰質粘土が認められる。本粘土から珪藻分析用試料 D20-2 を採取した。最上位は厚さ 10 m の火山灰・軽石混じり砂礫で, 礫径は 5 cm 以下である。本砂礫は下位の砂礫にくらべて固結度が低い (第7図)。

測定と分析の方法

^{14}C 年代測定

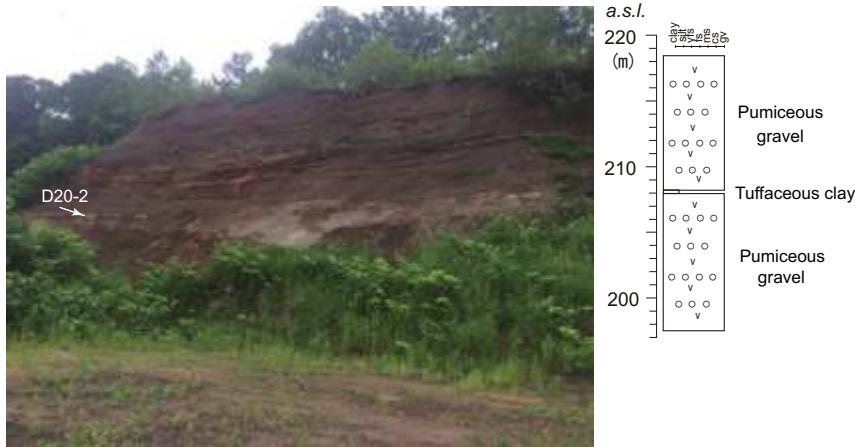
泥炭中の木片を酸-アルカリ-酸処理した後, 真空ラインを用いてグラファイトを精製した。AMS ^{14}C 年代測定は東京大学大気海洋研究所高解像度環境解析研究センターのシングルステージ加速器質量分析装置により行い, 得られた AMS ^{14}C 年代値は IntCal13 (Reimer et al., 2013) を用いて暦年較正を行った。

火山灰分析

軽石や火山灰を水洗いした後, 約 60°C で乾燥し, 粒径 $0.125 \sim 0.063 \text{ mm}$ の火山ガラス, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石および岩片に区分して, 鉱物組成を明らかにした。火山ガラスの形態は町田・新井 (2003) の分類による。

花粉分析

分析方法は星野 (1990, 1994) とほぼ同じである。すなわち, 約 2 cc の試料を薬品処理した後, グリセリンゼリーでスライドガラス上に封入し, 光学顕微鏡の 1,000 倍下でプレパラート中の花粉と胞子を 100 個になるまで数えた。結果は米倉 (2012) の植物の系統進化



第7図 砂利川沿いの旧土取場跡（露頭 G-5）と試料採取点

D20-2：珪藻分析用試料の採取点。

Fig. 7 Outcrop G-5 of the late Pleistocene sediments at the River Jari, from which samples are corrected for diatom analysis.

D20-2: diatom analysis sample.

を考慮して表示した。

珪藻分析

試料は粘土やシルトである。プレパラート作成や珪藻の同定・解析の方法は嵯峨山ほか（2010）とほぼ同様で、1,000 倍の生物光学顕微鏡で1試料につき100個体を目途に同定し、海生種、海～汽水生種、汽水生種、汽～淡水生種および淡水生種に区分した。更に堆積当時の塩分濃度の目安となる塩分指数（嵯峨山, 2018）を求めた。

測定と分析の結果

¹⁴C年代測定

測定用試料は倶知安町市街の約3 km 南の露頭 G-1 から採取した KC-1（第2図、標高178.3 m）、尻別川沿いの露頭 G-2 から採取した KC-2（第3図、標高169 m）、ポイントサン川左岸の露頭 G-3 から採取した KC-3（第4図、標高208.9 m）で、いずれも木片である。測定結果は KC-1 が 45,750-45,000 cal BP (42,042±385 yr BP), KC-2 は 48,050-46,750 cal BP (44,175±472 yr BP), KC-3 は 44,500-43,750 cal BP (40,578±336 yr BP) である（第1表）。

火山灰分析

分析用試料は G-1 から採取した V-1 と V-2（第3図）、露頭 G-4 から採取した V-3（第6図）である。V-1 はスコリアで、火山ガラスが3.5%（bw: 3.0%, pm: 0.5%）と少なく、軽鉱物が44.0%、重鉱物が8.0%、岩片お

よび風化粒が44.5%である。この内の重鉱物では斜方輝石が56.3%、単斜輝石が25.0%、角閃石が18.7%である。V-2 は火山灰および軽石で、火山ガラスが50.5%（bw: 25.0%, pm: 25.5%）、軽鉱物が19.0%、重鉱物が3.5%、岩片および風化粒が27.0%である。この内の重鉱物では斜方輝石が42.8%、角閃石が57.2%である。V-3 は火山灰および軽石で、火山ガラスが79%（bw: 34.5%, pm: 44.5%）、軽鉱物が5.5%、岩片および風化粒が15.5%である（第2表）。

花粉分析

分析に用いたのは露頭 G-2 から採取した P20-1, P20-2 および P20-3（第4図）と、露頭 G-3 の P20-5（第5図）の合計4試料である。

P20-1 では *Picea*（トウヒ属アカエゾマツ、エゾマツ）が74%、*Abies*（モミ属トドマツ）が24%を占め、P20-2 では *Picea* が84%、*Abies* が9%である。P20-3 では *Picea* が85%、*Abies* が8%である。P20-5 では *Picea* が57%、*Pinus (Hap.)*（ハイマツ）は5%である。*Larix*（カラマツ属グイマツ）9%の出現が特筆される。1%であるものの *Quercus*（コナラ属）も認められる（第3表）。

珪藻分析

分析用試料は、露頭 G-2 から採取した D19-1 と D19-2（第4図）、露頭 G-3 から採取した D20-1（第5図）、露頭 G-5 から採取した D20-2（第7図）、藤原

第1表 放射性炭素年代測定一覧

Table 1 Radiometric carbon dating.

Outcrop name	Sample name	Above sea level (m)	Materials	radio carbon age (y BP)	(cal BP) 1σ range	(cal BP) 2σ range
G-3	KC-3	208.9	Wood	40,578±336	44,500 - 43,750	44,850 - 43,350
G-2	KC-2	169	Wood	44,175±472	48,050 - 46,750	48,650 - 46,250
G-1	KC-1	178.3	Wood	42,042±385	45,750 - 45,000	46,150 - 44,650

第2表 火山灰分析一覧

Table 2 Volcanic ash analysis

All mineral component (%) (Total count: 200)									
Outcrop name	Sample name	Materials	Volcanic glass		Light mineral	Heavy mineral	Rock fragment and weathering particle		
			bw	pm					
G-1	V-2	Ash & pumice	25.0	25.5	19.0	3.5	27.0		
			Heavy mineral component (%)						
			Orthopyroxene		Clinopyroxene		Amphibole	Iron mineral	
			42.8		0.0		57.2	0.0	

All mineral component (%) (Total count: 200)									
Outcrop name	Sample name	Materials	Volcanic glass		Light mineral	Heavy mineral	Rock fragment and weathering particle		
			bw	pm					
G-1	V-1	Scoria	3.0	0.5	44.0	8.0	44.5		
			Heavy mineral component (%)						
			Orthopyroxene		Clinopyroxene		Amphibole	Iron mineral	
			56.3		25.0		18.7	0.0	

All mineral component (%) (Total count: 200)									
Outcrop name	Sample name	Materials	Volcanic glass		Light mineral	Heavy mineral	Rock fragment and weathering particle		
			bw	pm					
G-4	V-3	Ash & pumice	34.5	44.5	5.5	0.0	15.5		
			Heavy mineral component (%)						
			Orthopyroxene		Clinopyroxene		Amphibole	Iron mineral	
			0.0		0.0		0.0	0.0	

第3表 花粉分析一覧

Table 3 Pollen fossils yielded from the late Pleistocene sediments.

Outcrop name	Sample number	<i>Sphagnum</i>	LYCOPODIACEAE	Tritete spore	Monolete spore	<i>Abies</i>	<i>Larix</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus (Hap.)</i>	<i>Tsuga</i>	CYPERACEAE	POACEAE	RANUNCULACEAE	<i>Thalictrum</i>	<i>Sanguisorba</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Myrica gale</i>	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Corylus</i>	CARYOPHYLLACEAE	ERICACEAE	<i>Menyanthes</i>	ASTERACEAE	<i>Artemisia</i>	<i>Cirsium</i>	APIACEAE	Total count number	Pollen zone		
This report	G-3	P20-5				8	9	57	5		14							1			1	2	7	1	1					100	E		
Sagayama et al., 2020	A	G-1	P14	1	4	4	18	1	48	7		3		1				1		1	2	7		1	1						100	D	
			P9				2	7		86			1									3	1										100
			P6	1	2		1	4		29			35	2		2						4	15					1	2	2	100		
			P4				2	6		48	2		8	1	1	7							2	4				7	2	10	100		
This report	G-2	P20-3				1	3	8	85								1				1	1								100	B		
		P20-2				1		9	84	1											1	4								100			
		P20-1					24	74										2											100				

Order of plant name is by Yonekura (2012)

哲夫氏より提供していただいた真狩村泉 (Izm), 留寿都村泉川 (Imw), 喜茂別町留産 (Rsn) の各試料である。D19-1では湖沼沼沢湿地指標種群 (千葉・澤井, 2014) の浮遊性淡水生種の *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Simonsen が 59 % と多産し, 付着性淡水生種の *Fragilaria pinnata* Ehr. が 11 %, 中～下流性河川指標種群 (安藤, 1990) で付着性淡水生種の *Achnanthes lanceolata* Breb. が 10 % である。D19-2では *A. ambigua* が 43 %, *F. pinnata* が 11 %, *A. lanceolata* が 7 % で D1 と同様な産出状況を示す。D20-1では付着性淡水生種の *Fragilaria arcus* var. *recta* Cleve が 15 %, *A. lanceolata* が 9 %, 付着性淡水生種の *Diatoma mesodon* (Ehr.) Kütz が 8 % である。D20-2では付着性汽～淡水生種の *Rhoparodia gibberula* (Ehr.) O.

Müll. が 17 %, 沼沢湿地付着生種群 (安藤, 1990) の *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr. が 12 %, 同じく淡水生種の *Pinnularia gibba* Ehr. が 11 %, 付着性淡水生種の *Cymbella silensiaca* Bleisch が 10 % である。Izmでは *A. ambigua* が 87 % と多産する。Imwでは付着性淡水生種の *Gomphonema parvulum* (Kütz.) Grun. が 23 %, 付着性淡水生種の *Meridion circulare* var. *constricta* (Ralfs) Van Heurck が 8 %, *A. lanceolata* や *Cymbella silensiaca*, 付着性淡水生種の *Fragilaria exigua* Grun. のそれぞれが 7 % である。Rsnでは付着性淡水生種の *Fragilaria construens* var. *venter* (Ehr.) Grun. が 81 % と多産する (第4表)。塩分指数 (嵯峨山, 2018) はいずれも 1.94 以下で淡水環境を示す。

第4表 珪藻分析一覧

Table 4 Diatom fossils yielded from the late Pleistocene sediments.

Outcrop name		G-2		G-3	G-5	Fujiwara's sample			
Name of species /	Geologic sample	Ecol.	D19-1	D19-2	D20-1	D20-2	Izm	Imw	Rsn
<i>Achnanthes lanceolata</i> Bréb.		F	10	7	9	2	1	7	
<i>Amphora libyca</i> Ehr.		F		1	1	2			
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grun.) Simonsen		F	59	43	2		87	2	
<i>A. granulata</i> (Ehr.) Simonsen		F						2	
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cleve		F	1	5	3				
<i>Cyclotella comta</i> (Ehr.) Kütz.		F		3					
<i>C. stelligera</i> Cleve & Grun.		F	5						
<i>Cymbella naviculiformis</i> Auerswald		F		1	2	2			
<i>C. silensiaca</i> Bleisch		F	1	3	4	10		7	
<i>C. tumida</i> (Bréb.) Van Heurck		F		1	2	1			
<i>C. turgida</i> (Greg.) Cleve		F		1					
<i>Diatoma hyemalis</i> (Roth) Heiberg		F			6	1			
<i>D. mesodon</i> (Ehr.) Kütz.		F	1		8		1		
<i>Diploneis elliptica</i> (Kütz.) Grun.		F			1	8			
<i>Epithemia adnata</i> (Kütz.) Bréb.		F		1				1	5
<i>E. sorex</i> Kütz.		F							2
<i>Eunotia bilunaris</i> (Ehr.) Mills		F		1		3		5	
<i>E. gracialis</i> Meister		F			3	5		3	
<i>Fragilaria arcus</i> var. <i>recta</i> Cleve		F		4	15				
<i>F. bicapitata</i> Mayer		F					1		
<i>F. brevistriata</i> Grun.		F				2		1	
<i>F. capucina</i> var. <i>vaucheriae</i> Kütz.		F	2	2	6				1
<i>F. construens</i> (Ehr.) Grun.		F	1	2					
<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.		F				1	4	5	81
<i>F. exigua</i> Grun.		F					2	7	
<i>F. leptostauron</i> (Ehr.) Hust.		F	1						
<i>F. pinnata</i> Ehr.		F	11	11	2	3			1
<i>Frustulia vulgaris</i> Thwaites		F				1			3
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kütz.) Rabh.		F				1			
<i>G. minuta</i> (Agardh) Agardh		F		1					
<i>G. parvulum</i> (Kütz.) Grun.		F		4	1			23	
<i>G. truncatum</i> Ehr.		F	1						
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) W. Smith		B-F				1		2	
<i>Meridion circulare</i> (Graville) Agardh		F			1		3		
<i>M. circulare</i> var. <i>constricta</i> (Ralfs) Van Heurck		F		1	1	2		8	
<i>Navicula contenta</i> Grun.		F			1				
<i>N. cryptocephala</i> Kütz.		F			1				
<i>N. eidrigiana</i> Carter		B				1			
<i>N. elginensis</i> (Greg.) Ralfs		F				3			
<i>N. halophila</i> (Grun.) Cleve		F			2				
<i>N. lanceolata</i> (C. Ag.) Cleve		B-F			1				
<i>N. meniscula</i> Schumann		F			1	1			
<i>N. minima</i> Grun.		F						1	
<i>N. oppugnata</i> Hust.		F			1				
<i>N. pupula</i> Kütz.		F	1					5	
<i>N. stroemii</i> Hust.		F			9				
<i>N. ventralis</i> Krasske		F	2						
<i>Neidium ampliatum</i> (Ehr.) Krammer		F			1	1			
<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.		F							1
<i>N. linealis</i> W. Smith		F			1				
<i>N. palea</i> (Kütz.) W. Smith		F		1	1				
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.		F		1	3	1		1	
<i>P. gibba</i> Ehr.		F			1	11		4	
<i>P. ignobilis</i> (Krasske) Cleve-Euler		F						6	
<i>P. nodosa</i> (Ehr.) W. Smith		F				5			
<i>P. pulchra</i> Østrup		F						1	
<i>P. subcapitata</i> (Ehr.) Greg.		F			3			4	
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.		F			1	12		5	
<i>Reimeria sinuata</i> (Greg.) Koc. et Stoerm		F	1	1	1				
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll.		F	1						
<i>R. gibberula</i> (Ehr.) O. Müll.		B-F			1	17			
<i>Stauroneis lapidicola</i> Petersen		F			1				
<i>S. smithii</i> Grun.		F		1					
<i>Surirella angusta</i> Kütz.		F			1				
<i>S. robusta</i> Ehr.		F		1					
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch.) Ehr.		F	2	3	2	3			6
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz.		F					1		
Total valves counted			100	100	100	100	100	100	100
(×5)	M		0	0	0	0	0	0	0
(×4)	M-B		0	0	0	0	0	0	0
(×3)	B		0	0	0	1	0	0	0
(×2)	B-F		0	0	2	18	0	2	0
(×1)	F		100	100	98	81	100	98	100
Total			100	100	100	100	100	100	100
Index (mean value)			1.00	1.00	1.02	1.20	1.00	1.02	1.00

考 察

露頭 G-1 の縞状堆積物の地層の走向・傾斜は N 80° W・3° N (嵯峨山ほか, 2020) で, 露頭 G-2 の走向・傾斜は N 45° E・10° N であることから, 地層はほぼ水平に堆積していると考えられ, 標高の比較から, 露頭 G-1 は同 G-2 より上位に位置する。更に, 露頭 G-4 はより上位に位置し, 最上位は露頭 G-3 である。今回, 明らかになった ^{14}C 年代値 (1 σ) は G-2 が最も古く (ca 47,400 cal BP), 次に G-1 (ca 45,375 cal BP) で, 最も若い値は G-3 (ca 44,125 cal BP) となり, 前に述べた露頭の上下関係 (第 2 図) と矛盾しない。なお, 露頭 G-3 の約 1.1 km 東方 (N-927, 第 1 図) では小元 (1971) により泥炭の ^{14}C 年代値 37,300 \pm 2,200 yr BP が報告されている。

露頭 G-4 の堆積物は火山灰や軽石からなり, 淘汰不良で, 軽石はやや円磨されていることから水の作用で堆積したと考えられる。試料 V-3 の火山灰分析では, 成分は火山ガラスがほぼ 80% を占める。調査域周辺では火山灰の鉱物分析報告が存在しないことから, 大津ほか (2002) のを参考にした。それによれば, Spfl (別名, 支笏火砕流) や約 11.3 万年前噴出 (町田・新井, 2003) の洞爺火山灰が多く火山ガラスを含んでおり, このいずれかに相当すると考える。Spfl の年代は 41,000 y.BP 前後とされ (許ほか, 2001), これを年代補正すると ca 44,700 cal BP で, G-1 (KC-1; 約 45,375 年前) と G-3 (KC-3; 約 44,125 年前) の ^{14}C 値のほぼ中間を示す。すなわち, 露頭 G-4 の地層は Spfl の再堆積物で, 標高がより高い露頭 G-3 の泥炭は Spfl 再堆積の直後に形成されたと考えられる。Nakagawa et al. (2016) は, 尻別川沿いの露頭 (Stop 3-3, 第 1 図) は Spfl の再堆積物で, Spfl が噴出した当時は倶知安周辺は湖であったとしており, 露頭 G-4 の地層は Spfl の再堆積物とする考えと一致する。その他の V-1 と V-2 は 4 万年以前の火山灰であることから, 柏原ほか (1976) による完新世の火山灰との対比は不可能である。一方, 中川ほか (2018) では羊蹄火山のテフラの鉱物組成を述べており, Goto et al. (2020) は羊蹄山の 10 km 南東方の尻別岳の火山活動を明らかにしている。今後, これら山体からの噴出物と V-1 や V-2 との対比が必要と考える。

花粉分析の結果から, 2020 年の結果も含め, 花粉帯は下位より A ~ E に区分される (第 3 表)。すなわち, 今回, 露頭 G-2 と G-3 を新たに加えたことで, 嵯峨山ほか (2020) の C 帯と B 帯は本報告では C 帯として一括し, 同じく A 帯は本報告の D 帯に変更した。

A 帯は露頭 G-2 の最下部から得られた P20-1 試料が該

当する。Picea が 74 %, Abies が 24 % を占め, Alnus (ハンノキ属ミヤマハンノキ) も加わる。B 帯は露頭 G-2 の P20-2 と P20-3 の 2 試料が該当する。P20-2 で Picea が 84 %, Abies が 9 % である。P20-3 で Picea が 85 %, Abies が 8 % である。Betula (カバノキ属) も加わる。C 帯は露頭 G-1 の P2, P4, および P6 の 3 試料が該当する。CYPERACEAE (カヤツリグサ科) がスパイク的な出現を示し 35% となる。Picea は本帯中部で 48% となり, Betula は最上部で 15% に増加する。草本類の *Thalictrum* (カラマツソウ属) が 7%, *Cirsium* (アザミ属) が 10%, *Sanguisorba* (ワレモコウ属) が 7% 産出する部分もある。D 帯は露頭 G-1 の P-9 と P-14 の 2 試料が該当する。Picea が本帯下部で 86% と多いが, 上部では Monolete spore (オシダ類のような単条溝型孢子) や *Pinus* (*Hap.*) (五葉松型), そして *Betula* が増加する。E 帯は露頭 G-3 の P20-5 が該当する。P20-5 では Picea が 57 %, *Pinus* (*Hap.*) は 5 % である。*Larix* 9% の出現が特筆される。1 % であるものの *Quercus* も認められる。(第 3 表)。

今回得られた花粉分析の結果からは常緑針葉樹 *Picea* の優勢な古環境が推定される。 ^{14}C 年代値で明らかにされた期間は, やや冷涼で乾性な気候条件下で立地が安定的に推移していたことが考えられる。この常緑針葉樹は現在, 中山峠に近い部分や手稲山の山頂に近い部分を取り巻いている。花粉帯 C では CYPERACEAE の拡大期があり草原の広がり (冷涼化) を示唆している。花粉帯 E における *Larix* と *Pinus* (*Hap.*) の出現は乾性, 冷涼化が一段と進んだことを物語っており, 長期間に渡って落葉広葉樹の拡大を許さない環境が羊蹄山の北側に存在していたことになる。

珪藻分析では, 露頭 G-2 の粘土 (D19-1 および D19-2) からは湖沼沼沢湿地指標種群の浮遊性淡水生種 *Aulacoseira ambigua* が多産し (第 4 表), 堆積環境は *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz が多産した G-1 の縞状堆積物と同様な流れの静かな湖沼と考えられ, G-2 から G-1 にかけてはほぼ一連の堆積環境であったと推定される。一方, 露頭 G-3 と G-5 の粘土からは浮遊性種は少なく, ほとんどが付着性淡水生種で, 比較的流れがあった堆積環境が想像される。次に, 参考として分析した藤原の試料について述べる。Izm からは G-2 の粘土と同様に *A. ambigua* が多産し, Imw や Rsn からは付着性淡水生種が多く産する。藤原 (1964) は, 留寿都村泉川での珪藻土は真狩別層下部に相当すると述べており, Imw がその一部と考える。また, 藤原 (1976) の第 1 表では真狩・留産地区の珪藻土は真狩別層とされており,

Izm と Rsn がこれらの地質試料と考える。以上から、倶知安町で確認した浮遊性種 *A. ambigua* を多産する地層は、羊蹄山の南の真狩村にも分布している可能性が考えられ、湖の広がりやを推定する上でも重要と思われる。

古倶知安湖の成因については、前田 (2012) や矢吹 (2016) は羊蹄山の大规模崩壊により尻別川が堰き止められたと述べている。前者では大规模崩壊の発生は約 45,000 年前としているが、その根拠については書かれていない。一方、後者では湖の形成時代は縄文時代早期から前期とされている。上澤・中川 (2009) は羊蹄山西麓に分布する羊蹄岩屑なだれ堆積物は支笏火砕流 (約 4.1 万年前) の再堆積物を不整合でおおっているか崩壊ブロックとして取り込んでいるため、同なだれ堆積物は支笏火砕流の後に形成されたと述べている。更に上澤ほか (2016) は、約 5 万年前に始まった羊蹄山の火山活動では 2 回の山体崩壊が発生し、この内の古い方は約 3.8 万年前としている。

今回の検討では、最も古い ^{14}C 年代値は露頭 G-2 の湖沼性堆積物直下の泥炭 (KC-2) が示す 48,050-46,750 cal BP (44,175±472 yr BP) で、古倶知安湖は本年代より更に前の時代に形成されていたことになる。このため、羊蹄山の崩壊 (約 3.8 万年前) は古倶知安湖出現の原因とは考えられず、他の地質現象を推定する必要がある。なお、中川・星住 (2010) では、「岩屑なだれ堆積物が支笏火砕流をおおう (上澤・中川, 2009)」とは逆の「岩屑なだれ堆積物を支笏火砕流がおおう」とされている。支笏火砕流 (4.1 万年前) と岩屑なだれ堆積物 (3.8 万年前) の年代値を考慮すると、中川・星住 (2010) の根拠についての再検討が必要と考える。

おわりに

古倶知安湖の存在は以前から知られていたものの、詳細は不明であった。湖の時代、形成や消滅の成因、範囲などを明らかにすることは、地質学的意義の他、郷土の成り立ちを探求する上で有用と考える。火山灰分析は諸事情から鉱物組成のみの掲載となったが、今後、ガラス屈折率や化学組成データについて検討する予定である。本文の要約は以下の通りである。

古倶知安湖の存在検証のために、2020 年に真狩別層より地質試料を採取し、 ^{14}C 年代測定、火山灰、花粉および珪藻の分析を行った。 ^{14}C 年代値は 48,050-46,750 cal BP から 44,500-43,750 cal BP であった。火山灰分析からは、支笏軽石流堆積物の再堆積と推定できた。花粉分析から、やや冷涼で乾性な気候で安定的に推移していたことが明らかになった。珪藻分析では、流れの静か

な湖沼と比較的流れがあった堆積環境が想像された。羊蹄山の崩壊 (約 3.8 万年前) は古倶知安湖出現の原因とは考えられず、他の地質現象を推定する必要がある。

謝 辞

元北海道立地下資源調査所の藤原哲夫博士より珪藻土試料を提供していただきました。北海道大学総合博物館資料部研究員の春木雅寛博士は花粉分析の結果について示唆に富んだ多くの助言を与えてくださった。井上 隆氏 (元八千代エンジニアリング株式会社) からは、粗稿を読んでいただき貴重な指摘と意見をいただきました。岡村 聡氏 (北海道士質試験協同組合、北海道総合地質学研究センター) より査読いただき、火山灰分析も含めて多くの指摘や貴重な意見をいただきました。「総合地質」編集委員長の宮下純夫氏からは文章表現についてご意見をいただきました。珪藻分析は北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園の施設を利用して行いました。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 安藤一男, 1990, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理, **42**, 73 - 88.
- 千葉 崇・澤井祐紀, 2014, 環境指標種群の再検討と更新. Diatom (日本珪藻学会誌), **30**, 17 - 30.
- 土居繁雄・長谷川 潔, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「倶知安」及び同説明書. 札幌 - 第 28 号, 北海道開発庁, 47 p.
- 藤原哲夫, 1964, 留寿都村泉川付近の珪藻土. 地下資源調査所報告, **32**, 79 - 80.
- 藤原哲夫, 1976, 北海道における珪藻土資源. 地下資源調査所報告, **48**, 123 - 127.
- Goto, Y., Miyoshi, M., Danhara, T. and Tomiya, A., 2020, Evolution of the Quaternary silicic volcanic complex of Shiribetsu, Hokkaido, Japan: an example of ignimbrite shield volcanoes in an island arc setting. International Journal of Earth Sciences, <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01906-9>.
- 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.
- 星野フサ, 1990, 花粉化石は何個数えればよいか? 春日井昭教授退官記念論文集, 93 - 96.
- 星野フサ, 1994, わく法による現存植生と表層堆積花粉の関連性について—石狩平野西部月ヶ湖南西岸の場合—. 日本花粉学会会誌, **40**, 25 - 37.
- 柏原 信・広瀬保志・香川正人・菅 恵一・春日井昭・山岸一夫, 1976, 羊蹄火山のテフラ—降下軽石・スコリア堆積物とその ^{14}C 年代について—. 第四紀研究, **15**, 75 - 86.

- 河島千尋・素木洋一, 1941a, 本邦産珪藻土及び其工業的應用に關する基礎的研究 (第4報); 本邦に於ける珪藻土鑛床の地理的分布, 産出状況及び珪藻殻の顕微鏡觀察に就いて (1). 大日本窯業協會雜誌, **49**, 209 - 222.
- 河島千尋・素木洋一, 1941b, 本邦産珪藻土及び其工業的應用に關する基礎的研究 (第6報); 各地珪藻土鑛床 (樺太及び北海道地方) の現地調査に就いて (1). 大日本窯業協會雜誌, **49**, 350 - 358.
- 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, 336 p.
- 前田寿嗣, 2012, 行ってみよう! 道央の地形と地質. 北海道新聞社, 147 p.
- 長尾 巧・佐々保雄, 1933, 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1). 地質雜, **40**, 555 - 577.
- 中川光弘・星住リベカ, 2010, 羊蹄火山. 日本地方地質誌 I 「北海道地方」, 朝倉書店, 302 - 303.
- Nakagawa, H., Miura, D., Uesawa, S. and Amma-Miyasaka, M., 2016, Calderas and active volcanoes in southwestern Hokkaido, Japan. IWCC 6 Excursion Guide Book, 33 p.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平, 2018, 西南北海道, 石狩低地帯におけるテフラ層序学: 支笏-洞爺火山地域の噴火履歴. 地質雜, **124**, 473 - 489.
- 大津 直・田近 淳・廣瀬 亘・岡崎紀俊・石丸 聡, 2002, 当別断層および南方延長部-活断層図とその解説 - 北海道活断層図 No.4, 北海道, 109p.
- 小元久仁夫, 1971, 留寿都層の堆積年代と俱知安湖盆の消失. 東北地理, **23**, 165.
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hafliðason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hoffmann DL, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM and van der Plicht J, 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關係. Diatom (日本珪藻学会誌), **34**, 1 - 7.
- 嵯峨山 積・関根達夫・星野フサ, 2020, 古俱知安湖の検証: 北海道俱知安町の後期更新世堆積物の微化石分析. 総合地質, **4**, 1 - 7.
- 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. 地質雜, **116**, 13 - 26.
- 上澤真平・中川光弘, 2009, 西南北海道, 羊蹄火山の最近約5万年間テフラ層序: 古羊蹄火山起原テフラの発見と岩屑なだれの発生時期. 日本火山学会講演要旨集, 42.
- 上澤真平・中川光弘・江草匡倫・梅津 茜, 2016, 西南北海道, 羊蹄火山の噴火活動史とマグマ変遷. 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, 65.
- 矢吹俊男, 2016, 俱知安二万年史-増補改訂版-. 俱知安郷土研究会・俱知安風土館, 44 p.
- 米倉浩司, 2012, 日本維管束植物目録. 邑田 仁監修, 北隆館, 379 p.
- 羊蹄山麓グループ, 1958, 俱知安盆地のおいたち. 郷土の科学, **19**, 13 - 15.

Abstract

To investigate the Paleo-Lake Kutchan, which was situated in the Kutchan area during the late Pleistocene, analyses of geologic samples were carried out using radiocarbon dating, volcanic ash, pollen and diatom analyses. The samples originate from the late Pleistocene sediments that outcrop in the Kutchan area. Radiocarbon dating indicates 48,050-46,750 cal BP in the G-2 geologic outcrop, 45,750-45,000 cal BP in the G-1 and 44,500-43,750 cal BP in the G-3. Volcanic ash analysis shows that the sample from the G-4 geologic outcrop is a redeposit of the Shikotsu Pumice Flow deposits. The results of pollen analysis in the G-2 and G-3 geologic outcrops reveal 5 pollen zones, A to E, and estimate that the area experienced lower temperatures and drier air when compared with the present day. Diatom analysis indicates considerable planktonic freshwater species yielded from the G-2 geologic outcrop and epiphytic freshwater species yielded primarily from the G-3 and G-5 outcrops.

The authors believe that the lake was born before ca 48 ka, the oldest dating in this paper, and the debris avalanche of the Yotei in ca 38 ka did not cause the lake's genesis. To fully understand this late Pleistocene lake's beginning, additional data regarding other geologic phenomena is required.

<自由投稿>

樽前山 1874 年火口を見たイザベラ・バード

宮坂 省吾¹⁾



Isabella_Bird (ウィキペディア)

2021年6月13日受付

2021年8月12日受理

¹⁾北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology

連絡先: 札幌市東区中沼町 29 番地 283

Nakanuma-cho 29-283, Higashi-ku, Sapporo City, Hokkaido 007-0890, Japan, miyasaka@hrcg.jp

はじめに

北海道開拓使製図主任の船越長善 (1830-1881) が樽前山 1874(明治 7) 年噴火の様子を描いた「樽前岳噴火の図」について、前報で紹介した (宮坂, 2020)。残念なことに、彼は吹雪に阻まれて火口に至ることはできなかった。

その 4 年後、大英帝国の旅行家でナチュラリストのイザベラ・ルーシー・バード (1831-1904) は樽前山火口まで踏破した。その年に B.S. ライマン (1835-1920) は「北海道地質総覧」を出版し、北海道の地質学研究に曙光が灯された。

1880 年にバードの紀行文が「Unbeaten Tracks in Japan」(日本の未踏の地) として出版された。日本でも多くの翻訳が紹介されたが、金坂清則による「完訳 日本奥地紀行」(2012) が最新のものである。

金坂によると、5 年前に訪れたハワイのキラウエヤ火

山などの記述と描写が高く評価された旅行記 (1875)「ハワイ諸島」が『ネイチャー』誌に絶賛され、一流の旅行作家としての地位を確たるものにした。その後の非キリスト教世界の探検などの功績によって 1892 年、女性初の王立地理学協会特別会員に選出されたという。

2012 年に植物学者・辻井達一 (1931-2013) はバードが歩いた道の自然の事物を見直して紹介し、彼女の見た火山地形や並木を含めた植物が現在の道路を彩っていると指摘した (辻井・窪田, 2012)。

今回は、「完訳 日本奥地紀行」の訳注を参考にバードの樽前山行を紹介し、筆者の所見を加える。

1. 1874(明治 7) 年樽前山噴火の経緯

船越長善 (1874) の報告を整理すると、噴火の経緯は次のようになる (宮坂, 2020)。

噴火は 2 月 8 日午前 11:25 に噴火が始まり午後 2:30 まで続き (第 1 の大噴火)、小噴火 2 回の後、午後 6 時



図 1 白老から見た樽前山と凝灰岩丘 (2015 年 2 月 21 日撮影) 右手に樽前山山頂の大型火口と 1909 年溶岩ドームがあり、左手の尾根に多峰古峰 (たっぶこっぶ) 山南の小山が見える。草原は白老川沿いの沖積平野、背後の支笏火砕流台地は写真左の白老台地に連続する。

ふたたび鳴動して10倍もの規模の噴火が起り深夜11時過ぎに鳴動は止んだ(第2の大噴火)。

2月9日午後8時、地震に引き続いて黒煙が上がり数次にわたって火を噴いた(第3の大噴火)。2月10日以降は噴煙と鳴動があるくらいで大きな噴火は無く、噴火鎮定とされた。

このように噴火経緯は開拓使の命によって記載されたが火口の観察はなされず、最初の観察者は4年後のバードであった。彼女がナチュラルリストと呼ばれる由縁が、これで理解できる。彼女は「日本奥地紀行」に火口の様子を書き残したが、スケッチは付していない。

2. 噴火は2月16日まで続いたか？

開拓使の噴火記録は2月8～10日にわたったとしていたが、北海道地方史の先駆をなすとされる『札幌沿革史』は2月16日に札幌で降灰と震動があったと記した。これが史実とされて、噴火が16日まで続いたとされてきた(勝井, 2007)。

7年2月16日午後2時頃より樽前山破裂し、7時頃より灰を降らし終夜震動し暁に至りて止む。

しかし、北海道最初の歴史書『北海道志』では、船越報告に準じて次のように記していた。

7年2月8日胆振国勇払郡樽前山噴火し電光激写灰砂降ること雨の如し。震動数回。三日にして止む。

また、歴史学者・河野常吉(1863-1930)は古老の談話をそのまま(おそらく同意して)『さつぼろの昔話明治編上』に掲載している。

樽前山大噴火の際札幌には降灰せず、また震動せず。札幌沿革史記す所非なり(富田貞賢談)

このように、噴火の一次資料である船越による開拓使報告を多くの人は支持していたとみられる。

筆者は、『札幌沿革史』の記す16日の噴火経過が船越が報告した8日と似ていることから、誤記ではないかと考えている。「16日の噴火では、札幌にも降灰があった」とする記述は、再考を要するのではないだろうか。

3. 三重の構造：大型火口・中央火口、溶岩ドーム

樽前山の17世紀以降の噴火史は、次のようである(勝井, 2007)。

1667年と1739年のプリニー式噴火^{*1}によって山頂の大型火口が形成され、現在も山頂の火口として残っている。その火口内に19世紀初頭に形成された中央火口

丘は1874年の噴火で火口が開き、1909年に溶岩ドームが充填して盛り上がった。

石川ほか(1972)は、このような噴火史によって形成された樽前山の三重構造を紹介した(用語は勝井, 2007)。

- ・直径1.2×2.0kmの円形の大型火口、
- ・この中に低い中央火口丘があり、
- ・その火口内に溶岩ドームがあって火口を充填した。

噴火史解明の基礎となった山頂の火口図は、1909年噴火の調査によって、初めて作成された。大井上(1909)は溶岩ドーム形成直前(4月4日)の大型火口の火口原に開いた新しい火口の図を掲載した。これが、バードが23年前に覗いた「輪郭がはっきりとした噴火口状の非常に深いカルデラ」であった(後述)。

4. 函館から白老へ

バードは1878(明治11)年8月12日に函館を出発し陸路で森へ行き、舟で室蘭へ渡り、陸路を通って白老に到着した(20日)。当時の新室蘭港(トッカリモイ^{*2}:あざらし海豹(湾)の木造仮棧橋にさっそうと降り立ったのだろう^{*3}。

そして、日本初の馬車用道路・札幌本道を辿って苦小牧まで行き、さらに東の未踏の道を辿って平取で数日を過ごし、「とても気に入った」白老へ戻ってきた。

5. 白老海岸で考えた地殻変動

バードは白老を気に入った理由を次のように述べた。

もっと丈夫だったら、きつとここを北海道の内陸の一部を探検する基地にしたと思う。内陸には探検者に報いるものがたくさんある。この辺りの蝦夷の地形変化は明らかにかなり新しく、それを生み出したエネ

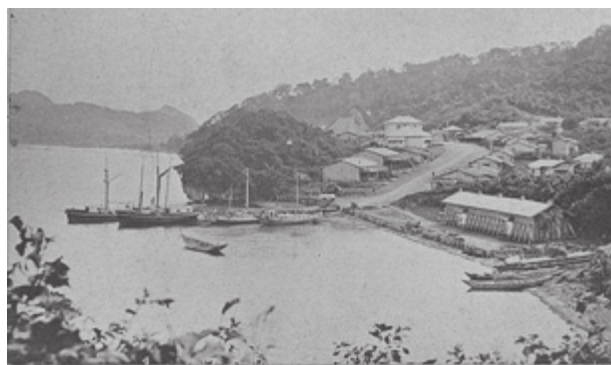


図2. 西から見た明治初年の新室蘭港(北海道大学附属図書館蔵)木造の棧橋に帆船が停泊している。広い道路は馬車専用、郡役所などが立ち並ぶ室蘭の玄関口となった(関口, 2021)。

ルギーは今なお終息していない。

バードがかなり新しいと考えた地形変化は、海岸が全体として海に向かって二、三マイル（約3～5km）前進していること、入江や岬に古い汀線が認められることで、それが景観上の一大特徴だと記した。

このコメントから白老の一带が今なお上昇していると読み取っていたことが明らかで、それは海面変動あるいはテクトニクスに関連する変動の理解に通じている。

筆者は、バードが王立地理学協会特別会員に選出された理由の一つに、このような理解力の高さに見ることができると考えている。

6. イザベラ・バードの樽前山行

幕末期の安政年間に画家・谷文晁の娘婿の目加田帯刀は現在の写真にかわる写生図を、蝦夷地一円に渡って描いていた。その樽前山に大噴火の痕跡は描かれておらず、全山が緑に覆われている（図3）。

バードは、その20年ほど後の8月29日、これと変わらぬ白老付近の河岸で火山灰露頭を観察し、遠くの火山地形を双眼鏡を覗いていた（図3）。その観察は目加田のスケッチ後の変化を見逃がなかった。

内陸を見ると右手に見える樽前火山の灰色の頂きには何も生えず、両側の森も一部が爆発によって欠けていた。

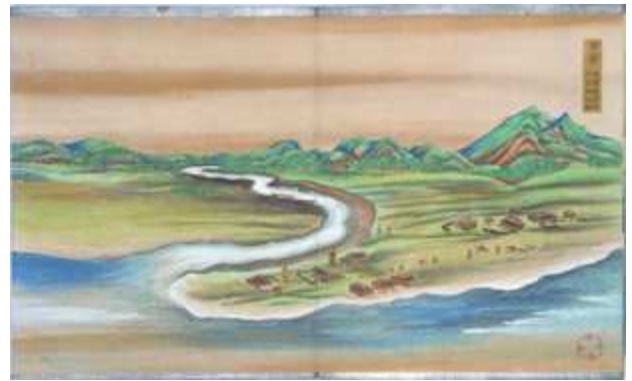


図3. 幕末期の白老川と樽前山（目加田帯刀、1871「胆振州（下）」：北海道大学附属図書館蔵）
原図は1874年噴火前の安政年間に描かれた。右端に描かれた樽前山は山頂まで緑に被われ、噴火による森林火災は認められない。白老川河岸の露頭に、新しい軽石層が露出している。

この山頂付近の失われた森が4年前の噴火によるものであることに、バードは気が付いていた。5年前のハワイ諸島探訪が地形を見る目を育んだことが良くわかる一節である。

こうして地形や地質を見て過ごすうち、樽前火山（volcano of Tarumai）や凝灰岩丘（tuff cone）などを見に行きたいと思うようになった。

① 新しい地層は軽石層をなし、表面は植物性の腐植土で薄くおおわれているので、噴火後50年も経っていない（図3 河岸の露頭）

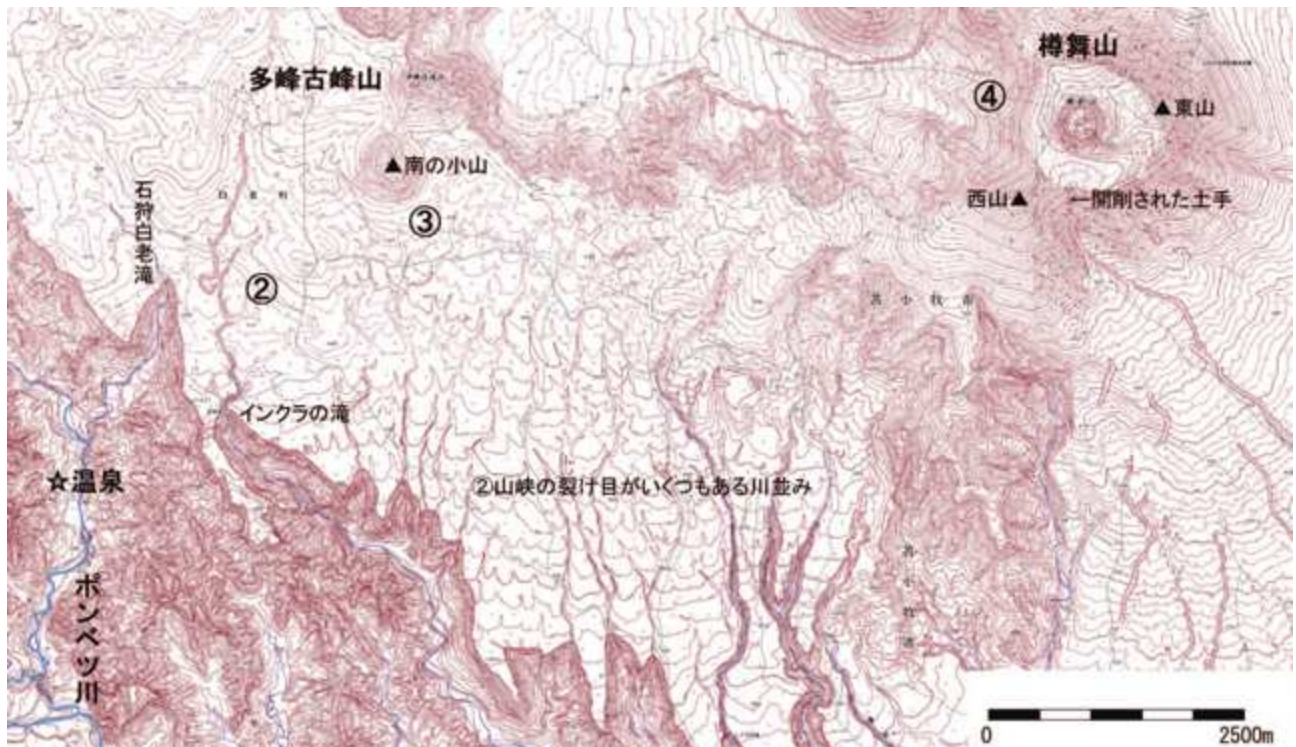


図4. 白老で想定した観察ポイント（国土地理院2.5万分の1地形図を使用）

★：ボンベツ川の温泉 ①：図3の白老川河岸。

- ② 深い森におおわれ、すばらしい山峡の裂け目がいくつもある川並み (図4 ②).
- ③ 侵食の進んだ尾根筋が古い時代の凝灰岩丘か? 確かめたい! (図4 ③).
- ④ 火山の背後から内陸を見たい (図4 ④).

そこで、良い馬を一頭と馬で案内するアイヌを雇い入れて、8月29日の丸一日、調査しながら火山をめぐることにした。

6-1. ポンベツ川の温泉

バードは「何時間もの退屈極まりなく疲れ果てる行程を経て」白老川沿いの温泉湧出地点に着いた。そこは辻井・窪田 (2012) によれば支流のポンベツ川^{*4}で、現在は滝野温泉の跡がある。

この温泉湧出を、バードは次のように記している。

- ・煙と蒸気の吹き出し。
- ・地下で爆鳴がとどろく巨大な割れ目。
- ・火山噴出物の鑑定 (軽石やスコリア、新しい溶岩など)
- ・割れ目の硫黄の針状結晶。
- ・温泉の成分 (硫黄分の堆積)、硫化水素ガス (強烈なニンニク臭)。
- ・湯温の推定 (手を入れられない熱さ、8分半で卵がゆで上がる、ハンカチを入れて乾き具合を見る)。
- ・温泉に湯垢はなく、湯につけたハンカチが汚れないことから、泉質が綺麗なことを確認。

以上は驚くべき観察手法で、筆者は旅に出た時、これだけの観察と記録はできない。さすがに王立地理学協会の特別会員に推薦されるだけのことはある!

その後、昭和の初めに沖野温泉として自然温泉を開発して立派な宿舎が建てられたが、湯温が低いこともあって成功しなかったそうだ。最近、訪れた人も「人肌の湯」



図5. ポンベツ川支流に湧き出る温泉 (ウェブ「ヤマレコ」marikka 投稿^{*5})

だったと、以下のように感想を述べている (「ポンベツ川支流～石狩白老滝・沖野温泉」^{*6})。

踏み跡を進むと、しだいに硫黄の匂いが漂い、「ポンベツ川温泉沢」の名板が付いた砂防 (ダム) の先に小さな湯滝を見付ける。上にこじんまりした湯船があり、濁ってしまったが人肌の湯が気持ち良い。

このようにバードの観察とはかけ離れた低い湯音となっている。50年の間に、地下の湯脈に変化が起ったのか。

この上流、ポンベツ川支流の源頭にある支笏溶結凝灰岩でできた「石狩白老滝」は容易には越せない。おそらく、当時のアイヌの人たちが支笏湖西岸への往来に使った道^{*7}があったのだろう。

6-2. 凝灰岩丘へ

バードも馬もへとへとになって、3時間をかけて尾根筋、白老台地 (古くは社台台地) へ辿りついた。ここは支笏溶結凝灰岩が造った高台で、登りきると、円錐形の小山が見えた (図6 中央の小山)。

その比高は60～100m、さらには120mもありそうで、老齢の木々と腐植土におおわれているが、円錐形の形状は実に明瞭だった。

この凝灰岩丘は多峰古峰山の南にある646mピークに当たると考えられ、標高500m弱の台地面から円錐状の小山で (図6)、古川・中川 (2010) によれば鮮新

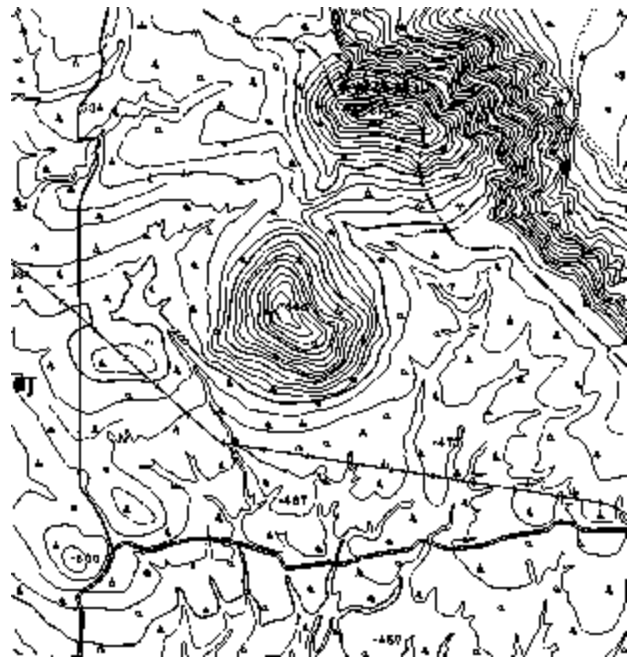


図6. バードが観察した多峰古峰山南の小山 (646mピーク) 二瘤の山は、支笏火砕流堆積物に埋め尽くされずに地表に残された残丘^{*8}であろう。

世の溶岩からなるとされている。筆者は、溶岩ドームではないかと考えている。

6-3. 1874(明治7)年火口へ

バードはそこから必死の思いで1時間ほど東へ進み、「火山円錐丘」(火砕丘のこと)の頂ぎに上った。ここは樽前火山の南西縁にある西山(標高993.8m)だ(図4)。バードは、次のように観察した。

輪郭がはっきりとした噴火口状の非常に深いカルデラを発見できたので、十分に報われた。側面に植物が生い茂ったこの非常に深いカルデラは、カウアイ島の古い火山円錐丘^{*9}のものにとってもよく似ていた。

バードが観察した噴火口と見られる非常に深い空洞^{*10}(cavity)は現在では痕跡が残るのみであるが、当時の火山学者は図8のように描きとめていた。

勝井(2007)の樽前山噴火史によると、1669年と1739年のプリニー式噴火で外輪山内側に大きな火口原ができ、安政年間の噴火で中央火口丘と小さなドームが成長した。そのドームは1874(明治7)年噴火により吹き飛ばされ、直径約180mの火口が開いた。これがバードが見た「非常に深い空洞」で、その姿が噴火35年後に大井上(1909)によって描かれていた(図8)。それは、次の噴火の調査にあたった火山学者たちの仕事によるものだった。

1901(明治34)年1月に小噴火が起り、3月30日には激しい爆発があって周辺に降灰した(勝井, 2007)。直後の4月4日に大井上は樽前山頂をスケッチし、5月1日までの約一ヵ月間に渡って描いた8枚の火口図と写真を「震災予防調査会報告」に掲載したのだ。

その第1版の第1図と第2図に描かれた火口が1874年噴火で中央火口丘に形成されたものと推定される。この直後の4月18～19日に火口に溶岩が上昇し、饅頭状のドームが形成された(図9[上])。その周囲、とくに南に元の中央火口丘の火口縁が僅かに残っていた。かくして、「三重式の火山」と呼ばれる樽前火山ができた。

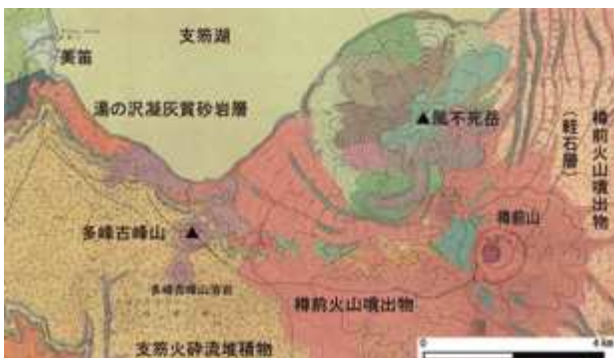


図7. 多峰古峰山～樽前山付近の地質図(土居, 1957)



第一圖



第二圖

図8. 1874年火口と考えられる1901年溶岩ドーム形成前の火口(大井上, 1909)

6-4. バードの見た唐沢源頭の露頭

バードは、火山円錐丘の一部と見た大きな火口原の縁を巻くように細い川が流れ、一部では開削(侵食)によって現れた赤と黒の火山灰からなる土手を見出した。

細い川と開削は、「1874年噴火時には火口原の南にあった水溜りは埋まったが、付近の空沢(唐沢のこと)上に長い裂隙が形成された」という木村岩太郎談(田中

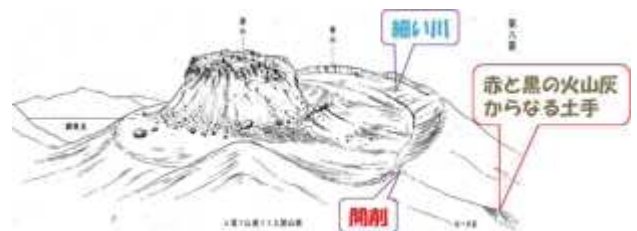


図9. 唐沢源頭の比較 [上] 1919年5月1日の樽前山山頂: 大井上(1919)の第8図 [下] 現在の唐沢源頭露頭: 中川(2011) 噴出物の境界を白線で示す. Ta-1874は1874年噴出物, Ta-aflは1874年火砕流堆積物. 左後方は西山, 背後に風不死岳.

館 1926) と符合する。それは大井上 (1909) の図にも示されていて、そこでは土手らしきものまで描かれている (図 9 [上])。

今では、大火口内から覚生川へ流れる唐沢の源頭部で、赤い 1739 年火砕流、その上位の黒い 1874 年・1909 年火山噴出物を見ることができる (中川, 2011)。バードの「赤と黒の火山灰の土手」は、ここを指すであろう。この記述も、バードが山頂に到達していたことを示す大事な証拠である。

6-5. 白老への賛辞

バードは 9 月 2 日の短いツアーを絶賛した。北海道の爽やかな夏がスコットランドを想わせたようだ。

朝の天気も、スコットランドの高地地方で雨が降る前に時たまあるようなすばらしい快晴だった。空は澄みわたり一片の雲もなく、視界は最高で、空も山も青く染まり、露がしっとり草を濡らし、太陽が光り輝いていた。そのため、そうでなくとも美しい風景は、いっそう魅惑に満ちていた。

7. イザベラ・バードへの贈り物

しかし、不思議なことに、樽前の山頂から北に見える支笏湖や恵庭岳の姿 (図 10) について、バードはまったく触れていない。それは彼女の課題だったのだが、すでに「死ぬかと思うほどへとへとに疲れ」ており、巨大なカルデラ湖や火山の連なりを認識することができなかったのかもしれない。

葛や笹の茂る藪を馬に乗っての踏査で顔や手足は傷だらけ、拳句の果てに落馬して気を失ったりした。それでも案内のアイヌが献身的に助けて、なんとか白老に戻れたのだ。 (括弧内は筆者)

凝灰岩丘とギザギザの峰々 (樽前山のこと) を後ろ髪をひかれる思いで後にし、疲れた馬に乗って四苦八苦して進んだ。だが、そのうち私の馬が完全にのびてしまったので、馬をひいて歩かねばならなかったし、最後の時間は川の浅瀬も歩かねばならなかった。白老に戻った時には夕方だった。

バードが見逃した絶景は、その百年後に北大理学部地質教室の八木健三 (1914-2008) によって描かれ、火山学者・勝井義雄 (1926-2015) に贈られた (図 10)。勝井先生に許されて、筆者は「支笏湖残照」をコピーさせていただいた。

今、この一文を書きあげてみると、バードにこそ相応しい一幅だと思ふに至っている。記して、イザベラ・ルー



図 10. 八木健三が勝井義雄夫妻に贈った「支笏湖残照」(1981) 左から樽前山・風不死岳・支笏湖・恵庭岳

シー・バードの霊前に捧げるものである。

おわりに

バードは、自然に対する並はずれた好奇心と観察眼をもって白老を歩き、その最も優美な風景である樽前山とけし粒のような小山を遠望し、さらに新しく開いた火口に挑戦した。

1871 年樽前山噴火の 4 年後、まだ緑濃い夏、アイヌと二頭の馬がバードのきわめて困難な山行を助けた。噴火後 7 年にして樽前山を世界へ披露できたのは、かれらの献身のおかげであった。そして何より、バードの類い稀な自然探訪への情熱が噴火後最初の火口観察者となりえたのだと、筆者は思う。

加藤幸子 (1996) は、著書『翼をもった女』で、バードを「海を渡る鷹のように力強く飛び続けた」と評した。さらに、バードに原始の自然とそこに共存する無垢な人間を求める渴望があったと考え、日本という国の果てく北海道>に来て自由に<奥地>を賛美することができたと述べた。

その「奥地」には平取のコタンがあり、帰路の白老には「自然の極」である美しい樽前山があったのだ。

日本におけるバードの未踏の地 (Unbeaten Tracks) は、アイヌ人がのびのびと暮らす豊かな自然に囲まれた<北海道>、すなわち<蝦夷>であった。彼女は、その魅力が日本での最も素晴らしい思い出になったと述懐している。

申し訳ないことに、ものぐさな筆者は彼女の探訪ルートを辿っていない。今回の記述の大部分は既往文献の整

理によるものであるが、『完訳 日本奥地紀行』と異なる点もある。バードが辿ったルートの現地踏査をしたいところではあるが、筆者は翼を持ち合わせていない。他日を期したい。

コミック「ふしぎの国のバード」(佐々木大河)は秋田に入ったところだ(第8巻)。北海道はまだ先である。

引用文献

- 千歳市史編さん委員会(2019)『新千歳市史』通史編下巻, 第15章アイヌ民族.
- 土居繁雄(1957)『5万分の1地質図幅「樽前山」及び同説明書』. 北海道開発庁.
- 船越長善(1874)「胆振国勇払郡樽前岳噴火之図」(北大附属図書館蔵).
- 古川竜太・中川光弘(2010)樽前火山地質図. 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- イザベラ・バード著(1880) 金坂清則訳注(2012)「完訳 日本奥地紀行3 北海道・アイヌの世界」東洋文庫, 平凡社.
- 石川俊夫・横山 泉・勝井義雄(1972)『樽前山 火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策』. 北海道防災会議.
- 開拓使編(1884)『北海道志』(歴史図書社1973復刻)
- 加藤幸子(1996)『翼をもった女』講談社.
- 勝井義雄(2007)17世紀の大噴火. 『北海道の活火山』北海道新聞社.
- 中川光弘(2011) 恵庭岳と樽前山. 『札幌の自然を歩く(第3版)』. 北海道大学出版会.
- 永田方正(1891)『北海道蝦夷語地名解』(北海道庁, 明治24年)(復刻: 国書研究会1972年).
- 宮坂省吾(2020)樽前山1874年噴火を見た人たち. 総合地質, 4-1, 35-42.
- 大井上義近(1909)樽前岳噴火実況調査報告. 震災予防調査会報告.
- B.S. ライマン(1878)『北海道地質総覧』開拓使.
- 札幌史学会(1897)『札幌沿革史 全』.
- 関口新一郎(2021)『北海道みなとまちの歴史』亜細亜社.
- 田中館秀三(1926)樽前ドームの形態と新噴火. 地質学雑誌, 286, 353-366.
- 辻井達一・窪田留利子(2012)「イザベラ・バードの道」を現代に活かす. 第3回 地形と地質そしてケプロンの評. 開発こうほう, 38-43. 北海道開発協会 広報誌.
- 富田貞賢談「南5条辺りはすべて茅野ばかりなり」. 河野常吉編『さっぽろの昔話 明治編上』.

- *1 プリニー式噴火とは、爆発的な噴火で大量の軽石や火山灰などの火砕物をまじえた噴煙が高速で上空高くまで到達する噴火をいう。(『地形の辞典』による)
- *2 トツカリモイは知里真志保博士(1909-1961)の書き方、その意を松浦武四郎などに倣って山田(1984)は「海豹」とした。現在の地名は、永田(1891)のトキカラモイ(チカを取る湾)とする説に因っている。
- *3 4月25日第4回会員交流会の質疑でバードが室蘭港に降りたことを指摘された。改めて調べたところ、その古写真を見つめることができた。ここには西洋風2階建ての郡役所のほか、官立病院、電信所、官舎、官庫などが立ち並び、室蘭の玄関口となったという(関口, 2021)。坂の上、右手にあるホテル風の建物が郡役所だろう。
- *4 「完訳 日本奥地紀行」(2012)の訳注では、樽前山へ上った川は白老川ではないとした。白老川を上ると、樽前山西10kmの尾根筋に至ってしまい、樽前山とはまったく結びつかないという。しかし、本稿で記したようにバードの目的は樽前火山だけではなく凝灰岩丘にもあった。それが多峰古峰山に比定されるのであれば、アイヌの案内人が白老川ルートを選択したと考えるべきであろう。さらに、白老川支流ポンベツ川以外には温泉湧出は知られていない。
- *5 <https://www.yamareco.com> (投稿 marikka)
- *6 「ポンベツ川支流～石狩白老滝・沖野温泉」ezoyama.web.fc2.com/tozan/ishikarishiraoitaki2016.htm
- *7 白老のアイヌが支笏湖西岸美笛のシラツセ(岩屋)を使っていた可能性を示している。幕末期には仙台藩士がシラツセに潜伏後、小樽まで歩き船で帰国したとされる。昭和25年頃までは狩猟の際の大切な野営地として利用されていたという。(以上は「新千歳市史」下巻1083頁)。バードの案内を引き受けたアイヌは美笛への道を知っていたのだろう。(この項、苔の洞門研究会の先田次雄氏の御教示による。)
- *8 残丘とは、周辺よりも侵食が遅れたために突出した高まりを指す。(日本地形学連合編『地形の辞典』朝倉書店による)
- *9 ハワイ諸島北西のカウアイ島東南部にあるキロハンナ・クレターと推察される。バードは同島を旅した折にこの小楯状火山を目にすることができた。(『完訳 日本奥地紀行』の訳注で、火山学者・守屋以智雄の教示と付されている)。
- *10 バードは噴火口の側面に植物が生い茂ったと記しているが、大噴火の4年後に植生が復活するとは考えられない。注意すべき点だと、筆者は考える。

<追悼：山岸宏光さん>

北海道総合地質学研究センター第5回会員交流会(2021年4月25日)で、筆者は「樽前山1874年噴火を見た人たち―船越長善の詳細画像を中心に」を報告。その中で、船越が噴煙と雷光を描いたことを紹介した。「直線状に描かれた光」は宮坂(2020)の図7と図10の二図であるが、山岸さんは「あれは火山弾である」と教えて下さった。1874(明治7)年火砕流が安山岩溶岩の火山弾を含んでいる露頭や巨大岩塊が火砕流跡地に散らばっていることを思い出し、ありがたく記憶に留めることにした。

ところが、まもなく山岸さんは息を引き取られたという。コロナ禍で交流会後の懇談を避けたことが悔やまれる。別れには後悔が付いてくる。

1年先輩の山岸さんとは学部移行した1964年に初めてお会いし、それから60年近くお付き合いさせて頂いた。

共同の大仕事は北大出版会の「北海道の地すべり地形」(1993)であった。山岸さんが勤務を離れた時間をつぎ込んで全道の空中写真を判読した資料をまとめたものだ。共著にしようかと申されたが、固く辞退した。ほ

とんどが、彼の研究成果だったからだ。

いろいろあったが、地鉦教室のある会で歌った「ベサメムーチョ」の見事さに、さすがの八木健三先生も「私はもう歌わない」と仰ったことが最初の衝撃だ。また、ご自分の結婚式で歌った北島三郎の「函館の女」は、さらに忘れられない衝撃だった。愚妻は、今でも山岸さんを「函館のひと」と呼んでいる。

私事を重ねるが、1986年に学位論文を作成していた時、先輩の山岸さんはまだのようであった。そのことを指導教官の勝井先生に質すと「我々は世界に通用する論文を書いている」と仰って、未発表であることを気にしてはいなかった。研究レベルの大きな差を改めて感じた思い出である。

筆者が遊んでいた支笏湖・苔の洞門を造った1874年火砕流の見学に勝井先生をお誘いした時、すでに長時間の外出は御無理となっていた。今進めている『札幌の失われた川』出版の準備が終わったら山岸さんと行こうと、密かに目論んでいたが、こちらも叶わなかった。

本誌の「樽前山シリーズ」をお二人に捧げますので、ご笑覧下さい。お二人に弔意を表すとともに、ご冥福をお祈りいたします。

<報告・資料>

「室蘭・絵鞆半島外海岸」洋上モニターツアー：地質解説ガイド資料

室蘭・絵鞆半島に 1,000 万年前の 海底火山の活動の跡を見る

松田 義章^{1) 2)}・山岸 宏光¹⁾

2021年6月25日受付

2021年8月15日受理

¹⁾ 北海道総合地質学センター

²⁾ 北海道教育大学札幌校 非常勤講師

1 はじめに

室蘭市の絵鞆半島は、北半部(内海岸)は埋立地も含めてやや平坦な日本有数の工業地帯(工場群)となっている。これに対して、南半部(外海岸)は勇壮な断崖絶壁が連続する海岸となっている。その南半部(外海岸)には豊かな自然景観が展開し、そこには、今から1,000万年前の活発な海底火山の活動の跡が見事に残されており、その観光資源としての価値は高い。本日の絵鞆半島(外海岸)クルーズでは、その大昔の海底火山の活動の跡を海上から見学しながら、1,000万年前に展開された室蘭の大地のダイナミックな活動の様子に思いを馳せていただきたい。

2 絵鞆半島の地質の背景と予備知識

(1) 室蘭・絵鞆半島の大地の生い立ち：

- ① 1,000万年前の海底での火山活動(海底火山)と水冷破碎岩の噴出活動～海底での地球岬火山の形成など。
- ② 海底での大規模な軽石噴火の活動～銀屏風やイタンキ浜の地質と海岸地形の形成。
- ③ 500万年前の絵鞆海底火山の隆起・陸化と、母恋富士等の陸上での単成火山活動～母恋富士、測量山、鍋島山などの陸上火山の形成。
- ④ 砂州の成長によって、絵鞆島が本土と繋がる。～絵鞆半島という陸繋島の形成。

(2) 室蘭(絵鞆半島)の地質のキーワード

- * 大昔(約1,000万年前)の海底火山
- * 岩脈
- * 溶岩ドーム
- * 水冷破碎岩(ハイアロクラスタイト)
- * 軽石凝灰岩
- * 前置層(フォアセット・ベッド)

(3) 室蘭(絵鞆半島)の地質を理解するために～地質や火山に関する用語等の予備知識

- * 岩脈と岩床 * 岩脈と節理 * 溶岩ドーム * 水冷破碎岩(ハイアロクラスタイト)
- * 軽石凝灰岩 * 前置層(フォアセット・ベッド)

【用語解説】：室蘭・絵鞆半島西海岸の地質を理解するために

①岩脈と岩床：マグマの通り道（貫入）の跡の内、ほぼ垂直方向のもの（上ってきた道）を岩脈、これに対して、（地層の層理面等に沿って）ほぼ水平に貫入しているものを岩床という（図1）。

②岩脈と節理：岩脈を詳しく観察すると、一般的に岩脈の伸びた方向に垂直に規則的な割れ目の構造（模様）が見えることがある。この割れ目の構造（つくり）を節理という（図2）。このような節理は液体であるマグマが冷却する際にできることが多いことから、岩脈の方向からマグマの流れた方向を推定することができる。一般にほぼ垂直な方向の岩脈には、水平な方向の節理（柱状節理）が発達していることから、逆に節理の方向からマグマが流動した方向を推定することができる（図3）。すなわち、ほぼ水平な方向の節理（割れ目）が発達していると、この岩脈中のマグマは垂直方向（大概是上に向かって）に流動したことが分かる。

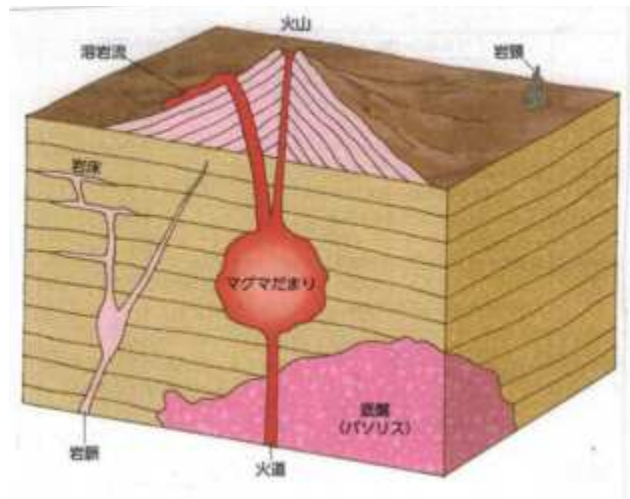


図1 岩脈と岩床：「ニューステージ地学図表」（浜島書店）（2021）より引用

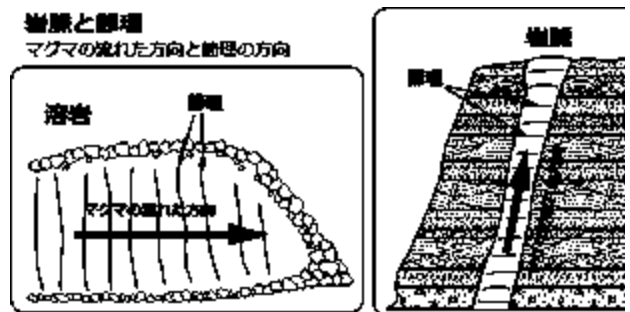


図2 岩脈と節理

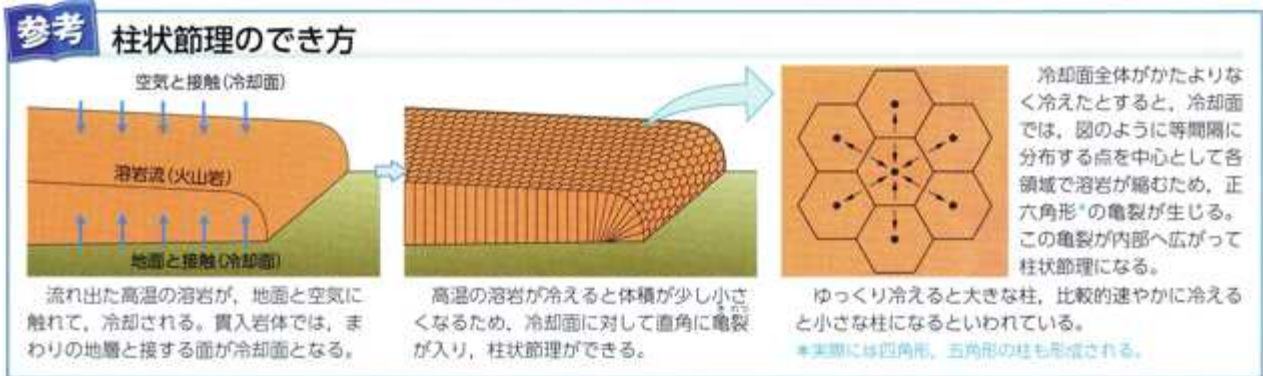


図3 柱状節理のでき方：「ニューステージ地学図表」（浜島書店）（2021）より引用

③溶岩ドーム：火山は、それを形成したマグマの粘性（流れにくさ）によって様々な形のものができる（図5）。粘性の大きい（流動しにくい）マグマは、一般にやや低温（900℃前後）で二酸化ケイ素（ SiO_2 ）が多く含まれるという傾向がある。従って、 SiO_2 を多く含み、粘性が大きく、やや低温のマグマが陸上や水底に噴出すると釣鐘状（ドーム状）のものとなり、このような形状のものを「溶岩ドーム」という。なお、 SiO_2 を多く含むマグマは爆発的な噴火をすることが多い。






マグマの粘性	低(SiO ₂ 少ない) ←————→ 高(SiO ₂ 多い)			
マグマの温度	1100℃ ←————→ 900℃			
噴火のようす	穏やかに噴火 ←————→ 爆発的に噴火			マグマ水蒸気爆発
火山の形	溶岩台地・盾状火山 (溶岩を大量に噴出)  溶岩台地(溶岩原)(数百km~数千kmの広がり)ほかの火山と比べると、規模大  盾状火山(数km~数百kmの広がり)	成層火山 (溶岩や火山砕屑物をくり返し噴出)  成層火山(数km~数十kmの広がり)	溶岩ドーム (溶岩が流れにくく、ドーム状に押し上げられる)  溶岩ドーム(1km程度の広がり) 大規模なカルデラ火山(火山砕屑物を多量に噴出)  カルデラ火山(数km~数十kmの広がり)	マール
マグマの性質	玄武岩質 ←————→ 安山岩質 —————→ デーサイト質~流紋岩質			
代表的な火山	デカン高原 キラウエア	浅間山 富士山	阿蘇カルデラ 支笏カルデラ	スルツエイ 波浮(伊豆大島)

図4 火山の形とマグマの性質：「地学基礎 新訂版」(実教出版)(2021)より引用

④**水冷破碎岩**：マグマが水中(水底)に噴出すると、粘性の小さいマグマは「枕状溶岩」と呼ばれる、枕を積み重ねた様な形状の溶岩ができることがある。さらに、様々な粘性のマグマが水によって急冷されると破壊され溶岩の破片(かけら)のような角礫状なものの集合体ができる。このようにしてできた溶岩の破片(かけら)の礫が集まって固結したものを「ハイアロクラスタイト」という。筆者の一人、山岸はこのハイアロクラスタイトを和訳して「水冷破碎岩」と命名した(山岸ほか, 2019)。すなわち、「水冷破碎岩」が認められるとその生成環境は水中(水底)であったということが出来る。地球岬を含む絵鞆半島外海岸を構成する地質の大半は、この水冷破碎岩によって構成されており、絵鞆半島はかつての水中の海底火山であるということが出来る。

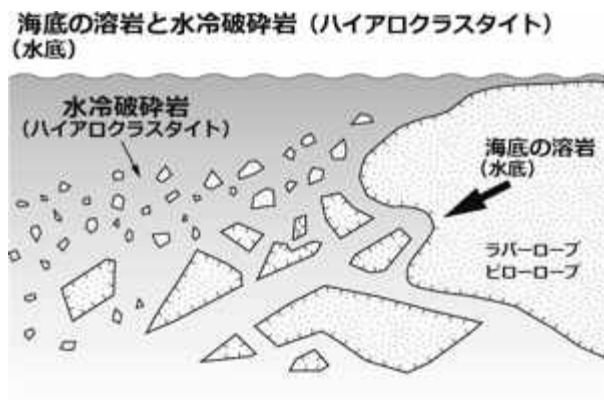


図5 水冷破碎岩(ハイアロクラスタイト)の形成

⑤**(軽石)凝灰岩**：火山は、その噴出の際に様々なものを噴出する(図6)。すなわち、火山の噴出の際に、(i) 気体として噴出するもの(火山ガス：主に水蒸気である)、(ii) 液体として噴出・流動するもの(溶岩：液体の他、噴出後に冷却して固体として固まったものも溶岩と称する)、(iii) 固体として噴出するもの(火山碎屑物【かざんさいせつぶつ】：このうち、粒径が2mm以下のものを「火山灰」、粒径に関わりなく内部に孔がたくさん空いていてSiO₂を多く含み白っぽい色をしているものを「軽石」、形が紡錘状などとなっているものを「火山弾」という)。ちなみに、主に火山灰が固まってできた岩石を凝灰岩(ぎょうかいがん)といい、このうち、軽石を含んだ火山灰が固まってできた岩石を軽石凝灰岩という。なお、軽石凝灰岩は、陸上や水底で火山が爆発的な噴火によって形成されることが多いので、銀屏風のように、主に、軽石凝灰岩によって構成されている地層は、大昔の爆発的な噴火によって形成されたことが推定できる。



図6 火山から噴出するもの(火山噴出物)

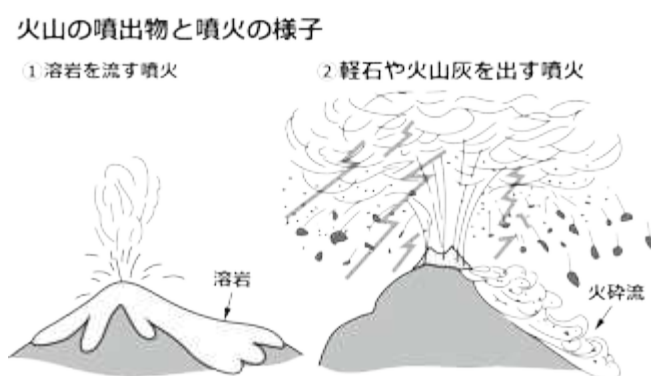


図7 火山の噴火のしかた

⑥**前置層**：地層は、一般に海底の地形がほぼ水平な場合には、水平に溜まる(堆積する)。これが、後の大地の変動(地殻変動等)によって水平ではなく、斜めに傾いた地層となる場合がある。一方、河口付近にできる三角洲を形成する地層や、陸上あるいは海底火山の山腹～山麓の斜面などでは、初めから斜めに地層が堆積する。このような地層を「前置層」(フォアセット・ベッド)という。

例えば、トッカリシヨ付近の海岸の崖に見られる地層は斜めに傾いているが、様々な調査結果から、この海岸の地層は、水平な地層が後の地殻変動によって傾いたものではなく、「前置層」であるとされている。

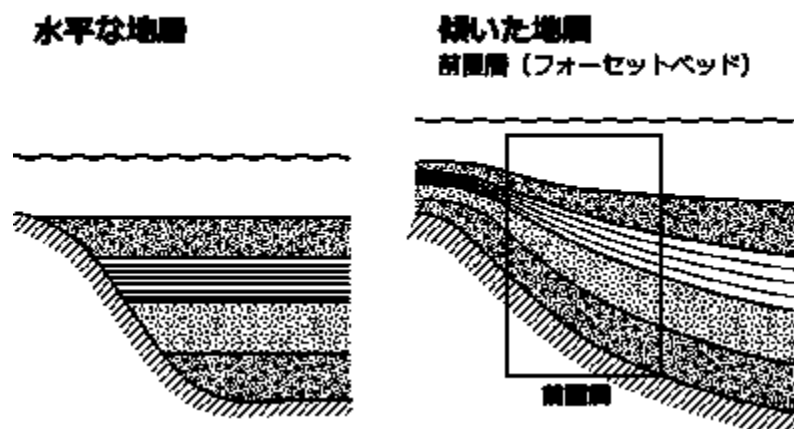


図8 水平に堆積した地層と、斜めに傾いた地層(前置層)

3 観察地点の見どころ（観察地点の位置は図 24 に示す）

- ①**大黒島**：大黒島は、大昔この島付近で大地震や地殻変動等によって、海底で地すべりが発生して、土石流等の土砂の移動や乱堆積によって形成されたと考えられている。



図 9 海底土石流堆積物によって構成されている大黒島

- ②**銀屏風**：水中に爆発的に噴出し堆積した軽石凝灰岩によって構成されている。本地域の崖（露頭）の地層は大きく、上下の2つの地層によって構成されており、かつての水底で噴出した軽石流堆積物は、向かって左側→右側の方向に流れて堆積したものと推定される（山岸ほか，2019）。



図 10 「銀屏風」の地層の産状

水中軽石流（堆積物）の形成モデル

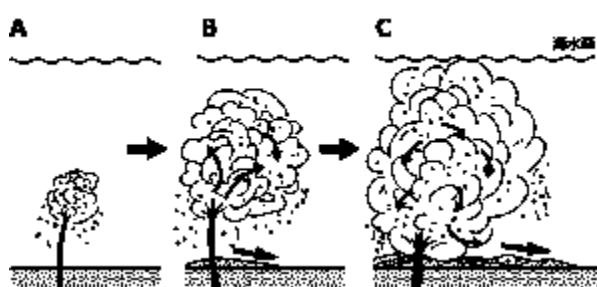


図 11 水中軽石流堆積物の形成メカニズム

- ③**ハルカモイの溶岩ドーム**：やや低温（約 900℃）で SiO_2 を多く含み、粘性の大きなマグマが水底に次々と溶岩として噴出して成長し、水中に巨大な溶岩ドームを形成した（山岸ほか，2019）。流出して厚くなった溶岩流の内部には冷却して柱状節理が発達しているのが観察される。



図 12 ハルカモイ付近の溶岩ドームの産状

- ④**塔状の地形**：増市浜付近に見られる塔（ピラー）が林立する地形（図 13）。この崖（露頭）は、水底に噴出した水冷破碎岩が、熱水変質や部分的に珪化作用を受け、硬さの差異が生じて、軟らかい部分が選択的に侵食され、硬い部分が残されて塔が多数形成されてきたものと推定される。



図 13 増市浜付近に見られる塔状の地形

⑤**ろうそく岩**：マグマが地下から上昇してきて岩脈を形成し、その部分は岩質的に硬いため、侵食されずに、ろうそく状の形態として残ったもの。その上部（先端部分）は菱餅状の特徴的な形をしている。ろうそく状をなす全体の地質は、いくつかの節理で区分されるブロック状のもので構成され、先端部の菱餅状の部分は、形が枕状溶岩によく似た「にせピロー」とよばれる。ちなみに、ろうそく状の地形としては、積丹半島「余市」のローソク岩が有名である。



図 14 室蘭「ろうそく岩」の産状

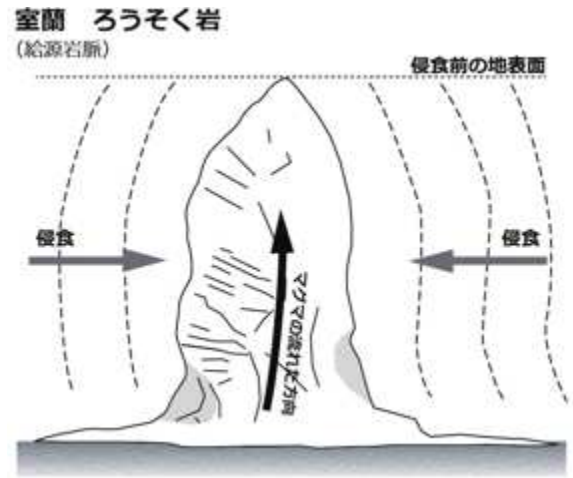


図 15 室蘭「ろうそく岩」の形成過程モデル

⑥**「室蘭桃岩」**：巨大な桃の形をした岩体で、表面には放射状に発達した節理や、同心円状の節理が観察できる。これは、巨大な円柱状（環状）の岩脈の横断面を見ているものと推定される。なお、「室蘭桃岩」は、今回、筆者の一人である山岸によって命名された（山岸ほか，2019）。



図 16 「室蘭桃岩」の産状

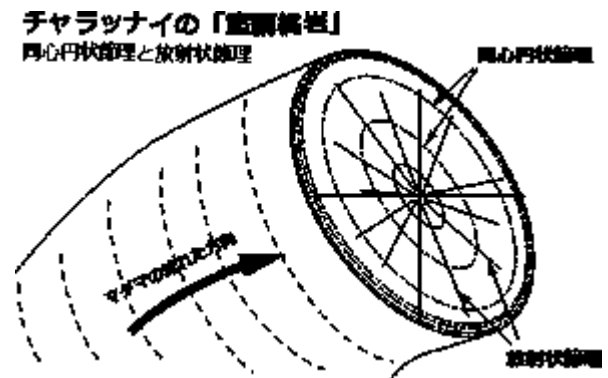


図 17 「室蘭桃岩」に見られる節理とその立体的イメージ

⑦**蓬萊門**：柱状節理の発達した複数の岩脈群とからなり、柱状節理を有する岩脈の一つの下部が侵食・崩落して「門」のような形となったもの（図 1 8, 19）。



図 18 「蓬萊門」の産状

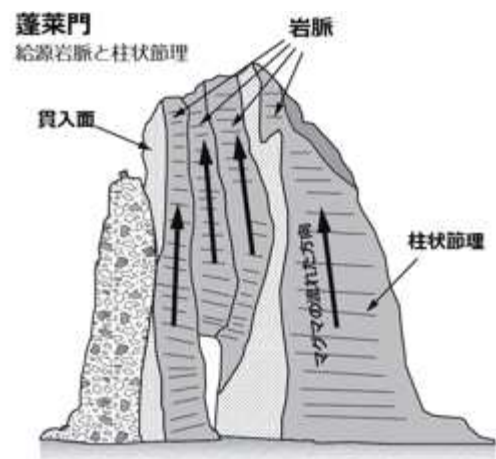


図 19 「蓬萊門」を構成する岩脈の柱状節理

- ⑧ **「鯨岩」**：巨大な「鯨形」を示す岩体。周囲の崖（露頭）は傾斜している「水冷破碎岩」からなるが、この一部が溶岩ドーム状の地形となっており、マグマがほぼ水平的に、左側→右側に向かって貫入しているのが観察される（図 20, 21）。このような形状を示すものは、広い意味で「岩床」と呼ぶことが多いが、周囲の地質から推定して水中に貫入したものらしいので、「水中溶岩ローブ」と称する。なお、この「水中溶岩ローブ」の形が「鯨」の形に類似しており、また、室蘭市のロゴである「kujiran」に似ていることに因んで、今回、この岩を筆者の一人である山岸は「鯨岩」と命名した（山岸ほか, 2019）。



図 20 「鯨岩」の産状

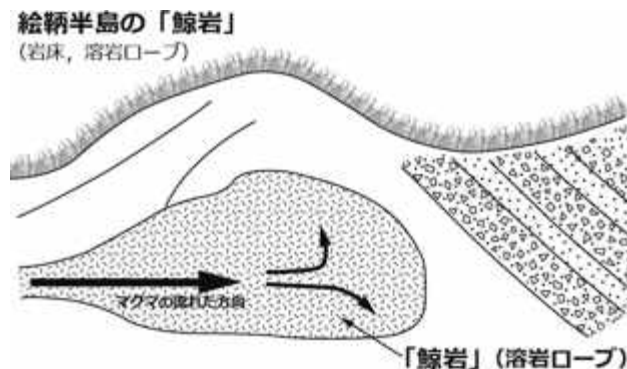


図 21 「鯨岩」の形成モデル

- ⑨ **地球岬**：夥しい岩脈群によって構成される巨大な水中溶岩ドーム。絵鞆半島外海岸を構成する地質の中心的な存在であり、空中、陸上および海上からの調査・観察結果を総合すると、約 1,000 万年前の海底火山の中心部（山頂）を構成しているものと推定される。なお、かつて海底火山の周辺部を構成していたと推定される「水冷破碎岩」体は、その後の侵食によって大半が消失してしまったと思われる（図 22）。



図 22 地球岬：絵鞆半島外海岸を構成する海底火山の中心地

- ⑩ **金屏風**：「金屏風」の金色（黄土色）は、ガラス質の水冷破碎岩の風化や変質による変色。これらは、主に、海底風化作用か、熱水変質や温泉変質による粘土鉱物化によって変色してしたものと推定される。

- ⑪ **トッカリシヨ**：軽石凝灰岩層の前置層（フォアセット・ベッド）。層状の水冷破碎岩の地層が海側に傾いている。これらの地層は海底火山等の山腹から山麓の斜面に堆積したため、初めから傾いて堆積した地層である（図 23）。



図 23 トッカリシヨの地層の産状（前置層）



図 24 室蘭絵柄半島の観察地点の位置図

引用文献

浜島書店, 2020, ニューステージ地学図表. 浜島書店, 225p.

森本雅樹・黒田武彦・天野一男・坂本 泉・柴崎直明・田中 博・渡部潤一・足立久男・小幡喜一・斉藤尚人・直井雅文・森山義礼, 2021, 地学基礎 新訂版. 実教出版, 207p.

山岸宏光・畑本雅彦・鎌田光世・志村一夫, 2019, 景観としての水中火山岩-室蘭市絵柄半島の外海岸急崖の産状-. 地学雑誌, **128**, 941-952.

【参考文献】

荒牧重雄・山岸宏光, 1986, ハイアロクラスタイト. 新版地学事典編集委員会編「新版地学事典」, 平凡社, 1003p.

Fisher, R.V., 1984, Submarine volcanoclastic rocks, in *Marginal Basin Geology*. edited Kokelaar B. P. and Howells, M. F., Geological Society Special Publication. no. 16, 5-28.

Fiske, R. S. and Matsuda, T., 1964, Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *American Journal of Science*, **262**, 76-106.

河内洋祐・Landis, C. A.・渡辺暉夫, 1976, ハイアロクラスタイト. 地質学雑誌, **82**, 355-366.

久野 久, 1954, 火山及び火山岩. 岩波書店, 255p.

久野 久, 1968, 水中自破碎溶岩. 火山 第2集, **13**, 123-130.

松田時彦・中村一明, 1970, 水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類. 鉱山地質, **20**, 29-42.

松田義章・山岸宏光, 1994, 小樽・積丹海岸の水中火山岩. 日本地質学会第101年学術大会見学旅行案内書 p1-16.

松田義章・山岸宏光・八幡正弘・中川 充, 1997, 小樽・積丹半島の地質・岩石とランドスライド. 日本地質学会北海道支部見学旅行案内書, 32p.

松田義章・野呂田 晋, 2004, 小樽～積丹海岸の第三紀水中火山岩類の産状. 日本応用地質学会北海道支部現地見学案内書, 24p.

松田義章, 2005, 積丹半島の生い立ち. 余市豆本第4集別巻第2号, 余市豆本の会, 73p.

松田義章・岡村 聡, 2011, 積丹半島へ. 宮坂省吾ほか編「札幌の自然を歩く(第3版)」, 北海道大学出版会, p97-122.

- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R., 1993, *Volcanic Textures -A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.
- NHK「ブラタモリ」制作班, 2019, 工業都市・室蘭を生んだ奇跡とは!?, 「ブラタモリ 18 秩父・長瀬・大宮・室蘭・洞爺湖・宮崎」, 株式会社 KADOKAWA, p72-91.
- 小山内 熙・酒匂純俊, 1953, 5 万分の 1 地質図幅「室蘭」および同説明書, 北海道立地下資源調査所, 36p.
- Pichler, H., 1965, Acid hyaloclastite. *Bulletin of Volcanology*, **28**, 293-310.
- Rittman, A., 1962, *Volcanoes and Their Activity*. John Wiley and Sons 360p.
- 渡辺暉夫, 1996, 「水冷破碎岩」などの用語説明. 北海道地区自然災害科学資料センター報告, **11**, 5-7.
- 渡辺 寧, 1992, 西南北海道室蘭半島に分布する室蘭層の K-Ar 年代. 地球科学, **46**, 351-354.
- 渡辺 寧, 1993, 岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場. 地質学雑誌, **99**, 105-116.
- 山岸宏光, 1973, 新第三紀中新世水中溶岩の一例. 火山, 第 2 集, **18**, 11-18.
- Yamagishi, H., 1979, Classification and features of subaqueous volcanic rocks of Neogene Age in Southwest Hokkaido. *Report of Geological Survey of Hokkaido*, **51**, p1-10.
- Yamagishi, H. and Dimroth, E., 1979, A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites evidence for a hot and fluid rhyolite lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **23**, 337-355.
- 山岸宏光, 1980, 5 万分の 1 地質図幅「神恵内」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 27p.
- Yamagishi, H., 1987, Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido. *Report of Geological Survey of Hokkaido*. **59**, 55-117.
- 山岸宏光・松田義章, 1990, 積丹半島余市海岸の新第三紀海底珪質火山岩類. 地球惑星科学関連学会合同大会・日本火山学会講演予稿集, p68.
- Yamagishi, H. and Matsuda, Y., 1991, Neogene submarine felsic rocks at Yoichi Beach Shakotan Peninsula, Hokkaido, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **97**, 269-277.
- 山岸宏光, 1994, 水中火山岩-アトラスと用語解説-. 北海道大学図書刊行会, 195p
- 山岸宏光, 1996, ハイアロクラスタイトと岩盤崩落. 北海道地区自然災害科学資料センター報告, **11**, 9-23.
- 山岸宏光, 1998, 火山岩の形態 (1) ジョイントッド・ブロック. 地球科学, **52**, 244-245.
- 山岸宏光, 2018, 室蘭絵鞆半島外海岸見学会 (2018 年 8 月 2 日). 説明資料, 22p.
- 横山 泉・荒牧重雄・中村一明 編, 1992, 火山. 岩波地球科学選書, 岩波書店, 30p.

【後書き】:

本資料は、2018 年より松田が山岸とともに関わってきた、「室蘭地域の観光地質の振興」のために依頼されて行ってきた試みの内容の一端を紹介するものである。

本資料は、山岸との共著の形となっている。水中火山岩の研究については国際的な評価を得ている山岸との敢えての松田の共著ということの意味について、若干、述べさせていただきたい。本資料は、単に「室蘭の絵鞆半島の地質」について易しく述べた巡検案内書に留まるものではないと自負している。本資料に関わって松田の執筆の背景には、日頃、巡検案内において痛感している事があり、その事の克服に向けたこだわりがある。それは、N.R. ハンソンの提唱するところの「観察の理論負荷性」を踏まえた巡検案内の実施ということである。すなわち、ある事象を観察し解釈するためには、その事象に関する知識や理論の質と量に依存し、そのことによって、観察の深まりの程度が決定されるということである。そこで、今回の「室蘭・絵鞆外海岸の海上からの地質の観察」に先立って、「最低限、どの程度の知識や理解を予備知識等として持っていることが必要か？」について、科学教育学的な観点から検討を加えた。その最低限、かつ必要不可欠な地学に関する知識や理論等のことを、ここでは、地学的に風景を読むための「地学リテラシー」と呼ぶことにする。すなわち、「風景を地学的に読む」ということの重要性と、風景を地学的に読むための、予備的な準備として、風景を地学的に読むために必要な「地学リテラシー」として何が必要であるのか？ また、そのための「地学リテラシー」の教育学的選定の意味について検討を加えた。本資料は、このための、いわば「教育的な意図を重視した巡検案内書 (解説書)」であることを目指したものである。すなわち、「室蘭の絵鞆半島の地質」を地学的に読むための必要最低限の地学用語の解説を、総論に掲載した図と、各露頭写真と並べて示した図は、この「地学リテラシー」を観察者自身が習得するために用意されたものであることを理解していただき

たい。実物の露頭(及び露頭写真)がどんな地学的な意味をもっているのか? また、その事象についてどのような地学的解釈が可能かについて探った上で吟味したものである。この「地学リテラシー」の育成を目指した一つの試みとして、本資料を活用していただきたい。

なお、ここで、本資料作成の契機となった、山岸の室蘭の観光地質との関わりについて略記したい。

山岸は、2017年にNHKの人気番組である「ブラタモリ 室蘭」に出演し、工業都市としては全国的に著名であるが、それだけでなく、その素晴らしい「地質景観」をもっていることにも一般に眼を向けさせるといふ啓蒙的な活躍をして注目を浴びた。放送番組としての「ブラタモリ 室蘭」は、2017年11月25日に放映されて好評を博した。さらに、2019年3月には、その内容が書籍化もされ、「ブラタモリ 18 秩父・長瀬・大宮・室蘭・洞爺湖・宮崎」として刊行された。本資料の共著者である松田は、放送番組「ブラタモリ 室蘭」・その後の活動の一環として、山岸の依頼により、その協力者となった。放送番組「ブラタモリ 室蘭」が非常に好評であったため、室蘭の地質が有力な観光資源となり得ることを一般市民に示すために、北海道庁胆振振興局や北海道開発局室蘭建設部等の依頼により、主に室蘭市絵鞆半島外海岸のクルージングの地質解説等を試みてきた。なお、この活動は、山岸と松田が理事・研究員を務める特定非営利活動法人・北海道総合地質学研究センター(HRCG)の教育・普及活動の一環として行われてきたものである。以下に、その活動の概要について記すことにする。

* 「ブラタモリ 室蘭」その後の活動の試み:

① 2018年8月2日: むろらん100年建造物保存活用会主催のクルージング

・山岸による「室蘭市絵鞆半島の洋上巡検」解説。

② 2018年10月27日市民講演会(室蘭市室ガス文化センター大会議室)での講演

この講演会は、むろらん100年建造物保存活用会連続講演会の第10弾の招待記念講演として行われ、講演後の質疑等も多く盛会であった。

・山岸の講演: 「室蘭は火山だった! -地質学が紐解く名勝ピリカノカ之美- : 室蘭絵鞆半島の水中火山」

・松田の講演: 「比較考察: 室蘭と小樽の観光地質~その可能性を探る~」

③ 2019年8月7日: 北海道庁胆振振興局主催クルージング。

・「アイヌ語地名と絵鞆半島の地質」I (山岸と松田が巡検案内。参加者は、室蘭市内の高校生。)

④ 2019年9月18日: 北海道庁胆振振興局主催のクルージング。

・「アイヌ語地名と絵鞆半島の地質」II (山岸と松田が巡検案内。参加者は、室蘭市内とその近郊地域の発信力の有る女性。)

* なお、③及び④は、参加者によって、巡検の意義や感想等がSNSで広く発信された。

⑤ 2019年11月16日: 北海道開発局室蘭建設部主催のクルージング。

・「絵鞆半島外海岸の地質」(洋上巡検の案内の予定であったが、荒天のため、クルージングは中止。代わりにバスをチャーターして「室蘭八景」の見学を行い、山岸と松田が景観地質の解説を行った。

* 以後、covid19(コロナ禍)の影響で、これらに関連する活動は休止中である。

なお、この活動が、山岸さんの突然の急逝によって、松田にとって45年間に亘り、地質学等の指導を仰いできた山岸さんとの最後の公的な活動となってしまいました。この間、実に45年間に亘り懇切丁寧な多面的なご指導を賜ってりましたが、それらの学恩に何等報いることもないまま、逝去されてしまった山岸さん。今までどうも有り難うございました。私の失ったものは計り知れないくらい大きなもので、現在は空虚と喪失感、そして失望感で一杯です。この余りにも拙い小編が山岸さんと共に著した最後の書き物となってしまったのは返す返すも残念ですが、本資料を謹んで哀悼の意を込めて御霊に捧げたいと思います。(合掌)。

松田義章 記



論文紹介

A glance at interesting

Artemieva, I.M., Thybo, H. and Shulgin, A., 2016. Geophysical constraints on geodynamic processes at convergent margins: A global perspective. *Gondwana Res.*, 33, 4–23.

リソスフェア・プレートの衝突境界である収束縁は、強い地震や火山活動のために、地球上の最も破壊的な地域である。収束縁における地殻と上部マントルの構造、地震活動、沈み込むスラブの形態に対するプレート運動の効果をも明らかにするため、グローバルな地球物理学的データをレビューする。異なった収束縁の20個の横断プロファイルとともに、フリーエア・ブーゲ重力異常、熱流量、地震活動、上部マントルにおける地震のVs異常、およびプレートの収束速度のグローバルマップを示す。3つのタイプの収束縁（海洋-海洋、海洋-大陸、大陸-大陸）におけるこれらのデータの解析は、以下の規則性があることを示す。1) プレートの収束速度は、収束縁のタイプに依存しており、一つのプレートが海洋性である場合、収束速度が大きくなる。しかし、太平洋中の最も古い海洋プレートは、最も小さな収束速度をもつ。2) 一般に、大きなマグニチュードの

地震（M>8.0）の発生および収束縁に沿う中程度から深部の地震の発生には海洋プレートの存在が必要である。海洋スラブが大陸に沈み込むとき、深さ ca. 250 km と 500 km の間に地震帯のギャップが存在する。大陸と大陸の衝突では、深さ ca. 200 km で地震帯が終わるので、Zagros, Pamir および Vrancea 帯の下の沈み込みスラブの起源が海洋性であったことを我々は提案する。3) 大陸下に沈み込む海洋スラブの傾斜角は、海洋スラブの年代や収束速度とは関連しない。海洋-海洋の沈み込みの場合、次の明瞭な傾向が認められる：急傾斜のスラブは、若く速い沈み込みプレートに特徴的であり、非常に速い収束速度のもとで、深さ約 500 km 以下でほぼ垂直になるスラブの回転を伴う。4) 正もしくは負の大きなフリーエア重力異常に示されるように、収束域においては局所的なアイソスタシーは成立していない。しかし、アイソスタシーの平衡は、チベットのようないびつな変形地域には存在するだろう。5) 熱流量のデータは、熱水循環、火成活動、断層、水平方向への熱移送、および多くの収束縁における熱流量測定数の少なさに影響されて、顕著に不均質な測定値になっており、規則性は認められなかった。6) 収束縁下の上部マントルにおける遅い地震波速度Vsは、マントルの浅いレベル（上部 150 km）に限定される。それは、マントル・ウェッジの溶融に関連しているのだろう。

(君波和雄)

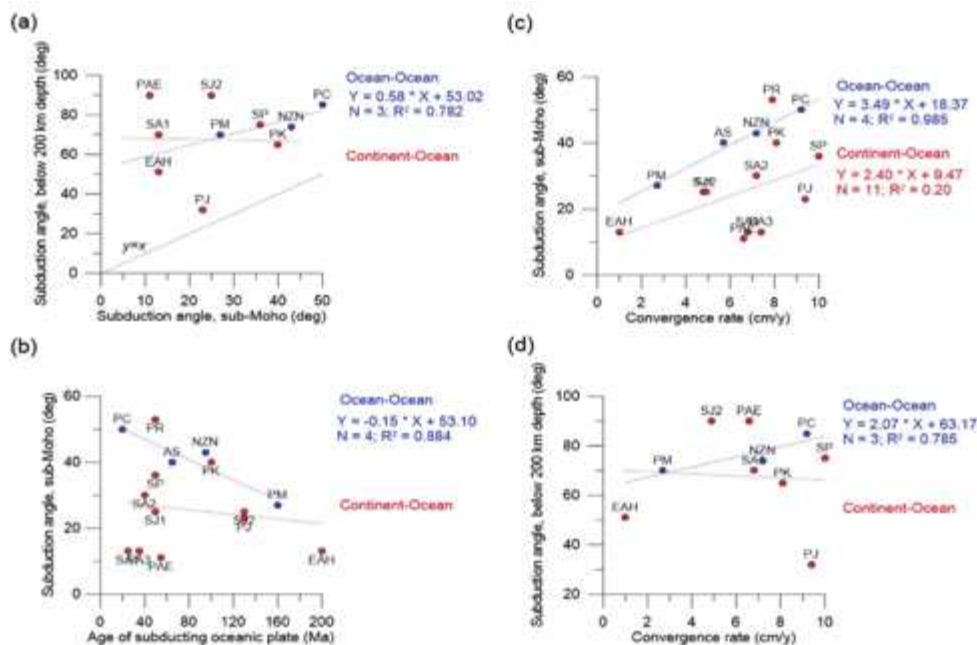


Fig. 11. Subduction dip at different convergent margins (see Fig. 3 for profile names and locations; Table 1 and Fig. 4 for details). Correlations between: (a) slab dip angle at sub-Moho depth and dip angle at depth below ca. 200 km; (b) age of subducting oceanic plate and slab dip angle at sub-Moho depth; (c) convergence rate and slab dip angle at sub-Moho depth; (d) convergence rate and dip angle at depth below ca. 200 km. Blue colors – for ocean-ocean convergence; red colors – for continent-ocean convergence; labels refer to profile codes in Figs. 3–4 and Table 1. Red and blue lines – best linear fit; R^2 is coefficient of determination. Strong correlations are observed for ocean-ocean convergence margins, but no correlations exist when continental plates are involved in convergence.

Vaes, B., van Hinsbergen, D.J.J. and Boschman, L.M., 2019. Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian Basin: Clues to causes of Cretaceous and Eocene plate reorganizations. *Tectonics*, 38, 1367–1413.

ハワイ-天皇屈曲をつくった始新世 (~50–45 Ma) における太平洋プレートの運動の大きな変化は、現在の太平洋の西側海溝 (伊豆-マリアナ海溝) に沿う太平洋プレートの沈み込み開始に起因すると考えられる。沈み込みは、自発的もしくはイザナギ-太平洋海嶺沈み込みに起因して、もしくは太平洋プレート上に形成された Olyutorsky arc の北東アジアへの衝突後の沈み込み方向の転換に由来して始まったと推定される。本論では、日本からベーリング海にかけての北西太平洋域における後期白亜紀以降の背弧盆と付加テレーンに基づく詳細なプレート運動復元を提供する。我々は、大洋中の Olyutorsky 弧 (南東向きの沈み込み) と Kronotsky 弧 (北西向きの沈み込み) の造構復元を提示する。この二つの弧は、太平洋域北部で逆向きの沈み込み帯の上に隣接して ~85 Ma のもう一つの太平洋規模のプレート再

編時にできた。Shirshov Ridge と Bowers Ridge (ともにアリューシャン盆の海底にある) の形成を我々の復元で説明する。そして、アリューシャン盆から報告されている磁気異常がもし地磁気の逆転を示すのであれば、アリューシャン盆の地殻は、Olyutorsky 弧の背後の背弧海盆に ~85 Ma から 60 Ma の間にできたのであろう。そのために、Olyutorsky 弧は、拡大軸 (イザナギ-太平洋海嶺の東方延長と思われる) によって太平洋プレートから分離され、Olyutorsky と北東アジアの衝突に先行する ~55 Ma から 50 Ma の沈み込み極性の転換 (Olyutorsky 弧のカムチャッカへの衝突によるカムチャッカ周辺での南東への沈み込みから北西への沈み込み) は、太平洋ではないプレート (Olyutorsky プレート、トランスフォーム断層で分離されたイザナギプレート) の沈み込みを開始させた。それ故、この極性の反転は、太平洋プレートの運動変化の直接的な駆動力とはならず、その原因は謎である。

< 訳者注: サハリンの Terpeniya から根室帯にかけての弧は、Olyutorsky 弧の南部が分離したものである。これは Domeier et al. (2017) の見解を踏襲? >

(君波和雄)

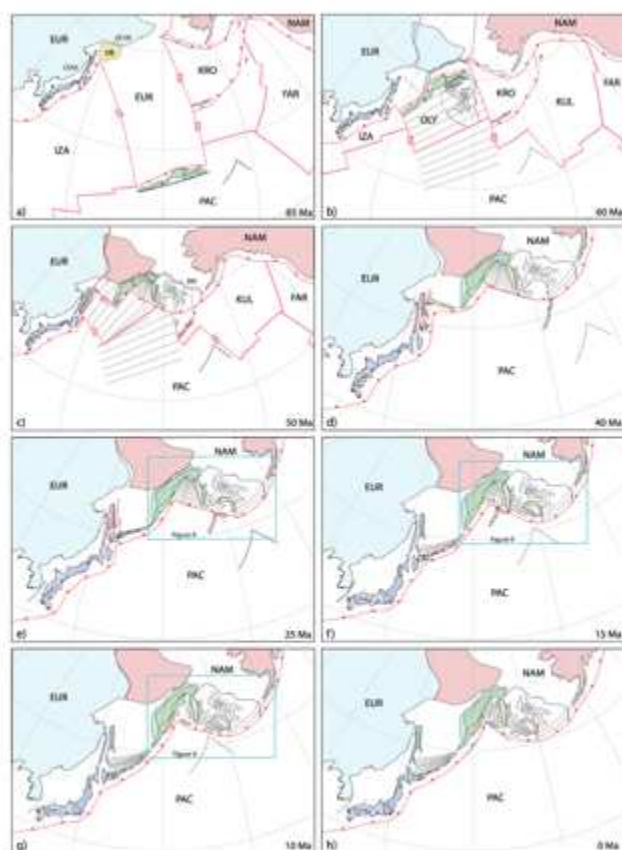


Figure 10. Plate boundary configurations of the northwest Pacific region between 85 Ma and present, shown at (a) 85, (b) 60, (c) 50, (d) 40, (e) 25, (f) 15, (g) 10, and (h) 0 Ma, relative to a fixed Eurasian plate. Plate boundaries are shown in red, with filled triangles, arrows and double lines indicating subduction zones, transformations, and spreading ridges, respectively. Straight, black lines indicate oceanic crust formed at the Olyutorsky-Pacific spreading ridge and the approximate orientation of associated magnetic anomalies. The dashed black line represents the reconstructed location of the edge of Pacific plate lithosphere that is presently subducting below the Kuril-Kamchatka and Aleutian Trenches southward of Kamchatka. Abbreviations: EUR = Eurasian plate; FAR = Farallon plate; BM = Beringian margin; ESAA = East Sikhote-Alin arc; EZA = Izanagi plate; KRO = Kronotsky plate; KUL = Kula plate; NAM = North American plate; OCVB = Okhotsk-Chukotka volcanic belt; PAC = Pacific plate.

Vauchez, A., Tommasi, A. and Mainprice, 2012, Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophys.*, 558–559, 1–27.

測地的データは、短期間の大陸性変形がリソスフェアブロックを境する断層として局所化することを支持する。それに対して、地表で認められる大きな“断層”は、リソスフェアマントルに影響を及ぼす。もしそうであれば、歪みの分布は、リソスフェアプレートの力学的な挙動を理解するのに重要なポイントになる。造山地塊やオフィオライト、マントルゼノリス中の変形したカンラン岩の観察とともに、大きな断層帯の下の地震波の反射と異方性に基づくいくつかの事実は、大きな断層がリソスフェアマントルへと続くことを支持する。本レビューは、まだ十分に理解されていないリソスフェアマントルの変形の多くの特徴に焦点をあてる。上部地殻の摩擦断層および延性地殻とマントルにおける局所化した剪断における変形間のカップリングは、後地震変形を説明することを要求される。しかし、測地的データから推定されるマントルの粘性と実験から外挿されるマントルの粘

性は、リソスフェアマントル浅部の温度が高ければ（モホで $>800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ）一致する。地震波の異方性、とくにS波のsplittingは、大きな走向移動断層の下のリソスフェアマントル中の幅数10kmオーダーのドメインにおいて、コヒーレント変形の証拠を提供している。歪みの狭い局所化もしくは低角の傾斜断層はまだ確認できていない。リソスフェアマントル中における低角の地震波反射面の地震プロファイルイメージは、マントル中の正断層もしくはより低頻度である逆断層の軌跡と解釈される。しかし、これらの反射面の実態は、十分に明らかになっていない。変形プロセスが研究されたスケール（地表で連続的なマントルの露出が限定されるために多くの場合数km）と地球物理学的観測によってマントル中の歪み局所化として推定されたスケール（数10km）の間には大きな相違がある。それにも関わらず、変形した自然のカンラン岩中の変形マイクロ構造および結晶の定向性と地震学的な観測結果を結びつけるデータは、マントル剪断帯の発達に役割を演じる歪みの局所化プロセスについての議論を可能にするだろう。（君波和雄）

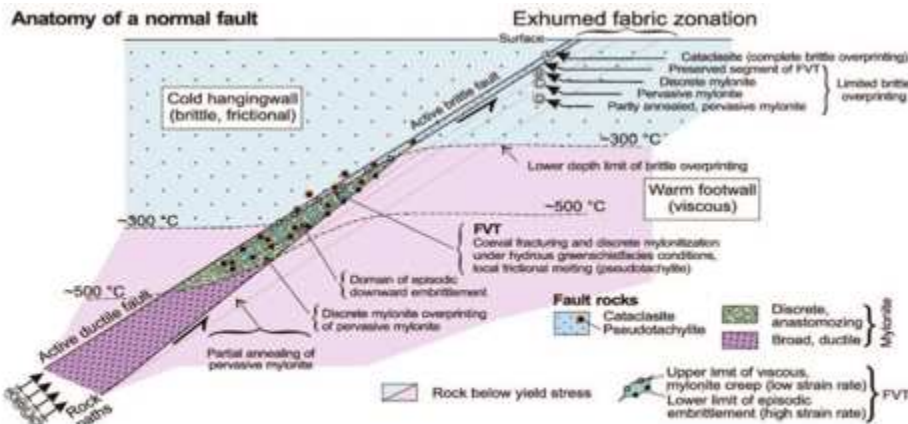


Fig. 3. Anatomy of a normal fault from Handy et al. (2007). This figure illustrates the changes in mechanical behavior/deformation mechanism and microstructure/fault rock type within a crustal scale normal fault. Besides the variations due to the initial thermal gradient within the crust, the progressive exhumation of the footwall involves cooling of the rocks, changes in deformation mechanisms and further strain localization, resulting in a fabric zonation. This evolution is also valid for the lithospheric mantle as supported by zonation observed in normal faults in peridotite massifs (e.g. Kaczmarek and Tommasi, 2011). FVT is for frictional-to-viscous transition.

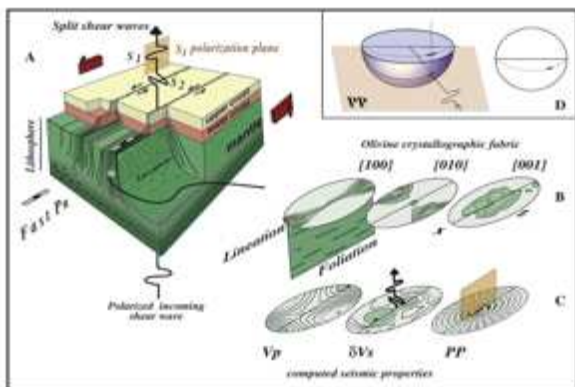


Fig. 10. Shear wave splitting in a transversely isotropic medium. (A) In this figure, a vertically polarized (V) wave propagates through a transversely isotropic medium with a vertical fracture breaking a horizontal fracture. (1) Transmitted (oblate) shear waves show the development of an oblate (O) wave (O) wave in the direction of the fracture. (2) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (3) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (4) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (5) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (6) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (7) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (8) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (9) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (10) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (11) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (12) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (13) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (14) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (15) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (16) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (17) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (18) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (19) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (20) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (21) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (22) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (23) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (24) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (25) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (26) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (27) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (28) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (29) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (30) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (31) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (32) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (33) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (34) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (35) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (36) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (37) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (38) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (39) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (40) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (41) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (42) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (43) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (44) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (45) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (46) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (47) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (48) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (49) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (50) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (51) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (52) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (53) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (54) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (55) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (56) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (57) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (58) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (59) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (60) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (61) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (62) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (63) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (64) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (65) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (66) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (67) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (68) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (69) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (70) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (71) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (72) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (73) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (74) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (75) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (76) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (77) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (78) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (79) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (80) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (81) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (82) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (83) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (84) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (85) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (86) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (87) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (88) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (89) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (90) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (91) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (92) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (93) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (94) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (95) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (96) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (97) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (98) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (99) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture. (100) The (O) wave is the (O) wave in the direction of the fracture.

Sun, M., Chen, H., Milan, L.A., Wilde, S.A., Jourdan, F. and Xu, Y., 2018. Continental arc and back-arc migration in Eastern NE China: New constraints on Cretaceous paleo-Pacific subduction and rollback. *Tectonics*, 37, 3893–3915.

ロシア・シホテアリンおよび東NE中国大陸縁と内陸の白亜紀造構発達モデルは、十分に明らかにされていない。火成活動史を理解し、広域的な造構作用を明らかにするために、我々は、色々な種類の火成岩のジルコン U-Pb 年代、角閃石と斜長石の $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ 年代、全岩の主成分・微量成分分析、 $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ・ $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ 同位体分析を行った。西シホテアリンの Pikeshan 層火山岩類と随伴する花こう岩は、 -118 Ma のピーク年代を示し、トリアス紀-ジュラ紀付加コンプレックス分布域に産出する。全岩化学組成は、 SiO_2 が線状トレンドで上昇しながら、 Eu/Eu^* 値が 0.91 から 0.38 まで減少、 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 値が $+0.6$ から -2.9 まで減少し、未成熟なマントルウエッジ由来のマグマと大陸地殻のマグマとの混合を示唆している。重希土類元素の depletion を示す Pikeshan 花こう岩を宿主とした珪長質の脈岩を伴って、弧は期間を通じて厚化した。弧フロントの終焉は、 $+4.5$ から $+1.1$ の $\epsilon\text{Nd}(t)$ 値を示す $\sim 107\text{ Ma}$ の中間質ランプロファイアーと珪長質脈岩によって示され、時間と共にマントルの貢献が増大したことを示唆する。バイモーダルな火山活動と岩脈の定置によって特徴づけられる $\sim 100\text{ Ma}$ に起こった Jiamusi ブロックの西方へのリソスフェア展張は、アセノスフェアの上昇を示している。これらの火成岩の時間的・空間的分布は、陸弧とプレート内火成活動が同時に東側に移動したことを示す。我々は、沈み込む古太平洋スラブの rollback が長期間に渡り陸弧に影響を及ぼしたと考えている。

(君波和雄)

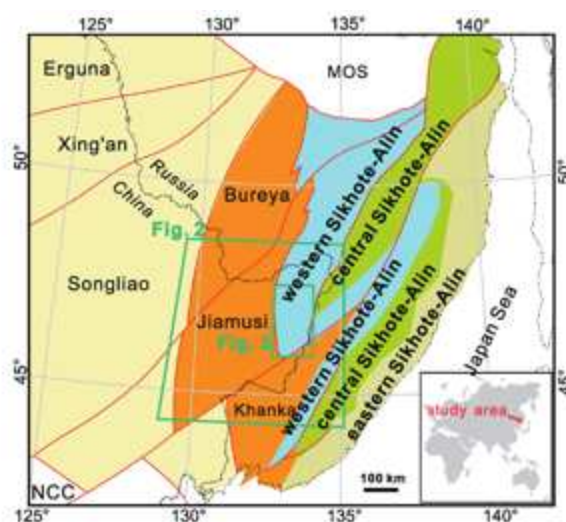


Figure 1. Tectonic framework of eastern NE China and Russian Primorye (after Khanchuk et al., 2016; Sun et al., 2013). The MOS and NCC are abbreviations for Mongol-Okhotsk suture and North China Craton, respectively. The locations of the maps in Figures 2 and 3 are also shown.

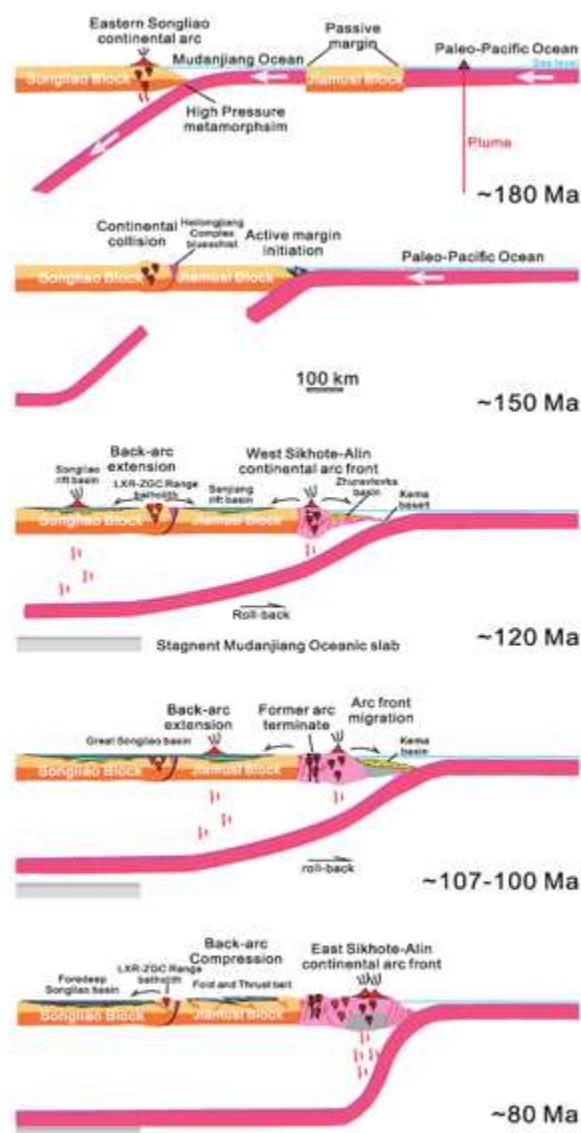


Figure 11. Proposed tectonic evolution model interpreting the magmatism migration trends. Synthesized and improved based on Sun et al. (2013) and Sun et al. (2015) by emphasizing the location of the arc front and its migration and also the role of the Mudanjiang Ocean.

Shen, L., Yu, J.-H., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. and Wang, Q., 2016. Widespread Paleoproterozoic basement in the eastern Cathaysia Block: Evidence from metasedimentary rocks of the Pingtan–Dongshan metamorphic belt, in southeastern China. *Precambrian Res.*, 285, 91–108.

南中国地塊 (SCB) のカタイシア地塊は、多フェーズ花こう岩活動で有名である。同位体データは、広く分布する火成岩がプレカンブリアンの基盤に由来することを示しているが、カタイシア地塊においては基盤岩の露出は稀である。それ故、カタイシア地塊における Archean–Paleoproterozoic の分布ははまだ明らかではない。

北東方向に伸びる Pingtan–Dongshan 変成帯 (PDMB) は、南東中国の海岸に沿って分布し、多くの花こう岩と火山岩および少量の変成堆積岩から主に構成される。これらの変成堆積岩は、160–143 Ma の花こう岩に貫入されたり捕獲されている。7つの変成堆積岩からの碎屑性および変成ジルコンの U–Pb 年代測定は、それらの原岩が以前に提案されていた先デボン紀ではなく、183–160 Ma に堆積したことを示している。変成ジルコンの年代測定は、最も重要な変成が ca. 97 Ma に起こり、それが海岸地域の A-type 花こう岩の定置および苦鉄質火成

活動と同時的であり、展張場を示唆している。

中部・南部 PDMB のサンプル中の碎屑性ジルコンの年代分布は、後期 Paleoproterozoic と前期中生代のジルコンに富み、バイモーダルである。それに対して、北部 PDMB のジルコンの年代分布は、後期 Paleoproterozoic と前期中生代のジルコンと共に、Neoproterozoic と前期古生代に顕著な年代ピークがあり、異なった供給源を示唆している。変成堆積岩の年代・Hf 同位体と SCB の露出岩のそれらとの比較は、変成堆積岩中の陸源物質は、東部カタイシア地塊の Wuyi 地域から供給されたことを示唆している。

南東 SCB の前期古生代から後期中生代の碎屑性ジルコンの年代範囲は、後期 Paleoproterozoic (1.9–1.8 Ga) の碎屑物が中期ペルム紀から前期白亜紀の堆積岩中で顕著に増大することを示している。露出した Paleoproterozoic の岩石のジルコン U–Pb–Hf 同位体データとの比較は、Paleoproterozoic 基盤が東部カタイシアブロックの下に広く存在していたことを示唆している。中期ペルム紀以降にそれは上昇し剝離され、その後後期白亜紀の火山岩によってカバーされたのだろう。Paleoproterozoic 基盤の上昇は、多分、東部カタイシア地塊における後期古生代の造山が原因となっているのだろう。

(君波和雄)



Fig. 9. Distribution of Proterozoic units in the Cathaysia Block and tectonic evolution of Cathaysia Block (modified from Shen et al., 2016). ① Yangtze Block; ② Yangtze–Cathaysia boundary; ③ Cathaysia Block; ④ Wuyi Block; ⑤ Wuyi–Cathaysia boundary; ⑥ Cathaysia Block.

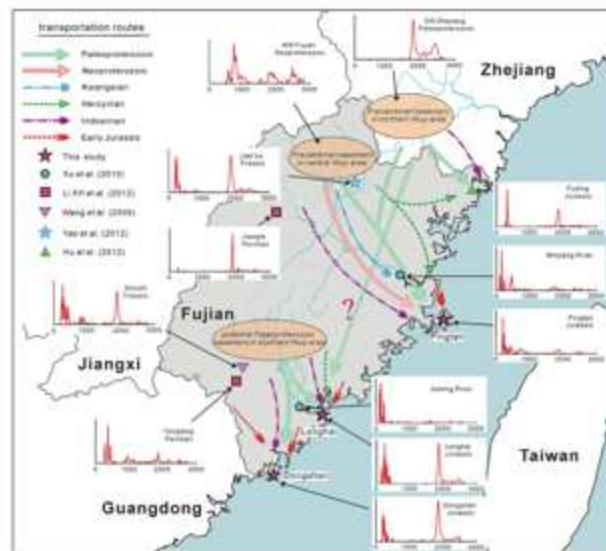


Fig. 10. Schematic diagram of the Wuyi terrane displaying the transport routes of terrigenous fragments in the Aegleon “Crags” sediments. Data source: Mingjiang and Juehai rivers (Xu and Chen, 2012); Fuding Jurassic (Chen et al., 2012); Kashi Triassic (Wang et al., 2006); Yangqiong and Jiangxi Permian (Li XH et al., 2012); Jun’ou Triassic (Yao et al., 2012); NW Neoproterozoic (Wan et al., 2007); SW Zhejiang Paleoproterozoic (Yu et al., 2012).

Ma, Q and Xu, Y.-G., 2021. Magmatic perspective on subduction of Paleo-Pacific plate and initiation of big mantle wedge in East Asia. *Earth-Science Reviews*, 213, doi.org/ 10.1016/j.earscirev.2020.103473.

沈み込みが上にある大陸リソスフェアをどの様にして発達させるか、また、沈み込んだプレートの末路を理解する上で、東部中国は、貴重な情報を提供してくれる。本研究では、北中国クラトンにおける中生代マグマの空間的分布、組成および生成を検討するのに地球年代学、全岩地球化学およびジルコン Hf 同位体などのデータが統合された。年代データのコンパイルは、185–145 Ma における火成活動帯の内陸方向への 1000 km 以上の移動と 145–140 Ma における戻りを明らかにした。これは、前期白亜紀最初期における圧縮から展張への転換と調和的である。これらのマグマには、年代と位置の関数として、岩相、地球化学および Nd–Hf 同位体における明瞭な傾向が存在する。北中国クラトン北部における中生代の火成活動と変形は、リソスフェアの崩壊と同様に、古太平洋スラブの沈み込み運動の変化、その上にある韓半島や遼東半島の活動的大陸弧を含む大陸リソスフェアとの相互作用、および中期–後期ジュラ紀における古太平洋プレートの漸次的な低角化とそれに続く前期白亜紀のスラブ rollback の結果と解釈される。海溝の後退とスラブの rollback がマントル漸移帯におけるスラブ滞留の必要条件と考えられることを考慮し、我々は東アジアにおける大きなマントル・ウェッジ構造が多分 145–140 Ma に始まり、~120 Ma には十分に発達したことを提案する。こういった特別に深いマントル構造は、上部マントルの化学的・物理的特性に影響を及ぼすことによってアジアの大陸リソスフェアの白亜紀以降の発展を支配していた。(君波和雄)

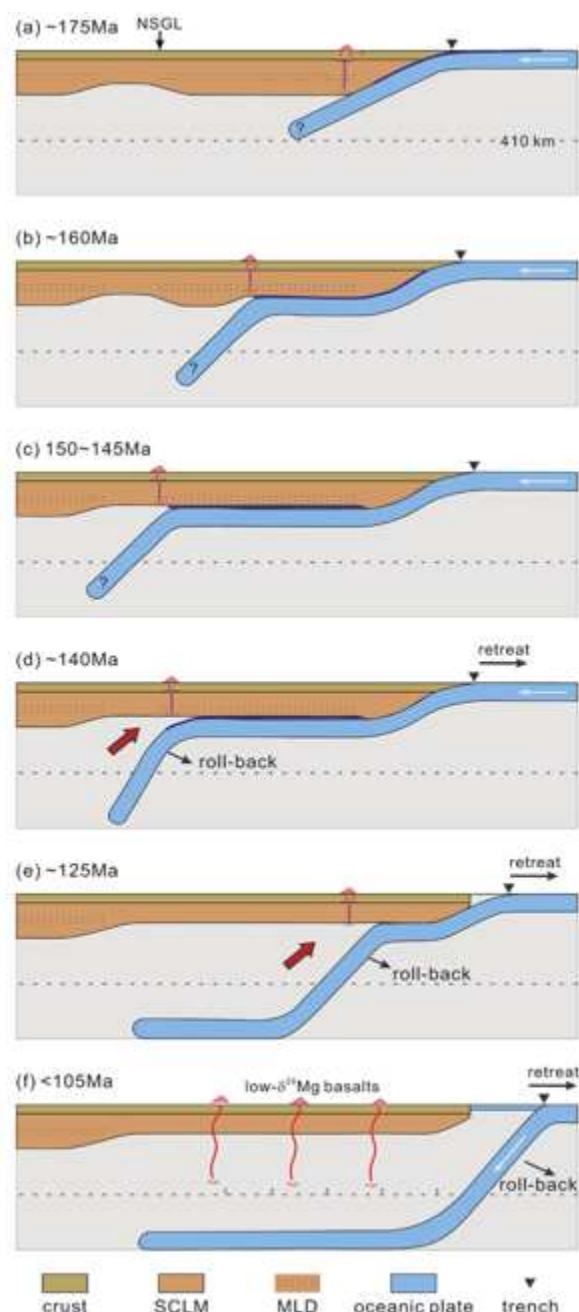


Fig. 9. The possible scenarios for subduction of Paleo-Pacific plate and initiation of the BMW in East Asia.

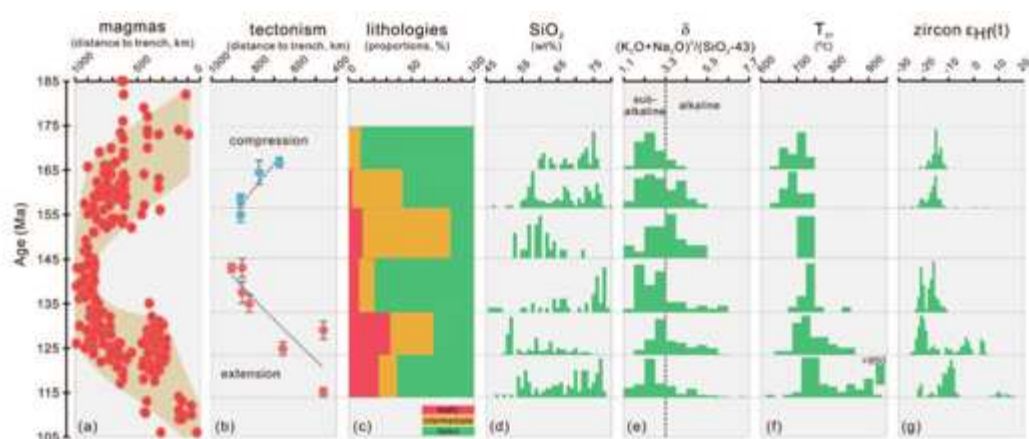


Fig. 8. Summary of spatial and temporal variations in magmas (a), tectonism (b), lithologies (c), geochemistry of igneous rocks (d-e), zircon saturation temperatures of felsic rocks (f) and zircon Hf isotopes of felsic rocks (g) in the Sino-Korean craton during 185–105 Ma.

Xu, C., Zhang, L., Shi, H., Brix, M.R., Huhma, H., Chen, L., Zhang, M. and Zhou, Z., 2017. Tracing an Early Jurassic magmatic arc from South to East China Seas. *Tectonics*, 36, 466–492.

南シナ海北東部における前期ジュラ紀 (198–195 Ma) に定置したマグネシウム花こう岩・閃緑岩, および弧に関連した低温 (678–696°C) 火成活動の存在が掘削から明らかになった. これらの岩石は, 発達したマントル由来マグマであることを示す $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ (0.705494–0.706623) と ϵ Ndt (–0.9+2.2) をもち, 流体で移動する Cs から K や Pb に富み, 沈み込み帯の流体を含むことを示唆している. 東シナ海南西部で掘削されたもう一つの前期ジュラ紀 (ジルコン U–Pb 187 Ma) 花崗閃緑岩は, 比較的低温 (675°C) の領域に限定された弧関連の花こう岩であり, 流体で移動する元素に富み, Nb–Ta に乏しい. その Sr–Nd 同位体 ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$ = 0.705200, ϵ Ndt = 1.1) は, 発達したマントル由来メルトの産物であることを示す. 暁新世シーケンスの碎屑性火成ジルコンも考慮すると, 以上の

データは, 南西東シナ海における前期ジュラ紀の弧関連の低温 (600 から 740°C) 火成活動の存在を示している. これらの弧に関連した花こう岩類は, 南東台湾の花こう岩とともに, 西南日本から東台湾, 西フィリピンに連なるジュラ紀付加コンプレックスと対をなす, 東アジアの大陸縁に沿う NE–SW に伸びた前期ジュラ紀の Dongsha–Talun–Yandang 火成弧の存在を示す. この弧–沈み込みコンプレックスの組み合わせは, ユーラシア下への古太平洋スラブの斜め沈み込みに関連していると考えられ, 南中国ブロックにおける前期ジュラ紀のリソスフェア展張の原因になっていると推定される. (君波和雄)

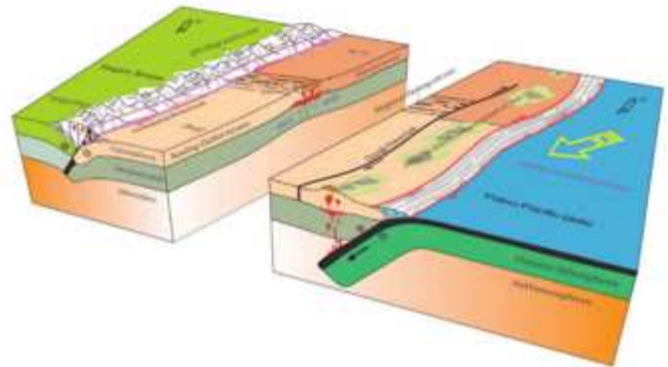


Figure 1b. Block diagram showing an early Jurassic subduction-related architecture of East Asian continental margin.

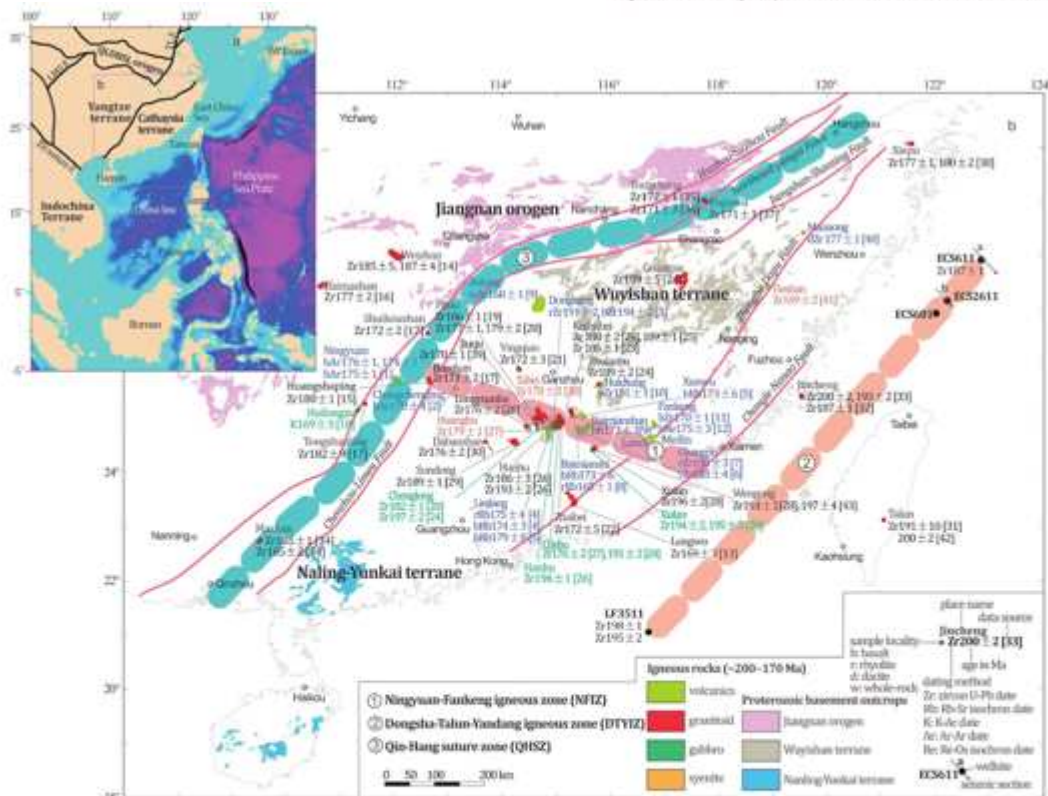


Figure 1. (a) Simplified tectonic outline of South China block, South to East China Seas and adjacent areas, with bathymetric data in the base map from <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global>. QIDBSL orogen: Qinling-Dabie-Sulu orogen, LMS F: Longmenshan fault, JSJ suture F: Jinshajiang suture fault. (b) Our sample localities from wells LF3511 and EC5611, together with ages from igneous rocks (–200–170 Ma) outcropping in South China. Supporting information Table S1 lists information of these plutonic igneous rocks. The Qin-Hang suture zone (QHSZ) between Yangtze and Cathaysia terranes is modified from Mao et al. [2011] and Yang et al. [2009]. The division of Precambrian Wuyishan and Nanning-Yunkai terranes follows J. H. Yu et al. [2010]. Age data sources: [1] Li et al. [2004], [2] Zhao et al. [1998], [3] Xiang and Wu [2012], [4] Zhang et al. [2002], [5] Chen et al. [2002], [6] Xu et al. [2011], [7] Ji and Wu [2010], [8] Chen et al. [1999], [9] Wang et al. [2008], [10] He et al. [2008], [11] Deng et al. [2004], [12] J. C. Zhou et al. [2006], [13] Qiu et al. [2004], [14] Ding et al. [2006], [15] Qian et al. [2012], [16] Chen et al. [2007], [17] Wang et al. [2003a], [18] Wang et al. [2003b], [19] Chen et al. [2005], [20] He et al. [2010], [21] Guo et al. [2010], [22] Li et al. [2003], [23] Huang et al. [2014], [24] Jiang et al. [2015], [25] Li and Li [2007], [26] X. Q. Yu et al. [2010], [27] He et al. [2007], [28] Zhu et al. [2010], [29] Ling et al. [2004], [30] L. Wang et al. [2010], [31] Yu et al. [2009], [32] Q. Liu et al. [2012], [33] Feng [2011], [34] Wang et al. [2013], [35] Zhou et al. [2012], [36] Guo et al. [2013], [37] Wang et al. [2006], [38] Li et al. [2012], [39] Zhao et al. [2013], [40] L. Liu et al. [2012], [41] Xu et al. [2010], [42] Yui et al. [2016], and [43] Gan et al. [2016].

Lee, S., Oh, C. and Jung, S., 2021, Jurassic Igneous Activity in the Yuseong Area on the Southern Margin of the Gyeonggi Massif, Korean Peninsula, and its Implications for the Tectonic Evolution of Northeast Asia during the Jurassic. *Minerals*, 11, <https://doi.org/10.3390/min11050466>.

ジュラ紀の閃緑岩から花こう岩の火成岩類が、京畿地塊南縁と沃川帯北縁の境界に位置する Yuseong 地域を含めた韓半島南部に多数貫入している。本研究では、Yuseong 地域のジュラ紀火成岩の成因と給岩を検討した。Yuseong 地域のジュラ紀深成岩の U-Pb ジルコン年代は、178-177 Ma と 169-168 Ma の 2 つの火成年代を示し、この地域においてジュラ紀に 2 つの火成活動期があったことを示唆している。ジュラ紀閃緑岩の地球化学的特徴は、それらがエンリッチした中央海嶺玄武岩 (E-MORB; Nb/Yb=5.63-7.27; Zr/Yb=118-156) に由来することを示している。閃緑岩のエンリッチした Th/Yb 比 (5.5-8.0) は、マグマの上昇過程でそれらが地殻のコンタミを受けたことを示す。Yuseong 地域のジュラ紀花こう岩は、I-type と S-type の花こう岩に区分される。I-type 花こう岩は、苦鉄質岩の部分溶融に 10-40% の泥質岩由来のメルトが混合することによって形成された。それに対して、S-type 花こう岩は、

珪長質な泥岩に由来する。ジュラ紀閃緑岩は、Nb と Ta に乏しく、低い Nb/Th 比をもち、それらが火山弧に形成されたことを示す。一方、ジュラ紀花こう岩は、2 つの異なった造構環境を示す：火山弧と衝突環境。衝突の特徴をもつ花こう岩は、S-type 花こう岩であり、S-type 花こう岩の微量元素の変化が分別結晶によるので、造構環境に関して誤った情報を与えているかもしれない。前期ジュラ紀 (200-190 Ma) 火成岩は、嶺南地塊を含む韓半島南東にのみ分布する；190-180 Ma に形成されたジュラ紀火成岩は、Yuseong 地域を含む沃川帯と京畿地塊南部に主に産出する。180-160 Ma の中期ジュラ紀火成岩は、韓半島の沃川帯、京畿地塊および Nangrim 地塊、北中国地塊の遼東地域にかけて広く貫入している。ジュラ紀花崗岩体のこの分布パターンは、北東アジアにおける 180 Ma 以降に始まった水平沈み込みを示唆している。(君波和雄)



Figure 1. (a) Geological map of the Yuseong area (after, Park and Lee, [26]). (b) Simplified tectonic map of the southern Korean Peninsula. Abbreviations are as follows, GM: Gyeonggi Massif; YM: Yeongsang Massif; IB: Imjingang Belt; OB: Okcheon Belt; TB: Taebaeksan Basin; GB: Gyeonggang Basin.

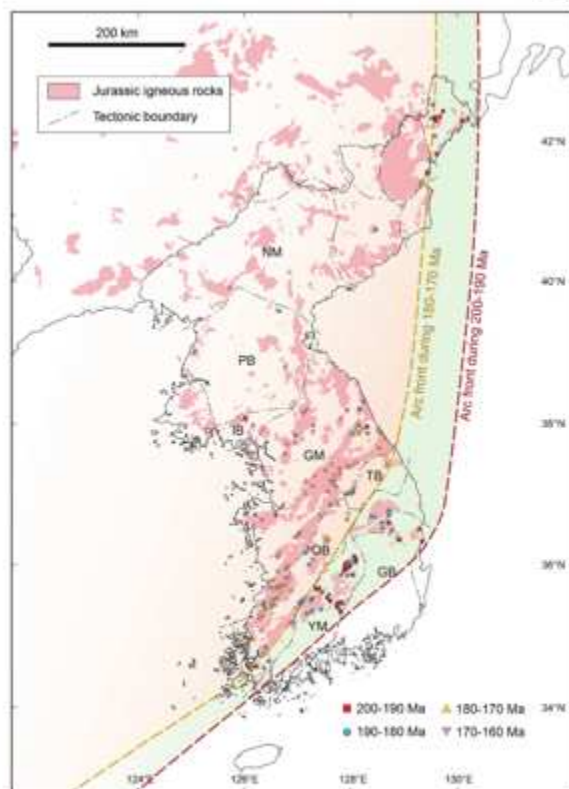


Figure 9. The map showing spatial distribution of the Jurassic igneous rocks in the Korean peninsula and northeastern China. Data sources are from [1-4,12]. The arc front was located in the YM during Early Jurassic (ca. 200-180 Ma) and moved northward to the southern margin of the Okcheon Belt during ca. 180-170 Ma, and then to the northern margin of the Okcheon Belt during ca. 170-160 Ma. NM: Nangrim Massif; PB: Pyeongsan Basin; IB: Imjingang Belt; GM: Gyeonggi Massif; OB: Okcheon Belt; TB: Taebaeksan Basin; YM: Yeongsang Massif; GB: Gyeonggang Basin.

追悼 山岸宏光会員

本会（非特定営利活動法人 北海道総合地質学研究センター）の正会員で理事であった山岸宏光会員は2021年6月3日に急逝されました。山岸会員の本会への多大な貢献を偲んで、追悼ページをもうけることとしました。ここに深く哀悼の意を表します。

総合地質編集委員会 宮下純夫

追悼：山岸宏光さんの思い出

前田仁一郎（北海道総合地質学研究センター）

山岸さんに最後にお目にかかったのは、4月25日に札幌エルプラザで開催した北海道総合地質学研究センターの通常総会と会員交流会の席上でした。そのときはいつものように大変お元気でしたので、6月4日の朝に受け取った訃報は俄には信じられず、誤報ではないかと疑ったくらいです。しかし、大変残念なことにその情報は正しかったのです。山岸宏光さんのこれまでのお付き合いに感謝し、心からご冥福をお祈りいたします。以下、山岸さんの思い出などを記します。(2021/07/18)

山岸さんと最初に会ったのは、僕が北海道大学理学部地質学鉱物学科の卒業研究で教養地学の研究室に所属した頃なので、1972-3年頃、もう50年ほど前ということになる。教養部地学教室の広い学生実験室で行う研究室の忘年会（院生・学生が前日から総出で鍋やなんかを用意する）には決まって大勢のOBも参加し、山岸さんも常連だった。みんな（総勢30人以上はいたと思う）深夜まで大騒ぎをした事を良く覚えている。宴が盛り上がってくると、山岸さんの情感たっぷりのベサメムーチョが出る。教養地学忘年会の恒例の出し物だった。山岸さんも、僕らもはまだみんな若者だった。

当時勤務されていた北海道立地下資源調査所が1978年に中島公園から教養部の直ぐ近くに移転したこともあり、山岸さんは普段でも河内晋平さんのところや院生部屋に頻りに立ち寄っていたと思う。山岸さん自身が自分の研究の話をしたり、我々も遠慮することなく議論の相手になってもらった。当時の理学部地質学鉱物学科の教養地学の研究室の特徴は、年齢や立場、内や外、その他、どんな違いがあっても大変フラットな人間関係が卓越しており、権威主義的な雰囲気は（極く一部を除いて）全くなかった。こういった雰囲気が、当時の院生・学生の成長の大変大きな背景となっていたことは間違いない。

その後、1999年に山岸さんは新潟大学に移られ、研究分野もほとんど重なっていなかったの、お会いすることは極めて稀になった。2010年に新潟大学から愛媛大学に移られ、そこを退職された2013年に札幌に戻ってこられたので、また大学や学会行事などでお会いすることが多くなった。山岸さんは相変わらずエネルギーで、気さくに硬軟取り混ぜた、実に率直なアドバイスをしてくれて、僕もずいぶんと会話を楽しんだ。

2016年3月に北海道大学を完全退職した僕は、旧教養地学の研究室で同期であった嵯峨山積さん（道立地下資源調査所から改称した北海道立地質研究所を、やはり同時期に完全退職した）と前年から構想を練ってきた特定非営利活動法人北海道総合地質学研究センターを、多くの友人たちとともに設立し（2016年3月1日）、山岸さんも参加された。設立当時の会員は研究・教育・実務において、いわば地質学のプロであった者ばかりで、北海道総合地質学研究センターの設立目的は、退職後も、様々な創造的活動を退職後も意欲的に継続できる環境をつくろう、これまでに培ってきた地質学に関する専門性で今後も社会に貢献できる環境をつくろうということだった。

理事長になった僕は山岸さんから「もう研究を止める気なのか？」とたずねられ、「いやいや、北海道総合地質学研究センターの中で研究を続けますよ」と答えたのだが、その後現在まで、ほとんど研究らしい研究は出来ない状態が続いている。あちこちでこういった組織を見てきた山岸さんの読みの通りだったのだろう。仲間内の仲良し組織とは異なり、NPO法人の運営は、ほとんど毎日のフルタイム作業を要するものだった。経験ゼロからの出発なので、

具体的に何をするのか、それを考えること、それ自体が理事長の大きな課題だった。素人の手探り・試行錯誤の繰り返しだった。良く段取り8割などというが、ほとんど段取り9割5分位だったと思う。何もしないと有名無実になってしまうし、ましてや何か実行して社会的に認知される存在となり、当初の目的に向かって前進するには大変多くの時間とエネルギーが必要なことに、僕は直ぐに気づかされた。

とにかく専門性で社会貢献を、そしてあわよくば参加費収入を得て... というこで、市民向けの公開講座を実施することにし、まずは身近な自然災害をテーマにと考え、山岸さんに相談した。山岸さんは大いに乗り気になってくれ(僕らのおぼつかない運営に、無理してでも協力するつもりであったことは間違いない)、2018年5月から9月まで、全6回の連続講座「地形・地質から北海道の自然災害を考える -北海道で起きている自然災害の状況と、自然災害の犠牲にならないための基礎知識を学ぶ-」を開講することになった。たまたま近くの区民センターで北海道教育委員会の「道民カレッジ」のパンフレットを見つけたので、その連携講座の指定をもらい、一般社団法人北海道地質調査業協会、札幌市と札幌市教育委員会の名義後援ももらった。札幌市役所の記者クラブに投げ込みのプレスリリースもした。月1回の連続講座なので、山岸さんも体力的に相当大変であったはずである。無理をして、僕たちの無理を聞いてくれたのである。ちょうどこの期間に西日本の豪雨災害や北海道胆振東部地震もあって、講座会場でテレビ局や新聞社の取材を受けることにもなった。山岸さんが担当してくれたこの一連の公開講座が僕らの大きな実績となり、2019年度に「札幌市市民まちづくり活動促進助成」で「札幌市とその周辺の地質に関する市民向け公開講座の実施事業」として採択された。ついに助成金を得るところまで来たかと山岸さんは大いに喜んでくれた。2019年4月から札幌市市民活動サポートセンターが運営する札幌エルプラザビル2階の事務ブースを確保できたことも大いに喜んでくれたし、なによりも素人集団が作ったNPO法人が有名無実・雲散霧消せずに維持されていることを、たいしたもんだと積極的に評価してくれた。今思うに、NPO法人の運営の大変さについて、最初から本当にわかっていたのは山岸さんだけだったかもしれない。だから、法人の永続的維持のためには、できるだけ早く役員報酬や役務の有償化の実現を、というアドバイスもくれた(未だに実現していないが)。北海道地質調査業協会との橋渡しをしてくれたのも山岸さんだった。山岸さんは間違いなく設立直後の北海道総合地質学研究センターにとって最大の貢献者だった。

2020年初めから新型コロナウイルス感染症の拡大が始まり、大変残念なことに公開講座の実施も、また「札幌市市民まちづくり活動促進助成」申請も不可能となり、エルプラザ内の事務ブースも有効に利用することが難しくなった。この先もまだ不透明である。設立から5年が経過した北海道総合地質学研究センターも、これから正念場を迎えることになるだろう。改めて山岸さんの存在感の大きさを思う。山岸さんがいてくれたら何て云うだろうと、これからも何度も思うに違いない。山岸さん、これまでの長いご厚誼と北海道総合地質学研究センターに対する多大なご貢献に心から感謝します。でも、正直なところ、まだ実感がない。直ぐにどこかでお会いできるような気がしてならないのだ。

山岸宏光さんへの追悼の言葉

松田義章 (北海道総合地質学研究センター・北海道教育大学非常勤講師)

山岸宏光先生(以下、失礼ながら山岸さんと呼ばさせていただきます)の突然の訃報の悲報に接し、絶句し言葉もございません。

山岸さんとは、私が大学を卒業して、中学校の新米教師をしながら、出身地であり、また中学校の勤務地であった小樽～積丹半島の地域地質の研究を始めようと思案していたときに、まず、1977年当時出版されたばかりの「札幌の自然を歩く」(地団研札幌支部編)の「11章、小樽、積丹の火山噴出岩」の執筆者として出会いました。この本には、水底火山噴出物としての「ハイアロクラスタイト」について記述しており、山岸さんはこの用語に「水冷破砕岩」という訳語を初めて提唱されました。今まで、この種の岩石には、一律に「集塊岩」という岩石名で一括していたものを、その成因を考慮して命名された画期的な訳語だったと鮮明に記憶しています。その後、山岸さんが主宰されていた積丹団研に入れていただいて、いろいろな研究テーマを頂いたり、積丹半島のフィールド、さらに青森県の下北半島のフィールドを共に調査させていただき、露頭の見方について懇切丁寧に指導していただくという幸いに恵

まれました。このころ(1973年),山岸さんは,日本火山学会の学会誌である「火山」等に「新第三紀中新世の水中溶岩の一例」(火山第2集18巻第1号)を始めとする水中火山岩に関する画期的な論文を矢継ぎ早に発表されていて,その成果は,5万分の1地質図幅および同説明書「余別および積丹岬」や「神恵内」等の一連の地質図幅とその説明書の内容にも盛り込まれています。なお,積丹団研の研究成果は,日本地質学会の地質学論集第16号に「積丹半島西南部の地質と火成活動—とくに層序とハイアロクラスタイトについて—」としてまとめられています。また,これらの研究成果は,実質上の学位論文である"Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in southwest Hokkaido." Rept.of Geol. Surv. Hokkaido.No.59に集約されまとめられています。私とのつながりとしては,1991年に"Neogene submarine felsic rocks at Yoichi Beach, Shakotan Peninsula southwest Hokkaido, Japan." Jour. Geol. Soc. Japan."vol.97を,共著者としてまとめさせていただきました。山岸さんは,巡検案内の達人として,多くの学会や研究会において巡検案内者を務められました。特に1992年の京都で開催されたIGCにおけるポスト巡検であった「北海道の水底火山活動」や,1994年に北海道大学で開催された日本地質学会第101年学術大会でのポスト巡検「小樽・積丹海岸の水中火山岩」では,松田もお手伝いさせていただいて名案内者の名解説で面目躍如たるものがありました。山岸さんは,その後,北海道立地下資源調査所から転出し,新潟大学や愛媛大学の教官として研究と後輩の育成等の教育等に従事され,さらに日本地すべり学会の会長等も務められています。上記の大学を停年によりご退官後は,故郷である札幌に戻られて株式会社「シン技術コンサルタント」の技術顧問を務められておりました。最近では,NHKの人気番組「ブラタモリ・室蘭」にも出演され,そのことがご縁で室蘭市や北海道胆振振興局ともつながりができて,特に,北海道胆振振興局からの要請で「室蘭・絵鞆半島の海上巡検」の講師を引き受けられ,私も助手としてともに案内役をさせていただきました。その際,札幌と室蘭を往復する高速バスの車中でも常に有益なご助言を賜りました。それらのご恩に対して何もお返しをすることもできぬままお亡くなりになってしまい,哀悼の念とともに,私の「実質上の恩師」を失った途方もない空虚感に苛まれております。山岸さん,今まで本当に懇切丁寧なご指導,有り難うございました。また,今後とも天国からのご指導をお願いします。安らかに眠り下さい。心よりご冥福をお祈りいたします。

20210603 山岸宏光氏 追悼

関根達夫 (北海道総合地質学研究センター)

2003年6月に最終間氷期勉強会で「豊平川沿いに札幌の深層地盤をさぐる」札幌市内巡検を開催しました。巡検説明書の準備のため豊平川周辺の文献を収集しているときに山岸・香河(1978)「豊平川流域の河岸段丘-そのテフラによる検討」に出会いました。

論文中の「豊平川中流部の段丘縦断投影図」で豊滝～小金湯付近の段丘面がほぼ平らになっているのを見て「古藤野湖」の存在をイメージしました。

新札幌の事務所に通っていた頃,1ヶ月に1回ほど平岸プールに泳ぎに行くと,時々,山岸さんが平泳ぎをしているのを見かけました。

写真測量学会やGISのセミナーに参加すると,山岸さんにいつも会いました。「地質屋もGISを使わなきゃ」といつも言っていました。

総合地質学研究センター(HRCG)の設立当初から一緒に参加していました。

2018年7月22日に,北海道地理空間フォーラム in 札幌主催の,「さっぽろ巡検」のために地質見学会の案内書を作成しました。フォーラム見学会の担当に「真駒内付近の現地は関根が詳しい」と紹介したのは山岸さんでした。

2018年10月16日～17日に「日本応用地質学会研究発表会」が札幌市教育文化会館で開催され,水中火山岩研究会のメンバーが集まるので,10月18日の藻南公園地質巡検に協力を依頼されました。見学会案内書は,上記の「さっぽろ巡検」案内書の表紙だけを書き換えて使いました。巡検当日は藻南公園の豊平川河床で,山岸さんから水中火山岩の講義を受けました。

2020年HRCGの研究セミナーで古倶知安湖の調査で,軽石層の斜層理を説明すると,それは,「水中火山岩

1994」に掲載しているよとコメントをいただきました。

「水中火山岩」写真集の最後 154 ページに傾斜方向は反対だけれど、倶知安土取場で撮影したものと同様の斜層理が掲載されていました。「洞爺カルデラに由来する陸上軽石流の湖に堆積した二次堆積物で foreset bed と topset bed からなる（倶知安町）」

2021 年 4 月 21 日の日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会の特別報告会「いま地形から何が分かるか？」田中 富男氏が講演しました。田中さんの研究の出版を支援するために HGMM（北海道ジオモルフォメトリック研究会）が 4 月 21 日に正式に発足したので、山岸さんから私に Q G I S の利用で会への参加の依頼があったので承諾しました。5 月上旬に、第 2 回目研究会の日程（6 月中旬）と会場設定を依頼するメールがありました。

6 月の研究会で会うのを楽しみにしていたのに、突然の訃報（6 月 3 日）でした。

まだまだ、いろいろとお話聞きたかったのに残念でなりません。

山岸さんの御冥福を心よりお祈りいたします。

山岸宏光さんにお世話になったこと

岡村 聡

山岸さんとの出会いは、今から 40 年以上も前のこと、私が修士課程で寿都半島を地質調査していた頃だった。当時、新潟大学に在籍していたが、北海道でお世話になったのは、地下資源調査所と北大の教養地学だった。教養地学では、岩石学の手ほどきを受け、キレート滴定や北海道農試での蛍光 X 線分析など、宮下純夫さんらのご指導を受けた。一方、地質調査は、学部時代は火山灰をテーマにしていたので、本格的な地質調査は寿都半島が最初だった。当時、新第三系火山岩類は、調査対象が鉱床を主目的としていたこともあり、グリーンタフと総称され、局所的な鉱化作用も多々あるなど層序対比にも混乱が見られた。ましてやそれらの産状や定置環境の検討はほとんどなされていなかった。しかし、寿都半島を含め、道南の火山岩類にはきわめて新鮮で変形も受けない岩石も多く、噴出環境を推定するのに適したフィールドも多かった。そのことにいち早く注目していたのが山岸さんだった。山岸さんの研究は、忍路の枕状溶岩のみごとな産状を世に知らしめたのを皮切りに、島弧火山岩が示す多様な水中火山岩の産状を独自の視点で記載分類し、R. Cass（モナッシュ大）らとの共同研究など国内外で注目されることになる。

私が調査を始めた頃、山岸さんは既に積丹半島の広域にわたって、地質図幅のための調査を進めておられた。職場に山岸さんを訪ね、教養を請うた時、寿都半島から歌棄にかけたルートマップや火山岩の産状写真・スケッチを見せていただき、初めて知る水中火山岩の産状の多彩さに大きな衝撃を受けたのが、つい昨日の事のように思い出される。その後、私は寿都半島の公表論文で、山岸さんがまだ未公表であった成果の一部を引用させていただいた。口頭でお願いしたことでもあり、後日、ご本人から、許可した覚えはない、とお叱りを受けた。この顛末は、第一著者として初めて論文執筆した頃の苦い経験と教訓であったが、今となっては懐かしい思い出である。

話は一気に最近の出来事になるが、昨夏、寿都町と神恵内村の高レベル放射性廃棄物受け入れ問題がマスコミに流れた。寿都町がこのような問題で全国ニュースで紹介されるなど、全く寝耳に水の心境だったが、周囲から「お前の出番だ」と言われ、にわかに核ゴミの地層処分問題に関わることになった。その際、相談相手として真っ先に思い浮かんだのが山岸さんだった。もう一人は、かつて幌延で同様な問題について、地質屋の立場から情報発信していた岡孝雄さん。お二人からは、地層処分の問題点や図面類の提供など懇切丁寧な情報提供を受けた。特に、寿都と神恵内両地域の図幅調査に関わった山岸さんからは、地質的なコメントをいただき、さらには、地層処分政策にまつわる関連情報を教えて下さった。道南各地で見られる水中火山岩の、貴重な地質遺産的価値を訴えてきた山岸さんの嘆きが、私に伝えられた最後のメッセージであった。この問題は、日本全国を巻き込む社会的政治的問題として、今なお継続している。

まだまだ、多方面にわたってご活躍が期待されていた山岸さん。あまりに突然のご逝去に残念でなりません。心よりご冥福をお祈りいたします。

山岸さんを偲んでー出会い再会そして別れー

嵯峨山 積

2021年6月3日に亡くなられた山岸宏光さんは、北海道大学理学部地質学鉱物学科卒業後、1966年に北海道立地下資源調査所（以下、調査所）鉱床地質部に就職されました。1968年に地質部に移動し、1981年に工学地質科長、1982年に表層地質科長、1988年に開発応用部の資源工学科長、1990年に環境地質部長、そして1999年に新潟大学教授として転職されました。山岸さんとの出会いは1974年の私の入所時で、彼が表層地質科長だった6年間はただ一人の科員としてお世話になりました。

山岸さんは、大学4年生の卒業論文では日高の堆積岩を調査したと言っていますが、調査所では主に火山岩を対象としていました。私とは専門は異なりますが、第6講座（教養部）出身や大学院の経験がない学部卒業という共通点で親近感がありました。論文作成経験が無い就職当時の私は、山岸さんから文章や図の書き方などを教えてもらいました。

山岸さんは多くの論文を公表し、勝井先生指導で論文博士として北海道大学より学位を得ています。表層地質科当時は博士論文をまとめている最中で、「まだ英語論文が足りない」とつぶやいていた事を覚えています。私が調査所に就職した年に、山岸さん宅にお邪魔したことがあります。公宅は中央区の西何条かは忘れましたが、一人娘の美和ちゃん（2歳？）が「やまぎしみわです」と挨拶し、その愛らしい仕草を見て微笑んでいた山岸さんの顔が昨日の様に思い出されます。

仕事では、5万分の1地質図幅「茶内原野」と調査所の海洋地質部門の設置で力を貸していただきました。前者では松下勝秀さんと共にまとめることが出来、後者では長谷川潔さんや高橋功二さんも含めて検討し1996年の海洋地質学部設立（小樽市築港）に至っています。表層地質科の1年目には、私の珪藻分析習得のための国内研修（1982年、大阪大学教養部）もありました。

山岸さんが別部署に異動した1988年以降は、仕事上の接点はまったく無く、山岸さんの大学勤務時も交流はありませんでしたが、2016年のHRCG発足後はメンバーとして再び親しくさせてもらいました。山岸さん講師の第2回公開講座「地形・地質から北海道の自然災害を考える」（2018年）は、6回シリーズのためチラシの印刷・配布、参加者の受付など、大変でしたが貴重な経験となりました。HRCGロゴマークも山岸さんの提案です。

ある研究セミナーの会場で、「癌の検査をしなければならない」と聞かされましたが、まだまだ元気とっていました。携帯電話での最後の会話は5月7日、最後のメール交換は5月15日で、それから20日たらずの訃報でした。大きな体と特徴ある声の山岸さん。やり残したことが沢山あり、無念だったでしょう。78年間、お疲れ様でした。今も白石の自宅で論文完成のために精を出している様な気がしています。



HRCG 第7回研究セミナー講師の山岸さん
(2018年2月3日、札幌市中央区かでの2,7)

追悼 山岸宏光先生へ

荒川昌伸（北海道総合地質学研究センター，登別市在住）

山岸先生は2017年11月にNHKのブラタモリで室蘭の絵鞆半島の海岸線に連続する断崖の地質を解説されました。室蘭八景のなかでも絵鞆半島は新第3紀層の地質景観がその半分を占めるエリアです。しかし、室蘭は昭和28年の地下資源調査所発行の5万分の1地質図幅「室蘭」が出版された時代からほとんど新たな研究がなされていない地域でした。

しかし、山岸先生はブラタモリで室蘭の地質を新たな視点から見直していただき、「水冷破碎岩」など水中の火山活動のダイナミズムを一般の視聴者にも大変わかりやすく伝えてくださいました。これがきっかけで、室蘭市民が室蘭の地質的な成り立ちに興味を持ち、山岸先生のファンになると同時に地学のファンも増えたと感じています（写真は2018年8月ごろ、ブラタモリの航路



を観光に活用するための試験航海で山岸先生が室蘭の地質を解説しているときの写真です）。

山岸先生は快活で気さくなお人柄で、お話が楽しく、初対面の方でもお話にひきこまれる魅力を持っておられます。私も先生に出会って数年ですが、私の自宅の地質の基盤は山岸先生が名付けたという「水冷破碎岩」の上になります。そのよしみか、こんな素人の私にも電話やSNSを通じて常にアドバイスや地質の情報を教えてくださいました。また昨年、山岸先生は私に「断崖の地質を観察したい、だれかドローンを操縦できる人はいないだろうか？」といわれたので「大丈夫です」と答えて、ひそかにドローンを購入し、撮影の練習をしていました。コロナが落ち着いたなら是非、ドローンを活用して調査のお手伝いをさせていただき、室蘭周辺の地質のことについてもさらにご助言をお願いしようと考えていた矢先に先生がこんなにも早く急逝されたと聞いて本当に残念で仕方ありません。

山岸先生は2019年に地学雑誌に「景観としての水中火山岩—室蘭市絵鞆半島の外海岸急崖の産状」という研究報告を残してくださいました。ブラタモリで解説した室蘭の水中火山岩にまつわるレポートです。室蘭半島の景観を愛する者の一人として、山岸先生がこのように室蘭地域で研究されたことに心から感謝の気持ちを伝えさせていただきたいと思います。本当にありがとうございました。そして心からご冥福をお祈り申し上げます。

道立地下資源調査所時代の山岸宏光さんのこと

岡 孝雄（株式会社北海道技術コンサルタント）

記憶は定かではないが、山岸さんの存在を知ったのは大学2年目（1968年）の時に地学同好会「シユマの会」に入り、「シユマの会の提案者は山岸宏光さんという人である」と知らされた時のことだと思う。理学部地鉱へ移行して、その山岸さんが道立地下資源調査所の人ということで、本人の顔を拝見したのは地団研札幌支部の会合か何かであったと思う。しかし、あの頃は1969年を頂点とする北大紛争（あるいは北大闘争）の最中で自分自身も周囲も大変な時であった。

紛争も落ち着き、大学院修士課程に進学した私に、地下資源調査所の研究員にどうかという話が2年目（1973年）になって浮上し、大学院を8月末で中退して、9月から同調査所の研究職員（道職員）として勤務することになった。それ以来、山岸氏が新潟大学に転出する1999年までの25年程の期間、同調査所で付き合いことになった。私は層位系で、主に流体資源部門（天然ガス・地下水・温泉）に所属したが、山岸氏は岩石・鉱物系で地質部に所属し、その後の機構の改組・改変はあったが、仕事上は同じ部・科に所属することはなかった。地方の試験研究機関の恵まれ

ない条件の中でも、勉強家でアイデアマンの彼は好きな語学（英語）と地形学的手法（空中写真判読など）を武器に、活断層・地すべりなどの課題にも取り組んでいた。さらに、積丹半島などの地質図幅調査を手掛けたことから、当時、集塊岩と一括されていた水中火砕岩を体系付け、国内的に限らず国際的な評価も受けたことは特筆に値するものであった。彼のチャレンジは地方の研究機関の我々にも研究者として大成することが可能ではないかと方向を示してくれるもので、あこがれの対象となっていた。私個人、結果的に山岸氏のように日本的・国際的にはばたくことはかなわなかったが、彼の行動に刺激を受け、彼がまだ地下資源調査所にいた頃に、海外の地質（ニュージーランド・オーストラリア・サハリン）を見聞し、その結果も含めて、「北海道の平野・盆地の成立過程」としてプレート論を下敷きに学位を取得できたことは大変な成果だったと思っている。

山岸氏は、そのまま地下資源調査所にいけば所長にもなれるのではないかということも言われ、本人も多少そのように思っていたこともあったかと思うが、企画課（企画課長）を経験しなければ、そんなことはないとの慣例どおり、その方向はなく、彼なりに活躍の器（地下資源調査所）に見切りをつけ、新潟大学理学部自然環境科学科教授へと転身することは必然的な結果でもあった。

山岸氏が地下資源調査所にいる頃の研究部長になる前に、職場組合（全道庁地下資源調査所支部）の支部長と書記長に選出されることがあり、機構改変について当局（所理事者・所管の商工観光部）とのやり取りの中で、支部長（山岸氏）が当局の方向付けに沿って動き、書記長（岡）以下の執行部がそれに反対し、結果的に書記長の私が前面に立って、当局と交渉し、要求案を認めさせるという出来事があった。その後で、彼が後進の我々執行部に涙して謝っていた人間的な姿が思い出される。その後、山岸氏は環境地質部長になるのだが、組合執行部でのことは、彼に精神的に頼ってきた後進の我々の自立の切っ掛けとも言えるものであった。そのことも、彼のその後の転進に結びついたかもしれないと思っている。突然の死去の知らせは色々縁があっただけに、ショックであった。山岸さんの死は「老兵いつまでも時間はないぞ」と知らせる早鐘のようにも思える。……………合掌

山岸宏光さんを偲んで

田近 淳（一般会員）

山岸さんが突然亡くなられた。まさか、日本地すべり学会国際賞の受賞が決まり、夏の札幌大会の授賞式でお会いできると思っていたのに、あんなに元気だったのに、亡くなられる数週間前に道総研に業績論文集を寄贈したばかりだったという。

私は多くの方々に様々なご教示をいただいたが、なかでも大きな影響を受けたのが山岸宏光さんだ。私は山岸さんの一まわり下の午年だ。1979年に北海道立地下資源調査所に勤務したとき、山岸さんは気鋭の研究員だった。1999年に山岸さんが新潟大学に転出するまで同じ建物の中で暮らした。ただし、直接部下になった期間は後半のごく短い期間だけで、「教え」を受けたのはほとんど、20代の若いころの野外調査や出張中の宿や飲み会でであった。若いころはずっと、当時山岸さんの部下だった岡村俊邦さんや遠藤祐司さんがうらやましかった。

入所1年目ぐらいだったと思う。北海道内の地質図幅調査が終了したあとの研究課題を探索する旅？というのが企画された。私は山岸リーダーについて、同じく入所1～2年目の岡村俊邦さんと釧路から中標津、知床の1週間の旅に出かけた。厚岸の採石場で、大きなラグビーボールのようなピローを観察。殻の一部がパクリと割れて中から溶岩が割れた殻を押し出している。養老牛温泉近くの牧場（今考えると標津断層帯）で撓曲崖の観察、摩周・屈斜路のテフラの観察など、新人にとっては皆面白いものだった。おどろいたのは、それらがみんな後日何らかの形で論文や報告になったことだ。見つけたことはすぐを書く。教えその1だ。

露頭では、しばしば様々な現象の解釈を聞かせていただいた。ウトロ付近ではハイアロクラスタイトの成因、渡島帯の緑色岩の露頭では玄武岩角礫に遍在する気泡の成因について滔々と語られた。露頭で多くの情報を読み取り、語ること。教えその2である。その山岸さんが、言葉に詰まったのを1度だけ見たことがある。1986年大口健志先生らの主催で男鹿半島で火山噴出物巡検があった時のことである。球状の溶岩、塊状溶岩、火砕岩のサクセッションが見える露頭で、中村一明先生が「山岸君、これはピローかね。どうしてパホイホイではいけないの？」

図幅調査などの宿や往復の車中では、学卒のご自分が学位を持つ先輩たちの中でいかに勉強をして、論文を書けるようになったかを語り、大学院中退の君たちも学位を目指して頑張れ、という叱咤激励を受けた。アメリカ研修や中央アジアの地すべりなど海外の話も大変刺激になった。もし、そういった刺激がなければ、今こうした私は存在しなかったかもしれない。自然に山岸さんの真似をして追いかけるような環境を作っていたのだなあと思う。

私が地すべりに関するテーマで学位論文を提出したときは、大変喜んで下さり、発表の後で「たいへい」でお祝いをして下さった。不思議なのは山岸さんとあまり地すべりについて議論した覚えがないことだ。「北海道の地すべり地形」をまとめるお手伝いを少ししただけで、私は重箱の隅をつつくようなことばかりしていたので、議論にならなかったのかもしれない。何年前か前、ある地すべり関係の講習会の講師を務めたとき、山岸さんも本州の同じ講習会の講師を務められていて、そのテキスト（PPT）を見てびっくりした。その内容は私のものと骨格と流れがほとんど一緒だった。このとき私は山岸学派だったんだということを改めて感じた。山岸さんが私に最初に示して下さった地すべりのテキストは Varnes (1978) だった。



ピローと山岸宏光さん

山岸さんのキャラクターを悪く言う人はあまりいないと思う。地すべり学会北海道支部研究小委員会や北海道火山勉強会などたくさん研究会を作った（そしてつぶしもした）。朝からかけまくる電話魔でもあった。飲み会の予約を忘れてしまって、飲み屋の親父がカンカンになった（でも許してもらえた）。あのベサメムーチョはもう聞くことができない。地下資源調査所の組合の書棚を整理していた時、なぜか山岸さんの大学時代の私小説風日記が出てきた。冬の？羽幌線をひとり旅する男の物語だった。ロマンチックな一面を見た気がした。山岸家の歴史もよく話して下さった。鳩山農場の話、栗山からの夜逃げの話など、面白い話がいっぱいだった。

20年近くも一つ屋根の下にいと楽しいことだけではなかった。地下資源調査所が定員削減で揺れたことがあった。私は組合支部のヒラの執行委員で山岸さんが支部長だった。今考えると、あの頃は山岸さんが一番つらい時期だったのかもしれない。こんなに早く亡くなられてしまったので、その頃の無礼を詫びることもできなくなってしまった。

山岸さんはその後新潟大学に移られ、日本地すべり学会会長になり、地すべり GIS では世界的業績を上げられた。なかでも私が一番よかったなと思うことはたくさんのお弟子さんをつくられたことだ。毎年お弟子さんたちが集まる「山岸研の会」で楽しそうに歓談されていた。

最後に電話やメールで山岸さんとやり取りしたのは昨年末の防災科学技術研究所土砂災害シンポジウムの前後だった。胆振東部地震の地すべり GIS について質問するとすかさず返事があり、わからないことはすぐ自分でやってみてお返事を下さった。はやく英語で論文を書きなさい、楽しみにしているというのが最後の言葉だった。

山岸さん、山岸学派は道総研や新潟大学・愛媛大学そして海外のお弟子さんたちが受け継いで発展させてくださることでしょう。私もお約束を果たすように努力したいと思います。安らかに眠りください。讚美歌 312 番を歌っておおくりさせていただきます。

「水中火山岩」の研究成果を活かしてまいります

「水中火山学」出版編集委員 坂本 泉, 松原典孝, 鈴木 聡
「水中火山岩研究会」会員 一同

山岸宏光先生、私たちは先生が研究、執筆された水中火山岩に関する多くの論文や本の内容、そして研究に関する熱意やお人柄に影響を受けた、いわば先生のファンクラブのメンバーであり、先生の突然の訃報に接しまして、驚きと悲しみに打ちひしがれています。

山岸先生は積丹半島の調査をしていたころ、陸上火山の用語であった「集塊岩」を火山学的に検討して“水冷破碎岩”を初めて使われました。その後、水中溶岩やハイアロクラスタイト(水冷破碎岩)に関する論文を数多く発表され、その集大成である「水中火山岩—用語と解説」を出版されました。

また、先生の水中火山岩研究は、国内外の新生代テクトニクスやオフィオライト、海底火山などを対象とした地質や火山研究分野や、黒鉱鉱床や石油貯留岩等の資源地質分野、岩盤崩壊やトンネル、ダムなどの応用地質分野、ジオパークなどの景観資源分野の研究や実務などの基礎となり、貢献されました。これらの集大成として2020年秋からは「水中火山学」の出版にむけ、先生が編集の先頭となって我々編集委員を引っ張っていただきました。

また、先生を中心とした「水中火山岩研究会」を2015年に立ち上げ会員は30名以上となり、第一回の研究集会を札幌の藻南公園で行いましたが、先生を囲み水中火山岩に関して露頭観察などを行いながら解説を受けたり意見交換したことは、誠に楽しく有意義でした。

ところが先生は我々を置き去りにして、突然あの世に旅立って行かれました。これからは、「水中火山学」出版の編集や「水中火山岩研究会」の活動を導いていただくことができなくなることを思うと耐え難い苦痛です。しかし、私たちは先生の意志を引き継ぎ、「水中火山学」の出版と「水中火山岩研究会」の発展に努めてまいります。山岸宏光先生今までありがとうございました。そしてさようなら。



水中火山岩研究会研究集会での集合写真(2018年10月札幌市藻南公園にて)

山岸宏光さんを偲ぶ

宮下純夫

山岸宏光さんは1942年12月生誕ですから私よりも4年先輩で、高校も同じなら（札幌南高）、北大でも同じ教養地学教室でした。私が卒業論文で教養地学教室に所属したときには当時の北海道地下資源調査所に赴任されており、高校でも大学でもすれ違いでしたが、私の卒業論文のフィールドが山岸さんの手がけていた5万分の1地質図幅「糠平」の中にあっただけもあり、山岸さんの人夫として雇われ、ウペペサンケ山や糠平湖の周辺を一緒に歩き回りました。山岸さんの採取されたサンプルを担いで歩いたことを思い出します。それが最初の本格的な出会いでした。

私は教養地学教室には卒論で2年、修士課程3年、そして博士課程では6年プラスアルファで結局15年前後も在籍していましたが、忘年会などのコンパには山岸さんは毎回参加していました。当時の地学教室のコンパには、教養地学の非常勤講師を務めていた関係で、岩見沢教育大の秋葉力先生や東海大学の石井次郎先生、開拓記念館の北川さんなども参加されていました。そんなわけで当時のコンパは人数も多く賑やかな会でした。山岸さんは興が乗ってくるとベサメムーチョを熱唱し、それはそれは見事な歌いっぷりで、いつも大喝采を浴びていました。

私は新潟大学理学部地質科学科に赴任しました。理学部に新しい総合的な学科として自然環境科学科が設立されますが、地質科学科から移動した教員の後任の教授として山岸さんが1999年に赴任されてこれ、またまた付き合いが始まりました。私の当時の研究室に時折ふらっと現れ、コーヒーを飲みながら自然環境科学科の地質系の教育や研究などに関して、色々な話をしていました。当時の自然環境科学科の一部の地質系教員が反プレートテクトニクスの立場で、勉強会には日本海陥没説の本を用いていることに驚くとともに、学生たちがかわいそうだと話していたことを思い出します。2004年に新潟県中越地震が発生し、新潟大学の建物も大きく揺れましたが、中越地方では甚大な被害が発生し、新潟大学の自然科学系の研究者を中心に調査団を結成して被害調査に当たりました。私は調査団の事務局長として全体をまとめることとなりました。その成果は新潟大学中越地震調査団と新潟大学が共同で発行した「新潟県連続災害の検証と復興への視点-2004.7.13水害と中越地震の総合的検証」としてまとめられており、山岸さんは斜面災害に関して新潟大学の関連研究者と共同して調査報告をまとめています。

山岸さんは斜面災害や自然災害研究にGISを取り入れた調査・研究を遂行しており、同じ自然環境科学科の故卯田強講師と共に新潟大学GIS研究センターを立ち上げ、センター長として活躍していました。また、新潟周辺には角田山や佐渡に水中火山岩の素晴らしい露頭がたくさんあり、それらを調査していました。山岸さんが主査を務められた博士論文の副査には地質系ということで私に加わることになり、フゴッペの遺跡に関する研究などに関して議論したのも懐かしい思い出です。2008年には新潟大学を退職しましたが、今度は愛媛大学の防災情報研究センターの教授として招聘され、東南アジア諸国での自然災害研究の推進に務めていました。そこでの任期を終えて北海道へUターンして、今度はNPO法人北海道総合地質学センターの設立に寄与され、その中心的なメンバーとして公開講座などの諸活動に活躍していました。まさにそんな時期に北海道では初めての震度7を記録した胆振東部地震が発生し、その調査にも活躍されました。思い起こしてみると、新潟へ赴任した直後には中越地震、北海道へUターンした直後には胆振東部地震に遭遇しており、それぞれの災害調査で山岸さんが活躍する場となったのも奇遇でした。私も新潟大学を退職して数年間は研究の継続のために新潟大学で研究室を保持していましたが、2018年には北海道へ戻ってきましたので、またまた付き合いが始まり、昨年には山岸さんの最後の大事な仕事として水中火山岩の新しい本の出版への執筆を依頼されて、メールをやり取りしている最中でした。そんな折での急な逝去でしたので、本当に驚きました。

山岸さんは水中火山岩の全国的な研究グループを組織しており、山岸さんは最後の仕事として、上記の本の作成に取り掛かっていましたが、その遺志は受け継がれています。

新型コロナ肺炎蔓延のために、多くの社会的活動が制約されており、そのためもあって山岸さんの逝去の経緯は知られていません。折しも北海道では最大の感染の広がりを迎えて、医療崩壊の時期の最中の出来事でした。もし、医療活動が正常に稼働していたなら、救えた命ではなかったのかと思っています。新型肺炎は直接的にも多くの命を奪いましたが、緊急医療の崩壊という意味でも間接的に多くの命を奪っていったことを痛感しています。

山岸さんとは本当に長い長い付き合いでしたので、思い出はつきません。合掌。

編集後記

ここに総合地質第5巻をお届けします。今回は山岸会員の追悼ページも含めて掲載が10件にも上り、分厚い号となりました。

本年6月に本会の設立時からの会員で理事でもあった山岸宏光会員が急逝されました。編集委員会では追悼ページを設けることを決めて、会員諸氏からの追悼文を掲載することとしました。この追悼ページには、会員以外からも寄稿されており、山岸会員の多彩な活躍がしのばれます。

石の上にも三年と言いますが、総合地質は君波編集委員長のもとで3巻まで編集されたのち、4巻目からは宮下が引き継ぐこととなりました。当初は電子版のみの発行で、印刷体を想定していませんでしたが、国会図書館などへの収録を考え、印刷冊子も必要ということで、第3巻から印刷体も同時発行するようになりました。また1,2巻も印刷し実費で頒布しています。それに伴い、4巻からは印刷冊子を意識したスタイルへ変更しています。

学術雑誌の価値は、定期的に発行が継続されてこそ向上してゆきます。嬉しいことに、今回も多数の、それも多彩なジャンルの原稿が投稿されました。第6巻に関しては、5～6月頃に投稿を受け付ける予定です。

今回、報告・資料として投稿されたものは、市民向けの見学会の際に用いた資料がベースになっています。今後も同様に用いられることを考慮し、投稿規定とは異なるスタイルとなっています。今後も編集委員会では、そうした多様な資料・報告に関しても、柔軟に対応していきますので、ご相談ください。

新型コロナ感染が収束し、皆様との対面での会合や懇親会なども再開できることを待ち望んでいます。

編集委員長 宮下純夫

「総合地質」出版・投稿規定

1. 発行時期と回数 年1回10月発行を基本とするが、原稿の集まり状況により複数回の発行もあり得る。原稿受付の締め切りは、10月発行については5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。

2. 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。

3. 「総合地質」の内容

<論文・報告：1名以上の査読者による査読をへて編集委員会が掲載の可否を決定する>

- 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。本文（タイトルや和英要旨、キャプション、文献リストを除く）の文字数を8,000字以内とする。
- 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

<自由投稿欄：編集委員会による体裁のチェックをへて掲載> 提言やアイデア、回想、評伝などの自由投稿文

<論文紹介・書評>

4. 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30MBを超えるときには、30MB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、宅ふあいる便など）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。

5. 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。

<自由投稿欄および論文紹介・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られることがある。

6. 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。

<自由投稿欄>

- 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。
- b. 図表とそれらの説明および文献リストは, <論文・報告>に従う。

<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。

7. 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。

8. 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。

9. 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。

10. 本規定は, 必要に応じて編集委員会によって改定される。

11. 本規定は, 2020年6月14日から施行する。