北海道中央部に分布する滝の上期火山岩類の放射年代と岩石学的特徴—勇払油ガス田の浅層貯留層を構成する火山岩の岩石化学的検討—

K-Ar ages and petrology of the Takinoue stage volcanic rocks in central Hokkaido, Japan: Geochemistry of volcanic rocks that form a shallow reservoir in the Yufutsu Oil and Gas Field

Abstract

岡村 聡^{*1} 八幡正弘^{*2} 西戸裕嗣^{*3}
指宿敦志^{*4†} 横井 悟^{*4}
米島真由子^{*1} 今山武志^{*5††}
前田仁一郎^{*5}

*Satoshi Okamura^{*1}, Masahiro Yahata^{*2},
Hirotsugu Nishido^{*3}, Atsushi Ibusuki^{*4†},
Satoru Yokoi^{*4}, Mayuko Yonejima^{*1},
Takeshi Imayama^{*5††} and
Jinichiro Maeda^{*5}*

The K-Ar ages and chemical compositions of Early Miocene volcanic rocks in southern central Hokkaido were determined to clarify the tectono-magmatic evolution of the back-arc basins of the Japan and Okhotsk seas. In the Yufutsu Oil and Gas Field, andesitic tuffs of the Takinoue Formation range in age from 14.2 ± 0.4 to 19.9 ± 2.4 Ma. Andesitic lavas of the Takinoue Formation, where they occur in the Umaoi Hills, are 19.1 ± 0.5 Ma in age, and andesitic breccias of the Sakae Formation in the Sakae region yield an age of 17.3 ± 0.5 Ma, which is within error of the age of the Takinoue Formation. These ages, combined with microfossil data, indicate that volcanism of the Takinoue stage occurred from 14 to 21 Ma. The Takinoue volcanic rocks in central Hokkaido show a wide range of trace-element abundances and isotopic ratios. Volcanic rocks of the Yufutsu field are characterized by depleted isotopic ratios (low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and high $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values) and high Zr/Nb ratios, similar to those of mid-Miocene lavas from the NE Honshu arc associated with opening of the Japan Sea, and consistent with an origin via melting of a depleted mantle source. In contrast, other Takinoue stage volcanic rocks from central Hokkaido do not show depleted isotopic ratios and have low-medium Zr/Nb ratios. The wide range of geochemical abundances in the Takinoue stage volcanic rocks suggests that central Hokkaido may record a different tectono-magmatic history to that of the NE Honshu arc.

Keywords: Takinoue Formation, Early Miocene, Yufutsu Oil and Gas Field, southern central Hokkaido, back-arc basin, K-Ar age

2008年5月19日受付.

2010年2月22日受理.

^{*1} 北海道教育大学札幌校
Sapporo Campus, Hokkaido Education University, Sapporo 002-8502, Japan

^{*2} 北海道立地質研究所
Geological Survey of Hokkaido, Sapporo 060-0818, Japan

^{*3} 岡山理科大学自然科学研究所
Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science, Okayama 717-0602, Japan

^{*4} 石油資源開発株式会社探鉱本部
Exploration Division, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., Tokyo, 100-0005 Japan

^{*5} 北海道大学大学院理学研究院自然史科学部門
Graduate School of Science, Department, Natural History Sciences, Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan

† 現所属: (株)地球科学総合研究所環境技術部
Present address; JGI, Inc. Applied Geoscience Department, Tokyo, 112-0012, Japan

†† 現所属: 名古屋大学年代測定総合研究センター
Present address; Center for Chronological Research, Nagoya University, Nagoya 464-8602, Japan

Corresponding author; S. Okamura,
okamura@sap.hokkyodai.ac.jp

はじめに

北海道中央部、苫小牧市勇払地域の勇払油ガス田では、深度約4,600 mの深層貯留層（白亜紀花崗岩類）でガス・コンデンセートが確認され、1997年から商業生産が開始された

（石油資源開発株式会社札幌鉱業所勇払研究グループほか、1992; 大久保ほか、1999）。一方、同鉱床では深度約1,500 mで油層（浅層貯留層）が確認されており、貯留岩は中新世の滝の上層火山岩とされている（大久保ほか、1999; 平松、2004）。勇払油ガス田の地質構造は、白亜系基盤岩が正断層

Fig. 1. Map of the western and central Hokkaido. KM: Kabato Mountains, YM: Yubari Mountains, WSM: West Sapporo Mountains, UH: Umaoi Hills.

群に境されたホルスト構造で特徴づけられることから、伸張性の造構応力場で形成されたと考えられる（国安・山田, 2004）。この地質構造の成立時期は、正断層群がプルアパート盆地を形成した後期漸新世の南長沼層を規制し、さらに滝の上層にまで達していることから、南長沼層から滝の上層堆積時であった（栗田・横井, 2000）。一方、後期漸新世から中新世は、日本海・オホーツク海の拡大が生じた時期にあたり、特に滝の上期火山活動は、北海道西南部のグリーンタフ層火山活動の東縁、すなわち東北本州弧の最もフロント側火山に位置づけられ（渡辺ほか, 1993）、日本海拡大との因果関係が想定される。北海道中央部の前期～中期中新世火山岩類は、日本海拡大前から存在した大陸性リソスフェアに由来したという考え（岡村・八幡, 2000）や日本海の拡大に伴うブルーム上昇に起因するという考え（広瀬・中川, 1999）がある。また、Furukata et al. (2007) は、北海道中央部の前期中新世火山岩のうち、浦河のランプロファイアはプレート内玄武岩の特徴を示し、より深部の EMI 型マントルからもたらされたと主張している。以上のように、本地域の滝の上期火山岩類については、そのマグマの生成過程や起源物質において種々の主張があることから、当時の火山活動の時間空間分布と岩石学的性質のさらなる記載と検討が必要である。特に勇払油ガス田の火山岩類の検討は、油ガス田の成立過程を解明する制約条件を提供するとともに、本地域周辺で生じた背弧海盆テクトニクスを解明する上でも大変重要である。

Fig. 2. Paleogene-Neogene geological map of central Hokkaido. AK: Akebono, TOC1: Tomakomai-oki C-1, MY: Mina-Yufutsu.

F: Fission-track age, K: K-Ar age, This study

YHZ Fm: Yuhizawa Formation, OTN Fm: Otarunaigawa Formation, TNS Fm: Takinosawa Formation, PPN Fm: Pepenaigawa Formation, MM Fm: Migimatagawa Formation, SM Fm: Shiramizugawa Formation

Fig. 3. Paleogene-Neogene stratigraphic correlation between the central and the southwest Hokkaido. 1) Sawai and Ganzawa (1988), 2) Oka et al. (1991), 3) Sawai and Ganzawa (1992), 4) Watanabe et al. (1993), 5) Kurita et al. (1997), 6) Kawakami and Kawamura (2003), 7) Kawakami et al. (2002), 8) Okamura et al. (1991).

本報告では、浅層貯留層を構成する火山岩とその相当層の年代測定を行い、それらの対比をもとに火山岩類の岩石化学的性質の広域変化を検討する。これらのデータから、北海道中央部で生じた前期中新世火山岩類のマグマの成因、特に勇払油ガス田地域の火山岩類の起源物質について考察し、それらとテクトニックイベントとの関連についても触れる。

地 質 概 説

苫小牧市勇払地域は北海道中央部南西端に位置し、その西方に苫小牧市から札幌市北部をつなぐ線より西方の山地（ここでは札幌西方山地と呼ぶ）、東方に夕張山地（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990）、さらに北方に樺戸山地（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990）が広がる（Figs. 1, 2）。勇払地域の地下地質は、白亜紀の花崗岩類、古第三紀の石狩群・幌内層、新第三紀の滝の上層（後に古第三紀（漸新世後期）の南長沼層と新第三紀の滝の上層に区分）・平取・軽舞層^①に区分される（石油資源開発株式会社札幌鉱業所勇払研究グループほか, 1992; 大久保ほか, 1999）。勇払油ガス田地域の坑井中の浅層貯留層は地表層序との対比

から中新世の滝の上層とされている（栗田・横井, 2000）。栗田・横井（2000）によれば、夕張山地西縁部では古第三紀末から新第三紀の層序は、下位から古第三紀末の南長沼層、前期中新世の幌向層、前期中新世～中期中新世初期の滝の上層、中期中新世の川端層、後期中新世の岩見沢層と由仁層からなり（Fig. 3）、勇払地域の地下に分布する滝の上層火山岩類は夕張山地西方の馬追丘陵（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990）に分布する滝の上層基底部の火山岩類に対比されている（栗田・横井, 2000; 栗田, 2001）。

一方、西方の札幌西方山地では、古第三紀末～前期中新世の定山溪層群、中期中新世の本山層（または白井川層）と長門層（または滝ノ沢層）、後期中新世のおしどり沢層（または小樽内川層や夕日沢層など）が分布する（桑原ほか, 1983; 通商産業省, 1972）。

また、北方の樺戸山地には前期中新世の青山玄武岩とラウネナイ層、中期中新世の奔須部都層、中期中新世末～後期中新世初期の須部都層およびその相当層、後期中新世の一番川層とその相当層や望来層が分布する（垣見・植村, 1958; 樺戸団体研究グループ, 1995）。

^① 栗田・横井（2000）により、同時異相関係が確認されている場合、または坑井で区分されていない場合は便宜的にこのように用いられている。

Fig. 4. Paleogene-Neogene stratigraphic correlation of the Yufutsu Oil and Gas Field with sample locality for K-Ar dating (solid circle) and chemical analysis (solid star).

滝の上期火山岩類の産状と特徴

1. 勇払油ガス田地域

勇払油ガス田地域の滝の上層は、大久保ほか (1999) によれば下部の泥岩層、中部の砂質～泥質火砕岩層 (層厚 60～600 m)、上部のスコリア質火砕岩層 (層厚 370～650 m) からなる (Fig. 4)。下部の泥岩は底生有孔虫の *Ammonia* 属を含む。中部の砂質～泥質火砕岩は火山岩片、斜長石および火山岩起源の泥質～シルト質細粒基質から構成される。上部のスコリア質火砕岩の一部については、あけぼの SK-2D 坑井でコア試料 (コア長 33.55 m) での観察を行った。スコリア質火砕岩は主にスコリアと溶岩片からなり、これらを 1 mm 以下の黒色ガラス質粒子によって充填されている。スコリアは全体によく発泡し、長径 1～60 mm であるが、長径 2～10 mm の粒子が卓越する。スコリアは主に黒色のものが多いが、一部に赤褐色を呈する粒子も認められる。溶岩片は玄武岩質安山岩～玄武岩からなり、黒色、灰色、赤褐色を呈し、発泡が顕著なものが多いが、一部にほとんど発泡していない岩片もある。多くは角礫～亜角礫であるが、一部にやや円磨された岩片も認められる。溶岩片の長径は 5～10 cm が主であり、一部に 10 cm 以上の岩片も認められる。大久保ほか (1999) は、スコリア質火砕岩の粒度分析を行い、本火砕岩は中央粒径値が 4～8 mm の中礫サイズを最頻値にもつ降下堆積物と判断した。溶岩片の含有状況は非常に不規則で、長径 1 cm 以上の溶岩片が卓越する部分とほとんど認められない部分とがある。また、岩片とスコリアには急冷縁はなく、赤鉄鉱を含む赤色スコリアを伴うことから陸上で噴出した降下火砕物と判断される。溶岩片は、斑晶鉱物組み合わせや後述するように岩石化学的性質がスコリアと類似することから、スコリア噴火に伴う本質物質であったと判断される。なお、一部には円磨された塊状岩片を含むことから火山の裾野に発達した再堆積相を示唆する。このスコリア質火砕岩層の下部には、塊状の溶岩または貫入岩が介在し、貫入岩はかんらん石～単斜輝石ドレライトからなる。この玄武岩質安山岩の層厚は、分布の中央で厚く (積算層厚約 1,000 m; 栗田・横井, 2000)、その周囲で薄化する。その最大層厚部は、基盤ホルストの頂部とほぼ一致する。基盤ホルストの平面形態は、N-S 性および NNW-SSE 性の正断層群に境され、主に N-S 方向に伸びる長さ約 10 km、東西方向に約 3 km 程度の長円形～長菱形の高まりである (Fig. 2; 栗田・横井, 2000)。したがって、この火山岩類は南北方向に長く東西方向に顕著な薄化を示すマウンド状の立体形態をなす。本地域の滝の上層火山岩類は、後述の馬追丘陵や樺戸山地に分布する地表の火山岩 (岡村ほか, 1991; 渡辺ほか, 1993)、および基礎試錐「南幌」の火山岩 (米島ほか, 2006) に比べ分布も広く厚いことから、勇払油ガス田地域が、マグマの噴出率の高い最も大規模な活動場であったことを示す。

滝の上層の上位には、平取+軽舞層が覆う。平取+軽舞層は主に塊状シルト岩からなり、基底部には海緑石を含む火山性砂岩を含む。あけぼの SK-2D 坑井の本層の最下部の泥岩からは *Denticulopsis praedimorpha* 帯 (NPD5B: 12.9～11.5 Ma) と *D. dimorpha* 帯 (NPD5D: 10.0～9.2 Ma) を示す珪藻化石が見出されており、またこの坑井に近接する別の坑井では平取+軽舞層最下部の含海緑石火山性二次堆積岩から *Denticulopsis hyalina* 帯 (NPD4B: 14.9～13.1 Ma) を示す珪藻化石群集が確認されている (平松, 2004)。

勇払油ガス田地域の南方海域には南北性の背斜構造が発達し、その一つの苫小牧沖背斜軸の地下 (苫小牧沖 C-1 坑井)

ら、スコリア噴火に伴う本質物質であったと判断される。なお、一部には円磨された塊状岩片を含むことから火山の裾野に発達した再堆積相を示唆する。このスコリア質火砕岩層の下部には、塊状の溶岩または貫入岩が介在し、貫入岩はかんらん石～単斜輝石ドレライトからなる。この玄武岩質安山岩の層厚は、分布の中央で厚く (積算層厚約 1,000 m; 栗田・横井, 2000)、その周囲で薄化する。その最大層厚部は、基盤ホルストの頂部とほぼ一致する。基盤ホルストの平面形態は、N-S 性および NNW-SSE 性の正断層群に境され、主に N-S 方向に伸びる長さ約 10 km、東西方向に約 3 km 程度の長円形～長菱形の高まりである (Fig. 2; 栗田・横井, 2000)。したがって、この火山岩類は南北方向に長く東西方向に顕著な薄化を示すマウンド状の立体形態をなす。本地域の滝の上層火山岩類は、後述の馬追丘陵や樺戸山地に分布する地表の火山岩 (岡村ほか, 1991; 渡辺ほか, 1993)、および基礎試錐「南幌」の火山岩 (米島ほか, 2006) に比べ分布も広く厚いことから、勇払油ガス田地域が、マグマの噴出率の高い最も大規模な活動場であったことを示す。

Fig. 5. Geological map and route map of the Umaoi Hills with sample locality for K-Ar dating. s.s.: sandstone, m.s.: mudstone, congl.: conglomerate.

には、安山岩質凝灰岩～凝灰角礫岩が約 800m の厚さで認められ、滝の上層に対比される（北海道鉱業振興委員会, 1990）。

2. 馬追丘陵地域

夕張山地西方の馬追丘陵には、南長沼層を不整合に覆って滝の上層が分布する（栗田, 2001）。滝の上層は主に塊状シルト岩からなり、基底部に礫岩や安山岩溶岩を伴う。馬追丘陵中央部の 235 ピーク付近の林道（Fig. 5）では、砂岩・泥岩・軽石凝灰岩からなる南長沼層を不整合に覆って滝の上層の基底礫岩が分布する。礫は径 5–100 cm の円礫で、安山岩・泥岩・軽石凝灰岩からなる。安山岩礫の起源は不明であるが、軽石凝灰岩礫は直下の南長沼層中の軽石凝灰岩に類似する。基質は軽石を含む酸性凝灰岩からなる。基底礫岩は側方で含礫砂岩や粗粒砂岩へと変化する。また、林道南方では基底部に約 15 m の層厚を示す安山岩溶岩が分布し（Fig. 5）、本火山岩類は最大でも 25 m 程度である（松野・秦, 1960）。安山岩は板状節理が発達し、側方で自破碎状を呈する。安山岩の上位には砂岩や含礫砂岩が重なり、さらにその上位に泥岩～シルト岩が重なる。この泥岩の珪藻化石帯は *Denticulopsis praelauta* 帯（NPD3B: 16.3–15.9 Ma）である（栗田, 2001）。

馬追丘陵南部に分布する滝の上層最下部の安山岩溶岩の K-Ar 年代は 19.5 Ma（渡辺ほか, 1993）、フィッシュトラック年代（以下、FT 年代と略記）は 21.3 Ma（栗田ほか,

1997）、丘陵南方の坑井試料の滝の上層の凝灰岩の FT 年代は 21.2 Ma（栗田ほか, 1997）である。

滝の上層の上位には、主に泥岩～頁岩からなる岩見沢層が不整合関係で覆っており、その珪藻化石帯は *Denticulopsis praedimorpha* 帯（NPD5B: 12.9–11.5 Ma）～*D. dimorpha* 帯（NPD5D: 10.0–9.2 Ma）である（Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998）。

3. 栄地域

むかわ町栄地域（Fig. 6）には滝の上層相当層とされる栄層が分布し、その上位には川端層相当層のアベツ層が重なる（今井・角, 1957）。本地区の栄層の最下部は底生有孔虫の *Ammonia* 属を含む塊状シルト岩からなるが、その上位にはスコリア質砂岩・スコリア凝灰岩、および火山円礫岩が挟在する砂質シルト岩～細粒砂岩からなる。スコリア凝灰岩を伴う火山岩類の層厚は最大約 60 m 程度である。火山円礫岩は径 2–15cm の発泡した安山岩礫を多く含み、基質は砂質シルト岩や細粒砂岩からなる。本地域の栄層の珪藻化石帯は *Denticulopsis lauta* 帯（NPD4A: 15.9–14.9 Ma）である（嵯峨山ほか, 1992）。栄層の上位には漸移整合関係でアベツ層の砂岩泥岩互層が重なる。本地域南東方に分布するアベツ層の珪藻化石帯は *Crucidentacula nicobarica* 帯（NPD5A: 12.9–13.1 Ma）である（嵯峨山ほか, 1992）。

Fig. 6. Geological map of the Sakae area with sample locality (No. 5) for K-Ar dating.

火山岩の K-Ar 年代測定

1. 測定方法

K-Ar 年代はすべて全岩試料について行った。採取試料から変質作用の影響の少ない部分を約 30–50 g 切り出し、油臭がする試料については過酸化水素水を用いて油分の分解を行った。全ての試料についてアセトンでの洗浄を繰り返し行い、粒度を 60–80 メッシュに揃えた後、アセトンとイオン交換水で洗浄した。さらに磁選により斜長石斑晶を可能な限り除去し、再度アセトンとイオン交換水での洗浄を行った。

前処理を施した試料から四分法で分析試料を分取し、これを二分して一方をメノウ乳鉢で 200 メッシュ以下に磨砕して粉末にしたものを K 分析に、もう一方の粒状試料を Ar 同位体分析に供した。

粉末試料 100 mg をテフロン容器に秤とり、硝酸とフッ化水素酸を用い分解し、蒸発乾固後に塩酸と水を加え加温溶解したものを濾別して試料溶液とした。いずれの試料とも分解後に残渣は認められなかった。分解処理は、全てクリーン・チャンパー内で行った。試料溶液を分取希釈し、イオン化干渉のバッファーとして Cs を 2000 ppm 添加し蛍光光度法により K を定量した。3 回測定し、平均値を K の重量%とした。

粒状試料を 400 mg 秤とり Al 箔に包んだものを質量分析装置のサンプルホルダーに封入し、真空中約 150 °C で吸着ガスを脱気後、モリブデン・ルツボに落下させ 1500 °C で融解してガスを抽出した。ガスの精製はコールドトラップ、活性炭トラップ、Ti-Zr ゲッターを用い、希ガス以外の活性ガスを除去した。スパイクの ^{38}Ar を定容量添加し、イオン軌道半径 15 cm の Ar 専用質量分析計により ^{36}Ar 、 ^{38}Ar および ^{40}Ar

を定量した。これらの定量は、岡山理科大学設置の高精度 Ar 専用質量分析計で行った。

これらの値から年代値、空気混入率、誤差を算出した。測定法の詳細と年代値や誤差の計算法は、長尾ほか (1984) および長尾・板谷 (1988) に詳しく報告されている。

2. 試料と測定結果

K-Ar 年代測定試料は、勇払油ガス田地域のあけぼの SK-2D 坑井のコア試料からスコリア質火砕岩中の玄武岩質安山岩からなる溶岩片 3 試料 (Fig. 4)、馬追丘陵の滝の上層基底部の安山岩溶岩 1 試料 (Fig. 5)、栄地域の栄層上部の火山円礫岩中の安山岩礫 1 試料 (Fig. 6) である。各試料の記載については巻末の付記に示した。

測定の結果、あけぼの SK-2D 坑井中の滝の上層の玄武岩質安山岩の K-Ar 年代は、 17.5 ± 1.3 Ma (試料 No.1)、 19.9 ± 2.4 Ma (試料 No.2)、 14.2 ± 0.4 Ma (試料 No.3) であった (Table1)。このように全体としては 14.2–19.9 Ma の比較的長い年代幅を示した。このうち約 14 Ma の若い年代を示す No.3 は、最も下位の深度から採取されており、層序関係とは矛盾する。しかし、付記に記載したように顕微鏡観察および強熱減量値 (0.53–0.70 wt.%) から判断すると、3 試料とも変質の程度は弱くこれらの年代値は噴出年代に近いと解釈される。さらに、本坑井のスコリア質火砕岩の産状は比較的淘汰の良好な降下火砕物の特徴を示し、一部に再堆積相を含むものの、溶岩片は岩石記載的に類似し同質の安山岩である (大久保ほか, 1999)。一方、前述のとおり本スコリア質火砕岩の上位に重なる平取+軽舞層基底部から *Denticulopsis hyalina* 帯 (NPD4B: 14.9–13.1 Ma) を示す珪藻化石群集が確認されていること (平松, 2004) から、 14.2 ± 0.4 Ma を示す火山岩 (No.3) は、本スコリア質火砕岩の上限年代を示すと考えられ、測定された年代誤差を考慮すると、その年代は約 14 Ma であると判断される。以上から、上記の K-Ar 年代値は火砕岩内での層序関係とは矛盾する試料があるものの、上位層の微化石年代データを加味すると、現時点では本坑井中の滝の上層上部のスコリア質火砕岩の活動年代は約 14–20 Ma と解釈される。

馬追丘陵の滝の上層基底部の安山岩溶岩の K-Ar 年代は 19.1 ± 0.5 Ma (試料 No.4) であった。これまでに近接地域で得られている年代値 (19.5 Ma: 渡辺ほか, 1993) とほぼ一致する。今回の試料は Fig. 5 に示したように南長沼層直上の安山岩溶岩で、その産状から陸域での噴火活動によるものと判断される。また、その上位には含礫砂岩が重なり、上方で泥岩に移化する。この泥岩の珪藻化石帯は *Denticulopsis praelauta* 帯 (NPD3B: 16.3–15.9 Ma) である (栗田, 2001) ことから、海進前の約 19 Ma から約 16 Ma までは陸域環境下で小規模な火山活動が進行したことを示している。

栄地域の栄層上部の安山岩円礫の K-Ar 年代は、 17.3 ± 0.5 Ma (試料 No.5) であった。栄層の珪藻化石帯は *Denticulopsis lauta* 帯 (NPD4A: 15.9–14.9 Ma) である (嵯峨山ほか, 1992) ことから、上記の年代値は少し古い値であるが、前述の勇払油ガス田地域や馬追丘陵地域の放射年代値の範囲を考慮すれば、ほぼ同時期に火山活動が起こっていたと

Table 1. K-Ar ages of the volcanic rocks from central Hokkaido.

sample No.		potassium (wt. %)	rad. ^{40}Ar (10^{-6}cc STP/g)	K-Ar age (Ma)	non-rad. ^{40}Ar (%)
No. 1 (N36° 5' 26", E136° 57' 40")	Akebono SK-2D 1452.5m	0.88±0.02	59.9 ± 4.3	17.5 ± 1.3	80.4
No. 2 (N36° 5' 26", E136° 57' 40")	Akebono SK-2D 1464.7m	0.88±0.02	68.2 ± 8.1	19.9 ± 2.4	87.6
No. 3 (N36° 5' 26", E136° 57' 40")	Akebono SK-2D 1471.50m	0.84±0.02	46.4 ± 1.0	14.2 ± 0.4	48.0
No. 4 (N42° 57' 55", E141° 45' 15")	Umaoi Hills Um-4G	1.19±0.02	88.6 ± 1.3	19.1 ± 0.5	31.7
No. 5 (N42° 40' 19", E142° 3' 48")	Sakae SK-S6-3	0.98±0.02	66.1 ± 1.2	17.3 ± 0.5	32.4

言える。

火山岩の岩石化学的特徴

1. 分析方法

本地域から採取した試料の主成分・微量成分元素の分析結果を Table 2 に示す。分析は北海道教育大学札幌校の蛍光 X 線分析装置 (パナリティカル社製 MagiX) を用い、分析方法は宮本・岡村 (2003) に従った。なお、主成分元素については、LOI を除いた合計重量を 100 % に換算して検討した。微量元素のうち Nd と Sm は、Washington State University に依頼し誘導プラズマ質量分析装置 (ICP-MS) によって分析した。Sr と Nd の同位体比測定は、北海道大学の表面電離型質量分析計 (Finnigan MAT262) を用いた。分析方法は、折橋ほか (1997) と倉本ほか (2004) にしたがった。この研究期間における SRM987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.710244 ± 0.000014 (2σ mean, $N = 3$), JNdi-1 の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は 0.512104 ± 0.000011 (2σ mean, $N = 3$) であった。

2. 分析結果

滝の上層火山岩の SiO_2 含有量 (wt. %) に注目すると、勇払油ガス田の坑井 (あけぼの SK-1, あけぼの SK-2D, 南勇払 SK-1; 以下、勇払坑井と略記) の試料は 53–58 % の玄武岩質安山岩～安山岩組成を示す。栄地域の試料は 53–57 % で勇払坑井のそれと同様な組成、馬追丘陵地域の試料^② は 54–59 % でわずかに SiO_2 に富むがこれらも玄武岩質安山岩～安山岩組成である。苫小牧沖 C-1 坑井の試料は 54 % の玄武岩質安山岩である。同時期に活動した樺戸山地の青山玄武岩は 52–55 % (岡村ほか, 1991) の玄武岩～玄武岩質安山岩であり、やや SiO_2 に乏しい。Kuno (1968) によるアルカリ- SiO_2 図 (Fig. 7.a) では、苫小牧沖 C-1 坑井試料はソレアイトで最もアルカリ含有量が低く、栄地域も同様にソレアイトの領域にプロットされるがややアルカリに富む。勇払坑井の試料はソレアイトから高アルミナ玄武岩の境界付近にプロットされる。一方、馬追丘陵地域の試料と青山玄武岩はいずれも高

アルミナ玄武岩の領域にプロットされる。

Miyashiro (1974) の分類 (Fig. 7.b) では、青山玄武岩がソレアイト系列にプロットされるのに対し、それ以外はソレアイト系列とカルカルカリ系列の境界付近にプロットされる。ただし、馬追丘陵地域試料の一部は両系列の境界付近からソレアイト系列の領域にプロットされる。主成分元素のハーカー図において同一 SiO_2 含有量で比較すると、勇払坑井、苫小牧沖 C-1 坑井、栄地域の試料は、 TiO_2 , K_2O が他の火山岩類に比べ低く、 CaO , MgO がやや高い傾向がある (Fig. 8)。青山玄武岩は、 TiO_2 , P_2O_5 , K_2O に富み、 CaO に乏しい傾向が顕著である。微量元素のハーカー図では、勇払坑井試料は Rb, Zr, Y, Nb が他の火山岩類に比べ低い傾向にある (Fig. 9)。栄地域試料の Rb, Zr, Y は勇払坑井と同様低いやや富む傾向を示し、Nb は最も富んでいる。

MORB を基準にした微量元素パターン図では、どの火山岩類も MORB 組成に比べイオン半径の大きな元素 (LIL 元素, Rb, Ba, K など) に富み、電荷の高い元素 (HFS 元素) の一つである Nb の負異常が顕著であり、島弧火山岩に特有のパターン (Gill, 1981) である (Fig. 10)。ただし、勇払坑井試料は、馬追丘陵地域試料と青山玄武岩に比べ、Nb の負異常が大きく、Zr, Y に乏しいパターンを示す。栄地域の火山岩の Nb 負異常は、一部勇払坑井のそれに類似するが、それ以外は馬追丘陵地域と同様大きくはない。

Sr 同位体比は、勇払坑井 (あけぼの SK-1) と苫小牧沖 C-1 坑井試料が 0.7035–0.7037 と低い。一方、青山玄武岩 (岡村ほか, 1991) と馬追丘陵火山岩 (渡辺ほか, 1993) は高い値 (0.7046–0.7052) を示す。Nd 同位体比は Sr とは逆相関の関係にあり、勇払坑井、苫小牧沖 C-1 坑井試料は 0.5128 付近で高い値を示し、青山玄武岩、馬追丘陵火山岩が低い値 (0.5127–0.5126) を示す。

考 察

1. 滝の上期火山岩類の層位学的位置

本論で述べた新たなデータとこれまでに明らかにされている放射年代や化石データをもとに、北海道中央部における滝の上期火山岩類の層位学的位置について検討する (Fig. 3)。

^② ここでは、馬追丘陵のほか、渡辺ほか (1993) の夕張炭田地域からの試料を含む。

Table 2.b. Bulk chemical analyses of the volcanic rocks from central Hokkaido. (b) Sakae and Umaoi Hills.

Sample no.	SK-S6-1	SK-S6-2	SK-S6-3	SK-S3-8	SK-S3-9	Um-3	Um-4G	Um-03D	Um-03P	Um-A
Locality	Sakae	Sakae	Sakae	Sakae	Sakae	Umaoi Hills	Umaoi Hills	Umaoi Hills	Umaoi Hills	Miruto
Occurrence	Volcanic conglomerat andesite	Volcanic conglomerat andesite	Volcanic conglomerat andesite	Volcanic conglomerat andesite	Volcanic conglomerat andesite	lava	lava	lava	lava	dyke
Rock name						andesite	glassy andesite	andesite	porous andesite	basalt
Age (Ma)	17.31Ma			19.05Ma			19.4Ma ¹⁾			
SiO ₂ (wt%)	51.64	55.76	55.82	55.65	54.96	56.54	54.96	55.03	55.78	52.00
TiO ₂	0.87	0.88	0.88	0.88	0.81	1.05	0.97	0.97	1.00	0.91
Al ₂ O ₃	17.19	17.11	17.12	17.14	17.41	21.13	18.75	19.21	19.11	19.82
FeO*	9.08	7.32	7.33	7.19	7.22	4.34	6.23	6.22	5.43	7.43
MnO	0.16	0.15	0.15	0.15	0.13	0.03	0.11	0.10	0.08	0.13
MgO	5.57	4.03	4.05	4.12	3.88	0.69	3.08	2.96	2.72	4.14
CaO	10.13	7.98	8.01	8.02	9.33	8.09	8.58	8.68	7.88	9.44
Na ₂ O	2.78	3.19	3.16	3.07	2.68	3.47	3.34	3.36	3.31	3.13
K ₂ O	0.38	0.93	0.96	0.99	0.81	2.01	1.28	1.19	1.32	1.05
P ₂ O ₅	0.15	0.19	0.19	0.18	0.19	0.22	0.19	0.20	0.19	0.17
LOI	0.12	0.80	0.67	1.22	1.14	0.96	0.84	0.75	2.73	0.23
total	98.09	98.31	98.34	98.61	98.57	98.52	98.34	98.68	99.55	98.45
V (ppm)	324	217	217	219	265	236	225	227	230	214
Cr	72	33	32	33	64	38	22	22	24	27
Ni	19	11	12	12	36	14	23	23	19	30
Zn	80	80	80	80	74	58	73	89	71	76
Rb	9	33	34	33	25	72	40	37	44	33
Sr	336	298	299	294	290	467	427	432	424	418
Ba	179	322	319	308	335	376	353	344	539	361
Y	19	28	28	27	24	30	30	39	28	26
Zr	64	121	123	122	95	143	129	129	133	103
Nb	5	12	14	15	8	11	10	11	11	9

FeO*: total iron as FeO, Srl: initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, Ndl: initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd

*1: Watanabe et al., 1993

Fig. 7. (a) total alkali vs wt % SiO_2 for the volcanic rocks of central Hokkaido. Solid curves show boundary between alkali olivine basalt (AOB), high alumina basalt (HAB) and tholeiite (TH) series (Kuno, 1968). (b) FeO^*/MgO vs wt % SiO_2 for the volcanic rocks of central Hokkaido. Solid line shows boundary between the calc-alkali (CA) and the tholeiite (TH) series (Miyashiro, 1974). Data from Okamura et al. (1991), Watanabe et al. (1993) and this study.

今回の K-Ar 年代測定の結果、勇払油ガス田の浅層貯留層を構成する滝の上層の火砕岩を形成した火山活動は 14–20 Ma で、これらに馬追丘陵の火山岩の既存の放射年代データ (K-Ar 年代: 19.5 Ma; 渡辺ほか, 1993, FT 年代: 21.2 Ma, 21.3 Ma; 栗田ほか, 1997) を含めると、北海道中央部の滝の上期火山岩類の年代は 14–21 Ma であると結論される。このことはすでに栗田・横井 (2000) が勇払油ガス田の坑井地質と馬追丘陵地域の滝の上層との岩相層序対比から推定した活動時期を裏付けるものとなった。

ところで、地表に分布する滝の上層は下部の海成砂岩と上部の海成泥岩からなり、*Anadara ogawai* などの滝の上動物群 (藤江・魚住, 1957) を含むことで知られている (佐々ほか, 1964)。馬追丘陵では滝の上層の泥岩の珪藻化石帯は *Denticulopsis praelauta* 帯 (NPS3B: 16.3–15.9 Ma; 栗田, 2001)、その上位の岩見沢層の泥岩のそれは *D. praedimorpha* 帯 (NPD5B: 12.9–11.5 Ma) ~ *D. dimorpha* 帯 (NPD5D: 10.0–9.2 Ma; Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998)。また栄地域の栄層の珪藻化石帯は *Denticulopsis lauta* 帯 (NPD4A: 15.9–14.9 Ma) で、上位のアベツ層のそれは *Crucidentacula nicobarica* 帯 (NPD5A: 12.9–13.1 Ma) である (嵯峨山ほか, 1992)。さらに、滝の上層最上部の凝灰岩の FT 年代は 15.7 Ma である (川上・川村, 2003)。これらのことから滝の上層の上限の年代は 16 Ma または 15 Ma であると判断される。これらのデータと前述の勇払油ガス田地域における滝の上期火山岩類の K-Ar 年代と微化石データを総合すると、滝の上層の上限の年代は約 14 Ma と判

断される。

一方、樺戸山地に分布する青山玄武岩の K-Ar 年代は 14.8 ± 2.6 Ma (岡村ほか, 1991) で、滝の上期火山岩類に相当する。本火山岩は、樺戸山地南部の先新第三系を覆う最大層厚 110 m の溶岩流からなり (岡村ほか, 1991)、勇払油ガス田地域に比べきわめて小規模な活動である。また青山玄武岩の上位には台島型植物群に属する *Metasequoia* などの化石を含む陸成層のラウネイ層 (秦ほか, 1963) と奔須部都層 (垣見・植村, 1958) が不整合関係で覆う。滝の上層と類似した岩相からなる奔須部都層の基底部から *Patinopecten kimurai* などの滝の上動物群 (藤江・魚住, 1957) や *Vicarya yokoyamai* などの Arcid-Potamid 動物群 (津田, 1965) が産出し (垣見・植村, 1958; 辻ほか, 1992)、層相や化石データから陸～汽水環境、または内湾環境であったと考えられている (高野ほか, 1995)。また、奔須部都層の有孔虫化石帯は下部で Blow (1969) の N8–9 (16.5–14.5 Ma)、上部で N10 (14.5–14.2 Ma) 上限付近である (辻ほか, 1992)。これらのことから、奔須部都層の下半部は滝の上層に対比されるものの、上半部は滝の上層上位層の川端層に対比されることを示している。

一方、グリーンタフ地域にあたる西南北海道北部の代表的な層序が認められる札幌西方の定山溪地域では、陸成火山噴出物からなる定山溪層群の FT 年代が 23.9 Ma (沢井・鴈澤, 1992)、海成層からなる本山層の凝灰岩の FT 年代が 13.3, 14.2 Ma (沢井・雁沢, 1988) である。定山溪地域の本山層は 16 Ma 頃に開始する広域海進期の堆積物で、中期中新世を示す *Mizuhopecten kimurai* を産する (通商産業省, 1972)。これらのことは、定山溪地域では滝の上層相当層はわずかに定山溪層群最上部および本山層最下部に過ぎなく、むしろ定山溪地域では滝の上期の火山活動・堆積域はほとんどなかったと判断される。

2. 北海道中央部における滝の上期火山岩類の化学組成の広域変化

北海道中央部において 14–21 Ma の活動年代を示す滝の上層火山岩類は、アルカリ元素や同位体組成が地域によって異なる。すなわち、同一 SiO_2 量について比較すると勇払坑井周辺 (苫小牧沖を含む、以下同様) と栄地域の火山岩は低アルカリであるのに対し、馬追丘陵地域と樺戸山地の火山岩は高アルカリである。類似の傾向は TiO_2 , Rb, Zr, Y, Nb についても認められ、勇払坑井周辺が他に比べ低い含有量を示す。ただし、栄地域の火山岩は、Rb, Zr, Y の含有量が勇払坑井周辺よりわずかに高く、Nb は馬追丘陵地域と同様の高含有量を示す。MORB を基準にした微量元素パターン図では、いずれの火山岩も LIL 元素に富み HFS 元素に乏しい島弧火山岩の特徴を示すが、Nb の負異常は勇払坑井周辺火山岩の方がより顕著である (Fig. 10)。一方、Sr, Nd 同位体組成に注目すると、勇払坑井周辺火山岩が低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比、高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比のインド洋 MORB に近い枯渇した組成、馬追丘陵地域と樺戸山地の火山岩は高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の全地球 (Bulk Earth) に近い非枯渇的な組成を示し、両者は明瞭に区別される (Fig. 11)。札幌の東方約 30 km に位

Fig. 8. Major element Harker diagrams for the volcanic rocks of central Hokkaido. Solid lines show boundary between the high-K, medium-K and low-K series (Le Maitre et al., 2002). Symbols are same as those in Fig. 7.

置する基礎試錐「南幌」(Fig. 2)において深度 2385–2604 m から滝の上層安山岩が認められるが、この火山岩の同位体組成は高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比であり(米島ほか, 2006)、馬追丘陵地域や樺戸山地の火山岩と共通のマグマに由来したことを示す。Sr と Nd 同位体組成は、地殻物質が関与するとより高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比に変化するが、本地域の滝の上層火山岩は、いずれも類似の SiO_2 量を示す玄武岩質安山岩～安山岩組成であり、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と SiO_2 量には相関が認められないので、これらの同位体組成の違いは、地殻物質の混成作用が主要因であったとは考えにくい。

次に、液相濃集元素のうち、水に溶解しにくく変質作用や変成作用などの二次的作用で移動しにくい HFS 元素どうしの比を用いて検討する。 Zr/Nb 比を比較すると、勇払坑井周辺の火山岩は 8–54 とばらつくが、20 以上の高い値を示し、馬追丘陵地域火山岩は 11–21、栄地域火山岩は 7–12 で低い傾向を示す。一方、青山玄武岩は 23–24 で中程度の Zr/Nb 比である (Fig. 12)。 Zr と Nb に関する玄武岩質マグマと結晶間の分配係数はいずれも小さいので、 Zr/Nb 比は玄武岩質マグマの分別結晶作用や上部マントルの部分溶融過程ではほとんど変化しない (Pearce and Norry, 1979)。このことが本

Fig. 9. Trace element Harker diagrams for the volcanic rocks of central Hokkaido. Symbols are same as those in Fig. 7.

地域の玄武岩質安山岩～安山岩組成においても成立すると仮定すると、低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比、高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比かつ中～高 Zr/Nb 比で特徴づけられる勇払坑井周辺火山岩と、高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比かつ中～低 Zr/Nb な馬追・樺戸周辺火山岩が共存していたといえる。このうち前者の勇払坑井周辺火山岩の Zr/Nb 比は、東北本州弧の第四紀火山岩 (Shibata and Nakamura, 1997) に類似する (Fig. 12)。

西南海道を含む東北本州弧の火山岩は、約 15 Ma 以前は非枯渇的な同位体組成を示すが (Fig. 11 の Undepleted Mantle)、約 15 Ma 以降は背弧側火山岩だけが枯渇組成に変化する (Fig. 11 の Depleted Mantle; Nohda et al., 1988, Shuto et al., 1993, 2004, 岡村ほか, 1993)。その原因は、背弧域火山岩が約 15 Ma を境に、それ以前のリソスフェア由

来火山岩から、日本海の拡大に伴って上昇してきたアセノスフェア由来火山岩に変化したため (Shuto et al., 1993 など)、ないし約 15 Ma 以降、背弧側マントル浅所に軸を持つ高温異常が次第に解消され、背弧域の初生マグマ発生域がより深部の枯渇した同位体組成マントル域へ移動したため (吉田ほか, 1997 など) と解釈されている。滝の上期火山岩については、先の検討から、勇払坑井周辺火山岩は約 14–20 Ma の活動年代を示すと推定され、本火山岩層内の放射年代値と層位関係に矛盾があるため、14–20 Ma の期間における火山活動の時間変化は明らかでない。したがって枯渇した組成を持つ火山岩の出現時期については解決すべき課題として残るものの、勇払坑井周辺においては、東北本州弧よりやや早い時期に枯渇した組成の火山岩が出現した可能性は指摘できる。

Fig. 10. N-MORB-normalized spiderdiagrams for (a) volcanic rocks from the Yufutsu wells and the Tomakomai-oki well, and (b) volcanic rocks from Kabato, Sakae and Umai Hills. Normalized values from Sun and McDonough (1989).

同様の現象は、北海道中央部の北方延長部および南サハリンでも認められる。すなわち、平原ほか (2002) や Furukata et al. (2007) は、北海道北部で前期中新世に活動した礼文島久種湖ドレイトや宗谷岬玄武岩 (Fig. 13) は低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比・高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を示すことを報告している。さらに北方の南サハリンにおいても、滝の上層に対比されるチェホフ層玄武岩が高 Zr/Nb 比、低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比・高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比で枯渇した同位体組成を示すことが指摘されている (Okamura et al., 1998, 2005; Figs. 11, 12)。岡村・八幡 (2000) は、日本海西岸のシホテ・アリン地域の前期中新世火山岩も南サハリンと類似の化学組成を示しており、約 20 Ma の早い時期に枯渇した同位体組成の火山岩が出現した原因として、日本海拡大を伴うアセノスフェアの湧昇中心が南サハリン～シホテ・アリンに近かった可能性を指摘している。

3. 滝の上期火山岩類の地理的位置とその意味

北海道中央部の滝の上期火山活動は、従来東北本州弧の火山フロント側火山に延長するとみられていた (Fig. 13: 正谷, 1979; 渡辺ほか, 1993)。この時期の東北本州弧の背弧側では、玄武岩が大量に噴出していたが、火山フロント側では火山活動は衰えており、この原因として吉田ほか (1997) は、この時期に日本海の拡大を生じた活動が最も活発化し、マントル内の深部物質の湧昇による背弧側マントル浅部での広範な部分溶融が起こり、火山フロント側では火山活動の低下を

Fig. 11. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the volcanic rocks of central Hokkaido. MITI Nanporo from Yonejima et al. (2006), Sakhalin from Okamura et al. (2005), Japan Sea BABB (back-arc basin basalts) and Japan Sea CRT (continental rift tholeiites) from Poulet et al. (1995), NE Honshu from Kersting et al. (1996), Pacific MORB and Indian MORB from Hickey-Vargas (1991). Depleted Mantle and Undepleted Mantle represent the Sr and Nd isotope ranges of a depleted mantle source region and an undepleted one beneath the back arc side in the NE Honshu during 33-0 Ma and north Hokkaido during 12-0 Ma (Shuto et al., 2004).

Fig. 12. Nb vs Zr diagram for the volcanic rocks of central Hokkaido. Quaternary basalt (NE Honshu) from Shibata and Nakamura (1997), Early Miocene basalt (NE Honshu) from Sato et al. (2007). Symbols are same as in Fig. 7.

もたらしたと考えた。この仮説が正しいとすれば、前期中新世後半～中期中新世前半における北海道中央部のマグマ形成過程は、同時期の東北本州弧とは異なっていた可能性が指摘されよう。

この時期の北海道中央部は、漸新世末～中期中新世に開始した南北性右横ずれテクトニクスに置かれていたと考えられている (Takeuchi et al., 1999; Kimura et al., 1983; 木村・楠, 1997 など)。栗田・横井 (2000) によれば、北海道中央部の勇払油ガス田の成立に関連したテクトニックイベントとしては、後期漸新世～前期中新世のトランステンションの場合における大規模な右横ずれ境界におけるプリアパート盆地 (南長沼層) と伸張性ホルスト構造の形成が起こり、それら

Fig. 13. Isopach map (Masatani, 1979) for the Takinoue Formation distributed in the western margin of central Hokkaido. Na; MITI Nanporo, TOC1; Tomakomai-oki C-1.

は続く大規模な火山岩の噴出（滝の上層）まで継続している。勇払油ガス田周辺において認められるこのような右横ずれテクトニクスは、前期中新世に開始した日本海拡大時の日本海盆の東辺にあたる右横ずれ断層系の運動、さらにサハリン～北海道で生じた斜め衝突に関連づけて議論されている (Takeuchi et al., 1999; Kimura et al., 1983; 木村・楠, 1997)。これらは、日本海盆と千島海盆の2つの海盆の形成、千島海盆を形成した千島弧の南下、ユーラシアプレートとオホーツクプレートの衝突に伴って生じたと推定されている (Takeuchi et al., 1999; 木村・楠, 1997)。滝の上期火山岩類

の分布が、それに先行する後期漸新世南長沼層が堆積したブルアパート盆地と伸張性ホルスト構造を形成した右横ずれ正断層群に規制されていることは、滝の上期火山岩のマグマ形成および上昇・噴出過程に右横ずれトランステンション場が関わっていた可能性を示唆する。

千島海盆の形成時期については、周辺地域の火山活動の解析から、14–9 Ma (後藤ほか, 1995) や 9–7 Ma (Ikeda et al., 2000) との考えがある。これらの年代は日本海の拡大終了 (15 Ma) 後であり、千島海盆と日本海盆が同時に形成されたという考え (例えば、竹内, 1997) とは矛盾し、現時点では千島海盆の形成時期を特定することは困難である。一方、日本海の拡大時期については、古地磁気学的研究によって、東北日本については 21–18 Ma (Hoshi and Takahashi, 1999) と見積もられ、日本海の ODP Leg 127, 128 の玄武岩質基盤岩の Ar-Ar 年代や地磁気縞模様から、日本海盆の海洋地殻を形成した玄武岩の活動年代は 28–18 Ma と推定されており (Tamaki et al., 1992)、時間的には滝の上期火山活動と重なっている。その一方で、日本海から約 200 km 以上、千島海盆から約 400 km 以上離れた勇払周辺で火山活動が大規模になっているのに対し、日本海により近い西南北海道の定山溪地域では同時期の火山活動が小規模ないし停止し、千島海盆縁辺ではこの時期の活動を欠いており、さらに北海道中央部～北部の横ずれ堆積盆では勇払ほどの大規模火山活動は存在せず、どの地域も比較的小規模にとどまっていることなど、説明困難な観察事実も認められる。

ま と め

本論文では、北海道中央部の前期中新世火山岩のうち、これまで放射年代値の報告がなかった勇払油ガス田の浅層貯留岩の K-Ar 年代測定を試みた。さらに、それに対比される近隣火山岩類の年代測定を行い広域的な対比を試みた。そしてそれらの全岩化学組成の分析を行い、前期中新世火山岩類のマグマの起源物質について検討し、以下の結論を得た。

- (1) 勇払油ガス田地域、馬追丘陵地域、および栄地域の滝の上期火山岩類の活動時期は、約 14–21 Ma である。これらのうち勇払油ガス田地域と馬追丘陵地域の火山噴出物の堆積場は陸成環境であった。
- (2) 北海道中央部の滝の上期火山岩は、島弧火山岩の岩石化学的特徴を持つ玄武岩質安山岩～安山岩からなり、東北本州弧背弧域の同時期火山活動とは異なりやや分化した火山岩が卓越する。そのうち勇払油ガス田の火山岩は、より低い LIL・HFS 元素の含有量を示し、より枯渇した Sr, Nd 同位体組成を示す。枯渇した同位体組成を示す同時期火山岩類は、サハリン～シホテ・アリン～北海道にかけて散在し、非枯渇のマグマに由来した東北本州弧の同時期火山岩と一線を画する。
- (3) 北海道中央部の勇払油ガス田を除く滝の上期火山岩は、非枯渇のマグマに由来したが、枯渇したマントル起源の勇払油ガス田周辺の火山岩とは 30 km 程度の近接した範囲で共存していた。これらのマグマの供給は約 14 Ma には停止した。

謝 辞

本研究は石油資源開発（株）との共同研究の成果の一部である。本稿の公表を許可していただいた石油資源開発（株）に謝意を表する。本研究を進めるにあたり、同社国内探鉱部の深澤 光部長をはじめ、同部の方々、技術研究所の方々、札幌鉱業所の方々に大変お世話になった。同社技術研究所の八木正彦氏には、K-Ar 年代測定試料の一部の選別をお願いした。蒜山地質年代学研究所（株）八木公史氏には K-Ar 年代測定にあたり多くの労を取って協力頂いた。また、岩石薄片の作製において北海道立地質研究所の戸間替修一氏にお願いした。匿名の査読者からは多数のコメントを頂き、大幅に改善された。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- Akiba, F., 1986, Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones from middle-to-high latitudes of the north Pacific. *In* Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn W. T., et al., eds., *Init. Rep. DSDP*, **87**, Washington (US Govt. Printing Office), 393-481.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Bronnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proc. First Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva (1966)*, **1**, 199-422.
- 藤江 力・魚住 悟 (Fujie, T. and Uozumi, S.), 1957, 北海道の新第三紀化石動物群の変遷（予報）—その 1, 化石群集の概観と地質分布. 新生代の研究 (*Cenozoic Res.*), **23**, 499-504.
- Furukata, C., Nakagawa, M. and Hirose, W., 2007, A geochemical study of basaltic magma from central Hokkaido during early to middle Miocene. *Proc. Abstr. JKOD2006-Niigata*, 92-95.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Springer, 385p.
- 後藤芳彦・中川光弘・和田恵治 (Goto, Y., Nakagawa, M. and Wada, K.), 1995, 北海道北部の中新世火山活動の活動場: K-Ar 年代と主成分化学組成からの推定. 岩鉱 (*Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **90**, 109-123.
- 秦 光男・佐藤博之・山口昇一・小林 勇 (Hata, M., Sato, H., Yamaguchi, S. and Kobayashi I.), 1963, 5 万分の 1 地質図幅「西徳富」および同説明書 (*Geology of the Nishitoppu. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 51p.
- Hickey-Vargas, R., 1991, Isotope characteristics of submarine lavas from the Philippine Sea: Implications for the origin of arc and basin magmas of the Philippine tectonic plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**, 290-304.
- 平原由香・石本博之・周藤賢治 (Hirahara, Y., Ishimoto, H. and Shuto, K.), 2002, 北部北海道地域における 18-10 Ma の火山活動とテクトニクス. 地団研第 56 回北海道総会プログラム・講演要旨 (*Program and abstracts, 56th Ann. Meet., Assoc. Geol. Collab. Japan*), 25-26.
- 平松 力 (Hiramatsu, C.), 2004, 勇払油・ガス田における上部中新統～鮮新統の珪藻化石層序. 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Petrol. Tech.*), **69**, 291-299.
- 広瀬 亘・中川光弘 (Hirose, W. and Nakagawa, M.), 1999, 北海道中央部・東部の新第三紀火山活動: 火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **105**, 247-265.
- 北海道鉱業振興委員会 (Hokkaido Mining Promotive Foundation), 1990, 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発 (昭和 52 年～63 年) [*Exploration and development of petroleum and natural gas resources of Hokkaido*]*. 157p.
- Hoshi, H. and Takahashi, M., 1999, Miocene counterclockwise rotation of Northeast Japan: a review and new model. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **50**, 3-16.
- Ikeda, Y., Stern, R. J., Kagami, H. and Sun, C.-H., 2000, Pb, Nd, and Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from north-east Hokkaido, Japan: Implications for opening of the Kurile back-arc basin. *Island Arc*, **9**, 161-172.
- 今井 功・角 靖夫 (Imai, I. And Sumi, Y.), 1957, 5 万分の 1 地質図幅「富川」及び同説明書 (*Geology of the Tomikawa. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000*). 北海道開発庁 (Geol. Surv. Japan), 52p.
- 樺戸団体研究グループ (Kabato Collaborative Research Group), 1995, 北海道樺戸山地南部, 当別町青山地域の新第三系層序. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **49**, 363-378.
- 垣見俊弘・植村 武 (Kakimi, T. and Uemura, T.), 1958, 5 万分の 1 地質図幅「月形」および同説明書 (*Geology of the Tsukigata. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 54p.
- 川上源太郎・川村信人 (Kawakami, G. and Kawamura, M.), 2003, 中新世の層序記録からみた北海道中央部における衝突テクトニクスの再考察. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **57**, 333-342.
- 川上源太郎・塩野正道・川村信人・ト部暁子・小泉 格 (Kawakami, G., Shiono, M., Kawamura, M., Urabe, A. and Koizumi, W.), 2002, 北海道中央部, 夕張山地に分布する中新統川端層の層序と堆積年代. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **108**, 186-200.
- Kersting, A. B., Arculus, R. J. and Gust, D. A., 1996, Lithospheric contribution to arc magmatism: Isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan. *Science*, **272**, 1464-1468.
- 木村 学・楠 香織 (Kimura, G. and Kusunoki, K.), 1997, 日高造山運動と島弧会合部のテクトニクス. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 47, 295-305.
- Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. *In* Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. TERRAPUB, Tokyo, 123-134.
- 国安 稔・山田康広 (Kuniyasu, M. and Yamada, Y.), 2004, 中央北海道南部地域の深部構造. 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Petrol. Tech.*), **69**, 131-144.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas. *In* Hess, H. H. and Poldervaart, A., eds., *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. Wiley - Interscience, New York, 623-688.
- 倉本能行・前田仁一郎・山崎 徹・山本 悠・今山武志・渡辺輝夫 (Kuramoto, Y., Maeda, J., Yamasaki, T., Yamamoto, H., Imayama, T. and Watanabe, T.), 2004, 表面電離型質量分析計を用いた同位体希釈法による標準岩石試料 (JB-1a, JGb-1, JG-1a) の Rb, Sr, Sm, Nd の定量分析. *HUEPS, Tech. Rep.*, **3**, 1-12.
- 栗田裕司 (Kurita, H.), 2001, 中央北海道南部, 第三系南長沼層および幌向層の模式地の層序. 石油資源開発株式会社技術研究所研究報告 (*Rep. JAPEx Res. Center. Japan Petrol. Explor. Co., Ltd.*), no.15, 67-84.
- 栗田裕司・秋葉文雄・横井 悟・小布施明子・一ノ関鉄郎・吾妻高志 (Kurita, H., Akiba, F., Yokoi, S., Obuse, A., Ichinoseki, T. and Agatsuma, T.), 1997, 北海道石狩平野南部～夕張・日高地域の漸新統～下部中新統層序と年代ならびに上部漸新統南長沼層の提唱. 日本地質学会第 104 年年会講演要旨集 (*104th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*), 117.
- 栗田裕司・横井 悟 (Kurita, H. and Yokoi, S.), 2000, 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成. 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Petrol. Tech.*), **65**, 58-70.
- 桑原利夫・宮崎敏男・谷藤吉郎・飯田幸平 (Kuwabawa, T., Miyazaki, T., Tanifuji, Y. and Iida, Y.), 1983, 豊羽鉱山本山鉱床地域の地質構造と品位・金属量分布から見た鉱化作用の特性. 鉱山地質 (*Min-ing. Geol.*), **33**, 115-129.
- Le Maitre, R. W. (ed.), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley, A. R., 2002, *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- 正谷 清 (Masatani, K.), 1979, 北海道海域の堆積盆の分布と性格. 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Petrol. Tech.*), **44**, 254-259.

- 松野久也・秦 光男 (Matsuno, K. and Hata, M.), 1960, 5 万分の 1 地質図幅「道分」および同説明書 (*Geology of the Oiwake Quadrangle Series, scale 1 : 50,000*). 北海道開発庁 (Geol. Surv. Japan), 34p.
- 宮本佳彦・岡村 聡 (Miyamoto, Y. and Okamura, S.), 2003, 蛍光 X 線分析法による地質試料の主成分及び微量成分元素の高精度分析. 北海道教育大紀要 (自然科学編) (*Jour. Hokkaido Univ. Edu., Nat. Sci.*), **54**, 49-59.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- 長尾敬介・板谷徹丸 (Nagao, K. and Itaya, T.), 1988, K-Ar 法による年代測定. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 29, 5-21.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一 (Nagao, K., Nishido, H., Itaya, T. and Ogata, T.), 1984, K-Ar 法による年代測定. 岡山理科大学火山研究所研究報告 (*Rep. of Res. Insti. Hiruzen, Okayama Univ. Sci.*), **9**, 19-38.
- 日本の地質「北海道地方」編集委員会編 (Editorial Committee of Hokkaido, Regional Geology of Japan ed.), 1990, 日本の地質 1「北海道地方」(*Regional Geology of Japan Part 1 Hokkaido*), 共立出版 (*Kyoritsu Shuppan Co. Ltd.*), 337p.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Ishizaka, K., 1988, Asthenospheric injection and back-arc opening: Isotopic evidence from northeast Japan. *Chem. Geol.*, **68**, 317-327.
- Okamura, S., Arculus, R. J. and Martynov, Y., 2005, Cenozoic Magmatism of the North-Eastern Eurasian Margin: The Role of Lithosphere Versus Asthenosphere. *Jour. Petrol.*, **46**, 221-253.
- 岡 孝雄・奥水達司・高橋功二・秋葉文雄 (Oka, T., Koshimizu, T., Takahashi, K. and Akiba, F.), 1991, 札幌市街下と西野地域の小樽内川層および西野層の時代と対比. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **97**, 25-38.
- Okamura, S., Martynov, Y., Furuyama, K. and Nagao, K., 1998, K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectonomagmatism associated with the Japan Sea opening. *Island Arc*, **7**, 271-282.
- 岡村 聡・高橋伸充・斉藤節仁・八幡正弘・加々美寛雄・樺戸団体研究グループ (Okamura, S., Takahashi, N., Saito, N., Yahata, M., Kagami, H. and Kabato Collaborative Research Group), 1991, 北海道樺戸地域から産する中新世ソレアイト玄武岩. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **45**, 399-414.
- 岡村 聡・八幡正弘 (Okamura, S. and Yahata, M.), 2000, サハリンの新生代火山活動と背弧拡大テクトニクス. 地学雑 (*Jour. Geogr.*), **109**, 249-261.
- 岡村 聡・吉田武義・加々美寛雄 (Okamura, S., Yoshida, T. and Kagami, H.), 1993, 奥尻島漸新世火山岩の岩石学—東北日本漸新世, 陸弧火山フロントにおける火山活動—. 岩鉱 (*Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **88**, 83-99.
- 大久保 進・横井 悟・岡村 聡・秋葉典克 (Okubo, S., Yokoi, S., Okamura, S. and Akiba, N.), 1999, 勇払油ガス田, あけぼの構造の滝の上層貯留岩について. 石油資源開発株式会社技術研究所研究報告 (*Rep. of JAPEX Res. Center. Japan Petrol. Explor. Co., Ltd.*), **14**, 9-17.
- 折橋裕二・前田仁一郎・新井田清信・石原舜三 (Orihashi, Y., Maeda, J., Niida, K. and Ishihara, S.), 1997, 地質調査所標準試料 JNd-1 の同位体比の測定. *HUEPS, Tech. Rep.*, **1**, 1-17.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- Poulet, A., Lee, J. -S., Vidal, P., Cousens, B. and Bellon, H., 1995, Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: Magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. *In* Smellie, J. L. ed., *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*. Geological Society, Spec. Publ. **81**, London, 169-191.
- 嵯峨山 積・保柳康一・宮坂省吾 (Sagayama, T., Hoyanagi, K. and Miyasaka, S.), 1992, 中央北海道日高海岸地域の第三系珪藻層序と粗粒堆積物の形成期. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **98**, 309-321.
- 佐々保雄・田中啓策・秦 光男 (Sasa, Y., Tanaka, K. and Hata, M.), 1964, 5 万分の 1 地質図幅「夕張」及び同説明書 (*Geology of the Yubari. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000*). 北海道開発庁 (Geol. Surv. Japan), 184p.
- Sato, M., Shuto, K. and Yagi, M., 2007, Mixing of asthenospheric and lithospheric mantle-derived basaltic magmas as shown by along-arc variation in Sr and Nd isotopic compositions of Early Miocene basalts from back-arc margin of the NE Japan arc. *Lithos*, **96**, 453-474.
- 沢井長雄・雁沢好博 (Sawai, N. and Ganzawa, Y.), 1988, 札幌市豊羽高山周辺の第三系酸性凝灰岩のフィッシュ・トラック年代. 鉱山地質 (*Mining. Geol.*), **38**, 517-525.
- 沢井長雄・鷹澤好博 (Sawai, N. and Ganzawa, Y.), 1992, 西南北海道豊羽鉱山周辺の小柳沢層のフィッシュ・トラック年代. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **98**, 267-270.
- 石油資源開発札幌鉱業所勇払研究グループ・岡村 聡・加藤孝幸・柴田 賢・鷹澤好博・内海 茂 (Yufutsu Research Group of JAPEX Sapporo, Okamura, S., Katoh, T., Shibata, K., Ganzawa, Y. and Uchiyumi, S.), 1992, 北海道苫小牧市東部における坑井から採取された白亜紀花崗岩類. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **98**, 547-550.
- Shibata, T. and Nakamura, E., 1997, Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: Implications for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 8051-8064.
- Shuto, K., Hirahara, Y., Ishimoto, H., Aoki, A., Jinbo, A. and Goto, Y., 2004, Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **134**, 57-75.
- Shuto, K., Ohki, J., Kagami, H., Yamamoto, M., Watanabe, N., Yamamoto, K., Anzai, N. and Itaya, T., 1993, The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Mineral. Petrol.*, **49**, 71-90.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *In* Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Spec. Publ. **42**, London, 313-345.
- 高野 修・保柳康一・能登正明・太田勝一・八幡正弘・樺戸団研堆積相グループ (Takano, O., Hoyanagi, K., Noto, M., Ota, K., Yahata, M. and Kabato Collaborative Research Group), 1995, 北海道樺戸山地南部における新第三系の斜面～陸棚～ファンデルタ～礫質河川システム. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **49**, 253-270.
- 竹内 徹 (Takeuchi, T.), 1997, 南サハリンの第三紀火山岩類の K-Ar 年代とそのテクトニックな意義. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **103**, 67-79.
- Takeuchi, T., Kodama, K. and Ozawa, T., 1999, Paleomagnetic evidence for block rotations in central Hokkaido-south Sakhalin, Northeast Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **169**, 7-21.
- 竹内 徹・小澤智生・小玉一人 (Takeuchi, T., Ozawa, T. and Kodama, K.), 1997, 千島海盆・日本海の拡大と, 中央北海道-南サハリンの回転運動. 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集 (*Abstr. 1997 Japan Earth Planet. Sci. Joint Meet.*), 665.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, C. and Pisciotto, K. A., 1992, Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res.*, **127/128** (part 2), 1333-1348.
- 津田禾粒 (Tsuda, K.), 1965, 北裏日本の新第三紀動物群と岩相—とくに中新世中期の動物群について—. 化石 (*Fossils, Jour. Paleont. Soc. Japan*), **10**, 20-23.
- 辻 隆司・斉藤雄一・生路幸雄・小布施明子・甲斐邦男・柳本 裕 (Tsujii, T., Saito, Y., Ikuji, Y., Obuse, A., Kai, K. and Yanagimoto, Y.), 1992, 平野北部地域の峰延ガス田における奔須部都層と須部都層の堆積環境と堆積シーケンス. 石油資源開発株式会社技術研究所報告 (*Rep. JAPEX Res. Center. Japan Petrol. Explor. Co., Ltd.*), **8**, 1-26.
- 通商産業省 (Ministry of International Trade and Industry), 1972, 昭和 46 年度広域地質調査報告書「定山溪地域」(*Report on the regional survey in the Jozankei district during the fiscal year Showa 46*). 通商産業省資源エネルギー庁 (MITI Agency for Natural Resources and Energy), 32p.

渡辺 寧・藤林紀枝・中川 充・加々美寛雄 (Watanabe, Y., Fujibayashi, N., Nakagawa, M. and Kagami, H.), 1993, 北海道中部馬追丘陵および夕張炭田地域の中新世前期火山岩類の K-Ar 年代, 層序対比および化学組成. 岩鉱 (*Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **88**, 295-306.

Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.

米島真由子・岡村 聡・国安 稔・今山武志・前田仁一郎 (Yonejima, M., Okamura, S., Kuniyasu, M., Imayama, T. and Maeda J.), 2006, 中央北海道南部, 基礎試錐「南幌」における後期漸新世火山岩類の岩石学的研究. 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨 (113th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.), 241.

吉田武義・木村純一・大口健志・佐藤比呂志 (Yoshida, T., Kimura, J., Ohguchi, T. and Sato, H.), 1997, 島弧マグマ供給系の構造と進化. 火山 (*Bull. Volcanol. Soc. Japan*), **42**, S189-S207.

* English translation from the original written in Japanese

付記. K-Ar 年代測定試料の記載.

試料 No.1 (あけぼの SK-2D: 1452.50–1452.55 m) (強熱減量: 0.53 wt.%): 玄武岩質安山岩. ピロタキシチック組織を示す. 斑晶鉱物は斜長石 (長径 0.2–1.5 mm) と単斜輝石 (長径 0.2–0.5 mm) からなり, 一部集斑晶をなす. 石基は褐色ガラス, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる. 長径 0.1–0.5 mm 大の発泡孔が多く認められる. 発泡孔の内壁にスメクタイトが生成しているほか, 石基輝石の一部とガラスの一部がスメクタイト化している.

試料 No.2 (あけぼの SK-2D: 1464.70–1464.75 m) (強熱減量: 0.70 wt.%): 玄武岩質安山岩. ピロタキシチック組織を示す. 斑晶鉱物は斜長石 (長径 0.3–1.5 mm), 単斜輝石 (長径 0.3–2.0 mm), 斜方輝石 (長径 0.2–0.7 mm) からなり, 一部集斑

晶をなす. 石基は褐色ガラス, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる. 石基輝石の一部とガラスの一部がスメクタイト化している. 発泡孔はほとんど認められない.

試料 No.3 (あけぼの SK-2D: 1471.50–1471.60 m) (強熱減量: 0.58 wt.%): 玄武岩質安山岩. ピロタキシチック組織を示す. 斑晶鉱物は斜長石 (長径 0.2–1.5 mm), 単斜輝石 (長径 0.1–1.0 mm), 斜方輝石 (長径 0.1–0.5 mm), 不透明鉱物 (長径 0.05–0.2 mm) からなり, 一部集斑晶をなす. 石基は褐色ガラス, 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石からなる. 長径 0.1–0.5 mm 大の発泡孔が多く認められる. 発泡孔の内壁にスメクタイトが生成しているほか, 石基輝石の一部とガラスの一部がスメクタイト化している.

試料 No.4 (強熱減量: 0.91 wt.%): 安山岩. ピロタキシチック組織を示す. 斑晶鉱物は斜長石 (長径 0.3–2 mm), 単斜輝石 (長径 0.1–0.7 mm), 斜方輝石 (長径 0.1–0.5 mm) からなる. 石基は褐色ガラス, 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物からなる. 長径 0.1–1.0 mm 大の発泡孔が認められる. 発泡孔の内壁にスメクタイトが生成するほか, 石基輝石の一部とガラスの一部がスメクタイト化している.

試料 No.5 (強熱減量: 0.88 wt.%): 安山岩. ハイアロピリチック組織を示す. 斑晶鉱物は斜長石 (長径 0.2–1.5 mm), 単斜輝石 (長径 0.05–1.0 mm), 斜方輝石 (長径 0.05–0.3 mm) からなり, 一部集斑晶をなす. 石基は褐色ガラス, 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物からなる. 長径 0.2–1.5 mm 大の発泡孔が多く認められる. 発泡孔の内壁にスメクタイトが生成するほか, 石基輝石の一部とガラスの一部がスメクタイト化している.

(要 旨)

岡村 聡・八幡正弘・西戸裕嗣・指宿敦志・横井 悟・米島真由子・今山武志・前田仁一郎, 2010, 北海道中央部に分布する滝の上期火山岩類の放射年代と岩石学的特徴—勇払油ガス田の浅層貯留層を構成する火山岩の岩石化学的検討—. 地質雑, **116**, 181–198. (Okamura, S., Yahata, M., Nishido, H., Ibusuki, A., Yokoi, S., Yonejima, M., Imayama, T. and Maeda, J., 2010, K-Ar ages and petrology of the Takinoue stage volcanic rocks in central Hokkaido, Japan: Geochemistry of volcanic rocks that form a shallow reservoir in the Yufu-tsu Oil and Gas Field. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **116**, 181–198.)

北海道中央部の前期中新世火山岩のうち, 苫小牧市の勇払油ガス田の浅層貯留層を構成する滝の上層火山岩と, それに対比されると考えられる火山岩類の K-Ar 法による年代測定を行った. 勇払油ガス田の滝の上層火山岩, 馬追丘陵地域と栄地域に分布する同層準火山岩は, いずれも約 14–21 Ma の年代を示す. これらのうち勇払油ガス田と馬追丘陵地域の火山噴出物は陸成環境で定置した. 勇払油ガス田の滝の上層火山岩の LIL・HFS 元素の含有量と Sr, Nd 同位体組成は, 東北本州弧で生じた日本海形成に伴う中期中新世火山岩と類似するが, 近接して産出する火山岩はより高い LIL・HFS 元素の含有量, より枯渇していない Sr, Nd 同位体組成を示す. 後者は, 東北本州弧の中期中新世火山岩には出現しないので, この時期の北海道中央部は東北本州弧とは異なるテクトニクスおよびマグマ形成場にあったと考えられる.