北海道中央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

K-Ar age, stratigraphic correlation and chemical composition of
Early Miocene volcanic rocks at Umaoi Hill and Yubari
Coal Field in central Hokkaido

渡 辺 寧 (Yasushi WATANABE)*
藤 林 紀 枝 (Norie FUJIBAYASHI)**
中 川 充 (Mitsuru NAKAGAWA)***
加々美 寛 雄 (Hiroo KAGAMI)****

Andesites from the Yubari Coal field and the Umaoi Hill, east of the Ishikari Depression, Hokkaido, were dated by K-Ar method and their major and trace elements and isotope chemistries were determined. The rock specimens were collected from the andesitic dyke intruding into the late Eocene Poronai Formation in the Yubari Coal Field, and from the tuff breccia and lava of the Umaoiyama Agglomerate Unit in the Umaoi Hill.

The Umaoiyama Agglomerate Unit have been considered to be middle Miocene in age. All the obtained ages are, however, within the range from 19 to 20 Ma. Thus, the Umaoiyama Agglomerate Unit can be correlated with the lower Miocene strata in the Yubari Coal Field, namely the Takinoue Formation. It can also be correlated with the subsurface andesitic layer at the depth of 2,465-2,526 m in the westward Ishikari Depression. On such stratigraphical grounds, it is suggested that the andesites from the Yubari Coal field and the Umaoi Hill may represent the eastern end of the volcanics at 19-20 Ma.

The andesites from the studied areas show little difference in major and trace elements, and isotope chemistry from those of the back-arc side of the NE Japan arc at around 20 Ma. The andesites have higher LILE and lower HFSE contents compared with the contemporaneous WPB-type basaltic rock. It suggests that they are not the differentiation products of the WPB-type basalt magma. They might be originated from the metasomatized mantle by the subduction component. Alternatively, crustal component might have participated in the generation of the andesitic magma.

Keywords: Andesite, K-Ar age, Bulk chemistry, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, Early Miocene, Umaoiyama Agglomerate Unit, Umaoi Hill, Yubari Coal Field, Hokkaido.

(平成 4 年 10 月 8 日受付, 平成 5 年 3 月 5 日受理)

- * 地質調査所鉱物資源部, 〒305 つくば市東 1-1-3
- ** 新潟大学教育学部, 〒950-21 新潟市五十嵐二の町 8050
- *** 地質調査所北海道支所, 〒060 札幌市北区北 8 条西 2 丁目
- **** 岡山大学地球内部研究センター, 〒682-01 鳥取県東伯郡三朝町山田 827
- * Mineral Resources Department, Geological Survey of Japan, Tsukuba 305, Japan.
- ** Faculty of Education, Niigata University, Niigata 950-21, Japan.
- *** Hokkaido Branch, Geological Survey of Japan, Sapporo 060, Japan.
- **** Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Misasa 682-02, Japan.

Fig. 1. Geological map of the Yubari Coal Field and the Umaoi Hill after Ishida *et al.* (1980). The sampling localities are indicated with capital letters (A-D). ①, Umaoi Anticline; ②, maui Thrust.

1. はじめに

北海道を中央部と西南部とに分ける石狩低地帯（長尾・佐々，1933）は，新生代一特に中新世一においては東側の堆積岩の卓越する地域と西側の火山岩の卓越するグリーンタフ地域との境界部として位置づけられてきた（藤江ら，1957；加藤ら編，1990）（Fig. 1）。この低地帯東側の堆積岩卓越地域にも火山活動の痕跡が少なからず記録されている。夕張炭田地域には，古第三系を貫く塩基性安山岩脈及び玄武岩脈が点在する（佐々ら，1964）（Fig. 1）。藤岡（1941），松井・高橋（1951）は堆積岩に含まれる火山砕屑物の検討から，この地域では紅葉山階に塩基性の，滝の上階に酸性の2期の火山活動の存在を指摘した。夕張炭田地域西南方の馬追丘陵に分布する中新統には安山岩溶岩・同質凝灰角礫岩およびこれらを貫く安山岩岩脈が含まれる（長尾ら，1959；松野・秦，1960；吾妻，1961）（Fig. 1）。石油公

団による石狩低地帯での基礎試錐「南幌」（Fig. 1）においても地下2,450～4,000 mに数百m以上の厚さを持つ安山岩質火山岩類が報告されている（北海道鉱業振興委員会，1979；藤岡・佐賀，1980）。この「南幌」の火山岩類は石狩低地帯地下に普遍的に分布し（藤岡，1982），西方のグリーンタフ地域の火山岩類に連続することが，石油・天然ガスの探鉱ボーリングにより確かめられている（北海道鉱業振興委員会，1990）。

これらの火山岩類のうち夕張炭田地域の岩脈の侵入時期は幌内層堆積後（佐々ら，1964），馬追丘陵の火山活動は馬追山階（松野・秦，1960）と考えられたが，具体的な地質年代学的データはこれまで得られていない。また，基礎試錐「南幌」により存在の明らかになった火山岩類は，上部が滝の上階，下部が幌内階（北海道鉱業振興委員会，1979），またはすべて滝の上階（藤岡・佐賀，1980）と考えられたが，これらと夕張炭田地域および馬追丘陵の火山岩類との層序学的対応関係

Fig. 2. Cenozoic stratigraphic correlation between the Yubari Coal Field and the Umaoi Hill.

は必ずしも明確になっていない。ここでは、夕張炭田地域の貫入岩と馬追丘陵の火山岩の K-Ar 年代および化学組成を測定した。その結果をもとに、夕張炭田地域および馬追丘陵における地質層序の問題点を指摘し、対比の可能性、化学組成からみた火成作用の特徴について述べる。

II. 地質の概略

馬追丘陵は石狩低地帯の東縁に位置する東西約 5 km、南北約 30 km、比高 50-200 m の丘陵であり、由仁盆地を挟んで東側に夕張炭田地域が位置する (Fig. 1)。この両地域の第三系の層序を Fig. 2 に示す。

1. 夕張炭田地域

白亜系を不整合に覆う第三系は、下位から上位に向

かって、古第三系の石狩層群・幌内層群 (幌内層・紅葉山層)、中新統の滝の上層・川端層・岩見沢層・追分層、鮮新統清新布層が分布する。これらの地層は北北西一南南東方向に伸びて分布し、東側に古第三系、西側に新第三系が露出する。これらの地層のうち、紅葉山層と滝の上層は火山碎屑物を多く含む (松井・高橋, 1951)。貫入岩は古第三系の分布の西縁に近い幌内層中に認められる (Fig. 1)。

紅葉山層は玄武岩質火山岩に由来する碎屑粒子を多量に含む砂岩・礫岩により構成される下部層と、主として凝灰質シルト岩からなる上部層に区分される (松井, 1950; 海保, 1984)。滝の上層下部には流紋岩・デイサイトの角礫を含む礫岩 (藤岡, 1941; 松井・高橋, 1951; 松野・秦, 1964; 海保, 1984) および安山岩質凝灰角礫岩が含まれる (松野・秦, 1960; 海保, 1984)。川端層は滝の上層に整合で累重し、タービダイト質砂岩・泥岩・礫岩から構成される地層で、模式地の夕張川では 3,000 m 以上の層厚が見積られている (佐々ら, 1964)。

2. 馬追丘陵地域

馬追丘陵には中新統の「滝の上層」*・「川端層」*・馬追山層・追分層が分布し、それらは西へ衝上する馬追衝上断層 (吾妻, 1961) (Fig. 1) 等の断層群に分断されながらも、南北方向の馬追山背斜 (松野・秦, 1960) (Fig. 1) の軸部から東西両側に向かって、順次新しい時代の地層が分布する (吾妻, 1961)。この地域の「滝の上層」は凝灰質砂岩及びシルト岩を主体とし、安山岩質凝灰角礫岩が挟有される (松野・秦, 1960; 吾妻, 1961)。「川端層」は、凝灰質砂岩およびシルト岩・礫岩・凝灰岩からなり、これらは亜炭層を挟有する陸成層である (松野・秦, 1960; 吾妻, 1961)。「川端層」を覆う馬追山層は夕張炭田地域の岩見沢層に対比され (佐々ら, 1964)、主部の硬質頁岩部層と基底部の安山岩質集塊岩部層からなる (松野・秦, 1960)。集塊岩部層は、溶岩・凝灰角礫岩・凝灰岩より構成される。凝灰角礫岩中の角礫は主として安山岩礫からなるが、場所により流紋岩礫や堆積岩礫を含む。馬追山層は上位の主として珪藻質シルト岩からなる追分層に漸移するが、両者の間には指交関係が認められる (松野・秦, 1960)。

* 今回の年代測定により、馬追丘陵でこれまで滝の上層と川端層とされてきた地層は、それぞれ模式地の滝の上層と川端層に対比されないことが明らかとなったので、模式地のものと区別するために馬追丘陵のものについてはそれぞれ「滝の上層」と「川端層」と表す。

Table 1. K-Ar ages of andesites in the Yubari Coal Field and Umai Hill

Sample	Occurrence (Formation) (latitude, longitude)	^{40}Ar ($\text{scc/gm} \times 10^{-5}$)	% ^{40}Ar	%K	Isotopic Age (Ma)
Yu1502	Andesitic Dyke (43°09'54"N, 141°53'50"E)	.112	22.0	1.47	19.4 ± 2.1
		.112	20.4	1.48	19.4 ± 2.3
		average			19.4 ± 1.6
Um1401	Essential block of the Andesitic Tuff Breccia (Umai-yama Formation) (43°01'49", 141°44'41"E)	.089	34.4	1.14	20.0 ± 1.2
		.088	33.0	1.14	19.8 ± 1.3
					19.9 ± 1.0
Um1104	Andesitic Lava (Umai-yama Formation) (42°54'35"N, 141°45'03"E)	.100	59.2	1.30	19.4 ± 1.0
		.099	57.1	1.34	18.2 ± 1.0
					19.3 ± 1.0

III. 試料採取地点及び岩石

K-Ar 年代および全岩化学組成を測定したサンプルは、夕張炭田地域の A~C の 3 地点と、馬追丘陵の D と E の 2 地点から採取したものである (Fig. 1)。各地点における火山岩の産状と鏡下での特徴を以下に記す。

地点 A: 5 万分の 1 地質図幅「夕張」地域内の幌向川中流美流渡西方で幌内層を貫いて分布する、北西-南東方向に伸びた安山岩岩脈。試料 (Yu1502, Yu1503) は幌向川北岸の採石場で採取した。この岩脈は暗灰色緻密な岩相を呈し、節理が発達する。この節理に沿って黒色の変質部が認められるが、一般に新鮮部が多い。Yu1502 と Yu1503 は、両者とも斑晶は長さ 1-2 mm の斜長石のみからなり、石基は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄チタン酸化物・黒雲母およびガラスなどからなる。紫蘇輝石と黒雲母の一部は緑泥石に置換されている。Yu1503 は Yu1502 よりこの変質の程度がやや高い。

地点 B: 5 万分の 1 地質図幅「夕張」地域内阿野呂川上流富野に分布する、幌内層に主として北西-南東から東西方向に貫入する安山岩岩脈。試料は阿野呂川南岸のものを採取した (試料 Yu1501)。露頭が小規模で風化・変質が進んでいるが、比較的新鮮な部分は灰色緻密で、斜長石斑晶が目立つ。斜長石斑晶の長さは 2~4 mm である。石基は地点 A の岩石の石基に類似す

るが、有色鉱物は、黒雲母の一部を除き全て緑泥石・方解石に変質している。

地点 C: 夕張川中流紅葉山付近において、幌内層に貫入する北西-南東方向の安山岩岩脈。試料は夕張川南岸の採石場で採取した (Yu1402)。この岩脈は暗緑色緻密な岩相を呈し、柱状節理が発達する。岩脈全体が弱い変質を蒙っており、特に幌内層との接触部付近では新鮮部は少ない。この試料は、斑晶に 1 mm 前後の紫蘇輝石・普通輝石・斜長石を持つ複輝石安山岩で、石基には普通輝石・黒雲母・鉄チタン酸化物・斜長石が含まれる。すべての斑晶の裂かに沿った部分や石基の一部は緑泥石と炭酸塩鉱物 (方解石と菱鉄鉱?) に変質している。

地点 D: 馬追山背斜の東翼の馬追丘陵北部長官山西斜面に分布する馬追山層・硬質頁岩部層直下の白色凝灰質砂岩・シルト岩層に挟まれる安山岩質凝灰角礫岩層 (層厚 10 m 以下) 中の角礫。角礫は 5 cm~60 cm の大きさの安山岩からなる。この中の 40 cm 大の角礫を試料とした (Um1401)。この試料は緑がかった暗灰色の岩石で、斜長石斑晶が目立つ。風化・変質により全体的に茶褐色を呈する。鏡下では、1.5-2 mm の斜長石斑晶、0.5 mm 以下の紫蘇輝石・普通輝石微斑晶とハイプロビリティック-ピロタキシディック組織の石基部からなる。石基部の輝石は全て普通輝石で、一部はサポナイトや少量の方解石に変質している。

地点 E: 馬追山背斜西翼の追分町幌加西方に、北西

Table 2. Major and trace element compositions of andesites in the Yubari Coal Field and Umaoi Hill

Number	1	2	3	4	5	6	7	8
Locality	A1	A2	B	C	D	E		
Sample	Yu1502	Yu1503	Yu1501	Yu1402	Um1401	Um1104	JB-1a	JB-1a
SiO ₂ (wt%)	57.48	57.23	56.31	58.58	56.35	57.93		
TiO ₂	1.47	1.31	1.38	1.04	0.95	1.02		
Al ₂ O ₃	16.03	17.32	19.31	17.39	18.00	16.67		
Fe ₂ O ₃ *	9.43	7.97	6.83	7.41	7.92	8.40		
MnO	0.13	0.11	0.07	0.13	0.09	0.25		
MgO	3.15	3.08	1.69	2.97	2.74	3.38		
CaO	6.57	7.57	8.44	6.99	8.48	7.31		
Na ₂ O	3.66	3.47	3.77	3.74	3.30	3.38		
K ₂ O	2.01	1.79	1.51	1.81	1.57	1.41		
P ₂ O ₅	0.25	0.17	0.21	0.15	0.16	0.19		
total	100.18	100.02	99.52	100.21	99.56	99.94		
LOI	0.96	1.37	4.70	1.44	0.88	1.20		
FeO*/MgO	2.69	2.33	3.64	2.24	2.60	2.24		
Ba (ppm)	500	490	410	430	340	340		
Cr	23	68	27	n. d.	28	33	384	415
Nb	10	9	8	n. d.	6	6	26	27
Ni	16	22	21	n. d.	26	13	134	140
Rb	73	62	44	n. d.	54	48	38	41
Sr	327	363	342	n. d.	402	378	439	443
Y	32	26	21	n. d.	27	25	26	25
Zr	182	159	169	n. d.	118	124	141	144
Zr/Nb	18.8	18.7	21.4	-	19.7	19.7		

Fe₂O₃* and FeO*; total iron as Fe₂O₃ and FeO, respectively. LOI; loss of ignition. n. d.; not determined. Ba content was analysed by using ICP of Chemex labs Ltd. The values of JA-1 and JR-1 analysed are 280 and 40 ppm, respectively, and each are similar to the consensus values of 307 and 40 ppm from Ando *et al.* (1989). Other trace and major elements were analysed by using XRF of Niigata Univ. and Hokkaido Univ., respectively. No. 7 is the average trace element value of the JB-1a analysed twice during this study. No. 8 is the consensus value from Ando *et al.* (1989).

一南東方向に延びる稜線沿いに分布する、馬追山層集塊岩部層(松野・秦, 1960)中の安山岩溶岩(Um1104)。この溶岩は緑褐色をおびたやや粗粒な岩石からなり、流理構造が認められる。試料中には1.5 mm程度の斜長石と1 mm程度の普通輝石の斑晶が存在するが、全体的に斑晶量は少ない。石基部はピロタキソティック組織を呈し、石基中の輝石はすべて普通輝石である。鉄水酸化物の汚濁の他は、変質は認められない。

IV. K-Ar 年代

年代測定を行ったのは Yu1502, Um1401, Um1104

の3試料である。測定はK-Ar全岩法でテレダイナミクス・イソトープス社により行われた。年代の計算に用いた定数は $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_\alpha = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atom\%}$ (Steiger and Jäger, 1977)である。結果をTable 1に示す。

これら3つの試料はすべて19 Maから20 Maの間の年代値を示し、測定誤差(1 σ)の範囲内で一致している。

夕張炭田地域の岩脈(地点A)は始新世後期~漸新世の幌内層を貫いており、年代値には地質層序との矛盾はない。したがって、Yu1502の19.4 MaのK-Ar年

Fig. 3. SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ plot of the volcanic rocks in Hokkaido at about 20 Ma.

AB, Alkali rock series; HAB, High-alumina basalt series and TH, tholeiite series are drawn after Kuno (1965).

Symbols; 1, Andesitic rocks in the Yubari Coal Field and the Umaoi Hill (this study); 2, Andesitic rocks of the Aonaegawa and Tsurikake Formations in the Okushiri island (Yamamoto *et al.*, 1991); 3, Basalt of the Fukuyama Formation in Oshima-Fukushima (Yamamoto *et al.*, 1991); 4, Basalt and andesitic rocks of the Fukuyama Formation in Oshima-Fukushima (Okamura, 1987; Okamura, unpub.) and 5, Andesitic rocks of the Fukuyama Formation in Miyano (Okamura, 1987).

Fig. 4. SiO_2 - K_2O plot of the volcanic rocks in Hokkaido at about 20 Ma.

Symbols are the same as in Fig. 3. The fields, Qf and Qb, represent the Quaternary volcanic rocks from the frontal side and back-arc sides of NE Honshu arc, respectively (Shuto and Yashima, 1990).

V. 全岩化学組成

地点 A, B, C, D, E の 6 試料について全岩の主要元素・微量元素化学組成を分析した。主要元素の分析は北海道大学理学部の蛍光 X 線分析装置を用いて, Tsuchiya *et al.* (1989) の方法に従った。Ba を除く微量元素の分析は新潟大学理学部の蛍光 X 線分析装置を用いて, 田村ら (1989) の方法に従った。JB-1a の微量元素の 2 回の測定結果の平均値は Table 2 に示しておりである。Ba については, Chemex Labs. Ltd. 社に依頼して ICP で分析された。そのときの Ba の値は JA-1 で 280 ppm, JR-1 では 40 ppm で, それぞれ Ando *et al.* (1989) の推奨値の 307 ppm と 40 ppm に近い。

分析した 6 試料は非常に良く似た化学組成を有する (Table 2)。例えば SiO_2 含有量は 56.3-58.6 (wt%) の狭い範囲の変化しか示さない。

SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図では, 今回検討した岩石は Kuno (1965) の高アルミナ玄武岩系列の領域に点示され (Fig. 3), SiO_2 - K_2O 図では, Peccerillo and Taylor (1976) の中間カリ型の領域の比較的 K_2O に富む側に点示される (Fig. 4)。

両図には, 西南北海道の渡島福島の福山層および宮野の福山層相当層中の火山岩類と, 奥尻島の青苗川層と釣懸層中の火山岩類も示している。渡島半島の福山層およびその相当層については, 興水ら (1986), 通商

代は, この岩脈の形成年代を示すものと考えられる。

馬追丘陵の安山岩質凝灰角礫岩中の角礫 (Uml401) および安山岩溶岩 (Uml104) は, それぞれ馬追山背斜の東翼と西翼に産するものであるが, これらはほぼ同じ K-Ar 年代を示した。このことはこの背斜の両翼の溶岩と凝灰角礫岩が同時代の火山活動の産物であることを示している。これらの安山岩類は馬追山層の基底部を構成し (長尾ら, 1959; 松野・秦, 1960; 佐々ら, 1964), 「川端層」を不整合 (長尾ら, 1959; 佐々ら, 1964) または整合 (松野・秦, 1960; 椿原, 1990) で覆う。しかし, これらの安山岩類の K-Ar 年代は, 夕張炭田地域の川端層の地質時代—中新世中期— (保柳ら, 1986; 椿原, 1990; 加藤ら編, 1990) よりも古く (Fig. 2), 地質層序から推定されてきた安山岩類の形成年代との間に矛盾がある。この点については, 後で詳しく考察する。

産業省資源エネルギー庁 (1978, 1981), および雁沢 (1983) による 24.6–21.7 Ma の放射年代 (フィッショソ・トラック年代および K-Ar 年代) が, 青苗川層と釣懸層については山本ら (1991) により 20.4–19.7 Ma の K-Ar 年代が報告されている。福山層の火山岩類は広範囲の SiO_2 (wt%) を示し, SiO_2 - K_2O 図において SiO_2 の増加に伴い K_2O が増加する直線的な変化傾向を示す。夕張炭田一馬追丘陵地域の火山岩類や奥尻島の火山岩類は福山層火山岩類トレンド上に点示される。

Fig. 5 は微量元素組成について, MORB で規格化したパターン (Pearce *et al.*, 1981) を示したものである。本図でも馬追丘陵および夕張炭田地域の試料は相互に非常に良く似た微量元素化学組成を有することがわかる。また, 奥尻島の安山岩は背弧側に位置するにも関わらず, その微量元素の MORB 規格化パターンは, 馬追丘陵および夕張炭田地域の火山岩のパターンと類似している。渡島福島の玄武岩質火山岩は, これらに比べて HFSE に富み LILE に乏しい。

VI. Sr, Nd 同位体組成

A, B, D, E の 4 地点から採取した 5 試料について, Sr および Nd の抽出を新潟大学でおこない, それらの同位体組成を岡山大学地球内部研究センターの質量分析計 MAT261 を用い, Kagami *et al.* (1987) の方法で分析した。その結果を Table 3 および Fig. 6 に示す。この研究期間における Sr 同位体標準試料 NBS987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.710241 ± 13 ($^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ で規格化) であった。また, JB-1a の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は 0.512760 ± 19 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ で規格化) であった。BCR-1 の 0.512638 に相当する JB-1a は 0.512784 である (Kagami *et al.*, 1989)。従ってこの

Fig. 5. Comparison for MORB-normalized abundance pattern of the Yubari-Umaoi andesite with those of volcanic rocks of similar age from Hokkaido.

1, Andesites in the Yubari Coal Field and the Umaoi Hill (this study); 2, Andesite, O-34, of Tsurikake Formation in Okushiri island (Yamamoto *et al.*, 1991); 3, Basalt, OYB-10, of Fukuyama Formation in Oshima-Fukushima (Yamamoto *et al.*, 1991), and 4, Within-plate tholeiitic basalt (Pearce, 1982).

論文においては, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比に 0.000024 ($\epsilon\text{Nd} = +0.47$) を加えた値を Table 3 に示した。Sr 同位体比初生値, ϵNd 初生値に関しては年代補正を行っていない。

A 地点の Yu1502 および Yu1503 と B 地点の Yu1501 は, 試料の変質の程度とはほとんど無関係に, 良く似た $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を示す。これらの試料よりやや TiO_2 量の乏しい D と E は, 他の試料に比べて $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が低く, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比はわずかに高い。

Table 3. Sr and Nd isotopic ratios of andesites from the Yubari Coal Field and Umaoi Hill

Sample	Yu1502	Yu1503	Yu1501	Um1401	Um1104
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ)	0.705244 (15)	0.705184 (14)	0.705134 (14)	0.704698 (13)	0.704838 (15)
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ)	0.512630 (14)	0.512597 (18)	0.512632 (12)	0.512685 (12)	0.512707 (11)
c- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512654	0.512621	0.512656	0.512709	0.512731
ϵSr	10.6	9.7	9.0	2.8	4.8
ϵNd	0.31	-0.33	0.35	1.38	1.81

c- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} + 0.000024$ (consensus JB-1a value, 0.512784 (Kagami *et al.*, 1989) - measured JB-1a value, 0.512760). ϵNd was calculated using the c- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and bulk earth parameter of 0.512638 (Mc-Culloch and Wasserburg, 1978). The bulk earth parameter for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (present day) = 0.7045 (Depaolo and Wasserburg, 1976).

Fig. 6. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd plot.

Data for NE Honshu volcanic rocks are from Nohda and Wasserburg (1986), Nohda *et al.* (1988) and Tatsumi *et al.* (1988). F, frontal side; B, back-arc side; 1, >25 Ma; 2, 25-20 Ma; 3, 20-15 Ma; 4, 15-10 Ma; 5, <10 Ma; BE, Bulk Earth.

このように同位体化学組成にはややばらつきが見られるが、これらは $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd 図上で東北本州弧の第三紀火山岩類の描くトレンド上に点示される (Fig. 6). Tatsumi *et al.* (1988) によると、フロント側の火山岩類は背弧側に比べて年代に伴う同位体組成の変化幅が狭いが、今回分析した19-20 Maの試料はフロント側の22 Maの岩石と同じか、さらに“enrich”した側に点示される。

Fig. 7aは、19-20 Maの東北日本弧の玄武岩質～安山岩質の火山岩のSr同位体比を地理的に示したものである。またFig. 7bは、約19 Maの日本列島の位置を平 (1990) の古地理図にもとづいて示したものである。夕張炭田から馬追丘陵は石狩低地帯の東部に位置し、西南北海道と中央北海道の境界付近にあたる。後述するようにこれらの地域の火山岩類は北海道西部のグリーンタフ火山岩類に連続することから、東北本州弧北東端に位置づけられる。この図では島弧横断方向の距離は、現在のそれ (Fig. 7a) よりも小さく描かれているが、夕張炭田～馬追丘陵地域の火山岩類は、同時代の他の岩石よりもフロント側に位置している。しかし、今回のように狭い年代範囲の岩石に限って比較しても、Sr同位体比の島弧横断方向の変化は認められない。

VII. 層序対比に関する考察

1. 層序の問題点

IV章に述べたように、馬追丘陵に分布する馬追山層

基底の安山岩質集塊岩部層を構成する溶岩および凝灰角礫岩中の角礫は、19-20 MaのK-Ar年代を示した。この2つの年代値より、この地層より下位の「川端層」と「滝の上層」は少なくとも19 Maよりも古い時代の地層ということになる。しかし、馬追丘陵の「川端層」については(1)示準化石が得られていないこと、(2)夕張炭田地域の川端層の岩相と異なり、炭層を挟む陸成層であることなどから、馬追丘陵の「川端層」を夕張炭田地域の川端層に対比する積極的な根拠はみられない。

馬追山層の硬質頁岩部層は、上位の珪藻質シルト岩からなる追分層と一部指交関係にある (松野・秦, 1960)。馬追丘陵の追分層からは、Koizumi (1985) の分帯によるDenticulopsis dimorpha帯、Coscinodiscus vabei帯、Denticulopsis praedimorpha帯、Actinocyclus ingens帯～Kisseleviella carina帯の珪藻化石群集が報告されている (米谷ら, 1981)。A. ingens帯～K. carina帯は、中新世前期に相当する (Koizumi, 1985)。すなわち追分層は一部に下部中新統を含むことになり、より下位の馬追山層基底の集塊岩部層中の火山岩類が19-20 Maの放射年代を示すことと矛盾しない (Fig. 2)。従ってここで報告した放射年代は、馬追丘陵の「川端層」及び「滝の上層」の上限の年代を規定するデータとなるであろう。

馬追山層基底の集塊岩部層は、夕張炭田地域の滝の上層下部の火山碎屑岩に対比される可能性があるが、この対比の成否は今後の滝の上層の年代決定を待た

Fig. 7. Spatial plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of volcanic rocks at about 20 Ma ($19 < \text{age} < 21$ Ma).
 a, at present position; b, at inferred paleo-position after the paleogeographic map at about 19 Ma by Taira (1990).
 Data sources; 1, this study; 2 and 3, Shuto *et al.* (1992b); 4, Nohda *et al.* (1988); 5 and 6, Ueno *et al.* (1974); 7, Shuto *et al.* (1992a).

なければならない。

2. 基礎試錐「南幌」との岩相対比

基礎試錐「南幌」では、(1). 深度 2,465~2,526 m に安山岩質角礫凝灰岩及び安山岩、(2). 2,526~2,920 m に亜炭層を含む砂質・泥質凝灰岩層、(3). 2,920~3,195 m に安山岩の微細な角礫を含む細粒～粗粒砂岩、(4). 3,190~4,000 m に安山岩質角礫凝灰岩～凝灰角礫岩が認められ、(1)~(3)は滝の上層に対比されている(北海道鉱業振興委員会, 1979; 藤岡・佐賀, 1980)。(4)は北海道鉱業振興委員会(1979)により幌内層群に対比されたが、藤岡・佐賀(1980)は滝の上層に対比している。これらのうち(1)~(3)の岩相は馬追丘陵の馬追山層基底の火山岩類、「川端層」、「滝の上層」にそれぞれ類似する。これらの地層は石狩低地帯下ではほぼ水平であるが、馬追丘陵に向い急激に立ち上がり、馬追山背斜付近で地表に露出する(吾妻, 1961)。岩相の類似・地質構造の特徴から「南幌」の(1)~(3)は馬追丘陵の馬追山層の集塊岩部層、「川端層」、「滝の上層」にそれぞれ対比される可能性が強い。この火山岩層は、1,000 m 以上の厚さで石狩低地帯深部に

広がっており(北海道鉱業振興協会, 1990)(Fig. 8)、もしこの対比が成り立つなら石狩低地帯では約 19 Ma を上限とする火山活動が広範囲に生じたことになる。

この火山岩類は、西南北海道のグリーンタフ火山岩類の最下底部につながっている(Fig. 8)。つまりこれらの火山岩類は東方へ向かうほど層厚を減じており、南幌から馬追丘陵にかけては、堆積岩を挟在するようになる。さらに東方の夕張炭田地域では、岩脈が僅かに点在し、火山岩の碎屑物が礫岩や砂岩に混入する程度となる。従って、これらの火山活動は、西方で活発であったグリーンタフ火山活動の最東縁部での活動と位置づけられる。つまり、夕張炭田一馬追丘陵地域に分布する 19-20 Ma の火山岩類は、当時の東北日本弧の最東縁部における火成活動の産物と考えられる。

VIII. 約 20 Ma の西南北海道の安山岩質火成作用の特徴

夕張炭田一馬追丘陵地域の火山岩類は、前述のように、この時代の東北日本弧の火山岩類のなかで最もフ

Fig. 8. Cross section of the Ishikari depression with drilling sites modified from Hokkaido Kogyoshin-ko Kyokai (1990). Data of Th-2 are after Nonoguchi (1989).

フロント側に分布すると考えられる。しかし、すでに述べたように、本地域の安山岩質火山岩類は、 K_2O 量や微量元素の濃集パターンを比較しても、同時代の背弧側の渡島福島や奥尻島の安山岩類と良く似た組成を示し (Figs. 3, 4 & 5a), 島弧横断方向の組成変化は認められない。Sr 同位体組成についても、19-20 Ma の試料に限って比較したが、東北日本における広域的变化は認められなかった (Fig. 7a, b)。

東北本州弧のフロント側の火山岩類の同位体組成は、漸新世以降一定であると考えられている (Tatsumi *et al.*, 1988; Shuto *et al.*, 1992b; 周藤ら, 1992)。Tatsumi *et al.* (1988) は、フロント側の火山岩類の Sr, Nd 同位体組成は、約 22 Ma 以降 $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7041 \sim 0.7048$, $\epsilon Nd = 2 \sim 4$ の範囲で一定であるとした。今回分析したフロント側の夕張炭田一馬追丘陵地域の安山岩類は、それらより高い $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比 (0.7047-0.7052) と低い ϵNd 値 (+0.3-1.8) を示し、背弧側の前期中新世の火山岩類と同様に、“enrich” した Sr, Nd 同位体組成をもっている (Fig. 6)。しかし、Shuto *et al.* (1992b) は、東北日本弧のフロント側の火山岩類の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比について、30 Ma 以降、0.7040-0.7055 の範囲で一定とし、夕張炭田一馬追丘陵地域の火山岩類の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比はこの範囲に入る。また彼らは、15 Ma くらいまで、東北日本弧のフロント側と背弧側の火山岩類の Sr 同位体比に差が認められないことを指摘しており、これは上述の 19-20 Ma の火山岩に限って検討した結果と矛盾しない。

Okamura (1987) や山本ら (1991) は、漸新世から前期中新世の東北日本弧の火山岩類が島弧横断方向の組成変化を示さないことと、玄武岩質火山岩のほとんどが “within-plate basalts” (WPB-type) の性質を持つことを指摘した。Okamura (1987) は、この時代の火成作用を大陸的な性質を帯びるものとしてとらえている。同様に Nohda *et al.* (1988) や山本ら (1991)

や周藤ら (1992) は、大陸性リソスフェアのマントル物質を起源物質と考えている。

この時代の安山岩質マグマの成因については今後さらに検討していく必要があるが、夕張炭田一馬追丘陵地域の火山岩についてみれば、非平衡な斑晶鉱物の組合せは認められない。また、斑晶鉱物は逆累帯構造を示すことはない。斜長石斑晶も部分的に変質していることを除いては清楚である。また捕獲岩片も稀にしか含まれない。したがって、これらの安山岩類の形成にあたっては、少なくともマグマ溜りより浅い部分でのマグマの混合や地殻物質の同化作用は無かったものと考えられる。しかし、Fig. 5 に示されるように、渡島福島島の玄武岩が Pearce (1982) による within plate tholeiitic basalt の MORB 規格化パターンとほぼ並行なパターンを示すのに対し、夕張炭田一馬追丘陵および奥尻島の安山岩類は、これらより LILE、つまり Sr, K, Rb, Ba に富んだパターンを示す。一方、HFSE については、ほぼ同じか、やや乏しい。このように LILE にのみ濃集し、HFSE についてはほぼ一定か、あるいは希釈されるような分化液を、渡島福島島の玄武岩マグマあるいは Fig. 5 の within plate tholeiitic basalt からの分別結晶作用によって作るのは、分別される相として一般の斑晶鉱物を考えるかぎり困難である。Sr, K, Rb, Ba は、沈み込んだスラブに由来する流体相によって付加されたり、地殻物質の関与によって増加する元素である (Pearce, 1983)。安山岩質火山岩類が玄武岩にくらべて高い LILE/HFSE 比を示すのは、起源物質が過去に沈み込んだスラブ由来の流体相の付加によって LILE に富んだマントル物質であったか、あるいはマグマ発生時に起源物質として地殻物質が関与したためであろう。

IX. ま と め

(1) 中央北海道夕張炭田地域及び馬追丘陵に分布

する安山岩類は 19-20 Ma の K-Ar 年代を示した。

(2) 馬追丘陵に分布する「川端層」と「滝の上層」は夕張炭田地域の滝の上層もしくはより下位の地層に対比されなければならない。

(3) 馬追山層の集塊岩部層は基礎試錐「南幌」の深度 2,465~2,526 m の安山岩質角礫凝灰岩及び安山岩に対比される可能性が強く、西南北海道のグリーン・タフ火山活動の東縁部の火山活動と位置づけられる。つまり、今回分析した火山岩類は、20 Ma 前後に東北日本弧の最もフロント側に分布した火山岩であると考えられる。

(4) 夕張炭田一馬追丘陵地域の安山岩類は、背弧側に分布する同時期の安山岩類と類似した主要元素・微量元素組成および Sr, Nd 同位体組成を示し、島弧横断方向の変化は認められない。

(5) 19-20 Ma の安山岩は、同時代の“within-plate basalts” (WPB-type) の特徴を持つ玄武岩にくらべて低い HFSE 含有量と高い LILE 含有量を示し、このような玄武岩質マグマからの分化物とは考えにくい。LILE に富んだマントルを起源物質としたか、またはマグマ発生時に地殻物質が関与したのであろう。

謝 辞 本研究は地質調査所の「札幌周辺地域における地球科学基本図のパイロット研究」(1988-1992 年)の一部である。新潟大学理学部周藤賢治教授、同教育学部黒川勝己教授には原稿を校閲して頂き、有益なご議論をいただいた。北海道大学理学部中川光弘助手、当時新潟大学大学院の川野良信氏(現在地質調査所北海道支所科学技術特別研究員)には蛍光 X 線分析および同位体元素の抽出で御世話になった。地質調査所北海道支所佐藤卓見氏には、薄片作成でお世話になった。北海道教育大学岡村聡助教授には、未公表データの使用についてご許可いただいた。また、匿名の査読者のお2人には、沢山の有益なご指摘をいただいた。以上の方々に、深く感謝の意を表します。

引用文献

- Ando, A., Kamioka, H., Terashima, S. and Itoh, S. (1989), 1988 values for GSJ rock reference samples, "Igneous rock series". *Geochem. Jour.*, **23**, 143-148.
- 吾妻 稜 (1961), 由仁平野と馬追丘陵の地下構造(その1), 石油技術協会誌, **26**, 169-179.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J. (1976), Inference about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 743-746.
- 藤江 力, 松井 愈, 棚井敏雅, 松野久也, 垣見俊弘, 魚住 悟 (1957), 新生代の堆積区とその変遷 (5) 一北海道地域一, 新生代の研究, **24-25**, 51-58.
- 藤岡一男 (1941), 石狩炭田紅葉山付近のいわゆる中間層に就いて, 矢部教授還暦記念論文集, 959-972.
- 藤岡展价 (1982), 石狩~日高地域の地質構造区分ならびに第三系火山岩類の層序と岩質, 石油技術協会誌, **47**, 207-220.
- 藤岡展价, 佐賀 隆 (1980), 基礎試錐「南幌」における滝の上層と幌内層群の境界, 同上, **45**, 193-201.
- 雁沢好博 (1983), フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分その2—富山県太美山地域一, 地質雑, **89**, 271-286.
- 北海道鉱業振興委員会 (1979), 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発(昭和43~51年)—, 205 p., 天然ガス鉱業会.
- 北海道鉱業振興委員会 (1990), 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発(昭和52~63年)—, 157 p., 天然ガス鉱業会.
- 保柳康一, 宮坂省吾, 渡辺 寧, 木村 学, 松井 愈 (1986), “衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス—中新世・中央北海道の例—, 地団研専報, **31**, 265-284.
- 石田正夫, 曾屋龍典, 須田芳朗 (1980), 1:200,000 地質図「札幌」, 地質調査所.
- Kagami, H., Yokose, H. and Honma, H. (1989), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of GSJ rock reference samples; JB-1a, JA-1 and JG-1a. *Geochem. Jour.*, **23**, 209-214.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H. (1987), Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Technical Rep. ISEI, Okayama Univ. Ser. B*, **4**, 16 p.
- 海保邦夫 (1984), 北海道中央部夕張地域の第三系の層序, 地質雑, **90**, 815-829.
- 加藤 誠, 勝井義雄, 北川芳男, 松井 愈編 (1990), 日本の地質1 北海道地方, 337 p., 共立出版.
- Koizumi, I. (1985), Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 195 - 211.
- 奥水達司, 山崎 淳, 加藤 誠 (1986), 西南北海道渡島半島新生界フィッショントラック年代, 地質雑, **92**, 771-780.
- Kuno, H. (1965), Fractionation trends of basaltic magmas in lava flows. *J. Petrol.*, **6**, 302-321.
- 松井 愈 (1950), 紅葉山層について, 新生代の研究, **4**, 54-59.
- 松井 愈, 高橋 進 (1951), 紅葉山階ならびに滝の上層の火山岩活動の特性, 新生代の研究, **9**, 12-19.
- 松野久也, 秦 光男 (1960), 5万分の1地質図幅「道分」及び同説明書, 34 p., 北海道開発庁.

- McCulloch, M.T. and Wasserburg, G.J. (1978), Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**, 1003-1011.
- 長尾捨一, 小山内熙, 石山昭三 (1959), 5万分の1地質図幅「恵庭」及び同説明書, 31 p., 北海道開発庁.
- 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), 地質雑, **40**, 555-577.
- Nohda, S. and Wasserburg, G.J. (1986), Trends of Sr and Nd isotopes through time near the Japan Sea in northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 157-167.
- 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.
- 野々口稔 (1989), 地熱開発促進調査の地域レポート [12] 豊羽地域・地熱エネルギー, **14**, 50-85.
- Okamura, S. (1987), Geochemical variation with time in the Cenozoic volcanic rocks of southwest Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**, 161-176.
- Pearce, J.A. (1982), Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Andesites. R.S. Thorpe (ed), John Wiley & Sons, New York, 525-548.
- Pearce, J.A. (1983), The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In Continental basalts and mantle xenoliths. C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds), Nantwich: Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W. and Searle, M.P. (1981), The Oman Ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A300**, 299-317.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. (1976), Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- 佐々保雄, 田中啓策, 秦 光男 (1964), 5万分の1地質図幅「夕張」及び同説明書, 184 p., 北海道開発庁.
- Shuto, K. and Yashima, R. (1990), Lateral variation of major and trace elements in the Pliocene volcanic rocks of the Northeast Japan arc. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **85**, 441-453.
- Shuto, K., Kagami, H. and Yamamoto, K. (1992a), Temporal variation of Sr isotopic compositions of the Cretaceous to Tertiary volcanic rocks from Okushiri Island, Northeast Japan Sea. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **87**, 165-173.
- Shuto, K., Ohki, J., Kagami, H., Yamamoto, M., Watanabe, N., Yamamoto, K., Anzai, N. and Itaya, T. (1992b), Relationships between drastic change of Sr isotopes in magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Min. Petr.* (in press)
- 周藤賢治, 大木淳一, 渡辺直喜, 安斎憲夫, 山本和広, 牧野淳史, 猪俣恵理, 滝本俊明, 桑原通泰, 板谷徹丸 (1992), 東北日本弧の中期中新世 (16-12 Ma) 火山活動とテクトニクス, 松本健夫教授記念論文集, 333-346.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1978), 昭和52年度広域調査報告書: 久遠地域, 81 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1981), 昭和55年度広域調査報告書: 久遠地域, 121 p.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977), Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 356-362.
- 平 朝彦 (1990), 日本列島の誕生, 岩波新書, 226 p.
- 田村真一, 小林 豊, 周藤賢治 (1989), 蛍光 X 線法による珪酸塩岩石中の微量元素の定量分析, 地球科学, **43**, 180-185.
- Tatsumi, Y., Nohda, S. and Ishizaka, K. (1988), Secular variation of magma source compositions beneath the Northeast Japan arc. *Chem. Geol.*, **68**, 309-316.
- Tsuchiya, N., Shibata, T., Koide, Y., Owada, M., Takazawa, E., Goto, Y., Choi, J.H., Terada, S. and Hariya, Y. (1989), Major element analysis of rock samples by X-ray fluorescence spectrometry, using scandium anode tube. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, **22**, 489-502.
- 椿原慎一 (1990), 北海道石狩低地帯東縁部・栗山町および栗沢町の上部新生界とその堆積環境, 地球科学, **44**, 263-278.
- Ueno, N., Kaneoka, I. and Ozima, M. (1974), Isotopic ages and strontium isotopic ratios of submarine rocks in the Japan Sea. *Geochem. J.*, **8**, 157-164.
- 山本和広, 周藤賢治, 渡部直喜, 板谷徹丸, 加々美寛雄 (1991), 奥尻島の第三紀火山岩の K-Ar 年代と東北日本弧周辺の漸新世および前期中新世火山岩の岩石学的特徴, 岩鉱, **86**, 507-521.
- 米谷盛寿郎, 秋葉文雄, ノ関鉄郎 (1981), 11. 日高地域 (1) 一馬追山一, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」(土 隆一ら編), 34-35.