下北半島，むつ燧岳火山地域の変質帯と 変質岩の熱ルミネッセンス年代

Alteration type and thermoluminescence ages of altered rocks in the
Mutsu-Hiuchidake volcanic field, Shimokita peninsula, NE Japan

富山 眞吾 (Shingo TOMIYAMA)*

梅田 浩司 (Koji UMEDA)**

花室 孝広 (Takahiro HANAMURO)**

高島 勲 (Isao TAKASHIMA)***

林 信太郎 (Shintaro HAYASHI)****

根岸 義光 (Yoshimitu NEGISHI)*

増留由起子 (Yukiko MASUDOME)*

Mutsu-Hiuchidake Volcano has an erosion caldera which shows a horseshoe-like geomorphological feature toward east. Tertiary strata as a basement are distributed in the caldera. Tertiary strata and a part of pyroclastic deposits of the Mutsu-Hiuchidake Volcano have altered strongly to moderately by hydrothermal activities related to the volcanism. This study is to clarify a progress history of the alteration by using a geological mapping, thermoluminescence (TL) dating, x-ray diffraction analysis, an infrared reflection absorption analysis and a fluid inclusion study.

Highly altered zone is recognized in the area of midstream to upstream along the Ohakagawa and the Koakagawa within erosion caldera. The argillic alteration zone surround a silicification zone in the highly altered area shows a circular distribution. The strongly altered areas are along NNW-SSE to NNE-SSW fractures. The alteration areas were divided into the smectite, kaolinite, alunite and pyrophyllite zones.

The kaolinite and alunite zones give the TL ages of quartz 67 ± 13 ka (KG-5), 88 ± 18 ka (OG-4) and 91 ± 23 ka (OG-1). The smectite zone within the argillic alteration zone of outside of collapse caldera, yield the ages 752 ± 215 ka (SO-2) and 615 ± 197 ka (KG-1). These TL ages suggest the hydrothermal activity end at 70 to 90 ka.

The existence of pyrophyllite suggests that hydrothermal temperatures were 200 to 250 °C in these area. This is supported from the homogenization temperatures of fluid inclusions in calcite, 242 °C in average.

Keywords: Alteration, Thermoluminescence (TL) ages, Hydrothermal temperatures, Mutsu-Hiuchidake Volcano

doi:10.2465/gkk.36.111

(平成 19 年 2 月 5 日受付，平成 19 年 7 月 25 日受理)

* 三菱マテリアル資源開発 (株)，〒330-0835 さいたま市大宮区北袋町 1-297

** 独立行政法人 日本原子力研究開発機構 地層処分研究開発部門，〒509-5102 土岐市泉町定林寺 959-31

*** 秋田大学工学資源学部，〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

**** 秋田大学教育文化学部，〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

* Mitsubishi Materials Natural Resources Development Corporation, 1-297 Kitabukuro, Omiya-ku, Saitama 330-835, Japan
E-mail: tomiyama@mmc.co.jp

** Geological Isolation Research and Development Directorate, Japan Atomic Energy Agency, 959-31, Jorinji, Izumi, Toki,
509-5102, Japan E-mail: umeda.koji@jaea.go.jp

*** Faculty of Engineering and resource Science, Akita University, 1-1 Tegatagakuen, Akita 010-8502, Japan
E-mail: takasima@ipc.akita-u.ac.jp

**** Faculty of Education and Human Studies, Akita University, 1-1 Tegatagakuen, Akita 010-8502, Japan
E-mail: hayashi@ipc.akita-u.ac.jp

Fig. 1. Geological map of the Mutsu-Hiuchidake volcano. Contour interval is 100 m. Index map shows the localities of the Mutsu-Hiuchidake volcano. Open triangles represent Quaternary volcanoes.

I. はじめに

むつ燧岳火山は下北半島西部に位置する本州最北端の第四紀火山であり、北方の恵山火山(安藤, 1974), 南方

の恐山火山(富樫, 1977)とともに第四紀火山フロントの一部を形成する(Fig. 1)。本火山については上村・斉藤(1957)による火山体の地質と岩石の記載をはじめとして、梅田(1992)および梅田・古澤(2004)によって火山形成史・

噴火様式・活動年代などの火山地質学的な研究が行なわれている。また、新エネルギー総合開発機構（現新エネルギー・産業技術総合開発機構：NEDO）では地熱開発促進調査の一環として本火山北部から東部にかけて試錐調査を実施し、地熱示徴となる熱水変質帯が地表および地下に分布することを報告している（NEDO, 1986）。

むつ燧岳火山の山体には東方に開いた侵食カルデラが形成されており、カルデラ内部には強程度～中程度の変質を受けた新第三系が露出し、小赤川、大赤川の二本の河川によって深く刻まれる（Fig. 1）。新第三系は火山岩および火山砕屑岩を主とし、一部に砂岩、泥岩を伴う。また、侵食カルデラの外側では、むつ燧岳火山の火山噴出物の一部が弱程度の変質を被っている様子を観察することができる。このように、カルデラ内では変質を受けた基盤岩が露出していることに加えて、噴出物自体の変質状況についての情報を得ることができ、第四紀の火山活動に伴って形成された変質帯の分布と性状および変質年代を研究する場所として適しているが、変質分帯や変質帯の形成史の関連に関する研究は今まで行なわれていなかった。

筆者らは、変質状況・程度と変質鉱物の関係に着目し、地表踏査と室内試験による調査・研究を行なった。本報告では、むつ燧岳火山の熱水変質帯の分布・性状と年代測定の結果を報告するとともに、これらの熱水活動の履歴について述べる。

II. 地質概要

むつ燧岳火山の侵食カルデラ内および周辺の地質図を Figure 1 に示す。むつ燧岳火山の基盤は新第三紀の火山岩類・堆積岩類であり、中新統の薬研層、易国間層および鮮新統の大畑層からなる（上村・斉藤, 1957; 石原, 1988）。薬研層は下部層と上部層とに区分される。本地域では上部層は認められず、下部層の安山岩、泥岩および安山岩質凝灰角礫岩からなる。易国間層は安山岩集塊岩およびデイサイト質の凝灰角礫岩からなり、侵食カルデラ周辺の本層は安山岩集塊岩の岩質を呈する。大畑層は軽石質凝灰岩により特徴づけられ、本地域では薬研層を不整合に覆う基底礫岩の上に軽石質凝灰岩、細粒～中粒砂岩および軽石質凝灰岩とデイサイト質凝灰角礫岩の互層が累重する。その他の地層・岩体として下風呂温泉の海岸部に、薬研層の安山岩を貫くデイサイトがみられる。

むつ燧岳火山は、燧岳（標高 783.1 m）を山頂とするなだらかな成層火山であり溶岩よりも火砕流堆積物が卓越する特徴をもつ。溶岩は燧岳や矢筈山（標高 628.8 m）、篠原岳（標高 718 m）、黒森山（標高 420.0 m）の山頂部および山腹の一部に分布するのみであり、山体のなだらかな斜面は火砕流堆積物によって構成される。溶岩の分布する火山体北側斜面は著しく侵食を受けており、放射谷が発達している。一方、火砕流堆積物はほとんど侵食を受けず、火砕流堆積物の平坦な台地地形を良く残している。

また、溶岩からなる燧岳や篠原岳、黒森山は山体地形を比較的残している。これら山体の侵食状況と露頭や空中写真から判断される被覆状況から、むつ燧岳火山の火山体は形成順にむつ燧岳旧期火山噴出物、むつ燧岳新期火山噴出物第 1 期、同第 2 期、同第 3 期に区分されると考えられる。

むつ燧岳火山の活動時期について、伴ら（1992）はむつ燧岳旧期火山噴出物のうちの矢筈山溶岩の K-Ar 年代値として 0.73 ± 0.05 Ma を得ているほか、石原（1988）により調査地域南方の薬研温泉周辺に分布するむつ燧岳旧期火山噴出物の薬研溶岩のフィッシュトラック年代として 0.28 ± 0.11 Ma という値が報告されている。また、梅田（1992）は火山噴出物と河岸段丘堆積物との対比等から旧期噴出物（本研究のむつ燧岳旧期火山噴出物に相当）と新期噴出物第 1 期噴出物（本研究のむつ燧岳新期火山噴出物第 1 期に相当）の境が下北段丘堆積物の形成期（8～12 万年前）に相当すると述べている。一方、梅田・古澤（2004）では、それまで新期噴出物第 3 期噴出物に相当する最新期の噴出物とされていた燧岳溶岩、黒森山溶岩において、それぞれ K-Ar 法から 0.59 ± 0.05 Ma, 0.50 ± 0.08 Ma の年代値を得たことと、テフラ起源粒子の屈折率の頻度分布等から降灰層準を認定する RIPL 法に基づき火砕流堆積物の年代を 30 数万年前と推定したこと等から、むつ燧岳火山の噴火史を再検討する必要性を指摘している。

III. 変質状況と試料採取位置

NEDO（1986）によると侵食カルデラ内には地熱活動に関連した熱水変質帯が分布することが報告されている。今回、侵食カルデラ内の新第三系および山体の北部の溶岩・火砕流堆積物中に一部認められる変質帯について、露頭観察と変質岩試料採取を行った。各調査ルート of 主要な岩相と変質状況は以下のとおりである。試料採取位置は、Figure 2 に示す。

1. 小赤川ルート（KG-1, KG-2, KG-3, KG-4, KG-5）

小赤川では下流域より上流域に向かい、新第三系の大畑層、薬研層およびむつ燧岳火山噴出物が分布する。大畑層は下流域にのみ分布し、軽石質凝灰岩およびデイサイト質凝灰角礫岩からなり、基底礫岩をもって薬研層を不整合に覆う。本層に変質は認められない。薬研層は小赤川流域に広く分布し、主に砂岩、泥岩および火山礫凝灰岩からなり、一部にデイサイトを伴う。全般的に粘土化変質を受けており、下流域の KG-1 地点周辺では河岸の延長 400 m にわたって強度の白色粘土化を被っている状況が観察される（Fig. 3A）。中流～上流域では粘土化変質帯に重複して珪化変質帯が分布する。中流域の KG-2 地点では、薬研層の泥岩が強度の珪化変質を受けており、泥岩に挟まれる砂岩の中に黄色の半透明鉱物（雄黄：orpiment）の脈石が発達する（Fig. 3B）。また支流の KG-3 地点では泥岩砂岩互層が分布し、泥岩は未変質であるのに対し砂岩は中程度の粘土化変質を受けている。上流～最

Fig. 2. Map showing locations of the samples studied and distribution of alteration zones in the study area.

上流域には、むつ燧岳旧期火山噴出物の溶岩、火砕流堆積物が分布し、これらが弱～強程度の粘土化変質を受けている。

2. 小赤林道ルート (KR-1, KR-2-1, 2, 3)

小赤林道は国道 279 号線から分岐し西方へ向かう町道であり、約 4 km の距離を小赤川に並走した後北方の大赤川へ向きを変え、徐々に高度を上げながら小赤川・大赤川間の尾根部を 2 km ほど伸延している。小赤川・大赤川間の本ルートには薬研層の火山礫凝灰岩～火山角礫岩、安山岩、デイサイトが分布する。全般的に強程度～弱程度の粘土化変質を受けており、KR-2 地点にはデイサイトを母岩とする粘土化変質帯の中に珪化変質帯が分布する。珪化変質の形態は付加型が主であるが、一部には溶脱型の変質が認められる。変質岩試料は付加型珪化変質帯から KR-2-1 を、溶脱型珪化変質帯から KR-2-2 を、また粘

土化変質帯から KR-2-3 をそれぞれ採取した。

3. 大赤川ルート (OG-1, OG-2, OG-3, OG-4, OG-5)

大赤川では全流域にわたり薬研層が分布する。薬研層は砂岩、泥岩および火山礫凝灰岩～火山角礫岩を主とし、中流域および最上流域では安山岩、デイサイトを伴う。全般的に粘土化変質を受けており、OG-1 地点の凝灰角礫岩では礫および基質部共に原岩の組織が残存しない程の粘土化変質を受けている状況が認められる (Fig. 3C)。中流域および最上流域では中～強度の珪化変質を伴い、OG-4 地点では泥岩を変質母岩とする幅 5 m、高さ 15 m 程度の岩脈状の珪化帯が発達する (Fig. 3D)。

4. 下風呂温泉周辺ルート (SO-1, SO-2)

下風呂温泉から南南西方向に溯る二本の河川沿いのルートであり、薬研層が分布する。薬研層は火山礫凝灰岩～火山角礫岩を主とし、強程度～弱程度の粘土化変質

Fig. 3. Photographs of typical altered outcrops. (A) sandstone of the Yagen formation with argillic alteration (KG-1); (B) mineral veins in sandstone of the Yagen Formation (KG-2); (C) tuffbreccia of the Yagen Formation with strongly argillic alteration (OG-1); (D) silicification zone in mudstone of the Yagen Formation (OG-4).

を受けている。SO-1 地点では、凝灰角礫岩中に石英・方解石脈が発達している。

5. 矢筈山林道ルート (YR-1, YR-2-1, 2)

本ルートには、むつ燧岳旧期火山噴出物およびむつ燧岳新期火山噴出物の溶岩が分布し、一部に火砕流堆積物を伴う。YR-1 地点をはじめとして全般に未変質であるが、火砕流堆積物の基質部が中程度の粘土化変質を被っている。また、YR-2 地点ではむつ燧岳旧期火山噴出物の溶岩が断裂を中心として中程度の粘土化変質を受けている。変質岩試料は断裂際から YR-2-1 を、断裂より 2 m の距離の場所から YR-2-2 をそれぞれ採取した。

6. 甲岬 - 三角山南方ルート (KZ-1, KZ-2)

甲岬から三角山南麓に遡る沢沿いのルートであり、薬研層が分布する。薬研層は泥岩および凝灰角礫岩を主とし、強程度～弱程度の粘土化変質を受けている。KZ-2 地点では、凝灰角礫岩中に方解石脈が発達している。

IV. 赤外反射スペクトル測定による変質分帯

1. 赤外反射スペクトルの測定法

本地域の変質分帯を詳細に把握するため 88 個の試料を採取し、オンサイトの赤外反射スペクトル測定により粘土鉱物の同定を行った。測定に使用した機器は豪州

Integrated Spectronics 社製の簡易分光放射計 PIMA II (Portable Infrared Mineral Analyzer) である。PIMA II は野外での簡易鉱物同定を目的として製作されたもので、機器内部に光源を持つことから太陽光を光源とするスペクトロメータと比較し安定したスペクトルを取得することができる。測定条件は測定波長域: 1300 ~ 2500 nm, 波長分解能: 約 7 nm, 測定間隔: 2 nm, 測定時間: 約 60 秒である。赤外反射スペクトルの同定は、豪州 ISPL 社製のスペクトル解析ソフトウェア「PimaView バージョン 3.1」を使用し、米国地質調査所のスペクトルデータベース USGS Digital Spectral Library splib05 の標準スペクトルを基に測定スペクトルとの相関係数の比較、吸収帯の波長位置のマッチングにより同定の可能性の高い鉱物を選定し、最終的には目視による波形の判読から鉱物を決定した。

2. 赤外反射スペクトルの測定結果

赤外反射スペクトルは個々の鉱物により固有の吸収特徴をもつ。このため、スペクトルの測定結果は横軸に光の波長、縦軸に光の強度 (吸光度, 散乱強度, 反射率など) をとり図示するのが一般的である。ここでは、取得されたスペクトルの吸収特性を強調するため 88 試料の反射率の平均値と標準偏差により規格化した。これにより、空間的な構成鉱物の変化を判読しやすい効果がある。

Fig. 4. Infrared spectrum of rocks found in high grade alteration zones (see text). P, pyrophyllite; A, alunite; K, kaolinite; S, smectite.

Figure 4 には代表的な試料の反射率データログをしめした。

同定された鉱物はパイロフィライト、カオリナイト、明礬石、モンモリロナイト、方解石、鉄明礬およびスメクタイトである。小赤川、大赤川の上流域では強い酸性変質を特徴づける明礬石が同定され、強い粘土化部からはカオリナイトと共存すると推定されるパイロフィライトが同定された。明礬石およびパイロフィライトが分布する大赤川上流域では、カオリナイトの出現が多く認められる。カオリナイトは大赤川下流の大畑層との境界付近においても同定された。

	Smectite Zone	Kaolinite Zone	Alunite Zone	Pyrophyllite Zones
Quartz	-----			
Cristobalite	-----			
Tridymite	---			
Pyrophyllite				
Alunite				
Kaolinite			-----	
Smectite	-----			
Sericite/Smectite	---			
Mixed layer	---			
Pyrite	-----	-----	-----	-----

Fig. 5. Mineralogical composition of the different alteration zones. Solid lines show major phases represent, dashed lines show minor phases.

3. 変質分帯

野外調査終了後は、赤外反射スペクトル測定試料のうち 24 試料を対象とした X 線回折分析を実施し、赤外反射スペクトルによる変質鉱物の同定結果と合わせて相互補完解析を行うことで、Figure 5 に示す変質分帯を作成した。

変質分帯はスメクタイト帯、カオリナイト帯、明礬石帯およびパイロフィライト帯に区分され、スメクタイト帯を除き普遍的に石英が検出される。野外における観察では、侵食カルデラ内の大赤川および小赤川の中流～上流域の変質程度が最も強く、粘土化変質を伴う珪化変質帯の周囲を粘土化変質帯が取り巻く累帯構造を示す。珪化変質帯内では、強変質部が NNW・SSE～NNE・SSW 方向に伸長するか、もしくは同方向の断層が発達する箇所において変質程度が強い分布上の特徴が認められる。珪化変質帯と明礬石帯、パイロフィライト帯およびカオリナイト帯の分布はほぼ重複しており、野外で判別される珪化変質帯と赤外反射スペクトルおよび X 線回折分析による変質分帯は調和的である (Fig. 2)。

V. 衛星画像判読によるリニアメント解析

変質帯の分布や分帯、変質年代と断層の関係を考察するために、ASTER 衛星画像を利用したリニアメント判読を行った。判読したリニアメントは Figure 2 に示してある。使用画像の仕様はセンサ: ASTER/VNIR, 空間分解能: 15 m, バンド組み合わせ: B; G; R=B1; B2; B3 である。

リニアメントは NNW・SSE～NNE・SSW 方向のものが顕著であり、特に侵食カルデラ内には NNW・SSE 方向のリニアメントが 3 条平行して抽出された。これらリニアメントと交差する大赤川および小赤川の露頭では、高い頻度で断層や断層系の存在が確認された。大部分の断層系はリニアメントの方向と一致するが、斜交ないしは直交するものもみられ、これらは相対的に規模の大きな断層に付随する断層群である可能性が考えられる。

Table 1. Thermoluminescence ages and related data

Sample No.	Latitude N	Longitude E	Sample location	Route	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Annual Dose (mGy/y)	Paleodose (Gy)	TL age (ka)	Luminescence	Formation	Type of alteration	Alteration zone (Altered Minerals)
1	KG-1	41°26'56"	141°06'18"	Koakagawa	2.06	5.73	1.35	1.828(1.0)	1125	615±197	Red	Yagen Formation	Argillic	Smectite Zone (S)
2	KG-3	41°26'13"	141°04'53"	Koakagawa	1.15	1.87	1.06	1.45(0.3)	527	363±73	Red	Yagen Formation	Argillic	Kaolinite Zone (K,S)
3	KG-4	41°26'13"	141°04'10"	Koakagawa	0.73	3.44	0.21	0.693(0.3)	162	234±47	Red	Yagen Formation	Argillic	Smectite Zone (S)
4	KG-5	41°25'57"	141°04'03"	Koakagawa	2.41	9.93	0.07	1.405(0.5)	94.5	67±13	Red	Yagen Formation	Argillic	Alunite Zone (A,K)
5	KR-1	41°26'39"	141°05'02"	Koaka Rindo	0.39	1.46	0.7	0.543(3.0)	275	506±156	Red	Yagen Formation	Silicification and argillic (accretionary)	Kaolinite Zone (K,S)
6	KR-2-1	41°26'45"	141°04'46"	Koaka Rindo	0.95	1.39	0.05	0.366(0.25)	48.9	134±17	Red	Yagen Formation	Silicification (accretionary)	Smectite Zone (S)
7	KR-2-2	41°26'45"	141°04'46"	Koaka Rindo	0.94	2.19	0.05	0.423(0.25)	73.9	175±19	Red	Yagen Formation	Silicification (leaching)	Smectite Zone (S)
8	KR-2-3	41°26'45"	141°04'46"	Koaka Rindo	1.24	4.32	0.38	0.926(0.25)	120	130±15	Red	Yagen Formation	Argillic	Smectite Zone (S)
9	OG-1	41°27'04"	141°05'05"	Ohakagawa	0.61	1.88	0.13	0.485(0.3)	44.2	91±23	Red	Yagen Formation	Argillic	Kaolinite Zone (K,S)
10	OG-3	41°26'55"	141°04'52"	Ohakagawa	0.35	1.17	0.82	0.938(0.3)	172	183±53	Red	Yagen Formation	Argillic	Kaolinite Zone (K,S)
11	OG-4	41°26'56"	141°04'41"	Ohakagawa	2.91	2.66	0.01	0.979(0.3)	86.4	88±18	Red	Yagen Formation	Silicification (accretionary)	Kaolinite Zone (K,S)
12	OG-5	41°26'38"	141°03'37"	Ohakagawa	0.55	1.32	0.02	0.341(0.3)	102	299±75	Red	Yagen Formation	Silicification and argillic	Pyrophyllite Zones (P,K)
13	SO-2	41°27'35"	141°05'28"	Shimoburo	0.47	1.85	0.65	0.876(0.3)	659	752±215	Red	Yagen Formation	Argillic	Kaolinite Zone (K,S)
14	YR-1	41°27'76"	141°03'59"	Yahazuyama Rindo	0.39	1.44	0.5	0.678(0.5)	311	459±106	Blue	Older Mutsu-Hiuchidake stage	Unaltered lava	—
15	YR-2-1	41°27'20"	141°03'52"	Yahazuyama Rindo	0.48	1.72	0.5	0.654(0.25)	318	486±56	Red	Younger Mutsu-Hiuchidake 2nd. stage	Argillic	Smectite Zone (S)
16	YR-2-2	41°27'20"	141°03'52"	Yahazuyama Rindo	0.5	1.32	0.48	0.613(0.25)	354	577±65	Red	Younger Mutsu-Hiuchidake 2nd. stage	Argillic	Smectite Zone (S)
17	KZ-1	41°27'21"	141°06'10"	Kozaki	0.94	2.54	2.89	2.87(0.3)	948	330±50	Red	Yagen Formation	Argillic	Smectite Zone (S)

P, pyrophyllite; A, alunite; K, kaolinite; S, smectite.

Table 2. The homogenization temperatures of

No.	Sample No.	Sample location			Mineral analyzed	Number of fluid inclusions	The homogenization temperatures of fluid inclusions (°C)			
		Latitude N	Longitude E	Route			Maximum	Minimum	Sum	S.D.
1	KG-2	41°26'28"	141°05'02"	Koakagawa	calcite	20	267	211	242.0	12.6
2	KR-1	41°26'39"	141°05'02"	Koaka Rindo	calcite	20	171	142	155.6	6.3
3	OG-2	41°26'58"	141°04'56"	Ohakagawa	calcite	20	140	108	126.5	7.9
4	SO-1	41°27'41"	141°05'31"	Shimoburo	calcite	20	187	127	161.3	15.5
5	KZ-2	41°27'17"	141°05'58"	Kozaki	calcite	20	188	154	171.1	7.9

VI. 年代測定

1. 年代測定方法

年代測定は、熱ルミネッセンス法（以下、TL法と記す）により未変質の火山岩1個、変質岩16個について行った。TL法は放射線量計の応用であり、岩石中の鉱物に蓄積されたトラップ電子が年代に比例して増加し、その量が加熱により光として検出できることを利用した手法である。測定対象は様々であるが、現在最も正確で信頼できる結果を示すのは石英を使用した火山岩の年代測定であり、数千年から数百万年までの年代を求めることができる。

年代測定方法は Takashima and Watanabe (1994)、高島ら (2006) に従った。

試料採取は、風化部分除去のために露頭表面を 30～50 cm 程度掘削した後に未風化部を採取し、大きな異質岩片がない均質部を選択した。試料は日光を避けるために遮光性の試料袋に入れて運搬し、暗い室内で粉碎、石英分離を行った。

試料は一部を水分量測定用に分けた後、室温で乾燥した。発光測定には 10～30 g を取り、次の手順で石英を分離した。ステンレス乳鉢で粉碎し、60～200 メッシュで篩い分けし、水洗、HCL (1:1) で 60℃、10～30 分処理、アイソダイナミックセパレータで石英を分離、石英が少ないときには、HF (12～24%) で室温 10～20 分処理、黄鉄鉱が多いときには HNO₃ (61%) で 60℃、10～20 分処理。炭素が多いときには H₂O₂ で同じ処理、よく水洗し、乾燥後測定試料とする。

ただし、粘土分が非常に多く篩を通すのが困難かつ大量の試料が必要な場合は、上記の処理の前にステンレス製のボウルに試料と水道水を入れ、手でほぐして粘土分を洗い流すといった処理を数回繰り返し、200 メッシュ以上の粒度になった後に石英を分離した。

TL 年代を求めるためには地質時代に受けた放射線量を知るための発光量の測定、鉱物の TL 感度を求めるための人工的な γ 線照射、放射性元素の含有量を求め年間線量 (Annual dose, AD) を計算するという 3 つの作業が必要である。このうち発光量測定については、石

英発光のうち安定な赤色 (中心波長 620 nm) を対象にその波長に適したフィルターを使用した。しかしながら一部の試料は青色 (中心波長 460 nm) のみの発光特性であったため、青色発光により年代を求めた。使用したフィルターは赤色発光が ESCO プロダクト OG550 + 東芝硝子社 IRA-10 フィルター、青色発光が東芝硝子社 IRA-10 フィルター 2 枚であり、光電子増倍管は赤色発光および青色発光共に浜松ホトニクス社 R269 パイアルカリ型光電子増倍管を用いた。その他の測定手順はほぼ同じであるが、放射性元素の分析結果から Bell (1979) の提示した式に基づき年間線量を計算するにあたって、石英内部被爆と宇宙線寄与を考慮した。具体的には、 β 線の寄与については肉眼観察から斑晶石英がある場合はその最大粒径、二次的な石英の場合は一律 0.25 mm として計算した。宇宙線寄与は日本のような中緯度地帯では地表で 0.2–0.3 mGy/y 程度とされており、深さ 10 m の地中で約 1/10 に減衰することをふまえて 0.1 mGy/y とした。試料が地質時代に受けた放射線総量 (Paleodose, PD) を算定する方法としては、試料を加熱によりゼロセットした後、強度を段階的に変化させた γ 線を照射し発光曲線を求める成長曲線法 (高島・本多, 1989) を適用した。TL 年代は、上記の手順による PD を AD で割ることにより求められる。なお、測定誤差は成長曲線から算出した PD の標準偏差と放射性元素分析の誤差 (一律に 10% と評価) を総合したものである。

2. 年代測定結果

試料は Figure 2 に示す 14 地点から採取した。対象地層は YR-1 および YR-2-1, YR-2-2 がむつ燧岳火山の火山噴出物であり、その他は新第三系の薬研層である。Table 1 に測定結果を示す。YR-1 は未変質の溶岩であり、梅田 (1992) による旧期火山噴出物中の矢筈山溶岩に相当する。本試料では石英中に含まれる微細な石英を分離し測定に供したが、長石の混入のため誤差がやや大きくなっている。得られた年代値は 459 ± 106 ka であり、梅田・古澤 (2004) による山頂付近の溶岩の K-Ar 年代値 (0.59 ± 0.05 Ma, 0.50 ± 0.08 Ma) とほぼ整合的である。変質岩試料のうち最も若い年代値は KG-5 の 67 ± 13 ka、最も古い年代値は SO-2 の 752 ± 215 ka であった。

fluid inclusions

No.	Sample No.	Formation	Type of alteration	Alteration zone (Altered Minerals)
1	KG-2	Yagen Formation	Argillic	Smectite zone (S)
2	KR-1	Yagen Formation	Silicification and argillic	Kaolinite zone (K,S)
3	OG-2	Yagen Formation	Silicification and argillic	Kaolinite zone (K,S)
4	SO-1	Yagen Formation	Silicification	Kaolinite zone (K,S)
5	KZ-2	Yagen Formation	Silicification	Smectite zone (S)

なお、大部分の年代は安定な赤色測定で 370 °C の長寿命ピークを使用して求めた。このような高温ピークであっても、熱水変質を受ければリセットされることになる。粗い見積もりとして、370 °C のピークであっても 70 °C 程度の比較的低温の熱水変質で 1000 年程度の寿命となる (高島・本多, 1985)。通常の熱水変質活動は数千年から数万年継続すると考えられ、赤色高温ピークより不安定な青色発光や 320 °C ピーク発光によるものも含め、測定された TL 年代値はすべて熱水変質活動の終了時からの年代 (変質年代) と推定される。

VII. 流体包有物均質化温度測定

1. 測定方法

変質帯を形成した熱水温度を推定するため、2 次的に晶出した石英、方解石等の鉱物を対象に流体包有物均質化温度測定を実施した。測定装置は LINKAM 社製顕微鏡用冷却・加熱装置 YH-600 および光学顕微鏡であり、測定方法は次の手順に従った。流体包有物を含む両面研磨試料を加熱台にセットし、流体包有物を観察・測定箇所の選定を行う。測定対象は初生流体包有物とし、成因上の初生、擬二次、二次の区分は笹田 (1988) に従うものとする。測定では加熱装置を除々に加熱することで、包有物が一相に変化した温度 (均質化温度) を測定する。

2. 測定結果

試料は Figure 2 に示す 5 地点から採取した。対象地層はすべて新第三系の薬研層である。Table 2 に測定結果を示す。最も高い均質化温度は KG-2 の 242.0 °C (平均値)、最も低い均質化温度は OG-2 の 126.5 °C (平均値) であった。

VIII. 考 察

1. 変質帯の分布と性状

本研究により判明したむつ燧岳火山の侵食カルデラ内に分布する新第三系は、著しい変質作用を被っており、変質帯を形成する (Fig. 2)。また、変質作用の一部は、カルデラ外のむつ燧岳新期火山噴出物にも及んでいる。これらの変質作用は珪化変質と粘土化変質からなり、侵食

カルデラ内では粘土化変質帯に重複して珪化変質帯が分布するが、カルデラ外では粘土化変質帯を主体とし、珪化変質帯は下風呂温泉付近において小規模に認められるのみである。

露頭において観察される原岩組織の残存程度からは、小赤川および大赤川の中流～上流域と両河川間に位置する小赤林道周辺が変質作用の中心と判断され、露頭観察から判断される変質中心部は赤外反射スペクトル測定試料と X 線回折分析によるパイロフィライト帯、明礬石帯およびカオリナイト帯に合致した。珪化変質帯内では強変質部が NNW-SSE ~ NNE-SSW 方向に伸長するか、もしくは同方向の断裂が発達する箇所において変質程度が強い分布上の特徴が認められた。一方、カルデラ内縁辺部の小赤川支流域では泥岩砂岩互層中の砂岩が中程度の粘土化変質を受けており、またカルデラ外に位置する矢筈山林道では火砕流堆積物のマトリックスが中程度の粘土化変質を受けているなど、珪化変質帯の周辺部では相対的に透水性の高い岩相が選択的に粘土化変質を受けている状況が観察された。

ASTER 衛星画像を用いたリニアメント解析では、大赤川中流～小赤林道～小赤川上流にかけて NNW-SSE 方向のリニアメントが 3 条平行して抽出されており、珪化変質帯内の強変質部と位置的に重複し、また方向が一致する。これらの露頭における変質状況とリニアメント分布からは、変質作用をもたらした熱水はリニアメントとして判読された断層や断層に付随する断層系を通路として地下深部から上昇し、薬研層中の砂岩やむつ燧岳火山噴出物の火砕流堆積物など高透水性の岩相中を側方流動していた可能性が示唆される。

2. 変質帯の形成履歴

未変質の安山岩溶岩である YR-1 を除く試料の TL 年代値について、変質帯の形成履歴を考察する。なお、解釈に当たっては TL 年代値が熱水変質活動の終了時からの年代 (変質年代) を示すことを前提としている。

本研究では露頭規模以内の空間的距離にある試料の変質年代の差異を評価するために、YR-2 地点と KR-2 地点の 2 箇所の変質露頭を対象に複数の試料を採取した。YR-2-1 と YR-2-2 はむつ燧岳新期火山噴出物 (梅田, 1992 による新期火山噴出物中の篠原岳溶岩に相当) の同一露頭の粘土化変質岩試料であり、変質分帯はスメクタイト帯に該当する。本露頭では露頭面に直交する N60°W 方向の断裂を中心とした粘土化変質が認められ、YR-2-1 は断層の中程度の変質部 (断層からの距離 20 cm)、YR-2-2 は断層周辺の弱程度の変質部 (断層からの距離 2 m) から採取した。年代値は YR-2-1 が 486 ± 56 ka、YR-2-2 が 577 ± 65 ka であり、誤差の範囲で一致している。KR-2-1、KR-2-2 および KR-2-3 は小赤林道の薬研層の露頭 (延長 80 m) から採取した変質岩試料であり、KR-2-1 は強珪化 (付加型) 変質、KR-2-2 は強珪化 (溶脱型) 変質そして KR-2-3 は強粘土化変質を受けている。年代値は KR-2-1

が 134 ± 17 ka, KR-2-2 が 175 ± 19 ka および KR-2-3 が 130 ± 15 ka である。KR-2-2 と KR-2-3 の年代差 45 ka は、本地域全体における年代値の幅である 685 ka (SO-2 の年代値と KG-5 の年代値の差) と比較した場合には 1 桁以上小さい。このことから、各試料の年代値は当該露頭の変質年代を十分代表するものと考えることができる。

変質分帯と年代値の関係について概観すると、測定試料中で変質年代値 100 ka 未満のものは若い順に KG-5: 67 ± 13 ka, OG-4: 88 ± 18 ka, OG-1: 91 ± 23 ka であり、これらは明礬石帯ないしはカオリナイト帯に相当する。一方、年代の古いものは SO-2: 752 ± 215 ka, KG-1: 615 ± 197 ka であり、いずれも侵食カルデラ外の粘土化変質帯に位置し、スメクタイト帯に相当する。調査地域内で変質程度が最も強く、断層や断裂系の発達する大赤川中流～小赤林道～小赤川中流では 88 ± 18 ka (OG-4), 91 ± 23 ka (OG-1), 183 ± 53 ka (OG-3) などの若い年代値が多く、周辺へ向かうに従い古くなる傾向にある。最も若い年代値を示した KG-5 は侵食カルデラ外に位置するが、変質分帯では明礬石帯に相当する。以上のように、比較的若い年代値を示す地点の変質分帯は明礬石帯やカオリナイト帯に対応し、その他はスメクタイト帯に対応する。

変質帯の形成履歴としては、侵食カルデラ外の粘土化変質帯において 752 ± 215 ka (SO-2), 615 ± 197 ka (KG-1) といった変質年代が得られている。これは、むつ燧岳旧期火山噴出物のうちの矢筈山溶岩の K-Ar 年代値 0.73 ± 0.05 Ma (伴ら, 1992) と誤差の範囲内で重複しており、TL 年代値が熱水変質による石英のリセット時期を示すことを踏まえると、むつ燧岳の火山体が形成された時期には基盤である薬研層中において既に熱水活動が生じていた可能性が伺える。また、100 ka 未満の年代値が珪化変質帯内の 3 試料 (KG-5, OG-4, OG-1) において確認されたことから、最新期の火山噴出年代である 30 数万年前 (梅田・古澤, 2004) 以降も熱水活動が継続していた可能性が高い。このように珪化変質帯に向かうに従い TL 年代値が新しくなる傾向が認められたことから、熱水活動は侵食カルデラ外の粘土化変質帯分布域から大赤川中流～小赤林道～小赤川上流の珪化変質帯分布域に収れんしたと考えられる。TL 年代値から示される熱水活動の終焉時期は 70～90 ka 程度である。例外的に、小赤林道の KR-1 では相対的に古い 506 ± 156 ka という TL 年代値が得られており、同一地点から採取した流体包有物の均質化温度 (平均温度) についても 155.6 °C であり比較的低い。KR-1 地点を除く大赤川中流～小赤林道～小赤川上流の珪化変質帯では、NNW-SSE～NNE-SSW 方向の断裂が発達する箇所において変質程度が強い分布上の特徴を有し、さらに ASTER 衛星画像によるリニアメントと強変質部は位置的に重複する。KR-1 地点では粘土化変質を主とし一部に珪化変質を伴うが、断裂の発達は認められない。また、リニアメントからやや離れた位置 (最も近いリニアメントからの距離 220 m) にある。KR-1 地点では近傍にリニアメ

ントが存在せず断裂系が発達しないことから、侵食カルデラ内にありながらも相対的に早い時期に熱水活動と温度の低下が生じたものと考えられる。

変質をもたらした熱水の温度については、流体包有物の均質化温度測定において最高 242.0 °C (KG-2 における平均値) が得られていることと、 200 °C 以上の高温条件下 (Hemley *et al.*, 1980) で形成される変質鉱物であるパイロフィライトが確認されていることから、最も高温部で $200 \sim 250$ °C 程度に達したであろう。KG-2 の X 線回折結果からは多量の雄黄 (ゆうおう: orpiment) が確認されており、さらに周辺には明礬石帯が存在する。このことから、同地点周辺が比較的高温の酸性熱水の通路であった可能性が高い。

IX. ま と め

本研究によって得られた結論は、以下のようにまとめられる。

1. むつ燧岳火山の侵食カルデラ内部およびカルデラ外側には変質帯が分布し、野外における観察では侵食カルデラ内の大赤川および小赤川の中流～上流域の変質程度が最も強く、粘土化変質を伴う珪化変質帯の周囲を粘土化変質帯が取り巻く帯状分布を示す。珪化変質帯内では、強変質部が NNW-SSE～NNE-SSW 方向に伸長するか、もしくは同方向の断裂が発達する箇所において変質程度が強い分布上の特徴が認められる。

2. 変質中心部は X 線回折分析と赤外反射スペクトルによる変質鉱物の同定に基づくパイロフィライト帯、明礬石帯およびカオリナイト帯に合致する。測定試料中で最も若い TL 年代値は KG-5: 67 ± 13 ka, OG-4: 88 ± 18 ka, OG-1: 91 ± 23 ka であり、これらは明礬石帯ないしはカオリナイト帯に相当する。一方、年代の古いものは SO-2: 752 ± 215 ka, KG-1: 615 ± 197 ka であり、いずれも侵食カルデラ外の粘土化変質帯に位置し、スメクタイト帯に相当する。

3. 珪化変質帯に向かうに従い TL 年代値が新しくなる傾向が認められたことから、熱水活動は侵食カルデラ外の粘土化変質帯分布域から大赤川中流～小赤林道～小赤川上流の珪化変質帯分布域に収れんしたと考えられる。TL 年代値から示される熱水活動の終焉時期は 70～90 ka 程度である。

4. 変質をもたらした熱水の温度については、流体包有物の均質化温度測定において最高 242.0 °C (KG-2 における平均値) が得られていることと、 200 °C 以上の高温条件下 (Hemley *et al.*, 1980) で形成される変質鉱物であるパイロフィライトが確認されていることから、最も高温部で $200 \sim 250$ °C 程度に達したであろう。

謝 辞 本研究を進めるにあたり、日本原子力研究開発機構の金沢 淳氏 (現: 電力中央研究所) には有益な助言をいただき、古澤地質調査事務所の古澤 明氏には

RIPL 法による年代測定について現地でご教授いただきました。岩石試料採取と赤外反射スペクトル測定について、三菱マテリアル資源開発(株)の松尾重明氏と松永絹子氏には大変お世話になりました。また、三菱マテリアル資源開発(株)の会社幹部各位には発表の機会を与えていただきました。以上の方々に深く御礼を申し上げます。

引用文献

- 安藤重幸 (1974) : 恵山火山の地質と岩石 . 岩鉱 , **69**, 302-312.
- 伴 雅雄, 大場与志男, 石川賢一, 高岡宣雄 (1992): 青麻 - 恐山火山列, 陸奥燧岳, 恐山, 七時雨および青麻火山の K-Ar 年代 - 東北日本弧第四紀火山の帯状配列の成立時期 - . 岩鉱 , **87**, 39-49.
- Bell, W.T. (1979): Thermoluminescence dating: radiation dose-rate date. *Archaeometry*, **21**, 243-245.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. and Luce, R.W. (1980): Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Econ. Geol.*, **75**, 210-228.
- 石原義光 (1988): 地熱開発促進調査の地域レポート (9) 下北地域 . 地熱エネルギー , **13**, 88-109.
- 笹田政克 (1988): 流体包有物マイクロサーモメトリーの基礎 - 地熱篇 - (1) . 地熱エネルギー , **13**, 295-311.
- 新エネルギー総合開発機構 (1986): 地熱開発促進調査報告書 No. 9, 下北地域 . pp. 688.
- 高島 勲, 本多朔郎 (1985): 火山岩および変質岩の熱ルミネッセンス年代測定における問題点 . 地熱 , **22**, 215-223.
- 高島 勲, 本多朔郎 (1989): 福島県会津田島地域の火砕流堆積物の K-Ar 年代と TL 年代の比較 . 地質雑 , **95**, 807-816.
- 高島 勲, 村上英樹, ディク グエン ホン・エディ スチプタ, 毛利陽司, 柴田能辰 (2006): 鬼首・鳴子カルデラ周辺の後期更新世火砕流堆積物及び火山岩の熱ルミネッセンス年代 . 岩石鉱物科学 , **35**, 70-77.
- Takashima, I. and Watanabe, K. (1994): Thermoluminescence age determination of lava flows/domes and collapsed materials at Unzen volcano, SW Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **39**, 1-12.
- 富樫茂子 (1977): 恐火山の岩石学的研究 . 岩鉱 , **72**, 45-60.
- 上村不二雄, 斉藤正次 (1957): 5 万分の 1 地質図幅説明書「大畑」 . pp. 31, 地質調査所 .
- 梅田浩司 (1992): 下北半島, むつ燧岳火山の地質と岩石記載 . 岩鉱 , **87**, 420-429.
- 梅田浩司, 古澤 明 (2004): RIPL 法によるテフラ降灰層準の認定と最新の火山活動の推定 . 月刊地球 , **26**, 395-400.