秋田県泥湯周辺地域の第四紀火山岩類の TL 年代

Thermoluminescence ages of Quaternary volcanic
rocks of the Doroyu Area, Akita, Japan

高 島 勲 (Isao TAKASHIMA)*
荻 原 宏 一 (Koich OGIWARA)**
張 文 山 (Wen Shan ZHANG)***
村 上 英 樹 (Hideki MURAKAMI)*

The Kijiyama Pyroclastic Flow Deposits is proposed for a new formation name in the Doroyu area. It is supported by field and laboratory observations on rocks and minerals, and thermoluminescence (TL) dating results. Ages of 27 pyroclastic flow and lava samples show the clear succession of the Okumiyayama Volcanics, the Kabutoyama Pyroclastic Flow Deposits, the Kijiyama Pyroclastic Flow Deposits and the Takamatsudake Volcanics in ascending order. The ages of them are 2.12 Ma, 1.16 Ma, 305 ka and 232 ka for averages of 5, 9, 10 and 2 samples, respectively. Eruption centers of the Kabutoyama and Kijiyama Pyroclastic Flows were estimated from a field geological survey. The distribution of a Quaternary lacustrine formation, which has been considered as a part of the Tertiary Sanzugawa Formation, was newly recognized from the TL age of rock fragment.

Keywords: Thermoluminescence dating, Quaternary volcanics, Kabutoyama, Pyroclastic flow

I. ま え が き

東北日本の脊梁地域には後期中新世—鮮新世のカルデラが多数認められ(伊藤ら, 1989), 地質学的見地ばかりでなく, 地熱エネルギー開発候補地点としても注目されている。それらの1つである秋田県南部三途川地域 (Fig. 1) には, 大規模な火砕流の噴出と湖成層の形成を伴った火成活動があり, 第四紀の火山岩類が泥湯周辺地域に広く分布している。同地域には, 現在運転中の上の岱地熱発電所や川原毛噴気帯などがあり, 活発な地熱地域である。本地域は加藤・島田 (1953) により, 地質の概略が明らかになった後, Tanida (1962)

による第四紀火山溶結凝灰岩の岩石学研究などに引き続いて, 地熱開発に関連した研究が多数行われてきた(地質調査所, 1974; 平沢, 1977; 栗山, 1985 など)。

年代測定もそれらの調査, 研究の一部として行われ, 第四紀の火山岩類についても西村ら (1976), 新エネルギー総合開発機構 (NEDO) (1985; 1990) によるデータが公表され, 一応の時代決定がなされた。しかし, 火砕流で百万年より若い年代範囲の測定は, K-Ar 法では大気混入の影響, フィッショントラック (FT) 法では十分な数のトラックが存在しないことなどにより, 十分な精度での測定結果が得られなかった。そのため, 地熱熱源評価に結びつく第四紀火山岩類の正確かつ信

(平成 10 年 10 月 28 日受付, 平成 11 年 2 月 2 日受理)

* 秋田大学工学資源学部附属素材資源システム研究施設, 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

** 応用地質株式会社山形支店, 〒990-0044 山形市木の実町 10-36

*** 秋田大学大学院鉱山学研究科博士後期課程地球工学専攻, 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

* Research Institute of Materials and Resources, Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, 1-1 Tegatagakuen-cho, Akita 010-8502, Japan

** OYO Corporation, Yamagata Branch, 10-36 Konomi-cho, Yamagata 990-0044, Japan

*** Department of Geotechnology, Graduate School of Mining and Engineering, Akita University, 1-1 Tegatagakuen-cho, Akita 010-8502, Japan

Fig. 1. Location map of the study area.

頼できる年代は少なく、火山層序としてもあいまいなままであった。

熱ルミネッセンス (TL) 年代測定法は、石英を含む第四紀及び第三紀後期の火山岩を対象としており、現在のところ最高精度の年代値を求める段階にはないが、簡単な手順、簡単な装置で多くの試料を測定できる。これまでの実施例としては、若い年代試料として九州雲仙火山の数千年 (Takashima and Watanabe, 1994), 古い年代試料として八幡平玉川溶結凝灰岩についての 1.5 Ma (高島, 1995) があり、広い年代範囲を、ほぼ同一の誤差、精度で求めることができるのも大きな特徴である。最近では、不確定要素を排除した試料の選択と石英粒径補正の精密化 (島雄ら, 投稿中) で、信頼性の向上と誤差の減少を実現し、10% 以下の誤差で年代値を求めることも可能となった。このように石英を含んだ対象という制限はあるが、年代範囲で、 ^{14}C が適用できなくなる 3 万年より古く、K-Ar 法の精度が十分確保できない数十万年の範囲、あるいは、 ^{14}C が適用できないドーム溶岩などの火山岩試料に対して最も有効であり、その範囲を超えた数百年から百万年程度の範囲でも最高精度、最適な測定法となり得る可能性がある。

本報告では、第三紀末及び第四紀の各層準の火山岩類について合計 27 個の年代を求め、地質調査の結果と総合して、本地域の地質層序の修正を行なった結果を示す。

II. 地質の概要及び試料の記載

本報告では、主として第四紀の火山岩類の年代について議論を行う。本地域の地質については、多くの研

究がなされているが、研究者ごとに異なった地層名が使用されている。基本的層序は加藤・島田 (1953) により報告され、臼田ら (1981; 1982) が 1/5 万地質図幅で総合的な層序を提示した。その後、地熱開発のための調査でさまざまな地層名が使われてきたが (NEDO, 1985; 1990; 中ら, 1987; 竹野, 1988 など), 今回の研究対象となる三途川層以新の地層についてはあまり大きな違いはない。本報告では後述の年代等のデータから、鮮新世末から第四紀の火山岩類については新たな区分を行い、地層名についても火山層序の記述に準拠した名称を提案した。その点を含め、Fig. 2 の地質図に示した各層の概要を以下に記述する。

先三途川層: この区分でまとめた地層群は、岡田 (1996) の命名した泥湯層 (安山岩質溶岩, 同質火砕岩, 泥岩), 及び皆瀬川層 (デイサイト質火砕岩) を含む。前者は、加藤・島田 (1953) の神室山層, 臼田ら (1981) の西小沢層, 大鳥谷沢層に相当し、後者は両報告とも虎毛山層としている。調査地域では、泥湯断層の南の基盤上昇部の沢沿いに分布し、全体として緑色変質を受けている。

三途川層: 加藤・島田 (1953) の命名した湖成堆積物で、下部の礫岩, 砂岩質部層から中部の凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩, 上部の細粒凝灰質シルト岩からなる。層理が明瞭で、野外での地層の同定が比較的容易である。泥湯断層より北に広く分布し、NEDO (1985; 1990), 中ら (1987) の調査井データによれば、上位の火山岩類の分布する範囲の地下でも多く認められている。

奥宮山火山岩類: 取扱がかなり混乱している地層である。加藤・島田 (1953) が後述の溶結凝灰岩を主とする兜山溶岩類の一部として記載した後、その中に一括される場合が多かった (臼田ら, 1981; NEDO, 1985; 1990) が、竹野 (1988), 中田・高島 (1992) では貫入岩として独立させた。今回の現地調査で、奥宮山の山頂部から斜面に直角でほぼ水平な階段状流理構造が認められたことから、溶岩円頂丘と考えられる。さらに、後述の年代測定結果が兜山溶結凝灰岩類とは明確に異なる古い時代を示したことから貫入岩ではなく地層として扱う。岩相は山体主要部がデイサイト溶岩で山麓部には凝灰岩や崩壊堆積物がみられる。分布は、奥宮山周辺である。

兜山溶結凝灰岩類: 加藤・島田 (1953) が兜山溶岩類, 岡田 (1978) が兜山層, 谷口ら (1978) が兜山溶結凝灰岩類という名称を使用した。デイサイト質の溶結凝灰岩であるが、溶結の強い部分と、非溶結な火砕

Fig. 2. Geologic map with sample locations of TL dating.

Number 1 and 2 samples are outside of this map and described in the text.

Abbreviations; PF, Pyroclastic Flow; F, Formation; G.P.P., Geothermal power plant.

流の部分がある。肉眼的に石英粒が1-3 mm と大きく、かつ目立ち、異質岩片をかなり多く含む。また、ガラスのレンズは煙状に流れており、黒色で大きい。分布は、模式地の兜山を中心に南北に広がっているが、堆

積と同時期と思われる崩壊堆積物がそれより広く分布する。

木地山溶結凝灰岩類：新たに命名した地層名である。模式地は、木地山南東1 km の山体中腹の大露頭で

Table 1. Summary of TL age of samples from the four volcanic formations.

No.	Sample No.	U (ppm)	Th (ppm)	K ₂ O (%)	Annual dose* (mGy/a)	Paleo-dose (Gy)	TL age (ka)	Remarks
Takamatsudake Volcanics								
1	86101015T	1.1	5.2	1.55	1.82 (0.5)	384	211±50	Lava
2	86101015Z	1.2	5.1	1.58	1.90 (0.4)	480	253±59	Lava
Kijiyama Pyroclastic Flow								
3	94050602	1.2	3.9	1.38	1.33 (1.4)	453	341±76	Wt
4	94090407	1.5	5.1	1.72	1.82 (1.0)	554	304±66	Wt
5	94090505	1.7	5.2	1.88	1.74 (1.6)	498	286±40	Wt
6	94090506	1.1	4.0	1.35	1.32 (1.3)	411	311±48	Wt
7	94101001	1.2	3.9	1.36	1.37 (1.2)	424	309±55	Wt
8	94101213	1.3	4.3	1.46	1.65 (0.7)	457	277±58	Wt
9	94110518	1.4	4.5	1.57	1.49 (1.4)	407	273±55	Wt
10	94050603	1.3	3.8	1.51	1.42 (1.4)	407	287±46	Debris(Wt)
11	94072105	1.1	4.3	1.18	1.32 (1.0)	450	341±69	Debris(Wt)
12	94110509	1.2	3.5	1.30	1.25 (1.4)	403	322±68	Debris(Wt)
Kabutoyama Pyroclastic Flow								
13	94072201A	1.3	4.3	1.61	1.16 (2.9)	1476	1270±260	Wt
14	94072201B	1.3	4.1	1.54	1.29 (2.0)	1572	1220±210	Block
15	94100916	1.1	3.2	1.28	0.904 (3.0)	1086	1200±210	Wt
16	94101313	1.4	5.0	1.62	1.06 (4.2)	1216	1150±180	Wt
17	94101507	1.4	4.2	1.59	1.07 (3.5)	1114	1040±190	Wt
18	85060301	0.9	3.3	1.08	1.03 (1.5)	1044	(1020±250)	Wt (soft) W=15.5%
19	86061404	1.1	4.2	1.57	0.995 (3.7)	1050	1060±210	Wt
20	94050601	1.2	4.9	1.36	0.993 (3.5)	1094	1100±200	Debris(Wt)
21	94101411	1.4	4.9	1.76	1.30 (2.7)	1599	1230±250	Debris(Wt)
22	94101415	1.3	4.9	1.83	1.31 (2.8)	1589	1210±220	Debris(Wt)
Okumiyayama Volcanics								
23	94080107	1.1	3.7	1.40	1.12 (2.2)	2609	2330±620	Lava
24	94072202	1.0	2.6	1.31	1.03 (2.0)	2060	2000±620	Tuff breccia
25	94072203	1.1	3.5	1.42	1.28 (1.5)	2695	2110±460	Lava
26	94101401	1.2	3.6	1.43	1.09 (2.5)	2303	2110±390	Debris(Lava block)
27	94072204	1.1	3.2	1.50	1.08 (2.5)	2226	2060±490	Tuff breccia

* Figures in parenthesis of Annual dose are quartz grain size (mm) for calculation.

Abbreviations; Wt, welded tuff; W, water content of sample (wt. %)

Numbers are same in Fig. 2 except Nos. 1 and 2.

ある。デイサイト質溶結凝灰岩からなり、これまでは兜山層に含まれていたが、今回の年代測定結果で模式地周辺の兜山層とは明確に区別される年代が得られたことから、新たな名称を提案した。野外での観察結果でも、兜山層より基質の分級が良い、組織が緻密である、石英の粒度が小さく(大部分1 mm以下)、目立たないこと、ガラスレンズが水平に伸びていることなどで区別できる。強溶結から非溶結な火砕流堆積物まで、岩質の変化がある。また、崩壊堆積物が広く分布するのも兜山層と類似している。分布は兜山層の南側で、それより広い面積を占めている。本層については、顕微

鏡観察結果等も含めて、後の考察でさらに記述する。なお、泥湯北方に小規模に分布する湖成堆積物の礫岩、砂岩は、これまで三途川層とされていたが(Fig. 2の試料11を採取した地層)、その中に本層の岩片が含まれていたことから、この湖成堆積物は小規模な堰止湖堆積物と考えられ、本層の構成要素に含めた。

高松岳火山岩類: 加藤・島田(1953)が高松岳溶岩類、谷口ら(1978)が高松岳火山岩類としたものである。本地域で最も新しい活動によるデイサイト質溶岩を主とする地層で、西部の秋の宮地域では火砕岩もみられる(鷹背ら, 1982)。主要な分布域は調査地より南

側の高松岳で、今回の調査域では北側への流れの一部が認められるのみである。

TL 年代測定用試料は上記奥宮山火山岩類と第四紀火山岩類 3 層準、兎山溶結凝灰岩類、木地山溶結凝灰岩類、高松岳火山岩類とから合計 27 個を採取し、その位置を Fig. 2 に示した。ただし、高松岳火山岩類 (Table 1 の試料番号 1 及び 2) はその範囲外の泥湯からの高松岳登山道沿いの、北緯 38°57'55", 東経 140°37'33" の地点から採取した。信頼性の高い年代値を得るためには、水分変動及び放射性元素の移動の可能性の少ない、強溶結あるいは緻密な岩体が適している。今回の試料はそのような条件に合致し、後述の石英粒径影響評価用の 1 試料を除き、水分量 3% 以下の緻密な岩石を対象としている。

各試料は、前述の各層についての説明の通りであるが、溶岩、溶結凝灰岩、崩壊堆積物 (礫として含まれる緻密岩片)、凝灰角礫岩という区別を Table 1 に記載した。これらの試料はすべて斑晶として石英を含んでいる。

III. TL 年代測定と結果

TL 年代測定法は、既存の報告 (Takashima and Watanabe, 1994) とほぼ同じであるが簡単に記述する。試料は 350 g 程度を全岩粉砕し、20 メッシュのふるいを通す。290 g は、直径 75 mm、高さ 40 mm のプラスチック製容器に詰め、放射性元素分析を行うガンマー線スペクトロメトリー用試料とする。残りの 60 g については、さらに粉砕して 60-200 メッシュのふるいを通し、水洗い、HCl 処理の後、アイソダイナミックセパレータで石英を分離する。その試料をさらに HF 処理し、発光測定用の試料とする。

TL 年代を求めるためには、① 地質時代に受けた放射線量を知るための発光量の測定、② 鉱物の TL 感度を求めるための人工的なガンマー線照射とその後の発光測定、③ 放射性元素の含有量を求め、年間線量を計算するという 3 つの基本的作業が必要である。

上記 ①② の発光測定結果の例を Fig. 3 に示すが、これらの 350°C 付近のピーク強度から、試料が地質時代に受けた放射線量、パレオドース (Paleodose, PD) が求められる。その手法は生長曲線法と呼ばれるもので (高島・本多, 1989)、発光ピーク強度を 1 次あるいは 2 次式近似したものである。実際の生長曲線の例を Fig. 4 に示すが、2 次曲線近似で $PD=1086$ Gy と算定される。また、この過程での誤差は各測定点と近似曲線との偏差の 1σ である。

Fig. 3. TL glow curve for making TL growth curve.
Abbreviations; a.u., arbitrary unit; N+, gamma ray irradiated to natural Quartz; H+, gamma ray irradiated to pre-heated quartz.

年間線量 (Annual dose, AD) は上記測定で求められた U, Th, K_2O 及び水分量 (室温乾燥前の試料数 g を取り、110°C で恒量になるまで乾燥し、計算する) から Bell (1979) の提示した式に基づいて計算した。この場合、 α 線は透過能力が数 μ と小さいため、宇宙線は採取試料が最近まで地下深部にありその影響を受けなかったと想定して共に寄与をゼロとし (妥当性については後述)、 β 線の寄与については、薄片観察及び薬品処理後の実体鏡観察から斑晶石英の最大粒径群 3 粒の平均を求め、Medjahl (1979) による補正係数を入れて計算した。水分補正は地質時代全期間を通しての平均値について行わなければならないが、基本的に決定不可能である。それを避けるために、水分量 3% 以下の試料を選定したことから、補正なしとした。AD の誤差は、化学分析誤差と同じであるが、一律 10% と仮定した。従って、年代値の総合誤差は $((PD_{1\sigma})^2 + (0.1)^2)^{1/2}$ となる。これらの問題については、地質学的観点からすでに検討している (高島, 1995) が、後に補足的な討論を行なう。

なお、今回の測定に使用した機器は、発光測定が化成オプトニクス (株) 製 2500 型 TLD 装置、放射線照射装置が 1.11×10^{14} Bq (=3000 キュリー) の ^{60}Co 、放

TL ratio (Irradiated / Natural)

Fig. 4. TL growth curve for calculating paleodose. Abbreviations; N, cross point of TL growth line and natural peak height expressed as TL ratio; H+ and N+, same as Fig. 3.

放射性元素含有量測定が76×76 mmのNaI検出器（応用光研（株））と自作マルチチャンネルアナライザーを組合せたものである。

TL年代は上記の手順で求めたPDをADで割ることにより求められる。Table 1は、今回の測定結果である。試料採取位置は、Fig. 2に示した。それによると、奥宮山及び第四紀火山岩類の形成年代は、次の値となった。

奥宮山火山岩類

2.00-2.33 Ma（平均値 2.12 ± 0.23 Ma, 5 個）

兜山熔結凝灰岩類

1.04-1.27 Ma（平均値 1.16 ± 0.07 Ma, 9 個）

木地山熔結凝灰岩類

273-341 ka（平均値 305 ± 18 ka, 10 個）

高松岳火山岩類

211-253 ka（平均値 232 ± 39 ka, 2 個）

なお、平均値の誤差は測定個数からの加重平均である。各測定年代は13-20%程度の誤差を含んでおり、異なった時代に噴出した火山岩を同一時期のものと判断している可能性も否定できない。しかし、その点の吟味は今後の精度を上げた測定にゆだね、ここでは平均値を噴出年代とした。その結果、火山岩類の区分では奥宮山火山岩類が鮮新世末となり、第四紀に位置づけ

られるのは、3層準となる。このうち、兜山溶結凝灰岩とされていたものが2つに分けられたことが、これまでの報告との大きな違いである。

なお、Table 1の年代のうち、No. 11は木地山溶結凝灰岩類に含まれる湖成層中の礫岩中の礫であるが、平均値計算に使用した。一方、No. 18は、水分の多い弱溶結火砕流で、後述の石英粒径検討用試料であり、年代値を括弧で囲うとともに、上記の平均値計算からは除外している。

IV. TL年代測定手法の吟味

斑晶石英による火山岩の年代測定は、数千年から2-3百万年までの年代測定法として確立され、誤差及び信頼性について検討されている（高島，1995；島雄ら，投稿中）。すでに述べたように、信頼性のあるTL年代を得るためには水分量が少なく、緻密で固結した試料が適している。そのような試料使用の最大の問題点は、石英の粒径により年間線量計算の補正係数が異なることへの対応である。

粒径変化によるパレオドースの値の変化は、未固結な火砕流のみで実験可能である。そのような試料として、Table 1のNo. 18が選ばれた。試料を軽く手でほぐし、粒径1.5 mmと5 mmの石英を採取した。この試

Fig. 5. Difference of measured paleodose depend on quartz grain size. Open circles and squares are gamma ray irradiation to pre-heat quartz, and solid ones are those to not pre-heated natural quartz. Squares are for 5.0 mm grain quartz, and circles are for 1.5 mm samples. Abbreviations are same as Figs 3 and 4.

料の生長曲線を Fig. 5 に示した。Table 1 では 1.5 mm のデータが使われているが、粒径 5 mm の場合の PD は 680 Gy となり、粒径 1.5 mm の場合の 1,044 Gy とは大きく異なる。この 5 mm 石英について、すでに述べた方法で年間線量を計算すれば、Medjahl (1979) による石英粒径の β 線補正係数の違いから、その値は 0.668 mGy/a となり、年代値は 1.02 Ma となる。これらのことから、石英粒径の評価が適切であれば、TL 年代の信頼性が確保されることが実証された。なお、この試料は未固結なため 15.5% の水分を含んでいる。この値を使って年間線量を求めれば、粒径 1.5 mm が 0.842 mGy/a、粒径 5 mm が 0.550 mGy/a となり、年代値はともに 1.24 Ma となる。この値は、この火砕流 9 個の平均値 1.16 Ma よりやや古いが、誤差を考えればほぼ同じである。従って、この試料に限ってみれば、この程度の水分が堆積から現在までの百万年オーダーの間同程度含まれていたことになる。また、やや水分が多かったものの、それによる放射性元素の移動もほとんどなかったと推定される。

今回の実験では、石英粒径の評価は薄片による最大粒径 3 粒の平均である。この問題については、島雄ら

(投稿中)が詳しく検討し、薄片で観察される粒径と実際に岩石中に存在する状態での粒径の差の統計的解析、観察する石英の数と年代との関係等を議論している。そのような評価が望ましいことは当然であるが、発光測定を試料への最大粒径粒子の寄与が著しく大きい(例えば、分離石英に対して直径 2 mm 粒子は 0.5 mm 粒子の 4^3 , 64 倍の寄与がある)ことから、最大粒径粒子を使った方法でも大きな誤差は生じない。実際、島雄ら(投稿中)で観察された最大粒径から 3 粒の平均値を使った場合と数 10 粒を数えた場合の差は 5% 以内であった。この問題は、TL 年代の精度を上げる上での最大の課題であり、今後さらに検討したい。

その他の誤差のうち、実質的に年代値に影響を与えらると思われるのは宇宙線の寄与である。この問題は、試料の埋没深度、削剥速度等の地質現象の解釈により始めて解決できるものであり、かなり困難な事項である。そこで、定性的な判断として Table 1 の年代がどの程度動き得るかを検討した。基本となる宇宙線の寄与は、日本の場合 0.2-0.25 mGy/a とされている。もし、この線量がそのまま AD に加われば、Table 1 の年代は 10-20% 若くなる。しかし、宇宙線は地層により減衰し

Table 2. Correlation of ages of four volcanic formations.

Formation	This study	Nishimura et al. (1976)	Sakaguchi and Yamada (1988)	Takeno (1988)	NEDO (1990)
Takamatsudake Volcanics	232±39 ka (TL) (Average of 2)	200 Ka (FT)			
Kijiyama Pyroclastic Flow	305±18 Ka (TL) (Average of 10)	320 ka and 340 ka (FT)	500±300 ka and 600±500 Ka (K-Ar)		
Kabutoyama Pyroclastic Flow	1.16±0.07 Ma (TL) (Average of 9)				0.7±0.2 Ma (FT)
Okumiyayama Volcanics	2.12±0.23 Ma (TL) (Average of 5)			2.1±0.14 Ma (K-Ar)	1.74±0.09 Ma (K-Ar)

Abbreviations; TL, thermoluminescence method; FT, fission track method; K-Ar, potassium-argon method.

その値は、地層の密度を 2 g/cm^3 とした場合、2 m で 0.84, 4 m で 0.60, 6 m で 0.43, 10 m で 0.22 である (Aitken, 1985, p. 298)。今回の火山岩は山岳地で採取され数 10 万年以上の時間経過がある。従って、数 m-数 10 m の削剥は受けていると予想される。もし、その値が 5 m 前後であれば宇宙線の寄与は 0.1 mGy/a 程度となり、計算された AD が 2 mGy/a 程度の試料で 5%, 1 mGy/a 程度の試料で 10% 程度若くなる。そして、削剥が 10 m を超える場合は、年代値はほとんど変化しない。筆者らの考え方は後者であるが、Table 1 の年代が若干若くなる可能性は否定できない。

V. 考 察

1. 新地層名の提案と火砕流の噴出口位置

本報告では、第四紀火山岩類について年代を求め、その結果に基づき新たな地層名として木地山溶結凝灰岩類という地層名を提案した。既知年代との比較は次項で詳述することとして、地質概説で説明した内容以外の顕微鏡記載等を以下に示す。そして、その結果からも新しい地層名の提案が支持されと考えられる。

木地山溶結凝灰岩類の薄片観察では、兜山溶結凝灰岩類 (括弧内の記述) との比較で、鉱物の破碎程度が低く (大きな割れ目が発達している)、石基の空隙がなく均質 (空隙多く不均質、鉱物小断片が多い)、溶結構造の発達程度が低い (溶結構造顕著)、普通輝石と紫蘇輝石の量がほぼ等しい (普通輝石をほとんど含まず紫

蘇輝石が多い)、石英斑晶の量が少なく粒径も小さい (石英斑晶多く粒径も大きい)、といった特徴がある。なお、より詳細な薄片記載、化学組成を含む岩石学の問題については、一部は口頭発表し (斎藤ら, 1998)、別報として投稿を準備中である。

木地山溶結凝灰岩類そして兜山溶結凝灰岩類の分布範囲はすでに記述したが、その噴出口位置について、考えられる候補地を挙げる。木地山溶結凝灰岩類については、第 1 地点として、桁倉沼南西 (Fig. 2, A 地点) の沢の中流域が該当する。そこでは 100 m の厚さで強溶結部があり、潰れていない円れきがレンズ状に潰れた小さなれきを伴っている。また、第 2 地点は、川原毛北西の沢 (Fig. 2, B 地点) であり、同様の円れきが沢底で約 300 m にわたって認められる。兜山溶結凝灰岩類についても、同様の円れ岩が兜山山頂の南 (Fig. 2, C 地点) で認められ、噴出口と推定された。信頼できる火砕流の噴出口地点決定のためには、層厚分布、流動方向解析、軽石、岩片サイズ分布などのデータが必要であり、今回の噴出口位置推定の妥当性は、それらの検討結果を待つことになろう。

2. 既知年代との比較

本地域の年代については幾つかの報告があるので、それらを原著の記載をもとに今回の地層区分と対応させ Table 2 に示す。全体として、今回の年代はこれまでフィッシュントラック (FT) 法あるいは K-Ar 法で行われた報告と比較的良く一致している。しかし、兜

山溶結凝灰岩類については、これまで2つの層準に区別されるという認識がなく、報告された年代値は、幅が広くかつ誤差が多い。

本報告の年代は、高松岳火山岩類を除いてそれぞれ5個以上の試料につき求められ、それらの変動幅もそれほど大きくはない。従って、得られた年代値は、今後の層序検討や岩石学的議論における時間軸として、また、地熱熱源評価に有効に利用できると考えられる。測定数の少ない高松岳火山岩類及び誤差がやや大きい奥宮山火山岩類についても早い機会に追加の測定を行い、より正確な年代を公表する予定である。

なお、NEDO (1985; 1990) では、調査井のコアについて FT や K-Ar 年代を求めており、そのいくつかは今回報告した年代範囲と一致する。しかし、報告書に記載された地層名は奥宮山火山岩類より古い第三紀のものであり、それを採用すると Table 2 で示された層準には対応しない。従って、Table 2 へは記載していないが、今回の測定結果を基に再検討することにより、坑井の地質層序変更の可能性もあろう。

VI. ま と め

1. 上の岱一兜山周辺に広く分布する第四紀兜山層が、肉眼及び顕微鏡観察から2つの異なった岩体に分けられ、年代測定の結果からも、約 0.86 Ma という活動間隙があったことが確認された。このため、南部に分布する岩体を木地山溶結凝灰岩類と命名し、従来の兜山層から分離した（兜山層も兜山溶結凝灰岩類という名称とした）。また、他の火山岩類の地層名も、奥宮山火山岩類、高松岳火山岩類という名称とした。なお、木地山溶結凝灰岩類以外は、新たに定義した地層名の提案ではなく、統一的な地層名使用への素案提示である。

2. 兜山溶結凝灰岩類1個所と木地山溶結凝灰岩類2個所の火砕流噴出中心と思われる地点を抽出した。そこでは、礫状の火砕岩と本質軽石の溶結構造が顕著である。確実な同定のために、層厚分布、流走方向などの調査が望まれる。

3. 第四紀火山岩類3層準及び奥宮山火山岩類の27個の TL 年代を測定した結果、奥宮山火山岩類が 2.12 ± 0.23 Ma, 兜山溶結凝灰岩類が 1.16 ± 0.07 Ma, 木地山溶結凝灰岩類が 305 ± 18 ka, 高松岳火山岩類が 232 ± 39 ka となった。

4. 従来まで三途川層として扱われてきた木地山一泥湯間に分布する湖成堆積物は、第四紀の局所的な湖成堆積物であることが明らかになった。その形成年

代は木地山溶結凝灰岩類堆積以後である。

謝 辞 本研究に使用した試料の一部は、1986 年度秋田大学鉱山地質学教室卒業生の座間勉氏の試料を使用した。試料処理及び製図等の報告書作成では、著者らの属する素材資源システム研究施設の佐々木恭治氏及び遠山圭子さんにお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

- Aitken, M.J. (1985), Thermoluminescence dating. pp. 359, Academic Press.
- Bell, W.T. (1979), Thermoluminescence dating: radiation dose-rate data. *Archaeometry*, **21**, 243-245.
- 地質調査所 (1974), 全国地熱基礎調査報告書 No. 2 栗駒北部. pp. 101.
- 平沢 清 (1977), 地熱開発調査の地域レポート[2] 栗駒北部地域. 地熱エネルギー, 3号, 20-37.
- 伊藤谷生, 歌田 実, 奥山俊一 (1989), 東北日本脊梁地域に分布する中新世後期～鮮新世のカルデラ群について. 地質学論集, 32号, 409-429.
- 加藤磐雄, 島田崖郎 (1953), 栗駒火山西麓緑色凝灰岩相地域の地質および特に三途川・鬼首盆地の湖成堆積層について. 岩鉱, **37**, 178-190.
- 栗山 隆 (1985), 湯沢雄勝地域の地熱系モデル. 日本地熱学会誌, **7**, 311-328.
- Mejdahl, V. (1979), Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, **21**, 61-72.
- 中 東策, 竹内律夫, 岩田 峻, 福永 明 (1987), 上の岱地区における地熱探査と開発調査. 地熱, **24**, 1-23.
- 中田英二, 高島 勲 (1992), 秋田県三途川層の沸石化作用と変質過程. 秋田大学鉱山学部研究報告, 13号, 93-102.
- 西村 進, 谷口政硯, 角 清愛 (1976), 秋田県南部小安温泉付近のフィッシュ・トラック年代. 地質調査所月報, **27**, 713-717.
- 岡田 博 (1976), 秋田県栗駒北部小安・泥湯地域の地熱微候と地質構造について. 地熱, **13**, 47.
- 岡田 博 (1978), 秋田県泥湯地域の地下変質帯について. 地熱, **15**, 47.
- 斎藤伸昭, 村上英樹, 大川一路, 佐伯和人, 高島 勲 (1998), 秋田県南部三途川カルデラの形成に関与した火山岩類の岩石学的研究. 日本岩石鉱物鉱床学会 1998 年度学術講演会講演要旨集, 189.
- 阪口圭一, 山田啓三 (1988), 鬼首カルデラ周辺の火砕流堆積物—いわゆる北川石英安山岩—の再検討. 地質調査所報告, 268号, 37-59.
- 島雄 隆, 高島 勲, 渡辺公一郎, 井沢英二 (投稿中),

- 火山岩類の熱ルミネッセンス年代測定の精度検証
—雲仙火山火砕流堆積物の精密 β 線線量補正年代—。岩鉱。
- 新エネルギー総合開発機構 (NEDO) (1985), 地熱開発促進調査報告書 no. 7, 湯沢雄勝地域, pp. 1281.
- 新エネルギー総合開発機構 (NEDO) (1990), 地熱開発促進調査報告書 no. 20, 皆瀬地域, pp. 814.
- 鷹嘴守彦, 千葉義明, 佐藤 浩 (1982), 秋の宮(秋田県)地熱地域の地質と地熱探査。地熱, **19**, 21-27.
- 高島 勲 (1995), 熱ルミネッセンス年代測定—特に石英による火山岩類の測定精度について—。第四紀研究, **34**, 209-220.
- 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。地質学雑誌, **95**, 807-816.
- 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.
- 竹野直人 (1988), 栗駒北部地熱地域の地質。地質調査所報告, 268 号, 191-210.
- Tanida, K. (1962), A study on salic effusive rocks. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, **7**, 47-100.
- 谷口政硯, 岡田 博, 角 清愛 (1978), 秋田県湯沢市・雄勝郡川原毛地熱地域の熱水変質帯。地質調査所報告, 259 号, 311-339.
- 臼田雅郎, 村山 進, 岡本金一, 白石健雄, 高安泰助, 乗富一雄, 狐崎長狼, 山脇康平 (1981), 5 万分の 1 地質図幅「稲庭」, 同説明書。秋田県, pp. 109.
- 臼田雅郎, 岡本金一, 高安泰助, 乗富一雄, 狐崎長狼, 山脇康平, 白石健雄 (1982), 5 万分の 1 地質図幅「秋ノ宮・栗駒山」, 同説明書, 秋田県, pp. 59.