

八甲田カルデラ南東地域に分布する鮮新世末期～中期更新世 火砕流堆積物の層序と給源カルデラ

工 藤 崇* 植 木 岳 雪* 宝 田 晋 治*
佐々木 寿** 佐々木 実***

Stratigraphy and Source Caldera of Pyroclastic Flow Deposits During the Latest Pliocene to Middle Pleistocene in the Southeastern Foot Area of the Hakkoda Caldera, Northeast Japan

Takashi KUDO*, Takeyuki UEKI*, Shinji TAKARADA*,
Hisashi SASAKI** and Minoru SASAKI***

Abstract

This study shows the stratigraphy, petrography, whole-rock chemistry and paleomagnetic polarity of pyroclastic flow deposits during the latest Pliocene to Middle Pleistocene in the southeastern foot area of the Hakkoda Caldera, Northeast Japan. Six pyroclastic flow deposits are identified in this area: Kumanosawa Pyroclastic Flow Deposits (Ks), Takatoge Pyroclastic Flow Deposits (Tk), Osegawa Pyroclastic Flow Deposits (Os), Hakkoda-Ose Pyroclastic Flow Deposits (Hto), Hakkoda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits (Ht1) and Hakkoda 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits (Ht2), in order of decreasing age. These pyroclastic flow deposits have dacitic to rhyolitic compositions, and show distinct modal compositions and whole-rock major element chemistry in each. Based on stratigraphy, topography and paleomagnetic polarity, eruptive ages of the pyroclastic flow deposits are estimated to be as follows: Ks, 1.95–1.77 Ma; Tk, 1.77–1.07 Ma; Os and Hto, 0.99–0.78 Ma; Ht1, 0.76 Ma; Ht2, 0.40 Ma. The source calderas of the Ks, Tk, Os, and Hto can be estimated from petrological features. The source of the Ks is neither the Hakkoda Caldera nor Okiura Caldera, and is probably an unidentified caldera. The source of the Tk may be a low gravity anomaly area “Nenokuchi Caldera” located northeast of Towada Caldera. The source of the Os is not the Okiura Caldera. The source of the Hto is the Hakkoda Caldera. This study suggests that the two large-scale pyroclastic flow deposits during 1–2 Ma erupted from previously unidentified calderas (one is possibly Nenokuchi Caldera). This proposes a revised volcanic history in which the activities of caldera volcanoes overlap each other in the Hakkoda-Towada Volcanic Region.

* 産業技術総合研究所地質調査総合センター

** 国際航業株式会社

*** 弘前大学理工学部地球環境学科

* Geological Survey of Japan, AIST

** Kokusai Kogyo Co., Ltd

*** Department of Earth and Environmental Science, Faculty of Science and Technology, Hirosaki University

Key words : Hakkoda-Towada Volcanic Region, Hakkoda Caldera, Pliocene to Pleistocene, pyroclastic flow deposits, stratigraphy, whole-rock chemistry, paleomagnetic polarity, source caldera, Northeast Japan

キーワード : 八甲田 十和田火山地域, 八甲田カルデラ, 鮮新世～更新世, 火砕流堆積物, 層序, 全岩化学組成, 古地磁気極性, 給源カルデラ, 東北日本

I. はじめに

東北日本弧における後期中新世以降の火成活動を特徴づけるものの1つとして、カルデラ火山群の活動が挙げられる(伊藤ほか, 1989; 佐藤・吉田, 1993; 吉田ほか, 1999; Yoshida, 2001)。東北日本弧において鮮新世～第四紀のカルデラ火山群が認識されている地域としては、北から八甲田十和田火山地域(村岡・高倉, 1988)、仙岩火山地域(須藤, 1992)、栗駒火山地域(天野・佐藤, 1989)、会津火山地域(山元, 1992)などがある。カルデラ火山群の活動は、地殻内の大規模珪長質マグマ系の地表への現われとして捉えられる(例えば Hildreth, 1981; de Silva, 1989)。大規模珪長質マグマ系の活動は、島弧地殻の進化・発達における本質的なメカニズムの1つであり、その進化・発達過程の解明は、火山噴出物を丹念に調査することで可能となる。そのためにはまず、詳細な地質学的調査を行い、それらを給源とする大規模火砕流堆積物の層序と給源カルデラの活動順序・給源位置関係を明らかにすることが必要である。

八甲田 十和田火山地域は東北日本弧北部、青森県中央部～秋田県境付近に位置し、カルデラ火山群の活動とそれに付随する成層火山群・溶岩ドーム群の活動で特徴づけられる(図1)。本地域では後期鮮新世以降、湯ノ沢カルデラ(約3.5 Ma)、碓ヶ関カルデラ(約2.4 Ma)、沖浦カルデラ(1.7～0.9 Ma)、八甲田カルデラ(1.0～0.4 Ma)、十和田カルデラ(0.4 Ma～現在)が順次活動しており(村岡・高倉, 1988; 村岡ほか, 1991; 村岡, 1993など)、周囲にはこれらのカルデラ起源の大規模火砕流堆積物が広く分布する(村岡・高倉, 1988)。このうち八甲田カルデラ

は本火山地域の北東部に位置し(図1)、八甲田第1期火砕流堆積物(Ht1)と八甲田第2期火砕流堆積物(Ht2)の2回の火砕流噴出イベントによって形成されたと考えられてきた(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。しかし最近、八甲田カルデラ周辺でHt1よりも古い火砕流堆積物が次々と発見され(表1)、八甲田カルデラの活動時期がより古く遡る可能性が論じられてきた(佐々木ほか, 1998; 鈴木・植木, 2002; 宝田・村岡, 2004; 工藤, 2005)。佐々木ほか(1998)は、それまでHt1に一括されていた火砕流堆積物中に別の古い火砕流堆積物を見だし、それを“八甲田第0期火砕流堆積物”と命名した(表1)。その後、鈴木・植木(2002)は“八甲田第0期火砕流堆積物”の下位にさらに別の火砕流堆積物を見だし、これを黄瀬川火砕流堆積物と命名した(表1)。一方、宝田・村岡(2004)は“八甲田第0期火砕流堆積物”を黄瀬川火砕流堆積物と改名し(表1)、その分布を地質図上に初めて示した。工藤(2005)は、それまでHt1・Ht2に一括されていた火砕流堆積物の中に、より古い別の火砕流堆積物を見だし、これを八甲田高峠火砕流堆積物と命名した(表1)。しかし、これらの詳細な分布、層序関係、堆積年代及び給源カルデラについては、未解決な問題が多く残されていた。

そこで本研究では、これらの火砕流堆積物が分布する八甲田カルデラ南東地域を対象として詳細な地質調査を行い、火砕流堆積物の分布と層序を明らかにした。そして、それらの層序、地形の保存の程度及び古地磁気極性から堆積年代を推定した。また、全岩化学組成及び記載岩石学的特徴から、各火砕流堆積物の岩石学的特徴を明確にするとともに、給源カルデラの推定を試みた。

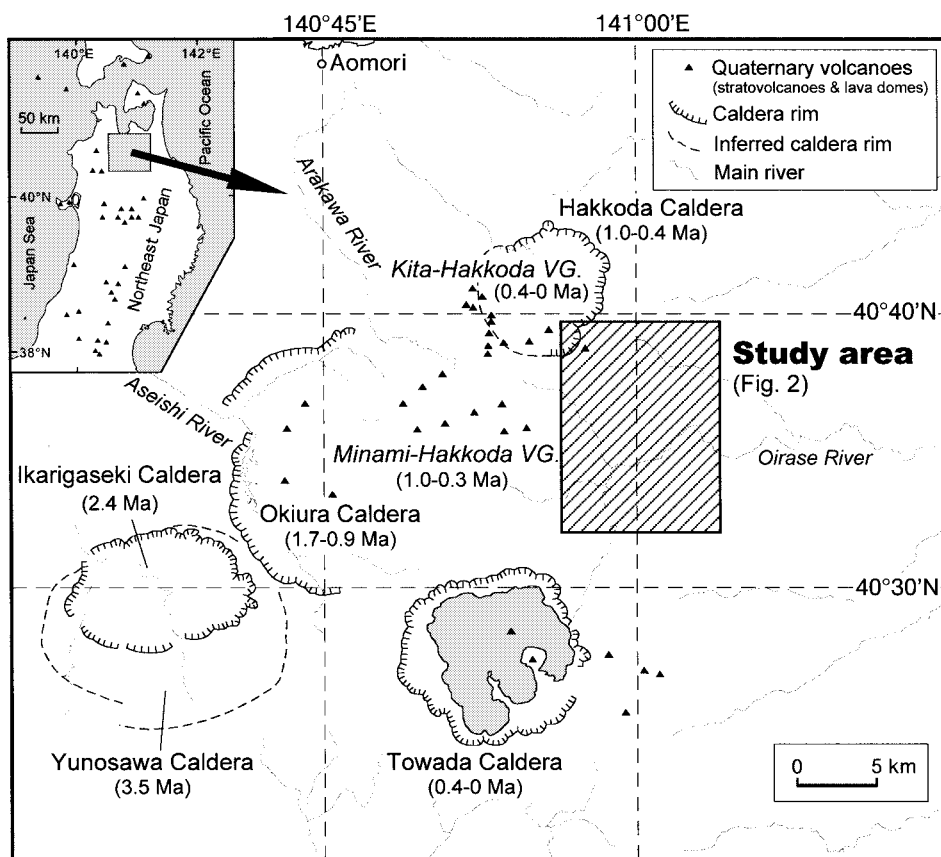


図 1 八甲田 十和田火山地域におけるカルデラの分布図。カルデラリム地形および推定カルデラリムの位置は村岡ほか(1991)、工藤ほか(2004a)および工藤・佐々木(2005)による。ハッチで示した領域は本研究による調査地域を示す。緯度・経度は日本測地系による。

Fig. 1 Caldera distribution map of the Hakkoda-Towada Volcanic Region. Caldera rim topography and inferred caldera rims are from Muraoka *et al.* (1991), Kudo *et al.* (2004a) and Kudo and Sasaki (2005). The hatched area shows the study area in this paper. Latitude and longitude refer to Tokyo Datum.

II. 八甲田カルデラ南東地域の地形・地質概説

図 2 に調査地域の地質図及び地質断面図を示す。調査地域は八甲田カルデラの南東、南八甲田火山群の東方に位置する南北約 13 km、東西約 10 km の地域である(図 1)。

1) 地形

本地域には中期中新世から完新世までの地質物が分布する。中新統は開析の進んだ山地を構成する。一方、鮮新統及び第四系は火山体原面や火砕

流台地を構成する。特に第四紀の火砕流堆積物については火砕流堆積面地形が比較的良く保存されている。調査地域の中央部には奥入瀬川が東流し(図 2)、それに沿って数段の河成段丘地形が認められる。本地域北西部には、八甲田カルデラのリム地形(工藤ほか, 2004a; 工藤・佐々木, 2005)が認められる(図 2)。

2) 地質

本地域では、中期～後期中新世の火山岩及び堆積岩が広く基盤を構成する(図 2)。鮮新統は下位

表 1 本研究と従来における火砕流堆積物の対応関係．

Table 1 Correlation of pyroclastic flow deposits between this study and previous studies.					
村岡・高倉(1988) Muraoka & Takakura (1988)	佐々木ほか(1998) Sasaki <i>et al.</i> (1998)	鈴木・植木(2002) Suzuki & Ueki(2002)	宝田・村岡(2004) Takarada & Muraoka (2004)	工藤(2005) Kudo(2005)	本研究 This Study
八甲田第2期火砕流 堆積物 Hakkoda 2nd-stage PFD	八甲田第2期火砕流 堆積物 Hakkoda 2nd-stage PFD	八甲田第2期火砕流 堆積物 Hakkoda 2nd-stage PFD	八甲田第2期火砕流 堆積物 Hakkoda 2nd-stage PFD	八甲田第2期火砕流 堆積物 Hakkoda 2nd-stage PFD	八甲田第2期火砕流 堆積物 Hakkoda 2nd-stage PFD
八甲田第1期火砕流 堆積物 Hakkoda 1st-stage PFD	八甲田第1期火砕流 堆積物 Hakkoda 1st-stage PFD	八甲田第1期火砕流 堆積物 Hakkoda 1st-stage PFD	八甲田第1期火砕流 堆積物 Hakkoda 1st-stage PFD	八甲田第1期火砕流 堆積物 Hakkoda 1st-stage PFD	八甲田第1期火砕流 堆積物 Hakkoda 1st-stage PFD
八甲田第1期火砕流 堆積物 Hakkoda 1st-stage PFD	八甲田第0期火砕流 堆積物 Hakkoda 0-stage PFD	八甲田第0期火砕流 堆積物 Hakkoda 0-stage PFD	黄瀬川火砕流堆積物 Osegawa PFD	八甲田黄瀬火砕流堆積物 Hakkoda-Ose PFD	八甲田黄瀬火砕流堆積物 Hakkoda-Ose PFD
		黄瀬川火砕流堆積物 Osegawa PFD		黄瀬川火砕流堆積物 Osegawa PFD	黄瀬川火砕流堆積物 Osegawa PFD
				八甲田高峠火砕流堆積物 Hakkoda-Takatoge PFD	高峠火砕流堆積物 Takatoge PFD
					熊ノ沢火砕流堆積物 Kumanosawa PFD

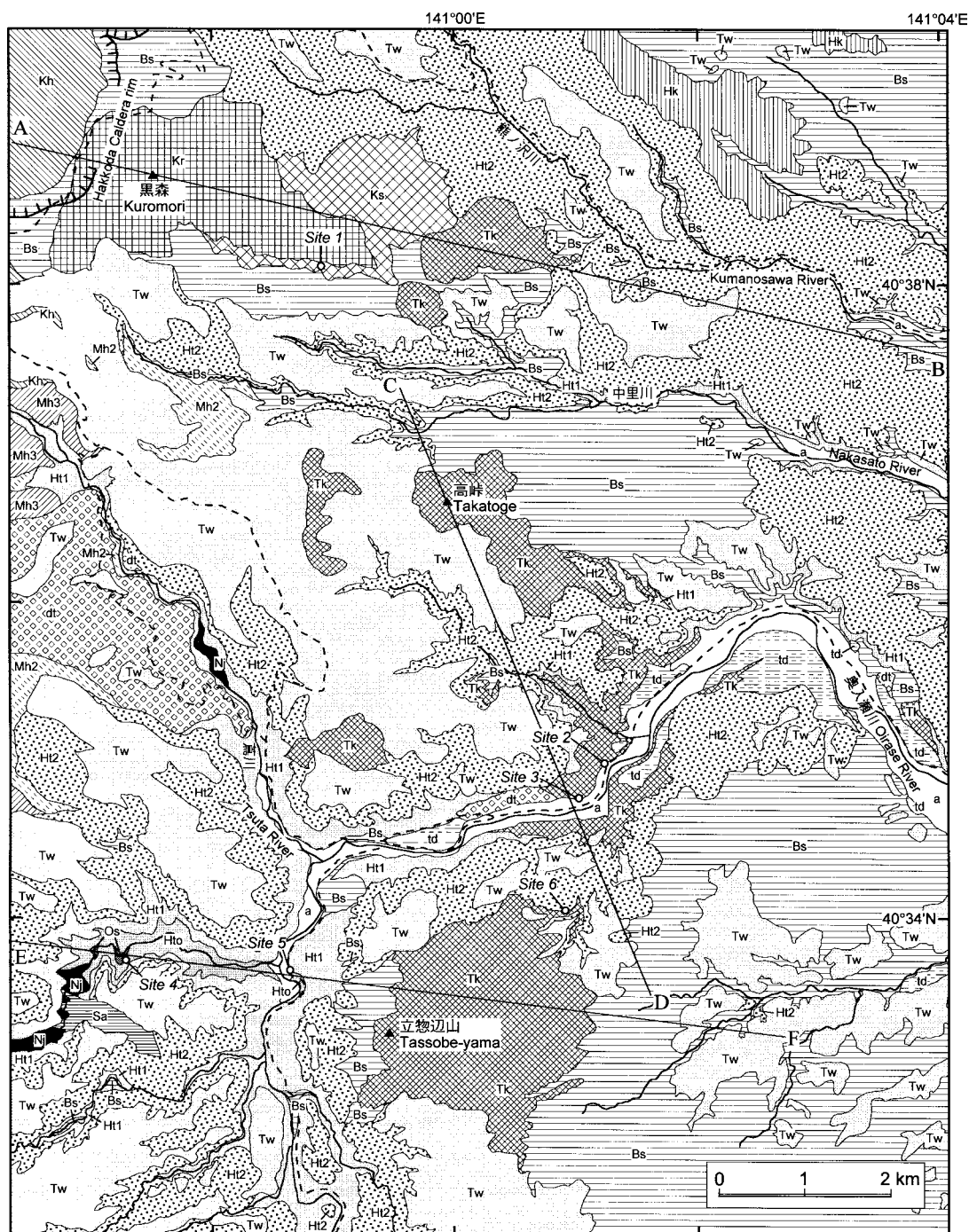


図 2.1 八甲田カルデラ南東地域の地質図及び地質断面図。本地域の位置は図 1 を参照。緯度・経度は日本測地系による。

Fig. 2.1 Geological map and geological cross-sections of the southeastern foot area of the Hakkoda Caldera. Location of this area is shown in Fig. 1. Latitude and longitude refer to Tokyo Datum.

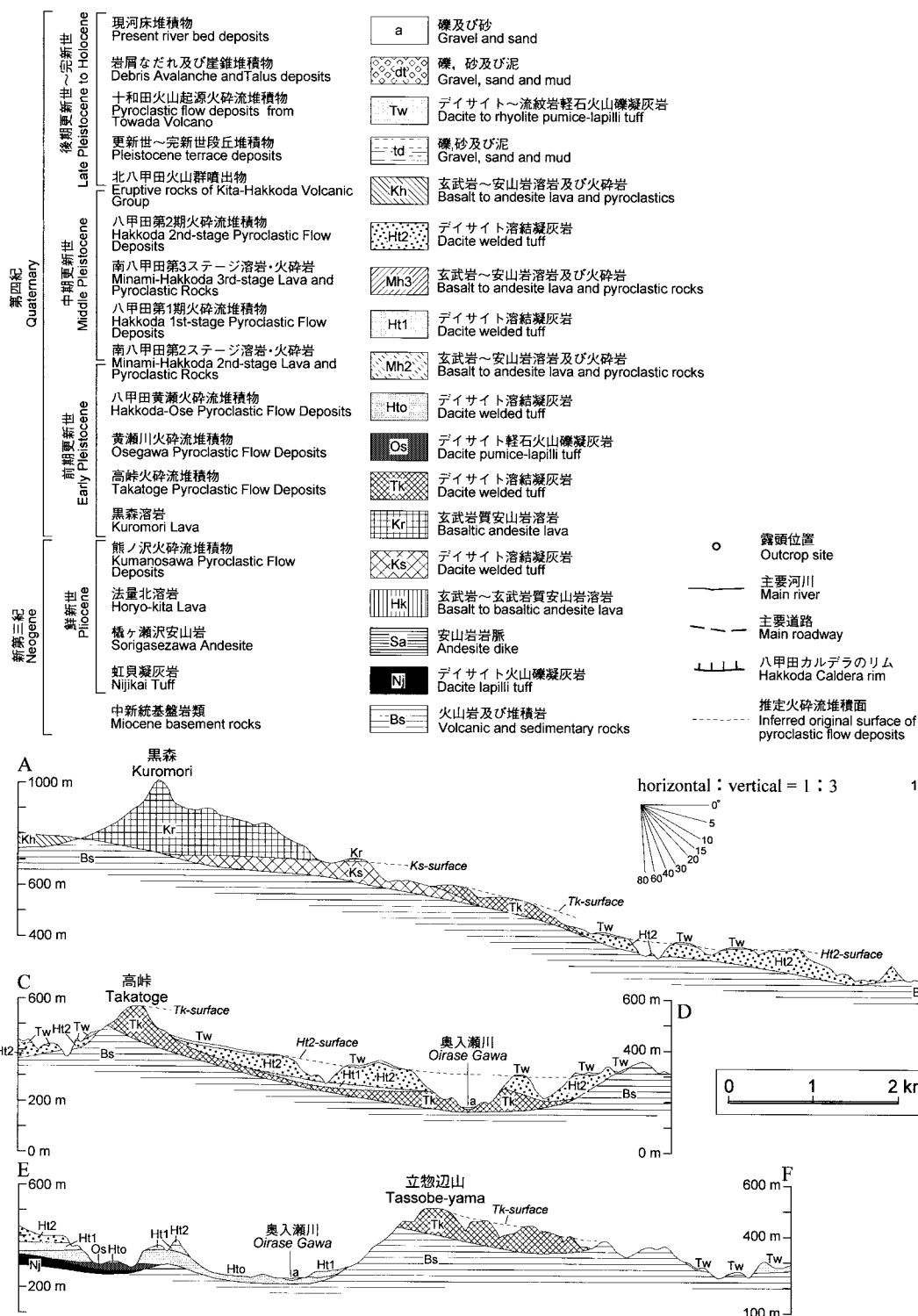


図 2.2 Fig. 2.2

より^{にじかい}虹貝凝灰岩（村岡・長谷，1990）、^{ほうりょうきた}法量北溶岩（工藤，2005）及び熊ノ沢火砕流堆積物（新称）からなり、いずれも局所的に分布する（図2）。これらを覆って第四系が広域に分布する。更新統下部は下位より黒森溶岩（宝田・村岡，2004）、高峠火砕流堆積物（工藤，2005を改称）、黄瀬川火砕流堆積物（鈴木・植木，2002）、八甲田黄瀬火砕流堆積物（新称）、南八甲田第2ステージ溶岩・火砕岩（宝田・村岡，2004）からなる（図2）。黒森溶岩及び南八甲田第2ステージ溶岩・火砕岩は、本地域北西部及び西端部～本地域西方においてそれぞれ成層火山体を構成する。更新統中部は下位より八甲田第1期火砕流堆積物（村岡・高倉，1988；村岡・長谷，1990）、南八甲田第3ステージ溶岩・火砕岩（宝田・村岡，2004）、八甲田第2期火砕流堆積物（村岡・高倉，1988；村岡・長谷，1990）、北八甲田火山群噴出物（工藤ほか，2004a）からなる（図2）。南八甲田第3ステージ溶岩・火砕岩と北八甲田火山群噴出物は、本地域北西端部及び西端部～本地域西方においてそれぞれ成層火山体群を構成する。更新統上部～完新統は、河成段丘堆積物、十和田カルデラ起源の火砕流堆積物、現河床堆積物、岩屑なだれ堆積物及び崖錐堆積物からなる（図2）。

III．火砕流堆積物の記載

1) 熊ノ沢火砕流堆積物（Ks）

地層名：新称。村岡・高倉（1988）及び宝田・村岡（2004）では八甲田第2期火砕流堆積物に一括されていたが、層序や後述する斑晶組み合わせ・全岩化学組成で区別できるため、ここで新たに定義する。

模式地：黒森の東南東、熊ノ沢林道沿いの地点1（図2）。

分布及び層厚：黒森の東方のみで分布が確認される（図2）。本地域外での分布は未確認である。黒森東方では比高50～60mの火砕流台地を構成する。火砕流堆積面の保存は良い。堆積面の高度は標高650～700mである（図2）。火砕流台地の地形から、全層厚は最大で約80mに達すると推定される（図2）。

層序関係：中新統を不整合に覆い、前期更新世の黒森溶岩にほぼ整合に覆われる。火砕流堆積面の高度が周囲に分布する高峠火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物よりも高く（図2のA-B断面）、残丘状を呈することから、それらよりも古いと考えられる。

岩相：デイサイト～流紋岩質の火砕流堆積物である。強溶結岩相を示す。基質は暗灰色～灰色を呈し、肉眼スケールでユークシティック組織が認められる。長径6mm以下の楕円球状の明灰色部が多数認められる。これらは溶結レンズ化した軽石であり、溶結レンズと基質の境界は漸移的であることが多い。溶結レンズは楕円球状のものが多く、潰れて扁平化しているものもある。長径5mm以下の火山岩・堆積岩岩片をしばしば含む。結晶サイズは長径1mm以下のものが多い。露出が悪いため、詳細な堆積構造は不明である。

2) 高峠火砕流堆積物（Tk）

地層名：工藤（2005）による「八甲田高峠火砕流堆積物」を改称。後述する全岩化学組成データを用いた検討により、給源が八甲田カルデラではないと判断されることから、「八甲田」を外して「高峠火砕流堆積物」とした。村岡・高倉（1988）及び宝田・村岡（2004）では八甲田第1期あるいは第2期火砕流堆積物に一括されていた。

模式地：十和田市^{とちくぼ}栃久保^{ほうりょう}の“法量のイチョウ”付近の国道102号線沿いの露頭（地点2，図2）（工藤，2005）。

分布及び層厚：奥入瀬川中流域、高峠付近、立惣辺山付近及び黒森東方に分布し（図2）、残丘状の火砕流台地を構成する（図2のC-D断面）。火砕流堆積面の高度は高峠付近で標高550～600m、立惣辺山付近で標高400～550mである。これらの面は八甲田第2期火砕流堆積物の堆積面よりも高度が高い（図2）。層厚は高峠付近で約120m、立惣辺山付近で50～140mである。本地域外での分布は未確認である。

層序関係：中新統を不整合に覆う。地点6（図2）では、本堆積物が八甲田第2期火砕流堆積物に不整合に覆われることが確認できる。

岩相：デイサイト～流紋岩質の火砕流堆積物で

ある。強溶結岩相を示す。結晶に非常に富み、2 ~ 7 mm 程度の大型の斜長石・石英結晶が目立つ特徴的な岩相を示す。基質は淡褐灰色～淡紫灰色を呈し、斑点状に白灰色の部分が認められる。それぞれの斑点は長径 6 mm 以下であり、球状～楕円球状の形態を示す。これらは周囲よりも溶結度がやや低く、軽石に由来する部分であると推定される。基質部は色の濃い部分と薄い部分が縞模様を呈することがある。まれに長径 1.5 cm 以下の黄白色の扁平化した軽石を含むことがある。長径 2 cm 以下の変質した火山岩岩片をまれに含む。全体として規則的な柱状節理及び板状節理はあまり発達せず、垂直方向に伸びる不規則な節理が卓越する。

3) 黄瀬川火砕流堆積物(Os)

地層名：鈴木・植木(2002)による。宝田・村岡(2004)による黄瀬川火砕流堆積物とは同一名称であるが、別のものである(表1)。

模式地：十和田市黄瀬川流域の地点4(図2)。

分布及び層厚：黄瀬川流域の2地点のみで分布を確認できる(図2)。下限が見えないので全層厚は不明であるが、地点4では少なくとも15 m 以上ある(図3)。

層序関係：八甲田黄瀬火砕流堆積物に一部整合・一部不整合で覆われる。地点4では本堆積物と八甲田黄瀬火砕流堆積物の間に、層厚数10 cmの土壌層及び泥流堆積物が観察される(図3)。

岩相：デイサイト～流紋岩質の火砕流堆積物であり、非溶結岩相を示す。塊状で顕著な堆積構造は認められない。まばらに軽石及び岩片を含む。それらの粒径は最大で長径15 cmであるが、大部分のものは数cm以下である。軽石は白色を呈し、圧密により扁平化した形態を示す。軽石は粘土化が進んで脆くなっている。基質は淡褐灰色を呈し、細粒～粗粒火山灰～細礫で構成される。結晶サイズは長径^{おうせ}2 mm以下のものが多い。

4) 八甲田黄瀬火砕流堆積物(Hto)

地層名：新称。佐々木ほか(1998)による“八甲田第0期火砕流堆積物”，宝田・村岡(2004)による黄瀬川火砕流堆積物に相当する(表1)。「第0期」という名称が好ましくないこと、「黄

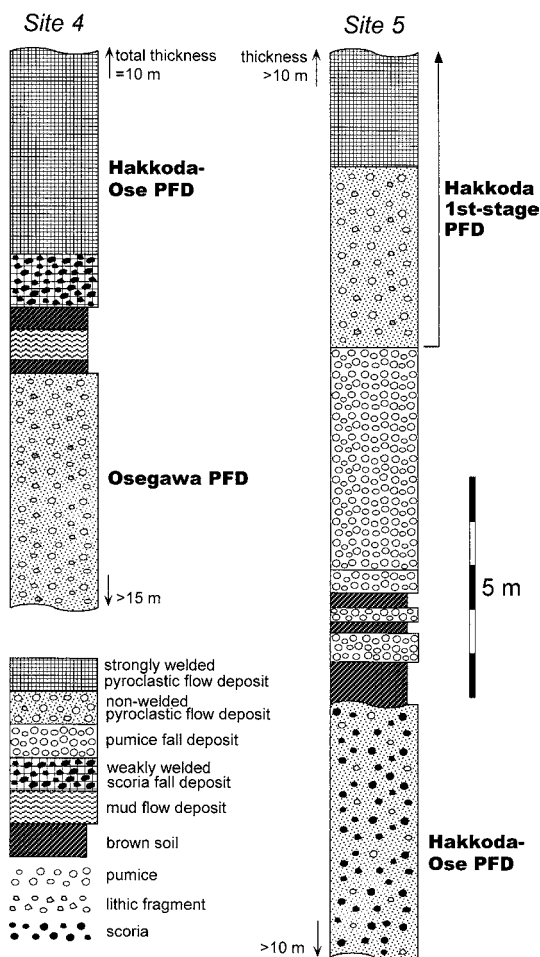


図3 八甲田第1期火砕流堆積物、八甲田黄瀬火砕流堆積物及び黄瀬川火砕流堆積物の層序関係を示す柱状図(地点4及び地点5)。

Fig. 3 Geological columnar sections showing stratigraphic relations among the Hakkoda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits, Hakkoda-Ose Pyroclastic Flow Deposits and Osegawa Pyroclastic Flow Deposits (Sites 4 and 5)

瀬川火砕流堆積物」という名称が下位の火砕流堆積物に用いられていること、後述するように給源が八甲田カルデラであると推定されることから、本堆積物を八甲田黄瀬火砕流堆積物と新たに命名する。

模式地：十和田市黄瀬川流域の地点4付近(図2)。

分布及び層厚：黄瀬川流域に分布する（図2）。本地域外での分布は認められていない。露頭で確認できた層厚は最大で20 m以上である。

層序関係：地点4では土壌層及び泥流堆積物を挟んで黄瀬川火砕流堆積物を整合に覆う（図3）。地点5では土壌層及び数枚の降下軽石堆積物層を挟んで、八甲田第1期火砕流堆積物により不整合に覆われる（図3）。黄瀬川流域では後期鮮新世の虹貝凝灰岩を不整合に覆う。

岩相：デイサイト～流紋岩質の火砕流堆積物である。分布域の東端では非溶結～弱溶結岩相を示すが、それ以外では強溶結岩相を示す。非溶結岩相は淡褐色～褐色を呈し、長径5 cm以下の褐色～暗褐色スコリア及び岩片を含む。基質は細粒～粗粒火山灰で構成される。スコリアは潰れて扁平化していることが多い。溶結岩相は暗灰色～灰色～褐灰色を呈する。基質には肉眼スケールでユータキシティック組織が認められる不均質な岩相を示す。長径1 cm以下の褐色～暗褐色スコリア及び岩片をしばしば含む。結晶サイズは長径2 mm以下のものが多い。数10 cm間隔の板状節理及び柱状節理が顕著に認められる。本堆積物の直下には層厚1 m～数10 cmの降下スコリア堆積物が認められることがある（図3）。この降下スコリア堆積物は長径4 cm以下の黒色スコリアから構成され、弱溶結している。この直上に重なる本火砕流堆積物が最下部から強溶結していることから（図3）、降下スコリア層の溶結は直上に載る火砕流本体の熱と重さの影響によるものと考えられる。

5) 八甲田第1期火砕流堆積物(Ht1)

地層名：村岡・高倉（1988）及び村岡・長谷（1990）による。

模式地：村岡・長谷（1990）は十和田市黄瀬川中流域を模式地とした。その後、宝田・村岡（2004）により十和田市奥入瀬川流域馬門岩付近と再定義された。

分布及び層厚：八甲田カルデラの周囲に広く分布する。本調査地域内では奥入瀬川流域、黄瀬川流域、蔦川流域及び中里川流域に分布が認められる（図2）。層厚は最大で約70 mである。梅田は

か（1999）は本堆積物の体積を、マグマ換算体積で23.7 km³と見積もっている。

層序関係：地点5では土壌層及び降下軽石堆積物層を挟んで八甲田黄瀬川火砕流堆積物を不整合に覆う（図3）。本堆積物の直下には層厚数mに達する降下軽石堆積物を伴うことがある（図3）。多くの地点で八甲田第2期火砕流堆積物に一部整合・一部不整合で覆われる。中新統及び後期鮮新世の虹貝凝灰岩を不整合に覆う。

岩相：非溶結～強溶結のデイサイト～流紋岩質の火砕流堆積物である。本地域内では強溶結岩相として産することが多く、その場合には垂直方向と水平方向の節理が発達し、縦1～2 m×横2～3 mのブロック状に割れることが多い。肉眼では本質物質や岩片がほとんど確認できない場合が多く、比較的均質な岩相を示す。しかし、場所によっては水平方向に延びる長径数1 cm以下、幅3 mm以下の溶結レンズが認められることがある。強溶結岩相は灰色～暗灰色を呈し、溶結レンズは黒色～暗灰色を呈する。結晶サイズは長径2 mm以下のものが多い。弱溶結岩相は暗灰色～淡灰色を呈し、短径4 mm以下、長径5 cm以下の扁平化したレンズ状の淡灰色～暗灰色軽石をまばらに含む。また、長径1 cm以下の火山岩岩片をまれに含む。

本堆積物は主に弱～強溶結岩相として産するが、本地域内の地点5（図3）や八甲田カルデラ北西側地域では非溶結岩相が産する。非溶結岩相の基質は紫灰色～灰色を呈する。大部分は塊状であり、一部で弱い成層構造が見られることもある。長径50 cm以下の白色軽石を多量に含み、黒色スコリア及び白黒縞状軽石も含む。長径10 cm以下の火山岩岩片を含む。

6) 八甲田第2期火砕流堆積物(Ht2)

地層名：村岡・高倉（1988）及び村岡・長谷（1990）による。

模式地：村岡・長谷（1990）は青森市荒川沿いの井繰の滝付近（本地域外）を模式地とした。その後、宝田・村岡（2004）により十和田市北股川林道付近と再定義された。

分布及び層厚：八甲田カルデラの周囲に広く分

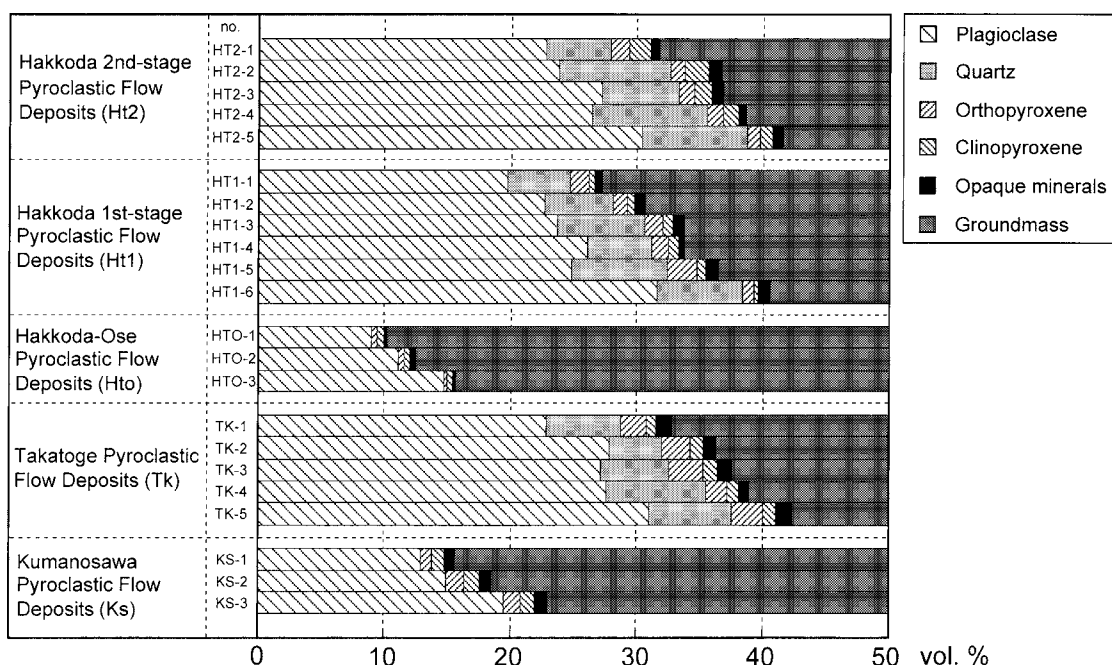


図 4 八甲田カルデラ南東地域に分布する火砕流堆積物の強溶結部のモード組成。

Fig. 4 Modal compositions of strongly welded pyroclastic flow deposits in the southeastern foot area of the Hakkoda Caldera.

布する。本地域内では南東部を除いて広域に分布し、火砕流台地を構成する(図2)。火砕流堆積面は良く保存されており、その高度は八甲田カルデラ近傍で標高 500 ~ 600 m, それ以外では標高 400 ~ 500 m である。基盤岩の高まりや熊ノ沢火砕流堆積物・高峠火砕流堆積物の残丘状の高まりを避けて低所に堆積し、平坦な火砕流堆積面を形成する(図2)。層厚は最大で約 150 m である。村岡・長谷(1990)は本堆積物の体積を 36 km³ と見積もった。また、梅田ほか(1999)は本堆積物の体積をマグマ換算体積で 22.4 km³ と見積もった。

層序関係：高峠火砕流堆積物を不整合に覆い、八甲田第 1 期火砕流堆積物を一部不整合・一部整合で覆う。十和田火山起源の火砕流堆積物に不整合に覆われる。中新統及び鮮新統を広く不整合に覆う。本堆積物の直下には、降下火砕堆積物を伴うことがある(工藤, 2005)。

岩相：弱溶結～強溶結のデイサイト～流紋岩質火砕流堆積物である。大部分は弱溶結岩相を示し、強溶結岩相は主に給源の八甲田カルデラに近い地域で産する。基質は場所により淡青灰色、淡灰色、白灰色、褐色、桃灰色あるいは赤紫灰色と多様な色を示すが、淡青灰色を示す場合が最も多い。強溶結岩相では数 10 cm ~ 数 m 間隔の柱状節理がしばしば発達する。含まれる結晶は最大で長径 3 mm 程度であるが、2 mm 以下のものが大多数である。基質は暗色部と明色部で縞模様を示すことがあるが、多くは非常に均質である。本質レンズ、軽石及び岩片はまれにしか認められず、サイズも長径 1 cm 以下と小さいことが多い。しかし、一部では長径 10 cm 以下の淡灰色～灰色を呈する本質レンズが認められることがある。本質レンズの形態は楕円球状～不規則形のものが多いが、短径数 mm, 長径数 cm の引き伸ばされた形状のものも産する。これらの本質レンズは、軽

表 2 火砕流堆積物強溶結部のモード組成。

Table 2 Modal compositions of strongly welded pyroclastic flow deposits in the southeastern foot area of the Hakkoda Caldera.

Unit*	Number	vol. %	Plg	Qtz	Opx	Cpx	Opq	Hbl	Phenocryst	Groundmass
Ht2	HT2-1		22.7	5.1	1.5	1.7	0.6	tr	31.5	68.5
Ht2	HT2-2		23.9	8.8	1.1	1.9	1.0	tr	36.6	63.4
Ht2	HT2-3		27.2	6.0	1.3	1.3	1.0	-	36.8	63.2
Ht2	HT2-4		26.2	9.2	1.3	1.2	0.6	-	38.6	61.4
Ht2	HT2-5		30.3	8.4	1.0	1.0	0.8	tr	41.5	58.5
Ht1	HT1-1		19.6	5.0	1.4	0.5	0.6	tr	27.2	72.8
Ht1	HT1-2		22.6	5.4	1.2	0.6	0.7	-	30.5	69.5
Ht1	HT1-3		23.7	6.9	1.5	0.8	0.9	-	33.7	66.3
Ht1	HT1-4		26.0	5.1	1.4	0.7	0.5	tr	33.7	66.3
Ht1	HT1-5		24.8	7.6	2.3	0.7	1.0	-	36.4	63.6
Ht1	HT1-6		31.5	6.8	1.0	0.3	0.9	-	40.5	59.5
Hto	HTO-1		9.0	-	0.5	0.5	0.3	-	10.2	89.8
Hto	HTO-2		11.1	tr	0.4	0.5	0.4	-	12.4	87.6
Hto	HTO-3		14.7	-	0.2	0.5	0.2	-	15.6	84.4
Tk	TK-1		22.8	5.8	2.1	0.7	1.3	-	32.8	67.2
Tk	TK-2		27.8	4.2	2.3	1.0	1.0	-	36.3	63.7
Tk	TK-3		27.1	5.4	2.7	1.1	1.1	-	37.5	62.5
Tk	TK-4		27.6	7.9	1.7	0.9	0.8	-	38.9	61.1
Tk	TK-5		31.0	6.5	2.5	1.1	1.2	-	42.3	57.7
Ks	KS-1		12.8	-	0.9	1.0	0.8	-	15.5	84.5
Ks	KS-2		14.8	-	1.5	1.2	1.0	-	18.4	81.6
Ks	KS-3		19.4	-	1.4	1.0	1.0	-	22.9	77.1

*Unit name: Ht2, Hakkoda 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits; Ht1, Hakkoda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits; Hto, Hakkoda-Ose Pyroclastic Flow Deposits; Tk, Takatoge Pyroclastic Flow Deposits; Ks, Kumanosawa Pyroclastic Flow Deposits. Abbreviations: Plg, plagioclase; Qtz, quartz; opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene; opq, opaque minerals; Hbl, hornblende; tr, trace; -, absent. All samples are strongly welded ignimbrites.

石の発泡組織を保持しているものから、気泡がほとんど潰れてしまった密なものまで多様である。

IV. 記載岩石学的特徴

表 2 と図 4 に火砕流堆積物のモード組成を示す。モード組成の測定は強溶結岩相の岩石薄片について行い、ポイントカウンターを用いて 1 枚の薄片につき 3000 ~ 4000 点カウントして求めた。いずれの試料も本調査地域で採取されたものである。非溶結岩相しか存在しない黄瀬川火砕流堆積物については、実体顕微鏡による構成鉱物種の判別のみを行った。なお、簡略化のため、以下

より火砕流堆積物の名称は略称を用いる。

各火砕流堆積物の斑晶組み合わせは、Ks, Os 及び Hto が斜長石 + 単斜輝石 + 斜方輝石 + 不透明鉱物、Tk, Ht1 及び Ht2 が斜長石 + 石英 + 斜方輝石 + 単斜輝石 + 不透明鉱物である (表 2 及び図 4)。Ht1 及び Ht2 については、極めて稀に普通角閃石を含むことがある (表 2)。

斑晶量は Ks が 16 ~ 23 vol. %, Tk が 33 ~ 42 vol. %, Hto が 10 ~ 16 vol. %, Ht1 が 27 ~ 41 vol. %, Ht2 が 32 ~ 42 vol. % である (図 4)。Ks と Hto が 10 ~ 20 vol. % と少なく、その他は 30 ~ 40 vol. % と多い (図 4)。

Tk, Ht1 及び Ht2 は、岩相、斑晶量及び鉱物組み合わせが極めて類似しており、露頭で判別するのが困難な場合がある。村岡・長谷(1990)は、Ht1 と Ht2 の判定基準の 1 つとして、基質中の斑晶量が前者で 25% 以下、後者で 25% 以上であることを示した。しかし本研究の結果では、両者ともに斑晶量が 27 vol.% 以上であり、顕著な差は認められない(図 4)。村岡・長谷(1990)と本研究の相違は、測定方法や測定基準が異なっていたことに起因する可能性があるが、村岡・長谷(1990)に測定方法が記されていないため不明である。

そこで、これに代わる判定基準を提示する。図 5 に斜方輝石 / 単斜輝石比と斑晶量の関係図を示す。斜方輝石 / 単斜輝石比に注目すると、Ht1 は 1.8 ~ 3.4, Ht2 は 0.6 ~ 1.0 であり、この比を用いることで両者を明確に識別することが可能となる(図 5)。また、岩相が類似する Tk と Ht2 についても、斜方輝石 / 単斜輝石比が前者で 1.9 ~ 3.0, 後者で 0.6 ~ 1.0 であり、両者を識別することが可能である(図 5)。

V. 全岩化学組成

1) 試料と分析方法

各火砕流堆積物の岩石学的特徴を把握し、給源カルデラ推定への手掛りを得るため、八甲田カルデラ南東地域に分布する鮮新世末期～中期更新世火砕流堆積物について、強溶結部全岩試料及び本質物質(軽石及びスコリア)の主成分元素全岩化学組成の分析を行った。また、比較のために十和田カルデラ及び沖浦カルデラ起源の火砕流堆積物群についても軽石・スコリアの主成分元素全岩化学組成を分析した。分析には産業技術総合研究所地質情報研究部門所有の蛍光 X 線分析装置 PHILIPS 社製 PW1404 を使用した。Ht1 及び Ht2 については溶結部全岩試料と本質物質の両方を分析した。一方、Ks, Tk 及び Hto については適当なサイズの本質物質を採取するのが不可能であったため、溶結部の全岩試料のみを分析した。Os については軽石が風化変質していたため、分析を行わなかった。溶結部の全岩試料に関して

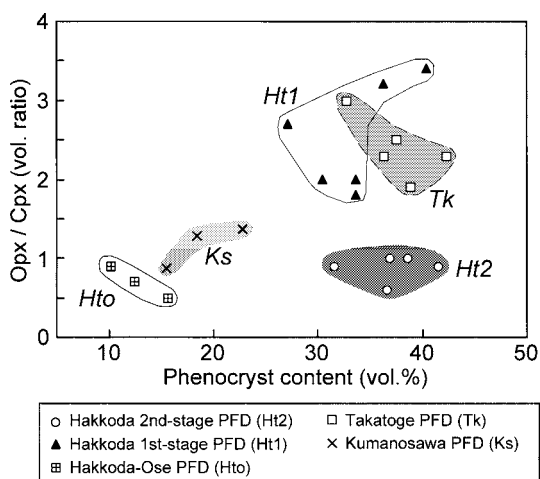


図 5 八甲田カルデラ南東地域に分布する火砕流堆積物強溶結部における、斜方輝石(Opx)と単斜輝石(Cpx)の体積比と全斑晶量の関係。

Fig. 5 Opx/Cpx volume ratio versus total phenocryst content of strongly welded pyroclastic flow deposits in the southeastern foot area of the Hakkoda Caldera.

は、肉眼的に確認できた岩片を試料の調整段階でできるだけ取り除いてある。試料の採取は本調査地域内に限らず、八甲田カルデラ周囲全域を対象に行った。特に Ht1 の本質物質(軽石及びスコリア)については、非溶結岩相が多く出現する八甲田カルデラの北西地域で採取を行った。十和田カルデラ起源の火砕流堆積物群(略称:Tw)としては、55 ~ 15 ka のカルデラ形成期(Hayakawa, 1985)に噴出した十和田奥瀬火砕流堆積物、十和田大不動火砕流堆積物及び十和田八戸火砕流堆積物について分析を行った。沖浦カルデラ起源の火砕流堆積物群(略称:Ok)は、「青荷凝灰岩」(村岡・長谷, 1990)と総称され、少なくとも 11 枚以上の水底火砕流堆積物から構成される(野澤, 2001)。これらの試料については、沖浦カルデラ内部に分布する複数の火砕流堆積物から採取を行ったが、野澤(2001)が細分した火砕流堆積物との詳しい対応はついていない。表 3 に代表的な試料の分析結果を示す。

表 3 八甲田 十和田火山地域に分布する火砕流堆積物の代表的試料の主成分元素全岩化学組成。

Table 3 Representative whole-rock major element compositions for pyroclastic flow deposits in the Hakkoda-Towada Volcanic Region.

Unit ⁽¹⁾	Number	Sample ⁽²⁾	wt. %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ [*]	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
Ht2	HT2-7	P		71.74	0.46	15.02	3.40	0.09	0.69	3.04	3.65	1.74	0.07	99.90
	HT2-6	P		71.60	0.51	13.97	3.86	0.08	0.94	3.38	3.96	1.64	0.08	100.01
	HT2-4	W		68.44	0.49	15.91	3.86	0.11	0.70	4.20	4.04	1.09	0.09	98.93
	HT2-8	W		69.81	0.54	14.74	4.39	0.10	0.95	3.24	3.51	1.42	0.08	98.76
Ht1	HT1-7	P		71.28	0.40	14.23	3.00	0.09	0.73	3.26	3.81	1.93	0.07	98.80
	HT1-8	S		62.71	0.90	15.56	7.47	0.18	2.06	6.08	3.90	0.77	0.18	99.80
	HT1-10	W		67.07	0.54	15.20	4.32	0.12	1.09	4.30	3.69	1.14	0.08	97.55
	HT1-9	W		68.84	0.46	15.14	3.71	0.08	0.71	4.16	4.10	1.11	0.07	98.39
Hto	HTO-4	W		70.14	0.58	14.52	4.35	0.14	0.56	3.02	4.33	1.20	0.10	98.93
	HTO-5	W		68.27	0.60	14.82	4.68	0.12	0.91	3.88	4.50	1.15	0.11	99.04
	HTO-6	W		68.73	0.62	14.81	4.64	0.12	0.76	3.66	4.44	1.17	0.11	99.07
	HTO-7	W		69.71	0.60	14.54	4.57	0.12	0.69	3.50	4.54	1.18	0.11	99.55
Tk	TK-1	W		69.03	0.59	15.66	5.21	0.10	1.10	3.37	3.04	1.67	0.07	99.84
	TK-6	W		66.63	0.61	14.99	5.43	0.11	1.49	4.27	3.42	1.54	0.09	98.58
	TK-7	W		67.57	0.55	14.66	4.88	0.09	1.32	4.24	3.64	1.57	0.08	98.59
	TK-8	W		67.46	0.56	14.55	4.94	0.10	1.40	3.98	3.44	1.66	0.08	98.17
Ks	KS-1	W		71.19	0.69	13.34	4.99	0.08	0.83	3.02	3.79	1.97	0.12	100.02
	KS-2	W		67.65	0.83	15.21	5.98	0.09	0.80	3.29	3.35	1.71	0.14	99.04
	KS-3	W		67.91	0.78	14.35	5.89	0.09	0.86	3.48	3.52	1.78	0.13	98.80
Tw-Hc	Th-1	P		68.89	0.61	15.70	3.73	0.12	0.74	2.97	4.25	1.02	0.12	98.14
	Th-2	P		69.59	0.49	14.51	3.09	0.11	0.75	3.65	4.30	1.14	0.11	97.74
Tw-Of	To-1	P		71.50	0.46	14.55	2.84	0.10	0.69	3.52	4.44	1.11	0.09	99.30
Tw-Ok	Tq-1	S		61.33	0.97	15.65	7.82	0.17	2.40	6.27	3.67	0.65	0.18	99.11
Ok	Ok-1	P		70.60	0.39	15.88	2.77	0.10	0.57	3.11	4.32	1.31	0.07	99.10
	Ok-2	P		74.43	0.30	13.05	2.13	0.10	0.36	1.92	4.51	1.64	0.05	98.50
	Ok-3	P		66.16	0.64	16.58	4.05	0.11	0.95	4.20	4.13	0.93	0.14	97.88
	Ok-4	P		76.07	0.29	12.85	1.98	0.10	0.26	1.74	3.86	1.99	0.05	99.18

*Total Fe as Fe₂O₃. ⁽¹⁾Abbreviations: Ht2, Hakkoda 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits; Ht1, Hakkoda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits; Hto, Hakkoda-Ose Pyroclastic Flow Deposits; Tk, Takatoge Pyroclastic Flow Deposits; Ks, Kumanosawa Pyroclastic Flow Deposits; Tw-Hc, Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits; Tw-Of, Towada-Ofudo Pyroclastic Flow Deposits; Tw-Ok, Towada-Okuse Pyroclastic Flow Deposits; Ok, Aoni Tuff. ⁽²⁾Abbreviations: P, pumice; W, welded part; S, scoria.

2) 各火砕流堆積物の全岩化学組成

図 6 に八甲田カルデラ南東地域に分布する火砕流堆積物の主成分元素組成のバーカー図を示す。各火砕流堆積物の SiO₂ 量は, Ks が 68.5 ~ 71.5 wt. %, Tk が 68.4 ~ 70.1 wt. %, Hto が 69.3 ~ 71.2 wt. %, Ht1 が 60.3 ~ 73.0 wt. %, Ht2 が 69.4 ~ 73.1 wt. % である (すべて無水 100

wt. % に再計算した値, 以下も同様) (図 6)。Ht1 については, 黒色スコリアが 60.3 ~ 63.3 wt. %, 白色軽石が 71.5 ~ 73.0 wt. %, 溶結部が 68.7 ~ 70.2 wt. % であり, 溶結部が白色軽石よりも SiO₂ 量にやや乏しい傾向がある (図 6)。これは溶結部が白色軽石に由来する物質と黒色スコリアに由来する物質の混合物であるためであると推定さ

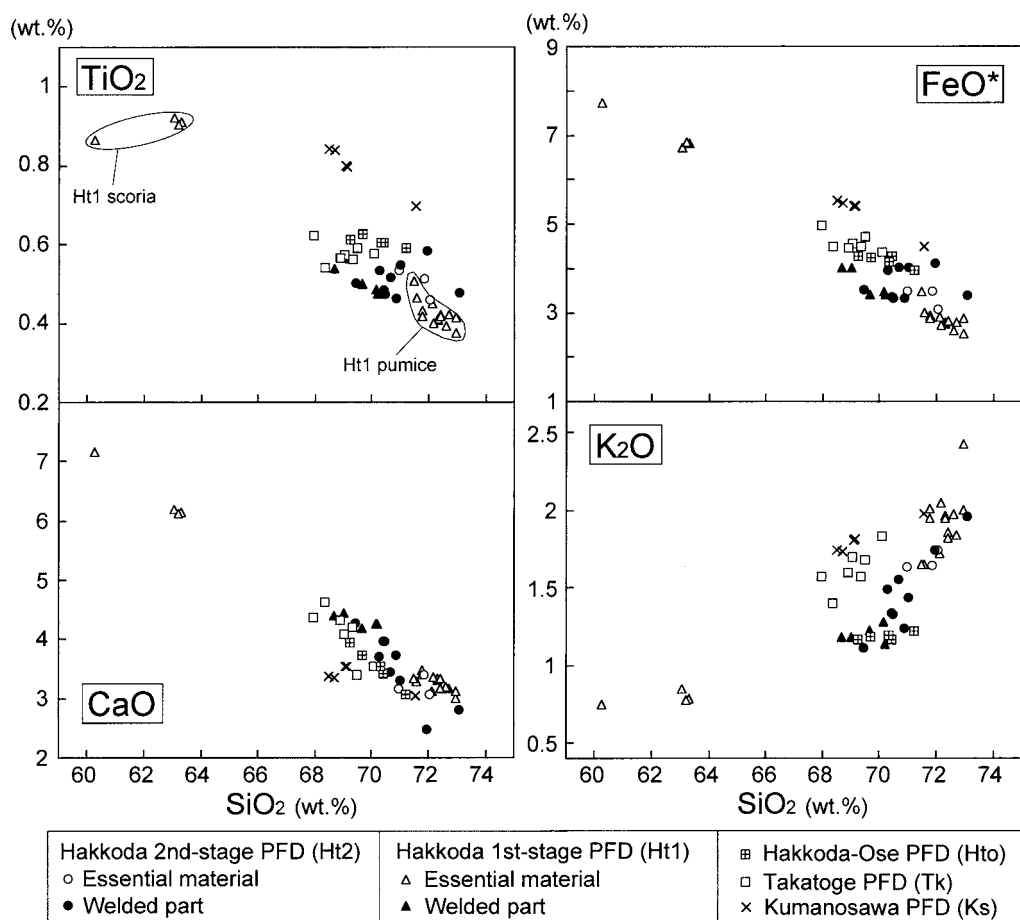


図 6 八甲田カルデラ南東地域に分布する火砕流堆積物の主成分全岩化学組成ハッカー図。

Fig. 6 Harker diagrams for the whole-rock major element chemistry of pyroclastic flow deposits in the southeastern foot area of the Hakkoda Caldera.

れる。一方、Ht2 については白色軽石及び溶結レンズ部が 71.0 ~ 72.1 wt.%, 溶結部が 69.4 ~ 73.1 wt.% であり、本質物質の組成は溶結部の全岩組成領域内の高 SiO₂ 側に収まる(図 6)。

各火砕流堆積物の示すトレンドを比較すると、Ks は他の火砕流堆積物よりも TiO₂、FeO* (FeO + 0.9 × Fe₂O₃) 及び K₂O に富み、CaO にやや乏しい特有のトレンドを示す(図 6)。一方、Hto、Ht1 及び Ht2 については顕著なトレンドの差は認められず、全体で一連のトレンドを示す(図 6)。Tk は TiO₂、CaO 及び FeO* のハッカー

図では Hto、Ht1 及び Ht2 と類似したトレンドを示すが、K₂O のハッカー図ではより K₂O に富む特有のトレンドを示す(図 6)。

3) 給源カルデラによる組成トレンドの違い

図 7 に十和田カルデラ、八甲田カルデラ及び沖浦カルデラ起源火砕流堆積物群の組成をプロットした K₂O のハッカー図を示す。なお、ここでは八甲田カルデラ起源であることが明確な Ht1 及び Ht2 のみを「八甲田カルデラ起源火砕流堆積物群」としてプロットしてある。

図 7 から明らかなように、給源カルデラによっ

て組成トレンドが明瞭に異なっている。十和田カルデラ起源火砕流堆積物群 (Tw) は最も K_2O が低い側で直線のトレンドを示す (図 7)。八甲田カルデラ起源火砕流堆積物群 (Ht) は全体的に Tw よりも K_2O に富み、 $SiO_2 = 70$ wt.% 以上で急激に K_2O が増加する弧状のトレンドを描く (図 7)。沖浦カルデラ起源火砕流堆積物群 (Ok) は、 SiO_2 の増加とともにゆるやかに K_2O が増加するトレンドを示し、低 SiO_2 側では Ht 及び Tw の組成領域と重なる。

図 7 にプロットした Tw 及び Ht は、それぞれ 3 枚及び 2 枚の火砕流堆積物からなり、Ok についても複数の火砕流堆積物からなる。したがって、この結果は個別の火砕流堆積物の組成差を越える大きな組成差が、給源カルデラの違いにより生じることを示している。このことは、八甲田十和田火山地域において、全岩化学組成を用いて給源カルデラを推定することが可能であることを示している。

VI. 高峠火砕流堆積物の古地磁気測定

高峠火砕流堆積物 (Tk) とそのほかの火砕流堆積物との区別及び Tk の編年を目的として、地点 2 及び地点 3 (図 2) から採取した試料の古地磁気測定を行った。

1) 試料採取地点

地点 2 (日本測地系で北緯 40°34'59", 東経 141°11'16") は Tk の模式地である。ここでは、層厚 8 m 以上の強溶結岩相が見られる。

地点 3 (日本測地系で北緯 40°34'45", 東経 141°11'2") は十和田市栃久保の国道 102 号線沿いにあり、地点 2 の 525 m 南西に位置する。ここでは、層厚 6 m 以上の強溶結岩相が見られる。

いずれの地点でも Tk は淡紫灰色を呈し、垂直方向に不規則な節理が発達している。露頭面はいずれも新鮮であり、ほぼ垂直に近い露頭面より試料の採取を行った。

2) 試料採取及び古地磁気測定方法

携帯型ガソリンエンジンドリルを用いて、古地磁気測定用の直径 25 mm のコア試料を新鮮な露頭面から採取した。各試料の方位づけには、磁気

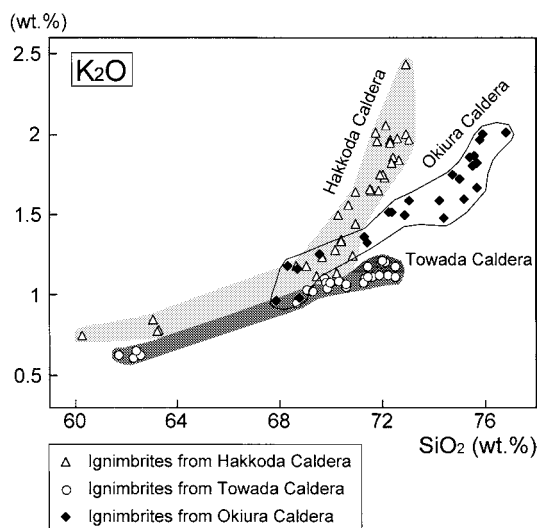


図 7 十和田、八甲田、沖浦カルデラ起源火砕流堆積物の全岩 K_2O ハーカ-図。

Fig. 7 Whole-rock K_2O - SiO_2 diagram for ignimbrites from the Towada, Hakkoda, and Okiura calderas.

コンパスを用いた。そして、1 本のコア試料から高さ 20 mm の 2 つのテスト試片を整形し、それらを段階交流消磁実験 (PAFD) と段階熱消磁実験 (PThD) に供した。

残留磁化測定及び PAFD には、産業技術総合研究所の磁気シールド室内に設置された 2G 社製超伝導磁力計 (モデル 760R) を用いた。PAFD は、0 ~ 10 mT では 2.5 mT 刻み、10 ~ 40 mT では 5 mT 刻み、40 ~ 60 mT では 10 mT 刻みで、最大 80 mT までの合計 14 消磁段階で行った。PThD には Magnetic Measurements 社製熱消磁装置 (モデル MMTD-18) を用いた。熱消磁炉は 4 層の μ メタルで覆われており、炉内残留磁場強度は 10 nT 以下である。PThD は、室温から、100 ~ 500 °C では 50 °C 刻み、500 °C から 650 °C では 30 °C 刻みで、15 消磁段階で行った。試料は空气中で加熱した。また、各消磁段階ごとに Bartington 社製帯磁率計 (モデル MS-2) を用いて試料の帯磁率を測定し、加熱による磁性鉱物の変質の有無を確認した。

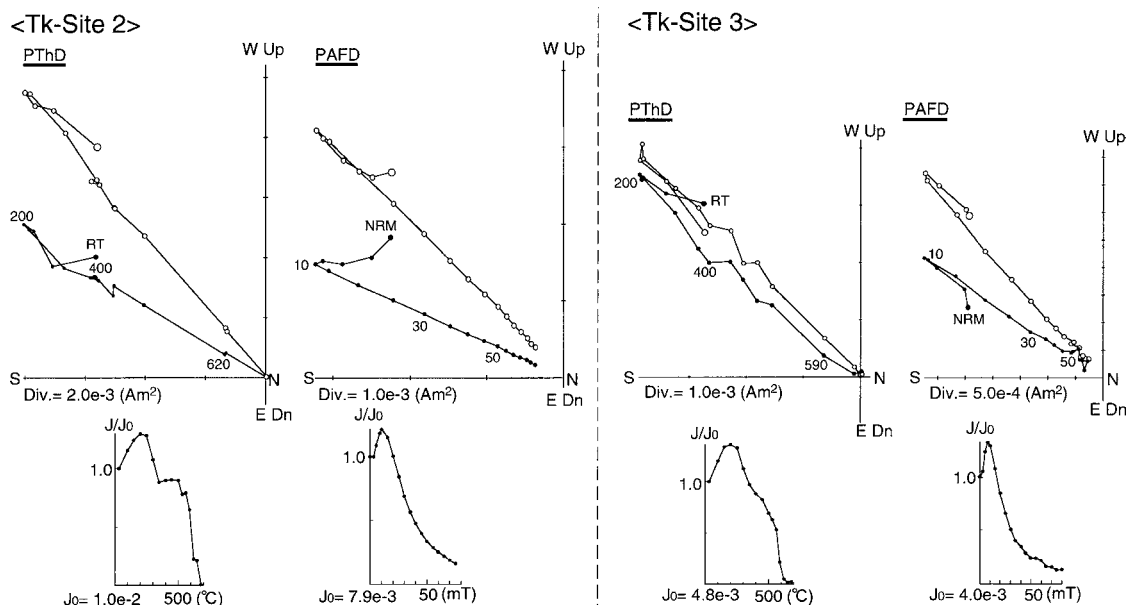


図 8 高峠火砕流堆積物のテスト試片段階消磁実験結果 (上: ベクトル投影図, 下: 磁化強度減衰曲線). 黒丸および白丸はそれぞれ水平面および南北鉛直面への投影. PThD: 段階熱消磁. PAFD: 段階交流消磁.

Fig. 8 Progressive demagnetization results for test samples of Takatoge Pyroclastic Flow Deposits (upper: orthogonal vector diagrams, lower: decay curves of remanent magnetization). Solid and open circles are projections on horizontal and north-south vertical planes, respectively. PThD, progressive thermal demagnetization; PAFD, progressive alternating field demagnetization.

各消磁段階の残留磁化ベクトルを直交面投影図 (Zijderveld, 1967) 及び等積投影図上に表し, 段階消磁実験による残留磁化成分の安定性を判断した。直交面投影図上で 3 点以上の磁化ベクトルが直線的に原点に向かって減衰する場合には, Kirschvink (1980) の主成分分析法によって求められた磁化成分を固有磁化成分とみなした。固有磁化成分を計算した磁化ベクトルのまとまりは非常によく, 最大角分散 (maximum angular deviation: MAD) は 1.3 以下であった。なお, Tk はゆるく東に傾いている堆積面を持ち, それより上位にあたる子ノ口層 (村岡・高倉, 1988) は水平層であることから, Tk はほぼ水平層であるとみなされる。したがって, 残留磁化ベクトルの傾動補正は行わなかった。

3) 古地磁気測定の結果

PThD と PAFD によるテスト試片の消磁結果

を図 8 に示す。また, 各地点の古地磁気方位を図 9 及び表 4 に示す。2 地点とも PAFD と PThD によるテスト試片の固有磁化成分の方位は同じであった。そこで, 残りのコア試料にも PAFD を行い, それによって得られた固有磁化成分の平均方向を各地点の古地磁気方位とした。

地点 2 で採取された試料では, PThD では 200 以上, PAFD では 10 mT から 80 mT までの消磁段階で, 固有磁化成分が分離された。各試料の固有磁化成分の平均方向は偏角 -147.1°・伏角 -40.4°で, その 95% 信頼限界円錐半径 (α_{95}) は 5.4°であった (表 4)。PThD による 500 から 620 までのアンブロッッキング温度の集中から, 地点 2 のテスト試片の残留磁化は主にチタンに乏しいチタノマグネタイトによって担われていることがわかる。620 での残留磁化強度は自然残留磁化 (NRM) 強度の 20% 程度であり, それ以上

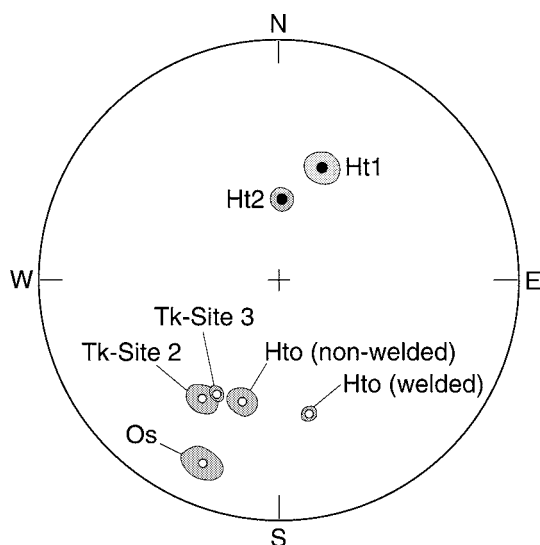


図 9 火砕流堆積物の地点平均古地磁気方位の等面積投影図。楕円は 95% 信頼限界円錐半径。Ht2, Ht1, Hto および Os の古地磁気方位は植木・鈴木 (2004) による。Ht2: 八甲田第 2 期火砕流堆積物, Ht1: 八甲田第 1 期火砕流堆積物, Hto: 八甲田黄瀬火砕流堆積物, Os: 黄瀬川火砕流堆積物, Tk: 高峰火砕流堆積物。

Fig. 9 Equal-area projection of site-mean paleomagnetic directions of pyroclastic flow deposits. The ovals correspond to the 95% confidence cones. The paleomagnetic directions of Ht2, Ht1, Hto, and Os refer to Ueki and Suzuki (2004). Ht2, Hakkoda 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits; Ht1, Hakkoda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits; Hto, Hakkoda-Ose Pyroclastic Flow Deposits; Os, Osegawa Pyroclastic Flow Deposits; Tk, Takatoge Pyroclastic Flow Deposits.

表 4 高峰火砕流堆積物の地点平均古地磁気方位データ。

Table 4 Site-mean paleomagnetic data for Takatoge Pyroclastic Flow Deposits.

Sample	N	D	I	K	α_{95}
Tk-Site 2	6	212.9	-40.4	156.7	5.4
Tk-Site 3	6	211.1	-45.2	611.2	2.7

N: number of samples, D: declination, I: inclination, K: precision parameter, α_{95} : radius of 95% confidence cone.

の温度でも残留磁化の減少が見られた。このことから、チタノヘマタイトもかなり含まれていると考えられる。350 付近にアンブロッキング温度を持つ磁性鉱物の存在も示唆されるが、200 から 350 までの残留磁化方位と 500 以上の残留磁化方位は同じであることから、それは二次的に生成したピロータイトやマグヘマイトではなく、チタンに富むチタノマグネタイトと考えられる。PAFD では、全ての試料で 10 mT までは残留磁化強度が段階的に増加し、そのときの磁化ベクトルはノーマルの磁化成分である。これは粘性残留磁化 (viscous remanent magnetization: VRM) と見なされる。10 mT 以上では残留磁化強度は段階的に減少し、80 mT では NRM 強度の 14 ~ 18% であった。そして、リバーズの固有磁化成分が分離された。

地点 3 で採取された試料では、PThD では 200

以上、PAFD では 10 mT から 45 ~ 80 mT の消磁段階で固有磁化成分が分離された。各試料の固有磁化成分の平均方向は偏角 -148.9°・伏角 -45.2° で、その α_{95} は 2.7 であった (表 4)。地点 3 のテスト試片の残留磁化は PThD の進行に伴い減少し、620 °での残留磁化強度は NRM 強度の 5% 程度であった。また、620 °での残留磁化方位はそれ以下の温度の残留磁化方位とほぼ同じであった。このことから、地点 3 のテスト試片は、主にチタンに乏しいチタノマグネタイトによって残留磁化が担われており、チタンに乏しいチタノヘマタイトも含まれていることがわかる。

PAFD では、全ての試料で 7.5 mT までは残留磁化強度が段階的に増加し、そのときの磁化ベクトルはノーマルの磁化成分である。これは粘性残留磁化と見なされる。7.5 mT 以上では残留磁化強度は段階的に減少し、80 mT では NRM 強度の 4 ~ 18% であった。そして、リバーズの固有磁化成分が分離された。

地点 2 及び 3 のテスト試片では、ブロッキング温度が異なるチタノマグネタイト及びチタノヘマタイトによって残留磁化が担われており、それらの方位は同じである。したがって、2 地点で採取された試料の残留磁化は火砕流堆積物の冷却時

に獲得された熱残留磁化であり、固有磁化成分の方位は火砕流堆積物の冷却時の地球磁場の方向を記録していると判断される。地点 2 及び 3 で採取された Tk の古地磁気方位は α_{95} の範囲内で一致することから (図 9)、2 地点の古地磁気方位には有意な違いはなく、Tk は逆帯磁であると判断される。

植木・鈴木 (2004) は Os, Hto, Ht1 及び Ht2 について古地磁気測定を行った。それによれば、Os 及び Hto は逆帯磁であり、Ht1 及び Ht2 は正帯磁である (図 9)。今回明らかになった Tk の古地磁気方位は、これらの火砕流堆積物の古地磁気方位とは α_{95} の範囲内で一致しない (図 9)。このことから Tk は独立した火砕流堆積物と言える。

VII. 考 察

1) 火砕流堆積物の堆積年代

ここでは八甲田カルデラ南東に分布する鮮新世末期～中期更新世の火砕流堆積物の堆積年代について考察を行う。なお、Ht1 及び Ht2 については本論では年代を指し示す新たなデータは得られていない。工藤 (2005) は従来の研究成果のレビューを行い、Ht1 と Ht2 の最も妥当な堆積年代として、前者が鈴木ほか (2001) による層位年代の 0.76 Ma、後者が村岡 (1991) による複数の K-Ar 年代値の平均値：0.40 Ma であると判断した。本論でも Ht1 と Ht2 の年代についてはこれらに従う (図 10)。一方、Ht1 と Ht2 以外の火砕流堆積物については放射年代値が存在しない。そこで、層序関係、古地磁気極性及び地形の保存の程度から堆積年代の推定を行った。なお、以下で述べる古地磁気年代スケールについては Cande and Kent (1995) に従った。

1. 熊ノ沢火砕流堆積物 (Ks)

Ks は黒森溶岩にほぼ整合に覆われる。黒森溶岩については、NEDO (1987) により 1.74 ± 0.23 Ma、工藤ほか (2004b) により 1.60 ± 0.16 Ma 及び 1.59 ± 0.15 Ma の K-Ar 年代が報告されている。また、NEDO (1987) によれば黒森溶岩は逆帯磁である。これらのことから、黒森溶岩の年代は Matuyama Chron の 1.6 Ma 付

近と判断される (図 10)。一方、NEDO (1987) は Ks の分布域で採取された溶結凝灰岩 (試料番号 HK-187) が、正帯磁であると報告している。NEDO (1987) はこれを「八甲田溶結凝灰岩」と記載しているが、採取地点から考えればこれが Ks であることは間違いない。

地形的な観点から見ると、Ks は火砕流堆積面が残存しており、侵食の程度は約 1.6 Ma の黒森溶岩と同程度である。それに対し、約 2.4 Ma (宝田・村岡, 2004) の虹貝凝灰岩は火砕流堆積面が残存しておらず、より侵食が進んでいる。地形の保存程度から考えると、Ks は 2.4 Ma の虹貝凝灰岩より新しく、1.6 Ma の黒森溶岩に近い時代に堆積したと推定される。

以上のように Ks が約 1.6 Ma の黒森溶岩より下位であること、地形の保存の程度から黒森溶岩に近接した時代であること、逆帯磁の黒森溶岩の下位に位置し、正帯磁であることから、Ks の堆積年代は 1.77 ~ 1.95 Ma の Olduvai Subchron 内であると判断される (図 10)。

2. 高峠火砕流堆積物 (Tk)

Tk には平坦な火砕流堆積面が残されている。この面が Ks の堆積面よりも低いことから (図 2)、Tk は Ks よりも新しいと考えられる。本堆積物が逆帯磁であることも考慮に入れると、その堆積年代は Matuyama Chron 中の 0.78 ~ 0.99 Ma 逆磁極期、もしくは 1.07 ~ 1.77 Ma 逆磁極期であると判断される。

工藤 (2005) は Tk が逆帯磁であることを根拠に、堆積年代を 0.78 ~ 0.98 Ma と推定した。これは工藤 (2005) が Tk の給源を八甲田カルデラに求めたため、八甲田カルデラの活動期間に近い年代を採択したことによる。しかし、後述するように、Tk の給源は八甲田カルデラとは考えられない。

Ht1 と Ht2 は、Tk の火砕流堆積面が大きく侵食を受けて残丘化した後に、選択的に低所に流下・堆積しているように見える (図 2)。この大きな地形的ギャップは、Ht1 と Tk の間に長い時間間隙があり、その間に侵食が進んだことを示す。この時間間隙は、相対的に地形的ギャップが

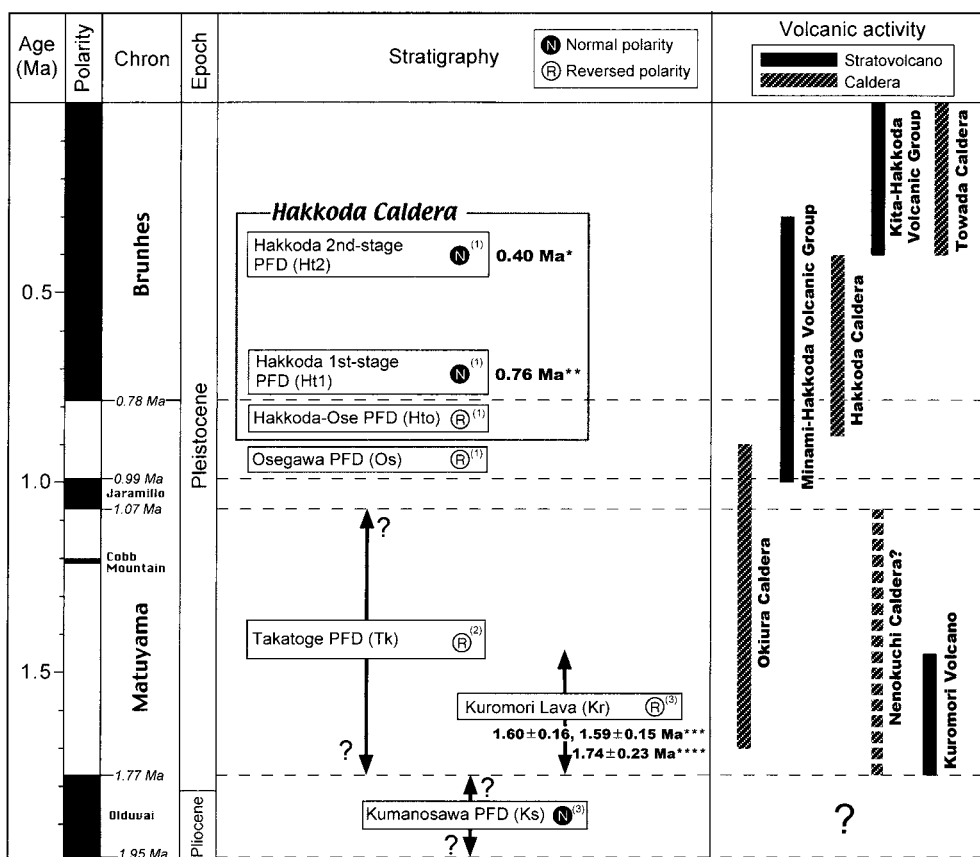


図 10 八甲田カルデラ南東地域における火砕流堆積物の層序と火山活動時期のまとめ。略字；PFD：火砕流堆積物。年代値の引用；*村岡（1991），**鈴木ほか（2001），***工藤ほか（2004b）。古地磁気極性；（1）植木・鈴木（2004），（2）本研究，（3）NEDO（1987）。古地磁気年代スケールは Cande and Kent（1995）による。

Fig. 10 Summary of stratigraphy and volcanic activity in the southeastern foot area of the Hakkoda Caldera. Abbreviations; PFD: pyroclastic flow deposits. Ages; Muraoka (1991), **Suzuki *et al.* (2001), ***Kudo *et al.* (2004b). Paleomagnetic polarity; (1) Ueki and Suzuki (2004), (2) this study, (3) NEDO (1987). Paleomagnetic polarity time scale refers to Cande and Kent (1995).

小さい Ht1 と Ht2 の間の 36 万年間よりも長期であったと予想される。したがって、Tk の堆積年代は 0.78 ~ 0.99 Ma ではなく、1.07 ~ 1.77 Ma である可能性が高いと判断される（図 10）。

3. 黄瀬川火砕流堆積物（Os）

Os は逆帯磁であり（植木・鈴木，2004），同じく逆帯磁である Hto との間には土壌層及び泥流堆積物が観察される（図 3）。これらは整合に重なり、時間間隙を示す不整合の証拠は見ら

れない。このうち土壌層の全層厚は約 80 cm であり、これは Os の堆積年代が Hto に近いことを示唆する。よって Os の堆積年代は、後述する Hto と同様に Matuyama Chron 中の 0.99 ~ 0.78 Ma 逆磁極期である可能性が高い（図 10）。

4. 八甲田黄瀬火砕流堆積物（Hto）

Hto は逆帯磁である（植木・鈴木，2004）。宝田・村岡（2004）は、Hto が逆帯磁であること、下位に想定される沖浦カルデラ起源の青荷凝灰

岩が 1.6 ~ 1.1 Ma の年代を示すことを根拠に、Hto の年代を 0.98 ~ 0.78 Ma と考えた。しかし、Hto と青荷凝灰岩の層序関係は実際には確認できないため、これは積極的な証拠とはならない。

Hto は Ht1 及び Ht2 と同様に、Tk の火砕流堆積面が大きく侵食を受けた後に、選択的に低所に流下・堆積しているように見える(図 2)。このことは、Hto の堆積年代が Tk (1.07 ~ 1.77 Ma) からは遠く、Ht1 (0.76 Ma) に近い時代であることを示している。このことから、Hto の堆積年代は Matuyama Chron 中の 0.99 ~ 0.78 Ma 逆磁極期であると判断される(図 10)。

2) 火砕流堆積物の給源

火砕流堆積物の給源を推定するためには、その地理的分布、岩片・本質物の粒径変化やインプリケーション、溶結度の変化や岩石学的性質などが有用な手掛りとなる。しかし、本地域に分布する Ks, Os 及び Hto は分布が局所的であるため、それらの岩片・本質物の粒径変化、インプリケーションや溶結度の変化は、それが局所的な堆積場の違いに由来するものか、給源の方向を直接指示するものなのか判断が難しい。Tk については比較的広く分布が認められるものの、肉眼的スケールの岩片・本質物が非常に少ない上に、溶結度の変化にも乏しいため、これらを用いて給源を推定することは困難である。

一方、八甲田 十和田火山地域のカルデラ群においては、給源カルデラによる顕著な全岩化学組成トレンドの違いが認められる(図 7)。これは、同一のカルデラからもたらされた火砕流堆積物群は、そのカルデラに特有な組成系列を形成することを示している。したがって、全岩化学組成、さらにはそれを反映する記載岩石学的特徴は、給源カルデラ推定の有効な手段となり得る。そこで、以下では火砕流堆積物の岩石学的性質に着目して給源の推定を行う。

1. 熊ノ沢火砕流堆積物 (Ks)

Ks は八甲田カルデラ近傍に分布し、強溶結岩相を示すことから、まずは給源候補として八甲田カルデラが挙げられる。しかし、Ks の堆積年代 (1.77 ~ 1.95 Ma : 図 10) は、八甲田カルデラ起

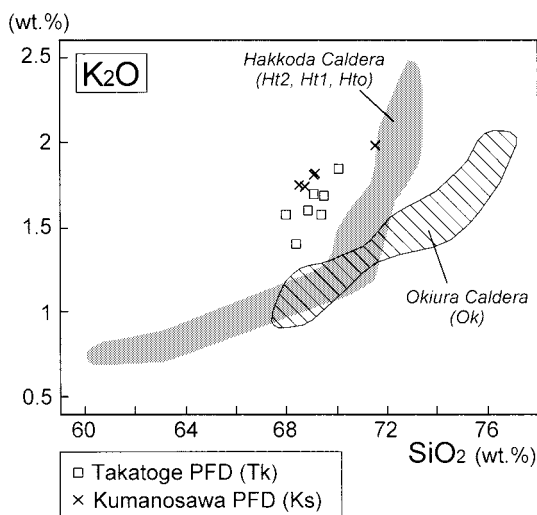


図 11 全岩 K_2O - SiO_2 図。カルデラ別の噴出物組成差を示す。

Fig. 11 Whole-rock K_2O versus SiO_2 diagram showing compositional differences of eruptive rocks in each caldera volcano.

源の Ht1 及び Ht2 の噴出時期 (0.76 ~ 0.4 Ma) とは大きくかけ離れている。さらに Ks は、Ht1 及び Ht2 とは全岩化学組成の特徴が大きく異なることから(図 6)、給源が八甲田カルデラであるとは考えにくい。

一方、Ks の堆積年代は沖浦カルデラの活動時期 (1.7 ~ 0.9 Ma; 村岡, 1986) に近接することから、沖浦カルデラ起源の可能性を検討する必要がある。Ks と Ok の全岩化学組成を比較すると、同じ SiO_2 量で比較したときに Ks の方がより K_2O に富んでおり、両者のトレンドは明らかに異なる(図 11)。このことから、Ks は沖浦カルデラ起源でもないと考えられる。さらに Ks は Tk と同 TiO_2 のハーカー図でトレンドが明瞭に異なっており(図 6)、Tk と同一の給源の可能性も低い。以上のように、Ks の給源については現段階では不明であり、未知のカルデラ起源である可能性がある。

2. 高峠火砕流堆積物 (Tk)

工藤 (2005) は Tk と Ht1・Ht2 の岩相の類似を根拠に、Tk の給源を八甲田カルデラと考えた。

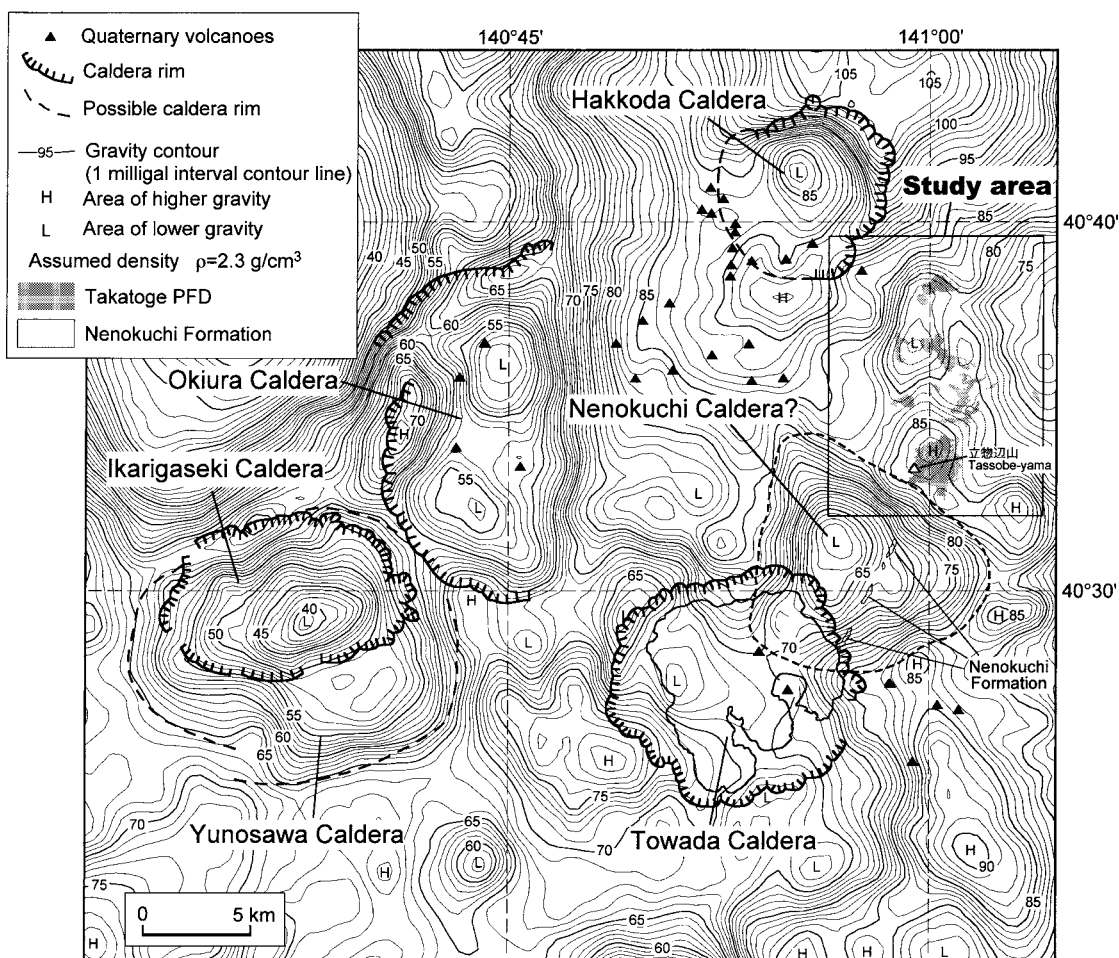


図 12 八甲田 十和田火山地域の重力図 (広島ほか, 1989). カルデラリム地形および推定カルデラリムは村岡ほか (1991), 工藤ほか (2004a) および工藤・佐々木 (2005) による. 子ノ口層の分布は村岡・高倉 (1988) による. 調査地域の南西には大きな低重力異常域が存在する. これは未知のカルデラの存在を示している可能性がある. 緯度経度は日本測地系による.

Fig. 12 Gravity map of the Hakkoda-Towada Volcanic Region (Hiroshima *et al.*, 1989). Caldera rim topography and inferred caldera rims are from Muraoka *et al.* (1991), Kudo *et al.* (2004a) and Kudo and Sasaki (2005). The distribution of Nenokuchi Formation is from Muraoka and Takakura (1988). A large anomaly area of lower gravity is observed southwest of the study area. This anomaly area may show a caldera structure. Latitude and longitude refers to Tokyo Datum.

しかし, 全岩化学組成の分析結果によれば, K_2O のハーカー図で Tk は Ht1・Ht2 とトレンドが明瞭に異なる (図 6). これは Tk の給源が八甲田カルデラではないことを示している. また, 八甲田カルデラ起源と考えられる Hto との間に数十万年以上の長期の時間間隙が推定されることも,

Tk の給源が八甲田カルデラではないことを支持する. Tk の噴出時期は沖浦カルデラの活動時期 (1.7 ~ 0.9 Ma; 村岡, 1986) と重複しているが (図 10), Tk と沖浦カルデラ噴出物は全岩化学組成のトレンドが明らかに異なっており (図 11), Tk が沖浦カルデラ起源とは考えにくい.

以上のことから、Tkの給源は今までに発見されていない未知のカルデラである可能性が高い。ここでは、その候補として本調査地域の南西側、十和田カルデラの北東側にある低重力異常域を挙げておきたい(図12)。この低重力異常域は東西約10 km、南北約11 kmに達するもので、カルデラ構造を反映している可能性が高い(図12)。Tkの分布はこの低重力異常域の内側では確認されず、外側で確認される(図12)。地形に注目すると、低重力異常域の北東縁、立惣辺山付近の西斜面がカルデラ壁のような急斜面を示す一方で、北東斜面は緩やかに傾斜する火砕流台地の地形を示す(図2のE-F断面)。また、立惣辺山付近における中新統基盤岩類の分布高度は標高480 m付近であるが、低重力異常域内では標高250 m以下と急激に低下する(図2のE-F断面)。これはカルデラ構造を反映している可能性がある。

また、最も低重力異常域に相当する地域では、Ht1の下位に湖成堆積物が認められる(村岡・高倉, 1988; 宝田・村岡, 2004)。この湖成堆積物は、子ノ口礫岩(井上・蜂屋, 1962)、子ノ口層(村岡・高倉, 1988)あるいは子ノ口湖成層(宝田・村岡, 2004)と呼ばれているものである。これらの分布はこの低重力異常域の内側に限定されており(図12)、かつてこの地域に湖が存在したことを示している。

以上のことは、この低重力異常域にかつて盆状地形が存在していたことを示唆する。低重力異常域の規模と明瞭性から考えても、これがカルデラの構造に起因する可能性は十分に考えられる。そこで本論ではこれを“子ノ口カルデラ”と仮称する(図12)。Tkの分布を考えれば、この“子ノ口カルデラ”が給源であった可能性は高い(図12)。また、Tkの全岩化学組成が八甲田カルデラ及び沖浦カルデラ噴出物と一致しないこと(図11)は、Tkの給源がそれらとは別のカルデラ系であったことを示しており、それが“子ノ口カルデラ”であった可能性がある。なお、KsについてはTkと全岩化学組成の特徴が明瞭に異なることから、“子ノ口カルデラ”起源とは考えにくい。

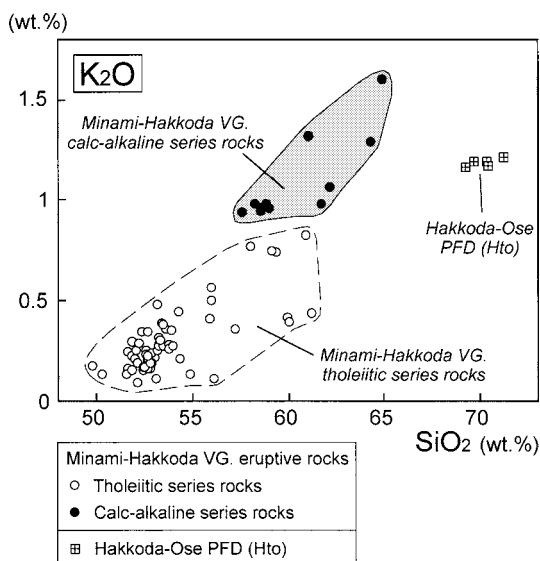


図13 全岩 K₂O-SiO₂ 図。南八甲田火山群噴出物と八甲田黄瀬火砕流堆積物の組成比較を示す。南八甲田火山群噴出物のデータは佐々木ほか(1986, 1987)による。

Fig. 13 Whole-rock K₂O versus SiO₂ diagram for the comparison between the eruptive rocks of the Minami-Hakkoda Volcanic Group and Hakkoda-Ose Pyroclastic Flow Deposits. Data for the Minami-Hakkoda Volcanic Group eruptive rocks are from Sasaki *et al.* (1986, 1987).

3. 黄瀬川火砕流堆積物(Os)

Osは分布が局所的であり、さらに全岩化学組成のデータも得られていない。鉱物組み合わせがHtoと一致し、両者の時代間隙も比較的短いことから同一の給源である可能性もあるが、詳細は不明である。Osの堆積年代は沖浦カルデラの活動末期と重複するが(図10)、沖浦カルデラ噴出物が石英及び普通角閃石斑晶を含む(村岡, 1985; 村岡・長谷, 1990)のに対し、Osはそれらを含まない。したがって、Osは少なくとも沖浦カルデラ起源ではないと考えられる。

4. 八甲田黄瀬火砕流堆積物(Hto)

佐々木ほか(1998)はHtoの給源を八甲田カルデラと考えた。その後、鈴木・植木(2002)、植木・鈴木(2004)もその考えを踏襲している。し

かし、この説には明確な根拠が存在しなかった。一方、宝田・村岡(2004)は南八甲田火山群起源の可能性を考えた。そして、その根拠として、Htoの分布が南八甲田火山群の南東山麓に限られることを挙げた。そこで、ここでは南八甲田火山群噴出物の全岩化学組成のデータ(佐々木ほか, 1986, 1987)を用いて検討を行った。Htoと南八甲田火山群噴出物の全岩化学組成を比較すると、 K_2O のハーカー図において両者は全く異なる領域にプロットされる(図13)。つまり、岩石学的特徴からはHtoが南八甲田火山群起源である証拠を見出すことはできない。一方、HtoはHt1・Ht2と組成領域が一致し、顕著なトレンドの違いは認められない(図6)。これは、Htoが南八甲田火山群のマグマ系ではなく、八甲田カルデラのマグマ系に起源を持つことを示す。したがって、Htoの給源は八甲田カルデラであると考えられる。

3) 火山活動史

ここでは、従来の研究による成果に、本研究で明らかにされた火砕流堆積物の層序・年代・給源に関する情報を合わせて、本地域における鮮新世末期～中期更新世の火山活動史についてまとめと考察を行う。

1. 1.95 ~ 1.77 Ma

この期間のいずれかの時期に、Ksの噴出イベントが起こった(図10)。Ksの給源は今までに知られていないカルデラである可能性が高い。Ksの存在は、沖浦カルデラよりも古く、碓ケ関カルデラよりも新しい、別のカルデラの活動があった可能性を示唆する。

2. 1.77 ~ 0.99 Ma(“子ノ口カルデラ”活動期?)

1.6 Ma頃に本地域北西部において、玄武岩～安山岩質マグマによる黒森溶岩の噴出イベントが起こった(図10)。黒森溶岩は東西方向に伸びた楕円錐形の成層火山の形態を示すことから、中心火口から何度も溶岩流を流下させるような成層火山的な活動が起こっていたと考えられる。

このような成層火山の活動の一方で、デイサイト～流紋岩質マグマによるTkの爆発的な噴出イベントがあった(図10)。Tkはその層厚・分

布・溶結度から、Ht1やHt2に匹敵する規模を持っていたと推定される。噴出量はおそらく数 10 km^3 に達したであろう。給源は本地域の南西に位置する“子ノ口カルデラ”(図12)であった可能性が高い。Tkは広域に流下・堆積して火砕流台地を形成した。しかし、その後の浸食によってその多くは失われ、現在では給源近傍の強溶結岩相が構成する火砕流台地のみが残丘状に残されている。

本地域西方ではTkの噴出とほぼ同時期に、沖浦カルデラの活動が起こった(図10)。沖浦カルデラは1.7 ~ 0.9 Ma(村岡, 1986)の間に、たびたびカルデラ陥没と火砕流噴火を起こし(野澤, 2001)、主にカルデラ北方～西方へと火砕流を流下・堆積させた(村岡・高倉, 1988)。

従来、八甲田・十和田火山地域では3.5 Ma以降、5つのカルデラが時期を重複せずに西から東へと順次活動していると考えられてきた(村岡ほか, 1991)。しかしTkの存在は、沖浦カルデラの活動と並行する別のカルデラ火山(おそらく“子ノ口カルデラ”)の活動があったことを示している。これは、八甲田・十和田火山地域のカルデラ群の活動が、時間とともに西から東へと順次移り変わるような単調なものではなかったことを示す。

3. 0.99 ~ 0.40 Ma(八甲田カルデラ活動期)

沖浦カルデラの活動末期と重複して、1 Ma前後から南八甲田火山群の活動が開始され、玄武岩～デイサイトマグマの噴出により成層火山群が形成された(藤原・佐々木, 2003)。これらの活動は0.3 Ma前後まで断続的に続いた(図10; 宝田・村岡, 2004)。これらの活動と並行して、1 Ma以降から八甲田カルデラの活動が開始された。八甲田カルデラでは、少なくとも3回の火砕流噴出イベントが起こった(図10)。まず0.99 ~ 0.78 MaにはHtoの噴出イベントが起こった。Htoは局所的な分布を示すことから、以後の2回の火砕流噴出イベントよりも小規模であったと推定される。なお、Htoの噴出イベントの前には、Osの噴出イベントが起こっている。Osの給源は依然として不明ではあるが、八甲田カルデラ起源の可

能性はまだ残されており、今後の検討を要する。Htoの後、八甲田カルデラでは0.76 MaにHt1、0.40 MaにHt2の噴出イベントが起こった(図10)。これらは規模が大きく、噴出量はそれぞれ20 ~ 40 km³に達した(村岡・長谷, 1990; 梅田ほか, 1999)。八甲田カルデラの活動はHt2の噴出をもって終了した。

VIII. ま と め

八甲田カルデラ南東地域には、鮮新世末期~中期更新世の6枚の火砕流堆積物が分布する。それらは下位より熊ノ沢火砕流堆積物(Ks)、高峠火砕流堆積物(Tk)、黄瀬川火砕流堆積物(Os)、八甲田黄瀬火砕流堆積物(Hto)、八甲田第1期火砕流堆積物(Ht1)、八甲田第2期火砕流堆積物(Ht2)である。これらはすべてデイサイト~流紋岩質であり、それぞれ特有のモード組成及び全岩化学組成の特徴を示す。本研究では、これまで古地磁気極性が不明であったTkについて古地磁気測定を行った。その結果、Tkは逆帯磁であることが判明した。各火砕流堆積物の堆積年代を層序、地形、古地磁気極性及び既存の放射年代値から推定すると、Ks: 1.95 ~ 1.77 Ma, Tk: 1.77 ~ 1.07 Ma, Os及びHto: 0.99 ~ 0.78 Ma, Ht1: 0.76 Ma, Ht2: 0.40 Maとなった。また、全岩化学組成及び記載岩石学的特徴を手掛りに、これまで給源が未詳であったKs, Tk, Os及びHtoについて給源カルデラの推定を行った。その結果、Ksは八甲田・沖浦カルデラ以外の未知のカルデラ、Tkは十和田カルデラ北東に存在する低重力異常域(“子ノ口カルデラ”)、Osは沖浦カルデラ以外、Htoは八甲田カルデラに給源を求めることができた。

これまで八甲田・十和田火山地域では、5つのカルデラが時期を重複せずに西から東へと順次活動してきたと考えられてきた。しかし本研究の結果は、カルデラ火山の数が従来考えられてきたよりも多いこと、各カルデラ火山の活動が重複していること、カルデラ火山の活動位置が西から東へと単調に変化しているものではないことを示している。

今後、“子ノ口カルデラ”の存在をさらに検証するため、“子ノ口カルデラ”内の基盤岩や子ノ口層を詳しく調査・研究することが必要である。特に、“子ノ口カルデラ”内部で出現する貫入岩体：^{モリガセ}櫟ヶ瀬沢安山岩(宝田・村岡, 2004)及び子ノ口層に挟在される奥入瀬スコリア丘(Hayakawa, 1985)については、“子ノ口カルデラ”のポストカルデラ期の活動に相当する可能性があり、今後の精査が待たれる。

謝 辞

本研究は、5万分の1地質図幅「十和田」(工藤, 2005)の作成に伴い行われた調査・研究の一部である。本研究を行うにあたり、産総研の中野 俊氏、吉川敏之氏、古川竜太氏、石塚吉浩氏には諸般にわたってお世話になった。鈴木文枝氏、古宇田みどり氏にはデータのコンパイルや図の作成等でご協力いただいた。産総研の小笠原正継氏には蛍光X線分析の際にお世話になった。産総研の山本裕二氏には古地磁気測定の際にお世話になった。産総研の大和田 朗氏、野神貴嗣氏、佐藤卓見氏には岩石薄片を製作していただいた。弘前大学大学院理工学研究科(当時)の西村 健氏には古地磁気測定用試料の採取を手伝っていただいた。2名の匿名査読者からは、本稿の修正にあたって有益なご指摘・助言をいただいた。記して謝意を表します。

文 献

- 天野一男・佐藤比呂志(1989) 東北日本弧中部地域の新生代テクトニクス. 地質学論集, **32**, 81-96.
Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100B**, 6093-6095.
藤原大祐・佐々木実(2003) 南八甲田火山群の形成史とマグマ組成の時空変遷. 日本火山学会2003年度秋季大会講演予稿集, 155.
Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
Hildreth, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10153-10192.
広島俊男・駒澤正夫・中塚 正(1989) 青森地域重力図(ブーゲー異常). 重力図, no. 1, 地質調査所.
井上 武・蜂屋可典(1962) 十和田湖地形・地質調査報告書. 青森県水産商工部商工課.
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**, 409-429.

- Kirschvink, J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Royal Ast. Soc.*, **62**, 699–718.
- 工藤 崇 (2005) 十和田地域の地質・地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 産総研地質調査総合センター.
- 工藤 崇・佐々木実 (2005) 地形・地質・重力データからみた八甲田カルデラの形状—「東北日本, 北八甲田火山群の地質と火山発達史」に対するコメントへの回答. *地質学雑誌*, **111**, 60–63.
- 工藤 崇・宝田晋治・佐々木実 (2004a) 東北日本, 北八甲田火山群の地質と火山発達史. *地質学雑誌*, **110**, 271–289.
- 工藤 崇・西村 健・佐々木実・藤原大祐 (2004b) 八甲田 十和田火山地域における後期中新世～鮮新世火山岩の K-Ar 年代とマグマ組成の時間変遷. *日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨*, 121.
- 村岡洋文 (1985) 沖浦カルデラの火山噴出物から推定されるバイモータルマグマの共存. 吉田博直先生退官記念文集, 263–279.
- 村岡洋文 (1986) 沖浦カルデラの形成年代. *地質調査所月報*, **37**, 33–42.
- 村岡洋文 (1991) 八甲田地熱地域の熱源系. *地質調査所報告*, no. 275, 113–134.
- 村岡洋文 (1993) 八甲田火山地域のカルデラ群. *月刊地球*, **15**, 713–717.
- 村岡洋文・長谷紘和 (1990) 黒石地域の地質・地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 地質調査所.
- 村岡洋文・高倉伸一 (1988) 10 万分の 1 八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図, no. 21-4, 地質調査所.
- 村岡洋文・山口 靖・長谷紘和 (1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群. *地質調査所報告*, no. 275, 97–111.
- NEDO (新エネルギー総合開発機構) (1987) 八甲田山地域火山地質図 (5 万分の 1)・八甲田山地域地熱地質編図 (10 万分の 1) 及び同説明書, 新エネルギー総合開発機構.
- 野澤暁史 (2001) 八甲田地熱地域, 沖浦カルデラの内部構造と形成過程. *地質学雑誌*, **107**, 413–431.
- 佐々木実・佐々木寿・時沢武志・梅田浩司 (1998) “八甲田火砕流堆積物”の層序の再検討. *日本火山学会 1998 年秋季大会講演予稿集*, 93.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1986) 八甲田火山群, ステージ 1, 2 噴出物の地球化学的研究. 東北大学核理研究報告, **19**, 288–299.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1987) 八甲田火山群, ステージ 1 に活動したソレライトマグマの地球化学的研究. 東北大学核理研究報告, **20**, 363–374.
- 佐藤比呂志・吉田武義 (1993) 東北日本の後期新生代大規模陥没カルデラの形成とテクトニクス. *月刊地球*, **15**, 721–724.
- de Silva S.L. (1989) Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, **17**, 1102–1106.
- 須藤 茂 (1992) 5 万分の 1 仙岩地域中心部地熱地質図説明書. 特殊地質図 (21-5) 地質調査所.
- 鈴木毅彦・植木岳雪 (2002) 岩石記載・古地磁気層序・広域対比にもとづく八甲田カルデラ起源火砕流堆積物群の層序・年代に関する再検討. *日本第四紀学会講演要旨集*, 60–61.
- 鈴木毅彦・Eden, D.・檀原 徹・藤原 治 (2001) 東北日本弧の大規模火砕流にともなう中期更新世広域テフラ - 八甲田国本テフラ. *日本第四紀学会講演要旨集*, 8–9.
- 宝田晋治・村岡洋文 (2004) 八甲田山地域の地質・地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 産総研地質調査総合センター.
- 植木岳雪・鈴木毅彦 (2004) 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の古地磁気極性. *地質学雑誌*, **110**, 389–394.
- 梅田浩司・林信太郎・伴 雅雄・佐々木実・大場 司・赤石和幸 (1999) 東北日本, 火山フロント付近の 2.0 Ma 以降の火山活動とテクトニクスの推移. *火山*, **44**, 233–249.
- 山元孝広 (1992) 会津地域の後期中新世 更新世カルデラ火山群. *地質学雑誌*, **98**, 21–38.
- Yoshida, T. (2001) The evolution of arc magmatism in the NE Honshu Arc, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5*, **36**, 131–149.
- 吉田武義・相澤幸治・長橋良隆・佐藤比呂志・大口健志・木村純一・大平寛人 (1999) 東北日本弧, 島弧火山活動期の地史と後期新生代カルデラ群の形成. *月刊地球号外*, no. 27, 123–129.
- Zijderveld, J.D.A. (1967) A. C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In Collinson, D., Creer, K. and Runcorn, S., eds., *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, New York, 256–286.

(2005 年 3 月 22 日受付, 2005 年 12 月 19 日受理)