

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史

工藤 崇^{1,*}

Takashi Kudo (2018) Early to Middle Pleistocene volcanic history in the area surrounding Lake Towada, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 69 (3), p.165–200, 15 figs, 7 tables.

Abstract: Early to Middle Pleistocene volcanic history in the area surrounding Lake Towada was constructed based on stratigraphy, petrology and K–Ar and U–Pb age determinations. The volcanic activity in this area started at 2.5 Ma after the period of inactive volcanic activity during Pliocene. Andesite to dacite magma erupted from several eruptive centers and formed volcanic bodies during 2.5 to 1.6 Ma in the southeastern area. The eruptive style in this period was characterized by formation of lava domes and dome collapse-derived block-and-ash flows. Subsequently, volcanic activity occurred during 1.6 to 0.6 Ma in the northwestern area. In this period, basalt to andesite magma erupted and formed a stratovolcano. Simultaneous dacite magma erupted at the northern and northeastern foot of the stratovolcano and formed several lava domes. Furthermore, andesite magma erupted in the northeastern area and formed an isolated pyroclastic cone just before 0.76 Ma. There was a volcanic repose time of 0.4 million years between 0.6 Ma and 0.22 Ma. The volcanic activity of Towada volcano has started since 0.22 Ma. The long repose time shows that the volcanic activity before 0.6 Ma was different from that of Towada volcano.

Keywords: stratigraphy, K–Ar age, U–Pb age, eruptive history, Early to Middle Pleistocene, Lake Towada, Towada volcano, Northeast Japan

要 旨

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世の火山活動史を構築した。本地域の火山活動は、鮮新世の火山活動が不活発な時期を経て、2.5 Ma 頃に開始した。2.5～1.6 Maには南東部で複数の噴出中心から安山岩～デイサイトマグマが噴出した。その活動様式は、溶岩ドームの形成とドーム崩落型のブロックアンドアッシュフローの発生で特徴づけられる。1.6～0.6 Maには北西部で火山活動が起こった。玄武岩～安山岩マグマが噴出し、成層火山が形成された。その周辺ではデイサイトマグマが噴出し、溶岩ドーム群が形成された。0.76 Maより少し前には、北東部において安山岩マグマの噴出が起こり、火砕丘が形成された。0.6 Ma以降は、0.22 Ma以降の十和田火山活動開始時期までの間に、約40万年間の火山活動休止期が存在する。長期にわたる休止期の存在から、0.6 Ma以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山によるものとして認識される。

1. はじめに

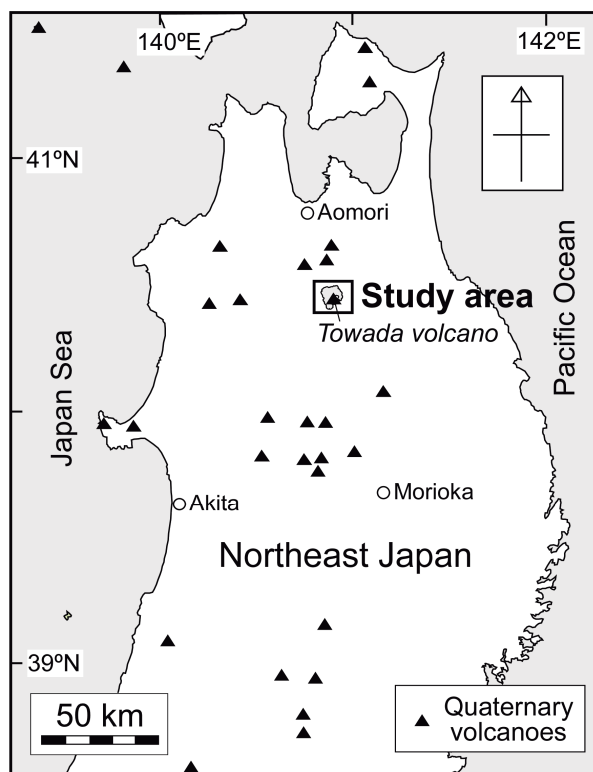
東北日本弧北部、青森・秋田県境に位置する十和田火

山(第1図)は、22万年前以降に活動を開始し、現在まで活動を継続している(Hayakawa, 1985; 工藤, 2016)。十和田火山については、活火山に指定されていることもあり(気象庁, 2013)、これまでに多くの研究がなされ、比較的詳細な噴火活動史が明らかにされてきた(Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986; 中川ほか, 1986; 久利・栗田, 2003; 工藤・佐々木, 2007; 工藤, 2008, 2010a, b, 2016, 2018; 工藤・小林, 2013; 広井ほか, 2015)。一方、十和田火山近傍では、十和田火山噴出物の下位にも年代未詳の第四紀火山岩類が存在することが知られていた(谷口, 1972; Hayakawa, 1985)。これらの古い第四紀火山岩類については、詳細な研究報告例が無いため、その地質学的実態はほとんど不明であった。さらに、研究報告によっては、これらの古い火山岩類も「十和田火山」として一括する例があり(例えば、村岡・高倉, 1988; Hunter and Blake, 1995)、十和田火山の定義には混乱が生じていた。

これまでの研究史を辿ってみると、上記の古い第四紀火山岩類の扱いについては、研究報告間で差異が認められる(第2図)。元々は、全てが十和田火山噴出物に一括されていた(井上・蜂谷, 1962)。その後、谷口(1972)は、十和田火山噴出物以前の火山岩類として、「先十和田火

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: T. Kudo, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan. E-mail: kudo-taka@aist.go.jp



第1図 十和田湖周辺地域の位置図。

Fig. 1 Location map of the area surrounding Lake Towada.

山群」を初めて分離・認識した(第2図)。しかし、その後の井上ほか(1973)では、それらは再び十和田火山噴出物に一括された。通商産業省資源エネルギー庁(1976)では、谷口(1972)による「先十和田火山群」の一部が十和田火山噴出物に一括され、一部が中新統の和田川層として区分された(第2図)。その後、Hayakawa (1985)は、再度、十和田火山噴出物以前の火山岩類として「前期更新世火山群」を分離・区分した。しかしながら、その後の村岡・高倉(1988)では、それらは再び十和田火山噴出物に一括された(第2図)。このように、分離・区別されては一括されるといふ複雑な経緯を辿っており、どの研究成果に基づくかで十和田火山の定義が異なる状況となっている。例えば、岩石学的研究のHunter and Blake(1995)、最近の総括的な報告である中野ほか(2013)や山元(2015)では、村岡・高倉(1988)に従い、上記の古い火山岩類は十和田火山に一括されている。その一方で、工藤(2016, 2018)は、Hayakawa (1985)の定義に基づいて十和田火山の活動史を考察している。この混乱の原因は、谷口(1972)、Hayakawa (1985)が古い火山岩類を分離・区別はしたものの、それらの詳細な地質学的データや区分の根拠を示していない点にある。その後の研究報告においても、詳細な地質学的データはほとんど示されていない。唯一、佐々木ほか(1998)の学会講演要旨により、Hayakawa

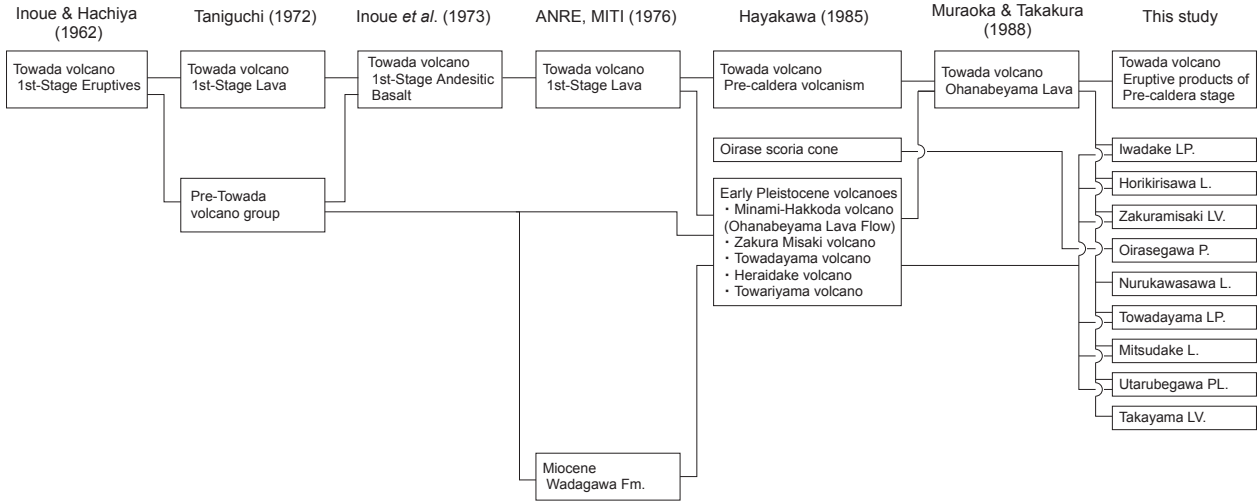
(1985)による「^{ざくらみさき}爺倉岬火山」の1試料から 0.45 ± 0.16 Ma, 0.62 ± 0.16 Maのやや誤差の大きなK-Ar年代が報告されているのみである。

十和田火山は、61 ~ 15.5 ka (Horiuchi *et al.*, 2007; Ito *et al.*, 2017)のカルデラ形成期において、複数回の大規模火砕流噴火を起こした(Hayakawa, 1985)。また、15.5 ka以降の後カルデラ期においても、比較的規模の大きな爆発的噴火を繰り返してきた(Hayakawa, 1985; 工藤・佐々木, 2007; 工藤, 2010a)。このことから、十和田火山は長期的な噴火活動予測や防災的な観点から重要な火山と言える。十和田火山の発達過程、特にどのような過程を経てカルデラ噴火を起こすシステムが生じるに至ったのか、そして、今後もカルデラ噴火を起こすのかどうかについては、過去の噴火履歴を可能な限り詳細に把握した上で検討を行う必要がある。その基礎的情報として、まずは十和田火山の定義を明確にしておかなければならない。そのためには、十和田火山の活動以前に、どのような火山活動があり、それが十和田火山とどのような関係にあるのかを知る必要がある。

筆者は、十和田湖周辺地域における、十和田火山本体を含む詳細な火山活動史の構築を目指して、2013年度より地質学的調査・研究を進めてきた。これまでの一連の調査・研究の結果、十和田湖周辺地域における下部~中部更新統の詳細な層序を確立するとともに、多数の放射年代測定結果も合わせて、詳細な火山活動史を構築することができた。さらに、十和田火山とそれ以前の火山活動を明確に区分することができた。本論では、これらに関する内容について、各種データを記載・報告し、火山活動史について考察を行う。

2. 地質記載

十和田湖周辺地域(以下、「本地域」と呼ぶ)の地質図を第3図、地質断面図を第4図、第四系層序を示すブロックダイアグラムを第5図に示す。これらは野外地質調査で得られたデータに、岩石薄片の顕微鏡観察データ、全岩化学組成分析データ及び放射年代データを加えて総合的に解析し、構築したものである。火山岩の記載岩石学的特徴を第1表、主成分元素全岩化学組成分析結果を第2表と第6図に示す。全岩化学組成分析には、産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PHILIPS社製PW1404を使用し、1:10希釈のガラスビードを用いた。全岩化学組成については、無水100 wt.%に再計算した値を用いて記載を行なう。今回得られた放射年代データについては、各地質ユニットの項でもごく簡単に触れるが、詳細な試料の産状、分析手法及び分析結果は別章にてまとめて記述する。以下に、本地域の地質について、下位層より順に記載を行う。なお、本論で用いる「塊状溶岩」の用語は、block lavaを示すもの(例えば、下鶴ほか編, 1995)



第2図 本研究と既存研究における前～中期更新世火山噴出物の対応関係(火砕流堆積物を省く)。ANRE, MITI: 通商産業省資源エネルギー庁。

Fig. 2 Correlation of the Early to Middle Pleistocene volcanic products between this study and previous studies (excluding pyroclastic flow deposits). ANRE, MITI: Agency for Natural Resources and Energy, Ministry of International Trade and Industry. L.: Lava, LP.: Lava and Pyroclastic Rocks, PL.: Pyroclastic Rocks and Lava, LV.: Lava and Volcaniclastic Rocks, P.: Pyroclastic Rocks.

ではなく、溶岩のうち塊状の部分を目指すmassive lavaを示すもの(例えば、火山岩の産状編集委員会編, 2000; 吉田ほか, 2017)として用いる。

2.1 中新統

本地域では中新統が広く基盤を構成する(井上ほか, 1973; 通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。中新統は、火山碎屑岩及び溶岩・貫入岩を主体とし、一部で泥岩を伴う。火山岩・火山碎屑岩の多くは、強度の変質を被っており、淡緑灰色～緑灰色を呈する。本論では、中新統は主要な論点から外れることから、地質図では一括して表現し、概略を記載するに留める。本地域に分布する「中新統」は、通商産業省資源エネルギー庁(1976)の地質図では四沢層、和田川層として、井上ほか(1973)の地質図では瀬の沢層、大葛層(上田・井上, 1961)、大滝層(井上ほか, 1960)として区分・表現されたものに相当する。

2.2 未区分鮮新統～下部更新統

「未区分鮮新統～下部更新統」は、断片的・局所的分布のために地層区分が困難なものや、既存研究及び本論の地質区分体系のいずれにも当てはまらず、今後更なる検討を要する地層を一括したものである。温川沢溶岩の下位、宇樽部川火砕岩・溶岩の下位、カラ沢火砕流堆積物の下位などで見られ、中新統のように緑色変質を伴っていないことから、鮮新統～下部更新統と判断した。地質図においては、デイサイト～流紋岩火山碎屑岩を主体とする岩相(P1)と、礫岩・砂岩・泥岩・軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩などからなる岩相(P2)に区分して示した(第3図)。

本論では詳しい記載は省略する。

2.3 カラ沢火砕流堆積物(Karasawa Pyroclastic Flow Deposits)

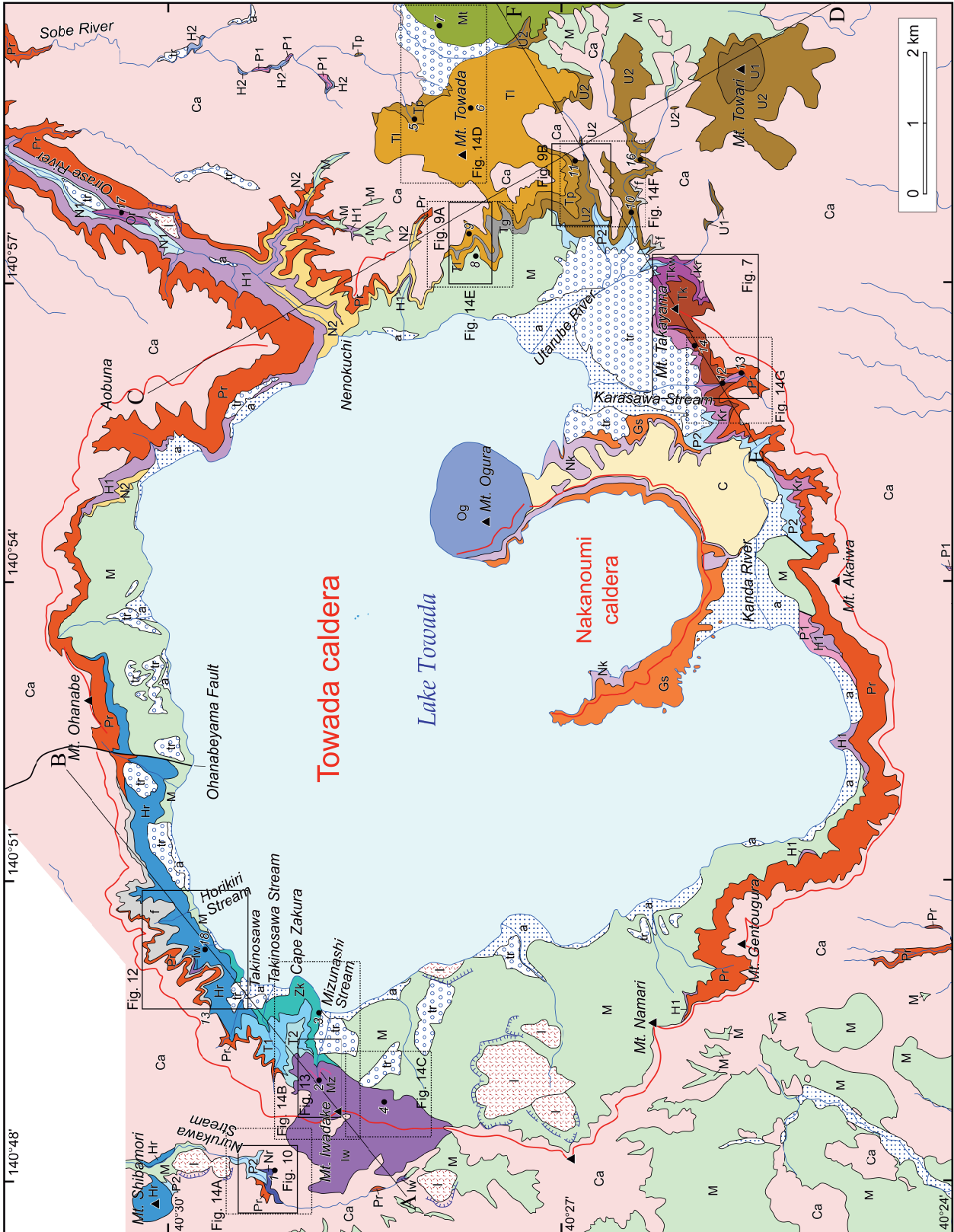
地層名: 新称。十和田湖南方のカラ沢沿いにおいて、高山溶岩・火山碎屑岩の下位層準にある火砕流堆積物を、カラ沢火砕流堆積物と命名する。

本堆積物は、井上・蜂谷(1962)では「先八甲田カルデラ軽石流」、井上ほか(1973)では「先八甲田カルデラ噴出物」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「田代平溶結凝灰岩」、Hayakawa (1985)では「石ヶ戸凝灰岩」、村岡・高倉(1988)では「八甲田第2期火砕流堆積物」の一部とされてきた。

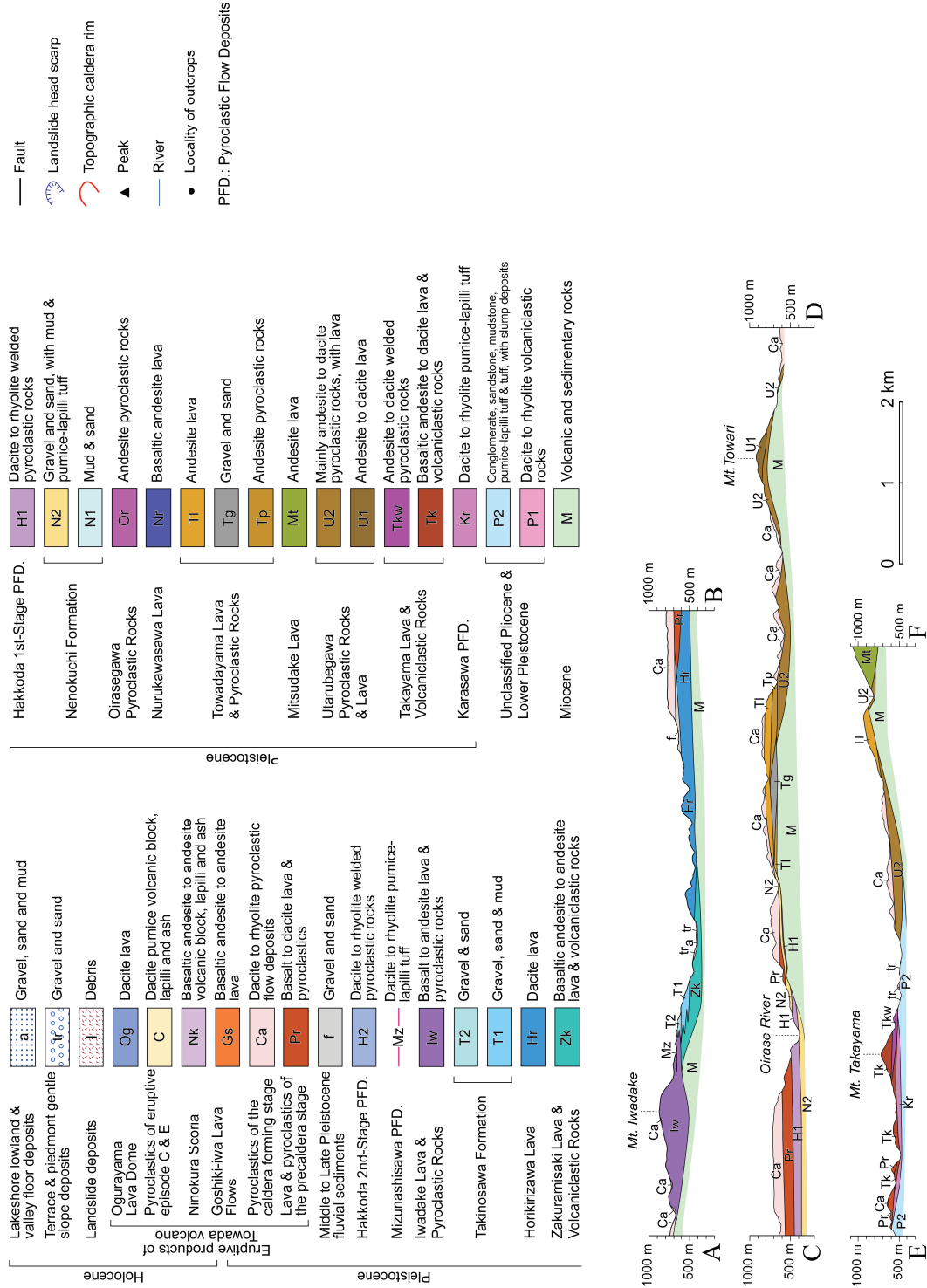
模式地: 青森県十和田市奥瀬、十和田湖南方のカラ沢沿いの地点13及びその付近(第7図)。

分布及び層厚: 十和田湖南方、赤岩山の北東から高山東方にかけて、十和田カルデラのカルデラ壁下部に断続的に分布する(第3図)。層厚は最大60 m程度である。

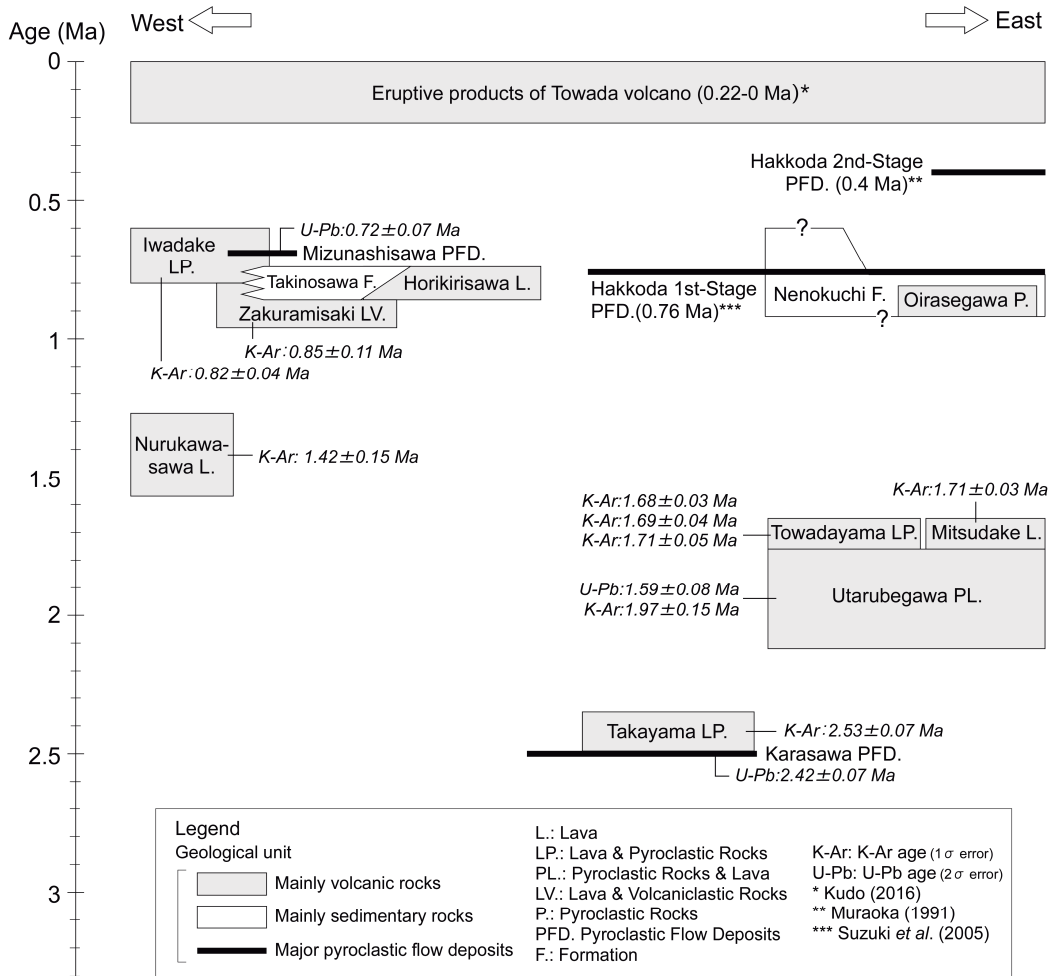
層序関係: 高山溶岩・火山碎屑岩に覆われる。模式地のカラ沢流域では、本堆積物が高山溶岩・火山碎屑岩の安山岩凝灰角礫岩に直接覆われる関係を確認できる(第7図)。両者の境界は起伏に富んでいる。露出状況から、本堆積物の堆積後、侵食を受けてガリー状の谷地形が形成され、その谷地形を埋めるように高山溶岩・火山碎屑岩が堆積したと考えられる(第7図)。地点13では、本堆積物は十和田火山先カルデラ期の溶岩に層厚2 mの礫砂泥互層を介して覆われる(第7図)。本堆積物と下位層の関係は露出が悪いため不明瞭であるが、分布状況から



第3図 十和田湖周辺地域の地質図。凡例を第4図に示す。
 Fig. 3 Geological map of the area surrounding Lake Towada. Legends are shown in Fig. 4.



第4図 十和田湖周辺地域の地質断面図。断面線(A-B, C-D及びE-F)の位置は第3図に示す。
Fig. 4 Geological cross sections of the area surrounding Lake Towada. Cross section lines (A-B, C-D and E-F) are shown in Fig. 3.



第5図 十和田湖周辺地域における第四系層序を示すブロックダイアグラム。

Fig. 5 Block diagram showing the Quaternary stratigraphy in the area surrounding Lake Towada.

見て「未区分鮮新統～下部更新統」とした軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩・砂岩互層を覆うと考えられる(第3図)。

岩相：非溶結・塊状の火砕流堆積物である。結晶に富み、長径5 mm程度の大型の石英結晶が目立つ特徴的な岩相を示す。基質は淡褐灰色火山灰からなる。模式地付近では、長径5 cm以下の白色軽石、長径5 cm以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩として産する。また、長径15 cm以下の泥岩偽礫を含むことがある。

高山西方での本堆積物は、模式地付近とは若干岩相が異なる。この付近での本堆積物は、長径15 cm以下の白色軽石、長径6 cm以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩として産する。基質は淡褐灰色火山灰からなる。模式地付近のものより石質岩片に富んでおり、基質の一部はより硬く固結している。硬く固結した部分では、しばしば軽石が風化して抜け落ち、その部分が空洞となっている。

本堆積物は、塊状無層理で陸上堆積の火砕流堆積物に典型的な岩相を示すことから、陸上環境で堆積したと考

えられる。ただし、一部で泥岩偽礫を含むことから、一部は水底堆積であった可能性もある。

岩質：全岩化学組成分析は行っていないが、斑晶鉱物組合せからデイサイト～流紋岩質と推定される。非常に結晶質で、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。有色鉱物の中では、普通角閃石が最も多く、単斜輝石が最も少ない。一方、高山西方での本堆積物は、単斜輝石を全く含まない。上述の通り、高山西方の本堆積物は岩相が模式地付近と若干異なることから、別の火砕流堆積物として区分できる可能性がある。その検討は今後の課題である。

噴出源：不明である。本堆積物は、高山溶岩・火山碎屑岩と密接に産するが(第7図)、高山溶岩・火山碎屑岩には含まれない普通角閃石を多く含むことから、これらとは別の噴出源からもたらされたと考えられる。

年代：本堆積物より、2.42 ± 0.07 MaのU-Pb年代が得

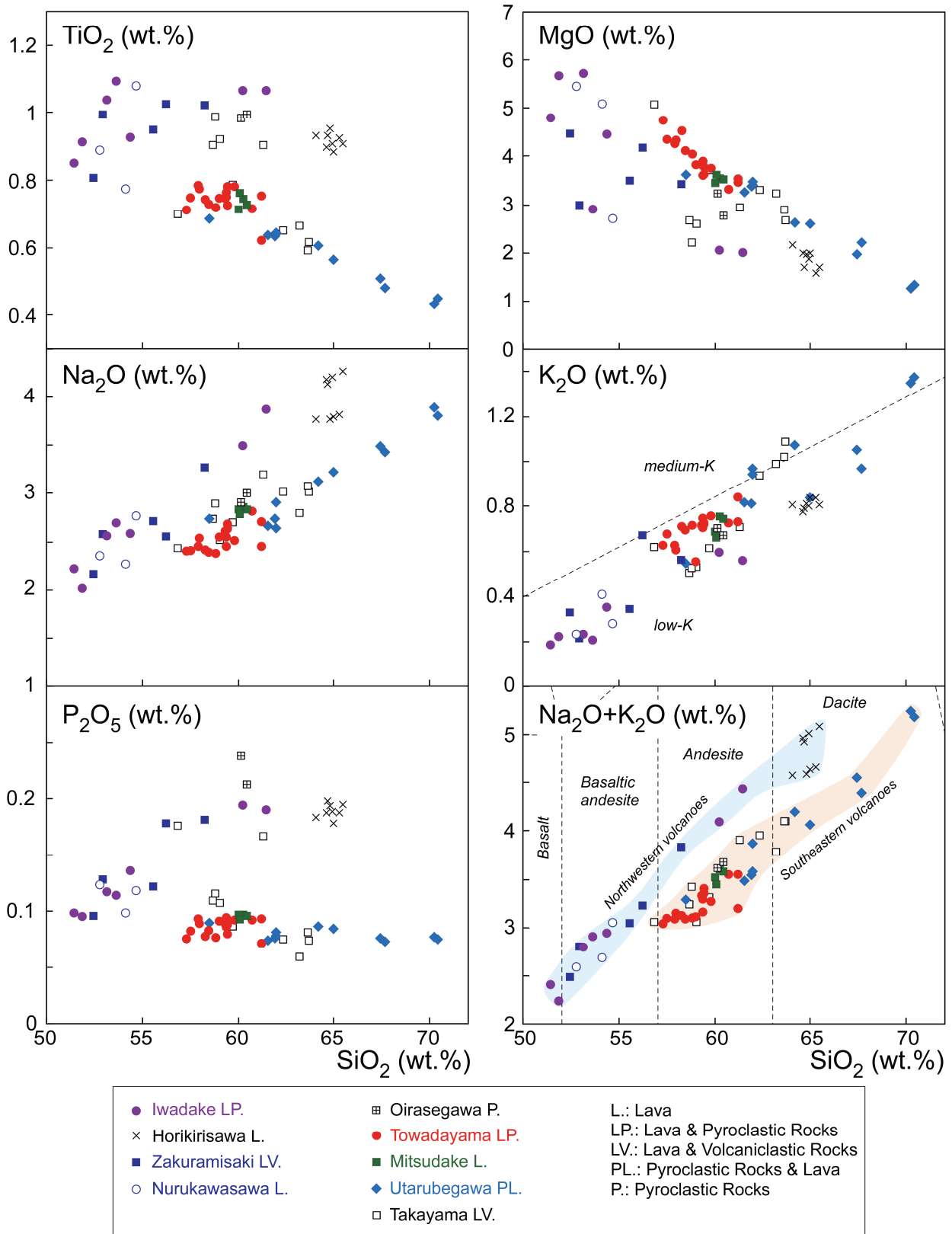
十和田湖周辺地域の前期～中期更新世火山活動史（工藤）

第1表 十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山岩の記載岩石学的特徴。

Table 1 Petrographical features of the Early to Middle Pleistocene volcanic rocks in the area surrounding Lake Towada.

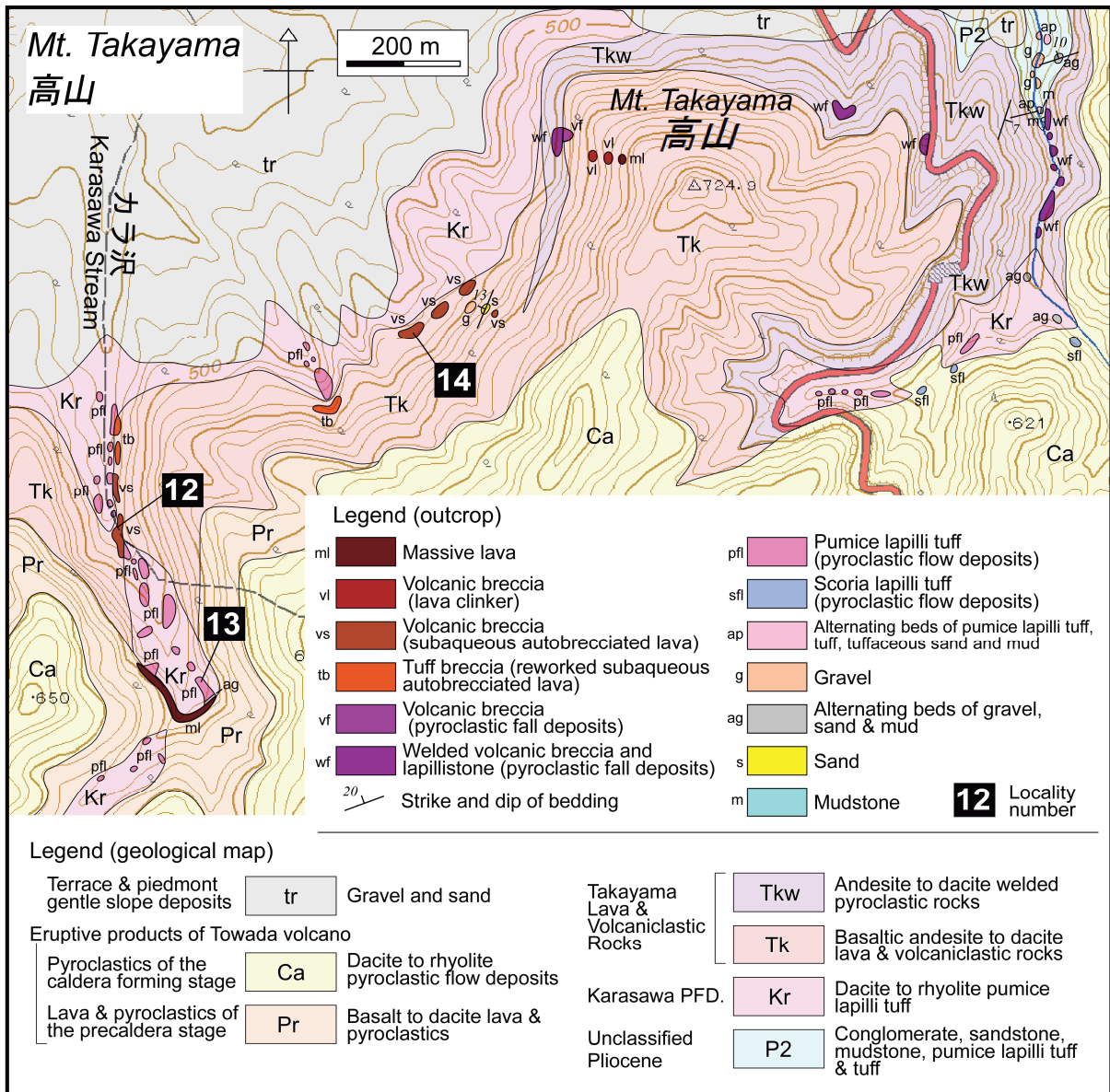
Sample no.	Unit name (1)	Symbol	Occurrence (2)	SiO ₂ *	Rock name (3)	Phenocryst (4)						
						Pl	Opx	Cpx	Hb	Ol	Opq	Qz
13060204	Iwadake LP.	Iw	L	51.40	B	⊙	+	+		○	+	
16052308B	Iwadake LP.	Iw	L	51.82	B	⊙		+		○	tr	
14060407	Iwadake LP.	Iw	L	53.10	BA	⊙	○			+		
15060805	Iwadake LP.	Iw	L	53.62	BA	⊙	+	+			+	
15061110	Iwadake LP.	Iw	L	54.32	BA	⊙	○	+		(tr)		
15060804	Iwadake LP.	Iw	L	60.22	A	⊙	+	+			+	
13060205A	Iwadake LP.	Iw	L	61.43	A	○	+	+			+	
16091705	Horikirisawa L.	Hr	L	64.03	D	⊙	○	○			○	
13060209	Horikirisawa L.	Hr	L	64.59	D	⊙	○	○			○	
15061107	Horikirisawa L.	Hr	L	64.69	D	⊙	○	○			○	
16091917	Horikirisawa L.	Hr	L	64.79	D	⊙	+	+			+	
13052717	Horikirisawa L.	Hr	L	64.89	D	⊙	○	○			+	
16091704	Horikirisawa L.	Hr	L	64.99	D	⊙	○	○			○	
13091805	Horikirisawa L.	Hr	L	65.46	D	⊙	○	○			○	
16091916	Horikirisawa L.	Hr	L	65.31	D	⊙	+	+			+	
13060203	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL	52.42	BA	⊙	+	+				
13052716	Zakuramisaki LV.	Zk	RSAL	52.94	BA	⊙	+	+			+	
13052611	Zakuramisaki LV.	Zk	L	55.54	BA	⊙	○	+			+	
13052718	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL	56.26	BA	⊙	○	+			+	
13052719	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL	58.25	A	⊙	○	○			○	
14060317	Nurukawasawa L.	Nr	L	52.77	BA	⊙	○	+		+		
14060412	Nurukawasawa L.	Nr	SAL	54.13	BA	⊙	○	+			+	
14060316	Nurukawasawa L.	Nr	L	54.66	BA	⊙	+	+			+	
13060502	Oirasegawa P.	Or	PF	60.12	A	○	+	+			+	
13060504	Oirasegawa P.	Or	PF	60.47	A	○	+	+			+	
14102907	Towadayama LP.	Ti	L	57.25	A	⊙	○	○		+	○	
14082912	Towadayama LP.	Tp	BAF	57.51	A	⊙	○	○			+	
14102909	Towadayama LP.	Ti	L	57.91	A	⊙	○	○			+	
14102910	Towadayama LP.	Ti	L	57.93	A	⊙	○	○			+	
14083017	Towadayama LP.	Ti	L	58.24	A	⊙	○	○		+	○	
16092122	Towadayama LP.	Tp	BAF	58.45	A	⊙	○	○			+	
16092111	Towadayama LP.	Tp	BAF	58.83	A	⊙	○	○		(+)?	+	
14090706	Towadayama LP.	Ti	L	58.97	A	⊙	○	○			+	
14102701	Towadayama LP.	Ti	LC	59.29	A	⊙	○	○			○	
16092119	Towadayama LP.	Ti	L	59.35	A	⊙	○	○			○	
14090401	Towadayama LP.	Tp	BAF	59.36	A	⊙	○	○			○	
14090402	Towadayama LP.	Tp	BAF	59.39	A	⊙	○	○			+	
14102702	Towadayama LP.	Ti	L	59.43	A	⊙	○	○			○	
14102211	Towadayama LP.	Ti	L	59.80	A	⊙	○	○			+	
14090403	Towadayama LP.	Ti	L	60.68	A	⊙	○	○			○	
16092120	Towadayama LP.	Ti	L	61.18	A	⊙	○	○			○	
14090314	Towadayama LP.	Tp	BAF	61.19	A	⊙	○	○			○	+
15061501	Mitsudake L.	Mt	L	60.00	A	⊙	○	○			○	
15061502	Mitsudake L.	Mt	L	60.09	A	⊙	○	○			○	
14090708	Mitsudake L.	Mt	L	60.30	A	⊙	○	○			○	
14090709	Mitsudake L.	Mt	L	60.48	A	⊙	○	○			○	
14060918A	Utarubegawa PL.	U2	LC (mafic inc.)	58.53	A	+	+	+			+	+
14092305	Utarubegawa PL.	U2	BAF	61.58	A	⊙	○	+	tr		+	+
14061004	Utarubegawa PL.	U2	BAF	61.93	A	⊙	○	○			○	tr
14102502	Utarubegawa PL.	U1	L	61.95	A	⊙	○	○			+	
14102505	Utarubegawa PL.	U1	L	61.98	A	⊙	○	○			+	+
14102303	Utarubegawa PL.	U2	BAF	64.16	D	⊙	○	○			○	+
14061001	Utarubegawa PL.	U2	BAF	64.97	D	⊙	○	○			○	+
13092508	Utarubegawa PL.	U2	BAF	67.43	D	⊙	+	+	?		+	+
14060918P	Utarubegawa PL.	U2	LC	67.65	D	⊙	+	+	?		+	○
13092504	Utarubegawa PL.	U2	SAL	70.26	D	⊙	+	+	+		+	○
14092302	Utarubegawa PL.	U2	BAF	70.44	D	⊙	+	+	+		+	○
15111306	Takayama LV.	Tk	SAL	56.83	BA	⊙	○	○			+	
13060105A	Takayama LV.	Tk	RSAL	58.67	A	⊙	+	+			+	
15111302	Takayama LV.	Tk	SAL	58.79	A	⊙	+	+			+	
15111301-2	Takayama LV.	Tk	RSAL	59.02	A	⊙	+	+			+	
15111308	Takayama LV.	Tk	LC	59.73	A	⊙	○	○		(tr)	+	
15111307	Takayama LV.	Tk	L?	61.30	A	⊙	○	+			+	
14102305	Takayama LV.	Tkw	WPF	62.37	A	⊙	○	+			+	+
15111309A	Takayama LV.	Tk	PF	63.23	D	⊙	○	+			+	
14103001	Takayama LV.	Tkw	WPF	63.67	D	⊙	○	+			+	+
14082906	Takayama LV.	Tkw	WPF	63.65	D	⊙	○	+			+	+

*Whole-rock SiO₂ content recalculated to 100% on an anhydrous basis. (1) L.: Lava, LP.: Lava and Pyroclastic Rocks, LV.: Lava and Volcaniclastic Rocks, PL.: Pyroclastic Rocks and Lava, P.: Pyroclastic Rocks. (2) L: lava, LC: lava clinker, SAL: subaqueous autobrecciated lava, RSAL: reworked subaqueous autobrecciated lava, BAF: block and ash flow deposits, PF: pyroclastic fall deposits, WPF: welded pyroclastic fall deposits, inc.: inclusion. (3) B: basalt, BA: basaltic andesite, A: andesite, D: dacite. (4) Pl: plagioclase, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Hb: hornblende, Ol: olivine, Opq: opaque minerals, Qz: quartz. Relative amounts: ⊙ > ○ > + > tr. (): pseudomorph. ?: obscure by alteration.



第6図 十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山岩の主成分全岩化学組成ハーカー図。 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 図における境界線はLe Maitre (1989), $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図における境界線はLe Bas *et al.* (1986)による。

Fig. 6 Harker diagrams for the whole-rock major element chemistry of the Early to Middle Pleistocene volcanic rocks in the area surrounding Lake Towada. Boundary lines in $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ and $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagrams are from Le Maitre (1989) and Le Bas *et al.* (1986), respectively.



第7図 高山付近のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 7 Route map of the areas surrounding Mt. Takayama. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

られた(第5図)。

2.4 高山溶岩・火山碎屑岩(Takayama Lava and Volcaniclastic Rocks)

地層名: 新称。本地域東部の高山付近に分布し、カラ沢火砕流堆積物を覆い、十和田火山噴出物に覆われる溶岩・火山碎屑岩を、高山溶岩・火山碎屑岩と命名する。

本溶岩・火山碎屑岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田

火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第I期溶岩」の一部に区分されていた(第2図)。

模式地: 青森県十和田市宇樽部高山付近(第7図)。

分布及び層厚: 本地域東部の高山付近に分布する。層厚は高山山頂付近で最大200mである。

層序関係: 十和田火山噴出物に覆われる。前述のように、カラ沢火砕流堆積物を侵食面を介して覆う。高山東方では、「未区分鮮新統～下部更新統」とした礫岩、砂岩、泥岩、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる地層(P2)を

覆う（第7図）。

岩相：玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山碎屑岩(Tk)，安山岩～デイサイト溶結火砕岩(Tkw)の2つの岩相からなる。Tkが本溶岩・火山碎屑岩の主体を成し、Tkwは高山近辺のみで認められる（第7図）。

(1) 玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山碎屑岩(Tk)

玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山碎屑岩を主体とし、礫層・砂層を伴う。溶岩は水中自破碎溶岩を主体とし、一部で塊状溶岩を伴う。水中自破碎溶岩は、火山角礫岩として産し（第8図A）、礫のサイズは長径1 m以下で、しばしばジグソー割目や放射状の冷却節理が認められる。水中自破碎溶岩の間には、弱く成層した大礫層や平行層理の顕著な凝灰質砂層の挟在が見られることがある。

カラ沢流域では複数岩種の安山岩～デイサイト礫で構成される凝灰角礫岩が産する。これらは側方に追うと水中自破碎溶岩へと移化するので、水中自破碎溶岩の再堆積物であると考えられる。

高山西方では降下火砕堆積物が認められる。長径80 cm以下のやや発泡した安山岩～デイサイト岩塊及び火山礫からなり、一部では座布団状の形態をした火山弾が含まれる。粒径が粗く、礫支持で淘汰が悪いことから、火口近傍相と考えられる。一連の露頭において溶結火砕岩(Tkw)へと移化する。

(2) 安山岩～デイサイト溶結火砕岩(Tkw)

強溶結した塊状の安山岩～デイサイト溶結火砕岩からなる。厚さは少なくとも100 mに達する。長径数cm～十数cmの暗灰色溶結レンズを多く含む。それらは引き伸ばされて暗灰色部分と明灰色部分が不規則な縞模様を成すことが多い。量は少ないが長径数cm程度の石質岩片を含むことがある。幅数mの不規則な粗い節理が発達する。本岩相は、Tkの降下火砕堆積物から移化することから、溶結した降下火砕堆積物であると考えられる。粒径が粗いこと、強溶結していることから給源近傍相と判断され、現在の高山山頂付近に給源が存在していたことを示す。

岩質：Tkは単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩～安山岩からなり、一部ではかんらん石仮像が認められる（第1表）。Tkwは単斜輝石斜方輝石安山岩～デイサイトからなる。いずれも斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を共通して含み、Tkwではこれらに加えて石英斑晶が含まれる（第1表）。全岩SiO₂量はTkが56.8～63.2 wt.%、Tkwが62.4～63.7 wt.%である（第2表）。ハーカー図上では、組成領域はあまり集中せず、TiO₂、MgO、P₂O₅においてややばらつく（第6図）。Tkの珪長質側とTkwで顕著な全岩化学組成の差は認められない。

年代：本溶岩・火山碎屑岩より、2.53 ± 0.07 MaのK-Ar年代が得られた（第5図）。

2.5 宇樽部川火砕岩・溶岩(Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava)

地層名：新称。本地域東部の宇樽部川上流域及び十和利山付近に分布し、十和田山溶岩・火砕岩の下位層準にあり、普遍的に石英斑晶を含む岩石で特徴づけられる火砕岩・溶岩を、宇樽部川火砕岩・溶岩と命名する。

本火砕岩・溶岩は、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第I期溶岩」、Hayakawa(1985)では「十和田山、十和利山及び戸来岳火山」の一部に区分されていた（第2図）。

模式地：青森県十和田市宇樽部川上流域（第9図B）。

分布及び層厚：主に本地域東部の宇樽部川上流域及び十和利山付近に分布する。惣辺川上流域にも小規模な分布が認められるが、これは岩質の類似から本火砕岩・溶岩に含めたものである。層厚は、宇樽部川上流域で最大130 m、十和利山山頂部付近で最大200 mである。

層序関係：十和田火山噴出物に覆われる。宇樽部川上流域での露出状況から、十和田山溶岩・火砕岩に覆われると判断される（第9図B）。宇樽部川流域では「未区分鮮新統～下部更新統」とした礫岩、砂岩、泥岩、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる地層(P2)を覆う（第9図B）。

岩相：安山岩～デイサイト溶岩(U1)と、安山岩～デイサイト火砕岩が主体で一部溶岩を伴う岩相(U2)の2つに区分して地質図に表現した（第3図）。U2中の溶岩は、分布規模が小さく地質図規模で側方に追えないことから、火砕岩と一括して示している。本火砕岩・溶岩の主体を成すのはU2であり、U1は十和利山山頂部や宇樽部川上流域の一部のみで認められる（第3図）。

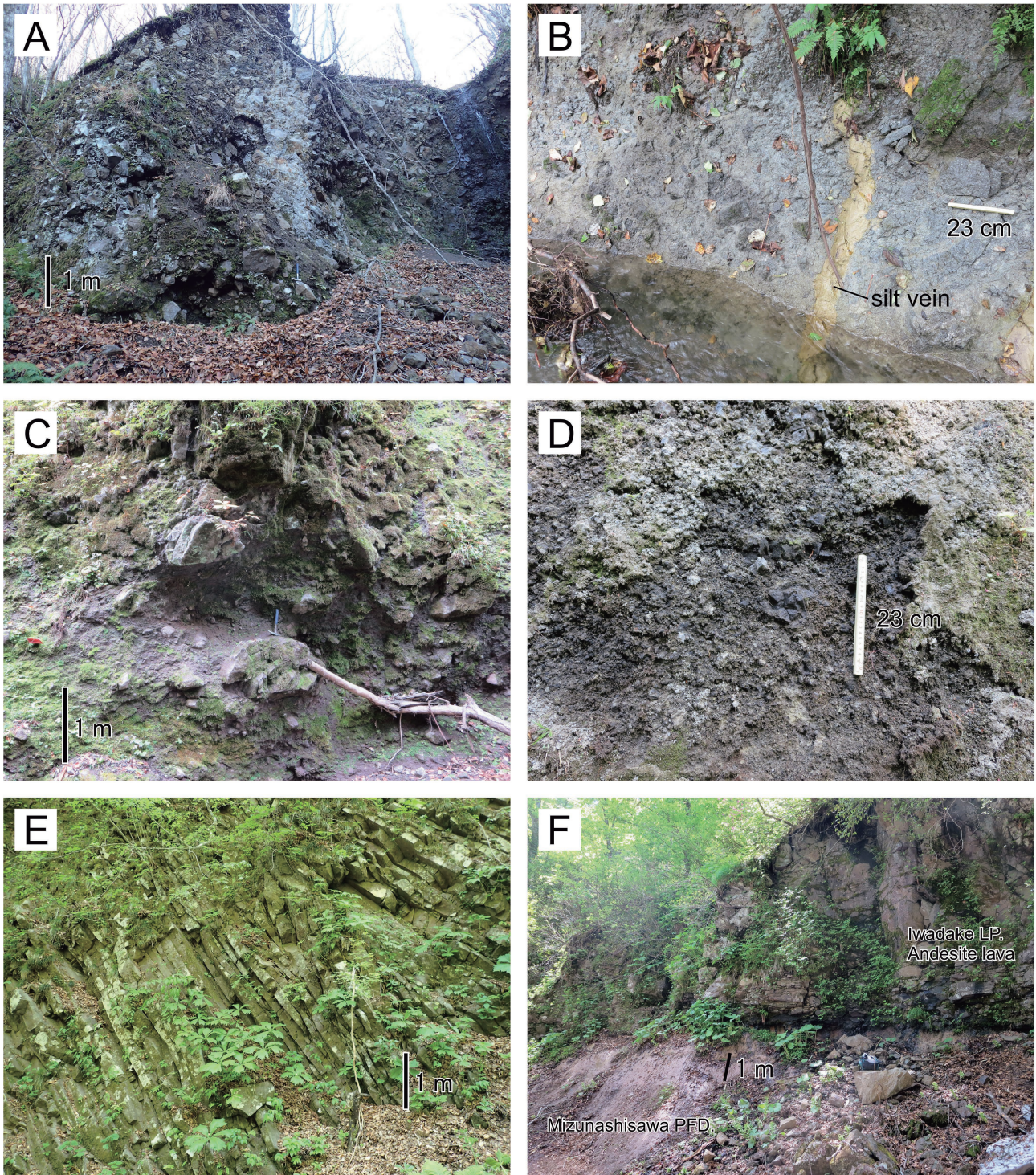
(1) 安山岩～デイサイト溶岩(U1)

安山岩～デイサイトの塊状溶岩からなる。十和利山山頂付近では、沢沿いの小規模な塊状岩体の露頭、山体斜面上での塊状岩体の露岩として認められる。十和利山山頂部では、地形から溶岩ドームを構成していると考えられる。その他、宇樽部川上流域の一部においても、塊状溶岩の露出が認められる。

(2) 主に安山岩～デイサイト火砕岩、溶岩を伴う(U2)

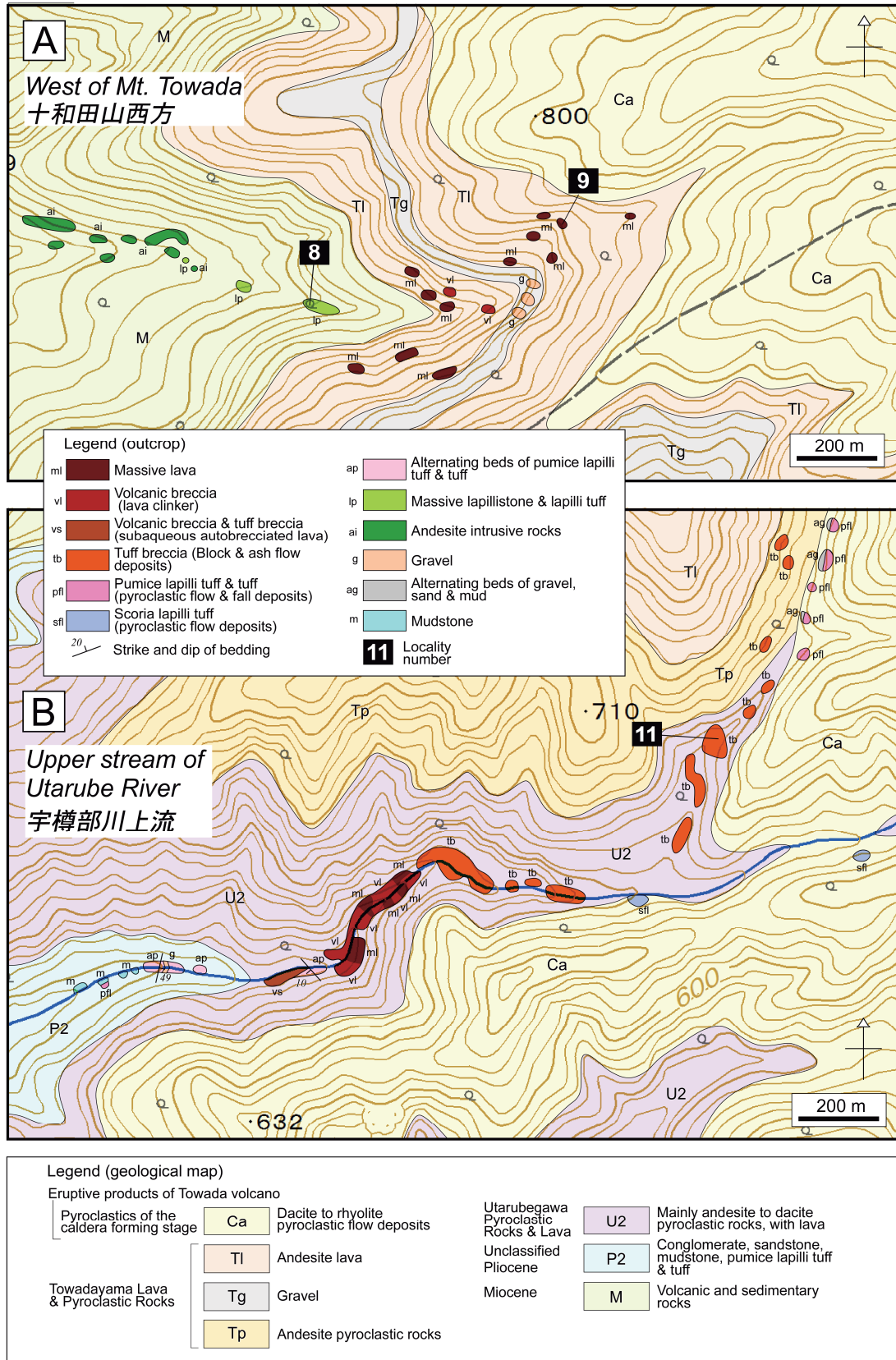
安山岩～デイサイト火砕岩を主体とし、一部で溶岩を伴う。火砕岩は、塊状で単一岩種の凝灰角礫岩からなる（第8図C）。礫は角～亜角礫からなり、そのサイズは最大長径5 mに及ぶ。礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩～デイサイト礫の細粉からなる火山灰～細礫で構成され、一部は高温酸化のため赤褐色を呈する。以上の産状から、これらの火砕岩はブロックアンドアッシュフロー堆積物であると考えられる。

溶岩は、水中自破碎溶岩及びクリンカーを伴う塊状溶岩からなる。水中自破碎溶岩は、本火砕岩・溶岩の基底部のみで産し、火山角礫岩あるいは凝灰角礫岩からなる



第8図 露頭写真。(A) 高山溶岩・火山砕屑岩の安山岩火山角礫岩(水中自破碎溶岩)。地点14 (第3図及び第7図)。(B) 宇樽部川火砕岩・溶岩のデイサイト火山角礫岩(水中自破碎溶岩)とシルト脈。地点10(第3図及び第14図)。(C) 宇樽部川火砕岩・溶岩の安山岩～デイサイト凝灰角礫岩(ブロックアンドアッシュフロー堆積物)。地点16 (第3図及び第14図)。(D) 奥入瀬川火砕岩の安山岩降下スコリア堆積物。地点17 (第3図)。(E) 堀切沢溶岩のデイサイト塊状溶岩。地点18 (第3図及び第12図)。(F) 岩岳溶岩・火砕岩の安山岩塊状溶岩と水無沢火砕流堆積物。地点2 (第3図, 第13図及び第14図)。

Fig. 8 Outcrop photographs. (A) Andesite volcanic breccia (subaqueous autobrecciated lava) of Takayama Lava and Volcaniclastic Rocks at the location 14 (Figs. 3 and 7). (B) Dacite volcanic breccia (subaqueous autobrecciated lava) and silt vein of Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava at the location 10 (Figs. 3 and 14). (C) Andesite to dacite tuff breccia (block and ash flow deposits) of Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava at the location 16 (Figs. 3 and 14). (D) Andesite scoria fall deposits of Oirasegawa Pyroclastic Rocks at the location 17 (Fig. 3). (E) Dacite massive lava of Horikirisawa Lava at the location 18 (Figs. 3 and 12). (F) Andesite massive lava of Iwadake Lava and Pyroclastic Rocks and Mizunashisawa Pyroclastic Flow Deposits at the location 2 (Figs. 3, 13 and 14).



第9図 十和田山西方域(A)及び宇樽部川上流域(B)のルートマップ。それぞれの区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 9 Route maps of the west area of Mt. Towada (A) and the upper stream area of Utarube River (B). Location of each area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

(第8図B). 長径数十cm以下の安山岩～デイサイト角礫からなり、ジグソー割目や放射状の冷却節理が認められる。一部では黄白色シルトの脈が貫入している(第8図B)。これは脱水構造と考えられる。宇樽部川上流では、水中自破碎溶岩の上位を泥岩と凝灰岩の細互層が直接覆う関係が観察される(第9図B)。

宇樽部川上流では、クリンカーを伴う塊状溶岩が産する。沢沿いに塊状部とクリンカー部(火山角礫岩)が繰り返し移化する(第9図B)。クリンカー部の基質は高温酸化のため赤褐色を示す。

岩質: 斑状組織を示す安山岩～デイサイトからなる。斑晶として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、石英及び不透明鉱物を含むが、組合せには多様性が認められる(第1表)。普通角閃石斑晶は、より珪長質な岩石で多く含まれる傾向がある。石英斑晶は、ごく一部の試料を除き、普遍的に含まれる。

他の地質ユニットと比較すると、斑晶サイズが大きなものが多い。斜長石や石英斑晶は最大長径6 mmに達する。また、石英斑晶を普遍的に含むこと、一部で普通角閃石斑晶を含むことも、他の溶岩主体の地質ユニットでは見られない特徴である。これらの特徴は、本火砕岩・溶岩の良い判定基準となる(第1表)。

本火砕岩・溶岩を構成する岩石は、長径数十cm以下の楕円球状～不定形の苦鉄質包有物を含むことがある。一部では母岩と包有物が不規則に入り交じり、不均質な岩相を示す。苦鉄質包有物は、斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、石英及び不透明鉱物を含むが、含有量は母岩より少ない。石基は母岩と較べて粗粒で、長柱状の斜長石・斜方輝石・単斜輝石と粒状の不透明鉱物が構成する網目状構造の隙間を、褐色ガラスや隠微晶質物質が充填する組織を示す。

全岩SiO₂量は61.6～70.4 wt.%である(第2表)。苦鉄質包有物の全岩SiO₂量は58.5 wt.%、それと共存する母岩の全岩SiO₂量は67.7 wt.%である(第2表)。SiO₂幅が比較的広く、ハーカー図において直線的な組成変化トレンドを示す(第6図)。

年代: 本火砕岩・溶岩より1.59 ± 0.08 MaのU-Pb年代、1.97 ± 0.15 MaのK-Ar年代が得られた。また、本火砕岩・溶岩を覆う十和田山溶岩・火砕岩からは、1.71 ± 0.05 Ma、1.69 ± 0.04 Ma、1.68 ± 0.03 MaのK-Ar年代が得られた。以上の放射年代より、本火砕岩・溶岩の年代は、前期更新世の2.1～1.7 Ma付近と判断される(第5図)。

2.6 三ツ岳溶岩(Mitsudake Lava)

地層名: 新称。本地域東端に位置する三ツ岳(山頂は本地域外にある)の山体を構成する溶岩を、三ツ岳溶岩と命名する。

本溶岩は、谷口(1972)では「先十和田火山群」に、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では中新統の和田川層に、

Hayakawa(1985)では「戸来岳火山」に、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた(第2図)。

模式地: 青森県十和田市惣辺川上流地域、三ツ岳北西山腹の地点7及びその付近(第3図及び第14図)。

分布及び層厚: 本地域の東端部に分布し、ドーム状の火山体を構成する。本溶岩の分布は調査地域のさらに東方へと延長するが、これらの延長部分についてはまだ十分な調査ができていないため、詳細は不明である。層厚は最大350 mである。

層序関係: 直接の層序関係は確認できていないが、露出・分布状況から、中新統及び宇樽部川火砕岩・溶岩を覆うと考えられる。

岩相: 塊状の安山岩溶岩からなる。やや乱れた方状の節理が発達する。地形を考慮すると、複数の溶岩ドームから構成されると考えられる。

岩質: 単斜輝石斜方輝石安山岩である(第1表)。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第1表)。全岩SiO₂量は60.0～60.5 wt.%である(第2表)。十和田山溶岩・火砕岩と良く似た全岩化学組成を示す(第6図)。

年代: 本溶岩より、1.71 ± 0.05 MaのK-Ar年代が得られた(第5図)。

2.7 十和田山溶岩・火砕岩(Towadayama Lava and Pyroclastic Rocks)

地層名: Hayakawa(1985)による「十和田山火山」に由来する。「十和田山火山」という名称は、地層名としては妥当ではないことから、「十和田山溶岩・火砕岩」と改称する。本地域東部に位置する十和田山の山体を構成する溶岩・火砕岩である。

本溶岩・火砕岩は、谷口(1972)では「先十和田火山群」に、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では中新統の和田川層に、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた(第2図)。

模式地: Hayakawa(1985)は模式地を設定していないので、本論にて設定する。模式地を青森県十和田市奥瀬、十和田山北東沢の地点5付近(第3図及び第14図)とする。

分布及び層厚: 本地域の東部、十和田山とそれに隣接するピーク付近に分布し、それら頂部とする火山体を構成する。層厚は十和田山山頂付近で最大400 mと推定される。

層序関係: 十和田山西方での露出状況から、中新統のラピリストーンを覆うと判断される(第9図A)。宇樽部川上流域での露出状況から、宇樽部川火砕岩・溶岩を覆うと判断される(第9図B)。また、各所にて十和田火山噴出物に覆われる。

岩相: 安山岩溶岩(Tl)、礫層(Tg)、安山岩火砕岩(Tp)の3つの岩相に区分される。本溶岩・火砕岩の主体を成すのはTlであり、Tpは縁辺部のみに認められる(第3図)。

TIは複数の溶岩単層からなるが、溶岩の間には最大層厚60 mの礫層を挟むことがある(第9図A)。この礫層をTgとした。

(1) 安山岩溶岩(TI)

青灰色～灰色を呈する塊状の安山岩溶岩からなる。方状～やや乱れた方状節理が発達することが多い。一部で安山岩角礫からなるクリンカーや崖錐堆積物を伴う。複数の溶岩単層から構成され、1枚の溶岩の厚さは少なくとも50 m以上である。TIの最上部は、地形から複数の溶岩ドームで構成されると考えられ、十和田山山頂部を構成する溶岩ドーム、十和田山東方の995 mピークを構成する溶岩ドーム、十和田山北方の標高889 mピークを構成する溶岩ドームの少なくとも3つが確認できる。

(2) 礫層(Tg)

多様な安山岩の角～亜角礫で構成される大～巨礫層からなる。塊状・基質支持で淘汰が悪いものが多い。層厚は最大で60 mである。TIに伴って産すること(第9図A)、TIに類似した安山岩礫から構成されることから、TIを母材とした再堆積物と考えられる。

(3) 安山岩火砕岩(Tp)

塊状の安山岩火山角礫岩～凝灰角礫岩からなる。安山岩礫は単一岩種であり、そのサイズは最大長径2 mに及ぶ。岩質はTIとほぼ同一である。安山岩礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩礫の細粉である火山灰～細礫で構成され、一部は高温酸化のため赤褐色を呈する。以上の産状から、これらは主にTIを母材としたブロックアンドアッシュフロー堆積物であると考えられる。

岩質：単斜輝石斜方輝石安山岩を主体とし、一部でかんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩を伴う(第1表)。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を共通して含み、一部ではかんらん石や石英が認められるものもある(第1表)。全岩SiO₂量は57.3～61.2 wt.%である(第2表)。TIとTpで顕著な岩質・全岩化学組成の差は認められない。

年代：本溶岩・火砕岩より、1.71 ± 0.05 Ma、1.69 ± 0.04 Ma、1.68 ± 0.03 MaのK-Ar年代が得られた。以上の放射年代より、本火砕岩・溶岩は、1.7 Ma前後の比較的短期間に噴出したものと考えられる(第5図)。

2.8 温川沢溶岩(Nurukawasawa Lava)

地層名：新称。本地域の北西部、温川沢沿いに小規模に分布する溶岩を、温川沢溶岩と命名する。

本溶岩は、金属鉱業事業団(1985)では碓ヶ関層相当層の溶岩、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた。

模式地：青森県平川市、温川沢沿いの地点1及びその付近(第10図)。

分布及び層厚：模式地付近のみに分布する(第10図)。

層厚は50 m程度である。金属鉱業事業団(1985)による坑井データをコンパイルした断面図によれば、模式地付近から岩岳山頂直下にかけて、ほぼ同じ厚さで水平方向に延びる本溶岩の分布が認められる。

層序関係：「未区分鮮新統～下部更新統」とした礫岩主体の地層を覆い、十和田火山噴出物に覆われる(第10図)。坑井データによれば、岩岳溶岩・火砕岩に覆われる(金属鉱業事業団, 1985)。

岩相：複数枚の玄武岩質安山岩溶岩からなる。溶岩は、塊状溶岩として産する場合と、水冷破碎を受けて火山角礫岩として産する場合がある。温川沢沿いでは両者は側方への漸移関係にあり、一部では層厚15 mの大礫層を挟む(第10図)。地点1付近では塊状溶岩が露出する。

岩質：かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩及び単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩からなる(第1表)。斑状組織を示す。斑晶として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含み、一部の試料でかんらん石を含む。全岩SiO₂量は52.8～54.7 wt.%である(第2表)。上位の岩岳溶岩・火砕岩とよく似た組成を示す(第6図)。

年代：本溶岩より、1.42 ± 0.15 MaのK-Ar年代が得られた(第5図)。

2.9 奥入瀬川火砕岩(Oirasegawa Pyroclastic Rocks)

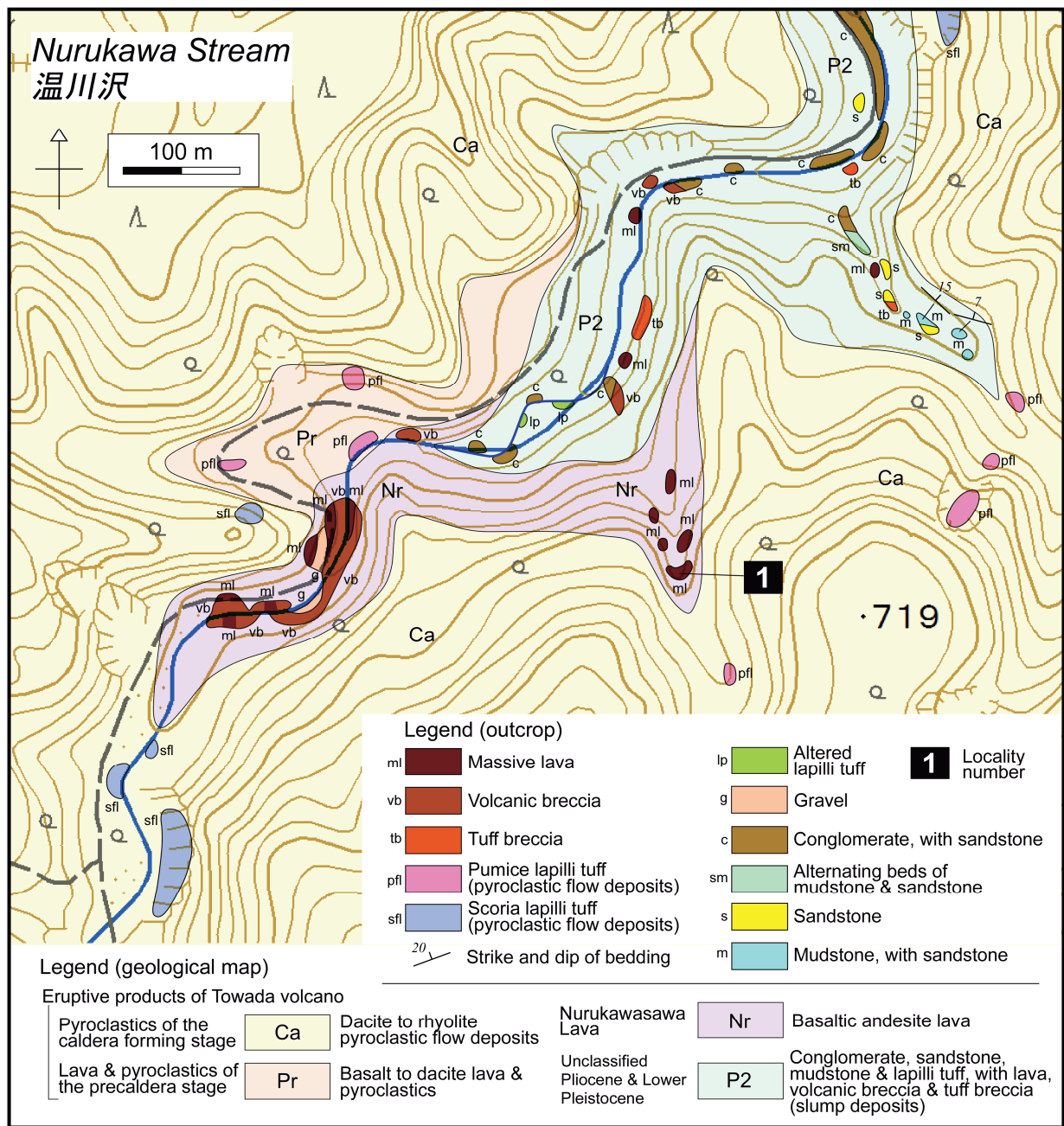
地層名：宝田・村岡(2004)による。本火砕岩は、Hayakawa(1985)、早川(1993)では「奥入瀬水底スコリア丘(Oirase scoria cone)」と呼ばれている。

模式地：青森県十和田市、奥入瀬溪流の雲井の流れ(地点17)付近(第3図；宝田・村岡, 2004)。

分布及び層厚：本地域の北東部、奥入瀬川に沿った直線距離で700 mの範囲のみに分布する(第3図)。地表で確認できる層厚は20 mである。本火砕岩の下限が地表に露出していないので、全体の層厚は不明である。

層序関係：子ノ口層に覆われる。本火砕岩は、上に凸状の地層形態をしている。露出状況から見て、最も層厚が厚い部分は八甲田第1期火砕流堆積物に直接覆われる可能性がある。下位層との関係は、本火砕岩の下限が見えていないため不明である。

岩相：塊状の安山岩火山角礫岩～ラピリスストーンからなる(第8図D)。火山岩塊～火山礫は、主に発泡の悪い黒色スコリアからなり、緻密な暗灰色安山岩岩片を伴う。スコリアは長径数mm以下の球形～楕円球形の気泡を含む。火山岩塊のサイズは最大で長径50 cmに及ぶ。火山岩塊には普遍的に放射状の冷却節理が見られ、火山礫は冷却面で囲まれた多角形状の形態を示す。火山岩塊には、堆積面に伸長した座布団状の形態を示すものや不定形の形態を示すものが見られ、これらは火山弾と考えられる。稀に子ノ口層起源と思われる淡褐色のシルト礫を含み、その長径は最大で1.2 mに及ぶ。本火砕岩は塊状・礫支持で火山灰サイズの粒子に乏しく、火山弾をたびたび含



第10図 温川沢流域のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 10 Route map of the area along Nurukawa Stream. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

むことから、降下火砕堆積物であると判断される。

本火砕岩は、降下火砕堆積物から成り、粗粒な火山弾を含むこと、地層の形態が上に凸の形態を示すことから、火砕丘の一部であると考えられる。その堆積環境は、湖成層である子ノ口層に覆われること、火山岩塊～火山礫に冷却節理が普遍的に認められることから、湖底環境と考えられる。

岩質：斜方輝石単斜輝石安山岩である(第1表)。斑状

組織を示し、斑晶として斜長石、単斜輝石、斜方輝石及び不透明鉱物を含む(第1表)。全岩SiO₂量は60.1～60.5 wt.%である(第2表)。ハーカー図においては、Na₂OやMgOでは十和田山溶岩・火砕岩や三ツ岳溶岩と類似した組成を持つ一方で、TiO₂やP₂O₅では岩岳溶岩・火砕岩に類似した組成を持ち、他のユニットと識別可能な固有の組成を示す(第6図)。

年代：八甲田第1期火砕流堆積物に覆われることから、

0.76 Ma以前と判断される。

2. 10 子ノ口層 (Nenokuchi Formation)

地層名：井上・蜂谷(1962)による「子ノ口礫岩」に由来する。その後、村岡・高倉(1988)は「子ノ口層」、宝田・村岡(2004)は「子ノ口湖成層」とした。本論では、子ノ口層の構成物が礫岩だけではないこと、湖成層以外の堆積物も含むことから、「子ノ口層」の名称を使用する。

本層は、河野(1939)の「礫質湖水堆積物」に相当する。通商産業省資源エネルギー庁(1976)では、鮮新統の市ノ渡層(北村ほか, 1972)に一括されている。

模式地：井上・蜂谷(1962)は模式地を設定していない。宝田・村岡(2004)は、本層の模式地を青森県十和田市奥入瀬川五両の滝付近とした。

分布及び層厚：奥入瀬川流域～子ノ口付近及び青^{あおぶな}山西方に分布する(第3図)。層厚は子ノ口付近で50 m程度である。ただし、これは分布縁部での層厚であり、分布中心の北東へ向かってより厚くなると推定される。ただし、分布中心域での層厚は、下限が見えていないため不明である。

層序関係：中新統を不整合に覆う。奥入瀬川火砕岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。八甲田第1期火砕流堆積物を挟む。子ノ口付近では中新統が成す北西傾斜の急斜面を(第4図C-D断面)、青^{あおぶな}山西方では中新統が成す南西傾斜の斜面をアバット不整合で覆う。子ノ口～青^{あおぶな}山付近に存在した盆状地形を埋積するような形で堆積している(第3図)。

岩相：泥及び砂(N1)、礫及び砂(N2)の2つの岩相に区分される。N1は白絹の滝より下流の奥入瀬川沿いに、N2は銚子の滝よりも上流側の奥入瀬川沿い～子ノ口付近及び青^{あおぶな}山西方に分布する。N1とN2の主要な区分基準は礫層を主体とするか否かである。双方ともほぼ水平層を成す。N1、N2共に八甲田第1期火砕流堆積物に直接覆われることから、少なくとも八甲田第1期火砕流堆積物の直下層準では両者は同時異相の関係にある。一方、八甲田第1期火砕流堆積物の上位にはN2のみが認められる。N1は泥を主体とすることから、既存研究の解釈通り、湖成堆積物と考えられる。一方、N2については、礫層を主体としており、土石流堆積物や亜炭層も含むことから、水域であったとしてもごく浅いものであり、大半は河川成の堆積物であると考えられる。

(1) 泥及び砂(N1)

泥層及び砂泥互層を主体とし、一部で礫層、砂礫互層及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。泥層は青灰色～淡青灰色～黄白色を呈し、しばしば平行葉理が発達する。砂層は褐色を呈する。砂泥互層は泥と極細粒砂からなり、数cm以下の厚さで互層することが多いが、一部では厚さ数mm以下の細互層を成し、平行葉理が発達することもある。多くの砂泥互層は、それぞれの単層の厚さが側方

に変化し、波打った層理を示す。一部ではレンズ状になっている場合もある。砂層の多くには斜交葉理が認められる。泥層及び砂泥互層には、火炎構造やコンポリュート層理などの脱水構造がしばしば認められる。礫層は、厚さ数m以下で泥層あるいは砂泥互層中に挟まれ、中礫以下のサイズで、砂と互層を成すことがある。まれに厚さ数m以下の軽石火山礫凝灰岩の挟在が見られることがある。

(2) 礫及び砂(N2)

礫層及び砂礫互層を主体とし、しばしば泥層及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。礫層は垂角～垂円礫の巨礫～細礫からなり、塊状のもの、斜交層理が見られるもの、チャンネル状のもの、礫支持のもの、基質支持のものなど、様々な産状を示す。塊状・基質支持で、淘汰の悪い土石流堆積物の産状を示す礫層が多い。一部の礫層は、N1起源と思われる泥偽礫を含む。礫種は玄武岩質安山岩～流紋岩等の多様な火山岩及び軽石からなる。礫層はしばしば砂層と互層を成す。層厚10数cm以下の泥層・亜炭層や層厚数10cm以下の軽石火山礫凝灰岩も互層に加わることがある。一部で礫・砂・泥からなるスランプ堆積物を挟む。

年代：八甲田第1期火砕流堆積物を挟むことから、0.76 Ma前後の時期と判断されるが、その上限・下限年代は不明確である(第5図)。

2. 11 八甲田第1期火砕流堆積物(Hakkoda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits)

地層名：村岡・高倉(1988)及び村岡・長谷(1990)による。

模式地：青森県十和田市黄^{おうせがわ}瀬川中流域(村岡・長谷, 1990)。

分布及び層厚：本地域では奥入瀬川流域、十和田湖北東岸及び南西岸付近に分布が認められる(第3図)。層厚は奥入瀬川流域で最大150 m程度である。

層序関係：中新統及び奥入瀬川火砕岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。また、上下を子ノ口層に挟まれる。

岩相：非溶結～強溶結岩相を示す塊状の火砕流堆積物である。本地域では主に弱～強溶結岩相として産し、板状節理や方状節理が見られることが多い。強溶結岩相では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いが、場所によっては水平方向に伸びる長径数cm以下、幅数mm以下の溶結レンズが認められることがある。強溶結岩相の基質は灰色～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。弱溶結岩相の基質は淡青灰色～淡灰色を呈し、長径20 cm以下の扁平化した淡灰色軽石をまばらに含む。本堆積物の基底部には局所的に非溶結相が認められることがある。非溶結相は長径20 cm以下の白色軽石、石質岩片と基質の灰色火山灰で構成される。

岩質：デイサイト～流紋岩質である(工藤ほか, 2006)。

結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。ごく稀に普通角閃石を含むことがある。石英は両錐形を示すものが多い。

噴出源：本地域北方に位置する八甲田カルデラである(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。

年代：Suzuki *et al.* (2005) は、八甲田第1期火砕流堆積物によるco-ignimbrite ash fallの層位年代を、酸素同位体ステージ19.1-18.4に位置することから約0.76 Maと推定した。本論ではこの年代を採用する。その他、本堆積物からは多くの放射年代データが得られているが、膨大な記載となるため省略する。

2.12 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩(Zakuramisaki Lava and Volcaniclastic Rocks)

地層名：Hayakawa (1985)による「爺倉岬火山」に由来する。「爺倉岬火山」という名称は、地層名としては妥当ではないことから、「爺倉岬溶岩・火山碎屑岩」と改称する。本溶岩・火山碎屑岩の岩質は、上位の岩岳溶岩・火砕岩と極めて良く類似するが、本溶岩・火山碎屑岩は水中自破砕溶岩とその再堆積物、岩岳溶岩・火砕岩は陸上堆積の溶岩・火砕岩からなる点で、産状により区別可能である。

本溶岩・火山碎屑岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第1期溶岩」、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた(第2図)。

模式地：Hayakawa (1985)は模式地を設定していないので、本論にて設定する。模式地を秋田県小坂町十和田湖北西岸の爺倉岬から滝ノ沢にかけての地域とする(第11図)。

分布及び層厚：十和田湖北西岸の水無沢みずなしさわ～爺倉岬～滝ノ沢付近に分布する。地層の下限は十和田湖の湖面より下に没している。層厚は最も厚いところで少なくとも150 m 以上はある。

層序関係：中新統を覆い、岩岳溶岩・火砕岩に覆われる。本溶岩・火山碎屑岩の下部は堀切沢溶岩に覆われる(第11図)。一方、上部は堀切沢溶岩及び滝ノ沢層下部と同時異相の関係にある(第11図)。本溶岩・火山碎屑岩と滝ノ沢層下部は、どちらも水底堆積と推定され(詳細は後述)、おそらく指交関係にあると考えられる(第11図)。

岩相：玄武岩質安山岩～安山岩の火山角礫岩、凝灰角礫岩及び塊状溶岩からなる(第11図)。主体を占めるのは塊状で単一岩種の火山角礫岩～凝灰角礫岩である。これらは長径数十cm 以下の角礫からなり、礫には放射状の冷却節理が頻繁に認められる。これらの火山角礫岩～凝

灰角礫岩は、しばしば部分的に塊状溶岩部を伴う。以上の産状より、これらは水中自破砕溶岩と判断され、水底の堆積環境を示す。これらは爺倉岬付近では東西走向で北方に10～15°程度で傾斜する。

滝ノ沢流域では、多様な玄武岩質安山岩～安山岩礫からなる塊状の凝灰角礫岩が見られる。玄武岩質安山岩～安山岩礫は、暗灰色～灰色～赤褐色と様々な色を呈し、やや発泡しているものから緻密なものまで多様性がある。礫は垂角礫～角礫からなり、その長径は最大1 m に達する。礫には放射状の冷却節理が認められることがある。これらは水中自破砕溶岩の再堆積物と考えられる。ただし、高温酸化を示唆する赤褐色の礫を含むことから、一部は陸上堆積物を起源に持つ可能性がある。

岩質：単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩～安山岩である。斑晶鉱物として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物が認められる(第1表)。全岩SiO₂量は52.4～58.3 wt.%である(第2表)。ハーカー図では、温川沢溶岩及び岩岳溶岩・火砕岩と類似した組成を示す(第6図)。

年代：本溶岩・火山碎屑岩より、0.85 ± 0.11 MaのK-Ar年代が得られた。また、本溶岩・火山碎屑岩を覆う岩岳溶岩・火砕岩からは、0.82 ± 0.04 MaのK-Ar年代が得られた。これらの年代より、本溶岩・火山碎屑岩の年代は前期更新世の1～0.8 Ma頃と判断される(第5図)。

2.13 堀切沢溶岩(Horikirisawa Lava)

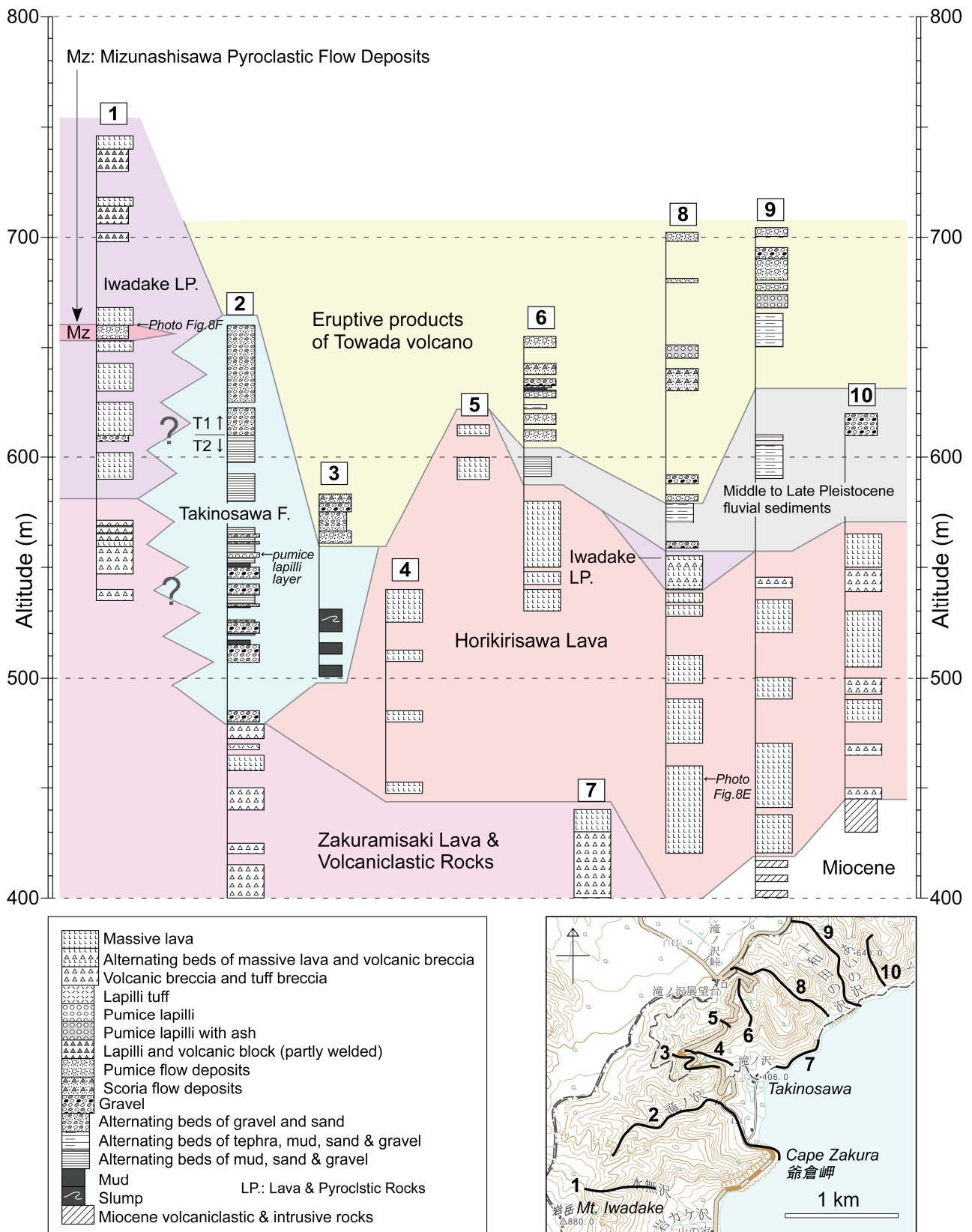
地層名：新称。本地域の北西部、十和田湖北西岸に沿って分布するデイサイト溶岩を堀切沢溶岩と命名する。本地域北西端の柴森を構成する溶岩についても、岩石学的特徴が同一であることから、堀切沢溶岩に含めた。

本溶岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第1期溶岩」、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩、宝田・村岡(2004)では中新統の板留層下部層及び鮮新統の藤沢森溶岩に区分されていた。

模式地：秋田県小坂町、十和田湖北西岸の堀切沢流域(第12図)。

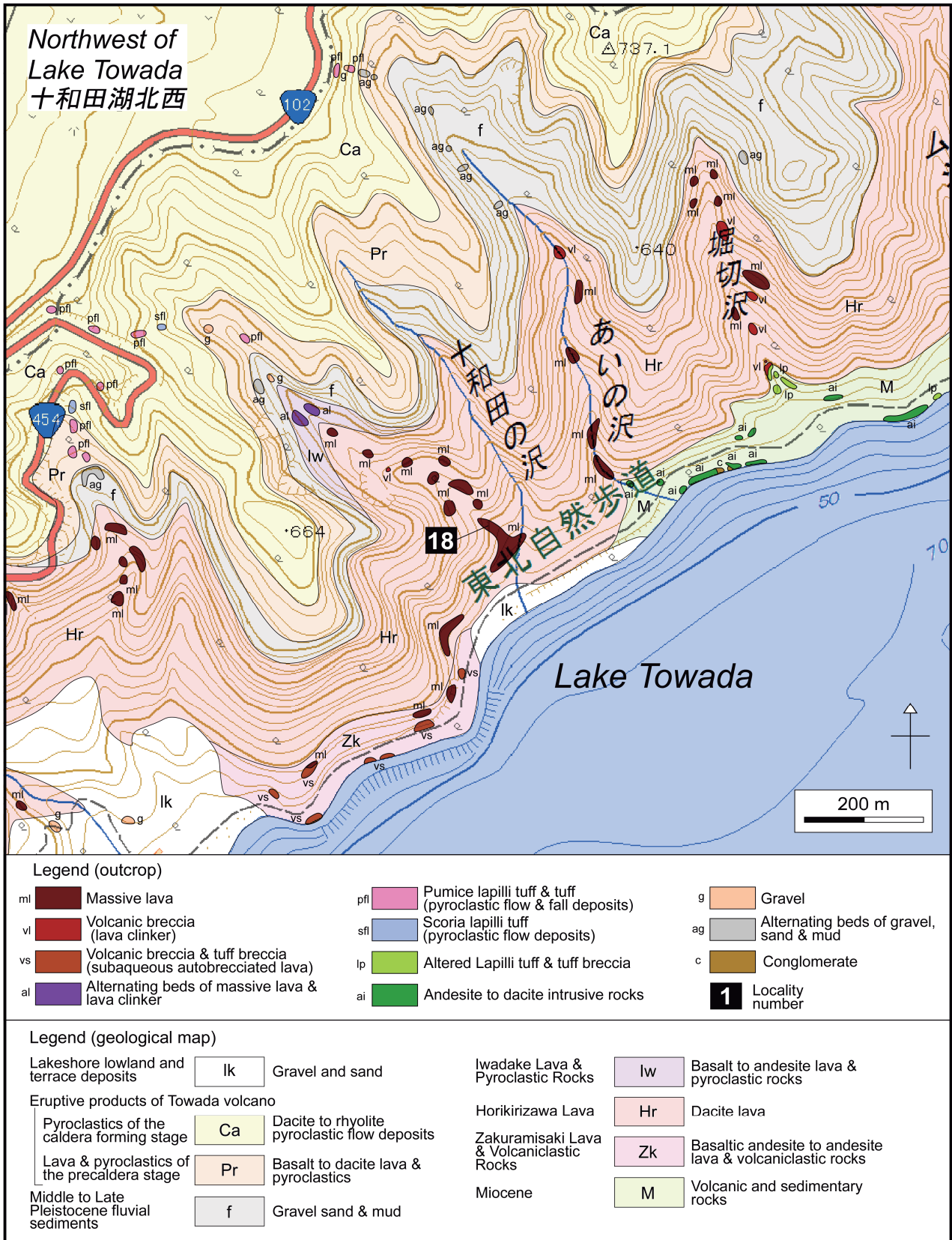
分布及び層厚：十和田湖北西岸～北岸にかけての地域と柴森付近に分布する。なお、御鼻部山断層(大池, 1976; 宝田・村岡, 2004)より東側の本溶岩の分布に関しては(第3図)、地形が険しく調査が困難なため、露頭では確認できておらず、推定で描いたものである。層厚は最大で150～200 m 程度である。

層序関係：中新統及び爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の下部を覆い、滝ノ沢層、岩岳溶岩・火砕岩、中期～後期更新世河川堆積物及び十和田火山噴出物に覆われる(第11図)。分布状況から見て、本溶岩は滝ノ沢層にアバット



第11図 滝ノ沢付近の地質柱状図.

Fig. 11 Columnar sections of Takinosawa area.



第12図 十和田湖北西地域のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 12 Route map of the northwest area of Lake Towada. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

されると考えられる(第11図)。模式地の堀切沢では、中新統のやや緑色変質した凝灰角礫岩を、本溶岩のクリンカー部(火山角礫岩)が直接覆う関係が観察される(第11図のルート10；第12図)。十和田湖北岸では御鼻部山断層によって切られると推定される(第3図)。

岩相：デイサイトの塊状溶岩からなり、一部でクリンカーを伴う(第11図)。塊状部には板状節理が発達することが多い(第8図E)。その他、やや乱れた方状節理が見られることもある。クリンカー部は、径数m以下の角礫で構成される火山角礫岩からなる。本溶岩は厚い塊状溶岩を主体としており、一部でクリンカー部を挟む以外は、他には何も挟まない(第11図；第12図)。十和田火山噴出物に厚く埋積されていることから、本溶岩の成す地形については不明な点が多いが、柴森付近では埋積を免れており、ドーム状の地形を示す。地形と産状から、本溶岩は溶岩ドームの集合体であると考えられる。

岩質：斑状組織を示す単斜輝石斜方輝石デイサイトである。斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。全岩SiO₂量は64.0～65.3 wt.%である(第2表)。ハーカー図では、他のユニットとは識別可能な固有の組成を示す(第6図)。本溶岩は、分布域は比較的広いものの、岩石学的性質は非常に均質である。

年代：爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の下部を覆い、上部とは同時異相と見られることから、本溶岩の年代は前期更新世の0.8 Ma前後と考えられる(第5図)。

2. 14 滝ノ沢層(Takinosawa Formation)

地層名：Hayakawa (1985)による。村岡・高倉(1988)では、「岩屑流堆積物」の一部とされている。

模式地：Hayakawa (1985)は模式地を定めていないので、本論にて模式地を定める。本層の模式地を秋田県小坂町、十和田湖北西方の滝ノ沢流域(第11図のルート2)とする。

分布及び層厚：十和田湖北西方の滝ノ沢付近に局所的に分布する(第3図及び第11図)。層厚は最大180 m程度である。

層序関係：爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の下部を覆う一方、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の上部とは同時異相の関係にある(第11図)。本層の上部は、岩岳溶岩・火砕岩の下部と同時異相の関係にある(第11図)。また、本層は堀切沢溶岩をアバットすると推定される(第11図)。

岩相：礫、砂及び泥(T1)、礫及び砂(T2)の2つの岩相に区分される。T1が主要な岩相であり、T2は本層最上部のみを構成する(第11図)。T1とT2の違いは泥を主要な構成物に含むか否かである。T1はほぼ水平層を成し、T2は東西走向で、7°前後で北方に傾斜する。

(1) 礫、砂及び泥(T1)

礫、砂及び泥層で構成され、一部で軽石火山礫層を挟む。模式ルートの下流部では、厚さ1～8 m程度の礫層

からなる“粗粒部”と、厚さ2～4 m程度の泥主体の泥・砂・礫互層あるいは泥層からなる“細粒部”が互層する産状を示す(第11図)。

“粗粒部”を構成する礫層は、巨～大礫の亜角～角礫で構成され、塊状で淘汰が悪く、基質支持で、しばしば下層を削り込んでいる。インプリケーションは見られない。以上の特徴から、“粗粒部”は土石流堆積物からなると判断される。礫種は玄武岩質安山岩～安山岩を主体とする。

“細粒部”を構成する泥勝ち互層は、中礫サイズ以下の礫、砂及び泥から構成され、数十cm以下の単位で互層する。亜炭層の挟在も認められる。砂礫層卓越部には斜交層理が認められる場合がある。泥層は灰色を呈し細かく成層する。

T1の中位には、層厚2 mの灰白色を呈する軽石火山礫層を挟む(第11図)。長径3 cm以下の白色軽石で構成され、礫支持で弱く成層する。斑晶サイズの鉱物として、斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石及び不透明鉱物を含む。なお、この軽石火山礫層については、ジルコンのU-Pb年代測定を試みたものの、十分な量のジルコン粒子が得られず、実施できなかったことを記しておく。

ルート3(第11図)においては、平行葉理の発達した腐植質の灰色泥層が見られる。一部でスランプしており、その部分では葉理が変形し、泥層中の孤立した巨礫やレンズ状の変形した中礫層を伴う。

T1については、泥層を主体とする層準があり、スランプ堆積物を伴うことから、Hayakawa (1985)の見解と同様に、湖成層と考えられる。土石流堆積物が頻繁に流入する湖沼環境が想定される。

(2) 礫及び砂(T2)

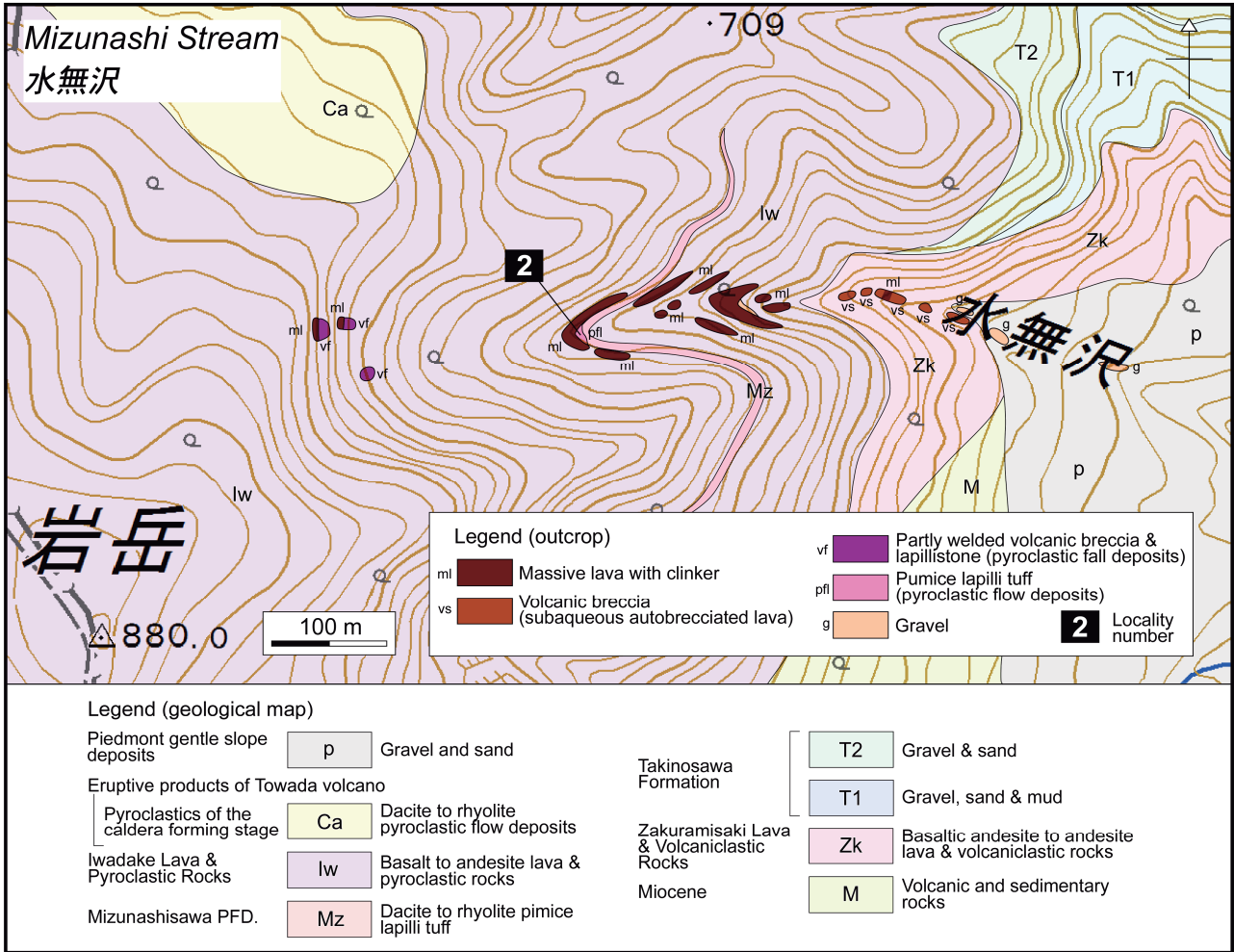
礫及び砂層を主体とし、テフラ及び泥層を伴う。これらは数十cm以下の単位で互層する。礫は細～中礫サイズのものが主体である。全体的に凝灰質であり、軽石礫が多く含まれる。泥層は含まれるもののT1よりは少なく、T1とT2の境界は泥の相対的割合で比較的明瞭に区分できる。T2は、礫及び砂を主体とし、泥主体の岩相を欠くことから、河川堆積物の可能性がある。

年代：爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の上部、岩岳溶岩・火砕岩の下部と同時異相の関係にあることから、本層の年代は前期～中期更新世の0.8～0.7 Ma頃と考えられる(第5図)。

2. 15 岩岳溶岩・火砕岩(Iwadake Lava and Pyroclastic Rocks)

地層名：新称。本地域の北西部、岩岳の山体を構成する溶岩及び火砕岩を、岩岳溶岩・火砕岩と命名する。十和田湖北西方、十和田の沢西方に小規模に分布する玄武岩溶岩(第11図；第12図)についても、岩石学的特徴が類似することから、岩岳溶岩・火砕岩に含めた。

本溶岩・火砕岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火



第13図 水無沢流域のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 13 Route map of the area along Mizunashi Stream. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

山第一期噴出物」, 井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」, 谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」, 村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区別されていた(第2図)。

模式地: 秋田県小坂町, 岩岳東斜面の水無沢流域(第13図)。

分布及び層厚: 岩岳山頂をピークとする山体を構成する他, 十和田の沢西方にも小規模に分布する(第12図)。層厚は岩岳山頂付近で最大280 mである。

層序関係: 中新統, 爺倉岬溶岩・火山砕屑岩及び堀切沢溶岩を覆い, 十和田火山噴出物に覆われる(第11図及び第13図)。滝ノ沢層の上部とは同時異相の関係にある(第11図)。本溶岩・火砕岩の中位に水無沢火砕流堆積物を挟む。

岩相: 玄武岩～安山岩溶岩(第8図F)を主体とし, 一部で降下火砕堆積物を伴う(第8図F; 第11図; 第13図)。溶岩は, 中心の塊状部と上下のクリンカー部からなる。

水冷破碎の証拠は認められないので, 陸上堆積と判断される。溶岩の塊状部は厚さ1～10 m程度, クリンカー部の厚さは1 m以下のことが多い。溶岩の間には礫層が挟まれることがある。塊状部には幅60 cm以上の粗い柱状節理や, 幅十数cm以下の板状節理が認められる。十和田の沢西方では, 厚さ1～2 mの塊状溶岩と厚さ1 m以下のクリンカー部の互層が認められる。ここでは少なくとも4枚の溶岩流が確認できる。

模式地の水無沢ルートでは, 本溶岩・火砕岩の上部に降下火砕堆積物と溶岩の互層が認められる(第11図)。降下火砕堆積物は, 長径20 cm以下のスコリアや軽石等からなる複数の降下ユニットの積み重なりからなり, その層厚は10 mを超える場合がある。一部では溶結した降下スコリア堆積物が見られ, 黒色の溶結レンズが認められる。粒径が粗く, 一部溶結していることから給源近傍相と判断され, 現在の岩岳山頂付近に給源が存在していたことを示す。

岩質：斑状組織を示す玄武岩～安山岩である。斑晶鉱物として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石及び不透明鉱物が認められるが、組合せには多様性がある（第1表）。かんらん石斑晶は、玄武岩～玄武岩質安山岩のみで認められる。全岩SiO₂量は51.4～61.4 wt.%である（第2表）。ハーカー図では、温川沢溶岩及び爺倉岬溶岩・火砕岩と類似した組成を示す（第6図）。

年代：本溶岩・火砕岩より、0.82 ± 0.04 MaのK-Ar年代が得られた（第5図）。

2. 16 水無沢火砕流堆積物 (Mizunashisawa Pyroclastic Flow Deposits)

地層名：新称。岩岳東斜面の水無沢沿いにおいて、岩岳溶岩・火砕岩に挟まれる火砕流堆積物を、水無沢火砕流堆積物と命名する。これまで詳細な記載は報告されておらず、村岡・高倉(1988)の地質図において「虹貝凝灰岩」として示されていたのが唯一の報告例である。

模式地：秋田県小坂町、岩岳東斜面の水無沢沿いの地点2（第13図）。

分布及び層厚：今のところ、模式地でしか確認できていない（第13図）。露頭で確認できる層厚は6 m 以上であり、下位層の露出状況から見て10 m は超えないと考えられる。

層序関係：岩岳溶岩・火砕岩に挟まれる（第11図；第13図）。模式地の地点2では、層厚6 m 以上の本堆積物が、層厚7 m 以上の安山岩溶岩に直接覆われる関係が観察される（第8図F）。

岩相：非溶結・塊状の火砕流堆積物である。長径3 cm 以下の白色軽石及びやや発泡した黒色ガラス質岩片、長径5 cm 以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩として産する。基質は淡褐色火山灰からなる。本堆積物は、八甲田第1期火砕流堆積物の非溶結相とよく似た岩相を示すが、普通角閃石を普遍的に含むことから、両者は鉱物組合せにより明瞭に区別できる。

岩質：全岩化学組成分析は行っていないが、斑晶鉱物組合せからデイサイト～流紋岩質と推定される。結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石及び不透明鉱物に加え、ごく微量の単斜輝石を含む。

噴出源：不明である。本堆積物は岩岳溶岩・火砕岩と密接に産するが（第8図F）、岩岳溶岩・火砕岩は玄武岩～安山岩からなり石英・普通角閃石斑晶を含まないことから（第6図及び第1表）、両者では岩質・斑晶鉱物組合せに大きな違いが認められる。少なくとも、本堆積物は岩岳溶岩・火砕岩とは別の噴出源からもたらされたと考えられる。

年代：本堆積物より、0.72 ± 0.07 MaのU-Pb年代が得られた（第5図）。

2. 17 八甲田第2期火砕流堆積物 (Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits)

地層名：村岡・高倉(1988)及び村岡・長谷(1990)による。

模式地：青森県青森市荒川沿いの井線いぐりの滝付近（村岡・長谷, 1990）。

分布及び層厚：本地域では、北東部の惣辺川及びその支流に沿ってわずかに分布するのみである（第3図）。本地域での層厚は最大で数10 m 程度である。

層序関係：惣辺川支流沿いでは、「未区分鮮新統～下部更新統」とした軽石火山礫凝灰岩や溶結凝灰岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。

岩相：弱～中溶結岩相を示す塊状の火砕流堆積物である。弱溶結岩相が多く、節理の発達は貧弱で、のっぺりとした露岩を成す。基質は淡青灰色～淡灰色を示す。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。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もある。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。

岩質：デイサイト～流紋岩質である（工藤ほか, 2006）。結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。ごく稀に普通角閃石を含むことがある。石英は両錐形を示すものが多い。

噴出源：本地域北方に位置する八甲田カルデラである（村岡・高倉, 1988；村岡・長谷, 1990）。

年代：村岡(1991)は、本堆積物の年代を複数の全岩K-Ar年代の平均値から0.40 Maとした。その他、本堆積物からは多くの放射年代データが得られているが、膨大な記載となるため省略する。

2. 18 中期～後期更新世河川堆積物

十和田火山噴出物と八甲田第2期火砕流堆積物以下の地層の間には、礫及び砂層を主体とする河川堆積物が認められる。これらは地質図スケールで分布を追跡することが可能であるため、「中期～後期更新世河川堆積物」として地質図に示した。十和田湖北西岸付近や宇樽部川中流域で分布を確認でき、これらは堀切沢溶岩や宇樽部川火砕岩・溶岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる（第11図）。本論では、詳しい記載は省略する。

2. 19 十和田火山噴出物

十和田火山起源の降下火砕物、火砕流堆積物及び溶岩からなる。本地域全域に広く分布し、八甲田第2期火砕流堆積物以下の地層を覆う。十和田火山は、22万年前以降に活動を開始したと考えられており（工藤, 2016）、最

新の噴火年代は西暦915年である(町田ほか, 1981;早川・小山, 1998). 十和田火山噴出物は非常に多数の地質ユニットで構成されるが(例えば, Hayakawa, 1985), 詳しい記載は省略する.

3. K-Ar 年代

3.1 測定試料

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史の構築のため, 高山溶岩・火山碎屑岩, 宇樽部川火砕岩・溶岩, 三ツ岳溶岩, 十和田山溶岩・火砕岩, 温川沢溶岩, 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩, 岩岳溶岩・火砕岩から採取した火山岩9試料について, K-Ar年代測定を行なった. 試料採取地点を第14図に示す. 以下に, 各試料の詳細を記載する.

3.1.1 試料15111302

地層名: 高山溶岩・火山碎屑岩(Tk).

採取地点: 青森県十和田市宇樽部南方, カラ沢流域の地点12(第7図;第14図G).

産状: 沢沿いに連続的に露出する水中自破碎溶岩(第7図). 長径1 m以下の安山岩角礫で構成され, 単一岩種で, 放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石斑晶はいずれも長径1 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石基は, 針状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物, それらの隙間を埋めるシリカ鉱物等で構成される. 石基にはぼんやりした石英パッチが散在する. 石基は完晶質で, ガラスはほとんど認められない. 石基部分に変質は認められない.

3.1.2 試料14061004

地層名: 宇樽部川火砕岩・溶岩(U2).

採取地点: 青森県十和田市宇樽部川上流の地点11(第9図B;第14図F).

産状: 厚さ30 m以上のブロックアンドアッシュフロー堆積物. 長径40 cm以下の安山岩角礫と同質の火山灰基質からなる.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物, ごく微量の石英を含む. 斜長石斑晶は長径3.8 mm以下で, 自形～他形を呈する. 融食を受けた不定形のものが見られる. 斜方輝石斑晶は長径2 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径1 mm以下で, 自形～半自形を呈す

る. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石英斑晶は長径0.8 mm以下で丸みを帯びた他形を呈する. 石基は, 隠微晶質物質を主体とし, 長柱状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物を伴う. ガラスはほとんど認められない. 石基部分に変質は認められない.

3.1.3 試料15061501

地層名: 三ツ岳溶岩(Mt).

採取地点: 青森県十和田市奥瀬, 惣辺川上流枝沢の地点7(第14図D).

産状: 沢沿いに連続的に露出する安山岩塊状溶岩.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する. 斜長石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 斜方輝石斑晶は長径4 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径4 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石基は, 長～針状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物等で構成される. 石基は完晶質であるが, 一部で淡褐色ガラスが認められる. 石基部分に変質は認められない.

3.1.4 試料14102910

地層名: 十和田山溶岩・火砕岩(TI).

採取地点: 青森県十和田市奥瀬, 十和田山西方沢の地点9(第9図A;第14図E).

産状: 厚さ3 m以上の安山岩塊状溶岩.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

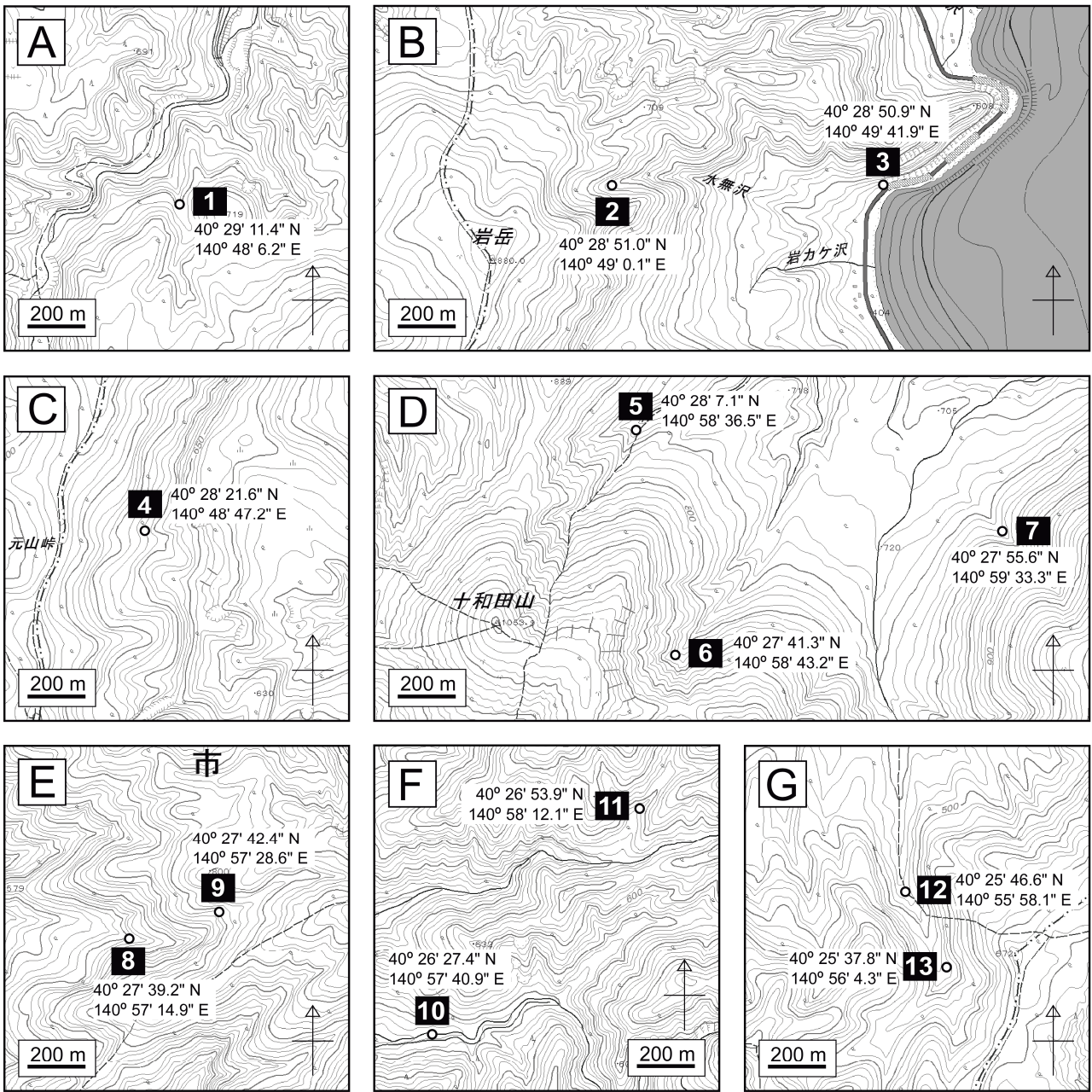
記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する. 斜長石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 斜方輝石斑晶は長径1.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石基は, 長～針状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物, 隙間を充填するシリカ鉱物等で構成される. 石基は完晶質であり, ガラスはほとんど認められない. 石基部分に変質は認められない.

3.1.5 試料14102701

地層名: 十和田山溶岩・火砕岩(TI).

採取地点: 青森県十和田市奥瀬, 十和田山北東沢の地点6(第14図D).

産状: 沢沿いに露出する安山岩溶岩のクリンカー部. 下流側では同じ岩質の塊状溶岩へと岩相が変化する.



第14図 年代測定に供した試料の採取地点図。それぞれの区域の位置を第3図に示す。基図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 14 Locality map showing the sampling sites for dating. Location of each area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

岩石名：単斜輝石斜方輝石安山岩。

記載岩石学的特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径3.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈す

る。石基は、長～針状の斜長石、長柱～粒状の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物、隙間を充填するシリカ鉱物等で構成される。石基は完晶質であり、ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

3. 1. 6 試料14090401

地層名：十和田山溶岩・火砕岩(Tp)。

採取地点：青森県十和田市奥瀬、十和田山北方沢の地

点5(第14図D).

産状: 沢沿いに露出するブロックアンドアッシュフロー堆積物。長径1.5 m以下の単一岩種の安山岩角礫からなり、角礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩礫と同質の火山灰からなり、淡赤紫灰色を呈する。

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2.7 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径1.8 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1.7 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.8 mm以下で自形～他形を呈する。石基は、長～針状の斜長石、長柱～粒状の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物、隙間を充填するシリカ鉱物等で構成される。石基は完晶質であり、ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

3.1.7 試料14060317

地層名: 温川沢溶岩(Nr)。

採取地点: 青森県平川市温川、温川沢枝沢の地点1(第10図; 第14図A)。

産状: 厚さ3 m以上の玄武岩質安山岩塊状溶岩。

岩石名: かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石を含む。斜長石斑晶は長径3 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径2 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径5 mm以下で、自形～半自形を呈する。かんらん石斑晶は長径3.2 mm以下で半自形～他形を呈する。結晶外縁部がイデイングサイト化している。かんらん石斑晶は融食を受けてアメーバ状の形態を示すものや、斜方輝石の反応縁に取り囲まれているものが見られる。石基は、長～短柱状の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。石基は完晶質で、ガラスは認められない。石基部分に変質は認められない。

3.1.8 試料13052611

地層名: 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩(Zk)。

採取地点: 秋田県小坂町爺倉岬東方の地点3(第14図B)。

産状: 厚さ2 mの玄武岩質安山岩塊状溶岩。上下を同質の火山角礫岩に挟まれており、側方にも火山角礫岩へと移化することから、水中自破碎溶岩の一部と考えられる。

岩石名: 単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径3 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜

方輝石斑晶は長径2 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径2.8 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は薄片中に1個のみ認められ、長径0.5 mm以下で他形を呈する。石基は、長～短柱状の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。石基は完晶質であり、ガラスはほとんど認められない。石基は大部分が新鮮であるが、ごく一部褐色に変色している部分が認められる。

3.1.9 試料15060804

地層名: 岩岳溶岩・火砕岩(Iw)。

採取地点: 秋田県小坂町、岩岳南南東の地点4(第14図C)。

産状: 厚さ4 m以上の玄武岩質安山岩塊状溶岩。

岩石名: 斜方輝石単斜輝石安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径2 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径1 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.4 mm以下で自形～他形を呈する。石基は、針状の斜長石、長柱状～粒状の単斜輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。石基は完晶質で、ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

3.2 測定手法

K-Ar年代測定は、株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。測定対象は石基とし、分離方法は八木(2006)に従った。年代測定方法は、長尾ほか(1984)、長尾・板谷(1988)、Itaya *et al.* (1991)に従った。Kの定量は炎光分光法により行った。Arの定量には³⁸Arをトレーサーとした同位体希釈法を用いた。Ar同位体の測定は2回行い、それぞれの測定値を用いて年代を計算した。年代値の計算にはSteiger and Jäger (1977)による壊変定数を用いた。

3.3 測定結果

K-Ar年代測定結果を第3表に示す。高山溶岩・火山碎屑岩からは2.53 ± 0.07 Ma(加重平均年代、誤差は1σ、以下同様)、宇樽部川火砕岩・溶岩からは1.97 ± 0.15 Ma、三ツ岳溶岩からは1.71 ± 0.03 Ma、十和田山溶岩・火砕岩からは1.71 ± 0.05 Ma、1.69 ± 0.04 Ma、1.68 ± 0.03 Ma、温川沢溶岩からは1.42 ± 0.15 Ma、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩からは0.85 ± 0.11 Ma、岩岳溶岩・火砕岩からは0.82 ± 0.04 Maの年代が得られた。得られたK-Ar年代値は、いずれの試料も分析対象とした石基が新鮮であること、層序と矛盾しないことから(第5図)、それぞれの地質ユニットの噴出年代を示すと判断される。

なお、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩については、佐々木ほ

第3表 K-Ar年代測定結果.

Table 3 Results of K-Ar age determination.

Sample name	Geological unit	Occurrence	Locality*	Latitude (N)	Longitude (E)	K (wt.%)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ cc STP/g)	K-Ar age (Ma)	Non rad. ⁴⁰ Ar (%)
15060804	Iwadake Lava & Pyroclastic Rocks	Andesite massive lava	4	40° 28' 21.6"	140° 48' 47.2"	0.541 ± 0.011	1.74 ± 0.10 1.71 ± 0.09 weighted average: 0.82 ± 0.04	0.83 ± 0.05 0.81 ± 0.05	74.3 74.1
13052611	Zakuramisaki Lava & Volcaniclastic Rocks	Basaltic andesite massive lava	3	40° 28' 50.9"	140° 49' 41.9"	0.323 ± 0.006	1.05 ± 0.22 1.07 ± 0.17 weighted average: 0.85 ± 0.11	0.84 ± 0.18 0.85 ± 0.13	92.7 90.6
14060317	Nurukawasawa Lava	Basaltic andesite massive lava	1	40° 29' 11.4"	140° 48' 6.2"	0.270 ± 0.005	1.44 ± 0.23 1.55 ± 0.23 weighted average: 1.42 ± 0.15	1.37 ± 0.22 1.48 ± 0.22	89.9 89.2
14090401	Towadayama Lava & Pyroclastic Rocks (Tp)	Block & ash flow deposits	5	40° 28' 7.1"	140° 58' 36.5"	0.896 ± 0.018	5.82 ± 0.12 5.89 ± 0.13 weighted average: 1.68 ± 0.03	1.67 ± 0.05 1.69 ± 0.05	43.3 42.1
14102701	Towadayama Lava & Pyroclastic Rocks (TI)	Andesite massive lava	6	40° 27' 41.3"	140° 58' 43.2"	0.912 ± 0.018	6.01 ± 0.13 5.96 ± 0.13 weighted average: 1.69 ± 0.04	1.70 ± 0.05 1.68 ± 0.05	45.0 45.5
14102910	Towadayama Lava & Pyroclastic Rocks (TI)	Andesite massive lava	9	40° 27' 42.4"	140° 57' 28.6"	0.756 ± 0.015	5.04 ± 0.20 4.99 ± 0.19 weighted average: 1.71 ± 0.05	1.72 ± 0.08 1.70 ± 0.07	66.7 65.9
15061501	Mitsudake Lava	Andesite massive lava	7	40° 27' 55.6"	140° 59' 33.3"	0.847 ± 0.017	5.66 ± 0.12 5.58 ± 0.11 weighted average: 1.71 ± 0.03	1.72 ± 0.05 1.70 ± 0.05	42.5 42.1
14061004	Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava (U2)	Block & ash flow deposits	11	40° 26' 53.9"	140° 58' 12.1"	0.895 ± 0.018	6.86 ± 0.74 6.84 ± 0.72 weighted average: 1.97 ± 0.15	1.97 ± 0.22 1.97 ± 0.21	86.2 86.2
15111302	Takayama Lava & Volcaniclastic Rocks (Tk)	Subaqueous autobrecciated lava	12	40° 25' 46.6"	140° 55' 58.1"	0.437 ± 0.009	4.29 ± 0.14 4.30 ± 0.12 weighted average: 2.53 ± 0.07	2.53 ± 0.10 2.54 ± 0.09	60.9 57.0

*See Fig. 14. The decay constants used in the present study are $\lambda_e(^{40}\text{K})=0.581 \times 10^{-10}/\text{year}$, $\lambda_\beta=4.962 \times 10^{-10}/\text{year}$ and $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ (Steiger and Jäger, 1977). Errors are given at the 1 σ uncertainty level. Rad.: radiogenic.

か(1998)により1試料から0.45 ± 0.16 Ma, 0.62 ± 0.16 MaのK-Ar年代が報告されている。これらの年代は、本論で得られたK-Ar年代(0.85 ± 0.11 Ma)よりも有意に若い。さらに、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩が岩岳溶岩・火砕岩(0.82 ± 0.04 Ma)に覆われる層序関係とも矛盾する。これらの食い違いの要因については、佐々木ほか(1998)が学会講演要旨であり、試料採取地点や分析方法・条件等の詳しい記載がないため不明である。

4. U-Pb 年代

4.1 測定試料

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史の構築のため、十和田山溶岩・火砕岩直下に産する中新統、カラ沢火砕流堆積物、宇樽部川火砕岩・溶岩、水無沢火砕流堆積物から採取した火山岩4試料について、U-Pb年代測定を行なった。試料採取地点を第14図に示す。以下に、各試料の詳細を記載する。

4.1.1 試料14102906

地層名: 中新統(M)。井上ほか(1973)では「未区分緑色凝灰岩」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では和田川層とされていたものに相当する。

採取地点: 青森県十和田市奥瀬、十和田山西方沢の地点8(第9図A;第14図E)。

産状: 発泡の悪い無斑晶質の白色～淡灰色軽石からなる塊状ラピリストーン。厚さは10 m 以上ある。ほとんど変質を受けていないため、一見すると鮮新世以降の地層に見える。このラピリストーンの上位を厚さ8 m 以上の岩片質火山礫凝灰岩が覆う。

岩石名: デイサイト～流紋岩ラピリストーン。

記載岩石学的特徴: 無斑晶質であり、ほとんど結晶を含まない。長径1 mm 以下の斜長石を僅かに含むのみである。

4.1.2 試料13060114

地層名: カラ沢火砕流堆積物(Kr)。

採取地点: 青森県十和田市宇樽部南方、カラ沢流域の地点13(第7図;第14図G)。

産状: 厚さ10 m 以上の非溶結火砕流堆積物。本質軽石の分離が困難であったため、全岩試料を年代測定に供した。

岩石名: デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩。

記載岩石学的特徴: 非常に結晶質である。斑晶サイズの結晶として、長径2 mm 以下の斜長石、石英、普通角閃石、長径1 mm 以下の斜方輝石、単斜輝石及び長径0.5

第4表 LA-ICP-MS分析の機器と動作条件.

Table 4 Instrumentation and operational conditions for the LA-ICP-MS analysis.

Sample no.	13060205B	13060114, 14102906, 15082908
Laser ablation		
Model	New Wave Research NWR Femto	New Wave Research NWR-193
Laser type	Femtosecond	Excimer ArF (193 nm)
Energy density	2.0 J/cm ²	2.1 - 3.0 J/cm ²
Spot size	25 mm	25 - 35 mm
Repetition rate	5 Hz	5 - 10 Hz
Duration of laser ablation	20 s	20 s
Carrier gas (He)	0.60 L min ⁻¹	0.54 - 0.59 L min ⁻¹
ICP-MS		
Model	Nu Instruments AttoM	Thermo Fisher Scientific iCAP-Qc
ICP-MS type	Magnetic sector field	Quadrupole
Scanning (Operation) mode	Deflector jump	Standard mode (no collision gas was used)
Forward power	1300 W	1400 W
Make-up gas (Ar)	0.70 L min ⁻¹	0.85 - 0.92 L min ⁻¹
ThO ⁺ /Th (oxide ratio)	< 1%	< 1%
Data acquisition protocol	Batch analysis	Time-resolved analysis
Data acquisition	28 s (20 s gas blank, 8 s ablation)	50 s (15 s gas blank, 35 s ablation)
Monitor isotopes	²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U	²⁹ Si, ²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, (²⁰⁸ Pb), ²³² Th, ²³⁸ U
Dwell time	0.1 s for each	0.2 - 0.3 s for ²⁰⁶ , ²⁰⁷ Pb, 0.1 s for others
Standards		
Primary standard	Nancy 91500 ^{*1}	Nancy 91500 ^{*1}
Secondary standard	OD-3 ^{*2,3,4}	OD-3 ^{*2,3,4}

*1, Wiedenbeck *et al.* (1995); *2, Iwano *et al.* (2012); *3, Iwano *et al.* (2013); *4, Lukács *et al.* (2015).

mm 以下の不透明鉱物を含む。有色鉱物の中では、普通角閃石が最も多く、単斜輝石が最も少ない。石英結晶は両錐形のを多く含む。

4. 1. 3 試料15082908

地層名：宇樽部川火砕岩・溶岩(U2)。

採取地点：青森県十和田市宇樽部川上流の地点11(第14図F)。

産状：デイサイト水中自破碎溶岩(第8図B)。長径40 cm以下のデイサイト角礫で構成され、単一岩種で、放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む。

岩石名：単斜輝石普通角閃石斜方輝石デイサイト。

記載岩石学的特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径4 mm以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径3 mm以下で、半自形～他形を呈する。角が丸くなっているものが多い。斜方輝石斑晶は長径1.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径4 mm以下で、自形～他形を呈する。オパサイトリムを持つものが認められる。単斜輝石斑晶は長径0.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明

鉱物斑晶は長径0.7 mm以下で自形～他形を呈する。石基は微細な斜長石やシリカ鉱物等で構成される。ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

4. 1. 4 試料13060205B

地層名：水無沢火砕流堆積物(Mz)。

採取地点：秋田県小坂町水無沢の地点2(第13図；第14図B)。

産状：厚さ6 m以上の淡褐灰色を呈する非溶結火砕流堆積物。本質軽石の分離が困難であったため、全岩試料を年代測定に供した。

岩石名：デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩。

記載岩石学的特徴：結晶質である。斑晶サイズの結晶として、長径2 mm以下の斜長石、石英、長径1 mm以下の斜方輝石、普通角閃石、長径0.5 mm以下の不透明鉱物とごく微量の単斜輝石を含む。

4. 2 測定手法

U-Pb年代測定には、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析(LA-ICP-MS)法を用いた。分析は株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。U-

第5表 U-Pb年代測定結果.

Table 5 Results of U-Pb age determination.

Sample name	Geological unit	Occurrence	Locality*	Latitude (N)	Longitude (E)	U-Pb age (Ma)**
13060205B	Mizunashisawa Pyroclastic Flow Deposits	Non-welded pumice flow deposits	2	40° 28' 51.0"	140° 49' 0.1"	0.72 ± 0.07
15082908	Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava (U2)	Subaqueous autobrecciated lava	10	40° 26' 27.4"	140° 57' 40.9"	1.59 ± 0.08
13060114	Karasawa Pyroclastic Flow Deposits	Non-welded pumice flow deposits	13	40° 25' 37.8"	140° 56' 4.3"	2.42 ± 0.07
14102906	Miocene	Pumice lapillistone	8	40° 27' 39.2"	140° 57' 14.9"	7.61 ± 0.14

*See Fig. 14. **For more details, see Table 6 and 7.

Pb分析に用いたICP-MS装置は、二重収束型ICP-MS (Nu Instruments社製AttoM) または四重極型ICP-MS (Thermo Fisher Scientific社製 iCAP-Qc) であり、レーザーアブレーションサンプリングにはフェムト秒レーザー (New Wave Research社製 NWR Femto) または ArFエキシマレーザー (New Wave Research社製NWR-193) システムを組み合わせている (Yokoyama *et al.*, 2011; Sakata *et al.*, 2014; Maruyama *et al.*, 2016). レーザー照射径は25 ~ 35µmである。レーザー照射及びICP-MSの条件を第4表に示す。測定した元素は²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸Uであり、²³⁸U-²⁰⁶Pb年代および²³⁵U-²⁰⁷Pb年代を求めた。測定前には、ジルコン表面の鉛汚染を避けるワンショットクリーニング (Iizuka and Hirata, 2004) を施した。分析は1粒子1スポットで、結晶内部のインクルージョンを避けて分析位置を決めた。なお、試料13060114は研磨したジルコン内部面、それ以外の3試料はジルコン外部面を分析した。分別補正の1次スタンダードとしてNancy 91500ジルコン (Weidenbeck *et al.*, 1995: ²⁰⁶Pb/²³⁸U=0.17917) を用いた。また、年代測定結果の正確性を評価するため、2次スタンダードとしてOD-3ジルコン (岩野ほか, 2012; Iwano *et al.*, 2013; Lukács *et al.*, 2015) も分析した。年代誤差には、試料の分析前後に測定した91500ジルコンの²⁰⁶Pb/²³⁸Uおよび²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb比の繰り返し再現性 (%2SD) を外部誤差として伝播させた。各同位体信号に由来する計数統計誤差も年代誤差に伝播させた。

4.3 測定結果

測定結果の概要を第5表、同位体データの詳細を第6表及び第7表に示す。誤差は2σで示す。U-Pb年代としては、誤差のより小さい²⁰⁶Pb/²³⁸U年代を採用した。各試料のジルコン粒子のコンコーディア図を第15図に示す。コンコーディア図は、京都フィッション・トラックによる測定値を基に、PythonスクリプトのUPbplot.py (Noda, 2016, 2017) を用いて作成した。コンコルダントの判定については、²⁰⁶Pb/²³⁸U年代がA ± B Ma (A:年代値, B:2σの誤差), ²⁰⁷Pb/²³⁵U年代がC ± D Ma (C:年代値, D:2σ

の誤差) として、²⁰⁷Pb/²³⁵U年代が²⁰⁶Pb/²³⁸U年代よりも古く、式1 (下記) が成り立つ場合、そして²⁰⁷Pb/²³⁵U年代が²⁰⁶Pb/²³⁸U年代よりも若く、式2 (下記) が成り立つ場合をコンコルダントとした。

$$\frac{(A+B)-(C-D)}{A} \times 100 > 0 \quad \text{式(1)}$$

$$\frac{(A-B)-(C+D)}{A} \times 100 < 0 \quad \text{式(2)}$$

4.3.1 試料14102906 (中新統)

測定した30粒子中、22粒子がコンコルダントであった (第7表; 第15図)。コンコルダント粒子のうち、2粒子が12 ~ 11 Maと古い年代を示すが、その他の20粒子は8.5 ~ 6.9 Ma間に集中し、最若粒子集団を構成する (第15図)。最若粒子集団の加重平均値から、7.61 ± 0.14 MaのU-Pb年代値を得た (第5表; 第7表)。

4.3.2 試料13060114 (カラ沢火砕流堆積物)

30粒子を測定したが、若い試料のため2粒子で²⁰⁷Pbシグナルが0またはマイナスとなった (これらのデータは第6表及び第7表には掲載しない)。残りの28粒子中、24粒子がコンコルダントであった (第7表; 第15図)。これらのコンコルダント粒子は、単一年代集団を構成する (第15図)。この加重平均値から、2.42 ± 0.07 MaのU-Pb年代値を得た (第5表; 第7表)。カラ沢火砕流堆積物の直上を覆う高山溶岩・火山碎屑岩からは、2.53 ± 0.07 MaのK-Ar年代が得られている (第3表)。得られたU-Pb年代とK-Ar年代は、層序と良く調和する。

4.3.3 試料15082908 (宇樽部川火砕岩・溶岩)

30粒子を測定したが、若い試料のため6粒子で²⁰⁷Pbシグナルが0またはマイナスとなった。残りの24粒子中、20粒子がコンコルダントであった (第6表; 第15図)。これらのコンコルダント粒子は、単一年代集団を構成する (第15図)。この加重平均値から、1.59 ± 0.08 MaのU-Pb年代値を得た (第5表; 第6表)。宇樽部川火砕岩・溶岩

第6表 ジルコン結晶のU-Pb同位体データ(試料13060205B及び15082908).

Table 6 U-Pb isotopic data for zircon crystals (sample 13060205B and 15082908).

Grain no.	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)						
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	Concordance	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ
Sample name: 13060205B												
2	0.44	0.0356 ± 0.0513		0.00016 ± 0.000044		0.0008 ± 0.0011				1.03 ± 0.28		0.80 ± 1.13
16	0.54	0.1841 ± 0.1800		0.00008 ± 0.000032		0.0021 ± 0.0019				0.53 ± 0.21		2.11 ± 1.90
17	0.64	0.1055 ± 0.0909		0.00009 ± 0.000026		0.0014 ± 0.0011				0.61 ± 0.17		1.40 ± 1.15
19	0.87	0.1228 ± 0.0873		0.00010 ± 0.000023		0.0017 ± 0.0011				0.63 ± 0.15		1.68 ± 1.13
22	0.70	0.0634 ± 0.0438		0.00012 ± 0.000020		0.0010 ± 0.0007				0.76 ± 0.13		1.05 ± 0.71
25	0.63	0.1445 ± 0.1268		0.00012 ± 0.000038		0.0024 ± 0.0020				0.78 ± 0.25		2.46 ± 2.02
26	0.53	0.0702 ± 0.0652		0.00020 ± 0.000049		0.0020 ± 0.0018				1.30 ± 0.31		1.98 ± 1.78
Weighted mean (n=7)										0.72 ± 0.07		1.34 ± 0.44
(MSWD=4.29)												
Excluded grains												
4	0.21	0.0475 ± 0.0030		0.02127 ± 0.000910		0.1393 ± 0.0141				135.66 ± 5.87		132.41 ± 14.22
Discordant grains												
3	0.52	0.3103 ± 0.2263		0.00008 ± 0.000028		0.0033 ± 0.0021	discordant			0.50 ± 0.18		3.39 ± 2.17
9	0.70	0.6446 ± 0.2062		0.00010 ± 0.000020		0.0088 ± 0.0023	discordant			0.64 ± 0.13		8.92 ± 2.35
11	0.43	0.6528 ± 0.3895		0.00010 ± 0.000039		0.0092 ± 0.0043	discordant			0.66 ± 0.25		9.31 ± 4.38
24	0.52	0.9888 ± 0.4666		0.00012 ± 0.000039		0.0159 ± 0.0055	discordant			0.75 ± 0.25		16.05 ± 5.55
27	0.85	0.1709 ± 0.1076		0.00019 ± 0.000047		0.0046 ± 0.0027	discordant			1.25 ± 0.30		4.63 ± 2.72
28	0.78	0.2595 ± 0.1139		0.00011 ± 0.000022		0.0039 ± 0.0015	discordant			0.70 ± 0.14		3.95 ± 1.57
30	0.42	3.1385 ± 2.1307		0.00005 ± 0.000029		0.0213 ± 0.0073	discordant			0.32 ± 0.19		21.41 ± 7.43
Sample name: 15082908												
1	0.91	0.0995 ± 0.0495		0.00028 ± 0.000043		0.0039 ± 0.0018				1.81 ± 0.27		3.91 ± 1.86
2	0.67	0.1000 ± 0.0709		0.00030 ± 0.000064		0.0041 ± 0.0028				1.92 ± 0.41		4.16 ± 2.82
3	0.65	0.1214 ± 0.0851		0.00023 ± 0.000053		0.0038 ± 0.0025				1.47 ± 0.34		3.87 ± 2.57
5	0.70	0.0908 ± 0.0906		0.00021 ± 0.000060		0.0026 ± 0.0025				1.33 ± 0.39		2.62 ± 2.51
7	0.68	0.0731 ± 0.0741		0.00020 ± 0.000055		0.0021 ± 0.0020				1.32 ± 0.35		2.09 ± 2.05
8	0.90	0.0549 ± 0.0386		0.00026 ± 0.000042		0.0020 ± 0.0014				1.69 ± 0.27		2.01 ± 1.37
10	0.68	0.0230 ± 0.0369		0.00032 ± 0.000077		0.0010 ± 0.0016				2.03 ± 0.49		1.02 ± 1.61
12	0.88	0.0463 ± 0.0375		0.00024 ± 0.000041		0.0015 ± 0.0012				1.54 ± 0.27		1.55 ± 1.23
14	0.70	0.1324 ± 0.0964		0.00022 ± 0.000056		0.0041 ± 0.0028				1.44 ± 0.36		4.14 ± 2.84
16	0.71	0.0796 ± 0.0677		0.00021 ± 0.000049		0.0023 ± 0.0019				1.35 ± 0.32		2.34 ± 1.91
17	0.65	0.0704 ± 0.0730		0.00025 ± 0.000067		0.0024 ± 0.0024				1.62 ± 0.43		2.47 ± 2.48
18	0.69	0.0626 ± 0.0602		0.00025 ± 0.000059		0.0022 ± 0.0020				1.61 ± 0.38		2.18 ± 2.04
19	0.72	0.0488 ± 0.0597		0.00022 ± 0.000058		0.0015 ± 0.0017				1.39 ± 0.37		1.47 ± 1.77
22	0.66	0.0874 ± 0.0817		0.00028 ± 0.000074		0.0034 ± 0.0030				1.79 ± 0.48		3.40 ± 3.05
23	0.42	0.1087 ± 0.0969		0.00031 ± 0.000087		0.0046 ± 0.0039				1.99 ± 0.56		4.70 ± 3.99
25	0.61	0.0180 ± 0.0407		0.00023 ± 0.000069		0.0006 ± 0.0013				1.46 ± 0.44		0.57 ± 1.28
26	0.64	0.0749 ± 0.0682		0.00024 ± 0.000057		0.0024 ± 0.0021				1.52 ± 0.37		2.47 ± 2.17
28	0.67	0.1231 ± 0.0926		0.00023 ± 0.000058		0.0039 ± 0.0028				1.48 ± 0.37		3.97 ± 2.82
29	0.69	0.1060 ± 0.0738		0.00030 ± 0.000065		0.0044 ± 0.0029				1.92 ± 0.42		4.41 ± 2.93
30	0.66	0.1266 ± 0.0852		0.00027 ± 0.000060		0.0046 ± 0.0029				1.71 ± 0.39		4.69 ± 2.98
Weighted mean (n=20)										1.59 ± 0.08		2.25 ± 0.45
(MSWD=1.27)												
Discordant grains												
4	0.76	0.1577 ± 0.1046		0.00023 ± 0.000057		0.0050 ± 0.0031	discordant			1.48 ± 0.37		5.05 ± 3.13
9	0.69	0.1719 ± 0.1159		0.00021 ± 0.000055		0.0050 ± 0.0031	discordant			1.37 ± 0.36		5.09 ± 3.18
21	0.70	0.1574 ± 0.1034		0.00026 ± 0.000062		0.0055 ± 0.0034	discordant			1.65 ± 0.40		5.62 ± 3.44
24	0.68	0.2167 ± 0.1224		0.00024 ± 0.000057		0.0071 ± 0.0037	discordant			1.53 ± 0.37		7.19 ± 3.70

からは、他の試料より 1.97 ± 0.15 MaのK-Ar年代が得られている(第3表)。これらの年代値は、 2σ の誤差範囲内で重複する。

4.3.4 試料13060205B(水無沢火砕流堆積物)

30粒子を測定したが、若い試料のため15粒子で²⁰⁷Pbシグナルがマイナスとなった。残りの15粒子中、8粒子がコンコダントであった(第6表;第15図)。コンコダント粒子のうち、1粒子が136 Maと古い年代を示すが、その他の7粒子は0.5 ~ 1.3 Ma間に分布し、最若粒子集団を構成する(第15図)。最若粒子集団の加重平均値から、 0.72 ± 0.07 MaのU-Pb年代値を得た(第5表;第6表)。水無沢火砕流堆積物を挟む岩岳溶岩・火砕岩からは、 0.82

± 0.04 MaのK-Ar年代が得られている(第3表)。これらの年代値は、 2σ の誤差範囲内で重複する。

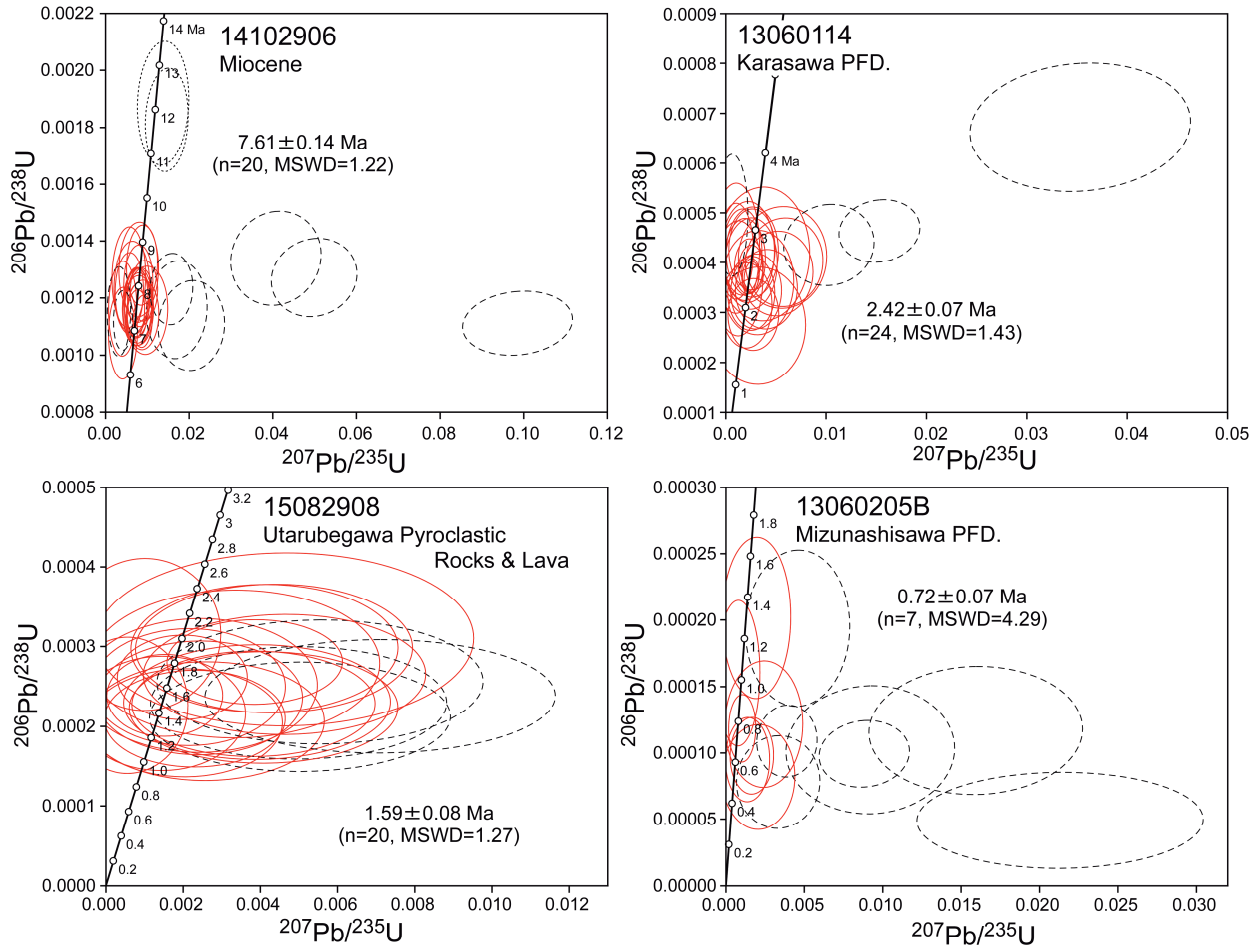
5. 火山活動史

今回、十和田湖周辺地域における下部~中部更新統について、詳細な地質学的・岩石学的データと放射年代(K-Ar・U-Pb年代)データが初めて得られた。得られた放射年代データは、いずれも層序と調和的であり、手法間で顕著な年代差も認められないことから、噴出年代を示す妥当なもの判断される。これらのデータを用いて、十和田湖周辺地域における前期~中期更新世の火山活動史を構築した(第5図)。以下に、本地域の火山活動史につ

第7表 ジルコン結晶のU-Pb同位体データ（試料13060114及び14102906）.

Table 7 U-Pb isotopic data for zircon crystals (sample 13060205 and 14102906).

Grain no.	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)					
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	Concordance	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U
Sample name: 13060114											
3	0.74	0.0445 ± 0.0322		0.00043 ± 0.000066		0.0026 ± 0.0019			2.75 ± 0.42		2.65 ± 1.88
4	0.69	0.0284 ± 0.0275		0.00042 ± 0.000070		0.0017 ± 0.0016			2.71 ± 0.45		1.67 ± 1.60
5	0.67	0.0377 ± 0.0375		0.00042 ± 0.000082		0.0022 ± 0.0021			2.72 ± 0.53		2.22 ± 2.18
6	0.89	0.0545 ± 0.0413		0.00034 ± 0.000060		0.0025 ± 0.0019			2.18 ± 0.38		2.58 ± 1.91
7	0.64	0.0481 ± 0.0481		0.00031 ± 0.000069		0.0021 ± 0.0020			2.02 ± 0.44		2.11 ± 2.07
8	0.77	0.0177 ± 0.0240		0.00042 ± 0.000078		0.0010 ± 0.0014			2.73 ± 0.50		1.05 ± 1.41
9	0.69	0.1001 ± 0.0653		0.00041 ± 0.000082		0.0057 ± 0.0035			2.65 ± 0.53		5.74 ± 3.59
10	0.63	0.0246 ± 0.0394		0.00037 ± 0.000093		0.0012 ± 0.0020			2.38 ± 0.60		1.27 ± 2.01
11	0.56	0.0674 ± 0.0513		0.00030 ± 0.000058		0.0028 ± 0.0020			1.91 ± 0.37		2.79 ± 2.06
12	0.55	0.0647 ± 0.0668		0.00042 ± 0.000108		0.0037 ± 0.0037			2.69 ± 0.70		3.77 ± 3.79
13	0.64	0.0455 ± 0.0368		0.00042 ± 0.000073		0.0026 ± 0.0021			2.71 ± 0.47		2.68 ± 2.13
14	0.83	0.0175 ± 0.0322		0.00043 ± 0.000105		0.0010 ± 0.0019			2.76 ± 0.68		1.05 ± 1.92
15	0.75	0.0340 ± 0.0298		0.00041 ± 0.000066		0.0019 ± 0.0016			2.62 ± 0.43		1.93 ± 1.67
17	0.47	0.0865 ± 0.1042		0.00027 ± 0.000094		0.0033 ± 0.0038			1.76 ± 0.61		3.31 ± 3.83
18	0.78	0.1055 ± 0.0587		0.00040 ± 0.000072		0.0058 ± 0.0031			2.58 ± 0.46		5.90 ± 3.15
20	0.73	0.0642 ± 0.0443		0.00034 ± 0.000060		0.0030 ± 0.0020			2.20 ± 0.39		3.07 ± 2.06
21	1.08	0.0468 ± 0.0190		0.00039 ± 0.000038		0.0025 ± 0.0010			2.50 ± 0.25		2.54 ± 1.01
22	0.58	0.0460 ± 0.0391		0.00040 ± 0.000074		0.0025 ± 0.0021			2.57 ± 0.48		2.56 ± 2.14
23	0.83	0.0846 ± 0.0538		0.00035 ± 0.000064		0.0040 ± 0.0025			2.23 ± 0.41		4.10 ± 2.52
26	0.75	0.0645 ± 0.0596		0.00036 ± 0.000084		0.0032 ± 0.0029			2.32 ± 0.54		3.25 ± 2.92
27	0.82	0.0987 ± 0.0572		0.00038 ± 0.000068		0.0051 ± 0.0029			2.44 ± 0.44		5.21 ± 2.90
28	1.15	0.0426 ± 0.0217		0.00039 ± 0.000045		0.0023 ± 0.0012			2.53 ± 0.29		2.33 ± 1.17
29	1.87	0.0503 ± 0.0116		0.00037 ± 0.000025		0.0026 ± 0.0006			2.38 ± 0.16		2.60 ± 0.60
30	1.37	0.0487 ± 0.0131		0.00037 ± 0.000028		0.0025 ± 0.0007			2.41 ± 0.18		2.54 ± 0.68
Weighted mean (n=24)									2.42 ± 0.07		2.49 ± 0.30
(MSWD=1.43)											
Discordant grains											
16	0.59	0.3812 ± 0.1073		0.00067 ± 0.000104		0.0353 ± 0.0088	discordant		4.33 ± 0.67		35.24 ± 8.93
19	0.83	0.2396 ± 0.0547		0.00046 ± 0.000051		0.0153 ± 0.0032	discordant		2.99 ± 0.33		15.43 ± 3.29
24	0.76	0.1712 ± 0.0643		0.00044 ± 0.000066		0.0103 ± 0.0036	discordant		2.81 ± 0.42		10.39 ± 3.67
25	0.79	0.0092 ± 0.0186		0.00050 ± 0.000099		0.0006 ± 0.0013	discordant		3.19 ± 0.64		0.64 ± 1.28
Sample name: 14102906											
1	0.36	0.0255 ± 0.0171		0.00116 ± 0.000134		0.0041 ± 0.0027			7.49 ± 0.86		4.15 ± 2.76
2	0.24	0.0281 ± 0.0189		0.00108 ± 0.000129		0.0042 ± 0.0028			6.94 ± 0.83		4.24 ± 2.81
3	0.19	0.0486 ± 0.0165		0.00117 ± 0.000099		0.0078 ± 0.0026			7.51 ± 0.64		7.90 ± 2.64
4	0.22	0.0576 ± 0.0122		0.00112 ± 0.000073		0.0089 ± 0.0018			7.20 ± 0.47		8.98 ± 1.87
8	0.27	0.0481 ± 0.0167		0.00132 ± 0.000114		0.0087 ± 0.0030			8.47 ± 0.73		8.83 ± 3.03
9	0.26	0.0457 ± 0.0107		0.00115 ± 0.000075		0.0073 ± 0.0017			7.43 ± 0.48		7.36 ± 1.70
10	0.19	0.0455 ± 0.0166		0.00125 ± 0.000109		0.0079 ± 0.0028			8.05 ± 0.71		7.94 ± 2.85
11	0.17	0.0447 ± 0.0141		0.00119 ± 0.000093		0.0073 ± 0.0023			7.67 ± 0.60		7.42 ± 2.32
12	0.20	0.0463 ± 0.0150		0.00118 ± 0.000096		0.0076 ± 0.0024			7.63 ± 0.62		7.64 ± 2.44
14	0.32	0.0318 ± 0.0186		0.00127 ± 0.000142		0.0056 ± 0.0032			8.20 ± 0.92		5.65 ± 3.27
15	0.26	0.0476 ± 0.0184		0.00117 ± 0.000109		0.0077 ± 0.0029			7.53 ± 0.71		7.76 ± 2.97
18	0.23	0.0442 ± 0.0215		0.00130 ± 0.000134		0.0079 ± 0.0038			8.38 ± 0.86		8.02 ± 3.86
20	0.25	0.0372 ± 0.0205		0.00123 ± 0.000132		0.0063 ± 0.0034			7.96 ± 0.85		6.41 ± 3.49
21	0.17	0.0500 ± 0.0151		0.00120 ± 0.000083		0.0083 ± 0.0025			7.75 ± 0.54		8.40 ± 2.49
23	0.20	0.0544 ± 0.0159		0.00122 ± 0.000085		0.0092 ± 0.0026			7.89 ± 0.55		9.29 ± 2.68
24	0.23	0.0609 ± 0.0266		0.00116 ± 0.000124		0.0097 ± 0.0042			7.45 ± 0.80		9.82 ± 4.21
26	0.19	0.0563 ± 0.0202		0.00114 ± 0.000098		0.0089 ± 0.0031			7.35 ± 0.63		8.96 ± 3.16
27	0.16	0.0481 ± 0.0124		0.00114 ± 0.000067		0.0076 ± 0.0019			7.37 ± 0.43		7.68 ± 1.96
28	0.24	0.0338 ± 0.0164		0.00122 ± 0.000110		0.0057 ± 0.0027			7.87 ± 0.71		5.76 ± 2.76
30	0.21	0.0492 ± 0.0186		0.00116 ± 0.000098		0.0078 ± 0.0029			7.45 ± 0.63		7.94 ± 2.96
Weighted mean (n=20)									7.61 ± 0.14		7.54 ± 0.58
(MSWD=1.22)											
Excluded grains											
5	0.30	0.0581 ± 0.0166		0.00183 ± 0.000146		0.0146 ± 0.0041			11.76 ± 0.94		14.76 ± 4.18
7	0.25	0.0530 ± 0.0193		0.00188 ± 0.000175		0.0138 ± 0.0049			12.14 ± 1.13		13.88 ± 5.01
Discordant grains											
6	0.26	0.1066 ± 0.0380		0.00116 ± 0.000138		0.0170 ± 0.0059	discordant		7.47 ± 0.89		17.16 ± 5.93
13	0.26	0.0202 ± 0.0143		0.00115 ± 0.000126		0.0032 ± 0.0023	discordant		7.43 ± 0.81		3.26 ± 2.29
16	0.22	0.2205 ± 0.0503		0.00134 ± 0.000133		0.0408 ± 0.0087	discordant		8.63 ± 0.86		40.56 ± 8.80
17	0.18	0.6425 ± 0.0812		0.00111 ± 0.000090		0.0985 ± 0.0106	discordant		7.16 ± 0.58		95.41 ± 10.69
19	0.30	0.2844 ± 0.0510		0.00127 ± 0.000110		0.0499 ± 0.0082	discordant		8.19 ± 0.71		49.44 ± 8.33
22	0.31	0.1350 ± 0.0440		0.00110 ± 0.000127		0.0206 ± 0.0064	discordant		7.11 ± 0.82		20.66 ± 6.47
25	0.31	0.0269 ± 0.0119		0.00112 ± 0.000084		0.0042 ± 0.0018	discordant		7.22 ± 0.54		4.22 ± 1.85
29	0.20	0.0928 ± 0.0251		0.00123 ± 0.000101		0.0158 ± 0.0041	discordant		7.93 ± 0.65		15.87 ± 4.19



第15図 個々のジルコン粒子データをプロットしたコンコーディア図。誤差楕円を2σで示す。コンコダント、ディスコダント及び除外データをそれぞれ赤実線、黒破線及び黒点線で示す。図の作成にはUPbplot.py (Noda, 2016, 2017) を用いた。PFD.: 火砕流堆積物。

Fig. 15 Concordia diagram showing individual zircon data, with error ellipses representing 2σ uncertainties. Concordant, discordant and excluded data are represented by red solid, black dashed and black dotted lines, respectively. The figure was made using UPbplot.py (Noda, 2016, 2017). PFD.: Pyroclastic Flow Deposits.

いて、2.5 Ma以前、2.5 ~ 1.6 Ma、1.6 ~ 0.6 Ma、0.6 Ma以降の4つの時代に区切って述べる。

5. 1 2.5 Ma以前

本地域における第四系の下位には、ごく一部において鮮新統と思われる地層が断片的に分布する以外は、広く中新統が分布する(第3図)。このうち、給源近傍相を示す溶岩などからなる地層は、高山溶岩・火山砕屑岩よりも下位では、中新統まで認められない。よって、本地域内での2.5 Ma以前の火山活動は、中新世まで遡る可能性がある。今回、十和田山溶岩・火砕岩直下の中新統より、 7.61 ± 0.14 MaのU-Pb年代値が得られた(第5表)。この中新統は、新鮮な軽石ラピリストーンからなり、未変質であることから、中新統の中でも比較的上部層準にあると推定される。今のところ2.5 Ma以前では、この上部

中新統が本地域において最も若い火山活動の証拠である。今後更なる検討が必要ではあるが、2.5 Ma以前には、火山活動が不活発な時期が数百万年間続いていた可能性がある。

5. 2 2.5 ~ 1.6 Ma

数百万年間の火山活動停滞期を経て、2.5 Ma頃から本地域南東部において火山活動が開始された(第5図)。この火山活動では、安山岩~デイサイトマグマが噴出し(第6図)、一連の活動は1.6 Ma頃まで続いた(第5図)。

最初の火山活動は、主に安山岩マグマの噴出により高山溶岩・火山砕屑岩を形成した活動である。前半の活動では、水底環境において水中自破砕溶岩とその再堆積物がもたらされた。後半の活動では、溶結した降下火砕堆積物が認められることから、陸上環境へと変化した可能

性がある。噴出中心の位置は、溶結した降下火砕堆積物の存在から高山付近と推定される。なお、高山溶岩・火山砕屑岩より前には、カラ沢火砕流堆積物が流下・堆積したが、その噴出源は不明であり、本地域外から到達した可能性がある。

2 Ma前後になると、噴出中心の位置はより東方へと移り、安山岩～デイサイトマグマの噴出により、宇樽部川火砕岩・溶岩が形成された。主要な噴出中心は、本火砕岩・溶岩の分布域で最も高いピークであり、溶岩から構成される十和利山付近にあったと考えられる。最初の活動では、水底環境において水中自破碎溶岩が形成された。その後、水域は埋め立てられ、陸上環境において溶岩とブロックアンドアッシュフロー堆積物が形成された。両者は同じ岩質で、主な給源と見られる十和利山は溶岩ドームで構成されることから、溶岩ドーム崩落型のブロックアンドアッシュフローと考えられる。

その後、1.7 Ma頃には噴出中心が北方へと移動し、安山岩マグマの噴出により十和田山溶岩・火砕岩、三ツ岳溶岩が形成された。これらは溶岩ドーム群からなり、同質のブロックアンドアッシュフロー堆積物を伴う。これらも上記と同様に溶岩ドーム崩落型と考えられる。これら一連の火山活動は、1.6 Ma頃には終了したとみられる。

5.3 1.6～0.6 Ma

本地域南東部で火山活動が終了した1.6 Ma以後、今度は北西部において火山活動が開始された(第5図)。この火山活動では玄武岩～デイサイトマグマが噴出し(第6図)、一連の活動は0.6 Ma頃まで続いた(第5図)。

2.5～1.6 Maの南東部における火山活動と1.6～0.6 Maの北西部における火山活動は、噴出物の全岩化学組成において区別が可能である。例えば、同じ全岩SiO₂量で比較した時には、一部の例外を除き、北西部の火山岩は南東部の火山岩よりもTiO₂、Na₂O、P₂O₅、全アルカリ(Na₂O+K₂O)量に富み、MgO量に乏しい傾向がある(第6図)。両者の組成差は、火山活動の場と時代の違いを反映している可能性がある。

北西部の火山活動は、岩質から大きく2つのグループに分けられる。それは、玄武岩～玄武岩質安山岩を主体とする温川沢溶岩(Nr)、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩(Zk)及び岩岳溶岩・火砕岩(Iw)と、デイサイトからなる堀切沢溶岩(Hr)である。

最初の活動は1.4 Ma前後に起こった。玄武岩質安山岩マグマの噴出により、Nrが形成された。噴出物は水底環境において水中自破碎溶岩となった。

1～0.8 Ma頃には、玄武岩質安山岩～安山岩マグマの噴出によりZkが形成された。Zkは水底堆積した水中自破碎溶岩及びその再堆積物からなる。ただし、高温酸化した礫を含むことから、噴出源付近は陸上環境であった可能性がある。

0.8～0.6 Ma頃には、玄武岩～安山岩マグマの噴出によりIwが形成された。Iwは陸上環境において堆積した溶岩及び降下火砕堆積物からなる。これらは成層火山体を構成していたと考えられ、溶結した降下火砕物の存在から、噴出中心は岩岳山頂付近に存在したと推定される。

Nr, Zk, Iwの三者は、岩質・全岩化学組成が良く類似し、分布域も隣接する。これは、NrとZkの給源火口がIwと共通する可能性を示唆する。特に、ZkとIwはK-Ar年代値もほぼ同様である(第5図；第3表)。ZkとIwは、同じ成層火山体のそれぞれ水底堆積相と陸上堆積相に対応する可能性が高いと考える。

Iwは水無沢火砕流堆積物(Mz)を挟む。Mzは、Iwには含まれない普通角閃石・石英斑晶を含むことから、その噴出源はIwとは別であったと考えられる。この時代に普通角閃石・石英斑晶を噴出物中に含む火山としては、本地域の北西方に隣接する沖浦火山(カルデラ)がある(村岡・長谷, 1990；宝田・村岡, 2004)。Mzの噴出源については、今後、沖浦火山起源の可能性を検討する必要がある。

Iwの上限年代は、今のところMzのU-Pb年代：0.72 ± 0.07 Ma以降としか言えず、厳密には不明である(第5図)。しかしながら、Zk, Iw, Mzは、放射年代が0.85～0.72 Maの比較的狭い範囲に集中する(第5図)。Iw中には顕著な不整合や岩相変化が認められないことから、Iwを形成した火山活動が数十万年にも亘る長期なものであったとは考えにくい。本論では、放射年代データより、少なくとも0.6 Ma頃には主要な火山活動を終えていたと考える。

Zkを形成した火山活動の途中には、デイサイトマグマの噴出によりHrが形成された。Hrは溶岩ドーム群からなり、他のユニットとは識別可能な固有の全岩化学組成を示す(第6図)。Hrは、水底堆積のZk下部を覆うことから(第11図)、水底噴出・堆積の可能性がある。しかし、層相からは水冷破碎の特徴は認められないので、現時点では水底堆積と言い切ることは難しい。Hrは、分布域は比較的広いものの、岩石学的性質は非常に均質であり、地質構造的な差異も認められないので、比較的短期間の内に形成されたと考えられる。

滝ノ沢層は、Hrをアバットし、Zk及びIwと同時異相の関係にある(第11図)。分布状況から見ると、滝ノ沢層は火山活動で生じた火山体間の局所的な低地に堆積した湖沼・河川堆積物として位置付けられる(第11図)。

他方、北西部の火山活動と同時期に、北東部においても局所的な火山活動が起こった。この活動では、安山岩マグマの噴出により、奥入瀬川火砕岩が形成された。奥入瀬川火砕岩は、水底環境で形成された火砕丘からなる。火山活動の時期は、0.76 Maの少し前としかわからない(第5図)。地層の下限が見えていないため、この火砕丘が単成火山的なものなのか、それとも成層火山の山頂部のみが見えているのかの判断は困難である。奥入瀬川火

砕岩の全岩化学組成は、MgOやNa₂O量では2.5～1.6 Maの南東部の火山群と類似するが、TiO₂やP₂O₅量では1.6～0.6 Maの北西部の火山群と類似し、独自の組成を示す(第6図)。

5.4 0.6 Ma以降

0.6 Ma以降は、0.22 Ma以降の十和田火山活動開始時期(工藤, 2016)までの間、本地域を給源とする顕著な火山噴出物は認められない(第5図)。十和田火山の活動開始までには、約40万年間の火山活動間隙(あるいは火山活動停滞期)が存在したと考えられる。

本論で前期～中期更新世の火山噴出物とした地質ユニットの多くは、従来の研究では十和田火山噴出物に一括されていた(第2図)。そのため、十和田火山活動開始以前の噴火史が不明確であり、どこからを十和田火山の活動とするのかについて、共通した見解が得られていなかった。今回、十和田火山の活動開始以前には、約40万年間の火山活動休止期が存在することが判明した(第5図)。1つの火山をどのように区分・定義するのかについては、明確な基準がある訳ではない。しかし、長期の火山活動休止期の存在から、0.6 Ma以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山によるものとして認識するのが妥当と考える。

6. まとめ

1. 十和田湖周辺地域における下部～中部更新統を15の地質ユニットに区分した(十和田火山噴出物を除く)。それらは下位から順に、カラ沢火砕流堆積物(新称)、高山溶岩・火山砕屑岩(新称)、宇樽部川火砕岩・溶岩(新称)、三ツ岳溶岩(新称)、十和田山溶岩・火砕岩、温川沢溶岩(新称)、奥入瀬川火砕岩、子ノ口層、八甲田第1期火砕流堆積物、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩、堀切沢溶岩(新称)、滝ノ沢層、岩岳溶岩・火砕岩(新称)、水無沢火砕流堆積物(新称)、八甲田第2期火砕流堆積物からなる。
2. 本地域の火山活動は2.5 Ma頃に開始された。それ以前の顕著な火山活動は後期中新世まで遡ると考えられる。2.5 Ma以前には火山活動が不活発な時期が数百万年間続いていた可能性がある。
3. 2.5～1.6 Maには本地城南東部で火山活動が起こった。複数の噴出中心から安山岩～デイサイトマグマが噴出し火山体を形成した。堆積環境は、当初は水底であったが、次第に埋め立てられ、陸上へと変化した。陸上環境での火山活動様式は、溶岩ドームの形成とドーム崩落型のブロックアンドアッシュフローの発生で特徴づけられる。これらの火山活動は、1.7～1.6 Ma頃の十和田山や三ツ岳の溶岩ドーム群の形成によって終了した。

4. 1.6～0.6 Maには主に本地域北西部で火山活動が起こった。玄武岩質安山岩～安山岩マグマが噴出し、成層火山が形成された。この成層火山の活動中には、その周辺でデイサイトマグマが噴出し、溶岩ドーム群が形成された。堆積環境は、当初は水底であったが、次第に埋め立てられ、陸上へと変化した。これらの北西部での活動と同時期に、北東部では湖水底にて局所的な安山岩マグマの噴出により火砕丘が形成された。
5. 0.6 Ma以降は、0.22 Ma以降の十和田火山活動開始時期までの間に、約40万年間の火山活動休止期が存在する。長期の火山活動休止期の存在から、0.6 Ma以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山によるものとして認識できる。

謝辞: 本研究で公表した地質データの大半は、5万分の1地質図幅「十和田湖」の調査で得られたものである。放射年代データの一部は、原子力規制庁からの受託研究において実施した「平成26～28年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備」により得られたものである。本研究を行うにあたり、産総研の山元孝広氏には諸般にわたってお世話になった。株式会社京都フィッシュン・トラックの岩野英樹氏にはU-Pb年代測定手法の記述についてご意見をいただいた。産総研の野田 篤氏には、UPbplot.pyの使用に関して有益な助言をいただき、一部のU-Pb同位体データの解釈について助言を得た。弘前大学理工学部の佐々木 実氏、産総研(現所属:原子力規制庁)の西来邦章氏には、本論をまとめる上で参考となる資料をご提示いただいた。本研究で使用した薄片は、産総研地質標本館地質試料調製グループの大和田 朗氏、佐藤卓見氏、福田和幸氏、平林恵理氏の製作による。編集担当の高橋 浩氏、査読者の石塚吉浩氏には、本論を改善する上で有益なコメントをいただいた。関係各位に深く感謝申し上げます。

文 献

- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507–592.
- 早川由紀夫(1993) 火山の地質巡検案内2: 十和田湖. 群馬大学教育学部紀要 自然科学編, **41**, 53–78.
- 早川由紀夫・小山真人(1998) 日本海をはさんで10世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日—十和田湖と白頭山—. *火山*, **43**, 403–407.
- 広井良美・宮本 毅・田中倫久(2015) 十和田火山平安噴火(噴火エピソードA)の噴出物層序及び噴火推移の再検討. *火山*, **60**, 187–209.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-

- cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123–1132.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic – calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Jour. Petrol.*, **36**, 1579–605.
- Iizuka, T. and Hirata, T. (2004) Simultaneous determinations of U-Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochem. Jour.*, **38**, 229–241.
- 井上 武・蜂屋可典(1962) 十和田湖地形・地質調査報告. 青森県水産商工課, 12p.
- 井上 武・川尻茂三・上田良一(1960) 秋田県大館・花輪両盆地間山地の地質層序について. 秋田大学地研報告, no. 22, 10–26.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・白田雅朗(1973) 5万分の1総合地質図幅「十和田湖」及び同説明書. 秋田県, 40p.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203–221.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (2017) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quaternary International*, **456**, 154–162.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継(2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッシュン・トラックとU-Pbダブル年代測定法の評価—鳥根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて—. 地質雑, **118**, 365–375.
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, K., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J-I., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as secondary U-Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394.
- 河野義礼(1939) 十和田火山噴出物の化学的研究. 岩鉱, **22**, 224–239.
- 火山岩の産状編集委員会編(2000) 日本の新生代火山岩の分布と産状Ver.1.0. 数値地質図G-4, 地質調査所.
- 金属鉱業事業団(1985) 昭和59年度精密調査報告書 北鹿北地域. 金属鉱業事業団, 59p.
- 気象庁(2013) 日本活火山総覧(第4版). 気象庁, 1498p.
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦(1972) 青森県の新第三系. 青森県の地質, 青森県, 5–70.
- 工藤 崇(2008) 十和田火山, 噴火エピソードE及びG噴出物の放射性炭素年代. 火山, **53**, 193–199.
- 工藤 崇(2010a) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山, **55**, 89–107.
- 工藤 崇(2010b) 十和田火山, 御門石溶岩ドームの形成時期に関する考察. 地質調査研究報告, **61**, 477–484.
- 工藤 崇(2016) 十和田火山, 先カルデラ期溶岩のK-Ar年代. 地質調査研究報告, **67**, 209–215.
- 工藤 崇(2018) 十和田火山先カルデラ期噴出物に挟まれる洞爺火山灰. 地質調査研究報告, **69**, 31–36.
- 工藤 崇・佐々木 寿(2007) 十和田火山後カルデラ期噴出物の高精度噴火史編年. 地学雑誌, **116**, 653–663.
- 工藤 崇・小林 淳(2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの放射年代測定. 地質調査研究報告, **64**, 305–311.
- 工藤 崇・植木岳雪・宝田晋治・佐々木 寿・佐々木実(2006) 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. 地学雑誌, **115**, 1–25.
- 久利美和・栗田 敬(2003) 十和田火山二の倉スコリア群の層序区分の再検討. 火山, **48**, 249–258.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, **27**, 745–750.
- Le Maitre, R. W. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski J., Soós, I. and Szepesi, J. (2015) Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **170**, 1–26.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広(1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, **51**, 562–569.
- Maruyama, S., Hattori, K., Hirata, T. and Danhara, T. (2016) A proposed methodology for analyses of wide-ranged elements in volcanic glass shards in the Quaternary widespread tephras. *Quaternary International*, **397**, 267–280.
- 松山 力・大池昭二(1986) 十和田火山噴出物と火山活動. 十和田科学博物館, no.4, 1–64.
- 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・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, 27p.

- 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, 124p.
- 中川久夫・松山 力・大池昭二(1986) 十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48p.
- 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚 治・山元孝広・岸本清行(2013) 200万分の1地質編集図 no.11日本の火山(第3版). 産総研地質調査総合センター.
- 長尾敬介・板谷徹丸(1988) K-Ar法による年代測定. 地質学論集, no. 29, 5-21.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一(1984) K-Ar法による年代測定. 岡山大学蒜山研究所研究報告, no. 9, 19-38.
- Noda, A. (2016) UPbplot.py: A python script for U-Pb age data analysis. Open-File Report, no. 634, Geol. Surv. Japan, AIST.
- Noda, A. (2017) A new tool for calculation and visualization of U-Pb age data: UPbplot.py. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **68**, 131-140.
- 大池昭二(1976) 十和田湖の湖底谷. 十和田科学博物館, no. 2, 65-73.
- Sakata, S., Hattori, K., Iwano H., Yokoyama, T. D., Danhara, T. and Hirata, T. (2014) Determination of U-Pb ages for young zircons using laser ablation-ICP-mass spectrometry coupled with an ion detection attenuator device. *Geostand. Geoanal. Res.*, **38**, 409-420.
- 佐々木 実・茂貫雅祥・西岡孝尚・梅田浩司(1998) 八甲田火山群および十和田火山溶岩類のK-Ar年代と岩石学的特徴. 日本岩石鉱物鉱床学会平成9年度学術講演会講演予稿集, 65.
- 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明編(1995) 火山の事典. 朝倉書店, 590p.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology, convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *Island Arc*, **14**, 666-678.
- 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, 86p.
- 谷口宏充(1972) 十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, **67**, 128-138.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1976) 昭和50年度広域調査報告書, 八甲田地域. 88p.
- 上田良一・井上 武(1961) 秋田県花輪盆地東縁山地地質に関する2, 3の新知見について. 秋田大学地研報告, no. 24, 1-11.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C. and Spiegel, W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Geoanal. Res.*, **19**, 1-23.
- 八木公史(2006) K-Ar年代測定のための鉱物分離マニュアル. 地質技術, 創刊準備号(蒜山地質年代学研究所創立10周年記念特集), 19-25.
- 山元孝広(2015) 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査総合センター研究資料集, no. 613, 産総研地質調査総合センター.
- Yokoyama, T. D., Suzuki, T., Kon, Y. and Hirata, T. (2011) Determinations of rare earth element abundance and U-Pb age of Zircons using multispot laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry. *Anal. Chem.*, **83**, 8892-8899.
- 吉田武義・西村太志・中村美千彦(2017) 現代地球科学入門シリーズ7 火山学. 共立出版, 392p.

(受付 : 2018年4月4日 ; 受理 : 2018年6月27日)