

## 八幡平火山群，航空レーザー測量で検出された火口群と完新世火山灰

和知 剛\*・千葉達朗\*\*・土井宣夫\*\*\*・岡田智幸\*\*\*\*・吉田桂治\*\*\*\*\*  
越谷 信\*\*\*\*\*・林 信太郎\*\*\*\*\*・齋藤徳美\*\*\*\*\*

### 1 はじめに

八幡平火山群は岩手・秋田県境の東西約 35 km，南北約 25 km の範囲に分布する八幡平・茶臼岳・前森山などの火山からなる火山群である。狭義の八幡平火山（1,613 m）は火山群の西部に位置する平坦な火山地形を有する火山である。八幡平火山群の調査は東部に賦存する大規模な硫黄鉱床の採掘を進めた松尾鉱山の開発に関係して 1950 年代から進められてきた（例えば，河野・上村，1954；高橋，1962）。松尾鉱山閉山（1969 年）後は，日本初の商業用松川地熱発電所の建設で代表される地熱資源調査が新エネルギー産業技術総合開発機構（当時，新エネルギー総合開発機構），産業技術総合研究所地質調査総合センター（当時，地質調査所）及び民間企業によって精力的に進められてきた（例えば，新エネルギー総合開発機構，1983；金原・長谷，1987；有木ほか，2006 など）。また，火山層序，溶岩の岩石化学や年代測定，熱水変質帯等の研究も実施されている（例えば，河野・上村，1954，1964；河野・青木，1959；吉田ほか，1983；須藤，1987；須藤・向山，1987；大場・梅田，1999；高島ほか，2001）。しかし，八幡平火山群の火山灰及び噴火履歴（噴火史）の研究はほとんど手付かずにの状態が長く続いてきた。

こうした研究状況の中で，1998 年隣接する岩手山で噴火危機が発生し，さらに 2000 年に有珠山及び三宅島で噴火が発生した。これらの火山活動への対応を通して，火山ハザードマップの有効性，火山噴火への事前の備えの重要性が社会的に認識されるようになり，それらの基礎となる火山の噴火履歴の解明が必要と判断されるようになった。そこで国土交通省東北地方整備局岩手河川国道事務所（調査当時，岩手工事事務所）は，2000 年度と 2002～2004 年度に八幡平火山群の噴火履歴調査（以下，本調査と略す）を実施した。本調査は航空レーザー測量，地形調査（火口分布，地すべり地形等），火山灰調査（火山灰の層序と特性記載，<sup>14</sup>C 年代測定，花粉分析等），溶岩調査（岩石化学，K-Ar 年代測定）及び総合解析からなる。本調査の成果の一部は，2002 年，2004 年及び 2005 年の日本地球惑星科学合同大会等で公表（和知ほか，2002，2005；千葉ほか，2004a, b）したが，これに基づいて気象庁は 2005 年に八幡平火山をランク C の活火山と認定した（気象庁，2005）。

本論文は，八幡平地域の火口分布，火山灰の層序・特徴・年代を記載して，今後の研究に資そうとするものである。なお，本調査で実施した溶岩調査と地形調査の結果は別の機会に報告する予定である。

### 2 航空レーザー測量で検出された火口群

八幡平火山群は主に溶岩で構成され，山頂部にすり鉢型の火口地形はほとんど認められない。ただ土井（1997）は，地形形状から八幡平火山の八幡沼・ガマ沼等の複数の湖沼を火口と判定し，小規模な水蒸気爆発で生成した可能性を指摘している。そこで八幡平火山群の火山地形を明らかにするた

\* 株式会社エンバイオ・エンジニアリング

\*\* アジア航測株式会社

\*\*\* 岩手大学地域防災研究センター

\*\*\*\* 国土交通省水管理・国土保全局河川計画課国際室

\*\*\*\*\* 三重県いなべ市副市長

\*\*\*\*\* 岩手大学理工学部システム創成工学科

\*\*\*\*\* 秋田大学教育文化学部学校教育課程

\*\*\*\*\* 岩手大学名誉教授

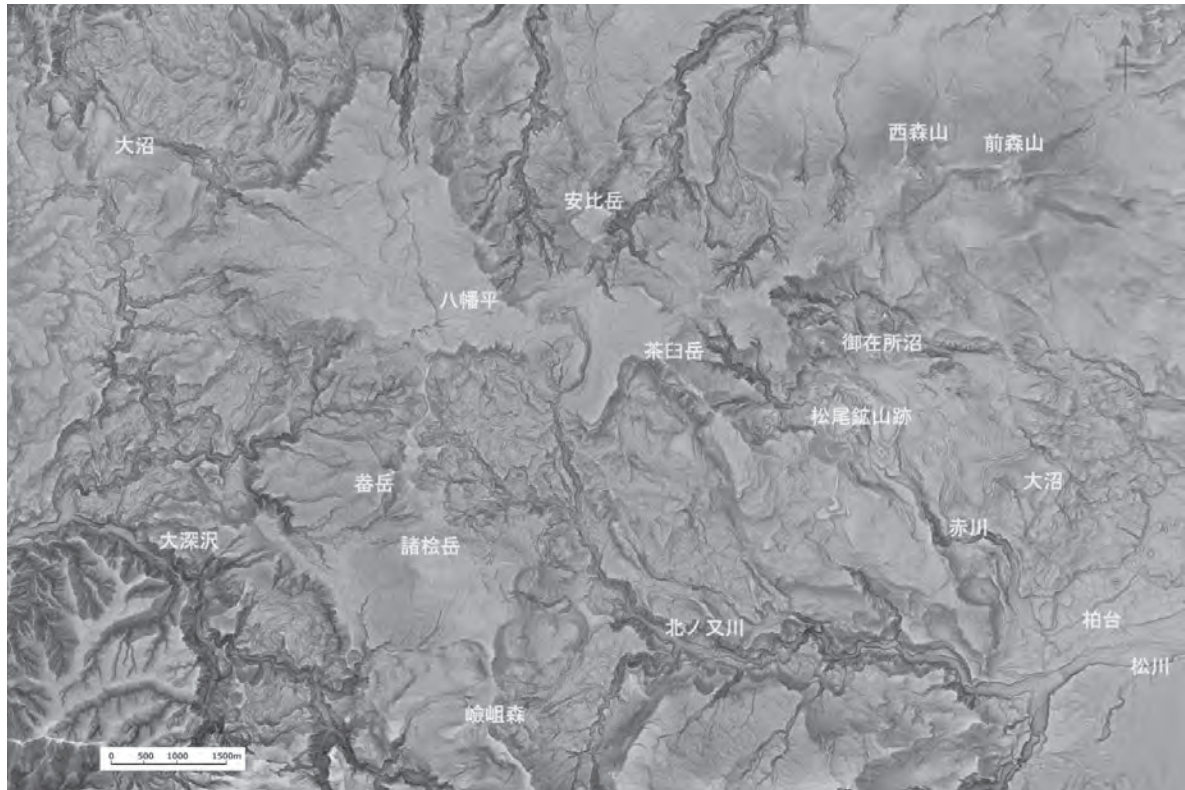


図 1: 八幡平地域の赤色立体地図.

め、八幡平を中心に東西約 17 km, 南北約 11.5 km の範囲の航空レーザー測量により 1 m メッシュの標高データ (1 m メッシュ DEM) を得て、これを基に赤色立体地図を作成した (図 1)。赤色立体地図は、1 m メッシュ DEM から斜度、地上開度、地下開度をそれぞれ計算して尾根谷度を算出し、斜度画像を赤の彩度に、尾根谷度を明度にそれぞれ割りあてた画像を重ね合わせて作成されるもので、地形の起伏を直感的に理解できる特徴がある。

今回、高解像度の赤色立体地図を用いた地形解析により、八幡沼・ガマ沼等の湖沼は火口であり、これらの湖沼の南側の樹林中にも小形の火口群が分布することを確認した。また、旧松尾鉾山北側の旧御在所温泉東方にも同様の小形の火口群が分布することが明らかになった。そこで前者を八幡沼火口群、後者を御在所火口群と新称し、現地調査の結果と合わせて記載する。

## (1) 八幡沼火口群

八幡平火山の山頂南側には八幡沼を始めとして、その東側に 4 個、西側にガマ沼、メガネ沼、鏡沼等の 7 個の湖沼が全体として北に向けた弓状に分布し、その全長は約 1.5 km にわたっている (図 2a, 3a)。八幡沼は標高が低い地域にあり水面高度 1566 m である。これに対して、ガマ沼やその西側に連なる湖沼群は標高 1550~1600 m で、台地とその西肩上に分布している。

ガマ沼、メガネ沼、鏡沼等の湖沼の形状は、いずれも円形のすり鉢型で、これが連なることが多く、側壁の傾斜が急で深い (ガマ沼の水深は 9.1 m ある; 図 2b)。すり鉢の底部や湖沼の埋積量は小さい (図 3b・c)。このような地形の形状から湖沼はすべて火口と判断され、新鮮な地形を示すことから形成年代が新しいと考えられる。鏡沼の西壁では、礫を含む厚さ 148 cm の水蒸気噴火の火山灰が確認され、鏡沼はこの火山灰を噴出した火口である。これらの火口の諸元を表 1 に示す。

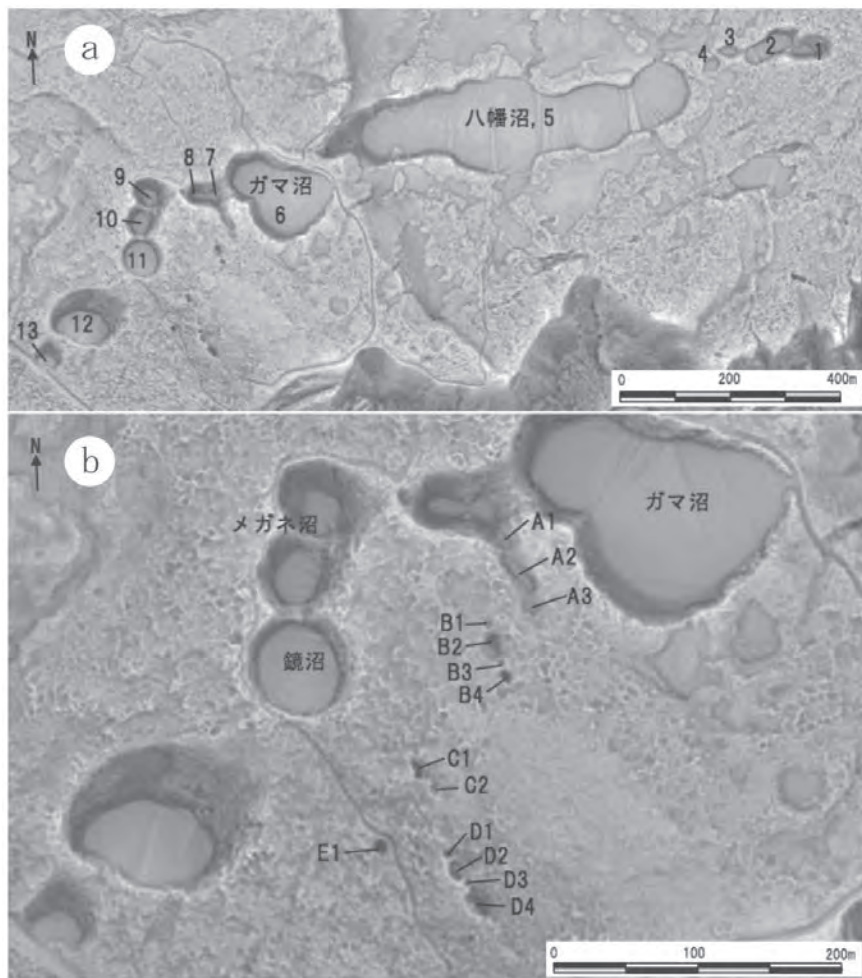


図 2: 八幡沼火口群の赤色立体地図. a: 13 個の火口は長さ約 1.5 km に配列している. b: 14 個の小火口は北北西-南南東方向の火口列を形成している.

表 1: 八幡沼火口群の諸元

番号	火口 名称	火口の大きさ (m)			備考
		長径	短径	深さ	
1	—	72	46	9.5	—
2	—	105	46	3.4	2 個の火口からなる
3	—	39	26	3.6	—
4	—	36	30	0.6	—
5	八幡沼	651	178	4.6	11 個の火口が数珠繋ぎ
6	Gamma沼	197	138	7.4	3 個の火口からなる
7	—	46	39	11.8	—
8	—	46	39	11.8	—
9	メガネ沼北	82	56	12.3	—
10	メガネ沼南	63	56	11.4	—
11	鏡沼	76	66	6.4	—
12	—	151	105	16.8	—
13	—	56	53	5.5	—



表 2: 八幡沼火口群中の小火口の諸元

記号	火口列		火口 番号	火口の大きさ (m)		
	方位	長さ (m)		長径	短径	深さ
A	N29°W	75	A1	15	8	2
			A2	36	14	2
			A3	14	11	2
B	N18°W	48	B1	5	4	0.6
			B2	18	12	4
			B3	3	3	1
			B4	11	7	3
C	N35°W	30	C1	19	10	4
			C2	11	5	0.7
D	N32°W	54	D1	7	7	2
			D2	17	10	3
			D3	4	4	1
			D4	24	18	5
E	—	—	E1	11	11	4

ガマ沼から鏡沼に連なる一連の火口群の南側の樹林中に 14 個の小さな窪地が分布する (図 2b)。新たに確認されたこれらの窪地は、西端の 1 個を除いて登山道から離れた樹林中にあるため、これまで存在に気付かれなかったものである。窪地の形状は、それぞれ円形ないし楕円形で、比高は小さいが急傾斜の側壁を有している (図 3d~f)。窪地は直線状に列をなして分布する。列の方位は N18°~32°W を示し平行に近い。また、北東側の窪地列は北側にある火口と連結している。これらの形状から、窪地は火口で、この配列は火口列と考えられる。そこで北東側から南西側の火口列を A~D 火口列と呼び、列毎に火口番号を付すと (西端の単一火口を E とする)、それらの諸元は表 2 の通りである。

一方、八幡沼は 11 個の大小の円を連ねた形状を示す細長い沼で、水深は最も深い所で 22.4 m である。八幡沼の円弧を連ねた形状の湖岸には、湖面から高さ 2~3 m の丘 (植生は主にオオシラビソ-チシマザサ群落からなる) が湖を縁取るように分布している (図 2a, 図 3a)。この丘は火山岩塊を含む水蒸気噴火の火山灰からなることが現地を確認でき、水蒸気噴火で火口縁に生じた火砕丘と判断される。したがって、八幡沼は 11 個の水蒸気噴火の火口が数珠状に連結して生じた火口湖である。八幡沼の東側に 4 個の沼が分布する。これらの沼はすり鉢型の地形を有し、側壁が急傾斜で新鮮な地形を示す。登山道沿いに露出する沼の側壁では、火山岩塊と火山豆石を含む水蒸気噴火の火山灰が確認できる。このことから、4 個の沼はいずれも水蒸気噴火で生じた火口と考えられる。

なお、多数の火口からなる八幡沼火口群は、現在、噴気や地温異常等は確認されていない。

## (2) 御在所火口群

松尾鉦山跡地北側の旧御在所温泉東方の東西約 420 m、南北約 180 m の範囲に 13 個の窪地が確認される (図 4)。これらの窪地は松尾鉦山地すべり堆積物 (角ほか, 1987) に生じており、2~3 個の窪地が並んで短い列をつくっている。窪地はいずれも円形のすり鉢型で、側壁が急傾斜で深い。窪地底部の埋積量は小さく、地形は新鮮である (図 5a・b)。

窪地側壁の地質は植生に覆われ観察できなかったが、窪地の形状は八幡沼火口群の地形と良く類似しており、いずれも火口と判断される。火口は連結した、あるいは近接して 1 方向に並んだ、5 つ

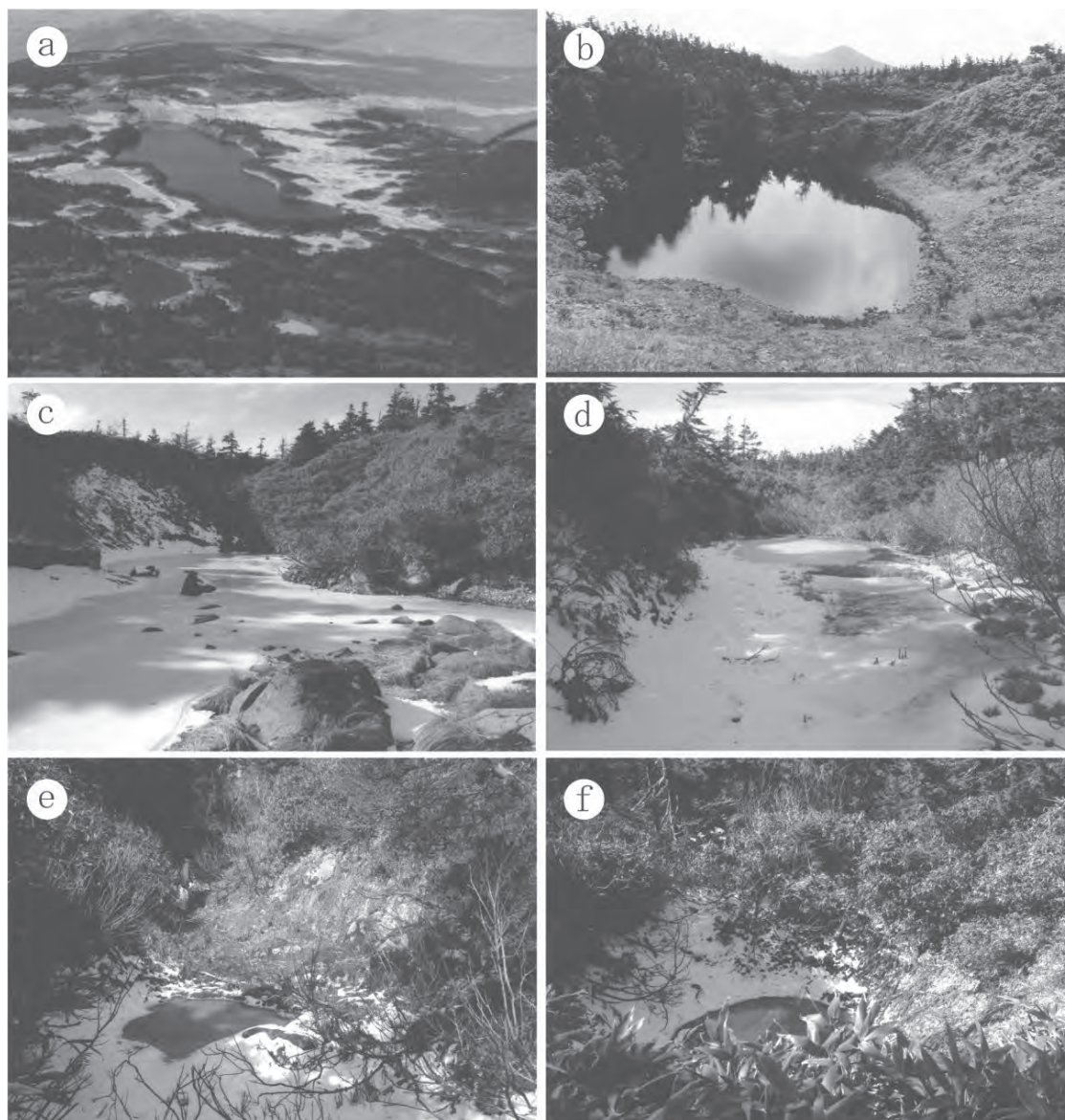


図 3: 八幡沼火口群. a: 南東上空から望む八幡沼と周辺の湖沼群. 八幡沼には沼を縁取る低い丘がある. b: めがね沼 (図 2a nos. 9, 10). c: 2つの火口が連なる沼 (図 2a nos. 7, 8). d: 小火口 A2 (図 2b), e: 小火口 D4 (図 2b). f: 小火口 E1 (図 2b).

の火口列 (A~E) をつくっている. これらの火口の諸元を表 3 に示す. いくつかの火口底で褐鉄鉱の沈殿, 硫化水素臭, 湧水が確認されている (図 5c・d).

御在所火口群は旧松尾鉱山の従業員家族の住宅群 (現在撤去済) の北側に位置し, 1969 年頃の松尾鉱山の坑道からも十分離れている. 御在所火口群の窪地形は, 松尾鉱山によって作成された明治時代末期から大正時代初期の水文環境図, 昭和 44 年頃の水文環境図にも記載され, 昭和 40 年代の松尾鉱山地形図 (以上八幡平市立松尾鉱山資料館所蔵; 図 6) では, 西から東に順に「摺鉢沼」(最大の窪地), 「地獄沼」, 「丸沼」, 「褐鉄沼」, 「小沼」の名称が付されている. これらの図から, 窪地群が鉱山開発前から存在していたことが分かる. なお, 図 6 の地形図には, 火口群の東側隣接地域に, 沈殿性褐鉄鉱床を採掘した不定形で平底の開削跡地 4 箇所も記載されており, 水蒸気噴火の火口底に生成している褐鉄鉱とともに, 水蒸気噴火と褐鉄鉱の生成が関係していることを示唆している.

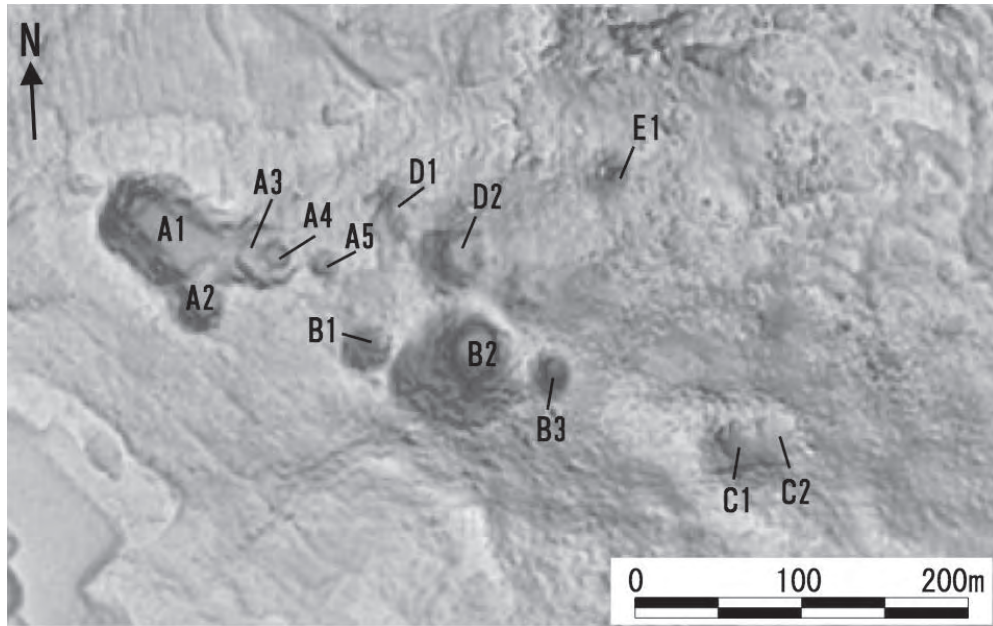


図 4: 御在所火口群の赤色立体地図。火口群は西北西-東南東方向に伸びた分布をしている。

表 3: 御在所火口群の諸元

火口列 記号	火口 長さ (m)	火口 番号	火口の大きさ (m)			備考	
			長径	短径	深さ		
A	129	A1	88	56	13	WNW-ESE 方向に伸びた 最大規模の火口	
		A2	30	34	6		
		A3	38	38	2.5		A4 火口は A3 火口の中に ある
		A4	18	18	1.5		
		A5	18	18	1.5		—
B	125	B1	34	28	5	—	
		B2	74	73	14	最大規模の円形火口	
		B3	5	5	1	—	
C	45	C1	28	27	2	—	
		C2	30	21	1.7	—	
D	85	D1	37	25	5	—	
		D2	56	47	9	—	
E	—	E1	30	21	1.7	—	

### 3 八幡平地域の火山灰

火山灰調査は八幡平地域を中心に、西は秋田焼山東山腹（国見台付近）まで、南は畚岳から大深岳・源太ヶ岳の稜線及び松川温泉付近までの範囲で実施した。本章ではこれらの地域の火山灰について述べる。なお、近年、個々の火山灰の名称（総称）として「○○テフラ」と記載されることが多くなっているが、本論では「○○火山灰」とする。また、調査地点位置図の中から調査地点を見つけ易くするため、本調査地域を A 地区（八幡平地区）から時計回りに B, C, D 地区に分割し、この後に「G + 三桁番号」からなる地点番号を付す。例えば、調査地点は「A: G005」のように記述する。





図 5: 御在所火口群. a: A1 火口全景. 火口は西北西-東南東方向に伸びている (図 4). b: 円形の A2 火口で火口壁は急傾斜である (図 4). c・d: A1 火口内に生成した沈殿性褐鉄鉱で、径 20 m×30 m の沼の縁に土手状に厚く堆積している. 写真 c のスケールは 1 m.

なお、2001 年の調査地点番号は 2001073102 のように年月日方式で記載され試料分析も行われたが、その後の調査でこの時の地点番号は「G + 三桁番号」に変更されている (地点番号の変更対照表を文末の補遺表 1 示す).

## (1) 八幡平火山群の形成史と火山灰

八幡平火山群の形成史は、河野・上村 (1954, 1964), 河野・青木 (1959), 須藤・向山 (1987), 大場・梅田 (1999) などにより研究されている. 河野・上村 (1964) は、八幡平火山群を大深岳火山 (4 溶岩からなる. 以下同), 八幡平火山 (8 溶岩), 茶臼岳火山 (10 溶岩) に三分し、茶臼岳火山に属する前森山溶岩が最も新しいとした. 須藤・向山 (1987) は、大深岳-曲崎山火山群, 八幡平-諸柁岳火山群, 茶臼岳-前森山火山群を認め、八幡平-諸柁岳火山群は松山逆磁極期 (蒸ノ湯温泉西方のブナ森のみがブリュンヌ正磁極期) の噴出物, 茶臼岳-前森山火山群は大部分が正磁極期の噴出物で、前森山はブリュンヌ正磁極期の噴出物とした. 大場・梅田 (1999) は、須藤・向山 (1987) の八幡平-諸柁岳火山群と茶臼岳-前森山火山群を八幡平火山群に一括し、火山 (溶岩) 地形と K-Ar 年代測定結果にもとづいてこれを便宜的に北部古期火山, 八幡平火山, 蒸湯火山, 諸柁岳火山群, 源太森火山, 茶臼岳火山, 恵比寿-大黒森火山, 西森山火山, 前森山火山, 安比岳火山列に 10 区分し、八幡平火山は約 100~70 万年前の比較的短期間の溶岩噴出で生成したとした. また、八幡平火山群中最も新しい火山は前森山で、その K-Ar 年代は約 40~20 万年前とした.

一方、火山灰研究をみると、前森山は、その東麓に分布する外山火山灰 (約 23~7 万年前) の主要

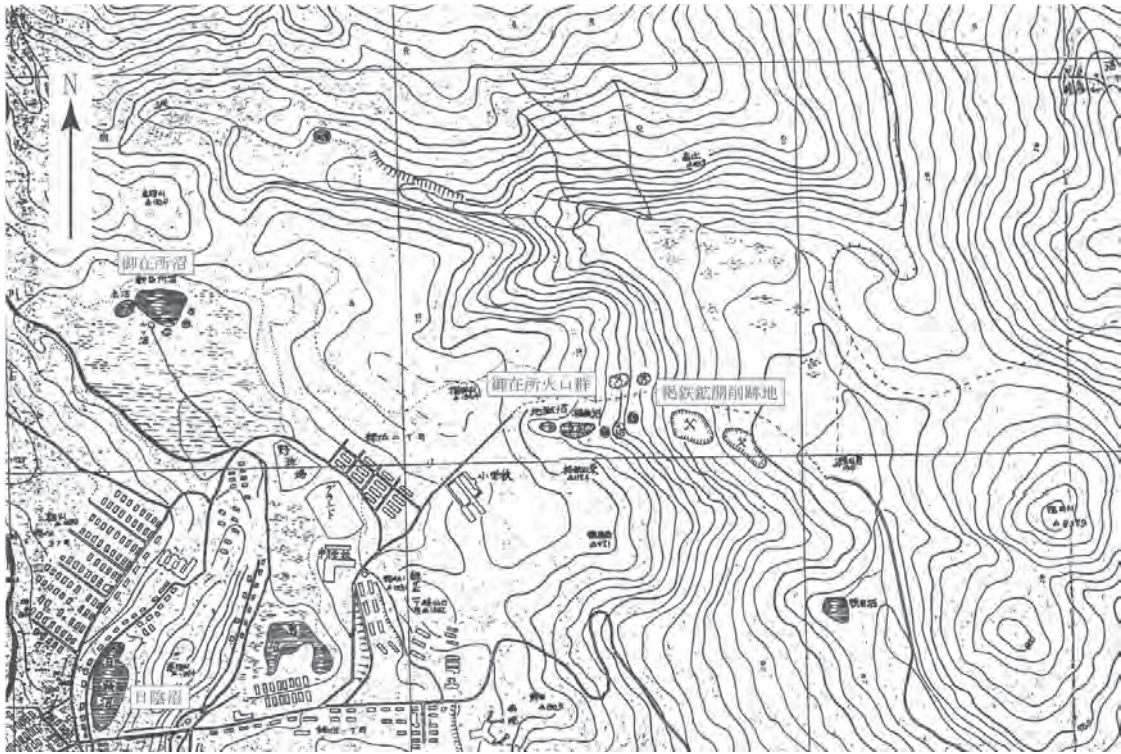


図 6: 御在所火口群を記載した昭和 40 年代の松尾鉱山地形図。地形図には 4 個の沼の記載がある。火口群の西北西延長上約 800 m に御在所沼・五色沼がある。グリッドの一边の長さは 800 m。

な給源火山で（土井，1990，2000），前森山東麓の最新の溶岩が洞爺火山灰に覆われることから，約 13 万年前には噴火活動を終了したと考えられている（土井，1997）。

また，守田（1985）は八幡平地域の湿原堆積物（泥炭）のコア中に十和田 a 火山灰（当時の名称は秋田焼山軽石; AYP）を認め，その上位に 1 層，下位に 3 層の薄い白色火山灰を見出し，完新世の火山灰とした。また，前述のように土井（1997）は，八幡沼等の湖沼は水蒸気噴火の火口で，火口地形の侵食度が小さく火口底の埋積も少ないことから，比較的新しい時期の噴火で生成したと予測した。

## (2) 新たに確認された完新世火山灰

比較的平坦な地形を有する八幡平地域には湿原堆積物（泥炭層）が広く分布する。今回，八幡平火山の湿原堆積物中に連続的に堆積した 11 層の火山灰を見出した。さらに，これらの火山灰との層位関係は不明であるが， $^{14}\text{C}$  年代値または泥炭層との層位関係から完新世と考えられる 12 層の火山灰を確認した。

図 7 は八幡沼北登山道（A: G005）と八幡平山頂北登山道（A: G064）の 2 地点の層序を総合して作成した地質柱状図である。ここでは地表面に近い位置に厚さ 2~3 cm の白色軽石質火山灰（八幡平-1 と仮称，略号: H-1，以下同）が分布し，目立っている（図 8a）。この下位の泥炭中には 6 層の薄い白色火山灰（八幡平-2~7; H-2~7）がある。H-7 の下位には層厚数~10 cm 以上の礫混じり粘土質~シルト質火山灰が 3 層ある。この火山灰を上位から八幡平 A 火山灰（Ha-A），八幡平 B 火山灰（Ha-B），八幡平 C 火山灰（Ha-C）と新称する（図 8b・c）。八幡平 A 火山灰と八幡平 B 火山灰の間の泥炭中にフィルム状の白色火山灰（八幡平-8, H-8）が挟在する（図 8d）。

これらの火山灰以外に，鏡沼湖岸で八幡平-9（H-9），蓬萊沼で八幡平-10（H-10），茶臼岳北登山道で八幡平-11（H-11），諸松岳北登山道で八幡平-12（H-12），黒谷地湿原で八幡平-13・22（H-13・



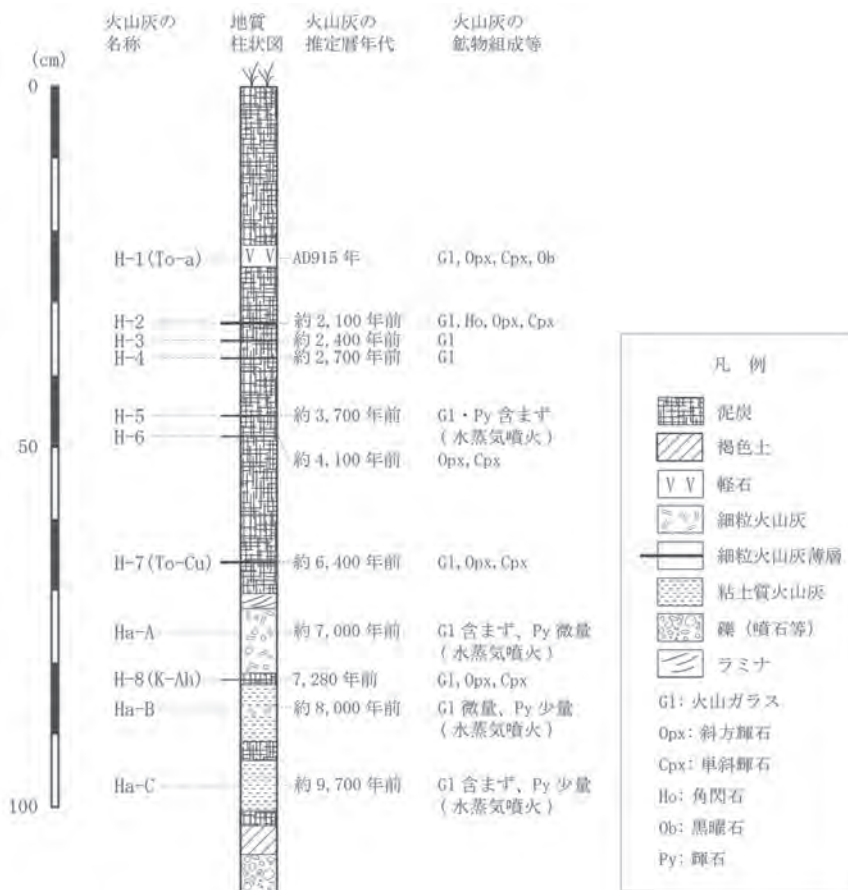


図 7: 火山灰の総合柱状図。地点 G005 と G064 の地質柱状図を総合して作成。火山灰の鉱物組成と暦年代はそれぞれ表 4, 表 9 を参照のこと。

22), 源太森東登山道で八幡平-14 (H-14), 後生掛温泉付近で八幡平-15~17 (H-15~17), 国見台東登山道で八幡平-18・19 (H-18・19), 前森山山頂で八幡平-20・21 (H-20・21), 八幡沼北登山道で八幡平-23 (H-23) の火山灰が確認された。

以上の火山灰のうち，調査範囲内で広く追跡されるのは H-1 と Ha-A である。H-1 は八幡平地域のほか後生掛温泉から国見台付近，畚岳から大深岳に至る稜線，松川温泉付近でも確認される。

火山灰の特徴の記載にあたり，重鉱物組成は，篩分けで粒径 63~125 $\mu$ m を集めて重液分離し，200 粒を鉱物鑑定して決定した。屈折率の測定は温度変化型測定装置 MAIOT を使用して 1 試料あたり 30 個以上を測定した。火山ガラスの化学組成は波長分散型 X 線マイクロアナライザー (WDX) を用いて決定した。重鉱物組成及び火山ガラス・斜方輝石等の屈折率を表 4, 火山ガラスの化学組成を表 5 に示す。

火山灰の  $^{14}\text{C}$  年代測定は，主に火山灰の直下の泥炭・土壌 (腐植土) を試料として実施した。測定方法は，2001 年が  $\beta$  線計測法 ( $\delta^{13}\text{C}$  同位体効果補正実施)，2002~2003 年が加速器質量分析計測法 (AMS 法) である。用いた半減期は 5,570 年，基点年代は 1950 年である。測定結果を表 6 (1), (2) に示す。本表中の暦年較正年代は OxCal 4.2 (IAAA 番号の測定値) および同 4.3 (PLD 番号の測定値) を用いて求めた。yBP は年代測定値，cal yBP は暦年較正值を示す。なお，火山灰の年代は 3 (5) で詳述する。

次に八幡平火山群起源の火山灰と外来の火山灰 (八幡平火山群以外を給源とする火山灰及び給源不明の火山灰) に分けて記載する。火山灰名は必要なとき以外は略号を用いる。調査した露頭の位

表 4: 火山灰の鉱物組成と屈折率

no.	試料採取地点		火山灰名	対比	主な重鉱物	形状	G1		Opx・Ho・AF		備考
	地区名	番号					屈折率	鉱物	屈折率		
1	D	G207	H-1	To-a	Opx, Cpx	C, T	1.503-1.507(1.505)	-	-	-	-
2	A	G005	H-1	To-a	Opx	H, C, T	1.499-1.505(1.502)	-	-	-	Ob含む
3	A	G064	H-1	To-a	Opx, (Cpx)	H, C, T	1.498-1.505(1.502)	Opx	1.706-1.709(1.707)	-	Ob含む
4	B	G145	H-1	To-a	Opx, Cpx	C, T	1.504-1.511(1.506)	-	-	-	-
5	D	G178	H-1	To-a	Opx, Ho, Cpx	C, T	1.505-1.509(1.507)	-	-	-	-
6	A	G005	H-2	-	Ho, Cpx	-	-	-	-	-	-
7	A	G005	H-2	-	Ho	C, T	1.500-1.509(1.506)	Ho	1.677-1.681(1.679)	-	-
8	A	G011	H-2	-	Ho	H, C	1.503-1.507(1.505)	Ho	1.681-1.684(1.683)	-	-
9	A	G005	H-2	-	Ho, Cpx	-	-	Opx	1.706-1.708(1.707)	-	Hoは褐色
10	A	G005	H-3	-	-	H, C	1.502-1.505(1.503)	-	-	-	-
11	A	G005	H-4	-	-	H, C	1.497-1.500(1.499)	-	-	-	-
12	A	G005	H-5	-	-	-	-	-	-	-	水蒸気噴火の火山灰
13	A	G005	H-6	-	Opx, Cpx	-	-	Opx	1.703-1.708(1.706)	-	-
14	A	G005	H-7	To-Cu	Opx, (Cpx)	C, T, H	1.510-1.513(1.511)	-	-	-	-
15	A	G064	H-8	K-Ah	Opx, Cpx	H	1.509-1.514(1.511)	-	-	-	G1は平板状
16	A	G318	H-9	B-Tm	(Opx, Cpx)	T	1.5062-1.5118(1.5080)	AF	1.5210-1.5246(1.5230)	-	AF含む
						H	1.4955-1.5248(1.5127)				
						Y	1.5073-1.5217(1.5099)				
17	A	G050	Ha-A	-	Opx, Cpx	-	-	Opx	1.706-1.712(1.710)	-	-
18	A	G005	Ha-A	-	-	-	-	Opx	1.704-1.708(1.706)	-	G1なし
19	A	G005	Ha-A	-	-	-	-	-	-	-	G1なし
20	A	G064	Ha-A	-	-	-	-	-	-	-	G1なし
21	A	G020	Ha-A	-	-	-	-	-	-	-	G1なし
22	A	G064	Ha-B	-	-	-	-	-	-	-	G1なし
23	A	G064	Ha-B	-	Opx, Cpx	T	1.5027-1.5085(1.5053)	-	-	-	G1少ない
24	A	G064	Ha-B	-	Opx	-	-	Opx	1.698-1.704(1.701)	-	-
25	A	G153	Ha-B?	-	Opx, Cpx	-	-	Opx	1.709-1.714(1.711)	-	-
26	A	G064	Ha-C	-	-	-	-	-	-	-	G1なし
27	A	G064	Ha-C	-	Opx, Cpx	-	-	-	-	-	G1なし
28	A	G064	Ha-C	-	Opx	-	-	Opx	1.715-1.721(1.719)	-	-
29	A	G153	Ha-C?	-	Opx, Cpx	-	-	Opx	1.706-1.709(1.707)	-	-
30	A	G308	H-11	H-3?	(Cpx, Opx)	H, T	1.4976-1.5118(1.5035)	Opx	1.6941-1.7158(1.7034)	-	-
31	C	G118	H-12	-	Opx, Cpx	C, T	1.506-1.510(1.508)	-	-	-	-
32	A	G153	H-13	-	Opx, Cpx	-	-	Opx	1.710-1.714(1.712)	-	-
33	A	G009	H-14	-	Opx, Cpx	H, C	1.497-1.502(1.501)	-	-	-	-
34	D	G178	H-15	-	Opx, Ho, Cpx	H, C	1.507-1.510(1.508)	Ho	1.669-1.674(1.671)	-	Ho含む
35	D	G178	H-16	-	Opx, Ho, Cpx	H, C	1.504-1.520(1.507)	-	-	-	Ho含む
36	D	G178	H-16/H-1間の土壌	-	Opx, Ho, Cpx	H, C	1.506-1.509(1.507)	-	-	-	Ho含む
37	D	G178	H-17(上部)	-	Opx, Ho, Cpx	H, C	1.506-1.513(1.508)	Ho	1.669-1.673(1.671)	-	Ho含む
38	D	G177	H-17(下部)	-	Opx, Ho, Cpx	H, C	1.503-1.507(1.505)	Ho	1.669-1.673(1.671)	-	Ho含む
39	D	G178	H-17(下部)	-	Opx, Ho, Cpx	H, C	1.503-1.506(1.504)	Ho	1.669-1.673(1.671)	-	Ho含む
40	D	G179	H-17(下部)	-	Opx	H, C	1.503-1.507(1.505)	-	-	-	Ho含む
41	D	G207	H-18	-	Opx, Cpx	H, C, T	1.502-1.510(1.506)	-	-	-	-
42	B	G054	H-20	-	Opx	-	-	Opx	1.698-1.703(1.700)	-	-
43	B	G054	H-21	-	Opx	-	-	Opx	1.699-1.703(1.701)	-	-
44	A	G011	H-22	-	Opx, Cpx	C, T	1.508-1.511(1.510)	-	-	-	-
45	A	G098	赤色スコリア	-	-	SG	1.5156-1.5210(1.5184)	-	-	-	-
46	A	G098	赤色スコリア	-	-	SG	1.5141-1.5203(1.5175)	-	-	-	-
47	A	G152	細粒火山灰	-	Opx	C	1.503-1.507(1.505)	-	-	-	-
48	A	G152	細粒火山砂	-	Opx, Cpx	-	-	Opx	1.713-1.719(1.715)	-	-
49	C	G155	細粒火山灰	-	Opx, Cpx	C	1.502-1.513(1.505)	-	-	-	-
50	C	G155	細粒火山灰	-	Opx, Cpx	H, C	1.507-1.510(1.508)	-	-	-	-
51	C	G166	Ak-11?	-	Opx, Cpx	-	-	Opx	1.705-1.709(1.707)	-	-
52	C	G149	細粒火山砂	-	Opx, Cpx, Ho	C, T	1.502-1.510(1.506)	Ho	1.675-1.681(1.678)	-	-
53	C	G149	含軽石細粒火山灰	-	Opx, Cpx	C, T	1.508-1.512(1.509)	-	-	-	-

G1: 火山ガラス, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Ho: 角閃石, AF: アルカリ長石, Ob: 黒曜石.  
H: 平板型, C: 中間型, T: 多孔型, Y: Y字型, SG: スコリアガラス.



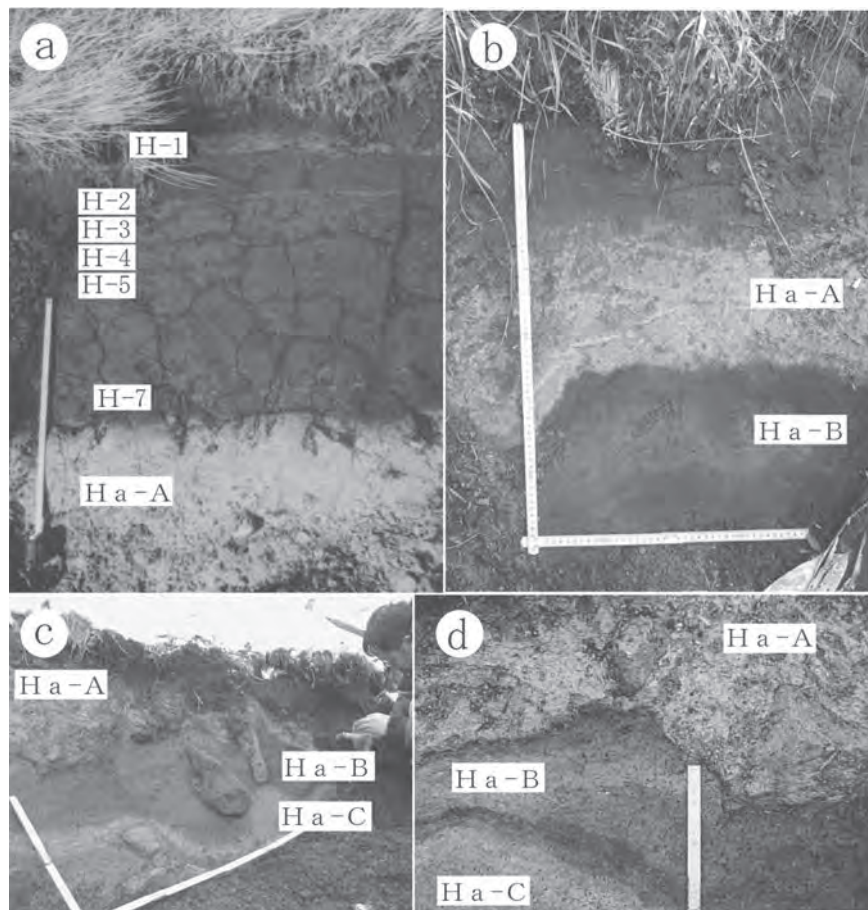


図 8: 火山灰の産状. a: Ha-A に重なる泥炭中に分布する火山灰群 (八幡沼北登山道, A:G005). b: Ha-B に重なる Ha-A (八幡平山頂北登山道, A:G065). c: Ha-C・B・A の順に重なり, Ha-A の火山岩塊 (噴石) が下位層にめり込んでいる (八幡平山頂北登山道, A:G064). d: Ha-A の荷重で下位の泥炭・火山灰が変形している. Ha-A・B 間の泥炭層中に H-8 (K-Ah) がある (同上, A:G064).

置を図 9, 露頭の地質柱状図を図 10 にそれぞれ示す.

### (3) 八幡平火山群起源の火山灰

湿原堆積物中に確認された八幡平火山群起源の火山灰は Ha-A・B・C である. また, 完新世の  $^{14}\text{C}$  年代値を示す火山灰は H-14 及び H-20・21 である. 以下, これらの火山灰を上位から記載する.

#### a. 八幡平 A 火山灰 (Ha-A) (新称)

層位: 泥炭中にある 3 層の厚い粘土質～シルト質火山灰のうち最上位の火山灰

模式地: 八幡沼北登山道 (A: G005), 鏡沼火口壁 (A: G050), 八幡平山頂北登山道 (A: G064)

分布: 八幡沼・ガマ沼・メガネ沼・鏡沼等の火口を中心に, 東西約 5 km, 南北約 2.5 km の範囲の 40 地点以上で確認される (図 11). 東方の恵比寿森, 茶臼岳の山頂付近では確認されない. 火山灰の分布主軸の方向は N70°E である.

層厚: 八幡沼湖岸で 1 m 以上, 鏡沼で 148 cm, 八幡沼・ガマ沼付近の登山道で 80 cm を超える. 茶臼岳東方の黒谷地湿原で 5 cm, 安比岳山頂付近では火山豆石として土壤中に点在する.

表 5: 火山ガラスの化学組成

no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
火山灰名	H-1(To-a)	H-8(K-Ah)	K-Ah	H-9(To)	H-9(To)	H-9(To)	H-9(To)	H-9(B-Tm)	H-9(B-Tm)
地点名	G145	G064	KH83-2-3	G318	G318	G318	G318	G318	G318
試料番号	G145-1	20010731-07-N	-	(繊維型)	(Y字型)	(平板型)	(平板型)	(平板型)	(平板型)
測定火山ガラス数	15	10	77	21	30	1	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	77.27	75.24	75.21	77.35	77.34	78.07	78.18	76.05	74.93
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.53	0.54	0.38	0.36	0.31	0.32	0.22	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.46	12.85	12.92	12.68	12.65	11.87	11.86	10.36	10.94
FeO*	1.62	2.42	2.49	1.77	1.77	1.74	1.69	3.84	4.19
MnO	0.05	0.08	0.07	0.09	0.10	0.20	0.08	0.00	0.20
MgO	0.87	0.47	0.48	0.47	0.48	0.48	0.30	0.01	0.02
CaO	1.87	2.02	2.03	2.01	2.04	2.09	1.23	0.25	0.25
Na <sub>2</sub> O	4.02	3.32	3.28	3.83	3.81	3.87	3.56	4.90	4.65
K <sub>2</sub> O	1.53	3.00	2.99	1.38	1.39	1.36	2.78	4.36	4.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.07	0.00	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.03
Total	100.00	100.00	100.01	100.00	99.99	100.01	100.00	99.99	99.99
備考	-	-	町田・新井 (1992)	-	-	-	-	-	-

no.	10	11	12	13	14	15	16	17
火山灰名	H-11	H-11	H-11	H-11	H-22	H-23	H-23	H-23
地点名	G308	G308	G308	G308	G011	G300	G300	G300
試料番号	22	22s	22s	22s	G011-6	軽石 A	軽石 B	軽石 C
測定火山ガラス数	23	1	1	1	15	8	12	9
SiO <sub>2</sub>	75.41	77.62	78.67	79.89	76.87	75.14	74.89	75.08
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.45	0.19	0.32	0.39	0.39	0.41	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.38	11.51	12.01	11.30	12.26	13.55	13.61	13.37
FeO*	2.20	2.04	1.27	1.88	1.66	2.35	2.32	2.39
MnO	0.04	0.00	0.04	0.05	0.13	0.04	0.05	0.05
MgO	0.54	0.36	0.15	0.28	0.86	0.57	0.61	0.63
CaO	2.59	1.48	1.29	1.61	1.94	2.77	2.77	2.75
Na <sub>2</sub> O	3.96	3.09	1.62	1.12	4.34	3.84	4.01	3.89
K <sub>2</sub> O	1.42	3.47	4.74	3.53	1.55	1.30	1.27	1.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.07	0.10
Total	99.99	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01	100.01
備考	SiO <sub>2</sub> : 75%	SiO <sub>2</sub> : 76%	同左	同左	-	-	-	-

岩相: 本火山灰は淡黄褐色を呈する固結した礫混じり細粒火山灰である。厚い火山灰層では、火山豆石や細粒火山灰で薄くコーティングされた礫が多く含まれる (図 12a・b)。分布の周辺域では火山豆石が主体となり、基質部に乏しくなる。分布の末端にあたる安比岳山頂付近等では、土壤中に火山豆石が散在する産状を示す。

鏡沼火口壁 (G050) の本火山灰は褐色土壤に重なり、層厚は 148 cm である。火山灰中の礫は下部では大型のものが多く、上位に向かって礫径、礫量とも小さくなる。最上部 (層厚 38 cm の部分) は扁平化した火山豆石の集中層である。火山灰中の礫は鏡沼火口壁では多数含まれ、最大径は 50 cm 以上ある。八幡沼付近の最大径は 39 cm であるが、源太森付近を境にこれより東方では認められていない (図 11)。径の大きい礫は地表に落下し衝突した時、穴をつくって地層中にめり込んでいる (サグ構造を形成している。図 8c)。礫種は非変質の安山岩のほか、変質した多種類の岩石がある (4(3))



表 6 (1): 火山灰の  $^{14}\text{C}$  年代測定値 ( $\beta$  線計測法)

no.	試料採取 地点	試料層位	試料	$^{14}\text{C}$ 年代 ( $1\sigma$ ; yBP)	$\delta^{14}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\Delta^{14}\text{C}$	測定番号
1	G145	H-1(To-a) 直下	腐植土	1,230±130	-143.6±13.5	-25.9	-142.1±13.5	IAA-277
2	G005	H-1(To-a) 直下	泥炭	1,370±60	-162.5±0	-27.8	-157.8±0	IAA-44
3	G178	H-1(To-a) 直下	腐植土	1,560±100	-182.8±9.8	-28.4	-177.3±9.8	IAA-282
4	G207	H-1(To-a) 直下	腐植土	1,970±110	-223.3±10.3	-28.2	-218.4±10.3	IAA-284
5	G064	H-1(To-a) 直下	泥炭	2,380±100	-261.6±0	-28.0	-257.2±0	IAA-48
6	G005	H-2 直下	泥炭	1,990±60	-224.5±0	-28.0	-219.9±0	IAA-43
7	G005	H-3 直下	泥炭	5,350±80	-489.6±0	-28.0	-486.6±0	IAA-42
8	G005	H-7(To-Cu) 直下	泥炭	5,120±80	-471.3±0	-25.0	-471.3±0	IAA-41
9	G050	Ha-A 直下	腐植土	1,110±100	-132.0±10.9	-26.2	-129.9±10.9	IAA-272
10	G006	Ha-A 直下	腐植土	2,810±140	-299.8±12.3	-28.2	-295.3±12.3	IAA-268
11	G050	Ha-A 直上	泥炭	5,230±140	-481.5±0	-27.6	-478.8±0	IAA-50
12	G005	Ha-A 直上	泥炭	5,290±80	-487.7±0	-29.7	-482.9±0	IAA-45
13	G153	Ha-A 直下	腐植土	5,570±110	-503.1±7.0	-27.9	-500.2±7.0	IAA-278
14	G064	Ha-A 直下	腐植土	5,700±120	-509.7±7.1	-26.4	-508.4±7.1	IAA-274
15	G020	Ha-A 直下	腐食土	6,220±140	-541.6±0	-27.4	-539.4±0	IAA-49
16	G064	Ha-A 直下	泥炭	6,330±120	-548.1±0	-28.0	-545.4±0	IAA-47
17	G064	Ha-B 直下	腐植土	9,080±160	-678.1±6.3	-26.5	-677.2±6.3	IAA-275
18	G153	Ha-B? 直下	腐植土	7,650±120	-616.2±5.9	-27.6	-614.2±5.9	IAA-280
19	G064	Ha-B 直下	泥炭	8,860±120	-670.6±0	-28.8	-668.1±0	IAA-46
20	G064	Ha-C 直下	土壌	9,460±150	-693.6±5.9	-27.5	-692.1±5.9	IAA-276
21	G153	H-13 直下	腐植土	5,860±100	-321.0±6.0	-27.9	-518.3±6.0	IAA-279
22	G006	H-14 直上	腐植土	7,670±180	-617.4±8.5	-27.6	-615.5±8.5	IAA-269
23	G009	H-14 直上	土壌	6,900±210	-577.5±10.8	-26.0	-576.7±10.8	IAA-270
24	G009	H-14 直下	土壌	5,370±350	-489.7±22.6	-27.2	-487.5±22.6	IAA-271
25	G178	H-17 直下	土壌	4,580±170	-436.4±12.0	-26.4	-434.9±12.0	IAA-283
26	G061	H-20 直下	土壌	5,960±160	-525.0±9.1	-26.0	-524.0±9.1	IAA-273
27	G154	細粒火山灰 直下	土壌	3,500±120	-356.3±9.7	-27.1	-353.6±9.7	IAA-281

で詳述する)。

本火山灰は径 1.0~1.2 mm の石英結晶片を含み，火山ガラスは含まない。X 線回折分析により火山灰細粒部から緑泥石，カオリナイト，クリストバライトが確認された（表 7）。

## b. 八幡平 B 火山灰 (Ha-B) (新称)

層位: 八幡平 A 火山灰の下位に泥炭層を介して分布する。

模式地: 八幡平山頂北登山道 (A: G064)

分布: 八幡沼付近の 4 地点で確認される。八幡沼東方の黒谷地湿原 (A: G037, G153) には，Ha-A の下位に 2 層の粘土質火山灰が分布する。これらはそれぞれ Ha-B・C に対比される可能性がある (図 10)。

層厚・岩相: 本火山灰は層厚 4~5 cm の淡灰色の粘土質火山灰である。八幡平山頂北登山道 (A: G064) では，下部に径 5 cm の礫が含まれる。火山ガラスは含まない。X 線回折分析により火山灰細粒部から緑泥石，カオリナイト，イライト，クリストバライトが確認された (表 7)。

表 6 (2): 火山灰の  $^{14}\text{C}$  年代測定値 (加速器質量分析計測法)

no.	試料採取地点 地区 地点番号		試料層位	試料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{14}\text{C}$ 年代 ( $1\sigma$ ; yBP)	暦年較正年代 ( $1\sigma$ : 68.2%)	測定番号
28	A	G005	H-2 直下	腐植土	-29.89±1.52	1,700±50	1,695–1,650 (18.7%) 1,630–1,550 (49.5%)	IAAA-11872
29	A	G005	H-3 直下	腐植土	-28.13±0.71	1,870±30	1,870–1,780 (58%) 1,760–1,740 (10.2%)	IAAA-30069
30	A	G005	H-4 直下	腐植土	-28.41±0.93	2,060±30	2,105–2,085 (8.8%) 2,065–1,985 (56.6%) 1,960–1,950 (2.8%)	IAAA-30070
31	A	G005	H-5 直下	腐植土	-25.20±0.79	2,590±40	2,755–2,720 (68.2%)	IAAA-30071
32	A	G005	H-6 直下	腐植土	-26.05±0.64	2,860±30	3,025–2,920 (65.5%) 2,905–2,890 (2.8%)	IAAA-30072
33	A	G005	H-7 直下	腐植土	-24.86±0.80	4,610±30	5,445–5,405 (38.4%) 5,325–5,295 (29.8%)	IAAA-30073
34	A	G050	Ha-A 直下	腐植土	-19.07±1.22	550±50	635–600 (29.9%) 560–520 (38.3%)	IAAA-11873
35	A	G020	Ha-A 直下	土壌	-26.19±0.92	5,090±40	5,910–5,880 (18%) 5,825–5,750 (50.2%)	IAAA-30076
36	A	G064	Ha-A 直下	腐植土	-25.18±1.32	5,290±50	6,180–6,145 (13.6%) 6,125–5,995 (54.6%)	IAAA-11874
37	A	G011	Ha-A 直下	腐植土	-28.37±1.03	5,890±40	6,745–6,665 (68.2%) 7,425–7,410 (11.3%)	IAAA-30074
38	A	G037	Ha-B?直下	腐植土	-28.0	6,455±30	7,400–7,365 (25.7%) 7,360–7,325 (31.1%)	PLD-2534
39	A	G064	Ha-B 中	土壌	-27.74±1.32	6,810±40	7,680–7,610 (68.2%)	IAAA-30077
40	A	G065	Ha-B 直下	腐植土	-26.4	6,895±35	7,755–7,675 (68.2%)	PLD-2537
41	A	G037	Ha-B?直下	腐植土	-28.4	7,055±35	7,940–7,915 (19.3%) 7,910–7,850 (48.9%)	PLD-2535
42	A	G064	Ha-B 直下	腐植土	-25.57±1.07	8,190±40	9,250–9,170 (29.4%) 9,145–9,075 (29.8%) 9,055–9,030 (9%)	IAAA-30078
43	A	G064	Ha-C 直下	土壌	-24.94±1.58	8,730±60	9,780–9,560 (68.2%) 930–900 (28.3%)	IAAA-11875
44	A	G050	H-9 中	木片	-28.9	970±30	865–825 (31.4%) 815–800 (8.4%)	PLD-2533
45	A	G308	H-11 直下	腐植土	-26.7	2,905±30	3,080–2,975 (68.2%) 430–375 (43.2%)	PLD-2536
46	D	G178	H-15 直下	土壌	-25.85±1.19	290±40	365–360 (2.3%) 325–295 (22.6%) 270–215 (20.7%)	IAAA-30080
47	D	G207	H-18 直下	腐植土	-29.37±1.26	120±40	145–55 (38.6%) 45–20 (8.9%)	IAAA-30081
48	D	G207	H-19 直下	腐植土	-23.86±0.71	410±30	510–460 (65.9%) 350–340 (2.3%)	IAAA-30082
49	A	G011	H-22 直下	腐植土	-27.66±3.72	7,190±80	8,155–8,140 (3.7%) 8,135–8,115 (3.7%) 8,110–8,090 (4.5%) 8,055–7,935 (56.2%)	IAAA-30075
50	C	G166	細粒火山灰直下	土壌	-22.14±0.95	6,470±40	7,430–7,410 (16.4%) 7,400–7,365 (23.3%) 7,360–7,325 (28.5%)	IAAA-30079

暦年較正法 : OxCal 4.2 (IAAA-番号), OxCal 4.3 (PLD-番号)



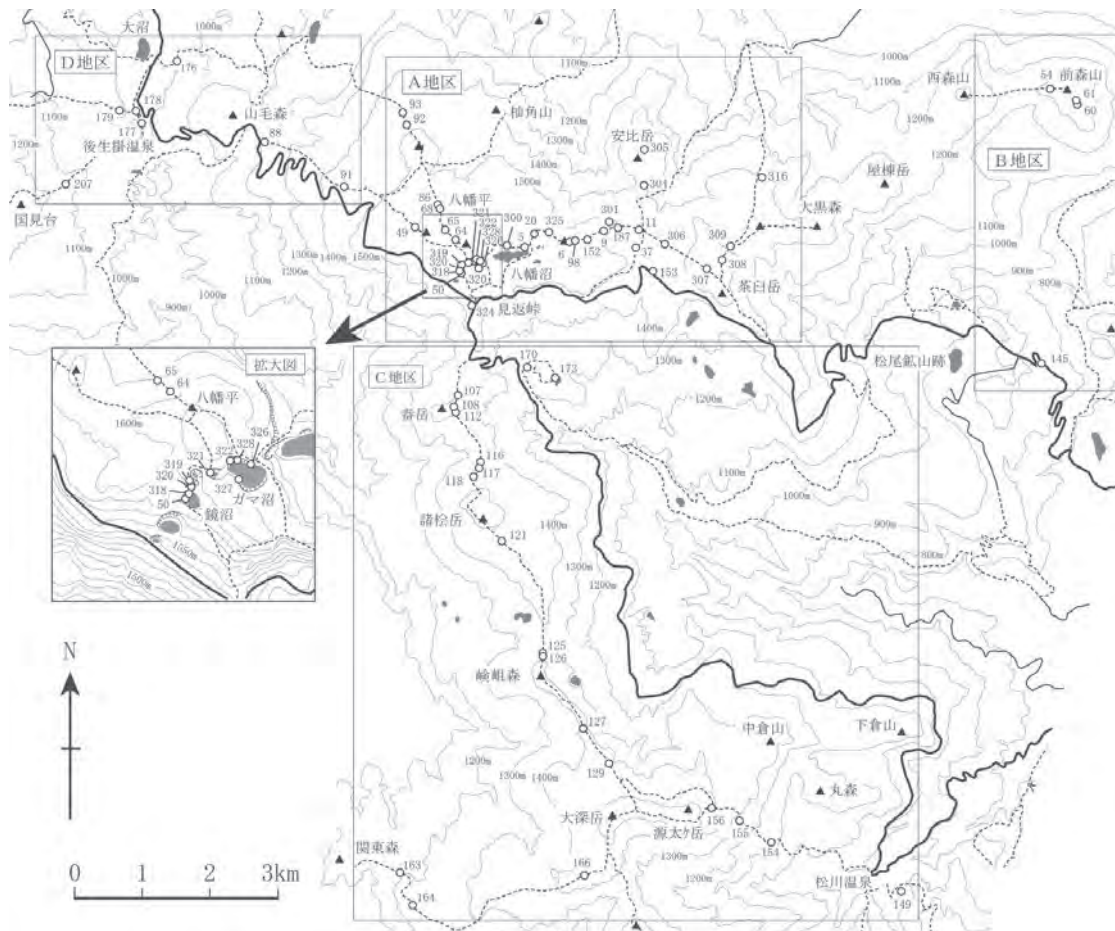


図 9: 調査地点位置図. 地点番号の 5 や 64 は地点 G005, G064 を表す.

表 7: 火山灰の X 線回折分析結果

火山灰	試料採取地点		試料番号	変質鉱物				その他
	地区	地点番号		Ch	Ka	Il	Cr	
H-2	A	G005	20010731-02-L					○
H-7 (To-Cu)	A	G005	20010731-02-F					○
Ha-A	A	G005	20010731-02-C	○	○		○	
			20010731-02-B	○	○		○	
Ha-B	A	G064	20010731-07-D	○	○	○	○	
Ha-C	A	G064	20010731-07-B	○	○		○	

Ch: 緑泥石, Ka: カオリナイト, Il: イライト, Cr: クリストバライト, Gl: 火山ガラス

### c. 八幡平 C 火山灰 (Ha-C) (新称)

層位: Ha-B の下位にある. Ha-B との間に層厚約 7 cm の泥炭層がある.

模式地: 八幡平山頂北登山道 (A: G064)

分布: 確認されたのは模式地の 1 地点のみである. 八幡沼東方の黒谷地湿原にも分布する可能性がある (図 10: A: G037, G153).

層厚・岩相: 模式地では層厚 6~7 cm の淡灰~淡褐灰色粘土質火山灰で, 礫は確認されない. また,

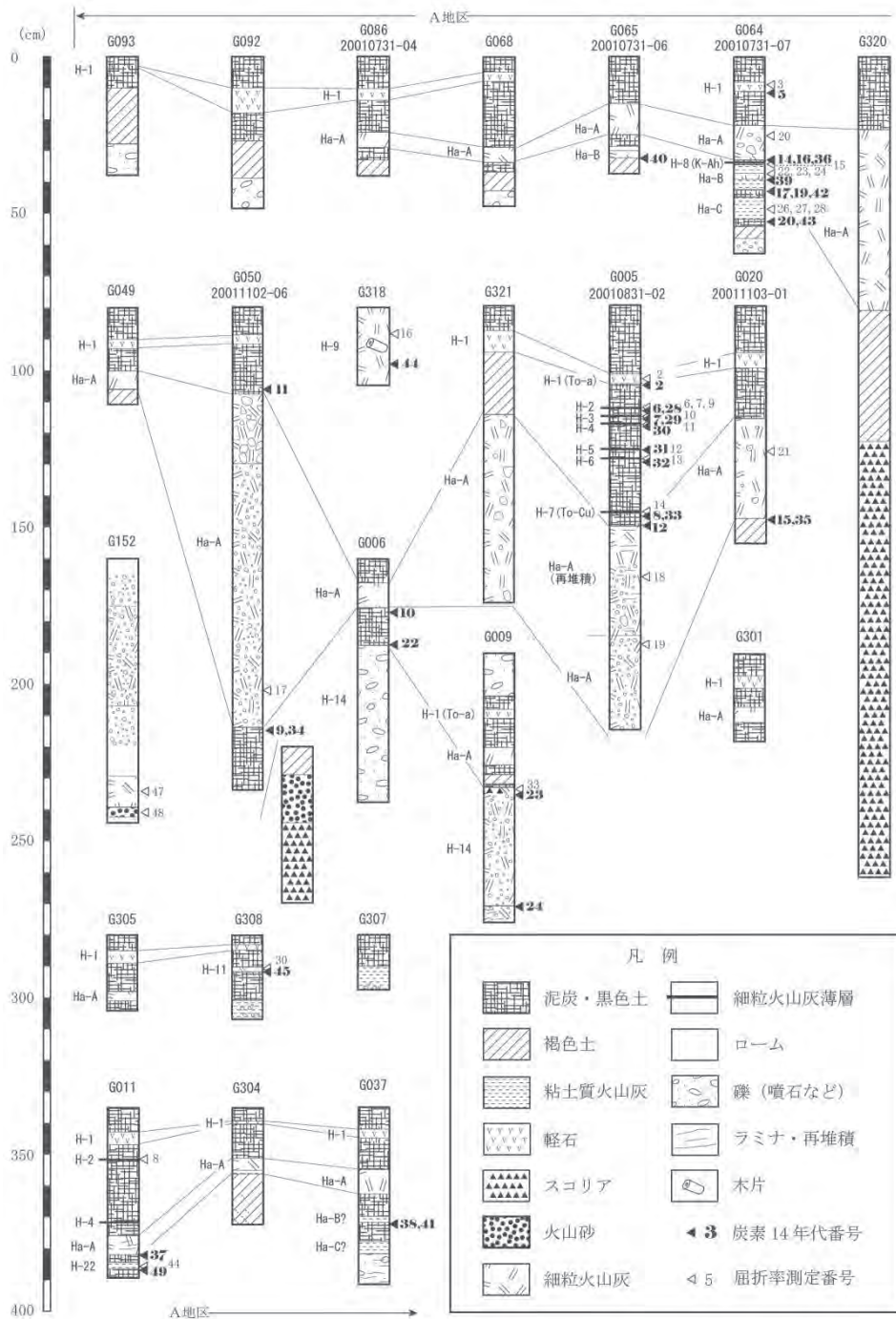


図 10 (1): 調査地点の地質柱状図。屈折率測定番号と炭素 14 年代測定番号は、それぞれ表 4、表 6 の番号に対応する。

火山ガラスは含まない。X線回折分析により細粒部から緑泥石、カオリナイト、クリストバライトが確認された(表7)。

d. Ha-A・B・Cの粒度組成

Ha-A・B・Cの噴火様式を検討するため火山灰の粒度組成を測定した。一般に、高い噴煙柱を形成する大規模噴火では、空中分別作用が進み火山灰の淘汰は非常に良くなる。これに対して地下水・湖



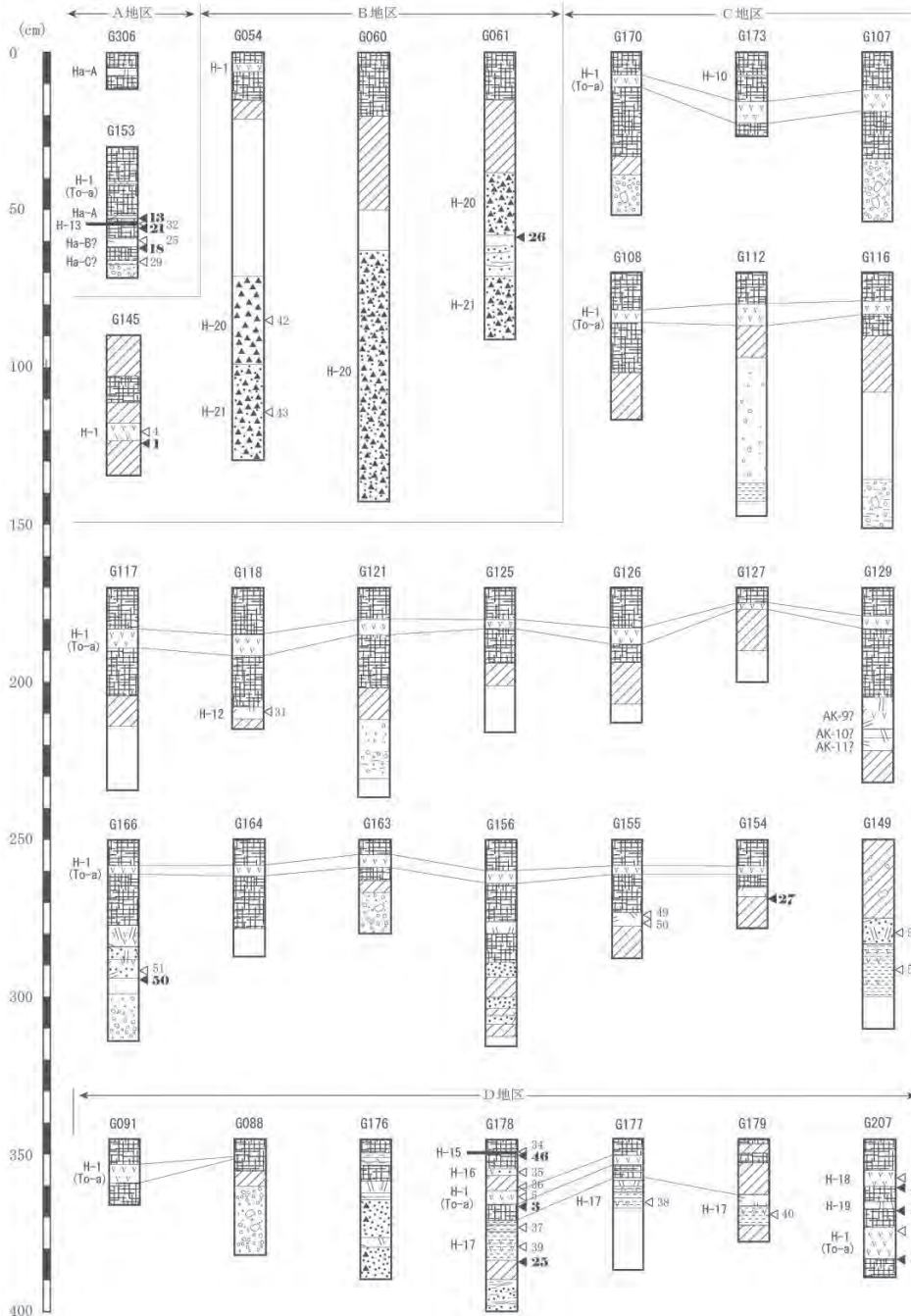


図 10 (2): 調査地点の地質柱状図。凡例は図 10 (1) と同じ。

水など水が関与する水蒸気噴火やマグマ水蒸気噴火では、噴煙内に水蒸気を多く含んでいるため細粒火山灰が凝縮して火山豆石などを形成し易い。このため、水蒸気噴火の火山灰は、粒径の異なる粒子が混在することになり、淘汰が悪く、粒度組成は二極分布する (Cas and Wright, 1988)。このことから粒度組成を用いた検討が可能である。

火山灰の粒度分析は粗粒部を篩分け法，細粒部をピペット法で行い，粒径は $3\phi$  (8 mm) から  $9\phi$  ( $2\mu\text{m}$ ) までを  $1/2\phi$  間隔で測定した。測定結果を図 13 に示す。粒度分析の結果から次のことが明らかになった。

Ha-A は 1 mm より小さい粒子が全体の 80~90% を占め，細粒で淘汰が悪い。また，粒径分布は二

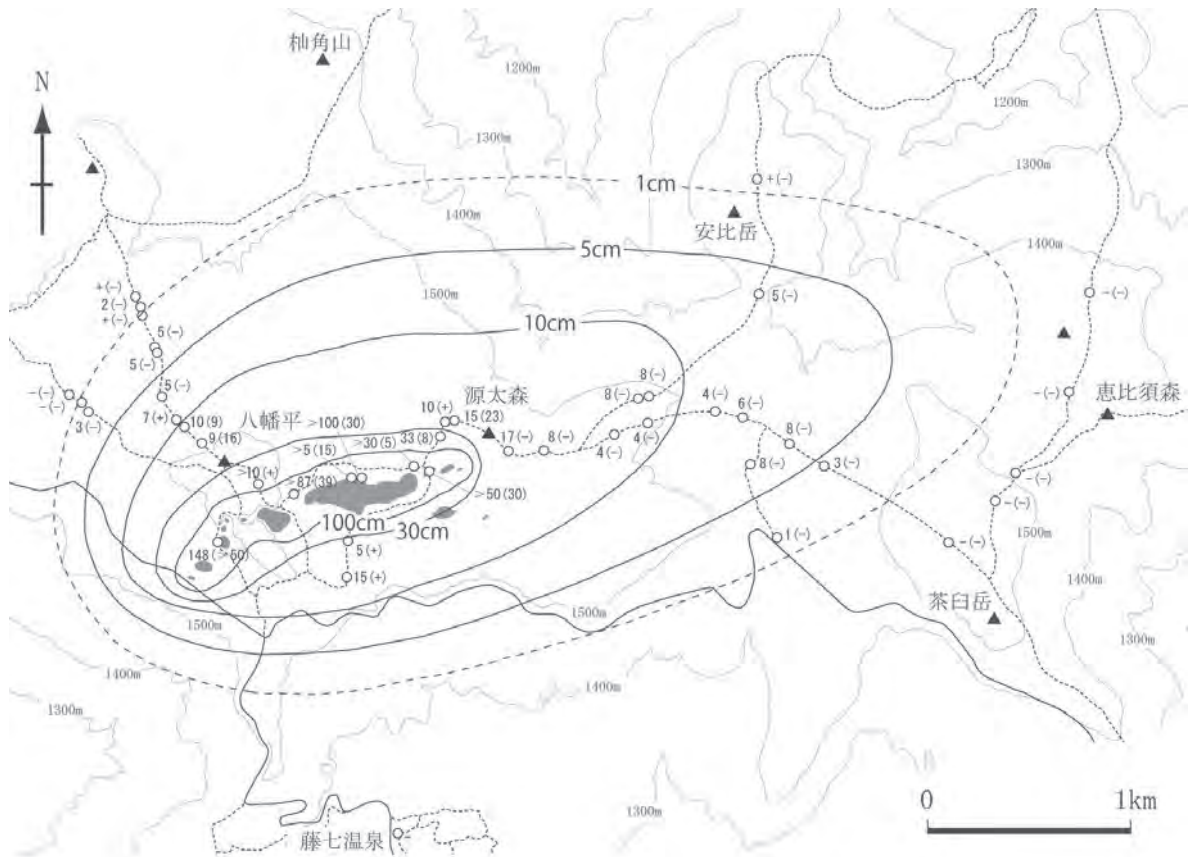


図 11: 八幡平 A 火山灰の等層厚線図 (単位: cm). 図中の数字, 例えば 10(9) は, 火山灰の層厚が 10cm, 最大 3 個の礫の平均粒径が 9 cm であることを示す. また, + (プラス) は分布すること, - (マイナス) は分布しないことを示す.

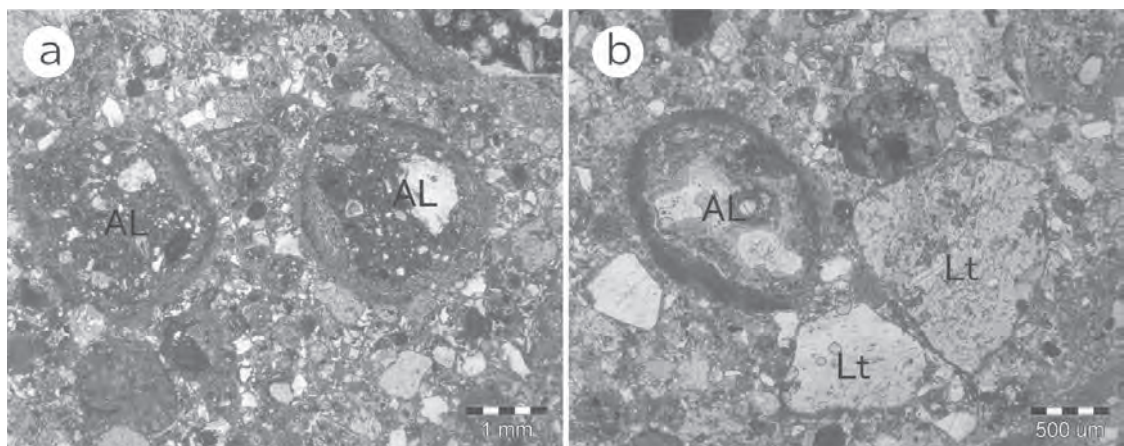


図 12: 八幡平 A 火山灰中の火山豆石. a: 火山豆石 (AL) は安山岩核を細粒火山灰が何重にも取り巻いている. スケールは 1 mm. b: 岩片 (Lt) 表面は細粒火山灰で薄くコーティングされている. スケールは 0.5 mm.

極分布しており，水蒸気噴火の火山灰と考えられる。

Ha-B はほぼ全量が 0.125 mm (3φ) 以下の粒径で，5φ にピークをもつが 9φ 以上の細粒物が多く，全体として淘汰が悪い。火山ガラスも含まないことから水蒸気噴火の火山灰と考えられる。

Ha-C はほぼ全量が 1 mm (0φ) 以下の粒径で，7φ にピークをもつが 9φ 以上の細粒物が非常に多く，全体として淘汰が悪い。火山ガラスも含まないことから水蒸気噴火の火山灰と考えられる。

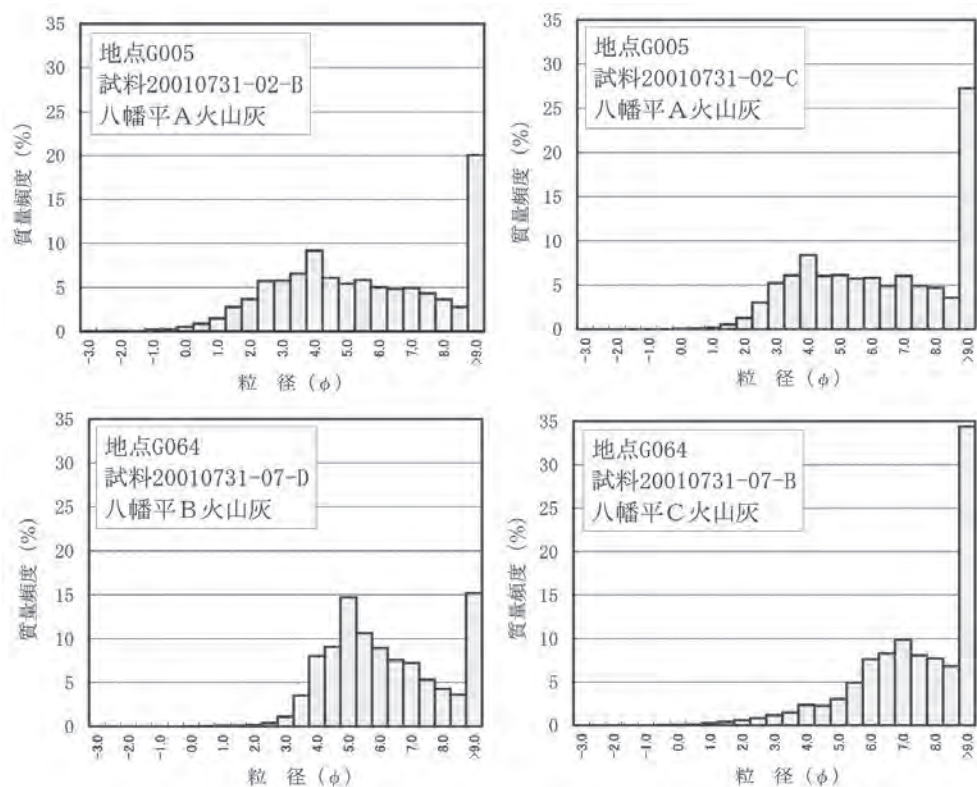


図 13: 火山灰の粒度組成図。

#### e. H-14, H-20・21

H-14 は源太森東登山道 (A: G006, G009) に露出する層厚 60 cm 以上の凝灰角礫岩である。褐色の細粒火山灰中に灰白色のデイサイト質軽石礫を含む。軽石礫の斑晶は斜長石，斜方輝石，単斜輝石，石英である。軽石礫の岩種は単一で基質の火山灰と同質であることから，本火山灰は火砕流堆積物の可能性がある。X 線回折分析では，礫・基質とも黄鉄鉱が検出されるが粘土鉱物は検出されない。本火山灰は，斜方輝石単斜輝石デイサイト溶岩からなる源太森火山 (大場・梅田，1999) の噴火に関係して噴出した可能性もある。本火山灰の直上及び直下の土壌の  $^{14}\text{C}$  年代は  $5,370 \pm 350 \text{ yBP}$  ~  $7,670 \pm 180 \text{ yBP}$  (表 6(1) nos. 22~24) である。

H-20 と H-21 は前森山山頂 (B: G054, G060, G061) で確認されたスコリア層で，上位が H-20，下位が H-21 である。蛍光 X 線分析によると，H-20・21 のスコリアの  $\text{SiO}_2$  値はそれぞれ 48~51 wt. %，49~51 wt. % で，いずれも玄武岩質である (表 8)。斜方輝石の RI は H-20 が 1.700，H-21 が 1.701 である (表 4 nos. 42, 43)。G060 の H-20 は，径約 40 cm の火山弾を含む層厚 3m 以上の赤色酸化したスコリア層で，火砕丘を形成している。これは前森山頂の最新期の噴出物であるが，明瞭な火口地形は確認されていない。G061 では H-20 と H-21 間に土壌があり，この  $^{14}\text{C}$  年代は  $5,960 \pm 160 \text{ yBP}$  (表 6(1) no. 26) である。



表 8: H-20・21 スコリアの化学組成

no.	1	2	3	4	5
試料採取地点	B:G054 前森山西	B:G054 前森山西	B:G061 前森山頂	B:G054 前森山西	B:G060 前森山頂
火山灰名	H-20	H-20	H-20	H-21	H-21
試料番号	54-1	54-3	61-1	54-2	60-2
試料	スコリア質 安山岩	スコリア	スコリア	スコリア質 安山岩	スコリア
SiO <sub>2</sub>	49.62	48.89	50.57	50.33	49.40
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.89	0.88	0.83	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.68	20.37	21.60	18.58	23.03
FeO*	12.19	12.22	11.51	11.61	12.97
MnO	0.21	0.21	0.19	0.21	0.20
MgO	6.41	7.75	5.68	7.61	6.00
CaO	8.95	7.94	7.70	8.82	5.99
Na <sub>2</sub> O	1.74	1.50	1.61	1.74	1.29
K <sub>2</sub> O	0.18	0.13	0.18	0.16	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.09	0.07	0.10	0.09
Total	100.00	99.99	99.99	99.99	100.00

#### (4) 外来の火山灰または給源不明の火山灰

湿原堆積物中に分布する H-1~13, H-15~19, H-22・23 は, 厚さが 1~2 mm ないしそれ以下であることが多く, 八幡平火山群以外を給源とする外来の火山灰と考えられる。また, 粒径 1~8 mm のスコリアや軽石からなり, 近地の火山を給源とする可能性があるが, 給源が不明の火山灰もある。ここでは, これらの火山灰を上位から記載する。

##### a. H-1

本火山灰は地表面から 10~20 cm の深さにある層厚 3~10 cm 前後の白色軽石粒からなる砂質火山灰で, 調査地域に広く分布する。軽石は多孔質繊維状で, 火山ガラスの屈折率 (以下 RI と略す) は 1.502, 斜方輝石は 1.707 である (表 4 nos.1~5)。黒曜石を含む。火山ガラスの化学組成は表 5 (no. 1) の通りで, SiO<sub>2</sub> 値は 77.27 wt.% である。本火山灰は屈折率の値, 黒曜石の存在から十和田 a 火山灰 (To-a) に対比される。なお, H-1 は本調査地域では秋田焼山軽石 (AYP) と記載されたことがある。

##### b. H-2

本火山灰は八幡沼北登山道 (A: G005 (20010731-02)) で H-1 の下位約 8 cm にある白色細粒火山灰である。普通角閃石を含む。火山ガラス, 斜方輝石, 角閃石の RI は, それぞれ 1.505~1.506, 1.707, 1.679~1.683 である (表 4 nos. 6~9)。黒谷地湿原 (A: G011) でも確認される (図 10 (1))。

##### c. H-3

本火山灰は八幡沼北登山道 (A: G005) で H-2 の下位約 2 cm にある白色細粒火山灰である。火山ガラスを含み, その RI は 1.503 である (表 4 no. 10)。

**d. H-4**

本火山灰は八幡沼北登山道（A: G005）で H-3 の下位約 2 cm にある白色細粒火山灰である。火山ガラスを含み，その RI は 1.499 である（表 4 no. 11）。黒谷地湿原（A: G011）でも確認される（図 10 (1)）。

**e. H-5**

本火山灰は八幡沼北登山道（A: G005）で H-4 の下位約 8 cm にある白色細粒火山灰である。火山ガラスや造岩鉱物を含まず（表 4 no. 12），水蒸気噴火の火山灰である可能性が高い。

**f. H-6**

本火山灰は八幡沼北登山道（A: G005）で H-5 の下位約 2 cm にある白色細粒火山灰である。斜方輝石，単斜輝石を含み，斜方輝石の RI は 1.706 である（表 4 no. 13）。

**g. H-7**

本火山灰は八幡沼北登山道（A: G005）で H-6 の下位約 17 cm にある層厚 2~3 mm の白色細粒火山灰である。火山ガラスと斜方輝石の RI は 1.511 と 1.706 である（表 4 no. 14）。これらは十和田-中振（ちゅうせり）火山灰（To-Cu）の値と一致し，対比される。

**h. H-8**



図 14: H-8 (K-Ah) の火山ガラスの形状。故新井房夫氏撮影，提供。

本火山灰は八幡平山頂北登山道（A: G064 (20010731-07)）で確認される。Ha-A と Ha-B の間の層厚約 10 cm の泥炭層の中にフィルム状にごく薄く存在する。火山ガラスは平板型のみからなる（図 14）。火山ガラスの RI は 1.511（表 4 no. 15），火山ガラスの化学組成（表 5 no.2）は鬼界-アカホヤ火山灰（K-Ah）の値（表 5 no. 3）と良く一致し，対比される。なお，本地点は K-Ah が確認された最北端の地点である。

**i. H-9**

本火山灰は鏡沼の北火口壁下の湖岸 (A: G318) で確認される軽石混り細粒火山灰の二次堆積物で、炭化木片が含まれる。火山ガラスが多く、僅かにアルカリ長石を含む。火山ガラスの形状は平板型が多く、これに繊維型、Y字型が次いでいる。火山ガラスの RI はその形状によって異なり、繊維型が 1.5080, Y字型が 1.5099, 平板型が 1.5127, アルカリ長石の RI は 1.5230 である (表 4 no. 16)。また、火山ガラスの化学組成は平板型のものにアルカリに富んで  $K_2O$  が 4.18~4.58 wt% を示すものがある (表 5 nos. 8・9)。平板状で RI が高く  $K_2O$  に富む火山ガラスとアルカリ長石は、白頭山-苦小牧火山灰 (B-Tm) に対比される。その他の火山灰は十和田火山起源の火山灰と考えられる。つまり、本火山灰は十和田火山起源の火山灰に少量の白頭山-苦小牧火山灰が混合した二次堆積物である。本火山灰中の炭化木片の  $^{14}C$  年代は、 $970\pm 30$  yBP である (表 6 (2) no. 44)

**j. H-10**

本火山灰は蓬萊沼 (C: G173) の泥炭層中に確認された層厚約 1 cm の細粒黒色スコリアである。本火山灰の約 10 cm 下位に H-1 (To-a) があり、上位約 10 cm に泥炭上面がある。H-1 の年代は AD915 年である。泥炭上面の年代 (湿原の離水年代) をアスピーテラインが開通し登山道が整った AD1970 年、泥炭の堆積速度を一定と仮定すると、H-10 の年代は 15 世紀と推定される。

**k. H-11**

本火山灰は茶臼岳北登山道 (A: G308) で H-1 の下位に確認された淡黄色細粒火山灰で火山ガラスを含む。火山ガラスと斜方輝石の RI は 1.5035 と 1.7034 である (表 4 no.30)。火山ガラスの  $SiO_2$  量は 75 wt.% 付近に集中する (表 5 no. 10)。この化学組成は後述する H-23 の軽石の化学組成と良く一致する。また、火山ガラスの RI は H-3 の値に類似する。一方、少量の火山ガラスは  $SiO_2$ : 76 wt.% 以上で、Fe, Al, Ca が相対的に低く、K が高くなる傾向がある (表 5 nos. 11~13)。

**l. H-12**

本火山灰は諸皓岳北登山道 (C: G118) で H-1 の下位に確認された細粒火山灰で火山ガラスを含む。火山ガラスの RI は 1.508 である (表 4 no. 31)。

**m. H-13**

本火山灰は黒谷地湿原入口 (A: G153) で Ha-A の下位の泥炭中に確認された細粒黒色スコリアである。この下位の泥炭中には Ha-B に対比される可能性のあるシルト質火山灰がある。斜方輝石の RI は 1.712 (表 4 no. 32)、本火山灰直下の腐植土の  $^{14}C$  年代は  $5,860\pm 100$  yBP である (表 6 (1) no. 21)。

**n. H-15, H-16, H-17**

H-15 は後生掛温泉西方 (新後生掛温泉付近) の 1ヶ所 (D: G178) で確認された細粒火山灰で、普通角閃石、火山ガラスを含む。火山ガラスと角閃石の RI は 1.508 と 1.671 である (表 4 no. 34)。本火山灰直下の土壌の  $^{14}C$  年代は  $290\pm 40$  yBP である (表 6 (2) no. 46)。

H-16 は後生掛温泉西方 (新後生掛温泉付近) の 2ヶ所 (G178 他) で確認された軽石を含む細粒火山灰である。本火山灰の下位に H-1 (To-a) がある。青灰色岩片 (極粗粒砂)、火山ガラス、角閃石を含み、火山ガラスの RI は 1.507 である (表 4 no. 35)。



H-17 は後生掛温泉西方（新後生掛温泉付近）（G178, D: G179）から国見台東登山道で H-1 の下位に確認された厚さ 10 cm 程の火山灰で，角閃石を含む．火山ガラスと角閃石の RI は 1.504～1.508 と 1.671（表 4 nos. 37～40），本火山灰直下の土壌の  $^{14}\text{C}$  年代は  $4,580\pm 170\text{yBP}$  である（表 6 (1) no. 25）．

なお，伊藤（1998）は，後生掛温泉の 1 地点で完新世火山灰を記載しているが，H-15～17 との関係は不明である．

#### o. H-18, H-19

H-18 は国見台東登山道（D: G207）で確認された層厚約 5 cm の軽石質火山灰である．火山ガラスを含み，その RI は 1.506 である（表 4 no.41）．本火山灰直下の腐植土の  $^{14}\text{C}$  年代は  $120\pm 40\text{yBP}$  である（表 6 (2) no. 47）．

H-19 は国見台東登山道（G207）で H-18 の下位で H-1 の上位に確認された細粒火山灰である．本火山灰直下の腐植土の  $^{14}\text{C}$  年代は  $410\pm 30\text{yBP}$  である（表 6 (2) no. 48）．

なお，伊藤（1998）は，秋田焼山東山腹の 3 地点で完新世火山灰を記載しているが，H-18・19 との関係は不明である．

#### p. H-22

本火山灰は黒谷地湿原西口（A: G011）で Ha-A の下位の泥炭中に確認された白色粘土質火山灰である．斜方輝石，単斜輝石，火山ガラスを含み，火山ガラスの RI は 1.510 である（表 4 no. 44）．火山ガラスの化学組成は表 5 (no. 14) の通りで，Ha-A の下位にあって近接した層準とみられる H-8（K-Ah）とは  $\text{K}_2\text{O}$  の値が明瞭に異なる．

#### q. H-23

本火山灰は八幡沼北登山道（A: G300）で泥炭層の表面に生じた浅い水溜りの底に散在する径 4～8 mm の粗粒の軽石粒で，泥炭層中の火山灰との関係は不明である．本軽石粒 3 個を潰して求めた火山ガラスの化学組成（表 5 nos. 15～17）は，H-11 中の主要な火山ガラスの化学組成と良く一致する．

#### r. その他の火山灰

八幡平見返り峠の南の畚岳から大深岳・源太ヶ岳に至る稜線や松川温泉付近では，H-1（To-a）とその下位の秋田駒ヶ岳起源の荒沢軽石（Ak-9; 和知ほか，1997）の火山砂，秋田駒ヶ岳 Ak-10 と同 Ak-11 の細粒火山砂が確認される．Ak-10 と Ak-11 は秋田駒ヶ岳の近傍では土壌を介して 2 層に分離されるが，離れた本地域では分離できなくなる．これらの火山灰はこれまで秋田駒ヶ岳の東麓，乳頭山，三ツ石山登山道で確認されている．

### (5) 火山灰の $^{14}\text{C}$ 年代と較正暦年代

確認された火山灰の堆積年代を明らかにするため，50 試料の  $^{14}\text{C}$  年代測定を行った．得られた年代値は，550～9,460 yBP の完新世の年代を示した．火山灰の層序順に年代値を示した図 15 によると，H-1 から H-6 の年代値は層序順に古い値を示し，H-6 と H-7 の間の厚い（層厚約 17 cm の）泥炭層を挟んで H-7 の年代値は H-6 より約 2,000 年古い年代値を示し，層序と調和した年代値を示している．一方，個々の火山灰の年代値を見ると，H-1 は 5 試料の年代値が 1,230～2,380 yBP，Ha-A は 12

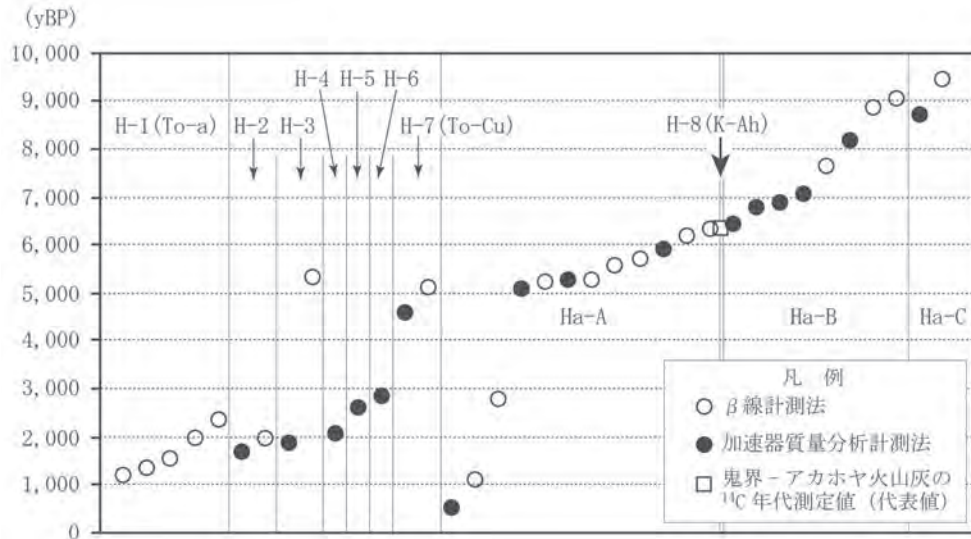


図 15: 火山灰の層序順 <sup>14</sup>C 年代図.

試料の年代値が 550~6,330 yBP, Ha-B は 8 試料の年代値が 6,455~9,080 yBP とそれぞれ大きくばらつき, 測定値のみでは年代を確定できないことを示している.

そこで, 暦年代が判明している H-1 (To-a) の AD915 年 (町田・新井, 2003) と, 年縞を用いて決定された H-8 (K-Ah) の 7,280cal yBP (福沢, 1995) を基準に, 火山灰間の泥炭の堆積速度を一定と仮定して, 泥炭の層厚から火山灰の暦年代を推定した (本法を泥炭層厚法と仮称する). この推定値と AMS 法による <sup>14</sup>C 年代測定値から求めた較正暦年値を表 9 に示す. 2 つの推定年代を検証するため H-7 (To-Cu) の年代に着目する. H-7(To-Cu) の暦年代は, <sup>14</sup>C 年代測定による較正暦年値から 6,000~6,100cal yBP である (工藤ほか, 2003; 石村ほか, 2014). これは泥炭層厚法で推定した年代値に近い. このことから, H-2~H-7 及び Ha-A の暦年代として, 泥炭層厚法による推定暦年代が適切と考えられる. ただし, H-8 より下位の Ha-B・C の暦年代については, 3 (6) で述べる理由により, 較正暦年代がより適切と判断される.

なお, 今回求めた八幡平地域の泥炭の堆積速度は約 0.07 mm/年である. この値は日本の中部地方から東北地方南部の湿原の泥炭の堆積速度 0.5~1.4 mm/年 (坂口, 1974) と比較して小さい.

暦年代が推定された以上の火山灰のほか, 八幡平火山群を給源とし <sup>14</sup>C 年代測定値が完新世を示す火山灰は H-14 と H-20・21 である. H-14 は源太森東方登山道に分布するデイサイト質軽石質凝灰角礫岩で, 岩質は源太森溶岩に類似している. この火山灰は Ha-A 火山灰の下位にあり, 年代測定値は試料の採取層準とは矛盾するが, 5,370~7,670 yBP である. ただし, H-14 の基質と礫から熱水変質鉱物の黄鉄鉱が検出されることから, より古期の噴出物である可能性もあり, 噴出年代はさらに検討する必要がある.

H-20・21 は前森山山頂付近に分布するスコリア層である. H-20 直下の土壌の <sup>14</sup>C 年代測定値は 5,960 yBP である. H-20 は火砕丘を形成しているが, 明瞭な火口地形が確認されておらず, 露頭の数も少ないことから, 噴出年代はさらに検討する必要がある.

## (6) 泥炭の花粉分析による火山灰の年代検証

八幡平地域の植生は最近数万年間の寒冷期と温暖期の繰返しによって大きく変化している. 八幡平地域では, 更新世末から完新世の花粉群集は 7 花粉帯 (下位より KU-I 帯~KU-VII 帯) に, 完新世

表 9: 2つの手法で求めた火山灰の暦年代

火山灰	年代測定値の 較正暦年代 (cal yBP)	泥炭層厚法に よる暦年代 (cal yBP)
H-1 (To-a)	約1,000	約1,000
H-2	約 1,600	約 2,100
H-3	約 1,800	約 2,400
H-4	約 2,000	約 2,700
H-5	約 2,700	約 3,700
H-6	約 3,000	約 4,100
H-7 (To-Cu)	約 5,400	約 6,400
Ha-A	約 6,000	約 7,000
H-8 (K-Ah)	約7,300	約7,300
Ha-B	約 8,000	約 7,600
Ha-C	約 9,700	約 8,500

下線を付けた年代は基準の年代を示す。

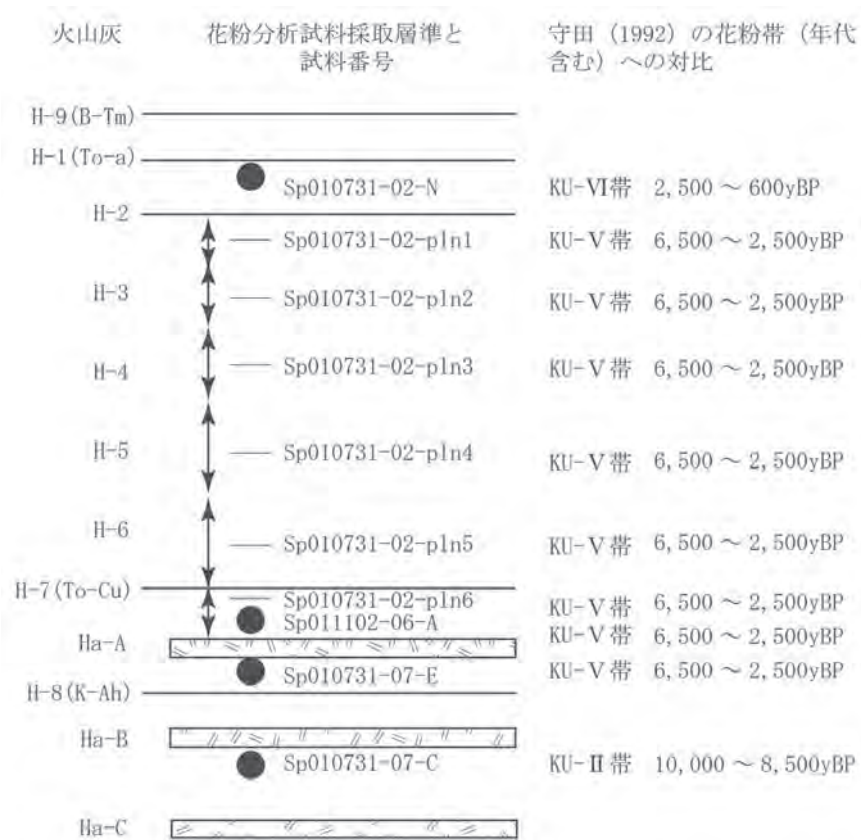


図 16: 花粉分析試料採取層準。黒丸及び両矢印が試料採取層準。試料採取地点は八幡沼北登山道 (A:G005)。





H-1 (To-a) 直下の花粉群集 (試料 20010731-02-N) は，ブナ属が優占してコナラ亜属を伴い，低率ながらモミ属，スギ属を産出する．この花粉組成は守田 (1992) の RIII 時代の KU-VI 帯の花粉群集と一致する．KU-VI 帯は未較正年代で約 2,500~600 yBP (守田, 1992) で，H-1 の <sup>14</sup>C 年代値はこの年代範囲に入る．

H-2 直下から Ha-A 直下までの花粉群集 (試料 20010731-02-pln1~pln6, 試料 20010731-07-E, 20011102-06-A) は，ほとんど同じ花粉群集で，ブナ属が優占し，コナラ亜属を高率に伴い，上部でモミ属がわずかに産出する．この花粉組成は KU-V 帯の花粉群集と一致する (ただし，試料 20011102-06-A は現世花粉の汚染がやや認められる)．KU-V 帯の年代は約 6,500~2,500 yBP (守田, 1992) で，H-5 から Ha-A の年代測定値はこの年代範囲に入るが，H-2~H-4 は年代範囲より若く，年代が若返っている可能性がある．

Ha-B 直下の花粉群集 (試料 20010731-07-C) は，カバノキ属，クルミ属，コナラ属，コナラ亜属，マツ属が主で，ツガ属を伴い，ブナ属は優占しない．また，木本花粉は全体の 27% と少ない．この花粉組成は RI 時代の KU-II 帯の花粉群集と一致する．KU-II 帯の年代は約 10,000~8,500 yBP (守田, 1992) である．Ha-B と Ha-C の年代測定値はほぼこの年代範囲に入る．ただし，H-8 と Ha-B の間で KU-III 帯及び IV 帯は未確認で，これらの帯を含む泥炭が欠層していると思われる．これらの花粉帯の年代は約 8,500~6,500 yBP とされている．したがって，Ha-B と Ha-C の暦年代の推定に泥炭層厚法を用いことはできず，AMS 法による <sup>14</sup>C 年代測定値の較正暦年代を採用するのが適切と考えられる．そこで，Ha-B の暦年代は，5 測定値の中間値を用いて較正暦年代を求めた．また，Ha-C の暦年代は 1 測定値を用いて求めた．

(7) 八幡平地域の完新世火山灰層序

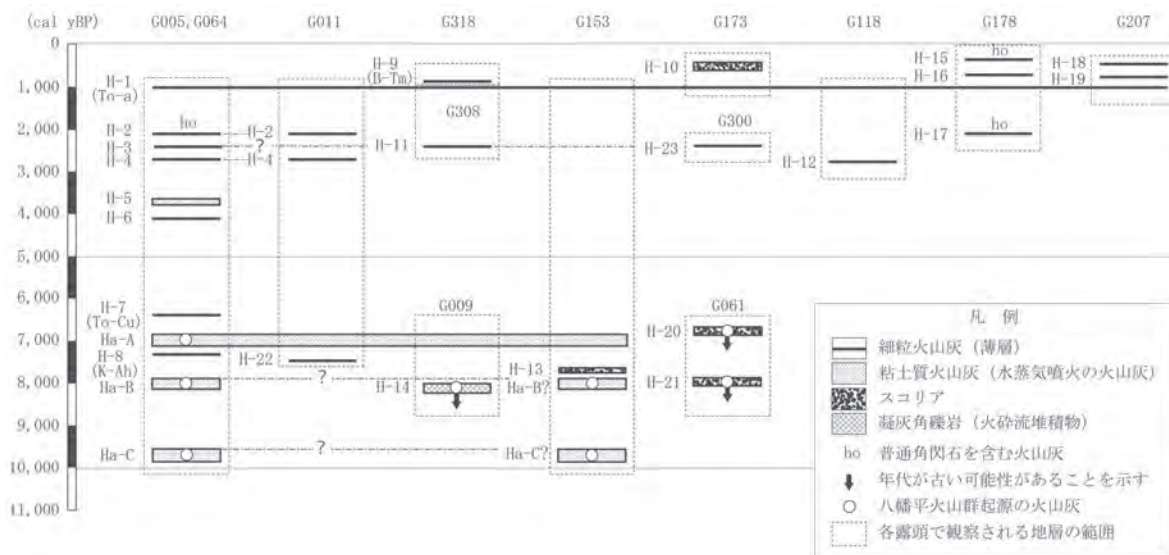


図 18: 八幡平地域の火山灰層序図.

本調査で確認された八幡平地域の火山灰層序は図 18 のようにまとめられる．本図は鍵火山灰 H-1 と Ha-A との層位関係と，重鉍物組成，火山ガラス等の屈折率・化学組成の一致による対比に基づいて，推定暦年代と合わせて作成している．八幡平火山群起源の火山灰は，Ha-A・B・C，H-14，H-20・21 である．Ha-A は約 7,000 cal yBP であり，H-20・21 を除く火山灰はこれより下位にあることから，八幡平火山群の水蒸気噴火及びマグマ噴火は，約 7,000 cal yBP まで継続したことになる．一方，H-20・

21 は Ha-A との層位関係が不明で、H-20 直下の土壌の  $^{14}\text{C}$  年代値が  $5,960 \pm 160 \text{ yBP}$  (表 6 (1) no. 26) である。仮にこの年代値が正しければ、マグマ噴火は前森山火山において Ha-A 以降まで継続したことになる。また、H-1 (To-a) の上位に 15 世紀頃の細粒黒色スコリア (H-10) が確認される。この火山灰は、層相から判断して近地の火山からもたらされたと見られることから、給源火山の確定が望まれる。

## 4 八幡平火山起源の八幡平 A・B・C 火山灰

本章では Ha-A の給源火口、噴出物量、及び噴出深度を考察する。また、Ha-B・C の給源火口についても考察する。

### (1) Ha-A・B・C の給源火口

Ha-A は八幡平火山から約  $7,000 \text{ cal yBP}$  に噴出した火山灰である。Ha-A の等層厚線図 (図 11) によると、層厚  $100 \text{ cm}$  の等値線は八幡沼、ガマ沼、メガネ沼及び鏡沼等を取り巻いて分布し、これらから離れると層厚は急激に減少する。さらに八幡沼湖岸には本火山灰からなる火砕丘が形成されている。また、本火山灰に含まれる火山岩塊～火山礫の長径最大 3 個の平均粒径は、鏡沼火口壁で  $50 \text{ cm}$  以上、八幡沼北登山道の 2ヶ所で  $39 \text{ cm}$  と  $30 \text{ cm}$  である (図 11 の括弧内の値が平均粒径を示す)。径  $1 \text{ cm}$  以上の礫の分布は、東側は源太森山頂付近まで、北西側は八幡平山頂北登山道までである。これらのことから、Ha-A は八幡平火山の八幡沼、ガマ沼、メガネ沼、鏡沼等の火口から噴出したことが明らかである。

ガマ沼・鏡沼南側の樹林中の 14 個の小火口は、噴出した火山灰の確認はできていないが、火口の侵食量が小さく Ha-A による埋没も認められないことから、Ha-A の噴出源と考えられる。

Ha-B は確認された地点は少ないが、Ha-A と同様、八幡沼付近で厚くやや粗粒な岩相を示し、八幡沼北登山道 (A: G064 (20010731-07)) で径  $5 \text{ cm}$  の火山礫を含むことから、八幡沼付近が給源と推定される。また、Ha-C は確認されたのは 1 地点のみであるが、やや厚い火山灰であることから、八幡沼付近が給源の可能性はある。

### (2) Ha-A の噴出物量

Ha-A の噴出物量は、等層厚線図 (図 11) の層厚  $1 \sim 100 \text{ cm}$  の各層厚線が占める面積と層厚値を掛けて合計して求めた結果、 $0.000931 \text{ km}^3$  と計算された。ただしこの値は、火口からの距離に対する層厚変化が連続的であるに対して段階的に計算していること、層厚  $1 \text{ cm}$  以下の地域の噴出物量を考慮していないこと、山岳地域では侵食が強く火山灰が薄化していると考えられることから、実際の値より小さいと考えられる。

### (3) Ha-A の噴出深度

八幡沼火口群は、八幡平火山起源のスコリア・溶岩が分布する地域にあり、噴出物は新鮮で熱水変質作用を受けていない。一方、八幡平火山南の藤七温泉付近や北東の草ノ湯付近では、温泉の湧出とともに八幡平火山起源の溶岩が熱水変質しており、八幡平火山の地下には広く熱水変質帯が生成していると推定されている。藤七温泉付近で掘削された 4 本の地熱ボーリング (掘進長最大は  $1,500 \text{ m}$ ) では、八幡平火山の下位に椋内層、関東森層、小和瀬川凝灰岩 (以上玉川溶結凝灰岩類に属す) と新第三系が分布し、これらは熱水変質を受けてイライトや緑泥石などが生じていることが確認されて



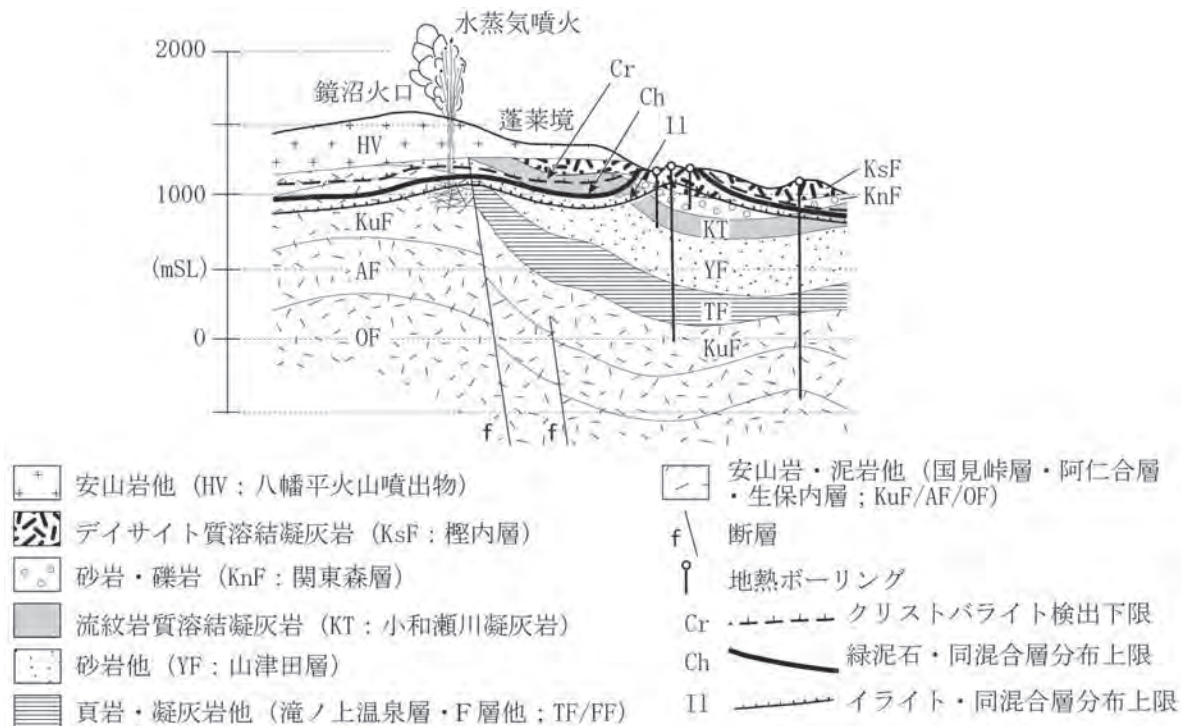


図 19: 八幡平 A 火山灰の噴出深度. 八幡平 A 火山灰を噴出した水蒸気噴火は，緑泥石・イライトが生成する新第三系分布深度に賦存する熱水の沸騰で生じた水蒸気で発生した. 新エネルギー総合開発機構 (1986) に加筆して作成.

いる (図 19). また，新第三系が分布する深度の地層温度は 100~200°C 以上に達することも確認されている (新エネルギー総合開発機構，1986).

そこで，Ha-A に含まれる火山岩塊~火山礫の礫種，及び礫と基質細粒部の熱水変質鉱物に着目し，これらから推定される地下地質層序と変質鉱物の分布を，最寄りの藤七温泉付近の地下地質に対比して，Ha-A の噴火を引き起こした水蒸気の発生深度を推定した.

Ha-A に含まれる礫は，青灰色で新鮮な安山岩が主体である. これは八幡平火山と源太森火山の溶岩 (新期火山岩類) が起源である. 鏡沼火口壁 (A:G050) の Ha-A は，新鮮な安山岩が多いが，それ以外に変質安山岩，白色流紋岩，青灰~緑色凝灰岩を含んでいる. また，数地点の Ha-A から洗い出した礫として，新鮮な安山岩以外に，凝灰岩，流紋岩，深成岩が確認された (表 10). このうち最大径 10 mm 程で数多く確認された白~灰色凝灰岩は，細粒で淘汰が良い岩相を示すことから，新第三系起源と考えられる. なお，深成岩は確認個数が少なく，詳細な検討はできなかった.

八幡平山頂北登山道 (A:G064) では，Ha-A に透明度が高い石英結晶片 2 個 (粒径 1.0 mm と 1.3 mm) が確認された. 八幡平火山などを起源とする新期火山岩類は石英斑晶をほとんど含まないことから，この石英結晶片は，新期火山岩類の下位にある玉川溶結凝灰岩類に多量に含まれる石英結晶が起源である可能性が高い. 地熱ボーリングの掘削調査で推定された新期火山岩類の層厚は 300~400 m (図 19) で，玉川溶結凝灰岩類はこれより深い深度に分布する.

X 線回折分析によると，Ha-A 中の凝灰岩礫 8 試料から緑泥石，カオリナイトが，火山岩礫 1 試料からイライトが検出された (表 10). 八幡沼北登山道 (A: G005) の Ha-A の基質部からは緑泥石，カオリナイトが検出されている (表 7). 八幡沼火口群がある地表溶岩は新鮮な安山岩で変質帯は分布しないことから，これらの礫や基質細粒部は，水蒸気噴火に伴って地下から噴出したものとなる. 八幡平火山の地下に推定される緑泥石及び緑泥石/モンモリロナイト混合層鉱物の分布は，地表下約 500 m よりも深い深度帯にある (図 19).

表 10: 八幡平 A 火山灰中の火山礫

	地質層序 (上位層から)	熱水変質
地熱ボーリングによる八幡沼火口群下の推定 (NEDO, 1986)	安山岩他 (八幡平火山噴出物)	変質鉱物の分布高度 ・クリストパライト分布下限: SL1, 050~1, 150m付近 ・緑泥石分布上限: SL1, 000~ 1, 100m付近 ・イライト分布上限: SL950~ 1, 050m付近
	デイサイト質溶結凝灰岩 (小和瀬川凝灰岩)	
	砂岩他 (山津田層)	
	凝灰岩他 (F層)	
	泥岩・安山岩他 (国見峠層)	
	凝灰岩他 (阿仁合層)	
	安山岩他 (生保内層)	
八幡平 A 火山灰中の火山礫	角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩・紫蘇輝石普通輝石安山岩 (八幡平火山噴出物起源)	非変質 (新鮮)
	紫蘇輝石普通輝石安山岩 (八幡平火山噴出物起源)	弱変質~ 強変質. クリストパライトが生成. 緑泥石が生成する礫もあり.
	径1.3mmの石英結晶片あり (小和瀬川凝灰岩起源)	-
	流紋岩 (F層以下の地層起源)	カオリナイトまたは緑泥石が生成. 緑泥石・カオリナイトとも生成していない礫もあり.
	凝灰岩 (F層以下の地層起源)	軟質. 緑泥石+カオリナイト, 緑泥石が生成. これらがともに生成していない礫もあり. 珪化 (石英のみ) した礫あり.
	緑色凝灰岩 (F層以下の地層起源) 深成岩 (新期花崗岩類起源の可能性あり)	緑泥石+カオリナイト, 角閃石類が生成. カオリナイト, 緑泥石とも生成なし.

以上のことから, Ha-A を噴出した水蒸気は, 火口下 500 m より深い新第三系分布深度に賦存する熱水の沸騰で生じた水蒸気が上昇し, その際破壊した新第三系・玉川溶結凝灰岩類 (石英結晶片) 及び火道域の八幡平火山噴出物 (新期火山岩類) の岩石片とともに, 爆発的に噴出したものと推定される. また, Ha-B から緑泥石, イライト, カオリナイトが検出され, Ha-C から緑泥石, カオリナイトが検出されている (表 7). このことは, Ha-B と Ha-C の水蒸気噴火においても, Ha-A と同様の深度から水蒸気が爆発的に上昇したことを示唆している.

## 5 まとめ

八幡平地域の航空レーザー測量で取得された 1 m メッシュ DEM をもとに作成した赤色立体地図を用いた地形解析及び火山灰調査の結果は次のようにまとめられる.

1. 今回, 八幡沼火口群と御在所火口群を見出した. 八幡平火山に生じた八幡沼火口群は, 八幡沼・ガマ沼・鏡沼等 13 個の湖沼を形成しているほか, 鏡沼南側の樹林中に火口列を形成する 14 個の小火口からなる. 御在所火口群は, 松尾鉦山跡北方の地すべり堆積物に生じた 13 個の火口からなる. これらの火口と火口列を記載した.
2. 八幡平地域で 23 層の完新世火山灰を見出した. 八幡平火山起源の火山灰は Ha-A, Ha-B, Ha-C (いずれも新称) で, 水蒸気噴火の火山灰である. 源太森火山から噴出した H-14, 前森山火山から噴出した H-20・21 も完新世の <sup>14</sup>C 年代を示す. この他, 外来で薄い 17 火山灰を記載し, 白頭山-苦小牧火山灰, 十和田-a 火山灰, 十和田-中振火山灰, 鬼界-アカホヤ火山灰を確認した. H-1 (To-a) と Ha-A を鍵火山灰として, これらとの層序関係に基づいて八幡平地域の完新世火山灰層序を示した.

3. 50 試料の  $^{14}\text{C}$  年代測定を行い，この測定値と泥炭層厚法（仮称）を用いて 11 火山灰の暦年代を推定した．暦年代の妥当性を泥炭の花粉組成の時代変遷を基に検証した．
4. Ha-A は八幡沼火口群から噴出し，噴出物量は  $0.000931 \text{ km}^3$  以上である．Ha-B・C の給源も八幡沼火口群付近と推定された．
5. Ha-A の水蒸気噴火は，八幡沼火口群下 500m 以上の新第三系が分布する深度から水蒸気が爆発的に噴出して発生し，その際，新第三系・玉川溶結凝灰岩類・新期火山岩類を起源とする火山岩塊～火山礫・細粒物質を放出した．Ha-B・C の水蒸気噴火は，これと同様の深度から水蒸気が噴出したことが示唆された．
6. H-14 と H-20・21 は，八幡平地域で完新世マグマ噴火が発生した可能性を示している．これらの火山灰の詳細な調査が望まれる．

## 謝辞

本調査では多くの機関・個人の測定，分析，資料提供と支援を頂いた． $^{14}\text{C}$  年代測定の  $\beta$  線計測法は(株)加速器研究所，加速器質量分析法はパリノ・サーヴェイ(株)と(株)パレオ・ラボ，火山灰の重鉍物組成・屈折率測定と火山ガラスの化学組成分析及び粒度分析・花粉分析・X線回折分析・蛍光X線分析はパリノ・サーヴェイ(株)と(株)パレオ・ラボで行なわれた．故新井房夫群馬大学名誉教授にはアカホヤ火山灰の同定と写真提供を頂いた．八幡平市立松尾鉍山資料館には資料の閲覧と古地図の提供を頂いた．国土交通省東北地方整備局岩手河川国道事務所には資料公表の許可と原稿の査読を頂いた．これらの機関・個人に厚く御礼申し上げます．

## 文 献

- 有木和春・加藤久遠・北尾浩治・熊谷直人・高橋 洋・工藤悟志・阿部泰行，2006，地熱開発促進調査安比地域の資源評価概要．日本地熱学会誌，**28** (1)，3-18．
- Cas and Wright, 1987, Volcanic successions. Allen & Unwin (Publishers) Ltd., UK, 528p.
- 千葉達朗・和知 剛・相原 修・吉田桂治・土井宣夫・越谷 信・林 信太郎・斎藤徳美，2004a, 八幡平地域における航空レーザー計測を用いた微地形解析．地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会講演予稿集，V055-P006．
- 千葉達朗・和知 剛・相原 修・吉田桂治・土井宣夫・林 信太郎・越谷 信・斎藤徳美，2004b, 航空レーザー測量による 1 mDEM と赤色立体地図による八幡平周辺の地すべりの特徴．第 43 回日本地すべり学会研究発表会講演要旨集，539-540．
- 土井宣夫，1990，岩手山の火山灰層位学的研究．東北大学理学部博士論文，223p．
- 土井宣夫，1997，美しい景観誕生の由来．自然公園美化管理財団：八幡平，新・美しい自然公園 **14**，34-38．
- 土井宣夫，2000，岩手山の地質．滝沢村教育委員会，滝沢村文化財調査報告書第 32 集，234p．
- 福沢仁之，1995，天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物．第四紀研究，**34** (3)，135-149．
- 石村大輔・山田圭太郎・宮内崇裕・早瀬亮介，2014，三陸海岸の完新統に挟在するテフラの特徴．地学雑誌，**123**，671-697．
- 伊藤順一，1998，秋田焼山における水蒸気爆発の発生履歴．日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨，p.349．



- 加藤久遠・有木和春・工藤悟志・阿部泰行, 2006, 地熱開発促進調査安比地域の貯留層モデリング. 日本地熱学会誌, **28** (1), 19–36.
- 河野義礼・上村不二雄, 1954, 松尾・八幡平硫黄・硫化鉄鉄鉱床地帯地質調査報告. 地質調査所報告, no. 158, 13p.
- 河野義礼・青木謙一郎, 1959, 八幡平およびその周辺火山群の岩石. 火山, **2** (2), 61–76.
- 河野義礼・上村不二雄, 1964, 5 万分の 1 地質図幅「八幡平」及び同説明書. 地質調査所, 36p.
- 金原啓司・長谷紘和, 1987, 仙岩地熱地域における研究成果の概要. 地質調査所報告, no. 266, 9–24.
- 気象庁, 2005, 日本活火山総覧 (第 3 版). 635p.
- 工藤 崇・奥野 充・中村俊夫, 2003, 北八甲田火山群における最近 6000 年間の噴火活動史. 地質学雑誌, **109** (3), 151–165.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 守田益宗, 1985, 東北地方における亜高山帯の植生史について II. 八幡平. 日本生態学会誌, **35** (3), 411–420.
- 守田益宗, 1992, 八幡平地域における過去 12,000 年の植生変遷史. 日本花粉学会会誌, **38** (2), 180–191.
- 大場 司・梅田浩司, 1999, 八幡平火山群の地質とマグマ組成の時間–空間変化. 岩鉱, **94**, 187–202.
- 坂口 豊, 1974, 泥炭地の地学. 東京大学出版会, 329p.
- 新エネルギー総合開発機構, 1983, 地熱開発促進調査報告書 no. 1 八幡平東部地域 (要約). 130p.
- 新エネルギー総合開発機構, 1986, 仙岩地域地下予測図資料の作成 (要約). 昭和 60 年度地熱探査技術等検証調査, 49p.
- 須藤 茂, 1987, 仙岩地熱地域中心部の地質構造. 地質調査所報告, no. 266, 43–76.
- 須藤 茂・向山 栄, 1987, 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 地質調査所報告, no. 266, 143–158.
- 角 清愛・池田一雄・斉藤敬三・須藤 茂, 1987, 仙岩地熱地域及びその周辺地域における地すべり地形の分布. 地質調査所報告, no. 266, 159–198.
- 高橋維一郎, 1962, 松尾硫黄硫化鉄鉱山の地質鉄床および母岩の変質に関する研究. 岩手大学工学部研究報告, **15**, no. 1, 1–129.
- 高島 勲・大川一路・三浦浩平・佐伯和人・村上英樹, 2001, 八幡平安比地域の変質帯と火山岩・変質岩の熱ルミネッセンス年代–変質帯調査・年代測定・リモートセンシングによる地熱地域の評価. 日本地熱学会誌, **23** (4), 251–261.
- 和知 剛・土井宣夫・越谷 信, 1997, 秋田駒ヶ岳のテフラ層序と噴火活動. 火山, **42** (1), 17–34.
- 和知 剛・千葉達朗・岡田智幸・土井宣夫・越谷 信・林 信太郎・熊井修一, 2002, 八幡平火山起源の完新世テフラ. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会講演予稿集, V032-P005.
- 和知 剛・千葉達朗・吉田桂治・土井宣夫・林 信太郎・越谷 信・齋藤徳美, 2005, 航空レーザー計測の解析で認識された火口群の現地検証. 日本地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, V005-P009.
- 吉田武義・渡辺 均・青木謙一郎, 1983, 那須北帯・八幡平火山の地球化学的研究. 核理研研究報告, **16** (2), 309–324.

## 補遺

2001 年調査の地点番号は, 2002~2004 年度調査で補遺表 1 のように G+三桁番号に変更された。

補遺表 1 地点番号対照表

2001 年の 地点番号	2003 年以降の 地点番号	
20010731-02	A	G005
20010731-04	A	G086
20010731-06	A	G065
20010731-07	A	G064
20010801-03	A	G322
20011102-06	A	G050
20011103-01	A	G020