

北八甲田火山群における最近 5000 年間の噴火史

工藤 崇¹⁾・奥野 充²⁾・中村俊夫³⁾

1) 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

tel : 011-716-2111-3519, fax : 011-746-0394, e-mail : kudotaka@cosmos.sci.hokudai.ac.jp

2) 福岡大学理学部地球圏科学教室 (地学分野)

tel : 092-871-6631, fax : 092-865-6030, e-mail : se039152@Ssat.fukuoka-u.ac.jp

3) 名古屋大学年代測定試料研究センター

tel : 052-789-2578, fax : 052-789-3095, e-mail : g44466a@nucc.cc.nagoya-u.ac.jp

1. はじめに

北八甲田火山群は東北日本、青森県中央部に位置し (Fig. 1), 11 の小規模成層火山体からなる火山群の総称である (工藤・他, 1998). 本火山群は噴気活動および地震活動の存在から, 気象庁により活火山に指定されている (気象庁, 1996). しかし, 本火山群の最近の噴火活動については, 噴火堆積物が見つからないことや, 古文書などによる噴火記録が認められていないことから全く不明であった. 本地域で観察される更新世末期~完新世テフラについては辻・他 (1983) による報告がある. 彼等は植生環境の変遷という観点から研究を行い, 本火山群の湿原において, 十和田火山以外を給源とする数枚の火山灰層を報告している. しかし, その給源については不明であるとしており, 火山地質学的な議論も行われていない. 本火山群の山体上では, 十和田中振テフラ (To-Cu; 約 5400 yr BP) の上位に数枚のテフラが存在する (辻・他, 1983). 今回, これらのテフラの野外調査, ¹⁴C 年代測定, テフラ構成物の詳細な観察を行った. その結果, これらが本火山群起源の降下火砕堆積物であることが明らかになった. 本論では, 北八甲田火山

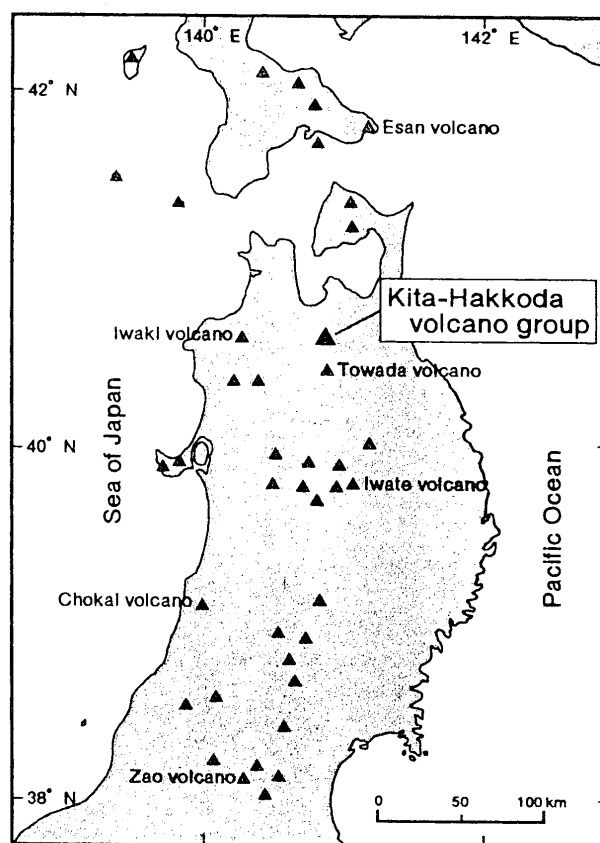


Fig. 1. The location map of Kita-Hakkoda volcano group. Solid triangles are Quaternary volcanoes.

群における最近 5000 年間の噴火史を報告する。

2. 地質・地形概説

北八甲田火山群の地質は、南部・谷田 (1961), 佐々木・他 (1985, 1986, 1987), 村岡・高倉 (1988), 工藤・他 (1998) などによる報告がある。本火山群は八甲田カルデラ形成後に活動を開始した後カルデラ火山群であり (村岡・他, 1983), 11 の小型の成層火山体から構成されている (工藤・他, 1998) (Fig. 2)。噴出物は玄武岩～デイサイトの溶岩流, 降下火砕堆積物および火砕流堆積物から構成され, 溶岩流に卓越している (工藤・他, 1998)。八甲田カルデラ形成を伴った八甲田第 1 期・第 2 期火砕流堆積物 (村岡・高倉, 1988) の放射年代値として, K-Ar 年代で第 1 期: 0.65 Ma, 第 2 期: 0.40 Ma (村岡・高倉, 1988), TL 年代で第 1 期: 0.50 Ma, 第 2 期: 0.25 Ma (高島・他, 1990) と見積もられていることから, 本火山群の形成年代は 40~25 万年前以後と考えられる。

本火山群の山体は全体的に開析はあまり進んでおらず, 深い浸食谷は発達していな

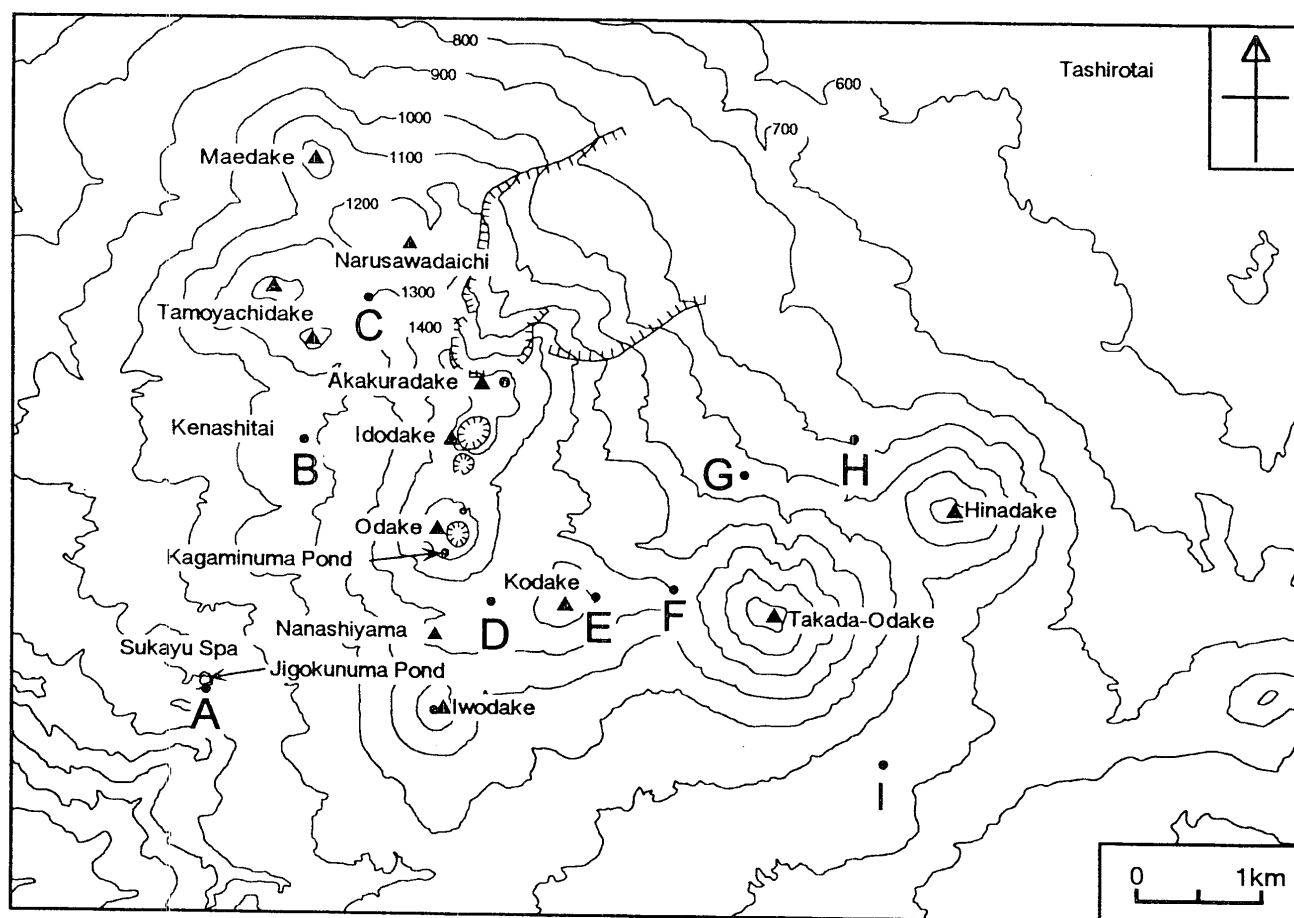


Fig. 2. Topographic map of Kita-Hakkoda volcano group. Alphabets A-I indicate the localities of stratigraphic columns in Fig. 4. Contour (solid line) interval is 100m.

い。火山原面がよく残されており，田茂菴岳，鳴沢台地，赤倉岳，井戸岳，大岳，硫黄岳では比較的明瞭な溶岩流地形が認められる。本火山群の中で最も新しい山体であると考えられるのは大岳，井戸岳および赤倉岳であり（工藤・他，1998），これらの山体には新鮮な火山地形が残されている。大岳の西斜面，東斜面，西麓には舌状の厚い溶岩流が分布し，溶岩堤防，溶岩じわ，溶岩流末端崖・側端崖などの地形が認められる。井戸岳の山頂には直径 250 m，深さ 50 m の円形の火口が存在し，井戸岳南斜面には直径 150 m の円形の側火口が認められる。大岳の山頂には直径 180 m，深さ 30-40 m の円形の火口が存在し，山頂の北東側斜面の 2 ヶ所と南側斜面には直径 20-30 m 程度の小火口が認められる。山頂南側の小火口は水がたたえられており，鏡沼と呼ばれている。赤倉岳山頂部には北東方に開いた崩壊地形が存在し，山頂のやや東方には直径約 50 m の火口湖（赤倉沼）が存在する。これらの新鮮な火山地形は本火山群が最近まで活動を行っていたことを示す。酸ヶ湯温泉周辺は北八甲田火山群で最大の熱水変質帯，噴気地帯であり（佐藤・他，1978），酸ヶ湯沢上流域や地獄沼付近では活発な温泉・噴気活動が認められる。地獄沼は直径約 100 m の窪地に自然湧出の温泉水が溜まった直径約 80 m の沼である。

3. テフラの記載

Fig. 3 にテフラ模式柱状図，Fig. 4 にテフラ対比柱状図を示す。これらのテフラは，本火山群起源の降下火砕堆積物である Hk-J1~J3 および Hk-1~4 と，十和田起源のテフラである十和田 a テフラ (To-a)，十和田 b テフラ (To-b) および十和田中掬テフラ (To-Cu) からなる。Hk-1~4 は，本火山群山体上に比較的広く分布するが，Hk-J1~J3 は南西山麓の地獄沼のごく近傍にしか分布しない。それぞれのテフラは，新しい方から 1, 2, 3 と番号を付けた。これらのテフラ層は噴火休止期を示す土壤層を挟んでおり，この土壤層によって区切られた噴火堆積物を 1 回の噴火イベントを示す 1 枚のテフラ層とする。これを Hk-J1, Hk-1 とい

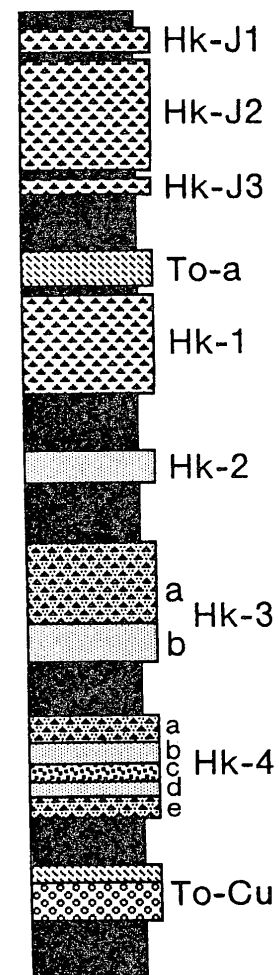


Fig. 3. Idealized columnar section of tephra layers during the past 5000 years at Kita-Hakkoda volcano group. Legend is shown in Fig. 4.

う形で表わす。さらに、時間間隙を示す証拠はないが、テフラ層の内部でも岩相の変化により細分される層がある。これらを1つのユニットと呼ぶことにする。例えば1枚のテフラ層である Hk-4 で細分されるユニットを上位から Hk-4a, b, c, d, e とアルファベットを付ける方法で記述した。本研究ではテフラの構成物質を詳しく調べるために、テフラ試料を超音波洗浄し、細粒物を落とした後、乾燥させて実体顕微鏡による観察を行った。また、その試料を樹脂に埋め込んで薄片を制作し、偏光顕微鏡による観察も行った。以下に本地域で観察される本火山群起源テフラおよび外来テフラについて、それぞれ上位から記載する。なお、火山ガラスの形態分類は町田・新井(1992)に従った。

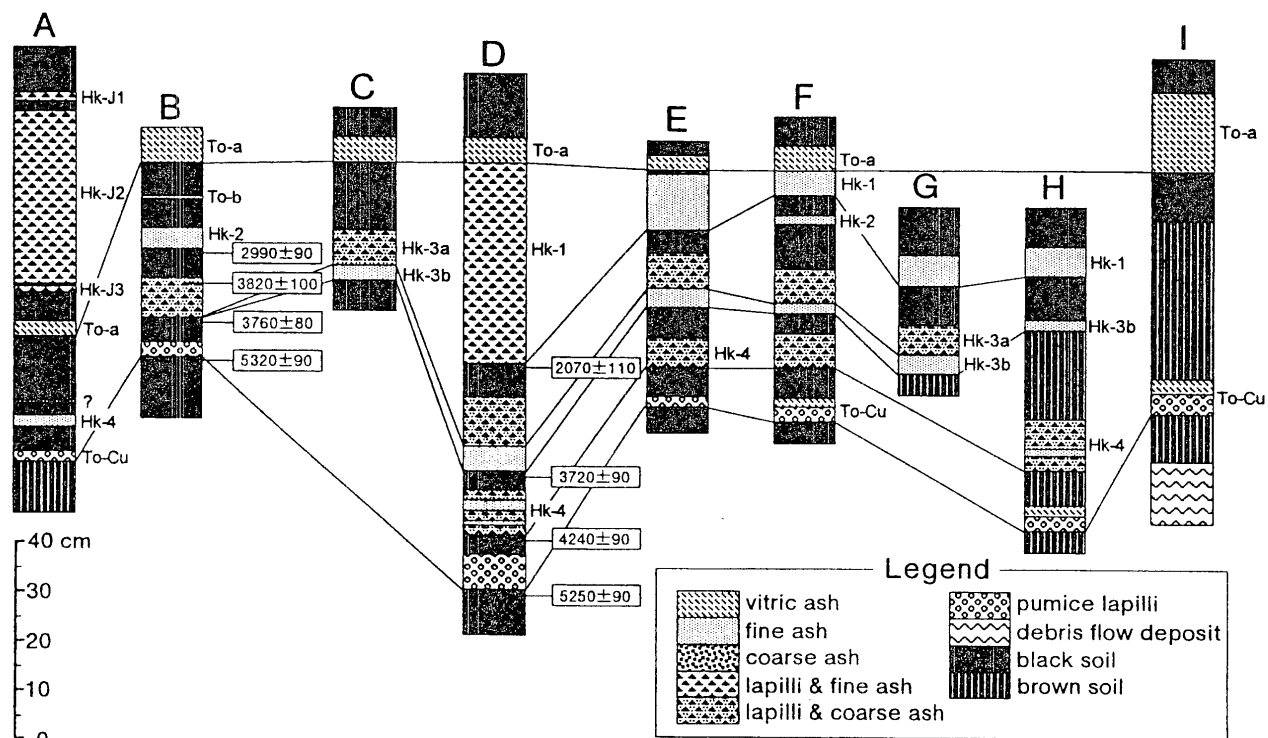


Fig. 4. Stratigraphic columns for representative sections. Locations of each section are shown in Fig. 2. Values are ^{14}C date in yr BP.

3-1. 北八甲田火山群起源のテフラ

(1) Hk-J1, J2, J3

Hk-J1, J2, J3 は、それぞれほぼ同様な分布や構成物の特徴を持つため、ここでは一括して記載する。Hk-J1, J2, J3 は地獄沼のごく近傍でのみ観察される。最も規模の大きい Hk-J2 でもその分布は地獄沼を中心とした半径 300m 程度である。よってこれらのテフラの噴出源は地獄沼であると判断できる。Hk-J1, J2, J3 のすべてが観察できる地獄沼南岸付近の A 地点 (Fig. 2) を模式地とする。模式地での層厚はそれぞれ上位から、Hk-J1 : 2.5 cm, Hk-J2 : 50 cm, Hk-J3 : 1 cm である。Hk-J1, J2, J3 はそれぞれの間に 0.5~2 cm 程度の土壌を挟んでおり、それぞれのテフラが数年~数十

年程度の時間間隙をおいて堆積したことがわかる。模式地での岩片の最大粒径は Hk-J1 : 2 cm, Hk-J2 : 30 cm, Hk-J3 : 1 cm である。本テフラは灰白色～黄褐色を呈する火山礫凝灰岩であり、基質は粘土質の細粒火山灰で構成されている。塊状で淘汰は非常に悪い。岩片はほとんど全てが著しく熱水変質を受けたもので、淡緑色～白色～橙色を呈する。粘土化している岩片も多く、指先で簡単に変形・破壊できるものもある。また、微量だが新鮮な火山ガラスや軽石が含まれることがある。この火山ガラスは繊維状の形態を示し、淡緑色、淡褐色、透明、白色を呈するものがある。この特徴は十和田 a テフラの火山ガラスの特徴と一致することから、これらは十和田 a テフラの混入物であると判断される。

(2) Hk-1

本テフラは大岳山頂付近から東山麓にかけて、東北東に明瞭な軸を持って分布しており (Fig. 5), 噴出時に西風に強く影響を受けたものと考えられる。等層厚線図から、本テフラの噴出源は大岳山頂部であったと考えられる。H 地点付近では層厚 10 cm 以下の黄褐色細粒火山灰層であるが、大岳山頂に近づくと層厚、岩片の最大粒径を増し、山頂付近では層厚 70 cm 以上で、岩片の最大粒径は 50 cm に達する。大岳山頂火口リム上では本テフラは観察されないが、山頂より南方 180 m のところに位置する鏡沼火口近傍では、黄褐色の細粒火山灰にコーティングされた岩塊・岩片が散

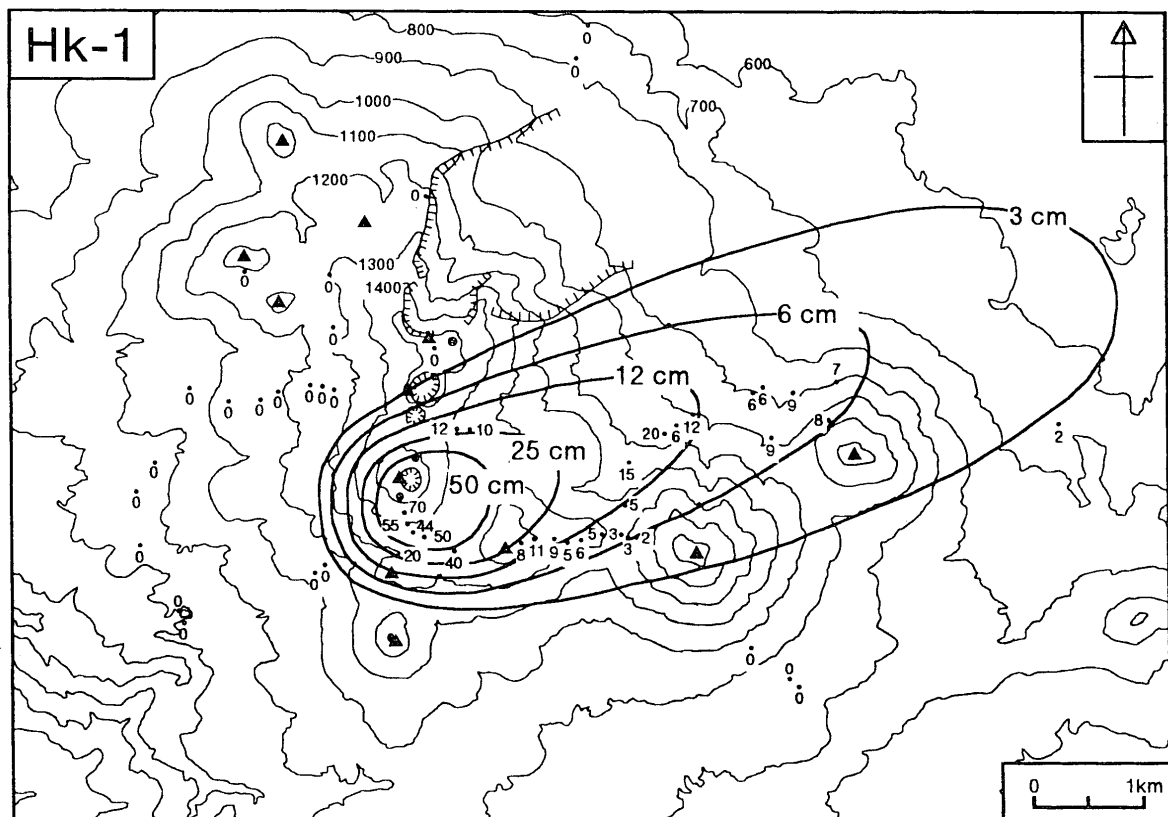


Fig. 5. Isopach map for Hk-1. Values in centimeters.

乱している。本テフラはこのような岩片を含む特徴があり、これらの岩塊・岩片は本テフラ起源であると考えられる。したがって、噴出源は鏡沼火口であった可能性が高い。本テフラの模式地を仙人岱付近の D 地点 (Fig. 2) とする。本テフラは塊状で淘汰は悪く、ラハール堆積物に良く似た岩相を示す。しかし、尾根上で連続して追跡できることから降下火砕堆積物であると判断される。本テフラは模式地において、黄褐色を呈し、火山礫と細粒火山灰の基質からなる。模式地での層厚は 40 cm, 岩片の最大粒径は 4 cm である。火山礫は変質した安山岩片・スコリアが多いが、新鮮なものも少量含む。また、珪化した乳白色の岩片も多く含み、これらの岩片は微細なシリカ鉱物で構成されている。まれにスポンジ状の褐色軽石や発泡の悪い塊状の褐色ガラスを含むことがある。基質は粘土質の細粒火山灰から構成されている。全ての岩片は基質と同じ細粒火山灰によってコーティングされている。コーティング層の厚さは 2 mm 以下である。このような岩片は、雲仙普賢岳の 1990-1991 年噴火において、溶岩ドームの出現の前に起こった水蒸気噴火による堆積物中でも認められている (渡辺・他, 1992)。また、マグマ水蒸気噴火によるベースサージ堆積物 (Waters & Fisher, 1971) に認められることがあり、armored lapilli と呼ばれることがある。したがって、この armored lapilli の存在は、噴火に水が何らかの形で関与していたことを示すと考えられる。

(3) Hk-2

本テフラは毛無岱湿原と小岳—高田大岳鞍部でのみ観察される。毛無岱湿原では層厚 4 cm 以下で、小岳—高田大岳鞍部では 8 cm 以下である。いずれも局所的にしか観察されないことから、等層厚線図を描くことはできない。噴出源は新鮮な火口地形の残る大岳もしくは井戸岳であると考えられる。本テフラは、毛無岱湿原で観察されるものと小岳—高田大岳鞍部で観察されるものとは構成物質に違いが認められる。したがって、これらは別々の噴火によるものであるか、もしくは同じ噴火イベント中の降下ユニットの違いであると考えられる。これらのテフラ層の上下の土壌の厚さから考えれば、ほぼ同じ時期の噴火の産物である可能性が高い。したがって、ここでは両者をまとめて Hk-2 とし、それぞれ Hk-2a, Hk-2b と呼ぶことにする。以下にそれぞれを分けて記載する。

毛無岱湿原の B 地点 (Fig. 2) 付近で観察されるものを Hk-2a とする。本ユニットは灰褐色を呈する細粒火山灰層である。井戸岳や大岳により近づくと粗粒になる。本テフラの構成物質は新鮮な安山岩片を主体とする。新鮮な安山岩片は白色～暗灰色を呈し、ブロック状の形態を示すものや表面がごつごつした形態のものが認められる。量は後者のものが多い。新鮮な岩片の岩質は普通輝石斜方輝石安山岩である。また、スポンジ状の白色軽石や新鮮な火山ガラスが認められる。火山ガラスは塊状またはスポンジ状の褐色ガラスが多く、繊維状の透明・褐色ガラスや発泡したスポンジ状ガラスも認められる。周りを薄く褐色ガラスもしくは軽石質のガラスに取り囲まれた自形

の遊離結晶が認められる。変質した安山岩片や白色～橙灰色を呈する珪化岩片も含むが、量は新鮮な岩片ほど多くはない

小岳—高田大岳鞍部の F 地点 (Fig. 2) 付近で観察されるものを Hk-2b とする。本ユニットは黄褐色を呈する粘土質細粒火山灰層である。テフラの構成粒子はシルトサイズのもののが卓越する。構成物は変質した岩片および鉱物片を主体としており、乳白色～橙褐色を呈する珪化岩片を多く含む。珪化岩片は微細なシリカ鉱物から構成されている。また、様々な程度に変質した安山岩片を含む。変質した岩片は円磨されたような形態を示すものがある。遊離結晶はほとんどが他形で破碎されたような形態を示し、自形のは少ない。新鮮な安山岩片、暗褐色のスポンジ状のスコリアおよび発泡した透明火山ガラスも含まれるが、量的には少ない。

(4) Hk-3

本テフラは、堆積物の岩相の違いから a, b の 2 つのユニットに分けられる。Hk-3a および Hk-3b のそれぞれの等層厚線図を、Fig. 6 および Fig. 7 に示す。どちらも大岳、井戸岳山頂付近を中心として同心円状に分布している。したがって、噴出源は大岳もしくは井戸岳の山頂火口であると考えられる。岩片・火山弾の最大粒径が仙人岱付近の D 地点 (Fig. 2) で最大であることから、噴出源は大岳山頂火口である可能性が高い。噴出物の岩質もこの推定と調和的である。Hk-3a, Hk-3b は一部の地域を除き、常にセットで観察され、露出も良いため、露頭で良い鍵層となる。本テフラの模式地を仙人岱付近の D 地点とする。

Hk-3a は模式地において、塊状で灰褐色を呈し、火山礫と粗粒火山灰からなる。模式地での層厚は 10 cm である。大部分の岩片は 2 cm 以下であるが、15 cm 以下の冷却節理の発達した多面体の火山弾を含むことがある。毛無岱湿原の B 地点 (Fig. 2) では層の上部 1～2 cm のところに長径 2 cm 以下の炭化木片がしばしば認められる。本ユニット構成物質は新鮮な安山岩片を主体とする。新鮮な安山岩片は緻密で発泡が悪く、ブロック状を呈するものが多い。新鮮な岩片の岩質はかんらん石普通輝石斜方輝石安山岩である。また、量はそれほど多くはないが、白色～褐色を呈するスポンジ状軽石や発泡したスポンジ状火山ガラスが認められる。周りを薄く軽石質のガラスに取り囲まれた自形の遊離結晶が認められ、これは軽石から分離したものであると考えられる。変質した安山岩片や白色～橙灰色を呈する珪化岩片も含むが、量は新鮮な岩片ほど多くはない。

Hk-3b は塊状で黄褐色を呈する粘土質細粒火山灰層であり、模式地での層厚は 5 cm である。テフラ構成粒子はシルトサイズのもののが卓越し、最も大きい粒子でも粒径は 1 mm 程度である。構成物質の粒度は給源からの距離とはほぼ無関係で、どの地点でも細粒火山灰である。構成物は変質した岩片および鉱物片を主体とする。岩片は様々な程度に変質した安山岩片からなり、珪化して乳白色を示す岩片が多いのが特徴である。珪化した岩片は微細なシリカ鉱物から構成されている。変質した岩片は円磨され

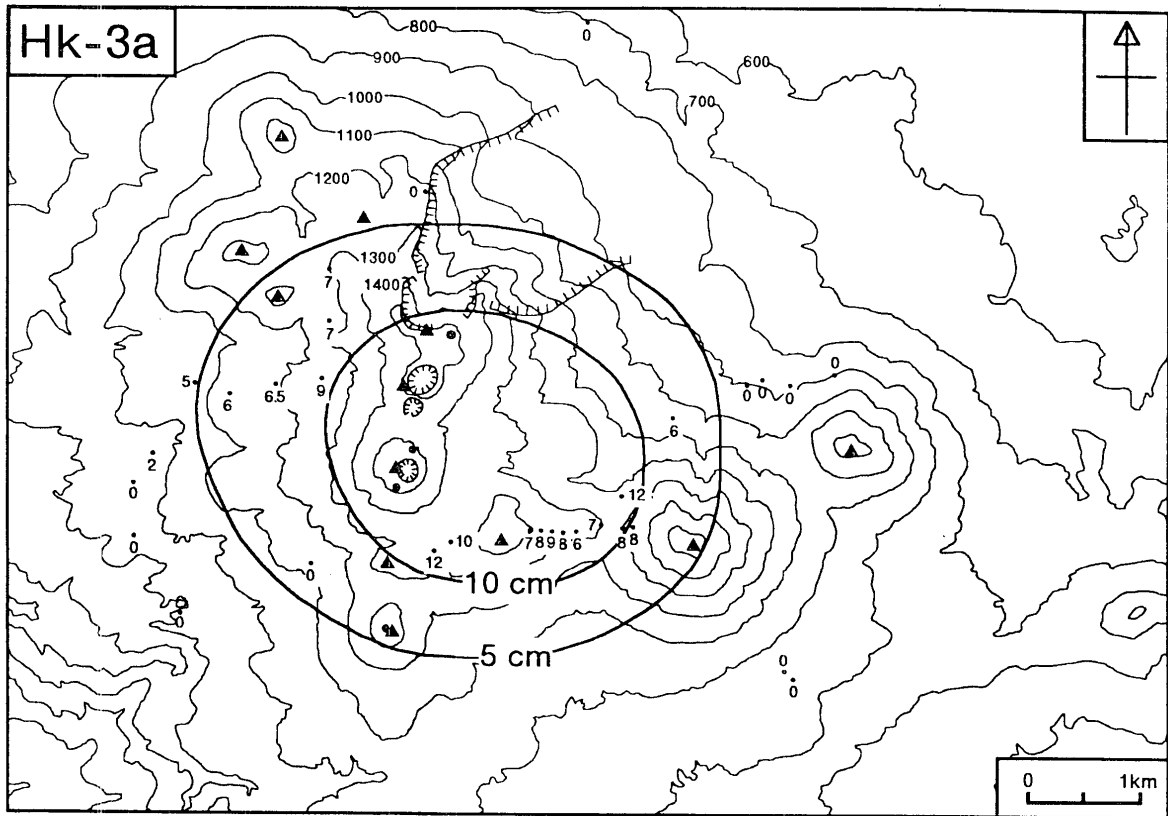


Fig. 6. Isopach map for Hk-3a. Values in centimeters.

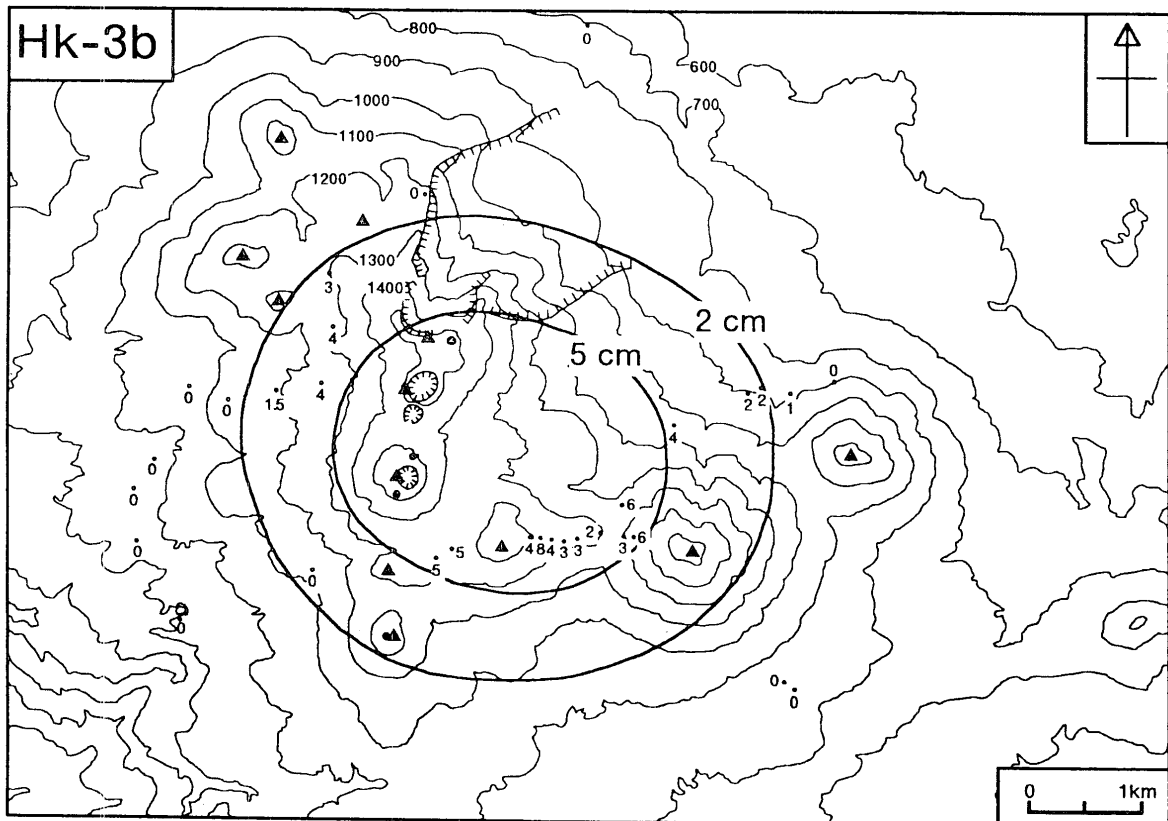


Fig. 7. Isopach map for Hk-3b. Values in centimeters.

たような形態を示すものがある。遊離結晶は他形で破碎されたような形態を示すものが多く、自形のは少ない。新鮮な安山岩片も含まれるが、量は少ない。また、ブロック状の褐色～透明火山ガラスや発泡したスポンジ状火山ガラスも含まれるが、量は極めて微量である。

(5) Hk-4

本テフラは、大岳よりも東方で良く露出している。しかし、その他では地獄沼付近の露頭で確認できるのみであり、露頭の数が少ないため等層厚線図を描くことはできない。大まかな分布域を考えてみると、大岳山頂付近を噴出源とし、東北東に分布軸を持つと推定できる。仙人岱付近の D 地点 (Fig. 2) で岩片の大きさが最大になることから、噴出源は大岳近傍と考えて間違いはないであろう。本テフラは堆積物の岩相・層相の違いから a, b, c, d, e の 5 つのユニットに分けられる。これらのユニットが比較的是っきりと識別できる仙人岱付近の D 地点を本テフラの模式地とする。仙人岱付近以外の地域ではこれらのユニットははっきりと識別できなくなり、全体で灰褐色を呈する塊状のテフラ層となる。しかし、黄褐色を呈する細粒火山灰層である Hk-4d は、堆積物の色が他のユニットと違うために、識別が比較的容易である。以下に模式地における各ユニットの記載を行う。

Hk-4a は塊状で灰褐色を呈し、火山礫と粗粒火山灰の基質からなる。層厚は 2.5 cm で岩片の最大粒径は 1.5 cm である。Hk-4b は灰褐色を呈する細粒～粗粒火山灰層である。層厚は 2 cm で岩片の最大粒径は 4 mm である。Hk-4c は灰褐色を呈する粗粒火山灰層である。層厚は 1.5 cm で岩片の最大粒径は 4 mm である。Hk-4d は黄褐色を呈する細粒火山灰層であり、層厚は 1 cm である。Hk-4e は灰褐色を呈し、火山礫と粗粒火山灰の基質からなる。層厚は 1.5 cm で岩片の最大粒径は 1 cm である。Hk-4a, Hk-4c, Hk-4e の構成物質は新鮮な安山岩片を主体とする。新鮮な安山岩片は緻密で発泡が悪く、ブロック状を呈するものや、ごつごつした形態を示すものが存在する。また、量はそれほど多くはないが、細かく発泡したスポンジ状の白色軽石・火山ガラスおよび塊状の褐色火山ガラスが認められる。周りを薄く軽石質のガラスに取り囲まれた自形の遊離結晶が認められ、これは軽石から分離したものであると考えられる。変質した安山岩片や白色～橙灰色を呈する珪化岩片も含むが、Hk-4a および Hk-4c では構成物質の約 80%以上が新鮮な岩片である。Hk-4e は変質した岩片が比較的多く、粒径の大きな岩片に変質したものが多い。Hk-4b は新鮮な岩片と変質した岩片をほぼ同量含む。火山ガラスは褐色の発泡の悪い塊状のガラスに富み、繊維状のものやスポンジ状のものも含む。新鮮な岩片はブロック状の安山岩片が多い。変質した岩片は、変質した安山岩片や白色～乳褐色の珪化岩片からなる。遊離結晶は自形のもので破碎されたような他形のもので認められる。自形の遊離結晶は周りを薄く軽石質のガラスに取り囲まれる場合がある。Hk-4d は変質した岩片および鉱物片を主体とする。岩片は様々な程度に変質した安山岩片からなり、珪化して乳白色を示す珪化岩片を少

量含む。変質した岩片は円磨されたような形態を示すものがある。遊離結晶は他形で破碎されたような形態を示すものが多く、自形のは少ない。新鮮な安山岩片やブロック状の褐色火山ガラスも含まれるが、量的には少ない。また、スポンジ状の軽石も含むが、量的には極めて微量である。新鮮な岩片の岩質は、いずれのユニットでも普通輝石斜方輝石安山岩である。

3-2. 外来テフラ

(1) 十和田 a テフラ (To-a)

十和田 a テフラは、十和田火山から約 1000 年前に噴出した降下火砕堆積物、火砕流堆積物およびベースサージ堆積物の総称である（町田・他，1981）。本テフラは大池（1972）により命名された。本テフラの噴出年代は古文書の記録から、町田・他（1981）により 915 AD と推定されている。本火山群地域では、層厚 10 cm 以下で、5～6 cm のところが多く、本火山群の全域を覆うように分布している。本テフラは塊状で灰白色を呈するガラス質細粒火山灰である。淘汰は比較的悪く、しばしば粒径 1 cm 程度の軽石を含む。構成物は大部分が火山ガラスである。火山ガラスの形態は、軽石型で繊維状もしくはスポンジ状を示す。繊維状を示すものが多い。少量ではあるが、フレーク状を示すものもある。火山ガラスは様々な色を示すのが特徴で、無色のもののほかに、淡緑色、淡褐色を呈するものがあり、しばしば黒曜石も含まれている。遊離結晶としては斜長石、斜方輝石、普通輝石、磁鉄鉱、イルメナイトが認められる。石質岩片の量は少ないが、灰色の安山岩片や暗灰色のスコリアが認められる。本地域で見られる本テフラは、淘汰が悪いという特徴から、降下ユニットである大湯軽石（Hayakawa, 1985）よりも、火砕流堆積物である毛馬内火砕流堆積物（中川・他，1972；Hayakawa, 1985）に対比されると考えられる。なお、辻・他（1983）では、毛無岱湿原や谷地湿原において本テフラの上位に白頭山苦小牧テフラ（B-Tm：町田・他，1981）の存在を報告しているが、本研究の調査では認められなかった。一部の露頭では、To-a の上位に 1～2 cm の土壌を挟んで白灰色の細粒火山灰がのっているのが確認されたが、その構成物は To-a と全く同じであった。よって、これは To-a の再堆積物層であると判断される。

(2) 十和田 b テフラ (To-b)

十和田 b テフラは十和田火山から約 2200 yr BP（大池・庄司，1974）に噴出した降下火砕堆積物である。本テフラは大池（1972）により命名された。本火山群地域では毛無岱湿原および地獄沼周辺で認められるにすぎず、厚さも 5 mm 以下である。本テフラは灰白色を呈する細粒火山灰であり、発泡の悪い白色軽石、火山ガラス、遊離結晶およびごく微量の灰色の安山岩片から構成される。火山ガラスの形態は繊維状、スポンジ状、フレーク状を示す。火山ガラスは大部分は透明～白色を呈するが、褐色を呈するものもある。繊維状の火山ガラスは十和田 a テフラ中の火山ガラスと非常に

よく似ている。遊離結晶としては斜長石，斜方輝石，普通輝石，磁鉄鉱およびごく微量の角閃石が認められる。石質岩片の量は少ないが，灰色の安山岩片や暗灰色のスコリアが認められる。

(3) 十和田中掬テフラ (To-Cu)

十和田中掬テフラは十和田火山から約 5400 yr BP に噴出した降下軽石堆積物である（早川，1983）。本テフラは大池・他（1966）により命名された。本地域での厚さは 5 cm 以下であることが多いが，南方へいくほど層厚が増加し，猿倉温泉付近では上下のユニットを合わせて 17 cm に達する。本地域では，辻・他（1983）の記載で示されているように，粒度の違いから 2 つのユニットに分けられる。両ユニット共に塊状で橙灰色を呈する降下軽石堆積物で，上部ユニットは細粒火山灰，下部ユニットは粗粒火山灰である。小岳山頂付近では，下部ユニットの軽石の最大粒径は 3 mm である。どちらのユニットも構成物に違いは認められないが，上部ユニットはより遊離結晶に富む。本地域では主に下部ユニットが良く観察される。上部ユニットは欠くことが多く，レンズ状になっているところもある。本テフラは，軽石，火山ガラス，遊離結晶および少量の灰色～暗灰色の安山岩片から構成されている。遊離結晶は斜長石，斜方輝石，普通輝石，磁鉄鉱，イルメナイトからなり，斜長石に富んでいる。軽石はスポンジ状で白色～淡黄色を呈する。火山ガラスは軽石型でスポンジ状を呈する。

4. 噴火の規模

本火山群起源のテフラについて噴出量を見積もった。等層厚線図を描くことができた Hk-1, Hk-3a, Hk-3b については Hayakawa (1985) の経験式で求めた。Hk-1, Hk-3a, Hk-3b の層厚と分布面積の関係図を Fig. 8 に示す。それらのテフラの層厚—面積曲線は Hayakawa (1985) の等体積線とほぼ平行している。体積はそれぞれのテフラについて最も精度の高い等層厚線から求めた。その結果，Hk-1： $6 \times 10^6 \text{ m}^3$ ，Hk-3a： $9 \times 10^6 \text{ m}^3$ ，Hk-3b： $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ となった。Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3, Hk-2 および Hk-4 については，露頭観察からわかっているおおよその分布域に適切な層厚をかけて求めた。そのため，求めた体積はかなりの誤差をとまうものであるから，オーダーで示すことにする。Hk-J1, Hk-J2 および Hk-J3 については，最も規模の大きい Hk-J2 が 10^4 m^3 程度，Hk-J1 および Hk-J3 は 10^3 m^3 以下であり，Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3 全て合計しても 10^4 m^3 のオーダーであろう。Hk-2a および Hk-2b はそれぞれ 10^5 m^3 程度，Hk-4 は 10^6 m^3 程度となる。

5. 噴火年代

B と D 地点 (Fig. 2) で，テフラ直下の土壌 7 点およびテフラ中の炭化木片 1 点 (Fig.

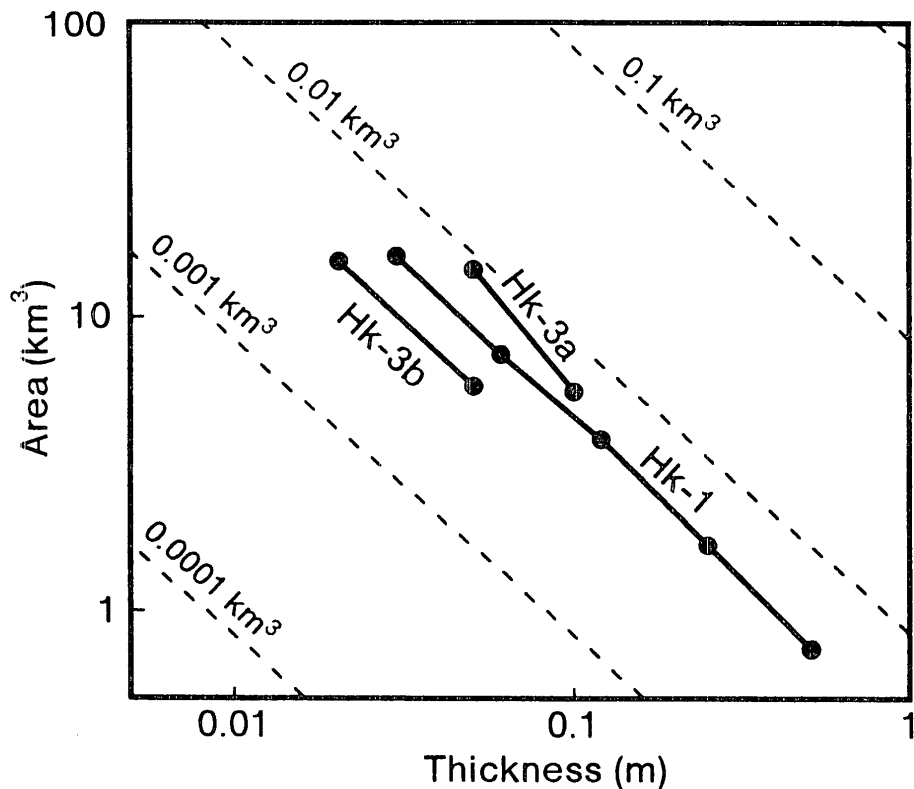


Fig. 8. Relation between the area enclosed by isopachs, S and the thickness, T , for Hk-1, Hk-3a and Hk-3b. Broken lines are iso-volume lines assuming $V=12.2TS$ (Hayakawa, 1985).

Table. 1. Result of ^{14}C dating.

| Locality ¹⁾ | Stratigraphic position ²⁾ | Material | C (%) | N (%) | C/N ratio | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | ^{14}C date (yr BP) | Lab no (NUTA-) |
|------------------------|--------------------------------------|----------|-------|-------|-----------|---------------------------|------------------------------|----------------|
| D | Below Hk-1 | Soil | 6.64 | 0.27 | 24.4 | -27.6 | 2070 ± 110 | 5643 |
| B | Below Hk-2 | Soil | 6.65 | 0.17 | 38.7 | -28.6 | 2990 ± 90 | 5793 |
| B | In Hk-3 | Charcoal | — | — | — | -25.6 | 3820 ± 100 | 5351 |
| B | Below Hk-3 | Soil | 9.96 | 0.18 | 55.8 | -28.3 | 3760 ± 80 | 5792 |
| D | Below Hk-3 | Soil | 8.21 | 0.24 | 34.5 | -27.5 | 3720 ± 90 | 5642 |
| D | Below Hk-4 | Soil | 13.14 | 0.32 | 40.6 | -28.5 | 4240 ± 90 | 5695 |
| D | Below To-Cu | Soil | 10.44 | 0.22 | 46.3 | -28.3 | 5250 ± 90 | 5696 |
| B | Below To-Cu | Soil | 10.67 | 0.34 | 49.2 | -28.8 | 5320 ± 90 | 5790 |

1) See Fig.2; 2) See Fig.4

4) を採取し、それらの ^{14}C 年代を名古屋大学のタンデトロン加速器質量分析計 (Nakamura *et al.*, 1985; 中村・中井, 1988) を用いて測定した。試料の調製方法は, Okuno *et al.* (1997) にしたがった。また, 試料の $\delta^{13}\text{C}$ 値を気体用質量分析計により測定し, 同位体分別効果を補正した (中村, 1995)。

測定結果を Table 1 に示す。 ^{14}C 年代値は, Libby の半減期 5568 年を用いて算出し, 西暦 1950 年から遡った年数で示している。前処理後の試料は, 炭素含有量 (C) が 6~20%, 炭素/窒素比 (C/N) も 24~56 と共にきわめて高く, これらは ^{14}C 年代測定に適したものと判断できる (Okuno *et al.*, 1997)。Okuno *et al.* (1997) は, テフラ直下の土壌の ^{14}C 年代から, その噴出年代を推定できると考えた。今回, その信頼性を検証するため, To-Cu 直下の土壌も 2 点測定した。得られた ^{14}C 年代値は, 5320 ± 90 yr BP (NUTA-5790) および 5270 ± 90 yr BP (NUTA-5696) であり, 炭化木片の年代値 (5390 ± 140 yr BP, GaK-9761; 早川, 1983) も含めて, これらはよく一致している。また, Hk-3 についても, 直下の土壌と含まれる炭化木片の年代値はよく一致している。その他の年代値も, すべて層序と良く調和しており, 概ね妥当なものとして判断できる。したがって, 各テフラの噴出年代は, Hk-1 が 2.1 kyr BP, Hk-2 が 3.0 kyr BP, Hk-3 が 3.8 kyr BP, Hk-4 が 4.2 kyr BP であると判断できる。

Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3 は To-a の上位であるので, 噴火は数百年前と考えられる。土壌の厚さを考慮すると 400~500 年前であった可能性が高い。

6. 噴火様式の推定

本火山群起源のテフラについて, 構成物質の観察結果から噴火様式を推定した。Hk-2a, Hk-3a, Hk-4a, Hk-4c, Hk-4e は主に新鮮なブロック状の安山岩片から構成されている。これらのテフラには新鮮な火山ガラス, スポンジ状の軽石, ガラスに包まれた自形の遊離結晶なども含まれている。Hk-3a では, 冷却節理の発達した多面体の火山弾が含まれており, 一部の地域では炭化木片が認められる。したがって, これらはマグマ物質が関与した噴火の産物であると考えられ, 構成物質が新鮮なブロック状安山岩片に富むことから, 噴火様式はブルカノ式噴火であったと判断される。Hk-4b は変質した岩片がかなりの量含まれているために判断が難しい。火山ガラスを比較的多く含むが, すでに二次鉱物が生成しており, 本質物質であるかどうかの判断も容易ではない。しかし, 火山ガラスが角張った形態もしくは飛沫状の形態を示し, 新鮮な岩片としてブロック状の安山岩片を多く含むことから, ブルカノ式噴火であったと判断した。一方, Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3, Hk-1, Hk-2b, Hk-3b および Hk-4d は変質した安山岩片や珪化岩片を主体とし, 粘土質の細粒物質に富む。また, Hk-1 では水の関与を示す armored lapilli が認められる。したがって, これらの噴火は水蒸気噴火であったと考えられる。これらのテフラにも少量ではあるが新鮮なガラスや新鮮なブロック状岩片が含まれることはある。しかし, 構成物質が熱水変質した物質に富むこ

と、および粘土質の細粒物質に富む特徴から、水蒸気噴火であると判断した。

7. まとめ

本火山群の最近 5000 年間の噴火活動史をまとめた図を Fig. 9 に示す。本火山群では最近 5000 年間の間に 7 回の噴火イベントがあった。噴火様式は水蒸気噴火もしくはブルカノ式噴火である。Hk-1, Hk-2, Hk-3, Hk-4 の噴出源は大岳山頂部の火口であると考えられる。Hk-2 は井戸岳火山である可能性もある。これらの噴出量は $10^6 \sim 10^5 \text{ m}^3$ であり、噴出源から 4~7 km の範囲で分布を確認できる。大岳火山は 2.1 kyr BP の Hk-1 の噴火以来、噴火を起こしていない。Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3 の噴出源は火山群南西山麓の地獄沼である。これらの噴出量はそれぞれ 10^4 m^3 以下で、噴出物は火口の周囲 300 m 程度にしか分布していない。Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3 の噴火年代は、十和田 a テフラと土壌の厚さの関係から、400~500 年前であったと推定される。以上のように、噴火の規模はいずれも噴出量が 10^6 m^3 以下の小規模なものである。水蒸気噴火に限って見た場合、大岳から噴出した Hk-1 や Hk-3b などは 10^6 m^3 オーダーが多く、奥野 (1995) の示した噴火規模の範囲内に入る一般的なものである。ただし、地獄沼から噴出した Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3 は、火口近傍が緩やかであったため、

| Tephra Name | Eruption Style | Volume | Age | Source Vent |
|-------------|--|-----------------------------|--|------------------------------|
| Hk-J1,2,3 | Phreatic | 10^4 m^3 | 500-400 years ago | Jigokunuma Pond |
| To-a | 915 AD (Machida <i>et al.</i> , 1981) | | | |
| Hk-1 | Phreatic | $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ | $2070 \pm 110 \text{ yr BP}$ | Odake Kagaminuma Pond Crater |
| Hk-2 | Vulcanian / Phreatic | 10^5 m^3 | $2990 \pm 90 \text{ yr BP}$ | Odake or Idodake |
| Hk-3a | Vulcanian | $9 \times 10^6 \text{ m}^3$ | $3720 \pm 90 \text{ yr BP}$ $3760 \pm 80 \text{ yr BP}$ | Summit Crater of Odake |
| Hk-3b | Phreatic | $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ | $3820 \pm 100 \text{ yr BP}$ | |
| Hk-4 | Vulcanian & Phreatic(Hk-4d) | 10^6 m^3 | $4240 \pm 90 \text{ yr BP}$ | Summit Crater of Odake |
| To-Cu | $5250 \pm 90 \text{ yr BP}$ $5320 \pm 90 \text{ yr BP}$ | | | |

Fig. 9. Summary of eruptive history during the past 5000 years at Kita-Hakkoda volcano group.

きわめて小規模 (10^4 m^3 オーダー) でも保存されたと考えられる。

謝辞

地質調査所北海道支所の宝田晋治博士には、最近の噴火史に注目して研究を行うことの重要性を指摘していただき、数多くの有益な助言・議論および多くの励ましをいただいた。北海道大学大学院理学研究科の中川光弘博士、宇井忠英教授には有益な助言・議論をしていただいた。東北大学理学部地球物質科学科の大場 司博士には、地獄沼周辺に分布する水蒸気噴火堆積物の存在を教えていただいた。国際航業(株)の佐々木寿氏にはしばしば議論していただいた。この研究の一部には、文部省科学研究費補助金(特別研究員奨励費, 代表者: 奥野 充, 受付番号: 1906)を使用した。記して謝意を表します。

引用文献

- 早川由紀夫 (1983) 十和田中掬テフラ層の分布, 粒度組成, 年代. 火山, 28, 263-273.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 60, 507-592.
- 気象庁 (1996) 日本活火山総覧 (第2版). 大蔵省印刷局, 500p.
- 工藤 崇・佐々木実・中川光弘 (1998) 東北日本, 北八甲田火山群の形成史と岩石. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 421.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- 村岡洋文・山口 靖・仲澤 敏 (1983) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互関係 - レーダー画像判読とその現地検証 -. 地質学雑誌, 89, 661-664.
- 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 (21-4), 地質調査所, 27p.
- 中川久夫・中馬教充・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授記念論文集, 7-18.
- 中村俊夫 (1995) 加速器質量分析 (AMS) 法による ^{14}C 年代測定の高精度化および正確度向上の検討. 第四紀研究, 34, 171-183.
- 中村俊夫・中井信之 (1988) 放射性炭素年代測定法の基礎 - 加速器質量分析法に重点をおいて -. 地質学論集, 29, 83-106.
- Nakamura, T., Nakai, N., Sakase, T., Kimura, M., Ohishi, S., Taniguchi, M. and Yoshioka, S. (1985) Direct detection of radiocarbon using accelerator techniques and its

- application to age measurements. *Jpn. J. Appl. Phys.*, 24, 1716-1723.
- 南部松夫・谷田勝俊 (1961) 青森市八甲田火山群の地質および地下資源調査報告書。青森市総務部企画課, 29p.
- 奥野 充 (1995) 降下テフラからみた水蒸気噴火の規模・頻度。金沢大文学部地理学報告, 7, 1-23.
- Okuno, M., Nakamura, T., Moriwaki, H. and Kobayashi, T. (1997) AMS radiocarbon dating of the sakurajima tephra group, southern Kyushu, Japan. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B123, 470-474.
- 大池昭二 (1972) 十和田火山東麓における完新世テフラの編年。第四紀研究, 11, 228-235.
- 大池昭二・中川久夫・七崎 修・松山 力・米倉伸之 (1966) 馬淵川中・下流沿岸の段丘と火山灰。第四紀研究, 5, 29-65.
- 大池昭二・庄司貞雄 (1974) 十和田 b 降下火山灰の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (96) —。地球科学, 28, 99-100.
- 佐藤博之・中川 進・桑畑和則・山田敬一・徳永重元 (1978) 青森県青森市酸ヶ湯地熱地域の熱水変質帯。地質調査所報告, 259, 239-280.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1985) 那須北帯, 北八甲田火山群の地球化学的研究。東北大学核理研研究報告, 19, 175-188.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1986) 八甲田火山群, ステージ 1, 2 噴出物の地球化学的研究。東北大学核理研研究報告, 19, 288-299.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1987) 八甲田火山群, ステージ 1 に活動したソレイトマグマの地球化学的研究。東北大学核理研研究報告, 20, 363-374.
- 高島 勲・本多朔朗・納谷 宏 (1990) 青森県八甲田地域の火砕流堆積物の TL 年代。岩鉱, 85, 459-468.
- 辻 誠一郎・宮地直道・吉川昌伸 (1983) 北八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序と植生変遷。第四紀研究, 21, 301-313.
- 渡辺一徳・星住英夫・池辺伸一郎 (1992) 雲仙普賢岳 1990 年 11 月～1991 年 5 月の噴火活動—噴火開始から溶岩出現まで—。熊本大学教育学部紀要, 自然科学, 41, 47-60.
- Waters, A. C. and Fisher, R. V. (1971) Base surge and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *J. Geophys. Res.* 76, 5596-5614.

Eruptive history of Kita-Hakkoda volcano group in Japan during the past 5000 years

Takashi KUDO¹⁾, Mitsuru OKUNO²⁾ and Toshio NAKAMURA³⁾

1) Department of Earth and Planetary Sciences, Hokkaido University

2) Department of Earth System Science, Fukuoka University

3) Dating and Materials Research Center, Nagoya University

Abstract

The eruptive history of Kita-Hakkoda volcano group in the northeast Japan arc during the past 5000 years has been determined by tephra-stratigraphy and AMS ¹⁴C dating. Kita-Hakkoda volcano group comprises eleven small-scale stratovolcanoes. We identified seven tephra layers (Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3, Hk-1, Hk-2, Hk-3 and Hk-4 in descending order) erupted from this volcano group.

The Hk-J1, Hk-J2 and Hk-J3 tephras were erupted from Jigokunuma Pond (100m in diameter) situated on the southwestern foot of Otake volcano. The distributions of these tephras are limited the area within 300 m from the vent. These tephras were derived from phreatic eruptions. The magnitude of each eruption is less than 10⁴ m³ in volume. Judging from stratigraphic relation with the Towada-a tephra (AD 915), the eruption age of Hk-J1, Hk-J2 and Hk-J3 is estimated to be 500-400 years ago.

The Hk-1, Hk-3 and Hk-4 tephras were erupted from the summit crater of Otake volcano. The source vent of the Hk-2 tephra may be Otake or Idodake volcano. The distribution of each tephra is restricted in 4-7 km from the vents. These tephras were derived from phreatic or vulcanian eruptions. The volume of these tephras ranges from 10⁶ to 10⁵ m³. On the basis of radiocarbon dates, their ages are estimated to be 2.1 kyr BP for Hk-1, 3.0 kyr BP for Hk-2, 3.8 kyr BP for Hk-3 and 4.2 kyr BP for Hk-4.

Key words: Kita-Hakkoda volcano group, Eruptive history, AMS ¹⁴C dating, Eruptive style, Magnitude of eruption