

## 肘折火山: 噴出物の層序と火山活動の推移

宮城 磯 治\*

(2006年3月30日受付, 2007年9月21日受理)

## Stratigraphy and volcanic activities of Hijiori volcano, Northeastern Japan arc

Isoji MIYAGI\*

The volcanic activity of Hijiori volcano (N38°36'35", E140°9'20"; WGS84) is reported in detail as a case study to understand how a new felsic volcano commences the activity. Hijiori volcano, a small caldera with approximately 2 km in diameter, is an active volcano of Japan, which started a series of eruptions 12,000 years ago (in Calendar age), where no volcanic body had existed before.

The eruptive history of Hijiori volcano was divided into four major stages (Stage 1, 2, 3, 4) and the subdivisions (Stage 1, Stage 2-1, 2-2, Stage 3-1, 3-2, 3-3 [a, b], Stage 4-1 [a, b, c, d, e], 4-2, 4-3). Time span of each hiatus among the four major stages is shorter enough to produce no black soils, and no significant difference in the <sup>14</sup>C age have been recognized between the stage 1 and stage 3. The major eruptive product of Hijiori volcano turns out to be valley filling non-welded (Stage 1, 3-3 [a, b]) and partly welded (Stage 2-2) pumice flow deposits with total maximum thickness of about 150 m and with a range 5 km to the southward and 9 km to the northward. The accompanying pumice fall (Stage 1, 2-2, 3-3 [a, b]) and ash fall (Stage 4-2) are dispersed 60 km to the eastward. All the essential pumice from the eruptions were hypersthene-hornblende-quartz dacite. There are phreatic (or phreatomagmatic) eruptions at the beginning of Stage 2, 3, and 4 which deposited lapilli falls and flows (Stage 2-1, 3-1, 4-1 [a-e]) in the proximity. The volume of the valley filling pyroclastic flow deposit and the air fall deposit are 1.4 and 0.6 km<sup>3</sup>, respectively, and the caldera filling deposit is estimated to be 0.3 km<sup>3</sup>. Therefore, total eruptive volume of Hijiori volcano is estimated to be about 2.3 km<sup>3</sup>.

**Key words:** Hijiori, caldera, new volcano, pyroclastic flow

## 1. はじめに

多くの活動的な火山を抱える日本では、次の噴火に備えて様々な取組みがなされている。例えば過去の噴火活動履歴を把握し、予想される将来の災害をハザードマップで周知する、等の取組みである。このように、既存の火山体が存在する場合には、その火山が将来もたらす災害を想像することは、比較的容易である。

これに対し、現在火山体のない地域において、将来火山が新規出現することを想定した対策は、ほとんど取られていない。しかし実際には、秋田県の一ノ目湯(藤岡, 1959; Katsui *et al.*, 1979; Takahashi, 1980), 山形県の肘折火山(川口・村上, 1994; 杉村, 1953; Ui, 1971), 仙台的安達火山(蟹沢, 1985), そして北海道の銭亀火山(長谷川・鈴木, 1964; 山縣・他, 1989)のように、それまで

顕著な火山体の無かった地域において突然爆発的な噴火が起きた例はいくつも存在する。もし将来数万年にわたる国土の利用方法を考える場合には当然、その場所に火山が新規出現する可能性について、考慮しなければならない。マグマがどのように蓄積しどのように噴火に至ったかを理解することは、新規火山の噴火への対策を考えるうえで重要な基礎となるだろう。

そこで既存の火山体の無い地域に火山が新規に出現した最近の事例として、筆者は東北日本弧山形県肘折火山のマグマプロセスを研究中である。本稿は、マグマプロセスの検討の基礎として、特に噴出物の層序と噴火活動の推移に関する知見を報告する。

\* 〒305-8567 茨城県つくば市東1の1の1中央第七産業技術総合研究所・地質調査総合センター  
Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba Central 7, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan.

Corresponding author: Isoji Miyagi  
e-mail: miyagi.iso14000@aist.go.jp

## 2. 地質概略

### 2-1 肘折火山の位置付け

肘折火山（北緯 38 度 36 分 35 秒，東経 140 度 9 分 20 秒；WGS84 測地系，以下同様）は東北日本弧の火山フロントから約 40 km 背弧側に位置する活火山である（気象庁，2005）。この地域の火山活動が活発でないことは，この場所が東北日本弧のマントル中に指のように分布すると想像されている高温部「ホットフィンガー」（Tamura *et al.*, 2002）の軸から外れていること（Fig. 1），火山フロント直下の特徴であるモホ面付近の低速度異常および高  $V_p/V_s$  の異常が存在しないこと（Nakajima *et al.*, 2001），そして，周囲 15 km 以内には現在も活動を継続しているとみせる既存の火山体が無いことから示される。従って，火山活動度の低い地域への新規火山出現メカニズム

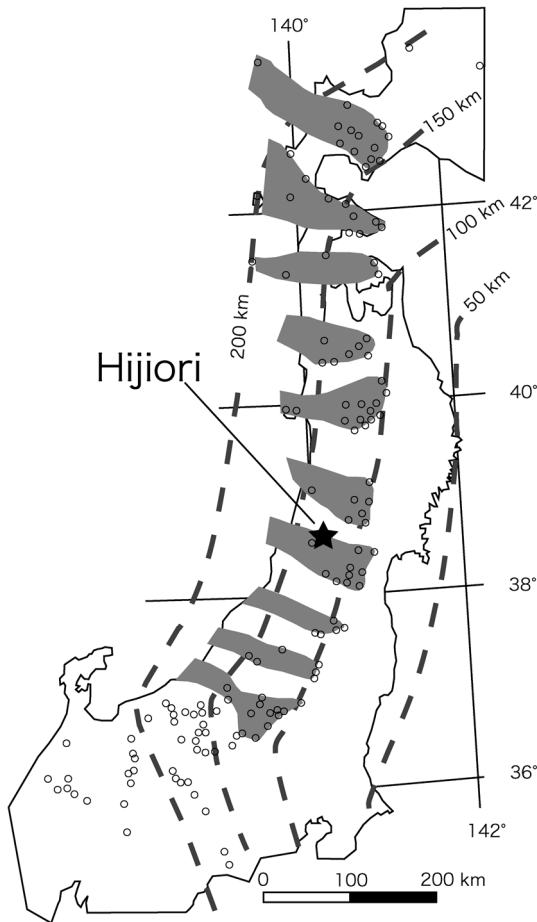


Fig. 1. Location. Hijiori volcano is located at the north-eastern Japan arc. It is just on the edge of a mantle hot finger (gray filled regions) proposed by Tamura *et al.* (2002).

を理解するうえで，肘折火山は適した研究対象である。

### 2-2 肘折カルデラ

山形県最上郡大蔵村の肘折火山は東西約 1.5 km，南北約 2 km，比高マイナス 0.2 km の小型カルデラである。杉村 (1953) および富田 (1961) は段丘面の対比にもとづいて，肘折火山の活動年代を更新世後半（洪積世）～完新世（沖積世）と推定した。福岡・木越 (1971) はイオニウム年代測定法にもとづいて 8,800±1,800 年前とした。肘折の強溶結凝灰岩の熱ルミネッセンス年代測定値は，11,000～13,000 年前である（高島・他，2003）。放射性炭素を用いた年代測定では，宇井・他 (1973) が 9,780～10,740 年 B.P.，米地・西谷 (1975) が 9,500±170 年 B.P. と報告している。川口・村上 (1994) が提唱した肘折火山の活動史では，肘折軽石流堆積物はステージ 1，ステージ 2，ステージ 4，の 3 層序に分類された。以後，混乱を避けるため川口・村上 (1994) による層序には「KM」の文字を付け，本研究による分類と区別する。Miyagi (2004) はこの KM ステージ 1 および KM ステージ 4 火砕流の年代を測定し，11,920～12,330 cal B.P. (1 $\sigma$ ) という値を報告した。KM ステージ 1 と KM ステージ 4 の間に有意な年代測定値の違いがなく，また，後述するように肘折火山の活動ステージ間には二次堆積物や浸食の痕跡が認められるもの，土壌などは挟まれない。以上から，肘折火山は暦年代で約 12,000 年前に活動を開始し，短時間で活動のピークを迎えたと考える。

肘折火山の噴出物のうち軽石流堆積物は，杉村 (1953) により「銅山川軽石流」という名で紹介された。米地・菊池 (1966) は，山形県尾花沢市に広く分布する「尾花沢軽石層」の層厚分布を調べ，この降下軽石の給源が肘折であると断定した。カルデラ形成後，銅山川および祓川からの注水によりカルデラ湖が形成されたが，その後，小松淵付近の浸食によって湖水が失われたと考えられている。現在の肘折カルデラ内には，かつてのカルデラ湖で形成された湖成堆積物によって，海拔 340～380 m の平坦面が形成されている。現在の肘折火山には噴気活動はないが，地熱活動は継続している。カルデラの東縁と中央部には温泉があり，中央部の湖成層は著しい変質を受けている。また，カルデラの南東縁では新エネルギー・産業技術総合開発機構が高温岩体発電の実験を行なった。

肘折カルデラの地下構造は，高温岩体発電研究（例えば，川崎・他，2002）のために地震波速度構造や重力解析のデータが取られたため，比較的良く分かっている。肘折カルデラの陥没構造は多角形のすり鉢型を呈する断裂系を伴うものの，肘折カルデラ内の地質構造はカルデラ周辺と調和的な北東方向の傾斜が保たれている（新

エネルギー財団, 1983; 中尾・他, 1995). 直径や陥没量が肘折カルデラとほぼ同じである濁川カルデラでは、カルデラ床が著しい破壊と変形を受けたじょうご型の構造が提案されている(黒墨・土井, 2003; 安藤, 1983; 荒牧, 1983). それに対し肘折カルデラのカルデラ床はほとんど破壊と変形を受けずに沈降していると思われるので、小型のビストンシリンダー型と呼べるだろう。

2-3 肘折軽石流堆積物

肘折軽石流堆積物は本質物質として紫蘇輝石角閃石デ

イサイト質の軽石を含み、最大層厚は150m程度と見積られ、分布域は肘折カルデラの南へ5km以上、北へ9km以上にわたる(Fig. 2). 肘折火山の活動により堆積した軽石流堆積物の総量は1.4km<sup>3</sup>程度と見積もられる(杉村(1953)は1.4km<sup>3</sup>, Ui(1971)は0.6~2km<sup>3</sup>, 米地・菊池(1966)は1.6×10<sup>9</sup>トンと推定). Ui(1971)は肘折軽石流を2つの部層に分けた. その後、川口・村上(1994)は火砕流堆積物を3層序に分類した. 本稿では、川口・村上(1994)に記載されていない、比較的大規模な活動

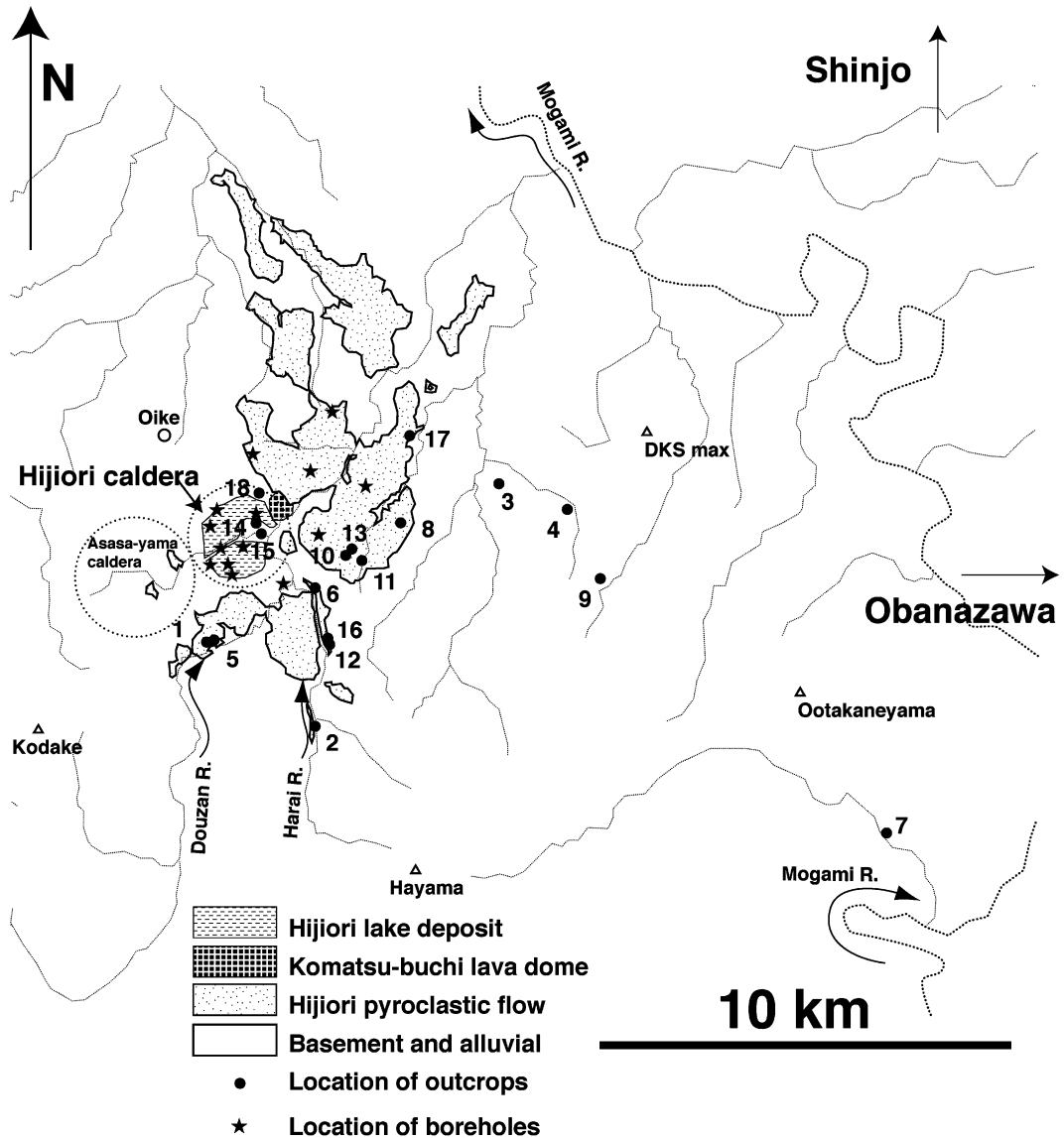


Fig. 2. Distribution of Hijiory pyroclastic flow deposits. Modified after Kawaguchi and Murakami (1994). The filled circles with identifier represent locations of outcrops referred in the text. Filled stars represent the locations of boreholes by NEDO.

を加えることにより、肘折の火山活動を大きく4層序に分類した。また、これらの主要な噴火の前後に起きた水蒸気噴火およびマグマ水蒸気噴火の記録を新たに報告することにより、肘折の火山活動の実態をより詳細に把握した。

#### 2-4 肘折降下軽石

肘折火山は、火砕流の活動と同時に降下火砕物を50 km以上遠方まで堆積させている。肘折降下軽石は、その噴出年代(暦年代で12,000年前)ゆえに、東北地方の縄文遺跡の考古学研究における時間標識としての重要性が大きい。八木・早田(1989)は、肘折降下軽石を含むいくつかの層序関係と年代を整理し、宮城県内の示標テフラの年代や層序の信頼性を高めた。町田・新井(1992)は、肘折降下軽石の層厚分布を山形県から宮城県内にかけて報告した。しかしながら、これまでは尾花沢軽石層が肘折火砕流堆積物のどの層準に対応するのかわからなかった。本稿は、この降下軽石層にみられる上下変化を、カルデラ近傍の軽石流堆積物の上下変化と対応させることにより、肘折火山の活動内容をより詳細に把握した。

#### 2-5 肘折火山の基盤

爆発的な噴火の噴出物には、火道周囲の岩石が破砕されて生じた異質岩片が含まれる。もし火口周辺地下の岩質とその深度が既知ならば、火砕物中の異質岩片を調べることによって、噴火の際どのような深度の母岩が破砕されたか、おおよそ見当をつけることができるだろう(例えば、八幡, 2002)。前述のように肘折火山では高温

岩体発電の研究のためのボーリングが何本も掘られており(Fig. 2中の星印)、山体直下の基盤岩の岩質と代表的な深度が良くわかっている。表層地質図(今田, 1974)および新エネルギー財団(1983)によるボーリングデータを参考に、肘折カルデラおよびその周辺の地質断面図を作成した(Fig. 3)。これによれば、肘折火山周辺に露出している基盤岩は、傾斜構造のため北東ほど若い。この傾斜は肘折カルデラ内でも保たれており、カルデラ内の基盤深度は北東側ではより深く南西側はより浅い。そのため、ある層準の深度は、肘折カルデラ(直径2km)の範囲内でも400~600mも変化する。もしも肘折火山の噴出口の位置が不明なら、噴火の際に異質岩片がもたらされた深度は特定できない。本稿4-4章では、噴火の際に異質岩片がもたらされた深度について考察するが、その際には噴火口の位置についても同時に議論する。以下に、新エネルギー財団(1983)の記載にもとづいて、肘折カルデラ内のSKG-3掘削地点付近における基盤の岩質と代表的な深度を整理する。

基盤岩。肘折地域の基盤は花崗閃緑岩であり、肘折火山下では海面下1,700m以深に分布する。この基盤花崗閃緑岩に相当する岩体が地表に露出したものは、肘折カルデラの南西約7km付近に分布する小岳花崗閃緑岩だと考えられており、この岩体のK-Ar年代は黒雲母で $97.1 \pm 4.9$  Ma、カリ長石で93.8 Maと報告されている(松永・他, 1993)。

月山累層。これは基盤の花崗閃緑岩類を直接被覆し、

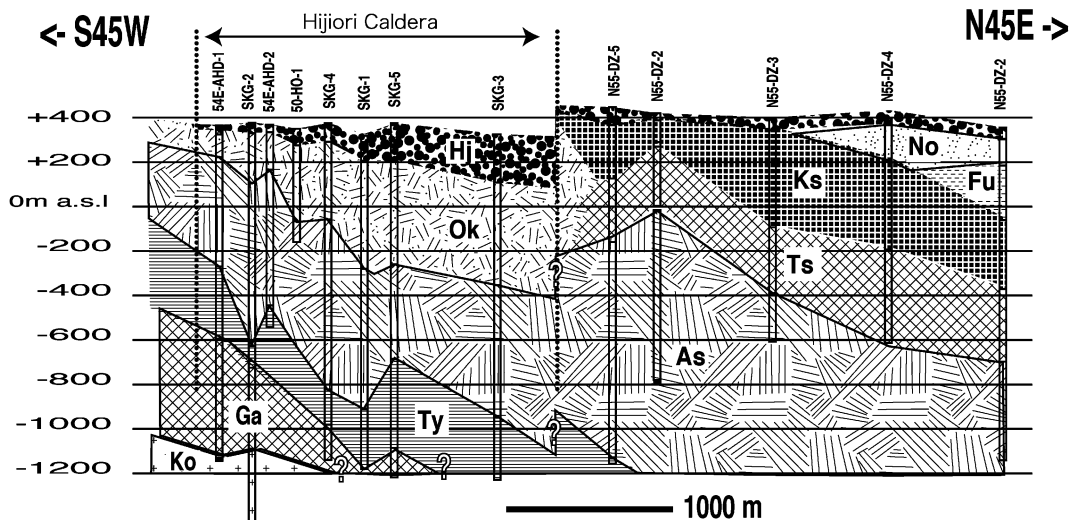


Fig. 3. Geological section of Hijiori volcano. Ko: Kodake granite, Ga: Gassan F. (altered basalt and andesite), Ty: Tatsuyazawa F. (mudstone and tuff), As: Aosawa F. (basalt), Ok: Ookura acidic tuff, Ts: Tsunokawa F. (mudstone), Ks: Kusanagi F. (shale), Fu: Furuguchi F. (mudstone), No: Noguchi F. (silty sand and tuffaceous sandstone), Hj: Hijiori pyroclastic deposits.



主として玄武岩と安山岩から構成され、石英粗面岩の溶岩や一部塊集岩、緑色凝灰角礫岩なども含む。これらは変質が著しく、石基はほとんど変質鉱物に変化している。肘折火山下の月山累層は海面下 1,700 m ~ 1,200 m に分布し、その厚みは約 500 m と見積られる。

立谷沢層。下位の月山累層を整合に被覆する。月山累層が玄武岩～安山岩を主体としたのに対し、立谷沢層で珪質な活動へと変化する。立谷沢層は上下で岩相が異なり、下半分は軽石の混じった緑色凝灰岩と凝灰質砂岩の互層、上半分は層理に富んだ灰色泥岩とシルト岩の互層で、粗粒玄武岩の岩床（後述の青沢層の時代か？）を何枚も介在している。肘折火山下における立谷沢層の深度は海面下 900 m ~ 1,200 m である。

青沢層。これは下位の立谷沢層と整合関係にあるが、場所によっては漸移する。肘折火山下における深度は海面下 300 m ~ 900 m である。本層の中・下部は玄武岩と粗粒玄武岩を主体とし、本層の上部は安山岩質凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩が卓越する。

大蔵珪質緑色凝灰岩層。これは月山累層～青沢層にアバットする暗灰色～灰色の泥岩を伴った緑色凝灰岩層であり、肘折火山下における深度は海面下 300 m ~ 海拔百数十 m である。

肘折火山の周辺に分布する青沢層より新しい新第三紀層は、下位から順に、角川層（大蔵珪質緑色凝灰岩層と一部漸移する暗灰色泥岩）、草薙層（灰白色硬質頁岩）、古口層（暗灰色泥岩）、野口層（灰色シルト岩および淡青色凝灰質細粒砂岩）である。

肘折カルデラ内に掘られた 8 本のボーリング調査では青沢層より上位の新第三紀層がなく、現地表面から 100 m ~ 200 m の深度にある大蔵珪質緑色凝灰岩層を肘折の噴出物が覆うとされている（新エネルギー財団, 1983）。カルデラ内を埋めている肘折の噴出物の体積は、直径 2 km 高さ 200 m の円柱形を上面と下面の縁を通る平面で斜めに 2 等分した図形の体積に等しいことが、Fig. 3 に示した地質断面から想像できる。その体積は約 0.3 km<sup>3</sup> となる。また、カルデラの地下には大蔵珪質緑色凝灰岩層よりも上位の層が存在しないと思われるから（Fig. 3）、もしも肘折火山の火道が現在のカルデラ内に存在していたならば、噴火中の火道において大蔵珪質緑色凝灰岩層よりも上位の草薙層、古口層、野口層の破片が取り込まれる可能性は、少ないと考えてよいだろう。

#### 2-6 肘折カルデラ形成以前の火山活動

肘折火山を新規の火山とみなしてよいか検討するため、肘折火山周辺に分布する火山の年代について述べる。

葉山。肘折の南東約 11 km に（北緯 38 度 31 分 46 秒、

東経 140 度 12 分 38 秒；Fig. 2 の Hayama）、葉山火山が存在するが、これは開析の進んだ古い山体であるから、肘折火山の活動とは無関係である。梅田・他（1999）によれば、葉山（三吉・葉山火山）から採取した 3 試料の年代は、SKH1 = 2.37 ± 0.08 Ma, SKH2 = 2.30 ± 0.06 Ma, SKH3 = 2.36 ± 0.06 Ma である。

月山。肘折の南西約 15 km（北緯 38 度 32 分 57 秒、東経 140 度 1 分 37 秒；Fig. 1 上で肘折の南西隣りの丸印）には、月山と湯殿山が存在するが、これも古い火山であるから肘折との関係はないだろう。その K-Ar 年代測定値は 0.44 ± 0.04 Ma, 0.47 ± 0.03 Ma, 0.51 ± 0.02 Ma と報告されている（中里・他, 1996）。

赤砂山カルデラおよび今熊山爆裂火口。肘折カルデラの南西どなりに（北緯 38 度 36 分 5 秒、東経 140 度 7 分 35 秒；Fig. 2 の Asasa-yama caldera）、肘折カルデラとはほぼ同じ大きさの凹地があり、これを今田（1974）は赤砂山カルデラと呼んだ。また肘折カルデラの北西 2.9 km 地点（北緯 38 度 37 分 48.92 秒、東経 140 度 8 分 7.20 秒；Fig. 2 の Oike）には、直径約 150 m の御池があり、今田（1974）はこれを今熊山爆裂火口と呼び、赤砂山カルデラは肘折より古い今熊山爆裂火口は肘折カルデラの生成とほぼ同時期と考え、更に肘折カルデラ周辺の火砕流台地の成因には赤砂山カルデラ、今熊山爆裂火口、肘折カルデラの三者が関連しており、これらを一括して肘折火山と考えた。しかしながら、今熊山爆裂火口の噴出物は残存しないとされている（今田, 1974）。筆者が御池（今熊山爆裂火口）から今神温泉にかけて登山道沿いの露頭を確認した限りでは、肘折火山のどの噴出物に相当する物も観察されなかった。そのため本研究では、赤砂山カルデラおよび今熊山爆裂火口は古い火山活動であるか、あるいは火山活動とは別の成因によってできた地形であって、肘折火山とは無関係であると考えられる。

大高根山北方の火山岩。肘折カルデラの東南東約 15 km（北緯 38 度 34 分 33 秒、東経 140 度 19 分 4 秒；Fig. 2 の Ootakaneyama）に存在する大高根山（新第三紀～第四紀の輝石安山岩）の北方に、南北に伸びる向斜軸部に沿って火山岩屑が分布している。堀内村の最上川岸において段丘礫層下にその集積がみられるので、これらの噴出は第四紀における河岸段丘形成前と推定できる（徳永, 1958）。尾花沢図幅区域内の第三系は堆積後造構造運動によって褶曲し、その運動の末期に大高根山を中心とする地域で火山が活動したと考えられている。この大高根岩屑類の上位に、葉山起源と考えられる斜長石斑晶が大きな輝石安山岩の角礫が累重する（徳永, 1958）。したがって、大高根山の北方にある火山岩が大高根山の火山岩屑と同じものならば、大高根山の北方の火山岩屑は葉

山火山が活動した 2.3 Ma よりも古いことになるから、大高根山北方にみられる火山岩は肘折火山とは無関係と考えるとよいだろう。

毒沢テフラ。毒沢テフラ（黒雲母カミングトン閃石を含有）は、肘折・葉山・月山を結ぶ三角地帯、またはその南西方向から約 10 万年前に噴出したと考えられている（松浦・他, 2002）。毒沢テフラの層厚は肘折の東北東約 10 km の地点（北緯 38 度 37 分 44.25 秒，東経 140 度 16 分 9.22 秒；Fig. 2 の DKS max）において最大（約 1 m）となるが、これを噴出したと考えられる火山体は発見されていないため、毒沢テフラと肘折火山との関係は不明である。毒沢テフラを堆積させた火成活動が肘折火山のマグマ蓄積過程に関与した可能性については、稿を改めて報告したい。

### 3. 肘折火山の活動ステージ

本研究と先行研究によるステージ区分の対応を、Fig. 4 に示す。Ui (1971) は、杉村 (1953) による銅山川軽石流を軽石の色、ゼノリスの量、溶結の度合、そして分布に基づいて、2つの部層に分けた (Fig. 4 の a および b)。これら 2 枚の部層間では軽石の鉱物組み合わせや結晶度はほぼ同じで、噴火の休止期間もないとされた。新エネルギー財団 (1983) は肘折軽石流堆積物の一般的な垂直変化を記載した。それによると、最下部に花崗閃緑岩の亜角礫片が多く含まれ、中部に軽石片が多量に含まれ、上

部は細粒軽石片に富み、そして最上部にはかなり分級作用を受けた二次堆積物が堆積している (Fig. 4 の左から 4 列目の Lower, Middle, Upper)。川口・村上 (1994) による肘折火砕流堆積物の層序は、下位から順に、カルデラ形成前の非溶結火砕流堆積物 (KM ステージ 1)、溶岩円頂丘の生成と崩落にともなう溶結火砕流堆積物 (KM ステージ 2)、大規模な火砕流の放出 (KM ステージ 4) とカルデラの生成である。Ui (1971) によるユニット a は、KM ステージ 1 および 2 に相当し、ユニット b は KM ステージ 4 に相当すると思われる。KM ステージ 2 と 4 の間には、現在のカルデラ縁の北東に位置する小松淵溶岩円頂丘が生成したとされる (KM ステージ 3)。さらに、カルデラ湖成層の生成後に、ごく小規模な噴火活動があるとされた (KM ステージ 5)。

本報告におけるステージ区分の番号は、基本的に川口・村上 (1994) のものをベースとしたが、いくつか変更点がある。川口・村上 (1994) に対する本研究の変更点は、先行研究によって識別されていなかったステージ 4 の追加と、KM ステージ 5 (鍵金野降下火砕流堆積物) の削除である (Fig. 4 の KM5)。また、主要な噴火の前後に起きた水蒸気噴火 (あるいはマグマ水蒸気噴火) を追加した。その結果、肘折火山の活動は 4 つのステージ (ステージ 1, 2, 3, 4) に大別された。川口・村上 (1994) のステージ番号を変更するに至った経緯については、後に述べる。

山形県尾花沢市に広く分布する「尾花沢軽石層」が肘折火山起源であることは、米地・菊池 (1966) によって報告された。米地・菊池 (1966) によれば尾花沢市付近における肘折火山起源の降下物の粒径は、一般的に下部 10~15 cm が細粒、中部 15~25 cm が粗粒、上部 15~35 cm は細粒と変化することが知られている。本研究で降下火砕物と近傍の火砕流堆積物を対比した結果、尾花沢軽石層 (米地・菊池, 1966) の下部、中部、上部が、それぞれ順に、後述するステージ 3-2, 3-3, 4-2 の火砕流堆積物に対応することがわかった (Fig. 4 の左から二列目の Lower, Middle Upper)。肘折火山噴出物の模式柱状図および各噴火ステージの特徴を Fig. 5 と Table 1 に示す。

#### 3-1 ステージ 1 (マグマ噴火の開始)

ステージ 1 は、川口・村上 (1994) による「KM ステージ 1 (祓川火砕流堆積物)」に相当する、紫蘇輝石角閃石サイト質軽石を含む非溶結火砕流堆積物および降下軽石である。この軽石は、実体顕微鏡および走査電子顕微鏡の下で新鮮に見える事と、既存の同質の噴出物がこの地域にみられない事から、本質物だと判断される。ステージ 1 の火砕流堆積物はカルデラ南東部の祓川下流部

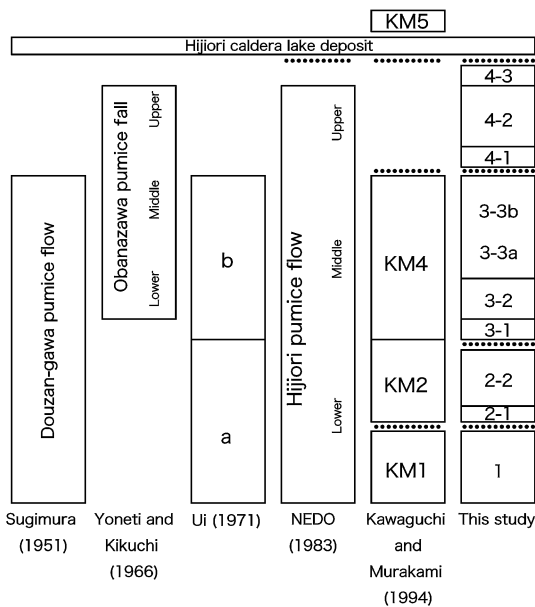


Fig. 4. Comparison of the stratigraphy of Hijiori volcano determined by previous works and this study.

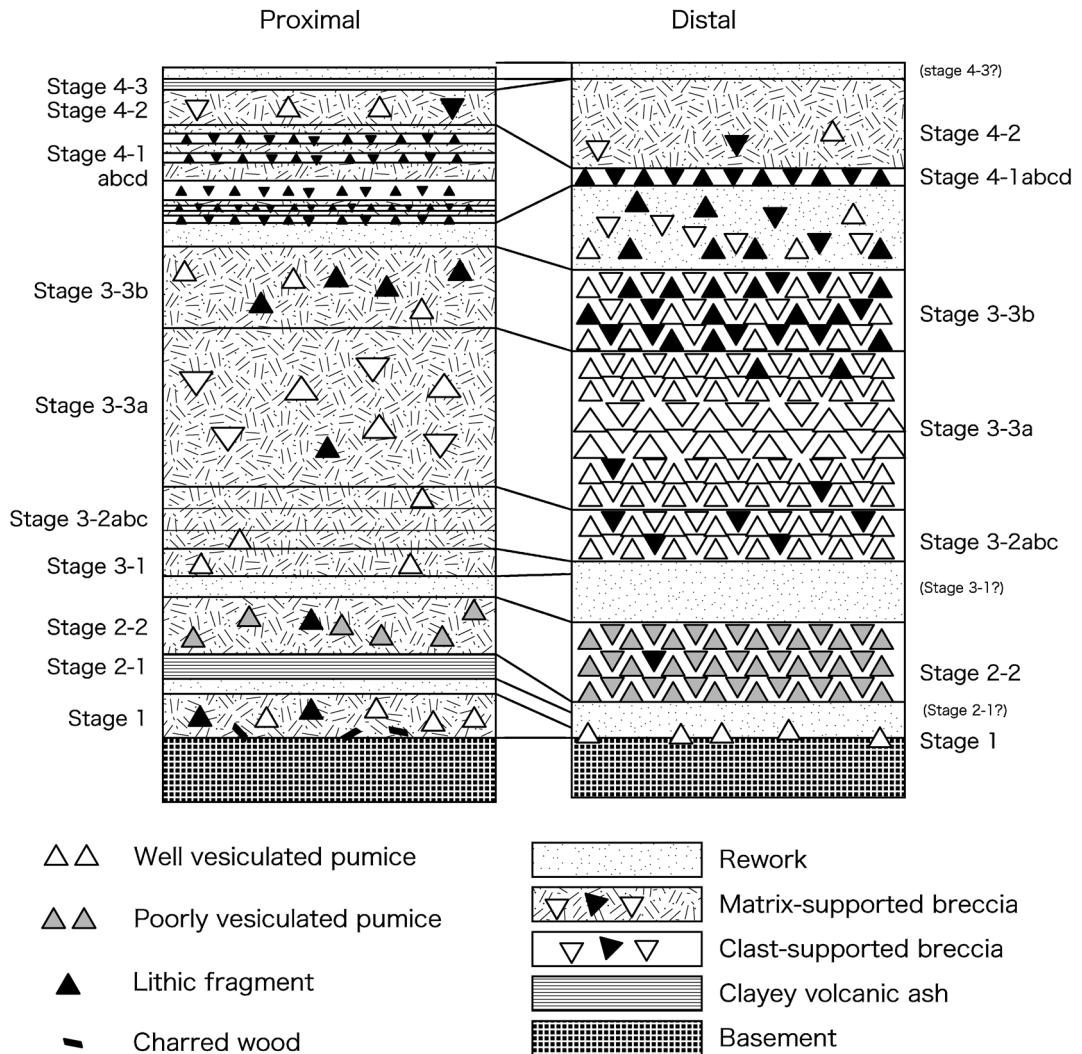


Fig. 5. Schematic columnar section of Hijiori volcano.

の露頭で認められるが、後述するステージ3-3の火砕流堆積物の下に埋没しているため、正確な分布は把握できない。ステージ1火砕流堆積物の基底部は、銅山川沿いで観察できる。肘折カルデラの中心から南南西に2.9 kmの地点1(北緯38度35分7.81秒, 東経140度8分37.66秒; Fig. 2中の黒丸印の1番, 以下同様)や、南南東に5.2 kmの地点2(北緯38度33分57.88秒, 東経140度10分41.12秒)では、層厚5 m以上の無層理なステージ1の火砕流堆積物が、第三紀のシルト岩を被覆している。本火砕流堆積物と基盤の間には、厚さ1 cm程度の炭質物層が挟まれることがある。また、火砕流堆積物の基底部からその上位1~2 mにかけて、炭化木片(太さ5~10 cm)の含有率が高い。ステージ1の火砕流堆積物は、堆

積構造から4つのユニットに細分されている(川口・村上, 1994)。本研究でもカルデラ中心から3~5 km地点の露頭においては粒度組成の違いによる3枚以上の堆積ユニットの存在を認めたが、さらに遠方の露頭ではステージ1の火砕流堆積物や降下火砕物をサブユニットに区分できなかったため、これらを一括する。

山形県尾花沢(肘折カルデラ中心から東に約20 km)~宮城県中新田(同じく約40 km)にかけての露頭では、肘折起源の降下火砕物直下の基盤のシルト岩上あるいはシルト岩起源の古土壌中に散在する軽石が観察できる。露頭におけるこの軽石の硬さ(発泡度が低いほど硬い)は、後述するステージ2-2の物よりは軟らかいがステージ3や4よりは硬い。この特徴が火砕流に含まれる本質軽石

Table 1. Characteristics of Hijiori eruptive stages.

Stage	proximal		distal		Essential material	Type of Eruption
	Lithology	Volume [km <sup>3</sup> ]	Lithology	Volume [km <sup>3</sup> ]		
4-3	massive poorly sorted silty ash with lapilli	?	not found	?	not found	phreatic
4-2	massive poorly sorted ash with well vesiculated pumice	?	massive poorly sorted ash with well vesiculated pumice	0.21	well vesiculated pumice	phreato-magmatic
4-1[a-e]	well sorted angular lapilli (5 cycles)	?	trace or not found	0.02	not found	phreatic
3-3b	massive poorly sorted sandy ash with lapilli and pumices	0.3	sorted lapilli fall	0.08	vesiculated pumice	plinian
3-3a	massive poorly sorted sandy ash with pumices	0.78	sorted pumice fall	0.21	well vesiculated pumice	plinian
3-2[a-c]	massive poorly sorted sandy ash with pumices	0.26	sorted pumice fall	0.07	well and poorly vesiculated pumice	plinian
3-1	massive poorly sorted sandy ash with lapilli and pumices	?	not found	<< 0.01	not found (pumices may be rework of stage 2-2)	phreatic
2-2	massive poorly sorted sandy ash with hard pumices	0.052	sorted angular hard pumice fall	0.014	poorly vesiculated pumice	plinian
2-1	massive poorly sorted silty and sticky ash with altered lapilli	~ 0 ?	not found	<< 0.001	not found (pumices may be rework of stage 1-1)	phreatic
1	massive poorly sorted sandy ash with lapilli and pumices	0.007	pumice fall (trace amount)	0.002	vesiculated pumice	plinian

の特徴と同様であることから、この軽石をステージ1の火砕流と同時に降下された降下軽石と考えた。上位の降下火砕物が明瞭な示標となるため、遠方の露頭においてステージ1の軽石は比較的少量でも識別可能であった。ステージ1本質軽石の反射電子像をFig. 6Aに示す。

ステージ1火砕流堆積物を篩分けた直径2.8–4.0 mmの粒子の内訳は、実体顕微鏡下で新鮮に見える本質軽石が66% (個数; 以下同様)、斑晶の種類や大きさは本質軽石に類似しているが発泡していない類質岩片が7%、花崗岩片や赤色化した火山岩片よりなる異質岩片が27%である (Fig. 7のstage 1)。

ステージ1の降下軽石は、カルデラ中心の東北東6.6 kmの地点3 (北緯38度37分15.46秒, 東経140度13分49.59秒) から、東方約45 kmにかけて幅約10 kmの範囲で認められた (Fig. 8A)。分布面積内の層厚を0.5 cm以下とすれば、ステージ1降下軽石の体積は0.002 km<sup>3</sup>以下と見積られる。

### 3-2 ステージ2 (水蒸気噴火についで発泡度の低い軽石を噴出)

#### ステージ2-1

カルデラ中心から東北東6.6 kmの地点3において、ステージ1の降下火砕物を覆う層厚5 mm程度の淡黄色のシルト～粘土質堆積物 (硫黄を含むが鉱物種は未特定) と、さらにこれを直に覆う変質した珪長質異質岩片から成る層厚1 cm強の降下火山砂を今回発見した。これらをステージ2-1の降下火砕物と呼ぶ。ステージ2-1噴出物の層厚は、地点3において1 cm程度であるが、そ

れよりカルデラ近傍では恐らく水流や上位の火砕流によって削剥されたために観察できない。さらに遠方 (7~ km) の露頭でもステージ2-1の堆積物層は確認できないが (Fig. 5)、露頭面の相当部位が比較的割れにくい性質を持つ。

篩分けと沈降法の組み合わせによって求めた、地点3のステージ2-1降下火砕物の50% 加積透過率の粒径 (以後D50と記述) は、0.25 mmであった。同じ試料の直径2.8–4.0 mmの粒子の内訳は、本質物と思われる軽石が0%、ステージ1-1の軽石が弱く変質したと思われる類質岩片が25%、著しく変質が進んだ白色の異質岩片が75%であった (Fig. 7の2-1)。実体顕微鏡および走査電子顕微鏡 (反射電子像) による観察の結果、これらの堆積物中には本質物質が認められないことから、水蒸気噴火であると判断した。水蒸気噴火では「カタ」と呼ばれる「火山灰がかたく固まった特徴的な層」が形成されることがある。遠方の露頭におけるステージ2-1相当位置が割れにくい性質を持つことは、その位置に水蒸気噴火によって変質物に富む噴出物が堆積したことを示唆する。

ステージ1の火砕流堆積物と、後述するステージ2-2の火砕流堆積物の間には、ステージ1起源と思われる再移動堆積物の砂礫層が挟まれる (川口・村上, 1994)。このことから、ステージ1とステージ2-1の間に短い時間間隙が存在したと考えられる。もしもステージ1とステージ2-1の時間間隙と、ステージ2-1とステージ2-2の時間間隙とで、どちらが長いかを判別できれば、ス



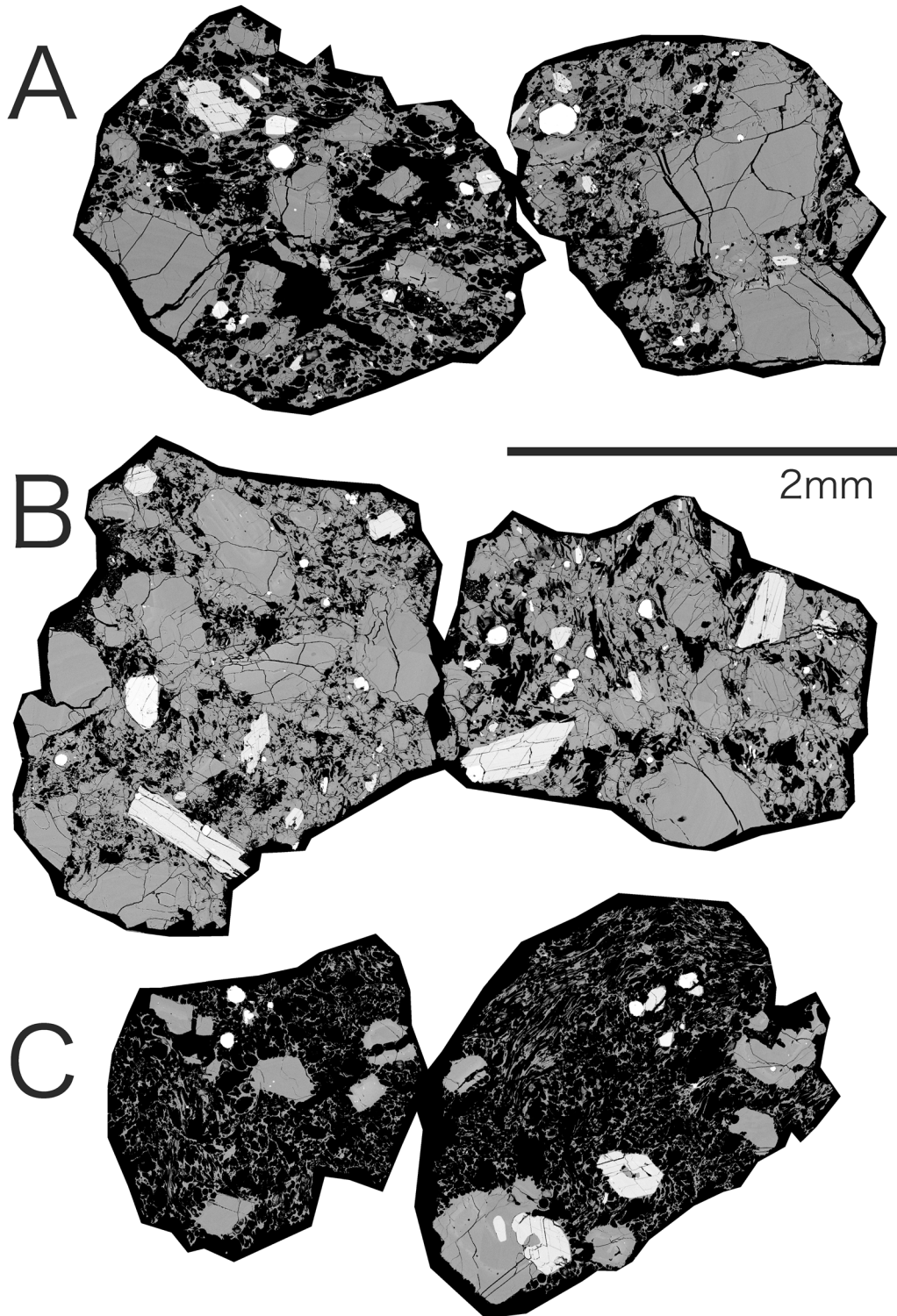


Fig. 6. Backscattered Electron Images of typical essential materials from Hijiori volcano (data from Miyagi 2006).  
A: stage 1, B: stage 2-2, C: stage 3-3a.

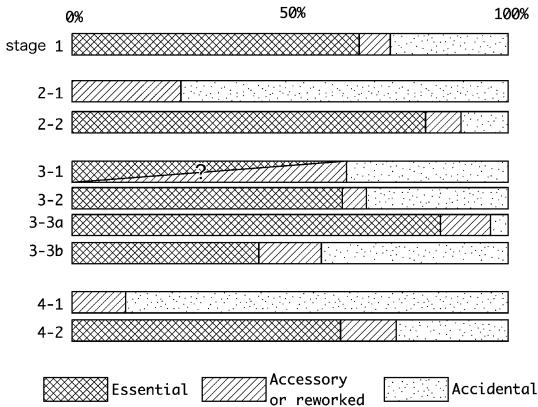


Fig. 7. Constituent of pyroclastic particles (2.8 to 4.0 mm in size) from Hijiori volcano. For the eruptive product of stage 3-1, discrimination among the essential, accessory, and reworked particles was not possible.

ステージ 2-1 がステージ 1 の最後の活動なのかそれともステージ 2 の開始なのかの区別がつかない。地点 3 において層厚の薄い (約 1 cm) ステージ 2-1 が浸食を受けることなしにステージ 2-2 に被覆され保存されていたことから、ステージ 2-1 とステージ 2-2 の時間間隔は短いと考えられる。また、カルデラから東へ約 8.2 km の地点 4 (北緯 38 度 36 分 54.36 秒, 東経 140 度 14 分 56.26 秒) においては、ステージ 1 の降下火砕物とステージ 2-2 の降下火砕物の間にみられるステージ 1 起源と思われる再移動堆積物のうち上部のほうが下部よりも割れにくい傾向があり、この上部がステージ 2-1 に相当すると考えられる。つまりステージ 1 の再移動堆積物が生成した後にステージ 2-1 が活動したことが示唆される。以上の観察から、ステージ 2-1 の水蒸気噴火はステージ 1 の最後の活動ではなく、短い休止期間を挟んだのちの活動再開であると位置づけた。

#### ステージ 2-2

ステージ 2-2 は川口・村上 (1994) の「KM ステージ 2 (祓川・銅山川石質火砕流堆積物)」に相当する。地点 1 から東にむかう登山道上、カルデラの南南西 2.8 km の地点 5 (北緯 38 度 35 分 7.85 秒, 東経 140 度 8 分 53.49 秒) において、ステージ 1 火砕流堆積物の上位に、弱溶結した火砕流堆積物が観察できる。これをステージ 2-2 の火砕流堆積物と呼ぶ。ステージ 1 火砕流堆積物と同様にステージ 2-2 も、後述するステージ 3-3 の火砕流堆積物の下に埋没しているため、正確な分布の把握は困難である。

ステージ 2-2 の火砕流堆積物は、場所によって、部分

的に溶結している。溶結の顕著なステージ 2-2 火砕流堆積物は、肘折カルデラの南東部祓川流域 (層厚 30 m 以上) と、北部の銅山川流域深沢野付近 (層厚 90 m 以上) において観察できる (川口・村上, 1994)。一方、非溶結なステージ 2-2 火砕流堆積物は、カルデラの南東 2.4 km の地点 6 (北緯 38 度 35 分 48.82 秒, 東経 140 度 10 分 44.21 秒) において、少量の赤色化した月山累層起源と思われる変質の激しい玄武岩質異質岩片を含む、無層理で淘汰が悪い堆積物として観察できる。

ステージ 2-2 の火砕物には、未変質で発泡度の低い軽石が多量に含まれ異質岩片量が少ないという特徴がある。そのため、ステージ 2-2 の火砕流堆積物や降下火砕物を、肘折のその他の噴出物と区別することは比較的容易である。発泡度の低い軽石の反射電子像を Fig. 6B に示す。カルデラ中心の東北東 6.6 km の地点 3 や東約 8.2 km の地点 4 では、ステージ 2-1 堆積物を覆う厚さ約 30 cm で淘汰の良い降下軽石層が観察される。ステージ 2-2 火砕物の D50 をカルデラ中心からの距離の順に述べると、2.4 km (地点 6) が 2.52 mm, 6.6 km (地点 3) が 3.13 mm, 9.1 km が 6.67 mm であり、遠方ほど細粒粒子が欠落する傾向がある。地点 3 で採取されたステージ 2-2 降下火砕物のうち直径 2.8-4.0 mm の粒子の内訳は、発泡度の低い本質軽石が 81%、斑晶の種類や大きさは本質軽石に似るが発泡が認められない岩片が 8%、変質のため表面が赤色化した火山岩片よりなる異質岩片が 11% であった (Fig. 7 の 2-2)。これに対し、地点 6 におけるステージ 2-2 火砕流堆積物のうち直径 2 ミリ以上の構成粒子は、斑晶の種類や大きさは本質軽石に似るが角礫～亜角礫で発泡していない類質岩片が、発泡度の低い円磨された軽石に対して重量で約 10 倍含まれた。火砕流堆積物中には石質岩片の濃集部が生成されることがある (例えば入戸火砕流堆積物; 上野, 2007) が、地点 6 にみられるステージ 2-2 火砕流堆積物には、露頭で確認した限りで石質岩片が濃集した様子はない。降下火砕物 (地点 3) と火砕流堆積物 (地点 6) との間で構成粒子の量比が大きく食い違った原因は、降下火砕物では噴煙が希薄であるために構成粒子が運搬中殆んど摩滅しなかったのに対し、火砕流の中では粒子間の相互作用が大きく軽石が選択的に磨滅した為と思われる。但し、同じ地点の同じ層準から採取された火砕物でも、観察する粒度が異なれば岩片量が異なることがある (例えば入戸火砕流堆積物; 上野, 2001) ため、現時点では厳密な議論はできない。軽石の発泡度が低いという特徴に基いて堆積物を同定したところ、ステージ 2-2 の降下火砕物の分布は、カルデラから 12 km 遠方にまで及ぶことが判明した (Fig. 8B)。本研究では等層厚線毎の分布面積を足し合わせるという

単純な手法を用いて、降下火砕物の体積を求めた。層厚 0 と 10 cm に囲まれる領域 49.7 km<sup>2</sup> の層厚を 5 cm、層厚 10 と 30 cm に囲まれる 30.0 km<sup>2</sup> を 20 cm とし、そして層厚 30 cm 以上の 14.9 km<sup>2</sup> を 40 cm とすれば、降下物の体積は 0.014 km<sup>3</sup> と計算される。

地点 3 においてステージ 2-1 と 2-2 の層準は、浸食によって部分的に欠落している。また東南東に 17.6 km の地点 7 (北緯 38 度 32 分 17.55 秒, 東経 140 度 20 分 8.91 秒) では、ステージ 1 および 2-2 起源と思われる再移動堆積物 (斜交層理をもつシルト質砂と砂質シルトの互層) がある。これらの産状より、ステージ 2-2 の後には腐蝕土等が生成しない程度の小休止期間があったと考えた。

### 3-3 ステージ 3 (水蒸気噴火につづいて大規模なブリーニ式噴火)

#### ステージ 3-1

地点 3 において、ステージ 2-2 の降下火砕物の上位に、再移動堆積物を挟んで、変質の進んだ異質岩片と変質程度の様々な発泡度 3 割程度の軽石とからなる降下火砕物を今回発見した。これをステージ 3-1 堆積物とする。ステージ 3-1 堆積物の層厚は地点 3 においては 5 cm 程度であるが、これよりカルデラに近い場所では上位の火砕流により削剥されるため観察が困難である。遠方 (>7 km) でも上下に散るため観察しにくい、若干露頭面が削れにくい傾向がある。前述したステージ 2-1 堆積物の場合と同様に、削れにくい部分は水蒸気噴火の降下物の存在を示すと考えた。これらのことから、肘折火山は休止期ののち比較的小規模な水蒸気噴火 (あるいはマグマ水蒸気噴火) で活動を再開したと考えた。

地点 3 におけるステージ 3-1 降下火砕物のうち直径 2.8-4.0 mm の粒子の内訳は、比較的新鮮でステージ 1 の本質物に似た軽石が 52%、斑晶の大きさや種類は軽石に類似しているが発泡していない岩片が 10%、異質岩片が 37% であった。ステージ 3-1 降下物の正確な体積は計算できないが、0.01 km<sup>3</sup> を大きく下回ると思われる。このように小規模な噴出物に含まれる比較的新鮮な軽石が本質物質かそれ以前の活動の再移動物質 (Houghton and Smith, 1993) かを判断することは、類似する軽石が過去に噴出している場合には困難である。

#### ステージ 3-2a, b, c

ステージ 3-2 は 3-1 の上位に再移動堆積物を挟まずに堆積した噴出物であり、3-1 と比較して規模が大きく本質物の含有量が高い。カルデラ中心から東に 4.1 km の地点 8 (北緯 38 度 36 分 42.30 秒, 東経 140 度 12 分 9.26 秒) において、層厚 5 ミリ以下の黒い細粒粒子層と、同程度の層厚の赤い細粒粒子層を挟む火砕流堆積物が観察

された。これらの薄層の構成粒子や、その生成機構はよくわからない。堆積後地下水等の作用によって、このような薄層が生成する可能性もある。しかしながら、これら黒と赤の薄い細粒粒子層を挟む上下で火砕流堆積物に含まれる軽石の量に違いが見られたことから、これらの薄層をそれぞれの火砕流の到来直後に生成した堆積物と考え、薄層が隔てる火砕流堆積物を下位より順に、ステージ 3-2a (軽石が比較的多い)、3-2b (軽石が比較的不多い)、3-2c (軽石が比較的多い) と名付けた。ステージ 3-2b の構成物は、他の 2 つに比較して変質岩片量が多い。地点 8 において、ステージ 3-2a は変質岩片を含む軽石流堆積物であり、地点 3 では変質岩片を含む降下軽石である。噴出物中の変質岩片は距離とともに目立たなくなる。ステージ 3-2 堆積物は、遠方 (7 km~50 km) において高発泡軽石を含む火山砂として観察され、a, b, c に区別する事は困難である。このことは、地点 8 にみられる赤と黒の薄い層が火砕流の到達直後の短時間で生成したものであって、休止期間に対応しないという考えと矛盾しない。ステージ 3-2a, b, c を一括し、層厚を測定した (Fig. 8C)。層厚 0~10 cm で囲まれる領域 538 km<sup>2</sup> の層厚を 5 cm とし、層厚 10~20 cm で囲まれる 255 km<sup>2</sup> を 15 cm とし、層厚 30 cm で囲まれる 26.8 km<sup>2</sup> を 30 cm とすると、ステージ 3-2a, b, c 噴出物の体積は 0.07 km<sup>3</sup> となる。

地点 8 で採取されたステージ 3-2b 火砕流堆積物のうち直径 2.8-4.0 mm の粒子の内訳は、変質の認められない軽石が 62%、斑晶の大きさや種類は類似しているが発泡していない岩片が 6%、異質岩片が 33% であった (Fig. 7 の 3-2)。ステージ 3-2a, b, c 噴出物中の軽石は発泡度 7 割以上のものが主であり、ステージ 1 および 2-2 の活動で放出された軽石とは異なるものである (但し発泡度 3 割程度の物も少量混在)。また、ステージ 3-2 の噴出物量 0.07 km<sup>3</sup> は、それ以前の肘折の降下火砕物の積算噴出量 0.016~0.026 km<sup>3</sup> よりも多い (ステージ 3-1 は 0.00~0.01 km<sup>3</sup> と仮定)。以上により、ステージ 3-2 に含まれる高発泡軽石は本質物だと判断する。

#### ステージ 3-3a, b

ステージ 3-3 堆積物は 3-2 の上位に再移動堆積物を挟まずに堆積した噴出物であり、川口・村上 (1994) の「KM ステージ 4 肘折火砕流堆積物」、あるいは米地・菊池 (1966) の「尾花沢軽石」の一部分に相当する (Fig. 4)。これらの噴出物は本質物質として気泡の伸びた高発泡軽石を含み、給源の近くでは火砕流堆積物や火砕サージ堆積物として、遠方では降下軽石層として認められる。カルデラ中心から南東に 2.4 km の地点 6 ではステージ 2-2 の非溶結火砕流堆積物の上に、ステージ 3-3 噴出物とし



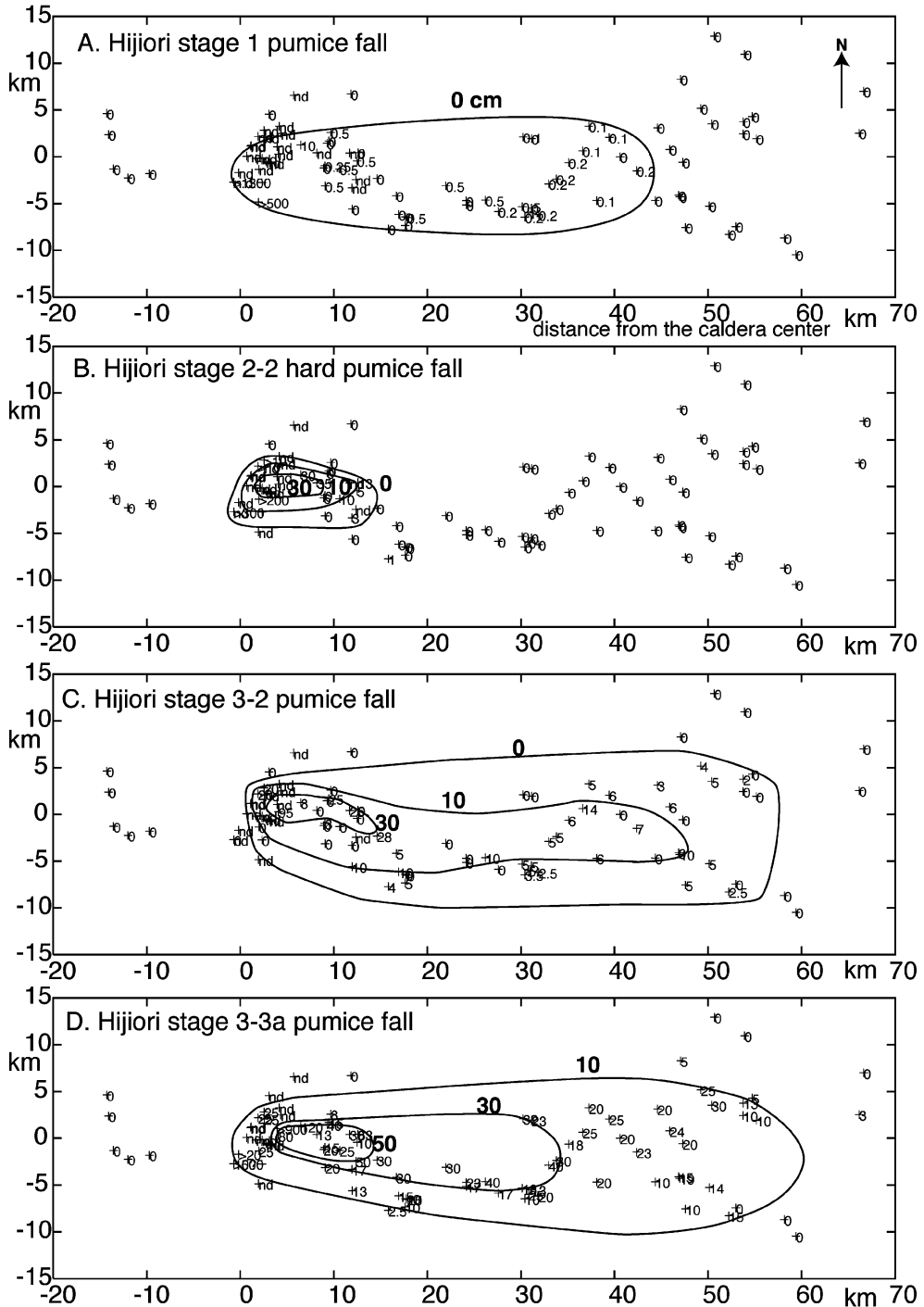


Fig. 8. Isopachs in centimeters for fallout deposits of Hijiori volcano. The locations of outcrops are shown by cross marks. Thickness of fallout at a location is shown by a figure on the right of each cross mark, or expressed as "nd" if no data available. The origin of these plot corresponds to the center of Hijiori caldera. Valley-filling pyroclastic flow deposits are not included. A: stage 1, B: stage 2-2, C: stage 3-2, D: stage 3-3a, E: stage 3-3b, F: stage 4-1, G: stage 4-2, H (solid curves): Hj-O from Machida and Arai (1992), H (dotted curves): Hj-O from Yonechi and Kikuchi (1966).



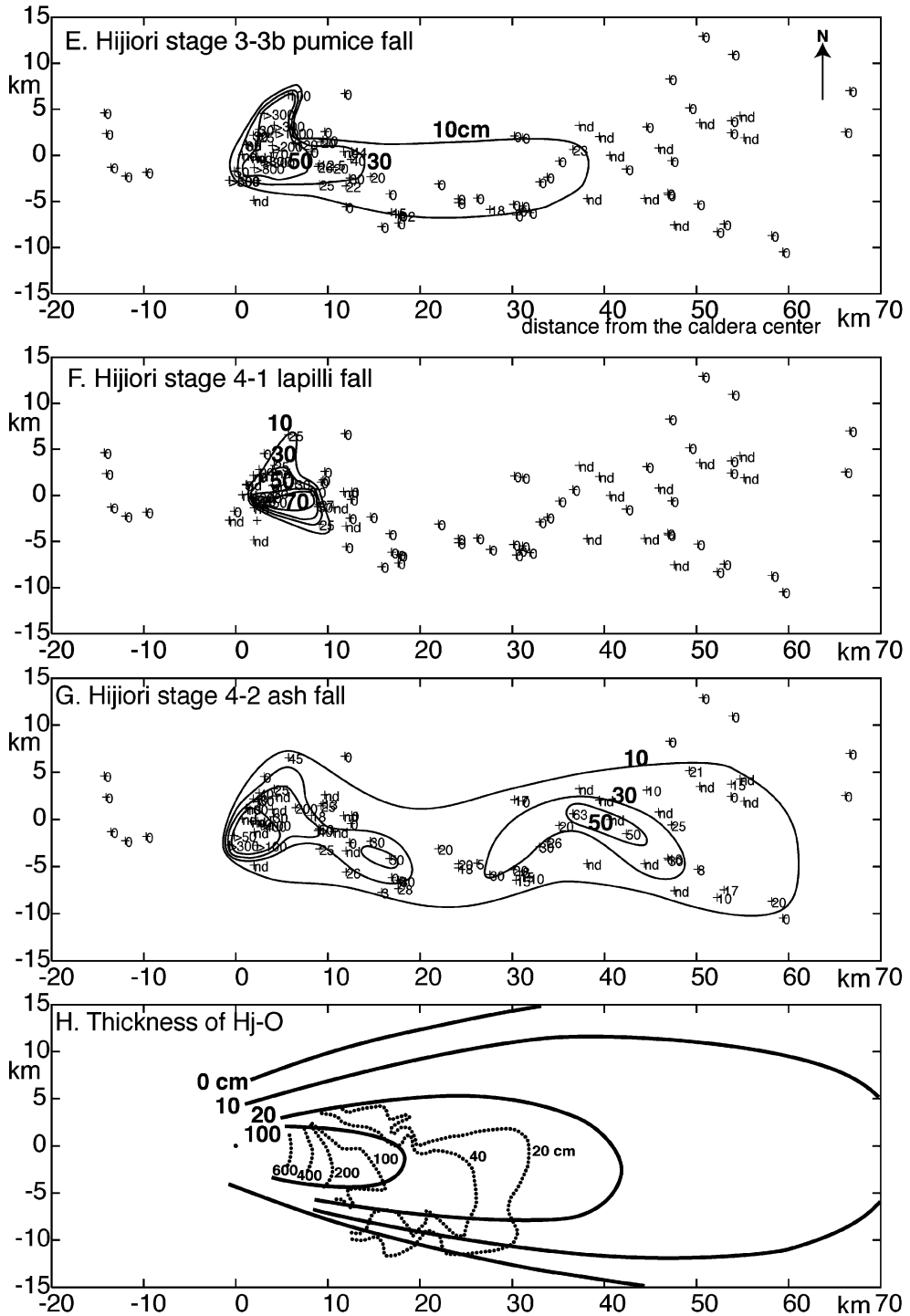


Fig. 8. Continued

て層厚約 30 cm の火砕サージ堆積物と層厚 8 m 以上の無層理で淘汰の悪い火砕流堆積物が認められる。下位の火砕サージ堆積物はあまり異質岩片を含まず、上位の火砕流堆積物は含む。後述するように、多くの地点においてステージ 3-3 噴出物の上下で異質岩片の含有量が大きく変化することから、下位の異質岩片をあまり含まない堆積物をステージ 3-3a、上位の異質岩片を多く含む堆積物をステージ 3-3b と区分した。ステージ 3-3a の本質軽石の反射電子像を Fig. 6C に示す。

カルデラ中心から東に 4.1 km の地点 8 でステージ 3-3 噴出物は、ステージ 3-2 の火砕流堆積物の上に、層厚 150 cm の火砕流堆積物として認められる。この火砕流堆積物は高発泡度の軽石を含み、下部 80 cm は異質岩片をあまり含まないのでステージ 3-3a に相当する。上部 70 cm は赤色の異質岩片を多く含むためステージ 3-3b に相当する。ステージ 3-3a と 3-3b との境界は、不明瞭で、二次堆積物は認められず、軽石の含有量の変化によって下と区別できる。地点 8 で採取された試料の D50 は、ステージ 3-3a、3-3b がそれぞれ 0.19 mm と 0.24 mm であり、直径 3φ 以下の粒子が重量で半数近くを占め、淘汰が悪い。

カルデラ中心の東北東 6.6 km の地点 3 では、ステージ 3-2 の降下軽石の上に、層厚 240 cm の火砕流堆積物としてステージ 3-3 堆積物が認められる。この地点でもステージ 3-3a と 3-3b の境界は不明瞭である。異質岩片を多く含む上部は下部に比べてやや赤みを帯びている。下部のステージ 3-3a 堆積物の D50 は 0.24 mm であり、直径 2.8-4.0 mm の粒子の内訳は、本質軽石が 84%、類質岩片が 11%、異質岩片が 4% である。一方上部のステージ 3-3b 堆積物では同様にそれぞれ 0.32 mm、43%、14%、43% である (Fig. 7 の 3-3a と 3-3b)。このように、ステージ 3-3 火砕流堆積物は、異質岩片に富む 3-3b のほうが本質軽石に富む 3-3a に比べてより粗粒である。また、遠方の堆積物のほうがより粗粒である。

カルデラ中心から東に 9.0 km の地点 9 (北緯 38 度 35 分 56.89 秒、東経 140 度 15 分 28.36 秒) では、ステージ 2-2 の降下軽石の上に、比較的淘汰が良く異質岩片の少ない層厚約 20 cm の降下軽石層と、それを連続的に覆う異質岩片の多い層厚約 25 cm の降下軽石層の二枚が認められる。前者はステージ 3-3a、後者はステージ 3-3b 噴出物に相当する。ステージ 3-3a と 3-3b の堆積物境界は、地点 3 など肘折カルデラ近傍では不明瞭であるが、地点 9 や遠方の露頭においては明瞭になる。その理由は、遠方ほど細粒粒子が欠落するために、本質軽石と異質岩片が細粒粒子に隠されず良く見えるためだろう。

ステージ 3-3a の降下火砕物はさらに遠方、カルデラ

の東へ 60 km 以上にわたり、幅約 10 km の範囲で分布する (Fig. 8D)。これに対し、ステージ 3-3b の降下火砕物の分布はより給源の近くに集中している (Fig. 8E)。噴出物の特徴や分布から、ステージ 3-3a 噴出物は尾花沢市付近で観察される「尾花沢軽石」の粗粒部 (米地・菊池, 1966) に対比される。

ステージ 3-3a 降下火砕物の体積は、層厚 10~30 cm で囲まれる領域 591 km<sup>2</sup> の層厚を 20 cm とし、層厚 30~50 cm で囲まれる 159 km<sup>2</sup> を 40 cm とし、層厚 50 cm で囲まれる 31.5 km<sup>2</sup> を 75 cm とし、層厚 10 cm 以下を無視すれば、0.21 km<sup>3</sup> となる。一方、ステージ 3-3b 降下火砕物の体積は、層厚 10~30 cm で囲まれる領域 214 km<sup>2</sup> の層厚を 20 cm とし、層厚 30~50 cm で囲まれる 36 km<sup>2</sup> を 40 cm とし、層厚 50 cm で囲まれる 38.1 km<sup>2</sup> を 60 cm とし、層厚 10 cm 以下を無視すると、0.08 km<sup>3</sup> と計算された。

カルデラ中心から東南東に 17.6 km の地点 7 では、ステージ 3-3b 起源と思われる再移動堆積物 (シルト質砂と砂質シルトの互層) や、水流による下位の削り込みが観察された。また、東北東に 6.6 km の地点 3 においては、ステージ 3-3b 起源と思われる再移動堆積物を、後述するステージ 4 堆積物が覆う。これらのことから、腐蝕土等が生成するほどの時間ではないが、肘折火山は活動を休止したと考えられる。

### 3-4 ステージ 4 (小規模な水蒸気噴火の繰り返しと、比較的規模の大きなマグマ水蒸気噴火)

#### ステージ 4-1a, b, c, d, e

カルデラ中心から東へ約 10 km の範囲に、ステージ 3-3b 堆積物を覆う、主に異質岩片からなる降下角礫岩層が観察される。本質物が認められないことから、これは水蒸気噴火だと考えられる。ステージ 4-1 噴出物は、高発泡軽石を含まない点と噴出物の分布が広い点が川口・村上 (1994) の「KM ステージ 5 鍵金野降下火砕堆積物」とは異なり、本研究によって初めて報告された。本堆積物にみられる正級化構造および着色の繰り返しにより (粒径 0.5~数 cm の異質岩片の表面が赤褐色に着色する傾向があり、露頭を概観すると粗粒部が細粒部に比べてやや赤く見える)、噴火は少なくとも 5 回繰り返されたと思われる。それらを下位より、4-1a (小規模?), 4-1b (小規模?), 4-1c (大規模?), 4-1d (中規模?), 4-1e (中規模?), と呼ぶ。これらの層相は類似しているため、上下関係無しには区別が困難である。また、個別の等層厚線は得られなかったので、噴火規模の大小関係も不正確である。カルデラの北東 8.7 km 地点で採取されたステージ 4-1 降下火砕物のうち直径 2.8-4.0 mm の粒子の内訳は、本質軽石が 0%、類質岩片が 12%、異質

岩片が88%であった(Fig. 7の4-1)。異質岩片の量と種類にはaからeを通じて大きな変化は認められず、それらは粗粒玄武岩、熱変成を受けた堆積岩、流紋岩、花崗閃緑岩等である。この異質岩片種はステージ3-3bに含まれる異質岩片と同じである。これらの異質岩片の起源として、この噴火で新たに破碎された母岩である可能性と、ステージ3-3bの際に破碎された母岩が火口周辺に堆積しステージ4-1の噴火の際に再び吹き飛ばされた可能性とがある。もし後者であれば、ステージ3-3bに由来する軽石も含まれるはずなので、新たに破碎されたのだろう。

ステージ4-1c噴出物は、拳大の異質角礫による粒子支持構造をもつ層厚3m以上のやや淘汰の悪い降下火砕物として、肘折カルデラ中心から東に2.8kmの地点10(北緯38度36分15.63秒, 東経140度11分11.85秒)において観察できる。同じく東に3.2kmの地点11(北緯38度36分13.64秒, 東経140度11分29.00秒)では、4-1a, b, c, d, eが合計約5mの層厚で堆積している(Fig. 9Fの4-1)。同じく東に9.0km離れた地点9では、直径1cm程度の異質角礫による粒子支持構造を持つ比較的淘汰の良い4枚の降下火砕物が、合計約50cmの層厚で堆積している。さらに遠方では層厚が急減し、観察できない(Fig. 8F)。また、カルデラ内の湖成層の上位をステージ4-1堆積物が覆う産状は確認できなかった。

ステージ4-1a, b, c, d, e噴出物の体積は、層厚10~30cmで囲まれる領域18.5km<sup>2</sup>の層厚を20cmとし、層厚30~50cmで囲まれる12.7km<sup>2</sup>を40cmとし、層厚50~70cmで囲まれる6.9km<sup>2</sup>を60cmとし、層厚70cmに囲まれる8.8km<sup>2</sup>を80cmとし、層厚10cm以下を無視すれば、0.02km<sup>3</sup>と見積られる。

#### ステージ4-2

カルデラ中心から南東へ3.6kmの地点12(北緯38度35分6.78秒, 東経140度10分56.06秒)において、ステージ3およびステージ4-1の再移動堆積物を2m以上の層厚で覆う、直径5cm程度の円磨された高発泡軽石が散在する火砕流堆積物を発見した。この堆積物を、ステージ4-2とする。本噴出物の特徴のうち発泡度の高い軽石が含まれる点は、川口・村上(1994)の「KMステージ5 鍵金野降下火砕堆積物」に合致するが、噴火の規模が大きく遠方まで噴出物が分布するという点や、降下火山灰と降下軽石の互層を形成しない点が、合わない。

カルデラ近傍におけるステージ4-2は、無層理で淘汰の悪い焦茶色の細粒基質で支持された軽石流堆積物である(Fig. 9D)。露頭面上に観察される本火砕流堆積物中の軽石はみな機械的強度が低い(軟らかい)ことが特徴で、それらは円磨度が高い。この特徴は、野外での本堆

積物の識別を容易にした。走査電子顕微鏡による観察によれば、ステージ4-2堆積物中の軽石はステージ3-3a中の物(Fig. 6C)よりも発泡度が高く、その結果気泡間のガラス壁が薄い。このことから、本軽石の軟らかさは発泡度の高さを反映していると考えられる。地点9では、直径1-2cmの円磨された高発泡軽石を含む淘汰の悪い火砕物が、ステージ4-1の降下火砕物を40cm以上の層厚で覆う。地点3で採取されたステージ4-2の堆積物のうち直径2.8-4.0mmの粒子の内訳は、発泡度の高い本質軽石が62%、斑晶鉱物の種類や大きさは同じだが発泡していない類質岩片が13%、変質の進んだ異質岩片が26%であった(Fig. 7の4-2)。

遠方の露頭におけるステージ4-2の堆積物は、無層理で基質支持の焦茶色シルト質火山砂である。基質に散在する軽石は高発泡で円磨されている。高発泡軽石の直径は、カルデラから離れるにつれ小さくなり、遠方では基質と区別がつかなくなる(Fig. 9Eの4-2)。そのため、遠方では異質岩片が目立つ。尾花沢市周辺においてステージ4-2噴出物は細粒の火山砂として、ステージ3-3aの発泡の良い降下軽石層を覆う。米地・菊池(1966)による尾花沢付近の肘折降下火砕物のうち、上部15~30cmの細粒部分は、ステージ4-2の噴出物に対比される。

軽石の発泡度以外にも、ステージ4-2の堆積物は肘折火山起源の他の噴出物とは異なる特徴を持つ。ステージ4-2と同程度遠方まで飛散した、ステージ1, 2-2, 3-3aの堆積物の産状は、肘折カルデラ近傍では基質支持で淘汰が悪く、遠方では粒子支持で淘汰の良い降下軽石堆積物へと、空間的な岩相変化をみせた。これに対しステージ4-2噴出物は、近傍でも遠方でも基質支持である(Fig. 5)。ステージ4-2は層厚分布の点でも、ステージ1, 2-2, 3-3a噴出物とは異なる。すなわち、東よりの強い指向性をもって広範囲に分布するという特徴は同等であるものの、例えばステージ3-3aの層厚が風下に向かってほぼ左右対称で単調減少するのに対し、ステージ4-2の層厚は給源から離れるに従い単調に減少せずに、15kmと40km付近で極大値を持つ(Fig. 8G)。さらに、ステージ4-2の最大層厚軸も複雑である。肘折カルデラからの距離が約20kmまでの地域においては南東を向くが、約20kmから約35kmの地域では北東を向き、さらに遠方では再び南東を向く。その振幅は約5kmで、波長は約40km程である。ステージ4-2に見られるこれらの特徴は、肘折カルデラの東方約40kmの地域に対して米地・菊池(1966)が行なった、空間密度の高い露頭調査に基いて作成された尾花沢軽石の層厚分布(Fig. 8Hの点線)とよく一致する。尾花沢軽石を構成するステージ3-2, 3-3, 4-2のうち、ステージ3-2および3-3の層厚変化が単調



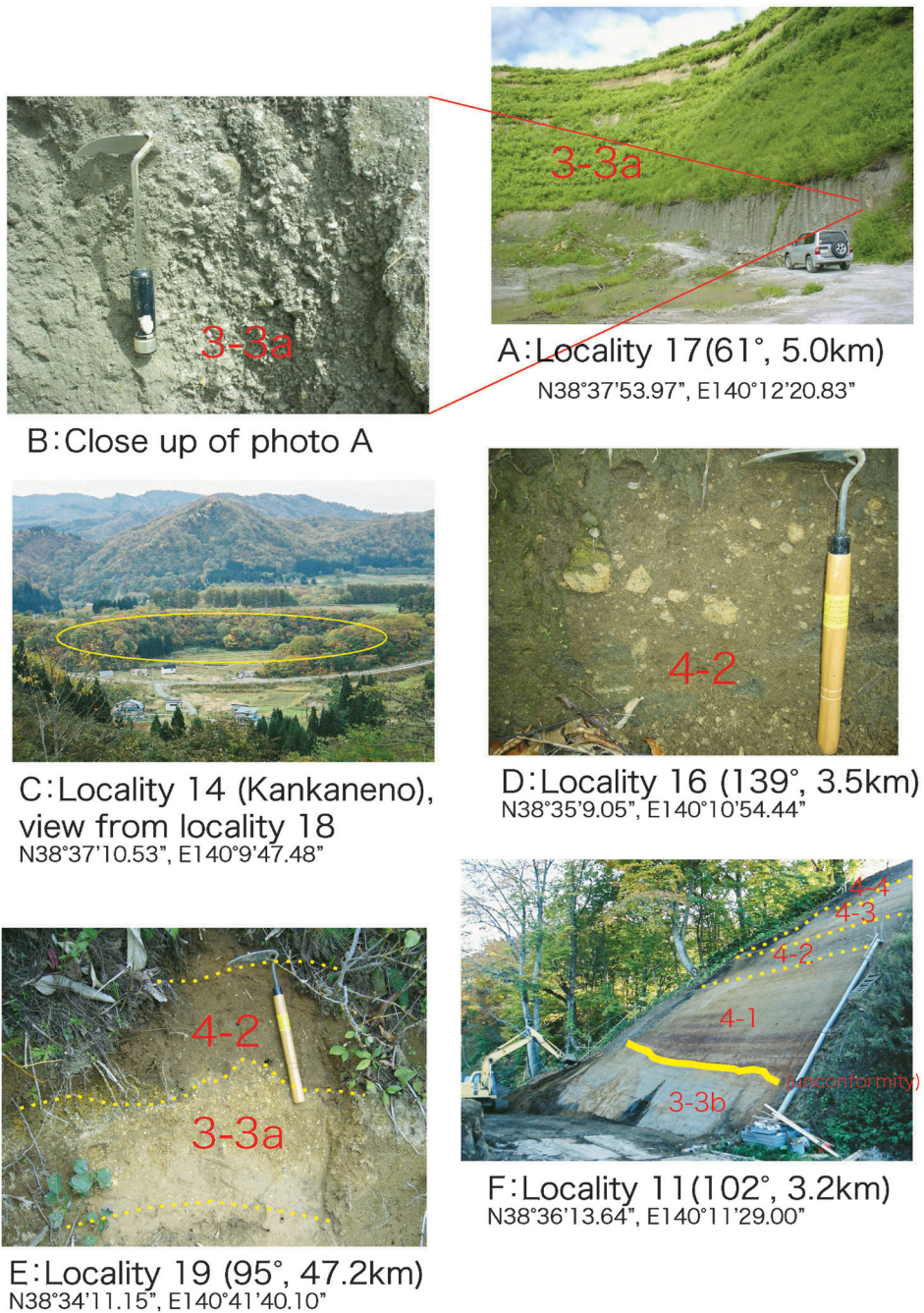


Fig. 9. Typical occurrences of Hijiori eruptive products. A: Stage 3-3a pyroclastic flow deposit at “Warabi-no”, bearing 61 degrees and 5.0km from the caldera center. B: Close up of photo A. C: Flat floor of the Hijiori caldera covered with lake deposit and circular pit with 250m in diameter and -40m of relative height (center of this photo) at “Kan-kane-no”. D: Proximal faces of the stage 4-2 pumice flow deposit at the eastward of “Mogami-tai”, bearing 139 degrees and 3.5km from the caldera center. E: Distal faces of the stage 3-3a fallout and 4-2 pumice flow deposit at “Yakurai-san”, bearing 95 degrees and 47.2km from the caldera center. F: Unconformity between the stage 3-3b pyroclastic flow deposit and stage 4-1 lapilli fall at “Yuno-tai”, 102 degrees and 3.2km from the center.



であるために、ステージ4-2の複雑な変化が、尾花沢軽石の層厚分布軸にあらわれたのだろう。

ステージ4-2の等層厚線にみられた不規則性の原因として、この堆積物が肘折の他のステージ(4-3を除く)に比べてより地表に近い浸食等の影響を受けた可能性は否定できないが、本研究ではこの堆積物の特徴を以下のように解釈する。ステージ4-2堆積物は遠方においても基質支持の岩相を示し、火砕流堆積物のように見える。しかしながら、遠方(>50km)まで堆積しているにもかかわらず、等層厚線には強い指向性があり、比高数百mの地形的障害を越え、堆積物は谷埋めの傾向を示していないことから、これは火砕流堆積物ではなく、降下火砕物であると考えられる。また、層厚が給源から離れるに従って単調に減少するのではなく、途中で極大を示し、どの地点でも細粒かつ基質支持の岩相を示す。給源から離れた場所で層厚の極大を示す降下火砕物の例としては、セントヘレンズ火山の1980年5月18日噴火の降下火砕物(Carey and Sigurdsson, 1982)があげられる。これは細粒粒子が凝集粒子としてより給源の近くに降下堆積したと考えられている。ステージ4-2噴出物も同様に堆積したと考えられる。ステージ3までのマグマ噴火の噴出物とは異なり、ステージ4-2噴出物は全体に細粒粒子が多く、給源の近くにも細粒な火砕物が降下・堆積している。これらの特徴はマグマ水蒸気噴火と考えられる噴出物によく認められる(例えば、早川, 1983; Self and Sparks, 1978)。したがってステージ4-2はマグマ水蒸気噴火であった可能性が高い。

ステージ4-2噴出物の体積は、層厚10~30cmに囲まれる領域534km<sup>2</sup>の層厚を20cmとし、層厚30~50cmに囲まれる135km<sup>2</sup>を40cmとし、層厚50~70cmに囲まれる50.3km<sup>2</sup>を60cmとし、層厚70cmに囲まれる18.1km<sup>2</sup>を90cmとし、層厚10cm以下を切り捨てると、0.21km<sup>3</sup>と見積られる。この噴出量はマグマ水蒸気噴火の例としては大きいように思えるが、さらに大きいものとして、ニュージーランドのタウポ火山において、水底で起こった一連のワイラケイ噴火が、マグマ水蒸気噴火によって細粒火山灰を90km<sup>3</sup>DRE(dense rock equivalent)以上堆積させた例もある(Self, 1983のmember 1, 2, 3, 5)。なおステージ4-2堆積物が肘折カルデラの湖成層を覆う産状は確認できなかった。

#### ステージ4-3

カルデラの東2.9kmの地点13(北緯38度36分23.38秒、東経140度11分19.73秒)において、ステージ4-2の堆積物を約1.5mの層厚で直接覆う、変質岩を主体とする異質礫を含む基質支持で割れにくい(よく締まった)灰色のシルト質火山灰を発見した。この堆積物を、

ステージ4-3とする。本質物質と思われる粒子が含まれないことから、これは水蒸気噴火に伴う堆積物だと考えた。本噴出物の特徴は、発泡度の高い軽石を含まない点でも、肘折カルデラ外に分布するという点でも、川口・村上(1994)の「KMステージ5 鍵金野降下火砕堆積物」に合わない。地点13の南東370mにある地点11では、露頭面上部の手の届かない部分が、灰色を呈し、約50~100cmの層厚で露頭面が凸になっている。この凸部に地点13同様のよく締まった火山灰があると推測した。さらに遠方ではステージ4-3の堆積物は確認できなかった。ステージ4-1、4-2と同様に、肘折カルデラ湖成層をステージ4-3堆積物が覆う産状は確認できなかった。

本研究では、ステージ4-3を覆う火砕物を確認することはできなかった。肘折火山は火砕物を放出する一連の活動を以上で終えたと思われる。

## 4. 肘折火山の活動様式

### 4-1 肘折火山の最初の火山活動

本研究の興味は、既存の火山体の無い地域で新規に火山が出現するプロセスにある。そこで肘折火山において堆積物に残された最初の活動を確認するため、ステージ1の降下火砕物や火砕流堆積物の基底部が観察された全ての露頭(カルデラ中心から2.8kmから42.4kmにかけての25地点)において、ステージ1の直下を注意深く観察した。しかし肘折火山起源の噴出物は確認できなかった。このことから、肘折火山の活動は火砕流と降下軽石を放出する爆発的なマグマ噴火によって、唐突に始まったと考える。

### 4-2 肘折カルデラの形成

肘折カルデラでは、陥没量と噴出量は以下に述べるようによく一致する。先に述べた噴出物のうち、等層厚線の得られた降下物について体積を合計すると、約0.6km<sup>3</sup>と見積られる。肘折カルデラ周辺に分布する火砕流堆積物の推定体積は約1.4km<sup>3</sup>(杉村, 1953; Ui, 1971)であるから、肘折火山噴出物のうち約3割は降下火砕物として遠方にも堆積し、残りの約7割は火砕流堆積物としてカルデラ近傍に堆積したことになる。噴出物の見かけ比重を、降下火砕物も火砕流堆積物と同じく1.14(杉村, 1953)と仮定し、気泡を除いた岩石の比重を2.65(ピクノメータによる45試料の平均)とすると、噴出物体積のdense rock equivalentは0.83km<sup>3</sup>と算出される。カルデラの陥没体積は、陥没前の地形が平坦であったと仮定すれば約0.8km<sup>3</sup>となる(杉村, 1953)から、よく一致する。

川口・村上(1994)はKMステージ4(本研究のステージ3-3)の活動に伴って肘折カルデラの陥没が起きた

と考えたが、その論拠は明記されていない。本研究では、噴出量の多いステージでは陥没が起きる可能性が高いと考え、ステージ毎の噴出量を推定した。降下火砕物の体積は3章で推定したが、火砕流堆積物についても、体積見積りが必要である。しかしながらステージ1や2の火砕流堆積物はステージ3の火砕流堆積物に覆われているため、直接的な見積りは困難である。そこで、ステージ1, 2-2, 3-3a, 3-3bの火砕流堆積物の量が、本研究で求めた降下火砕物の量に比例すると仮定した。次に、Fig. 7に示した粒径2.8-4 mmの火砕物構成粒子の内訳を噴出物の代表値と考えた。軽石の発泡による体積増加分の補正として、本質物質の発泡度をステージ4-2, 3-3a, 3-3bに関しては66%、それ以外は50%と仮定した。火口近傍のステージ4-2の火砕流堆積物は少量であるとして無視した。以上から、ステージ毎の噴出量と構成物の割合は、Fig. 10のように算出される。すると、ステージ3の噴出量はステージ1および2と比べて圧倒的に多いことが判明した。このことから、本研究では肘折カルデラはステージ3の活動に伴って生成したと考える。これは川口・村上(1994)と同じ結論である。

ステージ3におけるカルデラの形成は、肘折のその後の噴火活動にどのような影響を与えたのだろうか。現在の肘折カルデラは苦水川、銅山川、祓川の合流点に位置している。カルデラが生成された当時の地形は現在と違うものの、水を溜めやすい条件は揃っていたと思われる。もしそうならステージ3以降には、カルデラに水が溜まることによって、水蒸気噴火やマグマ水蒸気噴火が発生しやすくなるだろう。実際に、ステージ4-1(水蒸気噴

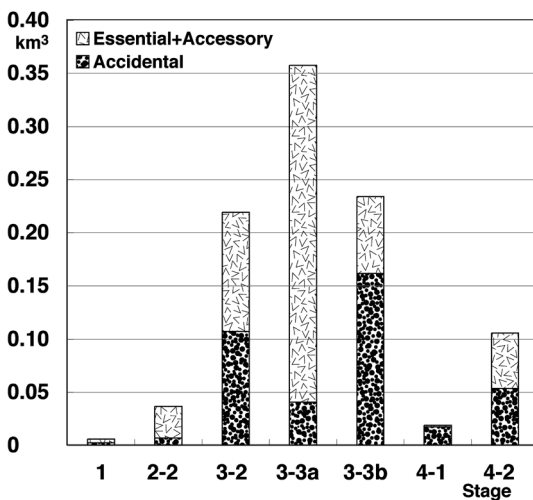


Fig. 10. Estimated amount of eruptive product from the Hijiori stage 1, 2-2, 3-2, 3-3a, 3-3b, 4-1 and 4-2.

火)と4-2(マグマ水蒸気噴火)の活動様式は、それ以前の活動に比べ外来水の影響が強く出ており、ステージ3の活動でカルデラが生成したとする考えと矛盾しない。

#### 4-3 「肘折山」は存在したか？

川口・村上(1994)は、KMステージ2(本研究のステージ2-2に相当)火砕流の形成機構を、溶岩ドームの発達とその崩落に伴う谷埋め型火砕流と考えた。そして、当時の肘折火山は現在の新潟焼山のような山体であったと想像した。その場合、かつて「肘折山」がそびえていたことになる。肘折カルデラの東縁には、比高約100 m直径約500 mの小松淵溶岩円頂丘(Fig. 2のKomatsubuchi lava dome)があるが、これを除けば、溶岩ドームを乗せていたであろう火山体や、そのような火山体が崩落した際に残るであろう堆積物は認められない。

小松淵溶岩円頂丘は、ステージ2-2の本質物によく似た優白色の紫蘇輝石角閃石サイト溶岩で構成されており、化学組成も同じである(川口・村上, 1994; 本研究未発表データ)。生成時期についてはいくつかの説がある。川口・村上(1994)は、小松淵溶岩円頂丘が1、隣接する湖成堆積物に熱的変質作用を与えていないことと、2、空中写真によれば小松淵溶岩円頂丘の西端がカルデラによって断ち切られているように見えることから、ステージ3(KMステージ4)以前に生成したと考えた。一方、杉村(1953)は小松淵溶岩円頂丘を銅山川軽石流堆積物のvent intrusionおよびvent agglomeratesだと考えた。この場合小松淵溶岩円頂丘はステージ3-3aの噴火口だと解釈される(今田, 1974; 新エネルギー財団, 1983; Ui, 1971も同じ結論)。ステージ3(3-3a)の火砕流堆積物中には、稀にはあるが、冷却節理の発達した直径30 cmを越える礫が存在する。この礫は、ステージ3以前に存在していた小松淵溶岩円頂丘の一部である可能性もあるが、ステージ2-2溶結部の再移動物質である可能性や、ステージ3の活動の初期に火道で生成した可能性もあり、現時点の情報でこれらを区別することは困難である。

小松淵溶岩円頂丘の生成時期がステージ3であろうとそれ以前であろうと、これを崩落させてステージ2-2火砕物を供給することは困難だろう。標高の低い溶岩ドームの崩落だけでは、ステージ2-2の火砕流堆積物中のものと同質の発泡度の低い軽石が比較的遠方(カルデラから12 km 東方)まで降下した、という事実の説明が困難だからである。

そこで本研究では、ステージ2-2の噴火様式を、高度の低い噴煙柱からの谷埋め型火砕流と軽石の降下と考えた。火口における火砕物の噴出速度が遅ければ噴煙柱への大気の取り込みが非効率になり、浮力が得られないことに

よって火砕流が発生する(例えば, Suzuki *et al.*, 2005). 火口近傍の堆積層厚の厚い場所においてステージ2-2火砕流堆積物下部が溶結したという事実は, この火砕物が高温状態で堆積した, すなわち大気による冷却が少なかったことを意味しており, 噴煙が高く上がらなかったとする考えを支持する. また, 降下軽石の分布 (Fig. 8B) が肘折における他のマグマ噴火に比べて極端に狭いという事実も, ステージ2-2の噴煙柱高度がステージ1やステージ3-3aに比べて低かったという考えを支持する.

4-4 異質岩片の由来した深度

肘折火山では噴火ステージ毎に噴出量と異質岩片量が変化する (Fig. 10, 11). 火砕物中の異質岩片を調べることにより, 噴火の際にどのような深度の母岩が破碎されたのか見当をつけることができる (八幡, 2002). そこで, 肘折火山における噴火様式の変遷を, 火砕物に含まれる異質岩片の種類にもとづいて考察する.

2-5で述べたように肘折カルデラ内およびその周辺の地質構造が北東に傾斜しているため, 噴火の際に異質岩片がもたらされた深度を推定するためには, 肘折火山の噴出口の位置を定める必要がある.

肘折火山の噴出地点は3つ考えられている. 一つ目は肘折カルデラ内, 鍵金野かんかねのの東方, 地点14 (北緯38度36分46.12秒, 東経140度9分44.04秒)にある直径250m比高約マイナス40mの円形の窪地である (Fig. 9C). これは肘折火山の最後の噴出口だと考えられている (川口・村上, 1994; 大蔵村史編纂委員会, 1974; 新エネルギー財団, 1983). 二つ目は小松淵溶岩円頂丘である. 三つ目の噴出地点候補は, カルデラ縁から東に0.5-1km離

れた地形的に盛り上がった場所である (正確には, さらに2地点に細分される. 杉村, 1953). この場合, 火口は肘折カルデラ縁よりも東に存在したことになる. Fig. 3によれば, もしもカルデラよりも東に火口が開いたのなら, 噴出物には大蔵珪質緑色凝灰岩層より上位の草薙層, 古口層, 野口層の破片が取り込まれることが期待される. しかし, 肘折の噴出物中には草薙層〜野口層に由来すると思われる破片は認められないので, 火口がカルデラの東に大きくはみ出していた可能性は少ないだろう. その場合, 肘折火山の噴出地点は鍵金野東方の直径250mほどの円形の窪地 (地点14)と, 小松淵溶岩円頂丘の2地点に限定できる. とところで Fig. 2において地点14のすぐ北にある星印はSKG-3掘削地点を示す. 地点14と小松淵溶岩円頂丘は約400mしか離れておらず, SKG-3井はこれら2地点の間にある. したがって, SKG-3井で観測された基盤の岩質と深度は, 肘折火山の火道のそれを代表していると考えてさしつかえないことになる.

SKG-3井で記載された肘折火山地下の岩質とその深度(2-5章)をまとめると, 以下のようになる. もし火砕物中の異質岩片が花崗閃緑岩であれば, 海面下1,700m以深で母岩の破碎が起きたと推定できる. 同様に, 変質の著しい玄武岩岩片なら海面下1,700~1,200m (月山累層), 玄武岩岩片なら海面下500~900m (青沢層の下部), 粗粒玄武岩なら海面下600~1,000m (青沢層の下部と立谷沢層の上部), 変質の著しい安山岩岩片なら海面下1,700~1,200m (月山累層), 安山岩岩片なら海面下600~300m (青沢層の上部), 変質の著しい珪長質凝灰岩なら海面下1,700~1,200m (月山累層), 珪長質凝灰岩なら海面下300m~海拔百数十m (大蔵珪質緑色凝灰岩層)と, 推定できる. また, もしも暗灰色泥岩や灰色硬質頁岩 (青沢層より新しい新第三紀層)の岩片が含まれているなら, それは火砕流流下中に地表面が削剥されて取り込まれたと推定できる.

ステージ1の噴出物は比較的多量の異質岩片を含む(27個数%, Fig. 7). この異質岩片の岩種は, 基盤岩に由来すると思われる花崗岩片および赤色化した第三紀の火山岩片が目立つ. 基盤岩と深度の関係より, 海面下1,700~1,200mあるいはそれ以深であることが示された. 肘折カルデラ底には火砕物が約200m (SKG-3地点)堆積している. 現在の基盤の標高は, 地表面の標高(350m)から火砕物を差し引いた, 約150mとなる. よってステージ1噴出物に含まれる異質岩片は, 主に当時の地表面から1,850~1,350mの深度からもたらされたこととなる. なお, ピストン・シリンダー型の陥没を仮定する限り, カルデラの陥没に伴う当時の地表面の降下量は, 同じく陥没に伴う基盤岩の降下量と等しくなるの

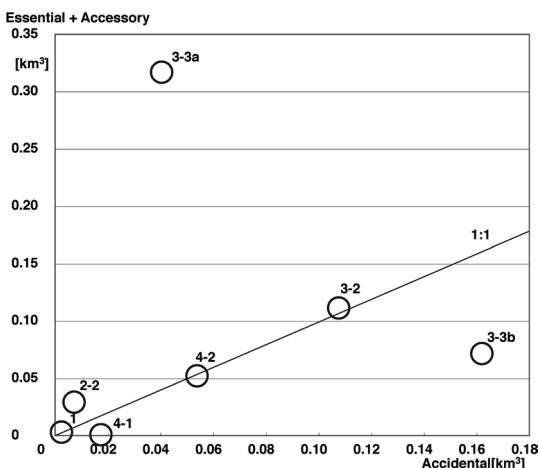


Fig. 11. Estimated amount of accidental material and essential (+accessory) material from the Hijiiori stage 1, 2-2, 3-2, 3-3a, 3-3b, 4-1 and 4-2.



で、補正の必要がない。ステージ2-1に含まれる異質岩片は変質が進んだ白色の珪長質異質岩片であり、これらは海面下300m～海拔百数十mに存在する大蔵珪質緑色凝灰岩層起源と考えられる。ステージ2-1に含まれる異質岩片の深度は、ステージ1と同様に、当時の地表面下150m～地表直下と算出され、浅所で小規模な水蒸気爆発だったことが示される。ステージ2-2噴出物には、ステージ2-1に特徴的に含まれていた珪長質異質岩片が含まれない。ステージ2-2に含まれる異質岩片は比較的少量(1割程度、Fig. 7)の、変質が進んで赤色化した玄武岩や安山岩であり、海面下1,700～1,200mの月山累層起源と思われる。したがってステージ2-2の異質岩片は当時の地表面から1,850～1,350mにおける母岩が主に破碎された事を示す。ステージ3-2c, 3-3aおよびステージ3-3bに含まれる異質岩片の岩種は、変質が進んで赤色化した玄武岩や安山岩と、比較的変質の少ない玄武岩を主体とする。これらは月山累層と青沢層起源と思われる。これらのことから、地表面下1,850～350m程度の母岩が破碎されたと思われる。ステージ4-1噴出物中の異質岩片の大半は青沢層起源と思われる玄武岩である(但し月山累層起源と思われる変質の進んだ安山岩や、大蔵珪質緑色凝灰岩層起源と思われる白色珪質凝灰岩も少量存在する)。よって母岩の破碎は主に地表面下450～1,050mで起きたことになる。このことは比較的浅所で水蒸気噴火が起きたとする考えと矛盾しない。ステージ4-2堆積物中の異質岩片のほとんどは、基質中の細粒粒子として存在する。変質の著しい月山累層起源の礫が認められる一方で、基盤の花崗閃緑岩礫がほとんど無い。このことから、ステージ4-2噴火において火道周辺の母岩が主に破碎された深度は、地表面下1,850mよりは浅かったことになる。

以上のように、異質岩片が由来した深度は、水蒸気噴火と判断されたステージ2-1および4-1では比較的浅く、地下数百mである。それに対しマグマ噴火やマグマ水蒸気噴火と判断されるステージ1, 3-2c, 3-3a, 3-3b, 4-2では比較的深く、1,850～1,350mである。この深度は、2000年3月31日の有珠山のマグマ水蒸気噴火における、石基ガラスに残存する含水量から見積られた1.8～3.0kmというマグマ破碎深度や、有珠火山における歴史時代のプリニアン軽石から同様にして見積られた3km以上という破碎深度(Miyagi *et al.*, 2007)とほぼ同等か、やや浅い。但し、この深度(1,850～1,350m)は母岩の破碎深度を示すものであって、マグマ破碎深度と一致する必要はない。火道周囲の母岩の破碎効率、マグマが高粘性流体として振舞うマグマ破碎前よりも、低粘性で高速な噴霧流として振舞うマグマ破碎後のほうが、飛躍的

に増加するであろう。その場合、母岩が破碎した場所はマグマの破碎深度よりも浅いことになるから、有珠火山と肘折火山の噴火における破碎深度には明瞭な違いがないと言える。

噴出物の石基ガラスに残存する水の量を用いたマグマ破碎深度見積り法(Miyagi *et al.*, 2007)を、肘折火山に適用することは困難である。1万2千年の間に、石基ガラスの二次的な水和が進行しているためである。適用するためには、水和を免れた部位を探す必要がある。例えば、石英斑晶の湾入部の奥には、数万年にわたる水和を免れたガラスが存在する(入戸火砕流; Miyagi, 1995)。そのような部位を探し含水量を分析することによって、肘折火山のマグマ破碎深度が量的に見積れると期待される。

#### 4-5 肘折火山最後の噴火活動?

肘折カルデラ内、鍵金野の東方にある直径250mの窪地(地点14)を、肘折火山の最後の噴出口だとする考えがある(川口・村上, 1994; 大蔵村史編纂委員会, 1974; 新エネルギー財団, 1983)。川口・村上(1994)は、カルデラ形成後に鍵金野付近(地点14)で小規模な火山活動があり、タフリングが形成されたと考えた。川口・村上(1994)は、カルデラ内部の湖成堆積物を覆う降下火砕物の層を報告している(KMステージ5)。現在の肘折カルデラ内に見られる平坦面は、水をたたえたカルデラ内部に湖成堆積物が堆積し、その後湖水が流失することによって生成したと考えられている。その湖成堆積物を覆うKMステージ5の存在は、かなり時間を置いて火山活動が再開した事を意味するので(川口・村上, 1994; 村上・川口, 1994)、肘折火山の活動履歴を考えるうえで重要である。

肘折火山の他のステージの降下火砕物が数km～数十km遠方にまで分布していることは対照的に、KMステージ5堆積物の分布は鍵金野付近の直径約1kmの範囲のカルデラ内に限定されている(川口・村上, 1994; 村上・川口, 1994)。鍵金野付近におけるKMステージ5の堆積物は、白色で直径2-3cmの軽石に富む層、および褐色を示す火山灰の卓越する層による、10-15cmの間隔の互層である(川口・村上, 1994; 村上・川口, 1994)。本研究のため野外調査を行なった2001年～2005年時点では、川口・村上(1994)の根拠となった露頭の位置は不明である(川口, 2005; 私信)。

地点14から南南東へ250mの地点15(北緯38度36分37.62秒, 東経140度9分47.17秒)の露頭においては、直径1-2cmで円磨度の高い白色軽石の卓越する珪質岩片に乏しい層と、暗灰～暗灰色の細粒砂の卓越する層とが、10-15cmの間隔で厚さ3m以上にわたり互層す



るのが観察された。軽石の多い部分は粒子支持である。粒度分析によれば、上記の軽石に富む層も乏しい層もいずれも基質は0.7 mm以上およびシルト成分を欠き粒径0.18 mmをピークとするユニモーダルであり、この基質に直径5~20 mmの円磨された軽石が加わることによって、軽石に富む層が形成されている。地点15にみられた互層の産状は、KMステージ5の降下火砕堆積物の特徴と類似する。しかしながら、軽石が円磨されていることや、基質が淘汰の良い砂であることから、これは湖成層だと思われる。この互層に含まれる軽石の発泡度は高く、ステージ3-3aのものに匹敵する。ステージ3-3aの堆積物が湖成層の供給源となったとしても矛盾はない。

地点15においては、この互層と表土の間には、降下火砕物は認められない。鍵金野付近では地点15以外に良好な露頭が無いため、地表から深さ1 m程度の簡易掘削調査を、地点14から南へ130 mの地点と西へ440 mの地点で行なったが、KMステージ5と思われる噴出物を確認することはできなかった。わずかに3地点の観察で無いことは、KMステージ5噴出物が存在しないことの証明にはならない。しかしながら、現時点ではKMステージ5の存在を証明できる露頭がひとつも無いこと、近傍でKMステージ5堆積物に類似した互層が発見されそれが湖成層と判断されることから、ここではKMステージ5堆積物は湖成層だったと解釈した。本研究では、ステージ4-3の水蒸気噴火を、堆積物に残された肘折火山の最後の噴火活動とし、カルデラ湖成層形成後に長い休止期をおいて噴火活動が再開することにはなかったと考える。

それでは、KMステージ5の火口とされる直径250 mの円形の窪地(地点14)の成因をどう説明すればよいのだろうか。この窪地を流れる河川は存在しないから、激しく蛇行した河川浸食によって円形の窪地を形成することは困難である。そこで本研究では、ひとつの可能性として、火道を埋めた堆積物が時間をかけて収縮することによって窪みができたとする説を提唱する。地点14の地形が比較的明瞭である事は、この窪みがより後期の活動に関連したことを示唆する。4-4で述べたように肘折火山には2つの火口があると考えられ、それは地点14と小松淵溶岩円頂丘である。このうち小松淵溶岩円頂丘はステージ3の火口だと考えられている。地点14はそれ以降のステージ4-1または4-2、あるいはその両方の活動による可能性が高そうである。

もしも火道を単純な円筒形に仮定できるなら、噴火の際に放出された異質岩片の体積とそれらが由来した深度から、火口の直径を見積れるだろう。ステージ4-1とステージ4-2によって放出された異質岩片量は、それぞれ

0.018 km<sup>3</sup>と0.054 km<sup>3</sup>と見積られる(Fig. 10, 11)。ステージ4-1の異質岩片が噴火当時の地下450~1,050 m以浅に由来すると考えられることから、失なわれた母岩の体積を長さ750 mの円筒形で表現すれば、その直径は約180 mとなる。同様にステージ4-2について長さ2 kmの円筒形を考えれば、直径は約190 mとなる。これらの直径は地点14の窪みの直径(約250 m)に匹敵する。

実際の火道は単純な円筒形ではない。火道径は、地表付近ほど、あるいは地下の特定の深度で広がっている可能性がある。ステージ4-1噴出物に含まれる異質岩片が主に青沢層を起源とし、青沢層の上位にある大蔵珪質緑色凝灰岩層起源と思われる岩片が少ないことは、火道が地下の特定の深度で広がっている可能性を示唆する。火道径を一定とする前提が成り立たなければ、上で見積った火口直径には定量的な意味はない。しかしながら、ステージ4の噴火により、直径が地点14の窪みと同程度で深さが数百 mもの穴が生成しうことは、示された。

現在の肘折カルデラ内には、深さ数百 mもの穴は存在しない。噴火後短期間のうちに埋め戻されたと考えるのが自然だろう。穴を埋める材料は、カルデラ周辺の火砕堆積物から十分供給できる。このような物質が後に収縮することにより、地点14の窪みが形成された可能性がある。地点14の窪みの容積は約 $2 \times 10^{-3}$  km<sup>3</sup>である(比高マイナス40 m, 直径250 m)。一方、上述した異質岩片量の議論により、ステージ4-2の活動による穴を埋め戻したであろう物質の体積は0.054 km<sup>3</sup>と考えられる。すると、火道内を埋めた堆積物が3.7%収縮すれば、地点14と同じ大きさの窪みが生じることになる。但し母岩は変形しないと仮定した。

以下の観察より、火道内堆積物の収縮時期は湖成層形成後だったと考えられる。地点14の250 m南南東にある地点15(湖成層の露頭)は、カルデラのほぼ中央部であるから、湖成層は水平に堆積しただろう。しかし現在の地点15の湖成層層理面は北~北西に5~10度で傾斜している。また、この層理面を南に40~50度で落ちる局所的な正断層が切っている。この露頭は南斜面にあるから、正断層はこの斜面を崩落させる力によって説明可能だろう。一方、北に落ちる層理面の傾きは、斜面の崩落では説明が困難である。地点15のすぐ北北西にある地点14の火道内堆積物の収縮が、当初水平に堆積した層理面を北に傾動させた可能性がある。火道を埋めた堆積物に含まれるステージ3-3aや4-2の高発泡軽石は、薄いガラス壁が熱水等により変質することによって自重で潰れると思われる。軽石の変質に要した時間が、火道を埋めた堆積物の収縮の遅れに対応するのかもしれない。

## 5. ま と め

肘折火山は暦年代で約1万2,000年前に、既存の火山体の存在しない地域で新規に噴火し、比較的短期間で活動のピークを迎えた。肘折火山の活動は4つの活動期間を持ち、総体積1.4 km<sup>3</sup>の火砕流堆積物と合計0.6 km<sup>3</sup>の降下火砕物を、カルデラ東方の800 km<sup>2</sup>以上の地域に堆積させた。それらはステージ1（谷埋め型の非溶結軽石流と降下物, 0.009 km<sup>3</sup>）、ステージ2（谷埋め型の一部溶結軽石流と降下物, 0.066 km<sup>3</sup>）、ステージ3（谷埋め型の非溶結軽石流と降下物, 1.7 km<sup>3</sup>）、カルデラの東縁にある小松淵溶岩円頂丘の生成とカルデラの生成、ステージ4（水蒸気噴火とマグマ水蒸気噴火による降下物、一部火砕流, 0.23 km<sup>3</sup>）である。肘折火山噴出物の総体積は肘折カルデラの陥没量約0.8 km<sup>3</sup>とほぼ等しく、0.83 km<sup>3</sup> DREと推定される（但し、カルデラ内に堆積した見かけ体積約0.3 km<sup>3</sup>の噴出物と小松淵溶岩円頂丘を除く）。火砕物に含まれる異質岩片の種類と肘折地下の地質構造との比較により母岩が破砕された深さを推定したところ、マグマ噴火とマグマ水蒸気噴火では主に約2 km以浅の母岩が破砕され、水蒸気噴火では1 km以浅が破砕されたことが示された。カルデラ内の直径250 mの窪みの成因は、カルデラ湖形成後かなり時間を置いて噴火活動が再開したことによる火口地形である可能性は低く、ステージ4で生成した火口を埋めた堆積物が、湖成層生成後も収縮したことによる陥没地形である可能性がある。

## 謝 辞

野外調査の際、産総研の松浦旅人氏には毒沢テフラについて議論していただいた。またステージ4-2の調査の際には、国際航業国土マネジメント事業部の佐々木寿氏と、砂防・地すべり技術センターの吉田真理夫氏にお世話になった。大石田町役場および大蔵村役場の方々には地名の読み方を教えていただいた。編集委員の東宮昭彦氏と、上野龍之氏と匿名の査読者には、原稿の細部にわたってご意見をいただいた。以上の方々に感謝する。

## 引用文献

安藤重幸 (1983) ボーリング結果からみた濁川カルデラの構造。月刊地球, **5**, 116-121.  
 荒牧重雄 (1983) 概説: カルデラ。月刊地球, **5**, 64-72.  
 Carey, S. and Sigurdsson, H. (1982) Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.*, **98**, 7061-7072.  
 藤岡一男 (1959) 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」及び同説明書。地質調査所, 61p.  
 福岡孝昭・木越邦彦 (1971) 火山噴出物のイオニウム年代測定。火山, **15**, 111-119.

長谷川潔・鈴木 守 (1964) 5万分の1地質図幅「五稜郭」および同説明書。北海道立地下資源調査所。  
 早川由起夫 (1983) 火山豆石として降下堆積した十和田火山八戸火山灰。火山, **28**, 25-40.  
 Houghton, B.F. and Smith, R.T. (1993) Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. *Bull. Volcanol.*, **55**, 414-420.  
 蟹沢聡史 (1985) 仙台市および周辺に分布する愛島軽石とその中の深成岩質岩片について—噴出源の推定と極端にK<sub>2</sub>Oに乏しいトータル岩の存在—。岩鉱, **80**, 352-362.  
 Katsui, Y., Yamamoto, M., Nemoto, S. and Niida, K. (1979) Genesis of calc-alkalic andesite from Oshima-oshima and Ichinomegata volcanoes, north Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, **19**, 157-168.  
 川口泰廣・村上英樹 (1994) 山形県肘折地域に分布する火砕流堆積物とその生成機構。秋田大学鉱山学部研究報告, **15**, 81-88.  
 川崎耕一・菊地恒夫・及川寧己 (2002) 高温岩体発電システムの開発—NEDO 肘折プロジェクト—。地熱, **39**, 23-37.  
 気象庁 (2005) 日本活火山総覧 (第3版)。気象庁。  
 今田 正 (1974) 5万分の1地質図幅「月山」および説明書。山形県商工労働部商工課, 38p.  
 黒墨秀行・土井宣夫 (2003) 濁川カルデラの内部構造。火山, **48**, 259-274.  
 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—。東京大学出版会。  
 松永 烈・小林秀男・山口 勉 (1993) 肘折カルデラの花崗閃緑基盤岩—K-Ar年代測定結果を基にした熱履歴の検討—。資源と環境, **2**, 39-47。  
 松浦旅人・新田えみ・蟹沢聡史・中島和夫 (2002) 東北日本中部地域に分布する100 ka前後に噴出した毒沢テフラおよびその噴出過程。火山, **47**, 711-725。  
 Miyagi, I. (1995) Abundance and solubility of H<sub>2</sub>O in island arc magmas. PhD Thesis, Tokyo Institute of Technology.  
 Miyagi, I. (2004) On the eruption age of the Hijiori caldera, based on more accurate and reliable radiocarbon data. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **49**, 201-205.  
 Miyagi, I., Yurimoto, H., Kita, N.T., Morishita, Y., Takahashi, E. and Matsubaya, O. (2007) The initiation of felsic phreatomagmatic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (submitted).  
 宮城磯治 (2006) 肘折軽石の反射電子像。地質調査総合センター研究資料集, no. 436.  
 村上英樹・川口泰廣 (1994) 山形県肘折カルデラ産ホルンブレンドの組成変化と火山活動。秋田大学鉱山学部研究報告, **59**, 1-23。  
 Nakajima, J., T. Matsuzawa, et al. (2001) Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of north-eastern Japan. *Tectonophysics*, **341**, 1-17.  
 中尾信典・桑原保人・伊藤久男・杉原光彦・当舎利行 (1995) 発破データによる山形県肘折地熱地域の3次元速度構造解析。物理探査, **48**, 346-355。  
 中里浩也・大場孝信・板谷徹丸 (1996) 月山火山の地質

- と K-Ar 年代. 岩鉱, **91**, 1-10.
- 大蔵村史編纂委員会 (1974) 大蔵村史, 第 1 章郷土の自然. 大蔵村史編纂委員会, 2-55.
- Self, S. (1983) Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 433-469.
- Self, S. and Sparks, R.S.J. (1978) Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, **41**, 196-212.
- 新エネルギー財団 (1983) 昭和 56 年度地熱開発促進調査総合解析報告書「No. 2 銅山川下流地域」.
- 杉村 新 (1953) 月山東北方の軽石流台地. 地質学雑誌, **59**, 89-91.
- Suzuki, Y.J., Koyaguchi, T., Ogawa, M. and Hachisu, I. (2005) A numerical study of turbulent mixing in eruption clouds using a three-dimensional fluid dynamics model. *J. Geophys. Res.*, **110**, B08201, 1-18.
- Takahashi, E. (1980) Thermal history of Iherzolite xenoliths-1. Petrology of Iherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Peninsula, Northeast Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1643-1658.
- 高島 勲・向久保晶・Sucipta, E. (2003) 熱ルミネッセンス年代測定はどこまで使えるか—ルミネッセンス研究から真の年代測定へ—. 日本火山学会 2003 年秋季大会講演予稿集, A17.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 105-116.
- 徳永重元 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「尾花沢」及び説明書 (地域地質研究報告). 地質調査総合センター.
- 富田芳郎 (1961) 肘折盆地とその付近の地形発達について. 辻村太郎先生古稀記念—地理学論文集—, 古今書院, 東京, 27-38.
- 上野龍之 (2001) 火山灰粒子組成の側方・垂直変化から見た入戸火砕流の堆積機構. 火山, **46**, 257-268.
- 上野龍之 (2007) 入戸火砕流堆積物に認められる石質岩片濃集部の特徴と形成機構. 日大文理紀要, **42**, 129-147.
- Ui (1971) Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **18**, 53-127.
- 宇井忠英・杉村 新・柴橋敬一 (1973) 肘折火砕流堆積物の  $^{14}\text{C}$  年代. 火山, **18**, 171-172.
- 梅田浩司・林信太郎・伴 雅雄 (1999) 東北日本, 筑森, 高松, 船形および三吉. 葉山火山の K-Ar 年代. 火山, **44**, 217-222.
- 八木浩司・早田 勉 (1989) 宮城県中部および北部に分布する後期更新世広域テフラとその層位. 地学雑誌, **98**, 7, 39-53.
- 八幡正弘 (2002) 有珠火山 2000 年噴火におけるマグマ水蒸気—水蒸気爆発による破砕深度とその時間的变化. 火山, **47**, 263-278.
- 山縣耕太郎・町田 洋・新井房夫 (1989) 銭亀—女那川テフラ: 津軽海峡函館沖から噴出した後期更新世のテフラ. 地理学評論, **62**, 195-207.
- 米地文夫・菊池強一 (1966) 尾花沢軽石層について. 東北地理, **18**, 23-27.
- 米地文夫・西谷克彦 (1975) 月山, 葉山, 肘折の  $^{14}\text{C}$  年代測定値. 出羽三山・葉山, 山形県総合学術調査会, 344-348.

(編集担当 東宮昭彦)