

# 始良・鬼界・阿多・屈斜路・十和田・摩周・池田火山の 大規模噴火の前駆活動と噴火推移

西野佑紀・宝田晋治・下司信夫  
Yuki Nishino, Shinji Takarada and Nobuo Geshi

地質調査総合センター活断層・火山研究部門  
Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan, AIST

Nishino, Y., Takarada, S. and Geshi, N. (2019) Volcanic activities and eruption sequence of the large-scale eruption at Aira, Kikai, Ata, Kutcharo, Towada, Mashu and Ikeda Volcanoes. Open-File Report of the Geological Survey of Japan, AIST, no.680, p. 1-126.

## Abstract

大規模噴火による噴出物の特徴、噴火推移、長期・短期的前駆活動、後カルデラ活動を取りまとめた。ここでは、始良-入戸火砕流噴火 (30 cal ka)、鬼界-アカホヤ噴火 (7.3 cal ka)、阿多火砕流噴火 (108 ka)、屈斜路 I 火砕流噴火 (40 cal ka)、十和田-八戸火砕流噴火 (15.5 cal ka)、摩周主カルデラ形成噴火 (7.6 cal ka)、池田カルデラ形成噴火 (6.4 cal ka) について報告する。

The characteristics of ejecta and eruption sequence of large-scale volcanic eruptions, and the activities before and after these eruptions are compiled. Included are 7 caldera forming-eruptions which are the following: Aira-Ito eruption (30 cal ka), Kikai-Akahoya eruption (7.3 cal ka), Ata eruption (108 ka), Kutcharo I eruption (40 cal ka), Towada-Hachinohe eruption (15.5 cal ka), Mashu main caldera-forming eruption (7.6 cal ka) and Ikeda caldera-forming eruption (6.4 cal ka).

## 1. はじめに

数 10~1,000 km<sup>3</sup> の火砕物を噴出するカルデラ形成を伴う大規模噴火では、火砕流や降下テフラ等により、火山周辺地域から数 1,000 km 離れた地域まで被害が発生する可能性が高い。このため、大規模噴火の推移、長期・短期的前駆活動は、近年多くの分野で注目されている。大規模噴火の推移、長期・短期的前駆活動には、多様性が認められ、その詳細を明らかにする必要がある。大規模噴火の総合的理解のためには、複数の火山の事例について比較検討することが重要となる。そのため、産総研地質調査総合センターでは、数年前より、大規模噴火による噴出物の特徴、噴火推移、長期・短期的前駆活動、後カルデラ火山活動等を取りまとめ、大規模噴火データベースの構築を進めている (Table 1-1)。本研究資料集では、これらのうち、VEI (火山爆発指数; Newhall and Self, 1982) 7 の始良-入戸火砕流噴火、

鬼界-アカホヤ噴火，阿多火砕流噴火，屈斜路Ⅰ火砕流噴火，VEI 6 の十和田-八戸火砕流噴火，摩周主カルデラ形成噴火，VEI 5 の池田カルデラ形成噴火について報告する。

**Table 1-1. 大規模噴火データベースの対象噴火リスト**

本研究報告で報告する噴火を赤字で示す。

No	年代	噴火	給源	VEI
1	946 AD	白頭山-苫小牧噴火	白頭火山	7
2	6.4 cal ka	池田カルデラ形成噴火	池田火山	5
3	7.3 cal ka	鬼界-アカホヤ噴火	鬼界火山	7
4	7.6 cal ka	摩周主カルデラ形成噴火	摩周火山	6
5	10 cal ka	ウルルン-隠岐噴火	ウルルン火山	6
6	15 cal ka	十和田-八戸火砕流噴火	十和田火山	6
7	30 cal ka	始良-入戸火砕流噴火	始良火山	7
8	32 cal ka	十和田-大不動火砕流噴火	十和田火山	6
9	40 cal ka	屈斜路Ⅰ火砕流噴火	屈斜路火山	7
10	46 cal ka	支笏火砕流噴火	支笏火山	7
11	60 cal ka	大山-倉吉噴火	大山火山	6
12	60 cal ka	箱根-東京噴火	箱根火山	6
13	89 ka	阿蘇4火砕流噴火	阿蘇火山	7
14	95 ka	鬼界-長瀬火砕流噴火	鬼界火山	7
15	100 ka	御嶽第1噴火	御嶽火山	6
16	106 ka	洞爺火砕流噴火	洞爺火山	7
17	108 ka	阿多火砕流噴火	阿多火山	7
18	110-115 ka	三瓶火砕流噴火	三瓶火山	6
19	120 ka	屈斜路Ⅳ火砕流噴火	屈斜路火山	7
20	123 ka	阿蘇3火砕流噴火	阿蘇火山	7

## 第1章 参考文献

Newhall, C.G. and Self S. (1982) The volcanic explosive index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, **87**, 1231-1238.

## 2. 始良－入戸火砕流噴火

噴出源：始良カルデラ (Aramaki, 1984)

年代：30 cal ka (Smith *et al.*, 2013)

総噴出量：見かけ体積～700 km<sup>3</sup>, 700×10<sup>12</sup> kg

構成要素（見かけの噴出量）：※層位順に記載

始良 Tn 火山灰	> 150 km <sup>3</sup>
入戸火砕流－亀割坂角礫	420 km <sup>3</sup>
妻屋火砕流	13.3 km <sup>3</sup>
垂水火砕流	1～20 km <sup>3</sup>
大隅降下軽石	98 km <sup>3</sup>

噴火推移：

プリニー式噴火→大規模火砕流発生（カルデラ形成）

分布：

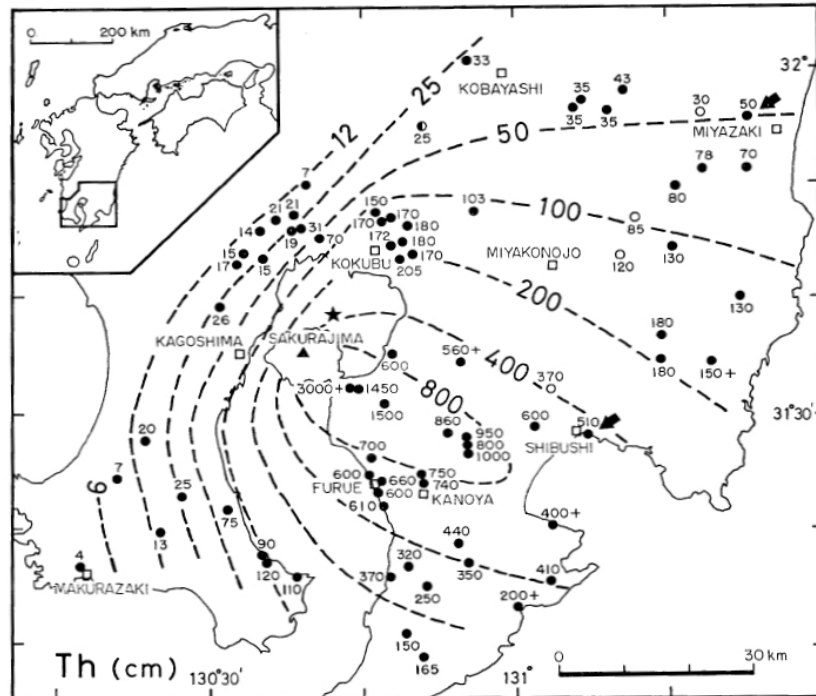


Fig. 3. Isopach map of the Osumi pumice fall deposit. Values are in centimeters. Arrows indicate the two localities of profiles shown in Fig. 2. Data points shown by open circles are after SUGAWARA (1974) and a point shown by a half-filled circle is after OKADA and YOKOYAMA (1982).

Fig. 2-1. 大隅降下軽石の分布 (Kobayashi *et al.*, 1983)

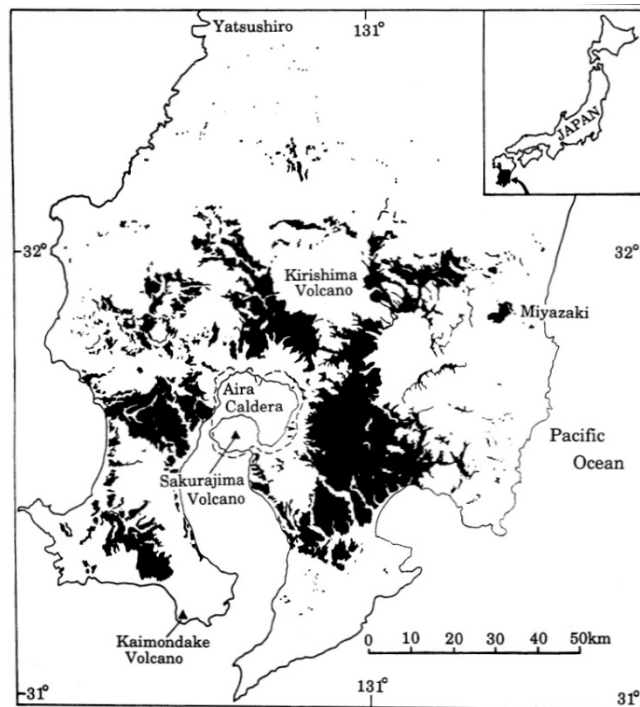


Fig. 4. Map showing the entire distribution of the Ito ignimbrite.

Fig. 2-2. 入戸火砕流堆積物の分布 (横山, 2000)

### 長期的前駆活動

始良カルデラからは、始良入戸火砕流噴火以前にも複数の噴火が発生している。始良カルデラの活動史を示したブロック図を Fig. 2-3 に示す。始良-入戸火砕流噴火直前の 5 万年間の噴出量は、 $70 \times 10^{12}$  kg あるいはそれ以上となる。

以下、始良-入戸火砕流噴火直前に知られている始良カルデラとその周辺からの噴出物を若い順に記述する。

#### 毛梨野テフラ

毛梨野テフラは、始良カルデラ北縁部の国分市毛梨野付近から噴出した軽石及び火山灰からなるテフラである。

岩 質：輝石流紋岩

岩 相：噴出地点付近では爆発角礫や火砕サージ堆積物を伴い、遠方では降下軽石となる。

分 布：-

噴出量：見かけ体積  $0.4 \text{ km}^3$ ，噴出量  $0.44 \times 10^{12} \text{ kg}$  (長岡ほか, 2001)

年 代：30 cal kyr BP (奥野, 1999) (暦年較正前 25.3 kyrBP : 長岡ほか, 1997)



### 荒崎火砕流堆積物

岩 質：輝石流紋岩

岩 相：軽石流堆積物

分 布：始良カルデラ南方の荒崎付近にのみ分布する。

噴出量：見かけ体積  $0.5 \text{ km}^3$ ，噴出量  $5.5 \times 10^{12} \text{ kg}$  (長岡ほか，2001)

年 代：深港テフラと毛梨野テフラの間 (長岡ほか，1997)。

### 深港テフラ (荒牧，1977)

深港テフラは，プリニー式噴火とそれに続く火砕流噴火によってもたらされたテフラである。テフラ分布から推測すると，給源は始良カルデラ内にあり，カルデラ中央部～南東部から噴出したものと推測される。

岩 質：輝石流紋岩

岩 相：噴出地点付近では火砕サージ堆積物を伴い，遠方では降下軽石となる。

分 布：始良カルデラ東縁から大隅半島北部・宮崎平野にかけて分布する。

噴出量：見かけ体積  $7 \text{ km}^3$ ，噴出量  $4.9 \times 10^{12} \text{ kg}$  (長岡ほか，2001)

年 代：31 cal kyr BP (奥野，1999) (暦年較正前 26.5 kyrBP; 長岡ほか，1997)

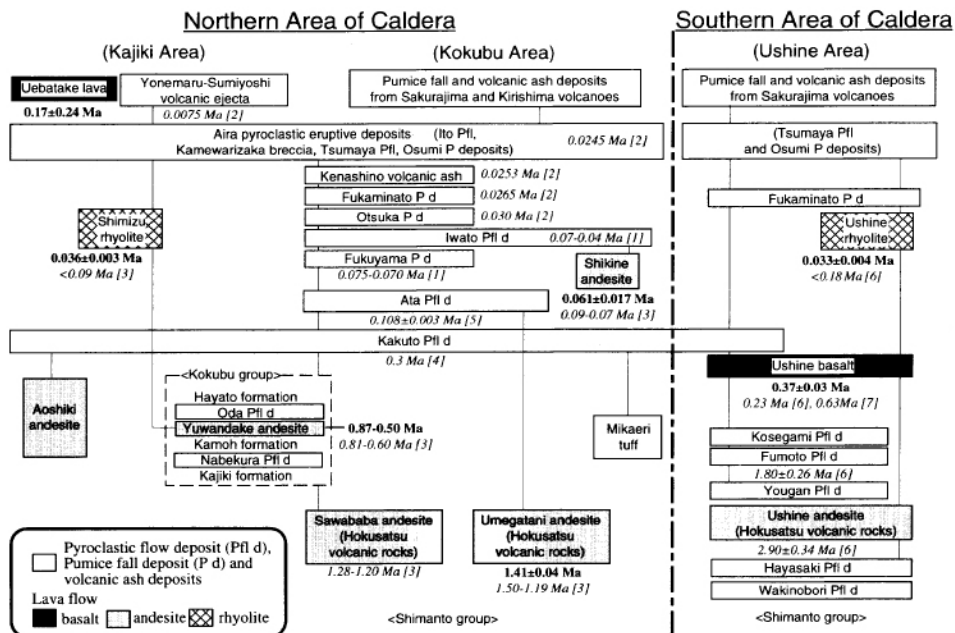


Fig. 3. Block diagrams showing the volcanic history of northern (Kajiki and Kokubu) and southern (Ushine) areas of Aira caldera summarized from Aramaki (1969), Hase *et al.* (1987), Kobayashi *et al.* (1977) Kobayashi and Iwamatsu (1980), Nagaoka *et al.* (1997), New Energy and Industrial Technology Development Organization (1987), Otsuka and Nishiinoue (1980) and Uto *et al.* (1997a). The ages obtained in this study (bold) and reported in the literatures (italic) are also indicated. The blocks whose stratigraphical relations are geologically observed each other are connected by thin lines. References: [1] Nagaoka *et al.*, 1997, [2] Okuno, 1997, [3] New Energy and Industrial Technology Development Organization, 1987, [4] Machida and Arai, 1992, [5] Matsumoto and Ui, 1997, [6] Kaneoka *et al.*, 1984, [7] Inoue, 1994 ms.

Fig. 2-3. 始良カルデラ周辺の火山岩の年代 (周藤ほか，2000)

### **大塚降下軽石堆積物（長岡，1984）**

大塚降下軽石堆積物は、プリニー式噴火によってもたらされたテフラである。テフラ分布から推測すると、給源は始良カルデラ内にあり、カルデラ北部から噴火したものと推測される。

岩 質：－

岩 相：－

分 布：始良カルデラ東縁から大隅半島北部・宮崎平野にかけて分布する。

噴出量：見かけ体積  $0.9 \text{ km}^3$ ，噴出量  $0.63 \times 10^{12} \text{ kg}$ （長岡ほか，2001）

年 代：32.5 cal kyr BP（奥野，1999）（暦年較正前 30 kyrBP；長岡ほか，1997）

### **牛根流紋岩（小林ほか，1977）**

牛根流紋岩は、その岩相及び分布から、噴出地点は分布地域とほぼ同じく始良カルデラ南東縁と考えられる。

岩 質：－

岩 相：溶岩流

分 布：－

噴出量：－

年 代：K-Ar 年代  $0.033 \pm 0.004 \text{ Ma}$ （周藤ほか，2000）

### **清水溶岩**

岩 質：流紋岩

岩 相：溶岩流

分 布：始良カルデラ北西縁に断片的に分布する。

噴出量：－

年 代：4 万年前後（層序と既存の年代より推定）

### **岩戸テフラ**

岩戸テフラは、その分布から給源は始良カルデラ内にあり、カルデラ北東部から噴火したものと推測される。

岩 質：－

岩 相：複数のユニットからなる火砕流堆積物及び降下軽石からなるテフラ群である（長岡ほか，2001）。白色軽石と暗色スコリアが混在する。

分 布：－

噴出量：見かけ体積 火砕流堆積物  $5 \sim 10 \text{ km}^3$ ，降下軽石  $13 \text{ km}^3$ （長岡ほか，2001）

総噴出量  $14.1 \sim 20.1 \times 10^{12} \text{ kg}$ （長岡ほか，2001）

年 代：－

## 敷根溶岩

敷根溶岩は、福山降下軽石を覆い、岩戸テフラに覆われる溶岩流である（長岡ほか 2001）。

岩 質：輝石安山岩

岩 相：厚さ 100～150 m の溶岩流。

分 布：－

噴出量：体積約 1.3 km<sup>3</sup>，噴出量 3.6×10<sup>12</sup> kg

年 代：K-Ar 年代 0.061±0.017 Ma（周藤ほか，2000）

## 福山降下軽石

福山降下軽石は大規模な降下軽石からなるテフラで、プリニー式噴火によってもたらされたテフラである（長岡ほか，2001）。

岩 質：角閃石流紋岩

岩 相：降下軽石

分 布：－

噴出量：見かけ体積 > 40 km<sup>3</sup>，噴出量 > 28×10<sup>12</sup> kg（長岡ほか，2001）

年 代：95～86 ka（長岡ほか 2001）

## 短期的前駆活動

巨大噴火の直前（数年～数百年内）に発生したと考えられる先駆的な噴火は確認されていない。

## 噴火推移

### プリニー式噴火 ー大隅降下軽石の噴出と垂水火砕流<sup>たるみず</sup>の発生ー

噴火は始良カルデラ南縁部，現在の桜島付近から開始した（Kobayashi *et al.*, 1983）。噴火はプリニー式噴火で開始し，噴火地点から南東方向に多量の軽石が降下した（大隅降下軽石）。大隅降下軽石内に噴火の休止や噴火強度の低下を示すような降下ユニットはほとんど見られないことから，降下軽石の噴出はほぼ連続的であった。大隅降下軽石は全体として上方粗粒化を示す（Kobayashi *et al.*, 1983）ことから，噴火が進行するにつれて噴出率が増加したことが示唆される。

大隅降下軽石の見かけ体積は 98 km<sup>3</sup> とされる（Kobayashi *et al.*, 1983），噴出量は 69×10<sup>12</sup> kg とされる（Aramaki, 1984）。

プリニー式噴火の継続中に噴煙柱が部分的に崩壊し垂水火砕流が発生した（福島・小林，

2000). 垂水火砕流は複数回発生し、噴出地点から主に南側に流下し鹿児島地溝内に広がったらしい。垂水火砕流堆積物は現在鹿児島地溝の東縁の垂水市の海岸部に分布している。鹿児島地溝西縁では未確認である。垂水火砕流の規模は噴火が進行するにつれて大きくなったらしく、より後期に発生したフローユニットほど遠方及び高所まで到達している(福島・小林, 2000)。陸上部に分布する垂水火砕流の体積は  $1 \text{ km}^3$  以上と見積もられ、海域も含めた最大見積もりは約  $20 \text{ km}^3$  である(福島・小林, 2000)。

### **中規模火砕流の発生 — 妻屋<sup>つまや</sup>火砕流の噴出 —**

妻屋火砕流は、大隅降下軽石と垂水火砕流の噴出に引き続いて発生した。妻屋火砕流堆積物は、大隅降下軽石を覆っている。大隅降下軽石と妻屋火砕流の間に顕著な時間間隙を示す証拠は見いだされていない。妻屋火砕流と垂水火砕流の直接の関係は分布域が異なるため不明である。

妻屋火砕流は始良カルデラ周辺部、始良カルデラから約  $20 \text{ km}$  以内の領域に分布する。主要な分布は始良カルデラ内部の標高約  $400 \text{ m}$  以下の地域であるが、一部はカルデラ壁を越えて外側にも分布する。

妻屋火砕流堆積物の体積は、 $13.3 \text{ km}^3$  (みかけ体積)、噴出量は  $15 \times 10^{12} \text{ kg}$  とされる(Aramaki, 1984)。分布から、始良カルデラ内から噴出したと推測される。すなわち、噴出中心が大隅降下軽石噴火時の始良カルデラ南端部から、妻屋火砕流噴出時にはカルデラ中心部に移動したことが推測される。

妻屋火砕流堆積物は複数のフローユニットからなる。妻屋火砕流堆積物には、直径  $1 \text{ cm}$  に及ぶ大型の火山豆石が含まれる。湿った状態で噴出したものと考えられることから、マグマ水蒸気噴火が示唆される。

### **大規模火砕流の発生 — 入戸<sup>いと</sup>火砕流の噴出 —**

始良—入戸火砕流噴火の主要な噴出物である入戸火砕流が妻屋火砕流に引き続いて噴出した。妻屋火砕流堆積物や垂水火砕流堆積物の上面には軽微な侵食構造がみられることがある。この侵食構造から、入戸火砕流の噴出までにわずかな時間間隙があったとの説(Aramaki, 1984)と、この侵食は入戸火砕流による侵食であり時間間隙は示さないとする説(上野, 2007)がある。

入戸火砕流は始良カルデラの全周にわたって分布する軽石流堆積物で、その大部分が非溶結～弱溶結の軽石流堆積物からなる。始良カルデラ北側のごく一部に、強溶結の部分がみられる。

最も遠方で確認された地点は人吉盆地北方の川辺川沿いおよび球磨川沿いで、始良カルデラからは約  $90 \text{ km}$  離れている(横山, 2001)。入戸火砕流堆積物は、大隅半島南部などで火砕流台地を形成している。最大層厚は  $180 \text{ m}$  (Aramaki, 1984) である。総量は、侵食によって失われた部分を含め、みかけ体積で  $420 \text{ km}^3$  と見積もられている(上野, 2007)。

Aramaki, 1984 による堆積物密度  $1,100 \text{ kg/m}^3$  換算で  $460 \times 10^{12} \text{ kg}$ ).

入戸火砕流堆積物の大部分は塊状で、分布域縁辺部を除き顕著な堆積ユニットはみられないこと (Aramaki, 1984; 上野, 2001 など) や、火砕流にふくまれる火山灰構成粒子の垂直方向の変化から、火砕流の噴出と堆積が一定時間継続し、乱流状態で四方に流下したとするモデルが提案されている (上野, 2001).

入戸火砕流の下部を中心にしばしば岩片の濃集層がみられる (上野, 2007). もっとも大規模に分布するのはカルデラ北東縁に沿った地域で、<sup>かめわりざか</sup>亀割坂角礫層と呼ばれる (Aramaki, 1984). これらの角礫は、入戸火砕流噴出初期のカルデラ陥没開始に伴い破壊された基盤岩の破片が火砕流によって運ばれ堆積したものと考えられている (荒牧, 1969).

入戸火砕流堆積物の軽石は、輝石流紋岩からなる. その組成は  $\text{SiO}_2 = 73\%$  で、組成バリエーションは小さい.

### 始良 Tn 火山灰の降下

始良—入戸火砕流噴火によって噴出し、遠方まで飛散した降下火山灰を始良 Tn 火山灰 (AT) と呼ぶ. AT 火山灰は始良カルデラから約  $1,500 \text{ km}$  離れた北海道や、北太平洋の海底からも報告されている. AT 火山灰の見かけ体積は  $150 \text{ km}^3$  以上と見積もられている (町田・新井, 2003).

AT 火山灰は、その岩相からいくつかの降下ユニットに区分されている (Nagaoka, 1988, 河合・三宅, 1999). そのうち、基底の AT1 層が大隅降下軽石の遠方相, AT2 層 (Nagaoka, 1988 の AT I, 町田・新井 1992 の A 層) 妻屋火砕流の, AT3 層及び 4 層 (Nagaoka, 1988 の AT II および III, 町田・新井 1992 の B 及び C 層) が入戸火砕流からの co-ignimbrite ash と考えられる (河合・三宅, 1999).

### **[各噴出物の特徴]**

#### **大隅降下軽石**

岩 相: 降下軽石層. 最下部に細粒部があり、上方粗粒化する傾向にある (町田・新井, 2003).

構成物: 灰白色の軽石主体で、少量の遊離結晶と岩片も含まれる (町田・新井, 2003).

分 布: おおよそ南東方向に主軸を持ち、九州南部に広く分布する (Fig. 2-1).

噴出量: 見かけ体積  $98 \text{ km}^3$  (Kobayashi *et al.*, 1983), 噴出量  $69 \times 10^{12} \text{ kg}$  (Aramaki, 1984)

#### **垂水火砕流**

岩 相: 複数のフローユニットからなる火砕流堆積物.

構成物: —

分 布: 鹿児島地溝東縁の垂水市海岸部. より後期に発生したフローユニットほど、遠方及び高所まで到達している (福島・小林 2000).

噴出量:陸上に分布する火砕流の体積は  $1 \text{ km}^3$  以上, 海域も含めた最大見積もりは約  $20 \text{ km}^3$  (福島・小林 2000).

### 妻屋火砕流

岩 相:複数のフローユニットからなる非溶結の火砕流堆積物.

構成物:基質は淡桃褐色のガラス質火山灰で, 軽石や岩片は少ない (Aramaki, 1984). また, 火山豆石も含まれる.

分 布:始良カルデラ周辺部, 始良カルデラから約  $20 \text{ km}$  以内の領域に分布する. このうちカルデラ内部の標高  $400 \text{ m}$  以下の地域が, 主な分布域である.

噴出量:見かけ体積  $13.3 \text{ km}^3$ , 噴出量  $15 \times 10^{12} \text{ kg}$  (Aramaki, 1984)

### 入戸火砕流, 亀割坂角礫

岩 相:入戸火砕流は, 非溶結～弱溶結の軽石流堆積物である. カルデラ北側の一部地域では, 強溶結部もみられる. 大部分は塊状で, 分布域縁辺部を除き顕著な堆積ユニットはみられない (Aramaki, 1984; 上野, 2001 など). 火砕流の下部にしばしばみられる岩片濃集層は, “亀割坂角礫” と呼ばれる.

構成物:本質岩片の軽石は輝石流紋岩質である.

分 布:入戸火砕流は, 始良カルデラの全周にわたって分布する (Fig. 2-2). 分布が確認された最遠方の地点は, 人吉盆地北方の川辺川沿いおよび球磨川沿いで, 給源から約  $90 \text{ km}$  離れている (横山, 2001). 亀割坂角礫は, カルデラ北東縁沿いで特に大規模に分布する (Aramaki, 1984).

噴出量:消失部を含め, 見かけ体積  $420 \text{ km}^3$  (上野, 2007), 噴出量  $460 \times 10^{12} \text{ kg}$

※噴出量は, 堆積物密度  $1100 \text{ kg/m}^3$  (Aramaki, 1984)で換算

### 始良 Tn 火山灰

岩 相:複数の降下ユニットからなる降下火山灰層 (Nagaoka, 1988, 河合・三宅, 1999).

構成物:主にバブルウォール型の火山ガラスからなるが, 軽石型も含まれる. 遊離結晶は主に輝石である (町田・新井, 2003).

分 布:日本列島全域を覆い, 日本海全域・東シナ海・北太平洋の海底や朝鮮半島からも分布が報告されている (町田・新井, 2003).

噴出量:見かけの体積  $> 150 \text{ km}^3$  (町田・新井, 2003)

### 後カルデラ活動

始良ー入戸火砕流噴火後, 始良カルデラの南縁で桜島火山の活動が開始した. 桜島火山の活動は 4 ステージ (古期北岳・新期北岳・古期南岳・新期南岳) に細分される (小林ほか,

2013; Fig. 2-4).

始良一入戸火砕流噴火の直後から開始した古期北岳期では、プリニー式噴火が複数回発生した(小林ほか, 2013). これらの噴火で噴出したテフラは、桜島島外で3枚(下位より桜島高崎6, 5, 4)確認されており、見かけの体積は下位より1.1 km<sup>3</sup>, 0.3 km<sup>3</sup>, 0.2 km<sup>3</sup>である(小林ほか, 2013). また、桜島島内の黒神観測井から採取された安山岩溶岩塊から、30±5 ka という K-Ar 年代が得られたことから、現在の桜島には古期北岳山体が伏在している可能性が指摘されている(宇都ほか, 1999).

古期北岳期の終了(24 cal ka; 奥野, 2002)から新期北岳期の開始(12.8 cal ka; 奥野, 2002)までの間には、1万年の休止期があった。この休止期の間には、始良カルデラ北東部の若尊カルデラ、またはその周辺から、高野ベースサージ(19.1 cal ka; 奥野, 2002)と新島火砕流堆積物(13 cal ka; 森脇ほか, 2017)が噴出した。両者の組成は、桜島火山噴出物ではなく、始良カルデラのマグマと類似する。

新期北岳期は、12.8 cal ka の大規模プリニー式噴火の発生から開始した。この噴火でもたらされた桜島一薩摩テフラは、見かけの体積が約11 km<sup>3</sup>(小林ほか, 2013)で、桜島火山の噴火史の中でも最大規模である。この噴火ではベースサージも発生し、桜島から10 kmの範囲に到達している(小林ほか, 2013)。その後、北岳では数百~数千年間隔でプリニー式噴火や溶岩の噴出が、繰り返し発生した。

古期南岳期は、4.5 cal ka(奥野, 2002)から開始した。この時期から1.6 cal kaにかけてブルカノ式噴火が断続的に発生し、降下火山灰からなる南岳火山砂が、桜島を中心に九州南部にもたらされた(小林, 1986; 奥野, 2002)。また、南岳主成層火山体の大半は、この時期に形成されたと考えられている(小林ほか, 2013)。この活動期において、プリニー式噴火の噴出物は確認されていない。

新期南岳期は、764~766年の天平宝字噴火から開始した。この噴火を含め、新期南岳の活動ではプリニー式噴火の活動が再開している(小林ほか, 2013)。1914年の大正噴火以降はブルカノ式噴火が頻発し、現在も継続している。



図2 桜島火山のテフラ層序と年代・噴出量。

テフラの年代は奥野(2002)、小林(2010)による。単位の cal ka は暦年較正した年代で1000年前の意味。\*の年代は層序と矛盾する。テフラ体積は岩石未換算。

Fig. 2. Stratigraphy, ages and volumes of the tephra from Sakurajima Volcano.

Eruption ages are taken from Okuno (2002) and Kobayashi (2010), and cal ka means a calibrated calendar age in 1,000 years ago. The age with \* is inconsistent with the stratigraphy. This volume is apparent one for tephra.

Fig. 2-4. 桜島火山のテフラ層序と年代・噴出量(小林ほか, 2013)



## 第2章 参考文献

- Aramaki, S. (1984) Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ~22,000 years old. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8485-8501.
- 福島大輔・小林哲夫 (2000) 大隅降下軽石に伴う垂水火砕流の発生・堆積様式. *火山*, **45**, 225-240.
- 河合小百合・三宅康幸 (1999) 始良 Tn テフラの粒度・鉱物組成—広域テフラの地域的変異の一例—. *地質雑*, **105**, 597-608.
- 小林哲夫 (1986) 桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南科研資料センター報告特別号「桜島」, 1, 1-12.
- Kobayashi, T., Hayakawa, Y. and Aramaki, S. (1983) Thickness and grain-size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **28**, 129-139.
- 小林哲夫・味喜大介・佐々木寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図. 火山地質図 1, 地質調査総合センター.
- 町田洋・新井房夫 (1972) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義. *科学*, **46**, 339-347.
- 町田洋・新井房夫 (2003) 火山灰アトラス「日本列島とその周辺」東京大学出版会. p336.
- 森脇広・永迫俊郎・西澤文勝・松島義章・鈴木毅彦・田中源吾 (2017) テフラ編年と  $^{14}\text{C}$  年代に基づく鹿児島湾奥, 新島 (燃島) の海成堆積物の編年とその意義. *地学雑誌*, **126**, 557-579.
- Nagaoka, S. (1988) The late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, Southern Kyushu, Japan. *Geogra. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **23**, 49-112.
- 長岡信治・奥野充・新井房夫 (2001) 10 万～3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. *地質雑*, **107**, 432-450.
- 奥野充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. *第四紀研究*, **41**, 225-236.
- 周藤正史・石原和弘・巽好幸 (2000) 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史—カルデラ北縁部加治木, 国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料の K-Ar 年代測定—. *火山*, **45**, 1-12.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121-137.

- 上野龍之 (2000) 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. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **42**, 129-147.
- 宇都浩三・味喜大介・内海茂・石原和弘 (1999) 桜島火山ボーリングコアの K-Ar 年代と古地磁気測定－火山活動史解明への複合的取り組み－. 京都大学防災研究所年報, **42B-1**, 27-34.
- 横山勝三 (2001) 入戸火砕流堆積物の分布北限. 火山, **45**, 209-216.

### 3. 鬼界ーアカホヤ噴火

噴出源：鬼界カルデラ

年代：約 7.3 cal ka (町田・新井, 2003)

※<sup>14</sup>C法 (6,300 yBP; 町田・新井, 1983) と, 年縞編年 (7,280 cal yBP; 福沢, 1995) より推定.

総噴出量：見かけ体積 >170km<sup>3</sup> ※町田・新井 (2003) および Maeno and Taniguchi (2007) の記載の値を加算.

---

構成要素 (見かけの噴出量)：※層位順に記載

鬼界アカホヤ火山灰	> 100km <sup>3</sup>
幸屋火砕流堆積物	30-40 km <sup>3</sup>
船倉火砕流堆積物	
幸屋降下軽石	約 40km <sup>3</sup>

---

噴火推移：

プリニー式噴火→火砕流発生→水蒸気プリニー式噴火→噴煙柱崩壊および大規模火砕流発生

---

分布：

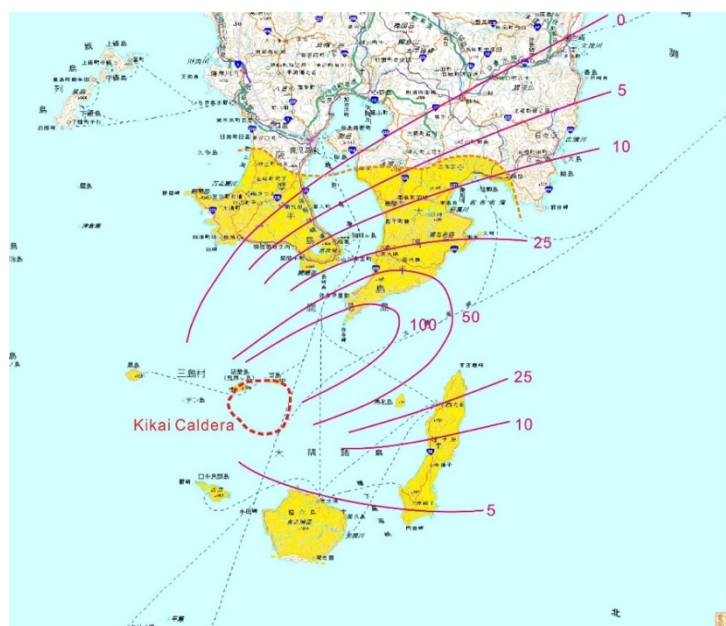


Fig. 3-1.

#### 噴出物の分布

赤線は幸屋降下軽石の分布を, 黄色部は火砕流堆積物の分布を示す.

### 長期的前駆活動

鬼界カルデラの先カルデラ活動期 (700 ka 以降; 小野ほか, 1982) は, 珪長質な複数の溶岩流の噴出と, 玄武岩質溶岩を噴出した成層火山 (真米山・高平山) の活動, (玄武岩質) 安山岩質溶岩を噴出した成層火山 (矢筈山) の活動が続いた (Figs. 3-2, 3-3).

カルデラ形成期は,  $140 \pm 20$  ka (町田・新井, 2003) の小アビ山噴火から始まり, 火砕流と流紋岩質溶岩流が噴出した. 95 ka (Machida, H., 1999; 町田・新井, 2003) の長瀬噴火では, 長瀬火砕流と鬼界葛原火山灰 (K-Tz; 町田・新井, 1992) が噴出した. 長瀬噴火は火砕流に先行するプリニアン軽石はなく, 火砕流噴火に終始したとみられている (町田・新井, 2003). 火砕流の co-ignimbrite ash にあたる K-Tz は, 西南日本から東北地方, 四国海盆を含む北西太平洋まで広くもたらされた. 16~9 cal ka BP (奥野, 2002) には, 籠港降下テフラ群と呼ばれる複数の軽石やスコリア, 火山灰層からなるテフラがもたらされ, 竹島では数 m 堆積した.

以下, 鬼界-アカホヤ噴火の前までの, カルデラ形成期噴出物についてまとめる.

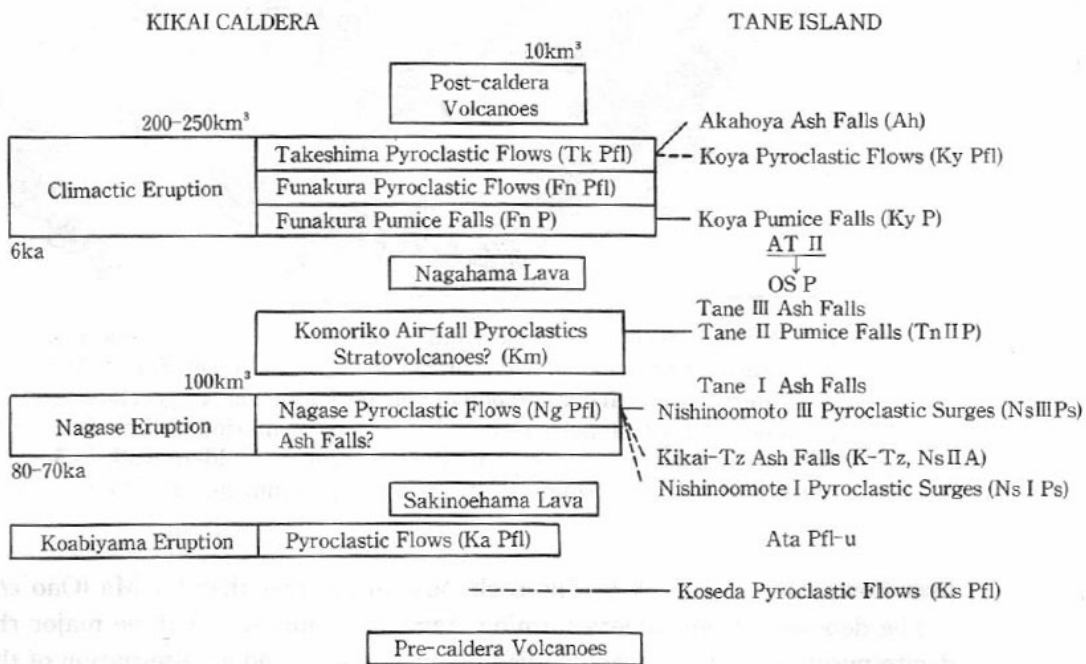


Fig. 44 Block diagrams showing the late Quaternary geologic history of the Kikai Caldera, after Ono *et al.* (1982) and Kobayashi and Hayakawa (1984)

Fig. 3-2. 鬼界カルデラの活動史 (Nagaoka, 1988)

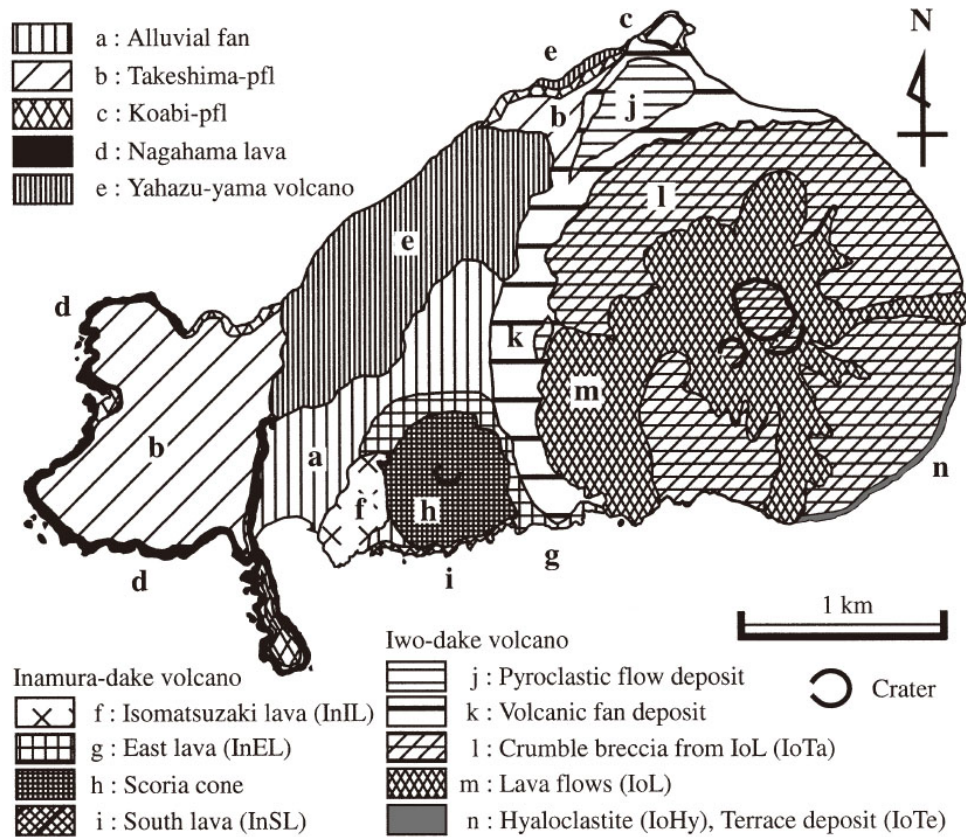


Fig. 2. Geological map of Satsuma Iwo-jima (modified from Ono *et al.*, 1982).

Fig. 3-3. 薩摩硫黄島 地質図 (前野・谷口, 2005)

### 小アビ山噴火 (Nagaoka, 1988)

#### 小アビ山火砕流 (小野ほか, 1982)

薩摩硫黄島坂本を模式地とする，流紋岩質の火砕流堆積物である。

岩 相：多数の薄いフローユニットからなり，その多くが強く溶結する。薩摩硫黄島では非溶結層が多く認められる (小野ほか, 1982)。層厚変化は著しいが，竹島では 20～100 m と厚い強溶結相が，薩摩硫黄島では数～30 m の溶結度が弱い岩相が認められる傾向にある (小野ほか, 1982)。

分 布：竹島の大部分および薩摩硫黄島のカルデラ縁北西側の台地状部に分布する (小野ほか, 1982)。

年 代：140 ka (K-Ar 年代; 町田・新井, 2003)

噴出量：－

### **崎ノ江鼻溶岩 (小野ほか, 1982)**

竹島において認められる流紋岩質溶岩である。小アビ山火砕流との層位関係をはっきり示す記述はないが、Nagaoka (1988) の図 (Fig. 3-2) では小アビ山火砕流の上位とされている。

岩 相：厚い溶岩で、北岸崎ノ江鼻付近では厚さ 50m 以上、南岸アビ山直下では 100 m 以上あると推定される (小野ほか, 1982)。崎ノ江鼻では板状節理が発達する (小野ほか, 1982)。

分 布：竹島中央部の南北両岸と南東端の海岸に露出する (小野ほか, 1982)。

年 代：95~140 ka

※上下のテフラとの層序より推定。

噴出量：-

### **長瀬噴火 (Nagaoka, 1988)**

#### **長瀬火砕流 (K-Ns; 小野ほか, 1982)**

後述する広域テフラ、鬼界葛原<sup>とづらはら</sup>火山灰をもたらした火砕流堆積物である。小アビ山火砕流を不整合に覆う。

岩 相：灰白色のよく発泡した軽石と火山灰からなる、非溶結火砕流堆積物である (町田・新井, 2003)。火山豆石を多量に含む (町田・新井, 2003)。高温型石英を特徴的に含む鉱物組成である (小野ほか, 1982; 長岡, 1988)。長瀬港背後の海食崖では、谷を厚さ 15 m 以上にわたって埋積した様子が観察される (長岡, 1988)。なお、本噴出物は露出が限られるため、層相の詳細は不明である (長岡, 1988)。

分 布：火砕流堆積物自体は竹島でのみ確認されている。竹島においても一部地域の海食崖やカルデラ壁上部など、断片的にしか観察できないため、詳細な分布は不明である (長岡, 1988)。しかし、種子島・屋久島・大隅半島南部で灰雲サージに由来するテフラに似た岩相が認められており、火砕流本体もそれらのすぐそばまで到達したと考えられる (町田・新井, 2003)。

年 代：95 ka (Machida, 1999; 町田・新井, 2003)

※層序, 熱ルミネッセンス年代 ( $76.9 \pm 7.1$ ,  $101 \pm 12$  ka; Takamiya and Nishimura, 1986), フィッション・トラック年代 ( $98 \pm 26$  ka; 檀原, 1995) を基に推定した。

噴出量：-

### **鬼界葛原<sup>とづらはら</sup>火山灰 (K-Tz; 町田・新井, 1992)**

長瀬火砕流と同時噴出の広域テフラである。年代指標として、さまざまな地域で第四紀編年の研究に役立てられている。

岩 相：給源に近い薩南諸島と鹿児島県南部では、層厚が 1~2 m の全体に橙色ないし鮮黄



色をなす降下火山灰層として認められる (町田・新井, 2003). 下半部は細かく成層した火山灰と粗粒の斑晶鉱物からなり, 上半部はマッシブでガラス質火山灰からなる (町田・新井, 2003). 遠方ではこうした成層構造は不明となり, 白色ないし鮮黄色のガラス質火山灰層となる (町田・新井, 2003).

分布: 分布主軸はおよそ東北東方で, 西南日本から東北地方北部を除く本州, 四国海盆を含む北西太平洋を覆う (Fig. 3-4).

年代: 95 ka (Machida, 1999; 町田・新井, 2003)

※層序, 熱ルミネッセンス年代 ( $76.9 \pm 7.1$ ,  $101 \pm 12$  ka; Takamiya and Nishimura, 1986), フィッション・トラック年代 ( $98 \pm 26$  ka; 檀原, 1995)を基に推定した.

噴出量:  $> 150 \text{ km}^3$  (町田・新井, 2003)

※鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah)と分布範囲を比較すると, K-Tz は同等かそれ以上であるため, K-Ns も含めた全体積は K-Ah と同時噴出の幸屋火砕流の体積 ( $150 \text{ km}^3$ ) を越すと推定される (町田・新井, 2003).



Fig. 3-4. 鬼界葛原火山灰の分布 (等層厚線は, 町田・新井, 2003 に基づく)

青線, ピンク線は K-Tz の等層厚線, 赤線は鬼界カルデラを示す. 地図は地理院地図 WMTS 版を利用.



**籠港降下テフラ群 (K-Km; 小野ほか, 1982) の噴出**

竹島において認められる, 長瀬火砕流堆積物を不整合に覆う降下火砕物層である.

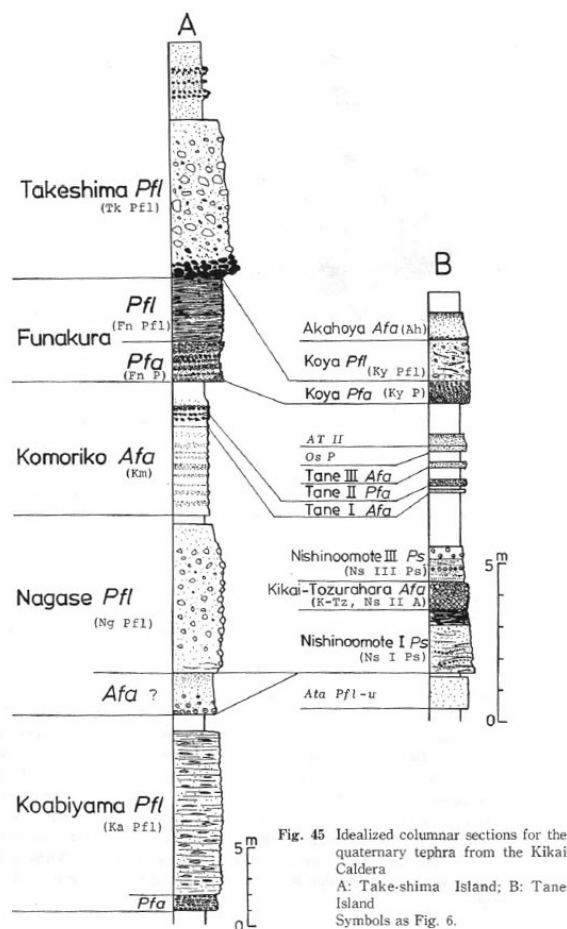
岩 相 : 数十~1.5 m 厚の複数のスコリア層, 軽石層, 褐色風化火山灰層の互層からなる降下火砕物層である (小野ほか, 1982). 全体の層厚は, 小野ほか (1982) で 8 m とされるが, Nagaoka (1988) では少なくとも 10 m はあると述べられている. 本層の上部の layer は, 種子島において K-Tz と大隅降下軽石層 (29 cal kyr BP; 奥野, 2002) の間の風化火山灰層に挟在する 2 枚の火砕物層 (In I A, In II P; Nagaoka, 1988) に対比される (Fig. 3-5; Nagaoka, 1988).

分 布 : 詳細な観察ができる場所が, 竹島南海岸の籠港の露頭しかないため, 詳細な分布は不明である.

年 代 : 16~9 cal ka BP (奥野, 2002)

※奥野 (1996) で示された <sup>14</sup>C 年代 (約 13~8 ka BP) を基に較正暦年を求めた.

噴出量 : -



**Fig. 3-5. 竹島と種子島における鬼界カルデラ起源のテフラ層序 (Nagaoka, 1988)**

## 短期的前駆活動

鬼界-アカホヤ噴火の前に、流紋岩質溶岩の長浜溶岩（小野ほか，1982）と降下火山灰（小林ほか，2012）が噴出した。長浜溶岩の噴出は鬼界-アカホヤ噴火の前駆活動であったと考えられている（Kobayashi and Hayakawa, 1984）。小林ほか（2012）によれば、長浜溶岩が直上に堆積するプリニアン降下軽石（幸屋降下軽石）に熱的影響を与えていないことと、降下火山灰の層準を考慮すると、溶岩と降下火山灰は鬼界-アカホヤ噴火の100年程度前に噴出したと推定されている。しかし、より正確な噴出年代は不明である。

## 長浜溶岩（小野ほか，1982）

薩摩硫黄島西部，城ヶ原の台地の下部を作る厚い流紋岩質溶岩である（小野ほか，1982）。

岩 相：海面近く数10 m はほぼ直立した規則的な太い柱状節理に囲まれ、流理もほぼ水平である（小野ほか，1982）。一方、表層近くでは節理が不規則になり、表層に向かって岩塊状になる。岩塊上部は数～10 m ほどあり、表層部分は黒色ないし赤色で、流理のある黒曜岩の岩塊が累積する（小野ほか，1982）。長浜溶岩の層厚は、海面上部分だけでも80 m 以上に及ぶ（小野ほか，1982）。

分 布：薩摩硫黄島西部，城ヶ原の部落の西側から南方永良部崎を経て小坂本西方に至る海岸沿いに露出する。

年 代：7.3～9.0 ka

※上下のテフラとの層序より推定。

約 7.4 ka（鬼界-アカホヤ噴火の約100年前；小林ほか，2012）

※上位のカルデラ噴火噴出物（幸屋降下軽石）が溶岩の熱的影響を受けていないことと、後述する降下火山灰の層序より推定

噴出量：－

## 降下火山灰層（小林ほか，2012）

本層は長浜溶岩に対比される（小林ほか，2012）。長谷川・望月（2016）において、プレ幸屋火山灰と仮称されている。

岩 相：白色の降下火山灰層である（長谷川・望月，2016）。薩摩硫黄島北部の平家城において、層厚5 cm 程度の古土壌を挟んで幸屋降下軽石の下位に認められる（長谷川・望月，2016）。本層は層厚約5 cm で、結晶片と細粒～粗粒砂サイズのガラス質溶岩片を多く含む（長谷川・望月，2016）。

分 布：－

年 代：約 7.4 ka（鬼界-アカホヤ噴火の約100年前；小林ほか，2012）

※幸屋降下軽石との層位関係と、幸屋降下軽石が長浜溶岩の熱的影響を受けていないことから推定。

噴出量：－

## 噴火推移

### プリニー式噴火 ー幸屋降下軽石の噴出ー

アカホヤ噴火は初めに複数回のプリニー式噴火からはじまり、多量の降下軽石（幸屋降下軽石; K-KyP）が東北東方向にもたらされた（町田・新井, 2003; Maeno and Taniguchi, 2007）。この時の火口は、幸屋降下軽石の分布と後述する船倉火砕流堆積物の分布より、カルデラ西方の硫黄岳付近であったと考えられる（Maeno and Taniguchi, 2007）。

最初の小規模プリニー式噴火では、降下軽石が堆積したのち、噴煙柱の崩壊によって火砕物密度流が薩摩硫黄島付近を流れた（Maeno and Taniguchi, 2007）。その後、ごく短い時間間隙を挟んで大規模プリニー式噴火（main plinian phase; Maeno and Taniguchi, 2007）が発生した。このフェーズでは、初めに火道の拡大に伴い多量の石質岩片が噴出し、徐々に軽石の噴出に移行した（Maeno and Taniguchi, 2007）。噴煙高度は40~43 km と推定される（Maeno and Taniguchi, 2007）。このフェーズでは噴出率の高い状態が持続されたが、露頭において軽石の粒形にわずかながら垂直変化が認められることから、噴出率に多少の変動があったことが推察される（Maeno and Taniguchi, 2007）。

噴出量の見かけ体積について、町田・新井（2003）は20 km<sup>3</sup>と見積もっている。一方、Maeno and Taniguchi（2007）はPyle（1989）の手法を用い、見かけ体積を40 km<sup>3</sup>、DREを $2 \times 10^{13}$  kgと見積もっている。噴出率は $2 \times 10^8$  kg/s（Maeno and Taniguchi, 2007）と推定される。

### 火砕流の発生 ー船倉火砕流堆積物の堆積ー

幸屋降下軽石をもたらした噴煙柱が崩壊し、火砕流（船倉火砕流堆積物; 小野ほか, 1982）が発生した。船倉火砕流堆積物は竹島でしか観察されず（小野ほか, 1982）、分布も不明とされていたが、最近では薩摩硫黄島において、それに対比される火砕流・火砕サージおよび降下火砕物ユニットが見出されている（Maeno and Taniguchi, 2007; 2009）。Maeno and Taniguchi（2009）によれば、このフェーズの初めに発生した火砕物密度流（火砕サージ）の堆積物中に急冷縁を持つ火山弾が認められることから、マグマと海水の接触に伴うマグマ水蒸気爆発が発生した可能性がある。また、このフェーズの一連の噴出物は、給源近傍の薩摩硫黄島では全体に強~弱溶結しており（Maeno and Taniguchi, 2007; 2009）、遠方の竹島でも層厚が薄いながら溶結相が認められている（小野ほか, 1982; Maeno and Taniguchi, 2007; 2009）。このことから、一連の噴出物は非常に高温であったことがうかがえる。

やがて、噴火フェーズは火砕サージを発生するフェーズから高温の降下火砕物をもたらすフェーズに移行し、給源近傍の薩摩硫黄島に複数の lithic-rich layer と pumice-rich layer からなるアグルチネートが形成された（Maeno and Taniguchi, 2009）。このフェーズの噴煙柱の変遷については、Maeno and Taniguchi（2009）がモデル図を示している（Fig. 3-6）。

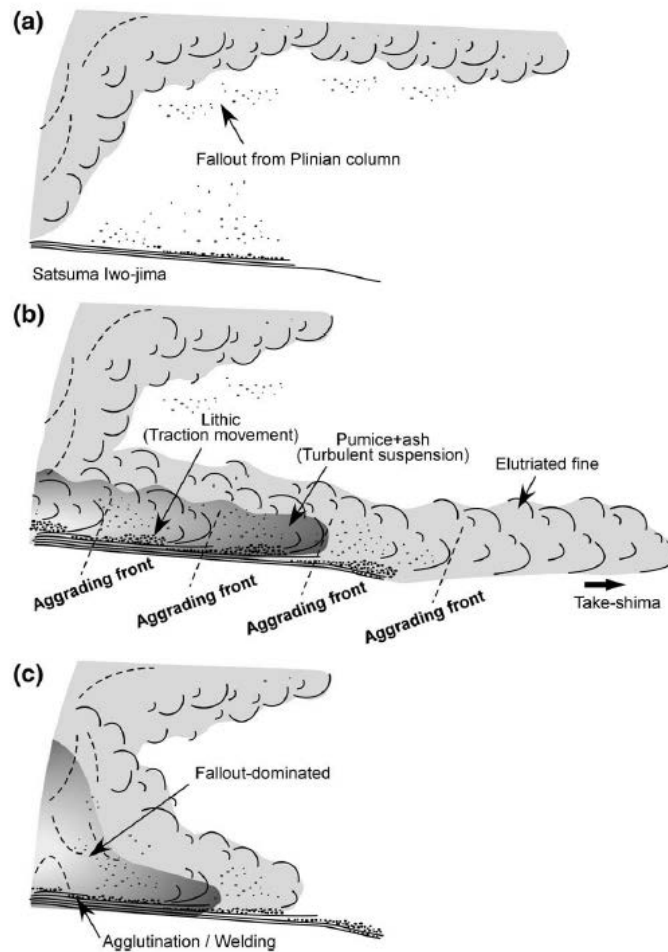


Fig. 14. Model for plinian column feeding and collapse stages during 73 ka Kikai eruption. (a) plinian column-feeding phase, resulting in Unit A. (b) plinian column-collapsing phase, generating high temperature dilute currents and depositing Unit B<sub>1</sub>. This phase may have been associated with phreatomagmatic explosions. (c) High temperature deposition during fallout phase is characterized by agglutination and dense welding in proximal areas, resulting in Unit B<sub>2</sub>.

Fig. 3-6. 噴煙中の形成・崩壊モデル (Maeno and Taniguchi, 2009)

(a)は幸屋降下軽石をもたらしたフェーズ，(b)(c)は船倉火砕流などをもたらしたフェーズを表す。

### 水蒸気プリニー式噴火と大規模火砕流の発生 —幸屋火砕流堆積物の噴出—

浅海底で水蒸気プリニー式噴火が起こり，巨大な噴煙柱が形成された。やがて噴煙が四方に崩れた結果，幸屋火砕流 (K-Ky; 宇井, 1967, 1973) が発生し，給源からおよそ 100 km の広域に広がった (町田・新井, 2003)。火砕流が種子島・屋久島に到達するまでの間には，鬼界カルデラから種子島・屋久島にかけての一带を震源域とする強い地震が発生した (成尾・小林, 2002)。

幸屋火砕流堆積物は分布面積の割にあまり厚く堆積していない。例えば竹島や薩摩硫黄島では十数 m，薩摩半島や大隅半島南部では一般に 1 m 以下の厚さである (町田・新井, 2003)。また，陸上の露頭において，谷間に堆積した部分でも非溶結である点や，尾根にも薄く分布する点も本層の特徴の一つである (宇井, 1973)。一方，海底の分布は明らかでない

が、鬼界カルデラから西南方約 200 km のコアでは、火砕流堆積物と思われる厚さ約 90 cm の軽石層が認められている (町田・新井, 2003).

幸屋火砕流堆積物の噴出量 (見かけの体積) について、町田・新井 (2003) は分布面積と概略の厚さから 50 km<sup>3</sup>弱と推定した. 一方, Maeno and Taniguchi (2007) は見かけの堆積を 30~40 km<sup>3</sup>, DRE を 15~25 km<sup>3</sup> (堆積物密度; 下・中部=1.5~2 g/cm<sup>3</sup>, 上部=1~1.2 g/cm<sup>3</sup>) と推定した.

### **鬼界-アカホヤ火山灰の堆積**

噴煙柱と幸屋火砕流から供給された細粒火山灰が、上空の風により九州、四国から本州の東北地方南部まで広がった. この降下火山灰を鬼界-アカホヤ火山灰 (K-Ah; 町田・新井, 1978) と呼ぶ.

給源に近い南九州では、下部に火山豆石の薄層をもち正級化する (町田・新井, 2003). 鬼界-アカホヤ火山灰は幸屋火砕流堆積物を 30 cm 以下程度の厚さで覆うが、保存状態によっては 1 m 以上に達する場合もある (町田・新井, 2003).

鬼界-アカホヤ火山灰は、輝石デイサイト質のガラス質火山灰で、火山ガラスはバブル型が多い. 火山ガラスは始良 Tn テフラ (AT) のガラスに比べると、薄手で淡褐色を帯びるものがあり、屈折率も高く、値の幅が広い (K-Ah;  $n=1.508-1.516$ ; AT;  $n=1.498-1.501$ ). 火山ガラスの主化学組成では、他の九州起源広域テフラに比べて、TiO<sub>2</sub>, FeO\*, MgO, CaO に富み、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> が少し低いという特徴がある (Furuta *et al.*, 1986). 微量成分では、アルカリ元素 (K, Rb, Cs) と Th, U, Ta の含有量が低く、希土類元素の存在度パターンは平坦で、Eu の減少も顕著ではなく、他と区別できる (福岡, 1991).

本テフラの体積は、分布から概算すると 100 km<sup>3</sup>をはるかに越すと推定される (町田・新井, 2003). 仮に 100 km<sup>3</sup>とすると、DRE は 50 km<sup>3</sup> (堆積物密度=1.25 g/cm<sup>3</sup>) と推定される (Maeno and Taniguchi, 2007). 一方, Nagaoka (1988) では、鬼界-アカホヤ噴火の一連の活動における噴出量を 150 km<sup>3</sup> と推定している.

### **[各噴出物の特徴]**

#### **幸屋降下軽石 (K-KyP)**

岩 相：複数ユニットからなる黄白色降下軽石層である (町田・新井, 2003). 竹島と薩摩硫黄島では、籠港降下テフラ群とクロボク土を覆う. 竹島では厚さが 2 m に達し、6 枚以上のユニットが確認できる. また、竹島においては本層上部が溶結している (町田・新井, 2003).

構成物：泡状によく発泡した軽石を多く含むが、発泡度の低いものもある. 石質岩片は少ない (町田・新井, 2003).

分 布：東北東方向へ分布主軸が伸びる (Fig. 3-1).

噴出量：見かけ体積 約 20 km<sup>3</sup> (町田・新井, 2003)

### 船倉火砕流堆積物

岩 相：幸屋降下軽石層を覆う火砕流堆積物で，黒色の溶結凝灰岩となっている (町田・新井, 2003). この火砕流は硫黄島において層厚が 2~4 m と薄いが強くと溶結しており (小野ほか, 1982), 細かい層理をもち, レンズ上につぶれた軽石とガラス質の基質で特徴づけられる (町田・新井, 2003). 薩摩硫黄島においては, Maeno and Taniguchi (2007; 2009) がそれに対比される火砕流・火砕サージおよび降下火砕物ユニットを Unit B と命名して記載している (Fig. 3-7). これらも全体に強~弱溶結している. 給源近傍の薩摩硫黄島には, 本ユニットの最上部に複数の lithic-rich layer と pumice-rich layer からなるアグルチネートが認められる (Maeno and Taniguchi, 2009).

分 布：薩摩硫黄島および竹島のように分布する (Maeno and Taniguchi, 2007; 2009). 竹島では船倉や籠港などの海岸近くで露出する (小野ほか, 1982).

噴出量：-

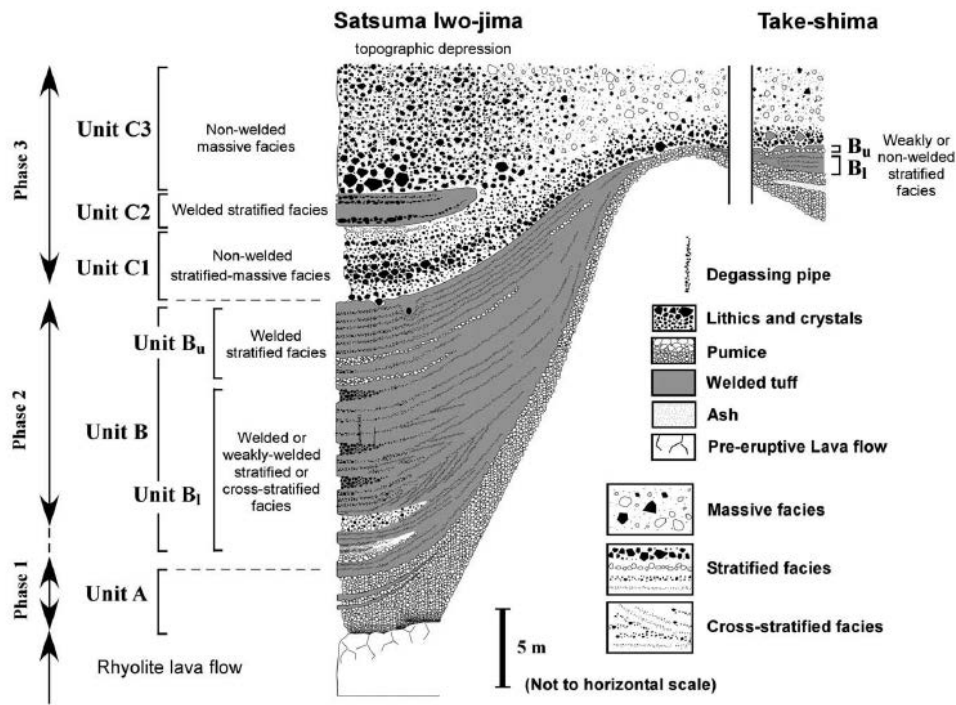


Fig. 2. Schematic lithostratigraphic column of proximal pyroclastic deposits from the 7.3 ka Kikai eruption. Left-hand side shows the summary of lithofacies variation in Satsuma Iwo-jima, and right-hand side shows the variation in Take-shima. On Satsuma Iwo-jima, Unit B is subdivided into Units B<sub>1</sub> and B<sub>u</sub>. Unit B<sub>1</sub> is the lower to middle part of unit B, showing densely or weakly welded cross-stratified facies, but the upper Unit B<sub>u</sub> shows mainly densely-welded stratified facies. On Take-shima, the whole of Unit B shows weakly welded stratified to non-welded massive facies.

Fig. 3-7. 給源近傍における鬼界-アカホヤ噴火の噴出物層序 (Maeno and Taniguchi, 2009)

### 幸屋火砕流堆積物 (K-Ky)

本層は竹島火砕流堆積物 (小野ほか, 1982)とも呼ばれている.

岩 相 : 非溶結火砕流堆積物である (小野ほか, 1982). 分布面積が広い割に層厚があまり厚くなく, 竹島や薩摩硫黄島では十数 m, 薩摩半島や大隅半島南部では一般に 1 m 以下の厚さである (町田・新井, 2003). 屋久島ではカルデラに面した北西部で 2~3 m 以上の厚さなのに対し, 南東側では大部分で 1 m 以下となる (下司, 2009). 屋久島南部の海岸段丘上では, 本層が欠如している地域も認められる (下司, 2009).

竹島では, 本層が船倉火砕流堆積物の上位に, 風化間隙なく堆積する (小野ほか, 1982). 薩摩硫黄島では, 本層は小アビ山火砕流堆積物の侵食面に乗る (小野ほか, 1982).

一方, 鬼界カルデラから西南方約 200 km の海底コアでは, 粗粒で正級化した厚さ約 90 cm の軽石層が認められている. この軽石層は火砕流堆積物の水底堆積層と思われる (町田・新井, 2003).

構成物 : 白色軽石, 黒色軽石, 縞状軽石, 黒曜石, 石質岩片を含む. 基質は透明~淡褐色のバブルウォール型に富む火山ガラスと結晶 (斜長石, 輝石, 強磁性鉱物)からなる (小野ほか, 1982; 町田・新井, 2003).

分 布 : 鬼界カルデラから半径およそ 100 km の範囲 (Fig. 3-1). 谷だけでなく尾根にも薄く分布する.

噴出量 : 見かけ体積 50 km<sup>3</sup> 弱 (町田・新井, 2003)

見かけの体積 30~40 km<sup>3</sup>, DRE 15~25 km<sup>3</sup> (Maeno and Taniguchi, 2007)

### 鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah)

以下, その特徴を町田・新井 (2003) の記述を引用してまとめる.

岩 相 : 独特の橙色を呈するガラス質の降下火山灰層である. 保存がよい場合は白色に近い. 南九州では, 下部に火山豆石の薄層をもち, 正級化するガラス質火山灰層として認められ, 幸屋火砕流を覆う. 厚さは 30cm 以下の場合が多いが, 保存状態によっては 1m 以上に達する場合もある. 九州では, 霧島や阿蘇などの新しいテフラが重なるところで厚く保存されている.

本層は, 南九州・四国・紀伊半島・中国地方西南部では橙色ガラス質火山灰層として肉眼で容易に見分けることが可能である. それ以遠の地域では, 海底や湖底, 湿地といった堆積環境の良好な場所を除き, 一般にクロボク土などの中に拡散, 土壌化して, 肉眼での見分けは困難である.

構成物 : 火山ガラス (バブルウォール型が多いが, 軽石型も含まれる), 主な鉱物は斜方輝石と単斜輝石

分 布 : 九州, 四国から本州の東北地方南部までを広く覆う. 鬼界カルデラより北北西の朝鮮半島や済州島<sup>ちよじゅうとう</sup>, 南南西の沖縄でも確認されている (Fig. 3-8).



噴出量：見かけ体積 > 約 100 km<sup>3</sup> (町田・新井, 2003)

※仮に 100 km<sup>3</sup> とすると, DRE 50km<sup>3</sup> (Maeno and Taniguchi, 2007)

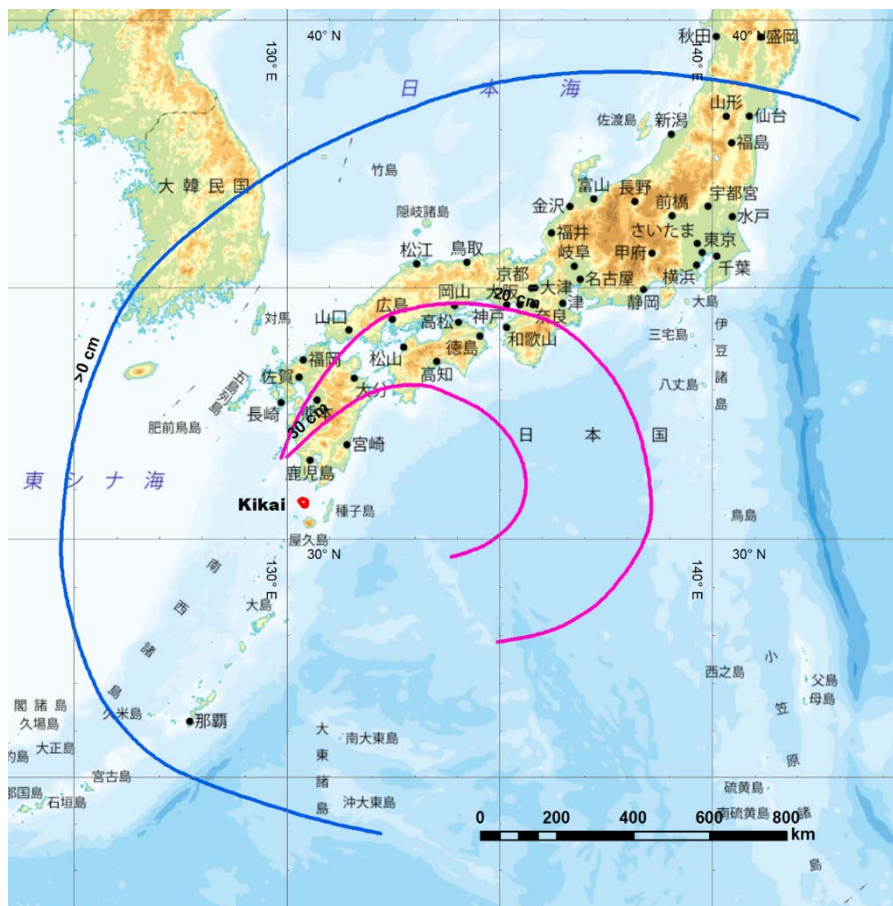


Fig. 3-8. 鬼界アカホヤ火山灰の分布 (等層厚線は町田・新井, 2003 に基づく)

青線, ピンク線は K-Ah の等層厚線, 赤線は鬼界カルデラを示す. 地図は地理院地図 WMTS 版を利用.

### 後カルデラ活動

鬼界アカホヤ噴火の後, 薩摩硫黄島において古期硫黄岳, 稲村岳, 新期硫黄岳が活動した (前野・谷口, 2005) (Table. 3-1, Fig. 3-9). 前野・谷口 (2005) によれば, 全岩化学組成や Sr 同位体比などの特徴から, 古期硫黄岳は鬼界ーアカホヤ噴火の残存マグマに, 稲村岳と新期硫黄岳は鬼界ーアカホヤ噴火とは異なるマグマに由来する活動であったと考えられる.

薩摩硫黄島では, 現在も硫黄岳の噴火がたびたび発生している. また, 1934 年には鬼界カルデラ地域において海底噴火が発生し, 新たに火山島が出現した.

以下, 後カルデラ活動についてまとめる.

Table 3-1. 鬼界カルデラ地域の活動期区分 (前野・谷口, 2005)

Table 1. Geological units in Kikai Caldera area

eruptive stage	This study			Kawanabe and Saito (2002)				Other studies
	Name			Name	Age (yBP)	Name	Age (yBP)	Age (yBP for no unit)
	Tephra	Lava	Volcaniclastic rock					
<i>Showa Iwojima Eruption</i>								
<i>stage YIo- IV</i>	<b>YIo4a-b</b>			K-Sk-u-4	920±40	K-Iw-P2	610±30	1934-35 A.D.
<i>stage YIo- III</i>	<b>YIo3a-c</b>			K-Sk-u-3	940±40	K-Iw-S1		
						K-Iw-P1	1130±40	1000±80 (2), 1560±110 (1)
<i>Young Iwo-dake</i>								
<i>stage YIo- II</i>	<b>YIo2a-e</b>	<b>IoLF</b> <b>IoL.D, E</b> <b>IoL.B, C</b> <b>IoLA</b>	<b>Io Ta</b> <b>(IoSP)</b> <b>IoHy-L,u</b>	K-Sk-u-2				
<i>stage YIo- I</i>	<b>YIo1</b>			K-Sk-u-1	2210±40			2250±60 (2) 3040±120 (1)
<i>Inamura-dake</i>								
<i>stage In- IV</i>		<b>InIL</b>						
<i>stage In- III</i>		<b>In3</b>		K-In-2				
<i>stage In- II</i>		<b>In2</b>	<b>InEL</b>					
<i>stage In- I</i>		<b>In1</b>	<b>InSL</b>	K-In-1	3890±40			3660±70 (2)
<i>Old Iwo-dake</i>								
<i>stage OIo- II</i>	<b>OIo2a-b</b>			K-Sk-l-2				
<i>stage OIo- I</i>	<b>OIo1a-b</b>			K-Sk-l-1				5200±70 (2)
<i>Akahoya Eruption</i>								
		Takeshima-Koya pfl (K-Tk, K-Ky, K-Ah)						
		Funakura pfl		Caldera forming eruption				6.5 ka (3)
		Funakura pfa (K-Kyp)						
<i>Caldera forming stage</i>								
		Komoriko tephra group (K-Km)						13-8 ka (2)
		Nagase pfl (K-Ns, K-Tz)		Caldera forming eruption				95 ka (4)
		Koabi pfl (K-ab)		Caldera forming eruption				140 ka (5)
		Kosedo pfl (K-sd)		Caldera forming eruption				580 ka (6)
<i>pre-Caldera forming stage</i>								
		<i>Felsic lava goup</i>	Yahazuyama, Magomeyama, Takahirayama					
		<i>Mafic lava goup</i>	Nagahama-lava, Sannoehana-lava, Akasaki-lava					700 ka~ (1)

(1) Ono *et al.* (1982), (2) Okuno *et al.* (2002), (3) Kitagawa *et al.* (1995), (4) Machida (1999), (5) Machida *et al.* (2001), (6) Moriwaki *et al.* (2000).  
pfl: pyroclastic flow, pfa: pumice fall.

約 5.2 ka (奥野ほか, 2000) に開始した stage OIo- I 初期の活動では, マグマ水蒸気爆発に伴いベースサージが発生し, 薩摩硫黄島全域に灰~黄色砂質火山灰の火砕サージ堆積物 (OIo1a; 前野・谷口, 2005) が堆積した. その後のプリニー式噴火により降下軽石 (OIo1b; 前野・谷口, 2005) が堆積したのち, 活動はしばらく休止した.

stage OIo- II では, 山頂付近から流出した複数枚の溶岩流 (小野ほか, 1982) により, 山体の大部分が形成された. このステージでは, 溶岩流の流出に伴い, 間欠的に爆発的噴火が発生した. 降灰 (OIo2a, OIo2b) は, カルデラ壁外側にも及んだ.

### 稲村岳の活動

稲村岳は約 3.9 ka (Kawanabe and Saito, 2002) から, 新期硫黄岳の活動が始まる約 2.2 ka (Kawanabe and Saito, 2002) までに, 4 回の活動期 (stage In- I ~IV) を経て形成された (前野・谷口, 2005). stage In- I では, 火山灰およびスコリア (In1; 前野・谷口, 2005) の噴出に加え, 山麓から玄武岩質溶岩 (InSL; 前野・谷口, 2005) が流出した.

stage In- II では, 火山灰およびスコリア (In2; 前野・谷口, 2005) の噴出に加え, スコリア丘が形成された. また, スコリア丘の形成とほぼ同時期に, 玄武岩質溶岩 (InEL; 前野・

谷口, 2005) が流出した。

stage In-IIIではマグマ水蒸気爆発が発生し、降下スコリアと、弾道放出物を伴う火砕サージ堆積物 (In3; 前野・谷口, 2005) がもたらされた。火砕サージ堆積物の厚さと分布より、この時の火口は稲村岳山体の西側に存在した可能性が高い (前野・谷口, 2005)。

stage In-IVでは、山体西側の側火口から稲村岳磯松崎溶岩 (InIL; 前野・谷口, 2005) が流出した。InILは stage In- I, IIで噴出した溶岩流とは異なり、安山岩質溶岩である (前野・谷口, 2005)。

### 新期硫黄岳の活動

新期硫黄岳の活動は、約 2.2 ka (Kawanabe and Saito, 2002) にはじまり、stage YIo- I ~IVの 4 ステージに区分される (前野・谷口, 2005)。stage YIo- I では、岩塊を放出する爆発的噴火が発生した。

stage YIo- IIは、新期硫黄岳の主たる活動期であり、硫黄岳溶岩 (IoLA~F; 前野・谷口, 2005) の流出によって現在の山体の大部分が形成された (前野・谷口, 2005)。YIo- II 初期に噴出した溶岩は、現在の火口より南の古岳付近から噴出した (前野・谷口, 2005)。硫黄岳南~南東海岸に流下した溶岩流は、海中に流れ込みハイアロクラスタイト (IoHy-I; 前野・谷口, 2005) を形成した。その後、IoLA, B, C が噴出し、硫黄岳東~南方の海岸線付近まで流下した (前野・谷口, 2005)。古岳の活動後、主火口は現在の位置に移動し、硫黄岳西~北側を構成する IoLD, E, F が流出した (前野・谷口, 2005)。また硫黄岳溶岩の噴出に伴って、降灰や火砕サージも発生していたと考えられている (前野・谷口 2005)。

stage YIo-IIIは、YIo- IIの後に休止期を挟み、約 1,000 年前に活動を開始した (前野・谷口, 2005)。始めに火砕流噴火が発生したが、それ以降は火山灰や礫を放出する噴火があったものの、大規模な爆発的噴火は発生していない (前野・谷口, 2005)。

stage YIo-IVでは、比較的小規模な噴火が発生し、パン皮状火山弾や軽石といった降下テフラ (YIo4a, 4b; 前野・谷口, 2005) がもたらされた。奥野ほか (2000) や Kawanabe and Saito (2002) によれば、この活動は約 500~600 年前とされる。

### 近代の活動

1934~1935年、薩摩硫黄島東方で海底噴火が発生し、流紋岩質溶岩からなる火山島 (昭和硫黄島) が出現した (小野ほか, 1982)。現在、昭和硫黄島の周辺では海水中に温泉が湧出しており、海水の変色域が広がっている (小林, 2008)。

1998 年には、薩摩硫黄島の硫黄岳において水蒸気噴火とみられる噴火が発生した (気象庁, 2013)。以後、2004 年にかけて噴火とそれに伴う降灰が島内で度々観測された。2013 年 6 月にも、ごく小規模の噴火が観測されている。

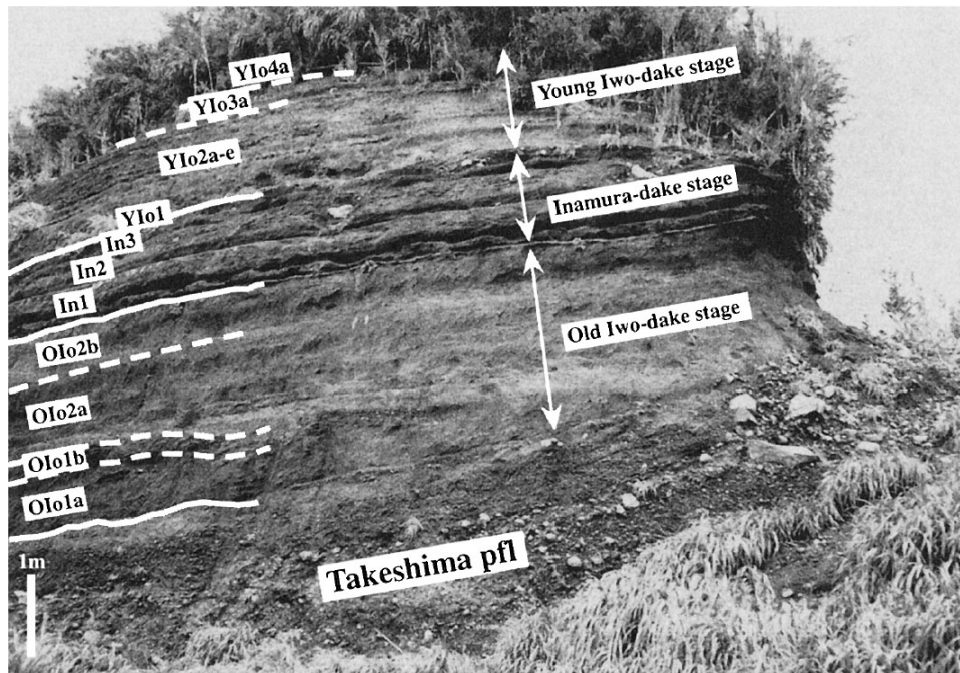


Fig. 4. Photograph of the outcrop at Sakamoto (ST). OIo1a~2b, In1~3, and YIo1~4a are derived from the Old Iwo-dake volcano, the Inamura-dake volcano, and the Young Iwo-dake volcano, respectively.

**Fig. 3-9. 坂本における露頭 (前野・谷口, 2005)**

幸屋火砕流 (竹島火砕流) の上位に古期硫黄岳, 稲村岳, 新期硫黄岳の噴出物がのる.



### 第3章 参考文献

- 福岡孝昭 (1991) 火山ガラスの微量元素組成によるテフラの同定. 月刊地球, **13**, 186-192.
- Furuta, T., Fujioka, K., and Arai, F. (1986) Widespread submarine tephra around Japan – petrographic and chemical properties. *Marine Geology*, **72**, 125-142.
- 下司信夫 (2009) 屋久島を覆った約 7300 年前の幸屋火砕流堆積物の流動・堆積機構. 地学雑誌, **118**, 1254-1260.
- 長谷川健・望月伸竜 (2016) 平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費「古地磁気方位決定による噴火間隔見積りに関する研究」調査報告書. 原子力規制委員会, 29p.
- Kawanabe, Y. and Saito, G. (2002) Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years. *Earth Planets Space*, **54**, 295-301.
- 気象庁編 (2013) 日本活火山総覧 (第 4 版). 1500 p.
- 小林哲夫 (2012) 九州南方の離島の火山. *Nature of Kagoshima*, **34**, 11-16.
- Kobayashi, T., Hayakawa, Y. (1984) Geology of Kikai caldera (Source of the Koya Ignimbrite), Japan. *A progress report of the U.S.-Japan Cooperative Science Program*, 13-14.
- 小林哲夫・奥野 充・長岡信治・宮縁育夫・井口正人・味喜大介 (2012) 大規模カルデラ噴火の前兆現象－鬼界カルデラと始良カルデラ－. 京都大学防災研究所年報, **53**, 269-275.
- Machida, H. (1999) Quaternary Widespread Tephra Catalog in and around Japan: Recent Progress. *The Quaternary Research*, **38**, 194-201.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ－アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (1983) 鬼界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火砕流の噴出年代. 火山, **28**, 206.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス－日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 94-95.
- 前野 深・谷口宏充 (2005) 薩摩硫黄島におけるカルデラ形成期以降の噴火史. 火山, **50**, 71-85.
- Maeno, F. and Taniguchi, H. (2007) Spatiotemporal evolution of a marine caldera-forming eruption, generating a low-aspect ratio pyroclastic flow, 7.3 ka, Kikai caldera, Japan: Implication from near-vent eruptive deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 212-238.
- Maeno, F. and Taniguchi, H. (2009) Sedimentation and welding processes of dilute pyroclastic density currents and fallout during a large-scale silicic eruption, Kikai caldera, Japan. *Sedimentary Geology*, **220**, 227-242.
- 前野 深・宮本毅・谷口宏充 (2001) 鬼界カルデラにおけるアカホヤ噴火以降の火山活動史.

- 東北アジア研究, **6**, 253-277.
- Nagaoka, S. (1988) The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, southern Kyusyu, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **23**, 49-122.
- 長岡信治 (1988) 最終間氷期末に起きた鬼界カルデラの珪長質火砕流噴火と火砕サージの形成. 地学雑誌, **97**, 156-169.
- 成尾英仁・小林哲夫 (2002) 鬼界カルデラ, 6.5 ka BP 噴火に誘発された 2 度の巨大地震. 第四紀研究, **41**, 287-299.
- Notsu, K., Ono, K. and Soya, T. (1987) Strontium isotopic relations of bimodal volcanic rocks at Ki kai volcano in the Ryukyu arc, Japan. *Geology*, **15**, 345-348.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
- 奥野 充・福島大輔・小林哲夫 (2000) 南九州のテフロクロロジー—最近 10 万年間のテフラ—. 人類史研究, **12**, 9-23.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島の地質. 地域地質研究報告, 5 万分の 1 地質図幅, 86p.
- Pyle, D.M. (1989) The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, **51**, 1-15.
- 宇井忠英 (1967) 鹿児島県指宿地方の地質. 地質雑, **73**, 477-490.
- 宇井忠英 (1973) 幸屋火砕流—極めて薄く拡がり堆積した火砕流の発見. 火山, **18**, 153-168.
- 氏家 治・曾屋龍典・小野晃司 (1986) 九州南方, 鬼界カルデラ産火山岩類の主成分および Rb・Sr・Y・Zr 組成と起源. 岩鉱, **81**, 105-115.

#### 4. 阿多火砕流噴火 (Nagaoka, 1988)

噴出源：阿多カルデラ

年代：108 ka (町田・新井, 2003)

※酸素同位体編年 (103~107 ka; 大場, 1991) と, 火砕流堆積物の K-Ar 年代 (108 ±3 ka; 松本・宇井, 1997) より推定.

総噴出量：見かけ体積 >300 km<sup>3</sup>

※各噴出物の推定噴出量 (町田・新井, 2003) の最小値を加算した.

---

構成要素 (見かけの噴出量)：※層位順に記載

阿多火山灰 (Ata)	50~100 km <sup>3</sup>
阿多火砕流 (Ata pfa)	> 200 km <sup>3</sup>
大内山火砕サージ (Oc Ps)	
佐多 <sup>さた</sup> 降下軽石 (St P)	} 50~100 km <sup>3</sup>
伊座敷 <sup>いざしき</sup> 降下火山灰 (Iz A)	
阿多降下軽石 (Ata P)	

---

噴火推移：

プリニー式噴火 → マグマ水蒸気噴火 → プリニー式噴火 → 中規模火砕流発生 → 小規模火砕流発生 → 大規模火砕流発生

---

分布：



Fig. 4-2. 阿多火砕流堆積物の分布 (Suzuki and Ui, 1983; 鈴木・宇井, 1981; 川辺ほか, 2004; 宇都ほか, 1997; 斎藤ほか, 1997; 斎藤ほか, 2010 より編集)

ピンクが Ata Pfl, 赤線が阿多カルデラを示す. 地図は地理院地図 WMTS 版の淡色地図を利用.





Fig. 4-2. 阿多火山灰の予想分布域（等層厚線は、町田・新井，2003に基づく）  
 青線が Ata の分布，赤線が阿多カルデラを示す．地図は地理院地図 WMTS 版を利用．

### 長期的前駆活動

阿多カルデラでは、約 240 ka に降下軽石と火砕流をもたらしたとされる阿多鳥浜噴火をはじめとし、阿多噴火が発生する以前から降下軽石や火砕流をもたらすような爆発的噴火が複数回発生している。

九州南部の大隅半島大根占では、阿多鳥浜テフラの上位を比較的厚い降下軽石層 3 枚と薄い降下軽石層 2 枚が覆う。このうち厚い降下軽石層は、下位より上之宇都降下軽石、塩屋降下軽石、丸峯降下軽石 (Mr P) と命名されている (Nagaoka, 1988)。しかし、Mr P 以外のテフラについては大根占地域でしか見つけられていないため、分布などの詳細が不明である。

一方、鹿児島湾対岸の薩摩半島では、矢越地域において御領火砕流堆積物、馬渡火砕サージ堆積物、矢越降下軽石が、風化火山灰層を挟み阿多鳥浜テフラの上位に堆積している (Nagaoka, 1988)。これらについても分布や年代の詳細は不明である。また、Mr P や大根

占地域の上之宇都，塩屋降下軽石との層序関係も明らかでない。

以下，主な噴出物について古い順に記述する。

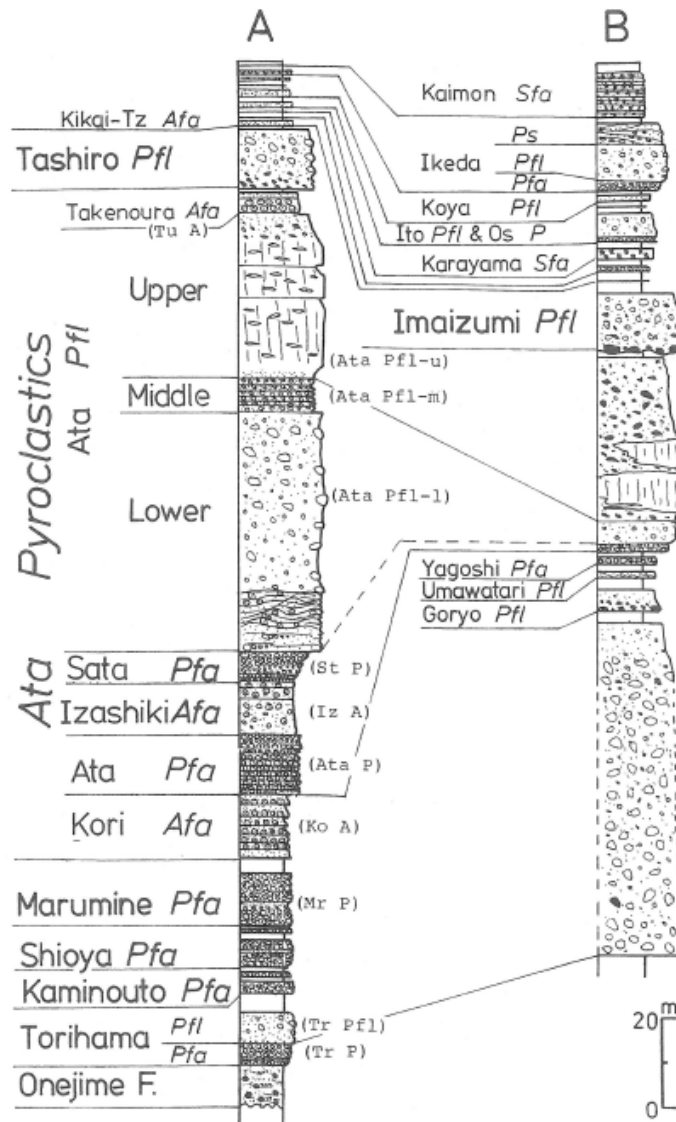


Fig. 33 Idealized columnar sections around the Ata Caldera  
 A: Onejime area, the Osumi Peninsula; B: Yagoshi area, the Satsuma Peninsula  
 Symbols as Fig. 6.

Fig. 4-3. 大隅半島，大根占地域（柱状図 A）と薩摩半島，矢越地域（柱状図 B）の対比柱状図（Nagaoka, 1988）

あ たりはま  
**阿多鳥浜テフラ (Ata-Th; 町田・新井, 2003)**

岩 相：基本的に下位よりプリニアン降下軽石（鳥浜降下軽石; 坂口・宇井, 1979), 非溶結火砕流堆積物（鳥浜火砕流; Ui, 1971), co-ignimbrite ash からなる (町田・新井, 2003). 降下軽石については, Nagaoka (1988) において 5 ユニットに細分されている.

岩 質：斜方輝石角閃石流紋岩

分 布：降下軽石の分布主軸は東北東ないし北東で, 鹿児島県東部から宮崎県南部に分布する (Fig. 4-4). 火砕流堆積物の分布は, 南は種子島南部, 北は宮崎平野北部から人吉盆地北部に及ぶことが確認されている. しかし, Fig. 4-5 に示された地点において粒度がまだ大きいことから, 火砕流堆積物はさらに遠方へ及んでいると考えられる (町田・新井, 2003). 一方, 本テフラの co-ignimbrite ash と考えられる火山灰は, 本州各地に加え, 秋田県男鹿半島から西方約 150 km の日本海海底コア (ODP794; 白井, 2000) や, 房総半島～伊豆諸島から東方 1200 km の北大西洋海底コア 2 本 (MR 98-03, PC-2, 3; 青木ほか, 2000) でも見出されており, その広域性が示唆されている (町田・新井, 2003).

年 代：240 ka (町田・新井, 2003)

噴出量：降下軽石は 10 km<sup>3</sup> オーダー (町田・新井, 2003)

火砕流堆積物については町田・新井 (2003) は 10<sup>2</sup> km<sup>3</sup> オーダーとする一方で, 山元 (2014) は GIS により 4.84 km<sup>3</sup> という値を出している.

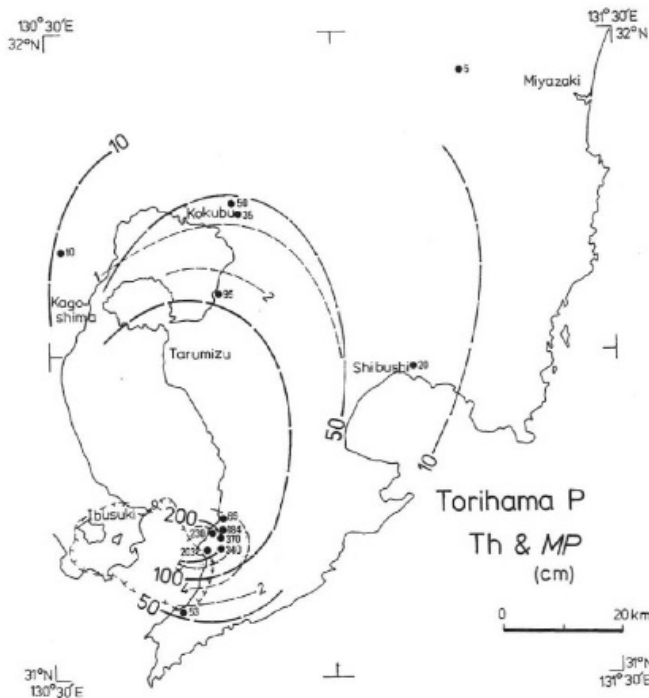


Fig. 35 Dispersal map of the Torihama pumice fall deposit  
Symbols as Fig. 8.

Fig. 4-4. 鳥浜降下軽石の等層厚  
線図 (Nagaoka, 1988)

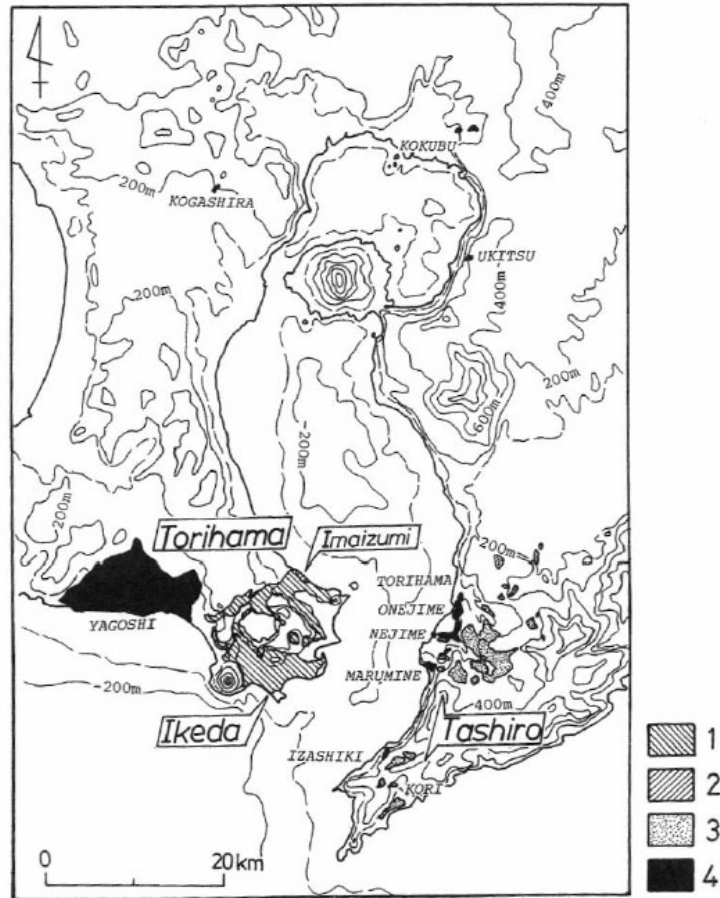


Fig. 36 Distribution of remaining parts of the Torihama Imaizumi, Tashiro and Ikeda pyroclastic flow deposits, adapted from Ui (1967), Terashima *et al.* (1979), and Sakaguchi and Ui (1983).  
1: Ikeda Pfl; 2: Imaizumi Pfl; 3: Tashiro Pfl; 4: Torihama Pfl

Fig. 4-5. 九州南端地域の火砕流堆積物の分布 (Nagaoka, 1988)  
鳥浜火砕流堆積物は黒塗り (凡例 4) で示される

#### 丸峯降下軽石 (Mr P; 阪口・宇井, 1979)

岩相: 複数ユニットからなる降下軽石層である (Nagaoka, 1988). 発泡の悪い黄白色軽石からなるが, 下部は石質岩片に富む. 最大層厚は大隅半島根占で 950 cm とされる (Nagaoka, 1988).

分布: 分布主軸はおよそ東方で, 大隅半島南部に分布する (Fig. 4-6).

年代: -

※上之宇都降下軽石, 塩屋降下軽石を挟んで阿多鳥浜テフラ (240 ka) の上位, 風化火山灰をはさみ郡火山灰 (105~110 ka) の下位に認められる.

噴出量 : > 2km<sup>3</sup> (Nagaoka, 1988)

GIS 算出 8.54 km<sup>3</sup> (山元, 2014)

給 源 : テフラ分布より, 阿多カルデラの北半分と考えられる (Nagaoka, 1988).

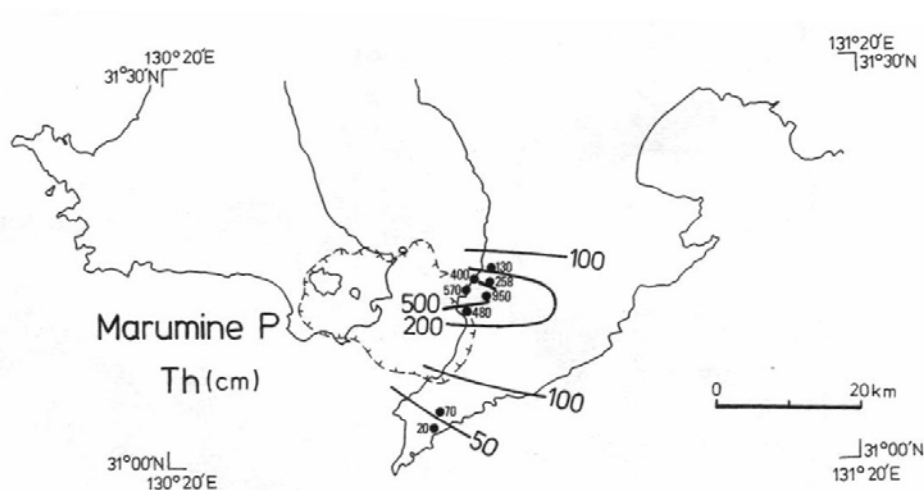


Fig. 38 Isopach map of the Marumine pumice fall deposit (in cm)  
Symbols as Fig. 8.

Fig. 4-6. 丸峯降下軽石の等層厚線図 (Nagaoka, 1988)

### 短期的前駆活動

カルデラを形成するに至った一連の噴火が発生する直前, マグマ水蒸気噴火が発生し, 郡降下火山灰 (Ko A; Nagaoka, 1988) がもたらされた. Ko A とその直上に堆積する阿多降下軽石 (Ata P; Nagaoka, 1988) の間には, 小規模の高傾斜不整合が認められるが, 土壌層や水成層などは認められない. したがって Ko A とカルデラ形成噴火の間の休止期間は, ごく短い期間であったと推測される (Nagaoka, 1988).

Ko A は大隅半島南端において分布が確認されている (Nagaoka, 1988) が, その給源火口の詳細な位置は不明である. Ko A は細粒の軽石型ガラスを主体とする火山灰と火山豆石からなることから, 海水などの地表の水が爆発的噴火に関与したと考えられる (Nagaoka, 1988). また, Nagaoka (1988) は, 模式地 (Fig. 4-7, Loc. T3) において厚さ 7.5 m の本層が 8 サブユニットに分かれることと, それぞれに正級化構造が認められることを確認している. このことから, このフェーズでは徐々に噴出率が減少するような爆発的噴火が, 複数回断続的に発生していたことが示唆される.

以下, Ko A の特徴をまとめる.

**郡降下火山灰 (Ko A)**

岩 相：8 ユニットからなる降下火山灰層である。各ユニットには正級化が認められる (Nagaoka, 1988).

構成物：基質は細粒の軽石型ガラスで、球状の火山豆石が含まれる。豆石の大きさは最大で 1.5 cm で、小さな軽石のような粒子を核としており、その周りを同心円状に数枚の薄い層が囲む (Nagaoka, 1988).

分 布：大隅半島南端の地域で確認されている (Nagaoka, 1988).

噴出量：-

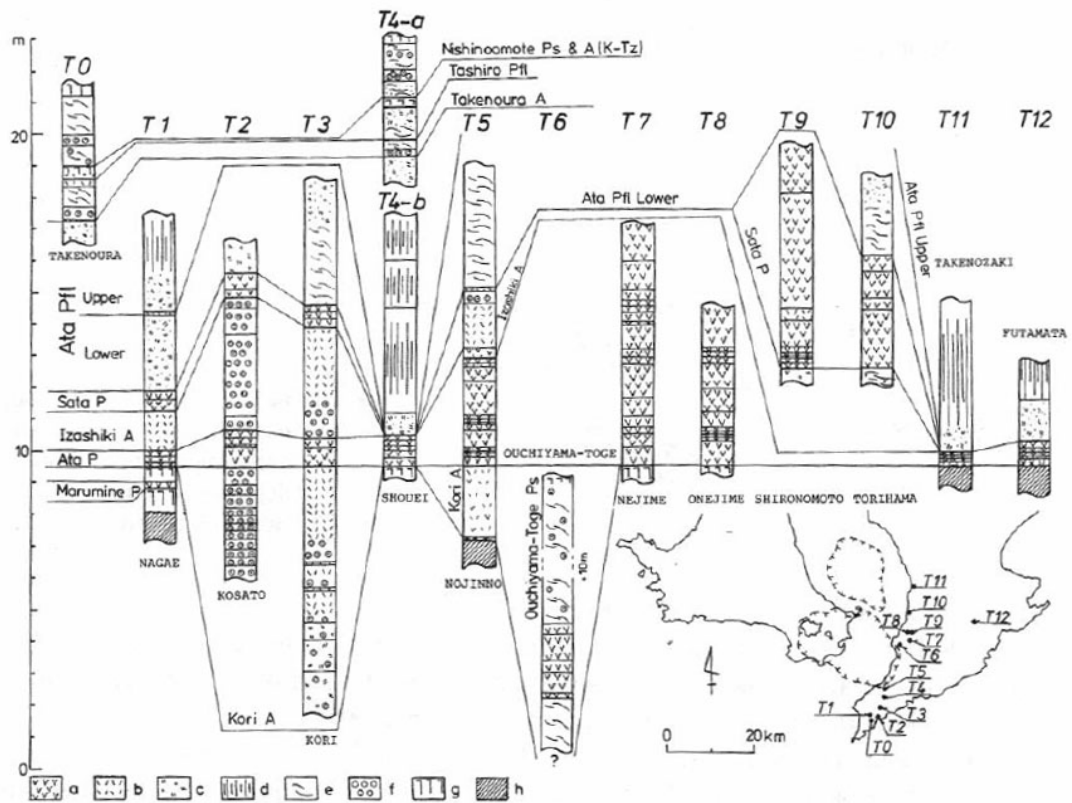


Fig. 40 Columnar sections for tephra layers from the Ata eruptive cycle  
 a: Pumice falls; b: Ash falls; c: Non-welded pyroclastic flows; d: Welded pyroclastic flows; e: Pyroclastic surges or laminated pyroclastics; f: Accretionary lapilli; g: Weathered tephra; h: Base rock

Fig. 4-7. 阿多噴火由来テフラの対比柱状図 (Nagaoka, 1988)



## **噴火推移**

郡火山灰の噴出後、ごくわずかな休止期間を経て、プリニー式噴火、マグマ水蒸気噴火、プリニー式噴火の順に爆発的噴火が連続して発生した。その後、中・小規模の火砕流噴火が順に発生し、最終期に破局的な大規模火砕流噴火に移行した (Nagaoka, 1988)。郡火山灰を噴出したマグマ水蒸気噴火を含むこの一連の噴火は、阿多噴火 (Nagaoka, 1988) と呼ばれている。ここでは、郡火山灰の噴出以降の噴火活動についてまとめる。

阿多噴火により噴出した本質物は、斑晶重鉍物が輝石類を主体とする輝石デイサイト質であるが、少量の角閃石を含む場合もある (町田・新井, 2003)。火山ガラスの  $\text{SiO}_2$  含量は 73-75% 程度である (町田・新井, 2003)。

以下、阿多噴火の推移についてまとめる。

### **プリニー式噴火 – 阿多降下軽石の噴出 –**

Ko A の噴出後、ごく短い休止期を経て、1 回目のプリニー式噴火フェーズが発生し、阿多降下軽石 (Ata P; Nagaoka, 1988) が噴出した。Ata P の分布より、当時の火口は地形的な阿多カルデラより北側の指宿東方沖、鹿児島湾底であったと考えられる (早坂, 1987; 宇井ほか, 1982; Nagaoka, 1988)。Ata P は阿多降下テフラの中でも最大規模で、その分布域は南東方へ分布主軸が伸び、大隅半島南部地域と薩摩半島南端部を覆う (Fig. 4-8)。おおよそ主軸上に位置する大根占 (Fig. 4-7, Loc. T8) では層厚が 8 m 以上で、それらは少なくとも 18 サブユニットに細分される (Nagaoka, 1988) ことから、爆発的珪長質噴火が断続的に発生していたことが示唆される。本層は主によく発泡した軽石からなるが、Nagaoka (1988) では下部ユニットにおいてスコリアも認められると報告している。噴出量は地上で  $5 \text{ km}^3$  と推定される (Nagaoka, 1988)。

### **マグマ水蒸気噴火 – 伊座敷降下火山灰の噴出 –**

Ata P の噴出に続いて 2 度目のマグマ水蒸気噴火が発生し、伊座敷降下火山灰 (Iz A; Nagaoka, 1988) が噴出した。Iz A も他の阿多降下テフラ同様に大隅半島南部に分布しているが、噴出源の詳細な位置は不明である (Nagaoka, 1988)。Iz A はガラス質火山灰と多量の火山豆石からなり、Ko A 同様に水が深く関与した噴火であったと考えられる (Nagaoka, 1988)。また、Iz A は 2 サブユニットに細分されており、それぞれ正級化構造が認められる。上部ユニットの方が級化が顕著である (Nagaoka, 1988) ことから、この噴火フェーズの後期は徐々に噴出率が減少していったことが示唆される。

### **プリニー式噴火 – 佐多降下軽石の噴出 –**

Iz A の噴出後、2 回目のプリニー式の噴火フェーズが発生し、佐多降下軽石 (St P; Nagaoka, 1988) が大隅半島南部にもたらされた (Nagaoka, 1988)。St P の分布主軸は東南東で、給源は阿多カルデラの北半分の領域内であったと推定される (Nagaoka, 1988)。鳥

浜 (Fig. 4-7, Loc. T10) において, St P は主に 4 サブユニットからなり, その層厚は 3.4 m に及ぶ (Nagaoka, 1988). これらのサブユニットには, それぞれ逆級化構造が認められる (Nagaoka, 1988) ことから, 噴出率が徐々に増加するような噴火が断続的に発生していたことが示唆される.

一連の噴火によりもたらされた 4 枚のテフラは, 町田・新井 (2003) において一括して阿多降下テフラ [Ata (pfa)] と呼ばれている. これらの総噴出量は, 50~100 km<sup>3</sup> に達するとみられている (町田・新井, 2003).

### **火砕サージの発生 ー大内山火砕サージー**

Nagaoka (1988) は, 大隅半島根占南部の内山峠において, 層厚が 15 m に及ぶ火砕サージ堆積物を記載し, 大内山火砕サージ (Oc Ps) と命名した. Nagaoka (1988) によれば, 本層は Ata P より古いと推定されているが, 他の阿多降下テフラや阿多火砕流との詳細な層序は不明である. また, 内山峠以外の地域で本層は発見されておらず, その分布の詳細も不明である.

### **火砕流噴火 ー阿多火砕流の発生ー**

降下テフラや火砕サージが噴出した後, 中・小規模の火砕流噴火, そして最後に破局的噴火により大規模火砕流が発生した (Nagaoka, 1988). これらの噴出物が, いわゆる阿多火砕流堆積物 (Ata Pfl) であり, Nagaoka (1988) によれば, 下位より Ata Pfl-l, m, u の 3 ユニットに細分される.

初期に発生した中規模火砕流の Ata Pfl-l は, 大隅半島南部 (カルデラ北端から 20 km 東~南南東) の谷間に多く分布する (Nagaoka, 1988). 分布域北部の鳥浜北端で, Ata Pfl-l は 1 クーリングユニットからなり, 強く溶結している (Nagaoka, 1988). 一方, 分布域南縁では非溶結であり, 分布域北部に比べ層厚は薄く, ガラス質火山灰の基質に富む (Nagaoka, 1988). また, 本層には多量の火山豆石が含まれていることから, 崩壊した噴煙柱が水蒸気に富んでいたことが考えられる (Nagaoka, 1988).

続いて発生した小規模火砕流の Ata Pfl-m は, カルデラ北部から 5 km 東~東南東の鳥浜・根占において, 局所的に露出する (Nagaoka, 1988). Ata Pfl-m は部分的に溶結した層厚 50~200 cm の複数のフローユニットからなり, 総合層厚は最大 15 m である (Nagaoka, 1988).

最後の破局的噴火により発生した大規模火砕流 Ata Pfl-u は, 大隅半島および薩摩半島全域を覆い, 北は人吉盆地や宮崎平野北部, 南は屋久島や種子島まで分布している (Fig. 4-1) (Nagaoka, 1988; 町田・新井, 2003). 大隅半島南部では 15~50 m の厚さで谷や盆地を埋めるように堆積し, 火砕流台地が形成された (Nagaoka, 1988). 一方, 薩摩半島でも谷埋め地形は発達したが, 層厚は数 10 m 以内で大隅半島よりも薄く, 火砕流台地は形成されなかった (鈴木, 2014). Ata Pfl-u は, 給源に近い場所では強く溶結することが多いが (町田・

新井, 2003), 給源から 40 km では弱溶結, 90 km の分布末端に近い場所では非溶結となる (鈴木, 2014).

Ata Pfl-u の堆積後には, 火砕流上面から排出された細粒子による ash-cloud surge 堆積物が堆積した (Nagaoka, 1988). 本層は, 多量の火山豆石を含む極細粒ガラス質火山灰層で, 顕著な斜交葉理や平行葉理が認められる (Nagaoka, 1988). 南九州の Ata Pfl-u の最上部には, 2~3 m の厚さで堆積している (町田・新井, 2003).

Ata Pfl の噴出量は, 荒巻・宇井 (1966) や宮地 (1987) により, 見かけ体積が約 150 km<sup>3</sup>, マグマ換算して 30~50 km<sup>3</sup> (DRE) と見積もられていた. しかし, 推定当時よりも分布域が広いことが明らかにされた現在, 噴出量は見かけ体積で 200 km<sup>3</sup> 以上と推定される (町田・新井, 2003).

### **阿多火山灰の堆積 —co-ignimbrite ash の堆積—**

阿多火砕流が発生した大規模火砕噴火によって噴出し, 阿多火砕流を覆って堆積した降下火山灰を阿多火山灰 (Ata; 町田・新井, 1983) と呼ぶ. 本層は Nagaoka (1988) で定義される竹ノ浦降下火山灰の上部ユニットに対比される.

Ata は橙色あるいは桃白色の細粒ガラス質火山灰層で, バブルウォール型の火山ガラスに富む (Nagaoka, 1988; 町田・新井, 2003). 非溶結の Ata Pfl-u の基質に多量のバブルウォール型ガラスが含まれることから, Ata は Ata Pfl-u の co-ignimbrite ash と推定される (Nagaoka, 1988). 火山ガラスの屈折率は, Ata Pfl も含め  $n=1.508\sim 1.512$  (特に  $1.508\sim 1.510$  に集中; 町田・新井, 2003) で, 同地域にも分布する鬼界アカホヤテフラ (K-Ah; 町田・新井, 1978) や阿蘇 4 テフラ (Aso-4; 町田ほか, 1985) のそれに似る. しかし, 斜方輝石の屈折率を比較すると, K-Ah は  $\gamma=1.708\sim 1.713$ , Aso-4 は  $\gamma=1.699\sim 1.701$  なのに対し, Ata はその間の  $\gamma=1.704\sim 1.708$  の範囲にあるため, 区別可能である (町田・新井, 2003).

Ata の分布は沖縄~九州南方~本州 (琵琶湖, 南関東など) と広域であることが知られているが (Fig. 4-2), いずれもごく薄層である (町田・新井, 2003). 噴出量は定かではないが, 50~100 km<sup>3</sup> 程度と推定される (町田・新井, 2003).

### **[各噴出物の特徴]**

#### **阿多降下軽石 (Ata P)**

岩 相: 複数のサブユニットからなる降下軽石層である (Fig. 4-9). おおよそ分布軸上に位置する大根占 (Fig. 4-7, Loc. T8) では層厚が 8 m 以上で, それらは少なくとも 18 サブユニットに細分される. 本層は下位の Ko A を侵食による不整合で覆い, それらの間には噴火の休止期間を示す土壌層や水成層は認められない (Nagaoka, 1988).  
構成物: 主によく発泡した軽石からなるが, 下部ユニットにおいてスコリアも認められる

(Nagaoka, 1988).

分 布：南東方へ分布主軸が伸び、大隅半島南部地域と薩摩半島南端部を覆う (Fig. 4-8).

噴出量：みかけ約 5 km<sup>3</sup> (Nagaoka, 1988)

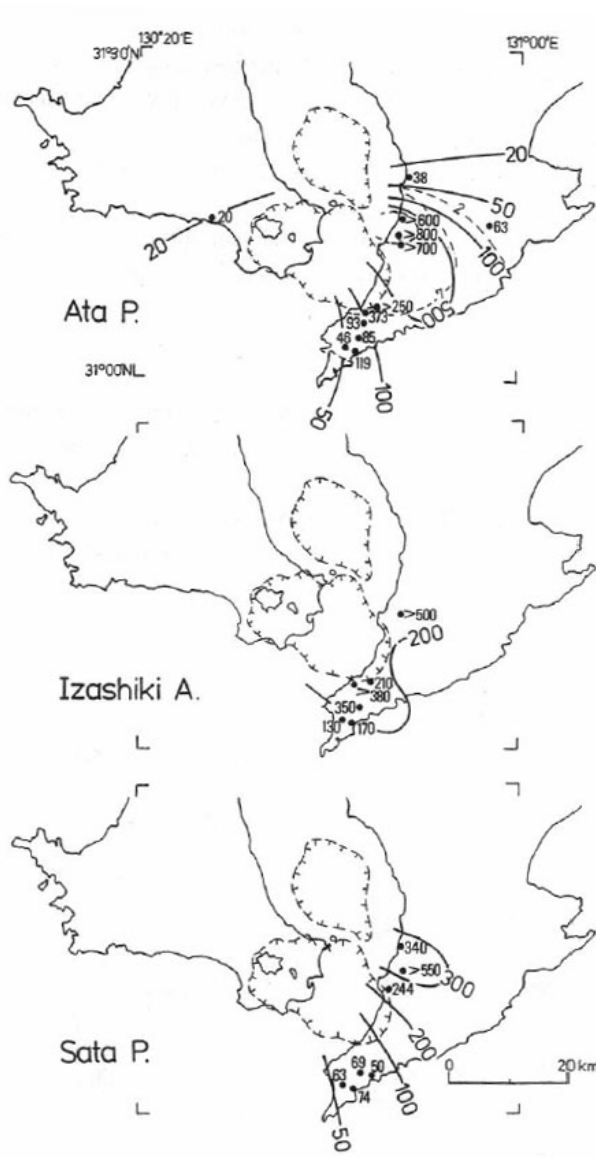


Fig. 41 Isopach maps of the Ata pumice fall, the Izashiki ash fall and the Sata pumice fall deposits (in cm) Symbols as Fig. 8.

Fig. 4-8. 阿多降下軽石, 伊座敷降下火山灰, 佐多降下軽石の等層厚線図 (Nagaoka, 1988)



Fig. 4-9. 斜面に堆積した阿多降下軽石 (鈴木, 2014)

#### 伊座敷降下火山灰 (Iz A)

岩 相：2 サブユニットからなる降下火山灰層である。上部ユニットはマントルベッドしていて、かつ正級化構造が認められる。一方、下部ユニットは上部に比べ級化が乏しい (Nagaoka, 1988).

構成物：細粒の軽石型ガラスが主体で、火山豆石を多量に含む。

分 布：大隅半島南部 (Fig. 4-8)

噴出量：－

#### 佐多降下軽石 (St P)

岩 相：主に 4 サブユニットからなる降下軽石層である。各ユニットには逆級化構造が認められる (Nagaoka, 1988).

構成物：発泡の悪い黄灰色軽石からなる (Nagaoka, 1988).

分 布：東南東へ分布主軸が伸び、大隅半島南部を覆う (Fig. 4-8).

噴出量：－

#### 大内山火砕サージ (Oc Ps)

層序不明 (おそらく Ata P よりは古い。Ata Pfl との層序は不明).

岩 相：層厚が 15 m に及ぶ火砕サージ堆積物である (Fig. 4-10; Nagaoka, 1988). 本層下部は軽石に富んだ火山灰からなり、低角斜交層理が認められる。上部ほど火山豆石に富み、堆積構造もアンティデューンに変化する。デューンの波長は 4~12 m, 波高は 1~5 m である (Nagaoka, 1988).

構成物：火山灰、よく発泡した灰白色の軽石片、楕円径や球形の火山豆石からなる。火山豆石には、細粒の火山ガラスからなる同心円状の層が認められる (Nagaoka, 1988).

分 布：大隅半島、根占南部の内山峠の露頭でのみ記載されており (Fig. 4-7; Loc. T6;

Nagaoka, 1988), 詳細な分布は不明である.

噴出量：－



Fig. 4-10. 大内山火砕サージ (鈴木, 2014)

阿多カルデラより南東方向, 大隅半島中西部にのみ分布する.

### 阿多火砕流 (Ata Pfl)

岩 相：阿多降下テフラを覆う火砕流堆積物である (Nagaoka, 1988). 本層は下位より Ata Pfl-l, m, u の 3 ユニットに細分される.

中規模火砕流の Ata Pfl-l は, 分布域北部では 1 クーリングユニットからなり, 強く溶結している. 一方, 分布域南縁では非溶結であり, 分布域北部に比べ層厚は薄く, ガラス質火山灰の基質に富む (Nagaoka, 1988). 小規模火砕流の Ata Pfl-m は, 層厚 50~200 cm の複数のフローユニットからなり, 部分的に溶結している (Nagaoka, 1988).

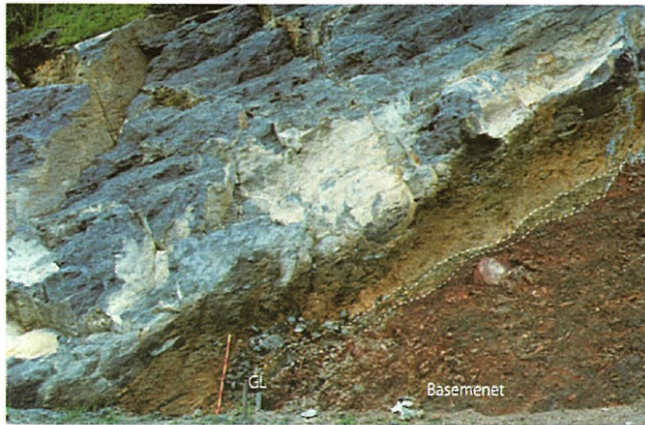
大規模火砕流の Ata Pfl-u は, 阿多火砕流堆積物の中でも最大規模で, 大隅半島南部では 15~50 m の厚さで堆積する (Nagaoka, 1988). 基底部には外来岩片に富んだ ground layer が発達するが, 遠方相は細粒火山灰層の中に粗粒な結晶に富んだ部分がレンズ状に入る (Figs. 4-11, 12; 鈴木, 2014). 火砕流本体は暗灰色を呈することから, 九州南部に分布する他の火砕流と区別できる (Nagaoka, 1988). 給源に近い場所では強く溶結することが多いが (町田・新井, 2003), 給源から 40 km では弱溶結, 90 km の分布末端に近い場所では非溶結となる (鈴木, 2014). このうち強溶結の火砕流堆積物には, 幅 1 km 以上の谷系や給源方向に面する斜面において, 乗上げ構造が顕著に認められる (Fig. 4-13; 川辺・阪口, 2005; 鈴木, 2014). これは鹿児島湾中部に収束する. また, 薩摩半島南部の海岸では, 直径 1 m に達する粗粒な外来岩片を含む堆積物が認められている (鈴木, 2014). ここでは石質岩片が多い部分は非溶結を呈し, 本質物が多い部分は溶結している (Fig. 4-14).



火砕流堆積物の上には ash-cloud surge 堆積物が認められる場合もある (Nagaoka, 1988). 本層は, 多量の火山豆石を含む桃白色の極細粒ガラス質火山灰層で, 顕著な斜交葉理や平行葉理が認められる (Nagaoka, 1988). Nagaoka (1988) は, 本層を竹ノ浦降下火山灰の下部ユニットとして命名・定義している.

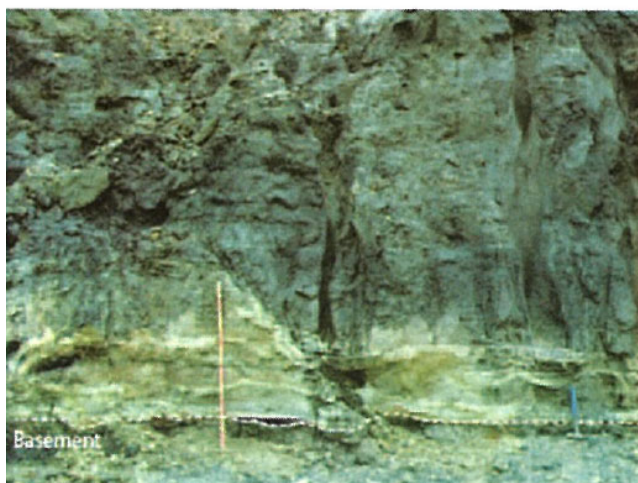
分布 : Ata Pfl-l は, カルデラ北端から 20 km 東~南南東に位置する大隅半島南部の谷間に多く分布する (Nagaoka, 1988). Ata Pfl-m は, カルデラ北部から 5 km 東~東南東の鳥浜・根占において局所的に露出し (Nagaoka, 1988), 詳細な分布は不明である. Ata Pfl-u は, 大隅半島および薩摩半島全域を覆い, 北は人吉盆地や宮崎平野北部, 南は屋久島や種子島までおよぶ (Fig. 4-1; Nagaoka, 1988; 町田・新井, 2003).

噴出量 : > 200km<sup>3</sup> (町田・新井, 2003)



**Fig. 4-11. 阿多火砕流堆積物とその ground layer (鈴木, 2014)**

上部の灰色層が火砕流堆積物本体. その基底部には本体とシャープな境界を有する ground layer (点線部)が認められる.



**Fig. 4-12. 遠方の ground layer (鈴木, 2014)**

給源から約 70 km 離れた薩摩川内地域の露頭. 点線部が ground layer. 細粒火山灰が排出されず, 結晶がレンズ状に濃集する.



第 5.14 図 新期南薩火山岩類にアバットする阿多火砕流堆積物  
 Nvy: 新期南薩火山岩類, At: 阿多火砕流堆積物. 吉見山南の指宿スカイライン沿い, パイロンの高さ約 70 cm.

**Fig. 4-13. 阿多火砕流堆積物の乗り上げ構造 (川辺・阪口, 2005)**



**Fig. 4-14. 阿多火砕流堆積物の粗粒岩相 (鈴木, 2014)**

### 阿多火山灰 (Ata)

岩 相: バブルウォール型の火山ガラスに富む, 細粒ガラス質火山灰層である (Nagaoka, 1988). 阿蘇東麓の萩町野鹿では, 厚さ 7 cm の桃白色ガラス質火山灰層として, Aso-4 (pfl) と阿蘇 ABCD 降下軽石の下位に認められる (町田・新井, 2003). 一方, 福岡平野周辺では厚さ数 cm ~ 数十 cm の橙色風化火山灰層として確認されている (下山ほか, 1989).

構成物: 火山ガラス主体で, 重鉱物は主に斜方輝石, 単斜輝石からなる. 少量の角閃石も含まれる (町田・新井, 2003).

分 布: 沖縄から南関東までの西日本ほぼ全域 (Fig. 4-2).

噴出量: 50~100 km<sup>3</sup> 程度 (町田・新井, 2003)

## 後カルデラ活動

阿多噴火の後、今和泉火砕流 (Fig. 4-15) と田代火砕流が発生した。前者は薩摩半島の指宿市外<sup>とじょういち</sup>城市から浜西付近を通り、観音崎までの海食崖で認められる (川辺・阪口, 2005)。後者は大隅半島南部に分布する (川辺・阪口, 2005)。火砕流同士の層序関係は不明であるが、阿多火砕流を不整合に覆い、鬼界-葛原<sup>とづらほら</sup>テフラに覆われる点 (Nagaoka, 1988) が同一であることから、両噴出物は同一時期に噴出したものと考えられる (川辺・阪口, 2005)。放射年代の測定データはないが、108 ka の阿多火砕流と 95 ka の鬼界-葛原テフラに挟まれることから、噴出年代はおよそ 100 ka と考えられる (川辺・阪口, 2005)。

両火砕流は、岩質が斜方輝石単斜輝石デイサイト質で、黒曜岩片を含むという点がよく似ている。しかし、今和泉火砕流堆積物の本質物には稀に石英が認められることから、同一の火砕流とは断定できない (川辺・阪口, 2005)。

噴出量は、今和泉火砕流が 2 km<sup>3</sup> DRE (第四紀火山カタログ委員会, 1999)、田代火砕流が 1.5 km<sup>3</sup> (Nagaoka, 1988) と推定される。



第 5.15 図 今和泉火砕流堆積物とそれを覆う新期指宿火山群テフラ、入戸火砕流堆積物  
Im: 今和泉火砕流堆積物, A-Os: 大隅降下軽石, It: 入戸火砕流堆積物。指宿市外城市。

Fig. 4-15. 今和泉火砕流堆積物 (川辺・阪口, 2005)

#### 第4章 参考文献

- 青木かおり・山本弘文・山内守明 (2000) 「みらい」 MR98-03 次航海及び MR99-K04 航海で採取された海底コアの第四紀後期テフラ層序. 海洋科学技術センター試験研究報告, **41**, 49-56.
- 荒牧重雄・宇井忠英 (1966) 阿多火砕流と阿多カルデラ. 地質雑, **72**, 337-349.
- 第四紀火山カタログ委員会 (1999) 日本の第四紀火山カタログ.
- 早坂祥三 (1987) 鹿児島湾地質構造. 地団研専報, **33**, 251-278.
- 川辺禎久・阪口圭一 (2005) 開聞岳地域の地質. 地域地質研究報告, **5** 万分の 1 地質図幅, 82p.
- 川辺禎久・阪口圭一・斎藤 眞・駒澤正夫・山崎俊嗣 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「開聞岳及び黒島の一部」. 産総研地質調査総合センター.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (1983) 鬼界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火砕流の噴出年代. 火山, **28**, 206.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 94-95.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇 4 火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義一. 火山, **30**, 49-70.
- 松本哲一・宇井忠英 (1997) 阿多火砕流堆積物の K-Ar 年代. 火山, **42**, 223-225.
- Nagaoka, S. (1988) The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, southern Kyusyu, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **23**, 49-122.
- 大場忠道 (1991) 酸素同位体比層序からみた阿蘇 4 テフラおよび阿多テフラ. 月刊地球, **13**, 224-227.
- 斎藤 眞・阪口圭一・駒澤正夫 (1997) 20 万分の 1 地質図幅「宮崎」. 産総研地質調査総合センター.
- 斎藤 眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」. 産総研地質調査総合センター.
- 阪口圭一・宇井忠英 (1979) 鹿児島県根占地域の火砕物再検討 (要旨). 火山, **24**, 180.
- 下山正一・溝田智俊・新井房夫 (1989) 福岡平野周辺で確認された広域テフラについて. 第四紀研究, **28**, 199-205.
- 白井正明 (2000) 男鹿半島浅海成堆積物と日本海半遠洋成堆積物の第四紀氷河性海水準変動への応答. 第四紀研究, **32**, 19-27.
- 鈴木桂子 (2014) 阿多カルデラ周辺の露頭記載: 特に重要と思われる地質情報. 火山, **59**,

283-286.

鈴木桂子・宇井忠英 (1981) 阿多火砕流の流動方向. 火山, **26**, 57-68.

Suzuki, K. and Ui, T. (1983) Factors governing the flow lineation of a large-scale pyroclastic flow – an example in the Ata pyroclastic flow deposit, Japan. *Bull. Volcanol.*, **46**, 71-81.

Ui, T. (1971) Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. II*, **18**, 53-127.

宇井忠英・鈴木桂子・阪口圭一・徳永桂子 (1982) 中・南部鹿児島湾周辺のカルデラと火砕流. 月刊地球, **5**, 111-115.

宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫 (1997) 20 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 産総研地質調査総合センター.

山元孝広 (2014) 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査総合センター研究資料集, no.613, 産総研地質調査総合センター.



## 5. 屈斜路 I 火砕流噴火

噴出源：屈斜路カルデラ

年代：約 35～40 ka (町田・新井, 2003)  
(35,000 cal yBP; 山元ほか, 2010)

総噴出量：見かけ体積 125 km<sup>3</sup> (Hasegawa *et al.*, 2012)

※火砕流堆積物=1,000 kg/m<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009)と仮定し、マグマ噴出量 (DRE km<sup>3</sup>)を換算した。

構成要素：※層位順に記載

屈斜路火砕流堆積物 I (Kp I)

屈斜路庶路火山灰 (KSr)

噴火推移：

水蒸気プリニー式噴火，またはプリニー式噴火とマグマ水蒸気爆発が交互に発生  
→大規模火砕流の発生

分布：



Fig. 5-3.

Kp I と KSr の分布 (Kp I の分布は、佐藤ほか, 1970; 佐藤・三梨, 1970 に、KSr の等層厚線は、町田・新井, 2003 に基づく)

ピンクが Kp I , 青線が KSr, 赤線が屈斜路カルデラを示す。地図は地理院地図 WMTS 版を利用。



## 長期的前駆活動

屈斜路火山では、屈斜路-庶路火砕流噴火に先行して約 40 万年前（長谷川ほか, 2011）から古梅<sup>ふるうめ</sup>溶結凝灰岩（FWT），屈斜路火砕流堆積物Ⅷ～Ⅱ/Ⅲ（KpⅧ～Ⅱ/Ⅲ）の大規模火砕流や降下軽石（KpⅤ～Ⅱ）を噴出し、屈斜路カルデラが形成されてきた（勝井・佐藤, 1963）。これらの本質物質は、大部分が白色の単斜輝石斜方輝石流紋岩質軽石であるが、古梅溶結凝灰岩には石英斑晶も認められる（長谷川ほか, 2011）。古梅溶結凝灰岩と屈斜路火砕流堆積物Ⅷ～Ⅰを全て統合した分布図を Fig. 5-2（長谷川・中川, 2014）に示す。

以下、各火砕流堆積物について噴出時期の古い順に記述する。各噴出物の層位については Fig. 5-3 の柱状図（勝井・佐藤, 1963）および Fig. 5-4 のブロック図（Hasegawa *et al.*, 2012）を参照。

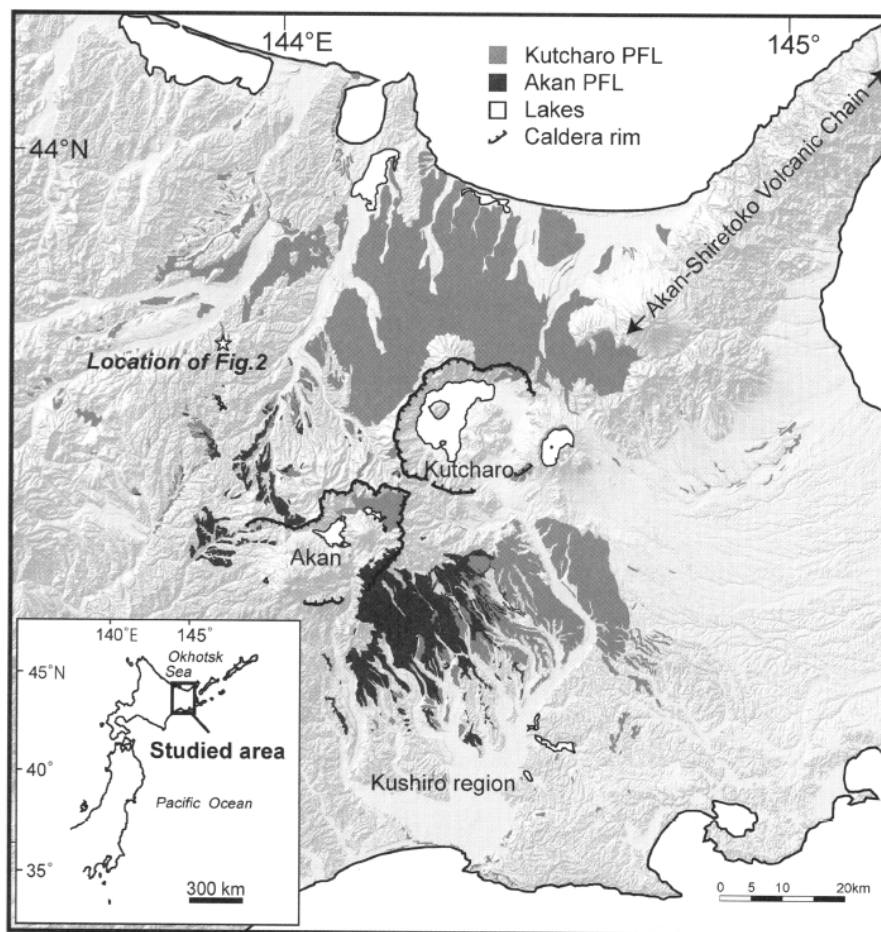
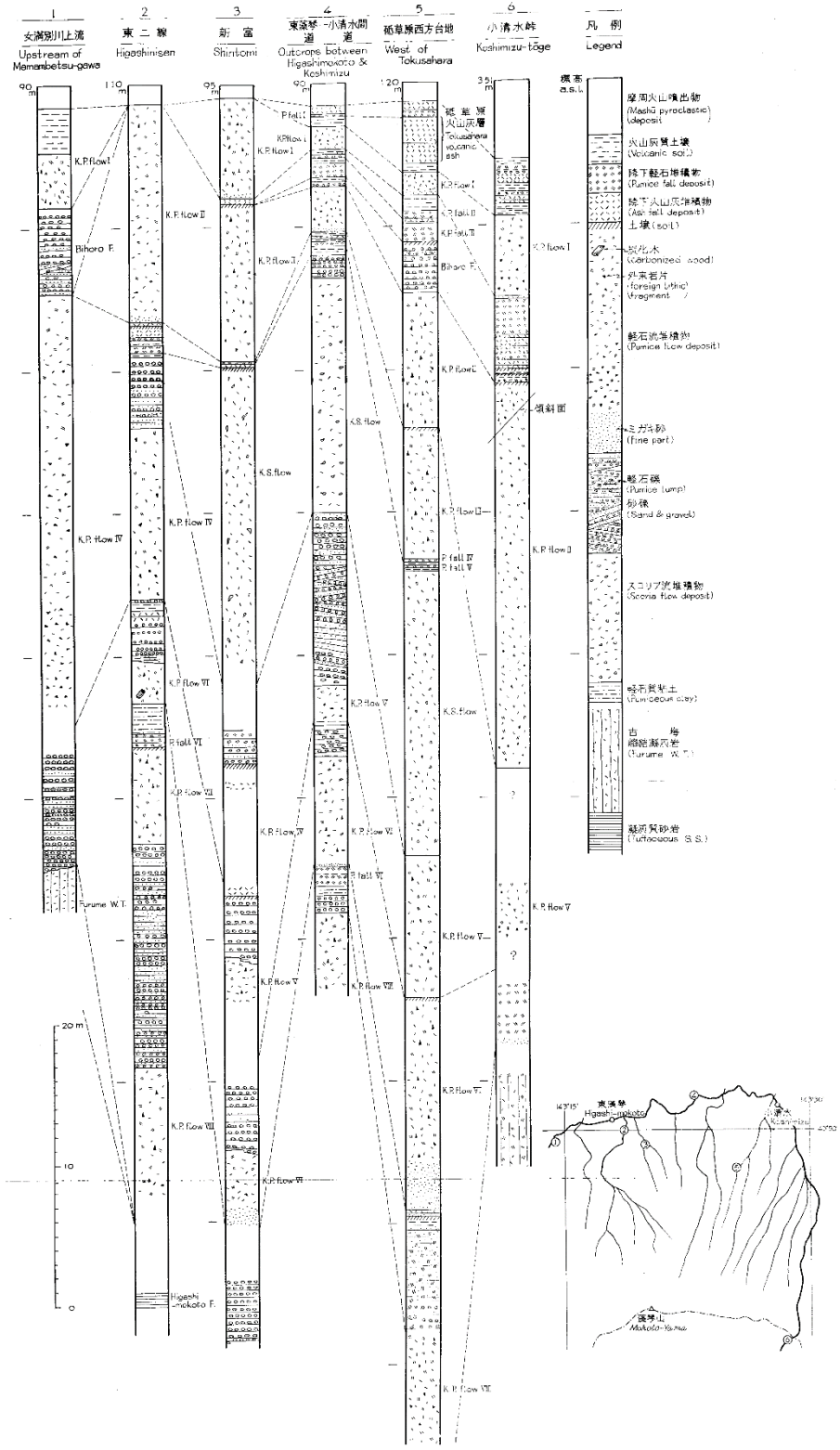


Fig. 1. Map showing the distribution of Acan and Kutcharo pyroclastic flow deposits (PFL) on a shaded relief map demonstrating digital topography of Eastern Hokkaido illuminated by sunlight from the NW direction. Star indicates the location of the outcrop of Fig. 2 (Kitami-Kaisei).

### Fig. 5-2. 火砕流の分布（長谷川・中川, 2014）

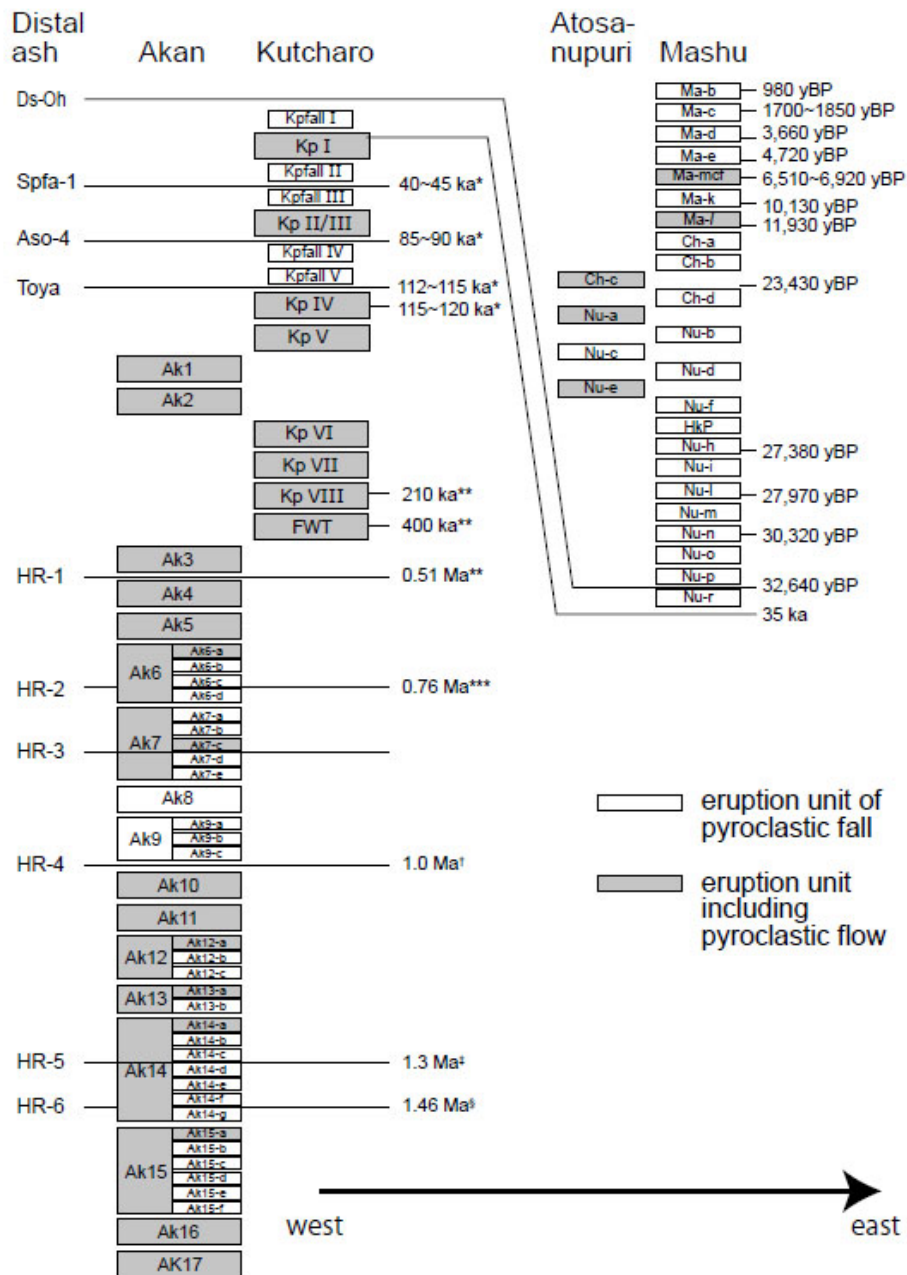
古梅凝灰岩および屈斜路火砕流堆積物Ⅷ～Ⅰを“Kutcharo PFL”として一括している。“Acan PFL”は阿寒カルデラ由来の火砕流を指す。



第2図 屈斜路火山碎屑物柱状図

Figure2 Columnar sections of the Kutecharo pyroclastic deposits

Fig. 5-3. 屈斜路火山碎屑物柱状図 (勝井・佐藤, 1963)



**Figure 2.** Diagram showing the Quaternary tephrostratigraphy and chronology in eastern Hokkaido. Note that the eruption center has shifted eastward with time. The ages of the Mashu PD were determined by Hasegawa et. al., (2009b) and Yamamoto et al. (2010). \* Machida and Arai (2003); \*\* Hasegawa et al., (2010); \*\*\* Hasegawa et al. (2008); † Ishii et al. (2008); ‡ Matsui and Matsuzawa (1985); § Sagawa et al. (1984).

**Fig. 5-4.** 東北海道の第四紀テフラの層序と年代 (Hasegawa *et al.*, 2012)

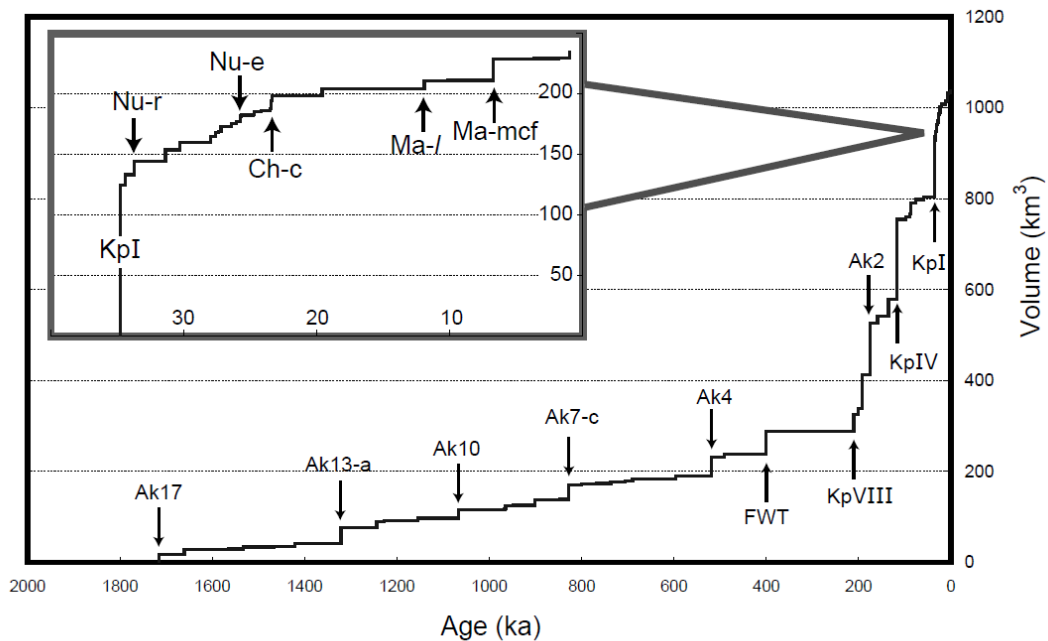


Figure 3. A diagram showing the age versus cumulative volume of large-scale eruptions derived from the East Hokkaido caldera cluster (Akan, Kutcharo, Atosanupuri, and Mashu).

Fig. 5-5. 東北海道カルデラ火山の大規模噴火を示した階段図 (Hasegawa *et al.*, 2012)

#### ふるうめ 古梅溶結凝灰岩 (FWT)

本層は勝井・佐藤 (1963) により定義された溶結火砕流堆積物である。

岩 相：灰白色～淡褐色を呈する溶結凝灰岩で、淡紅色を呈する場合もある。女満別川めまんべつにおいて非溶結部がわずかに認められる。溶結部は全体的に 3～4 m 間隔の柱状節理を呈する。層厚は小清水峠において約 40 m であるが、ほとんどの地域では下底が現れず算定困難である (勝井・佐藤, 1963)。

分 布：屈斜路カルデラ西方の古梅地域から上里地域、カルデラ北西外斜面の標高約 400 m 前後にあたる丘陵地から女満別川の河床、カルデラ東部のポンヤベツ川やヤンベツ川の河床、小清水峠こしみずの屈斜路カルデラ内壁に認められる。藻琴山もことを避けるように分布する (勝井・佐藤, 1963)。

年 代：フィッション・トラック (FT) 法により、 $0.40 \pm 0.10$  Ma という年代値が得られている (長谷川ほか, 2011)。

噴出量：見かけ体積約  $50 \text{ km}^3$  (Hasegawa *et al.*, 2016)

### 屈斜路火砕流堆積物Ⅷ (KpⅧ)

本層は勝井・佐藤 (1963) により定義された火砕流堆積物である。

岩 相：黄灰白色の非溶結火砕流堆積物である。層厚は特に東藻琴東二線沿いで厚く、9m 以上である (勝井・佐藤, 1963)。

分 布：モウテシベツ川中流・浦士別川神<sup>うしべつ</sup>の浦，および東藻琴東二線沿いにおいて認められる (勝井・佐藤, 1963)。

年 代：FT 法により、 $0.21 \pm 0.18$  Ma という年代値が得られている (長谷川ほか, 2011)。

噴出量：見かけ体積約  $38 \text{ km}^3$  (Hasegawa *et al.*, 2016)

### 屈斜路火砕流堆積物Ⅶ (KpⅦ)

本層は勝井・佐藤 (1963) により定義された火砕流堆積物である。

岩 相：非溶結火砕流堆積物で、層厚は約 7 m である (勝井・佐藤, 1963)。

分 布：東藻琴東二線沿いに認められる (勝井・佐藤, 1963)。

年 代：約 200 ka ※Fig. 5-5 (Hasegawa *et al.*, 2012)より読み取った。

噴出量：見かけ体積約  $13 \text{ km}^3$  (Hasegawa *et al.*, 2016)

### 屈斜路火砕流堆積物Ⅵ (KpⅥ)

本層は勝井・佐藤 (1963) により定義された火砕流堆積物である。

岩 相：非溶結火砕流堆積物で、KpⅤよりは細粒である。本層は特にモウテシベツ川で厚く、約 15 m である (勝井・佐藤, 1963)。全体的に下部には細粒の軽石からなるミガキ砂状基質の層が認められ、モウテシベツ川ではその層厚が約 3 m に達する (勝井・佐藤, 1963)。

分 布：東藻琴東二線からモウテシベツ川沿いに認められる (勝井・佐藤, 1963)。

年 代：約 190 ka ※Fig. 5-5 (Hasegawa *et al.*, 2012)より読み取った。

噴出量：見かけ体積約  $75 \text{ km}^3$  (Hasegawa *et al.*, 2016)

### 屈斜路火砕流堆積物Ⅴ (KpⅤ)

本層は勝井・佐藤 (1963) により定義された火砕流堆積物である。

岩 相：非溶結火砕流堆積物で、砥草原<sup>とぎそうげん</sup>西方台地の露頭では層厚が約 10 m に達する (勝井・佐藤, 1963)。

分 布：藻琴坂から砥草原西方台地にかけて認められる (勝井・佐藤, 1963)。

年 代：約 136 ka ※Fig. 5-5 (Hasegawa *et al.*, 2012)より読み取った。

噴出量：見かけ体積約  $38 \text{ km}^3$  (Hasegawa *et al.*, 2016)

### 屈斜路火砕流堆積物Ⅳ (KpⅣ)

本層は屈斜路火砕流の中で最も規模の大きい火砕流堆積物である。勝井・佐藤 (1963) によ

り軽石流堆積物として定義されたが、奥村（1991）によりその上位の屈斜路<sup>がんさい</sup>岩滓流堆積物（KSf1：勝井・佐藤，1963）と一括して再定義された。その後，Hasegawa *et al.* (2016) により 4 ユニットに細分された。

岩 相：4つのユニットに細分される非溶結火砕流堆積物である（Hasegawa *et al.*, 2016）。下位より Unit1 は細粒火山灰層，Unit2 は降下軽石層，Unit3 は大規模な軽石流堆積物層，Unit4 はスコリアに富む小規模な火砕流堆積物層である。特に Unit3 は 10～20 m と分厚く堆積している。

分 布：カルデラから 60 km 以上離れた地域におよび，オホーツク海や太平洋にまで到達している。

年 代：約 120 ka (町田・新井, 2003)

噴出量：見かけ体積約 175 km<sup>3</sup> (Hasegawa *et al.*, 2012)

### **屈斜路火砕流堆積物Ⅱ/Ⅲ (KpⅡ/Ⅲ)**

本層は勝井・佐藤（1963）により 2 枚の火砕流堆積物として記載されていたが，ごく短い休止期を経て噴出した火砕流とみられることから，奥村ほか（1985）により KpⅡ/Ⅲとして一括された。

岩 相：非溶結火砕流堆積物（勝井・佐藤, 1963）

分 布：主にカルデラ北側に分布し，オホーツク海沿岸まで達している。また，根釧台地北部でも薄く堆積する（奥村, 1991）。

年 代：直下に広域テフラ Aso-4 が認められることから，約 90 ka とみられる（奥村, 1991；山元ほか, 2010）。

噴出量：見かけ体積約 25 km<sup>3</sup> (Hasegawa *et al.*, 2016)

### **短期的前駆活動**

巨大噴火の直前（数年～数百年内）に発生したと考えられる先駆的な小規模噴火は確認されていない。

### **噴火推移**

#### **屈斜路-庶路テフラ (KSr) の噴出**

屈斜路Ⅰ噴火は，屈斜路-庶路テフラ (KSr；奥村, 1991；奥村, 1996) の噴出から開始した。KSr は降下軽石・火山灰の互層であり，少なくとも初期には水蒸気プリニー式噴火が発生していたと考えられる。本層については奥村（1991）も水蒸気プリニー式噴火によるテフ



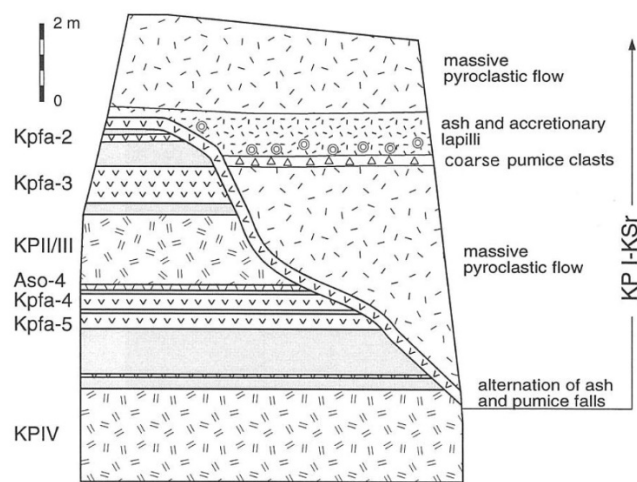
ラと解釈しているが、それ以外に「屈斜路火砕流堆積物 I の co-ignimbrite ash (町田, 1996)」や、「プリニー式噴火とマグマ水蒸気爆発が交互に発生したことによるテフラ (町田・新井, 2003)」とも解釈されており、いずれの可能性もありうる。

本層はカルデラより西方約 60~70 km からおおよそ南南東に軸をもった広範囲に分布する (Fig. 5-1)。屈斜路カルデラ北麓の露頭では、0.4~1.5 m 程度の層厚で認められる。

### 大規模火砕流の発生—屈斜路火砕流堆積物 I (Kp I) の噴出—

KSr の堆積後、大規模火砕流が発生し、屈斜路火砕流堆積物 I (Kp I; 勝井・佐藤, 1963) が屈斜路カルデラの東~北~西方の広範囲に堆積した。Kp I には、co-ignimbrite ash と解釈される層厚 15 cm の粗粒な軽石層と火山豆石を含む層厚 1 m 前後の淘汰のよい火山灰層が挟在することが確認されている (奥村, 1996)。このことから小休止を挟んで少なくとも 2 度火砕流が発生したことが示唆される。また、co-ignimbrite ash に火山豆石が含まれていることから、この噴火では繰り返し激しいマグマ水蒸気爆発が発生していたことが考えられる。

小清水町の露頭において火砕流堆積物は軽石層と火山灰層を挟み、下位に 5 m 以上、上位に少なくとも 2 m の厚さで堆積する (Fig. 5-6)。Kp I の見かけの噴出量は 125 km<sup>3</sup> (Hasegawa *et al.*, 2012) で、DRE は 50 km<sup>3</sup> と推定される。一方、奥村 (1988) によれば Kp I および KSr の見かけの総噴出量は 120 km<sup>3</sup>、隅田 (1993) によれば火砕流堆積物の DRE は 48 km<sup>3</sup> と推定される。また、原子力規制庁委託研究「平成 29 年度火山影響評価に係る技術的知見整備」によれば、Kp I は平均約 45 km<sup>3</sup> DRE、最大約 87 km<sup>3</sup> DRE と推定される。



Loc. 1(小清水市街西方)のKP I-KSr基底部

Fig. 5-6. 露頭スケッチ (奥村, 1996)

KP I-KSr 最下部の降下火山灰-軽石互層が KSr に相当する。

Kp I の本質岩片は流紋岩質軽石 (約 72-74 wt%) で、屈斜路火砕流堆積物の中で唯一かんらん石を含むことが特徴的である (Tab. 1). 全岩化学組成のハーカー図上では Kp II/III ~ VIII と似たような組成傾向を示すとされる. 一方で、Kp I の火山ガラス主化学組成は、K<sub>2</sub>O のハーカー図上で FWT や Kp II/III ~ VIII とほとんど重なることなく、異なる組成範囲を示す (Figs. 5-7, 8). そのため、テフラの同定識別にも有用である.

Table 5-1. 阿寒カルデラ周辺に分布する火砕流堆積物の本質岩片の斑晶鉱物量比 (長谷川・中川, 2007)

Table 3. Summary of assemblage and weight percent of phenocryst minerals of juvenile materials in non-welded pyroclastic deposits. Kuchoro: Kuchoro pyroclastic flow deposits, Kpl ~ FWT: Kutcharo pyroclastic deposits.

	(wt.%)	Qtz	Pl	Hbl	Opx	Cpx	Ol	Opq	Crystal contents	Juveniles
Ak1		72.2~78.4			7.6~15.0	5.2~11.4		2.8~7.5	14.6~16.5	Wp
Ak2		68.7~84.4			6.5~15.7	2.2~11.5		0.6~8.7	8.2~12.0	Wp, Gp, Sc
Ak3		62.9~78.5			4.8~13.7	4.5~18.8	0.0~6.3	4.2~10.4	4.4~5.3	Wp, Gp, Sc
Ak4		65.7~79.5			4.4~19.2	2.6~12.5		0.4~10.4	4.8~6.7	Wp, Sc
Ak5		74.8~8.9			7.6~12.5	0.9~14.0		3.5~7.7	6.6	Wp, Gp
Ak6		62.9~80.3			6.6~21.4	3.9~12.8	0.0~2.2	1.9~5.2	3.8~6.0	Wp, Gp, Sc
Ak7		60.1~82.0			7.3~21.3	0.9~20.7	0.0~12.8	0.8~9.8	2.8~5.8	Wp, Gp, Sc
Ak8		66.5~72.3			12.3~14.4	8.2~11.5		4.2~7.3	6.9~7.7	Gp
Ak9		58.3~73.1			17.3~24.5	3.8~7.5		4.5~11.0	4.1~6.6	Wp, Gp
Ak10		72.3~81.0			8.2~18.1	2.5~9.8		3.9~7.6	10.5~15.5	Wp, Gp, Sc
Ak11		60.2~74.4			19.0~21.9	3.4~10.8		1.3~4.5	3.0~3.8	Wp, Gp
Ak12		73.8~83.6			9.3~15.5	4.3~7.2		1.8~3.3	5.5~7.8	Wp, Gp
Ak13		52.2~84.4			4.4~13.7	6.4~24.7		4.3~14.2	6.8~10.2	Wp, Gp, Sc
Ak14		68.0~86.4			2.9~15.4	1.9~5.8	0.0~1.6	0.9~3.3	3.2~6.9	Wp, Gp
Ak15		76.4~85.8			6.9~9.8	1.2~2.6	0.0~15.4	2.3~5.0	9.2~11.7	Wp, Gp
Ak16		73.0~74.3			12.7~13.5	5.9~6.7		6.3~7.4	10.0~10.8	Wp
Ak17		78.7~82.9			3.1~6.9	4.2~5.0		9.1~10.1	4.2~4.5	Wp, Sc
Kp I		68.1~84.8			9.2~16.0	1.9~7.1	0.0~12.4	1.2~3.3	14.4~17.9	Wp
Kp II/III		79.8~83.0			13.8~14.5	1.0~4.2		1.5~2.2	13.8~15.8	Wp
Kp IV		76.6~88.0			6.3~21.4	0.1~5.7		0.9~5.4	14.5~17.9	Wp
Kp V		79.1~87.7			13.1~15.3	0.9~1.4		0.6~1.8	13.8~16.1	Wp
Kp VI		71.5~79.6			12.1~17.9	2.8~6.5		1.7~7.3	14.9~17.8	Wp
Kp VII		77.9~79.5			13.9~14.8	3.8~6.2		1.6~1.8	19.4~19.8	Wp
Kp VIII		79.2~87.8			9.1~16.7	1.0~2.4		0.8~1.7	20.2~20.5	Wp
FWT		68.2~69.4			6.0~6.9	0.8~0.1		2.9~5.4	30.8~31.4	Wp
Kuchoro		72.7~77.9	9.9~11.4	9.6~10.8	0.1~0.6			2.3~4.1	15.1~16.8	Wp
LowK-2		81.3		11.9	2.7			4.1	19.4	Wp

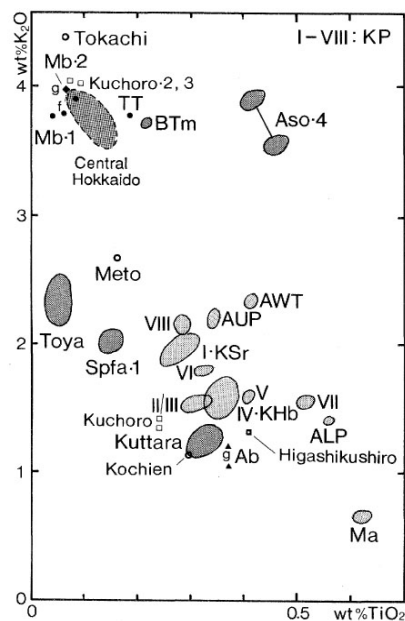


Fig. 4 TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diagram of glass shards of tephras in Hokkaido

Lighter shade : Akan and Kutcharo Tephras, Darker shade : tephras from volcanoes in central and southwestern Hokkaido and tephras originated outside Hokkaido (BTm and Aso-4).

Fig. 5-7. 火山ガラスの TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 図 (奥村, 1991)

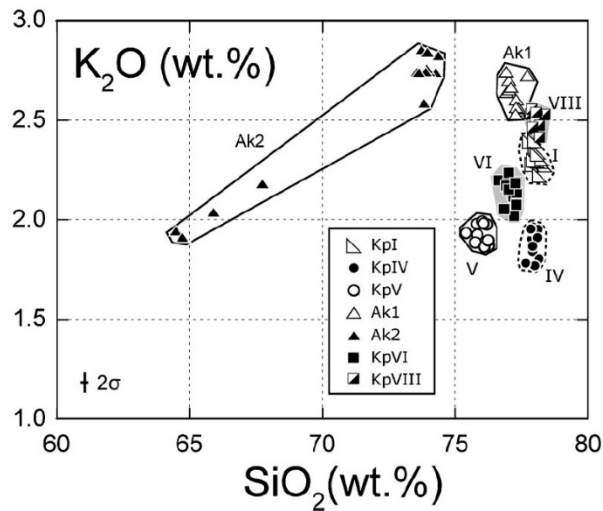


Fig. 3.  $K_2O$  -  $SiO_2$  variation diagram of matrix glass for juvenile materials from each pyroclastic flow deposit at the outcrop of Kitami-Kaisei as in Fig. 2. All data are normalized to 100%.

Fig. 5-8. 火山ガラスの  $K_2O$  ハーカー図 (長谷川・中川, 2014)

### [各噴出物の特徴]

#### 屈斜路一庶路テフラ (KSr)

岩相:  $Kp$  I の直下に認められる降下軽石・火山灰の互層。

分布: 屈斜路カルデラ周辺と、明瞭ではないが南南東に軸をもった広範囲に分布する (Fig. 5-1)。給源から 600~1000 km 離れた襟裳岬南東沖の海底コアからも、本テフラに対比されるものが見出されている (青木ほか, 2000)。

噴出量: -

#### 屈斜路火砕流堆積物 I ( $Kp$ I)

岩相: ガラス質火山灰を主体とする非溶結火砕流堆積物。小清水町ポンヤンベツ川左岸の露頭では、火砕流堆積物の間に層厚 15 cm の粗粒な軽石層と、火山豆石を含む層厚 1 m 前後の淘汰のよい火山灰層が挟在する (Fig. 5-6)。また、このさらに東方 5 km に位置する露頭では、火砕流堆積物の上位に粗粒な軽石と淘汰の良い火山灰の互層が 3~5 m の厚さで堆積している (Fig. 5-9)。一部の火山灰層には豆石も含まれている。

構成物: 本質岩片の軽石は主に流紋岩質で、基質はよく破碎されたガラス質火山灰からなる。

分布: 屈斜路カルデラを中心に半径 70 km 程度に分布する (Fig. 5-1)。火砕流堆積物に挟在する軽石・火山豆石含有火山灰の互層や火砕流堆積物上位の軽石・火山灰互層については、明らかでない (奥村, 1996)。



## 活動推移と移行時期

長谷川ほか (2009) は、アトサヌプリ・中島火山と摩周火山におけるテフラ噴出量と噴火頻度から、両者の噴火史を考察した。

35 ~27 ka では、摩周火山で大小の珩長質な火砕噴火が頻発した (Fig. 5-11b)。この活動により、屈斜路カルデラ北方の斜里平野や東方の根釧原野に、降下軽石層 Nu-r や Nu-p, Nu-u (宮田ほか, 1988) などが堆積した。一方、アトサヌプリ・中島火山では広域にテフラが分布するような爆発的噴火は起きず、安山岩質の溶岩が噴出し外輪山が形成された (Fig. 5-11a)。この時期の活動は、勝井 (1962) で示された外輪山溶岩噴出期に相当する。

27~13 ka では、アトサヌプリ・中島火山で爆発的噴火が少なくとも 10 回発生した (Fig. 5-11a)。このうち Nu-e, Nu-a, Ch-c (宮田ほか, 1988) では火砕流が発生している。比較的規模の大きいこれら火砕噴火は、アトサヌプリカルデラの形成に関与したと考えられている。一方で摩周火山では、見かけ噴出量が 1 km<sup>3</sup> を超える珩長質の火砕噴火が数回発生した軽石噴出期 (20~17 あるいは 16 ka) を挟み、スコリアやスコリア質火山灰を噴出する小規模噴火の卓越期が 2 度 (27~20 ka, 17 または 16~13 ka) 繰り返された (Fig. 5-11b)。このうち、17~16 ka 以降の小規模噴火卓越期では、数千年にわたり安山岩~玄武岩質溶岩が噴出する活動が継続し、成層火山が形成された (成層火山形成期; Katsui *et al.*, 1975)。

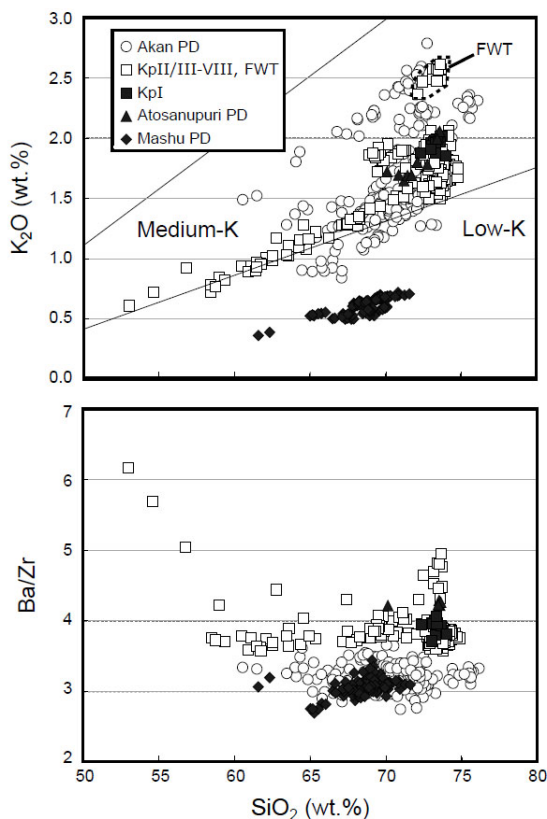


Figure 4. Diagrams of the variations in SiO<sub>2</sub> versus K<sub>2</sub>O (upper) and Ba/Zr (lower) in the whole-rock chemistry of juvenile materials from Akan, Kutcharo, Atosanupuri, and Mashu PDs. The boundary between low- and medium-K was determined by Gill (1981).

Fig. 5-10. 阿寒, 屈斜路, アトサヌプリ, 摩周火砕流の本質岩片の全岩化学組成 (Hasegawa *et al.*, 2012)

その後、アトサヌプリ・中島火山ではテフラを噴出せず、溶岩ドームを形成する活動に移行した (Fig. 5-11a). 一方で、摩周火山の活動は厚い降下軽石や火砕流をもたらすような爆発的噴火を繰り返す活動に移行した (Fig. 5-11b). そして約 7.6 ka の主カルデラ形成噴火により、摩周カルデラが形成された (岸本ほか, 2009; 山元ほか, 2010). 以上のような両火山地域の活動について長谷川ほか (2009) は, Kp I 噴出以降の両火山地域の噴火様式の推移とその移行時期には関連性が認められるとし, 噴火様式を決定するシステムが連動している可能性があると指摘している.

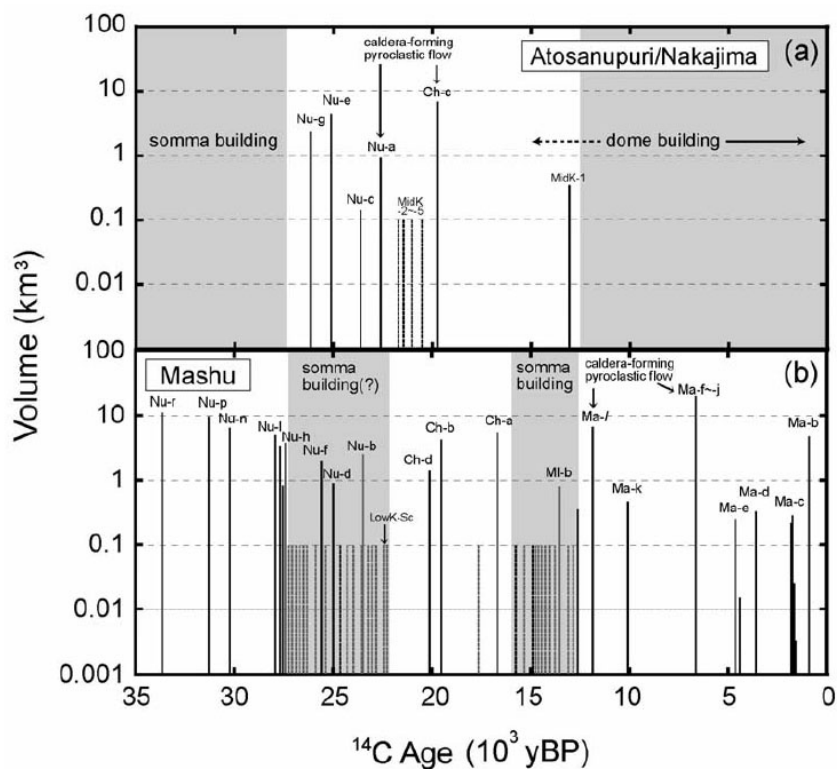


Fig. 15. Volumes and ages of explosive eruptions from Atosanupuri/Nakajima volcanoes (a) and Mashu volcano (b). Gray-colored bars denote scoria-dominant eruptions. Volumes of dashed bars (0.1 km<sup>3</sup>) are minimum estimations. Information during the last 12,000 years of Mashu volcano is based on Kishimoto et al. (2009).

Fig. 5-11. 各火砕堆積物の噴出量と噴出年代. (a)アトサヌプリ・中島火山, (b)摩周火山 (長谷川ほか, 2009)



## 第5章 参考文献

- 青木かおり・山本浩文・山内守明 (2000) 「みらい」MR98-03 次航海及び MR99-K04 次航海で採取された海底コアの第四紀後期テフラ層序. 海洋科学技術センター試験研究報告, **41**, 49-55.
- 長谷川健・中川光弘 (2007) 北海道東部, 阿寒カルデラ周辺の前-中期更新世火砕堆積物の層序. 地質雑, **113**, 2, 53-72.
- 長谷川健・中川光弘 (2014) 岩石学的特徴を利用した対比・同定の有効性: 北海道東部, 阿寒・屈斜路火山における大規模火砕流堆積物の露頭情報. 火山, **59**, 269-274.
- 長谷川健・岸本博志・中川光弘・伊藤順一・山元孝広 (2009) 北海道東部, 根釧原野および斜里平野における約 3 万 5 千~1 万 2 千年前のテフラ層序と後屈斜路カルデラ火山の噴火史. 地質雑, **115**, 8, 369-390.
- 長谷川健・中川光弘・伊藤順一・山元孝広 (2011) 北海道東部, 釧路地域に分布する第四系の年代: 高分解能テフラ層序に基づく対比と編年. 地質雑, **117**, 12, 686-699.  
doi: 10.5575/geosoc.2011.0002
- Hasegawa, T., Nakagawa, M., and Kishimoto, H. (2012) The eruption history and silicic magma systems of caldera-forming eruptions in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sciences*, **107**, 39-43. doi:10.2465/jmps.111020h
- Hasegawa, T., Matsumoto, A. and Nakagawa, M. (2016) Evolution of the 120 ka caldera-forming eruption of Kutcharo volcano, eastern Hokkaido, Japan: Geologic and petrologic evidence for multiple vent systems and rapid generation of pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **321**, 58-72.
- 勝井義雄 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「屈斜路」および同説明書. 北海道開発庁, 42p.
- Katsui, Y., Ando, S. and Inaba, K. (1975) Formation and Magmatic Evolution of Mashu Volcano, East Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, **16**, 533-352.
- 勝井義雄・佐藤博之 (1963) 5 万分の 1 地質図幅「藻琴山」および同説明書. 北海道開発庁, 42p.
- 岸本博志・長谷川健・中川光弘・和田恵治 (2009) 最近約 1 万 4 千年間の摩周火山のテフラ層序と噴火様式. 火山, **54**, 15-36.
- 町田 洋 (1996) 北海道白糠におけるクッチャロ庶路テフラ. 第四紀露頭集-日本のテフラ, p.24.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 94-95.
- 宮田雄一郎・山口昇一・矢崎清貫 (1988) 5 万分の 1 地質図幅「計根別地域の地質」および同説明書. 地質調査所, 77p.
- 奥村晃史 (1988) 北海道東部における大規模火砕流を伴う破壊的火山活動の推移. 鹿児島国際火山会議論文集, 507-510.

- 奥村晃史 (1991) 北海道地方の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, **30**, 379-390.
- 奥村晃史 (1996) 北海道小清水周辺の屈斜路火砕流堆積物 I. 第四紀露頭集－日本のテフラ, p.25.
- 奥村晃史・町田洋・新井房夫 (1985) 北海道東部の広域テフラ－屈斜路火山碎屑物を中心として. 日本地理学会予稿集, **27**, 22-23.
- 佐藤博之・三梨 昂 (1970) 20 万分の 1 地質図幅「網走」. 産総研地質調査総合センター.
- 佐藤博之・松田武雄・杉山友紀・須田芳朗 (1970) 20 万分の 1 地質図幅「斜里」. 産総研地質調査総合センター.
- 隅田まり (1993) 屈斜路火山の火山活動史. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山災害の規模と特性」(代表: 荒牧重雄) 報告書, 15-26.
- Takarada, S., Oikawa, T., Furukawa, R., Hoshizumi, H., Itoh, J., Geshi, N. and Miyagi, I. (2016) Estimation of total discharged mass from the phreatic eruption of Ontake Volcano, central Japan, on September 27, 2014. *Earth, Planets and Space*, 68:138. doi: 10.1186/s40623-016-0511-4
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川健・岸本博志 (2010) 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値. 地質調査研究報告, **61**, 161-170.

## 6. 十和田-八戸火砕流噴火

噴出源：十和田カルデラ

年代：15.5 cal ka

※複数の文献の  $^{14}\text{C}$  年代値より 14.5~17 cal ka と推定 (工藤, 2005; 町田・新井, 2003). 酸素同位体比層序より 14.9~15.3 cal ka と推定 (青木・新井, 2000), 埋没林樹幹の  $^{14}\text{C}$  年代値より 15.5 cal ka と推定 (Horiuchi *et al.*, 2007).

総噴出量：見かけ体積  $56 \text{ km}^3$  (第四紀火山カタログ, 1999),  $26.9 \text{ km}^3$  DRE (Umeda, *et al.*, 2013)

構成要素：※層位順に記述

十和田八戸火砕流堆積物

十和田八戸降下テフラ

噴火推移：

水蒸気プリニー式噴火→噴煙柱崩壊と大規模火砕流発生 (カルデラ形成)

分布：

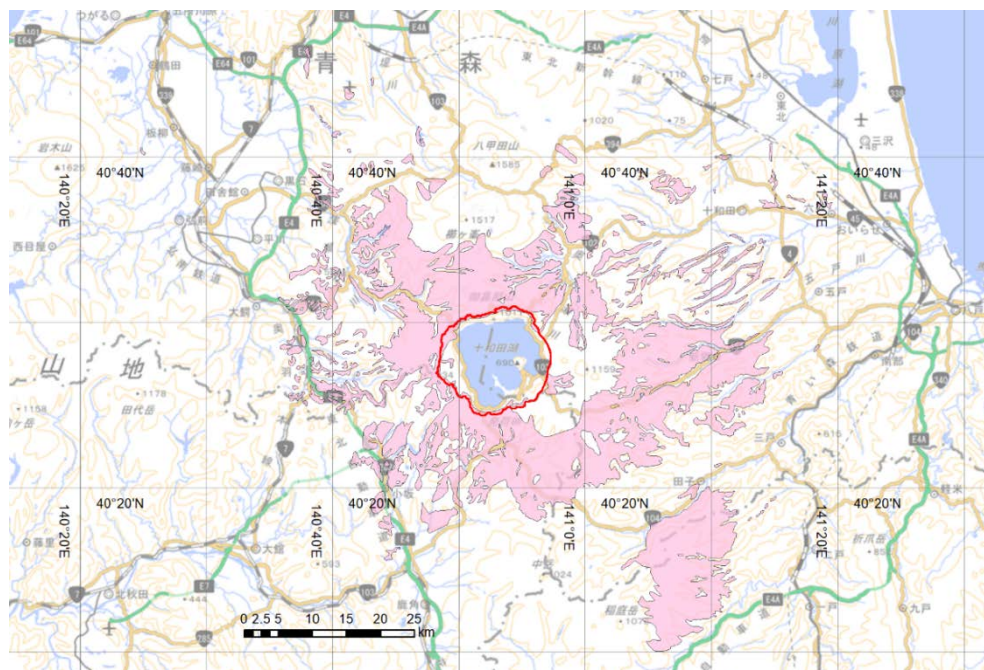


Fig. 6-4. 十和田八戸火砕流堆積物の分布 (大沢ほか, 1993; 大沢・須田, 1978; 対馬, 1964; 鎌田ほか, 1991 に基づき編集)

ピンクが火砕流堆積物の分布, 赤線が十和田カルデラを示す. 地図は地理院地図 WMTS 版の淡色地図を利用.

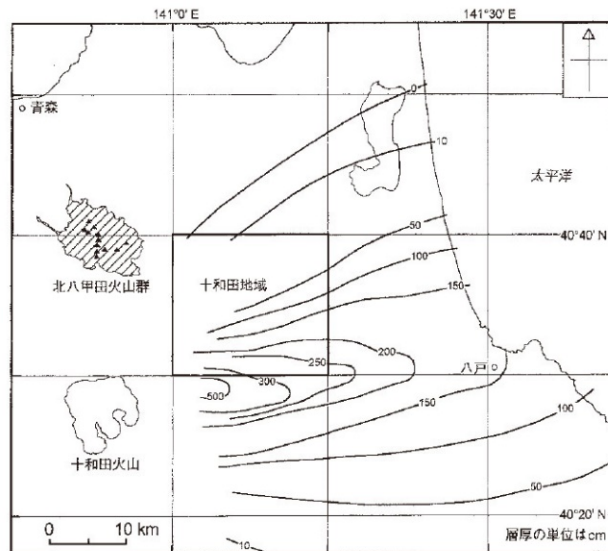


Fig. 6-2. 十和田八戸降下テフラの分布 (工藤, 2005)

### 長期的前駆活動

十和田火山の活動は、大きく先カルデラ期 (220~61 ka)、カルデラ形成期 (61~15.5 ka)、後カルデラ期 (15.5 ka~現在) の 3 つに区分される (Hayakawa, 1985; Horiuchi *et al.*, 2007; Ito *et al.*, 2017). その噴火イベントは、土壌の挟在などによって示される活動休止期を基準に区分され、最新のものから噴火エピソード A, B, C, ... と呼ばれている (Fig. 6-3; Hayakawa, 1985).

先カルデラ期の活動は、Hayakawa (1985) によると御鼻部山火山<sup>おほなべ</sup>や発荷火山<sup>はっか</sup>、青撫火山<sup>あおな</sup>といった複数の火山が、玄武岩質~安山岩質の小型成層火山群を形成して活動していたとされる。一方、工藤・小林 (2013) や工藤 (2016) は、青撫火山と発荷火山の活動時期が一部重なることや、両噴出物の岩石学的特徴が一致することから、先カルデラ期は複数の火山ではなく、ひとつの火山体が形成されていた可能性を指摘している。

カルデラ形成期の主な活動は、噴火エピソード Q の十和田奥瀬火砕流の噴出 (61 ka)、噴火エピソード N の十和田大不動火砕流の噴出 (35 ka)、そして噴火エピソード L の十和田八戸火砕流 (15.5 ka) の噴出である。これら火砕流噴火の間にも、度々降下火砕物が噴出している (噴火エピソード M, O, P など)。

以下、十和田-八戸火砕流噴火以前のカルデラ形成期の各噴火エピソードにおける主な噴出物について、古い順に記述する。

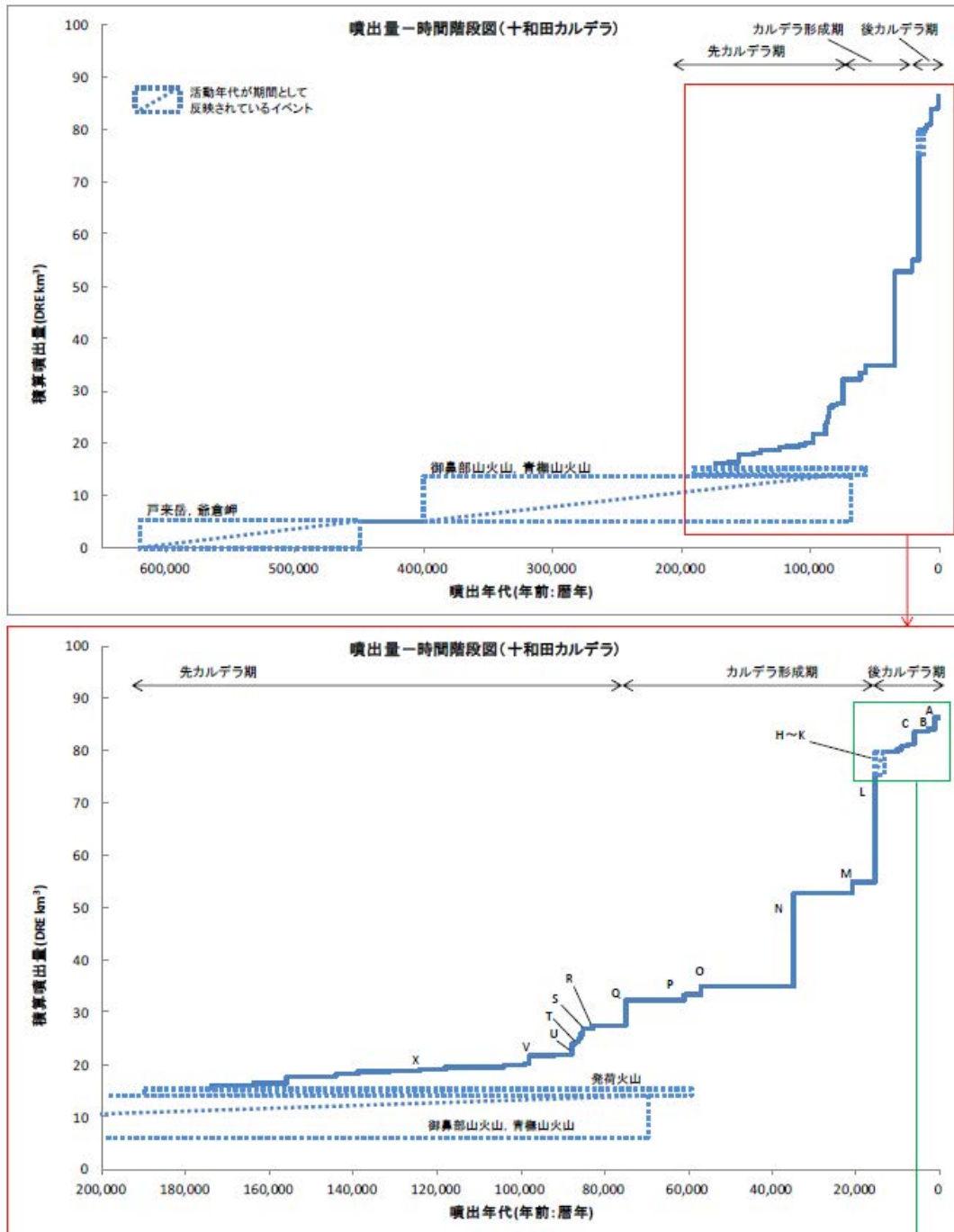


Fig. 6-3. 十和田火山における噴出量-時間階段図 (山元, 2014)

**噴火エピソードQ –大規模火砕流噴火– (約 61 ka; Ito *et al.*, 2017)**

**十和田レッドパミステフラ (RP; 工藤, 2005)**

本層は、十和田奥瀬火砕流堆積物の直下に認められる降下火砕物である。レッドパミステフラ (RP; 東北地方第四紀研究グループ, 1969; 大池・中川, 1979) や十和田レッドテフラ



(To-Rd; 町田・新井, 2003) とも呼ばれている。

岩 相 : 2 ユニットからなる降下火砕堆積物層。奥入瀬川支流の片淵川流域に位置する露頭では、下部ユニットは長径 5 cm 以下の白色軽石からなる層厚 70 cm の降下軽石層として認められる (工藤, 2005) 。 上部ユニットは、長径 2.5 cm 以下の暗灰色スコリアからなる層厚 7 cm の降下スコリア層として認められる (工藤, 2005) 。

分 布 : 分布主軸は北東方向 (Fig. 6-4) で、上北平野に広域に分布する (工藤, 2005)。

年 代 : 光ルミネッセンス法により、 $61 \pm 4$  ka という値が得られている (Ito *et al.*, 2017)。

噴出量 : 見かけ体積  $2.7 \text{ km}^3$  (Hayakawa, 1985)

$0.76 \text{ km}^3$  DRE

※堆積物密度を  $\text{RP}=0.7 \text{ g/cm}^3$  (Hayakawa, 1985), 岩石= $2.5 \text{ g/cm}^3$  と仮定して換算

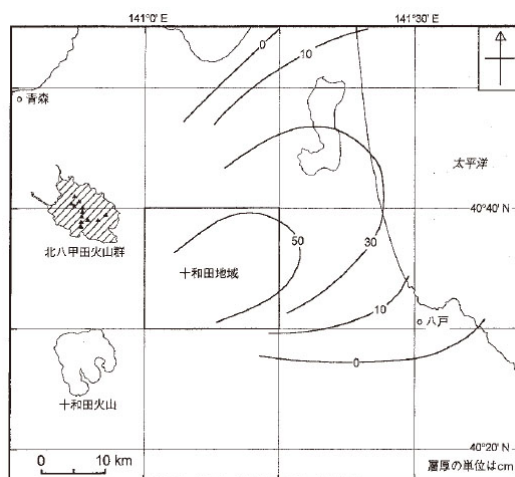


Fig. 6-4. 十和田レッドパミステフラの等層厚線図 (工藤, 2005)

#### 十和田奥瀬火砕流堆積物 (Tu; 宝田・村岡, 2004)

本層の名称は、宝田・村岡 (2004) が給源火山名を追加し、“奥瀬火砕流” (大池・中川, 1979) から“十和田奥瀬火砕流堆積物”と改称された。略称は Tu (宝田・村岡, 2004) または Tq (工藤, 2005) である。町田・新井 (2003) では十和田奥瀬テフラ (To-Os) と呼ばれる。また本層は、中川ほか (1972) の高館 b 火山灰流凝灰岩や Hayakawa (1985) の Okuse ignimbrite に相当する。

岩 相 : 安山岩質のスコリア流堆積物 (工藤, 2005)。基質はガラスが主体で、褐色ないし淡褐色の粗粒-細粒火山灰からなる (宝田・村岡, 2004; 工藤, 2005)。新鮮なスコリアは黒色を呈するが、風化変質により淡灰色-灰色や赤みがかかったオレンジ、薄いピンク、淡褐色といった色を呈する場合もある (宝田・村岡, 2004; 工藤, 2005)。また、発泡度や石基組織の差により生じた風化変色の程度の差により、縞状の組織を示すスコリアもある (工藤, 2005)。岩片は安山岩や玄武岩が主体で、変質した火山岩、



凝灰岩、堆積岩も認められる(宝田・村岡, 2004; 工藤, 2005). 層厚は、十和田湖北東壁の模式地付近で約 20 m (宝田・村岡, 2004), さらに北東方へ 10 km 以上離れた片淵川流域で 8-10 m (工藤, 2005) である.

分 布: 十和田湖の北東壁や、さらに北東方の十和田市片淵川流域, 十和田市生内開拓付近, 十和田市川代付近で局所的に分布する(宝田・村岡, 2004; 工藤, 2005).

噴出量: 見かけ体積 10 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985)

RP と合わせて 10 km<sup>3</sup> (第四紀火山カタログ, 1999)

4.8 km<sup>3</sup> DRE (Umeda *et al.*, 2013) ※第四紀火山カタログ (1999) を引用して換算

### **噴火エピソード P – プリニー式噴火 – (約 58 ka; Ito *et al.*, 2017)**

#### **十和田キビダンゴテフラ (KB; 大池・中川, 1979)**

岩 相: 長径 3 cm 以下の橙灰色またはオレンジ色を呈する軽石から構成される, 降下軽石堆積物 (工藤, 2005). 中部に層厚十数~数 cm の岩片に富む層を挟む (工藤, 2005).

層厚は給源付近で 100 cm 以上に達する (Hayakawa, 1985; 工藤, 2005).

分 布: 分布主軸は北東方向 (Fig. 6-6) で, 上北平野南半部に広く分布する (工藤, 2005).

年 代: 光ルミネッセンス法により, 58±4 ka という値が得られている (Ito *et al.*, 2017).

噴出量: 見かけ体積 4.3 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985)

1.2 km<sup>3</sup> DRE (工藤ほか, 2011) ※上記を引用して換算

### **噴火エピソード O – プリニー式噴火 – (57 ka; 工藤ほか, 2011 ※階段図の読み取り)**

#### **十和田合同テフラ (GP; 東北地方第四紀研究グループ, 1969)**

岩 相: 3 ユニットからなる降下火砕物層. 模式地 (十和田市<sup>ほらくぼ</sup>荊窪) では, 下位より層厚 3 cm の降下軽石層, 層厚 5 cm の粗粒火山灰層, 層厚 3 cm の降下軽石層からなる (工藤, 2005). 軽石は長径 4 cm 以下の白色軽石である (工藤, 2005).

分 布: 分布主軸はおおよそ北東方向 (Fig. 6-6) で, 上北平野南半部に分布する (工藤, 2005).

年 代: 57 ka ※文献中の階段図 (工藤ほか, 2011) より読み取った.

噴出量: 見かけ体積 5 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985)

1.4 km<sup>3</sup> DRE (工藤ほか, 2011) ※上記を引用して換算

### **噴火エピソード O' – ブルカノ式噴火 – (約 41 ka; 工藤, 2018)**

#### **O'火山灰 (仮称; 工藤, 2018)**

噴火エピソード N 堆積物直下の土壌層に挟在する (工藤, 2018).

岩 相: 青灰色を呈する降下火山灰層 (工藤, 2018). 弱い成層構造が認められる場合もある (工藤, 2018). 最大層厚は 61 cm である (工藤, 2018).

分 布: カルデラ壁北東 9 km 以内の範囲 (工藤, 2018).

年代：年代既知のテフラと土壌の厚さから、41.1 ka と見積もられている（工藤, 2018）.  
噴出量：0.09 km<sup>3</sup> DRE（工藤, 2018）.

### **噴火エピソード N –大規模火砕流噴火– (35 cal ka; 工藤, 2005; 工藤ほか, 2011)**

#### **十和田切田テフラ (KR; 工藤, 2005)**

本層は、十和田大不動火砕流堆積物の直下に認められる降下火砕物である。東北地方第四紀研究グループ（1969）の十和田ビスケットパミステフラ 1 (BP1) や Hayakawa (1985) の Kirida fallout deposits に相当する。

岩相：複数枚のユニットからなる降下火砕物（Hayakawa, 1985; 工藤, 2005）。Hayakawa (1985) では下位より、青色岩片からなる降下火山灰層（切田 1 降下火山灰）、青灰色の降下火山灰層（切田 2 降下火山灰）、白色軽石からなる降下軽石層（切田 3 降下軽石）、下部に軽石が散在する白色の降下火山灰層（切田 4 降下火山灰）の 4 枚に区分される。一方、工藤（2005）は切田 4 降下火山灰の直上に、長径 1.5 cm 以下の軽石や粗粒、細粒火山灰の互層からなる降下ユニットを記載している。

分布：分布主軸は東北東から東方向である（Fig. 6-5）。下位の切田 1, 2 降下火山灰は主軸に対し分布域の幅が狭い傾向にあるが、切田 3 降下軽石と 4 降下火山灰はそれより広く分布する（Hayakawa, 1985; 中川ほか, 1986 確認）。

噴出量：見かけ体積約 6.1 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985)

約 1.9 km<sup>3</sup> DRE (Hayakawa, 1985)

※各ユニットの見かけ体積と堆積物密度は、Hayakawa (1985) より引用し換算

#### **十和田大不動火砕流堆積物 (To; 宝田・村岡, 2004)**

本層の名称は、宝田・村岡（2004）が給源火山名を追加し、“大不動浮石流凝灰岩”（東北地方第四紀研究グループ, 1969）から“十和田大不動火砕流堆積物”と改称された。Hayakawa (1985) では Ofudo ignimbrite, 町田・新井（2003）では十和田大不動テフラ (To-Of) と呼ばれる。また早川（1983a）および Hayakawa (1990) は、この噴火によってカルデラ湖が形成された可能性を指摘している。

岩相：複数のフローユニットからなる流紋岩質の軽石流である（工藤, 2005）。基質は細粒-粗粒火山灰で構成され、淡褐灰色を呈する（工藤, 2005）。軽石は白色が多いとされるが、宝田・村岡（2004）では縞状軽石が、工藤（2005）では灰色がかった軽石がそれぞれ記載されている。岩片は安山岩、玄武岩、凝灰岩、変質火山岩などからなる（宝田・村岡, 2005; 工藤, 2005）。本層は、十和田湖の北に位置する「八甲田山」図幅（宝田・村岡, 2004）内の地域において、各フローともに軽石の逆級化構造が認められるとされる。一方、十和田湖の北西に位置する「十和田」図幅（工藤, 2005）内の地域では、正級化を示す場合が多いとされる。層厚は、カルデラより北北東（カルデラ壁から約 6 km 地点）黄瀬川付近で 8 m、カルデラより北西方（カルデラ壁か

ら約 18 km 地点) 黒石市井戸沢で 4 m 確認されている (宝田・村岡, 2004). 詳細な地点は示されていないが, 「十和田」図幅の南部で最大 20 m, 北部でも数 m~10 m の厚さがあることが確認されている (工藤, 2005).

分 布: カルデラからほぼ全方向に分布する (Fig. 6-5). このイベントに伴う降下テフラは, 給源から 800 km 以上離れた北西太平洋の海底堆積物中からも見出されている (青木ほか, 2000).

年 代: 35 cal ka (工藤, 2005; 工藤ほか, 2011)

噴出量: 見かけ体積 40 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985)

KR と合わせて見かけ体積 46 km<sup>3</sup> (第四紀火山カタログ, 1999)

22.1 km<sup>3</sup> DRE (Umeda *et al*, 2013) ※第四紀火山カタログ (1999) を引用して換算

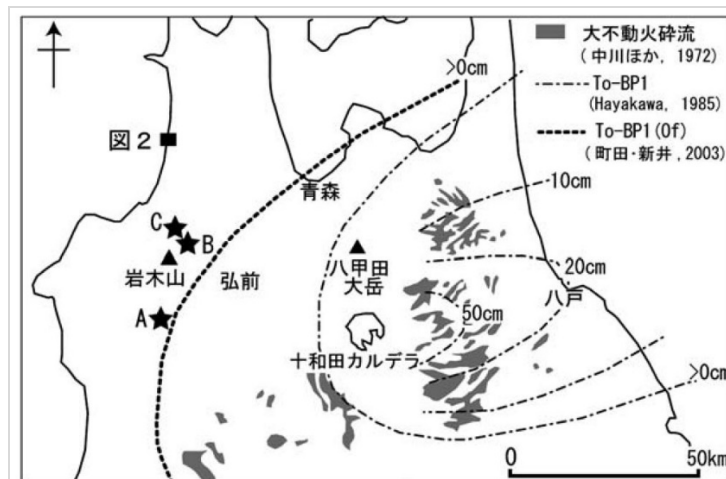


Fig. 6-5. 十和田大不動火砕流の分布と BP1 (十和田切田テフラ) の等層厚線図 (小岩ほか, 2007)

### 噴火エピソード N' –ブルカノ式噴火– (約 23 ka; 工藤, 2018)

#### N'火山灰 (仮称; 工藤, 2018)

噴火エピソード N 堆積物と M 堆積物の中の土壌層に挟在する (工藤, 2018).

岩 相: 青灰色を呈する降下火山灰層 (工藤, 2018). 層厚は 11 cm である (工藤, 2018).

分 布: カルデラ壁北東の 1 露頭でのみ観察された (工藤, 2018).

年 代: 直下の土壌層より, 19,160±60 BP (暦年代で 23.1 ka) の <sup>14</sup>C 年代が得られている (工藤, 2018).

噴出量: 詳細は不明であるが, O'火山灰や小惣辺沢火山灰と同規模と推定 (工藤, 2018).

### 噴火エピソード M –プリニー式噴火– (21 ka; 工藤ほか, 2011)

十和田ビスケットパミステフラ 2 (BP2; 東北地方第四紀研究グループ, 1969; 大池・中川, 1979)

岩 相: 3 ユニットから構成される降下火砕物 (工藤, 2005). 十和田市中屋敷の模式地では, 下位より層厚 7 cm の降下軽石層, 層厚 20 cm の細粒火山灰層, 層厚 32 cm の細粒火山灰を伴う降下軽石層からなる (工藤, 2005). このうち中位の細粒火山灰層には, 軽石や黒曜岩が散在する (工藤, 2005).

分 布: 分布主軸は北東方向 (Fig. 6-6) で, 上北平野南部から青森・岩手県境付近にかけて分布する (工藤, 2005).

年 代: 直下のロームより,  $17,730 \pm 70$  BP (暦年代で約 21 ka) の  $^{14}\text{C}$  年代が得られている (工藤ほか, 2011).

噴出量: 見かけ堆積  $7 \text{ km}^3$  (Hayakawa, 1985)

$2.26 \text{ km}^3$  DRE (工藤ほか, 2011) ※上記を引用して換算

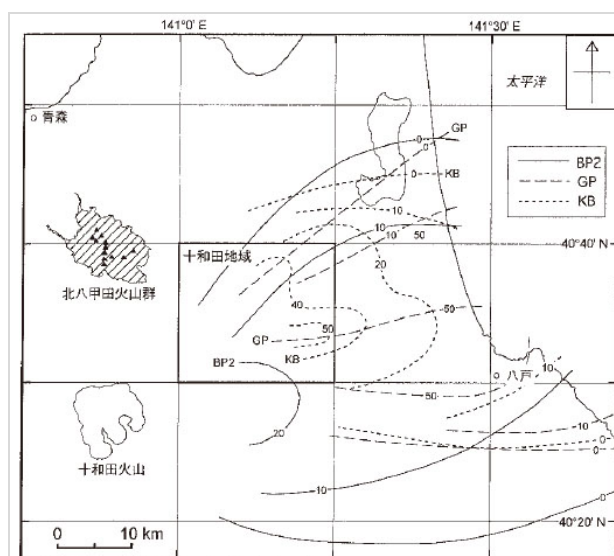


Fig. 6-6. 十和田キビダングテフラ, 合同テフラ, ビスケットパミステフラ 2 の等層厚線図 (工藤, 2005)

### 噴火エピソード M' –ブルカノ式噴火– (約 17 ka; 工藤, 2018)

#### 小惣辺沢火山灰 (工藤, 2015 地質学会)

噴火エピソード M 堆積物と L 堆積物間の土壌層に挟在する (工藤, 2018).

岩 相: 青灰色を呈する降下火山灰層 (工藤, 2018). 最大層厚は 20 cm (工藤, 2018).

分 布: カルデラ壁東方 15 km 以内の範囲 (工藤, 2018)

年 代: 直下の土壌層より,  $14,134 \pm 50$  BP (暦年代で 17.2 ka) の  $^{14}\text{C}$  年代が得られている (工藤, 2018).

噴出量:  $0.05 \text{ km}^3$  DRE (工藤, 2018)

## 短期的前駆活動

巨大噴火の直前（数年～数百年内）に発生したと考えられる先駆的な小規模噴火は確認されていない。

## 噴火推移

### 水蒸気プリニー式噴火の発生 —十和田八戸降下テフラ (HP) の噴出—

十和田火山には、35 ka に発生した十和田-大不動火砕流噴火 (VEI 6) によりカルデラが既に存在し、湖が形成されていた (早川, 1983a; Hayakawa, 1990)。十和田-八戸火砕流噴火は、この湖水と珪長質マグマが接触して発生した水蒸気プリニー式噴火から開始した (早川, 1983 a; Hayakawa, 1990)。この噴火で噴出した十和田八戸降下テフラ (HP; 工藤, 2005) は、火山豆石を含む細粒火山灰層 (HP 1, 3, 5) と石質岩片を含む軽石層 (HP 2, 4, 6) の互層からなる (大池ほか, 1970; 大池・中川, 1979; 早川, 1983 a; 工藤, 2005)。これらは全て給源よりおおよそ東方に分布主軸をもち、太平洋沿岸地域、あるいはさらに沖まで到達している (早川 1983 a)。早川 (1983a) および Hayakawa (1990) は、HP について詳細な岩相記載と粒度組成分析を行い、この互層の成因が“噴出するマグマとマグマに接触する水の量比が変化したこと”による噴火様式の変化であることを示した。

始めに発生した噴火では HP 1 が噴出し、火山豆石を含む多量の降下火山灰をもたらした (早川, 1983 a; Hayakawa, 1990)。HP 1 下部は火山灰の中に軽石を多く含む薄層が数枚挟在する (Hayakawa, 1990; 工藤, 2005) ことから、このフェーズの初期はマグマと湖水の接触が十分でなく、一時的にプリニアンと似た噴火様式になっていた可能性が考えられる (Hayakawa, 1990)。一方、HP 1 上部は火山豆石を含む塊状の火山灰層となることから、このフェーズ後半では水蒸気プリニー式噴火により形成された噴煙柱が、数時間にわたり安定した状態で形成・保持され、多量の降下火山灰をもたらしたと考えられる (Hayakawa, 1990)。なお HP 1 については、下部が火砕性密度流 (HP 1a)、上部が降下火山豆石層 (部は HP1b) という解釈もある (野中・宮本, 2017)。

やがて、マグマの噴出量に対し、マグマに接触する湖水の量が相対的に減少したことで、噴火はよりプリニアンに近い様式に変化した (Hayakawa, 1990)。このとき噴出した降下軽石 HP 2 は、多量の石質岩片を含むことから、火道壁の破壊と拡張を伴う爆発的噴火であったことを示唆する (早川, 1983a)。一方このフェーズは、直前に噴出した HP 1 や、似た岩相の HP 4, 6 に比べ層厚や分布域が小さく (早川, 1983a)、マグマの噴出量は前後のフェーズに比べやや少なかったと考えられる。

HP 2 の噴出後、マグマに接触する湖水の量が相対的に増加したことで、多量の細粒火山灰 (HP 3) が生成された (早川, 1983 a)。HP 3 も HP 2 同様、他の噴出物に比べ層厚や分布域が小さい (早川, 1983 a) ことから、マグマの噴出量は前後のフェーズに比べやや少な

かったと考えられる。

HP 3 の噴出後、再びマグマに接触する湖水の量が相対的に減少したことで、噴火様式はプリニアンに近い状態に変化した (Hayakawa, 1990)。このとき噴出した降下軽石 HP 4 は、直前のフェーズに比べて層厚や分布域が大きくなっている (早川, 1985a) ことから、このフェーズではマグマの噴出量が増加したことが示唆される。また、HP 2 と同様に多量の石質岩片を含むことから、火道壁の破壊と拡張を伴う爆発的噴火であったことも示唆される (早川, 1983a)。

続いて、水蒸気プリニー式噴火によって再び噴煙柱が形成され、多量の火山灰と豆石からなる HP 5 がもたらされた (Hayakawa, 1990)。この噴煙柱は数時間の間保たれたと考えられる (Hayakawa, 1990)。HP 5 上部には HP 1 下部と同様に、軽石を多く含む薄層が数枚挟在する (Hayakawa, 1990; 工藤, 2005)。Hayakawa (1990) によれば、これはマグマとの接触により湖水が徐々に失われたことで、特にこのフェーズの後半でマグマと湖水の接触が十分でなくなり一時的にプリニアンと似た噴火様式になっていた可能性が考えられる。

マグマとの接触により湖水の多くが失われ、噴火は再度プリニアンに近い様式に移行し、降下軽石 HP 6 を噴出した (Hayakawa, 1990)。Hayakawa (1990) によれば、HP 6 の明瞭な成層構造や軽石の円磨度の変化は、マグマと水の断続的な相互作用の結果、噴煙柱の高度が大きく変動したことを示している。

HP 1-6 を噴出した一連の噴火は、数～数十時間におよんでいたと考えられる (Hayakawa, 1990)。また、このフェーズにおける総噴出量は、約  $4.6 \text{ km}^3$  DRE と見積もられる (Hayakawa (1985) のデータを基に DRE 換算した)。

### **大規模火砕流の発生 —十和田八戸火砕流 (Th) の噴出—**

HP の噴出後、大規模火砕流が発生し、十和田八戸火砕流堆積物 (Th; 工藤, 2005) が十和田カルデラを中心に全方向に堆積した。火砕流はカルデラ縁辺部では台地を形成し、その先は谷の中に流入して段丘上の地形を形成した (町田・新井, 2003)。町田・新井 (2003) によれば火砕流の最大到達距離は  $100 \text{ km}$  とされるが、co-ignimbrite ash は給源から東方約  $800 \text{ km}$  の北大西洋海底コアからも見出されている (青木ほか, 2000)。

Th は軽石の粒径や含有量から大きく 2 ユニットに細分され、さらに両ユニットともに複数のフローユニットに細分される (工藤, 2005)。

噴出量については、Hayakawa (1985) は早川法により見かけの体積を  $40 \text{ km}^3$  と見積もっている。第四紀火山カタログ (1999) では、面積層厚から見かけの体積を  $56 \text{ km}^3$  と見積もっており、Umeda *et al.* (2013) はこれを引用して DRE を  $26.9 \text{ km}^3$  と推定している。また、原子力規制庁委託研究「平成 27 年度火山影響評価に係る技術的知見整備」によれば、噴火直後の堆積物は平均  $19.7 \text{ km}^3$  DRE、最大約  $26.7 \text{ km}^3$  DRE と推定される。



## [各噴出物の特徴]

### 十和田八戸降下テフラ (HP)

岩 相：火山豆石を含む灰白色の細粒火山灰層 (HP 1, 3, 5) と石質岩片を含む軽石層 (HP 2, 4, 6) の互層 (Fig. 6-7; 大池ほか, 1970; 大池・中川, 1979; 早川, 1983a; 工藤, 2005). HP 1 と 5 は各ユニット内に軽石を多く含む薄層を数枚挟在する (Hayakawa, 1990; 工藤, 2005). HP 4 は特に石質岩片が多く, 火山豆石も認められる (Hayakawa, 1990). HP 6 は粒径の違いによる成層構造が認められ, 中には火山豆石の集積層も認められる (Hayakawa, 1990).

構成物：火山灰層 HP 1, 3, 5 は主に細粒火山灰からなり, 火山豆石も含まれる. 火山豆石は軽石片を核として形成しているものや, 軽石の核がなく完全にガラス質火山灰からなるものがある (Hayakawa, 1990). 軽石層 HP 2, 4, 6 は主に軽石からなるが, 石質岩片や火山豆石も含まれる (Hayakawa, 1990). また, 軽石の中には表面を火山ガラスで薄く覆われているものも認められる (Hayakawa, 1990).

分 布：全ユニット, 十和田カルデラより東方に主軸をもって分布する (Fig. 6-8). 給源より東方約 350 km の三陸沖の海底でも確認された (青木・新井, 2000). HP の中でも HP 2 と 3 は, 他のユニットに比べ主軸に対して分布の幅が狭い.

噴出量：HP 1 見かけ体積 6.8 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), 約 2.2 km<sup>3</sup> DRE

HP 2 見かけ体積 0.47 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), 約 0.085 km<sup>3</sup> DRE

HP 3 見かけ体積 0.50 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), 約 0.16 km<sup>3</sup> DRE

HP 4 見かけ体積 1.9 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), 約 0.61 km<sup>3</sup> DRE

HP 5 見かけ体積 2.9 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), 約 0.93 km<sup>3</sup> DRE

HP 6 見かけ体積 3.6 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), 約 0.65 km<sup>3</sup> DRE

※堆積物密度として HP 1, 3, 5 = 0.8 g/cm<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), HP 2, 4, 6=0.45 g/cm<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985), 岩石 = 2.5 g/cm<sup>3</sup> と仮定し, マグマ噴出量 (DRE km<sup>3</sup>)を換算

### 十和田八戸火砕流堆積物 (Th)

岩 相：2 ユニットからなる非溶結軽石流堆積物 (工藤, 2005). 各ユニットともに, 層厚数 m の複数のフローユニットから構成される (工藤, 2005). 宝田・村岡 (2004) や長森ほか (2013) によれば, 各フローユニットには軽石の逆級化構造が認められる. 一方, 工藤 (2005) ではフローユニット間の境界は不明瞭とされる. 給源北東の砂土路川沿いの露頭では, 本層下部に埋没樹幹密集部が認められる (Fig. 6-9; 工藤, 2005).

構成物：軽石は白色が最も多く, 灰色や縞状軽石も認められる. 軽石は角閃石単斜輝石斜方輝石デイサイトである. 下位の大不動火砕流には角閃石が含まれていないため, その有無で判別ができる (Hayakawa, 1985 など). 岩片は安山岩, 玄武岩, デイサイト, 変質した火山岩からなる. 基質は極粗粒・シルトサイズの粒子からなり, 淘汰が

悪い。炭化木片を含む場合もある。

分布：カルデラ中心からほぼ全方位に分布する (Fig. 6-1)。最大到達距離は約 100 km とされる (町田・新井, 2003)。co-ignimbrite ash は給源より約 800 km 東方の北西太平洋海底でも、分布が確認されている (青木ほか, 2000)。

噴出量：見かけ体積 40 km<sup>3</sup> (Hayakawa, 1985)

HP と合わせて見かけの体積 56 km<sup>3</sup> (第四紀火山カタログ, 1999)

26.9 km<sup>3</sup> DRE (Umeda *et al*, 2013) ※第四紀火山カタログ (1999)を引用して換算  
原子力規制庁委託研究「平成 27 年度火山影響評価に係る技術的知見整備」によれば、噴火直後の堆積物は平均 19.7 km<sup>3</sup> DRE, 最大約 26.7 km<sup>3</sup> DRE

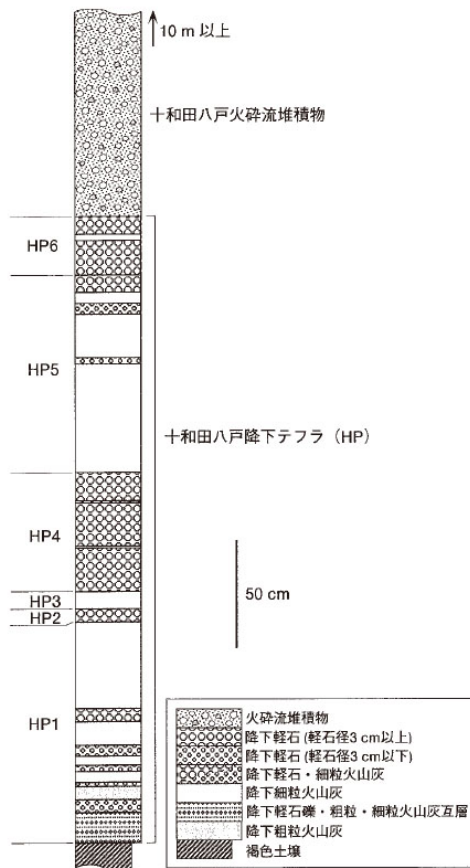


Fig. 6-7. 十和田八戸降下テフラのユニット区分を示す柱状図 (工藤, 2005)

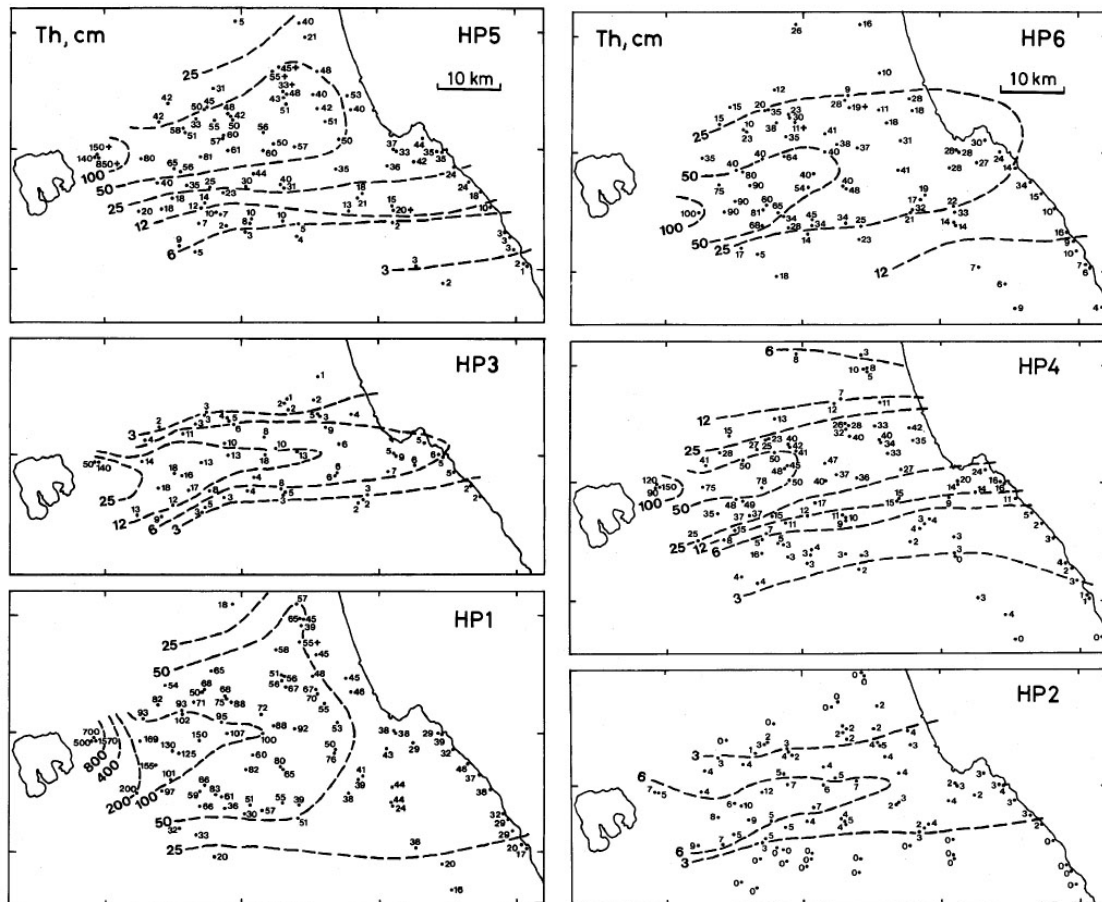


Fig. 6-8. 十和田八戸降下テフラのユニットごとの等層厚線図 (Hayakawa, 1990)



Fig. 6-9. 十和田八戸火砕流堆積物中の埋没樹幹密集部 (工藤, 2005)  
いくつかの樹幹が矢印で示される。

## 後カルデラ活動

十和田―八戸火砕流噴火の後、15～12 ka の間にカルデラ湖で巨大決壊洪水が発生し、十和田カルデラ湖を水源とする奥入瀬川下流域で、三本木扇状地が形成された (Kataoka, 2011). さらにその後も、十和田火山では度々噴火が発生しており、その活動は古いほうから K, J, I, H, G, F, E, D, D', C, B, A の噴火エピソードに細分される (Hayakawa, 1985; 工藤・佐々木, 2007). そのほとんどは、カルデラ南部の中湖や、かつてそこに存在していたとされる五色岩火山の活動であるが (Hayakawa, 1985; 工藤, 2010), 御倉山溶岩ドーム (噴火エピソード D'; 工藤, 2010) などは、例外的にカルデラ中心部付近に形成されている.

以下、主な後カルデラ活動についてまとめる.

### カルデラ湖巨大決壊洪水の発生と、三本木扇状地の形成

十和田カルデラ湖を水源とする奥入瀬川では、十和田―八戸火砕流噴火で噴出した火砕流堆積物により天然ダムが形成された (Kataoka, 2011). Kataoka (2011) によれば、湖水の越水と溪流を埋めていた火砕流堆積物の開析をきっかけに、天然ダムが決壊したことで、大規模な洪水が発生したと考えられている.

この洪水に伴い発生した土石流は、奥入瀬川を流下し、下流域に三本木扇状地を形成した (Kataoka, 2011). 扇状地を構成するこの土石流堆積物は十和田段丘堆積物と呼ばれ (Fig. 6-10; 工藤, 2005), その堆積年代は 15～12 ka とされる (工藤, 2005).

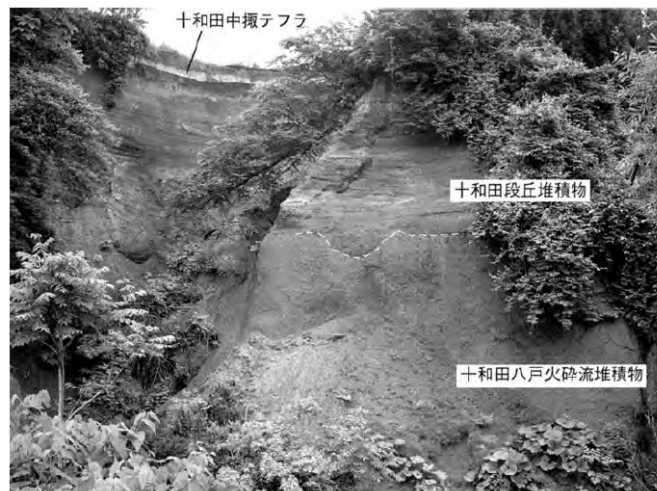


Fig. 6-10. 十和田段丘堆積物と十和田八戸火砕流堆積物の層序関係 (工藤, 2005)

### 噴火エピソード K～H

約 15.5～11.7 cal ka (工藤, 2008) に、現在の中湖の位置で五色岩火山の活動が開始した (Hayakawa, 1985). この活動では、玄武岩質安山岩の降下スコリア・降下火山灰からなる

二の倉スコリア (Hayakawa, 1985)と溶岩流が噴出した。この活動による噴出量は、みかけの体積で  $10.4 \text{ km}^3$  と推定される (Hayakawa, 1985)。

二の倉スコリアについて久利・栗田 (2003) は、土壌を挟み少なくとも 11 枚に細分されるとし、これらが数千年の間およそ数百年間隔で噴出していたと推定した。工藤・佐々木 (2007) は、二の倉スコリアの噴出期間を約 4000 年間と見積もり、久利・栗田 (2003) の記載解釈を踏襲して、400 年以下の間隔で噴火が頻発していたと推定した。

#### 噴火エピソード G

11 cal ka (工藤, 2008) に、五色岩火山でサブプリニー式噴火が発生し、降下軽石からなる新郷軽石が噴出した (Hayakawa, 1985; 久利・谷口, 2007)。この活動で噴出したテフラの見かけの体積は、Hayakawa (1985) で  $0.45 \text{ km}^3$ 、久利・谷口 (2007) で約  $0.10 \text{ km}^3$  ( $9.7 \times 10^7 \text{ m}^3$ ) と推定される。

#### 噴火エピソード F

約 10.2 cal ka (工藤, 2008) に、安山岩質の降下スコリアからなる夏坂スコリアと、火山豆石を含む降下火山灰からなるかほやま樫山火山灰が、五色岩火山より噴出した (Hayakawa, 1985)。Hayakawa (1985) の記載に則れば、上位の樫山火山灰に火山豆石が含まれることから、エピソード F ではマグマ噴火からマグマ水蒸気噴火に推移した可能性が考えられる。この一連の活動で噴出したテフラの見かけの体積は、 $1.26 \text{ km}^3$  と推定される (Hayakawa, 1985)。

#### 噴火エピソード E

9.2 cal ka (工藤, 2008) に、主に降下軽石からなる南部軽石と、成層した降下火山灰および火砕サージからなる貝守火山灰が、五色岩火山より噴出した (Hayakawa, 1985; 工藤・佐々木, 2007)。Hayakawa (1985) によれば、上位の貝守火山灰に火山豆石が含まれることから、エピソード E も F と同様に、マグマ噴火からマグマ水蒸気噴火に推移した可能性が考えられる。この一連の活動で噴出したテフラの見かけの体積は、 $2.51 \text{ km}^3$  と推定される (Hayakawa, 1985)。

#### 噴火エピソード D

8.2 cal ka (工藤, 2008) に、降下軽石からなるおぐに小国軽石 (Hayakawa, 1985) と、細粒～粗粒降下火山灰からなる中ノ沢火山灰 (工藤, 2010) が、五色岩火山より噴出した。

工藤 (2010) は中ノ沢火山灰について、細粒火山灰を主体とし、ブロック～フレーク状のガラス片を多く含み、堆積物中に気泡を多く含む特徴から、マグマ水蒸気噴火による堆積物と推定している。したがって噴火エピソード D は、F や E と同様に、マグマ噴火からマグマ水蒸気噴火に推移した可能性が考えられる。この一連の活動で噴出したテフラの見かけの体積は、 $0.47 \text{ km}^3$  と推定される (小国軽石 =  $0.34 \text{ km}^3$ ; Hayakawa, 1985; 中ノ沢火山

灰 = 0.13 km<sup>3</sup>; 工藤, 2010).

### 噴火エピソード D'

7.5 cal ka (工藤, 2008) に, 十和田湖中心付近の御倉半島突端部で, 御倉山の活動が開始した. この活動では, 主に降下火山灰からなる戸来火山灰 (工藤, 2010) と, デイサイト質溶岩が噴出し, 御倉山溶岩ドームが形成された (Hayakawa, 1985; 工藤, 2010).

工藤 (2010) によれば, エピソード D'の噴火は, マグマと湖水に接触したことによるマグマ水蒸気噴火から始まったと考えられる. やがて, 噴火の進行により火道周辺がドライな環境になると, 溶岩ドームの成長が開始した. それに伴うドーム内部のガス圧の上昇によって, 断続的なブルカノ式噴火が発生し, 周囲に戸来火山灰主部がもたらされたと考えられる (Fig. 6-11; 工藤, 2010). この一連の活動で噴出した溶岩とテフラの見かけの体積は, 0.39 km<sup>3</sup> と推定される (御倉山溶岩ドーム = 0.23 km<sup>3</sup>; Hayakawa, 1985; 戸来降下火山灰 = 0.16 km<sup>3</sup>; 工藤, 2010).

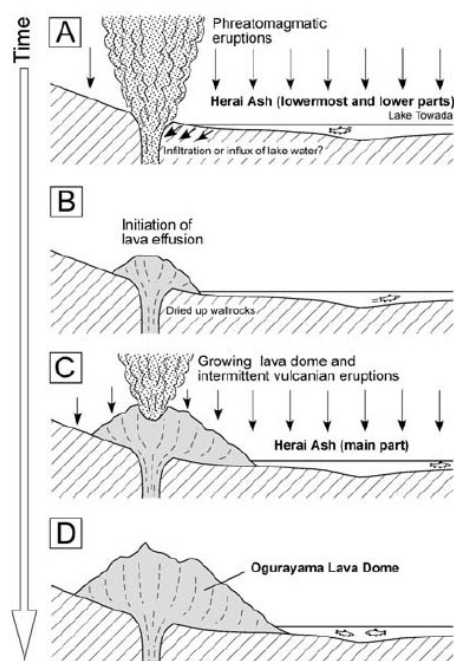


Fig. 15. Schematic diagrams showing the eruption sequence of the eruptive episode D'. (A) Initial phreatomagmatic eruptions and sedimentation of the lowermost and lower parts of the Herai Ash. (B) Initiation of lava effusion. (C) Growth of the Ogurayama Lava Dome and intermittent vulcanian eruptions that produced the main part of the Herai Ash. (D) After the eruption.

図 15. 噴火エピソード D'の噴火推移. (A) 最初のマグマ水蒸気噴火と戸来火山灰最下部および下部の堆積. (B) 溶岩の噴出開始. (C) 御倉山溶岩ドームの成長と断続的なブルカノ式噴火による戸来火山灰主部の堆積. (D) 噴火後.

Fig. 6-11. 噴火エピソード D'の噴火推移 (工藤, 2010)

### 噴火エピソード C

6.1 cal ka (工藤, 2008) に, 現在の中湖から中楸軽石, 金ヶ沢軽石, 宇樽部火山灰が噴出した (早川, 1983; Hayakawa, 1985). Hayakawa (1985) によれば, 上位の宇樽部火山灰には火山豆石が含まれる. このことからエピソード C では, 噴火の末期にマグマと湖水が接触し, E や F などと同様にマグマ噴火からマグマ水蒸気噴火に推移した可能性が考えられる (Hayakawa, 1985). この一連の活動で噴出したテフラの見かけの体積は, 9.18 km<sup>3</sup> と推定される (Hayakawa, 1985).



## 噴火エピソード B

2.7 cal ka (工藤, 2008) に, 降下軽石からなる迷ヶ平軽石と, 成層した降下火山灰からなる惣辺火山灰が, 現在の中湖より噴出した (Hayakawa, 1985). Hayakawa (1985) によれば, 上位の惣辺火山灰に火山豆石が含まれることから, エピソード B も, E や F などと同様にマグマ噴火からマグマ水蒸気噴火に推移した可能性が考えられる. この一連の活動で噴出したテフラの見かけの体積は, 0.84 km<sup>3</sup> と推定される (Hayakawa, 1985).

## 噴火エピソード A (平安噴火)

AD915 (早川・小山, 1998) に, 大湯火砕堆積物 (広井ほか, 2015), 毛馬内火砕流 (Hayakawa, 1985), 十和田 a テフラ (町田ほか, 1981) が, 現在の中湖より噴出した. 大湯火砕堆積物は大きく 4 枚の火砕堆積物に細分される (Fig. 6-12; 広井ほか, 2015).

広井ほか (2015) によれば, エピソード A は中湖において, マグマと外来水との接触を伴う中でマグマ噴火から開始した. そして, 大湯火砕堆積物をもたらしたマグマ噴火とマグマ水蒸気噴火のサイクルを 2 度繰り返した後, 毛馬内火砕流を噴出して終息したと考えられる (Fig. 6-13; 広井ほか, 2015). 一連の活動で噴出したテフラの見かけの体積は, Hayakawa (1985) で約 6.5 km<sup>3</sup>, 広井ほか (2015) で約 5.3 km<sup>3</sup> と推定される.

さらに十和田カルデラ周辺では, 火砕流の噴出後にラハールが発生した. カルデラ南西の大湯川～米代川流域では, ラハール堆積物に埋没した建物が複数発見されている (秋田県教育委員会, 1970; 赤石, 1999; 小野ほか, 2017).

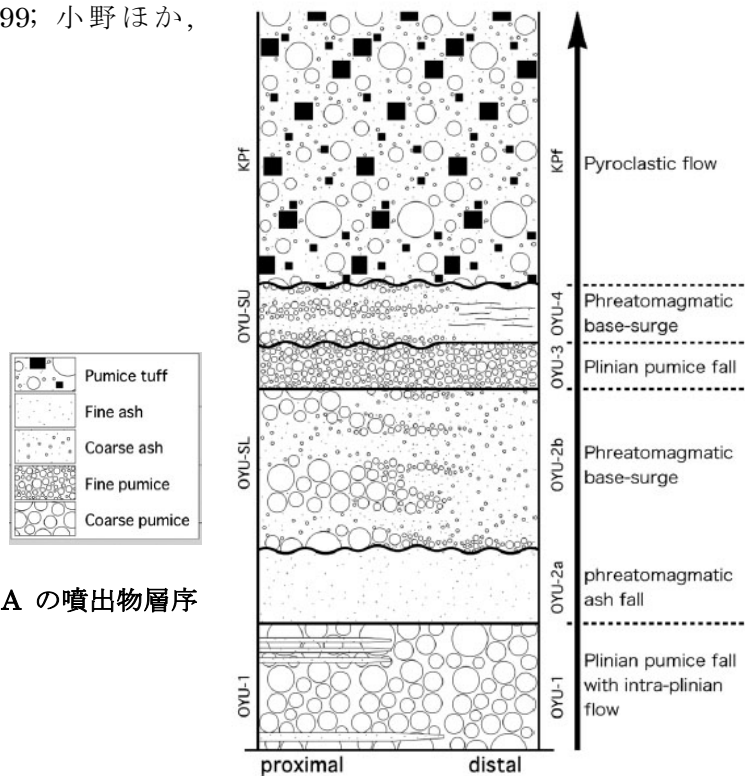


Fig. 6-12. 噴火エピソード A の噴出物層序 (広井ほか, 2015)

Kpf = 毛馬内火砕流.

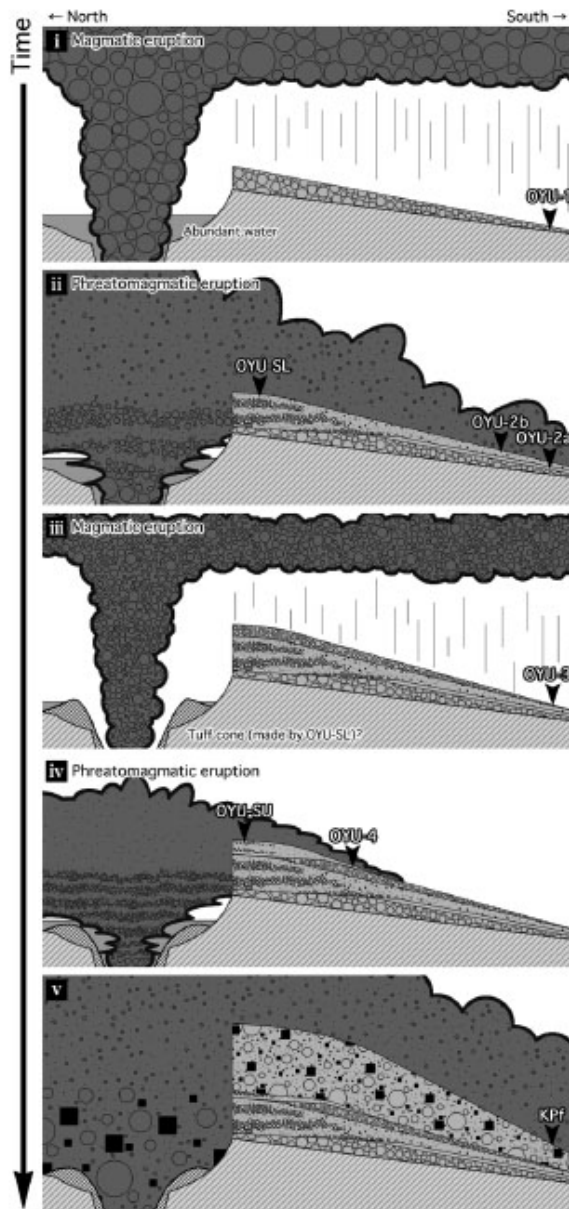


Fig. 12. Schematic cartoons showing the eruptive sequence of the Heian eruption. (i) Initiation of plinian magmatic eruption in the abundant water and sedimentation of OYU-1. (ii) Initial phreatomagmatic eruption of OYU-2a, and OYU-2b (proximal part is OYU-SL). (iii) The second magmatic eruption of OYU-3. (iv) The second phreatomagmatic eruption and sedimentation of OYU-4 (proximal part is OYU-SU). (v) The climax of the eruption with effusion of a voluminous pyroclastic flow (KPF).

Fig. 6-13. 噴火エピソード A の噴火推移 (広井ほか, 2015)

## 第6章 参考文献

- 青木かおり・新井房夫 (2000) 三陸沖海底コア KH94-3, LM-8 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, **39**, 107-120.
- 青木かおり・山本浩文・山内守明 (2000) 「みらい」 MR98-03 次航海及び MR99-K04 次航海で採取された海底コアの第四紀後期テフラ層序. 海洋科学技術センター試験研究報告, **41**, 49-55.
- 赤石和幸 (1999) 十和田火山, 毛馬内火砕流に伴う火山泥流堆積物中から平安時代の埋没家屋の発見. 地質雑, **105**, x x iii - x x iv.
- 秋田県教育委員会 (1970) 胡桃館埋没建物遺跡第 3 次発掘調査報告書. 秋田県教育委員会, 61p.
- 第四紀火山カタログ委員会編 (1999) 日本の第四紀火山カタログ. 日本火山学会 (CD-ROM).
- 早川由紀夫 (1983a) 火山豆石として降下堆積した十和田八戸火山灰. 火山, **28**, 25-40.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic Geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo*, **60**, 507-592.
- Hayakawa, Y. (1990) Mode of eruption and deposition of the Hachinohe phreatoplinian ash from the Towada volcano, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **25**, 167-182.
- 早川由紀夫・小山真人 (1998) 日本海をはさんで 10 世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日—十和田湖と白頭山. 火山, **43**, 403-407.
- 広井良美・宮本 毅・田中倫久 (2015) 十和田火山平安噴火 (噴火エピソード A) の噴出物層序及び噴火推移の再検討. 火山, **60**, 187-209.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaka, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5- cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123-1132.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (2017) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quat. Int.*, **456**, 154-162.
- 鎌田耕太郎・秦 光男・久保和也・坂本 亨 (1991) 20 万分の 1 地質図幅「八戸」. 産総研地質調査総合センター.
- Kataoka, S. K. (2011) Geomorphic and sedimentary of a gigantic outburst flood from Towada caldera after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption, northeast Japan. *Geomorphology*, **125**, 11-26.
- 小岩直人・柴正 敏・葛西優貴 (2007) 青森県屏風山砂丘地帯, 館岡層中の十和田大不動テフラの AMS<sup>14</sup>C 年代. 第四紀研究, **46**, 437-441.
- 工藤 崇 (2005) 十和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 79p.

- 工藤 崇 (2008) 十和田火山, 噴火エピソード E 及び G 噴出物の放射性炭素年代. 火山, **53**, 193-199.
- 工藤 崇 (2010) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山, **55**, 89-107.
- 工藤 崇 (2015) 十和田火山, 噴火エピソード N-L 間の噴火活動史. 地質学会第 122 回年会講演要旨.
- 工藤 崇 (2016) 十和田火山, 先カルデラ期溶岩の K-Ar 年代. 地質調査研究報告, **67**, 209-215.
- 工藤 崇 (2018) 十和田火山カルデラ形成期の発生した小規模ブルカノ式噴火. 日本火山学会講演予稿集 2018 年度 秋季大会, 21.
- 工藤 崇・小林淳 (2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期のテフラの放射年代測定. 地質調査研究報告, **64**, 305-311.
- 工藤 崇・小林淳・山元孝広・岡島靖司・水上啓治 (2011) 十和田火山における噴火活動様式の時代変遷と長期的予測. 日本第四紀学会講演要旨集, **41**, 82-83.
- 工藤 崇・佐々木寿 (2007) 十和田火山後カルデラ期噴出物の高精度噴火史編年. 地学雑誌, **116**, 653-663.
- 久利美和・栗田敬 (2003) 十和田火山二の倉スコリア群の層序区分の再検討—二の倉スコリア期の噴火活動の推移—. 火山, **48**, 249-258.
- 久利美和・谷口宏充 (2007) 十和田火山後カルデラ期新郷軽石噴火にみるサブプリニアン噴火の噴火推移. 東北アジア研究, **11**, 159-172.
- 長森英明・宝田晋治・吾妻崇 (2013) 青森西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 67p.
- 中川久夫・松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48p.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・井出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. 岩井純一教授退館記念論文集, 7-18.
- 野中建太・宮本 毅 (2017) 浅水域カルデラ形成前駆噴火において発生する火砕性密度流の特性: 十和田火山・八戸火山灰の例. 日本火山学会講演予稿集 2017 年度 秋季大会, 31.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 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.
- 大池昭二・中川久夫 (1979) 三戸地域広域農業開発基本調査「地形並びに表層地質調査報告書」. 東北農政局計画部, 103p.
- 大池昭二・松山 力・七崎 修 (1970) 八戸平原地域地質調査報告書. 東北農政局計画部, 1-50.
- 大沢あつし・須田芳朗 (1978) 20 万分の 1 地質図幅「弘前及び深浦」. 産総研地質調査総合センター.

- 大沢あつし・三村弘二・広島俊男 (1993) 20 万分の 1 地質図幅「青森 (第 2 版)」. 産総研地質調査総合センター.
- 小野映介・小岩直人・高橋未央・藤根久 (2017) 米代川流域で発見された十和田火山 AD915 噴火後のラハール堆積物と埋没建物. 第四紀研究, **56**, 169-173.
- 宝田晋治・村岡洋文 (2004) 八甲田山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 86p.
- 東北地方第四紀研究グループ (1969) 東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, **15**, 37-83.
- 対馬坤六 (1964) 20 万分の 1 地質図幅「野辺地」. 産総研地質調査総合センター.
- Umeda, K., Ban, M., Hayashi, S. and Kusano, T. (2013) Tectonic shortening and coeval volcanism during the Quaternary, Northeast Japan arc. *J. Earth Syst. Sci.*, **122**, 137-147.
- 山元孝広 (2014) 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査総合センター研究資料集, no.613, 産総研地質調査総合センター.

## 7. 摩周火山主カルデラ形成噴火 (岸本ほか, 2009)

噴出源：摩周カルデラ

年代：約 7,600 年前 (Cal 5,600BC 頃; 山元ほか, 2010)

総噴出量：見かけ体積 18.6 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), 6.9 km<sup>3</sup> (DRE)

※以下, 堆積物密度として降下軽石=800 kg/m<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), マグマ水蒸気爆発由来の降下火山灰=1,500 kg/m<sup>3</sup> (Takarada *et al.*, 2016), 火砕流堆積物=1,000 kg/m<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009) と仮定し, マグマ噴出量 (DRE km<sup>3</sup>) を換算する.

構成要素 (見かけの噴出量): ※層位順に記載

摩周軽石流堆積物 f	9.7 km <sup>3</sup>
摩周降下軽石層 g	3.2 km <sup>3</sup>
摩周降下軽石層 h	1.0 km <sup>3</sup>
摩周降下軽石層 I	4.0 km <sup>3</sup>
摩周降下火山灰層 j	0.7 km <sup>3</sup>

噴火推移:

マグマ水蒸気爆発→断続的なプリニー式噴火→噴煙柱崩壊と大規模火砕流発生 (カルデラ形成)

分布:

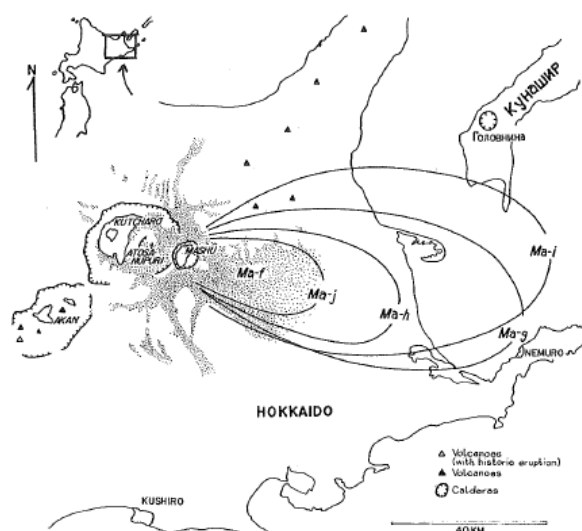


Fig. 2 The Quaternary volcanoes in east Hokkaido and the pyroclastic deposits around the Mashu caldera. Ash- and pumice-fall deposits (Ma-j – Ma-g) are indicated by 10cm contour lines, and pyroclastic flow deposit (Ma-f) is shown by dotted area (after Katsui, 1963). A full account of the distribution of pyroclastic deposits in this area is given by the Committee on Nomenclature of the Pyroclastic Deposits in Hokkaido (1974).

Fig. 7-5. 主カルデラ形成期噴出物の分布 (Katsui *et al.*, 1975)



## 長期的前駆活動

摩周火山 (Fig. 7-1) では, 最新の屈斜路カルデラ形成噴出物 Kp I の堆積後 (約 35 ka) から, カルデラ形成期の破局的噴火に至るまでの約 2 万 7 千年間で, 40 回以上の火砕噴火が発生している (Fig. 7-2). 長谷川ほか (2009) によると, Kp I 噴出後の摩周火山の活動は, 軽石噴火が卓越する時期が 3 回 (35~27 ka; 20~16 ka; 12 ka 以降), その間にスコリア噴火が卓越する時期が 2 回繰り返されている. この時期の火砕噴火は, 噴出量が 5 km<sup>3</sup> 以上の比較的大規模な噴火や, 10 km<sup>3</sup> 以上のカルデラ形成期の活動に匹敵するような大規模プリニー式噴火も発生している. また, 2 度目のスコリア噴出期 (16~13 ka) は, 年代的に Katsui *et al.* (1975) の成層火山形成期 (約 17~12 ka) に対応する. この時期には古期および新期外輪山溶岩が噴出している.

12 ka 以降のカルデラ形成期 (Katsui *et al.*, 1975) では, 約 7.6 cal ka の破局的噴火に先行して, 火砕流を伴うプリニー式噴火 (Ma-l; 勝井, 1962; 岸本ほか, 2009) と, マグマ水蒸気爆発 (Ma-k; 勝井, 1962) が発生している.

以下, 上記の火山活動による主な噴出物について, 活動期ごとに古い順に記述する.

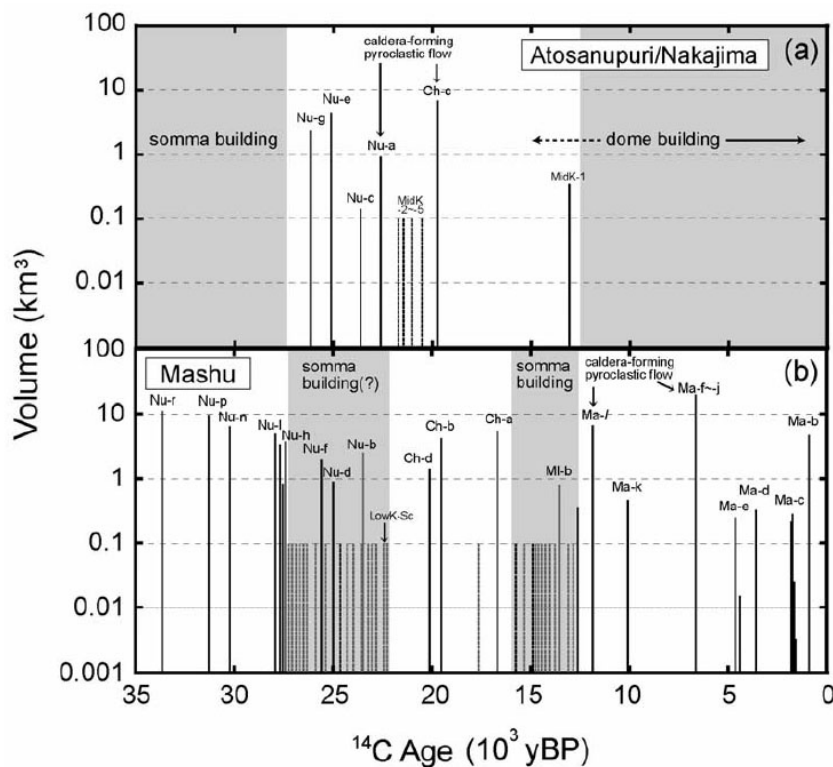


Fig. 15. Volumes and ages of explosive eruptions from Atosanupuri/Nakajima volcanoes (a) and Mashu volcano (b). Gray-colored bars denote scoria-dominant eruptions. Volumes of dashed bars (0.1 km<sup>3</sup>) are minimum estimations. Information during the last 12,000 years of Mashu volcano is based on Kishimoto *et al.* (2009).

Fig. 7-2. 各噴出物の噴出量と噴出年代. (a)アトサヌプリ・中島火山, (b)摩周火山 (長谷川ほか, 2009)

**軽石噴出期 (35~27 ka; 長谷川ほか, 2009)**

Kp I の噴出後 2 千年内に、噴出量が 10 km<sup>3</sup> を超す規模のプリニー式噴火が発生し、その後も大小の火砕噴火が数回発生した。

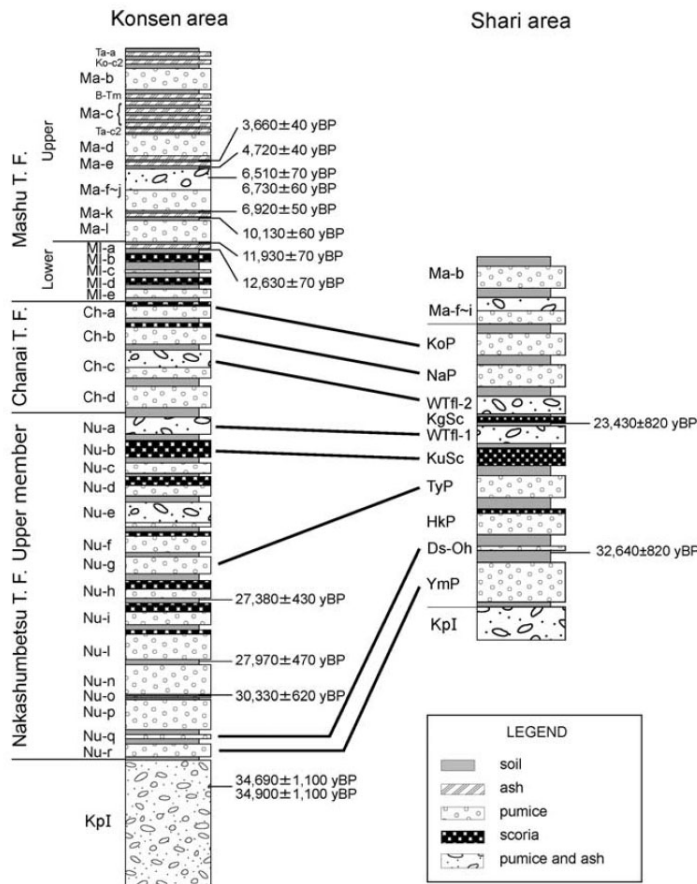
**上部中春別テフラ層-r (Nu-r), 止別軽石 (Ym-P)**

根釧原野地域において見出された本テフラ層は Nu-r (宮田ほか, 1988), 斜里平野地域において見出された本テフラ層は Ym-P (佐藤, 1968) と命名されている。これらは長谷川ほか (2009) により、層位関係 (Fig. 7-3) と岩石学的特徴から対比されている。

岩 相：複数の降下ユニットからなる降下軽石層 (Fig. 7-4a)。根釧原野地域では下部に層厚 1 cm 以下の粗粒砂サイズの灰色火山灰が認められる。

分 布：中標津・別海町市街周辺, 別海町中春別地域, 標津町床丹地域, 小清水~斜里地域, 清里町江南地域 (Fig. 7-5)

噴出量：見かけ体積 14 km<sup>3</sup> (長谷川ほか, 2009), 4.5 km<sup>3</sup> (DRE)



**Fig. 4.** The schematic tephrostratigraphy above KpI in the two different studied areas. Tephra names of Kansen and Shari areas are from Miyata et al. (1988) and Sumita (1988, 1996), respectively. Radiocarbon dates with an asterisk mark (“\*”) are from Sone et al. (1991), and the other ages are from Itoh et al. (2007). T. F.: Tephra formation. Widespread tephra; Ta-a: Tarumai-a pumice fall deposit, Ko-c2: Komagatake-c2 pumice fall deposit, B-Tm: Baegdusan-Tomakomai tephra, Ta-c2: Tarumai-c2 pumice fall deposit (e.g. Committee on Nomenclature of Pyroclastic Deposits in Hokkaido, 1982). See text for the other abbreviations of tephra names. Solid lines are the correlative lines between two areas.

**Fig. 7-3.** 根釧地域と斜里地域のテフラ対比 (長谷川ほか, 2009)

### 上部中春別テフラ層-p (Nu-p)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され、長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相：複数の降下ユニットからなる降下軽石層 (Fig. 7-4a)。下部に厚さ 5 cm の細礫～粗粒砂サイズの成層した灰色火山灰が認められる。上部にはスコリア・灰色縞状軽石と暗灰色の粗粒砂からなる層が認められる。

分 布：中標津・別海町市街周辺，別海町中春別地域，標津町床丹地域 (Fig. 7-6)

噴出量：見かけ体積 7.4 km<sup>3</sup> (長谷川ほか, 2009), 2.4 km<sup>3</sup> (DRE)

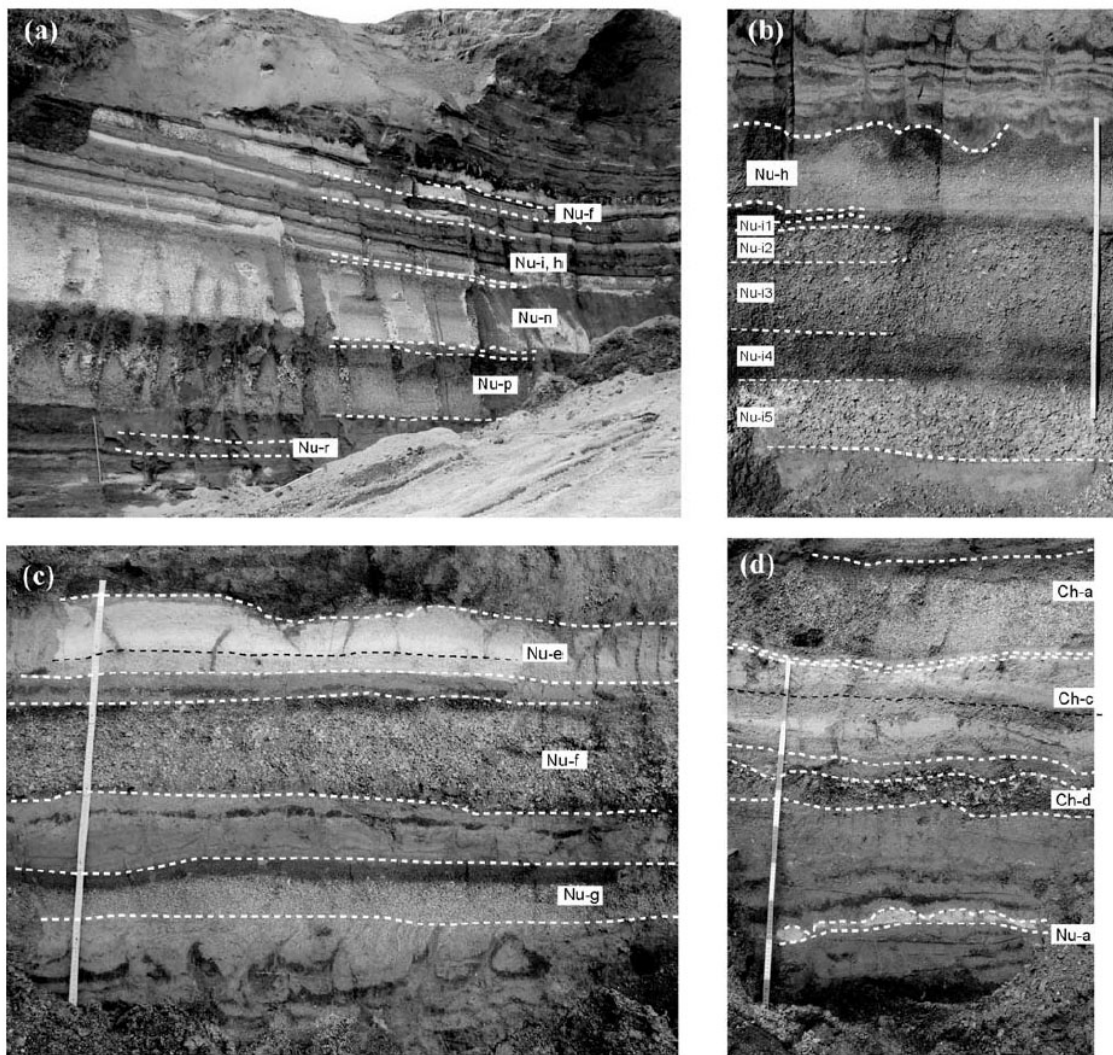


Fig. 6. Field occurrences of tephra layers. (a) Pile of pumice and scoria fall deposits comprising the lower part of the Upper Nakashumbetu Tephra Formation (loc. 60). The scale is 1 m long. (b) Close-up photograph of Nu-i and -h at loc. 60. Nu-i consists of five sub-units separated by grain size and color tone. Volcanic ash soil and scoria layers above Nu-h show involution-structure. The scale is 1 m long. (c) Upper part of Nu-g is oxidized. Nu-e is composed of the lower pyroclastic fall and the upper pyroclastic flow deposits. The scale is 1 m long (loc. 62). (d) Nu-a, Ch-d, Ch-c and Ch-a at loc. 63. Nu-a (pyroclastic flow deposit) shows pinch-and-swell structure. ch-c consists of pyroclastic fall and overlying pyroclastic flow deposits. The scale is 1 m long.

Fig. 7-4. テフラ層の露頭写真 (長谷川ほか, 2009)

### 上部中春別テフラ層-o (Nu-o)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され, 長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相: 降下軽石および火山灰層

分 布: 中標津市街周辺～別海町中春別地域, 標津町床丹地域

噴出量: -

### 上部中春別テフラ層-n (Nu-n)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され, 長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相: 複数の降下ユニットからなる降下軽石層 (Fig. 7-4a)。下部に厚さ 2 cm の粗粒砂サイズの灰色火山灰が認められる。上部にはスコリアと細礫サイズの暗灰色石質岩片が多く含まれる。

分 布: 中標津・別海町市街周辺, 別海町中春別地域, 標津町床丹地域 (Fig. 7-7)

噴出量: 見かけ体積 6.4 km<sup>3</sup> (長谷川ほか, 2009), 2.0 km<sup>3</sup> (DRE)

### 上部中春別テフラ層-l (Nu-l)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され, 長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相: 複数の降下ユニットからなる降下軽石層。下部に厚さ 2~7 cm の粗粒砂サイズの灰色火山灰 2 層と, これに挟在する軽石層 1 層が認められる。上部はスコリアと灰色軽石に富む。

分 布: 別海町市街周辺, 別海町中春別地域 (Fig. 7-8)

噴出量: 見かけ堆積 4.9 km<sup>3</sup> (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)  
1.6 km<sup>3</sup> (DRE)

### 上部中春別テフラ層-i (Nu-i)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され, 長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相: 5 つの降下ユニットからなる降下火砕物層で下位より Nu-i5~i1 とされる (Fig. 7-4a, b)。Nu-i5 は主に白~灰色軽石からなる。Nu-i4 は Nu-i5 に比べ石質岩片に富み, 変質した軽石が多い。Nu-i3 は灰色・縞状軽石と暗灰色の石質岩片からなる。Nu-i2 は灰色軽石, スコリア, 強変質した褐色岩片を多く含み, 上方細粒化が認められる。Nu-i1 は細礫サイズのスコリア, 灰色軽石, 暗灰色の石質岩片からなる。

分 布: 中標津・別海町市街周辺, 別海町中春別地域, 標津町床丹地域

噴出量: 見かけ堆積 3.3 km<sup>3</sup> (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)



1.3 km<sup>3</sup> (DRE)

※Nu-i5 は降下軽石層とみなした。Nu-i4 と 3 は堆積物密度を 1000 kg/m<sup>3</sup> として、Nu-i2 と 4 は堆積物密度を 1200 kg/m<sup>3</sup> として計算した。模式露頭の層厚から、Nu-i 各ユニットの見かけ堆積は、総噴出量の 31% (Nu-i5), 19% (Nu-i4), 31% (Nu-i3), 13% (Nu-i2), 6% (Nu-i1) と仮定した。

### 上部中春別テフラ層-h (Nu-h)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され、長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相：複数の降下ユニットからなる降下火砕物層 (Fig. 7-4a, b) で、下位より Nu-h2, h1 とされる。Nu-h2 は白色軽石と少量の灰色軽石からなる。Nu-h1 は h2 よりやや細粒で、白色軽石のほかに灰色軽石・スコリアが多く含まれる。

分 布：中標津市街周辺～別海町中春別地域，標津町床丹地域

噴出量：見かけ堆積 0.8 km<sup>3</sup> (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)

0.26 km<sup>3</sup> (DRE) ※降下軽石層とみなして計算した。

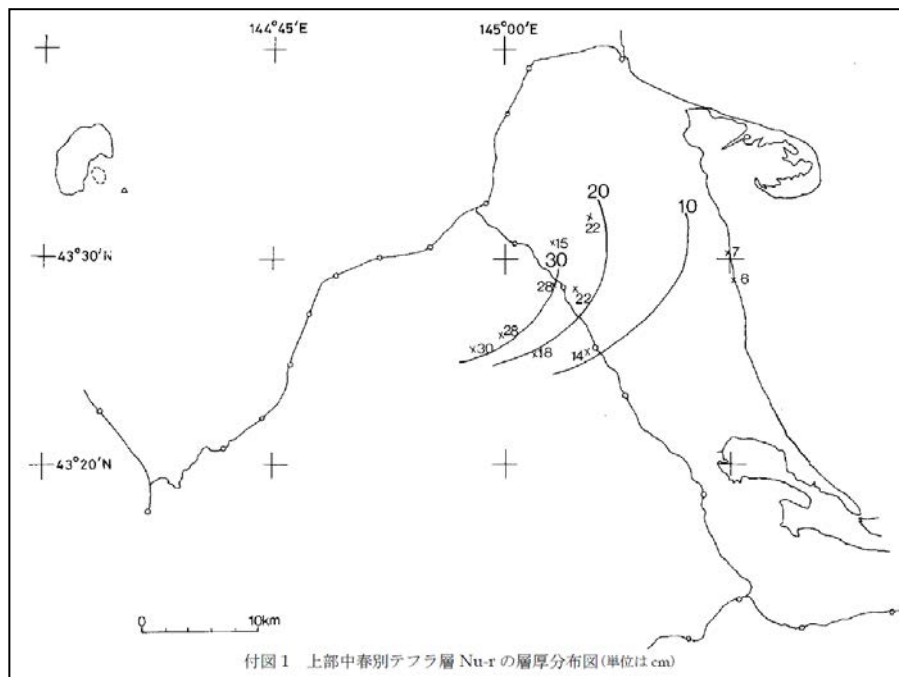


Fig. 7-5. Nu-r の層厚分布図 (宮田ほか, 1988)

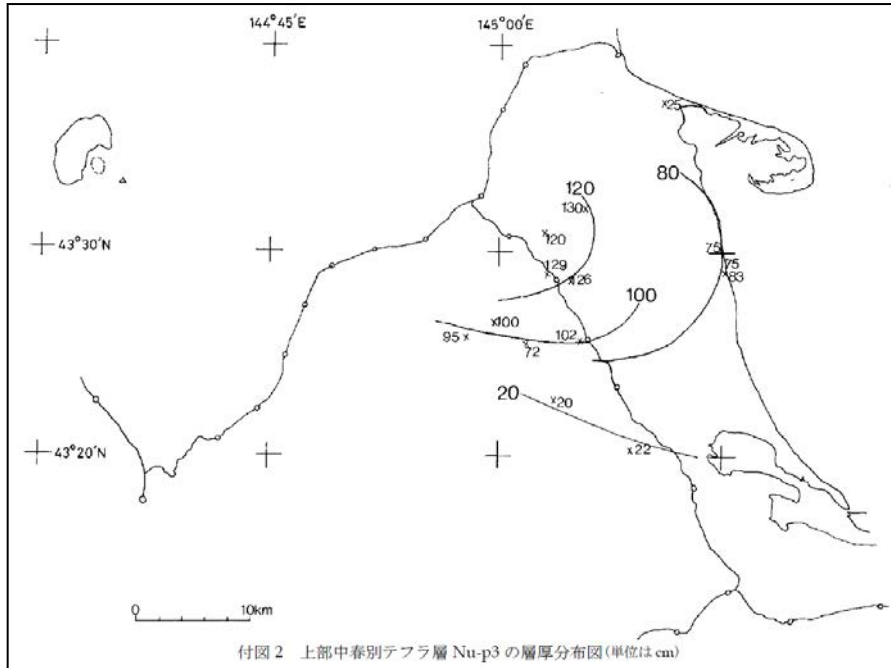


Fig. 7-6. Nu-p 主部の層厚分布図 (宮田ほか, 1988)

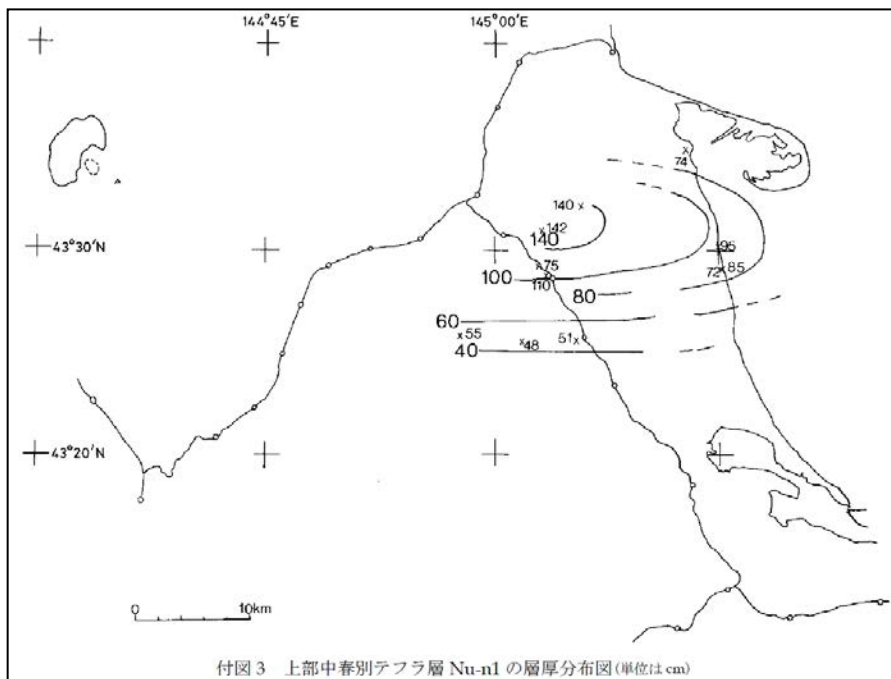


Fig. 7-7. Nu-n 主部の層厚分布図 (宮田ほか, 1988)



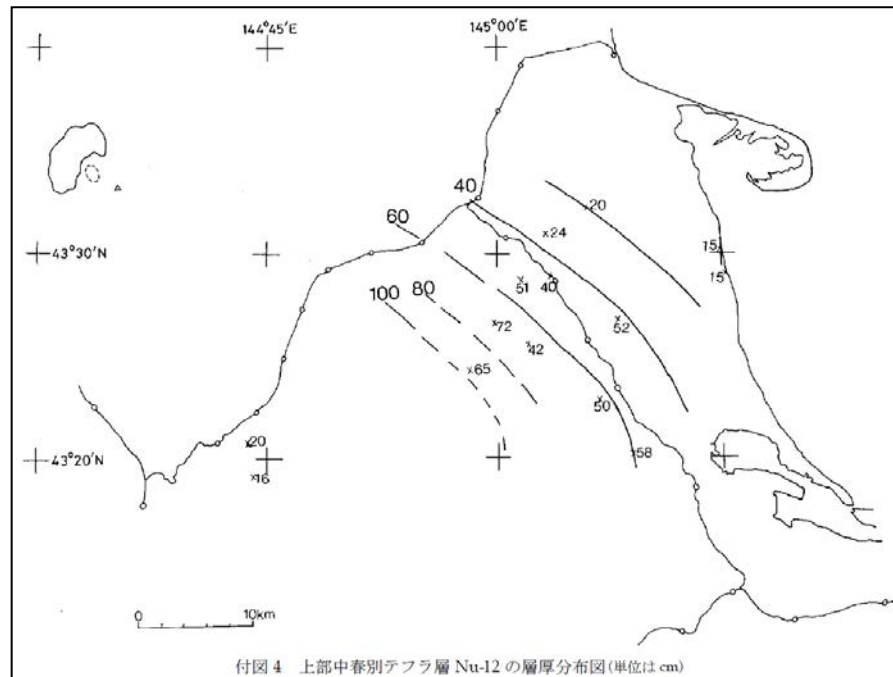


Fig. 7-8. Nu-1 主部の層厚分布図 (宮田ほか, 1988)

### スコリア噴出期 (27~22 ka; 長谷川ほか, 2009)

スコリアやスコリア質火山灰を噴出する火砕噴火が頻発した。このうちスコリア質火山灰は、根釧原野地域において 10 層以上確認されている。その多くは層厚が数 cm で連続性に乏しいが、噴出量はそれぞれ少なくとも  $0.1 \text{ km}^3$  はあると推定される (長谷川ほか, 2009)。以下、この時期に噴出したテフラのうち、噴出量が  $0.1 \text{ km}^3$  以上のものについて記述する。

#### **上部中春別テフラ層-f (Nu-f)**

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され、長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相：白色・灰色軽石からなる降下軽石層 (Fig. 7-4a, c) で、上部 7 cm にはスコリアも含まれる。下部には 2 cm の粗粒砂サイズ火山灰層が認められる。

分 布：中標津・別海町市街周辺、別海町中春別地域

噴出量：見かけ堆積  $2.0 \text{ km}^3$  (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)  
 $0.64 \text{ km}^3$  (DRE)

### 上部中春別テフラ層-d (Nu-d)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され、長谷川 (2009) で再定義された。

岩 相：降下軽石・スコリア層。下部は白色軽石からなり、上部ほど灰色軽石・スコリアに富む。

分 布：中標津・別海町市街周辺，別海町中春別地域

噴出量：見かけ堆積  $0.88 \text{ km}^3$  (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)

$0.32 \text{ km}^3$  (DRE) ※降下軽石・スコリア層の堆積物密度を  $900 \text{ kg/m}^3$  として計算。

### 上部中春別テフラ層-b (Nu-b), 黒ツブ (KuSc)

根釧原野地域において見出された本テフラ層は Nu-b (宮田ほか, 1988), 斜里平野地域において見出された本テフラ層は KuSc (隅田, 1988) と命名されている。これらは長谷川ほか (2009) により、層位関係 (Fig. 7-3) と岩石学的特徴から対比されている。

岩 相：降下スコリア層。灰色軽石, 石質岩片, 少量の白色軽石も含まれる。

分 布：中標津・別海町市街周辺, 泉川地域, 小清水～斜里地域, 江南地域 (Fig. 7-9)

噴出量：見かけ堆積  $2.5 \text{ km}^3$  (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)

$1.0 \text{ km}^3$  (DRE) ※降下スコリア層の堆積物密度を  $1000 \text{ kg/m}^3$  として計算。

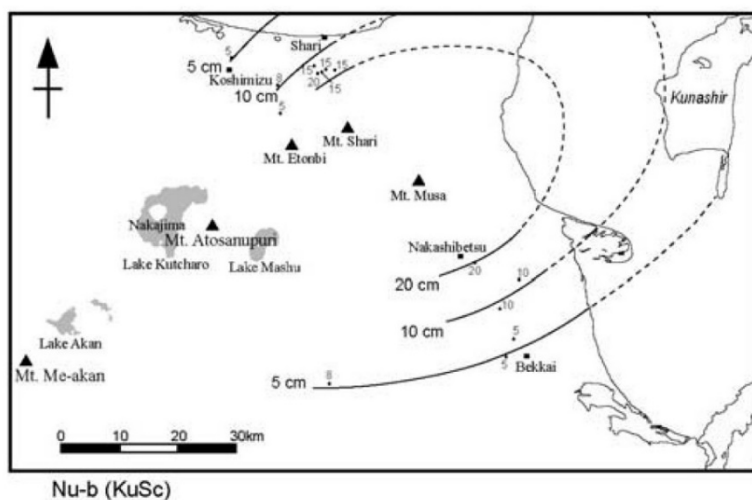


Fig. 7-9.  
Nu-b (KuSc)の分布  
(長谷川ほか, 2009)

### 軽石噴出期 (20～16 ka; 長谷川ほか, 2009)

噴出量が  $1 \text{ km}^3$  を超える噴火が数回発生した。最終期には  $5 \text{ km}^3$  を超える比較的大規模なプリニー式噴火も発生した。

### 茶内<sup>ちやない</sup>テフラ層-d (Ch-d)

本テフラ層は宮田ほか (1988) により根釧原野地域で見出され、長谷川 (2009) で再定義さ

れた。

岩 相：複数の降下ユニットからなる降下軽石層 (Fig. 7-4d) で，上部 10 cm はスコリアや  
変質石質岩片に富む。下部には 2 cm の中粒砂サイズ火山灰層が認められる。

分 布：中標津市街周辺～別海町中春別地域

噴出量：見かけ堆積  $1.4 \text{ km}^3$  (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)  
 $0.45 \text{ km}^3$  (DRE)

### 茶内テフラ層-b (Ch-b), 中斜里軽石 (NaP)

根釧原野地域において見出された本テフラ層は Ch-b (宮田ほか, 1988), 斜里平野地域にお  
いて見出された本テフラ層は NaP (隅田, 1988) と命名されている。これらは長谷川ほか  
(2009) により，層位関係 (Fig. 7-3) と岩石学的特徴から対比されている。

岩 相：根釧原野地域では 2 サブユニット (Ch-b1, 2) からなる降下軽石・スコリア層とし  
て認められる。下位の Ch-b2 は白色軽石からなる降下軽石層である。上位の Ch-b1  
は，細礫と粗粒砂サイズのスコリアからなる互層が認められる。

一方，斜里平野地域では白色・灰色軽石からなる降下軽石層として認められる。

分 布：泉川地域，斜里地域，江南地域 (Ch-b2; Fig. 7-10)

噴出量：見かけ堆積  $4.3 \text{ km}^3$  (長谷川ほか, 2009; 長谷川健氏, 私信)  
 $1.5 \text{ km}^3$  (DRE) ※降下軽石・スコリア層の堆積物密度を  $900 \text{ kg/m}^3$  として計算。

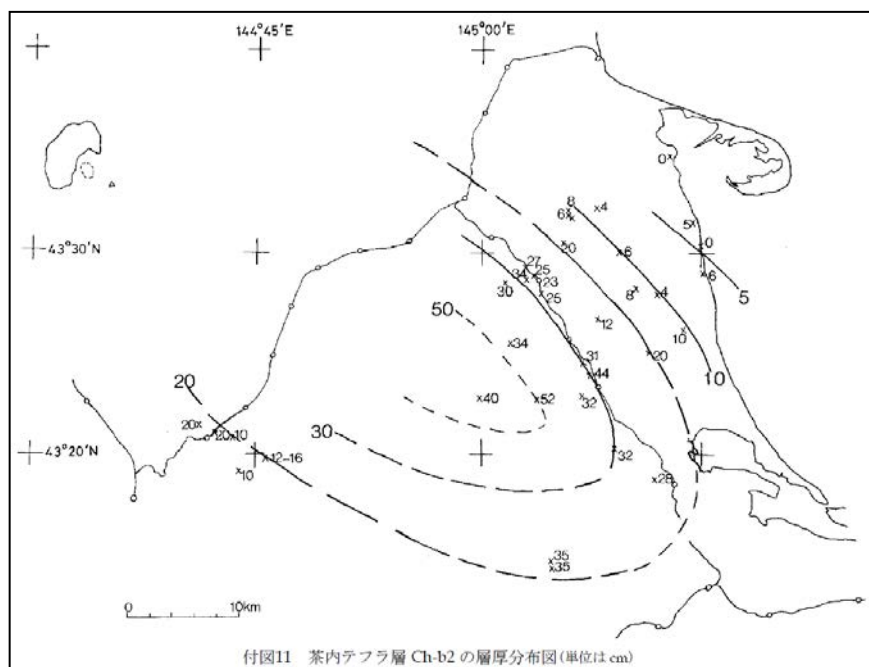


Fig. 7-10. Ch-b2 の層厚分布図 (宮田ほか, 1988)

### 茶内テフラ層-a (Ch-a), 江南軽石 (KoP)

根釧原野地域において見出された本テフラ層は Ch-a (宮田ほか, 1988), 斜里平野地域において見出された本テフラ層は KoP (隅田, 1988) と命名されている。これらは長谷川ほか (2009) により, 層位関係 (Fig. 7-3) と岩石学的特徴から対比されている。

岩 相: 根釧原野地域では 2 サブユニット (Ch-a2, a1) からなる降下軽石層として認められる (Fig. 7-4d)。下位の Ch-a2 は白～赤褐色軽石からなるが, 上位の Ch-a1 は a2 よりも細粒のスコリア-灰色縞状軽石と石質岩片からなる。一方, 斜里平野地域では変質した黄白～褐色の軽石と縞状軽石からなる降下軽石層として認められる。

分 布: 中標津市街周辺～別海町中春別地域, 泉川地域, 斜里地域, 江南地域 (Ch-a2; Fig. 7-11)

噴出量: 見かけ体積  $5.4 \text{ km}^3$  (長谷川ほか, 2009),  $1.7 \text{ km}^3$  (DRE)

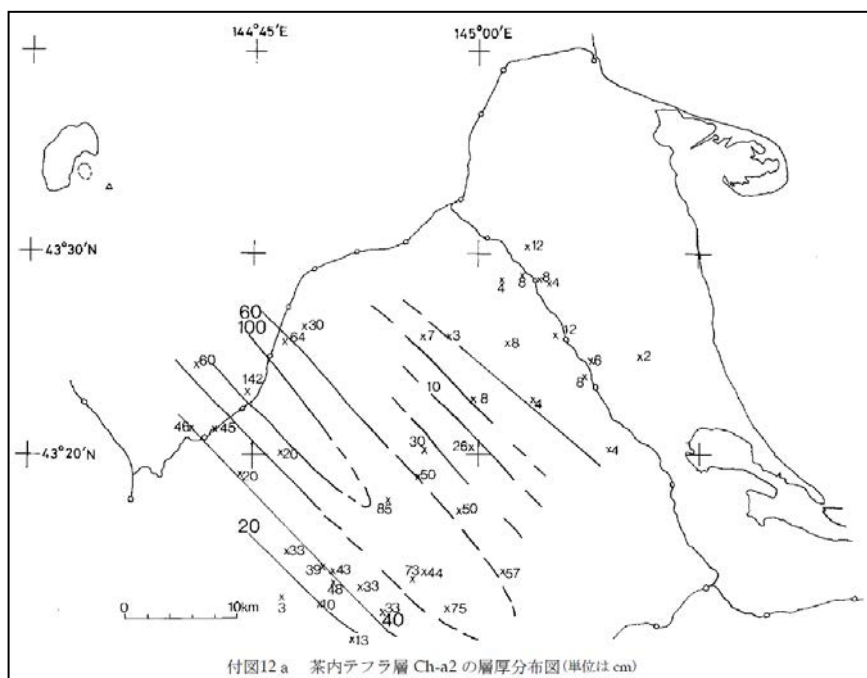


Fig. 7-11. Ch-a2 の層厚分布図 (宮田ほか, 1988)

### 成層火山形成期 (17～12 ka; Katsui *et al.*, 1975)

数千年間にわたり安山岩～玄武岩質溶岩やスコリアを噴出する活動が継続した。Katsui *et al.* (1975) は, この時の降下スコリア層を下位から Ma- $\zeta$ ～ $\alpha$ としている (Fig. 7-12)。これらの特徴については, 論文において詳細な記述がされていないため省略する。また, ここで紹介する溶岩と降下火砕物の層位関係は明らかにされていない。

## 古期外輪山溶岩

古期外輪山溶岩は、西部の外輪山西斜面に露出する輝石安山岩～玄武岩溶岩である (Fig. 7-13). これらは2つのサブユニットに分けられており、下位より古期外輪山溶岩1, 2とされる (Katsui *et al.*, 1975). 下位の古期外輪山溶岩1は安山岩質であるが、上位の古期外輪山溶岩2はより苦鉄質になる.

Katsui *et al.* (1975) によると、古期外輪山溶岩と新时期外輪山溶岩の間には、安山岩質の厚い降下軽石層 (固有名称なし) が噴出している. この噴火に関連して、外輪山西部に集中して認められる複数の安山岩質岩脈が貫入したと考えられている.

## 新时期外輪山溶岩

新时期外輪山溶岩は、北部の一部地域やカムイヌプリ中央火口丘周辺を除いて、外輪山のほぼ全域に分布する輝石安山岩である (Fig. 7-13).

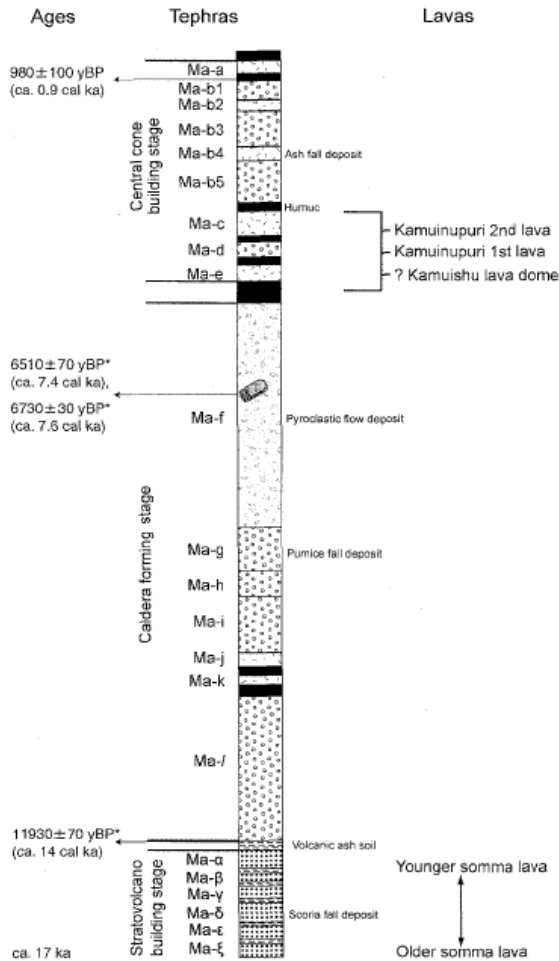
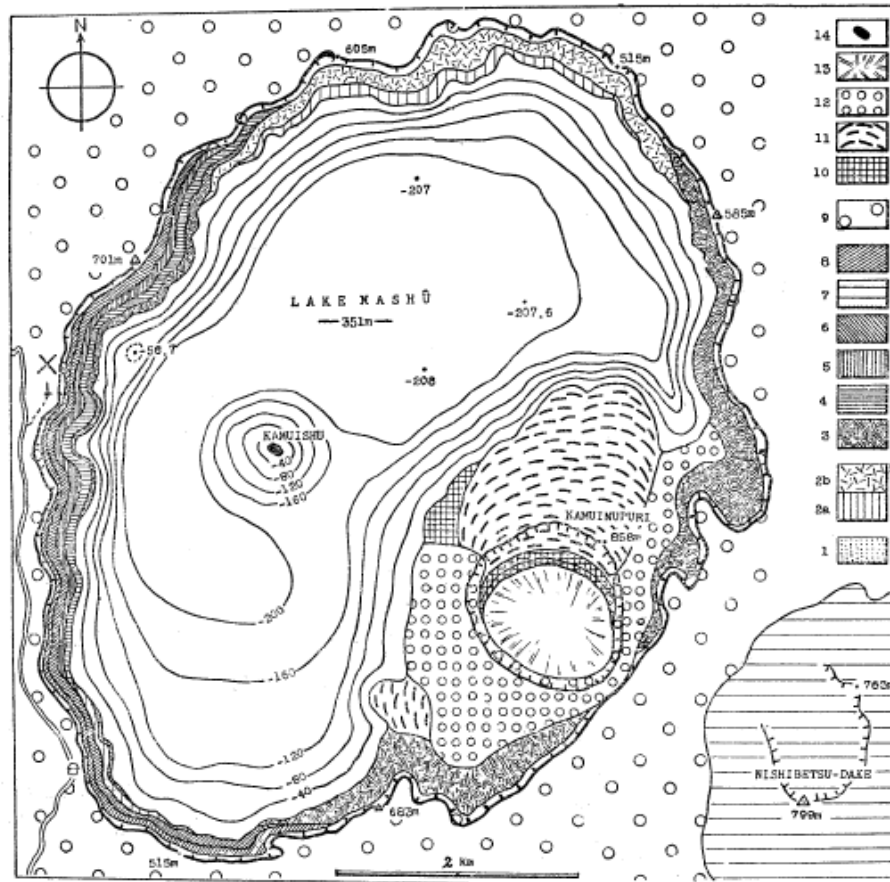


Fig. 2. Schematic column and representative radiocarbon dates of Mashu Tephras and Lavas after Katsui *et al.* (1975, 1986). \*: New radiocarbon dates by Itoh *et al.* (2007).

Fig. 7-12. 摩周テフラの総合柱状図 (長谷川ほか, 2009)



1-火山灰質砂層, 2 a-扇斜路熔結凝灰岩, 2 b-同軽石流, 3-摩周第1期噴出物, 4-同第2期噴出物, 5-同第3期噴出物, 6-同第4期噴出物, 7-西別岳噴出物, 8-摩周第5期噴出物, 9-摩周軽石層, 10-カムイヌプリ熔岩A, 11-同熔岩B, 12-同軽石, 13-同火山口底堆積物, 14-カムイシュ島熔岩.  
湖の等深線は田中館秀三(1925)による.

第2図 摩周火山の地質図 (1955年 勝井義雄)

Fig. 7-13. 摩周火山の地質図 (勝井, 1955)

### 下部摩周テフラ層-b (M1-b)

本テフラ層は宮田ほか(1988)により根釧原野地域で見出され, 長谷川(2009)で再定義された.

岩相: 黒色の降下スコリア層. 主に石質岩片と発泡の悪いスコリアからなるが, 灰色軽石も少量認められる.

分布: 根釧原野全域

噴出量: -



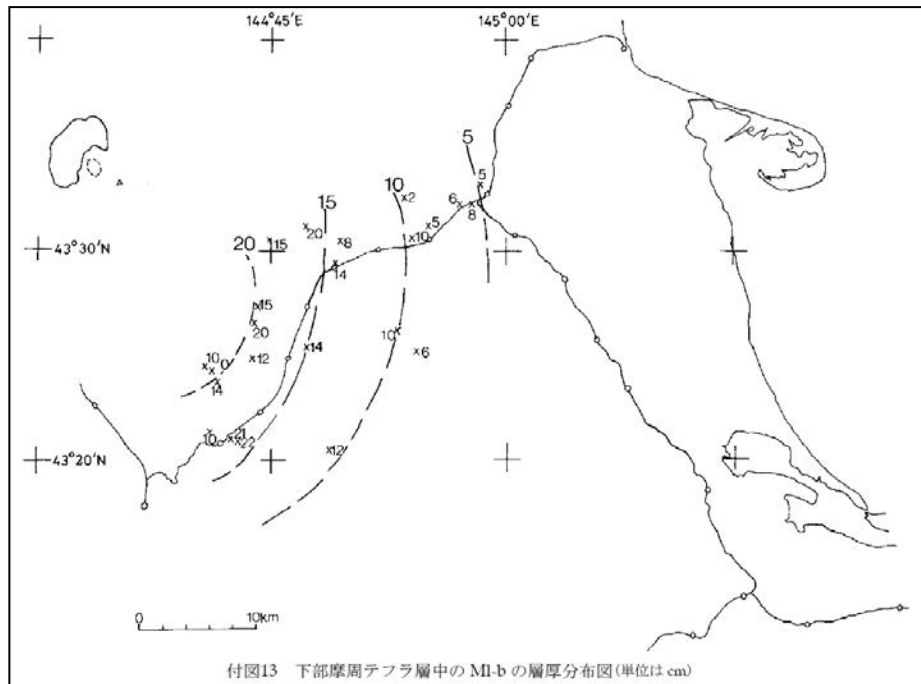


Fig. 7-14. MI-bの層厚分布図(宮田ほか, 1988)

### カルデラ形成期前期 (12~6.7 ka (7.6 cal ka))

成層火山形成期から休止期をはさみ、約 12 ka からカルデラ形成期が開始した。約 6.7 ka の破局的噴火に先行して、火砕流を伴うプリニー式噴火 (Ma-l) とマグマ水蒸気爆発 (Ma-k) が発生した。

### **摩周火砕堆積物-1 (Ma-1)**

本テフラ層は勝井 (1962) により見出されたが、岸本ほか (2009) により再定義された。

岩 相：降下軽石層を主体とし、その上位に火砕流堆積物を有する火砕堆積物層。下部の降下軽石層 Ma-12 は、最下部に層厚 3 cm の白色火山灰層が 2 層挟在する。また、基底部には細粒砂サイズの灰色火山灰がしばしば認められる。

上部の灰色火山灰層 Ma-11 は非溶結火砕流堆積物で、Ma-12 との境界が漸移的である。

分 布：Ma-12 東南東方向に分布主軸を持ち、<sup>てしかが</sup>弟子屈地域から根釧地域全域に分布する (Fig. 7-15)。

噴出量：Ma-12 見かけ体積 6.6 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), 2.1 km<sup>3</sup> (DRE)

Ma-11 —

### 摩周降下火山灰層 k (Ma-k)

本テフラ層は勝井 (1962) により見出された。

岩 相：粗粒砂サイズの降下火山灰層。下部は青灰色で、上部に向かって灰褐色に漸移する。

遠方では、黒色土壤中に灰褐色の火山灰が散在するように認められる。

分 布：給源より南東方に分布主軸を持ち、その延長 40 km までの範囲に堆積する (Fig. 7-15)。

噴出量：見かけ体積  $0.46 \text{ km}^3$  (岸本ほか, 2009),  $0.28 \text{ km}^3$  (DRE)

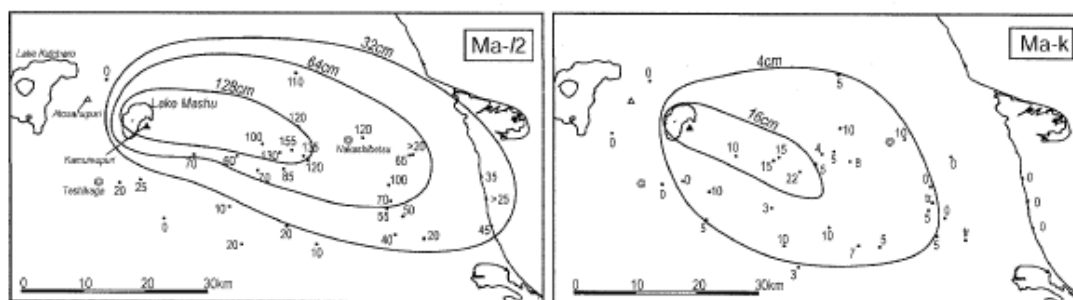


Fig. 7-15. Ma-l2 と Ma-k の分布 (岸本ほか, 2009)

### 短期的前駆活動

巨大噴火の直前 (数年～数百年内) に発生したと考えられる先駆的な小規模噴火は確認されていない。

### 噴火推移

岸本ほか (2009) は、カルデラ形成期の噴出物 Ma-l～f (勝井, 1962) のうち、一連の堆積物である Ma-j～f を噴出した噴火について“摩周火山主カルデラ形成噴火”とした (Fig. 7-16)。主カルデラ形成期は、最初の噴出物である Ma-j の放射炭素年代値より、約 7.6 ka (Cal BC5,600) に活動を開始したと推定される (山元ほか, 2010)。その噴火推移とマグマプロセスについては、岸本ほか (2009) が構成物量比や岩相、岩石学的特徴から考察している。このうち噴火推移について、マグマ水蒸気爆発から始まり、複数回のプリニー式噴火が発生した後、カルデラを形成する破局的噴火に至ったとしている (Fig. 7-17)。

マグマ系については、全岩化学組成のハーカー図のトレンドから 2 端成分混合マグマを想定した (Fig. 7-18)。また、軽石の  $\text{SiO}_2$  が白色～縞状～灰色の順に減少すること (Fig. 7-19) や、一連の噴火を通じて初期に白色、中期に縞状、後期に灰色軽石が卓越することから、

SiO<sub>2</sub>= 約 69 wt.%前後の灰色珪長質マグマと、その上位の SiO<sub>2</sub>= 約 71 wt.%前後の白色珪長質マグマからなる、一つの成層マグマ溜まりが存在していたと推定している。

以下、各フェーズの詳細を記述する。

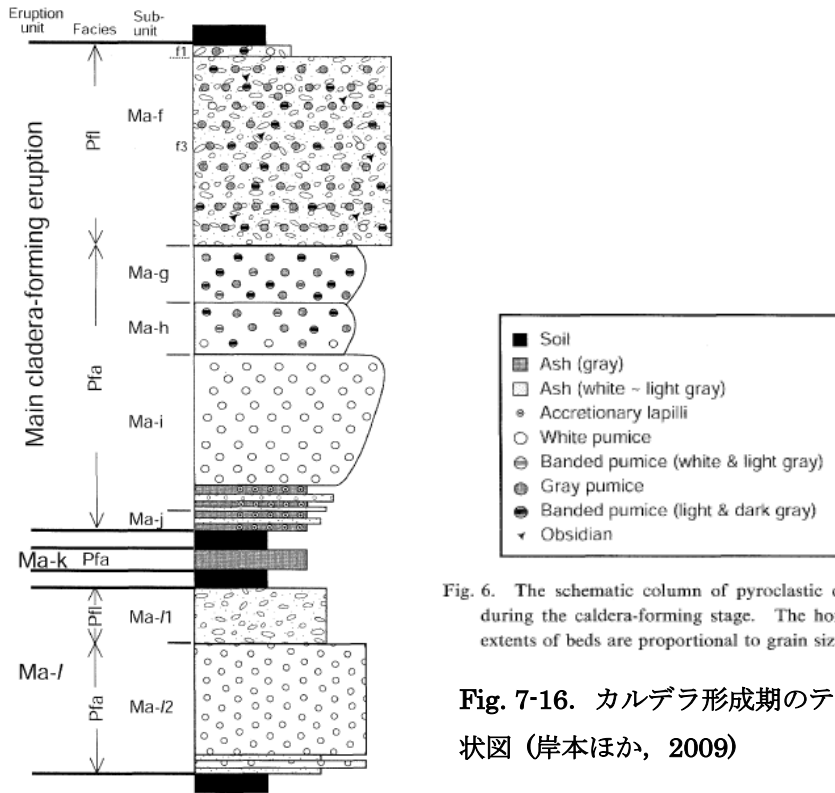


Fig. 6. The schematic column of pyroclastic deposits during the caldera-forming stage. The horizontal extents of beds are proportional to grain size.

Fig. 7-16. カルデラ形成期のテフラ柱状図 (岸本ほか, 2009)

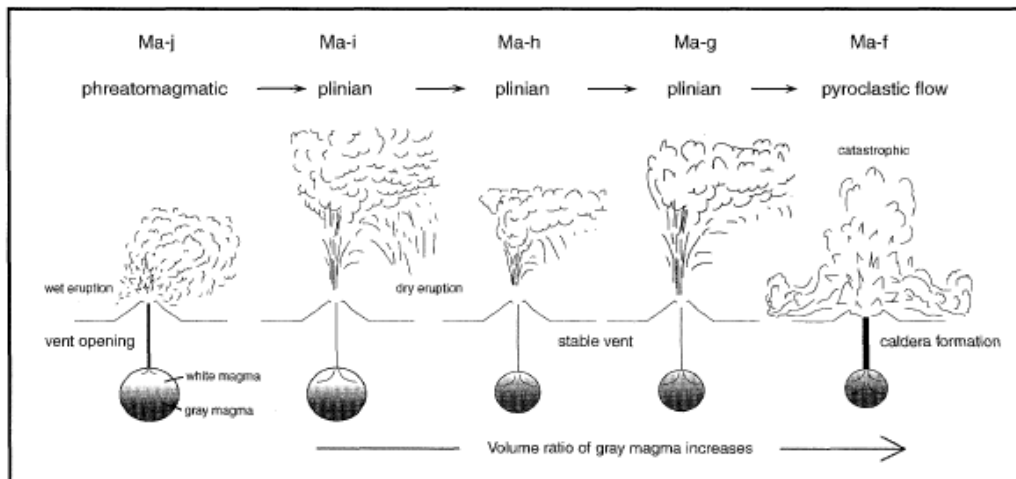


Fig. 16. Schematic illustrations showing eruptive sequence with magma systems during the main caldera-forming eruption.

Fig. 7-17. 主カルデラ形成噴火の推移 (岸本ほか, 2009)

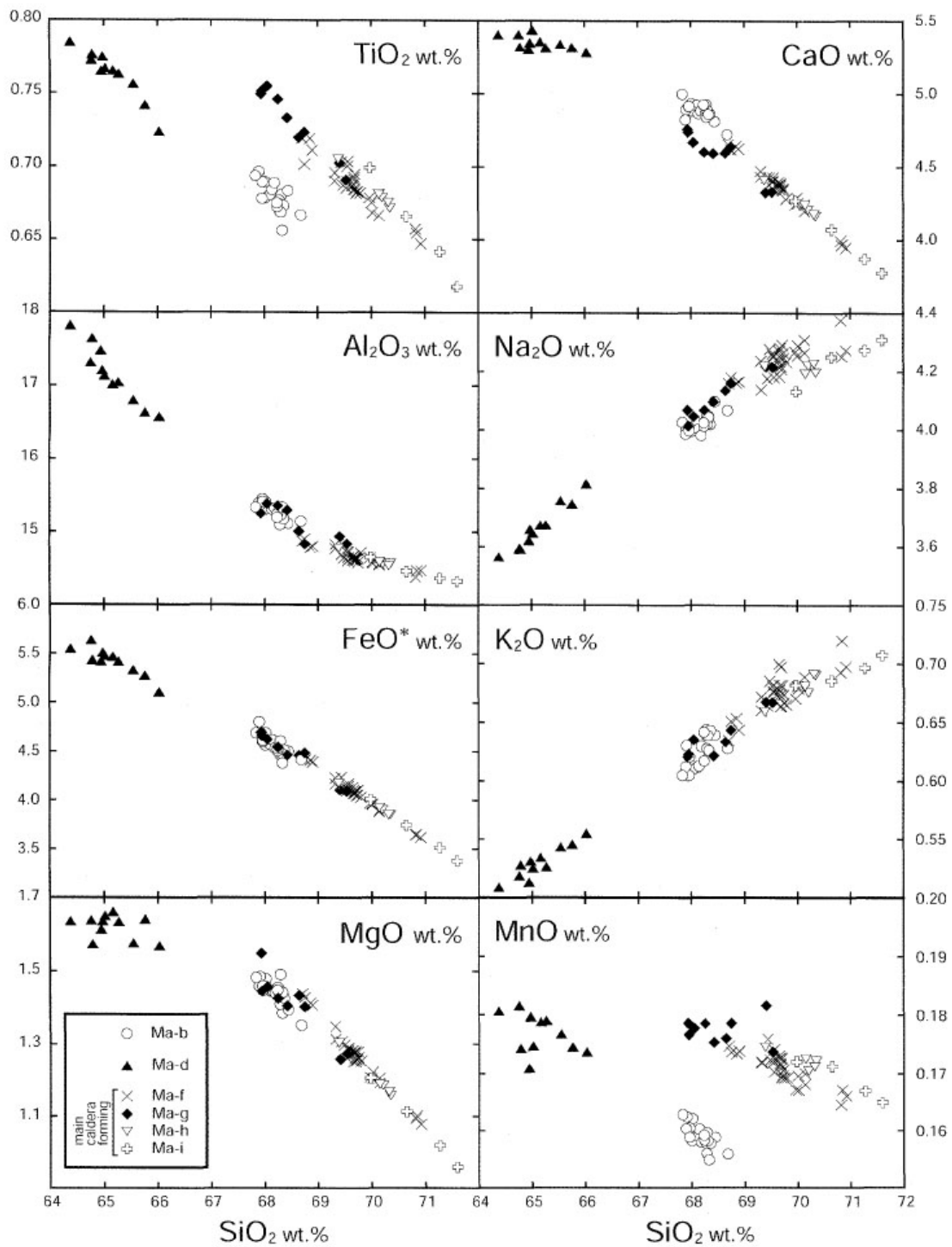


Fig. 14.  $\text{SiO}_2$  variation diagrams of major elements for Ma-b~Ma-i (bulk samples). All data is normalized to 100%.

Fig. 7-18. 全岩主化学組成のハーカー図 (岸本ほか, 2009)

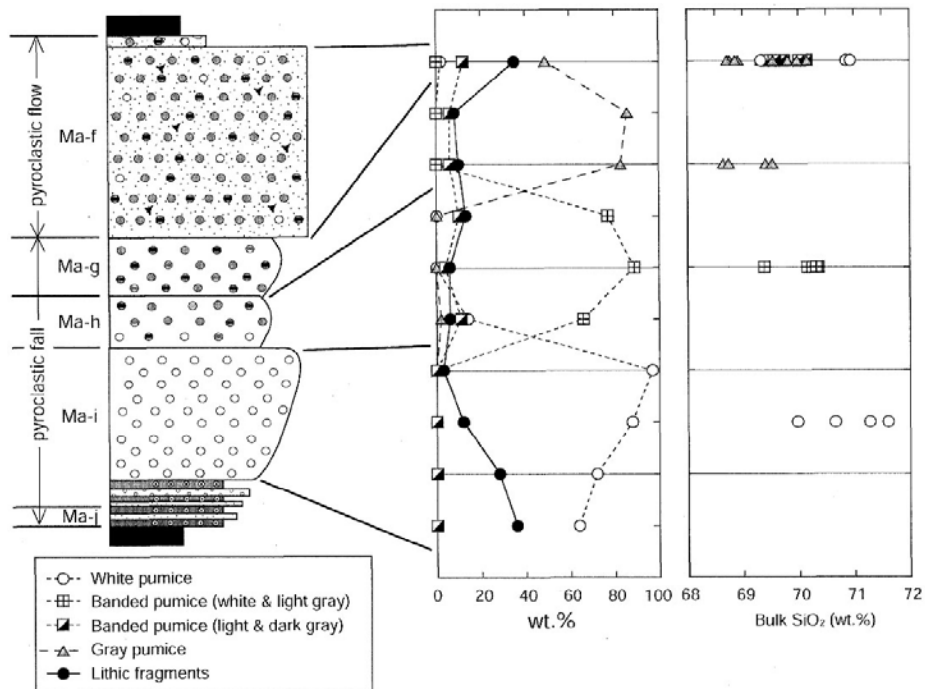


Fig. 9. Stratigraphic variations of rock-type proportions (left), and whole-rock  $\text{SiO}_2$  contents for juvenile materials (right) during the caldera-forming stage. The geological column is that of Fig. 5.

Fig. 7-19. 各層における各礫種の量比変化と軽石の全岩化学組成 ( $\text{SiO}_2$ ) の変化 (岸本ほか, 2009)

### マグマ水蒸気爆発 —摩周降下火山灰層 j (Ma-j) の噴出—

摩周火山主カルデラ形成噴火は、マグマ水蒸気爆発から開始した (岸本ほか, 2009)。この噴火により、Ma-j (勝井, 1962) が噴出した。岸本ほか (2009) は、Ma-j に平行葉理が発達していることから、マグマ水蒸気爆発はパルスのように繰り返されていたことが示唆されるとした。また、上部ほど変質岩片が多い岩相と、摩周カルデラ壁に変質岩の露出が認められないこと (Katsui *et al.*, 1975) から、徐々に深部の変質岩の地層を破壊して火道が形成されたと推測している。

Ma-j には、僅かながら軽石質火山灰が認められる。これについて岸本ほか (2009) は、この噴火により成層マグマ溜まり上部の白色珪長質マグマがごく少量噴出したと解釈している。

### プリニー式噴火 —摩周降下軽石層 i, h, g (Ma-i, h, g) の噴出—

マグマ水蒸気爆発による火道形成の後、プリニー式噴火に移行し、始めに降下軽石 Ma-i (勝井, 1962) が噴出した。Ma-i の本質岩片が白色軽石のみであることから、Ma-j に引き続

き、マグマ溜まり上部の白色マグマが放出されていたと考えられる（岸本ほか, 2009）。

Ma-i をもたらしたプリニー式噴火の後も、安定したプリニー式噴火が継続し、降下軽石 Ma-h（勝井, 1962）が噴出した。Ma-h は上部ほど石質岩片がやや増加することから、若干量の火道拡大も示唆される（岸本ほか, 2009）。Ma-h は下位の Ma-i に比べ白色軽石が急減し、代わりに灰色軽石や白色・明灰色、明灰色・暗灰色の縞状軽石が出現する。これについて岸本ほか（2009）は、マグマ溜まり上部に白色珪長質マグマを残しながらも、マグマ溜まり深部からの吸出しによって下部の灰色珪長質マグマが多く噴出されたと解釈している。

その後、さらにプリニー式噴火が継続し、降下軽石 Ma-g（勝井, 1962）が噴出した。Ma-g は灰色軽石が主体であり、縞状軽石は含まれるが白色軽石は認められない。これについて岸本ほか（2009）は、マグマ溜まりの白色珪長質マグマは Ma-i, h（特に Ma-i）でほとんど放出されたとし、Ma-g 噴出時のマグマ溜まりは少量の白色珪長質マグマと混合マグマ、そして大量の灰色珪長質マグマからなっていたと推定している。

また、Ma-i~g にはそれぞれ上方粗粒化が認められる（岸本ほか, 2009）ことから、各噴火とも、進行するにつれ噴出量が増加していたことが示唆される。

### **大規模火砕流の発生 — 摩周軽石流堆積物 f (Ma-f) の噴出 —**

主カルデラ形成噴火の最後のフェーズは最も規模が大きく、噴煙柱の崩壊に伴い火砕流が発生し、カルデラが形成された。このとき噴出した Ma-f（勝井, 1962）は、複数のユニットからなる非溶結火砕流堆積物である。Ma-f は摩周カルデラ周辺の河川流域や根釧原野全域、斜里地域、阿寒火山地域の広範囲に流下した。噴出量は主カルデラ形成噴出物の中で最も多く、9.7 km<sup>3</sup>と見積もられている（岸本ほか, 2009）。

一方で Ma-f のユニット区分や各ユニットの運搬・堆積機構に関しては、研究者により異なる見解が示されている。石塚ほか（1953）は下位から Ma-f3~1 の 3 つのサブユニットに区分したが、Ma-f2 については岸本ほか（2009）では認識されていない。また、最新の研究では Ma-f は層相の違いから 7 つに細分されるとも報告されている（長谷川ほか, 2017）。さらに、Ma-f1 は岸本ほか（2009）などにおいて火砕流堆積物と解釈されているが、隅田（2003）は軽石混じりの降下火山灰と解釈している。このように Ma-f のユニット区分、および各ユニットの運搬・堆積機構には未だ検討の余地がある。

Ma-f の軽石は灰色軽石が主体であるが、縞状軽石や白色軽石もわずかに含まれる。また、全岩化学組成やガラス化学組成において、Ma-j~g は上位にいくにしたがって SiO<sub>2</sub> に乏しくなっていくが、Ma-f で組成幅が大きくなるという共通した特徴が認められる（Figs. 7-19, 20）。これについて岸本ほか（2009）は、カルデラの形成を伴いながら、マグマ溜まりの全体部からすべてのタイプのマグマ（灰色・白色珪長質マグマ、混合マグマ）が同時に放出されたと解釈している。

以下、岸本ほか（2009）の記述を引用し、噴出物の特徴についてまとめる。

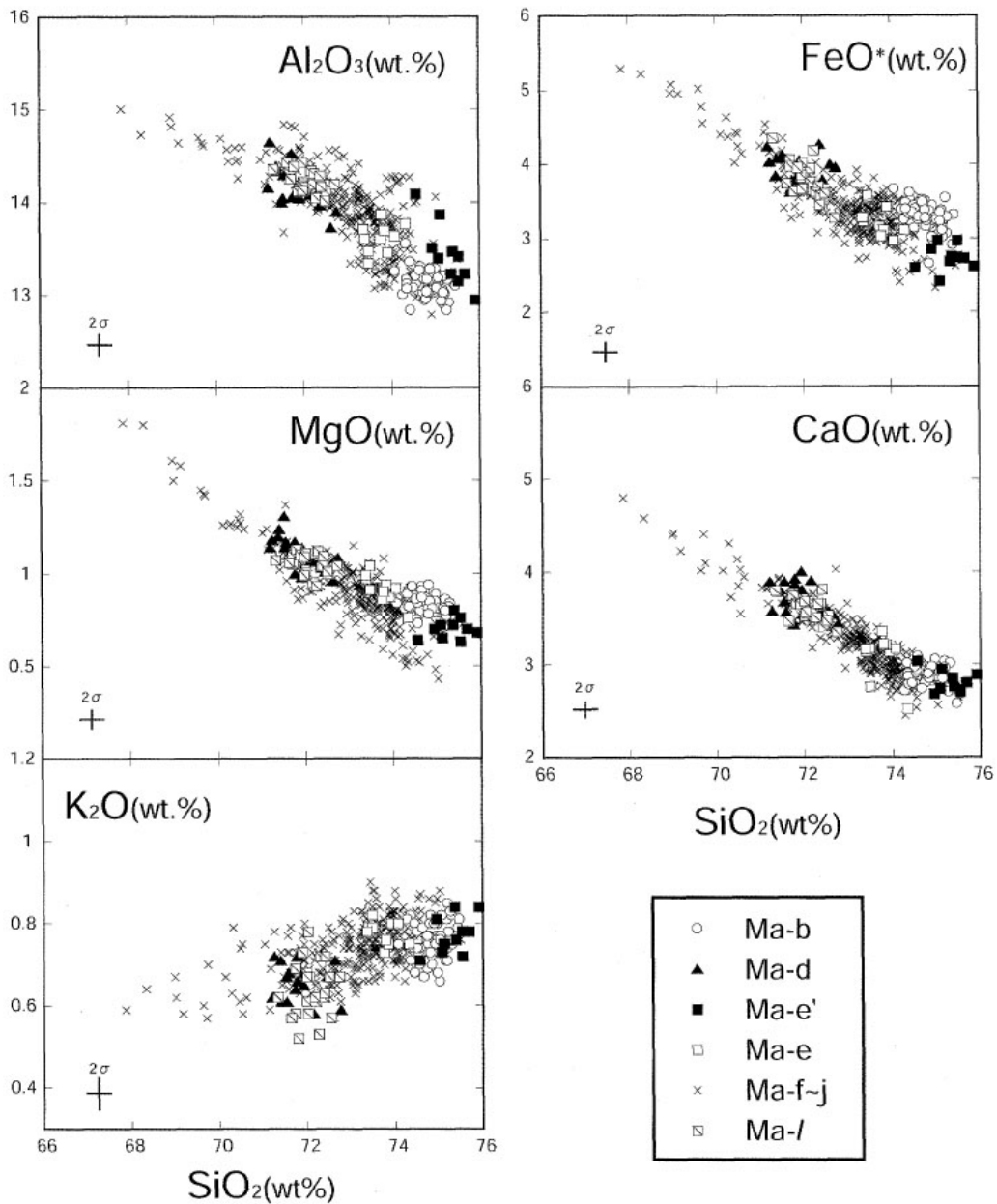


Fig. 15.  $\text{SiO}_2$  variation diagrams of major elements for matrix glass of Ma-b~Ma-l pumices. All data is normalized to 100% anhydrous.

Fig. 7-20. 火山ガラス主化学組成のハーカー図 (岸本ほか, 2009)

**[各噴出物の特徴]**

**摩周降下火山灰層 j (Ma-j)**

岩相：粗粒砂～細礫の青灰色降下火山灰。場所によっては平行葉理が認められる。上部ほど変質岩片が多い。

構成物：主に石質岩片（輝石ダイサイト，黒色安山岩，白色～褐色の変質岩）や遊離結晶か



らなる。粗粒部において軽石質火山灰もごく少量認められる。

分 布：主に摩周火山より南東方向に分布するが、後述するプリニー式噴火の降下火砕物 (Ma-g~i) に比べ西方にも広く分布する (Fig. 7-21)。

噴出量：見かけ体積 0.7 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), 0.4 km<sup>3</sup> (DRE)

#### 摩周降下軽石層 i (Ma-i)

岩 相：降下軽石層。下部に火山豆石を含む 2~3 枚の火山灰層を挟在する。軽石層には顕著な上方粗粒化が認められる。

構成物：降下軽石層は白色軽石主体で、Ma-j と同種の石質岩片も含まれる。

分 布：おおよそ東南東方に主軸を持ち、給源の東~南方にかけて広く分布する (Fig. 7-21)。

噴出量：見かけ体積 4.0 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), 1.3 km<sup>3</sup> (DRE)。主カルデラ形成噴火噴出物の降下火砕物サブユニットの中でも最大である。

#### 摩周降下軽石層 h (Ma-h)

岩 相：降下軽石層。Ma-i に比べ細粒化する。上方粗粒化が認められる。

構成物：(白色-明灰色) 縞状軽石が卓越する。下部で白・灰色軽石を僅かに含む。石質岩片は Ma-i と同種である。

分 布：給源よりおおよそ南東方に主軸を持つ (Fig. 7-21)。

噴出量：見かけ体積 1.0 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), 0.3 km<sup>3</sup> (DRE)

#### 摩周降下軽石層 g (Ma-g)

岩 相：降下軽石層。Ma-h との境界は漸移的であるが、粒径がより大きい点と色調の差異から区分される。酸化作用による赤褐色を呈する場合が多い。また、上方粗粒化が認められる。

構成物：灰色軽石が主体である。縞状軽石は含まれるが、白色軽石は無い。石質岩片は Ma-h と同種である。

分 布：Mg-h よりやや南方に主軸を持つ (Fig. 7-21)。

噴出量：見かけ体積 3.2 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), 1.0 km<sup>3</sup> (DRE)

#### 摩周軽石流堆積物 f (Ma-f)

岩 相：複数のサブユニットからなる非溶結火砕流堆積物。最下位の火砕流堆積物 Ma-f3 は灰色を呈し、多数の炭化木片を含む。Ma-f2 は石塚ほか (1953) において斜交層理の発達する軽石質砂礫層として認められる。最上位の Ma-f1 は細粒火山灰と軽石からなる淘汰の悪い層で、全体に風化変質を受け褐色を呈する。層厚変化は Ma-f3 に比べ、明らかに小さい。岸本ほか (2009) などで本層は火砕流堆積物と解釈されているが、隅田 (2003) は降下火砕物として解釈している。

構成物：Ma-f3 は大部分が灰色軽石であるが、縞状軽石や赤色酸化した白色軽石もわずか

に含まれる。石質岩片は最大で40%ほど含まれ、それらは黒色～灰色の輝石安山岩、変質岩、黒曜岩である。基質は粗粒砂サイズの灰色火山ガラス、石質岩片、結晶片からなる。Ma-f2の詳細は不明である。Ma-f1は極細粒のガラス質火山灰に富み、Ma-f3に比べて軽石や石質岩片に乏しい。

分布：Ma-f3はカルデラ周辺の河川流域で谷埋め状に厚く堆積し、斜里岳や屈斜路カルデラ壁などの高所を避けて分布する。Ma-f2は不明である。Ma-f1は根釧原野全域、斜里地域、阿寒火山地域の広範囲に分布する。Ma-f3と異なり、高所にも堆積している (Fig. 7-1)。

噴出量：Ma-f3, f1を合わせた見かけ体積は9.7 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009), 3.9 km<sup>3</sup> (DRE)

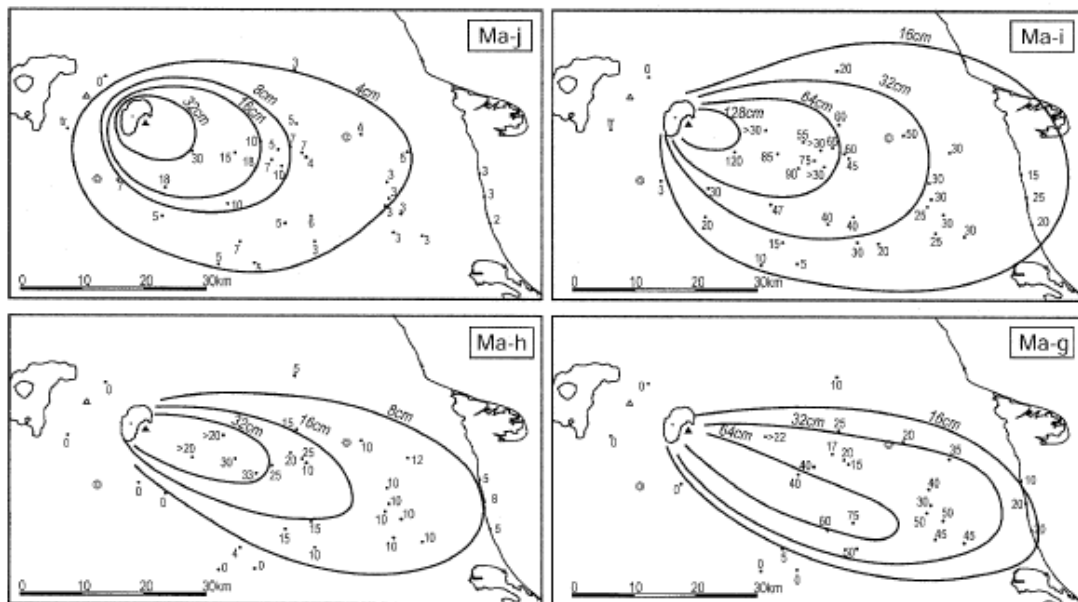


Fig. 7-21. 主カルデラ形成噴火の降下火砕物の分布 (岸本ほか, 2009)

### 後カルデラ活動

カルデラの形成後の中央火口丘形成期 (Katsui *et al.*, 1975) では、主にデイサイト質マagmaによる火砕噴火が連続し、カムイヌプリ中央火口丘が形成された。この時期のテフラは下位より Ma-e, e', d, c4~1, b に区分されている (勝井, 1962; 瀬尾ほか, 1963; 佐々木ほか, 1971; 岸本ほか 2009) (Figs. 7-22, 23)。このうち、Ma-e と Ma-d は見かけの体積がそれぞれ 0.27 km<sup>3</sup>, 0.32 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009) と小規模ではあるが、火砕流を伴う爆発的噴火であった。

Ma-e と Ma-b の間にはカムイヌプリ第1・第2溶岩が噴出したとされている (Katsui *et al.*, 1975)。カムイシュ島溶岩については、中央火口丘形成期に噴出したことはわかってい

るが、詳細な噴出時期は不明である。

約 1 ka (0.9 cal ka) には、噴出量が 4.6 km<sup>3</sup> (岸本ほか, 2009) の比較的大規模な火砕噴火 Ma-b が発生し、カムイヌプリ中央火口丘の山頂火口が形成された (Katsui *et al.*, 1975)。

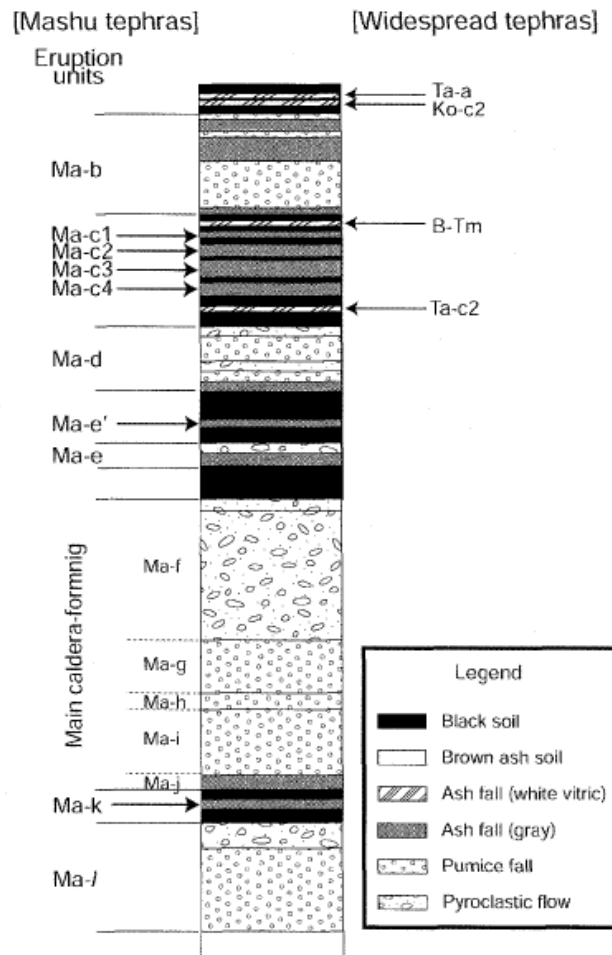


Fig. 4. The schematic tephrostratigraphy above Ma-l in the studied area.

Fig. 7-22. カルデラ形成期から中央火口丘形成期に噴出したテフラの層序 (岸本ほか, 2009)

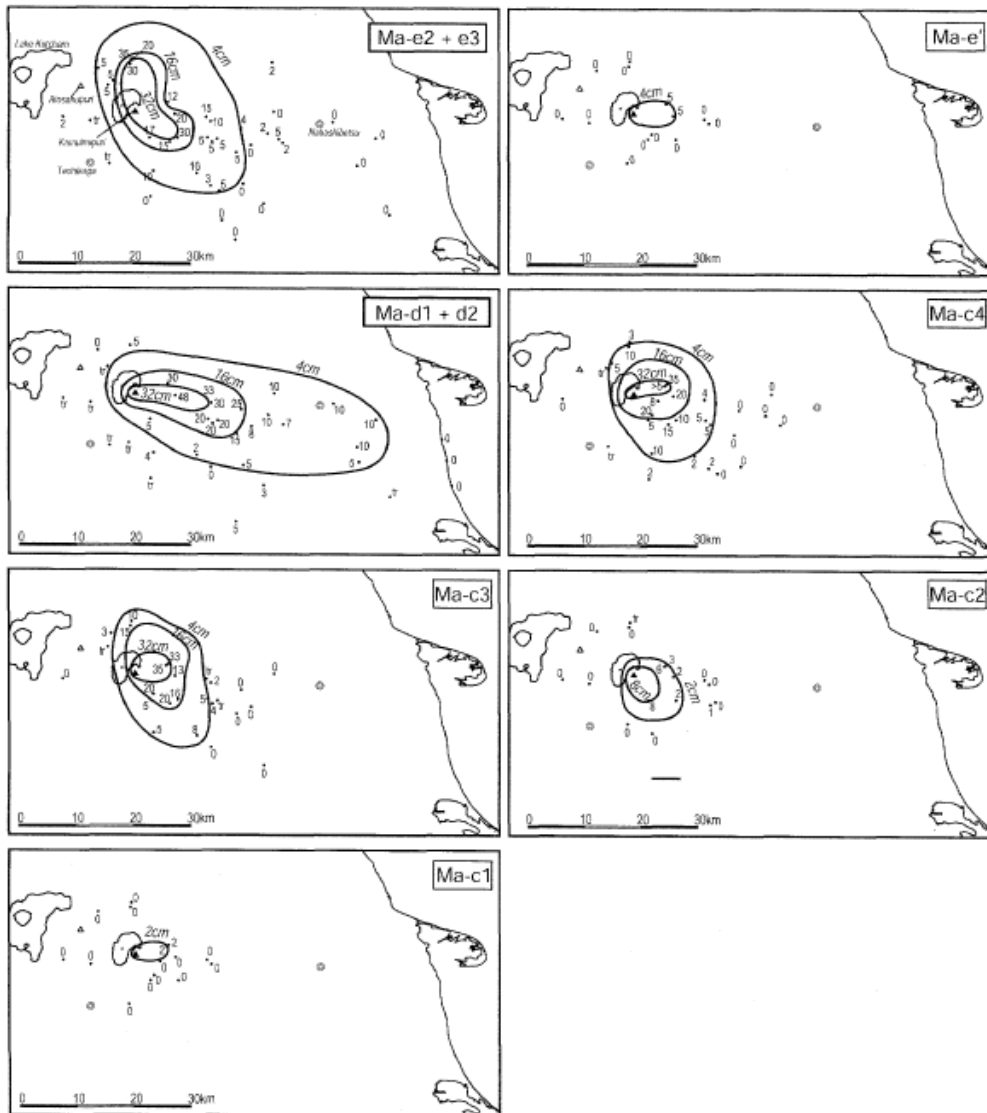


Fig. 11. Isopach maps of pyroclastic fall deposits of the central cone building stage. Thickness is centimeters.

Fig. 7-23. 中央火口丘形成期に噴出したテフラの分布 (岸本ほか, 2009)

## 第7章 参考文献

- 長谷川健・岸本博志・中川光弘・伊藤順一・山元孝広 (2009) 北海道東部, 根釧原野および斜里平野における約 3 万 5 千~1 万 2 千年前のテフラ層序と後屈斜路カルデラ火山の噴火史. 地質雑, **115**, 8, 369-390.
- 長谷川健・長谷川弘樹・小林哲夫・Gravley Darren (2017) 北海道東部, 摩周火山で 7,600 年前に発生したカルデラ形成噴火の推移. 火山学会 2017 年秋季大会講演予稿集, 30.
- 石塚喜明・瀬尾春雄・池田兼徳・佐々木龍男・中川秀夫 (1953) 北部根室原野土性調査報告. 北海道農業試験場土性調査報告, **2**, 14-15.
- 勝井義雄 (1955) 摩周火山の地質と岩石. 地質雑, **61**, 481-495.
- 勝井義雄 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「屈斜路」および同説明書. 北海道開発庁, 42p.
- Katsui, Y., Ando, S. and Inaba, K. (1975) Formation and Magmatic Evolution of Mashu Volcano, East Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, **16**, 533-352.
- 岸本博志・長谷川健・中川光弘・和田恵治 (2009) 最近約 1 万 4 千年間の摩周火山のテフラ層序と噴火様式. 火山, **54**, 15-36.
- 宮田雄一郎・山口昇一・矢崎清貫 (1988) 5 万分の 1 地質図幅「計根別地域の地質」および同説明書. 地質調査所, 77p.
- 佐々木竜男・片山雅弘・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田忍・矢野義治・北川芳男 (1971) 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究. 第四紀研究, **10**, 117-123.
- 佐藤博之 (1968) 東北海道斜里地域における洪積世後期の火山灰と段丘. 地調月報, **59**, 47-58.
- 隅田まり (1988) 斜里地域におけるテフラ層序. 知床博研報, **9**, 19-31.
- 隅田まり (2003) 摩周カルデラ形成に関与した噴火とそのシナリオ. 平成 12~14 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (C) (2))研究成果報告書, 北海道における完新世火山の火山活動特性の評価 (代表: 宇井忠英), 24-32.
- Takarada, S., Oikawa, T., Furukawa, R., Hoshizumi, H., Itoh, J., Geshi, N. and Miyagi, I. (2016) Estimation of total discharged mass from the phreatic eruption of Ontake Volcano, central Japan, on September 27, 2014. *Earth, Planets and Space*, 68:138. doi: 10.1186/s40623-016-0511-4
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川健・岸本博志 (2010) 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値. 地質調査研究報告, **61**, 161-170.

## 8. 池田カルデラ形成噴火 (稲倉ほか, 2014)

噴出源：池田カルデラ

年代：6.4 cal kBP (奥野, 2002)

<sup>14</sup>C年代 5750±30 yr BP (成尾・小林, 1984), 5500~5700 yr BP (奥野ほか, 1996)

総噴出量：見かけ約 5.0 km<sup>3</sup> (稲倉ほか, 2014), 約 1.9 km<sup>3</sup> (DRE)

※以下、堆積物密度として降下軽石 = 800 kg/m<sup>3</sup>, 降下スコリア = 1400 kg/m<sup>3</sup>, マグマ水蒸気爆発由来の降下火山灰 = 1500 kg/m<sup>3</sup>, 火砕流堆積物 = 1100 kg/m<sup>3</sup>, 岩石 = 2500 kg/m<sup>3</sup>と仮定し、マグマ噴出量 (DRE km<sup>3</sup>)を換算する。

構成要素 (見かけの噴出量)：※層位順に記載

池田火砕流堆積物	2.5 km <sup>3</sup>
池田降下軽石堆積物	2.3 km <sup>3</sup>
みずさこ 水迫降下スコリア堆積物	0.002 km <sup>3</sup>
おさがり 尾下降下スコリア堆積物	0.16 km <sup>3</sup>
池崎サージ堆積物・降下火山灰堆積物	0.03 km <sup>3</sup>

噴火推移：

小規模な水蒸気爆発 → ベースサージ噴火 → プリニー式噴火 → マグマ水蒸気爆発 → プリニー式噴火 → 大規模火砕流の発生

分布：

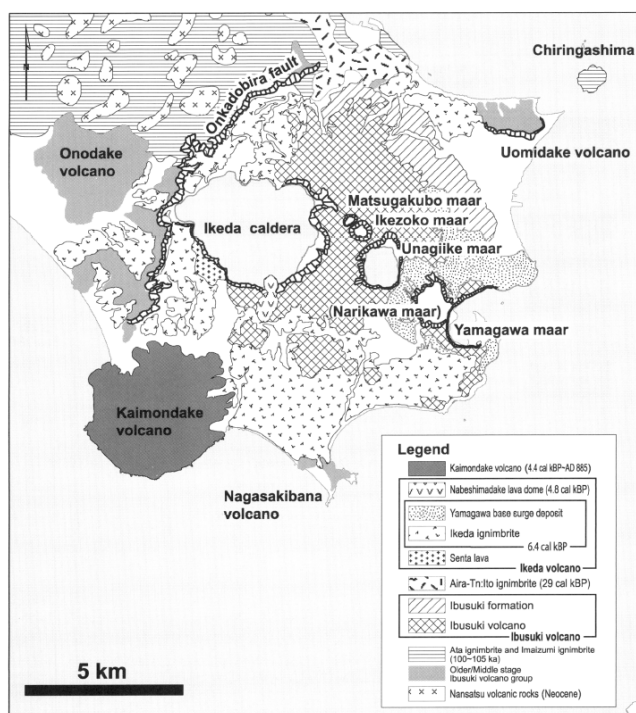


Fig. 8-6. 薩摩半島南端の地質図 (稲倉ほか, 2014)

## 長期的前駆活動

池田火山の活動は大規模火砕噴火が発生する1万年以上前(約20 cal kBP)に開始し, 岩本降下火山灰堆積物(Iw; 成尾, 1992)や仙田溶岩(St-L; 宇井, 1967)を噴出した(Fig. 8-2; 稲倉ほか, 2014). IwとSt-Lの層位関係は不明であるが, 両者ともに角閃石を含み, 層準もほぼ一致することから, IwはSt-Lの噴出に伴うテフラの可能性が高いとされる(稲倉ほか, 2014).

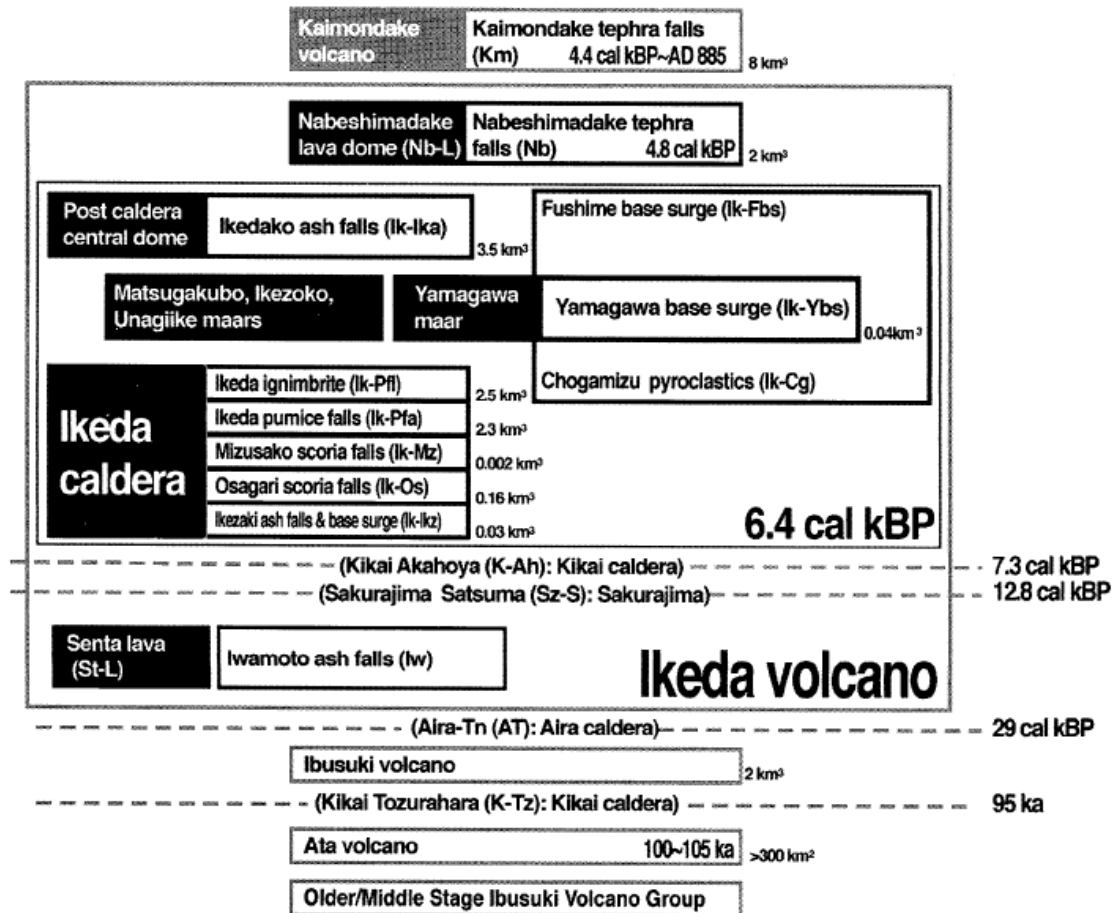


Fig. 3. Geologic units in the Ikeda caldera area modified from Ui (1967), Nagaoka (1988), and Kawanabe and Sakaguchi (2005).

Fig. 8-2. カルデラ付近における地質層序 (稲倉ほか, 2014)

以下, 両噴出物の特徴についてそれぞれ記述する.

### 岩本降下火山灰堆積物 (Iw)

岩相: 角閃石を特徴的に含む軽石質降下火山灰層で, その他に火山ガラス, 黒曜岩片, 風化岩片, 両輝石, 斜長石も含まれる (稲倉ほか, 2014). 給源と考えられる池田カル



デラ付近では粗粒で層厚も増す(稲倉ほか, 2014)。池田カルデラ北東の水迫遺跡<sup>みずさこ</sup>では、古土壌中に層厚 10 cm の軽石質火山灰層として認められるが、その他の地域では土壌や水成層中に細粒軽石片などが混在した産状を示し、純層としては認められない(稲倉ほか, 2014)。

分 布：鹿児島湾周辺に薄く広く分布する(稲倉ほか, 2014)。

年 代：Iw は 29 cal kBP の始良 Tn テフラ(AT; 町田・新井, 1976) と 12.8 cal kBP の桜島薩摩テフラ(Sz-S; 町田・新井, 2003; 小林, 1986) との間に挟在する。これらのテフラに挟まれた古土壌の厚さから、噴出年代は約 20 cal kBP と推定される(稲倉ほか, 2014)。

噴出量：－

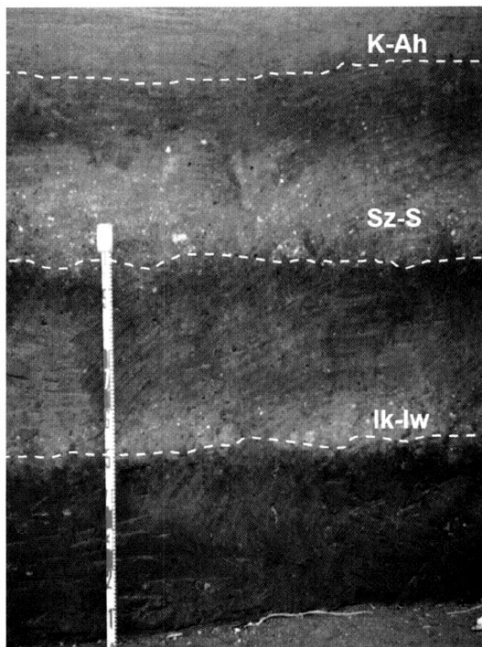


Fig. 7. Photograph of the geological profile at the Mizusako archaeological site. The Kikai-Akahoya tephra (K-Ah), Sakurajima-Satsuma tephra (Sz-S), and Iwamoto ash fall deposit (Iw) are clearly intercalated by paleosol. The scale segments are 20 cm.

Fig. 8-3. 水迫遺跡の露頭写真 (稲倉ほか, 2014)

### 仙田溶岩 (St-L)

池田カルデラの南西縁に分布するデイサイト質溶岩である (Fig. 8-1)。灰色を呈し、緻密かつ均質で、角閃石を特徴的に含む(稲倉ほか, 2014)。露頭の大半は Ik-Pfl に直接覆われているが、池田カルデラ南西縁付近の露頭では古土壌を挟んで鬼界アカホヤテフラ (K-Ah; 町田・新井, 1978) に覆われる(稲倉ほか, 2014)。

### 短期的前駆活動

巨大噴火の直前 (数年～数百年内) に発生したと考えられる先駆的な小規模噴火は確認されていない。

## 噴火推移

稲倉ほか (2014) は、カルデラを形成した噴火と、カルデラ形成直後に発生したとされる4つのマールの活動、およびカルデラ形成後のマグマ水蒸気爆発と中央火口丘 (溶岩ドーム) の形成までを“カルデラ形成噴火期”と定義している。この時期の活動で初めに噴出した池崎サージ堆積物・降下火山灰堆積物 (Ik-Ikz; 成尾・小林, 1980) から、最後に噴出した伏目ベースサージ堆積物 (Ik-Fbs; 稲倉ほか, 2014) までの一連の火砕物は、池田湖テフラ (Ik) と総称される (町田・新井, 2003)。これらのテフラは、その間に土壌など長い時間間隙を示す証拠が認められない。

ここでは、Ik-Ikz から池田火砕流堆積物 (Ik-Pfl; 宇井, 1967) を噴出してカルデラを形成した噴火のみに着目し、その噴火推移や噴出物についてまとめる。

### 水蒸気爆発からベースサージ噴火 – 池崎サージ堆積物・降下火山灰堆積物 (Ik-Ikz) の噴出 –

池田カルデラ形成噴火は、6.4 cal kBP (成尾・小林, 1984; 奥野ほか, 1996) に開始し、初めに Ik-Ikz を噴出した (稲倉ほか, 2014)。Ik-Ikz の噴火は、細粒の降下火山灰をもたらした小規模な水蒸気爆発から始まった。噴火は次第にラピリサイズの岩片を噴出するようなフェーズに移行し、最後にベースサージ噴火が発生した (稲倉ほか, 2014)。この一連の噴火フェーズでは本質物質が噴出しておらず、これについて稲倉ほか (2014) は、大量の地下水が上昇したマグマで急速に加熱され、爆発的噴火が誘発されたと推測している。

Ik-Ikz はカルデラから東方に伸びる分布軸をもって分布し、大隅半島に及んでいる (Fig. 8-4-A)。見かけの総噴出量は  $0.03 \text{ km}^3$  であり、水蒸気噴火としては大規模であったことが示唆される (稲倉ほか, 2014)。

### プリニー式噴火 – <sup>ねきがり</sup>尾下降下スコリア堆積物 (Ik-Os) の噴出 –

水蒸気爆発およびベースサージ噴火の後、活動はマグマ噴火に移行し、主に黒色スコリアからなる Ik-Os (宇井, 1967) が噴出した。稲倉ほか (2014) によれば、この噴火では大型のスコリアが弾道放出物として給源から放出され、カルデラ近傍の Ik-Os や Ik-Ikz にサグ構造が形成された。

Ik-Os はカルデラから東北東に伸びる分布軸をもち、大隅半島まで狭い幅で分布する (Fig. 8-4-B)。見かけの噴出量は  $0.16 \text{ km}^3$  である (稲倉ほか, 2014)。

### マグマ水蒸気爆発 – <sup>みずきこ</sup>水迫降下スコリア堆積物 (Ik-Mz) の噴出 –

Ik-Os に続いて、灰色スコリアからなる Ik-Mz (稲倉ほか, 2014) が噴出した。稲倉ほか (2014) によれば、このスコリアは発泡度が低く、その形態が丸みを帯びていることから、マグマ水蒸気爆発の産物であると考えられる。給源は池田カルデラと推定されているが、その一方で、大隅半島に産出するスコリアに相当する大きな噴出物がカルデラ近傍の薩摩半

島側に存在しないことから、別の給源を仮定する必要があるとされている。稲倉ほか (2014) は、鹿児島湾内のどこかで池田カルデラと同時に噴火が発生した可能性があるとしているが、噴火地点の特定には至っていない。

**Ik-Mz** はカルデラ付近から北東に伸びる分布軸をもって、大隅半島までの狭い範囲に分布する (Fig. 8-4-C)。カルデラ近傍では薄層として認められるが、大隅半島では明瞭な層をなさず **Ik-Ikz** の直上あるいは **Ik-Pfa** の直下にスコリアが点在する (稲倉ほか, 2014)。見かけの噴出量は  $0.002 \text{ km}^3$  である (稲倉ほか, 2014)。

### **プリニー式噴火 – 池田降下軽石堆積物 (Ik-Pfa) の噴出 –**

**Ik-Mz** の噴出後、活動は軽石主体の珪長質噴火 (プリニー式噴火) へ移行し、**Ik-Pfa** (宇井, 1967) が噴出した。**Ik-Pfa** はカルデラから東方に伸びる分布軸をもち、大隅半島の広域に分布する (Fig. 8-4-D)。分布軸上の給源に近い地点 (カルデラ縁から約 4km) では、その層厚は 1.5 m に達する (稲倉ほか, 2014)。見かけの噴出量は  $2.3 \text{ km}^3$  である (稲倉ほか, 2014)。

### **大規模火砕流の発生 – 池田火砕流堆積物 (Ik-Pfl) の噴出 –**

**Ik-Pfa** の堆積後、火砕流噴火により **Ik-Pfl** (宇井, 1967) が噴出し、直径約 4 km の池田カルデラが形成された。**Ik-Pfl** は給源近傍に弱溶結部が存在するが、大部分は非溶結火砕流堆積物として認められる。カルデラを中心に薩摩半島南端のほぼ全域に流下した **Ik-Pfl** は、周辺の高地から海城一帯を埋め立てて火砕流台地を形成した (稲倉ほか, 2014)。山川地熱発電所の地熱調査坑井データによると、その層厚は 2 次堆積物も含め約 100 m に達する (新エネルギー総合開発, 1986)。見かけの噴出量は、平均層厚を 50 m と仮定し、陸域の分布面積が約  $50 \text{ km}^2$  であることから、約  $2.5 \text{ km}^3$  と推定される (稲倉ほか, 2014)。

宇井 (1967) によると、**Ik-Pfl** は少なくとも 2 フローユニットに細分され、粗粒な下部フローユニットは低地沿いに分布するが、細粒で下部ユニットより薄い上部フローユニットは、カルデラ西方の高地やカルデラ東方の海拔 300 m 前後の山地の背後まで到達している。これについて宇井 (1967) は、噴出口が海拔高度の低い山地間の低地にあったと推定し、発生した熱雲のうち細粒部のみが山地の背後や高地に到達し、火砕流主体の密な部分が低地沿いに広がったと解釈した。

岩倉ほか (2001) は、宇井 (1967) 同様に粗粒な下部フローユニットと細粒な上部フローユニットの少なくとも 2 フローユニットに細分した。このうち下部フローユニットについては、カルデラ近傍で外来岩片を多く含むラグブレッチャーを認めている。外来岩片の多くは火道から新たに侵食されてもたらされたものと考えられることから、下部フローユニットをもたらした最初の噴火は、火口の拡大を伴うような爆発的なものであったと推定した。そして、噴煙の中で分離された岩片がラグブレッチャーとしてカルデラ近傍に集積し、軽石や火山灰は火砕流や co-ignimbrite ash として流下、堆積した。さらに、流下中にも細粒ガ

ラスの分離が継続したと推定した。それに対し上部フローユニットは、粒度分析において非常に細粒物の多いユニモーダルな特徴を示した (Fig. 8-5)。これについて岩倉ほか (2001) は、この噴火フェーズの後期ほど噴煙柱高度が低下するなどし、噴出した火砕物全体が分離を起こさず流下した、あるいは火口への水の流入により粉砕が進んだと推定している。

一方で稲倉ほか (2014) では、カルデラ北東の指宿市幸屋付近の露頭で、Ik-Pfl はさらに多数のフローユニットに識別できると報告されている (Fig. 8-8 の⑪)。

カルデラ南東の伏目から西南方向に湾曲する海岸では、砂層を挟在した特異な火砕流堆積物が認められる。7,000~5,000 年前は、縄文海進により鹿児島湾における海水準が現在より高く (大木, 2002)、鹿児島湾北西岸では現海面上 10 m 前後であったと推定されている (森脇ほか, 2002)。稲倉ほか (2014) は本層について、火砕流が海岸を埋め立てたことにより出現したデルタ地形で形成されたと考えられる。

また、カルデラ南東の<sup>あかみずばな</sup>赤水鼻、<sup>ちようがみず</sup>児ヶ水港付近の露頭では、大径の軽石をほぼ含まない明褐色細粒火山灰からなる火砕堆積物が、Ik-Pfl とほぼ同層準に認められる。稲倉ほか (2014) はこれを見ヶ水火砕堆積物 (Ik-Cg) と仮称し、Ik-Pfl の同時異相と推定している。Ik-Pfl と Ik-Cg の上下関係は不明である。

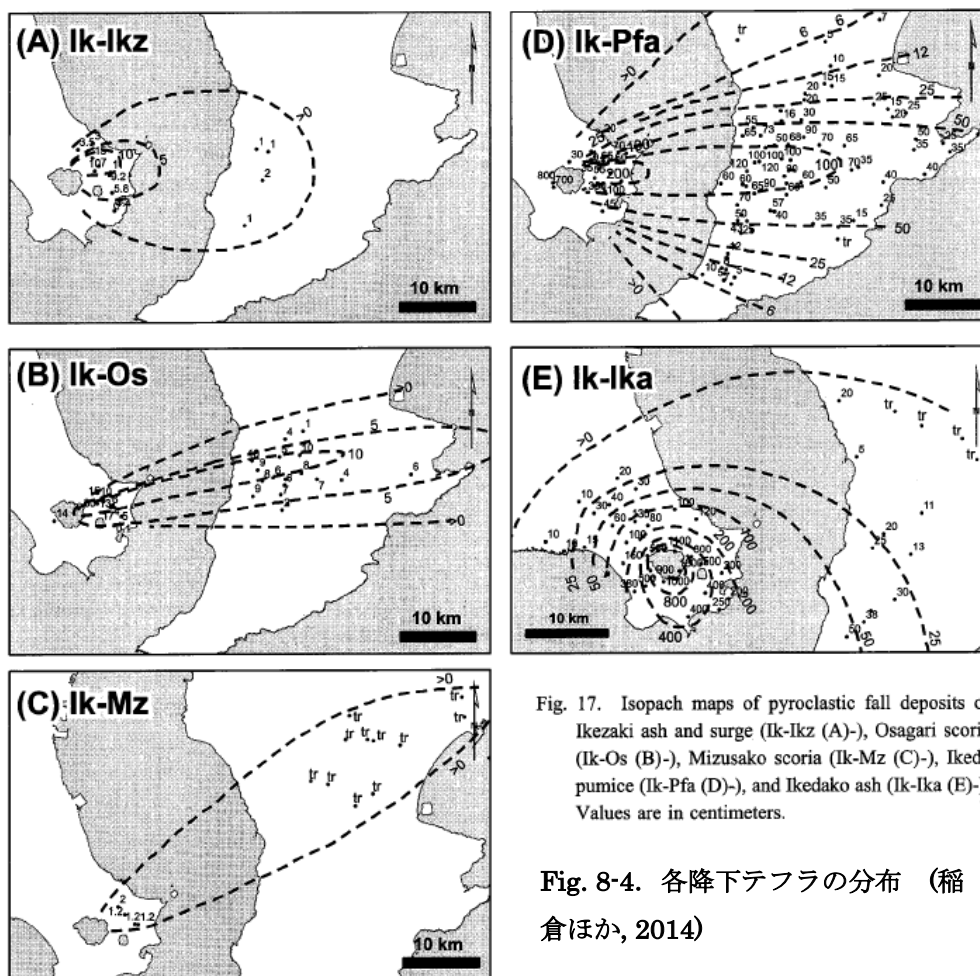


Fig. 17. Isopach maps of pyroclastic fall deposits of Ikezaki ash and surge (Ik-Ikz (A)-), Osagari scoria (Ik-Os (B)-), Mizusako scoria (Ik-Mz (C)-), Ikeda pumice (Ik-Pfa (D)-), and Ikedako ash (Ik-Ika (E)-). Values are in centimeters.

Fig. 8-4. 各降下テフラの分布 (稲倉ほか, 2014)

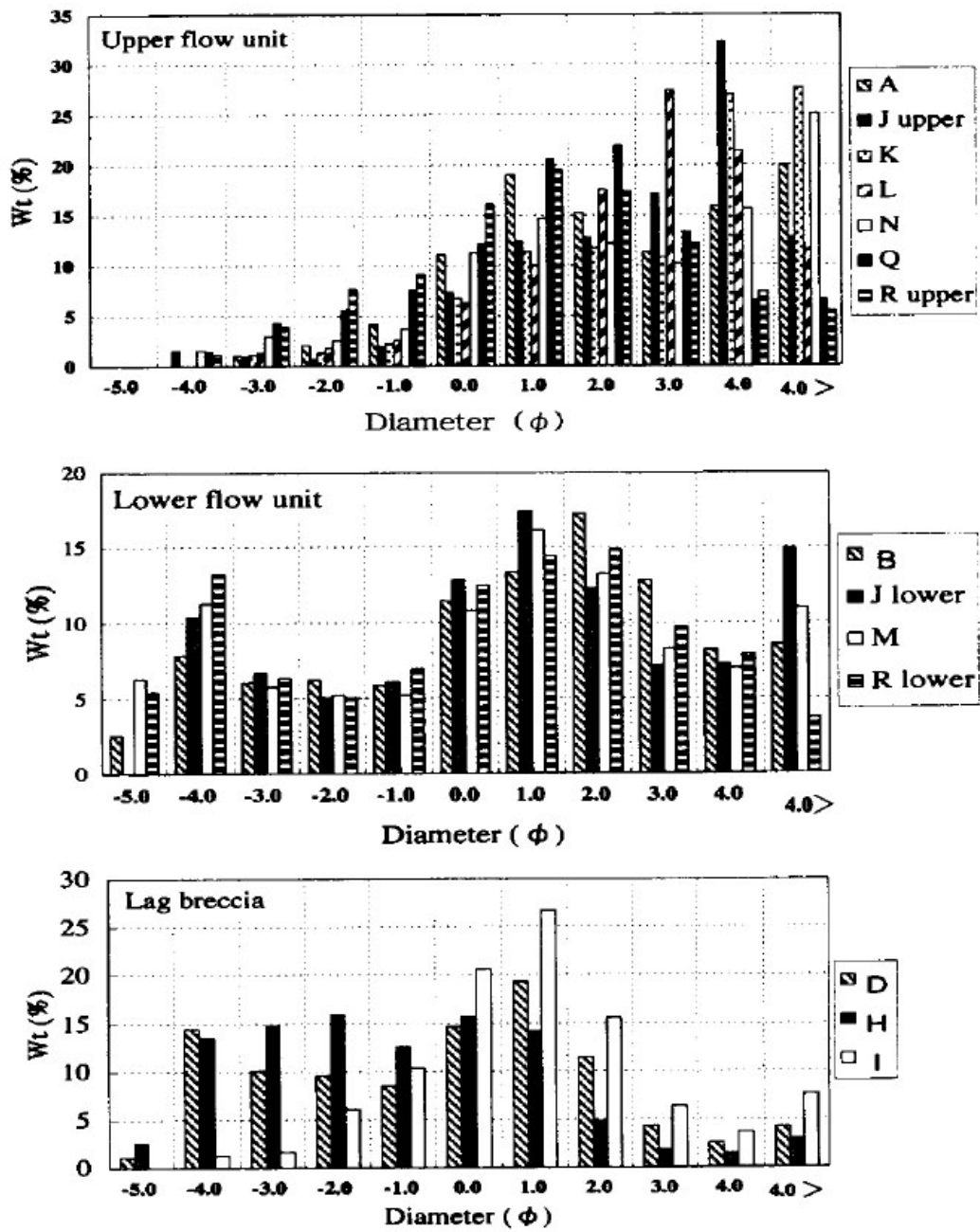


Fig. 3. Grain size distributions of the Ikeda pyroclastic-flow deposit. A-S show sample localities.

Fig. 8-5. 池田火砕流堆積物の粒度分布図 (岩倉ほか, 2001)

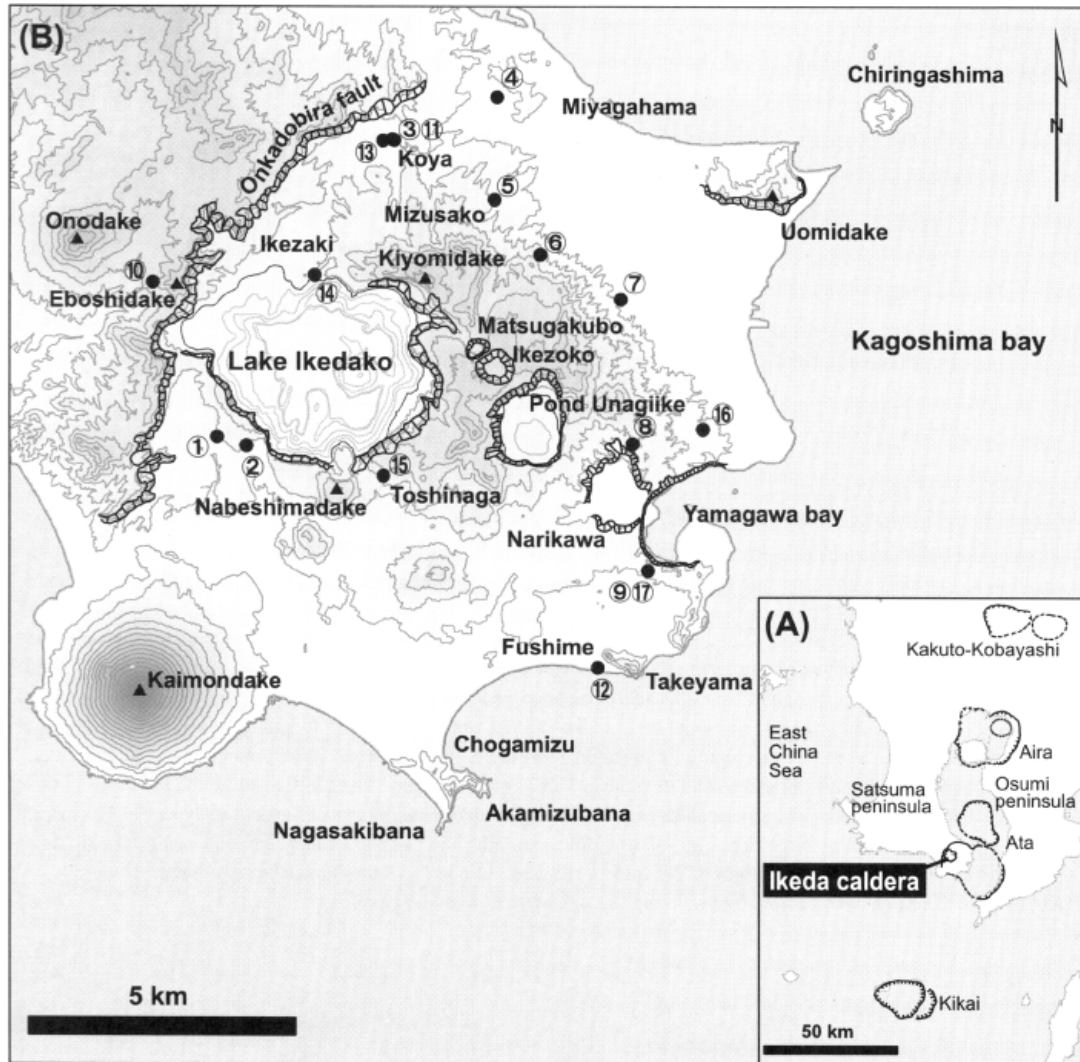


Fig. 1. Index Maps. (A) Distribution of caldera volcanoes in southern Kyushu, (B) Topographic map of the Ikeda caldera and surrounding area. The circled numbers indicate the locations of the columnar sections in Figs. 4 and 5. The contour interval is 50 m.

**Fig. 8-6. 地形図 (稲倉ほか, 2014)**

各地点の番号は Figs. 8-7,8 の柱状図に対応する.



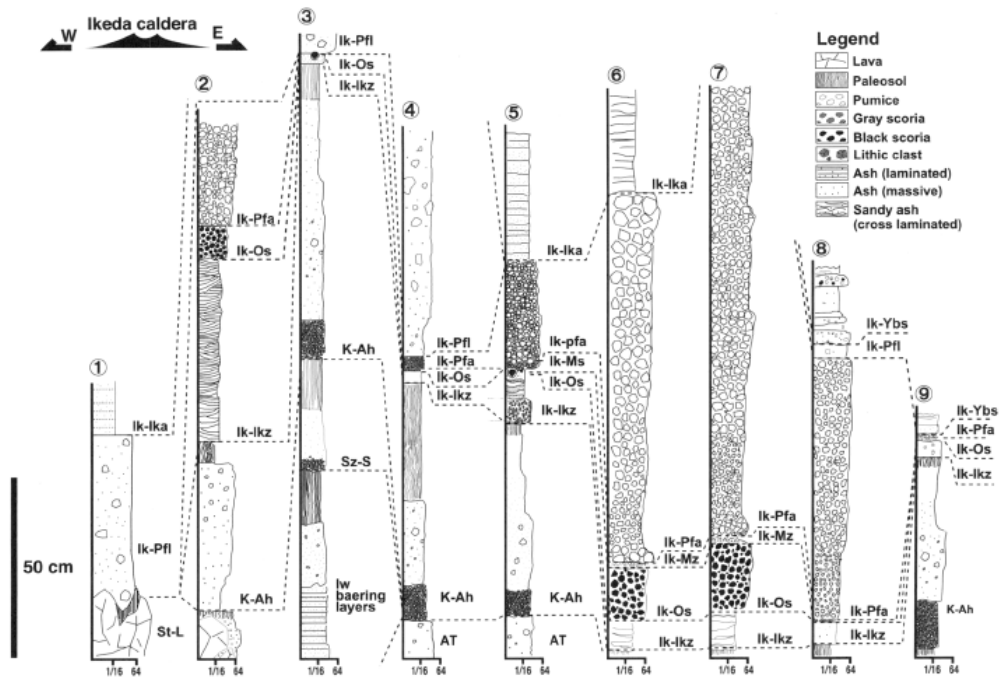


Fig. 4. Columnar sections of the outcrops around the Ikeda caldera. The locations are shown in Fig. 1B. The grain size at each position is indicated at the bottom of the columnar section. Values are in millimeters.

Fig. 8-7. 対比露頭柱状図 (稲倉ほか, 2014)

各図の番号は Fig. 8-6 に対応する.

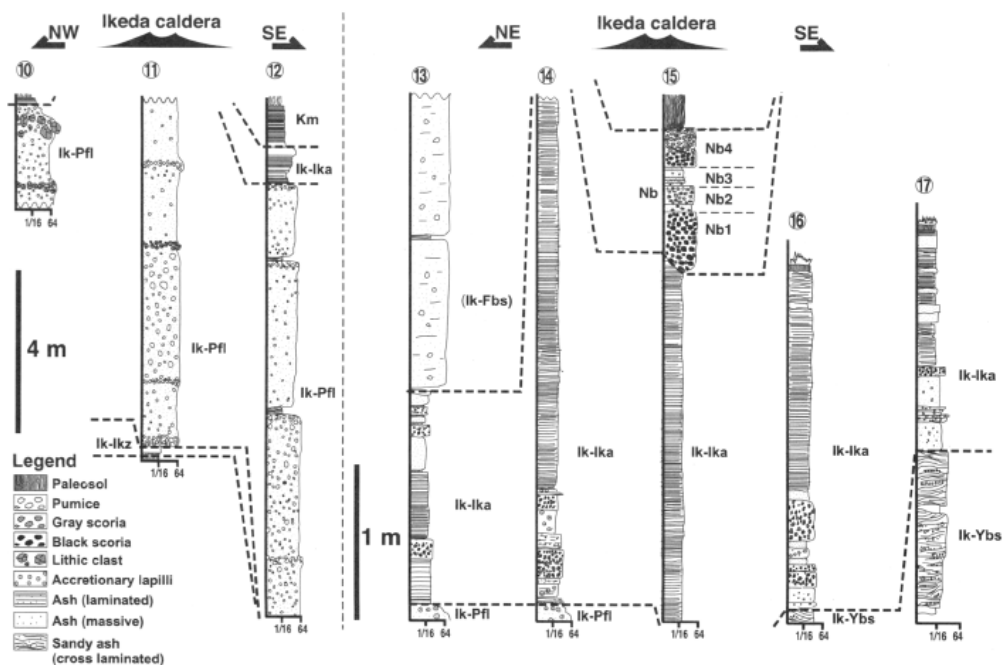


Fig. 5. Columnar sections of the outcrops of the Ikeda caldera. The locations are shown in Fig. 1B. The grain size at each position is indicated at the bottom of the columnar section. Values are in millimeters.

Fig. 8-8. 対比露頭柱状図 (稲倉ほか, 2014)

各図の番号は Fig. 8-6 に対応する.

## [各噴出物の特徴]

### 池崎サージ堆積物・降下火山灰堆積物 (Ik-Ikz)

岩 相：明瞭な内部構造を示さない塊状の降下火山灰堆積物と、クロスラミナが発達し、層厚変化が顕著なサージ堆積物からなり、古土壌を挟んで K-Ah を覆う (稲倉ほか, 2014).  
サージ堆積物は層厚が増した地点で認められる (稲倉ほか, 2014). カルデラ北東部の清見岳より北東 2 km 地点の水迫 (Figs. 8-6, 7 の⑤) では、細粒～中粒火山灰のサージ堆積物の下位に、降下火山灰層が 2 層認められる (Fig. 8-9). 降下火山灰層は下位から橙褐色細粒火山灰の薄層、直径 1 cm 前後の火山岩垂円礫～垂角礫を多く含む粗粒火山灰層からなる (稲倉ほか, 2014).

構成物：粒度によらず、花崗岩類や変質安山岩などの異質岩片、その岩片由来の結晶片 (長石、石英、黒雲母、輝石、角閃石等) からなる (稲倉ほか, 2014).

分 布：カルデラから東方に伸びる分布軸をもち、大隅半島まで楕円状に分布する (Fig. 8-4A).

噴出量：見かけ 0.03 km<sup>3</sup> (稲倉ほか, 2014), 約 0.01 km<sup>3</sup> (DRE)

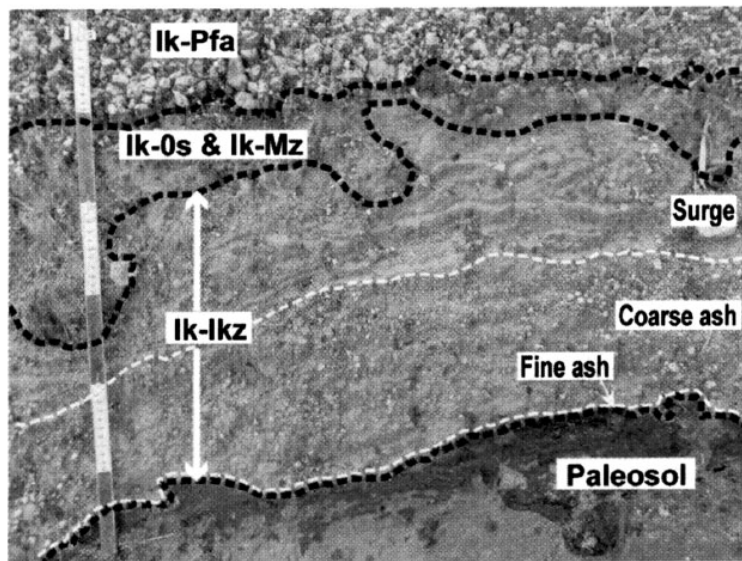


Fig. 8. Photograph of the Ikezaki ash, which is divided into three subunits. The scale segments are 10 cm.

Fig. 8-9. カルデラ形成期の降下火砕物 (稲倉ほか, 2014)

### 尾下降下スコリア堆積物 (Ik-Os)

岩 相：Ik-Ikz を直接覆う降下スコリア堆積物である (稲倉ほか, 2014). 薩摩半島の中で分布軸に近い地点では層厚が 10 cm を超えるが、分布軸を離れるにつれ層厚は急激に減少する (稲倉ほか, 2014). カルデラ近傍では弾道噴出物と考えられる大型のスコリア礫が、Ik-Os や下位の Ik-Ikz 中にサグ構造をつくる (Figs. 8-9, 10). サグ構造をつくる

スコリアの粒径は、カルデラ北東の幸屋の露頭で 10 cm ほどである (稲倉ほか, 2014)

構成物：主に発泡の悪い黒色スコリアからなり、花崗岩類の岩片やそれ由来の石英、黒雲母からなる (稲倉ほか, 2014).

分布：カルデラから東北東に伸びる分布軸をもち、大隅半島まで狭い幅で分布する (Fig. 8-4-B).

噴出量：見かけ 0.16 km<sup>3</sup> (稲倉ほか, 2014), 約 0.09 km<sup>3</sup> (DRE)

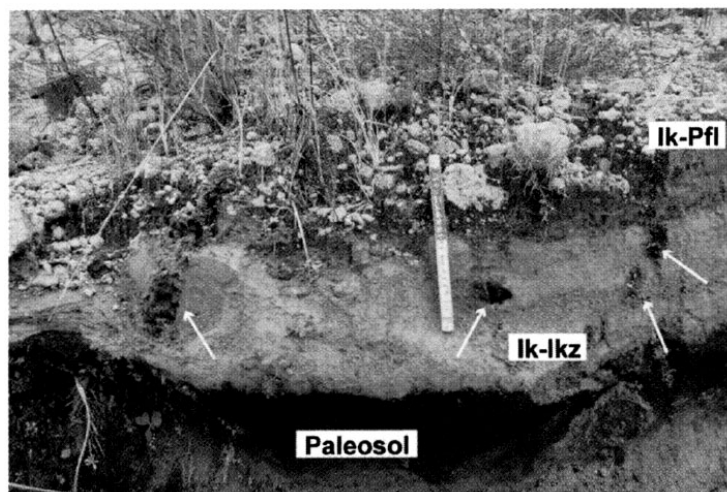


Fig. 9. Photograph showing the occurrence of Osagari scoria fall deposit (white arrows) scattered in the Ikezaki ash fall and surge deposits (Ik-Ikz). The scale segments are 10 cm.

Fig. 8-10. Ik-Os の弾道噴出物によるサグ構造 (稲倉ほか, 2014)

#### みずきこ 水迫降下スコリア堆積物 (Ik-Mz)

岩相：Ik-Os と Ik-Pfa の間に認められる降下スコリア堆積物である (稲倉ほか, 2014). 薩摩半島側では層厚 1~2 cm の薄層として認められ、スコリアの最大平均粒径は 1 cm である (稲倉ほか, 2014). 給源から離れた大隅半島側では明瞭な層をなさずに、Ik-Ikz の直上か Ik-Pfa の直下にスコリアが点在する (稲倉ほか, 2014). このスコリアは大隅半島中部に分布する Ik-Os に比べて粒径が大きい (稲倉ほか, 2014).

構成物：発泡度が悪く、やや丸みを帯びた大型の灰色スコリアからなる (稲倉ほか, 2014).

分布：カルデラ付近から北東に伸びる分布軸をもって、大隅半島までの狭い範囲に分布する (Fig. 8-4C).

噴出量：見かけ 0.002 km<sup>3</sup> (稲倉ほか, 2014), 約 0.001 km<sup>3</sup> (DRE)

※給源：池田カルデラのほかに、鹿児島湾内に別の給源がある可能性がある (稲倉ほか, 2014).

### 池田降下軽石堆積物 (Ik-Pfa)

岩相：Ik-Os もしくは Ik-Mz を直接覆う降下軽石堆積物である (Fig. 8-11)。カルデラ縁より 4 km 離れた分布軸上 (Figs. 8-6, 7 の⑦) では層厚 1.5 m で、最大平均粒径は 4 cm である (稲倉ほか, 2014)。Fig. 8-11 は山川マールから北約 2 km の位置にある露頭の写真で、分厚い山川ベースサージ (Ik-Ybs; Yokoyama, 1981) に Ik-Pfa が覆われる。

構成物：主に発泡の悪い白色軽石からなるが、灰色軽石や縞状軽石も含まれる。白色軽石の斑晶量は K-Ah や AT の軽石に比べ非常に多く、識別可能である。斑晶には石英・斜長石・角閃石に加え、少量の斜方輝石や不透明鉱物が含まれる。灰色軽石は、ほかの斑晶より大きなカンラン石斑晶を伴うことがある。

分布：カルデラから東方に伸びる分布軸をもち、大隅半島の広域に分布する。また、カルデラ西側にも分布する (Fig. 8-4-D)。

噴出量：見かけ 2.3 km<sup>3</sup> (稲倉ほか, 2014), 約 0.74 km<sup>3</sup> (DRE)

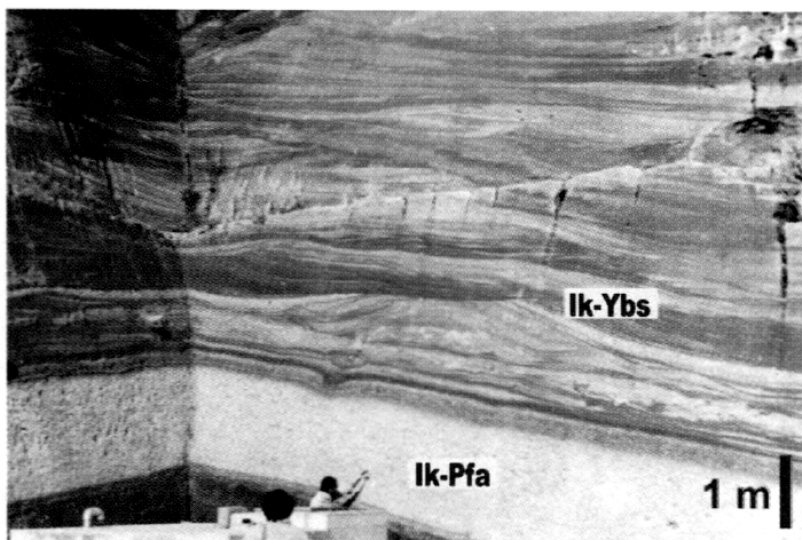


Fig. 12. Photograph of the Yamagawa base surge deposit (Ik-Ybs) overlain by the Ikeda pumice fall deposit (Ik-Pfa) about 2 km north of the Yamagawa maar.

Fig. 8-11. Ik-Pfa と山川ベースサージ (稲倉ほか, 2014)

### 池田火砕流堆積物 (Ik-Pfl)

岩相：Ik-Pfa を直接覆う、軽石流堆積物である (稲倉ほか, 2014)。層相は多様で、給源近傍では弱溶結層も認められるが、大部分が非溶結火砕流堆積物である (稲倉ほか, 2014)。稲倉ほか (2001) によると、Ik-Pfl は少なくとも粗粒な下部フローユニットと細粒な上部フローユニットの 2 フローユニットに細分される。一方で、稲倉ほか (2014) は、カルデラ北東の指宿市幸屋の露頭 (Figs. 8-6, 8 の⑩) では、大きい軽石や石質岩片が

複数の層準に濃集していることから、多数のフローユニットに識別できるとしている。鬼門平断層崖を乗り越えた鳥帽子岳付近の露頭 (Figs. 8-6, 8 の⑩) では、基質部分に細粒物質が乏しいが、隣接する鳥越トンネル西側出口付近の露頭では、層厚 10 m 以上のラグブレッチャーが認められる (稲倉ほか, 2014)。

また、カルデラ南東の伏目から西南方向に湾曲する海岸では、砂層や粗粒砂サイズの岩片・結晶片からなる薄層を挟在した特異な火砕流堆積物が認められる (Fig. 8-11; 稲倉ほか, 2014)。

構成物：基質は明褐色火山灰からなり、本質岩片は主に白色軽石からなる。それ以外に縞状軽石や灰色軽石も認められる。白色軽石や灰色軽石の特徴は Ik-Pfa と同様である。(稲倉ほか, 2014)

分布：カルデラを中心に薩摩半島南端のほぼ全域に分布する (Fig. 8-1)。

噴出量：見かけ 2.5 km<sup>3</sup> (稲倉ほか, 2014), 約 1.1 km<sup>3</sup> (DRE)

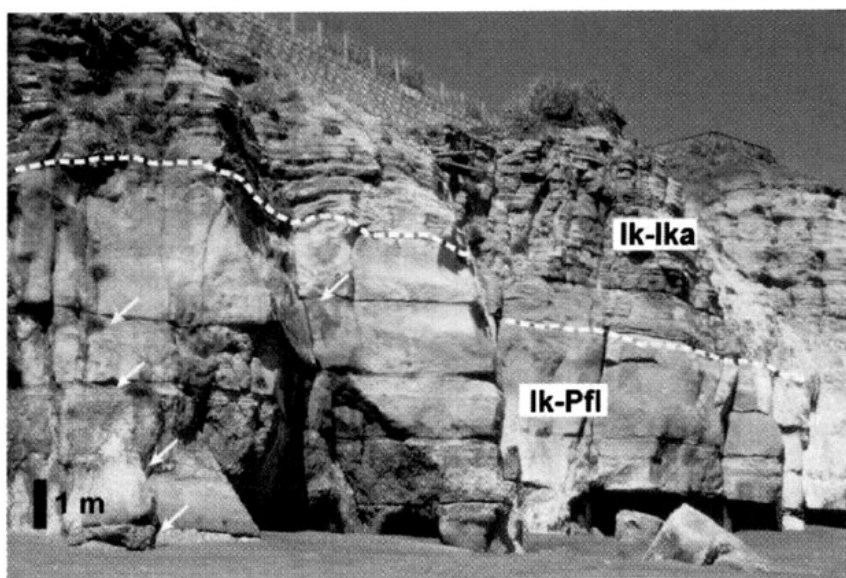


Fig. 10. Photograph of the Ikeda ignimbrite (Ik-Pfl) at a littoral area (Fig. 5, Loc. 12). The Ik-Pfl is frequently divided by thin sandy (or crystal- and lithic-rich) layers (white arrows).

Fig. 8-12. 砂層を挟在する Ik-Pfl (稲倉ほか, 2014)

#### 兎ヶ水火砕堆積物 (Ik-Cg)

岩相：大径の軽石をほぼ含まない明褐色細粒火山灰からなる、成因不明の火砕堆積物である (稲倉ほか, 2014)。Ik-Pfl とはほぼ同層準であるが、基盤岩に張り付くように分布しており、Ik-Pfl との上下関係は不明である。大部分が塊状であるが、部分的に波状の構造が発達し、その基底部に細粒軽石が濃集する (Fig. 8-13A)。また、高温であったことを示す炭化した立木が認められる (Fig. 8-13B)。

分布：カルデラ南東の赤水鼻<sup>あかみずぼな</sup>，児ヶ水港に下りる道沿いに認められる（稲倉ほか，2014）．  
噴出量：－

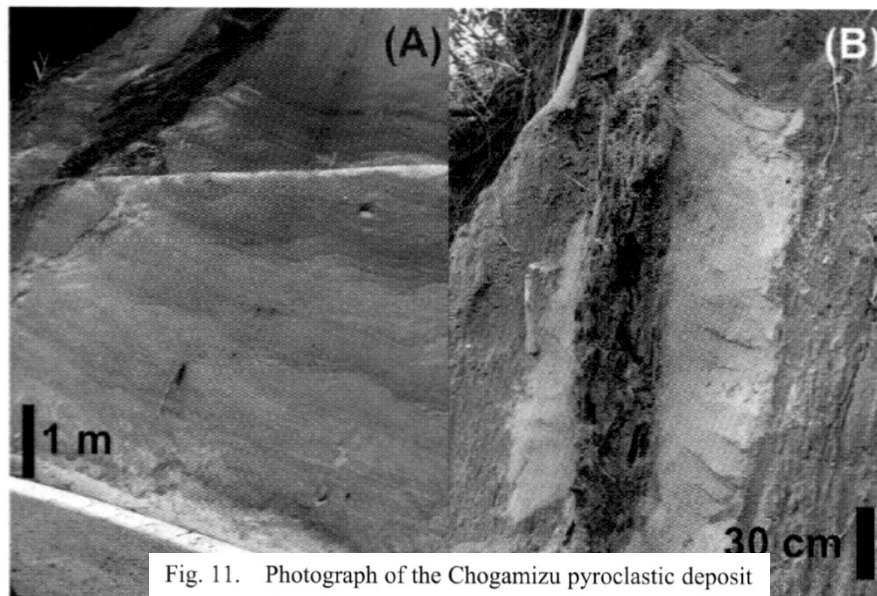


Fig. 11. Photograph of the Chogamizu pyroclastic deposit (Ik-Cg) at Chogamizu (A) and a charred tree trunk in the deposit (B).  
Fig. 8-13. (A). Ik-Cg, (B). 炭化した立木（稲倉ほか，2014）

### 後カルデラ活動

カルデラ形成後，長い休止期を経ずに，池田カルデラから南西方向に伸びる割れ目火道で噴火が発生し，松ヶ窪<sup>まつがくぼ</sup>，池底<sup>いけぞこ</sup>，鰻池<sup>うなぎいけ</sup>，山川<sup>やまがわ</sup>マールが形成された（Figs. 8-2, 6）．各マールの噴出物がいずれも Ik-Pfl を覆い，池田湖降下火山灰堆積物（Ik-Ika；成尾・小林，1984）に覆われていることから，4つのマールはほぼ同時期に形成されたと考えられる（稲倉ほか，2014）．これらの噴出物のうち，山川マールを給源とする Ik-Ybs は，稲倉ほか（2014）で見かけの噴出量が  $0.04 \text{ km}^3$  と求められている（陸域の分布面積は  $7 \text{ km}^2$  とし，平均層厚を  $5 \text{ m}$  と仮定）．

その後，カルデラ中央部でマグマ水蒸気爆発が発生し，Ik-Ika が噴出した．Ik-Ika の見かけ噴出量は約  $3.5 \text{ km}^3$  である（稲倉ほか，2014）．湖底には溶岩ドームが形成された．この噴火の末期には強い地震が発生し，Ik-Ika 中に多くの碎屑岩脈やスランプなどの攪拌構造が形成された（Fig. 8-14）．沿岸部では Ik-Pfl の 2 次爆発が発生し，Ik-Fbs が噴出した（Fig. 8-15）．

カルデラ形成噴火の約 2,000 年後（ $4.8 \text{ cal kBP}$ ；奥野，2002）には，カルデラ南縁で鍋島岳<sup>なべしまだけ</sup>火山の活動が始まった．奥野・小林（1991）によると，鍋島岳火山は始めに水蒸気爆発～マグマ噴火のサイクルを 2 回繰り返す，鍋島岳テフラ 1～4（Nb1～4；奥野・小林，1991）を噴出した（Fig. 8-16）．Nb の噴出後には，鍋島岳溶岩（Lava I～III；奥野・小林，1991）の噴出



により鍋島岳が形成された。鍋島岳は溶岩ドームであり、その一部はカルデラ壁の崩壊に伴ってカルデラ内に滑落した（奥野・小林, 1991）。

鍋島岳の活動により噴出した本質物質の総噴出量は約  $200 \times 10^9$  kg で、そのうちの約 30 wt% がテフラである（奥野・小林, 1991）。また、DRE は約  $0.08 \text{ km}^3$  と見積もられる（奥野・小林, 1991）。



Fig. 13. Photograph of a thick Ikedako ash fall deposit (Ik-Ika) at Senta. Disturbed structures such as slumping (black dotted line) and clastic dikes (white arrows) are formed in the ash deposit.

Fig. 8-14. 攪拌構造と碎屑岩脈が認められる Ik-Ika (稲倉ほか, 2014)

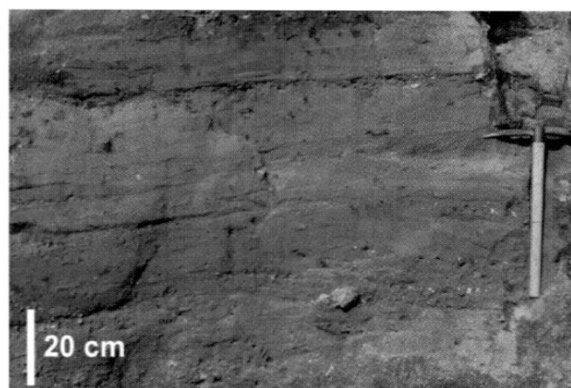


Fig. 15. Photograph of the Fushime base surge deposit (Ik-Fbs) at Fushime derived from littoral explosions of the Ikeda ignimbrite. Sag structures are observed in some horizons of the deposit.

Fig. 8-15. Ik-Fbs (稲倉ほか, 2014)

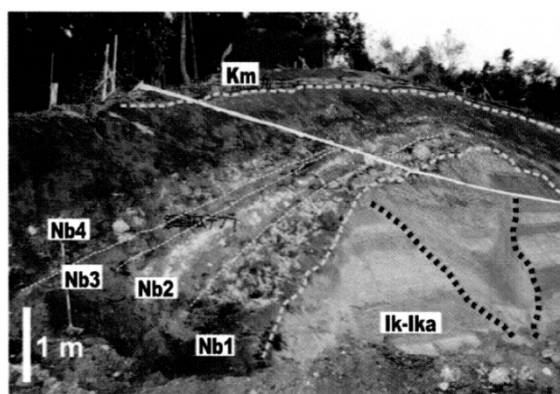


Fig. 14. Photograph of the Nabeshimadake tephra (Nb) and underlying Ikedako ash fall deposit (Ik-Ika). A large slump structure (black dotted line) is seen in the Ik-Ika.

Fig. 8-16. Nb と Ik-Ika (稲倉ほか, 2014)



## 第8章 参考文献

- 稲倉寛仁・成尾英仁・奥野 充・小林哲夫 (2014) 南九州, 池田火山の噴火史. 火山, **59**, 255-268.
- 岩倉雅治・鎌田桂子・小林哲夫 (2001) 粒度分布と構成物量比からみた池田火砕流の堆積機構. 火山, **46**, 117-120.
- 小林哲夫 (1986) 桜島火山の形成史と火砕流. 文部科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流 (火砕流等)の特質と災害」 (代表者: 荒巻重雄) 研究成果報告書, 137-163.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 94-95.
- 森脇 広・松島義章・町田 洋・岩井雅夫・新井房夫・藤原 治 (2002) 鹿児島県北西岸平野における縄文海進最盛期以降の地形発達. 第四紀研究, **41**, 253-268.
- 成尾英仁 (1992) 西丸尾遺跡の地質と火山噴出物. 鹿児島県埋蔵文化財発掘調査報告書 (64), 鹿児島県教育委員会, 243-252.
- 成尾英仁・小林哲夫 (1980) 池田カルデラの火山活動. 火山, **25**, 306.
- 成尾英仁・小林哲夫 (1984) 池田カルデラ形成時の降下火砕物. 火山, **28**, 148.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
- 奥野 充・小林哲夫 (1991) 鍋島岳火山の地質. 鹿児島大理紀要 (地学・生物学), **24**, 23-35.
- 奥野 充・成尾英仁・中村俊夫・小林哲夫 (1996) 南九州, 池田湖テフラ層に関連する試料の加速器  $^{14}\text{C}$  年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, **12**, 49-55.
- 大木公彦 (2002) 鹿児島湾と琉球列島北部海域における後氷期の環境変遷. 第四紀研究, **41**, 237-251.
- 新エネルギー総合開発 (1986) 地熱開発促進調査報告書, **11**, 池田湖周辺地域. 685p
- 宇井忠英 (1967) 鹿児島県指宿地方の地質. 地質雑, **73**, 477-490.
- Yokoyama, S. (1981) Base surge deposits in Japan. In tephra Studies (Self, S. and Sparks, R. S. J. eds), 427-432. D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.