

霧島火山，新燃岳・えびの高原における最近 1 万年間の噴火史と活動評価

2014 年 3 月

田 島 靖 久

Abstract

The Kirishima volcanoes located in southern Kyushu are comprised of more than 20 volcanic edifices. The volcanoes occupy an elliptical area of approximately 330 km² with the WNW-ESE direction.

The latest eruption of the Shinmoedake volcano in January 2011 was accompanied by pumice falls. The presence of Shinmoedake-Setao (Sm-St) tephra at 10.4 cal ka BP, Shinmoedake-Maeyama (Sm-My) tephra at 5.6 cal ka BP and Shinmoedake-Kyoho (Sm-Kp) tephra at 1716-1717 AD indicate that three magmatic eruptions must have occurred before the 2011 eruption. In this study, we detected three new tephra, namely, Shinmoedake-Shinyu (Sm-Sy) tephra at 4.5 cal ka BP, Shinmoedake-Shinyurindo B (Sm-SrB) tephra at 2.7 cal ka BP and Shinmoedake-Shinyurindo A (Sm-SrA) tephra at 2.3 cal ka BP. Moreover, we discovered two lava flows, Ryobuike B and A lavas (RyB-L, RyA-L), above the Sm-Sy originating from the summit of Shinmoedake. In addition, we found Ryobuike C lavas (RyC-Ls) beneath the Sm-Sy. Ryobuike D lavas (RyD-Ls) underlie the Old Takachiho-Ushinosune (Otk-UsA) tephra near the southern flank of the volcano. The crater was filled with Shinmoedake crater lava from an eruption that occurred after the Sm-Kp eruptions, but before 1822 AD. The repose time between the 2011 and Sm-Kp eruptions is approximately 300 years, and that between Sm-Kp and Sm-SrA eruptions is 2,000 years. The Shinmoedake volcano has experienced repeated active and quiescent periods. The eruption intervals indicate that the recent age may be the active period. The age of Sm-Sy, which erupted in the center part of the Kirishima volcanoes, is close to the ages of Karakunidake north-Ebino D and Miike tephra that erupted in the northwestern part and southeastern part of the Kirishima volcanoes, respectively. The occurrence of these three pyroclastic eruptions from vents at distances of 4-8 km from each other during the same period indicates the higher volcanic activity of the entire Kirishima volcanoes.

Among the different types of volcanic edifices, the typical ones are compound maars and lava flows in Ebinokogen. We studied the volcanic history of Ebinokogen by geological examination of tephra layers and lava flows. After the Karakunidake-Kobayashi plinian eruptions, seven tephra

were formed from this area. We determined the age of those tephra and two lava flows. The magmatic eruptions, produced Tamakino B (TmB) tephra, occurred around Karakunidake after Kobayashi tephra eruptions. The first activity in Ebinokogen from about 9.0 cal ka BP generated Fudoike lava flow, and Fudoike-Tamakino A (Fd-TmA) tephra erupted from Fudoike crater. Karakunidake north-Ebino D (Kn-EbD) tephra was generated from the northwest flank of Karakunidake at 4.3 cal ka BP, with debris avalanche and lahars. Phreatic Fudoike-Ebino C (Fd-EbC) tephra erupted from the Fudoike craters at 1.6 cal ka BP. Ioyama-Ebino B (Io-EbB) tephra eruption started from around the 16th to 17th century with lava flow. Phreatic Ioyama east-Ebino A (Ie-EbA) tephra erupted from Ioyama east crater in 1768 AD. The Ebinokogen area is one of the active regions of Kirishima volcanoes explicated by geophysical observations. Our results indicate cyclical tephra depositions mainly produced by small magmatic and strong phreatic eruptions in this area after the Kobayashi pyroclastic eruptions. Furthermore, the vent locations were found to migrate with each eruption.

In studies of volcanic tephra, it is usual that the overall volume of tephra is estimated ashfall volumes based on representative locations within the ashfall area. The precision of the volume estimation largely depends on the number of the locations. However, in the case of ongoing eruptions in island volcanoes, such as Sakurajima volcano, the observation locations are usually limited. We therefore have developed a practical method for estimating ashfall volume and distribution in such case. The method approximates the distribution of ashfall as ellipses, with the distribution area (A) and thickness or weight of deposit (T) determined by $A = \alpha T^{-1}$. The ellipse-approximated isopachs can be determined by using the direction of the ellipse axis and ash fall data at two points. In determining the ellipse axis exactly, we usually need additional ashfall amounts from the other locations. We set 37 samplers around Sakurajima volcano, and retrieved the samplers 15 times, from April to December, 2008. Using the propose method, we are able to determine the volume of ash produced by small, continuous eruptions.

It is important for us to have knowledge of what takes place in the

pre-eruption stage of plinian or sub-plinian eruptions for hazard maps and the forecasting of eruptions in which new vents are opened. We therefore consider the vent positions and small preceding eruptions of the 2011 Shinmoedake eruption episode in the Kirishima volcanoes.

Recent eruptions of the Shinmoedake volcano took place after the beginning of the Edo period (1603 to 1868 AD). The first clear historical records of the eruption of the Shinmoedake volcano were in 1716-1717 AD, in the Kyoho Era. The second record was an eruption in 1822 AD, in the Bunsei Era in the Edo period. It is considered that the 1716-1717 Kyoho eruptions started as phreatic eruptions and evolved to magmatic eruptions with sub-plinian pumice falls and pyroclastic flows, and that the 1822 Bunsei eruption was a small phreatic eruption, a conclusion based upon historical documents. After 137 years, phreatic eruptions began again on February 17, 1959 in the Showa period (1926 to 1989 AD). The 1959 Showa eruptions generated about 8.6×10^6 tonnes of ashfall, as calculated by isopachs. The thick ashfall of these eruptions damaged forests, railway, and roads. In the Heisei period (1989 AD to the present), a very small eruption with ashfall took place from 1991 to 1992 AD. In addition, volcanic earthquakes sometimes took place frequently in the Heisei period. Phreatic eruptions generated 0.2×10^6 tonnes of ashfall along the fissure vent with several craters on August 22, 2008. We watched the topographical and fumarolic activity changes of Shinmoedake by photograph in 2010. And the ashfalls were sampled at some locations after the eruption. Those ashfall samples measured weight and calculated for deposit volume. Phreatic eruption generated 10 tonnes on March 30 and 10^2 tonnes on May 27, 2010 in this study. At last phreato-magmatic eruption generated $60-70 \times 10^3$ tonnes on January 19, 2011 immediately prior January 26 to 27 sub-plinian eruptions.

The long term magma discharge rate of Shinmoedake volcano is 0.05 to 0.08 DRE m^3/ky . But it is increase that rate for the active periods, Sm-Sy period from 5.6 to 4.5 cal ka BP is 0.26 DRE km^3/ky , Sm-Sr period from 2.7 to 2.3 cal ka BP is 0.13 DRE km^3/ky and Sm-Kp·2011 period from 18th century to present is 0.42 to 0.38 km^3/ky . We define this active period named midium term volcanic activity.

In this study the eruption ages of tephra and lava generated from Shinmoedake volcano and Ebinokogen volcanic area by ^{14}C dating were determined. Those ages indicate that the Kirishima volcanoes have four eruptive stages among the recent 15000 years. The oldest eruptive stage with TmB tephra and Sm-St tephra is not clear that activity. The eruptive stage C started from 9.0 cal ka BP with one of RyD-Ls from Shinmoedake volcano and Fd-TmA tephra and Fudoike lava from Ebinokogen volcanic area. Old-Takachihono volcano and Takachihonome volcano grew rapidly in this stage. The eruptive stage B continued from 5.6 to 2.3 cal ka BP growing the Shinmoedake and Nakadake volcanic edifices. Three eruptions at the same time, which were the Miike plinian eruption at 4.6 cal ka BP from Miike maar, Sm-Sy eruption at 4.5 cal ka BP from Shinmoedake volcano and Kn-EbD eruption at 4.3 ka from Ebinokogen volcanic area in this stage. The time interval between eruptive stage B and eruptive stage A was 2.3 to 1.6 cal ka BP. The youngest eruptive stage A started with Fd-EbC from Ebinokogen volcanic area at 1.6 ka. In this stage, the Ohachi volcano grew from 6th century and Shinmoedake volcano erupted from 18th century. This result indicates that the Kirishima volcanoes repeated a few thousand years eruptive stages and 500 to 1000 years intervals. The current eruptive stage lasts about 1600 years. The relation of eruptive stages of Kirishima volcanoes, Sakurajima, Ikeda and Yamagawa volcanoes, Kaimondake volcano, Satsuma-Iojima volcano and Kuchinoerabujima volcano are well. The volcanic stages in South Kyushu Volcanic Region based on eruptive stages are concluded the volcanic stage IV (16.0? to 10.0 cal ka BP) represented by Komogriko tephra from volcano of pre Kikai caldera and Sakurajima-Satsuma tephra, volcanic stage III (9.0 to 6.4 cal ka BP) represented by growth of Old-Takachiho volcano and Kikai Caldera forming eruption, volcanic stage II (5.6 to 2.0 cal ka BP) represented by growth of Older Minamidake in Sakurajima volcano, Shinmoedake volcano in Kirishima volcanoes and Kaimondake volcano, and Volcanic stage I (1.6 cal ka BP to present) represented by the growth of Younger Minamidake in Sakurajima volcano, Ohachi volcano in Kirishima volcanoes and Young Iwo-dake in Satsuma-Iojima volcano.

目 次

1 章 霧島火山の研究史と方針	1
1.1. はじめに	1
1.2. 霧島火山形成前	3
1.3. 霧島火山の研究史	3
1.4. 霧島火山の火山活動	5
1.5. 霧島火山の観測	6
1.6. 調査・分析手法	7
1.6.1. 踏査・地形判読	7
1.6.2. ^{14}C 年代測定	8
1.6.3. 全岩化学組成	8
1.7. 霧島火山の火山地質学的課題と研究方針	9
2 章 新燃岳火山 10000 年間の活動史	11
2.1. はじめに	11
2.2. 新燃岳の火山地形	13
2.3. 新燃岳火山のテフラ層序	15
2.3.1. 新燃岳東麓のテフラ層序	18
2.3.2. 新燃岳西麓のテフラ層序	22
2.4. 新燃岳火山を起源とする溶岩	31
2.5. 分析結果	36
2.5.1. ^{14}C 年代測定結果	36
2.5.2. 全岩化学分析	36
2.6. 新燃岳火山の活動史	40
2.6.1. 新燃岳火山のテフラ・溶岩の噴出年代	40
3 章 えびの高原火山域 15000 年間の活動史	44
3.1. はじめに	44
3.2. えびの高原周辺の火山地形	45
3.3. えびの高原のテフラ層序	50
3.4. えびの高原を起源とする溶岩	63
3.5. えびの高原の火山活動に関する古記録	69

3.6.	えびの高原火山域の活動史	74
3.6.1.	えびの高原火山域のテフラ・溶岩の噴出年代	74
3.6.2.	えびの高原火山域の噴火様式・規模	78
4章	EAIによるテフラ堆積量推定方法	82
4.1.	はじめに	82
4.2.	テフラ堆積量の計算方法について	82
4.3.	Ellipse-approximated isopach (EAI) method	84
4.3.1.	火山灰テフラの面積－層厚の関係	84
4.3.2.	EAI法による分布計算方法	86
4.3.3.	テフラ堆積量計算手法	88
4.4.	EAI法を用いた桜島のテフラ堆積量	90
4.4.1.	桜島2008年噴火のEAI法による分布図	90
4.4.2.	江頭の方法による火山灰堆積量	100
4.4.3.	最大－最小層厚について	101
4.4.4.	2点計算以外の算出方法	106
4.4.5.	日堆積量から見た桜島2008年の活動	108
4.4.6.	EAIによる計算軸角度と堆積量の関係	110
4.5.	EAI法を用いた他火山への適応	113
4.5.1.	EAIの β 値を用いた堆積量算出	113
4.5.2.	堆積量算出に用いる β 値	114
5章	新燃岳火山の歴史時代噴火と2011年噴火	118
5.1.	はじめに	118
5.2.	新燃岳火山の火口地形	120
5.3.	享保噴火(1716－1717年)	121
5.4.	文政噴火(1822年)	127
5.5.	1959年噴火	128
5.6.	1991－1992年噴火とその後の活動	130
5.7.	2008年噴火とその後の活動	132
5.8.	2010年噴火	134
5.8.1.	2010年3月30日	134
5.8.2.	2010年5月27日	138

5.8.3.	2010年6月27日・28日, 7月10日	138
5.9.	2011年噴火	141
5.9.1.	準プリニー式噴火エピソード	141
5.9.2.	溶岩成長エピソード(1月27日～)	149
5.9.3.	ブルカノ式噴火エピソード(主に2011年2月以降)	149
5.9.4.	マグマ水蒸気噴火エピソード(2011年6月中旬～)	150
5.10.	最新活動期の活動と火口位置	152
5.10.1.	江戸時代の活動	152
5.10.2.	昭和初期から平成時代の活動	153
6章	霧島火山の活動形態と活動評価	157
6.1.	はじめに	157
6.2.	新燃岳火山の中・長期の活動特性	157
6.2.1.	新燃岳火山における活動期の特徴	157
6.2.2.	噴出量階段図による中・長期トレンド	161
6.3.	えびの高原火山域の中・長期の活動特性	163
6.4.	霧島火山の火山形態と長期噴出率の関係	166
6.4.1.	火山地形による霧島火山の分類	166
6.4.2.	火口形成範囲と噴出率の関係	173
6.5.	霧島火山における時間・空間的な活動性	175
6.5.1.	新燃岳火山と他火山の噴火活動期の関係	175
6.5.2.	霧島火山における噴火活動ステージ	177
6.5.3.	南九州火山の火山期区分について	182
6.5.4.	フィリピン海プレート上の火山との比較	186
6.5.5.	火山活動の関連性に関する考察	186
7章	まとめ	188
謝辞		193
引用文献		194

1章. 霧島火山の研究史と方針

1.1. はじめに

霧島火山は宮崎・鹿児島^{きりしまかごん}の県境に位置し、北西―南東に伸長した楕円状の複合火山体であり、その中に 20 余りの小火山が認められる。霧島火山には、山頂が尖りやや円錐状の高千穂峰^{たかちほのみね}、溶岩丘状の新燃岳・中岳^{しんもえだけ なかだけ}、火砕丘状の韓国岳^{からくにだけ}、小火口群からなるえびの高原など多様な火山地形が見られる。一方、この多様な地形の火山には、共通の特徴を持つ火山も見られる。複雑な火山の地形形態は、霧島火山の火山活動が単純でないことを意味しており、多様性と類似性を合わせ持つ火山活動を理解することが、霧島火山を理解する上で重要になる。そこで、本研究ではこれまで理解の進んでいなかった新燃岳火山とえびの高原火山域の噴火活動史の解明を行った。その結果、新燃岳火山は長期間の噴火活動を行い、中程度のマグマ噴出率を維持してきた火山であることが明らかになった。えびの高原火山域は、新燃岳火山同様に長期間活動しているが、より低いマグマ噴出率のため火口群が形成されたと考えられる。一方、高千穂峰を形成した火山活動は活動期間が極めて短かく、活動期間中は高い噴出率が維持されていた。この短期の高噴出率活動が、円錐状の火山地形を形成したと考えられる。つまり長期的な活動性の違いが、霧島火山に多様な火山を生み出す原因となり、その違いは火山防災に対する考え方にも重要な示唆を与える。例えば、高千穂峰の様な火山では山頂域での高噴出率の火山活動に留意する必要があることを意味し、えびの高原の様な火山域では火口が移動することに留意する必要があることを意味している。

また、本研究では、新燃岳火山の噴火史の編年を行い、新燃岳火山は活発な活動期と静穏期を繰り返す火山であることを示す。このため新燃岳火山では、活発な活動期中の活動トレンドを理解することが、将来の活動性評価に重要な意味を持つと言える。中間～珪長質マグマを噴出する日本の多くの火山の中・長期的な評価についても、新燃岳火山と同様に活動期のトレンドを把握することが重要になると考えられる。さらに、霧島火山全体の活動史を再構築し、霧島火山全体では 2000～3000 年程の活動が集中するステージと、1000～500 年程の活動が少ない時期が繰り返されていたことを示す。霧島火山の活動ステージと南九州の活動ステージもしくは山体形成期は似た活動期間となっている。広域における長期的な火山活動の関連性は、海洋プレートやマントル運動の様なより大きな構造による影響が示唆され、その原因についてさらに解明を行う必要がある。

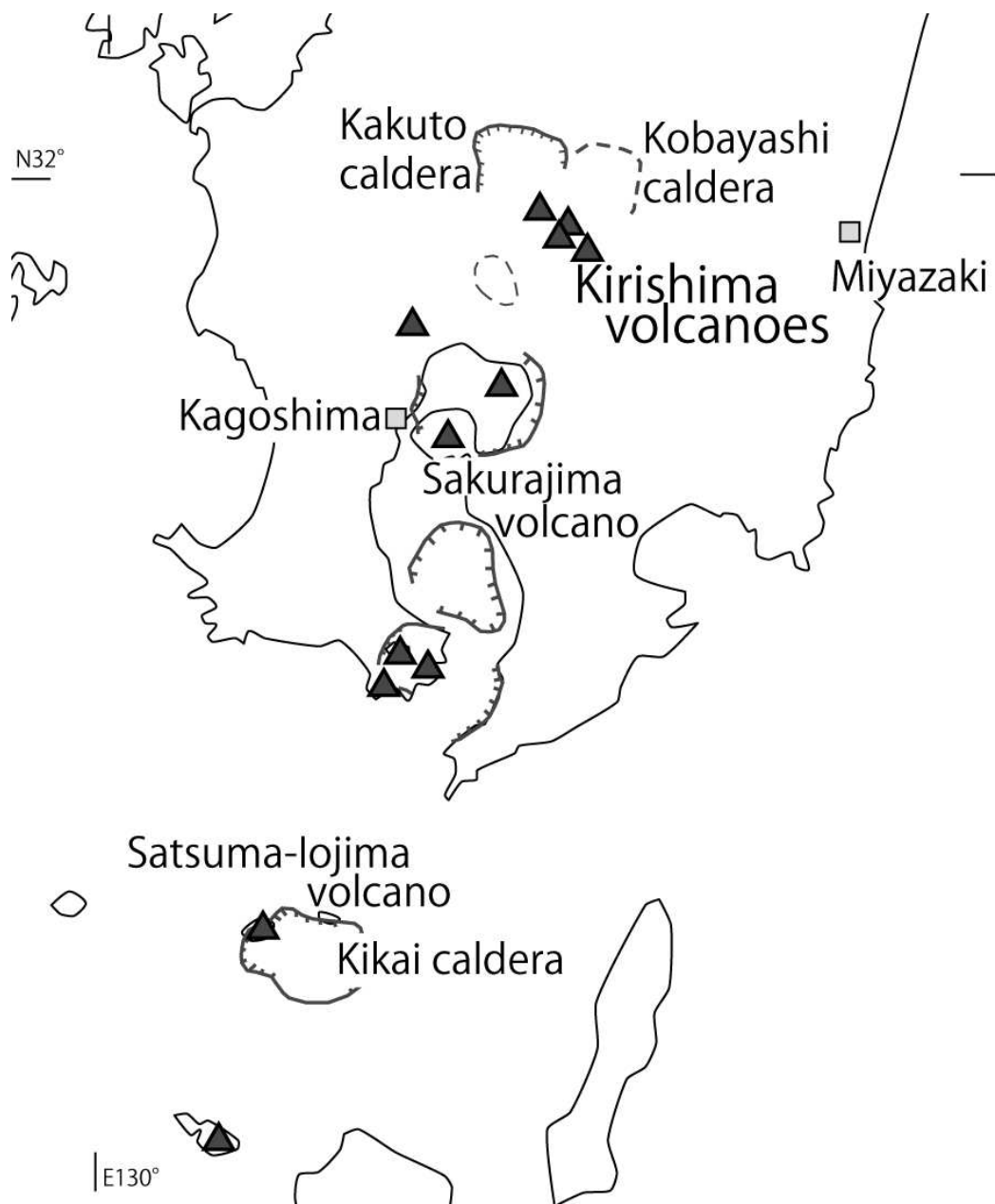


Fig. 1 Index map of the Kirishima volcanoes

Triangles denote active volcanoes.

1.2. 霧島火山形成前

霧島火山の北側には、^{こばやし}小林、^{か く とう}加久藤の盆地地形が見られる (Fig. 1). 小林盆地は東～北、加久藤盆地は西～北縁部に急峻な崖が見られ、それらの盆地地形付近に負の重力異常が認められている. また、これらの盆地を噴出中心として広がる大規模火砕流堆積物が存在することから、これらの地形はカルデラと考えられている. 加久藤火砕流堆積物を噴出した加久藤盆地は加久藤カルデラ (有田, 1957; 荒牧, 1968) と呼ばれ、小林火砕流堆積物を噴出した小林盆地は小林カルデラと呼ばれる (田島・荒牧, 1980).

小林カルデラは、角閃石黒雲母-デイサイトマグマを噴出した小林火砕流 (木野・太田, 1976) の大規模噴火によって形成された (田島・荒牧, 1980). 小林火砕流は、その噴火で生じた広域テフラである小林笠森テフラ (Kb-Ks) の年代が酸素同位体ステージのステージ 13 に当たることより、520～530 ka に噴出したとされる (町田・新井, 1992; 2003).

^{ひわき}樋脇火砕流堆積物・テフラは、上下2層に分けられた加久藤溶結凝灰岩の下部層となり、石英、斜方輝石、角閃石からなる流紋岩マグマを噴出し (有田, 1957; 荒牧, 1968; 大木・早坂, 1970; 荒牧・宇井, 1976; 武田・升井, 1983; 町田・新井, 2003), その広域テフラである樋脇テフラ (Hwk) から Kr-Ar 法年代測定によって 570 ± 30 ka, 580 ± 30 ka の値が得られ、噴出年代は 500～600 ka と考えられている. 樋脇火砕流堆積物は、加久藤より南方に噴出源があったと考えられている (町田・新井, 1992; 2003). 加久藤火砕流堆積物・テフラは、加久藤溶結凝灰岩の上部層となり、角閃石を僅かに含む斜方輝石流紋岩マグマを噴出し、加久藤カルデラを形成したと考えられている (荒牧・宇井, 1976). 加久藤火砕流堆積物に伴う広域テフラである加久藤テフラ (Kkt) の年代は 330～340 ka と推定されている (町田・新井, 1992; 2003). 霧島火山は加久藤火砕流堆積物を境として古期霧島火山と新期霧島火山に分けられており (井村・小林, 2001), 古期霧島火山は約 600 ka に活動が始まったと考えられている (長岡・他, 2010; Nagaoka and Okuno, 2011).

1.3. 霧島火山の研究史

霧島火山は、加久藤カルデラの南縁に形成された後カルデラ火山である. その火山地形形態は重複合火山 (守屋, 2012) と言える. 霧島火山の研究は、小田・他 (1922) によって始められた. その著書である「霧島火山地域地質調査報告書」には、地形、基盤地質、霧島火山の噴出物、有史時代の活動が

まとめられている。沢村・松井（1957）は、火山体（主に溶岩）を中心に活動史の編年を行い霧島火山の地質図をまとめた。沢村・松井（1957）は、霧島火山西域の韓国岳群と東域の高千穂群に分類し、これらの火山から噴出した溶岩の関係を示した。遠藤・小林ローム研究グループ（1969）は、火山灰層（テフクロノロジー）を用い霧島火山の活動史編年を行った。遠藤・小林ローム研究グループ（1969）は、霧島火山周辺において高原スコリア、御池軽石層、第一オレンジ（K-Ah）、牛のすね、小林軽石、雛守山スコリア層などの層序を明らかにし、その分布を示した。この中で、小林軽石の給源は韓国岳であると推察するなど、霧島火山におけるテフラ噴火に関する重要な知見を示した。その後、井ノ上（1988）によって、テフラや溶岩の詳細な火山噴出物層序が明らかにされ、近年の霧島火山の基礎となる層序が確立された。加えて、井ノ上（1988）は、高千穂複合火山の活動史を明らかにする過程において、牛のすね火山灰層が高千穂峰付近を中心に同心円状に分布することより、高千穂峰を起源とするブルカノ式噴火によって形成されたことを明らかにした。また、蒲牟田スコリア・牛のすね火山灰層の活動によって古高千穂火山、持原火山灰層・皇子スコリア層によって高千穂峰火山、片添スコリア層・宮杉火山灰層・高原スコリア層の活動によって御鉢火山が形成されたことを明らかにした。さらに、瀬田尾軽石層、前山軽石層、新燃岳軽石層が新燃岳を起源としたことを明らかにした（井ノ上、1988）。

井ノ上（1988）の後、井村・小林（1991）は、新燃岳について享保年間の噴火（享保噴火）によるテフラと火砕流堆積物（Sm-KP）の分布を明らかにし、火山噴出物と古文書記録に示された日時との対比を行い、噴火の推移を示した。また、井村・小林（1991）、井村（1994）は、享保噴火より後の新燃岳の活動について、噴出物と古記録から江戸時代には文政噴火が生じていたことを示した。大學（2012）、及川・他（2012）は、新たに見つかった古記録に基づき、新燃岳の享保噴火の活動推移の見直した。近年では、筒井・他（2007）が約 1300 年前以後の御鉢を起源とする火山噴出物層序を明らかにし、御鉢火山の噴火史をまとめた。また、御鉢火山を起源としたテフラの¹⁴C年代と古文書記録との照合を行い、歴史時代の噴火活動を示した。筒井・他（2005）は、官報資料や地質調査に基づき、明治～大正時代の御鉢火山の噴火活動と、噴火に伴う火山岩塊（噴石）の飛散域を示した。

1.4. 霧島火山の火山活動

霧島火山では1万年内に、御池、高千穂峰（古高千穂火山・高千穂峰火山）、中岳、御鉢、新燃岳、えびの高原、大幡山で噴火が生じている。この中でも御鉢、新燃岳、えびの高原（硫黄山周辺）では、歴史時代に噴火が生じていたことが知られている。これらの3つの火山では現在も噴気活動が見られ、大幡池では火山ガスの湧出が確認されている。新燃岳、えびの高原、大幡池の地下には、地下浅部まで深部低比抵抗層が上昇しており、深部低比抵抗層を通じ熱水が上昇していると考えられている。

新燃岳は、北西—南東に伸びた霧島火山のほぼ中央に位置している。新燃岳では昭和時代以後、1959年、1991～1992年、2008年、2010年、2011年に噴火が発生し、2011年噴火にはマグマ噴火が発生した（井村・小林，1991；Nakada et al.，2013）。新燃岳は、低比抵抗層が海拔下2～3 kmの浅所まで上昇しており、低比抵抗層の上部付近で地震が集中的に発生するなど浅部にマグマ（熱水）の滞留があると考えられている（鍵山，1994a；鍵山・他，1996）。また、新燃岳の2011年噴火の前後には、えびの岳西～大浪池西域の地下を中心とした場所で膨張・収縮が観測され、その地下約10 km付近にマグマ溜りが存在したことが明らかにされた（今給黎・大脇，2011；小林・他，2011；Nakao et al.，2013）。新燃岳は、2011年の噴火前後に生じた地殻変動によって、新燃岳の北西の地下10 km付近から新燃岳下へのマグマが供給される過程について理解が進んだ火山と言える。

御鉢は、有史時代に最も多く噴火が記録されている火山であり、明治～大正時代には盛んに噴火が生じていた。近年では、2003年に噴気活動が活発化しており（筒井・他，2005）、霧島火山の中で最も活動的な火山といえる。えびの高原は、明治～昭和時代にかけて硫黄山周辺で活発な噴気活動が生じていたが、近年はその活動が衰えている。しかし、歴史記録より1768年に噴火が生じていたことが明らかにされており（宮崎県西諸県郡飯野町役場，1966）、深部低比抵抗層が浅部まで上昇していることより、継続して熱水が上昇する活動的な地域と考えられる（鍵山，1994a）。大幡池周辺では、歴史時代の活動は知られていない。鬼界—アカホヤテフラより新しい溶岩が大幡山から流れ出ており、大幡池では火山ガスの湧出が認められる。また、大幡池周辺の地下では地震活動が生じており、火山ガスの湧出と合わせ、活動的な地域と考えられている。このように、地質学及び地球物理学的な証拠より、御鉢・新燃岳・えびの高原・大幡池の4つ火山域が、活発な活動域と考えら

れている。これらの4つの活動域では、将来も噴火する可能性が高いと考えられるため火山防災マップが作成されている（環霧島会議，2009）。

1.5. 霧島火山の観測

霧島火山では、歴史時代に頻繁に噴火が発生し、多くの災害が生じている。例えば、9世紀には寺院が焼失したことを示す被害が記録が既に見られ、1566年には御鉢の噴火によって死者が多数生じたとされる。また、新燃岳の1716～1717年に発生した噴火では、噴石によると思われる死者が5名あり、負傷者も多数生じ、寺院の焼失、山林火災、田畑の埋積が生じた。明治～大正時代の御鉢の噴火では、登山者などが噴石に当たり死傷している（気象庁編，2013）。この様に、御鉢・新燃岳を始めとした霧島火山は、噴火によって度々被害が発生しており、日本の火山の中でも防災対策の重要性が高い火山と言える。また、霧島火山の北西麓の加久藤盆地では、えびの地震が生じるなど、地震活動に対しても警戒が必要となる火山である。

霧島火山では、1959年の新燃岳の噴火をきっかけに、東京大学によって観測所が設立され、火山観測が行われるようになった。1959年噴火の後には、主に地球物理学的観測によって霧島火山の活動特性が明らかにされてきた。観測開始後、1961年2月～4月の群発地震（飯盛山地震群^{いもりやま}）、1968年2月からえびの地震と呼ばれる群発地震が発生した。この群発地震は、えびの市真幸^{まさき}付近から京町一^{きょうまち}加久藤、飯盛山北方を震源としており、1913年の地震（真幸地震）ではその後に御鉢が噴火したことより、加久藤盆地付近の地震活動と噴火活動の関連性が指摘された（水上，1961；荒牧，1968）。霧島火山は、地震観測から北西－南東に引っ張られる張力場にあることが示された。大霧^{おおぎり}、新燃岳付近で正断層型の地震が発生していることからこれらの場所では北東－南西に開らき、両者の間は北西－南東方向の横ずれ断層によって繋がっていると考えられている（井田・他，1986；鍵山，1994a；1994b）。また、南九州のプレート運動と霧島火山の応力場は調和的な関係にあり、やや張力場に位置することがマグマの上昇し易い環境を生み出していると考えられている（鍵山，1994a；1994b）。新燃岳は、深部低抵抗層が2～3 kmの浅部に上昇しており、海拔下0～2 kmで地震が発生し、1991～1992年の噴火では地下浅部で膨張・収縮が観測され、地磁気の減少が進行し噴火に至った。このことから、地下2～3 kmにマグマがあり、火山ガスが上昇することによって地震が発生し、地下0.8～0.9 kmの帯水層にも影響を与えていると考えら

れてきた（鍵山・他，1996）．また，御鉢付近では，新燃岳・硫黄山の地下に見られるような低比抵抗域が浅部に見られず，深いところからマグマが上昇してくると考えられている（鍵山・他，1997）．大浪池の地下 10 km には反射面が存在することが確認されており（三ヶ田・他，1996），この反射面は 2011 年の新燃岳噴火時の膨張・収縮源と何らかの関係があった可能性がある．霧島火山では地下 2～3 km の浅いマグマ・熱水溜とそれより深いマグマ溜りとの関係が不明であったが，新燃岳の 2011 年噴火の前後にえびの岳西～大浪池西域を中心とした膨張・収縮が観測され，マグマ溜が存在していたと考えられている（今給黎・大脇，2011；小林・他，2011；Nakao et al.，2013）．その地下約 10 km 付近から，新燃岳に向かいマグマが移動したことが明らかになった．

1.6. 調査・分析手法

1.6.1. 踏査・地形判読

本研究の目的は，霧島火山における火山噴出物の層序確立と，それに基づく火山活動史編年及び噴火特性の解明である．このため，地表踏査に基づく，火山噴出物の火山砕屑物構成種・鉱物種・粒径・形状・色調の特性を記述し，火山噴出物層序の確立を行った．これらの噴出物は，降下性の火山砕屑物，重力流性の火山砕屑物（火砕流・岩屑なだれ堆積物），高温の粘性流体である溶岩に分けられ，主に野外観察に基づき分類を行った．

降下火砕物については，野外調査において層厚やその変化，淘汰度，色調，発泡状態，粒径（最大・平均），層内の粒径変化，粒径形状のデータを取得した．降下性の堆積物であることは，乏しい層厚変化（マントルベッド）や，良好な淘汰度から判定した．同一層位の降下火砕堆積物の層厚を計測し，等層厚線を描いた．溶岩については，空中写真やデジタルデータを用い溶岩じわ，末端・側端崖地形による地形分類を行い分布を把握した．溶岩の地形分類と被覆テフラとの関係より，溶岩の末端を確かめた．末端部に不確かな点がある場合には，薄片による岩石鑑定，全岩化学分析によって確からしさを確認した．火砕流堆積物については，層厚，淘汰度，色調，火砕物の発泡状態，粒径を記載し，谷の埋積構造，ガス抜けパイプ，堆積物表面の赤色酸化，炭化物の含有，構成粒子種の均質性，火砕物の円磨度の火砕流堆積物に特有の堆積構造を記載し，識別を行った．

火山砕屑物は，室内において水洗・乾燥後，実体顕微鏡による観察を行っ

た。溶岩は、薄片試料の作成を行い、鉱物種の鑑定を行った。

テフラの名称は、町田・新井（1992）の2重命名法に従い、給源が判明しているものは頭に給源火山名を付けた。本論での給源は、霧島火山群内にある個々の火山を指す。高千穂峰は、^{ふたごいし}二子石火山・古高千穂火山・高千穂峰火山・御鉢からなる複合火山と考えられており（井ノ上，1988），本論では給源の火山名称は井ノ上（1988）に従う。

1.6.2. ^{14}C 年代測定

本研究では既知のテフラ以外に新たなテフラを確認した。これらのテフラの堆積年代推定のため土壌や炭化物を採取し ^{14}C 年代測定を行った。

^{14}C 年代用の試料は、テフラ直下の土壌から得ることとし、植物根を除去し採取した。降下火砕堆積物直下の土壌は、降下火砕堆積物による閉鎖系の形成が期待され（奥野，2011），降下火砕堆積物が極力乱されていない場所を選定した。炭化物については、噴火の影響で炭化したと判断できるテフラ中に含まれるものを採取した。その測定は Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory 及び（株）パレオ・ラボに依頼した。測定機関において、土壌については酸による洗浄処理，炭化物については酸-アルカリ-酸洗浄を行った後の試料を対象に，AMS にて測定を行った。測定結果については， $\delta^{13}\text{C}$ 補正後の ^{14}C 年代を y BP，信頼限界値 2σ (95.4%) の暦年較正年代を cal AD-BC で表示した。考察では奥野（2002）と比較するため cal y BP もしくは cal ka BP 値を用いた。

暦年較正年代は，Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (ORAU : <http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=index.html>) によって公開されている OxCal4.1 (較正曲線データ: IntCal09) を用い求めた (Bronk Ramsey, 2009; Reimer et al., 2009)。暦年較正年代は 2σ (95.4%) 信頼限界の値を示し，歴史時代では西暦 (AD) とし，既往研究と比較するため 1950 年を基準とした cal ka BP 表示とした。

1.6.3. 全岩化学組成

本論ではテフラや溶岩の対比を目的とし，全岩化学分析を実施した。化学分析用試料は，溶岩の中の風化・変質作用を受けてない場所から採取した。えびの高原の噴出物については，不動池溶岩の分布推定のために全岩化学分析を実施した。採取した試料の粉碎後，蛍光 X 線による全岩化学分析を ALS

Canada 社に依頼した。ALS Canada 社は、PANalytical Axios Advance sequential Wavelength Dispersive X-ray Fluorescence Spectrometer を用いた SuperQ と呼ばれる分析システムで全岩化学分析を行った。その際、十数種類の標準試料によって補正、定量化を行っている。新燃岳においては、秋田大学の全自動蛍光 X 線分析装置 Philips PW2400 及び東京大学地震研究所の全自動蛍光 X 線分析装置 RIGAKU Primus II を用いた。なお、全鉄は FeO として再計算した値を用いる。

1.7. 霧島火山の火山地質学的課題と研究方針

霧島火山における高千穂峰・御鉢の活動は井ノ上(1988)、筒井・他(2005, 2007)によって詳細が明らかにされている。しかし、えびの高原周辺や 300 年前の以前の新燃岳については、その活動史はほとんど明らかにされていない。この他、中岳・大幡山・大幡池付近の活動についても、未解明な点が多く残されている。本研究では、活発な地震や噴気活動が生じており、1 万年間の活動史が明らかさにされていない、新燃岳・えびの高原周辺の噴火活動史を明らかにすることを目的とした。

第 2 章では、新燃岳の活動史の解析結果を示す。本研究では、16.7 cal ka BP の小林軽石以後の新燃岳を起源としたテフラ層序を確立し、火口壁や山麓に見られる溶岩との層位関係を確認した。同時に、本研究によって新たに見つかったテフラの ^{14}C 年代測定を行うことによって、テフラと溶岩の活動時代の絞り込みを行った。これらの解析から判明した新燃岳の 1 万年間の活動を議論する。

第 3 章では、えびの高原を起源としたテフラと溶岩層序について、岩石記載及び化学組成分析から検討した結果を示す。加えて、西暦 1768 年の噴火の古記録とテフラ層序との対比を行い、1768 年噴火は硫黄山を形成した噴火ではなく、その後に発生した水蒸気噴火であったことを議論する。これらの活動史をまとめ、えびの高原は低いマグマ噴出率の活動域であり、火口が移動することによって特有の地形が形成されたことを示す。

第 4 章では、リアルタイムモニタリング手法開発のため楕円近似によるテフラの分布推定手法の理論的な考え方を示す。本章では、降下火砕物の等層厚線を楕円によって近似する手法を示し、観測点 2 点と分布軸から堆積量が推定できる手法を示す。桜島火山において、本手法の適応性の確認と噴出物の算出を行った。また本手法を用いて、桜島以外の火山で発生した小規模

マグマ噴火や水蒸気噴火への適応性について議論する。

第5章では、新燃岳の最新活動期の噴火活動についてまとめるとともに、噴火ステージ内の火口的位置に焦点をあてた考察を行う。始めに、享保噴火以前の新燃岳の地形形状を火口壁に見られた堆積物より推定する。1716～1717年に発生した享保噴火は、及川・他（2013）の結果を元に最新の知見を加え推移を再構築した。また、1959年の噴火後の活動では、2008年噴火によって火口列がジャンプし、その後2008年火口列を用い2011年の準プリニー式噴火に至ったプロセスを議論する。また、2010年の小噴火、2011年1月19日の噴火、2011年6月以降の噴火について、第4章のテフラ堆積量推定方法を用いて算出した噴出量を示す。

第6章では、第2章で明らかにした新燃岳の噴火史から、その活動期と長・中期的な活動傾向について議論する。また、第3章で明らかにしたえびの高原の活動史から、えびの高原では火口が移動しやすい特徴について示す。新燃岳火山、えびの高原火山域の火山地形・長期噴出率と高千穂峰複合火山、御池火山の火山地形・長期噴出率を比較し、霧島火山で見られる火山のタイプ分類について議論する。また、新燃岳・えびの高原の活動と高千穂峰複合火山、中岳などの火山活動と合わせ、最近13000年間の霧島火山の活動史をまとめる。霧島火山全体の活動史は、4つの噴火ステージに分けられることを示し、霧島火山から口之永良部島火山の南九州の火山では各火山の火山活動期に良い相関性が見られることを議論する。

第7章では、新燃岳火山、えびの高原火山地域の活動史のまとめを行い、テフラモニタリング手法開発の課題や火山活動とテクトニクスの関係についての課題を示す。

2章. 新燃岳火山 10000 年間の活動史

2.1. はじめに

新燃岳の活動は、テフクロノロジーによって 10.4 cal ka BP に瀬田尾軽石、5.6 cal ka BP に前山軽石が噴出したことが明らかにされている（井ノ上, 1988; 奥野, 2002). しかし, 新燃岳の火口壁に見られる複雑な火山噴出物（沢村・松井, 1957; Inoue, 1993）とテフラの対比がなされておらず, 新燃岳の活動の全体像については未解明な点が多く残されている. 新燃岳における長期的な噴火活動史の解明は, 2011 年の噴火が火山の発達史から見た場合, どのような位置づけになるかという点で火山学的に重要となる. 本章では, 新燃岳の活動史の全体像を理解するために, 特に新燃岳山体西側でのテフラ層序の確立と火口壁で見られる噴出物の対比を行った.

また, 新燃岳の歴史時代の活動については, 過去 300 年間について井村・小林 (1991) によって最初に記述され, 1716~1717 年の享保噴火は地質調査と古文書記録から, 水蒸気噴火から準プリニー式噴火に至ったことが明らかにされている. それ以後の江戸時代の噴火については, 噴火場所と年代について解釈が分かれているが, 最新の知見に基づくと文政 (1822) 噴火が発生していたことは確実であるが, 明和 (1771~1772) 噴火は御鉢であったと考えられている (筒井・他, 2005). 2011 年噴火以前に新燃岳火口の底に見られた溶岩の噴出年代は不明であった. この溶岩は, 享保噴火後に噴出したことは確実であるが, その直後か, 時間が空いていたのか証拠が得られていない. その後, 新燃岳では 1934 年に火口湖の水の混濁が記録されている. 新燃岳では, 1959 年, 1991~1992 年, 2008 年, 2010 年に水蒸気噴火が発生した. 2011 年は 1 月 19 日にマグマ水蒸気噴火が発生した後, 1 月 26 日~27 日の準プリニー式噴火, 1 月 27 日頃から 2 月上旬にかけて溶岩成長し, その後爆発的な噴火が断続的に発生した (Nakada et al., 2013; Kato and Yamasato, 2013).

本章では, 本研究によって新たに判明した新燃岳を起源とするテフラを加えたテフラ層序を再構築し, 旧来一括とされていた溶岩をテフラとの関係を再分類し, 新燃岳の活動史を再構築した結果を示す. また, 2011 年噴火以前の新燃岳火口の底にあった溶岩について, 層序と化学分析を中心に噴出時期に関する議論を行う. 以上の結果に基づき霧島火山の新燃岳の火山活動史をまとめる.

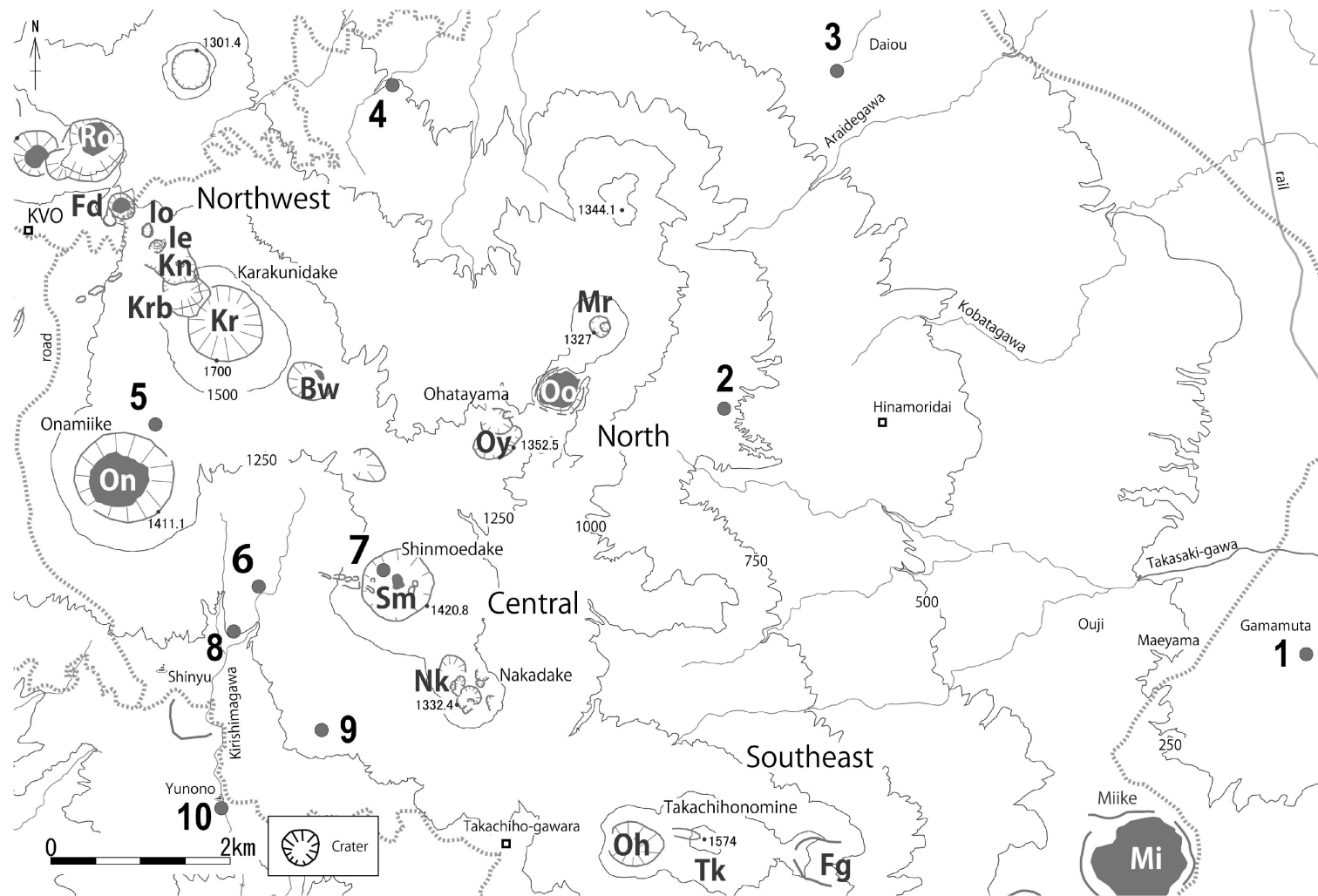


Fig. 2 A location map of the eastern part of the Shinmoedake volcano

Bw: Biwaike c. (crater), Fd: Fudoike cs. (craters), Fg: Futagoishi c., Ie: Ioyama east c., Io: Ioyama c., Kn: Karakunidake north amphitheater and c., Kr: Karakunidake c., Krb: Karakunidake B c., Mi: Miike c., Mr: Maruokayama c., Nk: Nakadake cs., Oh: Ohachi c., On: Onamiike c., Oo: Ohataike c., Oy: Ohatayama cs, Ro: Rokkannonmiike c., Sm: Shinmoedake c., Tk: Takachihonimine. KVO: Kirishima Volcano Observatory. Numbers show locations of columnar section in Fig. 5. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

2.2. 新燃岳の火山地形

新燃岳は霧島火山のほぼ中央に位置しており、遠望からは新燃岳の南東に位置する中岳と一体と見て取れるような火山体を形成する (Fig. 2).

新燃岳の標高は 2011 年噴火以前では 1420 m であり、新燃岳の山体中央部にすり鉢状の大型火口 (新燃岳火口) が見られた。また、新燃岳火口内より噴出した溶岩の地形が山体の南西側と東側に認められ、火口縁にはその溶岩の一部からなり凸状地形の兔^{うさぎ}の耳がある。新燃岳南西側の溶岩地形は火口から約 3.0~3.5 km の湯野之付近と 1.6~2.0 km に明瞭な溶岩末端崖を形成している (Fig. 3)。なお、西側の溶岩の舌状地形の上面には溶岩じわが発達していることが確認でき、それらの末端崖は新燃岳北西側の韓国岳の裾野まで広がっている。また、新燃岳の南側山麓の S17 地点付近などに比高の低い溶岩末端崖が読み取られる (Fig. 3)。

これに対して東麓では、火口中心より 1.7 km 付近に約 100 m の比高差がある溶岩末端崖が見られる。また、1.2~1.3 km 付近にも比高差 40~50 m の崖が見られるが明瞭な溶岩じわは見られず不明瞭な地形となっている。東側の山体において溶岩じわが明瞭ではない理由は、その地表面が享保噴火時に発生した火砕流堆積物に厚く覆われているため (井村・小林, 1991) と考えられる。

中岳は、標高 1332 m の複成火山であり、山頂域には複数の小火口地形が見られる。中岳から流出した溶岩地形は、空中写真などによって読み取られるが、末端崖の分布より新燃岳を起源とするものと区別できる (Fig. 3)。また、中岳の溶岩については、Inoue (1993) に詳しく記載されており、Nd1~Nd12 の溶岩に分類されている。この中で、Nd5~Nd12 はアカホヤテフラより上位にあり、Nd1 と Nd2 はアカホヤテフラより下位とされる。また、Nd3 と Nd4 は、アカホヤテフラとの関係が不明とされているが、アカホヤテフラより上位らしいと考えられている (Inoue, 1993)。

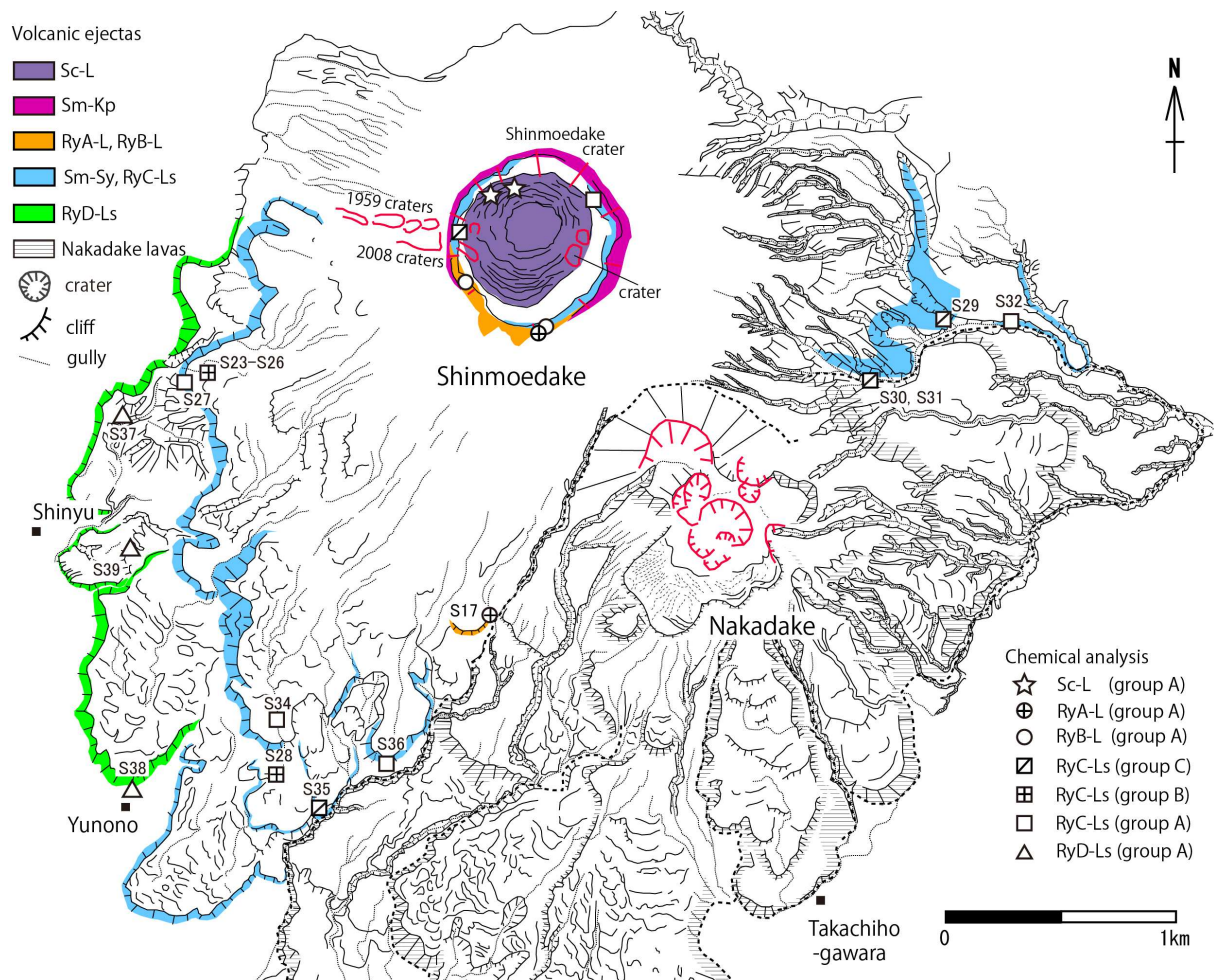


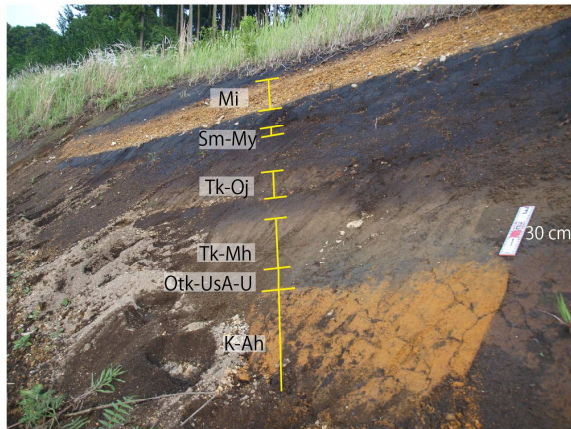
Fig. 3 A topographic and geological map of the Shinmoedake volcano
 Sc-L: Shinmoedake crater lava, Sm-Kp: Shinmoedake-Kyoho tephra, RyA-L: Ryobuike A lava; RyB-L: Ryobuike B lava, Sm-Sy: Shinmoedake-Shinyu tephra, RyC-Ls: Ryobuike C lavas, RyD-Ls: Ryobuike D lavas. The numbers indicate the locations of chemical analysis listed in appendix. Sampling numbers of the summit area are shown in Fig. 13. Groups of chemical analysis in a right legend are shown in Fig. 14. This figure was shown in Tajima et al. (2013a).

2.3. 新燃岳火山のテフラ層序

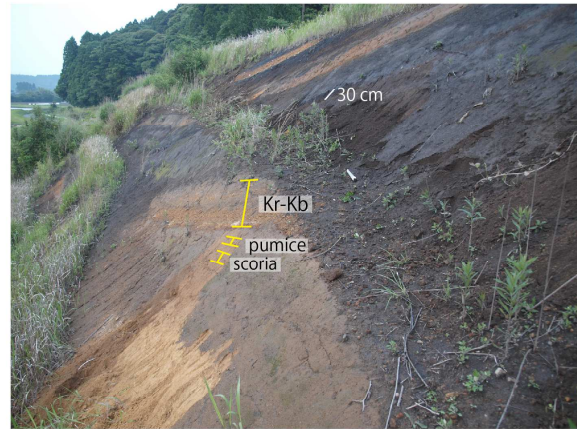
始めに、霧島火山東麓において井ノ上（1988）や井村（1994）が記載した代表的な露頭に近接する地点 1 と地点 2 付近の新燃岳起源のテフラを中心に示す。地点 1 付近は、霧島火山東方域におけるテフラの模式的な露頭として知られている（井村，1996；1999）。

地点 1 では（Fig. 4），入戸火砕流堆積物もしくはその 2 次堆積物の上位に，降下スコリア堆積物，降下軽石堆積物を挟み，韓国岳－小林テフラ（Kr-Kb：遠藤・小林ローム研究グループ，1969；井ノ上，1988）が見られる。その上位には，桜島－薩摩テフラ（Sz-S（P14）：小林，1986b；森脇，1994）を間に挟み，粗粒火山灰からなる降下火山灰堆積物，その上位にスコリアからなる蒲牟田スコリア（Otk-Km；井ノ上，1988）が見られる。蒲牟田スコリアの上位には，鬼界－アカホヤテフラ（K-Ah：町田・新井，1978；1992；2003）を挟み，古高千穂－牛のすね火山灰（Otk-UsA：成瀬，1966；遠藤・小林ローム研究グループ，1969；井ノ上，1988）が認められ，高千穂峰－望原テフラ（Tk-Mh：井ノ上，1988），高千穂峰－皇子テフラ（Tk-Oj：井ノ上，1988）を挟み，新燃岳－前山テフラ（Sm-My：井ノ上，1988）が堆積していることを確認した。なお，新燃岳－前山テフラの上位には，御池テフラ（Mi：沢村・松井，1957）が認められる。地点 2 は井ノ上（1988）が示した地点 G に近い場所であり，韓国岳と新燃岳を起源とするテフラの関係が見られる。ここでは，桜島－薩摩テフラを挟む粗粒火山灰堆積物の上位に，新燃岳－瀬田尾軽石（Sm-St：井ノ上，1988）が認められる。その上位には，1 層の粗粒火山灰層を挟み，鬼界アカホヤテフラを挟む古高千穂－牛のすねテフラが認められる。古高千穂－牛のすねテフラの上位には，数層の粗粒降下火山灰層を挟み，新燃岳－前山テフラが認められる。この様に，地点 1，地点 2 では，井ノ上（1988）や井村（1994）が示した降下火砕堆積物が確認でき，このテフラ層序を基に，新燃岳北～西～南麓における新燃岳起源のテフラ層序を編年した。以下の内容は田島・他（2013a）をまとめたものである。

また，テフラの堆積量は，Hayakawa（1985）に基づき $V=12.2TA$ （堆積量 $(V \text{ m}^3)$ ，層厚 $(T \text{ m})$ （みかけ堆積密度 1.0 g/cm^3 とした場合），面積 $(A \text{ m}^2)$ ）として計算を行う。ただし，5 章で議論するが桜島，浅間山で発生した近年のブルカノ式噴火は， $V=7.0TA$ の関係が適している。しかし，地層に残る集積した堆積物に適応できるか議論が必要なため本論では全てのテフラを $V=12.2TA$ によって計算した。



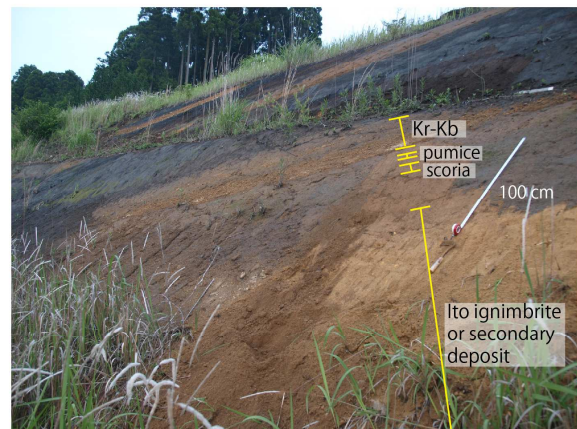
a) Stratigraphy of tephra above the K-Ah



c) Stratigraphy of tephra under the Kr-Kb



b) Stratigraphy of tephra among the K-Ah and Kr-Kb



d) Stratigraphy of tephra under the Kr-Kb

Fig. 4 Tephra sequences east part of Kirishima volcanoes

Loc. 1 at the east of Kirishima volcano. Location is shown in Fig. 2 and Imura (1992).
 Mi: Miike tephra, Sm-My: Shinmoedake-Maeyama tephra, Tk-Oj: Takachihonome-Oji tephra, Tk-Mh: Takachihonome-Mochiharu tephra, Otk-UsA-U: Old-Takachiho-Ushinosune tephra upper, K-Ah: Kikai-Akahoya tephra: Otk-UsA-L: Old-Takachiho-Ushinosune tephra lower: Kr-Kb: Karakunidake-Kobayashi tephra.

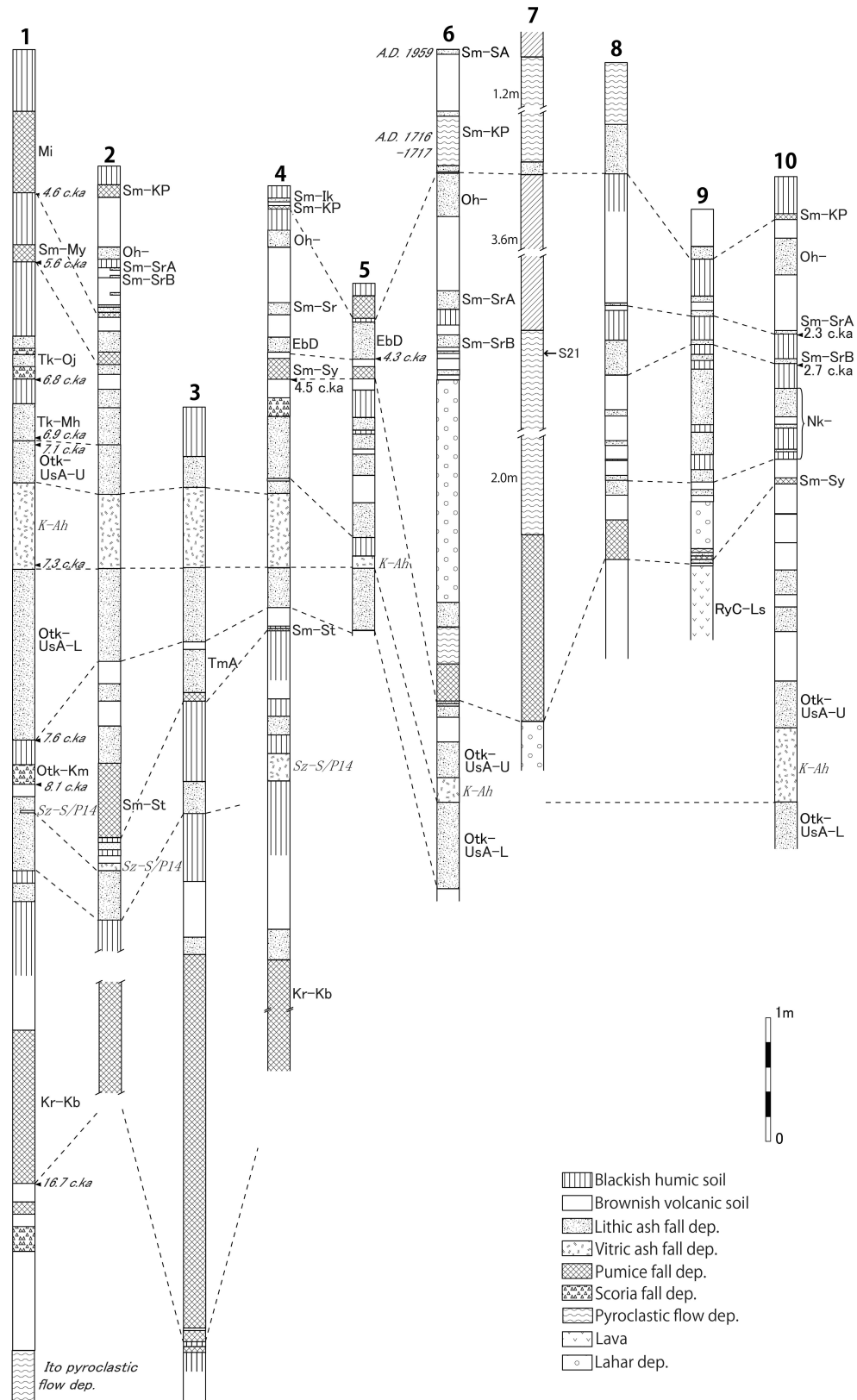


Fig. 5 Columnar sections around Shinmoedake volcano

Locations are shown in Fig. 2. Ages in italics were reported by Imura and Kobayashi (1991), Okuno (2002) and this study. Names in italics are tephra from other volcanoes. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

2.3.1. 新燃岳東麓のテフラ層序

(1) 韓国岳－小林テフラ (Kr-Kb)

小林軽石 (KbP) は白色～オレンジ色の最大径 10 cm に達する大きな軽石を含み、複数の降下ユニットからなる降下軽石堆積物である。小林軽石は降下軽石堆積物の間に黒色の薄い粗粒火山灰堆積物を挟むことが特徴とされ、その噴出源は韓国岳とされる (遠藤・小林ローム研究グループ, 1969; 井ノ上, 1988)。なお、地点 3 (北緯 31° 57′ 47.3″, 東経 130° 56′ 2″) や地点 4 (北緯 31° 57′ 43.1″, 東経 130° 52′ 56.1″) では小林軽石の直上位に普遍的に淘汰の良い粗粒火山灰からなる降下火山灰堆積物が見られ (Fig. 5), 本論では降下軽石堆積物と降下火山灰堆積物を併せて韓国岳－小林テフラ (Kr-Kb) と呼ぶ。町田・新井 (1992) は小林軽石に対して霧島火山を起源とする Kr-を冠しているが、本論ではローカルな韓国岳を意味する記号として Kr を用いる。なお、霧島火山が起源であることを示す必要が生じた場合、霧島山韓国岳-小林テフラ (KrKr-Kb) のように表示することが考えられる。地点 1 (北緯 31° 54′ 16.4″, 東経 130° 59′ 22.2″) では、基底部に入戸火砕流堆積物 (沢村, 1957; Aramaki and Ui, 1966; 横山, 2003) が見られ、その上位に降下スコリア堆積物, 降下軽石堆積物を挟み、さらに上位に Kr-Kb が見られる (Fig. 4)。また、Kr-Kb の上位には、茶色～黄褐色の風化した火山灰土を挟み層厚 60 cm の火山灰堆積物が見られ、その降下火山灰堆積物の間には白色軽石を含み層厚数 cm の桜島－薩摩テフラ (Sz-S (P14) : 小林, 1986b; 森脇, 1994) が見られる。

(2) 新燃岳－瀬田尾テフラ (Sm-St)

地点 2 (北緯 31° 55′ 45.8″, 東経 130° 55′ 16.3″) では、Kr-Kb の上位に、遊離結晶を多く含み、淘汰が良く、発泡度の良い軽石を含む降下軽石堆積物が見られる。本堆積物は、Kr-Kb と後述の鬼界アカホヤテフラの間に見られることより瀬田尾軽石 (StP; 井ノ上, 1988) に対比される。瀬田尾軽石は地点 2 付近で 40～60 cm の厚さとなり、堆積物内に複数の降下ユニットが認められる (Fig. 5)。本堆積物の下部ユニットには最大粒径 5 cm, 平均的な粒径が 1～2 cm とやや大きな軽石が含まれ、上部ユニットでは最大粒径 3 cm, 平均的な粒径が 0.3～0.5 cm と小さくなる。また、瀬田尾軽石の上位には、時間間隙を示す証拠がなく、淘汰の良い粗粒降下火山灰堆積物を伴うことがあり、本論では両者を併せて新燃岳－瀬田尾テフラ (Sm-St) と呼

ぶ。Sm-St は、等層厚線より新燃岳が起源と考えられている（井ノ上, 1988; Inoue, 1993）。軽石中の斑晶鉱物として、斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物を含み, 単斜輝石は長径 2 mm に達するものも見られる。Sm-St の分布図は, Inoue (1993) が示しており, 本研究において新たに確認した地点の値を加えた分布図を Fig. 6 に示す。

(3) 高千穂峰起源のテフラ

地点 1 では, Kr-Kb 及び Sz-S (P14) を挟在する降下火山灰堆積物の上位に, 風化火山灰を挟み, 直径 4 cm の赤色スコリアを含む淘汰の良い降下スコリア堆積物が見られる (Fig. 5)。井ノ上 (1988) の地点 B の柱状図では, 本堆積物を古高千穂火山起源の蒲牟田スコリア (古高千穂-蒲牟田スコリア: Otk-Km) としており, 本論においても蒲牟田スコリアに対比した。

地点 2 では, Sm-St の上位に淘汰の良い降下火山灰堆積物を 1 層挟み, 全体に青灰色を呈し, 葉片状白色片 (井ノ上, 1988; 遠藤・小林, 2012(p125)) を含む, 層厚 75 cm の古高千穂火山を起源とする牛のすね火山灰 (古高千穂-牛のすね火山灰テフラ: Otk-UsA) が見られる (成瀬, 1966; 遠藤・小林ローム研究グループ, 1969; 井ノ上, 1988)。地点 1 では, Otk-Km の上位に Otk-UsA が見られる。

Otk-UsA の間には, 特徴的な明るいオレンジ色を呈し, バブルウォール型の火山ガラスを含む鬼界アカホヤテフラ (K-Ah: 町田・新井, 1978; 1992; 2003) が見られる (Fig. 5)。K-Ah は霧島火山の南方 140 km にある鬼界カルデラを給源とし, 本地域では最大約 60 cm の層厚で見られる。Otk-UsA は K-Ah テフラを境に下部層 (L) と上部層 (U) に分けられる (井ノ上, 1988)。

地点 1 では, Otk-UsA テフラの上位に, ごく薄い風化した火山灰土を挟み, 粗粒火山灰からなる淘汰の良い降下火山灰堆積物が見られる。本堆積物は層位より望原火山灰 (高千穂峰-望原火山灰: Tk-Mh) に対比される (井ノ上, 1988; 井村, 1994)。Tk-Mh の上位には, 風化した火山灰土を挟み 2 層の降下ユニットに分けられる赤色の降下スコリア堆積物が見られる。2 層の降下ユニットが見られることと Tk-Mh の上位となる層位より, 本堆積物は皇子スコリア (高千穂峰-皇子スコリア: Tk-0j) に対比される (井ノ上, 1988; 井村, 1994)。

(4) 新燃岳－前山テフラ (Sm-My)

地点 2 では、Otk-UsA の上位に、淘汰の良い降下火山灰堆積物 (Tk-Mh テフラ)、風化火山灰土を挟み、その上位に淘汰の良い軽石からなる降下軽石堆積物が見られる (Fig. 5). 本軽石堆積物は、最大粒径 4 cm, 平均粒径 1~2 cm の風化が進行したオレンジ色の軽石を多く含むことを特徴とし、層位より前山軽石 (MyP: 井ノ上, 1988) に対比される. 前山軽石には上部に淘汰の良い降下火山灰堆積物を伴うことがあり、両者を併せて新燃岳－前山テフラ (Sm-My) と呼ぶ. 地点 1 では、Tk-0j の上位に、風化火山灰土を挟みオレンジ色の軽石を含む Sm-My が認められる. Sm-My は軽石中の斑晶鉱物として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物を含む. Sm-My の起源は新燃岳と考えられている (井ノ上, 1988).

地点 1 では、Sm-My の上位に風化火山灰土を挟み、その上位に白色の軽石からなり、淘汰が良く、層厚が 60 cm になる降下軽石堆積物が見られる. 本堆積物中の軽石は角閃石を含むことから御池軽石 (御池軽石: Mi) に対比される (桑野・他, 1959; 井ノ上, 1988; 井村, 1996; 奥野, 2002). Mi は、霧島火山の東端に形成された御池火口から噴出したプリニー式噴火の産物である.

Sm-My の降下軽石堆積物は、井ノ上 (1988) と本研究の層厚データより、新燃岳のほぼ東に分布軸が伸びており (Fig. 7), 新燃岳を起源とする考え方 (井ノ上, 1988) と矛盾のない結果が得られた.

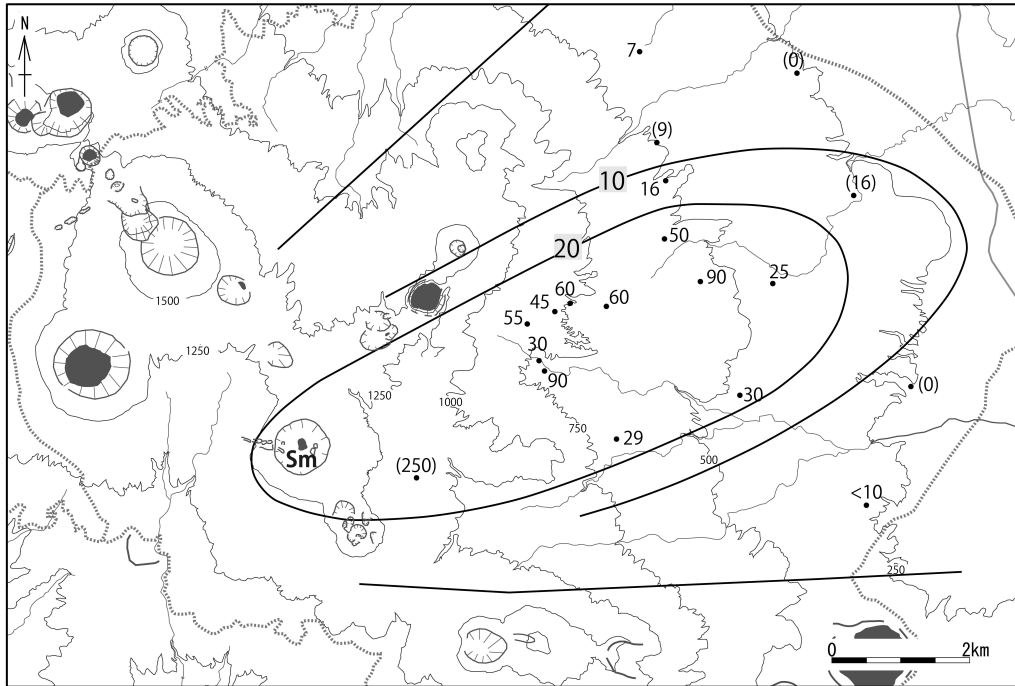


Fig. 6 Distribution of Sm-St tephra at 10.4 cal ka BP

Values are in centimeters. + symbols indicate the existence of a tephra layer. × symbols indicate the absence of a tephra layer. The numbers within parentheses show thickness data from Inoue (1993). This figure is based on Inoue (1993).

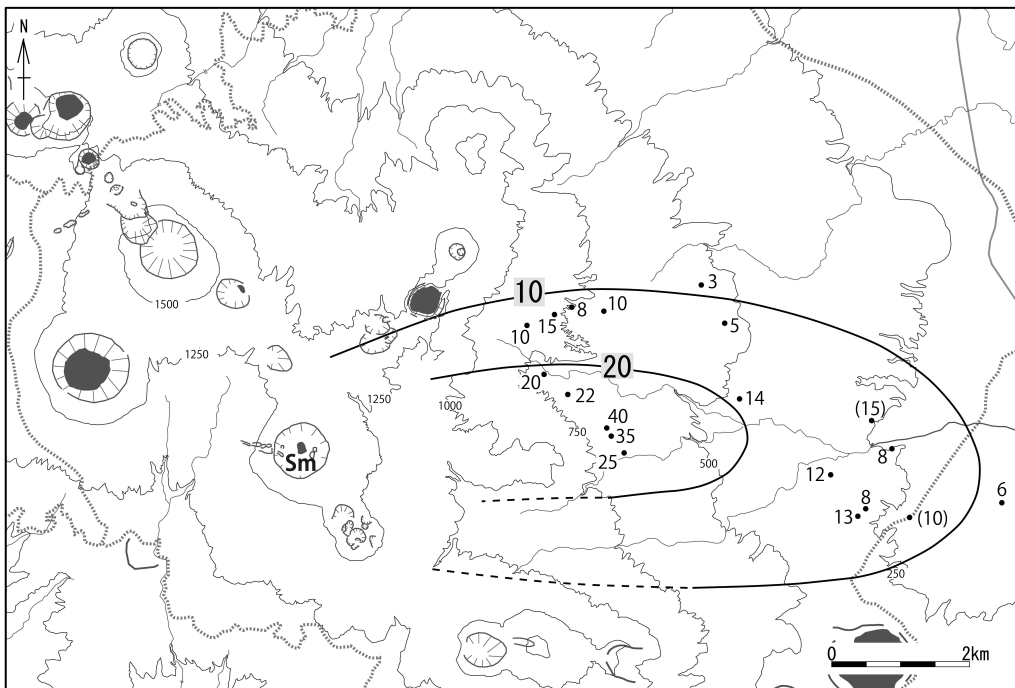


Fig. 7 Distribution of Sm-My tephra at 5.6 cal ka BP

Values are in centimeters. + symbols indicate the existence of a tephra layer. × symbols indicate the absence of a tephra layer. The numbers within parentheses show thickness data from Inoue (1993). This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

2.3.2. 新燃岳西麓のテフラ層序

次に、新燃岳の西側におけるテフラの代表的な露頭を Fig. 5 に示す。また、Fig. 9, Fig. 12 には新燃岳の西域に見られるテフラの模式的な層序を示した。

(1) 新燃岳—新湯テフラ (Sm-Sy)

新燃岳西山麓の地点 6 (北緯 $31^{\circ} 54' 41.8''$, 東経 $130^{\circ} 51' 59.3''$) では、露頭の最下部に K-Ah を挟む Otk-UsA が見られる (Fig. 10-a)。Otk-UsA の上位には、風化火山灰土を挟み、淘汰が良く、発泡度の低い最大粒径 8 cm, 平均的な粒径が 1~3 cm の軽石を含む層厚 40cm の降下軽石堆積物が見られる。新燃岳の北西火口壁の地点 7 (北緯 $31^{\circ} 54' 50.4''$, 東経 $130^{\circ} 52' 56.1''$) では、火山角礫層の風化した浸食面上に層厚 150 cm, 淘汰の良い降下軽石堆積物が見られる (Fig. 10b)。本降下軽石堆積物は、新燃岳の西火口壁で最大の層厚となり、地点 8 (北緯 $31^{\circ} 54' 25.3''$, 東経 $130^{\circ} 51' 48.8''$) ~地点 10 (北緯 $31^{\circ} 53' 22.8''$, 東経 $130^{\circ} 51' 43.2''$) に示すように新燃岳の南になるにつれ層厚を減じる (Fig. 5)。また、獅子戸岳と韓国岳間の鞍部やその北側の林道にも分布しており、地点 4, 地点 5 (北緯 $31^{\circ} 55' 39.2''$, 東経 $130^{\circ} 51' 16.3''$) のように北側になるにつれ層厚が減る (Fig. 5)。後述の $4,030 \pm 20$ yrs BP (4,567 - 4,559 cal BP, 4,530 - 4,425 cal BP (2σ)) の年代測定結果より、本テフラは 5.6 cal ka BP の Sm-My と異なる層位の新燃岳を起源とする降下軽石堆積物と判断でき、新燃岳—新湯テフラ (Sm-Sy) と定義した。Sm-Sy の軽石中の斑晶鉱物は、斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物である。

地点 6 では、Sm-Sy は、風化や浸食による不整合面を挟まず火砕堆積物に覆われる (Fig. 10a)。火砕堆積物は、全体的に灰色を呈し不淘汰な粒度組成となり、谷を埋め、緻密な角礫状の本質岩片と粗粒火山灰からなる。本堆積物は、高温であった証拠は得られなかったが、土石流堆積物の様に円磨された多種の礫は見られず、基質が同質の本質火山灰によって埋められることより火砕流堆積物と考えられる (Fig. 10a)。また、破断面に囲まれた密度の高い角礫、発泡した火山弾を含有することより、ブルカノ式噴火のような爆発的噴火に伴って発生した可能性が考えられる。地点 6 ではその直上位に円磨された礫を含み、火砕流堆積物に比べ多種の礫から構成されているラホール堆積物が見られる。火砕流堆積物の上部は風化されており、火砕流が堆

積した後しばらくしてからラハールが発生したと考えられる。

火口壁の地点 7 では，Sm-Sy（降下軽石堆積物）の上位に，地点 6 と同様に見かけ密度の高い角礫を含み，不淘汰であり，同質の火山灰が基質を埋める火砕流堆積物が見られる．さらに上位に，時間間隙を挟まず火砕流堆積物を覆う溶結火砕堆積物が見られる（Fig. 10b）．降下軽石堆積物から火砕流堆積物に変わる層序は地点 6 と同じである．また，Sm-Sy と火砕流堆積物の全岩化学組成の特徴が一致する（後述）ことより，本火砕流堆積物及び溶結火砕堆積物は Sm-Sy に含まれる．

Sm-Sy は，本研究によって得られた等層厚線より，新燃岳の北方向，北西方向，南方向の 3 つの分布軸があると推定される結果が得られた（Fig. 8）．Sm-Sy の堆積量は $53 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定される（Table 1）．

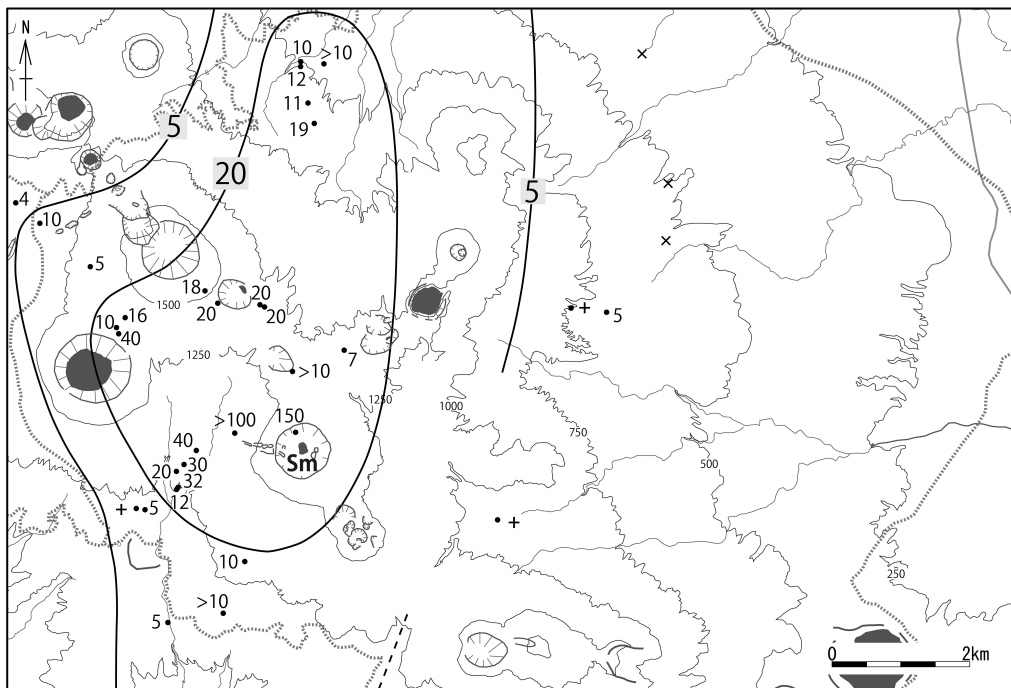


Fig. 8 Distribution of Sm-Sy tephra at 4.5 cal ka BP

Values are in centimeters. + symbols indicate the existence of a tephra layer. × symbols indicate the absence of a tephra layer. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).



Fig. 9 Tephra sequence southwest part of Shinmoedake volcano
 Tephra sequence at Yunono (Loc. 10) of southwest part of Shinmoedake. Location is shown in Fig. 2.

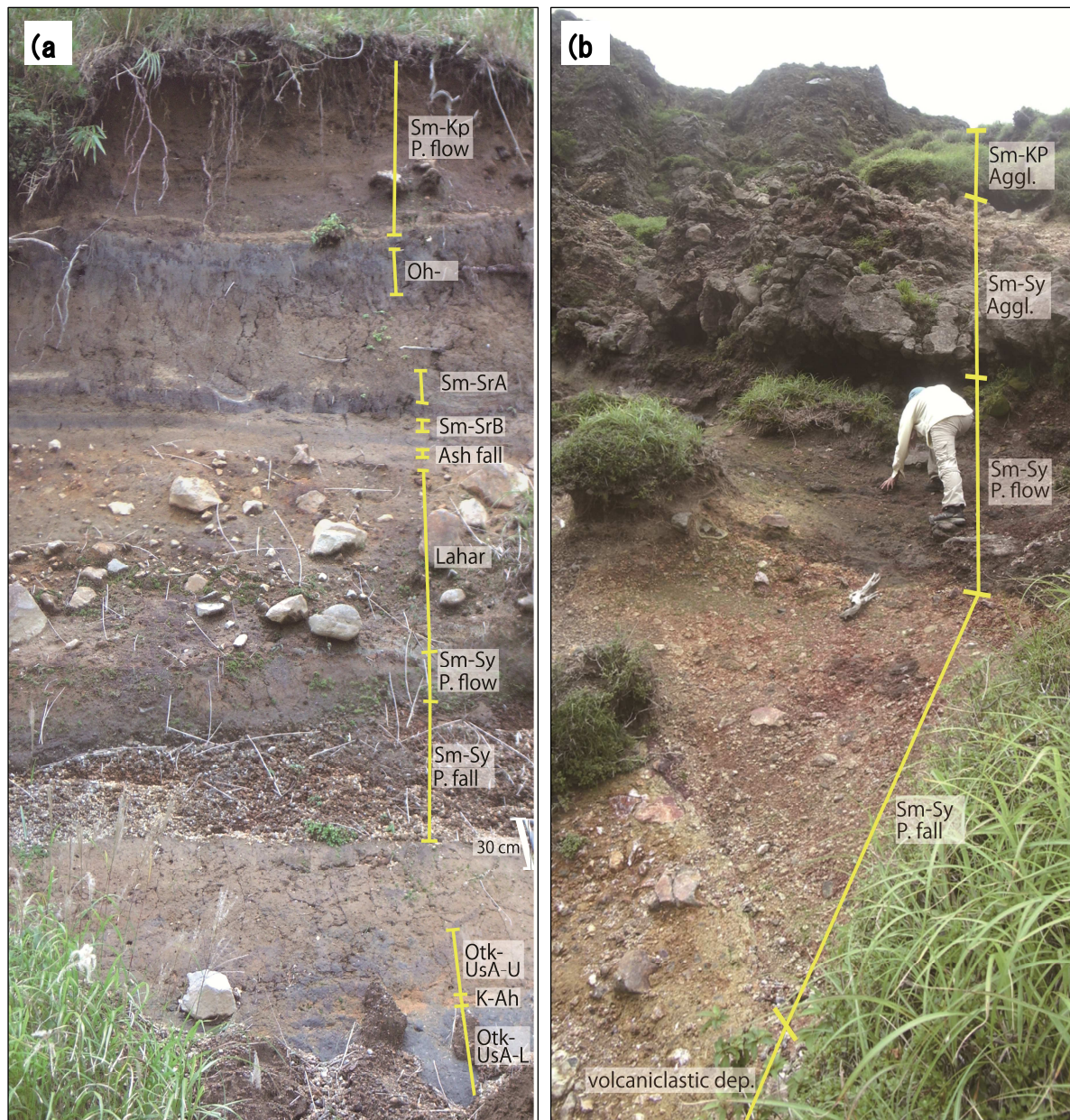


Fig. 10 Tephra sequences west of Shinmoedake volcano

(a) Loc. 6 west of Shinmoedake. The scale is shown at the lower right. (b) Loc. 7 at the western wall of Shinmoedake crater. Locations are shown in Fig. 2. P. flow: pyroclastic flow deposit. P. fall: pumice fall deposit. Aggl.: agglutinate. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

(2) 新燃岳—新湯林道^{しんゆりんどう}B, A テフラ (Sm-SrB, A)

地点 6 では, Sm-Sy 及びラハール堆積物の上位に層厚 4 cm の風化火山灰土, 淘汰の良い粗粒火山灰からなる降下火山灰堆積物, 10 cm の風化火山灰土, 2 cm の淘汰の良い粗粒火山灰からなる降下火山灰堆積物が見られる (Fig. 5, Fig. 10a). これらの降下火山灰堆積物は, 地点 10 から地点 9 (北緯 $31^{\circ} 53' 46.7''$, 東経 $130^{\circ} 52' 25.8''$) と中岳に近づくにつれ層厚が増すことより中岳起源のテフラ (Nk-) の可能性が高い (Fig. 12). その上位には, 3 cm の土壌を挟み層厚 10 cm になる淘汰の良い小礫を含む粗粒火山灰からなる降下火山灰堆積物が見られる. その上位には層厚 10 数 cm の明瞭な黒色土が見られ, その上位には層厚 15 cm の淘汰の良い火山灰からなる小礫を含む降下火山灰堆積物が見られる (Fig. 10a, Fig. 12). これらの降下火山灰堆積物は, 地点 9 や地点 10 から地点 6 になるにつれ層厚が増すため新燃岳が起源と推定される (Fig. 5). この層位に新燃岳を起源とするテフラは報告されておらず, 下位の降下火山灰堆積物を新燃岳—新湯林道 B テフラ (Sm-SrB), 上位の降下火山灰堆積物を新燃岳—新湯林道 A テフラ (Sm-SrA) と定義した. Sm-SrB, A には, 鏡下観察において, 遊離結晶もしくは鉍物片として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, かんらん石が見られた.

Sm-SrB, A は Sm-Kp の火砕流堆積物の被覆が薄い新燃岳の西～南麓で確認できる (Fig. 5). 新燃岳東麓では Sm-Kp の火砕流堆積物や御鉢の噴出物に覆われ確認できる点が少ないが, 新燃岳を中心としやや東に開いた同心円に近い分布となる (Fig. 11). Sm-SrB, A の堆積量は観測点が少ないが, 等層厚線図より $5\sim 15\times 10^6\text{ m}^3$ と推定される (Table 1).

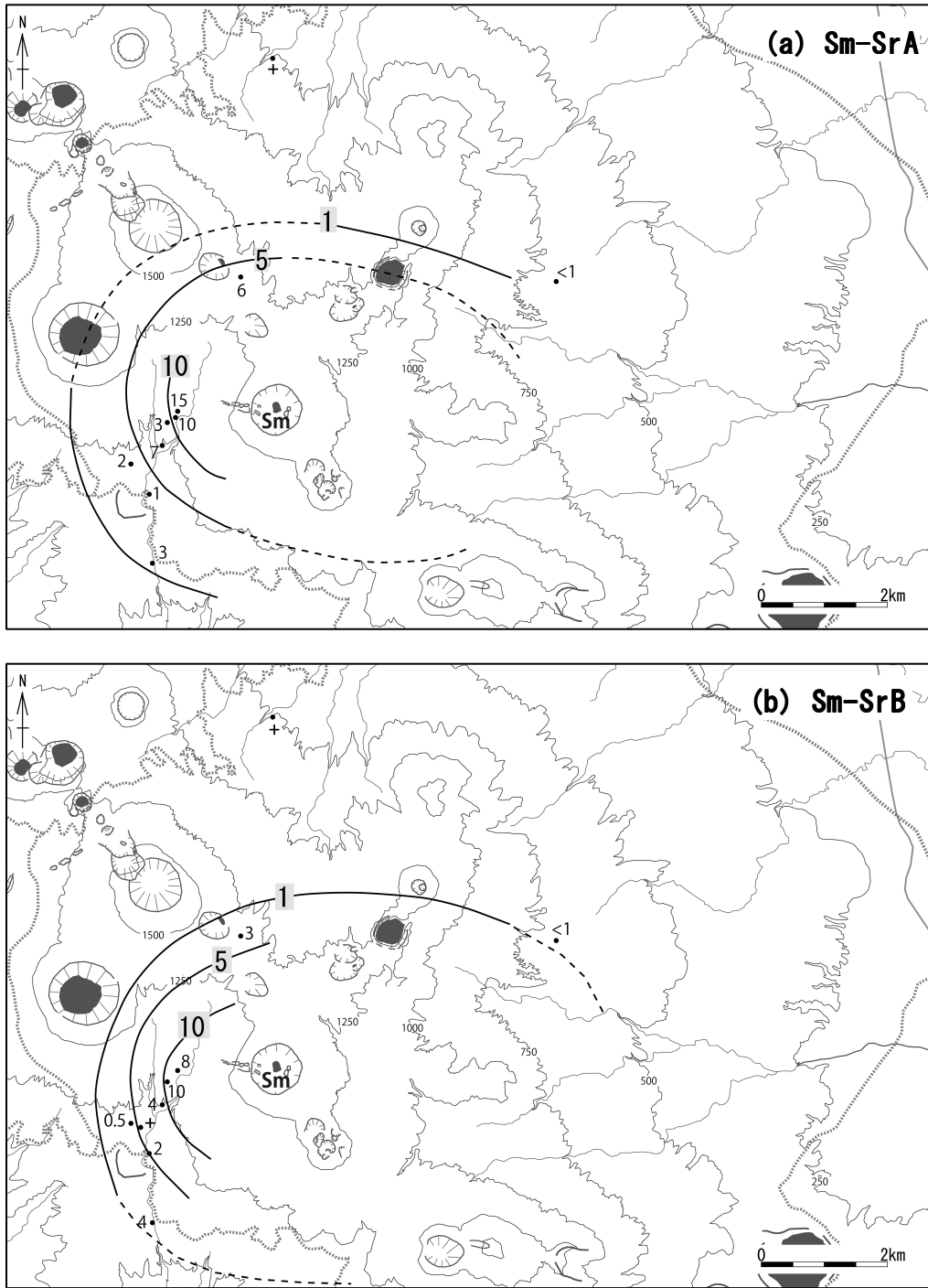


Fig. 11 Distribution of Sm-SrA and Sm-SrB tephra

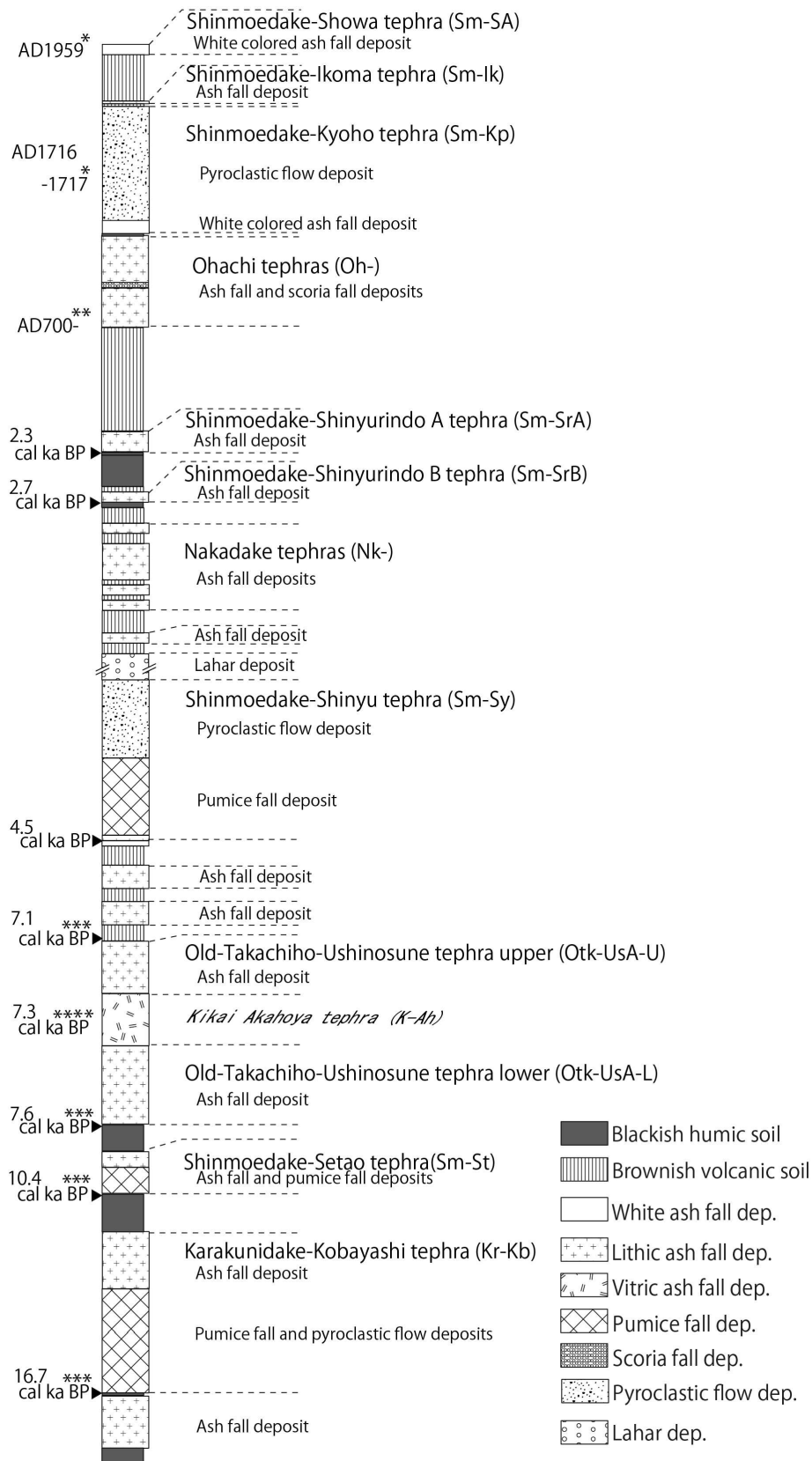
(a) Sm-SrA tephra was generated 2.3 cal ka BP. (b) Sm-SrB tephra was generated 2.7 cal ka BP. Values are in centimeters. + symbols indicate the existence of a tephra layer. × symbols indicate the absence of a tephra layer. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

(3) 新燃岳^{きょうほ}－享保テフラ (Sm-Kp)・生駒^{いこま}テフラ (Sm-Ik)

地点 4 では、Sm-Sy テフラの上位にえびの高原を起源とし、変質を受けた類質岩片を含む韓国岳北-えびの D テフラ (Kn-EbD ; 3.3 項), Sm-SrB, A の判別は付けられなかったが Sm-Sr, 暗色の降下火山灰堆積物が見られる。その上位に、特徴的な黄色～黄褐色軽石を含む降下軽石堆積物が見られる。本降下軽石堆積物は、黄色～黄褐色の軽石を含むこと、他地点で間に土壌を挟まず火山灰層から軽石層、複数の粗粒火山灰層、複数の軽石層へと変わる層相を確認したことから、井村・小林 (1991) に示された新燃岳－享保軽石 (Sm-KP) に対比される。新燃岳－享保軽石は火口壁などでは必ずしも降下軽石にならず、溶結した火砕岩 (アグルチネート) や火砕流堆積物として見られる場所もあり、本論では新燃岳－享保テフラ (Sm-Kp) と呼ぶ。Sm-Sr と Sm-Kp の間の暗色火山灰層が認められ (Fig. 12), その層位より御鉢を起源とするテフラ (Oh-) と推定される (筒井・他, 2007)。新燃岳火口壁における Sm-Kp は、最上部の弱溶結した火砕堆積物を除き新燃岳火口壁によって切られている。最上部の火砕堆積物も火口壁の最上端沿いに一部へばりついているが、ほとんどが火口壁内を覆わない。

地点 4 では、Sm-Kp の上位に、層厚 1 cm の風化火山灰土を挟み、層厚 2 cm で淘汰の良い降下火山灰堆積物が見られる (Fig. 5)。本降下火山灰堆積物には、遊離結晶もしくは鉱物片として、斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石に加え角閃石が含まれる。このような特徴の降下火山灰堆積物は知られておらず、本論において新燃岳－生駒テフラ (Sm-Ik) とする。新燃岳を起源とした理由については後に述べる。

Sm-Kp のみかけ堆積量は、井村・小林 (1991) によって $207.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ とされる。Sm-Ik は分布が得られなかったが、新燃岳北 3.8 km の地点で 3 cm の厚さがあり、Sm-SrB, A と同程度の規模であったと考えられる (Table 1)。



*Imura and Kobayashi (1991) ** Tsutsui et al. (2007) ***Okuno (2002) **** Kitagawa et al. (1995)

Fig. 12 Schematic stratigraphy of tephra around the western and northern area of Shinmoedake volcano

This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

Table 1 List of tephra generated from Shinmoedake volcano

Name of tephra	Volume (10 ⁶ m ³)	Vent location	Age	Character of eruption	Other phenomenon
2011	13–25 ³⁾	Inside of Sm** crater	AD 2011	phreato-magmatic, sub-plinian, vulcanian, magmatic (ash) ⁹⁾	pyroclastic flow ⁹⁾
2010	<0.001	Inside of Sm crater and west flank	AD 2010	phreatic (7 times)	
2008	0.2 ⁴⁾	Inside of Sm crater and west flank	AD 2008	phreatic ⁴⁾	
1991–1992	<0.001 ⁵⁾	Inside of Sm crater	AD 1991–1992	phreatic ⁵⁾	
Showa ¹⁾ (Sm–Sa)	5.7 ⁶⁾ *	Inside of Sm crater and west flank	AD 1959	phreatic ⁶⁾	
Bunsei ¹⁾ (Sm–B)		Inside of Sm crater	AD 1753 ¹⁾	phreatic ^{10), 11)}	lahar ¹¹⁾
Ikoma (Sm–Ik)	5–15?	Inside of Sm crater?		magmatic (ash)	
Kyoho ^{1), 2)} (Sm–Kp)	207.8 ¹⁾	Inside of Sm crater	AD 1716–1717 ²⁾	phreatic, sub-plinian, magmatic(ash) ¹⁾	pyroclastic flow ¹⁾
Shinyurindo A (Sm–SrA)	15	West part of Usaginomimi ?	2.3 cal ka BP	magmatic (ash)	
Shinyurindo B (Sm–SrB)	5	West part of Usaginomimi ?	2.7 cal ka BP	magmatic (ash)	
Shinyu (Sm–Sy)	53		4.5 cal ka BP	sub-plinian	pyroclastic flow
Maeyama ²⁾ (Sm–My)	46 ⁷⁾		5.6 cal ka BP ⁸⁾	sub-plinian	
Setao ²⁾ (Sm–St)	67 ⁷⁾		10.4 cal ka BP ⁸⁾	sub-plinian	

1) Imura and Kobayashi (1991), 2) Inoue (1988), 3) Maeno et al. (2012), 4) Geshi et al. (2010), 5) Imura (1992), 6) Fukuoka DMO, et al. (1959), 7) Imura (1994), 8) Okuno (2002), 9) Nakada et al. (2013), 10) Yasui and Nagatomo (1961), 11) Tsutsui et al. (2005), * Ash weight (8.6 x 10⁶ ton) is converted by bulk density of 1.5 g/cm³, ** Sm: Shinmoedake

2.4. 新燃岳火山を起源とする溶岩

新燃岳を起源とする溶岩は複数ある（沢村・松井，1957；Inoue，1993）ことが知られているが，火山地質図では一括して表現されており（沢村・松井，1957；井村・小林，2001），その詳細は明らかにされていない．これは新燃岳から流出した溶岩の地形が複雑に入り組んでおり，踏査での判別が難しかったためと考えられる．そこで山麓の代表的な地点で溶岩とテフラの関係を明らかにし，地形の連続性から溶岩の区分を行った．新燃岳火口壁では，テフラとの関係より細分できた溶岩について枝番を付け示した．また，本論において区分した溶岩については断面図を作成し，各溶岩の堆積量を求めた．

(1) 両部池^{りょうぶいけ}D 溶岩群 (RyD-Ls)

新燃岳の西側には，Otk-UsA-L に覆われる溶岩が見られる．新湯付近における△印 S38 地点付近（Fig. 3）では，溶岩末端崖地形の上面で層厚 2 cm の風化した火山灰を挟み Otk-UsA-L に覆われる溶岩が確認された．Otk-UsA-L 直下の新燃岳起源の溶岩は知られていない．また，新燃岳西麓では Kr-Kb に覆われる溶岩が知られている（井村・小林，1991）．そこで，本論では Otk-UsA-L 下位にある複数の溶岩を両部池 D 溶岩群（RyD-Ls）と定義した．両部池とは享保噴火以前の新燃岳周辺の名称である（安井・長友，1961；井村・小林，1991）．S39 地点付近では，K-Ah が地表を覆うことと，その地点を含む末端崖や溶岩じわの分布がさらに北方に分布することより，RyD-Ls 溶岩は韓国岳山体付近まで分布していると推定される．RyD-Ls 溶岩には，斑晶鉱物として，斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物が含まれる．なお，新燃岳火口内では，Otk-UsA-L に覆われる溶岩は確認出来なかった．

(2) 両部池 C 溶岩群 (RyC-Ls)

地点 9 では，Sm-Sy の直下に数 cm の風化した火山灰土を挟み溶岩が認められる（Fig. 5）．また，Fig. 3 の□（田，☐を含む）印で示した場所では Otk-UsA に覆われない溶岩が認められる．地点 9 の様に Otk-UsA に覆われず，Sm-Sy に覆われる複数の溶岩を両部池 C 溶岩群（RyC-Ls）と定義した．新燃岳の東側では，新燃岳火口から 1.7 km 付近の新燃岳起源の溶岩末端崖の上面は Otk-UsA に覆われていないが，上位のテフラとの関係は不明である．RyC-Ls 溶岩は，斑晶鉱物として，斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物が見られる．

新燃岳火口壁西側では、Sm-Sy 上部の溶結火砕堆積物が北西壁から南西壁にかけて連続して分布している (Fig. 13). この溶結火砕堆積物の直下位に、土壌等を挟まず溶岩が認められる。本溶岩は Sm-Sy の直下に位置し、Otk-UsA に覆われていないため両部池 Cw 溶岩 (RyCw-L) とした (Fig. 13a). 一方、火口壁の東側には単斜輝石、斜方輝石を含む溶岩が、後述の両部池 Bb 溶岩の下位に認められる。本溶岩は地点 7 における Sm-Sy 下位の火山角礫層の下位となることより、両部池 Ce 溶岩 (RyCe-L) とした。

(3) 両部池 B 溶岩 (RyB-L)

火口の南西壁 S19 地点付近では、Sm-Sy 上部の溶結火砕堆積物が薄化し、溶岩が Sm-Sy を覆う (Fig. 13a). Sm-Sy の上位にあるこの溶岩を両部池 Ba 溶岩 (RyBa-L) と定義する。RyBa-L 溶岩の南隣には、RyBa-L 溶岩を覆い境界付近で垂直方向の節理が発達した溶岩がみられる。本溶岩の南隣には、後述の両部池 A 溶岩に切られ、本溶岩と分布形状が調和しているが色調が異なる溶岩が見られる。本溶岩と RyBa-L 溶岩は同じ層位となるが、直接的な関係が不明であったため両部池 Bb 溶岩 (RyBb-L) とし、両者を合わせ両部池 B 溶岩 (RyB-L) とした。なお、RyBb-L と RyBa-L の間では垂直方向の節理が発達し溶岩が地中へと続き、両側になるにつれ水平方向の節理が卓越し上方へ開いた構造となる (Fig. 13a). この構造は、RyBb-L, RyBa-L と調和的な形状となっており、RyB-L 溶岩の火道と考えられる。RyBa-L 溶岩には、斑晶鉱物として、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が含まれる。

(4) 両部池 A 溶岩 (RyA-L)

新燃岳の南西火口壁では、RyB-L 溶岩の火道中央付近に RyB-L 溶岩を寸断し上方に開いた火道構造が見られる (Fig. 13). 本火道から続く溶岩は新燃岳火口壁南に見られる凸状地形の兔の耳 (沢村・松井, 1957) を構成しており、RyB-L 溶岩を不整合に覆うため両部池 A 溶岩 (RyA-L) と定義した。RyBb-L 溶岩と RyA-L 溶岩の間には、形成過程が不明の角礫層が見られるが、いずれの溶岩に属するか不明である。沢村・松井 (1957) は兔の耳を構成する溶岩は新燃岳の最新活動によって形成されたとしており、本論の結論もこの考察と矛盾しない。RyA-L 溶岩は、斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物に加え、かんらん石が含まれる。新燃岳の山麓では兔の耳の南方 1.3 km の地点で Sm-Sy に覆われず Sm-Kp に覆われ、かんらん石を含む溶岩が

認められる (Fig. 3 の S17). 本岩体は兔の耳を構成する RyA-L 溶岩と同じかんらん石を含有し, Sm-Sy の上位の層準となることより, RyA-L 溶岩に対比される. 山麓の道路に達する RyA-L 溶岩は認められず, その分布範囲は狭いと考えられる.

(5) 新燃岳^{かこうてい}火口底溶岩 (Sc-L)

新燃岳火口内には, 2011 年噴火以前に火口の底を埋める階段状地形の溶岩が見られた (井村・小林, 1991). 本溶岩は標高 1,300 m 付近に平坦な棚地形を形成し, それより内側はステップ状に凹む窪地地形を形成し (Fig. 13), ドレーンバックによって形成された地形と考えられている (遠藤・小林, 2012 (p165-166)). 本溶岩は無名称であり, 本論では新燃岳火口底溶岩 (Sc-L) とした. 本溶岩上の東縁付近には溶岩を貫く小火口が見られ (Fig. 3, Fig. 13), 小火口は 1822 年の噴火で形成されたと考えられている (福岡管区气象台・他, 1959; 安井・長友, 1961; 井村・小林, 1991). なお, Sc-L 溶岩には火砕性の堆積構造が見られるとされる (佐藤博明, 私信). Sc-L 溶岩には, 斑晶鉱物として, 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物に加え, まれに 1 mm を超える角閃石斑晶が認められる.

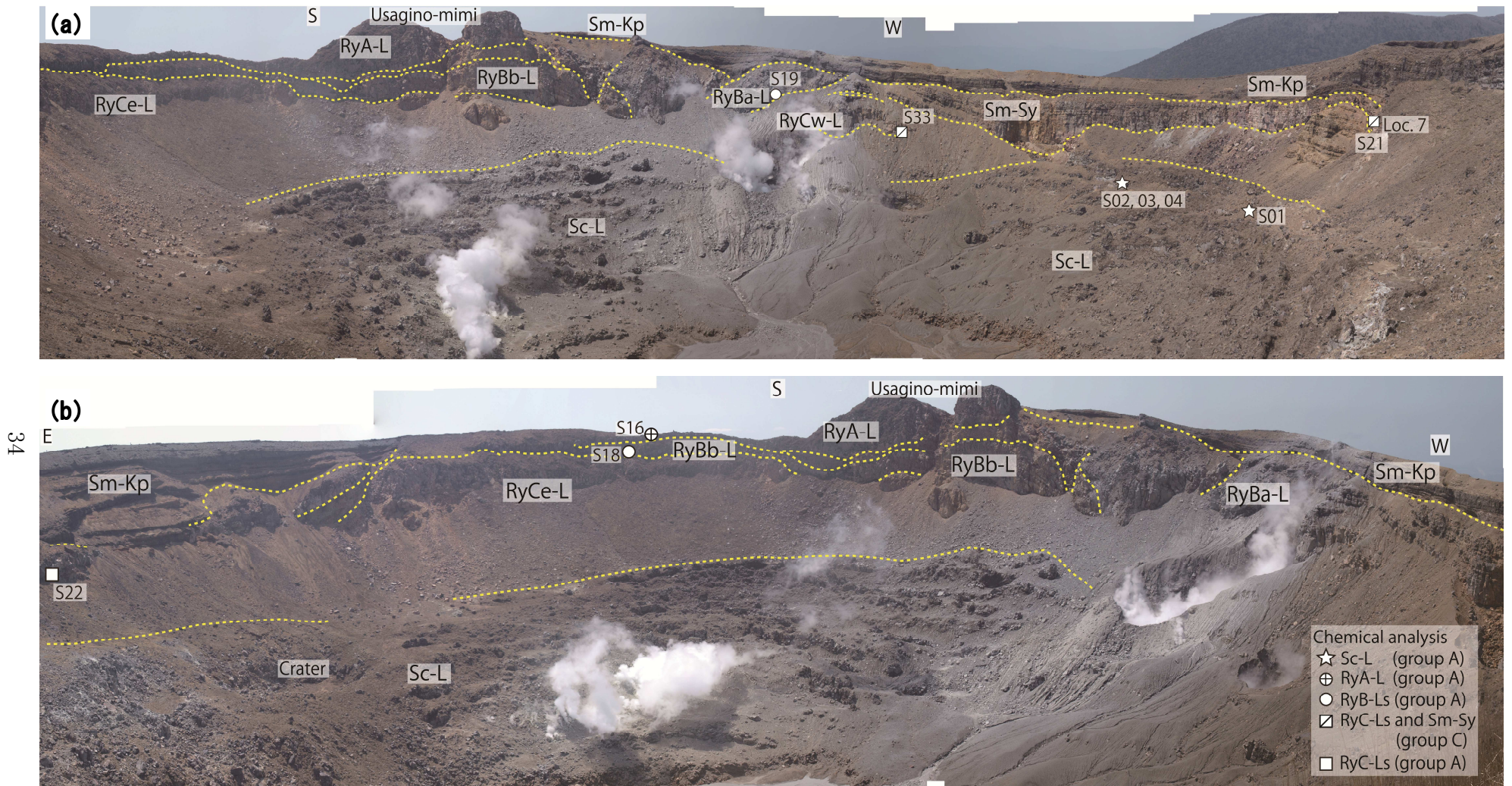


Fig. 13 Volcanic ejecta inside the Shinmoedake crater prior to the 2011 eruptions
 (a) Volcanic ejecta from west to south. (b) Volcanic ejecta from south to east. The chemical analysis results are shown in Table 4. Groups of chemical analysis in a legend are shown in Fig. 14. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

Table 2 Lava flows generated from Shinmoedake volcano

Name of lava	Volume (10 ⁶ m ³)	Vent location	Age	Phenocrysts
2011 (2011-L)	14-18*	Inside of Sm crater	AD 2011	Pl, Cpx, Opx, Opq, Ol**
Shinmoedake crater Lava (Sc-L)	12	Inside of Sm crater	16 century	Pl, Cpx, Opx, Opq, Hb
Ryobu A Lava (RyA-L)	47	West part of Usaginomimi	2.7 – 2.3 cal ka BP	Pl, Cpx, Opx, Opq, Ol
Ryobu Ba, b Lavas (RyB-Ls)		West part of Usaginomimi	4.5 – 2.3 cal ka BP	Pl, Cpx, Opx, Opq (RyBa-L)
Ryobu Cw, e Lavas (RyC-Ls)	300		5.6 – 4.5 cal ka BP	Pl, Cpx, Opx, Opq
Ryobu D Lavas (RyD-Ls)	265		9.0 – 8.0 cal ka BP and before 10.4 cal ka BP	Pl, Cpx, Opx, Opq

* Shimono et al. (2011), Sasaki et al. (2011), Ozawa and Kozono (2013), ** Suzuki et al. (2013)

2.5. 分析結果

2.5.1. ^{14}C 年代測定結果

Sm-Sy では、新燃岳北側の地点 4 で直下の土壌を採取し (Fig. 5), ^{14}C 年代測定を行った. その結果, $4,030 \pm 20$ yrs BP の値が得られた (Table 3). 南側の地点 10 では, Sm-SrB と Sm-SrA の直下の黒色土壌試料を採取した (Fig. 5). Sm-SrB 直下の土壌から $2,635 \pm 20$ yrs BP の値が得られ, Sm-SrA 直下の土壌から $2,305 \pm 20$ yrs BP の値が得られた (Table 3).

Table 3 Results of ^{14}C dating

Tephra Name	Material	Sample (LabNo.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C Age (yrs BP)	Calendar Age (2σ)	Accepted age
Sm-SrA	soil under Sm-SrA	PLD-19321*	-18.73	2305 ± 20	2,354 – 2,308 cal BP (91.2%) 2,224 – 2,208 cal BP (4.2%)	2.3 cal ka BP
Sm-SrB	soil under Sm-SrB	PLD-18460*	-16.63	2635 ± 20	2,775 – 2,740 cal BP (95.4%)	2.7 cal ka BP
Sm-Sy	soil under Sm-Sy	PLD-18453*	-27.06	4030 ± 20	4,567 – 4,559 cal BP (2.0%) 4,530 – 4,425 cal BP (93.4%)	4.5 cal ka BP

* Measured by AMS (Tajima et al., 2013a)

2.5.2. 全岩化学分析

本論では Sm-Sy や火口壁に見られる溶岩の対比を目的とし, 全岩化学分析を実施した. 全岩化学分析には, 秋田大学の全自動蛍光 X 線分析装置 Philips PW2400 及び東京大学地震研究所の全自動蛍光 X 線分析装置 RIGAKU Primus II を用いた. なお, 全鉄は FeO として再計算した値を用いる (Table 4).

これらの全岩化学組成分析の結果, 次の 3 つのグループに分けられる (Fig. 14). グループ A: SiO_2 が 59.0~61.5 wt% に対して, TiO_2 が 0.65~0.73 wt%, MnO が 0.12~0.14 wt%, K_2O が 1.75~2.25 wt%, P_2O_5 が 0.10~0.12 wt% となる. グループ B: SiO_2 が 57.0~58.3 wt% に対して, TiO_2 が 0.70~0.77 wt%, MnO が 0.14~0.15 wt%, K_2O が 1.45~1.70 wt%, P_2O_5 が一つを除き 0.12~0.13 wt% となる. グループ C: SiO_2 が 60.9~62.6 wt% に対して, TiO_2 が 0.80~0.93

wt%, MnO が一つを除き 0.14~0.15 wt%, K₂O が 1.75~2.10 wt%, P₂O₅ が 0.13~0.14 wt%となる.

RyD-Ls 溶岩は、全てがグループ A に含まれる. RyC-Ls 溶岩は、3つのグループのいずれにも認められる (Fig. 14). その中でも、火口壁の RyCw-L 溶岩はグループ C, RyCe-L 溶岩は東北端部のものからグループ A の分析値が得られた (Fig. 13 の S22). 新燃岳では、沢村・松井 (1957) が東麓の溶岩から SiO₂=59.32 wt%の値 (安山岩) を報告している. この分析値はグループ C となり、採取位置も本論におけるグループ C の東側溶岩の採取位置 (Fig. 3 の S29~S31) に近く、沢村・松井 (1957) と本研究の結果は整合している. RyB-L, RyA-L 溶岩, Sc-L 溶岩はいずれもグループ A に含まれる (Fig. 14).

一方、Sm-Sy は火口壁内の地点 7 の火砕流堆積物と溶結火砕堆積物中の本質岩片から全岩化学分析を行うことが出来た (Fig. 5). 火口壁の Sm-Sy は、グループ C となる (Fig. 14). また、新燃岳西側の地点 6 の Sm-Sy 中の軽石を採取し全岩化学組成分析を行った. この軽石はグループ C より僅かに SiO₂ wt%が低い値が得られたが、概ねグループ C と調和的な値が得られた. しかし、軽石はやや風化していたことから Fig. 14 には掲載していない. また、Sm-Kp 中の軽石の分析を行った結果、Sm-Kp 中の軽石の多くはグループ B となる.

Table 4 Whole-rock chemical components of Shinmoedake volcanic material

Sample No.	Deposit Name	Labo. XRF	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
S01	Sinmoedake crater lava	Philips PW2400**	59.98	0.72	16.52	6.84	0.13	6.51	3.43	3.00	2.01	0.11	100
S02	Sinmoedake crater lava	RIGAKU Primus II***	60.66	0.72	16.69	6.75	0.13	6.56	3.30	2.90	2.05	0.11	100
S03	Sinmoedake crater lava	RIGAKU Primus II***	60.09	0.69	17.03	6.68	0.13	7.02	3.30	2.87	1.95	0.11	100
S04	Sinmoedake crater lava	RIGAKU Primus II***	60.44	0.70	16.90	6.52	0.13	6.85	3.41	2.85	1.96	0.11	100
S05	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	57.59	0.74	17.81	7.40	0.14	7.79	3.90	2.98	1.53	0.12	100
S06	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	57.25	0.73	18.03	7.39	0.14	7.96	3.99	2.92	1.46	0.12	100
S07	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	58.23	0.75	17.17	7.52	0.14	7.35	4.06	2.95	1.67	0.14	100
S08	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	57.95	0.74	17.74	7.30	0.14	7.54	3.92	2.96	1.59	0.12	100
S09	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	58.05	0.73	17.48	7.44	0.14	7.54	3.87	2.97	1.66	0.12	100
S10	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	57.42	0.73	17.72	7.48	0.14	7.92	4.03	2.92	1.52	0.12	100
S11	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	57.63	0.74	17.67	7.45	0.15	7.77	4.02	2.91	1.55	0.12	100
S12	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	58.08	0.73	17.62	7.24	0.14	7.60	3.91	2.96	1.61	0.12	100
S13	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	57.49	0.75	17.76	7.55	0.15	7.71	4.03	2.92	1.52	0.13	100
S14	Sinmoedake-Kyoho tephra	Philips PW2400**	57.38	0.75	17.65	7.57	0.15	7.79	4.13	2.92	1.54	0.12	100
S15	Sinmoedake-Kyoho tephra	RIGAKU Primus II***	57.20	0.70	18.20	7.37	0.14	8.19	3.70	2.79	1.48	0.12	100
S16	Ryobuike A lava	Philips PW2400**	60.22	0.69	16.70	6.37	0.13	6.69	3.34	3.04	1.99	0.11	100
S17	Ryobuike A lava	RIGAKU Primus II***	59.80	0.67	17.35	6.56	0.13	7.19	3.26	2.91	1.88	0.12	100
S18	Ryobuike Bb lava	Philips PW2400**	59.65	0.71	16.89	6.52	0.13	6.89	3.45	3.01	1.91	0.12	100
S19	Ryobuike Ba lava	RIGAKU Primus II***	59.17	0.71	16.89	7.26	0.14	7.32	3.66	2.83	1.77	0.12	100
S20	Sinmoedake-Shinyu tephra	Philips PW2400**	61.35	0.84	16.48	6.97	0.14	6.29	2.69	3.20	1.89	0.14	100
S21	Sinmoedake-Shinyu tephra	Philips PW2400**	60.99	0.93	16.73	6.75	0.13	6.09	2.69	2.99	1.82	0.14	100
S22	Ryobuike Ce lava	Philips PW2400**	59.61	0.71	17.04	6.52	0.13	6.87	3.41	2.96	1.90	0.12	100
S23	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	61.00	0.71	16.70	6.42	0.13	6.50	3.28	3.07	2.08	0.11	100
S24	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	57.05	0.76	17.83	7.82	0.14	7.85	4.01	2.91	1.50	0.12	100
S25	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	57.23	0.76	17.72	7.85	0.14	7.74	4.01	2.92	1.53	0.12	100
S26	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	57.21	0.75	17.88	7.63	0.14	7.85	3.98	2.92	1.52	0.12	100
S27	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	60.26	0.70	17.09	6.39	0.13	6.96	3.36	3.06	1.95	0.10	100
S28	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	58.17	0.75	17.22	7.47	0.14	7.55	4.03	2.91	1.64	0.12	100
S29	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	61.98	0.81	16.27	6.66	0.14	6.16	2.63	3.18	2.03	0.14	100
S30	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	61.41	0.83	16.59	6.86	0.14	6.27	2.65	3.19	1.93	0.14	100
S31	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	61.25	0.83	16.51	6.93	0.14	6.35	2.76	3.16	1.93	0.14	100
S32	Ryobuike C lavas	Philips PW2400**	59.58	0.72	16.83	6.97	0.14	7.04	3.78	2.93	1.90	0.12	100
S33	Ryobuike Cw lava	RIGAKU Primus II***	59.74	0.73	17.76	6.68	0.13	6.86	3.25	2.83	1.89	0.12	100
S34	Ryobuike C lavas	RIGAKU Primus II***	59.47	0.71	17.07	6.90	0.13	7.23	3.54	2.86	1.84	0.12	100
S35	Ryobuike C lavas	RIGAKU Primus II***	60.91	0.82	16.47	7.28	0.14	6.48	2.74	3.02	1.86	0.14	100
S36	Ryobuike C lavas	RIGAKU Primus II***	60.58	0.68	17.13	6.79	0.13	6.87	3.21	2.63	1.75	0.11	100
S37	Ryobuike C lavas	Philips PW2400*	61.40	0.67	16.16	6.29	0.12	6.60	3.49	2.91	2.25	0.10	100
S38	Ryobuike D lavas	RIGAKU Primus II***	59.40	0.68	16.99	7.00	0.13	7.45	3.68	2.61	1.82	0.11	100
S39	Ryobuike D lavas	RIGAKU Primus II***	60.23	0.69	17.11	6.60	0.13	7.07	3.36	2.66	1.91	0.10	100

*FeO calculated 0.9Fe₂O₃ observed Akita University.

** Faculty of Education and Human Studies, Akita University, *** Earthquake Research Institute, The University of Tokyo.

This table is shown in Tajima et al. (2013a).

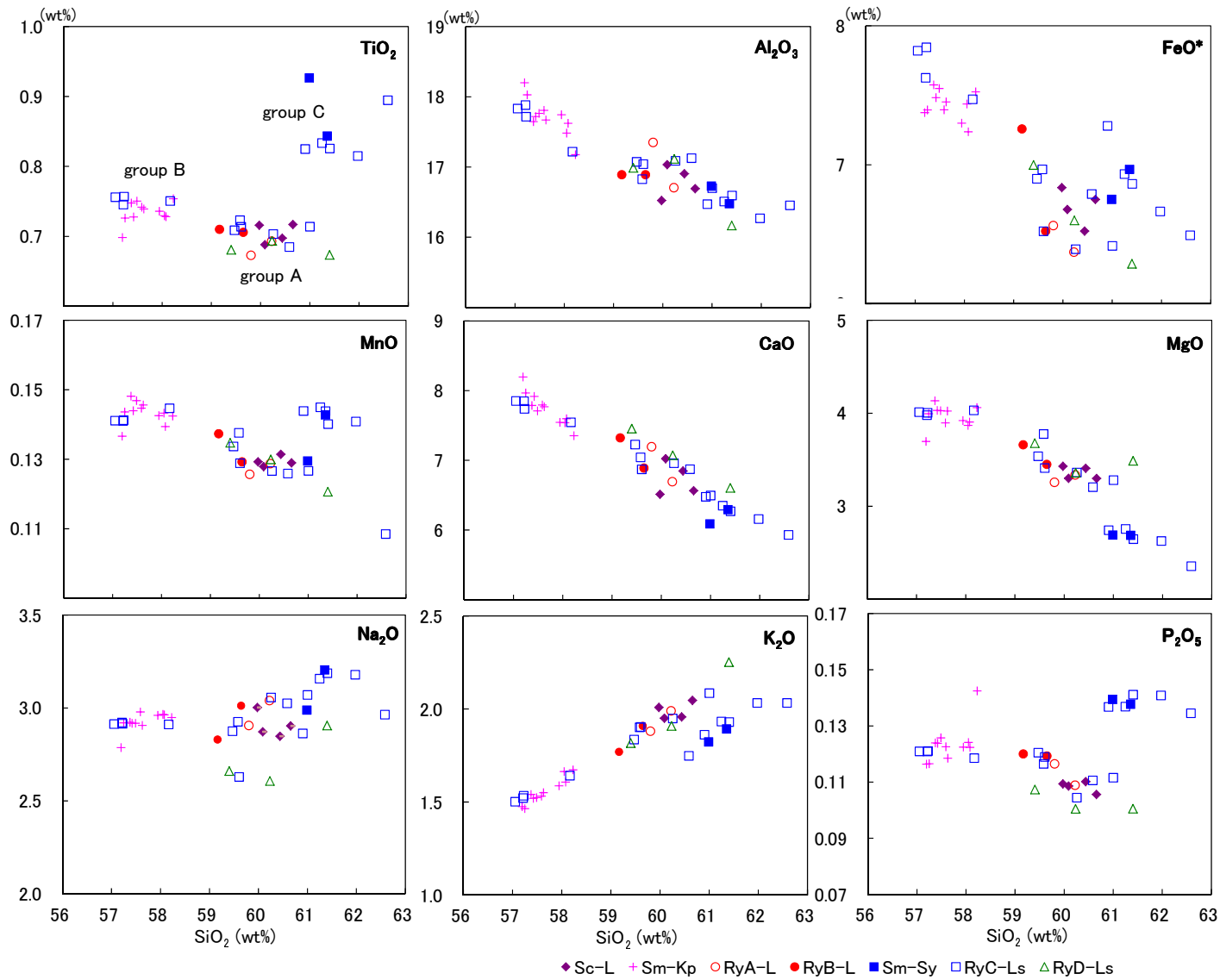


Fig. 14 Whole-rock chemical compositions of eruption products from Shinmoedake volcano

This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

2.6. 新燃岳火山の活動史

2.6.1. 新燃岳火山のテフラ・溶岩の噴出年代

新燃岳の最初期の噴出物は、韓国岳-小林テフラ (Kr-Kb) に覆われた溶岩とされる (井村・小林, 1991). 新燃岳初期の火砕物の噴出は、井ノ上 (1988) や奥野 (2002) に基づけば 10.4 cal ka BP の新燃岳-瀬田尾テフラ (Sm-St) である (井村・小林, 1991). このため従来から言われているように近年の新燃岳の形成は約 1 万年前頃に始まったと考えられる (井村・小林, 1991). 後述するが、新燃岳の活動を噴火年代が明らかなテフラを代表とする活動期に区分する.

(1) 瀬田尾テフラの活動期

新燃岳-瀬田尾テフラ (Sm-St) と RyD-Ls 溶岩の関係ははっきりしないが、新湯の北方の RyD-Ls 溶岩は韓国岳を起源とする火砕流に覆われないことから、16.7 cal ka BP より新しい時代に噴出したと推定される. また、湯ノ野付近における RyD-Ls 溶岩は 7.6 cal ka BP ~ (奥野, 2002) の Otk-UsA の下位に薄い土壌を挟んだ層位となる. このことより、湯ノ野付近の RyD-Ls 溶岩は 7.6 cal ka BP ~ の Otk-UsA テフラの直前に噴出したと推定される. Sm-St の噴出量は $67 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定されており (井村, 1994), これは 2011 年噴火と同程度の規模であり、準プリニー式噴火が生じていたと考えられる.

(2) 新湯テフラの活動期

その後、5.6 cal ka BP に新燃岳-前山テフラ (Sm-My) が新燃岳より噴出した. Sm-My の分布軸は、新燃岳から東方向に向く (Fig. 7). 一方、新燃岳-新湯テフラ (Sm-Sy) は、その分布軸が北方向と南方向にあり (Fig. 8), 東に軸のある Sm-My と分布が大きく異なる. また、Sm-Sy の直下の土壌から $4,030 \pm 20 \text{ yrs BP}$, 暦年にして $4,567 \sim 4,559 \text{ cal BP}$, $4,530 \sim 4,425 \text{ cal BP}$ (2σ) の値が得られた. このため Sm-Sy は 5.6 cal ka BP の Sm-My と異なる時代に噴出したテフラと言える. Sm-Sy は、えびの高原を起源とする韓国岳北-えびの D テフラ (Kn-EbD ; 3.3 項参照) の層位に極めて近く、両者の年代値の関係の矛盾はない. このため Sm-Sy の噴出年代は 4.5 cal ka BP 頃と判断できる. Sm-Sy の噴出量は、 $53 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定され、これは 2011 年噴火と同程度の規模であり、準プリニー式噴火が生じていたと考えられる.

南西域の RyC-Ls 溶岩は、地点 9 などでは Sm-Sy の直下に極薄い風化火山

灰土の挟みが認められるが、両者の間に大きな時間間隙は認められない。火口西壁の RyCw-L 溶岩も、Sm-Sy に直接覆われ、RyCw-L 溶岩から Sm-Sy と同じグループ C の化学分析値が得られた (Fig. 14)。新燃岳西麓の RyC-Ls 溶岩は Sm-Sy 直下に位置し、一部は Sm-Sy と化学組成が一致することより、Sm-Sy の直前に噴出したと考えられる。一方、東麓の RyC-Ls 溶岩の化学組成はグループ C に属する (Fig. 3, Fig. 14)。東麓では K-Ah に覆われないことを確認したが、他のテフラとの関係については未確認であり、さらに調査が必要である。

(3) 新湯林道テフラの活動期

新燃岳-新湯テフラ (Sm-Sy) と新燃岳-新湯林道テフラ B, A (Sm-SrB, A) の間には 5 層以上の降下火山灰堆積物 (Fig. 5) が見られるが、最下位のものを除きこれらは層厚の変化より中岳が起源と推定される (Fig. 12)。一方、Sm-SrB, A は、新燃岳に近づくにつれ層厚が増すため新燃岳を起源としたテフラと考えられる (Fig. 11)。Sm-SrB, A は、新燃岳を起源とするテフラの中では特徴的にかんらん石を含む。RyA-L 溶岩にもかんらん石が認められ、Sm-Sy の上位となる。Sm-SrB, A と RyA-L 溶岩は、斑晶組合せが一致し、近い層位にあることより、同じ時期の活動によって形成されたものと考えられる (Fig. 15)。RyB-L 溶岩は Sm-Sy と RyA-L 溶岩の間に位置する。現段階で Sm-Sy の上位のテフラは Sm-SrB, A しかない。RyB-L 溶岩は Sm-SrB, A の近い時期に噴出した可能性が示唆されるが、Sm-Sy と Sm-SrA の間に噴出した以上の証拠は得られていない。Sm-SrB, A から $2,635 \pm 20$ yrs BP ($2,775 \sim 2,740$ cal BP (2σ)), $2,305 \pm 20$ yrs BP ($2,354 \sim 2,308$ cal BP, $2,224 \sim 2,208$ cal BP (2σ)) の年代値が得られた。これらの年代値より、前者は 2.7 cal ka BP、後者は 2.3 cal ka BP 頃に噴出したと考えられる。Sm-SrB, A には、粗粒な火山灰に加え小礫も含まれており、ブルカノ式噴火によってもたらされたと考えられる。

(4) 享保・2011 テフラの活動期

Sm-SrB, A 堆積後、火口壁や遠方のテフラ層序から新燃岳を起源とする噴出物は 1716~1717 年の新燃岳-享保テフラ (Sm-Kp) となる。Sm-Kp の噴出後、新燃岳では角閃石を含む Sc-L 溶岩が噴出した。Sm-Kp は末期の堆積物を除き新燃岳火口壁によって切られている。つまり新燃岳火口は、Sm-Kp の末期も

しくはそれ以降に形成されたと言える。新燃岳火口内を埋めるように堆積した Sc-L 溶岩は Sm-Kp 堆積末期もしくはそれ以降に形成された。また、新燃岳の北にある地点 4 付近では、Sm-Kp の上位に極薄い風化した火山灰を挟み角閃石を含む新燃岳ー生駒テフラ (Sm-Ik) が確認できた。新燃岳火口及び内部の地形より角閃石を含む Sc-L 溶岩は Sm-Kp の上位に来ることは明らかであり、Sm-Kp の上位に角閃石を含む Sm-Ik が見られることから、Sc-L 溶岩と Sm-Ik は対比可能と考えられる (Fig. 15)。霧島火山では唯一つの例であるが、2011 年噴火ではテフラ中の灰色～茶色軽石と溶岩の SiO_2 全岩化学組成が一致している (Suzuki et al., 2013a, b)。グループ A の Sc-L 溶岩の全岩化学組成は Sm-Kp 中の末期の軽石組成 (グループ B) と一致せず、このことも間接的に Sc-L 溶岩が Sm-Kp と異なる時期に噴出したことを示唆する。これらのことから、Sc-L 溶岩は、1717 年の Sm-Kp 堆積後から、1822 年噴火の前までに噴出したと考えられる。及川・他 (2012) は Sc-L を指し、享保噴火時に火口内で溶岩が流出したと考えたが、Sm-Kp2～Sm-Kp7 の噴出物と Sc-L は化学組成が一致せず 1717 年 2 月 22 日以前に Sc-L が噴出した可能性は低いと考えられる。詳しい噴火年代については歴史記録の解読を行う必要がある。

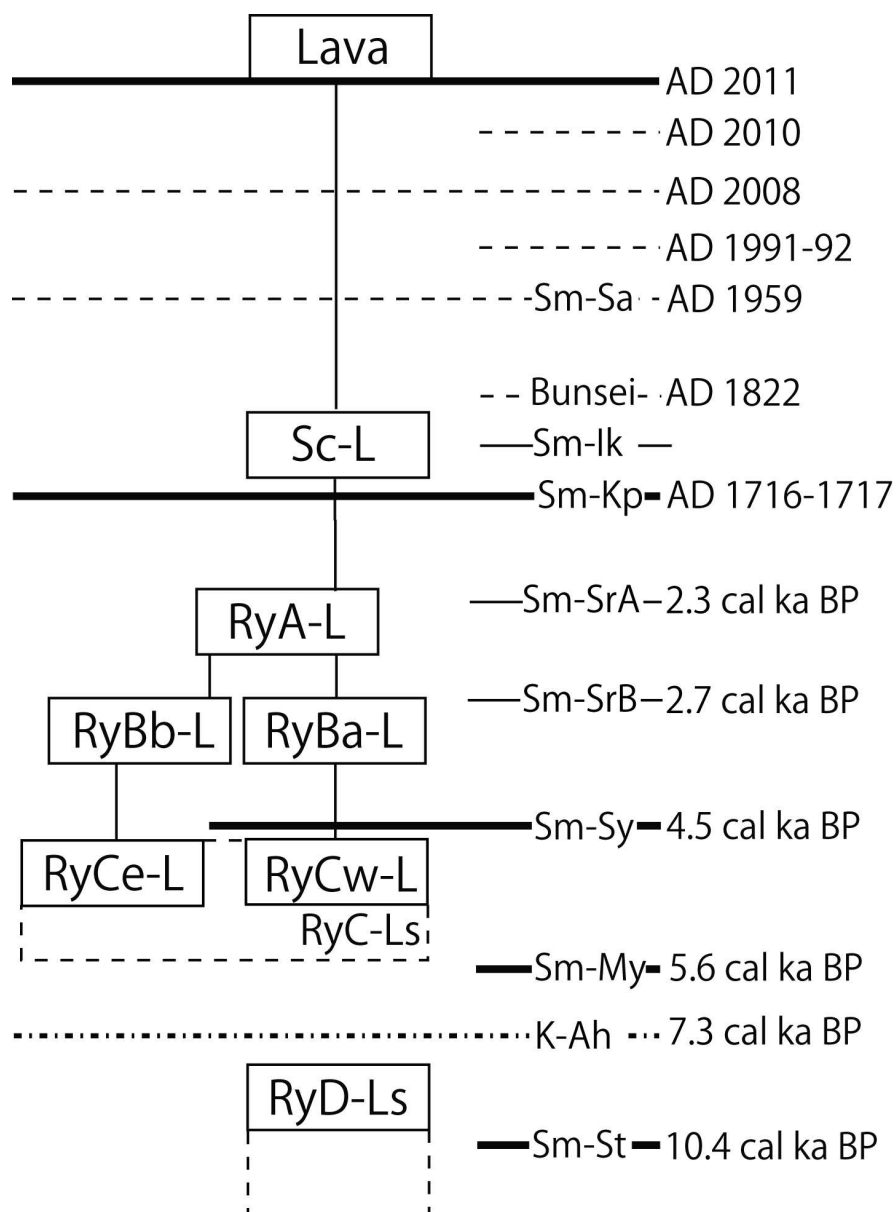


Fig. 15 A diagram summarizing the relationships between tephra and lava at Shinmoedake volcano

Thick line: pumice fall, thin line: small magmatic ashfall, dashed line: phreatic ash fall, box: lava flow. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

3章. えびの高原火山域 15000 年間の活動史

3.1. はじめに

えびの高原は霧島火山の北西部にあり、大小の火山や火口が点在する。周辺には池めぐりの散策コースが整備され多くの観光施設があり、霧島地域の代表的な観光地である。えびの高原は韓国岳、えびの岳、白鳥山、甕岳しらとりやま こしきだけによって囲まれ、標高 1100～1300 m の比較的平坦な地形をなしている (Fig. 16)。この中には、不動池ふどういけ、硫黄山いおうやまの溶岩や火口地形があり、硫黄山は歴史時代に誕生した新しい火山と考えられている (Kobayashi et al., 1981)。しかし、えびの高原周辺では詳細な火山地質学的研究はなされておらず、露木・他 (1980) の韓国岳崩壊に関する研究や井村・小林 (2001) の火山地質図があるのみである。一方、地球物理学的研究からは、えびの高原では新燃岳と同様に深部低比抵抗層が浅いところまで達していることが知られており (鍵山・他, 1996; 1997)、活動的な火山域とみなされている。この様に地下浅部にまで達する深部低比抵抗層や歴史時代の噴火実績から、この地域で再び噴火する可能性は十分にあると考えられ、より詳細な活動史と活動特性を明らかにする必要がある。このため本論では、詳細が明らかにされていない韓国岳形成より後のえびの高原の火口、溶岩およびテフラの地質学的特徴をもとに、本地域における噴火現象と長期的な活動史について議論する。本論では、火山地形の判読とともに、各テフラの分布調査と ^{14}C 年代測定により、えびの高原地域の噴火史をとりまとめた。

本研究の対象となるえびの高原は、霧島火山北西部に位置する山間盆地状の地域であり、その中に不動池や硫黄山などの新しい火山地形が存在している。不動池溶岩は K-Ah テフラ前後に噴出したと考えられているが (井村・小林, 2001)、その噴出年代は定まっていない。また、その分布も北東のロープでは直近の相聞そうもんの滝まであるいは数キロ先の七折ななおれの滝付近まで到達しているとの考え方があるほか、北北西のロープでも分岐から 1 km から 4.5 km までの様々な分布図 (沢村・松井, 1957; 遠藤・小林ロープ研究グループ, 1969; Kobayashi et al., 1981; 正路・山田, 1986; Inoue, 1993; 井村, 1994; 国土地理院, 1999; 井村・小林, 2001) が示されており解釈が定まっていない。一方、硫黄山は歴史時代に誕生した新しい火山と推定されているが (Kobayashi et al., 1981)、詳細な研究はなされていない。

3.2. えびの高原周辺の火山地形

「えびの高原」とは、一般的には韓国岳－甌岳－白鳥山－えびの岳に囲まれる範囲を指すが、本論ではそれよりやや狭い六観音御池ろっかんのんみいけ (Fig. 16 中の Ro) より東側の地域を指す。Fig. 17 はえびの高原の地形分類図であり、調査地域内に見られる火口の位置を示している。地形判読には空中写真を主に用い、国土交通省の数値図及び地形のデジタルデータを併用した。対象地域及びその周辺には、韓国岳、えびの岳、白鳥山、甌岳、硫黄山、不動池の火山があり、これらの地形的特徴を示す。

韓国岳は霧島火山の最高峰（標高 1700 m）であり、山頂には韓国岳山頂火口（Kr：南北 850 m，東西 770 m）が存在する。南東斜面と北西斜面にも大きな側火口が形成されている。前者は琵琶池びわいけ（Bw：琵琶池火口）と呼ばれるが、後者（南北 400 m，東西 450 m）は無名称であり、本論では韓国岳 B 火口（KrB）と呼ぶ（Fig. 17 and Fig. 18a）。韓国岳の山体はやや北西-南東に伸長しており、標高 1000 m 以上の山体全体にガリーが発達し侵食が進んでいる。韓国岳の北西斜面には韓国岳 B 火口に隣接して同火口壁を頂点とし、下方に開いた形状の馬蹄形地形が見られる（Fig. 18a）。この馬蹄形地形より北西方向には流れ山地形が点在する（Fig. 17）。これらの馬蹄形・流れ山地形は崩壊によって形成されたとされている（露木・他，1980）。馬蹄形地形内の平坦部の 1357 m 付近には、長径 80 m，短径 30 m の円形のくぼ地が見られ、この付近を韓国岳北火口（Kn）と呼ぶ（Fig. 18a）。韓国岳山体西側の山麓には、北東-南西方向に伸びる 3 個の小火口が連結した火口列（Krw：韓国岳西山麓火口列）がある（小林，1989；井村・小林，2001）。

えびの岳（標高 1293 m）には、山頂部に円形の凹地が見られ、それを火口地形と判断した（En：えびの岳火口）。えびの岳には山体を南西－北東方向に伸びる断層が存在しているとされる（井村・小林，2001）。えびの岳は山体形成後の断層活動のため火口壁の侵食が進んだ古い山体である。

白鳥山（標高 1363 m）も古い山体であり、山頂火口（So）は埋積が進み不明瞭で、かつ山体の北斜面には弧状の崖を伴うスプーンで抉ったような侵食地形が発達している。北側斜面の白鳥温泉付近には溶岩ローブ内に温泉（熱水）による変質域が広がっている。白鳥温泉付近の弧状の崖を伴う侵食地形は地すべり崩壊の痕跡と推定されている（国土地理院，1999；宮崎県土木部，2006）。白鳥山の南東火口縁上に白紫池びやくしいけ（By：白紫池火口）と六観音御池（Ro：六観音御池火口）という 2 つの火口湖が東西に隣接している。白紫池と六観

音御池の接合部付近には、すり鉢状の小火口（Be：白紫池東火口^{びやくし いけひがし}）が形成されているが、地形から両者の新旧関係を判別することは難しい。白紫池を中心とする火山には Ro, Be, By の 3 つの火口が見られ、また、火口の南西部から溶岩の流出も認められることから、複数回の火山活動によって形成された複成火山と推定される。

甌岳（標高 1301 m）の山頂火口（Ks：甌岳火口）は埋積が進み平坦地となっており、そこが湿地状になっている。甌岳を起源とする溶岩は、北側山麓に広く分布している（井村・小林，2001）。甌岳山麓の溶岩原には多数の分岐した溶岩ローブが存在し、個々のローブには溶岩じわが顕著に認められる。また、山頂北側 1～1.8 km に明瞭な側端崖を形成する厚い舌状の溶岩地形も認められる。石氷川^{いしごおりがわ}付近では、甌岳の溶岩と近接し、韓国岳起源と判断できる末端崖が発達した溶岩地形が認められる。

えびの高原中央付近にある硫黄山の山頂部には、直径 130 m の円形の浅い火口（Io：硫黄山火口）がある（Fig. 18b）。硫黄山は比高が 50 m 程で北方に約 400 m 流下した小規模な溶岩であり、その表面には溶岩じわが明瞭に認められる（Fig. 17）。硫黄山の南東隣には、直径 100～200 m 程のすり鉢状の小火口（Ie：硫黄山東火口^{いおうやまひがし}）が認められる（Fig. 18b）。また、硫黄山の北西にある不動池は明瞭な火口地形である（Fd：不動池火口）。不動池火口の南東縁には火口に沿う円弧状の地形的高まりが認められ、火砕丘と判断される。さらに、不動池の南西側には、直径 130 m 程の円形の小火口地形（Fs：不動池南火口^{ふどういけみなみ}）が認められる（Fig. 18a）。えびの高原南西域は山間の盆地であり、二次堆積物（主にラハール）により埋積され、平坦な地形が形成されている。

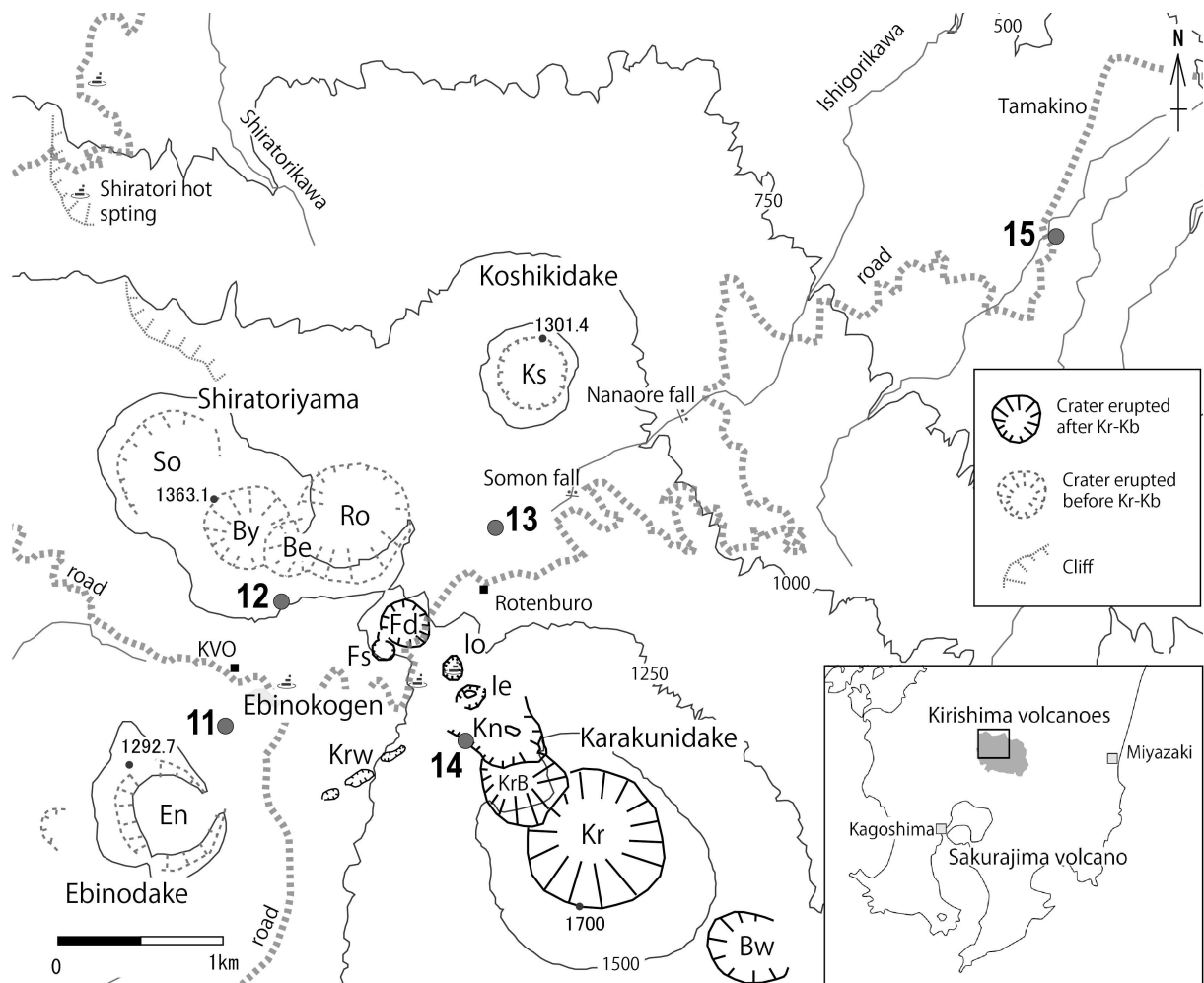


Fig. 16 Location map around the northwest part of Kirishima volcanoes
 Be: Byakushiike east c. (crater), By: Byakushiike c., Bw: Biwaike c., En: Ebinodake c., Fd: Fudoike c., Fs: Fudoike south c., Ie: Ioyama east c., Io: Ioyama c., Kn: Karakunidake north c., Kr: Karakunidake c., KrB: Karakunidake B c., Krw: Karakunidake west c.s (craters), Ks: Koshikidake c., Ro: Rokkannonmiike c., So: Shiratoriyama c., Kr-Kb: Kobayashi tephra (pumice). Kr-Kb was erupted at 16.7 cal ka BP. The square in the right map shows this studied area. KVO: Kirishima Volcano Observatory.

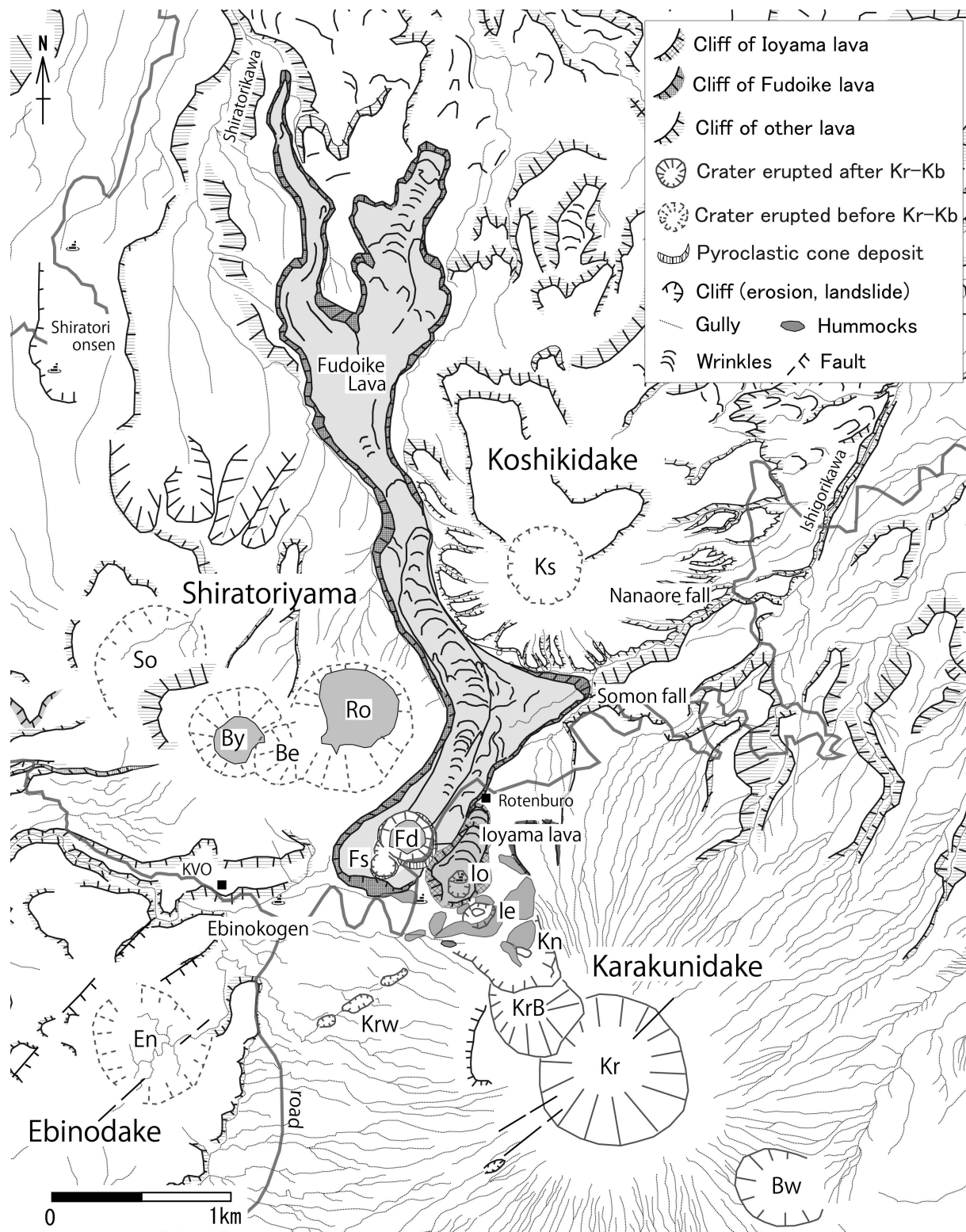


Fig. 17 Topographic map of the Ebinokogen around the northwestern part of the Kirishima volcanoes
 Names of crater see in Fig. 16. Faults are shown by Imura and Kobayashi (2001)

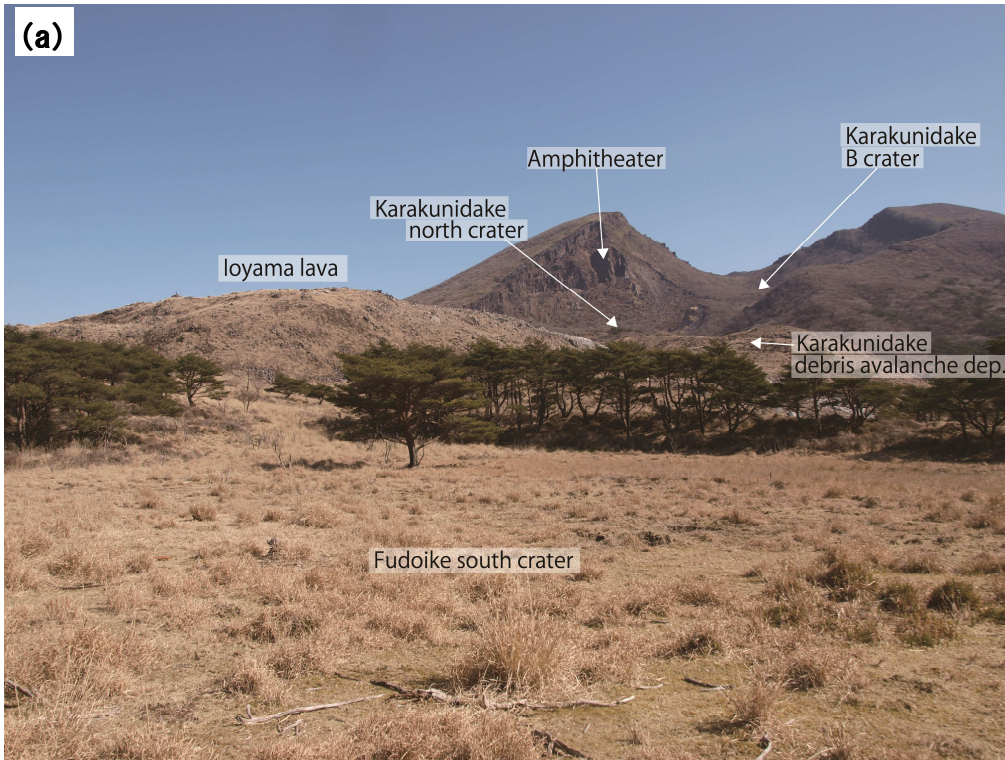


Fig. 18 Photograph of volcanic topography in the Ebinokogen
(a) Fudoike south crater, Karakunidake north crater and Karakunidake B crater. (b) Ioyama lava and crater, and Ioyama east crater.

3.3. えびの高原のテフラ層序

本研究では、韓国岳形成より後、最近 15,000 年間の噴火活動を研究対象としたため、16.7 cal ka BP (奥野, 2002) に噴出した韓国岳起源の小林軽石 (KbP: 成瀬, 1966; 遠藤・小林ローム研究グループ, 1969; 井ノ上, 1988) より上位のテフラ及び溶岩について記載する. えびの高原は二次堆積物に広く覆われているため、テフラ層序は地形的な高まりで確立した. 鍵テフラは、小林軽石の他に 7.3 cal ka BP (福沢, 1995; Kitagawa et al., 1995) の鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah: 町田・新井, 1978) と、その直下・直上の牛のすね火山灰層 (UsA: 井ノ上, 1988 による再定義) である. 代表的な柱状図を Fig. 19, 写真を Fig. 20 に示した.

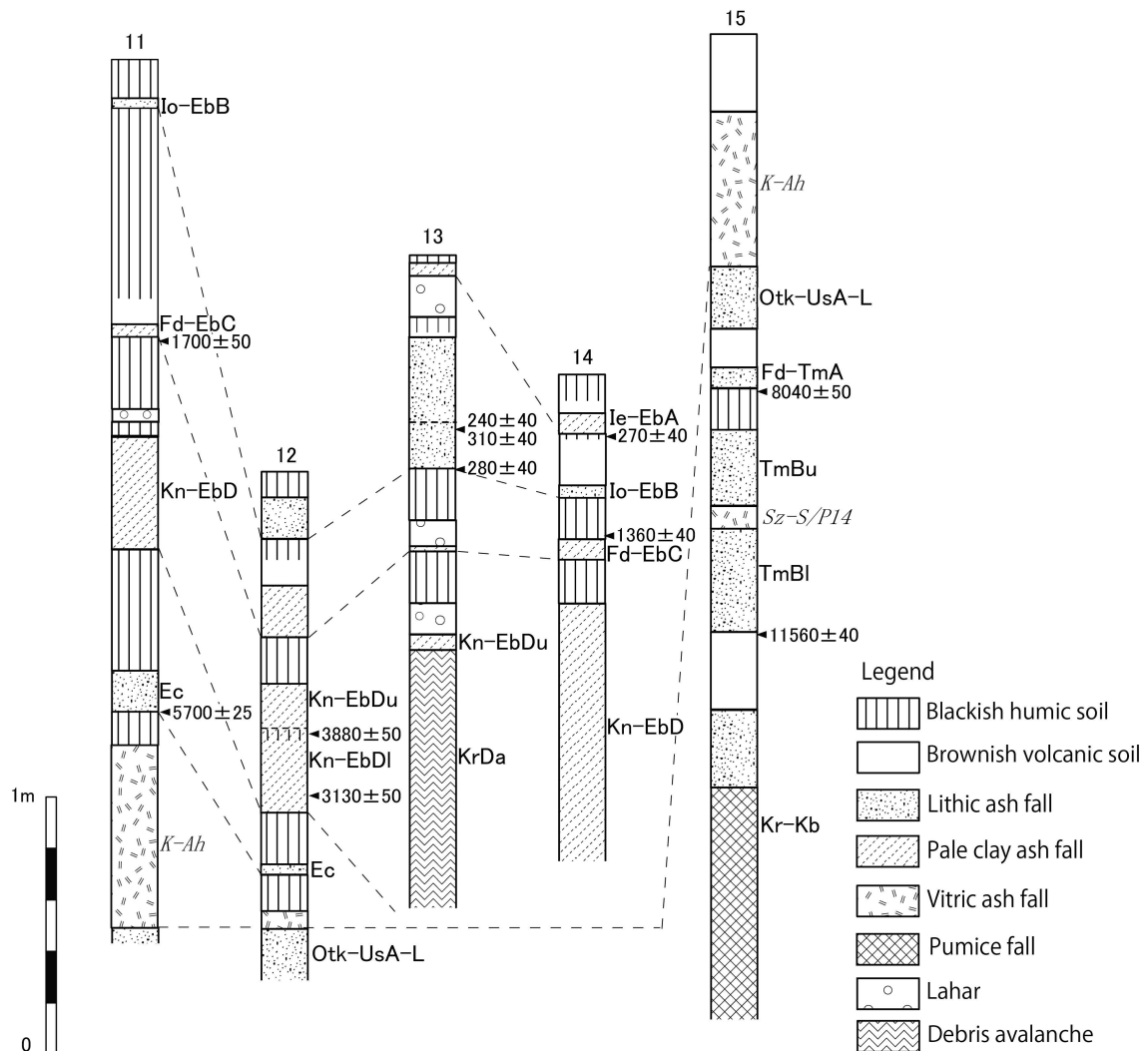


Fig. 19 Columnar sections at Ebinokogen in the Kirishima volcanoes
Location is shown in Fig. 16. Names of Italic show tephra from other volcano.

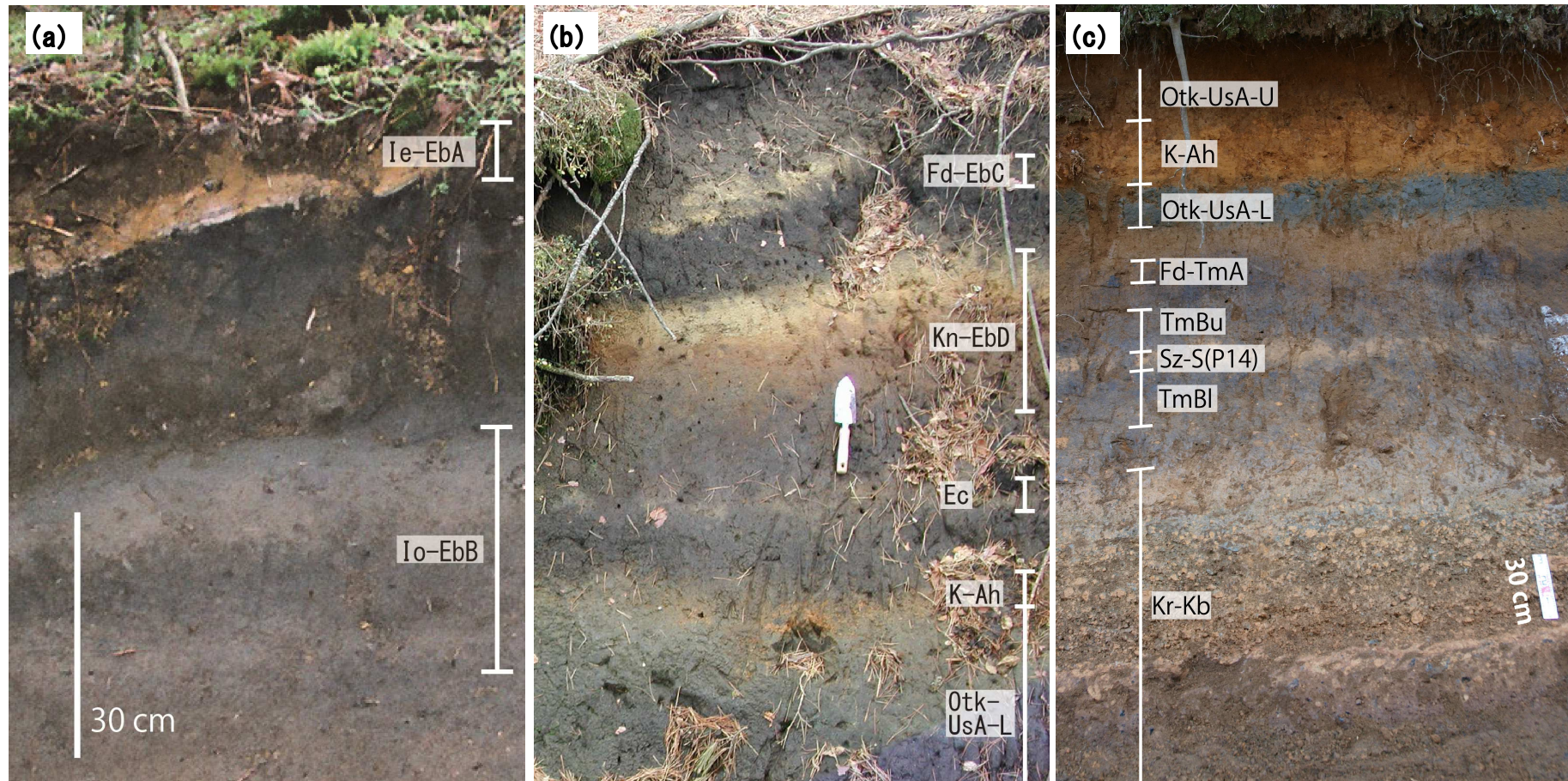


Fig. 20 Tephra layers around Ebinokogen

Kr-Kb: Karakunidake-Kobayashi tephra, TmB(l, u): Tamakino B tephra, Sz-S(P14): Sakurajima-Satsuma tephra, Fd-TmA: Fudoike-Tamakino A tephra, Otk-UsA(-L, U): Old Takachiho-Ushinosune tephra, K-Ah: Kikai-Akahoya tephra, Ec: Ebino-Camp tephra, Kn-EbD: Karakunidake north-Ebino D tephra, Fd-EbC: Fudoike-Ebino C tephra, Io-EbB: Ioyama-Ebino B tephra, Ie-EbA: Ioyama east-Ebino A tephra. (a) Typical outcrop Ie-EbA and Io-EbB in Loc. 13. (b) Typical outcrop above Otk-UsA in Loc. 12. (c) Typical outcrop among Kr-Kb and K-Ah in Loc. 15. Locations are shown in Fig. 16.

(1) 環野^{たまきの}B テフラ (TmB)

えびの高原の北東地域では、小林軽石を含む韓国岳－小林テフラ (Kr-Kb : 田島・他, 2013a による再定義) の上位に約 30 cm の茶色の風化した火山灰質土を挟み、火山灰層が認められる (Fig. 19). 本テフラ層は、地形を均等な厚さで覆い、火山灰の淘汰が良いため降下堆積物と考えられる。本テフラの内、後述の桜島薩摩テフラを除いたものを環野 B テフラ (TmB) と命名する。本テフラ層は、調査地域内で Kr-Kb テフラ以後で最も下位の火山噴出物である。TmB の模式地は小林市南西方環野付近の県道 1 号線沿い地点 15 (北緯 31° 58' 15" , 東経 130° 53' 31") である。地点 11 での TmB は、暗灰色を示し全層厚が約 70 cm の粗粒～細粒火山灰からなり、その中には不明瞭な層構造が見られる (Fig. 20c). TmB の構成層の一部には、炭化物が含まれ、細粒な火山灰が卓越するものもある。TmB は、えびの高原の南東もしくは東方で層厚が厚くなり、大幡山の東麓では数 m に達する厚いテフラ層として確認できる。

地点 15 では、本層の基底から 40 cm の中ほどに、層厚 10 cm の淡い橙白色で径 1 cm～数 mm の発泡の良い軽石を含む降下軽石堆積物が挟在されている (Fig. 20c). 本テフラ層は調査地域内及びその周辺域においてほぼ一定の層厚を示し、桜島薩摩テフラ (Sz-S(P14) : 小林, 1986b; 森脇, 1994) に対比される。Sz-S(P14)テフラの上下の境界には明瞭な腐植土壌が存在しないことから、Sz-S(P14)テフラが堆積した直前・直後に本テフラが降下したと判断できる。本論では Sz-S(P14)テフラの下位を環野 B1 テフラ、上位を環野 Bu テフラと細分した。TmB テフラ中の粗粒火山灰～礫は、ほぼ同質で角形状の発泡度の低い灰青色岩片からなる。

鏡下観察では、未変質で不透明な岩片、カラメル～淡黄色の透明なガラスが確認でき、一部黄白色・赤色の変質した不透明な岩片も認められる。遊離結晶は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物からなる。地点 15 の TmB 直下の土壌の ¹⁴C 年代は、11,560±40 y BP である (Table 5)。

(2) 不動池－環野 A テフラ (Fd-TmA : 新称)

地点 15 では TmB テフラの上位に 30 cm の黒色土を挟み、火山灰層が認められる (Fig. 19). 本層の給源は後述するように不動池火口と推定されるため不動池－環野 A テフラ (Fd-TmA) と命名し、その模式地を地点 15 とした。地点 15 では、Fd-TmA は黒色土壌上に最大層厚 6 cm で点在する青みがかった

同質火砕物からなる黒色粗粒火山灰として認められ，その周囲及び上部は薄い灰色の細粒火山灰もしくは風化した黄土色の火山灰に漸移する (Fig. 20c). Fd-TmA は，地形を均等の厚さで覆い，火山灰の淘汰が良いことから降下堆積物と考えられる. Fd-TmA には，発泡度が低く鋭利な角形状の火山礫が含まれており，無層理となっている. Fd-TmA はえびの高原（不動池付近）に向かって層厚を増している (Fig. 21).

鏡下観察では黒色で発泡度が低い岩片の他，白色変質岩片，赤色変質岩片が認められる. 遊離結晶として，斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，不透明鉱物が見られる. 地点 15 で Fd-TmA の直下の土壌から， $8,040 \pm 30$ y BP の値が得られた (Table 5).

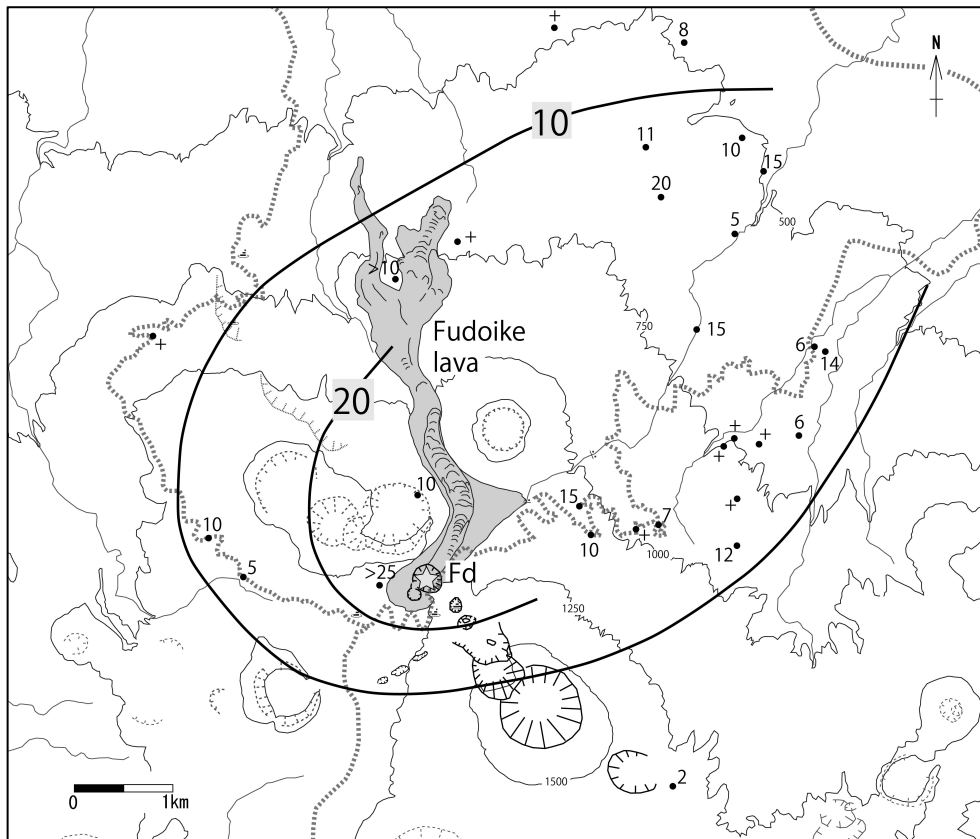


Fig. 21 Distribution of Fd-TmA tephra and Fudoike lava

The small circles show the tephra observation points. The isopach units are cm. The marks “+” show existence of tephra layer. The shade area shows Fudoike lava.

(3) 牛のすね火山灰 (Otk-UsA)・鬼界アカホヤテフラ (K-Ah)

地点 15 では Fd-TmA の上位に約 15 cm の黄土色の火山灰土を挟み、白色柱状で長径数 mm の葉片状白色片 (沢村・松井, 1957; 井ノ上, 1988) を含む粗粒火山灰からなる古高千穂一牛のすね火山灰下部層 (Otk-UsA-L: 遠藤・小林ローム研究グループ, 1969; 井ノ上, 1988) が認められる (Fig. 20c). Otk-UsA-L は紺青～灰青色の粗粒火山灰からなり、本地域では層厚が 20～30 cm となる. Otk-UsA-L の上位には、腐植土壌を介さずに赤橙色でバブルウオール型の火山ガラスが特徴的な鬼界アカホヤテフラ (K-Ah: 町田・新井, 1978, 2003) が存在する (Fig. 20c). K-Ah の層厚は 60 cm で、その基底 5 cm には、軽石・遊離結晶や火山豆石が濃集する. 霧島山東山麓の高原町蒲牟田付近で採取された K-Ah の火山ガラスは、他地域の K-Ah と特徴が一致する (小竹・他, 2006). K-Ah の上位には、葉片状白色片を含み、粗粒～細粒火山灰からなる古高千穂一牛のすね火山灰上部層 (UsA-U: 遠藤・小林ローム研究グループ, 1969; 井ノ上, 1988) が認められる. Otk-UsA-U は、Otk-UsA-L に比べ淡い灰青色であり、本地域では層厚 10 cm となる. これらの火山灰層は、霧島東方域で層位が確立されており (例えば、井ノ上, 1988; 井村; 1996)、テフラ対比の鍵層となる (Fig. 19).

(4) えびのキャンプ場テフラ (Ec)

地点 11 及び周辺地域では、K-Ah の上位に約 15～20 cm の黒色土を挟み、墨～暗灰色の火山灰層が見られる (Fig. 20b). 本層をえびのキャンプ場テフラ (Ec) と命名し、その模式地はえびの高原キャンプ村のセントラルロッジ裏の地点 11 (北緯 31° 56′ 39″, 東経 130° 50′ 19″) とした. 地点 11 では、Ec は層厚約 16 cm, 主に粗粒～細粒火山灰からなり、葉片状白色片が見られる. Ec の構成物は、新鮮・鋭利な破断面の黒色の本質火山岩片及び火山ガラス片、斜長石である. 地点 12 では、Ec の直上に変質した火山礫 (直径 1 cm 以下) がわずかに点在している. Ec はえびの高原よりも南東方向に厚さを増しており、調査をした範囲では大浪池と韓国岳の鞍部で最も厚くなっていた.

Ec の鏡下観察では、肉眼観察では認められない単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が認められる. 地点 11 で Ec テフラの直下の土壌から、 $5,700 \pm 25$ y BP の値が得られた (Table 5).

(5) ^{からくにだけきた}韓国岳北一えびの D テフラ (Kn-EbD) ・ 韓国岳岩屑なだれ堆積物 (KrDa)

地点 11 や地点 12 では Ec テフラの上位に 50~100 cm の黒色土を挟み、層厚約 60 cm の火山灰層が存在する (Fig. 19). 本層を韓国岳北一えびの D テフラ (Kn-EbD) と命名する. その模式地はえびの高原から白紫池への登山道沿いの地点 12 (北緯 31° 57' 03" , 東経 130° 50' 33") であり, 地点 11 付近も同様な堆積物が見られる (Fig. 19). Kn-EbD は明瞭な 2 つの下部層 (Kn-EbD1) と上部層 (Kn-EbDu) に区分できる (Fig. 20b). 地点 12 では, 下部・上部層の境界に風化を示唆する変色層が挟まれており, 両者間にはわずかな時間間隙があった可能性がある.

地点 12 における下部層は粘土質の細粒火山灰を主体とし, 全体的に茶色を示す. 下部層は, ほぼ地形を均等の厚さで覆いかつ淘汰が良いことから, 降下堆積物と考えられる (Fig. 20b). 上部層は下部・上部に細分され, 下部は火山礫を含む淘汰の悪い粘土質のテフラ層であるが, 上部は淘汰の良い灰青色の粘土質の細~粗粒火山灰からなる降下堆積物と考えられる. なお, Kn-EbD は, 韓国岳登山道の標高 1300~1400 m 付近で 1 m 近くの層厚となり, かつ著しく粗粒となり直径が 1 m を超える変質した火山岩塊が含まれる. Kn-EbD は K-Ah より上位では, 調査地域内で最も厚いテフラとなる.

下部層の鏡下観察では, 変質した白色の岩片が多く認められ, 鉍物片として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉍物が認められる. 上部層の鏡下観察では, 変質した白色の岩片が多く見られるが, 淡黄色~褐色の新鮮なガラス片も確認できる. 鉍物片として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉍物が見られる.

地点 12 やや東の Kn-EbD 上部層中から採取した炭化木片の ¹⁴C 年代は 3,880±50 y BP, また上部層直下の炭化物を含む堆積物の年代は 3,130±50 y BP の ¹⁴C 年代値であった (Table 5).

地点 13 の東側の相聞の滝上流の小谷沿いで (Fig. 16), Kn-EbD の上部層下部が韓国岳岩屑なだれ堆積物 (KrDa: 露木・他, 1980; 井村・小林, 2001) と漸移関係にある様子を確認した. 谷から離れた地形的な高まりでは層厚 20~30 cm の下部層を, 黄白色の亜角~亜円礫の火山岩を含み基質が粘土~砂となるやや不淘汰な上部層下部が覆う. 上部層下部は高まりから谷に向かうにつれ層厚を増し, 谷中心部では, 節理構造が残り全体が変質した溶岩を含む径 3~4 m の巨ブロックとブロックを埋める火砕物基質からなる堆積物に変わる (Fig. 22). ブロックには剪断や分離の構造が見られ, ブロック中に

はジグソークラックが見られる。以上の観察事実より、本堆積物は上部層下部と同時に堆積した岩屑なだれ堆積物と判断できる (Fig. 19)。本岩屑なだれ堆積物は、硫黄山の南東に分布する流れ山に続いており (Fig. 17)、流れ山を形成する堆積物には大小のアグルチネート岩塊が混在している。また、岩屑なだれ堆積物の上位には、灰色もしくは褐色を呈し、直径 30~50 cm のアグルチネートや類質の垂円~円礫を含み粘土~砂の基質からなるラハール堆積物が見られる。本ラハール堆積物は石氷川ぞいに、5 km 先まで追跡できる (Fig. 23)。ゆえに、地点 11 などの上部層下部の淘汰がやや悪い堆積物は、岩屑なだれに関連する堆積物と考えられる。

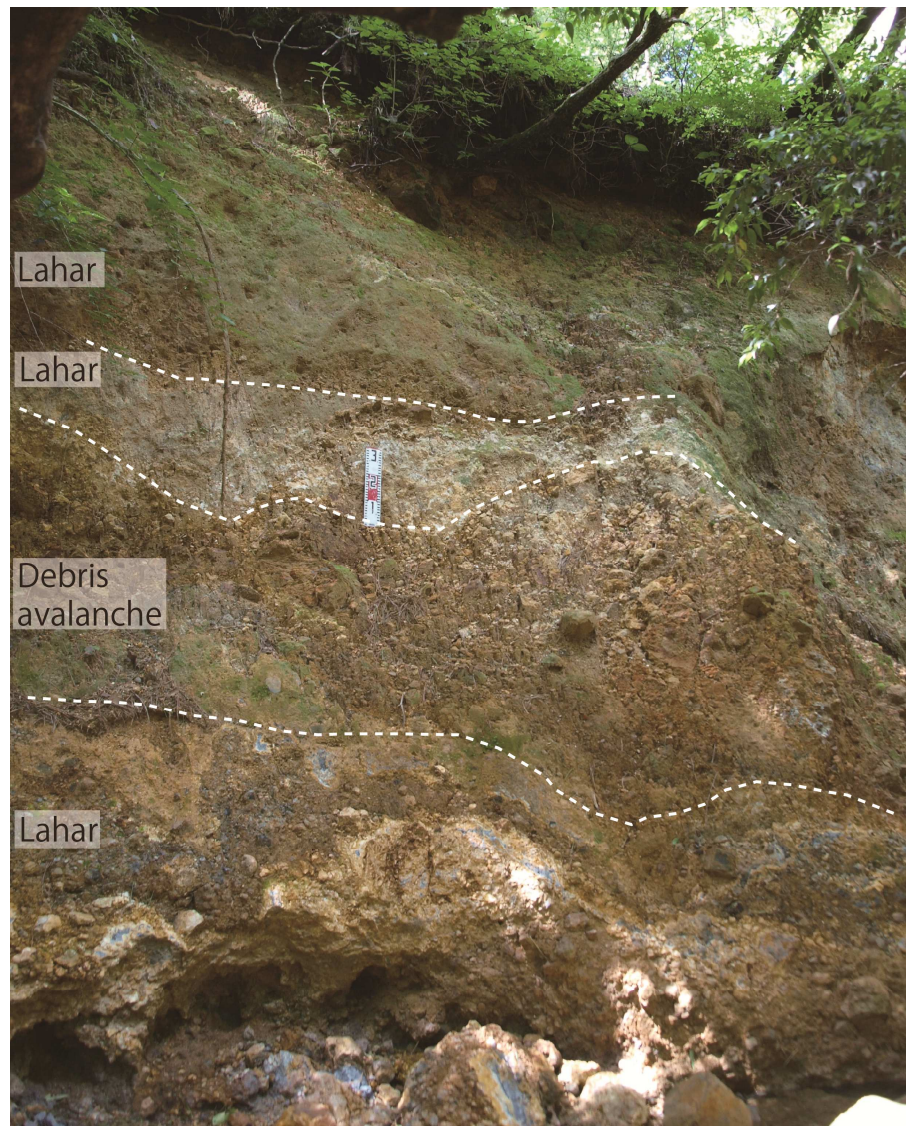


Fig. 22 Debris avalanche deposit (KrDa) accompanied with Kn-EbD tephra
Karakunidake debris avalanche and lahar deposits near Loc.13.

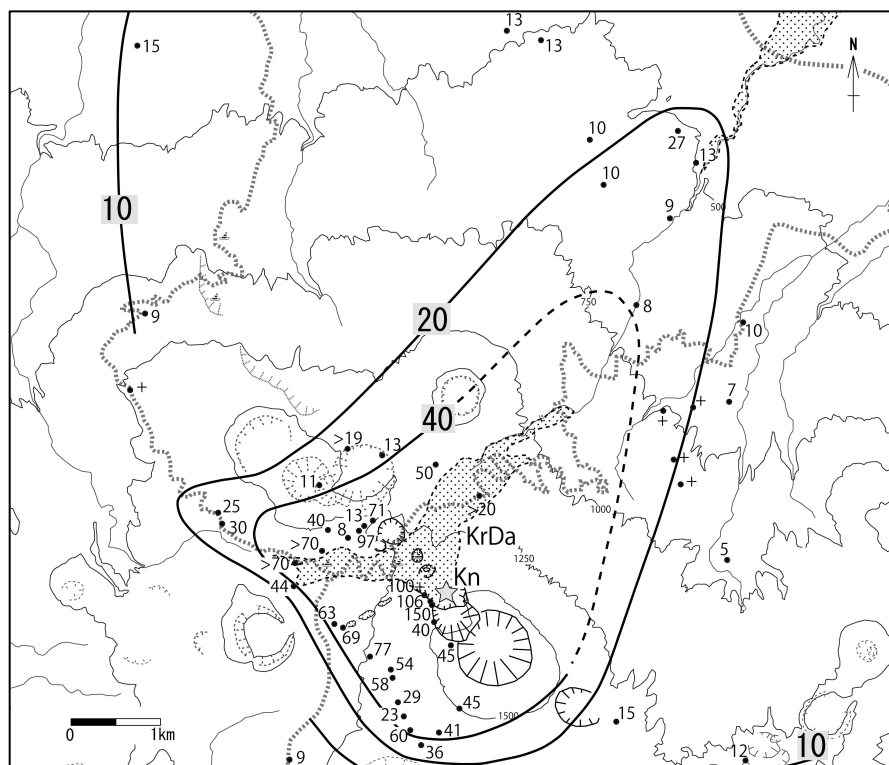


Fig. 23 Distribution of Kn-EbD tephra and debris avalanche deposits
 The small circles show the tephra observation points. The isopach units are cm. The marks “+” show existence of tephra layer. The dotted area shows debris avalanche and lahar deposits.

(6) 不動池－えびの C テフラ (Fd-EbC)

地点 11 や地点 12 では、Kn-EbD を覆う 10～50 cm の黒色土の上位に、淡黄色の粘土質の細粒火山灰層が存在する (Fig. 19). 本層を不動池－えびの C テフラ (Fd-EbC) と命名し、その模式地を地点 12 とする. Fd-EbC は地形を均等の厚さで覆い、火山灰の淘汰が良いことから降下堆積物と考えられる. Fd-EbC は、ほとんどが黄～淡白色の変質した岩片から構成され、葉理は認められない. 不動池に面した南東側の道路沿いでは、Fd-EbC の層厚は 4 m 以上に達し (Fig. 25), 火口の縁に沿うように傾斜の緩い火砕丘状の地形 (タフリング) を形成する. 火砕丘堆積物の基質は変質した火山灰であり、径数 10cm～数 m の粗粒な火山岩塊に富み淘汰の悪い堆積物となる.

鏡下観察では、岩片の大半は赤色・白色の変質した岩片であるが、わずかながら変質度が低く鋭利な破断面をもった岩片、淡黄緑色の火山ガラスが認められる. 鉱物片として、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が含まれる. 地点 11 付近で Fd-EbC 直下の炭化物の多い土壌から $1,700 \pm 50$ y BP, 地点 14 の Fd-EbC 直上の土壌から $1,360 \pm 40$ y BP 値が得られた (Table 5).

次に，Fd-EbC と同層準のラハール堆積物について記述する．地点 11 周辺は氾濫原となっており，Kn-EbD の上位に，氾濫原を構成する複数のラハール堆積物が認められる (Fig. 24)．えびのキャンプ場では，灰色で粘土～シルトからなり樹木片を含むラハール堆積物，土壌を挟まずその上位にマトリクスに欠け円磨された火山岩塊をからなるラハール堆積物，その上位に 8 cm の土壌を挟み灰～褐色の粘土～細粒の火砕物が基質となり下部に礫を含むラハール堆積物の 3 層が認められる．2 番目のラハール堆積物は Kn-EbD の上位にあることを確認した．また，3 番目のラハール堆積物は後述の Io-EbB の下位となる．このためこれらのラハールは Fd-EbC と同時期に堆積したと考えられる．地域北側の地点 13 付近では Fd-EbC の直上を直接覆うラハール堆積物が認められる (Fig. 19)．



Fig. 24 The lahar deposits above Kn-EbD tephra
Three lahar deposits in Ebinokogen Park near Loc.11.

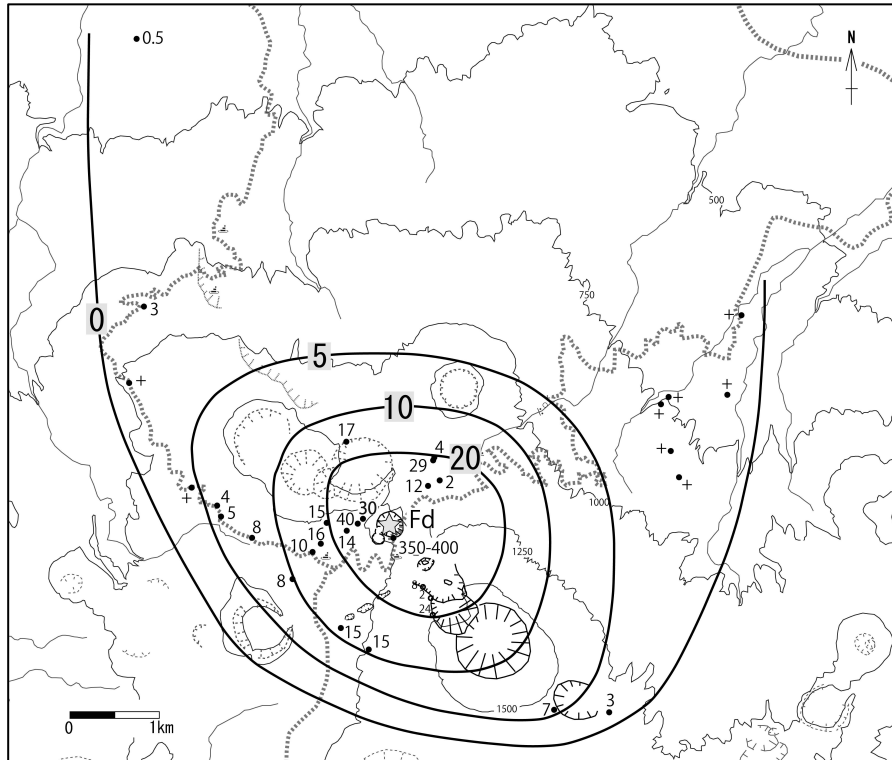


Fig. 25 Distribution of Fd-EbC tephra generated from Fudoike
 The small circles show the tephra observation points. The isopach units are cm. The marks “+” show existence of tephra layer.

(7) 硫黄山ーえびの B テフラ (Io-EbB)

Fd-EbC の上位に 10~50 cm の黒色土壌を挟み、火山灰層が認められる (Fig. 19). 本テフラは、地形を均等の厚さで覆い、火山灰の淘汰が良いことから降下火山灰堆積物と考えられる. 本層を硫黄山ーえびの B テフラ (Io-EbB) と命名し (Fig. 20a), その模式地は地点 12 である. 地点 12 での Io-EbB は、地表下約 10 cm に存在し、灰青色の層厚 16 cm の粗粒な砂質火山灰として認められ、上下の白色の変質物からなる粘土質の Fd-EbC, Ie-EbA (後述) と容易に識別できる. Io-EbB は、地形を均等の厚さで覆い、淘汰が良いことから降下堆積物と考えられる. Io-EbB は、ほとんどが鋭利な破断面に囲まれた本質の黒灰色火山灰からなり、径 2~3 mm の斜長石が含まれる. Io-EbB は、硫黄山に近づくと層厚が増し、かつ緻密で火山灰と同質の火山礫が含まれる. また、地点 12 近くの Io-EbB は、1~2 cm の薄い 8 層以上の火山灰からなる.

鏡下観察では、遊離結晶として斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が見られ、新鮮で鋭利な破断面のある黒色岩片、黒色ガラス、黄緑色角状ガラスが見られ、わずかに白色・赤色の変質した岩片が見られる. 地点 13 付

近で Io-EbB の中央部の炭化した木片から 240 ± 40 y BP, 310 ± 40 y BP, Io-EbB の下部の炭化物が多い部分から 280 ± 40 y BP の値が得られた (Table 5).

(8) 硫黄山東一えびの A テフラ (Ie-EbA)

韓国岳の北西山麓には, Io-EbB の上位に 20 cm の風化火山灰土を挟み, 火山灰層が認められる (Fig. 19). 本層を硫黄山東一えびの A テフラ (Io-EbA) と命名する. Io-EbA の模式地は相聞の滝上流の地点 13 (北緯 $31^{\circ} 57' 20''$, 東経 $130^{\circ} 51' 23''$) である. Io-EbA は, 本地域の最上位テフラであり, 地表下数 cm の所に層厚 5 cm の黄灰～淡黄色粘土質の変質した細粒～粗粒火山灰層として認められる (Fig. 20a). Io-EbA は, 地形を均等の厚さで覆い淘汰が良いことから降下堆積物と考えられ, その直下にラハール堆積物を伴う場合がある. Io-EbA は 2006 年に休止となったえびの市営露天風呂 (旧露天風呂) 付近で数 cm の層厚となり, 硫黄山の周辺に向かい層厚が増加する.

鏡下観察において, 変質した粘土物質に被膜され, 丸みを帯びた火山岩岩片からなることを確認した. 地点 14 (北緯 $31^{\circ} 56' 26.9''$, 東経 $130^{\circ} 51' 19.1''$) の Ie-EbA の直下の土壌から 270 ± 40 y BP, 地点 11 の南方の谷中の直下の土壌から 150 ± 40 y BP の ^{14}C 年代値が得られた (Table 5).

硫黄山溶岩の先端付近 (旧露天風呂) から甑岳にむかう登山道沿いには, Ie-EbA の直下には, 淘汰が悪く淡黄色の変質した亜角～亜円の火山礫を多く含む堆積物が認められる. 外見は Ie-EbA テフラと酷似する (Fig. 20a) が, 谷を埋める堆積物であることからラハール堆積物と判断した. 硫黄山の南東側面には, 本ラハール堆積物からなる細い小尾根地形があり, この地形は硫黄山を覆う.

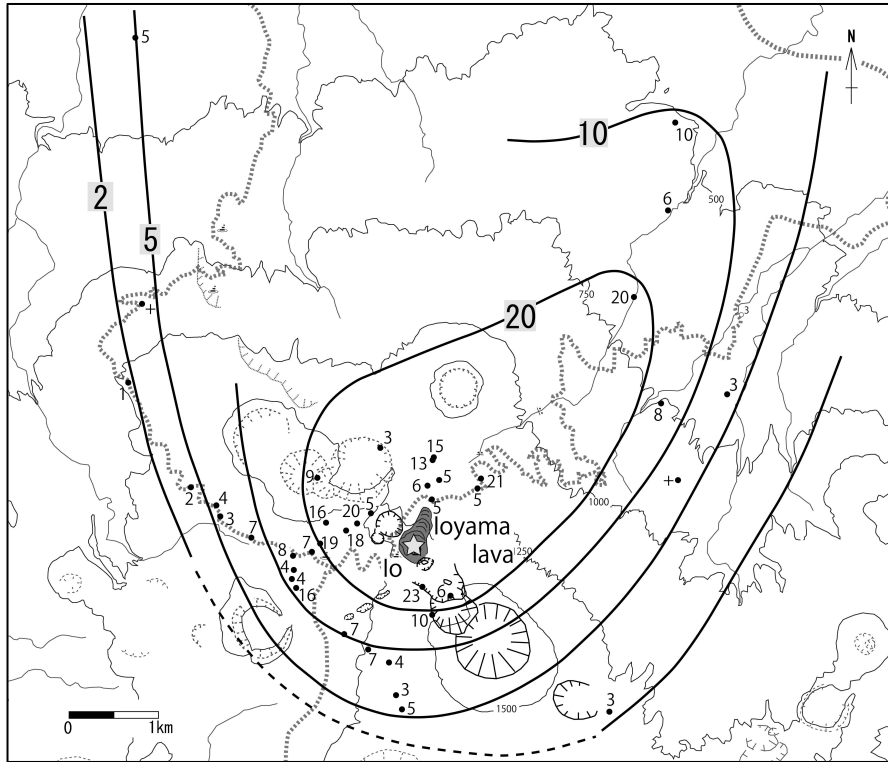


Fig. 26 Distribution of Io-EbB tephra and Ioyama lava
 The small circles show the tephra observation points. The isopach units are cm. The marks “+” show existence of tephra layer.

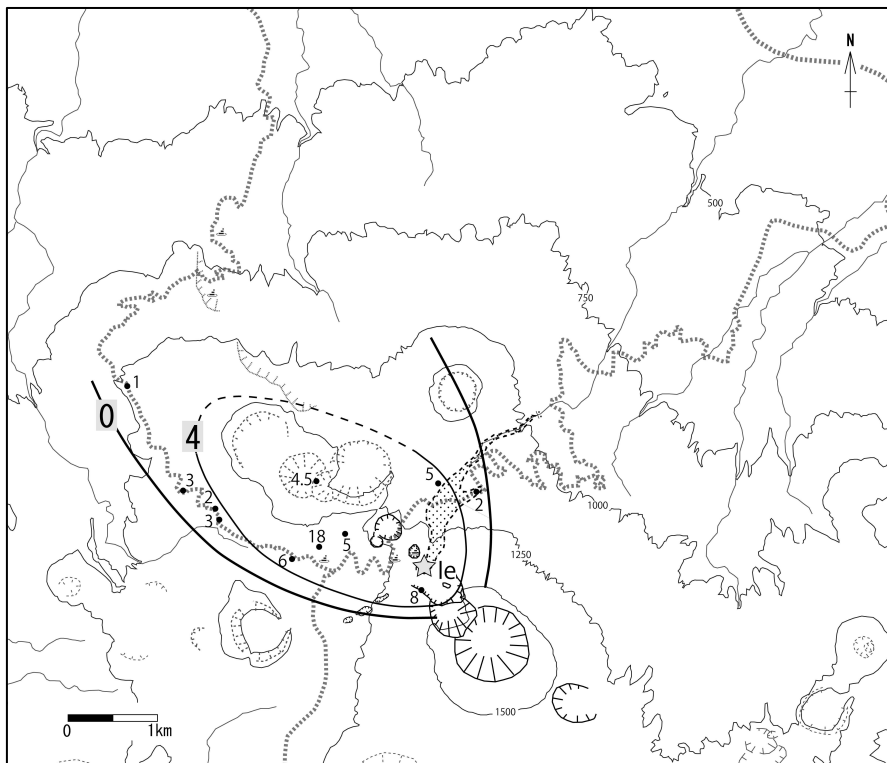


Fig. 27 Distribution of Ie-EbA tephra and lahar deposits
 The small circles show the tephra observation points. The isopach units are cm. The marks “+” show existence of tephra layer. The dotted area shows lahar deposit.

Table 5 Results of ¹⁴C dating

Dep. Name	Material	Measurement	Sample (Lab No.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C Age (y BP)	Calendar Age
						2 σ
Ie-EbA	soil under EbA tephra	AMS	Beta-218949	-25.5	150 ± 40	cal AD 1665–1785 (46.0%) cal AD 1795–1893 (32.6%) cal AD 1906–1952 (16.9%)
	soil under EbA tephra	AMS	Beta-174602	-18.3	270 ± 40	cal AD 1486–1676 (85.4%) cal AD 1777–1800 (7.9%) cal AD 1941–1954 (2.1%)
Io-EbB	charcoal in EbB tephra	AMS	Beta-218297	-17.2	240 ± 40	cal AD 1520–1593 (14.5%) cal AD 1619–1685 (40.1%) cal AD 1732–1808 (31.3%) cal AD 1928–1955 (9.5%)
	charcoal in EbB tephra	AMS	Beta-218298	-26.2	310 ± 40	cal AD 1470–1655 (95.4%)
	charcoal in EbB tephra	AMS	Beta-218299	-24.6	280 ± 40	cal AD 1482–1669 (90.3%) cal AD 1781–1799 (4.5%) cal AD 1947–1952 (0.6%)
Fd-EbC	soil above EbC tephra	AMS	Beta-174603	-16.2	1360 ± 40	1346–1231 cal y BP (86.5%) 1208–1181 cal y BP (8.9%)
	soil under EbC tephra	AMS	Beta-174601	-26.4	1700 ± 50	1731–1514 cal y BP (93.7%) 1460–1441 cal y BP (1.1%) 1433–1422 cal y BP (0.6%)
Kn-EbD	charcoal in EbDu tephra	AMS	Beta-29746	-25.2	3880 ± 50	4424–4153 cal y BP (95.4%)
	soil under EbDu tephra	AMS	Beta-161356	-20.7	3130 ± 50	3451–3240 cal y BP (94.5 %) 3228–3220 cal y BP (0.9 %)
Ec	soil under Ec tephra	AMS	PLD-18454	-19.45	5700 ± 25	6555–6409 cal y BP (95.4%)
Fd-TmA	soil under TmA tephra	AMS	PLD-18455	-22.11	8040 ± 30	9022–8857 cal y BP (71.5%) 8835–8777 cal y BP (23.9%)
TmB	soil under TmBI tephra	AMS	PLD-18456	-19.45	11560 ± 40	13539–13276 cal y BP (95.4%)

3.4. えびの高原を起源とする溶岩

本地域における新しい溶岩地形は不動池溶岩と硫黄山溶岩である。両者の火口は隣接しているが、溶岩の作る地形と記載岩石学的特徴は互いに異なっている。また、不動池溶岩の分布確認のために不動池溶岩と甕岳溶岩の主成分化学分析 (Table 6) を実施した。

(1) 不動池溶岩

不動池溶岩は、K-Ah との層位関係が不明であったが、不動池周辺や甕岳の北西域で Otk-UsA-L の直下にあることを複数地点で確認した (Fig. 28)。

次に、不動池溶岩の分布に関する調査結果を示す。不動池付近から噴出した不動池溶岩は、その一部が石氷川にある七折の滝に達すると考えられていた (井村・小林, 2001)。これを確認するため七折の滝地点 (E7) の全岩化学分析を行った。その結果、七折の滝を形成する溶岩は不動池溶岩の組成とは異なり、むしろ甕岳溶岩 (Fig. 29 の E6 地点) の化学組成に近い結果が得られた (Fig. 31)。このため石氷川に伸びる不動池溶岩は七折の滝までは到達せず、その 750 m ほど手前で停止し、高さ約 50 m の相聞の滝 (溶岩末端崖) を形成したと考えられる (Fig. 29)。

次に、不動池溶岩が標高 1200 m 付近で北北西に分岐し^{しらとりがわ}白鳥川方向に流下するが、その先の分布が定まっていなかったことに対する調査結果を示す。本論では、地形解析より不動池溶岩は、標高 1000 m より下流に達していると推定した。これを確かめるために、不動池溶岩が達する可能性があった地点 E4, E5, E8, E9 地点の全岩化学分析を実施した。その結果、地点 E4, E5 では不動池溶岩と一致する化学組成値が得られた。一方、地点 E8, E9 では甕岳溶岩と同じ化学組成値が得られた (Fig. 31)。なお、Fig. 29 の地点 E10 では、Kr-Kb より古い時代に噴出した降下スコリアが露出しており、この付近は不動池溶岩で埋められていないことを確認した。そのため標高 850~800 m 付近で再びローブが 2 方向に分岐し、地点 E11 と地点 E4 のやや北東方まで達したと考えられる。

最後に不動池溶岩と K-Ah の関係が逆転している産状を示す。地点 E4 では、不動池溶岩は Otk-UsA-L に覆われている (Fig. 28)。しかし、地点 E11 では、塊状溶岩の表面は破断形態を示し、その基質部は K-Ah の火山灰で占められている。このような産状は、堆積直後で未固結の K-Ah 中に溶岩岩塊が転がり落ちたことにより生じたものと推定され、不動池溶岩と K-Ah の前後関係

を認定する際に混乱を生じさせたと考えられる。

不動池溶岩は、最大 6~7 mm の斜長石が認められ、斑晶に富んでいる。斑晶鉱物として径 2~3 mm の斜長石、1~2 mm の単斜輝石を含み、不透明鉱物、わずかにかんらん石を含む安山岩溶岩である。また、斜方輝石、単斜輝石の集斑晶も認められる。

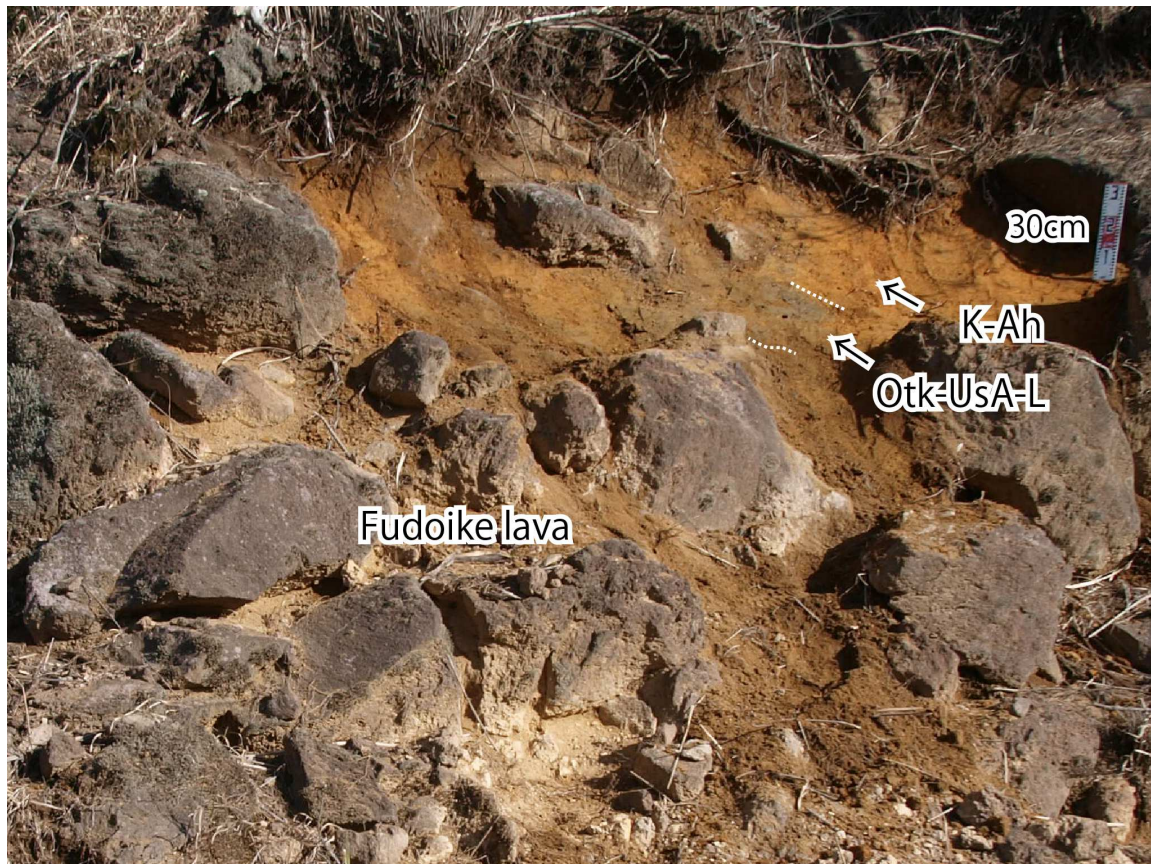


Fig. 28 The photograph shows the relation of Fudoike lava and K-Ah and Otk-UsA-L tephra

Outcrop of Fudoike lava at Loc. E4 shown in Fig. 29.

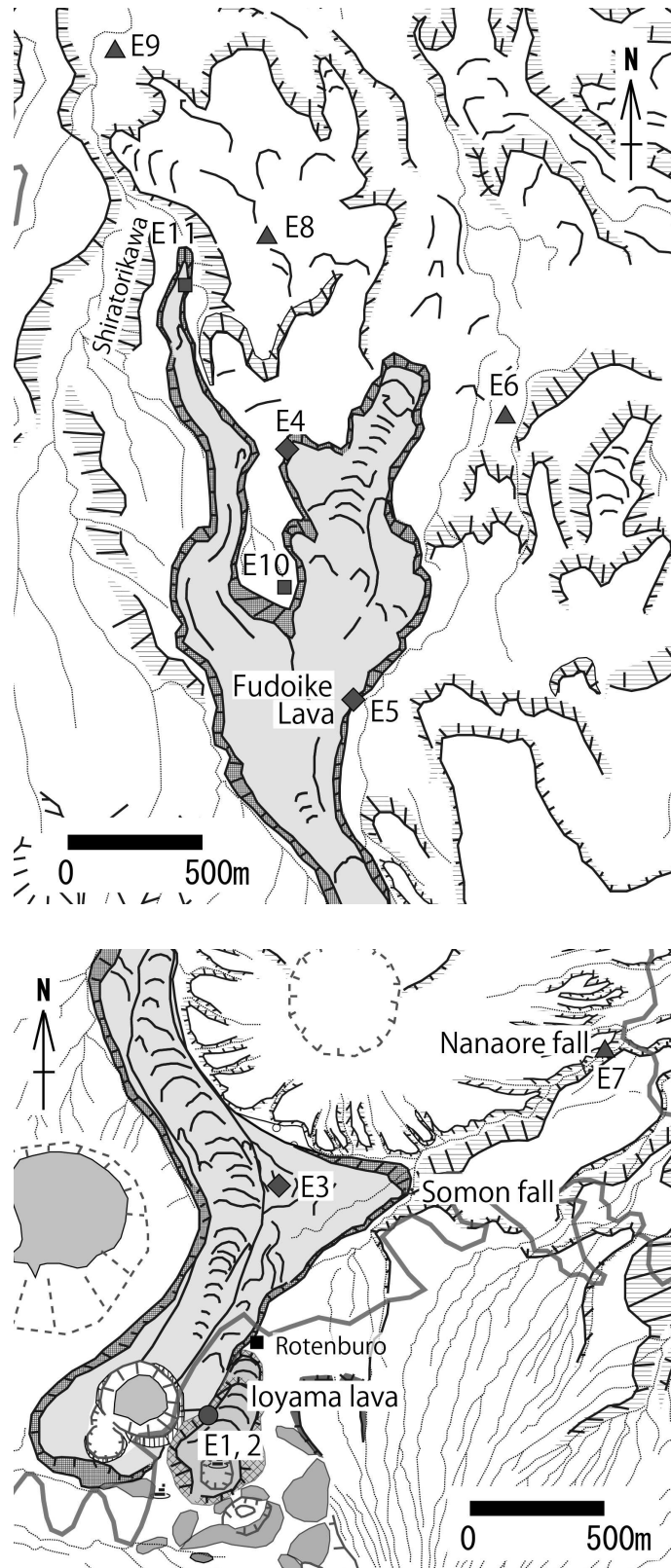


Fig. 29 Locations map of chemical analysis points

Numbers with “E1-E9” are chemical analysis points which results are shown in Table 6. And numbers with “E10-E11” are outcrops related distribution of Fudoike lava. The topographical legends are shown in Fig. 17.

(2) 硫黄山溶岩

硫黄山溶岩は、硫黄山火口より北に 400mほど流下した塊状溶岩であり、表面の溶岩じわ地形が顕著である (Fig. 30). ただし、旧露天風呂の手前の先端付近 100 m 程は、比較的平坦な表面地形となっている. 硫黄山の西側斜面には、数m大の火山岩塊が点在する. それらは周辺に見られる塊状溶岩のブロックより大きく、岩塊の周囲に放射状の冷却節理が発達しており、岩塊内部は発泡しておらず、ジョイントッド・ブロックに分類される. このような特徴のブロックは溶岩外側にも散在している. なお、火口から約 3 km の距離の 2 箇所で、硫黄山溶岩と同質の長径が約 20 cm の放出岩塊がサッグ構造をつくり土壤中に突き刺さっていることを確認した.

硫黄山溶岩は斑晶に富み、最大 4~5 mm, 平均的に 2~3 mm の斜長石斑晶が目立つ. 斑晶は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物から構成される. 地点 E1, E2 の全岩化学分析結果から岩石分類は安山岩となる. 硫黄山溶岩は不動池溶岩、甕岳溶岩に比べ SiO_2 量に富む (Fig. 31).



Fig. 30 The photograph shows Ioyama lava

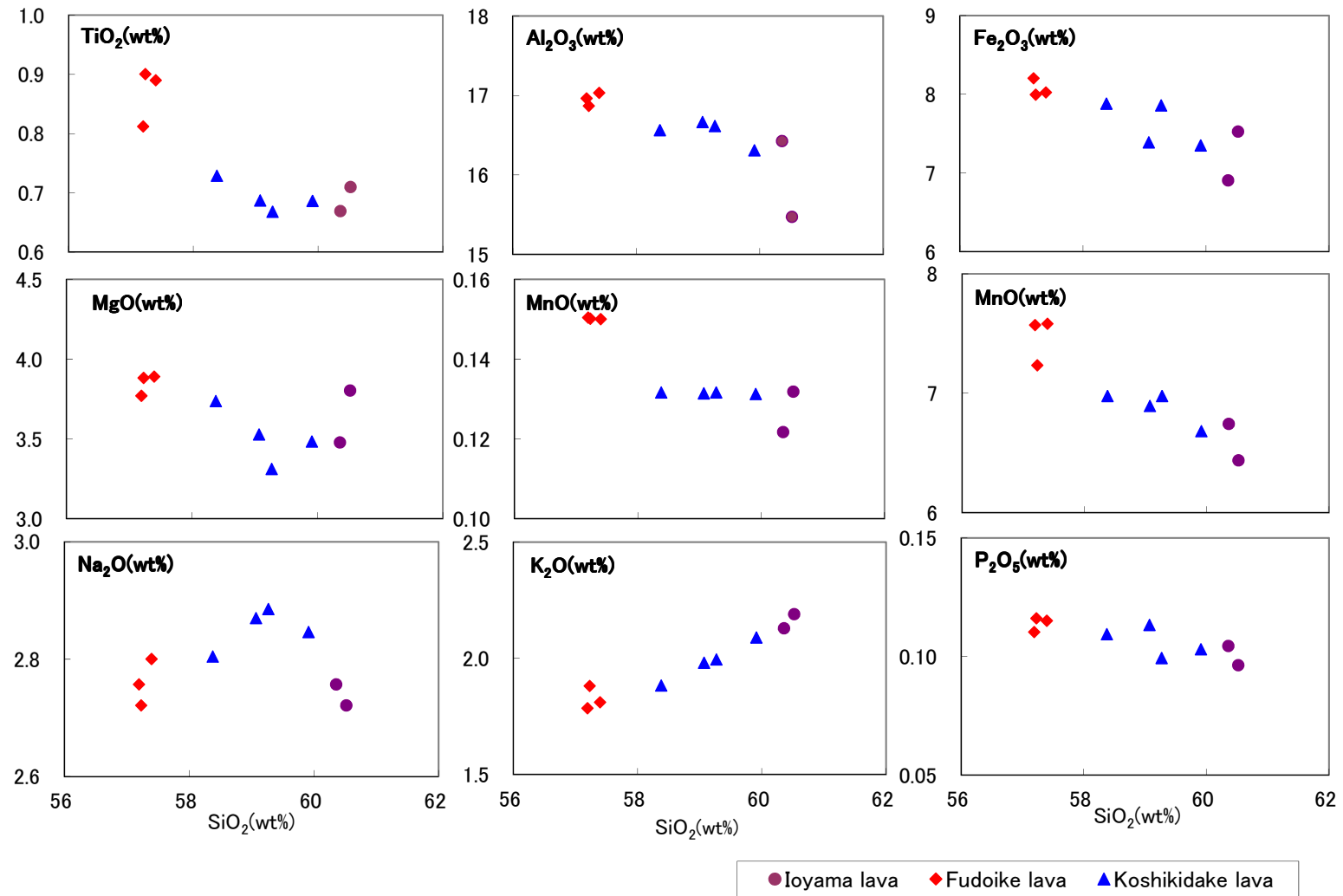


Fig. 31 Whole-rock major chemical components of volcanic materials from Ebinokogen volcanic area and Koshikidake volcano

Table 6 Whole-rock major chemical components of lavas around Ebinokogen

No.	Deposit Name	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
E1	Ioyama lava	60.52	0.71	15.47	7.52	0.13	3.80	6.44	2.70	2.19	0.10	100
E2	Ioyama lava	60.36	0.67	16.42	6.90	0.12	3.48	6.74	2.83	2.13	0.10	100
E3	Fudoike lava	57.40	0.89	17.03	8.02	0.15	3.89	7.58	2.80	1.81	0.12	100
E4	Fudoike lava	57.20	0.81	16.96	8.20	0.15	3.77	7.57	2.76	1.78	0.11	100
E5	Fudoike lava	57.23	0.90	16.87	7.99	0.15	3.88	7.23	2.72	1.88	0.12	100
E6	Koshikidake lava	59.92	0.69	16.31	7.35	0.13	3.48	6.68	2.85	2.09	0.10	100
E7	Koshikidake lava	59.07	0.69	16.66	7.39	0.13	3.53	6.89	2.87	1.98	0.11	100
E8	Koshikidake lava	58.38	0.73	16.56	7.88	0.13	3.74	6.98	2.80	1.88	0.11	100
E9	Koshikidake lava	59.27	0.67	16.61	7.86	0.13	3.31	6.88	2.89	1.99	0.10	100

Values show wt. %.

3.5. えびの高原の火山活動に関する古記録

えびの高原周辺の古記録は数少ない。明確にえびの高原付近で発生した噴火を記録したのは、鷹野（1935）と宮崎県西諸県郡飯野町役場（1966）に収録されている明和五年（西暦 1768 年）の噴火の記述である。

鷹野（1935）は、「明和五年二月二十九日より飯野村^{つるぎ}神社に於いて一七日間鹿兒島本田出羽神以下出張火鎮之祈禱行言々」の記録は、旧飯野村（現えびの市）^{あさいなよしのり}朝稲義則氏が、ある神社の社記調査中に偶然発見した記録から明らかに西嶽（硫黄山）の活動と結論づけた。

宮崎県西諸県郡飯野町役場（1966）の記録は、朝稲氏が見つけた記録の可能性も考えられるが、原典は明記されていない。この記録は、鷹野（1935）より詳細内容であり、えびの高原での火山活動を考察する上において重要な意味を持つ。なお、和暦から西暦への変換は早川・他（2005）の「換暦」（<http://maechan.net/kanreki/>）を用い、年号の表記方法もそれに従った。

その冒頭には、「明和五年正月二十六日（1768 年 3 月 14 日）に韓国岳西麓、^{さい}賽の川原付近で流れ二丁ばかり横五十間の震火が生じたとされる。この記述は郷土史の編纂者が書いたと見られる。現象が流れ二丁ばかり横五十間の現象をこの日に確かめたかは不明である。次に、「此度霧島山震火に付火鎮めの儀・・・（中略）・・・吟味仕り申上ぐべき旨承知仕り候。右の場所は飯野の山腹にて、流れ二丁ばかり横五十間も御座有るべき候や、別して震動仕り候由承り及び申候。（以下、略）・・・（子二月二三日）」とあり、本田出羽守が鎮火の儀を仰せつかる場面に噴火の様子が詳しく記されている。この中で、流れ二丁ばかり横五十間の記述は、明らかに地形変化の大きさを示していると考えられる。この他、「出羽守罷り越候時分、加久藤より見分し候節は、黒煙すさまじく巻き上り、甚だ火勢強相見え候。然る処に三月三・四日の頃より、煙引き替り薄く相見え罷り成り候」との記述もある。出羽守が到着したのは二月二七日（4 月 14 日）とされ、噴火発生後も 1 ヶ月間は噴煙を勢いよく上げていたと読み取ることができる。三月三・四日（4 月 19・20 日）頃には鎮火に向かっており、三月八日（4 月 24 日）の帰るころにはほとんど鎮火していた。

この明和五年の噴火記録がえびの高原周辺の活動であることは確実であり、「此の震火につき、加久藤の内三ヶ村に掛り候。溝流れに灰汁下り、別けて田畑の障りに相成り・・・」の掛り候の記述から、降灰が北西域に及んだことが示唆される（Table 7）。

最新の記録としては、明治30年3月に「韓国岳で噴火」と宮崎県西諸県郡飯野町役場（1966）、えびの市郷土史編さん委員会（1998）に記されている。沢村・松井（1957）は、小田（1922）を元に明治30年代に韓国岳北馬蹄形地形の縁で崩壊が生じ泥流が流下したとし、馬蹄形地形内に小火口状の地形が見られると記述している。

Table 7 Episode of 1768 AD eruption in Ebinokogen

明和五年 (1768年)	推定される噴火及び災害
正月二十六日 (3月14日)	編纂者による噴火概要の記述があり、その中に「正月二十六日に犀の川原付近で噴火」と日付が記されているが、元の原文は不明である。
二月十三日 (3月31日)	出羽守は3月31日に、「此度霧島山震火に付火鎮めの儀、何様へ仰せ附けられ然る可きや、吟味仕り申上ぐべき旨承知仕り候。右の場所は飯野の山腹にて、流れ二丁ばかり横五十間も御座有るべき候や、別して震動仕り候由承り及び申候」と霧島山の飯野の山腹（えびの高原）で噴火が生じ、流れ二丁（約220m）、横五十間（約90m）の地形変化が生じたと報告している。この地形変化を生じさせた噴火は、上記では3月14日とされている。
二月二十五日 (4月12日)	本田出羽守出立
二月二十七日 (4月14日)	この日に本田出羽守飯野へ到着する。「出羽守罷り越候時分、加久藤より見分し候節は、黒煙すさまじく巻き上り、甚だ火勢強相見え候」より到着した頃は噴煙の勢いが強かった。また、「出羽守飯野え罷り越候節は、加久藤にて役々の話に、此の震火につき、加久藤の内三ヶ村に掛り候。溝流れに灰汁下り、別けて田畑の障りに相成り」との記録より加久藤の三村では噴火によって降灰が生じていたと推定される。また、火山灰が溝に流れ込み田畑に影響したことも読み取られる。
二月二十九日 (4月16日)	この日より劔大明神社頭に三檀行事が執り行われており、噴火は続いていたと考えられる。
三月三・四日 (4月19・20日)	「然る処に三月三・四日の頃より、煙引き替り薄く相見え罷り成り候」より4月19・20日頃には、噴火の勢いは衰えていた。
三月六日 (4月22日)	「三月六日結願成就」との記述より、この日には表面上の噴火はほぼ衰えた。
	「出羽守罷り帰り候節の話には、震火も此の内と格別に縮まり、水も清く候故、仕付け等支えも之れ有る間敷しくと申す事にて候」の記録はその位置より、4月22日～24日の間と考えられる。噴火は衰え、加久藤に流れ込む水も澄んでいた。ただし、加久藤での田への影響は残り、「灰の沈み候は厚さ一寸余溜まり之れ有り候故、田地に種子を蒔き候ても、硫黄・灰気にてかみきりて生じかね候故、外村の田地を借り候て種子を打ち蒔き候」と外の村の田を借りて種蒔きを行ったとされる。
三月八日 (4月24日)	出羽守が飯野出立。

和暦から西暦への変換は早川・他（2005）の「換暦」（<http://maechan.net/kanreki/>）を用いた。漢数字は旧暦、アラビア数字は西暦を示す。宮崎県西諸県郡飯野町役場（1966）から抜粋

「飯野町郷土史」は昭和41年11月2日発行、編集者は旧飯野町役場であり、1768年噴火に関する火鎮めの祭儀の記録があり p336～339を以下に転載する。

第九節 霧島震火鎮めの祭儀

一七六八（明和五）年正月二十六日、韓国岳西麓、賽の川原附近に、横五十間ばかり、流れ二町ほどにわたり、大震火が起った。その降灰のため、飯野・加久藤の田畑を埋没し、溝流れを閉塞し、大被害をこうむり、民心頗る不安であった。そのため藩庁から祠官など十余人が飯野に出張してきて、二月二十九日から七日間、麓の劔大明神社で、いとも厳粛な鎮火祈願が行なわれた。この時の劔神社の神体は不動明王であり、神仏1体の名残りをとどめていた。

一、寺社御奉行所より本田出羽守早々御用の由にて罷り出で候処に、御奉行衆町田監物殿より御直に仰せ附けられ候は、此の度び霧島山燃え之有候。先年も震火にて人家迄もつぶれ候。これによって此の節は火鎮の法仰せ付けられ候。右については何れ様仰せつけられて然る可きや吟味仕り、明日四時監物殿宅に、書き附け致し、持参致すべき旨承知候事。

覚

此度霧島山震火に付火鎮めの儀、何様へ仰せ附けられ然る可きや、吟味仕り申上ぐべき旨承知仕り候。右の場所は飯野の山腰にて、流れ二丁ばかり横五十間も御座有るべき候や、別して震動仕り候由承り及び申候。修法鍊行仰せ付けらるる儀に候はば、余事に相替え候故、彼方に罷り越し、飯野小林の内社頭に於て鎮火の法三檀行事一七修行仰せ付けられ度く存じ奉り候。法儀にても決定は申上げ難く候得共、仮令焼出候ても変災これ無き様者、神慮を深く希い申す外御座なく候故、右の通り仰せ付け方、然るべきやと存じ奉り候。この段申上候。

子二月十三日

本田出羽守

寺社奉行所

一、当日出羽守事監物殿宅へ罷り出で候処、逢わせられ候故書つけ差上候。監物殿より承知致候は、震火の儀は常式の人家の火事と相変り、造化自然の燃え出で故、急に相鎮むるものにては之れなく候へども、先年震火の節、田畑大分の潰れ、怪我人多く、人家や牛馬までも及ぶ火災たる由、左様これあり候ては御上にも別して御気の毒に思召され候事故、この節は御祈禱をも仰せ付けられ候。たとえ十牧敷燃え拵がり候を、七・八牧にて鎮まり、田畑牛

馬の災難なきようにとの思召故、御祈禱仰せつけられし事に候。何ぞ震火を急に打ち消し候様にとの儀にては無之由、分けて仰せ聞かされ候。右についてははいよいよもつて、飯野の出張相勤め候方然るべき由にて、書き物うけとり置かせられ候。且つ飯野え罷り越し相勤め候はば、何社にて相勤め候哉と承知致したく候故、飯野麓劔大明神社頭にて相勤め候方然るべきやと申上候処にこれ又聞き召され置き候段承知致し候事。

一、子二月二十二日用聞御用の由にて、宮崎中書罷出候処に取次衆南雲順右衛門にて左の通り仰せ渡され候。

本田出羽守

右は当時飯野霧島山震火燃出し震動致し候に付鎮火し人家田地の火災を消除するため、飯野劔大明神に於て一七日三檀行事御祈禱執行仰せつけられ候条早々に差し越し執行致し候様申し渡すべく候。 二月 寺 社

奉行

一、幕二頭御借り物にて乗船、人馬すべて申出の通り仰せつけられ候。入具等の儀は急る事故、神主方にて取り替えを以て諸品持ち越され候事。

一、子二月二十五日出立、船に乗り御当地より行事の人数、井上左膳・井上右内兩人、極官三人賦中馬典膳・西郷典礼・中馬頼母 三人は上宦二人賦用間代守屋舎人右の通り召し列れ同二十七日飯野へ着、同二十八日、幣足を調え神前に餅を供う。

一、同二十九日より劔大明神社社頭に三檀行事執行、一日に宗源行事 三座一座に、陰陽二座宛六座十八、神道一座に、陰陽八座宛つ、一日に二十四座

一、夜御祓修行 惣社家

一七日に宗源行事 三十八座

同十八神道行事 百五十二座

一、行法祈念のこと(祝詞)

掛けまくも畏き火の神軻^{かく}遇^む突^つ知^ちの命土の神埴安の命・山の神・大山祇命・水神・岡象女命・高竈稻倉魂命・保食神・祓戸大神・天神地祇八百万神・別しては霧島六所権現、当所の鎮守一之宮香取大明神・狗留孫権現・白鳥権現・金丸諏方大明神・大戸諏方大明神、加久藤には二之宮大明神、馬関田に大威徳天神、吉田に天満天神宮、小林に雛守権現・八王子権現、当社劔大明神、末社諸神を勧請奉りて、恐みも恐みも申す、事の由は飯野霧島山震火燃え出で人民甚だ愁き苦しむ事は大神達ちも知ろしめすならむ。爰に今殊更に生物

辛物の美膳神酒を備え、幣帛を捧げ、宗源妙行陰陽行儀三檀乎劔之社に設け、一七箇日修法練行の正儀直授祓を修し、称え辞を意え奉ることの状を平けく安けく聞し食して、大神達ちの広さ厚き御恵みを垂れ賜いて、速かに震火を鎮め、水流の濁る事なく百姓の作物五穀物を始めて、草の片葉、牛馬の蹄に至るまで障り無く、万民豊樂の神助を加わえ給えと恐み恐みも申す。辞分けて申さく震火は自然の理と雖も大御神達の活き御心に宥だめ、万民の苦を助け給い田畑人家の妨げ無く、火の災いを除き、風雨順時五穀生熟民豊かに夜も日も守護り給い幸え賜えと申す

明和五歳三月吉日

出羽守従五位下藤原親盈 敬白

一、三月六日結願成就（出羽守昼夜始終衣冠にて相勤め也）装束のまま社家中飯野の鎮守一之宮大明神え参向御祓執行、今晚劔大明神社司所にて法樂せられ、所の社家中相集り神舞執行之れ有り。

一、震火の事、出羽守罷り越候時分、加久藤より見分仕り候節は、黒煙すさまじく巻き上り、甚だ火勢強く相見え候。然る処に三月三・四日の頃より、煙引き替り薄く相見え罷り成り候。

一、出羽守飯野え罷り越候節は、加久藤にて役々の話に、此の度震火につき、加久藤の内三ヶ村に掛り候。溝流れに灰汁下り、別けて田畑の障りに相成り、当分の通りにては、三ヶ村に千五百石の痛みに相成る由話にて候。然る所に
出羽守罷り帰り候節の話には、震火も此の内と格別に縮まり、水も清く候故、仕付け等の差支えも之れ有る間敷しくと申す事にて候。此の水道は、馬関田までも懸り通る溝にて候。此の溝は大川筋にてはなし。水上は此の度び震火の場所近くより流れ出で候小溝にて候。灰の沈み候は厚さ一寸余溜まり之れ有り候故、田地に種子を蒔き候ても、硫黄・灰氣にてかみきりて生じかね候故、外村の田地を借り候て種子を打ち蒔き候。然れども当分の通りにては、連々相納まり左様の沙汰にも及ぶまじくと土民を始め皆悦び申す事の由、話にて候事。

一、三月八日、出羽守事、飯野出立、同十三日帰宅。

一、同月十四日、寺社所へ出羽守事罷り帰り候首尾に罷り出候処に、寺社御奉行衆町田監物殿逢いなされ、委細震火の事且つ勤めの次第等聞しめされ候出羽守所々にて見分けの絵図など御目に掛け候事

劔大明神当祝

川野蔵人

3.6. えびの高原火山域の活動史

3.6.1. えびの高原火山域のテフラ・溶岩の噴出年代

えびの高原の南域では 16.7 cal ka BP に韓国岳で韓国岳-小林テフラ (Kr-Kb : 16.7 cal ka BP) のプリニー式噴火 (小林軽石) が生じた。以下に示す年代測定値の中で、炭化物から得た値は噴火で焼かれたと推定される炭化物を採取・測定しており、その信頼性は高いと言える。一方、土壌は乱れの少ないところで採取したが酸処理のみの値であり、奥野 (1997) が示した酸-アルカリ-酸処理の値とは条件が異なる。このため土壌年代値は精度に劣り、年代値に加え既知テフラとの関係から値の評価を行った。

調査地域では Kr-Kb 以降で最古のテフラは環野 B テフラ (TmB) である。TmB は大幡山東麓で層厚が数 m になることより、本地域より東方の火山を起源とした可能性がある。TmB の分布は明らかにできておらず、調査地域外の東方の火山を含めて詳査し噴出源を明らかにする必要がある。TmB 直下の土壌の年代は約 13.5 cal ka BP であり (Table 5), TmB に挟在する Sz-S (P14) の年代 (12.8 cal ka BP : 奥野, 2002) と矛盾しない。

不動池-環野 A テフラ (Fd-TmA) は、不動池に向かい層厚を増す (Fig. 21)。また、Fd-TmA と不動池溶岩は、古高千穂火山起源の Otk-UsA-L 直下の同じ層準に存在し、かつともにかんらん石斑晶を含むという記載岩石学的な特徴が類似する。それゆえ Fd-TmA は、不動池溶岩噴出時のテフラと考えられる。井村・小林 (2001) は、不動池溶岩の噴出を K-Ah 噴出前後と推定したが、本研究によって Otk-UsA-L より古いことが判明した。暦年較正值より Fd-TmA の噴火年代は約 9.0 cal ka BP と推定されるが (Table 5), 層位的には Otk-UsA-L に近いことから、実際にはそれよりやや若い年代かもしれない。地点 15 の東方では、本テフラの直下に層厚が 7 cm の 10.4 cal ka BP (奥野, 2002) の Sm-St が認められる (Fig. 5)。本テフラの上位には薄い風化火山灰を挟み 7.6 cal ka BP (奥野, 2002) から始まる Otk-UsA-L テフラが認められ、Fd-TmA テフラの年代値はこれらの年代値と矛盾しない。不動池溶岩の噴出源付近には、不動池火口と不動池南火口がある (Fig. 17 and Fig. 18)。不動池火口は、後述するが Fd-TmA 噴火時に原型が形成されたが、不動池南火口は Fd-TmA 噴火時に形成されたか特定できなかった。

Otk-UsA の堆積後、えびのキャンプ場テフラ (Ec) が調査地域に堆積した。Ec は、韓国岳と大浪池の鞍部に向かい層厚が増すことから、本地域より東～南東方にある火山が給源と考えられる。Ec 直下の土壌年代は、 2σ の暦年較

正值で 6555–6409 cal y BP であり, Ec の噴火年代を 6.5 cal ka BP 頃と推定した. Ec テフラ下位の Otk-UsA-U テフラは 7.1 cal ka BP までに堆積を終えたと考えられており (奥野, 2002), Ec テフラの年代は Otk-UsA-U テフラの年代値と矛盾しない. 給源の候補としては, 近い時期に活動的であった高千穂峰火山 (皇子スコリア) か, 中岳火山もしくは新燃岳火山 (田島・他, 2013a) が挙げられるが, 特定に至っていない.

韓国岳北一えびの D テフラ (Kn-EbD) は韓国岳登山道の標高 1300~1400 m 付近で巨大な火山岩塊を多数含み, 韓国岳北火口付近が噴出源と推定される (Fig. 23). Kn-EbD は, 2 回の異なる噴火活動で生じたと考えられるが, ユニット間にわずかな風化部が認められるだけであり, 比較的短期間に噴出したものと考えられる. 噴火年代は, 地点 2 の Kn-EbD テフラ中に含まれる炭化木片の 2σ の暦年較正值 (4424–4153 cal y BP) から, 4.3 cal ka BP と推定した. その後半の活動初期に韓国岳北西斜面が崩壊し岩屑なだれが発生した.

不動池一えびの C テフラ (Fd-EbC) は, 層厚分布 (Fig. 25), および変質した火山岩片を含む堆積物の特徴から, 不動池火口周辺にタフリング状の地形を作る堆積物に対比される. タフリング中にアグルチネート岩塊を含むことより, 不動池火口は Fd-EbC 噴火で再度明瞭な火口地形が出現し, 噴火直後にラハールも発生した. Fd-EbC の噴火年代は, 地点 11 付近の Fd-EbC 直下の黒色土壌の年代 (1731–1514 (93.7%)) より, 1.6 cal ka BP 頃と推定した. この値は前後のテフラの年代とも矛盾ない.

硫黄山一えびの B テフラ (Io-EbB) の等層厚線図は, 硫黄山を中心とした同心円状の分布を示す (Fig. 26). そのため Io-EbB は, 硫黄山形成に伴うテフラと考えられる. Io-EbB の下部に含まれる炭化木片から cal AD 1482–1669 (90.3%), テフラの中央部の 1 試料 (炭化木片) から cal AD 1470–1655 (94.5%) の暦年較正值を得たが, 別試料からはややばらつきのある 2σ 値 (cal AD 1520–1593, 1619–1685, 1732–1808, 1928–1955) も得られた. いずれの試料も確率の高い暦年較正值は, ほぼ 16~17 世紀を示し, Io-EbB の噴火年代を 16~17 世紀と推定した. Io-EbB の噴火, 硫黄山の誕生年代は, 従来考えられていた 1768 年より, 200 年ほど古い時代となった. 霧島火山では 17 世紀以降は多数の噴火記録があるため, 硫黄山の形成年代についてはこれらの古記録を検討することによって特定する必要がある.

硫黄山東一えびの A テフラ (Ie-EbA) は本地域では最新の噴出物である.

地点 3 および地点 1 付近の Ie-EbA 直下の土壌より得られた年代には幅があるが (Table 5), およそ 16~18 世紀に発生したとみなして問題はない。

この期間で、霧島火山の北西側での噴火活動を示唆する記録としては、明治 30 年代の崩壊発生あるいは明治 30 年 3 月 (1897 年) の韓国岳噴火の記述と、明和五年 (1768 年) の噴火記録がある。まず始めに、明治 30 年代の記録を検討する。沢村・松井 (1957) は、小田 (1922) の 7p に記された「尚ホ此孔北方ニハ廿有餘年前起リシ山崩壊斷崖アリ此所ニ岩石露出ス」の記録に着目し、明治 30 年代に崩壊が生じたとした。一方、宮崎県西諸県郡飯野町役場 (1966) については、年表に韓国岳噴火と記述されるのみであり出典は不明である。この時代、御鉢の噴火が多数記録されているにも関わらず、韓国岳付近で噴火があったとの記録は見あたらない (大森, 1918; 安井・長友, 1961; 筒井・他, 2005) ため、宮崎県西諸県郡飯野町 (1966) の記録は疑わしいと考えざるをえない。そのため明治 30 年代に発生した異常現象は、韓国岳周辺で生じた小規模な崩壊であった可能性が高い。

次に、宮崎県西諸県郡飯野町役場 (1966) に記録された明和五年 (1768 年) 噴火の記録について検討する。この記録に該当する地域にある硫黄山は、前述のように 16~17 世紀の噴火で誕生した火山であり、それより新しい火山地形は硫黄山東火口のみである。1768 年噴火の地形変化を「流れ二丁ばかり横五十間も御座る」と記述している (Table 7)。これは現代の長さに換算すると流れ (長さ) が約 220 m, 横 (幅) が約 90 m となる。この記録に該当する可能性がある硫黄山は、長さ約 600 m, 幅約 300 m であり記録よりかなり大きい。しかし、硫黄山東火口は長さ約 200 m, 幅約 100 m であり、記録の大きさに近い。Ie-EbA の分布は、この火口から北西方向に広がっており (Fig. 27), 加久藤の村 (現えびの市) に影響が及んだとする古記録とも整合する。えびの高原を起源とする確かな最新噴火は 1768 年であり、また、古記録と地質調査による事実に大きな矛盾がないことより、1768 年に硫黄山東火口から Ie-EbA テフラが噴出したと推定した (Fig. 32)。

韓国岳山体中央にある韓国岳山頂火口、韓国岳 B 火口は、山体の浸食程度から両者が近い時期に形成されたと考えられる。韓国岳と六観音御池の中間域では、Fd-TmA・不動池溶岩 (9.0 cal ka BP) の噴火から断続的に噴火活動が生じており、一定の範囲のまとまった火山活動と考えられる。そこで、不動池溶岩・Fd-TmA 以後の活動によって形成された小火口・溶岩をえびの高原火山域と呼ぶ。

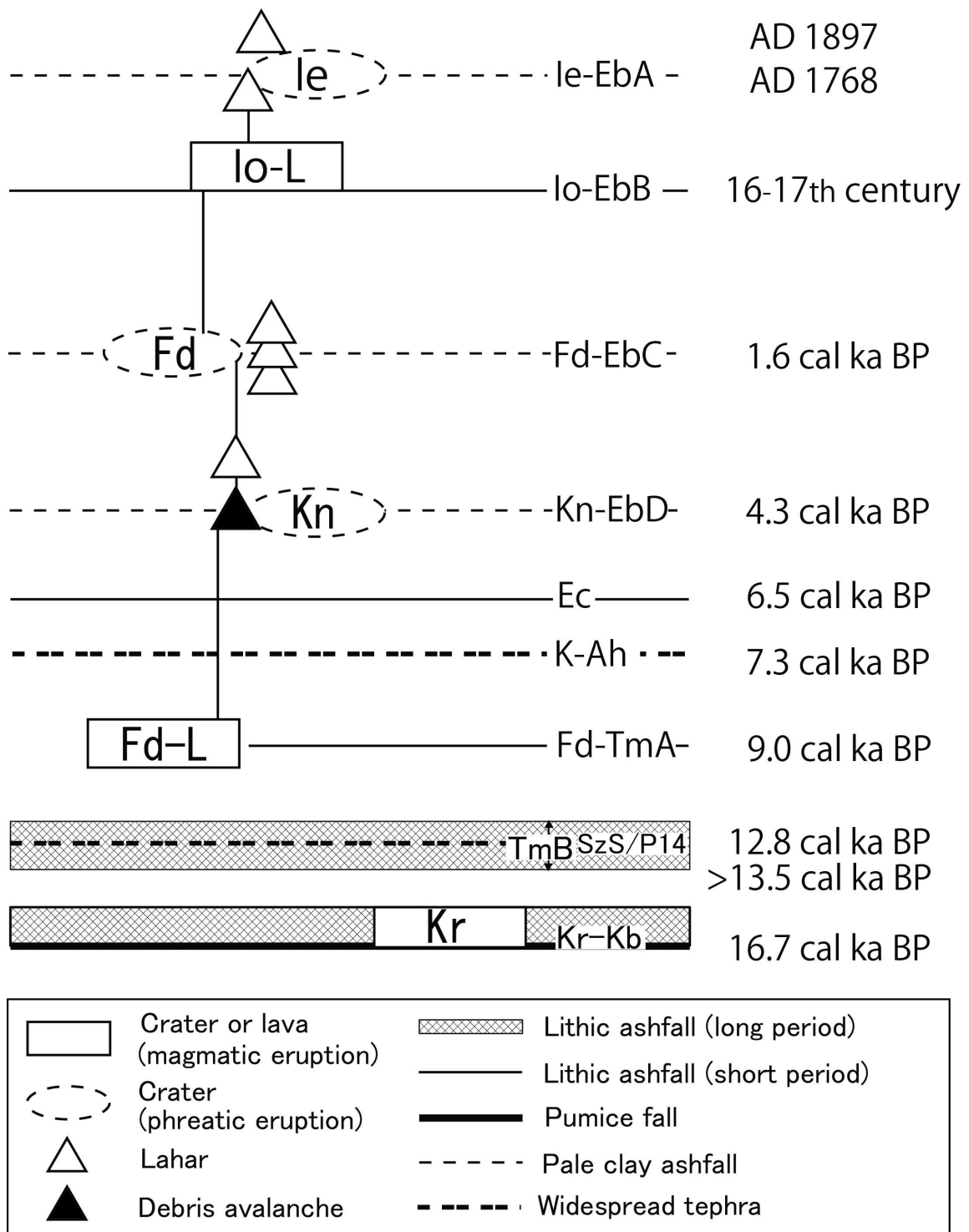


Fig. 32 Summary of eruption history at Ebinokogen volcanic area after 15 ka based on Kr-Kb tephra deposit

Fd: Fudoike craters, Ie: Ioyama east crater, Io: Ioyama crater, Kn: Karakunidake north amphitheater and crater, Kr: Karakunidake crater, Fd-L: Fudoike lava, Io-L: Ioyama lava.

3.6.2. えびの高原火山域の噴火様式・規模

えびの高原を起源とするテフラの噴火様式は水蒸気噴火が多いが、マグマ噴火も発生した。本地域に見られる粗粒～細粒の同質な火山灰堆積物はブルカノ式噴火もしくは灰主体のマグマ噴火によるものと考えられる。ブルカノ式噴火では、本質及び類質岩片からなる緻密な岩塊・火山灰主体の堆積物を生じると考えられている（例えば、小林，1986a）。本質火砕物は角礫状であり、発泡度が低～中程度のブロック～火山灰からなり、発泡度の高い本質火砕物が見られないことも特徴である（Morrissey and Mastin, 2000）。また、現在の桜島のように長期間続く活動では、等層厚線は同心円状の分布を示す（小林，1986a）。これに対して水蒸気噴火の堆積物は、変質や変質鉱物の付着が見られるやや丸みを帯びた類質岩片から構成され、本質火砕物は含まれない。

TmB の噴火様式は、マグマ噴火であることは確かであるが、給源・分布等は不明である。本研究より、TmB の噴火活動は、500 年以上継続していたことが明らかになった（Fig. 32）。このような長期間の断続的な活動は Otk-UsA テフラを堆積させた古高千穂火山の活動（井ノ上，1988）以外に知られていない。TmB テフラの発見により、霧島火山では長期に渡り火山灰を放出する噴火様式が、稀なものでないことが明確となった。

Fd-TmA は、不動池から北東に伸びた同心円に近い楕円形状の分布を示す（Fig. 21）。Fd-TmA 中には、黒色で発泡度が低い角礫状の本質岩片が卓越し、本質と推定される褐色ガラスが混在する。火口から 4.5 km 離れた地点 15 において径数 mm～10 mm の角礫岩片が認められることより、この噴火様式はブルカノ式噴火が主体であったと推定される。なおこの活動時には、不動池溶岩が流出した（Fig. 32）。不動池溶岩の分布から推定される体積は $33.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ であり、Fd-TmA の見かけ体積は $40 \times 10^6 \text{ m}^3$ である（Table 8）。

Kn-EbD は上下 2 層に識別される。下部層は、本質岩片を含まない細粒の火山灰が主体であり、水蒸気噴火によるテフラと考えられる。上部層の噴火初期には、水蒸気噴火に伴い山体崩壊が発生した。岩屑なだれ堆積物は、多数のアグルチネート岩塊を含んでおり、韓国岳斜面が崩壊したのと考えられる（露木・他，1980）。Kn-EbD の上部層の主体は、火口から北東方向に分布するが、西北西方向の分布域では谷に沿って厚くなる傾向が認められる（Fig. 23）。岩屑なだれの発生に伴い地形に沿って流下する火砕物密度流（サージあるいはブラスト）が発生した可能性があるが、今のところ明確な証拠は得

られていない。なお、上部層の上部には変質物質のほか、本質物質と推定される角礫状で発泡度の低い新鮮な溶岩片や黒色ガラスの小片が見られる。それゆえ Kn-EbD 噴火の末期にはマグマ物質がわずかに関与したと推定される。本テフラ層の見かけ体積は $58 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定され (Table 8), 水蒸気噴火としては規模の大きなものであった。

Fd-EbC は、ほとんどが変質した岩片からなり、短期間の水蒸気噴火によって生じたと推定される。ただし、鏡下では僅かに新鮮で鋭利な破断面を有する淡黄色の火山ガラスが見られることから、この噴火でもわずかながらマグマが関与したと考えられる。不動池の火口を縁取るタフリングは、変質した火山岩塊～火山灰からなり、激しい水蒸気噴火で形成された火山地形である。Fd-EbC の見かけ体積は $9.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定される (Table 8)。

Io-EbB は、マグマ噴火によって形成された。硫黄山の西側斜面には、数 m 大の巨大な火山岩塊が点在する。巨大岩塊の内部は発泡していないが、その表面には放射状の冷却節理が発達しており、ジョイントッド・ブロック (jointed block) と推定される (Fig. 33)。この様な大型で放射状の冷却節理が発達したブロックは、^{くちのえらぶじま} 口永良部島・^{しんたけ} 新岳の 1966 年の爆発的噴火で放出された巨大安山岩岩塊が知られている (下司・小林, 2006)。また、火口から 3 km ほど離れたキャンプ場や六観音御池付近では、直径が 20 cm 以上の硫黄山溶岩と同質岩塊が土壤中にサグを形成している。これらのことから、硫黄山形成時には爆発的なブルカノ式噴火が伴っていたと推定される。Io-EbB は、硫黄山を中心に北東方向に伸びた同心円状の分布となり (Fig. 26), 複数の薄い火山灰で形成されており、短期間ではあるが断続的な噴火が発生した。Io-EbB の見かけ体積は $27 \times 10^6 \text{ m}^3$, 硫黄山溶岩の体積は $3.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ と計算される (Table 8)。硫黄山の形成時には、溶岩より多いテフラが噴出した。

Ie-EbA は、変質を被った岩片～粘土のみからなり、水蒸気噴火によるテフラと推定される。Ie-EbA の分布は硫黄山の南、韓国岳の登山道沿いから北西方向に限られる (Fig. 27)。Ie-EbA の活動は古記録との照合から 40 日程続いたと考えられる。新燃岳で近年発生した水蒸気噴火は、短時間で活動を終える噴火が多い (及川・他, 2012)。しかし、^{うすざん} 有珠山 2000 年噴火のように、マグマが地下浅部まで上昇して長期間マグマ水蒸気噴火が継続する例が知られており (山里・他, 2002; 宇井・他, 2002), えびの高原の Ie-EbA の水蒸気噴火もそれに類似したメカニズムの噴火であったかもしれない。ま

Ie-EbA 直下にラハール堆積物が存在することから，噴火に先行する形でラハールが石氷川の枝沢に沿って流下した．Ie-EbA の見かけ体積量は $2.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定される (Table 8)．

明治 30 年当時，硫黄山は溶融硫黄を噴出するなど噴気活動が活発であったが，かつては樹木が覆い茂っていた (小田，1922)．今でも硫黄山の斜面に，立ち枯れた樹木の根元が存在する．硫黄山形成後に噴気活動が静穏化し，その間に樹木が繁茂したが，明治 30 年頃の噴気活動の活発化によって再び禿げ山になったと解釈される．その後 1990 年頃までは噴気活動が盛んであったが，それ以降表面活動はほぼ停止した状態が続いている．



Fig. 33 The photograph of jointed block of Ioyama lava in Ioyama crater
The scale is shown 30 cm in the photograph.

Table 8 Summarized volcanic ejecta around Ebinokogen volcanic area

Name of tephra	Tephra Volume* [$\times 10^6 \text{ m}^3$]	Crater name	Age	Character of eruption	Lava	Lava Volume [$\times 10^6 \text{ m}^3$]	Other phenomenon
Ioyama east-EbinoA (Ie-EbA)	2.4	Ie	AD 1768	Phreatic	—	—	Lahar
Ioyama -EbinoB (Io-EbB)	27 (16)	Io	16-17 th century	Magmatic with Vulcanian	Ioyama lava	3.9	
Fudoike -EbinoC (Fd-EbC)	9	Fd	1.6 cal ka BP	Phreatic or phreato magmatic	—	—	Lahar
Karakunidake north-EbinoD (Kn-EbD)	58	Kn	4.3 cal ka BP	Phreatic and phreato magmatic	—	—	Lahar, Debris avalanche
Ebino campground (Ec)	—	—	6.5 cal ka BP	Magmatic	—	—	
Fudoike -TamakinoA (Fd-TmA)	40 (24)	Fd•Fs	9.0 cal ka BP	Magmatic with Vulcanian	Fudoike lava	33.0	
TamakinoB (TmB)	—	—	>13.5 cal ka BP	Magmatic	—	—	

* Volume is estimated by Hayakawa (1985) equation. The numbers within parentheses show dense rock equivalent (DRE) volume considering 1.5 t/m^3 as the bulk tephra density.

4章. EAI によるテフラ堆積量推定方法

4.1. はじめに

観測場所が限られる火山島では、テフラの堆積量を計測することは極めて困難である。また、頻繁に噴火する火山では、月オーダーでの噴出量解析はできるがそれより高分解能の解析はマンパワーの問題もあり、分解能を上げることは難しい。噴出量推移は、火山活動の推移を予測する上において重要な基礎データとなり、地震や傾斜観測と同程度の時間分解能が必要になる。しかし、火山島や頻繁に噴火をする火山においては限られた観測場所や複雑な調査・解析手順のためその目標が達成されているとは言い難い。このため火山灰の堆積量の迅速かつ簡易な計測・解析手法の開発が急務であると言える。そこで、本章では Tajima et al. (2013b) に基づき迅速かつ簡易にテフラ堆積量を算出する方法を示す。

4.2. テフラ堆積量の計算方法について

多くの研究者が分布図（等層厚線図）からテフラ堆積量を求める方法を提案している。最も多く用いられている方法は、等層厚線図を描きその中の等層厚線群の面積を層厚で積分して求める方法である。等層厚線とは、ある特定の層厚を示した線であり、厚さで描かれる場合や単位面積当たりの重さで示される場合がある。テフラの層厚が距離に従って減衰する考え方は、Thorarinsson (1954) が示した。Porter (1973) は、この減衰が冪で表すことができることを示した。層厚と距離に一定の減衰関係があることは示されたが、層厚と面積に関する知見もその後得られるようになった。なお、厳密にはテフラ堆積量とテフラ噴出量は異なる意味の用語であり (Koyaguchi, 1996)、本論で求められる計算結果はテフラ堆積量のことを指す。

Rose et al. (1973) は、対数上の $\log(T)$ と $\log(A)$ (T =層厚 (単位面積等の重量を含む), A =面積) に減衰関係があると考え、冪による近似を行い積分でテフラ堆積量を求める方法を提案した。鈴木 (1981) は減衰率が必ずしも対数上で直線にならないことを考慮し、面積と層厚の関係を対数関数によって表す試みを行った。近年は、プリニー式噴火の堆積物は、層厚と面積の関係を $\log(T)$ に対する $\log(\sqrt{A})$ で示すと、より直線的に近似できると考えられている (Pyle, 1989)。Fierstein and Nathenson (1992) は、 $\log(T)$ に対する $\log(\sqrt{A})$ 上での指数減衰関係を用いて、テフラ堆積量を求める方法を提案している。特に、火口近傍と遠方域では指数減衰率 (κ) が異なり、その

減衰率の変化点 (break in slope) を求め、複数の近似曲線でテフラ堆積量を求めることを提案した。近年ではこの方法が最も広く用いられている。Bonadonna and Houghton (2005) は $\log(T)$ に対する $\log(\sqrt{A})$ の減衰率を冪で表現する方法を提案した。また、水蒸気噴火や火山灰を放出する小規模な噴火に対して、宝田・他 (2001) は、 $\log(T)$ と $\log(A)$ 上の多区間で指数減衰の近似式を作成し堆積量を求めることを提案し、下司・他 (2010) は点間毎に近似式を作成し求めた。いずれにせよ、等層厚線図から堆積量を求める場合、多数の正確な等層厚線を描く必要があり、その等層厚線を描くためには膨大と言っても過言ではないほどの数多くの計測点が必要となる。なお、シミュレーションから堆積量を求めようとの試みも行われている (石峯, 2007; 萬年, 2013)。

これらの方法では、上述のように多数の計測点が必要になる。しかし、古い時代のテフラの場合、露頭条件によっては計測できる点が限られ必ずしも多数得られない場合がある。また、噴火中の火山であれば、結果に迅速性が問われる場合や、限られた人員のため多数の点を得られないことも考えられる。様々な場面を考えてみても、より簡便かつ正確にテフラ堆積量を求める方法が必要となる。荒牧・早川 (1982) は、浅間山での 1982 年 4 月 26 日の噴火に対して $\log(A) - \log(T)$ 上での減衰率が、反比例の関係で表すことが可能であると提案した。さらに、Hayakawa (1985) は、Walker (1980; 1981) が提案した結晶法による (crystal concentration method) プリニー式噴火の噴出量を元に、テフラ堆積量 (V) は $V = 12.2 T \times A$ の関係で簡易に導けるとした。なお、Pyle (1999) は 12.2 は定数ではなく、変化すべきと指摘している。Hayakawa (1985) の式によって求められた噴出量は概ね許容できるとの意見があるが、これは Walker (1980; 1981) の結晶法による噴出量に基づく近似式となっているためである。なお、 $V = 12.2 T \times A$ 式の課題としては、用いる等層厚線によって得られる結果の差が大きいことである。

次に、テフラ堆積量を簡易に求めようとする場合に、等層厚線が数式で求められる様に幾何学的な形状に近似することが必要となる。この点については、等層厚線は楕円形による幾何学近似が可能と考えられている (Froggatt, 1982; Pyle, 1989; Sulpizio, 2005)。Sulpizio (2005) は、テフラ堆積量の計算に楕円によって近似した層厚を用いている。

4.3. Ellipse-approximated isopach (EAI) method

4.3.1. 火山灰テフラの面積－層厚の関係

4.2 を踏まえ、より簡易的にテフラ堆積を求める方法として、荒牧・早川 (1982) が示した $\log(A)-\log(T)$ 上での反比例の関係を用い、等層厚線を楕円分布で近似することを検討した。なお、そのテストケースとして桜島にて適応性の検討を行った。等層厚線を楕円分布によって近似し、分布及び堆積量を求める方法は、ellipse-approximated isopach (EAI) method と呼び、以下にその考え方を示す。

この方法は、 $\log(A)-\log(T)$ 上において、Eq. 1 に示すような関係が成り立つと仮定する。ここで、 A は面積、 T は層厚 (単位面積当の重量) である。 α は係数、 d は指数である。

$$A = \alpha T^d \dots\dots\dots (1)$$

ここで荒牧・早川 (1982) を参考に $d=-1$ と仮定するが、Hayakawa (1985) はプリニー式噴火の減衰は $d=-1$ によって適応できるとした。しかし、火山灰を放出する水蒸気噴火やブルカノ式噴火への適応性は確認されておらず、実際の噴出物によって確かめる必要がある。そこで、近年日本で発生した小規模噴火の中で、噴火直後に調査が行われ複数の等層厚線が描かれている噴火を抽出し示した (Fig. 34)。これらの等層厚線は、厚さ (メートル単位系) で示されているものや、単位面積当重量で示されているものがあり、みかけ密度を 1.5 t/m^3 に統一して厚さ表示に変換した。

新燃岳では、1959年2月17日の14:50 JSTに水蒸気噴火が生じ、数日間噴火が続いた。福岡管区气象台・他 (1959) はこの噴火で生じた降下火山灰の調査を行い、0~50 cmの等層厚線図を示した。御嶽山^{おんたけさん}では、1979年10月28日の5時20分頃に水蒸気噴火が発生した。この噴火による降下火砕物の調査は10月30日~11月2日に行われ、その等層厚線図が示されている (山田・小林, 1988)。有珠山では、2000年3月31日13時7分に噴火が生じた。最初の噴火はその日の夕方16時頃まで続き、その後2001年9月まで小規模な噴火が断続的に発生した (山里・他, 2002)。この活動による3月31日、4月1~2日、4月4日の等層厚線図が宝田・他 (2001) に示された。浅間山^{あさまやま}、2004年9月1日に小規模なマグマ噴火が発生し、12月9日まで小規模噴火が断続的に発生した (中田・他, 2005)。この噴火では、9月1日 20:02, 9月15日~18日, 9月23日 19:44, 9月25日 18:36, 9月29日 12:17, 10

月 10 日 23:10, 11 月 14 日 20:59 の等層厚線が吉本・他 (2005) によって示された。霧島火山の新燃岳では, 2008 年 8 月 22 日に水蒸気噴火が発生し, この噴火では火山性微動が 6 時間程続いたとされる(気象庁ホームページ)。この噴火に伴う降下火砕物の等層厚線図が下司・他 (2010) に示された。

これらの噴火による降下火山灰の等層厚線図の面積と層厚の関係を Fig. 34 に示すが, 水蒸気噴火, マグマ噴火のいずれもその関係は, ほぼ $A = \alpha T^{-1}$ に近似できるように見える。新燃岳の 1959 年噴火, 御嶽山の 1979 年噴火, 新燃岳の 2008 年噴火は, 複数もしくは比較的継続時間の長い噴火によって生じたものであるが, ほぼ同じ減衰率とみなしてよいと考えられる。このため, 小規模噴火な水蒸気噴火やマグマ噴火で生じた降下火砕物の等層厚線図の面積-層厚の関係は荒牧・早川 (1982) が示したように $d=-1$ に近似する。

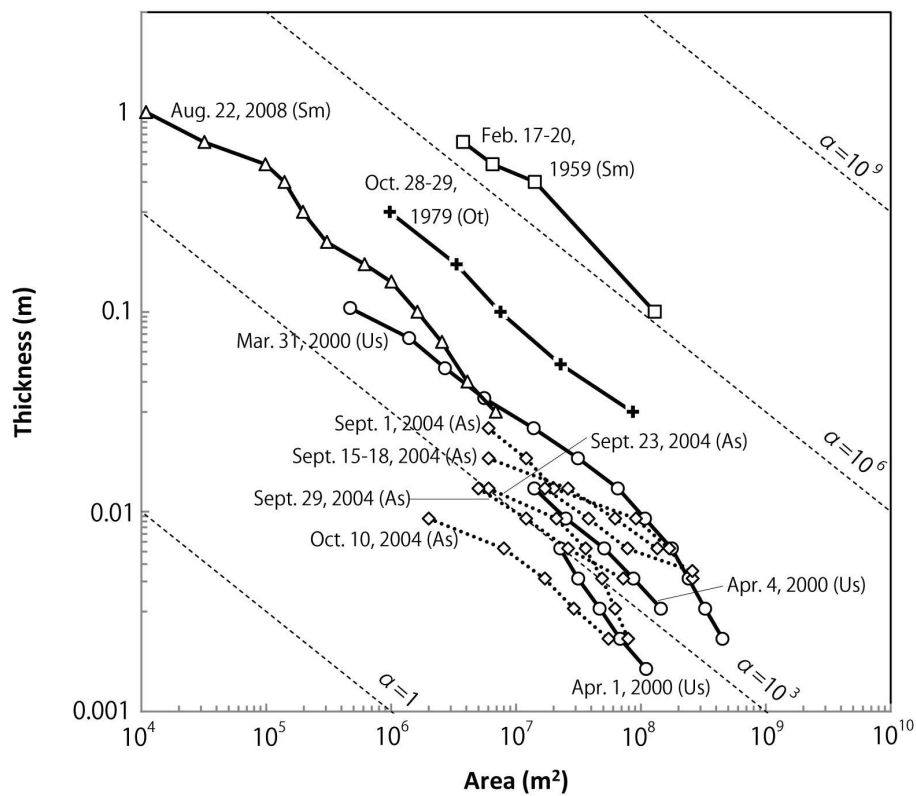


Fig. 34 Relationship between area (m^2) and thickness (m) of isopachs in several examples

Dashed lines denote vulcanian or small magmatic eruptions. Solid lines denote phreatic eruptions. Sm: Shinmoedake volcano in Kirishima volcanoes, Ot: Ontake volcano, Us: Usu volcano, As: Asama volcano. Explanations of those isopachs are shown in section 4.3. This figure is shown in Tajima et al. (2013b).

4.3.2. EAI 法による分布計算方法

4.3.1 から、面積一層厚の減衰率を $d=-1$ と仮定した。加えて、降下火砕物の等層厚線図を楕円形状に近似し、その中に含まれる全ての等層厚線のアスペクト比（直交軸径/計算軸径；aspect ratio）を一定と仮定することによって幾何学的に等層厚線を示すことを考えた。以下に EAI 法による計算手順を示す。なお、計算の種類は単純なものより以下の 3 つで説明できる。

- 1) 楕円近似等層厚線の計算軸を予め決めることができ、そのアスペクト比を与えることができる場合、観測値（層厚）1 点によって分布を計算で求めることが可能となる（1 点による計算）。
- 2) 楕円近似等層厚線のアスペクト比を与えることができないが、計算軸を予め決めることができる場合は、観測値（層厚）2 点によって分布を計算で求めることが可能となる（2 点による計算）。
- 3) 楕円近似等層厚線のアスペクト比を与えることができず、計算軸を予め決めることができない場合は、3 点以上の観測値（層厚）を数値的に解くことによって分布を計算で求めることが可能となる（多点による計算）。

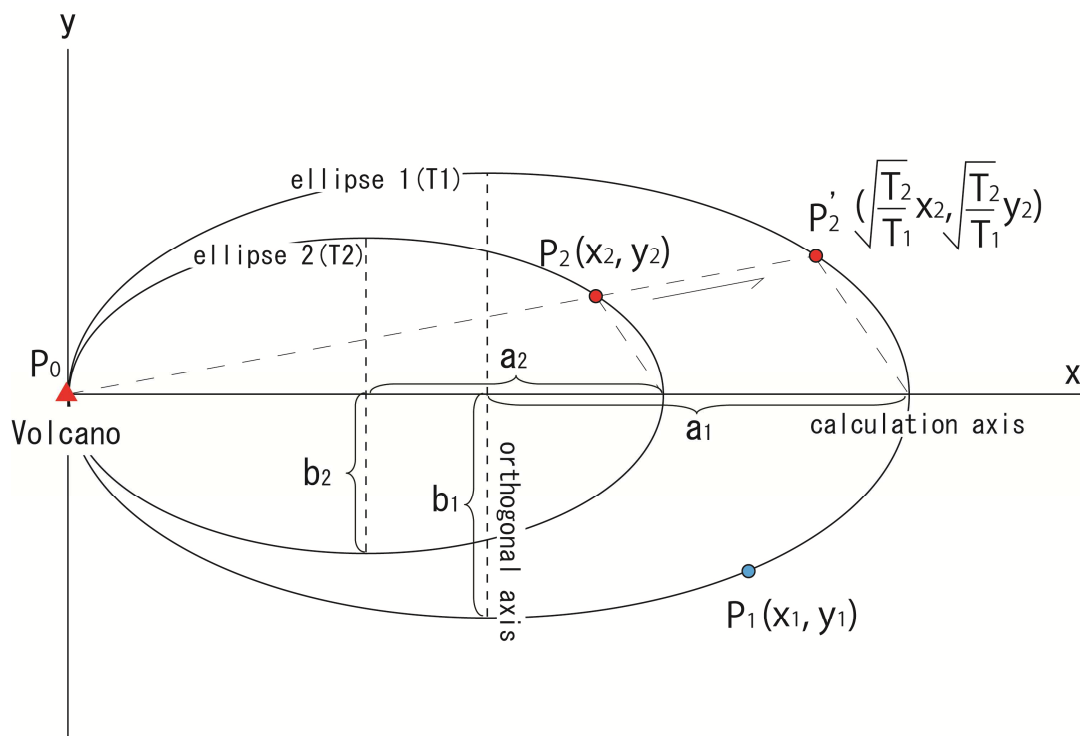


Fig. 35 Schematic representation of isopach drawn by ellipse approximation

The figure shows the EAI method for two data points. The x-axis represents the fixed dispersion (calculation) axis. This figure is shown in Tajima et al. (2013b).

① 1点による計算の解法 :

楕円近似等層厚線のアスペクト比を以下のように予め与える.

$$\frac{b}{a} = c \dots\dots\dots (2)$$

a は計算軸半径であり, b は直交軸半径である. c は a と b から求められるアスペクト比である.

楕円上の任意の点 (x, y) は次のように与えられる.

$$\frac{(x-a)^2}{a^2} + \frac{(y)^2}{b^2} = 1 \dots\dots\dots (3)$$

式 2 と式 3 より, (x, y) を通る楕円の軸半径は次のように求められる.

$$a = \frac{c^2 x^2 + y^2}{2c^2 x}, \quad b = a \times c \dots\dots\dots (4)$$

② 2点による計算の解法 :

任意の 2 点 $P_1 (x_1, y_1), P_2 (x_2, y_2)$ を通る相似の楕円 1 と楕円 2 がある時 (Fig. 35), その計算軸径と直交軸径は次のように表せる.

$$\frac{b_1}{a_1} = \frac{b_2}{a_2} \dots\dots\dots (5)$$

式 1 より $AT = \alpha$ であり, 楕円の面積を求める式より $A_1 = \pi a_1 b_1, A_2 = \pi a_2 b_2$ である.

$$T_1 a_1 b_1 = T_2 a_2 b_2 \dots\dots\dots (6)$$

式 5 と式 6 より,

$$\frac{a_2}{a_1} = \sqrt{\frac{T_1}{T_2}} \dots\dots\dots (7)$$

ここで, P_0 は等層厚線の $(0, 0)$ 点とする. 三角形の相似を用いて楕円 2 上の点 P_2 を楕円 1 上に移動する (Fig. 35).

$$P_1 = (x_1, y_1), \quad P_2' = \left(\sqrt{\frac{T_2}{T_1}} x_2, \sqrt{\frac{T_2}{T_1}} y_2 \right), \quad P_0 = (0, 0) \dots\dots\dots (8)$$

楕円 1 上の P_1, P_2' は次のように記述される.

$$\frac{(x_1 - a_1)^2}{a_1^2} + \frac{y_1^2}{b_1^2} = 1 \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{\left(\sqrt{\frac{T_2}{T_1}}x_2 - a_1\right)^2}{a_1^2} + \frac{\left(\sqrt{\frac{T_2}{T_1}}y_2\right)^2}{b_1^2} = 1 \dots\dots\dots (10)$$

式9と式10より、楕円1の計算軸半径と直交軸半径は次のように求められる。

$$a_1 = \frac{x_1^2 y_2^2 - x_2^2 y_1^2}{2\left(x_1 y_2^2 - \sqrt{\frac{T_1}{T_2}} x_2 y_1^2\right)}, \quad b_1 = \sqrt{\frac{a_1^2 y_1^2}{2a_1 x_1 - x_1^2}} \dots\dots\dots (11)$$

③ 3点以上による計算の解法：

3点以上の観測値が得られた場合、3式が成り立ち、計算軸半径（ a ）、直交軸半径（ b ）、計算軸の角度（ θ ）が求められる。これらは、数値解によって求められるため、ここでは導入の式を示す。

3点を通る楕円が3つあり、これらを楕円1, 2, 3とした場合、そのアスペクト比は式5と同様に次のようになる。

$$\frac{b_1}{a_1} = \frac{b_2}{a_2} = \frac{b_3}{a_3} \dots\dots\dots (12)$$

式6と同様に、

$$T_1 a_1 b_1 = T_2 a_2 b_2 = T_3 a_3 b_3. \dots\dots\dots (13)$$

これらの点は、次のように位置が求められる。

$$\begin{pmatrix} x'_1 \\ y'_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_1 \cos \theta - y_1 \sin \theta \\ x_1 \sin \theta + y_1 \cos \theta \end{pmatrix} \quad \begin{pmatrix} x'_2 \\ y'_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_2 \cos \theta - y_2 \sin \theta \\ x_2 \sin \theta + y_2 \cos \theta \end{pmatrix} \dots\dots\dots (14)$$

式14を式11に代入し、2つの式を数値的に解くことによって θ が求められる。

4.3.3. テフラ堆積量計算手法

次に、テフラ堆積量を求める式を示す。面積（ A ）と層厚（ T ）は $A = \alpha T^1$ の関係にあることより、以下の積分によって堆積量が求められる。

$$V = \int_m^n AdT = (-\alpha \log(A_n)) - (-\alpha \log(A_m)) \dots\dots\dots (15)$$

宝田・他（2001）は、 m に相当する厚さを 10^4 m^2 の面積の時の層厚としている。また、 n に相当する厚さは、 1 g/m^2 に囲まれた等層厚線の範囲とした。なお、桜島の2008年4月28日12:56 JSTに極小さな噴火が発生した。その時計測した最小の厚さは、 $0.4 \text{ to } 0.2 \text{ g/m}^2$ であり、これ以下の範囲では火山灰の堆積は視認出来な

くなる (Fig. 36) .我々は、主に式 11 を用いた観測点 2 点で楕円近似等層厚線図を描く方法について桜島でテストを行った。また、堆積量については、式 15 を用いて算出を行った。以下にその結果を示す。

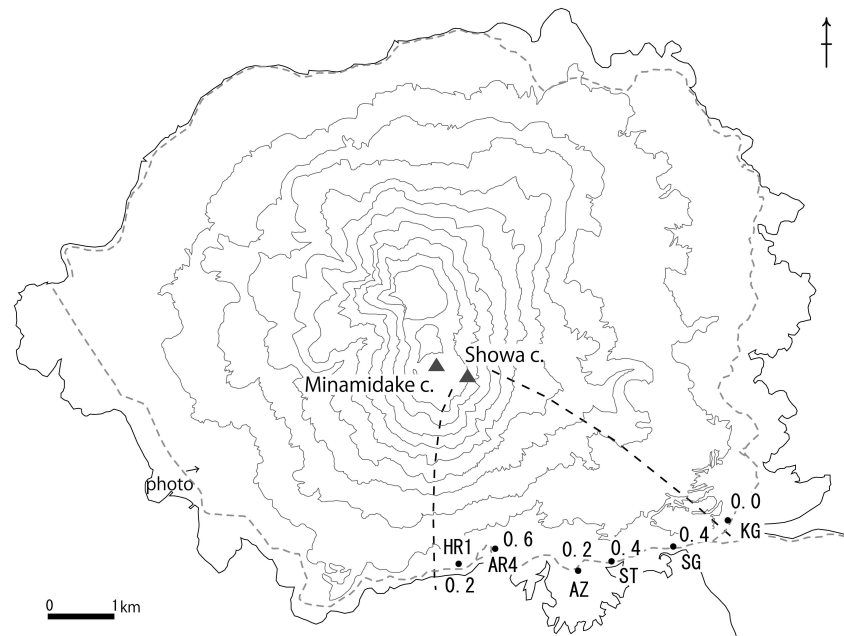


Fig. 36 The ashfall distribution and a photograph of the small eruption at 12:56 JST on April 28th

The values in the map are ash weights per square meter (g/m^2). The photograph was taken near NJ6 in Fig. 37. This figure is shown in Tajima et al. (2013b).

4.4. EAI 法を用いた桜島のテフラ堆積量

4.4.1. 桜島 2008 年噴火の EAI 法による分布図

本項では、2008 年の桜島昭和火口及び南岳の噴火を検討した結果を示す。なお、Tajima et al. (2013b) に示した図・表は単位系を誤っており、本論において修正する。Tajima et al. (2013b) で示した 2008 年のテフラ総量は、京都大学火山活動研究センター (Sakurajima Volcano Research Center: SVRC) が示した結果より、大きな値になることについても検討を加える。

(1) 桜島の火山活動

桜島は日本で最も活動的な火山である。1955 年以来、桜島南岳火口では、ブルカノ式噴火や爆発を伴わない噴火が頻繁に発生している (加茂, 1974; 石原・小林, 1988; 石原, 1995)。これらの噴火に伴う火砕物、岩塊、火山灰は周辺地域に大きな影響を与え、時に被害が生じることもある。2006 年の 6 月 4 日に南岳の東斜面において噴火活動が始まり、2006 年以後はこの山腹火口 (昭和火口) で頻繁に噴火が発生している (Iguchi et al., 2013)。近年は、昭和火口周辺に火砕物の堆積が進行し、火砕丘が成長している。2008 年に入り、2 月に昭和火口より小規模な火砕流が発生するなど、2006 年や 2007 年に比べ噴火活動がやや活発化した。2008 年に実際の噴火への EAI 法の適応性を確かめるためテストケースとして桜島の噴火を対象として調査・観測を行った。

(2) 桜島周辺での調査

桜島での火山灰観測には、市販されている直径 7~8 cm の透明なプラスチックコップを用いた。コップの設置に当たっては、極力上空が開けている場所を選び、地面から 50 cm 以上の高さに口を水平にして設置するようにした (Fig. 38)。また、コップ間の観測誤差を把握するために、黒神付近で 3 個、有村観測坑道付近で 10 個の同じ大きさのコップを設置し計測した。同じ地点での複数のコップ観測を行った結果、計測容器の誤差は最大約 4%であった。2 月の噴火後、有村付近に数カ所コップを設置し、活動が活発化した後 2008 年 4 月 24 日~25 日に 30 ヶ所以上、最大 37 ヶ所の観測点を島内に作り観測を行った (Fig. 37)。各観測点の試料は、4 月 27 日、28 日、5 月 1 日、7 日、9 日、18 日、29 日、6 月 5 日、14 日、7 月 4 日、12 日、8 月 1 日、30 日、9 月 23 日、10 月 18 日に回収した。採取した試料は、ラップと輪ゴムで口を封

入し、日・時刻を記入したチャック付袋に入れ送付した．室内において，試料を蒸留水で洗浄し，葉・虫などの異物を除去した．異物の除去後，乾燥質量を計測し，カップ口径から単位面積当りの質量 (g/m^2) に換算した．また，4月3日～7日に発生した噴火の火山灰を AR1 付近において円筒状のサンプラーを用い不攪乱状態で採取し，火山灰のみかけ堆積密度を計測した．サンプラー内の試料を乾燥させみかけ体積と質量を計測し，その結果火山灰のみかけ堆積密度は3試料の平均値として $1.5 \text{ g}/\text{cm}^3$ となった (Table 9)． $1500 \text{ g}/\text{m}^2$ の火山灰は，ほぼ 1 mm の厚さに相当する．

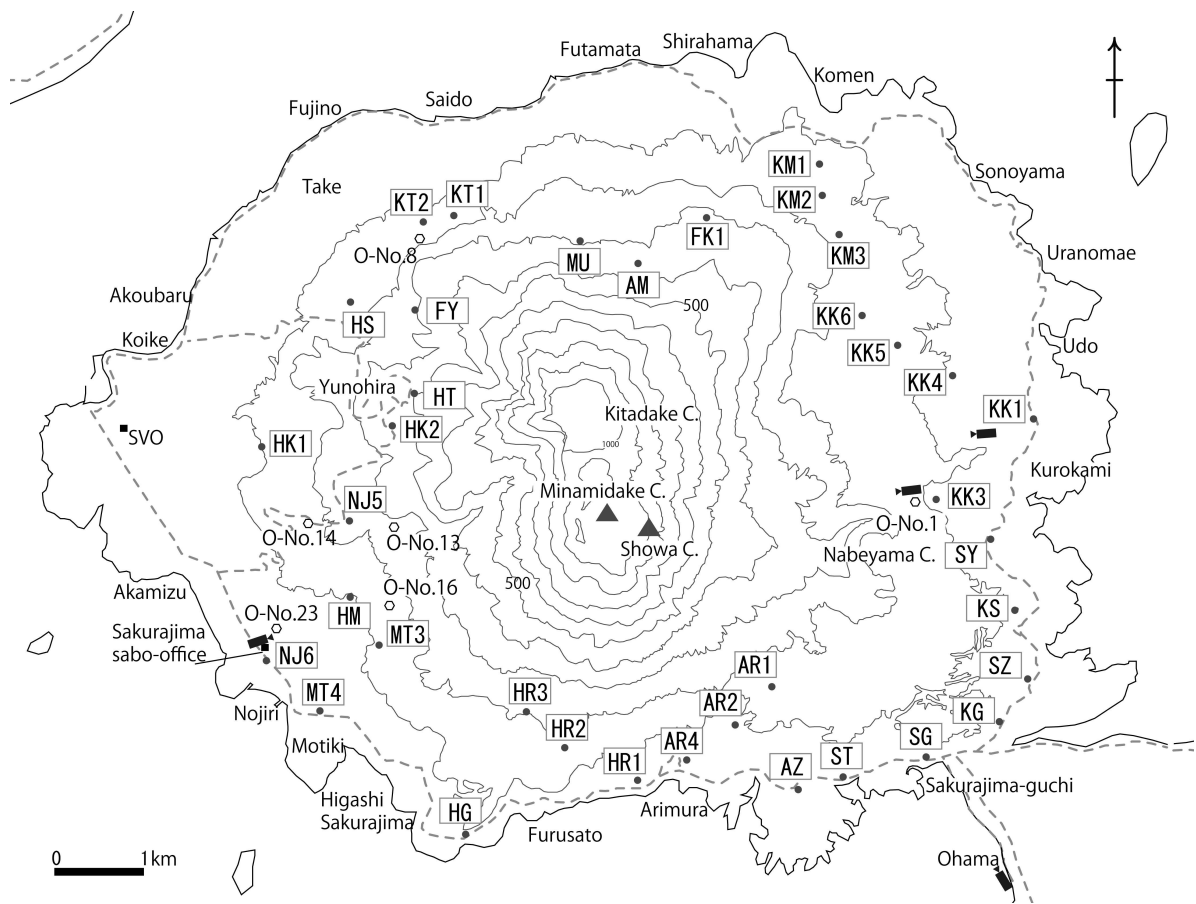


Fig. 37 Observation locations in Sakurajima

Solid circles denote locations of ash samplers for this study. Open circles denote monthly observation points and camera marks used by the Osumi Office of River and National Highway. This figure is shown in Tajima et al. (2013b).



Fig. 38 Observation situation by plastic cups at Kurokami (near KK3)

Table 9 Bulk density of ashfall deposited between Feb. 3rd and 7th, 2008

Sample No.	Density of ashfall deposited under dry condition (g/cm ³)
AD-1	1.39
AD-2	1.63
AD-3	1.48
Average	1.50

(Tajima et al., 2013b)

(3) 分布軸の推定方法

EAI 法において、重要なパラメータは計算軸の角度である。桜島では、この計算軸の推定に次のような方法を用いた。桜島ミュージアムの職員の協力を得て、火山灰の堆積方向の情報を収集した。その他、以下の Web カメラ画像をインターネットを通じて取得した。特に、鹿児島大学教育学部のカメラ画像はアーカイブされており、計算軸推定に有効であった。また、気象庁の火山観測報による流向、過去の気象データ検索（高層の気温、風など）による上空 1500 m の風向も計算軸推定の重要な情報となる。

鹿児島大学：<http://volceye.edu.kagoshima-u.ac.jp/sakurajima.html>

垂水市：<http://camera19.city.tarumizu.kagoshima.jp/>

国土交通省：http://www.qsr.mlit.go.jp/osumi/camera_sabo.htm

気象庁：<http://www.seisvol.kishou.go.jp/tokyo/volcano.html>

以下に計算軸の決定方法について示す。個々の噴火の降灰分布がはっきり分かれる場合、観測点の中で最大の値が得られた付近が計算軸と推定される。現地やカメラ情報より、その地点に火山灰堆積をもたらした噴火の日時を特定する。次に、想定した計算軸と 2 点の観測点を用いて、楕円近似した分布を描く。想定した軸から得られた分布と計算に用いた 2 点以外の観測点を比較し、楕円近似分布が計算点以外の点を合理的に説明できるかを確認する。もし、計算結果が計算点以外の観測点の火山灰堆積量を説明できない場合、計算軸の角度を回転させ再計算を行う。角度を調整するステップは概ね 1 度刻みで行うが、場合によってはそれ以下の角度で調整する。このプロセスを step seeking と呼ぶ。最終的に最も合理的に各観測値を説明できる計算軸を決定する。その他、火山灰堆積の分布限界の情報も、計算軸位置を制約する重要な情報となる。重要なことは、計算自体は 2 点で行うが、より正確な分布を求める場合、計算点以外に数点の観測点によって検証を行うことである。

なお、計算点以外の観測点の厚さは、式 16 より求めることが可能である。ある計算軸と 2 点の計算点から得られた楕円近似分布の任意の点の層厚は、 α 、及びアスペクト比 (c) が既知であることより、計算軸 (a) を式 4 から求められ、アスペクト比より短軸 (b) も求まる。求められた a 、 b を式 16 に代入することによって、層厚 (T) が求まる。

$$T = \alpha \times (\pi \times a \times b)^{-1} \dots\dots\dots (16)$$

step seeking 毎に，式 16 によって観測点の計算上の値を求め，観測値と計算値が整合するか確認する．ここでは，より多くの観測点を説明できる計算結果が精度の高いものと考えた．

(4) 2008 年 6 月 28 日の噴火を例とした EAI による計算

実際に起きた噴火によって堆積した 6 月 28 日 06:36 JST (JMA website) の火山灰の計算例を示す．この噴火の火山灰は，7 月 5 日に回収した．この間，28 日の午後と 29 日にごく小規模な噴火があったが，ほとんどが 6 月 28 日 06:36 JST の火山灰である．火山灰は火口の北側に堆積しており，AM で 263 g/m²，FK1 で 203 g/m²，MU で 155 g/m² の高い値を観測した (Fig. 39)．これら値より，軸は AM と FK の間を通ると推定される．このような場合，最初に AM 付近を通る軸を設定し，その軸と AM，FK1 の点で計算を行う．なお，ここでは計算点として最大値と 2 番値を用いたが，他の点を用いても構わない．先ず，最初に推定した軸で計算を行い，他地点の観測値を説明できた場合それで計算を終える．他地点の観測値と計算値が整合しない場合小刻みに軸をずらし計算を繰り返す．この例の場合，東から 275° 時計回転した計算軸が，KM2，KM1，KT1，KT2 の地点を合理的に説明できる結果となった (Table 10, calculation No. C58)．

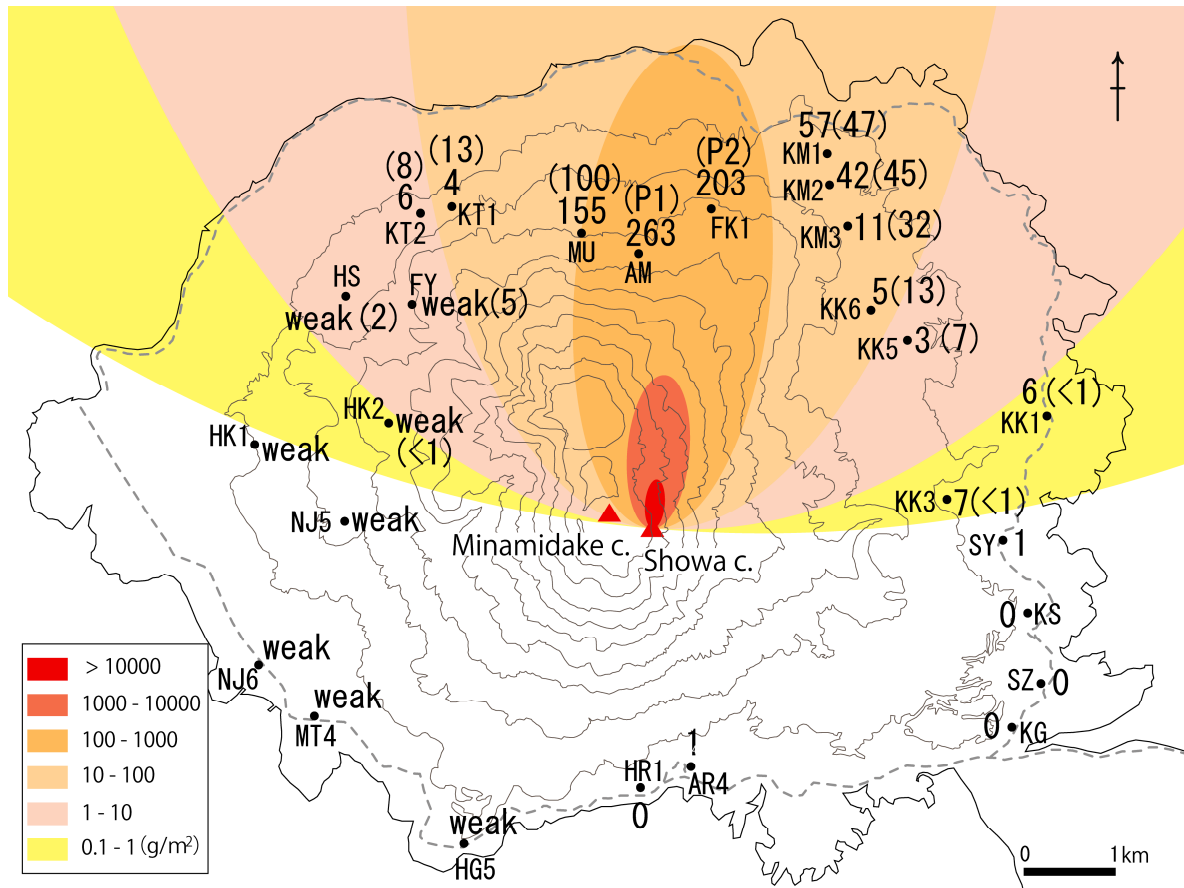


Fig. 39 Spatial distribution of the amounts of the ashfall based on the EAI calculation for 06:36 JST on June 28th at Sakurajima

The values are ash weights per square meter (g/m²) and the values in parentheses are calculated weights. P1 and P2 weights show in Table 10 (Calculation No. C58). This figure is shown in Tajima et al. (2013b).

(5) 2008年5月2日から7日の噴火を例としたEAIによる計算

噴火が短い間隔で断続的に発生した場合、それらを全て観測することは困難となる。このような場合の計算方法を2008年5月2日～7日の観測値から示す。この観測期間中に、5月6日の06:34-06:50, 15:29, 16:05-16:30 JST, 5月7日06:38-06:54 JSTの4回の噴火が発生した(JMA website)。また、この他極めて小さな噴火が、5月6日と5月7日に発生した。

この時の火山灰の堆積量については、HM, KG, ST, HR1に高い値が見られ、それぞれが各噴火に対応すると考えられる。(3)に示した方法において、HMの軸は5月6日06:34-06:50, KGの軸は5月6日15:29, STの軸は5月6日16:05-16:30, HR1は5月7日06:38-06:54と推定した。この南東側への降灰分布は分布域が重なっており、互いの影響を除きながら計算を行う(Fig. 40)。この場合、最初に5月6日15:29(b)の計算を行い、計算値の括弧内の計算上の火山灰堆積量が得られた。次に5月6日16:05-16:30(c)の計算を行うが、最初に5月6日15:29(b)で求められた火山灰堆積量を除去し、その後除去後の火山灰堆積量で分布計算を行った。同様に5月6日15:29(b), 5月6日16:05-16:30(c)による火山灰堆積量を求めその量を除き5月7日06:38-06:54(d)の計算を行った(Table 10, calculation No. C13 to No. C18)。火口から数kmの地点では、概ね値各観測値が説明できる結果が得られた。

(6) EAI法による分布計算の課題

EAI法による分布作成には、簡易性を優先することによって、次のような課題が生じる。1991年のピナツボ火山噴火のように同心円に広がる噴煙(Paladio-Melosantos et al., 1996; Koyaguchi, 1996)に対してはこの方法では計算できない。また、噴煙が極端に蛇行する場合についても遠方域での分布は再現できない。他方、上下層の風向きの異なりによって、複数の分布が生じることがある。複数の分布は、同じ観測期間中の異なる噴火で生じる場合もあり、いずれかを見分けるためには連続サンプリングや目視観測など他の手段が必要となる。

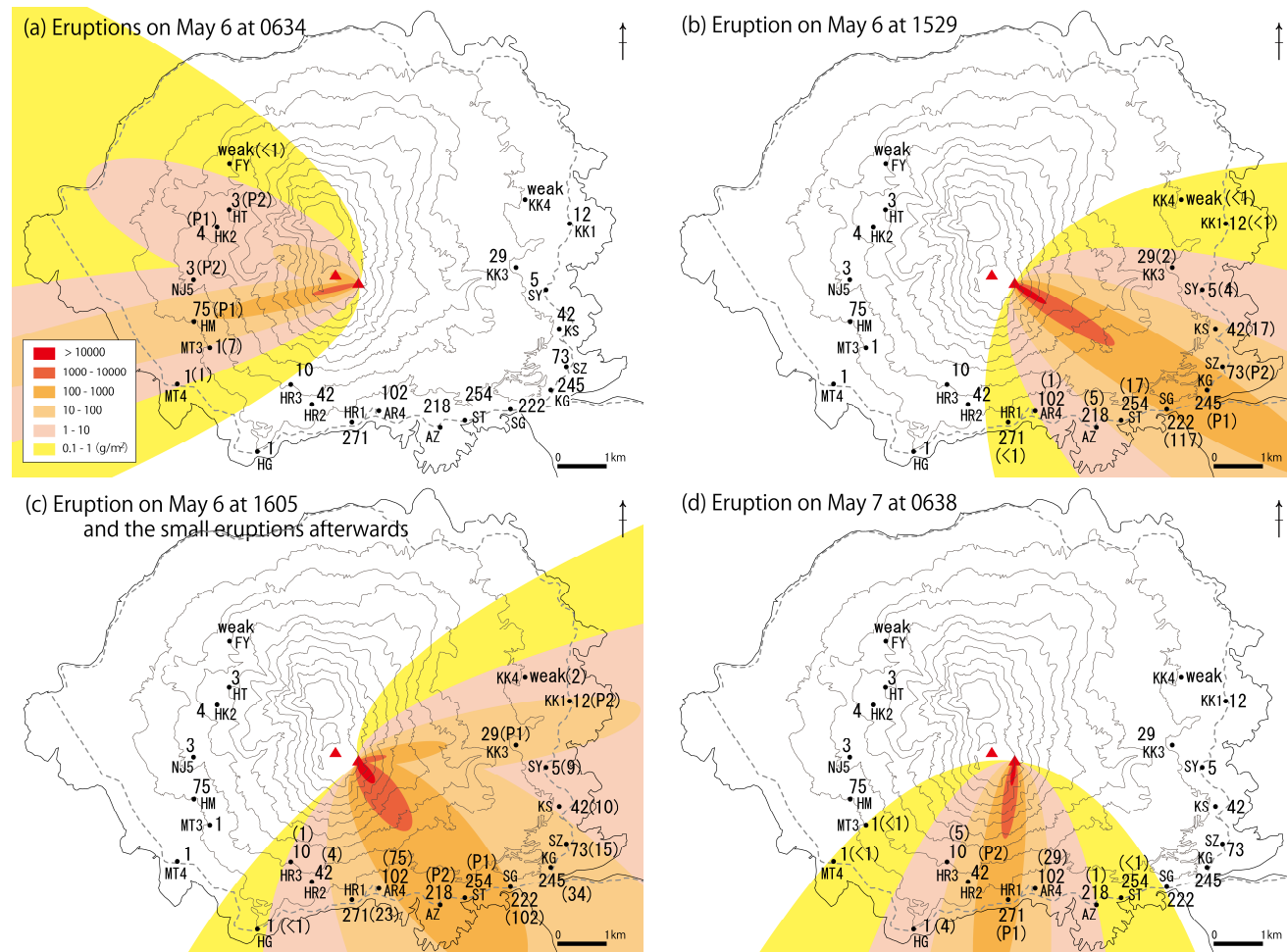


Fig. 40 Spatial distributions of the amounts of the ashfall based on the EAI calculation for May 2nd to 7th eruptions. In this period, four eruptions were recorded: from 06:34 to 06:50 JST on 6th (a: No.C13, C14), at 15:29 JST on 6th (b: No.C15), 16:05 JST on 6th (c: No.C16, C17), and 06:38 JST on 7th (d: No.C18). The values are ash weights per square meter (g/m^2) and the value in parentheses are calculation weights. P1 and P2 weights and calculation No. show in Table 10. This figure is shown in Tajima et al. (2013b).

Table 10 List of eruptions 2008 calculated results by EAI

List of Eruptions by JMA						Volume calculation by EAI (1)									
Y/M/D	Time	Column height (m)	Direction	Obs (Q)	Vent	Calculation No.	Approximate axis direction	Point 1 for ellipse calculation				Point 2 for ellipse calculation			
								loc.	obs. (g/m ²)	subtracted value (s.v.) (g/m ²)	calc. (g/m ²)	loc.	obs. (g/m ²)	subtracted value (s.v.) (g/m ²)	calc. (g/m ²)
2008/2/3	0:39				Showa										
2008/2/3	10:18	> 1500	S-SE	3	Showa										
2008/2/3	15:54	> 1500		4	Showa										
2008/2/4	17:00				Showa										
2008/2/6	10:33	300		1	Showa										
2008/2/6	11:25	> 1000	SE	4	Showa										
2008/2/7	12:12	900			Showa										
2008/4/8	0:29	1200	SE	3	Showa	C02	Determined by JMA information.	AR1	285.6		285.6	AR2	470.3		470.3
2008/4/11	17:21	2200	SE	4	Showa	C03	Determined by JMA information.	AR4	123.1		123.1	-			
2008/4/11	21:09	2200	S	4	Showa	C04	Determined pass on ARI.	AR2	260.2	7.9(C03)	252.2	AR1	6.7	1.8(C03)	50
2008/4/12	11:15	1400	SW	3	Showa										
2008/4/13	5:59	> 1000	NE	3	Showa										
2008/4/13	7:03	> 1000	NE	3	Showa										
2008/4/14	2:31	uk			Showa										
2008/4/14	14:16	1000	SE	3	Showa										
2008/4/15	13:55	1000	SE	3	Showa										
2008/4/15	14:49	1000	SE	3	Showa										
2008/4/21	16:19	1500	SW	3	Showa										
2008/4/27	12:08	1400	SE	3	Showa	C05	SG to AR4	SG	62.8		62.8	ST	37.0		37.0
					Showa	C06		AR4	40.2	1.3(C5)	29.3	AZ	9.6(C5)		19.7
2008/4/28	12:56		SE		Showa	C07	SG to AR4	SG	0.4		0.4	ST	0.4		0.4
					Showa	C08		AR4	0.6		0.6	HR1	0.2		0.2
2008/4/30	13:32	1500	W	3	Showa	C09	HK2	HK2	464		464	NU5	20.6		20.6
2008/4/30	14:00				Showa	C10	AM	AM	264		264	MU	15.5		15.5
					Showa	C11	AM	KS	1.9		1.3	SY	1.7	0.3(C12)	1.4
2008/5/1	6:52	300		1	Showa	C12	ST	ST	7.5	0.6(C12)	7.5	AR4	3.2		3.2
2008/5/6	6:34	1300	SW	3	Showa	C13	HM	HM	75.2		75.2	NU5	2.6		2.6
					Showa	C14	HM	HK2	3.7		3.7	HT	2.8		2.8
2008/5/6	15:29	1500	S	3	Showa	C15	KG to SG	KG	245.5		245.5	SZ	72.6		72.6
2008/5/6	16:05	1400	S	3	Showa	C16	ST to AZ	KK3	28.7	20(C15), 2.7(C17)	24.1	KK1	1.25	0.4(C15), 0.5(C17)	11.6
					Showa	C17		ST	253.6	17.3(C15)	236.3	AZ	21.78	5.3(C15)	212.4
2008/5/7	6:38	2400	S	3	Showa	C18	HR1	HR1	271.4	0.3(C17), 22.7(C16)	248.4	HR2	4.23	3.6(C16)	38.7
					Showa	C19	SY	SY	60.1		60.1	KK3	42.3		42.3
2008/5/8	14:13	2800	SE to N	4	Showa	C20	KK3 to FK1	KK1	1684	18.5(C19), 1.2(C21)	148.6	KK4	103.7	2.4(C19), 0.2(C20), 6.7(C21)	99.3
					Showa	C21		KK6	20.94	0.3(C19), 1.9(C22)	207.1	KM3	203.8	10.5(C22)	193.3
					Showa	C22		FK1	609.2		609.2	AM	39.3		39.3
2008/5/9	7:25	300-700		1	Showa										
2008/5/14					Showa	C23		SY	37.4	3.2(C26), 0.4(C25)	33.8	KK3	27.5	1.8(C26), 1.3(C25)	24.3
2008/5/15	4:51	1000	S	3	Showa	C24	HT	HT	479.1		479.1	HS	199.3		199.3
2008/5/15	20:03	1300	NE	3	Showa	C25	KM3 to KK6	KM2	107.6		107.6	KM3	358.4		358.4
2008/5/17	0:17	2000	SE	4	Showa	C26	AR4 to AZ	AZ	995.8		995.8	ST	510.2		510.2
2008/5/17	18:13	1500	S	3	Showa	C27	MT3 and HR3	MT3	208.5		208.5	MT4	73.9		73.9
					Showa	C28		HR3	90.2	7.5(C26), 0.3(C27)	82.4	HR2	4.57	20.7(C26)	25.0
2008/5/18	3:18	1600	N	3	Showa	C29	KT2 to AM	KT2	423.9	2.9(C24)	421.0	FY	283.7	4.9(C24)	234.4
					Showa	C30		MU	194.1	0.7(C25), 0.2(C24), 4.3(C29)	150.2	AM	101.8	3.1(C25), 13.1(C29)	85.6
2008/5/18	15:25	700	N	3	Showa	C31	KT1 to KT2	KT1	829.9	1.4(C37)	828.6	FY	124.8	13.7(C37)	111.1
2008/5/19	1:10	800	N	3	Showa	C32	AM to MU	AM	396.6	1.7(C36), 9.8(C31)	385.1	FK1	90.1	3.6(C36), 1.9(C31)	84.6
2008/5/19	19:56	uk	uk		Showa	C33	HR2	HR2	360.1	1.5(C34), 15.3(C35)	343.4	HR3	47.3	0.4(C34), 3.7(C35)	43.1
2008/5/20	0:22	2000	SW	4	Minamidake	C34	AZ to ST	AZ	1213.6		1213.6	SG	62.1		62.1
2008/5/20	21:00	2400	S	4	Showa	C35	HR1 to AR4	HR1	651.5	1.2(C35)	639.3	AR4	600.9	58.8(C35)	542.1
2008/5/21	16:21	1200	NE	3	Showa	C36	KK6 to KK5	KK6	161.5		161.5	KK5	223.6		223.6
2008/5/22	11:13	1300	NE	3	Showa	C37	HK2	HK2	353.2		353.2	HT	158.2		158.2
2008/5/23	23:57	uk	uk		Showa	C38	KM2	KM2	459.3	13.9(C36), 0.3(C31), 11.0(C32)	434.1	KM3	117.8	28.4(C36), 0.2(C31), 7.6(C32)	81.7
2008/5/30	14:20	1900	E	3	Showa	C39	MT4	MT4	291.7		291.7	NU6	40.4		40.4
2008/5/30	14:52	1700	E	3	Showa										
2008/5/30	15:22	1800	Top	3	Showa										
2008/5/30	17:04	1200	W	3	Showa	C40	HR3	HR3	537.8	8.4(C39)	529.4	HR2	109.0	1.6(C39)	107.5
2008/5/30	18:44	1700	S	3	Showa										
2008/5/31	15:04	1900	S	3	Showa										
2008/5/31	16:01	1500	S	3	Showa	C41	HR1 to AR4	HR1	236.0	4.9(C40)	231.1	AR4	184.5	1.8(C40)	182.7
2008/5/31	16:41	1300	S	3	Showa										
2008/5/31	17:11	1300	S	3	Showa	C42	AZ to ST	ST	164.5	0.5(C41)	164.0	AZ	138.1	0.2(C40), 20(C41)	136.0
2008/5/31	17:58	1300	S	3	Showa	C43	SG	SG	97.5	2.9(C42)	94.5	KG	20.4	0.4(C42)	20.1
2008/6/1	1:41	2000	NE	4	Showa	C44	HK2 to HT	HK2	415.8	0.3(C39), 0.9(C44), 4.6(C45)	410.1	HT	419.8	2.7(C44), 29.6(C45)	387.5
2008/6/1	11:08	1200	NW	3	Showa	C45	KT2 to KT1	KT2	58.9		58.9	KT1	42.3		42.3
2008/6/1	11:42	1200	NW	3	Showa	C46	FY to HS	FY	202.7	1.7(C45)	185.2	HS	105.2	4.5(C45)	100.7
2008/6/1	12:49	1300	Top	3	Showa	C47	NU5	NU5	62.5	2.2(C39), 0.3(C44), 0.2(C45), 20(C46)	57.8				
2008/6/9	2:34	uk	uk		Showa	C48	SG	SG	155.0	0.4(C53)	154.6	ST	25.7		25.7
2008/6/9	13:09	1000	S	3	Showa	C49	HR1 to AR4	HR1	391	0.2(C48), 2.2(C56)	387	AR4	28.3	0.8(C48), 0.9(C56)	28.5
2008/6/9	20:46	uk	uk		Showa	C50	KT1 to KT2	KT2	74.1	20.3(C57)	53.8	KT1	76.3	11.2(C57)	65.1
2008/6/10	10:23	uk	uk		Showa										
2008/6/10	12:36	uk	uk		Showa	C51	MU	MU	222.0	2.6(C50), 19.2(C57)	200.1	AM	133.1	1.1(C50), 6.2(C57)	125.9
2008/6/10	16:55	uk	uk		Showa										
2008/6/10	18:51	uk	uk		Showa	C52	KMI	KMI	146.0	0.2(C50), 0.2(C51), 2.8(C54)	142.8	KM2	26.2	0.2(C50), 0.2(C51), 4.4(C54)	21.5
2008/6/11	51:5	uk	uk		Showa	C53	KS	KS	23.4		23.4	SY	144.6	0.2(C54)	144.6
2008/6/12	0:09	uk	uk		Showa										
2008/6/12	2:37	2200	NE	4	Showa	C54	KK6	KK6	678.3		678.3	KK5	179.7		179.7
2008/6/12	10:39	uk	uk		Showa	C55	HK1	HK1	286.0		286.0	NU5	11.2		11.2
2008/6/12	18:19	2200	SW	4	Showa	C56	HR3	HR3	172.1		172.1	HR2	25.7		25.7
2008/6/13	22:59	2400	NW	4	Showa										
2008/6/13	23:36	2500	NW	4	Showa	C57	HT to HK2	HT	824.6	7.3(C55)	817.4	HK2	579.4	92.5(C55)	486.9
2008/6/28	6:36	uk	uk		Showa	C58	AM to FK1	AM	262.9		262.9	FK1	20.27		20.27
2008/7/5	17:08	1600	E	3	Minamidake	C59	KK3	KK3	192.8		192.8	SY	29.4		29.4
2008/7/10	9:23	uk	uk		Showa	C60	MT4 to HM	MT4	65.3		65.3	HM	30.3		30.3
2008/7/14	5:08	1700	S	3	Showa										
2008/7/14	6:19	1400	SW	3	Showa	C61	HK2	HK2							

Table 10 continue

Volume calculation by EAI (2)															
Seeking point 1			Seeking point 2			Seeking point 3			Seeking point 4			Determin- ed Axis	Aspect Ratio	α (TS)	Comments on the seeking points and the estimation of distributions
loc.	obs.	seeking	loc.	obs.	seeking	loc.	obs.	seeking	loc.	obs.	seeking	($^{\circ}$)			
(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)	(g/m ²)				
*												50	0.47	3878.1	*In this period we observed two locations, so that the axis degree was determined exhaustively. Main eruptions occurred on Feb. 3 rd and 6 th . Eruptions were divided in the ratio Q3 or uk/Q4 = 1.4
*												67	0.34	451.7	*In this time we observed at two locations, so that the axis degree was determined exhaustively.
*												111	-	1245.9	*In this period we observed at three locations for two distributions, so that the axis degree was determined exhaustively.
*												66	0.08	56.2	*In this period we observed at three locations for two distributions, so that the axis degree was determined exhaustively.
															Medium (Q3) classification.
KG	8	11	SZ	8	3							43	0.20	127.4	
HRI	3	7	HR2	2	1	HR3	2	0	HG	0	0	71.5	0.22	78.5	
KG	x	0										45	0.20	1.1	
AZ	0.2	0	HR2	x	0							81	0.27	0.6	
HT	15	18	FY	5	3	MT4	1	0	HG	x	0	195	0.28	94.0	
FK1	7	12	KMI	13	2	KT1	2	3	KT2	1	2	267.4	0.44	54.4	
KK3	1	1	KK1	2	0							8	0.28	4.0	
AZ	5	7	HRI	1	1	SG	2	4	KG	2	2	52.2	0.48	23.4	
MT3	1	7	MT4	1	1							167.15	0.12	57.2	
FY	w	1										201.6	0.35	6.6	
KS	42	17	SG ¹⁾	222	117	SY	5	4				31.5	0.18	516.9	1) SG was affected by mainly C15 and C17.
KK4	w	2										349.5	0.20	36.0	2) AR4 was affected by mainly C17 and C18.
AR4 ²⁾	102	75	SG ¹⁾	222	102							53	0.39	599.5	
AR4 ²⁾	102	29	HR3	10	5	HG	1	4				97	0.18	237.9	
KS	4	3										354.2	0.12	277.7	1) KK5 was affected by mainly C20 and C21.
KK5 ¹⁾	35	6										339.6	0.08	485.9	2) KMI was affected by mainly C21 and C22.
KM1 ²⁾	81	34	KK5 ¹⁾	35	35							308.3	0.17	455.3	Eruption continued for over 2 hours, from 14:13-16:45 JST.
KM1 ²⁾	81	35										283	0.13	662.2	
KK1 ¹⁾	15	2	KS	w	9							2	0.21	55.8	
KK2	45	44										213.3	0.11	409.3	
KK6	358	306	KMI	41	64	KK1 ¹⁾	15	2	FK1 ²⁾	55	9	308	0.17	803.9	1) KK1 was affected by mainly C23 and C25.
AR4	638	610	HRI ³⁾	155	184	SG	179	106				64	0.33	2050.4	2) FK1 was affected by mainly C25 and C30.
HM	5	5										155	0.08	143.7	3) HRI was affected by mainly C26 and C28.
HG	15	29	HRI ³⁾	155	2							124	0.25	67.0	4) KT1 was affected by mainly C29 and C30.
KT1 ⁴⁾	392	341										233.6	0.23	953.4	
KT1 ⁴⁾	392	54	FK1 ²⁾	55	18							252	0.36	342.5	
HS ¹⁾	45	28	KT2	624	612							237	0.16	1262.8	
MU	392	343	KMI ²⁾	69	11							261	0.33	743.8	
HR3 ³⁾	47	31										111	0.17	208.8	
ST	1076	1121	KG	29	19	SZ	4	6				55	0.19	1695.5	1) HS was affected by mainly C31 and C37.
AZ	c	8	HR3 ³⁾	47	4							88	0.16	740.6	2) KMI was affected by mainly C32 and C38.
KK1	22	23										323	0.30	422.2	3) HR3 was affected by mainly C33 and C35.
HS ¹⁾	45	24										201.6	0.20	367.1	
KM1 ²⁾	69	54										299.2	0.03	565.5	
HR3	c	8	NJ5	c	2							151	0.15	406.8	
MT4	c	5	HRI	c	5							124	0.20	348.9	The distributions of C39 and C40 include on May 30 th from 14:20 to 18:44 JST eruptions.
HR2	c	4	AZ	c	2							88	0.14	271.1	
AR4	c	2	SG	c	3							56	0.10	219.2	The distributions of C41 to C43 include on May 31 th from 15:04 to 17:58 JST eruptions.
SZ	1	3										37	0.13	130.1	
HK1	2	8										205.9	0.10	443.4	
MU	w	2										233.5	0.17	98.1	
KT2	c	9										221	0.12	187.3	
NJ6	c	2										182	-	73.0	
KG	24	28	SZ	5	5							39.5	0.17	216.1	
HR2	c	4										90	0.27	44.5	
FY	152	25										238	0.29	169.4	
KM1	c	0										261	0.10	305.3	The distribution of C51 includes on June 10 th at 10:23 and 12:36 JST eruptions.
KK6	c	0										295	0.03	46.5	The distributions of C52 and C53 include on June 10 th and June 11 th eruptions.
KK3	35	59										2	0.16	182.0	
KM2	c	4										317	0.11	543.1	The eruption is divided in the ratio uk/Q4 = 1.4 on June 12 th .
HM	1	1										195	0.08	450.6	
MT4	13	18										133	0.24	250.5	
FY	152	134										209	0.23	931.4	
KM1	57	47	KM2	42	45	KT1	4	13	KT2	6	8	275	0.40	598.6	
KS	2	1	KK1	1	1							359	0.07	122.0	
NJ6	29	30	HG	5	7							150	0.33	207.5	
NJ5	17	19										200	0.24	220.6	The distribution of C61 includes on July 14 th eruptions.
HS	w	3										233.5	0.16	73.7	The distribution of C62 includes on July 25 th , 26 th and 27 th eruptions.
KM1	7	2	KM2	w	2	KM3	w	1				262.2	0.12	1850.4	The distribution of C63 includes on July 28 th eruptions.
HS	77	72	KT2	16	19	KT1	9	8	HK2	22	13	221	0.21	167.0	
FK1	6	11	KMI	2	1							270	0.29	38.5	
HS	2	3	HK1	1	1							207	0.18	21.8	
HR3	w	0	AR4	w	2							89	0.09	6.7	
SG	0	1	KG	0	0							45	0.21	3.0	

(After Tajima et al., 2013b)

4.4.2. 江頭の方法による火山灰堆積量

桜島の SVRC では江頭 (1988; 2001) の方法に基づき月毎の火山灰堆積量を求めている。江頭 (1988) は、桜島周辺において鹿児島県が大型のポリバケツで観測している観測値を用いて火山灰堆積量を算出する方法を提案した。この方法は、Fig. 41 の様に南岳火口を中心に 8 象限に分け、その象限内の火山灰堆積厚の減衰率を、5 km 内の桜島島内火口近傍域では式 17、遠方の 3 km 以上 50 km 以内では式 18 によって近似するものである。ここで、 d_0 、 D_0 、 a 、 b は最小 2 乗法によって求められる。各象限毎に、近似式を作成し、象限内は一様に減衰すると考え積分計算を行っている。式 17 では 0~3 km、式 18 では 3 km から 10 g/m³ のまでを積分している。

$$d(x) = d_0 \exp(-ax) \dots\dots\dots (17)$$

$$D(x) = D_0 x^{-b} \dots\dots\dots (18)$$

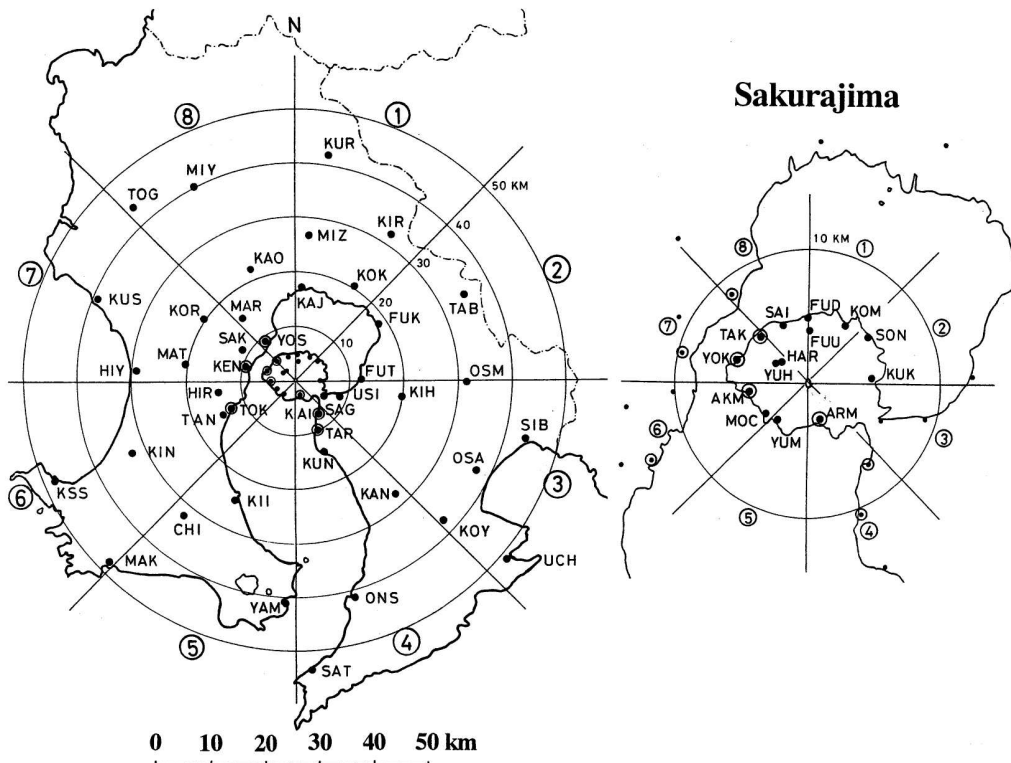


Fig. 41 Observation stations (solid circles) of volcanic ash-fall deposits in Kagoshima Prefecture and the number of sectors
 Double circles show daily observation stations. Origin of co-ordinates is at the active crater of Sakurajima. This figure is shown in Eto (2001).

4.4.3. 最大－最小層厚について

EAI 法を用いた桜島のテフラ堆積量の算出を行う。EAI 法によるテフラ堆積量算出には式 15 を用いる。Tajima et al. (2013b) では、層厚の最大値を宝田・他 (2001) に従い、 1000 m^2 になる時の厚さとし、最小値を 0.1 g/m^2 までとした。この条件で火山灰堆積量を計算した場合、SVRC の 2008 年の総テフラ堆積量と大きく異なる結果となった。原因の一つは、江頭 (2001) は、 10 g/m^2 までをテフラ堆積量として計算していることである。もう一つは、火口近傍では吉本・他 (2005) が指摘するように、火山灰はさほど堆積していない可能性があるためである。Tajima et al. (2013b) は、 1000 m^2 まではテフラの層厚が一様に増加すると考えて計算しており、これが過剰となった可能性がある。なお、吉本・他 (2005) は、浅間山の^{かまやま}釜山火口に相当する面積を堆積厚の上限とし、それより内側は計算上除外した。吉本・他 (2005) のような設定は浅間山では適応できるが、他の火山には導入できない。

そこで、本論における桜島の計算例では、最小層厚の等層厚線面積に対する面積比によって最大層厚限界を設定する検討を行った。具体的には、江頭 (2001) と同様に火山灰の最小層厚を 10 g/m^2 とし、最大層厚を 10 g/m^2 等層厚線面積の 0.1%、1% (0.1 g/m^3 に対する 0.001%、0.01%) の面積に相当する層厚として考えた。なお、Tajima et al. (2013b) と比較するために、同論で計算された分布を用いて火山灰堆積量の再計算を行った (Table 12)。

Table 11 にその結果を示すが、 1000 m^2 を最大層厚とし、 0.1 g/m^2 を最小層厚とした Tajima et al. (2013b) の計算ケース A が示すテフラ堆積量は、SVRC の 1 倍～5.8 倍となる。特に、2 月、4 月、5 月は各 5.8 倍、3.6 倍、3.4 倍となり SVRC の計算結果と大きく異なる。Tajima et al. (2013) は 0.1 g/m^2 を最小値としたことに加え、2 月、4 月は観測点の設置が整わず、計算精度が低くなったためと考えられる。また、5 月が離れた値となるのは、計算式の相違によるものと考えられる。観測条件が整った 6 月以降は、1.0～2.5 倍となり乖離程度は下がる (Table 11 の A(Case-A))。なお、最大層厚の条件は変えずに、最小層厚を江頭 (2001) と同じ、 10 g/m^2 とした計算ケース B の場合には 6 月以降では、0.5～1.4 倍となる (Table 11 の B(Case-B))。これに対して、最小層厚面積に対する面積比で最大層厚の限界 (10 g/m^2 の等層厚線面積の 0.1% を最大層厚) を設定した計算ケース C は、6 月以降で 0.8～1.7 倍になる (Table 11 の C(Case-C))。Table 11 のケース C は、ほぼ SVRC のテフラ堆積量と整合した結果が得られた (Fig. 42)。

同様に 1%とした計算ケース D の場合には、6 月以降で 0.5~1.1 倍になる (Table 11 の D(Case-D)). なお、ケース D では、 10 g/m^2 の 1% (0.1 g/m^2 の 0.001%) の面積を計算上除外した。この除外量は場合によっては $2 \times 2 \text{ km}^2$ に相当する面積となり、実態とかけ離れているため過小評価となったと考えられる。

桜島のテフラ堆積量については、Case-C の条件で計算するのが今のところ望ましいと考えられる。多くの観測事実では、細粒径で減衰量が大きくなり、粗い粒径では増厚量が低下する (鈴木, 1981; Pyle, 1989)。この課題については、多段階の式で計算することによって解決する方法が試みられている (Fierstein and Nathenson, 1992)。一方、本法では現象を近傍域の除外で、両側の減衰率の変化を調整する方法を取った。この方法にも課題があるが、多段階の式を導入する場合、折れ点位置の自動決定の方法を導入する必要がある。その検討に時間を要すると考えられる。本論では、簡易性を優先し、桜島での SVRC 火山灰堆積量に適した 10 g/m^2 を最小層厚とし、その 0.1% の範囲を最大層厚とする Case-C での計算を行う。なお、単年の結果であるためより長い期間についても、両者が整合するか検証を行う必要がある。昭和火口近傍では、火砕丘が発達しており堆積が進行している。火砕丘については、小噴火による火山灰、火山礫の堆積と弾道噴出物が成長に寄与している可能性が考えられ、さらに詳しい解析が必要となる。

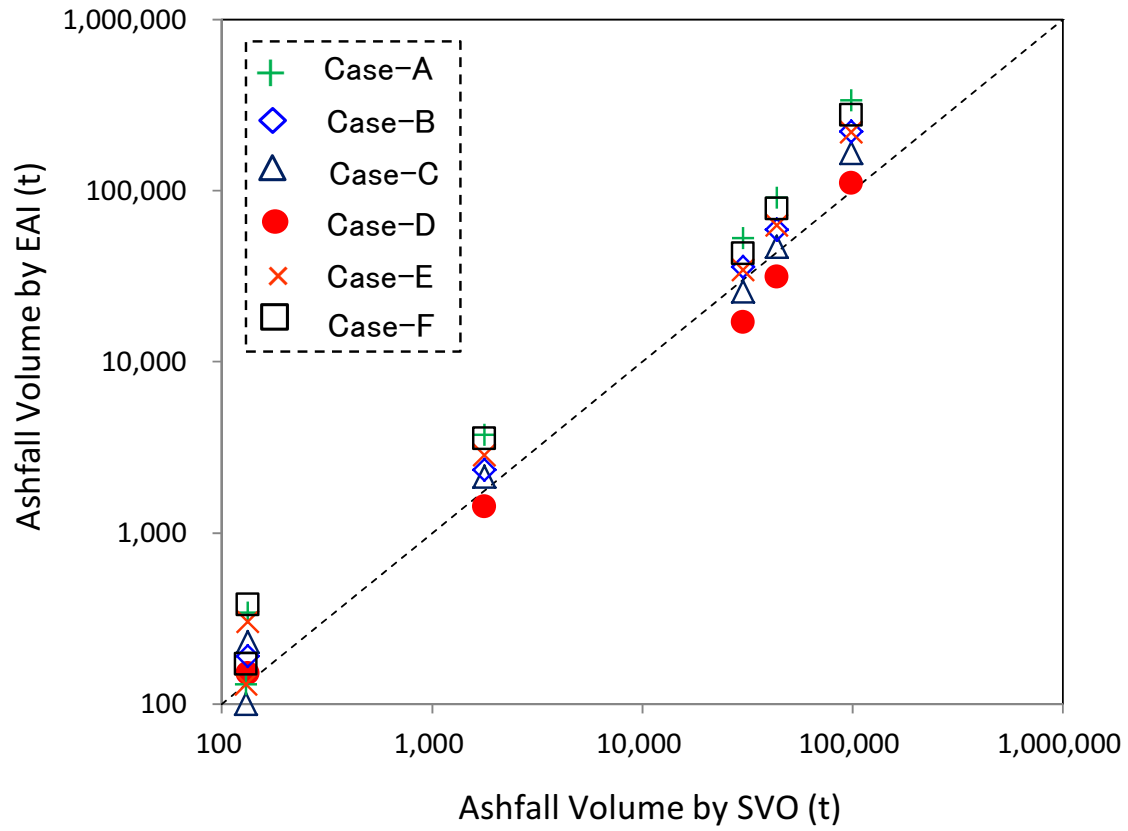


Fig. 42 Relation between ashfall volumes by SVO and by the EAI method
 Those are EAI calculation results from May to October in 2008 at Sakurajima volcano.

Table 11 Calculation ashfall volume at Sakurajima in 2008

Method	Calculation thickness		Volume of tephra in 2008										
	Maximum	Minimum	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	total	
SVO result*	0 g/m ²	10 g/m ²	15,575	–	23,832	98,975	43,690	30,162	1,783	134	130	214,281	
EAI result	A**	10000 m ² area thickness	0.1g/m ²	<i>90,610</i>	–	<i>85,000</i>	336,110	90,710	52,830	3,740	340	130	659,470
	B	10000 m ² area thickness	10 g/m ²	<i>63,820</i>	–	<i>55,990</i>	222,310	59,340	35,740	2,330	190	70	439,790
	C	0.1% area thickness of 10 g/m ²	10 g/m ²	<i>40,180</i>	–	<i>43,490</i>	165,960	47,040	25,630	2,130	230	100	324,760
	D	1% area thickness of 10 g/m ²	10 g/m ²	<i>26,790</i>	–	<i>29,010</i>	110,660	31,350	17,080	1,420	150	70	216,530
	E	1% area thickness of 10 g/m ²	0.1g/m ²	<i>53,580</i>	–	<i>72,400</i>	219,210	62,720	34,190	2,840	300	130	445,370
	F	0.1% area thickness of 10 g/m ²	0.1g/m ²	<i>66,970</i>	–	<i>72,510</i>	276,640	78,380	42,720	3,550	380	170	541,320

* Calculation method proposed by Eto (2001).

** Ashfall volume shown by Tajima et al. (2013)

Those volumes are concluded based on Table 12.

Table 12 Case studies for eruption volume calculated by EAI in Table 10

List of Eruptions by JMA						Volume calculation by EAI												
Y/M/D	Time	Column height (m)	Direction	Class (Q)	Vent	Calculation No.	CaseA		CaseB		CaseC		CaseD		CaseE		CaseF	
							EAI (t)	Eruption (t)	EAI (t)	Eruption (t)	EAI (t)	Eruption (t)	EAI (t)	Eruption (t)	EAI (t)	Eruption (t)	EAI (t)	Eruption (t)
2008/2/3	0:39				Shows			7551		5318		3348		2233		4465		5581
2008/2/3	10:18	> 1500	S-SE	3	Shows			7551		5318		3348		2233		4465		5581
2008/2/3	15:54	> 1500		4	Shows			30203		21273		13393		8930		17860		22323
2008/2/4	17:00				Shows	C01	90610	7551	63820	5318	40180	3348	26790	2233	53580	4465	66970	5581
2008/2/6	10:33	300		1	Shows													
2008/2/6	11:25	> 1000	SE	4	Shows			30203		21273		13393		8930		17860		22323
2008/2/7	12:12	900			Shows			7551		5318		3348		2233		4465		5581
2008/4/8	0:29	1200	SE	3	Shows	C02	9100	9100	5980	5980	4680	4680	3120	3120	6240	6240	7800	7800
2008/4/11	17:21	2200	SE	4	Shows	C03	26990	27950	18380	18950	12910	13490	8610	9000	17210	17990	21520	22490
2008/4/11	21:09	2200	S	4	Shows	C04	960		570		580		390		780		970	
2008/4/12	11:15	1400	SW	3	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/13	5:59	> 1000	NE	3	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/13	7:03	> 1000	NE	3	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/14	2:31		uk	uk	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/14	14:16	1000	SE	3	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/15	13:55	1000	SE	3	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/15	14:49	1000	SE	3	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/21	16:19	1300	SW	3	Shows			(5200)		(3400)		(2700)		(1800)		(5400)		(4500)
2008/4/27	12:08	1400	SE	3	Shows	C05	2320	3690	1440	2270	1320	2130	880	1420	1760	2840	2200	3560
2008/4/28	12:56		SE		Shows	C06	1370		830		810		540		1080		1360	
2008/4/30	13:52	1500	W	3	Shows	C07	10	20	0	0	10	20	10	10	10	20	20	30
2008/4/30	14:00				Shows	C08	10		0		10		10		10		10	
2008/4/30	14:00				Shows	C09	1670	1670	1020	1020	970	970	650	650	1300	1300	1620	1620
2008/5/1	6:52	300		1	Shows	C10	920	970	550	570	560	600	390	410	750	810	940	1010
2008/5/1	6:52	300		1	Shows	C11	50	20	20	20	40	30	30	30	60	70	70	1010
2008/5/1	6:52	300		1	Shows	C12	370	370	210	210	240	240	160	160	320	320	400	400
2008/5/6	6:34	1300	SW	3	Shows	C13	970	1060	580	630	590	660	450	450	790	880	990	1100
2008/5/6	15:29	1500	S	3	Shows	C14	90		50		70		50		90		110	
2008/5/6	15:29	1500	S	3	Shows	C15	10,510	10,510	6,940	6,940	5,360	5,360	3,570	3,570	7,140	7,140	8,930	8,930
2008/5/6	16:05	1400	S	3	Shows	C16	590	12920	340	8530	370	6580	250	4390	500	8780	620	10970
2008/5/6	16:05	1400	S	3	Shows	C17	12,330	8,190		6,210		4,140		8,280		10,350		
2008/5/7	6:38	2400	S	3	Shows	C18	4,560	4,560	2,920	2,920	2,460	2,460	1,640	1,640	3,290	3,290	4,110	4,110
2008/5/8	14:13	2800	SE to N	4	Shows	C19	5,390	3,470		2,880		1,920		3,840		4,800		
2008/5/8	14:13	2800	SE to N	4	Shows	C20	9,840	6,480		5,040		3,360		6,710		8,390		
2008/5/8	14:13	2800	SE to N	4	Shows	C21	9,180	6,030		4,720		3,150		6,290		7,860		
2008/5/8	14:13	2800	SE to N	4	Shows	C22	13,720	9,140	30,650	6,860	24,170	4,570	16,110	9,150	30,140	11,440	40,290	
2008/5/8	14:13	2800	SE to N	4	Shows		11,750	5,530		4,670		3,110		4,150		7,800		
2008/5/9	7:25	300-700		1	Shows	C23	950	950	560	560	580	580	390	390	770	770	960	960
2008/5/14	4:51	1000	S	3	Shows	C24	8,180	81,800	5,350	53,500	4,240	42,400	2,830	28,300	5,650	56,500	7,070	70,700
2008/5/15	20:03	1300	NE	3	Shows	C25	16,890	168,900	11,330	113,300	8,330	83,300	5,550	55,500	11,110	111,100	13,880	138,800
2008/5/17	0:17	2000	SE	4	Shows	C26	45,950	459,500	31,780	317,800	21,250	212,500	14,160	141,600	28,330	283,300	35,410	354,100
2008/5/17	18:13	1500	S	3	Shows	C27	2,650	1,650		1,490		990		1,990		2,480		
2008/5/17	18:13	1500	S	3	Shows	C28	1,160	3810	700	2350	690	2180	460	1450	930	2920	1,160	3640
2008/5/18	3:18	1600	N	3	Shows	C29	20,270	13,680	18,070	9,880	13,430	6,590	13,170	8,960	16,470	16,470	22,390	
2008/5/18	3:18	1600	N	3	Shows	C30	6,760	4,390		3,550		2,370		4,730		5,920		
2008/5/18	15:25	700	N	3	Shows	C31	27,380	273,800	18,650	186,500	13,080	130,800	8,720	87,200	17,440	174,400	21,900	219,000
2008/5/19	1:10	800	N	3	Shows	C32	15,540	155,400	10,400	104,000	7,710	77,100	5,140	51,400	10,280	102,800	12,840	128,400
2008/5/19	19:56	uk	uk	uk	Shows	C33	3,960	3,960	2,520	2,520	2,160	2,160	1,440	1,440	2,880	2,880	3,610	3,610
2008/5/20	0:22	2000	SW	4	Minamidake	C34	37,510	375,100	25,800	258,000	17,570	175,700	11,710	117,100	23,420	234,200	29,280	292,800
2008/5/20	21:00	2400	S	4	Shows	C35	15,460	15,460	10,350	10,350	7,670	7,670	5,120	5,120	10,230	10,230	12,990	12,990
2008/5/21	16:21	1200	NE	3	Shows	C36	8,460	8,460	5,540	5,540	4,370	4,370	2,920	2,920	5,830	5,830	7,290	7,290
2008/5/22	11:13	1300	NE	3	Shows	C37	7,280	7,280	4,740	4,740	3,800	3,800	2,540	2,540	5,070	5,070	6,340	6,340
2008/5/23	23:57	uk	uk	uk	Shows	C38	11,580	11,580	7,670	7,670	5,860	5,860	3,910	3,910	7,810	7,810	9,770	9,770
2008/5/30	14:20	1900	E	3	Shows	C39	8130		5320		4210		2810		5620		7020	
2008/5/30	14:52	1700	E	3	Shows			15020		9800		7830		5220		10440		13050
2008/5/30	15:32	1800	Top	3	Shows													
2008/5/30	17:04	1200	W	3	Shows	C40	6890		4480		3620		2410		4820		6030	
2008/5/30	18:44	1700	S	3	Shows													
2008/5/31	15:04	1900	S	3	Shows	C41	5250		3380		2810		1870		3750		4680	
2008/5/31	16:01	1500	S	3	Shows													
2008/5/31	16:41	1300	S	3	Shows	C42	4180	11,810	2660	7,520	2,270	6,430	1,510	4,280	3,030	8,580	3,790	10,720
2008/5/31	17:11	1300	S	3	Shows													
2008/5/31	17:58	1300	S	3	Shows	C43	2380		1480		1350		900		1800		2250	
2008/6/1	1:41	2000	NE	4	Shows	C44	8920	8920	5850	5850	4590	4590	3060	3060	6130	6130	7860	7860
2008/6/1	11:03	1200	NW	3	Shows	C45	1750	1750	1070	1070	1020	1020	680	680	1360	1360	1690	1690
2008/6/1	11:42	1200	NW	3	Shows	C46	3530	3530	2230	2230	1940	1940	1290	1290	2580	2580	3230	3230
2008/6/1	12:49	1300	Top	3	Shows	C47	1270	1270	770	770	760	760	500	500	1010	1010	1260	1260
2008/6/9	2:34	uk	uk	uk	Shows	C48	4,110	4,110	2620	2620	2240	2240	1490	1490	2990	2990	3730	3730
2008/6/9	13:09	1000																

4.4.4.2 点計算以外の算出方法

桜島では、噴火が長い時間続くことによって、1回の噴火にも関わらず広い範囲に火山灰の堆積が生じることがある。このような場合、EAI法による分布を計算することは難しく、手書きで等層厚線を描くことになる。しかし、桜島は外周が海に囲まれており、複数の等層厚線を描くことが難しい場合が多い。これを解決するために、 $\alpha = TA$ (α : coefficient; T: m, A: m²) の関係より、 α と質量(体積)の関係を予め求めておけばテフラの堆積量が一つの等層厚線から求められることになる。TAと堆積質量(t)との関係は、式19になる。ここで、Table 11に示したCase-Cについて、火山灰のみかけ堆積密度を1.0 g/cm³とした場合、 β 値は6.9、 γ は1となる(Fig. 43)。他の計算ケースの β と γ 値については、Table 13に示す。

$$V = \beta TA^\gamma \dots\dots\dots (19)$$

2008年5月8日14:13-16:45 JSTの噴火の後、火山灰の放出が数時間継続した。14:13-16:45 JSTの噴火自体はEAI法による分布を描くことが可能であった。しかし、その後の噴火では、風向きが徐々に変化し、桜島内のほぼ全域に火山灰の堆積が生じており、EAI法による分布を描くことはできなかった。この時は、30 g/m² (0.00003 m)の等層厚線を手書きで描き、その面積が22.6×10⁶ m²であることから式19を用いて4670 t等の値を算出した。

2008年4月11日の噴火では、1点しか火山灰堆積量の値が得られなかった。この噴火では現地の調査情報から計算軸位置が得られた。このような場合、式4を用いることによってテフラ堆積量を求めることができる。式4に必要な値はアスペクト比であり、アスペクト比はTable 10の2008年の噴火の平均値である0.21を用いた。2008年4月11日と6月1日の噴火は、この方法においてEAI分布を描き堆積量を求めた(Table 10 and Table 12, calculation No. C03 and No. C47)。

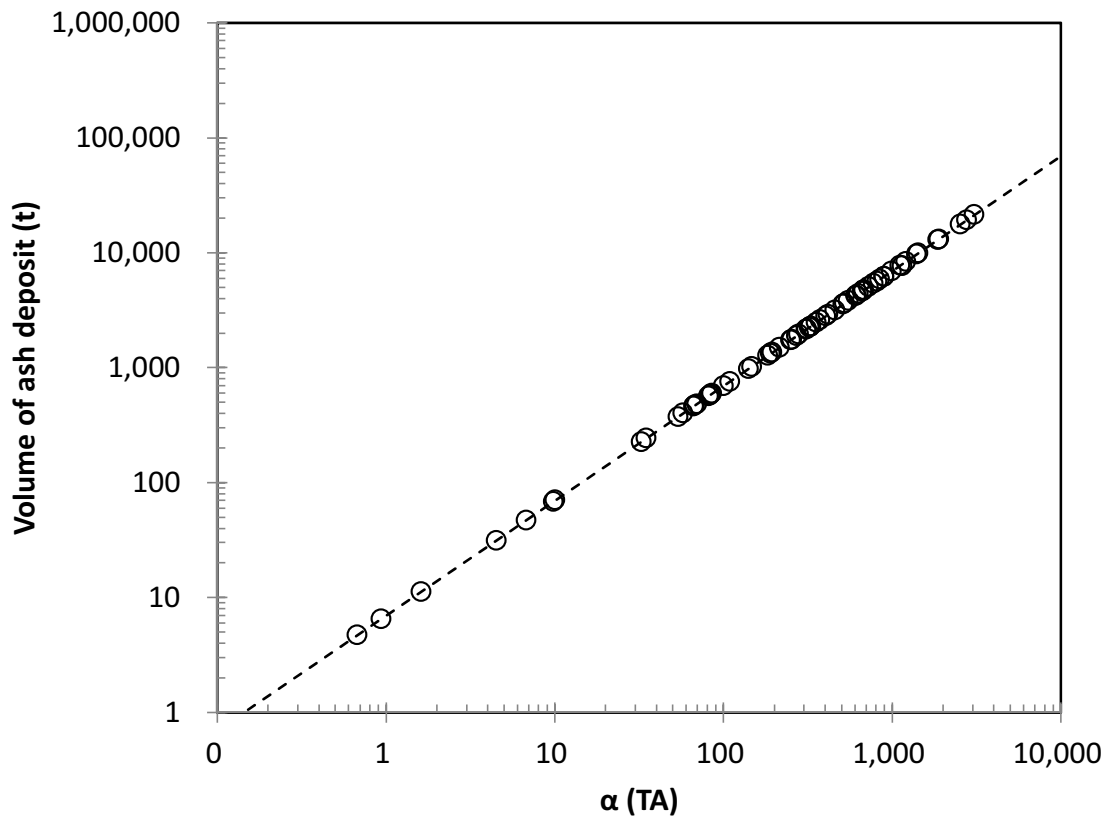


Fig. 43 The relationship between α and volume of ash deposit
 This figure shows $V=6.9\alpha$ estimated based on Case-C EAI calculations.

4.4.5. 日堆積量から見た桜島 2008 年の活動

4.4.3 項, 4.4.4 項によって, 2008 年における桜島の火山灰堆積量を算出することができる. Fig. 44 は, Case-C の条件を用いて日単位に換算した火山灰堆積量である. 最初の活動は 2 月 3 日~7 日に生じた. この時の火山灰堆積量は, 期間を通じて約 40000 t となる. しかし, 4.4.3 で述べたように SVRC が求めた月毎の火山灰堆積量より, 大きな値となった. この時は 2 点の観測値のみによって計算しており, 他に検証する点を得られなかったため精度の低い EAI 分布となった可能性がある. その後, 4 月に入り噴火が生じたが, 4 月 8 日, 4 月 11 日の噴火は 2 月の噴火同様, 数点のみで計算しており, 精度に劣る EAI 分布と考えられる. また, 4 月 12 日~21 日までは観測値が得られず, 中量噴火の平均値を用いた. このため 4 月の火山灰堆積量は精度が劣る. 4 月 27 日以後は, 島の周囲に観測点を配置したため計算を検証する観測点を得られ, EAI 分布計算の検証を行うことが可能となった. このため 5 月以降の EAI 分布は, 良好な精度が保たれていると考えられる. 2008 年は, 2 月に相対的に規模の大きな噴火が発生した. 4 月 21 日より 6 月 3 日の間は, 噴火が頻繁に生じ期間の噴出率が上昇し, そのピークは 5 月 6 日~23 日頃と考えられる. その後, 6 月 14 日~6 月 28 日には噴出率が低下し, さらにその後は単発の噴火が時々生じ噴出率が低下した. この様に EAI 法を用いることにより, 場合によっては日レベルの噴出量を求めることが可能となり, より高分解能の噴火推移解析に寄与できる可能性がある.

なお, 4 月 12 日~21 日のように観測ができない場合, 気象庁が発表する「噴火に関する火山観測報」から概算することも出来る. 気象庁は一定の条件を満たした噴火について噴火直後に「噴火に関する火山観測報」を発表し, その中で 7 クラス (Q1~Q7) に分けられた「噴煙量」の情報を出す (気象庁, 1994). 本論によって, Case-C の場合について, 中量の平均値は約 2700 t, やや多量の平均値は約 10000 t と計算される. ただし, 「噴煙量」は視認情報であるため年などによって値は変動することに留意する必要がある. 本法を用い長期間の観測を行うことによって, 「噴煙量」の情報を数値化できる可能性がある.

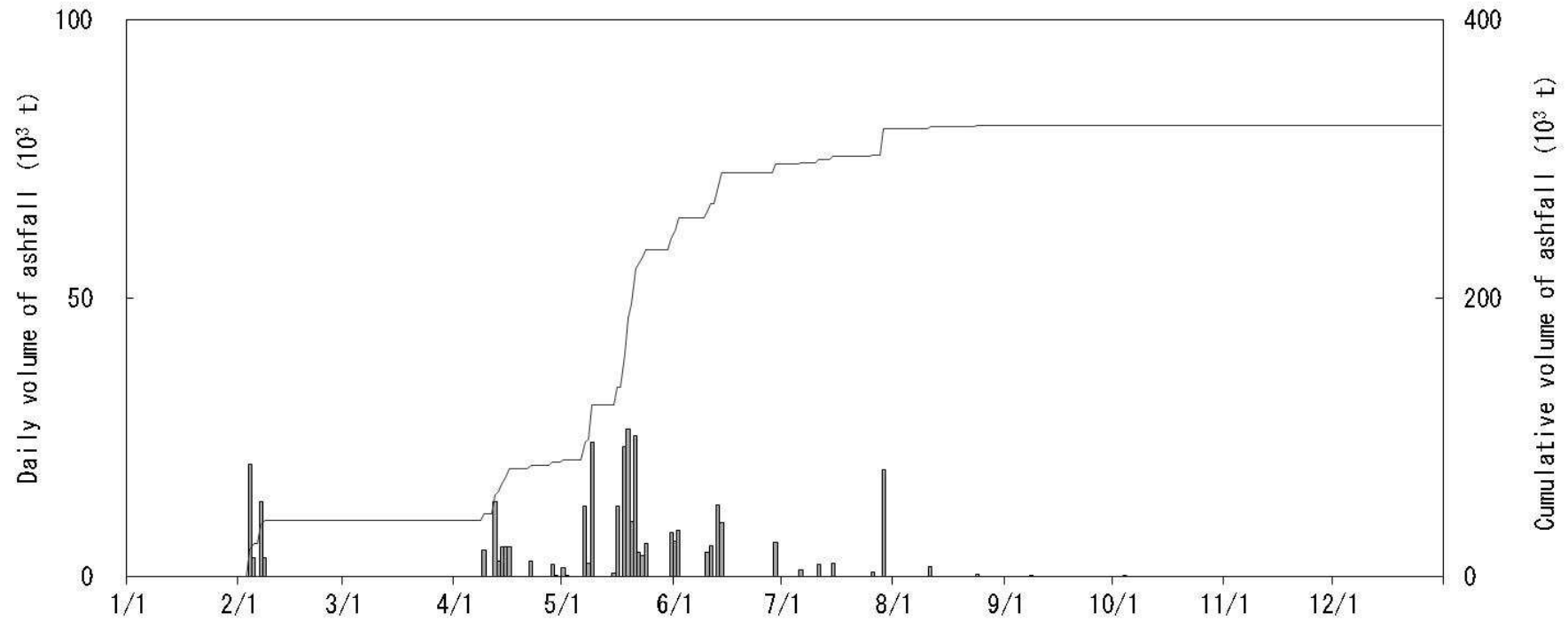


Fig. 44 Temporal changes of ashfall volumes determined by the EAI method

The column bars denote the daily ashfall volumes determined by the EAI method, and the step line represents the cumulative volume.

The calculation used integral limit from maximum of the 0.1% area of 10 g/m² isopach area to minimum of the 10 g/m² isopach area (Case-C). Those values are calculated based on Tajima et al. (2013b).

4.4.6. EAIによる計算軸角度と堆積量の関係

2点によるEAIの計算手法では、計算軸の角度によって求められる分布形状やテフラ堆積量が大きく変化する。ここでは、桜島のケースを使って、その関係を概念的に示す。Fig. 37のAR4で仮に 50 g/m^2 の値が得られ、HR1で 100 g/m^2 の値が得られたとする。この値を用いて、計算軸を 360° 回転させてテフラ堆積量の変化を見る (Fig. 45)。

計算軸が観測点の反対側 ($171 < \theta < 4$)にある時、解は得られない。この場合、東から時計回りに4度を超えると解が得られる (Fig. 46)。しかし、この時は計算軸が短軸となり、直交軸が長軸となる。実際のテフラ分布がこの様な形状となることは考えがたく、このような計算結果は非現実的な解として排除できる。次に、 24° より大きくなると ($24 < \theta \leq 87$) 再度解が得られなくなる (Fig. 46)。これは、軸に対して低い値が内側となるためである。

最も注意する必要があるのは、計算軸が観測点に近い時である。EAI法によって計算する場合、計算に使用する2点は最大値と2番値もしくは3番値を用いることが多い。本計算例の場合、 87° と 88° の間で無限大となり、 90° 付近で最小値が得られ、 3° 程の間に最大と最小値が得られることになる (Fig. 46)。この様な条件で計算を行う場合、計算軸の刻み角度をより小さくして慎重に計算を行う必要があり、必ず観測点以外の観測値によって計算分布と観測値が整合しているか検証する必要がある。 90° を超えると楕円比が徐々に大きくなり、テフラ堆積量も増加する ($90 < \theta < 151$)。 151° 付近で円となり、それを超えると ($151 \leq \theta \leq 171$)、再度計算軸が短軸となる (Fig. 46)。

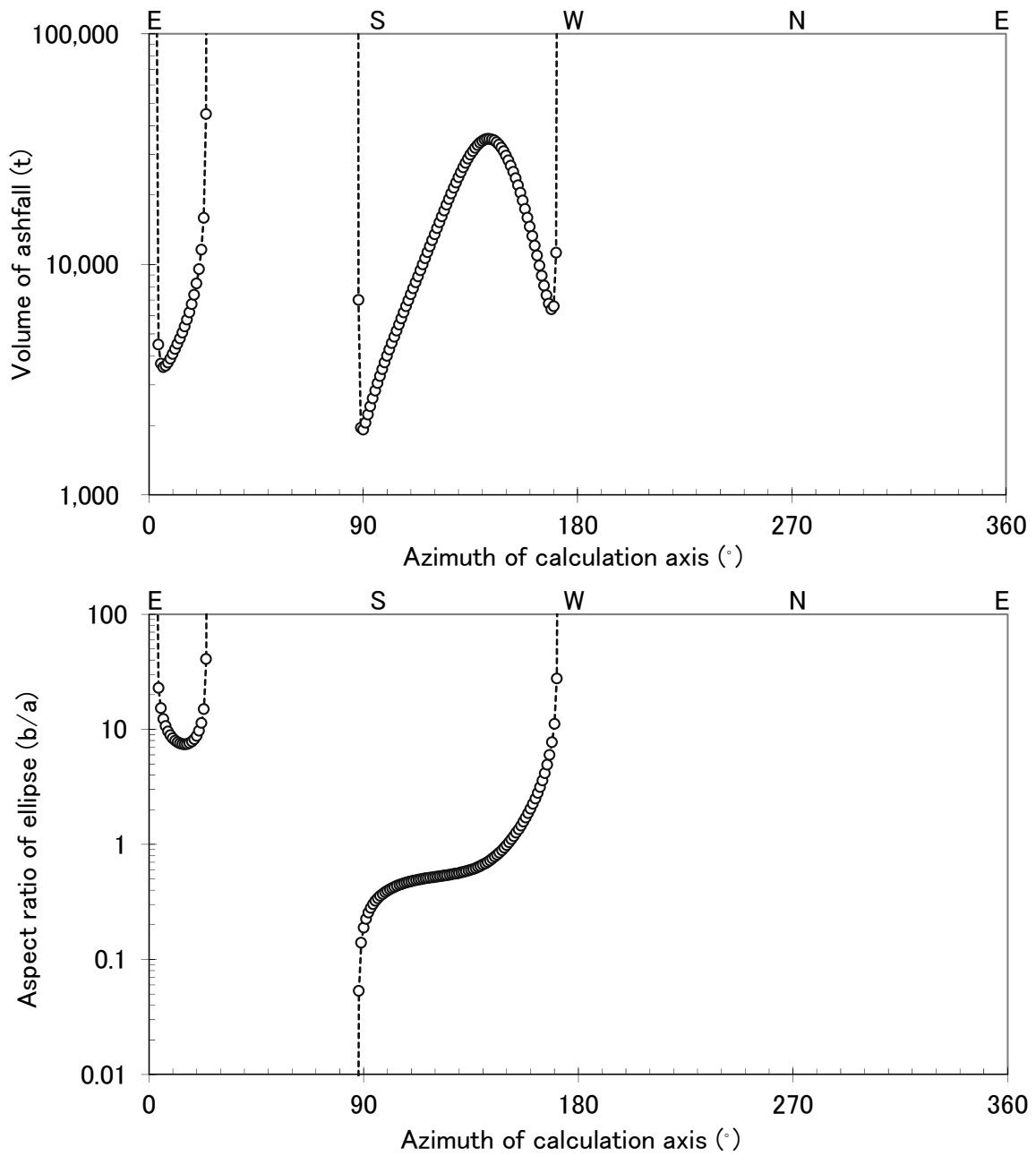


Fig. 45 The aspect ratio vs. calculation axis azimuth of the EAIs by the trial calculations of the two data points calculation

See the section 4.4.6 in the text for details of the calculation procedure. This figure is shown in Tajima et al. (2013b).

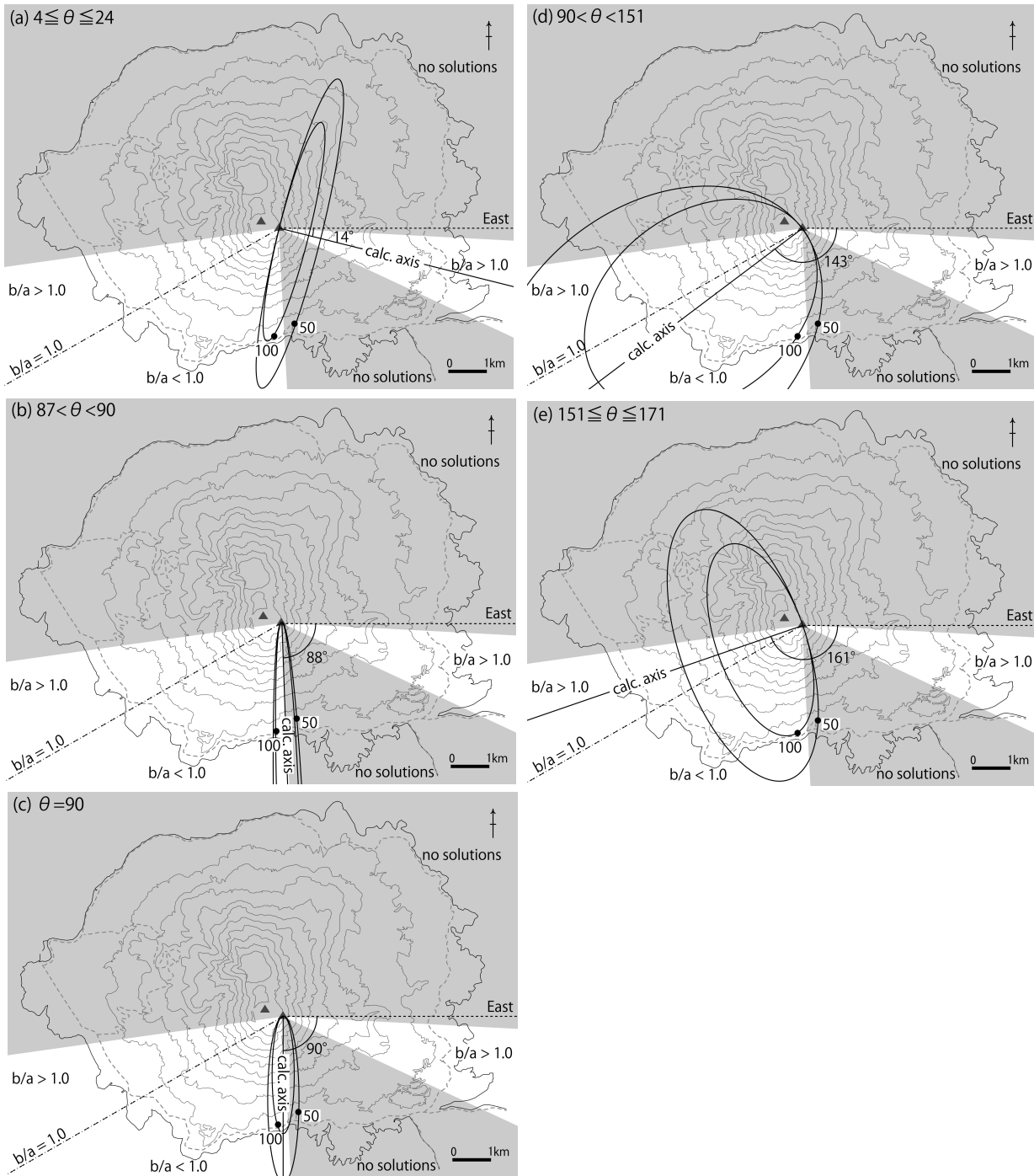


Fig. 46 The schematic representation of the results of the trial calculations by the EAI method

We used the virtual ashfall amount measured at two points (100 g/m^2 and 50 g/m^2). The calculation axis is rotated clockwise from east to north. The shaded area shows where we cannot use ellipse approximation to obtain a solution. A solution is obtained for the white area by ellipse approximation. In this case, we obtained the true circle solution at the dot-dashed line labeled “ $b/a = 1.0$ ”. This figure is shown in Tajima et al. (2013b).

4.5. EAI 法を用いた他火山への適応

4.5.1. EAI の β 値を用いた堆積量算出

Hayakawa (1985) は、プリニー式噴火の噴出量を元に、テフラ堆積量 (V) は $V = 12.2TA$ の関係で簡易に導けるとした。桜島では、Table 12 を元に式 19 を導き出すことが可能となる。ただし、霧島火山など他の火山に適応する場合には、式 19 が適応できるか確認を行う必要がある。ここで、4.4.3 で検討を行った中で、最大層厚を 10g/m^2 面積の 0.1% と 1%、最小層厚を 10 g/m^2 とした Case-C, Case-D と最大層厚を 10g/m^2 面積の 0.1% と 1%、最小層厚を 0.1 g/m^2 までとした Case-F, Case-E についての適応性を検討した。なお、霧島火山の噴火のみならず、Fig. 34 の有珠山 2000 年噴火、浅間山 2005 年噴火などの噴火についても比較を行った。

Case-C~Case-F について Table 10, Table 12 に示した α とテフラ堆積量 (volume) より式 19 の β 値を導き出した。テフラ堆積量 (V) はトンとし、層厚 (T) をメートル、面積 (A) を平方メートルとして示した (Table 13)。これらの式は、Hayakawa (1985) が示した式と同じ構造となり、 β 値の大小で求められるテフラ堆積量が変わる。桜島では Case-C が望ましいとの結果が得られたが、他の火山噴火でこれが適応できるか検討を行う必要がある。

Table 13 Calculations for tephra volume used isopach thickness and area

Calculation case (equation name)	Limit of calculation thickness		Bulk depositional density 1.0 g/cm^3
	Maximum	Minimum	
Case C (Eq. C)	0.1% area thickness of 10 g/m^2	10 g/m^2	$V = 6.9\alpha^1$
Case D (Eq. D)	1% area thickness of 10 g/m^2	10 g/m^2	$V = 4.6\alpha^1$
Case E (Eq. E)	1% area thickness of 10 g/m^2	0.1g/m^2	$V = 9.2\alpha^1$
Case F (Eq. F)	0.1% area thickness of 10 g/m^2	0.1g/m^2	$V = 11.5\alpha^1$

V: volume (t) $\alpha = T\text{ (m)} \times A\text{ (m}^2\text{)}$

The weight of tephra shown per one square meter (g/m^2) is converted to thickness by depositional density as 1.0 g/m^3 .

4.5.2. 堆積量算出に用いる β 値

(1) 浅間山 2004 年のマグマ噴火

2004 年に発生した浅間山でのブルカノ式もしくは小噴火について、 β 値を変化させた Case-C~Case-F の計算を行った。その結果、9 月 1 日、9 月 29 日、10 月 10 日は Case-C が適合し、9 月 15 日は Case-E が適しており、11 月 14 日は Case-D が適している (Table 14)。

吉本・他 (2005) では、 0.1 g/m^2 以下の降灰量が観測されているが、 0.1 g/m^2 まで外挿して計算を行うと、堆積量が過剰に見積もられる可能性を指摘した。このため吉本・他 (2005) は、 $1 \times 10^9 \text{ m}^2$ までは減衰が保たれていると仮定し、火口近傍の実際の層厚と $1 \times 10^9 \text{ m}^2$ の範囲に含まれる等層厚線より堆積量を求めた。吉本・他 (2005) の計算では、より規模の大きな噴火が逆に過小評価される可能性があり、9 月 15 日はその影響が出ている可能性がある。吉本・他 (2005) は、 $0.3 \sim 6.5 \text{ g/m}^2$ を分布限界として計算している。つまり、吉本・他 (2005) は、江頭 (1988) が示した桜島に近い条件で計算していることになり、Case-C が適合するのは合理的である。

ブルカノ式噴火のようなマグマヘッドの硬い殻を壊すような噴火は、火口近傍での粗粒物の割合が低いこと、もしくは細粒火山灰の割合が低いことを示唆している可能性が考えられる。ブルカノ式噴火に伴う火砕物の粒度分布や運搬のメカニズムについてはさらに研究を行う必要がある。本研究からは、ブルカノ式噴火を行うような火山では、火山灰のみかけ密度が 1.0 g/cm^3 とした場合、 $\beta=7$ 程度を用いて計算を行うことが適していると考えられる結果が得られた。ただし、地層に残るような硬質レキを含む降下火砕堆積物は、ブルカノ式噴火や小規模噴火の集積物である場合が多く、このような場合の式の適応性についてさらに研究を進展させる必要がある。

Table 14 Case study for volume estimations used Asama 2004 eruptions

Eruption day	Original Volume (t)	Equation		(g/m ²)	Volume calculation								Average		
		name	coefficient (β)		1024	512	256	128	64	38	32	16	8		
Asama 9/1/2004	49,000	Eq. C	6.9	(t)	42,000	42,000	35,000	80,000	74,000		57,000			55,000	112%
		Eq. D	4.6	(t)	28,000	28,000	24,000	54,000	49,000		38,000			36,833	75%
		Eq. E	9.2	(t)	57,000	57,000	47,000	107,000	99,000		76,000			73,833	151%
		Yoshimoto et al. (2005)	Eq. F	11.5	(t)	71,000	71,000	59,000	134,000	124,000		95,000			92,333
Asama 9/15/2004	59,000	Eq. C	6.9	(t)		21,000	46,000	55,000	60,000					45,500	77%
		Eq. D	4.6	(t)		14,000	31,000	37,000	40,000					30,500	52%
		Eq. E	9.2	(t)		28,000	61,000	73,000	79,000					60,250	102%
		Yoshimoto et al. (2005)	Eq. F	11.5	(t)		35,000	77,000	91,000	99,000					75,500
Asama 9/23/2004	8,500	Eq. C	6.9	(t)			11,000	19,000	16,000		11,000	7,000	4,000	11,333	133%
		Eq. D	4.6	(t)			7,000	12,000	11,000		7,000	5,000	3,000	7,500	88%
		Eq. E	9.2	(t)			14,000	25,000	21,000		14,000	9,000	6,000	14,833	175%
		Yoshimoto et al. (2005)	Eq. F	11.5	(t)			18,000	31,000	26,000		18,000	11,000	7,000	18,500
Asama 9/29/2004	13,000	Eq. C	6.9	(t)			9,000	11,000	11,000		16,000			11,750	90%
		Eq. D	4.6	(t)			6,000	7,000	8,000		11,000			8,000	62%
		Eq. E	9.2	(t)			12,000	14,000	15,000		21,000			15,500	119%
		Yoshimoto et al. (2005)	Eq. F	11.5	(t)			15,000	18,000	19,000		26,000			19,500
Asama 10/10/2004	2,800	Eq. C	6.9	(t)				1,800	3,500		3,800	3,200	3,000	3,060	109%
		Eq. D	4.6	(t)				1,200	2,400		2,500	2,100	2,000	2,040	73%
		Eq. E	9.2	(t)				2,400	4,700		5,000	4,300	4,000	4,080	146%
		Yoshimoto et al. (2005)	Eq. F	11.5	(t)				2,900	5,900		6,300	5,300	5,100	5,100
Asama 11/14/2004	25,000	Eq. C	6.9	(t)			30,000	34,000	34,000	68,000			41,500	166%	
		Eq. D	4.6	(t)			20,000	22,000	23,000	45,000			27,500	110%	
		Eq. E	9.2	(t)			40,000	45,000	46,000	90,000			55,250	221%	
		Yoshimoto et al. (2005)	Eq. F	11.5	(t)			50,000	56,000	57,000	113,000			69,000	276%

(2) 新燃岳 2008 年の水蒸気噴火

水蒸気噴火において多くの等層厚線が描かれ、積分によって堆積量が計算されている例は、下司・他（2010）の新燃岳 2008 年噴火である。 $V = \beta TA^1$ 式の β 値を変え、下司・他（2010）によって求められた新燃岳 2008 年噴火の等層厚線を用い堆積量を計算した（Table 15）。その結果、新燃岳 2008 年噴火では、Case-F の β 値が適していると考えられる。下司・他（2010）は、2008 年 8 月 22 日噴火の火口脇まで噴出物の調査を行っており、火口近傍での計算値は信頼性が高いと考えられる。噴火当日が雨天のため遠方域の外挿は火口近傍に比べ精度が低下している可能性もあるが、信頼性の高い薄層の減衰傾向から外挿しており概ね良好な精度を得ていると考えられる。水蒸気噴火による降下火砕堆積物量は、火山灰のみかけ密度が 1.0 g/cm^3 とした場合、 β 値を 11.5 とするのが適当と考えられる。一つの等層厚線から堆積量を推定する場合、値が大きくばらつく可能性が高い計算の性格上、少数点以下は誤差に含まれと考えられ $\beta = 12$ 程度を用いて計算を行っても差し支えないと考えられる。

(3) 有珠山 2000 年のマグマ水蒸気～水蒸気噴火

マグマ水蒸気噴火で、多くの等層厚線が描かれ積分計算されている例は宝田・他（2001, 2002）の有珠 2000 年噴火である。有珠 2000 年噴火で求められた堆積量と、宝田・他（2001; 2002）に示された等層厚線を用いて β 値を変え計算した堆積量の結果を示した（Table 16）。3 月 31 日、4 月 1 日、4 月 4 日の噴火の堆積量は、いずれも Case-F が宝田・他（2001; 2002）より小さい値となるが適していた。宝田・他（2001; 2002）は最小面積が 1000 m^2 となる層厚を最大層厚限界として計算し、最小層厚は 10^{-3} kg/m^2 として計算している。この計算設定自体は、下司・他（2010）と変わりがない。また、3 月 31 日、4 月 1 日の堆積量は火口近傍の層厚値を入れて計算しており、過剰評価が避けられており結果の信頼性は高いと考えられる。マグマ水蒸気噴火では、本研究の範囲内では層厚計算に用いる火山灰のみかけ堆積密度を 1.0 g/cm^3 とした場合、11.5 の β 値が適しているが、さらに大きな値となる可能性がある。本研究では、準プリニー式、プリニー式噴火、スコリア噴火に関する検討を行っていない。これらの噴火に関する計算条件の検討を行う必要がある。

Table 15 Case study for volume estimations used Shinmoedake 2008 eruption

Eruption day	Original Volume (t)	Equation name	coefficient (β)	(m)	Volume calculation											Average		
					1.0	0.5	0.3	0.2	0.1	0.05	0.03	0.02	0.01	0.005	0.002	0.001		
$V = \beta TA^1$																		
Shinmoedake 8/22/2008	190,000	Eq. C	6.9	(t)	75,000	110,000	203,000	193,000	135,000	105,000	127,000	138,000	112,000	88,000	56,000	47,000	115,750	61%
		Eq. D	4.6	(t)	50,000	73,000	136,000	129,000	90,000	70,000	84,000	92,000	75,000	59,000	38,000	32,000	77,333	41%
		Eq. E	9.2	(t)	100,000	147,000	271,000	257,000	181,000	140,000	169,000	184,000	149,000	117,000	75,000	63,000	154,417	81%
Geshi et al. (2010)		Eq. F	11.5	(t)	125,000	184,000	339,000	322,000	226,000	175,000	211,000	230,000	187,000	147,000	94,000	79,000	193,250	102%

Table 16 Case study for volume estimations used Usu 2000 eruptions

Eruption day	Original Volume (t)	Equation name	coefficient (β)	(g/m ²)	Volume calculation											Average			
					16384	8192	4096	2048	1024	512	256	128	64	32	16				
$V = \beta TA^1$																			
Usu 3/31/2000	220,000	Eq. C	6.9	(t)	53,000	79,000	77,000	79,000	98,000	111,000	116,000	95,000	78,000	53,000	36,000		79,545	36%	
		Eq. D	4.6	(t)	36,000	53,000	51,000	53,000	66,000	74,000	77,000	64,000	52,000	36,000	24,000		53,273	24%	
		Eq. E	9.2	(t)	71,000	105,000	102,000	105,000	131,000	148,000	155,000	127,000	104,000	71,000	48,000		106,091	48%	
Takarada et al. (2001)		Eq. F	11.5	(t)	89,000	132,000	128,000	131,000	164,000	185,000	193,000	159,000	130,000	89,000	60,000		132,727	60%	
Usu 4/1/2000	21,000	Eq. C	6.9	(t)									10,000	7,000	5,000		7,333	35%	
		Eq. D	4.6	(t)									7,000	5,000	3,000		5,000	24%	
		Eq. E	9.2	(t)									13,000	9,000	7,000		9,667	46%	
Takarada et al. (2001)		Eq. F	11.5	(t)								17,000	12,000	9,000		12,667	60%		
Usu 4/4/2000	49,000	Eq. C	6.9	(t)								25,000	22,000	23,000	19,000	16,000		21,000	43%
		Eq. D	4.6	(t)								17,000	15,000	15,000	13,000	11,000		14,200	29%
		Eq. E	9.2	(t)								33,000	30,000	30,000	26,000	21,000		28,000	57%
Takarada et al. (2001)		Eq. F	11.5	(t)							41,000	37,000	38,000	32,000	27,000		35,000	71%	

5章. 新燃岳火山の歴史時代噴火と 2011 年噴火

5.1. はじめに

新燃岳の活動を記録した歴史資料は江戸時代以降に見られる。しかし、江戸時代に発生した噴火については、文献毎に解釈が異なっている。例えば、井村・小林（1991）は、新燃岳周辺で見られる 2011 年噴火を除く新燃岳一享保軽石（Sm-KP）後の降下軽石堆積物は 2 層あり、一つは新燃岳一明和軽石（Sm-MP）と呼ばれ 1771~1772 年の噴火、もう一つは新燃岳一文政軽石（Sm-BP）と呼ばれ 1822 年の噴火によって堆積したと考えた。明和年間の噴火は、1771 年 8 月 30 日（明和八年卯七月二十日）に「古御鉢燃出」との古記録があることより御鉢が噴火したと考えられており、新燃岳周辺に Sm-MP が見つからないとされる（筒井・小林，2011）。明和記録については「明和八年辛卯七月，至翌年壬辰又炎」と至翌年の記述について議論が定まっていない部分もある。また、文政（1822 年）噴火は新燃岳が噴火したことに間違いはないが、その噴火様式については明らかになっておらず、存在が指摘された Sm-BP も確認できないとされる（筒井・小林，2011）。及川・他（2012）は、井村・小林（1991）の模式的な柱状図と古記録との対比を行い、Sm-MP は 1717 年の記録に対比されると考えた。以上の様に井村・小林（1991）が示した Sm-MP, Sm-BP は在否自体が議論され（筒井・小林，2011）、Sm-MP と古記録の関係（及川・他，2012）についても明確な結論が得られていないなど解釈に混乱が生じている。本研究では、井村・小林（1991）や及川・他（2012）が見いだしていない地質事実が確認できたため、そのデータを含め現時点で最も合理的と考えられる解釈を行う。

江戸時代以後は、昭和年間まで新燃岳の噴火記録は見つからない。1822 年の噴火の後には、1959 年に水蒸気噴火が生じた。1959 年噴火については、火口位置、火山灰・火山岩塊の分布、堆積量の詳細な調査が行われた（福岡管区气象台・他，1959）。1991~1992 年には微噴火（井村，1992）、2008 年には水蒸気噴火（下司・他，2010）が生じ、それらの火山灰分布・噴出量が示されている。2010 年から続いた小規模な水蒸気噴火の後、2011 年 1 月 19 日に小噴火、1 月 26・27 日に軽石を伴う噴火が生じ、溶岩噴出とブルカノ式噴火が続いた（Fig. 47）。

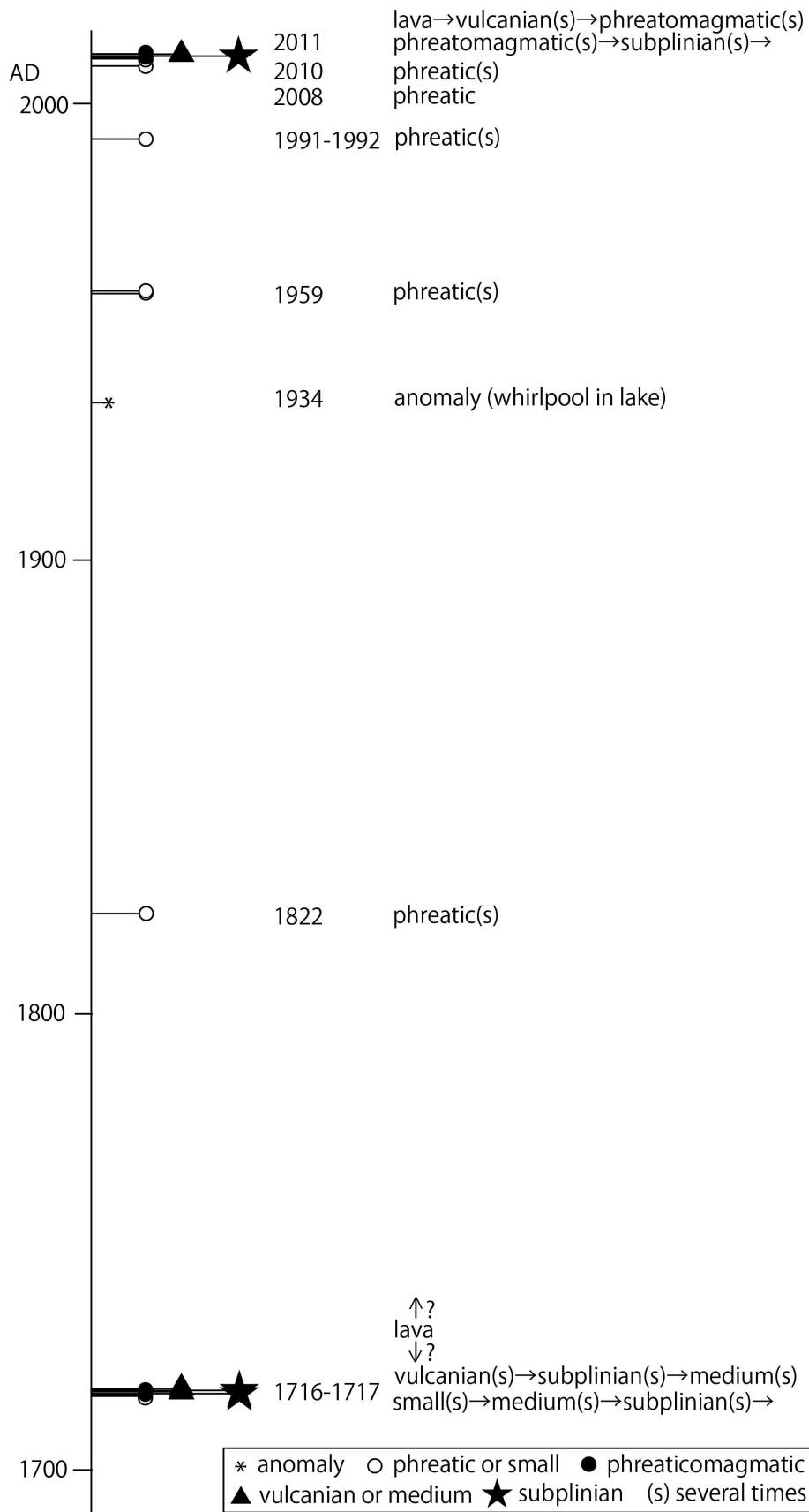


Fig. 47 Historical eruptions and anomaly since 1700 AD at Shinmoedake volcano

5.2. 新燃岳火山の火口地形

新燃岳山体の山頂部には直径 800 m のすり鉢状の大きな火口地形があり、この地形を新燃岳火口（井村・小林, 1991）と言う。新燃岳火口では, Sm-Kp のアグルチネートが火口地形に切られており, 新燃岳火口は Sm-Kp の末期もしくはそれ以後に現在の形になったと考えられる。S-8 近くの火口内の東側には旧火口と呼ばれる小火口地形が認められ, この地形は 1822 年に形成されたと考えられている（福岡管区気象台・他, 1959）。新燃岳火口の西側から山体西斜面には S-2, S-10 付近に 1959 年噴火, S-15~S-18 に 2008 年噴火時に形成された小火口列が見られる（Fig. 48）。

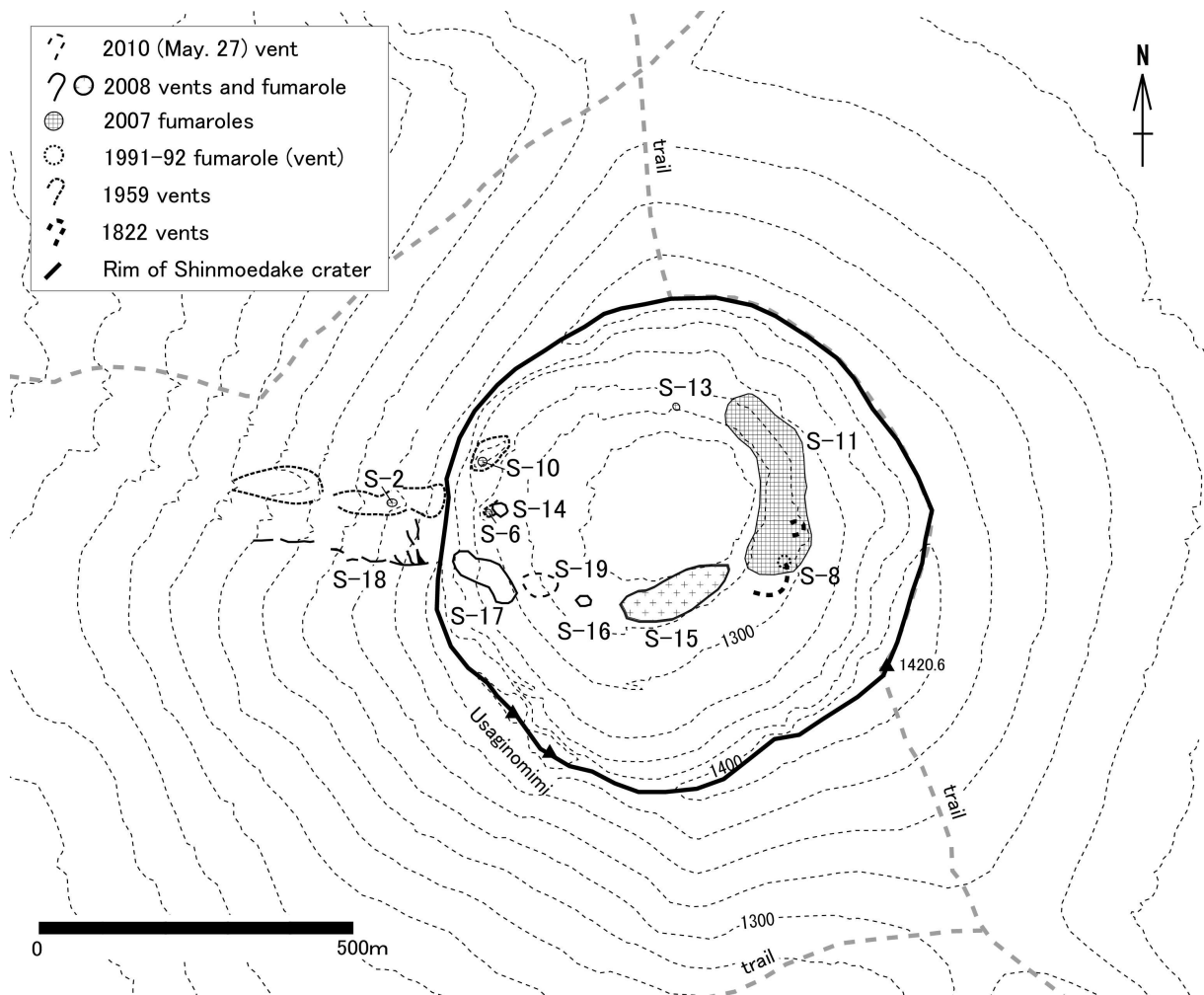


Fig. 48 Volcanic topography of summit area at Shinmoedake volcano
 The Jan., 1822 and Feb.17-, 1959 vents are shown by Fukuoka District Meteorological Observatory (DMO), Kagoshima Local Meteorological Observatory (LMO) and Miyazaki LMO (1959). The S-2, S-6, S-8, S-10, S-11 and S-13 numbers of fumarole are shown by Kagoshima LMO (2006a). The Nov. 24, 1991 fumarole (vent) is shown by Imura (1992). The Aug. 22, 2008 vents, fumarole area (S-14 to S-18) are shown by Geshi et al. (2010). The May 27, 2010 vent (S-19) is shown by Kagoshima LMO and Fukuoka Volcanic Observation and Information Center (2011).

5.3. 享保噴火（1716—1717年）

享保噴火の堆積物は、井村・小林（1991）によって詳しく記載されており、Sm-KP1～KP7の7ユニットに分けられている。井村・小林（1991）は、享保噴火の推移について古記録と噴出物の対比を行った。しかし、大學（2012）、及川・他（2012）によって、出典の明らかな古記録を用いた噴火日時の見直しが行われ、噴火推移の一部が見直された。このため本論では、享保噴火の日時は、大學（2012）、及川・他（2012）が示した結果に基づいた。噴火の時期区分についても及川・他（2012）の区分を用いる。及川・他（2012）は時期区分について‘ステージ’の名称を用いているが、本論では、数千年単位の中・長期の時期区分に対してステージの用語を用いるため、享保噴火内の時期区分には、事象（エピソード）として名称を区別した（Table 17）。享保噴火の堆積物については、井村・小林（1991）の名称を用いる。及川・他（2012）が用いた small, medium, large eruption の呼称は古記録から推定される噴火強度であり、規模を表していないため本研究では小・中・大噴火と呼ぶ。享保噴火の推移については、井村・小林（1991）、大學（2012）、及川・他（2012）が詳しい。

(1) 享保噴火第1エピソード（1716年4月10日、5月7日）

大學（2012）は、古記録調査より享保噴火の最初の噴火は、閏二月十八日の記録より1716年4月10日に発生したと考え、5月7日にも噴火があったことを明らかにした。及川・他（2012）は、これらの記録には被害の記載が見られないことより、小噴火が生じたと考えた。なお、井村・小林（1991）は震災予防調査会編（1918）、小田（1922）を引用し、3月11日（享保元年二月一八日）に2箇所から噴火し、泥流が発生したと考えている。及川・他（2012）は震災予防調査会編（1918）が用いた「三国名勝図会」は検証が出来ない記録であることから、その記述の引用を避けている。

(2) 享保噴火第2エピソード（1716年9月26日）

大學（2012）は、この噴火によって高原郷・山之口郷やまのくちに降灰が生じたことを明らかにした。及川・他（2012）は、山之口での降灰は一坪に一升三合降灰が生じた記録より、その厚さは0.07 cmであったと推定している。この降灰層厚より、9月26日は中噴火が生じたと考え、井村・小林（1991）が3月11日に対比した Sm-Kp1 は、9月26日の噴火に対比されると考えた。また、この時にラハールが発生したと推定している。本研究では、新燃岳北東火口壁において、Sm-Kpの基底部にラハ

ール堆積物を確認した。堆積物からは第1エピソードか第2エピソードかを特定することは出来ないが、初期にラハールが発生していたことは確実である。

(3) 享保噴火第3エピソード (1716年11月9~10日)

この時の噴火では、人家・寺社の焼失、山之口・都城^{みやこのじょう}での降灰が生じており、死傷者が生じたとされる(安井・長友, 1961; 井村・小林, 1991)。大學(2012)は、死傷者を記載した原典を見つけることが出来ず、その数について疑問を示した。及川・他(2012)は、山之口での降灰量が3.5 cmであったと推定している。この噴火について、井村・小林(1991)は被害の大きさからSm-Kp2に対応すると考え、及川・他(2012)も基本的に追認している。大學(2012)は、小林郷での民屋山林の焼失の記録を示したが、本調査においても小林市の山中にてSm-Kpテフラの下に多くの炭化木片を確認した。炭化木は享保噴火による森林火災を示唆しており、古記録と地質観察結果が一致することから小林で森林火災が生じたことは確実と考えられる。Sm-Kp2噴火時には火砕流が発生したとされる(井村・小林, 1991)。

(4) 享保噴火第4エピソード (1716年12月4日~6日, 他)

大學(2012)は、珍書雑記の記述より12月4日~6日に噴火があったことを示した。また、所系図には日付の矛盾があるが第3エピソードの記録の後に「同二日四日九日十日」との記述されており、11~12月に噴火が発生した可能性を指摘した。及川・他(2012)は、これらの記録よりこの時期に小噴火が複数回発生したと議論した。井村・小林(1991)は、新燃岳の西側で複数の細~粗粒火山灰からなる降下火山灰堆積物を記載しSm-Kp3と命名した。Sm-Kp3は少なくとも20層以上あるとされており(井村・小林, 1991)、これらの日以外にも噴火が発生していた可能性が高い。

(5) 享保噴火第5エピソード (1717年2月9日~22日)

井村・小林(1991)は、2月7日~10日にSm-Kp4が堆積したと推定した。大學(2012)は、一部日付の誤記があるとし、2月9日~10日が最初の大きな噴火と考えたが、大枠は井村・小林(1991)と同じである。井村・小林(1991)は、2月13日にSm-Kp5が堆積したとし、大學(2012)、及川・他(2012)もこの時の噴火はかなり大きなものであったことを追認した。井村・小林(1991)は、2月17~21日にSm-Kp6が堆積したと推定した。及川・他(2012)

は、明快な根拠は示していないが、Sm-Kp4~Sm-Kp7 が 2 月 9 日~2 月 22 日に堆積したと考え、一部井村・小林 (1991) と見解が異なっている。及川・他 (2012) は、2 月 9 日~2 月 22 日の中でも 2 月 17 日以前が相対的に大きな噴火であったと考えた。

本研究では、新燃岳の東山麓において日付を特定する堆積物が確認出来たため、以下に記載する。新燃岳西側の井村・小林 (1991) の地点 5 付近では、Sm-Kp3 の上位に下部に層厚 26 cm の黄色変質礫を含む軽石が見られ、中間部に層厚 48 cm の濃灰色軽石、最上部に層厚 15cm の縞状軽石を含む降下軽石堆積物が見られる (Fig. 49)。これらは、ユニット毎に粒径、火砕物種が変化するため異なる降下ユニットであり、井村・小林 (1991) が示した Sm-Kp4~6 の特徴と一致する。この Sm-Kp6 の上位には、層厚 1~3 cm 鮮やかな赤色の降下火山灰堆積物が 2 層、降下軽石堆積物が 2 層互層して堆積している (Fig. 49)。この鮮やかな赤色の降下火砕堆積物は、新燃岳西~東山麓で広く見られ、既報告では明確に定義されておらず、本論において Sm-KpR と定義する。この赤色降下火砕堆積物の上位に、緻密で発泡度の低い軽石を含む降下軽石堆積物が見られる。井村・小林 (1991) は、Sm-Kp6 の上位に下部に淡白色軽石、上部に黒灰色軽石を含む降下軽石堆積物 (Sm-Kp7) があるとしている。また、Sm-Kp7 には緻密な岩片と縞状軽石が含まれるとされる。これらの特徴は、Fig. 49 における赤色の降下火砕堆積物上位の降下火砕堆積物の特徴と一致し、本論においても Sm-Kp7 とした。ここで注目すべきは、赤色の Sm-KpR の存在であり、Sm-KpR の様な堆積物は Sm-Kp の他層位には認められない。

大學 (2012) や及川・他 (2012) は 2 月 21 日に山之口に「赤石」が降ったとの記録を見いだした。赤石の記録は他に見あたらず、Sm-KpR はこの「赤石」が降った記録に対比できると考えられる。なお、井村・小林 (1991) は、Sm-Kp6 の上面が Sm-Kp7 によって高温酸化を受け赤色化したと考えた。恐らく Sm-Kp6 の高温酸化部が、本論の Sm-KpR に該当すると考えられる。山之口における「赤石」の記録より、既に着色されていた火砕物が堆積し、Sm-KpR を形成したと言える。

野外観察において、Sm-KpR と Sm-Kp7 の間に浸食の時間間隙は認められず、極めて短期間に堆積したと推定できる。この観察事実から、Sm-Kp7 は 2 月 21 日もしくは 2 月 22 日噴火からもたらされたと考えられる。及川・他 (2012) は、第 5 エピソードでは 17 日以前に 3 回の大噴火が生じたと考え、17 日を

境に後半は中噴火が生じたと考えた。しかし、Sm-Kp7はSm-Kpテフラの中で最大の堆積物であり(井村・小林, 1991), 21日もしくは22日に大噴火が生じていたと考えられる(Table 17)。第5エピソードの最後にクライマックス噴火が発生したと考えられる。及川・他(2012)は, 17日の後は中噴火が発生したとしているが, 17日以後も大噴火が生じていた可能性が高い。2月9日~10日噴火や2月13日噴火によって山麓の住民や役人が避難したことにより近傍の情報が得られなくなり, 相対的に小さな噴火と読み取られるような記録になったと考えられる。なお, Sm-Kp4~7噴火時には火砕流が発生したとされる(井村・小林, 1991)。

(6) 享保噴火第6エピソード(1717年3月3日, 3月9日, 3月13日, 4月8日?)

大學(2012)は, 1717年3月3日, 3月9日, 3月13日, 4月8日?に噴火記録があることを示した。及川・他(2012)は, 降灰記録より1717年3月3日, 3月9日は小もしくは中噴火, 3月13日, 4月8日?は中噴火が発生したと考えた。

(7) 享保噴火第7エピソード(1717年9月6日)

井村・小林(1991)は, 被害が生じている記録より1717年9月6日にSm-Kp7を噴出する大規模な噴火があったと推定した。一方, 大學(2012)は, この記録の原典が不明であることを示した。被害の記録が無いことより, 及川・他(2012)は1717年9月6日噴火は中噴火であったと考え, 井村・小林(1991)のSm-Mpがこの噴火の堆積物である可能性を指摘した(Table 17)。なお, 本研究で明らかになったSm-IkテフラやSc-L溶岩は, この時期の堆積物の可能性も考えられる。そのためには, Sm-Mpと呼ばれた堆積物を採取し, 噴出物の化学分析を行いSc-L溶岩の分析値と対比する必要がある。

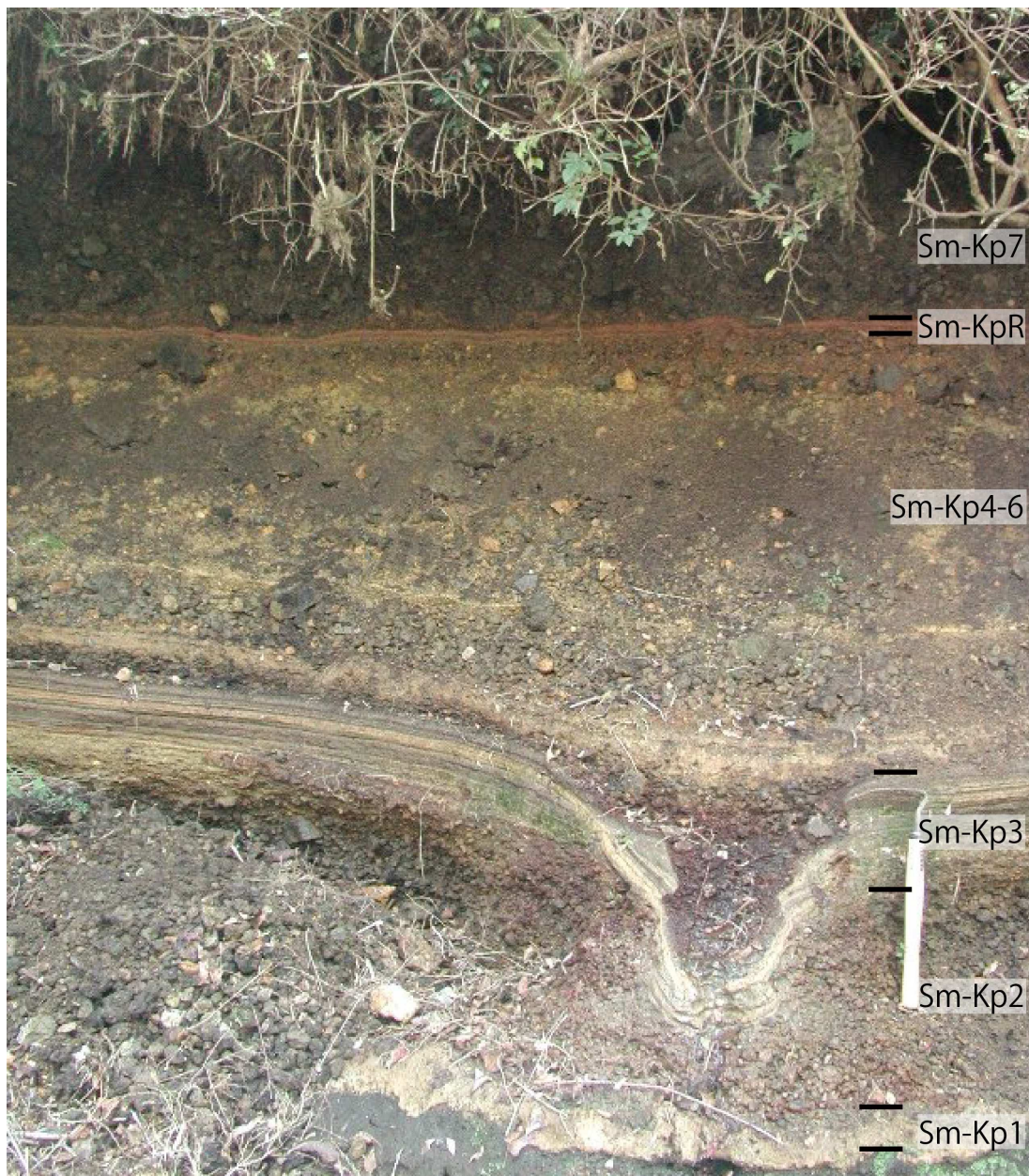


Fig. 49 Sequence of Sm-Kp tephra at North east flank of Shinmoedake
This outcrop known around Loc.5 in Imura and Kobayashi (1991) locates on northeast flank of Shinmoedake volcano.

Table 17 Episodes of 1716-1717 AD Kyoho eruption at Shinmoedake

噴火 エピソード ⁽¹⁾	年月日(西暦) ¹⁾	年月日(和暦) ¹⁾	強度 ²⁾	噴火の表現 ¹⁾	降灰・降石の記録 ¹⁾	被害 ¹⁾	堆積物名称 ³⁾
7	1717年9月6日	享保二年八月二日	中噴火	大焼(古今), 神火(年代記).	都城市山之口に灰降(古今).		Sm-Mp?(降下軽石?)
	1717年4月8日	享保二年二月二十七日	中噴火	大燃(年代記).	高原・高崎に砂・石降る(年代記).		
	1717年3月13日	享保二年正月朔日		神火(古今).	灰降(古今).		
	6	1717年3月9日	享保二年正月二十七日	小噴火もしくは中噴火	神火(古今).		
1717年3月3日	享保二年正月二十一日	大燃(年代記).					
5	1717年2月22日	享保二年正月十二日			夕部灰降り(古今).		Sm-Kp7(降下軽石, 火砕流)
	1717年2月21日	享保二年正月十一日		大神火(古今), 大燃上る(所系図).	都城市山之口で「赤石」降る(古今).		Sm-KpR(降下軽石)
	1717年2月19~20日	享保二年正月九日~十日		神火大成(古今).	都城市山之口で砂降る(古今).		
	1717年2月18日	享保二年正月八日	大噴火 +中噴火	神火大成(古今).	降下物あり(古今).		
	1717年2月17日	享保二年正月七日		大燃(古今)(所系図).	都城市山之口で大石小石が降る. 軽石の降下(古今).		Sm-Kp4, 5, 6(降下軽石, 火砕流)
	1717年2月13日	享保二年正月三日		大焼(古今), 大燃(年代記), 大神火(実録).	高原町花堂で大石(所系図).	高原町, 都城市高崎町では家屋の焼失(古今)(所系図).	
	1717年2月9日~10日	享保元年十二月二十八日~二十九日		大焼(古今), 大神火・大燃(年代記).	大石降る(古今).	高原町, 都城市片添, 高崎町では家屋の焼失(年代記).	
4	1716年12月4日~6日	同十月廿一より廿三	小噴火	時々大神火(年代記).			
		同二日四日九日十日		大燃(所系図).			Sm-Kp3(降下火山灰)
3	1716年11月9日-10日	享保元年九月二十六日, 二十七日	大噴火	大焼(古今), 大燃(所系図)(年代記)(実録).	大石(年代記), 砂石(古今), 火石(霧嶋山縁起).	神社・人家の焼失. 死傷者の発生. 田畑が火山灰で埋もれた(古今)(年代記)(所系図)(実録)(霧嶋山縁起).	Sm-Kp2(降下軽石, 火砕流)
2	1716年9月26日	享保元年申八月十一日	中噴火	大焼(古今), 大燃(所系図)(年代記).	高原・狭野・蒲牟田・榛原に降灰が生じた. 山之口でも降灰が記録されている(年代記).		Sm-Kp1(降下火山灰)
1	1716年5月7日	同年三月十六日	小噴火	大焼(古今).			
	1716年4月10日	正徳六年丙申年 閏二月十八日	小噴火	大焼(古今), 大燃(年代記).			

1) 大學(2012), 及川・他(2012)に基づく. 括弧内の古記録名称は大學(2012), 及川・他(2012)による. 2) 及川・他(2012)を元にし, 本調査から得られた知見に基づく再定義. 3) 井村・小林(1991), 及川・他(2012)を元にし, 本調査から得られた知見を加えた再対比.

5.4. 文政噴火（1822年）

新燃岳において発生した噴火として確実な文政噴火（1822年）は、泥流が流れたとの記録より小噴火もしくは水蒸気噴火であったと考えられている（安井・長友，1961；筒井・他，2005；及川・他，2012）。霧島市国分^{こくぶん}付近から、1月12日の朝に頂上より火発し、夕方から黒煙をおびただしく上げ震動を感じた。1月14日頃から少々の雨の後、ラハールが発生して河川が増水した。1月17日に、新燃岳の山腹に新しい4ヶ所の火孔から噴気が夥しくあがり、その付近から硫黄混じりの泥が霧島川に流れ込んでいることが確認されている（鷹野，1935；筒井・小林，2011；気象庁編，2013）。この噴火の影響が、加久藤・白鳥まで及んだことが、鷹野（1935）に示されている。以下、鷹野（1935）の内容を示す。

文政四年十二月十九日七ツ時頃霧島山又噴火したり。今度は先年の火坑の近くに噴出したり。

文政四年十二月二十日朝霧島北へ有之候中岳の絶頂より火発し候にて白煙少々相立候この晩方に相成り黒煙おびただしく炎上し近邊の地迄も致_レ震動_レ候。只今に至り候ては漸々相静候へども煙は止不申候。今日晝時分より此の表少々雨降り候處國分新川へ硫黄流出淺瀬迄も水底相不見程に御座候。新川筋の儀は日當山の内にて安樂川と相會し候場所有之硫黄右松永川筋より相流れ此の邊より水上に相成候ては硫黄殊更に濃く・・・・・・・・加久藤白鳥邊の地面同様に成立可申誠に以て不輕事候。其上燃出候儀固より非常の事に就き當郷は無論贈_レ郡横目等へ早速相調べ方等委申越候得共只今に至り何れも埒明不申候故先づ私見開仕候形行早々御届申上候 以上、

國分表締方横目

寺 師 次右衛門

5.5. 1959 年噴火

新燃岳では、文政噴火後、明治・大正時代に噴火記録は見つかっていない。新燃岳では、1934年に火口湖の水が混濁し、水底よりガスが発生した記録が残されている（気象庁編，2013）。明治・大正時代は、御鉢の噴火記録が多数残されており、新燃岳の記録が見つからないことは新燃岳の活動は低調であったと考えられる。

1959年2月17日の14時50分頃に爆発的な噴火が発生した（Table 18）。この噴火に先立ち、2月13日には軽微な噴火が発生していたことや、前年の年末に新湯山林事務所の人が山鳴りを聞いたとの記録が残されている（福岡管区气象台・他，1959）。噴火によって東西に伸びた火口列が形成され、火口列は山体西斜面に達している。噴火による火山灰は、日向灘^{ひゅうがなだ}に達し小林市野尻町^{のじり}、高原町では1 cm以上の堆積が確認されており、火口壁付近では70 cm以上の堆積が認められている。噴火による噴出物の放出量は、 8.6×10^6 tと推定されている。この噴火の堆積物には本質物質は含まれていないことより、水蒸気噴火であったと考えられている（福岡管区气象台・他，1959）。

1959年噴火は、福岡管区气象台・他（1959）、日向日新聞の新聞記事より次の様に推移したと考えられる。2月17日14時50分頃新燃岳火口で噴火が始まった。この時の爆発地震記録は捉えられていない。この噴火では、大幡山東麓の山中にあった小林営林署大幡事業署へ濃い火山ガスが流れ込んだため79名の職員・家族が避難した。2月18日の日向日新聞には17日の噴火では3回の鳴動があったと示されており（日向日新聞，1959a）、18日の6時には4回目の爆発があったとされる（日向日新聞，1959b）。これらから少なくとも4回以上の爆発が生じていたことが読み取られる。福岡管区气象台・他（1959）によれば、最初の爆発が最大であり、その後活動は徐々に衰えていったとされる。噴火の最後の記録は2月20日8時25分頃であり（日向日新聞，1959c）、3月12日には「雪化粧」という記事が掲載されていることより（日向日新聞，1959d）、2月後半には噴火活動は衰えていたと考えられる。

Table 18 Eruption episode of 1959 AD Showa eruption at Shinmoedake

年月日	時間	噴火の状況
1958年末		新湯山林事務所の人々が時々山鳴りを聞く？ ¹⁾
1959年2月13日	9時30分頃	軽微な爆発, 微量の降灰を始良郡栗野町で確認. ¹⁾
1959年2月17日	15時前	15時前にゴーゴーという雷鳴のような音が消え, 間もなく南西の空にもくもくと黒煙があがる。(丸山益幸氏談) ²⁾
	14時50分頃	新燃岳で爆発. 噴煙柱海拔3000~4000 m, 約10分後に小林・高原方面で降灰があった. 爆発は最初のものが最大であり, その後数日は間欠的に500~1000 mの黒色噴煙を排出していたが, 次第に白色噴煙に変わった. 西側に向かって約2 kmの範囲に噴石が飛ぶ(最遠の噴石から106 m/sの初速値が推定されている. 火山灰の噴出総量は, 8,600,000 t. ¹⁾
		最初はべたべたしていた火山灰もやがて乾燥した灰に変わった。(丸山益幸氏談) ²⁾ 14時45分頃突然ゴーゴーと奇妙な音がし, 外にでると中岳付近から噴煙が上昇していた. 噴煙は20分~30分続いた。(入佐武臣氏談) ²⁾
1959年2月18日	6時頃	小林署調査隊3名が韓国岳登山(時間不明, 早朝か), 県警察本部に, 同日午前6時ごろ新燃岳は第4回目の爆発を起こしたと連絡. ³⁾
1959年2月20日	8時25分頃	小爆発, 噴煙が300 mの高さに達する. その後も断続的に小爆発を繰り返す. ⁴⁾
1959年3月12日		霧島連山雪化粧. ⁵⁾

1) 福岡管区気象台・他(1959), 2) 日向日日新聞(1959a), 3) 日向日日新聞(1959b), 4) 日向日日新聞(1959c), 5) 日向日日新聞(1959d)

5.6. 1991-1992 年噴火とその後の活動

新燃岳では、平成 3 (1991) 年 11 月 13 日夕方から地震の群発が始まり、11 月 19 日 18 時頃と 23 日 12 時頃に火山性微動が発生した。井村 (1992) によれば、24 日 14 時前、火口縁にいた登山客が、ゴーッという音とともに火口から水蒸気が噴出したところを目撃したとされる。12 月 1 日夕刻～2 日および 1992 年 1 月 28 日には火山灰の噴出が確認された。この時の噴火は、マグマの噴出を伴わない水蒸気噴火と考えられており、噴出量は Hayakawa (1985) を用いて 360 トンと推定されている。噴火の火口位置は、新燃岳火口の東縁に近い文政 (1822) 噴火時の火口脇の S-8 地点 (Fig. 48) とされる (井村, 1992)。1991～1992 年噴火では、噴火前に浅部で地震が観測された後に火山性微動が発生したことより、海拔下 0～2 km 付近に滞留する熱水もしくはマグマから火山ガスが上昇して、地表下 0.8～0.9 km の帯水層に影響し、火山性微動が発生したと考えられている (鍵山・他, 1997)。このため新燃岳では、地下浅部での地震活動の活発化が噴火の予兆の一つと考えられた。

1992 年以後は表面上の活動は比較的静穏であった。ただし、1959 年火口列に沿った S-2, S-6, S-10 の地点では噴気活動が継続しており、新燃岳火口内では S-11, S-13 と呼ばれる場所でも噴気活動が生じていた (Fig. 48)。2006 年 1 月～2 月、2006 年 12 月、2007 年 8 月に A 型地震が増加する期間があった (鹿児島地方気象台, 2007)。また、2007 年 10 月には、2002 年 8 月や 2006 年 7 月の写真に比べ、S-11 付近で噴気活動が僅かに活発化していることが確認できる (Fig. 50)。2006 年 3 月頃にも噴気活動がやや活発化していることが知られており (気象庁, 私信)、地震活動の活発化と活発な噴気活動 (火山ガス上昇) には関連性があると考えられる。新燃岳の地下では 2006 年頃からの地震の活発化時期には地表面においても火山ガスの放出活動が僅かに活発化しており、鍵山・他 (1997) が示すように地下に高温の火山ガスが供給されたと考えられる。

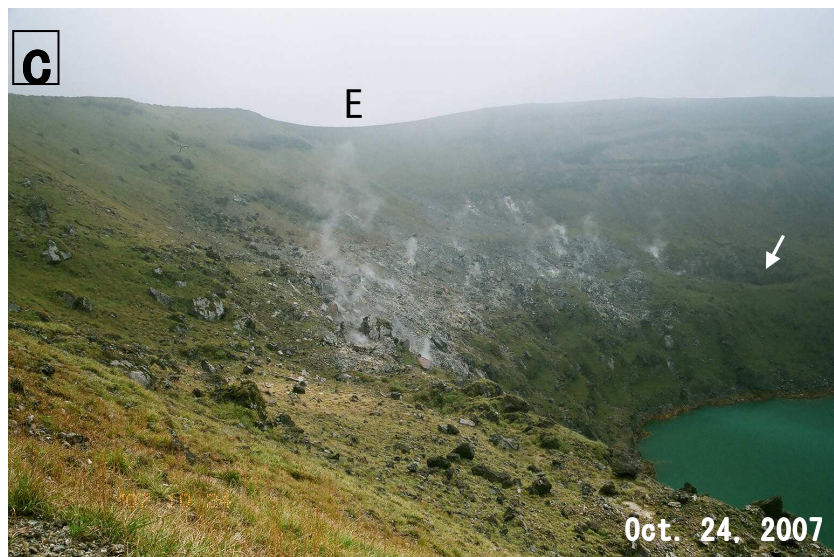
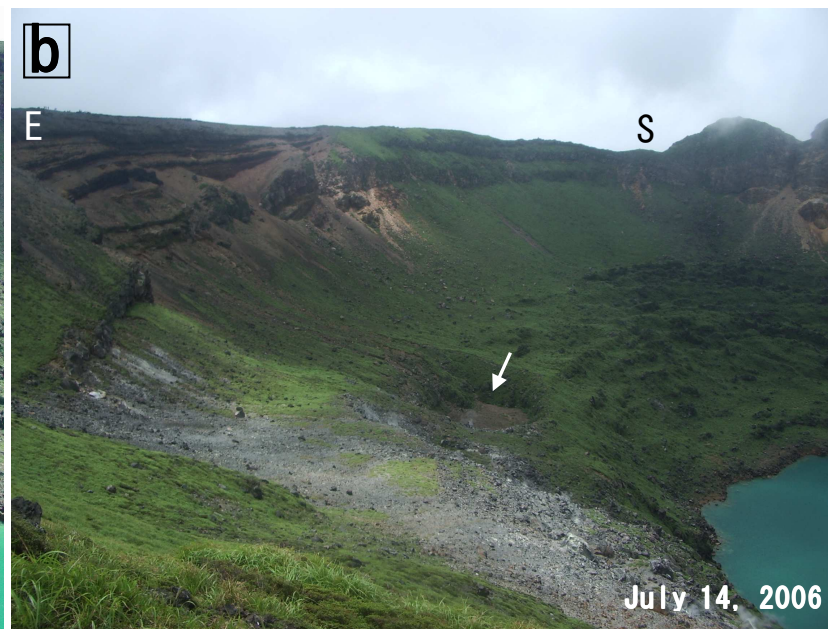
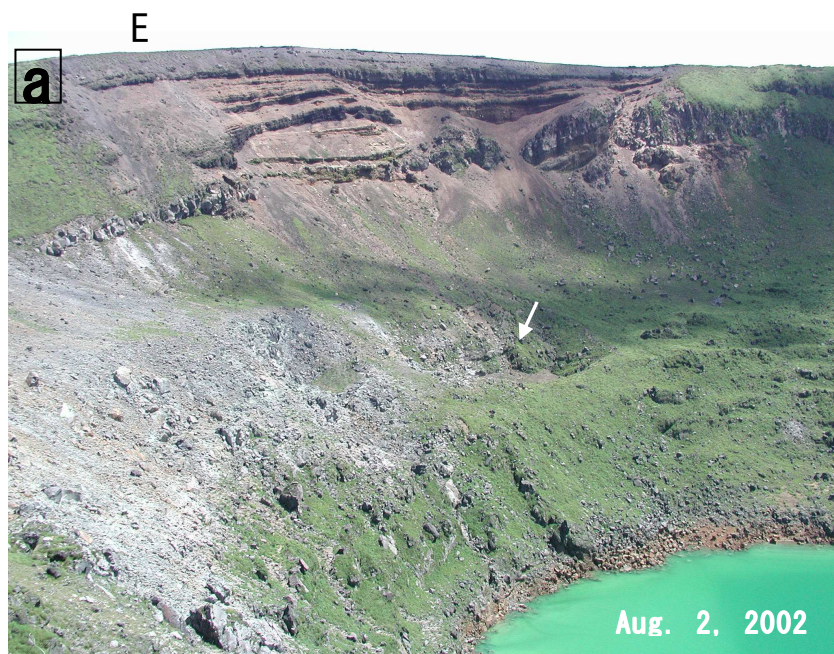


Fig. 50 Fumaroles activity change in the Shinmoedake crater before 2008

Fumarole activity changed at August 2, 2002 (a), July 14, 2006 (b) and October 24, 2007 (c). Arrows show same old 1822 vent.

5.7. 2008 年噴火とその後の活動

2008 年 8 月 22 日 16 時 34 分に水蒸気噴火が発生した(福岡管区気象台 火山監視情報センター・鹿児島地方気象台, 2008). 2008 年 8 月 19 日頃から火山性地震が増加し, 22 日には 312 回の地震が観測された. 8 月 22 日 16:34 分頃から 350 分間の継続した火山性微動が観測され, 夕方には灰混じりの降雨が観測された. 当日は, 雨天であり, 噴煙そのものは目撃されていない. この噴火では新鮮なマグマの噴出は確認されず, 水蒸気噴火が発生したと考えられている. また, その噴出量は等層厚線の積分より 0.20×10^5 トン (0.19×10^5 トン) とされる. この噴火では, 新燃岳西斜面から新燃岳火口内に, 1959 年噴火の火口列とほぼ平行に東-西方向に伸びる長さ 800 m の火口列が形成された(下司・他, 2010).

2008 年 8 月 22 日噴火直前の 2008 年 8 月 3 日に, 大浪池の火口縁から新燃岳西斜面を撮影する機会があり, 1959 年の火口列の中にある S-2 (Fig. 48) からの噴気がほとんど認められないようになっていた (Fig. 51a). S-2 の噴気活動は 8 月 22 日の噴火直前には, 不活発化もしくは閉塞されていた可能性が考えられる. 2008 年 8 月 22 日の噴火後, 新しく開いた 2008 年噴火の火口列では噴気活動が活発化したのに対して (Fig. 51b), 1959 年噴火の火口列周辺では噴気活動は顕著には活発化しなかった.

2008 年 8 月 22 日噴火後, 2008 年 11 月 23 日と 2010 年 4 月 19 日の火口内の地形を比較したところ, 火口東側と西側において小崩壊が多発しキレツの拡大が見られた. おそらく, 2008 年 8 月 22 日噴火後に新燃岳火口内に沈降が生じたと考えられる. この沈降による伸長方向は, ほぼ東西方向と考えられる. この様に 2008 年噴火及びその後の地盤の変化が, 2009 年 12 月から始まる地下深部での膨張に何らかの影響を及ぼした可能性が考えられる.

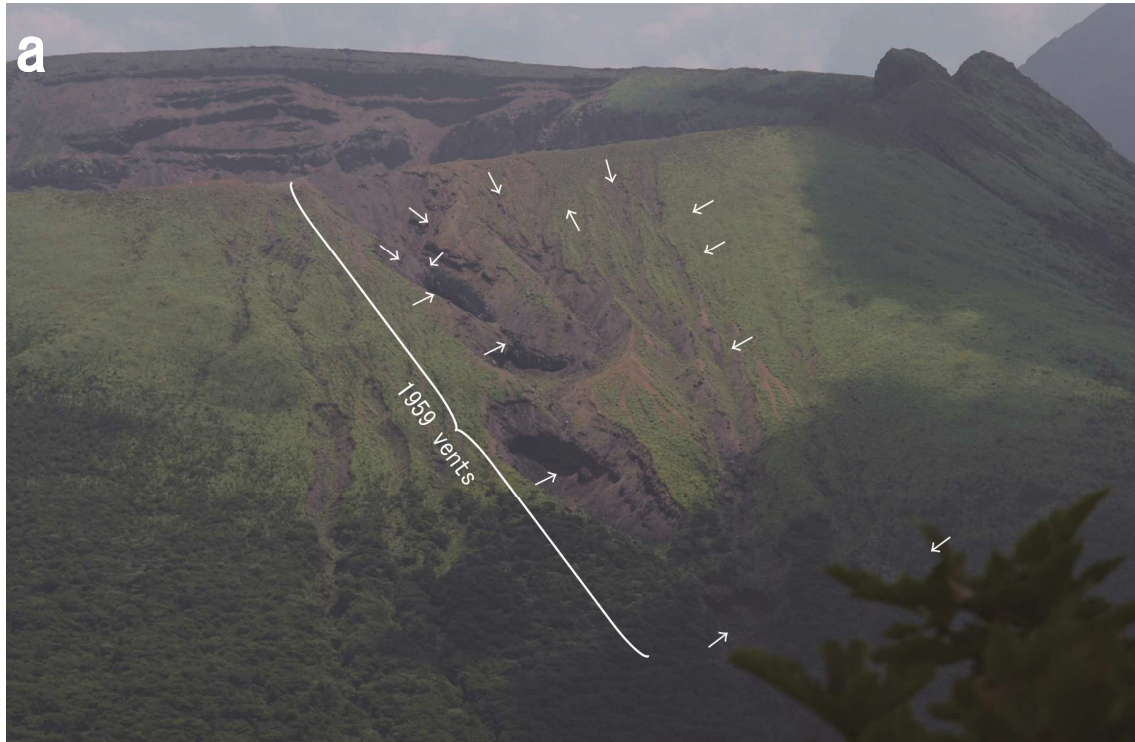


Fig. 51 Volcanic topography compared before and after eruption at August 22, 2008 on west flank of Shinmoedake volcano
 Arrows show the same place. a: 1959-vents are seen in top photograph taken at August 3, 2008. b: Activity jumped about 100 meters to south on August 22, as seen on September 5, 2008.

5.8. 2010 年噴火

2010 年は、3 月 30 日、4 月 17 日、5 月 27 日、6 月 27 日、28 日、7 月 5 日、7 月 10 日に小噴火が発生した (Kato and Yamasato, 2013). 3 月 30 日噴火の噴出物を 4 月 19 日、5 月 27 日噴火の噴出物を 5 月 30 日に調査した.

5.8.1. 2010 年 3 月 30 日

2010 年 3 月 30 日の噴火はごく小規模であった. 8 : 35~8 : 45 の間に、霧島山付近において、通常はほとんど見えない白色の噴煙が上昇していることを桜島から確認した. 気象庁によれば 7 時 34 分ごろから火山性微動が観測され、8 時 00 分頃から白色噴煙が増え、9 時 30 分頃まで火山性微動が継続していたとされる. この噴火直後の 30 日に、西側火口を目視を確認したところ、2008 年の割れ目噴火口の周辺に噴出物が堆積し、周辺の地表の色が変色している様子を確認した (Fig. 52).

3 月 30 日噴火については、レベルが下がった 4 月 19 日に調査を行った. その結果、3 月 30 日噴火によって放出された火山灰は、新燃岳火口の東~南の登山道沿いに泥滴状の付着物としてごくわずかに認められた. 火山灰はべっとりポールや木道の登山道に貼り付いており、それらの火山灰の多くは団粒化していた (Fig. 53). このため、3 月 30 日の噴火は、ウエットな水蒸気噴火が生じていたと推定される.

3 月 30 日噴火は 2008 年噴火の西斜面の割れ目火口列及び新燃岳火口内より噴出し、その火山灰は東方に延びる分布となっている (Fig. 52). 火口南の気象庁カメラ付近で採取した火山灰量は 2.2 g/m^2 であった. 3 月 30 日噴火の火山灰堆積量を Tajima et al. (2012b) を改良した EAI 方法によって求めたところ 4 t と推定され、 $V=12\text{TA}$ によって求めたところ 7 t と推定された (Table 19). しかし、噴火から調査まで時間が空いており、噴火後の雨で火山灰が流されていることを考慮すると、火山灰堆積量は 10 トン以上あったと推定される.

なお、2010 年 4 月 30 日には、大浪池の西にある^{てあらい}手洗温泉付近のパイプからの強い蒸気が上がっていることを確認しており、その音は韓国岳の登山道まで響いていた.



Fig. 52 Photograph compared before and after eruption at March 30, 2010 of west flank of Shinmoedake

The above photograph was taken on October 18, 2009 before the eruption. The under photograph was taken on March 30, 2010 after the eruption.



Fig. 53 The ashfall deposit of March 30, 2010 at southeast rim of Shinmoe-dake crater

Those pictures were taken at 2.2 g/m^2 location in Fig. 54.

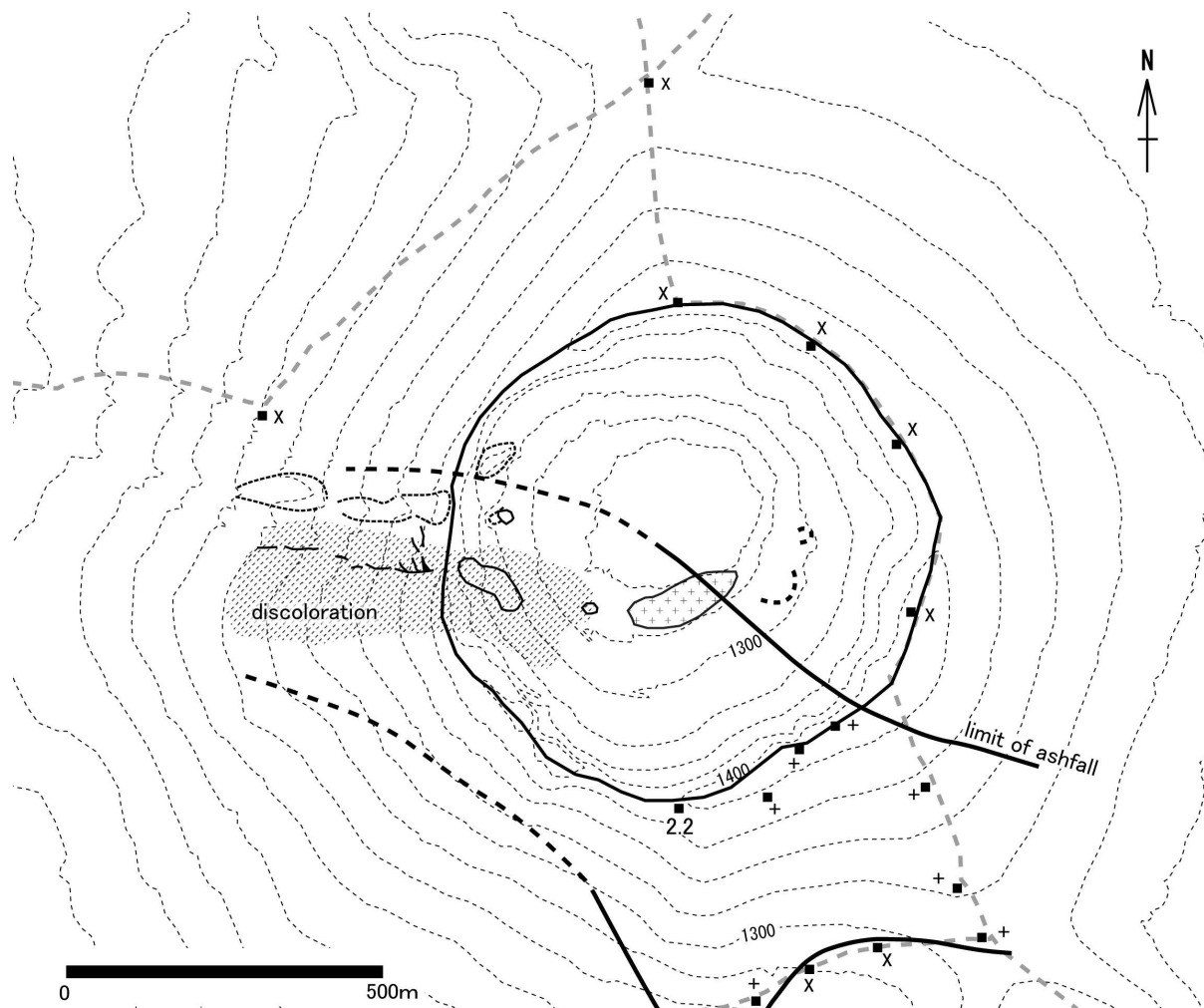


Fig. 54 Ashfall distribution generaed March 30, 2010 eruption

The values are ash weight grams per square meter (g/m^2). +: detected, \times : not detected. Dark area shows discoloration area by ash fall.

5.8.2. 2010年5月27日

5月27日噴火は、高千穂河原^{たかちほがわら}で聞き取りを行った結果、噴火時にドンという音がすると共に灰色の噴煙が上昇し、噴煙の上昇がしばらく継続したとのことである。5月30日に行った現地調査では、高千穂河原付近の葉上に1～2 mm程度の斑点状の火山灰の付着を確認した。登山標識などには滴状の火山灰の付着が認められ、火山灰はべっとり貼り付き刷毛等での採取は困難であった。火砕物の多くは団粒化しており、ウエットな降灰が生じていたと考えられる。Kato and Yamasato (2013) は、コックステイルジェット状の噴煙を確認しており、5月27日の噴火は水蒸気噴火であったと言える。

高千穂河原から中岳を通り新燃岳へ向かう登山道沿いには、葉の上に新鮮な火山灰の付着が認められ、その量は新燃岳に向かうにつれ多くなった (Fig. 56)。登山道の登山標識のある面のみ火山灰の付着が認められ、火山灰の落下に指向性があったと考えられる。例えば、 2.87 g/m^2 の堆積量が得られた付近の標識には、痕跡の中心線に対してハの字型に広がる火山灰付着が認められ、中心線に向かう方向に降灰が生じていたと考えられる (Fig. 55)。この方向は西南西から東北東方向であり、噴煙の流向と異なっている。つまり、火口から上昇した噴煙は南東の方向に流れたが、火砕物は落下する際に地表付近での西南西の風によって西南西から東北東の方向性をもって降下し、標識に付着したと考えられる。

現地で採取した火山灰は室内において洗浄を行った後、質量を計測し、採取した葉の面積より単位当の質量を求めた。なお、噴火から調査の間に降雨は生じていない。各地点の降灰量は数 g/m^2 程度と少量であった。火山灰の堆積量の等重量線図を示す (Fig. 56)。EAI 法及び 2 g/m^2 の等層厚線図を用いた V=12TA の計算より、火山灰堆積量は 30～70 t と推定される (Table 19)。

5.8.3. 2010年6月27日・28日、7月10日

6月27、28日の噴火の調査はできなかった。火山性微動の地震動エネルギー積算値がそれ以前の噴火に比べて大きかった (鹿児島地方気象台・福岡管区気象台 火山監視・情報センター, 2011) と報告されており、5月27日噴火より規模が大きかったと推定される。7月10日の水蒸気爆発では小規模な火砕サージが発生したと報じられたが、爆発の規模等を考慮すると誤認ではないかと思われる。



Fig. 55 Ashfall marks on surface of May 27, 2010 eruption

Above: Accretionary volcanic ash adheres on leaves and petals. The marks seem like water crown. Under: Ashfall adhered to pillar-like logs, making circular depressions at the center of the direction of the ashfall, line-marks on both sides of the logs.

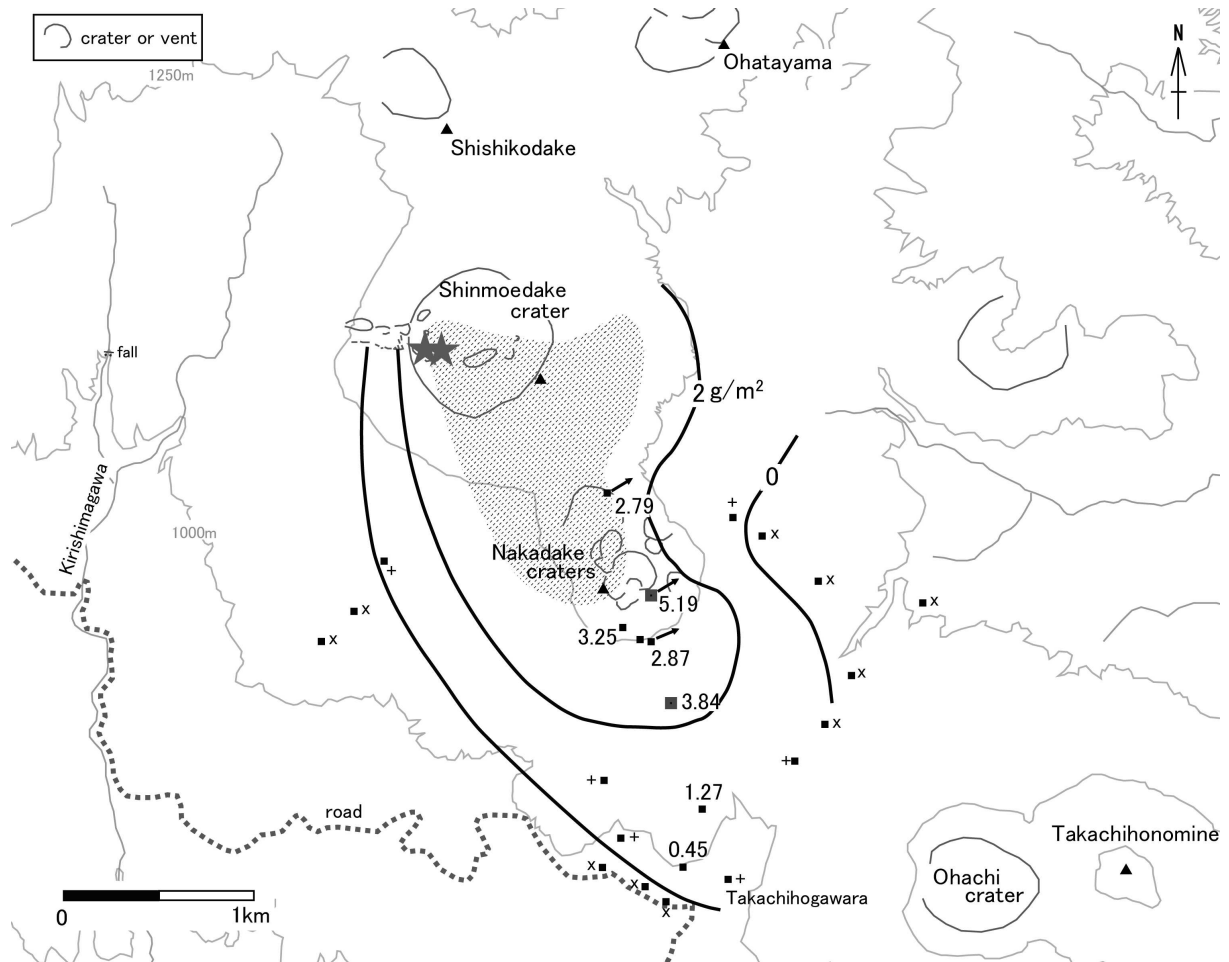


Fig. 56 Ashfall distribution generated by the May 27, 2010 eruption
 The values are ash weight in grams per square meter (g/m^2). +: detected, x: not detected. Arrows show the wind direction on surface based from ash marks. Dark area shows discoloration area by ashfall. Stars show eruption vents by Kagoshima LMO and Fukuoka Volcanic Observation and Information Center (2011).

5.9. 2011 年噴火

霧島火山では、2009年12月15日頃から、月に3~4mmの膨張に転じたとされる（今給黎・大脇，2011）。2010年に入り膨張が続いたが、2010年7月10日以降は噴火活動は見られなかった。2011年になり1月19日に小規模な噴火が発生し、7日後の1月26~27日に準プリニー式噴火が発生した。なお、2011年噴火及びそれ以前の噴火は、水蒸気噴火ステージ（2008年8月22日~）、準プリニー式噴火ステージ（2011年1月19日、1月26日~）、溶岩ステージ（2011年1月28日~）、ブルカノ式噴火ステージ（2011年2月1日~）、マグマ水蒸気噴火ステージ（2011年6月16日~）に分けられている（Nakada et al., 2013）。なお、Nakada et al. (2013) が示したステージは、本論内での用語による混乱を避けるため先述と同様にエピソードと表記する。

5.9.1. 準プリニー式噴火エピソード

(1) マグマ水蒸気噴火（1月19日）

2011年1月19日01:27に小規模な噴火が発生した。この時天候が悪く噴煙は目撃されていない（Kato and Yamasato, 2013）。この噴火によって堆積した火山灰には、約10%の本質物質が含まれていることより、マグマ水蒸気噴火が発生したと考えられている（Suzuki et al., 2013b）。マグマ水蒸気噴火によって生じた噴煙は火口から南東に向かい、都城市街から東側海岸にまで達した。1月23日に採取した都城市東片添付近の火山灰は、^{ひがしかたぞえ}ふかふかした状態で堆積していた。この降下火山灰堆積物の基底部には、団粒状になった火山灰が見られ、噴火の最初期の堆積物は湿ったものであったことが示唆される（Fig. 58a, b）。また、表面には団粒状の火山灰の落下による表面に円形の窪みが形成されており、噴火末期にも湿った火山灰が放出されたと考えられる（Fig. 58d）。

1月21日~23日に山体近傍、周辺地域において火山灰の堆積物を採取し、室内で重量計測を行い等層厚線図を描いた（Fig. 59）。1月22日に高千穂河原から中岳の東側を通る登山道を調査した。登山道の地点では、積雪の上に火山灰が堆積していたため土壌や植物片が混入していない火山灰試料を採取することができた。登山道沿いの地点では、最大8759 g/m²の値が得られた。また、同時に同じ地点で火山灰の厚さも測定しており（Fig. 58c）、堆積物のみかけ堆積密度を算出した。その結果、1月19日噴火の堆積物のみか

け密度は、ほとんどが 1.0 g/cm^3 以下であり、最も小さいもので 0.47 g/cm^3 であった。通常、ブルカノ式噴火における火山灰のみかけ堆積密度は 1.5 g/cm^3 であり (Tajima et al., 2013b), 1月19日噴火の火山灰のみかけ密度は小さいものであったと言える。

1月19日噴火の等層厚線は、山体近傍では幅が狭く、山体を離れ始めると広がり始める。各等層厚線の面積をセグメント毎に積分する計算によって求めた (Fig. 60)。最大層厚は火口近傍では 10000 m^2 の範囲とし (宝田・他, 2001), 遠方の分布限界は 0.1 g/m^2 の等層厚線が囲む範囲までとした。その結果、本噴火の火山灰堆積量は、約6万トンと推定された (Table 19)。

次に、EAI法による分布計算を行って求めた。この場合の計算条件としては、火口近傍では 10 g/m^2 の囲む面積の0.1%の範囲、遠方の分布限界は 0.1 g/m^2 の等層厚線が囲む範囲までとした。この計算条件では、6.7万トンの堆積量が得られた (Table 19)。このため1月19日噴火の堆積量は6~7万トンと推定され、2010年の噴火に比べると大きな噴火であった。



Fig. 57 Photograph of January 19, 2011 ashfall deposit

The Jan. 19 ashfall was deposited at the location of 6.83 kg/m^2 in Fig. 59. The Jan. 19 ash fall was covered under the snow.



Fig. 58 Photograph of January 19, 2011 ashfall deposit

a: The first ashfall was accreted or adhered grains at location A in Fig. 59 surveyed on Jan. 21. b: The ash fall deposit had a lustrous surface and small <5 mm dia dents at location B in Fig. 59 surveyed on Jan. 23.



Fig. 58 continue

c: We found very soft ashfall at location C in Fig. 59 surveyed on Jan. 22, 2011. White snow lay under the ashfall. d: Accretional ash deposited on the surface of main ashfall at location D surveyed on Jan. 21.

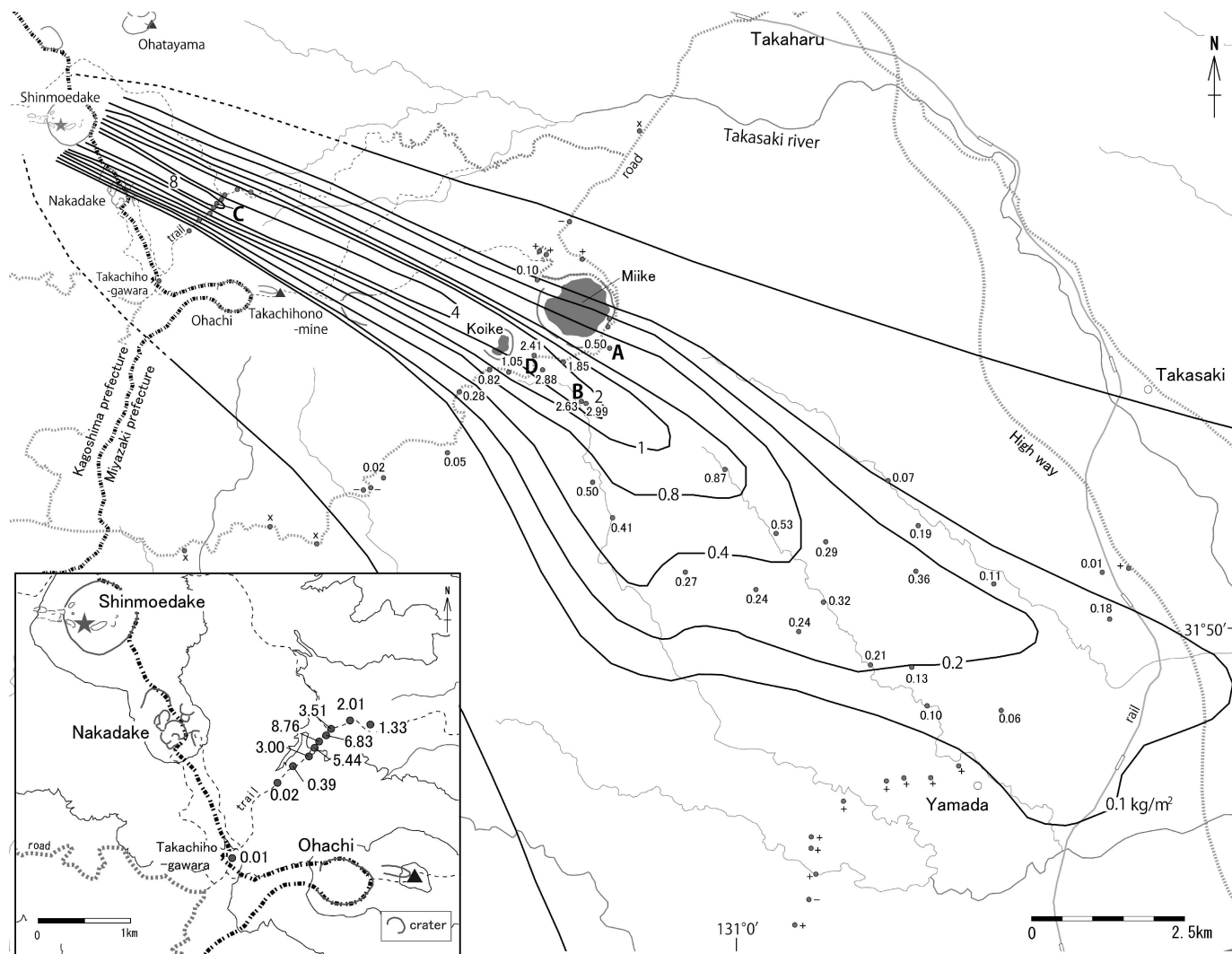


Fig. 59 Ashfall distribution generated by January 19, 2011 eruption

The values are ash weight kilograms per square meter (kg/m^2). +: detected, -: weakly detected, x: not detected. The locations A, B, C and D show photographs in Fig. 58. Star shows eruption vent by Kato and Yamasato (2013).

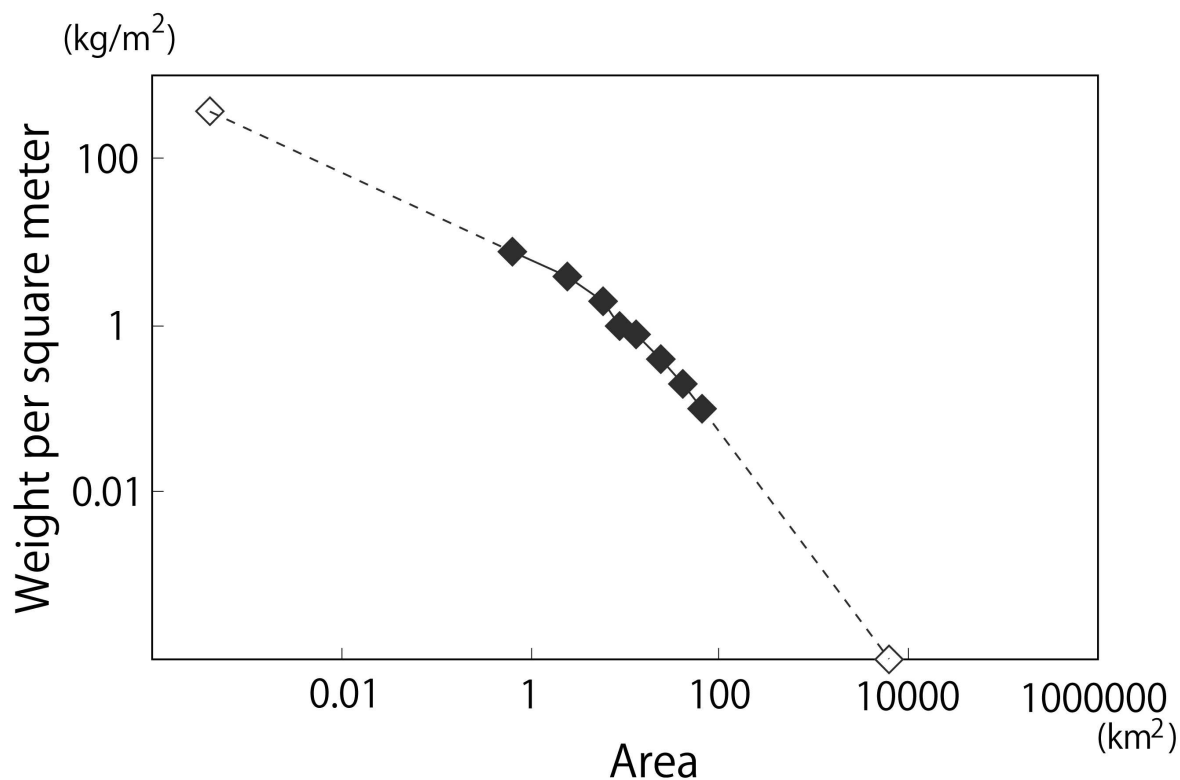


Fig. 60 Relation of area and weight January 19, 2011 ashfall
 Filled symbols are observed isopachs from Fig. 59. Unfilled symbols are maximum and minimum isopachs for calculating volumes.

Table 19 Volume estimation for 2010 and 2011 ashfalls

List of Eruptions	Volume estimation by EAI method						Volume estimation by other method	
	P1 for EAI calc. (g/m ²)	P2 for EAI calc. (g/m ²)	Axis (°)	Aspect Ratio	α (TS)	Volume (t)	Method	Volume (t)
Mar 30, 2010	2.2	—	26	0.13	0.3	4	V=12TA	7
May 27, 2010	3.8	5.2	53	0.24	2.6	36	V=12TA	76
Jan 19, 2011	1052.0	2883.0	26.74	0.03	5802.6	67000	Segments of integration	62000

(2) 準プリニー式噴火 (1月26日～27日)

1月26日の07:31に高度約300mの噴火が発生し、灰白色の火山灰の放出が連続的に続いた。その後急に、14:49に噴煙高度が3000mに達し、17:11～17:19には噴煙高度が7000mに達し、これが最初の準プリニー式噴火の噴火とされる (Kato and Yamasato, 2013)。この噴火活動では、26日午後、27日深夜～午前、27日の午後に明瞭な3回の傾斜変動が観測されており (Ueda et al., 2013)、準プリニー式噴火エピソード中に3回の主現象が発生したと考えられている (Nakada et al., 2013; Kato and Yamasato, 2013)。レーダー観測やカメラ画像解析によれば、1回目の噴火は、14:49分に始まり16時過ぎには噴煙が6000mに達したとされる。2回目の噴火は26日21時半過ぎから高度を上げ、1月27日午前3時には高度6000mを超える噴煙が観測されている。また、3回目の噴火は、1月27日15:41頃始まったことを九州自動車道のえびのサービスエリアから目撃した。3回目の噴火では、噴火直後に噴煙が6000mに達した (ブルカノ式噴火) が一度弱まり、再度16時半頃から噴煙が上昇し準プリニー式噴火が発生した (Nakada et al., 2013)。

この3回の噴火では粒径の大きな軽石の放出を伴い、その堆積物は新燃岳から東南東方に向かい分布している。Miyabuchi et al. (2013) は、この噴火による堆積物を、Unit-1～Unit-5に分けた。また、Nakada et al. (2013) はLayer 1～7に区分した。Miyabuchi et al. (2013) は、Unit-1が1月19日の噴火による堆積物とし、Nakada et al. (2013) はlayer 1は1月19日と1月26日午前の堆積物とした。先述のように、1月19日噴火による高千穂河原への火山灰堆積はごく僅かであり、高千穂河原で見られるUnit-1及びLayer 1の堆積物は主に1月26日午前の準プリニー式噴火直前の連続的な小噴火によってもたらされたと考えられる (Table 20)。その後、軽石を主構成物とするUnit-2 (Miyabuchi et al., 2013)、Layer 2～4 (Nakada et al., 2013) の堆積が生じた。これらの降下火砕堆積物は、現地を目撃などより1月26日～27日の最初の2回の準プリニー式噴火によって堆積したと考えられている (Miyabuchi et al., 2013; Nakada et al., 2013)。1月27日15時41分にはブルカノ式噴火が発生し、その後3回目の準プリニー式噴火に移行した。この噴火に伴う堆積物は、Unit-3 (Miyabuchi et al., 2013)、Layer 4/5とLayer 5 (Nakada et al., 2013) である (Table 20)。

Table 20 Time progress of sub-plinian episode on Jan, 2011 at Shinmoedake

Day	Time	Eruption	Unit and volume of deposit		
			Miyabuchi et al. (2013)	Nakada et al. (2013) and Maeno et al. (2012)	This study
January 19, 2013	1:27	phreatomagmatic eruption	Unit-1	Layer 1	0.06 – 0.07*10 ⁶ t
	7:31 ~	ash emission		?	
January 26, 2011	14:49 ~ 19h?	sub-plinia eruption (1st)	Unit-2	5.3*10 ⁶ m ³ Layer 2, 3, 4	14–25*10 ⁶ t
	half of 21h to next morning (5h?)	sub-plinia eruption (2nd)			
January 27, 2011	15:41 ~ 18h?	sub-plinia eruption (3rd)	Unit-3	0.49*10 ⁶ m ³ Layer 4/5, 5	2.4–4.8*10 ⁶ t
January 28, 2011		ash emission and vulcanian eruptions (lava grow)	Unit-4	0.58*10 ⁶ m ³ Layer 6	1.2*10 ⁶ t
January 29, 2011					

5.9.2. 溶岩成長エピソード（1月27日～）

3回の準プリニー式噴火エピソードに引き続いて、新燃岳火口内では溶岩の成長が始まった。1月27日の3回目の準プリニー式噴火の前にマグマヘッド（溶岩ドーム）が新燃岳火口内に出現していたとされ、溶岩は1月27日から出現していたと考えられている（Miyabuchi et al., 2013）。また、1月28日10:19分のヘリ調査によって、マグマヘッドが新燃岳火口内に出現していることが確認された。溶岩の出現位置は、準プリニー式噴火の火口とずれており、S-15～S-16付近とされる（Nakada et al., 2013）。この溶岩はその後急速に成長し新燃岳火口内を埋積した。溶岩の噴出量は、SARによる地形解析より1月27日～2月3日の間で $15.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ であった（Ozawa and Kozono, 2013）。佐々木・他（2011）は、写真を用いたステレオ解析より2010年10月撮影の航空写真と2011年1月31日撮影の写真を比較し、 $14.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ の溶岩が噴出したと推定した。下野・他（2011）は、航空機SARによる地形解析によって2月1日もしくは2月7日までで $18 \sim 19 \times 10^6 \text{ m}^3$ の溶岩噴出があったとした。

Sato et al.（2013）は、溶岩がドレーンバックする条件を検討し、新燃岳火口内を埋めた溶岩が、ドレーンバックしていないことより、溶岩を噴出したマグマの火道半径は4.5～6 m（約5 m）であったことを議論している。なお、溶岩は2013年に入っても極めて僅かであるが成長しているとされる（宮城・他，2013）。

5.9.3. ブルカノ式噴火エピソード（主に2011年2月以降）

2月の始めになり溶岩の成長速度は鈍化し始めた。変わって、新燃岳火口内においてブルカノ式噴火もしくは火山灰を放出する噴火が断続して発生するようになった。その最初の活動は1月27日15:41のものとされ、1月28日12:47、1月30日13:57にもブルカノ式噴火が発生した（Nakada et al., 2013）。この時期は、準プリニー式噴火、溶岩成長、ブルカノ式噴火が同時に発生する時期であったと考えられる。2011年2月1日7:54噴火では、2011年噴火中最大の空振（YNN地点で458.4 Pa）を観測し（Kato and Yamasato, 2013）、火口から3.1～3.4 km離れた地点まで本質岩塊が飛びインパクトクレーターが形成された（Maeno et al., 2013）。この噴火では、霧島市牧園等で空振によって窓ガラスが割れるなど被害が生じた。2011年4月までは、13 km内で採取された火山灰の分析より粗粒火山灰が卓越する噴火が続いた。

この時期の噴出物は、ほとんどが新鮮な火砕物から構成されている (Suzuki et al., 2013b).

ブルカノ式噴火エピソードでは、爆発的な噴火が1月終りから2月始めに頻発したが、徐々にその頻度は低くなっていった。このエピソードの噴出量は2月28日以後であるが西来・他 (2013) によって Hayakawa (1985) の式を使い求められている (Table 21)。

5.9.4. マグマ水蒸気噴火エピソード (2011年6月中旬～)

6月中旬以後の噴火による降下火山灰はそれ以前と異なり、細粒火山灰が卓越するようになり、やや変質が進んだ火砕物の混入率が高くなる (Suzuki et al., 2013b)。本研究では、6月29日噴火、8月6日噴火では分布の主軸付近で垂直の看板やポールに火山灰が貼り付いている様子を確認した。このことより、これらの噴火は湿り気の高い火山灰を放出した可能性が考えられた。ただし、これらの噴火は雨天時に発生しており、降雨の影響があった可能性も考えられる。6月中頃以後の噴火は、変質した火山灰の割合が高まることより、Suzuki et al. (2013b) はマグマ水蒸気噴火が発生していたと考えた。2011年9月7日に小規模な火山灰を放出する噴火が発生して以後、新燃岳で噴火は発生していない (Kato and Yamasato, 2013)。

本研究では、6月16日以後について簡易カップによる火山灰の採取を行うことができた。採取した火山灰より EAI 法を用いて分布計算を行い、最大層厚を $10\text{g}/\text{m}^2$ の 0.1% の面積、最小層厚を $0.1\text{g}/\text{m}^2$ 等層厚線に囲まれる面積として堆積量を求めた (Table 21)。8月31日の噴火について、西来・他 (2013) は Hayakawa (1985) の方法から 70,000 t の堆積量を求めており、Miyabuchi et al. (2013) は Fierstein and Nathenson (1992) を用いて 6,500 t の堆積量を求めている。一方、本研究で開発した EAI 法の計算によって 21,000 t の堆積量が得られた。4章に示したように桜島、浅間山のブルカノ式噴火や火山灰を主体とするマグマ噴火では、Hayakawa (1985) が示した 12.2 の係数を用いると大きな堆積量となる可能性がある。また、Fierstein and Nathenson (1992) の方法は、桜島、浅間山を含め複数の火山で試算した結果、堆積量が過少となる傾向がある。EAI 法ではこれらの間の堆積量となり、矛盾ない結果が得られたと考えられる。

Table 21 Eruptions list of vulcanian and phreatomagmatic eruption episode

Day, Time	Type of eruption	Volume of eruption (t)	EAI Volume of eruption (t)	Damages
January 28, 2011 12:47	vulcanian 1			
January 30, 2011 13:57	vulcanian 1			
February 1, 2011 7:54	vulcanian 1			Many windows brokn by shock wave southeast area
February 1, 2011 23:19	vulcanian 1			
February 2, 2011 5:25	vulcanian 1			
February 2, 2011 10:47	vulcanian 1			
February 2, 2011 15:35	vulcanian 1			
February 3, 2011 8:09	vulcanian 1			
February 4, 2011 9:42				
February 6, 2011 3:16				
February 7, 2011 6:07				
February 7, 2011 18:09				
February 11, 2011 11:36	vulcanian 1			Solar panels and car windows broken by pyroclasts fall north area
February 14, 2011 5:07	vulcanian 1			
February 18, 2011 18:16	vulcanian 1			
February 24, 2011 3:38				
February 28, 2011 17:08		20,000 2		
March 1, 2011 19:23	vulcanian 1			
March 3, 2011 15:15		90,000 2		
March 8, 2011 2:50				
March 13, 2011 17:45		200,000 2		
March 23, 2011 8:23		7,000 2		
March 29, 2011 3:33		1,000 2		
April 3, 2011 8:41		40,000 2		
April 9, 2011 1:06		20,000 2		
April 18, 2011 19:22		30,000 2		
June 16, 2011 18:05	phreatomagmatic 3		22,000	
June 23, 2011 20:49	phreatomagmatic 3		1,000	
June 29, 2011 10:27	phreatomagmatic 3		16,000	
August 6, 2011 9:41	phreatomagmatic 3		3,000	
August 6, 2011 18:29	phreatomagmatic 3		2,000	
August 31, 2011 2:43	phreatomagmatic 3	70,000 2 6,500 4	21,000	
September 7, 2011 6:00				

1: Kato and Yamasato (2013), 2: Nishiki et al. (2013), 3: Suzuki et al. (2013), 4: Miyabuchi et al (2013)

5.10. 最新活動期の活動と火口位置

5.10.1. 江戸時代の活動

新燃岳では、2011年の準プリニー式噴火の発生位置は、その直前の小噴火時の火口の移動傾向が重要であった。ここでは、2011年噴火前の火口の位置と2011年噴火に向けた移動について議論する。

最新の享保・2011テフラの活動期以前の火口位置は地質と古文書から推定される。2.3~2.7 cal ka BPのRyA-L溶岩は、兔の耳のすぐ西側から噴出した(田島・他, 2013a)。両部池B溶岩(RyB-L)も両部池A溶岩(RyA-L)の西隣から噴出しており、新湯林道テフラ活動期の噴出中心は、兔の耳の西付近にあったと推定される(Fig. 61)。また、RyB-L・RyA-L溶岩は新燃岳火口壁南側の狭い範囲に分布が偏っており、噴出口の直ぐ北に地形的障壁があったと考えられる。

古記録からは、享保噴火の初期の様子を示した記録に次のような記述が認められる。「霧島山上金剛・胎蔵両池の辺より火大発し、・・・(三国名勝図會)」, 「両部之両池堤塘裂壊・・・(霧島東神社文書)」のように(大學, 2012)、享保噴火直前の新燃岳には池が2箇所あったと推定される。2つの異なる古記録に、2箇所の池を示唆する記述があることは、当時池(火口湖)が存在していた可能性が高いと考えられる。前述のようにRyB-L・RyA-L溶岩は南側の狭い範囲に分布しており、火口湖を形成していたとは考え難い。次に、新燃岳の火口壁では南側で両部池C溶岩群(RyC-Ls)の露出高度が高く、北側では低くSm-Kpテフラが低い高度に分布する(Fig. 13)。つまり、新燃岳火口の北側は当時の山裾であったと考えられ、それを裏付けるように北側火口壁の低い位置には北傾斜の享保噴火初期のラハール堆積物が認められる。つまり、当時存在した火口湖は新燃岳火口の南に寄った位置かつRyB-L・RyA-L溶岩噴出口の北側にあったと考えられる。新燃岳-新湯テフラ(Sm-Sy)のアグルチネートは火口壁西側のみ確認され、その層厚は、新燃岳火口の南北軸に対する真西位置で最大の層厚となる。また、Sm-Syの降下軽石も北西壁にのみ認められる。これらのことからSm-Syの噴出中心は、現在の新燃岳火口内の西に寄った場所にあったと推定される。Sm-Syは、準プリニー式噴火後にブルカノ式噴火の堆積物を伴っており、この噴出過程で火口が形成されたと推定され、それが古記録に残される池の一つである可能性が高い(Fig. 61)。次に、火口壁東側ではSm-Syの堆積物は見られない。恐らく、Sm-Sy噴出時には東側に地形的な障壁があり、それが妨げになってSm-Syは西側に堆

積したと考えられる．火口壁東側には RyCe-L 溶岩が厚く堆積しており，RyCe-L 溶岩の噴出がその地形障壁であったと考えられる．これらのことから RyCe-L 溶岩の噴出中心は新燃岳火口の南東に寄った位置と推定され，RyC-L 溶岩の層厚より Sm-Sy の噴出中心より南に寄った東側の位置と推定される．RyC-Ls 溶岩の噴出中心が，もう一つの池であった可能性が高いと考えられる (Fig. 61)．

新湯テフラ活動期に形成された 2 つの火口湖の間から享保噴火が始まったと考えられる．この位置は，新燃岳火口底溶岩 (Sc-L) の噴出中心，2011 年準プリニー式噴火の噴出中心付近とほぼ同じ位置である．享保噴火からその後の Sc-L 噴出の間に，新燃岳火口は現在の大きさに成長したと考えられる．享保噴火の末期の堆積物の一部が新燃岳火口壁の地形を覆うように内側に傾斜して堆積しており，新燃岳火口の最終形状は享保噴火の末期に形成された可能性が高い．その後，新燃岳火口を埋める Sc-L 溶岩が噴出し，その東側に 1822 年噴火の小火口が形成された (Fig. 61)．享保噴火から Sc-L 溶岩噴出時期の火口位置は新燃岳火口中心付近で安定していたと考えられる．

5.10.2. 昭和初期から平成時代の活動

新燃岳ではその後活動の記録が見られなくなり，静穏な時期が続いたと考えられる．次に記録が見られるのは 1934 (昭和 9) 年であり，「火口湖の水が混濁し，水底よりガスを発生」とされる (気象庁編，2013)．この時火口湖周辺の灌木が多く枯死したとされ，火口湖周辺まで灌木が入り込める静穏な環境が続いていたことが読み取られる．1934 年から 25 年後の 1959 年には，1822 年以來のやや大きな噴火が発生した．1959 年噴火では，それまでと異なり，新燃岳火口の中心から山体西側に伸びる火口列が形成された．その後，1959 年噴火火口列から噴気活動が続いていたが，1991～1992 年に極めて小さな噴火が 1822 年の火口付近で発生した．なお，1959 年火口列に沿った噴気活動以外にも，S-11, S-13 と呼ばれる場所でも噴気活動が生じている (Fig. 48)．1992 年以後は表面上の活動は静穏であったが，2006 年 1 月～2 月，2006 年 12 月，2007 年 8 月に A 型地震が増加する期間があった (鹿児島地方気象台，2007)．2007 年 10 月には，S-11 付近で噴気活動が僅かに活発化していることを確認しており，地下では 2006 年頃から何らかの変化が生じていた可能性がある．2007 年頃も 1959 年の火口列からの噴気が続いており，2008 年噴火の直前まで同じ火道を用いた，サブシステムが形成されていたと考

えられる (Fig. 62).

2008年噴火は1959年火口列から南に約100 mシフトした場所で発生し、新たに火口列が形成された(下司・他, 2010). 2008年噴火によって、1959年噴火から続いた火道システムに変化が生じたと考えられる. 2009年12月中旬から、霧島火山の西側で膨張が観測された(今給黎・大脇, 2011). 2010年に入ると小噴火が頻繁に発生した. 3月30日の噴火では、2008年噴火の西斜面火口列から噴出物が放出された(Fig. 52). 5月27日の噴火では、新燃岳火口内のS-17・S-19付近から火山灰が放出され、S-19はこの噴火で形成された(Kato and Yamasato, 2013). 準プリニー式噴火直前の2011年1月19日噴火はS-19付近で発生した. 準プリニー式噴火直前の時期は、水蒸気噴火・マグマ水蒸気噴火の火口位置は西から東にシフトし、最終的にはS-19付近に収斂した(Fig. 61). 1月26~27日の準プリニー式噴火は、S-17・S-19付近を中心とした場所で発生した(Nakada et al., 2013). このように2011年のマグマ噴火に対しては、2008年で新たに形成された割れ目火口が重要な役割を果たしており、2008年8月22日を始まりとした噴火は、一つのサブシステムと考えられる(Fig. 62). 加えて、2010年~2011年の小噴火時期においては、噴火位置が西から東に移動しており、マグマ直前の小噴火位置を追うことが重要であることが理解できる. その後、溶岩は準プリニー式噴火火口から東にシフトした位置から頭を出し、急激に成長した(Nakada et al., 2013).

噴火位置に関する他の重要な点は、2011年の準プリニー式噴火は、享保噴火、Sc-Lを噴出した火口とほぼ同じ位置で発生したことである. マグマ噴火の火口位置が3つの噴火で大きく変わらないことは、これらの噴火は同じ火道システムで生じた噴火と考えられ、享保噴火を始まりとした活動期に位置づけた田島・他(2013a)の考え方を支持する. 活動期に同じ場所に火口が形成されるのは、地下浅い所の熱水や火山ガスが同じ場所を移動し脆弱域が形成され、地震活動(断層運動)によって特定域が破碎され、その場所を通じてマグマの上昇が継続的に行われるためと考えられる. 活動期が終わる(地下のマグマ動きが不活発?)と、それらのシステムが閉じ次の噴火では、ずれた位置で活動が始まると考えられる.

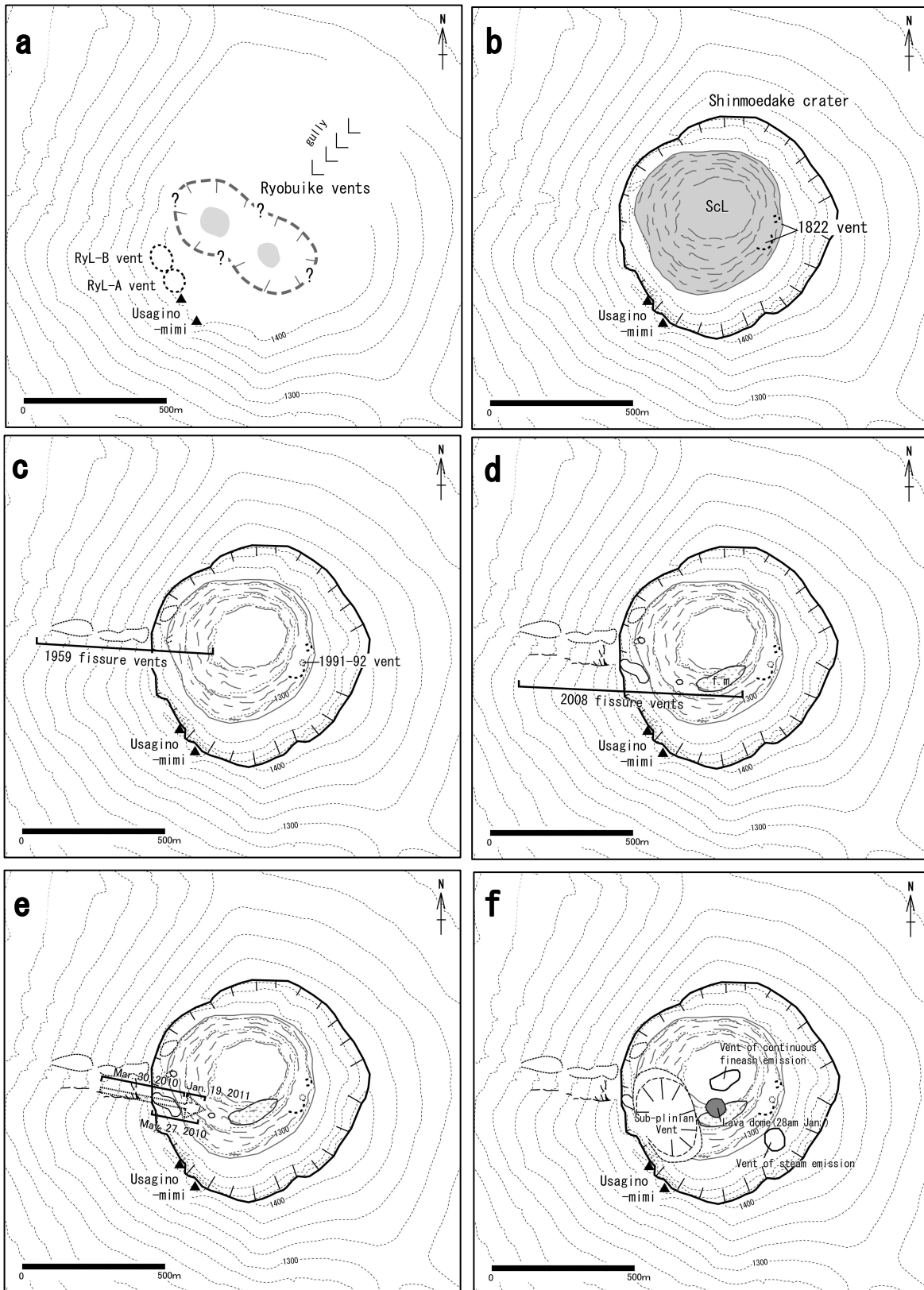


Fig. 61 Development of vent topography in Shinmoedake volcano

a: Image of vents before Kyoho eruption. b: Vent distribution from Kyoho to Bunsei eruptions. c: Fissure vents of 1959 eruption by Fukuoka DOM et al.(1959). d: Fissure vents of 2008 eruption by Geshi et al. (2010) e: Vents distribution from Mar. 30, 2010 to Jan. 19, 2011. f: Vent of 2011 subplinian eruption and first lava intrusion by Nakada et al. (2013).

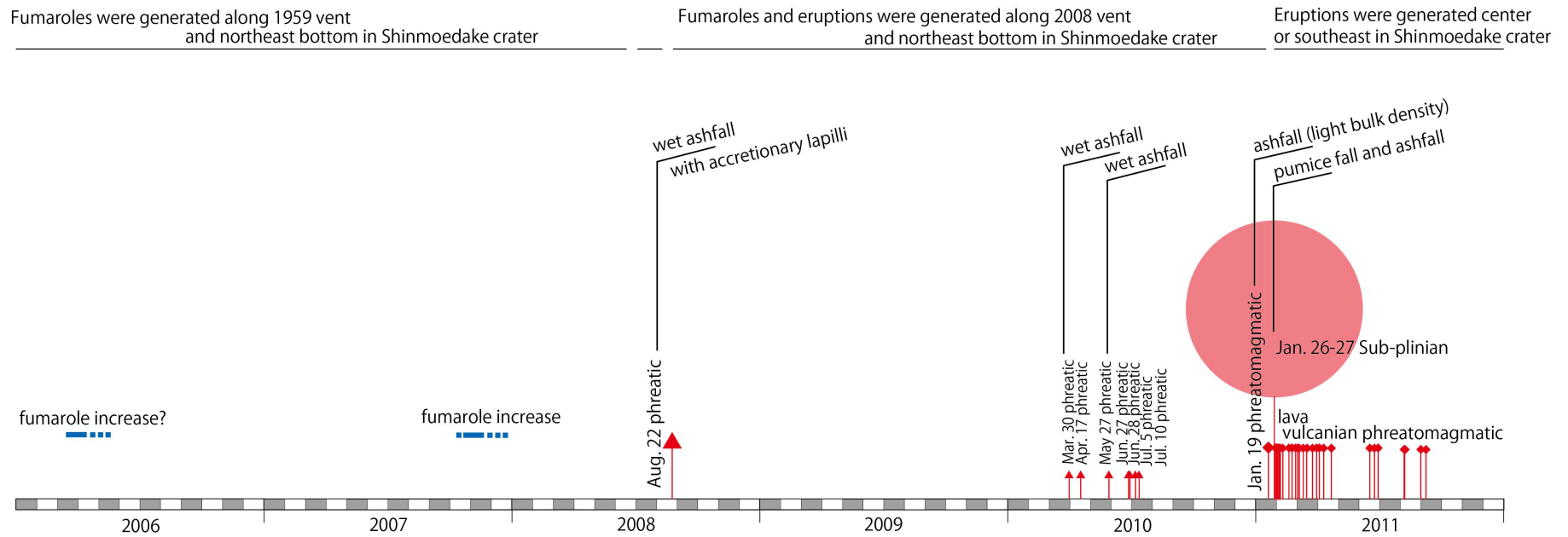


Fig. 62 Progress of volcanic activity at Shinmoedake volcano after 2006

The triangles show phreatic eruptions. The diamonds show magmatic or phreatomagmatic eruptions. The circle shows three sub-plinian eruptions. Eruption day-times are indicated by Kato and Yamasato (2013). Type of eruptions are shown by Geshi et al. (2010), Nakada et al. (2013), Suzuki et al. (2013b) and this study.

6章. 霧島火山の活動形態と活動評価

6.1. はじめに

火山活動における長期的な活動性を評価する場合に、一般的には噴出量階段図（小山・吉田，1994）が用いられる。小山・吉田（1994）は噴出量階段図は、時間予測型，噴出量予測型，完全周期型，不規則型に分けられるとした。以下に新燃岳火山とえびの高原火山域の噴出量階段図を示すが，新燃岳火山は不規則型であると言って良い。本研究による新燃岳火山の長期的な活動傾向の解析から，新燃岳火山では数百年の活動期とそれより長い静穏期を繰り返しながら成長してきた火山であることが判明した。新燃岳火山の様な不規則型の噴出量階段図のトレンドを用いた評価について，中期的トレンドという新たな考え方を導入する必要があることを議論する。

新燃岳火山，えびの高原火山域の高精度な活動史を明らかにすることによって，火口の形成年代の特定が出来た。火口の形成域については，ハザードマップ作成等を行う上で重要な基礎情報となる。本研究では，霧島火山における火口の移動特性は長期的な噴出率によって規格化できる可能性があるとの結果を得た。新燃岳火山，えびの高原火山域と古高千穂火山，高千穂峰火山，御鉢火山と比較することによって，火口の移動性と噴出率の関係についての比較を行う。

また，新燃岳火山とえびの高原火山域の活動史が明らかになることにより，霧島火山内で同じ時期に異なる場所で噴火が生じる時期があることが明らかになった（田島・他，2013a）。本章では霧島火山の活動史を再構築し，活動が集中する時期についての議論を行う。その結果を元に，南九州の火山との活動時期の比較を行った。

6.2. 新燃岳火山の中・長期の活動特性

6.2.1. 新燃岳火山における活動期の特徴

(1) 瀬田尾テフラの活動期

新燃岳－瀬田尾テフラ（Sm-St）は10.4 cal ka BPに噴出した。Sm-Stと両部池D溶岩群（RyD-Ls）との関係は不明である。RyD-Ls溶岩の一部は，古高千穂－牛のすねテフラ（Otk-UsA）の直下に位置している。また，山体西側では韓国岳－小林テフラ（Kr-Kb）の下位に，新燃岳を起源とする溶岩があるとされる（井村・小林，1991）。RyD-Ls溶岩の一部は，Otk-UsA噴出の直前の時期に噴出したと推定される（Fig. 15）。この時期はテフラ噴出に比

べ溶岩の噴出が卓越していたと考えられる (Fig. 63). 10.4 cal ka BP の Sm-St と RyD-Ls 溶岩の活動は、両者を合わせたものが活動期か別々の活動期かさらに調査が必要となる. 後述のように霧島火山全体で見た場合, 10.4 cal ka BP の Sm-St は, それ以前に別の火山から噴出した環野 B テフラ (TmB) と同じ活動期に当たる可能性が示唆される.

(2) 新湯テフラの活動期

新燃岳－新湯テフラ (Sm-Sy) との関係より, 両部池 C 溶岩群 (RyC-Ls) の多くは Sm-Sy の直前に噴出したと考えられる. 新燃岳火口壁においては, 少なくとも 2 層の溶岩が認められる. 化学組成では, 高い TiO_2 のグループと低い TiO_2 のグループ, 低い TiO_2 のグループの中でも 2 つのグループに分けられる. 新燃岳東方では, TiO_2 の異なるグループの溶岩が 2 つの地形面を作る (Fig. 3). これらのことから RyC-Ls 溶岩は, 2～3 回の溶岩に分けられる. いずれの溶岩も遠方に達し, 新燃岳の活動の中では大きな規模の溶岩がこの時期に流出していたと推定される. 新燃岳の新湯テフラの活動期 (5.6～4.5 cal ka BP) では, テフラも噴出したがテフラより多い溶岩が繰り返し噴出した (Fig. 63). RyC-Ls 溶岩は火口壁に厚く堆積しておりその分布範囲が広く, 新燃岳の山体に占める割合が高い. このため新湯テフラの活動期によって現在の新燃岳の骨格が作られたと考えられる.

(3) 新湯林道テフラの活動期

両部池 B 溶岩 (RyB-L) は, 新燃岳－新湯林道 B テフラ (Sm-SrB) に近い時期に噴出したと考えられるが, 年代については検討の余地がある. 両部池 A 溶岩 (RyA-L) は斑晶組み合わせと層位関係より, 新燃岳－新湯林道 B, A テフラ (Sm-SrB, A) と同じ時期の活動によって噴出したと推定される. ただし, 溶岩とテフラの関係は一対一で対応しているわけではない. いずれの活動も比較的小規模な溶岩の噴出と火山灰放出活動が発生しており, テフラより溶岩の噴出が卓越していた. 2.7～2.3 cal ka BP の間では, 少量の火山灰噴出と溶岩を流出する活動で特徴付けられる (Fig. 63).

(4) 享保・2011 テフラの活動期

新湯林道テフラ噴出の後のマグマを噴出した活動は, 享保噴火の新燃岳－享保テフラ (Sm-Kp) である. また, Sm-Kp 以後については, 新燃岳－生駒テ

フラ (Sm-Ik)・新燃岳火口底溶岩 (Sc-L) のマグマ噴火が生じ、2011年に準プリニー式噴火が発生した。2011年噴火以前の明らかなマグマ噴火は Sc-L 溶岩、Sm-Ik を噴出する活動であり、2011年噴火と直前のマグマ噴火の時間間隔は 200~300 年程である。それに対して、Sm-Kp 以前のマグマを噴出する活動は、2300 年前の Sm-SrA の活動である。つまり、新湯林道テフラ後の静穏期を挟み、享保噴火以後に活発なマグマ噴火の繰り返しが認められ、この間が新燃岳における最新の活動期と考えられる。また、最新の活動期は、準プリニー式噴火によるテフラを放出する噴出が主体となり、溶岩噴出が卓越していたそれ以前の活動と比べ活動傾向が変化したことも興味深い。

(5) 各活動期の噴火傾向に関するまとめ

新燃岳では、少なくとも 5.6~4.5 cal ka BP, 2.7~2.3 cal ka BP, 18 世紀~現在の 3 回の活動が集中する時期があると言える (Fig. 63)。井村・小林 (1991) は、Sm-KP 噴火以前は数千年間隔で軽石噴火を行う活動が主体であったのに対して、Sm-KP 以降は Sm-MP が噴出するなど活動間隔が短くなり、新燃岳の活動が新たなステージに入ったと考えた。本研究によって、新燃岳では Sm-Kp 以前にも噴火が集中する活動期が 2 回程あり、新燃岳では活動期と静穏期を繰り返す火山であることが明らかになった。このことは、現在は Sm-Kp 噴火を境とした 2 つの活動期の最新期という考え (井村・小林, 1991) より、Sm-Kp 噴火を始まりとする新たな活動期の中にあると考えた方が妥当と言え、2011 年の準プリニー式噴火はそれを裏付けた噴火と考えられる。

5.6~4.5 cal ka BP の活動期は溶岩の噴出が卓越し、2.7~2.3 cal ka BP は溶岩・テフラとも噴出量が少なく、18 世紀~現在の活動期は火砕物噴火が卓越する傾向に変化している (Fig. 63)。この様に、それぞれの活動期では、似た様式の噴火が生じていたと読み取ることができる。

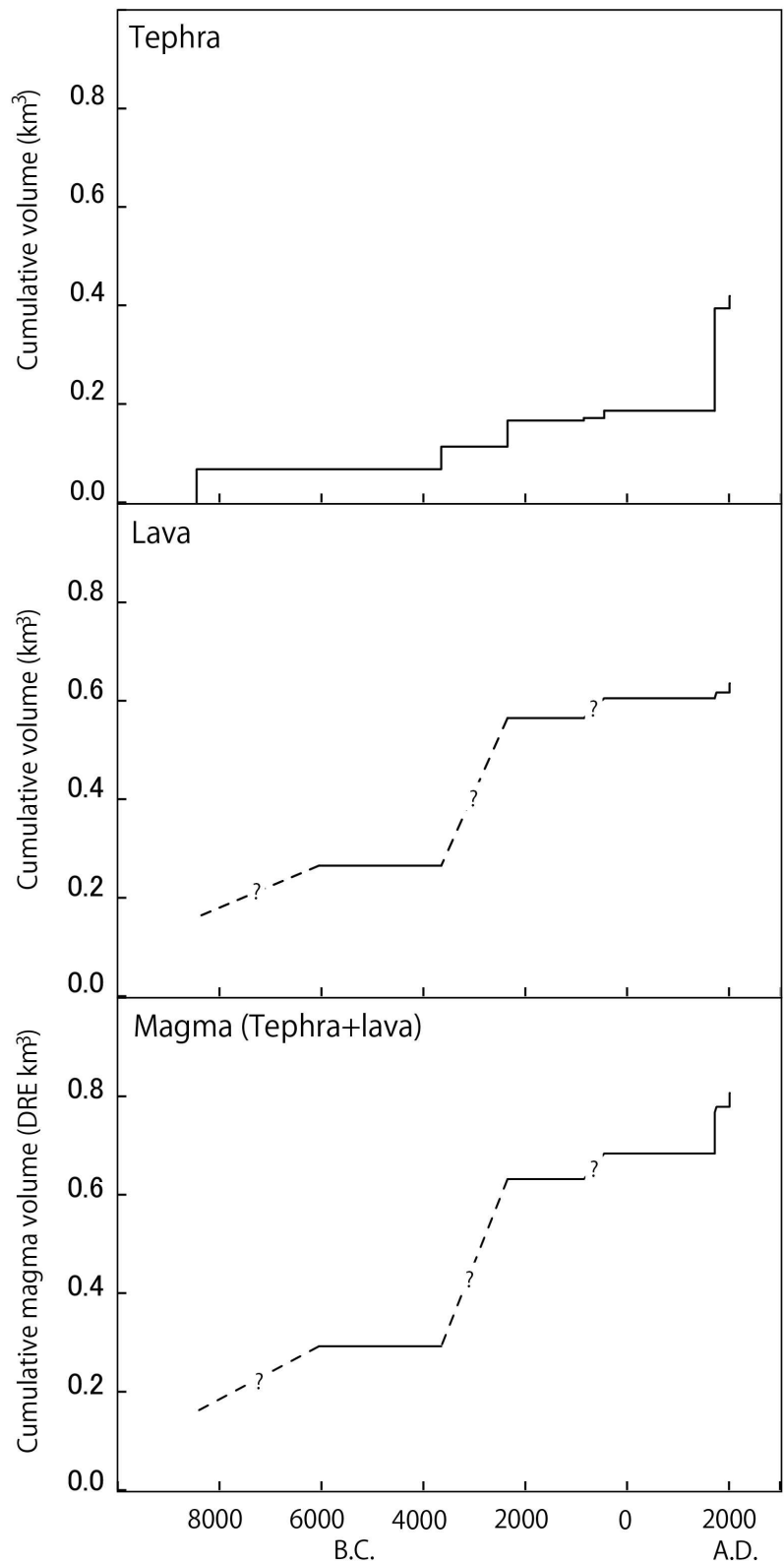


Fig. 63 Diagram of cumulative eruption volume at Shinmoedake volcano
 Tephra volume includes magmatic and phreatic eruptions. Magma as 2.5 t/m^2 (DRE: dense rock equivalent) volume is calculated using magmatic eruptions.

6.2.2. 噴出量階段図による中・長期トレンド

新燃岳火山は噴出量階段図で示すと不規則型となる。不規則型の火山の長期的な活動評価方法は、明確に示されていない。そこで、本研究によって詳細な活動史が明らかになった新燃岳火山をケーススタディとして、不規則型の火山における長期的な活動評価方法について議論を行う。新燃岳全体の長期的な噴出率は、RyD-Ls 溶岩以降の新燃岳山体の体積を求め、それを韓国岳－小林テフラ (Kr-Kb) の 16.7 cal ka BP もしくは新燃岳－新湯テフラ (Sm-St) の 10.4 cal ka BP で割ることによって 0.05~0.08 DRE km³/ky と見積もられる。この噴出率は、新燃岳火山が成長する全体の傾向を示しており、この傾向を長期的噴出率と呼ぶ。

新燃岳火山では、新湯テフラの活動期 (5.6~4.5 cal ka BP)、新湯林道テフラの活動期 (2.7~2.3 cal ka BP)、享保・2011 テフラの活動期 (18世紀~現在) に噴出率が上昇する時期がある。新湯テフラの活動期は 0.26 km³/ky、新湯林道テフラの活動期は 0.13 km³/ky、享保・2011 テフラの活動期は、2013年の時点で 0.42~0.38 km³/ky の噴出率となっている (Fig. 64)。これらの活動期はいずれも全体の噴出率の傾向より明らかに噴出率が高くなっており、長期的と呼ぶ活動傾向に対して、中期的活動傾向と呼んで良いものと考えられ、活動期の噴出率を中期噴出率と呼ぶ。今後の新燃岳火山の活動傾向を考える場合は、長期噴出率に基づくものではなく、享保・2011 テフラの活動期 (18世紀~現在) の中期噴出率に拠って評価することが必要と考えられる。ただし、享保・2011 テフラの活動期は現時点の値であり、今後の活動次第では前後することも考えられる。

不規則型の活動を行う新燃岳火山は長期的には中程度の噴出率を維持しながら、活動期には相対的に短い間隔で噴火が立て続けに発生し中期噴出率が上昇し、成長を続ける火山と言える。不規則型の火山について噴出量階段図を用いて今後の活動を評価する場合、判断する時点が活動期にあるか否かでその評価が大きく異なることを意味する。噴出量階段図を用いた将来の予想に対しては、テフラ堆積物と溶岩・火砕流堆積物の層序関係を明らかにし、年代測定によって示された高精度な噴火活動履歴を明示した上で、現在が長・中期的な活動史の中でどのような位置づけにあるか慎重な議論を行う必要がある。短期とは、ごく最近の地震活動や噴気活動の活発化、地殻変動の変化など近代観測によって捉えられる期間を指すのが適当と考えられる。

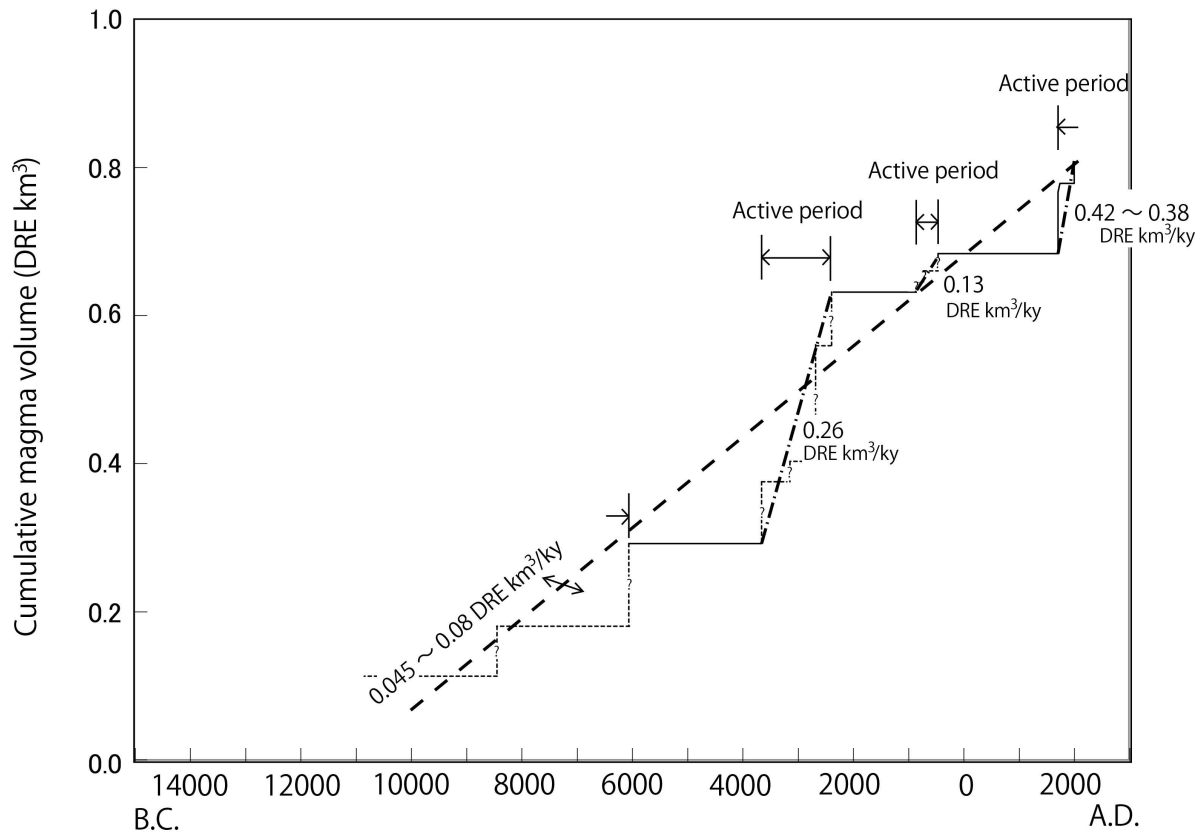


Fig. 64 Model of cumulative diagram for long and middle term activity
 This diagram is shown image of developing volcano based on Shinmoedake volcano.

6.3. えびの高原火山域の中・長期の活動特性

韓国岳の形成後、3千年ほど後の13.5 cal ka BPからえびの高原付近には環野Bテフラ(TmB)が堆積を始めた。TmBの給源は不明であるが、その活動期間中に桜島起源の桜島-薩摩テフラ(Sz-S(P14))が堆積した。

不動池-環野Aテフラ(Fd-TmA)と不動池溶岩は、9.0 cal ka BP間に発生したブルカノ式噴火とマグマの流出で形成された。この活動は、えびの高原で生じた最初の活動であり、これ以後がえびの高原火山域の火山活動となる(Fig. 65)。その後の4.3 cal ka BPには、韓国岳の北斜面の馬蹄形地形付近で規模の大きな水蒸気噴火が発生し、韓国岳北-えびのDテフラ(Kn-EbD)が堆積した。後半の活動では山体崩壊が発生し、北方向に流下した。Kn-EbDは水蒸気噴火によるテフラであるが、後半の活動時にはマグマが浅所まで上昇していた可能性がある。本論では、不動池溶岩・Fd-TmA以後の活動によって形成された地域をえびの高原火山域と呼ぶ。その後、1.6 cal ka BPに不動池火口で水蒸気噴火が発生し、不動池-えびのCテフラ(Fd-EbC)が噴出した。Fd-EbCの活動においてもマグマが浅所まで上昇していた可能性が考えられる。歴史時代には、16~17世紀に不動池火口から南東に約400 m離れた場所で硫黄山-えびのBテフラ(Io-EbB)の噴火が始まり、硫黄山が形成された。また、西暦1768年には、硫黄山の南東約200 mの硫黄山東火口で水蒸気噴火(Ie-EbA)が発生し、噴火に先行するように小規模なラホールが発生した。

えびの高原では、地下100m~1000mに $3\Omega\cdot\text{m}$ 以下の低比抵抗層が分布し、地下水の存在が示唆される(鍵山・他, 1994; 歌田・他, 1994)。Kn-EbD, Fd-EbCの様なマグマの関与が示唆される水蒸気噴火やIe-EbAのような継続時間の長い水蒸気噴火は、この深度近くに達したマグマと地下水が接触することによって生じたと考えることができる。一方、Fd-TmA・不動池溶岩、Io-EbB・硫黄山溶岩の活動では、マグマが帯水層を抜け上昇した。マグマが地表に達する活動が卓越する新燃岳に比べ(田島・他, 2013a)、えびの高原地域では爆発的な水蒸気噴火の発生が活動の特徴と言える。この様に9.0 cal ka BP以後、えびの高原火山域では、小規模なマグマ噴火や爆発的な水蒸気噴火が何度も生じ、それらは活動毎に火口の位置を変えた(Fig. 65)。この長期的な活動の傾向が、溶岩岩体や火口湖が点在するえびの高原の独特な火山地形を形成した。

小溶岩・火口からなる火山域は、大幡池・大幡山付近にも見られ、霧島火

山群における長期の火山活動によって作られる地形形態の一つと考えられる。えびの高原の活動に近い活動形態の火山として吾妻山が挙げられ (山元, 2005), その共通性を解明する必要がある。

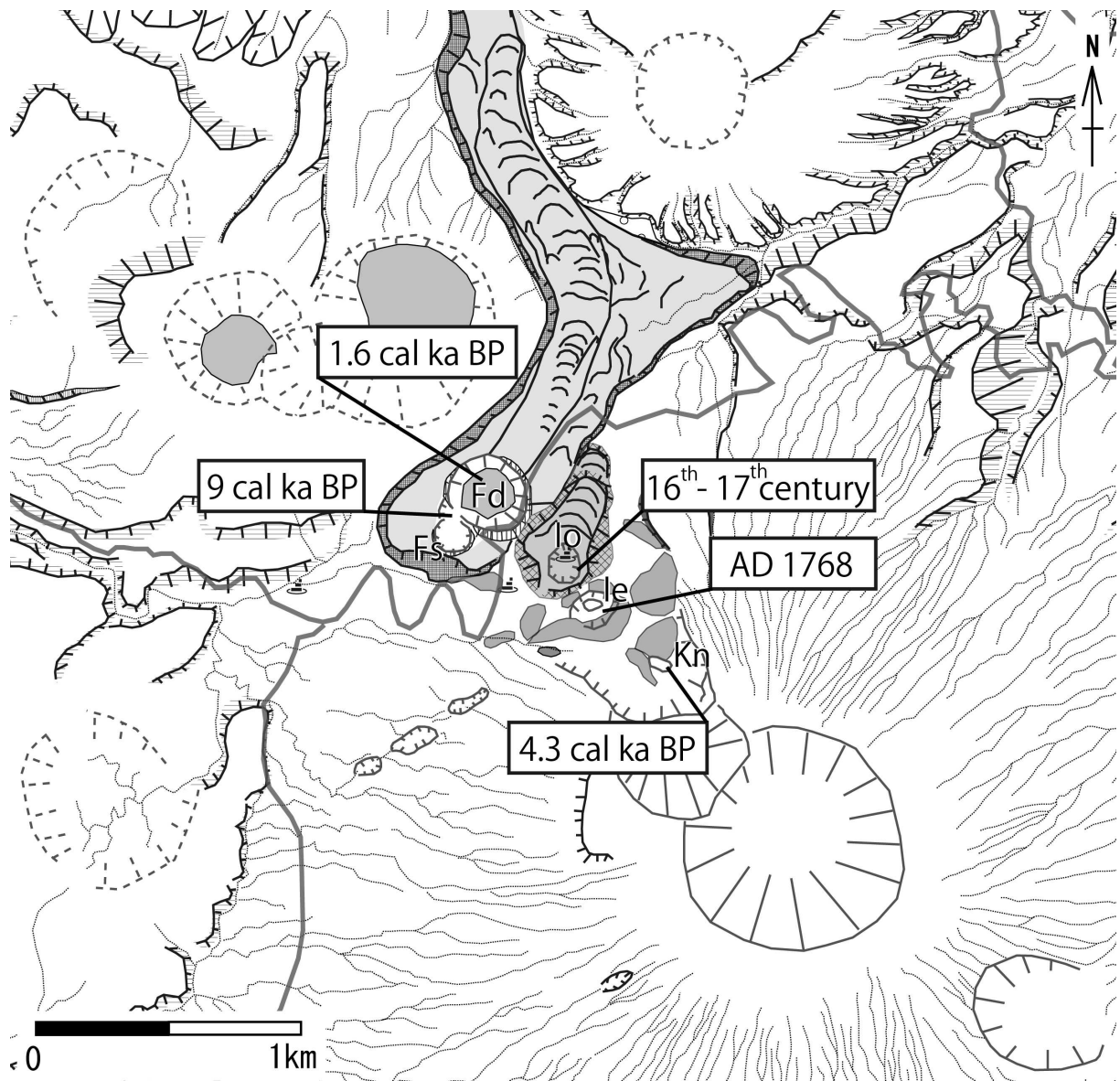


Fig. 65 Vent migration at Ebinokogen volcanic area after 10 ka
 Fd: Fudoike crater, Fs: Fudoike south crater, Ie: Ioyama east crater, Io: Ioyama crater, Kn: Karakunidake north amphitheater and crater. The topographical legends are shown in Fig. 17.

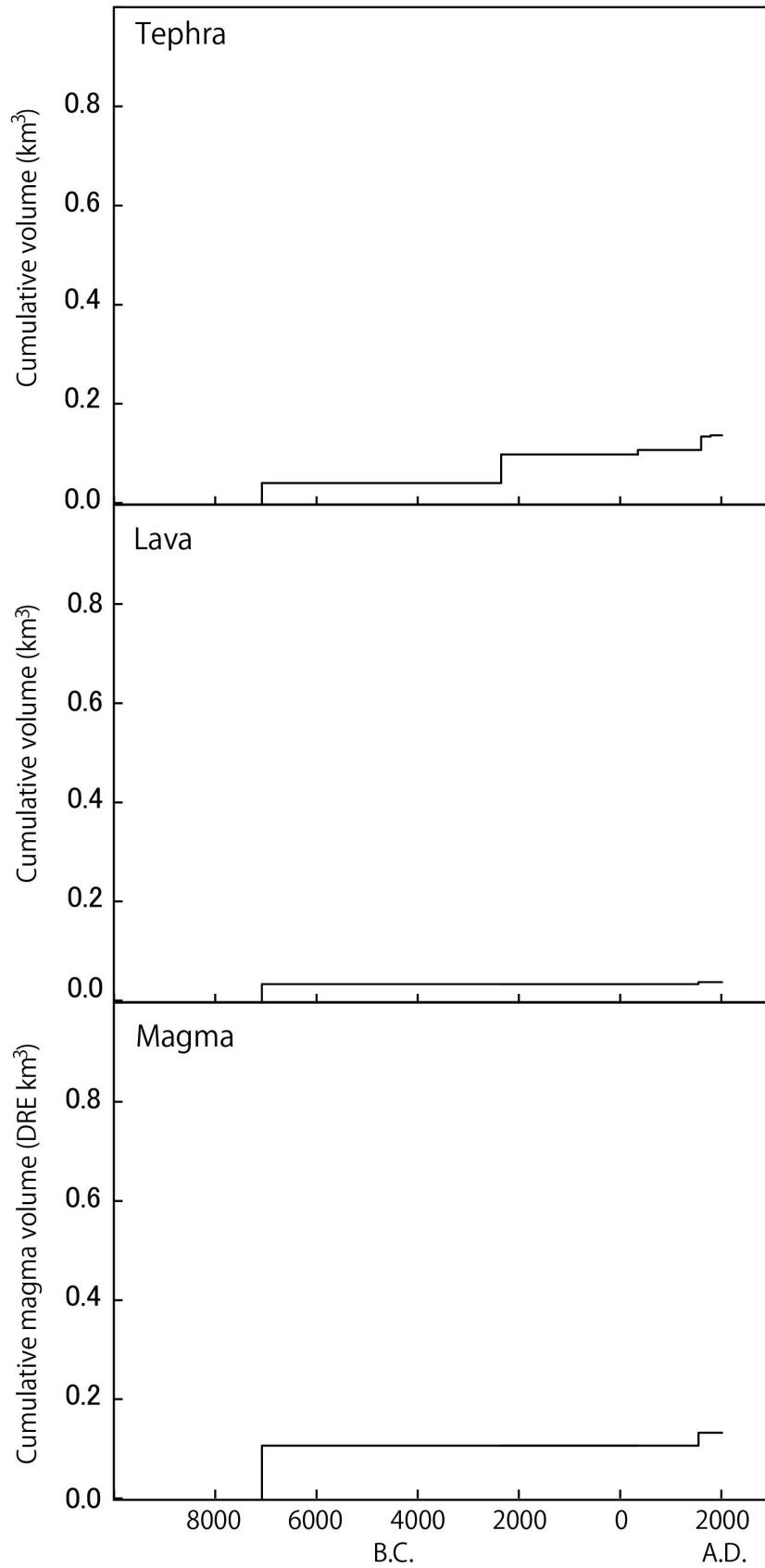


Fig. 66 Diagram of cumulative volume at Ebinokogen volcanic area
 Tephra volume includes magmatic and phreatic eruptions. Magma as 2.5 t/m^2 (DRE: dense rock equivalent) volume is calculated using magmatic eruptions.

6.4. 霧島火山の火山形態と長期噴出率の関係

6.4.1. 火山地形による霧島火山の分類

本研究において、これまで活動の詳細が不明であった新燃岳火山とえびの高原火山域の活動を明らかにすることができた。本研究の目的の一つである火口の形成位置に関する考察を行う。火山は、火口の集中度によって安定型と不安定型の火山に分けられ、集中した中央火口が形成されるものは安定型の火山と呼ばれ、火口が大きく移動する火山は不安定型と呼ばれる（高橋，1994a, b）。火口形成位置に関する議論は、玄武岩質マグマを噴出する火山で進んでおり、概ね噴出率と応力場（広域・局所）によって左右されると考えられている（高田，1994）。また、利尻島における長期活動の解析によって、活動が活発な高噴出率の時期に火道が安定し、低噴出率の時期には火口が拡がる傾向があることも明らかにされている（石塚，1999）。これらの研究では、数万年を超える長期火山活動に対して議論され、より短い活動期間もしくは限られた場所に対する適応性については議論が進んでいない。このため本論では、ハザードマップ作成を行う上で必要な精度、例えば1万年程度の活動期間に対する火口の移動性について議論する。最近1万年間の霧島火山の活動で、噴出量とその時間が判明している火山は、古高千穂火山・高千穂峰火山（井ノ上，1988）、御池火山（井村・小林，2001）と本研究における新燃岳火山、えびの高原火山域である。御鉢火山は活動を開始してから1300年の火山のため（筒井・他，2007）、長期的な活動傾向が完全に現れているとは限らず活動推移に関する比較議論には用いない。

霧島火山の噴出物量は、体積で示されている場合や質量で示されている場合がある。これらは、統一した基準で議論を行う必要があり、マグマ噴出量（DRE）に換算し直す。マグマ噴火に伴う火山灰層のみかけ密度は、Tajima et al. (2013b) より 1.5 g/m^3 とする。降下軽石堆積物のみかけ密度は1980年セントヘレンズ噴火（Sarna-Wojicki et al., 1981）、1991年ピナツボ火山噴火（Padio-Melosantos et al., 1996）、1912年ノバラプタ噴火（Fierstein and Hildreth, 1992）より 1.0 g/m^3 とし、発泡したスコリアを含む降下火砕物堆積物も同程度とする。その他の噴出物は、筒井・他（2007）と同様に、火砕丘堆積物が 1.2 g/m^3 、火砕流堆積物が 1.5 g/m^3 とする。

(1) 拡大型火山（Expand type: 御池火山）

御池は、4.6 cal ka BP にプリニー式噴火が生じ、御池テフラ（Mi）を噴

出した。御池噴火は、デイサイトマグマを噴出し火口周辺に軽石を含むベースサージ堆積物からなる火砕丘を形成した（井村，1994；井村・小林，2001）。Mi 内には複数の降下ユニットが見られるが，ユニット間に浸食や土壌の形成が見られず短時間に堆積を終えたと考えられる。プリニー式噴火による降下軽石の堆積は，1980年のセントヘレンズ噴火を見ても1年以内に主な活動を終えており（Christiansen and Peterson, 1981），御池噴火も短時間で終了したと考えられる。Mi テフラの噴出量は 3.1 km^3 とされ（Imura, 1992），マグマ量に換算すると 1.24 DRE km^3 となる（Fig. 68）。

最近3万年間内に，御池の同様に短期間の大量のマグマを放出するプリニー式噴火を行った火山は，16.7 cal ka BP に韓国岳－小林テフラ（Kr-Kb）を噴出した韓国岳火山である。韓国岳火山は，山頂部に大きな火口があり，火口周辺には火砕流堆積物に関連する火砕堆積物（アグルチネート）からなる火砕丘を形成している（Fig. 67）。ただし，韓国岳火山は，Kr-Kb に伴う火砕流堆積物の下位に溶岩が見られ，御池の活動と異なる活動履歴も認められる。韓国岳では，Kr-Kb 噴火後比較的短い時間に山頂火口から東に1.2 km の琵琶池，西に0.6 km の韓国岳 B 火口が形成された。これらの火口を含めると南東－北西に拡がった側火山を形成した。韓国岳火山の例を見る限りは，プリニー式噴火を生じる火山では，その後の側火山の火口形成域も拡ったものになると考えられる。そのため霧島火山においてプリニー式噴火を行う火山を拡大型火山と呼ぶ。

(2) 安定型火山（Stable type: 古高千穂火山，高千穂峰火山）

高千穂峰は，東－西にやや伸びた山頂は尖った円錐形状をしており，すそ野に溶岩が薄く拡がる火山体となっている（Fig. 67）。この火山体は，古高千穂火山と高千穂峰火山分けられている（井ノ上，1988）。

古高千穂火山は，8.1 cal ka BP に 0.012 km^3 の古高千穂－蒲牟田テフラ（Otk-Km）の活動から始まった。活動初期には安山岩からなる夏尾溶岩（Nt-L），戸ノ口溶岩（Tn-L）が噴出し，その後，古高千穂－牛のすねテフラ（Otk-UsA）を噴出する活動が7.6 cal ka BP に始まった。これらの活動で，古高千穂火山が成長し，活動後半には高千穂峰溶岩が噴出したとされる。古高千穂火山の山体体積は 1.98 km^3 ，溶岩の体積は 0.46 km^3 とされる（井ノ上，1988）。また，古高千穂火山を起源とする Otk-UsA は，基底の赤色スコリア層（スコリア： 0.008 km^3 ），下部層（火山灰： 0.959 km^3 ），上部層（火

山灰：0.251 km³) に分けられる。これらの噴出量より、古高千穂火山の総噴出物は 3.01 DRE km³ と算出でき、8.1 cal ka BP に始まった Otk-Km から 7.1 cal ka BP の Otk-UsA 活動終了までの 1000 年間で割ると、3.0 DRE km³/ky の噴出率が得られる (Fig. 68)。古高千穂火山の活動は、溶岩より火砕物の噴出の割合が高かったとされる (井ノ上, 1988)。

高千穂峰火山は 0.32 km³ の体積の火山とされる。山頂部には安山岩からなる高千穂峰溶岩 I, II があるが、その噴出物量は明示されていない。井ノ上 (1988) は、山体に占める溶岩の量は相対的に少ないと考えており、本論では山体のみかけ密度を 1.2 g/m³ と考える。高千穂峰火山から噴出したテフラは、高千穂峰-望原テフラ (Tk-Mh : 0.020 km³)、高千穂峰-皇子テフラ (Tk-Oj : 0.027 km³) である。これらの噴出量より、高千穂峰火山の総噴出物は 0.41 DRE km³ と算出でき、6.9 cal ka BP に始まった Tk-Mh から 6.5 cal ka BP の Tk-Oj までを 400 年間で割ると、1.0 DRE km³/ky の噴出率が得られる。

古高千穂火山、高千穂峰火山は、山頂部が狭く円錐に近い形状となっており、山体のすそ野に溶岩が広く広がる。霧島火山における 3 万年間の活動において古高千穂火山、高千穂峰火山と共通の地形的特徴がある火山は、御鉢、甕岳、丸岡山、夷守岳である。このため円錐に近い形状となりすそ野に溶岩が広く広がる火山地形は、一つのタイプに分類できると考えられる。この特徴がある火山は、高橋 (1994a) が示す安定型火山に近いタイプと考えられ、本論においても安定型火山と呼ぶ。ただし、これらの火山の中には夷守岳の様に玄武岩マグマを噴出する火山がある (井村・小林, 2001)。また、甕岳は、すそ野に広大な溶岩原を形成しており、火砕物噴出より溶岩の噴出が卓越しており (田島・小林, 2011)、この点は古高千穂火山と異なる。

(3) 中間型火山 (Moderate type: 新燃岳火山)

新燃岳火山体は、複数の安山岩溶岩からなる複成火山 (lava cone) となっており、その裾野では比高差 50 m になる溶岩末端崖が見られ、溶岩の多くは 5 km 程で停止している。その隣にある中岳も山頂付近から流出した多くの溶岩が認められる。中岳は、新燃岳と同じ時期に活動していたが (井ノ上, 1988; 田島・他, 2013a)、近年爆発的な噴火が生じていないことより溶岩地形が残されている。中岳山頂は、溶岩を流出した小火口が点在し平坦な地形を形成している。中岳山頂から流れ出した溶岩は、急斜面を形成し lava

cone の形状を呈する。新燃岳は、現在韓国岳に近い形状をしている様に見えるが (Fig. 67), これは享保噴火のアグルチネート・火砕流が山体表面を覆ったためであり、享保噴火以前は中岳に近い形状をしていたと推定される。新燃岳では、噴火活動が 1 万年以上続いており、その総噴出量は $0.80\sim 0.81$ DRE km^3 となり、長期噴出率は $0.05\sim 0.08$ DRE km^3/ky となる (田島・他, 2013a)。

3 万年間の霧島火山の活動では、山頂域で複数の火口が分散して形成され、やや広い山頂域を形成する火山地形として白紫池火山がある。ただし、白紫池火山は、溶岩噴出より火山灰を噴出する活動が卓越した点 (田島・小林, 2010) が中岳と異なる。新燃岳を始めとしたこれらの火山は、活動期間が長い共通の特徴がある。本タイプの火山は、類型化されておらず、長期噴出率から安定型と不安定型の中間に位置づけられると考えられ、中間型火山と呼ぶ。

(4) 不安定型火山 (Unstable type: えびの高原火山域)

えびの高原火山域の火山活動の多くは、水蒸気噴火もしくはマグマ水蒸気噴火である。それらの活動では、主な活動毎に噴出位置が変わり、火口や小規模な溶岩が点在する単成火山群のような地形を形成する (Fig. 67)。えびの高原火山域では、約 9000 年前に活動が始まり、現在まで長期に渡り火山活動が続いている。マグマの噴出量は、 0.13 DRE km^3 と算出され、9000 年間で割ると 0.015 DRE km^3/ky の低い噴出率が得られる (Fig. 68)。

このような火山地形は、3 万年間の霧島火山の活動では、大幡山の山頂域に認められる。大幡山山頂域では 500 m の範囲に複数の小火口が認められ、大幡池を含むと約 1 km の範囲に火口が分布する。えびの高原火山域の様な火山域では火口位置が安定せず、高橋 (1994a) が示す不安定型火山の特徴が認められ、本論においても不安定型火山と呼ぶ。



Fig. 67 Four types of volcanic edifice of Kirishima volcanoes

a: Pyroclastic cone edifice of Karakunidake volcano. b: Conical-shaped compound cone edifice of Old-Takachiho and Takachihonome volcanoes. c: Compound lava cone edifice of Shinmoedake and Nakadake volcanoes. d: Interspersion craters of Ebinokogen volcanic area.

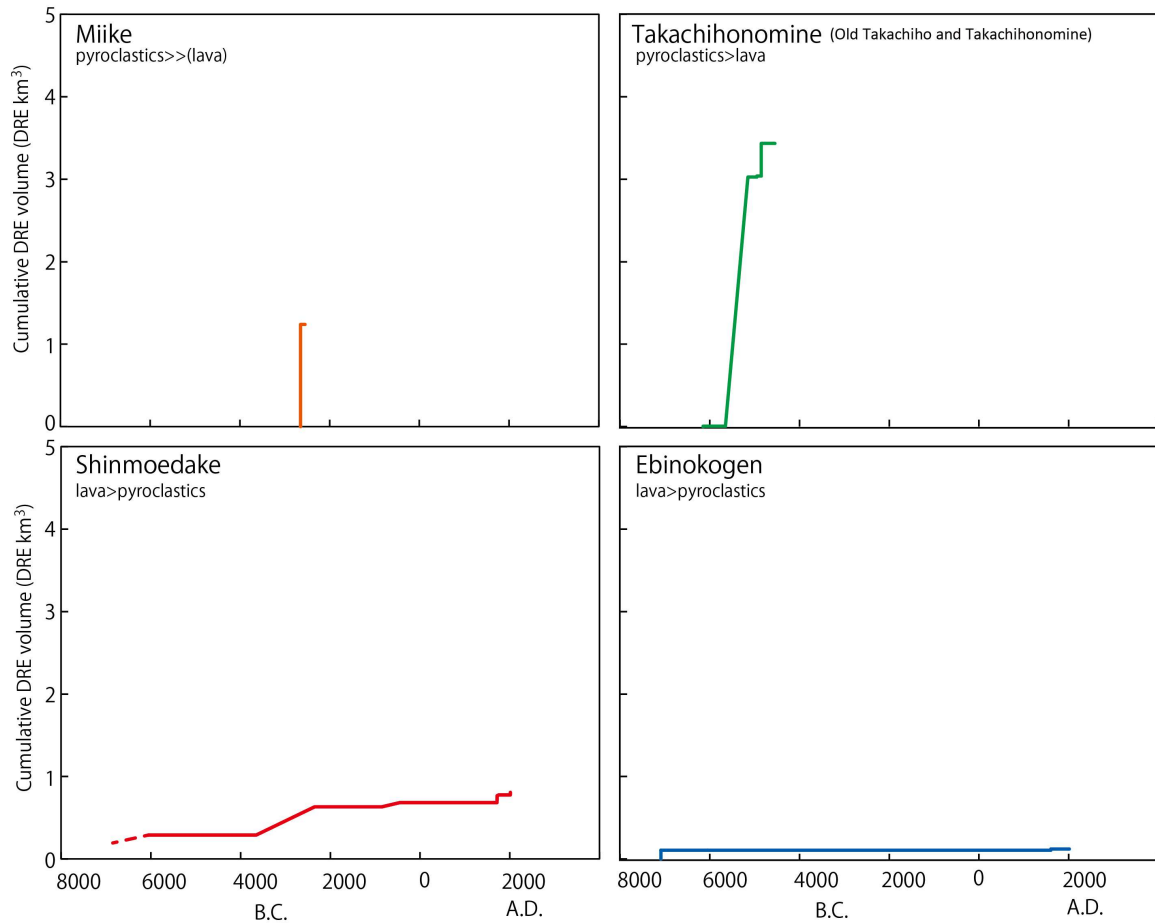


Fig. 68 Cumulative volume of four types of volcano in Kirishima volcanoes
 This figure shows cumulative DRE volume of Miike, Takachihonimine, Shinmoedake, Ebinokogen. Volume of Miike volcano is shown by Imura (1992). Volume of Old-Takachiho and Takachihonimine volcano are shown by Inoue (1988). Volumes of Shinmoedake volcano and Ebinokogen volcanic area are based on this study. Eruption age is based on Okuno (2002).

Table 22 Types of volcano in Kirishima volcanoes after 30 ka

Types of volcano	Expand type	Stable type	Moderate type	Unstable type
Ratio of ejecta	Pyroclastic >> Lava	Pyroclastic > Lava (Pyroclastic < Lava)	Pyroclastic < Lava (Pyroclastic > Lava)	Pyroclastic < Lava
Long term magma discharge rate	High rate with plinian tephra (>1? DRE km ³ /ky)	High rate with tephra and lava (≈1≈ DRE km ³ /ky)	Moderate rate with lava and tephra (≈0.1≈ DRE km ³ /ky)	Low rate with lava and tephra (≈0.01≈ DRE km ³ /ky)
Period of eruption activity	Short activity (<1 to 5? ka)	Short activity (<10 to 5 ka)	Long activity (>10 ka)	Long activity (>10 ka)
Rock type	Andesite to dacite	Basalt to andesite	Andesite	Andesite
Distance of each vents with magma	Short distance	Short distance	Moderate to long distance	Long distance
Edifice type of volcano	Pyroclastic cone polygenic or single volcano	Conical-shaped compound cone polygenic volcano	Compound lava cone polygenic volcano	Interspersion craters likely monogenetic volcanic area
Type of volcanoes in Kirishima after 30 ka	Miike, Karakunidake	Old-Takachiho, Takachihonome, Ohachi, Maruokayama, Hinamoridake, Koshikidake	Shinmoedake, Nakadake, Byakushiike	Ebinokogen, (Ohatayama)

6.4.2. 火口形成範囲と噴出率の関係

前述の様に古高千穂火山・高千穂峰火山は、狭い山頂域、短い活動期間、高い長期噴出率の安定型火山と特徴付けられる。一方、新燃岳は、やや広い山頂域、1 万年以上の長い活動期間、中程度の長期噴出率の中間型火山である。さらに、えびの高原は、火山体は形成せず火口群を形成し、1 万年以上の長い活動期間、低い長期噴出率によって特徴付けられる不安定型火山である。つまり、これらの活動は火口の形成範囲（距離）と長期噴出率（量）の 2 つのパラメーターによって規格化できる。長期噴出率については、6.4.1 に示した通りであり、以下には火口位置に関する議論を行う。なお、御池火山は短時間のプリニー式噴火によって形成されており噴出率、火口域の算出が困難なため本論では議論しない。

安定型火山の古高千穂火山の火口はほとんど固定されていたと考えられており（井ノ上, 1988）、最大の幅を考えてもその移動範囲は 200~300 m と推定される。同様に、高千穂峰火山も安定した火口が形成されていたと考えられており（井ノ上, 1988）、古高千穂火山と同様に最大の幅を考えても 200~300 m 程である。御鉢火山は、約 1300 年間の総噴出量が 0.25 DRE km³ となる火山である（筒井・他, 2007）。御鉢火山の火口範囲は、筒井・他（2007）によれば現在の火口底の幅と考えれば良く、噴気位置を考慮しても 150 m 程と考えられる。中間型火山では、新燃岳以外に長期噴出率や詳細な火口位置が明らかになった火山はない。新燃岳では、RyA-L, RyB-Ls 火口が最も外側で噴出したマグマ噴火の火口であり、それ以外のマグマ噴火は新燃岳火口内に収まると考えられる（Fig. 61）。このためマグマ噴火の最大火口間距離は約 500~600 m と推定される。一方、水蒸気噴火の火口は西斜面に形成され、最も東にある 1822 年の火口との最大火口間距離は約 900 m となる。不安定型火山のえびの高原火山域では、最も東にある火口が韓国岳北火口であり、水蒸気噴火→マグマ水蒸気噴火が発生した。また、最も西にある火口は不動池火口であり、両者から推定される最大火口間距離は約 950 m である。

この関係を図示すると安定型火山は、いずれも火口形成範囲が狭く長期噴出率が高い所にプロットされる（Fig. 69）。これから予想されることは、他の安定型火山の丸岡山、^{まるおかやま}雛守岳、^{ひなもりたけ}甕岳は 1 km³/ky 近くの高い長期噴出率を有していた火山であったことが予想される。また、中間型の中岳は、新燃岳と同様 500~600 m の最大火口間距離となる。このことから、0.1 km³/ky 前後の長期噴出率が予想される。不安定型の可能性が考えられる大幡山や大幡池

は水蒸気噴火を繰り返す噴火史から低い長期噴出率が想像できる。御鉢は若い火山であり火口の形成範囲も狭く、仮に活動が活発化した場合、高千穂峰のような火山に成長する可能性を考慮する必要がある。この関係は、鍵山（2008）の噴火卓越型火山活動と地熱活動卓越型火山活動の関係と似ており、火道の安定性の原因を考える必要がある。

近年多くの日本火山で長期噴出率が明らかにされている。他の火山に本研究の考え方を適応する場合には、その火山周辺の応力場、マグマの性質などが霧島火山と異なっており慎重な検討が必要になる。例えば、霧島火山と同様に安山岩マグマを噴出する桜島火山は、噴火活動の特徴より拡大型+安定型火山である可能性が考えられる。

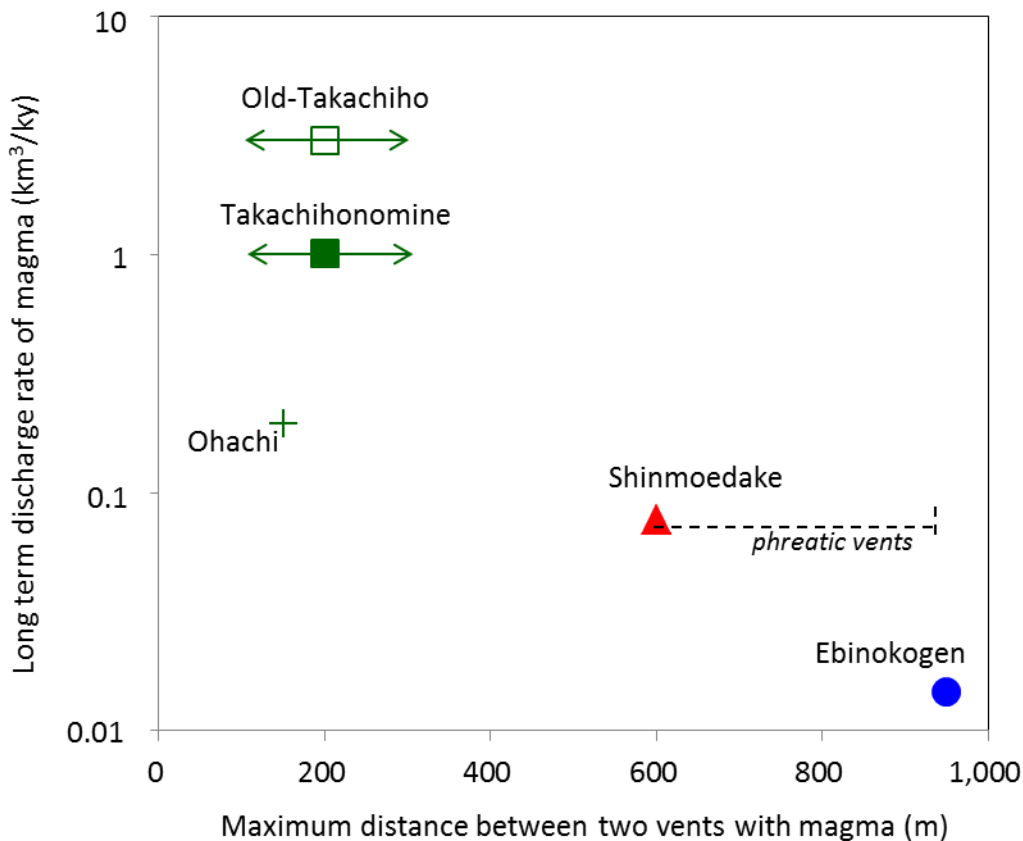


Fig. 69 Relation of maximum distance of two vents with magma eruption and long term magma discharge rate

Volume of Old-Takachiho volcano and Takachihonimine volcano base on Inoue (1988). Volume and eruption age of Ohachi based on Tsutsui et al. (2007). The green marks show stable volcano. The red mark shows moderate volcano. The blue mark shows unstable volcano.

6.5. 霧島火山における時間・空間的な活動性

6.5.1. 新燃岳火山と他火山の噴火活動期の関係

霧島火山には、1つの複合火山域内に複数の活動的な火山もしくは活動域がある。これらの火山の時間・空間的活動性の理解を行うことは、火山の発達史を解明する上で重要なテーマとなる。田島・他（2013a）は、新燃岳を中心としてそれ以外の火山（活動域）との時間・空間的活動性の関係を議論した。

田島・他（2013a）は、新燃岳－新湯テフラ（Sm-Sy）は4.5 cal ka BPに噴出したことを明らかにし、南東域では4.6 cal ka BPの御池を形成した御池テフラ（Mi）の噴火、北西域では韓国岳北－えびのDテフラ（Kn-EbD）の噴火が生じた（Fig. 70）。Miの見かけ体積は3.1 km³（井村，1994）であり、霧島火山の1万年間で最大規模のプリニー式噴火であった。北西域ではKn-EbDも同地域最大の噴火をしている。Sm-Syの直前には両部池C溶岩群（RyC-Ls）が噴出したと考えられ、中央域の新燃岳でも大きな活動が生じていた。つまり、4.5 cal ka BPの前後数百年内に北西，中央，南東の各地域を代表するような噴火が生じたことになる。

また、北西域の9.0 cal ka BPの不動池溶岩や中央域の古高千穂峰－牛のすねテフラ（Otk-UsA）直下の両部池D溶岩群（RyD-Ls）、南東域の8.1 cal ka BPの古高千穂－蒲牟田テフラ（Otk-Km）とそれに続く古高千穂火山の形成（井ノ上，1988；奥野，2002）も同様の関係があると考えられる（Fig. 70）。

最近では、北西域の硫黄山，中央域の1716～1717年の新燃岳－享保テフラ（Sm-Kp）噴火（井村・小林，1991），南東域の御鉢の活動（筒井・他，2007）が生じており、近年も霧島火山全体の活動度が高まった状態と言えるかもしれない。

田島・他（2013a）が示すように、霧島火山では、複数ある特定の活動域（火山）が継続的に活動することと、複数の活動域が近い時期に活動し霧島火山全体の活動性が高まる時期があると考えられる（Fig. 70）。次項では、古高千穂火山，高千穂峰火山，御鉢火山，大幡山火山，中岳火山の活動史を含め、霧島火山全体の活動性についてより詳細に議論する。

Northwest area

Fudoike
lava

EbD
eruption

EbC
eruption

EbB, A
eruptions

Southeast area

Old Takachiho and
Takachihonome
eruptions

Miike
eruption

Ohachi
eruptions

Shinmoedake volcano

Tephra

St
S-Plin.

My
S-Plin.

Sy
S-Plin.

SrB SrA
Vluca. Vluca.

Kp 2011
S-Plin. S-Plin.

Lava

RyD-Ls

RyC-Ls

RyB-L RyA-L

ScL 2011



Fig. 70 Schematic volcanic activity of Shinmoedake volcano

Other volcanic activities are reported by Inoue (1988; 1993), Imura and Kobayashi (1991; 2001), Imura (1992; 1994), Okuno (2002), Tsutsui et al. (2005; 2007). Vulca.: vulcanian eruption, S-Plin.: Sub plinian eruption. This figure is shown in Tajima et al. (2013a).

6.5.2. 霧島火山における噴火活動ステージ

本研究において、新燃岳火山及びえびの高原火山域における詳細な活動史が明らかになった。霧島火山における1万年間の活動の中で、古高千穂火山、高千穂峰火山は井ノ上(1988)、御鉢火山は筒井・他(2007)、中岳火山はInoue(1993)によって詳細が明らかにされ、大幡山火山(域)は筒井・小林(2007)に報告されている。16.7 cal ka BPの韓国岳-小林テフラ(Kr-Kb)より後の活動について、テフラと溶岩の層位を時間軸に沿って整理した(Fig. 71)。なお、数百年オーダーの活動期については、Vesuvius火山の様にサイクルと呼ぶ場合やMt. St. Helens火山の様にステージと呼ぶ場合がある。本論では、Crandell(1987)に示されたSt. Helensの分類に従い、新燃岳の様に数百年オーダーの活動期についてはeruptive period、数千年ほどの活動ステージにはeruptive stageの名称を用いる。

Kr-Kbより後の活動では、13.5 cal ka BPに堆積が生じていたことが環野Bテフラ(TmB)から読み取られる。小林市環野付近のTmBは層厚約70 cmであるが、夷守台付近の大幡山へ向かう林道沿いではTmBと同じ層位に数mの層厚の火山灰層が堆積している(田島, 未公表資料)。これらのテフラから、Kr-Kb後も霧島火山では活発な火山活動が続いていたと考えられるが、TmBの詳細な活動は今後明らかにする必要がある。TmBもしくはそれと同層位の火山灰層の上位には、10.4 cal ka BPに噴出した新燃岳起源の新燃岳-瀬田尾テフラ(Sm-St)が見られる(井ノ上, 1988; 奥野, 2002)。Sm-St噴出前は、霧島火山の活動が不活発であったように見えるが、先述のようにTmBの後半の噴火履歴を詳しく調べる必要がある。暫定ではあるが、Kr-KbからSm-Stまでを霧島火山D活動ステージと呼ぶ。

えびの高原火山域では9.0 cal ka BP頃に噴出した不動池-環野Aテフラ(Fd-TmA)・不動池溶岩(Fd-L)が認められる。また、湯之野付近では古高千穂-牛のすねテフラ下部層(Otk-UsA-L)の直下に両部池D溶岩群(RyD-Ls)が認められる。本地点のRyD-Lsは、複数溶岩からなるRyD-Lsの一部であり、その噴出年代は9.0~8.0 cal ka BPと推定される(田島・他, 2013a)。古高千穂火山では、8.1 cal ka BPに古高千穂-蒲牟田テフラ(Otk-Km)が噴出し(井ノ上, 1988; 奥野, 2002)、Otk-KmとOtk-UsA-Lの間に夏尾溶岩(Nt-L)・戸ノ口溶岩(Tn-L)があるとされる(井ノ上, 1988)。また、中岳では、Otk-KmとOtk-UsA-Lの間にNd2-L溶岩が報告されている(井ノ上, 1988)。さらに大幡山では、Otk-UsA-Lテフラ直下に大幡山を起源とする水蒸気噴火

のテフラがある (筒井・小林, 2007). このように 9.0~7.6 cal ka BP には, 複数の火山を起源とする火山噴出物が見られる. これらの活動直後の 7.6 cal ka BP には古高千穂火山の活動が始まり, 高千穂峰が急激に成長した (井ノ上, 1988). 古高千穂火山の活動は, 古高千穂一牛のすねテフラ上部層 (Otk-UsA-U) の上位の土壌の年代より 7.1 cal ka BP 頃までと考えられており (奥野, 2002), 地質学的に見て極めて短時間にその活動が終了した. 古高千穂火山の活動後, やや西側で高千穂峰の山頂部を形成する高千穂峰火山の活動が行われ, 高千穂峰一望原テフラ (Tk-Mh), 高千穂峰一皇子テフラ (Tk-0j) と高千穂峰溶岩 I, II が噴出した (井ノ上, 1988). 大幡山では水蒸気噴火が発生したことも知られている (筒井・小林, 2007). えびの高原付近のえびのキャンプ場テフラ (Ec) もこの時期の噴出物であるが, 新燃岳, 中岳, 高千穂峰火山のいずれを起源としたかは明らかになっていない. このように 9.0~6.5 cal ka BP は, 複数の火山で噴火活動が生じた. その中でも古高千穂火山・高千穂峰火山が急激に成長しており, 霧島火山での一つの活動ステージと考えられ, 本論では霧島火山 C 活動ステージと定義する.

6.5 cal ka BP 後の約 1000 年間は地層に残るテフラの堆積が少なく, 比較的静穏な時期が続いたと考えられる. なお, 井ノ上 (1988), 田島・他 (2013a) はこの時期に近い層位に年代未確定のテフラを報告しており, これらがこの間に入る可能性があるが, 相対的に活動レベルが低下していたことは変わらないと考えられる. その後, 5.6 cal ka BP に新燃岳一前山テフラ (Sm-My) が新燃岳から噴出した. Sm-My の後には, 新燃岳で数層に分けられる両部池 C 溶岩群 (RyCe-L, RyCw-L) の溶岩が噴出した (田島・他, 2013a). 中岳と御鉢の間の登山道では, 御池テフラ (Mi) もしくは Sm-My の下位に, 中岳起源の Nd8-L (Inoue, 1993) より下位の未名称中岳起源溶岩が見られる. 4.6 cal ka BP には, 霧島火山の東端部の御池で, 霧島火山最大規模のプリニー式噴火が発生した (井村・小林, 2001). 新燃岳では新燃岳一新湯テフラ (Sm-Sy) が噴出し, えびの高原では水蒸気~マグマ水蒸気噴火によって韓国岳北-えびの D テフラ (Kn-EbD) が堆積し, 岩屑なだれも発生した. Sm-Sy の上位には, 土壌の厚さより 100~200 年の時間間隔を明け 2 層の薄い火山灰層が見られる. これらの火山灰層は, 確認できる場所より新燃岳・中岳を起源とした可能性が高いと考えられる. 湯之野や中岳東域では Sm-Sy の上位に, 数 10cm の厚い火山灰層が見られ, 中岳に向かい厚くなることより中岳を起源としたテフラと考えられている (田島・他, 2013a). これらのテフラは, Sm-Sy と

新燃岳－新湯林道 B テフラ (Sm-SrB) の間に形成された黒色土壌の層厚より、4.0～3.0 cal ka BP の間に堆積したと推定される (Fig. 71). Inoue (1993) は、中岳火山では K-Ah の上位に Nd5～Nd12 の溶岩が噴出したと考えており、先述のように Nd8-L 直下の溶岩は、4.5 cal ka BP 頃に噴出した。Nd8～Nd12 溶岩のいずれかがこれらのテフラに伴い噴出したと考えられる。その後、新燃岳火山では 4.5 cal ka BP から約 1800 年の間を開け 2.7 cal ka BP には Sm-SrB、その後の 2.3 cal ka BP には新燃岳－新湯林道 A テフラ (Sm-SrA) が噴出し、両部池 B 溶岩 (RyB-Ls)、両部池 A 溶岩 (RyA-L) が近い時期に噴出した (田島・他, 2013a)。5.6～2.3 cal ka BP の時期は、新燃岳火山と中岳火山が交互に活動し、両火山が成長した時期であり、Mi, Kn-EbD が噴出し、霧島火山全体で活動が集中する時期と言え、明らかに前の活動ステージと活動傾向が変わることより霧島火山 B 活動ステージと定義する。

2.3 cal ka BP の Sm-SrA の噴出後、約 700 年間の噴出物の少ない時期を挟み、1.6 cal ka BP にえびの高原火山域で水蒸気噴火の不動池－えびの C テフラ (Fd-EbC) が噴出した。ほぼそれに近い時期に御鉢火山では、荒襲テフラ (Oh-As) が噴出し、御鉢火山の形成が始まったと考えられている (筒井・他, 2007)。御鉢火山では、西暦 788 年に霧島神宮溶岩 (Kj-L) を伴い片添テフラ (Oh-Kz)、1000 年前頃に狭野溶岩 (Sn-L) を伴い宮杉テフラ (Oh-Ms)、西暦 1235 年には神宮台溶岩 (Jd-L) を伴い高原テフラ (Oh-Th) と規模の大きな噴火が続いた。それらの活動後の御鉢火山を起源とする噴出物として、11 層の高千穂河原テフラ (Oh-Tg-1～11) が確認されており、西暦 1250 年～1650 年頃の 3 層と西暦 1350 年～1700 年頃の 8 層に分けられている (筒井・他, 2007)。えびの高原火山域では、約 400 年前に硫黄山を形成する活動が発生し、硫黄山－えびの B テフラ (Io-EbB) と硫黄山溶岩 (Io-L) が噴出した。また、西暦 1768 年には水蒸気噴火によって硫黄山東－えびの A テフラ (Ie-EbA) が噴出した。ほぼ同時期、新燃岳火山では西暦 1716-1717 年の新燃岳－享保テフラ (Sm-Kp) を噴出する活動が発生し、やや時間を空け新燃岳火口底溶岩 (Sc-L) が新燃岳火口を埋めた。近年では明治～大正時代に御鉢火山で、小噴火が断続的に発生し、その活動の痕跡として御鉢火口内に Cr-L 溶岩が見られる (筒井・他, 2007)。昭和時代に入り、再び新燃岳火山の活動が活発化し、1959 年の水蒸気噴火による新燃岳－昭和テフラ (Sm-Sa)、2008 年からの小規模な前駆噴火に続く 2011 年の準プリニー式噴火によって新燃岳－2011 テフラ (Sm-2011) が堆積し、新燃岳火口内には新燃岳 2011 溶

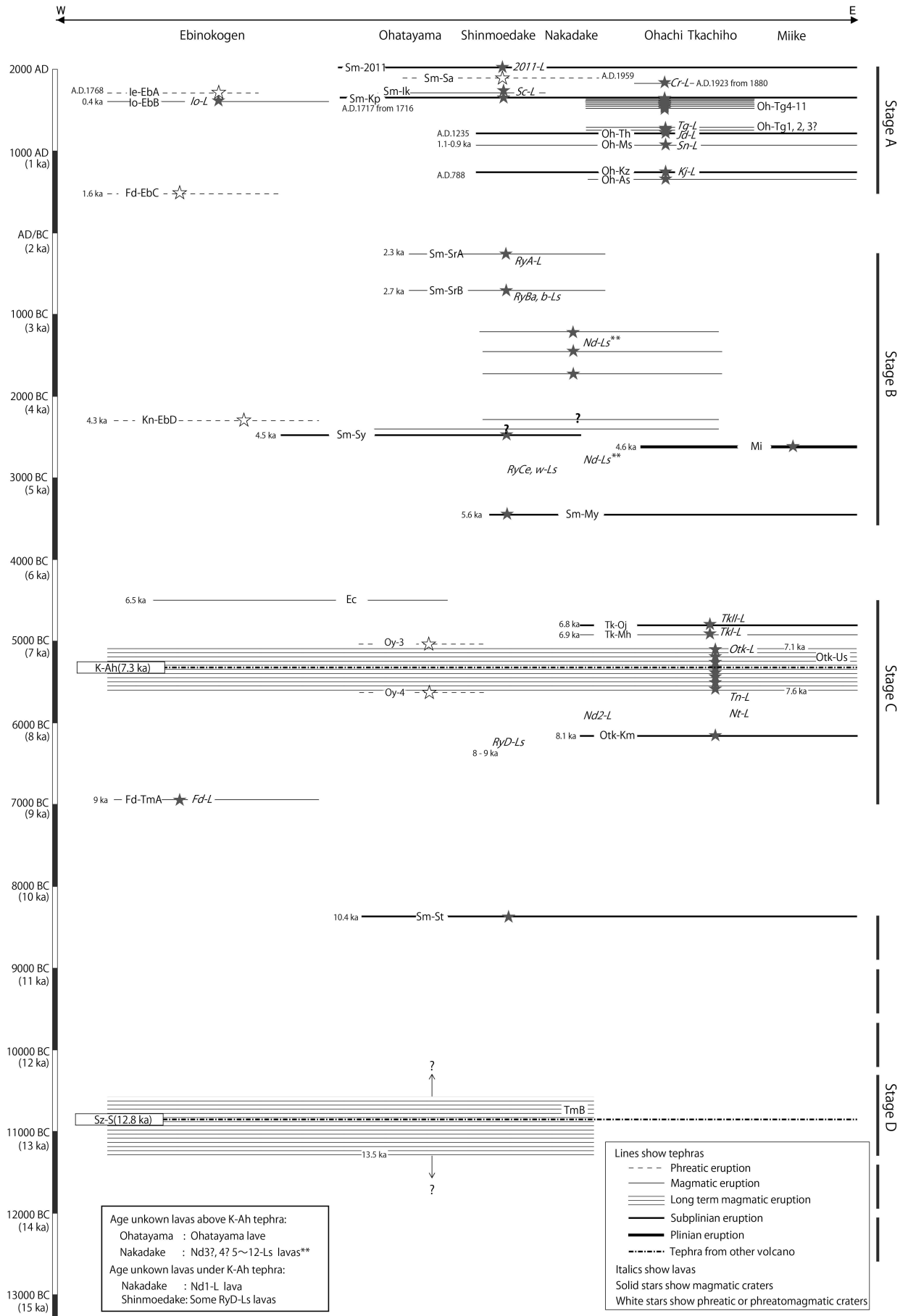
岩 (2011-L) が噴出した。この様に 1.6 cal ka BP 後, 特に 6 世紀以後は御鉢火山が成長した時期であり, 後半には新燃岳火山の活動も活発化している。えびの高原火山域でも硫黄山が形成されるなど, 複数の火山で活動が発生し活動が集中する時期と言え, この期間を霧島火山 A 活動ステージと定義する。

先述のように新燃岳火山単独でも短い期間に活動が集中する活動期が存在する。それに加え霧島火山全体でもさらに大きな活動のステージ (集中期) がある。なお, 活動ステージの中で大きく成長する火山に限られることは興味深い。

セントヘレンズ火山 (MSH) は, 約 4 万~5 万年前に噴火を始めた若い火山であり, その間に 50 層以上のテフラが確認されている。セントヘレンズ火山は, Old Mount St. Helens と Modern Mount St. Helens 火山に分けられており, Old Mount St. Helens には活動ステージとインターバルがあることが知られている。主な活動ステージは, 40~25 ka BP に主な活動を行った Ape Canyon ステージ, 20.4~19.2 ka BP の Cougar ステージ, 13.7~9.2 ka BP の Swift Creek ステージ, 4.0ka BP~の Spirit Lake ステージに分けられている。Spirit Lake ステージは, Old Mount St. Helens と Modern Mount St. Helens に渡り現在まで続く活動期間であり, Smith Creek 期 (4.0~3.0 ka) と Pine Creek 期 (3.0~2.5 ka), Castle Creek 期 (2.5~1.6 ka), Sugar Bowl 期 (1.2 ka), Kalama 期 (AD 1480~17 century), Goat Rocks 期 (AD 1800~AD 1921?), 最新活動期 (AD 1980 以降) に分けられ (Crandell, 1987; Doukas, 1990; Mullineaux, 1996), それぞれの期間でマグマの噴出率が増加する。本論で明らかにした霧島火山の活動ステージは, Ape Canyon ステージ (40~25 ka BP), Cougar ステージ (20.4~19.2 ka BP), Swift Creek ステージ (Swift Creek ステージ), Spirit Lake ステージ (4.0 ka BP~) に該当する活動ステージである。また, Smith Creek 期のような活動期は, 6.2 に示したような単体火山の活動期に該当する。安山岩~デイサイト質マグマを噴出する複成火山では, マグマの噴出が集中する活動ステージもしくは活動期という概念が重要になる。

Fig. 71 Schematic stratigraphical diagram of Kirishima volcanoes

This figure is concluded eruptive history of Kirishima volcanoes base on Inoue (1988), Imura and Kobayashi (1991), Inoue (1993), Imura and Kobayashi (2001), Okuno (2002), Tsutsui et al. (2007), Tsutsui and Kobayashi (2007), Tajima et al. (2013a) and this study. The 'ka' means cal ka BP.



6.5.3. 南九州火山の火山期区分について

最近、広域で連動するよう見える地震・火山活動が生じている可能性が議論されており（津久井・他，2006；津久井・他，2008），南九州においても同様な傾向があると指摘されている（遠藤・小林，2012）．ここでは予察として，南九州地域で活発な噴火を繰り返す火山に関する活動期の比較を行った（Fig. 72）．本論で比較する火山は，比較的詳細な活動史が明らかにされている霧島火山～口之永良部島火山である．なお，南九州とは，霧島火山から開聞岳火山の九州本島の火山と薩摩硫黄島（鬼界カルデラ），口之永良部島の大隅諸島の火山を指す．大隅諸島以南のトカラ列島の火山は，トカラ列島火山と呼ぶ（例えば，高橋・小林，1999）．

(1) 南九州Ⅳ火山期（主に 16.0?～10.0 cal ka BP）

桜島では 12.8 cal ka BP に桜島最大規模の活動である桜島－薩摩テフラ（Sz-S(P14)）噴火から新期北岳火山の形成が始まり，10.6 cal ka BP の桜島－高峠^{たかとうげ}3 テフラ（Sz-Tk3(P13)）を噴出した（小林，1982；小林・溜池，2002；小林・他，2013）．この時期，霧島火山では，本研究によって Sz-S(P14) を挟む，TmB が見つかると同時に活発な活動が生じていたことが明らかになった．TmB の噴出源は明らかになっていないが，夷守台付近において数 m の層厚が確認され，活発な火山活動が生じていたと考えられる．また，10.4 cal ka BP には新燃岳－瀬田尾テフラが噴出した．この時期，口之永良部島では 13000～11000 年前と推定される古岳－メガ埼テフラが噴出し（下司・小林，2007），古期古岳火山を形成した．さらに，鬼界カルデラでは 16～9 cal ka BP の籠港^{こもりづ}テフラ群が堆積している（小野・他，1982；奥野，1996；前野・谷口，2005）．この時期の代表的なテフラは，16 cal ka BP から始まる籠港テフラ群であり，他の火山の活動から 13 cal ka BP 前後と 10.5 cal ka BP 前後に複数の火山で大きな噴火が生じていた．また，籠港テフラ群の活動終了は 9.0 cal ka BP とされる．16.0～10.0 cal ka BP の期間に多くの火山で火山活動が認められ，この間を南九州Ⅳ火山期と呼ぶ．なお，10.0～9.0 cal ka BP の期間は，相対的に火山活動が少なく次の活動期との遷移期になると考えられる．

(2) 南九州Ⅲ火山活動期（主に 9.0～6.4 cal ka BP）

桜島火山，霧島火山とも 10.0～9.0 cal ka BP はテフラ堆積物が少ない時

期であり、活動が比較的低調であったと推定される。桜島では、桜島—^{うわば}上場テフラ (Sz-Ub (P12)) が 9.0 cal ka BP に噴火したとされる。霧島火山では、これに近い時期に Fd-TmA テフラ (不動池溶岩)、新燃岳の RyD-Ls の一部が噴出したことが本研究で明らかになった。霧島火山では 8.0 cal ka BP 頃からは相次いで噴火が始まり、8.1 cal ka BP の Otk-Km を始めとして、7.6 ~7.1 cal ka BP の Otk-UsA を噴出し、古高千穂火山の成長が始まる。6.9 cal ka BP には Tk-Mh、6.8 cal ka BP には Tk-Oj が噴出し高千穂峰火山の成長がほぼ終わったと考えられている (井ノ上, 1988; 奥野, 2002)。始良カルデラの北西では、8.2 cal ka BP には^{すみよしけ}住吉池、8.1 cal ka BP には^{よねまる}米丸でマールを形成する噴火が生じた (奥野, 2002)。桜島では、8.0 cal ka BP に桜島—^{すえよし}末吉テフラ (Sz-Sy (P11)) が噴出し、7.7 cal ka BP に Sz-P10、7.5 cal ka BP に Sz-P9 の噴出が続いた (小林・他, 2013)。鬼界カルデラでは、7.3 cal ka BP にカルデラ噴火である K-Ah テフラ (^{こうや}幸屋火砕流) が噴出した。^{いけだこ}池田湖では 6.4 cal ka BP にカルデラ噴火を生じており (奥野, 2002)、口之永良部島でも新期古岳火山の活動が行われていたと考えられている (下司・小林, 2006)。この時期は、高千穂峰複合火山の成長、鬼界カルデラの形成で特徴付けられる極めて活発な活動期間であり、特に 8.0~7.0 cal ka BP の間がこの期間の中心となっていると考えられ、この時期を南九州Ⅲ火山期と呼ぶ。なお、6.4~5.5 cal ka BP は全体的に火山活動が低調になり、この期間は次の期間との遷移期間になると考えられる。

(3) 南九州Ⅱ火山活動期 (主に 5.6 ~2.0 cal ka BP)

霧島火山では、6.5 cal ka BP の Ec の堆積後、活動が低調な時期が続き 5.6 cal ka BP に Sm-My が噴出した。この後、新燃岳の活動が活発化し、4.5 cal ka BP 前には RyC-Ls の溶岩群が噴出し新燃岳が成長し、4.5 cal ka BP に Sm-Sy が噴出した。また、4.6 cal ka BP には御池でプリニー式噴火が発生した。さらに、その後中岳、新燃岳で噴火が断続的に発生し、2.3 cal ka BP の Sm-SrA の噴出が生じた。このため本論では、6.5~2.3 cal ka BP を霧島火山 B 活動ステージと呼んだ。桜島でも同様に、5.0 cal ka BP に桜島—高峠 2 テフラ (Sz-Tk2 (P7)) が噴出し、Sz-P5、Sz-P4 テフラと続いた。その後、南岳 (古期南岳期) が 4.5~1.6 cal ka BP にかけて成長した (小林・他, 2013)。池田湖では 4.8 cal ka BP に^{なべしまだけ}鍋島岳テフラが噴出し、開聞岳が 4.4 cal ka BP から活動を開始した (藤野・小林, 1997; 奥野, 2002)。開門岳では

Km-1 (4.4 cal ka BP), Km-2 (3.9 cal ka BP), Km-3 (3.7 cal ka BP), Km-4 (3.4 cal ka BP), Km-5 (3.0 cal ka BP), Km-6 (2.5 cal ka BP), Km-7 (2.3 cal ka BP), Km-8 (2.0 cal ka BP), Km-9 (1.9 cal ka BP), Km-10 (1.9 cal ka BP) の年代が示されている (奥野, 2002; 川辺・阪口, 2005; 片平・奥野, 2010). この中で, ^{14}C 年代が求められているのは, Km-1, Km-9, Km-10 (奥野, 2002), Km-1, Km-4, Km-7a であり (川辺・阪口, 2005), 他の噴出物の年代は前後する可能性がある. 薩摩硫黄島では, 古期硫黄岳と稲村岳がこの時期に形成されたと考えられている (前野・谷口, 2005). 口之永良部島では, 新期古岳火山の形成が行われており, N-m テフラが噴出しているが詳細は不明である (下司・小林, 2006). この時期は 4.5 cal ka BP 前後の新燃岳・中岳の成長, 4.5 cal ka BP から始まる桜島の古期南岳火山の成長, 4.4 cal ka BP からの開聞岳の活動, 5.2 cal ka BP からの薩摩硫黄島の古期硫黄岳・稲村岳の形成で特徴付けられる期間であり, 特に 4.5 cal ka BP 前後に活動の集中が見られ, その後 3.5~3.0 cal ka BP 前後, 2.2~2.0 cal ka BP 前後に活動が集中しており, 南九州 II 火山期と呼ぶ.

(4) 南九州 I 火山活動期 (主に 1.6 ka~)

霧島火山では, 2.3 cal ka BP の Sm-SrA の後, 目立ったテフラの堆積は見られず比較的静穏な時期が続いたと考えられる. 霧島火山では, 不動池で 1.6 cal ka BP に水蒸気噴火が生じ, 1.3 cal ka BP の荒襲テフラ (Oh-As) を始まりとして御鉢が成長し始め西暦 788 年頃に宮杉テフラ (Oh-Ms) が噴出し, 本格的な御鉢の成長期に入った. 桜島では, 新期南岳火山が西暦 764~766 年の天平宝字噴火から始まったとされる (小林・他, 2013). 開門岳では, Km11 テフラが 1.6~1.5 cal ka BP に噴出し, Km12a が AD 874, Km12b が AD 885 年に噴出した (藤野・小林, 1997; 奥野, 2002; 片平・奥野, 2010). 薩摩硫黄島では, YIo2a-e などこの頃に新期硫黄岳の活動があった可能性があるが, 時代がほぼ確定しているのは YIo3a テフラの 1.0 cal ka BP である (前野・谷口, 2005). 口之永良部島では, 新岳の溶岩が 8 世紀頃に噴出したとされ, その後新岳の活動が続いた (味喜・他, 2002; 下司・小林, 2006). この時期は, 霧島火山の御鉢の成長, 桜島の新期南岳の活動, 口之永良部島の新岳の活動, 薩摩硫黄島の新期硫黄岳の活動で特徴付けられる時期であり, 南九州 I 火山期と呼ぶ. この期間の最初の活動のピークは 8 世紀に認められ, 15 世紀頃にも開聞岳を除き各火山で活発な火山活動が認められる.

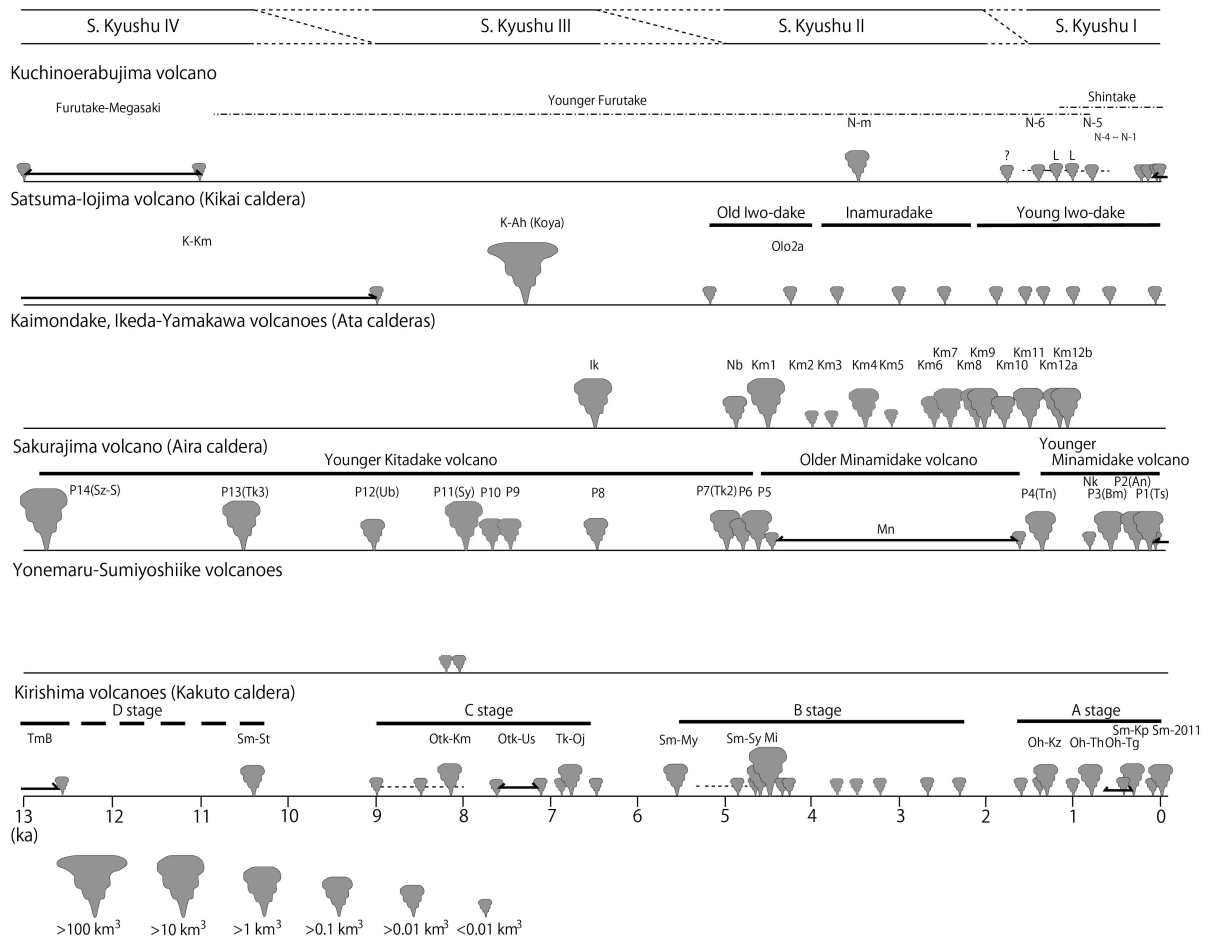


Fig. 72 Relation of volcanic stage of Southern Kyushu Volcanic Region

Volcanic history of Kuchinoerabujima volcano is shown by Geshi and Kobayashi (2006; 2007). Volcanic history of Satsuma-Iojima volcano and Kikai caldera are shown by Ono et al. (1982), Okuno (1986) and Maeno and Taniguchi (2005). Volcanic history of Kaimondake and Ikeda-Yamagawa volcanoes are shown by Fujino and Kobayashi (1997), Okuno (2002), Kawanabe and Sakaguchi (2007), Katahira and Okuno (2011) and Geological Survey of Japan, AIST (ed.) (2013). Volcanic history of Sakurajima volcano is concluded by Kobayashi et al. (2013). Volcanic history of Yonemaru-Sumiyoshiike volcanoes are shown by Okuno (2002). Volcanic history of Kirishima volcanoes are shown by Inoue (1988), Imura (1992), Okuno (2002), Tsutsui et al.(2007), Tajima et al. (2013a) and this study.

6.5.4. フィリピン海プレート上の火山との比較

南九州の活動との比較を行うことが出来たが、同じプレート上にある他の火山との関係についても考察を行う必要がある。本項では、高頻度の噴火活動を行っており、その詳細な噴火史が明らかにされている富士火山と南九州の活動の比較を行う。

富士火山では、17.0 ka より新富士火山のステージ 1 と呼ばれる活動が始まり、ステージ 1 の活動は約 8.0 ka まで続いたとされる（宮地，2007）。この時期は、前述のように南九州Ⅳ火山期にほぼ一致する。次に、富士火山では 8.0 ka から 5.6 ka までがステージ 2 と呼ばれており（宮地，2007）、この時期は主に富士黒土層の発達した（町田，1977）。新富士山火山ステージ 2 の期間中は小噴火があったことが知られており、その期間は南九州Ⅲ火山期とほぼ一致する。富士火山では 5.6 ka から活動が活発化し、3.5 ka までスコリアの放出と溶岩の流出が続いており、この時期はステージ 3 と呼ばれる（宮地，2007）。また、ステージ 3 の活動に続き 3.5 ka から 2.2 ka にかけては爆発的な火砕物噴火が頻発し、この時期はステージ 4 と呼ばれる（宮地，2007）。ステージ 3 とステージ 4 を合わせた期間は、南九州Ⅱ火山期にほぼ一致する。富士山では 2.2 ka 以後、側火山の活動に入ったと考えられており、この期間は最新のステージ 5 と呼ばれる（宮地，2007）。ステージ 5 の初期は活動が比較的低調であたっと考えられているが（宮地，2007）、1.5 ka 頃に北東域での活動が活発化した（高田・他，2007；田島・他，2007）。ステージ 5 では、貞観噴火に代表される 8~9 世紀の活発な活動が知られており、8 世紀は南九州における御鉢、桜島、口之永良部島、薩摩硫黄島の活発な活動時期とほぼ一致する。この様に富士火山のステージ 5 は、南九州Ⅰ火山期にほぼ一致すると言える。

6.5.5. 火山活動の関連性に関する考察

桜島火山と霧島火山は地理的に近く、連動活動する可能性があるかもしれないが、九州から離れた場所にある富士火山の活動期との良好な相関性については興味深い疑念も残る。南九州火山の活動期の高い相関は、南九州の火山が広域かつ一様な運動に影響を受けていると示唆される。このような動きとして最も考え易いのが、南九州の下にあるフィリピン海プレートの沈みこみ運動である（例えば、Zhao et al., 2012; Huang et al., 2013）。マグマ生成のプロセスの中で、沈み込む海洋プレートからの脱水作用や珪酸塩を含

む流体の役割が重要と考えられている（巽，1988；川本・他，2013）．歴史時代においては桜島火山と霧島火山が数百年に一度程度に同じ様なタイミングで活発化することは，その影響を考える上での制約条件になると考えられる．桜島と霧島火山の活動の良い相関性は，フィリピン海プレートの沈み込みなどの影響が，システムティックに火山活動に対して寄与している可能性を連想させる．また，南九州火山では，Ⅲ期の様に鬼界カルデラの形成や霧島火山の古高千穂火山と高千穂峰火山の急激な成長など，他の時期に比べて相対的に高い活動性を示す時期があり，火山期毎に活動の傾向が異なる事も認められる．火山期毎に異なる傾向が生じるのは，海洋プレート運動の速度もしくは深さが時間とともに変化している可能性，もしくは海洋プレートの含水状態の変化が影響している可能性が考えられる．いずれにせよ，数千年オーダーで相関する火山活動について，その原因を沈みこむ海洋プレート側の問題か大陸地殻側もしくはマンツルの問題か明らかにしてゆく必要がある．その場合，Zhao et al. (2012) に示されるような沈み込み帯のスナッフショットによる熱移動形状や岩石学的情報が重要となる．なお，数日から年程度の連動性については，現在の学問レベルでは証明されたとは言い難く，地球物理的な説明を含め立証可能か議論する必要がある．

霧島火山の詳細な噴火史を編年することによって，南九州における火山活動の相関性が議論できるようになった．しかし，富士火山などのように遠方火山との活動期の関係については，その間にある北部九州など西日本の火山との関係を含め議論を深める必要がある．また，南九州の火山と地理的關係が近いトカラ列島の火山についてもデータセットを増やし，フィリピン海プレートに関係する地域での火山活動について議論する必要がある．

7章. まとめ

1章では、本研究の方針とこれまでの研究史を紹介した。霧島火山で最も活発な火山である新燃岳は、300年間の活動史は解明されつつあったが、それ以前の活動についてはほとんど明らかにされておらず、長期的な視点での活動評価が行えないのが現状であった。えびの高原も同様であり、新しい火口地形があるにもかかわらず、その活動史は未解明であった。まずは両火山の長期的な活動傾向を理解することが、本研究の基本的なミッションである。御鉢火山、新燃岳火山、えびの高原火山域は、歴史時代に噴火記録のある活動的な火山であるが、それぞれの火山地形の形状が異なっており、火山毎に異なる‘くせ’があることが示唆された。しかし、その‘くせ’を定量的に評価する方法がなく、その評価方法を開発する必要性があった。このため新燃岳、えびの高原の詳細な活動史解明を行う際には、異なる火山地形を生み出す原因を理解する視点を常に持つこととした。以上の定量化に対しては、等層厚線をほとんど描くができないテフラがあるため、少ない点からテフラ堆積量を推定する方法の開発も同時に進めた。この少ない点からテフラ堆積量を推定する方法は、本来はリアルタイムのテフラ噴出量の計測を行うために始めた技術開発であるが、地質時代の堆積物にも応用できる可能性があり、本研究においても取り込んで検討を行った。

2章では、霧島の代表的な火山である新燃岳火山の長期的な活動史の解析結果を示した。本研究では、研究の進んでいなかった新燃岳西側のテフラ層序を基にした火山噴出物の編年を行い、既知の新燃岳－瀬田尾テフラ (Sm-St)、新燃岳－前山テフラ (Sm-My)、新燃岳－享保テフラ (Sm-Kp) 以外に、4.5 cal ka BP に新燃岳－新湯テフラ (Sm-Sy)、2.7 cal ka BP に新燃岳－新湯林道 B テフラ (Sm-SrB)、2.3 cal ka BP に新燃岳－新湯林道 A テフラ (Sm-SrA) のテフラ噴出があったことを新たに示した。加えて新燃岳火口内で噴出物調査を行い、新燃岳火口内の西側に Sm-Sy の噴出物が広く分布していることを明らかにした。新燃岳火口や山体周辺で、溶岩の地形形状と、Sm-Sy と古高千穂－牛のすねテフラ (Otk-UsA) を鍵層とした層序解析を行うことにより、溶岩を 4 つグループ (RyD-Ls, RyC-Ls, RyB-Ls, RyA-L) に分けた。これらの溶岩は、テフラとの層位、鉱物組合、化学組成から、両部池 C 溶岩群 (RyC-Ls) は Sm-My～Sm-Sy の間の頃、両部池 B 溶岩 (RyB-Ls)、両部池 A 溶岩 (RyA-L) は Sm-SrB, A の頃に噴出した可能性が高いと推定された。この層序区分と噴出時代の推定によって、新燃岳は少なくとも 5.6～4.5

cal ka BP, 2.7~2.3 cal ka BP, 18 世紀以降の 3 回についてマグマを活発に噴出する活動的な期間があり, 現在は活動期に位置付けられると議論した。また, 新燃岳が 5.6~4.5 cal ka BP に大きく成長したことを明らかに出来たことも本研究の成果と言える。ただし, 新燃岳のテフラ層序の確立はできたが, 溶岩はさらに細分できる可能性があり, 今後さらなる高精度化を図る必要がある。

3 章では, 活動史が判明していなかったえびの高原の噴火活動史の解析結果を示した。えびの高原火山域では韓国岳形成後に環野 B テフラ (TmB), 不動池-環野 A テフラ (Fd-TmA), えびのキャンプ場テフラ (Ec), 韓国岳北-えびの D テフラ (Kn-EbD), 不動池-えびの C テフラ (Fd-EbC), 硫黄山-えびの B テフラ (Io-EbB), 硫黄山東-えびの A テフラ (Ie-EbA) の 7 テフラ層が新たに堆積していたことを確認した。この中で Fd-TmA, Kn-EbD, Fd-EbC, Io-EbB, Ie-EbA がえびの高原火山域を起源としたテフラ層であることを示すことができた。Otk-UsA との関係より不動池溶岩は, Otk-UsA より古い溶岩であることが判明し, その噴出年代は 9.0 cal ka BP と推定される。Kn-EbD 噴出時には, 水蒸気噴火に伴い韓国岳の西斜面が崩壊し, その年代は ^{14}C 年代測定より 4.3 cal ka BP と推定された。不動池火口は再び活動し, 1.6 cal ka BP に水蒸気噴火が発生した。1768 年噴火によって生じたと考えられていた硫黄山は, その噴出物である Io-EbB 直下の土壌の ^{14}C 年代値が, 1768 年より古い約 400 年前を示すことより, 硫黄山は約 400 年前に噴出したと推定される。また, 硫黄山より新しい Ie-EbA が新たに見つかったことより, このテフラが 1768 年記録に対比されると考えられた。古記録に記載された被害域の場所や地形の大きさが, Ie-EbA の分布域及びその火口の大きさと一致するため, 1768 年噴火によって Ie-EbA が噴出したと考えられる。本研究によって, えびの高原の小火山域とそれらから噴出した噴出物の関係が明らかになり, 噴出年代を推定することができた。えびの高原では, 小規模な水蒸気噴火もしくはマグマ噴火を繰り返し発生させ, それらは活動期毎に噴火口の位置を変える特徴があると言える。

4 章では, 楕円で分布を近似するテフラ堆積量の推定方法を示した。火山噴火が発生した場合, 通常は数 10~100 点近くのテフラ堆積厚 (量) を計測しそれに基づいて等層厚線を作成する。テフラの等層厚線は, 層厚の減少に伴い等層厚面積が指数的に増加することが知られている。このため面積-層厚を指数で近似した式を作成し堆積量を算出する。堆積量算出には複数の近似

方法があるが、いずれの方法においてもより正確な等層厚線を数多く必要とする点に変わりはない。多くの点から等層厚線を作成し堆積量を求める手法の場合、桜島のような頻繁に噴火する火山では個別噴火の堆積量を計測することは難しくなる。また、火山島のように観測場所が限られる火山では、堆積量を求めるすべがなくなる。この問題は火山噴火の推移予知を行う上で障害となり、早急に解決を図る必要があった。また、地層に残る古いテフラについても露頭数により、等層厚線を作成することが難しい場合がある。本研究では、これらの観測環境が厳しい条件においても堆積量が求められるように等層厚線を相似形の楕円で近似し、面積－層厚が $A = \alpha T^{-1}$ となる条件を仮定し堆積量を求める方法を開発した。この方法で最も堆積量（噴出量）に効く値は、積分する際の最大・最小層厚の取り方である。京都大学防災研究所では 10 g/m^2 までを計算する式によって噴出量を求めており、同じ条件で計算すると 10 g/m^2 の 0.1% の面積を最大厚として計算するのが適しているとの結果が得られた。浅間山 2004 年の噴出量の結果も同様の傾向を示しており、ブルカノ式や灰噴火を行う火山では範囲を狭めて計算するのが適していると考えられる。一方、2008 年 8 月 22 日の新燃岳の水蒸気噴火や有珠山 2000 年の検証計算では、本研究の観測結果に近い最小層厚を 0.1 g/m^2 、最大層厚を 10 g/m^2 の 0.1% の範囲で計算を行うのが適している。これは、噴火様式によって産出される火砕物粒子径分布、噴煙の上昇速度、噴煙からの粒子の離脱条件が異なるためと考えられ、水蒸気噴火では条件を変えて計算を行う必要がある。

5 章では、新燃岳の最新の活動期について、本研究で得られた知見を先行研究に当てはめ再構築を行った。本章の目的は、2011 年噴火が最新活動期内でどのように位置づけられるかを考察する点にある。享保噴火については、井村・小林（1991）が構築した噴火推移に対して歴史記録解析より新たなモデルが提案された（及川・他，2012）。本研究では、最新モデルも一部修正を行う必要があるデータが得られたため微修正を行った。江戸時代の噴火は、噴出物の分布より 5600～4500 年前の活動期の火口近く、新燃岳火口の中心付近で始まったと推定される。享保テフラの活動、Sc-L の活動はほぼ同じ位置で生じたと考えられるが、1822 年の噴火は僅かに東によった地点で発生した。その後、1934 年の火口湖の混濁まで新燃岳の活動レベルは低かったが、1959 年に 10^7 m^3 近くの火山灰噴出を伴うやや規模の大きな水蒸気噴火が発生した。この噴火では、山体西斜面から新燃岳火口中央部に東西に延びた火口

列を形成した。1959年の噴火以後、この火口列を用いた噴気活動が継続し、1992年噴火では1822年火口付近で小噴火が発生した。その後も1959年火口列での噴気活動が継続し、活動期内のサブステージを形成していたと考えられる。2008年噴火は小規模な水蒸気噴火であったが、1959年火口列に対して約100m南にシフトしたところに新たな火口列が形成された。その後、2010年の小噴火、2011年の準プリニー式噴火直前のマグマ水蒸気噴火まで2008年火口列を用いた噴火が発生した。これらの小噴火は活動中心を徐々に新燃岳火口内に移し、2011年1月26日～27日の準プリニー式噴火は、小噴火の移動先端付近で発生した。この様に噴火火口位置を観測することによって、準プリニー式噴火の発生位置を推測できる可能性がある。また、先史時代を含め考察を行うと、活動期内ではマグマ噴火の火道位置が安定する傾向にある。

6章では、新燃岳・えびの高原の活動史を元に、霧島の他火山や桜島火山の活動史データと比較し、噴火活動・火山体形成・地域の火山のレベルに分け、中・長期的な活動評価に関する考察を行った。新燃岳の先史・歴史時代の活動から明らかのように、新燃岳火山は1万年に渡る長期的な活動の傾向に対して、千～数百年単位で活発化する活動期が認められる。前者を長期的な活動トレンドと呼ぶのであれば、後者は中期的な活動トレンドと呼べるものである。2011年噴火を議論する際は、この中期的トレンドが重要になる。新燃岳の結果は、日本の火山の活動傾向を議論する際には、中期的な活動トレンドの視点を入れた活動評価を行う必要があると言える。この他、1.3万年間の霧島火山の全体の活動史をまとめた。その結果、霧島火山では9.0もしくは8.0～6.5 cal ka BPの高千穂峰の形成を中心とし、新燃岳、えびの高原、大幡山で噴火が発生する活動ステージ、5.6～2.3 cal ka BPの新燃岳・中岳の成長、御池の大噴火に特徴付けられる活動ステージ、1.6 cal ka BP～現在の御鉢の形成を中心とし、新燃岳、えびの高原で噴火発生した活動集中期に分けられる。この活動ステージは、新燃岳で見られた小さな活動期に対して、さらに大きなうねり（山体形成期）のようなものと考えられる。霧島火山の活動は、桜島火山の活動と比較して、活動期・個々の噴火レベルで良い相関が見られる。異なる火山での山体形成期レベルの大きな活動傾向の一致は、プレート構造やその運動傾向に起因するものと考えられる。火山活動とプレート運動の関連性については、海溝型地震の発生時期との比較が重要となると考えられ、今後両者の関連性についてさらに研究を進める必要が

ある。霧島火山内の火山体の特徴と、それらの活動傾向から4つのグループに分類した。1つめはプリニー式噴火を行う御池火山のようなタイプ（拡大型火山）、2つめは古高千穂火山のように安定的に山頂火口で活動が生じるタイプ（安定型火山）、3つめは新燃岳火山のように火口が移動しながらマグマ噴火を繰り返すタイプ（中間型火山）、4つめはえびの高原火山域のように火口位置が安定せず山体を形成しないタイプ（不安定型火山）である。これらの火山体の特徴は、マグマ噴火を行った火口間最大距離と長期噴出率で規格化できる。霧島火山で噴火史が解明されていない他の火山では、この火山体形状から概ね長期的活動トレンドが推定できると考えられる。高橋（1994a）は複成火山の火山タイプについて安定型と不安定型の2タイプで分類した。本研究からは、火山のタイプを説明するには、安定型と不安定型に加え、中間型と拡大型の2つタイプを加えた4タイプが必要になると言える。この活動タイプを他火山に適応する際には、評価する活動期間、噴出するマグマの性質、火山地域の応力場を精査し、適切な考察を行う必要がある。

謝 辞

本学位論文をまとめるに当たって、鹿児島大学理工学研究科の小林哲夫教授には野外での議論を始め多大なるご指導を頂き深く感謝申し上げます。また、鹿児島大学の仲谷英夫教授、山本啓司准教授、大木公彦名誉教授、木下紀正名誉教授には多くのご支援・指導を頂きました。本研究を進めるに当たって、荒牧重雄東京大学名誉教授、宇井忠英北海道大学名誉教授、藤井敏嗣東京大学名誉教授、石原和弘京都大学名誉教授、遠藤邦彦日本大学名誉教授、佐藤博明神戸大学名誉教授、鍵山恒臣京都大学教授、井口正人京都大学教授、鈴木桂子神戸大学准教授には多くの助言を頂いた。東京大学地震研究所の中田節也教授、日本大学の髙橋正樹教授・鶴川元雄教授・安井真也准教授、福岡大学の奥野 充教授には、研究遂行に当たり施設をお借りし助言を頂いた。霧島火山では、秋田大学の林信太郎博士、東京大学地震研究所の安田 敦博士・鈴木由希博士、岩手県立大学の伊藤英之博士、桜島火山においては京都大学防災研究所の味喜大介博士、国土交通省の山越隆雄博士、深海資源開発(株)の津根 明博士、桜島ミュージアムの福島大輔博士と有益な議論を行うことができた。野外調査や噴火情報など、鹿児島大学、日本大学、福岡大学、国土交通省、環境省、気象庁、(独)産業技術総合研究所地質調査総合センター、(独)防災科学技術研究所、(独)土木研究所、(財)砂防・地すべり技術センター、(財)電力中央研究所、日本工営(株)等の機関にご支援や情報提供を頂いた。えびの市には古記録の掲載、垂水市にはカメラ映像の使用の許可を頂いた。(株)パレオ・ラボには ^{14}C 年代測定を行っていただいた。これらの方々には、深く感謝申し上げます。

本研究は田島 恵・由佳梨・慎理をはじめとした家族、熊本大学・神戸大学の友人、霧島山や桜島周辺の方々によって支えられてきた。また、本研究にご理解頂いた宮地直道博士は、2011年10月30日に逝去された。これらの方々に感謝を申し上げるとともに、本論を捧げます。

引用文献

- 荒牧重雄 (1968) 加久藤盆地の地質. 震研彙報, **46**, 1325-1343.
- 荒牧重雄・早川由紀夫 (1982) 1982年4月26日浅間火山噴火の降下火山灰. 火山, **27**, 203-215.
- Aramaki, S. and Ui, T. (1966) The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera and depressions in southern Kyushu, Japan. *Bulletin of Volcanology*, **29**, 29-47.
- 荒牧重雄・宇井忠英 (1976) 南九州の火砕堆積物—斑晶鉱物のCa-Mg-Fe比による対比—. 震研彙報, **51**, 151-182.
- 有田忠雄 (1957) 加久藤カルデラ及び森カルデラの発見とSalic frontの提唱. 火山, **1**, 70.
- Bonadonna, C. and Houghton, B. F. (2005) Total grain-size distribution and volume of ash fall deposits. *Bull. Volcanol.*, **67**, 441-456.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Christiansen, R. L. and Peterson, D. W. (1981) Chronology of the 1980 eruptive activity. The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington (Edited by Lipman, P. W., and Mullineaux, D. R.), USGS professional paper 1250, 17-30.
- Crandell, D. R. (1987) Deposits of Pre-1980 pyroclastic flows and lahars from mount St. Helens volcano, Washington. *U.S. Geological survey professional paper*, **1444**, 89p.
- 大學康宏 (2012) いわゆる「新燃岳の享保噴火」について. 宮崎考古, No. 23, 105-120.
- Doukas, M. P. (1990) Road guide to volcanic deposits of Mount St. Helens and vicinity, Washington. *USGS Bulletin*, 1859, 53p.
- えびの市郷土史編さん委員会 (1998) えびの市史 下巻. 739p.
- 遠藤 尚・小林ローム研究グループ (1969) 火山灰層による霧島熔岩類の編年 (試論). 霧島山総合調査報告書, 宮崎県, 13-30.
- 遠藤邦彦・小林哲夫 (2012) **Field Geology 9 第四紀**. 日本地質学会フィールドジオロジー刊行委員会編: 231p: 125, 165-166, 共立出版.
- Fierstein, J., and Hildreth, W. (1992) The plinian eruptions of 1912 at

- Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, **54**, 646-684.
- Fierstein, J. and Nathenson, M. (1992) Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull. Volcanol.*, **54**, 156-167.
- Froggatt, P. C. (1982) Review of methods of estimating rhyolitic tephra volumes; application to the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanolo. Geotherm. Res.*, **14**, 301-318.
- 藤野直樹・小林哲夫 (1997) 開聞岳火山の噴火史. 火山, **42**, 195-211.
- 福沢仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-149.
- 福岡管区気象台・鹿児島地方気象台・宮崎地方気象台 (1959) 昭和 34 年 2 月 17 日の霧島山新燃岳の爆発. 1-16.
- 福岡管区気象台 火山監視・情報センター・鹿児島地方気象台 (2008) 霧島山の火山活動解説資料 (平成 20 年 8 月). 火山活動解説資料 (平成 20 年 8 月).
- 下司信夫・小林哲夫 (2006) 鹿児島県口之永良部島火山最近約 3 万年間の噴火活動. 火山, **51**, 1-20.
- 下司信夫・小林哲夫 (2007) 口之永良部島火山地質図 1:25,000. 火山地質図 14, (独)産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 下司信夫・宝田晋治・筒井正明・森 健彦・小林哲夫 (2010) 霧島火山新燃岳 2008 年 8 月 22 日噴火の噴出物. 火山, **55**, 53-64.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
- 早川由紀夫・小山真人・前嶋美紀 (2005) 史料に書かれた日付の西暦換算と表記法. 月刊地球, 27, 848-852.
- Huang, Z., Zhao, D., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J. and Kang, I. (2013) Aseismic deep subduction of the Philippine Sea Plate and slab window. *Journal of Asian Earth Sciences*, **72**, 85-94.
- 日向日日新聞 (1959a) 1959 年 2 月 18 日朝刊.
- 日向日日新聞 (1959b) 1959 年 2 月 19 日朝刊.
- 日向日日新聞 (1959c) 1959 年 2 月 21 日朝刊.
- 日向日日新聞 (1959d) 1959 年 3 月 13 日朝刊.
- 井田喜明・山口 勝・増谷文雄 (1986) 霧島火山における最近の地震活動と応力場. 地震, **39**, 111-121.

- Iguchi, M., Tameguri, T., Ohta, Y., Ueki, S. and Nakao, S. (2013) Characteristics of Volcanic Activity at Sakurajima Volcano's Showa Crater During the Period 2006 to 2011. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 115-135.
- 今給黎哲郎・大脇温子 (2011) 火山 GPS 統合解析データに基づく霧島山の変動源モデル. 国土地理院時報, **121**, 183-188.
- Imura, R. (1992) Eruptive history of the Kirishima volcano during the past 22,000 years. *Geogr. Rep. Tokyo metropol. Univ.*, **27**, 73-91.
- 井村隆介 (1992) 霧島火山群新燃岳 1991~92 年の小活動. 火山, **37**, 281-283.
- 井村隆介 (1994) 霧島火山の地質. 震研彙報, **69**, 189-209.
- 井村隆介 (1996) 霧島火山東麓にみられる霧島火山最近 7,000 年間のテフラ. 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編「第四紀露頭集—日本のテフラ」, 日本第四紀学会, 305.
- 井村隆介 (1999) 霧島火山. 高橋正樹・小林哲夫編「フィールドガイド日本の火山⑤九州の火山」: 85-103. 築地書店.
- 井村隆介・小林哲夫 (1991) 霧島火山群最新 300 年間の噴火活動. 火山, **36**, 135-148.
- 井村隆介・小林哲夫 (2001) 霧島火山地質図 (5 万分の 1). 火山地質図 11, 地質調査所.
- 井ノ上幸造 (1988) 霧島火山群高千穂複合火山の噴火活動史. 岩鉱, **83**, 26-41.
- Inoue, K. (1993) Across-arc mineralogical and geochemical variations in Kirishima Volcano Group and its implication in the genesis of the volcanism of the Ryukyu arc (I). *Jour. Hiroshima Univ.*, C, **9**, 735-798.
- 石原和弘 (1995) 桜島. 火山噴火予知連絡会 20 年のあゆみ (気象庁 編), 161-168.
- 石原和弘・小林哲夫 (1988) 桜島火山の最近の火山活動(口絵写真解説). 火山, **33**, 269-271.
- 石峯康浩 (2007) 火山研究への貢献が期待される多様なコンピューターシミュレーション. 火山, **52**, 221-239.
- 石塚吉浩 (1999) 北海道北部, 利尻火山の形成史. 火山, **44**, 23-40.
- 鍵山恒臣 (1994a) 霧島—やや張力的応力場に生成した火山群. 地学雑誌, **103**, 479-487.
- 鍵山恒臣 (1994b) 霧島火山群における構造研究の意義—新しい火山学の構築

- のために－. 地震研究所彙報, **69**, 177-188.
- 鍵山恒臣 (2008) 噴火卓越型火山活動と地熱卓越型火山活動－新しい視点で見
る火山活動－. 日本地熱学会誌, **30**, 193-204.
- 鍵山恒臣・山口勝・増谷文雄・歌田久司 (1994) 霧島火山群・硫黄山周辺の VLF,
ELF-MT 測定. 地震研究所彙報, **69**, 211-239.
- 鍵山恒臣・歌田久司・三ヶ田均・筒井智樹・増谷文雄 (1997) 霧島火山群の構
造とマグマ供給系. 火山, **42**, S157-S165.
- 鍵山恒臣・歌田久司・上嶋 誠・増谷文雄・神田 径・田中良和・増田秀晴・村
上英記・塩崎一郎・市来雅啓・行武 毅・茂木 透・綱田和宏・大志万直人・
三品正明 (1996) 霧島火山群中南東部の比抵抗構造. 火山, **41**, 215-225.
- 鹿児島地方気象台・福岡管区気象台 火山監視・情報センター (2011) 霧島山－
2010年6月～2010年9月の火山活動－. 火山噴火予知連絡会会報, 107号,
13p.
- 加茂幸介 (1974) 最近の桜島火山活動について. 火山, **19**, 48p.
- 環霧島会議 (2009) 霧島火山防災マップ. 都城市, 小林市, えびの市, 高原町,
湧水町, 霧島市, 曾於市. 2p.
- 片平 要・奥野 充 (2010) 開聞岳火山南麓の海食崖の地質スケッチ. 福岡大学
研究部論集 C: 理工学編, vol. 2, 49-59.
- Kato, K. and Yamasato, H. (2013) The 2011 eruptive activity of Shinmoedake
volcano, Kirishimayama, Kyushu, Japan-Overview of activity and
Volcanic Alert Level of the Japan Meteorological Agency-. *Earth
Planets Space*, **65**, 489-504.
- 川本竜彦・神崎正美・三部賢治 (2013) マグマはどのようにできるのか－発生
メカニズムに新仮説－. 現代科学, 2013年7月, 58-63.
- 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), (独)産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 82p.
- 木野義人・太田良平 (1976) 野尻地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1
地質図幅), 地質調査所, 45p.
- 気象庁 (1994) 火山観測指針 (観測編). 気象庁, 318p.
- 気象庁編 (2013) 日本活火山総覧 (第4版) III. 中国・九州・沖縄・北方領土
編 霧島山. 1266-1309.
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okumura, M., Takemura, K.,
Hayashida, A. and Yasuda, Y. (1995) AMS ¹⁴C dating of the varved

- sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ^{14}C change during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, **37**, 371-378.
- 小林哲夫 (1982) 桜島火山の地質: これまでの研究の成果と今後の課題. 火山, **27**, 277-292.
- 小林哲夫 (1986a) 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, No. 1, 1-12.
- 小林哲夫 (1986b) 桜島火山の形成史と火砕流. 文部省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 荒牧重雄, 課題番号: A-61-1) 報告書, 137-163.
- 小林哲夫 (1989) 霧島山. 理科年表読本「空からみる日本の火山」(荒牧重雄・白尾元理・長岡正利 編), 202-205, 丸善, 東京.
- 小林哲夫・溜池俊彦 (2002) 桜島火山の噴火史と火山災害の歴史. 第四紀研究, **41**, 269-278.
- 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 (第2版) 1:25,000. 火山地質図1, (独)産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- Kobayashi, T., Aramaki, S., Watanabe, T. and Kamada, M. (1981) Kirihima Volcano. In IAVCEI symposium field excursion guide to Sakurajima, Kirishima and Aso Volcanoes, Volcanol. Soc. Japan, 18-32.
- 小林知勝・飛田幹男・今給黎哲郎・鈴木 啓・野口優子・石原 操 (2011) 「だいち」SAR 干渉解析により捉えられた霧島山 (新燃岳) の火山活動に伴う地殻変動とその圧力変動源の推定. 国土地理院時報, **121**, 195-201.
- Koyaguchi, T. (1996) Volume estimation of tephra-fall deposits from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo by theoretical and geological methods. In Fire and mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines (Newhall, C. G., and Punongbayan, R. S., eds), Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington, 583-600.
- 小山真人・吉田 浩 (1994) 噴出量の累積変化からみた火山の噴火史と地殻応力場. 火山, **39**, 177-190.
- 国土地理院 (1999) 1:30,000 火山土地条件図 霧島山. 1-14.
- 小竹信宏・藤岡導明・佐藤 茜, 伊藤泰弘 (2006) 千葉県房総半島南端に分布する完新統沼層における鬼界ーアカホヤテフラの降灰層準: 生物攪拌作用の

- 観点からのアプローチ. 地質学雑誌, **112**, 210-221.
- 桑野幸夫・郷原保眞・松井 健 (1959) 大隅半島の地質(予報). 資源研究所彙報, **49**, 59-82.
- 町田 洋 (1977) **火山灰は語る**. 蒼樹書房, 319p.
- 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 (1992) **火山灰アトラス [日本列島とその周辺]**. 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, 336p.
- 前野 深・谷口宏光 (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., Nakada, S., Nagai, M. and Kozono T. (2013) Ballistic ejecta and eruption condition of the vulcanian explosion of Shinmoedake volcano, Kyushu, Japan on 1 February, 2011. *Earth Planets Space*, **65**, 609-621.
- 萬年一剛 (2013) 降下火山灰シミュレーションコード Tephra2 の理論と現状—第四紀学での利用を視野に—. 第四紀研究, **52**, 173-178.
- 三ヶ田 均 (1996) 霧島火山群構造探査データの反射法処理. 火山, **41**, 159-170.
- 味喜大介・井口正人・江頭庸夫 (2002) 口之永良部島新岳の溶岩流の古地磁気学的年代測定. 全国主要活火山の集中総合観測, 薩摩硫黄島・口之永良部島火山の集中総合観測, 159-168.
- 水上 武 (1961) 霧島火山活動調査及び観測報告. 宮崎県, 1-16.
- Miyabuchi, Y., Hanada, D., Niimi, H. and Kobayashi, T. (2013) Stratigraphy, grain-size and component characteristics of the 2011 Shinmoedake eruption deposits, Kirishima Volcano, Japan. *J. Volcanolo. Geotherm. Res.*, **258**, 31-46.
- 宮地直道 (2007) 過去 1 万 1000 年間の富士火山の噴火史と噴出率, 噴火規模の推移. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, 79-95.
- 宮崎県土木部 (2006) 宮崎県における災害文化の伝承(日本工営(株) 編), 72p.
- 宮崎県西諸県郡飯野町役場 (1966) 飯野町郷土史. 886p.
- Morrissey, M. M. and Mastin, L. (2000) Vulcanian eruptions. edited by Sigurdsson, H., *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego,

463-476.

- 森脇 広 (1994) 桜島テフラ層序・分布と細粒火山灰層の層位一. 平成4・5年度科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告書(研究代表者 森脇 広, 課題番号 04680248)「鹿児島湾周辺における第四紀後期の細粒火山灰層に関する古環境学的研究」, 1-20.
- 守屋以智雄 (2012) **世界の火山地形**. 東京大学出版会, 299p.
- Mullineaux, D. R. (1996) Pre-1980 tephra-fall deposits erupted from mount St. Helens, Washington. *U. S. Geological survey professional paper*, **1563**, 99p.
- Nagaoka, S. and Okuno, M. (2011) Tephrochronology and eruptive history of Kirishima volcano in southern Japan. *Quaternary International*, **246**, 260-269.
- 長岡信治・新井房夫・檀原 徹 (2010) 宮崎平野に分布するテフラから推定される過去60万年間の霧島火山の爆発的噴火史. 地学雑誌, **119**, 121-152.
- 中田節也・吉本充宏・小山悦郎・辻 浩・卜部 卓 (2005) 浅間山2004年噴火と過去の噴火との比較による活動評価. 火山, **50**, 303-313.
- Nakada, S., Nagai, M., Kaneko, T., Suzuki, Y. and Maeno, F. (2013) The outline of the 2011 eruption at Shinmoe-dake (Kirishima), Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 475-488.
- Nakao, S., Morita, Y., Yakiwara, H., Oikawa J., Ueda, H., Takahashi, H., Ohta, Y., Matsushima, T. and Iguchi M. (2013) Volume change of the magma reservoir relating to the 2011 Kirishima Shinmoe-dake eruption -Charging, discharging and recharging process inferred from GPS measurements. *Earth Planets Space*, **65**, 505-515.
- 成瀬 洋 (1966) 霧島火山東方の第四紀 Tephra. 資源研彙報, **66**, 15-33.
- 西来邦章・及川輝樹・古川竜太・大石雅之・中野 俊・宮城磯治 (2013) 霧島火山新燃岳2011年3月～2012年2月の降灰量調査: 即時的降灰量推定の予察的検討. 火山, **58**, 353-363.
- 小田亮平 (1922) 霧島火山地域地質調査報文. 震災予防調査会報告, **96**, 1-58.
- 及川輝樹・筒井正明・大學康宏・伊藤順一 (2012) 文献史料に基づく江戸期における霧島火山新燃岳の噴火活動. 火山, **57**, 199-218.
- 大木公彦・早坂祥三 (1970) 鹿児島市北部地域における第四系の層序. 鹿児島大学理学部紀要(地学・生物学), 67-92.

- 奥野 充 (1996) 南九州の第四紀末テフラの加速器 ^{14}C 年代 (予報). 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, 7, 89-109.
- 奥野 充 (1997) 埋没土壌の ^{14}C 年代から知るテフラの噴火年代—有効性と問題点—. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, 8, 45-50.
- 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 (2011) 地質調査による高分解能なテフラ層序学・年代学の構築. 地質雑, **117**, 654-662.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982) 薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 80p.
- 大森房吉 (1918) 霧島山噴火. 日本噴火志 (上編), 震災予防調査会報告, **86**, 177-190.
- Ozawa, T. and Kozono, T. (2013) Temporal variation of the Shinmoe-dake crater in the 2011 eruption revealed by spaceborne SAR observations. *Earth Planets Space*, **65**, 527-537.
- Paladio-Melosantos, M. L., Solidum, R. U., Scott, W. E., Quiambao, R. B., Umbal, J. V., Rodolfo, K. S., Tubianosa, B. S., Delos Reyes, P. J., Alonso, R. A. and Ruelo, H. R. (1996) Tephra falls of the 1991 eruptions of Mount Pinatubo. In *Fire and mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (Newhall, C. G., and Punongbayan, R. S., eds), Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington, 513-535.
- Porter, S. C. (1973) Stratigraphy and chronology of late Quaternary tephra along the South Rift Zone of Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geol Soc. Amer. Bull.*, 84, 1923-1940.
- Pyle, D. M. (1989) The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, **51**, 1-15.
- Pyle, D. M. (1999) Widely dispersed Quaternary tephra in Africa. *Global and Planetary Change.*, **21**, 95-112.
- Reimer, P. J., et al. (2009) IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111-1150.
- Rose, W. I., Bonis, S., Stoiber, R. E., Keller, M. and Bickford, T. (1973)

- Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions. *Bull. Volcanol.*, **37**, 338-364.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2013）1万年噴火イベントデータ集（ver. 2.1）. 産総研地質調査総合センター
(<https://gbank.gsj.jp/volcano/eruption/index.html>).
- Sarna-Wojcicki, A. M., Waitt, R. B. J., Woodward, M. J., Shipley, S. and Rivera, J. (1981) Premagmatic ash erupted from March 27 through May 14, 1980 - extent, mass, volume, and composition, edited by Lipman, P. W., and Mullineaux, D.R., The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington, *USGS professional paper 1250*, 569-575.
- 沢村孝之助（1957）5万分の1地質図幅「国分」及び同説明書. 地質調査所, 19p.
- 沢村孝之助・松井和典（1957）5万分の1地質図「霧島山」及び解説書. 地質調査所, 58p.
- 正路徹也・山田俊雄（1986）ランドサット MSS 画像の立体視と霧島火山の層序解析への利用. 日本地熱学会誌, **8**, 437-455.
- 佐々木寿・磯部浩平・本間信一・阪上雅之・向山 栄・中田節也・小林哲夫・村上 亮（2011）霧島山新燃岳における斜め写真を用いた火口内容岩の体積推定. 日本火山学会 2008 年秋季大会講演予稿集, 13p.
- Sato, H., Suzuki-Kamata, K., Sato, E., Sano, K., Wada, K. and Imura, R. (2013) Viscosity of andesitic lava and its implications for possible drain-back processes in the 2011 eruption of the Shinmoedake volcano, Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 623-631.
- 下野隆洋・南 秀和・西井康郎・大野裕幸・渡部金一郎（2011）航空機 SAR による霧島山（新燃岳）の火口地形観測. 国土地理院時報, **121**, 189-194.
- Sulpizio, R. (2005) Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposit. *J. Volcanolo. Geotherm. Res.*, **145**, 315-336.
- Suzuki, Y., Yasuda, A., Hokanishi, N., Kaneko, T., Nakada, S. and Fujii, T. (2013a) Syneruptive deep magma transfer and shallow magma remobilization during the 2011 eruption of Shinmoe-dake, Japan, -Constraints from melt inclusions and phase equilibria experiments-. *J. Volcanolo. Geotherm. Res.*, **257**, 184-204.
- Suzuki, Y., Nagai, M., Maeno, F., Yasuda, A., Hokanishi, N., Shimano, T.,

- Ichihara, M., Kaneko, T. and Nakada, S. (2013b) Precursory activity and evolution of the 2011 eruption of Shinmoe-dake in Kirishima volcano -insights from ash samples-. *Earth, Planets and Space*, **65**, 591-607.
- 鈴木建夫 (1981) 降下火砕堆積物の“層厚-面積”曲線. *火山*, **26**, 9-23.
- 鷹野周道 (1935) 霧島の研究. 宮崎県教育会西諸県郡支会, 392p.
- 田島広一・荒牧重雄 (1980) 霧島火山周辺の Bouguer 異常. *地震研究所彙報*, **55**, 241-257.
- 田島靖久・小林哲夫 (2010) 霧島火山群, えびの高原周辺における最近 30,000 年間の噴火活動史. *日本火山学会 2010 年秋季大会講演予稿集*, 145p.
- 田島靖久・小林哲夫 (2011) 霧島火山群における甑岳の火山活動について. *地球惑星学連合 2011 年大会予稿集*, 2011, SVC048-07.
- 田島靖久・林 信太郎・安田 敦・伊藤英之 (2013a) テフラ層序による霧島火山, 新燃岳の噴火活動史. *第四紀研究*, **52**, 151-171.
- 田島靖久・宮地直道・吉本充弘・阿部徳和・千葉達朗 (2007) 富士火山北東斜面で発生した最近 2,000 年間の火砕丘崩壊に伴う火砕流. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, 255-267.
- Tajima, Y., Tamura, K., Yamakoshi, T., Tsune, A. and Tsurumoto S. (2013b) Ellipse-approximated isopach maps for estimating ashfall volume at Sakurajima volcano. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 291-306.
- 高田 亮 (1994) クラックの相互作用からみた玄武岩質火山. **39**, 155-168.
- 高田 亮・石塚吉浩・中野 俊・山元孝広・小林淳・鈴木雄介 (2007) 噴火割れ目が語る富士火山の特徴と進化. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所, 183-202.
- 高橋正樹 (1994a) 複成火山の構造と応力場 1. 火道安定型・不安定型火山. *火山*, **39**, 191-206.
- 高橋正樹 (1994b) 複成火山の構造と応力場 2. P-type・O-type 火山. *火山*, **39**, 191-206.
- 高橋正樹・小林哲夫編 (1999) **フィールドガイド日本の火山⑤ 九州の火山**. 築地書店, 152p.
- 宝田晋治・他 (2001) 有珠火山 2000 年噴火の降灰と火口近傍の状況. *地質調査研究報告*, **52**, 167-179.
- 宝田晋治・星住英夫・宮城磯治・西村裕一・宮縁育夫・三浦大助・川辺禎久 (2002) 有珠火山 2000 年噴火の火口近傍堆積物. *火山*, **47**, 645-661.

- 巽 好幸 (1988) 沈み込み帯における玄武岩質マグマの発生 -1983 年以降のモデル-. 地学雑誌, **97**, 54-59.
- Thorarinsson, S. (1954) The eruption of Hekla 1947-48, part 2, Ch. 3, The tephra-fall from Hekla on March 29, 1947. Soc. Sci. Islandia. Reykjavik, 1-68.
- 津久井雅志・斎藤公一滝・林幸一郎 (2006) 伊豆諸島における 9 世紀の活発な噴火活動について-テフラと歴史史料による層序の改訂-. 火山, **51**, 327-338.
- 津久井雅志・中野 俊・斎藤公一滝 (2008) 9 世紀にアムールプレート東縁に沿って起きた噴火・地震活動について. 火山, **53**, 79-91.
- 筒井正明・小林哲夫 (2007) 霧島, 大幡山周辺における鬼界アカホヤ噴火前後の火山活動. 日本火山学会 2007 年秋季大会講演予稿集, 137p.
- 筒井正明・小林哲夫 (2011) 霧島, 新燃岳の歴史時代の噴火の再検討: 明和及び文政の噴火について. 地球惑星学連合 2011 年大会予稿集, 2011, SVC-P40.
- 筒井正明・奥野 充・小林哲夫 (2007) 霧島・御鉢火山の噴火史. 火山, **52**, 1-21.
- 筒井正明・富田克利・小林哲夫 (2005) 霧島・御鉢火山における 2003 年 12 月以降の噴気活動と明治~大正時代の火山活動. 火山, **50**, 475-489.
- 露木利貞・金田良則・小林哲夫 (1980) 火山地域にみられる地盤災害とその評価(1) 霧島火山群地域にみられる崩壊型について. 鹿児島大学理学部紀要(地学・生物学), **13**, 91-103.
- Ueda, H., Kozono, T., Fujita, E., Kohno, Y., Nagai, M., Miyagi, Y. and Tanada, T. (2013) Crustal deformation associated with the 2011 Shinmoe-dake eruption as observed by tiltmeters and GPS. *Earth Planets Space*, **65**, 517-525.
- 宇井忠英・中川光弘・稲葉千秋・吉本充宏・総合観測班地質グループ (2002) 有珠山 2000 年噴火の推移. 火山, **47**, 105-117.
- 歌田久司・鍵山恒臣・霧島火山電磁気研究グループ (1994) 霧島火山の深部比抵抗構造(I). 地震研究所彙報. **69**, 241-255.
- Walker, G. P. L. (1980) The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 69-94.
- Walker, G.P.L. (1981) Plinian eruptions and their products. *Bull Volcanol.*,

44, 223-240.

山田直利・小林武彦 (1988) 御嶽山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 136p.

山元孝広 (2005) 福島県, 吾妻火山の最近 7 千年間の噴火史: 吾妻-浄土平火山噴出物の層序とマグマ供給系. 地質学雑誌, **111**, 94-110.

山里 平・宮村淳一・森 博一・碓井勇二・佐久間喜代志・渡辺精久・佐藤十一・高橋 裕二・坂井孝行 (2002) 空振データから見た 2000 年有珠山の噴火活動. 火山, **47**, 255-262.

安井 豊・長友久雄 (1961) 霧島火山噴火史の一調査. 測候時報, **28**, 32-43.

横山勝三 (2003) シラス学-九州南部の巨大火砕流堆積物. 古今書院, 177p.

吉本充宏・他 (2005) 浅間山 2004 年噴火の噴出物の特徴と降灰量の見積もり. 火山, **50**, 519-533.

Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, A., Umino, N. and Wei, W. (2012) Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Island. *Geophys. J. Int.*, **190**, 816-812.

Eruptive History and Evaluation of
Shinmoedake Volcano and Ebinokogen Volcanic
Area of Kirishima Volcanoes for the Past
10,000 Years in Kyushu, Japan

March, 2014

TAJIMA Yasuhisa