



長岡信治教授

—海から山, 火山でのフィールドワーク—

始良カルデラ火山に 見られる3回のマグマ 活動サイクル

関 口 悠 子
長谷中 利 昭
森 康

Three cycles of magma activities in Aira
caldera volcano

Yuko Sekiguchi • Toshiaki Hasenaka • Yasushi
Mori

せきぐち ゆうこ : 熊本大学大学院自然科学研究科
(現 気象庁地震火山部)

はせなか としあき : 熊本大学大学院自然科学研究科
もり やすし : 北九州市立いのちのたび博物館

カルデラ形成噴火に至るマグマ供給システムの進化過程は、カルデラ形成噴火の発生メカニズムの解明や長期噴火予測のため重要な研究対象である(小林・他, 2010)。始良カルデラ火山の10万年前から現在までに活動した火山噴出物の化学組成の変化を調べたところ、3つのマグマ活動サイクルが認められたので、これを報告する。最初の2つのサイクルはマフィックなマグマの活動から始まり、最後に珪長質なマグマを大量に噴出する巨大噴火で終わった。現在の桜島火山の活動は、マグマの組成が第1、第2サイクルとは明瞭に異なっているので、第3サイクルに入っていると考えられる。

1. はじめに

多くのカルデラ形成噴火の直前には、マグマ噴出量に比例して長い活動休止期がある。この期間には噴火をもたらすマグマの蓄積期間であると考えられる(高橋, 1995)。このマグマ蓄積期間のマグマ供給システムの諸過程は、噴火直前の噴出物があまり存在しないため、解明が進んでいない。筆者らは長岡・他(2001)の仕事に重要な手がかりを見つけて、2006年に始良カルデラ火山の直前噴出物の岩石学的、地球化学的研究を始め、成果の一部を公表してきた(Sekiguchi, *et al.*, 2007, 2008など)。大隅降下軽石、妻屋火砕流堆積物、亀割坂角礫層、入戸火砕流堆積物、AT火山灰の一連の噴出物で特徴付けられる始良火砕噴火(29 ka, 500 km³; 奥野, 2002, Aramaki, 1984, 町田・新井, 2003)の場合、その直前、特に約5千~2千年前の期間に頻繁に小規模な爆発的噴火を起こしている(長岡・他, 2001)。この期間の噴出物は、カルデラ形成噴火に至るまでのマグマ溜り内の重要な情報を提供すると思われる。本研究では、これらを含めて過去10万年間の噴出物について岩石記載、全岩化学組成分析、鉱物組成分析を行い、カルデラ形成直前までのマグマ活動の変遷と直前のマグマの化学組成について考察した。

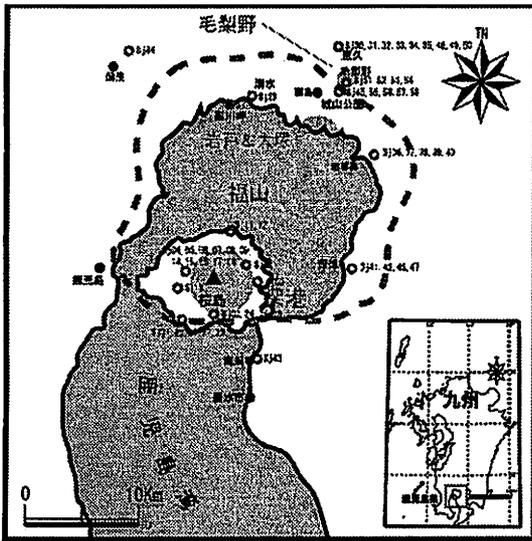


図1 試料採取地点と各テフラの推定火口の位置。(長岡・他, 2001より)。点線はカルデラ線。

2. 採集試料と研究手法

長岡・他(2001)の層序に従い、始良火砕噴火以前の青敷玄武岩質安山岩、福山降下軽石堆積物、敷根安山岩、岩戸テフラ、清水流紋岩、大塚降下軽石堆積物、深港テフラ、毛梨野テフラ、さらに始良火砕噴火の産物(大隈降下軽石堆積物、入戸火砕流堆積物)を採集した(図1, 図2)。日木山スコリアは採集できなかったため、青敷玄武岩質安山岩溶岩を同時期あるいはそれ以前と考慮して採集した。後カルデラ火山活動の噴出物は、桜島火山起源の溶岩を福山(1978)、福山・小野(1981)の分類に従って採集した。それらは、割石崎溶岩、藤野溶岩、宮元溶岩、観音崎溶岩、M4溶岩、愛宕山溶岩、文明I, II溶岩、安永溶岩、大正I, II溶岩、昭和溶岩である。これらは小林・他(2013)の新时期北岳(13~5 ka)、古期南岳(4 ka, 3 ka)新时期南岳溶岩(歴史時代)に相当する。

始良火砕噴火の年代としては奥野・他(2002)の29 kaが受け入れられている。抄論でも29 kaを採用するが、始良火砕噴火と近接した他の噴火年代との関係を論じる時には、長岡・他(2001)が報告した一連の年代(始良, 27 ka; 毛梨野, 29 ka;

噴出物名	年代	グループ	サイクル
桜島溶岩(新时期北岳以降)	26 ka ~ 1946 A.D.	F3	3
ATテフラ			2
入戸火砕流堆積物	27 ka (29 ka)	F2	
妻屋火砕流堆積物			
大隈降下軽石			
毛梨野テフラ	29 ka	F2	
深港テフラ	31 ka	F2	
大塚降下軽石	32.5 ka	F2	
清水流紋岩	36 ka	F2	
岩戸火砕流堆積物	60 ka	M+F2	1
敷根安山岩	61 ka	M	
福山降下軽石	85~86 ka	F1	
日木山 スコリア	103~95 ka	M	

図2 化学分析を行った試料の層序関係。第1, 第2サイクルの年代は長岡・他(2001)に従った。グループは本文中で説明する岩石グループを指す。

深港, 31 ka; 大塚, 32.5 ka)を考慮する。また周藤・他(2000)の溶岩のK-Ar年代も合わせて採用した。採集試料の層序関係を図2に示す。

採取した岩石試料薄片の偏光顕微鏡観察を行い、岩石記載を行なった。岩石試料の全岩化学組成はMori and Mashima(2005)の方法に従い、北九州いのちのたび博物館の蛍光X線装置を用いて求めた。

3. 始良火山噴出物の岩石学的分類

始良火山およびその周辺に分布する100-29 kaの火山噴出物を、斑晶鉱物組合せと全岩化学組成から、4つの岩石グループに分類した。これらの組成を図3に示す。

Mグループ

斜長石・単斜輝石・斜方輝石・±カンラン石を含みSiO₂<59 wt.%の噴出物。青敷玄武岩質安山岩、敷根安山岩、および岩戸テフラに含まれるスコリアが、このグループに含まれる。日木山スコリアは長岡・他(2001)が報告した斑晶鉱物組合せからMグループと判断した。

F1グループ

斜長石・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石を含み

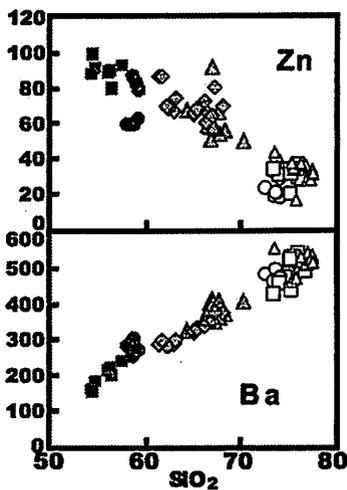
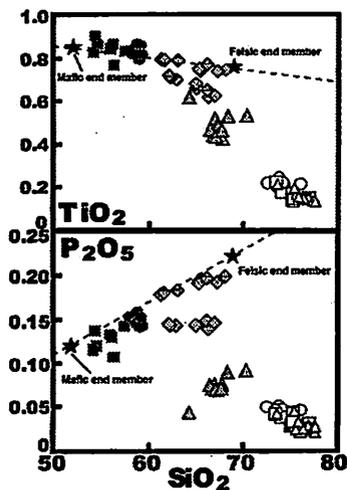
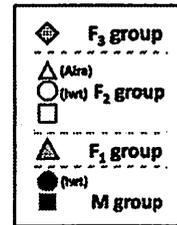


図3 始良火山噴出物の化学組成。
●, ○ (岩戸), △ (始良), 点線は第3
サイクルの桜島溶岩 (F3) に対して
Yanagi *et al.* (1991) が推定した混合
トレンド。★は混合端成分。



SiO₂ = 63-70 wt.% の噴出物。福山降下軽石がこのグループに含まれる。福山の直前の金剛寺火砕サージ堆積物は、長岡・他 (2001) が報告した斑晶鉱物組合せから F1 と判断した。

F2 グループ

斜長石・斜方輝石・石英を含み SiO₂ = 73-78 wt.% の噴出物。岩戸テフラに含まれる軽石、清水流紋岩、大塚降下軽石、深港テフラ、毛梨野テフラ、および始良火砕噴火噴出物 (大隅, 妻屋, 入戸, AT) がこのグループに含まれる。

F3 グループ

斜長石・単斜輝石・斜方輝石を含み SiO₂ = 61-68 wt.% の噴出物。かんらん石を含有する試料もまれにある。桜島溶岩がこのグループに含まれる。Yanagi *et al.* (1991) が明らかにし、その後の研究でも確認されているように、桜島溶岩の組成変化は苦鉄質マグマと珪長質マグマの混合によって説明される。正確には F3+M と表すべきであるが、F3 と簡略化して表記する。

F3 グループは TiO₂, P₂O₅ に富むサブ・グループ (高 Ti-P F3) と、それらの元素に乏しいサブ・グループ (低 Ti-P F3) の 2 つが見られる (図 3, Takahashi *et al.*, 2013)。一部を除いて微量元素では明瞭な違いは見られない。これらのサブ・グループは後述するように活動時期が異なる (宇都・他, 2005; Takahashi *et al.*, 2013; 宮坂・他, 2013)。

4. 始良火山に見られる噴火サイクル

前述した F1 ~ F3 岩石グループの珪長質マグマは異なる時期に活動している。F1 はおよそ 90 ka 頃, F2 は 60 ka と休止期を挟んで 36 ka から 29 ka の期間 (長岡・他, 2001), F3 は 26 ~ 24 ka, 休止期を挟んで 13 ka から現在までである (小林・他, 2013)。これに対して M グループは F1, F2 グループの前に活動しているか、60 ka の岩戸テフラに見られるように縞状軽石中のスコリアとして F2 グループと共に出現する。M グループはまた F3 マグマ混合トレンドから推定される苦鉄質端成分 (Yanagi *et al.*, 1991; 図 3) や F3 溶岩の苦鉄質包有物として出現する (宇都・他, 2005)。

100-29 ka のマグマの活動に着目すると、M → F1 → M → F2 と変化している。SiO₂ > 63 wt.% の珪長質な F1, F2 マグマの活動の前には、常に苦鉄質な M マグマの活動が認められる。また F1, F2 マグマの活動最後の噴火はいずれもマグマ噴出量の大きな噴火であり (F1 マグマ, 約 40 km³; F2 マグマ, 約 500 km³)。その後、F1 の場合は活動休止期を迎え、F2 の場合は休止期は短いものの再開した活動のマグマ組成が異なり、噴火様式も異なる F3 溶岩が出現した。つまり、29 ka 以前には、苦鉄質マグマの噴出のあと珪長質マグマが噴出し、最後に珪長質マグマの大規模な噴火が起きる

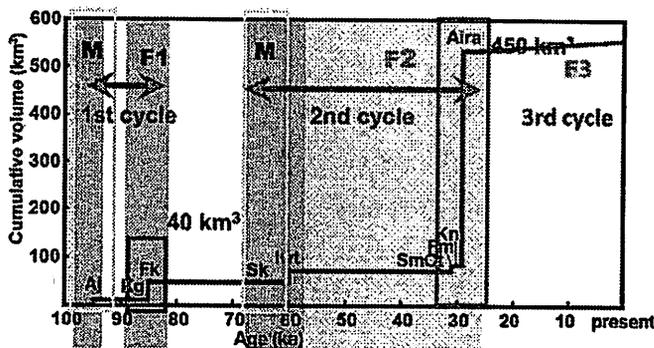
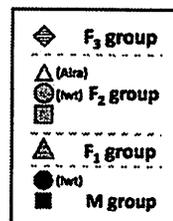
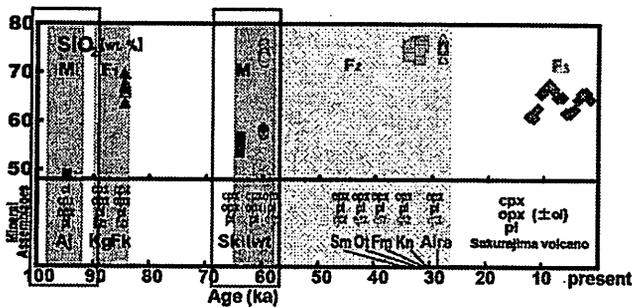


図4 始良火山におけるマグマの積算噴出量とマグマ組成の時間変化。●, ○ (岩戸), △ (始良).



というサイクルが2つ見られる。福山降下軽石噴火の準備期間はM→F1の第1サイクル、始良火砕噴火の準備期間は、M→F2の第2サイクルであると考えられる。第2サイクルにおいては、始良火砕噴火を起こしたF2マグマが、その3万年前に既に存在していた(岩戸テフラの軽石)ことは注目に値する。

桜島火山は始良火砕噴火の後、短い休止期間を挟んで2.6万年前から2.4万年前頃まで活動をしたことが、テフラやボーリングコアによって確認され、古期北岳の活動に分類されている(宇都・他, 2005; 小林・他, 2013)。この時期の溶岩は有史(<2 ka)の桜島溶岩と似通った組成を持つと報告されている(宇都・他, 2005; 宮坂・他, 2013)。すなわち抄論のF3グループに分類できる。

その後1.1万年の休止期間を挟んで、13 kaから現在まで活動中の桜島溶岩(F3)も化学組成が第1サイクルや第2サイクルの珪長質マグマ(F1, F2)と異なっている(図3)。従って、始良火山のマグマ供給系は、始良火砕噴火後、26 kaから第3サイクルの活動に移行したと解釈できる。

細かく見ると、古期北岳(26-24 ka)は高Ti-P

F3グループ、新期北岳(13~5 ka)、古期南岳(4 ka, 3 ka)は低Ti-P F3グループ、新期南岳溶岩(歴史時代)は再び高Ti-P F3グループという、マグマ組成の時間変化が認められる。また24~13 kaの北岳~南岳の火山活動休止期に高野ベースサージ(19 ka)と新島(燃島)火砕流(16 ka)が起こったが、両者とも始良火砕噴火の産物と組成が似ていること、すなわちF2グループの組成に似たマグマを噴出したことが知られている(小林・他, 2013)。

第3サイクルでは、第1、第2サイクルで見られたようなM→Fというマグマ活動の変遷は明瞭ではない。F3グループの組成変化幅は前述したように正確にはマグマ混合の結果できたものである。従って、Mマグマの注入が絶え間なく起こっているという点においては、まだMステージであるという解釈も可能である。

桜島火山(北岳~南岳)活動の休止期にF2グループに似た組成のマグマが噴出していることは非常に興味深い現象である。第2サイクルから第3サイクルに移行して、マグマ供給系が変わり、F3グループのマグマが噴出するようになったが、

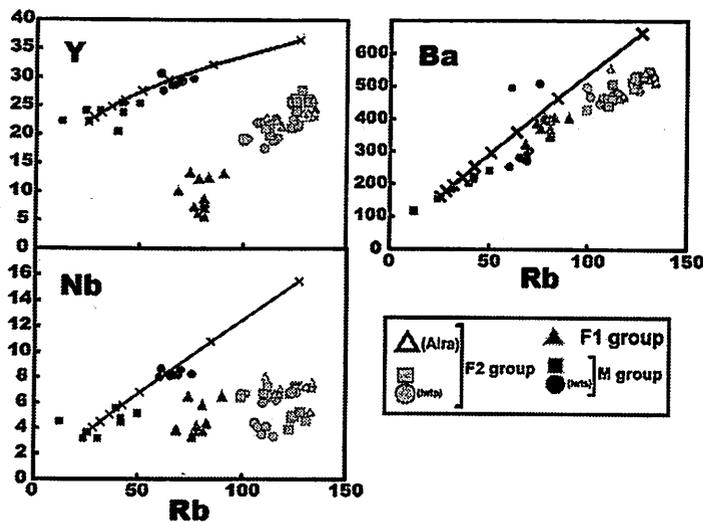


図5 F1, F2, Mグループマグマの組成とMグループマグマの結晶分化作用によって推定される組成変化トレンド。○は岩戸軽石, ●は岩戸スコリア (共にF2)。

第2サイクルのマグマ供給系も完全に固結したのではなく、残存したマグマがあったか、熱の供給を受けて規模は小さいが再溶融した可能性が考えられる。

新島火砕流、高野ベースサージの噴出源は始良カルデラ内部、北東の若尊カルデラと推定されているので (Kano *et al.*, 1996)、これらと桜島 (F3) マグマ溜りの場所が異なることが考えられる。

5. 始良火山マグマの成因関係

第2サイクルに観察されるMグループマグマとF2グループマグマの親子関係を、液相濃集元素を用いて検討した。すなわちMマグマ中に観察される斑晶鉱物の最大分別結晶作用モデルでMマグマからF2マグマを生成することができるかどうかを、鉱物-メルトの分配係数と斑晶鉱物の量比を可能な範囲で変化させて計算した。計算の結果、MグループマグマとF2グループマグマは成因関係がないことが明らかになった。つまり、第2サイクルでは結晶分化作用による親子関係のない苦鉄質マグマと珪長質マグマが活動していたことになる。

これに対してMグループマグマの組成のばらつきは、Mグループの中の未分化なマグマから斑晶鉱物を取り去る結晶分化作用で、ある程度説明可能である(図5)。活動サイクルが異なっても同じ

成因のMマグマが活動していることは興味深い。

同位体比や微量元素組成の検討によってMグループの苦鉄質マグマについてはマントル起源、F2の珪長質マグマについては地殻の溶融という説が提唱されて、その後の研究でも確かめられている (Arakawa *et al.*, 1998 ; Takahashi *et al.*, 2014; 宮坂・他, 2014)。

始良火砕噴火までのF2マグマの化学組成変化に着目すると、60 kaから29 kaの間、SiO₂値が約2-4 wt.%, Rb値が約10-20 ppm高くなり、一連のトレンドを作ることがわかる(図5)。この組成変化を結晶分化作用モデルで検討した結果、観察される斑晶鉱物の結晶作用で説明することができた。

始良火砕噴火と、その5千~2千年前の小規模なテフラの噴火で噴出したマグマ(噴出量、約0.3 km³)の化学組成は、ほとんど違いが見られなかった。これは始良火砕噴火の5千~2千年前に、ほぼ同じ化学組成のマグマがマグマ供給システムに存在していたことを示す。当時は小規模噴火でおさまったが、大隅降下軽石以降、入戸火砕流噴出で大規模噴火に繋がっていった。それらの噴火規模や噴火様式の違いはマグマの組成以外の要因が大きな役割を果たした結果だと考えられる。

Yanagi *et al.* (1991) が推定した桜島火山のマグマ混合の端成分である玄武岩質マグマとデイサイト質マグマの化学組成を検討したところ、玄武岩

質マグマはMマグマと似た特徴を示し、デイサイト質マグマはいずれのグループとも異なる特徴を示すことがわかった(図3)。既に述べたように、これをF3マグマと分類したが、第1、第2サイクルの活動と比較すると、現在の桜島の活動はまだマグマ混合過程でFマグマの巨大マグマ溜り成長過程には移行していないと解釈できる。

6. カルデラ形成噴火に至るマグマ供給系モデル

抄論によって、10万年間、Mマグマはほぼ一定の化学組成であるが、Fマグマは活動サイクルごとに化学組成が変化する(F1, F2, F3)ことがわかった。これは、地殻部分熔融の熱源となるマグマ混合の苦鉄質端成分はほぼ共通で、サイクルごとに部分熔融の場や物理化学条件が異なることを示している。

各サイクルにおけるMマグマステージからFマグマステージへの移行は、珪長質マグマ溜りの成長によってMマグマの上昇が阻害されたことによると考えられる。本研究によって、始良カルデラでは100 ka ~ 29 kaの間に第1、第2サイクルで、珪長質マグマ溜りの成長・大規模噴火を2度繰り返したこと、現在は第3サイクルで珪長質マグマ溜りが小さく苦鉄質マグマが地表近くまで到達している可能性があることがわかった。今後F3マグマの蓄積・成長が続けば、本格的なFマグマステージに移行するかもしれない。

高野ベースサージ、新島火砕流に伴う珪長質マグマがF2に似ているならば、F3との成因関係はないので、第3サイクルでは別のマグマ溜りの存在を考えた方が自然である。これに対して、第2サイクルでは、大隅、入戸の直前になる岩戸、大塚、深港、毛梨野テフラの推定火口の位置は、それぞれ始良カルデラ内の異なった位置にある(図1)。異なる火口位置にも関わらず、ほとんど同じ組成のF2マグマを噴出している事実は、共通で均質な組成のマグマ溜りの存在を示唆している。火口の配列から、始良火砕噴火直前にはおそらく割れ目から噴火が起こったことが推定される。

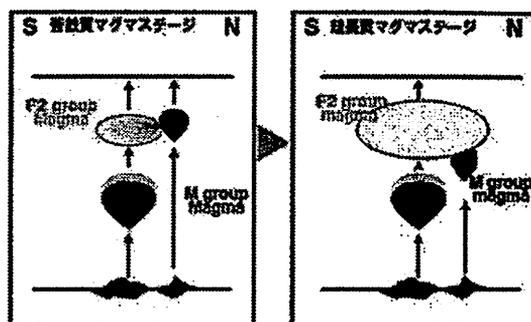


図6 始良火山第2サイクルのマグマ供給系の概念図。時間とともに苦鉄質マグマのステージから珪長質マグマのステージに変化した。

抄論で議論した始良火山第2サイクルのマグマ供給系の成長モデルを図6に示す。始良~桜島火山に見られる成因の異なるマグマを細かく分類し、その結果に基づいたマグマ供給系のモデル図はTakahashi *et al.*, (2013) が示している。図6のモデルでは、マグマ供給系成長の初期には珪長質マグマ溜りは存在しないか、規模が小さく、マン托ル起源の苦鉄質マグマはそのまま地表に出ることができる。その後、地殻物質の熔融による珪長質マグマ溜りの形成や、珪長質マグマ溜りへの苦鉄質マグマの混合が起こる。マグマ溜りの成層構造の形成、苦鉄質マグマから珪長質マグマ溜りへの熱の供給などを経て、珪長質マグマ溜りの成長が続き、巨大なマグマ溜りが形成される。大規模噴火前にこの巨大マグマ溜りの「漏れだし」が何度か起こった。おそらく苦鉄質マグマの注入、揮発性成分の発泡を経て、大噴火に至ったものと思われる。

7. おわりに

以上概観したように、始良火山においては、岩石学的に成因が異なる4つのグループのマグマ(M, F1, F2 と F3)が、異なる時期に活動してきたのが分かった。一連のマグマ組成の変化は、苦鉄質マグマが地殻浅部に貫入し、地殻物質を熔融し、珪長質マグマの溜りが成長するというモデルで説明可能である(e.g. Hildreth, 1981 など)。

各グループのマグマに成因関係が見られない

ことから、マグマ供給系は、最後の珪長質マグマの大噴火で、溜りにあった大部分のマグマを排出したか、次のサイクルのマグマ供給系が、前のサイクルのものと相互作用を起こさない状況で発達したと解釈できる。第2サイクルでは、2.9万年前の始良火砕噴火のF2 マグマとほとんど同じ組成のマグマが、その直前5千年間だけでなく、6万年前にも既に存在していたことは注目に値する。

謝辞：本研究の成果は筆頭著者が熊本大学の卒業論文、修士論文として取り組んだものです。筆者らが長岡教授に始良火砕噴火直前に噴出した毛梨野テフラ、深港テフラ、大塚降下軽石の露頭について教を乞うたところ、快く地形図にサンプリングが可能なポイントを書き込んで送って下さいました。本研究において、長岡教授のテフラ層序と露頭情報は欠かすことのできない重要な位置を占めています。その後も氏から貴重な情報と励ましをいただきました。抄論を氏に捧げたいと思います。

研究の開始にあたっては鹿児島大学の小林哲夫教授に始良火山の研究についてアドバイスをいただきました。第二著者は西日本火山研究会において山口大学の田中和広教授、福岡大学の奥野充教授はじめ研究会のメンバーからは多くのご教示をいただきました。本研究のまとめには科学研究費補助金、基盤研究(C) 課題番号 25400491 および西日本技術開発の奨学寄付金の一部を使わせていただきました。以上の皆様に記して感謝致します。

参考文献

- [1] 小林哲夫・奥野充・長岡信治・宮縁育夫・井口正人・味喜大介 (2010) : 大規模カルデラ噴火の前兆現象 - 鬼界カルデラと始良カルデラ, 京都大学防災研究所年報, 53, 269-275.
- [2] 高橋正樹 (1995) : 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度, 火山, 40, 33-42.
- [3] 長岡信治・奥野充・新井房夫 (2001) : 10 万-3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史. 地質学雑誌, 107, 432-450.
- [4] Sekiguchi, Y., Hasenaka, T., Nagaoka, S. and Mori, Y. (2007) : Precursory magma activities leading to Aira caldera-forming eruptions in southern Kyushu, Japan, American

Geophys. Union Fall Meeting, abstract #V13C-1486.

[5] Sekiguchi, Y. and Hasenaka (2008) : Existence of felsic and mafic magmas representing pre-caldera stage of Aira caldera volcano in southern Kyushu, Japan, American Geophys. Union Fall Meeting, abstract #V41D-2123.

[6] 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, 40, 25-236.

[7] Aramaki, S. (1984) : Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~ 22,000 years ago. J. Geophys. Res., 89, 8485-8501.

[8] 町田洋・新井房夫 (2003) : 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 276p.

[9] 福山博之 (1978) : 桜島火山の地質. 地質学雑誌, 84, 309-316.

[10] 福山博之・小野晃司 (1981) : 桜島火山地質図, 1 : 25000, 地質調査所.

[11] 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 : 25000, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

[12] 周藤正史・石原和弘・巽好幸 (2000) : 始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史-カルデラ北縁部加治木、園分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料のK-Ar年代測定-. 火山, 45, 1-12.

[13] Mori, Y. and Mashima, H. (2005) : X-ray fluorescence analysis of major and trace elements in silicate rocks using 1:5 dilution glass beads. Bull. Kitakyushu Museum of Natural History and Human History - Ser. A, 3, 1-12.

[14] Yanagi, T., Ichimaru, Y. and Hirahara, S. (1991) : Petrochemical evidence for coupled magma chambers beneath the Sakurajima volcano, Kyushu, Japan. Geochemical Journal, 25, 17-30.

[15] Takahashi, M., Tadashi Otsuka, T., Hisashi Sako, H., Hiroshi Kawamata, H., Maya Yasui, M., Tatsuo Kanamaru, T., Mei Otsuki, M., Tetsuo Kobayashi, T., Kazuhiro Ishihara, K. and Miki, D. (2013) : Temporal Variation for Magmatic Chemistry of the Sakurajima Volcano and Aira Caldera Region, Southern Kyushu, Southwest Japan since 61 ka and Its Implications for the Evolution of Magma Chamber System. Bull. Volcanol. Soc. Japan, 58, 19-42.

[16] 宇都浩三・美喜大介・Nguyen, H.・周藤正史・福島大輔・石原和弘 (2005) : 桜島火山マグマ化学組成の時間変化, 京都大学防災研究所年報, 48B, 341-347.

[17] 宮坂瑞穂・中川光弘・吉本充宏・小林哲夫・奥野充 (2013) : 桜島火山におけるマグマ供給系の変化 - 始良カルデラ形成噴火以降のテフラ噴出物からの解析 -, 「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」2013年度報告書, 95-104.

[18] Kano, K., Yamamoto, T. and Ono, K. (1996) : Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima pumice, Shinjima (Moeshima) island, Kagoshima bay, SW Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., 71, 187-206.

[19] Hildreth, W. (1981) : Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism, J. Geophys. Res., 86, B11, 10153-10192.

