

山口県蓋井島花崗岩に記録されたマグマ混交・混合現象

今岡 照喜¹⁾・小林 実和²⁾・曾根原 崇文³⁾

要旨 山口県下関市蓋井島^{ふたおいじま}における白亜紀火成活動史とマグマ混交・混合現象について検討した。本島に分布する花崗岩(蓋井島花崗岩と呼ぶ)は島の中央部から東部にかけて分布し、関門層群下関亜層群、古期岩脈類を貫き、新期岩脈類に貫かれる。蓋井島花崗岩はおもに細粒な黒雲母花崗岩から構成されるが、一部に小規模な石英閃緑岩(一部、斑れい岩を含む)を伴う。黒雲母花崗岩には苦鉄質火成包有岩(MME: トーナル岩~石英閃緑岩質)が含まれる。MMEの中にさらにMMEを含む二重包有岩もみられ、複数回のマグマ混合が示唆される。石英閃緑岩(~斑れい岩)中には垂直にのびた径数cmの花崗岩質パイプがみられる。このパイプはより苦鉄質なマグマにトラップされた低密度・低粘性の花崗岩マグマの小球状体が重力的に不安定のためにダイアビル状に上昇してきたもので、まだ十分流動的であった苦鉄質マグマと花崗岩質マグマが同時共存し、両マグマの混合が進行したことを示す重要な証拠と考えられる。

キーワード: 白亜紀, マグマ混交・混合, 花崗岩パイプ, 苦鉄質火成包有岩, 西南日本

1. 序 論

花崗岩のマグマ溜りは高温の苦鉄質マグマが繰り返して注入する開放系であり、花崗岩マグマと苦鉄質マグマが共存し、両マグマ間の相互作用が進行する場である。相互作用の結果、多様な産状、構造、組織、化学組成を示す岩石群が形成される(例えば、Wiebe, 1991; Barbarin and Didier, 1992; Hibbard, 1995; 吉倉・熱田, 2000; Miller and Wark, 2008; Paterson, 2009)。苦鉄質火成包有岩(MME: mafic magmatic enclave/mafic microgranular enclave)は、花崗岩マグマに注入した苦鉄質マグマが急冷・固結したものである(Didier and Barbarin, 1991)。MMEの存在は花崗岩マグマの定置から固結に至る間、複数のマグマが同時共存したことを意味し、花崗岩の成因を考える上でひとつの制約条件を与える。

西南日本の花崗岩類は、その産状、岩相、岩石や鉱物の化学組成、放射年代、帯磁率および関連鉱床等の特徴により、中央構造線から北に向って領家帯・山陽帯・山陰帯の3帯に区分されている(Ishihara, 1971, 1977; Murakami,

1974; 飯泉ほか, 1985; 今岡・飯泉, 2009)。いずれの帯においてもMMEが報告され、花崗岩マグマと苦鉄質マグマの混交・混合現象が明らかとなってきた(例えば、濡木, 1957; Ishihara *et al.*, 2003; Wada *et al.*, 2004; Ishihara and Tani, 2004; 柚原・宇藤, 2007; 赤崎ほか, 2013)。

蓋井島^{ふたおいじま}は山口県下関市吉見の北西約5km^{ひびきなだ}の響灘に位置し、周囲10.4km、面積2.35km²の小さな島で(図1)、山陽帯に帰属する花崗岩類を産する。これを蓋井島花崗岩と呼称する。蓋井島花崗岩にはいたる箇所で見られ、マグマ混交・混合現象が行われたことが分かる。蓋井島の地質については、山口県地質図5万分の1図幅「安岡」(山口県, 1968)や今岡(2012)によって蓋井島花崗岩中のMMEに関する簡単な紹介がなされているだけで、地質の詳細や火成活動史、マグマ混交・混合現象については十分に明らかにされておらず、蓋井島花崗岩の形成過程は不明である。

そこで、本研究では蓋井島に分布する火成岩類の地質、岩石記載および全岩化学組成について検討し、蓋井島の火成活動史とマグマ過程、とくにマグマ混交・混合現象の解

Engineering Geology of Japan, No. 5, 'The special issue of 20th anniversary of Hiruzen Institute for Geology and Chronology', 37-52 (2015)

Magma mingling and mixing recorded in the Futaoi-jima granite, Yamaguchi Prefecture, Japan

Teruyoshi Imaoka¹⁾, Mina Kobayashi²⁾ and Takafumi Sonehara³⁾

imaoka@yamaguchi-u.ac.jp

¹⁾ Department of Geosphere Sciences, Faculty of Science, Yamaguchi University, 1677-1 Yoshida, Yamaguchi 753-8512, Japan

²⁾ Kokusai Kogyo Co., Ltd., 2-6 Chiyoda-ku, Tokyo 102-0085, Japan

³⁾ Kobe branch, Hiruzen Institute for Geology and Chronology, Co., Ltd., 1-3-28 Hyogocho, Hyogo-ku, Kobe 652-0813, Japan

¹⁾ 山口大学理学部地球圏システム科学科
〒753-8512 山口市吉田1677-1

²⁾ 国際航業株式会社

〒102-0085 東京都千代田区2-6

³⁾ 株式会社蒜山地質年代学研究所 神戸支店
〒652-0813 神戸市兵庫区兵庫町1丁目3-28

2015年5月3日受付, 2015年6月29日受理. © 2015 Hiruzen Institute for Geology and Chronology. All rights reserved.

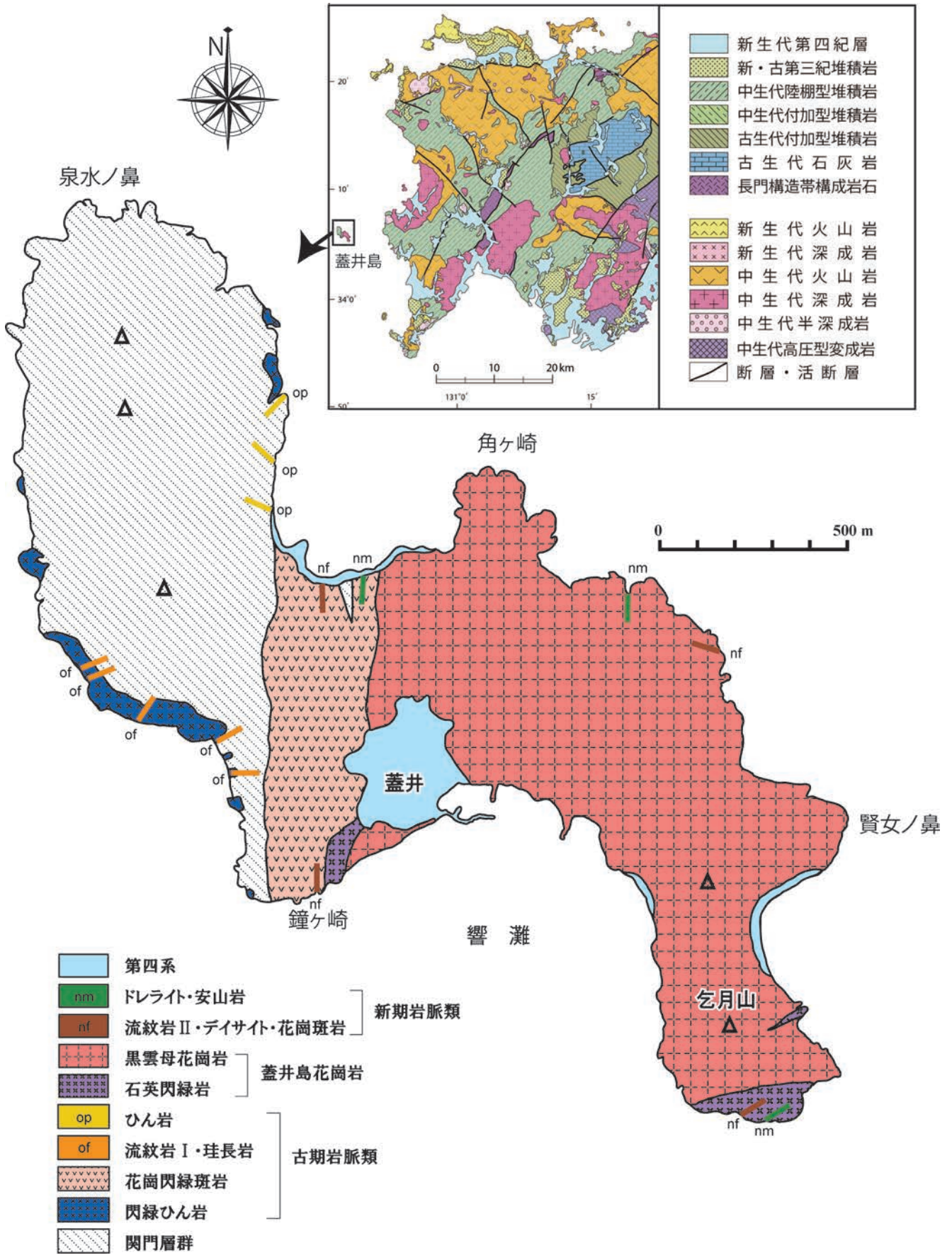


図1 山口県下関市蓋井島の地質図。右上に示す山口県西部の地質図は西村ほか(2012)を一部改変。

明を行うことを目的とした。

2. 地質概説

蓋井島の地質は古いものから関門層群、古期岩脈類、蓋井島花崗岩（新称）、新期岩脈類および第四系に区分される（図2）。古期岩脈類は蓋井島花崗岩に貫入されて接触変成作用を被っているもので、閃緑ひん岩、花崗閃緑斑岩、流紋岩Ⅰ、珩長岩およびひん岩からなる。新期岩脈類は蓋井島花崗岩を貫くもので、花崗斑岩、流紋岩Ⅱ、デイサイト、ドレライトおよび安山岩からなる（図1, 2）。

関門層群は島の西半分に分布し、よく成層した砂岩・泥岩・礫岩の互層からなる。関門層群は北西-南東走向で、南西に13~24°とゆるく傾斜している。関門層群は閃緑ひん岩、花崗閃緑斑岩、流紋岩Ⅰ、珩長岩、ひん岩からなる古期岩脈類に貫かれる（図2, 図3a, b）。島の北西側では、成層した赤色頁岩を含む地層がよく発達している（図3c）。

3. 貫入岩類の産状

3.1. 古期岩脈類

古期岩脈類は閃緑ひん岩、花崗閃緑斑岩、流紋岩Ⅰ、珩長岩、ひん岩からなる。蓋井島花崗岩によって接触変成

作用を受けており、おもに島の中央部-西部に分布する（図1）。母岩や火成岩相互の貫入関係について記載する。鐘ヶ崎かねがさきの西側ではMMEを多く含む花崗閃緑斑岩が関門層群を貫く（図3a）。流紋岩Ⅰと花崗閃緑斑岩の接触部の写真を図3d, eに示す。流紋岩Ⅰの流理構造が花崗閃緑斑岩との境界に沿って平行に並んでいることから、流紋岩Ⅰが花崗閃緑斑岩を貫いていると考えられる。島の北側の海岸では、ひん岩が花崗閃緑斑岩を貫いているのが観察される（図3f, g）。ひん岩と花崗閃緑斑岩との境界面では、ひん岩中の長柱状の斜長石が貫入境界に平行に配列しており、境界付近で小さい結晶が見られるのに対して、花崗閃緑斑岩の方は、境界部に向かって岩相変化が認められない（図3g）。このことから、ひん岩が花崗閃緑斑岩を貫いていることが明らかである。

3.2. 蓋井島花崗岩

蓋井島花崗岩は黒雲母花崗岩と石英閃緑岩（一部、斑れい岩を含む：本節では省略する）からなる複合岩体をなし、島の中央部から東部にかけて分布する（図1）。岩体の大部分は黒雲母花崗岩（おもに細粒花崗岩）から構成されるが、小規模な石英閃緑岩が鐘ヶ崎かねがさきと乞月山（146m）の南側に分布する。細粒花崗岩中には、MMEが含まれ、その量は場所によって変化する。乞月山の西側の海岸露頭には、たくさんのMMEが見られる（図4a）。鐘ヶ崎の東側に分布する石英閃緑岩体中には平行な多数のアプライト脈がみられる。

乞月山の南側の海岸に露出する石英閃緑岩中には、白色包有岩が見られる。立体的には垂直に伸びた径数cmの花崗岩質パイプの形態を示す（図4b）。パイプのまわりには急冷緑も見られる（図4c）。

蓋井島花崗岩中には様々な大きさのMMEが見られる。径数cm-3m、形は円形-楕円形や不定形のものが主で、細長い岩脈状のものも稀にあり、周縁急冷相が認められることがある。MME中にはダブルエンクレープが見られ、少なくとも2回のマグマ混合現象が行われたことが分かる（図4d, e）。またMME中のMMEにはより苦鉄質で優黒質なものと、取り囲むMMEに近いより優白質なものが混在していることがある（図4e）。MME中には周辺花崗岩からのバックペインが見られ、これらのMMEがsynplutonicな活動であることが分かる（図4f）。また、MMEの中には相対的に優白質な岩相（トータル岩：4.2.3.参照）と相対的に優黒質な岩相（細粒石英閃緑岩：4.2.3.参照）がマグマ混交現象を示す部分があり、両者は明瞭な境界で花崗岩に包有されている（図4g）。

MMEと花崗岩との境界はシャープなこともあるが、のこぎりの刃状（図4h）や凹凸に富むもの、不明瞭なものもある。細粒花崗岩中には粗粒花崗岩の包有物が見られ、またしばしばベグマタイトを伴うことがある。

乞月山の東南側の海岸の好露頭では、平行な節理が発達し、節理間隔は20cm以下である。節理と節理に挟まれた部分の一部は抜け落ちて海食洞となっている。花崗岩の一部には断層粘土が観察される。断層の走向・傾斜はN50-55°E, 90°である。節理間隔は周辺地域と比べて小

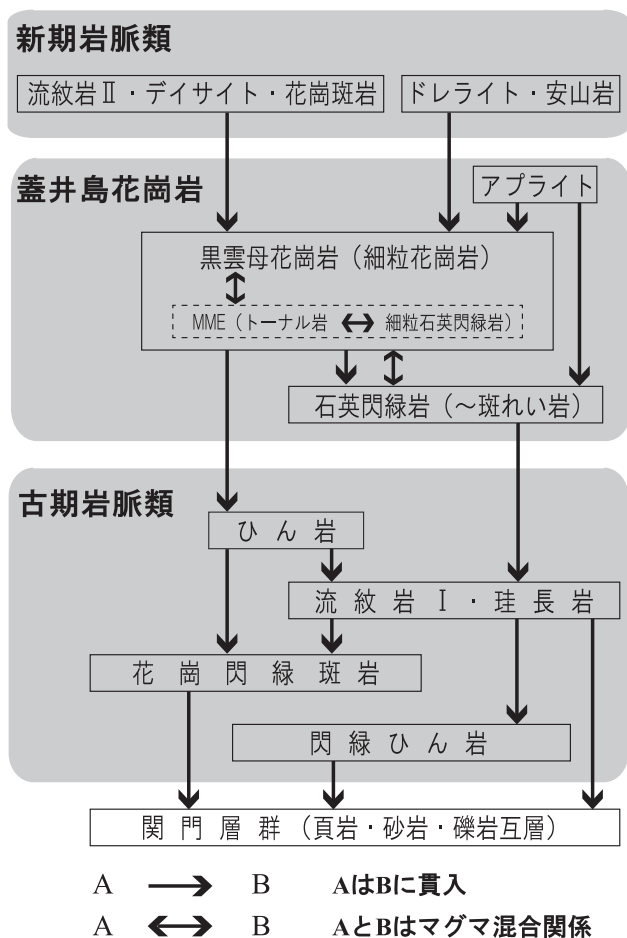


図2 蓋井島における火成岩類の貫入関係図。

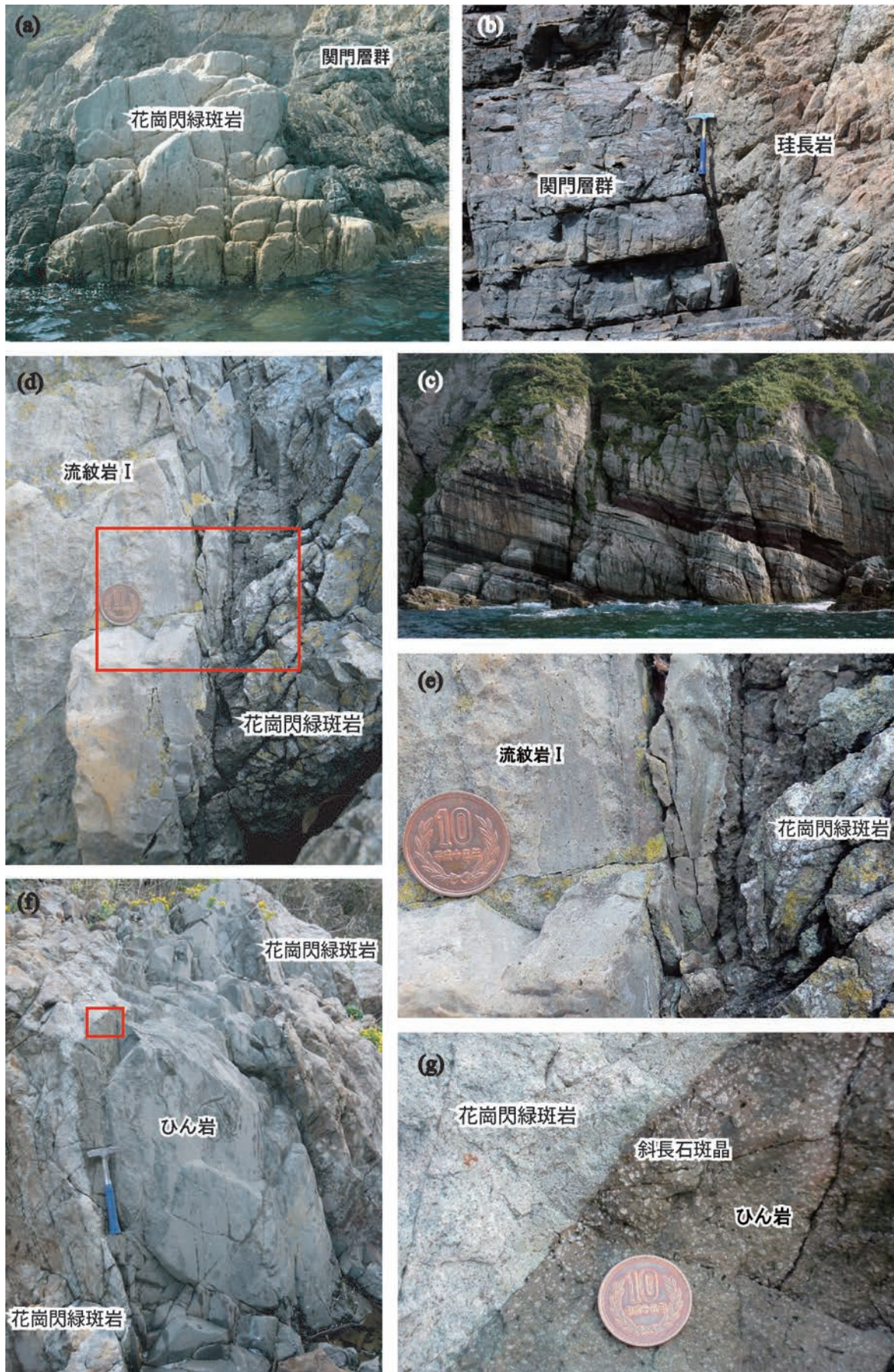


図3 古期岩脈類の産状を示す露頭写真。(a) 関門層群を貫く花崗閃緑斑岩の産状、(b) 関門層群を貫く珪長岩・流紋岩 I の産状、(c) 蓋井島西部で一般的に見られる成層構造の顕著な関門層群、(d) 花崗閃緑斑岩を貫く流紋岩 I の産状、(e) (d) の赤枠のクローズアップで、流紋岩 I の流理構造に着目、(f) 花崗閃緑斑岩を貫くひん岩の産状、(g) (f) の赤枠のクローズアップで、貫入面に平行な斜長石の配列と粒度に着目。

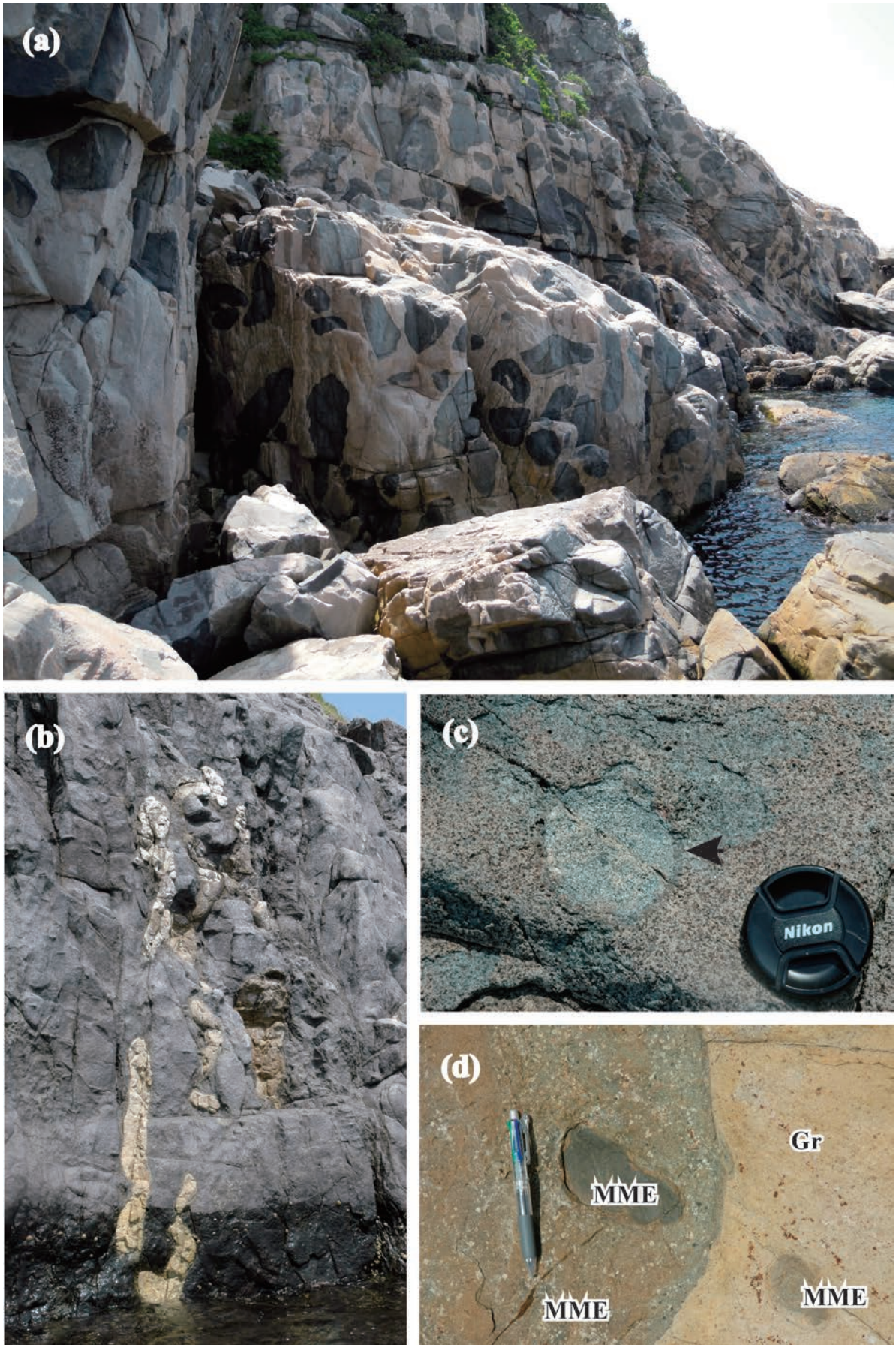


図4 蓋井島花崗岩の産状を示す露頭写真。(a) MMEの産状(乞月山の南側海岸), (b) 花崗岩質パイプの産状, (c) 花崗岩質パイプ周辺に見られる急冷周縁相, (d) ダブルエンクレーブの産状, (e)–(h) 次頁に続く。Gr: 花崗岩。

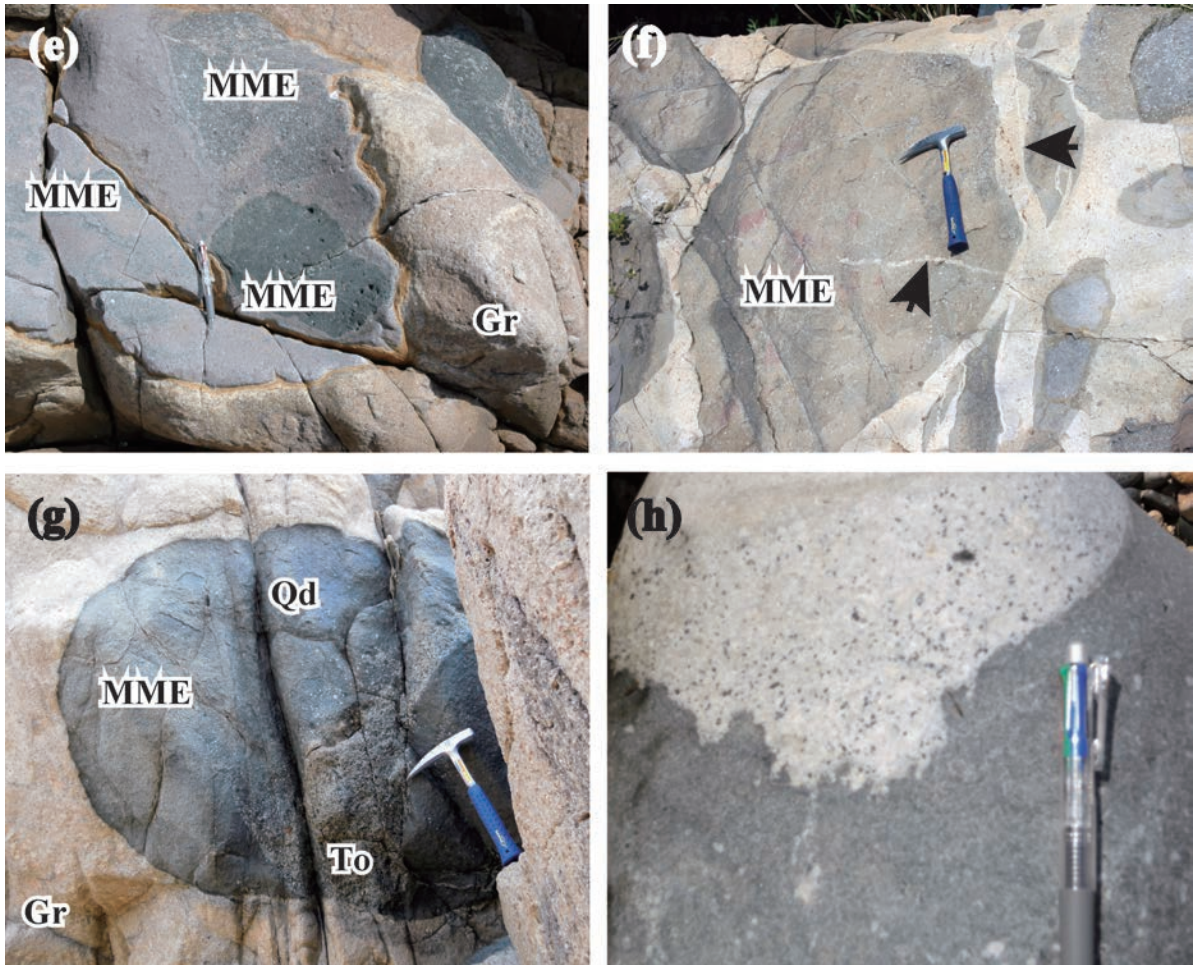


図4 蓋井島花崗岩の産状を示す露頭写真(続き)。(e) 岩相の異なる包有物がMMEの中に存在するダブルエンクレープ、(f) MME中のバックベイン(矢印)、(g) MME中に見られる石英閃緑岩とトータル岩のマグマ混交現象、(h) のこぎりの刃の形態を有するMME。Qd: 石英閃緑岩, To: トータル岩, Gr: 花崗岩。

さく、このような北東-南西方向の断層も観察されることから、この地域はプロセスゾーン(金折, 2001 参照)をなしていると考えられる。島の南東部ではトップリング破壊(Ishida *et al.*, 1987; Chigira, 1992; 千木良, 1983 参照)が観察される。

3.3. 新期岩脈類

新期岩脈類は蓋井島花崗岩を貫いており、接触変成作用は受けていないもので、花崗斑岩、流紋岩Ⅱ、デイサイト、ドレライト、および安山岩からなる。花崗斑岩は賢女ノ鼻の西方と乞月山の南方海岸で見られ、花崗岩を貫いている。島の北海岸では、花崗岩が流紋岩Ⅱに貫かれている露頭が観察され、流紋岩Ⅱには顕著な流理構造が発達する(図5a)。また、北海岸では花崗岩中に貫入する安山岩岩脈も見られ、MMEと花崗岩の両方を貫いている(図5b, c)。

4. 岩石記載

火成岩類のモード測定を行った。測定は志村・小島(2015)のアプリケーションを利用して行い、薄片1枚

あたり2,000-3,000ポイントの測定を行った。モード測定の結果を表1に示す。またモード測定結果を、IUGS Subcommission (Le Maitre, 2002)に従って、石英-アルカリ長石-斜長石容量比の三角図にプロットした結果、花崗岩、トータル岩、石英閃緑岩(斜長石 $An < 50$ 主体: 4.2.2. 参照)、斑れい岩(斜長石 $An > 50$ 主体: 4.2.2. 参照)の領域にプロットされた(図6a)。また、斑れい岩をさらに分類するために、2試料を同じくIUGS Subcommission (Le Maitre, 2002)に従って斜長石-輝石-角閃石容量比の三角図にプロットすると、優白質斑れい岩と輝石角閃石斑れい岩の領域にプロットされた(図6b)。

4.1. 古期岩脈類

古期岩脈類は蓋井島花崗岩に貫かれ、様々な程度に接触変成作用を受けている。

4.1.1. 花崗閃緑斑岩

斑状組織が顕著で、斑晶は斜長石(長径0.4-1.8mm)、少量の石英(長径0.1-1.8mm)、緑泥石化した黒雲母(長径0.15-0.6mm)からなる。石英斑晶は融食他形で、斜長石斑晶は自形-半自形である。石基は石英、斜長石および再結晶黒雲母からなり(図7a)、副成分鉱物として燐灰石、

不透明鉱物，ジルコンが見られる．しばしばMMEを包有する．

4. 1. 2. 流紋岩 I・珪長岩

肉眼では，流理構造が顕著なものと塊状のものがある．鏡下では珪長岩組織を示し，まれに自形の石英斑晶（径0.4mm），斜長石斑晶（長径0.3mm），角閃石斑晶（長径0.4mm）を含む．石基には球果組織が認められる．また，石基には接触変成作用により微細な黒雲母集合体が認めら

れる（図7b）．

4. 1. 3. ひん岩

斑状組織を示し，斑晶は自形斜長石（長径0.2-4.8mm），角閃石（長径0.25-1.2mm），および微斑晶をなす不透明鉱物（径0.1-0.3mm）からなる．石基はインターグラニューラー組織やインターサータル組織を示し，短冊状の斜長石，褐色角閃石，不透明鉱物，再結晶した黒雲母集合体からなる．また変質鉱物として方解石を含む．

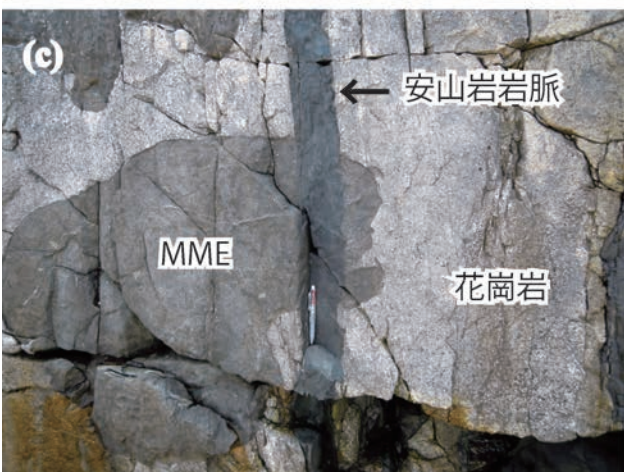
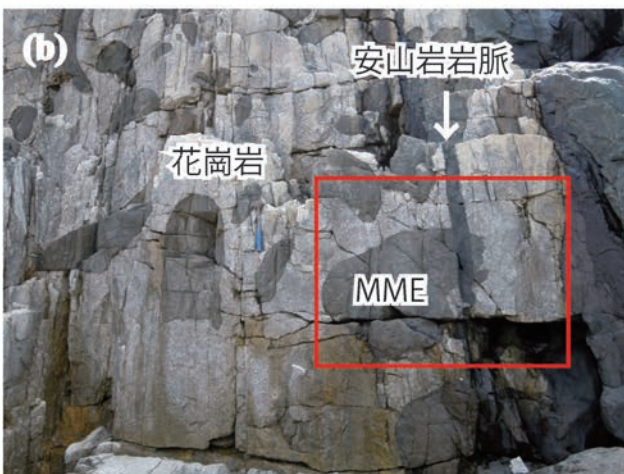


図5 新期岩脈類の産状を示す露頭写真．(a) 花崗岩を貫く流紋岩IIの産状，(b) 花崗岩とその中のMMEを貫く安山岩岩脈の産状，(c) (b)の赤枠のクローズアップ．

4. 2. 蓋井島花崗岩類

4. 2. 1. 黒雲母花崗岩

斑状組織が顕著で，斑晶として半自形の石英（長径0.75-3mm），自形の斜長石（An = 35-15：最大対称消光角による（以下同じ），長径1.25-3mm），自形-半自形の黒雲母（長径0.05-1.5mm）を含む．黒雲母は，X=淡黄色，Z=褐色の多色性を示す．黒雲母は緑泥石・緑簾石化しているものもある．副成分鉱物として，ジルコン，燐灰石，不透明鉱物を含む．石基部は，径0.05-0.5mm程度の石英，斜長石，アルカリ長石，黒雲母からなり，石英とアルカリ長石は微文象組織を示すことがある（図8a）．また，アルカリ長石はパーサイト構造が発達するものがある．

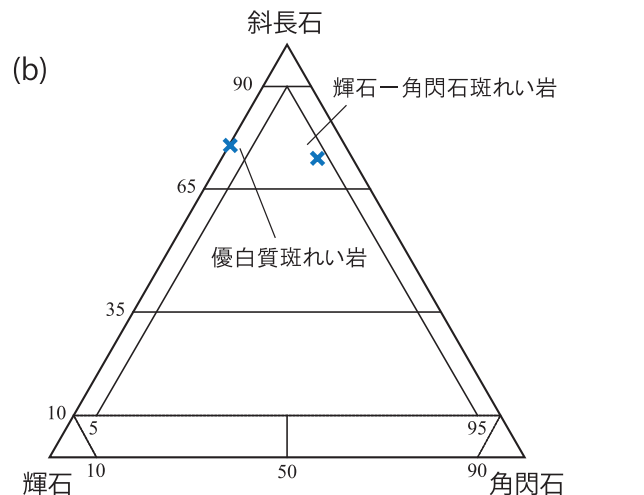
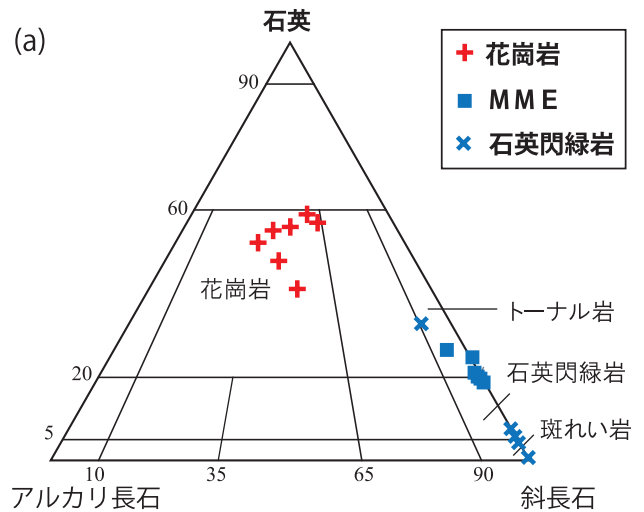


図6 (a) 石英-アルカリ長石-斜長石および (b) 斜長石-輝石-角閃石三角図．

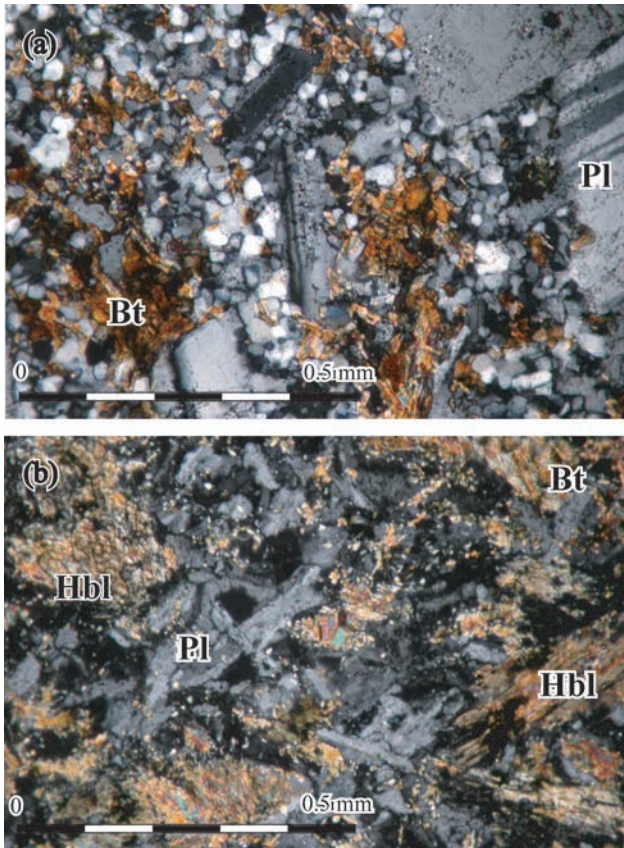


図7 古期岩脈類の顕微鏡写真。(a) 花崗閃緑斑岩, (b) 流紋岩 I. Bt: 黒雲母, Hbl: 角閃石, Pl: 斜長石.

4.2.2. 石英閃緑岩 (一部, 斑れい岩を含む)

斑状組織が顕著で, おもに自形の斜長石 ($An = 65-30$, 長径 $1.2-2.5\text{mm}$), 単斜輝石 (長径 $0.6-1.6\text{mm}$), 斜方輝石 (長径 $0.8-1.8\text{mm}$) からなる (図 8b). 石基部は柱状の斜長石, 間隙充填的な石英, 緑泥石・緑簾石化した針状の角閃石, 黒雲母, 少量のアルカリ長石からなる. 副成分鉱物として, 針状の燐灰石, 不透明鉱物を含む. 黒雲母は $X' =$ 淡黄色, $Z' =$ 褐色の多色性を示す. しばしば単斜輝石の周りを角閃石が取り囲んでいる. また, 角閃石の周りを黒雲母が取り囲んでいる.

なお, 1 試料 (FT-26: 表 1) のみトータル岩組成を示す (図 6) が, データが少ないことから, 本研究では石英閃緑岩の一部として区分した.

4.2.3. MME

トータル岩: 斑状組織が顕著で, 斜長石 ($An = 65-20$, 長径 $1.5-6.5\text{mm}$), 石英 (長径 $0.1-0.4\text{mm}$), 角閃石, 黒雲母からなる (図 8c). 斜長石斑晶は自形-半自形で, 累帯構造が発達し, しばしばセリサイト化している. また, 斜長石はしばしば石英の小結晶を包有している. 石英は粒状, 他形で間隙充填的に産し, しばしば波動消光を示し, サブグレイン化している. 石英とアルカリ長石はしばしば微文象組織を示す. 副成分鉱物として, 燐灰石, ジルコン, 褐簾石を含む. 黒雲母は再結晶している. 黒雲母は一部緑泥石化している. 黒雲母は $X' =$ 淡黄色, $Z' =$ 緑褐色の多色性を示す.

細粒石英閃緑岩: 無斑晶質で, 斜長石, 石英, 針状の角閃石, 黒雲母からなる. 副成分鉱物として, 燐灰石, 不透明鉱物を含む. 黒雲母は $X' =$ 淡黄色, $Z' =$ 緑褐色の多色性を示す. 斜長石は変質が顕著である.

4.2.4. アプライト脈

斑状組織を示し, 斑晶として, 斜長石, 石英, 黒雲母を含む. 斜長石 ($An = 20-5$, 長径 $0.2-1.8\text{mm}$) は自形-半自形で, 一部緑簾石化している. 石英 (長径 $0.2-0.6\text{mm}$) は融食を受けて他形である. 黒雲母 (長径 $0.1-0.5\text{mm}$) は半自形-他形で, 一部緑泥石化している. 石基はほぼ径 0.1mm 以下の斜長石, 石英, 黒雲母からなる.

4.3. 新期岩脈類

新期岩脈類は蓋井島花崗岩を貫き, 接触変成作用を受けていないものである.

デイサイト: 斑状組織が顕著で, 斑晶は斜長石と変質苦鉄質鉱物からなる. 斜長石斑晶はしばしば集斑状をなす. 石基は斜長石, 石英, 変質苦鉄質鉱物および少量の不透明鉱物からなる (図 9a).

安山岩: 花崗岩との接触部では急冷周縁相が顕著に発達し, ここではガラス質の石基と貫入境界に平行に配列した短冊状の斜長石 (長径 0.2mm 以下) の微斑晶が見られる (図 9b).

ドレライト: 無斑晶質, 完晶質でドレライト組織を示す. 単斜輝石, 石英, 斜長石, 不透明鉱物からなる. 副成分鉱物として燐灰石を含む. 石英は斜長石や輝石の間隙を充填する (図 9c).

流紋岩 II: 花崗岩を貫き, 花崗岩との境界に平行な流理構造が顕著に発達している無斑晶質の岩石である.

花崗斑岩: 乞月山の南方の海岸で観察される. 斑状組織が顕著で, 石英, アルカリ長石, 斜長石, 黒雲母の斑晶を含む. 石基は花崗岩質である.

5. 全岩化学組成

5.1. 測定試料と測定方法

下関市蓋井島に分布する代表的な火成岩類の全岩の主成分元素および微量成分元素の分析を行った.

測定には山口大学総合科学実験センター機器分析実験施設に設置の全自動蛍光 X 線分析装置 (理学電気工業社製 RIX3000) を使用した. 測定方法や分析精度は, 山崎ほか (1999) で報告されている. 全岩分析用の試料は岩石をタンガロイの乳鉢で径 1mm 前後に粗砕し, メノウ製のボールミルでさらに粉末にした. その粉末でガラスビードを作成した.

5.2. 測定結果

5.2.1. 主成分元素組成

分析結果をモード組成とともに表 1 に示す.

TAS 図 (total alkali-silica diagram; 図 10) では, 全てが非アルカリ岩系で, 花崗岩, 石英閃緑岩, 閃緑岩, 斑

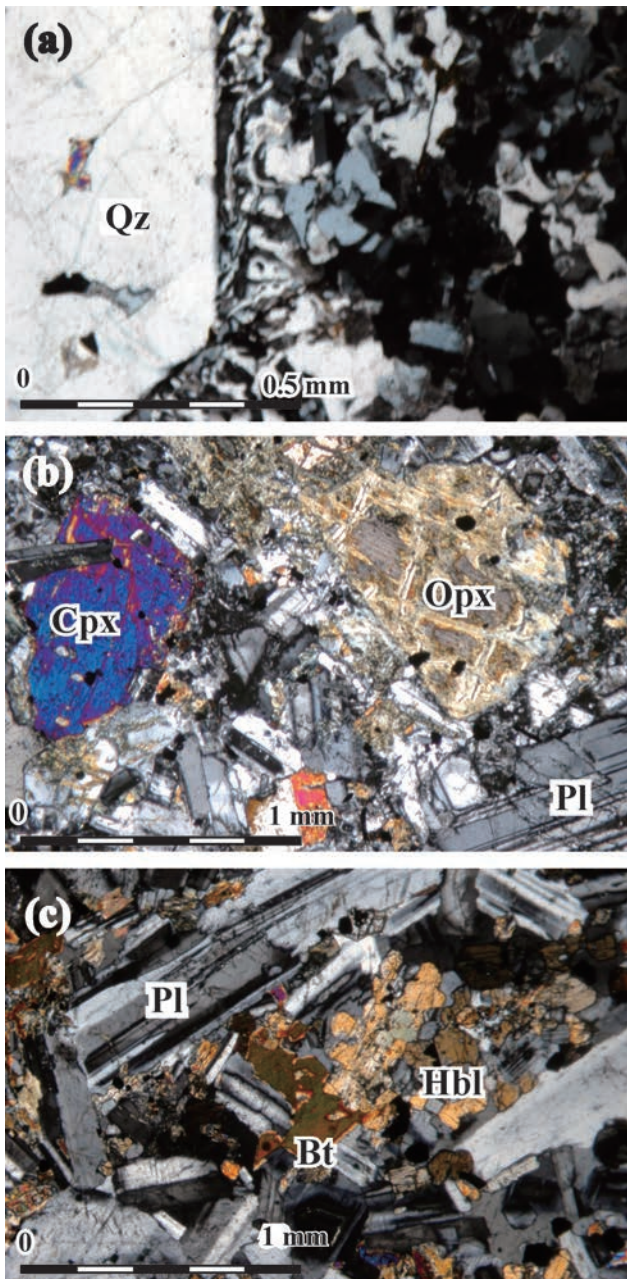


図8 蓋井島花崗岩の顕微鏡写真。(a) 黒雲母花崗岩の顕微鏡写真、(b) 石英閃緑岩の顕微鏡写真、(c) MMEの顕微鏡写真。Bt: 黒雲母, Hbl: 角閃石, Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

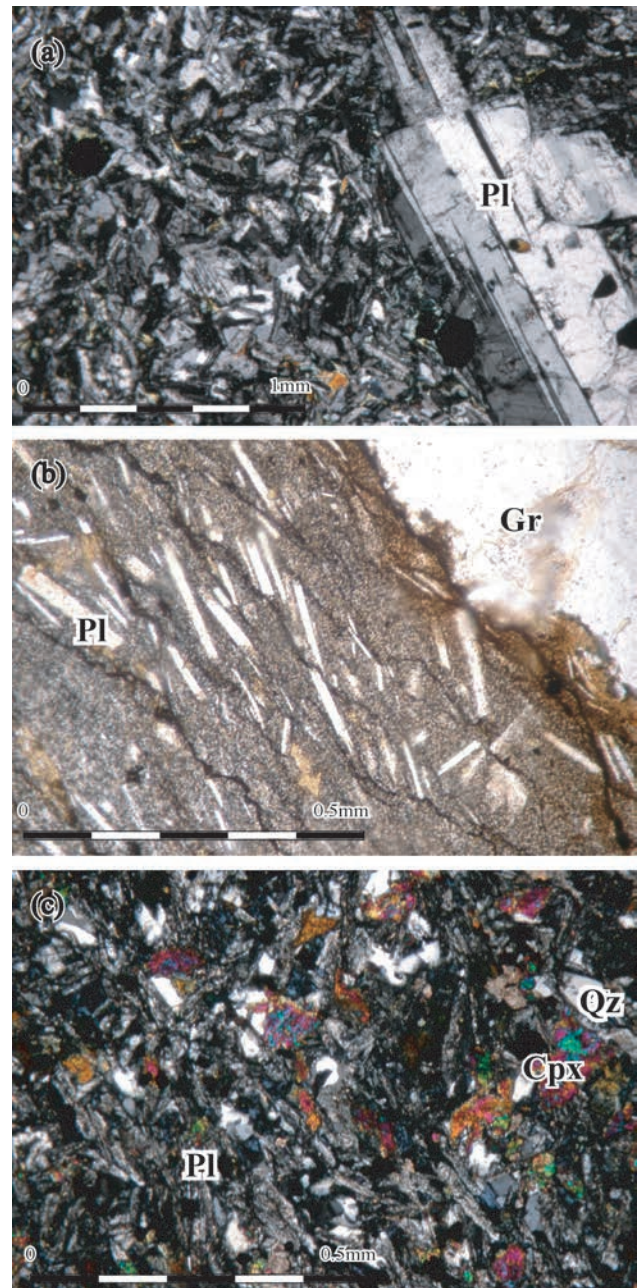


図9 新期岩脈類の顕微鏡写真。(a) デイサイト、(b) 安山岩、(c) ドレイイト。Cpx: 単斜輝石, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Gr: 花崗岩。

れい岩の領域にプロットされる。安山岩岩脈とデイサイト岩脈を同図にプロットしてみると、これらの岩脈も同様の非アルカリ岩であることが分かった。

主成分元素のハーカー図を図11に示す。

SiO₂は花崗岩で73.7–77.3 wt.% (主成分組成を100%規格化した値: 以下同じ)、石英閃緑岩(一部、斑れい岩を含む: 本節では省略する)で51.3–65.3 wt.% (ただし、69.9 wt.%のFT-26を除く)、MMEで59.0–68.5 wt.%、アプライト脈で76.5 wt.%、安山岩岩脈で54.4–55.5 wt.%、デイサイト岩脈で62.9 wt.%の値をそれぞれ示す。

SiO₂が増加するに従ってTiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MnO、MgO、CaO、P₂O₅が減少する。このうちAl₂O₃については、石英閃緑岩およびMMEに比べ、花崗岩の方が減少の

度合いが大きい。K₂OはSiO₂の増加に伴い増加する傾向が見られ、石英閃緑岩およびMMEに比べ、花崗岩の方が急激に増加する。Na₂Oは石英閃緑岩およびMMEではSiO₂の増加と共に増加するが、花崗岩では減少する。

MMEと石英閃緑岩はトレンドが類似している。一方、花崗岩は、Na₂Oを除き、石英閃緑岩およびMMEと全く異なった組成範囲を取り、前述のようにAl₂O₃、Na₂O、K₂Oでは、石英閃緑岩およびMMEと明らかに異なったトレンドを示す。

5.2.2. 微量元素組成

微量元素のハーカー図を図11に示す。

花崗岩、石英閃緑岩(一部、斑れい岩を含む: 本節では

表1 蓋井島花崗岩および新期岩脈類の全岩化学組成とモード組成.

No.	FT-12	FT-13	FT-14	FT-16	FT-19	FT-20	FT-22	FT-24	FT-41	FT-46	FT-26	FT-34	FT-36	FT-40	FT-43	FT-51	FT-53	FT-44	
Rock type	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Qd	Qd	Qd	Qd	Qd	Qd	Qd	Qd	
XRF(wt.%)																			
SiO ₂	76.80	76.38	76.85	76.58	76.63	73.31	76.88	76.75	76.98	77.30	69.53	58.10	57.46	56.95	50.64	64.81	59.17	53.77	
TiO ₂	0.06	0.06	0.04	0.07	0.05	0.14	0.05	0.06	0.04	0.03	0.29	0.89	0.92	1.02	1.17	0.48	0.93	1.23	
Al ₂ O ₃	13.14	13.13	12.79	13.02	13.03	14.44	13.09	12.96	12.89	12.74	16.17	17.10	17.07	17.92	18.25	16.91	17.31	18.68	
Fe ₂ O ₃ *	1.21	1.02	0.78	1.00	1.07	1.79	0.80	1.26	1.00	0.66	3.28	7.68	7.91	8.78	11.41	4.84	7.67	10.18	
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0.08	0.14	0.14	0.16	0.26	0.10	0.14	0.18	
MgO	0.12	0.13	0.21	0.13	0.12	0.28	0.11	0.16	0.08	0.07	0.79	4.03	4.20	3.79	5.05	1.85	3.28	4.18	
CaO	0.62	0.70	0.26	0.68	0.52	1.41	0.50	0.40	0.37	0.47	2.93	6.90	7.10	7.26	8.24	4.82	6.12	7.61	
Na ₂ O	4.05	3.79	3.70	3.77	4.01	4.38	3.94	3.83	3.85	3.53	5.08	3.56	3.53	2.86	2.44	4.02	3.70	3.23	
K ₂ O	4.54	4.77	4.76	4.66	4.51	3.65	4.69	4.58	4.98	5.13	1.30	1.35	1.38	1.46	1.00	1.37	1.67	1.16	
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.10	0.11	0.11	0.22	0.07	0.11	0.15	
Total	100.59	100.03	99.42	99.96	100.01	99.49	100.09	100.04	100.21	99.95	99.51	99.85	99.82	100.31	98.68	99.27	100.10	100.37	
LOI	0.70	0.62	0.85	0.50	0.59	0.82	0.87	0.97	0.52	0.54	1.17	0.88	0.67	1.55	1.24	0.87	1.19	0.62	
XRF(ppm)																			
Ba	291	320	280	305	240	609	339	371	217	301	371	274	288	266	116	395	340	159	
Cr	-	-	-	1.1	-	-	-	1.6	-	-	0.1	64.0	65.3	29.7	51.9	12.5	36.3	39.1	
Nb	8.0	7.1	6.9	7.5	9.3	7.9	6.9	9.4	8.1	6.6	8.1	5.7	5.8	6.7	5.2	5.0	5.6	8.9	
Ni	6.2	7.4	7.9	10.9	6.6	5.2	5.8	6.5	6.3	6.9	9.7	15.5	15.1	8.5	18.6	10.1	8.2	12.7	
Rb	151	134	151	136	176	124	135	140	141	133	78.8	47.2	40.6	39.8	37.7	45.1	56.0	41.0	
Sr	42.8	51.2	28.8	44.8	34.6	126	44.9	50.0	33.6	56.6	256	303	299	310	343	267	325	350	
V	9.6	5.9	6.4	9.2	10.9	16.8	3.7	8.5	3.6	6.2	20.9	161	174	177	254	69.5	163	176	
Y	28.9	36.9	24.8	31.0	39.7	30.9	35.3	37.6	31.1	26.2	13.9	28.6	28.0	31.6	22.1	20.5	26.7	28.6	
Zn	20.1	15.6	17.2	18.3	20.0	27.5	14.6	20.3	19.6	12.1	51.6	76.1	76.6	81.5	118	60.5	91.9	121	
Zr	77.7	89.3	72.1	74.8	83.5	122	72.0	87.0	60.5	54.7	165	123	128	120	94.1	118	130	91.1	
Mode (%)																			
Plagioclase	18.7	25.0	25.0	21.1	21.1	25.1	25.2	17.3	19.8	19.8	59.8	63.4	62.0	70.5	61.4	61.4	61.4	61.4	
Alkali feldspar	23.9	13.6	13.6	14.1	14.1	21.7	22.4	28.5	18.2	18.2	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Quartz	50.8	50.9	50.9	51.0	33.1	33.1	43.7	49.9	48.2	48.2	30.3	5.0	2.8	0.8	3.9	3.9	3.9	3.9	
Orthopyroxene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	5.8	0.7	0.7	0.7	0.7	
Clinopyroxene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	5.6	19.1	0.8	0.8	0.8	0.8	
Hornblende	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.4	17.1	0.5	22.6	22.6	22.6	22.6	
Biotite	6.5	7.1	7.1	4.8	7.6	7.6	5.1	4.4	1.7	1.7	4.3	8.7	11.7	0.0	8.7	8.7	8.7	8.7	
Opaque mineral	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	3.3	1.9	1.9	1.9	1.9	
others	0.0	0.0	3.3	8.9	12.5	12.5	3.6	0.0	12.1	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Total	99.9	99.9	99.9	99.9	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	

Fe₂O₃*: total Fe as Fe₂O₃ Gr: Granite; Qd: Quartzdiorite.

No.	Rock type	FT-07		FT-09		FT-11		FT-15		FT-17		FT-18		FT-21		FT-25		FT-32		FT-47		FT-31		FT-29		FT-30		FT-08		FT-05				
		MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	MME	Ap	And	And	And	And	And	And	Dac				
XRF(wt.%)																																		
	SiO ₂	64.41	67.20	67.67	67.21	66.31	60.36	67.11	65.38	58.98	66.66	76.27	54.97	54.49	55.01	62.71																		
	TiO ₂	0.64	0.39	0.34	0.33	0.47	0.78	0.40	0.42	0.91	0.35	0.06	1.36	1.31	1.08	0.75																		
	Al ₂ O ₃	16.93	16.67	16.44	15.95	16.57	17.17	16.29	16.32	17.16	15.83	12.83	18.62	18.53	19.49	18.48																		
	Fe ₂ O ₃ *	5.42	4.00	3.69	4.64	4.55	8.24	4.90	6.42	7.64	5.91	1.04	9.86	10.17	7.80	5.47																		
	MnO	0.12	0.10	0.12	0.19	0.13	0.25	0.09	0.10	0.13	0.12	0.01	0.17	0.17	0.12	0.12																		
	MgO	1.90	0.78	0.71	0.58	1.12	1.73	1.05	1.11	3.50	1.02	0.14	3.31	3.08	2.79	1.32																		
	CaO	4.11	3.10	2.78	2.02	2.62	2.20	3.35	2.81	6.30	2.48	0.41	8.26	7.95	7.26	4.87																		
	Na ₂ O	3.99	4.83	4.99	6.01	5.61	3.98	4.73	4.64	3.73	4.68	3.65	2.79	2.61	3.55	4.41																		
	K ₂ O	1.69	1.79	1.92	1.31	1.63	2.82	1.55	1.68	1.57	1.99	5.31	0.73	1.67	1.83	1.48																		
	P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.07	0.03	0.11	0.18	0.10	0.05	0.11	0.08	0.02	0.17	0.18	0.12	0.15																		
	Total	99.32	98.95	98.73	98.27	99.12	97.71	99.57	98.93	100.03	99.12	99.74	100.24	100.16	99.05	99.76																		
	LOI	1.87	1.56	1.21	1.13	1.29	2.30	0.94	1.65	0.96	1.28	0.55	3.45	1.99	5.00	1.45																		
XRF(ppm)																																		
	Ba	439	512	517	243	354	410	370	338	304	438	444	106	153	285	532																		
	Cr	8.7	1.1	-	0.8	-	0.9	-	-	43.8	-	-	5.8	7.3	11.7	1.3																		
	Nb	7.8	8.6	9.2	30.1	7.8	9.3	26.6	11.8	6.2	8.6	6.5	8.2	7.9	7.9	9.4																		
	Ni	7.9	6.3	6.4	5.6	6.4	3.5	4.3	2.7	8.8	2.9	7.5	2.5	0.4	11.9	3.7																		
	Rb	53.9	105	112	88.9	109	204	119	115	54.6	156	118	39.5	99.3	70.7	42.1																		
	Sr	321	300	307	177	487	260	260	247	292	214	56.5	380	303	401	370																		
	V	77.3	27.4	27.3	31.9	43.0	70.1	33.1	39.4	160	33.6	9.1	199	197	149	79.3																		
	Y	22.9	23.6	19.2	22.8	23.4	36.1	24.6	29.7	28.4	22.9	27.4	36.8	42.9	27.0	34.7																		
	Zn	74.7	46.5	56.8	102	66	184	54.5	60.7	75.8	61.2	15.8	119	88.8	80.1	83.5																		
	Zr	179	204	207	186	210	142	179	173	128	195	78.0	137	134	108	175																		
Mode (%)																																		
	Plagioclase	67.1	61.1	66.0	71.2	48.9																												
	Alkali feldspar	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0																												
	Quartz	17.5	22.3	14.9	17.1	15.6																												
	Orthopyroxene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0																												
	Clinopyroxene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0																												
	Hornblende	13.0	3.0	5.6	1.1	0.0																												
	Biotite	1.7	2.2	6.0	10.4	18.7																												
	Opaque mineral	0.6	0.0	0.0	0.2	0.0																												
	others	0.0	8.3	7.4	0.0	16.8																												
	Total	99.9	99.9	99.9	100.0	100.0																												

Ap: Aplite; And: Andesite; Dac: Dacite.

Fe₂O₃*: total Fe as Fe₂O₃

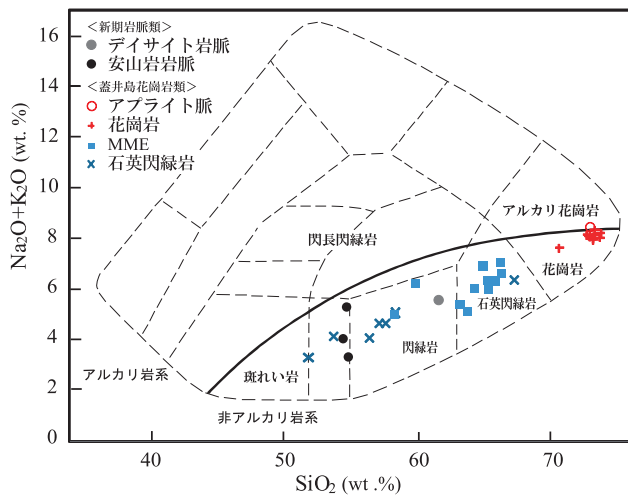


図10 TAS (total alkali-silica) 図. 図中の境界線は Wilson (1989) に基づく.

省略する) および MME は, SiO_2 の増加に伴って Cr, Sr, V, Zn は減少する. このうち Cr については, SiO_2 が 65 wt. % を超えるとほとんど検出されない. Ni については, 石英閃緑岩および MME では SiO_2 の増加に伴い減少傾向を示すが, 花崗岩はほぼ一定の値を示す. Y については, 石英閃緑岩および MME では SiO_2 の増加とともに減少するが, 花崗岩では含有量が増加する. Rb については, 花崗岩, 石英閃緑岩および MME ともに SiO_2 の増加に伴って増加する. Ba と Zr については, 石英閃緑岩および MME では SiO_2 の増加とともに増加するが, 花崗岩では逆に減少する. Nb については, 花崗岩, 石英閃緑岩および MME のいずれも SiO_2 の増加に伴い明瞭な変化は示さない. ただし, 一部の MME は 25 ppm 以上と他に比べ高い値を示す.

微量元素も, 石英閃緑岩と MME はほぼ類似したトレンドを示す. 一方, 花崗岩は石英閃緑岩および MME とは異なったトレンドを示し, とくに Ba, Y, Zr でそれが顕著である.

6. 考察

6.1. 蓋井島における白亜紀火成活動史

本研究により, 下関市蓋井島の地質の詳細が明らかになった. 蓋井島の地質は古いものから関門層群, 古期岩脈類 (閃緑ひん岩, 花崗閃緑斑岩, 流紋岩 I, 珪長岩, ひん岩), 蓋井島花崗岩 (黒雲母花崗岩, 石英閃緑岩), 新期岩脈類 (流紋岩 II, デイサイト, 花崗斑岩, ドレライト, 安山岩) および第四系に区分される (図 1).

野外調査から複数の場所で火成岩どうしの貫入関係を示す露頭が見出され, 本島における白亜紀火成活動史が明らかとなった. 関門層群は閃緑ひん岩, 花崗閃緑斑岩, 流紋岩 I, 珪長岩, ひん岩からなる古期岩脈類に貫かれる. 岩脈どうしの貫入関係は図 2 に示すようにまとめられる. 花崗斑岩, 流紋岩 II, ドレライト, 安山岩からなる新期岩脈

類は, 蓋井島花崗岩を貫いている.

以上から, 本島では関門層群の堆積後, 続いて古期岩脈類の活動があった. 引き続き蓋井島花崗岩がそれを貫き接触変成作用を与えた. その後, 新期岩脈類の活動が行われた.

6.2. マグマ混交・混合現象について

マグマ混交 (magma mingling) とは組成・温度・結晶度の異なる 2 種類 (あるいはそれ以上) のマグマの混合過程において, 不均質な状態・産状あるいはそれらを生じる現象を指す (Barbarin, 1988; Zorpi *et al.*, 1989; Shelley, 1992; Hibbard, 1995). 例えば, 深成岩体中の MME が不規則形状を示す様子 (Wiebe, 1991) や複合溶岩における 2 種類の火山岩が不規則に混ざり合った様子 (川畑・周藤, 2000) のように, その火成岩の構造や組織に対してマグマ混交という語がよく用いられる. また, Hibbard (1995) によると, 異なる組成のマグマが異なる温度, 異なる結晶作用の段階で混ざった時, 関係するマグマの正体が明らかな場合, マグマ混交といい, 関係するマグマの正体が明らかでない場合や, マグマが混合するという概念をマグマ混合と言う. 本研究ではマグマ混交とマグマ混合をこのような意味で用いる.

蓋井島花崗岩中には様々な大きさや形態の MME が認められる (図 4a). MME の量は場所によって変化し, とくに乞月山の西側の海岸露頭には, たくさんの MME が見られる. これら MME の組成は多様であり, 岩体内でのマグマ混合現象は極めて不均質に進行したと考えられる. また MME 中にはバックベインが見られ (図 4f), MME が synplutonic な活動であることが分かる. MME の中にはトータル岩と細粒石英閃緑岩のマグマ混交現象が見られる部分があり, その部分は明瞭な境界で花崗岩に包有されている (図 4g) ことから, 花崗岩に包有される以前に斜長石斑晶に富むトータル岩マグマと細粒の石英閃緑岩マグマの間でマグマ混交・混合が行われた証拠と考えられる. また MME 中の二重包有岩 (ダブルエンクレープ) の存在 (図 4d, e) は, 少なくとも 2 回のマグマ混合現象が行われたことを示す. さらに MME 中の MME にはより苦鉄質で優黒質なもの, 取り囲む MME に近いより優白質なものが混在していることがある (図 4e). この色の違いはマグマ混交現象の進行の程度を反映していると考えられ, 複数回のマグマ混合現象が示唆される.

乞月山の南側の海岸で確認された径数 cm の花崗岩質パイプは, 垂直に伸びたパイプ状の形態を示す. このパイプはより苦鉄質なマグマにトラップされた低密度・低粘性の花崗岩マグマの小球状体が流動不安定や対流・定置後の密度不安定のためにダイアピル状に上昇してきたものであることを示している (Fernandez and Gasquet, 1994; Wiebe and Collins, 1998). したがって, 花崗岩質パイプはまだ十分に流動的であった苦鉄質マグマと花崗岩質マグマが同時共存し, 両マグマの混交が進行したことを示す重要な証拠と考えられる. さらに花崗岩質パイプはしばしばマグマ溜りの重力方向の指標となりうる. すなわち, 花崗岩質パイプがほぼ重力方向に伸びているかで岩体の傾動の有無を知

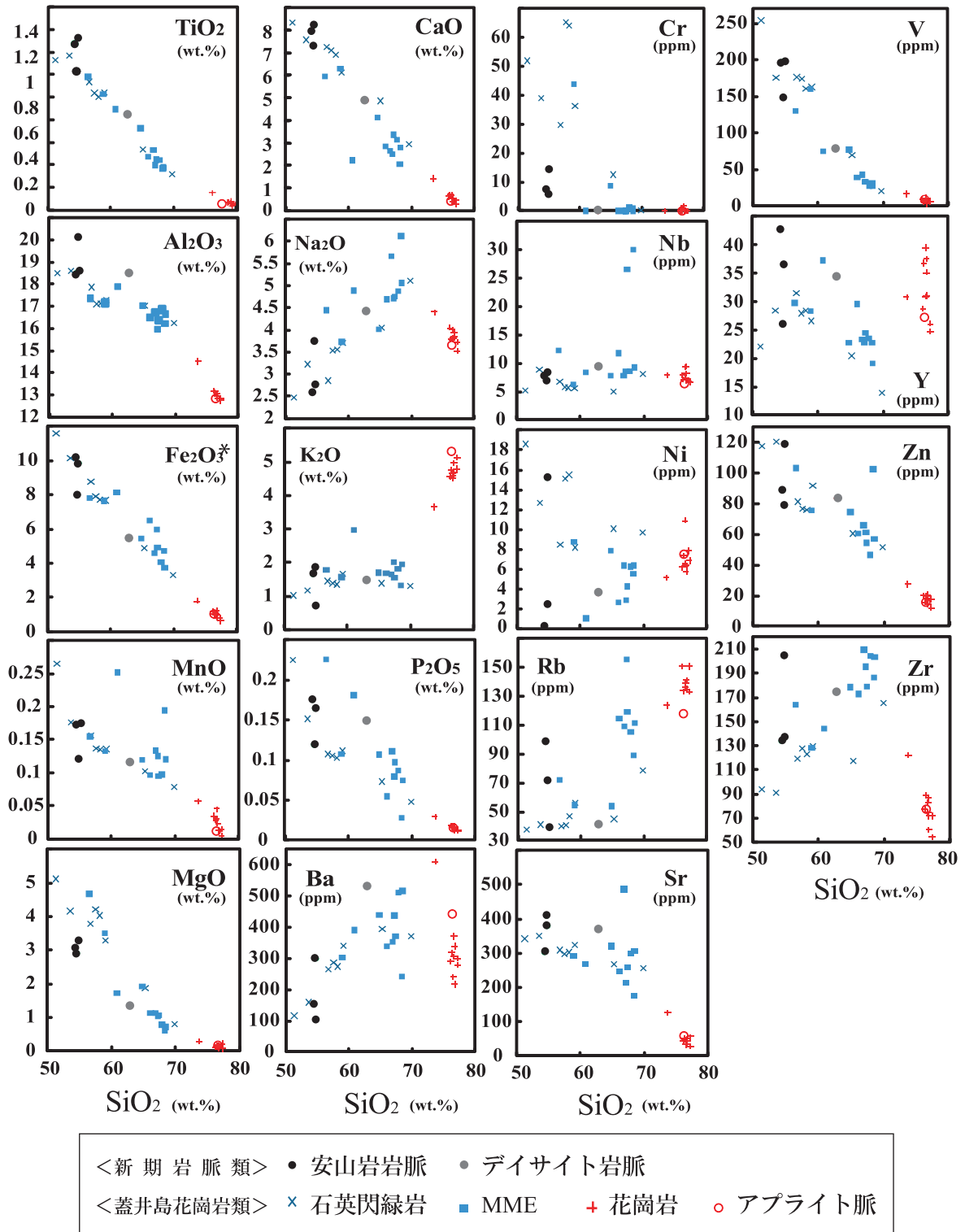


図 11 主成分元素および微量成分元素のハーカー図.

ることができる (upward indicator) (Wiebe and Collins, 1998; Paterson, 2009). 本岩体中の花崗岩質パイプはほぼ垂直方向を示すことから、本岩体は形成後にほとんど傾動していないと考えられる。

マグマの貫入・定置やマグマ混交・混合に関する放射年代的情報は今のところ得ていないが、野外での観察事実から次のようなことが言及できる。①マグマ混交現象

の際に珪長質マグマとより苦鉄質なマグマが液体として同時共存し、混合したこと、②花崗岩中には苦鉄質マグマが synplutonic 岩脈として産出することなく、MME としてのみ産出することから、花崗岩マグマの粘性が低いうちに、比較的短時間に連続的に多段階のマグマ混合が行なわれた可能性が高いと考えられる。このことは低密度・低粘性で形成されるとされる花崗岩質パイプの産出と調和的である。

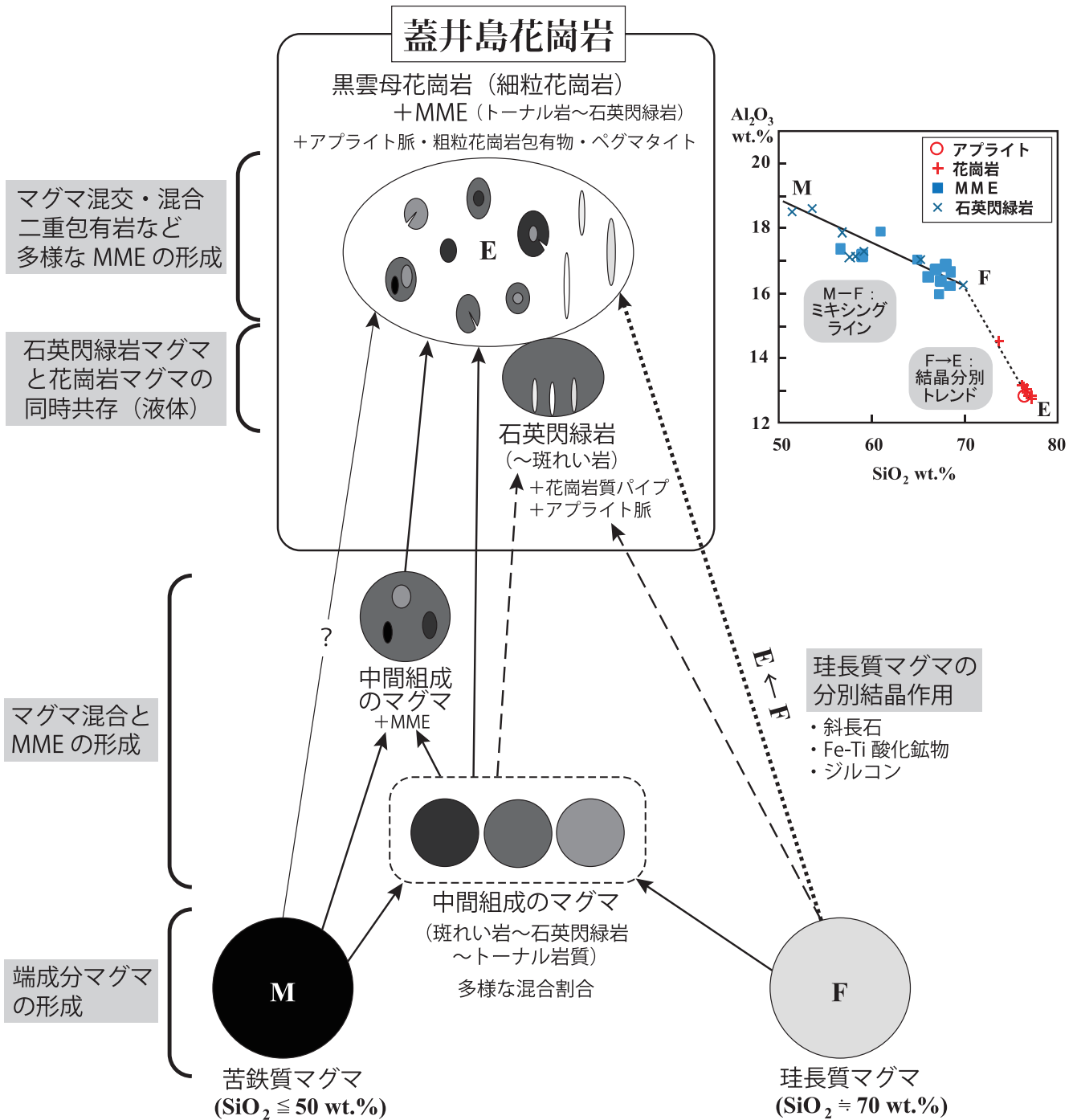


図 12 蓋井島花崗岩のマグマ過程モデル図。

6. 3. 蓋井島花崗岩のマグマ過程

花崗岩中に存在する多様な MME や石英閃緑岩 (一部, 斑れい岩を含む: 本節では省略する) 中に見られる花崗岩質パイプなどの産状から, 蓋井島花崗岩のマグマ過程において, 珪長質マグマとより苦鉄質なマグマの混交・混合作用が重要な役割を果たしていたことが示された。そこでこのマグマ混交・混合作用に関わった端成分マグマの組成について推定してみる。

ハーカー図 (図 11) の組成変化パターンからは次の特徴を読み取ることができる。i) 石英閃緑岩および MME は一連の直線的トレンド (SiO₂ = 51~69 wt. %) を示す。ii)

花崗岩 (SiO₂ = 74~77 wt. %) は石英閃緑岩および MME と異なるトレンドを示す。iii) 両トレンドの変換点は SiO₂ = 70 wt. % 付近である。

i) の石英閃緑岩と MME がなす直線的トレンドは, 少なくとも 2 つの端成分マグマによるミキシングラインと考えられる。また, i) および iii) から, その端成分マグマとしては SiO₂ = 50 wt. % 程度 (あるいはそれより低シリカ含有量) の苦鉄質マグマと SiO₂ = 70 wt. % 程度の珪長質マグマが想定される。これらの混合により石英閃緑岩および MME の組成変化を説明することができる。

次に ii) の花崗岩の組成トレンドについて検討する。こ

れを説明するモデルとして考えられるのは、上記で推定した珪長質マグマの分別結晶作用によるものである。主成分元素については、花崗岩は石英閃緑岩およびMMEとは異なり、 SiO_2 の増加につれ Na_2O が減少傾向を示し、また、 Al_2O_3 が急減し、 K_2O が急増する傾向を示す(図11)。このことは斜長石の分別で説明が付き、また CaO や Sr が減少することとも調和的である。主成分元素では Fe_2O_3 も相対的に大きな変化を示す(図11)が、これはおもに不透明鉱物(Fe-Ti酸化鉱物等)の分別によるものと考えられ、後述の通り黒雲母の寄与は少ないと推定される。微量元素のうちBa, Zr, Yについては、花崗岩は石英閃緑岩およびMMEとは異なったトレンドを示す。BaとZrは SiO_2 の増加につれ減少し、Yは増加傾向を示す(図11)。BaについてはSrと同様に斜長石の分別で説明が付き、Baはアルカリ長石や黒雲母にも分配されやすいが、 K_2O やRbが増加していることから、専ら斜長石の晶出段階にあり、アルカリ長石や黒雲母は分別にほとんど寄与していなかったと推定される。Zrについては、ジルコンの効果的な分別によるものと考えられる。Yはザクロ石や角閃石に分配されやすいことから、それらが分別に寄与していなかったことが推定される。鏡下観察では花崗岩中にこれらの斑晶は認められず、それと矛盾しない。一方、Yについては岩石記載にある燐灰石にも分配されやすい。 P_2O_5 はわずかながら減少傾向を示すので、燐灰石は分別されていたと判断されるが、その量は少ないため、マグマ全体としてYを減少させる程の効果はなかったと考えられる。

以上の通り、想定した $\text{SiO}_2 = 70$ wt. %程度の珪長質マグマから斜長石などが分別されることにより、花崗岩の組成トレンドを説明することができる。なお、石英閃緑岩のFT-26(黒雲母トータル岩)はこの珪長質端成分マグマの組成に近い可能性がある。

花崗岩、石英閃緑岩およびMMEの産状および全岩化学組成等の検討から推定される蓋井島花崗岩のマグマ過程は、下記のようにまとめられる(図12参照)。

- ・端成分マグマとしては、 $\text{SiO}_2 = 50$ wt. %程度かそれ以下の苦鉄質マグマ(M)と $\text{SiO}_2 = 70$ wt. %程度の珪長質マグマ(F)が想定される。
- ・苦鉄質マグマ(M)と珪長質マグマ(F)が様々な程度に混合することによりその中間組成のマグマ(斑れい岩～石英閃緑岩～トータル岩質)が形成された。
- ・中間組成のマグマ間でもマグマ混交・混合作用が生じた。これが二重包有岩(ダブルエンクレープ)の元になった。
- ・珪長質マグマは、斜長石などの分別により、 $\text{SiO}_2 = 74\sim 77$ wt. %の花崗岩マグマ(E)に分化した。
- ・花崗岩マグマ(E)に上記の中間組成マグマが様々な程度で多段階に混交することで、多様なMMEを含む蓋井島花崗岩(黒雲母花崗岩)が形成された。
- ・石英閃緑岩($\text{SiO}_2 = 51\sim 65$ wt. %)は苦鉄質マグマ(M)と珪長質マグマ(F)の混合により形成された。この石英閃緑岩マグマと花崗岩マグマ(E)は液体として同時共存し、後者が前者にトラップされたことにより花崗岩質パイプが形成された。

7. 結 論

本研究では下関市蓋井島の野外調査、岩石記載、火成岩類の全岩化学組成についての研究結果から、蓋井島の詳細な地質と火成活動史および、本島でみられるマグマ過程、とくにマグマ混交・混合現象の実態が明らかとなった。主要な結果は以下のようにまとめられる。

1. 蓋井島の白亜紀火成活動は古い方から関門層群、古期岩脈類(閃緑ひん岩、花崗閃緑斑岩、流紋岩I、珪長岩、ひん岩)、蓋井島花崗岩(黒雲母花崗岩、石英閃緑岩)、および新期岩脈類(花崗斑岩、流紋岩II、デイサイト、ドレライト、安山岩)に区分される。
2. 花崗岩中にはMMEが多数含まれ、MME中には周辺花崗岩からのバックベインが見られることから、これらのMMEはsynplutonicな活動であったことが推定される。
3. MMEの産状として、トータル岩と細粒石英閃緑岩がマグマ混交・混合したものが明瞭な境界で花崗岩に包有されていることや、二重包有岩が複数箇所を確認されることから、本島では多段階のマグマ混合現象が行われたことが推定された。
4. 石英閃緑岩(一部、斑れい岩を含む)中にダイアピル状の上昇形態を示す花崗岩質パイプの存在から、まだ十分に流動的であったより苦鉄質なマグマと低密度・低粘性の花崗岩質マグマが同時共存し、両マグマの混合が進行したことが明らかとなった。
5. 蓋井島花崗岩のマグマ過程モデルとして、苦鉄質マグマ($\text{SiO}_2 = 50$ wt. %程度かそれ以下)と珪長質マグマ($\text{SiO}_2 = 70$ wt. %程度)からなる2つの端成分マグマの存在が想定された。石英閃緑岩(～斑れい岩)およびMMEの形成は、両端成分マグマの混交・混合作用で、また、花崗岩については珪長質端成分マグマの分別結晶作用で説明が可能である。

謝 辞

榊山山地質年代学研究所が創立20周年を迎えられましたことに対して、この場をお借りして心よりお慶びを申し上げます。また、記念すべき本特集号にこの小論を発表する機会を与えていただきましたことにつきまして、編集委員の方々に御礼を申し上げます。編集担当の八木公史博士および郷津知太郎博士、査読者である信州大学の原山智教授、および産業技術総合研究所地質調査総合センターの高木哲一博士には原稿の改善に資する数多くの有益なコメントをいただきました。山口大学理工学研究科の金折裕司教授には、トップリング破壊についてご教授いただきました。野外調査を進めるにあたって下関市蓋井島の周防国次氏には、宿泊の際に大変お世話になりました。また調査の一部に永山建設株式会社の永山伸一氏にご参加いただきました。研究経費の一部に科学研究費補助金C(nos. 24540490, 15K05314 代表、今岡照喜)を使用しました。以上の方々および関係機関に心から感謝いたします。

引用文献

- 赤崎英里・亀井淳志・大和田正明 (2013) 領家帯柳井地域新期花崗岩 (木部花崗岩) のマグマ過程. 岩石鉱物科学, **42**, 159-173.
- Barbarin, B. (1988) Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord-Foréz, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **25**, 49-59.
- Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**, 145-153.
- 千木良雅弘 (1983) 節理性岩盤表層部にみられるトップリングの性質とその意義. 応用地質, **24**, 9-20.
- Chigira, M. (1992) Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, **32**, 157-184.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) Chapter 2. The different types of enclaves in granites—Nomenclature. In: *Enclaves and Granite Petrology (Developments in Petrology 13)* (eds. Barbarin, B. and Didier, J.), Elsevier, Amsterdam, 19-23.
- Fernandez, A. N. and Gasquet, D. R. (1994) Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 316-326.
- Hibbard, M. J. (1995) Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall, New Jersey, 587p.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜 (1985) 中国・四国地方の白亜紀～古第三紀火成活動—火成岩類の対比を中心として—. 地球科学, **39**, 372-384.
- 今岡照喜 (2012) 白亜紀—古第三紀の火山—深成活動. 山口県地質図第3版 (15万分の1), 山口地学会, 59-88.
- 今岡照喜・飯泉 滋 (2009) 5. 白亜紀—古第三紀火成活動. 日本地質学会編, 日本地方地質誌6: 中国地方, 朝倉書店, 247-337.
- Ishida, T., Chigira, M. and Hibino, S. (1987) Application of the distinct element method for analysis of toppling observed on a fissured rock slope. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **20**, 277-283.
- Ishihara, S. (1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **77**, 441-452.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S. and Tani, K. (2004) Magma mingling/mixing vs. magmatic fractionation: Geneses of the Shirakawa Mo-mineralized granitoids, central Japan. *Resource Geology*, **54**, 373-382.
- Ishihara, S., Yoshikura, S., Sato, H., Satake, Y. and Atsuta, S. (2003) Ilmenite-series pink and gray granitoids and felsic/mafic magma interaction across the late Cretaceous Inner Zone Batholith of SW Japan. *Hutton Symposium V, Field Guidebook, Geological Survey of Japan, Interim-Report*, **28**, 41-60.
- 川畑 博・周藤賢治 (2000) 四国北東部, 観音寺周辺に分布する瀬戸内火山岩類の地質. 地質学雑誌, **106**, 670-688.
- 金折裕司 (2001) 断層の影響はどこまで及んでいるか. 応用地質, **41**, 323-332.
- Le Maitre, R. W. ed. (2002) *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed., Cambridge University Press, New York, 236p.
- Miller, C. F. and Wark, D. A. (2008) Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements*, **4**, 11-16.
- Murakami, N. (1974) Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, **8**, 139-151.
- 西村祐二郎・今岡照喜・金折裕司・亀谷 敦 (2012) 山口県地質図第3版 (15万分の1) 説明書. 山口地学会, 167p.
- 濡木輝一 (1957) 島根県岡見深成岩体中の塩基性包有岩と花崗岩質“偽捕獲岩”の成因. 地質学雑誌, **63**, 35-47.
- Paterson, S. R. (2009) Magmatic tubes, pipes, troughs, diapirs, and plumes: Late-stage convective instabilities resulting in compositional diversity and permeable networks in crystal-rich magmas of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Geosphere*, **5**, 496-527.
- Shelley, D. (1992) *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientations*. Chapman and Hall, London, 445p.
- 志村俊昭・小島 萌 (2015) エクセル VBA によるポイントカウント・アプリケーション. 情報地質, **26**, 15-20.
- 柚原雅樹・宇藤千恵 (2007) 志賀島北端で見出された志賀島花崗閃緑岩と志賀島塩基性岩類の関係: 高 Mg 閃緑岩マグマと花崗閃緑岩マグマの同時共存. 地質学雑誌, **113**, 519-531.
- Wada, H., Harayama, S. and Yamaguchi, Y. (2004) Mafic enclaves densely concentrated in the upper part of a vertically zoned felsic magma chamber: The Kurobegawa granitic pluton, Hida Mountain Range, central Japan. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 788-801.
- Wiebe, R. A. (1991) Chapter 29. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In: *Enclaves and Granite Petrology (Developments in Petrology 13)* (eds. Barbarin, B. and Didier, J.), Elsevier, Amsterdam, 393-402.
- Wiebe, R. A. and Collins, W. J. (1998) Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology*, **20**, 1273-1289.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466p.
- 山口県 (1968) 山口県地質図 (5万分の1) 「安岡」.
- 山崎 徹・大和田正明・今岡照喜・白木敬一 (1999) 蛍光X線分析装置による岩石試料中の主成分および微量成分の定量分析. 山口大学機器分析センター報告, no. 7, 22-31.
- 吉倉紳一・熱田真一 (2000) 花崗岩体に記録されたマグマ混交・混合現象. 月刊地球号外, no. 30, 140-145.
- Zorpi, M. J., Coulon, C., Orsini, J. B. and Cocirca, C. (1989) Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, **157**, 315-329.