紀伊半島中央部, 中期中新世宮滝岩脈: 火道内でのマグマ・ミングリングとその意義

The Middle Miocene Miyataki dike, central Kii Peninsula, southwest Japan: magma mingling observed in dike conduit and its implications

和田穰隆* 藤田千夏**
新正裕尚**

Yutaka Wada, Chinatsu Fujita**, and
Hironao Shinjo***

2006年5月8日受付.
2007年1月23日受理.

* 奈良教育大学地学教室
Department of Earth Sciences, Nara University of Education, Takabatake, Nara 630-8528, Japan.

** 東京経済大学
Tokyo Keizai University, 1-7-34, Minami-Cho, Kokubunji, 185-8502, Japan

† 現所属: 平群町立平群南小学校
Present address; Heguri Minami Elementary School, Tsubai 820, Heguri-Cho, Nara 636-0911, Japan

Corresponding author: Y. Wada,
ywada@nara-edu.ac.jp

Abstract

We reexamined the Miocene Miyataki dike exposed at central Kii Peninsula, southwest Japan to infer the emplacement process of the dike. Although the dike has been regarded as of pyroclastic origin, our detailed field and petrographical investigations reveal that the Miyataki dike is composed of andesite mingled with rhyolite. In addition, granite enclaves also occur both in andesite and rhyolite, and those in rhyolite are often mantled by andesite. Shapes of rhyolite, andesite and granite enclaves are irregular and amoeboidal, indicative of ductile deformation during dike emplacement. These evidences show that andesite and rhyolite magmas and granite body could mingle with one another before dike emplacement, and that after the interaction, mingled magma rose to form the Miyataki dike. Whole rock compositions also support this mingling model for the Miyataki dike. Therefore, the facies and structures observed in the Miyataki dike are considered to be formed by a physical mingling processes in dike conduit.

Key words: Miyataki dike, Miocene volcanism, Kii Peninsula, southwest Japan, magma mingling

はじめに

紀伊半島中央部, 奈良県吉野町宮滝付近には発泡の見られる不定形の火山岩片と堆積岩片を多量に含んだ岩脈(以後, 宮滝岩脈と呼ぶ)が知られている (Fig. 1). この岩体は日本の地質「近畿地方」編集委員会 (1987 の図 2.57) がその位置を最初に記載した後, 大和大峯研究グループ (1994) が東西性の長石と石英の斑晶が顕著な流紋岩質火砕岩岩脈として報告したものであるが, 産状の詳細は記載されていない. 一方, 和田ほか (2000) は宮滝岩脈の東方約 1.5 km にある吉野町^{かしお}榎尾の吉野川河床においてデイサイト岩脈 (D21) を記載し, 走向および異質岩片を多量に含む岩相が大和大峯研究グループ (1994) の記した宮滝岩脈のそれと類似することから両者を同一の岩脈と見なしたが, 宮滝露頭においては岩脈中に本質岩片として発泡したものと流動変形したものが含まれ, また多量の異質岩片も含まれていることを述べた. しかし, 榎尾露頭では破碎結晶を含むものの, 火砕岩ではなく火山岩 (デイサイト) と記載しており, 多少の混乱がある. 一般に岩脈の岩相は火山岩相から火砕岩相へ漸移することもあるが, 宮滝岩脈については, そのように漸移している岩相か

らなるものなのか否かがこれまでの記載を見る限り明らかでなかった. そこで我々は宮滝岩脈の産状を再検討した結果, 岩脈は流紋岩と安山岩が互いに包有し合うミングリング (mingling) 構造を持つものであることがわかった. 本論文では宮滝岩脈の産状について報告する.

ところでマグマ・ミングリング (magma mingling) とは組成・温度・結晶度などの異なる 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 (Shelley, 1992; Hibbard, 1995). したがって, 不均質であることが肉眼で容易に認識できる場合, 例えば深成岩体中の包有物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じり合った様子 (川畑・周藤, 2000) のように, その火成岩の構造・組織に対してミングリングという語がよく用いられる. 一方で, 英語での本来の意味に基づき異なるマグマ間の現象・産物にのみ適用されるばかりでなく, 例えばマグマと未固結堆積物の不均質混合現象とその産物に対しても用いられる (例えば, Zimanowski and Büttner, 2002; 和田・三浦, 2005). 本稿で用いるミングリングは前者の意味である.

Fig. 1. Index maps of the Miyataki dike (1:25,000 geographical map "Atarashi"). Locations of the basalt-rhyolite composite dike (D20) and the dacite dike (D21) are based on Wada et al. (2000). Darker parts in the left inset show Miocene igneous bodies in Kii Peninsula.

Fig. 2. Facies distribution within the Miyataki dike.

宮滝岩脈の形成年代は明らかでないものの中期中新世と見なされている (大和大峯研究グループ, 1994, 2005)。したがって、紀伊半島に分布する中新世火成岩体である熊野酸性火成岩類や大峯花崗岩質岩との成因的関連についても考慮する必要がある。宮滝岩脈が分布する地域の南方には大峯花崗岩質岩に相当する中期中新世の花崗岩質岩体の伏在が推定されている (新正ほか, 2003)。この推定は宮滝地域の東方の樫尾地域に露出する複合岩脈 (和田ほか, 2000 の D20) 中に含まれる花崗岩包有物の産状・全岩化学組成・ジルコン U-Pb 年代に基づいている。今回、宮滝岩脈中にも樫尾の複合岩脈中

に見られるものと同様な産状の花崗岩包有物が見出され、それは宮滝南方に伏在すると考えられる岩体を含めた周辺の中新生花崗岩体との成因的関連を強く示唆する。この包有物の産状についても併せて報告する。

宮 滝 岩 脈

宮滝岩脈は紀伊半島中央部、奈良県吉野町宮滝付近の吉野川左岸の河床に約 150 m にわたって露出する (Fig. 1)。岩脈の母岩は砂岩泥岩互層で、四万十帯の横尾コンプレックスとされる (大和大峯研究グループ, 2005)。剪断変形面が平行

Fig. 3. Field occurrences of the Facies I of Miyataki dike. (a) I-R (rhyolite). Many pumices up to a several centimeters are observed. (b) Irregular boundary zone of I-R and II-A (andesite). (c) I-A (andesite) and I-G (granite) enclaves mantled by I-A in I-R. Both are rounded indicating ductile deformation. (d) I-Ab (andesite) is localized at the margin of Facies I, and its shape is lensoidal. (e) I-Ag (andesite) is also localized at the margin of the Facies I. (f) Close-up of the irregular boundary between I-Ab and II-A.

によく発達し、レンズ状泥岩が砂岩に挟在している場合もある。剪断変形面の走向・傾斜は $N20^{\circ}W$, 90° である。宮滝岩脈周辺には、東方約 $1 \sim 1.5$ km の吉野町壱尾付近に玄武岩と流紋岩からなる複合岩脈・粗面安山岩岩脈・デイサイト岩脈が分布し、いずれも走向はほぼ東西に近い (Fig. 1; 和田

ほか, 2000)。また北方の菜摘^{なつみ}付近にも東西走向の岩脈の報告があるが (大和大峯研究グループ, 1994), 産状についての詳細は明らかでない。

宮滝岩脈全体の走向・傾斜は $N70 \sim 80^{\circ}W$, 垂直で、露頭面上での岩脈の最大幅は 10 m から 2 m まで変動する

Fig. 4. Field occurrences of the Facies II of Miyataki dike. (a) II-A (andesite) includes many irregularly shaped rhyolite and granite enclaves with host rock fragments. (b) A metamorphic schist fragment showing a blocky shape. (c) A II-R (rhyolite) enclave indicates flow bands parallel to the margin, and irregular shape. (d) This II-R enclave is amoeboidal shaped. (e) The largest II-G (granite) enclave exposed. (f) Closeup view of the II-G enclave, showing the wavy margin.

(Fig. 2). 露頭の中央部からやや西寄りでは分岐して2枚の岩脈が並走する。南側の母岩との境界では主岩脈から西に向かって尻尾状の分岐岩脈が3枚派生している。分岐岩脈の最大幅はいずれも約0.5 mで、最長のものは主岩脈にほぼ平行に約10 m 貫入する。最も東側の分岐岩脈の走向・傾斜はN64°W, 87°Nである。北側の境界では母岩中に最大幅数cmの分岐岩脈が長さ約15 cm 貫入するのみである。

宮滝岩脈では流紋岩からなる岩相Ⅰ全体が安山岩からなる岩相Ⅱに包有されるミングリング構造を持つ。また、岩相Ⅰの流紋岩には安山岩・花崗岩が包有される一方、岩相Ⅱの安山岩には流紋岩・花崗岩が包有される。これらの包含関係は肉眼スケールでも顕微鏡スケールでも確認できる。以下、岩相Ⅰ・Ⅱの野外での産状と岩石組織について述べる。

1. 野外での産状

(1) 岩相 I

岩相 I は流紋岩 (I-R) を主体として長さ約 40 m, 幅約 2 m の広がりを持つ。全体の形状は走向方向に伸びている (Fig. 2)。I-R の中に安山岩 (I-A)・花崗岩 (I-G) が包有物として散在する。また I-R と岩相 II との境界に沿って局所的に黒色安山岩 (I-Ab), 灰色安山岩 (I-Ag) が挟在する。

[I-R 流紋岩] I-R は岩脈露頭の比較的西寄りに位置し、一部は母岩と直接接するものの、大部分は岩相 II に接しており巨大な包有物と見なすことができる。全体的に数%程度発泡し軽石も認められる (Fig. 3.a)。中心部ほど気泡径が大きく、最大 7 cm に達する。一方、母岩や岩相 II との境界に近い縁辺部では緻密で発泡はほとんどなく流理構造が発達する。I-R の縁辺部では複雑に入り組んだ境界面を形成することが多く、一部には岩相 II を包有しミングリングしている (Fig. 3.b)。局所的には黒色安山岩 (I-Ab) や灰色安山岩 (I-Ag) に漸移する部分がある。I-R と岩相 II が直接接する場合も、黒色安山岩・灰色安山岩を挟在する場合も直線状の境界は全く認められない。

気泡と軽石が濃集していることがある。その場合、水平面内において伸長した軽石や気泡の西側が岩脈壁面からわずかに離れ岩脈の中心を向くとともに、垂直面内においては上側が岩脈壁面から離れるように傾く。また、少量の母岩由来の包有物を含んでおり、その大部分は粒径 1 cm を超えないものの、まれに粒径 50 cm を超えるものが見られる。母岩由来の包有物の形状は角礫状で砂岩・泥岩・片岩・チャートからなり、いずれも母岩の四万十帯榎尾コンプレックス (大和大峯研究グループ, 2005) で認められる岩相である。

[I-A 安山岩, I-G 花崗岩] I-R 中に包有物として多数散在する安山岩 (I-A) は淡緑色～淡褐色で、花崗岩 (I-G) をさらにその内部に包有することが多い (Fig. 3.c)。I-A の最大粒径は約 60 cm で、伸長形状のものやアメーバ状のものが多い。多数の斑晶・気泡が肉眼で認められる。I-A に含まれる I-G の形状も不定形を示す。

[I-Ab 黒色安山岩, I-Ag 灰色安山岩] I-Ab, I-Ag はいずれも I-R の縁辺部に位置し、岩相 II と I-R に挟まれるように局所的に分布する (Fig. 2)。I-Ab・I-Ag と I-R との境界は明瞭でなく漸移している (Fig. 3.d, 3.e)。また I-Ab・I-Ag と大小の包有物を多量に含む岩相 II の安山岩 (II-A) との境界もやはり明瞭でなく波状であるが、I-Ab・I-Ag は II-A に比べ包有物のはるかに少ない点で岩相が異なる (Fig. 3.f)。

黒色安山岩 (I-Ab) は全体として S 字状に曲がったレンズ状形態を示す (Fig. 3.d)。長さは約 1 m, 最大幅は約 25 cm ある。I-A と異なり、包有物は非常に少なく緻密で均質な岩相である。

灰色安山岩 (I-Ag) は全体的な形状ははっきりしないが、I-Ab と同様、I-R と岩相 II との境界付近で局所的に分布し、幅は最大 60 cm である (Fig. 3.e)。また I-A と同様、I-Ag には多数の斑晶が見られ、最大径 2～3 cm の花崗岩の包有物を含む。最大数 cm 程度の軽石や I-R と同質の包有物も少量含まれる。

(2) 岩相 II

[II-A 安山岩] 岩相 II は安山岩 (II-A) を主体とし、大小の流紋岩 (II-R)・花崗岩 (II-G) および母岩由来の包有物を多量に含むとともに、局所的に流紋岩と不規則な流理構造あるいは縞状構造を形成しミングリングする (Fig. 4.a)。岩相 II における母岩由来の包有物の分布は不均質で、灰色安山岩 (I-Ag) と接する部分のように局所的に濃集する (Fig. 3.e)。最大粒径は約 1 m であるが、多くは数 10 cm 以下である (Fig. 4.b)。角礫状のものが多く、岩相 I に含まれる母岩由来の包有物と同様、砂岩・泥岩・片岩・チャートからなる。このうち岩脈に直接する母岩を構成している片岩の量が最も多い。岩脈の南側の母岩との境界付近では母岩由来の包有物の伸長軸の西側が岩脈の中心方向に向いている様子が観察できる。

[II-R 流紋岩] 流紋岩 (II-R) は岩相 I に近いところほど多く包有されているように見えるが、全体としての分布傾向は露出が悪いためにはっきりしない。粒径は数 mm から 1 m を超えるものまで見られる。包有する II-A との境界面は複雑に入り組んで不定形状を示し、包有する II-A とミングリングしている (Fig. 4.c, 4.d)。包有物の内部には外形に沿った流理が発達する場合もある。包有物内部で斑晶の多い部分と少ない部分からなる縞状構造が見られるものがあり、大きな包有物でこの特徴を持つ場合が多い。II-R には花崗岩 (II-G) や母岩由来物質が包有されるが、径 1～2 cm 程度の比較的小さなことが多い。

[II-G 花崗岩] 花崗岩 (II-G) は II-A 中で不均質に分布する。肉眼的には花崗岩あるいは花崗斑岩と判断される。粒径は最大で 70 cm のものが見られるが、多くは数 cm から 20 cm 程度である。形状は円礫状が多いが角礫状のものもある (Fig. 4.e)。その一方でいずれの形状であっても包有物と II-A の境界面は入り組んでいる場合が多い (Fig. 4.f)。

2. 岩石組織

(1) 岩相 I

[I-R 流紋岩] 流紋岩は斑晶として斜長石・石英・黒雲母・普通輝石・不透明鉱物を含む。斜長石は自形～半自形を示す。石英は融食形を示す。有色鉱物の多くは変質して緑泥石化している。石基は針状～短冊状斜長石・不透明鉱物・ガラスからなる填間状組織で流理構造を示す。ガラスは脱ガラス化して隠微晶質になっている。包有物として安山岩・花崗岩と母岩由来の片岩を含む。安山岩は斜長石斑晶を含み、ガラス質で不定形状のことが多い (Fig. 5.a)。花崗岩は等粒状の斜長石と石英からなる。

[I-A 安山岩] 斑晶は斜長石・普通輝石・石英である。斜長石は自形～半自形である。普通輝石は自形・長柱状であるが全て変質して緑泥石化している。石英は融食形を示すとともに波動消光する。石基は填間状～ハイアロオフィティック組織で、淡褐色ガラス・少量の斜長石・顆粒状の不透明鉱物からなる。包有される花崗岩は等粒状の斜長石・石英からなり、石英は波動消光する。

[I-G 花崗岩] 斑状である。斑晶として石英・斜長石・黒雲母を含む。石英は花卉状の集合結晶となっているものが多い。

Fig. 5. Photomicrographs of the Miyataki dike. (a) I-A (andesite) enclave in I-R (rhyolite). I-A is amoeboidal in shape, and includes phenocrysts such as plagioclase. (b) Micrographic texture in I-G (granite) enclave. Dark glass replaces K-feldspar (?). (c) I-A enclave including I-G in I-R. Probable constituent minerals (circled) derived from I-G enclave are observed, and the boundary between I-A and I-G is wavy. (d) I-G enclave in I-Ab (andesite). It is amoeboidal in shape, and constituent minerals of I-G are dispersed from the margin. (e) Mingling texture in II-A. Andesitic glass is dominated, but rhyolitic glass is also observed. The rhyolitic glass includes many andesitic glass globules at the center of the photo. (f) Mingling texture of andesite and rhyolite in II-A. The darker part is andesitic glass while the lighter is rhyolitic. (g) II-R enclave in II-A. II-R itself shows fluidal shape, and the included II-G are dispersed into II-A keeping its shape unchanged. (h) II-G enclave in II-A. Probable constituent minerals (circled) derived from II-G enclave are observed. The boundary between II-A and II-G is wavy.

波動消光を示すとともに結晶の縁辺部から鋸歯状に石英が晶出しマイクログラフィック組織を形成している。斜長石は自形～半自形で、累帯構造・アルバイト双晶を示す。一部集斑状になっている。黒雲母は変質して緑泥石化しており、不透明鉱物をよく伴う。斑晶間を埋める基質は長石・石英がポイキリティック組織を示す。一部にはマイクログラフィック組織も認められ、その長石部分が褐色ガラスに置換されている場合が認められる (Fig. 5.b)。これらの組織に結晶内変形構造や再結晶構造は認められない。I-G とそれを包有する I-A の境界は緩やかな波状を示し、その所々で一部の比較的大きな構成鉱物は部分的に断片化する一方、比較的小さな構成鉱物は I-G を包有している I-A 中に散在している (Fig. 5.c)。

[I-Ab 黒色安山岩] 斑晶は斜長石・普通輝石・黒雲母・石英・不透明鉱物である。斜長石は自形～半自形で累帯構造を示し、蜂巢状構造を持つ場合もある。普通輝石と集斑状をなすことがある。普通輝石は自形～半自形で長柱状～短柱状である。一部に累帯構造を示すものがある。一部は緑泥石化している。黒雲母は自形～半自形であるが、ほぼ全て変質して緑泥石化している。不透明鉱物を含んだり、黒雲母同士あるいは斜長石と集斑状をなすことがある。石英に包含される場合がある。石英は融食形を示す。不透明鉱物は不定形状である。石基は充填状組織で、短冊状斜長石、針状・多角形・粒状の不透明鉱物、短冊状普通輝石、脱ガラス化した褐色変質物からなる。斑状でポイキリティック組織を基質にもつ不定形状の花崗岩を包有し、それに由来すると考えられる鉱物が花崗岩周辺に散在する (Fig. 5.d)。また内部にはネットワーク状に緑泥石化したガラスが分布している。

[I-Ag 灰色安山岩] 斑晶は自形もしくは融食形の斜長石、緑泥石化した黒雲母・普通輝石、融食形で波動消光を示す石英、長柱状～短柱状の不透明鉱物である。石基は隠微晶質ないし充填状で、一部マイクロフェルシティックとなっている。石基鉱物として針状斜長石・顆粒状不透明鉱物・ガラスを含むが、ガラスの多くは緑泥石化している。二次石英に充填された気泡も多い。また二次鉱物として方解石が認められる。含まれる包有物として不定形状の花崗岩、ブロック状の片岩が見られる。花崗岩は等粒状の場合と斑状でポイキリティック組織の基質を示す場合がある。

(2) 岩相 II

[II-A 安山岩] 斑晶としては斜長石・普通輝石・黒雲母・石英・不透明鉱物が見られる。斜長石は自形～半自形のものと融食形を示すものの2種類に分けられ、前者がより多く含まれる。前者は累帯構造やアルバイト双晶が顕著で、新鮮な普通輝石と集斑状をなすことが多い。後者は斜長石同士で集斑状となっていることが多い。いずれの斜長石も蜂巢状構造を示し内部に褐色ガラス包有物を含むことが多い。普通輝石は基本的に自形～半自形の長柱状～短柱状結晶であるが、新鮮なものと変質して緑泥石化しているものがある。黒雲母は他形で多色性ハローが認められる。石英は他形で破片状である。不透明鉱物は不定形を示す。なお、普通輝石のような長柱状の斑晶ではクラックが発達したり、破断している場合が認められる。石基は緑泥石化した淡褐色ガラスと新鮮な黒色

ガラスからなる。淡褐色ガラスは黒色ガラス中でレンズ状・不定形状・アメーバ状といった形状を示し、両ガラスの境界部分で黒色ガラスは小球状となっている (Fig. 5.e)。

安山岩 (II-A) は鏡下においても大小の包有物を含み非常に不均質である (Fig. 5.f)。確認できる包有物は砂岩・泥岩・片岩・チャート・花崗岩・流紋岩である。これらのうち砂岩・泥岩・片岩・チャートはいずれも母岩を構成する岩石種であり、ブロック状の形状である。花崗岩には不定形状のものが多く、いずれも石英・斜長石・黒雲母を含みポイキリティック組織の基質を持つ。流紋岩は不定形状である。流紋岩には普通輝石のコロナを持つ融食形の石英、斜長石、緑泥石化した黒雲母、不透明鉱物の斑晶が含まれ、その石基はガラス質であるが変質して隠微晶質あるいはマイクロフェルシティック組織を示す。流紋岩はさらに花崗岩を包有するが、一部で花崗岩が流紋岩から II-A に突出している。その場合でも包有される場合と形状に差はない (Fig. 5.g)。

[II-R 流紋岩] 石英のみを斑晶として含む。融食形であるが、花弁状の集斑晶をなすことがある。また波動消光を示す。石基は充填状組織で、針状～短冊状の斜長石が流理組織を示す。少量の顆粒状不透明鉱物も含まれる。不定形の気泡も見られるが、波動消光する二次石英に充填されている。また包有物として花崗岩を含み、その花崗岩包有物の組織には全体として他形の斜長石の集合である場合、斜長石・石英・黒雲母の集合である場合、細粒の石英の集合である場合がある。

[II-G 花崗岩] 斑状花崗岩である。斑晶は石英・斜長石・黒雲母である。石英は花弁状の集合結晶であることが多い。またその周囲では鋸歯状に晶出した石英が長石とマイクログラフィック組織をなす。斜長石は自形～半自形で、累帯構造を示し、一部集斑状である。部分的にソーシライト化が著しい。黒雲母は緑泥石化していることが多いが、包有物の粒径が大きい場合には内部に新鮮な黒雲母が多く見られる。斑晶間の基質は石英と長石からなるポイキリティック組織である。一部にはマイクログラフィック組織も認められ、その長石部分が褐色ガラスに置換されていることがある。褐色ガラスは II-G 中にネットワーク状に分布する。これらの斑晶・基質には結晶内変形構造や再結晶構造は認められない。包有物の周囲の II-A 中には包有物由来と考えられる鉱物が散在する (Fig. 5.h)。

3. 全岩化学組成

宮滝岩脈を構成する各岩相について全岩の主成分・微量元素組成を求めた。ただし II-A については非常に不均質であり、分析用試料を単独で分離することが困難であったので分析対象としなかった。分析は東京大学地震研究所の蛍光 X 線分析装置 (Phillips PW2400) により希釈率 1:2 のガラスビードを用いて行った。方法の詳細は谷ほか (2002) に従った。分析結果を Table 1 に示した。

Fig. 6.a には全アルカリ-シリカ図を示すと同時に、宮滝地域に隣接する檜尾地域の岩脈のうち D20 (玄武岩-流紋岩複合岩脈) の流紋岩部とそこに含まれる花崗岩包有物の分析値 (新正ほか, 2003) と D21 (デイサイト岩脈) の分析値 (和田ほか, 2000) も併せて示した。宮滝岩脈を構成するもの

Table 1. Bulk rock chemical compositions of rhyolites, andesites and granites from the Miyataki dike.

	Facies I					Facies II		
	I-R	I-R	I-Ab	I-Ag	I-A	I-G	II-R	II-G
(wt.%)								
SiO ₂	69.49	69.56	57.51	60.07	60.14	69.14	71.33	70.02
TiO ₂	0.84	0.68	1.74	1.41	1.83	0.71	0.59	0.70
Al ₂ O ₃	14.16	14.33	16.23	15.14	16.10	13.61	13.27	13.81
Fe ₂ O ₃ *	4.43	4.21	7.97	7.32	7.86	3.80	3.43	3.93
MnO	0.06	0.08	0.14	0.14	0.11	0.04	0.05	0.04
MgO	1.91	1.31	3.46	3.62	4.45	1.34	1.24	1.38
CaO	0.97	1.70	6.59	3.52	2.28	0.72	0.89	0.72
Na ₂ O	2.86	2.94	2.43	2.60	3.61	2.05	2.59	2.12
K ₂ O	4.16	4.19	1.85	2.45	1.30	5.26	5.02	5.36
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.33	0.26	0.35	0.16	0.14	0.17
Total	99.04	99.14	98.26	96.52	98.03	96.83	98.55	98.25
Rock type**	Rhyolite	Rhyolite	Ande site	Ande site	Ande site	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite
(ppm)								
Sc	10	9	21	17	16	9	6	8
V	77	41	138	126	154	46	41	52
Cr	37	22	62	59	61	12	18	22
Co	9	8	23	20	21	8	8	7
Ni	12	7	23	23	27	10	7	11
Zn	52	50	82	83	101	58	37	74
Ga	15	17	19	18	20	15	13	17
Rb	145	132	43	70	44	195	159	136
Sr	196	240	297	238	205	199	211	214
Y	19	32	32	34	26	28	29	25
Zr	209	234	195	197	206	252	223	249
Nb	16	17	21	19	23	17	16	16
Ba	654	616	402	495	300	719	775	777
Pb	11	20	16	14	17	21	12	25
Th	10	11	5	8	10	7	10	12
Note	Center	Margin						

*Total iron as Fe₂O₃.

**Rock names according to the IUGS classification for volcanic rocks (Le Maitre, 1989).

Fig. 6. Results of chemical analyses. (a) Total-alkali vs. silica diagram (Le Maitre, 1989), showing that the Miyataki dike is of andesitic and rhyolitic in major element composition, and that these data plots make a linear chemical variation, suggesting magma mixing and/or mingling. (b) Spider diagram, normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989). Data pattern for felsic counterparts of the Miyataki dike are consistent with one another and those from D20 composite dike at Kashio (Shinjoe et al., 2003), and the pattern for the intermediate counterparts are consistent with one another.

Fig. 7. Mingling structure observed in D21 dacite dike exposed at Kashio near Miyataki. (a) A section of a sample from the Kashio dike D21. Sample is ca.11cm wide. (b) Thin section of the dike D21 (A: andesite; R: rhyolite). Andesite and rhyolite are mingled together with amoeboidal granite enclave. The granite enclave shows a similar texture as I-G and II-G enclaves in the Miyataki dike (Fig. 5.c, 5.h).

のうち I-A, I-Ab, I-Ag は安山岩組成を示し, 残る I-R, I-G, II-R, II-G はいずれも流紋岩組成である. 宮滝岩脈の岩石は全体として直線的なトレンドを示す. さらに宮滝岩脈の流紋岩組成を示すものは樫尾地域の D20 の流紋岩および花崗岩包有物の組成と類似している. 一方, 樫尾地域の D21 のデイサイト組成の岩石は, 宮滝岩脈の安山岩組成と流紋岩組成の中間に位置し, 両者を結ぶトレンド上にある.

Fig. 6.b に宮滝岩脈の Rb, Ba, Th, Nb, K, Pb, Sr, P, Zr, Ti, Y のスパイダー図を示した. 同図には樫尾地域の D20 岩脈の流紋岩部と花崗岩包有物の値 (新正ほか, 2003) も示し, 宮滝岩脈との微量元素組成の比較を行った. 規格化には島弧火山岩としての特徴を明確化するため N-MORB の値 (Sun and McDonough, 1989) を用いた. 宮滝岩脈試料の値は岩質に関係なく全体として右下がりのパターンを示すとともに Nb の顕著なトラフが認められる. これは多くの島弧火山岩に見られる特徴と同じものである. 一方, 宮滝岩脈試料のうち, 安山岩組成のものは流紋岩組成のものより Rb・Ba・K に乏しく, P・Ti に富む. 樫尾地域の D20 岩脈の流紋岩部と花崗岩包有物の微量元素組成は宮滝岩脈の流紋岩組成のものとスパイダー図上でもよく一致している.

考 察

1. 宮滝岩脈の岩相

従来, 宮滝岩脈は火砕岩からなるとされてきたが, 火砕岩からなることを示す観察事実は全く記載されていない (日本の地質「近畿地方」編集委員会, 1987; 大和山研究グループ, 1994). これまでの研究で火砕岩とされてきた理由は, 流紋岩 (岩相 I) が発泡していること, 緻密なガラス質岩相 (岩相 II) が流紋岩や母岩由来の包有物を多数含むことのためであろう. しかし, 宮滝岩脈は全体として流紋岩と安山岩がミングリングした構造を持つ火山岩からなると説明できる. すなわち, 野外での産状・岩石組織の記載で示した以下

の観察事実が流紋岩マグマと安山岩マグマが岩脈内でミングリングしたことを強く示唆する.

- (1) 不定形状の岩相 I (流紋岩) は岩相 II (安山岩) に全体として包有され (Fig. 2), 両者の境界面は激しく入り組んでいること (Fig. 3.b).
- (2) 岩相 I では流紋岩 (I-R) が不定形状の安山岩 (I-A) を包有すること (Figs. 3.c, 5.a, 5.c).
- (3) 岩相 II では安山岩 (II-A) が不定形状の流紋岩 (II-R) を包有し (Figs. 4.a, 4.c, 4.d, 5.g), 鏡下においても淡褐色流紋岩質ガラスと黒色安山岩質ガラスが互いを包有し, かつ流理構造を形成していること (Fig. 5.e, 5.f).

なお, 岩相 II の安山岩 (II-A) にはクラックが発達したり破断した斑晶が認められるが, そのガラス質マトリックスは火山ガラス片の集合あるいはそれが溶結した組織ではなく, マグマが破碎されたとは考えられない. クラックが発達したり破断した斑晶は岩脈中で流動・ミングリングするマグマによって変形・破壊されたものであろう. また流紋岩 (I-R, II-R) 中の気泡はマグマの上昇・減圧によって発泡したものと考えられる.

一方, 宮滝の東方に隣接する樫尾地域の岩脈 D21 (和田ほか, 2000) の露頭観察では流紋岩・花崗岩の包有物を安山岩質岩中に確認できる. 流紋岩包有物は伸びた不定形状で, 流理構造を作っている所もある (Fig. 7.a). 花崗岩包有物も不定形状で, 岩石組織としては斑状であり, ポイキリティック組織の基質をもつとともに一部にはマイクログラフィック組織も見られる (Fig. 7.a, 7.b). いずれも宮滝岩脈の安山岩質の岩相 II で見られるミングリング構造に酷似し, そこに含まれる流紋岩・花崗岩両包有物の特徴と一致する. つまり, D21 岩脈は宮滝岩脈の延長部である可能性が高い. 和田ほか (2000) は D21 岩脈からデイサイト組成の全岩分析値を報告しているが, これは安山岩質の部分と流紋岩質の部分のミングリングした試料を分析したためにデイサイト組成となった

ものと解釈できる。D21の全岩化学組成は全元素において宮滝岩脈の組成が示すトレンド上にあり (Fig. 6.a), ミングリングによるとする考えと調和的である。

2. 岩脈形成過程

火道つまり岩脈内でのマグマ・ミングリングについての記載例は多くない。Mull島のLoch Ba環状岩脈 (Walker and Skelhorn, 1966; Marshall and Sparks, 1984) ではフェルサイト中に苦鉄質包有物がwisp状・streak状の形態で含まれ、さらに安山岩とフェルサイトからなる細かい縞状構造すなわちミングリングが局所的に発達する。Skye島のKilchrist環状岩脈でも同様の構造が報告されている (Bell, 1983)。ニューハンプシャー州のOssipee環状岩脈では縞状構造をもつ玄武岩と破片状の流紋岩がミングリングし、岩脈縁部で両者が玄武岩質安山岩の混成岩を形成する (Kennedy and Stix, 2007)。これらの構造はいずれもカルデラ形成時のカルデラ床の沈降に伴いマグマ溜まり中の不均質混合マグマが環状岩脈に注入されたものと考えられている。一方、コロラド州のSan Isabel batholithではランプロファイアと花崗岩からなる複合岩脈が見られる。Noblett and Staub (1990) によれば、岩脈中でのランプロファイアと花崗岩の量比は走向方向に大きく変化し、ランプロファイア中に渦巻き状パターン (swirling pattern) を示す花崗岩包有物が含まれる一方、花崗岩中の苦鉄質包有物がさらに花崗岩を包有する。このような構造は花崗岩パソリス周辺を上昇してきたランプロファイア・マグマとパソリスを作っている花崗岩マグマが混合したためとされている。以上のように、マグマ・ミングリング現象の認められる岩脈はいずれもマグマ溜まり中で不均質混合したマグマがそのまま岩脈中を上昇してきたものと解釈されきた。

宮滝岩脈の場合、安山岩と流紋岩が互いを包有するミングリング構造が認められる。さらには花崗岩も安山岩・流紋岩に包有される。まず岩相Ⅱの安山岩 (Ⅱ-A) に含まれる流紋岩包有物 (Ⅱ-R) は岩相Ⅰの流紋岩 (Ⅰ-R) から分離したものと考えられる。これを支持する観察事実として以下のことが挙げられる。

- (1) Ⅰ-RとⅡ-Aの境界ではⅠ-RがⅡ-Aと複雑に包有し合う箇所が見られること (Fig. 3.b)。
- (2) Ⅰ-RとⅡ-Rの岩石組織が類似すること。
- (3) Ⅰ-RとⅡ-Rは同じ組織をもつ花崗岩包有物 (Ⅰ-G, Ⅱ-G) を包有すること。

また、Ⅱ-RとⅡ-Aの境界付近では不定形状のⅡ-R中のⅡ-GがⅡ-A中に突出している (Fig. 5.g)。Ⅱ-Gの形状は突出する部分でも全体が包有される部分でも差はなく、Ⅱ-GはⅡ-Rから形状を保ったまま分離することが推定できる。つまり、岩相Ⅰから分離したⅠ-R・Ⅰ-Gが岩相Ⅱに取り込まれてⅡ-R・Ⅱ-Gを形成したと説明可能である。以上のことは岩脈火道内でも安山岩マグマと流紋岩マグマはミングリングを続けていたことを強く示唆する。

黒色安山岩 (Ⅰ-Ab)・灰色安山岩 (Ⅰ-Ag) は岩相Ⅰの縁部に局在する。Ⅰ-Ab・Ⅰ-AgとⅠ-Rの境界は波状で漸移している一方、Ⅰ-Ab・Ⅰ-AgとⅡ-Aとの境界は漸移的であるもの

のⅡ-Aには包有物が多く、Ⅰ-Ab・Ⅰ-AgとⅡ-Aとの境界はⅠ-Rとのそれよりはるかに明瞭である。また、Ⅰ-AbとⅠ-Agは花崗岩を包有する点と母岩由来物質をほとんど包有しない点において同じ特徴を持つ。これらの特徴はⅠ-R内部のⅠ-Aと同じである。しかし、全岩化学組成においてはⅠ-AbとⅠ-AgはSiO₂量で数%の差が認められる一方、Ⅰ-Agの組成値はⅠ-Aとほぼ同じである (Fig. 6.a; Table 1)。以上のことは、Ⅰ-Ab・Ⅰ-AgはⅡ-AではなくⅠ-Rと成因的に密接に関係して岩脈内で流動してきたこと、言い換えればⅠ-Ab・Ⅰ-AgがⅠ-Rとともにひとつの大きな包有物として火道中を流動してきたことを示唆するとともに、Ⅰ-R内部に含まれるⅠ-AがⅠ-Agと同じマグマに由来するものであることを示唆する。つまり、火道に注入される以前から安山岩マグマは流紋岩マグマとミングリングを起こしていた可能性が高い。また、Ⅰ-AbはⅠ-A・Ⅰ-Agと比較して最も苦鉄質な組成を示し (Fig. 6.a, Table 1)、最も均質で緻密な岩石組織をもつ。その中に不定形状の花崗岩包有物 (Ⅰ-G) を含むこと (Fig. 5.d) からすれば、Ⅰ-Abを作った安山岩マグマは他のマグマと混合する前に直接花崗岩に接触しその断片を包有した可能性が高い。Ⅰ-AbがⅠ-Rの周辺に局所的に分布する理由としては宮滝岩脈の主要な部分を占める安山岩 (Ⅱ-A) の一部である可能性が考えられる。つまり、Ⅰ-Rと接触しているⅡ-Aの中で母岩由来物質やその他の包有物と不均質混合しなかった部分がⅠ-Abであるという考え方である。その可能性を支持する観察事実としてⅠ-AbとⅡ-Aには新鮮な普通輝石が含まれるが、それ以外の岩相に同様に新鮮なものは含まれないことが挙げられる。Ⅰ-AbがⅡ-Aのように流紋岩・母岩由来物質と火道内でミングリングを起こさなかったのは岩脈貫入の初期段階で低温のⅠ-Rと接触・急冷して一体化し、その後Ⅰ-Rとともに上昇してきたからかもしれない。

ところで、岩脈に包有される花崗岩 (Ⅰ-G, Ⅱ-G) は形状・岩石組織から、比較的高温な状態にあった深成岩体由来と考えられる。花崗岩包有物は不定形状 (Figs. 3.c, 4.e, 4.f) であるだけでなく、包有物周辺に包有物由来と考えられる鉱物が散在している (Figs. 5.c, 5.d, 5.h)。一方で、包有物そのものには固体状態での変形を示唆する結晶内変形構造や、安山岩あるいは流紋岩からの熱的影響を示唆する再結晶構造は全く認められない。したがって、包有物は固結状態で安山岩・流紋岩に取り込まれたと見られるが、比較的温度の高い状態にあった可能性が高い。宮滝周辺地域には露出する花崗岩体は知られていないが、隣接する樫尾地域の玄武岩一流紋岩複合岩脈 (和田ほか, 2000) の流紋岩部に包有される花崗岩包有物から中期中新世の伏在岩体の存在が推定され、それは大峯花崗岩質岩に相当する岩体のひとつと考えられている (新正ほか, 2003)。樫尾複合岩脈の花崗岩包有物もそれを包有する流紋岩との境界は入り組んだ波状を示しており、高温状態で流紋岩マグマに取り込まれたものと推定されている。また、宮滝岩脈の流紋岩・花崗岩と樫尾地域のD20岩脈のそれらはともに同じ微量元素組成パターンを示す (Fig. 6.b)。花崗岩の全岩組成は必ずしもメルト組成を表すものではないが、宮滝・樫尾両岩脈の花崗岩包有物には集積岩に特

Surface

Fig. 8. Schematic model for the emplacement of the Miyataki dike.

微的な組織がいずれも見られず、宮滝と檜尾の岩脈に含まれる流紋岩・花崗岩の起源が同じものであると考えることは差し支えない。つまり、檜尾の複合岩脈の流紋岩マグマと同様、宮滝岩脈をつくった安山岩マグマは地下浅所の高温状態にある深成岩体と接触しミングリングしたことが推定できる。特に宮滝岩脈の場合、岩相Ⅰの流紋岩 (I-R) 中の安山岩 (I-A) が花崗岩 (I-G) を包有することから、安山岩マグマが冷却途中の高温花崗岩体と直接接触してきたと考えられる。

以上をまとめると、宮滝岩脈を形成した安山岩・流紋岩両マグマと花崗岩体の関係すなわち岩脈形成過程には以下のようなモデル (Fig. 8) を考えることができる。

- (1) 地下浅所に貫入していた花崗岩体 (大峯花崗岩質岩の一部である可能性が高い) があり、その周縁部は冷却によって固結が進行していたが (I-G・II-G), 中心部ほど冷却が遅く半固結～未固結状態にあった (I-R)。
- (2) 花崗岩体に安山岩マグマ (I-Ab) が貫入し、岩体周縁部の固結した花崗岩 (I-G・II-G) を取り込むと同時に、岩体中心部の未固結の流紋岩マグマ (I-R, II-R) と不均質混合 (ミングリング) を起こした。その際、安山岩マグマの断片・包有物 (I-Ag, I-A) を形成した。
- (3) さらに安山岩マグマが貫入し花崗岩体を突き破り上昇し岩脈を形成した。その際、安山岩マグマは、火道形成に伴う多量の母岩由来物質を取り込みながら、安山岩マグマの断片・包有物 (I-Ag, I-A) を伴った流紋岩マグマの包有物 (I-R, II-R) と火道内で不均質混合すなわちミングリングして定置した (II-A)。

以上のモデルの時間スケールについての情報は今のところ得られていない。しかし、ミングリング現象は定性的にはあるマグマが別のマグマに注入されて十分時間が経過し均質になる前におこると考えられており (Blake and Koyaguchi,

1991), 宮滝岩脈の場合も同様に安山岩マグマが花崗岩体に貫入したあと比較的短時間のうちに起こったと考えることができるだろう。

3. 紀伊半島における中新世火成活動

紀伊半島の西南日本外帯における中新世火成岩体の特徴のひとつとして珪長質マグマの活動が卓越するという認識が一般的である。これは大峯・熊野両酸性岩類が広く分布し、比較的研究が進んでいることによるのだろう。しかし、宮滝岩脈を形成したのは中間質マグマと珪長質マグマである。最近の研究によれば、紀伊半島に分布する中期中新世火成岩体の形成には、珪長質マグマのみならず苦鉄質～中間質マグマが寄与していることが明らかにされつつある (例えば、中奥火砕岩岩脈: 和田ほか, 2004)。しかも、檜尾複合岩脈 (和田ほか, 2000) や川上村中奥の D4 岩脈 (和田・新正, 2004) のように、珪長質マグマと中間質・苦鉄質マグマが同時に活動して複合岩脈を形成していることが多く、宮滝岩脈の産状に示されるように直接混合が可能な状況にあったことを強く示唆している。

宮滝の位置は瀬戸内火山岩類と外帯酸性岩類のほぼ中間に位置する。中田・高橋 (1979) は化学組成の変化が連続的であることから、両者を一連の火成活動の産物と見なしている。また近年出されている多くの年代データの総括から両者の活動には時間的間隙がないことが強く支持されている (例えば、角井, 2000; 新正・角井, 2000; Sumii and Shinjoe, 2003)。瀬戸内火山岩類においても珪長質マグマと中間質・苦鉄質マグマが相伴って活動しているが、両者の活動に時間的にずれがあるという主張 (Tatsumi et al., 2001) と同時期の活動であるとの主張 (例えば、吉川, 1997; 星ほか, 2002) がある。宮滝岩脈は中央構造線より南で、なおかつ大峯花崗岩質岩と近接する位置にあり、瀬戸内火山岩類とは直接比較できない。

しかし、少なくともこの地理的位置では珪長質マグマと中間質・苦鉄質マグマは同時期に活動していたことを意味する。

一方で、先述したように、従来の火道内ミングリング現象の研究例では、カルデラやバソリスといった巨大なマグマ溜まりに伴ってミングリング現象の見られる岩脈が形成されているように見える。近年、宮滝岩脈の周辺でも巨大マグマ溜まりの存在が推定されている（梅田ほか, 2003; 三浦・和田, 2007）。このことからすれば宮滝岩脈でのミングリング現象は、他の複合岩脈（和田ほか, 2000; 新正ほか, 2003; 和田・新正, 2004）の成因と共に、紀伊半島における中期中新世の巨大マグマ溜まり内でのマグマ・プロセスを理解するための重要な鍵となる可能性がある。

ま と め

奈良県吉野町、宮滝岩脈の産状と岩石組織の観察から、同岩脈では安山岩マグマと流紋岩マグマがミングリングを起こしていたことが明らかとなった。また同岩脈に包有される花崗岩は宮滝の近傍地域に花崗岩からなる伏在岩体が存在することを強く示唆し、そこで安山岩マグマ・流紋岩マグマ・花崗岩体の三者が互いに接触しミングリングを起こした可能性が高い。岩脈はマグマ溜まりから地表へマグマをもたらし、マグマの混合・ミングリングを起こす場のひとつと見なされてきた（例えば、小屋口, 1986）。宮滝岩脈はその一例と考えられ、火道を上昇するマグマの挙動や混合過程の理解に重要なものと考えられる。

現在、少なくとも紀伊半島においては火山地質学・年代学・地球化学からのアプローチにより、熊野・大峯岩体に代表される珪長質マグマ活動以外にも異なる組成のマグマ及びその活動の詳細が明らかにされつつある。今後さらにこれらの手法を用いて火成活動の実態の解明を続けると同時に、詳細な岩石学的検討によりそれぞれのマグマの特徴付けが必要である。これによって火成活動とテクトニクスとの関連の解明が期待できるだろう。

謝 辞

本研究は藤田の奈良教育大学大学院教育学研究科平成 16 年度修士論文の一部である。蛍光 X 線分析では折橋裕二氏（東京大学地震研究所）のお世話になった。星 博幸氏（愛知教育大学）には本特集号へ投稿する機会をいただいた。三浦大助氏（電力中央研究所）には粗稿への御意見をいただいた。編集委員の角井朝昭氏（産業総合技術研究所）および査読者の沢田順弘氏（島根大学）と下司信夫氏（産業技術総合研究所）のコメントによって原稿は大幅に改善された。本研究には平成 15 ～ 17 年度東京大学地震研究所特定共同研究 (B) 「火成活動から見た西南日本弧の中新世テクトニクス」（課題番号: 2003-B-03, 研究代表者: 新正裕尚）からの予算を使用した。以上、記して感謝したい。

引 用 文 献

- Bell, B.R., 1983, Significance of ferrodiortitic liquids in magma mixing processes. *Nature*, **306**, 323-327.
 Blake, S., and Koyaguchi, T., 1991, Insights on the magma mixing model

- from volcanic rocks. In Didier, J. and Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology (Developments in Petrology 13)*, Elsevier, Amsterdam, 403-413.
 Hibbard, M.J., 1995, *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey, 608p.
 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹, 2002, 瀬戸内火山岩類のフィッシュ・トラック年代測定: 近畿地方, 二上層群の例. 地質雑, **108**, 353-365.
 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. 地質雑, **106**, 670-688.
 Kennedy, B., and Stix, J., 2007, Magmatic processes associated with caldera collapse at Ossipee ring dyke, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **119**, 3-17.
 小屋口剛博, 1986, 苦鉄質マグマと珪長質マグマの混合機構—不均質なマグマの成因—. 火山第二集, **30**, S41-S54.
 Le Maitre, R. W., ed., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms - Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Sci. Pub., Oxford, 193p.
 Marshall, L.A., and Sparks, R.S.J., 1984, Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions. *Jour. Geol. Soc. London*, **141**, 171-182.
 三浦大助・和田稔隆, 2007, 西南日本弧前縁の圧縮テクトニクスと中期中新世カルデラ火山. 地質雑, **113**, 283-295 本特集号).
 中田節也・高橋正樹, 1979, 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性～珪長質マグマの化学組成広域的变化. 地質雑, **85**, 571-582.
 日本の地質「近畿地方」編集委員会編, 1987, 日本の地質 6: 近畿地方. 共立出版, 297p.
 Noblett, J.B., and Staub, M.W., 1990, Mid-Proterozoic lamprophyre com-mingled with late-stage granitic dikes of the anorogenic San Isabel batholith, Wet Mountains, Colorado. *Geology*, **18**, 120-123.
 Shelley, D., 1992, *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Micro-scope -Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientations*. Chapman & Hall, London, 445p.
 新正裕尚・角井朝昭, 2000, 外帯酸性岩の成因. 月刊地球 (号外), no.30, 222-226.
 新正裕尚・和田稔隆・折橋裕二・角井朝昭・中井俊一, 2003, 岩脈中の花こう岩質包有物のジルコン U-Pb 年代から推定される奈良県吉野地域の中央構造線南方に伏在する中新世花こう岩質岩体. 地質雑, **109**, 689-696.
 角井朝昭, 2000, 瀬戸内海西部地域における中新世瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **106**, 609-619.
 Sumii, T., and Shinjoe, H., 2003, K-Ar ages of the Ohmine Granitic Rocks, south-west Japan. *Island Arc*, **12**, 335-347.
 Sun, S.-S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D. and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Pub., **42**, 313-345.
 谷 健一郎・折橋裕二・中田節也, 2002, ガラスビードを用いた蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石の主・微量成分分析: 3 倍・6 倍・11 倍希釈ガラスビード法の分析制度の評価. 東京大地震研究所技術報告, **8**, 26-36.
 Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizaka, K., and Itaya, T., 2001, Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Int.*, **144**, 625-631.
 梅田浩司・上原大二郎・小川康雄・工藤 健・角田地文, 2003, 広帯域 MT 法による紀伊半島の中新世珪長質火成岩体の深部構造. 火山, **48**, 461-470.
 和田稔隆・安藤将史・東山岳広, 2000, 紀伊半島中央部, 奈良県川上村と吉野町に分布する岩脈のマグマ流動方向. 奈良教育大紀要, **49**, 47-57.
 和田稔隆・丸目紘輔・新正裕尚, 2004, 奈良県川上村中奥に分布する火砕岩 (tuffite) 岩脈から見出された苦鉄質～中間質の本質岩片とその意義. 奈良教育大附属自然環境教育センター紀要, **6**, 7-18.
 和田稔隆・三浦大助, 2005, 熊野酸性火成岩類の“凝灰岩”の再検討—大狗子半島での産状から推定される花崗斑岩マグマの定置モード. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, V056P-001.
 和田稔隆・新正裕尚, 2004, 奈良県川上村中奥で見出された複合岩脈—苦鉄質・珪長質マグマ供給源の位置—. 地球惑星科学関連学

- 会 2004 年合同大会予稿集, G017-P006.
- Walker, G.P.L., and Skelhorn, R.R., 1966, Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth-Sci. Rev.*, **2**, 93-109.
- Wiebe, R.A., 1991, Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In Didier, J. and Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology (Developments in Petrology 13)*, Elsevier, Amsterdam, 393-402.
- 大和火成岩研究グループ, 1994, 紀伊山地中央部の中・古生界 (その 5) - 新子地域 -. 地球科学, **48**, 103-117.
- 大和火成岩研究グループ, 2005, 紀伊山地中央部の中・古生界 (その 9) - 辻堂・大峯・台高・国見山地域の再検討 -. 地球科学, **59**, 287-300.
- 吉川敏之, 1997, 大阪東南部, 二上層群の中新世火山岩の放射年代. 地質雑, **103**, 998-1001.
- Zimanowski, B., and Büttner, R., 2002, Dynamic mingling of magma and liquefied sediments. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **114**, 37-44.

(要 旨)

和田穰隆・藤田千夏・新正裕尚, 2007, 紀伊半島中央部, 中期中新世宮滝岩脈: 火道内でのマグマ・ミングリングとその意義. 地質雑, **113**, 353-365. (Wada Y., Fujita C. and Shinjoe H., 2007, The Middle Miocene Miyataki dike, central Kii Peninsula, southwest Japan : magma mingling observed in dike conduit and its implications. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **113**, 353-365.)

紀伊半島中央部, 奈良県吉野町に露出する宮滝岩脈の形成過程を再検討した. 同岩脈は従来, 多量の岩片を含むため火砕岩であると考えられてきた. 今回, 野外および鏡下での観察により, 宮滝岩脈は流紋岩と安山岩が互いにミングリングし, また包有物として含まれる岩石からなることが明らかとなった. さらに花崗岩が流紋岩・安山岩に包有されるとともに, 流紋岩中の花崗岩は安山岩に包有された上で包有されている. いずれの包有物とも不定形状をなし高温時に塑性変形を受けたことを示している. これらのことから, 流紋岩・安山岩両マグマは花崗岩体と岩脈定置前に一旦ミングリング・断片化した後, さらにミングリングを続けながら上昇して宮滝岩脈を形成したと推定できる.