飛騨帯に産する変斑れい岩複合岩体のマグマ過程と形成場：熊野川–長棟川 斑れい岩複合岩体の例

Magma processes and tectonic setting of metamorphosed gabbroic complex in the Hida Belt, Southwest Japan: A case study of the Kumanogawa–Nagatogawa gabbroic complex

Abstract

上塘 齋* 大和田正明* 加納 隆*

Itsuki Kamitomo, Masaaki Owada* and Takashi Kano**

2010年8月23日受付.

2011年10月8日受理.

* 山口大学大学院理工学研究科地球科学学域
Division of Earth Sciences, Yamaguchi University, Yamaguchi 753-8512, Japan

Corresponding author: I. Kamitomo,
j002wa@yamaguchi-u.ac.jp

The Hida belt of Southwest Japan, dominated by plutonic rocks and orthogneisses, was situated along the continental margin of eastern Asia prior to the opening of the Japan Sea. The metamorphosed Kumanogawa–Nagatogawa gabbroic complex of the Hida Belt contains well-preserved igneous structures and textures, making it suitable for geological and petrological studies as an igneous suite. The complex contains gabbro, diorite, and granodiorite–granite. The gabbro is subdivided into coarse-grained gabbro showing igneous layers with cumulus texture, and fine-grained gabbro that occurs as syn-plutonic dykes and micro-magmatic enclaves with ophitic texture. The fine-grained gabbro has a tholeiitic composition similar to that of subduction-related basalts. In contrast, the diorite and the granodiorite–granite show various textures indicative of magma mixing and mingling (e.g., bladed biotite, acicular apatite, boxy cellular plagioclase, and rapakivi feldspar). The chemical composition of the diorite overlaps with the evolved composition of the fine-grained gabbro. The occurrence and geochemical features of the gabbroic complex indicate that the various magmas, ranging from basaltic to granitic compositions, coexisted with each other and that differentiation, magma mixing, and mingling occurred in the magma chamber to produce the complex. The magma is suggested to have formed in an active continental margin at a subduction zone.

Keywords: Hida Belt, Kumanogawa–Nagatogawa gabbroic complex, magma mixing and mingling, fine-grained gabbro, tholeiitic magma, subduction zone

はじめに

飛騨帯は日本列島の骨格をなす地帯として古くから注目され、その地質学的な位置づけが議論されてきた（例えば、Komatsu, 1990; 磯崎・丸山, 1991; 小松ほか, 1993; Arakawa et al., 2000; Jahn, 2002）。しかしながら、飛騨帯の研究における問題点は、変成岩類の原岩形成場やその形成年代に関して、宇奈月変成岩（広井, 1978）などを除くと、十分な解答が得られていなかったことにある。

近年、飛騨帯の270～240 Maの広域変成作用（棚座・金子, 2001; Kunugiza et al., 2001）を受けた片麻岩類の中には、以下のように深成岩起源の正片麻岩を含むことが明らかにされてきた。加納・寺山（1995）は、神岡地域のいわゆるメタペーサイト（秋山, 1980）や角閃石片麻岩の多くが斑れい岩～閃緑岩起源であることを明らかにした。また、加納・渡辺（1995）は、神岡地域に分布する船津花崗岩類を再検討し、飛騨広域変成作用を受けた花崗岩とその後に貫入した非変成の花崗岩に区分し、それぞれ早期飛騨花崗岩類と

後期飛騨花崗岩類に区分した。さらに、棚座・金子（2001）、Kunugiza et al.（2001）およびTakahashi et al.（2010）は、U-Th-Pb化学年代とU-Pb SHRIMP年代から早期飛騨花崗岩類の貫入年代を270～240 Maとした。一方、飛騨帯西部の庄川流域、東部の片貝川流域および宇奈月帯の黒部川流域にも飛騨帯中部の神岡地域の変成斑れい岩～閃緑岩（加納・寺山, 1995）や変成花崗岩（加納・渡辺, 1995）と同様の岩相が分布する（加納, 2005）。すなわち飛騨帯には、270～240 Maの広域変成作用以前に活動した斑れい岩～閃緑岩や花崗岩など深成岩を起源とする変成岩類が広域的に分布する。これらの変成岩類を含めた飛騨帯の地質概略図をFig. 1に示す。なお、これら変成花崗岩と変成斑れい岩～閃緑岩は異なる活動時期が想定されている（Arakawa et al., 2000; 加納, 2005）。

飛騨帯中部神岡地域の北東に位置する熊野川–長棟川流域には、広域変成作用以前に活動した斑れい岩～花崗岩からなる斑れい岩複合岩体が分布する（Figs. 1, 2）（加納, 1973; 上塘ほか, 2010）。本複合岩体は、比較的変形が弱く火成岩

Fig. 1. Geological sketch map of the Hida Belt, Southwest Japan. Metamorphosed plutonic complexes, including gabbro, diorite, and granite, are exposed throughout the Hida belt. The Kumanogawa-Nagatogawa area consists of meta-gabbro, meta-diorite, and meta-granite. Geological data are from Kano and Terayama (1995), Kunugiza et al. (2001), Kano (2005), and Takahashi et al. (2010).

組織を保存していることから、各岩相の相互関係を明らかにし、岩体のマグマ過程を検討するのに適している(上塘ほか,

2009)。しかしながら、本岩体は神岡鉱山に関連した広域調査(加納, 1973)のほか、詳細な研究は報告されていない。また、深成岩類の化学的特徴を把握することは、これらの岩石の原岩形成場の解明に貢献できる。そこで本論文では、熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の産状、記載的特徴および岩石学的・地球化学的な性質を述べ、岩相相互の成因的關係と古生代末から中生代初期における古地理的位置を踏まえたマグマの形成場について議論する。

地質概説

飛騨帯は、主に変成岩類の原岩構成と面構造の特徴によって、東部岩体、中部岩体および西部岩体に区分されている(加納, 1973, 1975b, c, 1980, 1981, 1982)。熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体は飛騨帯中部岩体の一部に相当し、東西約 10 km、南北約 5 km にわたり露出する(Figs. 1, 2)。本複合岩体は、主に斑れい岩と閃緑岩から構成され、花崗閃緑岩～花崗岩を伴う。また、結晶質石灰岩や石灰珪質片麻岩など表成岩起源の変成岩ブロックを含むことから「熊野川閃緑岩質ミグマタイト」と呼ばれた(加納, 1973)。これら表成岩起源の変成岩類は、片理面の走向方向が岩相の伸びの方向としばしば一致し、一般に N-S 走向で、東へ 60°~70° 傾斜する。表成岩周辺は、表成岩と各種深成岩類との混在によって不均質な岩相を示す。この不均質岩相の組成は、もとのマグマ組成を反映していない可能性があるため、本論文では、表成岩起源の包有岩を伴う不均質な岩相を検討対象から除いて議論する。

熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体は、ジュラ系～白亜系の

Fig. 2. Geological map of the Kumanogawa River and the Nagatogawa River regions, Toyama Prefecture. The Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex consists of coarse-grained gabbro, fine-grained gabbro, diorite, and granodiorite-granite. The coarse-grained gabbro is subdivided into gabbro-norite, gabbro, and Hbl-gabbro. Fine-grained gabbro occurs as syn-plutonic dykes and micro-magmatic enclaves in the diorite and granodiorite-granite.

Fig. 3. Occurrence of the Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex. a: Coarse-grained gabbro showing layered structure. b: Fine-grained gabbro (micro-magmatic enclave; MMEs) with a chilled margin, included in diorite. c, d: Fine-grained gabbro (MMEs) with a chilled margin, included in granodiorite-granite. e: Fine-grained gabbro intruding diorite as syn-plutonic dykes. f: Fine-grained gabbro intruding granodiorite-granite as syn-plutonic dykes. g: Fine-grained gabbro included in diorite. Note the evidence of mingling between diorite (light) and gabbro magmas (dark). h: Granodiorite-granite containing rapakivi feldspar.

手取層群に不整合で覆われるが、岩相の類似性や旧金属鉱業事業団による掘削データから見て、南側の神岡地域や東側の和田川流域へ連続している（通産省, 1972; 加納・寺山, 1995; 加納, 2005）。神岡地域の斑れい岩～閃緑岩は、 234.2 ± 1.8 Ma のジルコン SHRIMP 年代を示す伊西ミグマタイト中にブロックとして包有されている（Sakoda et al., 2006）。このことは、斑れい岩～閃緑岩が少なくとも 234.2 ± 1.8 Ma 以前には活動していたことを示唆している。

熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体を構成する斑れい岩は、一般に粗粒で層状構造がしばしば発達する（Fig. 3a）。この粗粒な斑れい岩、閃緑岩および花崗閃緑岩～花崗岩の岩相境界は、一般に各岩相が不均質に混在する。また、後述するように、閃緑岩と花崗閃緑岩～花崗岩中には斑れい岩質同時性

岩脈や細粒包有岩（micro-magmatic enclave: MME）（Pitcher, 1991）が存在し、花崗閃緑岩～花崗岩中のラパキビ構造など、苦鉄質～中間質マグマと珪長質マグマがマグマ同士で共存していたことを示唆する産状が認められる（Figs. 3b-3h）。さらに鏡下では Hibbard (1995) によってまとめられたマグマ混合・混交の岩石組織が発達している。

熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の産状と岩石記載

熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体を構成する深成岩類は、産状と岩相の特徴から斑れい岩、閃緑岩および花崗閃緑岩～花崗岩に区分される。このうちの斑れい岩と閃緑岩が本複合岩体の主岩相であり、斑れい岩は主に岩体の東部に、閃緑岩は岩体の西部に広く分布する。

Fig. 4. Photomicrographs of the Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex. a: Cumulus texture in coarse-grained gabbro (crossed polarized light; XPL). b: Fine-grained gabbro showing ophitic texture (XPL). c: Zoned plagioclase with a dusty zone in diorite (XPL). d, e: Spongy cellular plagioclase in diorite (XPL). f: Quartz ocelli surrounded by hornblende in diorite (plane polarized light; PPL). g: Boxy cellular plagioclase in granodiorite-granite (XPL). h: Rapakivi texture, whereby a large K-feldspar grain is surrounded by small plagioclase grains in granodiorite-granite (XPL). i: Bladed biotite in granodiorite-granite (PPL). j: Acicular apatite in granodiorite-granite (PPL). Opx: orthopyroxene. Cpx: clinopyroxene. Hbl: hornblende. Bt: biotite. Pl: plagioclase. Kfs: potassium feldspar. Qtz: quartz. Ap: apatite.

1. 斑れい岩

斑れい岩は、集積組織が発達する粗粒な斑れい岩（以後、粗粒斑れい岩）と、閃緑岩や花崗閃緑岩～花崗岩の中の同時性岩脈あるいは MME として産する細粒な斑れい岩（以後、

細粒斑れい岩）に区分される。

[1] 粗粒斑れい岩：構成鉱物の特徴から、斑れいノーライト、斑れい岩および角閃石斑れい岩に区分される。優黒質～灰色、粗粒で一般に斜長石と有色鉱物の量比の違いによって、

Fig. 5. Chemical profile of zoned plagioclase with a dusty zone in granodiorite-granite. Reverse zoning is apparent from the core to the dusty zone, whereas normal zoning is evident from the dusty zone to the rim.

厚さ数 mm～数 cm の層状構造が発達する (Figs. 2, 3a). 斑れいノーライトは、まれに数 10 cm の斜長岩層を伴う。この層状構造は、一般に N-S から N40°E ないし N30°W 走向, 60°～80° 東ないし西へ傾斜する (Fig. 2)。斑れいノーライトと斑れい岩、斑れい岩と角閃石斑れい岩はそれぞれ漸移する (Fig. 2)。粗粒斑れい岩は自形性の強い鉱物が定向配列した集積組織を示す (Fig. 4a)。鉱物粒度は各岩相とも 4 mm～2 mm である。各種構成鉱物の累帯構造は顕著ではないが、斜長石に関しては弱い累帯構造を示す (Fig. 4a)。

斑れいノーライトは、主に自形～半自形の斜長石、斜方輝石および単斜輝石から構成され、少量の半自形～他形であるホルンブレンド、黒雲母および石英を伴う。副成分鉱物として不透明鉱物とまれにジルコンを伴う。

斑れい岩は、主に自形～半自形の斜長石と単斜輝石から構成され、少量の半自形～他形である斜方輝石、ホルンブレンド、黒雲母および石英を伴う。副成分鉱物として不透明鉱物を含む。

角閃石斑れい岩は、主に自形～半自形のホルンブレンドと斜長石から構成され、少量の半自形～他形である単斜輝石、黒雲母および石英を伴う。副成分鉱物として不透明鉱物を含む。

[2] 細粒斑れい岩: 同時性岩脈や包有岩 (MME) として、閃緑岩と花崗閃緑岩～花崗岩中に産する。急冷周縁相が発達し、中心部は緻密で均質な岩相を示す。包有岩 (MME) は径数 cm～数 10 cm の球状、レンズ状、角礫状ないし不定形など様々な形を示す (Figs. 3b–3d)。同時性岩脈は幅数

10 cm～1 m と様々で、岩脈と母岩との境界は、岩脈の縁が不定形に剥離し MME 状になっている場合もある (Figs. 3e, 3f)。同時性岩脈と MME は、母岩から派生した細脈に貫かれたり、両岩相にまたがる石英や長石を伴う。

一般に暗黒緑色で 0.1 mm～0.3 mm の細粒結晶が卓越し、オフィティック組織を示す (Fig. 4b)。構成鉱物は、主に自形～半自形のホルンブレンド、斜長石および単斜輝石で、少量の半自形～他形である石英と黒雲母を伴う。副成分鉱物として不透明鉱物と燐灰石を含む。なお、熊野川最上流域に産する同時性岩脈は、含水鉱物をほとんど含まず、主に自形～半自形の単斜輝石、斜長石、斜方輝石および少量の他形の石英から構成され、半自形のホルンブレンドや半自形～他形の黒雲母を少量伴う。副成分鉱物として不透明鉱物と燐灰石を含む。

2. 閃緑岩

粗粒斑れい岩とともに本複合岩体の主要部分を占め、岩体の西部に広く分布する。粗粒斑れい岩との境界部では、閃緑岩の優白部と細粒化した斑れい岩が複雑に入り組む産状を示す (Fig. 3g)。花崗閃緑岩～花崗岩との境界は、両岩相が不均質に入り混じる場合と、明瞭な境界を持たずに漸移する場合がある。一般的な岩相は粗粒～中粒、灰色～灰白色を示す。

構成鉱物は、主に自形～半自形の斜長石、ホルンブレンドおよび石英からなり、少量の半自形の単斜輝石や黒雲母を伴う。鉱物粒度は 4～8 mm 程度で、半自形粒状組織を示す。単斜輝石はホルンブレンド中の残存鉱物として産する。しばしばホルンブレンド、単斜輝石および黒雲母からなる鉱物集合体を含む。斜長石は、自形～半自形結晶で、顕著な累帯構造を示す。また、累帯構造に汚濁帯を伴う場合や、スポンジセル状組織やボックスセル状組織を示す場合もある (Figs. 4c–4e)。汚濁帯を持つ斜長石は、しばしば中心部に細粒のホルンブレンドを含む (Fig. 4c)。汚濁帯をもつ斜長石の組成変化は、中心部から汚濁帯までが逆累帯構造で、汚濁帯から周縁部までが正累帯構造を示す。その他、周囲をホルンブレンドに取り囲まれる石英オセリー (Fig. 4f)、刃状のホルンブレンドや黒雲母、そして針状燐灰石を含む。副成分鉱物として不透明鉱物、チタン石、ジルコンおよび燐灰石を伴う。

3. 花崗閃緑岩～花崗岩

花崗岩と花崗閃緑岩は小スケールで不均質に入り組んで産するため、ここでは一括して扱う。粗～中粒で、優白質な岩相を示す。一部で岩脈として粗粒斑れい岩や閃緑岩を貫くが、一般的にはより苦鉄質の岩相である粗粒斑れい岩や閃緑岩と不均質に入り組みながら移り変わる。また、花崗岩より花崗閃緑岩に MME や同時性岩脈が多く伴われる傾向にある (Figs. 3c, 3d, 3f)。鉱物粒度は 4 mm～8 mm で、等粒状組織～半自形粒状組織を示す。構成鉱物は、主に自形～半自形の斜長石、石英、カリ長石および少量の半自形であるホルンブレンドや黒雲母である。まれに半自形の単斜輝石を伴う。斜長石は、自形～半自形で顕著な累帯構造を持つ。スポンジセル状組織およびボックスセル状組織を示す斜長石を含む (Fig. 4g)。累帯構造は汚濁帯を伴う場合もある。汚濁帯

Table 1. Major and trace element compositions of the Kumanogawa–Nagatogawa gabbroic complex. Total Fe reported as FeO*. Mg#: 100*Mg/(Mg+Fe) (mole ratio). LOI: loss on ignition.

Rock type	Fine-grained gabbro			Coarse-grained gabbro			Diorite			Granodiorite - Granite		
SiO ₂ (wt%)	47.92	50.31	51.36	54.03	47.72	45.84	53.62	54.47	58.35	71.42	73.14	64.45
TiO ₂	0.37	1.23	1.07	0.55	0.95	1.59	0.99	0.94	0.88	0.35	0.30	0.65
Al ₂ O ₃	15.93	19.44	19.48	24.55	22.68	17.08	18.29	18.71	18.42	14.27	14.23	16.79
FeO*	8.47	9.60	8.76	3.02	8.29	13.34	8.31	7.64	5.68	2.20	1.81	4.53
MnO	0.16	0.18	0.18	0.05	0.12	0.18	0.22	0.15	0.16	0.06	0.06	0.12
MgO	12.27	4.23	3.83	1.12	3.45	5.31	3.88	4.08	2.06	0.58	0.48	1.54
CaO	12.19	7.32	7.84	9.55	11.15	10.83	7.26	7.93	5.35	1.44	1.33	3.97
Na ₂ O	1.48	3.62	4.22	4.76	2.81	2.61	4.30	3.63	4.86	3.73	4.22	4.74
K ₂ O	0.52	1.60	0.97	0.76	0.82	0.35	0.90	0.83	1.39	4.16	3.78	2.14
P ₂ O ₅	0.03	0.14	0.16	0.10	0.32	0.88	0.11	0.11	0.14	0.05	0.05	0.10
LOI	0.88	2.17	1.35	1.38	1.66	1.13	1.17	1.47	2.18	0.85	0.48	1.39
Total	100.22	99.82	99.20	99.87	99.97	99.12	99.03	99.96	99.47	99.10	99.86	100.42
Mg#	72.08	43.99	43.79	39.83	42.60	41.47	45.43	48.77	39.24	31.96	32.14	37.82
FeO*/MgO	0.69	2.27	2.29	2.69	2.40	2.52	2.14	1.87	2.76	3.80	3.76	2.93
Ba (ppm)	153	596	570	343	285	135	382	383	702	931	995	865
Cr	204	0.0	0.0	1.5	4.3	3.5	3.5	12.3	0.0	0.0	0.0	0.0
Nb	2.7	9.9	9.3	3.0	3.0	1.8	7.1	4.9	9.0	8.5	6.8	6.5
Ni	110	0.0	0.0	3.6	3.0	5.1	0.0	10.7	3.4	4.1	4.4	4.8
Rb	16.1	41.0	24.1	26.4	40.2	13.8	25.8	26.3	40.2	56.5	80.9	61.8
Sr	349	861	793	715	749	593	542	568	667	203	203	439
V	95.4	207	154	61.4	189	439	166	168	81.6	24.4	25.6	74.6
Y	6.2	36.8	28.6	2.1	6.1	35.7	22.8	15.7	29.7	18.0	13.7	28.2
Zn	53.6	115	112	28.1	70.3	106	117	86.7	97.3	40.3	33.2	77.4
Zr	90.6	185	208	75.2	35.2	35.4	119	108	269	235	190	233

Table 2. Chemical compositions of constituent minerals of coarse-grained gabbro. Total Fe reported as FeO*. Opx and Cpx: X_{Mg} [Mg/(Fe+Mg+Ca)], X_{Fe} [Fe/(Fe+Mg+Ca)], X_{Ca} [Ca/(Fe+Mg+Ca)], X_{Al} (Al/2 as O = 6). Hbl: X_{Mg} [Mg/(Mg+Fe)]. Pl: X_{an} [Ca/(Ca+Na+K)].

Mineral	Orthopyroxene			Clinopyroxene			Hornblende			Plagioclase						
SiO ₂ (wt%)	52.10	52.71	52.08	53.23	52.36	53.25	43.73	44.43	44.24	51.26	56.36	55.98				
TiO ₂	0.16	0.18	0.16	0.24	0.41	0.51	2.11	1.27	1.93	0.01	0.03	0.01				
Al ₂ O ₃	1.51	0.79	0.96	1.46	1.88	2.28	9.40	8.80	8.61	30.43	26.11	27.45				
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	-	-	-	0.07	0.02	0.01				
FeO*	25.95	26.53	25.51	9.30	8.81	8.66	15.87	16.07	16.47	0.22	0.38	0.18				
MnO	0.65	0.63	0.68	0.38	0.44	0.35	0.39	0.40	0.30	0.01	0.00	0.00				
MgO	19.69	19.11	19.51	14.08	13.87	13.74	11.74	11.51	11.66	0.01	0.01	0.02				
CaO	0.61	0.99	0.73	21.05	21.68	21.83	11.53	12.06	11.45	13.82	10.23	9.92				
Na ₂ O	0.06	0.04	0.07	0.35	0.41	0.39	1.59	1.18	1.24	3.93	6.05	6.13				
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.70	0.85	1.08	0.14	0.32	0.30				
Total	100.80	100.99	99.72	100.11	99.89	101.03	97.05	96.55	97.00	99.91	99.51	99.99				
	X _{Mg}	0.57	0.55	0.57	X _{Mg}	0.41	0.40	0.40	X _{Mg}	0.63	0.62	0.62	X _{an}	0.66	0.47	0.46
	X _{Fe}	0.42	0.43	0.42	X _{Fe}	0.15	0.14	0.14								
	X _{Ca}	0.01	0.02	0.02	X _{Ca}	0.44	0.45	0.46								
	X _{Al}	0.03	0.02	0.02	X _{Al}	0.03	0.04	0.05								

をもつ斜長石の組成変化は、中心部から汚濁帯までが逆累帯構造で、汚濁帯から周縁部までが正累帯構造を示す (Fig. 5)。カリ長石は自形で、周囲により細粒の斜長石を伴うラパキビ構造を示す (Figs. 3h, 4h)。また、自形性の強い細粒斜長石をしばしばポイキリティックに包有する (Fig. 4h)。その他、刃状黒雲母 (Fig. 4i) や針状燐灰石 (Fig. 4j) を含む。副成分鉱物として不透明鉱物、チタン石、ジルコンおよび燐灰石を含む。

全岩化学組成

主成分および微量成分の全岩化学組成分析は、山口大学機器分析センターの全自動蛍光 X 線分析装置 RIX3000 を用いて測定した。分析方法は山崎ほか (1999) にしたがった。分析結果を Table 1 に示す。なお、以下に示す図 (Figs. 6, 7) は、主成分元素の組成を無水 100 wt.% に換算した値を使って作成した。また、粗粒斑れい岩の鉱物化学組成を Ta-

Fig. 6. Harker diagrams of major elements in the Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex. Boundaries between high-K, medium-K, and low-K fields are from Peccerillo and Taylor (1976). The chemical compositions of constituent minerals in the coarse-grained gabbro are also shown in Al_2O_3 wt.% vs. SiO_2 wt.% and FeO^* wt.% vs. SiO_2 wt.% diagrams.

ble 2 に示す。鉱物化学組成の分析には、山口大学機器分析センターの島津製作所電子線マイクロアナライザー (EP-MA-V6) を用いた。測定条件は加速電圧 15 kV, 試料電流 0.015 μA , ビーム径 5 μm である。

分析試料の選定にあたり、変形・変成作用に伴う二次的な組成変化を除くため、面構造やグラノプラスティック組織の顕著な岩石は分析試料から除外した。また、細粒斑れい岩の分析には、急冷周縁相を除く均質でオフィティック組織を示

す部分を用いた。全岩化学分析に際し、変形・再結晶が顕著な試料や表成岩との境界に発達して不均質な岩相を示す試料は除外した。

1. 分析結果

主要元素のハーカー図を Fig. 6 に示す。これらのうち Al_2O_3 - SiO_2 図および FeO^* - SiO_2 図には、粗粒斑れい岩を構成する鉱物の化学組成も示した。

粗粒斑れい岩は、 SiO_2 の増加に伴い TiO_2 , FeO^* , MgO

およびCaOが急激に減少し、Na₂OとK₂Oは増加する。Al₂O₃-SiO₂図およびFeO*-SiO₂図において、粗粒斑れい岩の組成変化は構成鉱物の化学組成の範囲内にある。一方、細粒斑れい岩は、SiO₂の増加にともなう、Al₂O₃は一度増加した後に減少するなど、単一のトレンドを示す。そして、MgOが12 wt.%を越える試料を含むことで特徴づけられる。また、閃緑岩から花崗岩～花崗閃緑岩のうち、SiO₂組成が54～70 wt.%では、SiO₂の増加に伴い、各元素は直線的な変化を示す。

K₂O-SiO₂図 (Fig. 6) では、ほとんどの岩相がPeccerillo and Taylor (1976) による中間カリウム岩系の領域にプロットされる。しかしSiO₂が71 wt.%以上の花崗岩～花崗閃緑岩は高カリウム岩系にプロットされる。

Na₂O+K₂O-SiO₂図 (Miyashiro, 1978) では、粗粒斑れい岩と細粒斑れい岩はアルカリ岩系と非アルカリ岩系の境界にまたがってプロットされるが、閃緑岩と花崗岩～花崗閃緑岩は非アルカリ岩系の領域にプロットされる (Fig. 7a)。また、Miyashiro (1974) によるSiO₂-FeO*/MgO図では、閃緑岩はソレライトとカルクアルカリの領域にまたがってプロットされる (Fig. 7b)。しかし、細粒斑れい岩と粗粒斑れい岩はソレライトの領域に、花崗岩～花崗閃緑岩はカルクアルカリの領域にプロットされる (Fig. 7b)。

議 論

1. 岩相相互の成因的關係：玄武岩質マグマと珉長質マグマの共存と混合・混交

熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体を構成する粗粒斑れい岩は、鉱物量比の違いによる層状構造をなす。また、鏡下では集積岩組織を示すので、その全岩化学組成はマグマの組成を保持していないものと見なされる。細粒斑れい岩は、他の岩相との境界部に同時性岩脈や包有岩 (MME) として産し、均質なオフィティック組織を示す。したがって、細粒斑れい岩の全岩化学組成はマグマ組成そのもの、あるいはそれに近いものとして扱うことができる。また、細粒斑れい岩と粗粒斑れい岩の鉱物組合せは共通するほか、ハーカー図上で細粒斑れい岩と粗粒斑れい岩の組成は重複している (Fig. 6)。

粗粒斑れい岩の組成変化は斜長石、輝石類およびホルンブレンドの組成に影響されている (Fig. 6)。一方、細粒斑れい岩の組成は、基本的に粗粒斑れい岩グループの組成範囲内にプロットされ、SiO₂の増加に伴い、MgOとCaOは急激に減少し、Al₂O₃は一度上昇した後、減少するなど、単一の変化トレンドを示す (Fig. 6)。これらの特徴は、細粒斑れい岩と粗粒斑れい岩は共通する玄武岩質マグマに由来することを示唆する。すなわち、粗粒斑れい岩が玄武岩質マグマから結晶が集積することで形成した岩相であるのに対し、細粒斑れい岩は玄武岩質マグマが珉長質マグマと接することで急冷した岩相ととらえることが出来る。

閃緑岩と花崗閃緑岩～花崗岩は、一般に不均質な岩相が卓越する。閃緑岩と花崗岩～花崗閃緑岩のほとんどは、汚濁帯をもち累帯構造の顕著な斜長石、スポンジセル状組織やボックスセル状組織の斜長石、ラパキビ構造そしてオセリー状の

Fig. 7. a, b: Total alkali (Na₂O+K₂O wt.%) vs. SiO₂ wt.% diagram (a) and SiO₂ wt.% vs. FeO*/MgO diagram (b) for rocks of the Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex. Boundaries between alkaline and subalkaline fields, and between tholeiite and calcalkaline fields are after Miyashiro (1978) and Miyashiro (1974), respectively.

斜長石や石英など、Hibbard (1995) によってマグマ混合を示すとされた組織が発達する (Figs. 4c-4j)。一方、SiO₂含有量が71 wt.%より高い岩石には上述した組織が認められない。汚濁帯をもつ斜長石は中心部から汚濁帯にかけて逆累帯構造を示し、汚濁帯から周縁部へは正累帯構造をもつ (Fig. 5)。全岩化学組成で見ると、閃緑岩と花崗閃緑岩～花崗岩はSiO₂が54～70 wt.%の組成範囲で直線的なトレンドを示し、そのSiO₂の乏しい部分はSiO₂>51 wt.%の細粒斑れい岩の組成に重なっている (Fig. 6)。

これらのことは、細粒斑れい岩を形成した玄武岩質マグマから分化したSiO₂が約51%のマグマとSiO₂>71 wt.%の花崗閃緑岩～花崗岩を形成したマグマとの間の混合・混交の可能性を支持する。すなわち、熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体は、基本的に玄武岩質マグマと花崗岩質マグマが共存し、様々な程度に分化や混合・混交した後、固結したものと考えられる。

2. 熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の形成場

細粒斑れい岩には、SiO₂が48 wt.%, MgOが12 wt.%で、FeO*/MgO = 0.7, Mg値が100×Mg/(Mg+Fe) = 72, Ni = 110 ppm およびCr = 203 ppm という組成の試料が含まれる。この組成はGreen et al. (1974) やSato (1977) による未分化玄武岩の要件に近い。また、このような未分化玄武岩組成に近い細粒斑れい岩はMiyashiro (1974) の図で、ソレライトの領域にプロットされる (Fig. 7b)。これらの結果を踏まえて、比較的未分化な組成 (SiO₂<51 wt.%)

Fig. 8. Discrimination diagrams and primitive-mantle-normalized spider diagram for rocks of the Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex. a: TiO_2 - 10MnO - $10\text{P}_2\text{O}_5$ diagram (Mullen, 1983), showing data for fine-grained gabbro. b: Zr/Y - Zr diagram (Pearce, 1983), showing data for fine-grained gabbro. c: Multi-element spider diagram showing data for fine-grained gabbro. Normalizing values are from Wood et al. (1979). Also shown are patterns for island arc basalt (Iwate volcano; Togashi et al., 1992) and for active continental margin basalt (Southern Andes; Thorpe et al., 1984) for comparison with fine-grained gabbro. d: Rb vs. Y+Nb diagram (Pearce et al., 1984), showing data for granodiorite-granite.

を示す細粒斑れい岩の組成からマグマ形成場を推定する。また、マグマ混合・混交が認められない $\text{SiO}_2 \geq 71$ wt.% の花崗岩試料についても検討する。

Mullen (1983) による TiO_2 - $\text{MnO} \times 10$ - $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ の地球化学判別図において、細粒斑れい岩は島弧ソレイトの領域にプロットされる (Fig. 8a)。さらに、Pearce (1983) による Zr/Y - Zr (ppm) 図では、陸弧の領域にプロットされる (Fig. 8b)。始原的マントル (Wood et al., 1979) で規格のスパイダー図では、LIL (large ion lithophile) 元素 (Sr, K, Rb, Ba) に富み HFS (high-field strength) 元素 (Nb, P, Zr, Ti) に乏しいパターンで、Nb および P で負の異常を示す (Fig. 8c)。この組成パターンは Togashi et al. (1992) による島弧玄武岩 (岩手火山) あるいは Thorpe et al. (1984) による活動的大陸縁玄武岩 (南アンデス) のパターンと類似する。これらのことから、熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の苦鉄質マグマは沈み込み帯に産するソレイト質玄武岩に由来すると考えられる。

一方、花崗岩は、 Rb -(Y+Nb) 図 (Pearce et al., 1984) で火山弧花崗岩の領域にプロットされる (Fig. 8d)。Tanaka (1992) は、飛騨帯に分布する花崗岩の組成を広域的に検討し、花崗岩の組成が沈み込み帯で発生したマグマに由来するとした。熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体中の花崗岩の特徴も Tanaka (1992) の見解と調和的である。

飛騨帯に産する変成苦鉄質深成岩と変成・変形作用をうけた早期花崗岩類との関係はこれまで不明であった。野外の産状、岩石記載および化学的特徴から、本論文では、熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の苦鉄質マグマと珪長質マグマが同時共存していたことを示した。本複合岩体は神岡地域に分布する変成斑れい岩へ連続することがボーリングデータから知

られている (通産省, 1972)。また、珪長質岩相は飛騨帯の早期花崗岩類と連続する (Fig. 1)。すなわち、神岡地域の変成斑れい岩 (メタペーサイト) と早期花崗岩も、ほぼ同時期に活動したことを示唆する。

本研究によって明らかになった未分化玄武岩組成に近い細粒斑れい岩は、沈み込み帯で生じるソレイト質マグマ組成と類似の化学的特徴をもつ (Figs. 8a, b)。一方、花崗岩の組成は火山弧花崗岩と類似の特徴を持つ (Fig. 8c)。以上のことから、熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体は海洋プレート収束場、すなわち活動的大陸縁辺部に形成されことを示唆する。飛騨帯には、熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体と岩石構成や岩相の類似した珪長質～苦鉄質深成岩類が広域に露出している (Fig. 1)。したがって、本論文で述べた複合岩体のマグマ過程や形成場は飛騨帯全域に適用可能である。

Fig. 9 に熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の形成場と火成活動のモデルを示す。沈み込み帯のウェッジマントルで生じた玄武岩マグマが地殻内に貫入し、マグマ溜まりを形成する。ここでは、輝石、斜長石およびホルンブレンドが集積し、粗粒斑れい岩を形成する。このとき、この玄武岩質マグマは沈み込み帯で形成された花崗岩質マグマと共存していた。組成の異なる両マグマ間で、混合・混交が起こり、閃緑岩や花崗閃緑岩類を生じた。より低温の花崗岩質マグマと接した玄武岩質マグマの一部は急冷し、細粒斑れい岩を形成した。変成・変形を受けた飛騨帯の早期花崗岩類の形成年代は、上述したとおり 270~240 Ma (梶座・金子, 2001; Kunugiza et al., 2001; Takahashi et al., 2010) で、270~240 Ma におきた飛騨帯の広域変成作用 (梶座・金子, 2001; Kunugiza et al., 2001) の時期とほぼ重複する。このことは、熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体を含む飛騨帯に

Fig. 9. Model of igneous activity and tectonism related to plutonic rocks of the Hida belt. Schematic mutual relationships among the plutonic rocks are estimated based on field occurrences and petrological investigations of the Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex.

おける早期の深成岩の活動が、飛騨帯の広域変成作用の熱源であったことを示唆する。

Arakawa et al. (2000) は、飛騨帯の片麻岩類と深成岩類について Sr-Nd 同位体比組成を含む地球化学的特徴を検討した。そして、古生代末～中生代初頭の飛騨帯火成活動は沈み込み帯に関連するとし、飛騨帯が 1) 北中国の東縁部に発達した陸弧で、後に北中国と南中国の衝突帯へと発展した、あるいは 2) より北方に分布する中央アジア造山帯の一部として成長した可能性を示した。Takahashi et al. (2010) は、飛騨帯に分布するせん断帯構造と形成時期から飛騨帯の帰属を朝鮮半島中部の Ogcheon belt (Qinling-Dabie-Sulu belt の東方延長) に対比している。

本研究では、記載的事実をもとに未分化に近いソレイト質岩を見出し、その形成場を沈み込み帯とした。さらに、本地域の岩石構成や岩相と類似する珪長質～苦鉄質深成岩類は飛騨帯に広く存在する。これらは、古生代末～中生代初頭の飛騨帯が基本的に沈み込み帯で形成したとする Arakawa et al. (2000) の説を支持する。このような沈み込み帯が北中国の東縁部か、あるいは北方の中央アジア造山帯内に位置するののかについては、飛騨帯の変成・火成作用の時期をより限定する必要がある。上述の結果によれば、広域変成作用に関連した深成岩類には、衝突帯の影響が見られず、沈み込み帯に起因する火成活動場が想定される。そして、このような斑れい岩質マグマの活動が飛騨帯の広域変成作用の熱源とすれば、飛騨帯の形成場は衝突帯ではなく、沈み込み帯であったと推察される。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、機器分析センターの森福洋二氏には岩石や鉱物の化学分析に際してお世話になった。匿名査読者および編集を担当された高橋 浩博士には有益な御助言をいただいた。前田仁一郎博士には種々のコメントを頂き本

文の改定に役立った。本研究には科学研究費補助金 (18540454: 大和田正明, 18540453: 加納 隆) を使用した。以上の方々ならびに関係機関に感謝いたします。

文 献

- 秋山伸一 (Akiyama, S.), 1980, 飛騨帯の地質構造と神岡型鉱床群の鉱化について. 鉱山地質 (*Mining Geol.*), **30**, 345–362.
- Arakawa, Y., Saito, Y. and Amakawa, H., 2000, Crustal development of the Hida belt, Japan: Evidence from Nd-Sr isotopic and chemical characteristic of igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics.*, **328**, 183–204.
- Green, D. H., Edgar, A. D., Beasley, P., Kiss, E. and Ware, N. G., 1974, Upper Mantle Source for Some Hawaiites, Mugearites and Benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 33–43.
- Hibbard, M. J., 1995, Petrography to Petrogenesis. *Prentice Hall, New Jersey.*, 242–260.
- 広井美邦 (Hiroi, Y.), 1978, 飛騨帯変成帯宇奈月地域の地質. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **84**, 521–530.
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (Isozaki, Y. and Maruyama, S.), 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地帯構造区分. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **100**, 697–761.
- Jahn, B., 2002, Generation of the juvenile crust in the Central Asian Orogenic Belt. *Abstr. Intern. Symp. PPO-Asia, Sapporo, Japan.*, 7–16.
- 上塘 斎・大和田正明・加納 隆 (Kamitomo, I., Owada, M. and Kano, T.), 2009, 飛騨帯熊野川地域に分布する斑れい岩複体の地質学的・地球化学的特徴. 日本地質学会第 116 年学術大会演旨 (*116th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*), 135.
- 上塘 斎・大和田正明・加納 隆 (Kamitomo, I., Owada, M. and Kano, T.), 2010, 飛騨帯熊野川に産する両輝石グラニュライト. 日本地質学会第 117 年学術大会演旨 (*117th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*), 192.
- 加納 隆 (Kano, T.), 1973, 富山県東半部の飛騨帯変成帯の地質について (その 1): 地質構造区分, 船津期深成作用の特徴および変成岩類の岩相層序区分について. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **79**, 407–421.
- 加納 隆 (Kano, T.), 1975b, 富山県東半部の飛騨帯変成帯の地質について (その 2): 飛騨帯変成岩類と船津期深成岩類の構造. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **81**, 533–546.
- 加納 隆 (Kano, T.), 1975c, 飛騨帯変成帯東部における船津期重複変形

- と重複変成作用について. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **81**, 595-609.
- 加納 隆 (Kano, T.), 1980, 飛騨変成帯西部地域北半部の地質について. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **86**, 687-704.
- 加納 隆 (Kano, T.), 1981, 飛騨変成帯のミグマタイト構造. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **87**, 315-328.
- 加納 隆 (Kano, T.), 1982, 飛騨変成帯の構造区分と構造史. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **21**, 9-24.
- 加納 隆 (Kano, T.), 2005, 飛騨帯の地質と岩石: 加納標本. 富山市科学文化センター収蔵資料目録 (*Spec. Publ. Toyama Sci. Mus.*), **18**, 1-167.
- 加納 隆・寺山 知 (Kano, T. and Terayama, T.), 1995, 飛騨帯神岡鉱床周辺の変閃緑岩・変斑れい岩類. 資源地質 (*Resour. Geol.*), **45**, 25-40.
- 加納 隆・渡辺敬夫 (Kano, T. and Watanabe, T.), 1995, 飛騨帯南部神岡鉱山東方の中生代前期花崗岩類の地質と構造. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **101**, 499-514.
- Komatsu, M., 1990, Hida "Gaien" belt and Joetsu belt. Pre-Cretaceous terranes of Japan. *IGCP*, **224**, 25-40.
- 小松正幸・長瀬真央・内藤 耕・菅野孝美・宇次原雅之・豊島剛志 (Komatsu, M., Nagase, M., Naito, K., Kanno, T., Ujihara, M. and Toyoshima, T.), 1993, 飛騨地体の構造とテクトニクス. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **42**, 39-62.
- 梶座圭太郎・金子一夫 (Kunugiza, K. and Kaneko, K.), 2001, 飛騨東部の変成岩類と花崗岩類. 日本地質学会第108年会学術大会見学旅行案内書 (*108th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook*), 166-183.
- Kunugiza, K., Tsujimori, T. and Kano, T., 2001, Evolution of the Hida and Hida marginal belts. In: Kano, T., ed., *ISRGA Field Guidebook for Major Geologic Units of Southwest Japan. Grg/gige Miscellaneous Publication*, no. **11**, 75-131.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic series. *Contr. Mineral. Petrol.*, **66**, 91-104.
- Mullen, E. D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Pearce, J. A., 1983, Continental basalts and mantle xenoliths. *Shiva. Pub.*, 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **24**, 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- Pitcher, W. S., 1991, Synplutonic dykes and mafic enclaves. In Didier, J. and Barbarin, B., eds., *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Amsterdam, 383-391.
- Sakoda, M., Kano, T., Fanning, C. M. and Sakaguchi, T., 2006, SHRIMP U-Pb Zircon Age of the Inishi Migmatite around the Kamioka Mining Area, Hida Metamorphic Complex, Central Japan. *Resour. Geol.*, **56**, 17-26.
- Sato, H., 1977, Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, **10**, 113-120.
- Takahashi, Y., Cho, D. L. and Kee, W. S., 2010, Timing of mylonitization in the Funatsu Shear Zone within the Hida Belt of southwest Japan: Implications for correlation with the shear zones around the Ogcheon Belt in the Korean Peninsula. *Gondwana Res.*, **17**, 102-115.
- Tanaka, S., 1992, Origin of the Early Mesozoic Granitic Rocks in the Hida Terrane, Japan, and Its Implications for Evolution of the Continental Crust. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **9**, 435-493.
- Thorpe, R. S., Francis, P. W. and O'Callaghan, L., 1984, Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **310**, 675-692.
- Togashi, S., Tanaka, T., Yoshida, T., Ishikawa, K., Fujinawa, A. and Kurasawa, H., 1992, Trace elements and Nd-Sr isotopes of island arc tholeiites from frontal arc of Northeast Japan. *Geochem. Jour.*, **26**, 261-277.
- 通産省 (Ministry of International Trade and Industry), 1972, 昭和46年度広域調査報告書長棟川地域 (*Report of Regional Geological Structure Survey of Nagato River Area in Fiscal 1972*), 25.
- Wood, D. A., Joron, J. L., Treuil, M., Norry, M. and Tarney, J., 1979, Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean-floor: Nature of mantle source inhomogeneities. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 319-339.
- 山崎 徹・大和田正明・今岡照喜・白木敬一 (Yamasaki, T., Owada, M., Imaoka, T. and Shiraki, K.), 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元素の定量分析. 山口大学機器分析センター報告 (*Rep. Center Instrum. Anal., Yamaguchi Univ.*), no. **7**, 22-31.

(要 旨)

上塘 斎・大和田正明・加納 隆, 2011, 飛騨帯に産する変斑れい岩複合岩体のマグマ過程と形成場: 熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の例. 地質雑, **117**, 637-647. (Kamitomo, I., Owada, M. and Kano, T., 2011, Magma processes and tectonic setting of metamorphosed gabbroic complex from the Hida Belt, Southwest Japan: A case study for the Kumanogawa-Nagatogawa gabbroic complex. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **117**, 637-647.)

飛騨帯は日本列島の骨格をなす地帯であり, 主に各種深成岩類と高度変成岩類から構成される. 飛騨帯中部地域の熊野川-長棟川地域には, 飛騨帯の広域変成作用を受けた斑れい岩複合岩体が分布する. この複合岩体は火成岩組織をよく保存していることから, マグマ過程やマグマ形成場の検討に適している. 本論文では, 熊野川-長棟川斑れい岩複合岩体の産状と地球化学的性質について検討した. その結果, 複合岩体を構成する全ての岩相はマグマ同士で共存し, それらのマグマは海洋プレートの沈み込む大陸縁辺部で形成されたと推察される.