

山口県鳳凰山花崗岩体の岩石記載・ 全岩化学組成及び帯磁率

Petrography, bulk chemical composition and magnetic
susceptibility of the Hōbenzan granitic complex,
Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan

中 島 和 夫 (Kazuo Nakashima)¹⁾
今 岡 照 喜 (Teruyoshi Imaoka)²⁾
村 上 允 英 (Nobuhide Murakami)³⁾

Petrographic character, magnetic susceptibility and whole rock chemistry are examined on the Hōbenzan granitic complex, located in Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. The granitic complex intrudes along the Saigatao Tectonic Line which divides the Sangun metamorphic rocks from "non-metamorphosed" Paleozoic formation. Graphite in the pelitic schist within about 200 meters from the complex disappeared because of thermal metamorphism.

The granitic complex, belonging to the calc-alkaline rock series, consists of tonalite, biotite-hornblende granodiorite, hornblende-biotite granite and biotite granite. Rocks of the complex are higher in K₂O and lower in FeO and Na₂O than the average Japanese granitoids (Aramaki *et al.*, 1972). Normative Q-Or-Ab system shows that the complex has intruded into the high level of a crust (0.5 kb ±), and this is in harmony with the petrographic characters of the complex.

Magnetic susceptibility, ranging from 5 to 557 × 10⁻⁶ emu/g, displays lower values in rocks of a southern marginal part of the complex. The magnetic susceptibility, Fe-Ti oxide and sulfide mineral assemblages and TiO₂-FeO-Fe₂O₃ relation of rocks all indicate that rocks of the southern marginal part were formed under lower *f*_{o₂} conditions. The granodioritic magma was partly reduced by graphite from the pelitic schists, and a part of ferric iron in the rocks near the Sangun metamorphic rocks changed into ferrous iron.

I. はじめに

西南日本内帯には白亜紀～古第三紀の花崗岩類が広く分布している。本論文で対象とした鳳凰山花崗岩体は山陽帯に位置する岩株状の小岩体で、磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の両系列が共存し(石原ら, 1979; Ishihara, 1979; Imaoka and Nakashima, 1983), S及びSr同位体組成は山陰帯ないし北九州の花崗岩類と類似している(Sasaki and Ishihara, 1979; Shibata and Ishihara, 1979 b)。岩体は91 Ma*の黒雲母K-Ar年代(河野・植田, 1966), 102 Maの全岩Rb-Sr年代(Shi-

bata and Ishihara, 1979 a)を示し、山陽帯にバソリス状に産する広島花崗岩よりも古い同位体年代を有する。また、本岩体の内部とその周囲には岩体に随伴する多数の鉱床が存在する。これらの鉱床群はCu・Bi・As・Co・W・B等の本邦でも特異な鉱化作用で特徴づけられる(Nakashima *et al.*, 1981; 中島ら, 1982)。

多金属性の鉱化作用をもたらした本花崗岩体の諸性質を明らかにすることは鉱床学的に重要な意義を有している。さらに磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の両系列の深成岩類が共存する意味を探ることは岩石学的にも意義あることと考えられる。筆者らはこのような2つの見

¹⁾ 山形大学理学部地球科学教室

²⁾ 広島大学理学部地質学鉱物学教室

³⁾ 山口大学教養部地学教室

* 新しい壊変定数による訂正值では93Ma(石原ら, 1983)。

地から本花崗岩体に注目し研究を行なってきた。本論文では花崗岩体の岩石記載及び周辺地質の概要、全岩化学組成、帯磁率について報告し、本岩体の持つ特異性について検討する。

II. 周辺地質

鳳翻山花崗岩体周辺には三郡変成岩類・非変成古生層及び白亜紀火山岩類が分布している (Fig. 1)。これらの岩石学的特徴は Nakashima *et al.* (1981) により

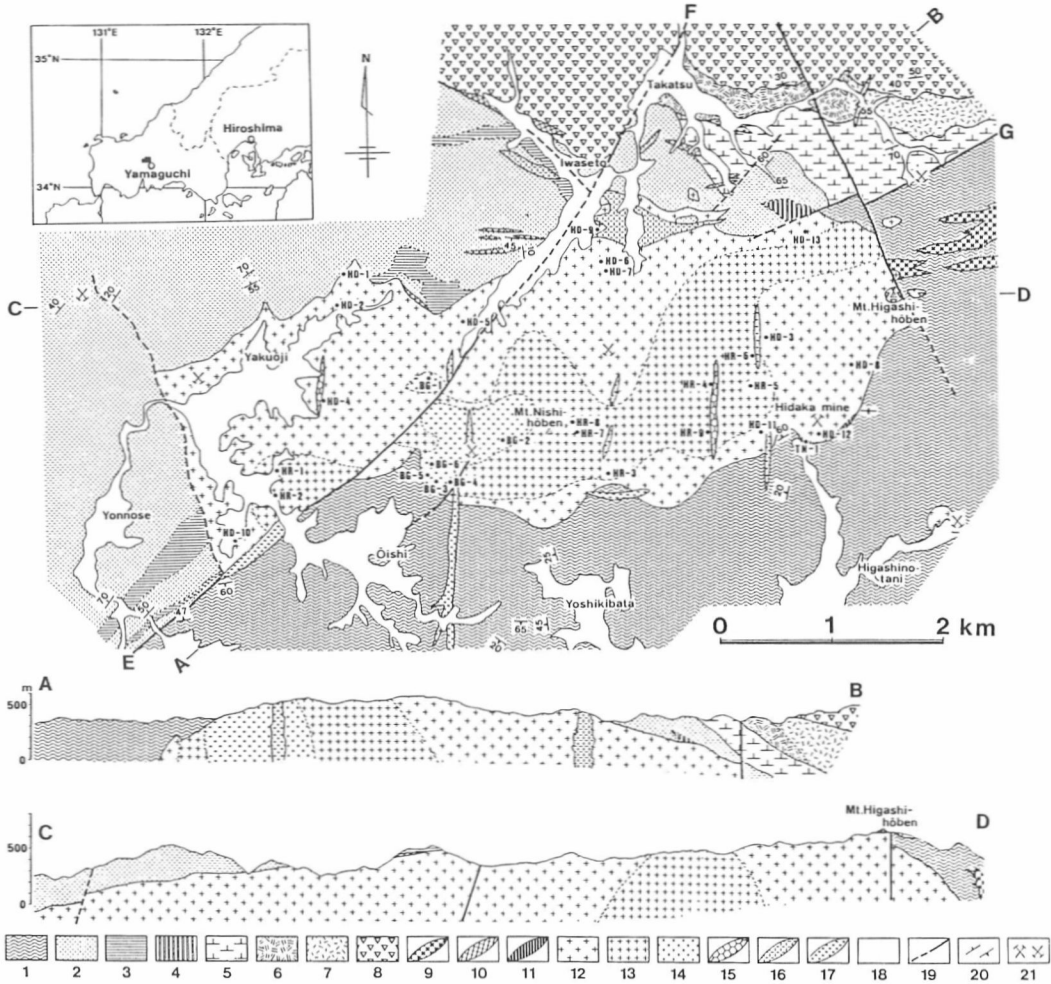


Fig. 1. Geologic map of the Hōbenzan district and localities of rock samples analyzed for bulk chemical composition.

1, Sangun metamorphic rocks; 2, sandstone; 3, shale; 4, chert (2 to 4 belonging to Ota Group of Late Paleozoic); 5, rhyolite to dacite lavas and pyroclastic rocks; 6, andesitic lava; 7, andesitic pyroclastic rocks (5 to 7 corresponding to Shimonoseki Sub-Group); 8, rhyolitic to rhyodacitic pyroclastic rocks and lavas (Abu Group); 9, felsite; 10, hornblende porphyrite; 11, tonalite; 12, biotite-hornblende granodiorite; 13, hornblende-biotite granite; 14, biotite granite (11 to 14 belonging to Hōbenzan granitic complex); 15, aplite; 16, granite porphyry; 17, quartz porphyry (5 to 17 in Cretaceous); 18, Quaternary; 19, fault; 20, strike and dip (beds/foliation); 21, mines (working/abandoned); E-F, Machie Fault; E-G, Saigatao Tectonic Line.

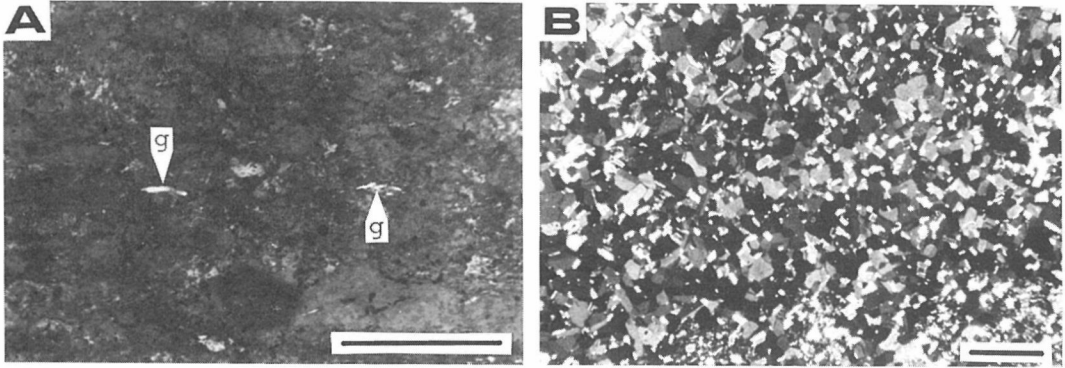


Fig. 2. Photomicrographs of the Sangun metamorphic rocks.

A. Graphite (g) in pelitic schist (Reflected light, one nicol). B. Contact metamorphosed pelitic schist having mosaic texture displayed by biotite, quartz, potash feldspar and plagioclase (Transparent light, crossed nicols). The bar scale represents 0.2 mm.

明らかにされているので、ここではその概要を述べ一部補足する。

1. 三郡変成岩類

当地域南東部に広く分布する三郡変成岩類は、泥質片岩が卓越しており、一部に砂質及び塩基性片岩を伴う。泥質片岩中には広く石墨が認められるが (Fig. 2A), 本花崗岩体から約 200 m 以内では熱変成作用により石墨は消失し、黒雲母・堇青石・チタン鉄鉱・磁硫鉄鉱が生成し、石英-斜長石-カリ長石-黒雲母より成るモザイク状組織が発達している (Fig. 2B)。

2. 非変成古生層

非変成古生層は大田層群と呼ばれ、主に塊状の細粒砂岩から成り、頁岩・チャート、稀に石灰岩を挟在する。三郡変成岩類と同様に花崗岩体との境界から約 100 m までは顕著な熱変成作用を蒙り、黒雲母・緑れん石等が生じているほか、北西側では岩体から約 500 m までは緑れん石・アクチノ閃石等の鉱物が新たに生成している。なお未変成の砂岩・頁岩は炭質物をほとんど含有しない。

3. 白亜紀火山岩類

本地域の北部には、下位より関門層群と阿武層群が分布している。関門層群は安山岩質ないし流紋岩質凝灰岩及び同質溶岩から成る。花崗岩体の近くでは珪化・絹雲母化・プロピライト化等の熱水変質が顕著に認められる。

阿武層群は流紋岩質ないし流紋デイサイト質凝灰岩と一部同質溶岩から成る。東鳳翔山頂上には花崗岩体のルーフとして阿武層群の凝灰岩が分布しており、熱変成作用を蒙っている。

4. 岩脈類

岩脈としてフェルサイト・角閃石玢岩・アプライト・花崗斑岩・石英斑岩が認められる。フェルサイトは鳳翔山花崗岩体進入前に貫入したもので、稀に石英や変質した長石類の斑晶が含まれる。角閃石玢岩は同花崗岩体に貫かれるが一部で漸移することからその先駆者と考えられ、岩体北部にはほぼ東西方向に多数貫入している。

花崗岩体活動以後にアプライト・花崗斑岩・石英斑岩がほぼ東西あるいは南北方向に貫入している (Fig. 1) が、各々の貫入順序は不明である。

III. 鳳翔山花崗岩体

鳳翔山花崗岩体は三郡変成岩類と非変成古生層を境しているオケ峠構造線 (Kobayashi, 1941; 吉野, 1954; Fig. 1, E-G) に沿って阿武層群火山岩類の噴出の末期に貫入したと考えられている (村上・長谷, 1967)。岩体の貫入後、オケ峠構造線及び花崗岩体は町絵断層 (Fig. 1, E-F) によって切られた。

本花崗岩体を構成する岩石は、Streckeisen (1973) の深成岩類命名法及び有色鉱物の種類と量比に基づいて、トータル岩・黒雲母角閃石花崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗岩・黒雲母花崗岩に区分される。それらのモード組成を Table 1 と Fig. 3 に示した。岩体のごく一部には閃緑岩・石英閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩が存在するが (Fig. 3), それらは分布が限られ、産状に不明な点が多いのでここでは取扱わない。

岩体中～南部に泥質片岩、北部に細粒砂岩の捕獲岩が存在し、それぞれ三郡変成岩類と大田層群起源のもの

Table 1. Modal composition of representative rock types of the Höbenzan granitic complex

Rock type	Quartz	K-feldspar	Plagioclase	Pyroxene	Amphibole	Biotite	Fe-Ti oxide
Basic inclusion	2.0 - 4.0	0 - 3.3	49 - 63	0 - 1.5	26 - 44	2.2 - 2.7	1.0 - 1.5
Tonalite	27 - 29	-	42 - 52	-	-	15 - 30	0 - 0.3
Hornblende-biotite granodiorite	18 - 29	14 - 23	37 - 52	0 - 4.7	0.9 - 16	0.3 - 9.4	0.1 - 1.7
Hornblende-biotite granite	20 - 33	17 - 40	25 - 42	-	0.3 - 21	0.1 - 8.6	0 - 0.7
Biotite granite	32 - 38	24 - 44	19 - 37	-	0 - 1.5	0.7 - 6.3	0 - 0.7

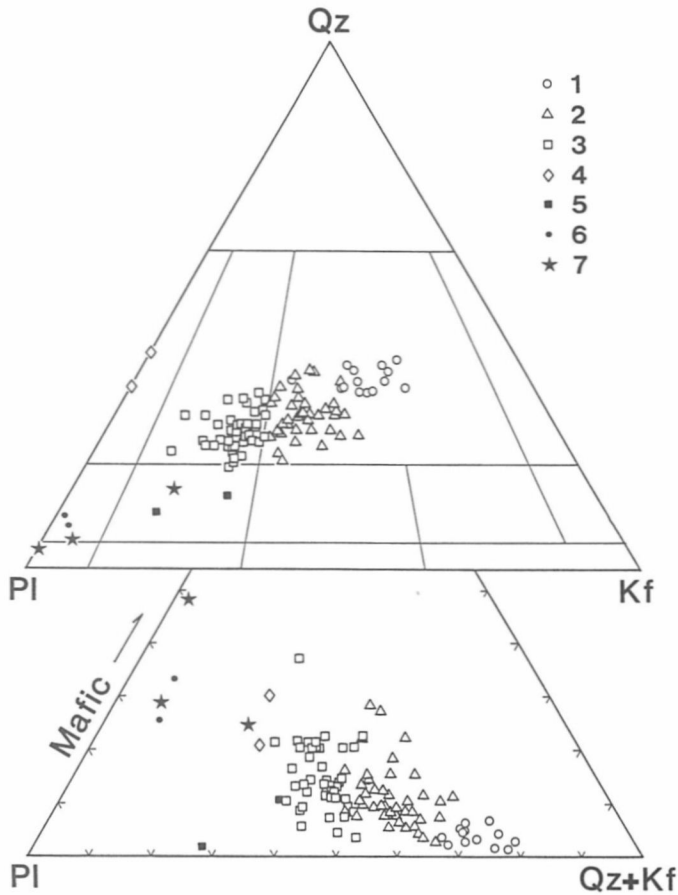


Fig. 3. Modal quartz(Qz)-plagioclase (Pl)-potash feldspar (Kf) and mafic mineral (Mafic)-plagioclase-(quartz+potash feldspar) diagrams. 1, Biotite granite; 2, Hornblende-biotite granite; 3, Biotite-hornblende granodiorite; 4, Tonalite; 5, Quartz monzodiorite; 6, Quartz diorite; 7, Basic inclusion.

のと考えられる。

岩体縁辺部には長径 10 cm 以下の塩基性包有物がしばしば認められる。塩基性包有物は閃緑岩～石英モソゾ閃緑岩相当の鉱物組成を有する (Fig. 3)。鏡下で

数 mm 大の角閃石と斜長石の間を細粒の角閃石・斜長石、稀に石英・カリ長石が埋める亜斑状晶質組織を示し、角閃石中にしばしば輝石が含有される。

Fig. 3 から明らかなように本岩体の主岩相を成す黒

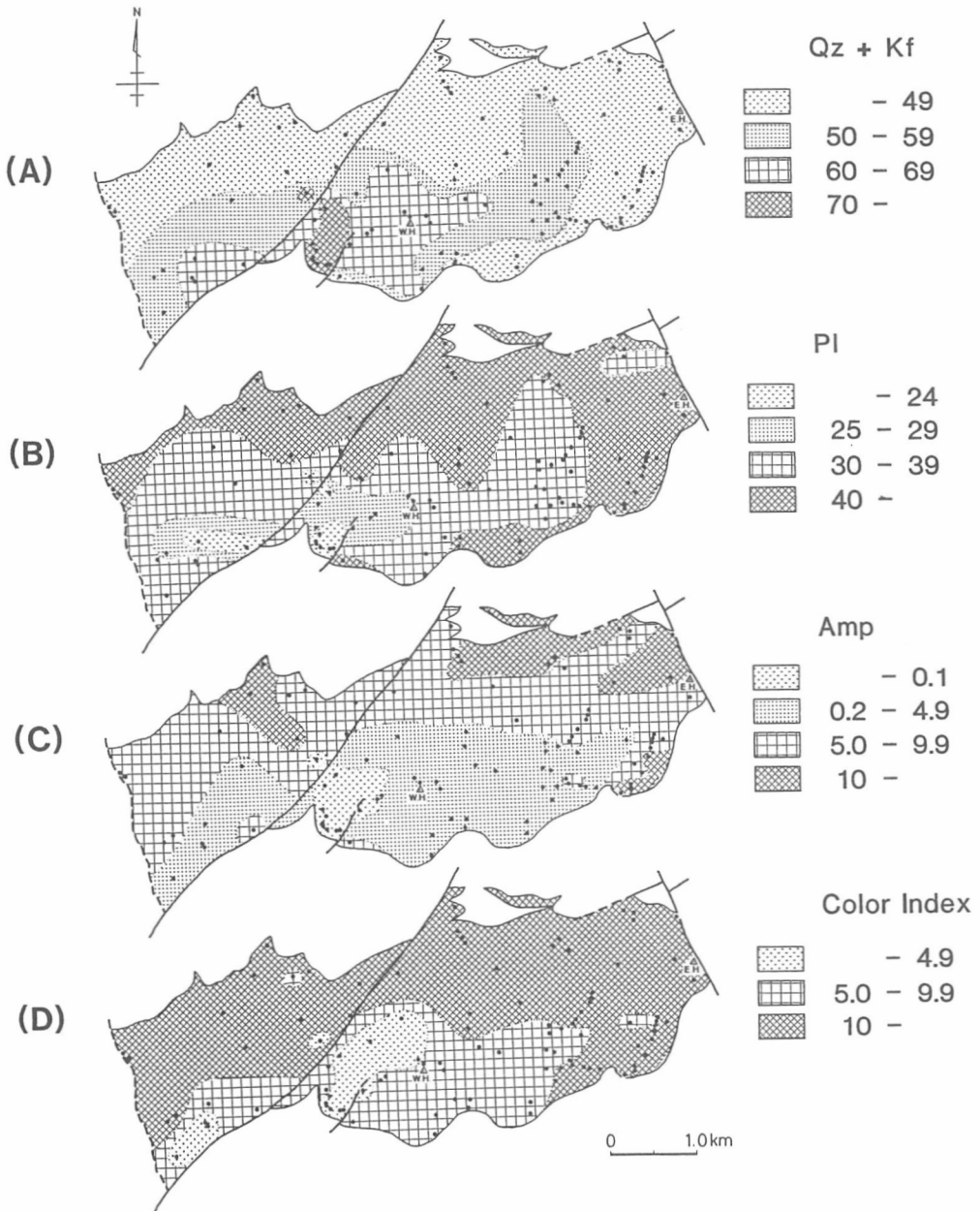


Fig. 4. Spatial variations of modal quartz+potash feldspar (A), plagioclase (B), amphibole (C) and color index (D). Dots in the figure indicate localities of rock samples analyzed for modal analyses.

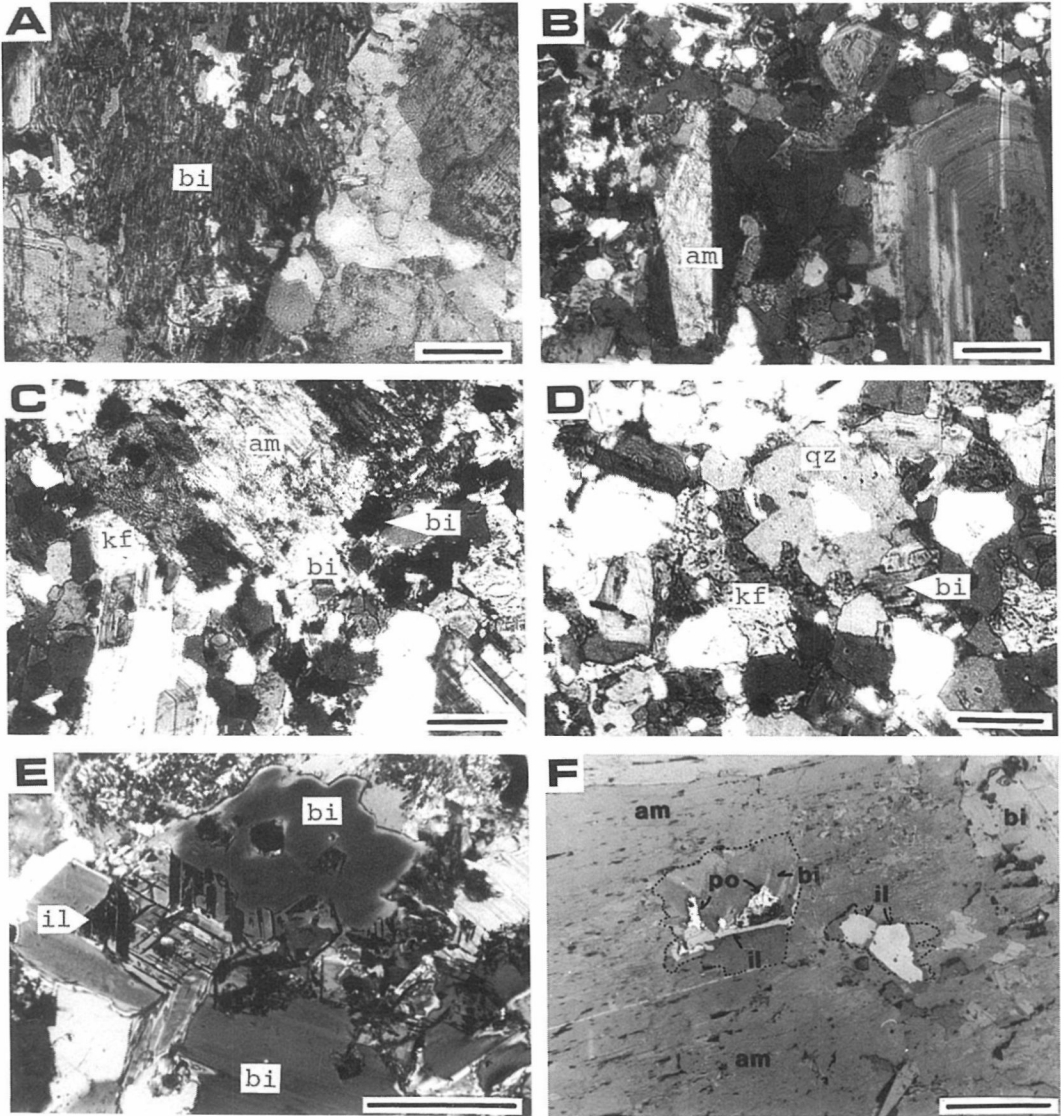


Fig. 5. Photomicrographs of the Hōbenzan granitic rocks.

A. Tonalite. Amphibole is replaced by small flaky biotite and quartz.

B. Biotite-hornblende granodiorite.

C. Hornblende-biotite granite.

D. Biotite granite.

E. Lath-like ilmenite showing lattice structure of magnetite. They are often contained in biotite of southern part of the complex.

F. Coexistence of ilmenite and pyrrhotite in biotite partly replaced amphibole.

Abbreviations are as follows: am, amphibole; bi, biotite; il, ilmenite; po, pyrrhotite; qz, quartz. The bar scale represents 1 mm for A to D, and 0.2 mm for E and F. A to E are taken with transparent light and obliquely crossed nicols, and F is with reflected light and one nicol.

雲母角閃石花崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗岩・黒雲母花崗岩は、石英-斜長石-カリ長石三角図及び全有色鉱物-斜長石-石英+カリ長石三角図上で連続的な組成変化を示す。すなわち、斜長石と有色鉱物に富む黒雲母角閃石花崗閃緑岩から石英とカリ長石に富む黒雲母花崗岩へと変化している。その連続した傾向の斜長石と有色鉱物に富む側に、塩基性包有物が位置する。鏡下の観察及び上記事実から塩基性包有物の石英とカリ長石は花崗閃緑岩質マグマから添加されたものと考えられる。トータル岩は他岩型が示す変化傾向から大きくはずれている。

岩体内のモード組成分布を Fig. 4 に示した。概して、同一岩相が東西方向に伸びた同心円状の分布を示すが、細かくみると石英+カリ長石 (Fig. 4A) は北部~東部で少なく、南西部~中央部で多くなっている。斜長石 (Fig. 4B) の分布は石英+カリ長石と逆の

関係にあり、南西部~中央部で少ない傾向がある。角閃石 (Fig. 4C) の分布は斜長石と類似し、北部~東部で多い。岩体南部中央には角閃石を 0.1 vol. % 以下しか含まない地域がある。色指数 (Fig. 4D) も斜長石の分布と類似し、北部~東部で高く南西部で低い。

全体としては、北部~東部において自形の角閃石・斜長石の目立つ亜斑状の緑色を帯びた岩相を呈し、南部~中央部において優白質でやや細粒である。

1. トータル岩

トータル岩は岩体の南東部の三郡変成岩類との境界部の一部に見られ、幅約 5~20 m の帯状分布を示す。典型的な岩相では黒雲母・斜長石・石英と少量の磷灰石・スフェン・チタン鉄鉱・硫化鉱物が認められる。岩石は優黒質でぬめり感を有し、自形の輝石と角閃石はその晶癖を残しながらほとんど完全に黒雲母と石英に交代されている (Fig. 5A)。

Table 2. Chemical composition and CIPW norms of the Hōbenzan granitic complex

Rock type	Biotite-hornblende granodiorite												
	Tonalite	HD-1	HD-2	HD-3*	HD-4	HD-5*	HD-6	HD-7	HD-8*	HD-9	HD-10	HD-11*	HD-12*
No.	TN-1*												
SiO ₂	65.00	61.20	63.00	63.08	63.20	63.55	64.17	64.63	64.72	65.08	66.44	66.90	67.44
TiO ₂	0.72	0.78	0.62	0.65	0.61	0.69	0.68	0.29	0.67	0.79	0.58	0.43	0.42
Al ₂ O ₃	15.50	15.62	15.85	15.50	15.60	15.79	15.04	15.32	15.47	15.65	15.41	15.89	16.34
Fe ₂ O ₃	0.01	1.74	1.91	1.09	1.94	1.28	1.79	1.26	1.04	1.06	1.21	0.80	0.24
FeO	4.26	3.26	3.27	2.98	2.27	3.04	2.89	3.09	3.18	2.19	2.29	2.37	1.84
MnO	0.08	0.11	0.06	0.09	0.07	0.10	0.09	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06
MgO	2.69	2.69	2.48	2.15	2.47	2.40	2.73	2.43	2.19	1.87	1.61	1.66	1.18
CaO	4.83	4.89	4.55	4.79	4.02	4.64	4.51	4.02	4.63	4.11	2.93	4.07	4.61
Na ₂ O	2.63	3.60	3.10	3.34	3.26	3.26	2.91	3.17	3.05	2.99	2.63	3.26	3.34
K ₂ O	0.99	3.46	3.58	3.66	3.91	3.98	3.25	3.58	3.25	3.69	3.79	3.55	3.25
H ₂ O+	3.10	1.67	1.29	1.45	2.20	1.32	1.68	1.83	1.28	2.13	1.55	0.92	0.70
H ₂ O-	0.16	0.40	0.08	0.94	0.11	0.22	0.11	0.15	0.31	0.05	0.96	0.16	0.15
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.18	0.11	0.03	0.05	0.12	0.14	0.05	0.13	0.12	0.17	0.08
Total	100.04	99.52	99.97	99.83	99.69	100.32	99.97	99.98	99.90	99.81	99.58	100.23	99.65
Q	28.69	12.81	17.28	16.22	17.04	15.63	20.81	19.12	20.50	21.71	27.20	22.43	23.51
or	5.85	20.45	21.16	21.63	23.10	23.52	19.20	21.16	19.20	21.80	22.40	20.97	19.20
ab	22.25	30.46	26.23	28.26	27.57	27.59	24.61	26.82	25.80	25.29	22.25	27.57	28.25
an	23.51	16.24	18.76	16.49	16.39	16.70	18.38	17.00	18.93	18.39	13.75	18.75	20.00
C	1.49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.94	-	-
Di	wo	-	3.08	1.10	2.74	1.40	2.50	1.34	0.85	1.55	0.48	-	0.35
	en	-	1.91	0.66	1.56	1.00	1.49	0.88	0.48	0.86	0.32	-	0.19
	fs	-	0.99	0.38	1.06	0.27	0.89	0.37	0.34	0.63	0.13	-	0.14
Hy	en	6.70	4.79	5.51	3.80	5.15	4.49	5.92	5.58	4.59	4.34	4.01	3.94
	fs	6.76	2.48	3.14	2.60	1.41	2.68	2.50	3.95	3.36	1.84	2.36	2.93
Mt	0.01	2.52	2.77	1.58	2.81	1.86	2.60	1.83	1.51	1.54	1.75	1.16	0.35
Il	1.38	1.48	1.18	1.23	1.16	1.31	1.29	0.55	1.27	1.50	1.10	0.82	0.80
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.16	0.23	0.42	0.25	0.07	0.12	0.28	0.32	0.12	0.31	0.28	0.40	0.19
D. I.	56.79	63.72	64.67	66.11	67.71	66.74	64.62	67.10	65.50	68.80	71.85	70.97	70.96
X**	22	157	159	65	265	80	358	197	101	93	60	27	95

黒雲母は約3 mm以下の自形で、X=淡黄色、Y=Z=茶褐色の多色性を示す。斜長石(An₅₃₋₂₆)は約2 cm以下の自形~半自形で、累帯構造は一般に顕著であるが、周縁部には曹長石リムを持たず、明瞭な境界で主に石英に囲まれる。石英は5 mm前後の充填状に産し、波動消光を示すことが多い。チタン鉄鉱は300 μm以下の半自形~融食他形で黒雲母中に産する。磁鉄鉱は確認されない。硫化鉱物として黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱が確認され、各々20 μm以下で石英や黒雲母中に散在する。

本岩型の産状は日高鉱山(Fig. 1)内においてよく観察される。三郡変成岩類との接触部付近のトータル岩には多くの泥質片岩の捕獲岩片が見られ、非常に複雑な様相を呈している。黒雲母角閃石花崗閃緑岩との境界は漸移的で、その漸移部では大型の斜長石と、黒雲母化した角閃石の仮像の間を石英とカリ長石が充填し

た組織を示す。また時に最大約3 mmの自形の輝石が認められ、その容量は約5%に達する。

2. 黒雲母角閃石花崗閃緑岩

本岩型は角閃石黒雲母花崗岩及び黒雲母花崗岩を囲み広く分布している。1 cm前後の自形~半自形の角閃石と斜長石の間を細粒の石英とカリ長石が埋めるような組織を示す(Fig. 5B)。主成分鉱物として斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母が、副成分鉱物として単斜輝石・斜方輝石・Fe-Ti酸化鉱物・燐灰石・褐れん石・スフェン・ジルコン・硫化鉱物等が認められる。

単斜輝石は普通1 mm以下でその周囲は無色の角閃石に交代されている。斜方輝石も同様に1 mm以下で、褐色角閃石中に包有される。角閃石は1 cm前後の自形~半自形結晶で、累帯構造を示すことが多い。核部ではX=淡褐色、Y=帯緑褐色~褐色、Z=褐色、縁部ではX=淡褐色、Y=淡緑色~緑色、Z=緑色の

Rock type	Hornblende-biotite granite								Biotite granite					
	HR-1	HR-2	HR-3*	HR-4*	HR-5*	HR-6	HR-7	HR-8*	BG-1	BG-2*	BG-3	BG-4*	BG-5	BG-6
SiO ₂	68.41	68.74	68.99	70.33	70.84	70.87	71.28	71.75	73.30	73.57	74.30	74.92	74.98	76.80
TiO ₂	0.53	0.33	0.37	0.37	0.30	0.30	0.32	0.32	0.24	0.24	0.18	0.24	0.18	0.33
Al ₂ O ₃	15.14	14.94	15.50	15.08	14.48	14.25	14.76	14.09	13.77	13.48	12.84	13.46	12.75	12.37
Fe ₂ O ₃	1.37	1.17	0.72	0.01	0.60	0.98	0.86	0.28	0.65	0.49	0.67	0.28	0.53	0.60
FeO	1.49	1.19	1.61	1.65	1.31	1.35	1.15	1.16	0.86	1.18	0.69	1.33	0.21	0.35
MnO	0.06	0.06	0.04	0.24	0.04	0.10	0.04	0.05	0.02	0.07	0.01	0.05	0.02	0.02
MgO	0.95	1.50	1.09	0.91	0.78	0.77	0.91	1.45	0.54	0.48	0.23	0.54	0.34	0.21
CaO	3.29	2.38	3.68	3.22	2.97	2.66	2.77	2.29	1.62	2.01	1.38	1.74	1.69	1.00
Na ₂ O	3.20	2.88	2.74	2.87	3.17	3.40	2.91	2.95	2.63	3.30	2.91	2.60	2.74	2.22
K ₂ O	3.52	4.29	3.25	3.61	3.61	3.58	3.98	4.04	4.66	4.42	5.61	3.97	5.37	4.54
H ₂ O+	1.19	1.80	1.02	1.22	1.11	0.65	0.51	0.71	1.07	0.61	0.61	0.72	0.61	0.98
H ₂ O-	0.42	0.33	0.36	0.06	0.16	0.40	0.10	0.29	0.30	0.04	tr.	0.06	0.15	0.19
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.09	0.01	0.03	0.08	0.04	0.06	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Total	99.68	99.70	99.46	99.58	99.40	99.39	99.63	99.44	99.70	99.91	99.45	99.93	99.60	99.63
Q	27.76	28.11	30.50	30.31	30.44	30.13	31.53	31.54	35.66	32.03	32.72	39.28	34.80	44.02
or	20.80	25.35	19.21	21.33	21.33	21.16	23.51	23.88	27.54	26.11	33.15	23.45	31.72	26.83
ab	27.08	24.37	23.19	24.27	26.82	28.77	24.61	24.96	22.25	27.91	24.62	21.99	23.17	18.79
an	15.60	11.22	17.67	15.91	14.54	12.67	13.48	10.97	7.78	8.92	5.40	8.50	6.64	4.83
C	0.35	1.45	1.00	0.62	0.03	0.14	0.73	0.84	1.55	-	-	1.76	-	2.03
Di	wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.38	0.55	-	0.65
	en	-	-	-	-	-	-	-	-	0.17	0.30	-	0.56	-
Hy	fs	-	-	-	-	-	-	-	-	0.21	0.23	-	-	-
	en	2.37	3.74	2.71	2.27	1.94	1.92	2.27	3.61	1.35	1.02	0.27	1.01	0.29
Mt	fs	0.84	0.79	1.82	2.86	1.49	1.36	0.95	1.46	0.68	1.28	0.21	1.34	0.13
	fs	1.99	1.70	1.04	0.01	0.87	1.42	1.25	0.41	0.94	0.71	0.97	0.41	0.22
Il	1.01	0.63	0.70	0.70	0.57	0.57	0.61	0.61	0.46	0.46	0.34	0.46	0.34	0.63
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.38	0.44
Ap	0.25	0.21	0.21	0.02	0.07	0.19	0.09	0.14	0.09	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05
D. I.	75.64	77.83	72.90	76.22	78.59	80.06	79.65	80.38	85.45	86.05	90.49	84.72	89.69	89.64
x**	65	59	33	80	37	190	186	45	35	73	178	33	28	38

* Samples which are treated as affected by Sangun metamorphic rocks (See text).

** Magnetic susceptibility (×10⁻⁶ emu/g)

Analyst: N. Murakami

多色性を示し、褐色と緑色の部分の境界は明瞭である。黒雲母(X =淡黄色, $Y \approx Z$ =暗褐色)は2 mm以下の半自形~他形で、角閃石の周縁部や内部を交代しているか、もしくは間隙充填状に産出する。従って黒雲母は角閃石より遅れて晶出したと考えられる。斜長石は約1.5 cm以下で強い累帯構造を示す(An_{59-6})。一部で強く破碎され、その間隙を曹長石等が埋めることがある。カリ長石(Or_{82-85})は1 mm前後の他形で、角閃石・斜長石を充填している。パーサイト組織を示すことが多く、稀に石英との微文象連晶が認められる。石英は普通1 mm以下の他形で産するが、カリ長石あるいは曹長石リムに接する部分では自形性を示すことが多い。一般に弱い波動消光を示す。Fe-Ti酸化鉱物は磁鉄鉱とチタン鉄鉱から成るが、岩体南部では磁鉄鉱の確認されない試料が多い。磁鉄鉱は最大約800 μ mで通常幅1~2 μ mの細かいチタン鉄鉱のラメラを多数持つ。チタン鉄鉱は磁鉄鉱中のラメラとして産するほか、最大約600 μ mの自形~半自形の単独粒や、磁鉄鉱との粒状連晶として角閃石や黒雲母中に産する。硫化鉱物は脈状に産する明らかに二次的なものを除くと、黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・硫砒鉄鉱が確認され、それらは角閃石・斜長石中に包有されたり黒雲母の劈開に沿って、あるいは間隙充填状に産出する。岩体南部では磁鉄鉱の晶癖を持った格子状のチタン鉄鉱 (Fig. 5E) や、チタン鉄鉱と磁硫鉄鉱の共生 (Fig. 5F) が確認される。これは岩体南部の角閃石黒雲母花崗岩でも同様に認められる。

3. 角閃石黒雲母花崗岩

本岩型は黒雲母角閃石花崗閃緑岩の内側にあり、東北東から西南西へ伸びて分布している。この方向は岩体の形あるいはオケ峠構造線の方向と一致している。構成鉱物の種類は輝石を欠くほかは前述の黒雲母角閃石花崗閃緑岩と同じである。岩相は同花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩の中間の性質を示す (Fig. 5C)。すなわち、角閃石(核部: X =淡褐色, Y =淡褐色~褐色, Z =淡褐色~褐色; 縁辺部: X =淡褐色, Y =淡緑色, Z =淡緑色~緑色)は一般に自形~半自形であるが、間隙充填状に産する石英とカリ長石の割合が大きくなるにつれて他形性を帯びる。しかも核部の褐色の部分は不規則に縁辺部の緑色角閃石に囲まれて小さくなる。また斜長石(An_{63-14})は粒径の小さいものが増えたと共に曹長石リムの幅が広がる。黒雲母(X =淡黄色~淡褐色, $Y \approx Z$ =茶褐色~暗褐色)とカリ長石(Or_{73-88})・石英の産状は黒雲母角閃石花崗閃緑岩と同様である。Fe-Ti酸化鉱物として一般に磁鉄鉱とチタ

ン鉄鉱が認められるが、一部の試料はチタン鉄鉱のみを含有する。磁鉄鉱は最大約700 μ mで幅5 μ m前後のチタン鉄鉱ラメラを数本持つものが一般的である。

4. 黒雲母花崗岩

本岩型は岩体の南部中央に比較的小規模に露出する。大型の角閃石と斜長石は稀で、自形性の強い石英やカリ長石が主体となる (Fig. 5D)。主成分鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母で、副成分鉱物として緑色角閃石・Fe-Ti酸化鉱物・燐灰石・褐れん石・スフェン・ジルコン・硫化鉱物等が存在する。

黒雲母(X =淡黄色, $Y \approx Z$ =褐色)は3 mm以下の半自形~他形で、数100 μ mの結晶の集合体として産することが多い。累帯構造の著しい大型(1 cm前後)の斜長石(An_{55-9})は半自形~他形で、周縁部の曹長石リムの幅が一般的に広い。斜長石は通常1 mm前後の累帯構造の比較的乏しい半自形結晶として産する。カリ長石(Or_{79-85})は1~2 mmの半自形で、石英との微文象連晶や微斜長石構造を持つパーサイトが他岩型よりやや多く認められる。石英は1 mm前後の半自形で産することが多く、波動消光は他岩型より弱い。Fe-Ti酸化鉱物は他岩型と同じく磁鉄鉱が確認されるものとされないものがある。磁鉄鉱は500 μ m以下の半自形~他形で、チタン鉄鉱ラメラは認められない、あるいは認められても非常に少ない。チタン鉄鉱は500 μ m以下の半自形として黒雲母に伴って産出する。黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱などの硫化鉱物は石英やカリ長石中に、あるいは充填状に産出する。

IV. 全岩主成分化学組成

本花崗岩体の代表的な試料27個についてその主成分化学分析を行なった。結果をCIPWノルムと共にTable 2に示した。

トータル岩のSiO₂は65.0 wt. %で、カリ長石がほとんどないため分化指数(D.I.)は56.8と低い。ノルムQ+Or+Ab+Anは80.3, An/(Q+Or+Ab+An)は0.293である。分析値にはノルムコランダムが算出される。

黒雲母角閃石花崗閃緑岩のSiO₂は61.2~67.4 wt. %, D.I.は63.7~71.9, ノルムQ+Or+Ab+Anは80.0~91.0, An/(Q+Or+Ab+An)は0.161~0.225の値を示す。1個を除いてノルムコランダムは算出されない。

角閃石黒雲母花崗岩のSiO₂は68.4~71.8 wt. %, D.I.は72.9~80.4の間, ノルムQ+Or+Ab+Anは89.1~93.1, An/(Q+Or+Ab+An)は0.120~0.195

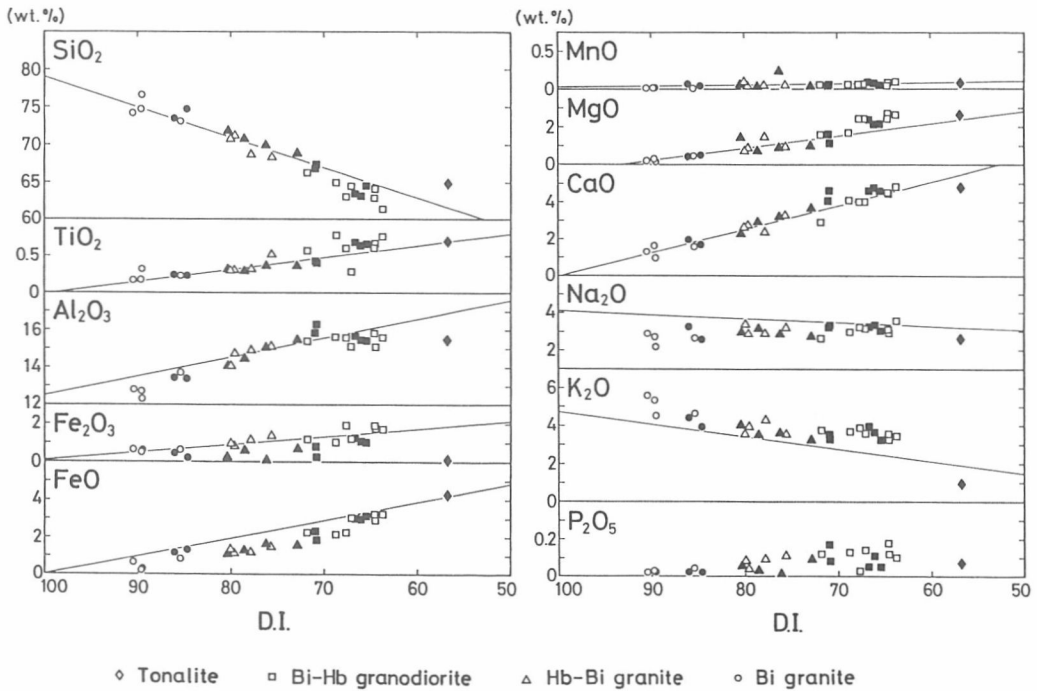


Fig. 6. D.I.-oxide variation diagrams of the Hōbenzan granitic complex. Samples which are supposed to have been strongly reduced by Sangun metamorphic rocks are distinguished by solid symbols (A-side in Fig. 14; See text). Straight lines in the figure indicate variation trends of average Japanese granitoids (Aramaki *et al.*, 1972).

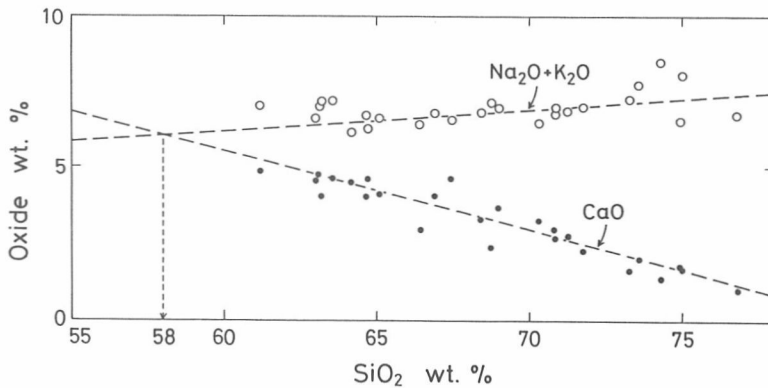


Fig. 7. Alkalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) and CaO plotted against silica content of the Hōbenzan granitic complex.

であり、全てノルムコランダムが算出される。

黒雲母花崗岩の SiO_2 は 73.3~76.8 wt. %, D.I. は 84.7~90.5, ノルム $\text{Q}+\text{Or}+\text{Ab}+\text{An}$ は 93.2~95.9, $\text{An}/(\text{Q}+\text{Or}+\text{Ab}+\text{An})$ は 0.051~0.094 の値を示す。ノルムコランダムは算出されるものとされないものがある。

D.I. に対する各酸化物の変化図 (Fig. 6) から判るように、本花崗岩体の岩石は日本の花崗岩類の平均化学組成 (Aramaki *et al.*, 1972) と比べて、 K_2O に比較的富み、 $\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{FeO}$ にやや乏しい。それらは山陽帯にバソリス状に産する広島花崗岩と比較しても K_2O に富んでいる (石原ら, 1983)。なお、 Na_2O 量は D.I. の

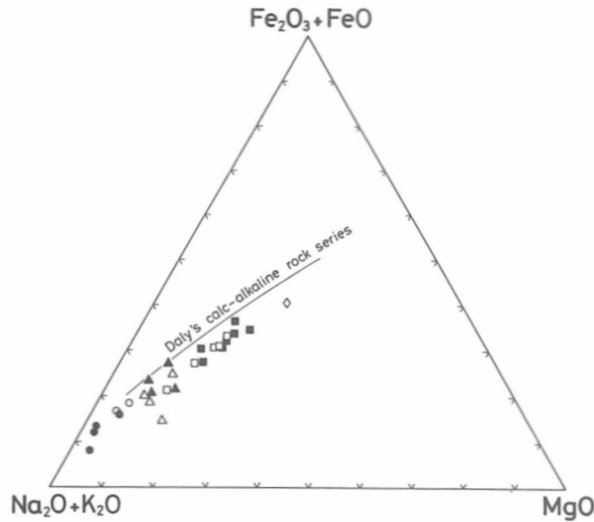


Fig. 8. AFM diagram (alkalis-FeO+Fe₂O₃-MgO). See Fig. 6 for symbols.

大きな変化幅に拘らずほぼ一定の値を示す。

本岩体の主岩相を成す黒雲母角閃石花崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗岩・黒雲母花崗岩から求めたアルカリライム指数は58となり (Fig. 7), カルク・アルカリ岩系列に属する。AFM図 (Fig. 8) ではDaly (1933) のカルクアルカリ岩系列よりも全体的にややFe₂O₃+FeOに乏しい領域に点示され、トータル岩から黒雲母花崗岩に至るきれいな変化曲線を描く。

V. 帯磁率

肉眼並びに顕微鏡下でできるだけ変質の少ない試料85個について帯磁率の測定を行なった。測定は粉末試料を用い、大部分のものについては山口大学理学部地質学鉱物科学教室の自動記録式磁気天秤MB-2型で、一部については同大学教養部地学教室のBison Model 3101型によって追加あるいは再測定を行なった。MB-2型による測定方法はImaoka and Nakashima (1983)と同じであり、3101型については金谷・石原 (1973) に準じた方法を用いた。結果は $\chi = 5 \sim 557 \times 10^{-6}$ emu/gとなり幅広く変化している。

帯磁率は岩石中の磁鉄鉱量にほぼ比例して変化することが知られている (Mooney and Bleifuss, 1953; Ishihara, 1979)。従って、多くの場合塩基性～中性の火成岩よりも酸性岩はより磁鉄鉱含有量が少ないことから、その帯磁率はより低い値を示す。本岩体の帯磁率とモードの石英+カリ長石との関係を見ると (Fig. 9), 黒雲母花崗岩では $\chi = 10 \times 10^{-6}$ emu/g以下の値を

示すものがあるものの、黒雲母花崗岩中にはそれより石英+カリ長石の少ない黒雲母角閃石花崗閃緑岩や角閃石黒雲母花崗岩より高い値 ($\chi = 500 \times 10^{-6}$ emu/g以上) を示すものもあり、岩石の珪長質化に伴う単純な減少傾向は認められない。この傾向はSiO₂量や分化指数(D.I.)との関係についても同様である (Table 2)。これらと帯磁率が直接関連していないことから、本岩体では分化作用以外の要素が帯磁率に影響を与えたものと考えられる。

帯磁率の岩体内での空間的变化を見ると、Fig. 10に示したように帯磁率の比較的高い岩石 (図中黒丸) は広く散在するが、やや北側で多い。逆に帯磁率の低い岩石 (図中白丸) は岩体の中央部から南部にかけて分布している。特に岩体南縁部の三郡変成岩類との接触部付近では、黒雲母角閃石花崗閃緑岩においても $\chi = 50 \times 10^{-6}$ emu/g以下のものが多くみられ、北部～北東部に分布する同質の岩石が $\chi = 50$ 以上の値を有しているのと同様である。このように本岩体における帯磁率は地理的位置にも依存した変化を示しており、岩相変化と1対1の対応を示さないという特徴がある。

VI. 不透明鉱物の組合せ及び量比の岩体内での変化

Fig. 11にFe-Ti酸化鉱物の種類と容量比を示した。Fe-Ti酸化鉱物の全容量は岩体の中央の一部と北部で多く、チタン鉄鉱だけあるいはその含有率の高い部分は岩体の南縁部と東側中～北部に認められる。岩

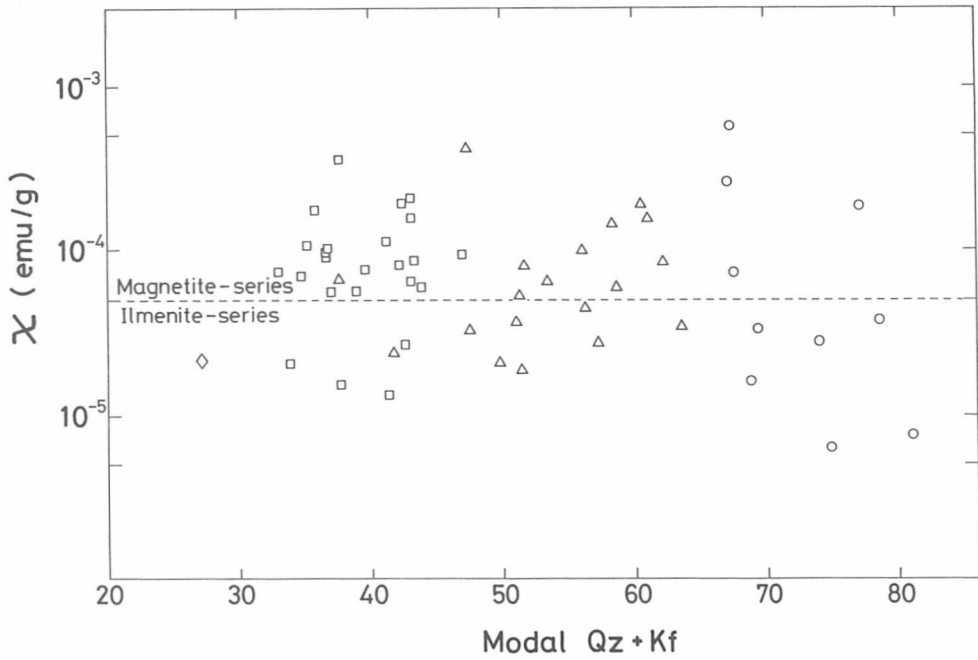


Fig.9. Magnetic susceptibility versus modal quartz+potash feldspar. See Fig. 6 for symbols.

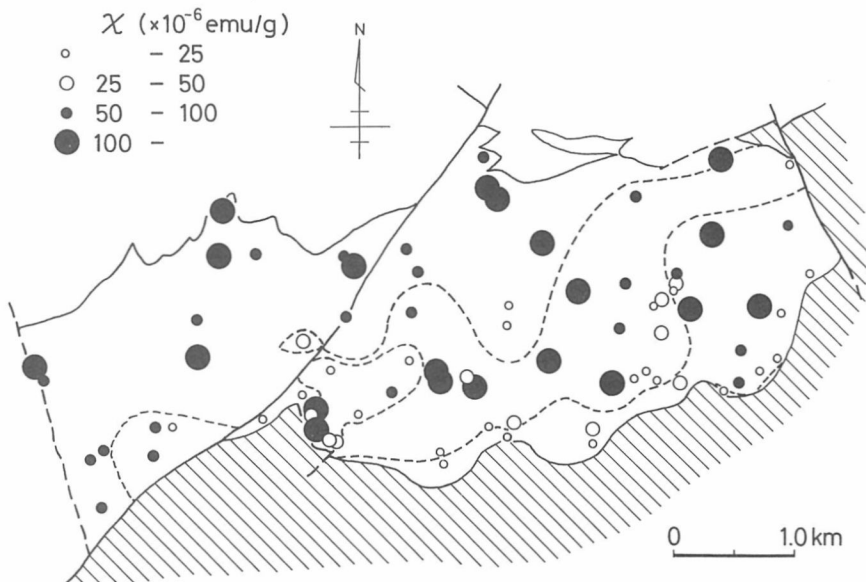


Fig.10. Spatial variation of magnetic susceptibility in the Höbenzan granitic complex. The shaded portion in the figure represents the Sangun metamorphic rocks. The broken lines indicate boundary of each rock types.

体中央部の磁鉄鉱の含有率の高い部分は標高の高い所に対応しており、岩体の頂部に近いほどより酸化が進んだことを示唆するものと思われる。

既述のように、本花崗岩体の内部及び周辺には多数の鉱床が胚胎しているが、花崗岩類も少量の硫化鉱物を

を含有している。その産状は各岩型の岩石記載の項で述べた通りである。Fig. 12にはこの中で比較的存在量の多い黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱の組合せを示した。黄銅鉱は岩体内でほぼ一様に広く分布している。黄鉄鉱は岩体の北部から中央部・南西部にかけて多く分布し、

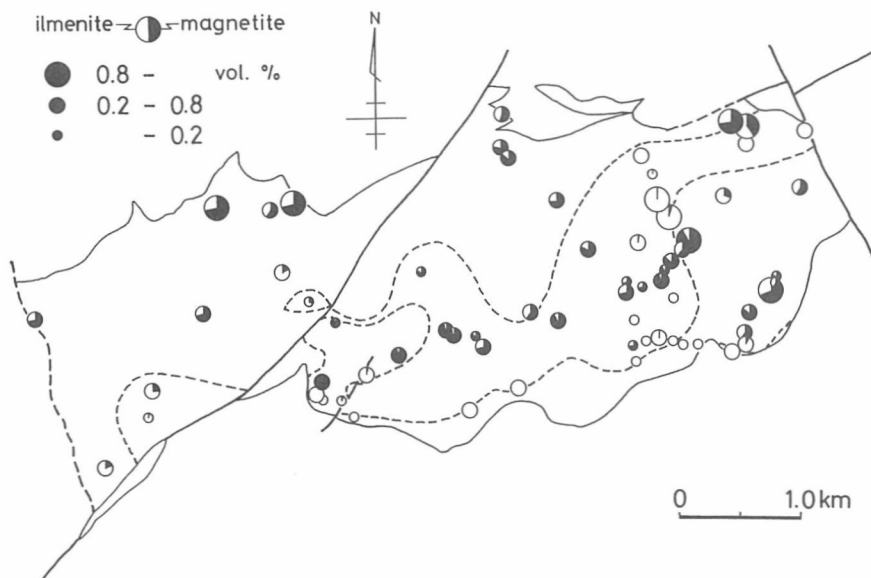


Fig. 11. Spatial variation of assemblage and volume ratio of Fe-Ti oxide minerals.

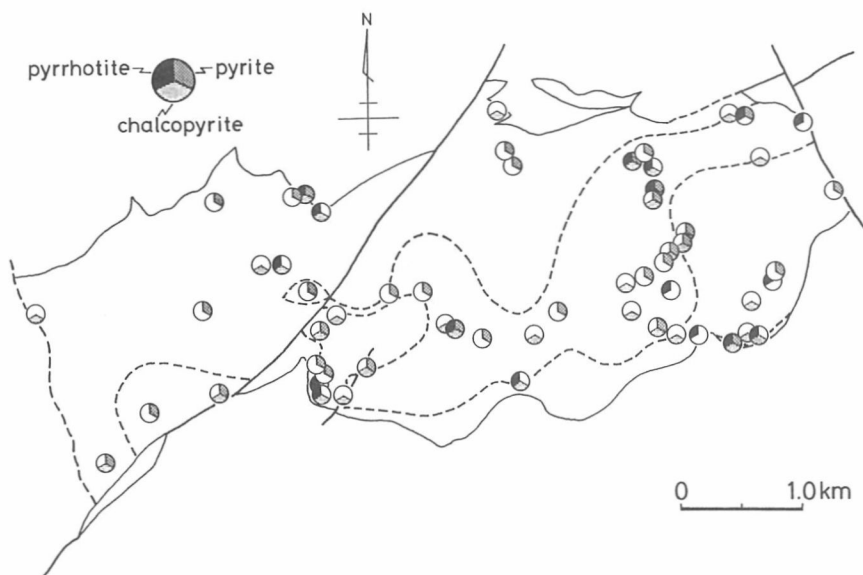


Fig. 12. Spatial variation of assemblage of representative sulfide minerals.

磁硫鉄鉱は南部・北東部及び北西部の一部で確認される。すなわち、黄鉄鉱の産出する箇所は磁鉄鉱の多い所 (Fig. 11) と比較的よく一致し、磁硫鉄鉱はチタン鉄鉱の多い所とよく一致している。

VII. 考 察

1. 貫入固結の場について

ノルム Q-Or-Ab 三角図 (Fig. 13) ではトータル岩を除くと黒雲母角閃石花崗閃緑岩から黒雲母花崗岩まで Ab の乏しくなる方向へほぼ直線状に並んでいる。Q-Or-Ab-An-H₂O 系で An 成分が増えると、あるいは水蒸気圧が減少すると、Ab と Or の共融線は Q-Or 底辺寄りに近づき (Luth, 1969), 花崗閃緑岩は斜長石の初期晶出領域に点示されることになる。このことは An 成分の高い黒雲母角閃石花崗閃緑岩で自形の斜長石が早期に晶出しているという鏡下の観察とよく一致している。

D.I. 80 以上の試料はややばらつきがあるが An3%, 1 kb の最低溶融点付近ないしは An0%, 0.5 kb の最低溶融点付近、あるいはさらに低圧側 (Q 側) にプロットされるものが多い。黒雲母花崗岩は半自形等粒状の

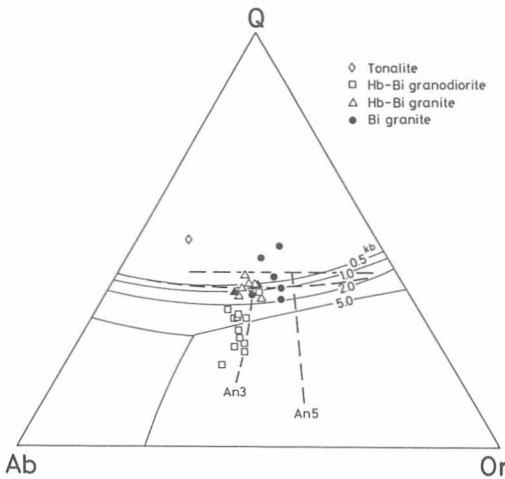


Fig. 13. Normative quartz(Q)-albite(Ab)-orthoclase(Or) diagram. Solid symbols, D.I. greater than or equal to 80; open symbols, less than 80. Isobars in the granite system, SiO₂-NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-H₂O, are taken from Tuttle and Bowen (1958) and Luth *et al.* (1964). An3 and An5 are from James and Hamilton (1969) and means addition of 3 and 5 wt.% An to the granite system at P_{H₂O} = 1 kb.

石英・カリ長石・斜長石より構成されており、これら 3 鉱物はほぼ同時期に晶出したものと思われる。

以上のことから、本岩体は地殻の浅所 (0.5 kb 前後) に貫入したと考えられる。このことは岩体内には微文象構造を持つ岩石が多く認められることや、岩体が阿武層群のルーフを持つことと調和的である。

2. 酸化状態について

不透明鉱物の組合せから、帯磁率の低い岩体南部の岩石ではチタン鉄鉱+磁硫鉄鉱が、帯磁率の高い所の岩石では磁鉄鉱+黄鉄鉱 (+チタン鉄鉱) の組合せが多くみられることがわかった。これはそれぞれチタン鉄鉱系と磁鉄鉱系花崗岩類の鉱物組合せ (Ishihara, 1977) に対応し、前者は後者よりも低い酸素分圧下において形成されたと考えられている (島崎, 1976; 津末, 1976; Ishihara, 1977)。

Fe-Ti-O-S 系では、純粋な磁鉄鉱の酸素分圧に関する安定領域はチタン鉄鉱のそれよりも広いが、チタン鉄鉱+磁硫鉄鉱の組合せは磁鉄鉱+黄鉄鉱の組合せよりも酸素分圧及びイオウ分圧の低い条件下で安定である (例えば Mariko *et al.*, 1975)。岩体近傍の泥質片岩中の石墨が消失していることから、本岩体南部の帯磁率の低い岩石は炭質物による酸素の緩衝 (例えば Miyashiro, 1964; Honma, 1974) により形成されたものと推定される。同様のことは甲府岩体の徳和型花崗岩についても指摘されている (佐藤・石原, 1981, 1983; 清水・飯山, 1981)。

次に本花崗岩体の酸化状態について全岩化学組成の特徴から考察を加える。Fig. 14 は全岩化学組成のうち TiO₂・FeO・Fe₂O₃ 三成分比を点示したもので、記号は岩型のほかに帯磁率によって区別してある。図中の破線は oxygen-reaction line と呼ばれるもので、Fe:Ti が一定となっている。すなわちこの線に沿う組成の変化は酸素の増減だけを示している (Taylor, 1964)。図から本花崗岩体は比較的よく破線に沿って点示されているが、帯磁率の高い岩石は比較的狭い範囲に入り、帯磁率の低い岩石は Fe₂O₃ の少ない側と FeO の少ない側へ広がっていることが判る。このうちより還元的な性質を示す試料 (図中 A) とより酸化的な試料 (同 B) に便宜的に分けてみるとそれぞれ以下の特徴を持っている。

A 側の試料:

- (1) 岩型を問わず Fe₂O₃ が比較的少ない。
- (2) 帯磁率は 22~101×10⁻⁶ emu/g であり低い。
- (3) 三郡変成岩類からの水平距離は全て 850 m 以下である (Fig. 1, Table 2)。

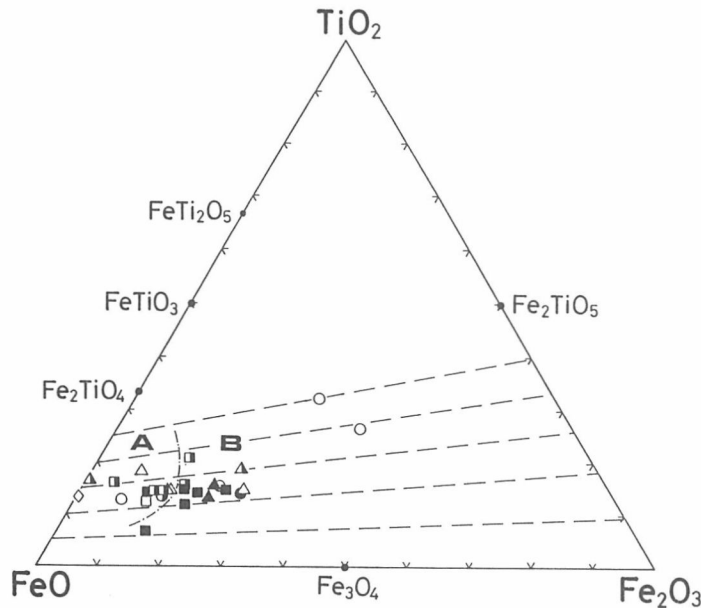


Fig. 14. Molecular TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 diagram for the Hōbenzan granitic complex. Symbols are classified by rock types and by magnetic susceptibility; solid, higher than 100×10^{-6} emu/g; half solid, 50 to 100; open, less than or equal to 50.

B側の試料:

- (1) Fe_2O_3 が多い。
- (2) 黒雲母角閃石花崗閃緑岩は FeO に富み、黒雲母花崗岩は一般に FeO に乏しい。
- (3) 帯磁率は $28 \sim 358 \times 10^{-6}$ emu/g と変化し、低いものから高いものまで存在する。
- (4) 三郡変成岩類からの水平距離は遠いものから近いものまで存在する。

従ってより酸化的なB側の試料では、帯磁率と三郡変成岩類からの水平距離との関係は不規則であり普遍性は認められない。しかしより還元的なA側の試料では帯磁率が低く、三郡変成岩類から近いという共通性を有する。AとBとは連続的でありその境界は恣意的であるが、相対的に三郡変成岩類の近くの岩石は炭質物による還元作用を強く受け、帯磁率が低くなったことを示している。

火成岩の帯磁率は、既述のように含まれる磁鉄鉱量に主に支配される。岩体南部の帯磁率の低い岩石では角閃石中には磁鉄鉱が存在することもあるが、周囲の黒雲母中には Fig. 5E で示したように、幅数 μm の葉片状～格子状のチタン鉄鉱がしばしば認められる。同じ方向に並ぶチタン鉄鉱は同一の消光位を持ってお

り、その間には稀に磁鉄鉱が残っている。これは初生的に晶出した磁鉄鉱が黒雲母に交代され、その中のチタン鉄鉱ラメラだけが残ったものと解釈される。この磁鉄鉱の分解が帯磁率を下げた原因であろう。

次に、三郡変成岩類が花崗岩体の化学組成に及ぼした影響について考える。Figs. 6 と 8 にはA側にプロットされる試料を黒で区別してある。Fig. 6 のD.I. に対する各酸化物の変化をみると、 Fe_2O_3 以外A側とB側の試料で明瞭な差異は認められない。Fig. 8 のAFM図においてもA側とB側の試料は混在しており差異は認められない。従って、全岩主成分化学組成に与えた三郡変成岩類の影響は Fe^{3+} の一部が Fe^{2+} に変わる程度であり、他の主成分元素には大きな変化がなかったと考えられる。

K_2O に富むマグマの起源や上昇・固結過程において還元作用の起こった時期とそのプロセス、あるいは岩体が多く鉄床を伴う原因等については造岩鉱物の化学組成・微量元素や安定同位体のデータを含めて検討を加える予定である。

VIII. まとめ

鳳凰山花崗岩体は主にトータル岩・黒雲母角閃石花

崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗岩・黒雲母花崗岩から構成される。岩体周辺の地質及び岩体の岩石記載, 全岩化学組成, 帯磁率の測定の結果より, 以下のことが明らかになった。

(1) 花崗岩体は周辺の岩石に顕著な熱変成及び熱水変質作用を与え, 岩体の境界から約 200 m 以内では泥質片岩中の石墨は消失している。

(2) トーナル岩を除くと黒雲母角閃石花崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗岩・黒雲母花崗岩は, 岩相・鉱物組成・全岩化学組成共にほぼ連続して変化している。

(3) 帯磁率は $5\sim 557\times 10^{-6}$ emu/g と変化の幅が広く, 特に岩体南縁部で低い。

(4) 黄鉄鉱の産出する箇所は磁鉄鉱の多い所(帯磁率の高い所)とはほぼ一致し, 磁硫鉄鉱の産出箇所はチタン鉄鉱の多い所(帯磁率の低い所)とよく一致する。

(5) 全岩化学組成から岩体はカルクアルカリ岩系列に属する。比較的 K_2O に富み, $Na_2O\cdot FeO$ に乏しいほか, Na_2O 量は D.I. の変化に対してはほぼ一定である。

(6) ノルム Q-Or-Ab 三角図から浅所貫入 (0.5 kb 前後) が推定され, このことは岩相及び地質から推定されることと調和的である。

(7) 岩石の帯磁率, 不透明鉱物の産状及び全岩の $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ 三角図は, 岩体南部の岩石がより還元性な性質を有することを示している。この岩体南部の岩石の還元性の要因として, 花崗閃緑岩質マグマと母岩である三郡変成岩類中に含有されていた炭質物との反応が推定される。

(8) 三郡変成岩類が本岩体の岩石の主成分化学組成に及ぼした影響は, Fe^{3+} の一部を Fe^{2+} に変えただけであり, 他の主成分元素には大きな変化はなかったと推定される。

謝 辞 本研究を進めるにあたり, 山口大学理学部地質学鉱物科学教室の渋谷五郎教授には帯磁率測定の便宜を与えられた。山形大学理学部地球科学教室の田中久雄博士には粗稿を読んでいただき, 惜しめない御討論と御助言をいただいた。辻鉱業株式会社日高鉱業所の辻博所長をはじめ職員の方々には坑内調査に際してお世話になった。以上の方々 に記して深く感謝する。

引用文献

Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T. (1972), Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average compo-

sition of 1200 analyses. *J. Geol. Soc. Japan*, **78**, 39-49.

Daly, R.A. (1933), *Igneous rocks and the depth of the earth*. pp. 598, McGraw-Hill, New York.

Honma, H. (1974), Chemical features of biotite from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **69**, 390-402.

Imaoka, T. and Nakashima, K. (1983), Temporal and spatial variations of magnetic susceptibility of Cretaceous to Neogene igneous rocks from the Central and Western Chugoku Province, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ., Sec. C*, **8**, 1-30.

Ishihara, S. (1977), The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.

Ishihara, S. (1979), Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 509-523.

石原舜三, 唐木田芳文, 佐藤興平 (1979), 北九州-西中国地域の磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布—特に小倉-田川断層帯の再評価—, *地質雑*, **85**, 47-50.

石原舜三, 佐藤興平, 寺島 滋 (1983), 山口県, 鳳翻山花崗岩体と鉄化作用, 日本の花崗岩岩石区と鉄床に関する研究, 昭和 57 年度科研費成果報告書 (代表者, 津末昭生), 61-73.

James, R.S. and Hamilton, D.L. (1969), Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$ at 1 kilobar water pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **21**, 111-141.

金谷 弘, 石原舜三 (1973), 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. *岩鉱*, **68**, 211-224.
河野義礼, 植田良夫 (1966), 本邦産火成岩の K-Ar dating (V)—西南日本の花崗岩類—. *岩鉱*, **56**, 191-211.

Kobayashi, T. (1941), The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **5**, 219-578.

Luth, W.C. (1969), The systems $NaAlSi_3O_8-SiO_2$ and $KAlSi_3O_8-SiO_2$ to 20 kb and the relationship between H_2O content, P_{H_2O} , and P_{total} in granitic magmas. *Amer. J. Sci.*, **267-A**, 325-341.

Luth, W.C., Jahns, R.H., and Tuttle, O.F. (1964), The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69**, 759-773.

Mariko, T., Tanaka, K. and Itaya, T. (1975), Oxide and sulphide minerals in pelitic and psammitic schists from the Nagatoro district, Saitama

- Prefecture, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **70**, 413-424.
- Miyashiro, A. (1964), Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 717-729.
- Mooney, H.M. and Bleifuss, R. (1953), Magnetic susceptibility measurements in Minnesota, Part II: analysis of field results. *Geophysics*, **18**, 383-393.
- 村上允英, 長谷 晃(1967), 西南日本内帯における後期中生代火山岩層の層序と対比. 地団研専報, **13**, 1-24.
- Nakashima, K., Watanabe, M. and Soeda, A. (1981), Mineralogy of the Cu-Bi-W-Co-As-S mineralization associated with the Hōbenzan granitic complex, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **76**, 1-16.
- 中島和夫, 添田 晶, 渡辺 洵(1982), 山口県鳳翔山花崗岩体に伴うタングステン鉱化作用 (1). 昭和57年三鉱学会講演要旨集, 39.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1979), Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 107-115.
- 佐藤興平, 石原舜三(1981), 甲府花崗岩体の磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩類. 鉱山地質, **31**, 56.
- 佐藤興平, 石原舜三(1983), 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. 地調月報, **34**, 413-427.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979a), Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. J.*, **13**, 113-119.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979b), Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 381-190.
- 島崎英彦(1976), 花崗岩質マグマと鉱床, (2)マグマの酸化度と鉱床. 鉱山地質特別号, **7**, 25-35.
- 清水正明, 飯山敏道(1981), 甲府盆地東縁部の花崗岩類, とくに帯磁率変化と主要化学組成について. 地質学会第88年講演要旨, 356.
- Streckeisen, A.L. (1973), Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, **18**, 26-30.
- Taylor, R.W. (1964), Phase equilibria in the system $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ at 1300°C. *Amer. Mineral.*, **49**, 1016-1030.
- 津末昭生(1976), 花崗岩質マグマと鉱床, (1)西南日本について. 鉱山地質特別号, **7**, 15-24.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1958), Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **74**, pp. 153.
- 吉野言生(1954), 山口市周縁の地質. 広大地研報, **4**, 27-36.