近畿地方金剛山地および その周辺の領家花崗岩類*

政 岡 邦 夫**

Ryoke granitic rocks of the Kongo Mountains and its vicinity,
Kinki District, Japan*

Kunio MASAOKA**

Abstract The present area is situated in the southern part of the Ryoke Belt in the Kinki District. The area is composed mainly of granitic rocks with subordinate amount of metabasite and the Sennan Group, which are mostly Cretaceous in age. The granitic rocks are subdivided into nine intrusive bodies which are grouped into three stages of intrusion, as follows;

The first stage granites: Hiraishi granodiorite, Chihayagawa granodiorite, and Takatori-yama adamellite.

The second stage granites: Amami quartz diorite, Kobuka granodiorite, Ishimikawa adamellite, and fine-grained quartz diorite.

The third stage granites: Katsuragi quartz diorite (type I, type II, and type III) and Mochio granodiorite.

The schistosity is generally conspicuous in the first stage granites. On the other hand, in the second and third stage granites it is generally lacking but is locally and weakly developed due to mylonitization. Emplacement of the first stage granites was succeeded by the intrusion of "metadiabase" dyke. The Sennan Group, which is mainly composed of acid pyroclastic rocks is deposited before the second and probably after the first stage granites.

はじめに

近畿地方の領家帯は紀伊半島の北部をほぼ東西に横断し、南限を中央構造線に、北限はほぼ木津川構造線によって限られた南北約 50 km の地帯である。花崗岩類・変成塩基性岩類と堆積岩源変成岩類からなる。一般に東西～西北西―東南東の構造方向をもつが、しばしばドーム・ベースン構造が発達する。

近畿地方の領家帯は古くから北部の笠置地域で研究がおこなわれてきた(有田, 1949; 中島, 1960; HARA, 1962)。その他いくつかの地域で研究があるが、近畿地方の領家帯全体としては YOSHIZAWA *et al.* (1966) がほぼ全域の地質図を作成し、岩相分布と地質構造の概略を示した。しかし花崗岩類の岩体としての区分はほとんど

なされずその規準にも疑問の点が多い(沓掛・辻, 1971)。

金剛山地は従来古期の片麻状花崗閃緑岩とドーム構造をなす古期の塊状花崗閃緑岩からなるとされていた(YOSHIZAWA *et al.*, 1966)。

筆者は、1973 年以来桜井南方の高取山周辺地域と泉南地域との中間に位置する金剛山地を中心に領家花崗岩類の調査研究を行ってきた(政岡, 1977, 1978a MS, 1978b)。本地域の東部は領家研究グループ(1974)の調査地域と重なり、本地域の西方は山田哲雄ほか(1979)の発表した泉南地域と接している。筆者は上記の 2 研究にも参加した。本地域の研究は両隣地域をむすぶものであり、この研究によって近畿地方西部特に中央構造線付近領家帯の全貌が明らかにされたことになる。本論文では、金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類を中心に岩体区分と岩体の相互関係について述べ、片状構造の形成時期をも考慮に入れて火成活動史をまとめた。また、他地域の領家花崗岩類との対比も行なった。

1981 年 7 月 20 日受理

* 日本地質学会第 84 年学術大会で一部講演。

** 大阪市立大学理学部地学教室, Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University, Sumiyoshiku, Osaka, 558 Japan.

本論文では、花崗岩類の岩石名は BATEMAN *et al.* (1963) の分類に従った。

地 質 概 説

金剛山地には広く花崗岩類が分布し、塩基性変成岩と泉南層群(山田直利ほか, 1979)および岩脈類がわずかに分布する。堆積岩源変成岩はほとんどみられない。花崗岩類は本地域の南部ではしばしば圧砕岩質となる。

金剛山地の領家岩類は北部で中新統二上層群と不整合または断層関係で接する。いっぽう、南部では上部白亜系和泉層群と不整合または断層(中央構造線の随伴断層)関係で接する。

花崗岩類にはアダメロ岩～石英閃緑岩にわたる各種岩体が識別され、進入順序と構造的関係から大きく 3 時期・9 岩体に区分される。

第 1 期花崗岩類	1 平石花崗閃緑岩
	2 千早川花崗閃緑岩
	3 高取山アダメロ岩
第 2 期花崗岩類	4 天見石英閃緑岩
	5 小深花崗閃緑岩
	6 石見川アダメロ岩
	7 細粒石英閃緑岩
第 3 期花崗岩類	8 葛城石英閃緑岩
	9 持尾花崗閃緑岩

以上の岩体名は高取山アダメロ岩と持尾花崗閃緑岩(領家研究グループ, 1974)を除き政岡(1978a MS, 1978 b)が命名したものである。なおこれらのほかに高取山地域の平田一稲淵を結ぶ線より北東側には竜門岳石英閃緑岩(領家研究グループ, 1974)が分布する。上記グループは本岩体を滝畑片麻状花崗閃緑岩(平石花崗閃緑岩に

対比される)より古いとみなした。本岩体については上記グループの記述に特に加える新しいデータを持たないので本文では記述を省略する。

1 平石花崗閃緑岩 金剛山地北部平石周辺に南北 2.5 km, 東西 5 km にわたって分布する。片状・斑状粗粒花崗閃緑岩～アダメロ岩で、カリ長石の斑晶が目立ちしばしば眼球状を呈することがある。片理 S_1 は黒雲母、角閃石、カリ長石、石英の形態定向配列により示される。その走向は北部では南北で南に向かって北西～東北東へ変化し、東または西へあるいは北へ急斜する。線構造は一般に急傾斜である。暗色包有岩はほとんどみられないが、比較的大きい“変輝緑岩”や“変ノーライト”の岩体がところどころに分布している。滝畑片麻状花崗閃緑岩(領家研究グループ, 1974)の西方延長と考えられる。

2 千早川花崗閃緑岩 葛城石英閃緑岩体を取り囲むように金剛山地北縁の竹内峠周辺と岩橋山付近から河内長野東方～南方一帯に分布する。片状中粒花崗閃緑岩～石英閃緑岩である。片理 S_1 は黒雲母、角閃石、石英、長石の形態定向配列により示される。その走向は竹内峠付近では南北から北西へ変化し平石花崗閃緑岩体の構造と調和的である。葛城石英閃緑岩体の周辺では、この外形に調和的な構造を示す。その他の地域では、ほとんど東西走向で北または南へ急斜する。線構造は東または西へ緩傾斜する。岩体南部では多少とも圧砕作用をこうむっており、特に南縁部ではより圧砕岩質となりフィルム状に引きのばされた有色鉱物のクロットや細長くのびた石英プール(細粒再結晶石英粒の集合体)による顕著な片理 $S_{2,3}$ が発達する。このようなものの中にはポーフィロイド様圧砕岩に移化するものがある。暗色包有岩は

第 1 図 金剛山地およびその周辺の地質図と調査地域の位置図

1: 鮮新～更新統および完新統, 2: 中新統(二上層群および甘南備層*), 3: ヘトナイ統(和泉層群), 4: 破碎岩類, 5: 圧砕岩類, 6: 持尾花崗閃緑岩, 7: 葛城石英閃緑岩(A: III型, B: II型, C: I型), 8: 細粒石英閃緑岩, 9: 石英閃緑ひん岩, 10: 石見川アダメロ岩, 11: 小深花崗閃緑岩(A: 滝尻型黒雲母アダメロ岩, B: 小深型角閃石・黒雲母花崗閃緑岩, C: 石英閃緑岩), 12: 天見石英閃緑岩, 13: 花崗斑岩, 14: 泉南層群(A: 安山岩質溶岩および同質凝灰岩, B: 流紋デイサイト質凝灰岩, C: 砂岩および凝灰質砂岩), 15: 高取山アダメロ岩, 16: 千早川花崗閃緑岩(西半部)・芦原片麻状石英閃緑岩(東半部), (a: 弱片状, b: 強片状), 17: 平石花崗閃緑岩(西半部)・滝畑片麻状花崗閃緑岩(東半部), (a: 弱片状, b: 強片状, □: 斑状岩相), 18: 竜門岳石英閃緑岩, 19: “変ノーライト”, 20: “変輝緑岩”, 21: 雲母片岩・片麻岩, 22: 断層(実在・推定・伏在), Kn: 河内長野, Go: 御所, I: 岩橋山, K: 葛城山, Ko: 金剛山, T: 高取山, Tp: 竹内峠, Cp: 千早峠, Amami: 天見, Ashihara: 芦原, Azumazaka: 東阪, Chihaya: 千早, Hata: 畑, Hino: 日野, Hiraishi: 平石, Hirata: 平田, Imaki: 今木, Inabuchi: 稲淵, Iwase: 岩瀬, Kagata: 加賀田, Kitayama: 北山, Kobuka: 小深, Mochio: 持尾, Ooi: 太井, Takihata: 滝畑, Toriido: 鳥井戸。

* 甘南備層の分布と年代については吉川(1973)を参考にした。

* 構成鉱物の形態定向配列によって示される線状または面状の構造を指し、その成因は問わず記載用語として用いる。

第1表 各花崗岩体の造岩鉱物の諸性質

Rock bodies		Hiraishi Granodiorite	Chihayagawa Granodiorite	Takatori-yama Adamellite	Amami Quartz diorite	Kobuka Granodiorite (Kobuka type)
*11	Texture	coarse gr.*1 porphyritic-granitic	medium gr. granitic	fine gr. granitic	medium gr. dioritic-gabbroic	coarse gr. granitic-porphyrific
Pf.	grain size (mm) An% core *3 rim antiperthite*4	1.6-5 (42-21) o-zoning 30-21 ○ patch	1-4 (56-30) o-zoning 29-23 ○ patch, chess board	0.6-1.4 39-33 p,o-zoning 25-17 △ patch	0.2-5 (68-61), 60-37 o-zoning 28-26 X	1-5 (76), 56-29 o-zoning 28-22 △ patch
Qz.	occurrence, size (mm) grain size	clot 4-7 2-4	clot 2x4± 0.2-4	clot 1x5± 0.4-0.6	clot 2± 0.2-2	clot 2-15 0.6-8
Kf.	occurrence grain size perthite structure*7 microcline twin law*7 2Vx triclinicity*8 △	porphy.*6 inter.*5 1-15 (30)*2 ○ ○ 59° 0	inter. 1-4 △ X 60° 0	inter. 1-2 △ X n.d. n.d.	inter. 0.2-2 X X n.d. n.d.	inter. porphy. 4-10 (20)*2 △ (○) △ (○) 59° (64°) 0 (0-0.69)
Bt.	occurrence grain size (mm) Z axial color*9	clot 0.4± da. gr. brown	clot 0.4-1.2 da. brown	clot 0.1-0.3 da. gr. brown	clot 1-4 brown, rd. brown	clot, single 0.8-4 da. brown
Hb.	grain size (mm) Z axial color*9 2Vx indices γ (max)	0.4-5 br. green-bl. green 43° 1.707	0.4-3 br. green-bl. green 55° 1.698-1.702	0.4-2 br. green-bl. green n.d. n.d.	1-4 br. green-green or bl. green 69° 1.690	1-2 gr. brown-bl. green 58° 1.712-1.716
Cum.	occurrence 2Vz		included with Hb. n.d.		included with Hb. 81°	
Cpx.	2Vz		n.d.			
others*10		Ap., Zr., Sph., Ep., Al., Op.	Ap., Zr., Sph., Ep., Al., Op.	Ap., Zr., Al., Ga., Op.	Ap., Zr., Sph., Ep., Al., Op.	Ap., Zr., Al., Op., Sph.

*1: grained, *2: phenocryst, *3: [o-zoning: oscillatory zoning, p-zoning: patchy zoning, (): corroded calcic core], *4: [○: common, △: moderate, X: uncommon], *5: interstitial, *6: porphyritic, *7: [○: common, △: moderate, X: uncommon, (): Takijiri type], *8: [(): Takijiri type] The triclinicity of K-feldspar was calculated from the angular separation between

普遍的にみられ、片理に平行にのびていることが多い。
芦原片麻状石英閃緑岩(領家研究グループ, 1974)の西方延長と考えられる。

3 高取山アダメロ岩 東方の高取山アダメロ岩(領家研究グループ, 1974)によく似た細粒アダメロ岩が千早川花崗閃緑岩体中に小岩株(0.5×0.2 km)・小岩脈として分布する。片状～塊状細粒アダメロ岩～花崗閃緑岩である。片理 S₃ は黒雲母、石英の形態定向配列により示される。その走向は東西で、北又は南へ急斜し、母岩の千早川花崗閃緑岩のそれと平行であることが多い。暗色包有岩はほとんどみられない。

4 天見石英閃緑岩 金剛山地南縁部に分布し、東西 11 km, 南北 1 km の細長い岩体である。塊状中粒石英閃緑岩で自形の角閃石が特徴的である。一部ではんれい岩質になる。10 数 cm 大の卵形の暗色包有岩が多い。

5 小深花崗閃緑岩 千早川花崗閃緑岩と天見石英閃緑岩とに北と南をはさまれて東西 13 km, 南北 2.5 km ～4 km の東西にのびた岩体である。加賀田川以西では

塊状粗粒アダメロ岩質(滝尻型)で、泉南地域の滝尻アダメロ岩(山田哲雄ほか, 1979)につながる。加賀田川以東では、主体は塊状粗粒花崗閃緑岩質(小深型)であるが、千早付近や天見石英閃緑岩周辺で石英閃緑岩質になる。泉南層群との接触部付近では文象花崗岩質となる。岩体東部では部分的に圧砕岩質となり、黒雲母や石英の形態定向配列による片理 S₄ が発達する。また部分的に幅狭い圧砕帯が発達する。片理の走向は北西～西北西で北へ急斜する。暗色包有岩は一般に少ないが、石英閃緑岩相ではブロック状のものが多量に含まれることがある。東部の高取山南方の粗粒花崗閃緑岩(領家研究グループ, 1974)も同じものだろう。

6 石見川アダメロ岩 天見石英閃緑岩の北側に東西 10 km, 南北 0.5 km にわたって細長く分布する。塊状中粒アダメロ岩～花崗閃緑岩である。金剛山地南端部北山町付近や天見付近では、斑状細粒花崗閃緑岩～花崗閃緑斑岩ないし細粒文象花崗岩質となる。岩体東部では圧砕岩質となり小深花崗閃緑岩と同様の片理 S₄ が発達す

Kobuka Granodiorite (Qd. facies)	Ishimikawa Adamellite	Fine-grained Quartz diorite	Katsuragi Quartz diorite		Mochio Granodiorite
			Type I,II	Type III	
medium gr. granitic	medium-fine gr. granitic-porphyrific micrographic	fine gr. dioritic-porphyrific micrographic	medium-coarse gr. dioritic-subporphyritic	medium gr. granitic-subporphyritic	fine-medium gr. granitic
0.5-5 50-32 o-zoning 28-23 △ patch	0.2-2 32-23 24-13 X	0.1-8 (80-60) p-zoning, 50-33 p,o-zoning 21-15 o-zoning X	0.4-6 (10)*2 (80-65) 60-28 p,o-zoning 30-18 X	0.4-5 55-25 p,o-zoning 30-16 X	0.5-4 52-38 p,o-zoning 25-14 X
granular 1-8	clot 1.5x4 porphyritic 0.5-2, 3-6	inter. ^{*3} -porphyritic 0.5-4	inter.-granular 0.5-4	granular 2-6	inter.-granular 0.8-4
inter. 0.5-1.5 △ X n.d. n.d.	inter. poikilitic 2-5 10 ○ ○ 80° 0-0.95	inter. 0.05-1 △ X n.d. 0	inter. 0.2-0.4 X X n.d. n.d.	inter. poikilitic 2-15 △ △ 59° 0	inter. poikilitic 2-10 △ X 54° n.d.
clot 0.5-1.5 da. brown	clot 0.5-1 brown, da. brown	clot 0.1-1 da. brown	single-clot 1-7 brown, rd. brown	single 0.5-4 brown	clot 0.2-1.5 (5)*2 brown, rd. brown
0.5-1.5 gr. brown-bl. green n.d. n.d.	1-3 pa. green n.d. n.d.	0.5-4 (10)*2 rd. brown-green,*12 -br. green 83° 77°-59° 1.696 1.693, 1.717	0.5-7 br. green-pa. green 72° 1.683-1.687	0.5-4 pa,br. green-pa. green 71° 1.680-1.684	2-3 pa,br. green-pa. green 76° n.d.
		included with Hb. n.d. 49°	included with Hb. 84°		included with Hb. n.d.
Ap., Zr., Al., Ep., Op.	Ap., Zr., Al., Ep., Op.	Ap., Zr., Op., Al., Ep.	Ap., Zr., Op., Sph., Ep., Al.	Ap., Zr., Op., Sph., Ep., Al.	Ap., Zr., Al., Op., Ep.

131 and 131 reflections by the formula of GOLDSMITH and LAVES (1954) : $\Delta = 12.5(d_{131} - d_{131})$, *9: [da.: dark, gr.: greenish, rd.: reddish, bl.: blue, pa.: pale], *10: [Ap.: Apatite, Zr.: Zircon, Sph.: Sphene, Ep.: Epidote, Al.: Allanite, Op.: Opaque minerals, Ga.: Garnet.], *11 [Pl.: Plagioclase, Qz.: Quartz, Kf.: Alkalifeldspar, Bt.: Biotite, Hb.: Hornblende, Cum.: Cummingtonite, Cpx.: Clinopyroxene.], *12: phenocrystic hornblende.

る。

7 細粒石英閃緑岩 石川沿い日野南方から河内長野南西 6 km の太井南方にかけて小深花崗閃緑岩体中に岩株 (0.5×1 km)・岩脈 (幅数 m~十数 m) として分布する。塊状細粒石英閃緑岩を主とするが、一部ではんれい岩質又は花崗閃緑岩質となる。また小岩脈では石英閃緑ひん岩質の周縁急冷相を伴うことがある。暗色包有岩はほとんどみられない。

8 葛城石英閃緑岩 金剛山地中央部の金剛山・葛城山を中心に半径 5 km の半円形に分布し、東方の御所南方では急激に南北 5 km と幅狭くなりさらに東方では本岩体の南縁を画する中央構造線 (広義) に収斂する。塊状~弱片状・中粒~粗粒石英閃緑岩である。本岩体は岩相の違いから以下の 3 岩型に区分される。岩型 I は岩体の南半分と周縁部に分布する弱片状中粒石英閃緑岩である。岩型 II は葛城山の東斜面に分布する弱片状~塊状粗粒石英閃緑岩である。岩型 III は葛城山の西斜面から北部に分布する塊状~弱片状中粒石英閃緑岩~花崗閃緑岩で

ある。自形角閃石や c 軸方向に厚く重積した黒雲母を特徴的に含み、特に岩型 III では黒雲母が自形となる。片状構造は角閃石や斜長石ときにはレンズ状暗色包有岩の定向配列によって示され、周縁相ほどよく発達する。その走向は岩体の外形に調和的で岩体の中心に向かって急斜する。また、角閃石の長軸の配列によって示される線構造も岩体の中心に向かって急傾斜である。これらの諸構造は初生流理構造 (BALK, 1937) とみなすことができる。本岩体が中央構造線に収斂する岩体南縁部では圧碎岩質となり、黒雲母、角閃石、石英の形態定向配列による片理 S_0 が発達する。その走向は西北西~東西~東北東で北へ急傾斜である。暗色包有岩は、岩型 I には卵形か垂角レキ状のものが若干含まれるが岩型 II と岩型 III ではまれである。東半部では、領家研究グループ (1974) により今木石英閃緑岩と呼ばれた。

9 持尾花崗閃緑岩 御所南方鳥井戸付近から東南東に幅 0.5~1.5 km, 延長 7 km にわたって分布する。塊状~片状・細粒~中粒花崗閃緑岩で、岩体南縁部で石英

閃緑岩質となる。岩体の西部では塊状であるが東部に向かって圧碎岩質となり、黒雲母や石英の形態定向配列によって示される片理 S_2 が顕著に発達する。その走向は西北西～東西で北へ急傾斜する。暗色包有岩はほとんど含まれない。

つぎに花崗岩類以外の岩石について簡単に述べる。

変成塩基性岩には大別して“変ノーライト”と“変輝緑岩”がある。これらは第1期花崗岩類の平石花崗閃緑岩体と千早川花崗閃緑岩体の中に、主に岩床状ないしブロック状の包有岩体として分布するが“変輝緑岩”の中には岩脈状のものもある。前者の岩石は中粒のノーライト～輝石一角閃石はんれい岩ないし閃緑岩で、後者は粗粒玄武岩ないし細粒の石英閃緑岩である。

堆積岩源変成岩は第1期花崗岩類の平石花崗閃緑岩体と千早川花崗閃緑岩体の中にまれにみとめられる。河南町平石付近には数m～十数m幅の角閃石黒雲母片麻岩や堇青石黒雲母片麻岩の小岩体がみられる。河内長野市加賀田には含ザクロ石黒雲母片麻岩がみられる。御所南東1.5 kmの芦原片麻状石英閃緑岩体中に幅十数mの両雲母片麻岩がみられ、ケイセン石(フィプロライト)を含むものがある。

泉南層群は河内長野市横谷南東でいったん尖滅し、これより東方では第2期花崗岩類上でルーフペンダント状に、天見付近や金剛山地南端部北山町付近では断片的に分布する(政岡, 1978a)。構成岩石は主に流紋デイサイト質溶結凝灰岩で、安山岩溶岩や砂岩および凝灰質砂岩を伴う。これらは、しばしば角閃石や黒雲母が再結晶するような熱変成をこうむっている。

岩脈類は泉南層群分布域と第2期花崗岩類およびそれに隣接する第1期花崗岩類中に貫入している。岩質は花崗斑岩から粗粒玄武岩にわたる各種岩石があるが、文象斑岩類がもっとも多い。第3期花崗岩類の中にはこれらの岩脈類は全くみとめられない。ただし中新世の火山活動の産物と考えられる古銅輝石安山岩岩脈は少量みとめられる。地質図には比較的大きい岩体をなす花崗斑岩と石英閃緑ひん岩のみ示した。

花崗岩類の記載

各花崗岩体の造岩鉱物の種類とそれらの諸性質を第1表に示した。ここでは各岩体の性質について第1表に示していない事柄について述べる。また各岩体のモード組成は第2, 3, 4図に示した。

1 平石花崗閃緑岩

主体は片状斑状粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩～黒雲

母アダメロ岩である。

斜長石は半自形卓状～他形で、振動累帯構造を示すばやけたコアが島状に残存し厚いマントルがとり囲む。集片双晶面が湾曲することがある。しばしば結晶の一部や粒界に沿って細粒のモザイク状集合体となる。石英は他形で大きなややのびたプールを作る。カリ長石は半自形卓状～他形で、斑晶では3 cmに達し他鉱物をポイキリティックに包有する。黒雲母は半自形葉片で、クロット(2～7 mm)を作りフィルム状のびている。角閃石は半自形柱状で、単独または黒雲母とクロットを作る。

2 千早川花崗閃緑岩

主体は片状中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩～石英閃緑岩である。先述のように本岩体は南部で圧碎岩質となるので北部と南部を別々に記載する。

(1) 北部の岩相 斜長石は半自形卓状～他形で、振動累帯構造を示すばやけたコアが島状に残存しそれを厚いリムがとり囲む。集片双晶がよく発達する。アンチパーサイトがよく発達するが、極微粒(0.008 mm±)のアンチパーサイトがコア部分に同心円状に集合して累帯構造を示すことがある。石英は他形でややのびたプールを作る。カリ長石は他形で間隙充填的である。黒雲母は半自形葉片でのびたクロット(2～4 mm)を作る。角閃石は半自形柱状で、単独または黒雲母とクロットを作る。まれにコア部分に単斜輝石を包有することがある。

(2) 南部の岩相(圧碎岩質) 構成鉱物やそれらの諸性質は北部のそれと同様である。しかし全体に圧碎作用を多少とも受けている。たとえば、斜長石は圧碎岩質になるにつれて結晶が割れたり分裂してその割れ目を石英、カリ長石、黒雲母が埋めるようになる。さらに圧碎岩質になると角がとれて粒状化する。結晶の周囲や一部が微粒の斜長石と黒雲母の集合体になったり、割れ目に沿って針状青緑色角閃石を生じることがある。石英は他形粒状でモザイク状集合体を作り、長石類の粒間を流れたように埋めている。カリ長石も斜長石と同様の変形をこうむるが、結晶の一部が細粒モザイク状集合体になることがある。その部分の光軸角は他の部分($2V_x=60^\circ$)に比べて大きい($2V_x=84^\circ$)。黒雲母は細かい葉片となり、そのクロットは長石類の間を流れたように薄くのびている。角閃石は湾曲したり、ブーディン化してそのネック部分に針状青緑色角閃石が生じたりする。

3 高取山アダメロ岩

本岩体の本体については領家研究グループ(1974)が記載したので、ここでは千早川中流東阪周辺に分布する小岩体について記載する。

第2図 第1期花崗岩類の石英－カリ長石－斜長石，
石英＋カリ長石－斜長石－有色鉱物図

主体は片状または塊状細粒の黒雲母アダメロ岩～含角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。

斜長石は半自形～自形卓状で，振動累帯構造を示す自形コアと比較的厚いマントルからなる。しばしば結晶が割れたり，双晶面が湾曲する。石英は他形粒状でモザイク状集合体を作って長石類の粒間を埋める。カリ長石は他形で粒界に沿ってミルメカイト質斜長石粒が並んでいる。黒雲母は半自形葉片で，クロットを作って長石類の粒間を流れたようにのびている。

4 天見石英閃緑岩

主体は塊状中粒の角閃石黒雲母石英閃緑岩で，一部はんれい岩質になる。

斜長石は自形～半自形卓状で，振動累帯構造を示す自形コアと薄いリムからなる。粗粒な結晶のコアには島状に An 組成の高い部分が残存することがある。石英は他形で間隙充填的であるが，しばしば細粒(0.2～0.4 mm)のモザイク集合体になる。黒雲母は半自形～他形で角閃石とクロットを作る。粗粒なものは他の鉱物をポイキリティックに包有する。しばしば劈開に沿ってぶどう石を生じている。角閃石は自形～半自形柱状であるが，はんれい岩相ではオフィティックに斜長石を包有する。しば

しばコア部分にカミングトン閃石があり，また，カミングトン閃石の離溶ラメラがみられる。

5 小深花崗閃緑岩

主体は塊状粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩～黒雲母アダメロ岩で，一部中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩や細粒文象花崗岩を伴う。先述のように滝尻型，小深型，石英閃緑岩相に区分されるが，それぞれについて記載する。

(1) 滝尻型(粗粒黒雲母アダメロ岩) 斜長石は半自形卓状(1～5 mm)で，弱い累帯構造を示すが，コアはほとんど絹雲母化している。石英は他形で，大きなプール(8 mm±)を作るが，半自形粒状(1.5～4 mm)のものはカリ長石に湾入されることがある。カリ長石は半自形～他形(2～10 mm)で，格子構造をほとんど欠くパーサイトであるが黒雲母が単独で散在する岩相では格子構造やパーサイト構造が著しく発達する。黒雲母は半自形葉片(1～3 mm)で，小さなクロットを作る場合と単独で散在する場合がある。Z軸色は褐色である。河内長野市加賀田付近では黒雲母全体が微粒(0.1 mm±)の黒雲母細片とザクロ石(0.1～0.3 mm)および不透明鉱物との集合体に再結晶している。角閃石は半自形～他形で，虫食状のものが多く。

(2) 小深型(粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩) 斜長石は自形～半自形卓状で，振動累帯構造を示す自形コアと薄いリムからなる。まれに An 組成の高い部分が島状に残存することがある。しばしば結晶の一部や割れ目に沿った部分が微粒(0.03 mm±)のモザイク状集合体になる。石英は他形で，大きなプールを作るが，しばしば細粒(0.1～0.3 mm)のモザイク状集合体になる。カリ長石は他形～半自形卓状で，しばしば斑晶状となる。黒雲母は半自形～自形葉片で，角閃石とクロットを作る。黒雲母の一部または全体が微粒の黒雲母片の集合体に再結晶することがある。角閃石は自形～半自形柱状であるが，虫食状のことがある。

(3) 石英閃緑岩相(中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩)

斜長石は自形～半自形卓状で，振動累帯構造を示す自形コアと薄いリムからなる。石英は他形粒状で，粗粒結晶はポイキリティックに他の鉱物を包有する。カリ長石は間隙充填的で少量含まれる。黒雲母は半自形葉片で，自形～半自形柱状の角閃石とクロットを作る。

6 石見川アダメロ岩

主体は塊状中粒の黒雲母アダメロ岩で，一部で斑状細粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩～同質斑岩質となる。

斜長石は半自形卓状で，絹雲母化したコアと比較的厚いリムからなる。石英は他形～半自形で，間隙充填的で

ある。カリ長石に包有されるものは半自形で融食されていることが多い。カリ長石は他形で間隙充填的である。顕著な格子構造が発達し、X線的に三斜度が大きく最大微斜長石であることが多いが、斑状岩相や岩体東端部の熱変成をこうむった岩相(黒雲母や斜長石が再結晶している)は三斜度は0で正長石である。角閃石は半自形～自形柱状で、斑状岩相のみに含まれる。

7 細粒石英閃緑岩

主体は塊状細粒の含単斜輝石黒雲母角閃石石英閃緑岩であるが、一部でははんれい岩質あるいは花崗閃緑岩質になる。まれにかんらん石を含むものがある。

斜長石は自形～半自形卓状で粒径が変化する。粗粒結晶は著しく融食されたコアとそれを包む振動累帯構造の顕著なマントルとさらに薄いリムからなる。融食されたコアははんれい岩相に多い。しばしばリム部分と石英が微文象組織を呈する。石英は、はんれい岩相では間隙充填的であるが、石英閃緑岩相では粗粒斑晶状のものが現われる。カリ長石は他形で間隙充填的である。しばしば石英と微文象構造を呈する。黒雲母は半自形～他形で、角閃石とクロットを作る。粒状または骸晶状のイルメナイトを包有することが多い。角閃石は自形～半自形で、はんれい岩相ではオフィティックに斜長石を包有する。斑晶状で粗粒なものはリム部分で細粒斜長石を多量に包

第3図 第2期花崗岩類の石英—カリ長石—斜長石、石英+カリ長石—斜長石—有色鉱物図

有することがある。しばしばコア部分にカミングトン閃石や単斜輝石を包有する。単斜輝石は半自形短柱状で、周囲から緑色角閃石に交代されたりウラル石化することが多い。斜方輝石は常に緑泥石と緑閃石とに交代されている。結晶(仮像)の両側に単斜輝石が付着していることがある。

8 葛城石英閃緑岩

主体は塊状～弱片状・中粒～粗粒の角閃石黒雲母石英閃緑岩であるが、一部で花崗閃緑岩質となる。先述のように本岩体はI型、II型、III型に区分される。III型は肉眼的にかなり違った岩相を呈する。

(1) I型およびII型 斜長石は自形卓状で、顕著な振動累帯構造を示す自形コアと薄いリムからなる。まれにAn組成の高い部分が島状に残存する。しばしばコアが融食されている。黒雲母は他形～半自形で、c軸方向に厚く重積する。II型になるとさらに粗粒となり、他の鉱物をポイキリティックに包有する。角閃石は自形～半自形柱状であるが、まれに融食されて虫食い状を示すことがある。まれにコアにカミングトン閃石が包有されることもあり、他にカミングトン閃石の離溶ラメラがある。

(2) III型 斜長石は自形卓状で、顕著な振動累帯構造を示す自形コアとI型よりはやや厚いリムからなる。コアは融食されることが多い。石英は他形粒状で、粗粒なものは他の鉱物をポイキリティックに包有する。カリ長石に包有されるものは半自形粒状である。カリ長石は他形で間隙充填的であるが、しばしば粗粒となり他の鉱物をポイキリティックに包有する。黒雲母は自形～半自形で、c軸方向に厚く重積する。単独で散在することが多い。

9 持尾花崗閃緑岩*

主体は塊状または片状・細粒～中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩であるが、一部で石英閃緑岩質ないしアプライト質となる。

斜長石は自形～半自形卓状で、顕著な振動累帯構造を示す自形コアと比較的厚いリムからなる。コアは融食されることがある。石英は他形で間隙充填的であるが、カリ長石に包有されるものは半自形粒状で融食されている。片状岩相では細粒(0.1～0.4 mm)のモザイク状集合体となり、流れるように長石類の粒間を埋める。カリ長石は他形で間隙充填的であるが、粗粒なものは他の鉱物をポイキリティックに包有する。黒雲母は半自形葉片

* 領家研究グループ(1974)は本岩体の東半の圧砕岩質な岩相のみを記載したので、ここでは西半の塊状岩相を中心に記載する。

第4図 第3期花崗岩類の石英—カリ長石—斜長石、石英+カリ長石—斜長石—有色鉱物図

で、小さなクロットを作って散在するが、片状岩相では長石類の間を薄くのびている。角閃石は自形～半自形柱状で、単独又は黒雲母とクロットを作る。まれにコアにカミングトン閃石が包有される。

岩体の相互関係

既述のように、表題地域の花崗岩類は3期、9岩体に区分された。これらの岩体の相互関係については、野外における直接の貫入関係と各岩体に発達する片状構造や大構造の様子から判断した。まず、野外で観察される岩体相互の関係についてのべ、さらに構造的関係についても述べる。

1 変成塩基性岩と平石花崗閃緑岩および千早川花崗閃緑岩との関係

まず最初に、“変ノーライト”は太子町畑東南東 500 m の山腹で平石花崗閃緑岩と明瞭な境界で接するが、後者は接触部付近で細粒となり前者をネット・ワーク状に貫く。“変ノーライト”と平石花崗閃緑岩とは平行の弱い片状構造 S_1 を有する。これは“変ノーライト”が平石花崗閃緑岩に捕獲された後に両者は同じ構造運動を受け、片状構造が作られた可能性を示している。つぎに“変輝緑岩”は河内長野の碎石場で千早川花崗閃緑岩と

明瞭な境界で接するが、後者から派生した岩脈が前者をシャープに切って貫入している。“変輝緑岩”は花崗岩との境界に近づくほど有色鉱物が減少し、石英、長石が増大する。両者の片状構造 $S_{2,3}$ 平行で周囲の千早川花崗閃緑岩体の構造とも調和的である。このような“変輝緑岩”とは別に岩脈状の産状を示すものがある。これらは一般に均一な岩相で微細粒石英閃緑岩質であることが多い。これらはさらに上記の片状構造の形成前に貫入したものと形成後に貫入したものがある。

2 平石花崗閃緑岩と千早川花崗閃緑岩との関係

河南町平石南西の土砂取場では、顕著な片状構造を有する平石花崗閃緑岩と千早川花崗閃緑岩とが明瞭な境界で接する。千早川花崗閃緑岩は平石花崗閃緑岩の片状構造を切って貫入している(第5a図)。しかし大きくみると両者はほぼ調和的であるので千早川花崗閃緑岩は平石花崗閃緑岩より若干遅れて貫入したと考えられる。

3 千早川花崗閃緑岩と高取山アダメロ岩との関係

河内長野南東 4 km の国道 310 号線の崖では、細粒アダメロ岩の小岩脈が千早川花崗閃緑岩と“変輝緑岩”の両者を切って貫入している(第5b図)。これらの片状構造 $S_{2,3}$ は平行で周囲の千早川花崗閃緑岩の片状構造とも調和的である。これら片状構造は鏡下の観察によると明らかに圧砕構造である。したがって細粒アダメロ岩が千早川花崗閃緑岩を貫いた後の構造運動によって片状構造が形成されたことを示している。

4 千早川花崗閃緑岩と小深花崗閃緑岩との関係

岩瀬北方 500 m の林道沿の崖では、小深花崗閃緑岩と千早川花崗閃緑岩および“変ノーライト”とが接している。小深花崗閃緑岩から派生したアプライト脈が千早川花崗閃緑岩と“変ノーライト”とを貫いている(第5c図)。これは小深花崗閃緑岩が千早川花崗閃緑岩より新しいことを示している。

5 小深花崗閃緑岩と石見川アダメロ岩との関係

千早峠西南西 1,250 m の谷では、石見川アダメロ岩の小岩脈(幅 1 m ±)が小深花崗閃緑岩に貫入している。

6 天見石英閃緑岩と小深花崗閃緑岩との関係

河内長野市加賀田南方 4 km の谷で天見石英閃緑岩と小深花崗閃緑岩と接するが、天見石英閃緑岩は小深花崗閃緑岩の不規則なしみ込みを受けて混成岩を作っている。一般に両者の境界は不明瞭で漸移関係にある。おそらく天見石英閃緑岩は小深花崗閃緑岩より若干先行して侵入したのであろう。

7 天見石英閃緑岩と石見川アダメロ岩との関係

千早峠 西南西 2 km の谷では、石見川アダメロ岩の

第5図 a: 平石花崗閃緑岩と千早川花崗閃緑岩との関係。A: 強片状平石花崗閃緑岩, B: 弱片状千早川花崗閃緑岩。
 b: 変輝緑岩および千早川花崗閃緑岩と高取山アダメロ岩との関係。A: 変輝緑岩(細粒), B: 変輝緑岩(中粒), C: 千早川花崗閃緑岩, D: 高取山アダメロ岩。
 c: 変ノーライトおよび千早川花崗閃緑岩と小深花崗閃緑岩との関係。A: 変ノーライト, B: 千早川花崗閃緑岩, C: 小深花崗閃緑岩, D: 小深花崗閃緑岩より派生したアプライト脈。

岩脈が天見石英閃緑岩に貫入している。また千早峠南東 1 km では、岩株状の石見川アダメロ岩が天見石英閃緑岩に貫入し、その周縁部には急冷相の花崗斑岩が発達する。

8 小深花崗閃緑岩と細粒石英閃緑岩との関係

河内長野市太井南方 1 km の谷では、細粒石英閃緑岩が小深花崗閃緑岩と石英斑岩の捕獲岩片を持ちそれに熱変成を与えている。また岩瀬東南東 2 km の谷では、弱圧碎岩質の小深花崗閃緑岩を、微細粒の周縁急冷相を伴う細粒石英閃緑岩が明瞭な境界でもって貫入する。小深花崗閃緑岩には微細な黒雲母が生じている。これは小深花崗閃緑岩が圧碎作用をこうむった後に細粒石英閃緑岩が貫入して熱変成を与えたことを示している。

9 千早川花崗閃緑岩と葛城石英閃緑岩 III 型との関係

岩橋山東北東 900 m の林道壁では、千早川花崗閃緑岩体中に葛城石英閃緑岩 III 型の岩脈がある。葛城石英閃緑岩 III 型は千早川花崗閃緑岩の片状構造を明瞭に切って貫入し、その岩片を捕獲している(第6 a 図)。したがって葛城石英閃緑岩 III 型は千早川花崗閃緑岩より新しい。

10 小深花崗閃緑岩と葛城石英閃緑岩 I 型との関係

金剛山西方 1 km の谷では、小深花崗閃緑岩と葛城石

英閃緑岩 I 型とが明瞭な境界で接している。葛城石英閃緑岩 I 型は小深花崗閃緑岩の岩片を捕獲して、かつ細粒の支脈が小深花崗閃緑岩を貫く(第6 b 図)。したがって葛城石英閃緑岩は小深花崗閃緑岩より新しい。

11 葛城石英閃緑岩 I 型と同 III 型との関係

平石南方 1.6 km の道路壁では、葛城石英閃緑岩 I 型と同 III 型が明瞭な境界で接する。同 I 型は、ここでは弱片状の均一な中粒石英閃緑岩である。同 III 型は中粒塊状花崗閃緑岩で境界に沿って細粒のアプライト質花崗岩が脈状・プール状に発達し、これらののびの方向は葛城石英閃緑岩 I 型の片状構造を切っている。したがって葛城石英閃緑岩 III 型は同 I 型より遅れて貫入したと考えられる。

12 葛城石英閃緑岩 I 型と持尾花崗閃緑岩との関係

御所南南西 5 km の林道壁では、葛城石英閃緑岩 I 型中に持尾花崗閃緑岩の小岩脈があり、その岩脈から派生したアプライト脈が葛城石英閃緑岩 I 型に貫入している(第6 c 図)。大淀町今木北東 750 m の道路壁では、葛城石英閃緑岩 I 型と持尾花崗閃緑岩とが明瞭な境界で接する。前者の中に後者から派生したと思われる不規則板状の小岩脈がある。葛城石英閃緑岩 I 型と持尾花崗閃緑

第6図 a: 千早川花崗閃緑岩と葛城石英閃緑岩との関係。A: 千早川花崗閃緑岩, B: 葛城石英閃緑岩Ⅲ型(模様 of 粗い部分はペグマタイト質な部分)。

b: 小深花崗閃緑岩と葛城石英閃緑岩との関係。A: 小深花崗閃緑岩(石英閃緑岩相), B: 葛城石英閃緑岩Ⅰ型(模様の細かい部分は細粒の部分である)。

c: 葛城石英閃緑岩と持尾花崗閃緑岩との関係。A: 葛城石英閃緑岩Ⅰ型(塊状岩相), B: 持尾花崗閃緑岩(塊状岩相)。

* 印は持尾花崗閃緑岩より派生したアプライト脈。

d: 葛城石英閃緑岩と持尾花崗閃緑岩との関係。A: 葛城石英閃緑岩Ⅰ型(弱片状岩相), B: 持尾花崗閃緑岩(弱片状岩相)。

岩の片状構造 S_0 は平行である (第6 d 図)。この露頭の東 50 m の崖でも持尾花崗閃緑岩から派生したアプライト質花崗岩岩脈が葛城石英閃緑岩Ⅰ型を不規則に貫くが、両者の片状構造は同一である。この他にも今木周辺では、持尾花崗閃緑岩の小岩脈が葛城石英閃緑岩の初生流理構造を切って貫入している。以上の接触関係から総合的に判断すると持尾花崗閃緑岩は葛城石英閃緑岩Ⅰ型より後に貫入して、その後に両者に同一の片状構造を生じた。なおこの片状構造は鏡下の観察から圧砕作用により生じたことはまちがいない。

13 泉南層群と第2期花崗岩類との関係

千早峠南南西 750 m の国道下の崖では、泉南層群と考えられる流紋岩質凝灰岩の小岩体が小深花崗閃緑岩中に捕獲されて著しい熱変成をこうむる。天見付近では泉南層群の安山岩溶岩や同質凝灰岩を石見川アダメロ岩の周縁相である細粒文象花崗岩の岩脈が多数貫いている。

また天見南南西の林道沿いでは流紋デイサイト質凝灰岩を貫く花崗斑岩を天見石英閃緑岩が貫き著しい熱変成を与える。したがって泉南層群は第2期花崗岩類進入以前に形成されていたことはまちがいない。

14 岩脈類と花崗岩類との関係

花崗斑岩には小深花崗閃緑岩に先行するものとそれより後のものがある。前者はほとんど泉南層群を貫いている。後者はしばしば小深花崗閃緑岩と共に圧砕岩質となる。

文象斑岩、石英斑岩、石英閃緑ひん岩、粗粒玄武岩は千早川花崗閃緑岩の南縁部、天見石英閃緑岩、小深花崗閃緑岩、石見川アダメロ岩を貫いている。しかし細粒石英閃緑岩体を貫く岩脈は、1本の粗粒玄武岩脈を除いて全くみられない。石英閃緑ひん岩脈は若干規模の大きいものでは細粒石英閃緑岩を伴うことがある。一方細粒石英閃緑岩の小岩脈には石英閃緑ひん岩質の周縁急冷相を

伴う。両者は岩石学的性質が類似している。たとえば褐色角閃石の斑晶を伴うこと、石基に微文象構造がよく発達することなどである。また分布域もよく一致する。しかし細粒石英閃緑岩の近傍に貫入する石英閃緑ひん岩の一部には熱変成をこうむっているものもある。おそらく両者は一連の火成活動の産物で、規模とか粒度の違いを反映しているのであろう。また石英閃緑ひん岩は若干先行して活動したのであろう。

葛城石英閃緑岩と岩脈類との関係は、両者が直接しないので確定しないが、次のように推定される。

この種の岩脈類は葛城石英閃緑岩体中に全くみとめられない。千早付近では、弱圧砕岩質な小深花崗閃緑岩や石見川アダメロ岩を石英閃緑ひん岩、文象斑岩、粗粒玄武岩の岩脈が貫入するが、岩脈類と母岩の小深花崗閃緑岩や石見川アダメロ岩は共に著しい熱変成をこうむって黒雲母や斜長石の微細結晶が再結晶している。また破碎された文象斑岩の破碎基質部分にも黒雲母が再結晶している。このような現象は葛城石英閃緑岩体に近づくに従ってより顕著になる。以上のことから岩脈類は葛城石英閃緑岩の進入以前に貫入したものであろう。

15 第1期・第2期花崗岩類と葛城石英閃緑岩との関係

第1期花崗岩類と第2期花崗岩類は大略東西にのびた岩体の分布を示し、前者の片状構造は南部で東西方向、北部では南北方向である。葛城石英閃緑岩体の流理構造は岩体の外形に調和的であり、岩体近傍の第1期花崗岩類の片状構造と平行である。しかし大きくみると、葛城石英閃緑岩体はその西部において、東西方向の片状構造を有する第1期花崗岩類と東西にのびた分布を示す第2期花崗岩類に対して、押し分けて貫入したプルトン状岩体とみなせる。

火 成 活 動 史

以上述べてきた9花崗岩体、“変ノーライト”、“変輝緑岩”、泉南層群や岩脈類などの相互関係と、それらに発達する片状構造の形成時期を考慮に入れて花崗岩類の活動を3時期に区分した(第7図)。

第1期花崗岩類は平石花崗閃緑岩、千早川花崗閃緑岩、高取山アダメロ岩の順に進入した。これらのうち前の2岩体は北部においても比較的顕著な片状構造が発達する。これらの片理 S_1 は中央構造線に近接した地域に限って発達する構造でなく、領家帯の古期花崗岩に一般的に発達する構造である。片理 S_1 はときにドーム、ベースン構造を作ることがある(端山ほか, 1963; 北大深成作用研究グループ, 1964; YOSHIZAWA *et al.*, 1966)。

第7図 金剛山地およびその周辺の領家帯の火成活動史

実線矢印は貫入関係のみられるもの。破線矢印は熱変成作用から貫入関係の推定されるもので、矢印の先は被貫入岩体を示す。

*1 千早川花崗閃緑岩体および平石花崗閃緑岩体の捕獲岩状の“変輝緑岩”。

*2 千早川花崗閃緑岩体を岩脈状に貫きその捕獲岩を有するが片状構造は母岩のそれと同一である“変輝緑岩”。

*3 千早川花崗閃緑岩体および平石花崗閃緑岩体の片状構造に斜交して貫入する塊状の“変輝緑岩”。

*4 泉南層群中に貫入している花崗斑岩で、小深花崗閃緑岩や石見川アダメロ岩により貫かれ熱変成をこうむるもの。

*5 小深花崗閃緑岩体に貫入している花崗斑岩で、圧砕岩質なもの。

これら2花崗岩体は南部で、圧砕岩質となり、片理 S_1 に重ねてそれに平行ないし亜平行の西北西～東西方向の片理 $S_{2,3}$ * が発達する。この片理 $S_{2,3}$ は岩脈状“変輝

* 本地域東方の高取山地域では高取山アダメロ岩が進入する前に形成されていた片理 S_2 とその進入後形成された片理 S_3 が区別できるが、本地域でははっきり区別できなかったため $S_{2,3}$ とする。

緑岩”と高取山アダメロ岩の進入後に形成された。この構造は本地域の基本的地質構造を規定するものである。

第2期花崗岩類は天見石英閃緑岩、小深花崗閃緑岩、石見川アダメロ岩、細粒石英閃緑岩の順に進入した。小深花崗閃緑岩や石見川アダメロ岩は部分的に圧砕岩質となって北西～西北西方向の片理 S_4 が発達する。この片理 S_4 は岩脈類(花崗斑岩を除く)と細粒石英閃緑岩に切られており、これらの進入以前に形成されていた。

第3期花崗岩類は葛城石英閃緑岩、持尾花崗閃緑岩の順に進入した。持尾花崗閃緑岩体は南東部でその周辺の葛城石英閃緑岩とともに圧砕岩質となり、西北西～東西～東北東方向の片理 S_5 が発達する。この片理 S_5 は持尾花崗閃緑岩の進入後形成された。

つぎに3時期の花崗岩類の活動の年代的位置づけについて述べる。

花崗岩体のうち放射年代の明らかなのは、千早川花崗閃緑岩の $103 \sim 115$ Ma (ISHIZAKA, 1966) と小深花崗閃緑岩の周縁相である文象花崗岩の 72.9 ± 2.3 Ma (柴田ほか, 1979) とである。千早川花崗閃緑岩は南縁部で著しく圧砕岩質になるが、それに近接する小深花崗閃緑岩はほとんど圧砕されていない。したがって第1期花崗岩類と第2期花崗岩類の間にはかなりの時代的間隙が期待される。第2期花崗岩類は、宮古世から浦河世のある時期に形成された泉南層群(山田直利ほか, 1979) より後に進入している。第3期花崗岩類の葛城石英閃緑岩は第1

期と第2期の花崗岩類の構造を切ってプルトン状に進入している。葛城石英閃緑岩は和泉層群(ヘトナイ世)に直接不整合におおわれることはないが、ごく近傍に分布する和泉層群に熱変成を与えていない。このことは葛城石英閃緑岩がヘトナイ世の初期までに進入した可能性を示している。

他地域領家帯との対比

金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類の火成活動史が明らかになったが、他地域の領家帯との対比と問題点についてのべる(第8図)。

第1期花崗岩類の中で平石花崗閃緑岩や千早川花崗閃緑岩は、泉南地域の古期花崗岩の神於山片麻状花崗閃緑岩(山田哲雄ほか, 1979)のうち、斑状粗粒片麻状アダメロ岩～花崗閃緑岩と中粒片麻状花崗閃緑岩～トーナル岩および縞状中粒花崗閃緑岩～トーナル岩とにそれぞれ対比できる。また奈良県桜井南方の高取山地域の第1期花崗岩類(領家研究グループ, 1974)の滝畑片麻状花崗閃緑岩と芦原片麻状石英閃緑岩とにそれぞれ対比できる。さらに近畿東部地域では、第2期の花崗岩類(端山ほか, 1982)のうち、横野花崗閃緑岩が平石花崗閃緑岩に対比できる。千早川花崗閃緑岩は堆積岩源変成岩をほとんど伴わずミグマタイト質になることはないが、第2期の君ヶ野花崗閃緑岩のうちの中粒片麻状角閃石・黒雲母花崗閃緑岩相や第1期の畑井トーナル岩の一部に類似する。

第8図 領家花崗岩類の対比

対比される花崗岩体は——で結んだ。

つぎに中部地方の領家帯との対比であるが、岩石学的性質や領家片麻岩を伴うことなどから平石花崗閃緑岩は天竜峡花崗岩に対比される。また千早川花崗閃緑岩には非持石英閃緑岩に類似する部分がある。

第2期花崗岩類のうち主体をなす小深花崗閃緑岩は中部地方に対比されるものがない。しかし高取山地域の第2期花崗岩類の粗粒花崗閃緑岩(領家研究グループ, 1974), 泉南地域の新期花崗岩の滝尻アダメロ岩(山田哲雄ほか, 1979), 淡路島の洲本花崗閃緑岩(市川ほか, 1967; 諏訪・濡木, 1968; 政岡, 1979)のうち洲本市北方に分布する岩相, 讃岐津田地域の白島花崗岩(沓掛ほか, 1979)のうち岩型Iおよび岩型IIのそれぞれに対比される。

第3期花崗岩類の葛城石英閃緑岩は近畿地方東部の領家帯の美杉トータル岩(端山ほか, 1982)に対比される。中部地方では, 新城一勝間石英閃緑岩(領家研究グループ, 1972)に類似する。

金剛山地およびその周辺の領家帯の花崗岩類は9岩体3時期に区分される。上記のように第1期花崗岩類は中部地方の先濃飛花崗岩類に対比される。第2期花崗岩類と第3期花崗岩類は後濃飛花崗岩類に対比される。

つぎに, 花崗岩体の分布についてみると, 領家研究グループ(1974)や山田哲雄ほか(1979)も指摘したように中部地方では, 大きくみると中央構造線近くに古いものが分布し, 新しいものはそれから離れて分布する傾向がある。特に片状構造の顕著な非持石英閃緑岩が中央構造線沿いに分布する。しかし本地域では, 中央構造線に近く塊状ないし弱片状の第2期と第3期の新期花崗岩類が分布して, 片状構造の顕著な第1期の古期花崗岩類はそれより7kmも離れて北に分布する。

ま と め

1 本地域の領家花崗岩類は, 9岩体, 3期の活動に区分される(第7図)。塩基性岩類には花崗岩類の活動に先行した“変ノーライト”と“変輝緑岩”と第1期花崗岩類の平石花崗閃緑岩や千早川花崗閃緑岩を貫く“変輝緑岩岩脈”とがある。このほか泉南層群が第2期花崗岩類の活動以前に形成されていた。

2 中部地方領家帯の第1～第2期の花崗岩(非持石英閃緑岩, 天竜峡花崗岩)に対比されるものや類似するものが本地域にも分布し(千早川花崗閃緑岩, 平石花崗閃緑岩), それらの分布や片状構造が本地域の基本的地質構造を規定している。また千早川花崗閃緑岩にポーフィロイド様圧碎岩を伴う点で両地域は共通している。

3 しかし, 花崗岩類の分布については異なっている。中部地方では, 中央構造線の近くに古期花崗岩が分布し, 新期花崗岩はより内側に分布する傾向があるが, 本地域では新期花崗岩の第2期と第3期の花崗岩類が中央構造線側に広く分布する。また淡路島, 四国北部ではほとんど新期花崗岩で占められる。このように本地域以西では古期花崗岩は中央構造線から離れて分布し, 淡路島以西では柳井地方まで古期花崗岩はほとんどみられない。本地域では領家帯形成史の比較的後期まで, 中央構造線付近においても火成活動の場にあったと考えられる。

謝辞 本研究を進めるにあたり, 市川浩一郎教授, 吉田勝博士には終始懇篤な御指導をたまわった。野外では山田哲雄博士を始めとして領家研究グループの方々ならびに基盤地質ゼミナールの諸先生・諸学兄には貴重な御意見をいただいた。東京農業大学端山好和教授には本論文の投稿の機会を与えていただき, さらに草稿を読んでいただき御教示をいただいた。以上の方々に心から御礼を申し上げる。

文 献

- 有田忠雄, 1949: 京都府笠置付近の花崗岩類及び変成岩類。地質雑, **55**, 99—104.
- BALK, R., 1937: Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **5**, 177.
- BATEMAN, P. C., CLARK, L. L. D., HUBB, N. K., MOORE, J. G. and RINEHART, C. D., 1963: The Sierra Nevada batholith—a synthesis of recent work across the central part. *U.S. Geol. Survey prof. paper* 414—D, D1—D46.
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F., 1954: The microclin-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **5**, 1—19.
- HARA, I., 1962: Studies on the structures of the Ryōke metamorphic rocks of the Kasagi district, southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C.*, **4**, 193—224.
- 端山好和・宮川邦彦・中島和一・山田哲雄, 1963: 浦川～和田間の鹿塩構造帯。地球科学, **66**, 23—31.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良昭・吉田勝・河原林育朗・津村善博, 1982: 近畿地方東部の領家帯の地質—特に花崗岩の岩体区分と相互関係—。地質雑, **88**, 451—466.
- 北大深成作用研究グループ, 1964: 佐久間湖周辺の領家変成帯の地質構造—第I部。地質雑, **70**, 446—459.
- 市川浩一郎・弘原海清・笠間太郎・山田直利・河田清雄, 1967: 淡路島の泉南酸性火砕岩類と洲本花崗閃緑岩との関係。(演旨)。地質雑, **73**, 137.
- ISHIZAKA, K., 1966: A geochronological study of the

- Ryoke metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B.*, **33**, 69—102.
- 沓掛俊夫・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井 豊・山田哲雄・吉田 勝, 1979: 小豆島および讃岐東部の領家帯. 地質学論集, no. 17, 47—68.
- 沓掛俊夫・辻喜一郎, 1971: 近畿地方領家帯研究の概要と問題点—特に花崗岩類について—. *MAGMA*, no. 24, 7—9.
- 政岡邦夫, 1977: 大阪府東南部葛城石英閃緑岩体の構造運動. 地質学会 84 年学術大会講演要旨, 60.
- , 1978a(MS): 金剛山地における領家花崗岩類の地質学的岩石学的研究—特に葛城石英閃緑岩体について—. 大阪市立大学修士論文(手記).
- , 1978b: 金剛山地における南部領家帯の地質. *MTL*, no. 3, 81—86.
- , 1979: 淡路島の領家帯. 地質学会 86 年学術大会講演要旨, 314.
- 中島和一, 1960: 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, **49**, 1—14.
- 領家研究グループ, 1972: 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, **26**, 205—216.
- , 1974: 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, **28**, 103—114.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: K-Ar 年代測定結果—1. 地調月報, **30**, (12), 675—686.
- SUWA, K., MIZUTANI, S. and TSUZUKI, Y., 1974: Proposed optical method of determining the twinning laws of plagioclase. 地質学論集, no. 11, 167—193.
- 諏訪兼位・瀧木輝一, 1968: 淡路島の領家帯. 地球科学, **22**, 11—19.
- 山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上允英・吉田久昭・吉倉紳一・赤羽久忠, 1979: 泉南層群—領家帯南部における酸性火山作用—, 地質学論集, no. 17, 195—208.
- 山田哲雄・端山好和・加々美寛雄・沓掛俊夫・前野伸一・政岡邦夫・仲井 豊・吉田 勝, 1979: 泉南地域の領家帯. 地質学論集, no. 17, 209—220.
- 吉川周作, 1973: 大阪南東部の大阪層群. 地質雑, **79**, 33—45.
- YOSHIZAWA, H., NAKAZIMA, W. and ISHIZAKA, K., 1966: The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan: Accomplishment of a regional geological map. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B.*, **32**, 437—454.