島根縣日原南部における花崗斑岩体の貫入機構*

村 上 允 英**

(1954 年 11 月 1 日受理)

The Mechanism of Intrusion of the Granite-porphyry Mass in the
Southern Part of Nichihara, Shimane Prefecture

Nobuhide MURAKAMI

(Abstract)

The granite-porphyry mass in this district consists of four rock types, namely, hornblende-biotite-granite-porphyry, leucocratic granite-porphyry, coarse-grained granite-porphyry, and aplitic granite-porphyry.

The hornblende-biotite-granite-porphyry which distributes most widely with a leucocratic marginal facies, is cataclastic and foliated. The flow planes are parallel to the contact planes and conform to a large anticlinal structure with NE—SW axis. It metamorphoses the Palaeozoic stratum and hornblende-porphyrite dikes with which it is in contact to strongly schistose rocks and forms a peculiar breccia zone in that area.

From these evidences it is considered that the body of the hornblende-biotite-granite-porphyry and leucocratic granite-porphyry might have risen into place by upward flow of NW direction, of a partially crystallized magma. The coarse-grained granite-porphyry which is weakly foliated may be perhaps a successive intrusive body. The aplitic granite-porphyry which is massive may be considered a later sheet-like body.

I. 緒 言

本地域には花崗岩・花崗斑岩・石英斑岩等より成る酸性岩体が広大な分布をしている。本地域の地質については既に村山賢一¹⁾, 種子田定勝・山口勝²⁾, 宮本弘道³⁾, 村上敦郎⁴⁾ 等による研究があるが, これら酸性岩体の性状については殆んど明かにされていなかった。本論文は此岩体の構造を明かにするために行われた研究結果の一部である。調査に当り御助言を戴いた本教室高橋英太郎教授及びジルコンの鑑定をお願いした九大富田達教授, 唐木田芳文氏に謝意を表する。

II. 地 質 概 説

本地域の北部及び南部には夫々秩父古生層及び石英斑岩が広大な分布をなし, 花崗斑岩体はこの両者に囲まれて略々 ENE に連続分布している。この他に石英斑岩中の硯石層群, 以上を貫く岩株・岩脈類, 鐘状火山地形を成す閃雲安山岩等がある。古生層は粘板岩を主として砂岩・珪岩・石灰岩レンズを伴い, 走向は $N 60^{\circ}W \sim E-W$ で急傾斜をしている。全域に亘り弱い変成をうけていて, 粘板岩は剥理が著しく発達し, 砂岩の薄層は粘板岩中にレンズ状にもみ込まれ, 又石灰岩は殆んど再結晶

* 1954 年 10 月 17 日西日本支部例会に於て講演

** 山口大学文理学部地学教室

地質学雑誌 第 61 巻 第 714 号 1955 年 3 月

(1) 閃雲花崗斑岩

岩体の大部を占める優黒質岩石である。細粒状乃至隠微晶質石基中に斑晶として累帯構造著しい斜長石・正長石・石英・緑色角閃石・黒雲母、時に少量の普通輝石・紫蘇輝石の自形晶を含む。主な特徴を列举すると、

(i) 斑晶の累帯斜長石の成分範囲は大きく、灰曹長石質外縁部に比し著しく塩基性の核部を有する。

(ii) 角閃石は何れも著しい篩状構造を成し、この性質は輝石類の反応縁を成す時にも角閃石にのみ見られる。これは再結晶による生成と思われる。

(iii) 2~10 cm 大の球形~レンズ形の優白質部が含まれる。その組織・鉱物組成は優白質花崗斑岩と同じであるが石基は粗粒である。又 0.5~1.5 cm 程の脉状~レンズ状の粗粒花崗斑岩質部が含まれる。組成鉱物は周りの花崗斑岩と類似しているが、有色鉱物少く石英・正長石は稍々多い傾向がある。斑晶は著しく粗粒で石基も稍々粗粒である。斑晶が著しく少く殆ど欠くこともある。後述のように流理に沿い平行排列をしているので、流動時の分化体と思われる。

(iv) 破碎構造及びそれに伴う再結晶構造が普遍的に認められ、又明瞭な流状構造を呈する。

(v) 時に優黒色シュリーレン、古生層中の砂岩・粘板岩等が含まれる。石英脉は時に見うけられるが、アプライト・ペグマタイトは伴わない。

(2) 優白質花崗斑岩

閃雲花崗斑岩の周縁にあり、その延長方向に平行して細長く分布している。閃雲花崗斑岩に漸移し漸多帯の中は 50~100 m である。石基の粒度は外部程細くなり最外縁部では石英斑岩質となる。破碎・再結晶構造、流状構造は認められるが、南部の岩体では極めて弱い。

(3) 粗粒花崗斑岩

(1)・(2) を貫く岩株・岩脉状岩体である。組成鉱物は周囲の花崗斑岩体と略々同一であるが、有色鉱物は稍々少く、正長石・石英は稍々多い傾向がある。斑晶は著しく粗粒で特に長石には径 2 cm に達するものがある。弱い破碎・再結晶・流状構造が認められる。この様にその性状は上述の閃雲花崗斑岩中の脉状粗粒部に類似し、又周囲の花崗斑岩体の性状に応じ変化する傾向があるので、恐らく母花崗斑岩体よりの分化体で継続貫入したものと思われる。

(4) 半花崗質花崗斑岩

畳及び高尻域にあり花崗斑岩の延長方向に平行に細長く分布している。半花崗岩質粒状組織、時に文象組織を成す。岩体の内部では石基が粗粒となり優白質花崗岩に漸移することがある。正長石には著しいパーサイト構造が見られる。10~30 cm 程の dark xenolith を含み、ペグマタイト・アプライト脉を多く伴う。破碎・流状構造は殆んど見られず、(1)・(2)の流理面に平行に貫入し時に斜交していることもある。明かに上述の3花崗斑岩体より後期の貫入体である。

第1表 花崗斑岩類の鉱物組成

岩 体			閃雲花崗斑岩	優白質花崗斑岩	半花崗質花崗斑岩
鉱 物					
斜 長 石	長 石	石 英	54.6	36.6	40.7
正 長 石	長 石	石 英	10.0	30.9	36.4
角 閃 石	閃 石	石 英	25.0	30.9	22.1
黒 雲 母	雲 母	母	3.5		
白 雲 母	雲 母	母	6.9	1.6	0.7
					0.1
斜長石成分 An%	斑 晶	核 部	15~20	50~80	25~30
	晶	外縁部	10~15	20~25	10~15
	石 基		10~15	20~25	10~15

IV. 閃雲花崗斑岩及び優白質花崗斑岩体の貫入機構

(1) 岩体内部の構造

既述の様に此岩体には普遍的に破碎構造が見られる。然し破碎度には地域差があり古生層との接触部で最も著しく、南縁部で最も弱い。鏡下では含有鉱物の波動消光・劈開面の屈曲・破片化が見られるが、これは斑晶に著しく石基では弱く又殆んど認められず斑晶の破碎面が石基に埋められていることもある。破碎部は再結晶による粒状化が著しい。又斜長石の破碎片は曹長石化していることがある。既述の篩状角閃石も再結晶による生成と考えられる。又屢々石英・角閃石・曹長石等の再結晶脈が伴われる。

流状構造 (Foliation) は柱状の角閃石・長石・石英等の平行排列により示され、上述の破碎作用の強弱に略々応じて全域に亘り認められる。流理面の走向は $N 40 \sim 80 E$ で、古生層との境界面及びホルンフェルス的一般走向に平行し、野坂一左衛門上内谷を連ねる NE 方向を軸とする大い背斜構造を呈し、背斜軸以北では NW に急傾斜、以南では SE に緩傾斜を呈しているが周縁部では著しく急となる。従つて軸面は SE に傾斜していると考えられる (第1図)。流理面は大小のうねりを呈し、シュリーレン・脈状粗粒部・優白質球状部・外来捕獲岩等は 何れも流理に沿い平行排列している。なお線構造は後述の角礫帯を除いては極めて弱いか又は殆んど認められない。

節理は $N 40^\circ \sim 70^\circ W$, $NE 70^\circ \sim 80^\circ$ 傾斜の Q -節理と、 $N 40^\circ \sim 80^\circ E$, $NW 70^\circ \sim 80^\circ$ 傾斜の S -節理が良く発達している。前者は屢々石英脈・緑泥石脈等に充たされている。

筆者は以上の破碎構造・流状構造は上述の諸性状及び以下述べる周縁部の性状より、半ば固化の状態にある流動岩漿が貫入する時に生じた一次的のものと考えている²⁾。

(2) 周縁部の性状

(A) 古生層の変質

花崗斑岩による古生層のホルンフェルス帯中で花崗斑岩に近接する $100 \sim 300 m$ の間、粘板岩は片状構造が著しくなり片状ホルンフェルスともいえる岩石に移り変る。鏡下では石英・灰曹長石 ($An 10 \sim 15$)・正長石 (花崗斑岩に接する所だけ含まれる) を主とする優白質部と赤褐色黒雲母を主とする優黒質部とが縞を成し、又屢々石英と灰曹長石とよりなる小さい優白質球状体が含まれる。このホルンフェルス中には、原岩中の紫色の碎屑性ジルコンと花崗斑岩より齎されたと思われる淡紅色の自形ジルコンとが含まれる。なお既述の如くホルンフェルスの片理面は大小のうねりをしているが、花崗斑岩の流理面及び接触面に略平行で古生層の層面とは著しい相違を示している。従つてホルンフェルスは古生層が応力条件下に花崗斑岩より $Alkali \cdot Al_2O_3$ 等の成分の供給をうけて生じたものと思われる。

(B) 角閃斑岩*の変質

滝元東方では片状ホルンフェルス中の角閃斑岩脈が著しく片状化している。露頭は見られないが転石より判断すると、花崗斑岩に近付くにつれて片状構造は次第に著しくなり、遂に黒色緻密の片状岩に移過する。片状化の弱いものは鏡下で角閃石・斜長石斑晶共に残存するが、片状化の著しいものでは角閃石は消失し、代りに赤褐色黒雲母が片理面上に細く波状に竝行排列し、斜長石は斑晶・石基共に破碎・屈曲し C 軸を片理面上に竝行に廻転排列している。又石英の分結脈が屢々伴われる。かゝる

* 非変成のものは黒色中粒の斑状岩で微細な柏子木状斜長石 ($An 40 \sim 45$) を主とするフェルト状組織の石基中に緑色角閃石及び斜長石 ($An 55 \sim 70$) の斑晶を含む。石基には石英が間隙を充たしている事がある。なお、この岩石は古生層中のみにあり、花崗斑岩貫入前のものである。

片状斑岩の生成は片状ホルンフェルスの生成と同一条件下で行われたものと考えられる。

(C) 角礫帯の形成

豊～晩越域の花崗斑岩と古生層との接触部にあり、matrix の性状より (A) 片状ホルンフェルス帯、(B) 優白質花崗斑岩帯、(C) 閃雲花崗斑岩帯に分たれる (第2図)。夫々既述の片状ホルンフェルス・優白質花崗斑岩・閃雲花崗斑岩に対比されるものであるが、

(i) 破碎・再結晶構造が著しく、特に (B)・(C) では細粒緻密な粒状岩に変化しているものもある。斜長石・正長石・石英・角閃石・黒雲母等は不規則な粒状集合体を呈し、又篩状構造の著しいものも多い。

(ii) 含有黒雲母は全て赤褐色の多色性を示す。

(iii) (A) における片状構造は著しいが、優白質部が多くなると弱くなる。(B)・(C) では (A) の片理面に平行の流状構造が著しく、又 NW 50°~70°, 30°~40° 落しの線構造が見られる。これらの片状構造・流状構造は第2図に見られる通り既述の花崗斑岩・ホルンフェルスの構造と調和的である。

(iv) 第2表に見られる通り種々の再結晶脈が著しく生じている。

1: 粗粒花崗斑岩, 2: 優白質花崗斑岩帯, 3: 閃雲花崗斑岩帯, 4: 片状ホルンフェルス帯, 5: 半花崗質花崗斑岩, 6: 走向傾斜及び線構造 (花崗斑岩帯), 7: 走向傾斜 (ホルンフェルス)

第2図 豊地域における角礫帯の地質図

第2表 角礫帯中の再結晶脈

片状ホルンフェルス帯	優白質花崗斑岩帯	閃雲花崗斑岩帯
黒雲母	黒雲母	角閃石
石英	石英	石英
石英—正長石	石英—正長石	曹長石 (—石英)
黒雲母—灰曹長石 (—石英)	黒雲母—灰曹長石	角閃石—斜長石—石英
緑泥石	硫化鉍—緑泥石—石英	黒雲母
絹雲母	緑泥石—緑簾母 (—曹長石)	チタン石
	絹雲母	緑簾石

各帯中の礫の性状は次の通りである。

(i) 礫は優白質花崗斑岩・半花崗質細粒岩・石英塊・片状ホルンフェルス・珪岩等より成り大きさは径 5 mm~20 cm に亘る。それらの性状は次の通りである。

優白質花崗斑岩: 一組織及び鉱物は (B) 帯の matrix と同じであるが少々粗粒で破碎・再結晶・流状構造は弱い。鉄礬石榴石が屢々含まれる。

半花崗質細粒岩: 一石英・少量の灰曹長石 (An 10~15)・緑泥石化せる黒雲母・鉄礬石榴石等より成るが鉱物の量比には変化が多い。Mosaic texture をなし石英の斑状変晶が時に含まれる。石英塊、時にホルンフェルスに漸移し、又ホルンフェルスを捕獲して殆ど黒雲母と灰曹長石の集合体に変化せしめている。片状ホルンフェルス中に普遍的に含まれるが、角礫帯にて量を増す。

石英塊: 一殆んど粒状の石英のみよりなる岩石で、その他の性状・成因は半花崗質岩と同じである。

- 1: ホルンフェルス
2: 花崗斑岩礫
3: 半花崗質岩礫

第3図 ホルンフェルス
と花崗斑岩礫との関係

片状ホルンフェルス・珪岩:—(B)・(C) 帯中にもみ見られる。

(ii) 形は球・レンズ・脈状等で, (A) 帯ではホルンフェルスの片理に順応した形をし, 小さいものでは引きずられた形状を示すものもある。

(iii) 花崗斑岩礫はホルンフェルスを捕獲している。後者は同化をうけて石英・長石の斑晶が多く生じている。これは matrix のホルンフェルスとの接触部でも同じで, 片状構造をそのまま残している(第3図)。明かに花崗斑岩礫によるホルンフェルスの同化を意味している。

(iv) (A) 帯の matrix では花崗斑岩及び半花崗質岩礫との接触部のみに鉄礬柘榴石が含まれる。又礫の周りは黒雲母片に囲まれていることが多い。

(V) 礫の破碎・再結晶・流状構造は matrix の花崗斑岩より弱い。

以上のような性状より花崗斑岩礫は花崗斑岩漿が片状ホルンフェルスの形成と同時にみ込まれたもので, 半花崗質岩・石英礫はホルンフェルスよりの分結体と考えられる。

なお, (A) 帯の周囲では matrix も破碎され著しい角礫岩を形成している。礫と礫との間は花崗斑なお岩により交代されているが, (B)・(C) 帯に近付くにつれて破碎化と破片の遊離及び同化が進

- 1: ホルンフェルス
2: 花崗斑岩礫
3: 半花崗質岩礫

第4図 片状ホルンフェルス帯

- 1: 花崗斑岩質 matrix
2: ホルンフェルス
3: 花崗斑岩礫
4: 半花崗質岩礫
5: 曹長石—石英脉

第5図 角礫岩形成第2期の岩石

- 1: 花崗斑岩
2: ホルンフェルス礫
3: 花崗斑岩礫
4: 半花崗質岩礫

第6図 角礫岩形成第3期の岩石

- 1: 花崗斑岩
2: ホルンフェルス礫
2: 花崗斑岩礫
4: 半花崗質岩礫

第7図 角礫岩形成第4期の岩石

図 版 説 明

1. 閃雲花崗斑岩. 右上より左下へ流理構造が見られる. 右上端, 左下端に見られるのは粗粒花崗斑岩質部. 曹長石脈が略々流理に直交している. (単位 cm)
2. 優白質花崗斑岩. 右上より左下へ流理構造が見られる. (単位 cm)
3. 半花崗質花崗斑岩. 斑状構造弱きもの. (単位 cm)
4. 角礫岩帯中の片状ホルンフェルス. 花崗斑岩礫を含む. (単位 cm)
5. 同上, 露頭.

第 3 表 角 礫 帯 の 形 成

第 1 期	第 2 期	第 3 期	第 4 期
(A) 帯の形成。破碎構造は弱い。 (第4図)	礫・matrix 共に大小の破片となり、その間隙は花崗斑岩により交代される。破碎構造は著しい。 (第5図)	破片化と破片の遊離及び花崗斑岩による同化が進み、礫は小さくなる。同時に再結晶が進み、破碎構造は次第に消失する。matrix は流状を呈し、礫もこれに平行に排列する傾向がある。(B)・(C) 帯に見られる。 (第6図)	ホルンフェルスは殆んど同化され、又破片の遊離より花崗斑岩・半花崗質岩礫は直接に matrix に接する。両者の間には黒雲母に富んだ反応縁が形成される。礫は matrix の流理に並行に排列する。再結晶著しく、破碎構造は殆んど見られない。(B)・(C) 帯に見られる。 (第7図)

み遂に花崗斑岩の matrix 中に小さい礫が散在する様になる。従つて (B)・(C) 帯の形成は (A) 帯後で、形成順序は第3表に示す通りである。

上述の性状よりこの角礫岩は単なる水成角礫岩、断層角礫岩・貫入角礫岩等ではなく、(A) 帯は花崗斑岩漿が応力条件下片状ホルンフェルスの生成を行いつつもみ込まれたもので、(B)・(C) 帯は実に其後に花崗斑岩漿が応力条件下に継続貫入し、(A) 帯及びこれに接する破碎帯を破片化及び同化して生じたものと思われる。なお (B)・(C) 帯における岩相の相違はその岩石学的性状より同化作用によるものではなく、東部の同種岩体と同じく岩漿分化によると思われる。

V. 結 論

上述の様に花崗斑岩体の流状構造、破碎・再結晶構造と片状ホルンフェルス・片状玢岩・角礫岩の生成は同時期の関連あるものと考えられる。即ち花崗斑岩体の貫入に伴い周囲の古生層・玢岩脈は応力下の交代作用により小規模ながら片状化し、応力の著しい所では角礫帯を形成した。この応力は花崗斑岩漿の流動貫入による圧力と思われ、花崗斑岩も半ば固化の状態にあつたため圧碎をうけた⁵⁾。この流動は野坂—左鐙—上内容線を軸として、SE より NW に向う大きい背斜状貫入運動によるもので、優白質花崗斑岩は流動前又その初期に周縁部に生じた分化体と思われ、花崗斑岩は全体として大きい岩脈状貫入体*と見なされる。なお既述の如く粗粒花崗斑岩は上述の花崗斑岩体よりの分化体で、半花崗質花崗斑岩は以上の岩体とは無関係の後期貫入岩体と思われる。

花崗斑岩体の時代については、硯石層群との接触部のないため**、野外で決定出来るのは古生層後、石英斑岩前の関係のみである。但しジルコン法⁶⁾によれば何れも中生代後期と考えられる。

文 献

- 1) 村山 賢一 (1930): 7万5千分の1須佐図幅並説明書
- 2) 種子田定勝・山口 勝 (1950): 青野火山群の地質並に岩石について, 九大理学部研究報告, 2, 54~76
- 3) 宮本 弘道 (1952): 7万5千分の1津和野図幅
- 4) 村上 敦郎 (1953): 島根県日原東部地域の地質, 山口大学文理学部地学教室進論 (手記)
- 5) TURNER and VERHOOGEN (1951): Igneous and Metamorphic Petrology
- 6) T. TOMITA (1954): Geologic Significance of the Color of Granite Zircon, and the Discovery of the Pre-Cambrian in Japan. *Memo. Fac. Sci., Kōgushū Univ.*, IV, 135~161

* 其後の調査により此の岩体は楠ノ木の北東方約 25 km の西見地区にも連続分布していることが判明した。従つて岩体は大きい岩脈状形態を成していると考えられる。

** 礫岩中の礫にも見当たらない。