花崗岩に伴われる閃長岩の 2.3 のタイプ (II)

On some types of syenites in granitic rocks (II)

村 上 允 英 (Nobuhide Murakami)*

Type C

例が甚だ多いので代表的な次の 6 例以外は第 12 表に括める。尚 emanation の成分は閃長岩と花崗岩との組成鉱物量比を比較して推定した。カリ長石についても同様に残存鉱物が否かを考えた。産状の例を第 6 図に示す。

第 6 図 Type C 閃長岩の産状

A : 広島県樟谷, B : 香川県池田, Sy : 閃長岩, Qs : 石英閃長岩, Gr : 花崗岩, Pg : ペグマタイト, Pr : 珪岩

(1) 山口県厚狭郡渡瀬 細粒花崗閃緑岩中の捕獲岩で、その産状より原岩は附近の優白質花崗岩なる事が明かとなつている。尚 花崗岩との漸移相を示すと思われるアルカリ花崗岩も捕獲されている。共に白堊紀のもので広島花崗岩に貫かれる。本山変成岩体が近接する。曹長石・カリ長石・赤鉄鉱化及び緑泥石化せる黒雲母を主成分とする。長石類は著しく汚濁し、斜長石には時に石灰質内核を残すものがある。原岩に比し斜長石の少量の増加と、カリ長石の著しい増加が見られる。 K_2O に可成り富んだ emanation による交代と見られる。破碎は余り見られない。尚、優白質花崗岩中には殆んど曹長石のみより成る幅 10 cm 程のレンズ状閃長岩がある。これはカリ長石少く、 Na_2O に富んだ emanation による交代と見られるが、カリ長石の多い閃長岩との関係は不明である。

(2) 広島県佐伯郡渡瀬ノ瀬 この地域は周囲 $8 km^2$ の間 白堊紀広島花崗岩のみよりなり、新期岩脈は全く見られない。この黒雲母花崗岩中にはポケット状のミアロリット空隙の多い中粒の文象花崗岩があり、この中に幅 0.2~1m 程度のレンズ〜ポケット状の閃長岩が数ヶ所に伴われる。閃長岩は文象花崗岩と漸移し、同じくミアロリット空隙が多く、曹長石及びカリ長石の自形晶が生じている。主成分鉱物は曹長石・カリ長石・緑泥石化及び赤鉄鉱化せる黒雲母で、屢と粒状化した灰曹長石や石英が含まれる。カリ長石は屢と曹長

* 山口大学文理学部地学教室

第 6 表 山口県波瀬における閃長岩と周辺花崗岩の組成鉱物量比

	石英閃長岩	アルカリ花崗岩	黒雲母花崗岩
黒 雲 母	3.8	2.2	2.4
斜 長 石	24.8	22.3	18.1
カ リ 長 石	64.7	39.6	38.2
石 英	6.2	35.9	41.2
其 他	0.5	0.1	0.0

石化をうけ、又長石類は共に著しく汚濁している。破碎の証拠は余り見られない。長石の自形結晶が生じているので、閃長岩の生成は単なる交代置換のみによるものではない様である。周囲の花崗岩と比べて 曹長石・カリ長石共に量を増しているの、emanation の成分は $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O}$ 共に富んだものであつたと思われる。

第 7 表 広島県波ノ瀬における閃長岩と周辺花崗岩の組成鉱物量比

	石英閃長岩	文象花崗岩	黒雲母花崗岩
黒雲母及緑泥石	5.2	2.2	7.3
斜 長 石	49.8	32.7	40.9
カ リ 長 石	44.3	34.3	23.3
石 英	0.7	30.6	28.3
其 他	0.0	0.2	0.2

(3) 岡山県吉備郡山手 逸見¹⁾による記載がある。閃長岩は白堊紀の黒雲母花崗岩中にあり、その東部には古生層が近接している。N20°W 走向の脈状体で、古生層との境界線に並行している。幅 1~5m で数本雁行している。曹長石・カリ長石・緑泥石・緑れん石を主成分とし、次表の如くカリ長石は岩体の中央部に濃集し、有色鉱物は周縁部に集っている。これは変成分化作用によるものと思われる。 $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O}$ に富む emanation による交代と考えられる。破碎作用は余り著しくない。

第 8 表 岡山県山手における閃長岩体の組成鉱物量比 (逸見測定)

	岩体内部←————→周 縁 部			
有 色 鉱 物	0.2	0.4	0.5	5.6
斜 長 石	1.4	36.9	44.9	27.4
カ リ 長 石	98.4	62.7	31.9	30.6
石 英	0.0	0.0	22.7	36.4

1) 逸見吉之助：日本地質学会西日本支部会報，No. 14, 13, 1954.

(4) 広島県佐伯郡玖波 粗粒の白堊紀広島花崗岩の中央部にあり、幅 0.5~1.5m 程度の脈状体が 5・6 本見られる。走向は何れも N 40~60° E である。曹長石・カリ長石・緑泥石化及び赤鉄鉱化せる黒雲母を主成分とする。斜長石量は周りの花崗岩より著しく増加しているのに、カリ長石は一般に減少し、殆んど含まれないものもある。曹長石には chequer-structure をなすもの

が屢々見られる。黒雲母は屢々小さい粒状晶にvari散在する事もある。赤鉄鉱化せるものに多く、磁鉄鉱粒を多く伴う。Na₂O に富んだ emanation による交代と思われ、交代はアブライトに迄及んでいる事もある。破碎は部分的に可成り著しい事がある。鉱物組成から見ると Type C に属するが、その分布位置・群集をなす事・曹長石に chequer-structure を成すものの多い点・emanation の成分等から見て、Type B か Type B' に関連あるものと考えが良いと思う。

(5) 島根県那賀郡都川 広島花崗岩に貫かれる白堊紀の斑状花崗閃緑岩（山陰帯花崗閃緑岩¹⁾）中にある幅 1m の岩脈状岩体である。旧期の閃雲花崗斑岩（白堊紀）に近接する。閃長岩は斑状組織を呈し、斑晶は大部分曹長石で時に石英斑晶が残存する。石基はモザイク状曹長石に少量の緑泥石・緑れん石を伴い、カリ長石は全く含まれない。曹長石は可成り鮮明で chequer-structure をなすものが多い。比較的大きい燐灰石の結晶が多く、時に poikiloblast をなすのが特徴的である。破碎は弱い。周りの花崗閃緑岩に比し、石英・カリ長石・有色鉱物が著しく減つてい

第 9 表 広島県玖波における閃長岩及び
周辺花崗岩の組成鉱物量比

	石英閃長岩	"	黒雲母 花崗岩
黒雲母及緑泥石	4.2	3.5	2.4
斜長石	57.9	96.1	30.8
カリ長石	31.7	0.0	34.9
石英	3.8	0.1	31.8
其他	2.4	0.2	0.1

第 10 表 島根県都川における閃長岩及び
周辺花崗閃緑岩の組成鉱物量比

	石英閃長岩	花崗閃緑岩
角閃石	—	4.9
緑泥石及緑れん石	2.9	10.2
斜長石	94.3	43.0
カリ長石	—	11.7
石英	2.1	27.5
其他	0.7	2.6

第 11 表 福岡県木城における閃長岩及び
周辺花崗閃緑岩の組成鉱物量比

	石英閃長岩	花崗閃緑岩
角閃石	—	3.9
黒雲母及緑泥石	18.7	10.0
方解石	4.1	—
緑れん石	15.2	—
斜長石	60.7	55.7
カリ長石	—	8.2
石英	1.1	21.5
其他	0.2	0.7

1) 村上 允 英：日本の後期中生界連絡紙，No. 7, 198, 1958.

第 12 表 其 他 の Type C

産 地		広 島 県 山	広 島 県 谷	山 口 県 瀬	山 口 県 内	山 口 県 口
岩体の形態		岩 脈 状 NW40°・NE50°	岩 脈 状 NE 30°	岩 脈 状 NE 40°	岩 脈 状 NE 80°	岩 脈 状 NE 20°
岩体の幅及数		0.05~0.1m 3~4	0.3m 単 独	0.2 m 単 独	0.5 m 単 独	1 m 単 独
含 有 鉱 物	長 石	曹 長 石 カリ長石 (relict)	曹 長 石 カリ長石 (relict)	曹 長 石 カリ長石	曹 長 石 (chequer- structure)	曹 長 石 カリ長石 (relict)
	有色鉱物	黒 雲 母 緑 泥 石 化	緑 泥 石 方 解 石	黒 雲 母 赤鉄鉱化 緑泥石化	黒 雲 母 赤鉄鉱化	黒 雲 母 赤鉄鉱化
	特徴ある 副成 分 物	—	—	—	—	—
周 辺 花 崗 岩 体	岩 型	黒 花 崗 岩 (広島 Gr.)	黒 花 崗 岩 (広島 Gr.)	黒 花 崗 岩 (広島 Gr.)	黒 花 崗 岩 (広島 Gr.)	黒 花 崗 岩 (広島 Gr.)
	貫 入 期	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀
近接古期岩体		—	流 紋 岩 (白堊紀)		本山変成岩	
Emanation		sodic	sodic	sodipotassic	sodic	sodic
其 他		破碎は弱い。	玢岩脈に貫 かれる。	附近に同方向 の破碎帯・石 英脈が多い。	破碎・再結晶 顕著しい。	破碎著しい。

Na₂O に富んだ emanation による交代の際 SiO₂・K₂O・MgO・FeO・Fe₂O₃ 等 が逸出したものと考えられる。

(6) 福岡県田川郡木城 朝倉花崗閃緑岩 (三疊紀?) 中にあり、幅は 0.5 m 前後と思われるが産状は不明である。曹長石・緑泥石・緑れん石・方解石を主成分とし、少量のチタン石を伴い、カリ長石を全く欠く。緑泥石・緑れん石には角閃石や黒雲母の外形を留めるものが多い。曹長石は汚濁し、絹雲母や緑れん石を多く含んでいる。方解石は斜長石を交代し、又間隙を充したり脈状をしている。時に原岩中の dark xenolith がそのまま閃長岩化せられたものもある。破碎は弱い。Na₂O に富み CO₂ を含む emanation による交代と考えられる。

以上の様に Type C に属する岩体は極めて普遍的で、中生代初期から第三紀にわたる

閃 長 岩 の 性 状

福 岡 県 山 浦	福 岡 県 伊 良 原	香 川 県 池 田	山 口 県 上 小 野	広 島 県 戸 河 内	島 根 県 雲 城	愛 媛 県 立 岩
?	レンズ状 NE 60°	岩 脈 状 NE 60°	岩 脈 状 NW50-60°	?	岩 脈 状 NE 75°	岩 脈 ~ レンズ状 NE 50-90°
小規模? 単 独	3 m ? 単 独	4 m 単 独	0.1~0.3m 2~3	小規模? 単 独	0.3 m 単 独	1~3m 5~6
曹 長 石 カリ長石 (relict)	曹 長 石 カリ長石 (relict)	曹 長 石 カリ長石 (relict)	曹 長 石	曹 長 石 カリ長石 (relict)	曹 長 石 (chequer- structure)	曹 長 石 カリ長石 (relict)
緑 泥 石 緑れん石	緑 泥 石	緑 泥 石 緑れん石	黒 雲 母 赤鉄鉱化 緑泥石化	緑 泥 石 方 解 石	黒 雲 母 赤鉄鉱化 緑泥石化	緑 泥 石 方 解 石 緑れん石
チタン石 褐れん石 緑れん石	方 解 石 緑れん石 チタン石	—	緑れん石 チタン石	緑れん石	絹 雲 母	チタン石 方 解 石 磁 鉄 鉱
中粒黒雲母 花 崗 岩 (真崎 Gr.)	中~細粒 黒 雲 母 花 崗 岩	粗粒優白質 黒雲母花崗岩 (広島 Gr.)	細粒花崗 閃 緑 岩	花崗閃緑岩	斑状花崗岩	片状花崗 閃 緑 岩 (領家 GD)
白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀	白 堊 紀 (先広島 Gr.)	白 堊 紀	第 三 紀	三 疊 紀
花崗閃緑岩 (朝倉 GD.)	田川変成岩	花崗閃緑岩 (領家 GD.)	本山変成岩	閃雲花崗斑 岩 (白堊紀)	安山岩類 (第三紀)	—
sodic	sodic	sodic	sodic	sodic	sodic	sodic
部分的に 破碎及交代著しい。	変成岩も時に 閃長岩化。破碎弱い。	破碎著しい。	稍と斑状と なる。同方向の 破碎脈が多い。	破碎は弱い。	破碎は弱い。	破碎顯著しい。 交代著しく変成分 化ある。

あらゆる時代の、花崗閃緑岩から花崗岩にわたるあらゆる成分の花崗岩質岩中に産する。然し幅は 1 m 以下の小さいものが大部分で、又群を成す事も極めて少い。単独の脈状をなすものも多い。含有鉱物を見ると著しくカリ長石に富むものから著しく曹長石に富むもの迄あり、交代を行つた emanation に K_2O に富むものから Na_2O に富むものまで色々のものがあつた事を示している。只カリ長石の多い岩石はカリ長石の少ない花崗岩には伴われない。長石は一般に汚濁し絹雲母や緑れん石を多く含んでいる。然し同一岩体中でも破碎及び再結晶化の著しい部分では鮮明となり、そうして同時に有色鉱物は集合体をなしたり、脈状をしたりしている。この現象は既に筆者により稔小野地区で指摘された通りで、圧碎作用が交代を促進する事を物語っている。また鮮明な曹長石には一部 chequer-structure をなすものがある。カリ長石は大体正長石であるが、原岩の残存鉱物と見られ

第 13 表 Type C 閃長岩及周辺

産 地		山口県, 渡瀬	岡山県, 山手	広島県, 玖波	島根県, 都川
閃 長 岩	曹 長 石	$2V_z=80-82^\circ$	$2V_z=76-81^\circ$	$2V_z=76-79^\circ$	$2V_z=74-79^\circ$
	灰曹~中 性 長 石	An10-20	—	—	—
	カリ長石	$2V_x=58-62^\circ$	$2V_x=60-63^\circ$	$2V_x=58-60^\circ$	—
	緑 泥 石	$\gamma=1.646\sim 1.652$	n. d.	$\gamma=1.632\sim 1.645$	$\gamma=1.632$
	緑れん石	—	$2V=90^\circ$	—	n. d.
花 崗 岩	斜 長 石	An10-20	n. d.	An 15-35	斑晶 An25-60 石基 An 25±
	カリ長石	$2V_x=58-60^\circ$	n. d.	$2V_x=56-60^\circ$	n. d.
	角 閃 石	—	—	—	$\alpha=1.667$ $\beta=1.679$ $\gamma=1.686$ $2V_x=76^\circ$ $Z=\text{dark}$ yellow green
	黒 雲 母	$\gamma=1.662$	n. d.	$\gamma=1.662\sim 1.663$	緑泥石化 $\gamma=1.633$
産 地		山口県, 田ノ口	福岡県, 山浦	福岡県, 伊良原	香川県, 池田
閃 長 岩	曹 長 石	$2V_z=78^\circ$	$2V_z=76-84^\circ$	$2V_z=77-79^\circ$	$2V_z=76-79^\circ$
	灰曹~中 性 長 石	—	An20-35	—	—
	カリ長石	$2V_x=63-66^\circ$	n. d.	$2V_x=65-68^\circ$	$2V_x=65-68^\circ$
	緑 泥 石	—	n. d.	$\gamma=1.640$	n. d.
	緑れん石	—	$2V_x=82^\circ$	n. d.	$2V_x=68^\circ$
花 崗 岩	斜 長 石	An 20-35	An 20-35	An 15-35	An 5-20
	カリ長石	$2V_x=60-63^\circ$	$2V_x=54-58^\circ$	$2V_x=65-68^\circ$	$2V_x=64-67^\circ$
	角 閃 石	—	—	—	—
	黒 雲 母	$\gamma=1.661\sim 1.663$	n. d.	$\gamma=1.656$	$\gamma=1.673$

* 屈折率: ± 0.002 , $2V$: $\pm 1^\circ$

花崗岩中の鉍物の光学的性質*

福岡県, 木城	広島県, 所山	広島県, 檜谷	山口県, 二俣瀬	山口県, 藤河内
$2V_z=76-77^\circ$	$2V_z=76-80^\circ$	$2V_z=78-81^\circ$	$2V_z=78-80^\circ$	$2V_z=76-82^\circ$
—	An20-30	—	—	—
—	$2V_x=54-55^\circ$	$2V_x=62^\circ$	$2V_x=62^\circ$	—
$\gamma=1.637$	n. d.	$\gamma=1.640$	$\gamma=1.635$	—
$2V_x=77^\circ$	—	—	—	—
An 20-55	An 20-35	An 20-40	An 20-35	An 20-35
$2V_x=50-52^\circ$	$2V_x=54-56^\circ$	$2V_x=62-63^\circ$	$2V_x=61-62^\circ$	$2V_x=54-56^\circ$
$\alpha=1.655$ $\beta=1.670$ $\gamma=1.676$ $2V_x=63^\circ$ Z=dark green	—	—	—	—
$\gamma=1.651$	$\gamma=1.661\sim1.654$	$\gamma=1.663$	$\gamma=1.663$	$\gamma=1.663$

山口県, 上小野	広島県, 戸河内	島根県, 雲城	愛媛県, 立岩	広島県, 渡ノ瀬
$2V_z=77-79^\circ$	$2V_z=78-81^\circ$	$2V_z=78-80^\circ$	$2V_z=77-81^\circ$	$2V_z=75-81^\circ$
—	—	—	—	An10-30
—	$2V_x=50-52^\circ$	—	$2V_x=51-52^\circ$	$2V_x=51-53^\circ$
n. d.	$\gamma=1.638\sim1.643$	n. d.	$\gamma=1.637\sim1.640$	$\gamma=1.642\sim1.650$
n. d.	—	—	$2V_x=77-79^\circ$	—
An 20-55	An 20-45	An 20-40	An 25-60	An 20-35
$2V_x=52-56^\circ$	$2V_x=49-50^\circ$	$2V_x=52-55^\circ$	$2V_x=52-58^\circ$	$2V_x=55-56^\circ$
$\alpha=1.655\sim1.673$ $\beta=1.670\sim1.673$ $\gamma=1.676\sim1.679$ $2V_x=68-70^\circ$ Z=dark green	$\alpha=1.657$ $\beta=1.671$ $\gamma=1.678$ $2V_x=70^\circ$ Z=dark green	—	$\alpha=1.678$ $\beta=1.694$ $\gamma=1.700$ $2V_x=61-63^\circ$ Z=dark green	—
$\gamma=1.656$	$\gamma=1.661$	$\gamma=1.637$ ~1.639	$\gamma=1.666$	$\gamma=1.662$

第 14 表 各 Type 閃長岩の性状の比較

Type	A	B	B'	C
岩体の形状	レンズ状	岩脈状〜岩株状	岩脈状	岩脈状〜レンズ状
岩体の規模	巾1m以下 数少ない	巾1〜2.300m 群を成す事が多い	巾1m以下 群をなす事が多い	巾1m以下が多い 群をなす事は少ない
含有鉱物	長石類	正長石(鮮明)	曹長石(鮮明) カリ長石(relict)	曹長石(汚濁) カリ長石
	有色物 有鉄	角閃石 黒雲母	輝石 角閃石 灰鉄石榴石	緑泥石 緑泥雲母 黒鉄鉍 (赤方解)
	特徴ある副成 分鉱物	チタン石 緑れん石	褐鉄石 緑れん石 ベクトライト ユークライ 鉍	チ褐鉄石 タレん 化鉄鉍 灰
周辺花崗岩体	岩型	黒雲母花崗岩 角閃黒雲母花崗岩	黒雲母花崗岩 角閃黒雲母花崗岩	黒雲母花崗岩 角閃黒雲母花崗岩
	貫入期	白堊紀	白堊紀 三疊紀	白堊紀 三疊紀
Emanation の成分	potassic	sodic	sodic〜potassic	potassic〜sodic
分布	比較的稀	瀬戸内域に屢々分布	瀬戸内域?	各地に普遍的
其他	漸移帯は極めて狭少 変成分化は余りない	漸移帯は屢々広い 変成分化は屢々著しい	漸移帯は屢々広い	漸移帯は狭い事も多い 変成分化は余りない

るものには微斜長石構造を示すものもある。有色鉱物としては赤鉄鉱化及び緑泥石化せる黒雲母・緑泥石・緑れん石が普通である。黒雲母の赤鉄鉱化は最近の Hellner と Euler¹⁾ の実験に見られる通り、熱水変質の産物と考えられるものである。又方解石は屢と多量に含まれ、広島県三段峽・檜谷では 5% に達する事もある。この場合の反応は spilitic 形成時の反応と類似のものと考えられ、emanation 中に CO₂ が屢と多量に含まれる事を意味している。緑れん石は常に他形で、その光学的性質より比較的 Fe に富むものの様である。副成分鉱物としてはチタン石・褐れん石等が普通で、磁鉄鉱・燐灰石等が多く生じ

1) Hellner, E. und Euler, R. : *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **12**, 4, 1957.

ているものもある。又逸見¹⁾や豊田²⁾によりあげられている例では磁鉄鉱・輝水鉛鉱・方鉛鉱を含むものもある。尚大きい岩体を除き岩体内の変成分化は余り行われてなく、単なる交代置換程度に留つたものが多い。破碎及び粒状化の著しいのが大部分で、岩体の附近には同方向の破碎帯や石英脈が屢多い。この Type C に属する岩体は今後更に多く発見されると思われる。含有鉱物の光学的性質を第 13 表に括める。さて上述の A・B・B'・C 各 Type の閃長岩の主要な性質を比較すると第 14 表の様になる。

Alkali emanation の生成

以上の各 type の閃長岩はその産状・鏡下の性状等により、花崗岩が alkali-emanation による交代をうけて生じたものである事は略と疑いないであろう。emanation の源の成分は Type A では著しく K_2O に富み、B では Na_2O に富み、C では K_2O に富むものから Na_2O に富むもの迄あつたと考えられる。又 C では屢と CO_2 を多く含んでいたようである。次に各々の type における有色鉱物の相違について見ると、此の場合は主として温度の相違によるものと考えたがよい。即ち Type A・B は Type C に比べ高温の emanation による交代で、変成相でいうと、前者は amphibolite~epidote-amphibolite facies に、後者は green schist facies に属するものと見る事が出来る。この様に alkali-emanation による交代でアルカリ岩が生成する例は Gillson³⁾, Emmons⁴⁾, Eckermann⁵⁾, Gummer and Burr⁶⁾, Moyd⁷⁾, King⁸⁾ 等により多くあげられているが、それ等は何れも Type A・B に相当するもので、Type C に属するものは比較的少い。只後者に類似の現象が Larsen⁹⁾, 杉¹⁰⁾・小島・秀¹¹⁾・村上¹²⁾等によりあげられている程度である。これはこのような現象が従来余り注目されなかつた為であろう。

これらの alkali-emanation の生成については次の諸説があげられる。

(1) Daly¹³⁾ は炭酸塩岩との反応により脱珪酸化せられた岩漿より alkali-emanation が生ずると述べている。しかしこれは既述の何の例においても、地質的に殆んど可能性がない。

(2) Gates¹⁴⁾, Emmons¹⁵⁾ は花崗岩における カリ長石中の不混和ソーダ溶液を源と

- 1) 逸見吉之助 : 日本地質学会西日本支部会報, No. 16, 2, 1955.
- 2) 豊田英義 : 日本地質学会西日本支部会報, No. 21, 8, 1958.
- 3) Gillson, J. L. : Jour. Geol., **36**, 471, 1928.
- 4) Emmons, R. C. : Geol. Soc. Am. Mem., **52**, 71, 1953.
- 5) Eckermann, H. : Sverges geol. Undersökning, No. 36, Stockholm, 1, 1948.
- 6) Gummer, W. K. and Burr, S. V. : Jour. Geol., **54**, 137, 1946.
- 7) Moyd, L. : Am. Min., **34**, 736, 1949.
- 8) King, B. C. : Sciences de Terre, **1**, 1955.
- 9) Larsen, E. S. : Econ. Geol., **23**, 398, 1928.
- 10) 杉 健一 : 地質, **40**, 385, 1932.
- 11) 小島丈児・秀 敬 : 地質, **55**, 5, 1949.
- 12) 村上允英 : 岩鉱, **39**, 68, 1955.
- 13) Daly, R. A. : Igneous rocks and the depths of the earth, 1933.
- 14) Gates, R. M. : Geol. Soc. Am. Mem., **52**, 55, 1953.
- 15) Emmons, R. C. : 前出, 1953.

し、これが分別圧の影響下に破碎帯に集中すると考えている。然し多くの場合閃長岩の周りの花崗岩中のカリ長石が特に Na_2O に乏しくなっている証拠は認められない。

(3) Smyth¹⁾・Gillson²⁾・Lindgren³⁾等は地下の岩漿から gaseous transfer の作用で alkali が運ばれると考えた。最近 Schairer と Bowen⁴⁾は $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 及び $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 系の実験中、 K_2O 、 Na_2O が水蒸気に伴われて逸出する事を認めた。この現象は SiO_2 の少い成分系において著しく、然も他の酸化物を余り伴わないようである。又 Morey と Hesselgesser⁵⁾は $\text{H}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 系の実験において 400°C 程度の低温でも、高圧下（即ち地下深处）では多量の alkali-silicate が水蒸気中に溶ける事を知った。特に圧力が 2000 bar にもなると溶解する Na_2O は H_2O の 40% にまで達する。さて Schairer と Bowen⁶⁾は岩漿の晶出作用の末期において、以上のようにして生じた alkali に富むガス及び溶液との反応によつて、種々の霞石化・曹長石化・方沸石化が行われると述べているが、Kennedy⁷⁾も同様の考えで、alkali-silicate を溶かした H_2O は岩漿溜の上部や側壁等の低圧部に移動し、特に低圧化の急激な割目や破碎帯に濃集して交代を行うといっている。更に彼はアルカリ岩が比較的安定な花崗岩体に多いのは、岩漿中をガスが拡散するのに長時間を要する為であるとしている。従つてこの考えでは塩基性岩漿ばかりでなく花崗岩漿のように比較的 SiO_2 に飽和の場合でも SiO_2 の少い emanation が得られる事になる。

以上の外、塩基性～超塩基性岩漿固結の末期に生じたアルカリ溶液が母岩と反応する場合、又は他の岩体と反応しても変成分化の著しい時には特に (3) のような機構を考えなくとも閃長岩質岩の生成が期待される。筆者⁸⁾による曹長岩や所謂 spilite 類の生成はこのような成因と見る事が出来よう。

さて、この論文中的閃長岩類は (3) のように花崗岩漿固結の末期に生じた alkali-emanation による交代を考えるのが最も妥当であると思われる。それはこれ等の岩体が広大な花崗岩体の真只中にあり、然も新期塩基性岩体とは全く無関係な産状で、又規模も小さく分布も限られているものが多いからである。又異地方のように花崗岩や花崗斑岩に貫かれるもの、ある事もこの考えを支持する。只 Type B と C の一部（立岩・山手）は一般に岩体も大きく、多数集つて産するもので、大量の emanation の生成が必要で、Kennedy の述べているように恐らく緩冷下における比較的長期にわたる emanation の集中を考えねばならない。従つてその生成は更に深处で行われたものであろう。なおこれ

1) Smyth, C. H. : Am. Philos. Soc. Proc., **66**, 535, 1929.

2) Gillson, J. L. : 前出, 1928.

3) Lindgren, W. : Ore deposits of the Western States, A. I. M. E., New York, 797, 1933.

4) Schairer, J. F. and Bowen, N. L. : Am. Jour. Sci., **254**, 129, 1956.

5) Morey, E. W. and Hesselgesser, J. M. : Am. Jour. Soc., Bowen Vol. 343, 1952.

6) Schairer, J. F. and Bowen, N. L. : 前出, 1956.

7) Kennedy, G. C. : Geol. Soc. Am. Spec. paper, **62**, 489, 1955.

8) 村上允英 : 前出, 1955.

らの閃長岩の多くが破碎帯に産し、破碎と再結晶作用を著しくうけているのは、恐らく上述の Kennedy の考えているような機構で emanation が集中したためであろう。このように破碎帯の形成は emanation の通路を造つたばかりでなく、その集中にも大きい役割を果たしたと見る事が出来る。

次に Type B についてみる。これは比較的高温の Na_2O に富む emanation による交代と見られ、この点 Type A, C とは異っている。この性質は replacement pegmatite に見られる曹長石化作用と似ていて、両者は母岩漿が類似のものである可能性が考えられる。Batemann¹⁾ や Heinrich²⁾ は、replacement pegmatite は、地下深处で花崗岩漿進化の最末期のアルカリに富んだ岩漿から分化する時に生ずると述べている。鈴木、根本³⁾ 及び 迎⁴⁾ が指摘しているように瀬戸内域には alkali 量 10% 前後に達するアルカリ花崗岩の分布が知られていて、Type B 閃長岩がこの地域に多い事は種子田⁵⁾ が既に指摘した通りである。檜小野・小豆島・岩城島等で、閃長岩に密接に伴われる粗粒花崗岩も通常の広島花崗岩* と異り、カリ長石に富み、斜長石成分が Na に富む所から、このアルカリ花崗岩と同様の性状のものと見られる。その他の地域では閃長岩と直接する事は知られていないが、これは両者が全く無関係という事にはならない。これらの花崗岩は地下で比較的高揮発成分の多い緩冷条件下に固結したものと見られるので、閃長岩との関係が明かとなれば、alkali-emanation の成分ばかりでなく、その量的問題も或程度解決せられるであろう。同様に Type A の閃長岩の分布が少く、然も小規模なのは simple pegmatite の生成と同様で、emanation の生成が前記アルカリ花崗岩に比し比較的高急冷の岩漿より行われ、その生成時に H_2O 量が少く、又破碎帯の形成も少かつた等の原因で説明が可能である。Type C の普遍的なのは岩漿末期には比較的高急冷の岩漿でも H_2O 量が多くなる為であろう。

なお最近 Eskola⁶⁾ は Bowen と Tuttle の実験により確められた eutectoid-granite に比し可成り K_2O に富む花崗岩の成因を花崗岩のカリ交代作用によるものとし、その K_2O は原子或はイオン比重の小さいため深部より上昇したと考えている。確かに K_2O , Na_2O は SiO_2 に比し原子或はイオン比重が著しく小さい。上述のようにこれ等の成分が H_2O に伴われやすいのは、このような要因も関係しているかも知れない。

閃 長 岩 岩 型 相 互 の 関 係

上述の理由から Type A, B は何れもペグマタイトでは pneumatolytic stage に、

- 1) Bateman, A. M. : The formation of mineral deposits, 1951.
- 2) Heinrich, E. W. : Am. Min., **38**, 68, 1953.
- 3) Suzuki, J. and Nemoto, T. : Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, **3**, 1, 1935.
- 4) Mukae, M. : Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, **1**, 25, 1954.
- 5) Taneda, S. : Jap. Jour. Geol. Geogr., **22**, 235, 1952.

* 通常広く分布する広島花崗岩中の斜長石は灰曹長石質 (An 10~25) 外縁部に中性長石質 (An 30~40) 内核を含むのが普通である。粗粒花崗岩は曹長石質 (An 5~10) 外縁部に灰曹長石質 (An 10~25) 内核を有し、又カリ長石の量化も前者より遙かに多い。

- 6) Eskola, P. : Bull. Comm. Géol. Finlande, **172**, 85~100, 1956.

Type C は hydrothermal stage に相当する emanation による交代岩と考えられる。この中 Type A と C とは直接はしないが、分布域・産状の類似・鉱物組成に中間的のもの、存在する点等から漸移関係にあると見る事が出来る。そうして Type C の中で K_2O に富むものと Na_2O に富むものとを比べる時、前者中に屢々曹長石脈が発達し、又 Ramberg¹⁾ の述べているように K_2O は Na_2O より高温で mobile であるというような理由から、同種岩体では前者が後者より高温で、Type A に引きつづく時期に生成されたと考えられる。一方 Type B は Type B' のような岩体に移過する所から、その低温域では更に Type C に漸移すると考えられる。玖波地域の Type C 閃長岩は恐らくこのような性状のものではないだろうか。只時として Type B' のように交代に依つて花崗岩中の K_2O が溶液中に入り込む場合は比較的後期にも K_2O に富む岩石が生成されると考えられる。一方 Type A と B との関係については両者が全く無関係な産状・分布を示すため、現在の所全く不明である。pegmatite にも類似の現象があるが、これを解決するには、岩漿末期から熱水期にかけての K_2O 成分と Na_2O 成分との行動・相互の分化の機構等がもつと明らかにしなければならない。

以上の関係を括めると第7図の様になり、A・B・B'・C の順に低温生成を示すと考えられる。それは図の右端のもの程高温の emanation の低温部（浅所）で生成されたものか、そうでなくても emanation の源そのものが既に低温の状態にあつたと考えられるからである。なお全ての岩漿の後期に必ず此通りの閃長岩が生ずるのではなく、その時の液の成分・ H_2O ・量・蒸気圧・破碎帯の形成等の色々の条件が関係して、一部が省略される事もあるのであろう。例えば Type A がなく C のみが生じたり、A が直接に Na_2O に富む Type C 閃長岩に移過する事もあると思われる。花崗閃緑岩類にはこのような理由から Type A 閃長岩は余り伴わない。

第 7 図 閃長岩岩型相互関係

1) Ramberg, H. : The origin of metamorphic and metasomatic rocks, 1952.

今 後 の 問 題

今後は上述の岩漿末期から熱水期にかけて種々の問題について研究を進めたい。なお King¹⁾ や Goodspeed²⁾ の述べているような rheomorphic dike の性状に至るものゝ存在についても注意してゆくつもりである。又本邦には花崗岩質岩に伴われる閃長岩質岩で、此論文にあげたものと成因を全く異にするとと思われるものがある。

(1) 杉³⁾・野沢⁴⁾・松井⁵⁾・宮久⁶⁾等により報告せられているものは炭酸塩岩との交代や同化作用が成因に重要な役割を果していると思われるものであるが、何れも比較的 Ca に富む斜長石を含み緻密な意味では閃長岩とは呼び得ない。

(2) 富田⁷⁾及び柴田・原⁸⁾によつて研究せられた長野県仁科火成岩体中の閃長岩質岩は岩漿分化による成因と考えられていて、鉱物組成の上ではアノソクレスを含み、此論文中の閃長岩より高温生成と見なされる。又八木⁹⁾による北海道根室地方の閃長岩は玄武岩漿の岩漿分化作用による成因で花崗岩とは全く無関係である。

此のように花崗岩に伴う閃長岩質岩でも成因的に種々異つたものがあり、これら相互の間の鉱物組成や化学組成等の相違を調べる事も今後の重要な問題である。

謝 辞

終りに閃長岩の成因について御教示いただき、かつジルコンの鑑定をしていたゞいた九州大学富田達教授に感謝の意を表する。又各地の閃長岩の産地・岩石の性質等については、広島大学迎三千寿氏・吉田博直氏・岡山大学逸見吉之助氏・愛媛大学宮久三千年氏・地質調査所野沢保氏、の方々に色々御教えいただいた。厚く御礼申しあげる次第である。

研究費の一部には文部省科学研究費を使用した。

- 1) King, B. C. : 前出, 1955.
- 2) Goodspeed, G. E. : Jour. Geol., **60**, 353, 1952.
- 3) 杉 健一 : 博物, **34**, 57, 1935.
- 4) 野沢 保 : 地質, **58**, 469, 1952.
- 5) 松井和典 : 地質, **57**, 311, 1951.
- 6) 宮久三千年 : 日本の後期中生界の研究連絡紙, No. 7, 202, 1958.
- 7) 富田 達 : 地質, **34**, 256, 1927.
- 8) 柴田秀賢・原喜久男 : 東京教育大地質研究報告, No. 4, 32, 1955.
- 9) 八木健三 : 地球科学, **1**, 6, 1949.