

シラスの岩石学的研究 : II 石英・斜長石

宮地, 六美
九州大学教養部地学教室

<https://doi.org/10.15017/4737390>

出版情報 : 九州大学理学部研究報告. 地質学之部. 7 (1), pp.11-24, 1964-03-30. 九州大学理学部
バージョン :
権利関係 :

シラスの岩石学的研究

II 石英・斜長石

宮地 六美

Petrological Study of the Shirasu in Southern Kyushu, Japan

II. Quartz, Plagioclase feldspar

Mutsumi MIYACHI

(Abstract)

The Shirasu, the great rhyolitic pyroclastic flow from the Aira volcano of south Kyushu, contains glass fragments, crystal grains, and rock fragments. The crystal grains are quartz, plagioclase, hypersthene, hornblende, augite, biotite, and magnetite, together with only trace of ilmenite, apatite, and zircon.

The "corroded" quartz grain is bipyramidal crystal without prismatic face.

Many plagioclase phenocrysts consist of two parts: the labradorite core and more sodic rim with oscillatory zoning. The boundary between the core and rim is somewhat irregular and embayed. The core, almost lacking in zonation, is more cloudy than the rim, with many inclusions of glassy substance, iron ores, apatite, hornblende, pyroxene, and indistinct dust. In the core, two plagioclases, labradorite-bytownite and andesine, into which a homogeneous plagioclase was separated on heating, make an irregular intergrowth. The rim, free from all inclusions, is clear, having exceedingly delicate and rhythmical oscillatory zoning. The albite twinning observed in the rim does not extend into the core. The abrupt transition from the core to oscillatory zoned rim may be explained that the core is a foreign crystal to the Shirasu magma.

I ま え が き

南九州には、始良火山より噴出したと考えられている火山砕屑物が広く分布しており、それらの構成物はおもに降下軽石、軽石流（熔結凝灰岩質部を含む）などである。シラスは軽石流堆積物の1つであると考えられている（種子田, 1954, 1957, 1963; 郷原, 1961, 1962）。

シラスについて従来より種々の研究が発表されているが、それらの多くは火山層序に関するもので、岩石学的研究は少ない。筆者はこのシラスの成因を究明し、どのようなマグマから導かれたものであるかを明らかにするためには、くわしい造岩鉱物の研究がぜひ必要だと考えている。そこでこの論文では主として石英および斜長石について顕微鏡的に調べた結果を報告する。

九州大学理学部富田 達教授、種子田定勝助教授、山口 勝博士、および西南大学唐木田芳文助教授には研究に際し御指導や御援助を賜った。九州大学教養部地学教室林田志賀雄教授、宮地貞憲助手にはいろいろと有益な激励や御援助を賜った。以上のかたがたに厚く感謝の意を表する。

II シラスの鉱物成分

取り扱った材料は鹿児島県東市来町江口浦の崖（高さ約30m）から採集した灰白色無層理のもので、明

1963年6月1日、日本地質学会西日本支部例会で講演。1963年6月30日受理。

宮地六美：九州大学教養部地学教室

らかに1次シラスと認められるものである。シラスは、石英・斜長石・紫蘇輝石・角閃石・普通輝石・黒雲母など、多種類の鉱物を伴っているが、主として軽石、火山灰よりなり、また外来岩片も多く含まれている。外来岩片は安山岩類が多いが、その他玄武岩・流紋岩・熔結凝灰岩・黒色頁岩などで、火山岩類が約70%、堆積岩類が30%をしめる。これらはいずれも火道壁のものと考えている。第1表はそのシラスの

第1表 シラスおよびシラス中の軽石とマトリックスのガラスの化学組成

	1	2	3
SiO ₂	68.07	70.80	71.69
Al ₂ O ₃	16.13	12.68	13.65
Fe ₂ O ₃	1.09	1.04	1.41
FeO	1.41	1.70	0.92
MgO	0.97	0.69	0.57
CaO	2.90	2.01	2.53
Na ₂ O	3.21	3.45	2.55
K ₂ O	2.98	2.75	2.89
TiO ₂	0.36	0.20	0.26
P ₂ O ₅	0.14	0.33	0.21
MnO	0.04	tr.	0.05
H ₂ O+	2.83	2.87	2.63
H ₂ O-	0.68	0.84	0.63
Total	100.81	99.36	99.99

1. シラス (鹿児島県東市来町江口浦)
2. 軽石 (")
3. マトリックスのガラス (")
分析者 (宮地六美)

れる黒雲母については、X線でも確かめたが黒雲母以外の鉱物の生成はみとめられない。

副成分鉱物として磁鉄鉱・チタン鉄鉱・燐灰石・ジルコンが含まれている。

ジルコンは 0.02×0.02mm から 0.08×0.26mm までの種々の長さのものが含まれている。種子田 (1963)、山本敬 (1963) が指摘しているように透明で完全な両錐をもった柱状のジルコンは少なく、試料粉碎は行っていないにもかかわらず、破碎形を示しているものが非常に多い。また融蝕形も多く、その他堆積岩源?を思わせるような円磨されたものもある (これらのジルコンの周囲には、尖鋭なガラスが付着して残っている場合が多いので、シラス噴出後2次的に混入したものととは考えられない)。今後これらのジルコンについて、伸長比・晶癖などをくわしく調べたい。

III 石 英

石英は直径 2mm から 5mm 位の大きさのものである。これらの石英はほとんど破碎形で、完全な結晶形をしたものは非常に少ない。しかしまれには高温型といわれている両錐石英がみられる (第1図)。石英の錐面は融蝕のあとが著しく、褐色のガラスが出来ている。

鏡下においても外縁部は漸移的に褐色ガラスが出来ていたり、あるいはまた内部にも割目にそって褐色ガラスが出来ている (第2図)。これらの融蝕石英はどのような物理化学的条件のもとで出来たものか、岩漿融蝕なのか、あるいはまた、他の岩石よりの捕獲結晶なのか、現在のところは不明である。

IV 斜 長 石

斜長石はシラスに含まれている鉱物粒のうちでは、そのマグマの歴史の変化をよく反映していると考え

化学成分および軽石、マトリックスのガラスの化学成分である。

次に鉱物成分であるが、最も多量に含まれているものは火山ガラスであり、これには黒曜石・軽石・ガラス片などがある。構成鉱物は種類別に分離し、歯科用セメントで固めたのち薄片にし、光学性を決定した。その結果は第2表に示されている。

石英・斜長石については後章でのべる。

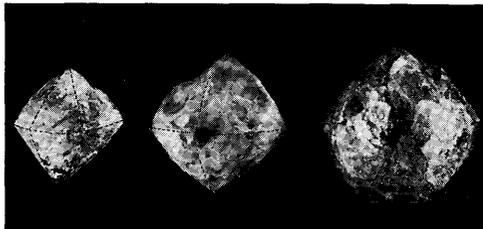
有色鉱物で最も多量に含まれているものは紫蘇輝石である。これは長柱状の暗緑褐色のきれいな結晶で約 2~4 mmの長さをもっている。融蝕されたり、あるいは他の鉱物でおきかえられていない比較的新鮮なものであるが、包有物は非常に多い。それらは燐灰石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・長石・ガラス・その他塵状包有物などである。これらの紫蘇輝石の化学成分や格子恒数はすでに発表した (MIYACHI, M. 1963)。

角閃石・黒雲母・普通輝石は紫蘇輝石にくらべその量は非常に少なく、くわしい研究はおこなっていないが、いずれも融蝕されたり他の鉱物におきかえられているようなことはない。有色鉱物のうち最も変質を受けやすいと考えら

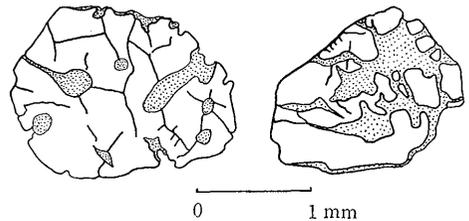
第 2 表 シラスの鉱物成分 (鹿児島県東市来町江口浦)

		光 学 的 性 質	
	重量比%		
ガラス	78	obsidian $n_{max.} = 1.485$ pumice $n = 1.494 \sim 1.500$ glass fragment $n = 1.494 \sim 1.500$	
石英		高温型, 融蝕されている	
斜長石	20	大型	core ($n_1 = 1.568$ $n_2 = 1.574$) $2v = (+)79^\circ \sim 82^\circ$ (An62~75 と An40~55
			rim ($n_1 = 1.544$ $n_2 = 1.556$) $2v = (+)82^\circ \sim 89^\circ$ An32~43
		小型	($n_1 = 1.567$ $n_2 = 1.574$) と ($n_1 = 1.543$ $n_2 = 1.554$)
紫蘇輝石	1.38	($\alpha = 1.709$ $\gamma = 1.726$ $2v = (-)52^\circ \sim 54^\circ$ En51 Fs49	X = pale green Y = pale brownish yellow Z = pale green ($a = 18.33 \text{ \AA}$ $b = 8.92 \text{ \AA}$ $c = 5.23 \text{ \AA}$)
磁鉄鈹	0.315		
角閃石	0.057	$n_1 = 1.661$ $n_2 = 1.671$ $2v = (-)74^\circ \sim 78^\circ$	$c\alpha z = 17^\circ$ X = greenish yellow Y = brownish green Z = deep green
普通輝石	0.005		
黒雲母	n. d.	$\gamma = 1.658$	$2v = (-)2^\circ \sim 3^\circ$
チタン鉄鈹	n. d.		
燐灰石	n. d.		
ジルコン	n. d.	融蝕形, 破碎形, 丸味があったもの	

重量比は文献より用いた。

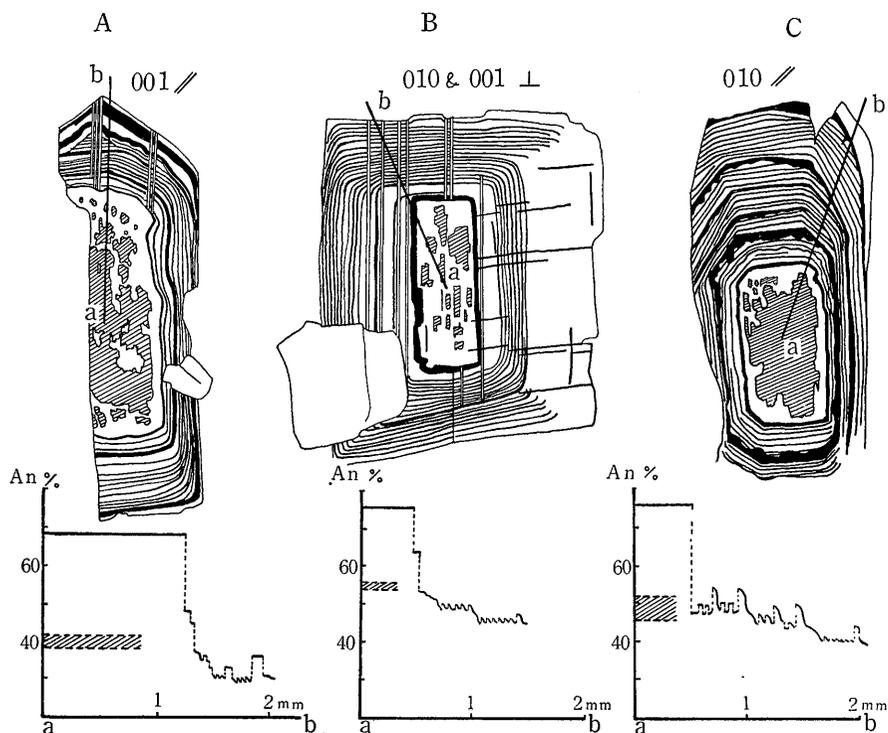


第 1 図 シラス中の高温型石英 (×10)



第 2 図 “融蝕” 石英

られる。長さ 3mm 以上のものは, (OIO) 面がよく発達し, a 軸に長くのびたものである。その内部は大きく中心核と外殻に分かれているものも多く, 中心核は捕獲結晶である。その中心核は融蝕のために不規則な輪郭をもっていたり, また多少丸味をおびていることもあるが大体自形を示しているものもある。さらに中心核の内部は, 2つの異った成分をもつ斜長石に分離していて連晶を形成している。すなわち An60~75の曹灰長石ないし灰灰長石の中にパッチ状に An40~55の中性長石が出来ている。中心核には累帯構造がないものが多いが, ある場合は漸移的に外側に向かってわずかにソーダ質になっていっている正累帯構造である。



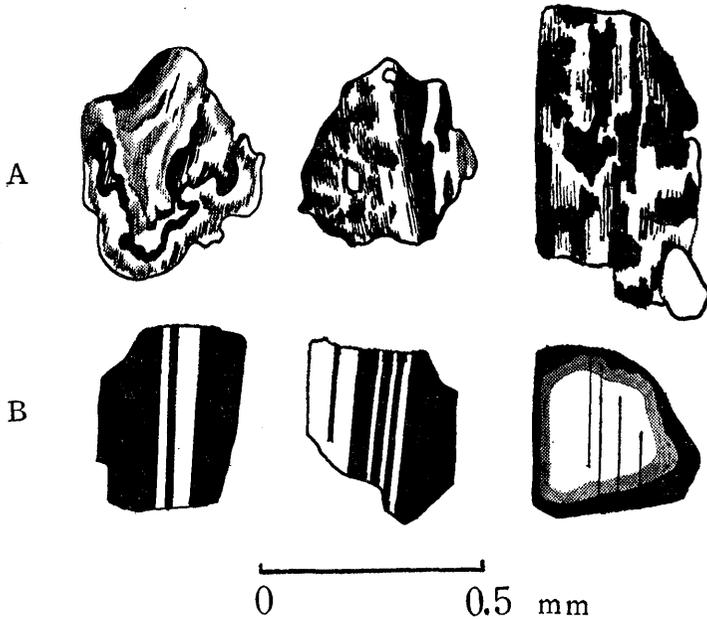
第3図 斜長石の累帯構造

外殻は中心核にくらべて非常に新鮮であり、中心核とははっきりした境界があって、成分的にも不連続である。外殻の成分は平均 An30~45 の中性長石で、せん細でちみつな累帯構造をしており、本間(1935)のいう正波動累帯構造に属する。外殻部は大きくみると数個の zone があり、さらにその1つの zone は細かい幾つもの薄い shell すなわち microzone に分れている (第3図 c)。1つの zone についていえば、より石灰質なものより始まり漸次ソーダ質になっていっているが、次の zone に移るところは不規則に融蝕されていて microzone が切断されている。そして次の microzone は前の (内側の) zone の最外縁部よりも石灰質な shell で不連続に始まり、また漸次ソーダ質になっていく。1つの斜長石について3回ないし5回の融蝕帯がある。この種類の累帯構造の成因については、BOWEN (1928), PHEMISTER (1934), 本間 (1935), HILLS (1936), VANCE (1962) などによる種々の説があるが、定説はまだないようである。

双晶はアルバイト式、アルバイト~カールスバッド式がおもなものである。そのうちアルバイト式双晶は、外殻には非常に明瞭であるが中心核との境界の部分で突然に切れており、中心核の内部の方へは連続していない。

包有物は外殻には少ないが、中心核の方には多く含まれている。それらは鉄鉱物・褐色ガラス・燐灰石・塵状包有物・その他粒状の角閃石や輝石である。

次に 0.5mm 以下の小型の斜長石は大きく2つに分けられる。すなわち不規則な外形をした新鮮でないものと、全く新鮮なものとのである。前者は不規則な彎入形をしたものが多く、アルバイト式双晶らしいものもみられるが、その消光はぼんやりして波状消光を示す場合が多い。消光の違う2つの斜長石が虫喰状に入り乱れていたり、またパッチ状に2斜長石が連晶を作っているものもある (第4図A)。成分も大型斜長石の中心核と大体同じであり、恐らくこれも捕獲結晶であろう。また後者の新鮮な斜長石は、やや丸味をおびたものもあるが一般に彎入形は少なく、はっきりしたアルバイト式双晶をしているものが多い。



第 4 図 小 型 斜 長 石

累帯構造をしているものもあるが単純なものが多い。これらの斜長石の成分は $An_{25\sim 40}$ で灰曹長石ないし中性長石である。これは大型の斜長石において、おそらく外殻が結晶した時期に晶出したものであろう (第 4 図 B)。斜長石以外の長石はまだ発見されていない。

V 成因的考察と今後の問題

以上のことから斜長石の成因について考えてみると、中心核は自形のものもあるが、幾分融蝕形を示し、外殻とははっきりした境界で境され、

両者の成分は相当に差があること、また中心と外殻は累帯構造の様式が非常に違うことや、外殻のアルバイト式双晶が中心核との境界で切れていることは、両者が異ったマグマ環境で成長したことを示している。その上、中心核の内部で成分の違う 2 斜長石に分離していることは、ある成分をもった均質の斜長石が捕獲結晶として取り込まれた時、加熱されて 2 相に分離した結果を示していると考えられる。また包有物が中心核に特徴的に多いことなどを考え合わせると、この中心核と外殻は明らかに 2 つの異なった物理化学的性質をもつマグマから導かれたものであり、シラスマグマに対して、中心核は捕獲結晶と考えるのが妥当であろう。今後、この中心核がどのような岩石からもたらされたかを明らかにするためには、基盤岩類の研究や、多くの外来岩片中より捕獲岩を探し、くわしい岩石学的研究が必要であろう。

参 考 文 献

- BOWEN, N. L. (1928): The evolution of the igneous rocks. 275 p. Princeton Univ. Press.
 郷原保真, 小森長生 (1961): 鹿兒島県大隅半島の第四紀層. 資源研彙報, (54-55), 176~190.
 ————, ———— (1962): いわゆる「シラス」・「灰石」について (I). 資源研彙報, (56-57), 137~147.
 HILLS, E. S. (1936): Revers and oscillatory zoning in plagioclase feldspars. *Geol. Mag.*, 73, 49~56.
 本間不二男 (1935): 斜長石累帯構造の分類. 地質雑, 42, (507), 796~814.
 ———— (1937): 斜長石累帯構造の測定より得たる二三の岩石学的成果 (演旨). 地質雑, 44, (525), 494~498.
 唐木田芳文 (1963): ジルコンの晶癖の分類と識別. 西南大学文理論集, 3, (2), 77~86.
 神津倭祐, 河野義礼, 大森啓一 (1938): 十和田湖畔産流紋岩質凝灰岩中の両錐石英. 岩鉱, 19, (3), 229~236.
 ———— 竹内常彦 (1938): 石英斑岩中の斑状石英と流紋岩中の同石英との比較. 岩鉱, 19, (3), 236~240.
 ———— 待場 勇, 竹内常彦 (1938): 広島市外安村, 福島県田子屋村及び門司市白野江産斑岩中の斑状石英について. 岩鉱, 20, (3), 101~119.
 桑野幸夫, 郷原保真, 松井 健: (1959): 大隅半島の地質 (予報). 資源研彙報, (49), 59~82.
 MATSUMOTO, Tadaichi (1943): The fore gigantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, 19 (special number) 1~57.
 MIYACHI, Mutsumi (1963): Petrological study of the Shirasu in Southern Kyushu, Japan. I. Some petrographical note. *Rep. Ear. Sci. Dept. Gen. Edu. Kyushu Univ.*, 10, 55~60.
 大庭 昇, 阿部雅雄, 三輪晃一 (1962): 自然状態におけるシラスの顕微鏡的観察. 岩鉱, 47, (3), 91~96.
 太田良平 (1961): いわゆるシラスについて. 地質ニュース, (87), 14~17.
 PHEMISTER, J. (1934): Zoning in plagioclase feldspar. *Min. Mag.*, 23, 541~555.

- TANEDA, Sadakatu (1954): Geological and petrological studies on the "Shirasu" in south Kyushu, Japan. Part I. Preliminary note. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], Geol., 4, (2), 167~177.
- (1957): Geological and petrological studies of the "Shirasu" in south Kyushu, Japan. Part II Preliminary note. 2. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], Geol., 6, (2), 91~105.
- MIYACHI, Sadanori, and NISHIHARA, Motoo (1957): Geological and petrological studies of the "Shirasu" in south Kyushu, Japan. Part III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], Geol., 6 (2), 107~127.
- 種子田定勝(1963): 軽石流のある性質, 特に霧島東辺の軽石流, 火山, 第2集, 43.
- 富田 達, 山本博達 (1953): 変成作用とジルコン (要旨). 地質雑, 59, (694), 362.
- 松本徠夫 (1953): ジルコンの晶癖に現れた火成岩生成条件の異同. 地質雑, 59, (694), 361~362.
- TOMITA, Toru and KARAKIDA, Yoshifumi (1958): Source identification of some granitic xenoliths in volcanic rocks. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], Geol., 8, (2), 25~34.
- VANCE, J. A. (1962): Zoning in igneous plagioclase normal and oscillatory zoning. *Amer. Jour. Sci.*, 260, (10), 746~760.
- 山口鎌次 (1932): 北部鹿児島湾周縁地域における灰石類の岩石学的研究. 地質雑, 44, (452), 745~773.
- (1933): 北部鹿児島湾周縁地域における灰石類の岩石学的研究. 地質雑, 45, (533), 227~246; 45, (534), 277~286; 45, (535), 329~341; 45, (538), 537~551.
- (1933): 鹿児島湾周縁地域における軽石類の岩石学的研究. 地質雑, 45, (540), 694~704; 45, (541), 737~744; 45, (542), 782~790; 45, (543), 833~843.
- 山本 敬 (1959): 火山岩中のジルコンに関する研究. 岩鉱, 43, (6), 282~292.
- (1963): 本邦溶結凝灰岩中のジルコン. 火山, 第2集, 8, 54.

大分県本匠変成岩類および三国圧碎花崗岩類の化学成分

宮 地 貞 憲

Chemical Composition of the Mikuni Granitic and Honjō Metamorphic Complexes, of the Pre-Cambrian, in Kyushu, Japan

Sadanori MIYACHI

(Abstract)

The Mikuni granitic complex, the Honjō metamorphic complex, and the Silurian formation are squeezed-out masses along two narrow structural belts within the Palaeozoic Chichibu supergroup terrain in the vicinity of the Mikuni Pass, 45 km south-southeast of Beppu City, Kyushu, Japan (MIYACHI, TOMITA, and NODA, 1962; 1963). The former two are considered to be probably of Pre-Cambrian in age.

The Mikuni granitic complex is remarkably sheared in general and hydrothermally metamorphosed. The Honjō metamorphic complex is a product of polymetamorphism, consisting of amphibolite, hornblende schist, and gneiss. At least two metamorphism are made clear up by observation of thin sections. The amphibolite was firstly transformed from gabbroic rock containing eclogite-garnet in part, the hornblende schist from pyroxenite-like rock, and gneiss from dioritic rock. Secondly, the above three rocks are hydrothermally altered, into the grade of green schist facies. The field relation between both the complexes is yet unknown.

The analysed materials are granites from each of the north and south belts, eclogite-garnet bearing and non-garnetiferous amphibolites which grade into each other, and hornblende schist, hornblende-chlorite-epidote gneiss and chlorite-epidote bearing quartz gneiss which successively grade from the first to the last. The petrochemical, together with some geological, interpretations are given in the following.

1. The granites are thought to be an acid end of the Mikuni granitic complex, and strongly resemble the granites of the Hida System Province and those of the Permian Province in Japan (SHIBATA, 1962). They are more acid phases than any of the granites from the Outer Zone of Kyushu and the Ryukyu Islands.

2. The original rock of the eclogite-garnet bearing amphibolite is not a common gabbro, but a kind of basic mixed rocks or an abnormal facies formed by such a process as differentiation in situ of a basic body. The source of non-garnetiferous amphibolite is alkali-gabbro. The genetic relationship between both is an important subject to make clear up.

3. The original rock of hornblende schist is a common pyroxenite, and that of is gneisses is extremely silicified diorite or quartz diorite. However, the hornblende schist is not silicified at all. Accordingly, the age of the silicification and the genetic relationship among these three facies are important problems of the Pre-Cambrian history.

目 次

I 緒 言	IV 分析値の検討
II 分析試料	V 結 論
III 分析試料の顕微鏡的性質	

I 緒 言

大分県大野郡三重町および西臼杵郡本匠村にまたがり、三国峠を中心とする地域は西南日本外帯を構成する秩父累帯中の特殊な構造帯をなし、これが九州では大分県豊栄・尾平鉾山付近、宮崎県鞍岡地区、熊本県八代地区の構造帯に連っており、また四国の黒瀬川構造帯にも連ると考えられる。これらの地域の構造帯には、シルリア系に伴って、多くの場合高度変成岩類および圧砕花崗岩類が発達する。三国峠付近のこれら変成岩類および花崗岩類については、先に筆者ら (1962, '63) はそれぞれ本匠変成岩類および三国庄砕花崗岩類と命名し、そのおのおのについて主として顕微鏡観察の結果と地史的意義を報告した。その際とくに変成岩類については原岩 (第1次変成作用以前の状態) を推定することを主眼の1つとした。その結果原岩は火成源であり、現在の岩相の多様性はそのまま原岩の多様性を示すものと考えられた。しかし原岩の多様性の原因は後の問題として残されている。

本報告では、これら両岩類の化学成分を岩石化学的に検討した結果について述べる。

この研究では九州大学理学部冨田達教授、同教養部野田光雄教授に御指導いただいた。化学分析に当り同理学部地質学教室山口勝・桃井斉両博士に御援助いただいた。ここに厚く謝意を表する。

II 分 析 試 料

分析試料の産地および分析値はそれぞれ第1表および第2表に示す如くである。

No. 33 と No. 47-a は三国庄砕花崗岩類であって、前者は北帯 (筆者ら, 1963) に属する黒雲母トロ

第 1 表 分 析 試 料 の 産 地

標 本 番 号	産 地
33	大分県本匠村新開西方合流点より西北西 500m, 南西斜面
47-a	〃 檜峯東方 2 km の万年橋南東 150m, 右岸の崖
39; 39G	〃 〃 〃 西方 150m, 林道
52; 54; 65	〃 新開西方 600m

ニウム岩、後者は南帯の黒雲母トナル岩である。両者とも岩質的に三国庄砕花崗岩類全体を代表するものでなく、両帯における最酸性相と考えられる。

No. 39 と No. 39G は relict augite を含む角閃岩で、後者はさらに pyrope garnet を含んでいる。両者の関係は同一露頭上で観察される限りでは漸移的で、しかも両者の形や岩体の大きさは極めてまちまちであり、柘榴石以外のものでは両者を区別することでは困難である。そして No. 39G の方が量的に少ない。

No. 52, No. 54, および No. 65 は同一露頭で、互に全く漸移関係にあり、No. 52 は relict augite を含む角閃石片岩である。後2者には石英に富む緑泥石・緑簾石片麻岩で片麻岩化以前に珪化作用を受けた形跡がある。

しかし花崗岩類と変成岩類、あるいは角閃岩類と片麻岩類の相互関係は野外観察に関する限り、未だ明確でない。

III 分析試料の顕微鏡的性質

A. 三国庄砕花崗岩類

No. 33 は斑状黒雲母トロニウム岩で、灰曹長石・石英に富み、灰曹長石の一部は斑晶をなす。灰曹長石はせん細なアルバイト双晶およびカールスバド双晶をなすが、絹雲母化作用を受けて鏡下では曇ってみえる。なお微斑晶大の2次性曹長石が含まれている。これは第2次変成作用によって生じたものであって、若干の物質の移動を裏づけるものと考えられる。黒雲母は50%以上緑泥石化し、鉄鉍物その他暗黒物

質を伴っている。比較的新鮮なものも部分的に変質が認められる。この標本では圧砕構造は軽微であるが、黒雲母には撓曲したものや波動消光を呈するものがある。

No. 47-a は黒雲母トナル岩である。カリ長石・石英・灰曹長石を主成分とし僅かに黒雲母を含む。灰曹長石には絹雲母化・ソシユール石化が認められ、カリ長石には曹長石化が replacement perthite の形で認められる。斜長石における変化は第2次変成作用の影響であるが、カリ長石における曹長石化作用はそれ以前に起った可能性が強い。黒雲母の性状は No. 33 とほとんど同様であるが、量が非常に少ない。また圧砕構造が著しく、マイロナイトに近い。

B. 本 匠 変 成 岩 類

〔角閃岩類〕No. 39, No. 39G ともによく似た粗粒の角閃岩（既報の岩相Ⅱ）であって、No. 39G は eclogite-(pyrope-)garnet（計算によると Py 46%, Sp 42%, And 12%）を含んでいる点で前者と異なる。両者とも褐色種の角閃石と極端に変質した斜長石を主成分とし、第2次変成作用による葡萄石・緑泥石その他を含む。角閃岩化は第1次変成作用によるものであって、その原岩の構成鉱物である普通輝石を relict として含み、上記 pyrope-garnet もまた原岩の relict mineral である。pyrope-garnet を含まない部分は単に relict のない部分であって、No. 39・No. 39G の両者の原岩は前報告では成因的にも岩質的にも同一岩体であると解釈していたが、分析の結果後述のように見解を変更する（IV. 分析値の検討参照）。

〔角閃石片岩および片麻岩類〕

No. 52 は普通輝石を少量含む角閃石片岩であるが、鏡下で無色の普通輝石は relict であり、長柱状青緑色角閃石は第1次変成作用で、普通輝石から生じたものである。原岩は輝岩であったと推定される。

No. 54 は角閃石-緑簾石片麻岩で、石英・斜長石を主成分とし、苦鉄鉱物は緑簾石を主体とする。角閃石は原岩の relict かあるいは第1次変成作用末期の、また緑泥石は第2次変成作用の生成物である。また石英が非常に多いが（60%前後）、中には珪化作用によってできたものがあることが鏡下観察・野外観察で分っている。

第 2 表 三国圧砕花崗岩類および本匠変成岩類の化学分析値

No.	33	47-a	39	39G	52	54	65
岩 石	三国圧砕花崗岩類		本 匠 変 成 岩 類				
	トロニエム岩	トナル岩	角 閃 岩 類		角閃石片岩	片 麻 岩 類	
SiO ₂	69.95	71.74	44.93	44.29	45.29	69.13	81.72
TiO ₂	0.21	0.04	1.06	0.73	0.25	0.29	0.34
Al ₂ O ₃	15.13	14.65	19.68	21.60	11.63	11.64	7.09
Fe ₂ O ₃	1.82	0.26	4.30	4.54	4.37	5.23	1.23
FeO	2.34	1.77	6.65	7.44	7.37	3.43	2.95
MnO	0.06	0.02	0.13	0.16	0.12	0.09	0.04
MgO	1.73	0.44	5.04	5.09	15.28	1.38	1.25
CaO	0.53	1.03	11.07	10.71	12.91	3.59	1.38
Na ₂ O	4.46	3.86	2.92	2.01	0.66	2.46	1.47
K ₂ O	2.27	3.95	0.37	0.28	0.46	0.88	0.55
P ₂ O ₅	0.07	0.58	0.06	0.24	0.31	0.07	0.06
H ₂ O+	1.27	0.53	3.14	2.68	2.61	1.87	1.59
H ₂ O-	0.12	0.30	0.62	0.36	0.17	0.36	0.05
Total	99.96	99.17	99.97	100.13	101.43	100.42	99.72
Anal.	宮地 貞憲	宮地 六美	宮地 貞憲	宮地 六美	宮地 六美	宮地 貞憲	宮地 貞憲

No. 65 は緑泥石—緑簾石含有石英片麻岩で、石英の量が圧倒的に多く、長石がほとんど認められない。その他鏡下の性状から石英砂岩様の堆積岩源の変成岩ではないかと思われ、しかし石英脈が発達しているから、石英の大部分を珪化作用に帰することも可能である。さらに以上の3岩相は既報のV, VI, VIIIであって、前述のとおり漸移関係にあるので、VIIIはV, VIと同様火成源と解釈したい。

IV 分析値の検討

岩石の化学成分を岩石化学的に検討する方法はいろいろある。またそれらは岩石の種類によっても異なっている。ここでは原岩の問題について検討しようとしているので、火成岩の検討に用いられる方法の中で代表的なもの1つ CPIW ノルム計算結果を適当な図表にプロットすることによって比較検討する。この研究では an—or—ab 図, Q—or—ab 図, wo—en—fs 図, en—fs—C 図, wo—fo—Q 図, Q—fo—fa 図, M—F—A ($MgO - FeO + Fe_2O_3 - Na_2O + K_2O$) 図を使用した。掲載したのは紙面の都合でその一部である。

問題の岩石は第1次・第2次変成作用を受けている。この変成作用で物質の移動が行なわれたとすると、厳密な意味で上記の問題の検討は理論的に困難である。しかし鏡下観察による原岩推定と分析値をみると、多少の誤差はあっても、不可能なことではない。むしろ、この程度の無理をしても非変成岩同様の手法を試みるべきである。

A. 三国庄碎花崗岩類

第1図によると No. 33・No. 47-a は or—ab 線に近く、かつ互にはなれている。前者が ab 端側に、後者が or 端側にある。比較のために DALY (1933) の世界の深成岩類の平均値および種子田 (1962) の本邦深成岩類の平均値を採用してみると、No. 47-a は両者の花崗岩平均値に近く、さらに柴田 (1962) の飛騨系岩石区および二疊紀岩石区の花崗岩類の傾向を示す曲線の延長線に近い。さらに九州外帯および琉球列島の花崗岩類 (地調, 1959) と比較すると、そのいずれよりも or—ab 線に近い。これらのことをまとめて考えると三国庄碎花崗岩類の成分範囲は、三滝火成岩類の化学成分を参考にすれば、かなり幅広いものであり、かつ No. 33 と No. 47-a はその acid end に相当するものと考えられる。

つぎに No. 33 が No. 47-a に比べて ab 側に寄っていることは前項で述べた曹長石の存在と対応する。一般に熱水作用や交代作用、あるいは汚染作用その他によって変化した岩石が an—or—ab 図で ab 側にずれることが認められており、No. 33 もこれに該当すると考えられる。筆者はさきに三国庄碎花崗岩類における熱水変成作用を認め、本匠変成岩類における第2次変成作用と対比せしめ、かつその効果は極めて不均一に現われていることを述べたが、化学成分もまたこの間の事情をよく裏付けている。

なお柴田 (1962) は飛騨系岩石区花崗岩類の時代を、富田 (1954) の考えを支持して先カンブリア紀とし、さらに横倉山火成岩類・三滝火成岩類・氷上山の花崗岩類 (柴田, 1958) などを含めたものを二疊紀岩石区花崗岩類としてまとめている。筆者ら (1963) はさきに三滝火成岩類が先カンブリア紀に属することを述べたが、三滝以外の古生代末と考えられている花崗岩類の中にも先カンブリア紀に属するものがあるのではないかと予想している。従って第1図の飛騨系岩石区を示す曲線は先カンブリア紀花崗岩類として、二疊紀岩石区の曲線に沿い、No. 47-a 方向に延長できるものとする。そして地域性はともかく、時代性を強調した「先カンブリア紀岩石区」を設定すべきではないかと思う。

B. 本匠変成岩類

第1・2図の No. 39・No. 39G は角閃岩類, No. 52 は角閃石片岩, No. 54・No. 65 は片麻岩類である。これら5個の分析値は第1図で滑らかな曲線の上にある。しかし5個の分析値を同一曲線上にのせて考察を進めることは、角閃岩類と角閃石片岩および片麻岩類との野外における関係が未詳であるから、かならずしも妥当ではない。従って詳しくはこれらを分けて論ずることにするが、逆に図表の上の規則的連続性

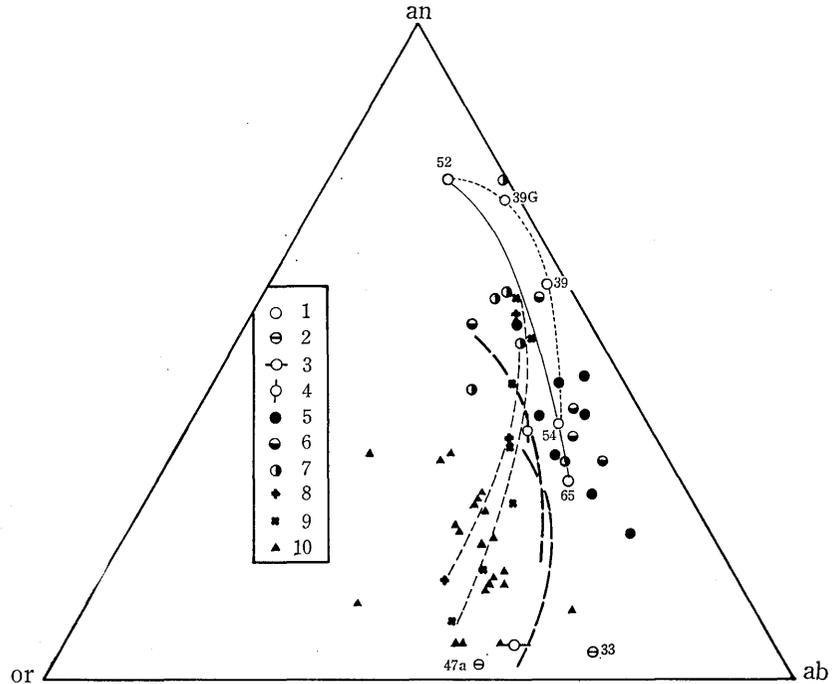
は、原岩が火成岩である以上見逃し難い事実である。

〔角閃岩類〕No. 39 は斑縞岩の性格をもっていることは明瞭である。第1図においてDALY や種子田の平均値、本邦の斑縞岩質岩と比較すると、他のいずれよりも or に乏しく、an—ab 線に近い位置を占めるけれども、斑縞岩質岩領域内にある。このことは第2図においても同様である。さらに No. 39 はノルム ne をもっており、第2図 wo—fo—Q 図において di—fo 線よりも Q に乏しい側に入ってくる。これはアルカリ斑縞岩の領域であって、Nockolds(1954)のアルカリ斑縞岩の平均値もこの領域にある。しかし Q—fo—fa 図では両者は同一行動をとらない。

他方 No. 39 G は第1図ではNo. 39 G よりもさらに塩基性であって、超塩基性岩領域にある。第2図 wo—fo—Q 図では fo—N—en 三角形の fo—en 線側に寄ってくる。この領域は各種平均値で示す

如く、ほぼ超塩基性岩領域であって、第1図の場合と一致する。富田は談話により、No. 39 G は斑縞岩質でなく、特殊な混成岩の可能性を暗示した。第2図に超塩基性岩の代表としてズン岩、かんらん岩、コンドライト (UREY and CRAIG, 1953), アコンドライト (WASHINGTON, 1925) の平均値を示し、斑縞岩と比較した。wo—fo—Q 図では両者は比較的良好に区別され、前者は fo 端に近く集まるが、斑縞岩は N 点周辺に集まる。しかし Nockolds の輝岩の平均値は斑縞岩と区別できない。したがっていま No. 39 G の化学的性格を岩石分類学的に表現することはむずかしいが、第2図の両図においてアコンドライトと似た行動をとること、また図示していないが、Skaergaard intrusion (WAGER and DEER, 1939) の岩相の中にはこれによく似たものがあることは注目に値する。

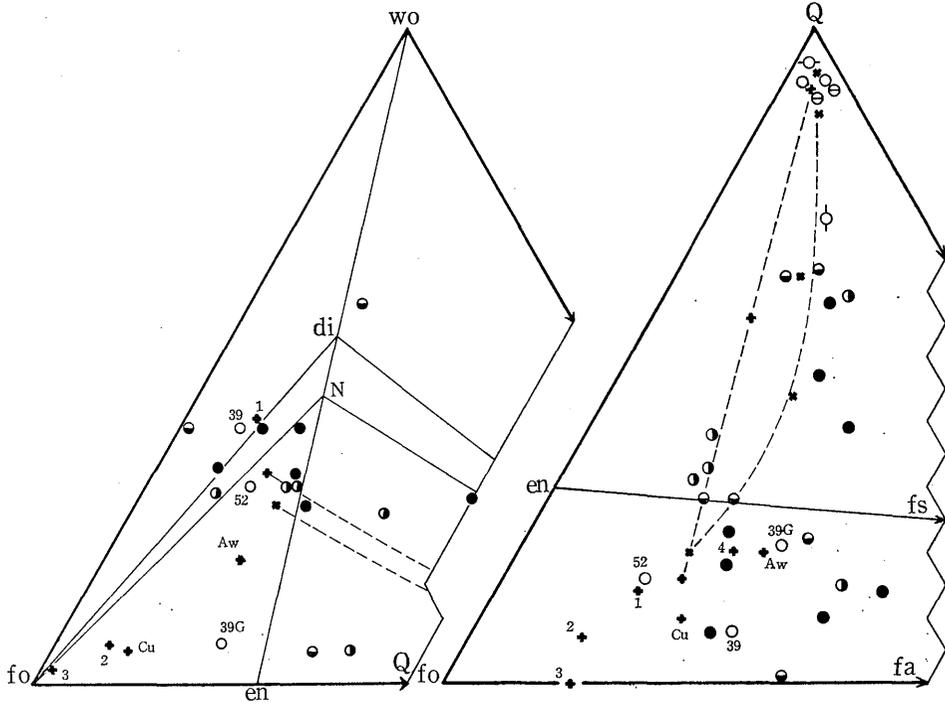
以上まとめてみると、もし純粋に初生の火成岩であるとすれば、斑縞岩質岩漿分化過程で例えば Skaergaard intrufion のような何か特殊な環境条件におかれたと考えられ、また仮りに混成岩であるとすれば、塩基性岩質および超塩基性岩質物質が混成したのと考えられる。これら両者の考えの何れが正しいとするかは今後の課題である。



第1図 ノルム長石図による検討

凡 例

1. 本匠変成岩類, Nos. 39, 39G: 角閃岩類; No. 52: 角閃石片岩; Nos. 54, 65: 片麻岩類
 2. 三国庄砵花崗岩類, No. 33: トロニウム岩; No. 47—a: トナル岩
 3. 横倉火成岩類
 4. 三滝火成岩類
 5. 飛驒変成帯角閃岩類
 6. 飛驒変成帯角閃石斑縞岩類
 7. 本邦産斑縞岩質岩
 8. DALY の深成岩平均値
 9. 種子田の本邦産深成岩平均値
 10. 九州外帯・琉球列島産花崗岩質岩
- 太い破線 飛驒系岩石区花崗岩類 (上方) および二疊紀岩石区花崗岩類(下方).



第 2 図 ノルム wo—fo—Q・Q—fo—fa 図による検討

凡例: 下記の記号付き+印は各種平均値, 他の印は第1図参照.

- 1. アルカリ斑岩
 - 2. かんらん岩
 - 3. ズン岩
 - 4. 斑岩
- 以上 S. R. Nockolds の平均値.
 Aw. アコンドライト Cu. コンドライト

筆者ら (1963) はさきに角閃岩類を一括して, その原岩は pyrope-garnet を含む斑岩あるいは榴輝岩の一種であろうと結論したが, いまや柘榴石を含む部分と含まない部分を区別しなければならない段階になった。

さて両者は wo を端成分の 1 つとして含む図表 (たとえば wo—fo—Q 図) においてもっともよく分離する。そこでノルム計算過程を考えると, wo 分子数および fo 分子数は概して次のように表わされる。ただし各成分は分子数で表わされ, fo はノルム en をも fo に換算してノルム fo に加算する。

$$wo = CaO + K_2O + Na_2O - Al_2O_3 \dots\dots\dots (1)$$

$$fo = \frac{1}{2} MgO \dots\dots\dots (2)$$

分析値からわかるとおり, MgO 含有量はほとんど等しいので, (2)式は無視する。また端成分 Q は, SiO₂ はもとより, 他のほとんどすべての主成分に関係ある量であるけれども, 第2図において両岩石の顕著な差を示す要因とはなっていないから一応論外におく。

(1) 式に実際の数値を代入すると第3表が得られる。これによれば wo における差は CaO+Na₂O+K₂O によってもっとも大きく影響されている。

第3表 No. 39およびNo. 39G のWo の差の内訳

	Wo	CaO+Na ₂ O+K ₂ O	Al ₂ O ₃
No. 39	56	249	193
No. 39G	14	226	212
差	42	23	19

一方両岩石の指標である柘榴石は Mg, Mn に富み, CaO に乏しい (And 12%) 型である。故に両岩石の差異は単に柘榴石の存在に関するものでなく, もっと本質的なものである。すなわち両岩石の原岩は本来別のもと考えられるが, 相互の成因的關係は深いものであろう。

〔角閃石片岩および片麻岩類〕

No. 52, No. 54, No. 65 はさきにも述べたように、1つの露頭で完全に漸移関係にあるが、No. 52 は超塩基性岩の1種であり、他は中性もしくは酸性岩にみえる。

第1図において No. 54 および No. 65 は DALY と種子田の平均値に比較すると閃緑岩あるいは石英閃緑岩に相当する。これは両岩石の SiO_2 含有量とは対応しない。端成分 Q を含む三角図表では、第2図で示すように、これら岩石は Q の頂点に集まる (Q-or-ab 図でもっとも明瞭である)。これは明らかに変成作用における珪化作用によるもので、石英細脈の存在によって裏付けられる。既報では緑簾石・緑泥石を角閃石に由来するものとし、原岩は角閃石閃緑岩を暗示したが、化学成分からも支持される。

No. 52 は Nockolds の斑斨岩・輝岩の平均値と非常によく似ている。図には混乱をさけるため Nockolds の平均値のすべてをプロットしていないが、wo—fo—Q, Q—fo—fa, wo—en—fs 図で常に同一行動をとる。

いま1つ重要なことは No. 52 には珪化作用の影響が全くないことである。僅か数mの連続岩相でありながら、この明瞭な差違を呈するのには次の3つの原因が考えられるが、現段階ではそのいずれとも決めがたい。その第1は珪化作用がなんらかの原因で非常に不均一に行われ、たまたま No. 52 の部分は珪化をまぬがれた。第2は No. 54・No. 65 で代表される火成岩体が珪化作用をうけたのち片麻岩化し、No. 52 の貫入があった。そしてその境界線がアプライト脈 (岩相VII, 既報) で見掛上漸移的境界線になった。第3は堆積岩もしくは火成岩の岩体が多くの変成作用や花崗岩化作用によって現在に至った。しかし筆者は第3の可能性は第1・2に比べて非常に少いと考えている。いずれにせよ、これらの成因は No. 39 と No. 39G 相互の成因関係と関連性があるものと考えられる。

V 結 語

1. 三国庄砕花崗岩類は花崗岩類の平均値によく類似している。第2次変成作用の影響で曹長石が生じているものは、ノルム ab 増加の形で表現される。
2. 飛騨系岩石区の花崗岩類、二疊紀岩石区の花崗岩類の化学成分変化と共通性がある。
3. 九州外帯、琉球列島の花崗岩類の中には an—or—ab 図上で No. 33, No. 47-a ほど酸性のものはない。
4. 角閃岩類は柘榴石を含む部分と含まない部分とに分けて考える必要があるが、両岩類が全く成因を異にするものとは考えがたい。
5. 柘榴石を含む部分の原岩は、柘榴石の性質から榴輝岩質岩と考えられるが、ズン岩・かんらん岩などとは性質を異にし、輝岩または斑斨岩に近い性質のものであろう。
6. 柘榴石を含まない角閃岩はアルカリ斑斨岩に由来している。
7. 角閃石片岩および片麻岩類の原岩は本来同一岩体で、輝岩・閃緑岩質岩あるいは石英閃緑岩質岩の少なくとも3岩相をもった火成岩体であった。しかし角閃石片岩は片麻岩化より後期の貫入岩である可能性もある。

引 用 文 献

- 地質調査所 (1959): 本邦産花崗岩質岩石の化学成分.
 ———— (1962): 地質調査所化学分析成果表 I. 地調報告, 第195号.
 DALY, R. A. (1933): *Igneous rocks and depth of the earth*, New York.
 宮地貞憲, 富田 達, 野田光雄 (1962): 大分県三重町および本匠村地区の構造帯における変成地質について (演旨).
 地質雑, 68, (802), 401.
 ————, ————, ———— (1963): 大分県三重町・本匠村の先カンブリア紀岩類. 九大教養部地学研究报告,
 (10), 21~37.
 Nockolds, S. R. (1954): Average chemical composition of some igneous rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*,

65, 1007~1032.

- 野田光雄(1955): 高知県横倉山附近の古生層の層序と地質構造. 九大教養部地学研究報告, (1), 47~60.
- (1961 a): 大分県三国峠附近の地質—とくにゴトランド系について—, 九大教養部地学研究報告, (7), 1~9.
- (1961 b): 西南日本外帯の先古生界(?)について. 地質雑, 67, (789), 346~349.
- SHIBATA, H., OKADA, S., and ÔKI, Y. (1958): Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, Pt. VI, *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, 6, (50-51).
- 柴田秀賢(1962): 飛騨木曾山地の花崗岩類, 飛騨山地の地質研究. 1~13, (飛騨山地の地質研究会).
- 種子田定勝(1962): 本邦の花こう岩類および火山岩類の化学成分上の類似性(予報). 地質雑, 68, 118~124.
- TOMITA, T. (1954): Geologic significance of the granite zircon, and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan, *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D. Geology*, 4, (2), 135~161.
- 富田 達(1958): 玄武岩類の三主要系列, 鈴木醇教授還暦記念論文集, 193~211.
- UREY, H. C. and CRAIG, H. (1953): The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 36.
- WAGER, L. R. and DEER, W. A. (1939): The petrology of Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, east Greenland. *Med. om Greenland*, 105, (4), 1~352.
- WASHINGTON, H. S. (1952): The chemical composition of the earth. *Am. Jour. Sci.*, 9, 351.