

高知県足摺岬のラパキビ花崗岩

村上允英*・今岡照喜**

Rapakivi granites from Cape of Ashizuri, Kohchi Prefecture, Southwest Japan

Nobuhide MURAKAMI* and Teruyoshi IMAOKA**

Abstract Peculiar rapakivi granites were found in the Tertiary igneous complex from Cape of Ashizuri, Southwest Japan. They occur in close association with coarse-grained syenitic rocks which intrude into the abundant gabbroic blocks as net-work dike swarms. At the contact of the rapakivi granites with coarse-grained syenitic rocks, the latter are dissociated into single crystals or crystal fragments along grain boundaries and cracks by the invasion of medium- to fine-grained granodiorite which compose the matrix of the rapakivi granites. In the granodiorite mass, the K-feldspar crystal or its crystal fragments are distributed irregularly and corroded to form ovoidal shape and mantled by thin plagioclase (An 15-25) shell which tends to become thick with the development of flow structure of the matrix.

The rapakivi feldspar has an ovoidal shape of 1 to 3 cm in diameter, sometimes arranged parallel or subparallel along the flow line of the matrix. Its core consists commonly of an untwinned or twinned K-feldspar crystal, often accompanied by quartz and plagioclase crystals, whereas the shell is composed mostly of dendritic shape of plagioclase consisting of the aggregate of many small grains and interstitial worm-like quartz. They are usually finer-grained than the matrix. Where the grain size of the matrix becomes exceedingly fine, the shell of the rapakivi feldspar is very thin or almost lacking. The rapakivi feldspar coexists with other kinds of ovoids in the same rock, such as plagioclase (mantled by sodic plagioclase or K-feldspar), quartz (mantled by hornblende + plagioclase), hornblende (mantled by aggregate of hornblende and biotite) and biotite. The core minerals of these ovoids resemble those in the coarse-grained syenitic rocks in their petrographic characters and chemistries.

The above described facts lead to the conception that the rapakivi granites have been formed as a result of comingling of crystallizing coarse-grained syenitic rocks with successively invading granodiorite magma. K-feldspar crystals separated from the coarse-grained syenitic rocks were immersed in the granodiorite magma and suffered corrosion along the periphery to form ovoidal crystal. Newly crystallized dendritic plagioclase were attached surrounding the ovoidal K-feldspar. Later, interspaces among the units of dendritic plagioclase were infilled with quartz.

HIBBARD (1981) described the similar consideration relating to magma mixing on the genesis of rapakivi granites from many localities.

1984年7月2日受付。1984年12月22日受理。

* 山口大学教養部地学教室。Institute of Earth Sciences, Faculty of Liberal Arts, Yamaguchi University, Yamaguchi, 753 Japan.

** 広島大学理学部地質学鉱物学教室。Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Hiroshima, 730 Japan.

はじめに

ラパキビ rapakivi 組織は径数 cm 大のオボイド状の
カリ長石を斜長石(一般に灰曹長石)を主とする殻がとり
囲む特殊な組織で、花崗岩質岩に見られることが多い

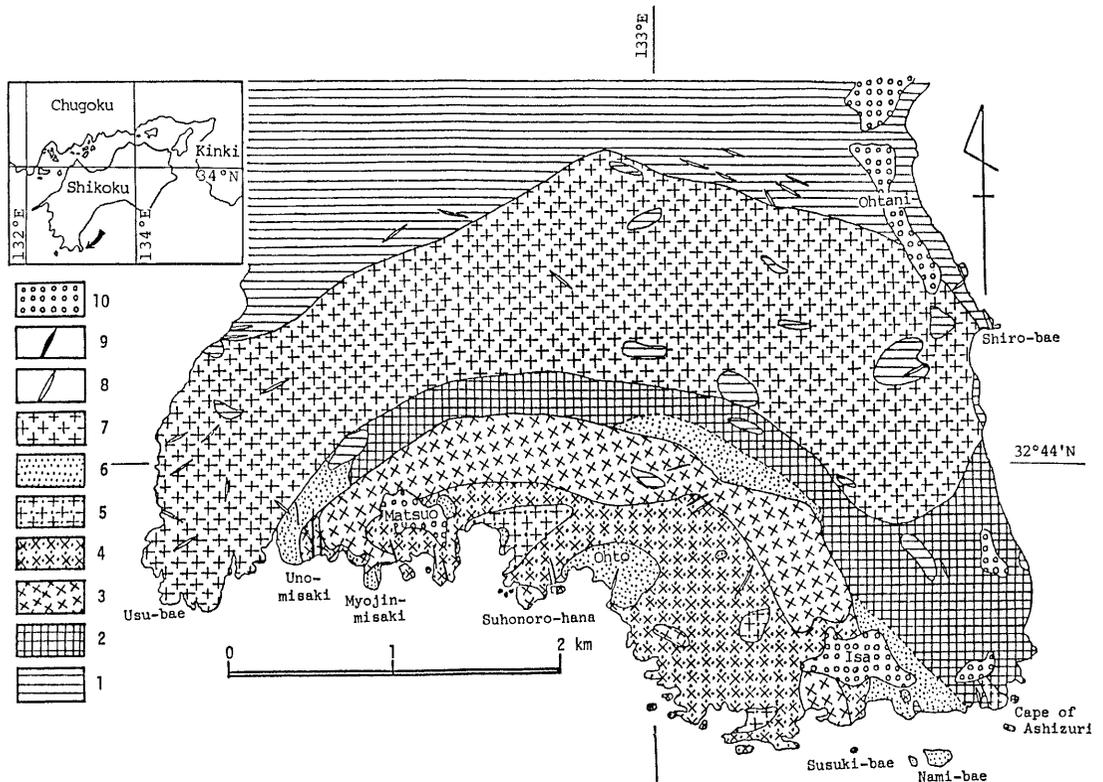


Fig. 1. Geologic map around Cape of Ashizuri.

- 1: Shimizu Formation.
- 2: Densely accumulated part of gabbro blocks (Stage I).
- 3: Melanocratic syenite (Stage II).
- 4: Quartz syenite (Stage II).
- 5: Alkali granite (Stage II).
- 6: Coarsely-grained syenitic rock and rapakivi granite (Stage III).
- 7: Coarse-grained biotite granite (Stage IV).
- 8: Aplite and granite porphyry (Stage IV).
- 9: Alkali dolerite and syenite porphyry (Stage V).
- 10: Terrace deposit (Quaternary).

が、花崗斑岩や流紋岩のような斑状組織の岩石に存在することもある(例えば, VORMA, 1975; HIBBARD, 1981). ラパキビ組織を示す花崗岩質岩(ラパキビ花崗岩)は北欧やアメリカなどでは広い露出をし、バソリス状の分布を示すこともある. しかし、日本では比較的珍しく、飛驒片麻岩に伴うアプライト中の交代的成因のラパキビ組織(太田, 1959)と、野沢ら(1957)による飛驒外縁帯の白亜紀花崗岩中のラパキビ長石の簡単な記載が知られているのみである.

筆者らは最近高知県足摺岬の第三紀花崗岩類の中にラパキビ組織の発達した部分のあることを発見した. ラパキビ長石の成因に関しては古くから交代説を含めて種々の説が提出されている. これらの中で、足摺岬産ラパキビ長石の成因は、継続貫入する二つの花崗岩質岩の混成に関係し、比較的特異なものと考えられる.

足摺岬の地質概要

村上ほか(1983)により述べられているように、足摺岬の地質は古第三紀清水層を貫く径約 8 km の輪状複合貫入火成岩体を構成する各種深成岩類より成る(Fig. 1)が、岩体の南半部は海中にあり観察できない. 構成岩石は形成順に古い方から I (斑れい岩・ドレライト), II (優黒質閃長岩・石英閃長岩・アルカリ花崗岩), III (粗粒閃長岩質岩・花崗閃緑岩), IV (粗粒黒雲母花崗岩・中粒黒雲母花崗岩), V (アルカリドレライト・閃長斑岩)の 5 期に区分され、野外では輪状岩体の外側から内側にむけて、IV→I・III→II の順に配列している. V 期の火成岩は岩脈としてのみ産する. 各期の岩体及び岩石の特徴を列挙すると次のとおりである.

I 期: 斑れい岩は大小の岩塊としてのみ産し、岩塊と岩塊との間には III 期の深成岩が貫いている. ドレライト

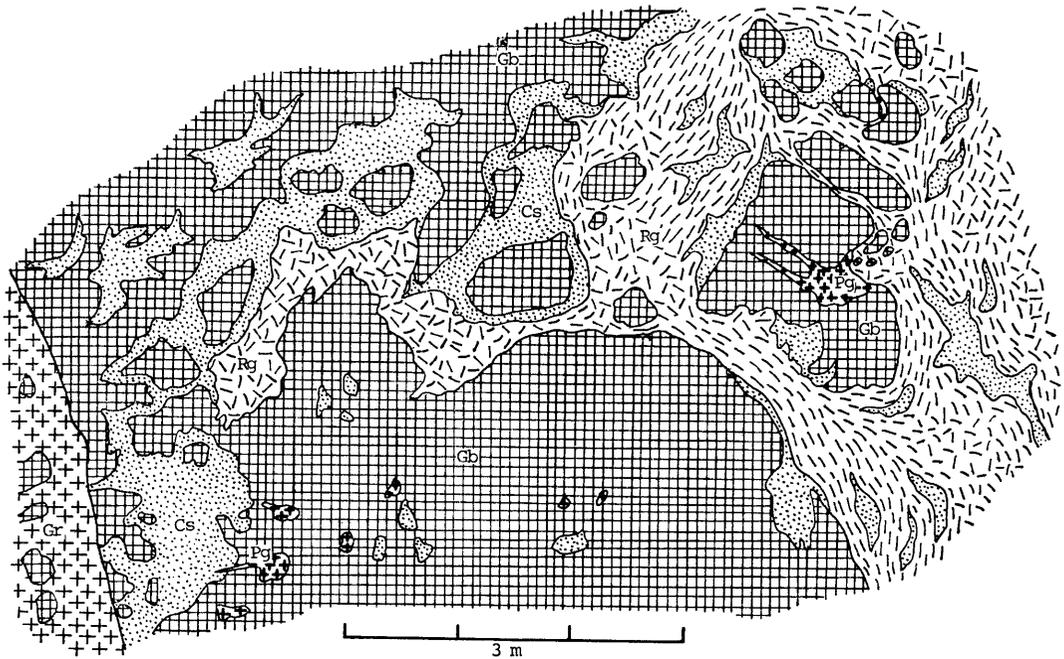


Fig. 2. Sketch showing the occurrence of rapakivi granite and associated rocks.

Gb: Gabbro. Cs: Coarse-grained syenitic rock. Rg: Rapakivi granite with flow structure.
Gr: Medium-grained biotite granite intruding into gabbro and coarse-grained syenitic rock.
Pg: Pegmatite.

はⅡ期の深成岩中の捕獲岩塊で、石基がガラス質の玄武岩・アルカリ長石量の多いモンゾニ斑岩岩塊も伴われる。含有する残存単斜輝石の化学組成・稀土類元素の含有量など(村上・今岡, 1980; 村上・増田, 1984)から、Ⅰ期火成岩類はアルカリ岩系に属するものと推定されている。

Ⅱ期: 中粒・塊状の岩石で、優黒質閃長岩と石英閃長岩とは漸移することもあるが、アルカリ花崗岩は前2者を貫く。アプライト・ペグマタイト(鉄かんらん石を含む)脈を伴う。含有長石は大部分アルカリ長石である。斜長石はごく少量で、アルカリ長石の周縁に粒状結晶をしたり、アルカリ長石の一部を交代する産状を示す。組成は曹長石質である(Fig. 6)。恐らく、もともとマグマよりⅠ相の長石として晶出し、その後溶離したものと考えられる。有色鉱物には鉄かんらん石、単斜輝石(鉄サーラ輝石～エヂリン輝石)、角閃石、黒雲母(アナイト質)などが含まれるが、角閃石・黒雲母などの含水珩酸塩は結晶の間隙を埋め最末期の晶出物である。これらの角閃石・黒雲母の H_2O 量は西南日本内帯の白亜紀～古第三紀花崗岩類中の角閃石・黒雲母に比べ相当に低く(未発表データ)、これらを生じたマグマが、後者のマグマよ

りも H_2O に乏しい環境下にあったことを推定させる。

Ⅲ期: 粗粒閃長岩質岩とこれを貫く花崗閃緑岩とより成り、後者中にはほとんどの場合ラパキビ長石を含む。粗粒閃長岩質岩はⅠ期の斑れい岩体に伴われるほかⅡ期の火成岩体を貫くこともあるが、花崗閃緑岩は斑れい岩にのみ伴われる。岩体及び構成岩石の詳細は後に述べる。

Ⅳ期: 粗粒黒雲母花崗岩がこの期の構成岩の大部を占める。しばしば少量の角閃石を含み、カリ長石が肉眼で灰色を帯びる特徴を有する。アダメロ岩～花崗岩(IUGS, 1973による狭義の花崗岩)(村上ほか, 1983)に属し、この点西南日本内帯の白亜紀花崗岩類と共通性を有するが、全岩の K_2O/Na_2O 比や REE 値はこれらと異なり著しく高い。

Ⅴ期: すべて NNW—SSE 方向の岩脈である。アルカリドレライトと閃長斑岩よりなり、中間組成の岩石を欠く。

ラパキビ花崗岩の産状

既述のようにラパキビ長石は大部分Ⅲ期の花崗閃緑岩中に含まれるが、斑れい岩体に近接するⅣ期の粗粒花崗

Table 1. Representative chemical analyses of plutonic rocks associated with rapakivi granites.

No.	M-001	B-005	C-011	B-006	510-5G	D-020	A-005	1003-3
SiO ₂	50.35	52.50	64.02	68.38	68.70	68.98	72.11	74.69
TiO ₂	1.24	1.67	0.59	0.46	0.38	0.70	0.28	0.01
Al ₂ O ₃	15.46	14.57	16.51	14.59	14.41	14.69	13.77	12.83
Fe ₂ O ₃	2.15	2.73	0.82	1.37	2.02	0.20	0.14	1.30
FeO	7.58	6.21	3.12	2.26	2.28	2.13	1.93	0.53
MnO	0.17	0.19	0.13	0.05	0.07	0.08	0.06	0.02
MgO	5.18	3.77	0.28	0.59	0.55	0.30	0.41	0.19
CaO	9.89	7.05	2.60	0.96	1.49	2.10	1.06	0.52
Na ₂ O	4.38	5.05	6.13	4.34	4.77	5.02	4.12	4.07
K ₂ O	2.41	3.91	5.30	5.66	3.98	5.45	5.51	4.96
P ₂ O ₅	0.14	0.18	0.09	0.08	0.06	0.04	0.06	0.01
H ₂ O(+)	1.27	1.52	0.84	0.62	0.70	0.56	0.48	0.56
H ₂ O(-)	0.33	0.35	0.20	0.08	0.26	0.12	0.09	0.32
T.	100.55	99.70	100.63	99.44	99.67	100.37	100.02	100.01
Clinopyrox.	24.4	7.9						
Hornblende	2.1	30.1	7.2	4.2	6.4	3.4	0.2	
Biotite	22.2	2.7	2.6	8.5	3.4	4.5	3.5	2.4
Plagioclase	46.9	45.4	11.3	21.8	31.1	19.7	20.4	24.7
K-feldspar		11.1	76.9	59.9	41.6	48.0	47.3	39.7
Quartz		0.6	1.3	18.3	15.1	23.6	28.0	32.6
Others	1.7	2.2	0.7	0.7	2.4	0.8	0.6	0.6

Analyst: N. Murakami

M-001, B-005 : Gabbro.
 C-011~D-020 : Coarse-grained syenitic rock. A-005: Coarse-grained biotite granite. 1003-3: Medium-grained biotite granite.

岩中にも僅かに含まれることがある。従ってラパキビ長石を含む花崗岩類はⅡ期の火成岩帯とⅣ期の火成岩帯との間に点在し、全体として輪状分布を呈する。ラパキビ花崗岩にもっとも密接に係る火成岩は、斑れい岩、粗粒閃長岩質岩である。これらの火成岩類の性質について以下もう少し細かく記載することにする。

1. 斑れい岩

既述のように斑れい岩はすべて大、小の岩塊としてのみ産する。岩塊は径数 cm 程度から 50~60 cm 程度までのものが多いが、更に大きく径 2~3 m に達することもある。岩塊と岩塊との間隙はⅢ期の粗粒閃長岩質岩・花崗閃緑岩により埋められている。分布帯の縁部ではⅣ期の粗粒花崗岩中の捕獲岩塊として産することもある。時として斑れい岩塊に伴われ四万十層群由来の頁岩塊が産し、その量は周縁部ほど多い。一般に岩塊は不規則な形状で角張っているが、粗粒閃長岩質岩の発達する所では角がとれて円くなっていることが多い。岩塊は大小不規則に混じり合っている (Fig. 2, Plate I-1)。しかし、時には方向性のある岩塊が平行にならんでいることもある。

斑れい岩は岩塊内部では均質で、流状構造を示すものは存在しない。粒度は中粒~細粒で、有色鉱物に富むもの、斜長石量の多いものなど、岩塊により見かけを異にすることが多い。すべての岩石が粗粒閃長岩質岩、花崗閃緑岩などにより酸性化され、カリ長石・石英ばかりでなく、黒雲母・角閃石をも生じている。この酸性化の程度は一つの岩塊内でも変化するばかりでなく、岩塊により異なることもあり、比較的小さい岩塊では隣り合う岩塊間で全く見かけを異にすることもある。斑れい岩塊と周囲の粗粒閃長岩質岩・花崗閃緑岩との境界は明瞭のことが多いが、時には斑れい岩の酸性化が進んでやや不明瞭になることもある。特に花崗閃緑岩と接する場合にこの傾向が著しい。岩塊の大きいこと、密集度の高いこと、角張っているものが多いこと、後述のように全体として酸性化の弱いこと、などは岩塊の形成と集積が現位置から余り遠くない場所で行なわれたことを物語っているが、岩塊により酸性化の程度の異なることより、比較的小さい岩塊では酸性化が現位置だけではなく、地下でも行なわれ、その後現位置まで運ばれた可能性を示していると考えられる。

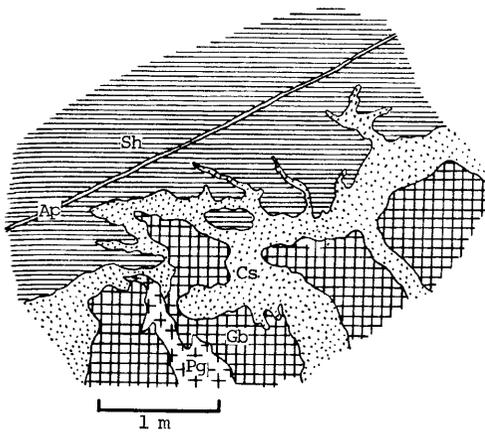


Fig. 3. Showing the occurrence of gabbroic block, shale block, coarse-grained syenitic rock and pegmatite.

Sh : Shale. AP : Aplite. Other symbols are the same as in Fig. 2.

斑れい岩は等粒状で、現在はほとんどの岩石が斜長石 (An 25~80)・角閃石・黒雲母よりなるが、角閃石に囲まれて単斜輝石が残存していることが多い。酸性化が進むと粒間に石英・カリ長石が生じ、角閃石の黒雲母化が進むと共に斜長石には曹長石質～灰曹長石質のリムが発達してくる。従って全岩分析値のみから原岩の化学組成を推定することは困難であるが、既述のように、村上・今岡(1980)は残存単斜輝石の化学組成より、これがアルカリ岩系に属するものであろうと推定した。微量元素の分析値(村上・増田, 1984)からもこの推定は当を得ているものと考えられる。代表的斑れい岩の全岩化学・モード組成を Table 1 に示す。

2. 粗粒閃長岩質岩

II期の閃長岩～アルカリ花崗岩体中及びI期の斑れい岩体中に産する。前者中に産するものは主としてストック状の産状であるが、後者中に産するものは斑れい岩塊に富む部分では脈状、岩塊の少ない部分ではストック状である。脈状の場合、脈は大部分斑れい岩の岩塊と岩塊との間あるいは斑れい岩塊と頁岩塊との間隙を埋めて Fig. 3 のように網目状を呈することが多い。脈中に小さい斑れい岩岩片が多く含まれること (Fig. 2) もある。脈幅は 5~10 cm 大から 50~60 cm に及ぶが、1 cm 大の細脈を呈することもある。

粗粒閃長岩質岩は 1~1.5 cm 大の半自形の正長石の集合体で、正長石と正長石との間隙は斜長石 (An 5~30)・正長石・石英・角閃石・黒雲母などの粒状集合体により埋められる (Plate II-1)。この基質部の量は場所に

より異なる。一般にII期の閃長岩～アルカリ花崗岩体中に産するものは基質部の量が多く、I期の斑れい岩体中に産するものは逆に基質部が少ないことが多い。モード比は村上ほか(1983)・Table 2 に示しているように、花崗岩～石英閃長岩～石英モンゾニ岩の範囲を示す。基質部の有色鉱物はしばしば細い脈状あるいはクロット状の集合体をつくり、不均質な外観を与えることがある。とくに斑れい岩との間には、両者の境界に平行した有色鉱物脈が生じたり、境界部に有色鉱物が集中していることもある。時に正長石の結晶が平行に配列して、弱い流状構造を呈する (Fig. 4)。代表的な岩石の全岩化学組成・モード組成を Table 1 に示す。

3. 花崗閃緑岩

斑れい岩塊集合体中にあり、分布は断続的ながら輪状を呈する。最も良い露出は足摺岬東南端の海岸である。粗粒閃長岩質岩に伴われるが、分布形態はこれとは異なり、不規則塊状～単純な脈状を呈する (Figs. 2・4 の Rg)。中粒・優黒質で多くの場合有色鉱物の平行配列による弱い流状構造を呈する (Plate II-2)。流理は壁岩との境界に平行で、しばしば屈曲するが、時に斜交することもある。この場合、境界付近では流理は弱くなり認め難くなる。含有主成分鉱物は斜長石 (An 15~50)・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母よりなり、褐れん石・チタン石を伴うことが多い。角閃石・黒雲母は一般に半自形～粒状他形で、II期の閃長岩～アルカリ花崗岩のように、間隙充填を示すことはない。有色鉱物量は部分的に変化が大で、優黒質部と優白質部とが流理に平行に不規則な脈状あるいはレンズ状をして混在する。接する粗粒閃長岩質岩との境界部にそって有色鉱物が濃集し、閃緑岩の流理に平行に配列することもある (Fig. 4, Plate I-5)。

花崗閃緑岩は斑れい岩塊と直接に接することもあるが、斑れい岩塊と花崗閃緑岩との間に粗粒閃長岩質岩が不規則レンズ状、あるいはセプタ状に残存していることもある (Fig. 4)。ラバキビ長石を含む花崗閃緑岩は両者を明瞭な境界で貫くこともあるが、漸移的のこともある (Fig. 4)。花崗閃緑岩に流理の発達するほど一般に境界は明瞭になる。斑れい岩、粗粒閃長岩質岩は小さい(径 5~20 cm)岩片として花崗閃緑岩中に包有されることがある (Figs. 2・4)が、このような場合に漸移的傾向は著しい。花崗閃緑岩が粗粒閃長岩質岩と接する場合には、後者中に前者が滲みこんで次第にその量を増し、遂には後者を形成するカリ長石・石英などの結晶が前者中に斑状に含有されるような産状 (Plate I-6)を呈することもある。

Table 2. Chemical analyses of rapakivi granites and related granitic rocks.

No.	306-1A	509-2D	509-2E	509-2F	926-11	1003-1b
SiO ₂	64.83	66.25	64.50	65.00	70.00	64.06
TiO ₂	0.97	0.72	0.89	0.30	0.48	0.66
Al ₂ O ₃	15.50	15.81	15.68	16.87	13.04	14.11
Fe ₂ O ₃	1.78	1.14	0.98	2.95	0.45	0.62
FeO	3.13	2.25	3.49	1.02	2.37	3.99
MnO	0.13	0.08	0.05	0.05	0.05	0.06
MgO	1.02	0.84	2.01	0.41	1.14	3.68
CaO	2.74	2.19	1.99	2.58	1.64	3.87
Na ₂ O	4.18	4.07	3.18	4.71	6.07	3.80
K ₂ O	5.07	6.26	6.25	5.38	3.69	3.98
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.10	0.04	0.10	0.13
H ₂ O(+)	0.96	0.79	0.16	0.40	0.60	0.72
H ₂ O(-)	0.08	0.05	0.23	0.08	0.16	0.22
T.	100.53	100.61	99.51	99.79	99.79	99.90
Hornblende	10.3	9.6	11.1	0.4	3.6	11.1
Biotite	4.7	4.9	6.1	6.1	7.1	9.0
Plagioclase	28.8	29.8	26.6	19.0	27.1	46.4
K-feldspar	35.4	35.5	35.5	55.6	37.7	15.3
Quartz	20.0	18.9	20.0	18.2	24.0	17.8
Others	0.6	1.3	0.6	0.7	0.5	0.4
Rapakivi & ocelli	15.5	29.9	15.5	59.6	56.4	

Analyst: N. Murakami

306-1A~509-2F: Rapakivi granite. 926-11: Peculiar porphyritic rock enriched in crystal fragments derived from the coarse-grained syenitic rocks. 1003-1b: Granodiorite without rapakivi texture.

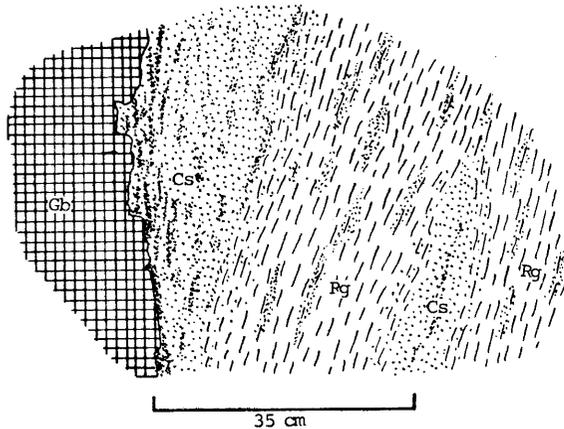


Fig. 4. Sketch showing the field relation among rapakivi granite, coarse-grained syenitic rock and gabbro. Note the gradational relation between rapakivi granite and coarse-grained syenitic rock. Mafic-rich seams are found along the foliation of rapakivi granite and along the contact of coarse-grained syenitic rock with gabbroic blocks.

Symbols are the same as in Fig. 2.

ある。

ラバキビ長石はこの花崗閃緑岩中に含まれる。その量は花崗閃緑岩体内部の不均質さとは必ずしも関係がなく、有色鉱物に富む部分にも、比較的優白質の部分にも同じように含まれる。その産状に関しては以上のほか次のような特徴が認められる。

(1). 花崗閃緑岩中におけるラバキビ長石の分布は著

しく不規則で、1個所に集まったり、またほとんど含まれない部分もある(Plates I-2・3・4)。また、時には含有する酸性化の進んだ小さい斑れい岩捕獲岩片中や、これと花崗閃緑岩との接触部に点在し、この接触部でラバキビ長石に押されて捕獲岩片が屈曲する見かけを呈することがある。

(2). 花崗閃緑岩が塊状の場合にはラバキビ長石は粗

粒閃長岩質岩に接する部分に多く、これから遠ざかるにつれて少なくなる傾向がある。この場合、ラパキビ長石はラパキビ組織を呈さないカリ長石・石英の結晶などと混在し(Plate I-6), 粗粒閃長岩質岩中のカリ長石にもラパキビ組織を生じているものがある。ラパキビ組織をつくるカリ長石の大きさ・晶癖などは、ラパキビ組織を示さないカリ長石、粗粒閃長岩質岩中のカリ長石に類似している。

(3). 花崗閃緑岩が流状構造を示す場合には、ラパキビ長石は流理に平行な長卵形を呈するようになり、流状構造の著しいほどこの傾向も著しくなる。ラパキビ組織を呈するカリ長石は融食されて自形性が乏しくなり、ラパキビ組織を示さないカリ長石はほとんど伴わないようになる(Plate I-5)。ラパキビ長石の分布は不規則で、散点したり、流理に平行な小さいレンズ状集合体をつくらしたりする(Plates I-3・4)。既述のように、このような場合、花崗閃緑岩と粗粒閃長岩質岩との間には明瞭な境界があり、境界にそい前者中に有色鉱物の集合する傾向が認められる場合と、有色鉱物の濃集がなく境界部数 cm の幅で花崗閃緑岩がやや細粒になる場合とがある。

ラパキビ長石を含まない花崗閃緑岩の全岩化学組成は Table 2 に示すとおりで、ラパキビ長石を含む花崗閃緑岩に比べ $MgO \cdot CaO$ などに富み、 $Na_2O \cdot K_2O$ に乏しい。これに対し、ラパキビ長石に富むものは $Na_2O \cdot K_2O$ に富み、粗粒閃長岩質岩の化学組成に類似する。

4. 黒雲母花崗岩・アプライト・ペグマタイト

上記の粗粒閃長岩質岩は斑れい岩、含ラパキビ長石花崗閃緑岩と共にしばしば中粒の黒雲母花崗岩岩脈に貫かれる(Fig. 2)。岩脈の幅は数 cm 大から 20~30 cm 大にわたり、壁岩との境界は明瞭である。時に小さい斑れい岩・粗粒閃長岩質岩の捕獲岩の含まれることもある。中粒黒雲母花崗岩は塊状、均質で等粒状組織を示す。アダメロ岩質で斜長石(An 10~30)・正長石・石英・黒雲母を主成分とする。Ⅳ期の粗粒黒雲母花崗岩と同時期の貫入岩と考えられるが、黒雲母の Fe/Mg 比は後者中のものに比較し低い。

アプライト・ペグマタイトは斑れい岩・粗粒閃長岩質岩・花崗閃緑岩を貫く細脈(1~10 cm 幅)として、またポケット状集合体として産する(Figs. 2・3)。壁岩との境界は明瞭な場合と、境界部にそって有色鉱物が集合し境界が不明瞭にみえる場合とがある。とくにペグマタイトが斑れい岩を貫く場合にこの傾向が多く認められ、ペグマタイト中に針状の角閃石結晶が脈に直交して発達す

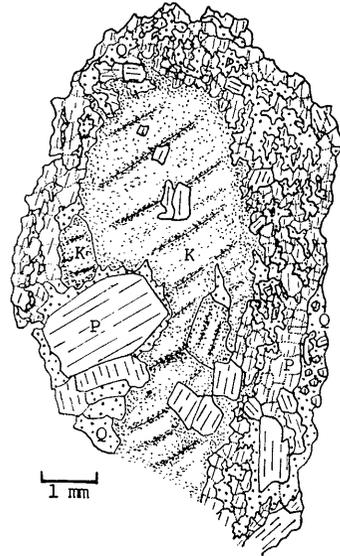


Fig. 5. Rapakivi feldspar.

Note the aggregate of K-feldspar, plagioclase and quartz in the core, and dendritic plagioclase and worm-like quartz in the shell. The dendritic plagioclase consists of many small zoned grains in which the grain boundaries are shown by dotted lines.

K: K-feldspar. P: Plagioclase.

Q: Quartz.

ることがある。アプライト・ペグマタイトの多くはⅣ期の花崗岩に由来するものと思われる。

粗粒黒雲母花崗岩は斑れい岩帯の外側で上記の斑れい岩・粗粒閃長岩質岩・花崗閃緑岩と接するほか、足摺岬の先端においても岩脈状の産状を示す。花崗岩とその他の岩石との境界は一般に明瞭であるが、接触部付近では花崗岩中に斑れい岩ばかりでなく、ラパキビ長石を含む花崗閃緑岩・粗粒閃長岩質岩の捕獲岩塊が含まれる。捕獲岩塊としては以上のほか四万十層群に由来すると思われる頁岩も多く存在する。粗粒黒雲母花崗岩は塊状、比較的均質な岩石である。モード比はアダメロ岩質~狭義の花崗岩質(Table 1)を示し、斜長石(An 15~25)・カリ長石・石英・黒雲母のほか少量の角閃石を含むことが多い。岩体中にはアプライト脈が多く、また岩体の北西端では花崗斑岩脈を伴う。

ラパキビ長石の性質

1. 肉眼上の性質

ラパキビ長石は径 0.5~2 cm 大の卵形~長卵形を示

Table 3. Chemical compositions of the K-feldspars and plagioclases composing rapakivi feldspars and those in peculiar porphyritic rock cited in Table 2.

No.	K-feldspar			Plagioclase		
	509-2D	509-2F	926-11	509-2D	509-2F	926-11
CaO	0.30	0.37	0.41	3.57	3.14	4.94
Na ₂ O	2.64	2.84	3.56	6.56	7.32	8.96
K ₂ O	10.16	10.86	9.68	0.48	0.56	0.14
Or (mol. %)	70.4	70.1	62.7	3.6	3.9	0.8
Ab	27.8	27.9	35.1	74.1	77.7	76.0
An	1.7	2.0	2.2	22.3	18.4	23.2

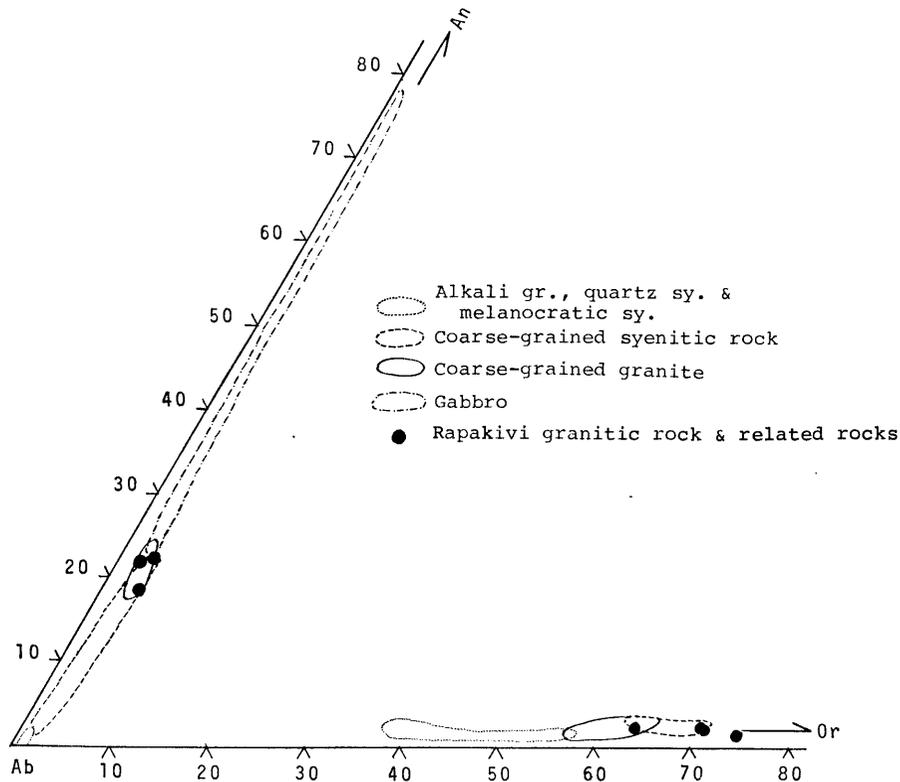


Fig. 6. An-Ab-Or triangular diagram for the K-feldspars and plagioclases composing rapakivi granites and associated plutonic rocks.

し、中央がややくびれたり、全体がゆるく屈曲したり、球形を呈することもある。灰色のカリ長石核の周囲を白色の斜長石を主とする殻がとり巻いているが、核と外殻との幅の比には変化がある。もっとも普通にみられるのは、内核の径が 3~8 mm・外殻の幅が 1~3 mm のものであるが、ラパキビ長石の大部分が外殻により占められ、内核はごく僅かで、時には顕微鏡下でのみ存在が認められることもある。逆に外殻の一部が欠け内核のカリ長石が直接基質部と接することもある。内核のカリ長石

は一般に融食されて円くなっており、外殻部の発達するものほどカリ長石の融食度が進んでいる。とくに流状構造を示す岩石ではラパキビ長石も流理に平行の細長い形をし、内核のカリ長石の融食度も高く、全体として小さい形のものが増える傾向がある。この場合外殻部の幅は一様でなく、ラパキビ長石の長軸にそった側で薄く、先端部が厚い。これに対して流理が不明瞭で粗粒閃長岩質岩に漸移する部分では、ラパキビ長石は大きく、外殻部は薄いものが多い。このような場合には、ラパキビ長

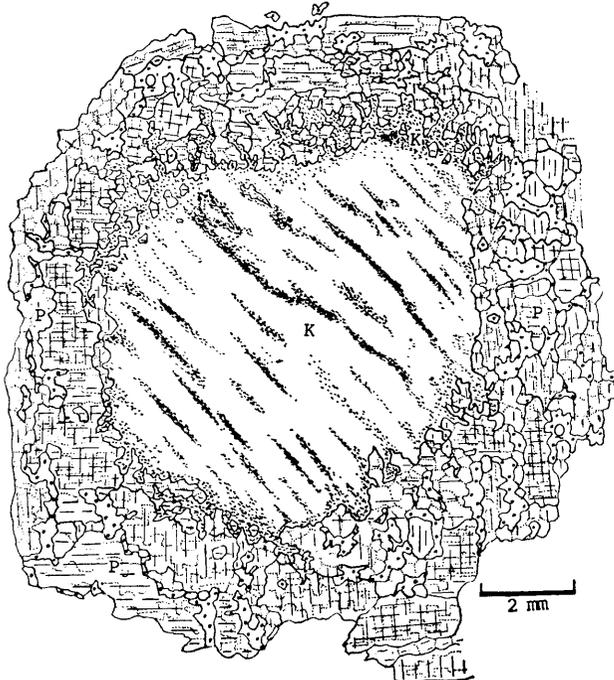


Fig. 7. Representative type of rapakivi feldspar. Symbols are the same as in Fig. 5.

石と共にラパキビ組織を示さないカリ長石・斜長石が共存することが多い。しかし、後述のように、ラパキビ組織を示すカリ長石とこの組織を示さないカリ長石との間に化学組成・三斜度などの差は認められない。流理の不明瞭な岩石とやや明瞭な岩石との例を Plates I-5・II-4 に示す。

既述のように、ラパキビ組織は含ラパキビ長石花崗閃緑岩に接する粗粒閃長岩質岩にも認められることもあるが、その数は少なく外殻部の発達が悪い。

また、含ラパキビ長石花崗閃緑岩の一部に、ラパキビ組織を示さないカリ長石の不規則集合体が認められることがある。この岩石中には斜長石・石英の結晶も含まれ、発達の悪いラパキビ長石を少量伴うこともある。全体として粗粒閃長岩質岩を砕いて鉱物を不規則に並べかえた見かけを呈している。斑晶と基質部よりなる点は花崗斑岩に似ているが、斑晶の分布は著しく不規則で、その大部分が融食されたり、破片状を呈する点において著しく異なる。特徴としてこの岩石は基質部の粒度が著しく小さく、一般の含ラパキビ長石花崗閃緑岩の基質部の粒度が0.5~1.5 mm 大であるのに、僅か0.05~0.3 mm

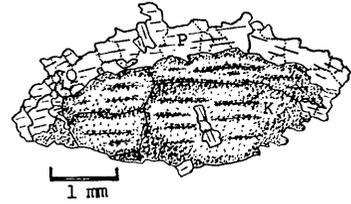


Fig. 8. Rapakivi feldspar.

Characterized by the aggregate of K-feldspar in the core and lack of plagioclase shell on the lower side. Symbols are the same as in Fig. 5.

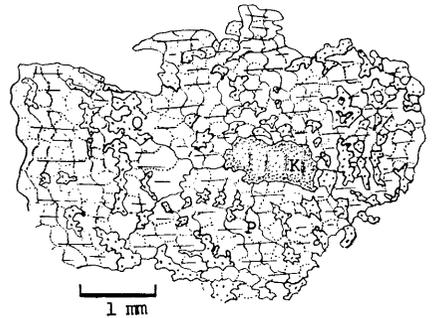


Fig. 9. Rapakivi feldspar.

Characterized by the small core of K-feldspar. Symbols are the same as in Fig. 5.

大に過ぎない(Plate II-3).

2. 鏡下の性質

ラパキビ長石の内核を構成するカリ長石は一般に無双晶、時にカールスバッド双晶を示す単結晶であるが、そのほか2個以上の結晶の集合体のこともある。また、カリ長石に大きい斜長石の結晶がくっついたり、時には石英の粒状晶~間隙充填晶がくっつき粗粒閃長岩質岩の一部に類似の見かけを有することもある(Fig. 5)。カリ長石中にはしばしば散点的に小さい斜長石・カリ長石・黒雲母の粒状晶が包有され(Fig. 5)、この包有斜長石結晶には比較的大きいものもある。カリ長石のへき開面は時に緩く屈曲している。一般にフィルム状パーサイト組織が発達する。以上の性質も粗粒閃長岩質岩中のカリ長石に類似している。Table 3 にラパキビ長石を構成する3個のカリ長石の総化学組成(bulk chemical composition)を示す。Fig. 6 のように、この化学組成は粗粒閃長岩質岩中のカリ長石の総化学組成と大差がない。X線粉末回折パターンでは三斜度はすべて0で、この点も両者差がない。

ラパキビ長石の外殻部は大部分斜長石と石英の集合体

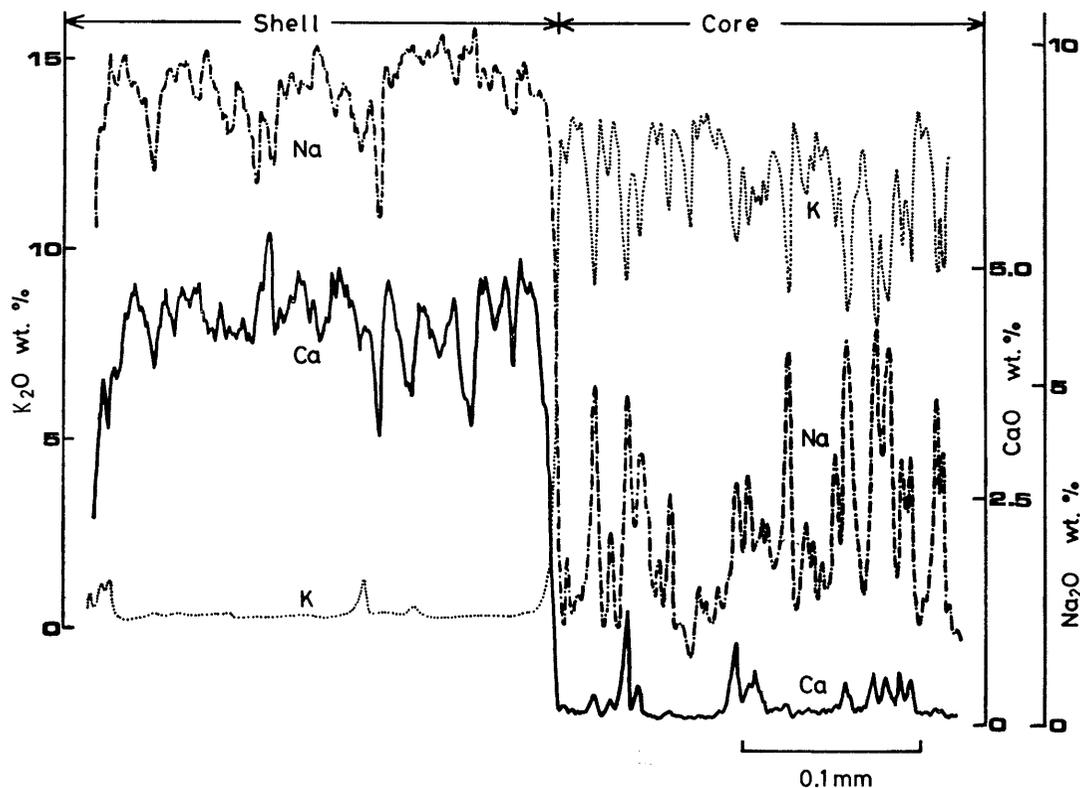


Fig. 10. EPMA scanning profiles of rapakivi feldspar (beam diameter: 5μ).

よりなるが、時に少量のカリ長石・黒雲母を混えることがある。斜長石の多くは $0.5\sim 1\text{ mm}$ 大の dendritic* 形状を示すが、それらの大部分は $0.05\sim 0.1\text{ mm}$ 大の、ほとんど光学方位の等しい多数の粒状～柏子木状の微結晶集合体で、全体として樹枝状に細長く連なるものである。微結晶には時に不規則の弱い累帯構造があるが、多数の点を中心として成長した微結晶がくっついて一つの樹枝状結晶を形成した見かけを呈する。微結晶の輪郭が不明瞭になり大きい単結晶の見かけを呈することもある。この場合も結晶の輪郭は凹凸に富み、dendritic 結晶の輪郭に類似している (Figs. 5-7 における微結晶の輪郭は点線で示されている)。これとは別に自形の斜長石結晶が外殻部に包有されることもある (Fig. 5) が、その性状は内核部に包有される自形の斜長石結晶に類似している。石英はこれらの斜長石の間隙を埋め、蠕虫状～アミーバー状を示すが、斜長石のように微結晶集合体を呈することはない。斜長石外殻部がカリ長石内核部の一部

のみをとり囲んだり (Fig. 8)、また、内核のカリ長石結晶が小さく、大部分外殻部により占められること (Fig. 9) もある。斜長石の化学組成は An 15~25 で、上述のように微結晶毎に弱い累帯構造を示すことがある。代表的分析値の例を Table 3 に示す。この斜長石の組成は基質部中の斜長石の組成と大差がない (Fig. 6)。内核のカリ長石から外殻の斜長石にわたり EPMA による K・Na・Ca の組成変化を Fig. 10 に示す。図中、カリ長石内ではパーサイト組織による大きい組成変化があるが、斜長石内では組成変化は小さい。

外殻部と基質部との境は一般に明瞭であるが、細かく入りこんでいるため漸移様の見かけを呈することもある。常に外殻部の粒度が小で (Fig. 11)、また両者は構成鉱物の量比・組織をも異にする。但し、斜長石・カリ長石の化学組成には両者大差がない (Fig. 6)。

含ラパキビ長石花崗閃緑岩中には、ラパキビ長石のほか、融食されて輪郭の円くなった石英・斜長石・黒雲母・角閃石などの結晶、あるいは結晶集合体が含まれている。1個の結晶が2~3の破片に分離し間隙を基質部に充されていることもある。これらの結晶あるいは結晶

* 一般に樹枝状結晶と訳されるが、LOGREN(1974)によれば、“crystals with crystallographic branches that are part of a single crystal but not necessarily of arborescent form.”と記されているので、原語のまま dendritic の用語を用いる。

Table 4. Various types of ocelli.

Core part	Shell part
Quartz	Hornblende with plagioclase (Fig. 12)
Plagioclase	[Sodic plagioclase rim (with biotite) Hornblende and plagioclase with biotite K-feldspar (anti-rapakivi feldspar) (Fig. 13)]
Hornblende	Hornblende and biotite
Biotite (Largely recrystallized to granoblastic aggregate)	Biotite and hornblende (indistinct)

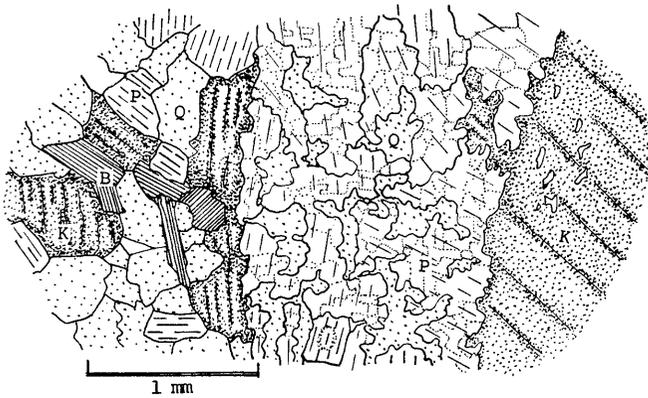


Fig. 11. Sketch traversing the rapakivi feldspar from core to matrix through shell. Note the finer-grained texture in the shell than in the matrix. B: Biotite. Other symbols are the same as in Fig. 5.

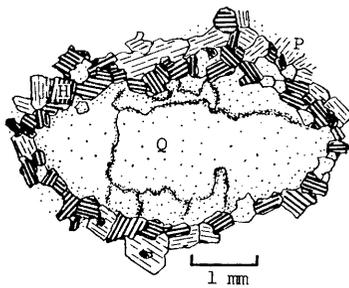


Fig. 12. Ocelli of quartz.

Note the hornblende-rich shell surrounding core of quartz.
H: Hornblende. Other symbols are the same as in Fig. 11.

集合体は、多くの場合他の鉱物集合体よりなる殻*によりとり囲まれている。欧米ではこのようなものは一般に ocelli, このような組織は ocellar texture とよばれている

* ocelli の外殻部は内核部とマグマとの反応により生成されるものであるが、マグマの結晶作用の過程において他の鉱物がくっついて晶出することがある。産状より見て主な反応生成物は内核が石英の場合には角閃石、斜長石の場合には Na に富む斜長石及びカリ長石で、斜長石を囲む角閃石+斜長石+黒雲母は石基の一部と考えられる。

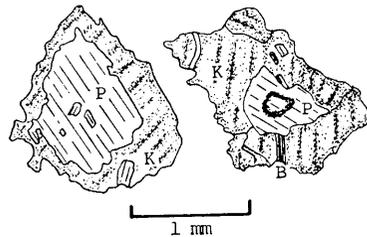


Fig. 13. Anti-rapakivi feldspar.

Symbols are the same as in Fig. 11.

る (VORMA, 1975). ocelli の鉱物組み合わせは Table 4 に示すとおりで、類似のものは各地の混成岩から報告されている (例えば, AUGUS, 1962; VORMA, 1975).

Fig. 14 にいろいろのタイプの ocelli の内核部の形状と鉱物組み合わせを示す。この図に示されるように、ocelli の内核は 1 個の単結晶のこともあるが、2 個以上の同種鉱物集合体、あるいは 2 個以上の異種鉱物集合体よりなることもある。とくに斜長石と石英との集合体は粗粒閃長岩質岩、あるいは粗粒花崗岩の破片を想像させる。Fig. 15 は石英を内核とする ocelli と基質部との関係を示す。図のように、ラパキビ組織の場合ほど顕著

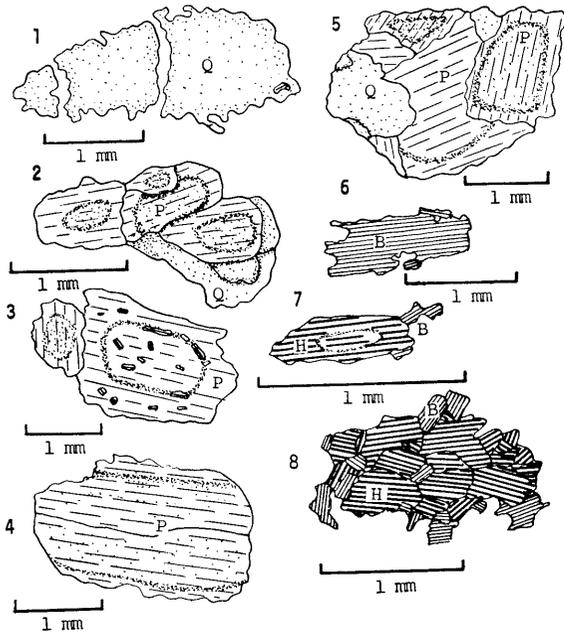


Fig. 14. Various kinds of core of ocelli.
Symbols are the same as in Figs. 11 and 12.

ではないが、外殻部(角閃石+斜長石)は基質部よりもや細粒である。

ラバキビ花崗岩の成因

ラバキビ花崗岩はヨーロッパやアメリカなどに多く分布が知られていて、パソリス状の大きい岩体を形成することもある(例えば, MARMO, 1971)。しかし、ラバキビ長石は花崗岩ばかりでなく半深成岩や火山岩にも産することが知られている(例えば, VORMA, 1975; McDOWELL, 1978; HIBBARD, 1981)。ラバキビ長石の成因については古くからマグマからの晶出、後マグマ作用による生成、あるいはミグマタイト化に関連する成因など、多くの説が提出されている。次にそれらの説のうち主要なものをあげてみよう。

1. 交代説・溶離説

堆積岩の花崗岩化の過程で生じた斑状変晶とする考え(例えば, BACKLUND, 1938)である。太田(1959)が飛騨から報告した含ラバキビ長石アプライトの成因・DAWES(1966)によるグリーンランド産先カンブリア紀のラバキビ花崗岩の成因もこれに類似している。

GATES(1953), ELDERS(1968)はカリ長石より溶離により析出した Na に富む長石成分が移動してラバキビ組織を形成すると考えた。この場合、ラバキビ長石外殻の斜

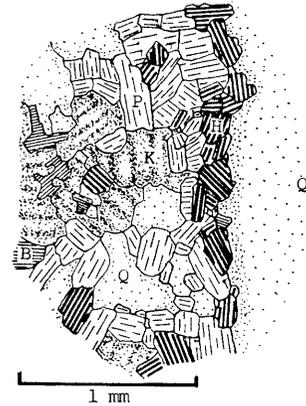


Fig. 15. Sketch traversing the quartz ocelli from core to matrix through shell.

Symbols are the same as in Figs. 11 and 12.

長石は曹長石質組成で、カリ長石中の曹長石ラメラに漸移することもある。このほか、HAWKES(1967)は花崗岩が後マグマ作用によるアルカリ交代をうけてラバキビ長石を生ずる例をあげている。

2. マグマ説

次のようにいろいろの成因説が提出されている。

TUTTLE & BOWEN(1958)は K_2O に富んだ花崗岩マグマから温度低下と水蒸気圧上昇の条件下における平衡晶出作用の過程でのラバキビ長石成因説をとっている。STEWART(1959); STEWART & ROSEBOOM(1962)は、ラバキビ組織は平衡状態で共晶を続けている斜長石とカリ長石とが急激な非平衡の到来による斜長石及び液の組成の変化により生ずるもので、斜長石にマントルされる前にカリ長石結晶は融食されると考えた。この作用は液の組成が斜長石側にある時に起りやすい。この液と結晶との間の非平衡に関係する室内実験は幾つかあるが、STEINER *et al.* (1975)が低水蒸気圧下における温度低下をカリ長石結晶の融食に重要な要因と考えたのに対し、他の研究者では圧力の急減を重視している者が多い(EGGLER, 1972; EGGLER & BURNHAM, 1973; WHITNEY, 1975; CHERRY & TREMBATH, 1978)。圧力減は $0.5\sim 1\text{kb}$ 程度でもカリ長石の融食とラバキビ長石の生成が行なわれるようである(CHERRY & TREMBATH, 1978)。

なお、この場合も H_2O に乏しい条件下にあることが必要とされる。STULL(1978)はこのように融食をうけたカリ長石の周囲に斜長石の晶出を行なうこともあるが、そのほか、液中に漂っている斜長石が選択的にカリ長石の周りに付着する作用(VOGT, 1921; VANCE & GILREATH, 1967; VANCE, 1969; STULL, 1979)をも考えている。この作用は *synneusis* とよばれている。このほか、STULL (1979)は融食されて骸晶状になった斜長石の空隙をカリ長石が充填することにより、ラバキビ様組織を形成する可能性を考えている。

最近 HIBBARD(1981)は野外の産状・鏡下の性質などから、酸性岩マグマと塩基性マグマとの混成によるラバキビ長石の生成説を提唱した。これは、より高温の塩基性マグマが、より低温の酸性マグマ中に入りこむことにより急冷され、既に晶出しているカリ長石を核として、斜長石が晶出・付着することによりラバキビ長石が生ずるという説である。彼はラバキビ長石の外殻をつくっている斜長石に *dendritic* 組織を示すものが多いことに注目して、これが塩基性マグマの急冷を示す証拠と考えた。

それでは足摺岬産ラバキビ花崗岩の成因はどのように考えられるであろうか。中～細粒の基質部中に粗粒のラバキビ長石が不規則に点在する外観は、基質部の不均質な性質とも併せ、交代的原因(斑状変晶)を暗示しているように思われる。しかし、ラバキビ長石中には斑状変晶によく認められるポイキロプラスチック組織は全く存在せず、基質部を交代する見かけも認められない。また、内核部のカリ長石に伴って、花崗岩質岩よりの由来を想像させる石英・斜長石及びそれらの集合体の存在すること、ラバキビ長石の周辺に石英・斜長石・角閃石などの *ocelli* が多く伴われること、基質部の著しく細粒の岩石(Plate II-3)では斑状のカリ長石にラバキビ組織があまり生じていないこと、などは交代説では説明が著しく困難である。後述のように岩体内におけるラバキビ長石の分布、斜長石外殻部の粒度・組織なども交代作用では説明し難い。また、ラバキビ長石の外殻部の斜長石が An 15~25 と石灰質曹長石～灰曹長石質なこと、内核のカリ長石中の曹長石ラメラが斜長石外殻に連続しない点から溶融説は適用し難い。

一方マグマ説による場合も、ラバキビ長石を花崗閃緑岩中の斑晶と見なすには、その岩石中の分布があまりにも不規則で、また *ocelli* の成因に対する説明を与え難い。また、骸晶説・*synneusis* 説を支持する証拠にも乏しい。

筆者らは、以上のような考察とラバキビに関するデータとを総合して次のような成因説を考えた。まず、ラバキビ長石の内核をつくるカリ長石は、ラバキビ花崗岩に接する粗粒閃長岩質岩中のカリ長石が分離・運搬されたものと考えている。それは次のような理由による。

1). ラバキビ花崗岩は流状構造の不明瞭の場合には常に粗粒閃長岩質岩と漸移的で、後者中の結晶の粒間を前者の基質部(花崗閃緑岩)が埋め、境界部を離れるにつれて次第に粒間を広げる傾向を示す。従って、基質部中にはカリ長石ばかりでなく石英・斜長石の結晶も遊離して含まれる。

2). 上記のような産状では花崗閃緑岩質基質部中のカリ長石は融食が弱く、ラバキビ組織もあまり発達していない。花崗閃緑岩が流状を呈するに至るとカリ長石の融食が進み、ラバキビ組織も発達する。

3). ラバキビ長石内核部にはカリ長石の単独晶ばかりでなく、カリ長石に石英・斜長石などの付着したものがあ、その組織は粗粒閃長岩質岩に類似している。

4). ラバキビ長石の周辺には石英・斜長石・角閃石などの *ocelli* が伴われる。

5). ラバキビ長石内核のカリ長石および *ocelli* をつくる斜長石・角閃石などの化学組成は粗粒閃長岩質岩中の同質鉱物の化学組成に類似している。

粗粒閃長岩質岩とラバキビ花崗岩との間には一線で画するようなシャープな境界面はなく、また一部でやや細粒になる場合を除けば著しい急冷周縁相も認められない。従って花崗閃緑岩マグマは大部分粗粒閃長岩質岩の固結末期に侵入したが、部分的には固結直後に侵入した場合も考えられる。固結前の粗粒閃長岩質岩は結晶粒間にそって比較的容易に分離し、花崗閃緑岩マグマにより次第に結晶粒と結晶粒との間隙を拡げられていった。このようにして、粗粒閃長岩質岩中のカリ長石・石英・斜長石粒などは完全に花崗閃緑岩マグマ中に浮遊・流動し、マグマがこれらの結晶と平衡にないため融食されると共に、その長軸を流動方向に平行にならべらるに至った。流動に伴いこれらの結晶は流理に平行な集合体をつくったり、壁岩との境の流れの弱い場所に集積したり、斑れい岩捕獲岩片を屈曲させたりした。ついで、これらの浮遊結晶のまわりには、マグマより新しい鉱物が晶出・付着した。この場合マグマは大部分灰曹長石質斜長石・角閃石を晶出する状態にあったため、マグマと平衡にないカリ長石と石英とは結晶の縁にそってマグマと反応すると共に、前者では主として斜長石、後者では角閃石(+斜長石)にとり囲まれた。なお、前者ではその後

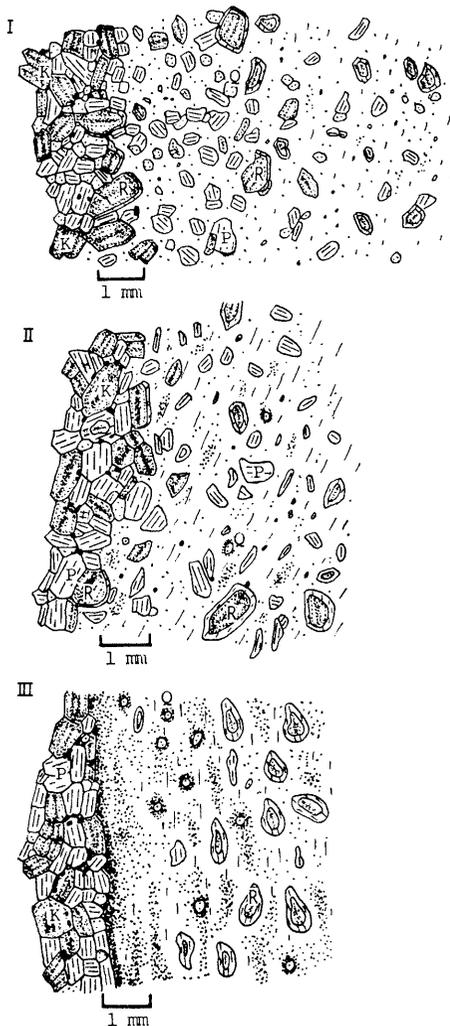


Fig. 16. Schematic diagram showing the process of formation of rapakivi (See details in the text).

Symbols are the same as in Figs. 11 and 12.

斜長石結晶と結晶との間隙にそって石英分の侵入をうけ、蠕虫状～アミーパ状の石英結晶を生じた(HIBBARD, 1981)。斜長石はほぼマグマと平衡状態にあったため、大部分のものは僅かに融食されたのみで、反応縁を生じないか、あるいは細粒の石基部(斜長石+角閃石+黒雲母)によりとり囲まれるにとどまった。しかし、晶出作用がやや進むと、それらの中には、よりNaに富む斜長石やカリ長石によりとり囲まれるものも生じた。これは、逆ラパキビ長石の近くでラパキビ長石が部分的ながらカリ長石に囲まれることから推定される。これらの

晶出・付着鉱物は比較的急冷のため細粒になるばかりでなく、カリ長石の周りでは斜長石が dendritic 組織を呈した。しかし、浮遊結晶を囲むマグマの冷却速度が大きすぎる部分では融食も不完全で、ocellar 組織もラパキビ組織の発達も僅かであった。Plate II-3 にみられるように結晶と結晶破片とを集積したような見かけの岩石はこのようにして生じたものであろう。なお、ラパキビ長石の外殻部が伸長部の先端で厚さを増すのは、流動に伴う圧力のより弱い方向(pressure shadow)で結晶成長が進んだためと考えられる。また、Fig. 8 のように、外殻部がオボイドの長軸に平行して部分的に生じていないのは、この部分で内核のカリ長石とマグマとの反応があまり行なわれなかったためか、一旦生じた外殻部の一部がマグマの流動により剥ぎとられたためであろう。

斑れい岩捕獲岩中及び捕獲岩と花崗閃緑岩との境界のラパキビ長石は常に酸性化の進んだ小さい捕獲岩中のみ産する。恐らくこの捕獲岩も酸性化に伴って粒間液を生じて花崗閃緑岩マグマと共に流動化し、その流動化の過程において縁辺部や中央部にカリ長石結晶を包みこんだものと考えられる。

以上の推論を模式的に図に示すと Fig. 16 のようになる。この図で、(I)は固結前の粗粒閃長岩質岩中に花崗閃緑岩マグマが浸入して結晶の分離が行なわれている状態を示す。分離した結晶の一部にはラパキビ組織が生ずるが、外殻は薄い。ラパキビ長石の形成は粗粒閃長岩質岩中のカリ長石に対しても行なわれることがある。

(II)では、分離した結晶の流動が進み、融食と共にラパキビ組織が発達する。

(III)では、流動がさらに進み、ラパキビ長石は長軸を流理に平行に配列する。融食が進み、次第にラパキビ長石の外殻は厚くなる。既に固結した粗粒閃長岩質岩との境には黒雲母・角閃石などの有色鉱物が集って帯状にならぶようになる。

以上の成因は HIBBARD(1981)によるマグマ混成説に似ているが、ラパキビ長石内核のカリ長石が固結末期の酸性岩から、より塩基性なマグマ中に移動して、ラパキビ組織を形成したという点において異なる。

謝 辞

この研究に要した経費の一部は神戸大学教育学部の田結庄良昭博士を代表者とする文部省科学研究費総合研究(A)「我国の累帯深成岩体の形成機構及びその地質構造的意義に関する総合的研究」より支出された。さらに、田結庄氏をはじめ総合研究のメンバーには野外及び室内において討論をいただいた。EPMA 分析に当って

は、村上は山口大学理学部の飯石一明博士に、今岡は広島大学理学部の南朝生技官に大変御世話になった。以上の方々に衷心より厚く御礼申し上げる。

文 献

- AUGUS, N. S., 1962: Ocellar hybrids from the Tyrone igneous series, Ireland. *Geol. Mag.*, **99**, 9-26.
- BACKLUND, H. G., 1938: The problems of the rapakivi granites. *Jour. Geol.*, **46**, 339-396.
- CHERRY, M. E. and TREMBATH, L. T., 1978: The pressure quench formation of rapakivi texture. *Contr. Mineral. Petrol.*, **68**, 1-6.
- DAWES, P. R., 1966: Genesis of rapakivi. *Nature*, **209**, 569-571.
- EGGLER, D. H., 1972: Water-saturated and under-saturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contr. Mineral. Petrol.*, **34**, 261-271.
- and BURNHAM, C. W., 1973: Crystallization and fractionation trends in the system andesite-H₂O-CO₂-O₂ at pressures to 10 kb. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 2517-2532.
- ELDERS, W. H., 1968: Mantled feldspars from the granites of Wisconsin. *Jour. Geol.*, **76**, 37-49.
- GATES, R. M., 1953: Petrogenetic significance of perthite. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **52**, 41-70.
- HAWKES, J., 1967: Rapakivi texture in the Dartmoor granite. *Usser. Soc. Proc.*, **1**, 270-271.
- HIBBARD, M. J., 1981: The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contr. Mineral. Petrol.*, **76**, 158-170.
- I. U. G. S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1973: Plutonic Rocks: Classification and nomenclature. *Geotimes*, **18**, 26-30.
- LOFGREN, G., 1974: An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 243-273.
- MARMO, V., 1971: *Granite petrology and the granite problem* Elsevier Pub. Co., Amsterdam-London-New York.
- MCDOWELL, S. D., 1978: Little Chief granite porphyry: Feldspar crystallization history. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 33-48.
- 村上允英・今岡照喜, 1980: 四国西南部の深成岩類の化学性一とくに足摺岬深成岩類の特徴。甲藤次郎教授記念論文集, 57-70.
- ・蟹沢聰史・石川賢一, 1983: 高知県足摺岬産新第三紀火成岩類の高フッ素含有量。岩鉱, **78**, 497-504.
- ・増田康之, 1984: 高知県足摺岬産第三紀火成岩類の微量元素。岩鉱, **79**, 318-328.
- 野沢 保・磯見 博・沢村孝之助・村山正郎, 1957: ひだ山地の1・2の花崗岩に見られるラバキビ構造。地質雑, **63**, 154-155.
- 太田昌秀, 1959: 宇奈月地方の角閃石斑輝岩を貫くアブライト脈に産するラバキビ型長石について。地質雑, **65**, 349-356.
- STEINER, J. C., JAHNS, R. H. and LUTH, W. C., 1975: Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-H₂O at 4 kb. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 83-98.
- STEWART, D. B., 1959: Rapakivi granite from eastern Penobscot Bay, Maine. *Inter. Geol. Congr.*, Sess. XX, Sec. 11, 293-320.
- and ROSEBOOM, E. H., Jr., 1962: Lower temperature terminations of the three-phase region plagioclase-alkali feldspar-liquid. *Jour. Petrol.*, **3**, 280-315.
- STULL, R. J., 1978: Mantled feldspars from the Golden Horn Batholith, Washington. *Lithos*, **11**, 243-249.
- , 1979: Mantled feldspars and synneusis. *Am. Mineral.*, **64**, 514-518.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **74**, 1-153.
- VANCE, J. A., 1969: On synneusis. *Contr. Mineral. Petrol.*, **24**, 7-29.
- and GILREATH, J. P., 1967: The effect of synneusis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic igneous rocks. *Am. Mineral.*, **52**, 529-536.
- VOGT, J. H. L., 1921: The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of the igneous rocks. *Jour. Geol.*, **29**, 318-350.
- VORMA, A., 1975: On two roof pendants in the Wiborg rapakivi massif, southeastern Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, **272**, 1-86.
- WHITNEY, J. A., 1975: The effect of pressure, temperature and X_{H₂O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *Jour. Geol.*, **83**, 1-31.

(要 旨)

村上允英・今岡照喜, 1985: 高知県足摺岬のラパキビ花崗岩. 地質雑. 91, 179-194.

高知県足摺岬の第三紀深成岩類の一部に径 1~3 cm のオボイド状 ラパキビ長石を含む花崗閃緑岩 (ラパキビ花崗岩) が発見された。ラパキビ長石は斑れい岩体中に貫入する粗粒閃長岩質岩と、更にこれを貫く花崗閃緑岩との境界付近に多く、しばしば粗粒閃長岩質岩中のラパキビ組織のないカリ長石より由来したような見かけを呈する。ラパキビ花崗岩中にはマントルにより囲まれた石英・斜長石・角閃石などのオボイド (ocelli) も共産する。ラパキビ長石

の外殻は dendritic 組織の斜長石 (An 15-25) と間隙充填の石英とよりなり、マトリックスより細粒である。これらの事実を総合して、ラパキビ長石は粗粒閃長岩質岩中のカリ長石が継続貫入した花崗閃緑岩マグマ中に遊離して融食され、その後斜長石と石英よりなる外殻により囲まれて生じたものと考えられる。(MURAKAMI, N. and IMAOKA, T., 1985: Rapakivi granites from Cape of Ashizuri, Kohchi Prefecture, Southwest Japan. *Jour Geol. Soc. Japan.*, 91, 179-194.)

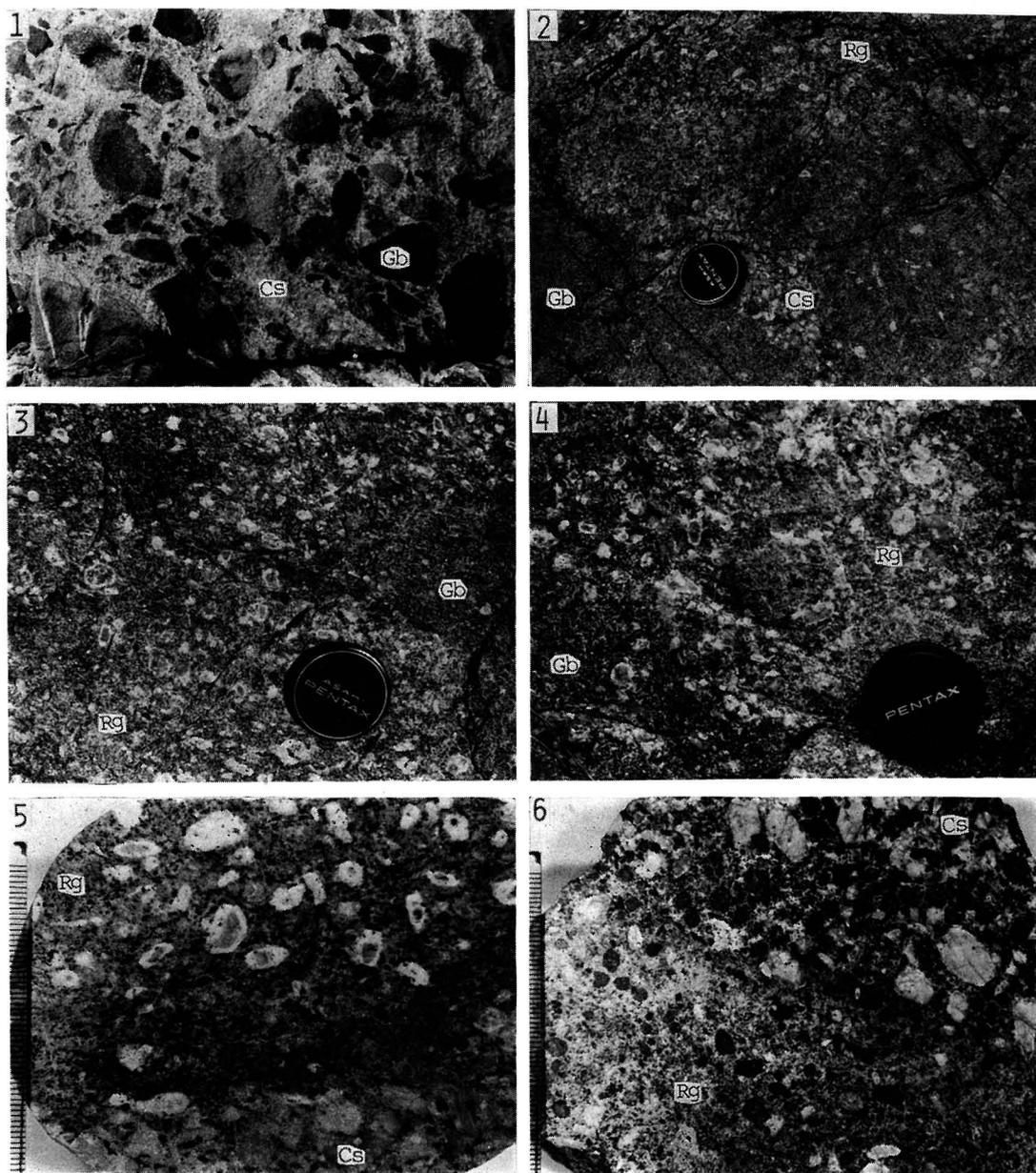


Plate-I

- 1 : Occurrence of gabbro blocks and coarse-grained syenitic rocks accompanied in part by rapakivi granites.
- 2 : Occurrence of rapakivi granites intruding gabbro. Coarse-grained syenitic rocks are found in lenticular form, surrounded by rapakivi granites with conspicuous flow structure.
- 3 : Rapakivi granites with gabbroic xenoliths.
- 4 : Ditto.
- 5 : Relation between coarse-grained syenitic rock and rapakivi granite with flow structure. Showing relatively sharp boundary between them and mafic-rich seam along the contact.
- 6 : Showing the gradational relation between coarse-grained syenitic rock (quartz-rich) and rapakivi granite with massive appearance.

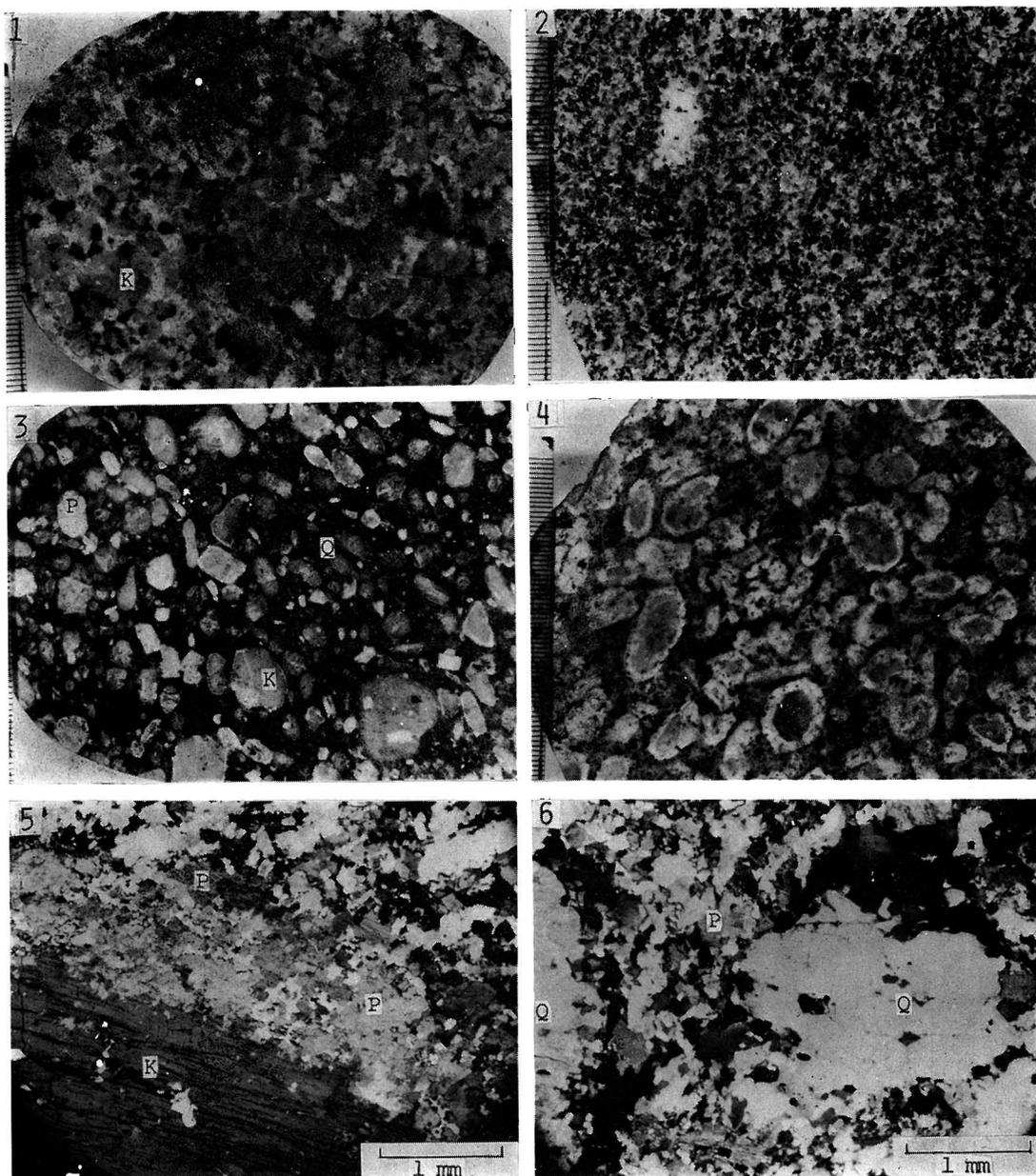


Plate-II

- 1 : Hand specimen of coarse-grained syenitic rock. Characterized by the coarse-grained massive aggregate of K-feldspar (quartz-poor).
- 2 : Hand specimen of granodiorite without rapakivi feldspar, indicative of weak flow structure.
- 3 : Hand specimen of peculiar porphyritic rock containing abundant fragmental crystals of K-feldspar, plagioclase and quartz. Rapakivi texture is almost lacking.
- 4 : Hand specimen of rapakivi granite.
- 5 : Photomicrograph of rapakivi feldspar. Large K-feldspar crystal is mantled by dendritic plagioclase and quartz.
- 6 : Photomicrograph of quartz ocelli. Large ovoidal quartz crystal is mantled by hornblende and plagioclase.
- Gb : Gabbro. Cs : Coarse-grained syenitic rock. Rg : Rapakivi granite. K : K-feldspar. P : Plagioclase. Q : Quartz.