

## 西南北海道, 奥尻島の花崗岩類

久保和也\*

Kubo, Kazuya (1982) Granitic rocks of Okushiri Island, southwest Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 33 (1), p. 11-22.

**Abstract:** Cretaceous granitic rocks are sporadically exposed in Okushiri Island, southwestern sea off Hokkaido. These rocks covered by Neogene formations were considered to be parts of a single mass: the Okushiri mass. This mass is composed mainly of hornblende-biotite granodiorite with some xenoliths of gabbro.

Concentric modal variation is recognized in the mass, the center of which is located at the northwestern area of the island. The granodiorite is most silicic at the central part of the mass, where small amount of biotite granite and granophyre and many aplite dikes are found. The gabbro xenolith is considered to be cognate with the granodiorite, based on the petrological observation and chemical analyses of whole rocks and of rock-forming minerals. The granodiorite is characterized by the existence of idiomorphic hornblende and weakly pinkish potashfeldspar.  $Mg/(Fe + Mn + Mg)$  ratios of hornblende and biotite vary from 0.49 to 0.55 and 0.44 to 0.47 respectively, which is lower than those of typical magnetite-series granitoids. The Fe-Ti oxide minerals in each rock facies including xenolith of gabbro are magnetite and ilmenite.

The chemical composition of the Okushiri mass is somewhat lower in  $Al_2O_3$  and higher in  $Fe_2O_3$  and  $K_2O$  contents compared with the average composition of Japanese granites (ARAMAKI *et al.*, 1972). The same feature is commonly recognized in the Mesozoic granitic rocks of the southwest Hokkaido.

### 要 旨

西南北海道, 奥尻島には, 新第三系におおわれて花崗岩類が分布する。これらは主として角閃石黒雲母花崗閃緑岩で, 全体として単一の岩体 (奥尻岩体) を構成している。本岩体は島の北西部を中心とする同心円状の岩相変化を示し, 中心部が最も珪長質である。この部分には黒雲母花崗岩, グラノファイアー, アプライト脈が集中する。また, 岩体の中心部付近には斑れい岩がゼノリスとして産する。この岩石は全岩, 鉱物の化学組成等の検討から花崗閃緑岩と同一マグマ起源と推定される。

本岩体の花崗閃緑岩は自形性の強い普通角閃石と, やや桃色を帯びたカリ長石の存在が特徴的である。各岩相に含まれる Fe-Ti 酸化物は磁鉄鉱とチタン鉄鉱であり, 花崗閃緑岩では磁鉄鉱が量的に勝るが, 斑れい岩では逆にチタン鉄鉱の方が多く含まれる。

本岩体の全岩化学組成は日本の花崗岩の平均値 (ARAMAKI *et al.*, 1972) と比べてやや  $Al_2O_3$  に乏しく,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  に富むが, これは西南北海道の中生代花崗岩類に共通する特徴である。

### 1. ま え が き

西南北海道には中生代に貫入したと考えられる花崗岩類が各地に分布する (第1図)。渡島半島西方 20 km に位置する奥尻島にも, 新第三紀の火山岩, 堆積岩に覆われて花崗岩類が断片的に露出している。この花崗岩類 (奥尻岩体<sup>1)</sup>) についてはいくつかの報告がされている (SUZUKI and NEMOTO, 1935; 佐藤・白幡, 1965; 柴田・山田, 1978; 成田ほか, 1980) が, いずれも断片的で, 岩体全体について論じられたものはない。本稿では奥尻岩体の記載及び岩石学的検討の結果を報告する。

この報文をまとめるにあたり, 成田英吉北海道支所長, 本所地質部秦光男技官並びに支所鉱床課矢島淳吉技官より奥尻島の地質について種々御教示頂いた。また支所地質課の石田正夫課長・山口昇一技官には有意義な討論をして頂いた。X線マイクロアナライザー使用に関しては本所地質部奥村公男技官・環境地質部曾屋龍典技官に便宜をはかって頂き, 物探部金谷弘技官には帯磁率の測定をして頂いた。支所技術課の谷津良太郎薄片係長・渡辺真治技官・木村亨技官には薄片の作成を, 熊谷なな

\* 北海道支所

1) 後述のように, 本島の花崗岩類は地下で連続し単一の岩体を構成していると考えられる。この岩体について奥尻岩体という名称を用いる。

子技官には図面の清書をお願いした。これらの方々に深く感謝致します。

2. 地質

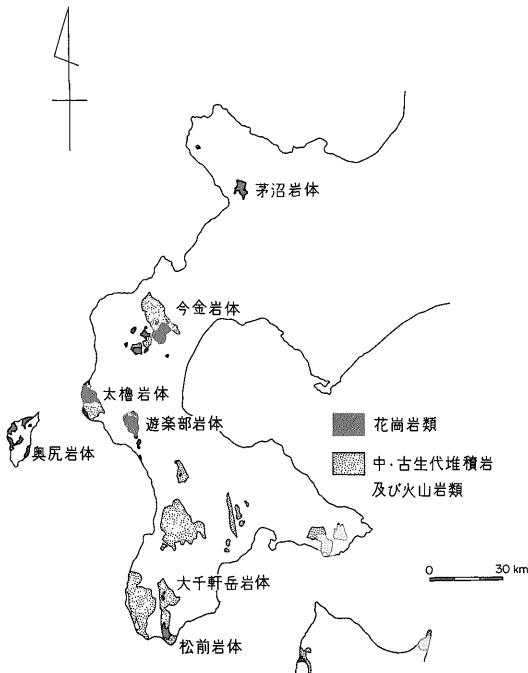
奥尻島の先新第三紀基盤岩類は奥尻層、藻内火山岩類、奥尻岩体からなる(秦, 1976; 秦ほか, 未刊)(第2図)。奥尻層は流紋岩質凝灰岩、凝灰質泥岩等からなり、奥尻岩体に貫かれる。藻内火山岩類は流紋岩質溶結凝灰岩、安山岩溶岩等からなる。奥尻層と藻内火山岩類は奥尻岩体による熱変成をうけ、細粒黒雲母を生じている。これらの火山岩類は産状、岩質の検討から、朝日山地等日本海沿岸付近の白亜紀の酸性-中性火山岩類との類似性が指摘されている(山田・秦, 1976)。

3. 岩石記載

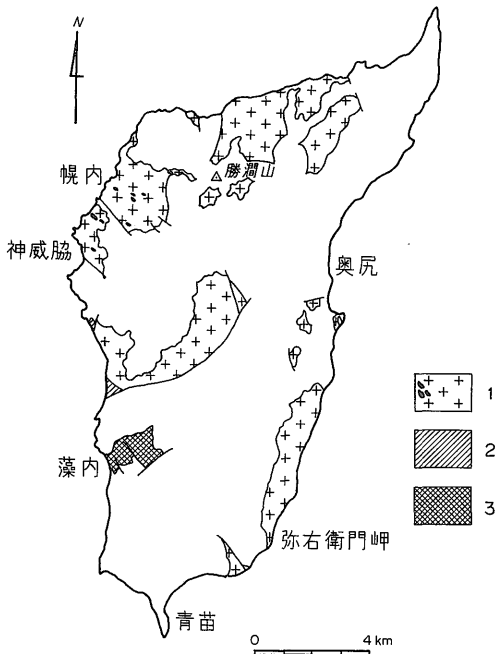
奥尻岩体は主として角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、少量の黒雲母花崗岩、グラノファイアーを伴う(第3図)。また斑れい岩をゼノリスとして含有する。本岩体は鉍化作用を伴う熱水変質をうけており、岩体全域にわたって緑泥石化、絹雲母化がみられる。

角閃石黒雲母花崗閃緑岩：中粒の優白岩で自形性の強い普通角閃石とやや桃色を帯びたカリ長石の存在が特徴である(図版I-1)。主として斜長石、石英、カリ長石、普通角閃石、黒雲母からなり、少量の不透明鉱物、スフェン、燐灰石、ジルコンを伴う。また二次鉱物として緑泥石、絹雲母、電気石、緑簾石を含む(図版I-3,4)。

斜長石は半自形で弱い反復累帯構造を示す。石英は他形で波動消光する。カリ長石は他形で、局部的に微文象構造を示す。普通角閃石は自-半自形で粒径は1~3×5

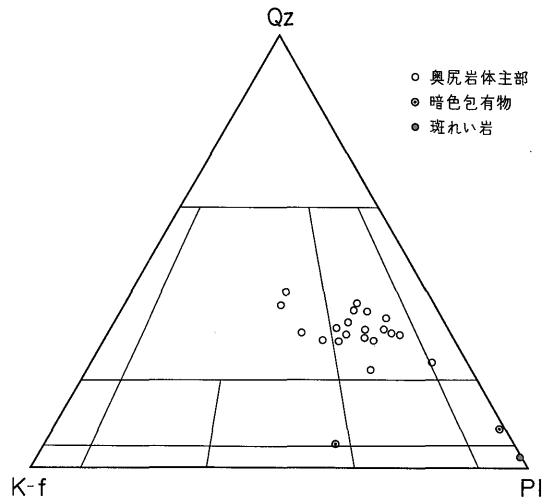


第1図 西南北海道地域の中生代花崗岩類の分布 (時代未詳のものを含む)



第2図 奥尻島の先新第三系基盤岩類の分布

1. 花崗閃緑岩 (黒点は斑れい岩), 2. 奥尻層,
3. 藻内火山岩類 (秦, 1976の第1図を簡略化)



第3図 Qz-K-f-Pl 図

～7 mm 程度であるが，粗粒のものは5×15 mm に達する。鏡下では褐緑色で周縁部はやや緑色味を増す。弱い反復累帯構造が認められることがある（図版Ⅰ-3）。黒雲母は半自形で，多くの場合部分的に緑泥石化している。不透明鉱物は細粒粒状で，そのほとんどは普通角閃石か黒雲母に包有されている。磁鉄鉱とチタン鉄鉱が主で，黄鉄鉱，黄銅鉱を少量伴う。量的には磁鉄鉱が最も多い。

**黒雲母花崗岩及びグラノファイアー：**黒雲母花崗岩は中粒の優白岩で，斜長石，石英，カリ長石，黒雲母，不透明鉱物からなる（図版Ⅰ-2,5）。花崗閃緑岩と比べて，石英，カリ長石がより粗粒で，特にカリ長石のパーサイトの発達より顕著である。

グラノファイアーは黒雲母花崗岩と比べて，モード組成はほぼ同じであるが，斜長石，黒雲母がやや細粒で，著しく微文象構造が発達する点異なる（図版Ⅰ-6）。

両岩相は花崗閃緑岩から漸移し，その分布は奥尻島北西部に限られる。この地域には電気石脈，アプライト脈が発達し，奥尻岩体中最も珪長質な部分となっている。

**斑れい岩：**中粒-細粒の優黒岩で，斜長石，石英，カリ長石，単斜輝石，斜方輝石，普通角閃石，黒雲母，不透明鉱物からなる。細粒岩は一般に斑状で，粗粒の斜長石，単斜輝石，斜方輝石を有する（図版Ⅱ-1,2）。

斜長石は自-半自形で反復累帯構造を示す。石英とカリ長石は他形で，しばしば微文象構造をなす。単斜及び斜方輝石は共に自-半自形で，粗粒結晶では累帯構造が観察される。ウラル石化，細粒黒雲母による交代等の二次的变化をこうむっている場合が多い。普通角閃石は褐緑色の半自-他形結晶で，量的には少ない（モードで2-5%）。多くの場合アクチノ閃石に交代されている。黒雲母は他形又はモザイク状の細粒結晶である。不透明鉱物は主にチタン鉄鉱と磁鉄鉱で，前者は周囲にモザイク状黒雲母を伴うことが多い。他に少量の黄鉄鉱と黄銅鉱が見いだされる。

斑れい岩は花崗閃緑岩中にゼノリスとして産し，その分布は島の北西部地域に限られる。その多くは径数10 cm-数mの丸みを帯びた岩塊であるが，最大のものは70×200 mにわたるレンズ状の分布を示す。この場合，岩塊の長軸はNW-SE方向を示し，後述の花崗閃緑岩中の流理構造と調和的である。

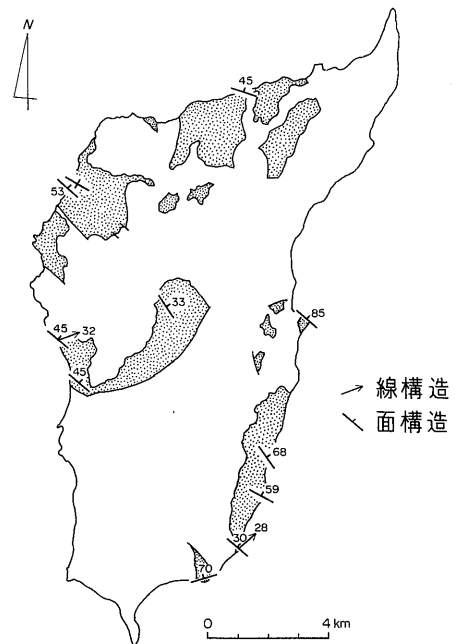
斑れい岩は母岩とは明瞭な境界で接し，境界面から数cmの範囲内でも細粒粒状化した部分はごくわずかで，母岩による熱変成の影響を余り示さない。従って斑れい岩は生成後充分冷却しきらないうちに花崗閃緑岩にとり込まれたと推定される。

**暗色包有物：**花崗閃緑岩中にしばしば見いだされる径数cm-数10 cmの細粒優黒岩で，斑状の斜長石を有する場合が多い。形状は球もしくは楕円体が一般的である。鏡下では粗粒で自形性の強い斜長石，細粒半自形の斜長石，普通角閃石，黒雲母の間に少量の石英とカリ長石が充填している（図版Ⅱ-3）。色指数は38-39%で，モード組成からは閃緑岩に近い石英閃緑岩の領域に入る（第3図）。

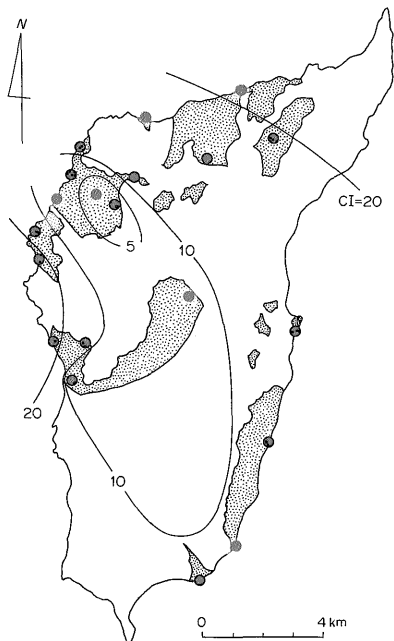
また，余り一般的ではないが，これとやや異なる組織の暗色包有物も見いだされる。すなわち，細粒で自形性の強い斜長石，普通角閃石及び黒雲母の間に粗粒かつ多量の石英及びカリ長石が充填する型のものである（図版Ⅱ-4）。これはモード組成からは石英モンゾニ岩の領域に入る（第3図）。この種の暗色包有物はごく小さいもの（径1-3 cm）に多いこと，及び多量のカリ長石（図版Ⅱ-4）は交代性と考えられることから，本岩は花崗閃緑岩からアルカリの供給をうけ，再結晶がかなり進んだ包有物と考えられる。

#### 4. 岩体の内部構造

本岩体の花崗閃緑岩中の普通角閃石は弱い定方向配列をしている。鏡下でカクラスチック組織はみられず，暗色包有物もこの配列に調和的であることから，この配列はマグマの流理構造であると判断される。第4図に示



第4図 花崗閃緑岩中の普通角閃石の定方向配列



第5図 色指数の地域的变化  
黒丸はモード測定試料の位置を示す。

すようにこの配列は島の全域にわたってほぼ一定している(面構造はNW-SE走向北落し, 線構造はENE方向30°±の落し)。

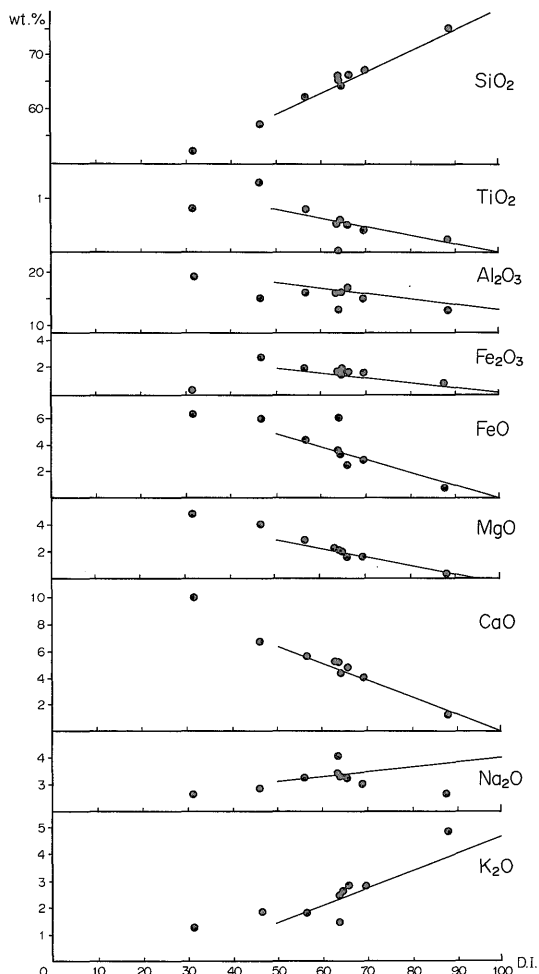
次に花崗岩類のモード組成の地域的变化をみると, 色指数にはっきりした傾向が認められる。第5図に示すように, 色指数は島の北西部で最も低く, 周囲に向かって次第に増加する。

花崗閃緑岩の流理構造や, 色指数の変化が島の全域にわたって連続的であることから, 本島の花崗岩類は地下で連続する単一の岩体を構成していると考えられる。この岩体(奥尻岩体)は同心円状に岩相変化し, 中心部で最も珪長質となる累帯深成岩体である。流理構造と岩相変化がほぼ調和的である<sup>2)</sup>ことから, 岩体貫入時既にマグマ組成の地域的变化があったものと考えられる。

### 5. 岩石の化学組成

奥尻岩体については, 斑れい岩2個, 花崗閃緑岩6個, アプライト1個が分析されている(SUZUKI and NEMOTO, 1935; 佐藤・白幡, 1965; 成田ほか, 1980; 秦ほか, 未刊)。これらの分析値はDI-酸化物図(第6図)上で一定のトレンドを示し, 斑れい岩と他の岩石の間に大きなギャップは見られない。

2) 両者が一部斜交するのは, 岩体貫入後固結に至るまでの間の, マグマの流動や結晶分化作用の進行の影響が加わったためと解釈される。



第6図 DI-酸化物図

直線は ARAMAKI *et al.* (1972) による日本の花崗岩の平均値を示す。

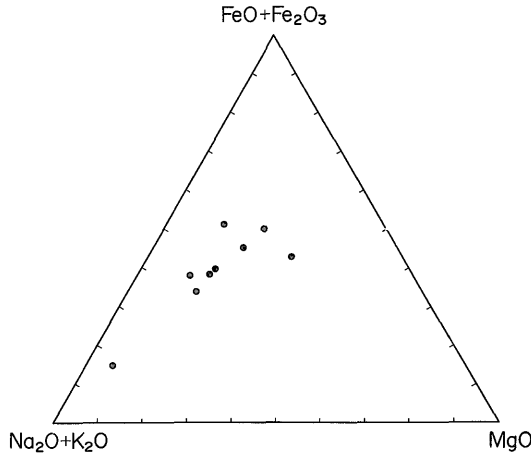
奥尻岩体は日本の花崗岩類の平均(ARAMAKI *et al.*, 1972)と比べてやや  $Al_2O_3$  に乏しく  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  に富んでいるが, これは西南北海道の中生代花崗岩類に共通する特徴である。AFM 図上ではカルクアルカリ岩系に相当する分化トレンドを示す(第7図)。

### 6. 鉱物の化学組成<sup>3)</sup>

#### 6.1 斜長石

斑れい岩, 花崗閃緑岩及び暗色包有物中の斜長石の An 組成を第8図に示す。斑れい岩中の斜長石は一般に結晶の核部から周縁部に向けて An 55から35へと変化するが, 粗粒結晶はやや Ca に富み An 90から50の値を示

3) EPMA 分析による。



第7図 AFM 図

す。花崗閃緑岩の場合は一般に An 45から35へと変化するが，Ca に富む粗粒結晶も少量ながら見いだされる。この場合の An 組成は斑れい岩中の粗粒結晶とほぼ同じであり，両岩相の密接な成因関係を示唆している。暗色包有物中の斜長石の組成は，粗粒，細粒結晶とも花崗閃緑岩中の斜長石とほぼ同じであるが，Ca に富む粗粒結晶は見いだされない。

6.2 輝石

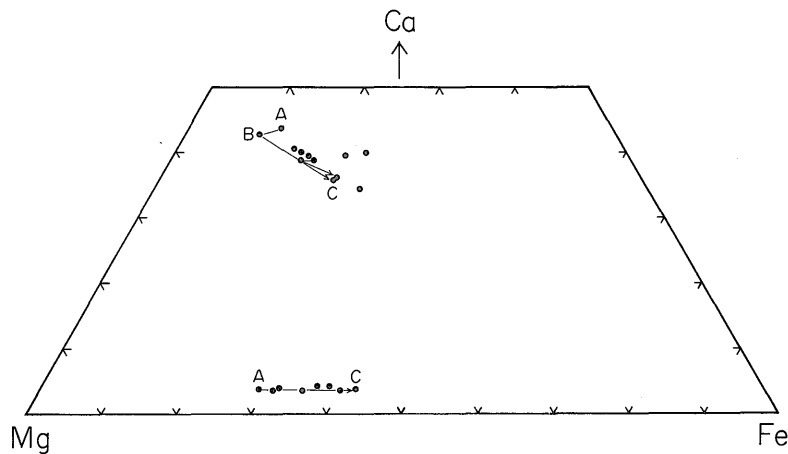
斑れい岩中の輝石の組成を第1表，第9図に示す。単斜，斜方輝石とも結晶の核部から周縁部までの組成変化が大きいこと，及び単斜輝石は Fe/Mg 比の増加に伴って Ca がかなり減少することが本地域の特徴である。

単斜輝石は結晶の核部で逆累帯し，周縁部へ向かう間にも（第9図のB-C間）何回かの反復累帯を示す。

斑れい岩は全岩化学組成やピジョン輝石の欠如からカ

母岩 Host rock	An %	20	30	40	50	60	70	80	90
斑れい岩 Gabbro				-----	-----	-----	-----	-----	-----
花崗閃緑岩 Granodiorite				-----	-----	-----	-----	-----	-----
暗色包有物 Dark inclusion			-----	-----					

第8図 斜長石の An 組成



第9図 斑れい岩中の輝石の組成変化

矢印は結晶の核部（A）から周縁部（C）への組成変化を示す。

第1表 斑れい岩中の輝石の化学組成と原子比

	Cpx-A	Cpx-B	Cpx-C	Opx-A	Opx-C
SiO <sub>2</sub>	51.8	52.9	51.4	53.9	51.5
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.37	0.82	0.32	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.17	2.75	1.50	1.00	1.30
FeO*	7.22	6.16	14.5	18.2	25.6
MnO	0.18	0.17	0.35	0.46	0.49
MgO	15.0	16.6	14.1	23.9	18.5
CaO	20.8	20.9	17.2	1.88	1.89
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.21	0.23	0.04	0.04
K <sub>2</sub> O	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	100.0	100.1	100.1	99.71	99.67
( O = 6 )					
Si	1.91	1.94	1.94	1.98	1.97
Al	0.181	0.119	0.067	0.044	0.059
Ti	0.016	0.010	0.023	0.009	0.010
Fe	0.222	0.189	0.457	0.560	0.816
Mn	0.006	0.005	0.011	0.014	0.016
Mg	0.825	0.904	0.794	1.31	1.05
Ca	0.820	0.821	0.696	0.074	0.078
Na	0.018	0.015	0.017	0.003	0.003
K	-	0.001	-	0.001	-
Ca	43.9	42.9	35.7	3.8	4.0
Mg	44.2	47.2	40.8	67.4	54.1
Fe	11.9	9.9	23.5	28.8	41.9

\* Total Fe as FeO

単斜・斜方輝石とも、単一結晶内の各部(A:核部, B:中間部, C:周縁部)の分析値である

ルクアルカリ質マグマの産物と考えられる。単斜輝石の組成変化は同じくカルクアルカリ質マグマの産物である北上帯、牡鹿岩体の場合<sup>4)</sup>(KUBO, 1977b)とはやや異なり、スケアガード岩体の分化トレンド(BROWN and VINCENT, 1963)に似ているが、これは牡鹿岩体に比べて本岩体は晶出時のPH<sub>2</sub>O, fo<sub>2</sub>が比較的良かったためと解釈できる。斑れい岩中に初生の含水鉱物と磁鉄鉱が少ないことはこの解釈に有利である。

### 6.3 普通角閃石

斑れい岩、花崗閃緑岩、暗色包有物中の普通角閃石の分析値を第2表に示す。これらの普通角閃石は結晶の中央部が褐緑色で周縁部がやや緑色味を帯びるという共通の累帯構造を有している。また、花崗閃緑岩中の粗粒結晶には、褐緑色部に反復累帯構造が観察される。化学組成は含まれる岩相に関わりなくほぼ一定している。すなわち、結晶の核部でmg値(Mg/(Fe+Mn+Mg))は0.54-

0.55、周縁部で0.49-0.50である。この変化に対応してAl含量も周縁部で減少する。

本岩体の普通角閃石は領家帯に比べてAlが少なくmg値が高い(KANISAWA, 1975; 蟹沢, 1976)。この点で北上帯と共通するが、北上帯の岩体の多くは本岩体よりもmg値がやや高い(遠野岩体等7岩体の平均値は0.58、人首岩体は例外的に低く、平均値0.48を示す)(蟹沢, 1969; KANISAWA, 1972, 1974; 加藤, 1972; 加藤・田中, 1973; KUBO, 1977a)。なお、渡島半島の中生代花崗岩類は本岩体とほぼ同じmg値である(久保, 未公表)。

### 6.4 黒雲母

斑れい岩、花崗閃緑岩、暗色包有物中の黒雲母の分析値を第3表に示す。mg値は斑れい岩が他の2岩相に比べてわずかに高い。本岩体は北上帯に比べてmg値は明らかに低く(遠野等6岩体の平均値0.53、人首岩体は0.46)(蟹沢, 1969; KANISAWA, 1972; 加藤, 1972, 1977; 加藤・田中, 1973)、渡島半島の中生代花崗岩類(0.40-0.46(久保, 未公表))とほぼ同じ値である。

4) Fe/Mg比の増加と共にCaは減少するが、最後にCaが急増するという組成累帯を示す。初期のCa減少の程度も余り大きくない。

第2表 普通角閃石の化学組成と原子比

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	48.0	47.7	47.9	46.2	47.9	45.9
TiO <sub>2</sub>	1.08	0.79	1.16	1.15	1.30	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.69	6.18	7.06	6.20	7.43	7.21
FeO*	18.1	18.1	16.6	18.7	16.5	18.7
MnO	0.34	0.22	0.68	0.73	0.31	0.65
MgO	10.3	11.6	11.4	11.0	11.8	10.5
CaO	10.8	10.8	11.1	11.0	10.8	11.4
Na <sub>2</sub> O	1.01	1.34	1.11	1.00	1.34	1.01
K <sub>2</sub> O	0.74	0.68	0.60	0.51	0.62	0.67
Total	97.06	97.41	97.61	96.49	98.00	96.70
	( O = 24 )					
Si	7.21	7.15	7.11	7.05	7.07	6.99
Al	1.18	1.09	1.24	1.11	1.29	1.30
Ti	0.122	0.089	0.130	0.132	0.144	0.076
Fe	2.27	2.27	2.06	2.39	2.03	2.38
Mn	0.044	0.028	0.085	0.095	0.039	0.085
Mg	2.29	2.59	2.53	2.50	2.59	2.38
Ca	1.73	1.74	1.77	1.80	1.72	1.86
Na	0.239	0.390	0.321	0.297	0.385	0.298
K	0.141	0.130	0.115	0.100	0.117	0.131
mg	0.497	0.529	0.540	0.502	0.556	0.492

\* Total Fe as FeO      mg = Mg/(Fe+Mn+Mg)

1. 中粒斑れい岩, 2. 細粒斑れい岩, 3. 花崗閃緑岩, 結晶の核部, 4. 花崗閃緑岩, 結晶の周縁部, 5. 暗色包有物, 結晶の核部, 6. 暗色包有物, 結晶の周縁部

### 7. 帯磁率

斑れい岩と花崗閃緑岩について帯磁率を測定した。測定は Bison 3101型磁化計による粉末法（金谷・石原, 1973）で、結果を  $\chi$  値 (emu/g) で表わした（第10図）。斑れい岩は  $\chi$  値が  $308 \times 10^{-6}$  及び  $348 \times 10^{-6}$  であった。各々中粒岩と細粒岩の値である。花崗閃緑岩は  $29 \sim 312 \times 10^{-6}$  の範囲に分散するが、一般に色指数の低い斑長質岩ほど  $\chi$  値が低い傾向がみられる。

帯磁率は主として岩石中の Fe-Ti 酸化物の  $\beta$  相の量比に依存すると考えられており（金谷・石原, 1973）,  $\chi$  値が  $50 \times 10^{-6}$  以下の岩石は磁鉄鉱を含有しないとされて

いる。花崗岩質岩類の磁鉄鉱系, チタン鉄鉱系の分類の境界はこの値におかれている（ISHIHARA, 1979）。従って奥尻岩体は帯磁率からは磁鉄鉱系ということになる。しかしながら、一部に  $\chi$  値が  $50 \times 10^{-6}$  以下の部分もあり、また同じく磁鉄鉱系である北上帯の場合と比べて帯磁率は非常に低い。従って典型的な磁鉄鉱系岩体とは言えず、チタン鉄鉱系岩体との境界付近に位置するものと判断される。

### 8. まとめと考察

奥尻島全域にわたって断片的に分布する花崗岩類は、地下で連続する単一の岩体を構成している。この奥尻岩

第3表 黒雲母の化学組成と原子比

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37.8	36.9	37.2	36.9	36.3
TiO <sub>2</sub>	4.55	4.50	3.83	4.10	3.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.6	13.1	13.3	13.6	13.8
FeO*	21.6	22.0	21.6	21.4	21.9
MnO	0.09	0.11	0.47	0.38	0.37
MgO	10.7	10.3	9.81	9.79	9.87
CaO	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.09	0.12	0.16	0.10
K <sub>2</sub> O	8.94	9.67	8.93	8.72	9.27
Total	96.48	96.71	95.27	95.06	95.19
( O = 24 )					
Si	5.74	5.64	5.74	5.69	5.64
Al	2.26	2.36	2.42	2.48	2.52
Ti	0.520	0.518	0.444	0.476	0.417
Fe	2.75	2.82	2.79	2.77	2.84
Mn	0.012	0.015	0.061	0.050	0.048
Mg	2.43	2.35	2.25	2.25	2.28
Ca	0.003	0.006	0.001	0.002	0.001
Na	0.052	0.025	0.036	0.048	0.030
K	1.74	1.89	1.76	1.72	1.84
mg	0.468	0.454	0.442	0.444	0.442

\* Total Fe as FeO mg = Mg/(Fe+Mn+Mg)

1, 2. 斑れい岩, 3. 花崗閃緑岩, 4, 5. 暗色包有物

体は主として角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、同心円状の岩相変化をする。最も珪長質である岩体中心部には若干の黒雲母花崗岩とグラノファイアーが分布する。また、斑れい岩のゼノリスを有する。斑れい岩は鏡下の組織、不透明鉱物の種類、岩石及び鉱物の化学組成の検討から、花崗閃緑岩と同一マグマ起源と推定される。すなわち本岩体はカルクアルカリ質の塩基性マグマが地下深部で結晶分化し、順次上昇固結する事によって形成された累帯深成岩体である。斑れい岩と花崗閃緑岩の固結には若干の時間間隙があったが、花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩、グラノファイアーの進入固結はほぼ同時であったものと思われる。

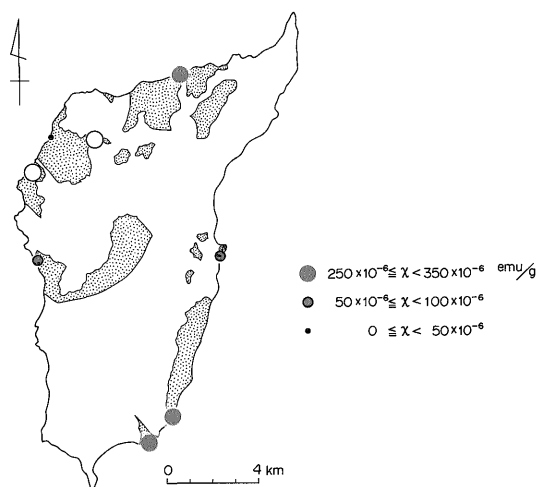
本岩体中の Fe-Ti 酸化物は磁鉄鉱とチタン鉄鉱であ

る。しかしながら典型的な磁鉄鉱系岩体に比べて帯磁率及び普通角閃石や黒雲母の mg 値は低い。また、Fe-Ti 酸化物中に占めるチタン鉄鉱の割合は比較的大きく<sup>5)</sup>、花崗閃緑岩では1/10程度であるが、斑れい岩では2/3以上に達する。従って本岩体は典型的な磁鉄鉱系岩体よりも晶出時の fo<sub>2</sub> の低い磁鉄鉱系に属するものと推論される。

本岩体の暗色包有物の成因は不明であるが、その構成鉱物の化学組成が、母岩の花崗閃緑岩のものと同じであることから判断して、少なくとも暗色包有物の成因の一

5) 典型的な磁鉄鉱系に属する北上山地の牡鹿岩体では、チタン鉄鉱は単独粒子としては存在せず、磁鉄鉱中の離溶ラメラとして少量存在するのみである。





● 花崗閃緑岩 ○ 斑れい岩

第10図 帯磁率の地域的变化

つとして一般に掲げられている“母岩の初期晶出相”ではないであろう。

本岩体の全岩，普通角閃石，黒雲母の化学組成は，西南北海道の他の中生代花崗岩類と共通する点が多く，北上帯のものとはやや特徴を異にする。この点に関する詳細は別途報告する予定である。

奥尻岩体の年代については柴田・山田（1978）により， $95.8 \pm 3.1$  Ma（花崗閃緑岩の黒雲母の K-Ar年代）という値が報告されている。この値は渡島半島の太櫓，今金花崗閃緑岩体の各々114，127 Ma という値（河野・植田，1966）に比べて若干小さい。現在，奥尻岩体は阿武隈帯に，渡島半島の中生代花崗岩類は北上帯に属するとして両者を区別する見解がある（SHIBATA and ISHIHARA，1979）が，上記の K-Ar 年代の相違がその根拠の一つとなっている。しかしながら，奥尻岩体は鉍化作用を伴う熱水変質をうけており，黒雲母の緑泥石化が普遍的に観察される。従って本岩体の  $95.8 \pm 3.1$  Ma という年代は进入固結年代より若い値である可能性が大きい。本岩体の帰属を論じるためには，熱水変質を受けていない試料による年代測定を行う必要がある。

### 文 献

ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.

BROWN, G. M. and VINCENT, E. A. (1963) Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Jour. Petrol.*, vol. 4, p. 175-197.

秦 光男 (1976) 北海道奥尻島の新第三系と佐渡島との対比。新潟大学地質研究報告，no. 4, p. 91-96.

———・矢島淳吉・瀬川秀良 奥尻島の地質。地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所（未刊）。

ISHIHARA, S. (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, p. 509-523.

金谷 弘・石原舜三(1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化。岩鉱，vol. 68, p. 211-224.

蟹沢聰史(1969) 北上山地の人首花崗閃緑岩体について。岩鉱，vol. 62, p. 275-288.

KANISAWA, S. (1972) Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami mountains, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ.*, vol. 67, p. 332-344.

———(1974) Zoned hornblendes and associated cummingtonites from the Numabukuro plutonic mass, Kitakami mountains, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 11, p. 89-93.

———(1975) Chemical composition of hornblendes of some Ryoke granites, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ.*, vol. 70, p. 200-211.

蟹沢聰史(1976) 山陰帯花崗岩質岩石の黒雲母と角閃石の化学組成。地質雑，vol. 82, p. 543-548.

加藤祐三(1972) 北上山地，折壁花崗岩質岩体の岩石学。岩鉱，vol. 67, p. 50-59.

———(1977) 北上山地，岩泉・大田名部花崗岩体の岩石学。岩鉱，vol. 72, p. 443-452.

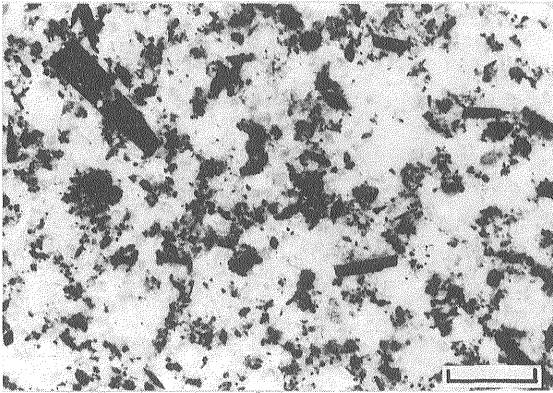
———・田中久雄(1973) 北上山地，金華山花崗岩体の岩石学。岩鉱，vol. 68, p. 395-403.

河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (IV) — 東北日本の花崗岩類 —。岩鉱，vol. 56, p. 41-55.

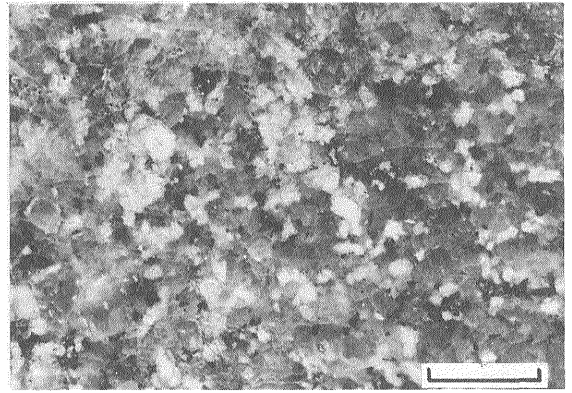
KUBO, K. (1977a) The petrological study on the Ojika gabbroic complex, Kitakami moun-

- tains, northeast Japan. Tokyo Univ. of Education, 126p., Ph. D. thesis.
- KUBO, K. (1977b) Petrological study on the Ojika gabbroic complex, Kitakami mountains, northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 82, p. 423-440.
- 成田英吉・太田英順・大森江い・寺島 滋(1980) 奥尻島西部の深成作用と鉍化作用—北海道西部地域白亜紀—第三紀初期の鉍化作用(1) 一. 地調月報, vol. 31, p. 55-71.
- 佐藤文男・白幡浩志(1965) 西南北海道の花崗岩質岩の岩石化学的研究. 岩鉍, vol. 54, p. 14-22.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S. (1979) Initial  $^{87}\text{Sr}/$
- $^{86}\text{Sr}$  ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 70, p. 381-390.
- 柴田 賢・山田直利(1978) 北海道, 奥尻島の花崗閃緑岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 29, p. 45-47.
- SUZUKI, J. and NEMOTO, T. (1935) Chemical composition of granitic rocks of Japan. *Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 4, vol. 3, no. 1, p. 17.
- 山田直利・秦 光男(1976) 北海道奥尻島の中生代火山岩類. 鉍山地質学会, 岩鉍学会, 鉍物学会連合学術講演会講演要旨集, p. 88.

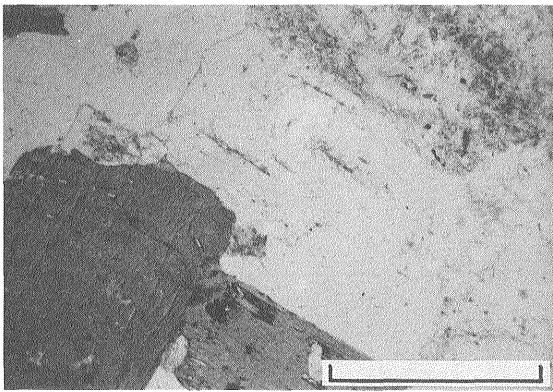
(受付: 1981年6月15日; 受理: 1981年9月2日)



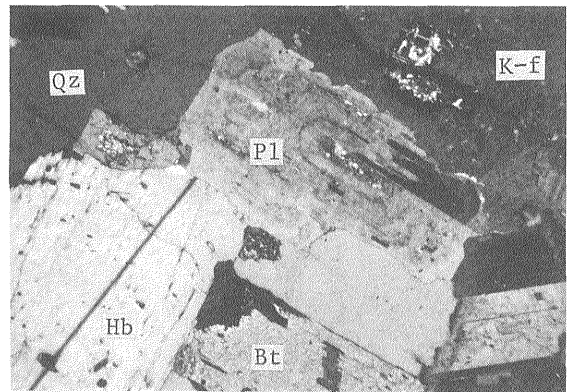
1. 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (弥右衛門岬)  
スケールは 1 cm.



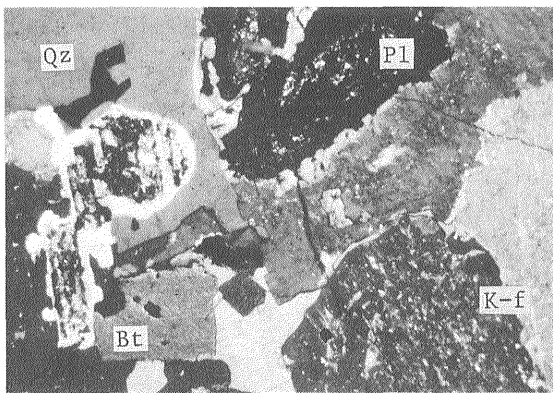
2. 黒雲母花崗岩 (神威脇)  
スケールは 1 cm.



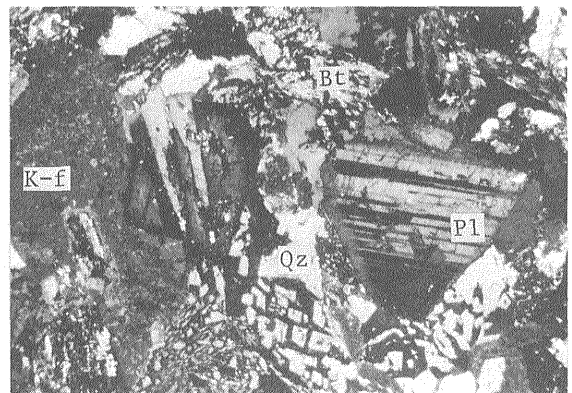
3. 角閃石黒雲母花崗閃緑岩の顕微鏡写真  
(弥右衛門岬, 開放ニコル, スケールは 1 mm, 以下全て同倍率) 普通角閃石に反復帯構造が観察される。



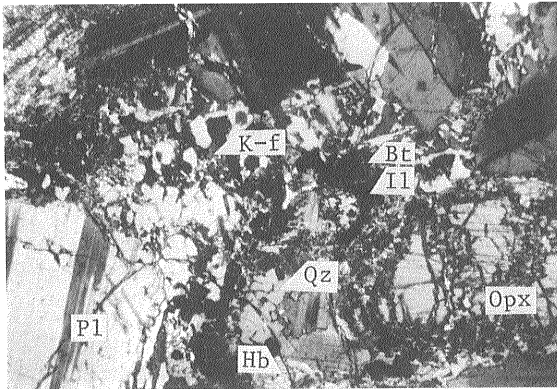
4. 角閃石黒雲母花崗閃緑岩の顕微鏡写真  
(クロスニコル)  
Pl: 斜長石, Qz: 石英, K-f: カリ長石, Hb: 普通角閃石, Bt: 黒雲母



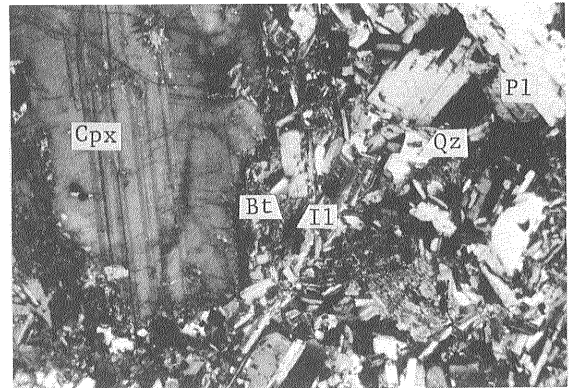
5. 黒雲母花崗岩の顕微鏡写真  
(神威脇, クロスニコル)  
カリ長石にパーサイト構造が発達する。



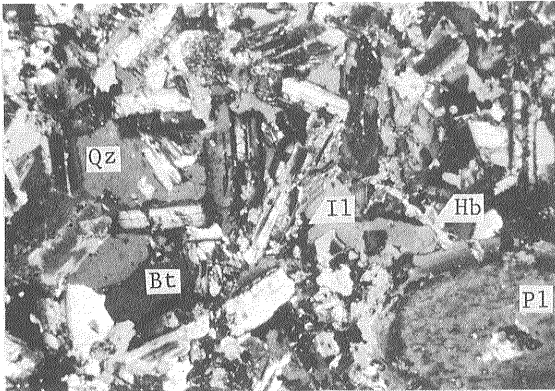
6. グラノファイアの顕微鏡写真  
(梶内南方の海岸, クロスニコル)  
黒雲母はほとんど緑泥石化している。



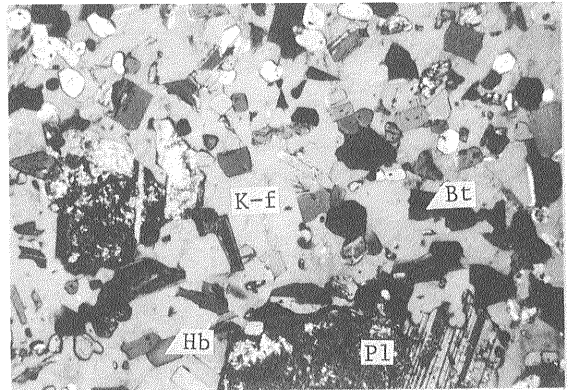
1. 中粒斑れい岩 (梶内南方, クロスニコル)  
微文象構造が発達しており, チタン鉄鉱はモザイク状黒雲母に包まれる. Opx: 斜方輝石, Il: チタン鉄鉱



2. 細粒斑れい岩 (勝瀨山南西, クロスニコル)  
粗粒の斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石が散存する. Cpx: 単斜輝石.



3. 暗色包有物 (神威脇北方, クロスニコル)  
粗粒斑状の斜長石を含む.



4. 暗色包有物 (弥右衛門岬, クロスニコル)  
斜長石には粗粒斑状のものと細粒のもの二種がある.