福島県東部野手上山高マグネシア玄武岩

High-magnesian Nodegamiyama basalts from the eastern part of
Fukushima Prefecture, Northeast Japan

周 藤 賢 治 (Kenji Shuto)*
一ノ瀬 丁 己 (Teiko Ichinose)**
滝 本 俊 明 (Toshiaki Takimoto)*
八 島 隆 一 (Ryuichi Yashima)***

High-magnesian tholeiitic basalts of early Miocene age are distributed on Nodegamiyama which is located in the eastern part of Fukushima Prefecture, Northeast Japan. These basalts (Nodegamiyama basalts) occur as a dome, with a diameter of about 300 meters, which intrude into Cretaceous granitic rocks occupying in Abukuma mountainland.

Nodegamiyama basalts are sparsely phyrlic (phenocrysts of olivine with chrome-spinel inclusions, clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase 10 vol% >). These basalts are characterized by relatively high SiO_2 (52.0-52.7 wt%), high MgO (8.0-9.3 wt%), relatively low CaO (8.7-9.1 wt%), high Ni (167-220 ppm) and high Cr (540-690 ppm). The clinopyroxene phenocrysts contain considerable amounts of Al_2O_3 (3.8-8.0 wt%), and the calculated Ca-Tschermak's component ranges from 7.5 to 13.6 mol per cent, which suggest that these clinopyroxene phenocrysts are thought to have crystallized from the basalt magma at a depth of about 30 km in the lower crust in this region.

Differences in bulk chemical compositions between Nodegamiyama basalts and Ryozen basalts may be ascribed to differences in the degree of partial melting between these two primary magmas and also in water content in the source mantle peridotites of these two primary magmas.

I. はじめに

阿武隈山地北部には、中新世初期の産物である霊山火山岩類が先第三系の古生層、花崗岩類および変成岩類を覆って分布している(八島, 1962)。ここで述べる野手上山玄武岩は、福島県東部原町市の西方約 15 km に位置する野手上山(標高 628.6 m)を構成しているもので、白亜紀花崗岩を貫いてドーム状に産するものである。その分布位置は、霊山火山岩類の分布南限地域に相当している。

野手上山玄武岩は、 SiO_2 に比較して MgO に富むことを特徴とし、全岩化学組成上からは久野(1968)の低アルカリソレライトから高アルカリソレライトの性質を示す。また、本玄武岩中には、基盤岩に由来する花崗岩や変成岩の岩片のほかに、径 0.4~3 cm 大の苦

鉄質~超苦鉄質包有物が多量に含まれる。ソレライト質の火山岩中に超苦鉄質包有物が含まれることは稀であるといえる。

本論文では、野手上山玄武岩の岩石記載、全岩化学組成、鉱物の化学組成などを報告し、その結果に基づき本玄武岩質マグマの生成深度および本玄武岩と霊山玄武岩の初生マグマの生成条件のちがいなどについて議論する。ついで次報において、苦鉄質~超苦鉄質包有物の岩石記載の結果とこれらの包有物と母岩の玄武岩との成因的關係について述べる(一ノ瀬ら, 投稿中)。

II. 野手上山玄武岩々体周辺の地質

第1図に示されるように、野手上山玄武岩々体は阿武隈山地東部を NNW-SSE 方向にのびる畑川破砕帯の構造線上に活動している。畑川破砕帯は、白亜紀末

* 新潟大学理学部地質教室
** 島原第1中学校
*** 福島大学教育学部地学教室

(昭和61年3月1日受付
昭和61年4月23日受理)

第1図 野手上山周辺の地質図。

1, 野手上山玄武岩; 2, 霊山火山岩類; 3, 安山岩; 4, 輝緑岩; 5, カンラン岩; 6, 新期花崗岩類 (白亜紀); 7, 旧期花崗岩類 (白亜紀); 8, 変ハンレイ岩; 9, マイロナイト; 10, 二疊系; 11, 御斎所型結晶片岩; 12, 断層; Nd, 野手上山。

に形成され、西側の古期花崗岩類と東側の中、古生層、新期花崗岩類の境界をなしている。野手上山周辺においては、南北方向にのびる何本かの垂直断層を介して、御斎所型結晶片岩、古生層粘板岩、白亜紀新旧花崗岩類、白亜紀ハンレイ岩などが分布し、中生代石灰岩の

挟在や輝緑岩および新第三紀安山岩の岩脈もみられる (第1図)。当地域における畑川破碎帯の影響は幅約 2 km にわたって認められ、既存の岩石はマイロナイト化している部分もあり、また、無数の石英脈を生じている部分もある。破碎帯形成時に進入したと考えられ

る超苦鉄質岩々体は2ヶ所で確認できる。これらはいずれもダナイト質のもので圧碎を受けたり蛇紋岩化していたりしている。また、断層の中には、断層粘土を伴い新鮮なすべり面を有するものもある。この事実は、野手上山北方での新第三紀層を切る湯舟断層（八島，1962）の存在をも考慮に入れると、畑川破砕帯の再活動を示唆しているものと考えられる。

野手上山玄武岩の岩質は均質で全体的に黒色を呈し、肉眼的には霊山玄武岩に類似している。また、野手上山玄武岩と霊山玄武岩は畑川破砕帯に沿って、かつ白亜紀花崗岩類を貫ぬいて活動しているので、両者はほぼ同時期の活動の産物であると考えられる。

III. 岩石記載

野手上山玄武岩々体は露頭状況が悪いため、山麓や山腹に数多く点在する転石も採集した。わずかな露頭部分と山頂付近の岩石中には六角柱状の節理が発達している。岩体は黒色緻密で堅硬な岩石からなり、岩石の表面がわずかに風化しているだけで全体的に新鮮である。苦鉄質～超苦鉄質包有物の種類や量も採集地点によるかたよりはない。

第1表に全岩化学組成とともにモード組成を示す。試料 NA, NB, NH は SiO_2 量が 54～55% で安山岩質である。野手上山玄武岩（安山岩も含む）は斑晶量が全体的に少なく、最も少ないもので約 5% であり、多いものでも 10% 以下である（第1表）。次に鏡下での特徴を述べる。

〈斑晶〉カンラン石：0.5～5 mm 大の粒状自形結晶。周縁部とパーティング部には緑泥石様鉱物が生じている。 $2V_z = 88 \sim 84^\circ$ で赤褐色のクロムスピネルを多数包有している。単斜輝石：長径 0.5～1.4 mm の短柱状自形結晶で大部分は単晶として産する。(100) を接合面とする双晶が発達。弱い多色性があり、X=淡黄色、Z=淡青色を示す。 $2V_z = 64 \sim 48^\circ$, $c \wedge Z = 50 \sim 38^\circ$ 。斜方輝石：長径 0.7～1.0 mm の長柱状自形結晶で単晶または集斑晶状として産する。ピジョン輝石の反応縁を有するものが多い。多色性が強く、X=淡黄色、Z=淡緑青色を示す。 $2V_x = 80 \sim 70^\circ$ 。斜長石：長径 0.3～1.0 mm の長柱状半自形結晶で単晶で存在する。アルバイト式双晶が発達し、弱い累帯構造をもつ。

〈微斑晶および石基〉石基は間粒状組織を呈するが、斜長石の量が多く褐色ガラスの少ないものと（試料

第1表 代表的な野手上山玄武岩の主化学組成, Ni, Cr 量およびモード組成

	NA	NB	NC	ND	NE	NF	NH	NM	NN	NO
SiO_2	54.73	54.69	52.70	52.71	52.28	52.43	54.23	52.00	52.71	52.16
TiO_2	0.86	0.86	0.84	0.84	0.83	0.85	0.90	0.89	0.88	0.90
Al_2O_3	17.52	17.56	16.21	16.36	15.93	16.28	17.42	16.12	16.58	15.91
Fe_2O_3	1.95	2.01	2.33	1.71	1.94	2.37	2.10	2.04	2.20	1.75
FeO	6.38	6.29	6.61	7.26	6.95	6.62	6.32	6.98	6.81	7.08
MnO	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.15	0.15	0.15	0.16
MgO	5.50	5.59	8.25	8.22	9.25	8.01	5.88	8.60	8.18	9.08
CaO	7.96	8.08	8.84	8.90	8.90	8.87	7.96	8.71	8.97	9.12
Na_2O	2.86	2.77	2.21	2.15	2.37	2.33	3.08	2.68	2.60	2.48
K_2O	0.92	0.95	0.71	0.68	0.72	0.72	1.08	0.73	0.78	0.76
P_2O_5	0.17	0.17	0.13	0.12	0.12	0.13	0.17	0.13	0.12	0.11
H_2O^+	0.51	0.56	0.51	0.36	0.64	0.51	0.60	0.61	0.72	0.39
H_2O^-	0.24	0.24	0.22	0.26	0.24	0.21	0.11	0.14	0.10	0.25
Total	99.76	99.94	99.73	99.74	100.34	99.50	100.00	99.78	100.80	100.15
FeO*/MgO	1.48	1.45	1.06	1.07	0.94	1.09	1.39	1.02	1.07	0.95
Ni (ppm)	100	95	187	186	182	167	84	176	180	220
Cr (ppm)	277	313	593	596	686	537				
Modal composition										
Ol	3.3	2.0	3.0	1.4	1.5	1.5	1.4	1.7	2.8	2.8
Cpx	1.4	1.4	1.1	3.2	3.5	5.3	2.0	1.0	0.8	1.3
Opx	3.8	3.9	1.9	2.0	3.3	2.0	5.8	1.7	2.6	0.6
Pl	0.9	0.6	0.2	—	0.2	0.2	0.7	0.2	—	0.1
Gm	90.6	92.1	93.8	93.4	91.5	91.0	90.1	95.4	93.8	95.2

Abbreviations; Ol:olivine Cpx:clinopyroxene Opx:orthopyroxene Pl:plagioclase Gm:groundmass

主化学組成のうち FeO は過マンガン酸カリ滴定法で、他はケイ光 X 線法で分析した。Ni と Cr の分析は原子吸光法による。

第2図 日本列島周辺の未分化な火山岩（非アルカリ質）の SiO_2 - MgO 図 (H_2O free)。

1, 野手上山玄武岩; 2, 霊山玄武岩(周藤ら, 1985); 3, 泊玄武岩(滝本, 1986); 4, 瀬戸川オフィオライトの高マグネシア安山岩(大橋・白木, 1981); 5, グラム島の玄武岩(白木ら, 1977a); 6, 瀬戸内火山帯の高マグネシア安山岩(Tatsumi and Ishizaka, 1982b); 7, 無人岩(白木ら, 1977b, 1984; Dietrich *et al.*, 1978)。

NA, NB, NH), 斜長石が十分に結晶せず褐色ガラスや磁鉄鉱の多いもの(その他の試料)との2種類がある。この両者は後述するように, 全岩化学組成においても若干のちがいがあ, 前者は $\text{SiO}_2 = 54 \sim 55\%$ であるのに対して後者では $52 \sim 53\%$ である。カンラン石: $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$ の粒状半自形結晶で中央部に粒状の磁鉄鉱を伴い, 斜方輝石の反応縁をもつ。 $2V_x = 80^\circ$ 。単斜輝石: $2V_z = 60 \sim 40^\circ$, $c \wedge Z = 45 \sim 38^\circ$ の普通輝石が多い。ピジョン輝石は量的にはごくわずかであるが, 微斑晶と石基の両者に認められる。斜方輝石: $0.01 \sim 0.1 \text{ mm}$ の粒状自形または短柱状自形結晶でピジョン輝石の反応縁をもつ。微斑晶大のものに微弱な多色性があり, X=淡黄色, Z=淡緑色で, $2V_x = 80 \sim 70^\circ$ 。斜長石: $0.01 \sim 0.03 \text{ mm}$ の長柱状自形結晶。スピネル: $0.002 \sim 0.02 \text{ mm}$ 粒状自形結晶で単晶または数個の集合体として斑晶カンラン石中に多数含まれる他に斑晶輝石や石基中にもみられる。赤褐色～暗褐色不透明。この他に自形磁鉄鉱, 褐色ガラス, 燐灰石(約 0.001 mm)

などが石基中に認められる。

IV. 全岩化学組成

野手上山玄武岩の全岩化学組成上の最大の特徴は SiO_2 量に比較して MgO 量が高いことである(第1表)。すなわち, 野手上山玄武岩は, SiO_2 が $52.00 \sim 52.71\%$ (H_2O free では $52.61 \sim 53.22\%$) の玄武岩と $54.23 \sim 54.73\%$ (H_2O free では, $54.72 \sim 55.22\%$) の安山岩からなる。前者は MgO が 8% 以上であり, 特に試料 NE は 9.25% の MgO 量をもち, FeO^*/MgO 比は 0.94 で未分化な性質を示している。後者では MgO は $6 \sim 5\%$ に減少する。

第2図に日本列島周辺に産する高い MgO 量で特徴づけられる非アルカリ質の火山岩の SiO_2 - MgO 図 (H_2O free) を示した。野手上山玄武岩は, はほぼ同じ MgO 量をもつ東北日本の他の未分化な玄武岩(霊山玄武岩と下北半島東部の泊玄武岩)と比較すると最も SiO_2 に富んでいる。

第3図 未分化な火山岩の FeO^*/MgO と Ni, Cr 量との関係。

1, 野手上山玄武岩; 2, 霊山玄武岩 (周藤ら, 1985); 3, 泊玄武岩 (滝本, 1986); 4, 瀬戸内火山帯の高マグネシア安山岩 (Tatsumi and Ishizaka, 1982b); 5, 無人岩 (白木ら, 1977b; Dietrich *et al.*, 1978)。点部は海洋底玄武岩の領域 (Tatsumi and Ishizaka (1982b) の第2図による)。

第2表 代表的な斑晶カンラン石の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	41.55	40.17	40.12	39.16	39.36	39.30	39.40	38.09	36.12	36.85
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00
Al_2O_3	0.06	0.03	0.00	0.02	0.03	0.06	0.04	0.05	0.04	0.00
Cr_2O_3	0.10	0.01	0.06	0.05	0.02	0.02	0.05	0.02	0.00	0.01
FeO^*	9.66	11.57	11.61	11.96	12.83	14.56	20.22	21.59	23.03	23.57
MnO	0.07	0.15	0.14	0.07	0.05	0.21	0.26	0.30	0.29	0.28
MgO	47.93	48.19	47.97	47.89	47.49	44.68	39.13	40.42	39.56	40.07
CaO	0.16	0.11	0.10	0.03	0.05	0.14	0.13	0.17	0.09	0.06
Na_2O	0.10	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.63	100.23	100.00	99.24	99.88	99.01	99.24	100.67	99.15	100.84
Ca atom %	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
Mg	89.6	88.1	88.0	87.8	86.8	84.4	77.4	76.8	75.3	75.2
Fe	10.2	11.8	11.9	12.2	13.1	15.4	22.4	23.0	24.6	24.7

*Total Fe as FeO

分析は新潟大学X線プローブマイクロアナライザーJXA-5Aによる。第3表の斑晶単斜輝石および第4表のスピネルの分析も同じ。

第4図 野手上山玄武岩の SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図。
実線は久野（1968）による低アルカリソレイトと高アルカリソレイトの境界（A）と高アルカリソレイトとアルカリ玄武岩の境界（B）である。

当地域の玄武岩は、高いNi, Cr量によっても特徴づけられる。第1表と第3図に示されるようにNiは180~220 ppmでCrは500~700 ppmであり同じ FeO^*/MgO 比のもので比較すると、野手上山玄武岩は海洋底玄武岩や泊玄武岩とほぼ類似したNi, Cr量をもつ。 FeO^*/MgO 比の最も低い玄武岩NEはNiが182 ppm, Crが686 ppmである。

次に、当地域の玄武岩と安山岩の分析値を SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図にプロットした。第4図に示されるように、野手上山玄武岩は、久野（1968）の低アルカリソレイトから高アルカリソレイトに分類される。

V. 構成鉱物の化学組成

1. カンラン石

代表的な斑晶のカンラン石の化学組成を第2表に示す。斑晶カンラン石の中心部のFo%は玄武岩NDで88~79, NEで88~77, NFで88~78, NPで90~77である。安山岩NAの斑晶カンラン石は87~81の

第5図 野手上山玄武岩の斑晶カンラン石と斑晶輝石の化学組成。
実線は相接する単斜輝石と斜方輝石の組成を結んだもの。

第3表 代表的な斑晶単斜輝石の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.87	49.97	51.35	51.82	49.43	49.24	49.46	49.37	48.82	51.09
TiO ₂	0.67	0.54	0.32	0.28	0.79	0.66	0.82	0.64	0.68	0.32
Al ₂ O ₃	6.28	5.76	4.93	4.55	7.51	6.85	5.55	6.95	7.07	4.92
Fe ₂ O ₃ *	1.84	0.68	1.49	0.90	1.28	1.74	1.47	0.88	2.99	1.82
Cr ₂ O ₃	0.26	0.21	0.48	0.20	0.06	0.11	0.01	0.07	0.46	0.74
FeO	5.17	7.17	4.85	6.11	7.00	7.90	10.37	9.18	5.23	4.78
MnO	0.19	0.29	0.17	0.39	0.20	0.18	0.21	0.29	0.20	0.21
MgO	15.01	15.03	15.32	16.40	14.14	12.78	12.16	12.84	13.53	15.88
CaO	20.24	19.08	21.32	19.86	19.94	20.62	19.78	19.74	21.57	20.39
Na ₂ O	0.48	0.34	0.45	0.23	0.41	0.48	0.50	0.43	0.40	0.43
Total	100.01	99.07	100.68	100.74	100.76	100.56	100.33	100.39	100.95	100.58
Ca atom %	43.6	41.4	44.9	41.3	43.4	45.0	43.2	43.5	46.3	42.9
Mg	44.9	45.4	44.9	47.4	42.8	38.8	36.9	39.3	40.4	46.5
Fe	11.5	13.2	10.2	11.3	13.8	16.2	19.9	17.2	13.3	10.6

*Fe₂O₃ are calculated by Finger's method (1972). 第6図 野手上山玄武岩の斑晶単斜輝石の Al^{IV}-Al^{VI} 図。
図中の各岩石の領域は Aoki and Kushiro (1968) による。

Fe% を有する。これらのカンラン石は CaO 量に乏しく 0.2% 以下である。

2. 輝石

斑晶単斜輝石の Mg/(Mg+Fe) 比は 0.71~0.84 の範囲にあり、斑晶斜方輝石のそれは 0.73~0.85 の範囲にある(第5図)。単斜輝石の Cr₂O₃ は最大で 1.0% まで含まれるが、大部分のものは 0.5% 以下である。斑

晶単斜輝石の特徴は、通常の斑晶単斜輝石に比較して Al₂O₃ に富み(3.8~8.0%), TiO₂ に乏しい(0.82% 以下)ことである。これらの単斜輝石は 6 配位の Al に富むため、Al^{IV}-Al^{VI} 図(第6図)において Aoki and Kushiro (1968) によるグラニュライト~玄武岩中の捕獲岩の単斜輝石の領域をしめる。また、これらの単斜輝石からは CaAl₂SiO₆ 分子が 7.5~13.6% 算出され

第4表 代表的なスピネルの化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	0.22	0.25	0.22	0.00	0.27	0.38	0.33	0.46	11.23	11.62
Al ₂ O ₃	15.82	17.29	17.71	18.93	19.11	29.84	38.79	11.31	4.85	5.29
Cr ₂ O ₃	42.03	45.19	46.06	39.92	40.03	34.62	25.85	38.93	14.93	12.62
Fe ₂ O ₃ *	14.16	7.70	6.79	11.96	10.70	5.68	5.73	18.79	29.47	30.87
FeO	13.89	16.74	16.49	14.93	20.79	13.11	12.46	23.60	35.26	34.85
MnO	1.49	0.48	0.79	1.56	0.67	0.53	0.43	0.55	0.39	0.34
MgO	12.56	11.35	11.45	11.83	9.10	15.14	16.74	6.45	4.64	5.21
Total	100.18	99.01	99.51	99.13	100.68	99.30	100.34	100.09	100.77	100.80
$\frac{100 \cdot \text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$	53.1	57.7	58.3	50.2	50.8	40.9	29.0	52.8	29.7	25.3
$\frac{100 \cdot \text{Al}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$	29.9	33.0	33.6	35.5	36.3	52.8	64.9	23.0	14.5	15.9
$\frac{100 \cdot \text{Fe}^{3+}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$	17.0	9.3	8.1	14.3	12.9	6.3	6.1	24.2	55.8	58.8

*Estimated from the spinel stoichiometry.

第7図 Cr-Al-Fe³⁺ 図におけるいくつかの火山岩中のスピネルの組成。
 NA~NP, 野手上山玄武岩; B, 無人岩 (白木・黒田, 1977); MARB, 中央大西洋海嶺の玄武岩
 (Shigurdsson and Schilling, 1976); R, 霊山玄武岩 (周藤ら, 1985); MS, 三朝層群中のアルカリ
 玄武岩 (Nagao *et al.*, 1980)。

る。代表的な斑晶単斜輝石の化学組成を第3表に示した。

3. スピネル

今回分析したスピネルは斑晶カンラン石中に包有さ

れているものである。代表的なスピネルの化学組成を第4表に示した。スピネルはクロムスピネルおよびクロムに富むチタン磁鉄鉱からなり、前者は鏡下で赤褐色～暗褐色を呈する。

第8図 野手上山玄武岩と霊山玄武岩の FeO^*/MgO と SiO_2 , MgO , K_2O , TiO_2 との関係。
1, 野手上山玄武岩; 2, 野手上山玄武岩の初生マグマ; 3, 霊山玄武岩(周藤ら, 1985); 4, 霊山玄武岩の初生マグマ。初生マグマについては本文参照。

スピネルの分析値を $\text{Cr}-\text{Al}-\text{Fe}^{3+}$ 図に示す(第7図)。野手上山玄武岩中のスピネルは、クロムスピネルから Cr/Al 比をやや増加させながら、 Fe^{3+} に富む方向への分化トレンドを示している。組成変化の傾向は、霊山玄武岩の斑晶カンラン石に包有されるスピネルのそれに酷似している。

クロムスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 比は 0.31~0.70 の範囲にあり、アルカリ玄武岩中のクロムスピネルよりも明らかに高い値をもっている。また、この値は海洋底玄武岩中のクロムスピネルのものよりやや高く、無人岩中のクロムスピネルのものより低い値である。東北日本の泊玄武岩中のクロムスピネルは、上記の霊山

玄武岩中のクロムスピネルとともに本玄武岩のクロムスピネルと類似の $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 比をもつ。

VI 討 論

1. マグマ生成深度について

すでに述べたように、野手上山玄武岩の斑晶単斜輝石は Al^{VI} に富み(第6図)かつ、 $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 分子に富んでいる。すでに1970年代の初めまでに、単斜輝石中の Al^{IV} と Al^{VI} との関係や $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 分子の岩石学的意義について詳しく論じられている(Aoki and Kushiro, 1968; Aoki, 1970; 青木・亀山, 1970 など)。これらの研究を通して青木らは、通常みられる火山岩中

第9図 未分化な火山岩のCaOと Al_2O_3 との関係。

NO, 野手上山玄武岩($\text{SiO}_2=52\sim53\%$ のもの); RYO, 霊山玄武岩(周藤ら, 1985); OFM, 未分化な海洋底玄武岩(佐藤, 1980); HMA, 瀬戸内火山帯の高マグネシア安山岩(Tatsumi and Ishizaka, 1982b); BO, 無人岩(白木ら, 1977b, 1984; Dietrich *et al.*, 1978); 1, 野手上山玄武岩NE; 2, 野手上山玄武岩の初生マグマ; 3, 霊山玄武岩R09; 4, 霊山玄武岩の初生マグマ。

の斑晶単斜輝石にくらべて、高圧下で形成されたと考えられるアルカリ玄武岩中に包有される同源捕獲岩中の単斜輝石や単斜輝石メガクリストは Al^{VI} に富み、かつ、 $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + \text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ に富むことを示した。また、一の目潟の単斜輝石メガクリストの $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 分子が、25~35 kmの深さで晶出したと推定される高島や竜岐の単斜輝石の $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 分子(Aoki, 1968)よりも乏しいことから、前者は、20~30 kmの深さで晶出したものと推定されている(青木・亀山, 1970)。野手上山玄武岩の斑晶単斜輝石の $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 分子と一の目潟の単斜輝石メガクリストのそれとは酷似した値であるので、本玄武岩の斑晶単斜輝石も、一の目潟の単斜輝石メガクリストの晶出深度と同様な深さで晶出したと推定できる。したがって、野手上山玄武岩の初生マグマは、これよりやや深所の上部マントルで生成されたものと考えられる。

なお、玄武岩質マグマから晶出する斑晶単斜輝石の Al_2O_3 量は母岩の SiO_2 量に依存し、母岩の SiO_2 濃度が低いほど単斜輝石の Al_2O_3 が高くなることが知ら

れている(Kushiro, 1960; LeBas, 1962; Carmichael *et al.*, 1970)。しかし、野手上山玄武岩は SiO_2 に富んでいる(52~53%)ので、本玄武岩中の斑晶単斜輝石の高い Al_2O_3 量は母岩の SiO_2 濃度に関係しているのではなく、晶出時の圧力を反映しているとみることができる。

2. 野手上山玄武岩と霊山玄武岩との成因的關係

野手上山玄武岩は高いMgO量(第2図)と高いNiとCr量(第3図)で特徴づけられ、特に玄武岩NEは FeO^*/MgO 比が1以下で未分化な性質を示している。本玄武岩とはほぼ同時期の産物と考えられる霊山玄武岩も著しく未分化な性質を有している(周藤ら, 1985)。しかしながら、両者の間では主化学組成上大きなちがいが認められる(第8図)。それぞれの未分化な玄武岩組成(野手上山玄武岩NEと霊山玄武岩R09)からTatsumi and Ishizaka (1982a)の方法によって、初生マグマの組成を求めた。ここでは、Fo%が90のカラン石と平衡に共存し得る組成を初生マグマの組成とした。初生マグマの組成も第8図にプロットしてある。

第8図にみられるように、両玄武岩の初生マグマの組成および同じ FeO^*/MgO 比で比較した場合の両玄武岩の組成には明瞭なちがいが認められる。すなわち、野手上山玄武岩の方が霊山玄武岩にくらべて、 SiO_2 、 TiO_2 、 K_2O に富み MgO にごくわずかに乏しいという事である。このような組成上のちがいを生じた原因について考察してみる。霊山玄武岩の初生マグマは、周藤ら(1985)の第13図から、10 kb あるいはそれよりやや低圧で生成されたと推定される。この圧力は、上述の斑晶単斜輝石の $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ 分子から推定した、野手上山玄武岩質マグマからの単斜輝石の晶出深度と同じか、あるいはそれよりやや深いところに相当する圧力に類似しているといえる。すなわち、野手上山玄武岩と霊山玄武岩の初生マグマは、上部マントルの同じような深さで生成された可能性がある。また、両玄武岩は互に隣接した地域に活動しているので、これらの初生マグマを生じた上部マントル物質の組成はそれほどちがったものではないと仮定できる。したがって、この後は2つの初生マグマは類似の化学組成からなる上部マントル物質から同程度の深さで生成されたものとして議論を進める。

まず、2つの初生マグマの組成のちがいを生じた原因として、部分熔融の程度のちがいが考えられる。熔融程度のちがいによるマグマ中の組成への影響は、incompatible 元素である K_2O 量と TiO_2 量に最も鋭敏にあらわれるであろう。第8図に示されるように野手上山玄武岩の方が霊山玄武岩より K_2O と TiO_2 に富む。このことは、霊山玄武岩の方が熔融程度が高いことを示している。熔融程度が高くなれば、巽(1981)が議論しているように、ノルム Di/Hy 比が減少することが予想される。しかしながら、野手上山玄武岩のノルム Di/Hy 比は0.21~0.35であるのに対して霊山玄武岩では0.37~1.18で、前者よりも後者の方が明らかに高い値である。この事実は、霊山玄武岩の初生マグマの方が熔融程度が高いという上述の推論と矛盾する。

野手上山玄武岩のノルム Di/Hy 比が低いのは CaO 量が低いことに基づいている。未分化な火山岩の CaO 量と Al_2O_3 量の間には第9図に示される関係が存在する。すなわち、無人岩や高マグネシア安山岩は海洋底玄武岩の初生マグマよりも著しく低い CaO 量と $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比をもつ。このような事実に対して、佐藤(1980)は次のような議論を行なっている。すなわち、無人岩や高マグネシア安山岩のような初生安山岩は、その生成時に水が多いために残留固相に Ca に富む輝石を比較的多く含むような部分熔融によって形成され

たのでないかということである。いいがえれば、マグマ生成の際に水が多い場合には、生成されるマグマ中の CaO 量や $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比は水が少ない場合よりも低くなる可能性があるということである。この議論を野手上山玄武岩と霊山玄武岩(第9図に示されるように、前者の方が後者より CaO 量、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比に乏しい)に適用するならば、野手上山玄武岩の初生マグマは、霊山玄武岩の初生マグマよりも水が多い条件下で生成された可能性がある。このことによって、上述の野手上山玄武岩のノルム Di/Hy 比の低いことが説明されうる。すなわち、部分熔融の程度のちがいによる効果よりもマグマ生成時における水の量による効果の方が大きかったものと推定される。

以上の議論をまとめると、野手上山玄武岩と霊山玄武岩との間およびこれらの初生マグマ間の主化学組成上のちがいは、マグマ生成時の部分熔融の程度のちがいのほかに、野手上山玄武岩の初生マグマの方が霊山玄武岩の初生マグマよりも水の多い条件下で生成されたということによって説明されるであろう。

引用文献

- Aoki, K. (1968), Petrogenesis of ultrabasic and basic inclusions in alkali basalts, Iki Island, Japan. *Amer. Mineral.*, **53**, 241-255.
- Aoki, K. (1970), Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **25**, 270-283.
- 青木謙一郎, 亀山悦子(1970), 一の目湯火山の透輝石メカクリスト. 岩鉱, **63**, 160-165.
- Aoki, K. and Kushiro, I. (1968), Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **18**, 326-337.
- Carmichael, I. S. E., Nicholls, J. and Smith, A. L. (1970), Silica activity in igneous rocks. *Amer. Mineral.*, **55**, 246-263.
- Dietrich, V., Emmermann, R., Oberhänsli, R. and Puchelt, H. (1978), Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana basin and the Mariana trench. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 127-144.
- Finger, L. W. (1972), The uncertainty in the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Inst. Washington, Year Book*, **71**, 600-602.
- 一ノ瀬丁己, 周藤賢治, 八島隆一(1986), 福島県東部野手上山玄武岩中の超苦鉄質・苦鉄質包有物. 岩鉱, (投稿中).
- 久野 久(1968), 青木・伊東著, "海洋地域の岩石一

- I.高アルミナ玄武岩”の論文に対する討論. 地球科学, **22**, 195-197.
- Kushiro, I. (1960), Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, **258**, 548-554.
- LeBas, M.J. (1962), The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, **260**, 267-288.
- Nagao, T., Yamamoto, M. and Omuma, K. (1980), Crystallization trend of chromian spinel in some alkali basalts and calc-alkali andesites from Japanese Island. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **75**, 44-54.
- 大橋不三男, 白木敬一(1981), 瀬戸川オフィオライトの高マグネシア・高シリカ火山岩. 岩鉱, **76**, 69-79.
- 佐藤博明(1980), 初生安山岩のCaO/Al₂O₃比. *MAGMA*, No. 59, 7-10.
- Shigurdsson, H. and Shilling, J.G. (1976), Spinel in Mid-Atlantic ridge basalts: chemistry and occurrence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 7-20.
- 白木敬一, 黒田 直(1977), 無人岩再訪. 地学雑, **3**, 34-50.
- 白木敬一, 湯佐泰久, 黒田 直, 石岡孝吉(1977a), マリアナ島弧グァム島玄武岩のクロムスピネル. 地質雑, **83**, 49-57.
- 白木敬一, 黒田 直, 浦野隼臣(1977b), カルク・アルカリ質初生マグマとしての無人岩. 火山, 第2集, **22**, 257-261.
- 白木敬一, 黒田 直, 浦野隼臣, 石井輝秋(1984), ニューカレドニアの無人岩. 地学雑, **93**, 41-56.
- 周藤賢治, 八島隆一, 滝本俊明(1985), 福島県東北部・霊山地域の未分化カンラン石ソレナイト. 岩鉱, **80**, 55-72.
- 滝本俊明(1986), 下北半島東部の中新世火山岩類—特に未分化ソレナイトについて. 岩鉱, **81**, 93-104.
- 巽 好幸(1981), 高マグネシウム安山岩の成因. 地球, **3**, 166-174.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K. (1982a), Magnesian andesite and basalt from Shodo-Shima island, southwest Japan, and their bearing on genesis of calc-alkaline andesites. *Lithos*, **15**, 161-172.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K. (1982b), Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 293-304.
- 八島隆一(1962), 霊山層中の火山岩類(その2). 福島大学学芸学部理科報告, No. 11, 31-68.