那須火山帯，島弧型ソレイト質マグマの 早期結晶分化作用

—船形火山ピジョン輝石玄武岩類の岩石学的研究—

Early stage crystallization differentiation of the island arc
tholeiite magma, Nasu volcanic zone, Northeast Japan

—A petrological study of the Funagata pigeonite basalts—

藤 縄 明 彦 (Akihiko Fujinawa)*

In order to understand the generation and differentiation processes of the island arc tholeiite magma, it is essential to reveal the crystallization sequence of the minerals in the shallow magma chamber.

For that purpose, a microprobe study has been undertaken on three Funagata pigeonite basalts which are the most primitive basalts among the island arc tholeiitic series in the Nasu zone, NE Japan. Firstly, the crystallization sequence recognized in each sample has been clarified based on chemical compositions and textural relations. Secondly, information on the near equilibrium crystallization in the shallow magma chamber has been extracted and connected.

The crystallization sequence obtained through the study is as follows.

Stage A: Plagioclase (An_{90+}), olivine (For_{78}), bronzite ($Wo_{4.5}En_{76}Fs_{19.5}$) and pigeonite ($Wo_{9.5}En_{71}Fs_{19.5}$) coexist with liquid. At this stage, olivine has already been in reaction relation with liquid to form bronzite and/or pigeonite. Bronzite is also in reaction relation with liquid to form pigeonite.

Stage B: Mafic minerals gradually enrich in Fe^{2+} . When the $Mg/(Mg+Fe)$ ratio of the pigeonite reaches 0.23, augite begins to crystallize. Penecontemporaneously with the start of the augite crystallization, olivine (For_{75}) is fractionated from the liquid. An mole % of the plagioclase is nearly constant.

Stage C: The three pyroxenes further enrich in Fe^{2+} . Three pyroxene coexistence continues until the $Mg/(Mg+Fe)$ of the pigeonite reaches 0.26. Chemical composition of the plagioclase is nearly constant (An_{90}).

Experimental data indicate that the crystallization sequence obtained here must reflect the notable change of the pyroxene phase relation in the early stage differentiation of the Funagata tholeiitic basalt magma. This type of change in pyroxene phase relation is interpreted as being due to the successive decrease of the liquidus and solidus temperatures of pyroxenes, accompanied with the proceeding of the differentiation.

I. 序

ソレイト系列のマグマは，いわゆるカルクアルカリ系列の安山岩質マグマとともに，プレートの消費境界の火山前線沿いにおいて特徴的に，しかも多量に産するマグマである。従って，ソレイト質マグマの生成および分化過程を解明する事は，島弧の火山活動を理解する上

で最重要課題の一つである。

東北日本の火山前線を構成する那須火山帯には，ソレイト質マグマがカルクアルカリ安山岩質マグマとともに噴出している。那須火山帯に産するソレイト質火山岩類を岩石学的に研究する事は，直接的には，ソレイト質マグマの分化過程を理解する事に貢献する。

現在までに那須火山帯の火山岩を対象に行われた岩石

* 茨城大学理学部地球科学教室

(昭和 57 年 9 月 7 日受理)

化学的研究の多くは、ソレナイト系列が、ソレナイト質マグマの分別結晶作用によって導きうる事を指摘している。それは以下に示す岩石化学的データに基づいている。第一に、地表に噴出しているソレナイト質マグマの組成は低い Ni/Mg 比および Mg/Fe 比を有する。この組成はマントルカンラン岩とは平衡に共存し得ないものである (Fukuyama, 1978)。この事実は、マグマがマントルで生じたとすれば、地表噴出までに多量のカンラン石を晶出、分別した事を強く示唆している事になる (久城, 1978)。第二に、個々の火山体を構成する岩石の全岩化学組成は連続的に変化し、一連のトレンドを形成する。このトレンドは、ソレナイト系列に関する限り、斑晶鉱物の分別結晶作用によって説明が可能である (富樫, 1977; Masuda and Aoki, 1979; Nakamura, 1980; Sakuyama, 1981)。従ってマグマ溜り内での結晶作用を phase petrological に検討する事は、ソレナイト質マグマの分化過程を解明する上で不可欠な事である。しかしそのために必要な、個々の火山での斑晶鉱物の晶出、反応関係の詳細な検討はほとんど行われていない。特に、分化の初期、すなわち玄武岩質マグマの結晶分化過程は、phase petrological には全く解明されていない。これを解明するためには二段階の作業が必要である。第一に、分化の程度の異なる一連の試料に関し、詳細な岩石記載および microprobe 分析を行う。そして第二に、得られた情報から、適切な鉱物学的基準のもとに、マグマ溜り内での結晶作用に関する情報のみを抽出する。

本稿において、著者は、この二段階の作業を通じて、那須火山帯に産するソレナイト質マグマの、確認されうる最も早期の結晶化過程の解明を試みる。

II. 試料の記載

今回用いた試料は、青木 (1961) によって記載された船形火山産ピジョン輝石玄武岩三種である。

1. 全岩化学組成

Table 1 に本研究の試料の主成分化学組成を示す。Fig. 1 は那須火山帯のソレナイト系列火山岩の分析値を SiO_2 -oxides 図に示したものである。分析値は、Kawano and Aoki (1960), Kawano *et al.* (1961), Onuma (1962), 富樫 (1977), Nakamura (1980), 藤縄 (1980) より収集した。Fig. 1 から明らかな様に、本試料は、 SiO_2 および K_2O 含有量が最も低く、 CaO 含有量および $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ 比が最も高いという点で那須火山帯のソレナイト質火山岩のうち最も未分化な組成の玄武岩類であると言える。

全岩化学組成および石基鉱物組合せから、これらの試

Table 1. Whole-rock chemical compositions of the samples

	1	2	3
	Type 1	Type 2	Type 3
SiO_2 (wt.%)	50.37	50.12	51.15
TiO_2	0.58	1.00	0.72
Al_2O_3	16.24	17.06	17.16
Fe_2O_3	2.73	2.50	4.91
FeO	8.59	7.81	5.94
MnO	0.11	0.11	0.17
MgO	7.13	6.61	6.09
CaO	11.17	10.63	10.88
Na_2O	1.46	1.61	1.86
K_2O	0.21	0.18	0.14
H_2O^+	0.73	1.57	0.67
H_2O^-	0.36	1.00	0.46
P_2O_5	0.04	0.08	0.06
Total	99.72	100.28	100.21
$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$	0.39	0.39	0.37

Analyst 1,2; K. Aoki
3; A. Fujinawa

料は、久野の低アルカリソレナイト、あるいは Jakeš and Gill (1970) の island arc tholeiite series (島弧型ソレナイト系列) に分類される。

2. 顕微鏡観察

試料の鉱物組合せを Table 2 に示す。これら三試料間、マフィック斑晶組合せの変化が確認できる。記載岩石学的基準に従えば、Type 1 sample が最も未分化であり、Type 2, Type 3 へと順次、より分化の進行したものととなっている事になる。

(1) Type 1 sample Olivine bronzite pigeonite basal_t a. 斑晶

斜長石：自形柱状を示し、最長 2mm におよぶ。累帯構造は、中心部ではほとんど見られず、外縁部付近においてのみ顕著である。アルバイト、カールスバド双晶が普通に見られる。

カンラン石：半自形ないし他形で、直径約 1.5mm 以下、通常斑晶大のブロンザイトの反応縁を有する。ブロンザイト反応縁を持たない場合では、直径 0.1mm 程度の粒状のピジョン輝石反応縁が観察される。ピコタイト包有物はごくまれに含まれる。

ブロンザイト：長さ 2mm 以下の自形ないし半自形柱状を呈す。多色性は弱い。累帯構造は顕著でない。多くの場合、ブロンザイト斑晶は、独立した柱状結晶か、あるいはカンラン石斑晶周囲の反応縁として存在する。それらは通常、更に、サブカルシックオーゾナイトの overgrowth によってとり巻かれている。

ピジョン輝石：自形ないし半自形柱状を呈し、長さは 2mm 以下である。しばしば (100) 面を接合面とする双

Fig. 1. SiO_2 -oxides diagrams showing the whole rock chemical compositions of the island arc tholeiite series from the Nasu zone, NE Japan (Osoreyama, Towada, Iwate, Akita-Komagatake, Kayodake, Funagata, Zao, Adatara, Nekoma and Nasu volcanoes).

Large solid circles: Samples studied in this paper. Open circles: Other samples belonging to the island arc tholeiite series collected from the Nasu zone.

晶が見られる。累帯構造は不明瞭である。端面の発達は悪く、しばしばサブカルシックオーゾイトの overgrowth にとり巻かれる。

ブロンザイトーピジョン輝石平行連晶: ブロンザイトは時々、ピジョン輝石と、C 軸を共有する平行連晶を成すことがある。この時、常にブロンザイトが内側にあ

り、両輝石の界面は不規則形である。時に、ブロンザイトは完全にピジョン輝石に含有される場合もある。

b. 石基

石基は粗粒で主に斜長石 (ラブラドライト)、普通輝石、ピジョン輝石、サブカルシックオーゾイトおよび不透明鉱物より成る。他に少量のリン灰石、クリストバ

Table 2. Mineral assemblages of the samples

	1	2	3
	Type 1	Type 2	Type 3
Phenocryst			
plagioclase	⊙	⊙	⊙
olivine	○	+	
bronzite	○	○	○
pigeonite	○	○	○
augite		○	○
Groundmass			
plagioclase	⊙	⊙	⊙
pigeonite	○	○	○
augite	○	○	○
subcalcic augite	○		
Fe-Ti oxides	+	+	+
cristobalite	+	+	+
anorthoclase	+		
apatite	+	+	+
glass	+	○	+
Texture	inter- granular	hyalo- ophitic	inter- granular

⊙, major; ○, subordinate; +, minor.

ライト, アノソクレイスおよび褐色ガラスを含む。

(2) Type 2 sample Pigeonite bearing bronzite augite olivine basalt

a. 斑晶

斜長石: 柱状, 自形を呈し最大, 長さ 2mm におよぶ。累帯構造は中心部では不明瞭であるが, 外縁部付近で顕著である。集片双晶 (アルバイト, カールスバド) がごく普通に見られる。

カンラン石: 直径 1mm 以下の他形, 粒状を呈す。通常, 斑晶ブロンザイトの反応縁によってとり囲まれている。カンラン石周囲の単斜輝石反応縁はほとんど観察されない。

ブロンザイト: 独立した斑晶は, 長さ 1.5mm 以下の自形柱状をなし, 0.1mm 以下の粒状ピジョン輝石反応縁を持つ。しばしばピジョン輝石と平行連晶をなす場合がある。この時, ブロンザイトは内側にあり, かつ自形性は強く両輝石の境界はC軸に平行な平滑面である。Type 1 の平行連晶と比較するとピジョン輝石の幅は薄い。また, ブロンザイトは時に, 普通輝石とC軸を共有した平行連晶をなす事がある。この時もブロンザイトが内側となる。

ピジョン輝石: 長さ 1.5mm 以下の長柱状ないし短柱状の自形結晶であるが, 端面の発達が悪い。(100)面を接合面とする双晶がしばしば観察される。外縁部付近において累帯構造が見られる。

普通輝石: 自形ないし半自形を呈す。長さ 2mm 以下の短柱状結晶である。時に, (100)面を接合面とする双晶をなす。

集合斑晶: 典型的な集合斑晶の構造は以下に記す様なものである。直径 0.5mm 以下, 他形のカンラン石の周囲を, 長径 1mm 以下の他形のブロンザイトの結晶集合がとり巻く。これを更に, 長さ 1mm 以下の半自形ないし他形のピジョン輝石または普通輝石の結晶粒がとり囲む。時に, カンラン石は完全にブロンザイトに置き換わっている場合がある。

b. 石基

石基は細粒で intersertal texture を呈す。主としてラブラドライト, ピジョン輝石, 普通輝石より成り, 他に少量の不透明鉱物, クリストバライト, リン灰石およびガラスを含む。

(3) Type 3 sample Bronzite augite pigeonite basalt

a. 斑晶

斜長石: 自形で柱状を呈し, 最大のもので長さ 2mm に達する。累帯構造は外縁部で顕著である。集片双晶を成すのが普通である。

ブロンザイト: 2mm 以下の長柱状結晶で自形ないし半自形を呈す。独立した結晶粒の周囲には単斜輝石 (主としてピジョン輝石) の反応縁が見られる。本試料中にもブロンザイトーピジョン輝石, およびブロンザイトー普通輝石平行連晶が存在する。これらの鏡下での特徴は Type 2 sample 中のものと同様である。

集合斑晶: ブロンザイトを主構成要素とするものと, ピジョン輝石を主とするものとがある。ブロンザイト集合体は, 他形ないし半自形の, 長さ 1mm 以下のブロンザイトの集合である。稀に, 中心部に, 完全に緑泥石化した他形のカンラン石 (直径 0.5mm 以下) を含む事がある。ピジョン輝石集合体は, 長径約 0.5mm の半自形ないし他形のピジョン輝石結晶が集合したものである。ピジョン輝石結晶内には時にブロンザイト包有物が含まれる。

b. 石基

石基は粗粒で, intergranular texture を示す。石基鉱物は主として短冊状のラブラドライト, 短柱状のピジョン輝石と普通輝石, および不透明鉱物より成り, 更に少量のクリストバライトとリン灰石を含む。

III. 分析結果

鉱物の分析は, 東北大学の HITACHI X線プロンプマイクロナライザー X-560S を用いて行った。分析方法は Fujimaki and Aoki (1980) に従った。1岩石試料中の各斑晶鉱物それぞれ数個の粒について, 数ヶ所ないし 10 数ヶ所の点分析を行い, 各鉱物の組成範囲を調べた。本研究では特に, 鉱物の共生関係を知る目的のため,

composite grain の分析を従来よりも重視した。Fig. 3~6 に示した tie line は, composite grain の接触部での各鉱物の組成を結んだものである。

各斑晶鉱物の代表的な分析値を Table 3~7 に示し, Fig. 2~5 にプロットした。

(1) Type 1 sample

カンラン石: 6 個の粒を分析した。Mg/Mg+Fe 比の範囲は 0.82~0.78 である。カンラン石は常に normal zoning を示し, 外縁部に向かって次第に Mg/(Mg+Fe) 比が減少して行く。急激な組成変化は見られない。各粒

間の組成のばらつきは, 1つの粒内の組成変化の最大幅以内におさまる。

ブロンザイト: 10 個の粒を分析した。ブロンザイトの組成 zoning はほとんどなく, 1つの粒内の Mg/(Mg+Fe) 比の変化幅は 0.80~0.79 の範囲内である。grain 間の組成変化は確認されない。これらは, 島弧型ソレイト系列の火山岩中の斜方輝石のうちでは Ca, Cr に富み, Ti に乏しい。カンラン石斑晶周囲のブロンザイト反応縁の組成は, 単独で存在する自形の斑晶のと同じ組成である。

ピジョン輝石: 5 個の粒を分析した。Ca, Cr に富み, Ti に乏しい特徴を持つ。Mg/(Mg+Fe) 比は 0.79~0.78 の範囲を占める。弱い normal zoning を示すが, 外縁付近の急激な組成変化は見られない。

ブロンザイトーピジョン輝石平行連晶: 3 個分析した。両輝石とも単独の自形斑晶と同一の組成を有す。ブロンザイトおよびピジョン輝石斑晶の周囲に発達するサブカルシックオーゾナイトは, 著しい normal zoning を示す。その Mg/(Mg+Fe) 比は, 石基輝石のそれに匹敵する。

斜長石: 斜長石斑晶は, 均質な組成の内核部と normal zoning を示す外縁部から成る。外縁部の幅は 0.05 mm 以下である。内核部の An mole% は 95~89 の範囲内

Table 3. Representative chemical compositions of olivine phenocrysts

	1	2	3	4	5	6	7
	Type 1C	Type 1C	Type 1R	Type 2C	Type 2C	Type 2R	Type 2G
SiO ₂ (wt.%)	39.22	39.02	38.66	38.94	38.94	37.89	38.27
FeO*	16.71	19.26	20.47	20.38	21.14	21.62	22.21
MnO	0.28	0.32	0.32	0.29	0.44	0.39	0.36
MgO	43.76	41.58	40.46	40.80	39.77	39.08	38.79
CaO	0.10	0.12	0.15	0.10	0.27	0.14	0.28
Total	100.07	100.30	100.06	100.51	100.56	99.12	99.91
Si (0=4.000)	0.993	0.997	0.996	0.998	1.002	0.993	0.997
Fe	0.354	0.412	0.441	0.437	0.455	0.474	0.484
Mn	0.006	0.007	0.007	0.006	0.010	0.009	0.008
Mg	1.652	1.584	1.555	1.559	1.525	1.527	1.506
Ca	0.003	0.003	0.004	0.003	0.007	0.004	0.008
Total	3.008	3.003	3.003	3.003	2.999	3.007	3.003
Mg/Mg+Fe	0.824	0.793	0.779	0.781	0.770	0.763	0.757

* Total Fe as FeO

Table 4. Representative chemical compositions of orthopyroxene (bronzite) phenocrysts

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Type 1C	Type 1C	Type 1C	Type 1P	Type 2C	Type 2C	Type 2G	Type 2R	Type 3C	Type 3C	Type 3C	Type 3G	Type 3R
SiO ₂ (wt.%)	55.09	54.63	54.85	55.11	55.46	54.38	54.82	55.32	55.09	54.93	54.85	54.65	54.62
Al ₂ O ₃	0.92	1.32	1.21	0.89	1.48	1.53	1.43	1.57	1.31	1.82	1.77	1.41	1.66
Cr ₂ O ₃	0.17	0.21	0.16	0.19	0.10	0.14	0.05	---	0.08	0.12	0.09	0.06	0.12
TiO ₂	0.15	0.20	0.18	0.09	0.06	0.07	0.14	0.16	0.06	0.12	0.11	0.15	0.18
FeO*	12.87	12.80	13.77	13.12	11.91	12.73	13.10	14.28	12.69	13.68	15.26	14.83	16.69
MnO	0.30	0.34	0.17	0.19	0.28	0.23	0.31	0.28	0.27	0.35	0.35	0.30	0.38
MgO	28.10	27.52	27.31	28.08	28.88	27.60	27.07	26.49	27.85	26.92	25.99	26.15	24.74
CaO	2.36	2.48	2.51	2.39	2.46	2.48	2.28	2.34	2.03	2.23	2.22	2.38	2.34
Total	99.96	99.50	100.16	100.06	100.63	99.16	99.20	100.44	99.38	100.05	100.64	99.93	100.73
Si (0=6.000)	1.974	1.965	1.966	1.972	1.962	1.962	1.979	1.978	1.980	1.969	1.971	1.975	1.975
Al	0.039	0.056	0.051	0.038	0.061	0.065	0.061	0.066	0.056	0.077	0.075	0.060	0.071
Cr	0.005	0.006	0.005	0.005	0.003	0.004	0.002	---	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003
Ti	0.004	0.005	0.005	0.002	0.002	0.002	0.004	0.004	0.002	0.003	0.003	0.004	0.005
Fe	0.386	0.385	0.413	0.393	0.352	0.384	0.396	0.427	0.381	0.410	0.458	0.448	0.505
Mn	0.009	0.010	0.005	0.006	0.008	0.007	0.009	0.008	0.008	0.010	0.010	0.009	0.011
Mg	1.501	1.476	1.460	1.497	1.523	1.484	1.457	1.412	1.491	1.438	1.392	1.409	1.334
Ca	0.091	0.096	0.097	0.092	0.093	0.096	0.088	0.090	0.078	0.086	0.086	0.092	0.091
Total	4.009	3.999	4.002	4.005	4.004	4.004	3.996	3.985	3.998	3.996	3.997	3.999	3.995
Ca (atom.%)	4.6	4.9	4.9	4.6	4.7	4.9	4.5	4.7	4.0	4.4	4.4	4.7	4.7
Mg	75.9	75.4	74.1	75.6	77.4	75.6	75.1	73.2	76.4	74.4	71.9	72.3	69.1
Fe	19.5	19.7	21.0	19.8	17.9	19.5	20.4	22.1	19.6	21.2	23.7	23.0	26.2
Mg/Mg+Fe	0.800	0.793	0.779	0.792	0.812	0.794	0.786	0.768	0.796	0.778	0.752	0.759	0.725

* Total Fe as FeO

Abbreviations: C, core; R, rim; G, grains in the glomeroporphyritic aggregate; P, parallel intergrowth.

Table 5. Representative chemical compositions of pigeonite phenocrysts

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Type 1C	Type 1C	Type 1C	Type 1P	Type 2C	Type 2C	Type 2C	Type 2G	Type 2R	Type 2P	Type 3C	Type 3C	Type 3G	Type 3R	Type 3P
SiO ₂ (wt.%)	55.41	53.82	53.99	54.61	54.16	54.56	53.49	54.40	54.86	53.53	54.20	53.92	54.49	54.06	54.01
Al ₂ O ₃	0.89	1.66	1.84	1.69	1.48	1.52	1.51	1.45	1.28	1.94	1.21	1.41	1.23	1.14	1.15
Cr ₂ O ₃	0.16	0.16	0.22	0.21	0.15	0.22	0.19	0.11	---	---	0.13	---	0.09	---	0.10
TiO ₂	0.05	0.10	0.20	0.11	0.14	0.16	0.16	0.06	0.09	0.15	0.12	0.17	0.15	0.19	0.13
FeO*	12.62	12.65	12.77	12.25	13.03	13.66	13.53	13.02	14.88	15.55	14.52	16.30	15.10	18.31	17.63
MnO	0.28	0.40	0.30	0.37	0.40	0.37	0.37	0.33	0.39	0.36	0.41	0.43	0.41	0.51	0.46
MgO	26.89	25.65	25.50	25.86	24.85	25.36	24.81	24.44	23.39	21.85	23.45	22.34	23.54	20.83	21.17
CaO	4.05	4.81	5.02	5.39	5.35	4.91	4.76	4.80	4.77	5.32	4.82	4.65	4.59	5.24	5.50
Na ₂ O	0.14	0.21	0.34	0.19	0.33	0.12	0.25	0.40	0.42	0.57	0.38	0.34	0.59	0.34	0.50
Total	100.49	99.37	100.18	100.68	99.89	100.88	99.07	99.01	100.08	99.27	99.24	99.56	100.19	100.62	100.65
Si (0=6.000)	1.979	1.956	1.946	1.954	1.962	1.958	1.956	1.982	1.992	1.973	1.989	1.982	1.985	1.988	1.988
Al	0.038	0.071	0.078	0.071	0.063	0.064	0.065	0.062	0.055	0.084	0.052	0.061	0.053	0.049	0.050
Cr	0.005	0.005	0.006	0.006	0.004	0.006	0.006	0.003	---	---	0.004	---	0.003	---	0.003
Ti	0.001	0.003	0.005	0.003	0.004	0.004	0.005	0.002	0.003	0.004	0.003	0.005	0.004	0.005	0.004
Fe	0.377	0.385	0.385	0.367	0.395	0.410	0.414	0.397	0.452	0.479	0.446	0.501	0.460	0.563	0.543
Mn	0.008	0.012	0.009	0.011	0.012	0.011	0.011	0.010	0.012	0.011	0.013	0.013	0.013	0.016	0.014
Mg	1.431	1.384	1.370	1.379	1.342	1.356	1.352	1.327	1.266	1.200	1.283	1.224	1.278	1.142	1.161
Ca	0.155	0.187	0.194	0.207	0.208	0.189	0.187	0.187	0.186	0.210	0.190	0.183	0.179	0.206	0.217
Na	0.010	0.015	0.024	0.013	0.024	0.008	0.018	0.029	0.030	0.041	0.027	0.024	0.042	0.024	0.035
Total	4.004	4.018	4.017	4.011	4.014	4.006	4.014	3.999	3.996	4.002	4.007	3.993	4.017	3.993	4.015
Ca (atom.%)	7.9	9.6	9.9	10.6	10.7	9.7	9.6	9.8	9.8	11.1	9.9	9.6	9.3	10.8	11.3
Mg	72.9	70.8	70.3	70.6	69.0	69.4	69.3	69.4	66.5	63.5	66.9	64.0	66.7	59.7	60.5
Fe	19.2	19.6	19.8	18.8	20.3	20.9	21.1	20.8	23.7	25.4	23.2	26.3	24.0	29.5	28.2
Mg/Mg+Fe	0.791	0.783	0.781	0.789	0.773	0.768	0.766	0.769	0.737	0.714	0.742	0.710	0.735	0.670	0.682

* Total Fe as FeO

Abbreviations are same as those in Table 4.

Table 6. Representative chemical compositions of augite phenocrysts

	1	2	3	4	5	6	7
	Type 2C	Type 2C	Type 2G	Type 2R	Type 3C	Type 3C	Type 3R
SiO ₂ (wt.%)	51.94	52.13	53.25	52.32	53.61	53.56	52.82
Al ₂ O ₃	2.76	2.48	2.44	3.29	2.11	2.14	1.50
Cr ₂ O ₃	0.61	0.20	0.56	---	0.17	0.21	---
TiO ₂	0.24	0.28	0.15	0.45	0.16	0.18	0.29
FeO*	7.38	8.93	8.66	10.31	8.82	9.24	11.54
MnO	0.16	0.17	0.23	0.25	0.22	0.20	0.26
MgO	17.28	17.97	17.30	16.74	17.15	16.94	15.65
CaO	18.75	17.11	17.33	15.66	17.60	17.51	17.56
Na ₂ O	0.34	0.16	0.38	0.60	0.47	0.57	0.25
Total	99.46	99.43	100.30	99.62	100.31	100.55	99.87
Si (0=6.000)	1.920	1.929	1.952	1.935	1.966	1.963	1.969
Al	0.120	0.108	0.105	0.143	0.091	0.092	0.066
Cr	0.018	0.006	0.016	---	0.005	0.006	---
Ti	0.007	0.008	0.004	0.012	0.005	0.005	0.008
Fe	0.228	0.276	0.265	0.319	0.271	0.283	0.360
Mn	0.005	0.005	0.007	0.008	0.007	0.006	0.008
Mg	0.952	0.991	0.944	0.923	0.937	0.925	0.869
Ca	0.743	0.678	0.680	0.620	0.692	0.688	0.701
Na	0.024	0.012	0.027	0.043	0.033	0.040	0.018
Total	4.017	4.013	4.000	4.003	4.007	4.008	3.999
Ca (atom.%)	38.6	34.9	36.0	33.3	36.4	36.3	36.3
Mg	49.5	50.9	50.0	49.6	49.4	48.8	45.0
Fe	11.9	14.2	14.0	17.1	14.2	14.9	18.7
Mg/Mg+Fe	0.807	0.782	0.781	0.743	0.776	0.766	0.707

* Total Fe as FeO

Abbreviations are same as those in Table 4.

であり、外縁部において急激に減少して An 70 に至る。

(2) Type 2 sample

カンラン石：7個の粒を分析した。zoning pattern は、Type 1 sample 中のカンラン石と同様である。Mg/(Mg+Fe) 比は 0.78~0.76 の範囲を占める。この値は、明らかに Type 1 sample 中のカンラン石の値よりも低い (Fig. 2)。

ブロンザイト：7個の粒を分析した。そのうち単独で存在する自形斑晶は1個、残りはカンラン石斑晶をとり囲む半自形の斑晶である。ブロンザイトは常に normal zoning を示す。Mg/(Mg+Fe) 比は内核部から外縁部に向って徐々に減少し、外縁部付近で急激な減少を示す。弱い zoning を示す内核部の Mg/(Mg+Fe) 比は 0.81~0.79 の範囲にあり、外縁部では急激に 0.76 程度まで減少する。Type 1 sample 中のブロンザイトと比較すると内核部の平均組成はやや Mg に乏しくなっている。

ピジョン輝石：9個の粒を分析した。弱い累帯を示す内核部と、著しい累帯を示す外縁部より成るが、いずれも normal zoning である。内核部での Mg/(Mg+Fe) 比の組成幅は、0.773~0.769、外縁部付近で約 0.73 である。内核部の平均組成は、Type 1 sample 中のピジョン輝石よりも Mg に乏しい (Fig. 6)。

普通輝石：3個の粒を分析した。島弧型ソレライト系

Table 7. Representative chemical compositions of plagioclase phenocrysts

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Type 1C	Type 1C	Type 1R	Type 2C	Type 2C	Type 2R	Type 3C	Type 3C	Type 3R
SiO ₂ (wt %)	45.39	45.74	51.33	44.93	44.56	50.52	45.12	45.95	51.24
Al ₂ O ₃	34.38	34.27	29.84	34.71	34.72	30.63	33.88	33.51	29.83
FeO*	0.68	0.54	1.10	0.58	0.58	0.88	0.40	0.48	0.66
CaO	19.01	18.67	14.25	19.05	19.49	15.27	18.85	18.13	14.39
Na ₂ O	0.73	0.56	3.27	0.64	0.44	2.45	1.02	1.35	3.27
K ₂ O	0.07	0.01	0.04	0.05	0.02	0.04	0.30	0.05	0.13
Total	100.26	99.79	99.83	99.96	99.81	99.79	99.57	99.47	99.52
Si (O=32.000)	8.381	8.451	9.398	8.314	8.268	9.254	8.396	8.539	9.403
Al	7.479	7.462	6.438	7.571	7.594	6.612	7.429	7.339	6.451
Fe	0.106	0.083	0.169	0.090	0.090	0.134	0.062	0.737	0.100
Ca	3.759	3.695	2.796	3.776	3.874	2.999	3.757	3.612	2.830
Na	0.263	0.200	1.163	0.231	0.160	0.872	0.367	0.484	1.165
K	0.017	0.002	0.008	0.012	0.005	0.008	0.072	0.011	0.031
Total	19.975	19.893	19.972	19.994	19.991	19.879	20.083	20.722	19.980
Ca (atom. %)	93.1	94.8	70.5	94.0	95.9	77.3	89.5	87.9	70.3
Na	6.5	5.1	29.3	5.7	4.0	22.5	8.8	11.8	28.9
K	0.4	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	1.7	0.3	0.8

Abbreviations are same as those in Table 4.

Fig. 2. Chemical compositions (Fo mole %) of olivine phenocrysts.

列の火山岩に含まれる普通輝石としては、Ca に乏しく、Cr に富む特徴がある。normal zoning を示し、Mg/(Mg+Fe) 比は内核部から外側に向って徐々に減少し、外縁部付近で急激に下がる。内核部での Mg/(Mg+Fe) 比の幅は 0.81~0.78 の範囲であり、外縁部付近では 0.74 程度まで下がる。

ブロンザイトーピジョン輝石平行連晶：内側のブロンザイトは、単独で存在する斑晶と全く同様の累帯パターンおよび組成を有す。外側のピジョン輝石は著しい normal zoning を示し、ブロンザイトとの境界部の組成が単独のピジョン輝石斑晶の外縁部の組成と一致する。外側のピジョン輝石の大部分は、組成的には石基ピジョン輝石と一致する。

ブロンザイトー普通輝石平行連晶：内側のブロンザイトは通常、著しく累帯した外縁部を持たず、その組成は単独斑晶の内核部の組成に一致する。時に、ブロンザイトの一部が、直接、石基と接する場合があるが、この時は石基との接触部付近においてのみ累帯構造の著しい外縁部が見られる。外側の普通輝石の組成は単独斑晶のものと全く同一である。

集合斑晶：直接石基と接している部分を除いて、構成鉱物はすべて、各単独斑晶の内核部の組成を有す。石基との接触部付近では累帯構造の著しい外縁部が見られる。

斜長石：斜長石斑晶の化学組成および、累帯パターンは Type 1 sample 中のものと同様である。

Fig. 3a. Chemical compositions of phenocryst pyroxenes in Type 1 sample (atomic ratio).
Symbols: ●, bronzite core; ■, pigeonite core; △, overgrown subcalcic augite.

Fig. 3b. Chemical compositions of pyroxenes in Type 1 sample (atomic ratio).
Symbols: ●, bronzite core; ■, pigeonite core; △, overgrown subcalcic augite; ○, groundmass pyroxenes.

(3) Type 3 sample

ブロンザイト: 5個の粒を分析した。うち単独斑晶は1個, 他はピジョン輝石または普通輝石によりとり囲まれている粒である。累帯パターンは Type 2 sample 中のブロンザイトと同様である。Mg/(Mg+Fe) 比は, 内核部で0.80~0.75の範囲を占め, 外縁部では0.73程度まで降下する。内核部の平均組成は Type 2 sample 中のブロンザイトよりもさらに Mg に乏しい。単独斑晶と composite grain との間の組成差は全く見られない。

ピジョン輝石: 4個の粒を分析した。累帯のパターンは Type 2 sample 中のピジョン輝石と同様である。Mg/

(Mg+Fe) 比は内核部では0.74~0.71の幅をもち, 外縁部で0.67まで急激に下がる。内核部の平均組成は Type 2 sample のピジョン輝石よりもさらに Mg に乏しい (Fig. 6)。

普通輝石: 3個の粒を分析した。累帯のパターンは Type 2 sample 中のものと同様である。Mg/(Mg+Fe) 比は内核部で0.78~0.77, 外縁部付近で急激に下がって約0.71となる。内核部の平均組成は Type 2 sample のものと比べてより Mg に乏しい組成となっている (Fig. 6)。

ブロンザイトーピジョン輝石平行連晶, ブロンザイト

Fig. 4. Chemical compositions of pyroxenes in Type 2 sample (atomic ratio). Symbols: ●, bronzite core; ○, bronzite rim; ■, pigeonite core; □, pigeonite rim; ◻, outer pigeonite of the parallel intergrowth; ▲, augite core; △, augite rim.

Fig. 5. Chemical compositions of pyroxenes in Type 3 sample (atomic ratio). Symbols are same as those in Fig. 4.

Fig. 6. Chemical compositions of the cores of phenocryst pyroxenes.

Symbols: ○, bronzite in Type 1; △, bronzite in Type 2; □, bronzite in Type 3; ●, pigeonite in Type 1; ▲, pigeonite in Type 2; ■, pigeonite in Type 3; ▼, augite in Type 2; ◆, augite in Type 3.

トー普通輝石平行連晶および集合斑晶と、単独斑晶との組成関係、あるいは、累帯パターンは、Type 2 sample で観察されるのと全く同様である。

斜長石：斜長石斑晶の化学組成および、累帯パターンは、Type 1, Type 2 sample 中のものと同一である。

IV. 議 論

1. 各試料における鉱物の晶出経路

鉱物の化学組成および鉱物相互間の組織上の特徴をもとに、各試料内の結晶化過程を把握する。

(1) Type 1 sample

結晶化の過程は二つの時期に大別する事が可能である。斑晶を晶出したステージ1と、サブカルシックオーショイト overgrowth および石基鉱物を晶出したステージ2である。ステージ1では、斜長石、ブロンザイトおよびピジョン輝石はほとんど均質な化学組成を持ってお

り、マグマ溜りの中で定常的な条件のもと、液と準平衡的に共存していたと解釈できる。カンラン石斑晶はこの時すでに液と反応関係にあり、反応生成物としてブロンザイトあるいはピジョン輝石が形成されつつあった。カンラン石の外縁付近と、周囲のブロンザイト斑晶の Mg-Fe 分配を見ると、Fig. 7 に示す通り、分配平衡が成立している。影をつけた部分は、Matsui and Nishizawa (1974) によりまとめられた、カンラン石-斜方輝石の平衡分配係数 (比の比) の実測範囲を示す。さらに、ブロンザイト-ピジョン輝石平行連晶の両輝石の組成が、各々単独で存在する斑晶の組成と一致していることから、斜方輝石+液→ピジョン輝石という包晶反応も斑晶の晶出時に進行していた、と解釈できる。つまり、マグマ溜り内の準平衡条件下で、カンラン石+液→斜方輝石、および、斜方輝石+液→ピジョン輝石の反応が同時に進行していた事になる (Fig. 3a)。

これらの結晶作用にひきつづき、著しい normal zoning

Fig. 7. Mg-Fe²⁺ partitioning between olivine phenocryst and surrounding bronzite phenocrysts.

Points show the partitions near the contact surface. Shaded area shows the range of the equilibrium Mg-Fe²⁺ partition coefficient between olivine and orthopyroxene (from Matsui and Nishizawa, 1974). Mg/(Mg+Fe) of each phase is in atomic ratios.

を示すサブカルシックオーソライトおよび斜長石斑晶の zoned rim が形成され、これと相前後して石基鉱物の晶出が始まる。石基輝石の Mg/(Mg+Fe) 比は約 0.1 にまでおよぶ (Fig. 3b)。

ソレライト質マグマが固結する際、結晶化進行にともない、晶出する輝石の組合せは、Mg に富む斜方輝石および普通輝石から、中間組成の斜方輝石、普通輝石およびピジョン輝石の組合せを経て、Fe に富む普通輝石およびピジョン輝石に変化するが普通である (例えば、Kuno, 1966; Nakamura and Kushiro, 1970a; Ishii and Takeda, 1974; Ishii, 1981; Sakuyama, 1981)。ところがこの試料は斑晶輝石の組合せが Mg に富む斜方輝石とピジョン輝石であり、普通輝石はより結晶化の進行した石基晶出時まで晶出しない。斜方輝石+ピジョン輝石の斑晶輝石組合せを持つ火山岩は稀であり、わずかに Mull andesite (Virgo and Ross, 1973) と箱根の hypersthene andesite (Kuno and Nagashima, 1952) において報告があるのみである。ただし箱根の hypersthene andesite では、後にシソ輝石斑晶中に普通輝石の包有物が見つかっている (Nakamura and Kushiro, 1970b)。特に、斜方輝石+ピジョン輝石の組合せで、カンラン石斑晶と共存している火山岩は他に例を見ない。この試料は

鉱物学的にもソレライト系列の火山岩中で最も未分化なものであると言える。

(2) Type 2 sample

本試料の結晶化過程は 3 ステージに分けられる。均質ないしは弱い normal zoning を示す斑晶の内核部を晶出したステージ 1、顕著な normal zoning を示し、斑晶の外縁部を形成したステージ 2、および石基鉱物を晶出したステージ 3 である。

ステージ 1 においては、斜長石 (An₉₅₋₉₀)、カンラン石 (Fo₇₈₋₇₆)、ブロンザイト (Wo_{4.5}En_{76.5}Fs₂₀)、ピジョン輝石 (Wo_{9.5}En_{69.5}Fs₂₁) に加え普通輝石 (Wo₃₆En₅₀Fs₁₄) が液と共存する。この時カンラン石およびブロンザイトが液と反応関係にある事は集合斑晶あるいはカンラン石+ブロンザイト反応縁の組織および化学組成から支持される。

ステージ 2 では、カンラン石は完全に液から分別され、三輝石は共存したまま Fe に富む組成に変化し、かつ斜長石は Ab 成分に富んで行く (Fig. 4)。ブロンザイト+ピジョン輝石平行連晶は、その化学組成から、ステージ 2 で形成されはじめ、更にステージ 3 においてもピジョン輝石は成長を続けたと解釈できる。従って、斜方輝石+液→ピジョン輝石の包晶反応は少なくともステー

ジ 2 の終了時までには継続していた事が言える。

これにひき続き石基の結晶作用, ステージ 3 が起こる。

(3) Type 3 sample

Type 2 sample と同様に 3 ステージに分けられる。

ステージ 1 では, 斜長石 (An_{90}), プロンザイト ($Wo_{4.5}En_{74.5}Fs_{21}$), ピジョン輝石 ($Wo_{10}En_{67}Fs_{23}$) および普通輝石 ($Wo_{38.5}En_{49.5}Fs_{14}$) が液と共存している。集合斑晶の組織および化学組成から, この時プロンザイトは液と反応関係にあった事が判定できる。集合斑晶の中心部に稀に存在する残晶状カンラン石は, 完全に変質しているため, プロンザイトと分配平衡が成立していたかどうか不明である。カンラン石斑晶が全く見られない事, およびプロンザイト集合体の組織が Type 2 sample のカンラン石周囲のプロンザイト反応縁の組織と酷似している事から, 著者はカンラン石包有物を残晶と考え, カンラン石は基本的にはすべて液と反応し完全にプロンザイトに置き換わってしまったと解釈している。

ステージ 2 では, 三輝石は共存したまゝいずれも Fe

に富む組成に変化し, 斜長石は Ab 成分に富んでくる。

Type 2 sample と同様のプロンザイトーピジョン輝石平行連晶の存在は, ステージ 2 の終了時まで斜方輝石+液→ピジョン輝石の包晶反応が継続していた事を示している。

ステージ 3 では石基鉱物の晶出が行われる。輝石は斑晶の外縁部よりもさらに Fe に富み, 斜長石はより Ab 成分に富む (Fig. 5)。

2. マグマ溜り内での準平衡結晶作用

ソレアイト質マグマのマグマ溜り内での準平衡条件下での晶出経路を知る事は, すなわち, マグマの分別結晶作用過程の本質を理解する事である。ここでは, 各試料から, 準平衡条件下での結晶作用に関する情報を抽出する。

急激な結晶化過程で晶出した鉱物は, 化学組成上いくつか顕著な特徴を有する事が, 主として lunar basalt を用いた, rate controlled crystallization experiments によって明らかにされた (例えば Lofgren *et al.*, 1974; Grove

Fig. 8a. $Mg/(Mg+Fe)$ vs. Al_2O_3 and TiO_2 relations of the pigeonite phenocrysts in Type 2 and 3 samples.

Symbols: ●, phenocryst core in Type 2 sample; ▲, phenocryst rim in Type 2 sample; ○, phenocryst core in Type 3 sample; △, phenocryst rim in Type 3 sample.

Fig. 8b. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ vs. Al_2O_3 and TiO_2 relations of the augite phenocrysts in Type 2 and 3 samples.

Symbols are same as those in Figure 8a.

and Bence, 1977, Grove and Raudsepp, 1978, Coish and Taylor, 1979 など)。それは次の様なものである。

(i) 主成分の急激な zoning (斜長石の An 成分, マフィック鉱物の $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 比), (ii) 輝石類の Al, Ti 含有量の増加, (iii) Ca に富む単斜輝石の Ca 含有量の減少と Ca に乏しい単斜輝石の Ca 含有量の増加, (iv) 斜長石の nonstoichiometry. 斜長石の nonstoichiometry を議論するには, 試料分析時の測定精度の問題があり, 急激な結晶化過程の証拠に用いるのは实际的でない。本研究では, (i)~(iii) を急激な結晶化過程の証拠として採用した。

Fig. 8a, b に明らかに示される様に, ピジョン輝石および普通輝石に関して斑晶の外縁部および石基に著しい Ti の濃集が見られる。Al の濃集はさほど顕著でない。更に, Fig. 4, 5 に示される通り, 普通輝石の Ca 含有量が斑晶の外縁部から石基にかけて減少する一方, ピジョ

ン輝石は斑晶の外縁部から石基へと Ca の増加が認められる。これらの事実は, 斑晶の内核部の Al, Ti および Ca 含有量が, Type 1~Type 3 sample を通じてほぼ一定であるのと対照的である。これらの事実, および急激な zoning の存在から, 斑晶の外縁部および石基は急激な結晶化過程の産物であると判断できる。従ってこれらは, 溜り内のマグマの分化経路を決定する分別結晶作用とは異質の結晶化過程に由来するものである。

各試料中での結晶化過程では, ステージ 2 およびステージ 3 はすべて急激な結晶化過程であり, 準平衡結晶化過程はステージ 1 に限られる。Fig. 9 に, 各試料からステージ 1 の情報のみを抽出し結合する事によって得られた, 準平衡晶出経路を示す。確認しうる最も未分化な時期において, カンラン石 (Fo_{78}), 斜長石 (An_{95-90}), プロンザイト ($\text{Wo}_{4.5}\text{En}_{76}\text{Fs}_{19.5}$), ピジョン輝石 ($\text{Wo}_{9.5}\text{En}_{71}\text{Es}_{19.5}$) が液と共存している (Fig. 9 の

Fig. 9. Near equilibrium crystallization path of the mafic minerals in the shallow magma chamber beneath the Funagata volcano.

1, ステージ A)。分化進行に伴い液はその $Mg/(Mg+Fe)$ 比を下げ、共存するマフィック鉱物の組成は Fe に富んでくる。ピジョン輝石の組成が大体、 $(Wo_{9.5}En_{69.5}Fs_{21})$ に達した時、普通輝石 ($Wo_{38.5}En_{49.5}Fs_{12}$) が晶出を開始する (Fig. 9 の 2, ステージ B)。普通輝石が晶出すると間もなく、カンラン石は液から完全に分別される。分化進行に伴い、三輝石は更に Fe に富む組成に変化して行く (Fig. 9 の 3, ステージ C)。なおこの間共存し続けている斜長石の組成はほとんど一定である。

3. マグマ溜り内の晶出条件

マグマ溜り内の結晶作用を phase petrological に考察するためには、マグマ溜りの晶出条件を予め見積る必要がある。ここでは晶出鉱物の phase relation に与える影響の大きい、 H_2O 含有量、圧力および温度を大まかに見積る。

(1) H_2O 含有量

東北日本のソレライト系列の火山岩は記載岩石学的に、(i) 石基鉱物中の含水鉱物のモードが低く (Kawano and Aoki, 1960; Kawano *et al.*, 1961), (ii) 斑晶含水鉱物が含まれない事が普通で (Sakuyama, 1977), (iii) 含まれる場合でも晶出時期が遅い (Sakuyama, 1979) 特徴があり、マグマの H_2O 含有量は低いとされてきた。

最近、いくつかの方法によって間接的に見積られるようになった。Aoki *et al.* (1981) は F 含有量が H_2O 含有量と正の相関を持つことを見出し (約 1: 10), F 含有量をもとにマグマの H_2O 含有量を見積った。島弧型ソレライトは最も低く (H_2O 0.14~0.21 wt%), その中でも今回用いた試料 (Type 1 sample) は最低の含有量 (58 ppm) を示しており (Ishikawa *et al.*, 1980), H_2O 含有量は約 0.06 wt% と見積られる。Sekine *et al.* (1979) は天然のいくつかの試料を用い、水飽和の下での相関係を実験によって求め、噴出時の温度および P_{H_2O} を見積った。それによればソレライト質安山岩 (秋田駒ヶ岳) の H_2O 含有量は約 1% と見積られる。Wada (1981) は Sekine *et al.* (1979) のデータから得られた、斜長石のリキダス温度の降下の度合と H_2O 含有量の関係をもとに船形火山のソレライト系列の火山岩の H_2O 含有量を 0.5~1.6 wt% と見積っている。

従って、今回用いた試料、つまりソレライト質な未分化マグマの H_2O 含有量は 0.5wt% 未満であると思える事ができる。これは、玄武岩の H_2O 溶解度が 3.1wt% (1 kb)~9.4 wt% (6 kb) である (Hamilton *et al.*, 1964) 事を考慮すると著しく水に不飽和な条件であったと言える。

(2) 圧 力

圧力の絶対値を見積るのに十分な地質圧力計は現在のところない。鉱物の共生関係、鉱物相互の反応関係から半定量的に求めるしかない。圧力推定に有効な記載岩石学的特徴に、(i) Mg に富むカンラン石と An 成分に富む斜長石の共生、(ii) カンラン石と斜方輝石との反応関係が挙げられる。

ソレライト質玄武岩の溶融実験 (Cohen *et al.*, 1967) や、単純な玄武岩系 (simple basalt system) の相関係 (Presnall *et al.*, 1978) から、ソレライト質玄武岩マグマから、カンラン石と斜長石とが平衡共存しうる圧力は 7 kb 以下と見積られる。

カンラン石 + 液 → 斜方輝石の反応は、単純な玄武岩系で無水条件下では 5~7 kb 以下に限られる (O'hara, 1968; Kushiro, 1969)。含水条件下では、この反応はより高圧までに起こりうる (Kushiro, 1971) が、本研究の試料は前述の通り H₂O に著しく乏しい。従って島弧型ソレライトマグマの早期の分化作用時にこの反応の起こりうる圧力上限は 7 kb を超えないであろう。

Powell (1978) は、Lesser Antille arc の火山において、Al₂O₃ が多い事を除けば全岩化学組成、鉱物組合せおよび鉱物組成が東北日本のソレライト質玄武岩に類似している火山岩から、低圧の cumulate nodule を見出し、熱力学的計算により、圧力を約 7 kb と見積った。

以上の事から、圧力上限は 7 kb と推定できる。

(3) 温 度

本研究の試料には、ピジョン輝石が斑晶鉱物として存在し、Type 2 および Type 3 sample ではブロンザイトおよび普通輝石と平衡共存している。従って地質温度計のうち、最も信頼度の高いものの一つである三輝石地質温度計を用いて平衡温度を見積る事ができる。Ishii (1975) および Ross and Huebner (1979) の方法で見積った計算値を Table 8 に示す。カッコ内は圧力を 7 kb と見積った時の計算値、その他は 1 気圧とした時の値である。Al, Ti の存在は三輝石のサブソリダスの相関係にはほとんど影響を与えない (Huebner *et al.*, 1973) と考

えられているので、外縁部の平衡温度見積りにおいて Al, Ti の効果は無視している。

Type 1 sample では普通輝石が共存しないために温度見積りはできない。しかしながら、斜方輝石 + ピジョン輝石組合せは両相の Mg/(Mg+Fe) 比を固定した場合、三輝石共存領域よりも高温側で安定である (Nakamura, 1971; Virgo and Ross, 1973)。従って斜方輝石 - ピジョン輝石の平衡温度の下限は、三輝石温度計で見積ることができる。Type 1 sample では石基普通輝石の最も Mg に富む組成が Mg/(Mg+Fe) 比で約 0.755 である。ゆえに、実際の平衡温度はこの下限温度をあまり上まわっていないかと推測される。

溜り内のマグマの温度は Fig. 9 の 1 から 3 へ分化の進行とともに下降し、その温度変化幅は約 25°C である。

4. 輝石台形に投影した、ソレライト質マグマの早期分化トレンド

輝石の相関係および各相の化学組成は、晶出時の物理化学的条件に関する重要な情報を与えてくれる。最近の輝石系の合成実験の進歩により、輝石の相関係と晶出条件との関係がより詳細に検討できる様になった (Mori, 1978; Huebner and Turnock, 1980)。

ソレライト系列の火山岩の系統的な分析によって輝石の晶出経路を明らかにする事は、マグマの分化時の条件、ことに晶出温度および liquid line of descent を推定するのに非常に有効である。

輝石の相関係は圧力によって変化する。しかし、エンスタイト - ディオプไซด์系においては、少なくとも 5 kb 程度までは相図のパターンが 1 気圧でのそれと全く同様である (Mori and Green, 1975) し、輝石台形において 15 kb まで三輝石共存が確認されている (Mori, 1978)。従って、ソレライト質マグマの低圧下 (7 kb 以下) の分化の議論は、定性的には 1 気圧下の輝石相関係を用いて行う事が可能である。

輝石台形に投影した初晶境界線をもとに考察する。Fig. 10 a, b に、MgO-FeO-CaO-SiO₂ 系において、SiO₂

Table 8. Crystallization temperatures estimated with the three pyroxene geothermometers

	pigeonite Fe/(Mg+Fe)	orthopyroxene Fe/(Mg+Fe+Ca)	T°C (Ishii, 1975)		T°C (Ross and Huebner, 1979)
			1 atm	7 kb	
Type 1 core	0.21	0.195	1170+	(1232+)	1205
Type 2 core	0.23	0.20	1160	(1222)	1200
Type 2 rim	0.31	0.255	1120		1175
Type 3 core	0.26	0.22	1145	(1206)	1190
Type 3 rim	0.33	0.275	1110		1165

Fig. 10. a) Liquidus at low oxygen fugacity values experimentally determined for pyroxene quadrilateral bulk compositions in the pure system.
b) Liquidus determined experimentally using natural pyroxene crystals and reducing conditions.
(from Huebner and Turnock, 1980).

から輝石台形に投影した相図 (Huebner and Turnock, 1980 に基づく) を示す。

溜り内のマグマが Type 1 sample の化学組成を有し、斑晶鉾物を晶出していた時 (Fig. 9 の 1), 液はカンラン石, 斜方輝石, ピジョン輝石の初晶境界線上 (破線 POF) にあるはずである。ただしカンラン石のモードが低いので実際の液の組成は piercing point a 近傍にあると推定される。Al, Ti 等の微量成分, H_2O 等が加わると, リキダス, ソリダス温度が下がり, ピジョン輝石に対し, 斜方輝石の安定領域が広がる。このため Fig. 10a の piercing point a と piercing point b とは互いに近づき適当な条件下で a, b は一致し, カンラン石+斜方輝石+ピジョン輝石+普通輝石+液という 4 成分系 isobaric invariant assemblage が出現する (Fig. 9 の 2)。更にリキダス, ソリダス温度が降下すると, 斜方輝石+普通輝石+液の組合せが安定となり, piercing point c が Fe に富む領域に出現する。Type 3 sample の斑晶は c に投影される様な組成の液と共存していたのであろう。

更に, ソレアイト質玄武岩メルトの組成に近づけるために, Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 - $CaSiO_3$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - SiO_2 系で考察を加える。今回用いた試料はすべて斜長石 (アノー

Fig. 11. The olivine+anorthite liquidus surface for low alkali liquids projected onto the pyroxene quadrilateral from olivine and anorthite.
Dotted curves in center of figure are estimated boundaries for tholeiitic liquids saturated with olivine and anorthite: opx+aug, opx+pi, and aug+pi. (from Longhi and Boudreau, 1979)

Fig. 12. Schematic liquidus surfaces for island arc tholeiite magmas projected onto the pyroxene quadrilateral from olivine and anorthite.

サイト)に飽和し、Type 3 sample を除いてカンラン石にも飽和している。Type 3 sample も全岩化学組成および鉱物学的データから、カンラン石飽和に近い組成を持っている事が推測される。従ってカンラン石およびアノーサイトから輝石台形に投影した初晶境界線を用いて liquid line of descent を考察する事ができる。Longhi and Boudreau (1979) による相図を Fig. 11 に示す。破線が低アルカリ質な液の液相面、点線はソレライト質な液のそれである。カンラン石とアノーサイトに飽和したマグマにおいて、Ti, アルカリ, H_2O 等の増加が輝石系のリキダス、ソリダス温度の降下をもたらし、三輝石が共存する、5成分系での isobaric invariant point を Fe に富む側へ移動させる (Fig. 11 の $P_1 \rightarrow P_2$) 事が示されている。船形火山のソレライト質玄武岩マグマの各分化ステージ (ステージ A, B, C) における液の組成を模式的な相図にプロットしたものが Fig. 12a~c である。

船形火山におけるソレライト質マグマは、早期分化作用時において微量成分、 H_2O 等が加わる事による、輝石類のリキダス、ソリダス温度降下の効果により、輝石の相関係を顕著に変化させていた事が今回解明された。そして溜り内の液は5成分系の isobaric invariant point 付近 (カンラン石+アノーサイト+斜方輝石+ピジョン輝石+普通輝石と共存) を移動していたために、相関係の変化が、晶出するマフィッ斑晶組合せに敏感に反映したと考えられる。

謝 辞

本研究を行うにあたり、東北大学理学部青木謙一郎教授には終始有意義な後教示を賜り、粗稿を読んでいただいた。東北大学理学部藤巻宏和博士にはX線プローブマイクロナライザー使用に関し多くの便宜を計っていただいた。また茨城大学理学部小沼直樹教授にはいくつかの重要な御指摘を賜った。以上の方々に深く感謝する次第である。

引用文献

- 青木謙一郎 (1961), 那須火山帯の早期玄武岩類. 岩鉱, **45**, 54-65.
- Aoki, K., Ishikawa, K. and Kanisawa, S. (1981), Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 53-59.
- Cohen, L.H., Ito, K. and Kennedy, G.C. (1967), Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars. *Am. J. Sci.*, **265**, 475-518.
- Coish, R.A. and Taylor, L.A. (1979), The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: A microprobe study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 389-398.
- Fujimaki, H. and Aoki, K. (1980), Quantitative microanalyses of silicates, oxides and sulfides using an energy-dispersive type electron probe. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, **14**, 261-268.
- 藤縄明彦 (1980), 安達太良火山の地質と岩石. 岩鉱, **75**, 385-395.
- Fukuyama, H. (1978), What kind of magma can be in equilibrium with the mantle? (abstr.) Intern. Geodyn. Conf. "Western Pacific" and "Magma genesis".
- Grove, T.L. and Bence, A.E. (1977), Experimental study of pyroxene-liquid interaction in quartz-normative basalt 15597. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 8th, 1549-1579.
- Grove, T.L. and Raudsepp, J. (1978), Effects on kinetics on the crystallization of quartz normative basalt 15597: An experimental study. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 9th, 585-599.
- Hamilton, D.L., Burnham, C.W. and Osborn, E.F. (1964), The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *J. Petrol.*, **5**, 21-39.
- Huebner, J.S. and Turnock, A.C. (1980), The melting relations at 1 bar of pyroxenes composed largely of Ca-, Mg-, and Fe-bearing components. *Amer. Mineral.*, **65**, 225-271.
- Ishii, T. (1975), The relations between temperature and composition of pigeonite in some lavas and their application to geothermometry. *Mineral. J.*, **8**, 48-57.
- Ishii, T. (1981), Petrological studies of the Hakone volcano; estimation of water content and temperature of magma. (abstr.) 1981 IAVCEI symposium -Arc volcanism-, 146-147.
- Ishii, T. and Takeda, H. (1974), Inversion, decomposition and exsolution phenomena of terrestrial and extraterrestrial pigeonites. *Mem. Geol. Soc. of Japan*, **11**, 19-36.
- Ishikawa, K., Kanisawa, S. and Aoki, K. (1980), Content and behavior of fluorine in Japanese Quaternary volcanic rocks and petrogenetic application. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 161-175.
- Jakeš, P. and Gill, J. (1970), Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**, 17-28.
- Kawano, Y. and Aoki, K. (1960), Petrology of Hachimantai and surrounding volcanoes,

- northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, **6**, 409-429.
- Kawano, Y. Yagi, K. and Aoki, K. (1961), Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, **7**, 1-46.
- Kuno, H. (1966), Review of pyroxene relations in terrestrial rocks in the light of recent experimental works. *Mineral. J.*, **5**, 21-43.
- Kuno, H. and Nagashima, K. (1952), Chemical compositions of hypersthene and pigeonite in equilibrium in magma. *Amer. Mineral.*, **37**, 1000-1006.
- Kushiro, I. (1969), The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. J. Sci.*, **267-A**, 269-294.
- Kushiro, I. (1972), Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *J. Petrol.*, **13**, 311-334.
- 久城育夫 (1978), マグマの起源, 地球科学3, 地球の物質科学II (久城・荒牧編) 93-152, 岩波書店, 東京
- Lofgren, G., Donaldson, C.H., Williams, R.J., Mullins, O. Jr. and Usselman, T.M. (1974), Experimental reproduced textures and mineral chemistry of Apollo 15 quartz normative basalts. *Proc. Fifth Lunar Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta*, Suppl. 5, **1**, 549-567.
- Longhi, J. and Boudreau, A.E. (1979), Pyroxene liquidus fields in basaltic liquids at low pressure. (abstr) *Lunar and planet. Sci.*, **10**, 739-741.
- Masuda, Y. and Aoki, K. (1979), Trace element variations in the volcanic rocks from the Nasu zone, Northeast Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 139-149.
- Matsui, Y. and Nishizawa, O. (1974), Iron (II)-magnesium exchange equilibrium between olivine and calcium-free pyroxene over a temperature range 800°C to 1300°C. *Bull. Soc. Franç. Mineral. Crystallogr.*, **97**, 122-130.
- Mori, T. (1978), Experimental study of pyroxene equilibria in the system of CaO-MgO-FeO-SiO₂. *J. Petrol.*, **19**, 45-65.
- Mori, T. and Green, D.H. (1975), Pyroxenes in the system Mg₂Si₂O₆-CaMgSi₂O₆ at high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 277-286.
- Nakamura, Y. (1971), Equilibrium relations in Mg-rich part of the pyroxene quadrilateral. *Mineral. J.*, **6**, 264-276.
- Nakamura, Y. and Kushiro, I. (1970a), Equilibrium relations of hypersthene, pigeonite and augite in crystallizing magmas: Microprobe study of a pigeonite andesite from Weiselberg, Germany. *Amer. Mineral.*, **55**, 1999-2015.
- Nakamura, Y. and Kushiro, I. (1970 b), Compositional relations of coexisting orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone volcano. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **26**, 265-275.
- Nakamura, Y. (1980), Geology and Petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. III*, **14**, 67-119.
- O'Hara, M.J. (1968), The bearing on phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth-Science Reviews*, **4**, 69-133.
- Onuma, K. (1962), Petrography and petrochemistry of the rocks from Iwate volcano, northeastern Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **47**, 192-204.
- Powell, M. (1978), Crystallization conditions of low-pressure cumulate nodules from the Lessor Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 162-172.
- Presnall, D.C., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H. and Dixon, S.A. (1979), Generation of mid-ocean ridge tholeiites. *J. Petrol.*, **20**, 3-35.
- Presnall, D.C., Dixon, S.A., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H., Brenner, N.L., Schrock, R.L. and Dycus, D.W. (1978), Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 203-220.
- Ross, M. and Huebner, S. (1979), Temperature-composition relationships between naturally occurring augite, pigeonite and orthopyroxene at one bar pressure. *Amer. Mineral.*, **64**, 1133-1155.
- Sakuyama, M. (1977), Lateral variation of phenocryst assemblages in volcanic rocks of the Japanese islands. *Nature*, **269**, 134.
- Sakuyama, M. (1979), Lateral variations of H₂O contents in Quaternary magmas of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 103-111.
- Sakuyama, M. (1981), Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: Crystallization sequence and evidence for magma mixing. *J. Petrol.*, **22**, 553-583.
- Sekine, T., Katsura, T. and Aramaki, S. (1979), Water saturated phase relations of some andesites with application to the estimation

of the initial temperature and water pressure at the time of eruption. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1367-1376.

富樫茂子 (1977), 恐山火山の岩石学的研究, 岩鉱, **72**, 45-60.

Virgo, D. and Ross, M. (1973), Pyroxenes from Mull andesites. *Carnegie Inst. Wash.*

Year Book, **72**, 535-540.

Wada, K. (1981), Contrasted petrological relations between tholeiitic and calc-alkalic series from Funagata volcano, Northeast Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **76**, 215-232.