

## 十和田火山二の倉期のマグマプロセス

久利美和\*・栗田 敬\*\*

(2003年5月19日受付, 2004年10月21日受理)

## Magma Process during the Ninokura Stage, at Towada Volcano, NE Japan

Miwa KURI\* and Kei KURITA\*\*

The activity of Towada Volcano started about 200,000 years ago and more than 20 eruptive episodes have been geologically recognized. The Ninokura scoria group, investigated in this study, is a series of pyroclastic fall deposits (NK-a to NK-k) that erupted just after the latest caldera-forming Hachinohe pyroclastic flow (13,000 y. b.p.). In order to understand both the deep and shallow magma processes of the Ninokura stage, we have particularly examined the chemistry of glass inclusions enclosed in phenocrysts, in addition to whole-rock and mineral chemistry. Glass inclusions are useful because they are considered to represent magmatic melt present at the time of crystal growth. The bulk rock compositions of the Ninokura scoria belong to tholeiitic series. On the other hand, the compositions of glass inclusions range from tholeiitic series to calc-alkalic series, suggesting the mixing of both series magma.

The compositional change and supposed magma processes during the Ninokura stage are summarized as follows. In the earlier stage (NK-k to NK-i), each scoria has large heterogeneity in the composition of phenocrysts and glass inclusions, and the chemical compositions of magmas tend to be more mafic with time. The compositions of glass inclusions are on a mixing line formed by the Hachinohe magma and a basaltic magma. We interpret the compositional variation as a result of mixing of the residual felsic magma (Hachinohe) with the newly injected mafic magma. In the middle (NK-h to NK-e) and later (NK-d to NK-a) stages, the compositions tend to become SiO<sub>2</sub>-rich. The heterogeneity is minimum at the NK-h stage. The interpretation is that the residual magma was replaced by the mafic magma at the time of the NK-h stage. Magma of NK-g to NK-e can be explained by fractional crystallization. In the last stage (NK-b) remarkably SiO<sub>2</sub>-rich glass appears. It is probably crustal melt generated by the heat of repeatedly injected basaltic magma.

**Key words:** Ninokura scoria, Towada volcano, glass inclusions, magma process

## 1. はじめに

十和田火山は本州最北部の火山フロントに位置する第四紀のカルデラ火山である。約22万年前に始まったとされる火山活動は、新しいほうから順にAからZの噴火エピソードに区分されており (Hayakawa, 1985), それらは、先カルデラ期, カルデラ形成期, 後カルデラ期に大別される (Table 1).

本論の研究対象である二の倉期スコリア群は、十和田カルデラ形成に伴う13,000年前の八戸火砕流 (L) に続

いてほとんど時間間隙を置かず噴出した玄武岩質安山岩のスコリア降下堆積物群である。噴出時期は、およそ13,000年前から11,000年前の約2,000年間と見積もられ、上位よりH, I, J, Kの4層に区分されている (Hayakawa, 1985)。その後、久利・栗田 (2003) により、北北東から南南東に堆積する、少なくとも11回の噴出活動 (NK-a~NK-k) があったことが確認された (Fig. 1 および Fig. 2)。本論では、久利・栗田 (2003) に準じ、層相をもとに、発泡度や斑晶量がスコリアごとに大きくば

\* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉  
東北大学大学院理学研究科地学専攻地球物質科学科  
Inst. of Mineralogy, Petrology and Economic  
Geology, Graduate School of Science, Tohoku  
University, Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-  
8578, Japan.

\*\* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

東京大学地震研究所地球流動破壊部門  
Division of Earth Mechanics, Earthquake Research  
Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1,  
Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.  
Corresponding author: Miwa Kuri  
e-mail: kuri-m@mail.tains.tohoku.ac.jp

Table 1. Summary of eruptive episodes and stratigraphy of the Towada volcano after Hayakawa (1985) and Kuri and Kurita (2003).

	Age (y. B. P)	Eruptive episode	Tephra mass ( $\times 10^{15}$ g)	Stratigraphy	Rock series	Volcanic edifice
post-caldera	1,250	A Kemanai Oyu	~4.5	flood / ash flow	CA	Ogurayama lava dome
			1.18	ash fall, pumice fall	CA	
		B Sobe Mayogatai	0.79	ash fall	CA, TH	
			0.09	pumice fall	CA, TH	
	5,400	C Utarube Kanegasawa Chuseri	1.49	ash surge, ash fall	CA	Nakanoumni crater
			0.81	pumice fall	CA	
			4.01	pumice fall	CA	
		D Oguni	0.20	pumice fall, ash fall	TH	
	8,500	E Kaimori Nambu	0.39	ash fall	CA	
			0.97	pumice fall, ash fall		
	F Kabayama Natsuzaka	0.34	ash fall	TH		
		0.57	scoria fall			
	G Singo	0.25	pumice fall	TH		
	H, I, J, K or NK-a ~k Ninokura	6.3 or 1.74	scoria fall, ash fall lava flow, dike, flow, soil	TH, (CA)	Gosikiiwa volcano (Gomon Isi lava dome)?	
caldera-forming	13,000	L Hachinohe Hachinohe	~40	flood / ash flow	CA	Towada caldera
			10.9	ash fall, pumice fall		
		M Maita	~6	ash fall, pumice fall	CA	
	25,000	N Ofudo Kirida	~40	flood / ash flow	CA	
			4.7	ash fall, pumice fall	TH	
		O	~3.5	pumice fall, ash fall	CA	
	P	3.0	pumice fall	CA		
	Q Okuse	~10 1.9	flood / ash flow scoria fall / pumice fall	TH		
pre-caldera	110,000	RSTUV		pumice fall, scoria fall, ash fall, lave flow, soil	CA, TH	Aobuna volcano Hakka volcano
		W		ash fall from Toya volcano	-	
		XYZ		pumice fall, ash fall, block & ash flow, lava flow, soil	-	

らつく特徴を持つNK-k~NK-iを二の倉期前期, 粗粒スコリアから火山灰までが互層する特徴を持つNK-h~NK-eを二の倉期中期, スコリアの淘汰度がよく, 均質に発泡している特徴を持つNK-d~NK-aを二の倉期後期とする。

Hunter and Blake (1995) は, 鈹物組成, 全岩主要・微量元素組成およびSr 同位体比の分析結果から, 十和田火山ではカルク-アルカリ系列とソレイト系列の岩石が共存しており, 先カルデラ期では小規模な複数のマグマ溜まりが存在し, 後カルデラ期ではより大規模なひとつのマグマ溜まりへ集約したことを指摘した。さらに, 二の倉スコリア群の噴出時期を二の倉期 (Ninokura Stage) と定義し, そのマグマはソレイト系列の初生玄武岩質マグマが分別結晶し, さらに, 少量の地殻の溶融物質が加わってきたと結論づけた。

久利・栗田 (1999) は, 後カルデラ期においてはマグマが苦鉄質 (ソレイト系列) から珪長質 (カルクアルカリ系列) へと系統的に変化していること, 二の倉スコリアに後続する新郷軽石および夏坂スコリア (Table 1) では全岩組成がソレイト系列であるにも関わらずガラス包有物組成がカルクアルカリ系列であることを指摘した。

両系列マグマの共存とマグマ組成の系統的な経時変化

は大規模な珪長質火砕流を繰り返し噴出してきた火山にいくつか見られ, 上部地殻中でのマグマプロセスを考察するうえで重要な情報として研究されている (Ferriz and Mahood, 1987; Hochstein, 1995; Hunter, 1998; Laube and Springer, 1998 など)。

本研究では, 後カルデラ期にソレイト系列のスコリアの噴出活動がどのように推移して後続のカルクアルカリ系列の軽石噴出活動へと移行していったのかを明らかにすることを目的とする。二の倉スコリア群は地下深部から供給された初生マグマの特徴と地殻との相互作用の両方の情報を有していると考え, 斑晶, および斑晶中のガラス包有物の化学分析を行った。特に, ガラス包有物は包有された時点のメルト組成を反映しており, マグマ進化の議論に適した重要な指標である (Clocchiatti and Massare, 1985; Roedder, 1979; Watanabe *et al.*, 1992; Gioncada *et al.*, 1998)。

2. 分析試料および分析手法

化学組成分析には, 層序があきらかにされており, 記載岩石学的特徴がすでに調べられている, 久利・栗田 (2003) の Loc. 3, 5, 6, 7, 8, 10, 13, 17, 19, 21 から採取された試料を用いた。NK-a および NK-d は Loc. 1 での露頭観察のみであり, NK-f は Loc. 3 および 10 の 2

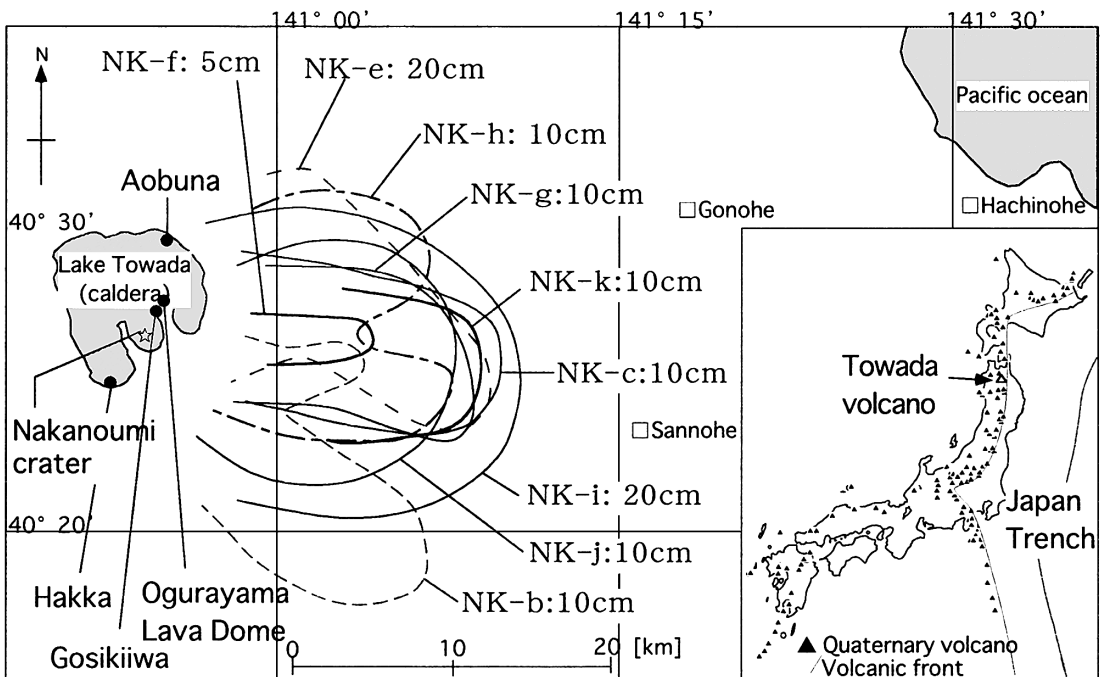


Fig. 1. Location of the studied area. Isopach of each Ninokura scoria eruption unit from Towada volcano is also shown after Kuri and Kurita (2003).

地点で試料を採取したが、風化が進んでいたため、化学組成分析を行っていない。八戸噴出物 (L) は大畑東 (Loc. 4: 久利・栗田, 2003) にて HP4 (Hayakawa, 1985) と呼ばれる軽石試料を採取し、1 試料のみ参考試料として分析を行った。

試料には粒径が 2 mm ( $-1\phi$ ) 以上の火砕物を用い、次の二通りの処理を行った。多くは、試料を砕き結晶のみを採取した後、大きさをそろえてプレパラート上に固定し片面を研磨し試料とした。さらに、微斑晶の化学分析と、モード組成を測定する目的で、一部は、試料全体をエポキシ樹脂で固めた後、両面を研磨し薄片試料とした。

全岩化学組成分析には XRF (筑波大学理工学研究科) を用い、主要元素組成および微量元素組成を同時に分析した。ガラスビード試料を作成し、分析条件は Nakano

*et al.* (1997) に従った。本研究では、主要元素組成の結果のみ報告する。

斑晶およびガラス包有物の主要元素組成については SEM による EDS 分析 (東京大学理学部地質学教室および筑波大学理工学研究科)、EPMA による WDS 分析 (筑波大学分析センター) を行った。WDS の分析条件は、加速電圧 20.0kV、電流値  $1.0 \times 10^{-8}$  A である。

斑晶の分析は、顕微鏡下で累帯構造が明瞭なものは累帯構造をもとにコアとリムの分析を行い、累帯構造が確認されなかったものはその外形から推定されるコア部とリム部の分析を行った。

ガラス包有物については、顕微鏡下において 2 次結晶や気相がみられないガラス一相からなるものを選んで分析を行った。急冷結晶を含む石基部分については、ビーム径を広げて平均的な組成を求めた。

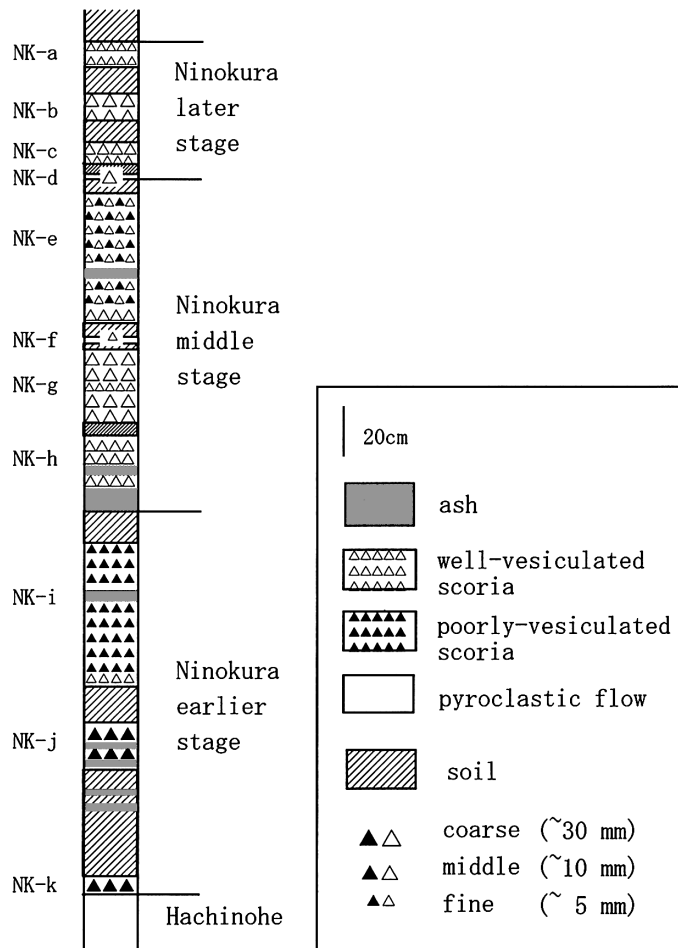


Fig. 2. Idealized columnar section of the Ninokura products after Kuri and Kurita (2003). Section is based on the data on dispersal axis at about 10km away from inferred eruption source.

すべての分析値は、主要元素の合計が 100 wt.% になるように再計算を行って用いた。

3. 岩石記載

斑晶は、すべての層準のスコリアにおいて、斜長石 (Pl), 単斜輝石 (Cpx), 斜方輝石 (Opx), 鉄-チタン酸化物, アパタイトが確認された。NK-f, g を除いて、カンラン石 (Ol) を含む。斑晶量は 12-22% であった (Fig. 3)。石基部 (厚さ 20~10 $\mu$ m のバブル壁) の多くは微小な急冷結晶の集合体であり、完全な急冷ガラスを形成している例は少ない。

二の倉期の斑晶の組織とガラス包有物の分布形態の模式図を Fig. 4 に示す。Type-a は包有物を含まない斑晶, Type-b は数個未満の包有物を含む斑晶, Type-c は数個以上の包有物を含む斑晶である。このうち Type-c については、1つの包有物の大きさが鏡下観察で斑晶の 10分の1以上か未満かで Type-c1 か Type-c2 に区別した。Type-d~Type-i については累帯構造と包有物の位置関係で区別した。3層以上の複雑な累帯構造を持つ斑晶は二の倉期全体を通して稀であった。

各層の記載岩石学的特徴は以下の通りである。

**NK-k~NK-i:** 斜長石の結晶サイズは多様 ( $\mu$ m オーダーから 1 mm 程度まで) である。また、中粒の斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石が混在する集斑晶が特徴的に観察される。稀に、カンラン石が存在する。NK-i ではガラス包有物の形状は球形のみならず、結晶の成長線に沿った方形のものが確認された。斑晶量や斑晶モードは NK-i で

はスコリア個々に大きく変化する。Fig. 3 には平均値のみ示した。NK-j および NK-k は 1 試料のみの解析結果である。

**NK-h:** 二の倉スコリア群の中でも、カンラン石を最も多く含む (Fig. 3)。斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石ともに微斑晶 (数十 $\mu$ m 以下) と 1 mm 以上の斑晶が混在する。1 mm 以上の斜長石は、その多くが破碎されている。斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石ともに、累帯構造を持つ斑晶は稀で、かつ、10 $\mu$ m 以上のガラス包有物に乏しく、ほとんどは Type-a と Type-b からなる。

**NK-g:** 斜長石は 0.5 mm 以下の自形の澄んだ斑晶 (Type-a) と 1 mm 以上の結晶全体に融食構造をもつ斑晶 (Type-c1) が混在する。この層準からはカンラン石は確認されなかった (Fig. 3)。

**NK-e:** 0.5 mm 以下の長柱状の斜長石の斑晶が主体であり、カンラン石のサイズが多様 ( $\mu$ m オーダーから 0.5 mm 程度まで) という特徴を持つ。カンラン石は単結晶のみならず一部は斜方輝石中の包有物として産出する。大畑東 (Loc. 7: 久利・栗田, 2003) の試料では、主体部では破碎された結晶が目立ち、底部では結晶全体に融食構造を持つ斜長石 (Type-c1) が顕著であった。

**NK-c:** 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石ともに 1 mm 以上の自形の結晶が目立つ。

**NK-b:** 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石ともに 1 mm 以上の自形の結晶が目立ち、これらは弱い累帯構造を持つ。まれに、顕著な累帯構造を持ち、結晶全体、コアとリムの境界部あるいはコア全体に融食構造を持つ特徴的な斜

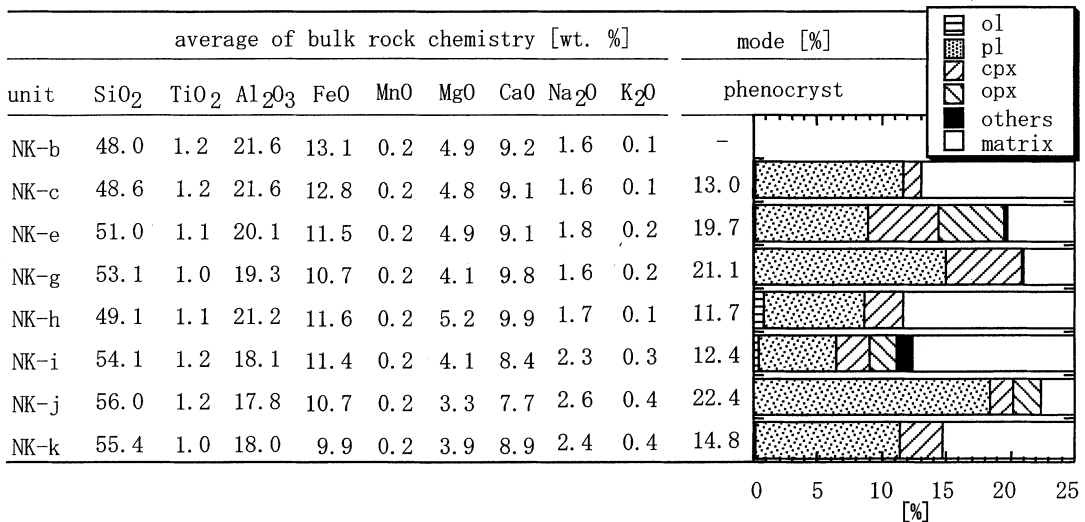


Fig. 3. Representative modal compositions and whole-rock compositions of each unit. The data of NK-i~NK-k vary widely in each scoria.

長石 (Type-c1, Type-g, Type-h) を産出する。露頭では NK-b は NK-c と極めて類似しているが、顕微鏡下では NK-b は NK-c に比べて斜方輝石に乏しく、特徴的な融食構造を持つ斜長石が存在する点で区別できる。

#### 4. 全岩、斑晶およびガラス包有物の主要元素組成

##### 4-1 全岩組成

全岩組成は前期では、NK-k から NK-i にかけて  $\text{SiO}_2 = 53 \sim 56 \text{ wt.}\%$  の範囲で減少し、中期以降 (NK-h 以降) は  $\text{SiO}_2 = 47 \sim 53 \text{ wt.}\%$  の範囲でばらつくものの、ほぼ一定かわずかに減少傾向にある (Fig. 5 a)。

##### 4-2 ガラス包有物組成

斜長石、単斜輝石、斜方輝石、カンラン石の各々に含まれるガラス包有物組成の層準変化は、二の倉期前期は幅広い組成範囲を持ちつつ  $\text{SiO}_2$  量が減少、中期では組成範囲が収束し、かつ、 $\text{SiO}_2$  量が増加、後期では低  $\text{SiO}_2$  に収束しつつも、同時に高  $\text{SiO}_2$  量のもので出現する。ガラス包有物の  $\text{SiO}_2$  量は NK-h で最小値をとる (Fig. 5 a)。全岩組成が二の倉期全体を通じて  $\text{SiO}_2$  量が減少したことと傾向が異なる。

Fig. 6 に全岩、斑晶、ガラス包有物および石基ガラスの  $\text{SiO}_2$  量に対する  $\text{FeO}$  量と  $\text{CaO}$  量を示す。ガラス包有物と石基ガラスの組成分布はほぼ重なっており、低  $\text{SiO}_2$  (60 wt.% 未満) 系列と高  $\text{SiO}_2$  (60 wt.% 以上) 系列の 2 つの直線分布からなる。大局的には母斑晶の種類によらず 1 つのトレンドに乗っている。このことは、包有物取込み後の各母斑晶と包有物の二次的な反応に伴う組成変動 (Fig. 6 中矢印) は無視できる程度であることを示す。従って、個々のガラスはそれらが斑晶に取り込まれた時点でのメルト組成を反映していると解釈した。

Fig. 7 は全岩、ガラス包有物および石基ガラスの  $\text{SiO}_2$  に対する  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  を示す。すべての層準で全岩組成はソレライト系列に相当する狭い領域に分布するのに対し、ガラス包有物および石基ガラス組成はソレライト系列からカルクアルカリ系列の領域を横断して広く分布している。前述の低  $\text{SiO}_2$  系列はソレライト系列に、高  $\text{SiO}_2$  系列はカルクアルカリ系列に対応している。輝石に含まれるガラス包有物は組成が分散しているのに対し、斜長石に含まれるガラス包有物は  $\text{SiO}_2$  量にして、60% 未満と 70% 以上に偏在する。65% 以上の包有物は、NK-b の斜長石と二の倉前期の両輝石で観察でき、Type-c1, Type-g または Type-h の斑晶組織を持つ。

##### 4-3 斑晶組成

分析は、鉄-チタン酸化物、磷酸塩鉱物を除く斑晶およびについて行った。斜長石の An はコア、リムともに二の倉期全体を通じて  $\text{An} = 80 \sim 95$  の領域に顕著なピークを持ち、およそ  $\text{An} = 70$  付近にも小さいピークを持つ。稀に  $\text{An} < 65$  の低い値を示す斑晶が存在する。層準ごとの変化はガラス包有物の変化に比べて乏しい (Fig. 5 b)。

斜長石斑晶組織は、二の倉期の全体的な特徴として、累帯構造を持たないか、弱い正の累帯構造を示す (Fig. 8)。層準個々の特徴は、NK-k では斜長石のコアは  $\text{An} = 75 \sim 90$  の範囲を持つが、リムは  $\text{An} = 89$  に集中する (Fig. 5 b)。NK-b に産する斑晶全体に融食構造を持つ Type-c1 の斜長石 (Fig. 4) の  $\text{An}$  は単一の斑晶の中でもばらつき  $\text{An} = 71 \sim 87$  を示した (Fig. 5 b)。NK-b および NK-c では正の累帯構造を持つ斜長石が他の層準に比べ

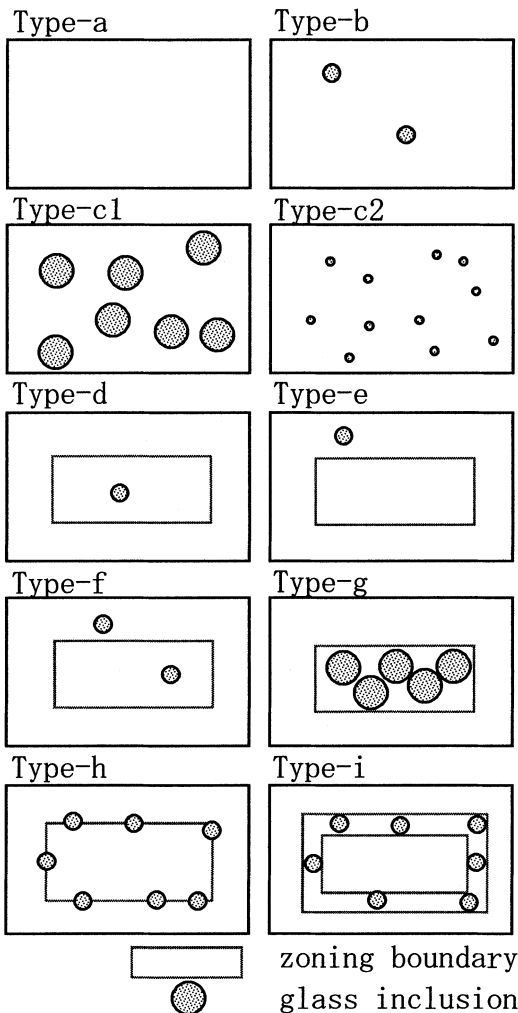


Fig. 4. Schematic illustration of morphological types of glass inclusions. Classification is based on zoning patterns of phenocrysts, distribution patterns of glass inclusions and the relative size of glass inclusion to the host crystal.

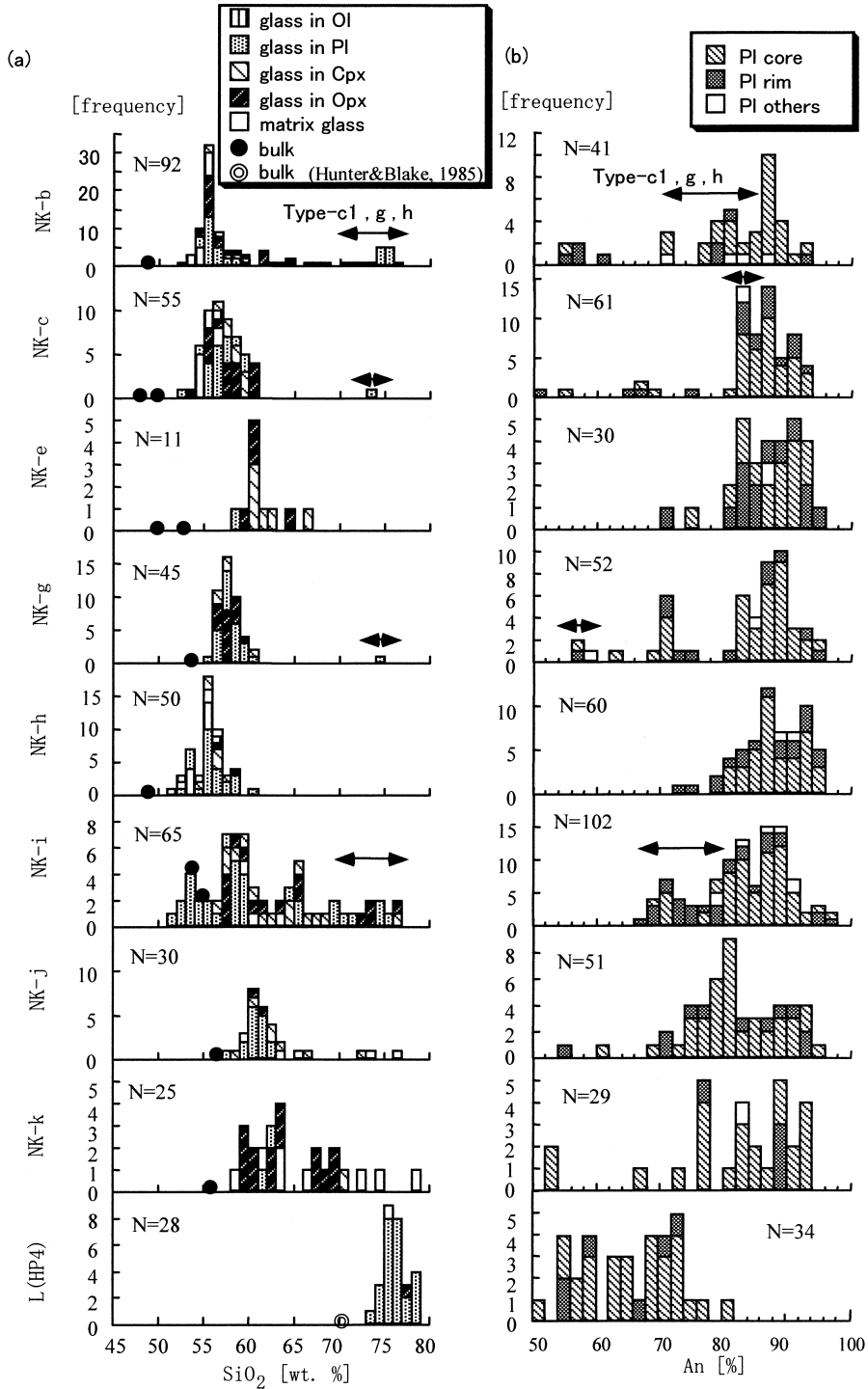


Fig. 5. a) Histogram of SiO<sub>2</sub> content in glass inclusions, matrix glasses and bulk rocks for each unit. The SiO<sub>2</sub> values are recalculated for the total weight to 100 wt.%. The data is revised from Kuri and Kurita (1999). b) Histogram of anorthite content of plagioclase for each unit. An = Ca/(Ca+Na) × 100 in mol%. The data is revised from Kuri and Kurita (1999) and Hunter and Blake (1985). The range of host plagioclases including high SiO<sub>2</sub> glass inclusions is shown by ⇔.

て多い (Fig. 8). 弱い正の累帯構造を持つ斑晶はコアで  $An=81\sim 88$ , リムで  $An=78\sim 81$ , 強い正の累帯構造を持つ斑晶はコアで  $An=71\sim 80$ , リムで  $An=54\sim 60$  を示す (Fig. 5 b).

斜方輝石は二の倉期を通して  $Mg\# = 66\sim 78$  とばらつくものの (久利・栗田, 1999), 斑晶組織は累帯構造を持たないか,  $Mg\#$  で 2% 未満の弱い正逆累帯構造を持つものがほとんどである (Fig. 8).

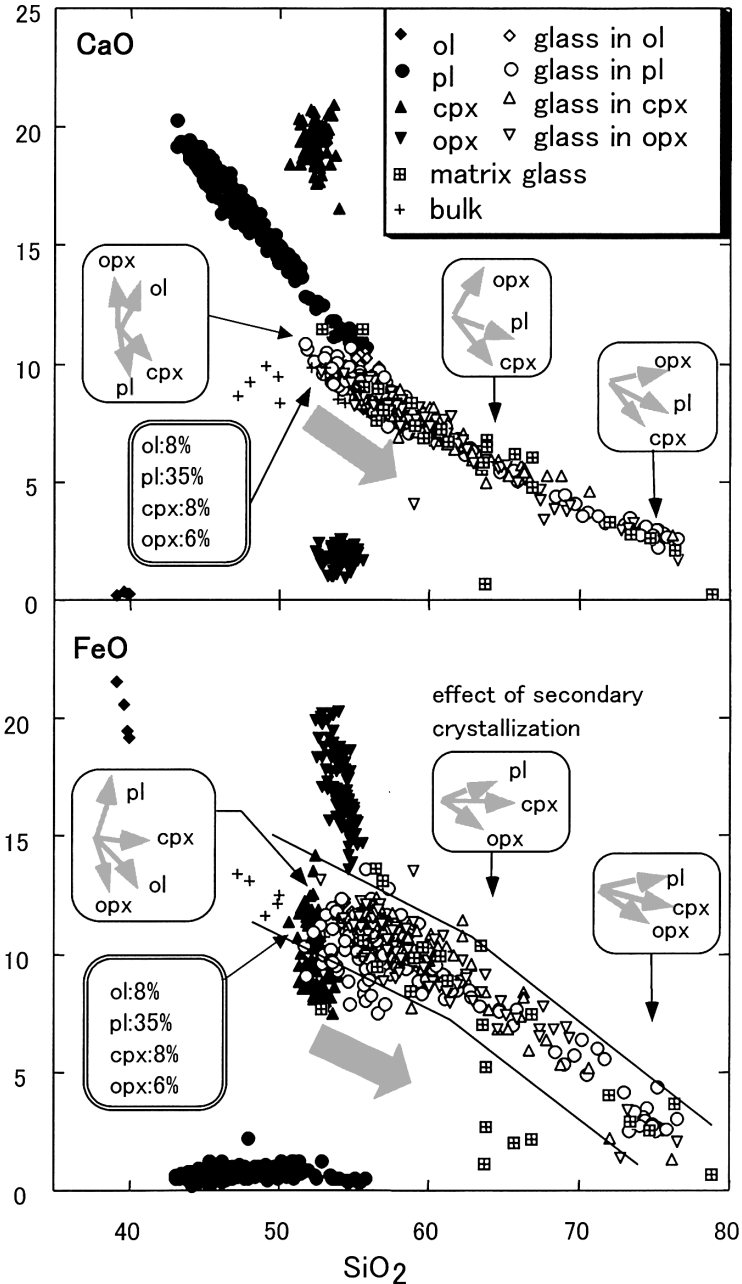


Fig. 6. CaO and FeO vs.  $SiO_2$  wt.% variation diagram for composition of phenocrysts, glass inclusions, matrix glasses and bulk rocks. There are two distributions of glass composition; i.e., the low- $SiO_2$  series and the high- $SiO_2$  series. None of the distributions are influenced by the effect of secondary crystallization, represented by the bold arrows, in any host crystals (pl, cpx, opx). The low- $SiO_2$  series can be explained by fractional crystallization of olivine, plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene.



単斜輝石でも同様に Mg# = 62~80 とばらつく (久利・栗田, 1999). ただし, 二の倉前期では累帯構造は持たないものの, 二の倉後期の NK-b, NK-g, NK-h では顕著な逆累帯構造を持つ斑晶が半数あり (Fig. 8), 斜方輝石と傾向が異なる.

NK-i~k で特徴的に観察された集斑晶に含まれる斑晶の組成は, 斜長石が An=90, 単斜輝石が Mg# = 73~74, 斜方輝石が Mg# = 66~70 であった. NK-i では斜長石, 輝石のいずれの斑晶でも正逆の両方の累帯構造とも存在し (Fig. 8), 包有物は斑晶全体に含まれる.

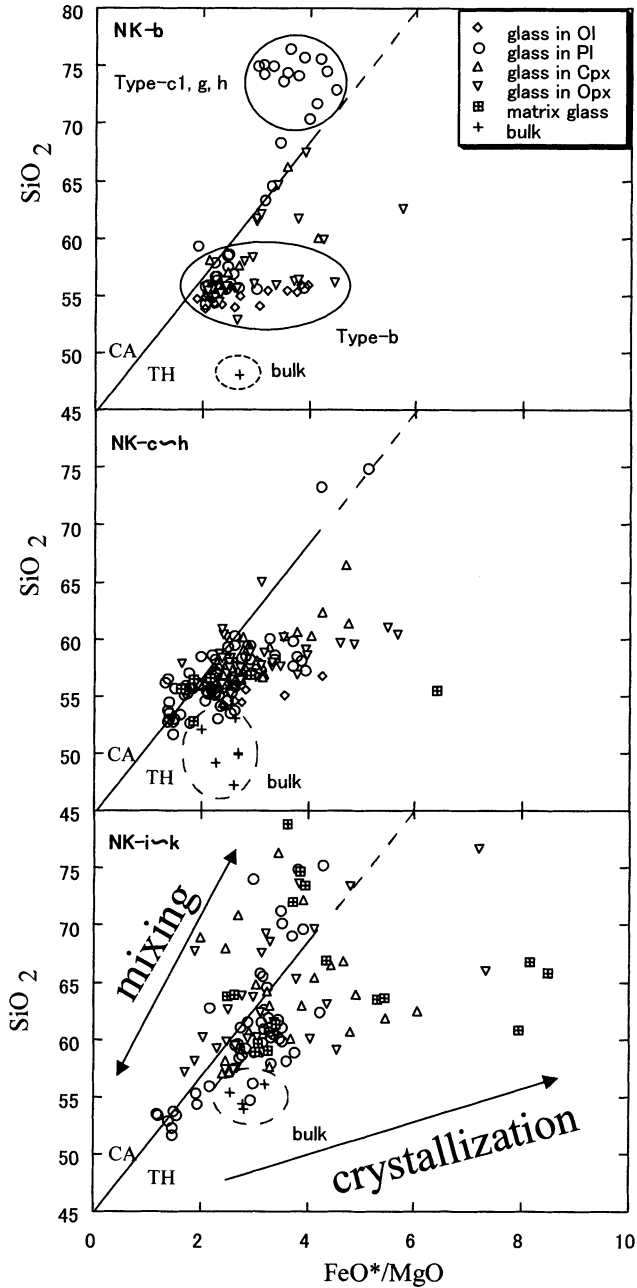


Fig. 7. FeO\*/MgO vs. SiO<sub>2</sub> wt.% variation diagram for composition of glass inclusions, matrix glasses and bulk rocks in the stage of NK-k~NK-i, NK-h and NK-b. Boundary between tholeiitic series (TH) and calc-alkalic series (CA) is from Miyashiro (1974).

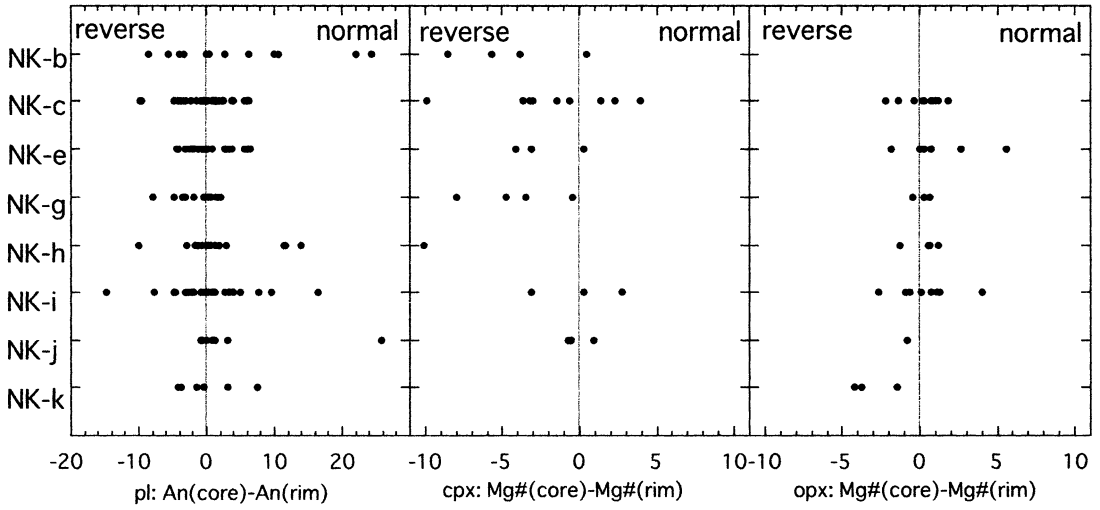


Fig. 8. Deviation diagram of the An (core)-An (rim) in plagioclase and Mg# (core)-Mg# (rim) in pyroxene. Mg# = Mg / (Mg + Fe) × 100 in mol%.

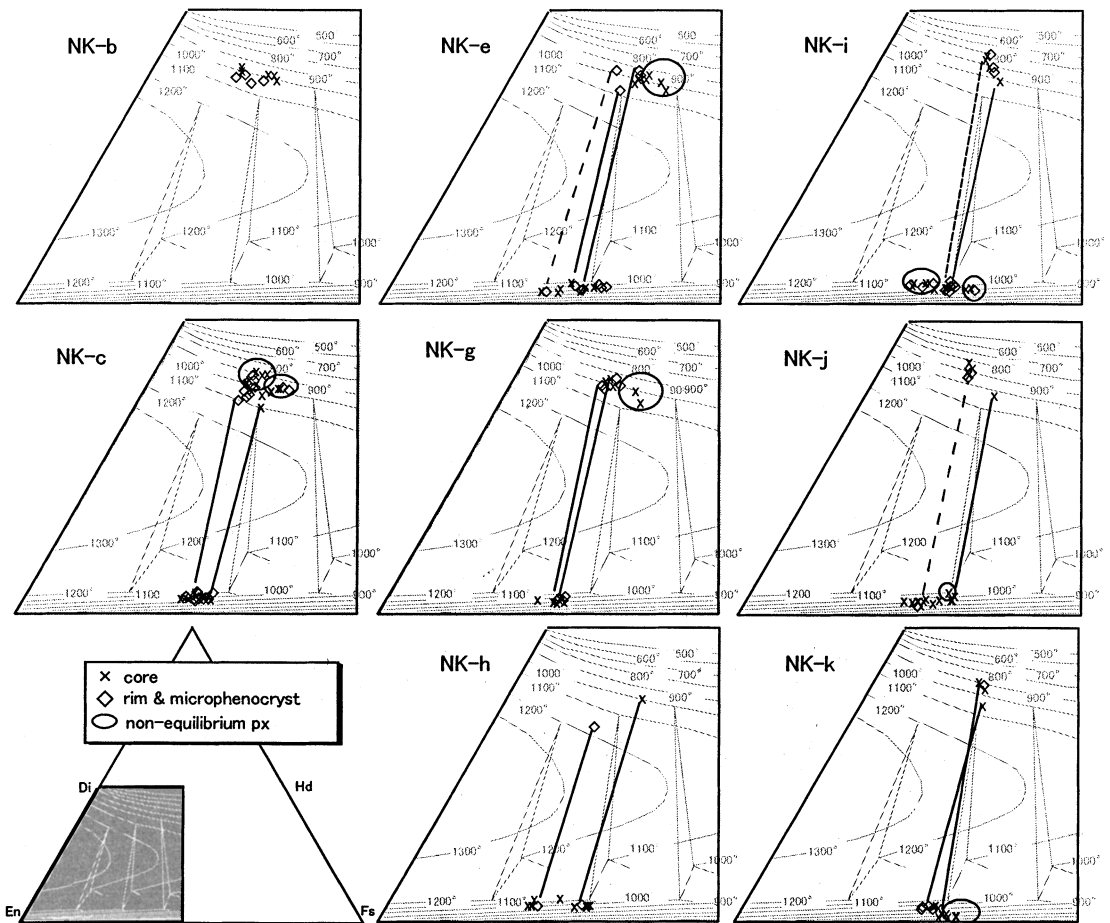


Fig. 9. Pyroxene quadrilateral with isothermal lines by Lindsley (1983). Typical pairs are tied with continuous line, and Mg-rich pairs are tied with dashed line.

5. 輝石温度計

層準毎の輝石組成を Lindsley (1983) の 1 気圧下での等温線図に投影した (Fig. 9). 本論では結晶を拾い出した試料を多く分析したため、同一層準内の斑晶でコアとコア、リムとリムの組み合わせで同じ温度を示すデータを平衡であるとした。微斑晶はリムとして扱った。低温を示す組み合わせであっても、最高温度の組み合わせよりも Mg に富む輝石が NK-e, NK-i, NK-j で存在する (Fig. 9 中点線)。同一温度で対応する温度の組み合わせが存在しない非平衡な輝石は、NK-c の高 Ca の単斜輝石, NK-c, NK-e, NK-g の高 Fe の単斜輝石, NK-i の高 Mg の斜方輝石, NK-i, NK-j, NK-k の高 Fe の斜方輝石である (Fig. 9 中囲線内)。NK-i の集斑晶組織を持つ輝石は 950°C を示し、共存する斜長石は An=90 であった。

Fig. 9 をもとに各層準毎の最高温度と最低温度を Fig. 10 に示す。非平衡な輝石については、その温度領域を参考値として図示した。概してコア部で最低値、リム部で

最高値を示す。二の倉期前期では低温 (800-1050°C)、二の倉期中期以降では高温を示す (900-1,180°C)。NK-h は最高温度である 1,180°C を示した。

6. 斜長石斑晶とガラス包有物の化学平衡

二の倉期の各噴出物について斜長石とそれに含まれるガラス包有物の Ca/Na モル比の相関を Fig. 11 に示す。ガラス包有物は鏡下においてコア部またはリム部に分布するかを識別し、ガラス包有物のできるだけ近傍の斑晶組成値を示した。ただし、ガラス包有物が境界部に位置する場合は、リム部の組成値を採用した。実線の傾きは斑晶-メルト間の平衡交換分配係数  $K_D$  に対応する。

コア部に存在する包有物とリム部に存在する包有物で系統的な違いは見られない。これは斜長石斑晶が顕著な累帯構造を持たないこと (Fig. 8) と整合的である。全体的な傾向は、ばらつきが大きいものの、NK-b, c, e, i, j および k では傾き ( $K_D$ ) 3.4 をもつ直線上にほぼ集中し (Fig. 11 中破線内)、NK-h と NK-g の分析値は  $K_D$  一定

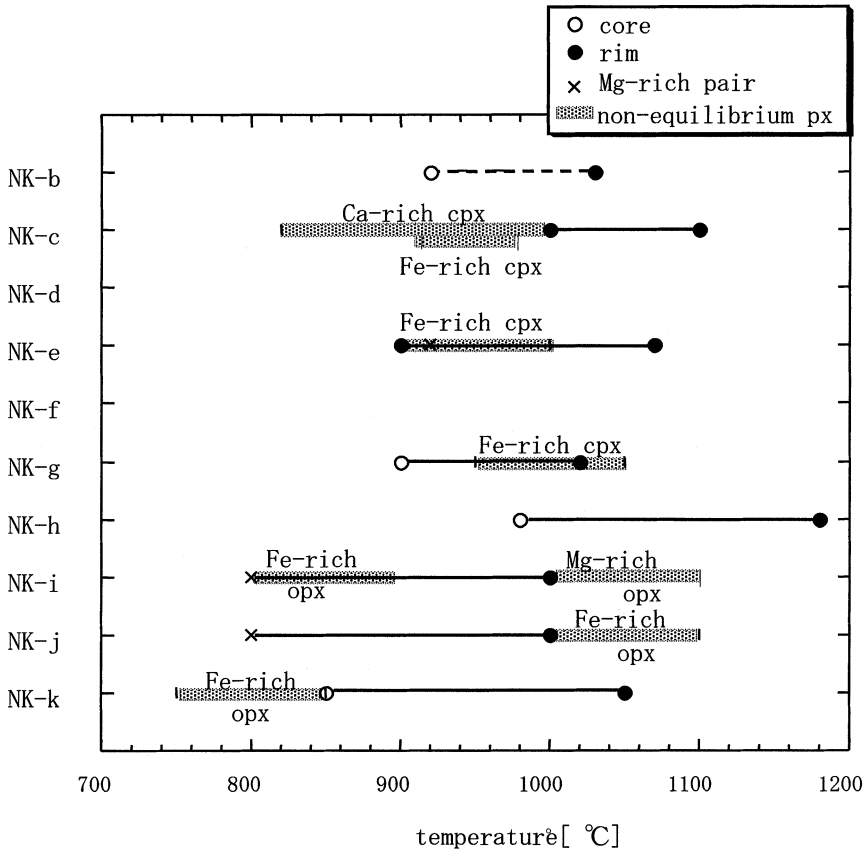


Fig. 10. Minimum and maximum temperature estimated using pyroxene geothermometer of Lindsley (1983) for each unit.

の平衡線とは一致せず、傾き ( $K_D$ ) 5.5 上の 1 点と傾き ( $K_D$ ) 3.4 上の 1 点を結ぶ線上に分布する。さらに、NK-b の斜長石は、破線内の領域に分布する Type-b 斜長石と、斜長石・ガラス包有物ともに低 Ca/Na モル比を示す Type-c1, Type-g, Type-h (Fig. 4) の 2 グループにわかれる。

## 7. 考 察

### 7-1 斜長石組成とマグマの含水量

斜長石の平衡交換分配係数  $K_D$  (Fig. 11) は、含水量が多い、あるいは圧力が大きいときに値は大きくなる。例えば、 $K_D=3.4$  は、各々高アルミナ玄武岩系での飽和水蒸気圧 1 kb, 4 wt.% の含水量の場合に、 $K_D=5.5$  は、高アルミナ玄武岩から低シリカ流紋岩系での飽和水蒸気圧 2 kb, 6 wt.% の含水量の場合に相当する (Sisson and Grove, 1993)。Sisson and Grove (1993) による実験は、高アルカリ玄武岩の系で、無水条件下では圧力 20 kb 程度でも  $K_D$  の値は 2.0 未満であり、十和田火山は低アルカリ玄武岩と系が異なるものの、定性的には二の倉期のマグマは十分な水を含んでいたことが示唆される。

### 7-2 マグマ組成の多様性とマグマ混合

全岩組成がソレイト系列であるのに対し、ガラス包有物組成はソレイト系列からカルクアルカリ系列に横断して分布している (Fig. 7)。ガラス包有物組成に注目すると、2つの直線的な分布域がある (Fig. 6, Fig. 7)。このうち、低  $\text{SiO}_2$  ガラス包有物の組成トレンドはソレイト系列を示し、かんらん石が 8%、斜長石が 34%、単斜輝石が 8%、斜方輝石が 6%、鉄-チタン酸化物 1.5% の結晶分化で説明される。ここで、出発物質は NK-h のカンラン石に含まれるガラス包有物組成の平均値を、結晶組成は、カンラン石は全結晶の平均値を、斜長石は高 An、両輝石はそれぞれ高 Mg# 側から各半数の平均値を、鉄-チタン酸化物は適当な組成値を用いた。一方、高  $\text{SiO}_2$  ガラス包有物および石基ガラスの組成はソレイト系列からカルクアルカリ系列を横断して広く分布しており、ソレイト系列の端成分マグマからカルクアルカリ系列の端成分マグマを結晶分化作用で導くことは不自然な斑晶量や斑晶組成を仮定しない限り困難である。

以下では、斑晶やガラス包有物組成、および、斜長石-メルトの Ca/Na の分配関係をもとに、個々の層準毎に噴出順序に従ってマグマプロセスを検討する (Fig. 12)。

NK-k~NK-i; 斑晶量および斑晶モード、斑晶サイズは

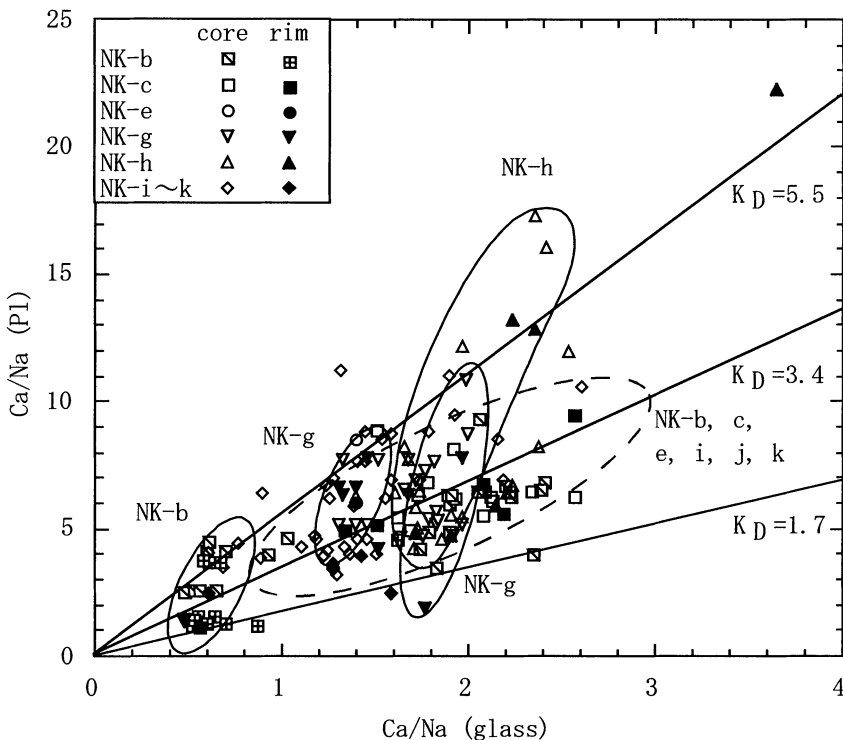


Fig. 11. Molar Ca/Na plot of glass inclusion and the host plagioclase in Ninokura scoria. Slopes of continuous lines show exchange equilibrium coefficient  $K_D$  between plagioclase and melt (Sisson and Grove, 1993).

スコリアごとに大きく異なり、斑晶およびガラス包有物の組成はソレライト系列からカルクアルカリ系列を横断して連続的に大きくばらつく。また、マグマは多様な組成を持つにも関わらず、斜長石組成は傾き ( $K_D$ ) 3.4 の領域に沿ってプロットされることから、水に飽和していたと仮定すると、同じ圧力場において様々な組成のマグマから斑晶が晶出したことが推察される。NK-kにはコアが鉄に富み、そのガラス包有物組成が高  $SiO_2$  量 (67 wt. % 以上) を示す斜方輝石が存在する。輝石温度計から見積もられる温度は  $800^\circ C$  と低温である (Fig. 10)。このような斜方輝石は、直前に噴出した八戸火砕流をもたらしたマグマ (八戸残留マグマ) の残留結晶が取り込まれたと考えられ、説明しやすい。これらのことは、地下深部から新たに未分化マグマの供給があって、半熔融状態の八戸残留マグマと混じりあい、様々な混合程度を持つメルトを包有物として取り込みながら不均質性を増大させ

たとえられる (Sparks *et al.*, 1977)。

**NK-h**; 斑晶およびガラス包有物の主要元素組成ともにソレライト系列の最も未分化な値に収束しており、斑晶組織は累帯構造と包有物に乏しいことから、組成の異なるマグマの混合は認められない。このころには八戸噴出物の残留物は減少しており、化学的不均質性が解消され、地下深部から供給されたマグマの特徴を反映したと考えられる。これはこの層準で最も多くカンラン石が産出すること、輝石地質温度計で  $1,180^\circ C$  の高温を示すことも調和的である。斜長石-メルトの平衡を示す直線とは分布が斜交する。 $K_D$  が 5.5 かそれ以上のものが多くみられ、平衡関係から、マグマが水に富んでいたことが示される。メルトの組成幅に比べて、斜長石結晶の組成幅が大きく連続的であること、単一結晶内では顕著な累帯構造が見られず、コアとリムの組成幅が小さいことを考え合わせると、斜交の原因として、マグマ混合ではな

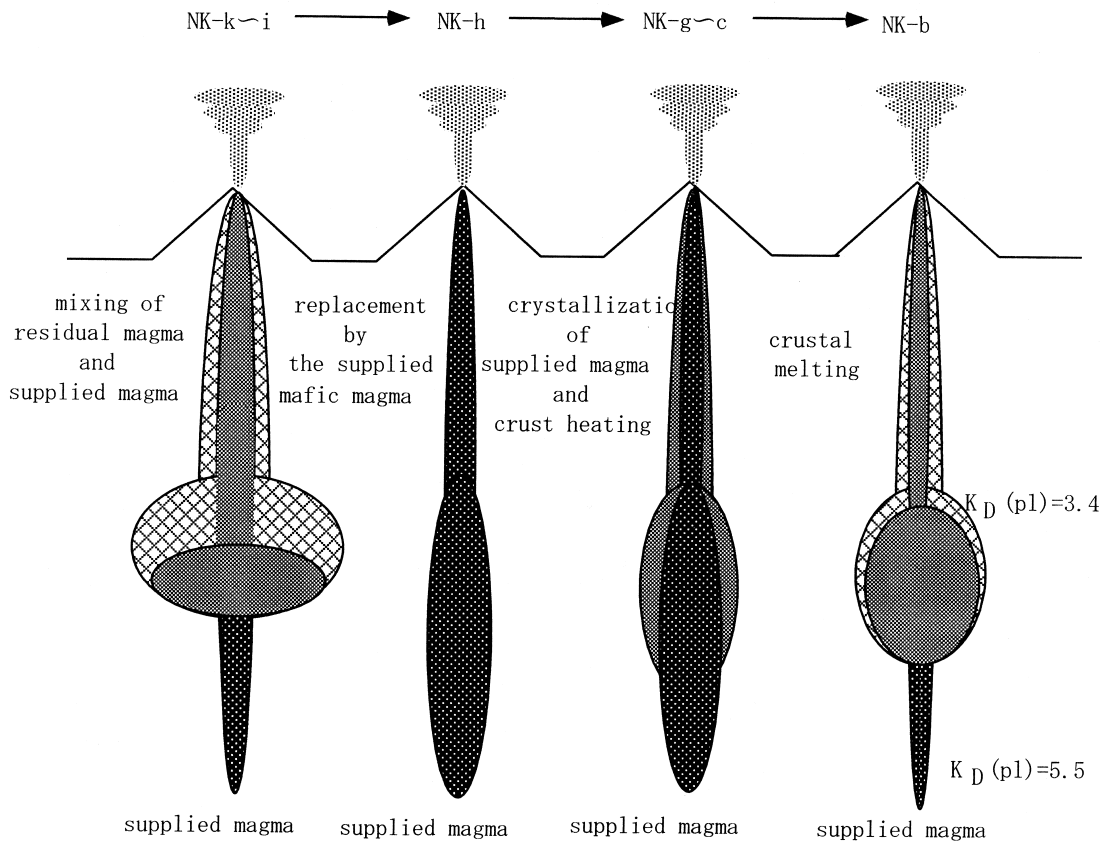


Fig. 12. Schematic illustration of the magma system with temporal development in the Ninokura stage. In the earlier stage (NK-k to NK-i) basaltic magma was supplied into a magma chamber that had been filled with the Hachinohe magma (the residual magma). In the middle stage (NK-h to NK-e) the residual magma was replaced by the supplied basaltic magma and a part of the supplied magma was evolved and heated the crust. In the last stage (NK-b) crustal melting started.

く、飽和水蒸気圧の変化が有効であったと考えられる。水蒸気圧の変化の原因としては、斑晶モードが 11.7% と低いことから (Fig. 3)、結晶分化によるメルトへの水の濃集による水蒸気圧の増加は考えにくく、水に飽和したマグマの浅部への上昇に伴う飽和水蒸気圧の減少の方が考えやすい。

**NK-g**; 斜長石-メルトの平衡関係から、**NK-h** 同様に、それらのマグマが水に富んでいたこと、同時に水蒸気圧の変化があったことが示唆された。ただし、**NK-h** とは異なり、2つの平行する分布領域がある。いずれもソレライト系列を示し、斑晶・包有物ともに組成差も小さいことから、分化の程度がやや異なる2つのマグマが存在したことが示唆される。

**NK-e**; 先行する **NK-h** や **NK-g** と比較して、全岩組成の  $\text{SiO}_2$  含有量がほぼ同じかやや減少する一方で、ガラス包有物の  $\text{SiO}_2$  含有量はやや増加している。さらに、輝石のコアよりもリムが高温を示す。これらのことは、マグマ溜まりの結晶化が進行し、メルト中に  $\text{SiO}_2$  が濃集した一方で、高温の未分化マグマの供給も同時にあったためと考えられる。

**NK-b**; 斜長石-メルトの組成ペアが2つのグループに局在し、各々の分布は局所的に平衡にあったことを示すことから、組成の異なる2つのマグマが存在していたことが示唆される。高  $\text{Ca}/\text{Na}$  モル比を示すグループ (**Type-b**) はソレライト系列組成の包有物で、Housh and Luhr (1991) の斜長石温度計に基づくマグマの温度は  $1,100^\circ\text{C}$  程度であるのに対し、低  $\text{Ca}/\text{Na}$  モル比を示すグループ (**Type-c1, g, h**) はカルクアルカリ系列の端成分組成を持つガラス包有物で、同様に求めたマグマ温度は  $930\text{--}960^\circ\text{C}$  程度と低温である (Fig. 7)。前述のように前者から後者を結晶分化で導くことは困難であり、起源の異なる高  $\text{SiO}_2$  で低温なマグマが存在したことを意味する。これらのことは、二の倉スコリアの Sr 同位体組成分析結果に基づき Hunter and Blake (1995) が地殻の溶融メルトの付加を示唆していることと調和的である。**Type-c1, Type-g, Type-h** などの融食構造や正累帯構造を持つ斜長石は後続の新郷軽石 (**G**: Table 1) で特徴的に観察されており (久利・栗田, 1999)、この時期から、後続のマグマ活動の準備過程に入ったと言える。

以上のように、全岩組成・斑晶組成・ガラス包有物組成の情報を用い、二の倉期における大枠のマグマプロセスを明らかにすることができた。今後は、(1)同層準内において斑晶の種類により累帯構造や包有物組成が異なること (Fig. 6)、(2)斜長石とガラス包有物組成は平衡関係を示すにもかかわらず、輝石とガラス包有物は平衡から外れていること、さらに、(3)単斜輝石と斜方輝石で傾向

が異なること、などに注目することによって、マグマ溜まり内でのマグマプロセスの空間的情報や、その時間変化を明らかにできる可能性がある。

## 8. ま と め

全岩、斑晶、ガラス包有物の主要元素組成を用いて、十和田火山二の倉期噴出物のマグマプロセスを考察した。ソレライト系列とカルクアルカリ系列の起源の異なるマグマの混合があったことが示唆された。混合マグマの端成分は二の倉期前期では深部から供給された未分化マグマと八戸残留マグマ ( $800^\circ\text{C}$ ) であり、二の倉期中期では深部から供給された水に富む未分化マグマ ( $1,180^\circ\text{C}$ ) と起源を同じくするやや分化したマグマ、二の倉期後 (最終) 期では深部から供給された未分化マグマと地殻の溶融メルト ( $900^\circ\text{C}$ ) である。

カルクアルカリ系列に分類される高  $\text{SiO}_2$  量のガラス包有物組成の分布は地下深部から供給されたマグマと八戸残留物との混合を示す。二の倉期前期では八戸噴出物の残留物質を取り込んで均質化することなく地表に噴出したために岩相は多様となり、不均質な化学組成を持つ。深部からのマグマの供給と噴火が繰り返されることにより、二の倉期前期の化学組成の大きな不均質性は順次解消され、二の倉期中期にはマグマはより均質化した。同時にマグマの結晶化と周辺地殻の加熱が進み、二の倉期後期の **NK-b** に至って周辺地殻が融解しはじめた。

## 謝 辞

本研究は筑波大学地球科学研究科での研究に基づいており、筑波大学地球科学系の故末野重穂教授には有益な意見を多数いただいた。また、EPMA の分析に際し筑波大学分析センターの西田憲正氏に、XRF の分析に際し筑波大学地球科学系の中野孝教氏に御指導いただいた。東京大学理学部地質学教室の皆様には SEM の利用を快く承諾していただいた。本論作成に当たり東北大学の吉田武義教授より貴重なご意見をいただいた。宮坂瑞穂氏と匿名の2人の査読者および編集担当の東宮昭彦氏にはきめ細かいアドバイスをいただいた。この場を借りてお礼申し上げる。

## 引用文献

- Clocchiatti, R. and Massare, D. (1985) Experimental crystal growth in glass inclusions: the possibilities and limits of the method. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 93–204.  
 Ferriz, H. and Mahood, G. (1987) Strong compositional zonation in a silicic magmatic system. *J. Petrol.*, **28**, 171–209.  
 Giocada, A., Clocchiatti, R., Sbrana, A., Bottazzi, P.,

- Massare, D. and Ottolini, L. (1998) A study of melt inclusions at Volcano (Aeolian Island, Italy): insight on the primitive magmas and on the volcanic feeding system. *Bull. Volcanol.*, **60**, 286–306.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507–592.
- Hochstein, M. P. (1995) Crustal heat transfer in the Taupo Volcano Zone (New Zealand): comparison with other volcanic arcs and explanatory heat source models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **68**, 117–151.
- Housh, T. B. and Luhr, J. F. (1991) Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *Am. Miner.*, **76**, 477–492.
- Hunter, A. G. (1998) Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. *J. Petrol.*, **39**, 1255–1284.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic - calc-alkaline series: Towada volcano, *Japan. J. Petrol.*, **36**, 1579–1605.
- 久利美和・栗田 敬 (1999) 十和田火山後カルデラ期の降下火砕物の推移. 地質調査所月報, **50**, 699–710.
- 久利美和・栗田 敬 (2003) 十和田火山二の倉スコリア群の層序区分の再検討—二の倉スコリア期の噴火活動の推移—. 火山, **48**, 249–258.
- Laube, N. and Springer, J. (1998) Crustal melting by ponding of mafic magmas: a numerical model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **81**, 19–35.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *American Mineralogy*, **68**, 477–493.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321–355.
- Nakano, T., Jeon, S.-R. and Sueno, S. (1997) X-ray fluorescence analysis of rock samples using Philips PW1404 (1): simultaneous determination of major and trace elements using glass beads of GSJ igneous rock reference samples. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **23**, 63–68.
- Roedder, E. (1979) Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.*, **102**, 487–510.
- Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993) Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. petrol.*, **113**, 143–166.
- Sparks, R. J., Sigurdsson, H. and Wilson, L. (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, **267**, 315–318.
- Watanabe, T., Hirama, T., Yuasa, M., Terada, S. and Fujioka, K. (1992) Glass inclusions with microglobules in plagioclase and pyroxene phenocrysts of volcanic rocks from the Bonin arc, LEG 126. *Proceedings of the Ocean Drilling scientific results*, **126**, 171–183.

(編集担当 東宮昭彦)