上野玄武岩類 II: 御嶽南, 木曽岩体群の化学組成の多様性

Ueno basaltic rocks II: Chemical variation in the
Kiso province, to the south of the Ontake volcano

中 野 俊 (Shun NAKANO)*

Seven basaltic masses, belonging to the Ueno basaltic rocks of Pliocene to Pleistocene age, are distributed to the south of the Ontake volcano in Nagano Prefecture (the Kiso province). They are composed of (augite-) olivine basalt to basaltic andesite with 47.5-53.3 wt% SiO_2 .

The UGU (Uguigawa) mass yields the least differentiated basalt (Magma I) with the lowest Fe/Mg ratio, including olivine phenocrysts of $\text{Fo}_{89-2-90-2}$. The bulk chemistry suggests its primary nature of the source mantle origin.

The TKT (Takataruyama) mass yields the most differentiated basalt (Magma IV). It is characterized by high concentrations of high-field-strength (HFS) and light rare earth elements such as Ti, P, Zr and La in spite of its low SiO_2 , K_2O and Rb contents. This chemical feature does not indicate its source characteristics, and is rather acquired through contamination of some highly HFS element-enriched materials.

Most of the rocks of the Kiso province constitute two distinct chemical trends in the Fe/Mg variation diagrams, except the TKT rocks. One shows only a slight increase of SiO_2 with increasing K_2O (from Magma I to Magma II). The other shows a moderate increase of SiO_2 accompanying no K_2O enrichment (from Magma I to Magma III). Magma II is derived from Magma I by crystal fractionation, and modified by "Magma IV" incorporation. Magma III is possibly derived from Magma I by crystal fractionation and assimilation of low K acidic rocks, and also modified by "Magma IV" incorporation.

Keywords: Ueno, Basalt, Major element, Trace element, Central Japan

I. はじめに

上野玄武岩類は長野・岐阜両県下に点在する、鮮新世から前期更新世にかけて活動した独立単成火山群の噴出物である。少なくとも更新世になってからは、中部日本ではカルクアルカリ安山岩を主体とする複成火山の活動が卓越しており、玄武岩が卓越する点と、単成火山群であるという点で、上野玄武岩類は特異な性格を有している。

最近、一部の上野玄武岩類について化学組成や放射年代の測定が行われたが(氏家, 1989; 氏家ら, 1992), わずかにその概略をつかんだにすぎない。筆者は、上野玄武岩類の岩石学的特徴や化学組成の多様性を把握する目的で、上野玄武岩類全体についての詳細な研究

を行っている。すでに、このうちの2つの単成火山(坂下および鈴蘭岩体)については、それぞれ SiO_2 含有量が5%に及ぶマグマの不均質性の存在を明らかにし、不均質な化学組成は結晶分別作用に加えて K_2O に乏しい酸性物質の同化作用によりもたらされた可能性を示した(中野, 1993)。本論ではこれに引続き、上野玄武岩類のうちで最も組成変化に富む、御嶽火山の南側に分布する岩体群の特徴を明らかにする。

II. 地質概略(産状・噴出年代)

上野玄武岩類は地域的にいくつかの岩体群(単成火山または単成火山群)に分けることができる(Fig. 1)。このうち、御嶽火山の南には、東西15 km, 南北10 kmの範囲にわたって7つの岩体が分布する。これらを木

(平成5年10月1日受付, 平成6年1月14日受理)

* 地質調査所地質部, 〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

* Geology Department, Geological Survey of Japan, 1-3, Higashi 1-chome, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

Fig. 1. Index map of the Ueno basaltic rocks. Seven small masses of basaltic rocks are distributed to the south-southeast of the Ontake volcano (collectively called *the Kiso province* in this paper). Black and dotted areas are the Ueno basaltic rocks and Quaternary volcanic rocks, respectively.

曾岩体群と総称することにする。上野玄武岩類について報告されている K-Ar 年代値 15 個 (2.7~1.4 Ma: 宇都・山田, 1985; 清水ら, 1988; 氏家ら, 1992) のうち 4 個がこの岩体群から得られたもので、およそ 2.7 Ma から 2.2 Ma の範囲を示しており、上野玄武岩類の中ではこの岩体群が最も活動時期が古い。

御嶽火山の南一南東には、高倉西方 (岩体名は高倉峠, Fig. 1 の TKK: 約 2.2 Ma), 北沢峠西 (北沢峠, KTZ: 約 2.7 Ma), 細野牧場裏 (細野, HSN: 約 2.4 Ma), 崩沢上流 (崩沢, KZR), 真弓峠東方鹹川右岸 (鹹川, UGU), 高樽山南東 (高樽山, TKT), 阿寺川上流 (阿寺川, ATR: 約 2.5 Ma) に、玄武岩または玄武岩質安山岩溶岩の分布が認められる (5 万分の 1 地質図幅「加子母」および「上松」: 山田, 1961; 片田・礒見, 1958)。各岩体の現存する体積はいずれも 0.1 km³ 以下で、白亜紀後期の濃飛流紋岩類または花崗岩類を基盤としている。このうち KZR は基盤岩からなる斜面の

中腹にあり、溶岩からなる平坦面が顕著で、下位に降下スコリア層をともなっている。この岩体付近では基盤を貫く幅 30 m の貫入岩体も見つかっている。そのほかの岩体ではいずれも基盤岩からなる緩やかな尾根上に溶岩が不明瞭な平坦面を構成しており、火砕岩はほとんど認められない。なお、ATR, UGU, TKK では転石のみで、露頭は確認していない。岩体の厚さは、HSN では 150 m, KZR では 70 m 近くに達するが、そのほかでは最大でも 50 m 以下と推定される。溶岩分布の基底面高度は、東端の TKK では標高 1,050~1,100 m であるが、南西の岩体ほど高くなり、TKT や ATR では 1,500~1,600 m に達する。なお、片田・礒見 (1958) の地質図に示されている才児牧場、北沢峠の東、西股山、氷ヶ瀬の南一南東には分布が確認されなかった。また、Kuno (1959) によりアルカリかんらん石玄武岩とされたのは、TKK の溶岩である。

Table 1. Representative modal compositions

Sample No.	TKK-1	TKK-2	KTZ-1	HSN-1	HSN-2	KZR-1	KZR-2
Phenocryst (vol%)							
olivine	9.0	10.6	8.1	5.1	3.1	6.4	4.6
augite	0.1	0.1	1.8	0	3.2	4.5	0.7
plagioclase	0	0.4	1.4	0	11.7	0	0
Groundmass	90.9	88.9	88.7	94.9	82.0	89.1	94.7

sample No.	UGU-1	UGU-2	TKT-1 a)	TKT-2	TKT-3 b)	ATR-1	ATR-6
Phenocryst (vol%)							
olivine	12.8	1.3	5.5	7.1	3.2	2.6	3.4
augite	0.4	3.7	6.5	2.4	3.9	0.8	0.1
plagioclase	0	15.2	0.1	14.1	4.1	0	0
Groundmass	86.8	79.8	80.0	76.4	79.9	96.6	96.5

Following samples include other minerals of phenocryst or microphenocryst size.

a) TKT-1 includes 5.8% opacite and 2.1% Fe-Ti oxide minerals.

b) TKT-3 includes 6.6% opacite, 2.1% Fe-Ti oxide minerals and 0.2% apatite.

Table 2. Representative chemical compositions of minerals

Olivine									Plagioclase				
	UGU-1 A core	UGU-1 A core	TKK-1 A core	TKK-1 ---- rim	KTZ-1 A core	KTZ-1 A core	HSN-1 B core	UGU-2 C core		KTZ-1 Ph core	KTZ-1 Ph core	UGU-2 Ph core	UGU-2 Ph core
SiO ₂ (wt%)	40.17	40.34	40.28	37.20	40.08	39.47	39.07	36.94	SiO ₂ (wt%)	47.33	48.81	50.28	48.40
FeO	9.56	10.27	11.98	29.59	10.84	13.48	18.44	29.65	Al ₂ O ₃	32.77	31.66	30.04	32.78
MnO	0.21	0.27	0.18	0.61	0.19	0.30	0.42	0.67	Fe ₂ O ₃	0.68	0.63	0.69	0.77
MgO	49.11	50.16	47.17	32.16	48.28	46.40	42.02	32.37	MgO	0.08	0.09	0.10	0.04
CaO	0.15	0.16	0.12	0.17	0.15	0.15	0.15	0.20	CaO	16.82	15.49	15.43	14.25
									Na ₂ O	1.82	2.51	2.77	3.31
total	99.20	101.20	99.73	99.73	99.54	99.80	100.10	99.83	K ₂ O	0.06	0.08	0.09	0.13
Fo	90.2	89.7	87.5	66.0	88.8	86.0	80.3	66.1	total	99.56	99.27	99.40	99.68
A, B and C: olivine phenocryst with zoning type A, B and C.									An	83.3	77.0	75.1	69.9
Ph: phenocryst.									Ab	16.4	22.5	24.4	29.4
mPh: microphenocryst.									Or	0.3	0.5	0.5	0.7

Augite							Spinel						
	UGU-1 mPh core	TKK-1 Ph core	KTZ-1 Ph core	HSN-1 Ph core	HSN-1 ---- rim	UGU-2 mPh core		UGU-1 included in A core	TKK-1 A core	TKK-1 A core	TKK-1 A rim	TKK-1 A rim	HSN-1 B rim
SiO ₂ (wt%)	51.37	48.78	51.45	51.32	52.09	48.67	TiO ₂ (wt%)	0.65	1.05	0.68	3.31	13.55	8.49
TiO ₂	0.62	1.22	0.94	1.03	0.91	1.48	Al ₂ O ₃	23.43	29.99	22.06	10.41	2.59	2.70
Al ₂ O ₃	3.19	6.13	3.11	2.72	1.75	5.56	Cr ₂ O ₃	38.37	30.95	38.37	28.50	9.06	5.64
Cr ₂ O ₃	0.52	0.54	0.10	0.05	0.03	0.15	Fe ₂ O ₃	7.84	6.34	8.97	22.52	30.49	44.30
FeO	5.73	6.83	6.74	7.09	9.67	8.43	FeO	15.05	18.00	16.88	28.94	39.21	33.35
MnO	0.32	0.14	0.25	0.27	0.52	0.21	MnO	0.13	0.17	0.13	0.37	0.46	0.51
MgO	16.67	14.13	15.76	15.60	16.59	13.27	MgO	13.68	12.57	12.34	4.31	2.63	3.35
CaO	21.53	22.14	21.79	22.34	18.14	22.33	total	99.15	99.07	99.43	98.36	97.99	98.34
Na ₂ O	0.24	0.33	0.25	0.26	0.35	0.34							
total	100.19	100.24	100.39	100.68	100.05	100.44	Cr atom. %	47.5	37.9	48.1	43.5	25.5	10.9
mg#	83.8	78.7	80.7	79.7	75.4	73.7	Al	43.3	54.7	41.2	23.7	8.9	7.8
Wo	43.8	47.0	44.5	45.0	37.2	47.1	Fe ³⁺	9.2	7.4	10.7	32.8	65.6	81.3
En	47.1	41.7	44.8	43.8	47.3	39.0	Fe ₂ O ₃ and FeO of spinel are calculated assuming stoichiometry.						
Fs	9.1	11.3	10.7	11.2	15.5	13.9							

III. 岩石記載

各岩体から3ないし8個の試料を採取した。それらの試料(総計33個)は、かんらん石の一部がイディングサイト化していることがあるが、いずれも新鮮な岩石である。代表的な試料の斑晶モード組成をTable 1

に示す。

木曾岩体群の岩石は、(普通輝石)かんらん石玄武岩ないし玄武岩質安山岩である。斑晶組合せは、① かんらん石、② かんらん石+普通輝石、③ かんらん石+普通輝石+斜長石、からなり、単一の岩体内でも多様性が認められることがある。TKKは②と③からな

Fig. 2. Selected content profiles of olivine phenocrysts. Three zoning types are characterized as follows:

A, nearly homogeneous core and highly zoned rim; B, normal zoning lacking homogeneous core; C, homogeneous from core to rim.

り、KTZは③である。HSNでは地形的下位に③と②が、上位に①が分布する。KZRは②である。UGUは尾根上では③からなるが、転石としてかんらん石に富む②の岩石が見つかった。TKTは②と③、ATRはすべて①である。

斑晶鉱物はいずれも自形を呈し、集斑状をなさない。かんらん石斑晶が最も卓越し、径3 mm以下、モードで1.3~12.8%含まれており、スピネルを多数包有する特徴を示す。斜方輝石（まれに単斜輝石）の反応縁を持つことがある。普通輝石は径1 mm以下、0~6.5%含まれる。斜長石は包有物を含まず清澄、長さ2 mm以下の柱状で、0~15.2%含まれており、多くの場合、微斑晶である。ごく少量の斜方輝石、鉄チタン酸化物の微斑晶が含まれることがある。TKTでは2 mm以下の卓状または長柱状のオパサイトが含まれることがあり、それらの試料では鉄チタン酸化物や磷灰石の微斑晶に富む特徴がある。

石基は、斜長石、普通輝石、鉄チタン酸化物のほか、かんらん石、ピジョン輝石、斜方輝石、燐灰石、ガラスを含むことがある。ほぼ完晶質であることが多く、粗粒なインターグラニューラー組織から細粒なインターサータル組織を示すものまである。なお、捕獲結晶として、石英または斜長石がしばしば認められる。

IV. 鉱物組成

斑晶鉱物の化学組成の分析は地質調査所設置のJEOL製JXA733型EPMAを用いて行った。補正は

Bence and Albee (1968)の方法による。代表的な分析結果をTable 2に示す。

1. かんらん石

かんらん石の中心部の組成は、Fo成分が65.2~90.2の広い組成範囲を示す。坂下および鈴蘭岩体(Fig. 1のSKSとSZR: 中野, 1993)と同様に、斑晶の果帯構造には3つのタイプ(A, B, C)が認められる。Aタイプは斑晶内部がほぼ均質な組成を保つか、または周縁に向けてややFo成分が減少し、周縁部で急激にFo成分に乏しくなる台形型の組成プロファイルを持つもの、Bタイプは斑晶中心から周縁部に向けて徐々にFo成分が減少し均質な部分がないもの、Cタイプは中心から周縁までほとんど均質で平坦な組成プロファイルを持つものである(Fig. 2)。AとB、BとCタイプは同一薄片内でも共存する。また、同じ岩体の試料でも、Aが卓越したり、BまたはCが卓越したりすることがある(たとえば、TKKとATR; Fig. 3)。マグマとかんらん石間の鉄マグネシウム分配係数、 $K_D = (Fe/Mg)^{ol} / (Fe/Mg)^{magma} = 0.30$ (Roeder and Emslie, 1970)、マグマの $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ 比を0~0.2とした時、Aタイプかんらん石の中心部の組成は、全岩組成と平衡に分別晶出するかんらん石組成に一致する(Fig. 4)。一方、BとCタイプかんらん石はそれよりもFo成分に乏しい組成であり、坂下・鈴蘭岩体のかんらん石と同様に、マグマとの反応・元素の拡散により晶出後に組成が変化していると解釈される(中野, 1993)。

Fig. 3. Histograms of Fo values of olivine phenocryst cores. One block is for one analysis. Zoning types (A, B and C) are shown in Fig. 2.

2. 普通輝石

斑晶中心部の組成は、 $Wo_{38-49}En_{38-49}Fs_{8-16}$ の組成範囲を示す（一部はサーライトまたはエンディオブサイドの領域に入るが、ここでは一括して普通輝石と呼ぶ）。斑晶中心から周縁部に向けてやや En 成分が減少、Wo 成分が増加し、どちらの成分も周縁部では急減する累帯構造（中野，1993）を示すことが多い。斑晶中心部の $mg \# (100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+}))$ モル比は、70.5～85.8 である（Fig. 5）。

3. 斜長石

斜長石の斑晶内部は、An 成分が 63.2～83.9 の組成範囲を示す（Fig. 6）。斑晶内部は著しい累帯構造を示さないか、または An 成分が 10% 以内の変動幅を持つ oscillatory zoning を示し、周縁部では An 成分が急減する（中野，1993）。

4. 鉄チタン酸化物

鉄チタン酸化物はチタン磁鉄鉱とイルメナイトからなる。チタン磁鉄鉱は TiO_2 を 8.5～13.7 wt%， Al_2O_3 を

3.1～7.5 wt% 含み、Usp 成分は 23.6～38.1 mol% である。イルメナイトは R_2O_3 成分が 9.5～10.0 mol% である。

5. スピネル

スピネルの組成は同一薄片内でも大きく変化する。A タイプかんらん石の中心部に含まれるスピネルは $Cr:Al:Fe^{3+}=45-53:48-38:7-16$ 付近の組成を示すものが多く、Al と Cr 成分に富んでいる。A タイプかんらん石の周縁部や、B や C タイプかんらん石に含まれるスピネルは Fe^{3+} 成分に富むようになり、 $Cr:Al:Fe^{3+}=10:10:80$ 付近まで変化する（Fig. 7）。

V. 全岩化学組成

全岩化学組成は地質調査所において分析した。蛍光 x 線分析装置 PHILIPS 社製 PW1400 にて主成分を、同社製 PW1404 にて微量成分（Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Cr, Ni）を、また、中性子放射化分析法（田中ら，1988）により、希土類元素（La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu）、Cs, Th, Hf, Ta, Sc, Co を測定した。主な分析結果を Table 3 に示す。なお、主成分組成は、全鉄を Fe_2O_3 として表し、無水 100% に再計算した値を用いる。主成分の分析誤差は、 Na_2O が 3% 以下、そのほかはいずれも 2% 以下である。微量成分は、Ba, Y, Zr, Nb, Cr, Ni, Tb, Cs については 10% 以下、そのほかはいずれも 5% 以下である。

木曾岩体群全体では、 SiO_2 は 47.5～53.3% の範囲を示し、 SiO_2 と K_2O 含有量に基づく分類では、medium-K 玄武岩ないし玄武岩質安山岩に分類される。岩体群全体をみると、 SiO_2 の増加とともに Al_2O_3 が増加し、 Fe_2O_3 は単調減少するが、ほかの主成分（ MgO , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 ）については SiO_2 の増加にともなう単純な増減は認められず、岩体ごとにそれぞれ異なった化学的特徴を示している。以下、分化の尺度として全鉄/マグネシウム比（ FeO^*/MgO ，以下、 Fe/Mg ）を用いることにし、主成分の変化図を Fig. 8 に、微量成分の変化図を Fig. 9 に示す。

この岩体群のうち最も未分化な試料は、UGU に産するかんらん石斑晶に富む玄武岩で、 SiO_2 が 48.8% と低く、最も MgO や Cr に富んでいる。同じ岩体の斜長石に富む岩石は分化しており、 SiO_2 が 52.7～52.9% と、明らかに異なった組成を示している。TKK と KTZ は Fe/Mg 比がほぼ同じにもかかわらず、 SiO_2 や TiO_2 などに明らかな差が認められる。HSN（ $SiO_2=51.5\sim52.9\%$ ）と ATR（ $SiO_2=51.6\sim53.4\%$ ）は Fe/Mg 比と SiO_2 の範囲がほぼ共通であるが、 TiO_2 , Na_2O ,

Fig. 4. Fo values of olivine phenocryst cores vs. bulk FeO^*/MgO . FeO^* is total iron as FeO . Three lines indicate equilibrium Fo value assuming distribution coefficient of Fe and Mg between olivine and liquid is 0.30 (Roeder and Ermslie, 1970) and $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) = 0, 0.1$ and 0.2 , respectively.

K_2O , Sr, Baなどが異なっている。なお, HSNには斜長石斑晶を含む試料と含まない試料が共存するが, 化学組成では一連のトレンドを構成しており, 含まない試料は未分化な側にプロットされている。KZRは,

HSNやATRとFe/Mg比の範囲が同じであるが, SiO_2 が49.5~50.4%と低く, ほかの主成分や微量元素でも明らかな異なるトレンドを構成している。このうち, 最も未分化な試料が貫入岩, それ以外は溶岩試料である。TKTは, Fe/Mg比が大きいかかわらず, SiO_2 が47.5~49.5%と低い特徴がある。このうち, オパサイトを含む2試料は木曾岩体群の中では最も分化しているにもかかわらず, 最も SiO_2 に乏しい。また, Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , La, Nb, Zrなどに著しく富むが, K_2O やRbは濃集していない特徴を有している。

Fig. 5. Histograms of mg# of augite phenocryst cores. One block is for one analysis.

Fig. 6. Histograms of An values of plagioclase phenocryst cores. One block is for one analysis.

Fig. 7. Al-Cr-Fe³⁺ diagram for spinel grains included in olivine phenocrysts.

木曽岩体群では、分化にともなう元素の挙動を以下のようにまとめることができる (Fig. 10)。

A: 分化にともなう増加する2つのトレンドが形成される成分 (Fig. 10a)。TKT は濃度が低く、これらのトレンドからはずれている。Si と Al がこのグループである。

B: 分化にともなう減少またはほぼ一定の2つのトレンドが形成される成分。TKT はやや濃度が高く、これらのトレンドからはずれている (Fig. 10b)。Mg, Fe, Ca, Mn, Ni, Cr などの苦鉄質鉱物に濃集する元素がこのグループである。ただし Mn では、SiO₂ に富む UGU は濃度が高い点がやや異なる (Fig. 8)。

C: 分化にともなう増加するトレンドとほぼ一定のトレンドが形成される、TKT ではより濃度が高い成分 (Fig. 10c)。ただし、KTZ と TKK の差は認められないことが多い。このグループは、Ti, P, Zr, Nb などの HFS (high field strength) 元素や希土類元素である。

D: 分化にともなう増加するトレンドとほぼ一定のトレンドが形成される、TKT では濃度が低い成分 (Fig. 10d)。K, Ba, Rb, Th などの LIL (large ion lithophile) 元素である。ただし、Na, Rb, Ba, Sr の挙動は相互にやや異なる。Na では2つのトレンドが重なっており、HSN はやや濃度が高い (Fig. 8)。Ba では TKT がやや高く、Sr では HSN が、Rb では TKK が高い (Fig. 9)。

VI. 考 察

一般に、独立単成火山群では化学組成の多様性が認められる。その要因としては、結晶分別作用が卓越する (Hasenaka and Carmichael, 1987) こともあるが、結晶分別作用に加えて地殻物質の同化作用が重要な要因であったり (McBirney *et al.*, 1987)、マグマの混合のトレンドが認められることもある (Koyaguchi, 1986)。また、さらには、部分溶融度の異なる複数の初生マグマが存在し、同化作用やマグマの混合などがさまざまな過程で起こっていると解釈される複雑な例 (Bacon, 1990) もある。この木曽岩体群の化学組成変化にも複数のトレンドが認められ、単一の要因ですべての多様性を説明できないことは容易に推測される。

この岩体群全体の化学組成の多様性の概略は、UGU-low (SiO₂ に乏しい UGU) → KTZ → KZR と続く一連のトレンド (Fig. 10 の実線: I から II)、UGU-low → TKK → ATR と続く一連のトレンド (Fig. 10 の点線: I から III)、さらに、これらとはまったく異なる TKT からなるとすることができる。HSN や UGU-high (SiO₂ に富む UGU) などはこれらのトレンドからはずれるがほかの元素ではトレンド上にあるので、大略を把握するために以下の議論では省略し、言及しない。ここでは、4つの端成分マグマ I~IV (Fig. 10 の I~IV) を仮定し、それぞれの成因について考察する。マグマ I の組成としては UGU-1 を、マグマ IV

Table 3. Representative whole-rock chemical compositions

	TKK-1	TKK-2	KTZ-1	KTZ-3	HSN-1	HSN-2	HSN-5	HSN-6	KZR-1	KZR-2	KZR-3
SiO ₂ (wt%)	49.98	50.98	49.17	48.92	51.71	52.52	52.57	52.85	49.55	50.42	50.04
TiO ₂	1.29	1.22	1.50	1.54	1.48	1.43	1.46	1.39	1.58	1.64	1.64
Al ₂ O ₃	16.21	15.90	15.63	15.63	16.23	16.91	16.12	16.84	15.33	16.13	15.82
Fe ₂ O ₃ *	10.18	9.97	10.42	10.75	9.96	9.79	9.90	9.58	10.84	10.59	10.68
MnO	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17
MgO	8.98	8.58	9.25	8.93	7.31	6.37	7.43	6.19	7.95	6.97	7.40
CaO	9.40	9.16	9.91	10.21	8.49	8.33	8.69	8.37	10.16	9.33	9.48
Na ₂ O	2.69	2.96	2.83	2.73	3.26	3.28	3.31	3.37	2.93	3.22	3.21
K ₂ O	0.79	0.74	0.77	0.77	0.94	0.77	0.92	0.81	1.02	0.94	0.96
P ₂ O ₅	0.31	0.33	0.36	0.36	0.46	0.44	0.44	0.44	0.46	0.59	0.60
La (ppm)	13.5	13.1	14.1		17.8	14.2			19.3	23.2	
Ce	29.2	34.0	34.5		48.8	38.3			46.1	60.1	
Nd	23.2	21.7	23.2		29.2	25.4			27.5	32.4	
Sm	4.5	5.0	4.8		6.1	5.9			6.3	7.4	
Eu	1.6	1.7	1.7		2.0	1.9			1.9	2.3	
Tb	0.88	0.88	0.71		1.14	1.20			1.02	1.30	
Yb	2.0	2.0	2.0		2.3	2.1			2.4	2.5	
Lu	0.29	0.29	0.29		0.33	0.31			0.35	0.37	
Y	27.2	23.1	22.0	24.0	28.6	26.2	27.5	27.5	27.7	29.3	30.9
Rb	23.5	23.5	17.9	15.1	20.3	16.5	19.3	15.6	23.9	20.2	21.4
Cs	0.30	0.76	0.34		0.49	0.27			0.17	0.35	
Sr	440	475	547	530	577	649	601	653	531	622	621
Ba	142	141	169	151	223	181	210	185	196	241	234
Th	1.71	1.89	1.59		2.14	1.43			2.56	2.21	
Hf	2.66	3.14	2.92		4.16	2.94			2.81	5.13	
Zr	120	125	127	119	190	164	182	172	170	221	223
Ta	0.34	0.40	0.49		0.62	0.54			0.65	1.10	
Nb	7.5	6.9	8.6	7.0	13.0	9.7	11.9	10.5	12.8	16.4	17.5
Sc	29.8	28.2	30.1		24.4	22.2			31.2	28.0	
Cr	566	478	486	456	295	203	280	213	279	229	256
Co	39.5	43.5	43.6		35.6	29.3			39.6	37.1	
Ni	153	156	155	123	117	79	110	89	79	64	75
	UGU-1	UGU-2	UGU-3	TKT-1	TKT-2	TKT-3	ATR-1	ATR-2	ATR-3	ATR-6	ATR-8
SiO ₂ (wt%)	48.82	52.77	52.92	47.51	49.46	48.44	52.15	52.56	52.95	53.34	51.58
TiO ₂	1.26	1.23	1.24	2.27	1.73	2.15	1.28	1.27	1.30	1.24	1.25
Al ₂ O ₃	15.05	17.09	17.07	15.30	15.87	15.76	16.51	16.84	16.55	17.12	16.59
Fe ₂ O ₃ *	10.33	9.65	9.72	12.66	11.20	12.16	9.79	9.63	9.68	9.39	9.75
MnO	0.17	0.18	0.18	0.19	0.18	0.19	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16
MgO	11.12	5.90	5.93	7.27	7.51	6.44	6.90	6.42	6.27	6.04	7.55
CaO	9.71	8.55	8.43	9.83	9.49	9.63	9.06	9.00	8.72	8.44	9.03
Na ₂ O	2.53	3.38	3.29	3.17	2.99	3.32	3.04	2.99	3.15	3.14	2.98
K ₂ O	0.72	0.85	0.83	0.78	0.80	0.81	0.74	0.76	0.81	0.73	0.77
P ₂ O ₅	0.29	0.40	0.39	1.02	0.77	1.10	0.37	0.37	0.41	0.41	0.34
La (ppm)	11.0	16.1		41.3	26.5	42.1	14.1			17.6	
Ce	28.7	40.9		103.4	69.9	110.3	36.5			40.3	
Nd	16.1	23.1		57.8	36.6	53.2	23.3			28.1	
Sm	4.7	6.1		12.1	8.4	11.8	5.5			6.3	
Eu	1.5	1.9		3.9	2.5	3.4	1.7			1.9	
Tb	0.64	1.19		1.72	1.42	1.69	0.93			1.10	
Yb	2.0	2.3		2.8	2.5	2.7	2.0			2.1	
Lu	0.31	0.35		0.39	0.37	0.38	0.29			0.30	
Y	23.5	27.9	29.4	39.3	30.4	34.9	24.0	23.8	26.7	25.6	23.8
Rb	15.0	23.1	19.1	15.4	18.9	15.1	15.3	18.1	19.9	17.5	18.8
Cs	0.32	0.56		0.26	0.49	0.41	0.46			0.73	
Sr	379	582	582	719	616	778	511	467	506	501	480
Ba	151	201	192	225	185	234	151	150	172	153	156
Th	1.77	2.18		1.54	1.71	2.03	1.85			1.92	
Hf	1.83	4.20		8.44	3.90	8.93	3.59			2.80	
Zr	103	168	170	368	266	407	152	156	166	157	151
Ta	0.32	0.62		2.19	1.22	2.56	0.56			0.49	
Nb	5.9	8.8	9.1	34.0	22.0	39.3	10.4	8.2	9.0	7.8	7.9
Sc	31.6	22.7		29.8	27.4	26.4	26.2			23.6	
Cr	720	150	148	151	235	101	259	250	230	224	326
Co	50.3	30.1		44.8	41.2	38.9	35.2			31.4	
Ni	249	57	58	74	100	58	82	74	75	74	106

Fig. 8. Major-element variation diagrams.

としてはTKT-3を用い、マグマIIとIIIはFig. 8やFig. 9などから求めた(Table 4)。分化の進んでいるマグマIIとマグマIIIは、それぞれマグマIから派生する一連のトレンド上にあることから、マグマIが何らかの要因により分化することにより形成されたと考えるのが自然である。また、マグマIVは、分化しているにもかかわらずSiO₂に乏しいことから、ほかのマグマとは親マグマが異なると考えるのがよいだろう。

1. 初生マグマとしてのマグマI

最も未分化なマグマIが、上部マントルの部分溶融で生じた初生マグマである可能性を検討する。あるマグマが初生的であるかどうかは、その全岩Fe/Mg組成からみてマントルかんらん石と平衡に共存しうるかどうかを調べることにより判定することができる(Tatsumi *et al.*, 1983)。マグマとかんらん石間のFe/Mg分配係数, $K_D=0.30$, マグマの $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ 比を0.1と仮定すると、マグマIと平衡なかんらん石

Fig. 9. Trace-element variation diagrams. Symbols are defined on Fig. 8.

のFo組成は89になる。この組成は、上部マントルに由来すると推定されているレールズライトノジュール中のかんらん石組成(Fo_{88-91})と一致しており、マグマIは初生マグマそのものである可能性が考えられる。全岩のMgO(11.1%), Ni(250 ppm, $\text{NiO}=0.032\%$)含有量からみても、初生マグマの必要条件, $\text{MgO}=10.0-12.5\%$, $\text{NiO}=0.030-0.050\%$ (Sato, 1977)を満たしている。また、マグマIとして用いたUGU-1では、かんらん石斑晶の組成は $\text{Fo}_{89.2-90.2}$ であった。このかんらん石は全岩組成と平衡であることが示されており(Fig. 4), かんらん石斑晶の濃集が全岩組成に対して影響していないとしてよい。したがって、マグマIは上部マントルから形成された初生マグマそのものであると判断する。

2. マグマIIの形成プロセス

マグマIIが結晶分別作用のみでマグマIから導かれるかどうか、主成分組成を用いた最小自乗法によるモデル計算(Bryan *et al.*, 1969)によって検討する。計算には、かんらん石、普通輝石、斜長石、チタン磁鉄鉱を加えた。各鉱物は中野(1993)と同じ化学組成を用いた。計算結果をTable 5のモデル1に示した。 P_2O_5 の不一致がやや大きいものの、約28%の結晶分別(かんらん石12%, 斜長石10%, 普通輝石5%, チタン磁鉄鉱0.2%)で ΣR^2 (残差の合計)が0.020となり十分小さい。したがって、計算上は結晶分別作用のみで主成分組成の変化をほぼ説明することが可能である。

Fig. 11には、マグマIIとマグマIの微量元素の比(マグマII/マグマI)を示してある。マグマIIはマグマ

Table 4. Assumed end-member magma compositions

	Magma I	Magma II	Magma III	Magma IV
SiO ₂ (wt%)	48.8	50.5	53.2	48.4
TiO ₂	1.3	1.7	1.3	2.2
Al ₂ O ₃	15.1	16.0	17.2	15.8
Fe ₂ O ₃ *	10.3	10.7	9.5	12.2
MnO	0.17	0.17	0.15	0.19
MgO	11.1	6.6	5.9	6.4
CaO	9.7	9.6	8.4	9.6
Na ₂ O	2.5	3.2	3.2	3.3
K ₂ O	0.72	0.96	0.74	0.81
P ₂ O ₅	0.29	0.59	0.42	1.10
La (ppm)	11	25	17	42
Ce	29	65	44	110
Sm	4.7	7.9	6.2	11.8
Yb	2.0	2.6	2.1	2.7
Y	24	30	25	35
Rb	15	22	17	15
Sr	380	620	530	780
Ba	150	240	160	230
Th	1.8	2.4	1.9	2.0
Hf	1.8	5.0	3.1	8.9
Zr	100	220	160	410
Ta	0.32	0.90	0.55	2.6
Nb	5.9	18	10	39
Cr	720	190	210	100
Ni	250	55	65	58

I と比べ、HFS 元素に著しく富む特徴がある。ここで、モデル 1 で求められた分別鉱物の量比と各元素の分配係数をもとに、レーリーモデル (Allègre *et al.*, 1977) によりマグマ II の微量元素の濃度を見積った結果を Fig. 12 に示す。各元素の分配係数は主に Gill (1981), Sakuyama and Nesbitt (1986) によるものを用いた。なお、これらの元素は鉱物相にほとんど入らない液相濃集元素であるため、分配係数を 1 桁変化させても計算結果はたかだか 10% の違いしか生じない。マグマ II では、K, Ba, Th などの LIL 元素は 1.3~1.6 倍の濃集を示しており、計算結果と調和的である。それに対し、Ta, Nb, Zr, P などの HFS 元素や軽希土類元素 (La, Ce) は 2~3 倍の濃集を示しており、計算による見積りと大きく異なっている (Fig. 12)。これらの元素を濃集させるには分配係数をさらに小さくしなければならないが、かんらん石、普通輝石、斜長石、チタン磁鉄鉱に対するこれらの元素の分配係数を 0 としてもこのような高い濃集は説明できない。このことから、マグマ II をマグマ I から導くには通常の結晶分別作用のみでは不可能であり、LIL 元素に乏しく、HFS 元素や軽希土類元素に富む物質が何らかの重要な役割を果たしていると考えなければならない。

マグマ II の元素パターンをマグマ IV と比較する

Fig. 10. Summary of chemical variation diagrams. The UGU rocks are divided into UGU-low and UGU-high according to their SiO₂ contents.

Table 5. Results of fractionation-assimilation modelling (1)

Magma I —> Magma II						Magma I —> Magma III							
(wt%)			model 1 (no assimilation)					model 2 (no assimilation)			model 3 (Assimilant=TN)		
	II Dhtr.	I Parent obs.	Parent calc.	Solution phase	wt%	III Dhtr.	I Parent obs.	Parent calc.	Solution phase	wt%	Parent calc.	Solution phase	wt%
SiO ₂	50.5	48.8	48.79	Oliv	-12.3	53.2	48.8	48.84	Oliv	-12.8	48.81	Oliv	-10.1
TiO ₂	1.7	1.3	1.29	Plag	-10.3	1.3	1.3	1.14	Plag	-13.7	1.19	Plag	-4.6
Al ₂ O ₃	16.0	15.1	15.10	Aug	-4.9	17.2	15.1	15.09	Aug	-11.2	15.10	Aug	-9.9
FeO*	9.6	9.3	9.30	Timt	-0.2	8.5	9.3	9.33	Timt	-2.1	9.32	Timt	-0.3
MnO	0.17	0.17	0.17			0.15	0.17	0.16			0.17	Asml.	+10.1
MgO	6.6	11.1	11.11			5.9	11.1	11.06			11.10		
CaO	9.6	9.7	9.71	Dhtr.	72.3	8.4	9.7	9.64	Dhtr.	60.2	9.71	Dhtr.	85.2
Na ₂ O	3.2	2.5	2.53			3.2	2.5	2.20			2.55		
K ₂ O	0.96	0.72	0.70			0.74	0.72	0.45			0.63		
P ₂ O ₅	0.59	0.29	0.43	R ² =0.020		0.42	0.29	0.25	R ² =0.196		0.35	R ² =0.028	

I, II and III; Assumed end-member magmas.

Oliv, olivine; Plag, plagioclase; Aug, augite; Timt, titanomagnetite.

Dhtr., daughter; Parent obs., observed parent; Parent calc., calculated parent; Asml., assimilant;

R², sum of squares of oxide residuals (obs. - calc.).

TN, low-K tonalite (average of nos. 10 and 11 of Table 1 of Kanisawa and Yoshida, 1989).

と、LIL 元素より右側の HFS 元素や希土類元素のパターンが類似している (Fig. 11)。このことは、マグマ II とマグマ IV が何らかの関連があると考えてよいだろう。そこで、1つの可能性として、マグマ II に関与した HFS 元素に富む物質がマグマ IV であると仮定して微量成分の変化を見積もってみる。まず、マグマ II に関して、結晶分別作用に加えてマグマ IV の組成を持つ物質を混入する主成分組成のモデル計算を行った (モデル 4)。その結果を Table 6 に示す。ΣR² は単純な結晶分別 (Table 5, モデル 1) よりもさらに小さくなり、約 29% の結晶分別と約 18% の混入により主成分の変化がほぼ説明できる。次に、このモデル値を用いて微量成分の濃度変化を見積もった。計算では、まずレーリーモデル (Allègre *et al.*, 1977) による結晶分別を、次に 18% の混入物質を加えた (なお、計算順を逆にしても、その差はいずれも 3% 以内である)。このようにして求められた元素パターンは、マグマ II で観察されたパターンとよい一致を示している (Fig. 12)。したがって、マグマ I からマグマ II への分化は、結晶分別作用に加えてマグマ IV を混入物質とするモデルにより、主成分のみならず微量元素の挙動もほぼ説明することが可能である。

3. マグマ III の形成プロセス

マグマ III に関する主成分組成を用いた結晶分別作用のモデル計算の結果は Table 5 のモデル 2 である。この場合、ΣR² が 0.196 となり、特に K₂O に大きな不

一致が生じており、結晶分別のみでは主成分組成の変化を説明することが困難であることがわかる。

次に、結晶分別作用とそれにとりもなう酸性物質の同化作用により組成変化が説明できる可能性を考える。マグマ I からマグマ III のトレンドは、坂下・鈴蘭岩体 (中野, 1993) での組成変化に類似していることから、これらの岩体と同様に同化物質は K₂O に乏しいことが必要であろう。上野玄武岩類の周辺地域に分布する酸性岩はいずれも K₂O に富んでいることから、同化物

Table 6. Results of fractionation-assimilation modelling (2)

(wt%)	Magma I → Magma II				
			model 4		
	II	I	(Asml.= Magma IV)		
	Dhtr.	Parent obs.	Parent calc.	Solution phase	wt%
SiO ₂	50.5	48.8	48.81	Oliv	-12.3
TiO ₂	1.7	1.3	1.24	Plag	-10.9
Al ₂ O ₃	16.0	15.1	15.10	Aug	-5.0
FeO*	9.6	9.3	9.28	Timt	-0.6
MnO	0.17	0.17	0.16		
MgO	6.6	11.1	11.10	Asml.	17.8
CaO	9.6	9.7	9.70		
Na ₂ O	3.2	2.5	2.48	Dhtr.	89.0
K ₂ O	0.96	0.72	0.72		
P ₂ O ₅	0.59	0.29	0.33	R ² =0.006

Fig. 11. Trace-element patterns of three end-member magma compositions (II, III and IV) normalized against Magma I.

質としては適当ではない。中野 (1993) は K_2O に乏しい酸性岩の候補として東北地方に産するトーナル岩 (Kanisawa and Yoshida, 1989) を選び、坂下・鈴蘭岩体では結晶分別作用に加えてこのような酸性岩の同化作用がおこれば、主成分組成に関してはほぼ説明可能であるとした。マグマ III についてこれと同様なモデル計算を行うと、約 25% の結晶分別と約 10% の同化により、主成分組成の変化がほぼ説明可能である (Table 5, モデル 3)。

ところが、Fig. 11 に示したように、マグマ III はマグマ II と同様、マグマ I に比べて LIL 元素/HFS 元素比が著しく小さくなっている。このことは、微量成分でみる限り、単純な結晶分別+酸性物質の同化作用のみではマグマ I からマグマ III が導かれなことを意味する (少なくとも上述の酸性岩はこのような組成を有しない)。したがって、結晶分別作用に同化作用を加味して組成変化を説明するには、同化した酸性物質が LIL 元素に乏しく HFS 元素に富む特徴を有するか、もしくは、酸性物質の関与のほかに、このような化学的特徴を持つ物質が重要な役割を果たしていたと考えなければならない。このような物質の候補としては、マグマ II の場合と同様に、マグマ IV に類似した組成を持つ物質であるとみなしてよいだろう。このことは、マグマ III の元素パターンはマグマ II とほぼ平行である (Fig. 11) ことから支持される。なお、“マグマ IV” 組成の物質の混入のみでは、マグマ I から III へ、Rb, K, Y などが増加しないのに SiO_2 のみを増加させることはできず、組成変化は説明できない。したがって、 SiO_2 の増加をおこす酸性物質の同化作用も必要である。

Fig. 12. Trace-element patterns of observed and calculated compositions of Magma II normalized against Magma I. Calculated values are obtained by two models (Model 1, Table 5 and Model 4, Table 6). Distribution coefficients are mainly based on Gill (1981) and Sakuyama and Nesbitt (1986).

4. マグマ IV の成因

マグマ IV は、 SiO_2 や LIL 元素に乏しく、HFS 元素や軽希土類元素に富んでいる。この特徴は、上部マントルに由来する初生マグマの特徴であるのか、あるいは、初生マグマから分化する際に同化作用 (あるいは混入) により二次的に獲得したものであるかのどちらかである。

マグマ IV の初生マグマがこれらの化学的特徴を有するとすれば、その起源マントルはマグマ I の起源マントルとは大きく組成が異ならなければならない。そこで、マグマ発生の際のテクトニックセッティングを類推するために考案された地球化学的判定図にマグマ IV をプロットしてみると、Th-Ta-Hf 図 (Wood, 1980) では P タイプ中央海嶺玄武岩またはプレート内ソレアイトの領域に、Zr-Y-Nb 図 (Meschede, 1986) ではプレート内アルカリ玄武岩の領域にプロットされる (Fig. 13)。これらの図では、東北日本や中部日本の第四紀玄武岩 ($SiO_2 < 53\%$) は島弧玄武岩の領域に、西南日本のアルカリ玄武岩はそのほとんどがプレート内アルカリ玄武岩の領域にプロットされている。マグマ I は島弧玄武岩の領域にプロットされ、東北・中部日本の玄武岩と同じである。それに対しマグマ IV は、西南日本の玄武岩とも東北日本や中部日本の玄武岩とも異なっている。その化学組成は島弧玄武岩やプレート内アルカリ玄武岩の範囲からはずれており、この 2 つの図を合わせると、どのタイプの玄武岩とも異なる特徴を持っていることになる。このことから、初生マグマがこのような特徴を有するとしたら、そのようなマグマは現在知られているいかなる玄武岩とも異なる可能性があることになる。したがって、現段階では、この

Fig. 13. Th-Ta-Hf and Zr-Y-Nb diagrams. Compositional fields are from Wood (1980) for Th-Ta-Hf and from Meschede (1986) for Zr-Y-Nb. *N-MORB*, N-type MORB; *P-MORB*, P-type MORB; *WPT*, within-plate tholeiites; *WPA*, within-plate alkali basalts; *VAB*, volcanic arc basalts. *VAB* and *P-MORB* in the left diagram are defined as destructive plate-margin basalts and E-type MORB, respectively, in the original paper (Wood, 1980). Dashed lines represent areas of possible overlap between two fields. Data are taken from Yoshida and Aoki (1984), Sakuyama and Nesbitt (1986) for northeastern Japan, Wood *et al.* (1980), Takahashi *et al.* (1991), Ando *et al.* (1989), Nakano *et al.* (1987), Nakano (unpublished) for central Japan, Gembudo Research Group (1991), Nakamura *et al.* (1989), Xu (1988) for southwestern Japan.

ような化学組成上の特徴を持った初生マグマが存在したとするよりも、この化学的特徴は初生的なものではないと判断することにする。

では、この特徴を二次的に取り込んだとした場合、それに関与していた物質はいかなるものであろうか。マグマ IV の主成分の特徴からみて、通常の結晶分別や酸性物質の同化作用の効果を排除しても、そのような物質は少なくとも SiO_2 や K_2O に乏しく、 TiO_2 や P_2O_5 に富んでいなくてはならない。そのような化学的特徴を有する鉱物としては、鉄チタン酸化物、磷灰石、角閃石などが考えられる。例えば、磁鉄鉱は HFS 元素に富み、LIL 元素に枯渇する (Gill, 1981)。角閃石ではケルスート閃石が Ti に富んでいる。これらの鉱物では、Ti と挙動が似ている HFS 元素も同様に濃集しているはずである。また、P を主成分とする磷灰石には軽希土類元素が濃集している。このような鉱物に富

む物質を取り込むことによって、マグマ中の HFS 元素や軽希土類元素は増加し、 SiO_2 や LIL 元素は減少するであろう。大陸地域 (オーストラリア、ヨーロッパ、アフリカ) のキンバーライトやペイサナイト中には、上部マントル起源と考えられている、角閃石や磷灰石を主要構成鉱物として含む捕獲岩が見出されている (Wass and Rogers, 1980; Exley and Smith, 1982)。もし、これに類似した物質が上野玄武岩類の地下にも存在するならば、マグマ IV の親マグマがこのような物質を取り込むことによって特異な化学組成を持つようになった、と考えることができる。

VII. ま と め

上野玄武岩類のうち、御嶽火山の南に分布する木曾岩体群は 7 つの岩体からなる。これらについて以下の点が明らかになった。

1) かんらん石斑晶が卓越する玄武岩ないし玄武岩質安山岩からなる ($\text{SiO}_2=47.5-53.3\%$)。斑晶組合せは、① かんらん石、② かんらん石+普通輝石、③ かんらん石+普通輝石+斜長石、であり、単一の岩体内でも多様性が認められる。

2) 鉾川岩体 (UGU) には、 $\text{Fo}_{89.2-90.2}$ 組成のかんらん石斑晶に富む、未分化な玄武岩 ($\text{SiO}_2=48.8\%$) が産する。全岩組成から判断して、この玄武岩は上部マントルの部分熔融で形成された初生マグマそのものである可能性が高い。

3) 高樽山岩体 (TKT) には、オパサイトを含み、鉄チタン酸化物と燐灰石の微斑晶に富む、上野玄武岩類としては特異な岩石が産する。これらは Fe/Mg 比からみて分化しているにもかかわらず、 SiO_2 に乏しい。また、 K や Rb などの LIL 元素に乏しく、 Ti , P , Zr などの HFS 元素や希土類元素に富む特徴がある。これらの化学的特徴は初生マグマの特徴ではなく、HFS 元素に富む物質を取り込むことにより、二次的に獲得されたと思われる。

4) 高樽山岩体を除くと、岩体群全体の化学組成変化では2つのトレンドが形成されている。両者は、初生マグマからの結晶分別作用、または結晶分別+酸性物質の同化作用のみでは微量元素の濃集が説明できない。これらに加えて、高樽山岩体 (TKT) に認められた HFS 元素に富む組成を持った物質が混入していれば、主成分のみならず微量元素の挙動も説明することができそうである。

謝 辞 本稿をまとめるにあたり、宇都浩三氏には繰り返し有益な助言をいただいた。山田直利氏からは一部試料の提供を受けた。全岩および鉱物分析では以下の方々にお世話になった。EPMA; 奥村公男氏と牧本 博氏、蛍光 X 線分析; 服部 仁氏と富樫茂子氏、中性子放射化分析; 富樫茂子氏。また、匿名査読者2名のコメントは本稿を完成させる上で有益であった。以上、記して深謝します。

[訂 正]

地質調査所で行っている中性子放射化分析では、JB-1 を標準物質としている (田中ら, 1988)。JB-1 の標準値は主に 1986 値に基づいていたが、それ以後に発表された値 (Ando *et al.*, 1989 など) にしたがって変更されたため (Tb , $0.74 \rightarrow 0.84$ ppm; Ta , $3.6 \rightarrow 2.7$ ppm), 中野 (1993) の Table 3 のデータを一部修正する (Table 7)。なお、 Tb と Ta 以外の元素については、いずれも 4% 以内と誤差の範囲内での

ずかな変更であり、中野 (1993) の議論に本質的な影響を与えない。

Table 7. Revised values of Tb and Ta (ppm) of Nakano (1993)

	SKS-2	SKS-3	SKS-4	SZR-2	SZR-4	SZR-9
Tb	1.17	0.54	0.78	1.05	0.89	0.71
Ta	0.50	0.28	0.42	0.44	0.34	0.18

引用文献

- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B. and Albareda, F. (1977), Systematic use of trace element in igneous process. Part I: fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 57-75.
- Ando, A., Kamioka, H., Terashima, S. and Itoh, S. (1989), 1988 values for GSJ rock reference samples, "Igneous rock series". *Geochem. J.*, **23**, 143-148.
- Bacon, C.A. (1990), Calc-alkaline, shoshonitic, and primitive tholeiitic lavas from monogenetic volcanoes near Crater Lake, Oregon. *J. Petrol.*, **31**, 135-166.
- Bence, A.E. and Albee, A.L. (1968), Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, **76**, 382-403.
- Bryan, W.B., Finger, L.W. and Chayes, F. (1969), Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science*, **163**, 926-927.
- Exley, R.A. and Smith, J.V. (1982), The role of apatite in mantle enrichment processes and in the petrogenesis of some alkali basalt suites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1375-1384.
- 玄武洞団体研究グループ (1991), 兵庫県北部玄武洞地域の第四紀火山岩の地質と岩石—玄武洞溶岩と赤石溶岩—. 地球科学, **45**, 131-144.
- Gill, J.B. (1981), Orogenic andesites and plate tectonics. pp. 390, Springer-Verlag, Berlin.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I.S.E. (1987), The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *J. Petrol.*, **28**, 241-269.
- Kanisawa, S. and Yoshida, T. (1989), Genesis of the extremely low-K tonalites from the island arc volcanism. *Bull. Volcanol.*, **51**, 346-354.
- 片田正人, 磯見 博 (1958), 5 万分の 1 地質図幅「上松」および同説明書, pp. 38, 地質調査所.
- Koyaguchi, T. (1986), Textural and compositional evidence for magma mixing and its mecha-

- nism, Abu volcano group, Southwestern Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 33-45.
- Kuno, H. (1959), Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, **20**, 37-76.
- McBirney, A.R., Taylor, H.P. and Armstrong, R.L. (1987), Paricutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 4-20.
- Meschede, M. (1986), A method of discriminating between differentiate types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- Nakamura, E., Campbell, I.H., McCulloch, M.T. and Sun, S.-S. (1989), Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China. *J. Geophys. Res.*, **94**, 4634-4654.
- 中野 俊 (1993), 上野玄武岩類 1: 2 つの単成火山における不均質なマグマ. 岩鉱, **88**, 272-288.
- Nakano, S., Fukuoka, T. and Aramaki, S. (1987), Trace element abundances in the Quaternary volcanic rocks of the Norikura volcanic chain, central Honshu, Japan. *Geochem. J.*, **21**, 159-172.
- Roeder, P.L. and Emslie, R.F. (1970), Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 275-289.
- Sakuyama, M. and Nesbitt, R.W. (1986), Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 413-450.
- Sato, H. (1977), Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, **10**, 113-120.
- 清水 智, 山崎正男, 板谷徹丸 (1988), 両白一飛驒地域に分布する鮮新-更新世火山岩類の K-Ar 年代. 岡山理大森山研報, no. 14, 1-36.
- 高橋正樹, 長谷川有希絵, 津久井雅志, 根本靖彦 (1991), 富士火山におけるマグマ供給系の進化: 全岩化学組成の視点から. 火山, **36**, 281-296.
- 田中 剛, 上岡 晃, 山中宏青 (1988), 放射化分析用放射線自動計測・解析システムの開発と岩石標準試料の分析. 地調月報, **39**, 537-557.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I. (1983), Generation of arc basaltic magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **88**, 5815-5825.
- 氏家 治 (1989), 上野玄武岩類-非島弧的火成活動の産物-1. 岩鉱, **84**, 43-54.
- 氏家 治, 飯塚義之, 中野 俊 (1992), 上野玄武岩類の K-Ar 年代. 岩鉱, **87**, 102-106.
- 宇都浩三, 山田直利 (1985), 岐阜県坂下町上野玄武岩および高山市南方の玄武岩溶岩の K-Ar 年代. 地調月報, **36**, 47-52.
- Wass, S.Y. and Rogers, N.W. (1980), Mantle metasomatism-precursor to continental alkaline volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1811-1823.
- Wood, D.A. (1980), The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 11-30.
- Wood, D.A., Joron, J.-L., Marsh, N.G., Tarney, J. and Treuil, M. (1980), Major- and trace-element variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during Deep Sea Drilling Project Leg 58: a comparative study of back-arc-basin basalts with lava series from Japan and mid-ocean ridges. *Initial Rep. Deep Sea Drilling Project*, **58**, 873-894.
- Xu, H. (1988), Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki Islands, Shimane Prefecture, Southwestern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, **17**, 1-106.
- 山田直利 (1961), 5 万分の 1 地質図幅「加子母」および同説明書. pp. 25, 地質調査所.
- Yoshida, T. and Aoki, K. (1984), Geochemistry of major and trace elements in the Quaternary volcanic rocks from northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, **16**, 1-34.