

RESEARCH REPORT
OF
LABORATORY OF NUCLEAR SCIENCE
TOHOKU UNIVERSITY

核 理 研 研 究 報 告

第 27 卷 第 2 号

1994 年 12 月

東 北 大 学 理 学 部

原 子 核 理 学 研 究 施 設

刊 行 規 定

1. 「核理研研究報告」は核理研共同利用による実験報告及びそれに直接関連した研究報告等を掲載します。
2. 本誌掲載の論文に対しては原則として審査を行っておりません。
但し、特別の事情がある場合には投稿論文の掲載を拒否し、あるいは書き直しを求める事があります。
3. 本誌の論文を欧文の論文中に引用される際は Research Report of Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University 又は Private Communication として引用する事とし、著者の承諾を得た上で引用して下さい。
4. 本誌は毎年6月と12月に発行します。

投 稿 規 定

1. 邦文の原稿はA4判400字詰原稿用紙を使用して下さい。用語は可能な限り文部省編さん「学術用語集」によって下さい。
2. 引用文献、記号、単位、数式、文字指定等は Journal of the Physical Society of Japan の「投稿の手引」に従って下さい。
特に次の点について御注意下さい。
原稿には添字、ギリシャ文字、イタリック、ゴシック、立体、まぎらわしい大文字及び小文字を赤鉛筆で指定して下さい。但し、文中の文字記号及び数式は原則としてイタリックで組みますので、単位及び元素記号、数式中特に立体とすべき文字記号は必ず立体の指定をして下さい。英文の原稿の場合は、イタリックの方を指定して下さい。
3. 図及び表には1枚毎に「第1図」、「第2表」のように番号を付けて下さい。図は全て墨入れし、縮尺又は刷り上がり寸法を記入して下さい。但し、1/3以下の縮尺は御遠慮下さい。
4. 図及び表の挿入個所を原稿に指定して下さい。
5. 図及び表の説明をそれぞれ別紙にまとめて原稿の末尾につけて下さい。
6. 原稿締切日は4月30日と10月31日です。原稿は下記あて提出して下さい。

仙台市太白区三神峯1-2-1 郵便番号 982

東北大学理学部原子核理学研究施設

「核理研研究報告」編集委員長

核理研研究報告 第27巻 第2号 目次

I 原子核物理

- I-1 巨大共鳴領域における $^{92}\text{Mo}(e, e'p)$ 反応断面積 121

(核理研, 理学部物理^{*})

三浦 哲生, 田中 英二, 堀田 智明, 宮瀬 晴久^{*},
中川 格, 菅原 真澄, 田所 孝広, 高橋 哲宗,
玉江 忠明, 坪田 博明^{*}

II 放射化学

- II-1 Radiochemical Study of Photopion Reactions 133
on Light Nuclei ($A_t < 50$)

(金沢大自然科学研究科, 金沢大理学部^{*}, 東大核研^{**},
追手門学院大経済学部^{***}, 名大理学部^{****})

大浦 泰嗣, 川口 浩一^{*}, S. R. Sarkar^{*}, 羽場 宏光^{*},
宮本ユタカ, 坂本 浩^{*}, 柴田 誠一^{**}, 藤原 一郎^{***},
古川 路明^{****}

- II-2 30MeV 制動放射線照射による有機試薬のC-11標識化 155

(核理研)

榎本 和義, 大槻 勤

- II-3 光量子放射によるタングステンシリサイド中の炭素の定量 162

(三菱マテリアル中研, 核理研^{*})

桜井 宏行, 佐山 恭三, 榎本 和義^{*}, 大槻 勤^{*}

- II-4 東北本州弧, 高原火山群における山体形成史とマグマの成因 169

(理学部地球物質科学, 山形大理学部^{*})

井上 道則, 吉田 武義, 藤巻 宏和, 伴 雅雄^{*}

- II-5 東北本州弧, 蔵王火山群早期噴出物の地球化学的研究 199

(山形大理学部, 理学部地球物質科学^{*})

大場与志男, 吉田 武義^{*}

- II-6 鳥海火山山麓, 更新世鷺川玄武岩・天狗森火砕岩の 218

K-Ar年代と全岩化学組成

	(秋田大教育学部, 富士フィルムソフト開発センター*, 笹子中学校**, 理学部地球物質科学***)	
	林 信太郎, 高橋 邦浩*, 佐藤 正樹**, 吉田 武義***	
II-7	メキシコ火山帯中央部, 盾状火山群溶岩の岩石学……………	232
	(理学部地学, 山形大理学部*)	
	長谷中利昭, 吉田 武義, 伴 雅雄*	
II-8	Photon Activation Analysis of Trace Metals in the Livers and Muscles of the Japanese Sika Deer (Cervus Nippon) ……………	262
	(石巻専修大理工学部)	
	福島美智子, 玉手 英利	
III	加速器・測定装置	
III-1	コヒーレントなスミス・パーセル放射の観測……………	271
	(科研, 工学部応用物理*, 核理研**)	
	長谷部 茂, 伊師 君弘, 柴田 行男, 高橋 俊晴, 蔦谷 勉, 大坂 俊明, 池沢 幹彦, 近藤 泰洋*, 鈴木 吉朗*, 下山 克彦*, 中里 俊晴**, 小山田正幸**, 浦澤 茂一**, 雪島 正敏**, 渡辺 賢介**, 山川 達也**	
III-2	薄膜間共鳴による遷移放射の単色化……………	285
	(京大工学部, 核理研*)	
	粟田 高明, 田中 隆次, 矢島 千秋, 今井 誠, 伊藤 秋男, 今西 信嗣, 山川 達也*, 小山田正幸*, 浦澤 茂一*, 中里 俊晴*, 雪島 正敏*, 渡辺 賢介*	
III-3	Measurements of Angular Divergence of Parametric X-Ray Radiation (II) ……………	293
	(広島大理学部, 核理研*)	
	高嶋 圭史, 遠藤 一太, 堀口 隆良, 小林 隆, 中里 俊晴*, 小山田正幸*, 高橋 徹, 浦澤 茂一*,	

渡辺 賢介^{*}, 山川 達也^{*}, 雪島 正敏^{*}

III - 4 High Resolution TOF Detector Test for Hypernuclei 301

Lifetime Measurement

(ソウル大, 東大核研^{*}, KEK^{**}, 理学部物理^{***})

H. C. Bhang, 橋本 治^{*}, Y. D. Kim^{**},

前田 和茂^{***}, 小俣 和夫^{*}, 応田 治彦^{*}, H. Park^{**},

M. Youn^{*},

Research Report Laboratory of Nuclear Science
Volume 27, Number 2, June 1994
Contents

I Nuclear Physics

- I - 1 The ^{92}Mo ($e, e'p$) Coincidence Cross Section in the Giant 121
Resonance Region
Tetsuo Miura, Eiji Tanaka, Tomoaki Hotta, Haruhisa Miyase,
Itaru Nakagawa, Masumi Sugawara, Takahiro Tadokoro,
Akimune Takahashi, Tadaaki Tamae and Hiroaki Tsubota

II Radiochemistry

- II - 1 Radiochemical Study of Photopion Reactions 133
on Light Nuclei ($A_1 < 50$)
Yasuji Oura, Koichi Kawaguchi, S. R. Sarkar, Hiromitsu Haba,
Yutaka Miyamoto, Koh Sakamoto, Seiichi Shibata,
Ichirou Fujiwara and Michiaki Furukawa
- II - 2 Preparation of C - 11 Labelled Organic Analytical Reagents 155
by 30MeV - Bremsstrahlung Irradiation
Kazuyoshi Masumoto and Tsutomu Ohtsuki
- II - 3 Determination Carbon in Tungsten - Silicide by 162
Photon Activation
Hiroyuki Sakurai, Yasumasa Sayama, Kazuyoshi Masumoto and
Tsutomu Ohtsuki
- II - 4 Volcanic Evolution and Magma Genesis of Takahara 169
Volcanoes, NE Honshu Ark
Michinori Inoue, Takeyoshi Yoshida, Hirokazu Fujimaki and Masao Ban
- II - 5 Geochemistry of the Volcanic Rocks from Early Stages of Zao Volcanoes,
Northeast Honshu Ark 199
Yoshio Oba and Takeyoshi Yoshida
- II - 6 Geochemistry and K - Ar Geochronology of Pleistocene Uguisugawa Basalt and

	Tengumori Volcanic Lastic Rocks, Northeast Japan	218
	Shintaro Hayashi, Kunihiro Takahashi, Masaki Sato and Takeyoshi Yoshida	
II - 7	Petrology of Lavas from the Shield Volcanoes in the Central Part of the Mexican Volcanic Belt	232
	Toshiaki Hasenaka, Takeyoshi Yoshida and Masao Ban	
II - 8	Photon Activation Analysis of Trace Metals in the Livers and Muscles of the Japanese Sika Deer (<i>Cervus Nippon</i>)	262
	Michiko Fukushima and Hidetoshi Tamate	
III	Accelerator and Instrumentation	
III - 1	Observation of Coherent Smith - Purcell Radiation	271
	Shigeru Hasebe, Kimihiro Ishi, Yukio Shibata, Toshiharu Takahashi, Tutomu Tsutaya, Toshiaki Ohsaka, Mikihiro Ikezawa, Yasuhiro Kondo, Yoshiro Suzuki, Katsuhiko Shimoyama, Toshiharu Nakazato, Masayuki Oyamada, Shigekazu Urasawa, Masatoshi Yukishima, Kensuke Watanabe and Tatsuya Yamakawa	
III - 2	Monochromatization of Transition Radiation	285
	by Inter - Foil Resonance	
	Takaki Awata, Takashi Tanaka, Kazuaki Yajima, Makoto Imai, Akio Itoh, Nobutsugu Imanishi, Tastyua Yamakawa, Masayuki Oyamada, Shigekazu Urasawa, Toshiharu Nakazato, Masatoshi Tukishima and Kensaku Watanabe	
III - 3	Measurements of Angular Divergence of Parametric	293
	X - Ray Radiation (II)	
	Yoshihumi Takashima, Ichita Endo, Takayoshi Horigutchi, Takashi Kobayashi, Toshiharu Nakazato, Masayuki Oyamada, Tohru Takahashi, Shigekazu Urasawa, Kenichi Watanabe, Tatsuya Yamakawa and Masatoshi Yukishima	
III - 4	High Resolution TOF Detector Test for Hypernuclei	301
	Lifetime Measurement	

H. C. Bhang, O. Hashimoto, Y. D. Kim, K. Maeda, K. Omata, H. Oota,
H. Park and M. Youn

I. 原 子 核 物 理

巨大共鳴領域における $^{92}\text{Mo}(e,e'p)$ 反応断面積

核理研, 理学部物理*

三浦哲生・田中英二・堀田智明
宮瀬晴久*・中川 格・菅原真澄
田所孝広・高橋哲宗・玉江忠明
坪田博明*

§ 1. 序 論

巨大共鳴領域で、光核反応の主なチャンネルである (γ,p) 反応、 (γ,n) 反応の断面積を測定することで、総和則と双極子巨大共鳴(GDR)のアイソスピンの効果の情報を得ることができる。 $N=50$ 核である ^{88}Sr 、 ^{89}Y 、 ^{90}Zr および ^{92}Mo のGDR領域での (γ,p) 断面積の測定は庄田らによって行なわれ¹⁾、 (γ,n) 反応²⁾と比較することでGDRのアイソスピン効果の情報を得た。しかし ^{92}Mo については測定された (γ,p) 断面積の誤差が大きく、 T_{γ} を明らかに見いだすことができなかった。

そこで我々は、より信頼のおける断面積を測定するために、92年10月に $^{92}\text{Mo}(e,e'p)$ 同時計数実験を行った³⁾。その結果、 (γ,p) 反応で励起エネルギーが23.5MeV付近に観測された谷は $(e,e'p)$ ではみられなかった。しかし、この実験で測定した移行エネルギーの範囲が、17~27MeVと狭く、GDRの全域を含んでいなかったため、今回は移行エネルギーが11~17MeVと26~36MeVの領域で実験を行い、前回の実験とあわせて、GDRの全域で断面積測定を完成させた。

$(e,e'p)$ 同時計数実験の場合には、残留核の状態を特定できるので、巨大共鳴の崩壊過程を調べることができる。今回は実験から得られたmissing energyスペクトルと統計模型による計算との比較、ならびに角分布についての議論から崩壊過程についても考察する。

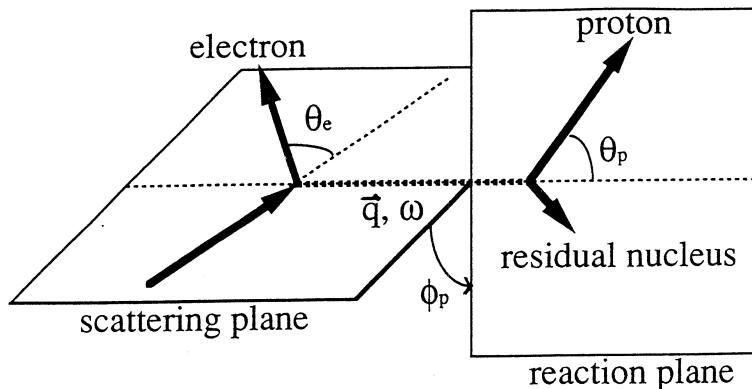
§ 2. 実験及びデータ解析

実験は、電子ライナック及びパルスビームストレッチャーからの129MeV連続電子線を厚さ $8.9\text{mg}/\text{cm}^2$ の ^{92}Mo 標的に照射し電子散乱角 26° で行った。平均の電流値は約300nAであった。移行エネルギー ω は、今回は11~17MeVに設定した。移行運動量 q は全領域を通じて約 0.29fm^{-1} である。

散乱電子は二重収束型電子スペクトロメータ (LDM) によって運動量分析を行ったあと、焦点面上の垂直型ドリフトチェンバーと2層のプラスチックシンチレータによって検出した。放出陽子の検出には、散乱槽内の真空中に設置した3~4層の半導体検出器 (SSD) からなる $\Delta E-E$ 型のテレスコープを用いた。測定は角度 $(\phi_p, \theta_p) = (-90^\circ, 0^\circ), (-90^\circ, 30^\circ), (-90^\circ, 60^\circ), (-90^\circ, 90^\circ), (-90^\circ, 180^\circ)$ 及び $(-90^\circ, 210^\circ)$ の6点で行なった。ここで ϕ_p, θ_p は第1図で示すように定義された角度である。

陽子と他の粒子との粒子識別は $\Delta E-E$ 法によって行ない、SSD のエネルギー較正は, Bethe-Bloch の式⁴⁾ による電離損失の計算値との比較で行った。1層目のSSD (厚さ50 μm) で止る粒子に対しては粒子識別ができないので、放出陽子エネルギー E_p が3.2MeV 以上の陽子を測定した。

今回求めた断面積の絶対値は、前回の実験値と2点 ($\omega = 17$ 及び26MeV) であわせ、規格化した。



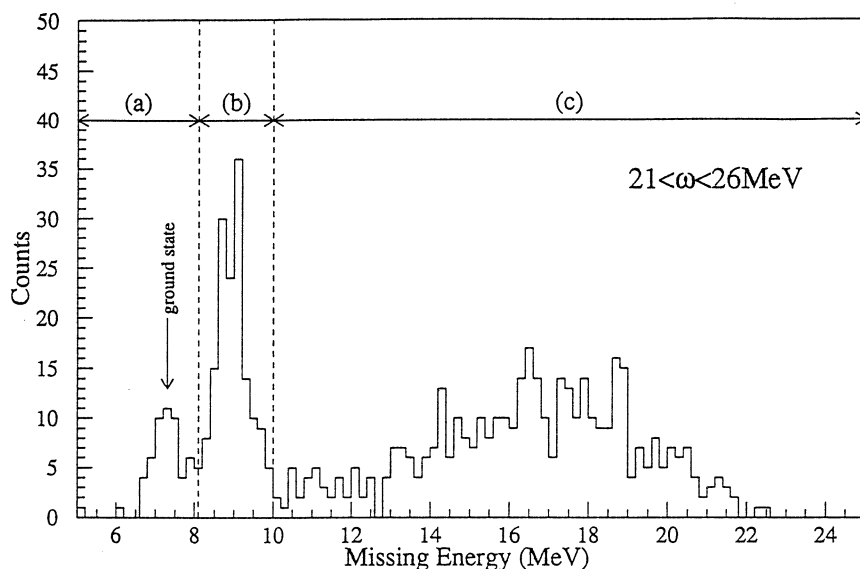
第1図 実験の運動学。

θ_e は電子散乱角, q と ω はそれぞれ移行運動量と移行エネルギー, ϕ_p は散乱平面と反応平面とのなす角, θ_p は移行運動量と放出陽子とのなす角。

§ 3. 結果及び考察

$^{92}\text{Mo}(e, e' p)$ 反応の missing energy スペクトルを第2図に示す。これは、計数を多くして、残留状態を明瞭にするために、全ての角度の計数を加え合わせたものである。スペクトルを見ると、missing energy (E_m) が7.4MeV と9.0MeV 付近に鋭いピークがあるのが分かる。7.4MeV のピークは残留核である ^{91}Nb の基底状態 ($9/2^+$) と第1励起状態 (0.10MeV; $1/2^-$) に対応しており、9.0MeV のピークは、陽子ピックアップ反応³⁾ で強く残る第4, 第5, 第6励

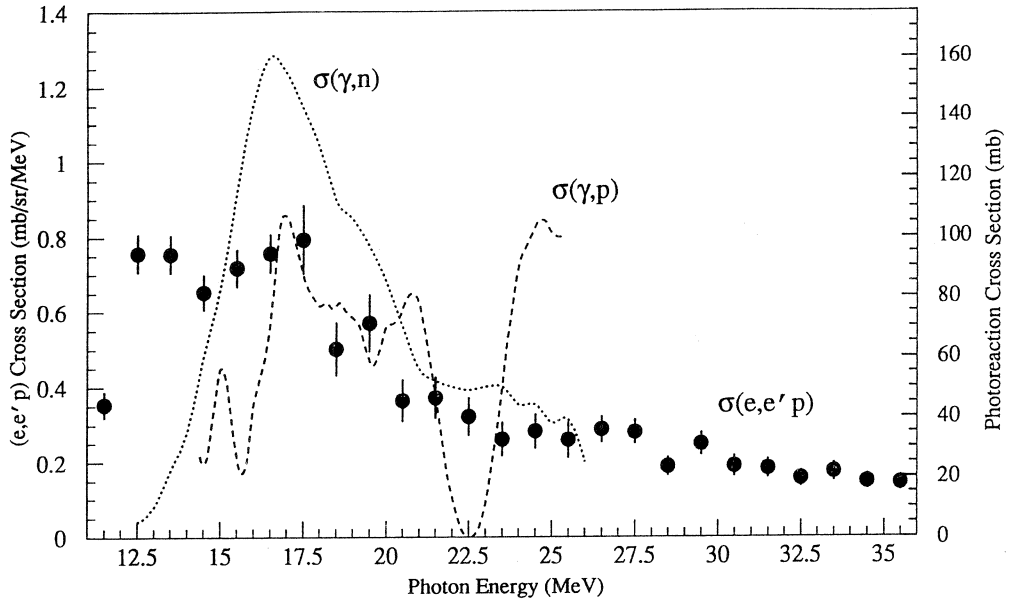
起状態 ($1.32; 3/2^-$, $1.62; 3/2^-$, $1.85\text{MeV}; 5/2^-$) によると思われる。エネルギーが高いところにある隆起は、後述するように ω とともに E_m が変化するが、陽子エネルギーは常に一定 ($E_p \sim 5\text{MeV}$) である。



第2図 $21 < \omega < 26\text{MeV}$ における missing energy スペクトル。計数を多くするために全ての角度を加え合わせてある。

今回得られた $^{92}\text{Mo}(e, e'p)$ 反応の全断面積を、庄田らによる $^{92}\text{Mo}(\gamma, p)$ 反応の断面積¹⁾、Bergereらによる $^{92}\text{Mo}(\gamma, n)$ 反応の断面積²⁾ とともに、第3図に示す。移行エネルギー $\omega = 17.5\text{MeV}$ には、 $T_{<} \text{GDR}$ のピークがあり、そこから移行エネルギーの高い領域にかけ、なだらかに裾をひいている。定量的な比較は、 $(e, e'p)$ の断面積から (γ, p) の断面積を導出していないのでできないが、 (γ, p) の断面積にみられる顕著な構造がみられない。また移行エネルギーが低いところでは、 $\omega = 12.5\text{MeV}$ で急激に断面積が大きくなり、そこから 15MeV 付近にかけて一度下がっている、これは閾値が 12.6MeV の中性子チャンネルが開いたためであると考えられる。

第4図に全断面積、ならびに a) $E_m < 8.1$, b) $8.1 < E_m < 10.0$, c) $E_m < 10.0\text{MeV}$ の3つの領域の $^{92}\text{Mo}(e, e'p)$ 反応断面積を示す。 $E_m < 8.1\text{MeV}$ に対応する断面積は $\omega = 13\text{MeV}$ 付近にピークを持ち、 ω が大きくなるにつれて急激に減少している。また、 $8.1 < E_m < 10.0\text{MeV}$ に対応する断面積は a) の断面積が減少し始める ω 付近から増加し、 $\omega > 15\text{MeV}$ では減少してい



第3図 $^{92}\text{Mo}(e,e'p)$ 反応の全断面積及び $^{92}\text{Mo}(\gamma,p)$, $^{92}\text{Mo}(\gamma,n)$ 反応断面積。

●は今回測定した $^{92}\text{Mo}(e,e'p)$ 反応の断面積。破線と点線はそれぞれ $^{92}\text{Mo}(\gamma,p)$ 及び $^{92}\text{Mo}(\gamma,n)$ 反応の断面積。

る。移行エネルギー ω が高い領域($\omega > 21\text{MeV}$)では、残留核を低い準位($E_m < 10.0\text{MeV}$)に残す断面積はほとんどない。 T_{\leq} GDRのピーク付近では、基底状態もしくは第1励起状態に残す断面積は小さく、全体の10%以下である。 $E_m > 10.0\text{MeV}$ に対応する断面積は $\omega = 17\text{MeV}$ 付近にピークを持ち、 $\omega = 36\text{MeV}$ までかなり大きな断面積を維持している。

第5図に $\theta_p = 0^\circ$ 及び 90° におけるmissing energyスペクトルを移行エネルギー ω の5つの領域に分けて示す。第4図でも示したように $E_m < 10\text{MeV}$ の2つのピークの断面積は $11 < \omega < 17\text{MeV}$ で大きく、 ω とともに急激に小さくなるが、 $\theta_p = 0^\circ$ では ω によらず残留核 ^{91}Nb の低励起状態の構造が見えている。一方 $\theta_p = 90^\circ$ の場合には $\omega > 21\text{MeV}$ では低励起状態の構造はほとんど見られない。これはこのピークに対応する角分布が ω の大きなところで前方ピークすることを示している。

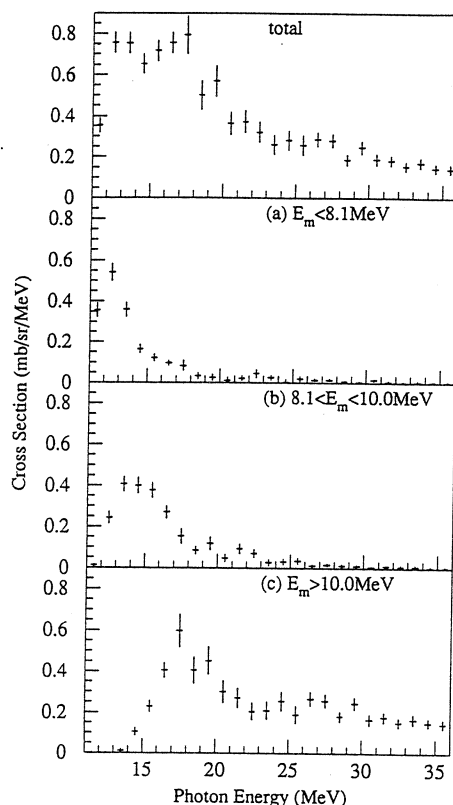
第5図中の破線は統計模型に基づいて計算したスペクトルである。この統計模型の計算に用いた透過係数はELIESE⁵⁾を基に計算した。そのとき使用した光学ポテンシャルはBecchettiら⁶⁾によるものである。準位については、残留核 ^{91}Nb の励起エネルギーが 2.79MeV までは、実験で観測されている準位⁷⁾を使い、それ以上ではDilgらによる準位密度⁸⁾を用いている。

まず低励起状態に対応する $E_m < 10.0$ MeV の領域で実験結果と比較する。 $\omega < 17$ MeV では $\theta_p = 0^\circ$ と 90° の両方で実験結果をほぼ再現している。そこから ω が大きくなるにつれ計算値が実験値に比べ小さくなり、実験結果を再現できなくなる。 $\omega < 21$ MeV では $\theta_p = 0^\circ$ のスペクトルを全く説明できず、直接・準直接過程又は前平衡過程の寄与があると思われる。 E_m が大きな領域 ($E_m > 10.0$ MeV) にあるピークは、 ω 全領域においてほぼ実験値を説明できるが、 $\theta_p = 0^\circ$ における $\omega > 26$ MeV の領域には統計模型では説明できない成分の寄与もある。

第6図には、missing energy で3つの領域、 $E_m < 8.1$, $8.1 < E_m < 10.0$, $E_m > 10.0$ MeV に分け、それぞれに対し第3図と同様に移行エネルギーで5つの領域に分けて角分布を示してあり、実線はその角分布を3次の Legendre 多項式

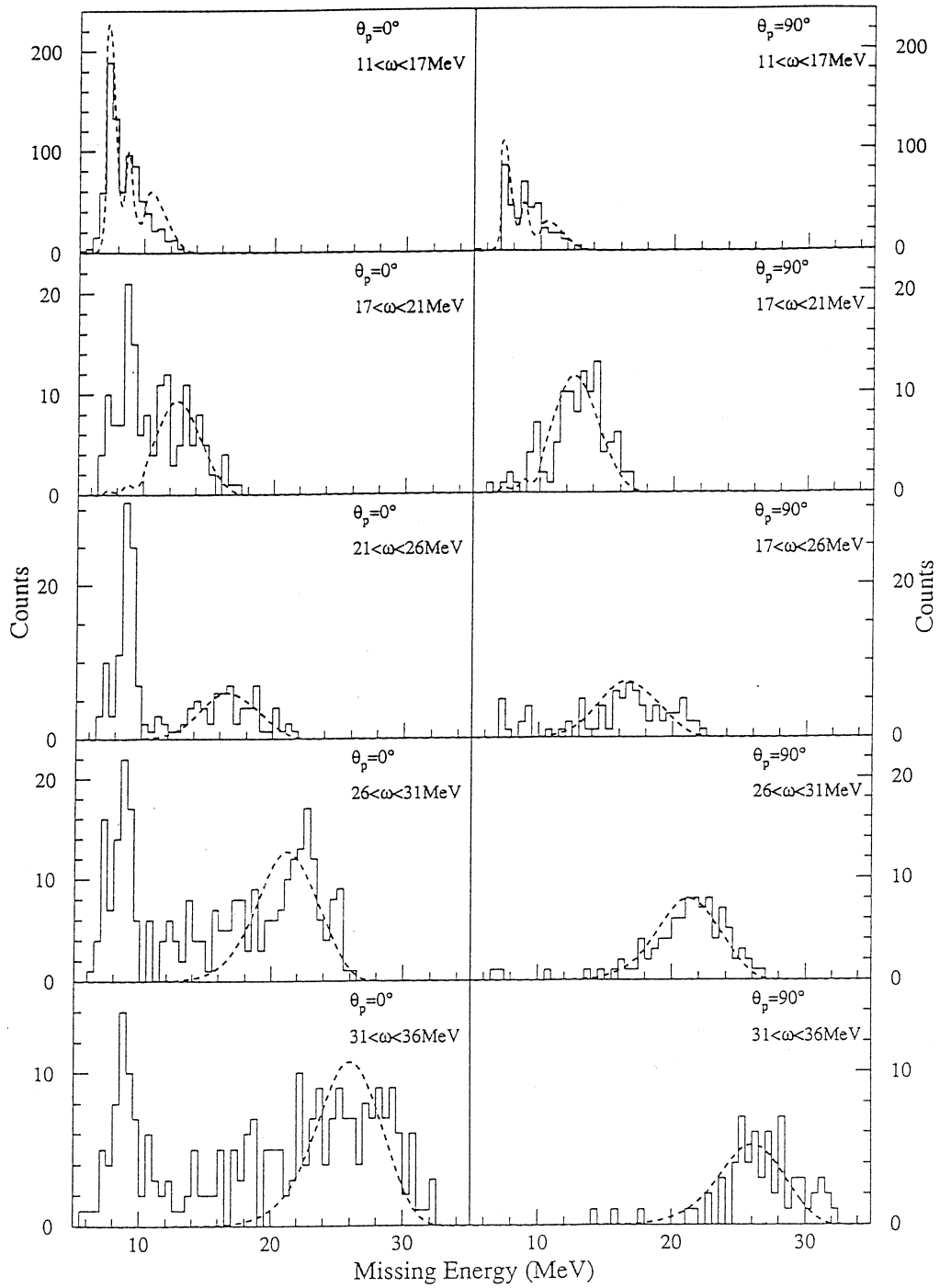
$$W(\theta_p) = A_0 \left(1 + \sum_{i=1}^3 a_i P_i(\cos \theta_p) \right)$$

であてはめたものである。 $E_m < 8.1$ MeV の角分布は、 $11 < \omega < 17$ MeV では後方でも前方に匹敵する断面積を持つが、 $\omega > 17$ MeV では前方ピークとなる。 $8.1 < E_m < 10.0$ MeV では、 $11 < \omega < 17$ MeV においては等方的であり、 $\omega > 17$ MeV で前方ピークである。 $E_m > 10.0$ MeV の角分布は、 ω の全領域を通じて等方的であるが、移行エネルギーが大きくなるにつれ前方が上がる傾向がある。これは先に述べたように非統計的な成分によるものと思われる。

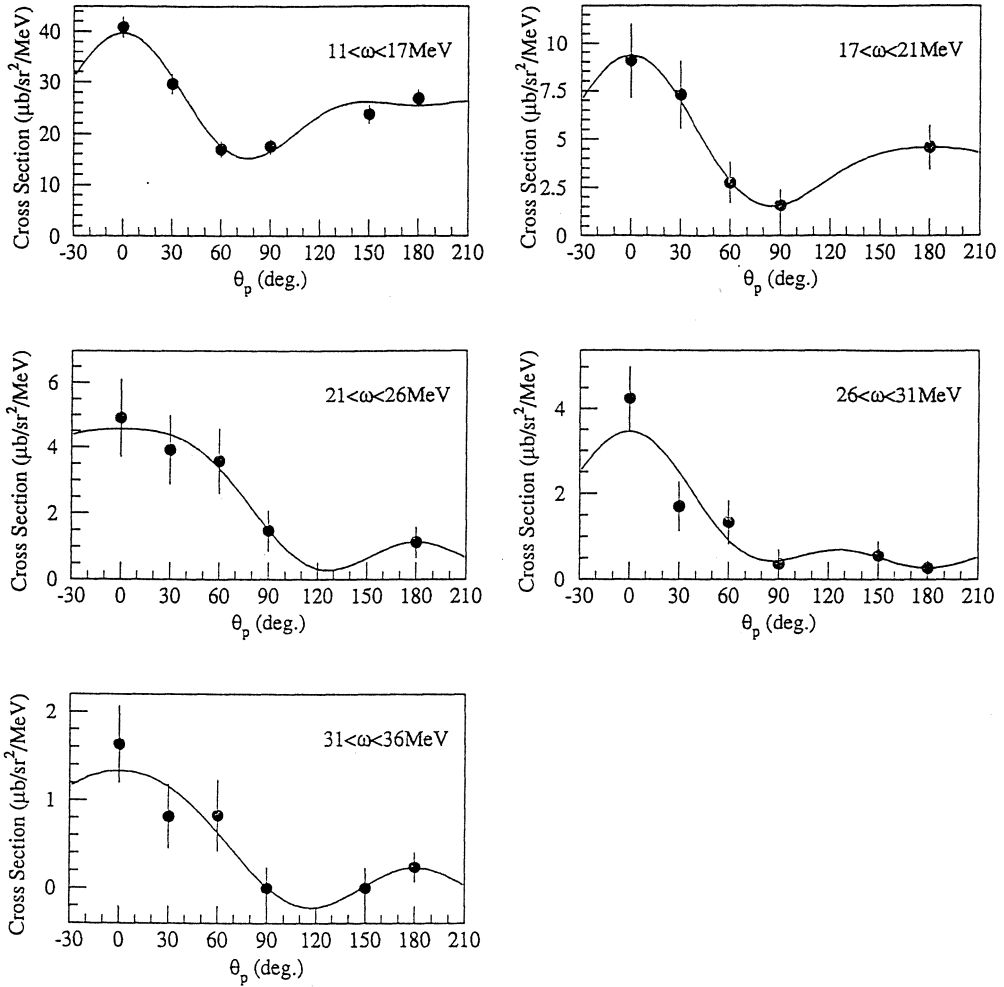


第4図 $^{92}\text{Mo}(e, e'p)$ 反応断面積。

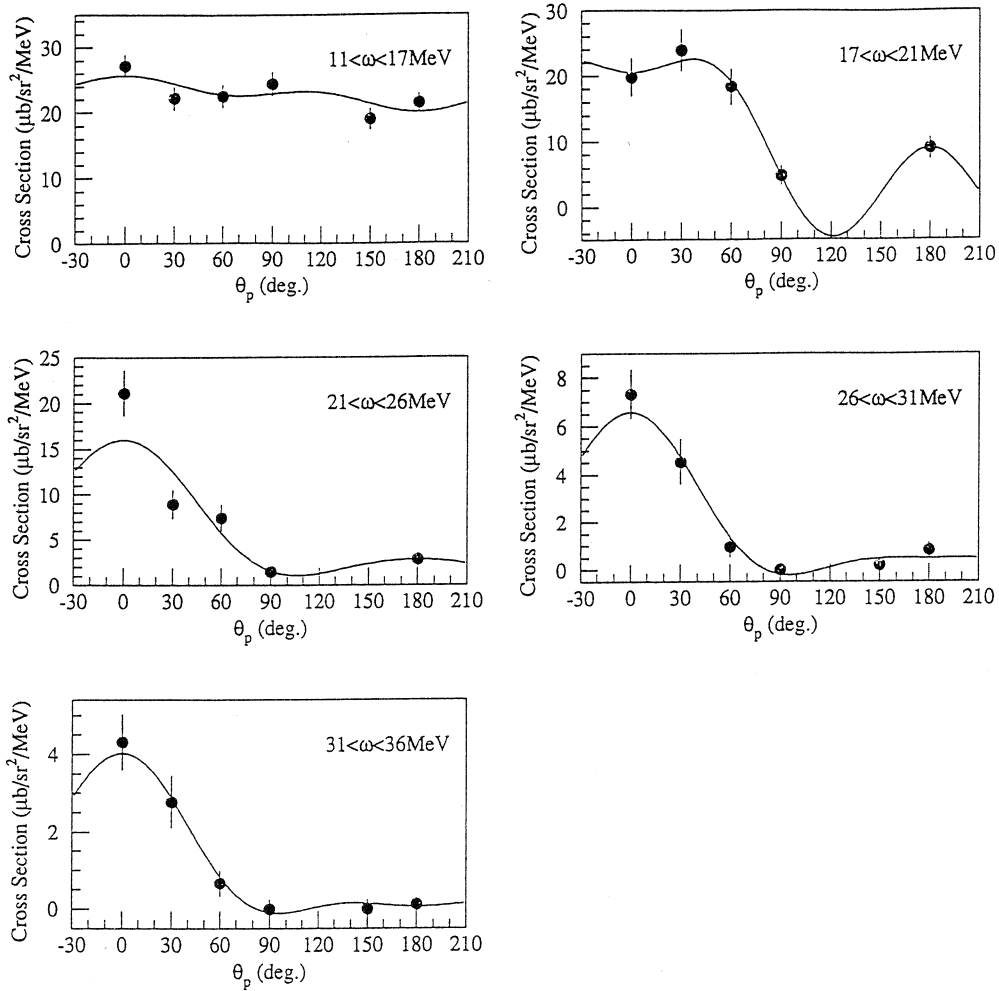
上から、全断面積、a) $E_m < 8.1$ MeV, b) $8.1 < E_m < 10.0$ MeV, c) $E_m > 10.0$ MeV の各領域の断面積。



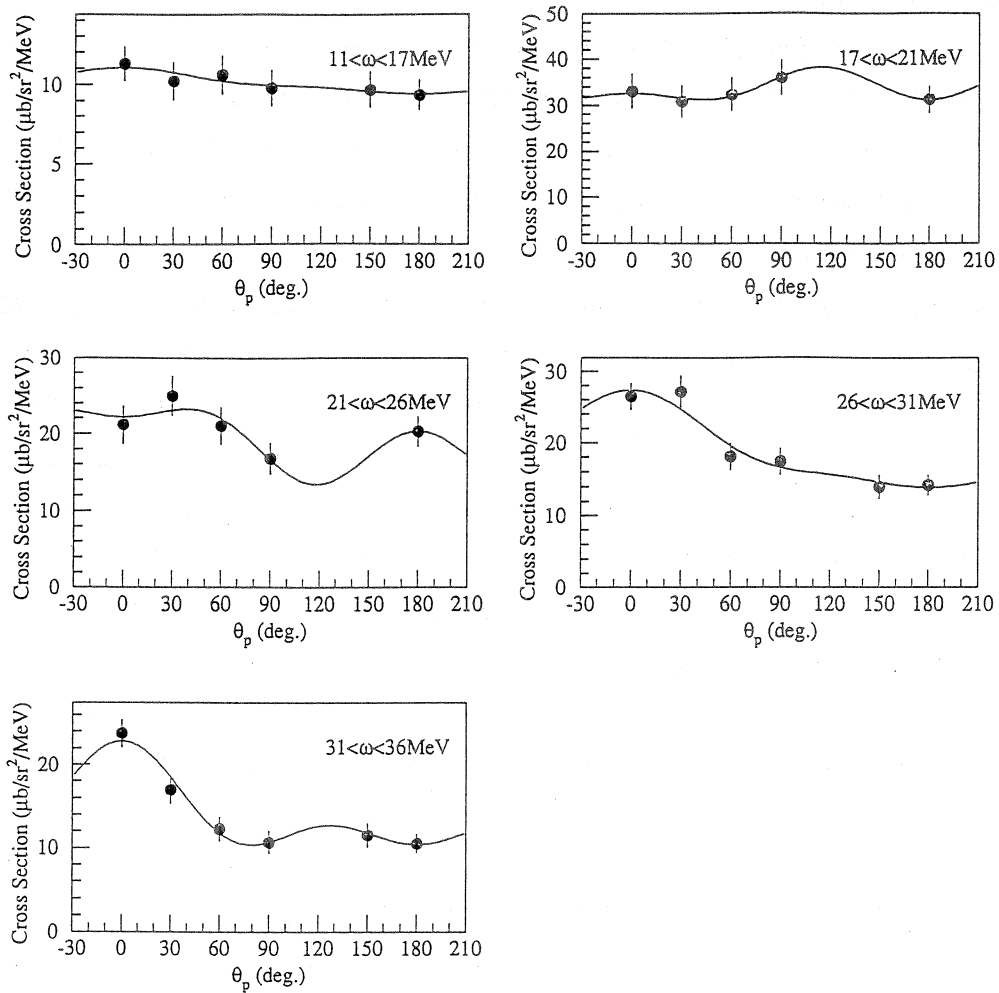
第5図 $\theta_p = 0^\circ$ 及び $\theta_p = 90^\circ$ の missing energy スペクトル。
破線は統計モデルに基づく計算値。



第6-1図 $E_m < 8.1 \text{ MeV}$ における角分布。
 実線は実験値にあわせた3次のLegendre関数。



第6-2図 $8.1 < E_m < 10.0 \text{ MeV}$ における角分布。
実線は実験値にあわせた3次のLegendre関数。



第 6 - 3 図 $E_m > 10.0 \text{ MeV}$ における角分布。
実線は実験値にあわせた 3 次の Legendre 関数。

§ 4. ま と め

$^{92}\text{Mo}(e,e'p)$ 反応の散乱断面積を、移行エネルギーが11MeVから36MeVの範囲で測定した。庄田らの $^{92}\text{Mo}(\gamma,p)$ 反応断面積の T_{ζ} GDR 領域より高い領域 ($\omega > 20\text{MeV}$) にみられる大きな構造はみられなかった。今後、 $(e,e'p)$ 反応の断面積から (γ,p) 反応断面積を導出し、 (γ,n) 反応の断面積とあわせて考えることで、総和則と GDR のアイソスピンの効果に関する定量的な情報を得る。

同時計数実験を行なうことで反応の終状態を特定し、missing energy スペクトルを求め、統計模型の計算とを比較することにより崩壊過程について考察した。 ^{91}Nb の低励起状態に対応する $E_m < 10.0\text{MeV}$ の 2 本のピークは、移行エネルギーが $11 < \omega < 17\text{MeV}$ の領域では統計模型ではほぼ再現できるが、 $\omega > 17\text{MeV}$ では再現できないことが解かった。また、 $E_m > 10.0\text{MeV}$ のピークは ω の全領域にわたり統計模型では説明できることが解かった。 $E_m < 10.0\text{MeV}$ の断面積は、統計模型で説明できるの領域 ($11 < \omega < 17\text{MeV}$) では大きく、 $\omega > 17\text{MeV}$ では小さい。また、 $E_m > 10.0\text{MeV}$ の断面積が断面積のほとんどを占めている。これらのことから、統計的に崩壊する成分が多いと言える。

実験結果と計算があわない領域の説明には、陽子放出のみの統計模型の計算だけでは不十分で、中性子放出の統計模型の計算と直接・準直接過程の計算をあわせて行なう必要があると思われる。

日頃から加速器の整備をされ、実験時には良質のビームを出して頂いたマシングループの方々に感謝致します。SSTR の運転にあたり整備、調整等様々なところ御協力頂いた今野 收博士に感謝致します。今回データ収集に使用した KOALA の開発をなさった計測グループの武藤正勝氏、ならびに須田利美博士に感謝致します。データ収集と解析に使用した計算機を保守し、様々な助言をして頂いた計測グループの大沼忠弘氏に感謝致します。

参 考 文 献

- 1) K. Shoda *et al.* : Nucl. Phys. **A239** (1975) 397.
- 2) R. Bergere *et al.* : *Proc. Int. Cont. on Photonuclear Reactions and Applications*, ed. B. L. Berman (1973) p. 525.
- 3) 田中英二他 : 核理研研究報告 **25** (1993) 178.
- 4) M. S. Livingston and H. A. Bethe : Rev. Mod. Phys. **9** (1937) 245.

- 5) S. Igarasi *et al.* : JAERI **1096** (1965).
- 6) F. D. Becchetti, Jr. and G. W. Greenlees : Phys. Rev. **182** (1969) 1190.
- 7) Table of Isotopes seventh edition, ed. C. Micheai Lederer, (1978) p.363.
- 8) W. Dilg *et al.* : Nucl. Phys. **A217** (1973) 269.

Ⅱ. 放 射 化 学

Radiochemical Study of Phtopion Reactions on Light Nuclei ($A_t < 50$)

Y. Oura, K. Kawaguchi[†], S. R. Sarkar[†], H. Haba[†], Y. Miyamoto
K. Sakamoto[†], S. Shibata^{††}, I. Fujiwara^{†††}, M. Furukawa^{††††}

*Division of Physical Sciences, Graduate School of Natural Science
and Technology, Kanazawa University, Kanazawa, Ishikawa 920-11, Japan*

[†] *Department of Chemistry, Faculty of Science, Kanazawa University
Kanazawa, Ishikawa 920-11, Japan*

^{††} *Institute for Nuclear Study, University of Tokyo
Tanashi, Tokyo 188, Japan*

^{†††} *School of Economics, Otemon Gakuin University
Ibaragi, Osaka 567, Japan*

^{††††} *Department of Chemistry, Faculty of Science, Nagoya University
Nagoya, Aichi 464-01, Japan*

Some preliminary data on total yields of $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44\text{m},\text{g}}\text{Sc}$, $^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$, $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$, $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$, $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$, and $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$ reactions induced by bremsstrahlung of end-point energies (E_0) from 40 MeV to 1200 MeV are reported. The yields appear to increase with increase of the target mass (A_t) up to $A_t=30-40$, and attain constant values. The reported yields of $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$ was confirmed to be anomalously small compared with those of (γ, π^-) reactions on the near-by targets. The yield ratio of (γ, π^-) to (γ, π^+) reactions are about 6 over the studied A_t range, irrespective of E_0 . A photon-induced cascade-evaporation calculation by Gabriel and Alsmiller was performed and compared with the present results for the reaction on ^{44}Ca , ^{37}Cl , ^{27}Al and ^{14}N . New implications regarding to photopion reaction mechanism were extracted from the present series of work, and are discussed in some lengths.

§ 1. Introduction

Photopion reaction yields have been under study as functions of bremsstrahlung end-point energy (E_0) from 30 to 1200 MeV and target mass (A_t) from ^7Li to ^{209}Bi by radio-

chemical technique in our group¹⁻³⁾. It has been found that (1) photons responsible for the reactions are mostly of energies lower than 400 MeV but higher than 140 MeV (=pion rest mass)¹⁻³⁾ (2) the (γ, π^-xn) reaction yields of $x \geq 1$ are strongly dependent on A_t and the maximum yield from a given target of $A_t \geq 100$ is observed at $x \approx 3-4$ with appreciable yields even at x up to $9^{2-4)}$, (3) (γ, π^-) and (γ, π^+) yields are independent of A_t on a range of $A_t \geq 50^{3-4)}$ and (4) the yield ratios of (γ, π^-) to (γ, π^+) reactions are about 5 over the studied range of E_0 , while the photon-induced cascade-evaporation calculation based on the PICA code by Gabriel and Alsmiller⁵⁻⁶⁾ indicates that the ratio is about 2 at 250-400 MeV⁴⁾

In this paper, some preliminary results on the (γ, π^-) and (γ, π^+) yields from the targets of $A_t < 50$ are reported: $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44m,g}\text{Sc}$, $^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$, $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$, $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$, $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$ and $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$. Among these reactions, the literature data for $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$ ⁷⁻⁹⁾, $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$ ¹⁰⁾, $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$ ^{8, 11-14)} and $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$ ¹⁵⁻¹⁶⁾ reactions are available in certain E_0 ranges and compared with the present ones. The results of the yield measurements will be discussed in terms of $Y(E_0, A_t)$ in units of $\mu\text{b}/\text{equivalent quanta}$, as a function of E_0 , because the characteristic features of the A_t -dependence of the photon energy (k)-integrated cross sections, $\int \sigma(k) k dk$, was found to be the same as those of $Y(E_0)$, due to the resonance nature of the photonuclear interactions at the concerned energy region¹⁻²⁾.

§2. Experimental

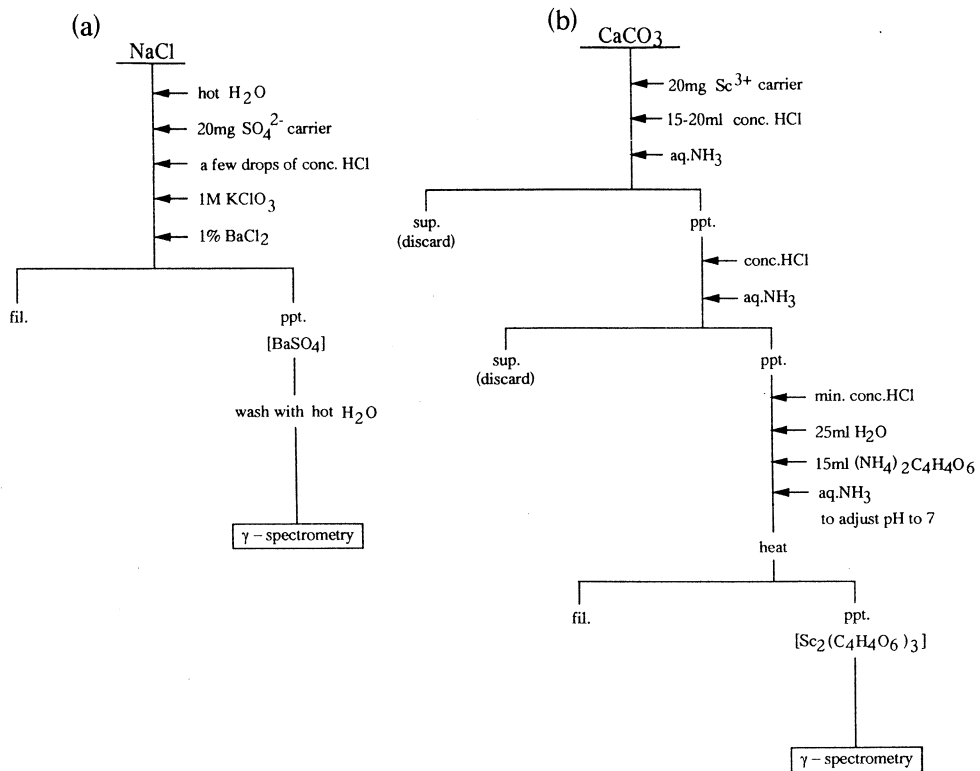
Bremsstrahlung beam of $E_0 = 40-250$ MeV was obtained from the 300 MeV electron linac of the Laboratory of Nuclear Science (LNS) of Tohoku University and an electron-free collimated beam of 250-1200 MeV was from the 1.3 GeV electron synchrotron of the Institute for Nuclear Study (INS), University of Tokyo. The photon intensities were 10^{11} - 10^{13} eq. q. at LNS and 10^8 - 10^9 eq. q. at INS, as deduced from monitor reactions of $^{197}\text{Au}(\gamma, n)^{196}\text{Au}$ at $E_0 = 40-100$ MeV¹⁷⁻¹⁸⁾ and $^{27}\text{Al}(\gamma, 2pn)^{24}\text{Na}$ at $E_0 = 125-1200$ MeV¹⁹⁾ in the same irradiations as the targets.

The details concerning targets preparation, irradiation, data analysis and the correction method for secondary reactions were described in our previous papers¹⁻³⁾. The chemical

form, purity, and size of the target are shown in Table 1. After irradiation the NaCl and CaCO₃ targets were subjected to chemical separation of ³⁷S ($T_{1/2}$ =5.05 min) and ^{44m,g}Sc ($T_{1/2}$ =2.44 d and 3.93 h), respectively. The chemical procedures are presented in Figs. 1a and 1b. The isolation of the sulfur activity was performed within 10-15 min with chemical

Table 1. Target descriptions.

	Chemical composition	Purity	Size		Thickness	
			LNS	INS	LNS	INS
⁴⁴ Ca	CaCO ₃	99.9%	10mm ϕ	25mm ϕ	800mg/cm ²	800mg/cm ²
³⁷ Cl	NaCl	99.99%	10mm ϕ	25mm ϕ	700mg/cm ²	900mg/cm ²
²⁷ Al	Al	99.5-99.999%	10mm ϕ	25x25mm	13.5mg/cm ²	270mg/cm ²
¹⁴ N	BN	99%	10mm ϕ	25mm ϕ	500mg/cm ²	800mg/cm ²
¹¹ B	B	99%	10mm ϕ	15mm ϕ	250mg/cm ²	1200mg/cm ²
⁷ Li	LiH	97%	10mm ϕ	25mm ϕ	220mg/cm ²	220mg/cm ²

Fig. 1 The chemical separation procedures (a) for S from NaCl and (b) for Sc from CaCO₃.

yields of 80-90%. This was necessary to avoid high background of γ -spectrum due to 32.2 m ^{34m}Cl produced by $^{35}\text{Cl}(\gamma, n)$ and $^{37}\text{Cl}(\gamma, 3n)$ reactions. Scandium isolation required about 30 min to remove spallation products mostly from ^{40}Ca comprising 96.94% in natural abundance. The chemical yields of scandium were 50-90% as determined gravimetrically. The product activities from the other reactions were determined nondestructively. Photo-peak assignment and evaluation were performed with a new automatic peaksearch program, "SPEC anal" by Hamajima²⁰⁾ which bases on the original one by Komura²¹⁾. The relevant nuclear data²²⁾ are tabulated in Table 2.

Table 2. Relevant nuclear data for yield measurements.

Nuclide	Half life	γ -ray energy [keV]	Intensity [%]
^{44m}Sc	2.442 d	271.241	86.6
^{44g}Sc	3.927 h	1157.008	99.9
^{37}S	5.05 m	3103.98	94.0
^{27}Mg	9.462 m	843.8	73
^{14}O	1.1768 m	2312.7	99.388
^{11}C	20.39 m	511 [β^+]	199.5
^7Be	53.29 d	477.6	10.39

§3. Results and discussion

The observed yields in unit of μb per equivalent quanta ($\mu\text{b}/\text{eq. q.}$) are furnished in Tables 3-4. The tabulated values are the weighted means of the values obtained from dif-

Table 3. Observed yields ($\mu\text{b}/\text{eq. q.}$) of (γ, π^-) reactions.

Reaction E_0 [MeV]	$^{40}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{40}\text{Sc}$		$^{40}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{46}\text{Sc}$		$^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$		$^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$		$^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$	
	observed	n	observed	n	observed	n	observed	n	observed	n
1200	14(1)	1	64.7(32)	1			56.1(11)	1	95.3(13)	2
1000	22(4)	2	74.8(27)	2			60.5(5)	2	46.5(9)	3
950	25(4)	1	75.7(29)	2			60.4(2)	2	44.0(9)	2
900	17.2(18)	1	62.8(17)	1	1.1(2)	5	57.9(6)	1	52.1(10)	1
825					1.1(1)	6				
750	50(26)	1	62(5)	2			60.3(11)	3	41.7(12)	3
700							49.3(6)	1		
650	24(10)	1	54.0(42)	1	1.1(1)	5	56.6(9)	1	17.1(6)	1
550	18(3)	1	56.5(36)	1			55.7(17)	1	46.9(21)	2

Table 3. (Continued).

Reaction	$^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44}\text{Sc}$		$^{46}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{46}\text{Sc}$		$^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$		$^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$		$^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$	
E_0 [MeV]	observed	n	observed	n	observed	n	observed	n	observed	n
525					0.80(11)	6				
500							32.9(5)	2		
450	29(11)	2	56(6)	2			45.6(1)	1	33.8(26)	1
425					0.80(13)	6				
400							45.7(21)	1		
375			39(9)	1			46.9(11)	2	64.0(36)	2
350	61(60)	1	84(34)	1			43.4(28)	2	23.6(28)	2
320							37.3(9)	3		
300	18(8)	1	33(4)	1	0.88(24)	5	45.5(20)	1	20.6(33)	1
280					1.3(3)	6				
275							39.5(17)	2	43.3(40)	2
260	24(41)	1	32(8)	1	0.96(24)	4	44.7(22)	1	23.4(21)	1
250	40(17)	2	29(6)	4			41.3(14)	2	22.8(23)	3
230	3.43(11)	1	26.6(4)	1			31.0(2)	1		
220	2.2(2)	2	16.3(4)	2			31.2(2)	2	20.1(2)	1
200							21.8(3)	2	14.2(7)	1
180							33.5(12)	1		
175	2.2(2)	2	17.1(4)	1			24.8(2)	1		
160							26.0(8)	2		
130	1.19(35)	1	11.5(5)	1			22.9(5)	2	6.78(20)	1
125	2.69(212)	1	11.7(7)	1			25.2(5)	1		
100	1.3(11)	1	14.0(9)	1			21.2(6)	2	5.91(20)	1
80	2.5(12)	1	4.3(6)	1			18.4(1)	3	5.70(6)	2
66	0.725(37)	2	9.42(2)	2			14.8(1)	2	5.65(5)	2
50	0.46(5)	2	7.44(15)	2			11.1(1)	2	3.94(5)	1

The observed yields are the weighted means of n determinations.

The numbers in parentheses are experimental errors to the last digit (s); for example, 64.7 ± 3.2 is expressed as 64.7(32).

ferent irradiations at the same E_0 . The number of measurements (n) follows the yield values in the tables. The errors associated with the yield values were originated from the counting statistics and the decay curve analyses.

3.1 Yield curve

Variations of the yields as a function of E_0 (yield curve) are illustrated in Figs. 2-8. The arrows along the E_0 axis denote the Q values of the reactions. The secondary reactions, (p, n) and (n, p), produce the same radionuclides as the primary (γ, π^-) and (γ, π^+)

Table 4. Observed yields ($\mu\text{b}/\text{eq. q}$) of (γ , π^+) reactions.

Reaction E_0 [MeV]	$^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$		$^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$	
	observed	n	observed	n
1200	59.2(6)	2	21.4(3)	2
1050	53.1(8)	1		
1000	66.2(9)	1	16.6(5)	2
950	54.1(15)	1	14.6(5)	2
900	71.4(8)	2	19.5(5)	1
850				
800	51.5(18)	1		
750	55.4(8)	3	15.6(4)	4
700	52.8(9)	3		
650	55.2(8)	1	14.1(4)	1
600	43.3(25)	1		
550	50.1(7)	3	14.8(5)	2
500	37.1(7)	3		
450	49.7(18)	2	14.2(7)	2
400	38.3(21)	2		
375	33.4(13)	2	8.99(62)	2
365	30.6(27)	1		
350	26.4(12)	3	9.55(143)	1
320	34.4(10)	3		
315	30.8(38)	1		
300	39.2(15)	1	12.8(7)	1
275	29.6(13)	3	7.62(65)	2
260	33.1(13)	1	8.24(54)	1
250	22.7(6)	5	6.93(53)	5
230	15.6(1)	2	2.88(2)	1
220	23.7(5)	2	4.40(4)	2
200	33.0(8)	1		
175	13.8(2)	1	2.63(3)	1
160	16.9(6)	1	1.83(4)	1
130			2.56(7)	1
125	11.4(4)	1	4.64(20)	1
100	9.85(43)	1	1.54(7)	1
80	6.7(2)	2	1.39(2)	2
75			2.59(7)	1
66			1.27(1)	1
65	8.13(9)	2		
55	9.97(10)	1		
50	10.3(1)	1	1.56(1)	2
40	6.67(10)	1		

The observed yields are the weighted means of n determinations.

The numbers in parentheses are experimental errors to the last digit (s); for example, 59.2 ± 0.6 is expressed as 59.2(6).

reactions, respectively. Correction for the contribution of the secondary reactions was performed to the observed yields for $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44\text{m}}\text{Sc}$, $^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$ and $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$ reactions, on the basis of our method described earlier¹⁻²). The yield values for $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$, $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$ and $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$ reactions are not corrected for the secondary contributions due to insufficient measurements below pion threshold and /or lack of cross sections of (p, n) reactions at the relevant particle energies (up to 100 MeV). Therefore, the uncorrected observed values indicate upper-limits for the primary yields.

In the following, the calculation by a Photon-induced Intranuclear Cascade Analysis (PICA) code by Gabriel and Alsmiller⁵⁻⁶) was performed and compared with the present results for the reactions on ^{44}Ca , ^{37}Cl , ^{27}Al , and ^{14}N . The incident particle histories of 2×10^6 were followed in the calculation with the same parameter values as those given by the original authors. The features of the yield curves for the individual reactions are as follows.

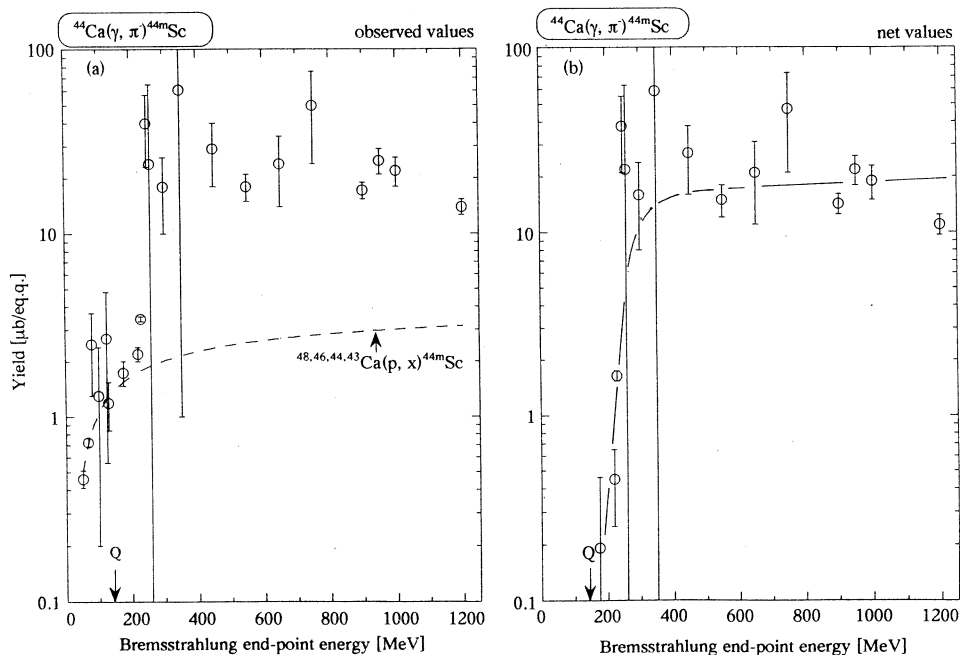


Fig. 2 (a) The observed yields for $^{44\text{m}}\text{Sc}$ from ^{44}Ca as a function of E_0 . The dashed curve represents the estimated secondary yields from $^{48,46,44,43}\text{Ca}(p, x)^{44\text{m}}\text{Sc}$. (b) The variation of the net yields for $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44\text{m}}\text{Sc}$ as a function of E_0 . Solid curve is to guide the eye.

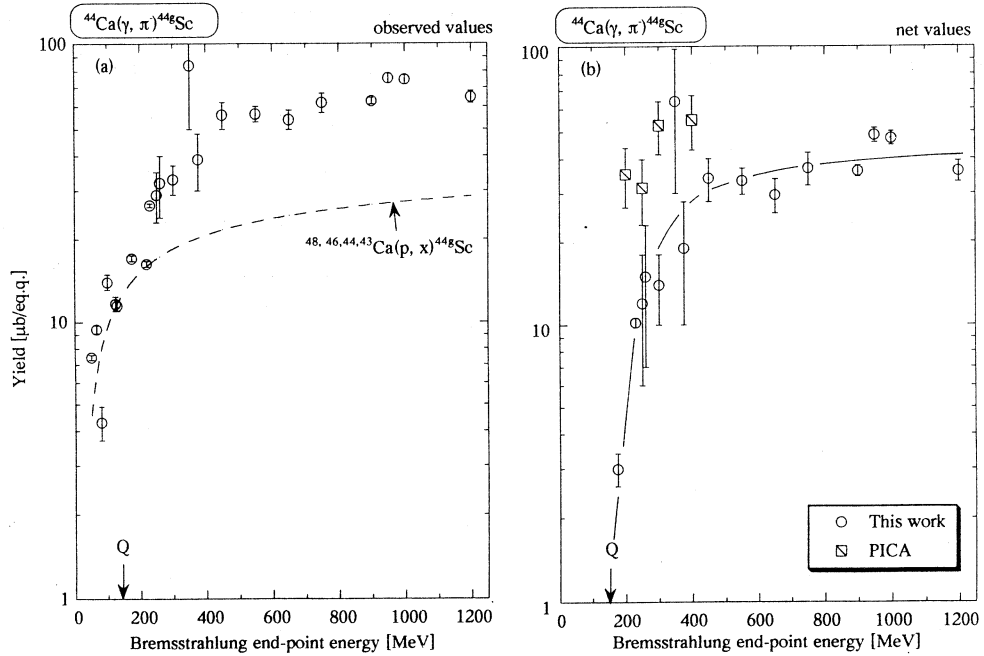


Fig. 3 (a) The observed yields for ^{44g}Sc from ^{44}Ca as a function of E_0 . The dashed curve represents the estimated secondary yields from $^{48,46,44,43}\text{Ca}(p,x)^{44g}\text{Sc}$. (b) The variation of the net yields (open circles) for $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44g}\text{Sc}$ as a function of E_0 . Solid curve is to guide the eye. The open squares denote the PICA results.

(a) $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44m}\text{Sc}$ and $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44g}\text{Sc}$

Figs. 2 and 3 show the yield curves for $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44m}\text{Sc}$ and $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44g}\text{Sc}$, respectively. The open circles in Figs. 2a and 3a show the observed yield values that increase with increase of E_0 starting 50 MeV below the pion threshold and a shoulder appears around 150-200 MeV. The values again increase steeply and attain a second plateau around $E_0=400$ MeV. The yields, especially of ^{44m}Sc , scatter by about factor of 5 at $E_0 \geq 400$ MeV because of a low activity due to a low isotopic abundance (2%) of ^{44}Ca and a low beam intensity.

$^{44m,g}\text{Sc}$ is also produced by $^{48}\text{Ca}(\gamma, \pi^-4n)$, $^{46}\text{Ca}(\gamma, \pi^-2n)$, and $^{48,46,44,43}\text{Ca}(p,x)$ reactions. The contributions from these two photopion reactions are negligible because of low isotopic abundances of ^{48}Ca (0.187%) and ^{46}Ca (0.004%) and low reaction yields estimated from (γ, π^-xn) systematics²³⁾. The estimated contribution from the (p,x) reactions is shown by dashed curves in Figs. 2a and 3a. The secondary yield curve for ^{44m}Sc was

obtained by assuming that the shapes of excitation functions for $^{48,46,44,43}\text{Ca}(p, x)^{44\text{m}}\text{Sc}$ are the same as those for $^{48,46,44,43}\text{Ca}(p, x)^{44\text{g}}\text{Sc}$ calculated by the ALICE code²⁴⁻²⁵). The evaluated contribution from the (p, x) reactions to the observed yields of $^{44\text{m}}\text{Sc}$ is about 10% at $E_0 \geq 400$ MeV and that to the observed yields of $^{44\text{g}}\text{Sc}$ is about 40% at $E_0 \geq 400$ MeV with the uncertainty of 30%.

In Figs. 2b and 3b, the net yields (the difference of the observed yields and the estimated secondary reaction yields) for the primary reactions are shown by open circles. The open squares in Fig. 3b denote the calculated values at $E_0=200, 250, 300$ and 400 MeV by the PICA code. The net yields increase steeply above the Q value and attain a plateau at $E_0 \approx 400$ MeV. The weighted mean values at the plateau region of $E_0 = 500-1200$ MeV are 14 and $39 \mu\text{b}/\text{eq. q.}$ for $^{44\text{m}}\text{Sc}$ and $^{44\text{g}}\text{Sc}$, respectively, and the yield ratio of $^{44\text{m}}\text{Sc}$ to $^{44\text{g}}\text{Sc}$ is 0.36 . The calculated values by the PICA code are higher by factor of about 3 than the measured yields.

(b) $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$

The reaction, $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$, has received a special interest in radiochemical measurements of the residual activity as well as in physical ones of the emitted pion for a long time, because this reaction is one of the favourable ones that involve only one final nuclear state stable against nucleon emission and anomalously slow transition rates in the $A=14$ isobars as observable in the reactions $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N} + e^- + \nu_e^-$ and $^{14}\text{O} \rightarrow ^{14}\text{N} + e^+ + \nu_e^+$ and calls an outstanding attention for studies on the processes $^{14}\text{N} + \gamma \rightarrow ^{14}\text{C} + \pi^+$ and $^{14}\text{N} + \gamma \rightarrow ^{14}\text{O} + \pi^-$, as well as radiative pion and muon captures²⁶). However, the experiments, especially by the activation method, in the $\Delta(1236)$ region have been still not extensive, in spite of many theoretical examinations. The total cross sections for $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)$ reaction reported by DeCarlo *et al.*¹⁰) up to $E_0=710$ MeV are actually quite smaller by an order of magnitude or more than the photopion production cross sections from the reactions on the near-by light nuclei, $^{12}\text{C}(\gamma, \pi^-)^{12}\text{N}$ and $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$, whose residual nuclei have only one (1^+ ground) and two ($2/3^-$ ground and $1/2^-$ first excited) bound states, respectively, and also those from the (γ, π^-) reactions on other heavier nuclei that involve sum over a large number of final states. The yield values by DeCarlo *et al.*¹⁰) are also quite low, except at the threshold region, compared with the shell model calculations in the frame-work of

the distorted-wave impulse approximation (DWIA), while Singham and Tabakin²⁷⁾ stressed that phenomenological p-shell wave function can explain Gamow-Teller suppression and M1 radiative width and resolve the discrepancy from the experiment.

Our attention to this reaction in the present work is an experimental confirmation of

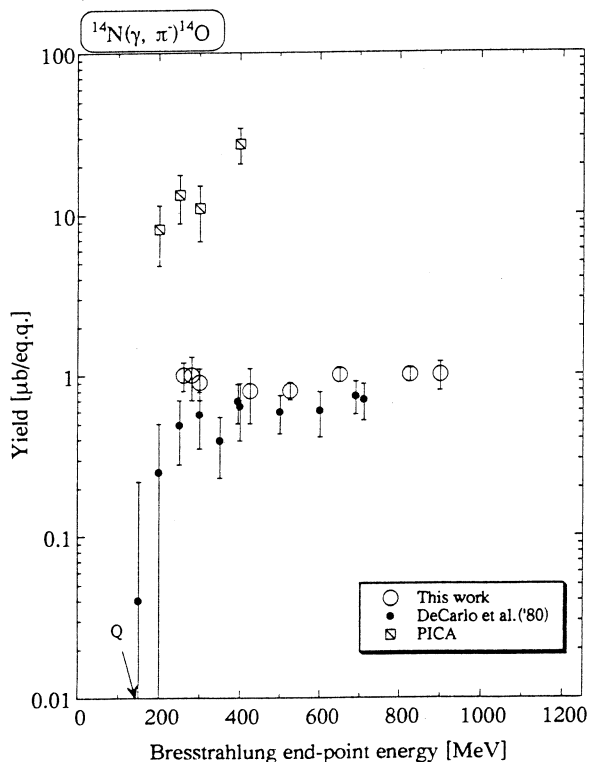
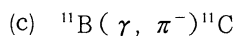


Fig. 4 The observed yields (open circles) of ^{14}O from ^{14}N as a function of E_0 . Closed circles are the values for the primary yields reported by DeCarlo *et al.*¹⁰⁾ and open squares show the calculated values by PICA code.

the anomalously small yields as observed by DeCarlo *et al.*¹⁰⁾ In Fig. 4 the observed yields, not corrected for the secondary contribution, $^{14}\text{N}(p, n)^{14}\text{O}$, and giving upper limits for the primary reaction $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$, are shown by open circles. The yield values by DeCarlo *et al.*¹⁰⁾ are shown by closed circles. Also shown by open squares are the calculated values by PICA. The present results for the upper limit of 0.8-1.0 $\mu\text{b/eq. q.}$ at $300 \text{ MeV} \leq E_0 \leq 900 \text{ MeV}$ are well consistent with 0.66 $\mu\text{b/eq. q.}$ by DeCarlo *et al.*¹⁰⁾, and about

10 times smaller than the PICA values. The PICA code was described by the original authors, to be applicable to the target nuclei of $A_t > 12$ ⁵⁾. But it is obvious that the code is not appropriate for this case and requires a modification specific to the nuclear transition in the $A=14$ isobars. At present, our measurements of the yields are insufficient in terms of E_0 steps and the assessment of the secondary contribution, and further experiments for these points are under way, though the results up to $E_0 = 710$ MeV by DeCarlo *et al.*¹⁰⁾ seem to be correct.



Several experiments on the yield measurements on $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$ reaction have been reported, since the earliest activation measurement was done for this reaction in 1958 by Hughes and March¹¹⁾. The nucleus ^{11}B is interesting because the ^{11}C ground state is the

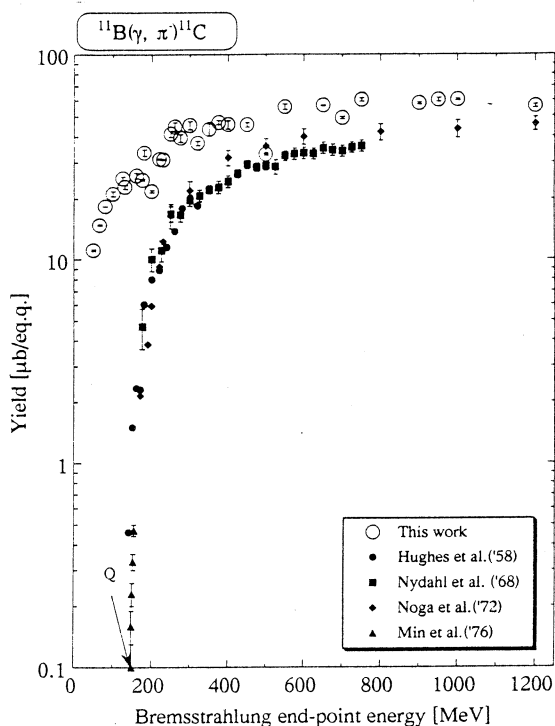


Fig. 5 The observed yields (open circles) of ^{11}C from ^{11}B as a function of E_0 . The correction for the secondary reaction is not performed. The closed symbols are the values for the primary yields by Hughes *et al.*¹¹⁾(●), Nydahl *et al.*¹³⁾(■), Noga *et al.*⁸⁾(◆), and Min *et al.*¹⁴⁾(▲).

mirror of the ^{11}B ground state and the ^{11}C nucleus has several known particle stable states. So Dyal and Hummel¹²⁾ paid their attention to ^{11}C and ^{11}Be yields from $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^{\pm})$ reactions at $E_0=80\text{-}300$ MeV and the yields of $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$ reaction in the threshold region were also studied in detail by Min *et al.*¹⁴⁾ Although the previous results obtained in the threshold region by different groups agree within experimental errors with each other except for those by Noga *et al.*⁸⁾ who extended the measurement up to $E_0=1.2$ GeV, the measurement was repeated also in the present work. The present result is shown by open circles together with the previously reported ones^{8,11,13-14)} (closed symbols) in Fig. 5. The observed ^{11}C activity below the photopion threshold shows a clear shoulder at $E_0=100\text{-}150$ MeV which are regarded to be due to the secondary $^{11}\text{B}(p, n)$ and $^{10}\text{B}(p, \gamma)$ reactions. The correction for the secondary contribution is not yet performed, but the result appears not inconsistent with the previous works, though not decisive yet for the two discrepant previous results by Nydahl and Forkman¹³⁾, and Noga *et al.*⁸⁾

(d) $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$

As mentioned above, two particle stable states are available in ^7Be , and Bosted *et al.*¹⁵⁾ reexamined the yield measurement from the threshold to 360 MeV, first performed up to $E_0=1180$ MeV by Noga *et al.*¹⁶⁾ and found that the results of both $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$ and $^{12}\text{C}(\gamma, \pi^-)^{12}\text{N}$ reactions were well reproduced by a calculation performed by Epstein *et al.*²⁸⁾ and Singham and Tabakin²⁹⁾ using Haxson's wave function and Blomqvist-Laget parametrization of the elementary amplitude (DWIA). Epstein *et al.*²⁸⁾ also showed the relative importance of the two final states.

The present work intended to confirm the measurement to $E_0=1.2$ GeV. In Fig. 6 the observed yields of ^7Be are shown along with the results of Bosted *et al.*¹⁵⁾ (closed squares, up to $E_0=360$ MeV) and Noga *et al.*¹⁶⁾ (closed circles, : see note in Fig. 6). The values reported by Noga *et al.* are lower by an order of magnitude than those by the present work and by Bosted *et al.* It is also clear from the yields below threshold that there exists the secondary contribution of the same amount as Bosted *et al.*'s¹⁵⁾. Bosted *et al.*¹⁵⁾ fitted an isochromat shape calculated from $^7\text{Li}(\gamma, p)$ cross sections to the below-threshold points (100, 135 and 140 MeV) to subtract this contribution due to the two-step process $^7\text{Li}(\gamma, p)$ followed by $^7\text{Li}(p, n)^7\text{Be}$. However, more extensive measurement below the photopion

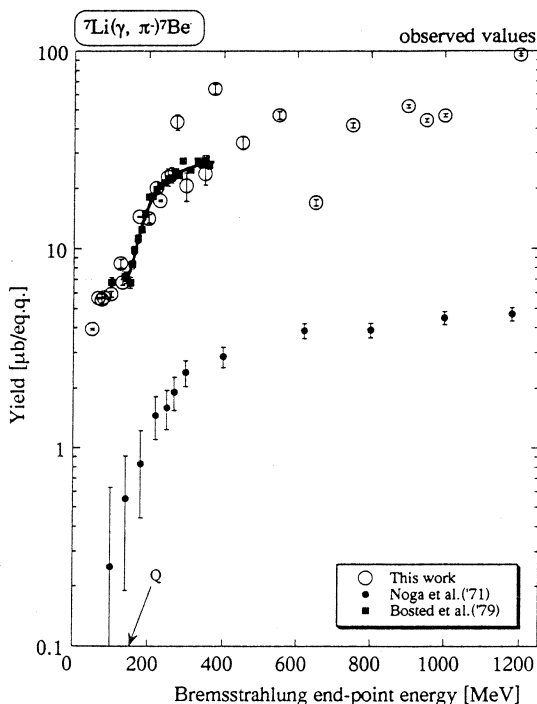


Fig. 6 The observed yields (open circles) of ${}^7\text{Be}$ from ${}^7\text{Li}$ as a function of E_0 . The correction for the secondary reaction is not performed. Literature values by Noga *et al.*¹⁶⁾ and Bosted *et al.*¹⁵⁾ are shown by closed circles and squares, respectively. The measurement up to $E_0=1180\text{MeV}$ reported by Noga *et al.*¹⁶⁾, but the yield values were quoted by Ref. 15, are higher by an order of magnitude than the original ones in Ref. 16. The primary yields were also given by the previous authors.

threshold by the present work indicates that a care is required for the assessment of the contribution. While the scattering of the data points is large and additional measurements are required, the present results are in good agreement with those obtained at $E_0 \leq 360$ MeV by Bosted *et al.*¹⁵⁾ as far as the comparison is made on the secondary-uncorrected values, and extend them well to $E_0=1.2$ GeV. The full line in Fig. 6 is from the theoretical calculation performed by Epstein *et al.*²⁸⁾ and quoted by Bosted *et al.*¹⁵⁾ to show how the experiment at the threshold can be explainable by full interaction.

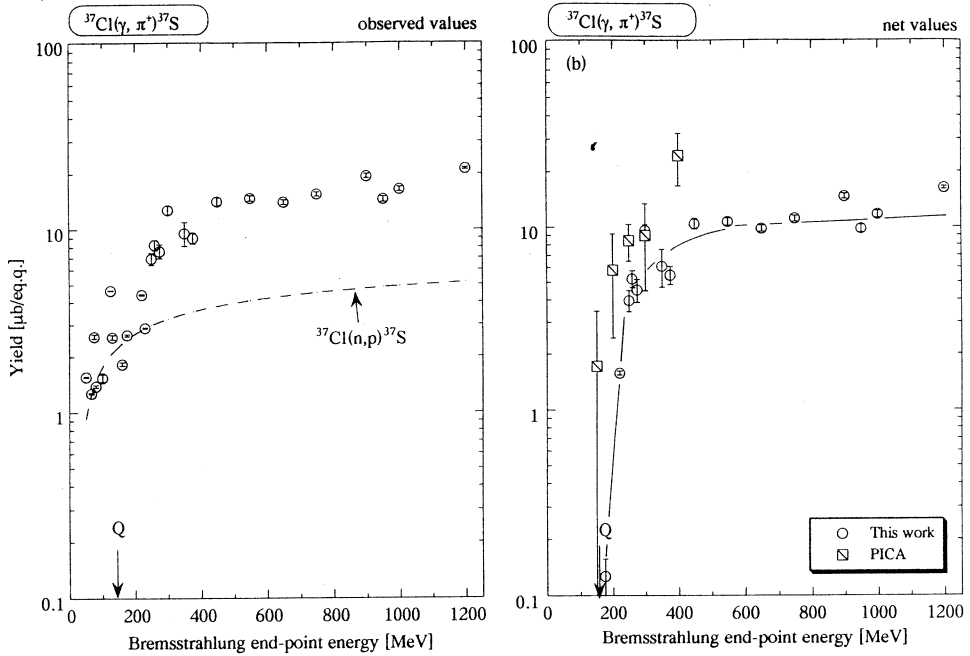


Fig. 7 (a) The observed yields of ^{37}S from ^{37}Cl as a function of E_0 . The dashed curve represents the estimated secondary yield from $^{37}\text{Cl}(n,p)^{37}\text{S}$. (b) The variation of the net yields for $^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$ as a function of E_0 . Solid curve is to guide the eye. Open squares show the calculated values by PICA code.

(e) $^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$

No previous report exists for the yield measurement on $^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$. In Fig. 7a, the observed values are plotted as a function of E_0 . The secondary contributions as estimated by the same way as described above for $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44}\text{Sc}$ are around 30% of the observed values at the plateau region of $E_0=400\text{--}1200$ MeV. The net yields for the primary reaction are compared with the PICA results in Fig. 7b. The shape and magnitude of the yield curve are quite similar to those for $^{41}\text{K}(\gamma, \pi^+)^{41}\text{Ar}^{3)}$, $^{51}\text{V}(\gamma, \pi^+)^{51}\text{Ti}^{1)}$ and other (γ, π^+) reactions on heavier targets ($^{87}\text{Rb}^{3)}$, $^{133}\text{Cs}^{2, 3)}$, $^{138}\text{Ba}^{30)}$, $^{139}\text{La}^{31)}$, $^{181}\text{Ta}^{31)}$). The PICA calculation tends to overestimate, by a factor of about 2.5 at $E_0=400$ MeV. A further measurement is in progress to obtain better statistics and the values at smaller E_0 steps.

(f) $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$

A large number of the yield measurement of ^{27}Mg from $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)$ reaction have

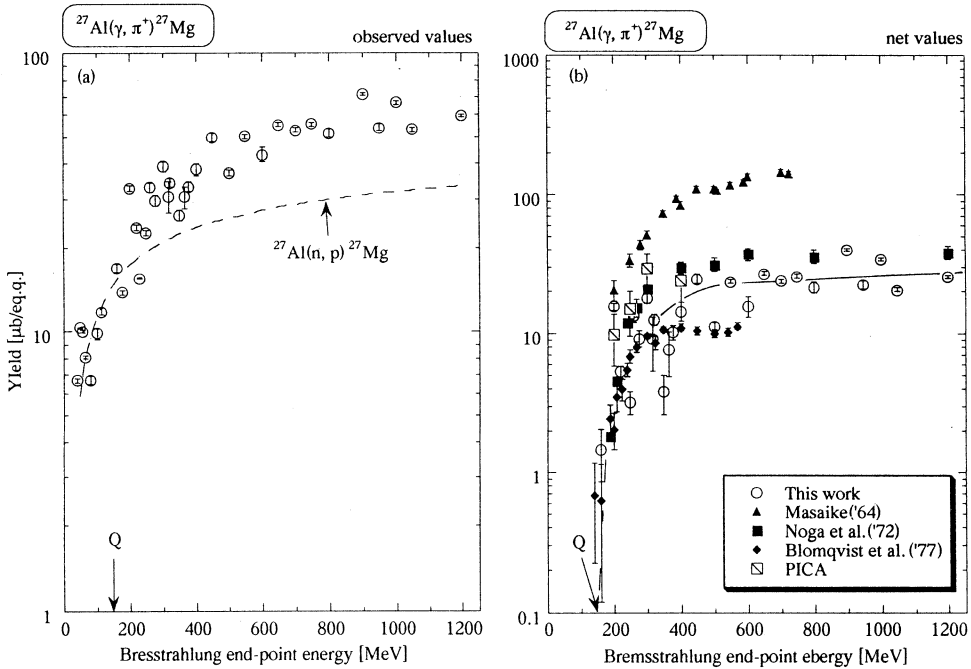


Fig. 8 (a) The observed yields of ^{27}Mg from ^{27}Al as a function of E_0 . The dashed curve represents the estimated secondary yields from $^{27}\text{Al}(n, p)^{27}\text{Mg}$. (b) The variation of the net yields (open circles) for $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$ as a function of E_0 . The closed symbols present the literature values; \blacktriangle : Masaïke⁷⁾, \blacksquare : Noga *et al.*⁸⁾, \blacklozenge : Blomqvist *et al.*⁹⁾. Solid curve is to guide the eye to the present results. Open squares show the calculated values by PICA code.

been reported, but the results are quite different among different reports. The present results are the weighted means of multiple measurements at single E_0 , but still scatter by a factor of 2 (Fig. 8a). However, the magnitude and shape as obtained for the primary reaction by correcting the secondaries are distinctly different from those of Masaïke⁷⁾ and Blomqvist *et al.*⁹⁾ and closer to the values by Noga *et al.*⁸⁾ as shown in Fig. 8b, though the results obtained by Blomqvist *et al.*⁹⁾ seem to be consistent with the systematic trend in term of A_t -dependence shown in the next 3.2 section. The calculated results by PICA seems to be higher than the present ones.

3.2 Target mass (A_t) dependence of (γ, π^-) and (γ, π^+)

The (γ, π^-) and (γ, π^+) yields at $E_0=400$ MeV are presented as a function of the target mass number (A_t) in Fig. 9a together with the published^{1-3, 31)} and unpublished

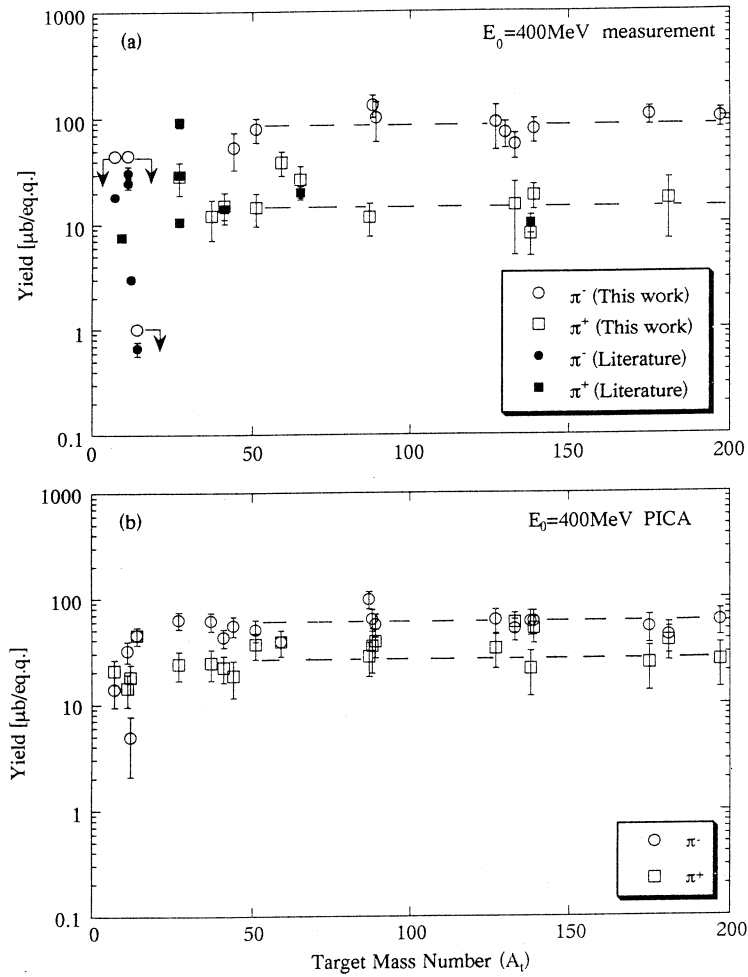


Fig. 9 (a) The variation of the net yields for (γ, π^-) and (γ, π^+) reactions at $E_0 = 400$ MeV as a function of target mass number (A_t). Circles and squares show the yields for (γ, π^-) and (γ, π^+) , respectively. Open and closed symbols represent the present yields and the literature values, respectively. The two dashed lines are the weighted means for $A_t \geq 50$. (b) The variation of the calculated yields for (γ, π^-) and (γ, π^+) reactions by PICA code as a function of A_t . The two dashed lines are the weighted means for $A_t \geq 50$.

results by our group (open symbols) and the available literature values^{7-11, 13-16, 32)} (closed symbols). Circles and squares represent the yields of (γ, π^-) and (γ, π^+) reactions, respectively. The error bars associated with the symbols are the range of scatter in the yield

curves.

As mentioned in the Introduction, the yields of (γ, π^-) reactions on $A_t \geq 50$ are shown to be independent of A_t . The weighted mean value of the yields for $A_t \geq 50$ is $83 \pm 7 \mu\text{b}/\text{eq. q.}$ at $E_0=400 \text{ MeV}$. For (γ, π^+) reactions, the yields are also independent of $A_t \geq 41$, the weighted mean values at $E_0=400 \text{ MeV}$ is $13 \pm 2 \mu\text{b}/\text{eq. q.}$ The yield ratio of (γ, π^-) to (γ, π^+) is about 6. In other E_0 a general feature is same ; 96 ± 7 for (γ, π^-) , 17 ± 2 for (γ, π^+) reactions at $E_0=800 \text{ MeV}$ and 48 ± 4 for (γ, π^-) and 5.9 ± 1.2 for (γ, π^+) reactions at $E_0=250 \text{ MeV}$. In Fig.9b, the calculated values for the corresponding reactions by the PICA code at $E_0=400 \text{ MeV}$ are presented also as a function of A_t . The calculated values for (γ, π^-) and (γ, π^+) reaction are also independent of A_t , but the former yields are about 35% lower than the measured yields and those for (γ, π^+) reaction are 160% higher than the measured ones.

The constancy of the yields of (γ, π^+) reactions is now extended to lighter A_t of

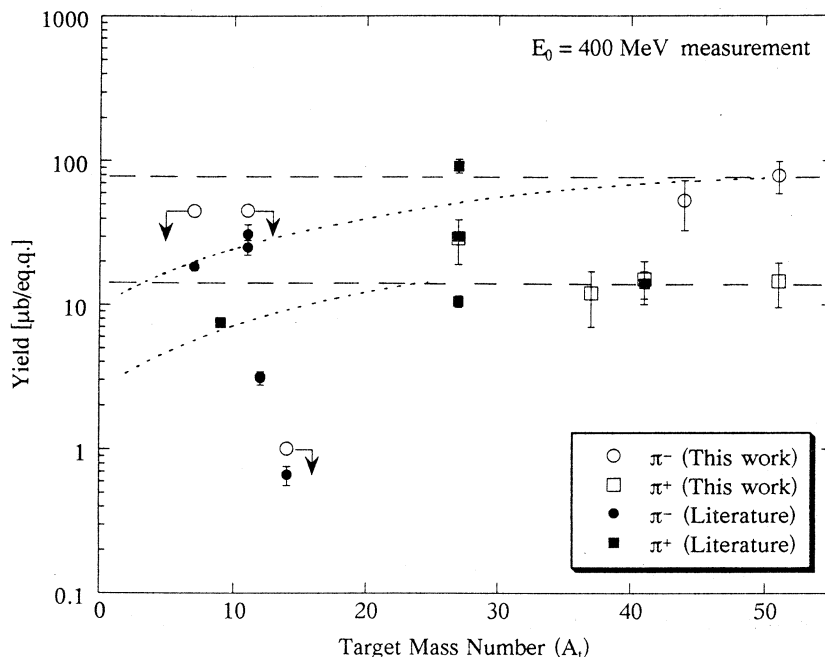


Fig. 10 The variation of the (γ, π^-) and (γ, π^+) yields in a range of $A_t \leq 55$. The literature values on ${}^7\text{Li}(\gamma, \pi^-){}^7\text{Be}$ at $E_0=360 \text{ MeV}$ by Bosted *et al.*¹⁵⁾, and ${}^{12}\text{C}(\gamma, \pi^-){}^{12}\text{N}$ at $E_0=380 \text{ MeV}$ by Epaneshnikov *et al.*³²⁾ and at $E_0=360 \text{ MeV}$ by Bosted *et al.*¹⁵⁾ are cited. The dashed lines show the weighted means of (γ, π^-) and (γ, π^+) yields in the range of $A_t \geq 50$ in Fig. 9a.

about 40, possibly of 27 in the present work, but the yield values reported for ${}^9\text{Be}(\gamma, \pi^+){}^9\text{Li}^{33})$ are smaller than the trend from those on heavier A_t (lower dotted line in Fig. 10). The same feature appears in the A_t -dependence of (γ, π^-) yields toward the values for ${}^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-){}^{11}\text{C}$ and ${}^7\text{Li}(\gamma, \pi^-){}^7\text{Be}$ (upper dotted line), and the reaction yields of ${}^{12}\text{C}(\gamma, \pi^-){}^{12}\text{N}^{15,32})$ and ${}^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-){}^{14}\text{O}$ look anomalously small. The two dotted lines that increase with increase of A_t so as to connect the ${}^9\text{Li}$ point or the ${}^7\text{Be}$ and ${}^{11}\text{C}$ points smoothly to the respective two broken lines derived from yields for (γ, π^+) and (γ, π^-) reactions on $A_t > 50$ are also parallel, showing the yields ratio of 6 for the two types of reaction. The same trend is reproduced by the PICA code, but the yield ratio is about 1.6 which is close to the neutron to proton ratios of target nucleus.

The activation method for (γ, π^\pm) reactions has advantages that the measurement sums over a large, unknown number of final states which are stable against particle emission. Theoretical approaches in $(3, 3)$ resonance region, therefore, largely rely on statistical ones such as PICA. For a detailed theoretical analysis, favoured cases are those of the final nuclei which have a small number of the bound states, for which several measurements and theoretical analyses have been performed in the threshold region. As noted above, only one bound state is available for ${}^{14}\text{O}$ and two for ${}^{12}\text{N}$ and ${}^7\text{Be}$, while several for the others. The number and strength of the possible transitions to the bound states appear strongly affect the yield values. The cases of ${}^{14}\text{N}$ and ${}^{12}\text{C}$ seem to be still exceptional in strong suppression for the transition(s). The constant yields with respect to A_t of ≥ 30 -40 suggest that a limited number of the bound state are effective to lead to (γ, π^\pm) reactions and the increasingly excessive excitation in $(3, 3)$ resonance to the unbound states contributes exclusively to increasing probabilities of particle emissions resulting in $(\gamma, \pi^\pm xnyp)$ reactions^{23,31)}.

The high values of the observed yield ratio for (γ, π^\pm) reactions may have a new implication for nuclear structure that is not included in the theoretical ground of the PICA code. The code approximates the continuous charge density distribution to the three concentric spheres of 0.9, 0.2, and 0.01, where the neutron to proton density ratios are all equal to the ratio of neutrons and protons for the entire nucleus. Cross sections for the photo-absorption by a nucleon at $(3, 3)$ resonance region were taken from those of the elementary

processes for free nucleon-photon interactions, and the intranuclear cascade calculation of Bertini³⁴⁾ was included to account for the mean-free path of the secondary particles. Pion absorption is assumed to occur via a two-nucleon mechanism with cross section for a charged pion by a nucleon with isobaric spin projection of opposite sign (i. e., a pair of nucleons must contain at least one proton to absorb a negative pion and at least one neutron to absorb a positive pion). Thus the higher yields of (γ, π^-) reactions and lower yields of (γ, π^+) reactions, as found in the present series of studies, than those expected from the PICA calculation would possibly be understood if the neutron density in the sphere(s) closer to the nuclear surface is higher than the one assumed in the calculation. The initial production of negative pion through $\gamma n \rightarrow \pi^- p$ would dominate over those of positive pion through $\gamma p \rightarrow \pi^+ n$, and the secondary absorption of negative pion through $\pi^- + pp$ or $\pi^- + pn$ would be less than those of positive pion through $\pi^+ + np$ or $\pi^+ + nn$. These processes leading to (γ, π^-) and (γ, π^+) reactions are considered to occur in the surface part of the nucleus, but not proportional to $A_t^{2/3}$. On the other hand, the entire volume of the nucleus seems to be involved in the processes leading to the A_t -dependent $(\gamma, \pi^- xn)$ reactions in a way not proportional to A_t nor to S^α , S being the number of proton or neutron in the target nucleus and α being ~ 0.6 for π^\pm and ~ 1.15 for proton³⁵⁾. However, a quantitative theoretical analysis based on this picture should be required before reaching a firm conclusion.

§ 4. Summary

Some preliminary data on the total yields of $^{44}\text{Ca}(\gamma, \pi^-)^{44\text{m},\text{g}}\text{Sc}$, $^{37}\text{Cl}(\gamma, \pi^+)^{37}\text{S}$, $^{27}\text{Al}(\gamma, \pi^+)^{27}\text{Mg}$, $^{14}\text{N}(\gamma, \pi^-)^{14}\text{O}$, $^{11}\text{B}(\gamma, \pi^-)^{11}\text{C}$ and $^7\text{Li}(\gamma, \pi^-)^7\text{Be}$ induced by bremsstrahlung of $E_0=40\text{-}1200$ MeV were obtained, and compared with the available literature data. It was found that the yields of (γ, π^-) and (γ, π^+) reactions are independent of A_t after increase of the yields with increase of A_t up to 30-40 and the yield ratio of (γ, π^-) to (γ, π^+) reactions is about 6 over the studied A_t range of 7-209 with the special exceptions of the ^{14}N and $^{12}\text{C}(\gamma, \pi^-)$ yields, irrespective of E_0 . The PICA calculation was performed on the reaction yields of ^{44}Sc , ^{37}Cl , ^{27}Mg and ^{14}O and compared with the present results. Some new implications on photopion reaction mechanism were extracted

and discussed in some details, though further measurements are required and are under way in order to confirm the suggested features of photopion reactions.

Acknowledgments

The authors are indebted to Drs. K. Masumoto and T. Ohtsuki of Tohoku University, Drs. M. Imamura, K. Yoshida, and M. Mutou of the University of Tokyo, and the operating crew members of the accelerators for their invaluable cooperation in accelerator operations and/or radioactivity measurements. Mr. Y. Hamajima of Kanazawa University was cooperative in computer calculations.

References

- 1) K. Sakamoto, M. Yoshida, Y. Kubota, T. Fukasawa, A. Kunugise and Y. Hamajima, S. Shibata, and I. Fujiwara : Nucl. Phys. **A501** (1989) 693.
- 2) K. Sakamoto, Y. Hamajima, M. Soto, Y. Kubota, M. Yoshida, A. Kunugise M. Masatani, S. Shibata, M. Imamura, M. Furukawa, and I. Fujiwara : Phys. Rev. **C42** (1990) 1545.
- 3) Y. Oura, A. Yazawa, M. Yoshida, S. R. Sarkar, K. Sakamoto, S. Shibata, I. Fujiwara, and M. Furukawa : Radiochim. Acta (in press, 1994).
- 4) Y. Oura, S. R. Sarkar, K. Sakamoto, S. Shibata, I. Fujiwara, and M. Furukawa : Abstract of 37th Symposium on Radiochemistry (1993) 46.
- 5) T. A. Gabriel and R. G. Alsmiller, Jr. : Phys. Rev. **182** (1969) 1035.
- 6) T. A. Gabriel, M. P. Guthrie, and O. W. Hermann : Oak Ridge National Laboratory Report No. ORNL-4687 (1971).
- 7) A. Masaike : J. Phys. Soc. Japan **19** (1964) 427.
- 8) V. I. Noga, Yu. N. Ranyuk, P. V. Sorokin, and V. A. Tkachenko : Sov. J. Nucl. Phys. **14** (1972) 506.
- 9) I. Blomqvist, P. Janecek, G. G. Jonsson, H. Dinter. K. Tesch, N. Freed, and P. Ostrand : Phys. Rev. **C15** (1977) 988.
- 10) V. DeCarlo, N. Freed, W. Rhodes, B. Bülow, G. G. Jonsson, K. Lindgren, and R. Pettersson : Phys. Rev. **C21** 1460 (1980).

- 11) I. S. Hughes and P. V. March : Proc. Phys. Soc.(London) **72** (1958) 259.
- 12) P. Dyal and J. P. Hummel : Phys. Rev. **127** (1962) 2217.
- 13) G. Nydahl and B. Forkman : Nucl. Phys. **B7** (1968) 97
- 14) K. Min, P. Stoler, S. Trentalange, E. J. Winhold, P. F. Yergin, A. M. Bernstein, W. Turchinetz, and K. S. R. Sastry : Phys. Rev. **C14** (1976) 807.
- 15) P. E. Bosted, K. I. Blomqvist and, A. M. Bernstein : Phys. Rev. Lett. **43** (1979) 1473.
- 16) V. I. Noga, Yu. N. Ranyuk, P. V. Sorokin, and V. A. Tkachenko : Ukr. Phys. J. **16** (1971) 1850 (in Russian).
- 17) K. Lindgren and G. G. Jonsson : Nucl. Phys. **A166** (1971) 643.
- 18) K. Osada, T. Fukasawa, K. Kobayashi, Y. Hamajima, K. Sakamoto, S. Shibata, and I. Fujiwara : Res. Rept. Lab. Nucl. Sci. Tohoku Univ. **20** (1987) 299.
- 19) B. Johnsson, H. Harund, and B. Forkman : Z. Phys. **A273** (1975) 97.
- 20) Y. Hamajima : private communication.
- 21) K. Komura : Technical Report of the Institute for Nuclear Study, University of Tokyo, Report No. INS-TCH-9 (1974).
- 22) E. Browne and R. B. Firestone : *Table of Radioactive Isotopes*, edited by V. S. Shirley (Wiley, New York, 1986).
- 23) K. Sakamoto : (in preparation, 1994).
- 24) M. Blann : Annu. Rev. Nucl. Sci. **25** (1975) 123.
- 25) F. Plasil : ORNL Report TM-6054 (1977).
- 26) A. Nagl, V. Devanathan, and H. Überall : *Nuclear Pion Photoproduction* (Springer-Verlag, Berlin, 1991).
- 27) M. K. Singham and F. Tabakin : Phys. Rev. **C21** (1980) 1039.
- 28) G. N. Epstein, M. K. Singham, and F. Tabakin : in *Photopion Nuclear Physics*, edited by P. Stoler (Plenum, New York, 1979) 327.
- 29) M. K. Singham and F. Tabakin : Ann. Phys. **135** (1981) 71.
- 30) K. Kawaguchi : MS Thesis, Kanazawa University (1992).
- 31) S. R. Sarkar : Ph. D. Thesis, Kanazawa University (1991).
- 32) V. D. Epaneshnikov, V. M. Kuznetsov, and O. I. Stukov : Sov. J. Nucl. Phys. **19** (1974) 242.

- 33) M. Nilsson, B. Schröder, B. Bülow, J. Grintals, G. G. Jonsson, B. Lindner, K. Srinivasa Rao, and S. Susila : Z. Physik **A294** (1980) 253.
- 34) H. W. Bertini : Phys. Rev. **131** (1963) 1801.
- 35) J. Arends, P. Detemple, N. Floss, S. Huthmacher, G. Kaul, B. Mecking, G. Nöldeke, and R. Stenz : Nucl. Phys. **A526** (1991) 479.

30MeV 制動放射線照射による有機試薬のC-11標識化

核理研

梶本和義・大槻 勤

Sixteen useful organic analytical reagents, e. g. 8-hydroxyquinoline, Na-tetraphenylborate and 1, 10-phenanthroline were irradiated with 30MeV bremsstrahlung. These reagents were easily labelled with C-11 by the photonuclear reaction of carbon and purified in high chemical yield by the simple and rapid chemical purification procedure, such as solvent extraction or precipitation. It was found that 70% of C-11 was retained on the carbon frame of organic reagents and their specific activities were the order of 100kBq/nM, which was enough activity for the tracer study.

§ 1. はじめに

現在、有機化合物の標識に利用されるラジオアイソトープとしてはH-3, C-14, P-32, S-35などがある。これらの核種は半減期が長いため、複雑な化学形の標識化合物も合成されている。しかし、いずれも β 壊変核種であるため液体シンチレーション法で検出しなければならず、外部から検出できない、溶液の組成に影響されやすいという難点がある。一方、陽電子壊変核種は1) 放射される511keV 消滅放射線を感度良く検出することができる、2) 消滅放射線を同時計数することで体内での化合物の位置決めができる、3) 短寿命であるため生体への放射線のリスクが小さいといった特徴から核医学分野では診断用試薬の標識核種として活用されてきた。陽電子壊変核種としてはO-15, C-11, N-13, F-18が主に利用される。しかしながら、これらはいずれも半減期が短く、複雑な化合物の合成には適していない。一般にはサイクロトロンで製造し、単純な化合物にして直ちに診断試薬として利用するといった方法がとられる。

ところで、C-11は電子ライナックからの制動放射線照射によって炭素の $^{12}\text{C}(\gamma, n)^{11}\text{C}$ 反応から容易に製造できる。もし、構造の複雑な有機化合物を照射することで、直接化合物の炭素骨格にC-11を導入することができれば、簡便な標識化合物の製造法として利用できることになる。C-11は511keV 消滅放射線によって検出できるためシンチレータを加える必要がなく、試料溶液の化学組成の影響も小さいため測定が容易であることから、化合物の分配、分布状態の測定、クロマトグラフ内の分離状況のダイナミックな観測などを可能にすると期待できる。

そこで、本実験では分離、分析に汎用されている有機試薬を電子リニアックからの制動放射により放射化し、C-11標識化合物として調製することを試みた。

§ 2. 実験

2.1 試料

用いた16種の分析試薬を第1表に示した。各試薬を10~30mgとり、高純度アルミニウム箔に包装した。

第1表 実験に用いた有機試薬。

略号	試薬名	化学式	分子量	融点(°C)
1) Ox	オキシシン(8-キノリノール)	C_9H_7NO	134.09	148
2) TPB	テトラフェニルホウ酸ナトリウム	$NaB(C_6H_5)_4$	342.23	
3) Phen	1, 10フェナントロリン1水和物	$C_{12}H_8N_2 \cdot H_2O$	198.22	93-94
4) DMGO	ジメチルグリオキシム	$CH_3C(=NOH)C(=NOH)CH_3$	116.12	240-241
5) CDO	シクロヘキサンジオキシム	$CH_2(CH_2)_3C(=NOH)C(=NOH)$	142.16	
6) DDC	ジエチルジチオカルバミン酸ナトリウム	$(C_2H_5)_2NCS_2Na \cdot 3H_2O$	225.3	94-96
7) BPA	N-ベンジルN-フェニルヒドロキシルアミン	$C_6H_5CON(OH)C_6H_5$	213.24	121
8) BO	α -ベンゾインオキシム	$C_6H_5CH(OH)C(=NOH)C_6H_5$	227.27	154-156
9) NN	1-ニトロソ2-ナフトール	$ONC_{10}H_6OH$	173.17	106-108
10) TOx	チオオキシシン(8-メルカプトキノリン)	$C_9H_7NS \cdot HCl$	197.69	
11) TTA	テノイルトリフルオロアセチルアセトン	$C_4H_5SCOC_2COCF_3$	222.18	43
12) DBM	ジベンゾイルメタン	$(C_6H_5CO)_2CH_2$	224.25	81
13) Dz	ジチゾン	$C_6H_5NNHCNS : NC_6H_5$	256.33	Decomp. 165-169
14) Crown	18-クラウン-6	$C_{12}H_{24}O_6$	264.32	39-40
15) TPFS	テトラフェニルポルフィリンスルホン酸	$C_{44}H_{30}N_4O_2S_4 \cdot 2H_2SO_4 \cdot 4H_2O$	1203.23	
16) TMPyP	テトラキス(4-N-メチルピリジル) ポルフィリン・テトラ(P-ートルエンスルホン酸)	$C_{44}H_{38}N_8 \cdot 4(C_7H_7SO_3)$	1363.63	

2.2 照射

東北大学核理研電子ライナックにおいて、30MeVの電子線をPtコンバータで制動放射線に変換して照射を行った。試料は石英管に入れ、水冷下20分間照射した。また、照射温度や電子線による照射の影響をみるため、液体窒素温度に冷却したHeを試料に吹き付けながらの照射や、スweepマグネットで未転換電子を掃引し、制動放射線のみによる照射も行った。

2.3 精製

非水溶性試薬は有機溶媒に溶解し、孔径0.45 μ mのミリポアフィルターで濾過した後、金属イオンを加えて金属錯体として沈澱分離するか、有機層に抽出分離した。

水溶性試薬は水に溶解し、ミリポアフィルターで濾過した後、金属イオンまたはカウンターイオンを加えて金属錯体またはイオン対として沈澱分離した。

精製過程での C-11 の収率は各フラクションを Ge 検出器で測定して求めた。

§ 3. 結果と考察

3.1 オキシシ (Ox)

オキシシはクロロホルムに溶解し、ミリポアフィルターで濾過した後、中性の酢酸アンモニウム緩衝溶液で洗浄、塩酸酸性で水相に逆抽出した。収率をみるため Al-オキシシ錯体として沈澱分離した結果、常温照射、冷却照射ともに C-11 放射能の収率は 75% 程度となり、高いリテンション値を示した。オキシシの融点は 75°C と低いため、照射の際に一部融解が認められたが、放射線による分解は顕著ではなかった。精製操作は照射後 20 分以内に終了した。精製分離した試薬のクロロホルム相への分配挙動を水相の pH を変化させて調べたところ、分離精製したものはオキシシの化学的挙動を示すことが確かめられた。放射能はこれらのトレーサー実験に十分の強度であった。

比較のため、Al-オキシシ錯体の照射も行った。Al-オキシシ錯体はオキシシと同様に精製したうえで、塩酸酸性水溶液に酢酸アンモニウムを加えて pH を上げ、加温しつつ沈澱を熟成させた。常温照射では試薬の回収率と C-11 放射能のリテンション率ともに 80% と高い値が得られた。冷却照射での C-11 放射能の収率は 75% であり、オキシシのみの場合と同じ結果を示した。

3.2 テトラフェニルホウ酸ナトリウム (Na-TPB)

テトラフェニルホウ酸ナトリウムは水に溶解し、ミリポアフィルターで濾過した後、カリウムを加えて沈澱分離した。

常温照射では、試薬の回収率と C-11 放射能の収率はともに 70% と同じ値を示した。冷却照射では、試薬自体の回収率は 90% 程度と高いが、C-11 放射能の収率は 60% と低くなった。このことは、冷却照射の方が試薬の分離は抑えられるが、アニールが抑えられ試薬が分離したままとなるため、標識試薬の生成収率が低下したのと考えられる。

3.3 フェナントロリン (Phen)

フェナントロリンはニトロベンゼンに溶解し、ミリポアフィルターで濾過した後、塩酸酸性で水相に抽出した。水相に Fe^{2+} を加え錯形成ののち、Na-TPB を加えてイオン対沈澱として分離した。

イオン対沈澱の放射能測定から、リテンション率は約80%と見積られた。主な分解物は塩酸水溶液への逆抽出の際に有機相に残留し、常温照射、冷却照射ともに全 C-11放射能の10%程度であった。

3.4 金属錯体として沈澱分離した試薬

照射試料をエタノールまたは水で溶解後、フィルターで濾別した。金属錯体として沈澱分離した試料は重量と C-11放射能の収率として求めた。また、濾液の C-11放射能も測定した。第2表に結果を示した。放射能測定結果の合計が100%にならないのは溶液と沈澱試料の測定の際のジオメトリー補正の誤差によるものである。

BO, BPA は試薬の80%が回収でき、C-11ラベルされたものも80%程度で、Ox と同様の結果であった。これに対し、DDC は試薬自体が50%程度分解した。また放射能のリテンション率は40%程度であった。DG は試薬自体は90%弱が生存したが、C-11ラベルされたものは15~35%と極めて少なかった。メチル基やエチル基への C-11のラベルはベンゼン環へのラベルに比べて難しいといえる。また、分子中の S の存在は試薬の分解、重合を起こしやすくするものと思われる。

第2表 金属錯体として沈澱分離した試薬と分離状況。

試薬	溶剤	金属イオン	重量 (%)	沈澱放射能 (%)	濾液放射能 (%)
BO	EtOH	Cu	79.8	77.7	—
			80.1	76.3	15.8
BPA	EtOH	Cu	79.9	66.2	25.1
			78.7	80.2	25.4
DDC	Water	Cu	48.4	38.0	60.4
			56.1	40.6	57.4
DMGO	EtOH	Ni	86.7	16.3	80.5
			88.6	34.0	65.2
CDO	EtOH	Ni	42.4	40.4	46.0
			85.1	21.0	83.0
DBM	EtOH	Cu	56.5	84.4	9.1
			57.2	69.0	10.6
TOx	EtOH	Cu	70.3	86.1	8.0
			69.4	93.3	6.3
NN	AcOH	Co	78.0	72.0	12.0
			60.5	52.3	48.6
TTA	EtOH	Fe	67.0	56.4	42.8
			85.9	81.7	18.3
			—	78.3	21.7

3.5 溶媒抽出により分離した試薬

第3表に結果を示した。Dz は溶解が不十分で約50%がフィルターに残った。DDC 同様試薬自体の放射線による重合、分解の影響が考えられる。

DBM は90%、NN は80%が有機層に保持された。溶媒抽出のみでは試薬の精製法としては不十分であり、NN、DBM ともに Ox と同様に沈澱分離での回収を検討中である。

Crown も80%が有機層に保持されたが、クラウンの構造を保持しているか否かは不明である。ベンゼン環を持つジベンゾクラウンも照射し、安定性等を比較する予定である。また、分解生成物の検出、同定のため液体クロマトグラフィーによる分離を試みる予定である。

第3表 金属錯体として抽出分離した試薬と分離状況。

試薬	溶剤	フィルター残放射能 (%)	金属イオン	有機相放射能 (%)	水相放射能 (%)
Dz	CCl ₄	48.8	Zn	42.2	2.8(pH 5) 1.7(Zn-ex.)
		55.2		34.4	3.3(pH 5) 6.2(pH 0) 1.3(Zn-ex.)
NN	AcOH	0.7	Co	87.4(CHCl ₃)	20.9(pH 5)
		0.5		78.0(CHCl ₃)	20.3(pH 5)
DBM	CHCl ₃	1.9	Cu	92.7	7.3
		0.9		93.3	6.4
Crown	CHCl ₃	—		83.9	17.5
		—		83.9	18.8

3.6 TTA の標識化

TTA を光量子放射化した場合、分子中の炭素フッ素からそれぞれ C-11、F-18 が生成する。そこで、それぞれの核種の挙動を調べることにした。

TTA はベンゼン溶解後、ミリポアフィルターで濾別、2回酢酸アンモニウム溶液で洗浄した場合の、C-11 と F-18 のそれぞれのフラクションでの放射能を求めることにした。第4表に各分離ステップでの C-11、F-18 の511KeV 消滅放射線の強度を照射終了時のピーク面積計数(cps)として示した。

第4表から、C-11の殆どは有機層に保持されている。濾紙に濾別された成分も有機層と同様 F-18の放射能の方が少ない。ビーカー残留物や水相中には、F-18の比率が高い。このことから F-18は生成後フッ素イオンとして水相に移動したり、ガラス表面に付着しやすくなっているこ

とが分かる。また、TTA での C-11 標識では F-18 の放射能は小さく、精製過程でさらに F-18 が除かれるため、あまり問題とはならないことが分かった。

第4表 照射した TTA の精製過程での C-11, F-18 放射能分布。

	C-11 (cps)	F-18 (cps)	F-18/C-11
フィルター残留	18.6	0.43	0.023
ビーカー残留	10.8	5.74	0.53
水洗1回目	15.3	6.89	0.45
水洗2回目	14.6	9.75	0.67
有機層	206.3	3.81	0.018

3.7 テトラフェニルポルフィリン (TPP) 類

TPP を水溶性にするため、スルホン基をつけた TPPS とピリジン基をつけた TMPyP の照射を行った。

TPPS は少量の 1 M NaOH に溶解後、濾別、conc. HCl で酸性とし、ベンゼン抽出を行い、水層を陰イオン交換樹脂に流した。樹脂は 2 N HCl で溶離した。フィルターには 4 % が残留したが、ベンゼン層や陰イオン交換樹脂の溶離液の放射能は 1 % 以下であり、ほとんどがカラムに保持されることが分かった。

TMPyP・トルエンスルホン酸は水に溶解後、1 M NaClO₄ を加えてイオン対沈澱分離を行った。TMPyP と対イオンとして含まれていたトルエンスルホン酸からできる C-11 の放射能は 6 : 4 となることから、沈澱と濾液の放射能も 6 : 4 となることが予想される。実際には全放射能の 20 % が濾液であった。イオン対沈澱では TMPyP に過塩素酸とトルエンスルホン酸が各 2 分子結合していることが示唆された。

§ 4. まとめ

- 1) 電子ライナックによる制動放射線は 1 MR/min と極めて強い放射線場であるにもかかわらず、ほとんどの試薬で分解はわずかであり、生成した C-11 の 50 % 以上が元の化学形に保持されていることが分かった。ジメチルグリオキシムではリテンション率が低くラベルされ難いこと、DDC、ジチゾンでは試薬自体の分解、重合の可能性が示唆された。ベンゼン環の存在は標識試薬の収率を高めることが分かった。
- 2) 生成比放射能は Na - TPB の常温照射の場合で 100 kBq/nM のオーダーであった。診断試

葉に要求される比放射能のレベルには及ばないが、分析用のトレーサー実験に使用できるレベルであった。標識試薬は簡便な分離操作で精製できることが確かめられた。

- 3) 冷却 He ガスを試料に吹き付けながら照射すれば、熱的に不安定な化合物の照射も可能であることが確かめられた。しかし、場合によっては分離したままとなってアニールされずに残ることになるため、リテンション率は下がることになる。
- 4) 制動放射線照射により複雑な有機化合物の C-11 標識が非常に簡便に行えることが分かった。

これまで C-11 標識化の研究は気体および液体試料が中心で、固体試料ではほとんどなされていない。また、常識的には核反応の反跳エネルギーによって化合物は破壊されると考えられるため、複雑な組成の化合物そのものを照射して標識化する試みはなされていない。

今後、一連の多環芳香族炭化水素や同じ官能基を持つ化合物での C-11 標識化の系統的研究や HPLC による反応生成物の分離、分析を行うことによって、より詳細な反応機構が明らかになると期待される。また、C-11 標識試薬は分離、分析化学研究などに利用できよう。

本研究にあたり、フェナントロリンの実験にご協力いただき、有意義なアドバイスをいただいた関根 勉講師、TPP の実験にご協力いただいた荘司 準講師に感謝いたします。マシングループの協力により所定の実験が遂行できたことをここに感謝いたします。

光量子放射化によるタングステンシリサイド中の炭素の定量

三菱マテリアル中研, 核理研*
桜井宏行・佐山恭正
梶本和義*・大槻 勤*

Trace amount of carbon in tungsten-silicide has been determined by photon activation analysis using the $^{12}\text{C}(\gamma, n)^{11}\text{C}$ reaction. After the sample was irradiated with 30 MeV bremsstrahlung for 20 min., carbon was separated as CO_2 by fusion and combustion of the irradiated sample in an oxygen stream. The CO_2 gas was then collected by passing through double traps containing NaOH solution, and finally precipitated as BaCO_3 by the addition of BaCl_2 solution to measure the positron annihilation gamma-rays. Carbon was separated from the matrix completely by this method and can be recovered 100%. As a results, determination limit of carbon was found to be 10ng/g.

§ 1. 序

タングステンとシリコンを混合後、焼結製造したタングステンシリサイドのスパッタリングターゲットは近年 IC の薄膜生成用材料として採用され、今後着実な伸長が期待されている。

タングステンシリサイドのような高純度材料中の不純物炭素は物理的・化学的性質に大きく影響を与える。これら高純度材料の微量炭素の影響や製造法を調査する必要から微量炭素の分析法の開発が進められてきた。しかしながら、一般の機器分析法による微量炭素の定量法は大気からの汚染の影響を受けるため、sub-ppm レベルの正確な定量は極めて困難である。また、現在微量炭素の定量にしばしば利用される、燃焼-赤外線吸収法では分析機器間での定量値の相違、分析に使用する酸素ガス中の有機炭素、あるいは試料の助燃材として使用する金属中の炭素の影響を受けるという問題もある。これに対し、放射化分析法は非常に高感度であり、また試料放射化後は汚染の影響を全く受けないという利点を持つため、sub-ppm レベルの定量に最適である。

各種材料中の微量炭素の定量法として、 $^{12}\text{C}(\gamma, n)^{11}\text{C}$ 反応を利用する光量子放射化分析法が、これまで検討されてきた¹⁻⁷⁾。著者らはこれまでに光量子放射化分析法と炭素分離法とし

での燃焼法を組み合わせた分析法を検討し、鉄鋼、銅、ガリウムヒ素、ガリウム、ヒ素、スズおよび銅表面の微量炭素の定量分析に適用した^{8~12)}。

本研究では光量子放射化法を適用してタングステンシリサイド中の微量炭素の定量を試みた。化学分離の収率を100%とし、収率補正する必要のない分析法の確立を目標に実験を行ったところ、良好な結果が得られたので報告する。

§ 2. 実 験

2.1 試薬及び試料

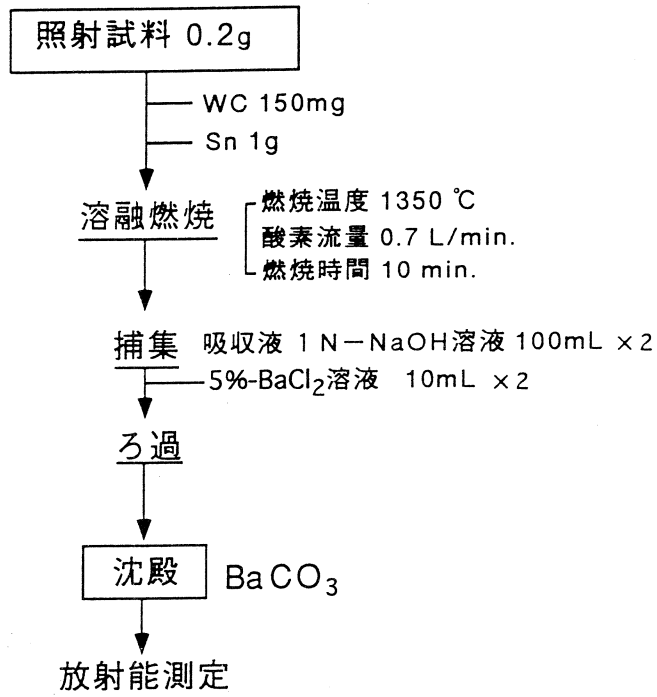
試薬はすべて特級以上のもの、酸は精密分析用を使用し、水は再蒸留して用いた。標準試料には日本鉄鋼協会製標準試料 JSS-200-9 (C=84 $\mu\text{g/g}$) を用い、分析試料としてはタングステンシリサイド焼結体を選び、粉碎して使用した。

2.2 照射

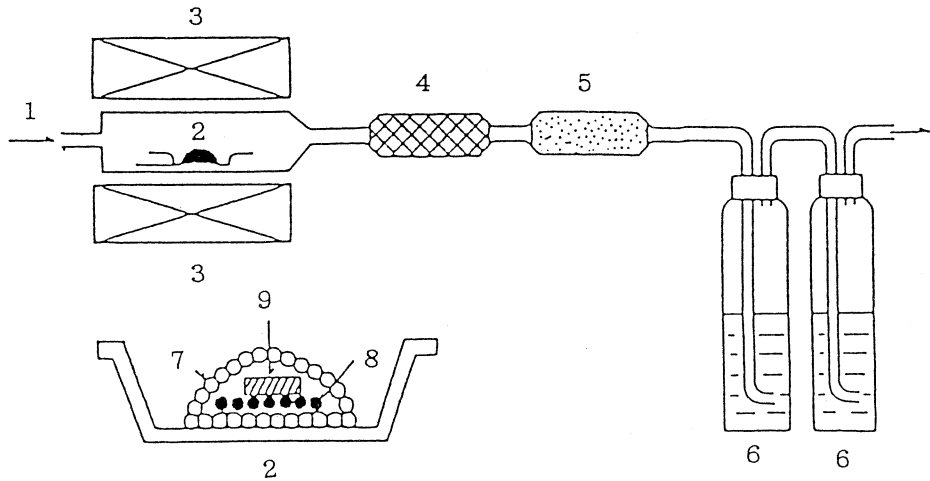
試料0.2gを、厚さ10 μm の高純度アルミニウム箔で二重に包装し、直径10mmのディスク状に成型した。各試料は照射線束モニターのNi箔とともに清浄な照射用石英管内に真空封入の後、水冷照射ホルダー内の厚さ2mmのPtコンバーター後方3~5cmの位置に固定した。電子加速エネルギー30MeV、平均電流約100 μA の電子線をPtコンバーターで制動放射に変換し、20分間照射した。

2.3 化学分離

分離操作を第1図に示す。また、熔融燃焼の実験装置を第2図に示す。照射後、試料とキャリアをフラックスで上下から覆うようにしてアルミナボートに乗せ、あらかじめ1,350°Cに設定した管状電気炉中に入れた。キャリアにはWC 150mg、フラックスにはSn 1gを用いた。炭素は、酸素気流中(0.7L/cm³/min.)で10分間燃焼することによりCO₂、あるいは一部COとして分離される。COはSchutze試薬管(I₂O₅シリカゲル上コーティング)を通して完全に酸化してCO₂にした。発生させたCO₂は最終的には二連式の1M-NaOH溶液でトラップし捕集した。さらに、分離した炭素は捕集液に、それぞれ5%-BaCl₂溶液10mlを添加してBaCO₃として沈殿させた。生成した沈殿は直ちにろ別し、直径47mmのろ紙上に均一に集めた。ろ紙はポリエチレン袋に封入し、測定用試料とした。



第1図 炭素分析スキーム。



第2図 炭素の化学分離装置。

- 1. 酸素
- 2. アルミナボード
- 3. 電気炉
- 4. 石英ウールフィルター
- 5. Shutze管
- 6. NaOH捕集瓶
- 7. 助燃剤
- 8. 炭素キャリア
- 9. 試料

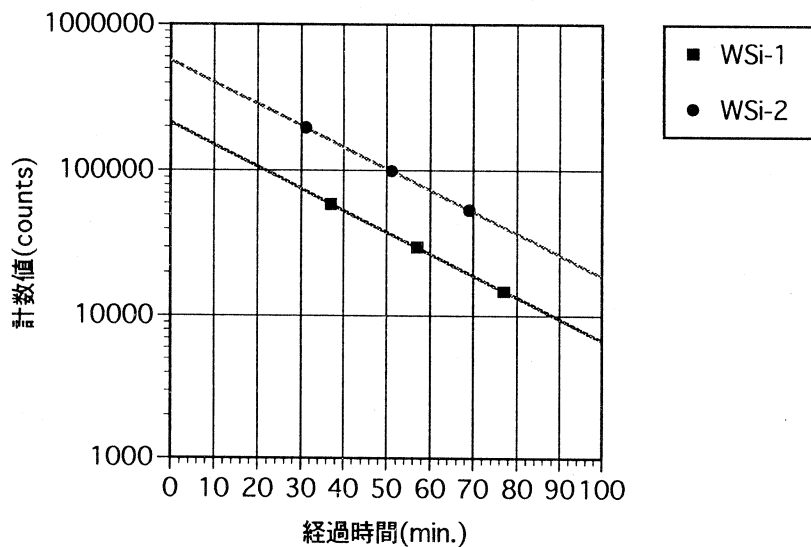
2.4 放射能測定

^{14}C からの陽電子壊変に伴う511keVの消滅放射線の測定はBICRON社製の1対のBGO検出器を用いて、コインシデンス測定を行った。さらにOrtec社製Pure Ge検出器(分解能; 1.9 keV, 相対効率; 30%)をNAIG製EシリーズMCAに接続し測定した。測定は、1試料に対し、それぞれの検出器で最低3回行った。

§ 3. 結果と考察

3.1 分離炭素の減衰曲線

第3図に化学分離後に得られた BaCO_3 沈殿の放射能を時間経過でトレースした減衰曲線を示す。WSi-1 (C:30ppm), WSi-2 (C:70ppm)の計数値の減衰から求めた半減期はそれぞれ20.4min., 20.1min.であり、 ^{14}C の半減期の文献値20.4min.と良く一致した。本実験で用いた化学分離法によりタングステンシリサイド試料中の炭素は放射化学的純度良く CO_2 として分離されていることが確認された。



第3図 分離炭素の減衰曲線。

3.2 炭素の化学的収率

最終生成物である BaCO_3 の乾燥重量を測定することにより、キャリアとして用いたWC 150 mg中の炭素の化学的収率を求めた。得られた結果は第1表に示した。5回実験を行ったが、収率は安定しており、ほぼ100%を示した。なお、2.3の操作を通して得られたブランク値は、2~5 mgであり、キャリアとして用いたWCから得られる BaCO_3 の重量の1.3~3.3%である

ことを確認した。表中の値はブランク値を差し引いている。この結果から、本分離法の収率はほぼ100%であり、実験毎に収率補正をする必要のないことがわかった。

第1表 炭素の化学分離収率

Run No.	Recovery (%)
1	101
2	102
3	102
4	101
5	103
Average \pm St.dev.	102 \pm 1

従来の微量炭素定量法^{8~12)}ではBaCO₃沈殿の生成は吸収液にBaをあらかじめ添加して、CO₂を吸収すると同時にBaCO₃沈殿を生成させていたため、ガス吸収瓶内部（特にシントーグラス表面）への沈殿の付着量が多く、回収率が低下することが予想された。本研究では、CO₂を1M-NaOHで完全に吸収した後に、吸収液にBa溶液を加え沈殿を生成させることにより、Cを100%回収することが可能になった。また、今回の実験では、酸素ガス中の有機炭素からの炭酸ガスにより、あるいは水酸化ナトリウム吸収液が空気中の炭酸ガスを吸収してCのブランクが増加することを防ぐため、酸素ガスは1度加熱し、有機炭素を燃焼し、炭酸ガスとして水酸化ナトリウムに吸収分離させた後、反応管に導入した。また、水酸化ナトリウムの吸収液は実験の都度調製した。これによりCのブランクをBaCO₃として5mg以下にすることが可能になり、正確な収率を求めることができた。

3.3 タングステンシリサイド中の炭素の定量

第2表にタングステンシリサイド中のCの定量結果を示した。参考値はいずれも鉄鋼標準試料JSS-200-9を用いて標準化した分析装置（燃焼-赤外線吸収法）によって得られた値である。

各試料とも再現性良く定量結果が得られたが、WSi-2を除いて燃焼-赤外線吸収法の定量値とは一致しなかった。これは試料の保存法、前処理等に問題があったためではないかと考え、現在検討中である。

また、本分析法で得られた定量下限は10ng/gであり、微量分析法として十分な感度が得られた。

第2表 タングステンシリサイド中の炭素の定量値 ($\mu\text{g/g}$)。

Sample	This work	Av. \pm St. Dev.	Other method *
WSi- 1	29, 28, 27	28 ± 1	10
WSi- 2	64, 74, 69	69 ± 5	70
WSi- 3	102, 95, 97	98 ± 4	140

* 燃焼-赤外線吸収法

§ 4. ま と め

炭素分離法としての燃焼法と光量子放射化分析を併用することにより、タンングステンシリサイド中の微量炭素を定量することができた。定量下限は 10ng/g であり微量分析法として、十分な感度を得られた。なお、今回の実験では炭素の化学分離の収率が安定して100%得られることが確認され、 BaCO_3 沈殿の重量測定による回収率補正を行う必要がなかった。

照射実験にあたりお世話いただいた核理研マシングループの皆様に感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) G.Revel:J.Radioanal. Chem. **3** (1969) 421.
- 2) Ch.Engelmann:J.Radioanal. Chem.**6** (1970) 399.
- 3) V. I. Rodinov, V. N. Samosyuk, B. A. Chapyzhnikov, G. Revel, and M. Fedoroff: Radiochem. Radioanal. Lett. **18** (1974) 379.
- 4) M. Fedoroff, C. Loos-Neskovic and G. Revel:J. Radioanal. Chem. **38** (1977) 107.
- 5) C. Loos-Nekovic, M. Fedoroff, V. N. Samosyuk and B. A. Chapyzhnikov:Radiochem. Radioanal. Lett. **45** (1980) 185.
- 6) M. Fedoroff, C. Loos-Nekovic and G. Radioanal. Chem. **55** (1980) 219.
- 7) M. Fedoroff, C. Loos-Nekovic, J. Rouchaud, V. N. Samosyuk and B. A. Chapyzhnikov: J. Radioanal. Nucl. Chem. **88** (1985) 45.
- 8) A. Yoshioka, K. Nomura, M. Takeya, . Shimura, K. Masumoto and M. Yagi:J. Radioanal. Nucl. Chem. **122** (1988) 175, 核理研研究報告 **19** (1986) 98.
- 9) 吉岡明, 野村紘一, 川上紀, 志村和俊, 榎本和義, 八木益男:核理研研究報告 **21** (1988) 42.

- 10) 吉岡明, 野村紘一, 川上紀, 深谷忠廣, 榎本和義, 八木益男 : 核理研研究報告 22 (1989)
195.
- 11) 吉岡明, 野村紘一, 川上紀, 深谷忠廣, 榎本和義, 八木益男 : 核理研研究報告 23 (1990)
29.
- 12) 吉岡明, 野村紘一, 川上紀, 深谷忠廣, 榎本和義, 八木益男 : 核理研研究報告 23 (1990)
37.

東北本州弧，高原火山群における 山体形成史とマグマの成因

理学部地球物質科学，山形大理学部*

井上道則・吉田武義・藤巻宏和

伴 雅雄*

§ 1. はじめに

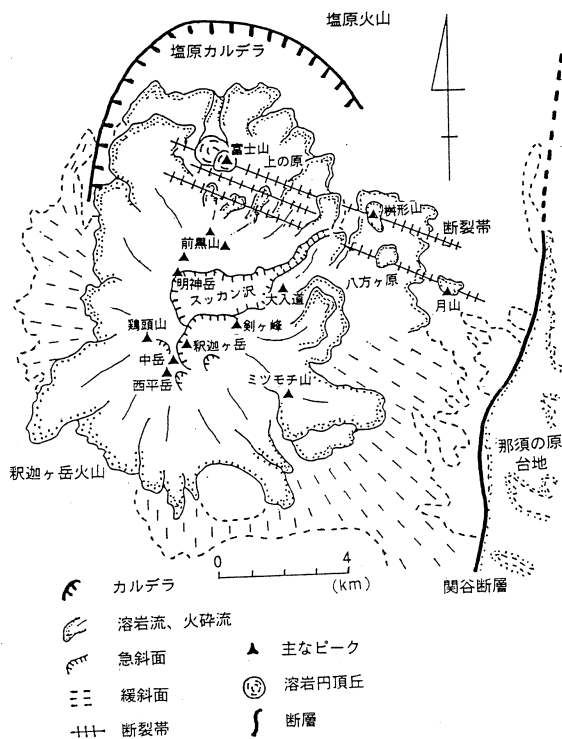
高原火山は，栃木県北部，宇都宮市の北約40kmの東北本州弧第四紀火山フロント上に位置する火山である。高原火山の研究としては，金原¹⁾，岩生・今井²⁾，池島・青木³⁾，伴ら⁴⁾などがあり，その火山地質ならびに構成岩石の基本的な性質は既に明らかにされている。Kawano et al.⁵⁾は，東北本州弧での火山フロントが那須火山と高原火山との間でその方向を変えていることに注目し，この火山配列方向の変化が火山活動様式や岩石学的特徴の変化を伴っているとして，那須火山以北を那須火山帯北帯，高原火山以南を那須火山帯南帯に区分している。池島・青木³⁾は顕微鏡観察から高原火山噴出物中の斑晶の晶出順序はカンラン石→斜長石→普通輝石→古銅輝石→磁鉄鉱であり，これは那須火山以北で一般に認められる，カンラン石→斜長石→古銅輝石→普通輝石→磁鉄鉱という順序とは異なることを明らかにした。また，伴ら⁴⁾は多数の化学分析データを示すとともに高原火山が，守屋⁶⁾が発達史から区分した大カルデラ火山と円錐火山の複合体であることを明らかにしている。

本報告では高原火山群の火山地質を述べた後，噴出物ならびに造岩鉱物についての分析結果を示し，これらと既存のデータを用いて本火山群の山体形成史とマグマの成因を論じる。

§ 2. 高原火山群

2.1 一般的特徴

高原火山群はおおよそ更新世中期（35～40万年前）にその活動を開始し，火山体の開析の程度やテフラとの被覆関係から更新世末期には活動を終えたと推定されている³⁾。高原火山の歴史時代における噴火記録はないが，群発性微小地震が1979年2月に発生している⁷⁾。また，山体北部では現在でも微弱な硫気の活動がある。第1図に高原火山の地形概略図を示す。高原火山噴出物は南北，東西ともに約15kmの範囲に分布している。噴出物の総体積は約55km³である。基盤高度は火山周辺で約800m，火山の中心付近で約1000mである。南から西平岳（1708m），鶏頂山（1766m），釈迦ヶ岳（1795m），明神岳（1636m），前黒山（1678m），富士山（1184m）



第1図 高原火山の地形概略図。

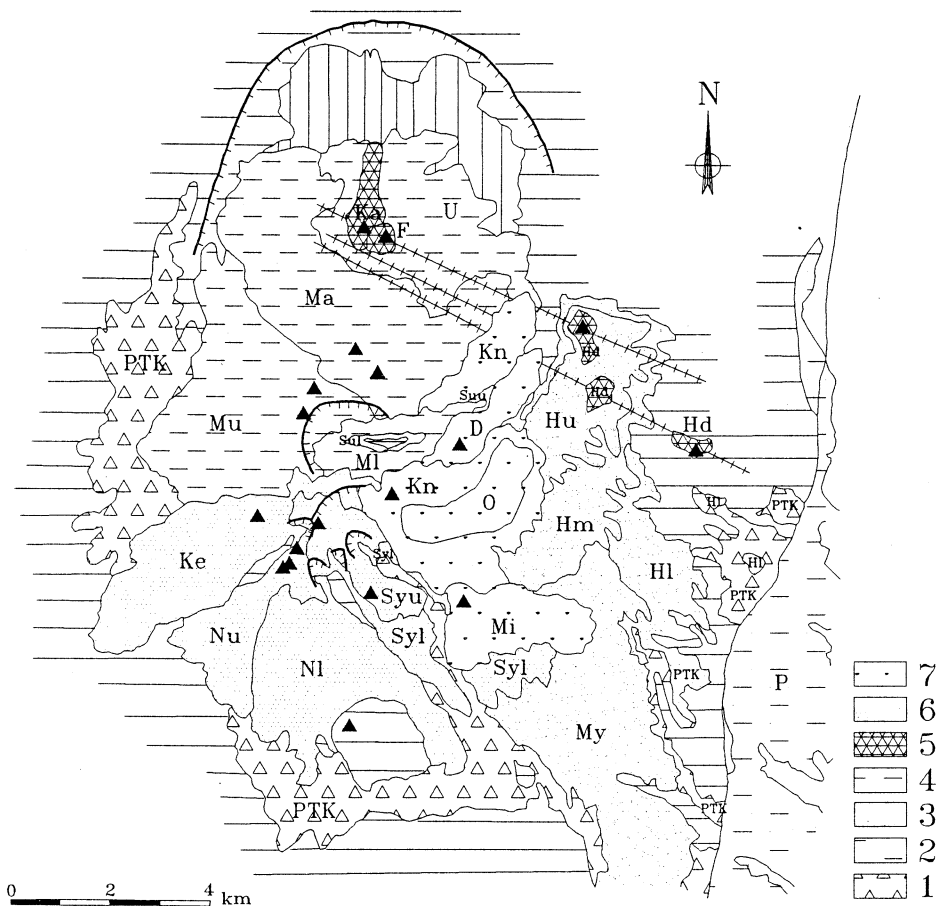
等の山頂が南北に連なっている。尾根から約5 km以内では溶岩流の末端崖と側端崖がよく観察でき、溶岩じわも認められる。高原火山は地形的に北部の塩原火山と南部の釈迦ヶ岳火山に大別することができる³⁾。今回、高原火山群を地形的に北部の大カルデラ火山である塩原火山、南部の円錐火山である釈迦ヶ岳火山、および単成火山群をなす断裂帯火山群の3つに区分した。塩原火山側には富士山を中心として直径約10kmの南東方向に開いた塩原カルデラ⁸⁾がある。これは守屋⁶⁾の大カルデラ火山に相当する⁴⁾。カルデラ形成時に噴出したと推定されている大田原軽石流の総体積は約20km³である。カルデラ壁の南への延長上には、後カルデラ火山を成す明神岳、前黒山を中心とした小円錐火山が分布し、ここから流出した溶岩流がカルデラのかなりの部分を埋めている。北部にはこれらの他に、富士山付近から東南東方向に数本の直線状の断裂が走っており⁶⁾、その上に単成火山的な溶岩円頂丘および溶岩流の流出が認められる。さらに南部の釈迦ヶ岳火山側は円錐火山を成す。その頂上付近には多数の崩落崖が生じ、馬蹄形のカルデラも認められる。塩原火山と釈迦ヶ岳火山の境界部には高低差約800mのスッカソクがある。高原火山の東方には南北に走り高角東落ちの関谷断層⁹⁾がある。これを境にして東

側は那須の原台地と呼ばれる平坦な地形であるが、これより西側は山地になっている。

高原火山の基盤は西部および南部は秩父系古生層あるいはこれを貫く先第三系花崗岩質岩からなり、東部および北部は第三紀中新世～鮮新世火山岩・堆積岩からなる。塩原カルデラの基底部の大半は後の溶岩流によって覆われているが、残りの部分には塩原湖成層が分布し、カルデラ形成後にカルデラ内に湖が形成されたことを示している⁸⁾。

2.2 高原火山群を構成する噴出物

高原火山群を構成する噴出物は23のユニットに区分できる(第2図)。それらの噴出順序を

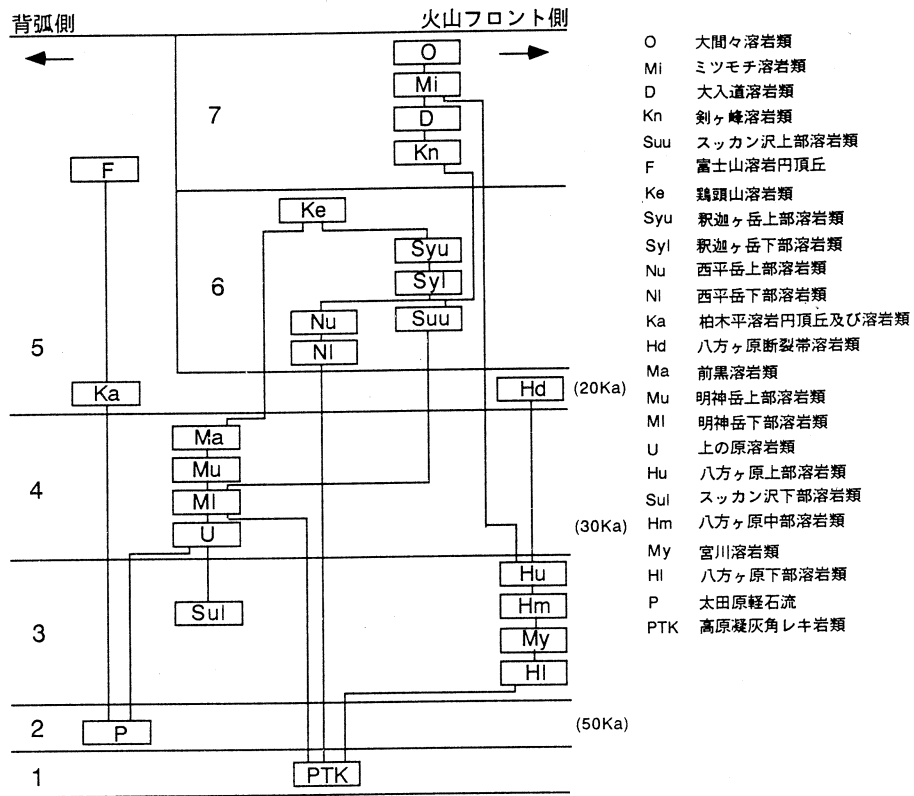


第2図 高原火山群の地質図。

1 : 先塩原火山期噴出物, 2 : 塩原火山-軽石流噴出に伴うカルデラ形成期の噴出物, 3 : 塩原火山-後カルデラ火山期前期(玄武岩~苦鉄質安山岩質)噴出物, 4 : 塩原火山-後カルデラ火山期後期(安山岩質)噴出物, 5 : 断裂帯火山期後期(安山岩質)噴出物, 6 : 釈迦ヶ岳円錐火山期前期(玄武岩~安山岩質)噴出物, 7 : 釈迦ヶ岳円錐火山期後期(デイサイト質)噴出物。

各記号の説明は第3図参照。横縞部は基盤岩類で、縦縞部は塩原湖成層である。

第3図に示す。高原火山の山体形成過程は次の7期に区分できる。1期：先塩原火山期，2期：



第3図 高原火山群における溶岩流層序図。
噴出物の重なりを示す。図中の数字は活動期を表す。概略の年代を付す。

塩原火山-軽石流噴出に伴うカルデラ形成期，3期：塩原火山-後カルデラ火山期前期（玄武岩～苦鉄質安山岩質），4期：塩原火山-後カルデラ火山期後期（安山岩質），5期：断裂帯火山期，6期：釈迦ヶ岳円錐火山期前期（玄武岩～安山岩質），7期：釈迦ヶ岳円錐火山期後期（デイサイト質）。このうち，3期と4期，および6期と7期は火口の位置の移動に伴う溶岩流の流下方向の違いで区分され，いずれにおいてもマグマ組成が変化している。

高原火山群噴出物については板谷ら¹⁰⁾によって4期最下部の上の原溶岩の年代として約30万年前，5期最下部の柏木平溶岩について約20万年前のK-Ar年代が報告されている。また，小池ら¹¹⁾によると，太田原軽石流堆積物中の下位の戸祭ローム層中のジルコンが約50万年前というフィッション・トラック年代を示している。鈴木^{12, 13)}は高原火山群東方の那須の原（栃木県塩原町）においてテフラ層序を詳しく記載し，高原火山が給源と考えられるテフラの

特定および年代の指標となる広域テフラの判別を行っている。それによると、高原火山群起源と推定されるテフラとしては、下位から、Si 2 (塩原第2テフラ層), Ub (伯母沢北テフラ層), Kt (北赤田テフラ層), Kb (鹿畑テフラ層) の4枚が認められ、これらはそこで、APm-U (北アルプス起源, 40~35万年前¹⁴⁾) より約1 m上位から、Pm-1 (木曾御嶽起源, 約10万年前¹⁴⁾) より約4 m下位に位置している。従って、高原火山群は約50万年前以前にその活動を開始し、10万年前までにはその主要な活動を終了したと思われる。ただし、最近、奥野ら¹⁵⁾ は高原火山北部の上の原溶岩上のテフラ (上の原テフラ<Uh>) の上下の腐植層の¹⁴C年代値が5500年という値を示すことを報告し、5500年前に水蒸気爆発があった可能性を示している。

§ 3. 高原火山群噴出物の岩石学的特徴

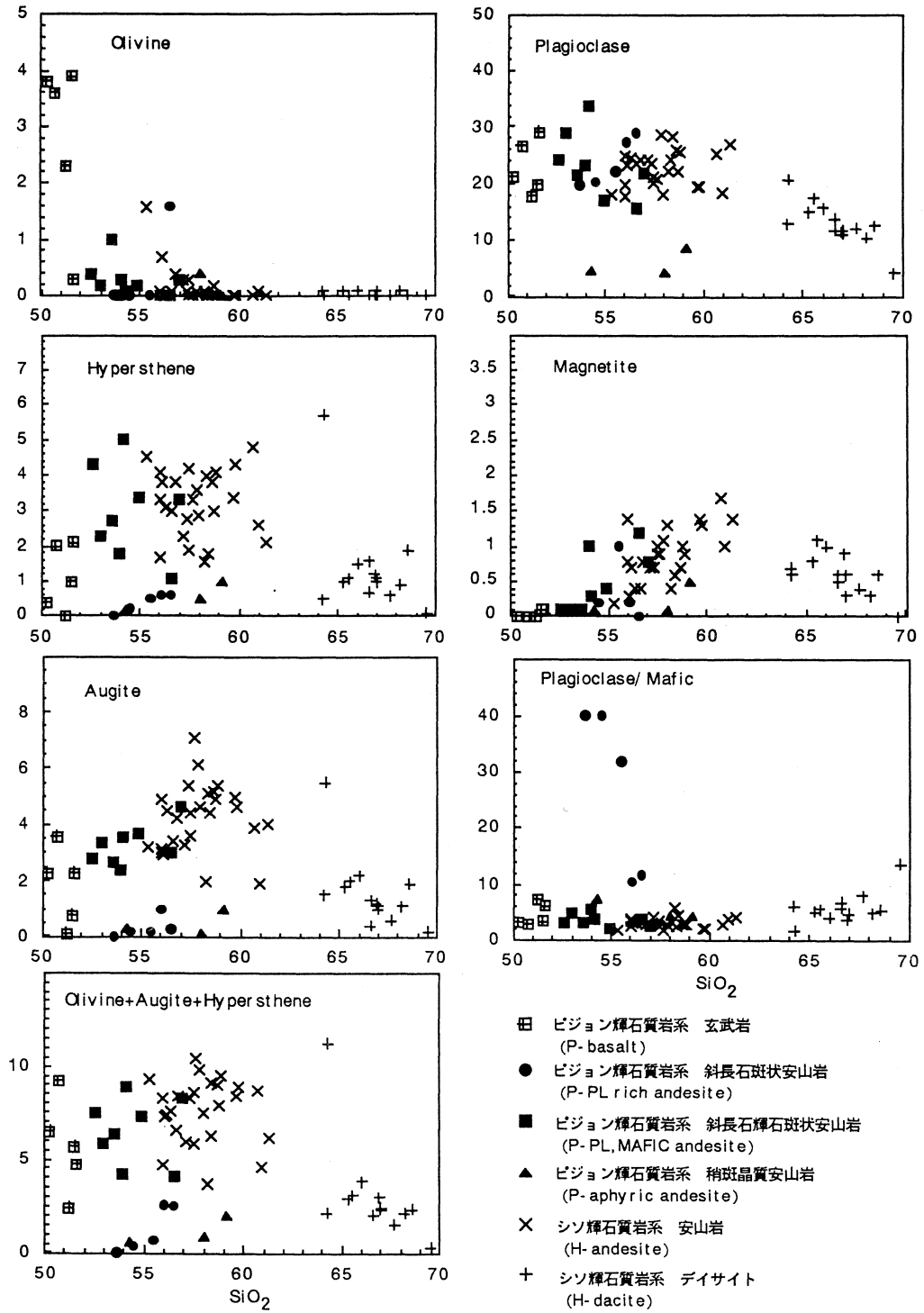
高原火山群噴出物の組成は玄武岩からデイサイトにわたり、ピジョン輝石質岩系とシソ輝石質岩系の両岩系からなる³⁾。斑晶鉱物としては、カンラン石、斜長石、普通輝石、シソ輝石、鉄鈷、普通角閃石、石英を含む。これら高原火山噴出物について斑晶モード分析を行い (第1表), 第4図にSiO₂%に対してモード組成をプロットした。

高原火山群噴出物は斑晶組合せ及びその量比によって、1) ピジョン輝石質岩系玄武岩 (P-basalt), 2) ピジョン輝石質岩系斜長石斑状安山岩 (P-PL rich andesite), 3) ピジョン輝石質岩系斜長石輝石斑状安山岩 (P-PL, MAFIC andesite), 4) ピジョン輝石質岩系稍斑晶質安山岩 (P-aphyric andesite), 5) シソ輝石質岩系安山岩 (H-andesite), 6) シソ輝石質岩系デイサイト (H-dacite) に分類できる。斑晶鉱物のうち、カンラン石は玄武岩では常に認められ、最大4%含まれ、安山岩、デイサイトでは無くなるが、希にデイサイトでもわずかに含まれることがある。斜長石は常に最も多く含まれる斑晶である。玄武岩~安山岩では20~30%含まれ、デイサイトでは減少する。ただし、ピジョン輝石質岩系稍斑晶質安山岩では10%以下になる。普通輝石および斜方輝石 (主にシソ輝石であり、一部は古銅輝石である: 以下同じ) は玄武岩のごく一部を除き常に含まれている。シソ輝石質安山岩で最も多く、最大、普通輝石が7%, 斜方輝石は5%に達する。ピジョン輝石質岩系安山岩は、輝石の斑晶量の多いもの (斜長石輝石斑状安山岩) と少ないもの (斜長石斑状安山岩, 稍斑晶質安山岩) に分かれる。磁鉄鈷は玄武岩では希で安山岩に多い (最大2%)。また、ピジョン輝石質岩系安山岩よりシソ輝石質岩系安山岩の方が多く含まれている。石英はシソ輝石質岩系安山岩~デイサイトにしばしば含まれ、富士山溶岩円頂丘を構成しているデイサイトには特に多く含まれている (4%)。普通角閃石は富士山デイサイトにのみ認められる。

第1表 高原火山噴出物のモード組成。

Rock type	Stage	Sample (No.)	SiO ₂ (wt.%)	Ol	Pl	Aug	Hy	Ho	Qz	Opq	Gm
B	1-PTK	TA-43	51.02	3.6	26.6	4.6	1.9	-	-	0	63.3
B	3-My	TA-36	52.13	2.3	17.9	0	-	-	-	0	79.8
B	5-Ha	TA-09	50.44	3.8	21.2	2.3	0.4	-	-	0	72.4
B	5-Ha	*T-04	51.51	3.9	19.9	0.8	0.9	-	-	0.1	72.3
B	6-N1	TA-42	51.69	0.3	29.2	2.3	2.1	-	-	0.1	66.1
PL-A	3-My	TA-37	54.90	-	19.8	-	-	-	-	0.1	80.1
PL-A	3-My	TA-57	55.74	0	20.4	0.2	0.2	-	-	0.2	78.9
PL-A	3-Hu	TA-13	56.71	-	27.3	1.1	0.6	-	-	0.2	70.9
PL-A	5-Ha	*T-10	56.51	1.6	29.1	0.3	0.6	-	-	0	68.5
PL-A	6-Suu	*T-09	55.51	-	22.2	0.2	0.5	-	-	0.9	77.1
PM-A	3-Hm	TA-11	53.40	0.4	24.4	2.8	4.3	-	-	0	68.2
PM-A	3-Hm	*T-06	52.95	0.2	29.1	3.4	2.3	-	-	0.1	64.9
PM-A	3-Sul	TA-23	54.41	1.1	21.6	2.7	2.7	-	-	0	71.9
PM-A	3-Sul	TA-25	57.73	0.3	21.9	4.7	3.3	-	-	0.8	68.9
PM-A	3-Sul	*T-07	53.94	-	23.5	2.4	1.8	-	-	0.9	72.2
PM-A	3-Sul	*C-08	56.52	0	15.7	2.9	1.1	-	-	1.2	78.9
PM-A	6-Nu	TA-42a	54.22	0.3	33.9	3.6	5.1	-	-	0.3	56.7
PM-A	6-Syl	TA-39	55.58	0.2	17.1	3.7	3.4	-	-	0.4	75.2
AP-A	3-H1	TA-55	58.60	0.4	4.1	0	0.5	-	-	0	94.9
AP-A	3-H1	*T-12	59.15	0	8.8	0.9	0.9	-	-	0.5	88.7
AP-A	5-Ha	TA-10	55.71	0.1	4.5	0.3	0.2	-	-	0	94.9
H-A	4-U	TA-29	57.48	0.4	23.5	3.4	3.1	-	-	0.4	69.6
H-A	4-U	*C-16	57.84	0.1	28.5	6.1	3.6	-	-	1.1	60.6
H-A	4-U	*C-19	58.38	-	28.3	4.4	1.8	-	-	0.6	64.9
H-A	4-M1	*C-12	57.34	0.1	23.5	5.4	2.8	-	-	0.7	67.5
H-A	4-M1	*C-15	57.65	-	20.7	7.1	3.3	-	0.2	0.9	67.8
H-A	4-Mu	TA-45	58.81	0.1	22.2	2.1	1.6	-	-	0.4	73.7
H-A	4-Mu	*C-21	58.66	-	25.9	5.2	3.8	-	-	0.7	64.4
H-A	4-Mu	*C-25	58.84	-	25.7	5.4	4.1	-	-	0.9	63.9
H-A	4-Ma	TA-16	56.13	0.1	24.8	3.1	4.1	-	-	0.3	67.6
H-A	4-Ma	*C-04	55.97	-	17.7	2.9	1.7	-	1.2	1.4	74.9
H-A	4-Ma	*C-10	57.13	0.3	24.3	3.3	2.3	-	-	0.7	69.2
H-A	4-Ma	*C-14	57.49	-	21.2	4.4	4.2	-	0.3	0.9	68.9
H-A	4-Ma	*C-17	57.96	-	18.1	4.6	2.9	-	-	1.3	73.1
H-A	4-Ma	*C-18	58.35	-	24.3	5.1	4.1	-	-	0.6	65.9
H-A	4-Ma	*C-22	58.72	0.2	22.1	4.9	3.1	-	-	0.9	68.7
H-A	4-Ma	*C-27	59.65	-	19.5	4.9	3.4	-	-	1.4	70.6
H-A	4-Ma	*C-28	59.74	-	19.5	4.6	4.3	-	-	1.3	70.3
H-A	4-Ma	*C-29	60.68	-	25.2	3.9	4.8	-	0.1	1.7	64.3
H-A	4-Ma	*C-30	60.91	0.1	18.5	1.9	2.6	-	0.1	1.1	74.8
H-A	4-Ma	*C-31	61.31	-	26.8	4.1	2.1	-	-	1.4	65.7
H-A	5-Ka	TA-03	56.47	0.7	23.3	2.9	3.8	-	0.1	0.7	68.4
H-A	5-Ka	*C-07	56.32	0	24.6	4.5	3.1	-	-	0.4	67.4
H-A	5-Ka	*C-09	56.75	0.4	24.2	4.2	3.8	-	0.1	0.8	66.5
H-A	5-Ka	*C-13	57.48	0.3	20.2	3.6	1.9	-	0.9	-	72.2
H-A	6-Ke	TA-67	55.82	1.6	17.9	3.2	4.5	-	-	0.2	72.6
H-A	6-Ke	*C-05	55.97	0.1	19.7	4.9	3.3	-	-	0.8	71.2
D	2-P	**16	69.56	-	4.1	0.2	0	-	-	-	95.7
D	5-F	TA-02	67.84	-	11.8	0.4	1.6	1.1	4.1	0.5	80.7
D	5-F	*C-36	68.60	-	12.7	0.4	1.9	0.2	3.5	0.6	80.5
D	7-Kn	TA-18	64.69	0	13.1	1.5	0.5	-	-	0.7	84.2
D	7-Kn	*T-13	64.25	-	20.7	5.5	5.7	-	-	0.6	67.5
D	7-D	TA-19	68.80	-	10.4	1.1	0.9	-	-	0.3	87.4
D	7-D	*T-14	66.60	-	13.9	1.3	0.7	-	-	0.6	83.5
D	7-D	*T-15	66.91	-	11.6	1.8	1.2	-	-	0.9	83.7
D	7-D	*T-16	66.98	-	11.8	1.4	0.9	-	-	0.6	85.2
D	7-Mi	TA-63	68.06	-	11.1	1.1	1.1	-	-	0.3	86.4
D	7-Mi	*T-17	67.66	-	12.1	0.9	0.6	-	0.3	0.4	85.6
D	7-O	TA-33	65.96	0	15.1	1.8	0.9	-	-	0.8	81.2
D	7-O	*C-32	65.53	0	17.4	1.9	1.1	-	-	1.1	78.4
D	7-O	*C-33	66.03	0.1	15.8	2.2	1.5	-	-	0.9	79.5

試料番号のうち、Tはソレライト系列岩を、Cはカルクアルカリ系列岩を表している。岩石名中の記号はそれぞれ次の語に対応している。B:P-basalt, PL-A:P-PL rich andesite, PM-A:P-PL, MAFIC andesite, AP-A:P-Aphyric andesite, H-A:H-andesite, D:H-dacite。ステージの番号の後ろの記号は溶岩流名(第3図参照)、鉱物名の略号は以下の通り、Ol:olivine, Pl:plagioclase, Aug:augite, Hy:hypersthene, Qz:quartz, Ho:hornblende, Opq:opaque minerals, Gm:groundmass。試料番号のうち、アスタリスクがついているのは伴ら⁴⁾からの引用である。



第4図 高原火山噴出物のSiO₂-斑晶モード図。

SiO₂%に対して苦鉄質斑晶量および斜長石／苦鉄質斑晶比をプロットした図を第4図に示す。この図で、3種類のピジョン輝石質安山岩（斜長石輝石斑状安山岩，斜長石斑状安山岩，稍斑晶質安山岩）を明確に区別できる。斜長石輝石斑状安山岩では苦鉄質斑晶量が多い。斜長石斑状安山岩では苦鉄質斑晶量は少なく，苦鉄質斑晶に対する斜長石の量比が大きい。稍斑晶質安山岩では苦鉄質斑晶も斜長石斑晶も少ない。高原火山群噴出物の記載岩石学的分類を第2表に示す。

第2表 高原火山群噴出物の記載岩石学的分類。

岩系	岩型グループ	斜長石	カンラン石	普通輝石	斜方輝石	磁鉄鉱	石英	角閃石
ピジョン輝石質岩系	玄武岩	●●●	●●	●	○	○		
ピジョン輝石質岩系	斜長石輝石斑状安山岩	●●●	●	●●	●●	●		
ピジョン輝石質岩系	斜長石斑状安山岩	●●●	○	○	○	○		
ピジョン輝石質岩系	稍斑晶質安山岩		●	○	○	○		
シソ輝石質岩系	安山岩	●●●	○	●●	●●	●	○	
シソ輝石質岩系	デイサイト	●●	○	●	●	●	○	○

黒丸の数は含まれる斑晶量に対応している。白丸は含有されることを示す。

高原火山の斑晶鉱物の晶出順序については、池島・青木³⁾によって、カンラン石→斜長石→普通輝石→古銅輝石→磁鉄鉱であるとされ、今回得られた結果はこれと矛盾しない。斑晶鉱物の晶出順序は、ピジョン輝石質岩系では、カンラン石→斜長石，普通輝石→古銅輝石（～シソ輝石）→磁鉄鉱であり，カンラン石はシソ輝石あるいはピジョン輝石の反応縁をもつ。また，シソ輝石質岩系では，カンラン石→斜長石，普通輝石，古銅輝石（～シソ輝石），磁鉄鉱→石英→普通角閃石であり，斜長石，普通輝石，シソ輝石，磁鉄鉱は集斑晶をなし，カンラン石はシソ輝石の反応縁をもつ。

高原火山群噴出物のうち，シソ輝石質岩系デイサイトの噴出量が一番多く，次にシソ輝石質岩系安山岩の噴出量が多い。これらにピジョン輝石質の斜長石輝石斑状安山岩，同玄武岩がつづき，斜長石斑状安山岩，そして稍斑晶質安山岩へと噴出量は少なくなる。

§ 4. 試料の分析方法と分析結果

高原火山群噴出物53個について全岩化学組成の主成分分析を行った。分析には蛍光X線分析装置を用い，一部の試料についてNa₂O，K₂Oを蛍光光度法，FeOを過マンガン酸カリ滴定法，H₂O±を重量法を用いて分析した。分析結果をこれまでに報告されているデータとともに第3表に示す。また，そのうち21個について微量成分（Ba，Ce，Co，Cr，Cs，Nb，Ni，Rb，

第3表 高原火山群噴出物の主成分元素組成。

Rock type	Stage	Sample (No.)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Total
B	1-PTK	TA-38	52.64	0.77	18.12	2.30	7.69	0.17	5.65	10.05	2.11	0.38	-	-	0.11	100.00
B	1-PTK	TA-41	52.02	0.83	18.17	2.37	7.87	0.16	5.77	10.17	2.15	0.34	-	-	0.14	100.00
B	1-PTK	TA-43	51.02	0.71	18.52	3.44	6.63	0.17	5.93	9.80	2.04	0.40	0.88	0.36	0.09	99.99
B	1-PTK	**1	49.87	0.84	19.98	4.69	5.02	0.11	4.96	11.21	1.60	0.28	0.63	0.45	0.12	99.76
B	1-PT	**8	51.31	0.74	21.52	2.17	6.39	0.15	3.75	11.90	1.81	0.26	0.25	0.20	0.12	100.57
B	1-PTK	**10	52.29	0.69	18.09	3.67	6.24	0.15	6.18	10.51	2.03	0.35	0.19	0.09	0.12	100.60
B	3-My	TA06	52.13	0.94	18.20	3.50	7.32	0.17	4.68	9.66	2.38	0.56	0.22	0.11	0.13	100.00
B	5-Ha	TA09	50.44	0.76	17.69	4.51	5.93	0.17	6.19	10.40	2.32	0.48	0.49	0.51	0.11	100.00
B	5-Ha	*T-04	51.51	0.78	18.05	2.28	8.15	0.18	5.85	9.77	2.16	0.32	-	-	0.11	99.16
B	5-Ha	**11	51.59	0.80	18.77	2.55	7.04	0.13	6.44	10.04	1.70	0.17	0.27	0.10	0.11	99.71
B	6-My	TA42	51.69	0.78	18.24	3.11	7.28	0.18	5.41	9.53	2.32	0.44	0.54	0.38	0.10	100.00
PL-A	3-My	TA07	54.30	1.06	17.54	2.60	8.22	0.17	3.00	9.01	2.36	0.50	-	-	0.14	100.00
PL-A	3-My	TA-57	55.74	1.08	17.41	4.82	8.07	0.17	2.79	8.43	2.98	0.54	-	-	0.15	100.00
PL-A	3-Hu	TA-13	56.71	0.92	18.57	3.87	4.54	0.13	2.21	8.63	2.74	0.77	0.45	0.33	0.12	99.99
PL-A	5-Ha	*T-10	56.51	0.92	18.46	2.42	6.11	0.14	2.27	8.44	2.99	0.64	-	-	0.13	99.43
PL-A	6-Sau	*T-09	55.51	0.89	18.49	2.39	6.82	0.14	2.48	8.90	2.75	0.82	-	-	0.16	99.25
PL-A	3-Hu	TA-11	53.40	0.84	18.48	2.82	7.72	0.16	3.22	8.74	2.67	0.62	0.29	0.18	0.13	99.99
PL-A	3-Hu	TA-64	55.68	1.01	17.23	2.56	7.54*	0.16	4.35	8.21	2.38	0.73	-	-	0.14	100.00
PL-A	3-Hu	*T-06	52.95	0.88	17.17	2.38	8.16	0.17	5.21	9.05	2.32	0.72	-	-	0.14	99.15
PL-A	3-Sul	TA-23	54.41	0.84	17.16	3.47	6.13	0.16	5.04	8.97	2.40	0.79	0.22	0.16	0.14	99.99
PL-A	3-Sul	TA-25	57.73	0.80	16.30	3.84	5.28	0.15	3.59	7.68	2.53	1.07	0.55	0.26	0.12	99.99
PL-A	3-Sul	*T-07	53.94	0.85	17.85	2.35	7.38	0.17	4.23	9.10	2.50	0.69	-	-	0.18	99.18
PL-A	3-Sul	*C-08	56.52	0.79	16.97	2.29	6.97	0.17	4.35	7.60	2.56	0.89	-	-	0.12	99.23
PL-A	6-Mu	TA-42a	54.22	0.82	17.71	4.63	5.21	0.17	4.34	8.50	2.61	0.65	0.57	0.45	0.12	100.00
PL-A	6-Syl	TA-39	55.58	0.83	16.69	3.58	6.20	0.16	4.26	8.04	2.40	0.94	0.59	0.62	0.11	100.00
PL-A	6-Syl	TA-40	56.95	0.77	17.04	2.37	7.46	0.16	3.38	8.06	2.68	0.90	0.69	0.55	0.13	100.00
PL-A	6-Syu	**12	55.77	0.80	16.92	2.65	6.43	0.12	4.30	8.46	2.23	0.83	0.69	0.43	0.17	99.80
AP-A	3-HI	TA-55	58.60	1.14	15.54	4.02	3.63	0.16	2.87	7.21	2.85	1.25	0.31	0.22	0.18	99.98
AP-A	3-HI	*T-12	59.15	0.86	16.16	2.36	6.95	0.16	2.71	6.59	2.89	1.27	-	-	0.12	99.22
AP-A	3-HI	**47	59.24	1.17	15.50	3.18	6.17	0.10	3.03	7.24	2.87	0.91	0.40	0.13	0.15	100.09
AP-A	5-Ha	TA-10	57.19	0.99	16.09	2.73	6.40	0.18	3.52	7.66	2.84	0.51	-	-	0.14	100.00
AP-A	5-Ha	*T-03	54.77	1.18	15.38	2.68	9.09	0.20	3.77	8.10	3.15	0.99	-	-	0.14	98.95
H-A	4-U	TA-05	59.20	0.74	16.50	2.28	6.20	0.15	3.99	7.11	2.45	1.17	-	-	0.11	100.00
H-A	4-U	TA-08	58.87	0.73	17.07	2.28	6.30	0.16	4.24	6.84	2.23	1.27	-	-	0.10	100.00
H-A	4-U	TA-28	57.67	0.79	16.75	2.82	6.75	0.15	4.13	7.86	2.89	1.00	-	-	0.12	100.00
H-A	4-U	TA-29	57.48	0.75	16.50	4.08	6.89	0.15	4.12	7.82	2.88	0.90	0.71	0.30	0.10	99.99
H-A	4-U	TA-30	57.30	0.78	17.02	2.32	6.97	0.15	4.50	7.48	2.31	1.07	-	-	0.10	100.00
H-A	4-U	TA-31	57.55	0.78	16.57	2.31	6.71	0.15	4.40	7.82	2.48	1.10	-	-	0.12	100.00
H-A	4-U	TA-51	59.46	0.76	16.54	2.29	8.83	0.14	3.88	7.11	2.76	1.10	-	-	0.13	100.00
H-A	4-U	TA-52	58.29	0.77	16.69	2.59	6.50	0.15	3.26	7.42	2.41	1.05	-	-	0.12	100.00
H-A	4-U	TA-56	57.81	0.76	16.74	2.29	6.55	0.14	4.27	8.01	2.47	0.98	-	-	0.11	99.99
H-A	4-U	TA-62	59.74	0.73	16.35	2.27	5.90	0.14	3.72	7.04	2.67	1.33	-	-	0.11	100.00
H-A	4-U	TA-65	56.98	0.80	16.85	2.34	6.87	0.16	4.90	7.67	2.28	1.02	-	-	0.12	100.00
H-A	4-U	*C-16	57.84	0.75	16.35	2.25	6.39	0.16	4.15	7.48	2.79	1.01	-	-	0.13	99.20
H-A	4-U	*C-18	58.38	0.74	16.20	2.59	6.15	0.15	4.04	7.38	2.44	0.71	-	-	0.10	99.31
H-A	4-MI	TA-49	56.94	0.76	17.01	2.30	6.70	0.15	4.59	8.19	2.26	0.99	-	-	0.10	100.00
H-A	4-MI	*C-12	57.34	0.74	16.42	2.24	6.95	0.16	4.32	7.53	2.25	1.17	-	-	0.09	99.21
H-A	4-MI	*C-15	57.65	0.75	16.38	2.25	7.02	0.15	4.11	7.30	2.53	0.98	-	-	0.10	99.22
H-A	4-MI	**5	57.91	0.96	16.69	2.59	3.27	0.11	4.03	6.96	2.55	0.93	1.33	0.56	0.09	100.00
H-A	4-MI	**5	58.65	0.96	16.39	2.59	6.12	0.12	3.87	7.02	2.68	1.00	0.69	0.55	0.10	100.18
H-A	4-MI	**13	57.94	1.02	16.37	2.35	5.68	0.12	4.01	7.40	2.48	1.06	0.46	0.54	0.14	99.57
H-A	4-Mu	TA-45	58.81	0.76	16.23	3.04	5.22	0.14	4.01	7.30	2.69	1.24	0.34	0.10	0.12	100.00
H-A	4-Mu	TA-46	59.26	0.76	16.49	2.29	6.12	0.14	4.04	6.99	2.69	1.09	-	-	0.12	100.00
H-A	4-Mu	TA-47	58.84	0.74	16.28	2.37	6.16	0.15	4.00	7.77	2.47	1.22	-	-	0.10	100.00
H-A	4-Mu	TA-50	59.13	0.75	16.71	2.30	6.18	0.14	3.80	7.30	2.43	1.25	-	-	0.10	100.00
H-A	4-Mu	*C-21	58.66	0.77	16.10	2.27	6.29	0.16	4.01	7.42	2.29	1.25	-	-	0.10	99.32
H-A	4-Mu	*C-25	58.84	0.74	16.50	2.24	6.13	0.15	3.81	6.99	2.57	1.24	-	-	0.10	99.31
H-A	4-Mu	**4	58.39	1.01	16.90	3.00	5.36	0.12	4.00	7.53	2.26	1.07	0.57	0.36	0.12	99.85
H-A	4-Mu	TA-06	58.22	0.74	16.61	2.25	6.13	0.15	4.19	8.07	2.45	1.18	-	-	0.10	100.00
H-A	4-Mu	TA-07	57.03	0.77	16.49	2.30	7.15	0.16	4.53	7.98	2.40	1.08	-	-	0.11	100.00
H-A	4-Mu	TA-16	56.13	0.78	16.71	3.96	5.56	0.16	4.43	8.01	2.43	1.20	0.43	0.09	0.11	100.00
H-A	4-Mu	*C-04	55.97	0.68	17.19	2.18	6.67	0.15	4.53	8.20	2.55	1.05	-	-	0.10	99.27
H-A	4-Mu	*C-10	57.13	0.77	16.49	2.27	6.82	0.16	4.32	7.60	2.51	1.05	-	-	0.12	99.24
H-A	4-Mu	*C-14	57.49	0.75	16.24	2.25	6.84	0.15	2.99	7.72	2.48	0.98	-	-	0.11	99.25
H-A	4-Mu	*C-17	57.96	0.75	16.63	2.25	6.27	0.15	4.12	7.22	2.81	1.03	-	-	0.11	99.30
H-A	4-Mu	*C-18	58.35	0.73	16.68	2.23	5.97	0.15	4.07	7.04	2.30	1.09	-	-	0.12	99.33
H-A	4-Mu	*C-22	58.72	0.75	16.35	2.25	6.05	0.15	4.01	6.78	2.83	1.12	-	-	0.13	99.32
H-A	4-Mu	*C-27	59.65	0.74	15.90	2.24	6.15	0.14	3.67	6.82	2.91	1.17	-	-	0.12	99.31
H-A	4-Mu	*C-28	59.74	0.74	16.09	2.24	6.25	0.14	3.87	6.38	2.79	1.15	-	-	0.10	99.99
H-A	4-Mu	*C-29	60.68	0.73	16.16	2.23	5.29	0.14	3.41	6.49	2.95	1.24	-	-	0.09	99.42
H-A	4-Mu	*C-30	60.91	0.72	15.86	2.22	5.34	0.15	3.24	6.15	3.07	1.25	-	-	0.12	99.33
H-A	4-Mu	*C-31	61.31	0.70	16.10	2.20	5.55	0.12	3.95	6.98	2.84	1.32	-	-	0.13	99.38
H-A	5-Ka	TA-03	56.47	0.77	16.47	3.10	6.12	0.16	4.68	7.74	2.45	1.28	0.53	0.11	0.11	99.99
H-A	5-Ka	TA-53	57.23	0.77	16.86	2.31	6.60	0.15	4.55	8.04	2.33	1.04	-	-	0.11	100.00
H-A	5-Ka	*C-07	56.32	0.76	16.50	2.26	7.20	0.15	4.79	7.72	2.42	0.98	-	-	0.11	99.21
H-A	5-Ka	*C-09	56.75	0.79	16.62	2.29	6.99	0.16	4.74	7.41	2.35	1.02	-	-	0.09	99.21
H-A	5-Ka	*C-13	57.48	0.80	17.12	2.30	6.58	0.16	4.45	6.71	2.56	1.00	-	-	0.12	99.23
H-A	5-Ka	**2	55.47	0.81	17.00	3.76	6.19	0.17	4.61	7.95	2.25	0.91	0.48	0.34	0.13	100.17
H-A	5-Ka	**6	56.99	0.81	17.02	2.35	5.95	0.13	4.48	7.69	2.23	1.01	0.49	0.36	0.10	99.61
H-A	6-Ke	TA-48	56.56	0.75												

第4表 高原火山群噴出物の微量元素組成。

Rock type	Stage	Sample (No.)	SiO ₂ (wt. %)	Ba (ppm)	Ce	Co	Cr	Cs	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Y	Zn	Zr
B	1-PTK	TA-43	51.02	195	12.8	33.2	109	—	1.8	35.0	5.0	29.5	268	17.9	60	46.4
B	1-PTK	* * 1	49.87	171	8.0	34.0	81.8	0.07	1.7	30.7	3.0	29.9	306	17.1	90	32.1
B	1-PTK	* * 10	52.29	116*	9.2	33.8	86.7	—	1.9	35.3	4.5	21.2	268	15.3	88	39.4
B	3-My	TA-36	52.13	211	13.0	31.0	70.4	0.17	0.7	16.2	10.3	22.8	267	19.8	80	52.4
B	5-Ha	TA-09	50.44	171	10.1	34.8	98.3	0.43	0.9	35.4	5.9	30.6	283	17.7	55	37.7
B	5-Ha	* * 11	51.59	121*	9.8	34.8	85.3	0.08	1.3	42.6	6.0	24.2	299	13.9	84	40.6
B	6-Ni	TA-42	51.69	153	12.3	32.6	68.6	0.06	1.2	21.3	6.6	33.8	223	18.1	87	45.4
PL-A	3-Hu	TA-13	56.71	205	16.7	18.9	11.1	0.46	2.8	3.6	16.1	28.3	282	26.0	79	77.3
PM-A	3-Hm	TA-11	53.40	174	16.4	31.4	81.6	0.43	2.5	34.8	17.6	34.5	263	22.7	66	72.7
PM-A	3-Sul	TA-23	54.41	110	18.5	30.6	93.0	0.49	3.4	34.8	20.4	32.9	273	25.8	74	72.9
PM-A	3-Sul	TA-25	57.73	301	20.4	26.1	39.0	0.62	3.5	7.1	23.5	33.8	228	26.1	65	94.1
PM-A	6-Nu	TA-42a	54.22	108	18.1	28.9	40.9	0.18	2.4	16.2	13.2	32.2	247	23.9	75	64.0
PM-A	6-Syl	TA-39	55.58	158	21.3	28.9	55.4	0.27	3.7	14.0	22.7	33.2	256	21.9	81	79.8
PM-A	* * 12	55.77	213*	17.4	17.4	23.5	29.7	0.32	3.5	11.1	21.4	24.7	251	21.6	99	74.1
AP-A	3-Hi	TA-55	58.60	246	25.2	23.5	23.6	0.37	3.4	9.1	30.6	36.6	258	31.8	89	111
AP-A	* * 9	59.24	299	21.6	21.6	20.9	18.5	—	3.7	9.2	29.0	30.9	299	30.3	112	111
H-A	4-U	TA-29	57.48	385	24.4	26.2	41.9	0.76	3.7	11.2	33.9	5.0	250	25.0	52	103
H-A	4-Mi	* * 13	57.94	296*	—	—	—	—	—	—	—	—	264*	—	—	—
H-A	4-Mi	* * 3	57.91	291*	—	—	—	—	—	—	—	—	253*	—	—	—
H-A	4-Mu	TA-45	58.81	339	26.0	25.5	61.4	0.59	3.8	24.4	29.8	18.5	269	24.5	72	106
H-A	4-Mu	* * 4	58.39	298	21.1	24.4	43.9	0.79	4.1	18.8	33.4	19.7	232	23.4	68	119
H-A	4-Ma	TA-16	56.13	344	24.9	28.4	49.1	0.57	3.8	18.7	29.3	31.2	293	23.6	59	96.1
H-A	5-Ka	TA-03	56.47	334	23.3	28.1	77.5	1.08	3.2	30.7	31.1	31.9	271	21.4	83	92.3
H-A	* * 2	55.47	281*	20.3	20.3	27.4	73.3	0.57	3.5	30.7	31.1	22.4	270	22.8	117	98.5
H-A	* * 6	56.99	287*	281*	21.4	27.8	72.1	2.83	3.6	29.8	37.3	24.9	258	22.4	78	97.2
H-A	6-Ke	TA-67	55.82	255	20.6	28.8	62.5	0.60	2.9	24.5	23.1	33.3	275	22.2	82	78.6
H-A	* * 14	54.64	250*	18.4	18.4	28.8	58.9	0.54	2.7	26.5	23.9	26.3	255	22.8	89	82.6
D	* * 16	69.56	555*	555*	38.9	1.9	7.7	3.35	6.3	2.0	78.5	12.6	195	44.5	31	201
D	5-F	TA-02	67.84	570	32.1	8.8	13.2	2.06	4.4	3.6	56.0	15.7	224	18.7	51	124
D	* * 7	67.41	474*	28.2	28.2	8.1	0.4	2.59	5.1	4.5	58.3	13.1	237	20.8	57	127
D	7-Kn	TA-18	64.69	472	34.3	12.7	14.5	0.91	5.0	5.6	45.5	21.6	224	34.0	69	140
D	7-D	TA-19	68.80	557	42.7	7.9	34.4	1.04	5.3	3.1	64.3	16.7	189	43.0	59	174
D	7-Mi	TA-63	68.06	602	38.4	9.7	17.4	1.45	5.7	4.9	64.1	19.3	193	38.3	30	175
D	* * 15	66.21	464*	31.6	31.6	11.1	13.3	0.69	5.9	2.9	52.2	20.6	219	32.9	68	153
D	7-O	TA-33	65.96	537	36.6	11.4	17.6	1.40	4.9	4.8	54.7	20.9	220	35.5	49	157

岩型、ステージ等については、第1表の説明を参照。* ICP-AESによる⁴⁾

Sc, Sr, Y, Zn, Zr) の分析を光量子放射化分析法¹⁶⁾により行った。試料の放射化には原子核物理学研究施設の電子ライナックを利用し、30MeVの加速電子を用いた。照射試料についての γ 線スペクトロメトリーは同施設のRI測定室で行った。分析結果を第4表に示す。また、高原火山群噴出物22個についてSr同位体組成分析を藤巻ら¹⁷⁾とほぼ同様の方法で行った。分解した試料は10-20mgである。測定に用いた装置はFinnigan MAT 261質量分析計である。この分析を行う間、繰り返し標準試料NBS 987Srの測定を行った。測定した $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ で規格化した。分析結果を第5表に示す。斑晶鉱物および石基の輝石、斜長石

第5表 高原火山噴出物のSr同位体組成。

Sample (No.)	SiO ₂ (wt. %)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ mean	Sample (No.)	SiO ₂ (wt. %)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ mean
TA-02	67.84	0.706124	0.000020	TA-33	65.96	0.705853	0.000022
TA-03	56.47	0.705874	0.000021	TA-36	52.13	0.705392	0.000023
TA-09	50.44	0.705488	0.000020	TA-39	55.58	0.705920	0.000021
TA-11	53.40	0.705428	0.000019	TA-42	51.69	0.705589	0.000021
TA-13	56.71	0.705827	0.000020	TA-42a	54.22	0.705719	0.000023
TA-16	56.13	0.705842	0.000024	TA-43	51.02	0.705616	0.000022
TA-18	64.69	0.705891	0.000020	TA-45	58.81	0.705696	0.000023
TA-19	68.80	0.706057	0.000024	TA-55	58.60	0.705493	0.000023
TA-23	54.41	0.705884	0.000022	TA-63	68.06	0.706096	0.000022
TA-25	57.73	0.705609	0.000022	TA-67	55.82	0.705638	0.000021
TA-29	57.48	0.705965	0.000021	* *-16	69.56	0.705787	0.000032

については、日立製エネルギー分散型EPMA X-560Sを用いて分析を行った¹⁸⁾。斜長石斑晶と苦鉄質鉱物のEPMA分析結果を第6表、第7表に、また、斜長石、斜方輝石とカンラン石の組成を第5図と第6図に示す。

§ 5. 造岩鉱物の組成

5.1 斑晶鉱物組成

斜長石斑晶の核部にはAn成分90以上の部分が玄武岩、安山岩、デイサイトのいずれにも見られる。最もAbに富む斜長石は玄武岩でAn₇₀、安山岩でAn₆₀、デイサイトでAn₅₀であり、玄武岩からデイサイトへとAb成分に富んだ斜長石が増え、斜長石の組成幅が広がる(第5図)。斜長石斑晶が示す組成累帯構造はかなり複雑であるが、基本的には正累帯構造をなし、Ab成分に富む斜長石の一部に逆累帯構造が認められる。

第6表 斜長石の化学組成。

(B)1-PTK-43													(B)3-My-38			
	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph11-c	ph12-c	ph1-c	ph1-r	ph2-c	
SiO ₂	44.48	48.06	45.28	46.13	45.35	44.99	45.43	49.95	45.18	45.57	48.17	46.55	44.69	45.37	44.40	
Al ₂ O ₃	34.43	32.79	34.42	33.90	34.38	34.66	34.67	31.21	34.77	34.67	32.27	33.76	35.21	34.06	34.86	
FeO	0.85	0.75	0.59	0.73	0.85	0.83	0.88	1.00	0.85	0.58	0.82	0.83	0.64	0.63	0.49	
CaO	18.22	16.46	17.91	17.29	17.89	17.83	18.00	14.80	18.14	17.95	15.97	16.98	18.51	17.65	18.98	
Na ₂ O	1.06	2.00	1.19	1.62	0.96	1.14	1.37	2.96	0.99	0.93	2.28	1.81	0.77	1.25	0.87	
K ₂ O	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07	0.04	0.06	0.14	0.06	0.04	0.10	0.02	0.06	0.07	0.06	
Total	98.92	100.14	99.42	99.75	99.30	99.32	100.20	100.07	99.77	99.74	99.61	99.54	99.78	99.03	99.66	
(B)3-My-36													(B)5-Ha-09			
	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph11-c	gm1	gm2	gm3	ph1-c	ph1-r	ph2-c	
SiO ₂	45.06	45.22	46.17	46.04	45.83	46.34	45.70	47.22	47.34	51.34	50.85	50.66	47.33	47.55	43.08	
Al ₂ O ₃	34.44	35.14	33.84	33.69	34.51	34.07	34.20	33.49	32.65	29.95	30.33	30.87	32.45	32.45	35.49	
FeO	0.64	0.64	0.60	0.88	0.67	0.69	0.60	0.64	1.14	1.18	0.98	0.96	0.74	0.71	0.46	
CaO	18.26	18.24	17.29	17.27	18.13	17.73	17.69	16.69	16.53	13.22	13.85	14.17	17.14	16.67	19.60	
Na ₂ O	1.22	0.85	1.47	1.49	1.39	1.61	1.29	1.74	1.48	3.59	3.66	3.36	1.99	2.09	0.48	
K ₂ O	0.01	0.10	0.07	0.05	0.01	0.07	0.04	0.03	0.09	0.26	0.16	0.14	0.07	0.06	0.07	
Total	99.63	100.08	99.45	99.23	100.34	100.51	99.51	99.81	99.21	99.54	99.84	100.16	100.08	99.56	99.16	
(B)5-Ha-09													(B)6-NI-42			
	ph3-c	ph3-r	ph4-c	ph5-c	ph5-r	ph6-c	ph6-r	ph7-c	ph8-c	ph8-r	ph9-c	ph2-c	ph2-r	ph3-c		
SiO ₂	46.02	51.11	46.31	43.91	45.46	46.51	45.96	43.21	45.07	45.35	44.86	46.89	41.96	46.11	44.53	
Al ₂ O ₃	34.31	31.55	33.35	35.73	33.44	33.84	34.22	35.44	34.11	33.73	33.89	34.91	34.36	33.19	34.36	
FeO	0.75	0.85	0.79	0.47	1.04	0.74	0.72	1.03	0.81	0.73	0.85	0.67	0.54	0.88	0.69	
CaO	18.31	15.07	17.38	19.78	17.89	17.91	18.28	19.29	18.54	17.87	18.43	18.65	18.82	17.27	18.43	
Na ₂ O	1.43	3.13	1.61	0.71	1.01	1.70	1.41	0.25	1.12	1.38	1.21	1.39	0.59	1.55	1.08	
K ₂ O	0.05	0.11	0.08	0.06	0.10	0.08	0.09	-	0.06	0.10	0.24	0.19	0.08	0.07	0.05	
Total	100.88	101.82	99.52	100.67	98.73	100.78	100.69	99.22	99.71	99.15	99.28	102.55	96.32	99.07	99.15	
(B)6-NI-42													(PL-A)3-Hu-13			
	ph3-r	ph4-c	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	gm1	gm2	gm3	gm4	gm5	gm6	ph1-c	ph1-r	ph2-c	
SiO ₂	45.55	46.41	46.42	46.79	45.24	45.10	52.98	51.99	50.97	50.83	51.74	50.52	47.36	46.23	47.91	
Al ₂ O ₃	33.40	34.16	33.54	32.78	34.29	34.72	29.51	29.63	30.05	30.44	29.65	30.93	32.90	33.91	32.83	
FeO	0.83	0.72	0.74	1.52	0.60	0.67	1.26	1.23	1.13	0.98	1.40	1.13	0.79	0.85	1.04	
CaO	17.33	17.75	17.56	16.79	18.53	18.85	12.13	13.09	13.57	13.87	13.77	14.21	16.79	17.96	17.00	
Na ₂ O	1.82	1.68	1.76	1.55	1.12	1.08	4.21	3.93	3.42	3.40	3.60	3.34	2.24	1.69	2.05	
K ₂ O	0.10	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.30	0.24	0.19	0.14	0.19	0.19	0.08	0.08	0.10	
Total	99.03	100.78	100.09	99.49	99.86	100.49	100.39	100.11	99.32	99.65	100.36	100.32	100.17	100.72	100.93	
(PL-A)3-Hu-13													(PM-A)3-Hm-11			
	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph5-r	ph6-c	ph7-c	ph7-r	ph8-c	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph6-c		
SiO ₂	45.46	45.82	46.42	45.85	45.08	50.38	47.73	47.40	49.60	48.65	50.64	51.31	48.00	49.94	45.80	
Al ₂ O ₃	33.67	32.29	30.83	33.34	33.71	31.41	33.60	32.35	31.52	31.90	31.16	30.67	32.42	31.32	33.89	
FeO	0.80	0.86	1.37	0.92	0.73	0.77	0.95	0.82	0.82	0.90	0.94	1.01	0.84	0.73	0.70	
CaO	18.17	16.99	15.89	17.65	18.45	15.07	17.52	16.93	14.94	15.72	14.94	14.52	18.35	14.96	17.56	
Na ₂ O	1.45	1.75	1.80	1.67	1.41	3.17	2.25	2.27	2.99	2.72	3.02	3.34	2.45	3.14	1.82	
K ₂ O	0.08	0.08	0.16	0.08	0.06	0.11	0.08	0.05	0.14	0.14	0.15	0.19	0.10	0.14	0.09	
Total	99.63	97.78	96.47	99.31	99.45	100.91	102.13	99.52	100.00	100.04	100.87	101.03	100.16	100.23	99.84	
(PM-A)3-Hm-11													(PM-A)3-SUI-23			
	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph4-r	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph7-r	gm1	gm2	
SiO ₂	47.53	45.94	49.87	49.58	46.95	44.49	45.14	43.44	45.46	46.78	46.06	47.15	58.06	51.66		
Al ₂ O ₃	31.87	33.80	30.59	31.20	34.43	35.09	33.33	34.74	33.72	33.84	33.71	34.95	31.75	25.92	29.88	
FeO	0.88	0.74	0.78	0.89	0.73	0.57	0.68	0.65	1.00	0.77	0.74	0.55	1.50	1.22	1.07	
CaO	15.69	17.97	14.48	15.15	18.45	19.18	17.34	19.25	17.90	17.98	18.03	19.04	15.63	9.69	13.45	
Na ₂ O	2.47	1.43	3.22	3.21	1.49	0.97	1.73	0.84	1.24	1.73	1.60	0.84	2.13	4.80	3.79	
K ₂ O	0.12	0.10	0.15	0.19	0.08	0.06	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.07	0.14	0.35	0.16	
Total	98.56	100.00	99.09	100.22	102.12	100.35	98.31	99.00	99.41	101.17	100.92	99.51	99.31	100.04	100.00	
(PM-A)3-SUI-23													(PM-A)3-Sul-23			
	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph4-r	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	
SiO ₂	47.53	45.94	49.87	49.58	46.95	44.49	45.14	43.44	45.46	46.78	46.06	47.15	58.06	51.66		
Al ₂ O ₃	31.87	33.80	30.59	31.20	34.43	35.09	33.33	34.74	33.72	33.84	33.71	34.95	31.75	25.92	29.88	
FeO	0.88	0.74	0.78	0.89	0.73	0.57	0.68	0.65	1.00	0.77	0.74	0.55	1.50	1.22	1.07	
CaO	15.69	17.97	14.48	15.15	18.45	19.18	17.34	19.25	17.90	17.98	18.03	19.04	15.63	9.69	13.45	
Na ₂ O	2.47	1.43	3.22	3.21	1.49	0.97	1.73	0.84	1.24	1.73	1.60	0.84	2.13	4.80	3.79	
K ₂ O	0.12	0.10	0.15	0.19	0.08	0.06	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.07	0.14	0.35	0.16	
Total	98.56	100.00	99.09	100.22	102.12	100.35	98.31	99.00	99.41	101.17	100.92	99.51	99.31	100.04	100.00	
(PM-A)3-Sul-23													(PM-A)3-Sul-25			
	gm3	gm4	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph4-r	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph1-c	ph2-c	ph3-c
SiO ₂	52.41	51.35	45.30	45.35	45.56	48.04	49.38	46.99	50.49	47.73	48.59	49.23	51.13	49.63	48.12	
Al ₂ O ₃	29.55	29.96	34.45	34.13	34.04	32.40	31.65	33.27	30.28	32.71	32.00	32.12	30.31	31.39	32.50	
FeO	1.08	1.08	0.70	0.73	0.74	0.71	0.78	0.72	1.04	0.82	0.77	0.77	0.72	0.72	0.63	
CaO	12.72	13.48	18.39	17.89	17.85	16.19	15.26	16.87	14.42	16.27	15.73	15.44	13.69	14.74	15.81	
Na ₂ O	4.06	3.46	1.10	1.29	1.42	2.24	2.58	2.04	2.87	2.10	2.63	2.95	3.72	2.88	2.23	
K ₂ O	0.25	0.18	0.03	0.04	0.04	0.06	0.11	0.06	0.17	0.09	0.10	0.09	0.16	0.13	0.09	
Total	100.06	99.51	99.97	99.42	99.64	99.65	99.75	99.96	99.26	99.72	99.83	100.60	99.72	99.49	99.38	
(PM-A)3-Sul-25													(PM-A)6-Syl-39			
	ph4-c	ph4-r	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph9-r	ph10-c	gm1	gm2	gm3	gm4	ph1-c	ph2-c	ph3-c
SiO ₂	44.64	52.67	45.85	46.75	46.88	44.16	46.69	47.72	50.44	48.71	48.14	52.56	52.69	50.95	44.75	
Al ₂ O ₃	35.18	29.10	33.98	33.72	33.56	35.52	33.35	32.85	31.15	32.35	31.33	29.44	29.29	30.55	34.97	
FeO	0.61	1.09	0.71	0.83	0.76	0.47	0.69	0.75	0.74	1.10	1.07	1.13	1.14	0.72	0.49	
CaO	18.38	12.36	17.83	17.30												

第6表(続き)。

(AP-A)3-HI-55														(H-A)4-U-29					
	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph5-r	ph6-c	ph7-c	ph7-r	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph1-c	ph1-r	ph2-c	ph3-c	ph4-c				
SiO2	45.77	45.65	44.76	44.84	51.04	45.07	45.90	45.43	45.44	47.16	47.42	51.29	52.01	47.64	49.64				
Al2O3	33.46	34.16	34.28	34.59	30.44	34.14	34.44	34.45	34.33	34.00	32.19	30.05	29.88	32.89	31.46				
FeO	0.73	0.66	0.72	0.78	0.42	0.57	0.82	0.68	0.87	0.72	0.57	0.55	0.69	0.72	0.57				
CaO	17.47	18.03	18.53	18.75	13.48	17.98	18.29	18.50	19.39	17.71	15.95	13.09	12.70	18.34	14.40				
Na2O	1.67	1.35	1.13	1.09	3.58	1.38	1.42	1.26	1.42	1.79	2.48	3.88	3.95	1.99	3.13				
K2O	0.09	0.05	0.09	0.10	0.17	0.02	0.11	0.08	0.06	0.06	0.08	0.21	0.20	0.11	0.15				
Total	99.20	99.92	99.50	100.12	99.13	99.14	100.97	100.41	100.31	101.44	98.87	99.06	99.33	99.70	99.34				
(H-A)4-U-29						(H-A)4-Mu-45													
	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph11-c	ph1-c	ph1-r	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph5-r	ph6-c				
SiO2	50.47	47.92	48.61	48.28	47.72	49.80	46.11	49.88	48.93	45.39	49.61	49.41	46.17	52.58	48.54				
Al2O3	30.84	32.72	32.34	32.05	32.61	31.76	34.82	31.75	31.34	34.91	32.23	31.53	34.18	30.08	32.82				
FeO	0.61	0.65	0.73	0.58	0.57	0.67	0.56	0.62	0.83	0.47	0.43	0.63	0.59	0.84	0.63				
CaO	14.38	18.15	15.34	15.59	16.02	15.11	16.09	14.28	14.41	18.28	14.72	14.60	17.67	12.66	15.81				
Na2O	3.20	2.33	2.31	2.47	2.48	3.13	1.20	3.17	3.04	1.23	2.73	3.03	1.58	4.15	2.41				
K2O	0.17	0.13	0.09	0.12	0.11	0.12	0.06	0.18	0.21	0.07	0.13	0.14	0.07	0.31	0.13				
Total	99.66	99.89	99.42	99.09	99.49	100.59	100.65	99.86	98.76	100.35	99.84	99.34	100.26	100.59	100.33				
(H-A)4-Mu-45				(H-A)4-Ma-16															
	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph4-r	ph5-c	ph5-r	ph6-c	ph7-c	ph7-r	ph8-c				
SiO2	50.78	47.55	48.99	48.94	48.94	48.05	51.29	44.40	48.09	48.01	45.77	51.55	51.69	48.77	44.61				
Al2O3	31.02	32.95	31.93	32.55	32.36	31.82	29.54	35.15	32.76	32.70	34.11	30.10	30.07	31.12	34.22				
FeO	0.69	0.64	0.54	0.66	0.72	0.77	1.60	0.60	0.90	0.58	0.63	0.59	0.60	0.66	1.31				
CaO	13.99	16.47	14.92	15.38	15.74	15.27	14.09	19.23	16.38	16.34	17.95	13.48	13.07	14.55	17.96				
Na2O	3.52	2.02	2.95	2.79	2.91	2.89	3.29	0.93	2.28	2.58	1.73	3.89	4.08	3.29	1.27				
K2O	0.14	0.13	0.11	0.12	0.14	0.16	0.27	0.05	0.17	0.15	0.11	0.19	0.24	0.19	0.09				
Total	100.15	99.76	99.45	100.43	100.81	99.96	100.08	100.37	100.57	100.37	100.30	99.78	99.75	98.58	100.44				
(H-A)4-Ma-16				(H-A)5-Ka-03															
	ph9-c	ph10-c	ph1-c	ph2-c	ph2-r	ph3-c	ph3-r	ph4-c	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph7-r	ph8-c	ph9-c	ph10-c				
SiO2	50.01	53.52	51.19	51.84	48.26	48.01	52.51	47.82	50.29	47.97	44.40	46.90	50.02	46.29	47.63				
Al2O3	31.37	29.37	31.01	30.37	32.51	32.93	30.85	32.73	31.18	32.42	35.18	33.48	31.03	33.79	32.60				
FeO	0.49	0.51	0.57	0.56	0.68	0.62	0.88	0.70	0.57	0.68	0.49	0.78	0.92	0.63	0.77				
CaO	14.76	12.00	14.07	13.13	16.21	16.26	13.40	16.13	14.60	16.33	19.23	17.05	14.70	17.56	15.94				
Na2O	3.25	4.50	3.70	4.06	2.40	2.46	4.12	2.52	3.28	2.37	1.00	1.92	3.28	1.75	2.48				
K2O	0.18	0.29	0.19	0.23	0.15	0.13	0.31	0.14	0.13	0.14	0.08	0.11	0.23	0.08	0.14				
Total	100.05	100.20	100.73	100.18	100.21	100.40	102.07	100.04	100.05	99.90	100.38	100.25	100.19	100.10	99.56				
(H-A)5-Ka-03				(H-A)6-Ka-67								(D)5-F-2							
	ph11-c	ph12-c	ph13-c	ph13-r	ph1-c	ph1-r	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph5-r	ph6-c	ph6-r	ph7-c	ph1-c				
SiO2	48.17	51.04	51.84	48.98	44.57	48.34	49.28	49.92	49.75	44.61	48.99	44.98	49.11	46.40	43.76				
Al2O3	31.65	29.82	29.21	31.30	35.98	32.68	31.59	31.69	31.29	35.31	31.69	34.67	31.43	33.82	35.72				
FeO	0.57	0.56	0.57	0.77	0.50	0.78	0.76	0.74	0.80	0.58	0.79	0.55	0.74	0.72	0.48				
CaO	15.17	13.27	12.45	14.73	20.13	16.57	15.45	15.28	15.06	19.47	15.61	18.66	14.91	17.90	19.68				
Na2O	2.91	3.96	4.34	3.18	0.60	2.20	2.92	3.04	2.71	0.75	2.80	1.26	3.04	1.53	0.57				
K2O	0.13	0.21	0.22	0.22	0.09	0.13	0.10	0.12	0.31	0.06	0.13	0.06	0.16	0.06	0.07				
Total	98.59	98.86	98.63	99.16	101.87	100.69	100.10	100.78	99.93	100.78	100.00	100.16	99.38	100.44	100.29				
(D)5-F-2												(D)7-Kn-18							
	ph2-c	ph2-r	ph3-c	ph4-c	ph4-r	ph5-c	ph5-r	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph1-c	ph2-c	ph2-r				
SiO2	53.35	55.04	52.20	53.92	56.09	55.05	55.57	53.19	55.27	54.46	52.88	54.06	52.71	53.37	52.89				
Al2O3	29.17	27.83	30.14	29.43	27.95	28.86	28.31	29.94	28.29	28.95	30.18	29.04	29.14	28.99	28.81				
FeO	0.22	0.20	0.19	0.19	0.22	0.23	0.26	0.26	0.19	0.24	0.25	0.52	0.53	0.37	0.57				
CaO	11.89	10.05	12.73	11.35	9.86	10.70	10.20	11.88	10.27	11.16	12.23	11.57	12.27	11.51	11.55				
Na2O	4.65	5.65	4.64	4.95	5.81	5.36	5.69	4.57	5.75	5.16	4.45	4.88	4.22	4.63	4.52				
K2O	0.23	0.29	0.19	0.22	0.29	0.26	0.27	0.23	0.24	0.24	0.20	0.21	0.19	0.16	0.27				
Total	99.52	99.06	100.10	100.05	100.21	100.47	100.31	100.08	100.01	100.21	100.19	100.29	99.05	99.03	98.61				
(D)7-Kn-18								(D)7-D-19											
	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph3-r	ph4-c	ph5-c	ph6-c	ph7-c				
SiO2	45.34	46.70	49.66	47.48	49.44	48.59	53.90	47.51	52.91	51.97	50.28	50.96	53.81	53.28	52.81				
Al2O3	34.56	33.29	31.81	32.72	32.00	32.37	28.47	32.58	29.51	30.08	30.49	30.19	28.58	29.30	29.41				
FeO	0.64	0.51	0.60	0.64	0.65	0.46	0.50	0.69	0.55	0.38	0.48	0.69	0.33	0.40	0.42				
CaO	18.55	16.75	14.73	16.58	15.20	15.79	11.61	16.00	12.18	12.51	13.63	13.19	11.03	11.55	11.87				
Na2O	1.06	1.86	3.28	2.14	2.85	2.52	4.58	2.24	4.45	4.23	3.49	3.92	5.01	4.71	4.68				
K2O	0.09	0.08	0.12	0.09	0.11	0.15	0.16	0.10	0.20	0.18	0.24	0.14	0.25	0.35	0.19				
Total	100.23	99.19	100.20	99.64	100.25	99.89	99.21	99.12	99.80	99.36	98.60	99.09	99.02	99.59	99.37				
(D)7-D-19				(D)7-Mi-63															
	ph8-c	ph9-c	ph10-c	ph11-c	ph1-c	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph5-c	ph6-c									
SiO2	54.46	51.83	56.05	53.56	53.85	53.73	50.74	44.37	46.53	48.81									
Al2O3	28.34	30.46	30.28	29.60	29.11	28.92	30.84	35.43	34.22	32.92									
FeO	0.33	0.39	0.41	0.44	0.39	0.37	0.58	0.44	0.40	0.39									
CaO	10.91	13.40	12.33	12.20	11.71	11.56	14.12	19.17	17.66	15.61									
Na2O	5.04	4.00	4.98	4.57	4.73	4.75	3.27	0.70	1.69	2.70									
K2O	0.29	0.14	0.21	0.20	0.20	0.22	0.13	0.07	0.06	0.13									
Total	99.37	100.22	104.27	100.57	99.98	99.55	99.68	100.17	100.57	100.55									
(D)7-O-33																			
	ph2-c	ph3-c	ph4-c	ph4-r	ph5-c	ph6-c	ph7-c	ph8-c	ph9-c	ph10-c									
SiO2	48.61	48.71	49.90	53.72	52.10	54.05	53.68	53.25	47.16	45.17									
Al2O3	32.45	32.58	31.67	29.41	30.53	29.14	29.47	29.23	33.47	35.04									
FeO	0.54	0.56	0.31	0.59	0.62	0.45	0.51	0.59	0.63	0.60									
CaO	15.88	15.91	14.28	11.94	13.17	11.80	12.34	12.11	17.23	18.67									
Na2O	2.57	2.33	3.17	4.51	3.99	4.57	4.35	4.57	1.84	1.00									
K2O	0.10	0.09	0.12	0.30	0.18	0.17	0.32	0.22	0.08	0.07									
Total	100.15	100.19	99.45	100.46	100.59	100.18	100.67	99.96	100.42	100.54									

第7表 苦鉄質鉍物の化学組成。

Cpx	(B)1-PTK-43				(B)3-MY-36				(B)5-Ha-09				(B)6-NI-42							
	1-c	2-c	3-c	4-c	5-c	gm1	gm2	gm3	gm4	1-c	2-c	2-r	3-c	4-c	1-c	2-c				
SiO ₂	51.61	51.99	51.88	49.78	51.17	51.82	52.56	51.20	51.71	51.32	52.41	52.18	51.53	51.89	51.05	51.05				
TiO ₂	0.26	0.23	0.42	0.57	0.32	0.33	0.33	0.58	0.22	0.33	0.20	0.24	0.37	0.24	0.28	0.28				
Al ₂ O ₃	2.19	3.41	3.16	4.94	2.70	2.25	2.88	2.70	1.83	3.28	2.15	3.27	2.02	2.47	3.37	3.37				
FeO	10.74	7.82	11.29	9.03	10.29	16.28	18.18	14.73	23.03	9.08	8.79	7.94	13.79	9.00	9.84	9.84				
MnO	0.33	0.21	0.29	0.23	0.28	0.42	0.49	0.41	0.64	0.19	0.20	0.18	0.34	0.20	0.24	0.24				
MgO	14.86	16.28	14.92	15.24	14.82	16.81	17.14	13.55	17.48	16.14	16.71	16.75	13.97	16.43	15.27	15.27				
CaO	19.14	19.97	18.51	19.18	19.00	13.51	9.07	16.25	4.89	18.12	18.28	19.22	17.87	18.09	18.60	18.60				
Na ₂ O	0.44	0.51	0.48	0.57	0.63	0.21	0.40	0.50	0.36	0.43	0.45	0.46	0.41	0.42	0.21	0.21				
Total	99.36	100.20	100.75	99.60	99.85	100.83	100.82	99.92	99.94	98.87	99.47	100.23	100.10	98.75	98.84	98.84				
Cpx	(B)6-NI-42				(PL-A)3-Hu-13				(PL-A)3-Hu-13				(PL-A)3-Hu-13							
	gm1	1-c	2-r	3-c	4-c	gm2	gm3	gm4	gm5	gm6	gm7	gm8	gm9	1-c	2-c	3-c				
SiO ₂	51.71	50.82	51.76	50.90	50.46	52.78	51.72	52.01	52.26	51.27	52.47	51.52	51.52	52.83	51.71	51.71				
TiO ₂	0.33	0.45	0.44	0.36	0.29	0.29	0.53	0.26	0.23	0.48	0.30	0.51	0.32	0.36	0.69	0.69				
Al ₂ O ₃	1.78	3.79	2.29	4.90	4.95	1.60	2.58	2.21	1.44	2.21	1.87	2.29	1.31	2.36	2.94	2.94				
FeO	20.40	10.85	15.59	8.91	8.84	21.95	16.18	21.79	22.01	18.28	22.33	15.72	24.92	11.59	13.40	13.40				
MnO	0.53	0.25	0.35	0.19	0.22	0.52	0.41	0.55	0.58	0.49	0.53	0.40	0.64	0.36	0.35	0.35				
MgO	19.15	14.84	14.70	14.71	14.78	18.98	14.77	18.11	18.84	13.90	16.33	15.04	17.11	15.55	14.49	14.49				
CaO	5.31	18.64	14.90	19.79	19.02	4.63	14.10	4.92	4.33	12.88	7.29	14.22	4.26	18.38	18.37	18.37				
Na ₂ O	0.00	0.40	0.33	0.48	0.19	0.19	0.28	0.49	0.54	0.40	0.00	0.51	0.12	0.47	0.38	0.38				
Total	99.18	99.60	100.35	100.23	98.75	100.82	100.50	100.13	100.03	99.88	100.93	100.20	100.21	101.91	102.33	102.33				
Cpx	(PM-A)6-Nu-42a				(H-A)4-U-29				(H-A)4-Mu-45				(H-A)4-Ma-16							
	gm1	1-c	2-c	gm2	gm3	gm4	1-c	2-c	3-c	1-c	2-c	3-c	4-c	1-c	2-c					
SiO ₂	51.78	52.08	51.62	52.24	52.17	50.85	52.10	51.84	51.71	52.46	51.91	52.94	52.09	51.55	51.65					
TiO ₂	0.28	0.30	0.40	0.44	0.27	0.42	0.27	0.28	0.21	0.22	0.30	0.15	0.21	0.40	0.36					
Al ₂ O ₃	1.33	2.13	2.66	2.08	1.37	2.05	1.96	1.91	1.58	1.88	2.20	1.58	1.68	2.39	2.47					
FeO	23.56	10.36	11.55	16.18	23.18	16.23	11.56	11.90	12.04	10.16	11.10	10.64	10.81	12.37	12.08					
MnO	0.65	0.33	0.36	0.44	0.65	0.45	0.34	0.37	0.41	0.33	0.38	0.37	0.30	0.29	0.31					
MgO	17.18	15.58	14.50	12.63	18.64	13.44	13.99	13.82	13.83	14.55	13.87	14.24	14.34	13.99	14.09					
CaO	4.81	18.37	18.70	16.80	3.79	15.32	14.93	19.37	18.21	20.04	19.88	20.34	19.51	18.61	19.07					
Na ₂ O	0.35	0.25	0.39	0.46	0.23	0.46	0.26	0.40	0.50	0.41	0.44	0.57	0.37	0.33	0.32					
Total	99.93	99.45	100.16	100.00	100.29	99.22	100.00	99.90	99.29	100.05	100.09	100.83	99.81	99.94	100.35					
Cpx	(H-A)4-Ma-16				(H-A)5-KA-03				(H-A)6-Ke-67				(H-A)7-Kn-18							
	3-c	4-c	5-c	6-c	1-c	2-c	3-c	1-c	2-c	3-c	4-c	2-c	3-c	4-c	3-c					
SiO ₂	51.62	50.73	51.43	51.33	51.92	51.62	51.75	51.43	52.92	51.91	52.16	52.16	50.28	48.82	51.48					
TiO ₂	0.42	0.42	0.36	0.40	0.34	0.31	0.33	0.32	0.26	0.32	0.33	0.26	0.51	0.69	0.39					
Al ₂ O ₃	2.31	3.88	2.26	3.20	2.57	2.11	2.00	2.14	1.94	2.16	2.91	2.32	4.02	5.87	2.40					
FeO	12.39	10.07	11.95	10.60	11.11	12.23	12.15	11.30	11.08	11.58	9.89	9.97	10.60	9.75	10.60					
MnO	0.36	0.30	0.33	0.22	0.28	0.31	0.30	0.29	0.32	0.33	0.27	0.29	0.25	0.18	0.36					
MgO	13.89	14.54	13.86	14.29	14.56	14.93	14.22	14.12	15.04	14.81	14.93	14.83	14.26	14.48	14.57					
CaO	18.91	20.00	18.82	18.88	18.90	17.37	18.69	18.98	19.09	18.68	19.10	19.86	19.15	18.92	19.34					
Na ₂ O	0.44	0.46	0.46	0.34	0.54	0.29	0.11	0.48	0.46	0.30	0.40	0.30	0.41	0.42	0.48					
Total	100.22	100.41	99.28	99.26	100.22	99.17	99.55	99.05	101.11	99.89	99.87	100.02	99.46	99.14	99.62					
Cpx	(PL-A)3-Hu-13				(PM-A)3-Hm-11				(PM-A)3-Sul-23				(PM-A)3-Sul-23							
	1-c	4-c	5-c	6-c	1-c	2-c	3-c	1-c	1-r	2-c	gm1	gm2	gm3	gm4	gm5					
SiO ₂	51.19	51.82	50.36	51.32	51.30	50.84	50.84	51.42	51.19	43.33	52.19	52.30	51.78	50.70	51.85					
TiO ₂	0.44	0.41	0.45	0.44	0.51	0.51	0.48	0.29	0.32	0.24	0.26	0.31	0.42	0.72	0.49					
Al ₂ O ₃	2.78	2.40	4.08	2.61	2.57	2.77	2.61	2.47	3.39	2.37	1.49	1.99	1.62	2.02	2.40					
FeO	11.45	11.82	11.12	14.10	14.74	14.82	14.27	11.61	9.61	7.84	21.69	20.72	20.90	19.60	19.97					
MnO	0.24	0.33	0.29	0.33	0.34	0.33	0.36	0.29	0.20	0.16	0.55	0.56	0.52	0.48	0.46					
MgO	14.48	14.86	13.77	14.06	13.89	13.77	13.79	14.54	15.10	13.35	18.78	18.97	15.33	11.99	14.79					
CaO	19.01	18.81	18.50	17.19	16.47	16.44	17.05	18.38	18.72	15.73	4.91	4.72	8.86	14.28	10.54					
Na ₂ O	0.46	0.55	0.22	0.21	0.48	0.48	0.47	0.31	0.46	0.14	0.47	0.47	0.47	0.09	0.29					
Total	100.04	100.42	98.79	100.26	100.28	99.97	99.88	99.30	99.00	83.16	100.33	100.04	99.90	99.88	100.79					
Cpx	(PM-A)3-Sul-25				(PM-A)6-Syl-39				(PM-A)6-Nu-42a				(PM-A)6-Nu-42a							
	gm6	1-c	2-c	3-c	4-c	1-c	2-c	2-r	3-c	4-c	5-c	gm1	gm2	gm3	gm4	OL1-r				
SiO ₂	52.57	51.05	50.97	51.29	52.20	51.37	52.00	51.93	51.83	51.48	52.14	51.23	51.97	51.43	52.69					
TiO ₂	0.27	0.42	0.46	0.31	0.22	0.39	0.29	0.36	0.35	0.35	0.36	0.28	0.44	0.23	0.24					
Al ₂ O ₃	1.62	2.38	2.19	2.09	2.82	2.33	2.32	1.97	1.95	2.34	1.33	2.05	1.64	3.36	3.36					
FeO	21.84	14.90	13.82	12.39	7.94	10.63	10.56	11.37	11.01	11.70	11.01	24.82	16.97	25.56	15.21					
MnO	0.51	0.36	0.40	0.36	0.16	0.24	0.29	0.31	0.30	0.29	0.33	0.67	0.42	0.70	0.40					
MgO	19.59	13.93	13.84	14.10	16.20	15.02	15.62	14.76	14.52	13.83	14.54	17.06	14.14	16.32	23.16					
CaO	3.95	16.66	17.58	18.36	19.96	18.89	18.29	18.52	19.00	19.25	19.21	4.15	14.17	3.73	4.74					
Na ₂ O	0.35	0.45	0.27	0.41	0.34	0.43	0.44	0.47	0.37	0.37	0.40	0.25	0.43	0.23	0.28					
Total	100.70	100.16	99.53	99.32	99.86	99.85	99.73	100.01	99.45	99.22	100.34	99.78	100.58	99.88	100.06					
Cpx	7-Kn18				(D)7-D-19				(D)7-Mi-63				(D)7-O-33				(D)5-F-02			
	5-c	1-c	2-c	3-c	1-c	2-c	3-c	1-c	2-c	3-c	1-c	2-c	3-c	4-c	5-c	6-c	1-c			
SiO ₂	51.31	52.59	52.22	50.56	52.63	52.50	50.40	52.22	52.11	52.81	52.68	51.95	51.62	53.11	53.11	53.11				
TiO ₂	0.35	0.08	0.13	0.32	0.24	0.21	0.52	0.35	0.29	0.29	0.28	0.29	0.10	0.10	0.10	0.10				
Al ₂ O ₃	2.40	1.22	1.80	3.10	1.84	1.79	3.92	2.72	2.86	1.99	2.31	1.91	2.24	1.36	1.36	1.36				
FeO	11.01	10.88	11.36	11.58	11.77	11.91	12.50	8.99	9.08	11.54	10.26	12.44	11.81	9.82	9.82	9.82				
MnO	0.39	0.53	0.57	0.44	0.45	0.53	0.34	0.25	0.20	0.42	0.34	0.47	0.48	0.32	0.32					
MgO	14.22	13.47	13.30	13.45</																

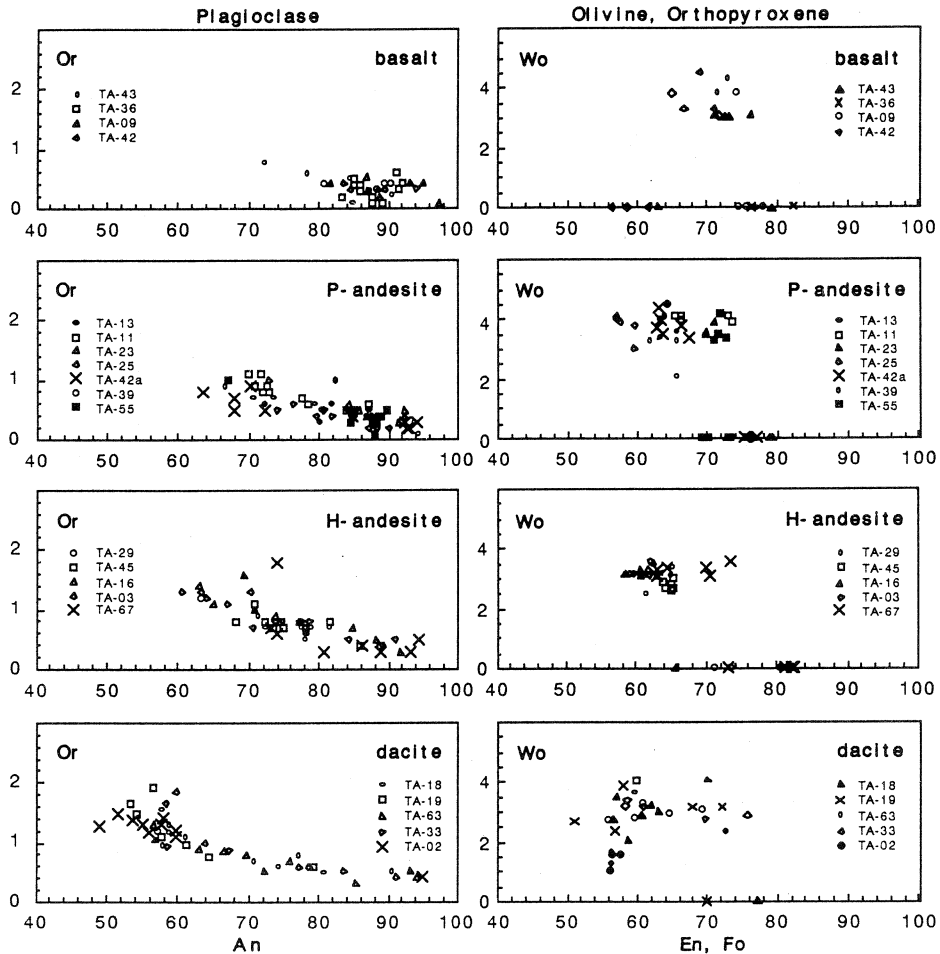
第7表 (続き)。

Opx (PM-A)3-Sul-25										(PM-A)6-Syl-39										(PM-A)6-Nu-42a																			
3-c	OL1-r	1-c	2-c	3-c	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	6-c	1-c	2-c	3-c	3-r	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	3-c	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	9-c	10-c	11-c	12-c										
SiO2	53.59	53.44	51.27	52.61	52.24	52.04	51.90	53.18	53.28	53.36	51.85	52.32	53.52	53.26	52.95					51.85	52.32	53.52	53.26	52.95						53.52	53.26	52.95							
TiO2	0.17	0.09	0.22	0.18	0.19	0.22	0.27	0.12	0.18	0.18	0.23	0.20	0.21	0.19	0.25					0.18	0.23	0.20	0.21	0.19	0.25					0.20	0.21	0.19	0.25						
Al2O3	2.84	1.24	1.72	1.07	1.36	1.49	1.28	1.75	1.53	1.50	1.25	1.74	1.57	1.94	1.70					1.53	1.50	1.25	1.74	1.57	1.94	1.70				1.57	1.94	1.70							
FeO	16.04	19.95	23.85	23.24	22.71	23.71	24.05	20.49	19.57	21.16	26.30	21.93	19.30	18.54	20.30					19.57	21.16	26.30	21.93	19.30	18.54	20.30				21.16	26.30	21.93	19.30	18.54	20.30				
MnO	0.38	0.51	0.58	0.75	0.59	0.59	0.62	0.62	0.49	0.53	0.65	0.60	0.57	0.48	0.63					0.49	0.53	0.65	0.60	0.57	0.48	0.63				0.57	0.48	0.63							
MgO	25.42	23.62	19.53	20.75	20.78	19.94	19.79	23.18	23.30	22.41	18.59	21.85	23.49	23.98	22.19					23.18	23.30	22.41	18.59	21.85	23.49	23.98	22.19			21.85	23.49	23.98	22.19						
CaO	1.96	1.28	1.92	1.47	1.87	2.00	1.01	1.78	1.69	2.18	1.61	1.66	1.70	2.14						1.69	2.18	1.61	1.66	1.70	2.14					1.66	1.70	2.14							
Total	100.22	100.13	99.10	100.07	99.73	99.87	99.91	100.26	100.10	100.82	100.05	100.04	100.98	100.08	100.16					100.05	100.04	100.98	100.08	100.16						100.08	100.16								

Opx (PM-A)6-Nu-42a										(H-A)4-U-29										(H-A)4-Mu-45																			
3-c	4-c	5-c	6-c	1-c	2-c	3-c	4-c	5-c	6-c	3-c	4-c	2-c	3-c	3-r	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	3-c	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	9-c	10-c	11-c	12-c										
SiO2	51.92	52.68	52.13	52.73	53.27	52.81	53.36	54.17	52.19	52.23	53.15	52.48	52.56	52.49	52.69					52.19	52.23	53.15	52.48	52.56	52.49	52.69				52.68	52.13	52.73	53.27	52.81	53.36	54.17	52.19	52.23	53.15
TiO2	0.13	0.26	0.22	0.19	0.16	0.21	0.23	0.15	0.14	0.20	0.22	0.22	0.25	0.22	0.21					0.14	0.20	0.22	0.22	0.25	0.22	0.21				0.26	0.22	0.19	0.16	0.21	0.23	0.15	0.14	0.20	0.22
Al2O3	1.58	1.60	1.64	1.65	2.76	3.05	2.33	2.04	1.60	1.21	1.44	1.71	2.25	2.40	1.48					1.60	1.21	1.44	1.71	2.25	2.40	1.48				1.64	1.65	2.76	3.05	2.33	2.04	1.60	1.21	1.44	1.71
FeO	19.13	20.89	21.01	20.73	16.45	15.87	15.43	15.67	22.54	23.68	20.24	22.22	19.80	18.22	20.49					20.73	16.45	15.87	15.43	15.67	22.54	23.68	20.24	22.22	19.80	21.01	20.73	16.45	15.87	15.43	15.67	22.54	23.68	20.24	22.22
MnO	0.46	0.63	0.61	0.62	0.37	0.36	0.39	0.40	0.63	0.74	0.54	0.62	0.44	0.43	0.61					0.61	0.62	0.37	0.36	0.39	0.40	0.63	0.74	0.54	0.62	0.63	0.61	0.62	0.37	0.36	0.39	0.40	0.63	0.74	0.54
MgO	23.90	22.50	22.17	22.44	25.35	25.41	25.68	26.09	21.45	20.14	22.92	21.01	22.88	23.55	22.96					22.17	22.44	25.35	25.41	25.68	26.09	21.45	20.14	22.92	21.01	22.50	22.17	22.44	25.35	25.41	25.68	26.09	21.45	20.14	22.92
CaO	1.90	1.96	1.81	1.71	1.66	1.75	2.11	1.70	1.21	1.52	1.54	1.78	1.67	1.83	1.40					1.81	1.71	1.66	1.75	2.11	1.70	1.21	1.52	1.54	1.78	1.96	1.81	1.71	1.66	1.75	2.11	1.70	1.21	1.52	1.54
Total	100.92	100.31	99.88	100.07	100.02	99.25	99.51	100.12	99.77	99.73	100.05	100.04	99.86	99.14	100.15					99.25	99.51	100.12	99.77	99.73	100.05	100.04	99.86	99.14	100.15	100.07	100.02	99.25	99.51	100.12	99.77	99.73	100.05	100.04	99.86

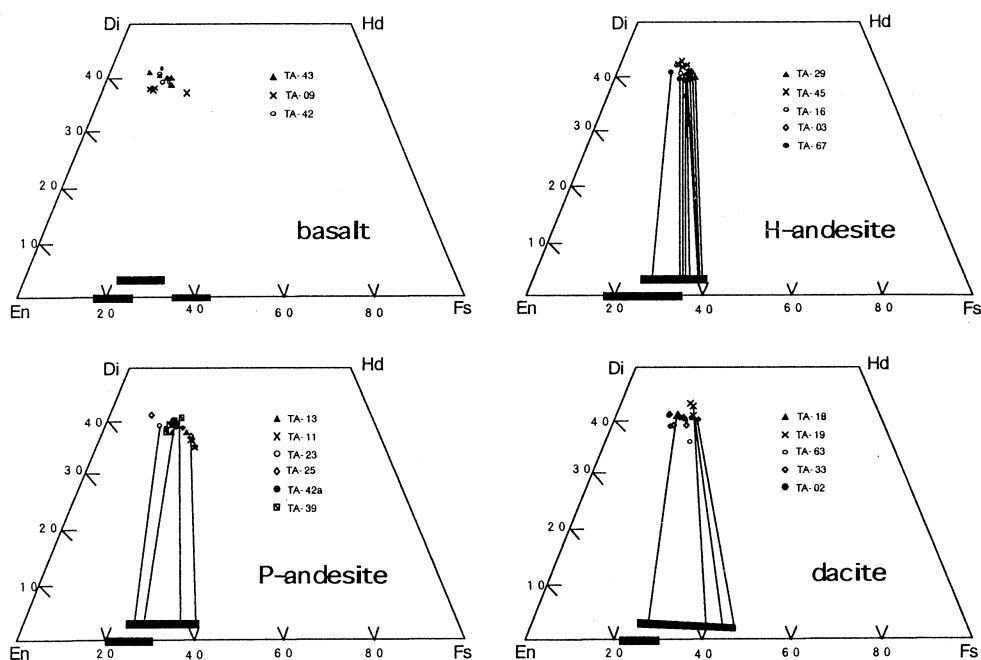
Opx (H-A)4-Mu-45										(H-A)4-Ma-18										(H-A)5-Ka-03																			
2-c	3-c	3-r	4-c	5-c	6-c	1-c	2-c	3-c	4-c	6-c	1-c	2-c	3-c	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	9-c	3-c	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	9-c	10-c	11-c	12-c										
SiO2	52.46	53.11	53.33	53.00	53.06	53.90	53.45	52.15	52.68	52.26	52.57	52.60	52.32	51.58	53.20					52.15	52.68	52.26	52.57	52.60	52.32	51.58	53.20			53.11	53.33	53.00	53.06	53.90	53.45	52.15	52.68	52.26	52.57
TiO2	0.19	0.21	0.18	0.22	0.15	0.10	0.15	0.21	0.18	0.20	0.08	0.13	0.20	0.33	0.12					0.21	0.18	0.20	0.08	0.13	0.20	0.33	0.12			0.21	0.18	0.22	0.15	0.10	0.15	0.21	0.18	0.20	0.08
Al2O3	1.73	1.59	1.13	2.12	1.28	1.02	1.33	1.33	1.12	1.24	1.51	1.44	1.29	2.96	1.42					1.59	1.13	2.12	1.28	1.02	1.33	1.33	1.12	1.24	1.51	1.13	2.12	1.28	1.02	1.33	1.33	1.12	1.24	1.51	1.44
FeO	20.36	20.22	21.15	20.79	20.50	20.80	21.10	23.88	22.80	22.58	21.30	22.51	23.95	17.56	22.08					21.15	20.79	20.50	20.80	21.10	23.88	22.80	22.58	21.30	22.51	20.22	21.15	20.79	20.50	20.80	21.10	23.88	22.80	22.58	21.30
MnO	0.51	0.58	0.72	0.61	0.58	0.63	0.79	0.68	0.69	0.68	0.57	0.68	0.65	0.37	0.65					0.72	0.61	0.58	0.63	0.79	0.68	0.69	0.68	0.57	0.68	0.58	0.72	0.61	0.58	0.63	0.79	0.68	0.69	0.68	0.57
MgO	21.92	22.02	22.65	22.51	23.13	23.11	22.68	20.42	21.25	21.34	22.24	21.07	20.69	25.53	21.79					22.02	22.65	22.51	23.13	23.11	22.68	20.42	21.25	21.34	22.24	22.65	22.51	23.13	23.11	22.68	20.42	21.25	21.34	22.24	21.07
CaO	1.72	1.49	1.43	1.62	1.36	1.30	1.35	1.57	1.53	1.55	1.51	1.57	1.51	1.60	1.40					1.49	1.43	1.62	1.36	1.30	1.35	1.57	1.53	1.55	1.51	1.43	1.62	1.36	1.30	1.35	1.57	1.53	1.55	1.51	1.60
Total	98.93	100.22	100.60	100.87	100.07	100.86	100.86	100.21	100.26	99.86	99.79	100.00	100.25	99.85	100.87					100.22	100.60	100.87	100.07	100.86	100.86	100.21	100.26	99.86	99.79	100.60	100.87	100.07	100.86	100.86	100.21	100.26	99.86	99.79	100.00

Opx (H-A)5-Ka-03										(H-A)6-Ke-67										(D)7-Kn-18																			
2-c	4-c	5-c	6-c	1-c	2-c	3-c	4-c	5-c	6-c	OL1-r	2-c	3-c	3-r	4-c	4-r	5-c	6-c	7-c	8-c	3-c	4-c	5-c	6-c	7-c	8-c	9-c	10-c	11-c	12-c										
SiO2	52.43	52.18	52.94	52.95	53.24	54.25	54.18	53.11	52.73	53.43	53.11	54.03	53.47	53.11	54.03					52.18	52.94	52.95	53.24	54.25	54.18	53.11	52.73	53.43	53.11	52.94	52.95	53.24	54.25	54.18	53.11	52.73	53.43	53.11	54.03
TiO2	0.13	0.25	0.21	0.18	0.25	0.12	0.11	0.17	0.18	0.21	0.16	0.14	0.09	0.10					0.25	0.21	0.18	0.25	0.12	0.11	0.17	0.18	0.21	0.16	0.21	0.18	0.25	0.12	0.11	0.17	0.18	0.21	0.16	0.14	
Al2O3	2.03	1.63	1.33	2.40	2.74	1.81	2.01	1.40	1.50	1.45	2.12	1.60	1.48	0.96	1.05					1.63	1.33	2.40	2.74	1.81	2.01	1.40	1.50	1.45	2.12	1.33	2.40	2.74	1.81	2.01	1.40	1.50	1.45	2.12	1.60
FeO	21.92	23.04	21.81	21.40	17.08	17.80	14.78	21.43	20.81	21.27	19.53	17.21	20.30	24.09	24.82					23.04	21.81	21.40	17.08	17.80	14.78	21.43	20.81	21.27	19.53	21.81	21.40	17.08	17.80	14.78	21.43	20.81	21.27	19.53	17.21
MnO	0.91	0.71	0.56	0.58	0.41	0.32	0.57	0.54	0.53	0.47	0.36	0.54	0.52	0.44	0.61					0.71	0.56	0.58	0.41	0.32	0.57	0.54	0.53	0.47	0.36	0.56	0.58	0.41	0.32	0.57	0.54	0.53	0.47	0.36	0.54
MgO	21.74	22.02	21.15	21.99	25.66	24.88	26.59	22.18	20.08	22.38	21.16	25.20	24.21	24.91	24.51					22.02	21.15	21.99	25.66	24.88	26.59	22.18	20.08	22.38	21.16	21.99	25.66	24.88	26.59	22.18	20.08	22.38	21.16	25.20	24.21
CaO	1.53	1.56	1.76	1.70	1.56	1.76	1.81	1.54	1.81	1.65	2.05	1.73	1.68	1.03	1.36					1.56	1.70	1.56	1.76	1.81	1.54	1.81	1.65	2.05	1.73	1.70	1.56	1.76	1.81	1.54	1.81	1.65	2.05	1.73	1.68
Total	100.41	100.13	100.62	101.22	100.90	100.82	99.76	100.40	99.81	100.89	100.64	100.60	100.52	100.																									



第5図 高原火山噴出物における造岩鉱物組成。
(左側)斜長石斑晶, (右側)シソ輝石とカンラン石。

普通輝石斑晶核部の組成は玄武岩, 安山岩, デイサイトを通してほぼ同じで (第6図), 逆累帯構造はほとんど認められない。第6図には斜方輝石とカンラン石の組成範囲を太線で示し, 互いに接する普通輝石と斜方輝石の組成をタイラインで結んである。斜方輝石斑晶核部の組成は, 玄武岩からデイサイトへとEn成分が減少し, Wo成分もわずかに減少している (第5図)。逆累帯構造も少し認められ, ピジョン輝石質岩では縁部にピジョン輝石の反応縁が認められる。カンラン石斑晶核部の組成の特徴は, Fo成分に富むカンラン石 (Fo75以上) が玄武岩, 安山岩, デイサイトのいずれにも認められることである。カンラン石斑晶には, ピジョン輝石質岩ではシソ輝石あるいはピジョン輝石の反応縁が認められ, シソ輝石質岩ではシソ輝石の反応縁



第6図 高原火山噴出物における造岩鉱物組成，輝石核部の組成。

が認められる。角閃石斑晶は狭義の普通角閃石組成を持つが、一部、チェルマーク角閃石組成にプロットされるものもある。

5.2 石基鉱物組成

石基については、シソ輝石質岩系の石基が細粒でEPMA分析が難しかったために、ピジョン輝石質岩に属する玄武岩2試料と安山岩3試料についてのみ石基斜長石と輝石の組成のみを調べた。石基斜長石のAn成分は、玄武岩でAn₇₅₋₆₀、安山岩でAn₇₀₋₅₀である。ピジョン輝石質岩の石基には常に普通輝石とピジョン輝石の両方が含まれ、斜方輝石は含まれない。

5.3 各岩系のマグマ温度

共存する普通輝石斑晶と斜方輝石斑晶の組成を用いて、その斑晶が晶出した時の温度を求めることができる^{19, 20)}。また、Mgに富んだ石基ピジョン輝石組成はほぼ普通輝石+斜方輝石+ピジョン輝石のisobaric univariant line上にある²¹⁾と考えられ、その組成を使ってマグマ噴出時のおよその温度を求めることができる。

今回分析した輝石組成を使って高原火山のマグマの温度を見積った。その結果を第8表に示す。両輝石温度計を用いた結果から輝石斑晶晶出時の温度は玄武岩→安山岩→デイサイトへと低下する傾向が認められる。ただし、安山岩、デイサイトにもかなり高温を示すものがある。

第8表 両輝石温度計²⁰⁾(Px), ピジョン輝石温度計²¹⁾(Pi) で求めた高原火山群噴出物のマグマ温度。

Rock type	Sample name	SiO ₂ (wt. %)	Temp.(Px) (°C)	Rock type	Sample name	SiO ₂ (wt. %)	Temp.(Pi) (°C)
B	DA-TA09	50.95	1125	B	SY-TA42	52.17	1081
P-A	SH-TA23	54.68	1101	B	SY-TA42	52.17	1079
P-A	SH-TA23	54.68	1066	B	SY-TA42	52.17	1077
P-A	SY-TA39	56.26	1038	B	SH-TA36	52.30	1066
P-A	SU-TA39	56.26	1011	P-A	SH-TA23	54.68	1088
H-A	DA-TA03	56.84	1112	P-A	SH-TA23	54.68	1085
H-A	DA-TA03	56.84	1058 *	P-A	SH-TA23	54.68	1081
H-A	SY-TA67	56.07	1052	P-A	SY-TA42a	54.78	1073
H-A	SY-TA67	56.07	1048 *	P-A	SY-TA42a	54.78	1061
H-A	SH-TA16	56.42	1046	P-A	SY-TA39	56.22	1054
H-A	SH-TA16	56.42	1043 *	P-A	SY-TA39	56.26	1045
H-A	SH-TA45	59.07	1028				
H-A	SH-TA29	58.07	1024 *				
H-A	SH-TA29	58.07	1007				
D	SY-TA33	66.48	1101				
D	SY-TA33	66.48	1010 *				
D	SY-TA18	64.88	966 *				
D	SY-TA19	69.49	953				

ところで、温度の計算にあたっては、互いに接している普通輝石と斜方輝石斑晶を用いた。しかし厳密には両者が平行連晶していないと同時に晶出したとは言えない。平行連晶しているものだけを用いた場合も、輝石晶出時の温度は安山岩→デイサイトへと低下するが、その場合は安山岩、デイサイトで高温を示すものは認められなくなる。ピジョン輝石温度計からは、ピジョン輝石質岩の噴出温度として1040°C~1080°C(±20°C)が見積られる。

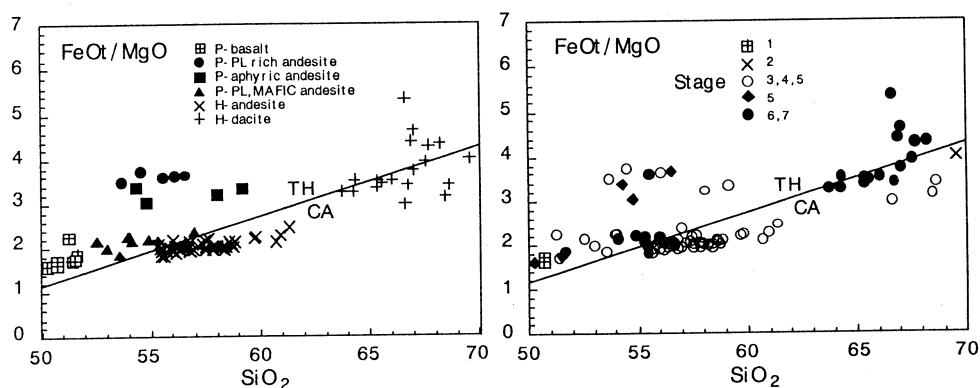
斑晶鉱物の組成の特徴をまとめると、玄武岩→安山岩→デイサイトへとAb成分に富む斜長石が増え、斜方輝石のEn成分およびWo成分が減少する。これらのことは玄武岩からデイサイトへとマグマ温度が低下したことを意味している。一方、デイサイトにおいてもAn成分に富む斜長石を含み、Fo成分に富むカンラン石を含むことから、デイサイトを生じたマグマは当初から低温だったのではなく、最初は高温であったことを意味している。玄武岩→安山岩→デイサイトへの変化はピジョン輝石質岩系岩→シソ輝石質岩系岩への変化に対応しているので、シソ輝石質岩系岩を派生したマグマは当初はピジョン輝石質岩系岩と同様に高温であったが、最終的には、地下深所でマグマ温度がピジョン輝石質岩系岩に比べてより低温になったと推定

される。

§ 6. 噴出物の全岩化学組成

6.1 ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩

高原火山群噴出物の組成を $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図²²⁾にプロットした(第7図)。ピジョン輝石質岩系安山岩のうち、斜長石斑状安山岩と稍斑晶質安山岩は FeO^*/MgO の値が3以上と大きく、TH(ソレイト)系列に属する。また、シソ輝石質岩系安山岩は FeO^*/MgO の値が2.5以下と小さく、CA(カルクアルカリ)系列に属する。ピジョン輝石質岩系安山岩のうち、斜長石輝石斑状安山岩類は FeO^*/MgO の値が2.5以下と小さく、 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図においてシソ輝石質岩系安山岩と一連のトレンドを描く。

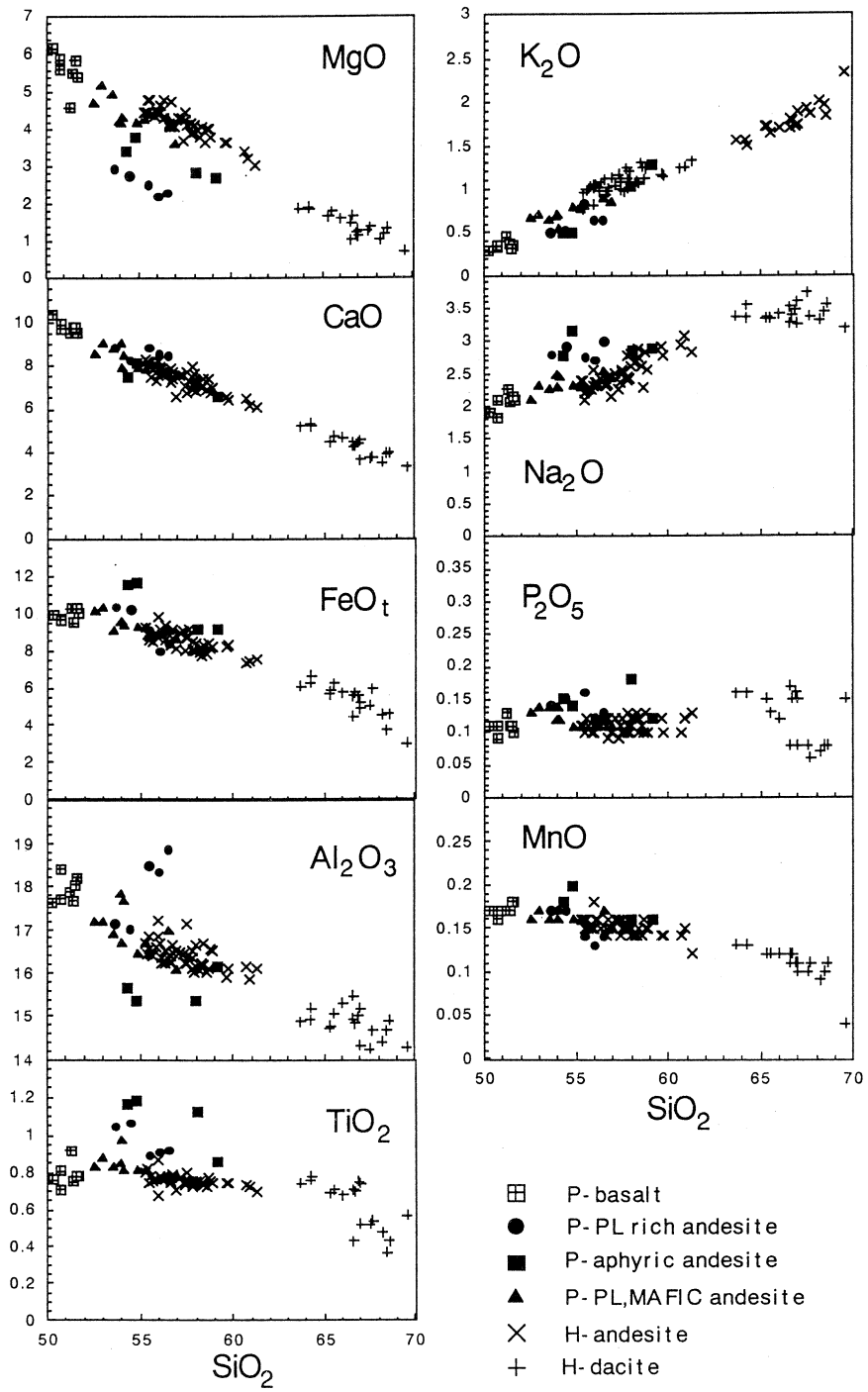


第7図 高原火山噴出物における $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図。
左側は岩型、右側はステージによる区分。境界線はMiyashiro²²⁾のTH/CA境界である。

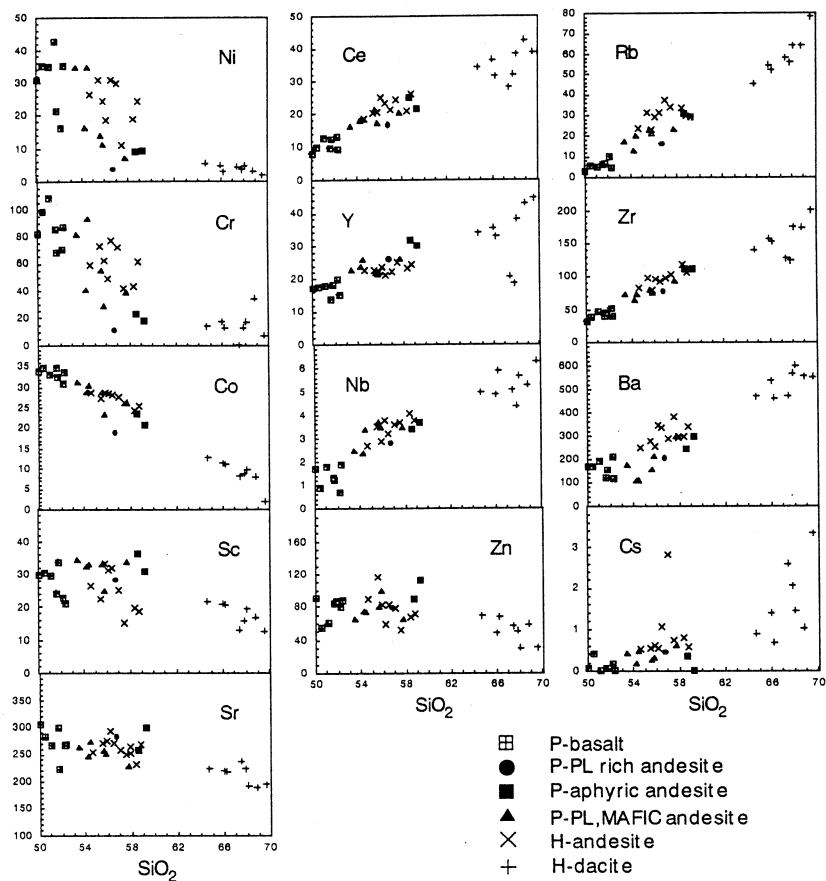
従って、高原火山群噴出物は化学組成的にはソレイト系列に属するピジョン輝石質岩系玄武岩、斜長石斑状安山岩、稍斑晶質安山岩と、カルクアルカリ系列に属するシソ輝石質岩系安山岩、ソレイト系列とカルクアルカリ系列の領域にまたがるピジョン輝石質岩系斜長石輝石斑状安山岩、シソ輝石質岩系デイサイトからなる。これらは大きく、玄武岩類、ソレイト系列安山岩類、カルクアルカリ系列安山岩類、デイサイト類に分類でき、それぞれ固有の組成領域を持つ。

6.2 主成分および微量成分元素組成

高原火山噴出物のハーカー図を第8図に示す。ソレイト系列安山岩とカルクアルカリ系列



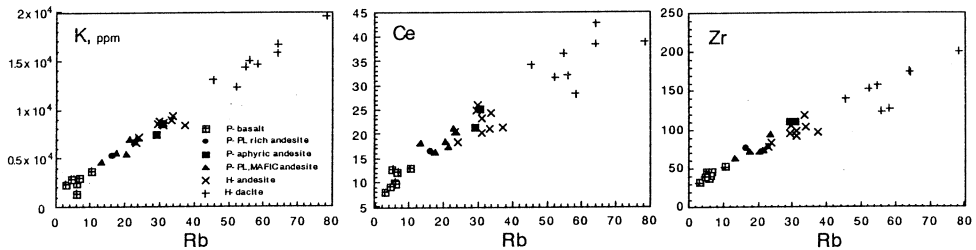
第8図 高原火山噴出物のハーカー図。
(a) 主成分元素組成



第8図 (b) 微量元素元素組成。

安山岩を同じ SiO_2 含有量で比べると、 TiO_2 、 Na_2O 、 P_2O_5 はソレイト系列の方がカルクアルカリ系列より含有量が多い。 FeO^* 、 MnO 、 CaO はソレイト系列とカルクアルカリ系列で含有量はほぼ同じである。 MgO 、 K_2O はカルクアルカリ系列の方がソレイト系列より含有量が多い。 Al_2O_3 は斜長石斑状安山岩ではカルクアルカリ系列より含有量が多いが、稍斑晶質安山岩ではカルクアルカリ系列岩より含有量が少ない。微量元素については SiO_2 含有量が増えると、Ba, Ce, Cs, Nb, Rb, Y, Zrの含有量は増え、Co, Cr, Ni, Sc, Sr, Znの含有量は減少している。全体的にみると、多くの元素で、玄武岩、カルクアルカリ系列安山岩、デイサイトがほぼ一直線を描いている。ここで重要な点は、記載岩石学的に斑晶モード組成の違いで分類した6種類の岩石が化学組成的にもそれぞれ固有の組成を持ってハーカー図上で違った領域にプロットされ、それぞれが固有のトレンドを描いていることである。

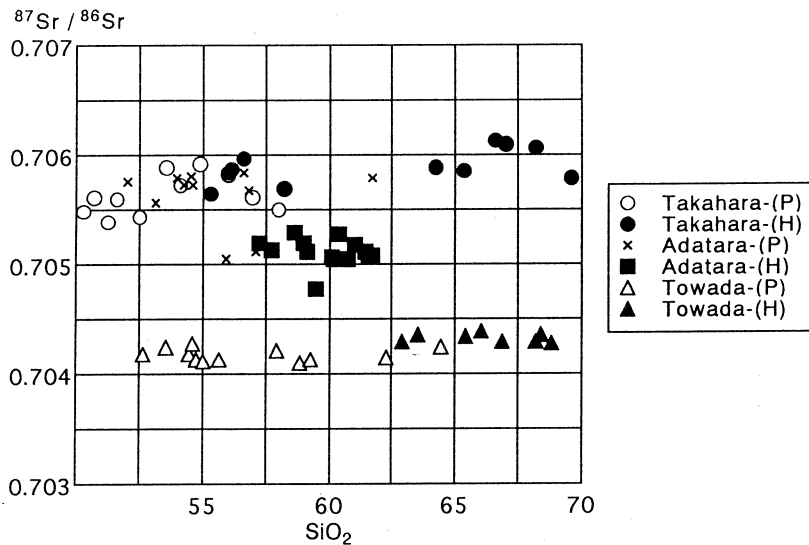
第9図にRbに対してK, Ce, Zrをとった図を示す。高原火山群噴出物における液相濃集元素どうしの比は岩石タイプ毎に微妙に異なる⁴⁾が、全体としてはほぼ一定の範囲内にある。極端な結晶分別作用を考えない限り、分別結晶作用において分配係数が近い液相濃集元素どうしの比はあまり変化しない。従って、高原火山群噴出物は基本的にはほぼ同じあるいは類似の起源物質から派生したと考えて問題はない。一方、固相濃集元素のうち、苦鉄質鉱物に入りやすいNi, Cr濃度がソレアイト系列岩とカルクアルカリ系列岩とで明瞭に異なる。ソレアイト系列安山岩のNi, Cr含有量は玄武岩に比べ著しく少なく、カルクアルカリ系列安山岩のNi, Cr含有量はソレアイト系列安山岩に比べ明瞭に多い。



第9図 高原火山噴出物のRb-Ce, K, Zr図。

6.3 噴出物のSR 同位体組成

第10図にSiO₂に対して⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比をとった図を示す。高原火山噴出物の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比はすべ

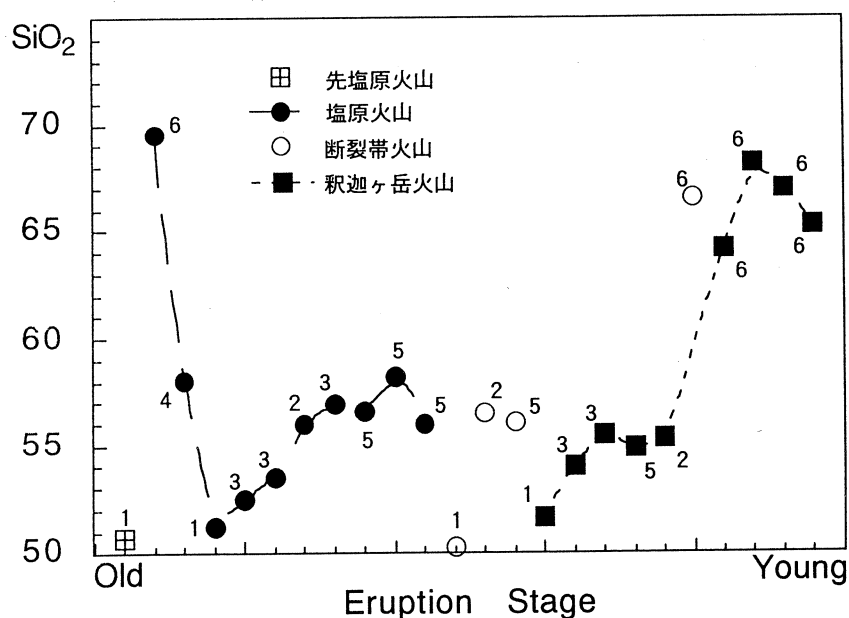


第10図 高原火山, 安達太良火山²³⁾, 十和田火山噴出物²³⁾についてのSiO₂-Sr同位体組成図。

て0.7054~0.7061の間にプロットされる。つまり、安達太良火山のようにソレライト系列とカルクアルカリ系列との間にSr同位体組成の明瞭な差がある²³⁾ということはない。高原火山群噴出物においては十和田火山噴出物²³⁾と同様に、SiO₂の含有量が多いほどわずかながら⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比が高くなる傾向がある。これはマグマがマントルから地表に到達するまでの間に被る地殻との相互作用の結果かもしれない。噴出年代や噴出場所による系統的な組成差は明瞭でない。

§ 7. 高原火山形成史とマグマ組成変化の対応関係

高原火山群における火山の成長に伴う噴出物のSiO₂含有量の変化を第11図に示す。図では火山地形によって区分された3つの火山(塩原大カルデラ火山, 断裂帯火山群, 釈迦ヶ岳円錐火山)の噴出物を違った記号を用いて示している。それぞれの火山のSiO₂含有量の変化に注目すると、塩原大カルデラ火山ではまずSiO₂含有量の高いデイサイトを噴出し、それからSiO₂含有量の低い玄武岩の活動があり、その後時代とともにSiO₂含有量が増加している。それに対して、断裂帯火山群および釈迦ヶ岳円錐火山では時代とともにSiO₂含有量が単調に増加していく傾向がある。このような傾向は守屋⁶⁾の示した大カルデラ火山と円錐火山の特徴



第11図 火山の成長に伴う高原火山噴出物におけるSiO₂含有量の変化。
 1. 玄武岩, 2. 斜長石斑状安山岩, 3. 斜長石輝石斑状安山岩,
 4. 稍斑晶質安山岩, 5. シソ輝石質岩系安山岩, 6. デイサイト

に一致している。図の各噴出物のプロットの脇に各噴出物の岩石タイプを示す。

高原火山群においては、塩原カルデラ形成後、塩原火山、断裂帯火山群および釈迦ヶ岳火山の異なる3つの火道（マグマ供給）系を考えることができる。それぞれにおいてマグマは時間とともにより分化したものになっている。この3つの火道系を細かく見るとそれぞれが固有の特徴をもつ。例えば、それぞれでデイサイトの組成が微妙に異なる。また、カルクアルカリ系列安山岩を見ると、塩原火山では噴出量がかなり多く、 SiO_2 の組成幅が53~62%と広いのに対して、断裂帯火山群および釈迦ヶ岳火山では分化したカルクアルカリ系列安山岩が見られない。また、ソレイト系列安山岩は3つの火道系のいずれにも認められるが、組成はそれぞれ微妙に異なる。

§ 8. 共存するソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の成因

8.1 ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩

ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩が共存することは東北本州弧脊梁火山列火山にみられる大きな特徴であり、高原火山群でも両者が共存している。これまでにソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の成因については以下のような様々な説が多くの人によって提案されている²⁴⁾。

- (1) これら両者がいずれも同じ初生マグマに由来するが、マグマ混合ないし結晶分化作用などの二次的な地殻内作用の違いにより両岩系が生じたとする説。
- (2) これら両者がそれぞれ共通の起源物質に由来するが、異なる深さないし異なる部分溶融度のもとで生成された異なる初生マグマに由来するとする説。
- (3) これら両者がそれぞれ異なる起源物質に由来するとする説。

高原火山の場合、液相濃集元素どうしの比やSr同位体のデータから、すべてのマグマは類似の起源物質に由来し、地殻物質等の混成作用も顕著ではなかったと考えられる。そうすると、ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の成因としては、a) 共通の起源物質から派生した異なる初生マグマに由来する、b) 同一の初生マグマに由来し、結晶分化作用が異なる、c) 同一の初生マグマに由来するが、結晶分化作用とマグマ混合が働いた、の3つの可能性が考えられる。

高原火山群において、ソレイト系列安山岩とカルクアルカリ系列安山岩との間にはわずかながらインコンパティブル元素の濃度差が認められ、カルクアルカリ系列安山岩において高い。ただし、この違いはピジョン輝石質岩系玄武岩に認められる組成幅の中に収まる程度の変動で

あり、両者の違いは必ずしも初生マグマ発生時における部分熔融度の違いを反映したものではなく、初生マグマからの初期分別作用の違いである可能性もある。また、高原火山群ではカルクアルカリ系列岩が全体として描くトレンドは湾曲しており、これを単純なマグマ混合で説明することはできない。斑晶鉱物が示す全体的な特徴は、これらが一連の結晶分化物であり、玄武岩→安山岩→デイサイトへと、またピジョン輝石質岩→シソ輝石質岩へとマグマ温度が単調に低下していることを示している。

8.2 ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の結晶分別モデル

そこで、同一の初生マグマからソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩とが分別したと仮定した場合に、分別する鉱物の組合せ、量比が両者でどのように違うかを検討した。TA-09 (5-Ha) は高原火山噴出物中で最も未分化な玄武岩の1つである。これを高原火山噴出物の親マグマと仮定し、高原火山群を構成する塩原火山、断裂帯火山群、釈迦ヶ岳火山からの代表的な噴出物について、それを分化するために必要な分別鉱物相およびその量比を主成分組成を用いて最小自乗法で計算した。計算結果の一部を第9表に示す(結果がモード組成と矛盾しないもののみをのせた)。親マグマ(TA-09)から斜長石斑状安山岩あるいは稍斑晶質安山岩を作る場合の分別鉱物相はカンラン石、斜長石、普通輝石、磁鉄鉱、(シソ輝石)である。一方、

第9表 高原火山群噴出物における結晶分別相の組合せと量比。

Parent name	Parent SiO ₂	Daughter name	Daughter SiO ₂	ΣR^2	Cumulus Phase (%)						F (%)
					01	P 1	Cpx	Opx	Mt	Ap	
P	50.44	SH-PLA1	55.31	0.0178	26	56	16	—	2	—	33
P	50.44	SH-PLA2	56.71	0.0201	20	50	18	7	5	—	40
P	50.44	D-PLA	56.51	0.0201	20	50	18	7	5	—	40
P	50.44	SY-PLA	55.51	0.0201	20	50	18	7	5	—	40
P	50.44	SH-APA	59.34	0.1106	19	60	15	—	6	—	47
P	50.44	D-APA	55.53	0.0305	23	65	11	—	1	—	36
P	50.44	SH-PMA	54.03	0.0273	17	59	16	4	4	—	25
SY-B	51.69	SY-PMA	54.78	0.2831	—	55	12	26	7	—	27
P	50.44	SY-HA	56.08	0.1284	16	60	18	—	6	—	35
SH-PMA	54.03	SH-HA	58.02	0.0618	—	57	16	17	10	—	26
SH-HA	55.03	SH-HA	60.01	0.0129	—	54	14	25	7	—	35
SY-PLA	55.51	SY-D	64.00	0.0303	—	70	12	7	11	0	39
SH-HA	61.99	D-D	68.68	0.0471	—	52	11	26	11	0	26
SY-D	65.00	SY-D	70.20	0.1351	—	57	25	8	10	0	19
SY-D	57.00	SH-APA	59.34	0.1973	—	97	—	—	3	—	17

斜長石輝石斑状安山岩を作る場合の分別鉱物相はカンラン石、斜長石、普通輝石、シソ輝石、磁鉄鉱である。そして、斜長石斑状安山岩から稍斑晶質安山岩を作る場合の分別鉱物相は斜長石、磁鉄鉱である。シソ輝石質岩系安山岩どうしやそれからデイサイトを分別する場合の分別鉱物相は斜長石、普通輝石、シソ輝石、磁鉄鉱、(磷灰石)であった。

ソレイト系列安山岩は親マグマから、斜長石>カンラン石>普通輝石とごく少量の磁鉄鉱の分別(一部シソ輝石も含む)によって FeO^*/MgO の値が SiO_2 含有量に対して急に富んでいくトレンドを描く。ただし、ソレイト系列安山岩のうち SiO_2 含有量が58%~59%の稍斑晶質安山岩は FeO^*/MgO の値が SiO_2 含有量に対して急に富んでいくトレンドをほぼ描かない。このような稍斑晶質安山岩は斜長石斑状安山岩から斜長石とごく少量の磁鉄鉱の分別によって生成することができる。

カルクアルカリ系列安山岩に関しては、斜長石輝石斑状安山岩はソレイト系列安山岩と同様に親マグマから、斜長石>カンラン石>普通輝石とごく少量の磁鉄鉱+シソ輝石の分別によって生じ得る。ただし、ソレイト系列安山岩に比べMgに富むカンラン石の割合が少なく、斜長石、Feに富むシソ輝石と磁鉄鉱の割合が多いためソレイト系列安山岩ほど FeO^*/MgO の値が SiO_2 含有量に対して上昇しない。斜長石輝石斑状安山岩からシソ輝石質岩系安山岩あるいはシソ輝石質岩系安山岩内での組成変化経路は、斜長石>シソ輝石>普通輝石>磁鉄鉱の分別で説明できる。この場合 FeO^*/MgO の値は SiO_2 含有量に対して上昇しない。

デイサイトに関しては、塩原火山、断裂帯火山群のデイサイトはカルクアルカリ系列安山岩から、斜長石>シソ輝石>普通輝石>磁鉄鉱の分別によって生成可能であり、デイサイト内の組成変化経路も、斜長石>シソ輝石>普通輝石>磁鉄鉱の分別によって説明できる。釈迦ヶ岳火山における、ソレイト系列安山岩からデイサイトへの、ならびにデイサイト内の組成変化経路は、斜長石>普通輝石>磁鉄鉱>シソ輝石の分別によって説明できる。以上のことから、ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の組成変化経路の違いを結晶分化作用の違いで説明するとすれば、親マグマ→ソレイト系列安山岩およびソレイト系列安山岩内の組成変化経路は主に斜長石+カンラン石+普通輝石の分別によって説明でき、親マグマ→カルクアルカリ系列安山岩の場合も同じく、主に斜長石+カンラン石+普通輝石の分別によって説明できるが、カルクアルカリ系列安山岩内の組成変化経路は主に斜長石+シソ輝石+普通輝石+磁鉄鉱の分別で説明できることが分かる。これらの結果は、類似の初生マグマから、ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩を上記のような分別結晶相の違いによって生じ得ることを示している。

高原火山群噴出物において、ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の、特に苦鉄質側で

の組成変化経路をコントロールしているのは、カンラン石、普通輝石、シソ輝石、斜長石、磁鉄鉱であるが、ソレイト系列岩ではカンラン石と普通輝石の効果が大きく、カルクアルカリ系列岩では斜長石、シソ輝石、磁鉄鉱の効果が相対的に大きい。このような分別結晶相の違いが生じる原因として最も可能性があるのは分別深度とそれに対応した分別温度の違いであろう。すなわち、ソレイト系列岩はより深部においてより高温でカンラン石と普通輝石を主に結晶分別し、一方、カルクアルカリ系列岩はより浅い位置においてより低温の状態、斜長石、シソ輝石、磁鉄鉱の効果が大きな結晶分別作用を行って現在見られるような組成変化経路の違いを生じたと推定される^{25, 26)}。

稍斑晶質安山岩の成因としては、深部でカンラン石+輝石領域で結晶分別していたマグマが急に浅部に上昇し、斜長石の初相領域に入ったために生じた岩石である可能性が最も大きい。そのようなソレイト系列安山岩は量的に少ない。斜長石輝石斑状安山岩は記載岩石学的にも化学組成的にもソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩との中間的な性格を有している。

8.3 高原火山群における2系列のマグマと3つのマグマ供給系

ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の違いについて、それが基本的には分別結晶相の違いで説明可能であることを述べてきたが、高原火山群噴出物全体では大きく2系列のマグマ組成変化が認められる(第7図, 第3表)。高原火山群においては、明らかに塩原火山(ステーション2, 4)、断裂帯火山群(ステーション5)、釈迦ヶ岳火山(ステーション3, 6, 7)の3つの火山体においてマグマ進化過程に違いが認められる。大カルデラ火山である塩原火山では浅い位置で結晶分化したと推定されるカルクアルカリ系列岩が主であるのに対し、円錐火山である釈迦ヶ岳火山ではより深部で結晶分化したと推定されるソレイト系列岩が主である。また、断裂帯火山群ではその噴出位置によって岩系が異なり、塩原カルデラ内ではカルクアルカリ系列岩が、カルデラ外ではソレイト系列岩が噴出している。これらの違いはそれぞれの火山体における火道(マグマ供給)系の構造の違いを反映したものであろう。

§ 9. さいごに

高原火山群を構成する噴出物の岩石学的・地球化学的性質を明らかにした。その結果、高原火山群では、山体形成史がマグマの進化と密接な関連を有していることが明らかとなってきた。本火山群は火山地形から北部の大カルデラ火山である塩原火山と南部の円錐火山である釈迦ヶ岳火山、および単成火山群からなる断裂帯火山群の3つの火山体に分けることができ、高原火山群はこれらの複合体である。高原火山群の噴出物は玄武岩～デイサイトからなり、記載岩石

学的にピジョン輝石質岩系とシソ輝石質岩系に分けられる。斑晶輝石を用いた晶出温度の検討から、ピジョン輝石質岩系ならびにシソ輝石質岩系はともに、1050°Cを超える高温の状態を経ており、最終的にはシソ輝石質岩系の方がより低温（950°C前後）に至ったことが分かる。高原火山群噴出物は、化学組成的に他の東北本州弧脊梁火山列火山と同様にソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩に分けられ、両者が密接に伴って活動している。高原火山群噴出物における液相濃集元素間の比は両岩系を通じてほぼ一定であり、Sr 同位体組成も噴出物間に明瞭な差はない。おそらく、高原火山群噴出物はすべて類似のマンテル起源物質に由来し、また、各岩系におけるマグマ発生時の部分溶融度にもそれほど顕著な差はなかったと推定される。

高原火山群でのマグマの組成変化経路には、玄武岩→ソレイト系列安山岩→デイサイトへと分化する系列と、玄武岩→カルクアルカリ系列安山岩→デイサイトへと分化する系列とが認められる。ソレイト系列岩とカルクアルカリ系列岩の全岩組成に見られる違いは、類似の初生マグマからの異なる分別結晶作用によって説明することが可能である。ソレイト系列岩は地殻内のより深部で、カンラン石+普通輝石（+斜長石）を主に分別し、その後一部の岩石は地殻浅部で斜長石を主とする結晶分別を受けた。一方、カルクアルカリ系列岩は地殻内の深部からより浅部へとマグマが上昇する過程において、深部ではカンラン石+普通輝石+斜長石の分別を、浅部では斜長石+普通輝石+シソ輝石+磁鉄鉱を主とする分別を行ったと推定される。安山岩からデイサイトへの組成変化はいずれも地殻内の比較的浅部において斜長石+普通輝石+シソ輝石+磁鉄鉱を結晶分別したとして説明できる。

高原火山群は地形的に、大カルデラ火山、円錐火山、単成火山群の3つの火山体から構成されているが、これら3つの火山体は噴出物の化学組成においてもそれぞれ固有の特徴を有する。大カルデラ火山である塩原火山では、カルクアルカリ系列岩を主とし、円錐火山である釈迦ヶ岳火山ではソレイト系列岩を主とする。単成火山群からなる断裂帯火山群にはいずれの系列も認められる。これらの各火山体はそれぞれ固有の火道（マグマ供給）系に由来し、マグマの上昇経路が異なっていたと推定される。塩原火山については、カルデラの直径に相当する浅部マグマ溜りの存在が推定され、噴出物は地殻浅部での結晶分別作用を主に受けている。一方、円錐火山を構成する噴出物はより深い位置に根をもつパイプ状のマグマ供給系から導かれ、噴出物の結晶分化作用もより深部でなされたと推定される。これらに対して、断裂帯に沿って配列する単成火山群を構成する噴出物は、噴出位置により岩系が異なり、カルデラ部ではカルクアルカリ系列岩が、カルデラ外ではソレイト系列岩が噴出している。

本報告を作成するにあたって、理学部地球物質科学科の青木謙一郎教授、長谷中利昭博士、土谷信高博士および蟹沢聰史教授、石川賢一博士にはたいへんお世話になった。また、福島大学の木村純一助教授、東京都立大学の鈴木毅彦博士、そして、岩石講座の院生諸氏には有益な議論をして頂いた。大山次男氏、伊藤嘉紀氏、川野部裕之氏、佐々木洋明氏には薄片の制作にあたりたいへんお世話になった。また、核理研の梶本和義博士、大槻 勤博士ならびにライナック・マシングループの方々には光量子放射化分析にあたってたいへんお世話になった。なお、本研究の一部に文部省科学研究費補助金 (No. 06222203) を使用した。以上の方々、ならびに当局に深謝する。

参 考 文 献

- 1) 金原信泰 : 震災予防報告 31 (1900) 3.
- 2) 岩生周一, 今井 功 : 7万5千分の1, 塩原図幅地質説明書 (1955) p.158.
- 3) 池島柳一, 青木謙一郎 : 岩鉱 48 (1962) 97.
- 4) 伴 雅雄, 山中孝之, 井上道則, 吉田武義, 林信太郎, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 25 (1992) 199.
- 5) Y. Kawano, K. Yagi and K. Aoki : Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III 7 (1961) 1.
- 6) 守屋以智雄 : 日本の火山地形, UP Earth Science (東京大学出版会, 1983) p.135.
- 7) 鈴木将之 : 高原山自然教育実習施設研究集録 1 (1982) 9.
- 8) 尾上 亨 : 地質調査所報告 269 (1989) p.207.
- 9) 阿久津 純 : 宇都宮大学学芸学部研究論集 12 (1962) 73.
- 10) 板谷徹丸, 岡田利典, 尾上 亨, 一色直記 : 岩鉱 85 (1990) 172.
- 11) 小池一之, 岩崎孝明, 檀原 徹, 百瀬 貢 : 駒沢地理 21 (1985) 39.
- 12) 鈴木毅彦 : 火山 37 (1992) 251.
- 13) 鈴木毅彦 : 地学雑誌 102 (1993) 73.
- 14) 千葉茂樹, 木村純一, 佐藤美穂子, 富塚玲子 : 地球科学 48 (1994) 223.
- 15) 奥野 充, 中村俊夫, 守屋以智雄 : 日本火山学会講演予稿集 (1993)
- 16) T. Yoshida, K. Masumoto and K. Aoki : J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 81 (1986) 406.
- 17) 藤巻宏和, 王 成玉, 青木謙一郎, 加藤裕三 : 岩鉱 87 (1992) 187.
- 18) H. Fujimaki and K. Aoki : Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III 14 (1980) 261.

- 19) B.J. Wood and S. Banno : Cont. Min. Petrol. **42** (1973) 109.
- 20) P.R.A. Wells : Cont. Min. Petrol. **62** (1977) 129.
- 21) T. Ishii : J. Petrol. **32** (1991) 429.
- 22) A. Miyashiro : Am. Jour. Sci. **274** (1974) 321.
- 23) 倉沢 一, 藤縄明彦, W.P. Leeman : 地質学雑誌 **92** (1986) 255.
- 24) 吉田武義 : 地質学論集 **32** (1989) 353.
- 25) 吉田武義, 阿部智彦, 谷口政碩, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **20** (1987) 131.
- 26) 木村純一, 吉田武義 : 核理研研究報告 **26** (1993) 219.

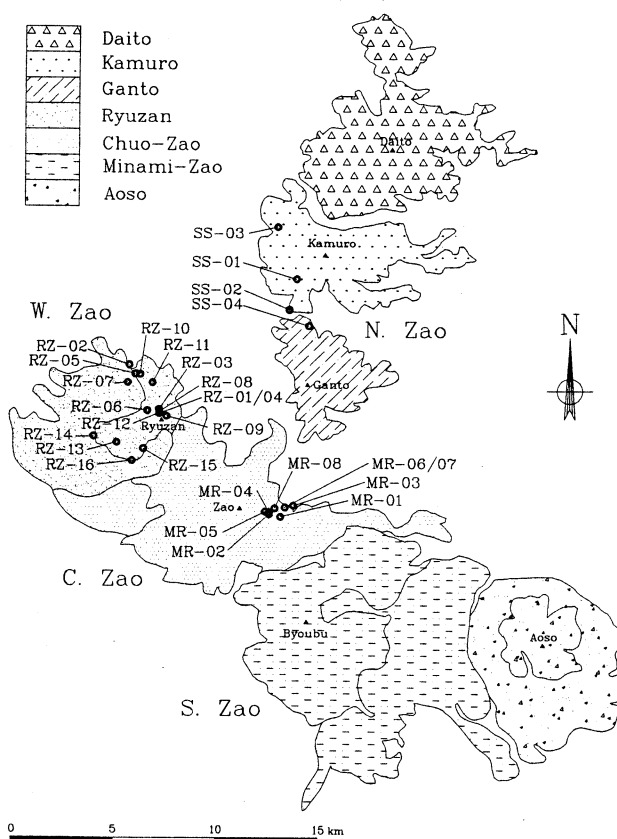
東北本州弧、蔵王火山群早期噴出物の地球化学的研究

山形大理学部, 理学部地球物質科学*

大場与志男・吉田武義*

§ 1. はじめに

蔵王火山群は山形市南東の宮城・山形県境に位置し、広義には、青麻、南蔵王、中央蔵王(狭義の蔵王)、滝山(西藏王)火山から構成されている。これらの北側には、さらに雁戸、神室、瀬の原、大東岳といった古い火山体が分布する(第1図¹⁾)。このうち、西藏王(滝山)・



第1図 蔵王火山群の概略図と試料採取地点。

N.Zao : 北蔵王、W.Zao : 西藏王、C.Zao : 中央蔵王、S.Zao : 南蔵王
火山岩の分布は大沢ら¹⁾による。

中央蔵王（熊野岳・刈田岳・五色岳・地藏山・鳥兜山）・南蔵王（杉ヶ峰・屏風岳・不忘山）が北西～南東方向の主列をなし、中央部の刈田岳と熊野岳の東側には火口湖「御釜」がある。蔵王火山群の研究としては、市村²⁻⁶・千葉⁷・山田⁸、霜鳥ら⁹、酒寄ら¹⁰、酒寄¹¹、今田・大場¹²、今田・高岡¹³、酒寄ら¹⁴、今田ら¹⁵、大場・今田¹⁶、高岡ら¹⁷、酒寄¹⁸などがある。火山の基盤は白亜紀花崗岩類と中新統で、前者は標高1,200m付近まで露出する。本論では、低アルカリソレイト質で特徴づけられる蔵王火山群の早期噴出物について、光量子放射法などを用いてその化学組成を検討したので、その結果を報告し若干の考察を加える。

§ 2. 蔵王火山群早期噴出物

西蔵王を構成する滝山火山噴出物は溶岩と火山砕屑物の互層からなり、その活動時期はほぼ100万年前（1.13～0.94Ma¹⁷）の年代を示している。噴出物はその分布と岩質から、下位より、西蔵王溶岩類、蔵王温泉下部溶岩類、同上部溶岩類、赤倉沢溶岩類、滝山山頂溶岩に区分されている¹⁵。岩質は大部分が玄武岩であるが、山体の上部には安山岩質溶岩が認められる。

中央蔵王の活動は3期¹²あるいは4ステージ¹⁸に分けられる。最も古い第1期（ステージ1）が濁川上流の丸山沢噴出物である。これは火山礫凝灰岩・火山角礫岩の互層に溶岩をはさみ、岩脈に貫かれている。一部の岩脈の年代は146万年前を示すが、溶岩本体の年代は79～54万年前に及ぶ。一応、丸山沢火山噴出物の年代としては100万年前と推定されている¹⁷が、まだ再検討の余地がある。第2期は0.32～0.12Ma頃の活動で、蔵王沢、熊野、賽の碓、地藏の各溶岩類（ステージ2）とそれに伴う刈田岳、熊野岳、地藏山の溶岩円頂丘（ステージ3）からなる。0.03Ma頃から始まった第3期（ステージ4）活動で馬の背火口や五色岳が形成された。

北蔵王を構成するのは、雁戸山～神室山にかけて分布する火山岩類であり、今回、瀬の原溶岩、神室山溶岩ならびに八丁平溶岩（笹谷峠）を分析した。安山岩質溶岩流を主体とする山体であるが、一部に玄武岩～玄武岩質安山岩が含まれる。その活動年代は、八丁平溶岩の年代が 0.32 ± 0.10 Maで、雁戸山溶岩の年代としては 0.45 ± 0.02 Maという年代値が出されている¹⁹。従って、丸山沢や滝山火山噴出物に比較して、噴出時期が少し新しい。

南蔵王の活動は岩質変化から3期に分けられている^{10, 11}。第1期はシソ輝石質岩系～ピジョン輝石質岩系に属する安山岩より成る山体の形成期で、野ノ森山、杉ヶ峰、馬ノ神岳、烏帽子岳を含む。第2期にはピジョン輝石質岩系玄武岩質安山岩とシソ輝石質岩系安山岩からなる活動が屏風岳を形成した。第3期にはピジョン輝石質岩系玄武岩～玄武岩質安山岩からなる不忘

山が形成されたとされている。これらについては、中央蔵王第2期に続く0.29～0.07Maという年代値が得られているが、上記の活動史とは一部矛盾している¹⁷⁾。酒寄ら¹⁰⁾は南蔵王のピジョン輝石質岩系が他の火山のものより K_2O 量に富み、シソ輝石質岩系岩の組成に連続することから、これらは一連の結晶分化作用の産物であると述べている。

伴ら²⁰⁾は、南蔵王の東側に位置する青麻火山について、その形成年代が0.38Maであり、活動開始から終了までは約10万年以下であろうとしている。これはほぼ上記の北蔵王の年代に相当している。

蔵王火山群、特に中央蔵王や南蔵王火山噴出物の大部分は20～12万年前以降に形成されたものである¹³⁾。それに対して、今回分析を行った試料はいずれも40～30万年前以前に活動した蔵王火山群の早期噴出物である。この中では滝山と丸山沢噴出物がほぼ同時、あるいは後者が遅れて活動し、それについて北蔵王が青麻火山とほぼ同時に活動している。

§ 3. 蔵王火山群早期噴出物の岩石学的特徴

滝山火山噴出物は、玄武岩～安山岩質であり、その斑晶組合せは、カンラン石+斜長石+普通輝石+鉄鉱、カンラン石+斜長石+普通輝石、カンラン石+斜長石+普通輝石+シソ輝石+鉄鉱である。ここでは玄武岩質岩にシソ輝石が含まれないのが特徴である。一部に斑晶にきわめて乏しい岩石が認められる(第2図の斑晶斜長石、苦鉄質鉱物、石基を頂点にとった三角図を参照)。斑晶に富んだ玄武岩は長さ1cmを超える斜長石や9.0vol.%に達するカンラン石斑晶を有している。今田ら¹⁶⁾はこれらが低アルカリソレライト質であり、一連の分化系列を成すとしている。分析試料のうち、1～8、10は西蔵王溶岩、9、16は蔵王温泉下部溶岩、11～15が蔵王温泉上部溶岩である。

丸山沢火山噴出物は玄武岩～玄武岩質安山岩であり、斑晶組合せはカンラン石+斜長石+普通輝石+シソ輝石、斜長石+普通輝石+シソ輝石+鉄鉱、である。カンラン石はときに2.6%に達する。鉄鉱の量は0.1%以下である。本噴出物にはデイサイト質の軽石を伴う。中央蔵王において低アルカリソレライト(low-K系列²¹⁾のソレライト)系列に属するのは丸山沢火山噴出物のみであり、それ以外の中央蔵王の噴出物はmedium-Kのカルクアルカリ系列に分類される¹⁸⁾。酒寄¹⁸⁾は、ステージ1の低アルカリソレライトと中丸山の岩石がNタイプ²²⁾に属し、ステージ2以降のカルクアルカリ岩がRタイプ²²⁾に属することから、前者は基本的には玄武岩質マグマからの斑晶鉱物(斜長石、普通輝石、斜方輝石、±磁鉄鉱)の結晶分化作用によって生じ、一方、後者は玄武岩質マグマと珪長質マグマとの混合の産物であるとしている。ステー

第1表 蔵王火山群早期噴出物の主成分化学組成。

Sm.Name	RZ-01	RZ-02	RZ-03	RZ-04	RZ-05	RZ-06	RZ-07	RZ-08	RZ-09	RZ-10	RZ-11	RZ-12	RZ-13	RZ-14
Sm.No.	1001	0206A	60101	90213	60202	1502	82401	91402	8601	W2	61502	91403	72504	R1-50
SiO ₂	46.72	47.89	48.22	48.60	49.18	50.18	50.49	50.65	51.04	51.94	52.26	52.35	55.02	56.03
TiO ₂	1.09	0.76	0.85	0.95	0.97	0.93	0.94	1.07	1.08	0.93	0.94	1.05	1.44	0.83
Al ₂ O ₃	16.54	18.34	18.56	17.81	18.17	18.23	18.24	17.79	19.58	17.71	18.81	17.27	16.37	19.16
Fe ₂ O ₃	5.09	2.33	2.81	3.11	4.46	3.82	3.95	3.64	3.99	3.07	4.00	4.16	3.38	3.10
FeO	6.59	8.03	7.05	7.70	6.24	6.86	6.50	6.96	5.22	6.89	5.56	6.22	6.87	4.94
MnO	0.13	0.15	0.16	0.17	0.16	0.17	0.18	0.16	0.14	0.17	0.16	0.16	0.17	0.15
MgO	8.43	9.42	7.17	7.36	6.33	5.32	6.39	6.30	3.57	5.57	4.67	4.27	3.69	2.94
CaO	11.72	10.91	11.43	11.02	10.24	11.05	10.31	10.79	10.06	9.80	10.03	9.76	8.54	8.07
Na ₂ O	1.78	1.58	1.79	1.91	2.25	2.05	2.30	2.12	2.59	2.53	2.32	2.51	2.85	2.98
K ₂ O	0.29	0.21	0.16	0.18	0.36	0.30	0.40	0.34	0.46	0.46	0.50	0.55	0.70	0.53
H ₂ O+	0.79	0.20	0.96	0.65	0.55	0.78	0.39	0.52	1.06	0.31	0.53	0.50	0.62	0.81
H ₂ O-	0.45	0.24	0.45	0.37	0.58	0.32	0.16	0.17	0.59	0.45	0.15	0.54	0.35	0.45
P ₂ O ₅	0.21	0.12	0.10	0.14	0.15	0.22	0.13	0.12	0.16	0.17	0.18	0.22	0.28	0.14
Total	99.83	100.18	99.71	99.97	99.64	100.23	100.38	100.63	99.54	100.00	100.11	99.56	100.28	100.13
Pl	27.2	27.4	19.0	15.4	18.2	35.3	18.0	25.9	26.4	25.5	20.7	24.6	6.9	27.4
Cpx	0.1	0.6	2.4	0.8	0.6	0.8	2.1	1.0	1.0	0.1	1.2	1.7	0.6	3.1
Opx	—	—	—	—	—	2.0	—	—	—	tr	1.0	3.2	0.5	3.0
Ol	7.7	9.0	6.0	5.9	6.0	4.8	6.0	6.3	8.2	5.0	0.7	0.6	tr	0.4
Mt	0.4	—	—	—	—	0.1	0.2	0.2	0.4	—	0.1	0.2	0.3	0.4
Gm	64.6	63.0	72.6	77.9	75.2	56.9	73.3	66.6	64.2	69.4	76.4	69.6	91.3	65.8

Sm.Name	RZ-15	RZ-16	SS-01	SS-02	SS-03	SS-04	MR-01	MR-02	MR-03	MR-04	MR-05	MR-06	MR-07	MR-08
Sm.No.	52301	R2-50	60806	60802	203-A	60801	51704	60203	51601	60202	60204	K13-63	50711	102505
SiO ₂	56.04	59.22	51.78	52.65	55.08	58.17	50.72	51.23	51.26	51.75	51.83	55.73	58.43	63.53
TiO ₂	1.01	1.05	0.91	0.93	0.95	0.87	0.92	0.74	0.96	0.79	0.94	1.07	0.81	1.03
Al ₂ O ₃	17.67	15.21	19.51	19.58	18.85	17.92	19.49	17.46	18.84	18.20	18.60	16.29	18.14	13.41
Fe ₂ O ₃	4.25	4.63	3.20	2.78	2.65	3.02	2.88	2.76	2.53	2.36	2.88	2.85	2.48	2.85
FeO	5.15	4.43	6.08	5.47	4.82	4.97	6.26	7.24	7.85	7.52	7.13	7.26	5.02	1.37
MnO	0.17	0.17	0.16	0.14	0.11	0.18	0.15	0.17	0.19	0.16	0.17	0.19	0.14	0.10
MgO	3.65	2.43	4.09	3.46	3.61	2.35	4.74	6.15	4.84	5.41	5.05	3.48	3.17	1.88
CaO	8.45	6.21	9.32	9.87	9.39	7.01	8.45	9.85	9.72	10.06	9.80	8.75	7.53	3.19
Na ₂ O	2.89	3.72	2.41	2.84	2.66	3.17	2.09	2.12	2.37	2.12	2.26	2.72	3.11	2.32
K ₂ O	0.46	0.93	0.45	0.45	0.60	0.73	0.31	0.39	0.39	0.29	0.21	0.65	0.66	1.73
H ₂ O+	0.25	1.06	1.16	0.74	0.54	0.46	2.05	1.06	1.13	0.55	0.76	0.99	0.61	6.14
H ₂ O-	0.32	0.77	1.33	0.52	0.26	0.64	1.20	0.26	0.13	0.14	0.21	0.25	0.46	2.47
P ₂ O ₅	0.16	0.30	0.17	0.19	0.18	0.18	0.17	0.15	0.18	0.13	0.15	0.15	0.23	0.05
Total	100.47	100.13	100.57	99.62	99.70	99.67	99.43	99.58	100.39	99.48	99.99	100.38	100.79	100.07
Pl	30.3	4.7	19.6	20.1	26.4	20.5	14.2	25.4	19.2	15.6	23.2	12.4	—	—
Cpx	3.6	0.6	1.6	0.6	1.2	3.6	0.2	0.1	0.6	0.8	1.6	2.1	—	—
Opx	5.6	0.2	0.3	tr	1.0	1.3	1.2	5.4	0.4	4.6	6.7	1.2	—	—
Ol	—	0.1	0.4	0.4	—	—	1.0	0.2	2.6	1.9	0.4	—	—	—
Mt	2.0	0.3	—	0.2	—	0.7	—	—	0.1	—	—	0.1	—	—
Gm	58.4	94.1	78.1	78.7	71.4	73.9	83.3	68.8	77.1	77.1	68.1	84.2	—	—

RZ : 滝山火山噴出物、SS : 北蔵王火山噴出物、MR : 丸山沢火山噴出物。
 Pl : 斜長石、Cpx : 単斜輝石、Opx : 斜方輝石、Ol : カンラン石、
 Mt : 鉄鉱、Gm : 石基。

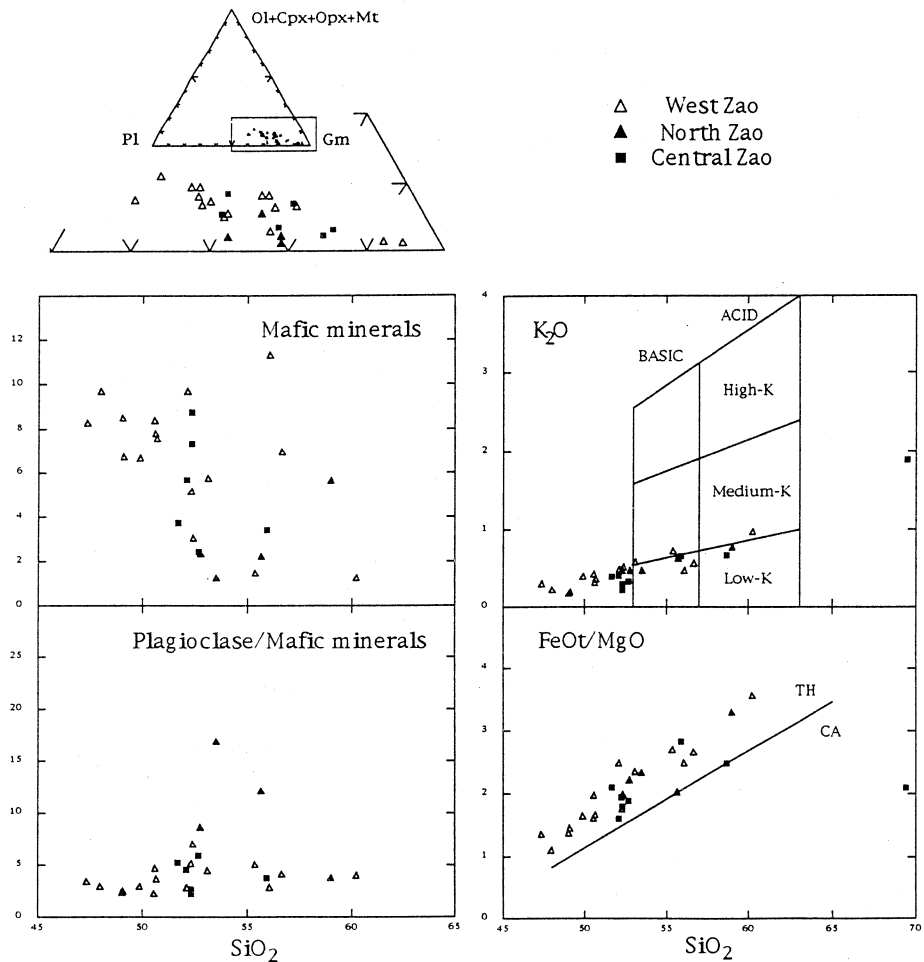
第2表 蔵王火山群早期噴出物の微量元素組成。

Name	RZ-2	RZ-4	RZ-7	RZ-10	RZ-14	RZ-16	SS-01	SS-02	SS-03	SS-04	MIR-03	MIR-04	MIR-06	MIR-08
No.	0206A	902B	82401	W2	R1-50	R2-50	60806	60802	203-A	60801	51601	60202	K13-63	02505
SiO ₂	47.89	48.60	50.49	51.94	56.03	59.22	51.78	52.65	55.08	58.17	51.26	51.75	55.73	63.53
Ba	52	97	130	150	150	300	79	167	189	172	73	58	108	307
Ce	5.3	8.2	10.4	12.1	13.7	26.0	12.2	17.3	17.9	18.1	11.8	12.6	17.5	32.7
Co	55.2	44.6	37.4	31.9	19.3	18.5	26.2	24.4	23.6	14.1	32.5	32.8	27.2	11.8
Cr	156	131	65.5	35.3	7.9	10.1	48.6	35.2	37.7	16.6	47.8	64.6	40.7	16.2
Cs	0.23	0.10	0.20	0.29	0.43	0.96	—	0.22	0.20	0.39	0.33	—	0.67	2.22
Nb	1.4	1.7	1.6	1.8	3.3	5.3	3.7	3.5	2.2	4.5	5.2	2.3	3.8	5.7
Ni	67.4	51.3	33.5	21.6	2.0	3.5	15.6	15.7	17.1	1.3	17.4	16.4	5.0	10.0
Rb	2.6	2.4	7.1	8.3	9.8	17.3	3.3	3.1	9.0	13.7	6.4	3.3	10.8	38.1
Sc	32.5	34.0	30.1	29.0	25.2	28.7	29.3	29.5	25.9	26.7	19.4	32.2	29.6	14.7
Sr	243	279	334	333	325	319	293	311	300	309	282	258	268	155
Y	13.8	16.6	20.5	22.0	29.4	36.4	26.5	33.1	27.5	34.0	22.0	30.4	26.0	29.2
Zn	65	61	91	53	83	99	57	69	75	71	95	78	101	68
Zr	29.2	38.1	46.5	59.6	67.1	106	61.0	68.7	76.8	89.2	58.8	53.4	74.1	144

テージ2以降は時間とともにこの珪長質マグマの温度が上昇していることなどから、上位にある珪長質マグマ溜りへより深部からステージ毎に異なる組成の苦鉄質マグマが供給されたと考えている。

神室山溶岩 (SS01~02)、瀬の原溶岩 (SS03) ならびに八丁平溶岩 (SS04) などの北蔵王を構成する溶岩の斑晶組合せは、カンラン石+斜長石+普通輝石+シソ輝石+鉄鋳、斜長石+普通輝石+シソ輝石、斜長石+普通輝石+シソ輝石+鉄鋳、カンラン石+斜長石+普通輝石+シソ輝石、である。なお、同時期に活動した青麻火山のシソ輝石質岩系輝石安山岩~デイサイトは低カリ (low-K) カルクアルカリ岩である⁹⁾。

井上ら²³⁾は斑晶モード組成に基づいて、高原火山に産するピジョン輝石質岩系岩を、玄武岩、斜長石斑状安山岩、斜長石輝石斑状安山岩、稍斑晶質安山岩に区分している。今回分析を行った蔵王火山群早期噴出物にもこの分類を適用することが可能である。斑晶モード組成 (第2図) から、滝山火山噴出物は玄武岩、斜長石輝石斑状安山岩、稍斑晶質安山岩に区分される。北蔵王の噴出物は多くが斜長石斑状安山岩であり、これが斜長石輝石斑状安山岩に漸移している。丸山沢火山噴出物は主に斜長石輝石斑状安山岩からなり、これが稍斑晶質安山岩質岩に漸移している。蔵王火山群においては、斑晶モード組成変化経路から、玄武岩→斜長石輝石斑状玄武岩質安山岩→稍斑晶質安山岩という系列と、斜長石斑状玄武岩質安山岩→斜長石輝石斑状

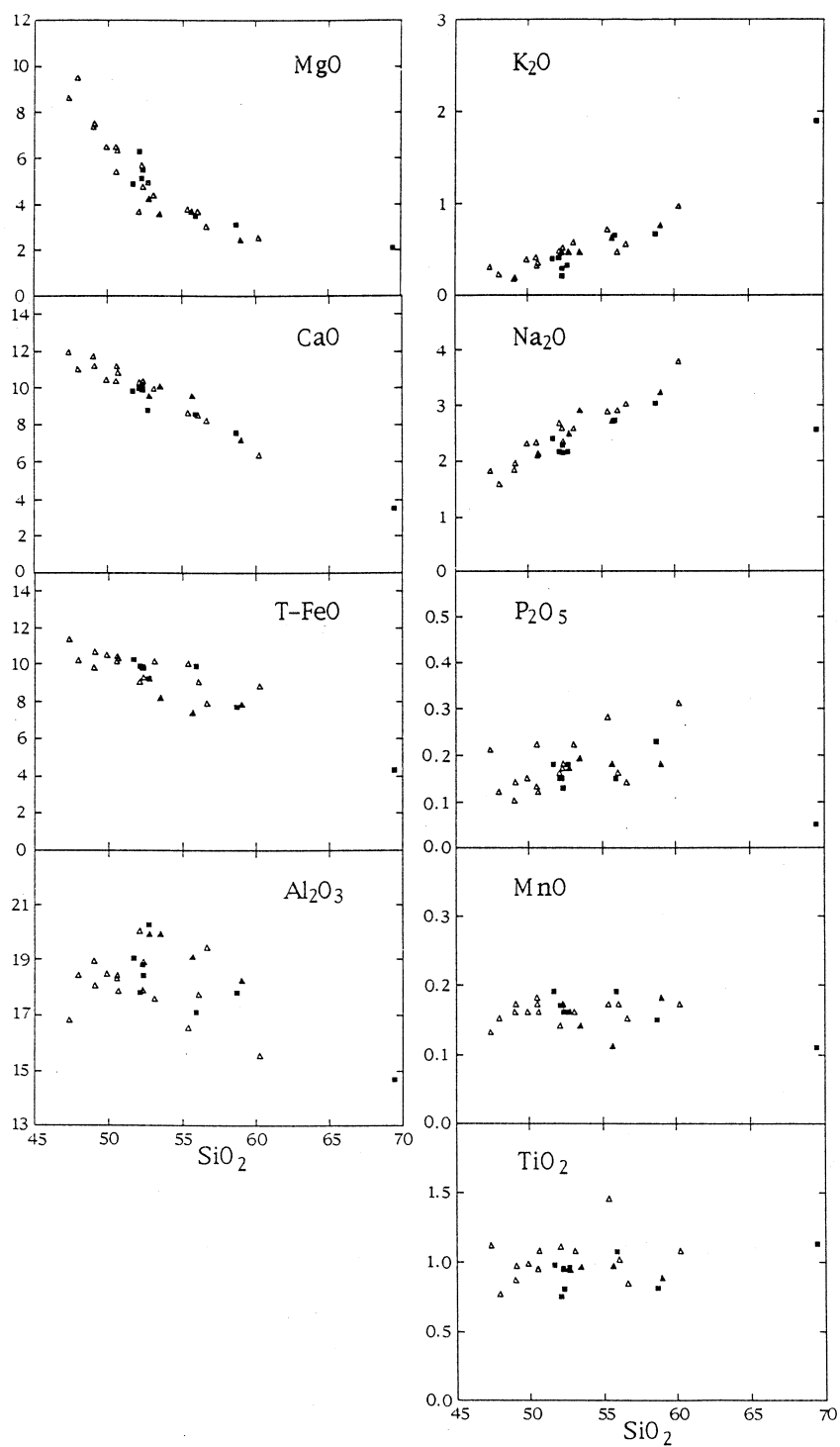


第2図 蔵王火山群早期噴出物の記載岩石学的ならびに地球化学的特徴^{20,26)}。

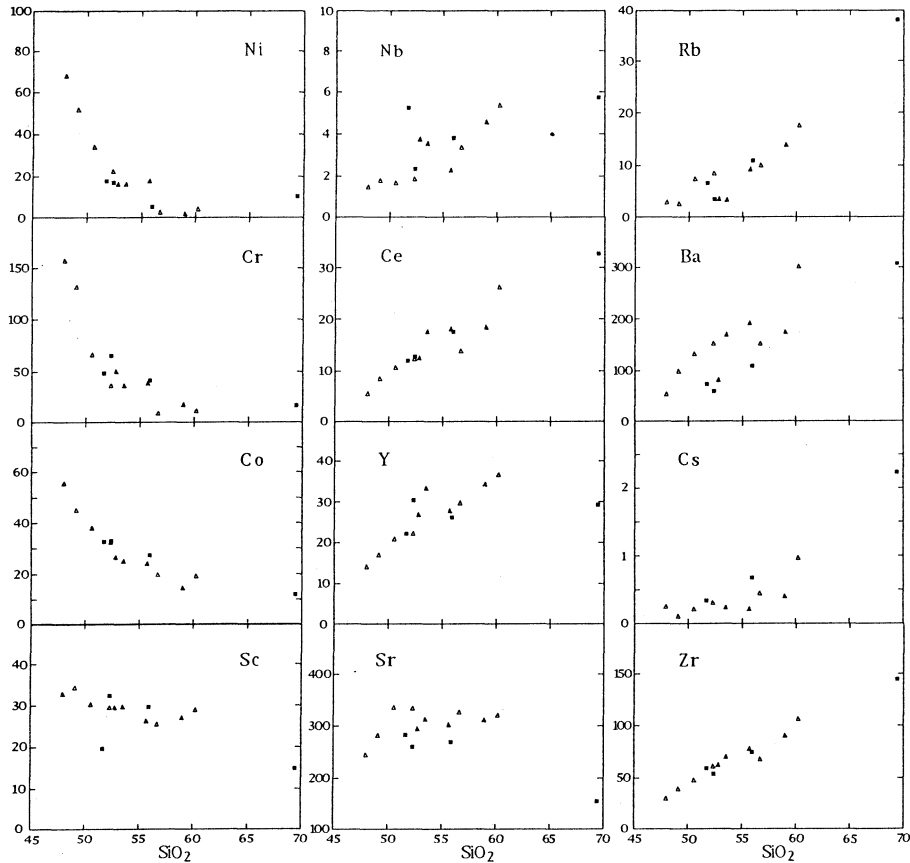
安山岩、の2系列が認められる。

§ 4. 試料の分析方法ならびに分析結果

蔵王火山群早期噴出物の主成分元素の分析には重量法、Na₂Oと K₂Oについては炎光光度法、FeOは過マンガン酸カリ滴定法を用いた。また、Ba, Ce, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Zn, Zrおよび Yの13微量元素については光量子放射化法を用いた。試料の放射化には東北大学原子核理学研究施設の電子ライナックを利用し、30MeVの加速電子を用いた²⁴⁾。主成分組成を第1表に、微量成分組成を第2表に示す。ただし、滝山火山噴出物についての主成分化学組成ならびにモード組成は今田ら¹⁵⁾を引用した。第3図に主成分元素についてのハーカー図を、第4図に微量成分元素についてのハーカー図を示す。インコンパティブル元素間の組成



第3図 蔵王火山群早期噴出物の主成分元素についてのハーカー図。
記号は第2図と同じ。



第4図 蔵王火山群早期噴出物の微量元素についてのハーカー図。
記号は第2図と同じ。

変化図を第5図に示す。

§ 5. 蔵王火山群早期噴出物の地球化学的特徴

丸山沢火山噴出物の大部分は、 SiO_2 %が無水で 52.73~58.68%の玄武岩から安山岩である。一部に SiO_2 が69.46%に達するデイサイト質軽石が認められる。滝山火山噴出物は SiO_2 が無水で47.39~60.24%におよぶ玄武岩~安山岩質岩である。北蔵王の神室~雁戸山火山噴出物は、 SiO_2 が52.79~59.01%の玄武岩~安山岩質岩である。これらはいずれも玄武岩から珪長質安山岩に及ぶ広い組成範囲を示し、 SiO_2 -アルカリ図²⁵⁾において低アルカリソレイトの領域にプロットされる。また、 K_2O に関しては、大部分がlow-K系列に属している(第2図)。ただし、丸山沢火山噴出物にともなうデイサイト質軽石はMedium-K領域にプロットされ、滝山火山噴出物のうちの最も分化した安山岩の一部もMedium-K領域の延長上にプロットされ

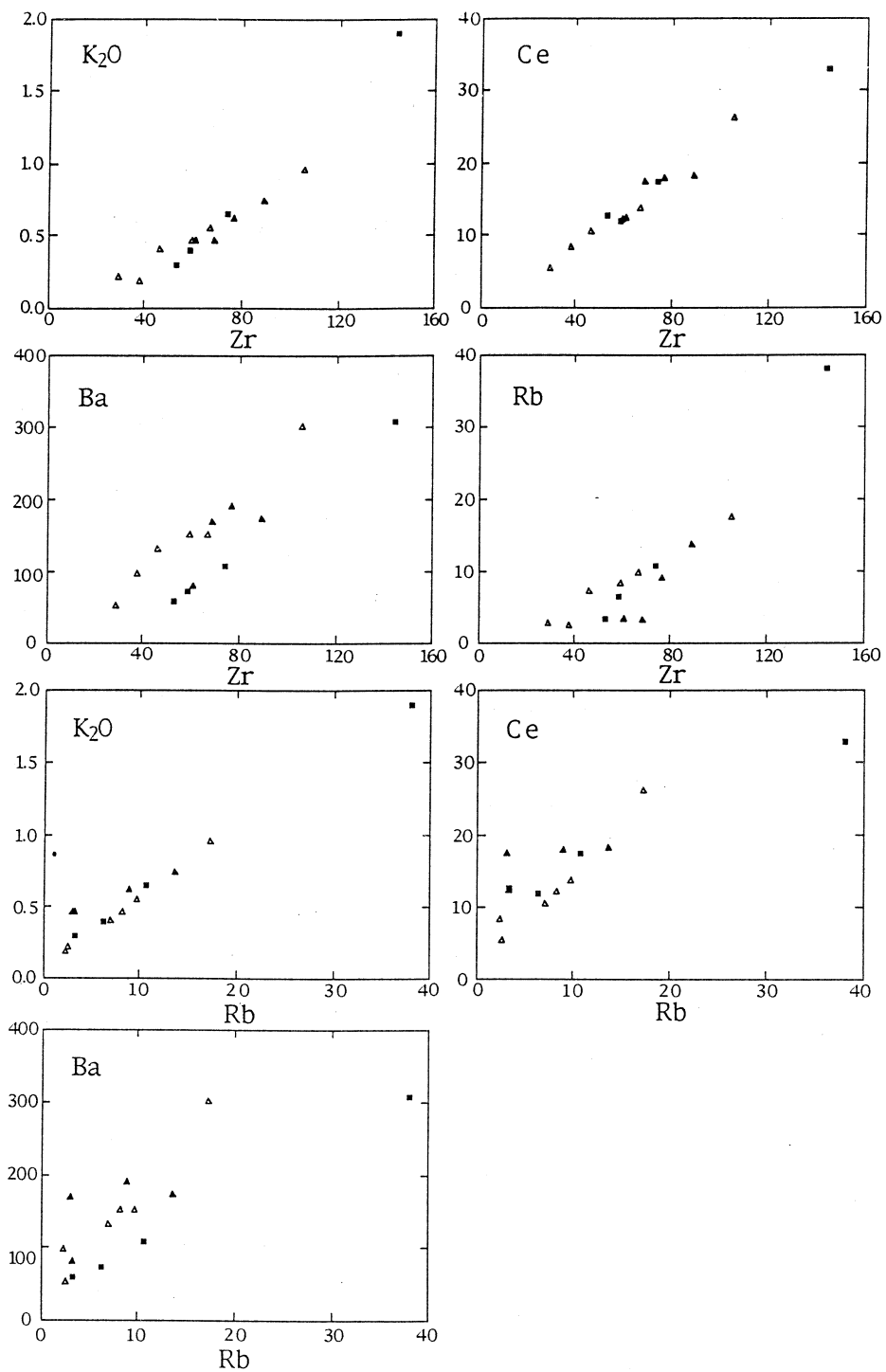
る。これらの岩石はいずれも、 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図においてTH領域²⁶⁾にプロットされ(第2図)、その全岩組成は基本的には互いに似通っており、CaOやMgOの組成変化トレンドでは区別できない(第3図)。ただし、いくつかの組成変化図上において変化経路の差が認められる。

滝山火山噴出物は斑晶モード組成から玄武岩、斜長石輝石斑状安山岩、稍斑晶質安山岩に区分されるが、化学組成上も記載岩石学的分類に対応した3グループが認められる。斑晶に著しく富み、斜長石が粗大で、カンラン石にも富む玄武岩ではMgO, Ni, Cr, Coが著しく富んでいる。これに対して、斜長石輝石斑状玄武岩質安山岩では、ソレライト中でも最も K_2O レベルの高い組成変化経路を描き、稍斑晶質安山岩では最も K_2O に乏しい組成変化経路を示している。丸山沢火山噴出物の多くは斜長石輝石斑状玄武岩質安山岩でせまい組成範囲にプロットされる。滝山火山噴出物に比較して K_2O と TiO_2 、 P_2O_5 などのインコンパティブル元素に乏しい。丸山沢の稍斑晶質珪長質安山岩の組成は滝山火山の稍斑晶質珪長質安山岩の組成変化範囲に重なる。北蔵王火山を構成する斜長石斑状安山岩は滝山と丸山沢の中間領域ないし変化範囲内にほぼプロットされるが、斜長石斑状であることを反映して、全鉄が少し低い傾向がある。

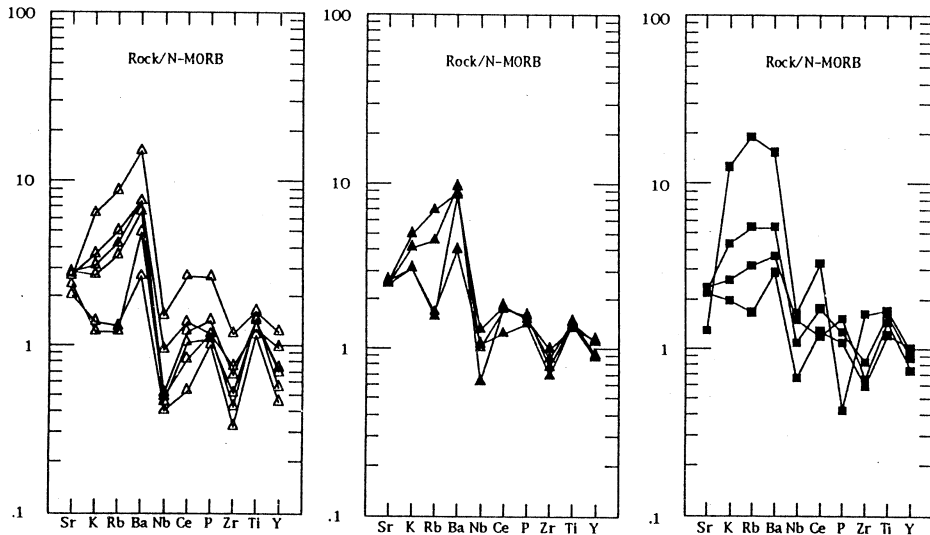
滝山、丸山沢、北蔵王火山噴出物は、微量元素組成のうち、Ce, Zrでは組成変化経路がほぼ重なり、いずれも直線的な組成変化経路を描く(第4図)。これに対して、インコンパティブル元素のうち、Ba, Cs, Rb, Srでは明瞭な組成差があり、それぞれ固有の組成変化経路を描いている。例えば、Baのレベルに関しては丸山沢は滝山に対して明瞭に低く、北蔵王は両者にまたがる組成変化を示す。Csでは、丸山沢が高く、北蔵王で最も低くて、滝山がそれらの中間にくる。Rbは北蔵王と滝山の安山岩類で互いに重なり最も低くて、滝山の玄武岩類が最も高い。丸山沢はこれらにまたがる。Srは滝山で最も高く、丸山沢で最も低い。北蔵王はこれらの中間にプロットされる。

滝山火山噴出物はインコンパティブル元素(Sr, K, Rb, Ba, P, Ti)のレベルが高く、北蔵王、丸山沢へとレベルが下がる傾向が認められる。蔵王火山群早期噴出物の間には、コンパティブル元素の組成変化経路にも違いが認められる。滝山火山噴出物は全鉄が高く、丸山沢噴出物はMg、 Fe^{2+} 、Mn、Znといった金属元素に富み、北蔵王の斜長石斑状安山岩は Al_2O_3 に富む。滝山火山噴出物では、斜長石輝石斑状安山岩でNi、Cr、Coといった元素の濃度が急激に低下し、丸山沢噴出物ではこれらの勾配が滝山に比較して緩い。

第6図に蔵王火山群早期噴出物についてのMORB規格化パターン²⁷⁾を示す。これらの規格化パターンは、Baに対してRbの規格化値がかなり低い玄武岩～玄武岩質安山岩と、Baに対し



第5図 蔵王火山群早期噴出物におけるインコンパティブル元素間の組成変化図。
記号は第2図と同じ。



第6図 蔵王火山群早期噴出物のMORB規格化図²⁷⁾。
記号は第2図と同じ。左から西藏王、北蔵王、中央蔵王の順。

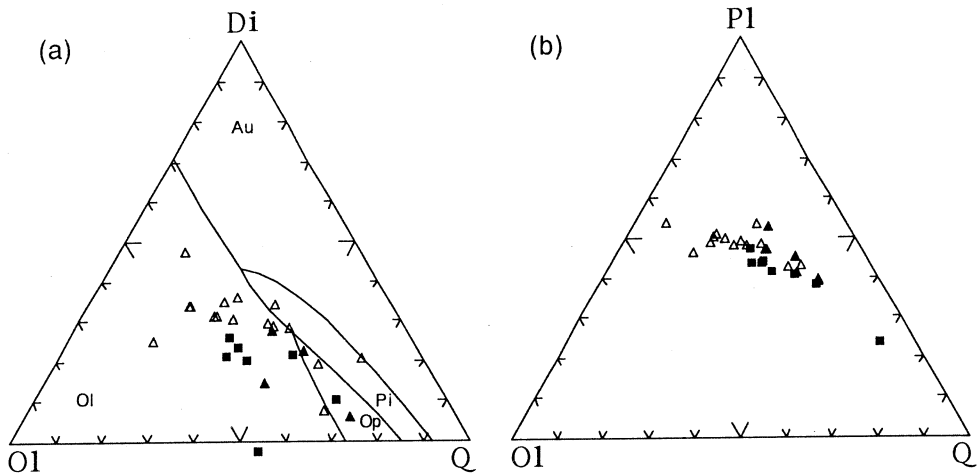
てRbの規格化値が少し低い安山岩質岩に分けられる。また、Kに対してSr規格化値が、玄武岩質岩では高く、安山岩質岩では低い。これらは全体としてはHFS元素に乏しく、LIL元素に富み、Nbが負異常を示す島弧火山岩に特徴的なパターンを示し、最も高い規格化値を示すのはBaである。また、蔵王火山群早期噴出物では、Ti, Ce, Pに対して、Zr, Nb, Yの規格化値が著しく低い。

§ 6. 議 論

6.1 蔵王火山群早期噴出物における結晶分別作用

これまでの研究の多くはソレイト系列岩が、玄武岩質マグマからの一連の分別結晶作用によって導き得ることを指摘している。その根拠の一つとして、個々の火山体を構成するソレイト系列岩の全岩化学組成が連続的に変化する一本の組成変化経路を描くことが挙げられる。ただし、各火山におけるソレイト系列岩の組成変化経路は必ずしも単調なものではない²⁸⁾。

斑晶鉍物のモード組成において、北蔵王火山噴出物の斜長石斑状玄武岩質安山岩では苦鉄質斑晶が少なく、斜長石/苦鉄質斑晶比が著しく高い(第2図)。また、滝山火山噴出物では玄武岩から稍斑晶質安山岩へ、苦鉄質斑晶モードの著しい減少が認められる。Ni, Cr, Coといったコンパティブル元素の組成変化経路は、北蔵王の斜長石斑状安山岩ですでに苦鉄質鉍物がかなり分別していることを示し、また、滝山火山噴出物での苦鉄質鉍物斑晶の著しい晶出分別を示唆している。



第7図 蔵王火山群早期噴出物のノルム鉱物組成図。
記号は第2図と同じ。(a)は斜長石頂点から、(b)は単斜輝石頂点から投影している³⁰⁾。(a)には1気圧での相図^{31, 32)}を示す。

丸山沢噴出物に対して滝山～北蔵王火山噴出物は、ノルムカンラン石に対して、ノルム斜長石に富んだ組成変化傾向を示している(第7図)。これは前者がカンラン石の分別に対して斜長石の分別効果が大きく、よりカルクアルカリ岩的であり、後者が斜長石に対してカンラン石の分別効果が大きく、よりソレアイト的な組成変化傾向を持つことを意味している²⁹⁾。これはまた、Ni、Cr、Coにおいて丸山沢の方が組成変化経路の傾斜が緩く、滝山では急激に低下している事実とも調和的である。すなわち、同じ低アルカリソレアイトではあるが、コンパティブル元素組成において、丸山沢の方がよりカルクアルカリ系列的な特徴を持ち、滝山火山噴出物の方がよりソレアイト系列的性格が強いといえる。ただし、両者の間には滝山の方がインコンパティブル元素に富むという特徴があり、この点では東北本州弧火山フロント火山において共存するソレアイトとカルクアルカリ系列岩が一般に示す組成上の関係²⁹⁾とは明らかに異なっている。

滝山火山噴出物は丸山沢～北蔵王火山噴出物に対してノルム普通輝石と斜長石組成に富んでいる。一方、丸山沢噴出物はノルムカンラン石組成に富み、普通輝石・斜長石組成に乏しい。従って、滝山火山噴出物と丸山沢噴出物を比較すると、前者に比較して後者の方が斑晶晶出時における普通輝石と斜長石の初相領域が広がったと推定され、一方、滝山火山噴出物は丸山沢噴出物に対して、カンラン石の初相領域が広がったことを示している。ただし、両者で最も異なるのは普通輝石の領域であり、それがカンラン石や斜長石の領域に対して変化しており、カ

ンラン石と斜長石との境界の違いは相対的に小さい。

6.2 異なる深さで晶出分別した低アルカリソレアイトの存在

今回分析した岩石はいずれも低アルカリソレアイトであり、基本的には類似した化学組成を有している。そのようなマグマの結晶分化経路が異なるのはマグマ分化時の圧力条件、含水量などの違いによりカンラン石、輝石、斜長石の初相領域が異なっていたことを示す^{33, 34)}。すなわちより高い圧力下では普通輝石の初相領域が広がり、圧力が低下するとカンラン石と斜長石の領域が拡大する。一方、高い含水量は、カンラン石・輝石の晶出を促し、斜長石の初相領域を減少させる。

滝山火山噴出物では、インコンパティブル元素のレベルが高いことから、マグマ中の含水量は他の噴出物に比較して相対的に高かったと考えることができる。しかし、滝山火山噴出物の組成変化経路はむしろ普通輝石領域の減少を示しており、現在認められる火山間での組成差を、含水量の違いで説明することは困難である。推定される初相領域の違いを生じた原因は、主に晶出分別時の圧力すなわち、斑晶の晶出深度であったと思われる。従って、滝山火山噴出物において普通輝石の初相領域が狭いということは、その組成変化経路が低圧下での結晶分別作用の結果であり、丸山沢噴出物に対して、より浅い位置で大量のカンラン石+斜長石を分別したために液の組成が単斜輝石寄りになった、それに対して丸山沢噴出物では、より深い位置で主に（カンラン石+）普通輝石が分別した可能性を考えることができる。

しかしながら、この考えにはいくつかの問題点がある。丸山沢噴出物は滝山火山噴出物に対してノルム単斜輝石が少ないが、わずかながらノルム斜長石にも乏しく、斜長石の初相領域はむしろ滝山火山噴出物より広がった可能性を示し、丸山沢噴出物がより深部の斜長石領域が狭い深さで晶出分別したという考えと矛盾している。また、滝山火山噴出物が示すNi、Cr、Coといったコンパティブル元素の急激な減少と、丸山沢噴出物が示すそれらの緩やかな減少は、前者がカンラン石+斜長石を分別し、後者が（カンラン石+）普通輝石を晶出したという説明とは矛盾する。斜長石の晶出分別はこれらコンパティブル元素の緩やかな減少をもたらし、（カンラン石+）普通輝石の分別の方がそれらの急激な減少をもたらすと考えられるからである。さらに、Srの濃度変化は滝山では斜長石は当初晶出分別相に含まれておらず、途中から加わったことを示しており、一方丸山沢噴出物では最初から斜長石が分別相であったことを示唆している。

すなわち、ノルム鉱物組成の変化経路から推定される、滝山火山噴出物は浅い位置で大量のカンラン石+斜長石を晶出分別し、丸山沢噴出物は（カンラン石+）普通輝石を晶出分別した、

という可能性は見かけのものであって、実際には、滝山火山噴出物は最初カンラン石を主に晶出分別し、急激にコンパティブル元素が低下した後に、斜長石の晶出分別がこれに加わったのであり、一方、丸山沢噴出物は当初から斜長石が普通輝石とともに晶出分別相に存在し、Ni、Cr、CoやSrといったインコンパティブル元素の緩い減少をもたらしたと判断される。記載岩石学的には同じ斜長石輝石斑状玄武岩質安山岩に属する滝山と丸山沢噴出物に認められるこのような違いは、先に述べた両者の晶出分別時に圧力=深さの違いがあったためと考えられる。すなわち、滝山火山噴出物の方がより深い位置でカンラン石を分別した後に、浅い位置に上昇してから斜長石(+普通輝石)を分別したのに対して、丸山沢噴出物では、より浅い斜長石が晶出する深さにおいて、普通輝石と斜長石を分別したと思われる。

吉田ら²⁸⁾は船形火山ソレライトが示す組成変化経路が一連の単調なものではないことを示し、玄武岩質マグマではより深い位置で、カンラン石+斜方輝石+ピジョン輝石を分別し、一方、安山岩質マグマではより浅い位置で、斜長石+斜方輝石+普通輝石を分別したと結論している。また、玄武岩質岩において比較的多量の斜長石斑晶が見られたり、そのモードが全岩組成の Al_2O_3 量と明瞭な相関を示さないのは斜長石斑晶の晶出がマグマの分別結晶作用後のマグマ上昇中により浅い位置でなされたためか、あるいはそうして生じた斜長石斑晶の分別が他の苦鉄質鉱物に比べて効果的になされなかった結果であろうと述べている。木村・吉田³⁶⁾は御嶽火山、王滝期噴出物の高アルミナ玄武岩質のピジョン輝石質岩系岩とシソ輝石質岩系岩の成因について、両者はマグマ分化深度に違いがあり、前者はモホ面近傍に形成されたマグマ溜りで、一方、後者は brittle-ductile transition 面近傍~それ以浅で主に結晶分別したと考えた。さらに、宮本・吉田³⁶⁾は霧島火山群 Y 2 ステージに活動したソレライト系列岩とカルクアルカリ系列岩について、前者は分化初期に主にカンラン石+単斜輝石を分別し、後者はカンラン石+斜長石(+輝石+鉄鉱)を分別したことを述べるとともに、さらにこれらの中間的な組成変化を示す Subordinate tholeiite 系列岩は 7 kb 以浅において 2 カ所以上のマグマ溜りで斜長石の関与した早期分別を行ったと考えている。また、中川^{37, 38)}は、岩手火山のソレライト系列岩を高シリカグループと低シリカグループの 2 種類に区分し、これらの結晶分別相がカンラン石の他に、前者では斜長石、後者では単斜輝石であり、これらは 7 kb を境とするそれぞれ分化深度の異なるマグマ溜りに由来すると述べている。

丸山沢噴出物ではカンラン石+斜長石とともに、普通輝石の分別の効果が大きく、この点で、一般に結晶分化作用で斜長石の効果が著しく大きいカルクアルカリ系列岩とは少し様子が異なる。すなわち、結晶分別の場が斜長石の晶出する深さではあるが、カンラン石に対して十分に

普通輝石の初相領域が広い中間的な深さで晶出したと考えられる。従って、ソレライト質丸山沢噴出物が示す、よりカルクアルカリ系列岩に近い組成上の特徴はこれが典型的なソレライトに対して、より浅い位置で結晶分別した結果である可能性を示唆している。すなわち、中川^{37, 38)}が岩手火山で示しているように、低アルカリソレライト内でもその分別深度に従った組成変化経路の違いが存在することが、蔵王火山群でも予想される。

6.3 蔵王火山群における火山岩組成の時空変化とマグマ供給系

蔵王火山群を構成する噴出物は、カンラン石玄武岩～輝石安山岩質であり、珪酸の多い岩石では斑晶石英を含む。中央蔵王の大部分はシソ輝石質岩系に属するが、滝山、中央蔵王第1期の丸山沢、北蔵王と、南蔵王の後期がピジョン輝石質岩系である。このうち、南蔵王のピジョン輝石質岩はmedium-K系列に属し、いわゆるsubordinate tholeiite³⁹⁾の性格を有しており、同じピジョン輝石質岩系に属するがいずれも低アルカリ (low-K) ソレライトである滝山、丸山沢、北蔵王の蔵王火山群早期噴出物とは区別される。北蔵王とほぼ同時に活動した青麻火山噴出物が低カリカルクアルカリ岩であることから、蔵王地域では約30万年前を境にして、それ以前には low-K系列が、それ以降はmedium-K系列が活動しているといえる。今田・大場¹²⁾は早期噴出物(丸山沢)の活動以後、30万年前以前に、蔵王地域において大きな地殻変動があったと推定している。

吉田ら²⁸⁾は船形火山における噴出物組成の変遷は、初生マグマ発生時の部分溶融度の低下、マグマ温度の低下、マグマ分化深度の上昇に対応しており、これらの変化はマグマ生成の場での主に部分溶融温度の低下に伴うマグマ活動度の低下と、生成の場と連結したマグマ分化の場であるマグマ溜りの上昇が時間とともに進行した結果であろうと述べている。今回の蔵王火山群早期噴出物が示す組成の時空変化もほぼ船形火山で見られた変化に対応しているが、蔵王火山群特有の特徴も認められる。

蔵王火山群早期噴出物間にみられる組成差は前節で述べたように分別深度の違いと分別プロセスの違いによって概ね説明できるが、これらが示すインコンパティブル元素に見られる組成差をこれだけで説明することはできない。玄武岩類におけるインコンパティブル元素組成に関しては、概して滝山火山噴出物でSr, K, Rb, Ba, P, Tiといった元素のレベルが高く、これに北蔵王、丸山沢へとこれらの元素濃度のレベルが下がる傾向が認められる。このことは、各火山体を構成する噴出物を同一の初生マグマからは導けないことを示している。

滝山から、北蔵王、丸山沢へとインコンパティブル元素のレベルが下がる傾向は、その地理的な位置関係や活動順序と矛盾しない。ほぼ同時に活動したと推定される滝山と丸山沢噴出物

は、基本的には一つの火山群内で島弧に一般的に見られる水平組成変化傾向と調和的な組成変化を示している。ただし、この組成差は必ずしも単純なものではない。例えば、丸山沢噴出物は滝山に対して高いRb/Ba比とCs・Nbレベルを示しており（第4、5図）、両者は初生マグマ組成のみならず、マグマ起源物質の性格も少し異なっていた可能性がある。滝山と丸山沢との間に活動時期の違いがあるかどうか未だ明瞭ではないが、いずれにしても、両者の間で玄武岩質マグマの分離深度と部分溶融度が系統的に変化している可能性が高い。すなわち、両者の組成差は初生マグマの分離深度と分別深度（マグマ溜りの深さ）が背弧側でより深かったと考えることにより説明可能である。従って、蔵王火山群では背弧側で深く、火山フロント側へと浅くなるマグマ供給系が存在していたと推定される。両者のマグマ起源物質は一部組成が異なっていたと推定されることから、これらのマグマ供給系は互いに独立したものであり、背弧側のより深部から火山フロント側のより浅部へと横～斜め方向に初生マグマが移動したと考える必要はない。

少し遅れて活動した北蔵王火山噴出物は、丸山沢噴出物に比較して少しインコンパティブル元素濃度のレベルが高く、その後活動したmedium-K系列に属する中央蔵王火山噴出物に漸移する組成を持つ。ただし、神室岳斜長石斑状安山岩は他の蔵王火山群早期噴出物に比べて、より低いRb/K比を示している。沈み込み帯における火山岩組成の時代的変遷として、特に海洋性の島弧においては、島弧性ソレイトからカルクアルカリ岩を経て、ショショナイトへと変化する傾向⁴⁰⁾や、CA/TH比の増大する傾向⁴¹⁾が認められている。蔵王火山群においては、以上に述べた早期噴出物はいずれもソレイト質岩であり、これに続く中央蔵王の噴出物はカルクアルカリ系列岩が主体となる。従って、全体的にソレイト質岩からカルクアルカリ系列岩への時代的変遷が認められる。蔵王火山の背弧側に位置していた深い方のマグマ供給系は、時間とともにその活動を停止し、火山フロント寄りの脊梁軸部に位置するより浅いマグマ供給系へと活動が集中したことになる。蔵王火山群の活動の後期になると、そこではmedium-Kのカルクアルカリ系列岩の活動が主体となる。すなわち、分化深度はさらにより浅い位置に移動した³⁵⁾と思われ、その間にマグマの温度は低下している。このような特徴は吉田ら²⁸⁾が船形火山において認めた特徴によく似ており、東北本州弧火山フロント火山において、かなり一般的に認められる特徴であろう。ただし、30Ma以降の蔵王火山群medium-Kカルクアルカリ岩の活動期内では、中央蔵王～南蔵王を通じて時間とともにマグマがより苦鉄質となり、マグマ温度が上昇する傾向が認められる^{11, 18)}。

§ 7. さいごに

蔵王火山群において40~30Ma以前に活動した早期噴出物について、その地球化学的性格を検討した。それらは一部にmedium-Kのデイサイトが認められるものの、大部分はlow-Kの低アルカリソレイト系列岩であり、30Ma以降の蔵王火山群噴出物の大部分がmedium-Kカルクアルカリ系列岩であることと対照的である。

蔵王火山群早期噴出物はいずれも低アルカリソレイトではあるが、火山フロント側の丸山沢噴出物の方がよりカルクアルカリ岩的な性格を持ち、背弧側の滝山火山噴出物の方がソレイト的性格が強い。前者が早い段階から普通輝石と斜長石を結晶分別したと推定されるのに対して、後者は早期には主にカンラン石を分別し、途中から斜長石が分別相に加わったと推定される。このような違いは両者での斑晶の晶出分別深度の差に由来するものであり、背弧側の滝山火山噴出物の方が火山フロント側の丸山沢噴出物に対してより深い位置で晶出分別をしたと思われる。

また、滝山火山噴出物はインコンパティブル元素のレベルが最も高く、北蔵王、丸山沢へと減少する傾向が認められる。ひとつの火山群内で、ほぼ同時期に活動したと推定されている滝山と丸山沢の低アルカリソレイトは島弧に一般的に認められる水平変化と調和的な組成差を示している。ここでは背弧側から火山フロント側へとマグマの分離深度が浅くなり、部分熔融度が増加していたと推定され、晶出分別深度がより深かった背弧側で、マグマ分離深度も深かったことが予想される。一部のインコンパティブル元素間の比が両者で異なることから、恐らくマグマ起源物質の組成も空間的に多少不均質であったと思われる。

本研究にあたって、東北大学核理研の榊本和義博士、大槻 勤博士ならびにライナック・マシグループの方々をはじめ職員の方々には大変お世話になった。山形大学理学部の田中久雄助教授、伴雅雄博士、東北大学地球物質科学科の青木謙一郎教授、蟹澤聰史教授、藤巻宏和教授、長谷中利昭博士、石川賢一博士には、諸般にわたって御助力頂き、また常日頃議論いただいている。なお、本研究の一部に文部省科学研究費補助金（No. 06222203）を使用した。以上の方々、ならびに当局に深謝する。

参 考 文 献

- 1) 大沢 穠, 三村弘二, 久保和也, 広島俊男, 村田泰章: 20万分の1地質図幅「仙台」.

地質調査所. (1986).

- 2) T. Ichimura : Bull. Earthq. Inst., Tokyo Univ. **29** (1951) 327.
- 3) T. Ichimura : Bull. Earthq. Inst., Tokyo Univ. **31** (1953) 129.
- 4) T. Ichimura : Bull. Earthq. Inst., Tokyo Univ. **33** (1955) 593.
- 5) 市村 毅 : 山形大紀要 (自然科学) **42** (1957) 283.
- 6) T. Ichimura : Bull. Earthq. Inst., Tokyo Univ. **35** (1957) 573.
- 7) 千葉とき子 : 岩鉱 **46** (1961) 73.
- 8) 山田宮三 : 岩井淳一教授退官記念論文集 (1972) 367.
- 9) 霜鳥 洋, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **16** (1983) 301.
- 10) 酒寄淳史, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **17** (1984) 346.
- 11) 酒寄淳史 : 岩鉱 **80** (1985) 94.
- 12) 今田 正, 大場与志男 : 総合学術調査報告蔵王連峰、山形県総合学術調査会 (1985) 1.
- 13) 今田 正, 高岡宣雄 : 総合学術調査報告蔵王連峰、山形県総合学術調査会 (1985) 25.
- 14) 酒寄淳史, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **20** (1987) 153.
- 15) 今田 正, 大場与志男, 土肥浩巳, 玉井ます美 : 岩鉱 **82** (1987) 345.
- 16) 大場与志男, 今田 正 : 山形大紀要 (自然科学) **12** (1989) 199.
- 17) 高岡宣雄, 今野幸一, 大場与志男, 今田 正 : 地質学雑誌 **95** (1989) 157.
- 18) 酒寄淳史 : 火山 **36** (1991) 79.
- 19) 沼宮内 信 (1994MS) K-Ar年代を用いた南蔵王火山の山体形成史および南蔵王火山を含む蔵王火山群活動史。山形大学理学研究科修士論文 61p.
- 20) 伴 雅雄, 大場与志男, 石川賢一, 高岡宣雄 : 岩鉱 **87** (1992) 39.
- 21) J.B. Gill : Orogenic andesites and plate tectonics (1981) 385p.
- 22) M. Sakuyama : Jour. Petrol. **22** (1981) 553.
- 23) 井上道則, 吉田武義, 藤巻宏和, 伴 雅雄 : 核理研研究報告 **27** (1994) 169.
- 24) T. Yoshida, K. Masumoto and K. Aoki : J.JAMPEG **81** (1986) 406.
- 25) H. Kuno : J. Petrol. **1** (1960) 121.
- 26) A. Miyashiro : Am. J. Sci. **272** (1972) 629.
- 27) J.A. Pearce : in C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds.),
Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Pub. (1983) 230.
- 28) 吉田武義, 阿部智彦, 谷口政碩, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **20** (1987) 131.

- 29) 吉田武義, 渡部 均, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **16** (1983) 309.
- 30) D. Walker, T. Shibata and S.E. Delong : Cont. Mineral. Petrol.
70 (1979) 111.
- 31) T.L. Grove, D.C. Gerlach and T.W. Sando : Cont. Mineral. Petrol.
80 (1982) 160.
- 32) R.C. Sack, D. Walker, I.S.E. Carmichael and M.S. Ghiorso : Cont. Mineral.
Petrol. **96** (1980) 1.
- 33) D.H. Eggler and C.W. Burnham : Geol. Soc. Amer. Bull. **84** (1973) 2517.
- 34) D.C. Presnall, S.A. Dixon J.R. Dixon, T.H. O'Donnell, N.L.
Brenner, R.L. Schrock and D.W. Dycus : Cont. Mineral. Petrol.
66 (1978) 203.
- 35) 木村純一, 吉田武義 : 核理研研究報告 **26** (1993) 219.
- 36) 宮本 毅, 吉田武義 : 日本火山学会講演予稿集 No.2 (1994) 29.
- 37) 中川光弘 : 日本火山学会講演予稿集 No.2 (1993) 80.
- 38) 中川光弘 : 地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集 (1994) 57.
- 39) Y. Kawano, K. Yagi and K. Aoki : Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser.III
7 (1961) 1.
- 40) J.B. Gill : J. Geol. **95** (1987) 589.
- 41) A. Miyashiro : Am. J. Sci. **274** (1974) 321.

鳥海火山山麓，更新世鶯川玄武岩・天狗森火砕岩の K-Ar年代と全岩化学組成

秋田大教育学部

富士フィルムソフト開発センター*

笹子中学校**・理学部地学***

林信太郎・高橋邦浩*

佐藤正樹**・吉田武義***

§ 1. はじめに

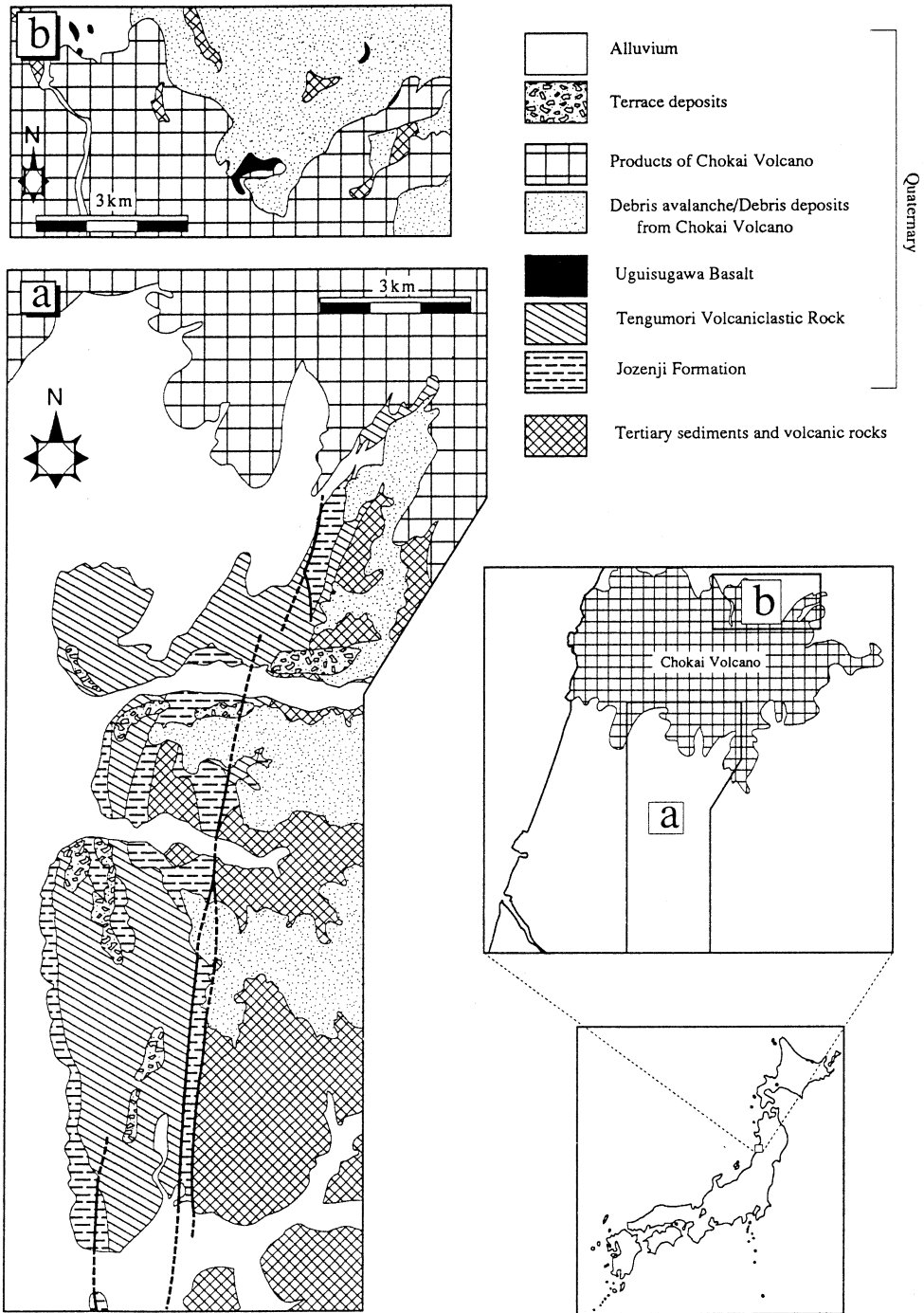
鳥海火山は55万年間にわたって活動を続けてきた背弧側の安山岩質成層火山である^{1, 2)}。鳥海火山の山麓には鶯川玄武岩や天狗森火砕岩などの更新世火山噴出物が知られ、鳥海火山に先行する火山活動として位置付けられている^{3, 4)}。しかし、これらの火山岩類は、鳥海火山噴出物と明確に区別されるものではなく³⁾、むしろ鳥海火山初期の溶岩と同時期あるいは連続した活動の可能性がある。また、Onuma⁵⁾は鶯川玄武岩の分析を行い、鶯川玄武岩がアルカリに富むことを示した。もし、鶯川玄武岩が鳥海火山の初期の活動に由来するとすれば、鳥海火山の初期にはアルカリ量の異なる2系列の火山岩が共存していることになる。そこで、鶯川玄武岩・天狗森火砕岩と鳥海火山噴出物との関係を明らかにする目的で年代測定をおこなった。また、主成分元素組成や微量元素組成についても検討をおこなったので、ここに報告する。

§ 2. 地質の概略

鶯川玄武岩や天狗森火砕岩の下位の地層は、中期中新世前期の火山噴出物主体層（青沢層）、中期中新世後期～前期鮮新世の堆積物（女川層および草薙層、船川層、天徳寺層および丸山層）、後期中新世後期～前期鮮新世の火山岩類（上玉田川火山岩および下玉田川火山岩）、後期鮮新世の堆積物（天徳寺層および笹岡層、丸山層および観音寺層）などである³⁾。鮮新世の笹岡層（鳥海火山北麓部）および観音寺層（鳥海火山南麓）の堆積にひきつづき、前期更新世には西目層（北部）および常禅寺層（南部）が堆積した。両層は粗粒砂を主体とすることから、この時期に鳥海山周辺地域は次第に陸化していったと考えられる³⁾。

鶯川玄武岩³⁾

鳥海火山北麓の白雪川上流の飯ヶ森北および鶯川沿いにわずかに露出する玄武岩～玄武岩質



第1図 鶯川玄武岩・天狗森火砕岩の簡略化された地質図^{3, 7, 8)}。

安山岩である（第1図b）。鳥海火山北西部の獅子ヶ鼻にも本溶岩が分布する⁶⁾。分布の大部分は鳥海火山噴出物におおわれているが、鳥海火山最初期の溶岩との上下関係は不明である。

天狗森火砕岩（命名：中野・土谷³⁾）

鳥海火山南方に広く分布する常禅寺層と指交関係にあり観音寺層をおおう火砕岩類である（第1図a）。月光川中流、庄内熊野川および天狗森の北に好露出がある。月光川中流で鳥海火山ステージ初期の溶岩におおわれ、酒田衝上断層群による地殻変動をうけている。凝灰角れき岩、火山角れき岩を主体とし一部に安山岩質スコリア流堆積物や軽石流堆積物がある。ところにより岩層なだれの岩塊層に似た割れ目が発達した溶岩塊や軟弱な堆積物のブロックを含む。

鳥海火山噴出物

鳥海火山の活動は約55万年前に始まった²⁾。おおまかにはステージⅠは中期更新世，ステージⅡは後期更新世，ステージⅢは後期更新世～完新世の活動である²⁾。いずれも安山岩溶岩の流出を主体とした活動である⁴⁾。

§ 3. K-Ar 年代測定

(1) 年代測定サンプル

[鷺川玄武岩]

UB4：鳥海山北麓，鷺川中流部より採集。かんらん石単斜輝石玄武岩。柱状節理の発達した溶岩。

[天狗森火砕岩]

TV13：庄内熊野川丸森南方の地点。火山角れき岩中の岩片。含かんらん石両輝石安山岩。

TV17：鳥海山の南方およそ25km地点。天狗森火砕岩の分布のほぼ南限に当たる。山形県飽海郡平田町山楯南東の103mピーク直下。砂層中に含まれる凝灰角れき岩ブロック中の類質岩片。含斜方輝石かんらん石単斜輝石玄武岩。

(2) 測定法および測定結果

試料を80-100メッシュに粉碎した後，小型の永久磁石で磁鉄鉱を取り除いた。蒸留水で洗浄の後，電磁分離機で斑晶を取り除き分析資料とした。これらの前処理の後，テレダインアイソトープ社に依頼して年代測定を行った。

なお，年代計算に用いた壊変定数などは， $\lambda_s = 0.581 \times 10^{-10}$ /年， $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ /年， $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ である⁹⁾。

K-Ar 年代測定結果は第1表に示す通りである。鷺川玄武岩 $0.6 \pm 0.2\text{Ma}$ ，天狗森火砕岩中の

玄武岩が 0.4 ± 0.1 Ma, 安山岩が 0.58 ± 0.06 Maである。玄武岩はやや変質しているため、大気アルゴン混入率が高い。天狗森火砕岩の安山岩からは比較的良好な値が得られた。

第1表 天狗森火砕岩, 鷺川玄武岩の K-Ar 放射年代。

No.	Sample Name	K (%)	AtmAr (%)	Age (Ma)
Tengumori Volcaniclastic Rock				
1	TV13	1.86	76.7	0.58 ± 0.06
2	TV17	1.13	89.3	0.4 ± 0.1
Uguisugawa Basalt				
3	UB04	1.01	89.6	0.6 ± 0.2

§ 4. 全岩化学組成の測定法および結果

年代測定に使用したサンプルを含め、天狗森火砕岩から18サンプル, 鷺川玄武岩から6サンプルを選びだし、秋田大学教育学部の蛍光 X線分析装置をもちいて主要元素組成を、ガラスビード法で求めた。また、天狗森火砕岩の4サンプル, 鷺川玄武岩の2サンプルについては、光量子放射化法を用いて、Ba, Ce, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Zn, Zr および Y の13微量成分元素の分析を行った。試料の放射化には東北大学理学部原子核理学研究施設の電子ライナックを利用し、30MeVの加速電子を用いた。これらの分析結果を第2表・第3表・第4表に示す。

鷺川玄武岩は玄武岩～玄武岩質安山岩からなり、 SiO_2 の量は50～55%の範囲内にある。これに対し天狗森火砕岩には安山岩が含まれ SiO_2 の量の範囲は50～60%である。

鷺川玄武岩はアルカリに富み、アルカリ岩の範囲に入り、全鉄の量が多い(第2図)。また、 FeO^*/MgO 比が3前後と高く SiO_2 の増加とともにこの比は増大する。天狗森火砕岩中の玄武岩は鷺川玄武岩とよく似た化学組成を持っている。やはり、アルカリ岩の範囲に入り、他の図でも鷺川玄武岩と同じ領域にプロットされる。

これに対し、天狗森火砕岩中の安山岩は鷺川玄武岩や同じ天狗森火砕岩中の玄武岩とは異なった化学組成を持っている。天狗森火砕岩中の安山岩は天狗森火砕岩中の玄武岩や鷺川玄武岩よりもアルカリに乏しく、Kuno¹⁰⁾による高アルミナ玄武岩ゾーンにはいる。 SiO_2 - FeO^*/MgO 図¹¹⁾ではソレイト系列の領域に入るが、天狗森火砕岩中の玄武岩や鷺川玄武岩よりも鉄に乏しくソレイト系列とカルクアルカリ岩系列の境界に近い。他の元素について見ても天狗森火砕岩中の玄武岩と鷺川玄武岩の化学組成は類似し、天狗森火砕岩中の安山岩とは異なるという傾向が認められる(第3図)。

また、天狗森火砕岩と鷺川玄武岩とを鳥海火山ステージI噴出物と比較すると、天狗森火砕岩中の安山岩は鳥海火山ステージI噴出物と類似している。

他の元素について見ても天狗森火砕岩中の玄武岩と鷺川玄武岩の化学組成は互いに類似し、

第2表 天狗森火砕岩の主成分化学組成。

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	59.57	59.14	55.72	57.16	56.17	57.42	55.92
TiO ₂	0.82	0.84	0.99	0.86	0.97	0.90	0.94
Al ₂ O ₃	16.99	16.84	17.76	17.38	17.73	17.55	17.25
Fe ₂ O ₃ *	7.23	7.42	8.88	7.85	8.33	8.06	8.57
MnO	0.15	0.16	0.19	0.17	0.17	0.16	0.16
MgO	2.68	2.69	3.30	2.95	3.00	2.68	3.90
CaO	6.00	6.03	7.31	6.65	6.72	5.39	7.35
Na ₂ O	4.04	3.95	4.08	3.81	4.05	3.78	3.66
K ₂ O	2.08	2.08	1.76	2.14	1.62	1.96	1.74
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.36	0.25	0.27	0.23	0.23
Total	99.78	99.36	100.34	99.22	99.03	98.14	99.71
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	56.12	57.46	53.49	55.69	56.14	56.45	56.43
TiO ₂	0.99	0.93	1.19	0.97	0.95	0.97	0.97
Al ₂ O ₃	17.68	17.08	17.70	17.86	17.21	17.51	17.21
Fe ₂ O ₃ *	8.62	8.15	9.86	8.69	8.91	8.69	8.41
MnO	0.17	0.16	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17
MgO	3.27	3.04	2.94	3.32	3.14	3.21	3.07
CaO	6.33	6.60	7.99	6.34	6.93	6.96	6.64
Na ₂ O	3.64	3.95	4.04	3.67	3.65	3.82	4.20
K ₂ O	1.86	1.97	1.41	1.80	1.72	1.83	1.85
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.47	0.23	0.22	0.25	0.31
Total	98.91	99.57	99.27	98.73	99.04	99.86	99.27
	15	16	17	18			
SiO ₂	55.71	51.80	50.07	58.53			
TiO ₂	0.94	1.30	1.42	0.86			
Al ₂ O ₃	17.21	17.82	17.87	17.35			
Fe ₂ O ₃ *	8.22	11.25	11.17	7.95			
MnO	0.18	0.18	0.20	0.16			
MgO	3.04	3.07	3.96	2.78			
CaO	6.71	8.19	9.18	6.27			
Na ₂ O	4.07	4.04	3.57	3.84			
K ₂ O	2.08	1.40	1.02	1.90			
P ₂ O ₅	0.30	0.42	0.43	0.24			
Total	98.45	99.46	98.89	99.87			

*全鉄

1, 2: 人頭大の角れきを含む凝灰角れき岩中の灰色安山岩角れき (TV01, TV02); 3: 矢流砂防ダム近く。砂層に含まれる安山岩質角れき (TV03); 4: 砂のブロックととなりあった凝灰角れき岩中の安山岩質岩塊。基質層も一部に見え、岩屑なだれ堆積物に類似 (TV04); 5: 金生沢砂防ダム工事現場。小円れきよりなるれき岩中に含まれるスコリアからなるブロック中のスコリア (TV05); 6: (TV06); 7: 直径約3mの角れき。転石 (TV07); 8: 最大径70cmの火山岩塊を含む火山角れき岩。火山岩塊表面には冷却に伴う割れ目が観察されるれきはすべて同質であるが一部に高温酸化を受けたものがある。(TV08); 9: 角れき。転石 (TV09); 10: 板状節理の発達した溶岩のブロック。変形し、割れ目が発達している。(TV10); 11: 凝灰角れき岩。採石場。(TV11); 12: (TV12); 13: 火山角れき岩。山形県飽海郡庄内熊野川中流。~80cmの安山岩質角れきが卓越。(TV13); 14, 15: 庄内熊野川中流の好露頭。中流砂ブロックおよび割れ目の発達した安山岩ブロックの間を岩塊やれき混じりの基質が埋めている。中野・土谷 (1992), 41ページの写真の露頭。岩屑なだれ堆積物に類似 (TV14, TV15); 16, 17: れき岩中に含まれる凝灰角れき岩のブロック、複数の岩質の角れきを採集 (TV16, TV17) 18: 砂層中の角れき (TV20)。

第3表 鷲川玄武岩の主成分化学組成。

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54.52	52.55	54.88	49.90	49.98	50.24
TiO ₂	1.29	1.31	1.31	1.24	1.27	1.24
Al ₂ O ₃	16.19	16.70	16.48	19.07	19.02	19.18
tFe ₂ O ₃ *	10.06	10.31	10.14	10.36	10.08	9.89
MnO	0.39	0.22	0.26	0.17	0.18	0.19
MgO	2.70	2.84	2.68	3.59	3.54	3.09
CaO	6.44	7.52	6.44	10.14	10.05	10.39
Na ₂ O	4.63	4.39	4.83	3.36	3.44	3.49
K ₂ O	1.70	1.42	1.72	1.02	1.05	1.04
P ₂ O ₅	0.64	0.59	0.67	0.35	0.35	0.34
Total	98.56	97.84	99.40	99.18	98.95	99.08

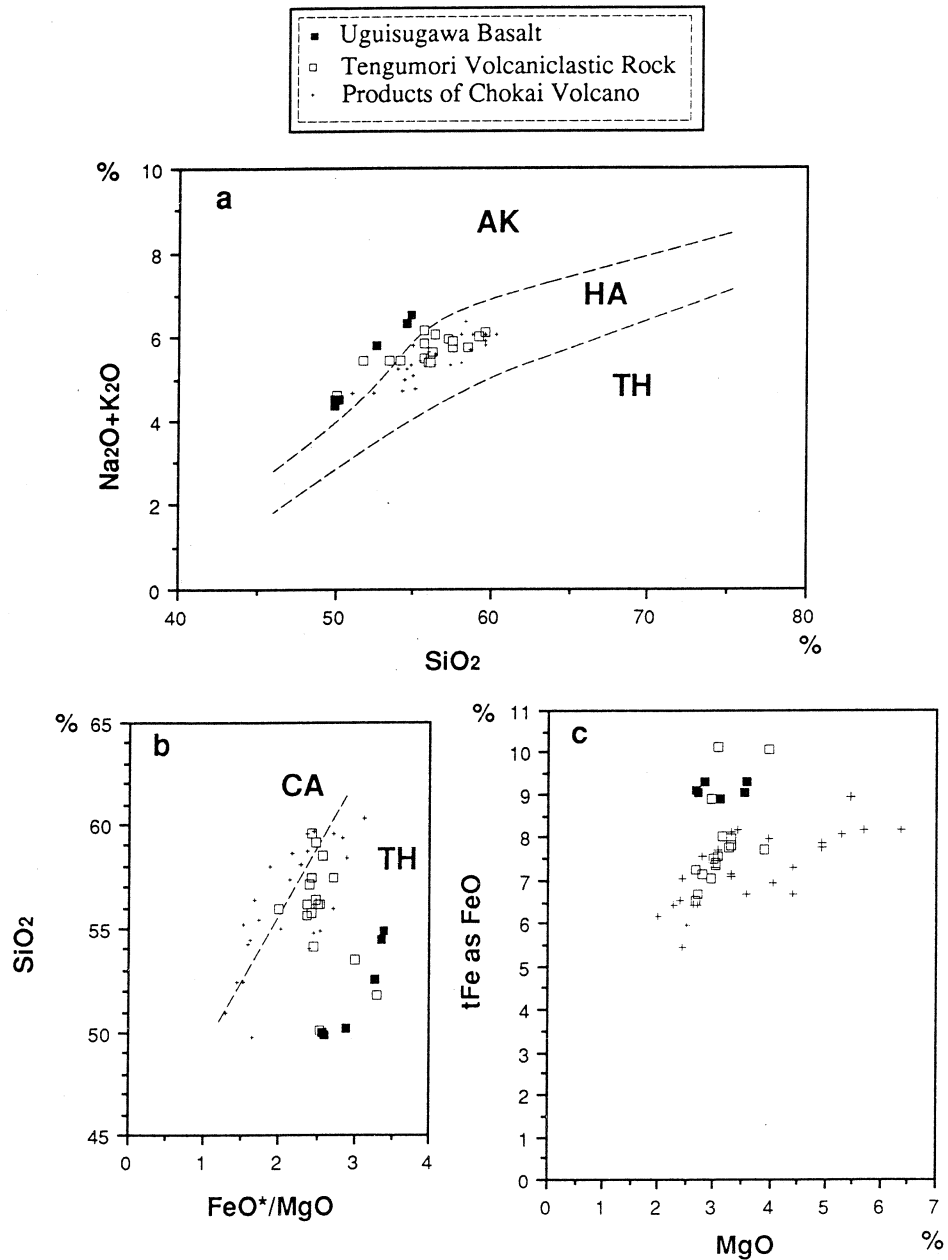
* 全鉄

1:鷲川上流770m地点 (UB 1); 2, 3:鳥海火山北西山麓, 駒の王子の東南東2 km 地点の沢の標高730m 地点, 柱状節理が発達 (UB 2, UB 3); 4:鳥海火山北西山麓, 駒の王子の東南東2 km 地点の沢の標高680m 地点 (UB 4); 5:獅子ヶ鼻湿原北東方向200m 地点の尾根上 (UB 5: 921026-02); 6:獅子ヶ鼻湿原南東方向300m 地点の尾根上 (UB 6; 930721-3)。

第4表 天狗森火砕岩・鷲川玄武岩の微量元素組成

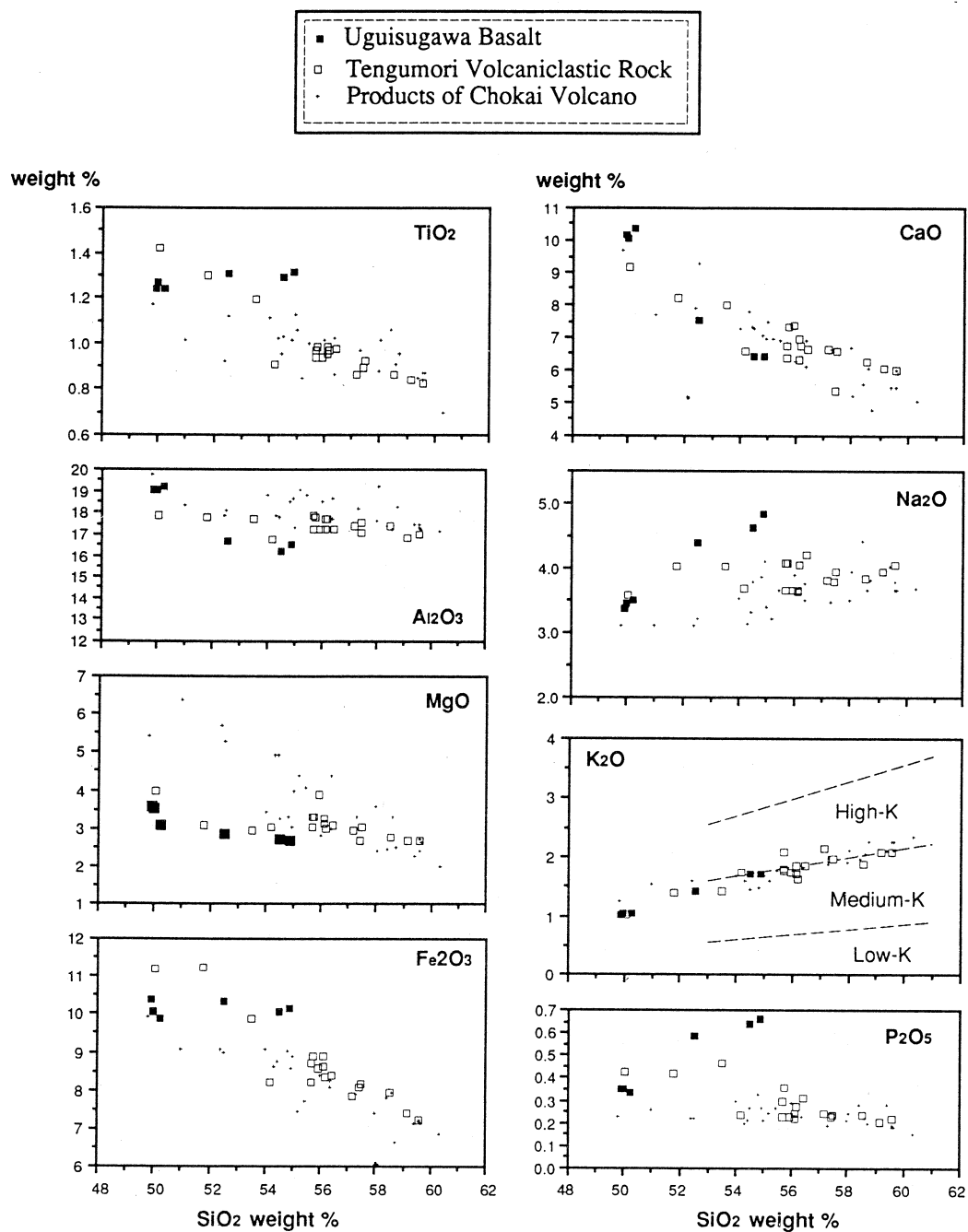
	2-2	2-13	2-17	2-18	3-1	3-4
SiO ₂ (%)	59.14	54.18	50.07	58.53	54.52	49.90
Ba (ppm)	820	663	561	551	608	442
Ce	47.4	46.8	42.6	47.1	68.8	35.3
Co	15.2	19.6	23.0	16.5	18.9	22.9
Cr	29.6	8.4	21.7	4.6	11.9	10.4
Cs	0.60	1.18	0.83	1.36	0.83	0.35
Nb	4.7	4.1	2.9	4.7	5.5	3.2
Ni	3.0	1.9	5.7	2.0	2.4	6.5
Rb	48.1	44.0	22.0	46.0	38.4	18.7
Sc	16.6	17.7	30.4	17.1	23.2	26.6
Sr	483	525	723	527	584	709
Y	31.2	38.2	35.2	32.5	50.6	31.3
Zn	52	56	67	61	54	69
Zr	161.5	145.6	113.7	156.3	206.6	99.6

2-2:TV02; 2-13:TV13; 2-17:TV17; 2-18:TV20; 3-1:UB 1; 3-4:UB 4.



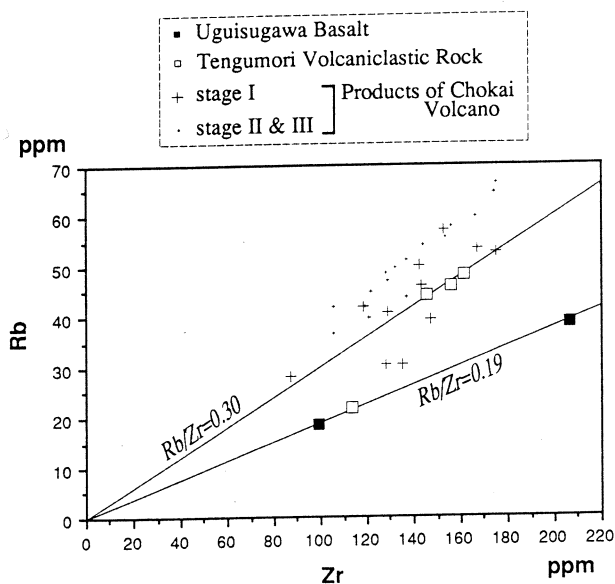
第2図 鶯川玄武岩・天狗森火砕岩の化学組成。

a) $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図, AK, HA, TH はそれぞれによるアルカリ岩領域, ハイアルミナ玄武岩領域, ソレライト領域を示す¹⁰⁾。b) $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ 図, TH, CA は各々, ソレライト岩系, カルクアルカリ岩系の領域を示す¹²⁾。c) 全鉄-MgO 図。鳥海山の分析値は林¹⁴⁾による。



第3図 鶯川玄武岩・天狗森火砕岩のハーカー変化図。

K₂O-SiO₂図中にはHigh-K, Medium-K, Low-K¹¹⁾の各領域を示した。鳥海山の分析値は林¹⁴⁾による。



第4図 鶯川玄武岩・天狗森火砕岩のRb-Zr図。
鳥海山の分析値は林¹⁴⁾による。

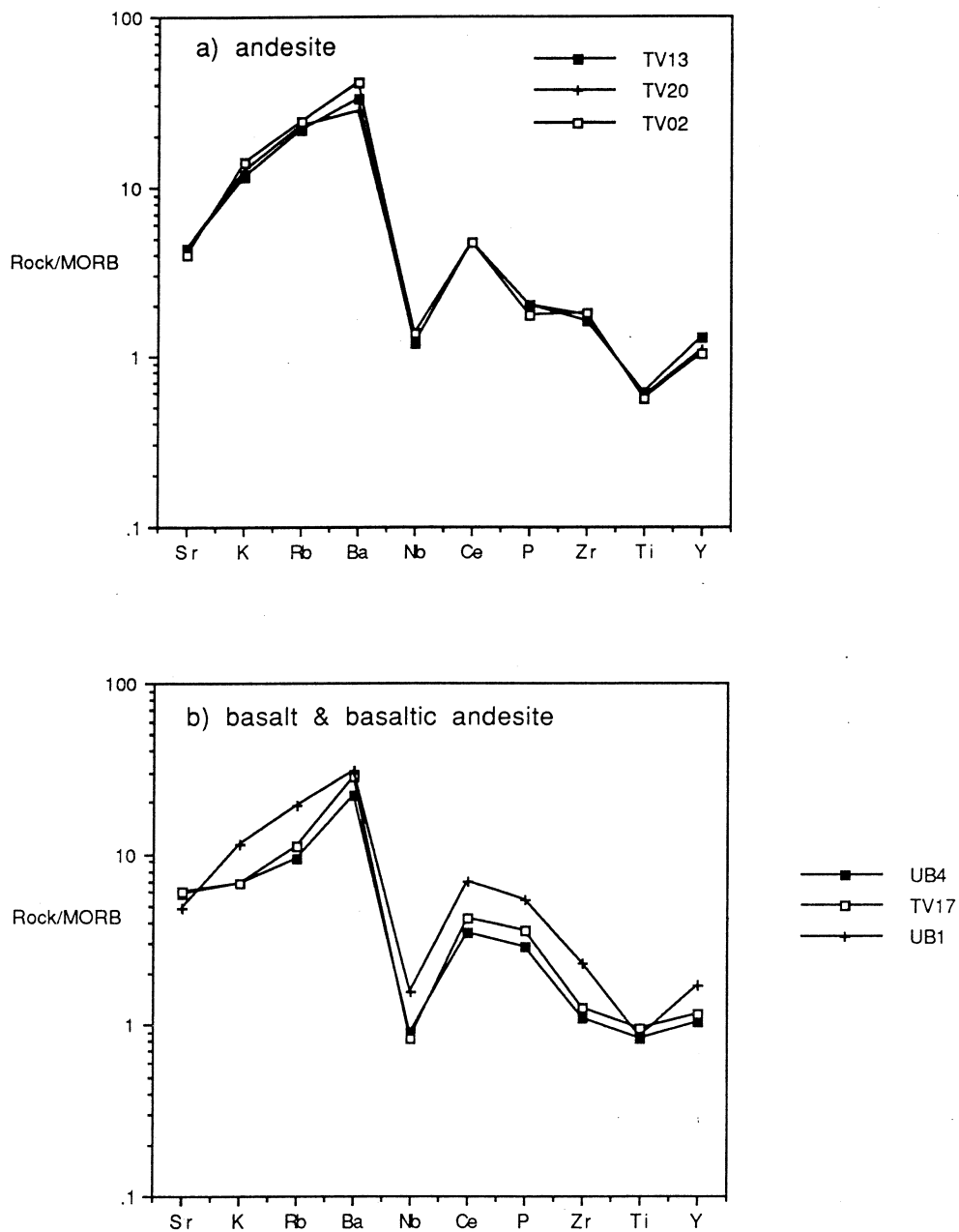
天狗森火砕岩中の安山岩は鳥海火山のステージI噴出物と類似しているという傾向がやはり認められる(第3図)。

以上の点から、鶯川玄武岩、天狗森火砕岩を大きく二つの系列に区分することができる。すなわち鶯川玄武岩や天狗森火砕岩中の玄武岩からなるアルカリ玄武岩系列と、天狗森火砕岩中の安山岩の系列である。天狗森火砕岩中の安山岩は、石基マフィック鉱物の組み合わせに基づいた記載岩石学的な分類¹²⁾ではハイパーシオン系列に属するが、 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図ではソレアイトの領域に入る。林¹⁴⁾は天狗森火砕岩中の安山岩と良く似た、鳥海火山のステージI噴出物を、石基マフィック鉱物の組み合わせを重視してカルクアルカリ岩系列とした。そこで、本報告ではそれにならい天狗森火砕岩中の安山岩をカルクアルカリ岩系列と呼ぶことにする。

微量元素組成にもアルカリ岩系列とカルクアルカリ岩系列の違いは見取れる。第4図にRb-Zr図を示した。アルカリ玄武岩系列の岩石はRb/Zrが0.19前後と低いのに対し、カルクアルカリ岩系列の安山岩は0.30前後と高い。また、カルクアルカリ岩系列の安山岩は鳥海火山のステージI噴出物とRb/Zr比が似ている。

第5図に液相濃集元素のMORB規格化パターンを示した。MORB規格化パターンには、大きくわけて3つのタイプがある。

a) Baで正異常を示すが、Srに対しK, Rbがあまり高くないパターンを示すもの。鶯川玄武



第5図 鶯川玄武岩・天狗森火砕岩の MORB 規格化パターン。

岩および天狗森火砕岩中のアルカリ玄武岩。

b) K, Rb, Ba いずれにも正の異常が強く認められるグループ。天狗森火砕岩中のカルクアルカリ安山岩。

c) 全二者の中間的なタイプ。Nb～Y までの元素の示すパターンはa)と似ているがK, Rb の存在量が比較的多いもの。アルカリ玄武岩系列の玄武岩質安山岩。

Nb の負異常はいずれのタイプについても認められる。

§ 5. 議論

今回得られた年代値はいずれも0.5Ma 前後の値である。大気混入率の少ない天狗森火砕岩の安山岩は 0.58 ± 0.06 Ma と鳥海火山の活動開始の時期とほぼ同じ値を示している。天狗森火砕岩と鳥海火山最初期の溶岩との直接の関係はいまのところ不明であり、現段階では両者の前後関係についてこれ以上の議論はできない。いずれにしろ、鶯川玄武岩と天狗森火砕岩と鳥海火山最初期の噴出物の活動期に数十万年以上の大きなずれはなかったと考えられる。

また、鶯川玄武岩と天狗森火砕岩ともに中期更新世の年代を示す。一方、常禅寺層は中野・土谷³⁾により前期中新世とされている。常禅寺層は天狗森火砕岩と指交関係にあるので、常禅寺層の時代は新しくなる可能性がある。今後、この点について検討が必要である。

鶯川玄武岩や天狗森火砕岩にはアルカリ岩系列とカルクアルカリ岩系列の2系列が存在する。鶯川玄武岩や天狗森火砕岩中のアルカリ岩系列の玄武岩は鉄に富み、Rb/Zr 比が低い。これに対して天狗森火砕岩中のカルクアルカリ岩系列の安山岩は鉄に乏しくRb/Zr が高い。このような違いをどちらか一方の結晶分化作用で作るのは困難であるので、アルカリ玄武岩系列の玄武岩～玄武岩質安山岩とカルクアルカリ岩系列の安山岩の親マグマは異なっていたと考えられる。

アルカリ玄武岩系列の岩石とカルクアルカリ岩系列の安山岩との対応関係は、火山フロント側におけるソレイト系列の岩石とカルクアルカリ岩系列の岩石との関係に、アルカリの量が逆転していると言う点を除けば、類似している。鶯川玄武岩・天狗森火砕岩のアルカリ玄武岩はカルクアルカリ岩系列の安山岩よりも鉄に富む。火山フロント側の火山の場合もソレイト系列の玄武岩はカルクアルカリ岩系列の安山岩よりも鉄に富む¹⁷⁾。山元・阿部¹⁸⁾は背弧側の火山岩は、フロント側のそれよりも鉄に乏しい傾向があることを示した。この傾向は大局的に見ると成り立っているが、今回報告するアルカリ岩系列の岩石は背弧側のものとしては異常に鉄に富み、その鉄の量はむしろ火山フロント側の岩石の占める領域に入る。

また、火山フロント側のソレアイト系列とカルクアルカリ系列の岩石ではしばしば MORB 規格化した場合のパターンが異なり、ソレアイト系列の岩石は HFS に対し LIL 元素が相対的に低い^{17, 19)}。鶯川玄武岩や天狗森火砕岩中のアルカリ岩系列の岩石とカルクアルカリ岩系列の安山岩もこれと同様に、アルカリ岩系列の岩石の方が低い LIL/HFS をもつ。火山フロントのソレアイト系列の岩石は Sr に対し K, Rb があまり高くないが、鶯川玄武岩や天狗森火砕岩中のアルカリ岩系列の岩石は、Sr に対し K, Rb は高いものの共存するカルクアルカリ岩系列の安山岩ほどではない。このように鶯川玄武岩や天狗森火砕岩のアルカリ玄武岩は MORB 規格化した場合のインコンパティブル元素パターンから見ても火山フロントのソレアイトに近い性質を持っている。

このようなインコンパティブル元素に見られる MORB 規格化パターンの違いは部分熔融度の差やマグマの分離深度の差では説明できず、起源物質の不均質に由来すると考えられる。

寒風火山でも今回報告した例と同じ様に複数のマグマ系列が見出されている^{14, 15)}。これらの系列間の違いはマグマの分離深度の違いとメタゾマティックな濃集の程度の違いによる起源物質の不均質によってもたらされたと考えられている¹⁴⁾。しかし、鳥海火山の場合 LIL 元素の示すパターン自体が二つの系列の間で異なり、単純にメタゾマティックな濃集の程度の差を考えるだけでは起源物質の不均質を説明できない。

今後鳥海火山下底部のマントルの不均質性やメタゾマティックな濃集をもたらす流体の性質について検討する必要がある。

§ 6. まとめ

1) 鶯川玄武岩からは 0.6 ± 0.2 Ma, 天狗森火砕岩中の玄武岩から 0.4 ± 0.1 Ma, 安山岩から 0.58 ± 0.06 Ma の K-Ar 年代値を得た。鶯川玄武岩・天狗森火砕岩の活動期は、鳥海火山最初期の噴出物のそれとほぼ同じ中期更新世であることが明らかになった。

2) 鶯川玄武岩、天狗森火砕岩の岩石は大きく二つの系列に区分することができる。すなわち鶯川玄武岩や天狗森火砕岩中の玄武岩からなるアルカリ玄武岩系列と、天狗森火砕岩中の安山岩からなるカルクアルカリ岩系列である。後者は鳥海火山ステージI噴出物と類似した化学組成/記載岩石学的性質を持っている。

3) アルカリ岩系列の岩石の LIL/HFS 比は、共存するカルクアルカリ岩系列の安山岩よりも低い。また、全鉄の量は逆に共存するカルクアルカリ岩系列の安山岩よりも高い。このような関係は火山フロント側の火山におけるソレアイト系列とカルクアルカリ系列の岩石との関係

に類似している。

本研究を進めるにあたり、地質調査所、中野俊博士・土谷信之博士には鳥海火山の地質や岩石に関して様々な御教示をいただいた。象潟郷土資料館の横山正義氏と斎藤一樹氏には現地調査に当たってさまざまな便宜をはかっていただいた。光量子放射化分析を行うにあたっては、東北大学原子核理学研究施設の榎本和義博士、大槻 勤博士、ならびにライナックマシングループの方々をはじめ職員の皆様には大変お世話になった。主成分元素の測定の一部を秋田大学教育学部情報科学課程の西谷雅樹氏に手伝っていただいた。また、本研究の一部に文部省科学研究費(63740460, 01302017, 02201206, 02452064, 03201203, 06222203), 平成4年度秋田大学教育研究学内特別経費, 秋田大学特定研究経費『マグマの化学組成変化による火山の深部構造の解析』を使用した。以上の方々および関係当局に深く感謝する。

参 考 文 献

- 1) 伴 雅雄, 林 信太郎, 高岡宣雄: 火山 **34** (1989) 332.
- 2) 伴 雅雄, 林 信太郎, 高岡宣雄: (準備中).
- 3) 中野 俊, 土谷信之: 鳥海山及び吹浦地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅)
(地質調査所, 1992) p.138.
- 4) 林信太郎: 岩鉱 **79** (1984) 249.
- 5) K. Onuma: Jour. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol. **50** (1963) 1.
- 6) 林信太郎: 秋田地学 **43** (1993) 24-27.
- 7) 土谷信之: 大沢地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅)(地質調査所, 1989)
p.85.
- 8) 池辺 穰, 大沢 穰, 井上寛生: 酒田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅)
(地質調査所, 1979) p.42.
- 9) R. H. Steiger and E. Jäger: Earth Planet. Sci. Lett. **36** (1977) 359-362.
- 10) H. Kuno: Bull. Volcanol. **29** (1966) 195.
- 11) J. B. Gill, : Orogenic andesite and plate tectonics. (Springer-Verlag, 1981) p. 239.
- 12) A. Miyashiro: Am. Jour. Sci. **275** (1974) 321.
- 13) H. Kuno: Bull. Geol. Soc. Am. **61** (1950) 957.

- 14) 林信太郎：岩鉱 **81** (1986) 370.
- 15) A. Fujinawa, S. Hayashi and T. Yoshida : *Geochimica Cosmochimica Acta* (1994 in press)
- 16) 林信太郎, 吉田武義, 高嶋幸生, 青木謙一郎：核理研研究報告 **24** (1991) 274.
- 17) 酒寄淳史：核理研研究報告 **20** (1987) 153 .
- 18) 山元正継, 阿部栄一：火山 **36** (1992) 149.
- 19) 伴 雅雄, 山中孝之, 井上道則, 吉田武義, 林信太郎, 青木謙一郎：核理研研究報告 **25** (1992) 199.

メキシコ火山帯中央部, 盾状火山群溶岩の岩石学

理学部地球物質科学, 山形大理学部*

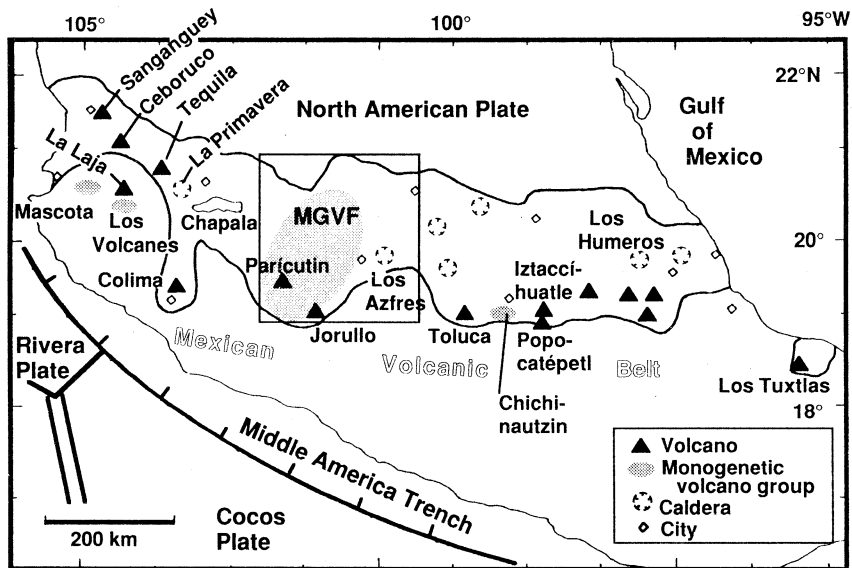
長谷中利昭・吉田武義・伴 雅雄*

§ 1. はじめに

火山はマグマの噴出量, 噴出率, 揮発性成分の量, マグマの粘性, 火道の形態などにコントロールされて多様な形態をとる。富士山のような成層火山が島弧や陸弧に最も一般的な火山の形態であるが, マグマ供給の条件や応力場が変れば, 東伊豆単成火山群のような小規模の火山(多くはスコリア丘)が分散して噴火したりする。本論で紹介するメキシコ火山帯中央部では東伊豆のような単成火山がいくつも広範囲に分布している^{1, 2, 3)}。そのうちのミチョアカン=グアナフアト火山地域(Michoacán-Guanajuato Volcanic Field; MGVF)の小規模火山(スコリア丘, マール, 溶岩円頂丘, 溶岩流等)の溶岩の化学組成についてはすでに報告した^{4, 5)}。しかしMGVFをはじめとするメキシコの単成火山群には同じ火山地域内に中規模火山も広く分布している。本論では中規模の盾状火山の溶岩や構成鉱物の化学組成について報告する。さらに盾状火山の形態を生み出した要因は何か, 地下深部からどのようにマグマが地表に供給されたかを考察し, スコリア丘などの小規模な火山群との違い, あるいは大規模な複成火山との違いを解明することを試みる。

§ 2. メキシコ火山帯の区分と中央部の火山活動

メキシコ火山帯(Mexican Volcanic Belt)はテクトニクス・セッティング, 火山の分布, 規模, 形態によって, 西部, 中央部, 東部に分けることができる^{3, 6)}(第1図)。西部では約400万年の地磁気縞模様年代を示す若いリベラ・プレートが北米プレートに沈み込んでいるが, 深発地震は全く観測されない⁸⁾。また三つの地溝帯(テピーク=サコアルコ, Tepic-Zacoalco; コリマ, Colima; チャパラ, Chapala)が交差する三重会合点が存在する⁹⁾。西部には大規模な複成火山とその周辺のスコリア丘などの単成火山列, さらに火山帯の主軸よりさらに海溝側に単成火山群がある^{10, 11, 12)}。これに対して中央部と東部ではココス・プレートが北米プレートに沈み込んでいる。ココス・プレートも地磁気縞模様の年代が200-500万年と若い¹³⁾が, 地下約100 kmの深さまで, すなわち, ちょうど地表で火山が出現するあたりまで, 深発地震が観測される⁸⁾。中央部, 東部の火山は海溝と平行に配列せず, 約15°の角度を成している。従って,



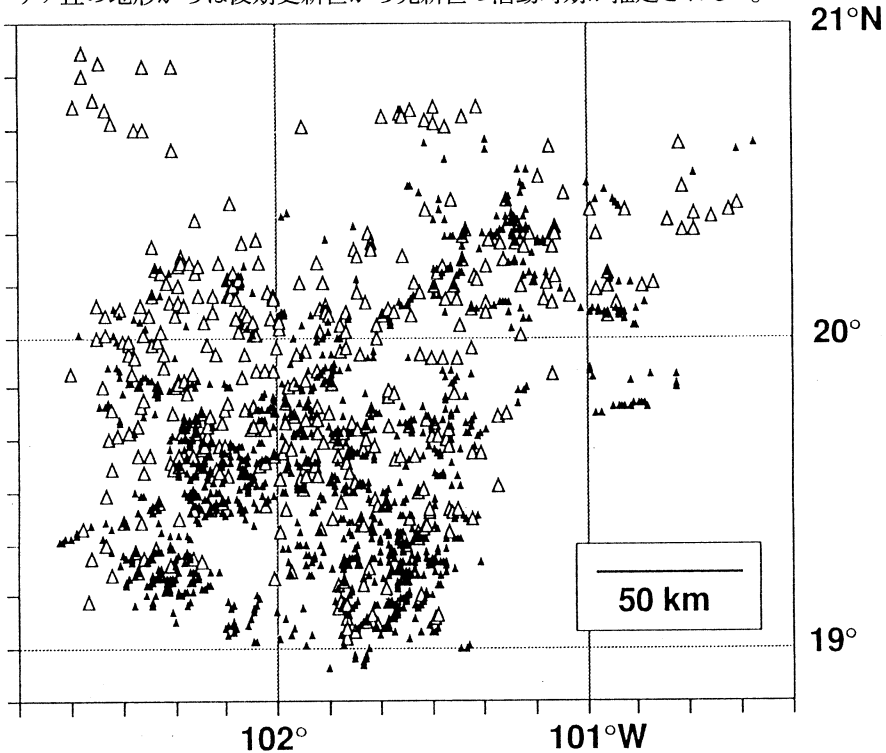
第1図 メキシコ火山帯の主な火山の分布とテクトニクス。
Verma⁷⁾の図を修正。MGVFを囲む四角形の範囲の火山の分布を第2図に示す。

火山と海溝の距離は東に行くにつれて大きくなる。中央部は広範囲に分布する単成火山群で特徴づけられ、大規模な複成火山はまれである。これに対し東部では西部と同様、大規模な複成火山が主体である。海溝からの距離が遠くなることに伴い、アルカリ岩の活動も目立つ。カルデラの形成を伴う酸性マグマの活動はラ・プリマベラ (La Primavera, 西部, 地溝帯の三重会合点付近), ロス・アスフレス (Los Azfres, 中央部, MGVFの東に隣接), ロス・ウメロス (Los Humeros, 東部) などがあげられ、火山帯の全ての部分で活動していることがわかる (第1図)。さらに東部には中央アメリカ火山帯があるが、メキシコ火山帯との間には両者の配列からはずれる火山が漸移部を形成する。1992年に噴火したエル・チチョン (El Chichón) はこの漸移帯に含まれる。

メキシコ火山帯中央部は西からチャパラ地溝周辺の火山群¹⁴⁾, MGVFの小規模, 中規模火山群¹⁾, ロス・アスフレス・カルデラとその周辺の小規模単成火山群¹⁵⁾, トルカ (Toluca) 複成火山, トルカ東方の小規模単成火山群¹⁶⁾, チチナウチン (Chichinautzin) をはじめとするメキシコシティ周辺の単成火山群¹⁷⁾と続き, その東から火山帯東部のポポカテペトル (Popocatepetl), イスタシウアトル (Iztaccihuatl) をはじめにした複成火山列になる (第1図)。中央部には東西や東北東方向の左ずれ正断層列が中期中新世から更新世にかけて発達し⁶⁾, チャパラ湖, クイツェオ (Cuitzeo) 湖など, 地形的に明瞭な地溝帯を形成している。盾状火山は以

上の火山地域のうち、チャパラ地溝周辺、MGVF、メキシコ・シティ周辺のチチナウチン火山地域に主に分布する。これらの盾状火山は小規模な単成火山群（スコリア丘、溶岩円頂丘、溶岩流、マール、タフ・リングなど）と同じ地域に噴出していることが多いが、チャパラ地溝周辺では小規模な単成火山群は認められない。

中央部のうち盾状火山が最も多いMGVFでは、火山は海拔2000 mから2200 mの高地部だけでなく北東の内陸側の低地にも分布し、火山帯の幅が広がっている（第1図、第2図）。内陸側の火山は100万年から300万年の年代を示し、海溝側の高地部の火山（<100万年）より古いことが報告されている¹⁹⁾。チャパラ地溝周辺の盾状火山は100万年から700万年でさらに古い¹⁴⁾。東のチチナウチン火山地域の盾状火山の年代は測定されていないが、伴って噴出しているスコリア丘の地形からは後期更新世から完新世の活動時期が推定される¹⁷⁾。



第2図 MGVFにおける中規模火山と小規模火山の分布。
白抜き三角は中規模火山（主に盾状火山）、塗りつぶした三角は小規模火山（主にスコリア丘）。Hasenaka et al.¹⁸⁾の図を引用。

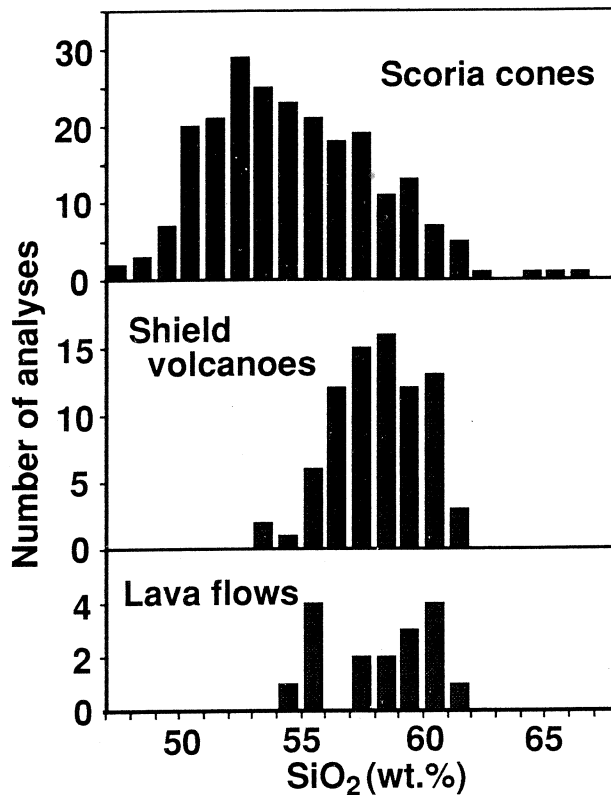
§ 3. 盾状火山群の規模、形態、分布

本論で紹介するメキシコの盾状火山はハワイのマウナケア、マウナロアなど火山学の教科書に載っている典型的な盾の形をした大規模なもの²⁰⁾ではなく、直径が最大10 km 程度の中規模

ないし小規模のことが多い。そのような規模の盾状火山はアイスランドや北米西部にも報告されている^{20, 21)}。盾状火山は大部分が溶岩流でできた盾を伏せたような形を成す火山と定義されている²⁰⁾が、後述するようにメキシコのは、やや斜面の傾斜が大きく、盾というより、ピラミッドの形に近いものが多い。火山の斜面では溶岩の露頭しか観察されないので、本論では盾状火山と呼ぶことにするが、浸食によって削られた谷に火砕岩が溶岩にはさまれているのが観察されたパラッチョ (Paracho) 火山のような例もあるので、成層火山が含まれている可能性がある。

MGVF (北緯 19° – 21° , 西経 $100^{\circ} 30'$ – $102^{\circ} 40'$) には378個の中規模火山があり、大部分は盾状火山で、他にやや規模の小さい溶岩円頂丘、溶岩流とわずかな成層火山を含む。これらの火山の多くは底面の直径が2-12 km, 高度は100-1000 m, 斜面の傾斜角が 5° – 20° である²²⁾。中央値 (median) は底面の直径が4100 m, 高度340 m, 斜面の傾斜角が 9.4° , 平均値 (mean) はそれぞれ4500 m, 390 m, 10.2° となる²²⁾。当火山地域の盾状火山は斜面角が 10° 以下の緩傾斜のタイプ (A型) と斜面角が 10° 以上の急傾斜のタイプ (B型) が認められる。地球上の盾状火山は規模や底面直径に対する高度の比などによって大きいものから順番にハワイ型, ガラパゴス型, アイスランド型, スカットラム型 (北米, スネークリバー平原に産する小規模で非常に傾斜角の小さいもの) に分類できる²³⁾。メキシコ火山帯中央部のA型盾状火山はアイスランド型に似ているが, B型は底面直径に対する比高が大きく, 以上のいずれにも形態的に該当しない。またメキシコの盾状火山は山頂に小さな溶岩円頂丘やスコリア丘を持つことが, 山頂にクレーターを持つアイスランドのものとは異なる。斜面の傾斜角が大きい理由としては, 上に述べたように火砕岩の層を挟んでいる可能性があげられるが, 第3図^{24, 18)}に示すように, 分析された溶岩がすべて安山岩組成であり, 玄武岩組成の溶岩を流出しているハワイやアイスランドの盾状火山に比べて, 溶岩の粘性が高いことも重要である。

MGVFの盾状火山の分布は明瞭な配列を示さず, いくつかの配列 (南西部では北東–南西, 北東部では東西配列) を示す小規模な単成火山とは対照的である (第2図)。火山が噴火している全体的な地域は同じであるが, ローカルに見ると両者の噴出域はわずかに異なっている。海溝からの距離に対する盾状火山の頻度分布をみると270 km付近にピークがあり, 250 km付近にピークがある小規模な単成火山より背弧側にずれているし, 火山分布密度が大きい地域は中規模火山と小規模火山では完全にはオーバーラップしていない (第2図)。これらの火山にマグマを供給した火道系も地表近くで別々になっているのかも知れない。



第3図 スコリア丘，盾状火山，溶岩流の各分析試料のSiO₂含有量の比較。
Hasenaka²⁴⁾，Hasenaka et al.¹⁸⁾及び未公表データを引用。

§ 4. 盾状火山群の体積，年代，マグマ噴出率

中規模火山378個について火山の形を円錐形に近似して体積を計算し，噴出体積を見積もった²²⁾。過半数は1 km³以下であったが，このサイズ範囲には溶岩円頂丘や溶岩流のものがいくらか含まれている。典型的な盾状火山の体積は大部分が1 km³から12 km³の間に入る。体積が最大の盾状火山はセロ・グランデで54 km³（平均基底直径17 km，基底からの平均比高680 m，平均斜面傾斜角5°）でまさに盾を伏せた形を成す。2番目はセロ・タンシタロ（49 km³，11 km，950 m，10°）で台地状の形態を示す。

MGVF内で年代測定値が報告されている盾状火山は10個程度であるが，地形や火山活動域の移動などの情報から，おおざっぱな年代推定は可能である。最も若い溶岩地形を示すのはメタテ盾状火山で，火山灰に覆われた土壤中の炭化木から4,700 ± 200 y.B.P.の炭素14年代が得られている¹⁾。炭素14年代法の測定限界の4万年より若いスコリア丘が66個あるが，その溶

岩と同程度に溶岩の表面地形を保存している盾状火山はMGVF内に10個認められる。Ban et al.¹⁹⁾のK-Ar年代測定によれば、北緯19°50'より南の海溝側にある盾状火山は100万年より若く、北緯19°50'より北の内陸側にある盾状火山が100万年前から300万年前の年代を示している。火山地域南方の海溝側の盾状火山は地形的にも若く、4万年より若い10個の盾状火山も全て火山地域南部に含まれている。彼らの結論を全ての盾状火山に適用すれば、100万年以下の火山もそれ以上の火山も190個程で、ほぼ同数である²²⁾。第1表には今回、化学分析値を報告する火山の炭素14およびK-Ar年代測定値と共に、火山地形などから推定した年代幅を示した。

ある程度空隙のある溶岩を高密度の岩石 (Dense rock equivalent) の体積に換算して、マグマ噴出率を見積もると、100万年前から300万年前の間が、 $0.2 \text{ km}^3 / 1000 \text{ 年}$ であったのが、100万年以降、現在までが、 $0.7 \text{ km}^3 / 1000 \text{ 年}$ となる。従って、火山活動域が海溝寄りに移動したのに伴い、マグマの供給率も変化したことがわかる。しかし、応力場の変化やプレートの再配列などは知られておらず、火山活動域の移動の原因は不明である。

§ 5. メキシコの盾状火山は単成火山か？

MGVFの大部分の小規模火山はホルヨ火山 (1759-1774) やパリクティン火山 (1943-1952) の有史の噴火で観察されたとおり、大部分は単成火山、すなわち一度の噴火で活動を終え、再噴火することのない火山であると思われる。MGVFやチチナウチン地域で非常に広範囲にこれらの単成火山が分布しているのは、地殻へのマグマ供給率が小さいながら、マグマが地表に出やすい伸長性の応力場におかれていた為だと考えられる^{1, 25)}。一度のマグマ・バッチの供給を受けて、火道が形成され、地表にマグマが運ばれるが、マグマ供給が途絶えた後、火道は冷却、固結してしまい、次のマグマ・バッチが供給された時には異なる火道を作った方が地表に出やすくなるという解釈である。それでは本論で取り扱っている盾状火山はどうであろうか。表面地形から判断する限り、これらの盾状火山は噴火の休止期や浸食度の著しく異なる山体は認められない。山頂から四方に流れる溶岩流はほぼ同様の表面地形の保存度を示しているので、おそらく単成火山と考えられるが、有史の噴火観察記録がないので、確実な証拠はない。

単成であり、しかもパリクティンやホルヨと比較できるくらいの短い期間に活動したと推定される盾状火山がメキシコ火山帯西部で報告されている²⁶⁾。セボルコ、サンガンゲイ、テキーラなどの大規模な複成火山がつくる北西-南東の主火山列から南西の海溝方向にずれたアテンギヨ (Atenguillo) 地溝には幾つかの盾状火山があり、ハワイアイト、ミュージアライトおよびアルカリ玄武岩の溶岩を流出している²⁶⁾。このうち、66万年のK-Ar年代が得られているラ・

ラハ盾状火山では基底の火山灰層や火砕サージ堆積物を溶岩流が覆っているが、火山の南方には2~3枚の厚さ20 mの陸上溶岩流の直下に厚さ40ないし55 mの枕状溶岩が露出し、湖成層を挟んでいる。Righter et al.²⁶⁾は溶岩流が当時のアテンギョ川をせき止めて湖を形成した後、溶岩流が連続してこの湖に流れ込んだと解釈した。現在のアテンギョ川の流量から類推すると約20~40年で深さ100 mの湖が形成することになり、彼らは10年以上、100年以下の短期間に全ての溶岩が噴出したと推定した。基底の火山灰の直上の溶岩と湖成堆積物の直上の溶岩が誤差の範囲で同じK-Ar年代(0.65 Ma, 0.67 Ma)を示すことも火山の短期間形成を支持している。

中村²⁷⁾は地球上の陸上火山を単成火山(monogenetic volcano)、複成火山(polygenetic volcano)に分類し、ハワイ型、ガラパゴス型の盾状火山は複成、アイスランド型は単成であることを示した。メキシコの盾状火山はアイスランドの盾状火山とほぼ同じ規模であることから、本論で述べる盾状火山は単成か、少なくとも地質学的に短期間に形成したと考えて差し支えないと思われる。

§ 6. 分析試料の選択と盾状火山溶岩の岩石記載

化学分析用試料を12個の盾状火山溶岩、2個の成層火山から選んだ他、化学組成の類似性を調べるために2個の独立した溶岩流、2個の古期のメサ溶岩から選び、比較や混成作用の検討のためにメタテ盾状火山の近傍に露出した古期溶岩、基盤の花崗岩をさらに加えた(第1表、第2表)。

MGVFの盾状火山溶岩の斑晶および微斑晶のモード(体積%)は10%から30%のものが多く、メキシコ火山帯の典型的な複成火山の溶岩(30%から50%²⁸⁾)に比べると斑晶量は少ないが、小規模火山を代表するスコリア丘溶岩(20%以下)と比べると、やや多い。斑晶鉱物には斜長石が含まれていることが多く、マフィック鉱物には、かんらん石(Ol)、普通輝石(Aug)、斜方輝石(Opx)、普通角閃石(Hb)が含まれ、その組合せはOl, Ol+Aug, Ol+Aug+Opx, Ol+Opx, Aug+Opx, Opx, Hb+Ol+Aug+Opx, Hb+Aug+Opx, Hb+Opx, Hbなどである¹⁸⁾。スコリア丘溶岩もこれらのマフィック鉱物組合せを示すが、そのうちOlあるいはOl+Augの組合せが圧倒的に多い。盾状火山溶岩の場合、どのマフィック鉱物組合せもほぼ同じ割合なので、スコリア丘溶岩に比べて斜方輝石が特徴的に出現すると言える。かんらん石斑晶を含む玄武岩ないし玄武岩質安山岩溶岩には石基鉱物のサイズが0.03 mm以上の粗粒なものがいくつかあり、ゆっくりとした溶岩の冷却史を示唆している。かんらん石玄武岩質安山岩

第1表 化学分析試料の採集火山位置および年代測定値。

Sample	Volcano	Type	VN	Map	Loc	Latitude(N)	Longitude(W)	DFT	Age
725*	Cerro El Metate	Shield	211	A21	SW	19°32.22'	101°59.57'	258	0.047
821*	Cerro Buenavista	Shield	66	B48	CW	19°09.31'	102°36.52'	191	0.54
909	Cerro Paracho	Shield	149	B29	CE	19°35.35'	102°02.44'	261	0.06
929	Cerro Buenavista	Shield	66	B48	CW	19°09.31'	102°36.52'	191	0.54
963	Cerro Pacaracua	Shield	198	A21	NW	19°43.57'	101°58.59'	278	(<0.2)
974	Cerro Yahuarato	Shield	305	A22	CW	19°36.86'	101°33.18'	287	0.54
978	Brinco del Diablo	Shield	196	A11	NE	19°56.43'	101°43.91'	311	1.88
988	(W Cerro El Picacho)	Shield	187	A11	CW	19°50.34'	101°58.02'	289	0.17
994	Cerro La Tetilla	Shield	340	C73	CC	20°21.08'	101°05.78'	382	(1-3)
995	Cerro Culiacán	Shield	362	C74	SW	20°20.24'	100°58.18'	386	2.10
997	Cerro Grande	Shield	361	C74	CC	20°24.49'	100°52.64'	398	2.27
999	Cerro Camatarán	Shield	270	C82	NW	20°10.78'	101°33.57'	342	1.17
1012	(Cerro El Matate)	Pre-Shield	-	A21	SW	19°31.27'	101°59.84'	257	(>0.1)
998	Volcán Grande	StratoV	274	C82	CW	20°05.50'	101°38.18'	330	(~1)
1023	Cerro Tancitaro	StratoV	153	B39	CW	19°24.95'	102°19.14'	231	0.53
526*	Mesa El Malpais	Lava Flow	C888	A42	NC	19°11.93'	101°28.77'	250	<0.01
977	(Prieto)	Lava Flow	C427	A11	CC	19°53.32'	101°48.75'	302	<0.01
925	(El Palmar)	Mesa	-	A41	SC	19°00.08'	101°49.84'	214	(>1)
980	La Mesa	Mesa	-	A12	NW	19°58.65'	101°39.12'	318	(>1)
926	(E El Palmar)	Gr. Base	-	A41	SC	19°00.46'	101°49.36'	215	

*印の試料の分析値は長谷中ほか⁴⁾より引用。

VN = 中規模火山のカタログ番号。先頭にCの文字があるものは小規模火山のカタログ番号。

Map, Loc = DETENAL (メキシコ・シティ) 発行の5万分の1地形図の番号と地形図中の位置 (e.g. NC=north center)。

DFT = 中央アメリカ海溝からの距離 (km)

Age (単位, 百万年) = K-Ar年代測定値¹⁹⁾, ¹⁴C年代測定値 (725)¹⁾, および火山地形分類による年代測定値 (925, 928)¹⁾。括弧に入った値は火山地形およびBan et al.¹⁹⁾の結果を参考にしておおざっぱに類推したもの。

の石基は粗粒で間粒状組織を示すのに対し、輝石安山岩の石基は填間状、ときにピロタキシティック組織を示すものが多い。また輝石安山岩はしばしば石基に褐色ガラスを含む。かんらん石斑晶を含む分析試料は821, 929, 974, 999で輝石の反応縁を示さない。角閃石斑晶を持っているのは分析試料中、963だけで、斑晶のリムはオパサイトになっている。斜方輝石の微斑晶や石基鉱物に単斜輝石の平行連晶が認められる試料が多い。

盾状火山の中でマフィックな岩石を代表するブエナビスタ火山の一連の溶岩は自形のかんらん石斑晶を特徴的に持つ。斜長石の量は多いが、微斑晶に限られており、しばしば流理構造を示す。最もマフィックな岩石 (929) はかんらん石玄武岩質安山岩で斑晶は自形のかんらん石のみで、それ以外のブエナビスタ安山岩は斑晶にかんらん石、普通輝石、斜方輝石を持つ。斑晶量は7%以下で少なく、鉄チタン鉱物をあまり含まない。

盾状火山の中で中間的な組成の岩石を代表するメタテ火山の一連の溶岩は、かんらん石斑晶を含むものと、普通角閃石を含むものの2種類に分けられる。かんらん石斑晶を含む溶岩は量

第2表 MGVF 盾状火山溶岩等の化学分析値。

Sample	725*	821*	909	929	963	974	978	988	994	995
V. Type	SH	SH	SH	SH	SH	SH	SH	SH	SH	SH
(wt.%)										
SiO ₂	59.63	58.24	60.03	53.49	59.53	58.30	60.20	60.13	59.37	57.01
TiO ₂	0.67	1.13	0.78	1.06	0.82	0.96	0.76	0.68	1.07	1.35
Al ₂ O ₃	16.99	16.77	17.18	16.74	17.24	16.88	17.72	16.61	16.54	16.96
Fe ₂ O ₃ *	5.27	6.43	5.94	8.84	6.27	7.24	6.34	5.92	7.12	8.27
MnO	0.09	0.11	0.09	0.13	0.10	0.11	0.09	0.09	0.10	0.12
MgO	2.95	3.62	2.75	6.69	2.68	3.94	2.73	3.17	3.56	3.72
CaO	5.75	6.29	5.79	7.94	5.46	6.25	5.47	5.77	5.82	6.62
Na ₂ O	3.62	3.64	3.83	3.72	4.34	3.77	3.90	3.60	3.67	3.86
K ₂ O	2.06	1.71	1.94	1.03	1.87	1.80	1.69	2.22	1.97	1.60
P ₂ O ₅	0.24	0.35	0.19	0.24	0.24	0.27	0.18	0.18	0.27	0.32
Total	97.27	98.29	98.52	99.88	98.55	99.53	99.08	98.37	99.49	99.83
(ppm)										
Sc	15.6	17.6	14.1	19.6	14.0	20.1	16.6	10.1	19.3	22.6
V(X)	117	155	118	159	121	142	120	122	118	147
Cr	59.7	87.3	21.5	222	26.5	96.8	28.6	55.7	74.3	62.2
Cr(X)	60	100	20	231	13	98	35	60	86	59
Co	50.2	64.4	15.8	32.8	14.3	21.7	16.6	17.3	18.3	20.9
Ni	31	60	23.2	146	10.0	52.3	10.1	34.4	24.3	18.5
Ni(X)	23	67	22	130	12	49	11	33	22	17
Zn	88	79	61	41	47	52	55	84	70	30
Rb	41.0	25.0	43.9	12.7	35.4	37.2	34.9	45.8	48.7	32.6
Rb(X)	42	26	44	14	35	37	34	44	49	33
Sr	734	815	488	535	591	567	618	623	466	595
Sr(X)	732	824	475	531	570	501	577	559	422	533
Y	19.0	21.0	17.1	21.7	18.9	20.3	18.4	17.0	33.3	26.2
Y(X)	19	23	18	22	19	21	17	19	34	27
Zr	176	207	159	125	173	176	126	163	255	229
Zr(X)	177	208	172	135	187	188	134	174	275	242
Nb	8.8	16.2	7.6	7.0	8.0	12.2	5.6	8.0	12.4	13.5
Cs	1.13	0.64	1.14	0.09	0.87	0.89	1.01	1.22	1.40	0.78
Ba(X)	731	537	718	397	646	640	619	723	663	550
Ce	58.3	50.1	40.6	29.8	43.5	43.4	31.1	43.5	62.5	50.2
Pb(X)	14	15	10	5	8	10	9	8	10	7

*印の試料の分析値は長谷中ほか⁴⁾より引用。主成分元素および微量元素名のあとに(X)がついているものは蛍光X線分析値、それ以外は光量子放射化分析の値。Fe₂O₃*は全鉄をFe₂O₃に換算した値。

第2表 (続き)。

Sample	997	999	1012	998	1023	526*	977	925	980	926
V. Type	SH	SH	Pre-SH	StrV	StrV	LF	LF	Mesa	Mesa	Gr.
(wt.%)										
SiO ₂	55.16	55.73	60.87	56.51	58.12	61.04	60.62	57.46	52.64	67.74
TiO ₂	1.50	1.20	0.61	1.12	0.81	0.90	0.70	0.76	1.43	0.56
Al ₂ O ₃	16.95	16.39	17.69	16.90	17.57	17.52	16.80	17.39	17.34	13.51
Fe ₂ O ₃ *	8.95	8.33	5.34	7.53	6.41	5.76	6.23	6.95	9.71	4.31
MnO	0.13	0.12	0.08	0.12	0.09	0.10	0.10	0.10	0.14	0.06
MgO	4.21	5.02	2.41	4.40	3.54	2.90	3.50	3.98	5.13	1.41
CaO	7.11	7.02	5.47	7.06	6.64	5.97	5.76	5.94	8.20	2.71
Na ₂ O	3.77	3.55	3.82	3.62	4.02	4.23	3.94	4.23	3.61	2.82
K ₂ O	1.36	1.66	2.05	1.58	1.28	1.70	1.72	1.52	1.14	4.61
P ₂ O ₅	0.37	0.37	0.13	0.31	0.21	0.27	0.20	0.21	0.33	0.07
Total	99.51	99.39	98.47	99.14	98.69	100.39	99.57	98.53	99.67	97.81
(ppm)										
Sc	27.1	14.9	11.4	21.8	17.4	10.9	10.8	8.8	29.5	13.2
V(X)	155	154	109	154	129	125	113	119	186	76
Cr	58.3	142.3	17.6	103.3	68.5	57.9	72.9	109.0	100.0	27.7
Cr(X)	60	143	12	109	78	62	84	125	93	29
Co	23.0	25.8	16.3	23.4	21.6	40.5	18.6	19.3	29.9	10.1
Ni	13.6	67.9	7.5	40.4	40.8	37	41.7	73.5	33.1	7.3
Ni(X)	13	63	11	41	42	35	39	67	27	12
Zn	56	40	46	69	47	68	51	85	67	18
Rb	23.6	31.1	40.1	33.6	17.4	30.0	32.8	28.7	16.6	238.1
Rb(X)	23	34	36	33	15	30	32	27	17	225
Sr	655	518	569	512	1486	573	745	688	677	121
Sr(X)	589	471	563	468	1408	548	659	676	593	121
Y	29.5	28.0	14.3	28.0	9.1	19.0	18.3	18.9	28.0	28.3
Y(X)	28	29	13	29	12	16	18	18	28	29
Zr	222	247	114	234	117	169	148	112	164	322
Zr(X)	235	262	117	252	96	160	155	114	169	294
Nb	13.2	14.4	4.9	12.8	2.3	10.8	6.5	4.6	8.6	8.2
Cs	0.37	0.50	1.46	0.77	0.13	0.92	0.74	1.31	0.40	8.58
Ba(X)	466	878	644	594	441	609	560	507	467	540
Ce	49.5	57.9	28.8	54.9	44.2	40.0	37.1	30.7	39.2	49.2
Pb(X)	9	7	10	9	8	13	8	8	7	12

的には少なく、斜長石の斑晶、時に普通輝石、斜方輝石の斑晶を伴う。角閃石斑晶はない。これに対して角閃石安山岩は量的に多く、角閃石はほとんどの場合、オパサイトの反応縁を持つか、微粒の輝石、斜長石、鉄チタン鉱物の集合体から成る反応生成物になっている。角閃石以外の斑晶として斜長石、普通輝石が含まれることが多い。斜方輝石はあまり認められない。石基サイズの鉄チタン鉱物が斑点状に輝石に含まれたり、石基部分に散在している岩石が多い。

成層火山のボルカン・グランデとセロ・タンシタロから採取した分析試料は斜方輝石安山岩と角閃石安山岩で、前者には非常に分厚い斜方輝石の反応縁に包まれたかんらん石（イディングス石に変質）、後者にはほとんどオパサイトに置換されてしまった角閃石や汚濁帯を持った斜長石斑晶が含まれている。盾状火山溶岩には汚濁帯や蜂の巣構造を持つ斜長石がまれで、非平衡な斑晶組合せもほとんど認められないのと対照的である。

円錐形の火山体（スコリア丘や溶岩円頂丘）を伴わない部厚い溶岩流だけからなる小規模火山の試料526、977は共に斑晶量が非常に少ない。ピロタキシティックあるいはハイアロピリティック組織を示し、石基に褐色ガラスを含む。斑晶は斜方輝石ないし斜方輝石+普通輝石+斜長石である。

メサ溶岩試料925、980は共にかんらん石斑晶を含み、マフィックな外観を呈する。年代が古いので、かんらん石のかなりの部分がイディングス石になっている。他に斜方輝石（925）、斜長石（980）の斑晶を含む。上記の新しい溶岩流と同様、斑晶量が少ない。石基は填間状ないし間粒状組織を示す。

メタテ盾状火山の近傍に露出した古期溶岩試料1012は斜方輝石安山岩で、斑晶は斜長石や斜方輝石が30%程度あり、比較的多い。斑晶と石基のサイズが明瞭に異なり、斑晶—微斑晶—石基とサイズが連続的に変化する盾状火山溶岩や溶岩流試料と一見して区別できる。

花崗岩試料926はメサ溶岩925のすぐ東に露出する。MGVFにおける花崗岩類の露頭はパリクティンやメタテ火山の南方及びホルヨ火山の北方に認められるが、試料926は後者にあたる。モード組成では石英27%、斜長石30%、正長石32%でアダメロ岩にあたり、他に黒雲母（3%）、普通輝石（3%）、二次的な緑泥石（角閃石の分解生成物と思われるものや空隙を埋めるもの、3%）、不透明鉱物（1%）、微量のジルコン、アパタイトを含む。

§ 7. 盾状火山溶岩の化学組成

17個の火成岩試料について蛍光X線法で主成分元素と一部の微量元素について定量した後、光量子放射化分析法によって微量元素を定量した。分析には東北大学理学部原子核物理学研究施

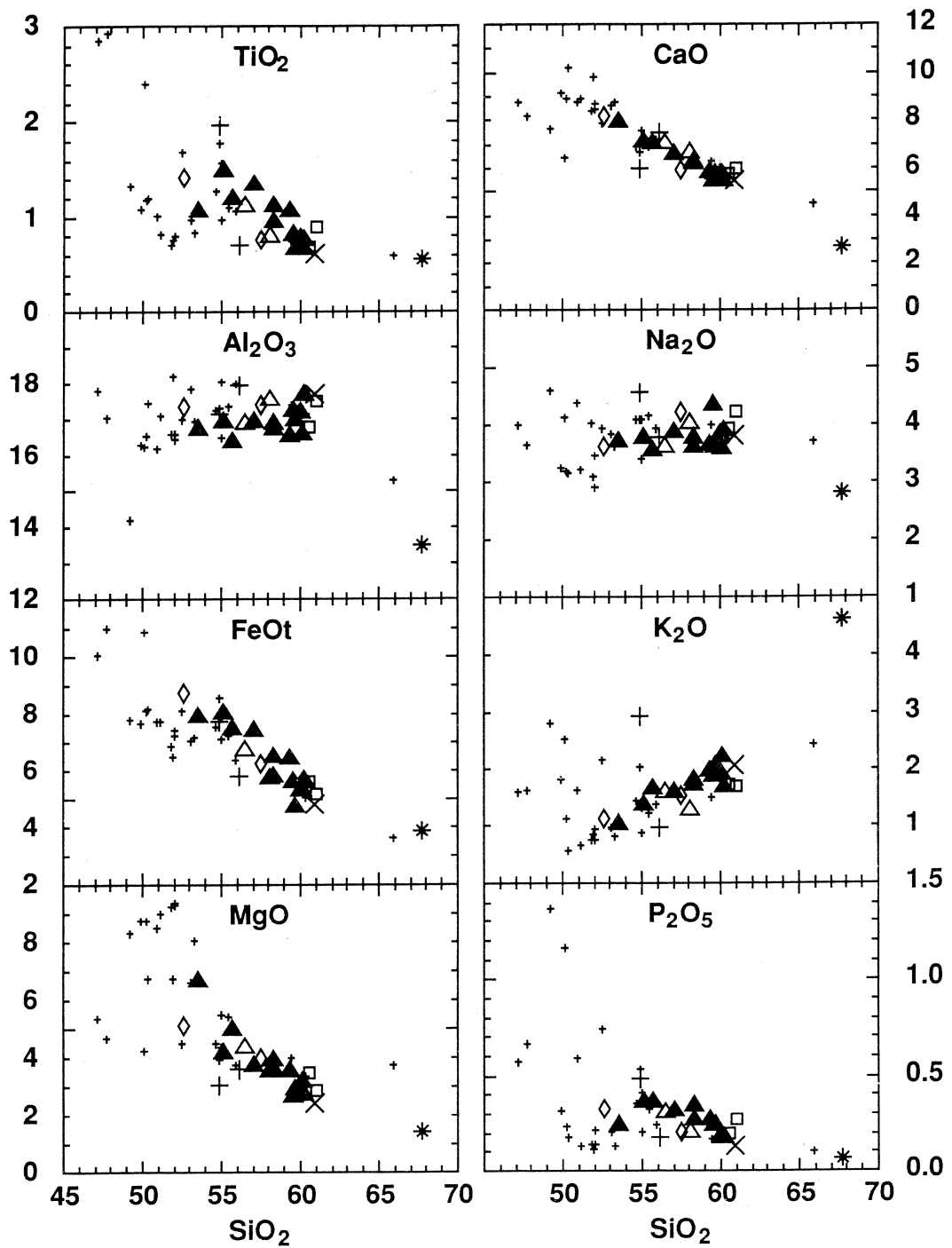
設の電子ライナックを利用し、試料の放射化には30MeVの加速電子を用いた^{29, 30)}。報告する蛍光X線分析結果についてはカリフォルニア大学バークレー校、東北大学理学部地球物質科学科および工業技術院地質調査所で行ったものを含む。以上の試料の化学分析値に、これまでに光量子放射化法で分析した全ての試料のデータを合わせてハーカー図と MORB 規格化図にプロットした(第4図, 第5図)。元素によってはかなりのばらつきが認められるが、Hasenaka et al.¹⁸⁾で論じたように、蛍光X線分析値には研究所間の系統的な違いに起因しているものが含まれる。

幅広いシリカ組成範囲を示すスコリア丘溶岩に比べて盾状火山溶岩のシリカ組成範囲は限られており、多くのものが55%から61%の間である(第3図)。爆発的なストロンボリ式噴火のスコリア丘に対して、穏やかなハワイ式噴火によって形成した盾状火山の溶岩が比較的シリカに富んでいたのは予想に反した。流動性に富んだ溶岩を流出し、緩やかな傾斜(5°-10°)の山体を作ったハワイやアイスランドの盾状火山はほとんどが玄武岩組成である。それらと比べるとメキシコの盾状火山溶岩は5%から10%程、SiO₂に富み、粘性も高いと思われる。

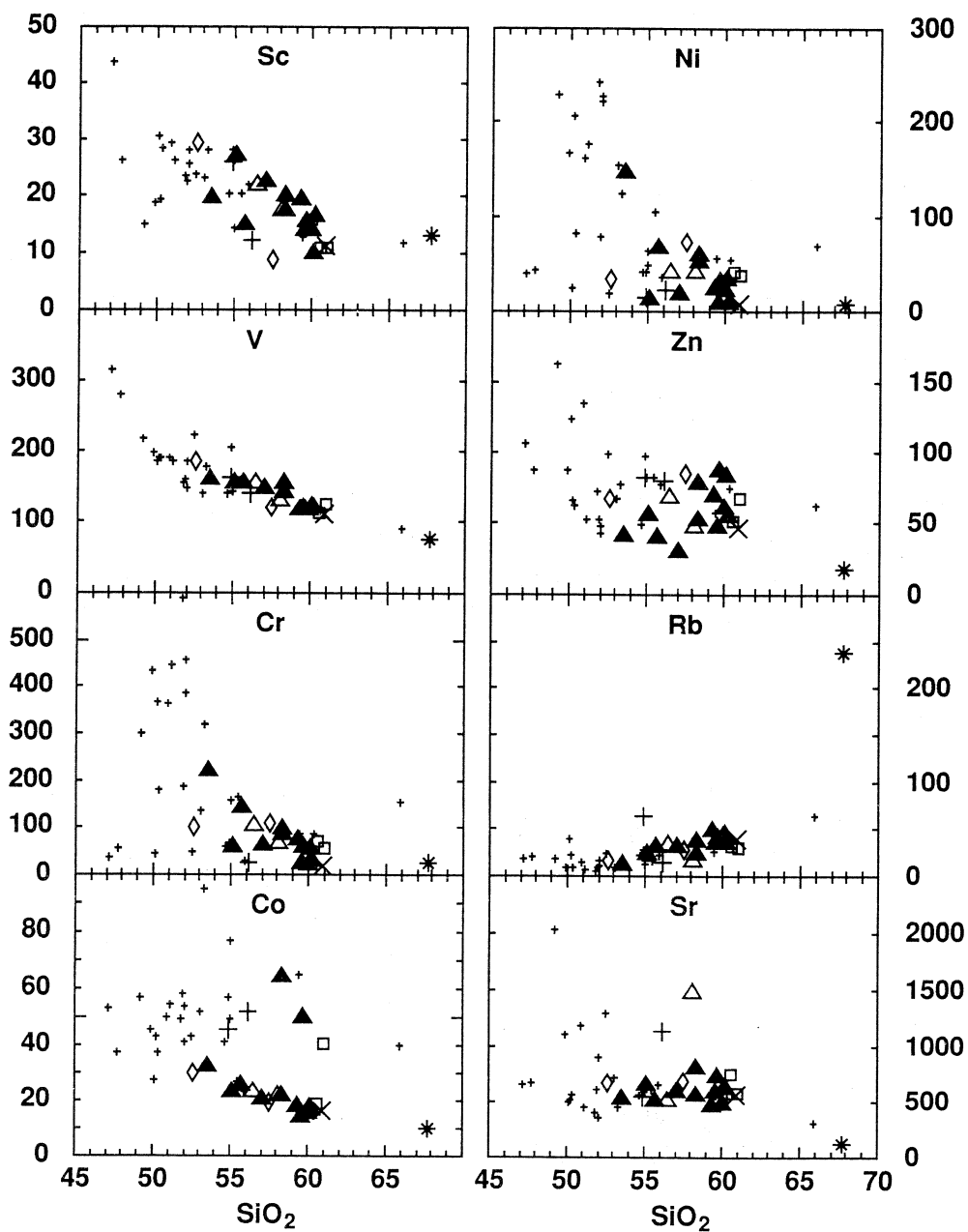
今回分析した成層火山、溶岩流、メサ溶岩の試料も盾状火山溶岩と同じシリカ含有量の範囲に含まれた。分析した溶岩流試料2個はややシリカに富んだのに対し、メサ溶岩試料2個はシリカに乏しかった。これまでに得られた分析値全てをコンパイルして、比較してみると、独立した溶岩流の試料もSiO₂が55%-61%で、盾状火山溶岩とほぼ同じ組成幅に落ち、スコリア丘溶岩に比べて分化が進んでいることがわかる(第3図)。

分析試料はすべて異なる火山から採取されたので、第4図においては異なる火道によって供給されたマグマをいっしょにみていることになるが、数個の元素において1つか2つはずれた分析値が認められる他は、きれいなトレンドを示す。この盾状火山、成層火山、溶岩流を含む分析値のトレンドは、スコリア丘溶岩のうちカルクアルカリ岩の分化トレンドと一部オーバーラップするが、よりSiO₂に富み、分化が進んだ側に寄っている。スコリア丘を主体とする小規模な火山の分化トレンドと盾状火山を主体とする中規模火山の分化トレンドが連続的であることは、この後、それぞれ特定の火山から噴出した溶岩がつくる一連の分化トレンド同志を比べて検討する。

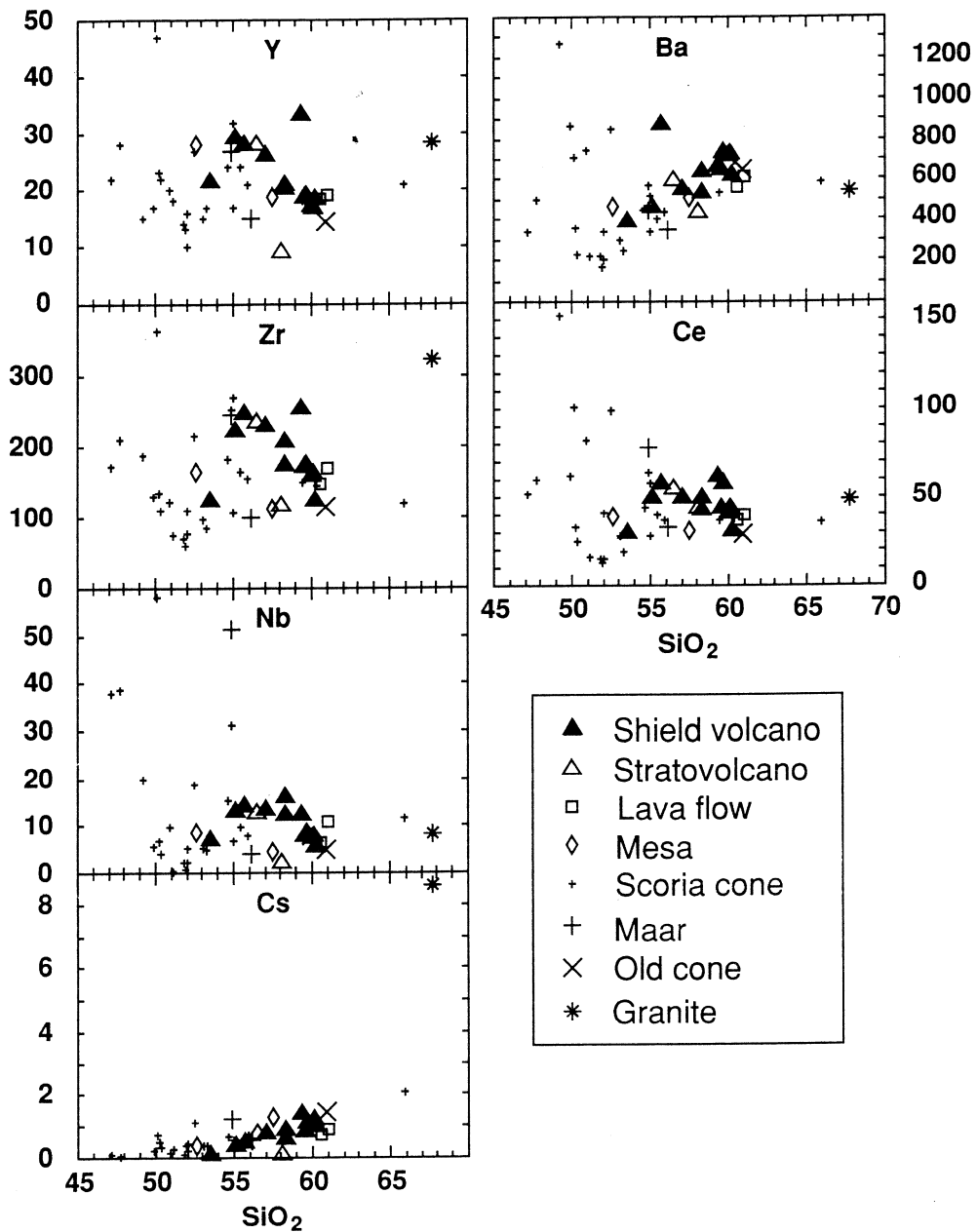
分析した花崗岩試料926はSiO₂=67.74%で、アダメロ岩としてはシリカに乏しい。これまでにMGVFから報告された花崗岩の分析値はSiO₂が65%から68%の間に落ちているので^{31, 32)}、低いシリカ含有量はこの地域の花崗岩類の特徴であるらしい。これに対してパルクティン火山の火山弾や溶岩に含まれており、一部融解をした花崗岩類の捕獲岩片はすべてSiO₂が70%以



第4図 MGVFの盾状火山等の溶岩の化学組成図。
スコリア丘溶岩の化学組成は長谷中ら⁴⁾から引用。



第4図 (続き)。

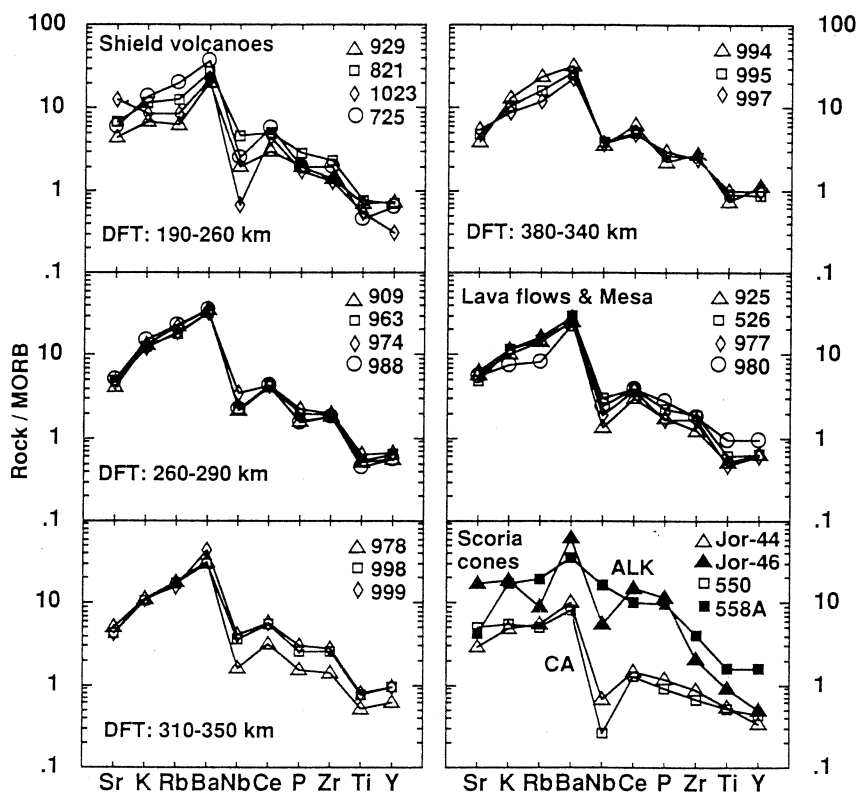


第4図 (続き)。

上で、露頭で見られる花崗岩類と組成が異なる^{31, 33)}。

スコリア丘溶岩やマールの溶岩がカルクアルカリ岩とアルカリ岩の両方を含み、微量元素の特徴でも沈み込み帯型と海洋島型の両方を含む⁴⁾のに対して、MGVFの盾状火山溶岩は全てカルクアルカリ岩であった。AFMダイアグラム（アルカリ-全鉄-マグネシウム図）では鉄に濃集しないトレンドを示し、都城ダイアグラム（シリカ対鉄・マグネシウム比）ではカルクアルカリ岩の領域に落ちた。さらに、微量元素もNbの負異常を持ち、沈み込み帯に特徴的なパターンを示した⁴⁾。これに対して、前述のメキシコ火山帯西部のラ・ラハ盾状火山はアルカリ岩で、微量元素は海洋島型のパターンを示している²⁶⁾。この火山はメキシコ大陸から離れつつあると推定されているハリスコ・ブロック内部にあり、西部の火山帯の配列から海溝側にはるかに離れており、テクトニック・セッティングが異なっている。

MGVFの盾状溶岩の微量元素組成パターンは海溝からの距離に対してあまり大きな違いを見せない（第5図）。また海溝からの距離が様々である溶岩流やメサ、さらにカルクアルカリ



第5図 MGVFの盾状火山溶岩のMORB規格図。
比較のために小規模単成火山溶岩のデータも右側にあわせてプロット。
スコリア丘溶岩の化学組成は長谷中ら⁴⁾から引用。DFT=海溝からの距離。

岩のスコリア丘溶岩とも違わない。このことから盾状火山マグマを含むカルクアルカリ岩マグマの起源物質については海溝からの距離に対する不均質性がないと解釈できる。100万年前頃に火山活動域が海溝寄りに移動したことを考えると時代による起源物質の違いも明瞭ではないと言える。海溝からの距離が190-260 km にプロットされたブエナビスタの2 溶岩（試料929, 821）は盾状火山溶岩の中ではあまり分化しておらず、比較の為に入れた未分化なカルクアルカリ岩（試料 Jor-44, 550）と似たパターンを示す。

§ 8. 盾状火山マグマとスコリア丘マグマの化学組成の違い

前説で述べたように盾状火山マグマの方が、スコリア丘マグマに比べて、分化が進んでいるものが多い。噴出するマグマの量も両者で明かに異なる。盾状火山の方がスコリア丘に比べて一桁以上大きい体積のマグマを噴出しているので、地下のマグマ溜りの体積もそれに応じて一桁以上の違いがあると推測できる。以上の観察事実から盾状火山マグマの方がより大きな体積のマグマ・バッチとして地殻上部に上昇してきて、マグマ溜りを形成し、熱的にも安定なので、固結するまでの時間も長く、結晶分化もより進んだと推測できる。しかし、大規模な複成火山でしばしば観察される非平衡な鉱物組合せや斜長石の汚濁帯などがあまり見つからないことから、マグマ混合や地殻物質の同化作用が起こるほどには、マグマ溜りの生存期間は長くなかったと思われる。

スコリア丘（ストロンボリ式噴火）と盾状火山（ハワイ式噴火）の噴火様式の違いから、後者のマグマの方が前者より噴火前の揮発成分、特に水蒸気の含有量が少なかったと推測される。マグマの水の含有量の違いは含水鉱物、安山岩質なマグマならば角閃石の出現によって、おおざっぱに推定できるが、MGVFの場合、スコリア丘にも盾状火山にも角閃石安山岩溶岩を産するものが少量ずつあるので、違いはわからない。Lange and Carmichael³⁴⁾は石基のマフィック鉱物としてかんらん石が出現するか、それとも斜方輝石が出現するかを調べて、玄武岩質安山岩マグマの含水量の比較ができることを示した。天然の岩石の溶融実験では水を多く含む玄武岩質安山岩マグマからは、石基鉱物として斜長石、普通輝石に加えてかんらん石が晶出するが、水が少ないマグマからは、かんらん石の代わりに斜方輝石が晶出することがわかっている。これを応用して、彼らはメキシコ火山帯西部の溶岩の方が中央部のものに比べて含水量が多いと推論した。確かに、マスコタなど西部の火山群の溶岩の石基中には斜方輝石でなくかんらん石があり、MGVFの単成火山溶岩の石基中にはほとんどの場合、かんらん石はなく、斜方輝石が認められる。MGVFのスコリア丘溶岩も盾状火山溶岩をこの方法で比較してみたが、共

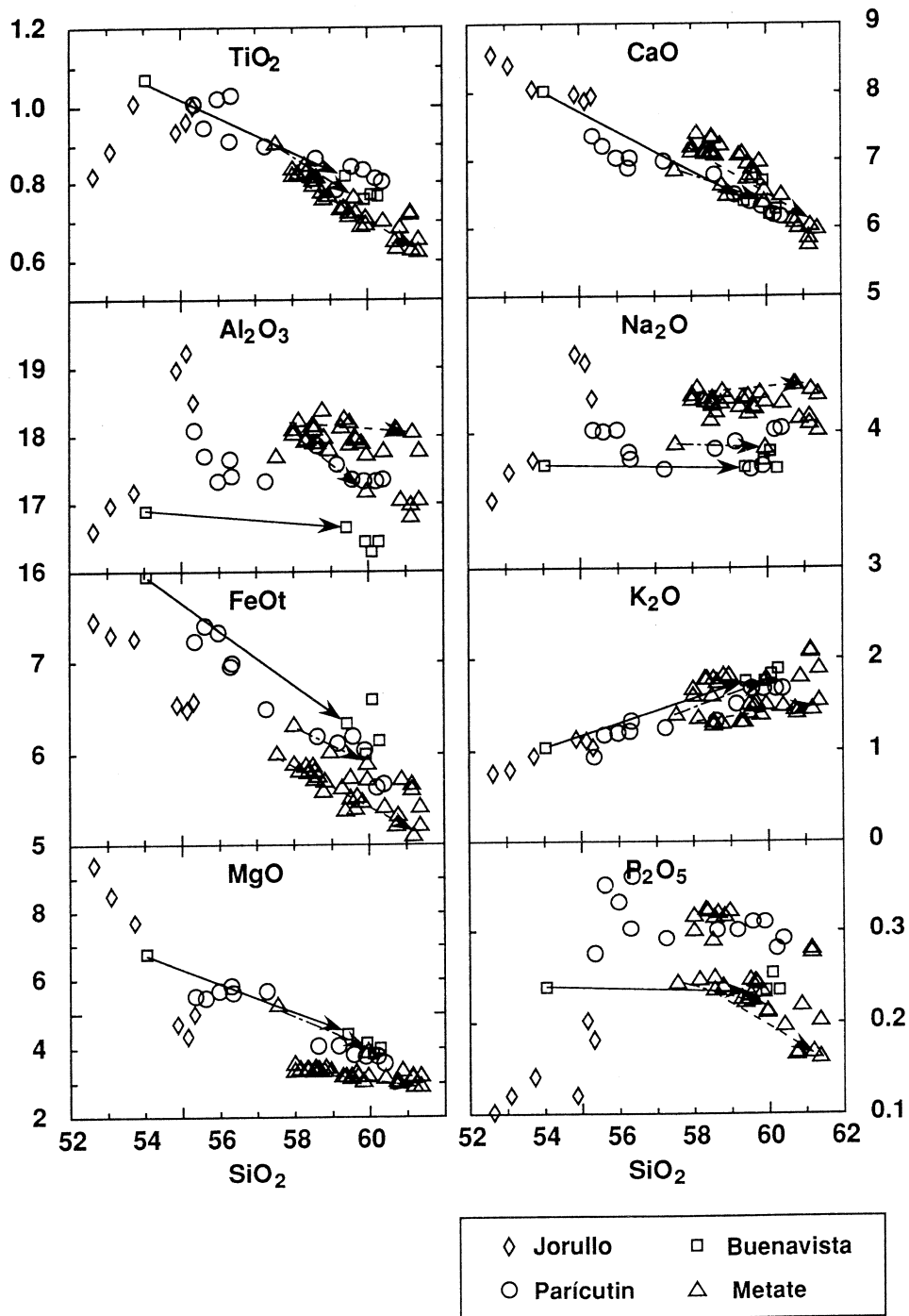
に石基に斜方輝石を含むので、両者の揮発性成分の違いを見つけることは困難であった。

§ 9. メタテおよびブエナビスタ盾状火山マグマの分化トレンド

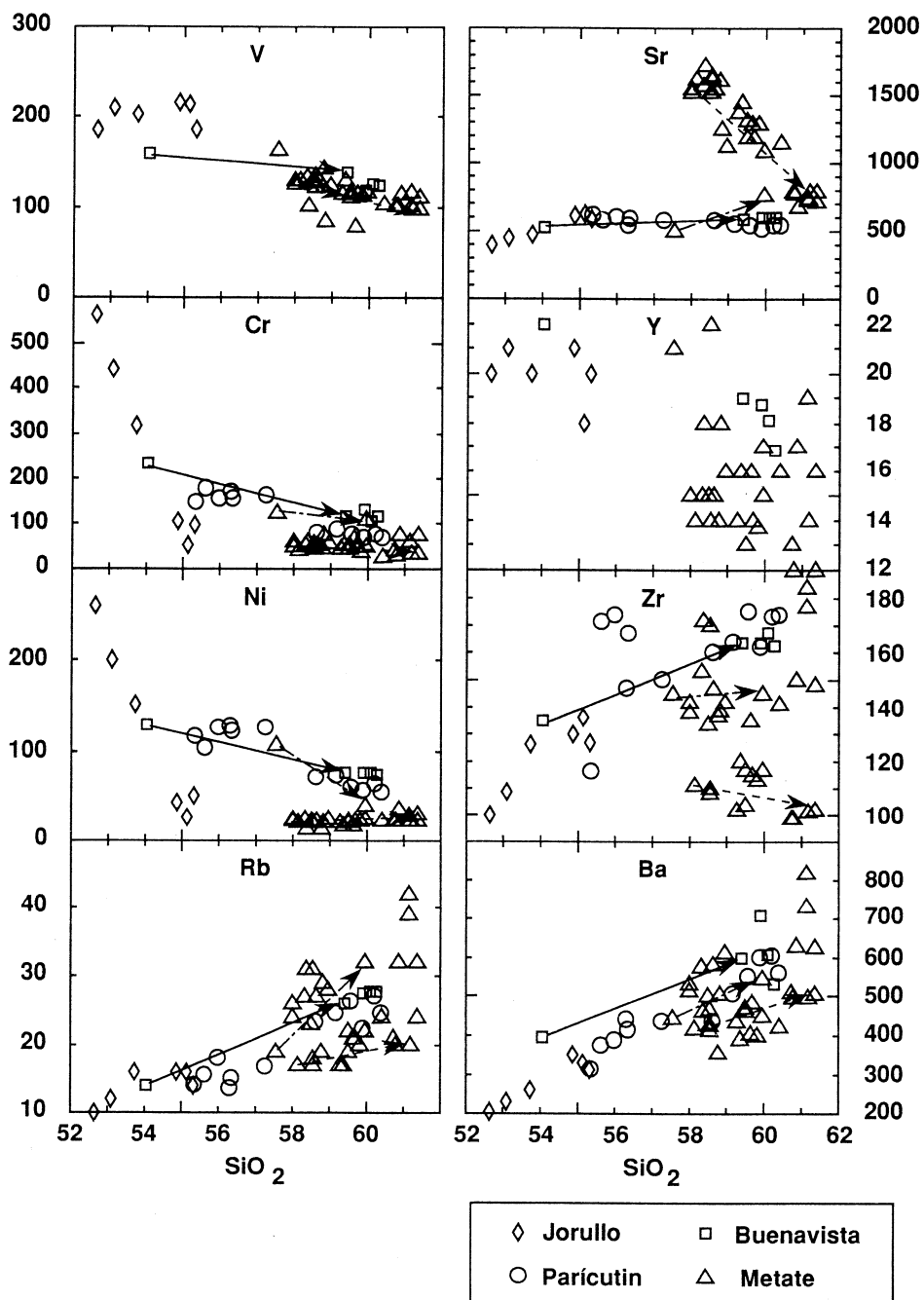
盾状火山マグマの分化を調べる為に一つの盾状火山のできるだけ多くのフロー・ユニットから岩石試料を採集して化学分析をした。選んだ火山は最も若く、個々のフロー・ユニットの地形が識別可能なメタテで、山頂のドームと大半のフロー・ユニットの溶岩を採集し、その化学分析値を第6図にプロットした。マフィックな組成の盾状火山溶岩を産するブエナビスタ、さらに当火山地域で詳しく溶岩の分化が研究された^{31, 32, 33)} 2つのスコリア丘、パリクティンとホルヨの分化トレンドを比較の為に合わせて図示した。

この図では異なる火山の分析値をプロットした第4図に比べてはるかに良い解像度で盾状火山マグマの分化トレンドを見ることができる。Sr, Mg, Cr, Niなどの元素では複数の分化トレンドが識別できる。4つの火山の分化トレンドを合わせると、SiO₂に乏しく最も未分化な側をホルヨ火山、続いてパリクティン火山、次にブエナビスタ盾状火山、最後にSiO₂に富み、最も分化した側をメタテ盾状火山が占めるが、それぞれの火山の分化トレンドは互いに少しずつオーバーラップし、元素によってはそれぞれの火山ごとに組成の違いがあることがわかる。図の一番左端にプロットされるホルヨ火山のJor-44試料はMgO>9%, Ni>200 ppmでマントルかんらん岩と平衡に共存し得るマグマで、長谷中ら⁴⁾が光量子放射化分析値を報告している。この図は、MGVF全体のカルクアルカリ岩のマグマティズムが、大局的にはJor-44のような親マグマの結晶分化作用によるものであることを示唆している。しかし、個々の火山においては結晶分化の物理化学条件の違いや親マグマの組成のわずかな違いなどによっていくつか異なる分化トレンドが生じたのであろう。

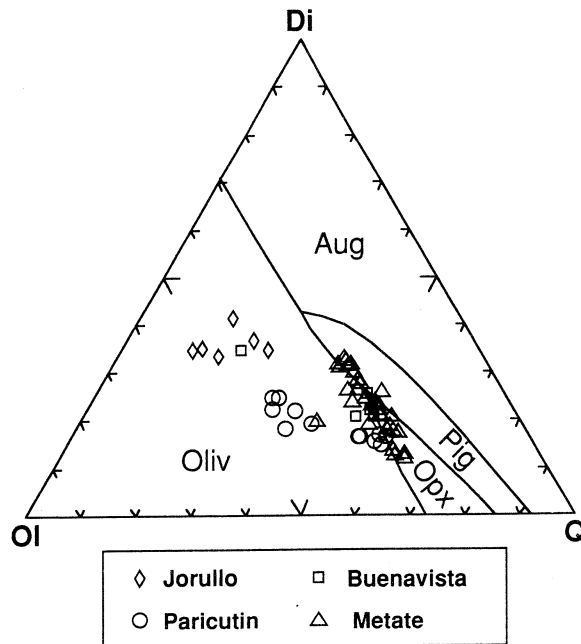
ブエナビスタで最も未分化な溶岩、試料929は他のブエナビスタ溶岩とは異なった組成を示し、ホルヨ火山の分化トレンド上にプロットされる。同様に、メタテの最も未分化な溶岩、試料779も他のメタテ溶岩とは異なった組成を示し、パリクティン火山の分化トレンド上に乗ることが注目される(第6図)。この2つの試料の組成の違いは特にMgO, Cr, Niなどの図において顕著である。以上の溶岩組成をDi-Ol-Qz系の相図に投影すると、上記の2つの試料を除いた盾状火山溶岩は全て1気圧の斜長石-かんらん石-単斜輝石(ピジョン輝石)のコーテクティックか、あるいは1気圧の斜長石-かんらん石-斜方輝石のコーテクティック上ないし、その近傍に乗る(第7図)。これに対して、上記の2つの試料はホルヨやパリクティン溶岩と共に左下のOl成分側にシフトした高圧(~10 kb)の斜長石-かんらん石-単斜輝石のコー



第6図 メタテ、ブエナビスタ盾状火山溶岩のハーカー図。
 比較の為にパリクティン、ホルヨ火山溶岩の化学組成も合わせて図示。
 分析値はLuhr and Carmichael³²⁾, Wilcox³¹⁾, McBirney et al.³³⁾, Hasenaka²⁴⁾,
 Hasenaka and Carmichael¹⁾, Hasenaka et al.¹⁸⁾, 本研究, および一部の未公表デー
 タより引用。結晶分化と花崗岩の混成作用を検討した親マグマ-娘マグマのペアを矢印
 で結んだ。



第6図(続き)。



第7図 Di-Fo-Qz-Plの4成分系相図。

Plから投影したもの。Grove et al.³⁵⁾およびSack et al.³⁶⁾の実験から求めた1気圧無水の相境界を描いた。

テクティク上に乗る。以上のことから、少なくともメタテとブエナビスタにおいては大部分の溶岩の組成変化は地殻浅所のマグマ溜りにおける結晶分化の結果できたものと推定できるが、時に高圧で分化したマグマが地下深部から供給され、そのまま地表に噴出していることがわかる。未分化な溶岩が他の溶岩と混合した証拠は現在得られている試料の記載や化学組成からは見つけられない。

メタテ火山溶岩は主成分元素では一連のトレンドを成すことが多いが(第6図)、 K_2O 、 P_2O_5 などで2つのトレンドを示し、Rb, Y, Zr, Baなどの元素では分析誤差を超えたばらつきを示している。このばらつきは複数の分化トレンドが重なり合っているせいかも知れない。ちなみに全てのスコリア丘溶岩をDi-Ol-Qz系相図に投影すると、高圧(～10 kb)と一気圧のPl-Ol-Augのコーテクティクの間にかくも平行なトレンドを作り、異なる圧力において分化が起こったことを示唆する^{32, 37)}。

メタテ溶岩のSr含有量はMGVFの平均的な溶岩(500 ppm前後)より明かに多く、第6図においては1700 ppmから700 ppmまで減少する全く別のトレンドを成す。これらの高Sr溶岩は他の微量元素においても一連の異なったトレンドを作ることが多い。従ってメタテ火山では

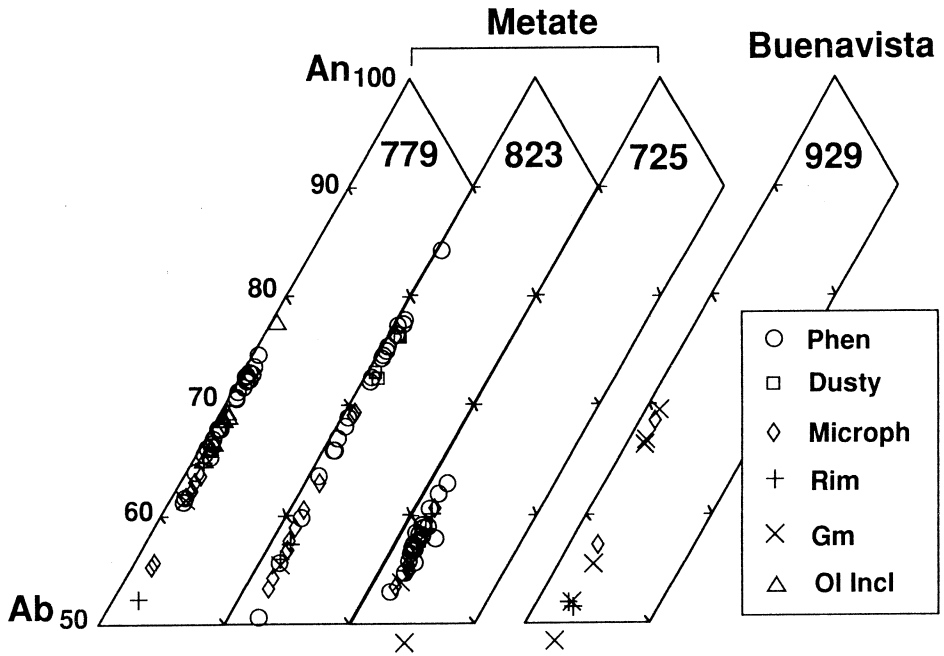
高圧で分化した高 Mg 低 Sr マグマの分化トレンドと、低圧で分化した高 Sr 低 Mg マグマの少なくとも2つの分化トレンドがあったと推定される。別々のトレンドに乗る溶岩の組成の違いを結晶分化作用で説明するには、微量元素濃度の違いがあまりにも大き過ぎるので、それぞれが別々の親マグマから由来したと考えざるを得ない。メタテの高 Sr 低 Mg マグマは、地表には出ていないが、かつて地下深部で高 Sr の未分化なマグマから結晶分化によって生成したのであろう。

このような高 Sr 溶岩 ($\text{Sr} > 1000 \text{ ppm}$) は50個の試料の分析値をプロットした第4図にも6つ見つけることができる。3つは未分化な ($\text{MgO} > 8\%$) アルカリ玄武岩 (試料 Jor-46, 520, 542) で、全て海溝に近い地域に噴出したスコリア丘に産する。1つは分化したアルカリ岩 (試料555A) で、内陸側の比較的年代の古いスコリア丘で採集したものである。残る2つはカルクアルカリ岩系の角閃石安山岩 (試料437T, 1023) で火山地域中央に位置するマールと本論で述べた成層火山のタンシタロに産する。アルカリ岩、カルクアルカリ岩を問わず、海溝側にも内陸側にもあり、成因を制限することは難しい。大局的には第5図で述べたように、起源物質の化学組成は均質であるとみなして良いと思われるが、初生マグマの Sr 含有量の違いを生み出すような、鉱物組成、鉱物組合せの違いが起源物質に局部的に生じていた可能性がある。

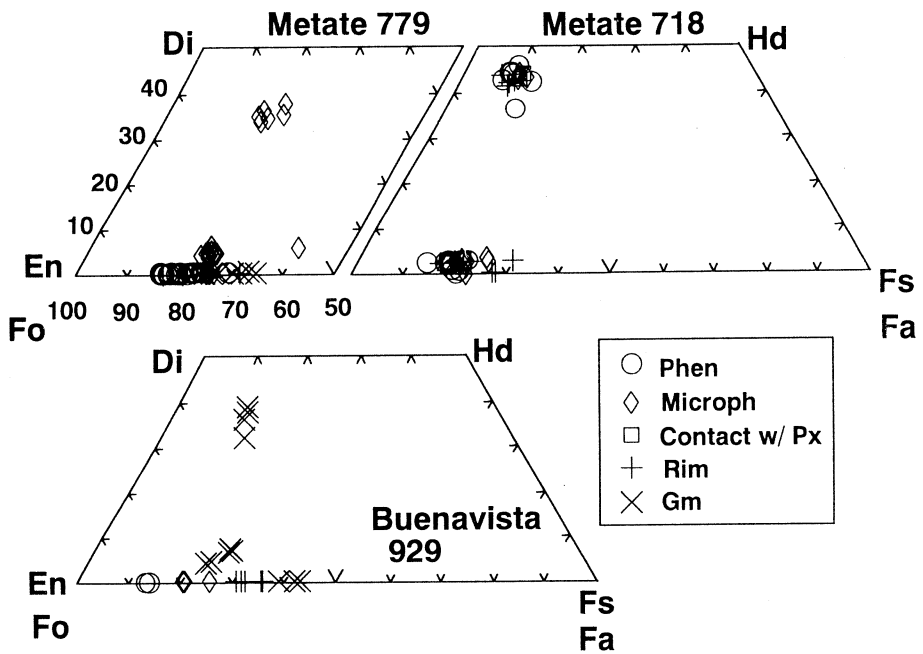
§ 10. 盾状火山溶岩の鉱物組成

前説で溶岩の分化を検討したメタテとブエナビスタ盾状火山の溶岩について、代表的な溶岩に含まれる斑晶、微斑晶、石基鉱物の化学組成をEPMAで測定した。分析はノーザン・イリノイ大学地質学教室の Joel 50A X線マイクロプローブ・アナライザーを用いて行った。斜長石、かんらん石、普通輝石、斜方輝石の組成を第8図、第9図に示す。メタテ火山溶岩に見られる斜長石斑晶は10-20 An mole %の比較的狭い組成幅を持ち、斑晶は斜長石、かんらん石共に正累帯構造を示した。ブエナビスタ溶岩について分析した斑晶はかんらん石だけで、他は微斑晶、石基鉱物である。斜長石、かんらん石、輝石類の他に角閃石、磁鉄鉱の分析値の代表的なものを次節の結晶分化作用の計算に用いた。ブエナビスタの場合は全岩組成が似ているホルヨのかんらん石、普通輝石、斜長石の分析値³²⁾を代用して計算した。

普通輝石、斜方輝石の連晶のコンタクト部分をいくつかの輝石ペアについて分析し、その組成から Wells³⁸⁾の式を用いて平衡温度を計算した。マフィックなメタテ溶岩 (試料779) について1124°C、1117°Cおよび1083°Cを得、フェルシクなメタテ溶岩 (試料725) で1066°Cおよび1011°Cを得た。



第8図 メタテおよびブエナビスタ盾状火山溶岩の斜長石組成。



第9図 メタテおよびブエナビスタ盾状火山溶岩のかんらん石および輝石組成。

§ 11. 盾状火山マグマにおける結晶分化作用と花崗岩の混成作用の検討

岩石記載とハーカー図（第6図）のトレンドを検討して、メタテとブエナビスタの3つの代表的な分化トレンドが、観察される斑晶鉱物の結晶分化によって作られたかどうかを、最小二乗法を用いた addition-subtraction で計算した。3つのトレンドを矢印で第6図に描き加えた。一つは角閃石斑晶を晶出せず、かんらん石+斜長石（+普通輝石、斜方輝石）を斑晶として晶出したメタテの高圧分化トレンド（試料779→試料718）、もう一つは角閃石、斜長石、普通輝石の斑晶を共通に持つメタテの低圧分化トレンド（試料957DK→試料1025）、最後にかんらん石斑晶に富むブエナビスタ溶岩のトレンドである。

最小二乗計算は Bryan et al.³⁹⁾の方法に従い、主成分元素で得た斑晶の比率を使って微量元素のバルクの分配係数を計算し、最大分別（レイリー分別）の場合の微量元素濃度を娘マグマから親マグマへ逆算して、観察値と比較した。鉱物と玄武岩ないし安山岩質マグマの間の元素の分配係数は Gill⁴⁰⁾、Henderson⁴¹⁾、Hyndman⁴²⁾にコンパイルされている値のうち、最大のものと最小のものを使って、両方から挟みこんだ。計算結果を第3表に示す。主成分元素の計算においては観察される斑晶組合せ以外の分別相の組合せも試みたが、やはり実際に晶出している斑晶鉱物の組合せで計算した結果が一番良く一致した。磁鉄鉱は石基ないし微斑晶サイズのものしか出現しないが、よい計算結果を得るために分別相に加える必要があった。しかしながら、微量元素の計算結果は分析値と必ずしも良い一致をせず、特に Sr や Zr について違いが大きかった。

分別結晶作用に花崗岩の混成作用を加えることにより微量元素の計算値がどれだけ改善するかを今回フォトン放射化分析をした花崗岩試料926を使って検討した。花崗岩物質の混成はパルクティンで扱ったように³¹⁾、完全に溶解させた液を混合させるモデルにした。第3表に示すように計算結果は観察値に近付いていない。花崗岩を加えることにより、分別する結晶相の量比も変化するので、必ずしも花崗岩の組成を単純に加える方向に微量元素の計算結果が動くのではないらしい。この結果から考えると、少なくともメタテとブエナビスタ盾状火山溶岩の組成変化には花崗岩質の地殻物質の混成作用は重要な役割を果していないと言える。

MGVF においてはパルクティンやホルヨにおいても結晶分化作用や地殻物質の混成作用の検証が行われているが^{31, 32, 33)}、主成分元素で一致した計算結果を使っても、微量元素を全て説明できていない。パルクティンの場合は実際に採取した花崗岩や捕獲岩を用いた混成作用の計算で同位体や微量元素組成を説明できなかったのも、仮想的な混成物質を使った³³⁾。ホルヨの場合は Rb, Sr, Ba などの元素の計算結果が観測値より低く、花崗岩などの混成作用の際、動

き易い元素のみが選択的にマグマに取り込まれるのではないかと考えられた³²⁾。

§ 12. 盾状火山直下のマグマ溜り

火山地形の保存度や他の地域の盾状火山の活動記録などから、メキシコの盾状火山も単成火山であろうと推論したが、本論の岩石学的な研究結果は高圧分化のマグマと他の大部分の低圧分化マグマの存在を示した。岩石学のデータからは火山体直下のマグマ溜りで一回限りのマグマ供給、噴出が起こったとは考えられず、単成火山のモデルで解釈するのは難しそうである。MGVFのスコリア丘、パリクティン火山の場合はマグマの噴出率が時間と共に指数関数的に減少している⁴³⁾ので、マグマ・バッチの供給は一度だけであったことは間違いない。しかし、観察された溶岩の化学組成の変化を説明するのに、結晶分化作用に加えて地殻物質の混成作用を10年間の噴火期間だけで起こすのは、時間的に無理がある。Wilcox³¹⁾は観察される溶岩の組成変化は噴火前に地下のマグマ溜りの中で既にできていたと考えた。すなわち、マグマ溜りが密度の異なるマグマで層状に分化しており、噴火によってこのマグマ溜りの異なる層が順番に地表に吸い出されていったと考えた。このような場合、下部の密度が高く未分化なマグマの方が先に吸い出されるということが、流体力学の実験で示されている⁴⁴⁾。パリクティンにおいて時間と共に溶岩の組成がシリカに富んでいったのはこのモデルと一致する。

メタテやブエナビスタの盾状火山もこのようなモデルが当てはまるのかも知れない。ただし両者の場合は低圧分化を代表するマグマが地表近くに既に存在していて、そこに地下深部から高圧分化を受けたマグマが供給され、地表近くのマグマとあまり反応することなく、先に噴出したと思われる。メタテにおける溶岩流の層序は未分化マグマが初期の活動の産物であることを示している。このマグマは顕著な混合現象を起こしていないが、少なくともその後続く噴火のトリガーの役割を果たした可能性がある。

§ 13. まとめ

メキシコ火山帯中央部には大規模な成層火山が少なく、代わりに単成火山群がいくつか存在する。火山群は主に小規模なスコリア丘からなるが、これに中規模の盾状火山が加わっている場合がある。最も大きい単成火山群のミチョアカン＝グアナフアト火山地域にある盾状火山は規模がアイスランド型の盾状火山に匹敵するが、それより急な斜面を持つものが多い。スコリア丘同様、おそらく単成火山であろう。

盾状火山溶岩はスコリア丘溶岩に比べてSiO₂に富み、より分化しており、全てカルクアル

第3表 最小二乗法による混合モデル計算の結果。

〔 I 〕 Fractional crystallization model

	Case 1 : 779 → 718			Case 2 : 957DK → 1025			Case 3 : 929 → 930		
	718	779	779	1025	957DK	957DK	930	929	929
	Obs.	Obs.	Calc.	Obs.	Obs.	Calc.	Obs.	Obs.	Calc.
SiO ₂	59.94	57.57	57.53	61.19	58.15	58.22	59.41	54.04	54.04
TiO ₂	0.71	0.90	0.71	0.63	0.83	0.86	0.82	1.07	1.14
Al ₂ O ₃	17.17	17.71	17.80	18.06	18.22	18.25	16.65	16.91	16.98
FeOt	5.97	6.07	6.12	5.15	5.98	5.97	6.47	8.03	8.01
MnO	0.10	0.12	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.13	0.09
MgO	3.88	5.23	5.22	2.92	3.41	3.42	4.40	6.76	6.76
CaO	6.36	6.85	6.84	6.04	7.40	7.36	6.41	8.02	8.02
Na ₂ O	3.89	3.91	3.72	4.31	4.32	4.00	3.75	3.76	3.27
K ₂ O	1.78	1.39	1.47	1.45	1.34	1.19	1.77	1.04	1.14
P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.17	0.17	0.25	0.13	0.23	0.24	0.14
	$\Sigma r^2 = 0.062$			$\Sigma r^2 = 0.056$			$\Sigma r^2 = 0.082$		

Subtracted phases (Wt% of initial magma)

Ol		4.6						7.3
Pl			12.8		11.7			21.4
Mt			0.7		1.5			3.1
Aug			—		4.4			5.8
Hb			—		2.4			—
Melt Fraction			81.9		80.0			62.4

	718	779	779	1025	957DK	957DK	930	929	929
	Obs.	Obs.	Calc.	Obs.	Obs.	Calc.	Obs.	Obs.	Calc.
Rb	32	19	27-28	20	18	16-18	27	14	17-19
Ba	554	452	455-492	505	431	405-452	610	401	384-458
Sr	771	513	657-999	802	1675	667-1030	603	536	408-924
V	119	165	116-156	99	133	145-870	141	161	236-1171
Cr	111	127	92-1854	33	42	>27	118	233	>78
Ni	41	107	43-793	23	22	20-63	78	131	>84
Zr	147	147	121-123	102	114	83-87	168	136	107-116

微量元素の計算に用いた分配係数は Gill⁴⁰⁾, Henderson⁴¹⁾, Hyndman⁴²⁾から引用。FeOt は全鉄を FeO に換算した値。計算方法については本文の説明を参照。

第3表 (続き)。

〔Ⅱ〕 Assimilation + Fractional crystallization model

	Case 1 : 779 → 718		Case 2 : 957DK → 1025		Case 3 : 929 → 930	
Subtracted phases (Wt% of hybrid magma)						
Ol	4.0		—		6.2	
Pl	9.0		15.9		15.1	
Mt	0.3		1.9		2.4	
Aug	—		5.6		5.3	
Hb	—		3.6		—	
Assimilated Gr	6.9		2.1		15.7	
Parent Fraction	106.4		129.2		113.4	
	$\Sigma r^2 = 0.066$		$\Sigma r^2 = 0.085$		$\Sigma r^2 = 0.048$	
	779	779	957DK	957DK	929	929
	Obs.	Calc.	Obs.	Calc.	Obs.	Calc.
Rb	19	16-18	18	12-14	14	<0
Ba	452	487-511	431	399-449	401	467-518
Sr	513	731-932	1675	671-1061	536	539-814
V	165	115-133	133	148-1054	161	204-505
Cr	127	103-588	42	>27	233	>104
Ni	107	45-323	22	20-66	131	>94
Zr	147	120-121	114	78-82	136	110-117

カリ安山岩である。マグマの噴出量がスコリア丘に比べて一桁以上大きいので、マグマ溜りも大きく、熱的に安定で、結晶分化が進んだと考えられる。盾状火山溶岩の組成は海溝からの距離や年代に対して違いを示さず、起源物質が比較的均質であったことを示唆する。しかし Sr に富むマグマがメタテを含むいくつかの火山で見つかっており、局所的な起源物質の不均質も考える必要がある。メタテとブエナビスタの盾状火山の溶岩の多くは低圧で分化したことがわかるが、高圧で結晶分化をしたことを示す未分化なマグマも噴出している。メタテでは高圧分化マグマはかんらん石斑晶を含み、角閃石を含まないのに対して、低圧分化マグマは角閃石斑晶を含み、かんらん石が出現しない。

主成分元素を用いた結晶分化モデルの計算結果は、メタテの高圧分化トレンド、低圧分化トレンドおよびブエナビスタの分化トレンドが、観察される斑晶鉱物の分別で説明できることを明かにした。しかし、微量元素まで含めると、Sr や Zr などの元素の組成変化が説明できない

場合があった。計算結果は花崗岩の混成作用は盾状火山溶岩の組成変化を作るのに重要な役割を果していないことも示した。

光量子放射化分析にあたり、東北大学原子核理学研究施設の榎本和義博士、大槻 勤博士、ならびにライナック・マシングループの方々をはじめ職員の皆様には大変お世話になった。東北大学理学部地球物質科学科の青木謙一郎前教授、蟹沢聰史教授、藤巻宏和教授、石川賢一博士、土谷信高博士には諸般にわたって御助力いただいた。分析試料採取は文部省科学研究費補助金、国際学術研究(03041014, 代表者、青木謙一郎)によって行い、研究の一部に文部省科学研究費補助金(03201107, 03302022, 06222203)を使用した。鉦物のEPMA分析はノーザン・イリノイ大学のJonathan Berg教授に、一部の追加試料の蛍光X線分析について地質調査所地殻化学部同位体地学課の富樫茂子課長、宇都浩三博士に、それぞれ便宜を図っていただいた。ここに記して以上の方々に深く感謝する。

参 考 文 献

- 1) T. Hasenaka and I. S. E. Carmichael : J. Volcanol. Geotherm. Res. **25** (1985) 105.
- 2) F. Mooser : Geofís. Int. **12** (1972) 55.
- 3) G. T. Nixon : Geol. Soc. Amer. Bull. **93** (1982) 514.
- 4) 長谷中利昭, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **26** (1993) 256.
- 5) 吉田武義, 長谷中利昭, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **26** (1993) 278.
- 6) L. Ferrari, V. H. Garduño, G. Pasquare` and A. Tibaldi : Geofís. Int. **33** (1994) 91.
- 7) S. P. Verma : Geofís. Int. **26** (1987) 309.
- 8) G. V. Burbach, C. Frohlich, W. D. Pennington and W. D. Matsumoto : J. Geophys. Res. **89** (1984) 7719.
- 9) J. F. Luhr, S. A. Nelson, J. F. Allen and I. S. E. Carmichael : Geology **13** (1985) 54.
- 10) R. A. Lange and I. S. E. Carmichael : Geol. Soc. Amer. Bull. **103** (1991) 928.
- 11) P. Wallace and I. S. E. Carmichael : Contrib. Mineral. Petrol. **103** (1989) 470.
- 12) P. Wallace and I. S. E. Carmichael : Contrib. Mineral. Petrol. **111** (1992) 423.

- 13) K. J. Drummond, chairman : Plate-tectonic map of the circum-Pacific region, northeast quadrant, scale 1:10,000,000 (Am. Assoc. Petrol. Geol., 1981).
- 14) H. Delgado : Doctorate Thesis, Tohoku University (1992)
- 15) P. F. Dobson and G. A. Mahood : J. Volcanol. Geotherm. Res. **25** (1985) 273.
- 16) K. Bloomfield : Geofís. Int. **64** (1975) 467.
- 17) A. L. Martin del Pozzo : Bull. Volcanol. **45** (1983) 9.
- 18) T. Hasenaka, M. Ban and D. G.H. : Geofís. Int. **33** (1994) 125.
- 19) M. Ban, T. Hasenaka, H. Delgado-Granados and N. Takaoka : Geofís. Int. **31** (1992) 467.
- 20) H. Williams and A. R. McBirney : Volcanology (Freeman, 1979) p.397.
- 21) R. J. Pike : Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th (1978) 3239.
- 22) T. Hasenaka : J. Volcanol. Geotherm. Res. **63** (1994) 13.
- 23) J. L. Whitford-Stark : In Volcanoes of the Earth, Moon, and Mars(G. Fielder and L. Wilson,eds.) (New York : St. Martins Press, 1975) 66.
- 24) T. Hasenaka : Ph. D. dissertation, University of California, Berkeley (1986) p. 165.
- 25) W. Hildreth : J. Geophys. Res. **86** (1981)
- 26) K. Richter and I. S. E. Carmichael : Geol. Soc. Amer. Bull. **104** (1992) 1592.
- 27) 中村一明 : 火山とプレートテクトニクス (東京大学出版会, 1989) p.323.
- 28) J. F. Luhr and I. S. E. Carmichael : Contrib. Mineral. Petrol. **71** (1980) 343.
- 29) T. Yoshida, H. Fujimaki and K. Aoki : Res. Rep. Lab. Nucl. Sci. Tohoku Univ. **15** (1982) 224.
- 30) T. Yoshida, K. Masumoto and K. Aoki : J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol. **81** (1986) 406.
- 31) R. E. Wilcox : U.S. Geol. Surv. Bull. **965-B** (1954) 281.
- 32) J. F. Luhr and I. S. E. Carmichael : Contrib. Mineral. Petrol. **90** (1985) 142.
- 33) A. R. McBirney, H. P. Taylor and R. L. Armstrong : Contrib. Mineral. Petrol. **95** (1987) 4.
- 34) R. A. Lange and I. S. E. Carmichael : J. Petrol. **31** (1990) 1225.
- 35) T. L. Grove, D. C. Gerlach and T. W. Sando : Contrib. Mineral. Petrol. **80**

(1982) 160.

- 36) R. C. Sack, D. Walker, I. S. E. Carmichael and M. S. Ghiorso : Contrib. Mineral. Petrol. **96** (1980) 1.
- 37) T. Hasenaka and I. S. E. Carmichael : J. Petrol. **28** (1987) 241.
- 38) P. R. A. Wells : Contrib. Mineral. Petrol. **62** (1977) 129.
- 39) W. B. Bryan, L. W. Finger and F. Chayes : Science **163** (1969) 926.
- 40) J. B. Gill : Orogenic andesites and plate tectonics. (Springer-Verlag, 1981) p.390.
- 41) P. Henderson : Inorganic Geochemistry (Pergamon Press, 1982) p.353.
- 42) D. W. Hyndman : Petrology of Igneous and Metamorphic rocks (McGraw-Hill, 1985) p.786.
- 43) R. Scandone : J. Volcanol. Geotherm. Res. **6** (1979) 49.
- 44) T. Koyaguchi : J. Volcanol. Geotherm. Res. **25** (1985) 365.

Photon Activation Analysis of Trace Metals in the Livers and Muscles of the Japanese sika deer (*Cervus nippon*)

Michiko Fukushima and Hidetoshi Tamate

*Department of Basic Sciences, Ishinomaki Senshu University,
Minamisakai, Ishinomaki, Miyagi, 986-80 Japan*

Nondestructive photon activation analysis with 30 MeV bremsstrahlung was applied to determine trace elements in the livers and muscles of two Japanese sika deer. Samples were cut into pieces, pulverized in liquid nitrogen, freeze-dried and fractionated into four groups corresponding to mesh size; larger than 60-100 mesh, 100-200 mesh and smaller than 200 mesh. Elements up to nine in each fraction were analyzed. Statistical analysis showed that the distribution of 9 elements in each fraction did not differ significantly.

§ 1. Introduction

The determination of trace elements such as Zinc, Copper, and Iron in biological materials has contributed to an understanding of the role of elements in metabolism^{1,2)}. In the previous study, instrumental photon activation analysis was applied to multi-element analysis of pig livers and spleens³⁾, which showed elements up to 9 in the tissues could be determined. Although there have been a number of papers which described the determination of trace elements in human, domestic animals and foods, only a few data are available for the elements in wild animals⁴⁾.

The Japanese sika deer, which is one of the large game animals in the Japanese Islands, has been utilized in the production of meat. In this paper, we determined trace elements in muscles and livers of sika deer by instrumental photon activation analysis.

§ 2. Experimental

2.1 Sample Preparation

The livers were taken from sika deer being hunted at Mt. Goyo, Iwate Prefecture. The muscles were collected from deer at Ashoro, Hokkaido. After thawing, about 10 g of frozen

tissues were cut into pieces using ceramic scissors. Samples were then pulverized in porcelain mortar filled with liquid nitrogen. The resultant powder was transferred into a flask, and freeze-dried for 1 day. After weighing, the dried sample was fractionated through stainless steel sieves of 60, 100, 200 mesh, sequentially, with aid of a scraper.

2.2 Photon Activation Analysis

Approximately 300 mg of the sample was wrapped in aluminum foil of high purity, and shaped into a pellet with a diameter of 10 mm and a thickness of 2 to 4 mm. Coal Fly Ash (NIST SRM-1633 a) and Bovine Liver (NIST SRM-1577 b) were used as comparative standards. The pellets of samples and comparative standards were sealed together in a silica tube, and then activated for 3 hours by 30 MeV bremsstrahlung irradiation with a linear electron accelerator of Tohoku University, Sendai, Japan. After the irradiation, aluminum foils were removed from the pellets, and re wrapped with non-activated aluminum foils.

2.3 Measurement and Determination

Pure Germanium detectors (Ortec, GEM-40200 P and GEM-30185) with multichannel analyzers (NAIG, E-series) controlled by personal computers (Fujitsu, Japan) were used for γ -ray measurement. Gamma-ray spectra were measured after a decay period of approximately 3 hours, 1 day, 1 week and 1 month. Determination was done by comparing the specific activity of the sample with that of comparative standards. Peak search of γ -spectrum, decay correction, quantitative calculations were done using the software developed by Masumoto et. al⁵⁾

§ 3. Results and Discussion

3.1 Recovery of samples

In the photon activation analysis, biological materials must be dehydrated and powdered to make them into discs before irradiation. We found that pulverizing tissues in liquid nitrogen was very efficient way to yield fine powder of samples. In the previous study, we have used combinations of Warling blenders and ball-mills for this purpose. However, our new method is more convenient and less time-consuming than the previous one. Pulverized and freeze-dried samples were prepared from livers (L 1 and L 2) and muscles (M 1 and M 2). The average ratio of dry weight to wet weight were 28% and 24% for livers and

muscles, respectively. The powdered samples were fractionated through 60 mesh, 100 mesh and 200 mesh of stainless steel sieves sequentially. The percent weight of recovered powders in each fraction are listed in Table 1. More than half of the powder prepared from livers were recovered in the fraction smaller than 200 mesh. On the contrary, about half of the powder was retained in the fraction larger than 60 mesh for muscles. It is likely that most of the powder recovered in the large fraction of muscles is composed of fibrous materials such as tendon.

Table 1. The percent weight of recovered powders in each fraction of livers and muscles.

Particle fraction	Liver		Muscle	
	L1	L2	M1	M2
<60 mesh	22.3	23.7	45.1	46.1
60-100 mesh	7.5	2.5	18.2	24.3
100-200 mesh	10.1	9.7	13.9	15.8
>200 mesh	60.1	64.0	22.8	13.8
Total	100.0	100.0	100.0	100.0

3.2 Trace elements in livers and muscles

The concentrations of Br, Ca, Fe, Mg, Mn, Na Rb and Zn in each mesh size fractions of the livers and muscles, and in addition, Cu of the livers were determined by photon activation analysis.

The nuclear reactions, half-lives of product nuclides, energy of γ -ray, cooling time and comparative standards used for each elements are listed in Table 2. The means, standard deviations and relative standard deviations of concentrations of trace elements for triplicate samples are shown in Table 3 and 4 for L2 and M2, respectively. And the means of concentrations of trace elements for livers and muscles are shown in Table 5 and 6, respectively. As it can be seen from Table 5, the concentrations of Fe and Na in L2 are about 1.5 times larger than those of L1. The level of these elements may vary whether the depletion of blood was done prior tissue removal or not.

Table 2. Nuclear data for the analyzed elements.

Element	Target nuclide (abundance,%)	Reaction	Product nuclide	Half-life	γ -ray used (keV)	Cooling time	Comparative standard*
Br	Br-79(50.69)	(γ ,2n)	Br-77	2.3765d	238.97	1day	BL
Ca	Ca-44(2.09)	(γ ,p)	K-43	22.3h	372.9, 617.8	1day	BL
Cu	Cu-63(69.17)	(γ ,2n)	Cu-61	3.41h	656.01	3hours	BL
Fe	Fe-56(91.8)	(γ ,pn)	Mn-56	2.579h	846.8	3hours	BL
Mg	Mg-25(10.0)	(γ ,p)	Na-24	15.02h	1368.6	1day	FA,BL
Mn	Mn-55(100)	(γ ,n)	Mn-54	312.2d	834.8	1month	BL
Na	Na-23(100)	(γ ,n)	Na-22	2.602y	1274.6	1week - 1month	FA,BL
Rb	Rb-85(72.15)	(γ ,n)	Rb-84	32.9d	881.6	1week - 1month	FA,BL
Zn	Zn-66(27.81)	(γ ,n)	Zn-65	244.1d	1115.5	1month	BL

* BL : NIST SRM- 1577b Bovine Liver

FA : NIST SRM- 1633a Coal Fly Ash

Table 3. Concentrations of elements in liver (L₂) of Japanese sika deer.

Element	Unit	<60 mesh		60 - 100 mesh		100 - 200 mesh		>200 mesh	
		mean ± S.D.	RSD(%)	mean ± S.D.	RSD(%)	mean ± S.D.	RSD(%)	mean ± S.D.	RSD(%)
Br	ppm	19.6 ± 3.3	16.8	29.5 ± 10.9	36.9	14.2 ± 10.3	72.5	18.1 ± 3.8	21.0
Ca	ppm	174.8 ± 13.1	7.5	258.7 ± 38.0	14.7	245.4 ± 17.5	7.1	275.7 ± 15.4	5.6
Cu	ppm	106.0 ± 9.6	9.1	99.4 ± 36.6	36.8	75.0 ± 36.8	49.1	49.8 ± 24.7	49.6
Fe	ppm	514.3 ± 34.5	6.7	486.9 ± 36.3	7.5	572.1 ± 52.8	9.2	530.7 ± 117.4	22.1
Mg	ppm	494.4 ± 34.6	7.0	587.1 ± 26.7	4.5	427.7 ± 34.6	8.1	535.9 ± 25.3	4.7
Mn	ppm	20.1 ± 1.6	8.0	30.2 ± 4.7	15.6	20.4 ± 1.0	4.9	22.9 ± 2.2	9.6
Na	%	0.427 ± 0.030	0.8	0.433 ± 0.010	2.2	0.445 ± 0.013	3.0	0.460 ± 0.021	4.6
Rb	ppm	26.3 ± 1.3	4.9	28.8 ± 1.4	4.9	29.0 ± 1.2	4.1	27.2 ± 1.5	5.5
Zn	ppm	119.8 ± 22.0	18.4	177.4 ± 15.9	9.0	135.2 ± 32.3	23.9	132.4 ± 15.5	11.7

Table 4. Concentrations of elements in muscle (M2) of Japanese sika deer.

Element	Unit	<60 mesh		60 - 100 mesh		100 - 200 mesh		>200 mesh	
		mean \pm S.D.	RSD(%)	mean \pm S.D.	RSD(%)	mean \pm S.D.	RSD(%)	mean \pm S.D.	RSD(%)
Br	ppm	10.8 \pm 0.6	5.6	7.0 \pm 3.5	50.0	8.4 \pm 4.7	56.0	11.8 \pm 0.6	5.1
Ca	ppm	280.7 \pm 20.9	7.4	456.5 \pm 30.1	6.6	650.3 \pm 42.5	6.5	1660 \pm 130	8.1
Fe	ppm	177.0 \pm 55.1	31.1	172.3 \pm 91.4	53.0	113.2 \pm 54.0	47.7	158.3 \pm 50.5	31.9
Mg	ppm	794.0 \pm 16.5	2.1	867.1 \pm 23.1	2.7	925.7 \pm 20.6	2.2	909.7 \pm 3.3	0.4
Mn	ppm	10.2 \pm 2.4	23.5	9.5 \pm 1.1	11.6	9.2 \pm 2.6	28.3	9.5 \pm 1.3	13.7
Na	%	0.172 \pm 0.006	3.2	0.186 \pm 0.014	7.4	0.202 \pm 0.008	4.0	0.207 \pm 0.024	11.4
Rb	ppm	20.1 \pm 0.7	3.5	21.4 \pm 0.5	2.3	20.7 \pm 1.5	7.2	23.6 \pm 0.9	3.8
Zn	ppm	162.2 \pm 20.1	12.4	170.8 \pm 5.5	3.2	186.1 \pm 4.7	2.5	160.0 \pm 0.5	0.3

Table 5. Concentrations of elements in livers (L1 and L2) of Japanese sika deer.

Element	Unit	<60 mesh		60 - 100 mesh		100 - 200 mesh		> 200 mesh	
		L1	L2	L1	L2	L1	L2	L1	L2
Br	ppm	17.5	19.6	18.8	29.5	18.9	14.2	15.3	18.1
Ca	ppm	165.8	174.8	214.6	258.7	277.5	245.4	254.7	275.7
Cu	ppm	70.1	106.0	60.9	99.4	72.5	75.0	29.2	49.8
Fe	ppm	315.0	514.3	320.6	486.9	324.1	572.1	323.5	530.7
Mg	ppm	589.3	494.4	573.0	587.1	572.1	427.7	462.3	535.9
Mn	ppm	16.1	20.1	18.0	30.2	18.3	20.4	18.1	22.9
Na	%	0.267	0.427	0.283	0.433	0.282	0.445	0.273	0.460
Rb	ppm	24.8	26.3	25.3	28.8	25.4	29.0	22.3	27.2
Zn	ppm	90.2	119.8	115.0	177.4	106.6	135.2	104.3	132.4

Table 6. Concentrations of elements in muscles in muscled (M1 and M2) of Japanese sika deer.

Element	Unit	< 60 mesh		60 - 100 mesh		100 - 200 mesh		>200 mesh	
		M1	M2	M1	M2	M1	M2	M1	M2
Br	ppm	14.8	10.8	15.0	7.0	8.6	8.4	14.3	11.8
Ca	ppm	156.1	280.7	186.2	456.5	217.5	650.3	449.7	1660
Fe	ppm	74.9	177.0	177.7	172.3	55.8	113.2	118.3	158.3
Mg	ppm	840.6	794.0	873.6	867.1	853.5	925.7	828.2	909.7
Mn	ppm	8.1	10.2	8.5	9.5	8.4	9.2	9.6	9.5
Na	%	0.196	0.172	0.216	0.186	0.214	0.202	0.204	0.207
Rb	ppm	14.0	20.1	15.1	21.4	15.0	20.7	15.1	23.6
Zn	ppm	198.4	162.2	227.0	170.8	209.6	186.1	190.4	160.0

3.3 Statistical analysis

To determine whether distribution of each element varies according to the mesh sizes, differences among the fractions were examined by the least significant difference method for the analysis of variance (ANOVA). For all elements tested, the values obtained for the fractions did not differ significantly at 1% level. This indicates that the elements are uniformly distributed over various sizes of fractions.

Acknowledgments

The authors would like to thank Dr. K. Masumoto, Dr. T. Ohtsuki and the operation staff of linac for their kind cooperation with the irradiations and measurement.

References

- 1) C. F. Mills, I. Bremner, J. K. Chesters (Eds): *Trace Elements in Man and Animals* (Commonwealth Agricultural Bureaux, Slough, 1985).
- 2) M. J. Kendrick, M. T. May, M. J. Plishika, K. D. Robinson: *Metals in Biological Systems* (Ellis Horwood, West Sussex, 1992).
- 3) M. Fukushima: *J. Radioanal. Nucl. Chem.* (1994), in press.
- 4) K. Honda, H. Ichihashi, R. Tatsukawa: *Arch. Environ. Contam. Toxicol.* **16** (1987) 551.
- 5) K. Masumoto, S. Ushino, M. Mutoh, M. Yagi: *Anal. Sci.* **7** (1991) suppl. 743.

Ⅲ. 加 速 器 · 測 定 装 置

コヒーレントなスミス・パーセル放射の観測

科研, 工学部応用物理*, 核理研**

長谷部 茂・伊師君弘・柴田行男

高橋俊晴・蔦谷 勉・大坂俊明

池沢幹彦・近藤泰洋*・鈴木吉朗*

下山克彦*・中里俊晴**

小山田正幸**・浦澤茂一**

雪島正敏**・渡辺賢介**

山川達也**

§ 1. 序 論

電子が金属の回折格子の表面に沿って、すれすれに、溝の方向とは垂直な方向に通過するとき、光を放射する。この現象は、はじめてSmithとPurcell¹⁾により1953年に報告され、以後スミス・パーセル放射と呼ばれている。彼らは、Huygensの原理を用いる事により、波長と格子定数の関係は次のような簡単な分散関係式で与えられる事を示した。

$$m\lambda = d\left(\frac{1}{\beta} - \cos\theta\right) \quad (1)$$

ここで d は格子定数、 $\beta = v/c$ で v は電子の速度、 c は光速、 m は放射の次数、 θ は電子の運動方向と観測方向とのなす角である。

IshiguroとTako²⁾, Salisbury³⁾らは、スミス・パーセル放射を電子とその鏡像電荷が格子面に沿って振動しながら走る双極子による、双極子放射であると説明した。Toraldo di Francia⁴⁾は電子が回折格子上を通過する事は evanescent wave が入射する事と等価である事を示し、スミス・パーセル放射を evanescent wave が金属の回折格子上で回折された光であると解釈し定式化した。その中で di Francia⁴⁾はスミス・パーセル放射強度 I_{SPR} と、電子と回折格子の距離 a との間には次のような関係があることを示した。

$$I_{\text{SPR}} \propto \exp\left(-\frac{4\pi a}{\lambda\beta\gamma}\right) \quad (2)$$

ここで γ はローレンツ因子 $\gamma = 1/\sqrt{1-\beta^2}$ である。

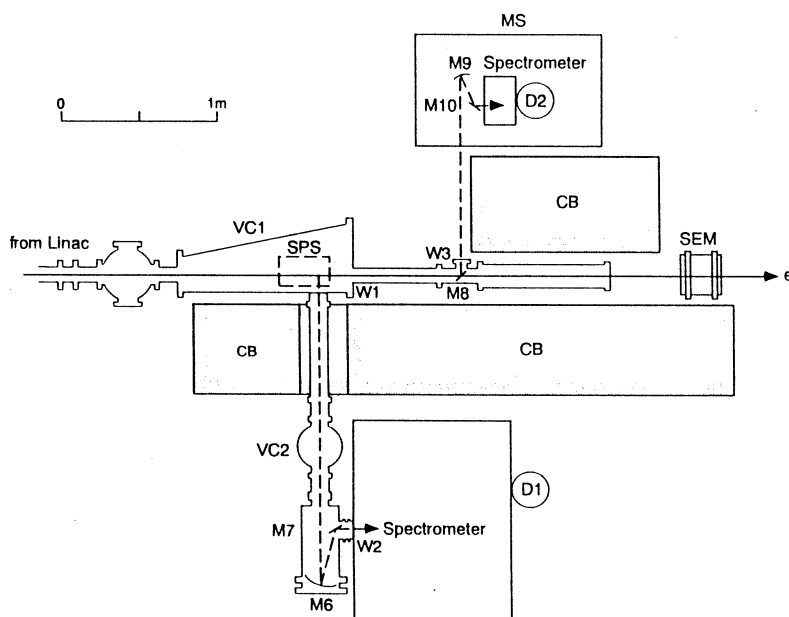
SmithとPurcell¹⁾の報告以後も、スミス・パーセル放射について様々な理論研究及び実験が行われてきた⁵⁻¹⁴⁾。しかし、これら多数の研究にもかかわらず、スミス・パーセル放射について多くの課題が残されている。例えば、(1)式の分散関係が成り立っているという事を除けば、回折格子の断面形状と強度及び放射の角分布のような基本的な関係についての実験が行われて

いない。それゆえ実験と理論の比較もほとんど行われていない。この事の理由の一つとして、理論との比較に耐えうるスミス・パーセル放射の実験を行う事の困難さがあげられる。即ち、ほとんどの実験は低エネルギーの電子ビームを用いて可視光領域で行われている。第(2)式から明らかなようにスミス・パーセル放射の強度は距離 a と共に指数関数的に減少する。低エネルギーの電子ビームで S/N 比の優れた実験を行うためには、距離 a と電子ビームの直径を測定波長よりも小さくする必要がある。特に可視光領域でスミス・パーセル放射の実験を行う場合には、電子ビームのコントロールが技術的に困難な問題になる。しかし高エネルギーの電子ビームを用いる場合には、ローレンツ因子 γ の値が大きいため、距離 a が少々離れていてもそれ程強度は減少しない。このことは相対論的に高速な電子の電場の強さは、進行方向に垂直な方向では、ローレンツ因子 γ 倍だけ増大する事を考慮すると理解できる。それゆえ、高エネルギーの電子ビームを用いて、ミリ波・サブミリ波領域でスミス・パーセル放射の実験を行えば、可視領域との実験に比べて相対的に電子ビームの制御が容易になる。また、理論と比較しうる実験データを得る事ができるであろう。しかし相対論的に加速された高エネルギーの電子ビームを用いた例は、最近 Doucas¹⁵⁾ らが 3.6MeV の Van der Graff 型の加速器で行った実験が報告されているだけである。

ライナックの短バンチの電子ビームを用いるときには、ミリ波・サブミリ波領域のスミス・パーセル放射の強度は、バンチ内の各々の電子によって発生する光のコヒーレント効果により著しく増強される。したがって、コヒーレントなスミス・パーセル放射はコヒーレント放射光¹⁶⁻¹⁷⁾、コヒーレント遷移放射¹⁸⁾と同様に、この波長領域の強力な光源として期待される。また核理研のライナックほどの高エネルギーの電子ビームを用いた実験はいままで行われていない。今回の実験はスミス・パーセル放射の基本的性質を明らかにすることが目的である。

§ 2. 実 験

測定系の全体の配置の模式図を第 1 図に示す。図中の実線は電子ビームの軌跡を表す。真空容器 VC1 はターボ分子ポンプで真空排気され、ライナックのビームトランスポート系と直接接続しており、高真空に保たれている。真空容器 VC1 は真空容器 VC2 と水晶窓 W1 で真空が区切られている。ライナックからの電子ビームは真空容器内に導入され、ブロック SPS でスミス・パーセル放射を発生した後、二次電子放出モニター SEM を通過する。ブロック SPS 内で放射された光は 70mrad の受光角を持つ集光鏡 M6 で集光され、回折格子型遠赤外分光計に導かれる。検出器はシリコンボロメーターを用い、出力信号はロックインアンプにより増幅



第1図 測定系の配置図。VC1, VC2 : 真空容器 ; CB : コンクリートブロック ; MS : モニター光学系 ; D1, D2 : 検出器 ; SPS : 回折格子放射体及び光学系 ; SEM : 二次電子放出モニター ; W1, W2 : 水晶窓 ; W3 : ポリエチレン窓 ; M6, M7, M8, M9, M10 : 平面鏡

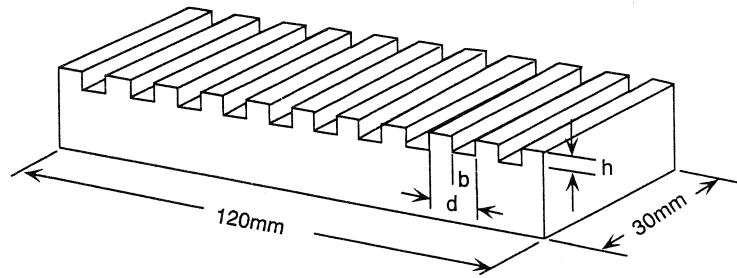
される。分光計及び真空容器 VC2 は水蒸気の吸収による影響を除くために、ロータリーポンプにより0.1Torr 以下に排気した。

ライナックの運転条件は、加速エネルギー150MeV, エネルギー幅 ($\Delta E/E$) 0.5%, パルス幅 5 ns, パルスの繰り返し周波数は50Hzである。繰り返しパルスはさらに12.5Hzの周期でON-OFFされる為、1秒間のパルス数は25である。またこの12.5Hzの信号はロックインアンプの同期信号として使用される。平均ビーム電流は二次電子放出モニター SEM で測定され、その値はおよそ10nA ある。

電子ビーム位置は真空容器 VC1 内の回折格子から約80cm 上流にある酸化ベリリウムのビームポジションモニターをTVカメラで観測し設定した軌道からずれていない事を確認した。それは空気圧でビーム軌上に随時出し入れできる。ビームポジションモニター上でのビーム径は約5mmであった。

ビーム電流の時間変動による、光強度のふらつきは、真空容器下流のアルミ蒸着膜 M8 からの遷移放射をモニター光学系 MS の小型の遠赤外分光計で測定し補正した。なお、ここでも検出器はシリコンボロメーターを用いた。

2. 1 回折格子放射体及び光学系

第2図 放射体の模式図。 d : 格子定数; h : 溝の深さ; b : 溝の幅

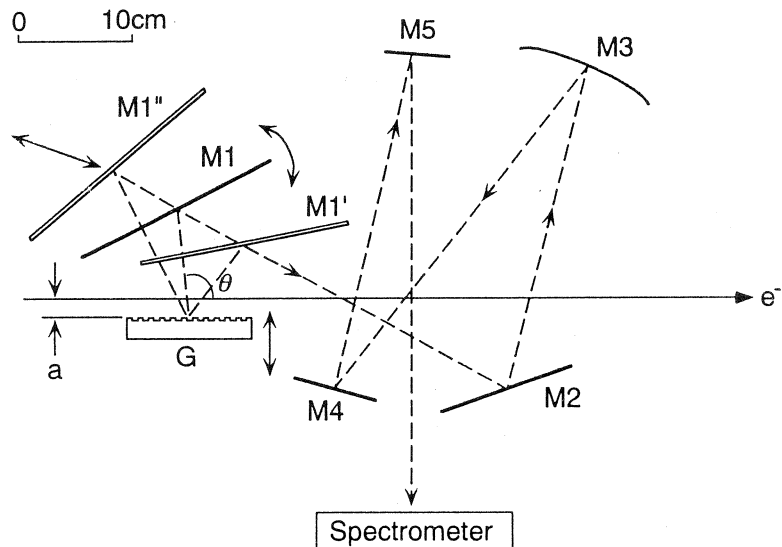
放射体はアルミニウム製で第2図に示すように、溝が矩形のラメラ型回折格子である。電子ビームは回折格子の溝の方向に対して垂直な方向に通過する。ビーム軸方向に沿った回折格子の長さは120mm、幅は30mmである。実験で使用した5つの回折格子の格子定

第1表 実験に使用した回折格子放射体の表。
 d : 格子定数; h : 溝の深さ; b : 溝の幅;
 N : 溝の数

	$d(\text{mm})$	$h(\text{mm})$	$b(\text{mm})$	N
G 1	2	1	1	60
G 2	6	1	3	20
G 3	6	3	3	20
G 4	6	6	3	20
G 5	8	1	4	15

数 d , 溝の深さ h , 溝の幅 b , 溝の数 N の値は第1表に示す。

ブロック SPS は回折格子及び光学系からなり、その模式図を第3図に示す。回折格子 G で

第3図 回折格子放射体及び光学系の配置図。実線: 電子ビームの軌跡; 破線: 光軸; G: 回折格子放射体; M1, M2, M4, M5: 平面鏡; M1', M1'', M1''': 平面鏡 M1 の動きを表す; M3: 集光鏡; a : 電子ビームの軌跡から回折格子 G の表面までの距離; θ : 方位角

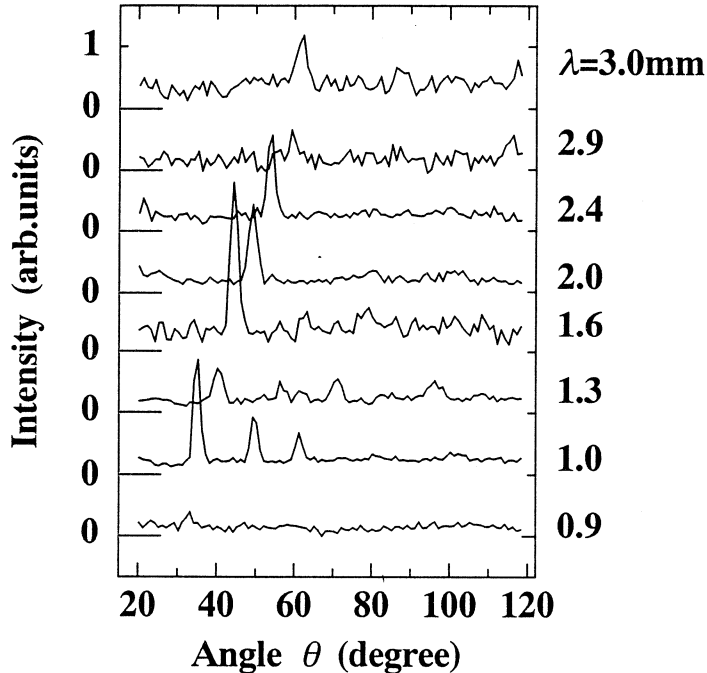
放射された光は平面鏡 M1 で反射され、集光鏡 M3 で集光された後、分光計に導かれる。破線はその光学系の光軸を表わす。平面鏡 M1 が並進・回転運動をすることにより20度から120度の範囲の角分布を測定することができる。また回折格子 G は電子ビームの軌道に対して、垂直方向に、ビーム軸上から45mm までの範囲を動くことができる。それによりスミス・パーセル放射の放射強度の電子ビームからの距離依存性を測定することができる。

角分布及びスペクトル測定に於いては、電子ビームの軌道と回折格子表面との距離 a は 5 mm にしてある。これは電子ビームが回折格子に直接あたることにより、回折格子が放射化すること、遷移放射が放射されることを防ぐためである。

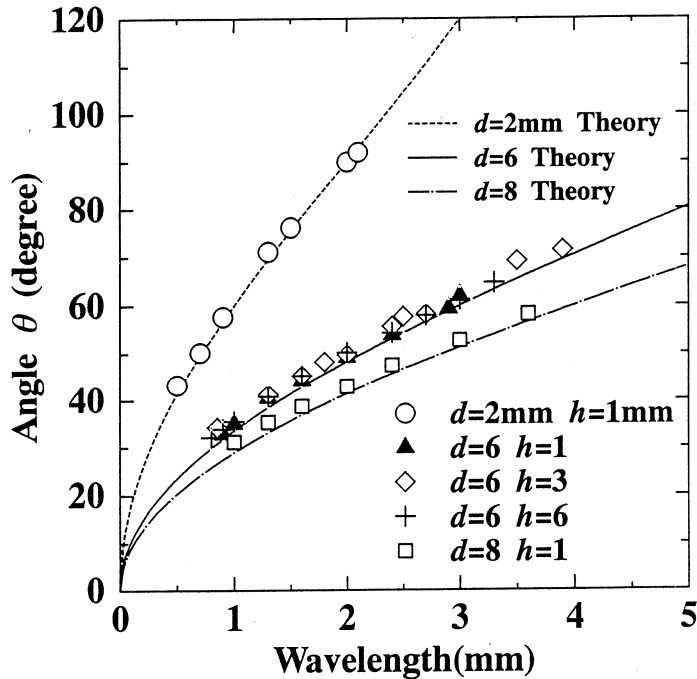
§ 3. 結果と考察

3.1 スミス・パーセル放射の分散関係

分光計の波長を固定して第3図の平面鏡 M1 を動かし角分布を測定した。格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=1$ mm の回折格子を用い、波長の0.9~3.0mm に対する測定結果を第4図に示す。図を見て判るように、鋭いピークが1つ、波長によっては複数個見える。



第4図 格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=1$ mm の回折格子用いた角分布の測定結果。電子ビーム・格子間距離 a は 5 mm である。



第5図 放射ピーク角と波長との関係。破線，実線，一点鎖線の曲線は，分散関係式(1)にそれぞれ格子定数 $d=2, 6, 8$ mm を代入したときの理論曲線 ($m=1$) を表す。

第1表に示した5つの回折格子に対して同様の測定を行った。

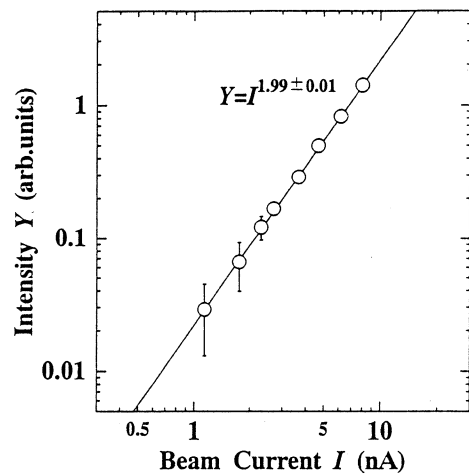
第5図は角分布の測定結果のピーク方位角を読み取り，波長との関係を表したものである。ただし，ピークが複数個ある場合は強度の最大のものを用いた。図中の三本の曲線はそれぞれ格子定数 $d=2, 6, 8$ mm の分散関係式(1)を表す理論曲線である。図から，すべての回折格子の角分布測定のピーク方位角が，ほぼ，それぞれの理論曲線にのっていることが判る。格子定数 $d=6$ mm の3つの回折格子について言えば，溝の深さ h が変化しても分散関係は変わっていない。以上の事より，測定した光はスミス・パーセル放射だと考えることができる。

より詳細に見てみると，実験結果はわずかだが系統的に理論曲線とずれがあることが判る。実験結果から得られるピーク方位角の方が理論曲線より高角度に出ている傾向があり，最も大きいところでは約10%ほどずれている。このずれの原因は，平面鏡 M1 が設計上とは少々異なった動作をしているか，あるいは電子ビームの軌道が設定した位置からずれていることなどが考えられるが，現在のところはっきりしたことは判っていない。

角分布の溝の深さによる相違は第3.5節で議論する。

3.2 放射強度の電流依存性

ビーム電流と放射強度の関係を第6図に示す。これは分光計の波長を1.3mmに固定して、格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=3$ mm の回折格子を用い、方位角41.2度で測定した測定結果である。横軸, 縦軸とも対数目盛で表示されている。ビーム電流は第1図より更に上流にあるビームトランスポート系のスリット (SD II-X) を開閉することにより変化させた。図中の実線は最小自乗法を用いて得られた直線であり, その勾配は 1.99 ± 0.01 である。放射強度はビーム電流の自乗に比例しており, 観測したスミス・パーセル放射はコヒーレントな放射である。



第6図 光強度とビーム電流の関係。実線は最小自乗法で得られた直線を示す。

3.3 放射強度の距離依存性

はじめに, ピーク方位角が電子ビーム・格子間距離 a により変化するかどうかを調べるために, 距離 a を 2, 4, 8, 15, 20, 30mm に固定し, それぞれの a について角分布の測定を行った。格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=3$ mm の回折格子を用い, 波長1.0mmでの測定結果を第7図に示す。図より, 距離 a の値が変化してもピーク方位角は変化しないことが判る。この事は分散関係式(1)と矛盾しない結果である。

分光計の波長を固定し, 第3図の平面鏡 M1 を角分布の測定から得られたスミス・パーセル放射のピーク方位角にあわせ, 電子ビーム・格子間距離 a のみを連続的に変化させ放射強度の距離依存性の測定をした。距離依存性の測定をする際, 先の実験から平面鏡 M1 の角度は角分布の測定 ($a=5$ mm) から得られたピーク方位角に固定してよいことが判る。

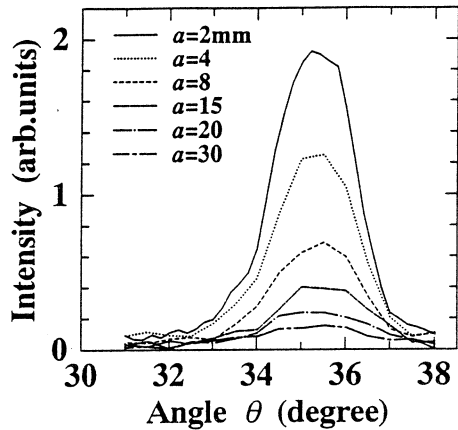
格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=1, 3, 6$ mm の3つの回折格子を用いて, 波長1.0mmで測定した測定結果を第8図に示す。平面鏡 M1 の位置は角分布の測定でのピーク方位角35度にあわせてある。この図より, 強度変化は, 溝の深さによらずほぼ同じ相対変化を示すことが判る。

第(2)式より, 電子ビームの加速エネルギーが150MeVではローレンツ因子 γ は約293と大きい値であるために, 実験での a の可動範囲 ($a=0$ から $a=45$ mm) を考えると, 比較的ゆるやかに強度が減少していくと予想される。一点鎖線は(2)式に実験条件 $\lambda=1.0, \beta=1, \gamma=293$

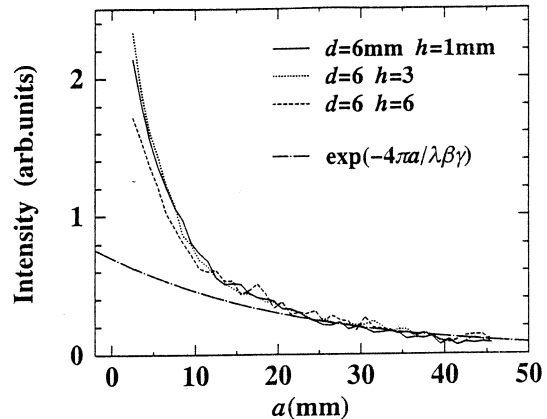
を代入した理論曲線である。測定結果と理論曲線と比べると、 $a=23\text{mm}$ 付近を境にして、距離が離れた側では傾きは、一致しているが、距離の近い側では理論曲線の傾きが実験結果に比較してずいぶんゆるやかであることが判る。

短パンチの電子ビームが金属箔を通過するときにはコヒーレントや遷移放射が観測される¹⁸⁾が、電子ビームが直接金属を通過せず、金属箔の近くを通過するだけでも電磁気的な相互作用の結果として光が放射される。その放射は遷移放射と区別して回折放射と呼ばれる。我々は前回、金属に開けた円孔からのコヒーレントな回折放射を観測し、その結果を報告した¹⁹⁾。それによれば、電子ビームの軸に沿った狭い角度範囲については、円孔が波長に比較したかなり大きくても遷移放射と同程度の強い回折放射が発生していることが分かった。今回の測定系では回折格子から80cm程上流に真空容器が60mmφに絞られている場所があり、そこから回折放射が発生している。つまり電子ビーム軸近傍には強い光があり、回折格子がビーム軸に近づくとその光を回折すると考えられ、スミス・パーセル放射の他にその回折光をも測定している可能性がある。回折光の強度は、回折格子がビーム軸に近づくとつれて強くなるので、スミス・パーセル放射と回折光を重ねあわせれば測定データの傾向を説明できるだろう。

ただし、第(2)式は回折格子の長さが無限な場合を想定したときの距離依存性の計算結果であ



第7図 電子ビーム・格子間距離 h を変化させたときの角分布の測定結果。格子定数 $d=6\text{mm}$ 、溝の深さ $h=3\text{mm}$ の回折格子を用いて、波長 1.0mm で測定した。



第8図 スミス・パーセル放射の電子ビーム・格子間距離依存性。格子定数 $d=6\text{mm}$ 、溝の深さ $h=1, 3, 6\text{mm}$ の3つの回折格子を用いて測定した結果。測定波長は 1mm である。一点鎖線は(2)式の理論曲線を表す。

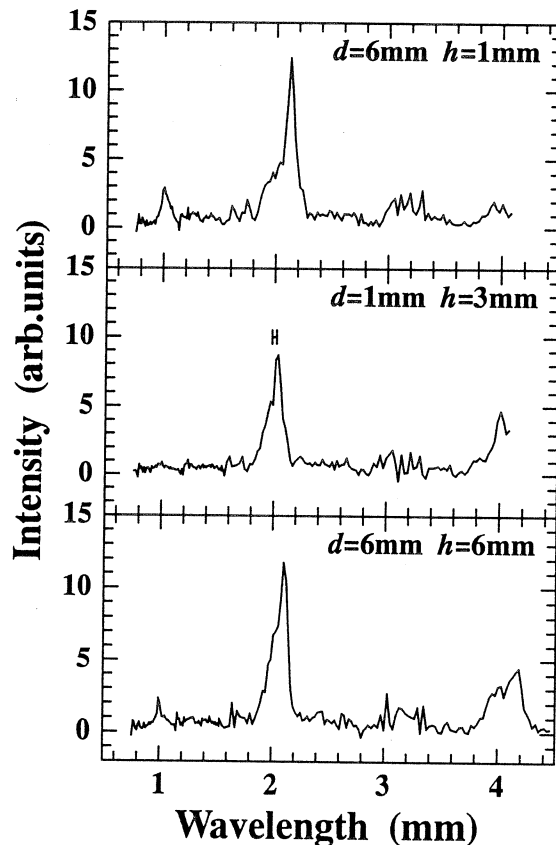
る。実験では、当然、回折格子の長さは有限である。したがって、回折格子上流端を電子ビームが通過するとき回折放射が発生している。それ故、実際のスミス・パーセル放射の距離依存性がこの測定結果で得られたような依存性を示す可能性がある。スミス・パーセル放射強度の距離依存性の理論曲線と測定結果の違いが次のどちらに起因するものかは現在のところは断定できない。言いかえると次の2つの可能性があり、更に詳しい実験及び解析が必要である。

- (1) 実際のスミス・パーセル放射の距離依存性は今回の測定結果で得られたものであり、理論が不十分である。
- (2) スミス・パーセル放射だけでなく上流で発生した放射の回折光も測定している。

3.4 スペクトル

第3図の平面鏡M1を固定し、分光計の波長を変化させてスペクトルを測定した。格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=1, 3, 6$ mm の3つの回折格子を用い、方位角50度で測定した結果を第9図に示す。すべての回折格子で測定された放射は波長約2.05mm 付近の、波長幅の狭いほぼ単色化した光である事が判る。この条件で(1)式より予想される波長は2.14mm である。

先に行った角分布の測定に於いて、格子定数 $d=6$ mm の3つの回折格子に対する波長2.0mm での測定結果は、すべての回折格子で約1.5度ほど(1)式の理論曲線から高角度側にずれている。また(1)式より $\Delta\lambda = d \sin\theta \Delta\theta$ であるので、この式に $\theta=50^\circ$, $\Delta\theta=1.5^\circ$ を代入すると $\Delta\lambda=0.12$ mm である。これはスペクトル測定での波



第9図 格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=1, 3, 6$ mm の回折格子のスペクトル。 $d=6$ mm, $h=3$ mm のスペクトルの図中の平行線間隔は測定に使用した分光計の分解能を示す。

長2.05mm と(1)による計算波長2.14mm とのずれとほぼ一致し、波長のずれの方向も合っている。即ち、スペクトル測定での測定結果と計算結果のずれは角度のずれにより生じたものであると考えられる。

格子定数 $d=6\text{ mm}$ の回折格子に光が入射したとして、溝の数から発光スペクトルの半値幅を計算すると波長2.0mm では半値幅は約0.1mm であり、これはほぼ、観測されたスペクトルの半値幅と一致する。

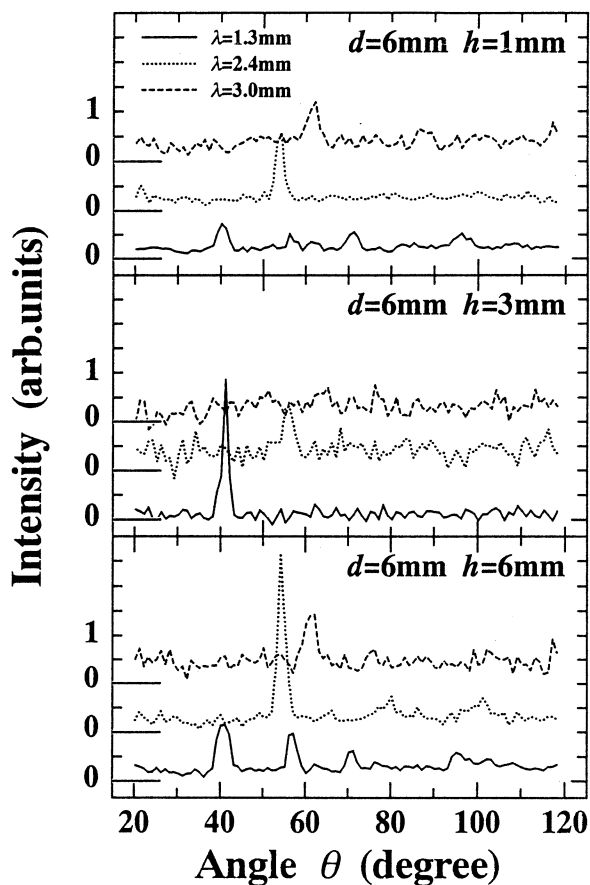
第9図に於いて、波長1mm、及び4mm 付近にも光が出ている。波長1mm は、第(1)式の m の値に2を代入したときの波長であり、その付近に観測された光は2次の高調波である。波長4mm 付近の光は m の値に0.5を代入したときの波長で、本来ならば出てこない光である。波長2mm より長波長領域でのスペクトルの測定では短波長の光を取り除くために 5 cm^{-1} の low pass filter を用いているが、そのフィルターの透過率は波長5mm で約37%である。つまり波長4mm 付近に見える光は実際は波長2mm の高調波を測定していると考えられる。

第9図をより詳細に見てみると、波長2mm 付近のスペクトル形状がそれぞれの回折格子で異なっている。また波長1mm 付近のスペクトル形状も異なっている。特に格子定数 $d=6\text{ mm}$ 、溝の深さ $h=3\text{ mm}$ の回折格子でのスペクトル測定では、他の2つの回折格子との測定とは違い、波長1mm 付近にピークは見られない。

van den Berg¹³⁾、Haeberle¹⁴⁾らは、高エネルギーの電子ビームのを用いる場合には、格子定数や溝の深さなどがわずかに違えば、スペクトル形状や強度が非常に大きく異なる場合もあることを数値計算により示した。それは電子ビームのエネルギーが高エネルギーになればなるほど顕著になる。この実験では150MeV もの高エネルギーの電子ビームを用いて測定したことを考えると、この回折格子の溝の深さによるスペクトル形状の違いは有り得ることである。さらに今後の理論的な解析が必要である。

3.5 溝の深さと放射の角分布

格子定数 $d=6\text{ mm}$ 、溝の深さ $h=1, 3, 6\text{ mm}$ の3つの回折格子を波長1.3, 2.4, 3.0mm に固定して角分布の測定をした結果を第10図に示す。すでに格子定数 $d=6\text{ mm}$ 、溝の深さ $h=1\text{ mm}$ での測定結果は第3.1節で第4図に示した。波長1.3mm での測定結果では、 $h=1\text{ mm}$ と $h=6\text{ mm}$ の回折格子では複数のピークが見受けられる。41°, 57°, 71°, 96° 付近にみえるピークは(1)式の m にそれぞれ1, 2, 3, 5の値を代入したとき計算される方位角とほぼ一致する。しかしそれでいて、なぜ $m=4$ 代入したときに計算される方位角84度付近にピークが見えないのかは判らない。 $h=3\text{ mm}$ の回折格子では m に1を代入したときに相当する方



第10図 格子定数 $d=6\text{ mm}$ 、溝の深さ $h=1, 3, 6\text{ mm}$ の回折格子のからの放射の角分布の測定結果の比較。測定波長は1.3, 2.4, 3.0mmである。

位角41度に1つのピークがある。強度は他の2つより強い。また波長2.4mmでの測定結果では回折格子によって強度差が随分あることが判る。波長3.0mmの測定結果では、 $h=1\text{ mm}$ と $h=6\text{ mm}$ では方位角60度付近にはっきりとしたピークが見えるが、 $h=3\text{ mm}$ ではピークは全く見えない。

角分布の測定結果を用いて、ピークの積分強度と波長との関係を示した結果を第11図に示す。この図より明らかな事は、格子定数が $d=6\text{ mm}$ で同じ値でも、溝の深さ h が違えば、波長に対する強度分布の様子は随分異なる事である。また同一の回折格子内でも、波長をわずか違えることによって、強度がまったくなくなってしまう場合もあるという事が判る。

第3.4節のスペクトルと溝形状の関係ともあわせて列挙すると、溝形状の相違により次のような変化が観測されている。

(1) スペクトル形状の違い; また $m=2$ の高長波の出現の違い。

(2) 同波長で測定したとき, 角分布のピーク強度の違い。

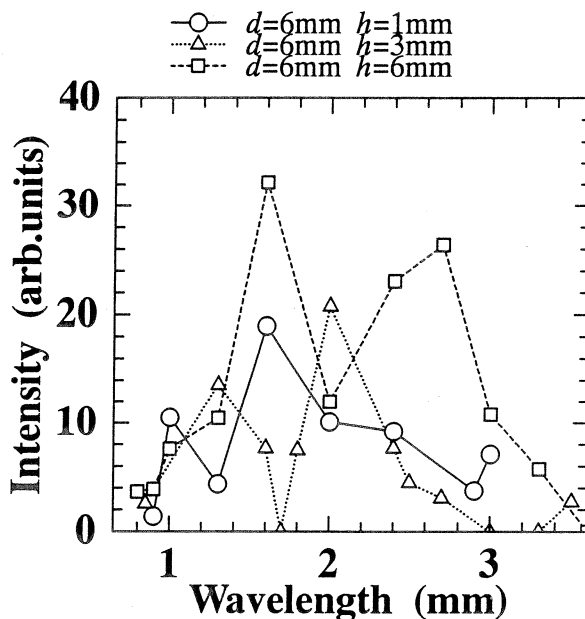
(3) 同長波で測定したとき, 角分布の高長波の現れたかの違い。

(4) 波長に対するピーク強度の変化の様子の違い。

高エネルギー電子ビームに対する van den Berg¹³⁾ や Haeberle¹⁴⁾ の計算結果は, 溝形状のわずかな変化が, 角分布やピーク強度の大きく影響する事を示している。我々

の実験条件にちょうど対応する計算は行われていないので, 今後,

実験条件に対する理論計算を行い, これらの実験事実について詳しく解析する必要がある。



第11図 格子定数 $d=6$ mm, 溝の深さ $h=1, 3, 6$ mm の回折格子の波長に対する強度分布。

§ 4. 結 論

150MeV の短バッチの電子ビームがラメラ型のアルミニウム製回折格子表面を通過するときの放射をミリ波・サブミリ波領域で測定した。測定結果とその解析は次のように要約できる。

1. 角分布から得られたピーク方位角は分散関係式(1)を満たしており, 測定した放射はスミス・パーセル放射であると考えられる。
2. 測定された放射は, その強度がビーム電流値の自乗に比例しておりコヒーレントである。
3. 放射強度の電子ビーム・格子間距離依存性の測定結果は理論曲線と比較すると, $a=23$ mm を境にして, 距離が遠い側は一致するが, 距離が近い側は一致しない。これがスミス・パーセル放射の電子ビーム・格子間距離依存性を示すのか上流からの何らかの放射を回折しているのかを確かめるには, さらに詳しい解析及び実験が必要である。
4. スペクトルは単色化しており, その発光スペクトル幅は放射体として用いた回折格子の溝の数から予想される幅である。
5. 回折格子の溝の幅によって, スペクトル形状, 角分布測定でのピークの現れかた, 同じ波

長での強度の三点が異なる。また、波長に対する強度分布は波長がわずかに変化しても劇的に変わる場合がある。これらの性質が回折格子の溝形状とどのように関係しているかを調べるためにはさらに詳しい解析が必要である。

本研究では核理研マシングループの栗原亮, 大沼忠広, 柴崎義信, 高橋重伸, 武藤正勝諸氏にご協力を頂きました。ここに記して感謝致します。

参 考 文 献

- 1) S. J. Smith and E. M. Purcell: Phys. Rev. **92** (1953) 1069.
- 2) K. Ishiguro and T. Tako: Opt. Acta **8** (1961) 25.
- 3) W. W. Salisbury: J. Opt. Soc. Am. **52** (1962) 1315.
- 4) G. Toraldo di Francia: Nuovo Cimento **16** (1960) 61.
- 5) F. S. Rusin and G. D. Bogomolov: JETP Lett. **4** (1966) 160.
- 6) W. W. Salisbury: Science **154** (1966) 386.
- 7) W. W. Salisbury: J. Opt. Soc. Am. **60** (1970) 1279.
- 8) K. Mizuno, S. Ono, and Y. Shibata: *Proceedings of the Symposium on Submillimeter Waves* (Polytechnic, New York, 1971) p. 115.
- 9) J. P. Bachheimer: Phys. Rev. B **6** (1972) 2985.
- 10) E. L. Burdette and G. Hughes: Phys. Rev. A **14** (1976) 1766.
- 11) I. Shih, W. W. Salisbury, D. L. Masters and D. B. Chang: J. Opt. Soc. Am. B **7** (1990) 345.
- 12) B. M. Bolotovskii and G. V. Voskresenskii: Sov. Phys. Usp. **11** (1968) 143.
- 13) P. M. van den Berg: J. Opt. Soc. Am. **63** (1973) 689.
- 14) O. Haeberle, P. Rullhusen, J. -M. Salome and N. Maene: Phys. Rev. E **49** (1994) 3340.
- 15) G. Doucas, J. H. Mulvey, M. Omori, J. Walsh and M. F. Klmmitt: Phys. Rev. Lett. **69** (1992) 1761.
- 16) T. Nakazato, M. Oyamada, N. Niimura, S. Urasawa, O. Konno, A. Kagaya, R. Kato, T. Kamiyama, Y. Torizuka, T. Nanba, Y. Kondo, Y. Shibata, K. Ishi, T. Ohsaka and M. Ikezawa: Phys. Rev. Lett. **63** (1989) 1245.

- 17) K. Ishi, Y. Shibata, T. Takahashi, H. Mishioro, T. Ohsaka, M. Ikezawa, Y. kondo:
T. Nakazato, S. Urasawa, N. Niimura, R. Kato, Y. Shibasaki and M. Oyamada,
Phys. Rev. A**43** (1991) 5597.
- 18) Y. Shibata, K. Ishi, T. Takahashi, K. Kanai, F. Arai, S. Kimura, T. Ohsaka,
M. Ikezawa, Y. Kondo, T. Nakazato, S. Niwano, M. Yoshioka and M. Oyamada:
Phys. Rev. E**49** (1994) 785.
- 19) 柴田行男, 伊師君弘, 高橋俊晴, 長谷部茂, 井原泰介, 蔦谷 勉, 大坂俊明, 池沢幹彦,
近藤泰洋, 鈴木吉朗, 下山克彦, 中里俊晴, 小山田正幸, 浦沢茂一, 山川達也: 核理研
究報告 **27** (1994) 83.

薄膜間共鳴による遷移放射の単色化

京大工学部, 核理研*

粟田高明・田中隆次・矢島千秋

今井 誠・伊藤秋男・今西信嗣

山川達也*・小山田正幸*

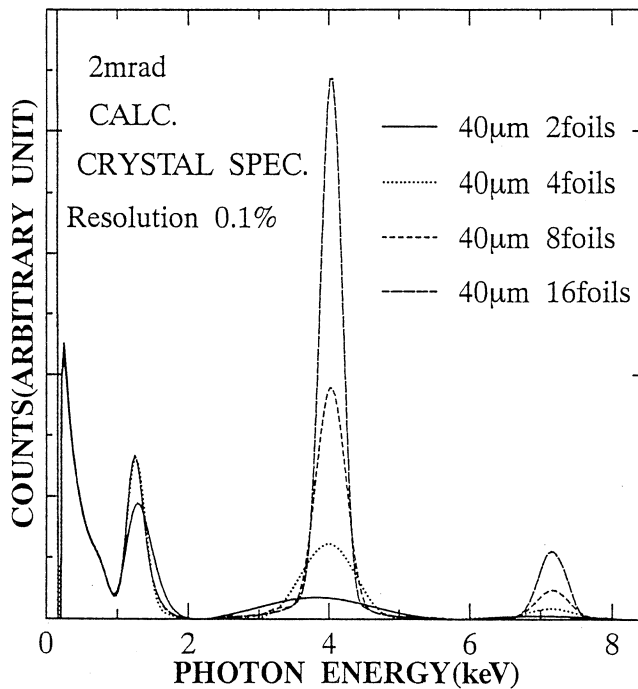
浦沢茂一*・中里俊晴*

雪島正敏*・渡辺賢介*

§ 1. 序 論

これまで我々は、多層薄膜を用いて、その薄膜枚数の増加に伴う薄膜間共鳴効果の増大による共鳴遷移放射光の単色化について定性的な研究を行ってきた¹⁻³⁾。理論上共鳴遷移放射は、薄膜枚数をN倍にすると、強度が N^2 倍、半値幅が $1/N$ 倍となりよく単色化されることが予想される^{4, 5)}。実際は薄膜枚数を増やしていくと、発生した遷移放射の多層薄膜自体への

130MeV e^- → Kapton 7.5 μ m



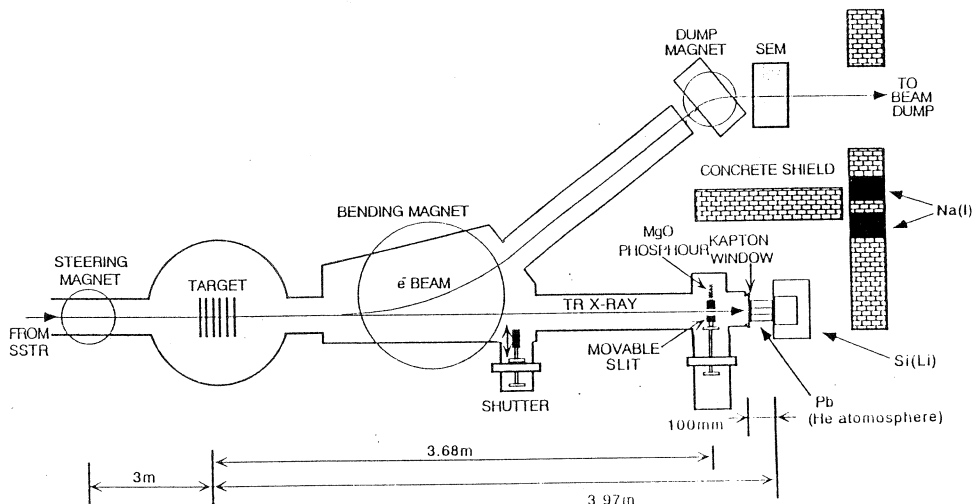
第1図 薄膜枚数の増加による遷移放射光の単色化。

吸収なども考えられ、理論値よりも強度は小さく半値幅は広がる。とはいえ、新しい単色 X 線源としての可能性を十分に秘めていると考えられる。第 1 図に遷移放射のエネルギースペクトルの計算シミュレーションを示した。横軸に光子エネルギー、縦軸に X 線のカウントをとった。計算としては、130MeV の電子を $7.5\ \mu\text{m}$ 厚のカプトン薄膜に照射したものであり、薄膜間隔 $40\ \mu\text{m}$ で薄膜枚数は 2 枚、4 枚、8 枚、16 枚である。ただし、検出器の分解能には 0.1% (結晶分光器) を用いている。4 keV の X 線が単色化されている様子がわかる。なお、この計算には、発生した遷移放射の多層薄膜による吸収も考慮してある。

この報告では、共鳴効果による単色化の定量的な考察、Si (Li) 半導体検出器を用いた高分解能測定の実験的な実験、及びそれらもふまえた薄膜枚数 4 枚のターゲットを用いた薄膜間隔誤差による薄膜間共鳴への影響についての考察を報告する。

§ 2. 実 験

実験は東北大学理学部原子核理学研究施設の電子ライナックを用いて行われた。実験配置図を第 2 図に示す。ただしこの図は Si (Li) 半導体検出器の場合で、比例計数管を用いた場合は第 2 図の Si (Li) 検出器の位置に比例計数管を設置した。詳細については前回の報告を参照されたい³⁾。電子ライナックよりの 130MeV パルス電子ビームは SSSTR によって連続ビームにされターゲットに照射される。実験中のビームカーレントは、薄膜枚数 2 枚のターゲットでは約 90pA、それ以外の時で約 45pA であり、また、ビームサイズは約 $5 \times 5\ \text{mm}$ であった。共鳴効

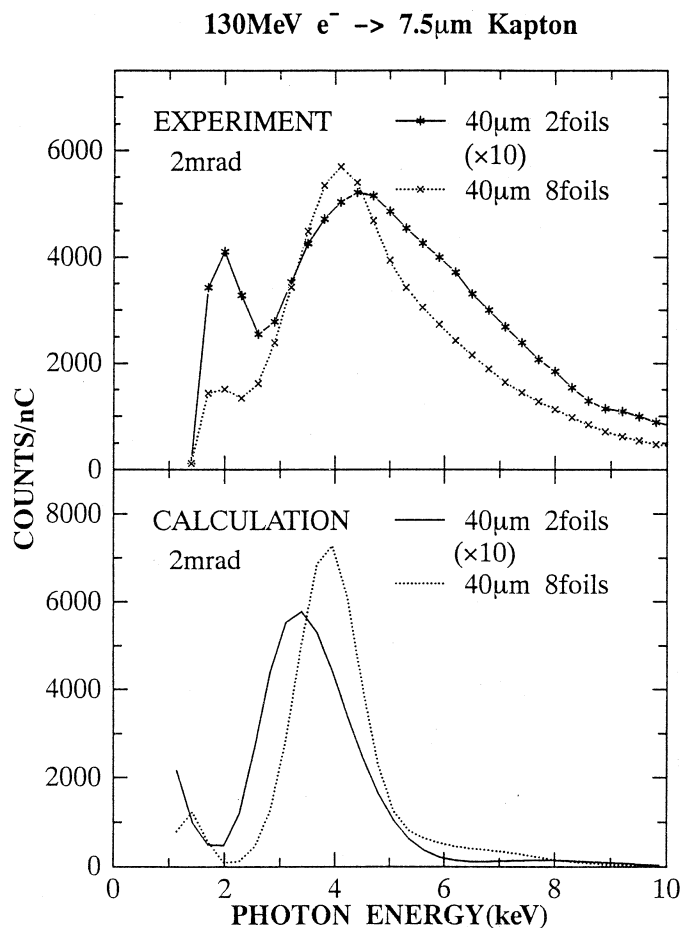


第 2 図 実験装置。Si (Li) 半導体検出器による測定。

果の単色化の測定には検出器として比例計数管を用い、その入射窓の大きさは約 1×1 mmで、放射角ごとの測定のためビーム軸に垂直な方向に検出器自体移動可能にした。遷移放射の測定としては、上流のAl板のシャッターを挿入した状態で制動放射等のバックグラウンドを測定し、次にシャッターを挿入しない状態でバックグラウンドを含む遷移放射を測定、後者から前者を差し引いたものを遷移放射のスペクトルとした。なお、Si(Li)半導体検出器での測定も同様であるが、第2図のように、検出器のすぐ前方に4 mm ϕ の鉛のコリメーターを置き検出器と共に移動させた。

§ 3. 結果と考察

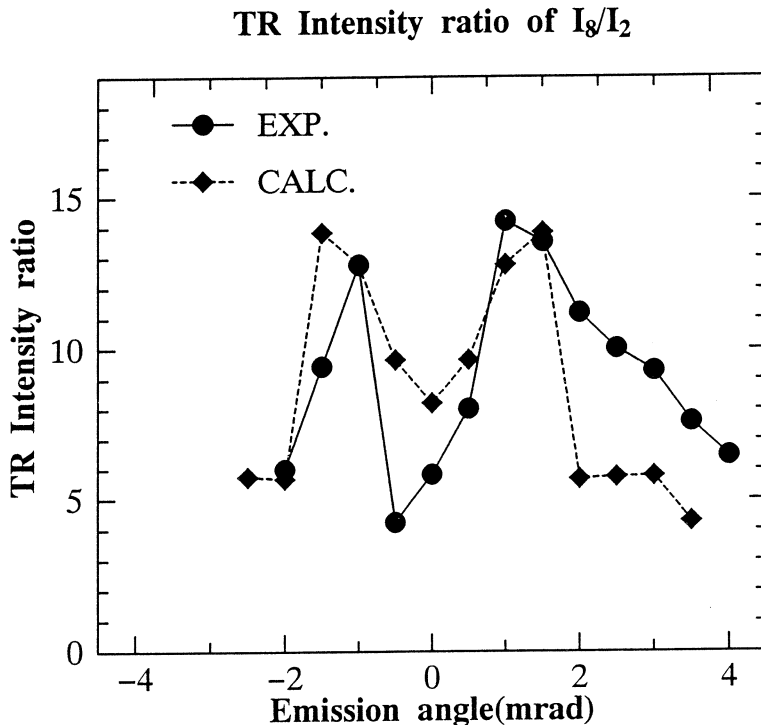
第3図に実験から得られた遷移放射X線のエネルギースペクトルの例として放射角度2 mrad



第3図 遷移放射のエネルギースペクトルの実験値と計算値。

でのものを示す。横軸に光子のエネルギー、縦軸にカウントをとっている。カウントは電流量 1 nC で規格化してある。上が実験値、下が計算値である。また薄膜 2 枚のスペクトルに関しては、強度を 10 倍して見やすくしてある。実験値について、ピーク強度を見ると薄膜枚数 8 枚では 2 枚のもの約 11 倍になっており、枚数比 $8/2 = 4$ 以上、枚数比の自乗 $4^2 = 16$ 以下であることがわかる。また、半値幅については 8 枚のものが 2 枚の約 60% となっている。ただしここでの半値幅は、後述する薄膜間隔誤差の影響は考えず額面どりのものをとった。これらから定性的、定量的に単色化していると考えるのは妥当である。計算値との比較では、強度に関しては良い一致が見られるものの、計算値と比べて実験値のスペクトルはピークから高エネルギー側にかなり広がっており、半値幅は 8 枚について約 1.9 倍、2 枚について約 2.4 倍になっている。このスペクトルの広がり原因としては、比例計数管の分解能やビームサイズの見積等、実験上のパラメーターからくる誤差と共に、後述するような多層薄膜の薄膜間隔誤差の影響が考えられる。

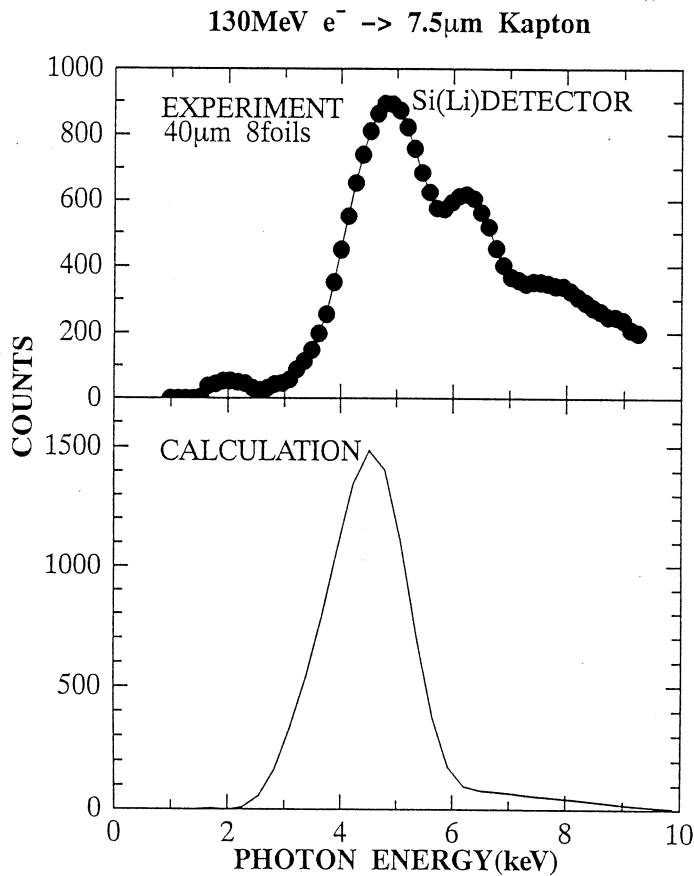
次に、第 4 図にエネルギースペクトルから求めた、放射角ごとの薄膜枚数 2 枚と 8 枚のピークの強度比について示す。横軸は、放射角度である。この図から、すべての放射角度において、



第 4 図 薄膜枚数 2 枚と 8 枚の放射角ごとのピーク強度比。

強度が薄膜枚数比の4以上になっており、薄膜間共鳴が効いていることがわかる。また計算値との比較でも良い一致が見られる。なおピークが原点对称に2つ現れるのは、次の理由による。遷移放射は入射電子のローレンツ因子を γ とすると、ビーム軸に対し頂角 $1/\gamma$ の円錐状に、すなわちビーム軸に垂直な面上では円環上に、広がり $1/\gamma$ を持って放射されるため、放射強度の放射角分布もその円環上にピークを持つ。2枚からの遷移放射も8枚からの遷移放射も同円環上にのるため、強度比の分布もやはり同円環上の形になる。なおかつ、薄膜間共鳴の効果により8枚の方が2枚よりもより単色化されるため、強度比はやはりその円環上にピークがある分布となる。したがって、ビーム軸に垂直な直線上では、原点对称の2つのピークを持つ形の分布となるからである。つまり、この2つのピークが現れること自体も薄膜間共鳴効果の増大を示しているわけである。

第5図にSi(Li)半導体検出器を用いた測定結果の1例とその場合の計算値を示す。残念な



第5図 Si(Li)半導体検出器を用いた遷移放射のエネルギースペクトルの実験値と計算値。

がら、期待していた高分解能（数%）の結果を得られず、典型的な分解能は約35%であった。その原因としては、§ 2 実験で述べた 4 mm ϕ 鉛コリメーターでは十分にコリメーションできず、エネルギー的に広がった遷移放射を検出したためと考えている。計算シミュレーションにも、その寄与を含めた。そのため、今回は、あまり高分解能測定についての議論に意味がない。実験値は薄膜枚数 8 枚、放射角度 0.5 mrad において測定したものである。カウント数については、実験値は計算値の約 60% と少なくなっているが、この原因として、ダクトのカプトン窓と鉛コリメーターを含み検出器窓との間を He 置換したが、それが完全でなく空気が混入し、そのため遷移放射の空気による吸収があったと考えられる。またスペクトルの形状について、おおまかには、第 3 図に示した比例計数管での測定同様、ピークから高エネルギー側に広がっているが、詳細に見ると 6 keV あたりにもう一つピークが確認できる。それぞれ第 1 ピーク (4.7 keV)、第 2 ピーク (6 keV) と名付けると、第 1 ピークについては計算値とほぼ形状が似ているが、第 2 ピークの根拠は全く計算値からは得られない。そこで、第 2 ピークの根拠として後述の薄膜間隔誤差の影響を考えるのが妥当と考えている。先ほどは高分解能結果が得られなかったとしたが、それでもやはり今回の比例計数管による測定と比べると 2 倍から 3 倍程分解能は良く、そのため比例計数管では識別できずにただスペクトルが裾をひくが如く高エネルギー側に広がっているように見えた所に、Si (Li) 半導体検出器測定では、第 2 ピークを確認しえたと考えている。

最後に薄膜間隔の誤差が遷移放射のエネルギースペクトルにどのような影響を与えるかについての実験について述べる。第 6 図に、薄膜枚数が 4 枚で、薄膜間隔が 40, 80, 40 μm のターゲット（以下誤差ターゲットとする）について遷移放射のエネルギースペクトルを測定したものを示す。上図が実験値、中図が実験と同じパラメーターで行った計算シミュレーションである。上図から、ピークが放射角度が変化するにつれて、分裂している様子が見える。計算値についても、ピークが分裂している傾向はあらわれている。また、下図に薄膜間隔が 40, 40, 40 μm のターゲットについて行った計算シミュレーションを示す。この図では、ピークは分裂しておらず、薄膜間共鳴が起こっている。この結果から、薄膜間隔の誤差がピークの分裂というかなり重大な影響をエネルギースペクトルに対して与えることが分かった。もちろんこの結果は、厳密には、今回用意した誤差ターゲットに対してのみ有効であり、薄膜枚数をもっと多く、間隔誤差のパターンがはるかに多くなった場合には、具体的にどのような影響をエネルギースペクトルに与えるかまでは言及できない。しかし、薄膜間隔の誤差が少なからずの影響を持つことの定性的な示唆には、十分な根拠となるだろうし、本来の目的からそれるこれ以上の薄

膜間隔誤差の与える影響についての研究も不必要と思える。前述の、比例計数管と Si (Li) 半導体検出器での実験値スペクトルの広がりや第 2 ピークの出現についても、この現象に帰着するとみてよさそうである。また以上の議論から、本来の遷移放射の単色化という目的のために、今後いっそう精密なターゲットの製作が必要といえる。

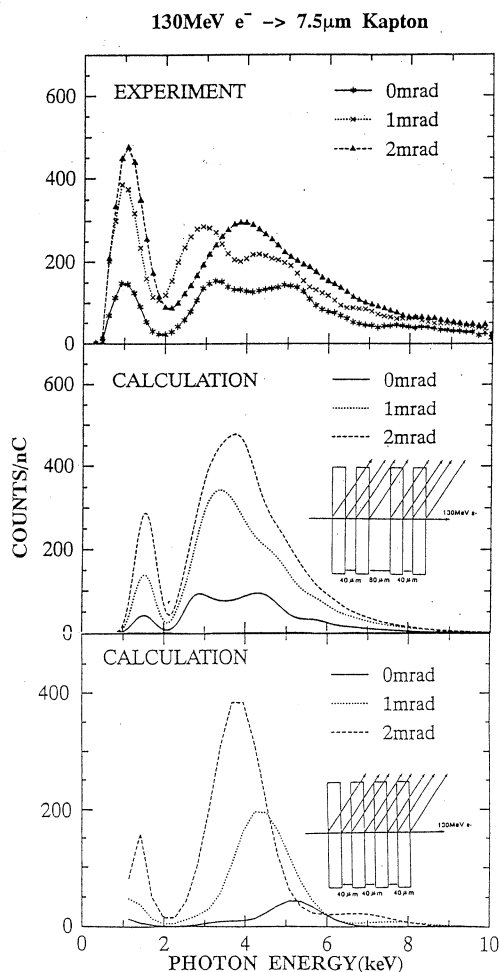
§ 4. まとめ

以前の実験から、薄膜枚数増加による薄膜間共鳴効果の増大を確認したので、その実験の再現性を見るときともに、定量的確認を行った。薄膜間隔が同じで薄膜枚数が 2 枚、8 枚の 2 つのターゲットの比較からピークの強度比が薄膜枚数比以上であり、また半値幅も減少していることが確認できた。

Si (Li) 半導体検出器を用いて遷移放射 X 線を測定できたが、方法上の理由から高分解能スペクトルは得られなかった。

薄膜枚数 4 枚で、薄膜間隔 $40\ \mu\text{m}$ 、 $80\ \mu\text{m}$ 、 $40\ \mu\text{m}$ のターゲットを用いて、薄膜間隔誤差による薄膜間共鳴効果への影響を調べた。

この実験を行うにあたり、核理研マシングループの栗原亮、高橋重伸、柴崎義信の諸氏にご協力を頂いた。本研究の一部は文部省科学研究補助金（課題番号、試験研究・(B)(1)06554012）の援助によるものである。



第 6 図 薄膜間隔誤差によるエネルギースペクトルへの影響。

参 考 文 献

- 1) T. Tanaka *et al.* : Res. Rep. Lab. Nucl. Sci., Tohoku Univ. **26** (1993) 330.
- 2) T. Tanaka *et al.* : Nucl. Instr. and. Meth. **B93** (1994) 21.
- 3) T. Awata *et al.* : Res. Rep. Lab. Nucl. Sci., Tohoku Univ. **27** (1994) 97.
- 4) M. A. Piestrup *et al.* : Phys. Rev. **A32** (1985) 917.
- 5) M. L. Cherry *et al.* : Phys. Rev. **D10** (1974) 3594.

Measurements of Angular Divergence of Parametric X-ray Radiation (II)

Y. Takashima, I. Endo, T. Horiguchi, T. Kobayashi,
T. Nakazato[†], M. Oyamada[†], T. Takahashi, S. Urasawa[†],
K. Watanabe[†], T. Yamakawa[†] and M. Yukishima[†]

Department of Physics, Hiroshima University

1-3-1 Kagamiyama, Higashihiroshima 724

[†]*Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University*

1-2-1 Mikamine, Taihaku-ku, Sendai 928

We measured the angular divergence of parametric x-ray radiation (PXR) from (111) and (333) crystallographic planes of silicon crystal of which thickness is 0.5mm. The incident electron beam energy was 130MeV. The detection angles of PXR were 15.78°, 39.0° and 8.70°. We found that there was no remarkable central dip in the x-ray angular distribution as claimed in the report from Kharikov. This feature may be understood by the incoherent model proposed in our previous work.

§1. Introduction

The parametric x-ray radiation (PXR) was experimentally observed, for the first time, at Tomsk in 1985¹⁾. It is radiated with the direction and energy satisfying almost the same kinematical relation as those in the x-ray diffraction when a relativistic electron passes through periodic medium.²⁻⁴⁾

Feranchuk and Ivashin introduced a theoretical model³⁾ (F-I model) which phenomenologically took into account the effects of the electron multiple scattering and photon absorption in a crystal.

Recent experiments carried out at the Institute for Nuclear Study (INS) have shown that both the energy⁵⁾ and thickness⁶⁾ dependences of angular divergence of PXR do not agree with the F-I model³⁾ but are compatible with the incoherent model proposed in ref.⁵⁾

for electron energies above 300 MeV.

Since the characteristic feature of angular distribution of PXR is more remarkable in the low electron energies, it is desirable to measure precisely the angular distribution below 300MeV to clarify the effect of multiple scattering. In this paper we report on the first observation of two-dimensional angular distributions of PXR from Si crystal struck by 130MeV electrons based on the preliminary work described in ref⁷⁾.

§2. Experiment

Experimental setup is shown in Fig.1. The electron was delivered by the stretcher ring, SSTR, and was led to the target crystal. It was a monocrystalline silicon plate whose thickness was 0.5mm and extent was 17 x 17 mm². The surface of the plate and one of the edges were normal to the crystallographic axes [110] and [111],

respectively. The target was mounted on a threeaxis goniometer controlled by a computer.

The electron beam entered the target crystal with an incident angle θ_B relative to the (111) crystallographic plane. A Si(Li) photon detector, 5.7mm thick, 16mm diameter crystal with 0.05mm thick beryllium entrance window, was used as a x-ray detector. The energy resolution at 5.9keV, 14.4 keV and 26.3keV were 2.5%, 1.1% and 0.63%, respectively. We chose the detection angles at $\theta_D=2\theta_B=15.78^\circ, 39.0^\circ, 8.70^\circ$ in order to make the peak energy of the (111) reflection coincide with 14.4keV, 5.9keV, 26keV, respectively, at which we knew the detection efficiencies. The Si(Li) detector was placed at 2m from the target. We set lead slits, whose horizontal and vertical widths were both 3 mm, just in front of the beryllium window of the detector. The target and the detector system were set in the air. The electron beam came out of vacuum duct through a 50 μm thick Ti window and hit the target after passing the 14cm thick air. Typical energy spectra are shown in Fig.2. For the θ_B of 7.89° and 4.35° , we find clear peaks for the (111) reflections. For 19.5° , howev-

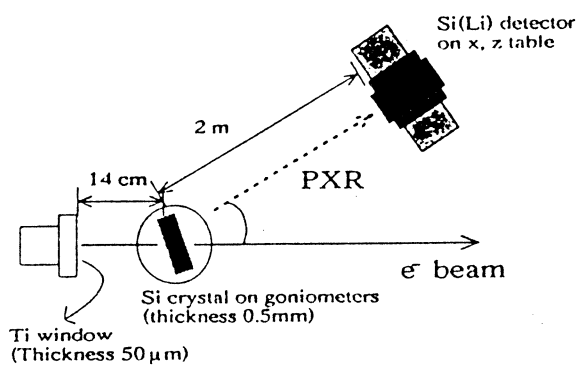


Fig.1. Experimental setup. PXR is measured at three detector positions of $\theta_B=4.35^\circ, 7.89^\circ$, and 19.5° .

er, we find peaks for (333), (444) and (555) reflections but no (111) peak. This is obviously due to the x-ray attenuation in the air. The angular distribution of PXR was measured in such a way that the angle of the target crystal was fixed while the position of Si(Li) detector was changed by the stepping-motor-controlled x (horizontal) and y (vertical) tables. This procedure is hereafter referred to as θ_x and θ_y scan.

§3. Results and Discussion

The obtained results for θ_x and θ_y scan are shown in Fig.3, including background. According to F-I model, the differential cross section of PXR is written as

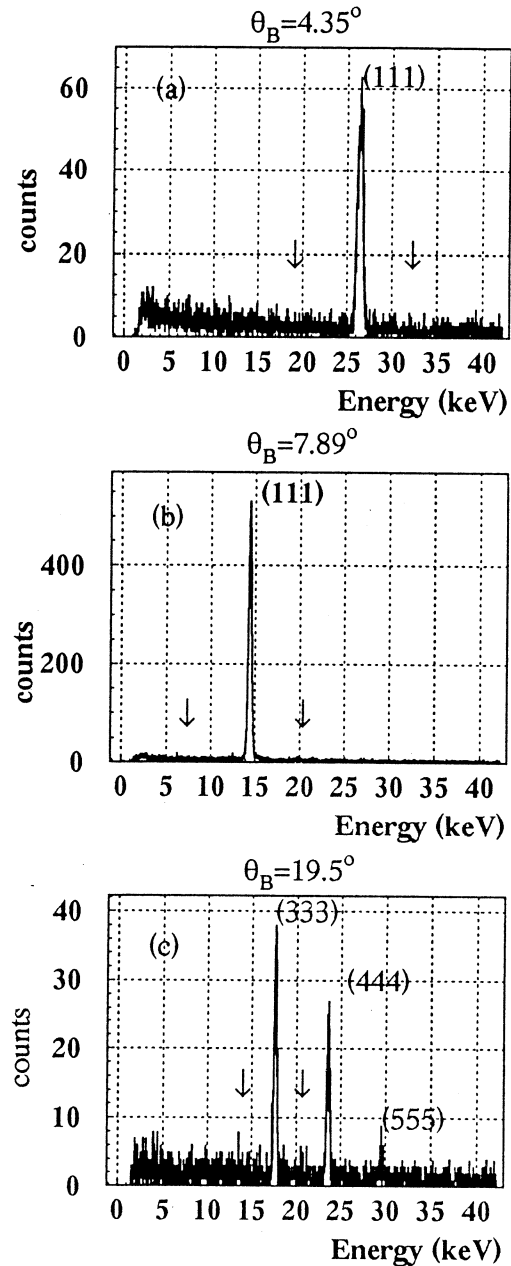


Fig.2. The energy spectrum of PXR. The counts between arrows are used for θ_x scan data. (a):The peak energy is 26.0keV. (b):The peak energy is 14.4keV. (c):The peak energy is 17.7keV, 23.6keV and 29.5keV for (333), (444), and (555) reflection.

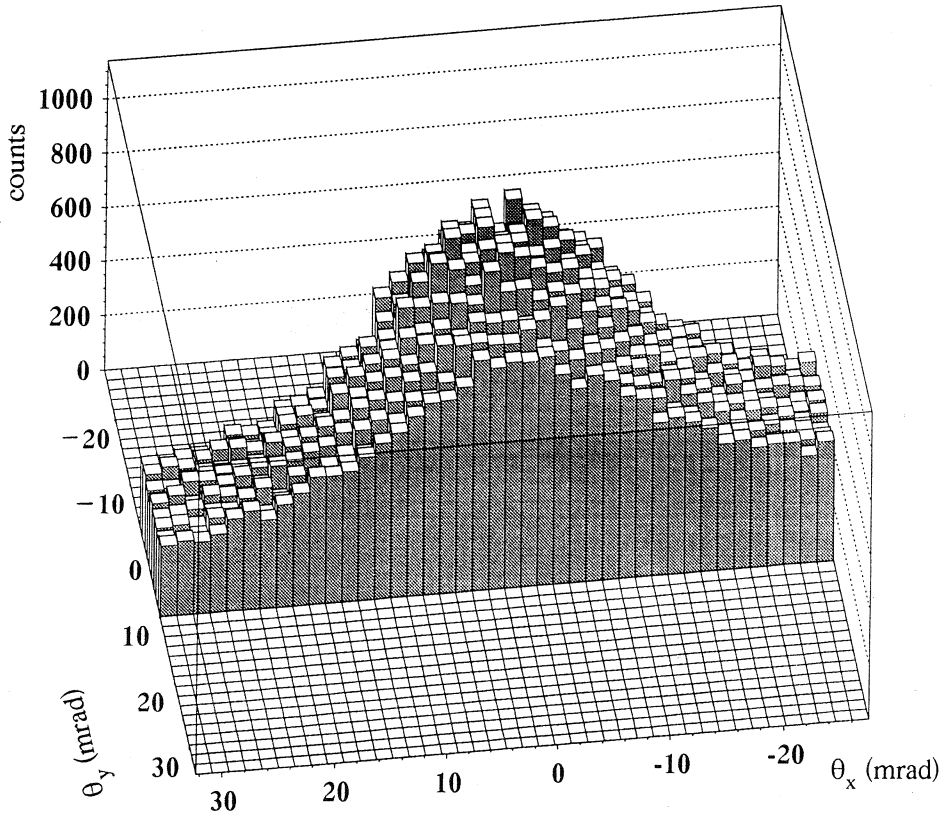


Fig.3. The two-dimensional intensity distribution of the x-ray in which the PXR and background are included. The Bragg angle θ_B was 7.89° and the energy of PXR was 14.4keV. The θ_x - θ_y plane is perpendicular to the axis that extend from crystal to the direction of Bragg angle. The distance between target crystal and detector is 2 m.

$$\frac{\partial^2 N}{\partial \theta_x \partial \theta_y} = \frac{\alpha}{4\pi} \omega_B Z \frac{|g_h|^2}{\sin \theta_B} \frac{\theta_x^2 \cos^2 2\theta_B + \theta_y^2}{(\theta_x^2 + \theta_y^2 + \theta_{ph}^2)} \quad (1)$$

$$Z = L_a \left[1 - \exp\left(-\frac{L_c}{L_a}\right) \right], \quad \theta_{ph}^2 = \frac{1}{\gamma^2} + \theta_{MS}^2 + \left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^2$$

$$\theta_{MS} = \frac{21MeV}{E_e} \sqrt{\frac{L_c}{L_R}}$$

Here θ_B is the Bragg angle. θ_x and θ_y are the angular displacements away from θ_B . L_a , L_c , and L_R are the absorption length, thickness and radiation length of the target crystal, respectively. M_e and α are the electron mass and the fine structure constant, respectively. g_h is the Fourier component of the electric susceptibility. Z is regarded as an effective

thickness of the crystal corrected for the x-ray absorption. The spatial divergence of PXR depends on θ_{ph} so we have a narrower peak for a smaller value of θ_{ph} . In our experimental condition, the leading term in θ_{ph} is $\theta_{MS} = 12$ mrad, and the others are $1/\gamma = 3.8$ mrad and $\omega_p/\omega = 2.1$ mrad.

We performed a simulation by using the incoherent model proposed in reference⁵⁾ and compared the results with experimental data. In the incoherent model, the electron multiple scattering was taken into account by convolution of spatial and angular divergences of incident electron beam in the simulation with θ_{MS} in (1) being set to 0. The experimental θ_x -scan data, together with the calculation by F-I model and incoherent model, are shown in Fig.4.

We normalize the theoretical values at $\theta_x = \theta_y = 0$, i.e., at the center of the distribution. The incoherent model, of which θ_x -scan distribution does not have central dip, is in good agreement with the experimental data but the F-I model is not, as in refs^{5,6)}. In order to make a more quantitative comparison, we fit the experimental data and the predictions of the incoherent model with the following expression:

$$N(\theta) = M \frac{\theta_a^2 \left(\frac{1}{2} \arctan \frac{x}{L_D} \right)^2 + \theta_w^4}{\left\{ \left(\frac{1}{2} \arctan \frac{x}{L_D} \right)^2 + \theta_w^2 \right\}^2} + a \left(b + \frac{1}{2} \arctan \frac{x}{L_D} \right)^2 + c \quad (2)$$

where $N(\theta)$ is the number of counts in reflection of (111) at $\theta_D = 15.8^\circ, 39.0^\circ$ and of (333) at $\theta_D = 8.7^\circ$ within the data region indicated by the arrows in Fig.2. Parameters $M, \theta_w, \theta_a, a, b,$ and c are to be determined by the fitting. The full width at half maximum (FWHM) of the spatial distribution of PXR is obtained from the fitted parameters as;

$$\theta_{FWHM} = 2 \sqrt{(\theta_a^2 - \theta_w^2) + \sqrt{(\theta_a^2 - \theta_w^2)^2 + \theta_w^4}} \quad (3)$$

In Fig.5 are shown the FWHM from experimental data and the incoherent model at each vertical detector position θ_y . It is noteworthy that the experimental FWHM is narrower than that of the incoherent model for all θ_y .

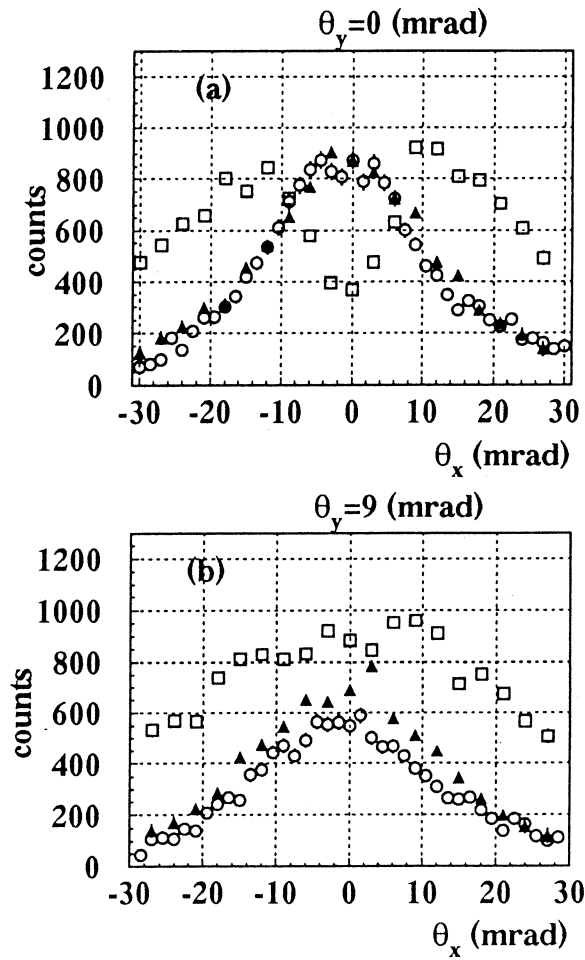


Fig.4. The θ_x scan distribution. The Bragg angle θ_b was 7.9° and the PXR from (111) reflectional plane was detected. The circles show the experimental data, the black triangles show the data of incoherent model and the white squares show the data of F-I model. The error bars include only statistical error.

(a): The vertical position of the detector was set at $\theta_y = 0$ mrad.

(b): The vertical position of the detector was set at $\theta_y = 9$ mrad.

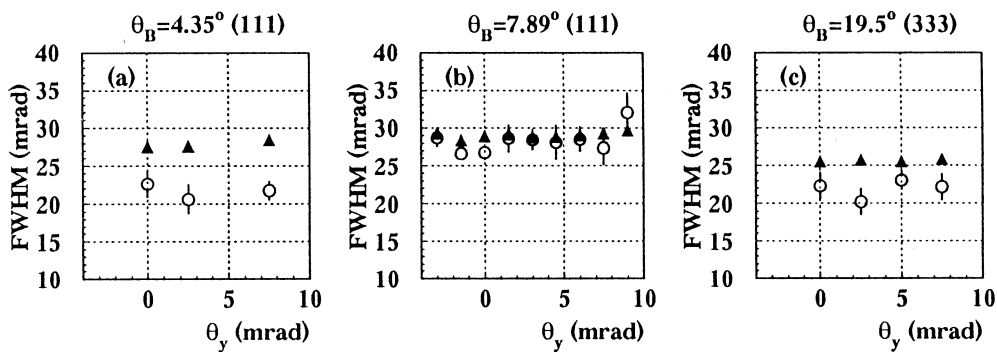


Fig.5. The FWHM of the θ_x scan distribution. The horizontal axis is the vertical position of the detector on the basis of the position where $\theta_y = 0$ and the positive value of θ_y indicates that the detector position was under the basis. The circles represent FWHM of experimental data and brack triangles represent that of incoherent model.

(a) : The Bragg angle $\theta_B = 4.35^\circ$ and reflection surface of PXR is(111).

(b) : The Bragg angle $\theta_B = 7.89^\circ$ and reflection surface of PXR is(111).

(c) : The Bragg angle $\theta_B = 19.5^\circ$ and reflection surface of PXR is(111).

§4. Conclusion

We have measured the angular distribution of PXR emitted from the (111) and (333) reflection planes of single Si crystal at the electron energy 130MeV. We found no remarkable central dips in the angular distribution in contrast to the prediction of the F-I model. The feature is to be contrasted with the Kharikou data which indicated that the central dip clearly showed up at a lower electron energy with a thinner crystal⁸⁾. The incoherent model agrees with experimental data remarkably well except a slightly broader angular distribution for all θ_B .

Acknowledgments

The authors would like to thank Mr. A. Kurihara, Mr. S. Takahashi, Mr. Y. Shibasaki and other operation crew of Lab. of Nuclear Science, Tohoku University, for supplying excellent beam during the experiment. This work was supported in part by Mitsubishi Foundation and by Grant-in Aids for Research from the Ministry of Education.

References

- 1) S. A. Vorob'ev, B. N. Kalinin, S. Pak and A. P. Potylitsyn: JETP Lett. **41** (1985) 3.
- 2) V. G. Baryshevsky and I. D. Feranchuk: J.Phys. (Paris) **44** (1983) 913.
- 3) I. D. Feranchuk and A. V. Ivashin: J. Phys. (Paris) **46** (1985) 1981.
- 4) H. Nitta: Phys. Rev. B **45** (1992) 7621.
- 5) S. Asano, I. Endo, M. Harada *et al.*: Phys. Rev. Lett. **70** (1993) 3247.
- 6) I. Endo *et al.*: HUPD-9319, July, 1993.
- 7) I. Endo *et al.*: Research Report of Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University **27** (1994) 106.
- 8) A. V. Shchagin, V. I. Pristupa and N. A. Khizhnyak: Phys. Lett. A **148** (1990) 485.

High Resolution TOF Detector Test for Hypernuclei Lifetime Measurement

H. C. Bhang, O. Hashimoto[†], Y. D. Kim^{††}, K. Maeda^{†††}, K. Omata[†]
H. Oota[†], H. Park, M. Youn[†]

Department of Physics, Seoul National University

[†]*Institute for Nuclear Study, University of Tokyo*

^{††}*National Laboratory for High Energy Physics (KEK)*

^{†††}*Department of Physics, Tohoku University*

We have tested TOF detector based on scintillator and photomultiplier tube to measure the short lifetime of hypernuclei of the order of 200 ps. The lifetime will be directly measured by the difference between the timings of beam and decay particles. Since the experiment needs high intensity beam (about 5×10^6), we investigated the rate dependence of the timing resolution of beam counter. We used the high intensity beam of Tohoku electron accelerator for this test, and compared the result with that of low rate.

§ 1. Introduction

Recently we have seen reports on the measurement of lifetime of short-living hypernuclei¹⁻³⁾ directly measuring the time difference between formation and decay of hypernuclei. The lifetime of these measurements ranges from 194 ps to 256 ps with about 15% measurement errors. These experiments used scintillating Time Of Flight (TOF) detectors, and the errors were small compared to the previous measurements using other detectors such as emulsion or bubble chambers.

We intend to measure the lifetime with less than 15% total error for a rather wide time range over 100 ps. Recently timing resolutions of scintillating counters better than 100 ps have been reported mainly due to the development in PMT and scintillator technology^{4,5)}. Considering the geometry of our experiment, we can use small size (< 20 cm) scintillators, which is important factor to achieve less than 100 ps TOF resolution.

For the timing resolution at low rate (less than 1×10^6), we have tested our counters in the T1 beam line at KEK. We have obtained good timing resolution at this low rate (as described below). However it is well known that PMT has non-linearity when the anode current becomes comparable to the bleeder current due to the change in the voltage division ratio. The non-linearity in the gain can be overcome by supplying additional voltages through the last 3-4 dynode chains⁶⁾. More important and not well studied point is its timing behavior at high anode current. We have investigated this with the high intensity electron beam of the Laboratory of Nuclear Science at Tohoku University.

§ 2. Setup of test

The test setup is shown in Fig. 1, and the characteristics of counters are listed in Table 1. Table 2 shows the specifications of photomultiplier tubes. To reduce the background particles of low energy γ 's and neutrons, we put lead blocks before START counter making collimated scattered electron beam.

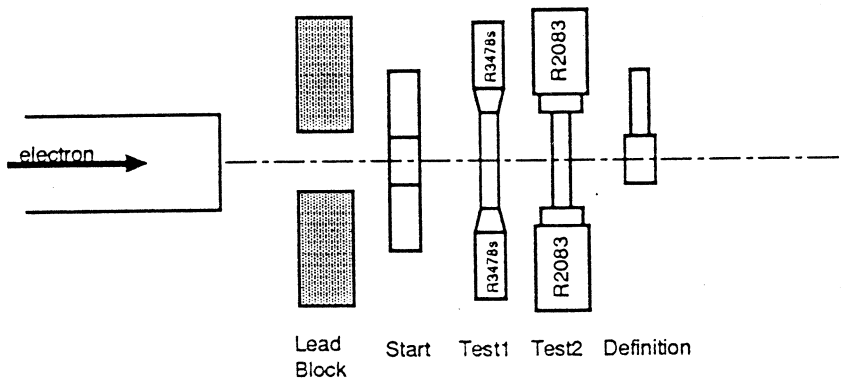


Fig. 1. Experimental setup for Tohoku beam test.

Table 1. Specifications of the counters tested.

Scintillator	area (cm ²)	4 × 6	
	thickness(mm)	12	
	material	BC-418	
Light guide	shape	disk	fish-tail
	length(cm)	1.5	5
PMT	model #	R 2083	R 3478 S

Table 2. Specifications of the PMTs tested.

	R 2083	R 3478 S
Photocathode size (D. mm)	46	15
Rise time (ns)	0.7	1.3
Transit time (ns)	16	14
TTS FWHM (ps)	370	360
Gain	2.5×10^6	1.7×10^6
Operational voltage (V)	2500	1700
Bleeder	last 2 dynodes	last 3 dynodes

The rate for each counter is measured with visual scaler for each counter and the data were taken by KODAQ data acquisition program and IBM PC. The trigger condition was the coincidence between the START (1 x 1.5 x 1 cm) and the DEFINITION (2 x 2 x 1.5 cm) counters and the DEFINITION counter gave the trigger phase (TDC start). The trigger rate investigated was from a few tens to a few hundreds kHz. A leading-edge discriminator was located close to the detector (cable length between PMT and discriminator was ≈ 3 m) to reduce the deterioration of rising part of the PMT signal. A High Resolution (HR) TDC fabricated by KEK, with 25 ps per channel resolution was used.

§3. Analysis

The timing resolution of each TEST counter was obtained by solving the three linear equations of the three TOF resolutions ; $\sigma(T_s - T_1)$, $\sigma(T_s - T_2)$, and $\sigma(T_1 - T_2)$. Here T_i is the software mean time of two PMTs for each counter. Then we obtained the standard deviations (σ) of the three TOF distributions.

It is known that the timing from the leading edge discriminator has a dependence on the pulse height of the signal according to the equation⁷ ;

$$t' = t + \alpha \left(\frac{1}{\sqrt{q}} - \frac{1}{\sqrt{q_0}} \right) \quad (1)$$

here t' is the corrected time, t is the uncorrected time, α is the correction coefficient, q is the height of the signal, and q_0 is the reference pulse height.

However even with the beam collimator of lead block, there seemed to be a lot of neutral background at high rate and the ADC spectra show the pile-up of this background with

real electron signal. First to remove the explicit accidentals, we put rough cut on the TDC spectra with the window of 2.5 ns. The high rate spectrum shows the long tale due to the pile-up most likely from the low energy neutral background. This long tale in ADC spectra was still significant at even intermediate rate (less than 100 K/sec). Due to this background it was difficult to get the absolute timing resolution dependence on the rate. So we tried to get the relative rate dependence of the timing resolution of our counters by putting a gate to the ADC spectrum for each PMT by hand and 1 sigma cut on the geometrical mean of ADC for each counter. This result are compared with the more clear test with intense π beam at KEK performed later.

Figs. 2 (a) and (b) show the gain variation of each PMT as increasing rate without and with external voltage respectively for each PMTs. As is shown in the figure, the booster current helps to stabilize the gains.

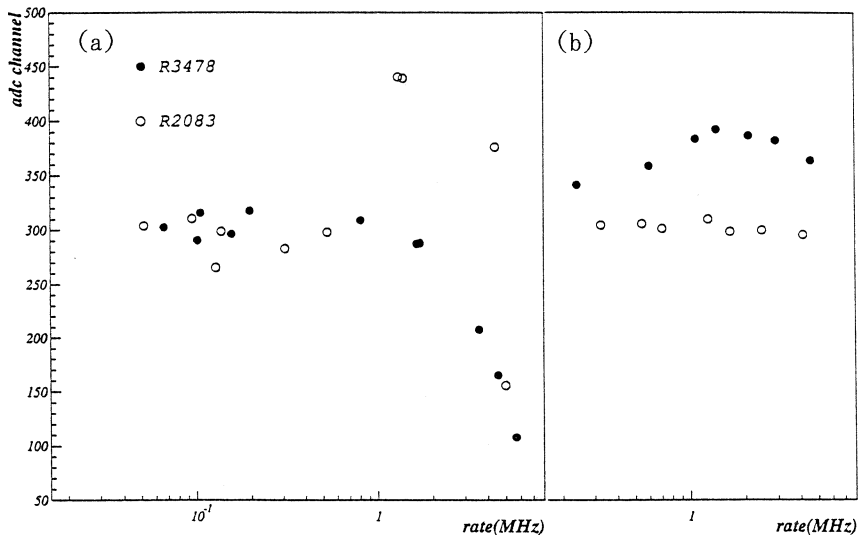


Fig. 2. Pulse height variance as a function of counting rate for each PMT type (a) without booster voltage (b) with booster voltage.

The broad ADC from pile-up makes the pulse height correction difficult, and we did this correction only for the data at low rate (10 K/sec) after all cuts except the geometrical mean cut for TEST counters to compare the results with those obtained at KEK pion beam. The scatter plots and TOF spectrum before correction and after correction are shown in Fig. 3. The timing resolutions after time walk correction are 58 ps and 43 ps for

R 3478 s and R 2083 respectively. Table 3 compares the timing resolution with the low rate pion beam at KEK and the present test with electron beam.

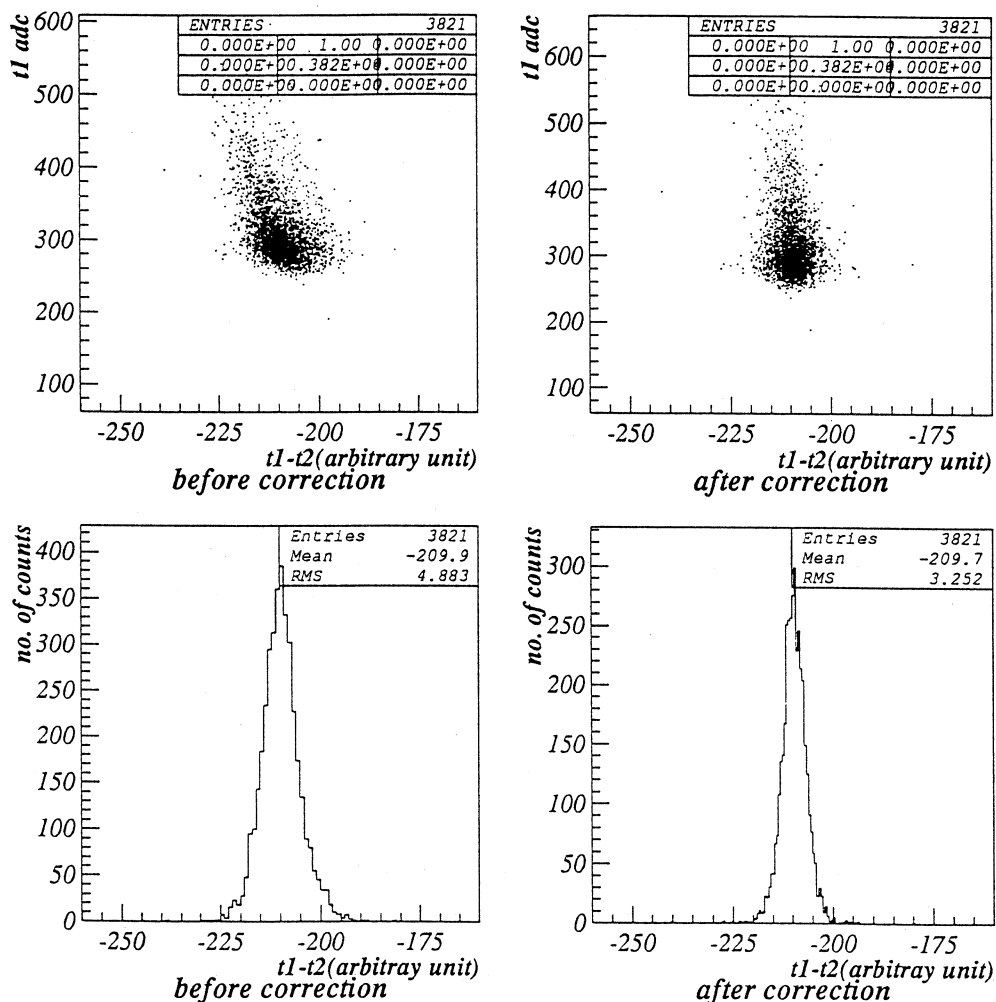


Fig. 3. Pulse height correction at low rate run (10 K/sec) as a function of TOF between two test counter. Unit is channel number, and 1 channel corresponds 25 ps.

Table 3. Timing resolution for T 1 and Tohoku test.

	T 1 test		Tohoku test	
	R 3478 s	R 2083	R 3478 s	R 3478 s
before correction	59 ps	55 ps	86 ps	74 ps
after correction	41 ps	30 ps	58 ps	43 ps

Figs. 4 (a) and (b) show the rate dependence of timing resolution without the pulse height correction. Each TOF resolution was obtained by fitting the TDC spectrum with Gaussian function.

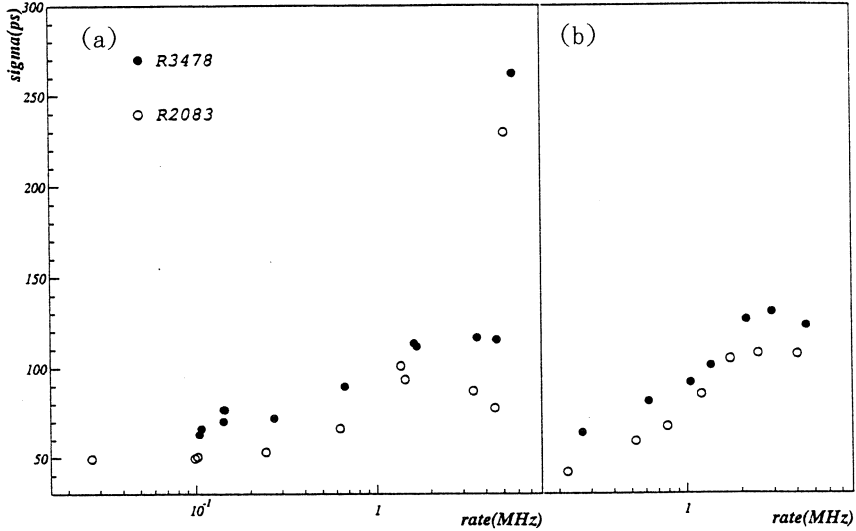


Fig. 4. Timing resolution as a function of the counting rate for each PMT type without the pulse height correction. (a) without the booster voltage, (b) with booster voltage.

§ 4. Results

Without supplying external voltage to the last 2 (for R 2083) or 3 (for R 3478) dynodes, the gain of each PMT begins to vary around 1 MHz. But, after supplying external voltage, the gain gets stable up to 5 MHz (Fig. 3).

Timing resolution gets worse as beam rate increases (Fig. 4). For R 2083 PMT, timing resolution of one counter is 51 ps for 10 kHz and 97 ps for 1.4 MHz. And for R 3478 s, 65 ps for 12 kHz and 112 ps for 1.7 MHz. At higher rate than 5 MHz, the timing resolution is extremely bad (250 ps for both PMTs). The effect of booster voltage on the timing resolution is not clear as can be seen in the Fig. 4. The resolutions with and without booster voltage are comparable within the range of rate measured.

To investigate the rate dependence more clearly, we performed another test run at K6 beam line at KEK with pion beam. The result is shown in Fig. 5. The timing resolution still gets worse even with external voltages applied. The left figure is for R 3478S PMT, and right one is for R 2083 PMT. For R 3478S counter, the external voltage works relatively

better, improving the timing resolution, but for R 2083 counter, there is virtually no effect of external voltage on the timing resolution. On average, timing resolution gets worse upto factor of 2.

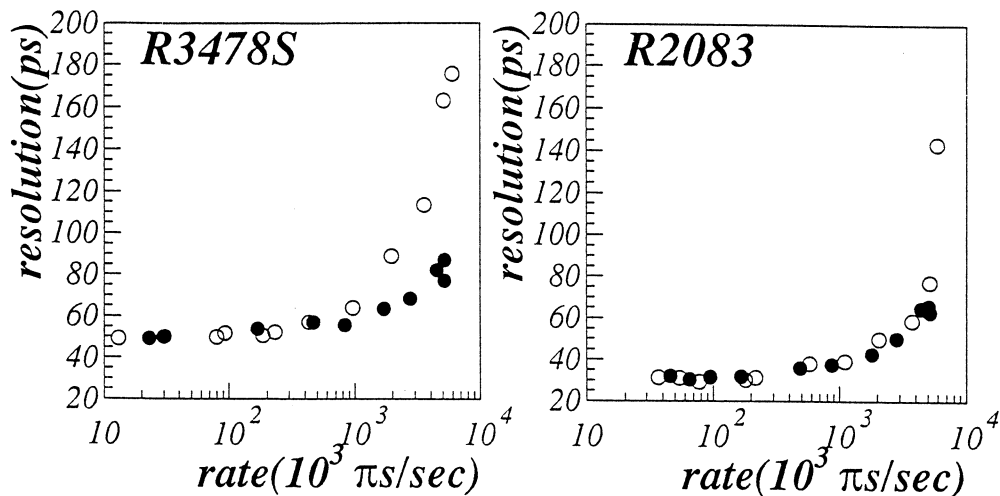


Fig. 5. Timing resolution as a function of counting rate with (●) and without (○) booster voltage. (a) R 3478 S PMT, (b) R 2083 PMT.

§ 5. Conclusion

As the beam rate increases, the gain of PMT begins to vary at lower rate than 1 MHz. But supplying booster voltage to the last dynodes makes the gain of PMT stable up to 5 MHz for both phototubes – R 2083 and R 3478 s. But, whether the external voltage is supplied or not, timing resolution gets almost 2 or 3 times worse than lower rate with the electron beam. Further study using high rate pion beam at KEK shows similar behavior. For R 3478 S PMT the booster voltage supply helps the timing resolution at high rate by about 50%.

References

- 1) R. Grace *et al.*: Phys. Rev. Lett. **55** (1985) 1055.
- 2) J. J. Szymanski *et al.*: Phys. Rev. C **43** (1991) 849.
- 3) H. Outa *et al.*: Nucl. Phys. A **547** (1992) 109 c.
- 4) T. Sugitate *et al.*: Nucl. Instru. and Meth. A **249** (1986) 354.

- 5) T. Kobayashi *et al.*: Nucl. Instru. and Meth. **A 287** (1990) 389.
- 6) C. Ohmori *et al.*: Nucl. Instru. and Meth. **A 256** (1987) 361.
- 7) T. Tanimori *et al.*: Nucl. Instru. and Meth. **A 216** (1983) 57.

編 集 委 員

齋 藤 悌二郎 (委員長) 寺 沢 辰 生
新 村 信 雄 榊 本 和 義

核 理 研 究 報 告 第 27 卷 第 2 号

1994年12月発行

発行所 東北大学理学部附属原子核理学研究施設
 仙台市太白区三神峯1-2-1(郵便番号982)
 電話 022-245-2151 (代)

印刷所 株式会社 東北プリント
 仙台市青葉区立町24番24号
 TEL (263) 1166 (代)

RESEARCH REPORT OF
LABORATORY OF NUCLEAR SCIENCE
TOHOKU UNIVERSITY

Volume 27 Number 2 December 1994

Laboratory of Nuclear Science,
Tohoku University,
1-2-1, Mikamine, Taihaku, Sendai 982, Japan