

RESEARCH REPORT
OF
LABORATORY OF NUCLEAR SCIENCE
TOHOKU UNIVERSITY

核 理 研 究 報 告

第 26 卷 第 2 号

1993 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なっておりません。
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26巻 第2号 目次

I 原子核物理

- I-1 エネルギー移行40MeVにおける $^{12}\text{C}(e, e'p_0)$ 反応の研究II 173
 (核理研, 理学部物理*)

田所 孝広, 菅原 真澄, 高橋 哲宗, 田中 英二,
 玉江 忠明, 坪田 博明*, 堀田 智明, 宮瀬 晴久*

- I-2 $(e, e'p)$ 実験による ^{92}Mo の巨大共鳴の研究 178
 (核理研, 理学部物理*)

田中 英二, 三浦 哲生, 堀田 智明, 高橋 哲宗,
 玉江 忠明, 菅原 真澄, 宮瀬 晴久*, 坪田 博明*

- I-3 Study of the $^{31}\text{P}(\gamma, p)$ Reaction at $E_\gamma=55-88$ MeV 184
 (核理研, 理学部物理*, メルボルン大**)

松山日出人, 伊藤 祥子, 伊藤 秀昭, 今野 収,
 前田 和茂*, 佐々木隆興, 須田 利美*, 寺沢 辰生,
 M. N. Thompson**

II 物性物理

- II-1 コヒーレント遷移放射による遠赤外, ミリ波分光II 191
 (科研, 工学部応用物理*, 核理研**)

井原 泰介, 大坂 俊明, 高橋 俊晴, 長谷部 茂,
 伊師 君弘, 柴田 行男, 蔦谷 勉, 荒井 史隆,
 佐藤 康彦, 池沢 幹彦, 近藤 泰洋*, 中里 俊晴**
 浦澤 茂一**, 小山田正幸**, 山川 達也**

III 放射化学

- III-1 メタロセン, メタロセン誘導体, 及びそれらの β -シクロデキストリン包接体を用いた固相における反跳原子の化学的挙動の研究 197
 (理学部化学)

松江 秀明, 山口 巖, 関根 勉, 吉原 賢二

Ⅲ-2	光量子放射化による標準岩石中のフッ素の定量……………	209
	(三菱マテリアル, 核理研 [*])	
	桜井 宏行, 竹谷 実, 佐山 恭正, 榎本 和義 [*] , 大槻 勤 [*]	
Ⅲ-3	土壤中の微量金属元素の光量子放射化分析……………	213
	(石巻専修大理工学部, 大崎中央高校 [*])	
	福島美智子, 高橋 信喜 [*] , 千葉 光泰, 坂田 隆,	
Ⅲ-4	後期更新世, 木曾御嶽火山噴出物の岩石学とマグマ輸送システム……………	219
	(福島大教育学部, 理学部地球物質科学 [*])	
	木村 純一, 吉田 武義 [*]	
Ⅲ-5	メキシコ, ミチョアカンニグアナファト火山地域の火山岩: 1. アルカリ岩および カルクアルカリ岩の微量元素組成……………	256
	(理学部地球物質科学)	
	長谷中利昭, 吉田 武義, 青木謙一郎	
Ⅲ-6	メキシコ, ミチョアカンニグアナファト火山地域の火山岩: 2. 陸弧火山岩の地球 化学的特徴……………	278
	(理学部地球物質科学)	
	吉田 武義, 長谷中利昭, 青木謙一郎	
IV 加速器・測定装置		
IV-1	コヒーレント放射によるバンチ長計測 (I) ……………	297
	(核理研, 工学部応用物理 [*] , 科研 ^{**})	
	中里 俊晴, 小山田正幸, 浦澤 茂一, 山川 達也, 近藤 泰洋 [*] , 鈴木 吉朗 [*] , 下山 克彦 [*] , 高橋 俊晴 ^{**} , 伊師 君弘, 荒井 史隆 ^{**} , 木村 真一 ^{**} , 佐藤 康彦 ^{**} , 長谷部 茂 ^{**} , 蔦谷 勉 ^{**} , 柴田 行男 ^{**} , 大坂 俊明 ^{**} , 池沢 幹彦 ^{**} ,	
IV-2	誘電体からのコヒーレントなチェレンコフ放射……………	304
	(科研, 工学部応用物理 [*] , 核理研 ^{**})	
	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*, 中里 俊晴**, 浦澤 茂一**,
 小山田正幸**, 山川 達也**
- IV-3 周期構造からのコヒーレントな放射…………… 315
 (科研, 工学部応用物理*, 核理研**)
 伊師 君弘, 柴田 行男, 高橋 俊晴, 荒井 史隆,
 井原 泰介, 佐藤 康彦, 長谷部 茂, 蔦谷 勉,
 大坂 俊明, 池沢 幹彦, 近藤 泰洋*, 中里 俊晴**,
 浦澤 茂一**, 小山田正幸**, 山川 達也**
- IV-4 多チャンネル遠赤外配列検出器によるコヒーレント放射光の検出…………… 323
 (工学部応用物理, 科研*, 核理研**)
 近藤 泰洋, 鈴木 吉朗, 下山 克彦, 高橋 俊晴*,
 伊師 君弘*, 荒井 史隆*, 木村 真一*, 佐藤 康彦*,
 長谷部 茂*, 蔦谷 勉*, 柴田 行男*, 大坂 俊明*,
 池沢 幹彦*, 浦澤 茂一**, 中里 俊晴**,
 小山田正幸**, 山川 達也**
- IV-5 多層薄膜から放出される遷移放射の共鳴効果…………… 330
 (京都大工学部, 核理研*)
 田中 隆次, 栗田 高明, 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*
- IV-6 ワイヤースキャナーによるビームプロファイルモニターのビーム試験…………… 340
 (高エネルギー研, 核理研*)
 早野 仁司, 浦川 順治, 吉岡 正和, 菊地 光男,
 内藤 孝, 山川 達也*, 小山田正幸*, 浦澤 茂一*,
 中里 俊晴*
- IV-7 超冷中性子検出器の開発研究 (Natural Li 化合物) …………… 351
 (東北学院大工学部, 理学部物理*, 核理研*)
 樋口 正人, 佐藤 稔, 浅倉 富子, 安積 隆夫,
 北垣 敏男*, 佐藤 武郎*, 新村 信雄**, 今野 収**

Research Report Laboratory of Nuclear Science
Volume 26, Number 2, December 1993
Contents

I Nuclear Physics

- I - 1 Study of $^{12}\text{C}(e, e' p)^{11}\text{B}$ Reactions at Energy Transfer of 40MeV II 173
Takahiro Tadokoro, Masumi Sugawara, Akimune Takahashi, Eiji
Tanaka, Tadaaki Tamae, Hiroaki Tsubota, Tomoaki Hotta and
Haruhisa Miyase
- I - 2 Study of Giant Resonance in $^{92}\text{Mo}(e, e' p)$ Reaction178
Eiji Tanaka, Tetsuo Miura, Tomoaki Hotta, Akimune Takahashi,
Tadaaki Tamae, Masumi Sugawara, Haruhisa Miyase and Hiroaki
Tsubota
- I - 3 Study of the $^{31}\text{P}(\gamma, p)$ Reaction at $E_\gamma=55-88\text{MeV}$ 184
Hideto Matsuyama, Sachiko Ito, Hideaki Itoh, Osamu Konno, Kazushige
Maeda, Takaoki Sasaki, Toshimi Suda, Tatsuo Terasawa and M. N.
Thompson

II Material Science

- II - 1 Spectroscopy by Coherent Transition Radiation in the Far - infrared and
Millimeter Wavelength Region II 191
Taisuke Ihara, Toshiaki Ohsaka, Toshiharu Takahashi, Shigeru Hasebe,
Kimihiro Ishi, Yukio Shibata, Tsutomu Tsutaya, Fumitaka Arai,
Yasuhiko Sato, Mikihiro Ikezawa, Yasuhiro Kondo, Toshiharu Nakazato,
Shigekazu Urasawa, Masayuki Oyamada and Tatsuya Yamakawa

III Radiochemistry

- III - 1 Chemical Behavior of Recoil Atoms in Metallocenes, Metallocene Derivatives
and Cyclodextrin Inclusion Compounds 197
Hideaki Matsue, Iwao Yamaguchi, Tsutomu Sekine and Kenji Yoshihara

III - 2	Determination of Fluorine in Standard Rock Materials by Photon Activation.....	209
	Hiroyuki Sakurai, Minoru Takeya, Yasumasa Sayama, Kazuyoshi Masumoto and Tsutomu Ohtsuki	
III - 3	Photon Activation Analysis of Trace Elements in the Soil.....	213
	Michiko Fukushima, Nobuyoshi Takahashi, Mitsuyasu Chiba and Takashi Sakata	
III - 4	Petrology and Magma Plumbing System of the Late Pleistocene Kiso - Ontake Volcano, Central Japan	219
	Jun - ichi Kimura and Takeyoshi Yoshida	
III - 5	Michoac'an - Guanajuato Volcanic Field, Mexico : 1. Trace Element Geochemistry of Alkaline and Calc - alkaline Rocks	256
	Toshiaki Hasenaka, Takeyoshi Yoshida and Ken - ichiro Aoki	
III - 6	Michoac'an - Guanajuato Volcanic Field, Mexico : 2. Geochemical Characteristics of Continental Margin Arc Volcanics	278
	Toshiaki Hasenaka, Takeyoshi Yoshida and Ken - ichiro Aoki	
IV Accelerator and Instrumentation		
IV - 1	Bunch Length Measurement by Coherent Radiation	297
	Toshiharu Nakazato, Masayuki Oyamada, Shigekazu Urasawa, Tastsuya Yamakawa, Yasuhiro Kondo, Yoshihiro Suzuki, Katsuhiko Shimoyama, Toshiharu Takahashi, Kimihiro Ishi, Fumitaka Arai, Shin - ichi Kimura, Yasuhiko Sato, Shigeru Hasebe, Tsutomu Tsutaya, Yukio Shibata, Toshiaki Ohsaka and Mikihiro Ikezawa	
IV - 2	Coherent Cherenkov Radiation from Dielectrics	304
	Yukio Shibata, Kimihiro Ishi, Toshiharu Takahashi, Shigeru Hasebe, Taisuke Ihara, Tsutomu Tsutaya, Toshiaki Ohsaka, Mikihiro Ikezawa, Yasuhiro Kondo, Toshiharu Nakazato, Shigekazu Urasawa, Masayuki Oyamada and Tatsuya Yamakawa	
IV - 3	Coherent Radiation from Periodic Structure	315

Kimihiro Ishi, Yukio Shibata, Toshiharu Takahashi, Fumitaka Arai,
Taisuke Ihara, Yasuhiko Sato, Shigeru Hasebe, Tsutomu Tsutaya,
Toshiaki Ohsaka, Mikihiko Ikezawa, Yasuhiro Kondo, Toshiharu
Nakazato, Shigekazu Urasawa, Masayuki Oyamada and Tatsuya
Yamakawa

- IV-4 Multichannel Detection of Coherent Radiation by a Far Infrared Array
Detector 323
Yasuhiro Kondo, Yoshiro Suzuki, Katsuhiko Shimoyama, Toshiharu
Takahashi, Kimihiro Ishi, Fumitaka Arai, Shinichi Kimura, Yasuhiko
Sato, Shigeru Hasebe, Tsutomu Tsutaya, Yukio Shibata, Toshiaki
Ohsaka, Mikihiko Ikezawa, Shigekazu Urasawa, Toshiharu Nakazato,
Masayuki Oyamada and Tatsuya Yamakawa
- IV-5 Resonance Effect of Transition Radiation Emitted from Multilayered Foil
Target 330
Takashi Tanaka, Takaaki Awata, Akio Itoh, Nobutsugu Imanishi,
Tatsuya Yamakawa, Masayuki Oyamada, Shigekazu Urasawa and
Toshiharu Nakazato
- IV-6 Beam Test of Wire Scanner Beam Profile Monitor 340
Hitoshi Hayano, Junji Urakawa, Masakazu Yoshioka, Mitsuo Kikuchi,
Takashi Naito, Tatsuya Yamakawa, Masayuki Oyamada, Shigekazu
Urasawa and Toshiharu Nakazato
- IV-7 Investigation on Ultra Cold Neutron Detectors 351
Masato Higuchi, Minoru Sato, Tomiko Asakura, Takao Asaka, Toshio
Kitagaki, Takeo Sato, Nobuo Niimura and Osamu Konno

I. 原 子 核 物 理

エネルギー移行40MeV における $^{12}\text{C}(e,e' p_0)$ 反応の研究 II

核理研, 理学部物理*

田所孝広・菅原真澄・高橋哲宗

田中英二・玉江忠明・坪田博明*

堀田智明・宮瀬晴久*

§ 1. はじめに

双極子巨大共鳴 (GDR) を越えた励起エネルギー40MeV の領域での $(e,e' p)$ 反応では準弾性散乱のような直接放出過程の効果が増大して来ることが予想されるが, 巨大共鳴 (集団運動励起) と直接放過程のどちらが支配的な反応過程であるかは, まだ明確にはなっていない。

陽子放出に対する集団運動の影響を求めるために RPA 計算が行われていて, 実験値のおおよその傾向についての説明が可能になっている。しかし, 現在主に行われている $1p-1h$ 状態に限定した RPA 計算では共鳴状態の崩壊, 特に $2p-2h$ 状態等のより複雑な状態への遷移を取り入れていないので, 核子放出断面積が正確には出ていないと言う欠点がある。角度分布などに見られるような実験値との不一致がこの様な理論計算の不完全さに原因があるのではないかと考えられる。

これらの不確定さを取り除くためには, 理論計算の精密化とともに, 中性子放出を含めた核子放出断面積の測定値を蓄積し, 理論値と計算値の詳しい比較検討を行うことが必要である。

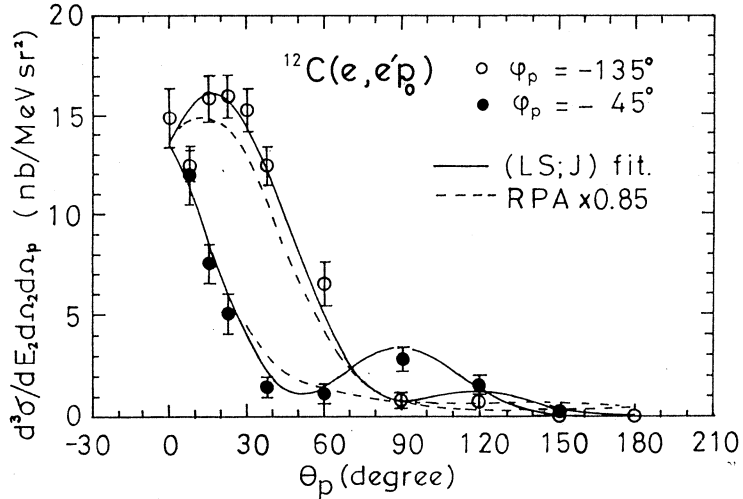
前回の実験¹⁾ は, 遷移振幅の縦-横干渉項を測定し, これが遷移振幅間の位相, あるいは相対強度に強く影響されることから, 直接過程と集団励起の寄与の割合を定量的に示すことを目的として行われた。その結果, 移行エネルギー40MeV においても集団運動励起の寄与の大きいことが明らかになった。

実験で求めた干渉項は非干渉項と殆ど同じ大きさを持ち, 前方角での負の値から 90° 付近で正の値に変わると言う特徴を持っている。このことから, 縦方向振幅に対する横方向振幅の割合が直接過程のみの場合よりもより大きく, GDR 等の集団運動の励起, 特に四重極励起 (GQR) の寄与が無視できない大きさであることが推測された。

しかし, 前回の実験は角度分布を広い範囲にわたって測定することを目的にしたこと, 重要な角度である 90° の測定値が陽子検出器の不安定さから信頼性に乏しいと言う事情があった。そこで今回の実験では 90° を中心として角度分布の再測定を行うことにした。

§ 2. 測定及び結果

測定に使用した装置は前回¹⁾と殆ど同じであるが、陽子の検出角度は $(\phi_p, \theta_p) = (-135^\circ, 90^\circ), (-45^\circ, 90^\circ), (-135^\circ, 120^\circ)$ の3点に重点をおいて測定し直した。その測定結果と前回の結果をまとめた角度分布を第1図に示した。



第1図 黒丸(白丸)の点は方位角 -135° (-45°)で測定された部分断面積。実線は(LS; J)遷移振幅で合わせた計算値。鎖線はRPAの理論値。

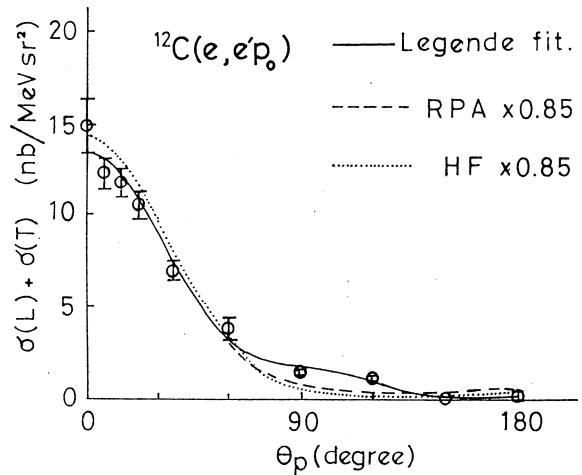
今回の $\theta_p = 90^\circ$ の測定値は、前回参考として示した値と一致していることが確認された。

Kleppinger-Walecka²⁾によると PWB Aでの $(e, e' p_0)$ 断面積は

$$\begin{aligned} \frac{d^3\sigma}{dE_2 d\Omega_2 d\Omega_p} &= \sigma(L) + \sigma(T) \\ &+ \sigma(CT) \cos \phi_p + \sigma(TT) \times \\ &\times \cos(2\phi_p) \end{aligned} \quad (1)$$

とかける。 $\phi_p = -45^\circ$ と -135° の和と差の断面積から、非干渉項と干渉項の微分断面積は次のように与えられる。

$$\sigma(S) = \sigma(L) + \sigma(T),$$



第2図 微分断面積の非干渉項。実線はルジャンドル多項式によって合わせた計算値。鎖線はRPA、点線はHF計算値。

$$\sigma(D) = \sigma(CT) \quad (2)$$

実験から得られた非干渉項を第2図に、

干渉項を第3図に示した。

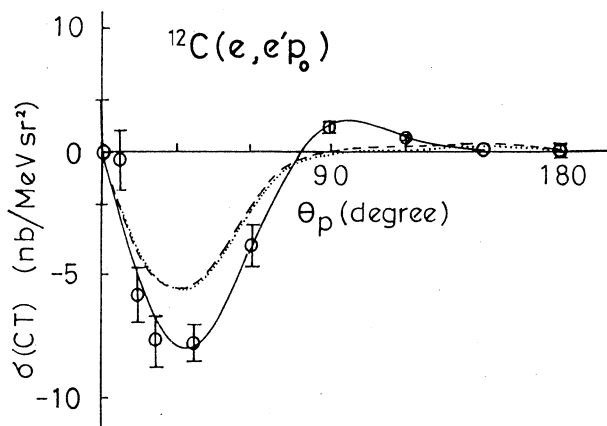
干渉項は非干渉項と殆ど同じ大きさを持っていることが分かる。

実験条件から運動量移行が $q=0.35$ fm^{-1} と小さいので励起多重極度を四重極までと考えて $l=4$ までのルジャンドル展開

$$\sigma(S) = \sigma_M \sum_{l=0}^4 a_l P_l(x_p)$$

$$\sigma(D) = \sigma_M \sum_{l=1}^4 c_l P_l^1(x_p)$$

$$x_p = \cos \theta_p$$



第3図 微分断面積の干渉項。説明は第2図と同じ。

で合わせた時の展開係数は第1表のようになった。四重極励起を表す a_4 係数が大きい値を持っていることが分かる。

第1表 微分断面積の非干渉項, 干渉項のルジャンドル展開係数。

l	0	1	2	3	4
a_l	4.1 ± 0.2	6.4 ± 0.3	4.5 ± 0.5	3.7 ± 0.4	1.5 ± 0.2
c_l		-2.1 ± 0.3	-3.4 ± 0.2	-2.5 ± 0.2	-0.7 ± 0.1

in unit of $10^{-5} (\text{MeV} \cdot \text{sr})^{-1}$

$d^2(e, e' p_0) / dE_2 d\Omega_2 = 4 \pi a_0 = 33 \pm 2 \text{nb} / \text{MeV} \cdot \text{sr}$.

§ 3. 考 察

$(e, e' p_0)$ 反応断面積の解釈としては、核内の陽子が入射電子の散乱によって核外にそのまま放出される直接過程が先ず考えられる。しかしその過程をPWIAで計算すると、今回のように運動量移行の小さいときには、断面積、角度分布を実験値に合わせるのが困難であることが ^{16}O の場合に指摘されている³⁾。今回の ^{12}C の場合も同様に常識的なパラメータの範囲では実験値を説明することは出来なかった。

一方、今回の実験条件に合わせたRPA計算がRyckebush^{4, 5)}によって行われた。この計算では核子間相互作用としてSKE2を使用し、残留核の基底状態 $^{11}\text{B}(\frac{1}{2}^-)$ へのスペクトロスコピック係数は、準弾性散乱領域で求められた $S=1.9$ としている。その計算結果を0.85倍し

たものを第1, 第2, 第3図の鎖線で示した。点線は1粒子-1空孔間の残留相互作用が無いとした時の計算でHF計算に相当する。図から分かるように非干渉項, 干渉項ともRPAとHF計算の間には殆ど差がみられない。

RPAの計算値は非干渉項の実験値と比較的良くあっているが, 干渉項の断面積は小さく実験値に合わない。この原因は縦波成分に対する横波成分の割合が実験値よりも小さいことにあると推測される。また90° から後方での大きな正の断面積が計算では出ていない。

これらの不一致は, RPA計算では横波成分の大きい集団運動の取入れ方が不十分で, とくにGQRが過小評価されているのためではないかと考えられる。Ryckebusch⁴⁾はこの原因として, RPA計算では集団励起状態が2p-2h等の複雑な状態へ崩壊する効果を取り入れていないために, 陽子放出にたいする共鳴の影響が小さく出ているのではないかと推測している。

この点を明らかにするには, 放出粒子の断面積を多重極毎に分解して各項の大きさを比較して見る必要がある。

(e, e' p) 微分断面積は Kleppinger, Walecka²⁾の (B4) 式から, 各チャンネル毎の遷移振幅

$$\begin{aligned} C(LS; J) &= c(LS; J) / \sqrt{4\pi q} \\ T(LS; J) &= t(LS; J) / \sqrt{2\pi q} \end{aligned} \quad (4)$$

を使って展開することができる。但し, これらの式は前回の報告で使用したものより一般的で直接過程にも適用できる式である。遷移振幅の多重極度の選択範囲等は前回と同じ $J=2$ までとした。実験値から得られた遷移振幅を第2表に記載した。

第2表 (e, e' p₀) 反応の (LS; J) 結合表示による遷移振幅, 及び各遷移に分離した微分断面積。

(LS; J)	(11; 0)	(01; 1)	(21; 1)	(11; 2)	(31; 2)
C(LS; J)	0.28±0.22	0.97±0.31	-3.40±0.30	0.69±0.24	-2.27±0.27
σ(C; LS; J)	0.028	1.00	12.3	0.84	9.1
T(LS; J)		-0.94±0.47	2.33±0.42	-0.45±0.19	1.63±0.21
σ(T; LS; J)		0.86	5.3	0.33	4.3

$d^2\sigma(e, e' p_0)/dE_2 d\Omega_2 = \sum_{J, L, (S=1)} \{ \sigma(C; LS; J) + \sigma(T; LS; J) \} = 34 \text{ nb/MeV} \cdot \text{sr}$
 C(LS; J) and T(LS; J) in unit of $10^{-3} (\text{MeV} \cdot \text{sr})^{-1/2}$
 σ(C or T; LS; J) in nb/MeV · sr.

ここではC(01; 1)を基準値として正実数に取り, 他の項は基準値に対する位相差を与えている。但し簡単のために位相差は0あるいはπであると仮定した。前回は基準値C(01; 1)の値を負としたが, これは実験的に決まらない量なので今回は正とし, 見やすくしてある。各遷移振幅の値は前回求めた値と誤差の範囲で一致している。

この遷移振幅から陽子放出角で積分した断面積

$$\frac{d^2 \sigma(e, e', p_0)}{dE_2 d\Omega_2} = 4 \pi \sigma_M a_0 = \sigma(C0) + \sigma(C1) + (C2) + \sigma(T1) + \sigma(T2)$$

$$\sigma(CJ) = \sum_{L,S=1} \sigma(C; LS; J) = 4 \pi \sigma_M V_L \sum_{L,S=1} A_0(S; LJ; LJ) |C(LS; J)|^2$$

$$\sigma(TJ) = \sum_{L,S=1} \sigma(T; LS; J) = 4 \pi \sigma_M V_T \frac{1}{2} \sum_{L,S=1} B_0(S; LJ; LJ) |T(LS; J)|^2 \quad (5)$$

を求めると $\sigma(C0)=0.03$, $\sigma(C1)=13.3$, $\sigma(C2)=9.9$, $\sigma(T1)=6.2$, $\sigma(T2)=4.6$ [nb/MeV sr²] となる。これから四重極成分は双極成分と殆ど変わらない大きさを持っていることが分かり、RPA計算と実験値とのくいちがいから四重極成分の効果が大きいとした推論が裏づけられた。多重極分解については各遷移振幅の位相差を0あるいは π に限ると言う仮定をしているなどの問題点はあるが、励起エネルギー40MeVの領域でGQRからの影響があるという結論は間違い無いものと考えられる。

今回得られた四重極励起の大きさが2p-2hへの崩壊を取り入れRPA計算で説明できるかどうかは非常に興味があり、理論計算の進展が待たれる。また実験的には、運動量移行、エネルギー移行の広い範囲で(e,e'p)反応断面積の測定を行い、理論値との比較を行う必要がある。

参 考 文 献

- 1) 田所孝弘, 高橋哲宗, 堀田智明, 田中英二, 玉江忠明, 菅原真澄, 宮瀬晴久, 坪田博明: 核理研研究報告 25 (1992) 145.
- 2) W.E.Kleppinger and J.W.Walecka: Ann. of Phys. 146 (1983) 349.
- 3) V.F.Dmitriev, D.M.Nikolenko, S.G.Popov, I.A.Rachek, D.K.Toporkov, E.P.Tsentalovich, B.B.Woitsekhowski and V.G.Zelevinski: Nucl. Phys. A464 (1987) 237.
- 4) J.Ryckebusch: private communication.
- 5) J.Ryckebusch, K.Heyde, D.Van Neck and W.Waroquier: Nucl. Phys. A503 (1989) 694.

(e, e' p) 実験による ^{92}Mo の巨大共鳴の研究

核理研, 理学部物理*

田中英二・三浦哲生・堀田智明

高橋哲宗・玉江忠明・菅原真澄

宮瀬晴久*・坪田博明*

$N=50$ 核 ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , および ^{92}Mo の (γ , p) 反応による放出陽子の収量曲線を測定し, それを解析して双極子巨大共鳴 (GDR) 領域の断面積を求める実験が核理研の庄田らによって行われた¹⁾. この $\sigma(\gamma, p)$ と $\sigma(\gamma, n)$ ²⁾ とを比較することにより, GDR の $T_{<}$ と $T_{>}$ の分離エネルギー, 総和則に関する情報がえられた。

$N=50$ 核では, 陽子と中性子の放出比 $\sigma(\gamma, p) / \sigma(\gamma, n)$ の値が $T_{<}$ GDR 領域ではほぼ一定で0.1であることが見出されたが, ^{92}Mo の場合はデータの質が劣るため, $T_{<}$ と $T_{>}$ 領域との間で明瞭な変化は示されなかった¹⁾。

^{92}Mo の GDR 領域の断面積と角分布からアイソスピン効果と多重極に関する信頼のおける情報を得ることを目的として, 我々は今回 (e, e' p) 反応同時計数実験を行った。

解析は現在進行中であるので, 今回は陽子スペクトル, 角分布に関してのみ簡単な報告をする。

§ 1. 実 験

実験は SSTR からの連続電子ビームを用いて行った。厚さ $8.9\text{mg}/\text{cm}^2$ (98.3%濃縮) の ^{92}Mo 標的をエネルギー (E_0) 129MeV の電子線で照射した。電子散乱角 θ_e は 26° , 移行エネルギー ω は17から27MeV, 移行運動量 q は 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ー (LDM) によって運動量を分析し, 焦点面上の垂直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。放出陽子は3層の半導体検出器 ($50\ \mu\text{m}$, 1mm, 1mm) からなるテレスコープで検出した。このテレスコープはエネルギー約2MeV以上の放出陽子を測定できる。テレスコープの方位角 ϕ_p は -90° に固定し, 極角 θ_p は 0° , 30° , 60° , 90° , 120° , 150° , 180° に設定した。標的から検出器までの距離は $\theta_p = 0^\circ$ と 180° を除き136mm である。 $\theta_p = 0^\circ$ と 180° では116mm である。各テレスコープの前面には $15\text{mm}\ \phi$ (177mm^2) のユリメーターを設置した。但し, q 方向のそれは $12.7\text{mm}\ \phi$ (126mm^2) である。検

出器系の架台の詳細は文献3に示されている。

尚, $\theta_p = 120^\circ$ と 150° の点は検出器の回路系と SSD の故障により測定できなかった。

§ 2. 解析結果

テレスコープのエネルギー較正はエネルギー損失の計算値と (e, p) シングルアームで測定した実験値 ($\Delta E - E$ プロット) とを比較して行った。

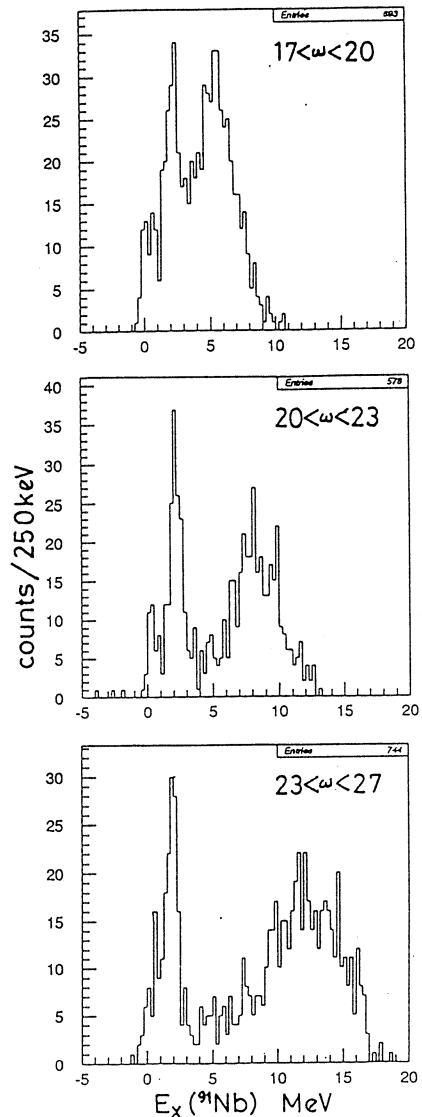
^{92}Mo (e, e'p) 反応の残留核 ^{91}Nb への放出陽子エネルギー分布を第1図に示す。上から順に移行エネルギーが $17 < \omega < 20$, $20 < \omega < 23$, $23 < \omega < 27 \text{ MeV}$ の領域からの崩壊スペクトルである。この実験の陽子エネルギー分解能は約 800 keV である。この図は陽子放出の閾値エネルギー (7.5 MeV) を考慮して、横軸を残留核の励起エネルギーに変換してある。図からわかるように $E_x \sim 0 \text{ MeV}$ と $E_x \sim 2 \text{ MeV}$ に鋭いピークがあり, $E_x \geq 4 \text{ MeV}$ に巾の広い隆起がある。鋭いピークはそれぞれ ^{91}Nb の基底状態 ($9/2^+$) と第1励起状態 ($0.10 \text{ MeV}; 1/2^-$) へ崩壊するダブルットと第4, 第5, 第6励起状態 ($1.32; 3/2^-, 1.62; 3/2^-, 1.85 \text{ MeV}; 5/2^-$) へ崩壊するトリプレットと推定される。陽子ピックアップ反応, 例えば ^{92}Mo (t, α) ^{91}Nb 反応で測定される α 粒子のスペクトルでもこれらの状態へ強く残すことが示されている⁴⁾。

一方, 巾の広い隆起は蒸発過程によるものと推定される。

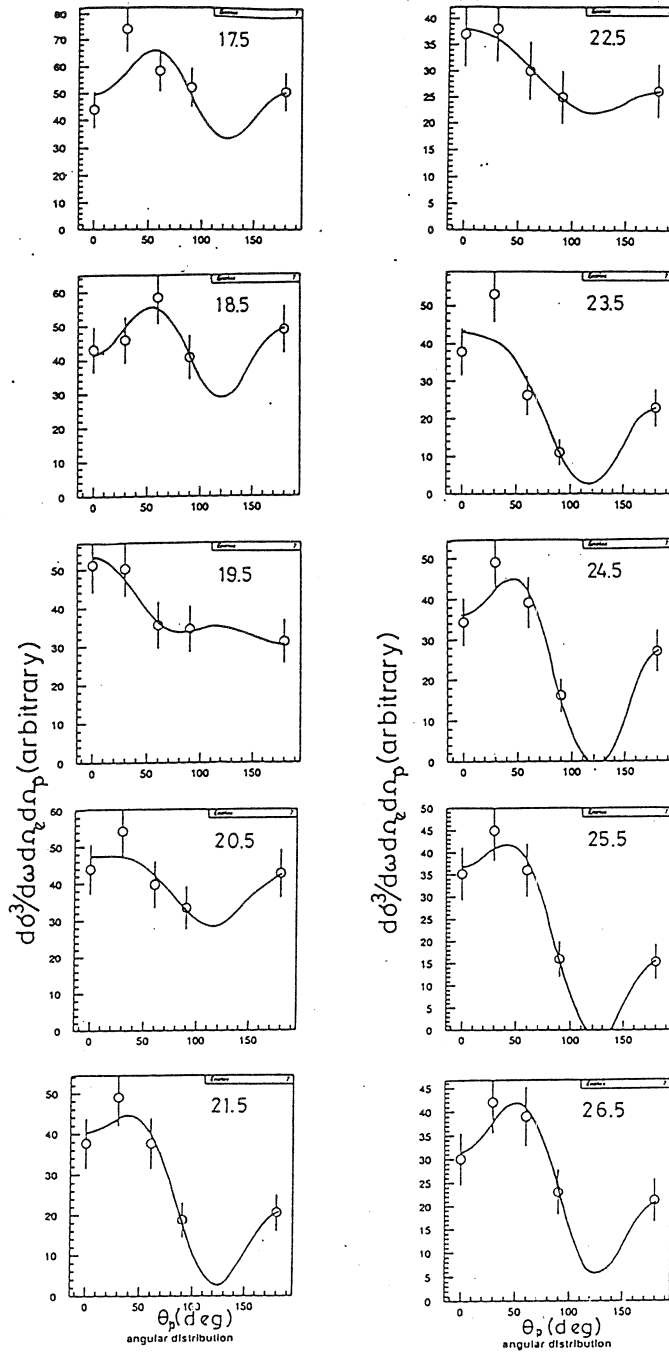
移行エネルギー ω を 17 MeV から 27 MeV まで 1 MeV 間隔に分け, 各領域からの全放出陽子の角分布を示したのが第2図である。実線は角分布 $W(\theta_p)$ を

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

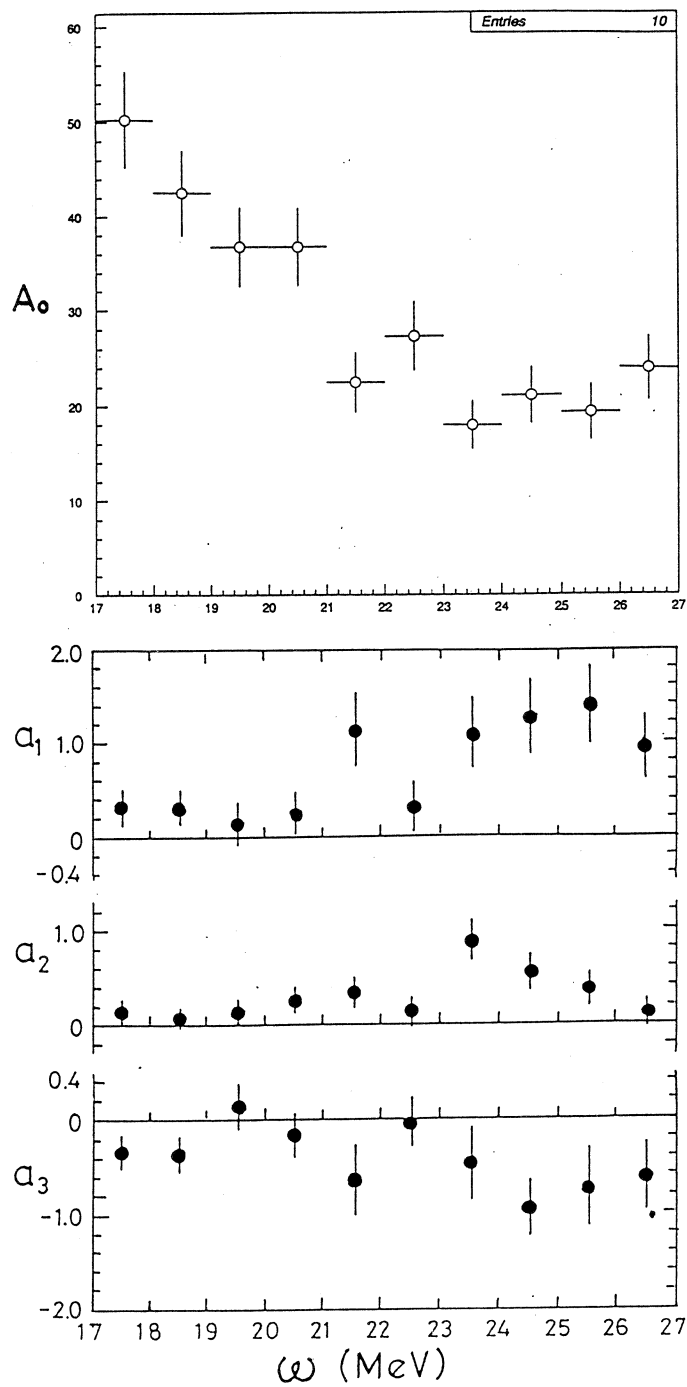
であてはめたものである。データ点が少ないので $i = 3$ までとった。 ω が 17.5 と 18.5 MeV 領域の角分布は



第1図 ^{92}Mo (e, e'p) 反応の残留核 ^{91}Nb の状態へのエネルギー分布。



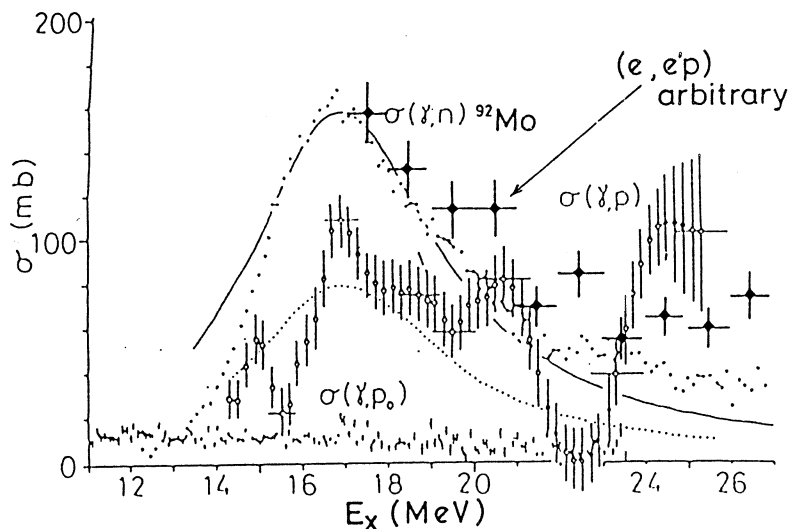
第2図 $^{92}\text{Mo}(e, e'p)^{91}\text{Nb}$ 反応の角分布。実線は Legendre 多項式によるあてはめ。



第3図 $^{92}\text{Mo}(e, e'p)^{91}\text{Nb}$ 反応の角分布をあたはめた Legendre 多項式の係数。

対称的であるが、移行エネルギーが大きくなると非対称性がみられる。

第3図に Legendre fit のパラメータを移行エネルギーに対してプロットして示した。 $\omega \geq 24\text{MeV}$ 領域で a_1 , a_3 の値が大きいのが特徴的である。



第4図 ^{92}Mo ($e, e'p$) 反応断面積 (\ast), 但し縦軸は任意。庄田らの文献¹⁾の図8に我々のデータを重ねて図示した。

第4図は庄田らの文献1の図に、我々の得た A_0 の値をプロットしたものである。断面積の絶対値はまだ得られていないので、縦軸の単位は任意である。庄田らは $\omega = 20.5\text{MeV}$ が $T_>$ 状態としている。我々のデータでもこのエネルギー近傍が肩になっているのがみえる。庄田らは (γ, p) 断面積を、放出陽子の収量曲線を解析し、 $E_\gamma = 20\text{MeV}$ で照射したとき得られた角分布を解析した全領域にわたって同一と仮定して求めている。そのため、 $\omega = 23.5\text{MeV}$ 近傍で谷となり、それから急激に大きくなる $\sigma(\gamma, p)$ となっている。しかし、我々のデータでは前者は幾分もり上がり、後者は庄田らの断面積と比較するとかなり弱い、尚相当の強さがある。液滴モデルによると E2 共鳴のエネルギーは E1 共鳴の1.6倍のところにあると予測されるので、庄田らおよび Bergère らは $\omega = 27\text{MeV}$ 領域の断面積には E2 成分の寄与があると推定している^{1, 2)}。我々の得た角分布の結果(第2図, 第3図)によると $\omega = 17 \sim 19\text{MeV}$ では典型的な E1 パターンを示し、 $\omega \geq 24\text{MeV}$ では E2 成分の寄与が明らかである。 $T_>$ 状態と考えられる $\omega = 20.7\text{MeV}$ の前後のエネルギー領域で角分布が変化していることが認められるのは興味のあるところである。

今回の実験では陽子エネルギースペクトルはよい分解能で測定することができた。しかし、

$\theta_p=120^\circ$ と 150° の点で角分布を測定できなかったことは残念である。次回の実験では $\omega=17$ MeV以下と27MeV以上の移行エネルギー領域の測定を行う予定である。

参 考 文 献

- 1) K. Shoda *et al.*: Nucl. Phys. **A239** (1975) 397.
- 2) R. Bergère *et al.*: *Proc. Int. Conf. on photonuclear reactions and applications*, ed. B. L. Berman, (1973) p. 525.
- 3) Y. Kawazoe *et al.*: J. Phys. Soc. Japan **57** (1988) 2869.
- 4) R. Chapman *et al.*: Nucl. Phys. **A196** (1972) 347.

Study of the $^{31}\text{P}(\gamma, p)$ reaction at $E_\gamma = 55\text{-}88$ MeV

H. Matsuyama, S. Ito, H. Itoh, O. Konno, K. Maeda[†], T. Sasaki, T. Suda[†]
 T. Terasawa and M. N. Thompson[‡]

Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University, Sendai 982, Japan

[†]*Department of Physics, Tohoku University, Sendai 980, Japan*

[‡]*School of Physics, The University of Melbourne, Parkville 3052, Australia*

Photoprotons from the $^{31}\text{P}(\gamma, p)$ reaction were measured at tagged photon energies ranging from 55 to 88 MeV, and at proton emission angles of 30° , 45° , 65° , 75° and 90° . Differential cross sections were deduced and compared with the results of the $^{31}\text{P}(e, e'p)$ measurement.

§1. Introduction

Recent comparative studies between (γ, p) and quasi-elastic $(e, e'p)$ reactions on $^{10}\text{B}^{1)}$ and $^{27}\text{Al}^{2)}$ have shown large excess strengthes in the differential cross section for (γ, p) reactions at high missing momentum. Since the $(e, e'p)$ reaction is thought as proceeds mainly through a direct one proton knockout process, these excess strengthes are thought to be attributed to different reaction mechanisms such as a two-nucleon photo-absorption in the (γ, p) reaction. The mechanisms other than the direct knockout process (DKO) in (γ, p) reactions were extensively studied for light nuclei. Gari and Hebach³⁾ included meson exchange currents (MEC), and initial and final state correlations (COR) via giant resonances, in their direct semi-direct model. The relative contributions of DKO+COR and DKO+COR+MEC on ^{12}C , $^{16}\text{O}(\gamma, p_0)$ cross sections at $E_\gamma = 60$ MeV were about 1 : 4. Cavinato *et al.*⁴⁾ made a continuum RPA calculation with a Skyrme force (SK3) for both Hartree-Fock and N-N interactions. The contributions of DKO and DKO+COR+MEC on ^{12}C , $^{16}\text{O}(\gamma, p_0)$ at $E_\gamma = 60$ MeV were about 1 : 3. If we assume that the MEC does not act on the mainly longitudinal $(e, e'p)$ process, the excess of the high momentum components in (γ, p) reaction over $(e, e'p)$ reaction is at most 4 in their frameworks. On the other hand, results of the comparative study on $^{10}\text{B}^{1)}$ and $^{27}\text{Al}^{1, 2)}$ showed that the excess

was a factor of 10. In order to clarify the reason for the discrepancy, more comparison between $(e, e'p)$ and (γ, p) reactions for a wider range of residual states will be needed. In the present work, we chose the ^{31}P nucleus as the target. An excellent data for the quasi-elastic $(e, e'p)$ reaction on ^{31}P has been obtained recently at NIKHEF⁵⁾. Since there is a single proton outside the closed shell in the ground state configuration of ^{31}P , the effect of two nucleon correlations on the (γ, p_0) cross section is expected to be different from other transitions.

§2. Experiment

Tagged photons of energies ranging from 55 to 88 MeV were provided by the photon tagging facilities of the Laboratory of Nuclear Science at Tohoku University. The average intensity of photons was 6.5×10^5 /sec, and the energy resolution was 1.1 MeV for whole energy range. Amorphous phosphorus powders packed between two thin plastic films was used as the target. The thickness of the target was 154 mg/cm^2 . Protons were detected and identified by two kinds of ΔE -E type detectors, each were composed of 2 plastic scintillator ΔE counters and a NaI (TI) E counter, and a plastic scintillator ΔE counter and a plastic scintillator E counter. The solid angle spanned by one proton detector was 37 msr.

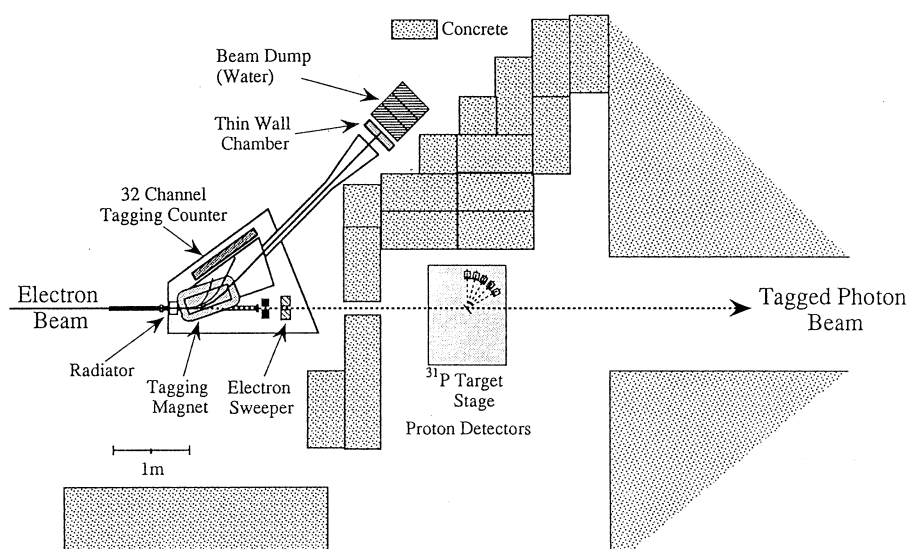


Fig. 1. Experimental set up.

Altogether 15 detectors were placed around the target with proton emission angles at 30° , 45° , 65° , 75° and 90° . A schematic view of the experimental set up is shown in Fig. 1. A typical photoproton spectra are shown in Fig. 2. The poor energy resolution (3 MeV FWHM) of the present experiment failed to distinguish possible populations to individual low-lying levels of ^{30}Si . The spectrum also contains a continuous part mainly comes from the $^{31}\text{P}(\gamma, pn)$ reaction. The contribution of the continuum was estimated by a quasi-deuteron model⁶⁾, where the momentum of a quasi-deuteron was assumed as a superposition of the single particle momentum of a proton and a neutron in each shells of ^{31}P . The Levinger factor of $L = 7.8$ was employed in the calculation. The results of the estimated continuum are shown as solid lines in Fig. 2.

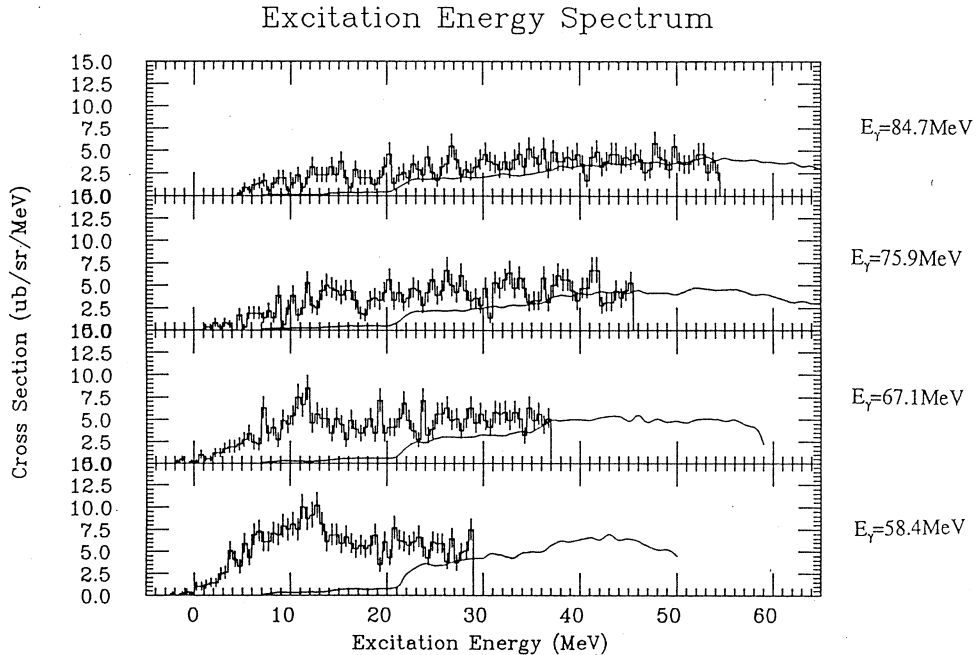


Fig. 2. Photoproton spectra at $= 30^\circ$

§ 3. Results

3.1 Comparison with $(e, e'p)$ data

Recently, the result of the quasi-elastic $(e, e'p)$ reactions on ^{30}Si , ^{31}P , and ^{32}S nucleus was published by Wesseliny et al.⁵⁾ In the $^{31}\text{P}(e, e'p)$ experiment, they observed populations to 9 levels in a region of excitation energies up to 7.6 MeV, and to unresolved states up to

24MeV. They classified all transitions into $l = 0, 1$ and 2 corresponding to the proton knockouts from $2s, 1p$ and $1d$ shells. These are $l = 0; E_x = 0.0$ MeV, $l = 2; E_x = 2.24, 3.50, 3.79, 5.23, 6.84$ and 7.63 MeV, and $l = 1; E_x = 10$ MeV and above. They deduced spectroscopic factors for each levels, and bound state wave functions (b. s. w. f.) for each shells by a DWIA analysis of the data. Since the energy resolution of the present (γ, p) spectra is poor, comparisons with the $(e, e' p)$ data by individual levels are not possible. We divided the (γ, p) spectrum into 6 parts, whose centroid excitation energies were chosen as 0.0, 2.2, 5.2, 7.6, 10.6 and 13.0 MeV. The first 4 parts include peaks prominently observed in the $(e, e' p)$ spectrum, and the last 2 parts take in two bumps observed in the (γ, p) spectrum. We classified the 1st part as $l = 0$, 2nd to 4th as $l = 2$, and the 5th as $l = 1$, according to the classification of the $(e, e' p)$ data. The last one at $E_x = 13$ MeV was classified as $l = 1$, since, although no significant population was found in the $(e, e' p)$ data, a dipole strength had been observed in the $^{26}\text{Mg}(\alpha, \gamma)^{30}\text{Si}$ reaction⁷⁾. The cross sections for each partitions were deduced from the (γ, p) spectra by subtracting the calculated continuum and by fitting with sum of Gaussians which have each centroid energies and a width of 3 MeV FWHM.

3.2 Momentum distribution

The $(e, e' p)$ differential cross section is expressed in DWIA as a multiple of the off-shell e-p cross section and the distorted momentum distribution,

$$\frac{d^6 \sigma}{dE_e d\Omega_e dE_{p'} d\Omega_{p'}} = K \cdot \sigma_{ep} \cdot |F^D(\vec{P}_m, \vec{P}')|^2 \quad (1)$$

$$F^D(\vec{P}_m, \vec{P}') = \int d_{\vec{p}_i} X_{\vec{p}_i}^{(-)}(\vec{q} + \vec{P}_i) \phi_n(\vec{P}_i)$$

$$\vec{P}_m = \vec{P}' - \vec{q}$$

where, K is a kinematical factor, q is a momentum transfer, and P_i and P' are initial and final momentum of the proton, respectively. Fitting the calculated cross sections with the $(e, e' p)$ data they deduced spectroscopic factors and b.s.w.f., ϕ_n , as well as the distorted momentum distributions. In order to facilitate the comparison between the $(e, e' p)$ and the (γ, p) cross sections, we also assume the factorized form of the (γ, p) cross section.

$$\frac{d\sigma}{d\Omega} = \frac{\pi e^2}{2} \frac{P'^2}{k_\gamma} \frac{dP'}{dE_{P'}} \left(\frac{P'^2}{M^2} \sin^2 \theta + \frac{k_\gamma^2}{2M^2} \mu_p^2 \right) \cdot |F^D(\vec{P}_m, \vec{P}')|^2 \quad (2)$$

$$\vec{P}_m = \vec{P}' - \vec{k}_\gamma$$

We derived the experimental distorted momentum distributions for the (γ, p) process by using above expressions. Since the kinematics, such as energies and angles of out-going protons, are different between the $(e, e'p)$ and the (γ, p) experiments, we extrapolated the $(e, e'p)$ results into the (γ, p) kinematical region by DWIA calculations using the same spectroscopic factors and b.s.w.f. deduced from the $(e, e'p)$ data. We have used DWUCK-4

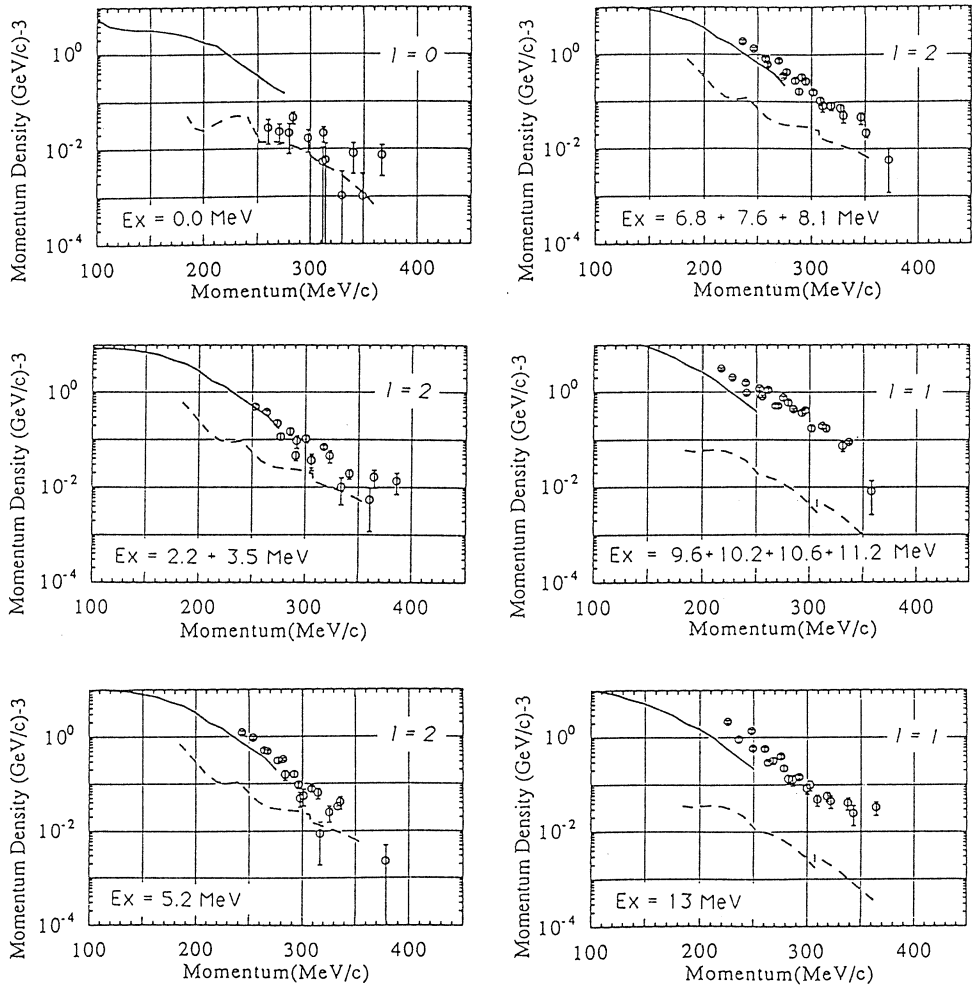


Fig. 3 : The distorted momentum distributions of protons for the $^{31}\text{P}(\gamma, p)$ experiment. Also shown are the $(e, e'p)$ results⁵⁾ (solid), and its DWIA extrapolations to the (γ, p) kinematics (dashed line).

code⁸⁾ for the calculation. The calculated and the experimental momentum distributions for the (γ, p) reaction are compared in Fig. 3. As one can see from the figure, the (γ, p) data exceed the DWIA results based on the $(e, e' p)$ data by 10 to 100 times, except for the ground state transition. The ground state transition, which might be considered as a knock-out of a single proton outside the closed $d_{5/2}$ shell, agree well with the $(e, e' p)$ result. The discrepancy of $(e, e' p)$ and (γ, p) tends to increase when we go to $l = 2$ and $l = 1$ transitions. If we attribute the discrepancies to a possible presence of multi-nucleon process in the (γ, p) reaction, the contribution might become more prominent in deeper shells. The average discrepancy seems larger than the contributions of MEC in the microscopic calculations^{3,4)} for 1 p shell nuclei, however, for further discussions of MEC, a detailed study concerning the feasibility of the DWIA analysis might be needed. The use of an energy dependent optical potential for protons with various energies in the (γ, p) reaction can cause orthogonal deficiencies between bound and scattering state wave functions⁹⁾, and moreover, the factorized forms of eqs. (1) and (2) are only approximately valid⁹⁾.

§ 4. Summary

A comparison between the $^{31}\text{P}(e, e' p)$ and $^{31}\text{P}(\gamma, p)$ data has been made in a framework of a direct one-nucleon knockout hypothesis. Due to a poor energy resolution of the present (γ, p) results, the comparison was made between six partitions in the (γ, p) spectrum with sums of levels populated in the $(e, e' p)$ experiment. The discrepancies between the distorted momentum distributions deduced from the (γ, p) and $(e, e' p)$ data have been observed. This discrepancy seems to increase with shells from which the proton is knocked out.

References

- 1) L. J. de Bever : Ph. D. Thesis, University of Amsterdam.
- 2) A. Sada *et al.* : Nucl. Phys. **A551** (1993) 125.
- 3) M. Gari and H. Hebach : Phys. Rep. **72** (1981) 1.
- 4) M. Cavinato, M. Marangoni and A. M. Saruis : Nucl. Phys. **A422** (1984) 237.
- 5) J. Wesseliny *et al.* : Nucl. Phys. **A545** (1992) 519.
- 6) J. A. Eden *et al.* : Phys. Rev. **C44** (1991) 753.

- 7) J. P. Russell *et al.* : Nucl. Phys. **A187** (1972) 449.
- 8) P. D. Kunz : University of Colorado (unpublished).
- 9) S. Boffi *et al.* : Nucl. Phys. **A379** (1982) 509.

II. 物 性 物 理

コヒーレント遷移放射による遠赤外，ミリ波分光Ⅱ

科研，工学部応用物理*，核理研**

井原泰介・大坂俊明・高橋俊晴

長谷部茂・伊師君弘・柴田行男

蔦谷 勉・荒井史隆・佐藤康彦

池沢幹彦・近藤泰洋*・中里俊晴**

浦沢茂一**・小山田正幸**

山川達也**

1. 序 論

我々はコヒーレントな放射を光源とした遠赤外からミリ波領域の分光計測法を確立するための研究を行なっている。光源として見た場合コヒーレントな遷移放射は次のような特徴を持っている。1) 高輝度，2) 波長連続，3) パルス性，4) 可干渉性，5) 高偏光度。このような特徴のうち我々は高輝度，波長連続といった特徴を利用した分光計測法の研究を行っており，コヒーレント遷移放射は遠赤外からミリ波領域における新しい高輝度光源として利用できることを確認¹⁾した。しかしながらこれまでの実験^{1), 2)}において次のような問題があることがわかった。第1に光強度の時間変動を補正するために光学的な方法²⁾を採用しているが，その際に光ビームを偏光子で2つに分割しているため，遷移放射の偏光面が時間変動しているとスペクトルの再現性に影響を及ぼす恐れがあるという点。第2に光源の位置が光源光学系の焦点の位置とずれていたことによるスペクトルへの影響の恐れがあるという2点である。そこで我々は今回このような点をはっきりさせるための実験を行ない，いずれも問題のないことがわかった。実測例としてAs₂S₃，As₂Se₃ ガラスの吸収，反射スペクトルを測定し，今までの結果および高圧水銀灯によるスペクトルとの比較検討した。また電波吸収材として使われるエコソープの吸収，反射スペクトルを測定した。

2. 実験方法

光源部の模式図を第1図a)に示す。ライナックにより加速された電子は厚さ50 μ mのチタン箔で仕切られた真空容器の中へ導かれてくる。前回の実験では簡単のためこのチタン箔を電子が通過する際に発生する遷移放射を光源として分光実験を行なったが，その位置は光学系の

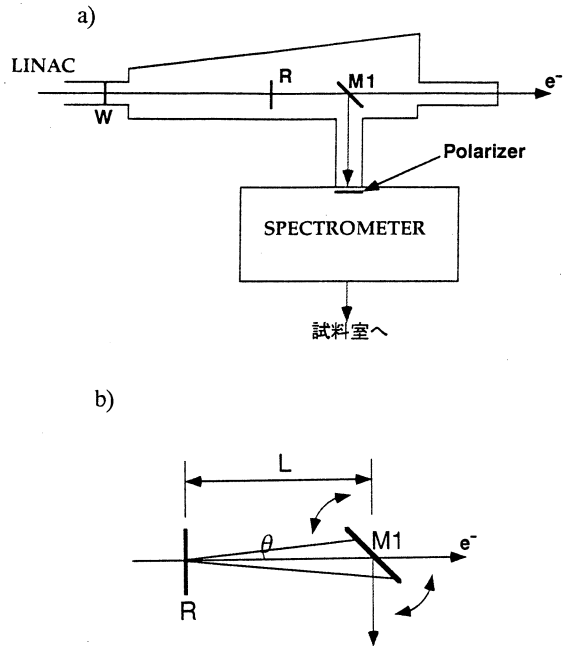
焦点ではなかったため、今回は集光系の焦点であるRの位置に厚さ $15\mu\text{m}$ のアルミ箔を設置しここからの遷移放射を光源として実験を行なった。放射体の位置をRに置いたことで前回に比べ遷移放射の形成長が 165mm と短くなり放射の強度が弱くなる³⁾ことが予想されたので、それを補うため今回は平均ビーム電流を前回の約 $1\mu\text{A}$ から約 $3\mu\text{A}$ と上げて実験を行った。

また、スペクトルのS/Nの向上には光すなわち取り出す放射の強度が強ければ強いほど良い。コヒーレント遷移放射は電子の進行方向に対しある角度分布を持って放射し、かつその角度分布が波長依存性を持つ³⁾ことから、それぞれの波長領域で取り出す放射の強度が最大になるよう第1図b)の様にM1のミラーを

波長 $0.7\sim 1.6\text{mm}$, $1.6\sim 2.8\text{mm}$, $2.8\sim 4\text{mm}$ のそれぞれの波長域で角度を振って測定を行なった。

ビーム電流の時間変動による光強度の変動を光学的に補正するために、分光計で分光した光をビームスプリッターで2つに分け一方を試料測定用に、他方を光変動モニター用に用いている。このビームスプリッターには偏光子を用いているが、もし遷移放射の偏光面が時間変動を伴っていると、ビームスプリッターでの光のシグナル用とモニター用への振り分けが時間変動を持つことになるので、モニターの機能がうまく働かない恐れがある。そこで今回は光を分光器に入れる直前に偏光子を入れ偏光面を一定にして実験を行なった。

この実験で用いた分光器は前回と同じ回折格子型の遠赤外分光計⁴⁾であり、検出器には液体He温度に冷却したシリコンボロメーターを用いた。電子は加速RF周波数 2856MHz で、 150MeV に加速される。パルス幅 $2\mu\text{s}$ 、パルスの繰り返し 300pps 、エネルギー幅 1% である。実験を通して2次電子放出モニターで測定した平均ビーム電流は約 $3\mu\text{A}$ である。



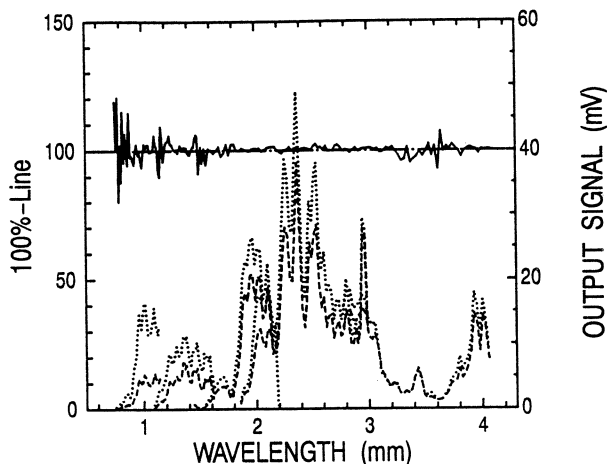
第1図

a) 光源部の概念図。W:Ti箔窓, R:アルミ箔(放射体), M1:アルミ箔ミラー,
b) 光源部の拡大図。M1のミラーを回転させることにより、それぞれの波長領域で取り出す遷移放射の強度を最大にする。

3. 実験結果

3.1 測定精度

実験のスペクトルの精度の目安として前回と同様に背景スペクトル(100%line)を測定したので、その結果を第2図に示す。また併せて検出器の出力を示してある。背景スペクトルを見ると全体的にスペクトルの直線性は良く、波長1.6~3.2mmの間では比較的良好なS/Nで測定で



第2図 背景スペクトル。実線が100%ライン。点線と破線はそれぞれシグナル用とモニター用の検出器の出力。

きたことがわかる。検出器の出力のスペクトルから判るようにその波長領域では出力が大きい、すなわち光の強度が強いことが判る。逆にS/Nのわるいところは光強度が弱いところである。

また、ミリ波のように長波長になるにつれ回折の効果が大きくなってくると、スリットなどによる回折のために迷光が混入しスペクトルに影響を及ぼすおそれがある。その点をチェックするために、試料測定光学系の最初の集光鏡を光吸収剤のエコソープで覆い、スペクトル強度を測定した。その結果正規の光路以外からの光強度はほとんど検出されず迷光は認められなかった。

3.2 吸収および反射測定

実際の測定例として第3図に代表的なカルコゲンガラスの一つである As_2S_3 の吸収スペクトルを示す。実線は光源に遷移放射を用いたときの、点線は高圧水銀灯を光源としマーチン・パレット型の干渉計を用いたときのスペクトルである。二つのスペクトルは共に同じ試料を用いてある。遷移放射を光源としたスペクトルには高分解測定による試料の干渉パターンが見られるが、値として二つのスペクトルは一致していると言えよう。

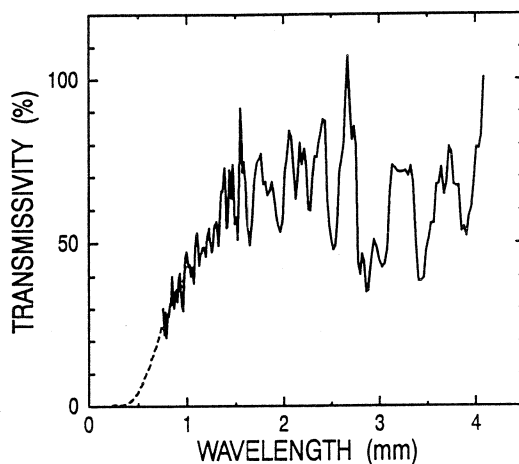
第4図には同じく As_2S_3 の反射スペクトルを示す。遷移放射によるスペクトルのS/Nはともかくとして値として二つのスペクトルは一致していると言える。波長3.2~3.5mmにブロードな構造が見られるがこの領域でこのような構造を持つとは考えにくく、また、他の試料にも共通してこのような構造が反射スペクトルに見られる。これは波長3mmより長波長域では光の強度が極端に弱くなるので本当の構造であるとは考えにくい。また、光の偏光面を固定した場合と、しない場合とで同じスペクトルが得られ、偏光面の時間変動はほとんどないことがわかった。

また我々は光吸収材および光反射防止材としてエコソープを用いているが、その特性が良く知られていないため、その反射、及び吸収スペクトルを測定した。その結果を第5図に示す。スペクトルからわかるように波長2mmより短波長域では、よい反射防止材、吸収材であることがわかった。

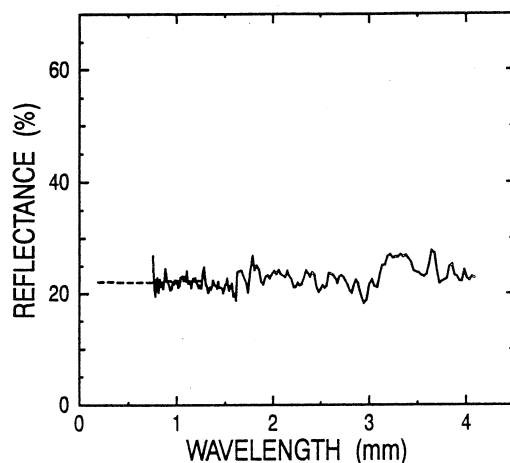
4. 結 論

コヒーレント遷移放射を光源とした遠赤外、ミリ波領域の分光計測における問題点を実験的に検討し、併せて2, 3の試料の吸収、反射スペクトルを測定し、次の結果を得た。

1. 遷移放射の偏光面の時間変動や光学系の迷光は認められなかった。
2. As_2S_3 , As_2Se_3 ガラスの波長0.7~4mmにおける反射、吸収スペクトルを測定し、光源に



第3図 As_2S_3 ガラスの吸収スペクトル。破線は光源に高圧水銀灯を、実線はコヒーレント遷移放射を用いた時のスペクトル。

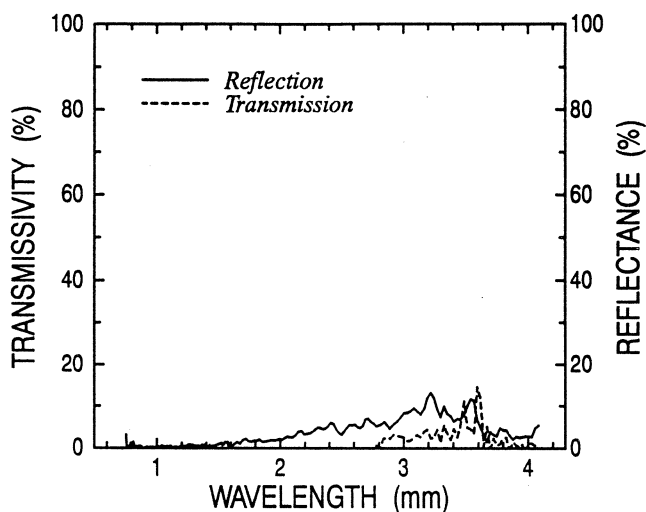


第4図 As_2S_3 ガラスの反射スペクトル。破線は光源に高圧水銀灯を、実線はコヒーレント遷移放射を用いた時のスペクトル。

高圧水銀灯を用い干渉分光計により得られた同一試料のスペクトルとの良いつながりが得られた。

3. 電波吸収材, 反射防止材のエコソープの光学的特性を測定した結果, 遠赤外・ミリ波領域においても良い吸収材, 反射防止材であることがわかった。

4. スペクトルのS/Nを向上させるためには放射の強度を強くすれば良いが, そのためには遷移放射の形成を長く取れるような光源光学系を組む必要がある。



第5図 エコソープの吸収、反射スペクトル。実線が反射、破線が透過スペクトル。

最後にライナックの運転などにご協力戴いた核理研の皆様に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 大坂俊明, 伊師君弘, 柴田行男, 高橋俊晴, 金井利喜, 荒井史隆, 木村真一, 蔦谷 勉, 池沢幹彦, 近藤泰洋, 小山田正幸, 浦沢茂一, 中里俊晴, 加藤龍好, 庭野智, 吉岡正裕: 核理研研究報告 25 (1992) 257.
- 2) 大坂俊明, 伊師君弘, 柴田行男, 蔦谷 勉, 井原泰介, 高橋俊晴, 金井利喜, 木村真一, 荒井史隆, 佐藤康彦, 池沢幹彦, 小山田正幸, 浦沢茂一, 中里俊晴, 加藤龍好, 吉岡正裕: 核理研研究報告 26 (1993) 45.
- 3) 高橋俊晴, 柴田行男, 伊師君弘, 金井利喜, 荒井史隆, 木村真一, 蔦谷 勉, 大坂俊明, 池沢幹彦, 近藤泰洋, 加藤龍好, 浦沢茂一, 中里俊晴, 庭野智, 吉岡正裕, 小山田正幸: 核理研研究報告 25 (1992) 120.
- 4) 伊師君弘, 柴田行男, 高橋俊晴, 蔦谷 勉, 大坂俊明, 池沢幹彦: 東北大科研報告 39 (1990) 19.

Ⅲ. 放 射 化 学

メタロセン, メタロセン誘導体, 及びそれらの β -シクロデキストリン包接体を用いた固相に おける反跳原子の化学的挙動の研究

理学部化学

松江秀明・山口巖・関根 勉

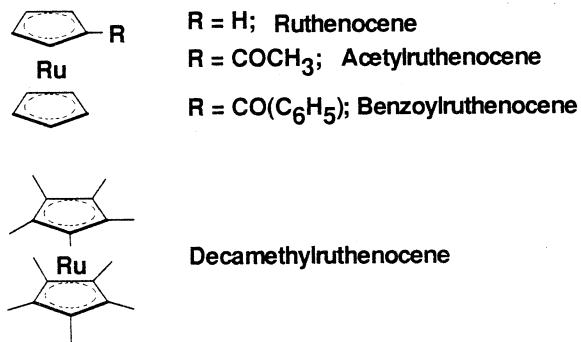
吉原賢二

Hot atom reaction and recoil implantation reaction, induced by thermal neutron or high energy bremsstrahlung irradiations were studied in metallocene derivatives (Ru-CpCp', Cp' = acetylcyclopentadienyl, benzoylcyclopentadienyl) and their β -cyclodextrin (β -CD) inclusion compounds. It was observed that the labelling yield as a parent molecule type, MCpCp', was larger than those of MCp₂ and MCp'₂. The parent yields drastically decreased in β -CD compounds. The yields by recoil implantation were much larger than those by hot atom reaction.

§ 1. はじめに

我々の研究室では, 反跳インプランテーション誘発反応を理解するために, 主に β -ジケトン錯体について系統的に検討を行ってきた。さらに一般的な理解へと進める目的で, 有機金属化合物として代表的なメタロセンおよびその β -シクロデキストリン包接体を用い, 中心金属のホットアトム反応, および外部から反跳原子が進入する反跳インプランテーション反応の比較について検討している。本報告ではメタロセンの誘導体 (MCpCp', 第1図参照) およびそれらの β -シクロデキストリン包接化合物を対象としてホットアトム反応と反跳インプランテーション反応の実験を行った。

一般的に反跳原子は様々な核変換に



第1図 本研究で用いたルテノセン誘導体。

より数十eV～数百keVに及ぶ反跳エネルギーを持って生成する。この高エネルギー状態では反跳原子は周辺の化学種とは直接化学結合を作ることが出来ず、ある程度エネルギーが減衰した後、周辺の化学種と反応を行う事になる。この反跳原子が最終的に反応を行う領域の様相とその時の反跳原子のエネルギー状態が我々にとっての最大の関心事である。メタロセン誘導体のような混合配位子錯体をターゲットとして用いれば、生成した標識メタロセン誘導体の分布から、この反応領域の大きさ、ダメージの大きさ、そして反跳原子とその周辺の化学種との反応様式に関する有力な情報を得ることができる。

Müller ら¹⁾はレニウムなどを中心金属としたヘキサハロゲノ錯体 ($K_2M(IV)X_6$) の混晶系中において (n, γ) 反応と (γ, n) 反応により生成する反跳原子の挙動について研究し、生成した標識ヘキサハロゲノ錯体の分布から (n, γ) 反応ではディスオーダー領域と呼ばれる小さな反応領域で反跳原子が周辺の配位子を引き抜く反応が起こるとしている。ディスオーダー領域での反応は非統計的なものであるが、大きな反跳エネルギーの系では統計的なものに近づく傾向が見られるとしている。一方、関根らは β -ジケトン錯体の混合物^{2, 3)}、さらには光学異性体⁴⁾を用いた反跳インプランテーション反応の研究を行い、その結果から、中心金属置換反応の方が配位子引き抜き反応より優勢であると結論した。これは Müller らの結合にまったく方向性のない配位子を用いた系とは対照的であり、配位子に方向性がある場合には反跳原子と錯体との中心金属置換反応の方が優先すること示している。さらに著者らは固相のメタロセンおよびそのシクロデキストリン包接体試料を用いて系内で (n, γ) 反応、(γ, n) 反応により生成する反跳体の挙動の研究を行い、規格化出現エネルギー⁵⁾を用いた考察を行った。この結果、サンドウィッチ構造でオープンな平面をもつメタロセンの結晶中では低エネルギー反跳 ($<100\text{eV}$) においても反跳原子は平面上に並ぶ隣接した数分子からなるホット反応領域において反応を行っていることを示した。またシクロデキストリン包接によりメタロセンを孤立化すれば、メタロセンを単独分子として扱えることを示した。さらにシクロデキストリン包接体の系ではその収率成分の一部として反跳体が分子である分子ロケット反応が存在する可能性を示すことが出来た⁶⁾。

今回、混合配位子錯体であるメタロセン誘導体を用いることにより、メタロセンにおけるホット反応領域内の反応の様相、さらにはシクロデキストリン包接によるメタロセンの孤立化の様相が明らかになることが期待できる。

§ 2. 実 験

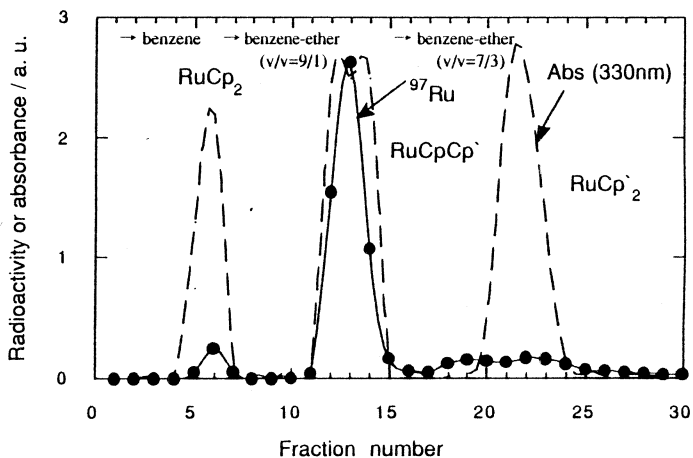
用いたアセチルルテノセン, ジアセチルルテノセン, ベンゾイルルテノセン, ジベンゾイルルテノセンは Rausch ら⁷⁾の合成法に従いルテノセンと対応する酸塩化物から合成し, 精製した。デカメチルルテノセンは Hashizume ら⁸⁾の方法に従い $\text{RuCl}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ とペンタメチルシクロペンタジエンをエチレングリコール中で反応させることで合成し, 精製した。デカメチルルテノセンを除くこれらの錯体の β -シクロデキストリン包接体は Harada ら⁹⁾の方法に従って合成し, 精製した。デカメチルルテノセンについては包接体の形成が認められなかった。化合物の同定は赤外吸収, $^1\text{H-NMR}$, 元素分析により行った。

制動放射線照射は, 東北大学理学部原子核理学研究施設の LINAC を用い ($E_{\text{max}} = 50$ MeV, current $100 \mu\text{A}$), スイープマグネットによる未転換電子除去下, 約7時間冷却照射を行った。また, 中性子照射は日本原子力研究所 JRR-2, およびJRR-3炉の気送管で1分間, ドライアイス冷却照射した。ホットアトム反応を調べるためにはサンプルはそのまま, また反跳インプラントーション反応のためにはフェロセン誘導体またはその包接化合物にルテニウム金属粉末を反跳源として混入させターゲットとした。

照射後の試料はメタロセン誘導体の場合は, ベンゼンに溶解後シリカゲルカラムクロマトグラフィーにより成分分離した。包接体の場合には少量のジメチルフォルムアミドに溶解後, 多量のベンゼンを加えてシクロデキストリンを沈殿として遠心分離器で除去, 有機相は同様にカラムにより成分分離を行った。ルテニウム金属が含まれる場合には溶解後に遠心分離によって金属粉末を除いた。放射能測定は Ge または Ge (Li) 半導体検出器 -4k PHA により行った。

§ 3. 結果と考察

第2図に中性子照射したアセチルルテノセンのシリカゲルカラムクロマトグラムを一例として示す。キャリアとして添加したルテノセン (RuCp_2), ジアセチルルテノセン (RuCp'_2) 及びターゲット錯体 (RuCpCp') の溶離挙動は 330 nm の吸収で確認した。図中, ^{97}Ru のクロマトグラムは, ルテノセン及びアセチルルテノセンではマクロ量の挙動と良好な一致が見られた。しかし, ジアセチルルテノセン溶離部には何らかの他の成分の混入が見られた。この傾向はベンゾイルルテノセンの系でも見られた。従ってこれ以降の議論では二置換ルテノセン成分は議論の対象にしないことにする。Stadlbauer ら¹⁰⁾は 180°C , 45分間という激しい条件で $^{103}\text{RuCl}_3$ とフェロセン誘導体間の同位体交換反応の研究を行っている。この研究において



第2図 照射アセチルルテノセン試料のシリカゲルカラムによる溶離挙動。

も反応後の標識生成物の TLC によるオートラジオグラムで二置換ルテノセン展開部分に何らかの成分の混入が認められている。

第1表に錯体の中心金属が核反応を起こした系（ホットアトム反応）での結果を示す。それ

第1表 ホットアトム反応の結果。

Target	Nucl. Reaction	in Metallocene Matrix		in β -CD	
		Yield/%		Yield/%	
		RuCp ₂	RuCpCp'	RuCp ₂	RuCpCp'
Ruthenocene*					
	(n, γ) ¹⁰³ Ru		12.3 ± 0.1		4.0 ± 0.5
	(n, γ) ¹⁰⁵ Ru		11.8 ± 0.3		3.7 ± 0.1
	(n, γ) ⁹⁷ Ru		12.3 ± 0.1		4.0 ± 0.5
	(γ , n) ¹⁰³ Ru		6.6 ± 0.2		2.0 ± 0.6
	(γ , n) ⁹⁷ Ru		6.6 ± 0.1		1.9 ± 0.5
Acetyl ruthenocene					
	(n, γ) ¹⁰³ Ru	0.59 ± 0.03	7.19 ± 0.10	3.43 ± 0.05	3.13 ± 0.05
	(n, γ) ⁹⁷ Ru	0.47 ± 0.03	6.13 ± 0.10	0.13 ± 0.01	2.11 ± 0.16
	(γ , n) ¹⁰³ Ru	0.55 ± 0.02	3.03 ± 0.07	0.19 ± 0.01	0.59 ± 0.04
	(γ , n) ⁹⁷ Ru	0.59 ± 0.01	3.30 ± 0.05	0.12 ± 0.01	0.59 ± 0.02
Decamethyl ruthenocene					
	(n, γ) ¹⁰³ Ru		5.82 ± 0.07		
	(n, γ) ⁹⁷ Ru		4.24 ± 0.06		
	(γ , n) ¹⁰³ Ru		2.08 ± 0.12		
	(γ , n) ⁹⁷ Ru		2.31 ± 0.05		
Benzoyl ruthenocene					
	(n, γ) ¹⁰³ Ru	0.29 ± 0.02	4.89 ± 0.06	0.09 ± 0.01	2.63 ± 0.09
	(n, γ) ⁹⁷ Ru	0.28 ± 0.03	3.61 ± 0.07	0.07 ± 0.02	1.71 ± 0.10
	(γ , n) ¹⁰³ Ru	0.16 ± 0.01	1.53 ± 0.04	0.58 ± 0.04	1.09 ± 0.07
	(γ , n) ⁹⁷ Ru	0.18 ± 0.01	1.63 ± 0.02	0.11 ± 0.01	0.56 ± 0.03

それぞれのデータは3回以上の実験の平均値である。ルテノセンのデータは既に報告済みのものを用いた^{5,6)}。ここでの収率は全体の放射能に対するそれぞれの化学種の放射能を百分率表示したものである。表中の核反応は上から順に反跳エネルギーの小さい順に並んでおり、(n, γ) 反応で 100eV~300eV, (γ , n) 反応で数十 keV の平均反跳エネルギーを持つと見積られる。表中の [in Metallocene Matrix Yield] 項にはメタロセン結晶中における標識収率を示した。この列中の左側の [RuCp₂] は一置換体ターゲットから配位子組み替えにより生じる標識ルテノセン収率を示し、右側の [RuCpCp'] は標識化合物が配位子組み替えを起さずに親分子と同じ化学種である収率(リテンション値)を示している。ルテノセン, デカメチルルテノセンは混合配位子錯体ではないので錯体のリテンション値のみを示している。したがって、ルテノセン, デカメチルルテノセンのリテンション値には他の錯体で得られる RuCp₂生成に相当する収率成分が含まれていることを考慮しなければならない。同様に, [in β -CD Yield] 項にはメタロセン- β -シクロデキストリン試料での結果を示している。ここではデカメチルルテノセンは β -シクロデキストリンと包接体を形成しなかったので省略してある。

第1表におけるデータの特徴としては、錯体単体とその包接体における標識収率がかなり異なっていることがまずあげられる。メタロセン及びその β -シクロデキストリン包接体について以前に報告した傾向とまったく同じで^{5,6)}包接化による収率の減少がメタロセン誘導体の β -シクロデキストリン包接体についても今回確認することが出来た。また、いずれの場合もルテノセン, アセチルルテノセン, デカメチルルテノセン, ベンゾイルルテノセンの順に収率の減少が見られるほか、一置換ルテノセン・ターゲットの [RuCp₂] 収率は0.5%以下と比較的低く、必ずリテンション値がそれを上回る結果となる。

リテンション値(表中では太字で示してある)は反跳エネルギーに対して次の傾向が見られる。つまり (n, γ) 反応の領域においてはより低い反跳エネルギーをもって生成する同位体でのリテンション値が高く、(γ , n) 反応では同位体間の違いは見られない。一方、配位子の組み替えを伴う [RuCp₂] 収率ではこの反跳エネルギーに対する収率依存性は見られない。

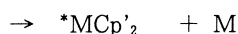
第2表に外部の反跳源から反跳原子が錯体試料に打ち込まれる系(反跳インプラネーション反応)での結果を示す。これらは(γ , n) 反応を利用して得られた。我々が行ってきた β -ジケトン錯体に対するインプラネーション反応で得られた傾向と同様に、ホットアトム反応による場合よりも大きな標識収率の増加が見られる。メタロセン結晶の系で15~20倍、包接体では2~8倍の収率の増加を示した。またいずれの系でもホットアトム反応の系と同様にターゲットの錯体と同様の化学形(中心金属がインプラント原子によって置換したもの)で標識さ

第2表 インプラントーション反応の結果。

Target	Nucl. Reaction	in Metallocene Matrix		in β -CD	
		Yield/%		Yield/%	
		RuCp ₂	RuCpCp'	RuCp ₂	RuCpCp'
Acetyl ruthenocene	(γ, n) ¹⁰³ Ru	9.70 ± 1.0	43.1 ± 1.89	1.41 ± 0.12	4.92 ± 0.19
	(γ, n) ⁹⁷ Ru	8.58 ± 0.29	46.2 ± 0.80	0.83 ± 0.07	4.63 ± 0.14
Benzoyl ruthenocene	(γ, n) ¹⁰³ Ru	2.86 ± 0.22	21.9 ± 0.60	0.69 ± 0.38	2.53 ± 0.31
	(γ, n) ⁹⁷ Ru	3.27 ± 0.16	23.4 ± 0.30	0.40 ± 0.05	2.48 ± 0.12

れたものの収率が他の収率を上回っている。

混合配位子メタロセン照射による生成標識化合物は、MCp₂、MCpCp' そして MCp'₂の分布を持つ。これらの生成錯体は次の素反応により生成すると考えることができる。



ここで(1)は中心金属が反跳により配位子と結合を切らないか又は切れてもすぐ再結合してそのまま残る場合、(2)は配位子の組み替えの起こらない中心金属置換反応、(3)は反跳原子のエネルギーによりばらばらになった配位子を反跳原子が引き抜き再結合を行う反応である。(3)の反応では生成標識化合物の分布は大きな反応領域においてそれぞれの配位子と金属との反応性が等しい場合、統計に従い、MCp₂、MCpCp'、MCp'₂について1 : 2 : 1の割合で生成すると考えられる。インプラントーション反応では原理的に(1)の反応は起こり得ず(2)あるいは(3)の反応のみから構成されることになる。実験結果より生成標識メタロセンの生成分布はホットアトム反応、インプラントーション反応共に1 : 2 : 1の生成比にはなっておらず、ターゲットの化学形と同じ化学形で標識されたものの収率がずっと優勢である。

第3表にこの観点で第1表のデータを処理した結果を示す。表中において、[Random Recombination Reaction]の列には、第1表における[RuCp₂]収率を4倍したものを示した。

第3表 ホットアトム反応における反応別の収率。

Target	Nucl. Reaction	Yield/%		Ratio* ³
		Random* ¹ Reaction	Gem. Recombi.* ² + Substi. React.	
Acetylruthenocene				
	(n, γ) ¹⁰³ Ru	2.36±0.12	6.73±0.12	0.35±0.02
	(n, γ) ⁹⁷ Ru	1.88±0.12	5.19±0.12	0.36±0.02
	(γ , n) ¹⁰³ Ru	2.20±0.08	1.93±0.08	1.14±0.06
	(γ , n) ⁹⁷ Ru	2.36±0.04	2.12±0.05	1.11±0.03
(in β -CD)	(n, γ) ¹⁰³ Ru	0.68±0.01	3.09±0.05	0.22±0.01
	(n, γ) ⁹⁷ Ru	0.52±0.04	1.85±0.06	0.28±0.04
	(γ , n) ¹⁰³ Ru	0.76±0.04	0.21±0.04	3.62±0.79
	(γ , n) ⁹⁷ Ru	0.48±0.04	0.35±0.03	1.37±0.16
Benzoylruthenocene				
	(n, γ) ¹⁰³ Ru	1.16±0.08	4.13±0.07	0.27±0.02
	(n, γ) ⁹⁷ Ru	1.12±0.12	3.05±0.09	0.37±0.04
	(γ , n) ¹⁰³ Ru	0.64±0.04	1.21±0.04	0.53±0.04
	(γ , n) ⁹⁷ Ru	0.72±0.04	1.27±0.03	0.57±0.03
(in β -CD)	(n, γ) ¹⁰³ Ru	0.36±0.04	2.45±0.09	0.15±0.02
	(n, γ) ⁹⁷ Ru	0.28±0.08	1.57±0.11	0.18±0.05
	(γ , n) ¹⁰³ Ru	2.31±0.04	0	—
	(γ , n) ⁹⁷ Ru	0.44±0.04	0.34±0.04	12.9±0.18

* 1 Random reaction fraction ; (RuCp₂ yield) × 4

* 2 Geminate recombination + Substitution ; (RuCpCp' yield) - (RuCp₂ yield) × 2

* 3 Random reaction / (Geminate recombination + Substitution reaction)

また [Geminate Recombination + Substitution Reaction] には 第1表における [RuCpCp'] 収率 から [RuCp₂] 収率の2倍したものを引いた値を示した。ここで(3)の反応成分は完全に統計に従い、標識メタロセン MCp₂, MCpCp', MCp'₂ について 1 : 2 : 1 の割合で生成していると仮定した。さらに [Ratio] の列には [Geminate recombination + Substitution Reaction] 収率に対する [Random Reaction] 収率の比を示した。その値が小さいほどランダムな配位子引き向き反応の割合が小さいことを示している。表中における収率比は全体的な傾向として低エネルギー反跳側で小さな値となっている。

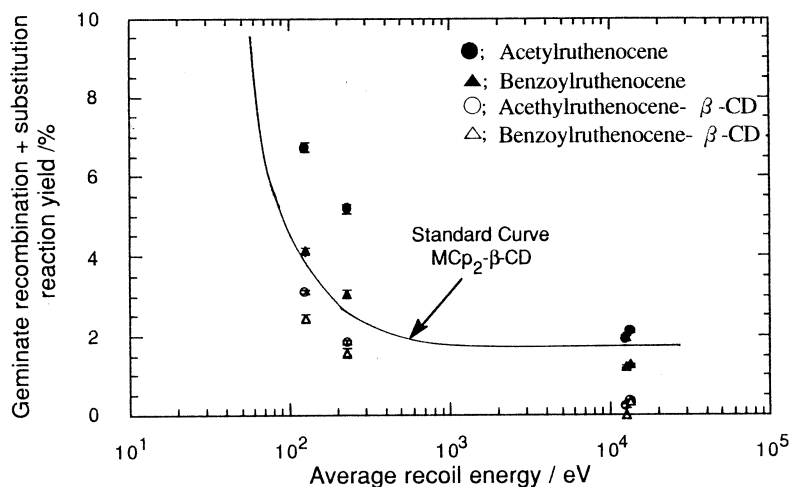
(n, γ) 反応の領域では0.18~0.37と明らかに Geminate recombination 反応あるいは Substitution 反応が優勢になっている。この領域では低エネルギー反跳原子が生成することから Geminate recombination 反応が重要であると思われる。Geminate recombination 反応は反跳エネルギー不足で反跳原子と錯体の配位子との結合が切れないかその周辺ですばやく

再結合する反応であり、当然、低エネルギー反跳領域で優勢となる。従来から (n, γ) 反応により生成する同位体間ではその反跳エネルギー分布における低エネルギー成分の差から Geminate recombination 反応による収率の差が生じ、全体の標識収率に同位体効果が生成すると考えられてきた。また Geminate recombination 反応では配位子の組み替えは起らず、この存在が収率比を小さくしていると思われる。さらにこの領域ではベンゾイルルテノセンで見られるように、 ^{103}Ru , ^{97}Ru での収率比が0.27, 0.37と異なり同位体効果を示している。他の錯体でも同様の傾向が認められる。この傾向は Geminate recombination 反応による収率成分が反跳エネルギーに対して変化しているために起ると思われる。

(γ, n) 反応の領域での収率比は1を中心にとらっている。 (γ, n) 反応では反跳原子の持つエネルギーは十keV以上に及び、Geminate recombination 反応は起こり得ない。従って、 (γ, n) 反応では Substitution 反応と Random recombination 反応がだいたい半々の割合でおこなうことがわかる。この結果は、この領域においても反跳原子の最終的な反応領域で錯体分子が完全には配位子と金属に解離していないことを示している。標識錯体はかなりの部分、相手錯体分子と反跳原子との中心金属置換反応により生成しているものと思われる。

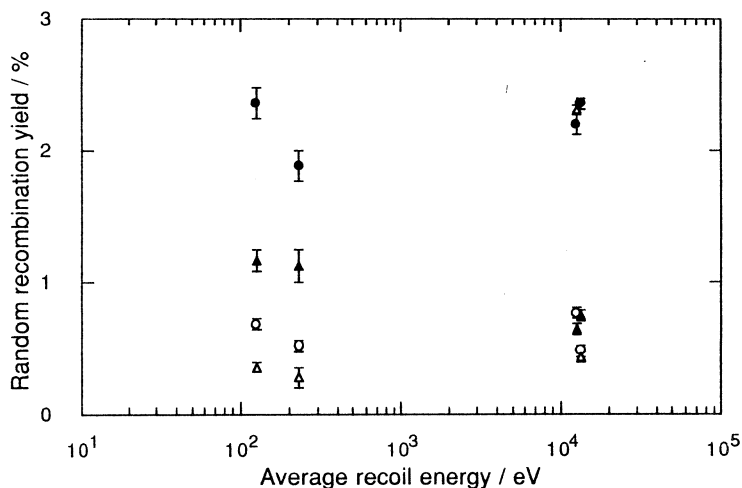
また第1表を見ると全エネルギー領域において収率はより嵩だかい置換基を持つものが小さく、収率比も小さくなっている。標識生成物の熱力学的安定性から見れば、デカメチルルテノセン、ルテノセン、ベンゾイルルテノセン、アセチルルテノセンの順に不安定になっていくが、実験結果はこのような収率傾向にはなっていない。化学種間の収率の差は各錯体の立体的な大きさが重要な役割を果たしている可能性がある。反跳原子が最終的に反応出来る反応領域の大きさは制限されており、その領域中に含まれる反応可能な分子の数が収率の大小関係を決めているとすれば実験結果を合理的に説明出来る。

第3表の包接体系では、 (n, γ) 反応で収率比が非常に小さく、 (γ, n) 反応での収率比が逆に大きくなっている点が特徴的である。 (n, γ) 反応ではシクロデキストリン包接により Geminate recombination 反応が有利となり、配位子の組み替えが起らない収率成分が多くなり収率比は小さくなると考えられる。一方、 (γ, n) 反応ではシクロデキストリンが外部からの反跳原子とメタロセン分子の中心金属置換反応を妨げ、Substitution 反応収率を減少させることが考えられる。また高エネルギー反跳の起る場合、その飛程末端部において、反跳原子からのエネルギー付加により一部のメタロセンが分子ロケット過程のようにシクロデキストリンの外に飛び出し、その際メタロセンが分解したフラグメントと反跳原子が無秩序に再結合反応していることも考えられ、この2つの効果により収率比が大きくなったものと思われる。



第3図 ホットアトム反応での [Geminate recombination + Substitution reaction] 収率の平均反跳エネルギー依存性。

● ; アセチルルテノセン, ▲ ; ベンゾイルルテノセン
○ ; アセチルルテノセン-β-CD, △ ; ベンゾイルルテノセン-β-CD



第4図 ホットアトム反応での [Random recombination reaction] 収率の平均反跳エネルギー依存性。

● ; アセチルルテノセン, ▲ ; ベンゾイルルテノセン
○ ; アセチルルテノセン-β-CD, △ ; ベンゾイルルテノセン-β-CD

第3図には平均反跳エネルギーに対して [Geminate recombination Reaction+Substitution Reaction] 収率をプロットした。同時にメタロセン-β-シクロデキストリン包接体 (MCp₂-β-CD) のホットアトム化学反応系で得られた収率-反跳エネルギー曲線⁶⁾を示す。化合物間での収率の違いはあるが、MCp₂-β-CD 包接体で得られた収率-エネルギー曲線と同

第4表 インプラントーション反応における反応別の収率。

Target	Nucl. Reaction	Yield/%		Ratio* ³
		Random* ¹ Reaction	+ Substitution* ² Reaction	
Acetylruthenocene	(γ, n) ¹⁰³ Ru	38.8±4.0	23.7±2.75	1.64±0.25
	(γ, n) ⁹⁷ Ru	34.3±1.2	29.0±0.10	1.18±0.06
(in β -CD)	(γ, n) ¹⁰³ Ru	5.64±0.5	2.10±0.31	2.69±0.45
	(γ, n) ⁹⁷ Ru	3.32±0.28	2.97±0.20	1.12±0.12
Benzoylruthenocene	(γ, n) ¹⁰³ Ru	11.4±0.9	16.2±0.7	0.71±0.06
	(γ, n) ⁹⁷ Ru	13.8±16.9	16.9±0.4	0.78±0.04
(in β -CD)	(γ, n) ¹⁰³ Ru	2.76±1.52	1.15±0.82	2.40±2.16
	(γ, n) ⁹⁷ Ru	1.60±0.20	1.68±0.16	0.95±0.15

* 1 Random reaction fraction ; (RuCp₂ yield) × 4

* 2 Substitution reaction fraction ; (RuCpCp' yield) - (RuCp₂ yield) × 2

* 3 Random reaction/Substitution reaction

様の傾向をそれぞれ示していることが分かる。ここで、MCp₂- β -CD の収率は Random recombination 反応による収率成分を含んでおり、この事を考慮すれば MCp₂- β -CD の収率はさらに低収率側に移動するはずである。すると、MCp₂- β -CD の収率曲線はさらにメタロセン誘導体の包接体系の収率に近づくことになる。ここで注目したいのはメタロセン結晶中の化学種間の収率の変動に比べ包接体系の収率差は小さくなっていることである。これは包接化によるメタロセンの分子孤立化の効果が大きいことを示している。化学種間の標識収率差に関して反跳原子-錯体分子の相互作用が重要な役割を持つとすれば包接体系においてもその差は保存されるはずであるが、実際はそうはなっていない。従って、個々の分子の性質よりもある大きさをもつ反応領域が収率に関して、重要な要素となっていることを示している。この事は第1表で示した、嵩高い置換基をもつ化学種ほど低い収率を持つという傾向からも読み取れる。また第4図には [Random Recombination Reaction] 収率を平均反跳エネルギーに対してプロットした。この図からは第3図のような収率のエネルギー依存性は認められない。

第4表はホットアトム反応の場合と同様にインプラントーション反応の結果を第3表のように処理した結果を示す。この場合反跳原子は外部からインプラントされるので原理的に Geminate recombination 反応は存在しない。従って、Random recombination 反応と

Substitution 反応を比較することになる。インプランテーション反応におけるこれらの収率比は (γ, n) 反応のホットアトム反応に比べ若干高くなっているが有為な差とは思われない。Random recombination 反応と Substitution 反応がおおよそ半々に起っているようである。また大きな置換基をもつベンゾイルルテノセンの方が収率比は明らかに小さくなっている。これもホットアトム反応の結果と同じであり、インプランテーション反応でも最終的に数分子を含む一定の領域で反応が進行していることを示唆している。一方、包接体の系での反応収率比はメタロセン結晶の系に比べ等しいかかえって大きくなっている。これは反跳原子のエネルギーによってメタロセンがシクロデキストリン中より飛び出し、そのフラグメントと反跳原子がランダムに再結合を行うためと考えれば合理的に説明できる。

§ 4. ま と め

本研究によって、以下の知見が得られた。

- (1) (n, γ) 反応のエネルギー領域では今回用いたすべてのターゲット錯体について標識収率に同位体効果が認められ、低反跳エネルギー生成同位体の方が収率は大きなものとなった。また低反跳エネルギー同位体の錯体の方が標識錯体が元の錯体形 (RuCpCp') を保つ収率が他の錯体形 (RuCp_2) になる収率よりも大きくなった。
- (2) (γ, n) 反応のような高エネルギー反跳で反跳原子が生成しても、標識錯体が元の錯体形 (RuCpCp') を保つ収率がおおよそ半分近く存在することが分かった。このことは反跳原子の反応領域内には、多くのフリーの配位子が無秩序に存在していないことを示している。
- (3) 嵩だかい配位子を持つ化学種の収率ほど小さいという実験事実を得た。これは反跳原子の反応領域が限られており、その領域内に含まれる分子数が化学種間の収率の違いの大きな原因になっていることを示している。
- (4) シクロデキストリン包接により (n, γ) 反応の低エネルギー反跳領域ではリテンション・タイプの収率の割合はより大きくなった。逆に (γ, n) 反応の高エネルギー反跳の領域ではリテンション・タイプの収率の割合は小さくなっている。後者の場合シクロデキストリンが外部からの反跳原子の置換反応を妨害しているためと考えられる。
- (5) 反跳インプランテーション反応による標識収率の方がホットアトム反応による標識収率よりメタロセン結晶中で大きなものとなった。メタロセン結晶の系で15~20倍、包接体では2~8倍の収率の増加を示した。またいずれの系でもホットアトム反応の系と同様にター

ゲットの化学形と同様の化学形で標識されたものの収率が他の収率を上回った。

照射にあたってお世話いただいた東北大学核理研，榎本和義助手と大槻勤助手そしてマシングループの方々に御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) H.Müller : *Chemical Effects of Nuclear Transformation in Inorganic System*, ed. G.Harbottle and A.G.Maddock (North-Holland Pub. Co., Amsterdam, 1979) chap. 25.
- 2) T.Sekine, M.Sano and K.Yoshihara: *J. Radioanal. Nucl. Chem., Lett.* **52** (1982) 311.
- 3) T.Sekine, M.Sano and K.Yoshihara: *J. Radioanal. Nucl. Chem., Lett.* **107** (1986) 207.
- 4) T.Sekine, I.Kaneko and K.Yoshihara: *Radiochim. Acta* **55** (1991) 71.
- 5) H.Matsue, I.Kaneko, T.Sekine and K.Yoshihara: *J. Radioanal. Nucl. Chem., Lett.* **107** (1986) 207.
- 6) H.Matsue, T.Sekine and K.Yoshihara: *J. Radioanal. Nucl. Chem., Lett.* **166**(2) (1992) 207.
- 7) M.D.Rausch, O.F.Ernst and H.Grubert: *J. Am. Chem. Soc.* **82** (1960) 76.
- 8) K.Hashizume: Master Thesis, Tohoku Univ. 1992.
- 9) A.Harada, Y.Hu, S.Yamamoto and S.Takahasi: *J. Chem. Soc. Dalton Trans.* (1988) 729.
- 10) E.A.Stadlbauer, E.Nipper and M.Wenzel: *J. Label. Comp. Radiopharm.* **13** (1977) 491.

光量子放射化による標準岩石試料中のフッ素の定量

三菱マテリアル, 核理研*

桜井宏行・竹谷 実・佐山恭正

榎本和義*・大槻 勤*

The high-sensitive determination of fluorine in geological materials by photon activation based on the $^{19}\text{F}(\gamma, n)^{18}\text{F}$ reaction has been proposed. In order to avoid the interference reaction, $^{23}\text{Na}(\gamma, \alpha n)^{18}\text{F}$ ($E_{\text{th}}=20.9\text{ MeV}$) from Na, which is a major element in geological samples, the irradiation energy was operated at 20MeV. After irradiation, fluorine was separated by pyrolysis and precipitation as LaF_3 . This separation yielded the recovery of about 80% for fluorine in rock samples with a good reproducibility and a high radiochemical purity. This method was applied to the analysis of 10 GSJ rock reference samples and 2 USGS standard rocks issued by the Geological Survey of Japan and the United States Geological Survey, respectively. All results showed a good agreement with the reference values and the determination limit was $0.06\ \mu\text{g/g}$.

§ 1. はじめに

これまでに我々は、化学分離法として蒸留法¹⁾あるいはパイロリシス法²⁾と沈殿分離法を組み合わせた光量子放射化分析法によるフッ素の定量法を開発した。

すでに、本法を、石英、酸化テルビウムといった高純度材料中のフッ素の分析に適用しppmレベルのフッ素を精度良く定量できることを示した。しかし、本法を岩石試料中のフッ素の分析に適用してみたところ、30MeV制動放射による照射では、共存するナトリウムから $^{23}\text{Na}(\gamma, \alpha n)^{18}\text{F}$ 核反応によって生成されるフッ素によって定量値に正の誤差が生じることが分かった。

本法が、高純度材料のみならず、岩石試料や環境試料といった、より広範囲な試料、特に従来、フッ素の含有量が低く濃度の定まっていなかったような試料の分析に適用できることになれば、有用なデータを提供できることになり、その意義は大きいと思われる。

そこで今回は妨害反応のしきい値以下のエネルギーで γ 線照射を行い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

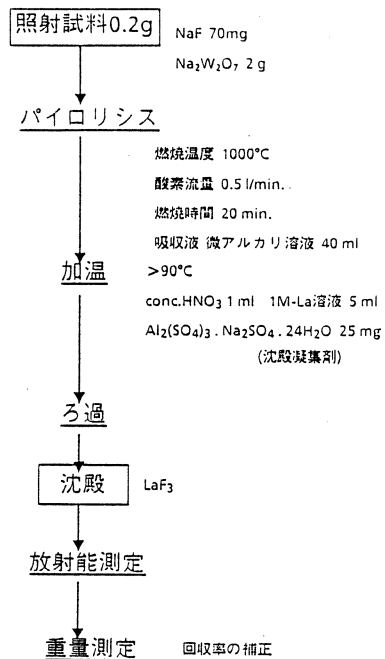
試薬はすべて特級以上のもの、酸は精密分析用を使用した。水は再蒸留して用いた。分析試料としては日本地質調査所配布の標準岩石JG-1, JG-3, JA-1, JB-1, JB-2, JB-3, JP-1, JF-1, JF-2, JLs-1及び米国地質調査所配布の標準岩石USGS PCC-1, DTS-1を選んだ。

2.2 照射

試料200mgを厚さ10 μ mの高純度アルミニウム箔で二重に包装し、直径10mmディスク状に成型した。各試料は照射線束モニターのNi箔とともに照射用石英管内に並べ封入の後、水冷照射ホルダー内のPtコンバーター(厚さ2mm)後方3~5cmの位置に固定した。電子加速エネルギー20MeV,平均電流約80 μ Aの電子線をPtコンバーターで制動放射に変換し、90分間照射した。

2.3 化学分離

分離操作を第1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、1000°Cの管状電気炉にいれた。キャリアにはNaFあるいはNBS SRM91, フラックスには $\text{Na}_2\text{W}_2\text{O}_7$ を用いた。フッ素は、水蒸気飽和の酸素気流中(500 $\text{cm}^3/\text{min}.$)で20分間加熱することによりHFとして分離され、発生したHFは希NaOH溶液でトラップし捕集した。分離したフッ素は捕集液を加温した後、 HNO_3 で酸性にした上で、1M La溶液を添加して LaF_3 として沈殿させた。生成した沈殿はあらかじめ秤量した直径25mmのメンブランフィルター上に均一に集めた。フィルターはポリエチレン袋に入れ、ポリエチレンシャーレ内に固定して測定用試料とした。フッ素の回収率は、放射能測定終了後、フィルターを乾燥し秤量して求めた。



第1図 化学分離スキーム。

2.4 放射能測定

^{18}F からの陽電子壊変に伴う511keV消滅放射線の測定はOrtec社製Pure Ge検出器(分解能; 1.9keV, 相対効率; 30%)をNAIG製EシリーズMCAに接続して行った。試料の連続、繰り返し測定のために、マイクロロボットを用いた自動測定装置を利用した³⁾。測定は約半日にわたり継続した。

試料と同時に照射したNi箔から ^{57}Ni の生成量を測定し、照射線束の変化をPtコンバーターからの距離の関数として求め、試料に照射された線束の補正を行った。

§ 3. 結果と考察

3.1 照射エネルギー

妨害核反応 $^{23}\text{Na}(\gamma, \alpha n)^{18}\text{F}$ のしきい値は20.9MeVである。これまでの実験では照射エネルギーは30MeVであったため、妨害核反応の影響を受け、定量値に正の誤差を生じていたが、今回、20MeV照射で分析を行ったところその影響はみられなくなった。このことは高純度炭酸ナトリウムを同時に照射し、同様の化学分離を行うことによっても確かめた。

照射エネルギーを30MeVから20MeVに下げたことにより生成放射能は約1/2になり、感度は低下することになった。しかし、バックグランド計数の10 σ を定量下限としたとき0.06 $\mu\text{g/g}$ となり、サブppmレベルのフッ素の定量に十分な感度を有していた。

3.2 化学分離の回収率

化学分離操作によってフッ素の85~90%が回収され、分析をする上で十分な回収率が得られた。

3.3 フッ素の定量結果

本実験ではNBS SRM91 Opal Glassを比較標準試料としてフッ素の定量を実施した。定量結果を第1表に示す。

数10ppm以上のフッ素を含む全ての標準岩石で文献値とよく一致した。低濃度の試料での分析値と文献値の一致は悪く、従来のデータの再検討が必要と思われる。

§ 4. まとめ

標準岩石中のフッ素を分析する際、 $^{23}\text{Na}(\gamma, \alpha n)^{18}\text{F}$ 妨害核反応の影響で正の誤差が生じる。妨害核反応の影響を除くため、この核反応のしきい値(20.9MeV)以下の照射を行うことにより文献値と良く一致した定量値を得ることができた。

第1表 Fluorine concentration ($\mu\text{g/g}$) in GSJ and USGS rock reference samples.

Sample	This work	Av. \pm St. Dev	Reference value ⁴⁾
JG-1	507, 488, 498	498 \pm 10	496*
JG-3	330, 343, 340	338 \pm 7	335
JA-1	166, 165, 160	164 \pm 3	170
JB-1	394, 408, 380	394 \pm 14	393*
JB-2	103, 106, 96	102 \pm 5	101
JB-3	276, 287, 282	282 \pm 6	295
JP-1	2.5, 2.7, 2.3	2.5 \pm 0.2	10
JF-1	16, 19, 15	17 \pm 2	<10
JF-2	3.9, 4.4, 4.6	4.3 \pm 0.4	4
JLs-1	43, 42, 43	43 \pm 1	38
PCC-1	12, 9	11	13
DTS-1	9, 9	9	12

*:recommended values.

本研究にあたり，USGS標準岩石を提出下さり，有意義なアドバイスを頂きました本学理学部吉田武義博士に感謝致します。

参 考 文 献

- 1) 桜井宏行, 川上 紀, 深谷忠廣, 佐山恭正, 榎本和義, 八木益男: 核理研研究報告 24 (1991) 84.
- 2) 桜井宏行, 竹谷 実, 佐山恭正, 榎本和義, 大槻 勤: 核理研研究報告 25 (1992) 187.
- 3) M. Yagi, K. Masumoto, M. Muto: J. Radioanal. Nucl. Chem. 98 (1986) 31.
- 4) K. Govindaraju: Geostandard Newsletter (Special Issue) 13 (1989) 1.

土壌中の微量金属元素の光量子放射化分析

石巻専修大理工学部, 大崎中央高校*

福島美智子・高橋信喜*・千葉光泰

坂田 隆

§ 1. 序

身近な環境試料である土壌中の微量金属元素を, 光量子放射化分析法で多元素同時定量することを目的にしている。東北大学農学部附属農場の圃場から採取した土壌2種類についてふるいでふるいわけたのち, 粒子径区分別に非破壊光量子放射化分析を行ない, 18元素についての定量値を得たので報告する。

§ 2. 実 験

2.1 試 料

分析試料として用いた土壌は, 1992年10月18日に東北大学農学部附属農場(宮城県玉造郡鳴子町)において採取した。東北大学農学部附属農場は宮城県鳴子町に位置し, 荒雄川をはさんで北岸の高地一帯および南岸の丘陵地帯の一部に所在している。標高は100mから620mにおよび, 耕作地域は200mから250mの範囲にある。気象は東北地方奥羽山系の山間気象の特徴をもち, 同じ宮城県内の仙台市に比較すると気温はやや低く, 降水量, 降雪量が多い。また, 農場全体が鳴子火山に由来する火山灰におおわれている。土壌は典型的な非アロフェン質黒ボク土で, 腐食に富み, 酸性が強く, リン酸, 石灰, Cu等が欠乏しているのが特徴である¹⁾。

試料の採取は, 農場内の二ヶ所の圃場(13-3および21-2)においておこない, 20cm平方で地表よりおよそ20cmの深さまでシャベルで掘った。ポリエチレン袋に入れて持ち帰った土をポリエチレンロ紙上にひろげ, 草の根や小石を取り除きながら土をほぐして風乾した²⁾。およそ1ヶ月の間風乾した土試料の一部分を磁製乳鉢ですりつぶしたのち, 60, 100, 200meshのステンレス製ふるいでふるい分けた。分別後の試料は, 60mesh以上のものは細かい植物の根, 小さい小石や石英のかけらをかなり含んでいた。60-100meshのものについても植物の根と石英の微結晶は認められた。

2.2 照射試料

分別後の60mesh以下, 60-100mesh, 100-200mesh, 200mesh以上の4種類の土試料約300mgを高純度アルミニウム箔につつんで直径10mm, 厚さ3-5mmのペレットを各々3個ず

つ作成した。比較標準試料として NIST SRM 1633 a Coal Fry Ash を試料と同様の形状にして用いた。2 個の比較標準試料で 3 個の分析試料をはさんで石英管に封入して照射試料とした。

2.3 照射および測定

照射は、東北大学原子核理学研究施設において電子線型加速器による 30MeV の制動輻射で 2 時間おこなった。照射後に、放射化された試料を Ortec 製 16% Ge 検出器および NAIG 製波高分析装置を用いて γ 線を測定した。また、測定前に冷却時間を 3 時間, 12 時間, 2 日および 2 週間もうけた。

2.4 定 量

定量は、定量目的核種の放出する γ 線について、比較標準試料の比放射能と分析試料の放射能を比較しておこなった。各元素の定量に用いた核種とその γ 線エネルギーを第 1 表に示す。Ca については K-43 から放出される 372.9keV および 617.8keV の 2 本の γ 線と Ca-47 から放出される 1297keV の γ 線を用いて算出した値を平均した。Y については Y-88 から放出される 898keV および 1836keV の 2 本の γ 線を用いた。また、Zn については Cu-67 と Zn-65 の 2 種類の核種を用いて定量した。

第 1 表 Nuclear Data for Elements.

Element	Target nuclide	Reaction	Product nuclide	Half - life	γ - ray used/keV
As	As - 75	(γ , n)	As - 74	17.78d	595.9
Ba	Ba - 136	(γ , n)	Ba - 135m	28.7h	268.2
Ca	Ca - 44	(γ , p)	K - 43	22.3h	372,9,617.8
	Ca - 48	(γ , n)	Ca - 47	4.536d	1297
Ce	Ce - 140	(γ , n)	Ce - 139	137.2d	165.9
Co	Co - 58	(γ , n)	Co - 58	70.8d	810.8
Cr	Cr - 52	(γ , n)	Cr - 51	27.7d	320.1
Fe	Fe - 57	(γ , p)	Mn - 56	2.579h	846.8
Mg	Mg - 25	(γ , p)	Na - 24	15.02h	1368.6
Na	Na - 23	(γ , n)	Na - 22	2.602y	1274.6
Ni	Ni - 58	(γ , n)	Ni - 57	36h	1377.6
Pb	Pb - 204	(γ , n)	Pb - 203	52h	279.2
Rb	Rb - 85	(γ , n)	Rb - 84	32.9d	881.6
Sr	Sr - 88	(γ , n)	Sr - 87m	2.8h	388.4
Ti	Ti - 47	(γ , p)	Sc - 46	83.8d	889.3
U	U - 238	(γ , n)	U - 237	6.75d	208
Y	Y - 89	(γ , n)	Y - 88	6.75d	898,1836.0
Zn	Zn - 68	(γ , p)	Cu - 67	61.9h	184.5
	Zn - 66	(γ , n)	Zn - 65	244.1d	1115.5
Zr	Zr - 90	(γ , n)	Zr - 89	78.4h	909.2

§ 3 結果と考察

圃場13-3および21-2で採取した土試料中の19元素について、メッシュサイズ別に各々3個の試料の定量値の平均値、標準偏差および相対標準偏差を、第2表および第3表にしめす。第2表および第3表の相対標準偏差より、どちらの土についてもより細かい粒子径の試料の方が均一性がよいといえる。また第2表の定量値をグラフであらわしたのが第1図および第2図である。これらの2つの図と第3表より元素を次のように3つのグループに分類できる。ここ

第2表 Elemental Abundances of the Soil (13-3).

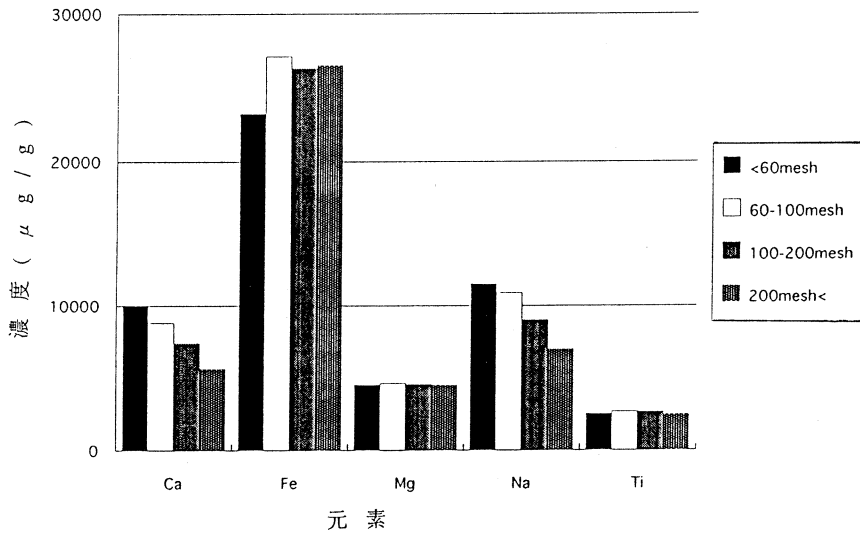
Element	<60mesh ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)	60-100mesh ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)	100-200mesh ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)	200mesh< ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)
As	19.5±2.3	11.8	18.1±0.6	29.3	18.3±0.6	3.3	20.3±3.6	17.7
Ba	407.2±40.2	9.9	420.9±34.5	8.2	454.8±28.5	6.3	475.6±19.4	4.1
Ca	10040±670	6.7	8807±300	3.4	7396±264	3.6	5645±276	4.9
Ce	22.6±0.6	2.7	24.2±1.1	4.5	27.7±1.9	6.9	30.3±1.8	5.9
Co	7.4±0.8	10.8	5.3±1.3	24.5	5.5±0.8	14.5	4.9±0.7	14.3
Cr	63.4±2.9	4.6	64.7±7.3	11.3	56.2±3.8	6.8	49.4±4.4	8.9
Fe	23280±970	4.2	27130±290	1.1	26310±150	0.6	26530±140	0.5
Mg	4524±256	5.7	4635±104	2.2	4547±109	2.4	4511±243	5.4
Mn	129.7±2.1	1.6	131.8±6.8	5.2	127.0±7.5	5.9	120.7±7.2	6.0
Na	11520±260	2.3	10920±330	3.0	9000±580	6.4	6980±400	5.7
Ni	6.0±1.7	28.3	8.5±0.3	3.5	10.2±0.5	4.9	10.6±0.8	7.5
Pb	26.5±2.9	10.9	23.2±4.4	19.0	27.2±5.6	20.6	28.6±1.6	5.6
Rb	44.8±2.9	6.5	45.2±2.9	6.4	48.3±2.5	5.2	51.9±2.6	5.0
Sr	98.1±4.4	4.5	95.8±1.0	1.0	80.4±0.7	0.9	68.2±0.3	0.4
Ti	2542±210	8.3	2690±299	11.1	2650±190	7.2	2500±176	7.0
U	2.8±0.5	17.9	2.9±0.6	20.7	3.3±0.3	9.1	3.0±0.2	6.7
Y	17.9±1.4	7.8	19.6±1.4	7.1	21.5±2.0	9.3	22.0±0.8	3.6
Zn	113.9±14.5	12.7	124.4±16.4	13.2	122.7±15.5	12.6	126.8±3.1	2.4
Zr	158.9±4.5	2.8	148.1±6.2	4.2	190.2±5.2	2.7	181.7±4.6	2.5

第3表 Elemental Abundances of the Soil (21-2).

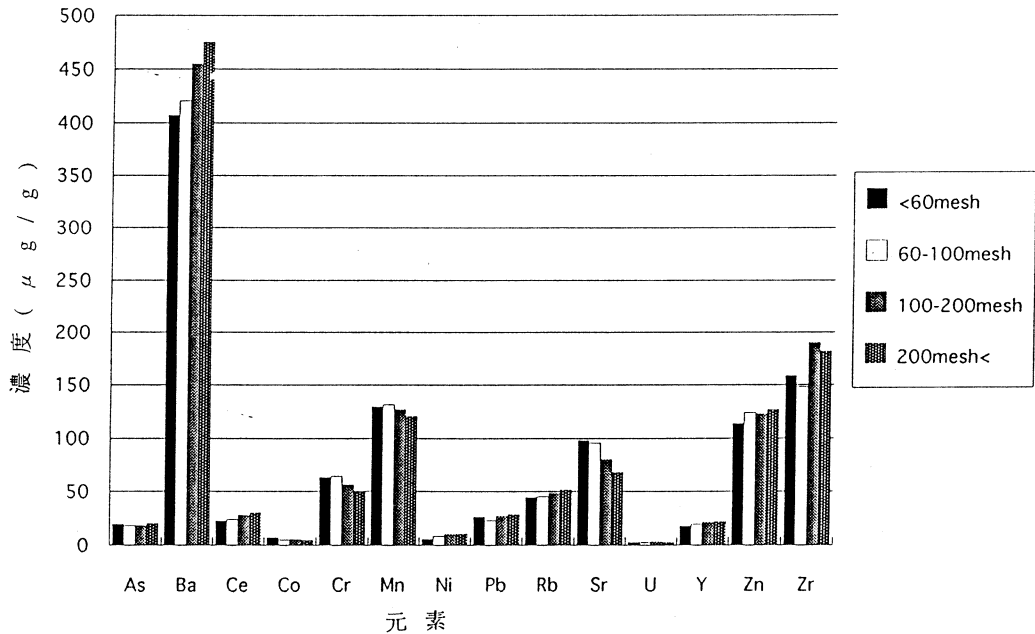
Element	<60mesh ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)	60-100mesh ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)	100-200mesh ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)	200mesh< ($\mu\text{g/g}$)	RSD (%)
As	17.7±3.4	19.2	20.6±3.9	18.9	24.6±1.5	6.1	27.5±2.7	9.8
Ba	319.7±53.1	16.6	310.8±34.5	11.1	332.3±6.3	1.9	333.4±30.2	9.1
Ca	9029±595	6.6	7282±427	5.9	5640±346	6.1	5528±239	4.3
Ce	25.4±5.8	22.8	28±3.2	11.4	31.2±1.3	4.2	38.8±2.1	5.4
Co	6.4±1.5	23.4	5.3±1.5	28.3	5.9±1.1	18.6	6.1±1.0	16.4
Cr	43.6±13.8	31.7	57.7±3.7	6.4	51.9±5.8	11.2	60.8±4.5	7.4
Fe	23430±710	3.0	27010±170	0.6	27880±1340	4.8	27380±1170	4.3
Mg	4835±649	13.4	4230±88	2.1	4154±194	4.7	4265±421	9.9
Mn	122.7±8.6	7.0	123.8±3.5	2.8	132.6±6.5	4.9	153.7±3.1	2.0
Na	10620±250	2.4	8734±264	3.0	7146±357	5.0	7349±121	1.6
Ni	4.8±1.2	25.0	9.8±1.1	11.2	10.2±0.7	6.9	11.8±1.1	9.3
Pb	17.5±3.0	17.1	23.3±3.9	16.7	34.8±9.7	27.9	27±2.5	9.3
Rb	37.7±1.5	4.0	39.5±2.8	7.1	42.7±1.7	4.0	52.1±1.6	3.1
Sr	86.8±1.0	1.2	73.8±1.7	2.3	58.2±2.7	4.6	51.3±2.8	5.5
Ti	2670±145	5.4	2848±166	5.8	2799±142	5.1	3187±100	3.1
U	2.7±0.5	18.5	3.3±0.7	21.2	3.6±0.8	22.2	4.5±0.7	15.6
Y	20.3±0.9	4.4	22.1±0.7	3.2	25.5±1.7	6.7	30.1±1.5	5.0
Zn	121.3±26.3	21.7	111.1±22.9	20.6	122.7±14.3	11.7	141.5±14.9	10.5
Zr	140.3±9.1	6.5	155.6±3.5	2.2	174.8±3.6	2.1	202.8±3.3	1.6

でCoとUについては相対標準偏差が大きいので除いた。

- (1) 粒子径が大きい区分ほど濃度が高い——Ca, Na, Sr
- (2) 粒子径が小さい区分ほど濃度が高い——Ba, Ce, Fe, Ni, Rb, Y, Zn, Zr
- (3) 粒子径に無関係に濃度が一定——Mg, Ti



第1図 Macro Elements of the Soil (13-3).



第2図 Micro Elements of the Soil (13-3).

As, Cr および Pb については両方の土に共通する傾向はみられなかった。Ca および Na の定量値は粒径区分ごとに異なるが、それ以外の元素については200mesh以上の粒径の土を用いて定量値を求めれば、相対標準偏差を低く抑えることができ、得られる定量値もほぼその土の組成をあらわすといえる。

200mesh以上の粒径の土の定量値と一般的な土の平均組成³⁾を比較したのが第4表である。13-3の土と21-2の土の定量値を比較するとBaとTi以外はほとんど差が認められないので、今回の実験結果から、13-3と21-2の土壌成分はほとんど差がないといえる。また、これらの値を平均組成値と比較すると、As, Na, Pb, Zn および Zr については本実験結果の方が高い値を示し、逆にCa, Fe, Ni および Ti については平均組成値より大きく下回った。これが、この圃場の特徴なのかどうかは今後の実験による。黒ボク土の特徴でもあるCuの濃度については検出できなかった。

圃場の土に含まれる金属元素濃度は、その地域を構成している母岩や、肥料、中和剤などの人工的な化学薬品の散布によって異なると思われる。人為的な由来の元素濃度の変動を追跡す

第4表 Elemental Abundances of the Soil (13-3 and 21-2) and the Average Composition³⁾.

Element	13-3 ($\mu\text{g/g}$)	21-2 ($\mu\text{g/g}$)	Average Composition
As	20.3	27.5	6
Ba	475.6	333.4	500
Ca	5645	5528	15000
Ce	30.3	38.8	50
Co	4.9	6.1	8
Cr	49.4	60.8	70
Fe	26530	27380	40000
Mg	4511	4265	5000
Mn	120.7	153.7	1000
Na	6980	7349	5000
Ni	10.6	11.8	50
Pb	28.6	27	12
Rb	51.9	52.1	60
Sr	68.2	51.3	140
Ti	2500	3187	5000
U	3	4.5	2
Y	22	30.1	40
Zn	126.8	141.5	90
Zr	181.7	202.8	140

るのは困難であると思われるので、今後は母岩の元素組成を調べてみたい。また、放射化分析法でもとめた定量値は土壤中の元素の全濃度にあたるが、今後、数種類の浸出法を用いて植物にとっての元素の有効濃度を求めて放射化分析法で得た結果と比較してみたい。

本研究を行なうにあたり、お世話になった東北大学核理研の榊本和義博士、大槻勤博士ならびにマシーングループの方々、職員の方々に感謝致します。また、試料採取にあたり、東北大学農学部附属草地研究施設の伊藤巖教授、菅原和夫教授ならびに西脇亜也博士には貴重な助言、助力をいただいたことを深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 東北大学農学部附属農場, 要覧。
- 2) 化学便覧, p. 1240 (1984) 丸善出版。
- 3) 化学総説 “土の化学”, (1989) 学会出版センター。

後期更新世，木曾御嶽火山噴出物の 岩石学とマグマ輸送システム

福島大教育学部，理学部地球物質科学*

木村純一・吉田武義*

§ 1. はじめに

本州中部の島弧会合部背弧側には乗鞍火山列が南北に配列している。乗鞍火山列の南端部，岐阜・長野県境に位置する木曾御嶽火山（以降，御嶽火山）は，中期～後期更新世に活動した，主として中心噴火の複合火山である。御嶽火山の周辺には，上野玄武岩類や地蔵峠火山岩類¹⁾が分布する。これらは御嶽火山が活動を始める中期更新世以前に活動したもので²⁻³⁾，大部分が単成火山を成す。このような火山活動様式の時間的推移については，鮮新世末の広域応力場の転換によると考えられている⁴⁾。また，この地域では，P波伝達異常やS波偏向異方性の観測から地下構造を探る試みがなされている⁵⁻⁶⁾。安藤⁵⁾は乗鞍火山列下の深度70～150kmの上部マントル中で南北に延びる低速度体をマントルダイアピルであると考えている。最近では長野県西部地震の余震を用いた地下構造解析がなされ，御嶽火山の地下数km～10数kmにマグマ溜りと思われるS波反射面が検出されている⁷⁻⁸⁾。さらに，本地域では詳細な重力探査による重力異常分布と地質構造との対応が明らかにされており⁹⁾，一部の断層は地殻深部まで達しているらしい。

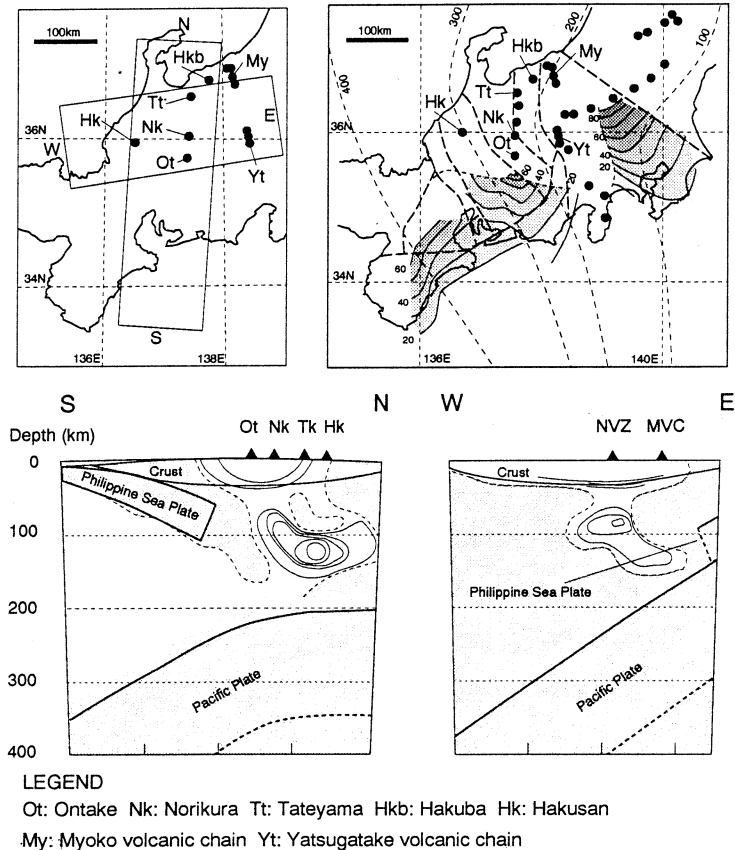
御嶽火山に関しては，Kobayashi¹⁰⁾，山田・小林¹¹⁾，小林¹²⁾らによって地質学的研究がなされている。ただし，これまでの火山活動史の研究は十分ではなく，また，噴出物の岩石学的研究も乗鞍火山列の一部としての取扱い¹³⁾のみで，活動史に伴うマグマの推移はあまり検討されていなかった。木村¹⁴⁾は，御嶽火山の後期更新世噴出物を再検討し，火山層序と噴火間隙に注意して調査を行い，この時期の火山活動史とマグマの噴出順序を確立した。その結果，わずか10万年間にカルクアルカリ安山岩～デイサイトやソレイト質安山岩が噴出し，さらに活動に伴って噴出物中の K_2O レベルがかなり変動することを明らかにした。

火山体を構成するマグマの多様性には，マグマ発生場とマグマ輸送システムの両方がともに重要な役割を果たしており，これらは地質構造，温度構造，そして応力場などにコントロールされていると考えられる。本論では，御嶽火山上部更新世噴出物の光量子放射化分析等による分析結果を示し，その成因を論じるとともに，それと地質学的・地球物理学的データを用いて

推定された、地殻～上部マントル構造ならびにマグマ輸送システムを示し、御嶽火山のマグマ活動史を総合的に考察する。

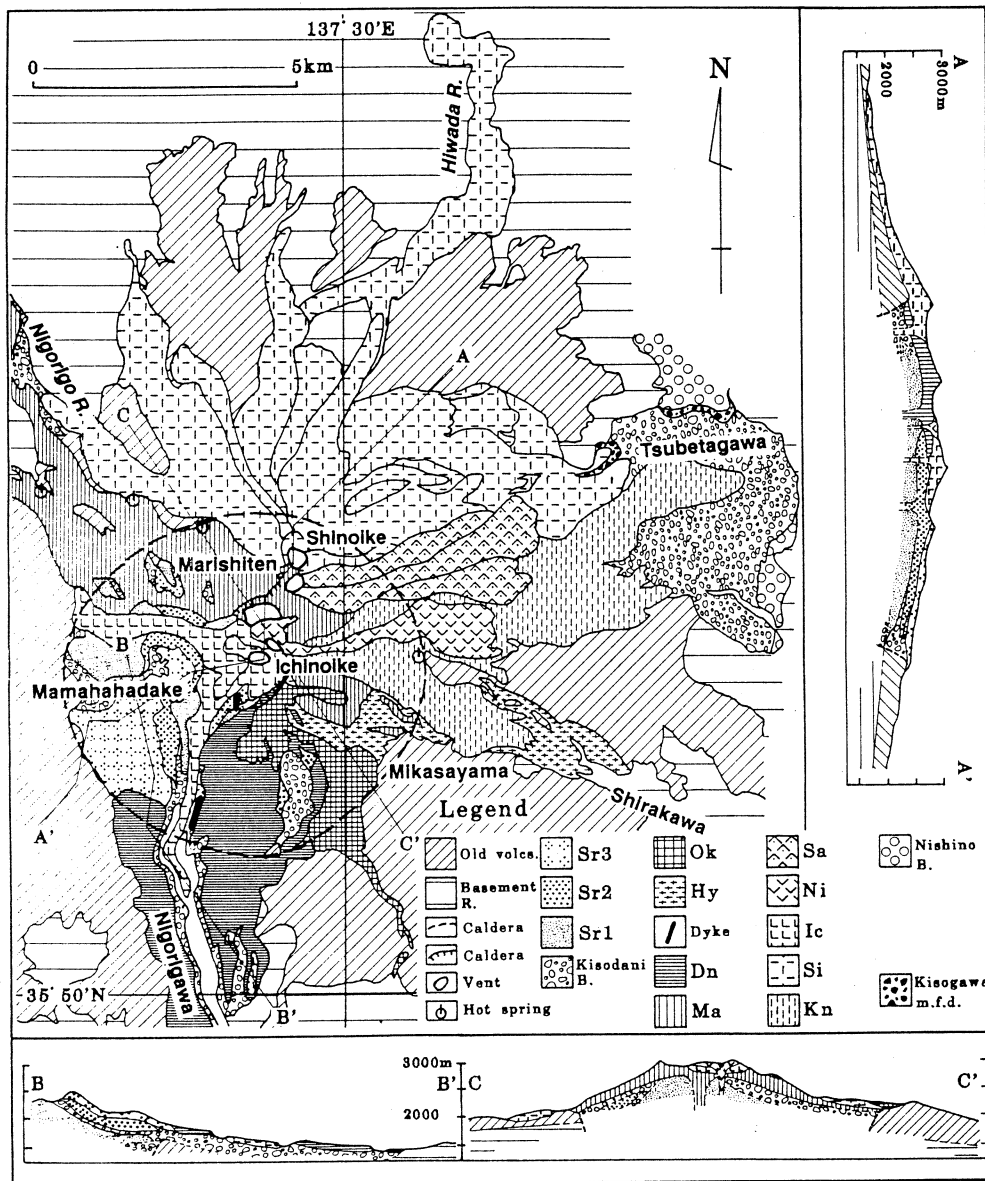
§ 2. 御嶽火山, 上部更新統火山岩類の地質概要

御嶽火山は、伊豆マリアナ弧 - 東北本州弧会合部の背弧側で、乗鞍火山列の南端部に位置する。御嶽火山の基盤は美濃帯中生層と濃飛流紋岩類¹¹⁾で、地殻の厚さは20kmを超える¹⁵⁾。周辺には、阿寺断層、境峠断層などの活断層がNW - SEに走り、これらと直交する断層群も発達する¹¹⁾。また、御嶽火山は乗鞍火山列の地下約70-150kmにあるP波速度異常部⁵⁻⁶⁾の南端部に位置し、他の中部地方の火山と同様にフィリピン海プレートの分裂部の内側にある。そのすぐ南側までフィリピン海プレートが沈み込み、深所には太平洋プレートが横たわる(第1図¹⁶⁾)。



第1図 Location of studied area with subducting plate depth (km), and P wave velocity section.

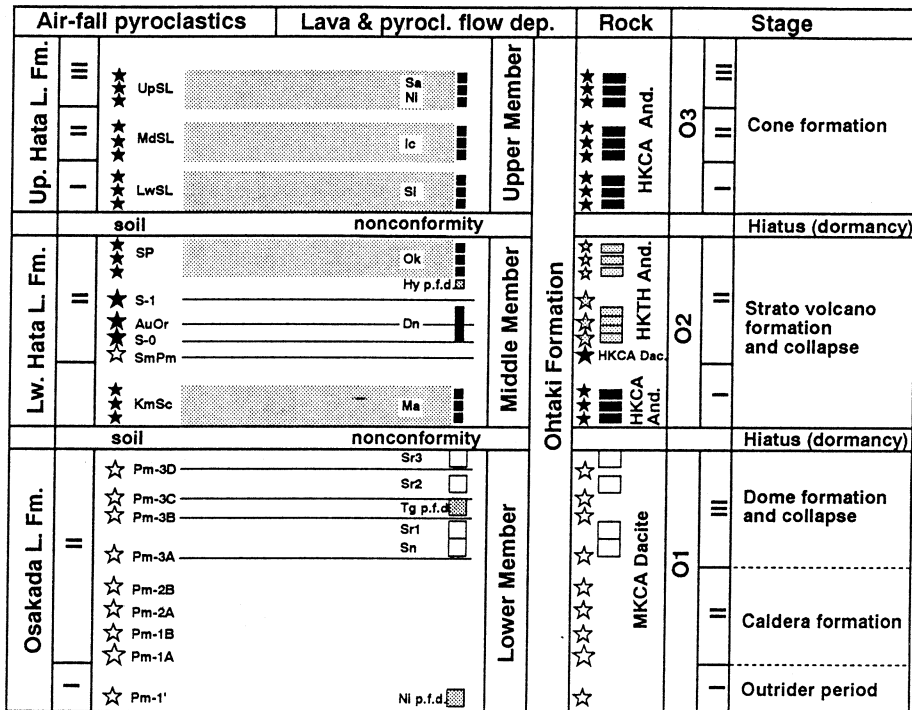
Figures from Yamasaki and Ohida¹⁶⁾, and Ando⁵⁾, respectively partly arranged by authors.



Geological map and cross sections of the studied area
 Sr1 : Shirakawa 1 lava, Sr 2 : Shirakawa 2 lava, Sr 3 : Shirakawa 3 lava, Ma : Marishiten lavas,
 Dn : Denjohgawa lavas, Hy : Hyakentaki scoria flow deposit, Ok : Okunoin lavas, Kn : Kanose lavas,
 Si : Shinoikelavas, Ic : Ichinoike lavas, Ni : Ninoikelavas, Sa : Sannoike lavas

第2図 Geological map of the Upper Pleistocene Ohtaki volcanic rocks of Ontake volcano¹⁴⁾.

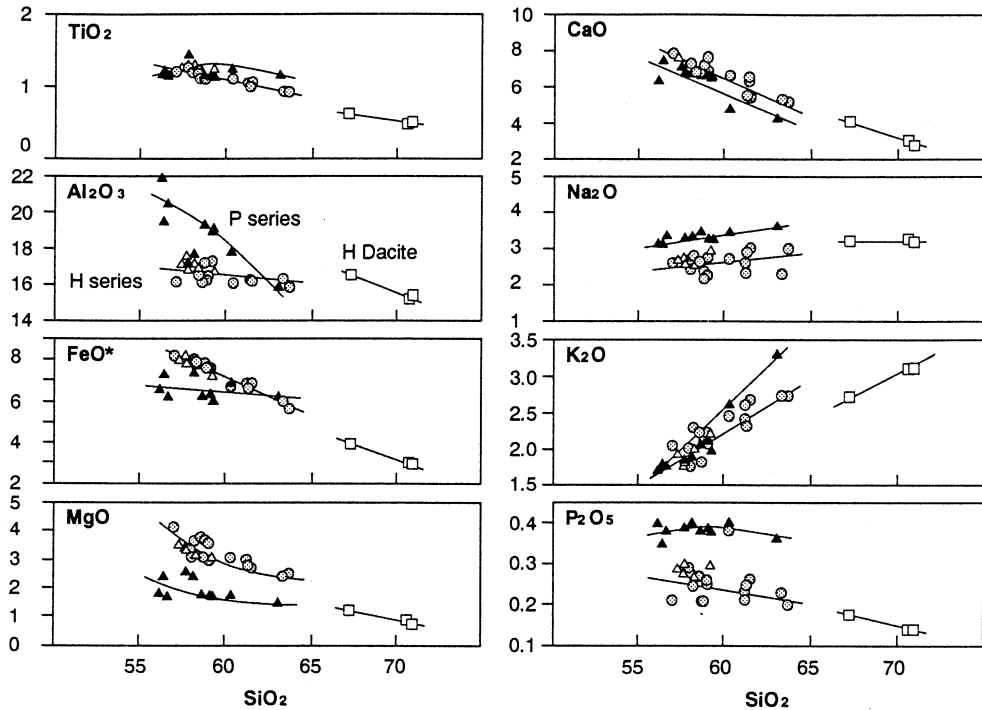
御嶽火山周辺の新生代火山活動は上野玄武岩類^{1,3)}や地蔵峠火山岩類¹⁾の単成火山群の活動に始まる。現在の御嶽火山の位置に噴火中心が固定したのは中期更新世前半以降であり、およそ70~40万年前まで^{2,12)}の中期更新世の成層火山体を形成する活動と、後期更新世の王滝ステージ¹⁴⁾に区分される。後者は更に、(1)軽石噴出によるカルデラの形成-軽石噴火と溶岩ドーム群の形成期(O1:王滝1サブステージ;12-9万年前)、(2)成層火山体の形成と崩壊期(O2:王滝2サブステージ;6-4.5万年前)、(3)南北に配列したコーン群の形成期(O3:王滝3サブステージ;3-2.5万年前)に細分される。このうち、O1ステージには直径約6kmのカルデラが生じ、これ以降のコーン群は、NNE-SSW方向の断裂に沿って噴出している(第2図,第3図)¹⁴⁾。



第3図 Stratigraphic chart and volcanic activity of Ohtaki volcanic rocks with rock types¹⁴⁾.

§ 3. 王滝ステージ噴出物の岩石学的特徴

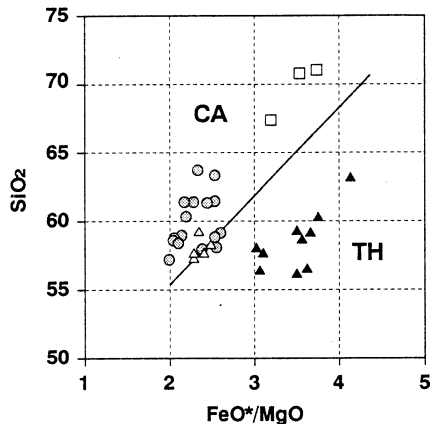
王滝ステージの岩石は、O1ステージのデイサイトがSiO₂約65-70%、O2・O3ステージの安山岩類がSiO₂約55-63%であり、玄武岩は出現しない。K₂O¹⁷⁾とSiO₂ - FeO* / MgO¹⁸⁾による



第4図 SiO_2 - oxides variation diagram of Ohtaki volcanic rocks

Open square : Stage O1 Calcalkaline dacite, Shaded circle : Stage O2 and O3 Calcalkaline andesite, Solid triangle : Stage O2 Tholeiitic andesite. Data from Kimura¹⁴.

分類(第4, 5図)から, デイサイトは Medium-K TH系列岩である。一方, 安山岩類は High-K CA系列岩を主体とするが, O2ステージの後半には High-K TH系列岩が噴出している(第3図)。この High-K TH系列岩は無斑晶質で, かつ Al_2O_3 に富み, SiO_2 -アルカリ図¹⁹(第6図)で高アルミナ玄武岩領域に落ちる¹⁴。TH系列岩の石基および普通輝石斑晶の反応縁にはピジョン輝石が認められ, 久野²⁰のピジョン輝石質岩系に対応



第5図 SiO_2 - FeO^*/MgO plot of Ohtaki volcanic rocks

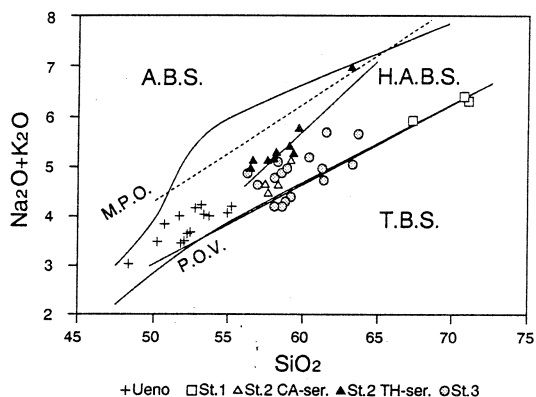
Line dividing CA and TH series from Miyashiro¹⁸.

Symbols are same as those in Fig. 4. Data from Kimura¹⁴.

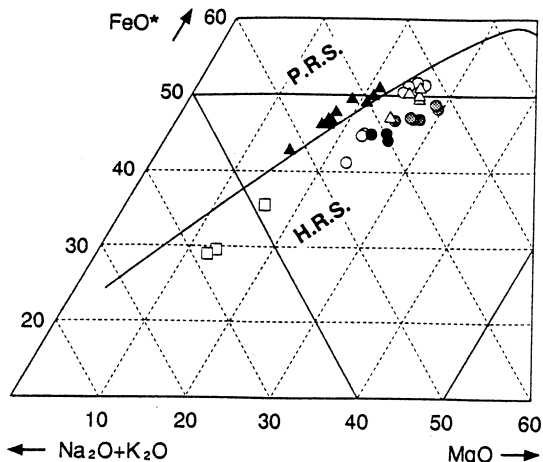
し、CA系列岩は同じくシソ輝石質岩系に対応する。また、TH系列安山岩は正累帯した有色鉱物を持ち、CA系列安山岩はかんらん石・輝石・角閃石斑晶を含み、正逆双方の累帯構造を示す輝石や汚濁核をもつ斜長石を含み、不平衡斑晶組み合わせをもつ。前者は Sakuyama^{21, 22)} のNタイプに、後者はRタイプに対応する。さらに、TH系列岩は斑晶磷灰石を欠き、CA系列岩は微斑晶～斑晶サイズの磷灰石を有する¹⁴⁾。以下では、久野²⁰⁾ の分類に従い、TH (ソレライト) 系列に対してピジョン輝石質岩系 (以後、P岩系)、CA (カルクアルカリ) 系列に対してシソ輝石質岩系 (以後、H岩系) という名称を用いる。両者はAFM図²⁰⁾ によっても明瞭に区分できる (第7図)。これら両岩系は全岩組成や鉱物組合せとともにマグマ温度が異なり、H岩系に対してP岩系の方が温度が高い²⁰⁾。

御嶽火山噴出物において、H岩系とP岩系の斑晶モード組成はSiO₂に対して全く異なったトレ

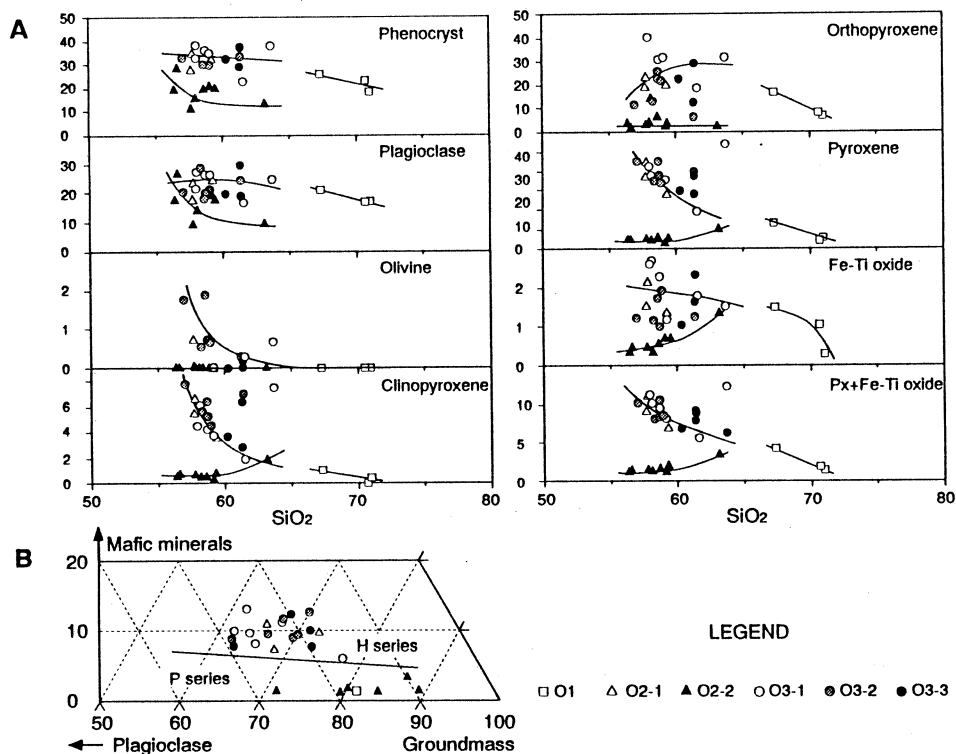
ンドを示す (第8図)。一般に輝石や鉄鉱、斜長石斑晶が多く含まれるH岩系に対し、P岩系はそれらに乏しい。H岩系ではカンラン石が少量ながらみられ、分化に伴って減少するが、P岩系ではほとんど含まれない。これらは八幡平火山のH岩系/P岩系が示す特徴²³⁾ に等しいが、



第6図 SiO₂ versus total alkali variation diagram
The boundary lines are from Kuno¹⁹⁾. A.B.S. : Alkali basalt series, H.A.B.S. : High alumina basalt series, T.B.S. : Tholeiitic basalt series, M.P.O. : average trend of the Middle Pleistocene Ontake volcanic rocks. Data from



第7図 AFM plot of Ohtaki volcanic rocks
Boundary line of P.R.S. (pigeonitic rock series) and H.R.S. (hypersthene rock series) from Kuno²⁰⁾. Symbols are same as those in Fig. 4. Data from Kimura¹⁴⁾.



第8図 A : SiO₂ versus modal phenocrystic minerals

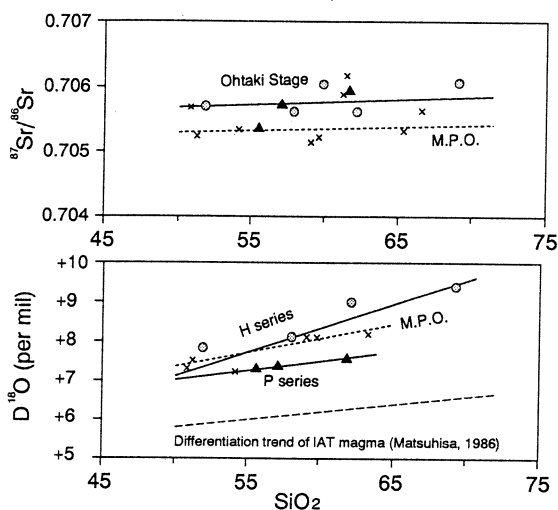
B : Modal ratios of mafic - groundmass - plagioclase of hypersthenic (H) and pigeonitic (P) rock series.

Symbols are same as those in Fig. 4.

御嶽火山の方が一般に苦鉄質斑晶に乏しい。また、木村¹⁴⁾のカルクアルカリデイサイトはモード組成でもH岩系のトレンド上にあり、記載岩石学的にもH岩系に属する。H岩系安山岩同士を比べると、O3ステージで最南端の火道から噴出した一ノ池安山岩類(第3図, Ic)は最も苦鉄質・未分化で、鉄鉱が少なく、かんらん石と単斜輝石に富む。この北方の三ノ池安山岩類(第3図, Sa)は一ノ池安山岩類と同様に苦鉄質でかんらん石を同程度含むが、単斜輝石は比較的乏しい。更に、最も北の火道から噴出した四ノ池安山岩類(第3図, Si)はかんらん石・単斜輝石ともに乏しく、SiO₂量が高くて、この期の噴出物では最も分化している。即ち、O3ステージの噴出物は南側の火道から噴出したものほど未分化で、北側ほどより分化している。これに対し、O2ステージのH岩系安山岩は中程度の分化を示し、噴火中心も山体中央部にあ

る。
御嶽火山噴出物の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比は中部更新統、上部更新統ともに概ね0.705-0.706の範囲にあり、SiO₂が増加してもあまり変化しない¹¹⁾(第9図)。ここでは、Fujinawa²⁴⁾が安達太良火山

で認めたH岩系とP岩系間の系統的な同位体組成差はない。一方、酸素同位体比は玄武岩ではあまり差が無いが、P岩系が島弧ソレイトでSiO₂の増加に伴って見られる緩やかな¹⁸Oの濃集²⁵⁾を示すのに対し、H岩系はより急な濃集を示している。



第9図 Strontium and oxygen isotope ratios of Ohtaki volcanic rocks.

Data from Yamada and Kobayashi¹¹⁾, (analyst H. Kurasawa) rearranged stratigraphically by the authors. M.P.O. : average trend of the Middle Pleistocene Ohtake volcanic rocks. Symbols are same as those in Fig. 4.

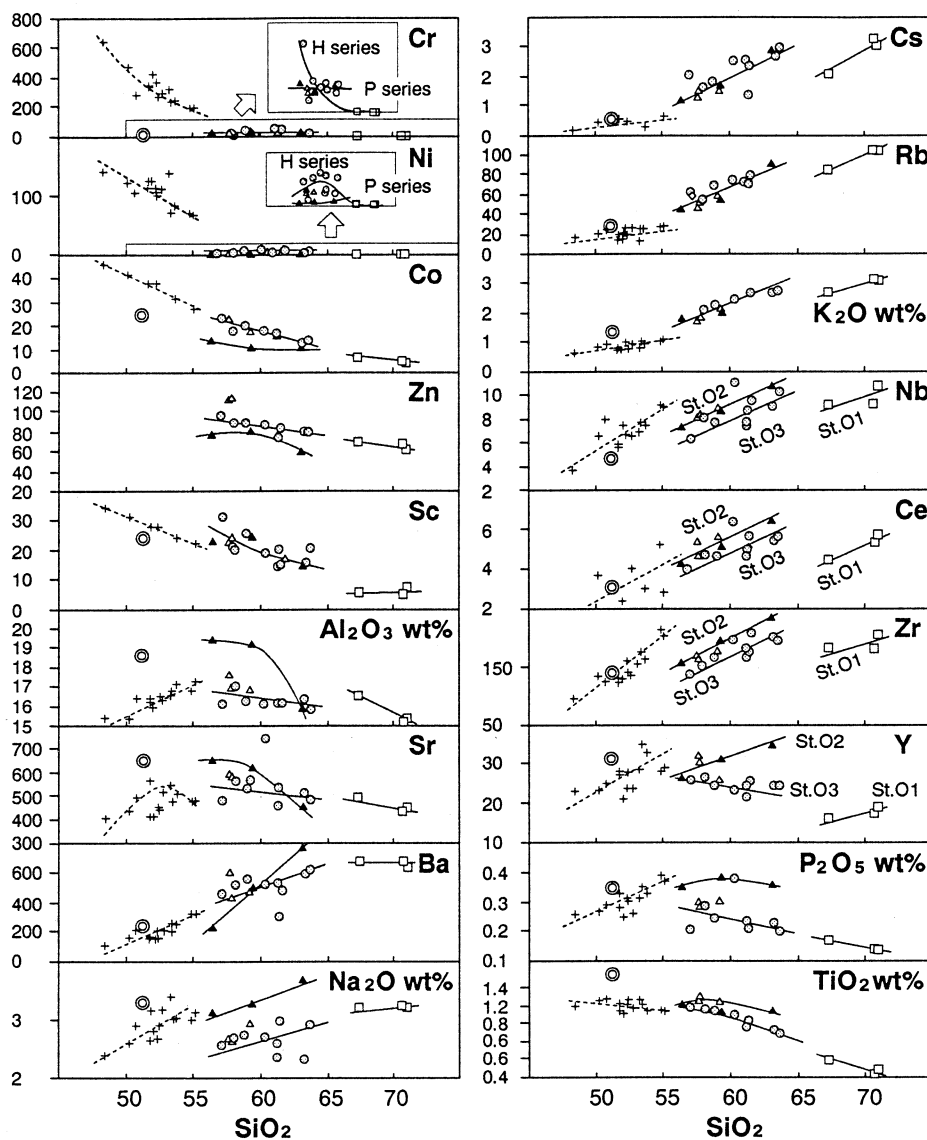
§ 4. 岩石試料の分析方法

御嶽火山，上部更新統火山岩類の主成分全岩化学分析は山口大学理学部の理学電機製蛍光X線分析装置により分析した。FeOは過マンガン酸カリウムによる滴定法，H₂O⁺，H₂O⁻は重量法によった¹⁴⁾。微量元素Ba, Ce, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Y, Zn, Zrは光量子放射化法²⁶⁾により定量した。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。また，一部試料の微量成分を理学電機(株)大阪本社分析センターで蛍光X線分析装置により測定した。結果を第1表に示す。

§ 5. 御嶽火山，王滝ステージ噴出物の化学組成

王滝ステージ噴出物の化学組成は活動期間が約10万年と短いにもかかわらず多様である。K₂Oレベルは岩系によらず，O1ステージがMedium-K，それ以外はHigh-Kであるが，Na₂O，MgO，FeO，CaO，Al₂O₃，TiO₂，P₂O₅はH岩系とP岩系で組成が異なる。また，H岩系サイトは同安山岩の分化経路の延長上にプロットされる(第4図)。このうち，Al₂O₃の変化

経路に最も差があり、P岩系で濃度が高く、 SiO_2 の増加に伴い急激に減少する。これは安山岩組成で斜長石が効果的に分別しているためと考えられる。また、 MgO はH岩系で系統的に高く、かんらん石や単斜輝石のモード組成変化に対応し、P岩系は安山岩組成では既にそれらの苦鉄質鉱物を大量に分別していたと思われる。一方、 TiO_2 と P_2O_5 の変化経路は $\text{SiO}_2=55\%$ 以降、岩系により分かれる。かんらん石や単斜輝石のモード組成が示すO2・O3ステージH岩



第10図 SiO_2 vs. trace elements variation diagram
Symbols are same as those in Fig. 6.

第1表 Bulk rock major and trace elements chemistry of Ohtaki volcanic rocks.

Name	Sr1	Sr2	Sr3	M1	M2	M3	M4	M5	D1	D2	D3	D4	D5	D6	HY1	HY2	O1
(wt. % on 100% basis)																	
SiO ₂	71.00	70.70	67.30	59.20	57.70	57.40	57.70	58.40	56.40	58.10	57.70	59.30	58.60	59.10	60.40	63.10	56.60
TiO ₂	0.48	0.45	0.59	1.23	1.28	1.27	1.29	1.24	1.20	1.30	1.42	1.13	1.14	1.17	1.25	1.14	1.16
Al ₂ O ₃	15.40	15.20	16.50	16.80	17.60	17.10	16.90	17.00	19.50	17.80	17.30	19.10	19.30	19.00	17.80	15.90	20.50
Fe ₂ O ₃	1.55	1.51	1.86	3.46	4.27	3.63	3.92	5.22	2.95	3.30	4.75	2.02	2.19	2.22	4.02	2.27	4.96
FeO	1.51	1.69	2.26	4.14	4.10	4.77	4.62	3.25	4.63	4.41	3.75	4.26	4.30	4.31	3.18	4.29	1.79
MnO	0.10	0.10	0.11	0.13	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15	0.16	0.14	0.14
MgO	0.78	0.86	1.23	3.10	3.48	3.54	3.41	3.20	2.38	2.44	2.59	1.74	1.76	1.72	1.81	1.53	1.73
CaO	2.77	3.03	4.05	6.49	6.70	7.23	7.26	6.74	7.51	6.81	6.76	6.63	6.64	6.50	4.85	4.29	7.57
Na ₂ O	3.22	3.25	3.21	2.92	2.69	2.70	2.62	2.63	3.14	3.37	3.31	3.26	3.46	3.30	3.50	3.67	3.37
K ₂ O	3.10	3.11	2.71	2.21	1.76	1.93	1.83	1.98	1.80	1.90	1.82	1.99	2.08	2.14	2.63	3.31	1.76
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.17	0.30	0.30	0.29	0.28	0.27	0.35	0.40	0.39	0.38	0.38	0.39	0.40	0.36	0.38
Total	100.05	100.04	99.99	99.98	100.03	100.01	99.99	100.09	100.02	99.99	99.96	99.96	100.00	100.00	100.00	100.00	99.96
T-FeO	2.91	3.05	3.93	7.25	7.94	8.04	8.15	7.95	7.29	7.38	8.03	6.08	6.27	6.31	6.80	6.33	6.25
(ppm)																	
Ba	632	682	681	471	606		443		233			502				774	
Ce	57.9	53.8	44.6	55.5	54.2		46.9		43.1			51.0				64.7	
Co	3.7	4.7	6.4	16.5	22.1		22.4		13.7			10.5				10.8	
Cr	0.4	—	1.0	23.6	26.5		20.9		30.3			20.6				30.3	
Cs	3.07	3.26	2.12	1.52	1.28		1.54		1.19			1.76				2.88	
Nb	10.8	9.3	9.2	8.9	8.3		8.2		7.3			8.7				10.8	
Ni	0.6	0.5	0.9	3.7	3.3		4.2		0.8			1.1				1.3	
Rb	105	107	84.1	60.6	46.6		49.8		43.8			55.4				91.0	
Sc	8.0	5.0	5.9	25.0	22.3		24.7		23.1			24.2				14.6	
Sr	455	434	492	570	587		584		650			620				452	
Y	19.2	17.1	16.4	26.1	32.3		30.9		26.3			30.9				34.6	
Zn	63	69	71	86	113		115		78			81				60	
Zr	205	183	180	178	166		160		155			192				234	
(modal% on 100% basis)																	
pl	17.30	17.10	21.00	24.60	17.80		23.40		17.90	14.60	9.39	18.10	17.80	19.10		9.85	27.10
ol	—	—	—	—	0.72		0.09		—	—	—	—	—	—		—	—
cpx	0.45	0.01	1.03	3.56	5.47		6.65		0.65	0.46	0.68	0.79	0.43	0.29		1.82	0.81
opx	0.70	0.84	1.68	1.98	1.95		2.26		0.35	0.40	0.29	0.38	0.69	0.26		0.23	0.14
amp	0.06	4.24	0.74	0.35	—		—		—	—	—	—	—	—		—	—
ore	0.29	1.06	1.48	1.32	1.53		2.13		0.31	0.33	0.46	0.74	0.53	0.74		1.32	0.47
gm	81.20	76.70	74.10	68.20	72.50		65.50		80.80	84.20	89.20	80.00	80.60	79.60		86.80	71.50

系安山岩の分化程度の違いはMgO量に表れ、AFM図では最も未分化な一ノ池安山岩類がMgO端成分に寄り、三ノ池、一ノ池の順にMgOに乏しくなる(第7図)。O2ステージのH岩系はモード組成同様、中間的な組成をもつ。このように、主成分組成の差はモード組成に見られる各岩系/各岩石間の差に対応している。

微量元素のうち、Rb, Nb, CeはSiO₂とともに単調に増加するが、K₂O同様、O1ステージでは他のステージの安山岩とは異なる変化経路を示す(第10図)。Y, Ti, PはP岩系ではやや増加しないし一定であるが、H岩系では分化とともに単調に減少する。ZrとNaはどの岩系でもSiO₂とともに単調に増加するが、Medium-K H岩系, High-K H岩系, High-K P岩系のいずれも経路が異なり、P岩系で最も高い。Ce, Zrはサブステージ毎に変化経路が異なる。Cr,

Name	O2	Kn	S0	S1	S3	S5	S6	S7	I1	I2	I3	I4	I5	I7	Ni	Sa1	Sa3
(wt. % on 100% basis)																	
SiO ₂	56.20	61.50	63.30	58.10	59.10	58.70	63.60	58.00	58.60	58.30	59.00	57.10	58.70	61.30	61.30	61.30	60.30
TiO ₂	1.19	1.05	0.93	1.17	1.12	1.17	0.90	1.23	1.11	1.17	1.15	1.20	1.10	0.98	1.04	0.99	1.10
Al ₂ O ₃	21.90	16.20	16.30	17.10	17.30	17.20	15.90	17.20	16.10	16.50	16.40	16.10	16.20	16.10	16.30	16.30	16.10
Fe ₂ O ₃	3.17	3.12	2.94	3.57	2.84	2.86	2.46	2.85	3.20	3.76	3.54	3.09	2.98	2.82	3.22	2.63	3.75
FeO	3.78	4.01	3.39	4.75	5.06	5.26	3.48	5.43	4.81	4.39	4.46	5.44	5.04	4.19	3.92	4.16	3.37
MnO	0.15	0.14	0.12	0.16	0.15	0.15	0.12	0.16	0.15	0.15	0.15	0.10	0.15	0.14	0.14	0.12	0.13
MgO	1.89	2.70	2.38	3.13	2.96	3.10	2.46	3.35	3.77	3.69	3.59	4.17	3.76	2.95	2.79	3.00	3.06
CaO	6.42	5.42	5.36	6.98	6.83	7.15	5.17	7.33	7.18	6.68	6.61	7.90	7.59	6.51	5.50	6.32	6.59
Na ₂ O	3.13	2.97	2.33	2.72	2.29	2.35	2.92	2.41	2.64	2.78	2.74	2.57	2.17	2.34	2.94	2.62	2.72
K ₂ O	1.72	2.69	2.73	2.03	2.09	1.84	2.75	1.78	2.25	2.29	2.24	2.06	2.10	2.40	2.62	2.34	2.46
P ₂ O ₅	0.40	0.26	0.23	0.29	0.26	0.27	0.20	0.28	0.21	0.25	0.25	0.21	0.21	0.21	0.25	0.23	0.38
Total	99.95	100.06	100.01	100.00	100.00	100.05	99.96	100.02	100.02	99.96	100.08	99.99	99.99	99.94	100.02	100.01	99.96
T-FeO	6.63	6.82	6.04	7.96	7.62	7.83	5.69	8.00	7.69	7.77	7.65	8.22	7.72	6.73	6.82	6.53	6.75
(ppm)																	
Ba		487	603	526			635				563	457		303		541	522
Ce		56.8	55.1	47.3			56.9				45.8	40.4		46.0		50.2	64.5
Co		14.9	13.0	17.3			14.0				20.4	23.3		16.4		16.7	17.6
Cr		24.2	20.7	12.6			30.5				33.9	75.1		32.5		46.2	27.6
Cs		2.39	2.75	1.64			2.99				1.84	2.04		2.58		1.42	2.57
Nb		9.6	9.3	8.1			10.4				7.7	6.4		7.5		7.9	11.2
Ni		4.8	3.6	1.9			7.9				7.7	6.8		3.6		8.4	9.0
Rb		80.1	85.3	56.4			90.7				70.7	61.9		76.4		70.3	75.0
Sc		16.1	15.9	20.5			21.2				25.9	31.2		15.2		20.4	19.4
Sr		500	518	567			487				535	486		470		539	747
Y		26.0	24.4	26.9			24.5				24.4	26.4		24.7		22.1	23.6
Zn		84	81	90			80				90	97		75		77	87
Zr		206	201	154			196				166	141		169		185	198
(modal% on 100% basis)																	
pl	16.70			28.10	26.40	26.50	25.20	21.60	17.20	29.10	21.10	20.90	20.40	24.40	29.30	18.60	19.80
ol	0.32			—	—	—	0.69	—	1.87	0.55	0.66	1.77	0.74	0.34	—	0.17	0.01
cpx	1.99			6.06	3.77	4.22	7.51	4.50	6.40	5.62	4.56	7.77	5.31	7.10	2.80	6.36	3.67
opx	1.88			1.44	3.18	3.09	3.19	4.03	2.57	1.33	2.18	1.14	2.23	0.68	2.89	1.23	2.22
amp	0.11			—	0.01	—	0.19	0.01	0.16	0.01	—	—	0.37	—	0.01	0.57	5.31
ore	1.77			2.67	1.21	2.27	1.51	2.61	1.72	1.17	1.90	1.24	1.03	1.28	2.31	1.61	1.06
gm	77.20			61.80	65.50	63.90	61.80	67.30	70.10	62.30	69.60	67.20	69.90	66.30	62.70	71.50	67.90

Ni, Coは王滝ステージ全般に乏しく, H岩系の方がP岩系より含有量が高く, MgO同様, 岩系毎に経路が異なる。

サブステージ/岩系ごとに变化経路の回帰線からSiO₂=55%組成(第2表)を求め, MORB規格化パターンを描いた(第11図)。図には沈み込み帯火山岩に特徴的なNbの負異常が認められ, Ti, Yを除く全ての元素がMORBよりも数倍~数十倍濃集し, 典型的な“馬の背”パターン²⁷⁾を示す。このパターンは乗鞍火山噴出物に類似し, 北八ヶ岳火山に比べHFS元素に富む²⁸⁾。一緒にプロットした上野玄武岩と比べ, 御嶽火山噴出物はLIL元素に富む(第11図)。Pearce²⁷⁾はZr/Y - Zr図で, 沈み込み帯火山岩を海洋性島弧火山岩と陸弧火山岩に区別できることを示している。沈み込み帯火山岩の特徴を示す御嶽火山, 乗鞍火山を含む御嶽火

第2表 SiO₂ 55% normalized chemical composition by least square regression with assumed primary high alumina basalt by Tatsumi et al¹⁹⁾ (*) and this paper (**).

Stage Rock	St. O1 CA D.	St. O2 CA A.	St. O2 TH A.	St. O3 CA A-a.	St. O3 CA A-b.	HAB*	OTHAB**
wt%							
SiO ₂	55.00	55.00	55.00	55.00	55.00	49.39	49.39
TiO ₂	1.09	1.31	1.30	1.37	1.26	0.85	1.55
Al ₂ O ₃	18.43	17.39	19.75	17.45	15.81	15.70	15.70
Fe ₂ O ₃	5.32	4.83	4.01	3.96	3.62	9.76	9.76
FeO	2.08	4.77	4.01	5.53	5.71	—	—
MnO	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15
MgO	2.98	4.14	2.53	3.29	4.73	12.05	12.05
CaO	8.14	7.87	7.90	7.96	8.18	9.43	9.43
Na ₂ O	2.09	2.66	3.04	2.54	2.79	2.33	1.73
K ₂ O	1.06	1.51	1.43	1.61	1.95	0.34	0.94
P ₂ O ₅	0.36	0.32	0.32	0.27	0.23	—	—
ppm							
Ba	698	473	268	391	601		
Ce	4.5	42.2	38	42.7	38.9		
Co	16.5	25	21.4	27.6	26.7		
Cr	3.0	31.2	26.5	12.5	88.1		
Cs	—	1.20	0.98	1.01	1.60		
Nb	5.9	7.1	6.5	6.9	6.2		
Ni	3.9	7.3	1.5	1.3	11.1		
Rb	6.2	32.6	42.3	34.3	55.9		
Sc	16.7	25.9	20.3	17.7	39.6		
Sr	649	617	629	581	516		
Y	9.8	30.7	23.5	27.5	26.7		
Zn	90	115	118	100	109		
Zr	130	137	139	133	133		

山周辺の岩石はいずれも陸弧火山岩の領域にプロットされる (第12図)。

§ 6. 王滝ステージ火山岩類の成因

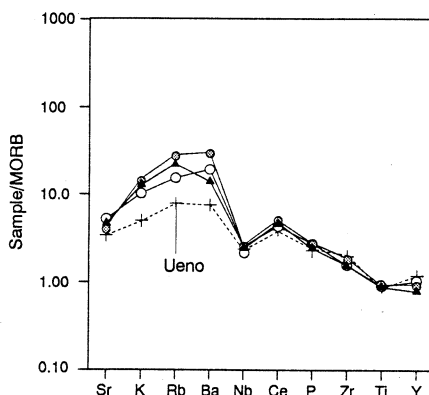
(1) H岩系とP岩系の結晶分化作用

SiO₂ - モード図 (第7図) では, P岩系が安山岩組成でかんらん石斑晶を欠き, かつ苦鉄質斑晶比が小さいのに対し, H岩系は輝石, 鉄鉍を含めた苦鉄質斑晶と斜長石斑晶に富み, P岩系がより分化した印象を与える。御嶽火山噴出物の, 岩系による斑晶モード変化の経路と斑晶鉍物比の系統的な違いから判断して両岩系は異なる結晶分別作用を行っており, H岩系 (Rタイプ) 岩を, ソレアイト (P岩系/Nタイプ) 端成分の混合でつくる²²⁾ことは難しい。両岩系は, Al, Ba, Na等の斜長石に濃集する元素と, Cr, Ni, Co等のかんらん石・単斜輝石に濃集する元素で組成が異なる²³⁾。SiO₂ - モード図からP岩系ではより早期にかんらん石や単斜

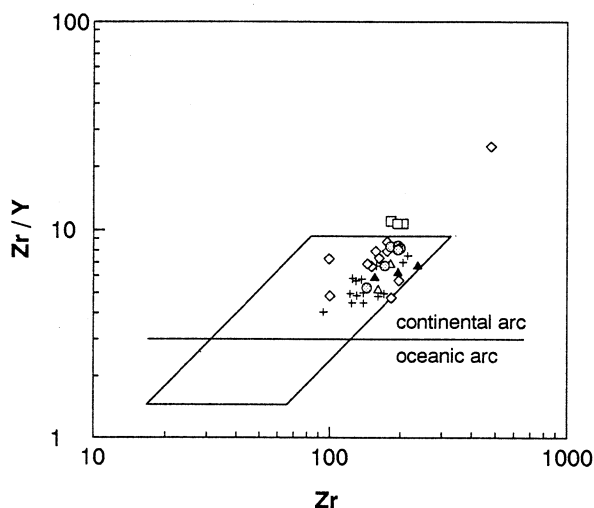
輝石を分別したと推定される。これはP岩系でCr, Ni, Coが少ないことと矛盾しない。また、P岩系安山岩でAl, Sr, Naが高いのは斜長石の分別が遅かったことを示唆している。おそらく、玄武岩組成において、H岩系はかんらん石と斜長石を、P岩系はかんらん石と単斜輝石を主に分別したと判断される。

御嶽火山のP岩系噴出物のマグマ温度が高かったことは、輝石温度計^{29, 30)}による予察的な検討から明らかである (P岩系=950 - 1000°C, H岩系=800 - 850°C: 木村, 未公表)。これは、Ishii³¹⁾が指摘したP岩系とH岩系の温度差に対応している。東北日本弧のH岩系マグマの温度がP岩系に対して一般に低いことは高橋³²⁾も指摘している。Green and Watson³³⁾はSiO₂濃度とマグマ温度によって燐灰石の晶出が制御されることを示している。御嶽火山噴出物において、斑晶燐灰石はP岩系に無く、H岩系に見られるが、これは彼らの実験結果とも調和的である。燐灰石にはPやYが選択的に取り込まれる。従って、P岩系でPとYが単調に増加し、H岩系では一定あるいは微増している事実は燐灰石の分別で説明でき、P岩系ではH岩系に対してマグマ温度が高かったために燐灰石の晶出が遅れたことを示している。

磁鉄鉱の晶出をコントロールするのはマグマ温度と酸素分圧であり、低温かつ酸素分圧の高い側で磁鉄鉱はより安定である³⁴⁾。御嶽火山噴出物において、磁鉄鉱斑晶量はP岩系に対し、H岩系で圧倒的に多い。これはH岩系岩の方がマグマ温度が低



第11図 MORB normalized plot of Ohtaki volcanic rocks with Ueno basalt. Symbols are same as those in Fig. 6.

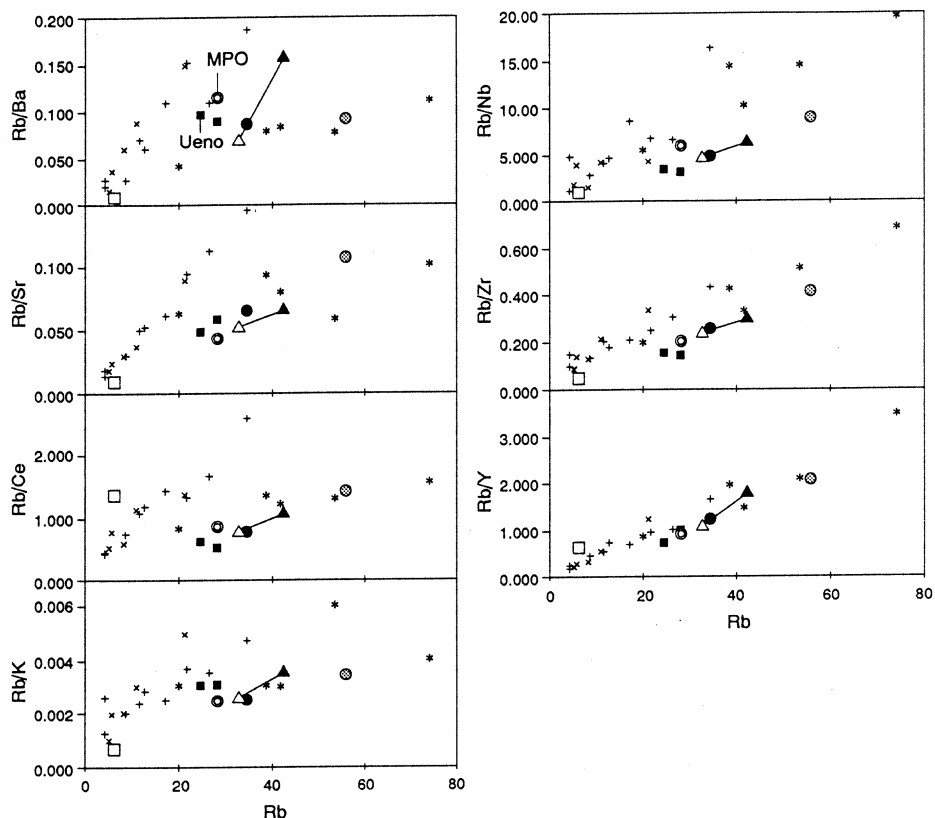


第12図 Zr/Y - Zr discrimination diagram²⁷⁾ Symbols are same as those in Fig. 6 with adding data of Norikura volcano (open rectangle).

く、酸素分圧も高かったために、磁鉄鉱が早く晶出したと推定される。玄武岩質安山岩組成以降で、 $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$ 図において岩系により変化経路が分かれるのは、H岩系での早い磁鉄鉱の晶出が効果的に作用しているためであろう。

(2) プロセス判定図とマグマ起源物質

御嶽火山噴出物の起源物質の同一性あるいは多様性を検討するために、プロセス判定図³⁵⁾(第13図)を作成した。御嶽火山上部更新統には玄武岩がないので、 $\text{SiO}_2=55\%$ 規準化値を用いたが、この組成でも初生マグマでの組成差が反映される³⁵⁾。図には東北本州弧でのデータ、上野玄武岩の $\text{SiO}_2=55\%$ に近いもの、御嶽火山中期更新世玄武岩の値も一緒に示す。図にはRbに対してRbで規格化した各インコンパティブル元素の比をプロットした。図上で一連のプロットが描く直線の勾配が、同じ起源物質から生じた部分溶融液への各元素の寄与率(鉱物の



第13図 Process identification diagram of incompatible elements.

Cross and plus : volcanic front side andesites of NE Honshu arc, Star : back arc andesites of NE Honshu arc (data from Yoshida and Aoki³⁵⁾), Solid square : Ueno basalt, Double circle : Middle Pleistocene basalt of Ontake volcano (data from Nakano et al.,¹³⁾). Other symbols are same as those in Fig. 4.

分配係数を通してマンツルの鉍物相を反映)を示し、Y切片が起源物質の元素濃度を間接的に表わす。更に、低Rb側ほど相対的に部分溶融度が大きい³⁵⁾。

御嶽火山上部更新統はステージ、岩系を問わず全てが一本の直線上にプロットされ、O2ステージのP/H両岩系はともにこの直線上にのる。部分溶融度は、ほぼサブステージ O1→O2→O3の順に低下している。従って、王滝ステージの噴出物はいずれも同一の起源物質から異なる部分溶融度で生じたと推定される。直線の勾配は東北本州弧の背弧側火山岩に近いが、HFS元素ではさらにそれより小さく、初生マグマのHFS元素濃度が高かったことがわかる。これは、角閃石のようなHFS元素の分配係数が大きい鉍物がマグマ生成にあまり関与していないことを示す。恐らく、御嶽火山噴出物の起源マンツルは斜長石や角閃石を含まないスピネルかんらん岩で、東北日本弧背弧側とは少し異なる起源物質から初生マグマが生じていると見られる。

(3) 同位体組成と地殻物質の寄与

微量元素組成からみた起源物質の同一性は、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr同位体組成と矛盾しない。また、酸素同位体比の分化が玄武岩を起点として異なった傾斜の直線群で表されることも、同じような同位体組成をもった初生マグマが条件の異なった地殻内マグマ溜りで分化して岩系間での違いを生じたと考えてよい事を示している。一般に、酸素同位体比が高くなる原因としては、島弧あるいは大陸地殻物質の混染が挙げられる。そして、未分化マグマの同位体比がほぼ同じと推定される事から、H岩系の酸素同位体の濃集経路は分別作用に地殻物質の混染が加わった結果と見ることができる。つまり、H岩系では玄武岩からデイサイトへの分化過程で地殻物質がなんらかの寄与をしており、一方、P岩系ではそのような寄与がほとんどなかったと思われる。

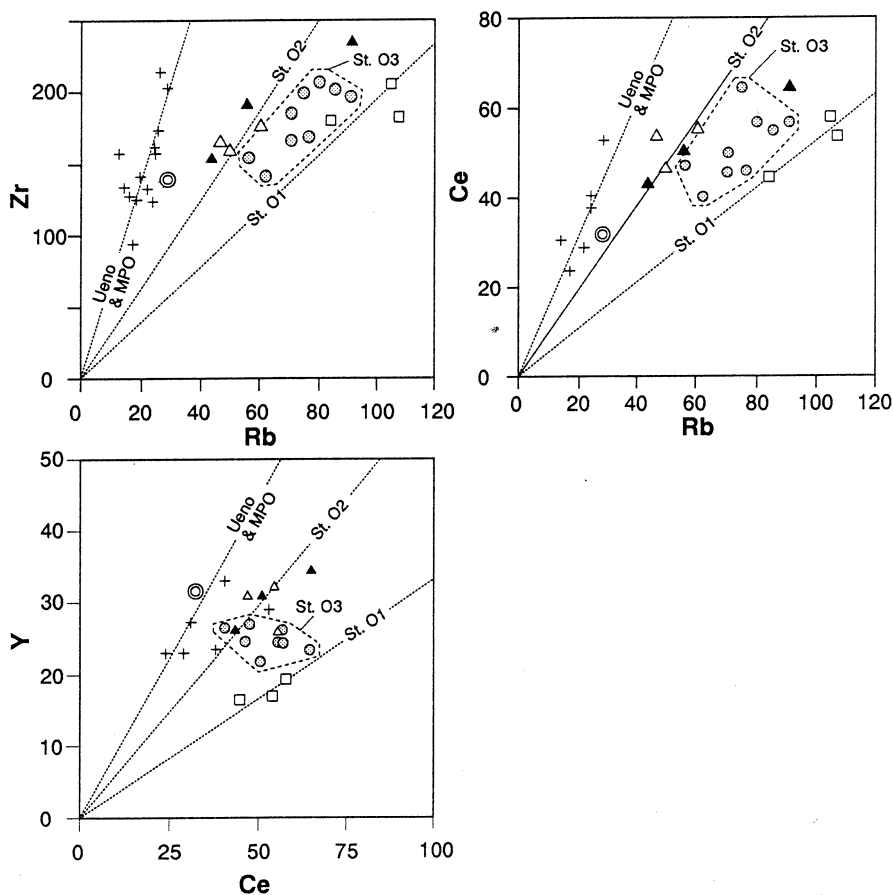
(4) 火山活動史とマグマ混合

H岩系/P岩系安山岩は、記載岩石学/岩石化学/同位体岩石学的に類似した起源マンツルから異なる部分溶融度のもとで生じた初生マグマがそれぞれ異なる分化作用を受けて生じたと考えられる。この考えは、これらの岩石の噴出順序と岩石記載からも支持される。すなわち、O2ステージでは、まず始めにH岩系岩が噴出し(Ma; 第3図)、その後しばらくの休止期がある。続いてP岩系安山岩が活動するが(Dn, Ok; 第3図)、その直前にH岩系デイサイト質軽石(SmPm; 第3図)が噴出している。これは先行したH岩系安山岩の分化物であり、新たなマグマ(P岩系マグマ)の注入でトリガリングされて噴火した³⁶⁾と推定される。SmPm中の斜方輝石斑晶外縁部には過冷却により成長したとみられる楕歯状の構造がある。これはトリガリングにより急激な減圧等のイベントが噴火直前に起こったためと考えられる。これらのH

岩系岩, P岩系岩に顕著なマグマ混合の証拠はない。一部, P岩系岩の最も初期の噴出物 (S-0スコリア層1層のみ) が逆累帯した輝石をもつが, これはすぐに無くなる。同様に, O3-1ステージには上野玄武岩に良く似たレンズ状に引き伸ばされたかんらん石玄武岩を包有する安山岩溶岩がある (Ic1: 一ノ池1溶岩)。この場合も混合量は少なく, 玄武岩の容積は5%未満である。つまり, 御嶽火山でのマグマ混合はごく小規模なものに限られ, 岩系の形成に寄与するようなマグマ混合は認められない。

(5) マグマステージの区分とその成因

木村¹⁴⁾は御嶽火山の火山活動史を編むとともに, マグマの発達史についてもふれ, 王滝ステージの各活動サブステージに対応してマグマの化学組成が変化し, マグマステージを設定できることを示している。高橋ほか³⁷⁾はある火山の噴出物で化学的に区分可能なものを化学的マグマユニット (chemical magmatic unit: c.m.u.) と呼んでいる。そのような化学的活動ユニッ



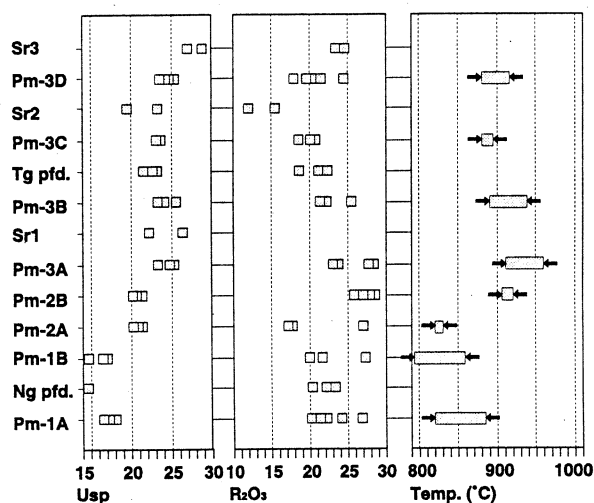
第14図 Rb - Zr, Rb - Ce, and Ce - Y variation diagram of Ohtaki volcanic rocks
Symbols are same as those in Fig. 4.

トの存在は今回得られた微量元素組成のうち、とりわけY-Ce図、Zr-Rb図（第14図）に良く示されている。各ステージの岩石はこれらの図で異なったトレンドを示しかつお互いに交わらない。Y-Ce図では、SiO₂に対する変化経路が異なるO₂ステージのP岩系/H岩系がともに同じトレンド上にプロットされる。同じことがRb-Zr図でもみられる。一方、O₁ステージの噴出物はジルコン斑晶を持ち、安山岩がないので、Rb-Zr図だけでは化学的活動ユニットを設定できない。しかし、Y-Ce図では明らかにYが低く、他の安山岩類から明瞭に区分される。王滝ステージの火山岩は、休止期を挟んだサブステージ毎に活動するマグマのK₂OおよびHFS元素濃度が異なっている。これらインコンパティブル元素同士の比は一般には分化作用によってあまり変化せず、おそらく初生マグマの段階で既に組成差があったと思われる。そのような組成差は主に部分溶融度の差によるものであろう。

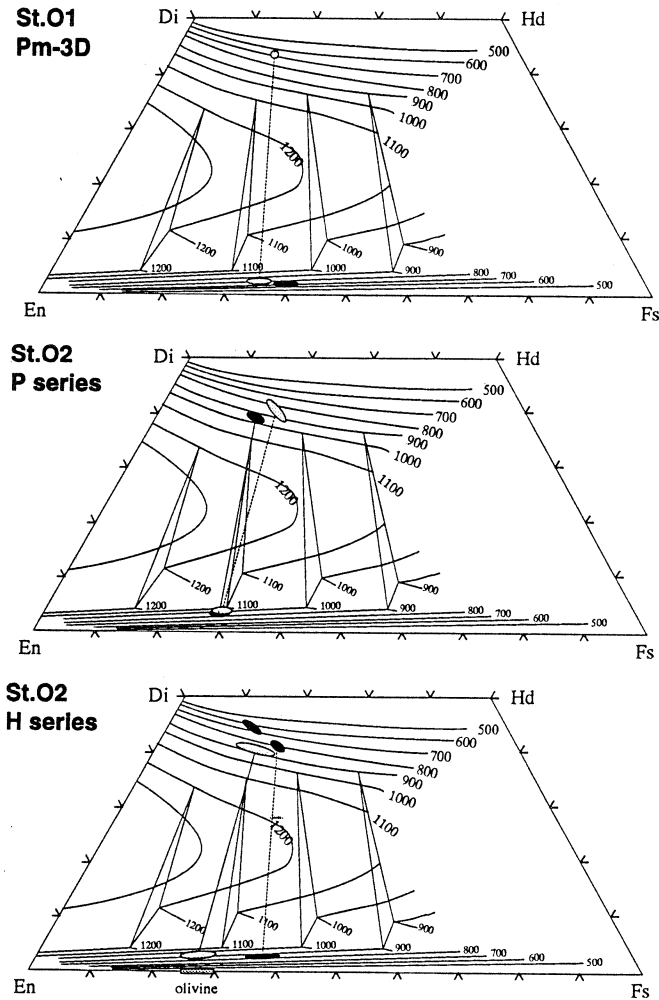
(6) マグマの定置深度と温度

マグマ輸送システムの検討にあたって、マグマの定置深度と温度の推定は欠かせない。O₁ステージの軽石には2相の鉄チタン酸化物が含まれ、Buddington and Lindsley³⁴⁾の温度計を使える。これによると、Pm-1A~Pm-2Aでは880-790°C、Pm-2B~Pm-3Dでは960-870°Cと、大きく二分できる。より細かく見ると、双方の温度範囲の中で活動とともに温度が低下しているように見える（第15図）。この温度境界とサブステージ境界とは一致しない。Lindsley³⁸⁾の輝石温度計によると、O₂、O₃ステージのH岩系デイサイトは約800°C前後、一方P岩系でデイサイトに近いHy₂(SiO₂=63%)は約950°C前後を示す（第16図）。

O₁ステージのデイサイト~流紋岩はノルムQ - Or - Ab - An成分の総和が90~95%であり、

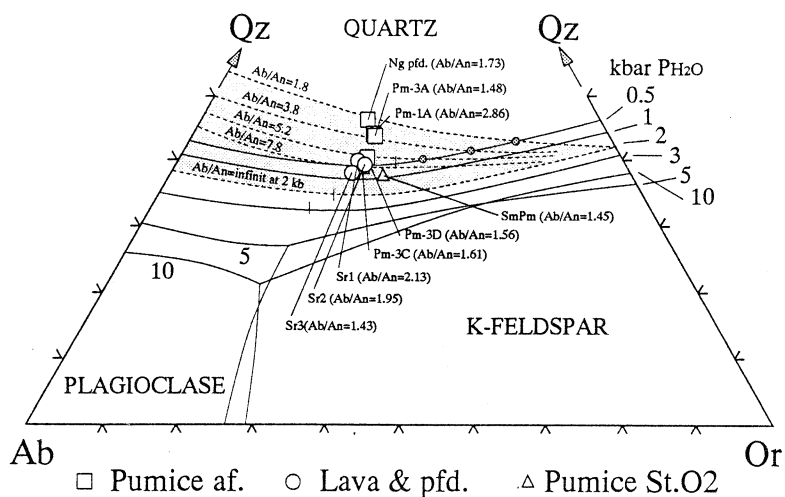


第15図 Fe - Ti oxide geothermometry of Stage O1 rocks.



第16図 Quadrilateral pyroxene geothermometry of Stage O2 and Stage O3 rocks.

花崗岩系圧力計^{39, 40)}が使える。ただし、An成分が10%を超えるため、これを考慮する必要がある。そのような実験結果は $P_{H_2O} = 2 \text{ kb}$ でのみ得られている⁴¹⁾。御嶽火山噴出物は、O1ステージのPm-1AとNg pfd.のみが2 kbの等圧面上にのる。それ以降の噴出物はいずれもこの等圧面の低 Qz 側にプロットされ、O1よりも高圧下（An成分の効果からおよそ倍程度の深さ）で分化したと推定される（第17図）。この定置深度の差はマグマ温度の差に対応し、O1ステージでは定置深度と温度の異なる2つのマグマ溜りがあったと推定される。軽石噴火のO1-1と溶岩を伴うO1-2期に定置深度の変化がないことから、この場合、同じマグマ溜りからの一連の活動で噴火様式が変化したと思われる。一方、O2ステージのH岩系デイサイトSmPmは、O1

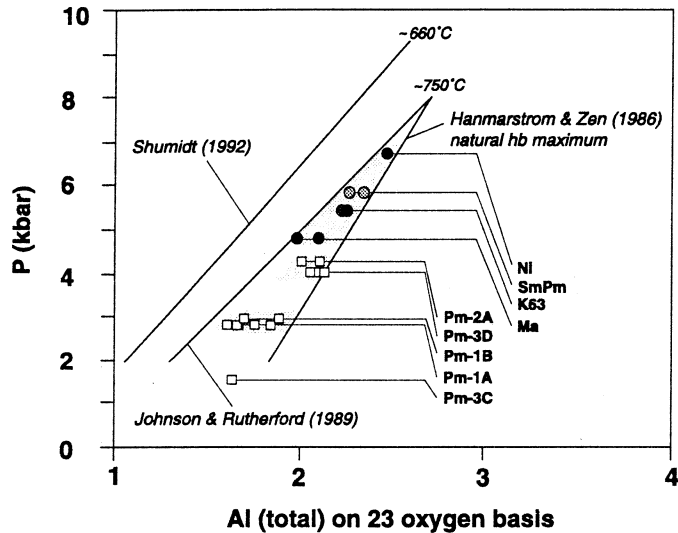


第17図 Granite ternary system geobarometry of Stage O1 rocks and a Stage O2 pumice. ステージ噴出物より高圧側にプロットされ、より深いマグマ溜りで分化したと思われる。

角閃石斑晶中の総 Al_2O_3 量が、経験的な圧力計として使えることを示したのはHammerstrom and Zen⁴²⁾である。その後、この方法はJohnson and Rutherford⁴³⁾とSchumidt⁴⁴⁾によるbi-hb±ep-fel-af-qz-mt系の合成実験によって花崗閃緑岩や石英斑岩に適用された。Schumidt⁴⁴⁾は、Johnson and Rutherford⁴³⁾の実験結果との違いが合成温度の差であることを明らかにした。これにHammerstrom and Zen⁴²⁾の天然角閃石の最大値を一緒にプロットしたのが第18図である。この図の特に低温側については、本来特定の鉱物組合せをもつ岩石のみに適用可能なものである。御嶽火山噴出物のうち、これを満たすのはPm-1A, Pm-1B, Ng pfd.のみである。黒雲母を欠く軽石や安山岩中の角閃石では晶出温度が750°Cを超えることから、天然角閃石の最大値を用いており、見積もられる圧力の最低値を示すと考えてよい。この図から、O1-1ステージのPm-1A, Pm-1B軽石は約2.5kb, それ以外は約4.5kb以上で角閃石を晶出したと推定される。これは花崗岩系から見積もった深さに良く対応し、深度はそれぞれ約6 - 7.5km, 13 - 14kmとなる。この2つの定置深度は、S波反射面から推定される浅所マグマ溜りの深さにはほぼ相当する。一方、O2-3ステージの安山岩～デイサイト中の角閃石が示す圧力は、これらより更に高く、5 - 7kb (深度15 - 21km)である。これらはbrittle ductile transition面以深で晶出したものであろう。

(7) 結晶分別深度の違いによるH岩系, P岩系の形成

H岩系とP岩系の成因は、既に述べたように起源マントル組成に大きな差がなく、さらにP岩系端成分マグマの混合ではH岩系岩を作れないことから、部分溶融度の違い、あるいは部分



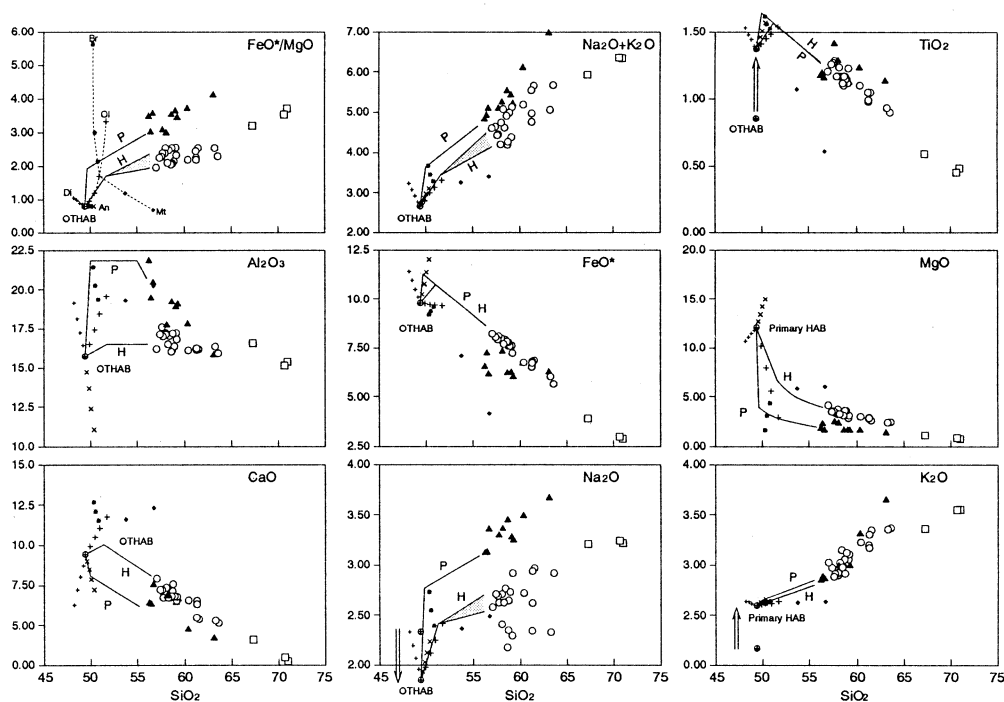
第18図 Al - in - hornblende geobarometry of Ohtaki volcanic rocks.

溶融域と浅所マグマ溜り間で成された深所分別結晶作用の違いによると思われる。岩系の違いはプロセス判定図から推定される部分溶融度の違いとは対応せず、深所での分別結晶作用の違いが最も重要なファクターと思われる。

吉田ほか⁴⁵⁾は、船形火山のCA/TH系列岩の分化トレンドの検討から、両者は組成的に似た玄武岩から派生したが、マグマの分化深度に差があり、TH系列では7kbを超える深度で分化して、斜長石の晶出が苦鉄質鉱物に対して遅れることによりTHトレンドが生じたことを示している。一方、中川⁴⁶⁾は、岩手火山の2種類のTH系列岩からも同様な相違を見だし、これは浅所分別タイプ (High Silica Series) では斜長石が、深所分別タイプ (Low Silica Series) では単斜輝石がかんらん石に伴って分別した結果であると述べている。御嶽火山、王滝期噴出物の初生マグマは高アルミナ玄武岩で、初期晶出輝石が単斜輝石 (あるいは単斜輝石+ブロンザイト) であることから、御嶽火山においてもこれらの考えをH岩系およびP岩系の玄武岩質安山岩マグマの成因論に適用することができる。

(8) ハーカー図による検討と初生マグマの組成

分別鉱物の違いでH岩系・P岩系の両マグマを作れるかどうかを調べるために、Tatsumi et al.⁴⁷⁾の示した高アルミナ玄武岩組成 (第2表) を仮りに初生マグマとして各鉱物の分別がマグマ組成に与える影響を、ハーカー図上で検討した (第19図)。分別鉱物は Fo_{90} のかんらん石 (Ol), $Di_{45}Hd_{50}$ の単斜輝石 (Di), An_{90} の斜長石 (An), En_{75} のブロンザイト (Br), Usp_{45} の磁鉄鉱 (Mt) である。各鉱物の0.5wt%毎の分別によるマグマの変化経路を図に示す。



第19図 Possible fractionation trends of different rock types from primitive High Alumina Basalt.

Al_2O_3 は、H/P両岩系で最も大きく組成が異なる成分である。ここで初期晶出相をかんらん石15wt.%と仮定し、これに単斜輝石あるいは斜長石の分別を加えると、岩系毎の Al_2O_3 組成の違いを生じるためには、P岩系では単斜輝石を20wt.%, H岩系では斜長石を10wt.%分別させる必要がある。その後、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱を分別して、各組成変化経路をたどることになるが、玄武岩質安山岩組成での変化経路は、図に示したように各岩系の安山岩組成のトレンドの延長上にあるとして以下の議論を進める。上記の単斜輝石あるいは斜長石の分別効果を他成分で検討すると、 TiO_2 、 K_2O 、 Na_2O を除けば、各岩系に特有の分化経路を描くことが可能である。ブロンザイトの初期分別も多くの場合P岩系岩の変化経路をたどるが、 CaO に乏しい経路をつくることは難しく、単斜輝石の分別がより整合性が高い。ただし、ブロンザイトの早期分別もP岩系の FeO^* に乏しいトレンドを作るには有効である。結晶の分別量はかんらん石を含めてP岩系で35%、H岩系で25%程度であり、妥当な値であろう。

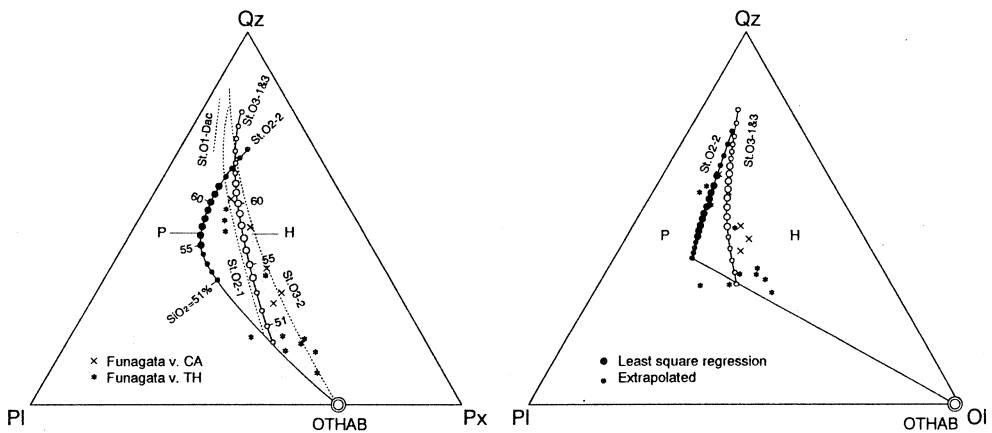
TiO_2 、 K_2O 、 Na_2O についてはTatsumi et al.⁴⁷⁾の高アルミナ玄武岩から御嶽火山噴出物を導くのは難しい。これらは初生マグマ組成がTatsumi et al.⁴⁷⁾の値とは異なっており、第19図から、 TiO_2 で約+0.7%、 K_2O で約+0.6%、 Na_2O で約-0.6%、それぞれTatsumi et al.⁴⁷⁾の初生高アルミナ玄武岩からずれていたと推定される。これは典型的な高アルミナ玄武岩を初生

マグマとする八ヶ岳火山と比較した場合、王滝火山岩類がより K_2O 、 TiO_2 に富んだ分化トレンドを示すことから支持される。前述のように、王滝期噴出物の微量成分はLIL元素とともにHFS元素にも富む。分化経路の検討から得られた初生高アルミナ玄武岩組成の示す特徴は微量成分の特徴に一致する。以上の検討から得られた王滝期噴出物の初生マグマ組成(OTHAB)を第2表に示す。

H岩系とP岩系での分別相の違いをノルム $Qz - Pl - Px$ 図と $Qz - Pl - Ol$ 図上で検討できる^{23, 45)}(第20図)。プロットにあたっては、トレンドを明瞭に示すために、各組成変化経路を曲線回帰した値を用いた。上で推定した御嶽火山の初生玄武岩組成も一緒に示す。ノルム $Qz - Pl - Px$ 図で、P岩系は分化初期にノルム輝石を主に分別した後、 $SiO_2=55\%$ あたりから急激に斜長石を分別し始める。これに対してH岩系では、終始、輝石と共に斜長石も分別し、 Qz 頂点に向かう変化経路を描いており、斜長石の初相領域が最初から広がったことを示している。同様のことがノルム $Qz - Pl - Ol$ 図でも示されている。船形火山のトレンドは御嶽火山に存在しない玄武岩～苦鉄質安山岩組成をカバーし、両火山のH岩系とP岩系のトレンドは互いに補完する関係にある。このように、御嶽火山のH岩系とP岩系が描く結晶分別経路は、他地域(特に東北本州弧)での両岩系岩の経路と類似している。

(9) 御嶽火山における、H岩系岩とP岩系岩の成因

以上の議論から、王滝期の火山岩類は、 TiO_2 や K_2O などに富んだ高アルミナ玄武岩を初生マグマとし、分化の初期に主にからん石と単斜輝石(+斜方輝石)を分別してP岩系を、一



第20図 Normative $Qz - Pl - Px$ and $Qz - Pl - Ol$ plot of differentiation trends of Ohtaki volcanic rocks.

方、主にかんらん石と斜長石（+輝石，鉄鉱）を分別してH岩系を生じたと考えられる。このことは各溶岩中に見られるglomeroporphyritic clot（初期晶出相と考えられる）の鉱物組み合わせからも支持される。すなわち，P岩系岩では(ol)+cpx+opx+mtやcpx+opx+mtがみられ，一方，H岩系岩ではol+cpx+pl+mt，ol+cpx+opx+pl+mtやcpx+opx+pl+mtがみられる。P岩系岩には斜長石を含むクロットは見られず，斜長石の晶出が遅かったことを示す。そして，安山岩組成になってから，急激な斜長石の結晶分別により Al_2O_3 が著しく減少する。

斜長石と単斜輝石の高圧下での安定領域は，例えばKushiro⁴⁸⁾などにより明らかにされており，7-8kb以深ではかんらん石の晶出に単斜輝石が続き，浅いと斜長石が続くことが知られている。従って，P岩系岩は深度約22~25km以深で，H岩系岩はそれ以浅で結晶分化が進んだと考えられる。後述のように御嶽火山地域でのマグマ溜りの存在は，上部地殻以深ではモホ面下とbrittle-ductile transition面下に推定される。おそらく，P岩系はモホ面近傍のマグマ溜りでかんらん石と単斜輝石を分別し玄武岩質安山岩まで分化した後上昇してbrittle-ductile transition面付近のマグマ溜りで斜長石を急激に晶出しながら噴火したと考えられる。一方，角閃石圧力計が示す5.5-7kb（-21~-25km）という条件をもあわせて考えると，H岩系は，モホ面直下でかんらん石を分化した後あるいは直接に，brittle-ductile transition面付近のマグマ溜りまで上昇し，そこでかんらん石と斜長石を，輝石や鉄鉱とともに結晶分別した後，噴出したものと考えられる。P岩系岩のマグマ温度が高いのは，H岩系岩よりも深部の高温部で結晶分別し，そのまま噴火した結果と考えられ⁴⁵⁾，既に述べた各岩系岩のマグマ温度の違いを矛盾なく説明できる。H岩系岩は主として下部/上部地殻境界付近で結晶分別したことになり，酸素同位体比の濃集トレンドに地殻物質の関与が予想されることと矛盾しない。P岩系とH岩系岩の未分化岩同士と比較では酸素同位体比に差がないので，CA岩の成因の一つとして考えられている下部地殻物質の溶融の可能性は否定される。

H岩系にはときに Fo_{90} 程度のMgに富んだかんらん石と角閃石が同時に含まれることがある。また，稀に上野玄武岩に類似した玄武岩レンズを包有するものもある。これらは，深部のマグマ溜りから比較的未分化のまま上昇してきた玄武岩と，brittle-ductile transition面近傍で結晶分化していたH岩系デイサイトがマグマ混合した結果，不平衡斑晶組合せを生じたものと推定される。この場合の玄武岩質混合端成分マグマは，かんらん石のみを主要分別相とする未分化高アルミナ玄武岩である。最も未分化なO3-1ステージのIc安山岩類のトレンドが，他のH岩系の分化岩と初生高アルミナ玄武岩を結んだ直線上にあり，かつ斜長石の晶出の早い分化トレ

ンドを描いていることもこの考えを支持している（第20図）。H岩系岩とP岩系岩が短時間に相次いで噴火したO2ステージでも、両者は独自の分化トレンドをとっており、既に述べたようにトリガリングはあるが、マグマ混合は起こしていない。

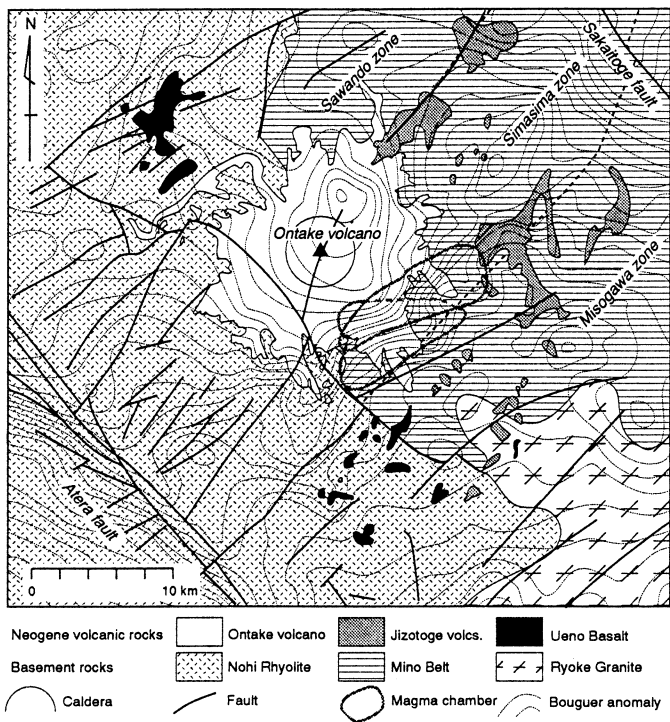
分化トレンドの比較に用いた船形火山は、火山フロント上に位置する低アルカリソレイトを起源マグマとする火山である。この場合は初生マグマの段階から $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比や微量元素組成が異なっており、御嶽火山の場合とは異なるが、両者はきわめて類似した分化トレンドを示す。つまりH岩系とP岩系の違いは、初生マグマの如何に関わらず、定置深度の違いによる分別結晶作用のシーケンスの違いで生じる可能性が最も高い。多くの火山で認められるいわゆるCA/THトレンドの明瞭な分離の多くは、このシステムティクスで説明されうる可能性がある。

§ 7. 地質構造、地震波反射面、重力異常からみた御嶽火山の地下構造

長野県西部地震（1984年、王滝村王滝地域を震源とする）の余震動を使用して、地下構造の検討が行われている。Inamori et al.⁷⁾は、御嶽火山の南東麓地下にマグマ溜りと思われるS波反射面があることを明らかにした（第21図）。この反射面は、地下7km - 12kmにわたって北東から南西に深くなるものと、その南西端で接合して地下10 - 15kmまで北東方向に深くなるものの2枚が確認されており、その厚さは約1 - 2kmと推定されている。また、この地域の重力異常を検討したShichi et al.⁹⁾は、御嶽火山南東麓で反射体の延びに平行な北東方向に延びるブーゲー異常の急傾斜部を検出して深部断裂の存在を示唆している。

この地域の新生代火山岩類の基盤については、山田ほか⁴⁹⁾、大塚⁵⁰⁾、山田・小林¹¹⁾などの研究がある。山田・小林¹¹⁾の図幅には御嶽火山周辺に多くのNE - SWあるいはNW - SE走行の断層が示されている。さらに、山田・小林¹¹⁾ならびに木村¹⁴⁾の御嶽火山の地質図には、後期更新世の貫入岩体ならびに火口群がNNE - SSW方向に配列することが示され、カルデラ形成期あるいは以降、これらの火道が断層にそって生じたことが読み取れる。さらに、御嶽火山周辺の上野玄武岩類では、鈴蘭岩体の下に西傾斜の断層があり、細野周辺の岩体、上松岩体の近傍にも同様の断層群が発達する。

マグマ供給を考えると、それが既存の弱線にそって上昇することは最も考え易い。特に、上野玄武岩類のような小規模単成火山³⁾をなす未分化岩の場合は、地下深部から少量の玄武岩を分化させずに上昇させるシステムが必要であり、なおさらである。上野玄武岩の各岩体の直下あるいは周囲に発達する西傾斜の断層群は、直接マグマ供給系を成すと考える。これは、多



第21図 Geologic and tectonic map with Bouguer anomaly of Ontake volcano and its adjacent.

Rearranged from Yamada and Kobayashi¹¹⁾, Shichi et al.⁹⁾, and Otsuka⁵⁰⁾ by the authors.

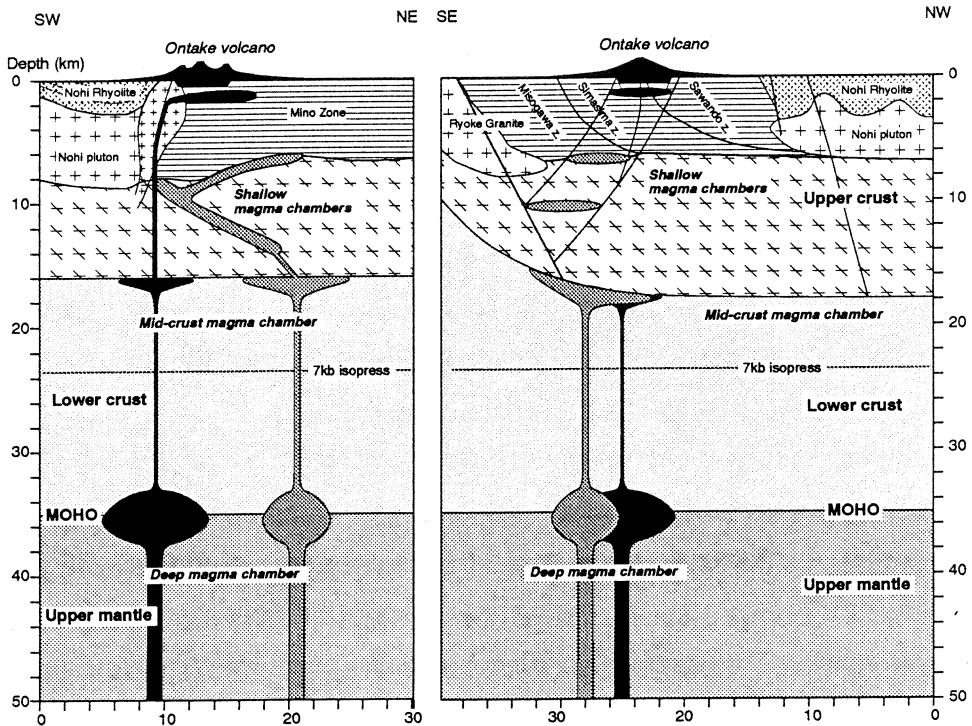
数の玄武岩体が断層と同方向に配列することからも矛盾はない。上野玄武岩中のかんらん石は Fo85-90程度で、上部マントルから直接もたらされる初生マグマの Mg value (Fo89⁵¹⁾) と平衡に存在しうるものを含む。従って、これらの断層を通して、モホ面下のマグマが直接地表にもたらされたのが上野玄武岩であると考えることができる。

御嶽火山噴出物や地蔵峠火山岩類は主に安山岩類～流紋岩類からなる。これらの火道は上記 2 地域の上野玄武岩類の中間に位置する。御嶽火山の地下7 - 15kmにはマグマ溜りと思われる S波反射面があり、御嶽火山南東麓には地震から検出された西傾斜の深部断層がありこれがマグマ溜りの東縁を限っている。一方、御嶽火山の火道の配列から御嶽火山直下に断層（岩脈）の存在が予想される。その南側延長には東傾斜の断層があり、若干の屈曲をしながらも御嶽火山下の断層につながるとと思われる（第21図）。御嶽火山直下と反射体南東側に予想される傾きの逆な断層がこの走行で地下で接すると、反射体の周辺では接合線は北に深くなることになる。このことは、深い方の反射体のローブが北に向かって傾斜し、さらに北ほど幅が細くなること

と調和的で、2枚の断層の会合部にマグマ溜りが形成されたと考えることができる。

反射体＝マグマ溜りは上下2層からなる。これらの反射体は上部地殻内にあり、上位は美濃帯中生層と領家花崗岩類との境界部⁵²⁾に位置すると推定される。また、御嶽火山の直下には、美濃帯と濃飛流紋岩類の境界があり、特に山体南麓ではポスト濃飛花崗斑岩が貫入している。濃飛流紋岩類の層厚は少なく見積もっても3km程度あり、その下位には濃飛流紋岩を噴出した深成岩体がさらに厚く分布することは十分考えられる。従って、断層の会合面にそって形成されたマグマ溜りが地下約7kmで濃飛流紋岩の関連岩に南方側への移動をはばまれ、北方の領家花崗岩類と美濃帯の物質境界にそって東西を断層に規制された状態で上昇したと考えることが可能である(第22図)。

ブーゲー異常図をみると、御嶽火山の直下にも大きな負の異常が認められる。さらに、P/S波の3次元構造⁶⁾には、火山体直下約2kmに薄い(<1km程度)低速度体が認められる。両者の位置はほぼ一致し、これが最も浅いマグマ溜りを示している可能性が高い。この浅所マグマ溜りとみられる部分の南縁は御嶽火山の南麓で濃飛流紋岩類と美濃帯中生層の接する



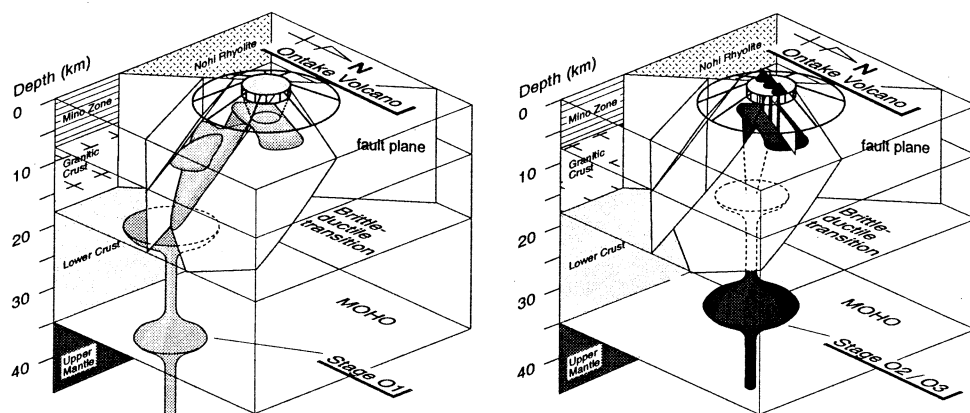
第22図 Inferred cross sections of magma plumbing system beneath Ontake volcano. Shaded area is a plumbing system of Stage O1, and black colored area is of Stage O2/O3.

NW - SE方向の断層に限られる。一方、O1-1・2ステージには、大量の軽石噴火によって火山体の中心部に直径6kmのカルデラが生じている。御嶽火山の場合、漏斗型カルデラの証拠となる極端な同心円状重力異常は認められず、このカルデラは、おそらく火山体直下の平板状マグマ溜りの陥没によって形成されたものであろう。

§ 8. 後期更新世、御嶽火山のマグマの多様性

地震学的には、御嶽火山の地下約2kmと約7 - 12kmの上部地殻中にマグマ溜りと思われる反射体が見いだされる。O1ステージのPm-1AとNg pfd.を分化したマグマ溜り(6-7km)はそのうちの上位に相当し、それ以外のデイサイトを派生したマグマ溜り(13-14km)は下位の反射体に相当する可能性が高い。すなわち、地震学的に見つかったS波反射体は、O1ステージのマグマ溜りのレリクトであると推定される(第23図)。地温勾配から、この深度での温度は5~600°Cを越えており(第25図)、約10万年前に定置したH₂Oに富んだデイサイトマグマの最終残液が残っている可能性は充分ある。この上部地殻下半部のマグマ溜りから、分化したマグマ(SiO₂=70%前後、温度800 - 900°CのH岩系デイサイトマグマ)が順次-2kmの浅所マグマ溜りに供給されて、初期の大規模プリニー式噴火に伴ってカルデラが生じたと考えられる。その後、比較的未分化な部分(SiO₂=65%, 温度880 - 960°CのH岩系デイサイトマグマ)が上昇し、ドーム形成と軽石噴火とを繰り返したと考えられる。上部地殻下半部から浅所マグマ溜りへの通路は、上部地殻内マグマ溜りの形状から判断して、浅所マグマ溜りの南縁を限る断層(かつ物質境界)に沿っていたと思われる(第23図)。これは、下半部反射体の上端部がこの境界に近いことと矛盾しない。おそらく、マグマ温度の低下と粘性の上昇によって、火山体直下の浅所マグマ溜りでは新たな結晶分別はほとんど進まなかったとみられ、各鉱物あるいは液組成から得られる圧力条件にはこの深度(-2km±)を示唆する証拠はない。

前述したように、上部地殻内マグマ溜りのみで、全てのマグマの分化を説明することは困難である。H岩系とP岩系安山岩の生成には長谷川ほか⁵³⁾が東北日本の地下構造の地震波解析から指摘したようなモホ面近傍のマグマ溜り、あるいはbrittle-ductile transition面近傍のマグマ溜りの存在を考慮する必要がある。O2期H岩系安山岩の角閃石、あるいは同期のデイサイト軽石を用いた地質圧力計からは、最も分化したH岩系デイサイトでもbrittle-ductile transition面以深にマグマ溜りがあった可能性を示している。さらに、かんらん石と単斜輝石を主要な初期分別相とするP岩系岩については、少なくとも7kbより高い圧力下(22km以深)でマグマ溜りが形成される必要があり、これはモホ面近傍の深度に相当する。先行するO1ステー



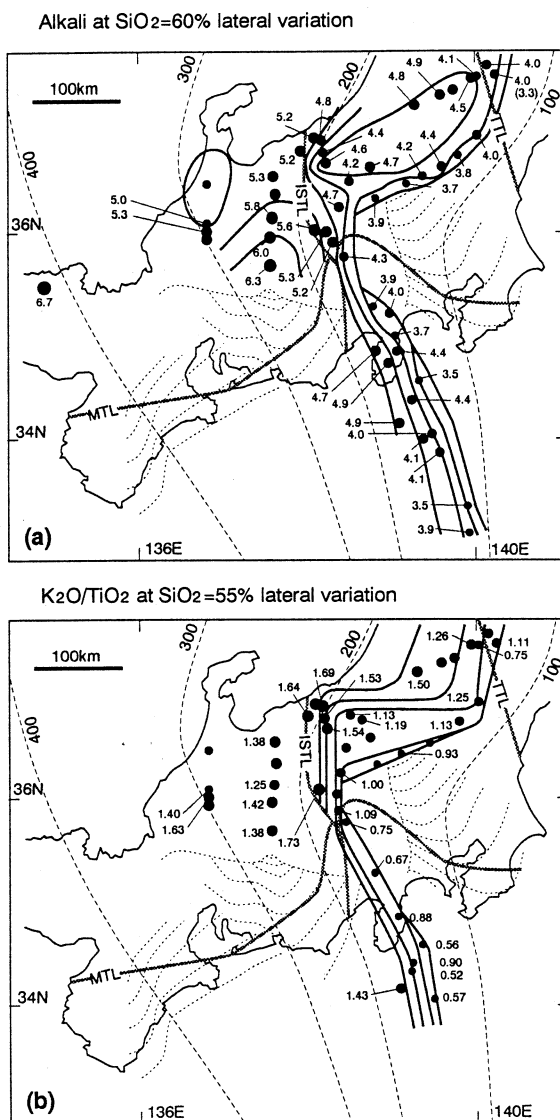
第23図 Schematic views of magma plumbing system beneath the Late Pleistocene Ontake volcano.

Left : Stage O1, Right : Stage O2/O3.

ジのマグマ溜りが現在も上部地殻内に残存しているとみられるにもかかわらず、O2ステージ以降の安山岩マグマはこれらと混合等のインタラクションを起こしていない。おそらく、両者は互いに異なった経路で地表に達したと考えられる（第23図）。

一方、-2kmの浅所マグマ溜りは、O2やO3ステージの岩石の形成にも寄与していると考えられる。とりわけ、O3ステージには、南北延長6kmに配列した小コーン群が形成されており、そのようなマグマの供給を考える場合、水平方向に延びた浅所マグマ溜りは考え易い。これらの安山岩類は南側の火口ほど未分化である。安山岩類がデイサイトと同様に、深所のマグマ溜りからより分化した部分が先に浅所マグマ溜りへと供給され、より北側の浅所マグマ溜りの供給口から遠い部分により分化したマグマが、後続するより未分化のマグマが供給口に近いより南側の火口から噴火したと考えることができる。安山岩類の場合にもこの火山体直下に生じた浅所マグマ溜りでは結晶分別はほとんど進行せず、O1ステージのデイサイトと同様に、ここでの結晶分別の証拠はない。この時期の安山岩類には濃飛流紋岩類とみられる外来岩片が多いことから、安山岩質マグマは濃飛流紋岩体に沿って、直接brittle-ductile transition面近傍から上昇したと考えることができる。すなわち、安山岩類はO1ステージのデイサイトとは異なった位置に上昇してきたマグマプルームからもたらされ、最上部の浅所マグマ溜りのみを共有して噴火したと考えられる。浅所マグマ溜り深度における地温は、おそらく、先にこのマグマ溜りを占有したデイサイトが安山岩の活動が起こるまでの数万年間に固化してしまっていたために、マグマ温度よりもはるかに低く、マグマ混合等はほとんど起こらなかったと考えられる。

上野玄武岩類のマグマ供給システムと比較すると、玄武岩類はモホ面下のマグマ溜りのみで



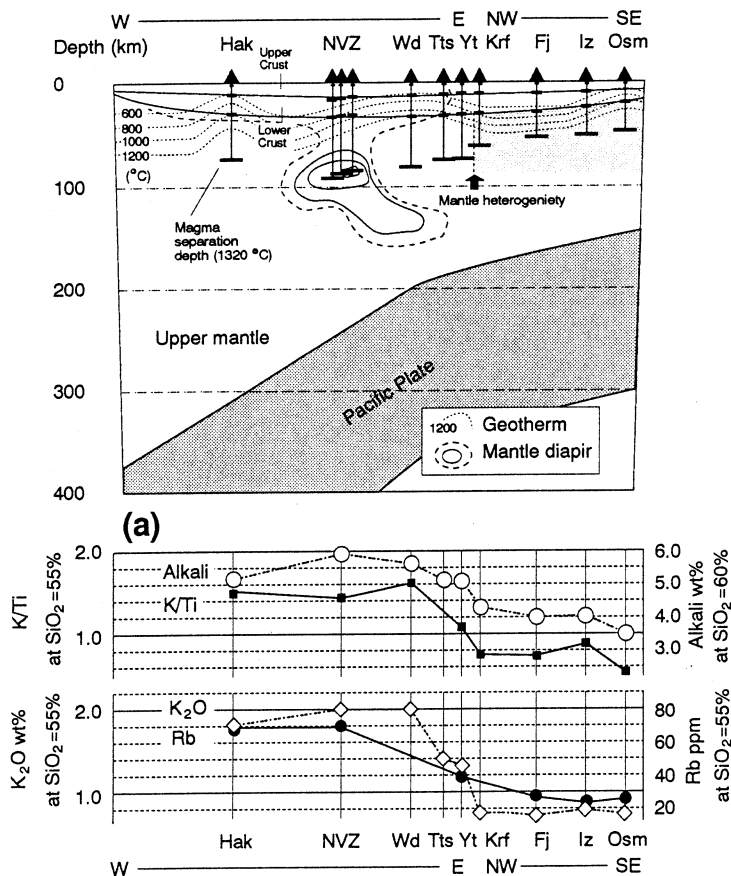
第24図 Lateral variation of Alkali at $\text{SiO}_2=60\%$ (a), and $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ at $\text{SiO}_2=55\%$ (b) in the Central Honshu area.

Dashed and dotted Contours with number (km) show the depth of subducting plate surface. MTL : Median tectonic line, ISTL : Itoigawa Shizuoka tectonic line, TTL : Tanakura tectonic line.

かんらん石を主とする結晶分別作用を受けただけで噴出するのに対して、安山岩類はモホ面近傍と地殻中部のbrittle-ductile transition面近傍でマグマ溜りを作ってそこで分化するために、結晶分別が進行し、加えてどの深度に長く定置するかによってH岩系/P岩系の分化を生ずるとみられる。O1ステージの大量のH岩系デイサイトは、安山岩のマグマ供給システムに加え

て、上部地殻内の断裂や物質境界に沿ったマグマ溜りにトラップされた結果、より一層結晶分別が進み、大量の分化マグマを形成し得たと思われる。

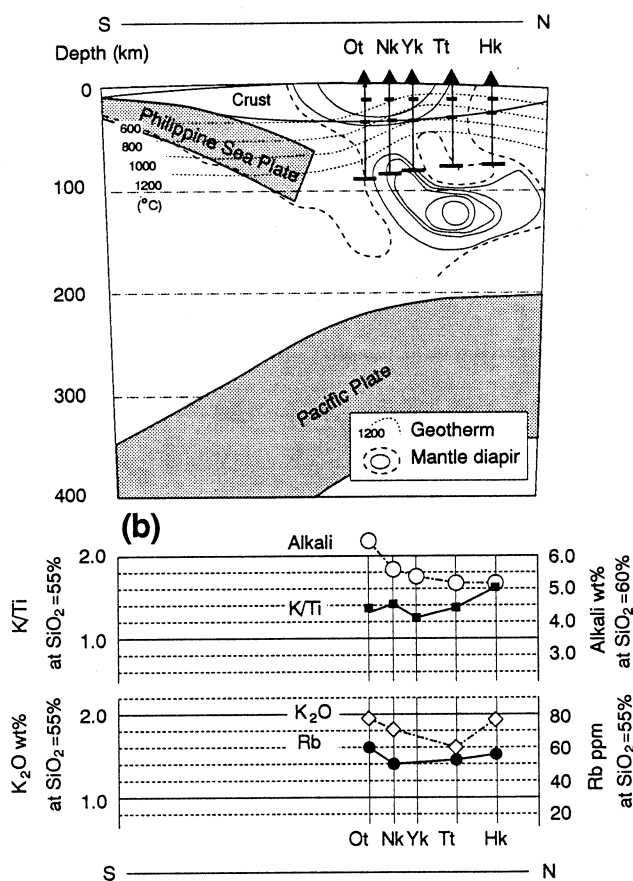
御嶽火山噴出物は、起源物質を共通にし、かつ異なった部分溶融度で形成されて系統的な組成差が生じたと考えられることは既に述べた。部分溶融度はサブステージを経る毎に低下したとみられ、各サブステージ毎の噴出物の総量（テフラのDRE+溶岩）もステージを経る毎に低下している（木村、未公表）。これは、微量元素から推定される部分溶融度の変化とよく対応している。以上をまとめると、マグマトラップの数は、玄武岩（モホ面+浅所？）→安山岩（モホ面+brittle-ductile transition面+浅所）→大規模デイサイト（モホ面+Brittle-ductile transition面+上部地殻下半部+浅所）の順に増え、より複雑な供給系を通る事になる（第23図）。



第25図 Schematic cross section of deep magma plumbing system^{5, 16, 69)} in the Central Honshu area with across- and along-arc variations of alkali, K/Ti, K₂O, and Rb. (a) W - E and NW - SE section.

§ 9. 御嶽火山周辺のマントルダイアピル

中部地方での広域的なマグマの供給系を考えるためには、マグマの分離深度、温度構造、部分溶融度、そして起源マントル物質の検討が必要である。以下に、噴出物のアルカリ量によってマグマの分離深度^{47, 54})を、部分溶融度の指標として $\text{SiO}_2=55\%$ での K_2O とRb濃度、そして $\text{SiO}_2=55\%$ での $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ 比から起源マントル物質の異同を定性的に検討する。対象とした火山は、テフラや放射年代から約60万年前以降に活動したと推定される、御嶽火山^{11, 14})、乗鞍火山²⁸)、白山と立山火山⁵⁵)、白馬乗鞍火山²¹)、飯縄火山⁵⁶)、黒姫・妙高火山²²)、八ヶ岳⁵⁷)、浅間火山⁵⁸)、富士火山⁵⁹)、伊豆単成火山群⁶⁰⁻⁶¹)、伊豆大島火山⁶²)、神津島⁶³)、三宅島⁶⁴)、赤城火山⁶⁵)、高原火山⁶⁶)、那須火山群⁶⁷)、乗鞍火山列¹³)、安達太良火山⁶⁸)、磐梯火山(千葉・木村未公表)の諸火山である。



第25図 (continue). (b) S - N section.

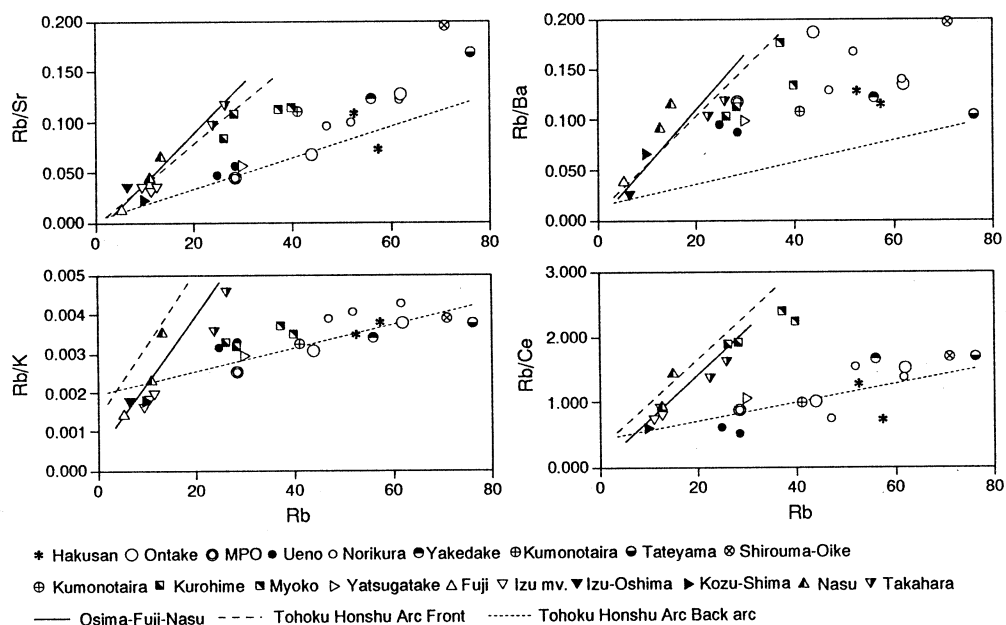
第24, 25図から明らかなように、アルカリ量は一般に背弧側へ増加するが、その中に地域的な極値がある。マグマの分離深度が浅いことを意味する正の極値は、伊豆大島、上信越火山群、白山を中心とした地域にある。これらは早川⁶⁹⁾が示したドーム状の地殻熱構造の高温部と良く一致しており(第25図)、浅所まで高温の地域ではマグマ分離深度が周囲より浅い。例えば、白山は乗鞍火山列よりも分離深度が浅く、乗鞍火山列の中では南側ほど分離深度が深い。これは、マントル上部の温度構造が分離深度を規定していることを意味する。

そのような局所的異常のほか、背弧側に向うマグマ分離深度の増大の中で、黒富士・茅ヶ岳-八ヶ岳間でマグマ分離深度に著しいギャップが認められる。この分離深度のギャップは、 K_2O/TiO_2 比のギャップと一致し、ここを境に部分溶融度あるいは起源マントル組成が異なっている可能性が高い(第25図)。プロセス判定図からは、火山フロントの富士~伊豆大島が最も部分溶融度が高く、乗鞍火山列で低く、八ヶ岳火山や妙高火山群は中間的な値をとることが読み取れる(第26図:各火山の分析値は前述の文献から $SiO_2=55\%$ に近い分析値を用いたが、立山火山と白山については、 $SiO_2=57-58\%$ での値を用いた)。最も背弧側の白山火山は、御嶽火山や乗鞍火山と同程度の部分溶融度である。また、上野玄武岩類や約75-40万年前の中期更新世に活動した御岳火山噴出物は八ヶ岳火山と同程度の高い部分溶融度を示し、時代毎にマントルの熱構造が変化した可能性を示唆している。また、伊豆大島-富士および那須火山帯の Rb/K , Rb/Ba , Rb/Ce の直線の勾配は、八ヶ岳-白山間の火山のそれと大きく異なる。前者は東北日本弧の火山フロントの火山群と同じ急勾配をなすのに対して、後者は東北日本弧の背弧側のそれと多くの場合類似し、両者の起源マントル組成の違いを示している。すなわち、八ヶ岳-白山間の火山群は K_2O/TiO_2 比の高い起源マントルに由来し、一方、大島-富士間の火山噴出物は K_2O/TiO_2 比の低い起源マントルに由来していると推定される。このように、 K_2O/TiO_2 比は起源マントル組成の違いを、 K_2O , Rb 濃度で表されたギャップは部分溶融度の違いを、アルカリ量はマグマの分離深度を表わしているとすると、黒富士・茅ヶ岳-八ヶ岳間のギャップを境に、起源物質/部分溶融度/マグマ分離深度のすべてが異なっていることになる。すなわち、背弧側ではよりエンリッチした起源マントルから/より低い部分溶融度で/より深い場所からマグマが供給されたと推定される。

また、糸魚川-静岡構造線(ISTL)を境に西へ、 K_2O/TiO_2 比が低い方にジャンプしている(第24図)。マグマ分離深度は深くなり、部分溶融度も低下するにも関わらず、このような組成差が生じていることは、ISTLを境に、起源マントルの組成が異なっている可能性がある。乗鞍火山列および白山火山噴出物の起源物質は、 Ba や Ce などが八ヶ岳や妙高火山群に比較し

てややエンリッチし、また、 TiO_2 が初生的に高いために、見かけ上の $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ 比が小さくなっている。従って、中部地方のマグマは火山フロント側では伊豆-小笠原弧から連続する海洋弧型の枯渇した起源マントルから、その背後の八ヶ岳や妙高火山群ではややエンリッチした漸移的な起源マントルから、そしてISTLより西側の乗鞍火山列と白山では、一段とエンリッチした陸弧型の起源マントルからもたらされた可能性があり、この地域の上部マントルの組成構造はかなり複雑であるらしい。

Hirahara et al.⁶⁾の示した地震学的な低速度体の形態は、早川⁶⁹⁾の温度構造とはおおまかには対応している。すなわち、低速度体のある部分ではマントル温度が高い傾向を示す。また、温度構造は K_2O やRb濃度からみた部分溶融度と相関している。すなわち、乗鞍火山列下のP波伝達異常度の高い部分（目玉の中心：第26(b)図）から各火山のマグマ分離位置が離れるにしたがって K_2O 、Rb濃度は高くなり、部分溶融度が下がるように見える。従って、安藤⁵⁾が指摘したように、この低速度体は基本的にはマントルダイアピルに対応していると考えてよい。御嶽火山のマグマは、このマントルダイアピルの南端のやや温度が低下し、部分溶融度が低くなった部分からもたらされたと考えられる。



第26図 Process identification diagram³⁵⁾ of volcanoes in the Central Honshu area.

§ 10. さいごに

本論では、御嶽火山、後期更新世の火山岩類を地球化学的に検討し、地質学的・地球物理学的のデータとあわせて、マグマ供給系、初生マグマ、起源マントルを検討した。御嶽火山噴出物のうち、大規模プリニー噴火に伴ったデイサイトは上部地殻内のマグマ溜りで、H岩系安山岩とP岩系安山岩は、前者がbrittle-ductile transition面近傍～それ以浅で、後者がモホ面近傍に形成されたマグマ溜りで主に結晶分別して形成された。これらのマグマはいずれも共通した起源マントルから異なる部分溶融度で分離したと思われる。さらに、中部地方に分布する60万年前以降に活動した火山岩類について、報告されている地球物理学的のデータに、規準化したアルカリ濃度、 K_2O 、Rb濃度、 K_2O/TiO_2 比の広域変化を重ねることにより、マグマ分離深度、部分溶融度、起源マントルの組成不均質性の広域的な変動を論じた。

光量子放射化分析に当たり、東北大学理学部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、職員の方々には大変お世話になった。山口大学理学部松本徹夫教授、永尾隆志博士ならびに理学電機(株)の村田 守博士(現鳴門教育大学)には蛍光X線分析でお世話になった。御嶽火山の調査に当たり、信州大学理学部の酒井潤一博士、大阪市立大学理学部市原 実博士、熊井久雄博士(当時信州大学)、古山勝彦博士、吉川周作博士ならびに松本盆地地研木曾谷グループの方々には日頃から議論を頂いた。新潟県立女子短期大学の島津光夫博士(当時新潟大学)には岩石学的考察についてご討論頂いた。御嶽火山の年代論について、富山大学の小林武彦助教授からは有益な御議論を頂いた。また、地球物理学的のデータに関しては、長谷川昭教授、堀内茂木助教授を始めとする東北大学理学部地震予知・噴火予知観測センターの皆様にも多々ご教示頂いた。以上の方々のご助力に深謝する。

参 考 文 献

- 1) 木曾谷第四紀研究グループ：地球科学 21 (1967) 1.
- 2) 清水 智，山崎正男，板谷徹丸：岡山理大蒜山研研報 14 (1988) 1.
- 3) 氏家 治，飯塚義之，中野 俊：岩鉱87 (1992) 102.
- 4) 清水 智，板谷徹丸：月刊地球 10 (1988) 581.
- 5) 安藤雅孝：火山 31 (1986) 45.
- 6) K. Hirahara, A. Imai, M. Ishida, T. Mikumo : Tectonophysics (1986) .

- 7) T. Inamori, S. Horiuchi, and A. Hasegawa : J. Phys. Earth **40** (1992) 379.
- 8) K. Hirahara and others : J. Phys. Earth **40** (1992) 343.
- 9) R. Shichi, A. Yamamoto, A. Kimura, H. Aoki : J. Phys. Earth **40** (1992) 459.
- 10) T. Kobayashi : J. Coll. Lib. Arts, Toyama Univ. **7** (1974) 71.
- 11) 山田直利, 小林武彦 : 地域地質研究報告, 地質調査所 (1992) 136p.
- 12) 小林武彦 : 火山災害の規模と特性 (1993) 87.
- 13) S. Nakano, T. Fukuoka, S. Aramaki : Geochem. J. **21** (1983) 159.
- 14) 木村純一 : 地球科学 **47** (1993) 301.
- 15) D. Zhao and A. Hasegawa : J. Geophys. Res. **98** (1993) 4333.
- 16) 山崎文人, 大井田徹 : 地震 **38** (1985) 193.
- 17) J.B. Gill : Orogenic Andesite and Plate Tectonics (1981) 385p.
- 18) A. Miyashiro : J. Am. Sci. **247** (1974) 321.
- 19) H. Kuno : Trans. New York Acad. Sci. **14** (1952) 225.
- 20) 久野 久 : 火山および火山岩 (1954) 255p.
- 21) M. Sakuyama : J. Volcanol. Geotherm. Res. **5** (1979) 197.
- 22) M. Sakuyama : J. Petrol. **22** (1981) 553.
- 23) 吉田武義, 渡部 均, 青木謙一郎 : 核理研報告 **16** (1983) 309.
- 24) A. Fujinawa : Lithos **22** (1991) 135.
- 25) Y. Matsuhisa : J. Volcanol. Geotherm. Res. **5** (1979) 271.
- 26) T. Yoshida, K. Masumoto, K. Aoki : J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. **81** (1986) 406.
- 27) J.A. Pearce : Continental Basalts and Mantle Xenoliths (1983) 272.
- 28) 石川賢一, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **25** (1992) 227.
- 29) B.J. Wood and S. Banno : Contrib. Mineral. Petrol. **42** (1973) 109.
- 30) P.R.A. Wells : Contrib. Mineral. Petrol. **62** (1977) 129.
- 31) T. Ishii : Mineral. J. **8** (1975) 48.
- 32) 高橋栄一 : 火山 **34** (1990) S11.
- 33) T.H. Green and R.B. Watson : Contrib. Mineral. Petrol. **79** (1982) 96.
- 34) A.F. Buddington and D.H. Lindsley : J. Petrol. **5** (1964) 310.
- 35) 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **21** (1988) 301.

- 36) J.C. Eichelberger : Geol. Soc. Amer. Bull. **86** (1978) 1381.
- 37) 高橋正樹, 市川八州夫, 吉田英人, 菅原 宏, 白井美和 : 地球惑星科学関連学会予稿集 (1993) A12-08.
- 38) D.H. Lindsley : Am. Mineral. **68** (1983) 477.
- 39) O.F. Tuttle and N.L. Bowen : Geol. Soc. Amer. Mem. **74** (1958) 153p.
- 40) W.C. Luth, R.H. Jahns, O.F. Tuttle : J. Geophys. Res. **69** (1964) 759.
- 41) H. Von Platten : Controls of Metamorphism (1965) 202.
- 42) J.M. Hammerstrom and E. Zen : Am. Mineral. **71** (1986) 1297.
- 43) M.C. Johnson and M.J. Rutherford : Geology **17** (1989) 837.
- 44) M.W. Schmidt : Contrib. Mineral. Petrol. **110** (1992) 304.
- 45) 吉田武義, 阿部智彦, 谷口政硯, 青木謙一郎 : 核理研報告 **20** (1987) 131.
- 46) 中川光弘 : 火山学会講演予稿集 **2** (1993) 80.
- 47) Y. Tatsumi, M. Sakuyama, H. Fukuyama, and I. Kushiro : J. Geophys. Res. (1983) 5815.
- 48) I. Kushiro : Tectonophysics **17** (1973) 211.
- 49) 山田直利, 河田清男, 諸橋 毅 : 地球科学 **25** (1971) 52.
- 50) 大塚 勉 : 地質雑 **91** (1991) 583.
- 51) Y. Tatsumi and K. Ishizaka : Earth Planet. Sci. Lett. **60** (1982) 293.
- 52) 糸魚川淳二, 鮎野義夫, 山下 昇編 : 日本の地質 5 中部地方II (1988) 310p.
- 53) 長谷川昭, 趙 大鵬, 山元 明, 堀内茂木 : 火山 **36** (1991) 197.
- 54) 吉田武義 : 地質学会東北支部会報 **21** (1991) 20.
- 55) 山崎正男教授退官記念事業会編 : 北陸地方の新生代火山および火山岩 (1988) 155p.
- 56) 飯島南海男 : 信大教育研究論集 **14** (1961) 49.
- 57) 河内晋平 : 地域地質研究報告「八ヶ岳地域の地質」(1977) 111p.
- 58) K. Okamoto : J. Geol. Soc. Japan **85** (1977) 525.
- 59) 高橋正樹, 長谷川有希絵, 津久井雅志, 根本靖彦 : 火山 **36** (1991) 281.
- 60) K. Hamuro : Bull. Earthq. Res. Inst. **60** (1985) 335.
- 61) 宮島 宏, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **18** (1985) 158.
- 62) 藤井敏嗣, 荒牧重雄, 金子隆之, 小沢一仁, 川辺 久, 福岡孝昭 : 火山 **33** (1986) S234.
- 63) 谷口宏允, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **23** (1990) 66.

- 64) 藤井敏嗣, 荒牧重雄, 福岡孝昭, 千葉達朗 : 火山 **29** (1984) S266.
- 65) T. Yamaguchi : J. Min. Petr. Econ. Geol. **85** (1990) 229.
- 66) 伴 雅雄, 山中孝之, 井上道則, 吉田武義, 林信太郎, 青木謙一郎 : 核理研報告 **25** (1992) 199.
- 67) 伴 雅雄, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **20** (1987) 165.
- 68) 藤縄明彦, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **17** (1984) 356.
- 69) 早川正巳 : 地球惑星科学関連学会1993合同大会予稿集 (1993) 281.

メキシコ, ミチョアカン=グアナフアト火山地域の火山岩： 1. アルカリ岩およびカルクアルカリ岩の微量元素組成

理学部地球物質科学

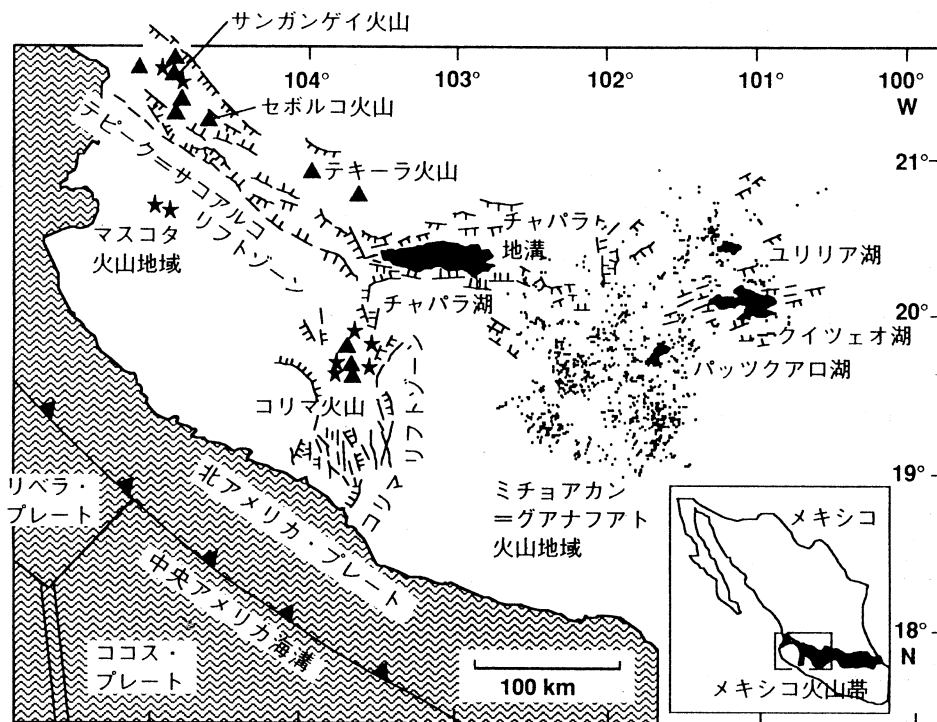
長谷中利昭・吉田武義・青木謙一郎

§ 1. はじめに

火山活動を起こすマグマの地球化学的な性格とテクトニクスとの関係についてはかねてから議論されており、異なるテクトニクス場におけるマグマの生成条件に重要な制限を加えてきている¹⁾。著者らは比較島弧論の立場からマグマの生成条件とテクトニクスとの関係を研究する目的で、応力場や火山活動の性格が異なる東北日本弧とメキシコ陸弧を地球化学的研究対象に選んできた。既に数多くの研究成果が発表されている東北日本弧²⁻⁶⁾に対し、比較対象のメキシコ陸弧では、火山活動の時空変化がよく研究されているミチョアカン=グアナフアト火山地域 (Michoacán - Guanajuato Volcanic Field, 以下MGVFと略す) を選んだ。本論ではMGVFで採集した試料のうち代表的なもの30個を光量子放射化法などによって化学分析した結果を報告し、微量元素組成に基づいた分類、分類した岩石グループの特徴、地理的分布、活動年代、火山形態との関係について論ずる。さらに、これらの陸弧火山岩試料が東北日本をはじめとする島弧火山岩と比較してどのような地球化学的特徴をもつかを吉田ら (本号) の第2部で議論する。

§ 2. メキシコ火山帯の特徴

メキシコ火山帯 (Mexican Volcanic BeltあるいはTrans-Mexican Volcanic Belt) は太平洋に面するメキシコ西海岸のプエルト・バヤルタ (Puerto Vallarta) からメキシコ湾に面する東海岸のベラクルス (Veracruz) まで、ほぼ東西に延び、複合火山、単成火山群、カルデラを含んでいる⁷⁻⁹⁾ (第1図)。セボルコ (Ceboruco), コリマ (Colima), エル・チション (El Chichón) などの活火山の活動の他、1943年にとうもろこし畑の中に噴火したパルクティン (Parícutin) 火山の活動が火山研究の対象として注目を浴びた。これらの火山活動は主にココス・プレートが中央アメリカ海溝において北アメリカ・プレートの下に沈み込んでいる運動と密接な関係があると考えられている¹⁰⁾。ココスと北アメリカ両プレートの相対速度は $5.7 - 8.5\text{cm}/\text{yr}$ ¹¹⁾、これまでに報告された和達=ベニオフ帯の傾きは、 30° から 55° 以上とばら



第1図 ミチョアカン＝グアナフアト火山地域の位置図

ミチョアカン＝グアナフアト火山地域はスコリア丘等の小火山の分布を Hasenaka and Carmichael⁹⁾ より引用し、点表示。黒塗三角：主要複成火山，黒塗星印：スコリア丘等の単成火山群。直線，曲線にハッチをつけたものは正断層を示す。

つきがある¹²⁻¹⁴⁾。ココス・プレートは200 - 500万年の地磁気縞模様の年代を示し¹⁵⁾，沈み込みに伴う深発地震は火山帯の直下では観測されず，それより浅い深度に限られている¹²⁻¹⁴⁾。その北西に隣接し，約400万年の地磁気縞模様年代を示すリベラ・プレートの方では，深発地震は全く観察されない¹⁰⁾。

当火山帯の火山は他の島弧や陸弧と異なり，海溝と平行に配列せず，約15°の角度を成している。従って，火山と海溝の距離は東に行くにつれて大きくなる。メキシコ湾岸に面するサン・マルティン (San Martin) 火山は当火山帯の東端に位置し，海溝から最も遠く，アルカリ岩溶岩を噴出している¹⁶⁾。さらにその東にあるエル・チヨン火山は，少し海溝近くにずれて位置し，メキシコ火山帯と中央アメリカ火山帯の漸移部を占める。火山帯と中央アメリカ海溝が平行でないことから，当火山帯の火山活動が海洋プレートの沈み込みに関係しているだけでなく，既存の断列帯などをマグマが上昇した結果であると考えられる研究者もいる^{7, 17)}。

火山帯西部で交差するテピーク＝サコアルコ (Tepic-Zacoalco) ・リフトゾーン, コリマ (Colima) ・リフトゾーン, チャパラ (Chapala) 地溝帯は当火山帯西部のテクトニクスを複雑なものにしている (第1図)。前2者は現在でも活動的であり^{18, 19)}, それらに区切られた南西のハリスコ (Jalisco) ・ブロックはリフティングの結果, 将来メキシコ大陸から離れ, その間に海洋地殻が出現するであろうと主張する研究者もいる²⁰⁾。

東北日本弧を初め代表的な陸弧, 島弧では火山岩の化学組成の水平変化が認められる。すなわち, 海溝近くに位置する火山が噴出した火山岩ではK, Rbなどの液相濃集元素の含有量が少なく, 海溝から遠くに位置する火山が噴出した火山岩ではそれらが多い^{21, 22)}。メキシコ陸弧においても西部の海溝に近い火山ではカルクアルカリ岩が卓越し²³⁾, 東部のサン・マルティン火山では液相濃集元素に富むアルカリ岩が見られる¹⁶⁾ことは, 島弧の一般的な観察事実と合致している。しかし, メキシコでは規模の大きい複成火山の周囲に化学組成が全く異なる溶岩を噴出する単成火山が活動したり^{24, 25)}, 多様な組成の溶岩を産する単成火山群が存在したりして²⁶⁻²⁸⁾, 火山岩の化学組成の水平変化は単純ではない。

東北日本では3 Maから1 Maの間にカルデラの形成を伴う大規模な酸性火山活動が起こったことが知られているが^{29, 30)}, メキシコにおいてもアメリカとの国境付近から太平洋沿岸に沿ってメキシコ火山帯西部に延びる広い範囲に第三紀中期の酸性火山噴出物が分布し, シェラ・マドレ・オキシデンタル (Sierra Madre Occidental) と呼ばれている^{31, 32)}。

§ 3. ミチョアカン＝グアナファト火山地域の火山活動

ミチョアカン＝グアナファト火山地域 (MGVF) はメキシコ火山帯西部の一部を占め, 面積約4万平方キロメートルの地域に小型の単成火山 (主にスコリア丘, その他にマール, 溶岩円頂丘, 溶岩流), 約1,000個^{9, 33)}, 中規模の火山 (主に盾状火山, その他に成層火山, 溶岩円頂丘), 400個弱を含む³⁴⁾ (第1図)。このように大規模な複成火山がないという点で当火山地域は, 東北日本弧やメキシコ陸弧の他の地域とは異なる特異な火山活動を代表している。

これらの火山は中央アメリカ海溝から190km - 340kmの幅広い地域に分布している³³⁾。最も新しい火山はスコリア丘のパリクティン火山で1943年から1952年まで噴火した。年代測定値のある小型単成火山で最も古いものはスコリア丘のサンタ・テレサ (Santa Teresa) で, 2.78 Maである³³⁾。盾状火山の年代測定値もこの時代幅に収まる³⁵⁾。これ以外に火山地域北部にはさらに古い年代の溶岩流やシェラ・マドレ・オキシデンタルであると思われるイグニンプライトが分布する³⁶⁾。

3 Maより若い時代に活動した火山岩はカルクアルカリ岩が圧倒的に多く、これにアルカリ岩が少量伴う²⁷⁾。Hasenaka and Carmichael²⁷⁾は化学組成と地理的分布から小規模単成火山に産する火山岩をカルクアルカリ岩、高マグネシア・アルカリ岩、低マグネシア・アルカリ岩、漸移タイプの4つに分類した。カルクアルカリ岩、漸移タイプは火山地域全域に分布するのに対し、高マグネシア・アルカリ岩は海溝に近い地域、低マグネシア・アルカリ岩は海溝から遠い地域にのみ分布する。中規模の盾状火山は海溝からの距離に関係なく、すべてカルクアルカリ岩である³⁷⁾。島弧や陸弧に多く活動している大規模な複成火山では安山岩が卓越するのに対し、当火山地域の小規模な単成火山では玄武岩や玄武岩質安山岩が卓越している。未分化な組成のマグマの噴出が多く認められ、マントルカンラン岩と平衡共存しうる化学組成を有する溶岩も噴出している²⁷⁾。

海溝に近い地域にもアルカリ玄武岩が産するために、火山が海溝から遠ざかるにつれて K_2O やRbなどの液相濃集元素濃度が増加するという、島弧火山岩の化学組成の一般的な水平変化は、当火山地域では観察されない。しかし、安山岩の組成に限れば、アルカリ岩をほとんど含まないことから、 K_2O 、Rb、Ba、Zrといった元素の濃度が火山と海溝の距離が増えるに従ってわずかに増加する傾向が認められる²⁷⁾。

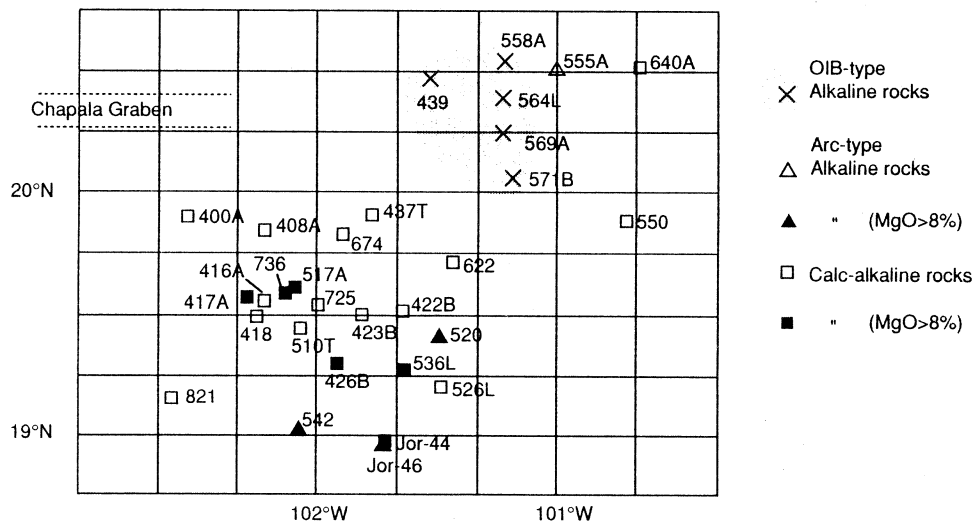
§ 4. 分析試料の選択

上述の火山活動の特徴や火山岩の組成幅を考慮して、火山の位置、年代、火山形態、火山岩の組成、鉱物組合せがそれぞれ異なる試料を30個選んだ(第1表)。これらの試料を採取した火山の位置を第2図に示した。第1表中にある地形年代は溶岩の表面地形(溶岩溝、溶岩末端崖、個々のフロー・ユニット等)の保存の度合い、スコリア丘の場合はスコリア丘の侵食の度合い(侵食溝の密度、斜面角、高さ/底面直径比)を測定年代が得られている火山で規準化して分類したものである。第1表には斑晶+微斑晶の鉱物組合せのみを記した。詳しい岩石記載はHasenaka and Carmichael²⁷⁾及びLuhr and Carmichael³⁸⁾に含まれている。一部のアルカリ岩とデイサイトを除き、ほとんどの試料は石基が90%近くを占め、ほぼ液組成を代表していると考えて差し支えない。本論で化学分析値を報告する火山岩試料のうち、Jor-44, Jor-46, 517A, 536LはMgO含有量が9%以上、Mg値(=Mg/(Mg+Fe²⁺))が70以上、Ni含有量が235ppm(蛍光X線分析値)以上あり、マントルカンラン岩と平衡共存しうるマグマの組成^{39, 40)}を代表する。

第1表 ミチョアカン=グアナフアト火山地域, 分析火山岩試料の記載。

試料番号	400A	408A	416A	417A	418	422B	423B	426B	437T	439
試料タイプ	Scoria	Scoria	Bomb	Bomb	Lava	Bomb	Bomb	Bomb	Bomb	Bomb
火山番号	18	153	245	234	289	741	533	564	423	648
火山名	Cerro El Comalito	Cerro Colorado	---	(Zacan)	Volcán Parícutin	Volcán El Estribo	Hoya El Ticuichi	Cerro Pelon Alberca	Hoya La (San Jorgo)	(San Jorgo)
(or地名)	Comalito	Colorado	---	(Zacan)	Parícutin	Estribo	Ticuichi	Pelon Alberca	Hoya La (San Jorgo)	(San Jorgo)
火山形態	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Maar	Scoria cone
緯度(N)	19°54'08"	19°50'44"	19°33'10"	19°33'55"	19°29'33"	19°30'38"	19°29'57"	19°17'52"	19°54'22"	20°27'55"
経度(W)	102°32'46"	102°13'11"	102°13'23"	102°17'34"	102°15'04"	101°38'29"	101°48'48"	101°54'47"	101°46'07"	101°31'58"
DFT(km)	264	275	247	244	240	269	260	236	303	370
地形年代	Plv ₁ ?	Plv ₁ ?	Plv ₁ ?	Plv ₂ ?	Hv	Plv ₂ ?	Plv ₂₋₃	Plv ₂	Plv ₂₋₃ ?	Tr?
測定年代	--	--	--	--	1943-1952	--	--	0.37 Ma	--	--
鉱物	Hb+Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Pl	Ol+Pl	Hb+Ol+Pl	Ol+Pl
組合せ	+Aug+Opx	+Aug	+Aug+Opx			+Opx	+Opx	+Aug		
試料番号	510T	517A	520	526L	536L	542	550	555A	558A	564L
試料タイプ	Bomb	Bomb	Bomb	Lava	Lava	Bomb	Bomb	Bomb	Bomb	Lava
火山番号	326	260	774	888	803	390	1020	988	918	930
火山名	(Costo)	Cerro San Migue	Cerro El Tecolote	Mesa El Malpais	Cerro El Cajete	Cerro La Cruz	(La Loma)	(Santa Teresa)	La Cal	Hoya Estrada
(or地名)	Costo	Cerro San Migue	Cerro El Tecolote	Mesa El Malpais	Cerro El Cajete	Cerro La Cruz	(La Loma)	(Santa Teresa)	La Cal	Hoya Estrada
火山形態	Maar	Scoria cone	Scoria cone	Lava flow	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Maar
緯度(N)	19°26'37"	19°36'44"	19°23'49"	19°11'56"	19°16'22"	19°01'07"	19°52'46"	20°29'50"	20°32'18"	20°23'13"
経度(W)	102°04'08"	102°05'43"	101°29'35"	101°28'46"	101°38'19"	102°04'44"	100°42'38"	100°59'53"	101°12'56"	101°13'37"
DFT(km)	244	259	264	244	245	201	345	396	391	375
地形年代	Tr??	Plv ₂₋₃ ?	Plv ₁ ?	Hv	Plv ₂	Plv ₂ ?	Plv ₁ ?	Tr	Plv ₁ ?	Plv ₁ ?
測定年代	--	--	--	--	--	--	--	2.78 Ma	--	--
鉱物	Ol+Pl	Ol+Pl	Hb+Ol+Pl	Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl
組合せ		+Aug	+Aug	+Aug+Opx	+Aug	+Aug	+Aug	+Aug		+Aug
試料番号	569A	571B	622	640A	674	725	736	821	Jor-44	Jor-46
試料タイプ	Lava	Bomb	Bomb	Bomb	Bomb	Lava	Lava	Lava	Lava	Bomb
火山番号	963	981	725	1040	433	499	256	101	634	641
火山名	--	Cerro El Melon	Volcán La Mina	Cerro Las Brujas	Cerro Las Cabras	Cerro El Metate	Cerro Los Amoles	Cerro Buenavista	Volcán El Jorullo	Cerro La Pilita
(or地名)	--	Cerro El Melon	Volcán La Mina	Cerro Las Brujas	Cerro Las Cabras	Cerro El Metate	Cerro Los Amoles	Cerro Buenavista	Volcán El Jorullo	Cerro La Pilita
火山形態	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Scoria cone	Shield	Scoria cone	Shield	Scoria cone	Scoria cone
緯度(N)	20°14'34"	20°03'35"	19°42'45"	20°31'13"	19°49'34"	19°32'20"	19°35'19"	19°09'20"	18°58'19"	18°56'49"
経度(W)	101°13'34"	101°10'56"	101°26'02"	100°39'06"	101°53'37"	101°59'33"	102°07'44"	102°36'31"	101°43'03"	101°43'34"
DFT(km)	360	344	298	413	290	257	255	188	211	208
地形年代	Tr??	Plv ₁ ?	Plv ₄	Tr?	Plv ₂₋₃	Hv	Plv ₃	Plv ₂	Hv	Plv ₂₋₃
測定年代	--	--	17170 y.b.p.	--	>40000 y.b.p.	4700 y.b.p.	--	0.58 Ma	1759-1774	--
鉱物	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl
組合せ	+Aug	+Aug	+Aug	+Aug	+Aug+Opx**	+Aug+Opx	+Aug	+Aug+Opx	+Aug	+Aug

火山番号: Hasenaka and Carmichael⁹⁾中にコンパイルされた番号, DFT: 中央アメリカ海溝からの距離 (km), 地形年代: Hasenaka and Carmichael³³⁾で分類された地形年代区分. Hv = Holocene volcano, Plv = Pleistocene volcano (4=young, 3, 2-3, 2, 1=old), Tr = Tertiary volcano. 溶岩流地形が不確かなものには?を, 火山体の地形でしか判断できなかったものには??を付記. 測定年代: Hasenaka and Carmichael³³⁾, Ban et al.³⁵⁾から引用. 鉱物組合せ: 斑晶 (>0.3mm) および微斑晶 (<0.3mm, >0.03mm) の鉱物組合せ, Hasenaka and Carmichael²⁷⁾ および未発表資料. Hb=Hornblende, Ol=Olivine, Pl=Plagioclase, Aug=Augite, Opx=Orthopyroxene. ** 試料674は Quartz, Biotite の外来結晶を含む。



第2図 分析試料の採取地点図。

§ 5. 試料の分析方法ならびに分析結果

MGVFを代表する30個の試料について、新たに光量子放射化法⁴¹⁾による微量元素の分析を行なった。分析元素はCe, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Zn, Zr, およびYの12元素である。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。主要成分元素およびCr, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, BaおよびCeについてはカリフォルニア大学バークレイ校地質学地球物理学教室のノレルコ製エネルギー分散型の蛍光X線分析装置を用いて得られた結果を引用した^{27, 38, 42)}。主成分元素の検量線は試料400A, 408A, 417A, 418, 423B, 439, 558Aの湿式化学分析値を使って引いた。分析結果を第2表に、主成分元素のハーカー図を第3図、微量元素のMORB規格化パターン図を第4図に示す。

光量子放射化法と蛍光X線法の両方で得たCr, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Ceの含有量はおおむね良い一致を示す。Ni含有量が235ppm以上あるものをSato⁴⁰⁾に従ってマントルカンラン岩と平衡共存する未分化なマグマと判断していたが、今回の光量子放射化分析の結果を見ると試料536Lのみが235ppmの値を示した。Crの含有量が500ppm以上あったのも試料536Lだけであった。

§ 6. 微量元素を含めた化学組成による火山岩の分類

上述のようにこれまでの研究²⁷⁾では主成分元素と地理的分布からMGVFの火山岩をカルク

第2表 ミチョアカン=グアナファト火山地域, 火山岩試料の主成分および微量元素化学組成。

Sample	400A	408A	416A	417A	418	422B	423B	426B	437T	439
Chem. Group										low-Mg
(old)	CA	CA	CA	TR	CA	CA	CA	CA	CA	ALK
Chem. Group										
(new)	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	OIB
(wt.%)										
SiO ₂	55.88	50.30	53.06	50.22	55.48	59.39	60.33	51.17	56.14	47.76
TiO ₂	1.07	1.20	0.98	1.18	1.11	0.75	0.73	0.83	0.72	2.92
Al ₂ O ₃	17.99	17.44	17.84	16.55	17.33	17.41	17.16	17.09	17.96	17.06
Fe ₂ O ₃	1.46	2.28	2.41	1.94	1.30	1.40	0.83	2.36	1.69	5.81
FeO	5.10	6.14	4.87	6.40	6.05	4.36	4.32	5.60	4.31	5.78
MnO	0.12	0.14	0.12	0.14	0.13	0.11	0.09	0.14	0.12	0.17
MgO	3.78	6.74	6.61	8.78	5.43	4.00	3.38	9.02	3.62	4.68
CaO	7.23	10.19	8.61	8.91	6.92	6.27	5.76	8.91	7.47	8.15
Na ₂ O	3.94	3.15	3.83	3.20	4.16	3.99	3.70	3.22	3.77	3.66
K ₂ O	1.38	0.56	0.96	1.12	1.21	1.51	1.66	0.67	0.98	1.62
P ₂ O ₅	0.24	0.18	0.21	0.23	0.33	0.17	0.17	0.13	0.18	0.67
Total	98.19	98.32	99.5	98.67	99.45	99.36	98.13	99.14	96.96	98.28
(ppm)										
Sc	22.0	28.3	23.0	19.3	20.4	12.7	15.7	26.3	12.3	26.2
Cr	29.2	180.3	136.1	366.2	165.1	87.6	85.4	447.4	25.6	56.9
Cr(XRF)	23	183	142	373	187	94	83	556	--	59
Co	23.2	37.5	51.9	43.4	27.0	64.7	17.9	54.2	51.8	37.2
Ni	36	82	154	207	105	57	54	176	23	43
Ni(XRF)	15	84	142	230	107	48	34	198	27	30
Zn	77	63	68	66	83	58	75	53	80	88
Zn(XRF)	93	73	75	76	88	81	74	66	71	94
Rb	23.0	9.0	10.0	22.0	17.0	26.0	35.0	7.0	15.0	20.0
Rb(XRF)	21.0	9.0	9.0	22.0	17.0	28.0	33.0	7.0	15.0	22.0
Sr	656	566	720	514	604	527	532	451	1137	677
Sr(XRF)	651	579	723	540	586	528	520	445	1135	696
Y	21	22	15	23	24	18	18	18	15	28
Y(XRF)	14	13	11	22	18	14	13	18	13	22
Zr	156	110	97	134	164	149	146	75	100	209
Zr(XRF)	154	116	99	143	154	147	144	93	97	203
Nb	7.9	4.2	5.2	6.6	9.9	6.7	6.6	0.2	4.0	38.7
Cs	0.74	0.35	0.42	0.49	0.5	0.79	1.15	0.26	0.55	0.08
Ba(XRF)	440	224	297	362	400	535	691	218	349	495
Ce	37.0	25.0	28.2	33.4	40.2	37.1	37.5	16.0	32.8	59.7
Ce(XRF)	39	36	33	34	42	45	49	27	44	65

Chem. Group (old) = Hasenaka and Carmichael²⁷⁾ の分類。CA = Calc-alkaline, TR=Transitional, High-Mg ALK=High-Mg Alkaline, Low-Mg ALK=Low-Mg Alkaline. Chem. Group (new) = 本研究の分類。CA = Calc-alkaline, Arc-Alk = Arc-type, Alkaline, OIB = Ocean Island Basalt-type Alkaline. 主成分元素および一部の微量元素の蛍光 X 線分析値は Hasenaka and Carmichael²⁷⁾, Hasenaka⁴²⁾, および Luhr and Carmichael³⁸⁾ から引用。

第2表 (続き)。

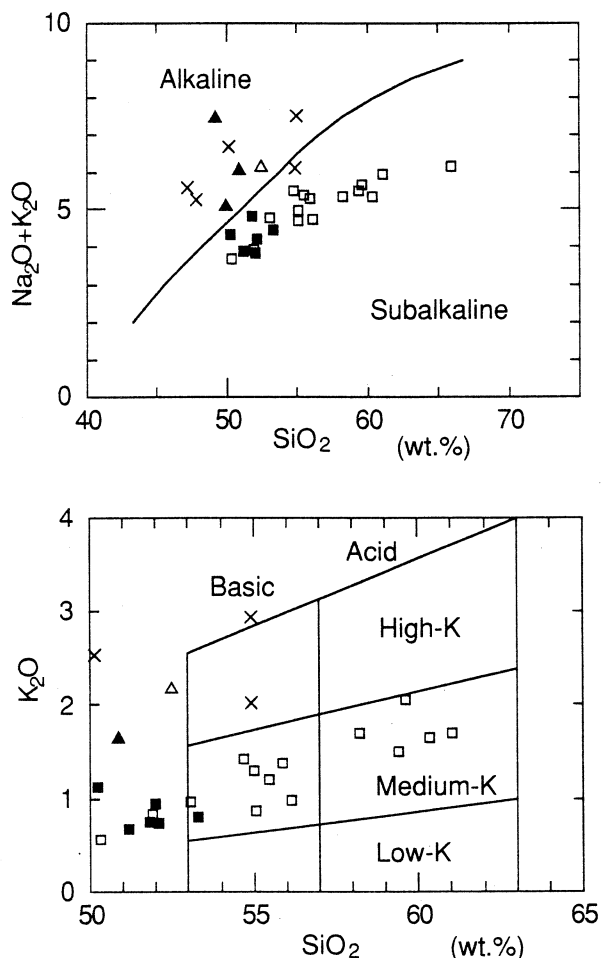
Sample	510T	517A	520	526	536L	542	550	555A	558A	564L
Chem. Group (old)	CA	CA	High-Mg ALK CA		TR	High-Mg ALK CA		Low-Mg	Low-Mg	Low-Mg
Chem. Group (new)	CA	CA	Arc-Alk	CA	CA	Arc-Alk	CA	Arc-Alk	OIB	OIB
(wt.%)										
SiO ₂	55.04	51.99	50.86	61.04	51.80	49.93	51.88	52.48	50.12	54.93
TiO ₂	0.97	0.81	1.02	0.90	0.72	1.08	0.76	1.69	2.40	1.96
Al ₂ O ₃	18.07	16.58	16.18	17.52	16.60	16.29	18.18	16.98	16.24	17.13
Fe ₂ O ₃	2.82	2.32	3.42	0.93	1.48	3.40	1.57	3.67	3.55	2.40
FeO	4.58	5.17	4.64	4.35	5.52	4.63	5.08	4.80	7.69	5.56
MnO	0.12	0.13	0.14	0.10	0.13	0.13	0.12	0.13	0.20	0.14
MgO	4.39	9.40	8.48	2.90	9.26	8.72	6.73	4.47	4.27	3.05
CaO	7.57	8.73	8.78	5.97	8.39	9.18	9.84	7.86	6.48	5.97
Na ₂ O	4.10	2.92	4.39	4.23	4.04	3.26	3.08	3.94	4.12	4.57
K ₂ O	0.86	0.95	1.64	1.70	0.76	1.80	0.84	2.17	2.54	2.94
P ₂ O ₅	0.21	0.22	0.59	0.27	0.14	0.32	0.11	0.74	1.16	0.49
Total	98.73	99.22	100.14	99.91	98.84	98.74	98.19	98.93	98.77	99.14
(ppm)										
Sc	14.5	25.5	29.3	10.9	23.3	18.6	22.6	23.7	30.5	25.8
Cr	58.6	386.9	364.1	57.9	587.0	435.4	189.3	47.8	44.3	--
Cr(XRF)	60	416	367	62	660	515	209	--	40	--
Co	76.9	53.7	50.1	40.5	49.4	45.7	58.1	43.3	27.7	45.5
Ni	64	227	161	37	241	167	78	18	25	15
Ni(XRF)	72	258	174	35	259	209	83	44	18	--
Zn	82	48	135	68	72	87	53	99	124	83
Zn(XRF)	81	73	116	74	65	83	57	104	111	67
Rb	13.0	17.0	15.0	30.0	6.0	10.0	10.0	24.0	39.0	63.0
Rb(XRF)	15.0	13.0	15.0	30.0	8.0	11.0	10.0	30.0	38.0	63.0
Sr	643	903	1191	573	410	1112	605	1293	505	550
Sr(XRF)	619	893	1151	548	457	1211	656	1419	544	561
Y	17	16	20	19	14	17	13	27	47	27
Y(XRF)	19	17	14	16	12	19	13	32	44	30
Zr	107	111	123	169	71	130	60	216	362	244
Zr(XRF)	108	120	122	160	77	150	67	240	361	237
Nb	6.6	5.2	9.8	10.8	2.4	5.6	0.9	18.6	58.1	51.3
Cs	0.54	0.44	0.19	0.92	0.1	0.21	0.39	1.15	0.72	1.26
Ba(XRF)	345	344	744	609	220	866	163	850	706	450
Ce	27.9	40.7	81.9	40.0	15.2	61.9	12.7	99.4	100.6	77.5
Ce(XRF)	35	44	76	36	26	73	27	114	106	81

第2表 (続き)。

Sample	569A	571B	622	640A	674	725	736	821	Jor-44	Jor-46
Chem. Group(oldest)	Low-Mg ALK	TR	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	High-Mg ALK
Chem. Group (new)	OIB	OIB	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	Arc-Alk
(wt.%)										
SiO ₂	47.18	54.91	54.71	55.03	65.95	59.63	53.29	58.24	52.10	49.21
TiO ₂	2.85	1.79	1.27	1.58	0.60	0.67	0.84	1.13	0.81	1.33
Al ₂ O ₃	17.82	17.29	17.26	16.50	15.29	16.99	16.97	16.77	16.44	14.19
Fe ₂ O ₃	2.82	2.23	8.42	8.81	4.06	5.27	8.01	6.43	1.56	4.55
FeO	7.53	6.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.05	3.75
MnO	0.16	0.15	0.13	0.14	0.11	0.09	0.13	0.11	0.14	0.12
MgO	5.40	3.96	4.52	5.51	3.76	2.95	8.06	3.62	9.29	8.32
CaO	8.78	6.64	6.91	7.57	4.48	5.75	8.79	6.29	8.46	7.68
Na ₂ O	3.99	4.09	4.08	3.40	3.71	3.62	3.63	3.64	3.47	4.59
K ₂ O	1.58	2.02	1.43	1.30	2.43	2.06	0.81	1.71	0.74	2.82
P ₂ O ₅	0.57	0.53	0.36	0.41	0.10	0.24	0.13	0.35	0.14	1.37
Total	98.68	100.19	99.09	100.25	100.49	97.27	100.66	98.29	99.20	97.93
(ppm)										
Sc	43.8	28.0	20.4	26.4	11.8	15.6	28.0	17.6	28.0	15.0
Cr	39.2	66.8	61.7	159.0	155.3	59.7	320.4	87.3	456.3	301.0
Cr(XRF)	25	60	62	164	155	60	388	100	564	338
Co	53.3	56.6	41.1	49.2	40.1	50.2	95.1	64.4	41.3	56.9
Ni	40	41	41	49	70	31	123	60	222	228
Ni(XRF)	38	37	39	60	76	23	126	67	261	248
Zn	106	97	49	82	63	88	78	79	43	162
Zn(XRF)	93	99	95	90	47	72	66	73	61	172
Rb	19.0	28.0	23.0	16.0	64.0	41.0	11.0	25.0	11.0	18.0
Rb(XRF)	24.0	27.0	26.0	19.0	57.0	42.0	11.0	26.0	10.0	17.0
Sr	652	570	559	590	319	734	456	815	353	2029
Sr(XRF)	648	557	575	589	309	732	484	824	397	2250
Y	22	27	24	32	21	19	17	21	10	15
Y(XRF)	21	27	27	32	18	19	19	23	20	18
Zr	172	253	182	271	120	176	85	207	77	187
Zr(XRF)	169	239	192	263	132	177	105	208	100	203
Nb	37.7	31.1	15.5	12.7	11.7	8.8	4.7	16.2	2.3	19.7
Cs	0.1	0.34	0.66	0.23	2.08	1.13	0.39	0.64	0.25	--
Ba(XRF)	344	565	459	512	583	731	242	537	204	1271
Ce	51.5	64.0	44.3	57.5	35.7	58.3	19.3	50.1	14.6	152.4
Ce(XRF)	67	68	54	55	33	57	16	39	18	158

アルカリ岩, 高マグネシア・アルカリ岩, 低マグネシア・アルカリ岩, 漸移タイプの4つに分類してきた。しかし, 本研究の微量元素の分析値を含めて検討した結果, カルクアルカリ岩, 沈み込み帯型 (Arc-type) アルカリ岩, 海洋島型 (OIB-type) アルカリ岩の3グループに分類するのが妥当であるという結論に達した。カルクアルカリ岩は典型的な島弧, 陸弧に産する火山岩の特徴¹¹⁾を備えたもので, 従来通りである。微量元素のMORB規格化パターン図ではNbの負異常を示す (第4図, C-F)。沈み込み帯型アルカリ岩も同図で同様にNbの負異常を示す (第4図, A)。これに対し, 海洋島型アルカリ岩は, 微量元素のMORB規格化パターン図でスムーズな山型のパターンを示すもので, Nbの負異常を示さない (第4図, B)。また, 3タイプとも最も大きな規格化値を示すのがRbではなく, Baであるという特徴を有する。

Hasenaka and Carmichael²⁷⁾の漸移タイプは独立した化学組成の特徴を代表しないので, 地球化学的性質から上記3グループのいずれかに分類しなおした。大部分の試料はカルクアルカリ岩に含まれたが, 試料571Bは海洋島型アルカリ岩に含まれた。沈み込み帯型アルカリ岩は従来の高マグネシア・アルカリ岩にほぼ一致し, 海洋島型アルカリ岩は従来の低マグネシア・アルカリ岩にほぼ一致する。海洋島型アルカリ岩は沈み込み帯型アルカリ岩に比べるとより分



第3図(a) MGVF火山岩試料のハーカー図。

Alkaline, Subalkalineの境界およびHigh-K, Medium-K, Low-Kの境界はそれぞれMacdonald and Katsura⁴³⁾およびGill¹¹⁾による。シンボルは第2図と同じ。

化しており, Mg, Cr, Niの含有量が少なく, Fe, Ti, Pの含有量が多いが(第2表, 第3図), 例外もある(試料555A)。後者は前者に比べて, 顕著なNbの負異常を持つほか, Zr, Ti, Y含有量が少なく, RbのMORB規格化値がKやBaに比べて顕著に少ないという特徴が共通している。Srの含有量が1000ppm以上と多いことも沈み込み帯型アルカリ岩の大きな特徴である。

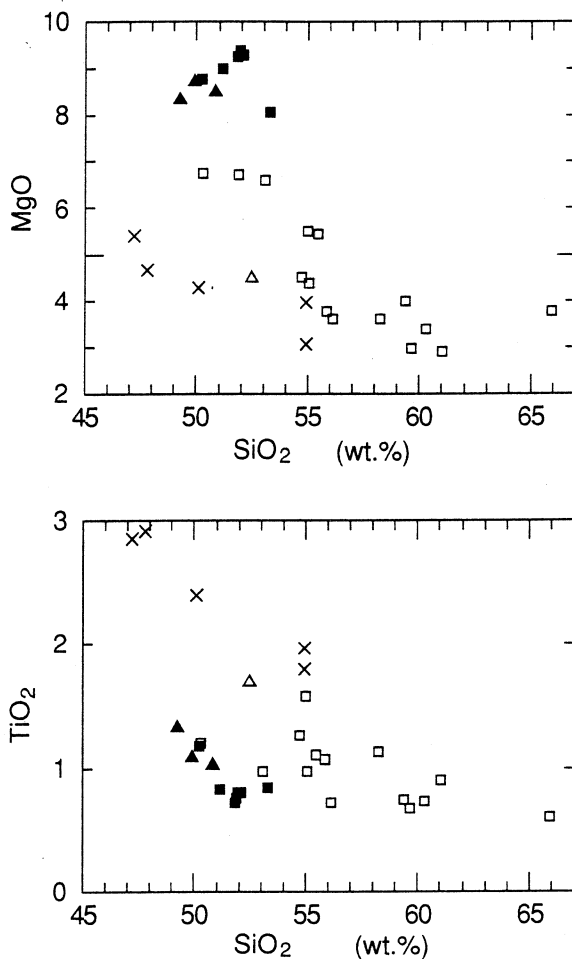
§ 7. 各岩石グループの地理的分布

本論で新たに分類した3つの岩石グループの分布を第2図に示した。各グループの岩石の採取地点を表示した他, MgOが8%以上ある試料の場合は黒塗りにして区別した。図からわかるように, カ

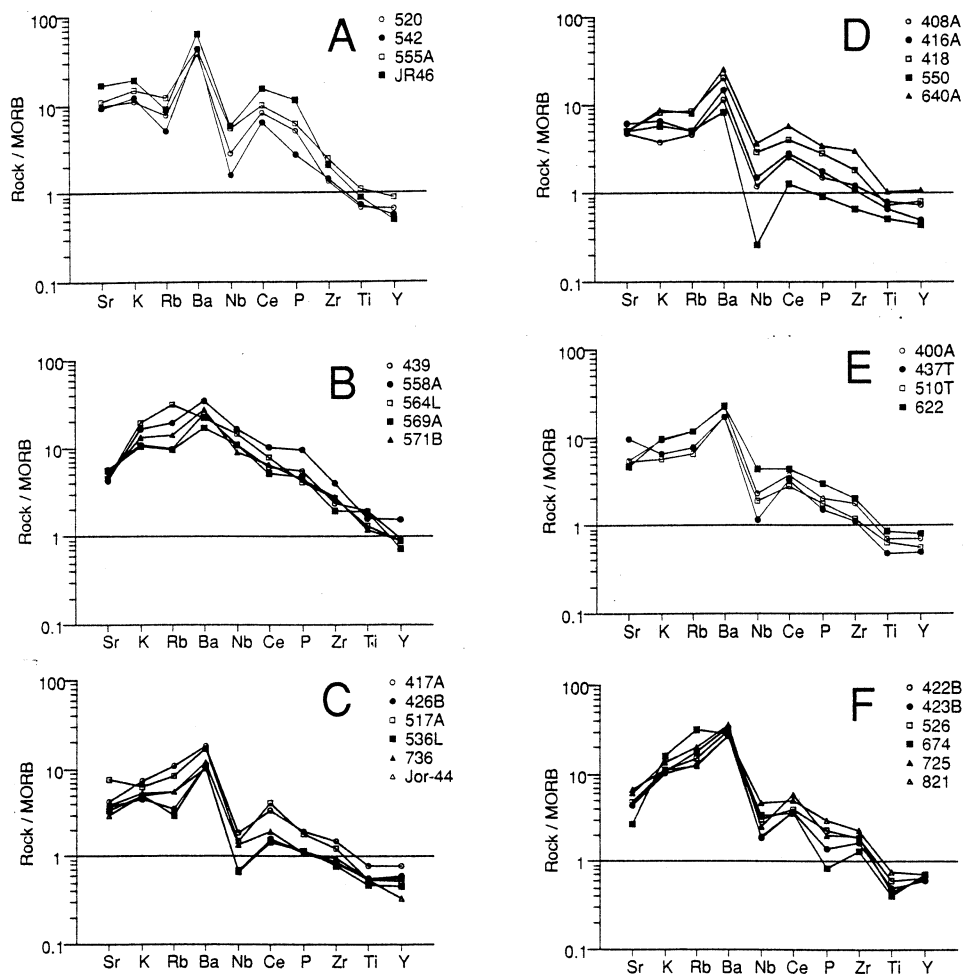
ルクアルカリ岩は火山地域全域に

分布している。沈み込み帯型アルカリ岩も同様に火山地域全域に分布している。両グループの岩石で第2図中の火山地域の北東の海溝より遠い側にプロットされるのは各々1, 2点だけであるが, 今回分析した試料以外に上記の各グループの化学組成の特徴を備えている試料が同地域でいくつか見つかったことから⁴²⁾ 両グループの岩石が火山地域全域に産するのは間違いないと思われる。また, 本研究では小型の単成火山から採取した火山岩試料を主に分析したが, 体積的により重要である中規模の盾状火山溶岩の予備的な化学分析値は北部, 南部を問わず, すべての試料がカルクアルカリ岩であることを示している³⁷⁾。

上記2グループに対して海洋島型アルカリ岩は火山地域北部中央, 第2図中に薄く色をつけ



第3図(b) MGVF火山岩試料のハーカー図。
シンボルは第2図と同じ。



第4図 MGVF火山岩試料の微量元素のMORB規格化パターン図。

A: 海洋島型アルカリ岩, B: 沈み込み帯型アルカリ岩, C: カルクアルカリ玄武岩および玄武岩質安山岩 ($MgO \geq 8\%$), D: カルクアルカリ玄武岩および玄武岩質安山岩 ($5\% \leq MgO < 8\%$), E: カルクアルカリ安山岩 ($MgO < 5\%$, $SiO_2 < 58\%$), F: カルクアルカリ安山岩およびデイサイト ($MgO < 5\%$, $SiO_2 \geq 58\%$)。

た部分に限って分布している。メキシコ火山体西部で海洋島型アルカリ岩の噴出が知られているのは、MGVF以外ではサンガンゲイ (Sanganguey) 火山周辺に線状に配列する単成火山群だけである⁴⁴⁾(第1図)。

分析試料のうち MgO 含有量が8%以上ある未分化な溶岩の分布をみると、火山地域の南部で海溝から火山の距離が270km以下の地域に限られている。しかし、それらの溶岩の分布は地

殻の断裂に支配されてマグマが上昇してきたことを示唆するような線状分布でもなく、未分化なマグマのみがプルーム状に上昇してきたことを示唆するようなクラスター分布でもない。他のより分化したマグマと同様、個々のマグマ・バッチが全くランダムに地殻を上昇してきたものと思われる。

§ 8. 各岩石グループの火山活動の年代変化

Ban et al.³⁵⁾によれば、これまでに年代測定値が得られた17個のMGVF火山の活動年代は、北緯19° 55' 付近を境にして、北と南で全く異なる。北側の海溝から遠い地域に位置する火山の年代は1 Maより古く、南側の海溝寄りの地域に位置する火山の年代は1 Maより新しい。このことは、1 Ma頃に火山活動の場が突然大きく移動したことを示している。火山活動の場の移動は比較的新しい火山活動がすべて火山地域の南側に限られていることから支持される。Hasenaka and Carmichael³³⁾によって、4万年よりも若い炭素14年代値が得られたか、それらと同程度の溶岩の表面地形を保存している火山、約80個はすべて火山地域南側、海溝からの距離が300km以下の場所に噴火している。MGVFは陸弧を横断する方向で150km以上の幅があり、メキシコ火山帯の中でも最も幅が大きいと考えられていたが、同じ年代の火山活動域は100km程度の幅である。火山活動域の移動の原因については海洋プレートの沈み込み角度の変化、海溝の移動、上部マントルの熱構造の変化などが考えられるが、当地の詳細なテクトニクスの復元モデルや地球物理学的データが十分ではないので、特定するのは難しい。

以上の結果をふまえて考えれば、第2図の北東側に分布する火山が3 Maから1 Maまでの間に噴火、南西側に分布する大部分の火山が1 Ma以降に噴火していることになる。第2図で判断すると、1 Ma以前はカルクアルカリ岩、沈み込み帯型アルカリ岩、海洋島型アルカリ岩のマグマの活動があったが、すべて比較的分化の進んだマグマしか噴出していない。これに対して1 Ma以降はカルクアルカリ岩と沈み込み帯型アルカリ岩の両マグマが活動しているが、マントルカンラン岩と共存し得る未分化なマグマも噴出している。

第1表の地形年代を使うと、さらに細かいマグマの化学組成の時代変化を求めることが可能であるが、本研究で得られたデータやHasenaka and Carmichael²⁷⁾のデータで判断する限り、細かい年代オーダーでのマグマの組成変化は認められない。ただし、地形年代区分のHv, Plv₄, およびPlv₃, すなわち約4万年より若い時代ではアルカリ岩の噴出がなく、カルクアルカリ岩のマグマだけが噴出している。これは単にアルカリ岩マグマ噴出の絶対数が少ないため、最近4万年間に出現を見なかったのかも知れない。

§ 9. 各岩石グループと火山形態の関係

スコリア丘の噴出物はこれまでに記載したすべての岩石グループの岩石を含み、玄武岩からデイサイトまでの広い組成幅を示している（第1表，第2表，第3図）。しかし，MGVFでは特定の形態の火山が，限られた組成幅のマグマを噴出している例が，いくつか認められる。盾状火山の予察的な研究結果³⁷⁾は，盾状火山の溶岩がすべてカルクアルカリ岩で，ほとんどが $\text{SiO}_2=55\% - 61\%$ の間に落ち， MgO が5%以下の分化したものが多いことを示している。また独立した部厚い溶岩流もほとんど同じ組成範囲を示すことから，マグマの噴出量が多くて，そのような溶岩流の流出が続いた場合に盾状火山に成長する可能性があったと推察される³⁷⁾。

今回分析した試料も盾状火山と溶岩流のもの（第2表，試料526L, 725, 821）はそれぞれ， SiO_2 が61.0%，59.6%，58.2%， MgO が2.9%，3.0%，3.6%で上述の組成範囲に落ちる。これらの試料の化学組成をスコリア丘やマールから噴出した同程度のシリカ含有量のカルクアルカリ岩溶岩と比べてもほとんど違いは認められない（第3図，第4図）。おそらくいずれの火山形態に関係したマグマも似通った組成の親マグマから分化し，単に異なった分化の程度を代表しているものと思われる。

MGVFにおけるカルクアルカリ岩マグマの結晶分化作用と地殻物質の同化作用の研究はWilcox⁴⁵⁾がパリクティン火山の一連の火山噴出物について行なったものとLuhr and Carmichael³⁸⁾がホルヨ（Jorullo）火山の一連の溶岩流について行なったものがある。両者の計算結果は以下の通りである。

（1943年2月噴出パリクティン溶岩no.1の石基， $\text{SiO}_2=55.5\%$ ， $\text{MgO}=4.7\%$ ）100g

－（かんらん石， Fo_{80} ）2.9g

－（斜長石， An_{70} ）9.6g

＋（石英モンゾニ岩捕獲岩の平均組成）25.4g

=（1950年9月噴出溶岩no.19の石基組成， $\text{SiO}_2=60.2\%$ ， $\text{MgO}=3.2\%$ ）112.9g

（ホルヨ溶岩 Jor-44， $\text{SiO}_2=52.1\%$ ， $\text{MgO}=9.3\%$ ）100g

－（かんらん石， Fo_{91} ）4.9g

－（かんらん石， Fo_{73} ）5.9g

－（斜長石， An_{76} ）5.0g

－（普通輝石， $\text{Wo}_{46}\text{En}_{44}\text{Fs}_{10}$ ）7.3g

=（ホルヨ溶岩 Jor-11， $\text{SiO}_2=54.2\%$ ， $\text{MgO}=4.3\%$ ）76.9g

§ 10. 考 察

(1) MGVFにおける陸弧火山活動の特徴

メキシコ陸弧（本論においてはMGVF）と東北本州弧の火山岩の地球化学的性質を比較し、マグマ生成を含む島弧モデルを立てる上で、両弧の最も重要な相違点は、火山岩の地球化学的性質の水平変化様式が異なるという点である。既に述べたように、MGVFでは同じ地域でカルクアルカリ岩とアルカリ岩が同時に活動しており、限られた地域だけで火山地域全体のインコンパティブル元素の変化幅をカバーしてしまう。また、1 Ma以降の活動に限れば、その多くが比較的未分化なカルクアルカリ岩・アルカリ岩の活動である点が重要な特徴である。これはおそらく、MGVFが弱い引張性の応力場におかれていて、マントルで生成したマグマがあまり地殻物質と相互作用を行なわないで噴出できたことが大きな原因の一つであろう。Hase-naka and Carmichael^{27, 33)}は火山地域のマグマ噴出率を推定して、地殻へのマグマの供給量が少ないことと、マグマが地表に出易い応力場に置かれていたことが重なって、単成火山群が出現し、未分化で多様なマグマが噴出したと推論した。

(2) 相伴うカルクアルカリ岩とアルカリ岩の成因関係

今回、得られた微量元素組成を見ると、1 Ma以降に海溝に近い地域で活動した未分化なマグマはカルクアルカリ岩、アルカリ岩ともに非常に似通ったMORB規格化パターンを示し（第4図）、共通の起源物質に由来することが推定できる。本論では図を示していないが、未分化なマグマだけを選んで、インコンパティブル元素同志をプロットすると直線上に乗るので、共通の組成のマントルカンラン岩の部分溶融の度合いを変えることで、アルカリ岩とカルクアルカリ岩の未分化なマグマを作ることが可能である（注：Rbは直線性から少しずれ、やや例外的に振舞う）。地表への噴出量もカルクアルカリ岩が圧倒的に多いので、カルクアルカリ岩マグマが大きい部分溶融の度合いを代表するのと整合的である。量の少ない未分化なアルカリ岩マグマは、島弧、陸弧に典型的な成層火山をつくるような圧縮的な応力場ならば、噴出しえなかったと思われる。

斑晶のカンラン石、斜長石、普通輝石をわずかに含む未分化なカルクアルカリ岩の組成をDi - Fo - Qzの相図にプロットすると、1気圧における無水のカンラン石 - 斜長石 - 普通輝石のコーテクティック・カーブから離れて、8 kb付近の無水のカーブ近くにプロットされる²⁷⁾。これらの岩石は含水鉱物を含まないで、仮に無水に近いと仮定すると、マントル - 地殻境界付近の深さで上記の斑晶鉱物を晶出していたと推定できる。火山地域に多く見られるやや分化の進んだカルクアルカリ安山岩はこれらの未分化なカルクアルカリ玄武岩からの結晶分化作用

と花崗岩類で代表される上部地殻物質の混成作用で説明できる。詳細な岩石学的検討は上述したホルヨ火山、パリクティン火山の一連の溶岩を用いて研究されている。カルクアルカリ安山岩でカンラン石、斜長石、普通輝石の斑晶鉱物組合せを持つものの組成を上記 Di - Fo - Qz の相図にプロットすると、1 気圧無水と 8 kb 無水のコーテクティック・カーブの間にプロットされるので、これらはマグマの上昇過程において地殻内で結晶分化をしたと解釈できる。

第 1 図に見られる単成火山の分布と第 2 図（あるいは Hasenaka and Carmichael²⁷⁾ の第 6 図）を見比べると、未分化なアルカリ岩が、火山の分布密度の高い地域の周縁部に噴出していることがわかる。おそらく、第 1 図に見られるいくつかの単成火山のクラスターはマンテル内を上昇してきた複数のダイアピルに相当するのであろう。アルカリ岩マグマはそのようなダイアピルの周縁の部分溶融の度合いの低い領域で生じたと考え、これまでに述べてきたモデルと矛盾しない。分化したアルカリ岩がほとんど見られないのは単に量的に少なく地表に噴出する機会が非常に少なかったためであろう。

(3) 海洋島型の MORB 規格化パターンをもつアルカリ岩

1 Ma 以降の海溝近くの火山活動に対して、1 Ma 以前の海溝から遠い地域での火山活動では明らかに微量元素パターンの異なる火山があり、対応するマンテル起源物質の多様性を示している。海洋島型の MORB 規格化パターンをもつアルカリ岩に限られた地域に分布するが（第 2 図）、その地域は「窓」ようになって海洋島玄武岩（OIB）と似通った起源物質由来のマグマを地表に噴出させたのかも知れない。前述したように、海洋島型アルカリ岩に似たマグマの噴出はメキシコ火山帯西部では他にサンガンゲイ火山周辺の単成火山群のみで知られている。サンガンゲイ火山およびその周辺に共存するカルクアルカリ玄武岩質安山岩（+安山岩）とアルカリ玄武岩を研究した Verma and Nelson⁴⁴⁾ は、微量元素組成と Sr 同位体の検討から、両者を結晶分化や下部地殻物質の汚染で関係づけることは不可能であることを示した。そして、彼らは海洋島型の規格化パターンを示すアルカリ岩マグマと沈み込み帯型の規格化パターンを示すカルクアルカリ岩マグマの組成の違いをマンテル起源物質の組成差にもとめ、沈み込む海洋スラブ由来の水や流体⁴⁶⁾ がその上部にあるマンテルの化学組成を変化させているか否かで説明している。

(4) マンテル起源物質の微量元素に関する組成不均質性の存在

第 4 図の微量元素の図を詳細に検討すると、海洋島型アルカリ岩試料 564L（図 B）とカルクアルカリ・デイサイト試料 674（図 F）の 2 つが Ba ではなく、Rb に規格化値のピークをもつ微量元素パターンを示し、同じグループの他の試料とは異なった起源物質に由来する可能性

を示唆している。また、カルクアルカリ玄武岩試料517A (図C) と角閃石安山岩試料437TはSrが多く、同程度のシリカ含有量の他の試料と異なってSrではね上がるパターンを示す。以上の試料のうち、564Lは1 Ma以前の北部の活動域、674と437Tは1 Ma以降の活動域の北端、517Aは西部に噴出している (第2図)。また、未分化なカルクアルカリ岩グループ (図C) でも4つの試料が、Rbの相対的な濃度が高く、Rbで谷をつくらず、他の2つの試料や未分化なアルカリ岩グループ (図A) 試料と異なった微量元素パターンを示している。このうち3つは火山地域西部のパリクティン地域で噴出しているマグマで、南部や南東部で噴出している他の未分化なカルクアルカリ岩やアルカリ岩とは活動域が異なる (第2図)。これらの事実、M GVF全域のマグマを対象にした場合、起源物質の微量元素に関する組成不均質性の存在を示唆している。

(5) 陸弧横断方向での火山岩組成の水平変化

メキシコ火山帯西部における火山岩の化学組成の水平変化についてはLuhr⁴⁷⁾ が海溝に近いコリマと海溝から遠いセボルコの2つの有史に活動した火山を対比して検討している。同じシリカ組成で比較するとより海溝から遠いセボルコ火山の火山岩の方がTi, K, P, Rb, Zr, Baなどのインコンパティブル元素の濃度が高いが、インコンパティブル元素間の相対濃度を比較すると、Ba/La, Sr/La, K/La, Rb/La, K/Tiなど沈み込み帯マグマに特徴的な元素比は海溝に近いコリマ火山の方が多。含水鉱物の有無や爆発的な噴火の頻度から定性的に推定したマグマの水の含有量も海溝に近いコリマ火山の方が多。輝石温度計で求めた噴火前温度は同じシリカ含有量で比較すると背弧側のセボルコ火山の方が高い。

Luhrのグループ^{44, 47, 48)}はこの地球化学的性質の違いを起源マントル領域での部分溶融度の違いと沈み込む海洋スラブ由来の流体による汚染度の違いで説明した。すなわち、コリマ火山の下のマントルウェッジは他の元素に比べてK, Ba, Sr, Rbの汚染が強く、水の供給も多いと考えたのである。部分溶融度の違いは海溝に近いコリマ火山の方がマグマの噴出率のはるかに大きいので整合的である。また、セボルコの方が温度が高いのは、スラブ深度ならびに起源マントル深度が大きいためであるとした。ただし、以上の議論については、両火山は陸弧の同じ横断面上にはなく、両火山が噴出している地域ではリフト・ゾーンの影響も無視できないのでやや問題がある。

MGVFにおける陸弧横断方向での地球化学的性質の変化をみた場合、既に述べてきたように、1 Ma以降の海溝に近い火山地域では、概して縁辺部にアルカリ岩が分布する点を除くと、意味のある火山岩の地球化学的性質の変化が認められない。そこで、活動時代は異なるが、海

溝から遠い火山地域北部（1 - 3 Ma）と海溝に近い火山地域南部（< 1 Ma）の火山岩を比較した。この比較は1 Maを境として海溝の位置や沈み込み海洋スラブの角度、形状が大きく変わっていないことを前提にしている。また、火山地域北部に産する海洋島型の規格化パターンを示すアルカリ岩の活動に対しては、少なくとも地球化学的にはスラブの沈み込みは関与していないと思われるので以下の議論からは除外している。

沈み込み帯型アルカリ岩試料555Aとカルクアルカリ岩試料640Aを火山地域南部の同じシリカ含有量の火山岩試料の化学組成と比較した場合、試料555Aは火山地域南部の他の沈み込み帯型アルカリ岩とほとんど同じ規格化パターンを示している（第4図A）。特にK, Ba, Sr, Rbの濃度にほとんど違いがないことは注目に値する。試料640Aの規格化パターンも火山地域南部のカルクアルカリ安山岩と異ならない。これらの事実は、MGVFにおいては海溝からの距離にかかわらず、沈み込み帯型マグマが生成する起源マントル領域の組成がほとんど同じであることを示している。さらに、MGVFでマグマに含まれる水の含有量を定性的に推定すると、海溝に近い方が多いことがわかる。すなわち、海溝に近い地域の方がスコリア丘で代表される比較的、爆発的な噴火が多いし、角閃石で代表される含水鉱物も火山地域南部のアルカリ玄武岩やカルクアルカリ安山岩、デイサイト中には見られるが、火山地域北部の火山岩には認められない。また、南部に産する一部の安山岩が石基カンラン石を持つことも比較的高い水の含有量を示唆している⁴⁹⁾。海溝に近い地域（< 1 Ma）の方がマグマの噴出率が高い⁵⁰⁾ことも、水の影響による起源物質の融点の低下であると考えることが可能である。

従って、MGVFでは起源マントル組成が海溝からの距離にかかわらずほとんど変化していないにもかかわらず、初生マグマ中のH₂O含有量は海溝側へと増加していると推定され、マグマ発生領域でH₂OがK, Ba, Sr, Rbなどの元素とは別の挙動をしていることがわかる。一般に、沈み込み帯火山岩でK, Ba, Sr, RbがHFS元素に対して高いMORB規格化値を示すことは、沈み込みスラブ由来の流体によって起源マントル領域が汚染された結果であると考えられているが、MGVFにおいて、この考えをそのまま適用することはできない。

(6) MGVFで1 Ma前後に起こった火山活動の変化の原因

MGVFにおいて、火山地域南部にはMg, Cr, Niに富む未分化なマグマが噴出していることから、噴火前のマグマの温度は南部の海溝に近い地域の方が、北部に比べて高いことは間違いがないと思われる⁵¹⁾。マグマの分化深度についても、海溝に近い側にマントルカンラン岩と平衡な未分化なマグマが噴出し、海溝から遠い地域では分化が進み地殻物質と相互作用をした証拠のあるマグマが多いことから、海溝に近い方が深いのであろう。ただし、各マグマが起

源マントルから分離した深度については、分化が起こった深度とは異なり、現在得られているデータから特定することは難しい。

以上の議論をまとめると、1 Ma以降にMGVFにおいて起こったそれまでより海溝側での火山活動は、それ以前に北側で活動していたマグマと類似の地球化学的性質をもった起源マントルに由来するが、水の影響がより大きく、噴出率も大きい高温のマグマの発生で特徴づけられる。それを裏付けるような地球物理学的データはまだ明らかにされていないが、1 Maを境としてウェッジマントル内の温度構造が大きく変わった可能性が指摘される。

§ 11. さいごに

MGVFの位置、火山形態、年代の異なる火山から、鉱物組合せ、組成、岩系が異なる試料を30個選んで、光量子放射化法で微量元素組成を求めた。これまでに得られていた主成分元素組成と合わせて検討した結果、MGVFの火山岩は、(a)カルクアルカリ岩、(b)沈み込み帯型アルカリ岩、(c)海洋島型アルカリ岩、の3グループに分類できることが明らかとなった。(a)、(b)はMORB規格化パターン図でNbの負異常が認められるが、(c)はなだらかな山型のパターンを描き、Nbの負異常が認められない。(a)、(b)は3 Ma以降の全ての時代にMGVFの全地域で噴出しているが、(c)は3 Ma～1 Maの期間にMGVF北部中央の限られた地域だけに噴出している。微量元素組成を検討すると、(a)、(b)の間で起源物質の違いが認められず、これは1 Maの前後でも変化していない。1 Ma以前は起源物質の異なるマグマが同時に活動していたことになる。起源が全く異なるマグマがお互いに相互作用を及ぼさずに生成し、かつ近接した火道を通して地表に噴出するには、どのようなマグマ生成・運搬モデルをたてればよいかが今後の課題である。

光量子放射化分析にあたり、東北大学理学部原子核理学研究施設の榊本和義博士、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。カリフォルニア大学バークレイ校地質学地球物理学教室のIan S.E. Carmichael教授には研究当初からご指導および激励いただき、蛍光X線の検量線を引くのに用いた試料の湿式分析をしていただいた。Smithsonian InstitutionのJim Luhr博士には本研究のためにホルヨ火山の火山岩試料粉末を快く分けていただいた。東北大学理学部地球物質科学科の蟹沢聰史教授、藤巻宏和助教授、土谷信高博士、石川賢一博士には諸般にわたって御助力いただいた。本研究の一部には文部省科学研究費補助金(03201107, 03302022)を使用した。ここに記して以上の

方々に深く感謝する。

参 考 文 献

- 1) M. Wilson : Igneous Petrogenesis (Unwin Hyman, 1989) p.466.
- 2) Y. Tatsumi, M. Sakuyama, H. Fukuyama, and I. Kushiro : J. Geophys. Res. **88B** (1983) 5815.
- 3) T. Yoshida, and K. Aoki : Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. III **16** (1984) 1.
- 4) M. Sakuyama, and R.W. Nesbitt : J. Volcanol. Geotherm. Res. **29** (1986) 413.
- 5) 吉田武義 : 地質学論集 **32** (1989) 353.
- 6) 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **21** (1988) 301.
- 7) F. Mooser : Pan-American Symposium on the Upper Mantle, Mexico (1969) 15.
- 8) F. Mooser : Geofis. Int. **12-2** (1972) 55.
- 9) T. Hasenaka and I.S.E. Carmichael : Geofis. Int., **24-4** (1985b) 577.
- 10) G.T. Nixon : Geol. Soc. Am. Bull. **93** (1982) 514.
- 11) J.B. Gill : Orogenic andesites and plate tectonics. (Springer-Verlag, 1981) p. 390.
- 12) V. Hanus, and J. Vanek : Geofis. Int. **17** (1978) 14.
- 13) G.V. Burbach, C. Frohlich, W.D. Matsumoto : J. Geophys. Res. **89B** (1984) 7719.
- 14) C. DeMets, and S. Stein : J. Geophys. Res. **95B** (1990) 21931.
- 15) K.J. Drummond, chairman : Plate-tectonic map of the circum-Pacific region, northeast quadrant, scale 1:10,000,000 (Am. Assoc. Petrol. Geol., 1981).
- 16) J.M. Cantagrel, and C. Robin : J. Volcanol. Geotherm. Res. **5** (1979) 99.
- 17) D.H. Shurbet, and S.E. Cebull : Tectonophys. **101** (1984) 159.
- 18) J.F. Allan, S.A. Nelson, J.F. Luhr, I.S.E. Carmichael, M. Wopat, and P.J. Wallace : Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **47** (1991) 425.
- 19) J. Nieto-Obregon, J. Urrutia-Fucugauchi, E. Cabral-Cano, and A. Guzman de la Campa : Tectonophys. (1993) in press.
- 20) J.F. Luhr, S.A. Nelson, J.F. Allen, and I.S.E. Carmichael : Geology **13** (1985) 54.
- 21) H. Kuno : Bull. Volcanol. **29** (1966) 195.
- 22) S. Aramaki and T. Ui : J. Volcanol. Geotherm. Res. **18** (1983) 549.
- 23) S. Pal, M.M. Lopez, R.J. Perez, and D.J. Terrell : Bull. Volcanol. **41** (1978) 379.

- 24) J.F. Luhr and I.S.E. Carmichael : *Contrib. Mineral. Petrol.* **76** (1981) 127.
- 25) S.A. Nelson and I.S.E. Carmichael : *Contrib. Mineral. Petrol.* **85** (1984) 321.
- 26) K. Bloomfield : *Geol. Rundsch.* **64** (1975) 467.
- 27) T. Hasenaka and I.S.E. Carmichael : *J. Petrol.* **28** (1987) 241.
- 28) R.A. Lange and I.S.E. Carmichael : *J. Petrol.* **31** (1990) 1225.
- 29) K. Aoki, T. Yoshida and J.Y. Zhe : *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.* **84** (1989) 1.
- 30) 佐藤比呂志, 吉田武義 : *月刊地球* **35** (1993) 721.
- 31) F.W. McDowell and R.P. Keizer : *Geol. Soc. Am. Bull.* **88** (1977) 1479.
- 32) M. Cameron, W.C. Bagby and K.L. Cameron : *Contrib. Mineral. Petrol.* **74** (1980) 271.
- 33) T. Hasenaka and I.S.E. Carmichael : *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **25** (1985a) 105.
- 34) T. Hasenaka and I.S.E. Carmichael : *Trans. Am. Geophys. Union (EOS)* **67** (1986) 44.
- 35) M. Ban, T. Hasenaka and H. Delgado-Granados : *Geofis. Int.* **31-4** (1992) 467.
- 36) J.J. Aranda-Gomez, J.M. Aranda-Gomez and A.F. Nieto-Samaniego : *Univ. Nat. Auton. Mexico, Inst. Geologia* **8** (1989) 33.
- 37) T. Hasenaka, M. Ban and H. Delgado-Granados : *Geofis. Int* (1994) in press.
- 38) J.F. Luhr and I.S.E. Carmichael : *Contrib. Mineral. Petrol.* **90** (1985) 142.
- 39) D.H. Green : *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **268** (1971) 707.
- 40) H. Sato : *Lithos* **10** (1977) 113.
- 41) T. Yoshida, K. Masumoto and K. Aoki : *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* **81** (1986) 406.
- 42) T. Hasenaka : University of California, Berkeley, Ph.D. dissertation (1986) p.165.
- 43) G.A. MacDonald and T. Katsura : *J. Petrol.* **5** (1984) 82.
- 44) S.P. Verma and S.A. Nelson : *J. Geophys. Res.* **94B** (1989) 4531.
- 45) R.E. Wilcox : *U.S. Geol. Surv. Bull.* **965-B** (1954) 281.
- 46) Y. Tatsumi, D.L. Hamilton and R.W. Nesbitt : *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **29** (1986) 293.
- 47) J.F. Luhr, J.F. Allan, I.S.E. Carmichael, S.A. Nelson and T. Hasenaka : *J. Geophys. Res.* **94B** (1989) 4530.

- 48) J.F. Luhr : J. Volcanol. Geotherm. Res. **54** (1992) 1.
- 49) R.A. Lange, and I.S.E. Carmichael : J. Petrol. **31** (1990) 1225.
- 50) T. Hasenaka : J. Volcanol. Geotherm. Res. (1993) Submitted.
- 51) T. Yoshida : Subduction volcanism and tectonics of western Mexican Volcanic Belt (Tohoku Univ., 1992) 5.

メキシコ, ミチョアカン=グアナフアト火山地域の火山岩： 2. 陸弧火山岩の地球化学的特徴

理学部地球物質科学

吉田武義・長谷中利昭・青木謙一郎

§ 1. はじめに

沈み込み帯火山岩の代表的な例として、しばしば東北本州弧第四紀火山岩が引合いに出されるが、これは沈み込み帯火山岩の一つの例に過ぎない。麻木ら¹⁾が四万十帯の玄武岩質岩について示したように、かつて沈み込み帯で活動したと思われる火山岩には、典型的な島弧断面である東北本州弧で現在活動している第四紀火山岩とは著しくその地球化学的性格が異なるものが認められる。もちろん、沈み込み帯火山活動は東北本州弧やマリアナ弧といった背弧側に縁海をもつ海洋性島弧のみに見られるわけではない。上田・金森²⁾がチリ型沈み込み帯と分類した南米の大陸縁辺部(=陸弧)では、海洋性の島弧で活動している火山岩とはかなり性格の異なる火山岩が分布することが知られている³⁾。著者らは、東北本州弧の火山岩の研究^{4,5)}とともに、比較島弧論の立場からメキシコ陸弧に活動する火山岩の研究⁶⁾を進めている。沈み込み帯火山活動をよりよく理解するためには、活動的大陸縁辺部=陸弧において活動している火山岩の性格をも明らかにし、その意義を理解する必要があるからである。本論では、長谷中ら(本号)⁷⁾で紹介したメキシコ火山帯西部のミチョアカン=グアナフアト火山地域(以後、MGVFと表す)⁸⁾を陸弧の例として、光量子放射化法等で得られる微量元素組成に見られる特徴を、東北本州弧の第四紀火山岩を始めとする種々のテクトニクスで活動した火山岩と比較することによって、その地球化学的特徴を明らかにすることを試みる。

§ 2. 火山岩が生じた場のテクトニクスと地球化学的判別図

上部マントル以浅における構造は基本的にはプレート・テクトニクスによっておおよそ記述できる。プレート・テクトニクスに従えば、地球の表層部は以下のような3つの地域に区分され、それぞれ特有の火山岩(第1表)が活動している⁹⁾。これらのうち、プレートの生産境界とプレート内部にはマントルに発達するプリュームと密接に関連した火山活動も認められる。

プレートの生産境界：これにはmid-oceanic ridgeとback-arc spreading centerとがあり、それぞれ、中央海嶺玄武岩(MORB)と縁海玄武岩(BAB)が活動している。前者はさらに、

第1表 岩石系列とテクトニック・セッティングによる火山岩の分類。

[岩石系列]

- Subalkaline rocks (Subalk)
 Tholeiitic series (TH)
 Calc-alkali series / Calc-alkali basalts (CA/CAB)
 Low-K subalkaline rocks / tholeiites (Low-K, LKT)
 Medium-K subalkaline rocks (Medium-K)
 High-K subalkaline rocks (High-K)
 Transitional : High-alkali tholeiites (HAT)
 High-alumina basalts (HAB)
 Shoshonites (SHO)
 Alkaline rocks / Alkali olivine basalts (Alk/AOB)
 Sodic series (Sodic)
 Potassic series (Potassic)

[テクトニック・セッティング]

- プレートの生産境界 : Mid-oceanic ridge / Ocean floor (MOR/OF)
 Back-arc spreading center (BA)
 Mid-oceanic ridge basalts (MORB) , Ocean floor basalts (OFB)
 Normal-type mid-oceanic ridge basalts (N-MORB)
 Transitional-type mid-oceanic ridge basalts (T-MORB)
 Plume/Enriched-type mid-oceanic ridge basalts (P-MORB/E-MORB)
 Back-arc basin basalts (BABB)
 プレーートの消費境界 : Destructive plate margin / Arc (DPM/Arc)
 Volcanic arc / Arc basalts / Arc tholeiites (VAB/ArcTH)
 Island / Oceanic arc basalts / tholeiites (IAc/IAB/IAT/OA/OcA)
 Active continental margin arc (ACM/Cnt/CMA)
 プレート内部 : Within-plate (WP)
 Within-plate tholeiites / alkali basalts / basalts (WPT/WPA/WPB)
 Oceanic islands tholeiites / alkali basalts (OIT/OIA/OIB)
 Oceanic plateaus / continental flood basalt (OPB/CFB)
 Continental rift zone (CRZ)
 Continental alkaline magmatism
 Potassic and ultrapotassic magmatism
 Kimberlites / Carbonatites

N-MORB, T-MORB, P-MORB/E-MORBのサブグループに区分されている。

プレートの消費境界 : これには海洋性島弧や陸弧などの火山弧が含まれる。海洋性島弧は背弧側に縁海を持ち、陸弧はactive continental marginを構成する。これらの地域に分布する

第2表 地球化学的判別図のリスト。

システム	判別岩石グループ*	適用範囲	文献番号
(1) SiO ₂ - Alkali	Alk, Subalk	All	11
(2) SiO ₂ - Alkali	Alk, Subalk	All	12
(3) SiO ₂ - Alkali	AOB, HAB, TH	All	13
(4) SiO ₂ - K ₂ O	SHO,high-K,CA,low-K	All	14
(5) SiO ₂ - K ₂ O	High-K,Medium-K,Low-K	SiO ₂ =53-63%	15
(6) FeO*/MgO - SiO ₂	TH, CA	Subalk	16
(7) FeO*/MgO - FeO*	TH, CA	Subalk	16
(8) FeO*/MgO - TiO ₂	MORB, IAT, OIT	All	17
(9) FeO*/MgO - Na ₂ O	IAT, MORB, BABB, CRZ	All	18
(10) FeO*/MgO - K ₂ O	N-MORB, BABB	All	19
(11) K ₂ O - MgO	TH, CA	Subalk	20
(12) K ₂ O - Na ₂ O	high-K, K, Na sub-series	Alk	21
(13) TiO ₂ - P ₂ O ₅	MORB, OIT	All	22
(14) Alkali-FeO*-MgO	TH, CA	Subalk	23
(15) K ₂ O-TiO ₂ -P ₂ O ₅	Oceanic, Non-oceanic	Basalts	24
(16) 10・Mn-TiO ₂ -10・P ₂ O ₅	CAB,IAT,MORB,OIT,OIA	SiO ₂ =45-54%	25
(17) Y(Log) - Cr(Log)	MORB, WPB, VAB	Basalts	26
(18) Ni - SiO ₂	TH, CA	Subalk	27
(19) Ti - Cr	IAT, OFB	Basalts	24
(20) Ti - V	MORB, OIB, ArcTH	Basalts	28
(21) Ti/10000 - Cr(Log)	IAB, MORB, OIT	Basalts	29
(22) Ti/10000 - Ni(Log)	IAB, MORB, OIT	Basalts	29
(23) Zr - Ti/10000	IAT, OFB, CAB	Basalts	30
(24) Zr - Ti/10000	MORB, WPB, VAB	All	31
(25) Zr - P ₂ O ₅	Alk, TH	Basalts	32
(26) TiO ₂ - Zr - P ₂ O ₅	Alk, TH	Basalts	32
(27) Zr(Log) - TiO ₂ (Log)	MORB, IAc, WPT	All	33
(28) Zr(Log) - Ti(Log)	MORB, IAc, WPT	All	33
(29) Zr(Log) - Zr/Y(Log)	IAB, MORB, WPB	Basalts	34
(30) Zr(Log) - Zr/Y(Log)	OcA, CMA	Basalts	3
(31) Ce - Zr/TiO ₂	Subalk, Alk	All	35
(32) Ga - Zr/TiO ₂	Subalk, Alk	All	35
(33) Nb/Y - SiO ₂	Subalk, Alk	All	35
(34) SiO ₂ - Zr/TiO ₂	Subalk, Alk	All	35
(35) Nb/Y - Zr/TiO ₂	Subalk, Alk	All	35
(36) Nb/Y - Zr/P ₂ O ₅	Alk, TH	Basalts	32
(37) Nb/Y(Log)-Ti/Y(Log)	WPB, VAB+MORB	Basalts	33
(38) Zr - Ti/100 - 3・Y	WPB,LKT,CAB,LKT+OFB+CAB	Basalts	30
(39) Zr/4 - Nb・2 - Y	WPB,EMORB,NMORB+VA,WPT+VAB	Basalts	36
(40) Sr - Ti - Zr	OFB, LKT, CAB	Basalts	30
(41) Hf - Ta - Th	N-MORB,E-MORB,WPB,DPM	All	37
(42) Hf/3 - Ta - Th	N-MORB,E-MORB+WPB,DPM,WPA	Basalts	38
(43) Cr(Log)-Ce/Sr(Log)	MORB, WPB, VAB	Basalts	33
(44) Th/Yb - Ta/Yb	OcA,CMA + AlkOcA,MORB+WPB	Basalts	3
(45) Ce/Yb - Ta/Yb	SHO,CAB,TH,(MORB+WPB)	Basalts	33
(46) K ₂ O/Yb - Ta/Yb	SHO,CAB,TH,(MORB+WPB)	Basalts	33

各岩石グループ名については第1表を参照

火山岩類は多様でありアルカリ岩からサブアルカリ岩におよぶが、大量に分布するカルクアルカリ岩の存在で特徴づけられる。

プレート内部：これはさらに海域と陸域に分けられ、海域ではoceanic islandsやoceanic plateausが、陸域には大陸性洪水玄武岩の活動域や大陸性リフト帯があり、いずれにおいても、ソレイトとアルカリ玄武岩が活動している。リフト帯と関係しないkimberliteなどを含む potassic and ultrapotassic magmatismやcarbonatiteなども活動している。

全岩化学組成上の特徴から、その火山岩が形成された場の性格（いずれのテクトニクスに属するか）を識別し、成因を議論することが、しばしばなされる。一般に、そのような目的に用いられる図はGeochemical discrimination diagrams（地球化学的判別図）と呼ばれる¹⁰⁾。第2表に岩石系列ならびにテクトニック・セッティングを判別するための代表的な地球化学的判別図のリストを挙げた。

§ 3. ミチョアカン＝グアナフアト火山地域（MGVF）に産する陸弧火山岩の特徴

活動的大陸縁辺部＝陸弧で活動している火山岩の最大の岩石学的特徴は低アルカリソレイトをほとんど欠いていることである。陸弧であるメキシコ火山帯西部、MGVFにおける火山活動は、比較的若いプレートの大陸性リソスフェア下への沈み込みに関連していると推定されている。そして、特に、その西部の海溝に近い部分において活動しているのはカルクアルカリ岩とアルカリ岩であり、低アルカリソレイトを欠いている⁸⁾。これらの陸弧火山岩の大部分はLIL元素がHFS元素に対して富み、Nbが負異常を示す、沈み込み帯火山岩に共通に認められる地球化学的性格を有している^{7, 39)}。ただし、アルカリ岩には二種類あり、火山帯のより背弧側に分布する一部のMgOに乏しいアルカリ岩において、Nbの負異常を示さないインタープレートアルカリ岩が示す地球化学的特徴が認められる⁷⁾。これは日本においても伊豆半島や西南日本弧の背弧側に位置する九州～山陰地域においてインタープレートアルカリ岩の特徴を示すアルカリ岩が、沈み込み帯を特徴づけるカルクアルカリ岩類とともに産出していることと類似している^{40, 41)}。現在のところ、これらのMGVFに産するアルカリ岩を主成分ならびに微量元素組成に基づいて明確に二分することはできていないので、本論では、これらのアルカリ岩類を一括して取り扱うこととする。

§ 4. 地球化学的判別図

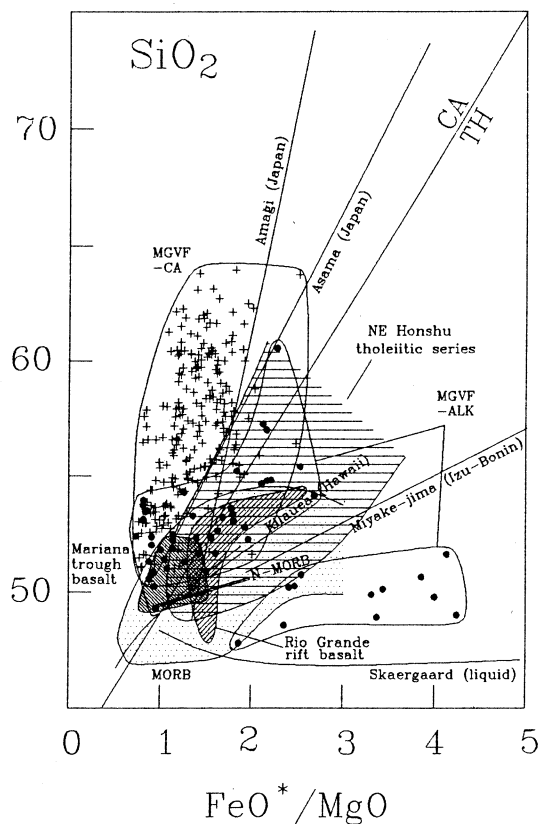
本節においては、メキシコ火山帯西部、MGVFに産するカルクアルカリ岩とアルカリ岩が、

各判別図上でどこにプロットされるかを示す。データはHasenaka⁴²⁾, Hasenaka and Carmichael⁸⁾, Luhr et al.⁴³⁾を使用した。MGVFに分布する第四紀火山岩類はSiO₂-アルカリ図上でアルカリ岩とサブアルカリ岩に区分され、サブアルカリ岩領域にプロットされるカルクアルカリ岩は高アルカリソレライト〜高アルミナ玄武岩の領域にプロットされる。AFM図では東北本州弧に産するカルクアルカリ岩の領域ならびにそれより MgO頂点寄りにプロットされ、全体に MgOに富んだ特徴を有している。SiO₂-K₂O図においては、沈み込み帯を特徴づけるアルカリ岩類は主にHigh-K領域に、インタープレートアルカリ岩の性格を示すアルカリ岩はHigh-K領域からショショナイトの領域に、カルクアルカリ岩は主にMedium-K領域にプロットされ、Low-K領域にプロットされるものはない。MGVFに産するカルクアルカリ岩は斑晶に乏しくMgOに富んでいる⁸⁾。

FeO^{*}/MgO - SiO₂図 (第1図)^{18, 44)} :

この図において、MGVFのカルクアルカリ岩はCA領域にほぼプロットされ、鉄に濃集しないカルクアルカリトレンドを描いている。一方、アルカリ岩はSiO₂に乏しく鉄が濃集するグループと、SiO₂に富んでゆくグループに2分される。この図において、テクトニック・セッティングの異なる玄武岩を判別することはできない。

FeO^{*}/MgO - FeO^{*}図 (第2図)^{18, 27, 44)} : MGVFのアルカリ岩はこの図で2グループに分かれる。そのうち、鉄に乏しい側はカルクアルカリ岩と組成が重なる。MGVFのカルクアルカリ岩は苦鉄質岩組成で著しく鉄に乏しいのが特徴である。ただし、この図でも、異なるテクト



第1図 FeO^{*}/MgO - SiO₂図^{18, 44)}。

太い実線で表したN-MORBのトレンドと、Amagi, Asama, Kilauea, Miyake-jima, Skaergaard (liquid) のトレンドはMiyashiro⁴⁴⁾を引用した。横線で示した那須火山帯ソレライトの組成範囲、Mariana trough basaltの組成範囲⁴⁵⁾、Rio Grande rift basaltの組成範囲⁴⁶⁾は土谷¹⁸⁾からの引用である。本論の図中、+はカルクアルカリ岩を、●はアルカリ岩を表す。

ニック・セッティングからの玄武岩類を判別することは難しい。

$\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ 図 (第3図)^{17,18,29,44} :

この図は島弧型低アルカリソレイト, 海嶺玄武岩 (N-MORB), そして海洋島ソレイトを識別する際にしばしば用いられる。この図にMGVFのカルクアルカリ岩~アルカリ岩をプロットすると, 鉄に富んだアルカリ岩は TiO_2 にも富んだ固有の領域にプロットされ, それ以外のグループはN-MORBの分布域を中心に, 海洋島ソレイトの領域から島弧型低アルカリソレイトの領域まで広くプロットされる。従って, 陸弧火山岩を加えるとこの図は判別図として使えなくなる。

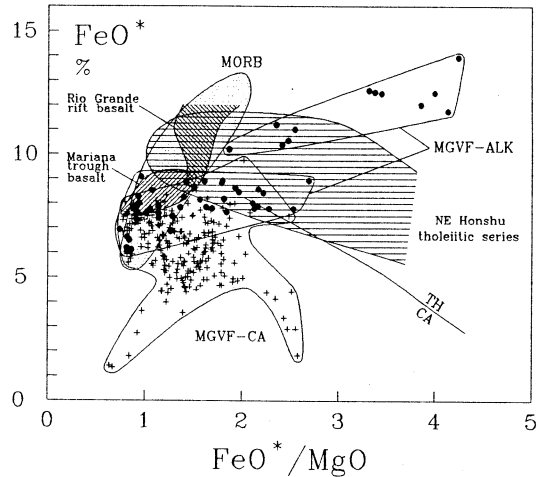
$\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}$ 図 (第4図)^{18,44} :

MGVFからの火山岩はこの図において, 海洋性島弧の火山岩に比べて著しく Na_2O に富んだ領域にプロットされる。 Na_2O に著しく富むという特徴は陸弧火山岩を特徴づける性格の一つであろう⁴⁸。

$\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$ 図 (第5図)^{19,45,49} :

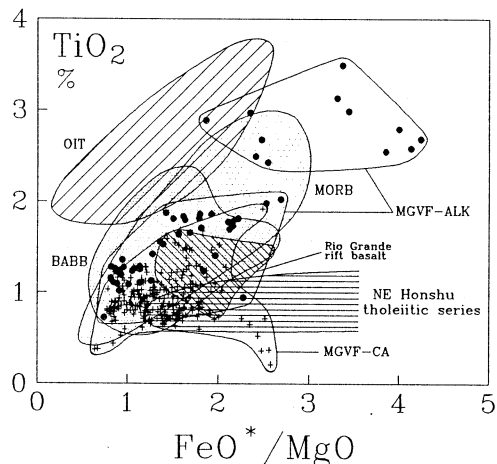
MGVFからの火山岩はMedium-K領域からショショナイト系列岩の領域にプロットされ, Low-K領域にプロットされるものはみられない。

$\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ 図 (第6図)²² : この図はMGVFの陸弧火山岩類が著しく P_2O_5 に富んでいること, また, TiO_2 にも富み, カルクアルカリ岩においてさえ, TiO_2 が島



第2図 $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{FeO}^*$ 図^{18,27,44}。

MORB, TH, CAなどの火山岩の領域はMiyashiro and Shido²⁷による。TH, CAはそれぞれ島弧や活動的な大陸縁辺部に分布するソレイト系列とカルクアルカリ系列岩であり, TH/CA境界はMiyashiro⁴⁴による。那須火山帯ソレイトの組成範囲, Mariana trough basaltの組成範囲⁴⁵, Rio Grande rift basaltの組成範囲⁴⁶は土谷¹⁸から引用。



第3図 $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ 図^{17,18,29}

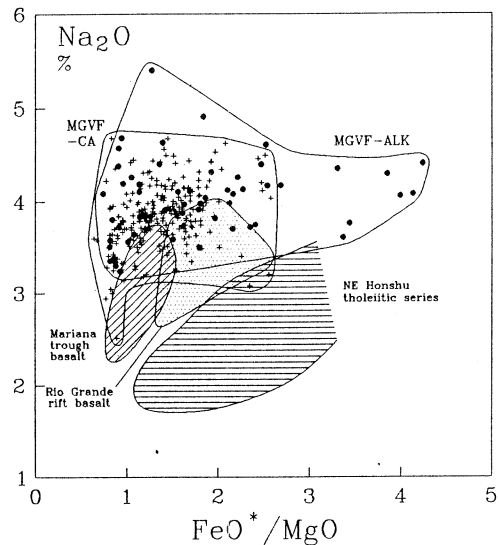
那須火山帯ソレイトの組成範囲, Mariana trough basaltの組成範囲⁴⁵, Rio Grande rift basaltの組成範囲⁴⁶は土谷¹⁸から引用。OIT, MORBの組成範囲⁴⁷は周藤・伊崎・八島¹⁷, Ishizuka²⁹から引用。

弧火山岩を特徴づける 1.3%濃度限界¹⁵⁾を越えるものがあることを示している。P₂O₅に著しく富むアルカリ岩～カルクアルカリ岩はこれらの陸弧火山岩を特徴づけるものかもしれない。

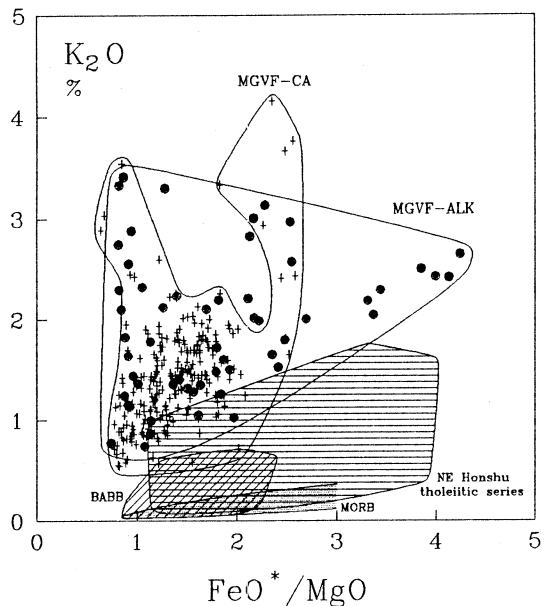
MnO × 10 - TiO₂ - P₂O₅ × 10図 (第7図)^{25,50)}: MGVFのアルカリ岩～カルクアルカリ岩類は、この図において海洋性島弧ソレイトの領域からカルクアルカリ玄武岩～海洋島アルカリ岩の広い範囲にプロットされる。Mullen²⁵⁾も述べているように、この図において大陸性玄武岩はすべての領域にプロットされ、大陸性火山岩に関しては本図は判別図として使えない。

K₂O - TiO₂ - P₂O₅図 (第8図)²⁴⁾: Pearce et al.²⁴⁾はこの図で oceanic field と non-oceanic field を判別できることを示している。MGVFからの火山岩はいずれも、P₂O₅とK₂Oに相対的に富んでおり、non-oceanic field にプロットされる。

Ti/10000(ppm) - Ni図 (第9図)²⁹⁾: MGVFからの火山岩のうち、アルカリ岩類は海洋性島弧ソレイト領域と海洋島ソレイト領域の間にプロットされ、中央海嶺玄武岩の領域に重なる。また、カルクアルカリ岩はNiが多い結果として、海洋性島弧ソレイトから中央海嶺玄武岩の領域にまたがってプロットされる。従って、未分化な陸弧火山岩をこの図のみで中央海嶺玄武岩から判別することはできない。

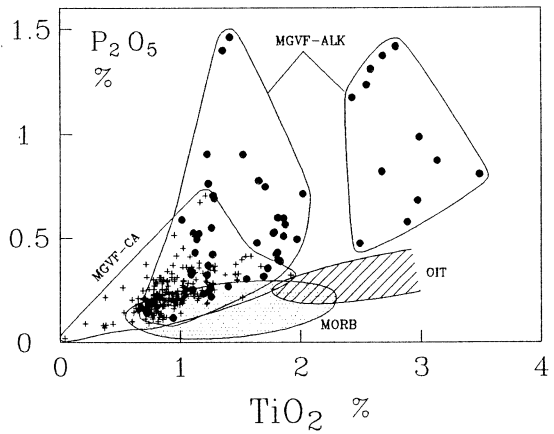


第4図 FeO*/MgO - Na₂O図^{18,44)}。
那須火山帯ソレイトの組成範囲、Mariana trough basaltの組成範囲⁴⁵⁾、Rio Grande rift basaltの組成範囲⁴⁶⁾は土谷¹⁸⁾から引用。



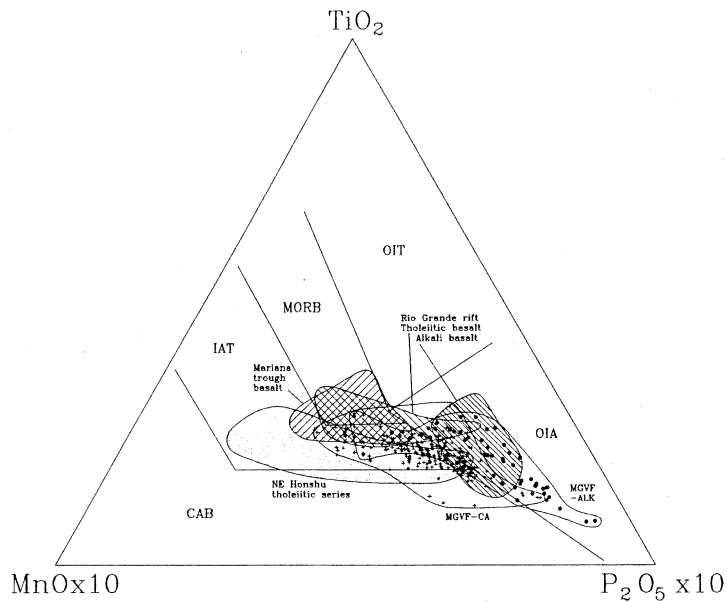
第5図 FeO*/MgO - K₂O図^{19,45,49)}。
N-MORBのK₂Oは低くて、0.4%以下である^{45,49)}。これに対して、BABBやIATはより高いK₂O量を示している¹⁹⁾。

Ti/10000(ppm) - Cr図 (第10図)²⁹⁾ :
 この図においても, MGVFからの火山岩のうち, アルカリ岩類は海洋性島弧ソレアイト領域と海洋島ソレアイト領域の間にプロットされ, カルクアルカリ岩は海洋性島弧ソレアイトから中央海嶺玄武岩の領域にまたがってプロットされる。この図においても, 未分化な陸弧火山岩を中央海嶺玄武岩から判別することはできない。



Y - Cr図 (第11図)³³⁾ : この図において, MGVFからの火山岩のうち, Crが少

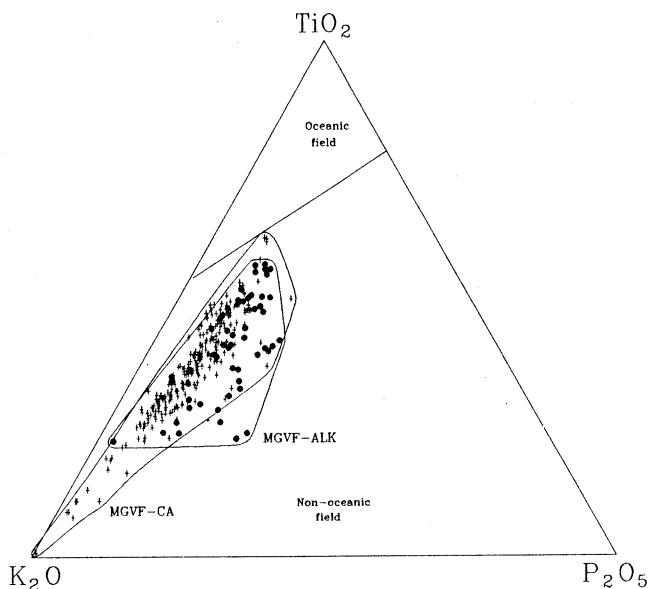
第6図 第6図 TiO₂ - P₂O₅図²²⁾。
 MORBとOIT玄武岩の領域はBass et al.²²⁾による。



第7図 MnO x 10 - TiO₂ - P₂O₅ x 10 図^{25,50)}。

Mullen²⁵⁾ は海洋性玄武岩が本図で判別できることを示している。那須火山帯ソレアイトの組成範囲, Mariana trough basaltの組成範囲⁴⁵⁾, Rio Grande rift basaltの組成範囲^{46,51)}などは土谷^{18,50)}から引用。

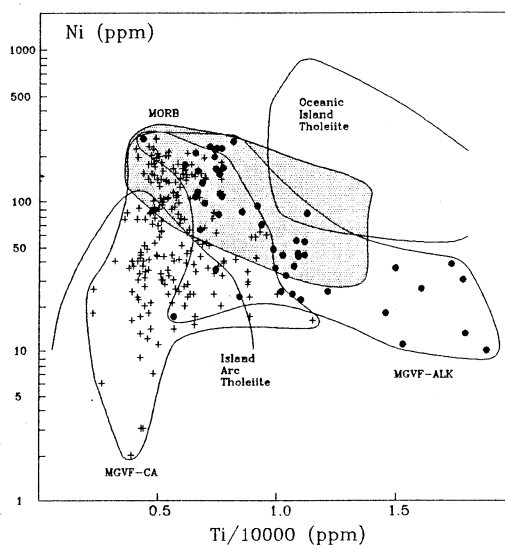
ない側のアルカリ岩の一部においてYが島弧型玄武岩の値よりも高いものがあるが, 大部分のカルクアルカリ岩ならびに多くのアルカリ岩の組成はほぼ島弧型火山岩の領域にプロットされている。



第8図 $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ 図²⁴⁾。

Zr - Ti図 (第12図)³³⁾ : MGVFからの火山岩はMORBと比較した場合、Tiに対してZrが高く、両者はTi/Zr比で判別できる。Pearce³³⁾ が示したMORBの領域はこれらの陸弧火山岩のZr濃度の下限以下の領域を占めている。MGVFのアルカリ岩にはカルクアルカリ岩と組成がほぼ重なるものと、よりZr, TiO_2 ともに富むものが認められる。

Zr - Ti/10000図 (第13図)³⁰⁾ : 上に示したように、MGVFからの陸弧火山岩類はZrに富んでおり、カルクアルカリ岩の組成は彼らの示したカルクアルカリ玄武岩領域とよく一致している。一方、アルカリ岩類はTiも高い側に広がっており、陸弧火山岩のTiに富むとともにZrにも富む特徴をよく示している。この傾向は一部のカルクアルカリ岩にも認められる。



第9図 Ti/10000(ppm) - Ni 図²⁹⁾。
Ishizuka²⁹⁾はこの図でIAT, MORB, OITを判別している。

岩のTiに富むとともにZrにも富む特徴をよく示している。この傾向は一部のカルクアルカリ岩にも認められる。

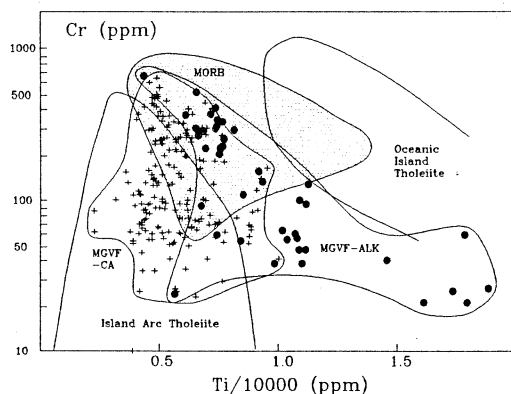
Zr - Zr/Y図 (第14図)³⁴⁾ : MGVFからのカルクアルカリ岩ならびにアルカリ岩類はいずれも高いZr量とともに、高いZr/Y比を示し、陸弧火山岩としての特徴をよく示している。つまり、海洋性島弧火山岩に対して、Yはほぼ同濃度であるのに対して、Zrに著しく富んでいる。

Zr - Ti/100 - Y × 3図 (第15図)³⁰⁾ : この図において、MGVFからの火山岩類はYに対してTiとZrに富んでいるために、カルクアルカリ玄武岩の領域からプレート内玄武岩の組成領域にかけてプロットされる。この図のみではプレート内玄武岩を陸弧火山岩から明瞭に判別することは難しい。

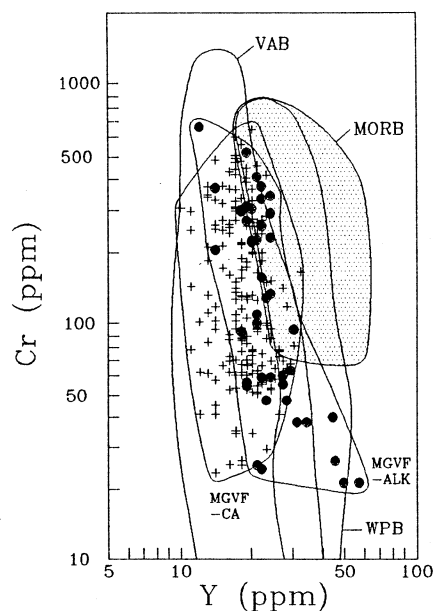
Zr/4 - Nb × 2 - Y図 (第16図)³⁶⁾ : この図において、MGVFからの火山岩は、Yが他の島弧火山岩と異なるのに対して、Zr, Nbに概して富んでいるために、プレート内火山岩から島弧玄武岩の領域に広くプロットされ、特にプレート内火山岩との判別は難しい。ただし、MORBの領域にはほとんどプロットされず、それらからは判別できる。

Nb/Y - Ti/Y図 (第17図)³³⁾ : MGVFからの火山岩類はこの図において広い領域にプロットされるが、概して、Nb/Yが一般の島弧型火山岩に比較して高い側にプロットされる傾向がある。これはこれらの陸弧火山岩類が、一般の島弧火山岩に比較してYに対して他のHFS元素が高いよりエンリッチな性格を有した起源物質に由来していることを示唆している。

Th - Hf/3 - Ta図 (第18図)³⁷⁾ : メキシコ火山帯西部に産する未分化な火山岩のうち、中性放射化分析値のあるもの^{8,43)}を第18図と第19図にプロットした。MGVFの一部のカルクア



第10図 Ti/10000(ppm) - Cr 図²⁹⁾。
Ishizuka²⁹⁾はこの図でIAT, MORB, OITを判別している。



第11図 Y - Cr 図³³⁾。
各玄武岩の領域はPearce³³⁾による。この図ではVABに対して、MORBやWPBのYが高いことが示されている。

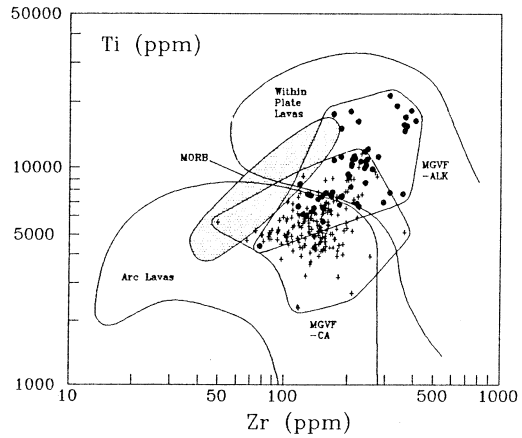
ルカリ岩は、第18図においてMORB領域にプロットされ、一方アルカリ岩は島弧火山岩の領域にプロットされる。

Ta/Yb - Th/Yb図(第19図)^{3,33)} : これらの元素についてのMGVFからの火山岩のデータは少なく、今後のデータの追加が待たれるが、アルカリ岩類が活動的大陸縁部からのショショナイトの組成領域に、カルクアルカリ岩はほぼ沈み込み帯玄武岩(VAB)のうちのカルクアルカリ玄武岩(CAB)領域にプロットされる。

§ 5. 陸弧火山岩の判別

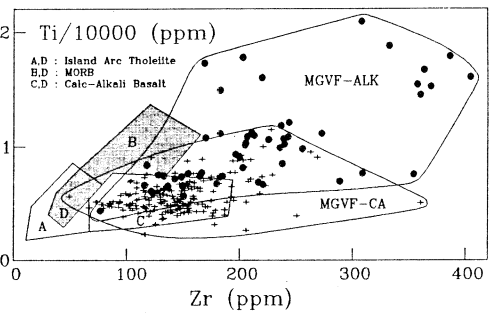
以上みてきたように、活動的大陸縁部=陸弧に属するメキシコ火山帯西部、ミチョアカン=グアナフアト火山地域(MGVF)からのカルクアルカリ岩とアルカリ岩の組成は、海洋性島弧からの火山岩、とくに低アルカリソレイト系列岩とは多くの判別図において際だった違いを示している。ある火山岩が、沈み込み帯に由来するものであるのか、それとも中央海嶺や海洋島に由来するものであるのかを判別する場合に、沈み込み帯を代表する火山岩として海洋性島弧からの火山岩、特に島弧型低アルカリソレイトのみを用いて、テクトニック・セッティングの判別を行なうことは、判別

しようとするテクトニック・セッティングのなかに陸弧であった可能性が含まれる場合には、きわめて危険であることが明らかである。以下に、メキシコ火山帯西部、MGVFからの火山岩を用いて活動的大陸縁部=陸弧からの火山岩の判別について論じる。



第12図 Zr - Ti図³³⁾。

Pearce³³⁾はこの図において、MORB, IAB, WPB が識別されることを示している。この図において、島弧玄武岩ではZrの増加に伴い、Tiはいったん増加した後に減少する。一方、MORBではZrとTiの増加が対応し、ともにインコンパティブル元素として挙動している。WPBでは最初からTi, Zrともに高い濃度を示しており、分化が進むとZrの増加とともにTiは減少する傾向がある。MGVFの火山岩はMORBと比較した場合、Tiに対してZrが高い。



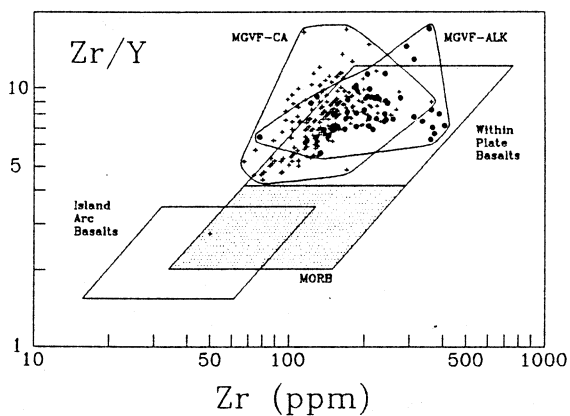
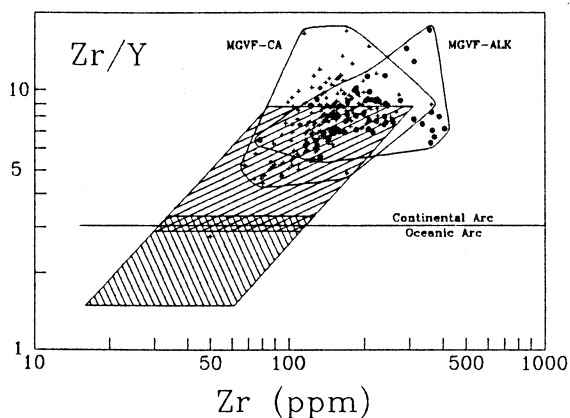
第13図 Zr - Ti/10000図³⁰⁾。

Pearce & Cann³⁰⁾は本図で、IAT, MORB, CAB を判別している。

火山噴出物のMORB規格化パターンはそれが噴出した場のテクトニック・セッティングを判断する際の有力な手段となる³⁾。長谷中ら⁷⁾が示しているように、MGVFからのカルクアルカリ岩～アルカリ岩の多くは、典型的な陸弧火山岩が示す規格化パターンを描いており、多くの場合、全体的にエンリッチした特徴とNbの負異常が認められる。このパターンはこれらの岩石が沈み込み帯火山岩であることを明瞭に示している。ただし、これに近い規格化パターンが大陸地域に活動するPotassic seriesのアルカリ岩の一部に認められることがある⁵¹⁾ので、この点は注意する必要がある。

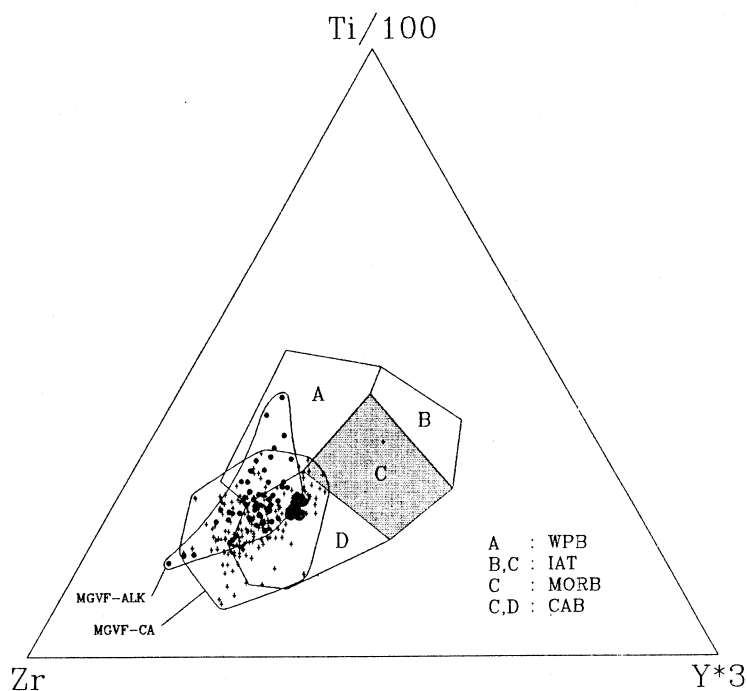
陸弧か、背弧側に縁海を有する海洋性島弧かを、MORB規格化パターンのみから判別することは必ずしも容易ではなく、例えば、東北日本弧の背弧側や西南日本弧にはNbの負異常とエンリッチした特徴を示す高アルミナ玄武岩～アルカリ岩が分布している⁵²⁾。ただし、メキシコ火山帯西部、MGVFと西南日本弧からのカルクアルカリ岩に限って言えば、両者の間には最も高い規格化値を示す元素が西南日本弧ではRbであるのに対して、MGVFではBaであるという相違点が認められる。後者ではRbに対して相対的にK, Srの規格化値が高く、この点ではむしろ東北日本弧火山フロント側の低アルカリソレイトに類似している⁵²⁾。

MORB規格化パターン以外を用いてテクトニック・セッティングを判断する場合には、当然ながら総合的な判断が欠かせない。多くの判別図において、メキシコ火山帯西部、MGVFからの陸弧カルクアルカリ岩～アルカリ岩は島弧火山岩 (VAB)、海洋島火山岩 (WPB)、中



第14図 Zr - Zr/Y図^{3, 34)}。

Pearce and Norry³⁴⁾はこの図により、MORB, IAB, WPBを識別できることを示している。この図でMORBとIABの組成領域は一部重なる。さらに、Pearce³⁾は、もし、判別しようとする岩石が火山弧からのものならば、この図を用いて、それがoceanicなものか、continentalなものかを識別できることを示している。



第15図 Zr - Ti/100 - Y×3 図³⁰⁾。

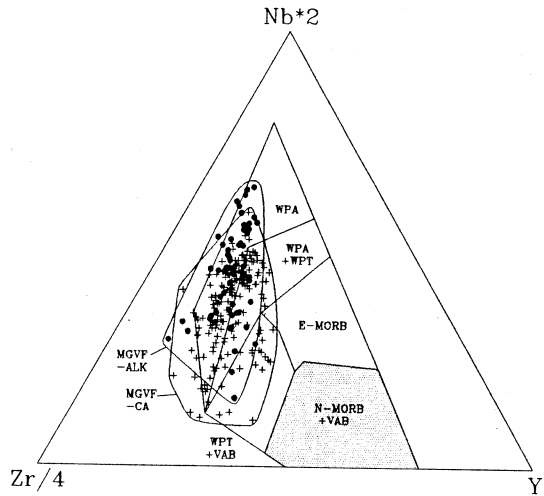
Pearce and Cann³⁰⁾は本図で、WPB, IAT, MORB, CABが判別できることを示している。但し、この図でIATとMORBを判別することは領域が重なっているために困難である。

中央海嶺玄武岩 (MORB) にまたがってプロットされ、それらの判別図が陸弧火山岩に対して有効ではないことを示している。MORB規格化パターンによって沈み込み帯からの火山岩であるという判断が下された後にZr - Zr/Y図を用いて Oceanic Arcと Continental Arcを判別する³⁾ことにより、陸弧火山岩であると判断するのは一つの方法である。ただし、Zr - Zr/Y図において、MGVFからの陸弧火山岩はかなり高いZr/Y値を示す領域にプロットされる。同様にMORB規格化図を Th/Yb - Ta/Yb 図や類似の図³⁾と併用することも有効であろう。中央海嶺玄武岩に相当する高いNi, Cr量を持ち MgOに富む未分化なカルクアルカリ火山岩が見られる点⁸⁾もMGVFの陸弧火山岩の重要な特徴の一つである。

それだけから、陸弧火山岩であると判断することには使えないが、他の判定図と併用した場合に有効であると思われる図として、FeO*/MgO - Na₂O図やTiO₂ - P₂O₅図があげられる。これらの図において、MGVFの陸弧火山岩はその高いNa₂O, P₂O₅値によって、他のテクトニック・セッティング、特に海洋性火山岩から識別される。このような特徴は陸弧火山岩を特徴づける性格かもしれない。

§ 6. さいごに

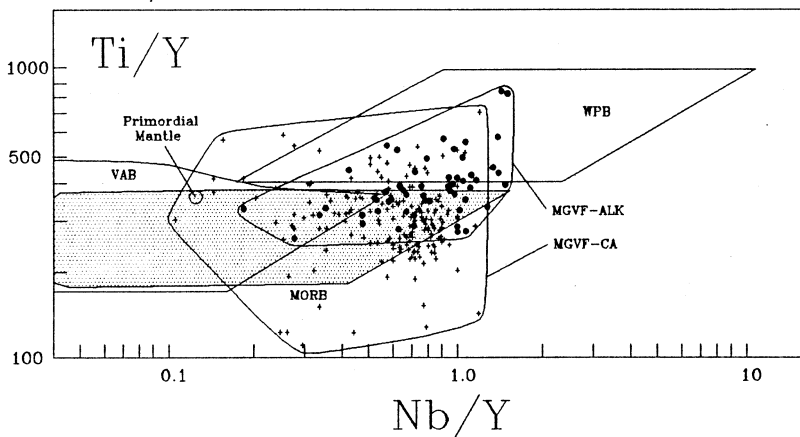
Takahashi⁴⁸⁾ は沈み込み帯に産する高アルミナ玄武岩が high-Na型, medium-Na型, low-Na型からなることを示し, high-Na 型高アルミナ玄武岩は南部チリで代表される低角で年代が若く高温のリソスフェアが沈み込む火山帯を特徴づけるものであると述べ, そのような特徴は主に沈み込むスラブの性質によってコントロールされていると論じている。メキシコ火山帯西部, ミチョアカン=グアナフアト火山地域 (MGVF) からの陸弧カルクアルカリ火山岩はNa₂Oに富み, Takahashi⁴⁸⁾ の high-Na 型高アルミナ玄武岩に相当している。また, MGVFでは低角で年代が若く高温のリソスフェアが沈み込んでいると考えてよい。



第16図 Zr/4 - Nb×2 - Y³⁶⁾。

Merchede³⁶⁾ は, 本図でWPT, WPA, N-MORB, E-MORB, VABが判別できることを示している。

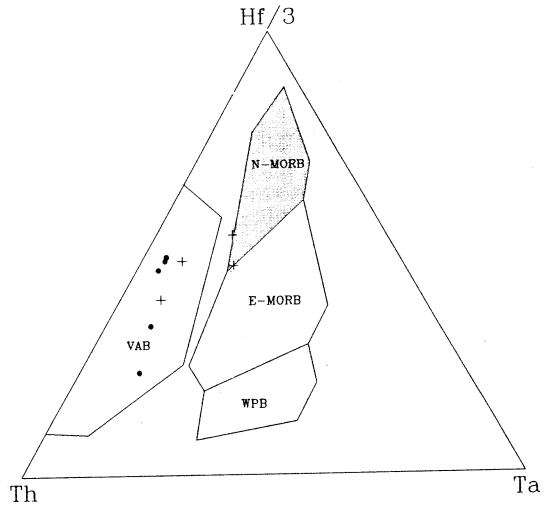
今回明らかになったように, MGVFには一部に海洋島玄武岩~プレート内部火山岩に類似のMORB規格化パターンを示すアルカリ岩が産出する⁷⁾。また, カルクアルカリ岩~高アルミナ玄武岩においては MgO, Ni, Crに富み, K₂O, Rb, Y に対して, Na₂O, P₂O₅, TiO₂, ZrそしてBaやSrなどに富んでいる。つまり, これらの陸弧火山岩に見られるMORB組成に対す



第17図 Nb/Y - Ti/Y³³⁾。

Pearce³³⁾ は, 本図でVAB+MORBとWPBが判別でき, WPBはより高いTi/Yを持つことを示している。

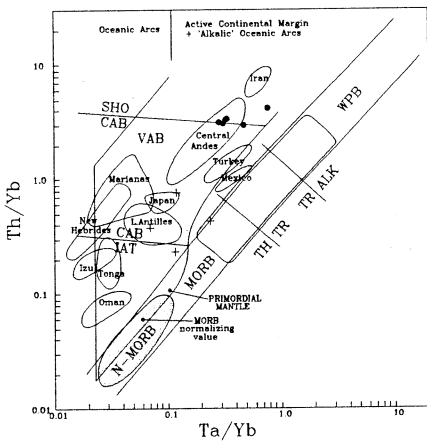
る富化は LIL 元素, HFS 元素といった性質を共にする元素グループの単純な増減を意味している訳ではない。このような組成上の特徴をこれまでに提唱されている富化モデルのみで説明することは難しい。むしろ, このような特徴はメキシコ火山帯西部, MGVF における陸弧火山岩の起源物質 = 大陸性リソスフェアの組成の特異性を反映しているように思われる。



光量子放射化分析にあたり, 東北大学理学部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

第18図 Th - Hf / 3 - Ta 図³⁷⁾。
Wood et al.³⁷⁾ は本図で N-MORB, E-MORB, WPB, VAB を判別している。

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蟹沢聰史教授, 藤巻宏和助教授, 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。本研究の一部には文部省科学研究費補助金 (03201107, 03302022) を使用した。ここに記して以上の方々に深く感謝する。



第19図 Ta / Yb - Th / Yb 図³³⁾。
Pearce³³⁾ は, 本図で, oceanic arcs, active continental margin + 'alkaline' oceanic arcs, non-subduction settings (MORB + WPB) を判別している。MGVF の岩石はほぼ active continental margin の領域にプロットされる。Pearce³⁾ はこの図で, subduction zone enrichment, crustal contamination, within plate enrichment, そして, fractional crystallization の効果を識別できることを示している。

参 考 文 献

- 1) 麻木孝郎, 吉田武義, 遅沢壮一, 青木謙一郎 : 核理研報告 **26** (1993) 65.
- 2) 上田誠也, 金森博雄 : 科学 **48** (1978) 91.
- 3) J.A. Pearce : In Continental basalts and mantle xenoliths (C. J. Hawkesworth and M.J. Norry ed.) (Nantwich: Shiva, 1983) 230.
- 4) T. Yoshida and K. Aoki : Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. **III**, **16** (1984) 1.
- 5) 吉田武義 : 地質学論集 **32** (1989) 353.
- 6) K. Aoki (ed.) : Subduction volcanism and tectonics of western Mexican Volcanic Belt. (Grant report Monbusho, 1992) 262p.
- 7) 長谷中利昭, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研報告 **26** (1993) 278 (本号).
- 8) T. Hasenaka and I.S.E. Carmichael : J. Petrol. **28** (1987) 241.
- 9) M. Wilson : Igneous Petrogenesis (Unwin Hyman, 1989) 466p.
- 10) 氏家 治 : 火山 **34** (1989) S157.
- 11) G.A. MacDonald and T. Katsura : J. Petrol. **5** (1964) 82.
- 12) T.N. Irvine and W.R.A. Baragar : Canad. J. Earth Sci., **8** (1971) 523.
- 13) H. Kuno : Bull. Volcanol. **29** (1966) 195.
- 14) A. Peccerillo and S.R. Taylor : Contr. Mineral. Petrol. **58** (1976) 63.
- 15) J.B. Gill : Orogenic andesites and plate tectonics. (Springer-Verlag, 1981) 390p.
- 16) A. Miyashiro : Am. J. Sci. **274** (1974) 321.
- 17) 周藤賢治, 伊崎利夫, 八島隆一 : 岩鉱 **80** (1985) 246.
- 18) 土谷信之 : 地質学雑誌 **94** (1988) 591.
- 19) M. Kimura, T. Matsuda, H. Sato, I. Kaneoka, H. Tokuyama, S. Kuramoto, A. Oshida, K. Shimamura, K. Tamaki, H. Kinoshita and S. Uyeda : Bull. Earthq. Res. Inst. (Tokyo Univ., 1987) 447.
- 20) Y. Masuda and K. Aoki : Earth Planet. Sci. Lett. **44** (1979) 139.
- 21) E.A.K. Middlemost : Earth Sci. Rev. **11** (1975) 337.
- 22) M.N. Bass, R. Moberly, J.M. Rhodes, C. Shih and S.E. Church : Trans. Amer. Geophy. Union **54** (1973) 991.
- 23) H. Kuno : In Basalts vol.II (H.H. Hess and A. Poldervaart, eds) (New York, Wiley Intersciences Publ., 1968) 624.

- 24) T.H. Pearce, B.E. Gorman and T.C. Birkett : *Earth Planet. Sci. Lett.* **24** (1975) 419.
- 25) E.D. Mullen : *Earth Planet. Sci. Lett.* **62** (1983) 53.
- 26) J.A. Pearce, T. Alabaster, A.W. Shelton and M.P. Searle : *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A300** (1981) 299.
- 27) A. Miyashiro and F. Shido : *Am. J. Sci.* **275** (1975) 265.
- 28) J.W. Shervais : *Earth Planet. Sci. Lett.* **59** (1982) 101.
- 29) H. Ishizuka : *J. Geol. Soc. Japan* **87** (1981) 17.
- 30) J.A. Pearce and J.R. Cann : *Earth Planet. Sci. Lett.* **19** (1973) 290.
- 31) J.A. Pearce : In *Ophiolites* (A. Panayiotou ed.) (1980) 261.
- 32) J.A. Winchester and P.A. Floyd : *Earth Planet. Sci. Lett.* **28** (1976) 459.
- 33) J.A. Pearce : In *Andesites* (R.S. Thorpe ed.) (Chichester: John Wiley & Sons, 1982) 525.
- 34) J.A. Pearce and M.J. Norry : *Contrib. Mineral. Petrol.* **69** (1979) 33.
- 35) J.A. Winchester and P.A. Floyd : *Chem. Geol.* **20** (1976) 325.
- 36) M. Merchede : *Chem. Geol.* **56** (1986) 207.
- 37) D.A. Wood, J.-L. Joron, M. Treuil, M. Norry and J. Tarney : *Contrib. Mineral. Petrol.* **70** (1979) 319.
- 38) D.A. Wood : *Earth Planet. Sci. Lett.* **50** (1980) 11.
- 39) T. Yoshida : In *Subduction volcanism and tectonics of western Mexican Volcanic Belt* (Aoki ed.) (Tohoku Univ., 1992) 5.
- 40) 青木謙一郎, 吉田武義, 石川賢一 : *岩鉱* **82** (1987) 119.
- 41) 太田岳洋, 長谷中利昭, 伴 雅雄, 佐々木実 : *火山* **37** (1992) 119.
- 42) T. Hasenaka : University of California, Berkeley, Ph.D. dissertation (1986) 165p.
- 43) J.F. Luhr, J.F. Allan, I.S.E. Carmichael, S.A. Nelson and T. Hasenaka : *J. Geophys. Res.* **94B** (1989) 4530.
- 44) A. Miyashiro : *Jour. Geol.* **83** (1975) 249.
- 45) J.W. Hawkins and J. Melchior : *J. Geophys. Res.* **90** (1985) 11431.
- 46) K. Aoki : *Contr. Mineral. Petrol.* **14** (1967) 190.
- 47) Basaltic Volcanism Study Project : *Basaltic volcanism on the terrestrial planets.*

(Pergamon Press, 1981) 1286p.

- 48) M. Takahashi : Chem. Geol. **68** (1988) 17.
- 49) P. Fryer, J.M. Sinton and J.A. Philpotts : Init. Rep. D.S.D.P. **60** (1982) 601.
- 50) N. Tsuchiya, A. Ozawa and T. Katahira : J. Japan. Assoc. Petroleum Tech. **54** (1989) 179.
- 51) T. Yoshida and K. Aoki : Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. **3, 16** (1986) 367.
- 52) T. Yoshida, K. Masumoto and K. Aoki : J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. **81** (1986) 406.

IV. 加速器・測定装置

コヒーレント放射によるバンチ長計測(I)

核理研, 工学部応用物理*, 科研**

中里俊晴・小山田正幸・浦澤茂一

山川達也・近藤泰洋*・鈴木吉朗*

山下克彦*・高橋俊晴**

伊師君弘**・荒井史隆**

木村真一**・佐藤康彦**

長谷部茂**・蔦谷勉**・柴田行男**

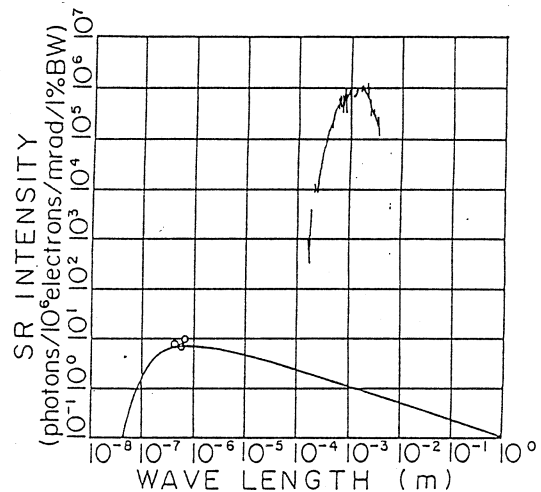
大坂俊明**・池沢幹彦**

§ 1. はじめに

東北大学核理研では1989年にコヒーレント放射光の観測¹⁾に成功して以来, 電子集団から発生するコヒーレントな放射の研究^{2~9)}が続けられてきた。1991年には, 放射光だけでなく, 遷移放射¹⁰⁾やチュレンコフ放射^{11, 12, 14)}でこのようなコヒーレントな効果が発生していることが確認されている。これらの様々な素過程によって発生するコヒーレントな放射をまとめてコヒーレント放射と呼ぶことにする。

コヒーレント放射光のスペクトルを第1図に示す。この場合, 素過程は放射光であり, そのスペクトルは図の下方の滑らかな曲線で示されている。これに対して波長1 mm付近で急激に立上がっているのがコヒーレント放射光のスペクトルで, バンチ形状因子と等価な関数である。バンチ形状因子とバンチ形状とはフーリエ変換の関係になっている。従ってコヒーレント放射のスペクトルの測定はバンチ形状因子そのものの測定と等価であり, 測定値をフーリエ変換すればバンチの形状を求めることができる。

これまで用いられてきたビーム電流モニタ(壁電流モニタ, 電極モニタ, トロイダ



第1図 コヒーレント放射光のスペクトル。波長0.5mmから1mmにかけて急激に立上がっているのがコヒーレント放射光, 下方のなだらかな実線が素過程である通常のインコヒーレント放射光のスペクトルで, 長波長領域では $\omega^{1/3}$ に比例する。

ルコアモニタ等)は全て、電気信号をケーブルや信号処理回路を通して伝送している。これらは伝送中の高周波信号成分の減衰や反射があるため、速い立上りを正確に観測するためには困難な方法と言える。ストリークカメラを用いると更に早い信号を観測することも可能であるが、分解能は1 psec (0.3mm)程度が限界である。ここに上げた電流モニタは全て時間ドメインでの計測という点で共通しており、更に速い時間変化(フェムト秒領域の立上がり)の測定には絶望的な方法と考えられる。

これに対してコヒーレント放射を利用した計測は周波数ドメインでの測定を行なうものであり、光をスペクトルに分解して検出した後の信号処理は低周波処理で十分である。更に立上がり速いほど計測が容易になるのがこの方法の特徴である。立上がり速いほどバンチ形状因子に対応する光が短波長となり光子エネルギーが増加するため、検出信号が大きくなるためである。例えば1 fsec (1×10^{-15} sec)のバンチ幅は長さ300nmに対応し、このバンチが放出するコヒーレント放射は紫外線領域である。

§ 2. 計測の理論

周波数 ω のコヒーレント放射のスペクトル $P(\omega)$ は、放射光、遷移放射、チュレンコフ放射等の放射の素過程のスペクトルを $p(\omega)$ とすると次のように表される⁴⁻⁶⁾。

$$P(\omega) = N\{1 + (N-1)f(\omega)\}p(\omega) \\ \sim N^2f(\omega)p(\omega) \quad (N \gg 1 \text{ の場合}) \quad (1)$$

ここで N はバンチ内電子数、 $f(\omega)$ はバンチ形状因子で、ビーム電流を $i_{\text{beam}}(t)$ とすると次式で与えられる。

$$f(\omega) = \left| \frac{1}{N \cdot e} \int_{-\infty}^{\infty} i_{\text{beam}}(t) e^{i\omega t} dt \right|^2 \quad (2)$$

放射の素過程のスペクトル $p(\omega)$ は文献が豊富にある(例えば^{16, 17)})のでそちらを参照されたい。ただし、遷移放射とチュレンコフ放射の場合、放射の形成長(formation length)が測定の境界条件よりも長くなる長波長領域では、両者の区分が曖昧になるので注意を要する¹⁸⁾。

放射光、遷移放射、チュレンコフ放射の素過程のスペクトルはいずれも長波長領域で $\omega^{1/3}$ や ω^2 に比例するような素直な関数なので、スペクトル強度の絶対値を問題としないバンチ長モニタの場合は素過程のスペクトルは既知のものとして取り扱える。ただし、この近似が使えない短波長領域や媒質の異常分散が存在する波長領域では事情が異なるので別途検討を要する。本稿では素過程のスペクトルが予め分っているものとして議論を進める。

また、真空ダクト、即ち金属導体の境界条件の影響でコヒーレント放射光のスペクトルが変化^{13, 15)}することが確認されている。これは長波長領域で顕著な現象であり、長いバンチを測定する場合に問題となる。コヒーレント放射光の場合、ダクトの半径を a 、軌道の曲率半径を r とすると、次のような条件を満たす波長領域 λ ではダクトによるスペクトルの変化は問題にならないと考えてよい¹⁹⁾。

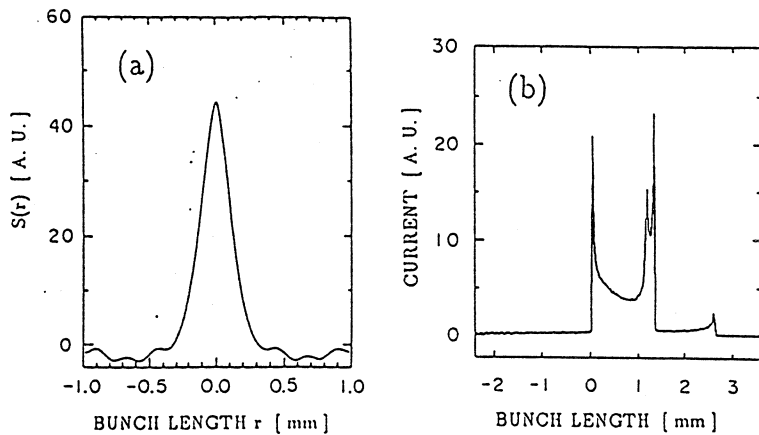
$$\lambda < 6 \sqrt{a^3 / r} \quad (3)$$

例えば、偏向電磁石の曲率半径を10m、ダクトの直径を30mm とすると、 $\lambda < 3.5\text{mm}$ となり、コヒーレント放射光を使って3mm程度以下の長さのバンチ長の測定が可能である。

(1)(2)式からバンチ形状、即ちビーム電流波形が偶関数と仮定すると、ビーム電流 $i_{\text{beam}}(t)$ は次式で与えられる。

$$i_{\text{beam}}(t) \propto \int_0^{\infty} \sqrt{P(\omega)} \cos \omega t d\omega \quad (4)$$

第2図(a)は第1図のコヒーレント放射光のスペクトルから(4)式を使って求めたバンチ形状で



第2図 バンチの形状。(a)コヒーレント放射光のスペクトルから求めた形状。
(b)バンチャー部でのバンチ形成のシミュレーションによる形状。

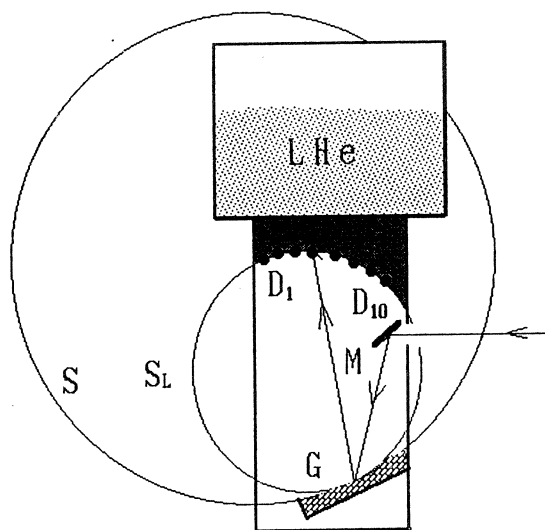
ある。第2図(b)は核理研ライナックの電子銃、プリバンチャ、バンチャ、第1加速管(1m)のパラメータを使って計算で求めたバンチの形状の一例である。計算はディスクモデル²⁰⁾を使って計算したもので、縦方向の空間電荷によるバンチの広がりも考慮してある。核理研のビーム電流($N \sim 1 \times 10^7$)では空間電荷の影響は無視できる。実験はライナックからのバンチをエネルギー幅0.2%のエネルギー分析器を通して使っているため、計算結果と実際のバンチ形状とは多少異なると考えられる。第2図(a)(b)を比較すると、(b)のスパイク状構造の幅が(a)の結果に近いことが分かる。ただし、(b)のような複雑な構造は観測できない。

このように、コヒーレント放射を使った計測の欠点は複雑な形状をしたバンチの測定が困難であるところにある。これは得られる光のスペクトルが(2)式から分かるようにバンチ形状のフーリエ変換の絶対値になっていることによる。即ち、スペクトルの実数部と虚数部の分離が原理的に困難であり、時間軸に関して非対称なバンチの測定はできない。しかし、ほぼ時間軸に関して対称と見なし得るバンチや、第2図のように非対称でもバンチの大きな長さの計測は可能である。

§ 3. 測定方法

第1図は回折格子分光計とシリコンボロメータ検出器を使用して測定したスペクトルである。この方法は検出感度のダイナミックレンジが広いことと、波長分解能が高いのが特徴であるが、測定に2～3時間を要するのが欠点である。これでは加速器を制御するためのモニタとしては遅すぎるし、1発のバンチの長さの測定は不可能である。

そこで、バンチ毎の長さを測定できる分光器ポリクロメータ(第3図)の設計製作を行なった。コヒーレント放射は図の矢印のように入射し、平面鏡Mで反射され、球面S上に1mmピッチで溝が切られた回折格子Gによって分光され、ローランド面 S_L 上に置かれたInSb検出器 $D_1 \sim D_{10}$ (黒丸)に収束される。各検出器は銅のブロックを通して4.2Kの液体ヘリウムで冷却されている。10個の検出器からの信号は10台の増幅器、10台のサンプルホールド回路、パーソナル計



第3図 ポリクロメータ。記号の説明は本文参照。

算機のADC1台で同時に測定し、リアルタイムで表示できる。作成した検出器と増幅器全体の立上がりは約 $2 \mu\text{sec}$ で、パルス幅100nsecの電子ビームからの放射を測定したときの増幅器の出力パルス幅は約 $5 \mu\text{sec}$ であった。

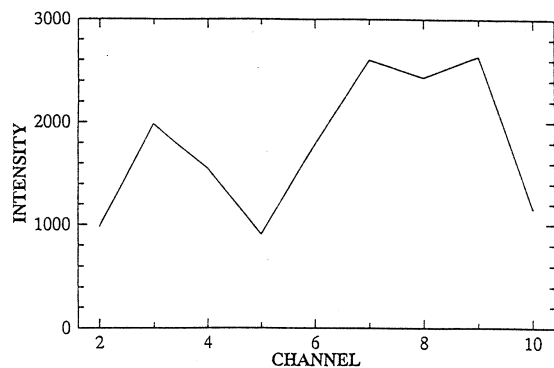
各検出器の検出波長と半値幅は第1表に示すように核理研ライナックのバンチ幅程度の波長域をカバーするように設計してある。各チャンネルの検出効率は黒体放射で較正された高圧水銀灯を使って較正されている。チャンネル番号1番は動作不良であった。

第1表 検出器の検出波長 λ と半値幅 $\Delta\lambda/\lambda$ 。

Channel No.	Peak λ [mm]	$\Delta\lambda/\lambda$ [%]
1	—	—
2	0.410	5.5
3	0.451	6.5
4	0.500	6.0
5	0.550	6.0
6	0.581	7.0
7	0.633	7.0
8	0.680	6.8
9	0.735	5.9
10	0.787	5.5

§ 4. 実験結果

第4図にコヒーレント遷移放射のスペクトルの測定例を示す。核理研のライナックはシングルバンチ運転ができないので、幅約100nsec（即ち約300個からなるバンチ列）パルスが50Hzで繰返される条件で実験を行なった。従って、第4図は連続した約300個のバンチの平均を観測していることに対応する。パーソナル計算機の処理速度で、このようなスペクトルの図を1秒間に50枚得られ、リアルタイムで表示できる。



第4図 ポリクロメータによるコヒーレント遷移放射のスペクトル。強度は任意の単位。波長は第1表参照。

この実験ではフーリエ変換するソフトウェアが完成していなかったため、リアルタイムでバンチ形状を表示することができなかった。しかし、スペクトルの形状の変化から、バンチの伸縮の状態がリアルタイムではっきりと観測できた。この実験で、これまでは短時間では比較的安定と推定されていた核理研ライナックのバンチの長さが、パルス毎に大きく変動していることが確認された。また、バンチャーの位相を最適値から $\pm 8^\circ$ 程度変化させるとバンチの長さが長くなることが認められ、バンチ形成のシミュレーション結果と定性的に一致していることが分かった。第4図でチャンネル番号5付近でスペクトルが落込んでいるのは、空気中の水蒸気による光の吸収のためと考えられている。

§ 5. まとめ

製作したポリクロメータは設計性能を満足しており、バンチ長測定に有効な測定方法であることが確認された。この結果は短いバンチ長のリアルタイム測定に大きく前進したことを意味する。今後残された課題は検出器のチャンネル数を増やして測定点の密度を上げ、波長測定範囲を拡大すること、リアルタイムでフーリエ変換を行ないバンチ形状を表示することである。検出器は1チャンネル数十万円程度なので、製作費用が許せば解決可能な問題である。フーリエ変換も以下のように考えれば単なる行列演算なので、計算機の処理速度の問題に帰着する。

各検出器の信号の測定値を d_i ($i = 1, 2 \dots n$)、中心検出周波数を ω_i 、隣接する検出器間の周波数差を $\Delta\omega_i$ 、検出効率を η_i 、 ω_i における放射の素過程の相対スペクトルを p_i とすると、(4)式は次のように記述できる。

$$I_{\text{beam}}(t_j) = \sum_{i=1}^n A_{ij} \sqrt{d_i} \quad (5)$$

$$A_{ij} = \sqrt{\eta_i / p_i} \xi_{ij} \Delta\omega_i \cos \omega_i t_j \quad (6)$$

ここで t_j は時刻を与えるパラメータ、 ξ_{ij} はそれに対応するアポダイゼーション関数である。受光系の伝送損失や立体角補正は全て η_i に含まれる。(6)式の右辺は全て既知の値なので、行列 A_{ij} を予め計算しておけば(5)式のみをリアルタイムで計算すればよい。もし、バンチ長を測定し、加速器に速いフィードバックをかけたい場合には、(5)を直接演算回路で実行するディスクリットフーリエ変換法(DFT)も考えられている²¹⁾。

本実験を行なうにあたり核理研マシニングループの皆様にご協力を頂いた。本研究の一部は文部省科学研究補助金(課題番号, 02740134, 03504001, 03640258, 04555009)の援助によるものである。

参 考 文 献

- 1) T. Nakazato *et al.* : Phys. Rev. Lett. **63** (1989) p. 1245.
- 2) T. Nakazato *et al.* : Particle Accelerators, **33** (1990) p. 141.
- 3) T. Nakazato *et al.* : Proc. 15th Linear Accelerator Meeting in Japan, Sapporo, Sept. (1990) p. 221.
- 4) Y. Shibata *et al.* : Nucl. Instr. & Meth. **A301** (1991) p. 161.
- 5) T. Nakazato *et al.* : Conference Record of the 1991 IEEE Particle Accelerator Conf., San Francisco, CA : May 6 - 9, (1991) p. 1118.
- 6) K. Ishi *et al.* : Phys. Rev. **A43** (1991) p. 5597.

- 7) Y. Shibata *et al.* : Phys. Rev. **A44** (1991) p. 3445.
- 8) E. B. Blum *et al.* : Nucl. Instr. & Meth. **A307** (1991) p. 568.
- 9) 柴田行男他 : 放射光 **5** (1992) p. 13.
- 10) U. Happek *et al.* : Phys. Rev. Lett. **67** (1991) p. 2962.
- 11) J. Ohkuma *et al.* : Phys. Rev. Lett. **66** (1991) p. 1967.
- 12) T. Nakazato *et al.* : *Proc. 17th Linear Accelerator Meeting in Japan, Sendai, Sept.*
(1992) p. 294.
- 13) R. Kato *et al.* : *ibid.*, p. 297
- 14) M. Oyamada *et al.* : Conference Record of the 1993 IEEE Particle Accelerator Conf.,
Washington D. C. : May 17–20, (1993) to be published.
- 15) R. Kato *et al.* : *ibid.*
- 16) W. K. H. Panofsky and M. Phillips : *Classical Electricity and Magnetism*, Addison-
Wesley, 1962.
- 17) J. D. Jackson : *Classical Electrodynamics*, 2nd Ed. John Wiley & Sons, 1975.
- 18) T. Takahashi *et al.*, Res Rep. Lab. of Nucl. Sci., **26** (1993) p. 137.
- 19) 加藤龍好 : 博士学位論文 (1993).
- 20) S. Takeda *et al.* : IEEE Trans. Nucl. Sci. **NS32** (1985) p. 3219.
- 21) J. E. Spencer : Conference Record of the 1991 IEEE Particle Accelerator Conf., San
Francisco, CA : May 6 – 9, (1991) p. 3270.

誘電体からのコヒーレントなチェレンコフ放射

科研, 工学部応用物理*, 核理研**

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*

中里俊晴*・浦澤茂一**

小山田正幸**・山川達也**

§ 1. はじめに

我々は、これまでに、電子ライナックからの短バンチ電子ビームが、さまざまな電磁気的な環境のもとで放射するコヒーレントな放射を遠赤外領域で測定し、その基本的な性質を明らかにしてきた。それらの放射は、一様磁場中でのコヒーレントな放射光¹⁻³⁾、金属箔を通過するときの遷移放射^{4, 5)}、および気体を通過するときのチェレンコフ放射^{6, 7)}である。

コヒーレントな遷移放射および気体からのチェレンコフ放射の研究により、それらの放射においては、放射の形成層が重要な役割を果たすことが明らかになってきた。即ち、気体からのチェレンコフ放射の実験により次の2点が明らかとなった。(1)気体中の電子飛程は両端を金属箔の窓で画するが、その窓を電子ビームが通過する際、遷移放射が放射される。その遷移放射の形成層より飛程がはるかに小さい場合には、測定されるのはコヒーレントな遷移放射であり、チェレンコフ放射の寄与は非常に小さい。それ故、(2)所謂チェレンコフ放射が測定されるためには、チェレンコフ条件 ($n\beta \geq 1$) は必要条件ではあるが、それだけでは十分とは言えない。

このことは、Zrelov 達⁸⁾による数値計算の結果、即ち、チェレンコフ放射の性質 (チェレンコフ角への放射の集中、および電子飛程 (L) に比例する放射強度) が観測される為には飛程がチェレンコフ放射の形成層 (Z_c) よりも長いこと ($L \geq Z_c$) が必要であるということと整合性よく一致している。

チェレンコフ放射の形成層は次式で与えられる。

$$Z_c = \beta \lambda / (n\beta - 1) \quad (1)$$

ここに、 β は電子の速さと真空中の光速との比、 λ は真空中の波長、 n は誘電体の屈折率を表す。

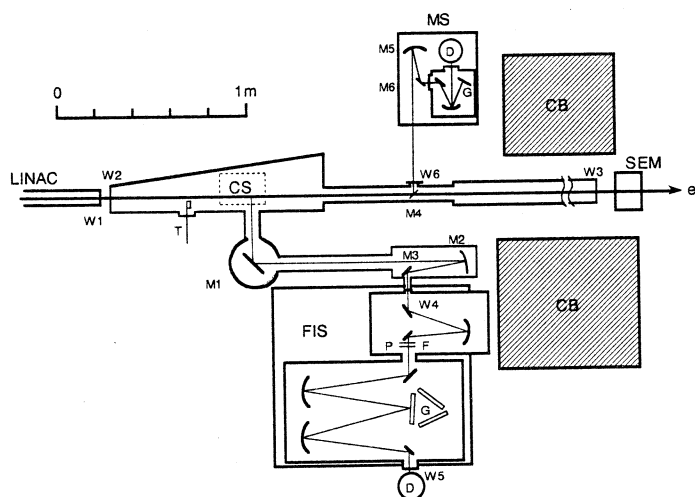
気体では屈折率 n が 1 に非常に近い為、遠赤外領域においては形成層がかなり長い。例え

ば、電子のエネルギーが150MeV のとき、波長 1 mm では1気圧の空気に対する形成層は3.7 m である。その観点から、これまでの長波長域における気体からのコヒーレントなチェレンコフ放射の実験を見直してみると、測定されている放射はすべて気体の端の窓からのコヒーレントな遷移放射とみなせる。即ち、これまで発表^{6, 9, 10)}されている気体からのコヒーレント・チェレンコフ放射は、可視域等で測定されているチェレンコフ放射がコヒーレンス効果により増強されたものとはみなせない。

誘電体においては、 n が1より大きいため、形成層は波長と同程度の大きさである。それ故、石英ガラス等を使用し、測定波長を適当に選べば、電子飛程と形成層の比が0.1から10の範囲にとることが出来る。その範囲でコヒーレントなチェレンコフ放射がどのような性質を有するかを実験することが出来るであろう。また、電子飛程が形成層より長い場合には、コヒーレンス効果により増強された所謂チェレンコフ放射（上記チェレンコフ放射の性質を備えた放射）が測定されると予想される。

それを実験的に明らかにするために、誘電体の材質および形状を変えて、コヒーレントなチェレンコフ放射の実験を行った。

§ 2. 実 験



第1図 実験模式図：W1, W2, チタン窓：W3, アルミ窓：W4, W5, 水晶窓：W6, ポリエチレン窓：T, ビームモニタ用ターゲット：M1, M3, M4, M6, 平面鏡：M2, M5, 凹面鏡：P, 偏光子：F, フィルタ：G, 回折格子：D, 低温ボロメータ：SEM, ビーム電流計：CB, コンクリートブロック。太い実線は電子軌道を表し、CSはチェレンコフ放射体の位置を表す。細い実線は、遠赤外分光計（FIS）の光路およびモニタ系（MS）の光路を示す。

測定系全体の配置を模式的に第1図に示す。図中の太い実線は電子ビームの軌跡を表す。ライナックからの電子ビームはチェレンコフ放射測定用ダクトに導入され、ブロックCSの所でチェレンコフ光を放射した後モニタ系、ビーム電流計SEMを通過し、トンネルに捨てられる。ブロックCSはチェレンコフ放射体および付随する光学系からなり、その具体的な形状等は次節に記す。

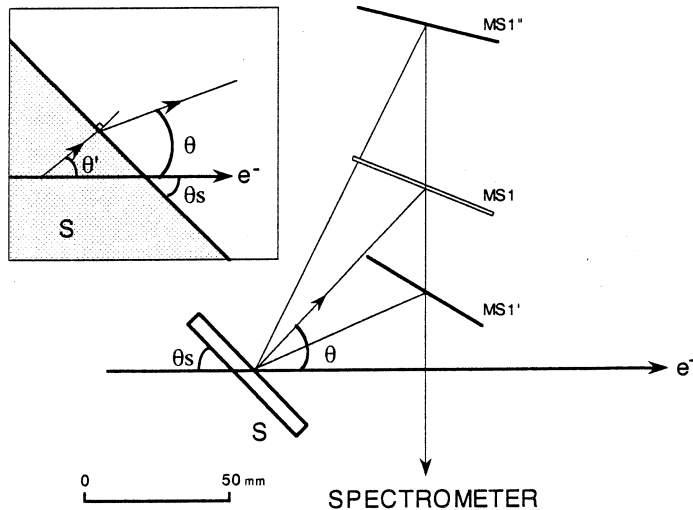
電子のエネルギーは150MeV、エネルギー幅は0.2%であり、平均ビーム電流は約 $0.5\mu\text{A}$ であった。パルス幅は $2\mu\text{s}$ であり、パルスの繰り返しは300Hzであるが、1パルス毎にビームのon/offを切り替え、その信号をロックインアンプの参照信号に入力した。

ビーム位置は、ビーム軸上に空気圧で随時出し入れできるベリリアのターゲットTを用意しTVカメラでモニタした。チェレンコフ放射体を通過する点でのビーム径は10mmであった。

放射された遠赤外光は、集光角70mradの集光鏡M2で遠赤外分光計に導かれる。ビーム電流のふらつき(不規則な時間的変動)は、ビームが下流でアルミの蒸着膜M4を通過するときの遷移放射をモニタ系MSで測定することにより補正した。遠赤外検出器には、シリコンポロメータDを使用した。

2.1 板状チェレンコフ放射体

第2図に誘電体シートを電子ビームが通過するときのチェレンコフ放射の測定系を示す。誘電体Sとしては石英ガラス($n=1.96$)、テフロン($n=1.418$)およびポリエチレン($n=1.46$)



第2図 長方形誘電体シートからのチェレンコフ放射測定模式図。放射体Sは電子ビームと θ_s の角度をなす。平面鏡MS1は角度分布測定するときMS1'からMS1''まで移動する。挿入図は誘電体内での放射の方位角 θ' と外部空間での方位角 θ を表す。

を使用した。それぞれのチェレンコフ角は、150MeVの電子に対し 59.3° （石英ガラス）、 45.2° （テフロン）および 46.8° （ポリエチレン）である。

誘電体試料に150MeVの電子ビームが垂直に入射する場合、チェレンコフ角の方向に放射される光は、誘電体の屈折率 n が $\sqrt{2}$ より大きい場合、全反射のために誘電体から出られない。そこで、図に示すように、ビームに対し斜めに放射体を置き、チェレンコフ光を測定できるようにしている。平面鏡M1の位置と角度を制御することにより、誘電体試料からの放射をビーム軸からの角度 θ で 40° から 64° の範囲で測定できる。

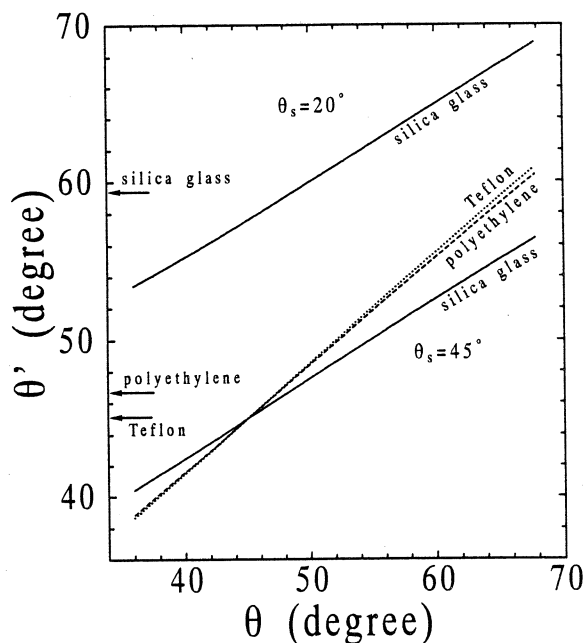
誘電体内での放射の方位角 θ' と外部空間での方位角 θ の間には、ビーム軸に対する誘電体試料の傾きを θ_s として次の関係がある。

$$n \cos(\theta' + \theta_s) = \cos(\theta + \theta_s) \quad (2)$$

放射体の傾き角 θ_s は、 45° にセットされている。そのときの、 θ と θ' の関係を第3図に示す。 θ が $40^\circ \sim 64^\circ$ のとき、誘電体内での放射の角度 θ' はテフロンとポリエチレンに対しては約 $41^\circ \sim 58^\circ$ に相当する。また石英ガラスの場合には $42.5^\circ \sim 54.5^\circ$ に相当する。

石英ガラスの場合には上記 θ' がチェレンコフ角を含まないため、 θ_s を 20° に設定した測定も行う。 θ_s が 20° の場合の石英ガラス内での放射の角度 θ' と θ の関係も第3図に示されており、 θ が 40° から 64° まで変化する間に θ' として $42.5^\circ \sim 67^\circ$ の範囲が測定できる。この測定範囲は、石英ガラスのチェレンコフ角を含んでいる。

放射体試料の厚さは石英ガラスとテフロンについては0.5mm、1mm、および5mmの3種類を用意し、ポリエチレンでは1、2、5mmの3種を用いた。ビーム軸に対し放射体を 45° に設定する場合には、放射体試料は4個を装着できる回転盤に取り付け、遠隔操作で放射体を選択出来るようにして



第3図 誘電体内部の方位角 θ' と外部空間での方位角 θ の関係。放射体の傾き角 θ_s が 45° の場合のテフロン、ポリエチレンおよび石英ガラスに対する関係と θ_s が 20° の場合の石英ガラスに対する関係を示す。図の左の矢印は、それぞれの放射体に対するチェレンコフ角を示す。

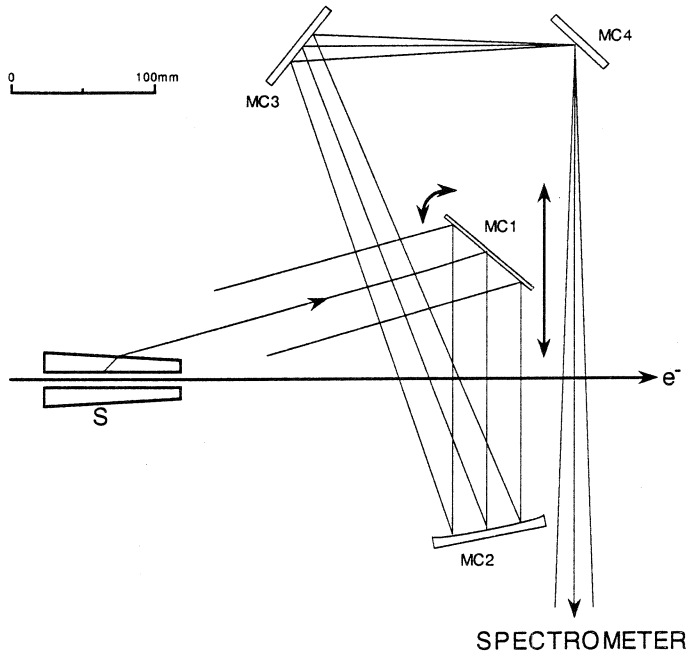
ある。材質が同じで厚さが異なる3個の試料は、厚さ $15\mu\text{m}$ のアルミフォイルと組合せ4個1組にして回転盤に装着される。アルミフォイルは、電子ビームが通過するとき遷移放射を発するので、誘電体からのチェレンコフ放射と比較するため使用された。

2.2 円筒形状テフロン放射体

誘電体内をビームが通過するときは、ビームは電子および原子核との相互作用により散乱され、バンチが指数関数的に広がっていく。バンチの広がりやコヒーレンスの低下となるため、コヒーレントなチェレンコフ放射の測定においては、誘電体中の飛程を大きくとることは避けなければならない。

ところで、電子が誘電体表面にそって運動するとき、誘電体内部にチェレンコフ放射が発生する。そこで、誘電体中の飛程を大きくする場合には、誘電体に電子ビームが通過するための貫通孔を開け、バンチを拡散することなく誘電体中に発生するチェレンコフ光を利用する試みがなされている¹³⁾。我々は、第4図に示す円筒形状テフロン放射体を使用した。

テフロン内部で発生したチェレンコフ放射を外部へ取り出し測定するため、その外側面には 2.5° のテーパがつけられている。テフロン放射体の長さは 100mm 、中心孔の直径は 7mm 、ビーム下流端での外径は 22mm である。このテフロン放射体からは、ビーム軸に対し 15° の方



第4図 円筒形状テフロン放射体の測定模式図：S，テフロン放射体（長さ 100mm ，中心孔径 7mm ）：MC1，MC3，MC4，平面鏡：MC2，球面鏡。平面鏡MC1は矢印で示すように回転しつつ移動する。

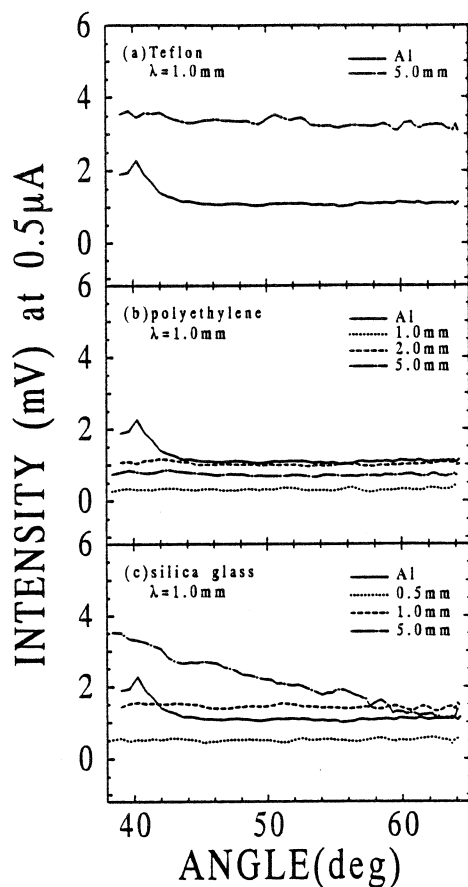
向にチェレンコフ放射が観測されると予測される。

発生したチェレンコフ放射は焦点距離350mmの球面鏡MC2で集光された後、測定系に導かれる。平面鏡MC1は、方位角 θ が 5° から 25° の範囲で放射の角分布を測定できるよう、その位置及び角度が制御されている。

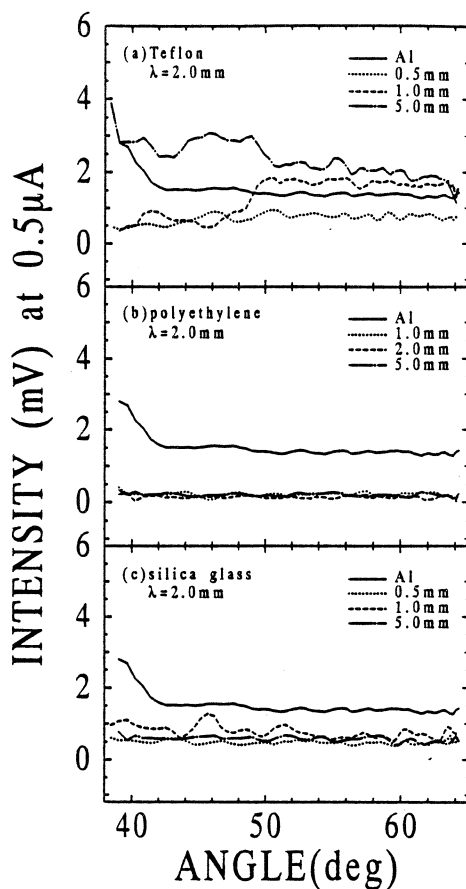
§ 3. 実験結果と考察

3.1 板状放射体

放射体のビーム軸に対する角度 θ' が45度の場合の測定結果を第5, 6図に示す。第5図は波長1mmに対する測定結果であり、第6図が波長2mmの結果である。図a, b, cは放



第5図 誘電体シートからの放射の角分布。測定波長は1mm。(a)はテフロン、(b)はポリエチレン、(c)は石英ガラスに対する実験結果を示す。図中の実線は比較のため測定したアルミフォイルからの遷移放射を表す。



第6図 測定波長2mmに対する誘電体シートからの放射の角分布。(a)はテフロン、(b)はポリエチレン、(c)は石英ガラスに対する実験結果を示す。図中の実線は比較のため測定したアルミフォイルからの遷移放射を表す。

射体がそれぞれにテフロン，ポリエチレンおよび石英ガラスの場合の測定結果を示している。

第5，6図中の実線は比較の為に測定した厚さ15 μm のアルミフォイルからの前方遷移放射の角分布である。波長1，2mmともに方位角40度近辺で遷移放射の増加がみられる。ビーム軸から大きく離れているので，アルミフォイルからの遷移放射は微弱と考えられるので，40°近くでの出力が遷移放射かまたは上流のチタン窓等からの放射の迷光かこの実験結果からだけでは決められない。40°近辺を除けば，アルミフォイルの測定値は，測定系の背景放射のレベルを与えるものと考えられる。

テフロンとポリエチレンの場合には，方位角 $\theta=45$ 度ないし48度方向を中心にした放射が観測されると予想されていたが，その兆候をみとめることは出来ない。それ故，放射体の厚さ5mmまでではチェレンコフ光は測定出来ないほどに弱いと考えられる。

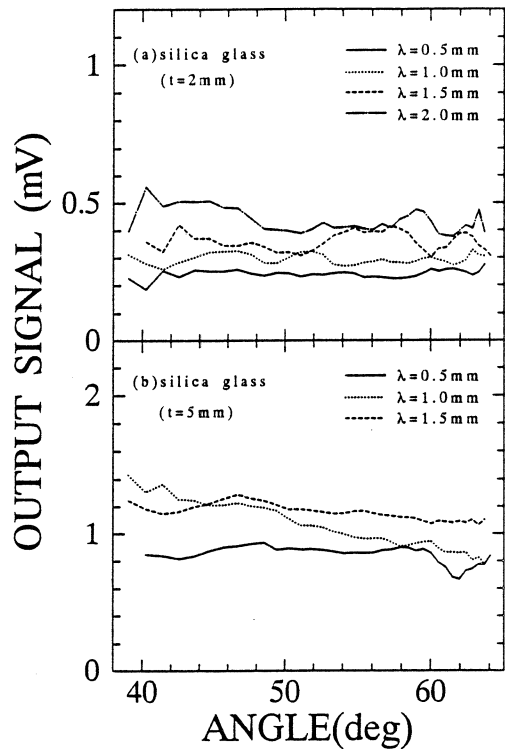
誘電体中の電子軌道長 L と誘電体のチェレンコフ形成層 Z_c の比 Y は次のようになる

$$Y=t(n-1/\beta)/(\lambda \sin \theta_s) \quad (3)$$

ここで， n および t は誘電体の屈折率と幾何学的厚さを示す。ポリエチレンおよびテフロンの場合，測定された Y の範囲は0.5~10であるにも拘らずチェレンコフ光は微弱であった。

石英ガラスについても，第5，6図に共通して観測される放射をみとめることは出来ない。第5，6図に示す石英ガラスの測定範囲は，§2.1で記したようにチェレンコフ角の方向から少しはずれている。そこで，チェレンコフ角を含むように，石英ガラスをビーム軸から20度傾けて($\theta_s=20^\circ$)実験した。その測定結果を第7図に示す。第7図(a)が試料厚2mm，(b)が試料厚5mmの石英ガラスに対する測定結果である。測定波長は(a)のとき， $\lambda=0.5, 1, 1.5$ ，(b)のときは $\lambda=0.5, 1, 1.5, 2$ mmである。この測定においては，チェレンコフ放射は49°を中心とした方向に放射されると予想される。

これまでの電子ライナックによるコヒーレン



第7図 石英ガラス板からの放射の角分布。放射体と電子ビームの傾き角は20度。(a)はガラスの厚さが2mmの場合，(b)は5mmの場合の測定結果を表す。

トな放射の実験の経験から、波長0.5mmにおいてはコヒーレンス効果による増強の程度が小さいことが予測できる。実際に測定してみると、波長0.5mmの測定結果は分光計の光路を遮断した場合の測定出力レベルと変わりなかった。そこで $\lambda=0.5\text{mm}$ の測定結果をノイズレベルの目安を与えるものとみなせる。

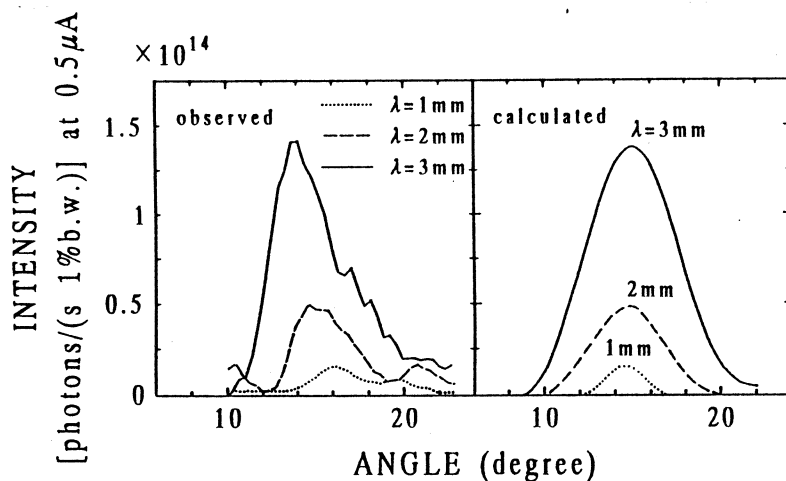
測定されたYの範囲は、6~29になる。しかし、第7図に明らかなように、厚さ5mm測定波長1mm(Y=29)でもチェレンコフ放射はノイズレベルであり、有意には検出できなかった。

3.2 円筒形状テフロン放射体

第4図に示す全長100mmのテフロン放射体からは、15度方向とより角度が浅い方向の二方向に強い放射が観測された。

方位角 θ が10度より小さくなると、ビームが平面鏡MC1に当り遷移放射を発するようになる他、テフロン孔をビームが通過するときの回折放射を観測するようになる。そこでそれら背景放射を測定するため、テフロンの側面に沿ってエコソープを置き、テフロンからのチェレンコフ放射を遮弊し角度分布を測定した。その背景放射の強度は、方位角 10° 以上ではエコソープで遮弊しない場合の1/10またはそれ以下であった。そこで、この背景放射を引去り、 10° 以上の方位角に対するテフロン放射体からの放射の角分布測定結果を第8図の左図に示す。測定波長は1, 2, 3mmである。右の図は、実験条件に対するチェレンコフ放射の計算結果を示す。

測定された角分布は約 15° を中心にしたピークを示し、そのピーク角は波長1mmで 16° 、



第8図 円筒形状テフロン放射体からの放射の角分布。左図は実験結果、右図は実験に対する理論計算の結果を示す。

2 mmで 15° 、3 mmで 14° である。

測定された放射の、水平方向に偏光した成分を $I(H)$ 、垂直偏光成分を $I(V)$ とし、偏光度 P を、 $P=(I(H)-I(V))/(I(H)+I(V))$ とすると、測定された放射の偏光度は波長1, 2, 3 mm に対しそれぞれ0.94, 0.82, 0.63であり、水平方向に強く偏光している。

ビーム軸から 15° の方向への放射の集中と水平方向への強い偏光とが、測定された放射がチェレンコフ光であることを示している。

ピーク角での放射強度のビーム電流に対する依存性を測定した結果を第9図に示す。測定波長は1.5mmである。放射強度はビーム電流の1.85 (± 0.05) 乗に比例しており、コヒーレントなチェレンコフ放射であることを示している。

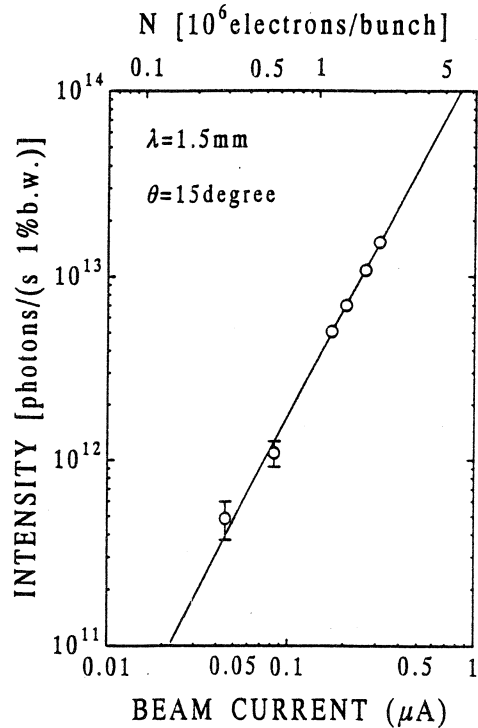
テフロン放射体からのコヒーレント・チェレンコフ放射のスペクトルを第10図に示す。測定系は1200Kの黒体放射で較正され、スペクトル強度は光子数に変換してある。図中の破線は、実験条件のもとで、コヒーレンス効果を見捨てて計算されたテフロン放射体からのチェレンコフ放射のスペクトルを示す。測定された放射強度は、コヒーレンス効果により、波長2.5mm

で理論計算に比較し 1×10^5 倍増強されている。なお、図中の点線は、同じ測定系で100Wの高圧水銀灯(有効径10mm)を測定した場合のスペクトル強度を表している。測定されたコヒーレント・チェレンコフ放射は、ミリ波領域では高圧水銀灯より1桁以上強力である。

§ 4. まとめ

2種類の形状(矩形シートおよび円筒形状)および長さの異なる誘電体を用意し、それからのコヒーレントなチェレンコフ放射を測定し、次の結果を得た。

1) 全長100mmの円筒形状テフロン放射体からのコヒーレントなチェレンコフ放射を観測し



第9図 円筒形状テフロン放射体からのチェレンコフ放射のビーム電流-強度関係。丸印(○)が実験値で、直線はそれに合うよう最小自乗により求めた。その勾配は 1.85 ± 0.05 である。

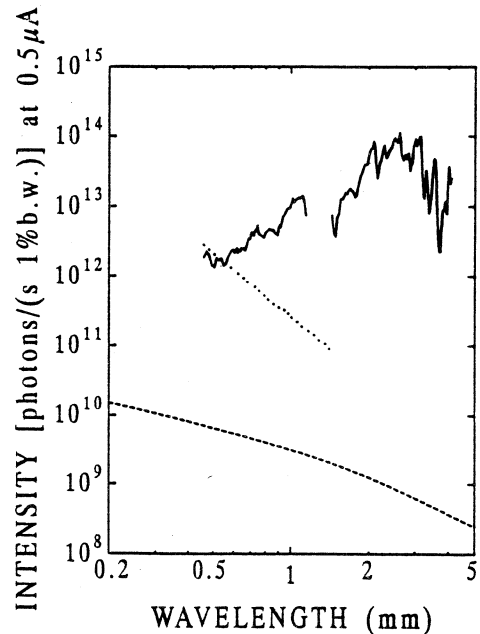
た。放射の角度分布，偏光特性は理論的な予測とよい一致を示した。また，放射強度は，コヒーレンス効果により著しく増強されていた。その増強度は波長2.5mmで 1×10^5 であり，バンチ当たり電子数(4×10^6)に近い増強度である。

2) ビーム軸に対し斜めに置かれた石英ガラス，テフロン，ポリエチレンの3種の誘電体シートからは，チェレンコフ放射は有意には測定されなかった。測定した試料厚さは石英ガラスとテフロンでは0.5，1，5 mmであり，ポリエチレンでは1，2，5 mmであった。

チェレンコフ放射強度は誘電体中の電子飛程に比例すると考えると，厚さ5 mmのシートからは，上記円筒形状のテフロン放射体の1/20程度のチェレンコフ放射が期待できる。誘電体で発生したチェレンコフ放射を外部空間で測定するため，放射体の形状により，有効受光角が異なる。その因子を考慮しても5 mmのシートからは円筒形状放射体からの強度の1/30程度のチェレンコフ放射が期待できる。測定系の感度からみれば，その程度の強度に達していれば，微弱ではあれ今回測定されていた筈である。

誘電体シートからのチェレンコフ放射が測定されなかったことは，電子飛程が形成層と同じ程度の大きさのときは，チェレンコフ放射が飛程に比例するとはかぎらないと云うことを示唆している。それ故，飛程と形成層が同じ程度の場合については，今回よりも広い範囲で放射体の長さを変え，実験をする必要がある。その際には，境界面の影響についても明らかに出来るよう光学系の配置に工夫が必要である。

実験中は核理研のマシングループをはじめとして多くの人達の支援を受けた。ここに記して感謝する。



第10図 円筒形状テフロン放射体からのチェレンコフ放射スペクトル。図下部の破線は，コヒーレンス効果を考慮しない場合の理論計算結果を示す。点線は有効径10mmの100 W高圧水銀灯を測定した場合のスペクトルを示す。

参 考 文 献

- 1) 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.
- 2) Y. Shibata, K. Ishi, T. Ohsaka, T. Takahashi, H. Mishiro, M. Ikezawa, Y. Kondo, T. Nakazato, M. Oyamada, N. Niimura, S. Urasawa, R. Kato and Y. Torizuka : Nucl. Instrum. Meth. **A301** (1991) 161.
- 3) K. Ishi, Y. Shibata, T. Takahashi, H. Mishiro, T. Ohsaka, M. Ikezawa, Y. Kondo, T. Nakazato, S. Urasawa, N. Niimura, R. Kato, Y. Shibasaki and M. Oyamada : Phys. Rev. **A43** (1991) 5597.
- 4) Y. Shibata, K. Ishi, T. Takahashi, T. Kanai, F. Arai, S. Kimura, T. Ohsaka, M. Ikezawa, Y. Kondo, R. Kato, S. Urasawa, T. Nakazato, S. Niwano, M. Yoshioka and M. Oyamada : Phys. Rev. E, in press.
- 5) 高橋俊晴, 柴田行男, 伊師君弘, 金井利喜, 荒井史隆, 木村真一, 井原泰介, 佐藤康彦, 蔦谷 勉, 大坂俊明, 池沢幹彦, 近藤泰洋, 加藤龍好, 浦沢茂一, 中里俊晴, 吉岡正裕, 梅津陽一郎, 小山田正幸, 山川達也 : 核理研研究報告 **25** (1992) 265.
- 6) 高橋俊晴, 柴田行男, 荒井史隆, 伊師君弘, 大坂俊明, 蔦谷 勉, 池沢幹彦, 近藤泰洋, 中里俊晴, 浦沢茂一, 加藤龍好, 庭野 智, 小山田正幸 : 核理研研究報告 **24** (1991) 182.
- 7) T. Takahashi, T. Kanai, Y. Shibata, K. Ishi, T. Ihara, T. Tsutaya, T. Ohsaka, M. Ikezawa, M. Oyamada, T. Nakazato, S. Urasawa and T. Yamakawa : Res. Rep. Lab. Nucl. Sci. Tohoku Univ. **26** (1993) 137.
- 8) V. P. Zrelov, M. Klimanova, V. P. Lupiltsev and J. Ruzicka : Nucl. Instrum. Meth. **215** (1983) 141.
- 9) J. R. Neighbours, F. R. Buskirk and A. Saglam : Phys. Rev. **A29** (1984) 3246.
- 10) J. Ohkuma, S. Okuda and K. Tsumori : Phys. Rev. Lett. **15** (1991) 1967.
- 11) P. D. Coleman and C. Enderby : J. Appl. Phys. **31** (1960) 1695.

周期構造からのコヒーレントな放射

科研・工学部*・核理研**

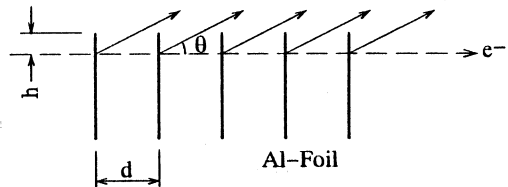
伊師君弘・柴田行男・高橋俊晴
 荒井史隆・井原泰介・佐藤康彦
 長谷部茂・蔦谷 勉・大坂俊明
 池沢幹彦・近藤泰洋*・中里俊晴**
 浦澤茂一**・小山田正幸**
 山川達也**

§ 1. はじめに

高速の電子ビームが、金属箔を通過するとき箔の表面から光が発生する。これは遷移放射と呼ばれる。短バンチ電子ビームを用いるとき、遠赤外・ミリ波領域での遷移放射の強度は、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¹⁾。一方遷移放射は角度依存性を持ち、光はビーム軸近傍に集中しており（エネルギー150MeVの電子ビームで3 mrad付近にピークがある）、ビーム軸からの角度が大きくなるに従い、その強度は急激に弱くなり、20度付近での強度はピーク角での強度の1/1000程度に減少する。多数のアルミニウム箔を周期的に並べ、各々の箔から発生する光を加え合わせることができれば、ビーム軸からの角度が10-20度でも比較的大きな光強度が得られると考えられる。

周期的に配置した多数のアルミニウム箔から、遠赤外・ミリ波領域の遷移放射を取り出すためには、電子ビームがアルミ箔スクリーンの縁近傍を通過する必要がある（第1図参照）。

しかし、このような配置では、遷移放射（transition radiation）のみならず回折放射（diffraction radiation）も同時に発生する²⁾。何れの放射であれ、周期 d で並んでいるアルミ箔スクリーンの縁付近を電子ビームが通過するとき、各々のスクリーンから θ 方向に発生する波長 λ の光が強め合う干渉を行う条件は次のように与えられる。



第1図 周期的な構造からの放射。
 d : 周期, θ : ビーム軸に対する放射の方向を示す角, h : アルミ箔の縁から電子ビームまでの距離。

$$m\lambda = d(1/\beta - \cos\theta) \quad (1)$$

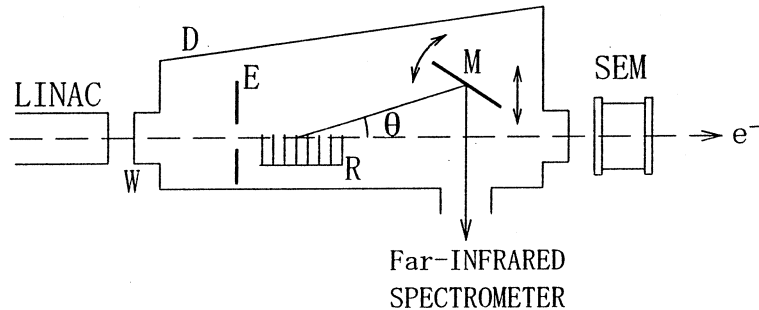
ここで、 m は次数を表す0または正の整数、 $\beta = v/c$, v : 電子の速さ, c : 光の速さである。分光計で波長 λ を設定すると、(1)式を満足する θ 方向に光強度の極大が観測されることになる。

また、周期構造として金属性の回折格子を用い、電子ビームをその表面に沿って走らせると光が発生する³⁾。この現象はSmith - Purcell効果として既に(1950年代)知られているが、ライナックで発生した相対論的なスピードをもつ短バンチ電子ビームを用いる場合には、遠赤外・ミリ波領域で光強度の非常に強いコヒーレントなSmith - Purcell放射も期待される。その際発生する光の波長 λ と角度 θ の関係は(1)式で与えられる。

本研究は、ライナックからの短バンチ電子ビームを用いて発生した遠赤外・ミリ波領域の光を計測することにより、周期構造によるコヒーレントな放射の共鳴効果を明らかにしようとしたものである。

§ 2. 実験方法

実験は東北大学理学部附属原子核研究施設の300MeV電子線形加速器を用いて行われた。実験の配置を第2図に示す。エネルギー150MeVに加速された電子ビームはチタン窓Wを通して真空ダクトD内に設置された周期構造の放射体Rを通過し、ビーム電流モニターSEMを通った後捨てられる。



第2図 測定系。

W:チタン窓, D:真空ダクト, E:エコソープ, R:マルチアルミ箔放射体, M:集光光学系の鏡, SEM:ビーム電流モニター。

放射体で θ 方向に発生した平行光束は光学系Mで集光され遠赤外分光計で分光計測される。分光計の測定波長域は $25\mu\text{m} \sim 4\text{mm}$ である。光検出器には液体ヘリウム温度で動作するシリコンボロメータを用いた。なお角 θ は7度 \sim 23度まで変えることが出来る。

ライナックの運転条件は加速周波数2856MHz, 加速エネルギー150MeV, エネルギー幅 $\Delta E/E=0.2\%$, パルス幅 $2\mu\text{s}$, パルスの繰り返し150pps, 平均ビーム電流 $2\mu\text{A}$ であった。また放射体付近での電子ビームの横の拡がりは約10mm径である。

周期的なアルミ箔放射体は、カッターナイフで切断した縁を持つ厚さ $20\mu\text{m}$ のアルミ箔を

1枚毎に型板に取り付け、その型板を組み立てて作製した。ビーム軸に垂直なアルミ箔の大きさは20mm×30mmである。また周期の精度は±0.5mm程度であった。周期7（アルミ箔10枚）、11.7（同10枚）、14（同6枚）、25mm（同5枚）の4種類の放射体を用意した。アルミ箔の面はビームの進行方向に対して垂直に設置した。ただし、周期11.7mmの放射体では遷移放射の後方放射の影響を調べるために電子ビームが箔面に斜入射するように設置した。

放射体としての金属回折格子は、格子定数8mm、深さ1.5mmの角溝からなるラメラ格子で、格子面のビーム軸方向の長さは150mm、幅は25mmでアルミ製である。

実験はアルミ箔放射体のアルミ箔の縁がビーム軸に一致する場合（第1図で $h=0$ ）とビーム軸がアルミ箔の縁から3mmの位置にある（同図で $h=3\text{mm}$ ）場合について、波長を設定し、発生する光強度の角度依存性を、また角度を固定して、波長依存性をそれぞれ測定した。比較のために、アルミ箔放射体を取り除き、その位置に同種のアルミ箔を電子ビームを完全にスクリーンする形で設置し、アルミ箔による遷移放射の角度依存性を同じ光学系で測定した。また周期的なアルミ箔放射体の中央部のアルミ箔1枚だけを残して、1枚のアルミ箔による放射の角度依存性も測定した。

コヒーレントな放射であるか否かは、発生する光強度のビーム電流依存性に顕著に現れるため、特定波長で光強度のビーム電流依存性も測定した。

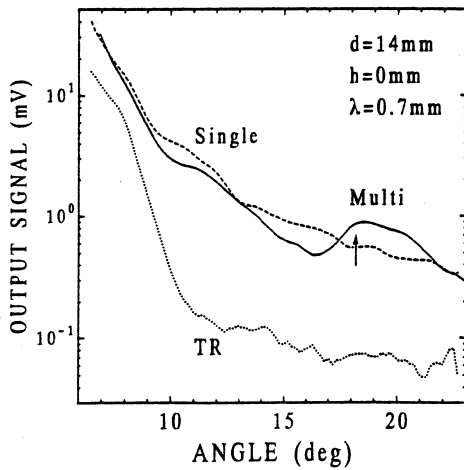
§ 3. 結果と考察

3.1 マルチアルミ箔 ($d=14\text{mm}$, $h=0, 3\text{mm}$) からの放射の角度依存性

6枚のアルミ箔を周期14mmで並べたマルチアルミ箔放射体のアルミ箔の縁をビーム軸に一致させ ($h=0\text{mm}$)、波長0.7mmで測定した光強度の角度依存性を第3図に示す（図中Multiと表示されている）。同図には比較のために、同じ放射体で1枚だけのアルミ箔による放射（Single）とアルミ箔の遷移放射（TR）の測定結果も示されている。

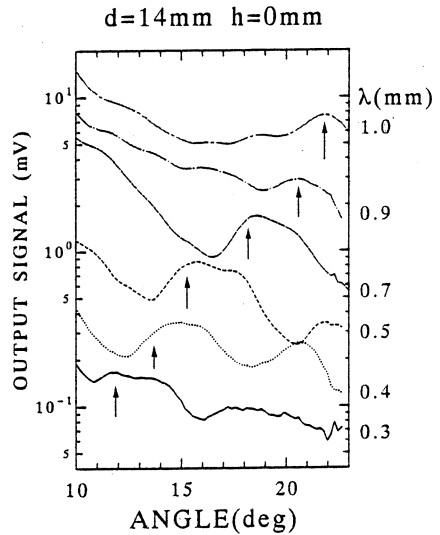
図で遷移放射TRの光強度は角度が11度より小さくなるに連れて急激に立ち上がっている。この立ち上がりを示す強度はアルミ箔の遷移放射と角度振りの鏡からの放射が加え合わさったものである。角度が小さくなると角度振りの鏡の一部がビームに触れるため、アルミ蒸着した鏡からの遷移放射も発生する。角度が12度付近以上での光出力は放射体であるアルミ箔だけからの遷移放射と考えられる。しかしその強度はほぼノイズレベルである。

1枚だけのアルミ箔からの放射Singleの光強度は、横方向に拡がりを持った電子ビームの一部がアルミ箔を通過することによる遷移放射とアルミ箔の縁近傍の空間を通過することによ



第3図 マルチアルミ箔による放射の角度依存性。

Multi: 周期 14mm, 6 枚のアルミ箔による放射の角度依存性, Single: 1 枚のアルミ箔による放射の角度依存性, TR: 遷移放射の角度依存性を各々示す。何れも波長 0.7 mm で測定された。矢印は(1)式で計算された角度 18.2 度を示す。



第4図 マルチアルミ箔による放射の角度依存性。

周期 14mm のマルチアルミ箔からの放射でビーム軸に一致した場合 ($h=0$ mm), 波長 $\lambda = 0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 0.9, 1.0$ mm に対する角度依存性を示す。矢印は(1)式で計算された角度を示す。

回折放射に角度振りの鏡からの放射が加え合

わさったものである。更に上流のチタン窓からの放射が加わることも考えられるが、電波吸収体エコソバの設置により (第2図参照), この影響は角度が11度より大きい場合にはほとんど無いものと考えられる。従って第3図のSingleで示した光強度とTRで示したものととの差の大部分は、ビームがアルミ箔の縁を通ることによる回折放射の光強度と考えられる。

周期的に配置したマルチアルミ箔からの放射 Multi では、角度 18 から 20 度付近に光強度の盛り上がりが見られる。この極大は周期的なアルミ箔放射体で初めて観測されたもので、各々の箔からの放射の共鳴効果による結果と考えられる。(1)式で $m=1$ と置いたときに得られる極大のピーク角は 18.2 度で図に矢印で示され、測定結果の極大にほぼ一致している。極大は山の高さが低くかつブロードである。この理由は放射体のアルミ箔の枚数が 6 枚と少ないこと、周期の精度が悪いこと等によるものと考えられる。アルミ箔が数十枚で周期の精度が高ければ、干渉による共鳴効果によって、18.2 度付近に鋭いピークが得られるはずである。また 20 度付近での遷移放射 TR の光強度がノイズレベルであることを考えれば、マルチアルミ箔放射体で得られた極大の山の高さに相当する光強度の大部分は共鳴回折放射によるものと考えられる。

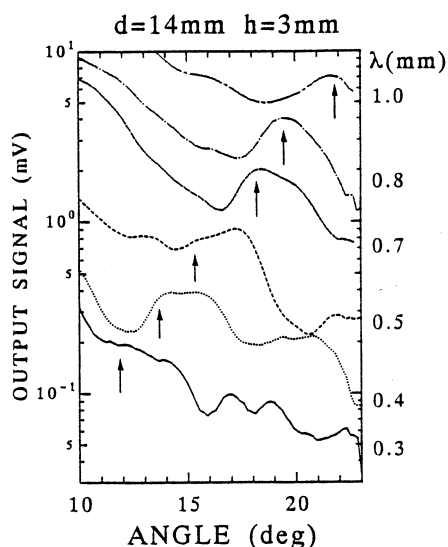
波長を0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 0.9, 1.0mmに変えたとき, マルチアルミ箔から発生する光強度の角度依存性を第4図に示す。図中の矢印は各々の波長に対して(1)式で計算された角度を表している。測定された極大と矢印はほぼ一致し, 周期的なアルミ箔放射体の各々の箔からの放射の共鳴効果が認められる。

マルチアルミ箔の縁から3mmの位置をビーム軸が通るように放射体を設置した場合 ($h=3\text{mm}$) の測定結果を第5図に示す。この場合も各々の波長に対して計算された角度と測定された光強度の極大の現れる角度とはほぼ良い一致を示した。また各々の波長で測定された。極大の山の高さは $h=0\text{mm}$, 即ちビーム軸がアルミ箔の縁を通る場合とほぼ同じであった。この事実は回折放射の強度はビーム軸がアルミ箔の縁を通る場合と縁から3mm

の位置を通る場合でほぼ同じであることを示すと共に, 電子ビームの横の拡がり直径10mm程度であることを考慮すると, アルミ箔の縁付近を通過する電子は遷移放射と同時に縁付近から回折放射も発生させる事を示唆している。

3.2 マルチアルミ箔 ($d=11.7\text{mm}$, $h=3\text{mm}$) からの放射の角度依存性

周期が11.7mmのマルチアルミ箔放射体は10枚のアルミ箔からなり, 各々の箔面はビームの進行方向から160度の角度に配置されている。このような配置によって各々の箔からの後方遷移放射を集光光学系から外し, 前方遷移放射のみによる光強度の増大を図る事が可能であるか否か試みた。なぜならば前方遷移放射で発生した光の初期位相と後方放射で発生した光のそれとが互いに反対位相の場合に, 両者が加え合わされば光強度は弱まってしまうからである。前方遷移放射はビームの進行方向によって決まり, アルミ箔の置き方にはよらないのに対し, 後方放射はビーム軸がアルミ箔を鏡面と見なして反射する方向を対称軸にして放射される。このためアルミ箔をビーム軸に対して適当に傾けることにより後方放射を集光光学系から外すことが出来, 前方放射のみを取り出すことが出来るのである。しかし波長0.3から1.0mm付近で,



第5図 マルチアルミ箔による放射の角度依存性

周期14mmのマルチアルミ箔からの放射でビーム軸がアルミ箔の縁から3mmの位置にある場合 ($h=3\text{mm}$), 波長 $\lambda=0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 0.8, 1.0\text{mm}$ に対する角度依存性である。矢印は(1)式で計算された角度を示す。

角度が10から22度付近でのアルミ箔からの遷移放射は極端に弱くノイズレベルであったため、前方放射のみによる光強度増強の効果は確かめることが出来なかった。

ビーム軸に対して斜めに配置したマルチアルミ箔による放射の角度依存性の測定結果を第6図に示す。波長0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 0.8 mmの各々の出力信号に対して光強度の盛り上がりを示す極大が得られた。各々の極大は(1)式で計算された角度を示す矢印にほぼ一致した。3.1で述べた $d=14\text{mm}$ の場合に比べて、光強度の盛り上がりの山は高さが高く明確である。これはアルミ箔の数が10枚と4枚多くしたことによる効果と考えられる。

周期7 mm, 同25mmのマルチアルミ箔放射体についても、いくつかの波長で角度依存性を測定したが光強度の盛り上がりを示す極大

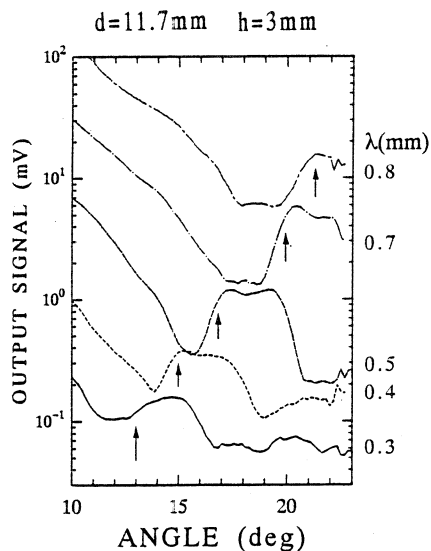
を明確に観測することが出来なかった。その理由は必ずしも明確でないが各々の放射体で周期の精度が予想した以上に悪かったことによるものと考えられる。

3.3 波長依存性

周期11.7mmのマルチアルミ箔放射体から20度方向に発生する光はどのような波長を有するか測定した結果を第7図に示す。波長0.7mm付近に光強度の極大がみられる。一方(1)式で $m=1$, $d=11.7\text{mm}$, $\theta=20$ 度と置いたとき、 $\lambda=0.706\text{mm}$ が得られ図中に矢印で示されている。両者はよい一致を示している。

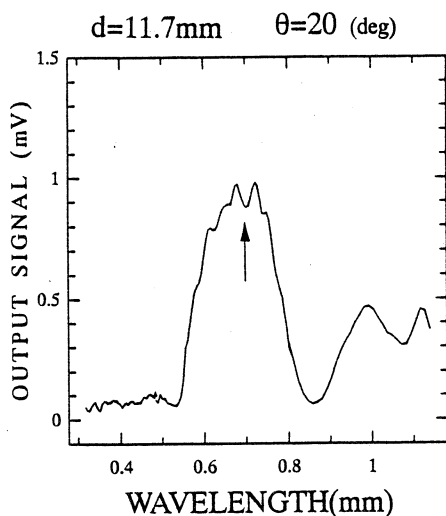
3.4 ビーム電流依存性

短バンチ電子ビームによって発生する光強度が電流の自乗に比例するとき、その電流自乗依存性はコヒーレントな放射の決定的な証左である。周期が14mmのマルチアルミ箔の放射体を用いて、波長0.84mmで角度20度の方向に発生する光強度の極大に対してビーム電流依存性を測定した。その結果を第8図に示す。図にはビーム電流の自乗を示す破線が目の子でデータに合うように引かれている。データは破線の上にほぼ乗っており、光強度はビーム電流の自



第6図 マルチアルミ箔による放射の角度依存性。

周期11.7mmのマルチアルミ箔放射体で電子ビームがアルミ箔の縁から3mmの位置($h=3\text{mm}$)に斜入射する場合、波長 $\lambda=0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 0.8, \text{mm}$ に対する角度依存性である。矢印は(1)式で計算された角度を示す。



第7図 マルチアルミ箔による放射の波長依存性。

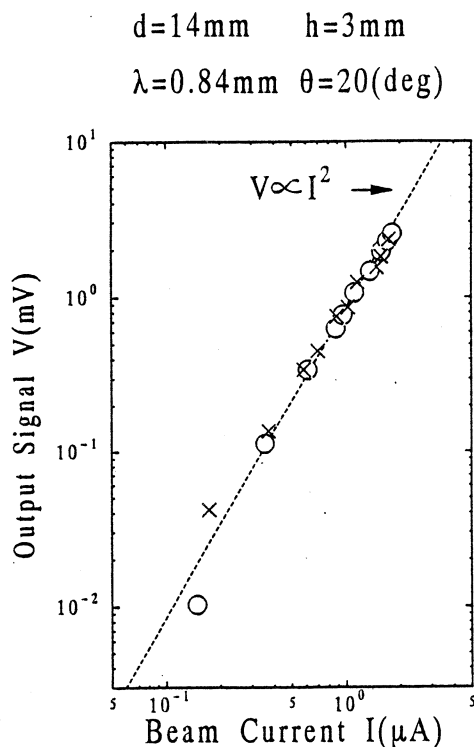
周期 11.7mm のマルチアルミ箔放射体でビーム軸から 20 度の方向に放射する光強度の波長依存性である。矢印は(1)式で計算された波長 0.706mm を示す。

乗に比例する。従って測定した光はコヒーレントな放射による光であると考えられる。

3.5 ラメラ型格子表面からの放射

マルチアルミ箔放射体の位置に、格子定数 8

mm, 溝の深さ 1.5mm のラメラ型の回折格子を設置し, その表面をビーム軸から 1 mm ($h = -1$ mm) および 2 mm ($h = -2$ mm) だけ離れた配置で発生した波長 0.5mm の光強度の角度依存性を測定した。その結果を第 9 図に示す。角度 20 から 23 度にかけて光強度の極大が観測された。一方(1)式を満足する角度は 20.4 度で図に矢印で示されている。両者はほぼ一致し周期構造からの共鳴効果が金属製の回折格子の場合でも確認された。もちろんこの放射が Smith - Purcell 放射であることは言うまでもない。平均電流が $2 \mu\text{A}$ 程度の短バンチ電子ビームで極大部の山の高さで約 3 mV に相当する Smith - Purcell 放射の強度は, これまでに報告された平均電流 50mA ~ 20mA で 20mV 程度の光強度⁹⁾ と単位電流当たりで, 単純に比較して 3 ~ 4 桁も強い。従って観測された光はコヒーレントな Smith - Purcell 放射と考えるのが妥当であろう。



第8図 ビーム電流依存性。

周期 14mm のマルチアルミ箔放射体でビーム軸から 20 度方向に放射する波長 0.84mm の光強度に対するビーム電流依存性である。破線はビーム電流の自乗を示す。x, ○はデータである。

波長 0.4mm で測定した角度依存性に於いても 18~21 度付近に光強度の極大が得られ、計算値 18.2 度によい一致を示した。

§ 4. まとめ

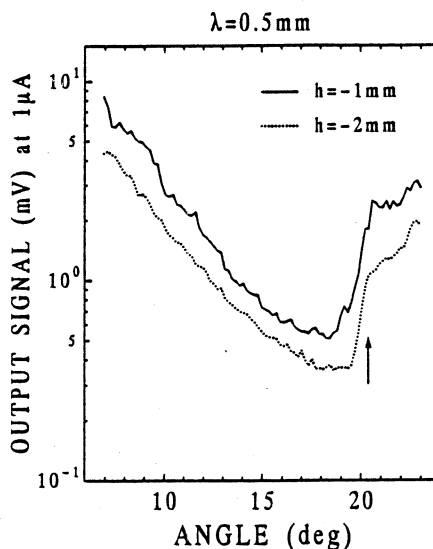
周期的に並べたマルチアルミ箔放射体の縁近傍を相対論的速さの短バンチ電子ビームが通過することにより、発生するコヒーレントな回折放射の共鳴効果を遠赤外・ミリ波領域で確認した。また相対論的速さの短バンチ電子ビームを金属製のラメラ格子の表面を走らせることにより遠赤外・ミリ波領域での Smith-Purcell 放射の発生を確認した。

本研究の遂行にあたり、核理研マシンググループの方々にご協力を頂きました。また、文部省科学研究費補助金 (No. 05554008)

の一部を使用しました。ここに記して心から感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Y. Shibata, K. Ishi, T. Takahashi, T. Kanai, M. Ikezawa, K. Takami, T. Matsuyama, K. Kobayashi and Y. Fujita : Phys. Rev. A **45** (1992) R 8340.
- 2) B. M. Bolotovskii and G. V. Voskresenskii : Usp. Fiz. Nauk **88** (1966) 209 [Sov. Phys. Usp. **9** (1966) 73].
- 3) S. J. Smith and E. M. Purcell : Phys. Rev. **92** (1953) 1069.
- 4) G. Doucas, J. H. Mulvey, M. Omori, J. Walsh and M. F. Kimmitt : Phys. Rev. Lett. **69** (1992) 1761.



第9図 ラメラ格子からの放射。
ビーム軸を格子定数 8 mm、溝の深さ 1.5mm からなるラメラ格子の表面上 1 mm ($h = -1$ mm)、2 mm ($h = -2$ mm) に配置したときの波長 0.5mm の光強度の角度依存性である。21 度付近の山は Smith-Purcell 放射を示す。矢印は(1)式を満足する角度 20.4 度を示す。

多チャンネル遠赤外配列検出器によるコヒーレント放射光の検出

工学部応用物理, 科研^{*}; 核理研^{**}

近藤泰洋・鈴木吉朗・下山克彦,
高橋俊晴^{*}・伊師君弘^{*}・荒井史隆^{*}
木村真一^{*}・佐藤康彦^{*}・長谷部茂^{*}
蔦谷勉^{*}・柴田行男^{*}・大坂俊明^{*}
池沢幹彦^{*}・浦澤茂一^{**}・中里俊晴^{*}
^{*}小山田正幸^{**}・山川達也^{**}

§ 1. 序 論

中里らによるコヒーレント放射光スペクトルの報告¹⁾以後, 電子線パルスによる遠赤外光発生の研究はコヒーレント遷移放射²⁾, コヒーレントチェレンコフ放射³⁾の観測にまで進んでいる。一方, ライナックからの電子線によるこのコヒーレント放射は必然的にパルス光源であり, 電子線との併用による遠赤外パルスラジオリシスには最適な環境を提供する。我々は, 1991, 1992年の2回にわたって, パルスラジオリシスを試みた⁴⁾。即ち, ライナックからの電子線をアルカリハライドに照射した時に生成される過渡的な欠陥を, 同じ電子線によって同時に放射されるコヒーレント遷移放射によって検出しようという過渡吸収分光の測定を試みた。しかし, 前回報告⁴⁾したように, 過渡吸収を電子線照射以前と照射時の異なるコヒーレント放射光強度測定から求めたこと, 一つの波長ごとに吸収値を求めるいわゆるポイントバイポイントの測定方法であったことのため測定値のバラつきが大きく, 吸収が誘起されているかどうか判定できなかった。この測定により, 単発の電子線及び遠赤外パルスを用いて, なるべく多くの波長で同時に吸収を測る多チャンネル分光計測でなければならないという結論を得た。一方, コヒーレント放射のスペクトルから放射源である電子線パルスのパンチ形状が導出出来る⁵⁾ことから, 単発の電子線によるスペクトルを測定できれば, 電子線パルス毎の形状をリアルタイムで観測できると考えられる。即ち, 多チャンネル測光はパンチ形状モニターの手段としても有望と思われる⁷⁾。この様に, 多波長を同時に観測できる装置は, 遠赤外での時間分解分光や電子線のパンチ形状計測に強く要求されていると考えられる。

今回, 我々は10個の遠赤外検出素子を内蔵する多チャンネル遠赤外配列検出器を製作し, コヒーレント遷移放射を利用してその特性を調べた。以下この多チャンネル検出器と, その性能

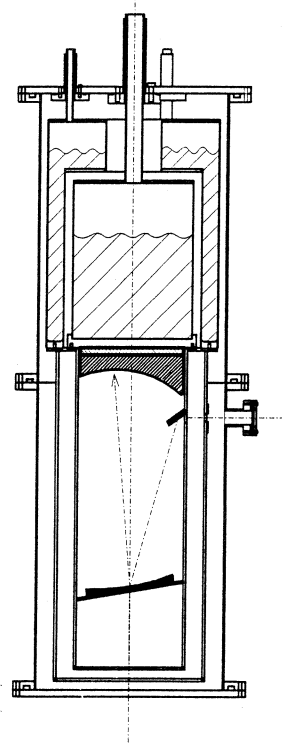
について報告する。

§ 2. 10 チャンネル遠赤外配列検出器

これまでに、遠赤外分光用に設計された多チャンネル検出器は分光器の出口スリット位置に複数のライトパイプを取り付け、検出器を配列したクライオスタットへ導くという方法が一例報告されている⁶⁾。この方法の利点は、市販されている分光器を利用できるという点であるが、検出器系に取っては、外部からの熱流入が増加するという難点がある。外部からの熱流入を最小にするため、我々は分光器と検出器が一体となった検出系を製作することにした。この方法の利点は、一体となっているため設置が容易であること、寒剤となるヘリウムの消費を少なくできることなどである。

第1図に検出器の全体図を示す。クライオスタットのほぼ中央部に検出素子が配列され、下部に凹面回折格子がおかれている。入口スリットは窒素シールドに開けられた窓を兼ねており、熱の流入を少なくしている。この系の特徴は、回折格子まで低温に冷却して、検出素子への輻射熱の流入を最小にしていることである。

第2図に、光学的な配置を示す。ここではローランドマウントを用いている。このマウントで凹面回折格子を用いる場合、分光された光は、ローランド円（第2図の点線で示されている円）周上に集光されるので、検出素子はローランド円上に配列されている。凹面回折格子の直径は10cm、曲率半径は25cm、刻線間隔は1本/1mmである。従って、第2図のローランド円の直径は25cmである。検出素子は、第2図に示されているように、水平方向の間隔12mmでローランド円上に10個並べてある。従って、等角度には配列されていない。凹面回折格子は図のように、中心線から9.2度傾けてあり、0次光は壁に当たって、素子には入らないようにしてある。この時、壁で散乱されるため、迷光が多くなることが予想されるので、壁の内側にはエコソープ（スポンジ状の吸光体）を張り付けた。凹面回折格子への入射角は23.9度であり、配列素子配列の中心への出射角が9.2度であること



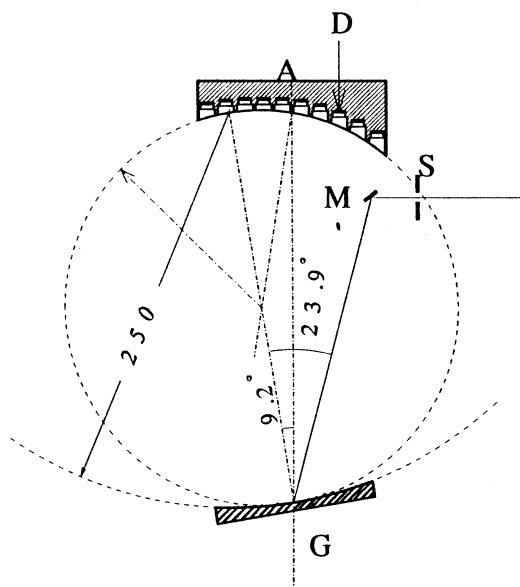
第1図
遠赤外配列検出器用ヘリウムクライオスタット断面図。ヘリウム容量は3ℓ、24時間連続使用が可能。

から、素子配列の中心部に集光される光の波長 λ_0 は

$$d = \{ \sin(9.2^\circ) + \sin(23.9^\circ) \} = \lambda_0 \quad (1)$$

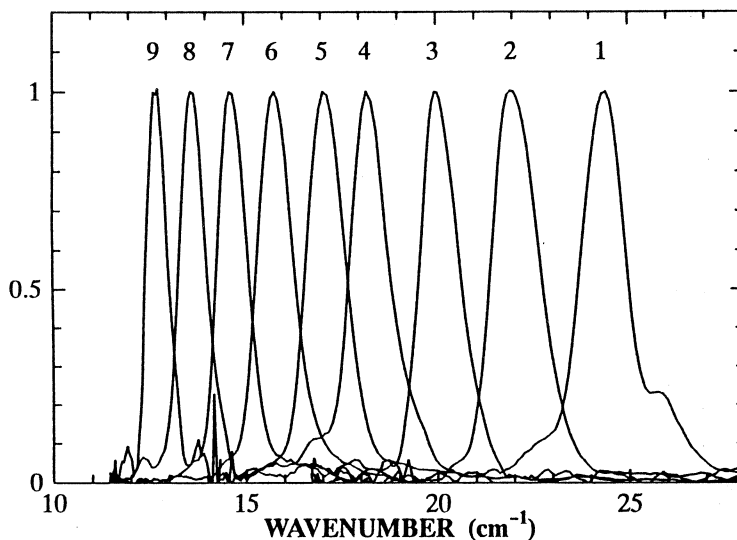
で与えられる。ここでは $d = 1 \text{ mm}$ であるから、 $\lambda_0 = 0.565 \text{ mm}$ が得られる。

検出素子には英国QMC社のホットエレクトロンボロメーター(インジウムアンチモン)素子を用いた。液体ヘリウム温度付近で、この素子が遠赤外光を吸収すると電子系の温度が上がり、移動度が増加する。この移動度の変化を、素子の端子間の抵抗変化として検出する。1個の素子の大きさはおよそ $5 \times 5 \times 1 \text{ mm}^3$ である。カタログ上では 1 MHz (-3 dB) 付近まで応答する。



第2図

光学系の概略図。D: 検出素子, A: 配列検出素子冷却用銅ブロック, G: 凹面回折格子, M: 反射鏡, S: 入口スリット。凹面回折格子の曲率半径は 25 cm 。



第3図

配列検出器の各チャンネル毎の分光感度のスペクトル。ピーク感度で規格化してある。

この配列検出器で検出できる波長範囲を、高圧水銀灯と単色計を用いて調べた。第3図に各配列素子（チャンネル番号で示してある）の出力を入射光波数の関数として示す。また、第1表に各チャンネルのピークエネルギーと半値幅を波数で示す。今回の測定では、10個の素子の内の1個が電極不良のため使用できず、全体で9チャンネルの配列検出器となった。素子配列の中心は4, 5チャンネルの間 15.7cm^{-1} と求められ、計算から予想される中心波数 15.6cm^{-1} と良く一致している。表から分かるように、この配列検出器の検出領域は $13\sim 24\text{cm}^{-1}$ 、波長で表すと $0.79\sim 0.41\text{mm}$ である。使用した回折格子の刻線間隔は 1mm であるが、 2mm の回折格子を使用すれば $6.5\sim 12\text{cm}^{-1}$ ($1.57\sim 0.81\text{mm}$)が検出できる筈である。各チャンネルの分解能 ($E/\Delta E$)は、表からも分かるように、およそ17である。

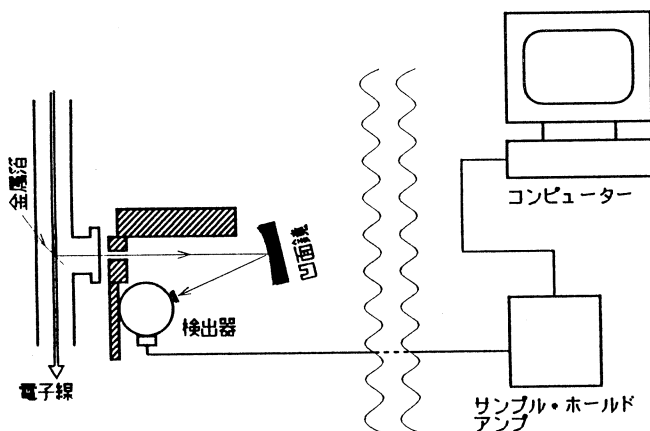
第1表 10チャンネル配列検出器の各チャンネル毎の中心波数及び半値巾。
第0チャンネルの素子は電極不良のため使用できなかった。

CHANNEL NO.	PEAK WAVENUMBER (cm^{-1})	FWHM (cm^{-1})
1	24.4	1.34
2	22.0	1.42
3	20.0	1.2
4	18.2	1.1
5	17.2	1.2
6	15.8	1.1
7	14.7	1.0
8	13.6	0.8
9	12.7	0.7

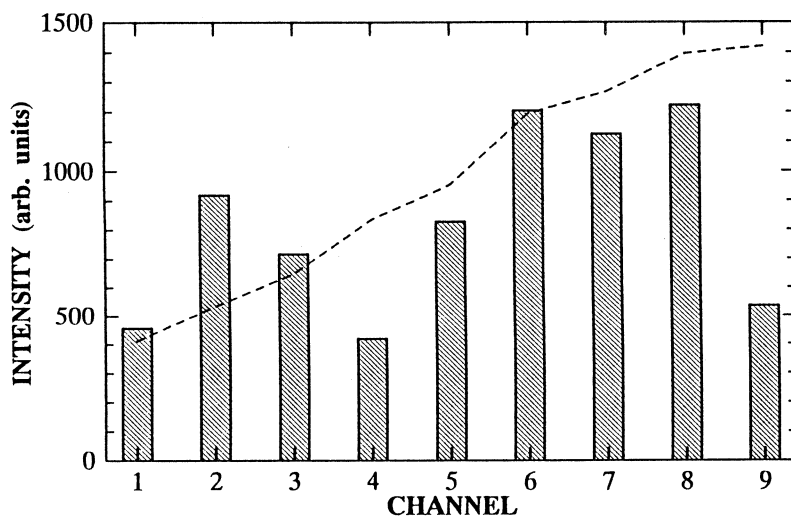
§ 3. コヒーレント遷移放射のスペクトル

第4図のブロックダイアグラムに示す配置でコヒーレント遷移放射のスペクトルを測定した。ライナックからの電子線がチタン薄膜を透過する際放射されるコヒーレント遷移放射を凹面鏡で配列検出器の入口窓に集光する。各配列素子からの信号（10チャンネル）は前置増幅器を通した後測定室外に送られ、サンプルホールドアンプとA/D変換器を通してパソコン（PC-486GF）に記憶される。インジウムアンチモン検出器の応答速度はおよそ $1\mu\text{s}$ であるが、検出器の前置増幅器出口で観測したコヒーレント光の信号パルスの中は約 $5\mu\text{s}$ であった。出力をサンプルしやすくするために電子線パルスの中約 $2\mu\text{s}$ よりも広げてある。サンプルホール

ド信号には、ライナックからのトリガーパルスを適当な遅延回路を通して利用した。



第4図 コヒーレント遷移放射の遠赤外配列検出器によるスペクトル測定系ブロックダイアグラム。

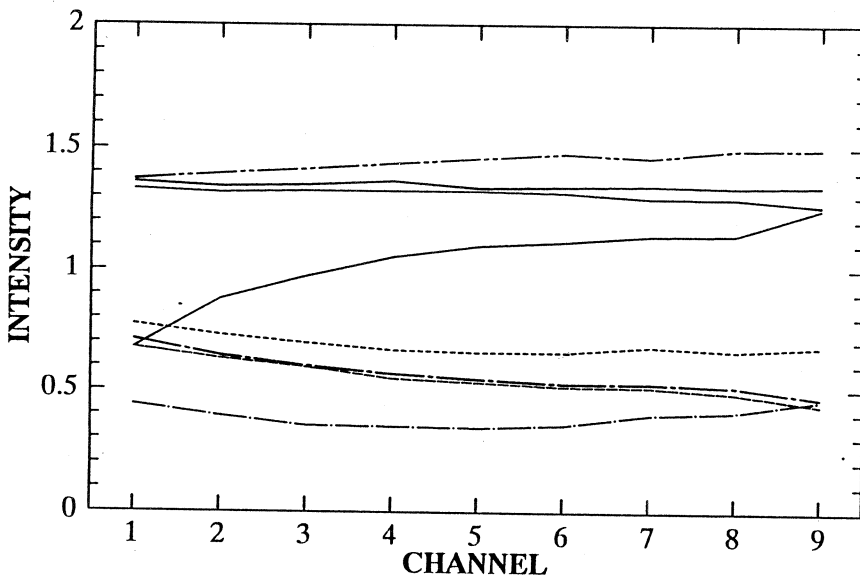


第5図 配列検出器によるコヒーレント遷移放射のスペクトル。電子線10パルスによる平均を示す。破線は大坂ら²⁾によるコヒーレント遷移放射のスペクトル。

第5図に得られたコヒーレント遷移放射のスペクトルを、各チャンネルごとのヒストグラムで示す。この結果には、各チャンネル毎の感度の補正を既に施してある。補正は水銀灯を3600Kの黒体と見なし、黒体放射のスペクトルと比較することによって行った。第4チャンネルの信号が小さいのは水蒸気による吸収のためである。また、このスペクトルをこれまでに報告されているコヒーレント遷移放射のスペクトル（第5図中の破線）と比較すると、9チャンネルの出力が低いほかは、水による吸収を考えるとほぼ一致している。第1、2図で分かるように9

チャンネルの素子へ入る光は、途中にある斜鏡の影響を受けていると考えられる。コヒーレント放射の場合、水銀灯と比べて入射光束の広がり狭いため、斜鏡により一部が散乱されて弱く観測されたと考えられる。今後は、同じ広がり光束により感度の較正をするか、斜鏡の位置をずらすかする予定である。

この配列検出器の特色の一つは、スペクトルをリアルタイムで観測できることである。この時の測定中にもディスプレイ上で観測していると、電子線パルス毎のふらつきがかなり見られた。第5図の結果は10パルスによる信号を平均したものであるが、各パルス毎のスペクトルをこの平均化したスペクトルで規格化した結果を第6図に示す。強度の変動のみならずスペクトルも大きく変化している場合もある。これは、バンチ形状の変動を反映していると考えられる。この事は、今後運転条件とスペクトルとの相関を詳細に調べることにより、このような遠赤外検出器がバンチ形状のモニターとして利用できることを示している。



第6図 電子線パルス毎のコヒーレント遷移放射スペクトルの相対的变化。第5図のスペクトルで規格化してある。

§ 4. まとめ

10チャンネルの遠赤外ポリクロメーター検出器（検出エネルギー範囲 $13\sim 24\text{cm}^{-1}$ ）を製作し、コヒーレント遷移放射を観測した。単発の電子線パルスによるスペクトル観測することが可能であること、従って、過渡吸収スペクトルや電子線のバンチ形状のリアルタイム観察が可能であることが示された。

本装置の中心部である凹面回折格子は科学計測研究所工務部で製作していただいた。深く感謝致します。なお、本装置の製作は文部省科学研究費補助金 (No. 04555009) によって行われた。

参 考 文 献

- 1) T. Nakazato, M. Oyamada, N. Niimura, S. Urasawa, O. Konno, A. Kagaya, R. Kato, T. Kamiyama, Y. Torizuka, T. Nanda, Y. Kondo, Y. Shibata, K. Ishi, T. Ohsaka and M. Ikezawa : Phys. Rev. Lett. **63** (1989) 1245.
- 2) 大坂俊明, 伊師君弘, 柴田行男, 高梁俊晴, 金井利喜, 荒井史隆, 木村真一, 蔦谷勉, 池沢幹彦, 近藤泰洋, 小山田正幸, 浦澤茂一, 中里俊晴, 加藤龍好, 庭野智, 吉岡正裕 : 核理研研究報告 **25** (1992) 257.
- 3) 高橋俊晴, 柴田行男, 荒井史隆, 伊師君弘, 大坂俊明, 蔦谷勉, 池沢幹彦, 近藤泰洋, 中里俊晴, 浦澤茂一, 加藤龍好, 庭野智, 小山田正幸 : 核理研研究報告 **24** (1991) 182.
- 4) 近藤泰洋, 鈴木吉朗, 枝松圭一, 廣田昇一, 佐藤康彦, 平井正光, 池沢幹彦, 大坂俊明, 柴田行男, 伊師君弘, 蔦谷勉, 木村真一, 高橋俊晴, 荒井史隆, 金井利喜, 小山田正幸, 浦澤茂一, 中里俊晴, 加藤龍好, 庭野智, 吉岡正裕 : 核理研研究報告 **25** (1992) 131.
- 5) K. Ishi, Y. Shibata, T. Takahashi, T. Ohsaka, M. Ikazawa, Y. Kondo, T. Nakazato, S. Urasawa, N. Niimura, R. Kato, Y. Sshibasaki and M. Oyamada : Phys. Rev. A **43** (1991) 5597.
- 6) K. Kawabata, K. Sakai, R. Ando, S. Ohara and J. Fujita : Jan. J. Appl. Phys. **27** (1988) 2349.
- 7) 中里俊晴, 小山田正幸, 浦澤茂一, 山川達也, 近藤泰洋, 鈴木吉朗, 下山克彦, 高橋俊晴, 伊師君弘, 荒井史隆, 木村真一, 佐藤康彦, 長谷部茂, 蔦谷勉, 柴田行男, 大坂俊明, 池沢幹彦 : 核理研研究報告 **26** (1993) 297.

多層薄膜から放出される遷移放射の共鳴効果

京大工学部, 核理研*

田中隆次・粟田高明・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*

§ 1. 序 論

異なる誘電率を持つ2つの媒質の境界を荷電粒子が横切るとき、遷移放射と呼ばれる現象が起こり、電磁波が放出される。遷移放射光は、荷電粒子のローレンツ因子を γ とすると、頂角 $1/\gamma$ の円錐内に集中して放出されるため、電子の場合は指向性がよく、またシンクロトロン放射と比べて、X線領域の光子発生に必要な電子のエネルギーが低いためX線ビーム源として実用化できる可能性が高い。

電子が複数の境界を横切るとき、各境界から放出された遷移放射光が干渉を起こして、あるエネルギーの光子強度が増大する。これを共鳴遷移放射 (Resonance Transition Radiation: RTR) と呼ぶ。共鳴とは、干渉して強め合う現象のことを差し、Ter-Mikaelian によって最初に名付けられた¹⁾。以後、この名称が用いられている。

共鳴遷移放射に適した複数の境界を作り出すのに最も簡単な方法は、同じ厚さの薄膜を、一定の間隔をおいて数枚並べたもの (以後、多層薄膜と呼ぶ) を真空中に設置することである。この場合、共鳴効果としては2種類存在し、1つは薄膜の前後から放出される遷移放射間の共鳴 (intrafoil resonance), 他方は隣接する薄膜から放出される遷移放射間の共鳴 (interfoil resonance) である。多層薄膜から放出される共鳴遷移放射においては、これらの共鳴が2つとも起きているものと (全共鳴), intrafoil resonance だけが起きているもの (部分共鳴) がある。全共鳴遷移放射と部分共鳴遷移放射のエネルギースペクトルの形は類似しており、両者を区別することは難しいとされてきた。また、共鳴が起こる程度に薄膜を接近させて並べるとは難しく、このため、これまでに行われてきた遷移放射に関する実験²⁻⁵⁾ では、部分共鳴遷移放射の性質が調べられてきた。

Moran らは、数種類のポリプロピレンの多層薄膜にエネルギーが54MeVの電子を照射したときに放出される、100eV~400eVのエネルギー範囲の遷移放射について角度分布を測定し、両共鳴遷移放射の相違について調べ、報告した⁶⁾。また、Piestrup らはMylarの多層薄膜から

放出される, 0.8keV~3.0keVの全共鳴遷移放射の角度分布を測定し, 電子のエネルギーを増加させると, ピーク角度(強度が最大になる放射角度)が増加することを示した⁷⁾。

この論文では, これまで難しいとされてきた, エネルギースペクトル測定による全共鳴遷移放射と部分共鳴遷移放射の区別に関する実験を行ったので報告する。

§ 2. 計 算

電子が2つの媒質の境界を横切るときに放出される遷移放射の, 単位立体角, 単位エネルギー当たりの強度を表す式は次のようになる⁵⁾。

$$\frac{d^2 N_0}{d\Omega d\omega} = \frac{\alpha \omega \sin^2 \theta}{16 \pi^2 c^2} (Z_1 - Z_2)^2 \quad (1)$$

ここで, N_0 は電子の進行方向に対して角度 θ の方向に放出される光子数, α は微細構造定数, ω は放射光の角振動数であり, Z_i は各媒質の生成長と呼ばれ, 次式で与えられる。

$$Z_i = \frac{2c\beta}{\omega[1 - \beta\sqrt{\epsilon_i - \sin^2 \theta}]} \quad (2)$$

ここで, c は光速, β は v/c , v は電子の速さで, ϵ_i は各媒質の誘電率である。X線領域では, 各媒質のプラズマ振動数 ω_i を用いて, $\epsilon_i = 1 - (\omega_i/\omega)^2$ と表され, また相対論的速度領域ではローレンツ因子 γ を用いて, $\beta = \sqrt{1 - \gamma^{-2}}$ と表されるので(2)は次のように変形できる。

$$Z_i = \frac{4c\beta}{\omega[\gamma^{-2} + (\omega_i/\omega)^2 + \theta^2]} \quad (3)$$

共鳴遷移放射の場合, 即ち, 厚さ l_1 , 間隔 l_2 , 枚数 N の多層薄膜を電子が通過するときには, 強度を表す式は, 次のようになる⁸⁾。

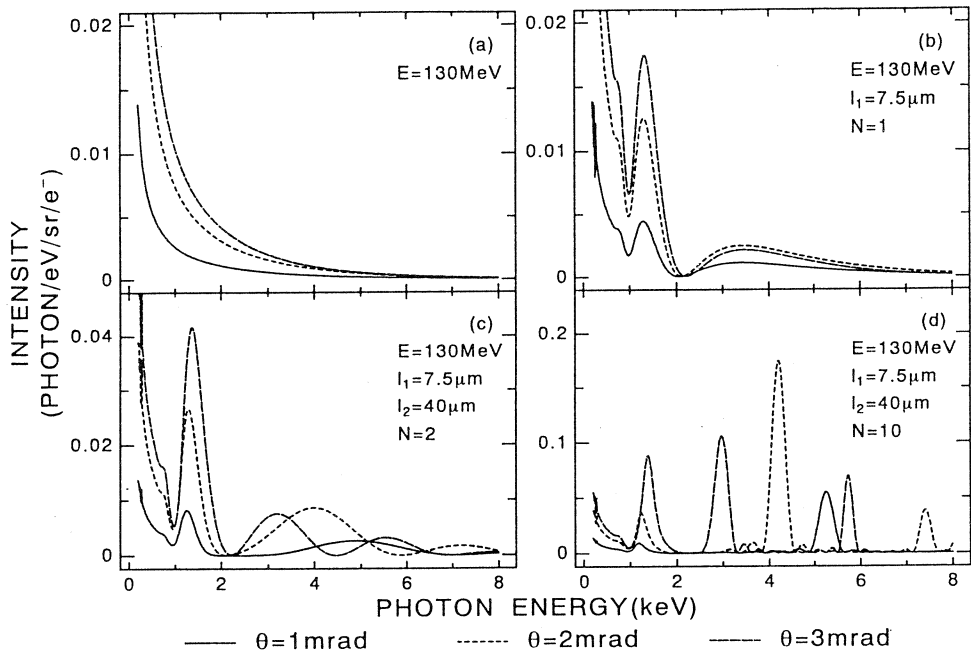
$$\frac{d^2 N}{d\Omega d\omega} = \frac{d^2 N_0}{d\Omega d\omega} F_{1\text{ foil}} F_{N\text{ foils}} \quad (4)$$

ここで $F_{1\text{ foil}}$ は薄膜の前後から放出される遷移放射の共鳴効果(intrafoil resonance)を表す因子であって, 次式で与えられる。

$$F_{1\text{ foil}} = 1 + e^{-\sigma} - 2e^{-\sigma/2} \cos \frac{2l_1}{Z_1} \quad (5)$$

また $F_{N\text{ foils}}$ は隣接する薄膜から放出される遷移放射間の共鳴効果(interfoil resonance)を表す因子であって, 次式で与えられる。

$$F_{N\text{ foils}} = \frac{1 + e^{-N\sigma} - 2e^{-N\sigma/2} \cos 2NX}{1 + e^{-\sigma} - 2e^{-\sigma/2} \cos 2X} \quad (6)$$



第1図 Kapton 薄膜から発生する遷移放射スペクトル例。

ここで、 $\sigma = \mu_1 l_1 + \mu_2 l_2$ 、 $X = l_1 / Z_1 + l_2 / Z_2$ で $\mu_{1,2}$ は各媒質の X 線吸収係数である。

共鳴遷移放射における 2 つの共鳴効果 (intrafoil resonance, interfoil resonance) の相違を表したものが第 1 図(a)~(d)である。(a)は真空と Kapton 薄膜の 1 つの境界を 130MeV の電子が横切るときに角度 1 mrad, 2 mrad, 及び 3 mrad の方向に放出される遷移放射のスペクトルを表したものであって、X 線エネルギーに対して単調減少となる。

(b)は真空中に設置した厚さ $7.5 \mu\text{m}$ の Kapton 薄膜を電子が通過するとき放出される、部分共鳴遷移放射のエネルギースペクトルを表したものである。前後の境界から放出された遷移放射の共鳴効果が、X 線強度の極大、極小として表れている。

(c)は厚さ $7.5 \mu\text{m}$ 、間隔 $40 \mu\text{m}$ 、枚数 2 の Kapton の多層薄膜を電子が通過するとき放出される全共鳴遷移放射のエネルギースペクトルである。第 1 ピークの、放射角度の変化に対するふるまいは(b)のそれと類似している。従って、このエネルギー領域において、エネルギースペクトルを測定することによって、全共鳴遷移放射と部分共鳴遷移放射を区別することは難しい。このため、Moran らは、角度分布を測定することによって 2 つの共鳴遷移放射を区別した⁶⁾。

しかしながら、第 2 ピークに注目すると、interfoil resonance の共鳴効果が、放射角度の増加とともに、ピーク位置が低エネルギーの方へシフトするといった形で表れていることがわか

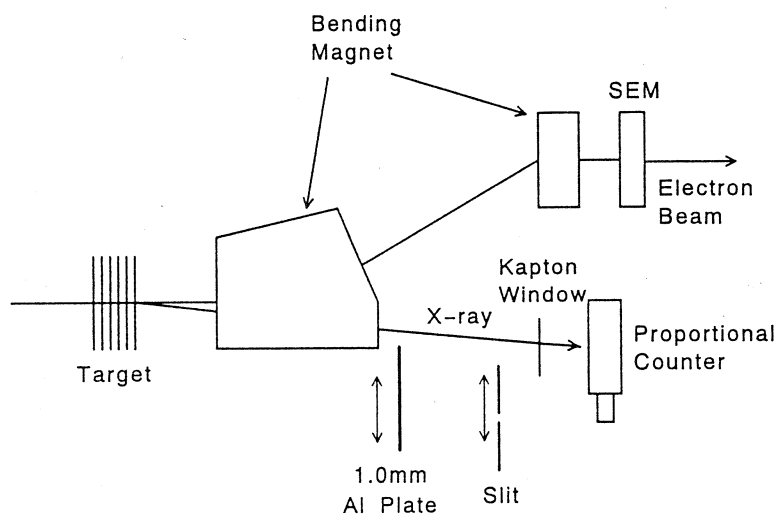
る。従って、いくつかの放射角度において、第2ピーク付近のエネルギー領域でスペクトルを測定すれば、全共鳴と部分共鳴の区別をつけることができる。

(d)は薄膜の枚数を10枚にしたときの遷移放射スペクトルである。このように薄膜枚数を増やすと interfoil resonance の共鳴効果が働き、単色X線を発生することができ、またその強度もN倍よりも大きなものとなる。

§ 3. 実 験

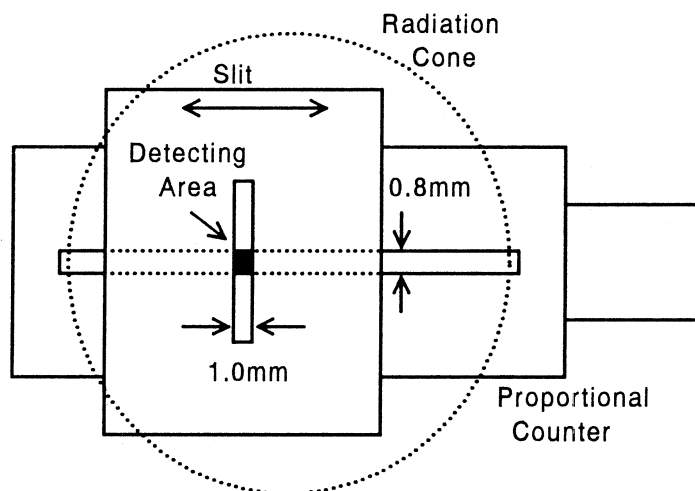
実験は、東北大学理学部原子核理学研究施設の電子ライナックを用いて行われた。実験配置を第2図に示す。ライナックで加速された130MeVパルス電子ビームは、ストレッチャーにより直流ビームに変換され、ターゲットに照射される。ターゲットの位置に設置されたBeO燐光体により測定されたビームサイズは5.0mmφであった。また、ビームのエネルギー幅は0.1%であった。ターゲットを通過後、電子ビームは偏向磁石で二次電子放出モニター（SEM）に導かれ、電流量を測定される。実験中の電流量は100pA～200pAに保たれた。遷移放射X線は、厚さ7.5μmのKapton窓を透過した後に、空气中に設置されたX線検出器で検出された。X線検出器は比例計数管であり、電離ガスはP-10ガス（Ar90%+CH₄10%）を1気圧で用いた。入射窓のサイズは0.8mm×30mmであり、空气中に設置したため、窓には薄膜を取り付けなかった。エネルギー分解能は、X線エネルギー5.9keVにおいて20%であった。

放射角度は、第3図のように、可動スリットを水平方向に移動することにより変えることができる。ターゲットから放出された遷移放射X線は、まず幅1.0mmの可動スリットにより鉛



第2図 実験配置図。

直方向にコリメートされた後、X線検出器の幅0.8mmの入射窓で水平方向にコリメートされる。可動スリットとターゲットの距離は3.68m、X線検出器とターゲットとの距離は3.98mであるから、水平方向に0.21mrad、鉛直方向に0.25mradの角度でコリメートされたビームとなる。測定を行った放射角度は、0.3mrad、1.1mrad、1.9mrad、3.0mrad、3.8mradの5点である。この場合、X線検出位置が放射角度により異なることになるが、比例計数管の検出位置による増幅率の相違がデータに影響しないように、実験後に校正を行った。



第3図 可動スリットと比例係数管の位置関係。

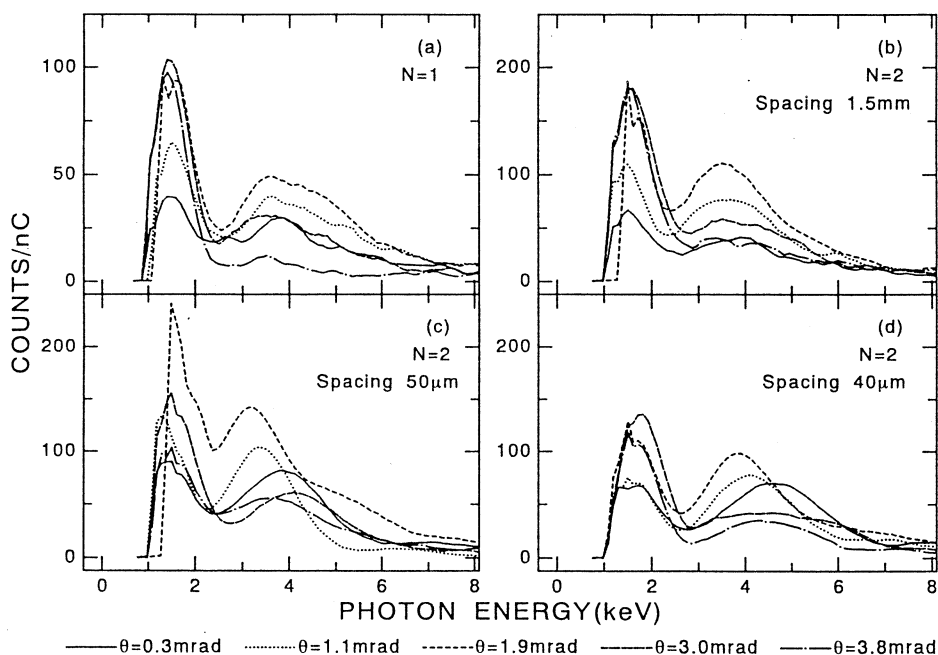
ターゲットからは遷移放射の他に制御放射が発生するが、用いた薄膜の厚さが薄いため、遷移放射に対する制動放射の割合は非常に小さく、軟X線領域の制動放射によるバックグラウンドへの寄与はほとんど考えなくてよい。しかしながら、高エネルギー制動放射が、比例計数管の壁などと相互作用（電子対生成）を起こした場合、生成した電子は比例計数管に検出されるため、バックグラウンドの原因となる。このためバックグラウンドは、軟X線遷移放射を吸収し、高エネルギー制動放射を透過するような厚さ1.0mmのAl板をターゲット下流に設置し、ターゲット照射中にこれを挿入することにより測定した。このことにより、遷移放射エネルギースペクトルを測定するときと同条件で、バックグラウンドが測定できる。以後示すデータは、すべてこのようにして測定したバックグラウンドを差し引いたものである。

薄膜ターゲットは、幅7.0mmの帯状のKapton薄膜2枚間にステンレス製のスペーサを挿入し、厚さ1.5mmのAl枠でこれらを挟み込むという方法で作成した。間隔は1.5mm、50 μ m、及び40 μ mの3種類である。また、intrafoil resonanceの効果についても調べるため薄膜1枚のみを設置したターゲットも作成した。薄膜の材質としてKaptonを用いた理由は、

耐熱性に優れているということである。実際、以前行った実験においては、Mylar 薄膜を用いていたが、照射後に、照射による熱のためであると思われる皺が見つかり、今回の実験では薄膜の間隔が一樣でなければならないため、耐熱性に優れた材質を使う必要があると考えたためである。

§ 4. 結果と考察

各ターゲットに130MeV 電子を照射したときに得られた遷移放射エネルギースペクトルを第4図(a)~(d)に示す。横軸はX線エネルギー、縦軸は電子照射量1nC当たりのカウント数である。



第4図 実験結果。

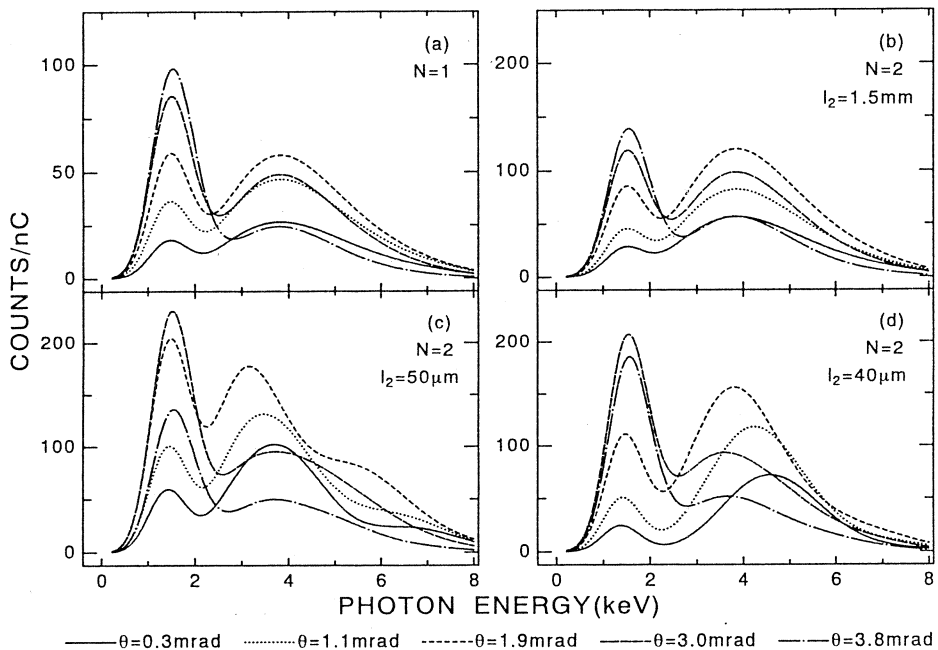
(a)は1枚の薄膜から得られた遷移放射エネルギースペクトルである。この場合、intrafoil resonance の効果だけが存在し、スペクトルにおいては1.5keV 及び3.8keV のエネルギーピークとして表れており、放射角度を変えても、強度が変わるだけでピークシフトは見られない。放射角度に対する強度の変化は、第1ピークと第2ピークで異なっており、前者では $\theta=3.0$ mrad で最大、後者では $\theta=1.9$ mrad で最大となっている。

(b)~(d)はすべて2枚の薄膜から得られた遷移放射エネルギースペクトルであり、間隔だけが

異なる。(b)は薄膜の間隔が1.5mmで、十分大きいため interfoil resonance は見られず、各薄膜から放出された遷移放射光は干渉を起こさないため(部分共鳴)、(a)と類似したスペクトルとなっている。

(c), (d)では間隔が $50\mu\text{m}$ 及び $40\mu\text{m}$ であり、かなり接近しているため、interfoil resonance の効果が働き(全共鳴)、放射角度の増加とともに高エネルギーの方のエネルギーピークが低エネルギーへシフトしている。例えば(c)を例にとれば、 0.3mrad から 1.9mrad までに 4.0keV から 3.2keV までシフトしている。また、 1.9mrad で現れた 5.0keV 付近の第3ピークも、 3.0mrad 、 3.8mrad と変化すると共に、低エネルギーへとシフトしていることが分かる。

各ターゲットから得られる遷移放射エネルギースペクトルを、(4)を用いて理論的に計算したものが第5図(a)~(d)である。薄膜枚数、間隔は第4図(a)~(d)に対応している。計算に当たっては、ビームサイズ、比例計数管の検出効率、分解能、カプトン窓及び空気によるX線の吸収などが含まれている。

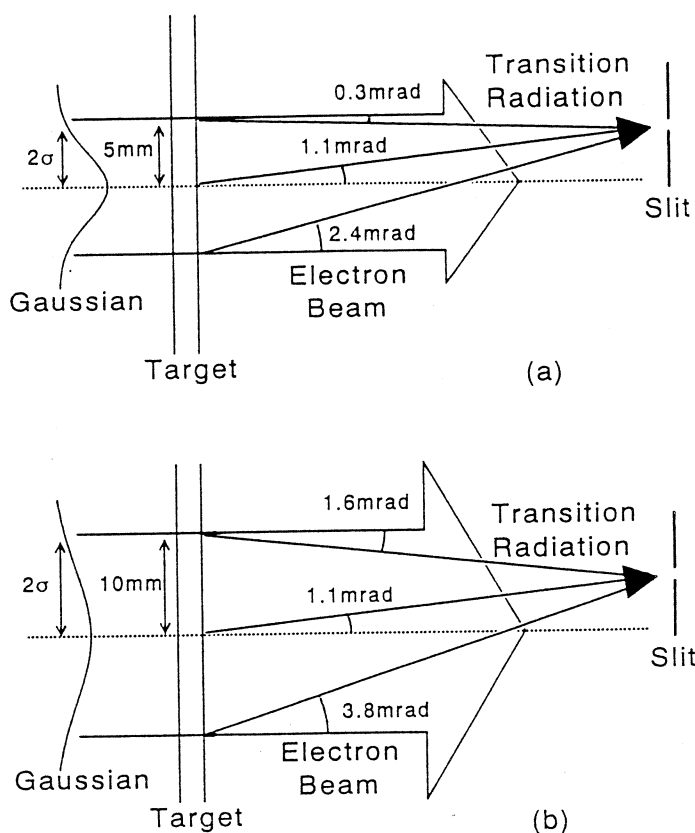


第5図 第4図(a)~(d)の各実験条件に対する計算値。

第4図と第5図を比較すると、エネルギーピーク的位置に関しては、実験値と理論値がほぼ一致していることがわかる。特に強調したいことは、(c)において、 $\theta = 1.9\text{mrad}$ のときの 5.0keV の第3ピークが計算値及び実験値において見られ、interfoil resonance の証拠となっている。

るということである。遷移放射強度の比較では、 $\theta=3.0, 3.8\text{mrad}$ のときはほぼ一致しているものの、 $\theta=0.3, 1.1, 1.9\text{mrad}$ のときは、実験値の第1ピーク強度が、計算値のそれよりも大きいということがいえる。考えられる理由としては2つあり、1つはKapton窓と検出器の間にある空気の実際の厚さが、計算で用いた値よりも僅かに小さかったということである。この場合、エネルギーの低い第1ピークは空気による吸収が大きく、実験で得られる強度は計算値よりも大きくなり、エネルギーの高い第2ピークは吸収が少ないため計算値と一致することになる。しかしながら、この理由だけでは、放射角度が小さいときに、実験値の方が計算値よりも強度が大きいことの説明にはならない。

そこで、第2の理由として、ビームサイズについて考える。ビームサイズは 5mm ϕ であると述べたが、これは蛍光体が光っている部分の半径である。電子ビームがGauss分布をしていると仮定したとき、この値が標準偏差 σ に対して、どの程度の値であるのかということは正確には測定できない。計算では、 5mm が標準偏差の2倍(2σ)であるとしたが、放射角度



第6図 ビームサイズの放射角度に対する影響。

が小さいときには、 σ の値を変えると遷移放射強度も変わってしまうため、単純な比較は出来ない。

第6図(a), (b)を用いてこのことを説明する。(a)は、電子ビームが Gauss 分布をしており、蛍光体で測定したビーム半径5.0mm が 2σ に相当すると仮定し、放射角度1.1mrad のところにスリットを設置した場合の、ビームサイズと放射角度の関係を表した図である。(b)は、 2σ がそれよりも大きく、10mm であるとしたときの図である。ビームの端の電子から放出される遷移放射光の放射角度は、(a)の場合は0.3mrad, 2.4mrad であるが、(b)の場合は1.6mrad, 3.8 mrad である。従って、放射角度が小さい範囲では、ビームサイズの大小が、ビーム内の個々の電子から放出される遷移放射の放射角度に影響を及ぼすことが分かり、これは結局、遷移放射強度に影響を及ぼすことになる。

実際には、この2つの要因の他に、電子照射量の誤差、統計誤差及び放射角度の誤差も原因になっていることが考えられる。

§ 5. 結 論

Kapton の多層薄膜から放出された共鳴遷移放射について、5つの放射角度でエネルギースペクトルを測定した。1枚の薄膜、及び間隔を十分大きくとって並べた2枚の薄膜から放出された遷移放射のエネルギースペクトルにおいて、2つのピークが観測された。一方、干渉が起きる程度に接近して並べた2枚の薄膜から放出された遷移放射のエネルギースペクトルにおいては、放角度の変化と共に第2, 3ピークがシフトする現象が観察された。これらは、各境界から放出された遷移放射が共鳴を起こした結果であり、前者は, intrafoil resonance だけが起きている部分共鳴遷移放射、後者は intrafoil resonance 及び interfoil resonance の2つの共鳴が起きている全共鳴遷移放射である、即ち、今回の実験では、これまで難しいとされてきた、エネルギースペクトル測定による、全共鳴と部分共鳴の両共鳴遷移放射の区別を行うことができたといえる。

参 考 文 献

- 1) M. L. Ter-Mikaelian : Nucl. Phys. **24** (1961) 43.
- 2) A. N. Chu *et al.* : Rev. Sci. Instrum. **51** (1980) 597.
- 3) M. A. Piestrup *et al.* : IEEE J. Quantum Electron. QE-**19** (1983) 1771.
- 4) P. J. Ebert *et al.* : Phys. Rev. Lett. **54** (1985) 893.

- 5) M. A. Piestrup *et al.* : Phys. Rev. **A32** (1985) 917.
- 6) M. J. Moran *et al.* : Phys. Rev. Lett. **57** (1986) 1223.
- 7) M. A. Piestrup *et al.* : IEEE Trans. Nucl. Sci. **35** (1988) 464.
- 8) M. L. Cherry *et al.* : Phys. Rev. **D10** (1974) 3594.

ワイヤースキャナーによるビームプロファイル モニターのビーム試験

高工研, 核理研*

早野仁司・浦川順治・吉岡正和

菊池光男・内藤孝・山川達也*

小山田正幸*・浦澤茂一*

中里俊晴*

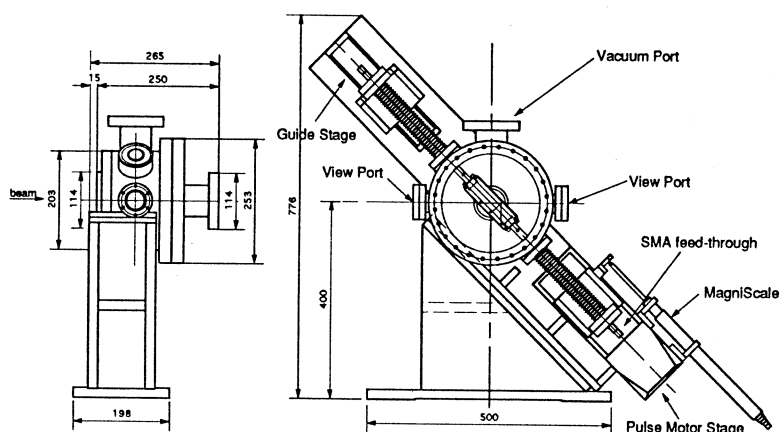
§ 1. 序 論

電子陽電子リニアコライダー実現の一つの鍵となる低エミッタンスビームを実現, 実証するために高エネルギー物理学研究所内に試験加速器(ATF)が建設中である。そのビームのエミッタンスを測定する重要な候補としてワイヤースキャナーによるビームプロファイルモニターが必要であり, その開発が高エネルギー物理学研究所と東北大学との共同研究で行われた。ワイヤースキャナーとは通過ビームをX(Y, 45度)方向にはられた細いワイヤーで順次さえぎり, ワイヤーからの放出2次電子あるいは制動輻射強度を測定してビームのプロファイルを観測するものである。この様なワイヤースキャナーはCERN, FNAL, SLACなどの加速器では既に実用化されビームプロファイルの測定に威力を発揮しており, 特にSLACの電子陽電子リニアコライダー加速器SLCでは, 1 mm から 1 μ m までのビームサイズの測定に使用され, ビームオプティクスの調整に必要不可欠の物となっている。

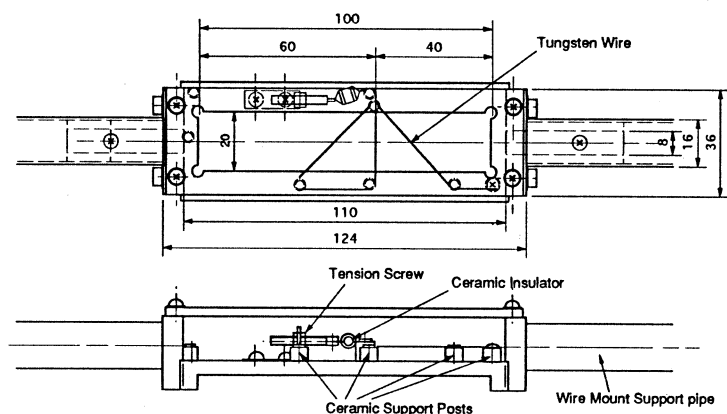
本開発研究では, ATFの低エミッタンスビームのビームプロファイル(1 μ m 以下のビームサイズ)を測定するためにSLCで使用されているワイヤースキャナーと同等以上の性能が必要であるため, 特にワイヤースライド時に発生するワイヤー振動を低く押さえる様な設計としたものを開発した¹⁾。本開発研究により完成したワイヤースキャナーの総合的な動作試験のために東北大学理学部原子核理学研究施設の電子ビームを使用しビーム試験を行い, 基本的な動作確認テストをおこなったので以下に報告する。なお, 最終的な性能試験はATFの低エミッタンスビームを待たなければならない。

§ 2. ワイヤースキャナーおよびビームプロファイル測定装置

ワイヤースキャナーは真空チェンバーのなかにワイヤーマウントステージを納め, それを大



第1図 ワイヤースキャナーチャンパーと支持台の全体構成図。



第2図 ワイヤーとワイヤーマウント詳細図。

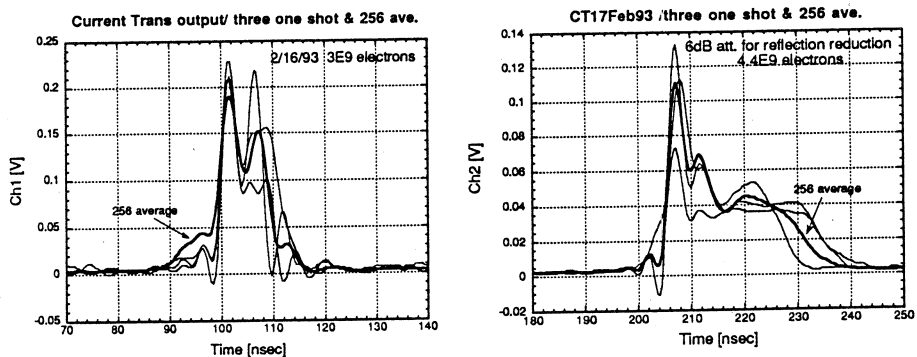
気側の駆動装置によりビームに対してワイヤーを動かせるような構造を持つ。第1図にその全体構成図を示す。ワイヤーマウントはその駆動方向が水平に対し45度傾けてあり、そのマウント内でワイヤーを第2図に示す様に一筆書き状に張る事により、ビームを順次Y方向スキャン、45度方向スキャンそしてX方向スキャンできる事となる。このワイヤーは直径 $50\mu\text{m}$ の金メッキタングステン線でセラミックポストによりマウントから絶縁されており、さらにSMA導入端子を通して外部へ導かれている。これは2次電子電流を測定することおよびワイヤー断線のチェックのためである。第1図に示した様にワイヤーマウントはその片側をチャンパー外部で駆動ステージに、もう一方の端をガイドステージに固定されており駆動時の振動を抑える構造となっている。このようなダブルサポート方式は振動抑制効果の他、チャンパー内を真空にしたときの外圧がステージ駆動に及ぼす影響をなくし、駆動には2つのペローズのスプリン

グ力のみが反力となるので比較的弱い駆動力のステージで十分であるという利点がある。しかしながら駆動ステージが大型化するという難点もある。ビームプロファイルの検出は、ビームをこのようなワイヤーでさえぎりその時発生する制動輻射ガンマ線の強度がワイヤーにあたった電子数に比例することから、ワイヤースキャナー下流側に設置したシンチレーションガンマ検出器もしくはイオンチェンバーによりそのガンマ線強度をワイヤー位置に対してプロットすることにより行う。したがってビームプロファイルを得るのに数10個のビームパルスが必要となり、測定の間はビームプロファイルが安定でなければならない。

§ 3. 実験時ビーム波形

ビームテストは東北大学理学部原子核理学研究施設の300MeV リニアック第二実験室を使用して1993年1月12日、2月16日、17日および9月28日、29日に行われた。このビームテスト時には高速電流モニター、高精度スクリーンモニター、高精度ビーム位置モニターを同時に使用し、クロスチェックやパルス毎のジッター補正が可能となるようにした。前述したように、電子ビームは安定である必要があるが、実際のビームはパルス毎に変化していたので、本稿に示すデータはそれを考慮する必要がある。ビーム電流を高速、高精度に測定するために、アマルフアスコアを使用したカレントトランス型電流モニター (CT) をスクリーンモニターおよびワイヤースキャナーのすぐ上流に設置した。このCTは1ns幅のビームに応答する高速の物であり、0.25 A/Vの交換係数を持つ。

実際に使用したビームの電流波形の例を第3図に示す。それぞれ電流波形の3つのシングルショットと256回平均波形を示してあるが、ショット毎の波形変化が非常に激しく起きている



第3図 カレントトランス型電流モニターによるビーム電流波形例。

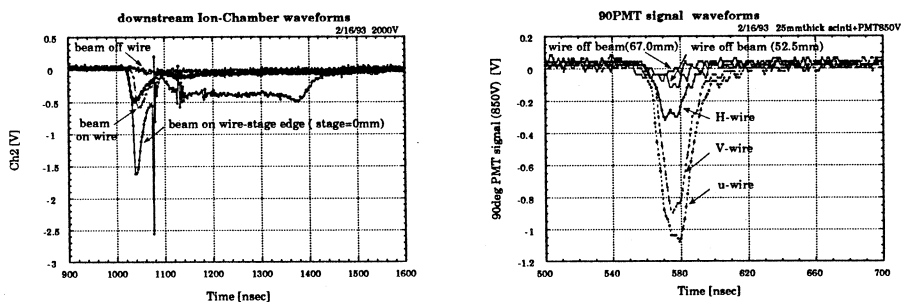
- (a) 2月16日実験時、
- (b) 2月17日実験時。

事がわかる。平均の総電子数は、2月16日のビームで 3.0×10^9 、2月17日で 4.4×10^9 であった。このショット毎の波形変化は後に示すように、ワイヤーにあたるビームの強度変化を引き起こし1ショットワイヤースキャンでのプロファイルにガンマ線強度のふらつきを引き起こしている。

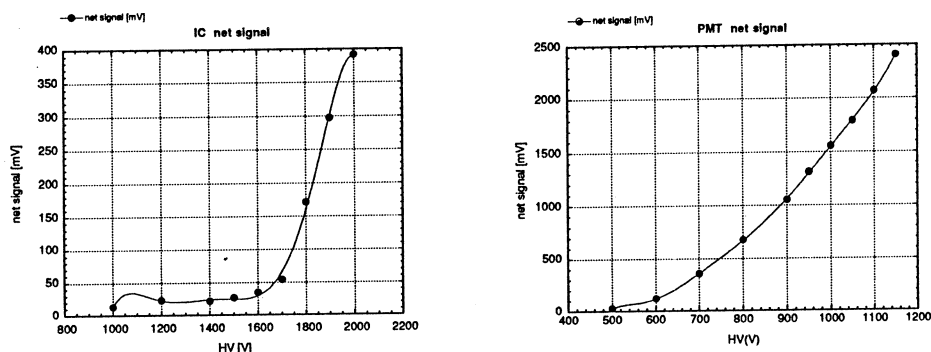
§ 4. ワイヤーからのガンマ線強度及びS/N比

ワイヤーからのガンマ線のS/N比を良くする為、Qマグネットのアライメントを行い、ビームトランスポートの調整を注意深く行った結果、トランスポートラインのチェンバーをビームがたたいて出てくるバックグランドガンマ線を著しく小さくすることが出来た。得られたガンマ線信号波形はビームに対し直下流のイオンチェンバーと90度方向のシンチレーターPMT(光電子増倍管)について記録され、第4図のようになった。これらの波形は平均化をしていないシングルショットの物である。

第4図(a)によると、イオンチェンバーの信号には約400nsの台形状の信号が、強度の差はあるが、ビームとワイヤーの位置にかかわらず観測された。ビームは最初の20nsのみだけなので、ビーム信号そのもの(ビームによるイオンチェンバーのワイヤー付近の対生成電子流)ではない。イオンチェンバー内の気体(95%Ar+5%CO₂)中の電子の浮遊移動速度は約 4.5×10^6 cm/secであるので、半径17mmのチェンバーでは対生成された端の電子は約370nsかかってワイヤーに到達する事になる。この電子流が観測されているものと考えられる。また、第4図(b)はビームに対して90度方向のシンチレーターPMTの信号波形であるが、これはノックオン電子によるシンチレーター内のチェレンコフ放射を見ている。この時、水平に張られたHワイヤーの信号が低い理由としてはセラミックサポートによるノックオン電子の吸収があることが考えられる²⁾。

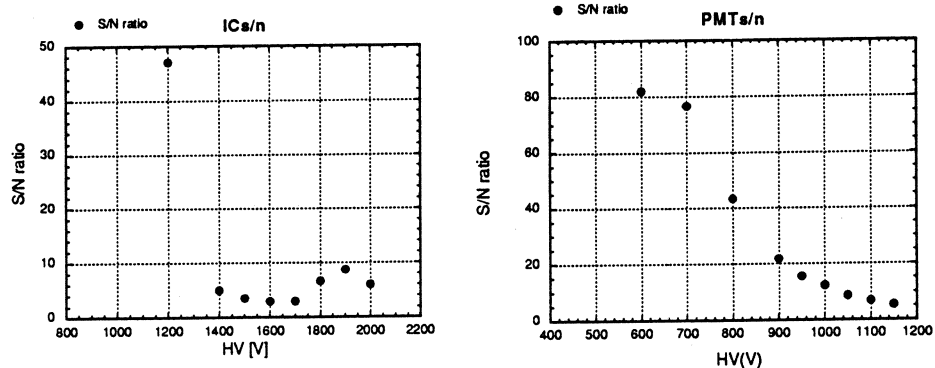


第4図 ワイヤーからのガンマ線信号波形。
 (a) 直下流イオンチェンバー検出器、
 (b) 90度方向シンチレーター検出器。



第5図 検出信号のHV電圧依存性。

- (a) 直下流イオンチャンバー検出器,
 (b) 直下流シンチレーター検出器。



第6図 検出信号S/N比のHV電圧依存性。

- (a) 直下流イオンチャンバー検出器,
 (b) 直下流シンチレーター検出器。

ビーム直下流の2種類の検出器（シンチレーターPMT、イオンチャンバー）に対してそのハイテンション電圧HVを変え、信号振幅（ピーク値）変化をみたのが第5図で、そのS/N比をみたのが第6図である。S/N比はHVを上げていくとだいに上昇し、リニアリティーが損なわれる電圧で減少に転じる。これを考慮してHV設定値を決める。シンチレーターPMTでは、700Vぐらいから急に減少に転じるのでその手前の600V設定（標準）を採用した。一方、イオンチャンバーは1900Vまで設定可能であったが信号チャージ量が多かったのでチャージADCの入力にあわせて1600V設定（標準）で行った。この結果、ピーク値比較でのS/N比はシンチレーターPMTで80、イオンチャンバーで3であった。（一方、チャージADCを使った時のS/N比はゲート内の積分を行うのでこれとは異なった。）

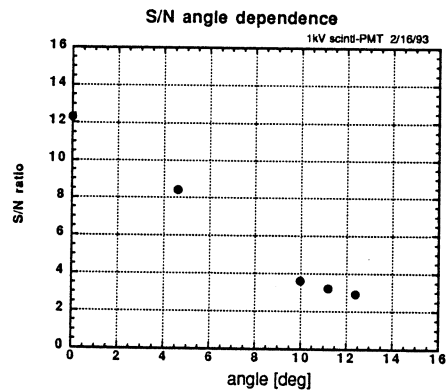
S/N比のビーム軸からの角度依存性を測定しておく事は検出器を置く場所の選定のために

有用である。このためシンチレーターを適当な角度の場所に設置しガンマ線信号強度およびS/N比を測定した。測定の結果を第1表に示したが、5個のシンチレーターPMTを同時に異

第1表 ワイヤーからのガンマ線信号の角度依存性。

シンチレーターNo.	角度	通過物質	PMT HV	beamonwire ピーク振幅	beamoffwire ピーク振幅	netsignal	S/N
# 1	0°	0.5アルミ	1kV	1685mV	127.0mV	1558mV	12.3
# ?	4.61°	0.5アルミ	1kV	58.5mV	6.25mV	52.25mV	8.4
# 6	9.98°	40SUS 20アルミ	1kV	86.2mV	18.6mV	67.6mV	3.6
# 9	11.20°	45SUS 20アルミ	1kV	85.8mV	20.2mV	65.6mV	3.2
# 2	12.40°	50SUS 20アルミ	1kV	29.9mV	7.7mV	22.2mV	2.9

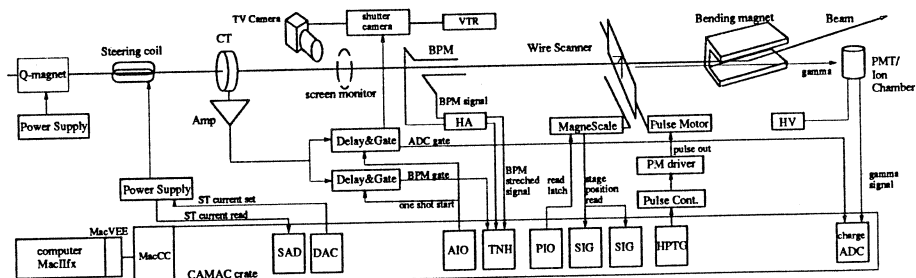
なった角度に配置し、同じHV電圧でビームをワイヤーに当てたときの信号振幅およびビームをワイヤーから外したときの信号振幅をそれぞれ測定した。#1のシンチレーターについてはHV 1kVでは大信号であり飽和領域にあると考えられるのでS/N比がそれほど大きくなっていない。PMTの違いによるゲインの違いがあるので信号振幅では比較できないが、S/N比では#1を除いて他は比較できる信号レベルである(#1は600V設定時の80と考える事とする)。第7図に第1表のS/N比をプロットした。これによると、この実験のビームエネルギーでは10度程度の散乱角でも3程度のS/N比が得られ、かつS/N比の角度による減少も少ない事がわかる。



第7図 S/N比の検出角度依存性。

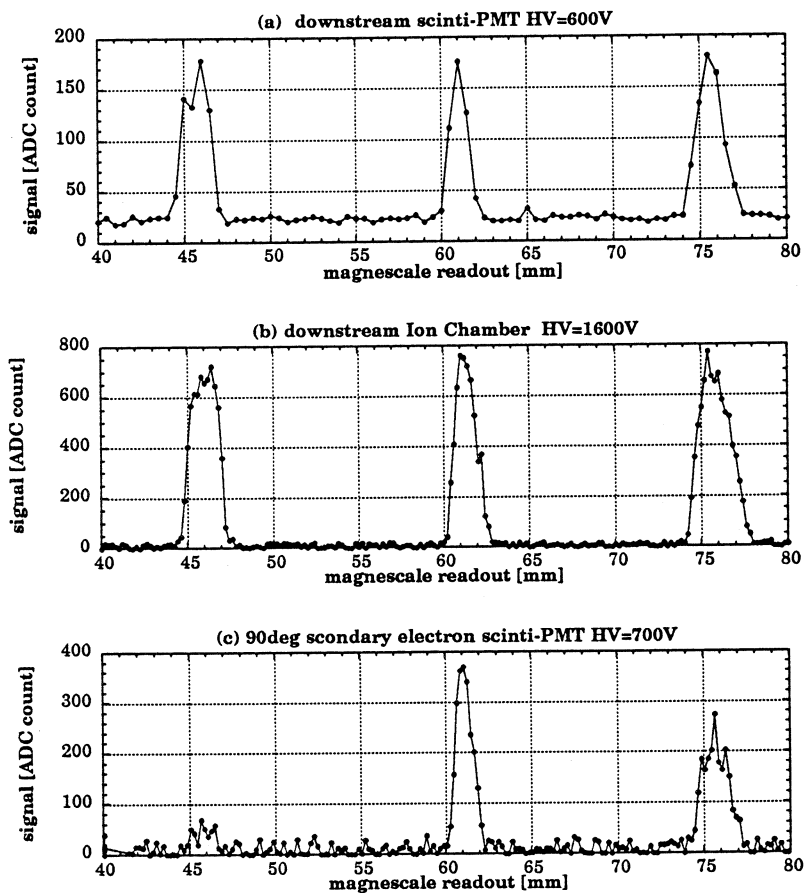
§ 5. コンピューターによるビーム同期ワイヤースキャン

第8図に示す様なエレクトロニクス構成で、コンピューターによる自動ワイヤースキャンのテストを行い、完動することを確認した。データ取得は1つのビームパルスのビーム位置と



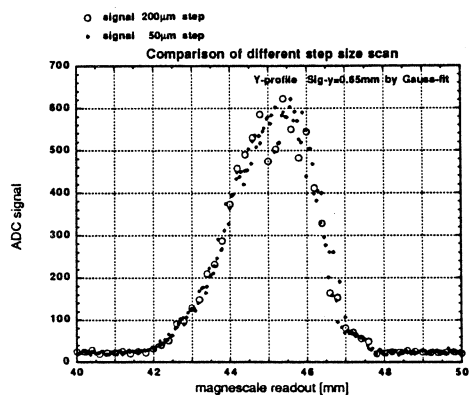
第8図 コンピューターによるデータ取得ブロック図。

ワイヤーからのガンマ線量が同時に測定できるように（ビーム同期）供給しているゲートをシングルショットで働かせる事により行った。シングルショットの動作は、CAMACモジュールのアクティブIO（AIO）モジュールからのスタートパルスがディレーモジュール内でフリップフロップにセットされ、その後最初のCTからのビームパルスのみによりゲート信号を出力し、フリップフロップはリセットされる事で行われる。このシングルショット動作を使ってデータ取得のソフトウェアは以下の様に動作する。まず、ワイヤーステージを指定された場所に移動するために要するパルス数を高速パルスレンジジェネレーター（HPTG）にセットし、パルススピードで決まる時間だけ待ち（2048ppsで動作し、 $0.5\mu\text{m}/\text{pulse}$ で動くので、例えば 0.5mm 動かすには1000パルス必要で500ms待たなければならない）、マグネスケールから位置を読み込んで記録する。その後、シングルショットトリガーのためAIOをセットし、34msだけ待ち（コンピューターの最小ウエイト時間は17msであり、ビームが50Hzなら20ms以上待たなければ確実にデータはとれないので）、ビーム位置とガンマ線量をそれぞれトラックホールド回路（TNH）およびチャージADCから読み取り記録する。これらを繰り返すことでワイヤースキャンをすることになる。今回のプログラムでは、1ワイヤー位置に対し1回のガンマ線量測定だったのでスキャンされたデータは平均化できず、ビーム強度変化およびビームプロファイル変化の影響を受けている。ビームの形が一定であれば、位置モニターからビーム強度を出すことができ、それで正規化できるのであるが、そうではなかったためその正規化は行えなかった。スキャンスピードは、使用したステージが精密なものであったため、ワイヤー位置移動に大部分の時間が費やされ、高速スキャンは困難であった。例えば3本のワイヤーをスキャンするためには50mmのストロークが必要であり、 0.5mm ステップで一様にスキャンすると55秒、 0.1mm ステップでは1分53秒もかかった。ステージの移動のみでこのストローク長では47秒もかかっているため、最速でもこれより速くはならない。この速度はパルスモーターステージを使用した事とそのステージの分解能で決定される。



第9図 コンピューターによるワイヤースキャン例。

第9図にこの自動スキャンで得られたデータの例を示す。3つの検出器についてそれぞれビームプロファイルを示した。直下流のシンチレーターを使った場合は0.5mmステップで、他は0.2mmステップである。また、第10図には特にXワイヤーによるYプロファイルを0.2mmステップと0.05mmステップで比較してあり、よく一致していることがわかる。また、自動スキャンの再現性をみるために0.1mmステップという微少なステップでの2スキャンのプロットを重ねたものを第11図に示す。強度の変化が大きいところで30~40%の変化がありプロファイルが安定ではなかったのは



第10図 ステップ量の違いによるプロファイル比較。

主にビーム波形および強度のジッターの影響である。

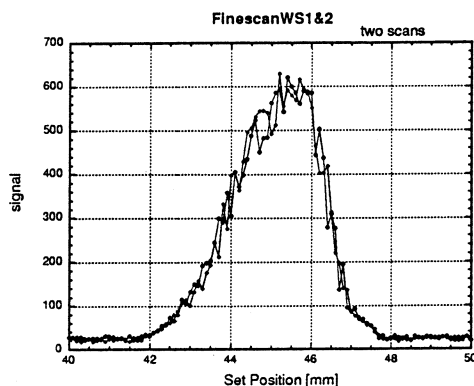
以前にM. Rossらが測定したように³⁾、このワイヤースキャナーはワイヤー振動は非常に小さく問題とならないが、確認するために、ワイヤースキャンとビームスイープとを比較測定した。結果を第12図に示す。ビームスイープは上流の空心コイルを使用してビームをY方向に0から4Aまで0.05Aステップで行った。(ビーム移動は水平方向1.603mm/A, 垂直方向1.286mm/Aであった。) 図よりわかるように、2つのプロファイルは強度の変化が大きいので詳細な比較はできないが平均的には一致している。

§ 6. スクリーンプロファイルとワイヤースキャナーとの比較

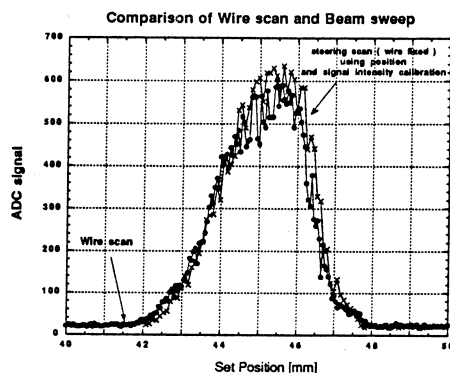
ワイヤースキャナーにより得られたプロファイルを確認するためにクロムドープアルミナによるスクリーンプロファイルモニターを同時に使用しビームプロファイルと比較した。ここでは、画像解析した結果²⁾とワイヤースキャナーとの比較のみを行う。スクリーンで得られたプロファイルをワイヤースキャナーと比較するために、X(Y)方向に積分しガウシアンフィットした結果、その広がり σ はx方向およびy方向それぞれ、

	ワイヤースキャナー	スクリーンモニター
σ_x	0.49	0.50mm
σ_y	0.65	0.62mm

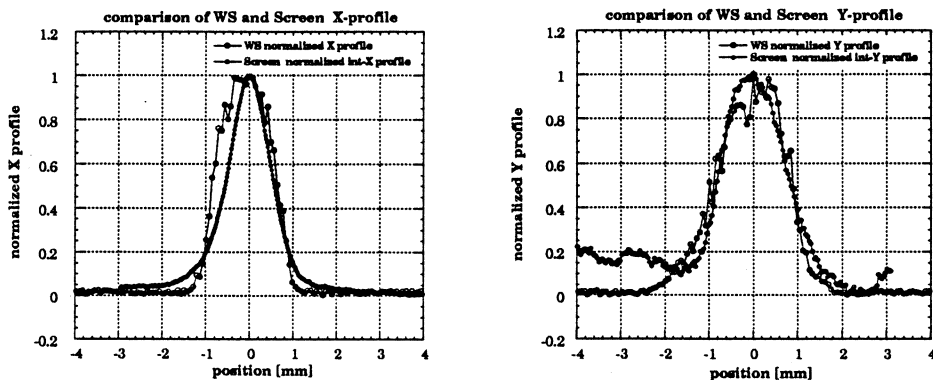
となり、一致は非常に良い事がわかる。しかし、第13図に双方のプロファイル比較を示したが、形自体には差があることがわかる。ガウシアンフィットがある程度の形の差を埋めている。なお、スクリーンではバックグラウンドが一様でないので積分したときにその効果が拡大されて出てくるので、それも相異の一因となっていると考えられる。また、スクリーンのプロファイ



第11図 ワイヤースキャンの再現性。



第12図 ワイヤースキャンとビームスイープの比較。

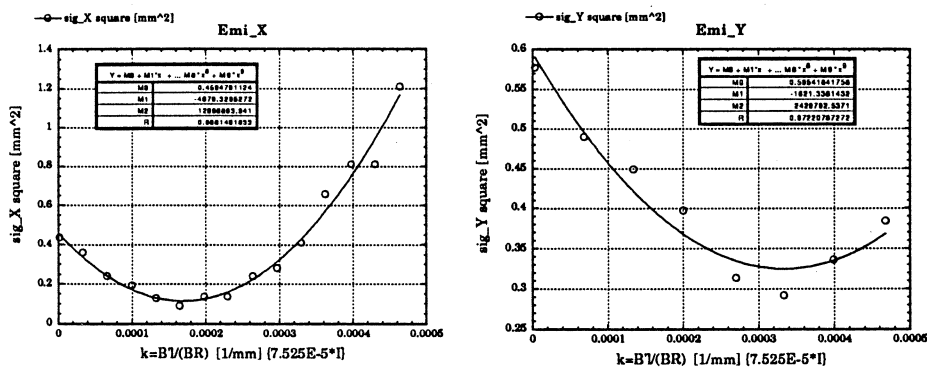


第13図 スクリーンプロファイルとワイヤースキャンの比較。

ルは1ショットで得られたものであるのに対し、ワイヤースキャンは数10ショットのスキャンであるので、ビーム電流波形ジッターおよびプロファイルジッターの影響も考えられる。

§ 7. ビームエミッタンスの測定

ワイヤースキャナーの上流L=2518mmのところにあるQマグネットの励磁電流を変え、ビームサイズを測定することによって、ビームのトランスバースエミッタンス (ϵ_x^n , ϵ_y^n) を測定した。また、スクリーンモニターでも同様の測定を行い結果を比較した。ビームサイズの変化の様子を第14図に示し、1シグマ正規化エミッタンス測定値を以下に示す。



第14図 Qマグネット電流に対するビームサイズの変化 (エミッタンス測定)。

	ワイヤースキャナー	スクリーンモニター	
ϵ_x^n	7.3×10^{-5}	8.5×10^{-5}	m · rad
ϵ_y^n	5.5×10^{-5}	4.1×10^{-5}	

以上のように、おおむね一致しており、エミッタンス測定装置としての動作確認を行った。

§ 8. 総 括

電子陽電子リニアコライダのための試験加速器においてビームエミッタンスを測定する重要な候補であるワイヤースキャナーのビームテストが、高エネルギー物理学研究所と東北大学との共同で行われ、その基本的な動作確認試験が終了した。このビーム試験で得られたデータは、ワイヤからの制動輻射の強度、S/N比および角度依存性やワイヤースキャンとビームスweepとの比較、ビームエミッタンスの測定などであり、ワイヤースキャナーを実用的に使用するための技術やエミッタンス測定技術を確立することができた。また、本稿内では述べなかったが、マルチバンチの個々のエミッタンスをワイヤースキャナーやスクリーンモニターで測定する基本的技術も試験することができ、試験加速器では実用となるであろう確信を得た。

最後に、本開発研究を御理解していただき御尽力くださった栗原亮氏をはじめ東北大学核理研の方々および高エネルギー物理学研究所の方々に深く感謝いたします。特に高エネルギー物理学研究所放射光実験施設の古川和郎氏には最初のビームテストに参加していただき、また東北学院大学の大学院生、安積隆夫氏には最後のビームテストに参加していただき深く感謝いたします。最後に、(株)ATCの松井隆明氏にはビームテスト全てに渡って技術的支援を得ました事を深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) H. Hayano *et al.* : *Proc. of 9th Sym. of on Acc. Sci. and Tech.* (KEK,1993) p.354.
- 2) 早野, 菊池, 内藤 : 2/16, 17/93 Wire Scanner Beam Test Report, internal.
- 3) M. Ross *et al.* : 'A Method for Vibrations in High Resolution Wire Scanner Beam Profile Monitors' KEK Internal 92-13/SLAC-PUB-6015.

超冷中性子検出器の開発研究 (Natural Li 化合物)

東北学院大工学部, 理学部物理*, 核理研**

樋口正人・佐藤 稔・浅倉富子

安積隆夫・北垣敏男*・佐藤武郎*

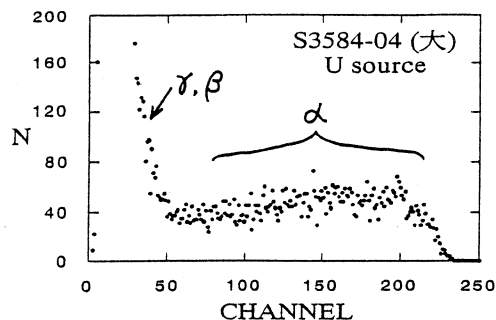
新村信雄**・今野 収**

§ 1. 目 的

超冷中性子 (Ultra Cold Neutron) は運動エネルギーが 10^{-7} eV 程度の中性子であるが, エネルギーが金属の表面ポテンシャルよりも低いために金属容器中に蓄えることが可能であり, 基礎物理学に貴重な新知見を与え得るものとして追求されている。超冷中性子の作り方としては, (1)冷中性子の Maxwell 分布のすそをとる方法, (2)タービンを用いる冷中性子の減速法, (3)超流動ヘリウム中での冷中性子のフォノン放出による減速法があるが, 何れも収量は恐ろしく小さく, 実用的には100MW の原子炉中性子源が要求されている。そして, 超冷中性子の計数, 定量も殆ど未開発の分野である。本研究は超低温の超流動ヘリウム中でも作動する超冷中性子検出器の開発であり, また常温でも更に効率の良い超冷中性子検出器を目指す開発である。

§ 2. 検 出 器

前例がないものの開発であるので, まず固体検出器である Si Photodiode (Si-PD と略記) に着目した。検討の結果, Si-PD はシンチレーション光の検出器としては出力が小さすぎるが, α に対してはかなり大きな出力が得られることを見だし, この線で検討を進めた。第1図はUの α (4.2MeV) に対する出力波高分布である。60channel より右方に伸びているのが α である。中性子検出は第2図のようにターゲットとして Li 化合物 (Li-F, Li-H等) の薄層を Si-PD の前に置き, 右方から来る中性子の ${}^6\text{Li} (n, \alpha) t$ 反応の t および α を検出することになる。

第1図 Uの α に対する波高分布。

Si-Photodiode としては, 市販のものからスタートする事にし, 浜松ホトニクスの大面積 Si-

Photodiode,

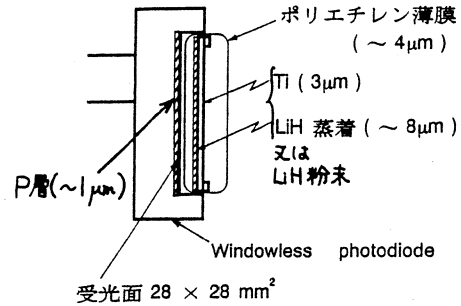
S3590-04, (1.0x1.0cm²) windowless

S3584-04, (2.8x2.8cm²) windowless

を用いた。()は光に対する有効面積で、放射線に対しては之よりも少し大きくなる。

プレアンプに豊伸電子N012-1を用いた場合出力パルスはUの α で最大60mVであるが、一般にSi-PDは大きな電気容量を持ちS/N

比は小さい。従ってノイズ対策が重要である。これは主としてAmp noiseであり、種々の対策の後に、ノイズを2mV程度に抑えたところで実用的データが得られた。



第2図 中性子ターゲットとSi-Photodiode。

§ 3. 低温実験

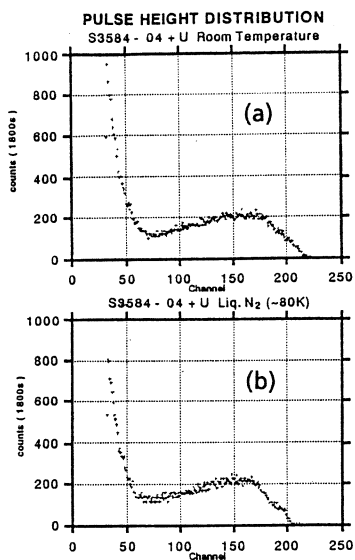
まず、Uの α を用いて室温でSi-PDが動作することを確認した。第3図(a), (b)は常温及び室温でのU α に対する波高分布である。 α の検出特性に殆ど差が認められない。

このテストにより低温にした時に、膨張係数の差によるphotodiodeの破壊が重要な問題であることが判明した。しかしphotodiode面を露出した窓無diodeではこの破壊が起こらないことを確かめた。

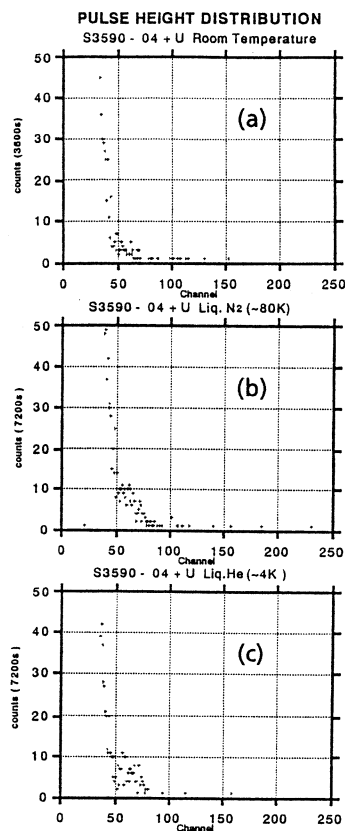
次にヘリウム温度テストを行った。ヘリウム温度でphotodiodeが作動するかどうかは全く不明であったが、東北大学理学部極微小エネルギー実験施設の設備を用いて実験を行った。

(U α とSi-PD)の組をヘリウム温度に冷却してテストするのであるが、之をそのまま液体ヘリウムに浸したのでは、 α ソースとSi-PDのすき間に液体ヘリウムが入り、これが α を吸収する。最終的に予定される(LiX-Si-PD)検出器ではLi原子がSi-PD中に浸透してphotodiode機能を壊すので、LiXをSi-PDに密着させることはできない。そこで(U α とSi-PD)の組をクライオスタット内の真空容器に入れ、之をヘリウム温度に冷却した。クライオスタット内の真空容器にシグナル用の同軸ケーブルを通すので、かなり複雑な構造になる。第5図は極微小エネルギー実験施設でのヘリウムテスト装置の原理図である。ヘリウム温度で使用するケーブルとしては、熱抵抗の大きいキプロニッケル同軸ケーブル(0.8mm dia, 50オーム)が適当である。

第4図(a), (b), (c)は一回の冷却実験で得られたデータで、(a)常温、(b)室温、(c)ヘリウム温度である。70 channel以上が α であり、ヘリウム温度でも α 感度が有ることが確認された。



第3図 Uの α 波高分布。
 (a) 室温,
 (b) 液体窒素温度。

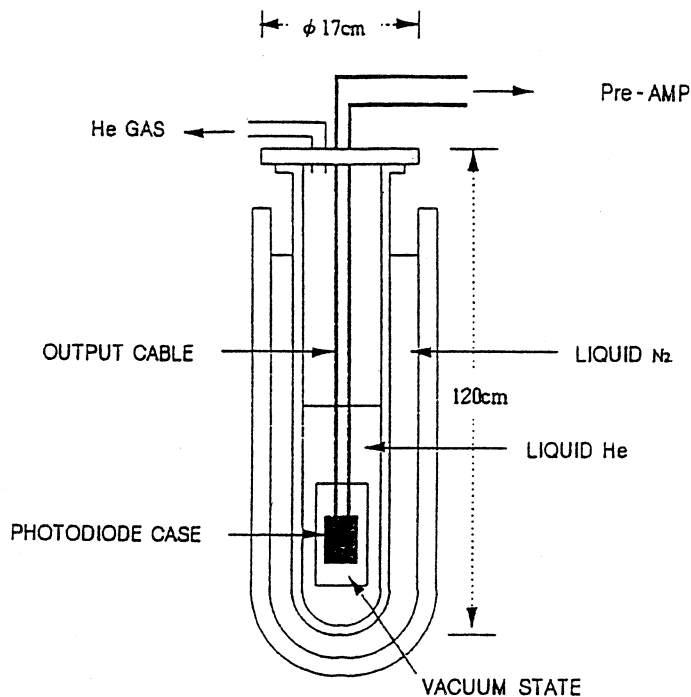


第4図 Uの α 波高分布。
 (a) 室温,
 (b) 液体窒素温度,
 (c) 液体ヘリウム。

第4図のデータは第3図と比べて貧相である。之はクライオスタット中に検出器を組み組んだ状態で、非常に電気ノイズが増加して回路的に有効な計数時間が極度に減ったためである。このようにクライオスタット中に組み込む時には簡単にノイズ調整が出来なくなる問題点がある。近く更に詳細なヘリウム温度実験を行う予定である。

§ 4. 熱中性子実験

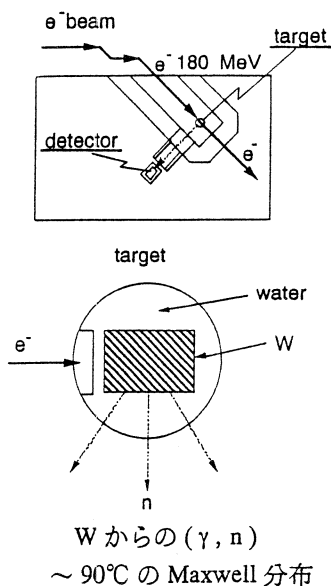
東北大核理研の熱中性子源を用いてLiX-Si-PDの組の中性子テストを行ない、中性子感度を確認した。第6図は熱中性子源を示すが、電子リニアックパルスの後8msにわたり熱中性子が検出器に到達する。1 - 4 msがS/N比の良い区間である。第7図に計測に使用したエレクトロニクスブロック図を示す。



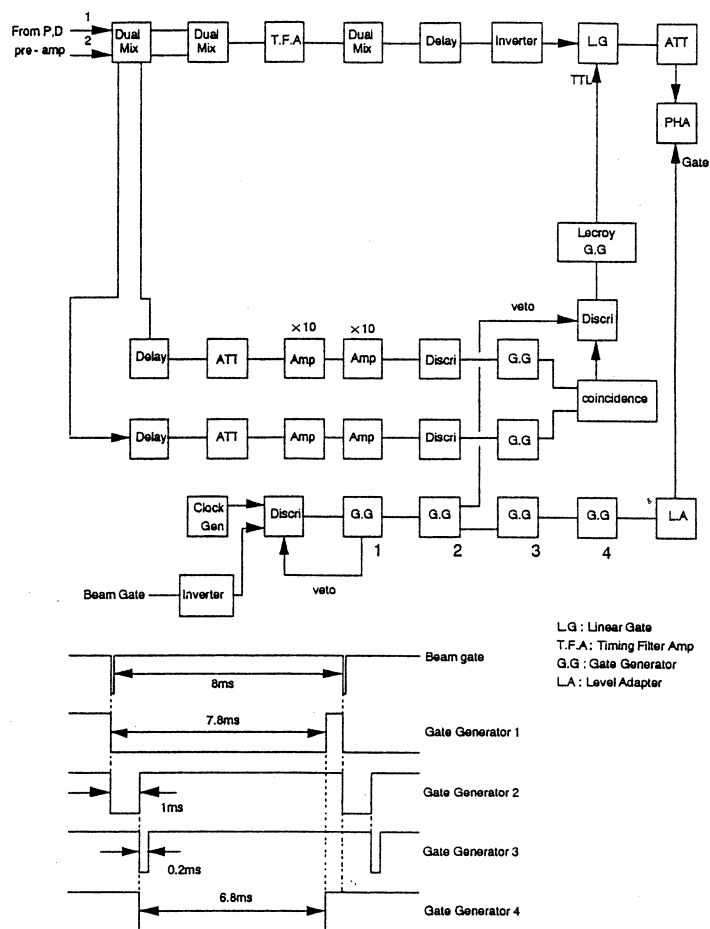
第5図 ヘリウムクライオスタット, Not scale,
極微小エネルギー実験装置。

第8図(a)粉末 LiH 付き S3584-04 に対する波高分布である。ラッピング用の薄膜 (CH_2 , 厚さ約 $4 \mu\text{m}$) 上に LiH 粉末を薄く広げたものを折りたたんでフォトダイオードに密着させてターゲットとした。LiH の量は 9 cm^2 のフォトダイオードに対し約 20 mg であり, Li は天然 Li である。70 channel 以下の低い部分の山は B_4C 板を挿入した時にも現れ, 電子リニアックビームに起因する周囲の放射化物質からの γ 線である。フォトダイオードのボディが γ 線に感じて低いシグナルを与える。

第8図(b), (c)は LiH を蒸着したターゲットで, 厚さ $14 \mu\text{m}$ および $8 \mu\text{m}$ の場合の波高分布である。図(a), (b), (c)を通じて, 70channel 以上の波高の大



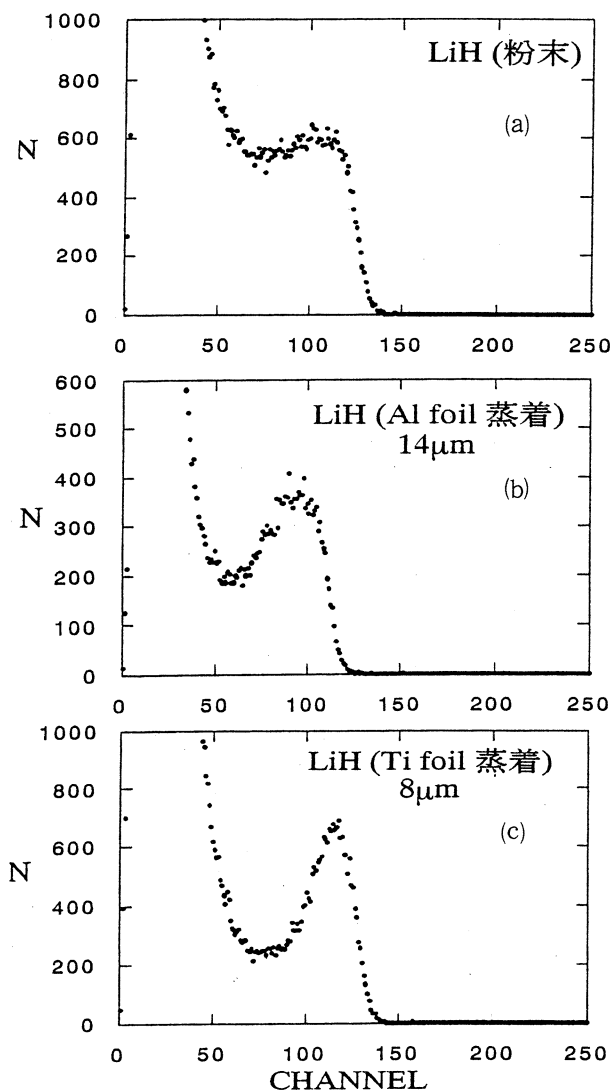
第6図 電子リニアック熱中性子源。



第7図 計数エレクトロニクス。

きいところは⁶Liからのtの信号であり、厚さが薄いほど山として見える。熱中性子による⁶Liからの α , tのシリコン中での飛程はそれぞれ $\sim 8 \mu\text{m}$ (2.05MeV), $\sim 40 \mu\text{m}$ (2.73MeV)である。使用したフォトダイオードの空欠層の厚さは、逆バイアス電圧45Vでおよそ $160 \mu\text{m}$ であるのでtも空欠層内で止る。本来tは単色であるが、ターゲット自身とラッピング薄膜及びp層 ($\leq 1 \mu\text{m}$)でのエネルギー損失のため、低いほうにテイルをもつ。 α のエネルギー損失はtよりも更に大きいため、第8図では α シグナルは左方の γ 線のバックグラウンドに埋もれている。

実験の回数を重ねるに従ってノイズの改善が進んでいるが、第9図は更に電気ノイズを押さえた後の波高分布である。プレアンプは豊伸電子N012-1使用。ターゲット薄いLiH蒸着。右



第8図 熱中性子による波高分布。

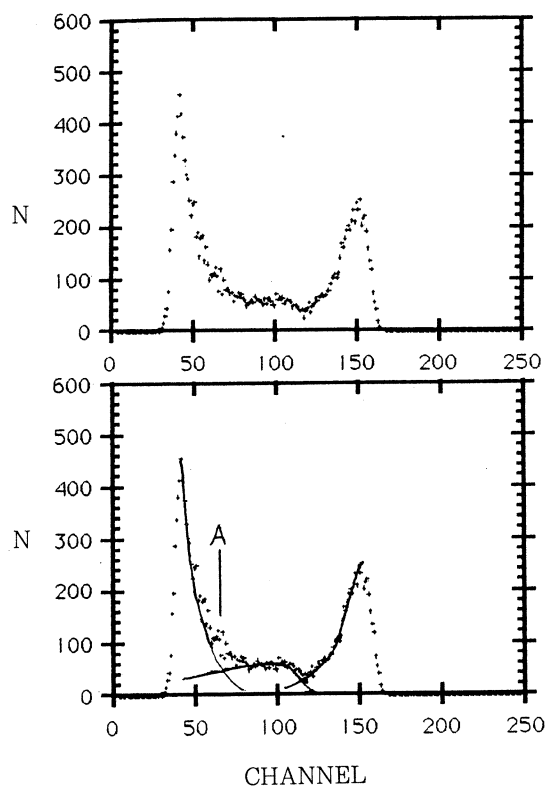
- (a) LiH 粉末ターゲット, 厚さ約20 μ m,
- (b) LiH 蒸着ターゲット, 厚さ14 μ m,
- (c) LiH 蒸着ターゲット, 厚さ7 μ m。

方に t の山が鋭く分離された他に, 中央に α の山が現れ, 左の γ 線ノイズとは分離できる。 γ 線ノイズは環境により大きく変わるものであるが, 之を図のA辺でカットしても ${}^6\text{Li}$ (n, α) t のSi-PD側に出る t の殆ど全部ならびに α の2/3は検出できる。 α と t とが反対方向に出ることを考えて, 1中性子反応の検出効率として約80%が与えられる。なお, 現在までのデータはすべて natural Li によるもので, 今後の ${}^6\text{Li}$ の使用により計数効率ならびに山の分離の向

上が期待できる。

§ 5. 結 論

可能性が全く見通せないまま開発を始めたが、ヘリウム温度でのSi-Photodiodeの作動を確認し、また、LiX-Si-PDの組の中性子検出器としての有用性が確認できた。



第9図 電気及び γ 線ノイズ改善後の波高分布。

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 研 究 報 告 第 26 卷 第 2 号

1993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 26 Number 2 December 1993

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