

RESEARCH REPORT  
OF  
LABORATORY OF NUCLEAR SCIENCE  
TOHOKU UNIVERSITY

核 理 研 究 報 告

第 26 卷      第 1 号

1993 年 6 月

東 北 大 学 理 学 部

原 子 核 理 学 研 究 施 設



## 刊 行 規 定

1. 「核理研研究報告」は核理研共同利用による実験報告及びそれに直接関連した研究報告等を掲載します。
2. 本誌掲載の論文に対しては原則として審査を行っておりません。  
但し、特別の事情がある場合には投稿論文の掲載を拒否し、あるいは書き直しを求める事があります。
3. 本誌の論文を欧文の論文の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1号 目次

## I 原子核物理

- I-1 移行エネルギー27~37MeVにおける ${}^6\text{Li}(e, e'x)$ 反応の研究 ..... 1

(核理研, 理学部\*)

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

- I-2  ${}^{12}\text{C}(e, e' n) {}^{11}\text{C}$ 反応のアウトオブプレーン測定による巨大共鳴の研究 ..... 12

(核理研, 理学部\*, 工学部\*\*, 山形大教養部\*\*\*)

及川 正道, 齋藤悌二郎, 高久 圭二, 須賀 洋介,  
藤平 力\*, 中川 武美\*, 阿部 健\*\*, 上野博昭\*\*\*

- I-3 Study of Isovector Quadrupole Resonance in  ${}^{13}\text{C}(\gamma, n)$  Reaction ..... 24

(理学部物理, 核理研\*, 京大理学部\*\*)

前田 和茂, 須田 利美, 伊藤 秀昭\*, 伊藤 祥子\*,  
今野 収\*, 松山日出人\*, 佐々木隆興\*, 竹谷 元伸\*,  
寺沢 辰生\*, 村上 哲也\*\*

- I-4 Study of Photoneutron Reaction on  ${}^{nat}\text{Fe}$  ..... 30

(核理研, 理学部物理\*, 京大理学部\*\*, メルボルン大\*\*\*, )

伊藤 祥子, 伊藤 秀昭, 今野 収, 松山日出人,  
佐々木隆興行, 竹谷 元伸, 寺沢 辰生, 前田 和茂\*,  
須田利美\*, 村上哲也\*\*, M. N. Thompson\*\*\*

## II 物性物理

- II-1 Si中の複復原子空孔の性質: 陽電子寿命と捕獲率の温度依存性 ..... 33

(金所)

河裾 厚男, 末澤 正志, 長谷川雅幸, 山口 貞衛,  
角野 浩二

- II-2 コヒーレント遷移放射による遠赤外・ミリ波分光 ..... 45

(科研, 核理研\*)

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, 山川 達也\*,  
小山田正幸\*, 浦澤 茂一\*, 中里 俊晴\*, 加藤 龍好\*,  
吉岡 正裕\*

### Ⅲ 放射化学

- Ⅲ-1 鳥海山東麓, 後期中新世後期~前期鮮新世百宅火山岩の地球化学的研究…………… 53  
(秋田大学教育, 理学部地学\*, 笹子中学校\*\*,  
建設企画コンサルタント\*\*\*, 秋田大学鉱山\*\*\*\*, )  
林 信太郎, 吉田 武義\*, 佐藤 正樹\*\*, 仲本 治\*\*\*,  
大口 健志\*\*\*\*, 青木謙一郎\*
- Ⅲ-2 徳島県南部, 四万十帯に分布する現地性緑色岩の産状と地球化学…………… 65  
(石油公団, 理学部地学\*, )  
麻木 孝郎, 吉田 武義\*, 遅沢壮一\*, 青木謙一郎\*
- Ⅲ-3 ニュー・ヘブリデス島弧中央部の深海掘削試料の岩石, 地球化学的研究…………… 114  
(理学部地学)  
長谷中利昭, 吉田 武義, 青木謙一郎
- Ⅲ-4 金沢市周辺に産する中新世玄武岩類の微量元素組成…………… 127  
(金沢大教育学部, 北陸地方建設局\*, 理学部地学\*\*)  
酒寄 淳史, 中村 尚子\*, 吉田 武義\*\*, 青木謙一郎\*\*

### Ⅳ 加速器・測定装置

- Ⅳ-1 Formation Length in Cherenkov Radiation…………… 137  
(科研, 核理研\*)  
高橋 俊晴, 金井 利喜, 柴田 行男, 伊師 君弘  
井原 泰介, 蔦谷 勉, 大坂 俊明, 池沢 幹彦,  
小山田正幸\*, 中里 俊晴\*, 浦澤 茂一\*, 山川 達也\*
- Ⅳ-2 多層薄膜による共鳴遷移放射の単色化…………… 147  
(京大工学部, 核理研\*)  
田中 隆次, 伊藤 秋男, 今西 信嗣, 山川 達也\*,



小山田正幸<sup>\*</sup>, 浦澤 茂一<sup>\*</sup>, 中里 俊晴<sup>\*</sup>

IV-3 Large Volume NE213 Neutron Detector ..... 154

(核理研, 理学部物理<sup>\*</sup>, 東大核研<sup>\*\*</sup>)

伊藤 祥子, 今野 収, 竹谷 元伸, 寺沢 辰生,

前田 和茂<sup>\*</sup>, 須田 利美<sup>\*</sup>, 福田 共和<sup>\*\*</sup>

IV-4 Development of  $\Delta E$  Silicon-Strip Detector for Photon Induced  
Experiments ..... 161

(核理研, 理学部物理<sup>\*</sup>, 東大核研<sup>\*\*</sup>)

竹谷 元伸, 伊藤 秀昭, 伊藤 祥子, 寺沢 辰生,

山崎 寛仁<sup>\*\*</sup>, 前田 和茂<sup>\*</sup>, 須田 利美<sup>\*</sup>, 丸山 浩一<sup>\*\*</sup>

## V 加速器稼働状況

V-1 平成4年度マシン報告 ..... 165

(核理研マシングループ)

VI 論文リスト ..... 171



Research Report of Laboratory of Nuclear Science  
Volume 26, Number 1, June 1993  
Contents

I Nuclear Physics

- I - 1 Study of  ${}^6\text{Li}(e, e' x)$  Reactions at Transferred Energies from 27 to 37 MeV... 1  
Tomoaki Hotta, Tadaaki Tamae, Masumi Sugawara, Eiji Tanaka,  
Takahiro Tadokoro, Akimune Takahashi, Haruhisa Miyase and Hiroaki  
Tsubota
- I - 2 The Study of Giant Resonance by using Out-of-Plane Measurement in  
 ${}^{12}\text{C}(e, e' n){}^{11}\text{C}$  ..... 12  
Masamichi Oikawa, Teijiro Saito, Keiji Takahisa, Yousuke Suga,  
Tsutomu Tohei, Takemi Nakagawa, Ken Abe and Hiroaki Ueno
- I - 3 Study of Isovector Quadrupole Resonance in  ${}^{13}\text{C}(\gamma, n)$  Reaction ..... 24  
K. Maeda, T. Suda, H. Itoh, S. Ito, O. Konno, H. Matsuyama, T. Sasaki,  
M. Takeya, T. Terasawa and T. Murakami
- I - 4 Study of Photoneutron Reaction on  ${}^{56}\text{Fe}$  ..... 30  
S. Ito, H. Itoh, H. Matsuyama, T. Sasaki, M. Takeya, T. Terasawa, K.  
Maeda, T. Suda, T. Murakami and M. N. Thompson

II Material Science

- II - 1 Properties of Divacancy in Si; Temperature Dependences of Positron Lifetime  
and Trapping Rate ..... 33  
Atsuo Kawasuso, Masashi Suezawa, Masayuki Hasegawa, Sadaei  
Yamaguchi and Koji Sumino
- II - 2 Spectroscopy by Coherent Transition Radiation in the far-Infrared and  
Millimeter Wavelength Region ..... 45  
Toshiaki Ohsaka, Kimihiro Ishi, Yukio Shibata, Tsutomu Tsutaya  
Taisuke Ihara, Toshiharu Takahashi, Toshinobu Kanai, Shinichi Kimura  
Fumitaka Arai, Yasuhiko Sato, Mikihiro Ikezawa, Tatsuya Yamakawa,



Masayuki Oyamada, Shigekazu Urasawa, Toshiharu Nakazato,  
Ryukou Kato and Masahiro Yoshioka

### III Radiochemistry

- III - 1 Geochemistry of Late Miocene-Early Pliocene Momoyake Volcanic Rock,  
Northeast Japan ..... 53  
Shintaro Hayashi, Takeyosi Yoshida, Masaki Sato, Osamu Nakamoto,  
Takeshi Ohguti and Ken-ichiro Aoki
- III - 2 Geology and Geochemistry of in-Situ Greenstones from the Shimanto Belt  
in Southern Tokushima Prefecture, Japan ..... 65  
Takao Asaki, Takeyoshi Yoshida, Soichi Osozawa and Ken-ichiro Aoki
- III - 3 Petrology and Geochemistry of Deep-Sea Core Samples from the Central  
Part of the New Hebrides Island Arc ..... 114  
Toshiaki Hasenaka, Takeyoshi Yoshida and Ken-ichiro Aoki
- III - 4 Trace Element Composition of the Miocene Basaltic Rocks in the Kanazawa  
City ..... 127  
Atsushi Sakayori, Naoko Nakamura, Takeyoshi Yoshida and Ken-ichiro  
Aoki

### IV Accelerator and Instrumentation

- IV - 1 Formation Length in Cherenkov Radiation ..... 137  
Toshiharu Takahashi, Toshinobu Kanai, Yukio Shibata, Kimihiro Ishi  
Taisuke Ihara, Tsutomu Tsutaya, Toshiaki Ohsaka, Mikihiko Ikezawa  
Masayuki Oyamada, Toshiharu Nakazato, Shigekazu Urasawa and  
Tatsuya Yamakawa
- IV - 2 Monochromatic Resonance Transition Radiation Produced by  
Multilayered Foil Target ..... 147  
Takashi Tanaka, Akio Itoh, Nobutsugu Imanishi, Tatsuya Yamakawa  
Masayuki Oyamada, Shigekazu Urasawa and Toshiharu Nakazato
- IV - 3 Large Volume NE213 Neutron Detector ..... 154

S. Ito, O. Konno, M. Takeya, T. Terasawa, K. Maeda, T. Suda and T. Fukuda

IV-4 Development of  $\Delta E$  Silicon-Strip Detector for Photon Induced  
Experiments ..... 161

M. Takeya, H. Itoh, O. Konno, T. Terasawa, H. Yamazaki, K. Maeda, T.  
Suda and K. Maruyama

V Status Report on the Accelerator

V-1 Status of the Electron Linac ..... 165

VI List of Publications ..... 171



# I. 原 子 核 物 理

移行エネルギー27~37MeVにおける ${}^6\text{Li}(e, e'x)$ 反応の研究

核理研, 理学部\*

堀田智明・玉江忠明・菅原真澄

田中英二・田所孝広・高橋哲宗

宮瀬晴久\*・坪田博明\*

## § 1. 序 論

前回の核理研研究報告<sup>1)</sup>に続いて, 移行エネルギー30MeV付近で行った ${}^6\text{Li}(e, e'x)$ 実験について報告する。前回は,  $\Delta E$ -E型半導体検出器によって標的核から放出された荷電粒子の粒子識別を行ない, 陽子及び三重陽子について missing-energy スペクトルを導出し, 放出粒子の角度分布を報告した。今回さらに反応断面積の絶対値を求めたうえ, 反応断面積及び角度分布の移行エネルギー依存性についてより詳しい解析を行なった。

初めに本研究の背景について簡単に述べる。1960年代から1970年代にかけて,  $E_{\gamma, \text{max}} \leq 30\text{MeV}$ の領域で制動放射 $\gamma$ 線を用いた ${}^6\text{Li}(\gamma, x)$ 実験が行なわれ, 軽い原子核における双極子巨大共鳴の性質や ${}^6\text{Li}$ の光分解反応機構についての研究がなされた<sup>2)</sup>。理論の面からは, Kurdyumov等によって殻模型に基づいた微視的な取り扱いがなされ, 励起状態及びその崩壊様式について研究された<sup>3)</sup>。これらの研究によると,  ${}^6\text{Li}$ の巨大共鳴状態は, 主に波動関数の空間成分の粒子交換に関する対称性の違いから, p殻を励起する成分( $E_{\gamma} = 10 \sim 20\text{MeV}$ )とs殻を励起する成分( $E_{\gamma} \cong 30\text{MeV}$ 付近)に分かれておりそれぞれ異なる終状態へ崩壊すると報告されている。このような理論的研究は ${}^6\text{Li}$ 以外の原子核に対しても行なわれているが<sup>4)</sup>, 実際に終状態を特定した測定によって実験的に確かめられた例はこれまで無い。又,  ${}^6\text{Li}$ についての当時の実験は, 放出粒子の粒子識別や反応断面積導出の際の角度分布の仮定が必ずしも正確に行なわれておらず, 信頼性が高いとは言い難い。

${}^6\text{Li}$ がtと ${}^3\text{He}$ の二つの複合粒子に分解する反応については,  ${}^6\text{Li}(\gamma, t){}^3\text{He}$ 実験<sup>5), 6)</sup>の他に逆反応である ${}^3\text{H}({}^3\text{He}, \gamma){}^6\text{Li}$ 実験<sup>7), 8)</sup>も行なわれ,  ${}^6\text{Li}$ の基底状態に存在するt- ${}^3\text{He}$ クラスター構造についての研究がなされてきた。この反応に関与する多重極度については,  $E_{\gamma} \leq 30\text{MeV}$ の領域ではほぼ純粋にE1のみであることが調べられているが,  $E_{\gamma} = 59\text{MeV}$ では2つの異なる角度分布が報告されており<sup>5), 9)</sup>, 不確かな部分が残されている。又, この反応機構については,  ${}^6\text{Li}$ が基底状態に $\alpha$ -dクラスター構造を持つと考え,  $\alpha$ クラスターが $\gamma$ 線を吸収して分解し, 終状態においてt+ ${}^3\text{He}$ の散乱状態をとるとの模型もBurkova等によって提唱され, こ



れを支持する偏極  $\gamma$  線を用いた実験結果も報告されている<sup>10)</sup>。

( $e, e'x$ ) 実験は、終状態を特定した測定を行なえる上、光核反応とは異なった運動量移行領域を見ることができるという特長を持っている。又、反応断面積の縦波型及び横波型の干渉成分から原子核に対する新しい情報を得ることができる。

そこで我々は、 ${}^6\text{Li}$  の励起状態及び粒子放出反応を研究するために、移行エネルギー 30MeV 付近で  ${}^6\text{Li}$  ( $e, e'x$ ) 実験を行なった。missing-energy スペクトルから終状態を特定し、 ${}^6\text{Li}$  の励起関数及び放出粒子の角度分布を求めた。missing-energy,  $E_m$  は

$$E_m = \omega - E_x - E_R \quad (1)$$

と表される。ここで  $\omega$  は移行エネルギー、 $E_x$  は放出粒子の運動エネルギー、 $E_R$  は反跳エネルギーである。今回は  ${}^6\text{Li}$  ( $e, e'p$ ) 反応と  ${}^6\text{Li}$  ( $e, e't$ )  ${}^3\text{He}$  反応についての解析結果を報告する。放出粒子の角度分布を多重極展開することにより反応に関与する多重極度について調べた他、反応断面積の縦横干渉項から、反応機構に関する情報が得られた。実験条件、実験装置及びデータ解析について以前に報告<sup>1)</sup>している部分については、今回詳しくは触れない。又、以前に報告した  ${}^6\text{Li}$  ( $e, e'p$ ) 及び  ${}^6\text{Li}$  ( $e, e't$ ) 反応の角度分布<sup>1)</sup>には誤りがあったのでここに訂正したい。

## § 2. 実験及びデータ解析

入射電子のエネルギーは  $E_i = 134\text{MeV}$ 、電子散乱角  $\theta_e = 26^\circ$ 、移行エネルギー及び移行運動量はそれぞれ  $\omega = 27.1 \sim 37.2\text{MeV}$ 、 $q = 60 \sim 63\text{MeV}/c$  である。標的には厚さ約  $6\text{mg}/\text{cm}^2$  の  ${}^6\text{Li}$  箔 (95%濃縮) を用いた。標的の絶対厚は、線量計 (SEM) 及び散乱電子検出系の効率と併せて電子の弾性散乱実験によって規格化した。断面積の計算には、実験から求められた弾性散乱形状因子<sup>11)</sup>を用いた。又、LDM の焦点面上に配列された検出器の立体角及び電子検出効率が一律ではないので、散乱電子スペクトルが細かな構造を持たない領域で非弾性散乱電子エネルギースペクトルを測定し、相対値の補正を行なった。

( $e, e'x$ ) 同時計数断面積は、

$$\sigma(\phi_x) = \sigma_L + \sigma_T + \sigma_{LT} \cos \phi_x + \sigma_{TT} \cos 2\phi_x \quad (2)$$

と表される。 $\sigma_T$ 、 $\sigma_L$ 、 $\sigma_{LT}$  及び  $\sigma_{TT}$  はそれぞれ断面積の縦成分、横成分、縦横干渉項及び縦横干渉項である。本実験では、 $\phi_x = -45^\circ$  及び  $\phi_x = -135^\circ$  で測定することにより以下のよう反応断面積を非干渉項と縦横干渉項の二つに分離した。

$$\sigma_L + \sigma_T = \frac{1}{2}(\sigma(-45^\circ) + \sigma(-135^\circ)) \quad (\text{非干渉項})$$

$$\sigma_{LT} = \frac{1}{\sqrt{2}} (\sigma(-45^\circ) - \sigma(-135^\circ)) \quad (\text{縦横干渉項}) \quad (3)$$

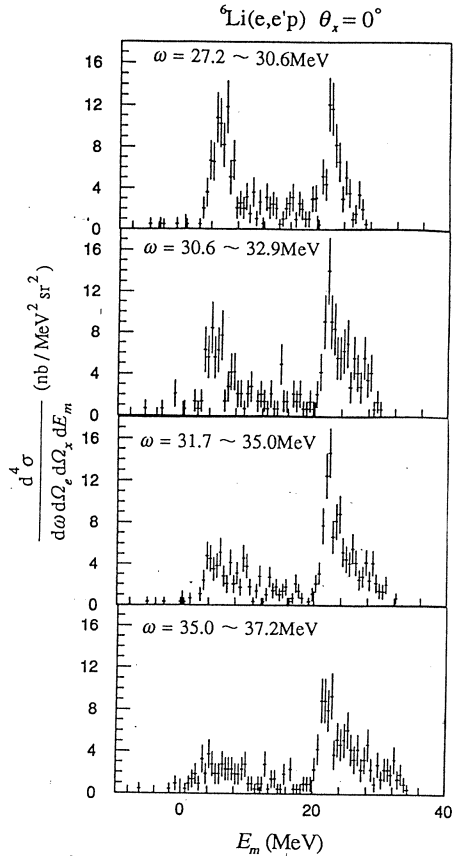
### § 3. 実験結果及び考察

#### 3.1 ${}^6\text{Li}(e,e'p)$ 反応

${}^6\text{Li}(e,e'p)$  は反応の missing-energy スペクトルの一例を第1図に示す。本実験の移行エネルギー範囲を4つの領域に分けて示した。missing-energy スペクトルについては、前回の報告<sup>1)</sup>で詳しく説明している。今回は missing-energy の分解能も考慮に入れて、 ${}^6\text{Li}(e,e'p)$  反応を missing-energy で次の3つの領域に別けて解析を行なった。領域(1)  $E_m=2\sim 8\text{MeV}$ : 残留核 ${}^5\text{He}$ を基底状態 ( $3/2^-$ ) に残す反応。領域(2)  $E_m=8\sim 20\text{MeV}$ : 残留核 ${}^5\text{He}$ を第一励起状態 ( $1/2^-$ ) に残す反応及び ${}^6\text{Li} \rightarrow \alpha + n + p$  の3体分解反応。領域(3)  $E_m=20\sim 23\text{MeV}$ : 残留核 ${}^5\text{He}$ を16.7MeV ( $3/2^+$ ) の励起状態に残す反応。殻模型的な配位を考えると、領域(1), (2)に対応する終状態は、陽子が p 殻から抜けた状態であり、領域(3)は陽子が s 殻から抜けた状態と考えられる。第1図から明らかのように、領域(1)の反応断面積は移行エネルギーの増加に対して減少傾向を示すのに対し、領域(3)の反応断面積には領域(1)の様な減少傾向が見られない。

次に、放出陽子の角度分布を第2図に示す。図中の曲線は Legendre 多項式及び Legendre 陪多項式による fitting によって描かれたものである。角度分布は前方(運動量移行方向)ピークをなしており、断面積の縦横干渉成分が非干渉成分と同程度の大きさをもっていることが図から分かる。更に、この特徴は移行エネルギーや終状態によらず ${}^6\text{Li}(e,e'p)$  反応に共通に見られることも分かる。

角度分布から反応に関与する多重極度について調べるため、Legendre 多項式による fitting を行なった。式(2)に表された反応断面積の各項は、Legendre 多項式、陪多項式を用いて展開



第1図  ${}^6\text{Li}(e,e'p)$  反応の missing-energy スペクトル。



することができる<sup>12)</sup>。ただし本実験では、 $\phi_x = -45^\circ$  及び  $-135^\circ$  で測定しているので  $\sigma_{TT}$  は測定されず、 $\sigma_T$  と  $\sigma_L$  を分離することは出来ない。そこで、

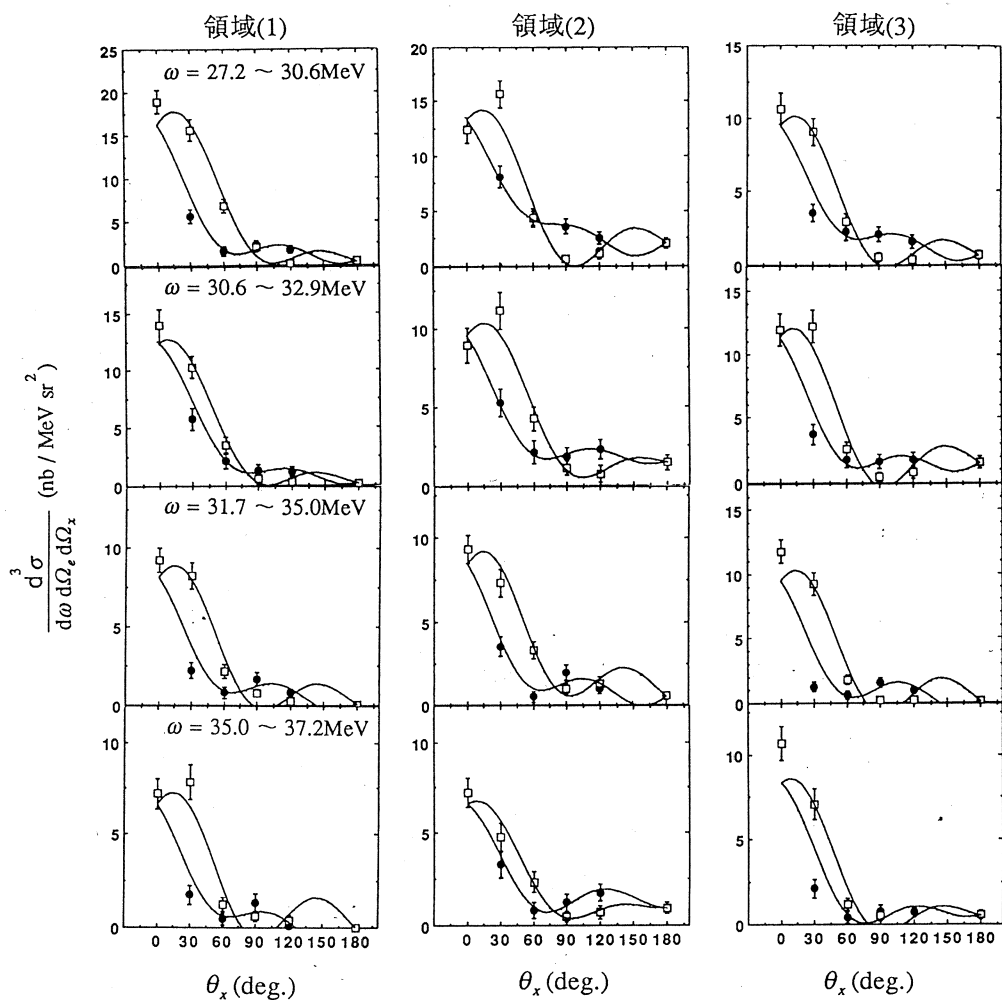
非干渉成分

$$\sigma_L + \sigma_T = \sum_{i=0} A_i P_i(\cos \theta_x) = A_0 \{ 1 + \sum_{i=1} a_i P_i(\cos \theta_x) \}$$

縦横干渉成分

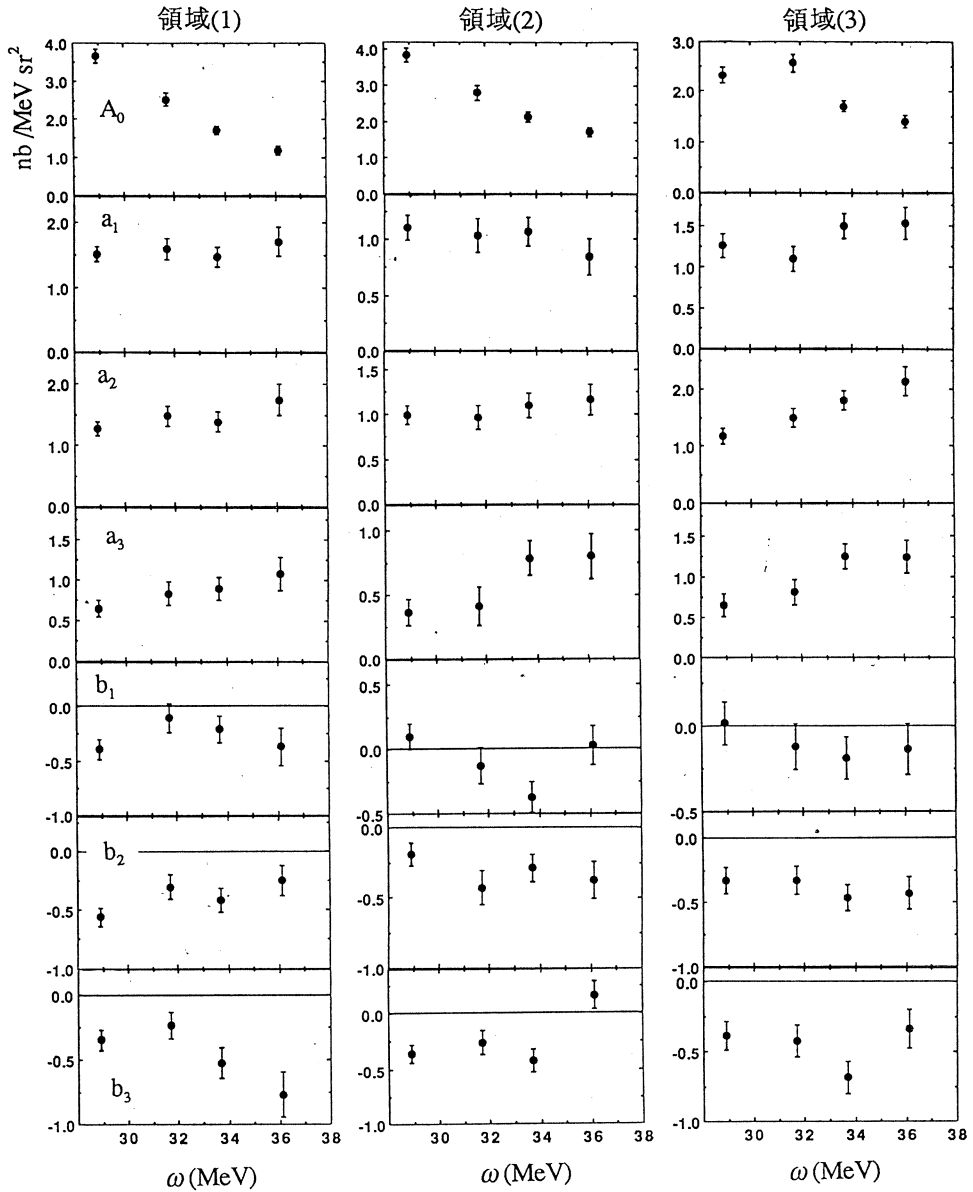
$$\sigma_{LT} = \sum_{i=0} B_i P_i(\cos \theta_x) = A_0 \sum_{i=1} b_i P_i(\cos \theta_x) \quad (4)$$

と展開し、測定点の数及び統計精度を考慮し  $i = 3$  までで実験値への fitting を行なった。fitting



第2図  ${}^6\text{Li}(e,e'p)$  反応の角度分布。●は  $\phi_x = -45^\circ$ ，□は  $\phi_x = -135^\circ$  を表す。曲線は Legendre 多項式による fitting である。

から求められた各係数を第3図に示す。本実験の移行運動量領域では、E1多重極度が反応に強く関与することが予測されるが、第2図及び第3図から分かるように、本実験の移行エネルギー範囲全体において  $i=1, 3$  の係数が1又はそれ以上の大きさを持っている。これらの係数はE1多重極度と、E1とパリティの異なる多重極度との干渉によって現われる係数であり、E2等の多重極度の関与を示している。又、 $i=3$  までの fitting では、角度分布を十分に再現



第3図  ${}^6\text{Li}(e, e'p)$  反応の角度分布の Legendre 多項式による fitting 係数。

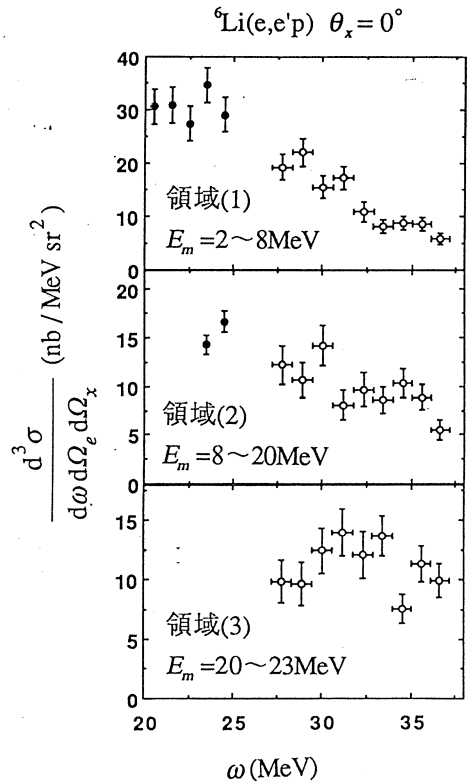
できないことから、反応には、 $i \geq 4$  の係数に対応するようなより高い多重極度が関与しているものと考えられる。

角度分布が、移行エネルギーの変化に対して大きく変わらないのと、以前に核理研で測定された  $\omega = 20 \sim 25 \text{ MeV}$  での  ${}^6\text{Li} (e, e'p)$  実験<sup>13)</sup> と比較するために、 $\theta_x = 0^\circ$  を断面積の変化を示す為の代表点として反応微分断面積の移行エネルギー依存性を調べた。この結果を第4図に示す。 $\omega = 20 \sim 25 \text{ MeV}$  での実験は、 $E_i = 129 \text{ MeV}$ 、 $\theta_e = 30^\circ$  と、本実験とやや異なる条件で行なわれたので、Mott 散乱断面積の比を考慮して本実験条件に換算した。領域(1)の断面積は移行エネルギーの増加に対して減少傾向を示しているのに対して、領域(3)の断面積は、 $\omega = 31 \text{ MeV}$  付近を中心とした幅の広いピークをなしている。領域(2)の断面積も減少傾向を見せているが、領域(1)ほど顕著ではない。ここで得られた領域(1)及び領域(3)の移行エネルギー依存性は、序論に述べた理論計算<sup>3)</sup> と一致する傾向を示している。

領域(1)及び領域(3)の反応機構の一つの可能性として p 殻及び s 殻からの直接過程による陽子放出が考えられる。そこで、最も簡単な近似として平面波インパルス近似 (plane wave impulse approximation, PWIA) の下で、断面積の縦横干渉成分の非干渉成分に対する相対的な大きさについて検討した。PWIA は、核内で運動量  $\vec{p}_m$  をもっていた核子が仮想光子を吸収し、残留核と一切相互作用せずに運動量  $\vec{k}_x$  で放出されるという近似である。PWIA では、同時計数断面積を運動学的因子  $K(k_x)$ 、核内陽子と電子の散乱断面積  $\sigma_{ep}$  及び核内陽子の運動量分布  $\rho(p_m)$  で factorize し次のように表す。以下の定式化は Cavinato 等<sup>14)</sup> に従った。

$$\frac{d^3\sigma}{d\omega d\Omega_e d\Omega_x} \Big|_{\text{PWIA}} = K(k_x) \sigma_{ep} \rho(p_m) \quad (5)$$

ここで、missing momentum,  $\vec{p}_m$  は次のように定義される。



第4図  $\theta_x = 0^\circ$  における  ${}^6\text{Li} (e, e'p)$  反応断面積。●は以前の  ${}^6\text{Li} (e, e'p)$  実験から本実験条件に換算したものの。



$$\vec{p}_m = \vec{k}_x - \vec{q} \quad (6)$$

$\sigma_{ep}$  は運動学的条件によって一義的に定まるので、ある  $\theta_x$  において非干渉成分 ( $\sigma_L + \sigma_T$ ) が与えられれば、同じ  $\theta_x$  における縦横干渉成分を予測することができる。

$$\sigma_{LT} = \frac{\sigma_{ep(LT)}}{\sigma_{ep(L)} + \sigma_{ep(T)}} (\sigma_L + \sigma_T) \quad (7)$$

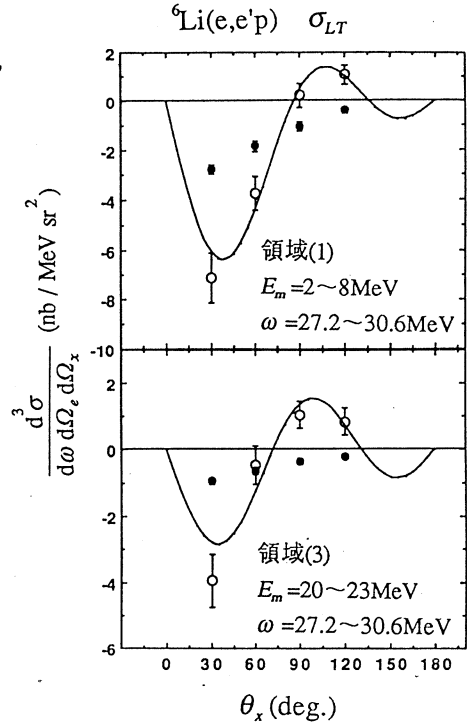
ここで  $\sigma_{ep(L)}$ 、 $\sigma_{ep(T)}$  及び  $\sigma_{ep(LT)}$  はそれぞれ  $\sigma_{ep}$  の縦成分、横成分及び縦横干渉成分である。この手法に従って非干渉成分から予測される縦横干渉成分を、実験から得られた縦横干渉成分と比較した結果を第5図に示す。図から明らかなように、実際の縦横干渉項はPWIAの予想よりも大きく、又、後方において縦横干渉成分が正の値をとるのはPWIAの予測に反している。

更にPWIAの仮定が妥当かどうか調べるため、角度分布と移行エネルギー依存性について考察を加える。ただし角度分布は非干渉成分だけを考える。PWIAに従えば、角度分布及び移行エネルギー

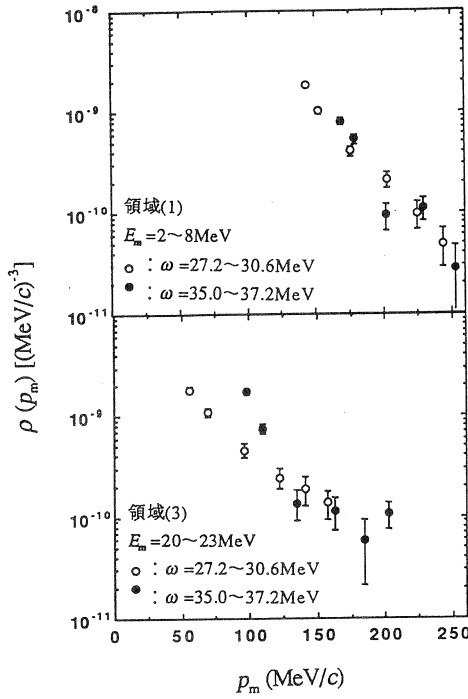
依存性はともに核内核子の運動量分布をそのまま反映していることになる。そこで、角度分布から求めた運動量分布と、移行エネルギー依存性から求めた運動量分布の比較を試みた。この結果第6図に示す。本実験条件の下では、 $\theta_x$ を固定した場合 $\omega$ が大きい程 $p_m$ の大きいところを見ていることになり、 $\omega$ を固定した場合 $\theta_x$ が後方へ行くほど $p_m$ の大きいところを見ていることになる。領域(1)に関しては角度分布と移行エネルギー依存性の間にとくに矛盾は見られない。しかし領域(3)に関しては、 $\omega$ 及び $\theta_x$ を変化させることによって一つの運動量分布を求めることが出来ない。つまり、領域(3)においては角度分布と移行エネルギー依存性が運動量分布をそのまま反映したものではないと考えられる。

### 3.2 ${}^6\text{Li}(e,e't){}^3\text{He}$ 反応

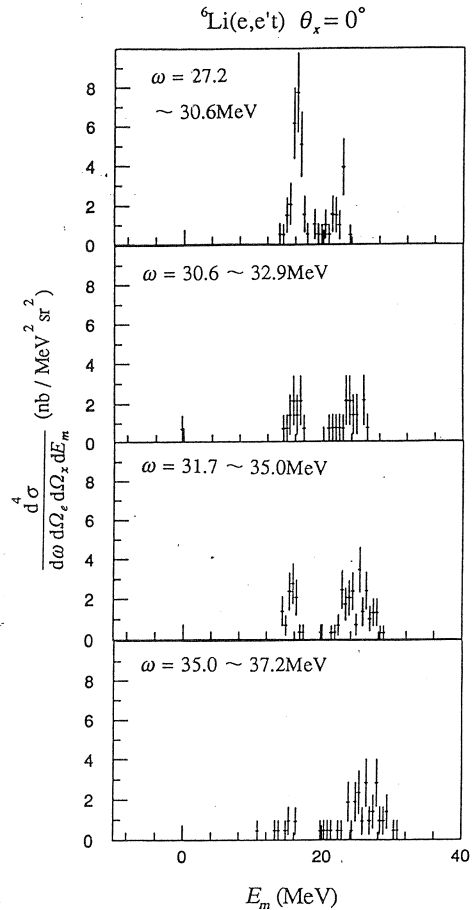
${}^6\text{Li}(e,e't)$  反応の missing-energy スペクトルの一例を第7図に示す。missing-energyの分



第5図 断面積の非干渉項からPWIAで予測される縦横干渉項(●)と実験値(○)との比較。図中の曲線はLegendre多項式による実験値へのfitting。



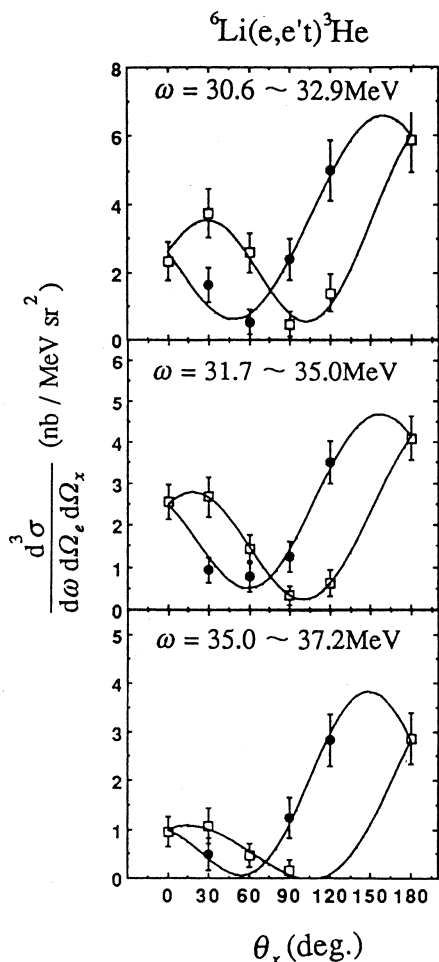
第6図 断面積の非干渉項からPWIAでもとめられたp殻(上)及びs殻(下)の運動量分布。



第7図 <sup>6</sup>Li(e,e't)反応のmissing-energyスペクトル。

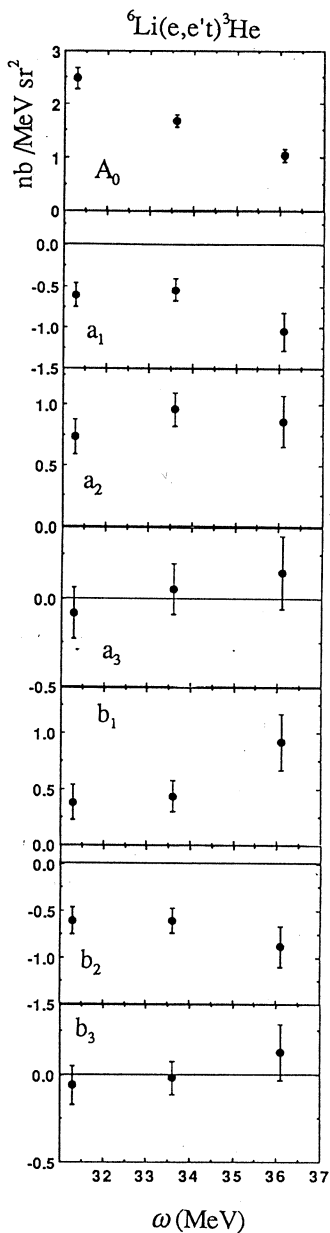
解能も考慮して E<sub>m</sub> = 10~19 MeV の領域を <sup>6</sup>Li → t + <sup>3</sup>He の 2 体分解反応と識別し (e,e'p) 反応と同様に角度分布と移行エネルギー依存性を

調べた。第8図に <sup>6</sup>Li(e,e't)<sup>3</sup>He 反応の角度分布を示す。θ<sub>x</sub> は実験室系における放出三重陽子の角度を表す。図中の曲線は (e,e'p) 反応と同様に Legendre 多項式、陪多項式による fitting である。fitting から得られた係数を第9図に示す。第8図、第9図から分かるように角度分布は i = 2 までの fitting でよく再現されており、反応に関与する多重極度は E1 が主である事が示された。ただし、ω ≤ 35 MeV では、係数 a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub> が 0.5 程度、ω ≥ 35 MeV では 1 程度の大きさをもっており、角度分布を後方ピークにしている事から、C0 又は M1 多重極度が干渉している事が分かった。これは、同じエネルギー領域での <sup>6</sup>Li(γ,t) 実験ではほぼ純粋に E1 多重極度のみが関与しているのとは異なる結果である。又、断面積の変化を表すための代表点として θ<sub>x</sub> = 0°, 180° について微分断面積の移行エネルギー依存性を調べたところ第10図に示すよ



第8図  ${}^6\text{Li}(e,e't){}^3\text{He}$  反応の角度分布。  
●は  $\phi_x = -45^\circ$  , □は  $\phi_x = 135^\circ$   
を表す。曲線は Legendre 多項式  
による fitting である。

すように、移行エネルギーの増加とともに反応断面積が減少傾向を示しているが、 $\omega \geq 32\text{MeV}$  でこの減少傾向が弱まっていることが分かった。



第9図  ${}^6\text{Li}(e,e't){}^3\text{He}$  反応の角度分布の Legendre 多項式による fitting 係数。

#### § 4. まとめ

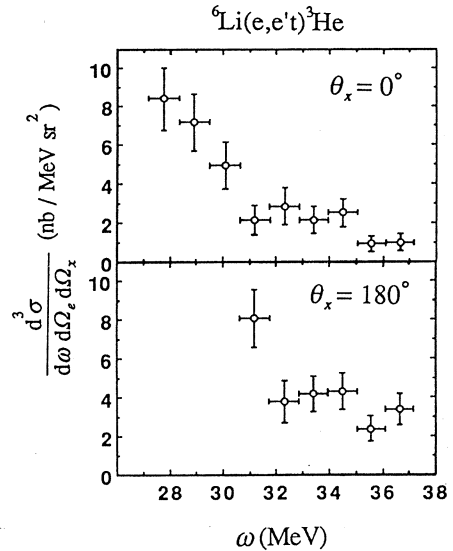
$\omega = 27 \sim 37\text{MeV}$  において  ${}^6\text{Li}(e,e'x)$  反応を測定した。(e,e'p) 反応では、残留核の  ${}^5\text{He}$  を



基底状態 ( $3/2^-$ ) に残す反応と, 16.7MeV ( $3/2^+$ ) 状態に残す反応の断面積が異なる移行エネルギー依存性を示すことを明らかにした。この結果は, Kurdyumov 等の示した<sup>3)</sup> p 殻, s 殻を励起する E1 共鳴状態の励起関数とよく似た傾向を示しているが, 我々の観測した反応が共鳴状態を経たものかどうかについての決定的な結論はまだでていない。ただし, これらの反応を p 殻及び s 殻からの準弾性散乱過程と考えると, PWIA では, 縦横干渉項の相対的な大きさや, 領域(3)の反応断面積と角度分布が説明できず, 大きな補正を必要とすることが示された。大きな縦横干渉項を持ち, 前方ピークをなす角度分布の特徴は終状態や移行エネルギーによらず<sup>6</sup>Li (e,e'p) 反応に

共通に見られたが,  $\omega=40\text{MeV}$  における<sup>12</sup>C (e,e'p<sub>0</sub>) 反応<sup>15)</sup> においても同様の特徴をもった角度分布が測定されている。このように標的核や終状態によらずに角度分布が同じような傾向を示すというのは, 反応機構を考える上で興味深い事実であると思われる。角度分布を Legendre 多項式によって fitting した結果, E1 多重極度と, E1 とパリティの異なる多重極度が干渉している事が示された。又, E2 や, より高い多重極度の関与が示唆された。このような多重極度が反応に関与する理由としては, このエネルギー領域での E1 共鳴状態及び E2 共鳴状態の存在やこれらの共鳴状態と直接過程との重ね合わせ及び干渉等が可能性として考えられる。理想的には, これらの全ての過程を統一的に取り扱った理論と比較すべきであろう。

<sup>6</sup>Li (e,e't)<sup>3</sup>He 反応は<sup>6</sup>Li (e,e'p) 反応とは異なり E1 多重極度が主要な寄与をしている事が示された。ただし, C0 又は M1 多重極度との干渉も見られ, <sup>3</sup>He が前方へ, t が後方へ放出され易い事が分かった。Burkova 等によると<sup>16)</sup>  $\alpha$ -d クラスタ模型に基づいた光核反応の理論計算では  $E_\gamma=60\text{MeV}$  付近で M1 多重極度の寄与が大きくなり, t-<sup>3</sup>He 模型との差異が顕著に現われるとの指摘もあり, 反応の多重極度が反応機構に密接に関連していると考えられる。そこで我々は, 1993年3月, 4月により広い移行エネルギー, 移行運動量領域において<sup>6</sup>Li (e,e't) 実験を行なった。この実験については現在データ解析中であるが, 反応断面積及び多重極度の変化を調べることによって<sup>6</sup>Li (e,e't)<sup>3</sup>He 反応機構に関してさらに議論を進めていく予定である。



第10図  $\theta_x = 0^\circ, 180^\circ$  における<sup>6</sup>Li (e,e't)<sup>3</sup>He 反応断面積。

## 参 考 文 献

- 1) 堀田智明他 : 核理研研究報告 **25** (1992) 1.
- 2) V. P. Denisov *et al.* : Sov. J. Nucl. Phys. **5** (1967) 349.
- 3) I. V. Kurdyumov *et al.* : Phys. Lett. **B 31** (1970) 163.
- 4) R. A. Eramzhyan *et al.* : Phys. Rep. **136**, Nos. 4-6 (1986) 229.
- 5) Y. M. Shin *et al.* : Phys. Lett. **55 B** (1975) 297.
- 6) G. Junghans *et al.* : Z. Phys. **A 291** (1979) 353.
- 7) E. Ventura *et al.* : Nucl. Phys. **A 173** (1971) 1.
- 8) E. Ventura *et al.* : Phys. Lett. **46 B** (1973) 364.
- 9) J. Dias *et al.* : MAX-LAB Activity Report (1991) 170.
- 10) N. A. Burkova *et al.* : Phys. Lett. **B 223** (1989) 136.
- 11) G. C. Li *et al.* : Nucl. Phys. **A 162** (1971) 583.
- 12) W. E. Kleppinger *et al.* : Ann. Phys. **146** (1983) 349.  
W. E. Kleppinger *et al.* : Ann. Phys. **151** (1983) 497.
- 13) 野村昌弘他 : 核理研研究報告 **21** (1988) 139.  
野村昌弘他 : private communication.
- 14) M. Cavinato *et al.* : Phys. Rev. C **27** (1988) 1823.  
M. Cavinato *et al.* : Z. Phys. **A 335** (1990) 401.
- 15) 田所孝広他 : 核理研研究報告 **25** (1992) 145.
- 16) N. A. Burkova *et al.* : Institute for Nuclear Research, Academy of Sciences of the USSR, preprint **P-0531** (1987).

## $^{12}\text{C}(e,e'n)^{11}\text{C}$ 反応のアウトオブプレーン測定 による巨大共鳴の研究

核理研, 理学部\*, 工学部\*\*,  
山形大教養\*\*\*

及川正道・齋藤悌二郎・高久圭二†  
須賀洋介・藤平力\*・中川武美\*  
阿部健\*\*・上野博昭\*\*\*

### § 1. 序 論

電子散乱は、原子核との相互作用が良く知られた電磁相互作用を通して起こり、得られた断面積が、原子核の電荷及び電流密度のオペレーターの行列要素を直接反映しているので核構造を詳細に研究できるという利点がある。散乱電子と励起状態から放出される粒子を同時に測定する(e,e'x)同時計数実験では、弾性散乱のピークからの裾を取り除くことが出来るというスペクトル上の利点と共に、終状態の決定によりスピン、アイソスピンの情報を付加することが出来る。さらに、電子散乱で得られる縦成分と横成分の形状因子の他にそれらの干渉成分が得られ、また放出粒子の角分布を測定することにより多重極度を決定することが出来る。

原子核が電子によって離散的な状態へ励起される場合、その断面積は次の様に与えられる<sup>1)</sup>。

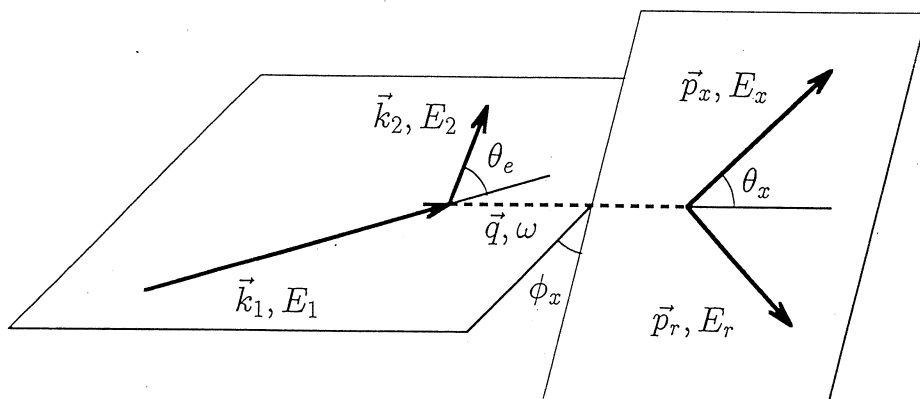
$$d^3\sigma/d\Omega \cdot dE_2 \cdot d\Omega_x = \sigma_M \cdot PE/2 \cdot (V_C W_C + V_T W_T + V_{CT} W_{CT} \cos \phi_x + V_{TT} W_{TT} \cos 2\phi_x) \quad (1)$$

ここで、 $\sigma_M$ は点電荷Zeによる電子散乱(Mott散乱)断面積である。(e,e'x)の運動学を第1図に示す。仮想光子は進行方向に偏極した縦偏向成分とそれに直交した二つの横偏向成分を持っている。(1)式の添え字Cは縦成分の項で原子核の電荷分布との相互作用、Tは横成分の項で携帯電流及び磁化電流との相互作用を表しており、CT,TTはそれぞれ縦成分と横成分、横成分同志の干渉項を表している。Vは入射電子と散乱電子の条件で決まる運動学的係数、Wは原子核に関する情報を含む構造関数である。

今回の実験の目的は次の2点である。

(1)巨大共鳴領域の(e,e'n)反応において初めてout of planeの測定を行なう。この測定により、同時計数断面積に現われる干渉項と非干渉項を分離する。これは、(1)式において非干渉項( $V_C W_C + V_T W_T$ )、干渉項( $V_{CT} W_{CT}$ : 縦-横,  $V_{TT} W_{TT}$ : 横-横)の $\phi$ 依存が違うことを

† 現在, 大阪大学核物理センター



第1図 実験の運動学。

各粒子の運動量，エネルギーは，入射電子( $k_1, E_1$ )，散乱電子( $k_2, E_2$ )，仮想光子( $q, \omega$ )，残留核( $p_r, E_r$ )，放出粒子( $p_x, E_x$ )である。電子散乱角を $\theta$ とし，放出粒子の $q$ 方向を軸とする方位角，頂角は( $\phi_x, \theta_x$ )。

利用する。即ち， $\theta$ が同じで $\phi$ が違う3点の微分断面積を用いることにより非干渉成分と2つの干渉成分を取り出すことが出来る。干渉項は，干渉する2つの成分間の位相差についての情報を与える。多重極巨大共鳴の励起関数の $q$ 依存性は，この位相差に敏感であるので干渉項の測定は，巨大共鳴の微視的な構造を知るうえで重要である。

(2) $^{12}\text{C}$ の巨大共鳴領域において放出中性子の角分布を測定し， $E_1$ 以外の多重極成分の寄与を調べる。以前我々が行なった巨大共鳴領域の $^{12}\text{C}(e, e'n)$ の角分布の測定結果は， $E_1$ 成分が主要であり他の成分の寄与は小さいとするRPAを用いた理論計算<sup>2)</sup>の予測と食い違うものであった<sup>3)</sup>。今回は，実験条件をこの理論計算と $^{12}\text{C}(e, e'p)$ 実験<sup>4)</sup>で用いられている条件にあわせ比較を容易にする。さらに検出器の数を増やすことで，より詳細な解析を可能にする。

## § 2. 実験装置及び実験条件

実験は東北大学理学部附属原子核研究施設の300MeV電子線形加速器及び150MeVパルスビームスレッチャーからの連続電子線を用いて行なった。散乱電子は電子線の進行方向から $40^\circ$ におかれた2重収束型スペクトロメータ及びその直後におかれた垂直型ドリフトチェンバー(VDC)により運動量分析された。放出中性子はTOF距離1mにおかれた10台の検出器により測定された。中性子検出器は， $\phi=180^\circ$  (on plane)に6台， $\phi=135^\circ$ ， $\phi=90^\circ$  (out of plane)にそれぞれ3台と1台を配置した。測定は，励起エネルギー22~26MeVの領域で，運動量移行 $0.412\text{fm}^{-1}$  (励起エネルギー22.5MeVの時)で行なわれた。



### § 3. データ解析及び測定結果

巨大共鳴から残留核  $^{11}\text{C}$  の基底状態への崩壊の際に放出される中性子 ( $n_0$  と書く) を、ミッシングエネルギースペクトル (第2図) から  $\pm 1.3\text{MeV}$  の幅で取りだし励起エネルギー  $1\text{MeV}$  ごとに角分布を求めた (第3図)。次に横-横干渉項と縦-横干渉項における異なる多重極成分の干渉は十分に小さいとして無視し、多重極成分は四重極まで考慮して以下に示す式で角分布を  $\chi^2$  フィッティングをした (第4図)。

$$d^3\sigma/d\omega \cdot d\Omega_n \cdot d\Omega_n = b_0 \cdot [1 + b_1 P_1(x) + b_2 P_2(x) + b_3 P_3(x)] - c_2 P_2^1(x) \cdot \cos\Phi_n$$

$$x = \cos\theta_n \quad (2)$$

out of planeの測定による干渉項と非干渉項の分離は次の様に行なった。Aを非干渉項 (縦成分+横成分), Bを縦-横干渉項, Cを横-横干渉項と書くとき特定の  $\theta$  に対して異なる  $\phi$  の断面積は次式で表される。

$$\sigma(\phi) = A + B \cdot \cos\phi + C \cdot \cos 2\phi \quad (3)$$

今回の実験では、 $\phi = 180^\circ, 135^\circ, 90^\circ$  の3点で測定したので(3)式から干渉項, 非干渉項は次式で与えられる。

$$A = \sigma(180^\circ) - \sqrt{2}\sigma(135^\circ) + \sigma(90^\circ) \quad / (2 - \sqrt{2})$$

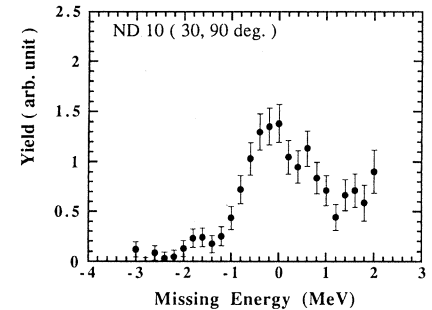
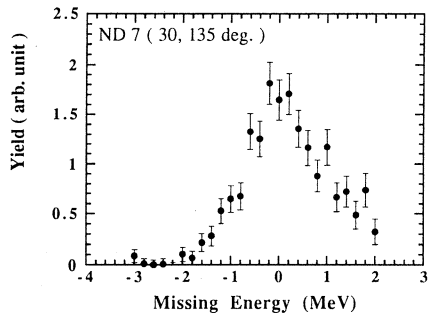
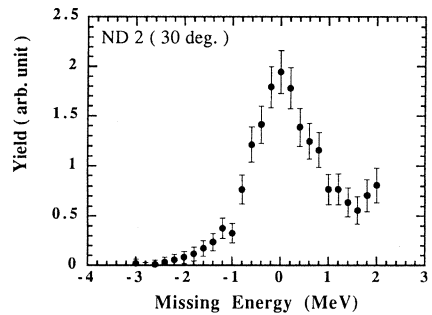
$$B = \sigma(180^\circ) - 2\sigma(135^\circ) + \sigma(90^\circ) \quad / (\sqrt{2} - 1)$$

$$C = \sigma(180^\circ) - \sqrt{2}\sigma(135^\circ) + (\sqrt{2} - 1)\sigma(90^\circ) \quad / (2 - \sqrt{2}) \quad (4)$$

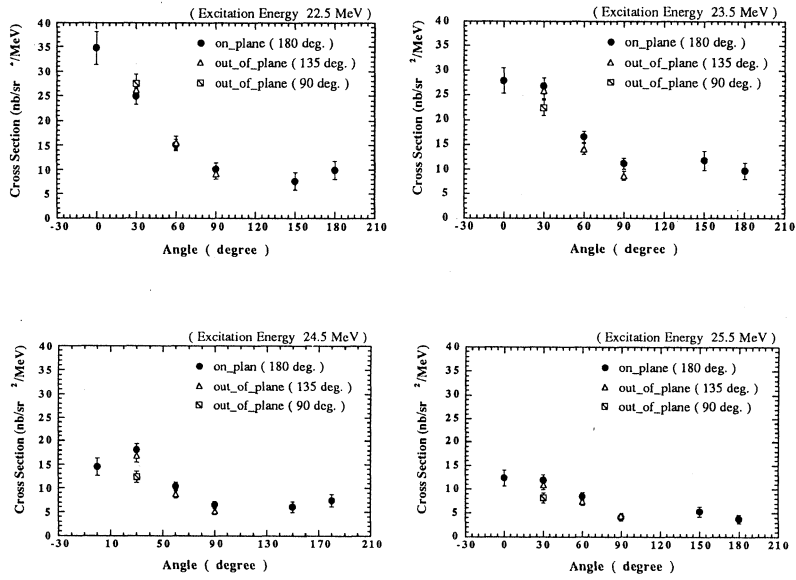
### § 4. 結果及び考察

#### 4.1 角分布

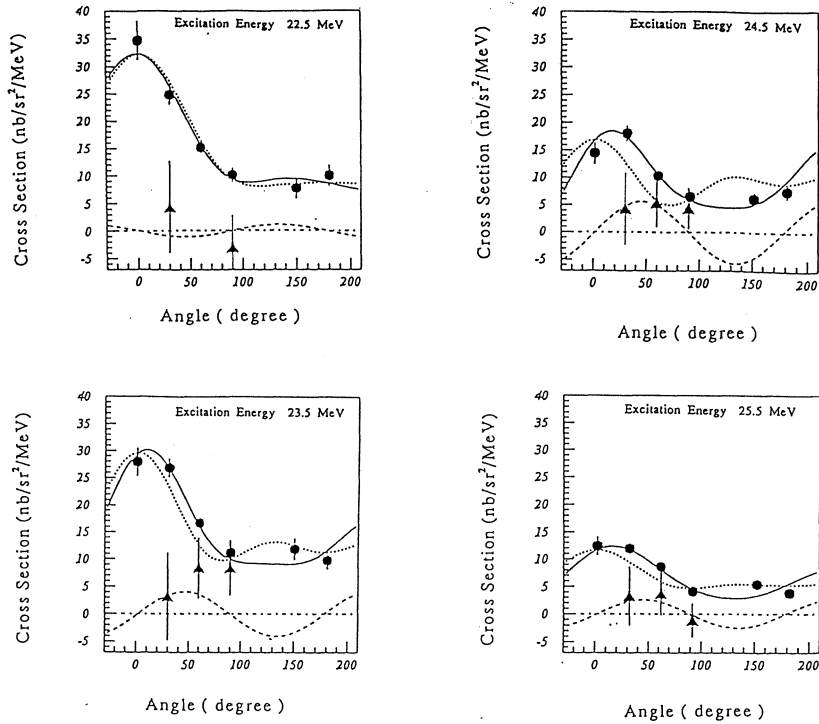
励起エネルギー  $22.5, 23.5, 24.5, 25.5\text{MeV}$  における角分布を第3図に示す。励起エネルギー  $22.5\text{MeV}$  での角分布は顕著な前方ピークを示すが、励起エネルギーが高くなるにつれ、前方と後方のピーク差は次第になくなる傾向にあることがわかる。



第2図 ミッシングエネルギースペクトル。  
( $\theta_n, \Phi_n$ ) = ( $30^\circ, 180^\circ$ ), ( $30^\circ, 135^\circ$ ), ( $30^\circ, 90^\circ$ ) におけるミッシングエネルギースペクトル。



第3図 角分布。

第4図 角分布  $\chi^2$  フィッティング。

●はon plane( $\Phi_n=180^\circ$ )の実験点, ▲は $\Phi_n=180^\circ, 135^\circ$ の2つの実験点を用いて導出した縦-横干渉項。実線, 点線, 破線は, それぞれon plane, 非干渉項(縦成分+横成分), 縦-横干渉項のフィッティング曲線である。

これはCavinato等のRPA理論計算が予測した角分布とは大きく違う。この理論計算での角分布はこの巨大共鳴領域における $^{12}\text{C}(e,e'n_0)$ 反応が主にE1成分であるということを反映するものである。実験より得られた角分布の前方ピークはE1以外の多重極成分の寄与と考えられる。我々と同様の実験条件で行われた $^{12}\text{C}(e,e'p_0)$ 実験の励起エネルギー22.5MeVでの角分布は前方と後方のピークの大きさがほぼ等しくなっている。これは、 $^{12}\text{C}(e,e'n_0)$ の角分布、またCavinato等の顕著な前方ピークを示すとする $(e,e'p_0)$ に対するRPA計算と大きく違う。

次に $(e,e'n_0)$ と $(\gamma,n)$ の角度分布の比較を行なう。光核反応での反応断面積は以下の式で表される。

$$d\sigma/d\Omega = a_0 \cdot [1 + a_1 P_1(x_n) + a_2 P_2(x_n) + a_3 P_3(x_n)] \quad (5)$$

Goldhaber-Teller模型<sup>5)</sup>、Tassie模型<sup>6)</sup>を用いると $(e,e'n)$ 反応の角分布係数 $b_1, b_2, b_3$  (2式)と光核反応の角分布係数 $a_1, a_2, a_3$ との関係は次の様になる。

$$\begin{aligned} b_1 &= (4/3)(q/\omega)a_1 \\ b_2 &= -2a_2 \\ b_3 &= -2(q/\omega)a_3 \end{aligned} \quad (6)$$

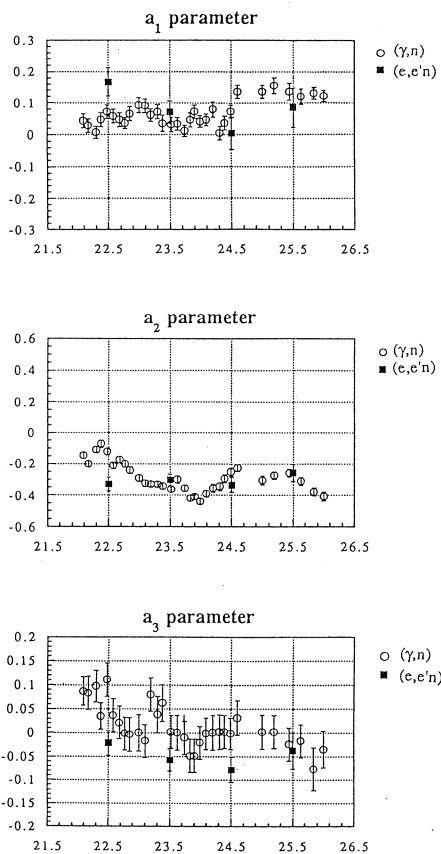
上記の関係式を用いて今回の実験で得られた $(e,e'n_0)$ 角分布係数 $b_1, b_2, b_3$ を光核反応角分布係数に変換し、 $(\gamma,n)$ 実験<sup>7)</sup>でえられた角分布係数と共に第5図に示す。 $(\gamma,n)$ の角分布パラメータを見ると、 $a_1, a_3$ が0に近い値をもち $a_2$ が約-0.5の値を示している。これは光核反応による巨大共鳴の励起が主にE1成分であり、他の成分の寄与が小さいことを反映している。変換した $(e,e'n_0)$ のパラメータを見ると、全体として $(\gamma,n)$ のパラメータから大きく外れてはいないが、なお詳細に $a_1$ に注目すると励起エネルギー24.5MeVから22.5MeVにかけて励起エネルギーが下がるにつれ0から正值の方へずれていく傾向にある。更に励起エネルギー22.5MeVにおいて、 $(\gamma,n)$ のパラメータとの間に有意な差が存在する。角分布では、励起エネルギー22.5MeVにおいて顕著な前方ピークを示し、励起エネルギーが上がるにつれて、前方と後方のピークの差は小さくなるという傾向にあった。この傾向は、パラメータ $a_1$ に反映していることがわかる。 $a_1$ は、E1と他の成分(E0,E2成分)との干渉成分を示すパラメータであるので、角分布に現われた前方ピークがE1以外の成分の寄与によるものであることが裏付けられる。

#### 4.2 多重極展開

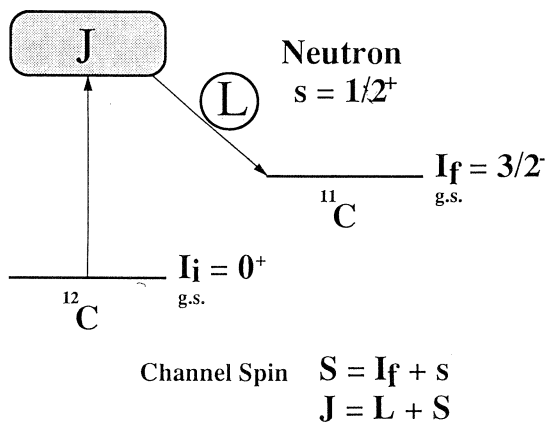
ここでは、励起エネルギー22.5MeVで得られた角分布を多重極展開することを考える。実験点が少ないのでいくつかの仮定を置く。第4図から励起エネルギー22.5MeVでは縦-横干

渉項がかなり小さいことがわかる。よって縦成分のみを考慮することにする。また第5図から今回の実験で得られたフィッティングパラメータと( $\gamma, n$ ) 実験<sup>7)</sup>で得られた角分布パラメータの値がよく合うことから、測定領域における2つの反応の励起崩壊チャンネルは等しく励起エネルギー22.5MeVのパラメータ $a_1$ の有意な差は( $\gamma, n$ ) 反応では現われないE0成分の寄与が(e,e'n) 反応で現われたためであると考え。そこで第5図に示した( $\gamma, n$ ) 実験の角分布パラメータを用いて( $\gamma, n$ ) 反応における励起崩壊チャンネルを考察する。

$^{12}\text{C}$ が基底状態( $0^+$ )から励起状態( $J^\pi$ )を経由し基底状態の残留核 $^{11}\text{C}(3/2^-)$ と相対軌道角運動量Lを持った中性子に崩壊する様子を第6図に示す。図中で定義されるチャンネルスピンS, 相対軌道角運動量L,  $^{12}\text{C}$ の励起状態のスピン $J^\pi$ により今回の実験で考えられる励起崩壊チャンネルを第1表に示す。ここでは多重極度はE2まで考慮するが, ( $\gamma, n$ ) 反応ではE0の励起, すなわち $J^\pi=0^+$ のチャンネルは考えない。光核反応では, 移行運動量が小さいので主要な多重極成分はE1であると考えられる。そこで多重極成分としてE1のみを考えた場合の角分布パラメータを第2表に示す。第5図に示した角分布パラメータの傾向に一致するのは $^3\text{D}_1$ である。また, 第5図のパラメータ $a_1, a_3$ の値が0でないことから他の多重極成分の寄与もあることがわかる。第3表にチャンネル $^3\text{D}_1$ に他のチャ



第5図 光核反応角分布パラメータの励起エネルギー依存性。



第6図  $^{12}\text{C}$ の励起崩壊模式図。

ネルの寄与があった場合の角分布パラメータを示す。パラメータ $a_1, a_2$ の相対的大きさからそのチャンネルとして ${}^5F_2$ が考えられる。

第1表 励起崩壊チャンネル。

		S	
		1	2
$J^\pi$	$0^+$	$L=0$ ${}^3P_0$	
	$1^-$	$L=0,2$ ${}^3S_0, {}^3D_1$	$L=2$ ${}^5D_1$
	$2^+$	$L=1,3$ ${}^3P_2, {}^3F_2$	$L=1,3$ ${}^5P_2, {}^5F_2$

第2表 励起崩壊チャンネル別の光核反応角分布パラメータ(1) (E1成分)。Sはチャンネルスピ、Lは放出中性子と残留核の相対軌道角運動量、 $a_i$ ( $i=1\sim 3$ )は光核反応角分布パラメータ。

S	L	Radiation	$a_1$	$a_2$	$a_3$
1	0	E1	isotropic		
1	2	E1	0	-0.5	0
2	2	E1	0	+0.5	0

第3表 励起崩壊チャンネル別の光核反応角分布パラメータ(2) (干渉成分)。

L	Radiation	$L'$	Radiation	$a_1$	$a_2$	$a_3$
2	E1	0	E1	0	1	0
2	E1	1	E2	1	0	-6
2	E1	2	E2	1	0	-0.44

以上の仮定をまとめると次の様になる。

(1)断面積は縦成分のみである。

(2)励起エネルギー22.5MeVにおける ${}^{12}\text{C}(e, e'n_0)$ の励起崩壊チャンネルは、 ${}^3P_0, {}^3D_1, {}^5F_2$ である。

これをふまえてKleppinger等の手法に従って多重極展開を行なう。断面積は次の様に表される。

$$\frac{d\sigma}{d\Omega} = \sigma_M \cdot V_L \cdot W_L \quad (7)$$

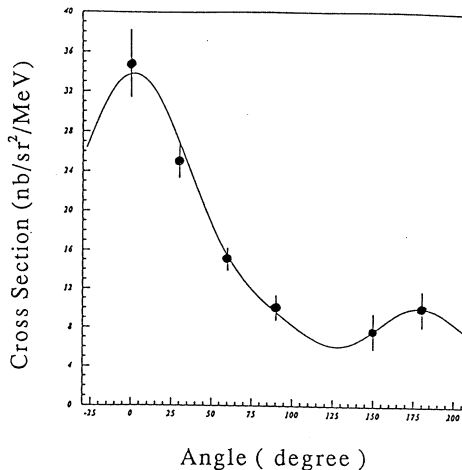
$$W_L = \sum_l A_l \cdot P_l(\cos \theta_n)$$



$$A_I = \sum_{JL'LS} M \cdot \alpha_I(S:LJ:L'J') \cdot C(L'J':S) \cdot C(LJ:S)$$

$$C(LS:J) = \frac{(-i)^J}{\sqrt{2J+1}} \cdot \frac{\sqrt{\Gamma_J/2\pi}}{\omega - \omega_J + i\Gamma_J/2} \cdot \langle LS | J \rangle \langle J || \hat{M}_J || 0 \rangle$$

励起崩壊チャンネルとして ${}^3P_0$ ,  ${}^3D_1$ ,  ${}^5F_2$ を考慮するので,  $C(01:0)$ ,  $C(21:1)$ ,  $C(31:2)$ をパラメータとして角分布のフィッティングを行ない, これらの相対的な大きさを求めた。フィッティングの様子を第7図に,  $|C1|^2$  (ただし  $|CJ|^2 = C(LS:J)^2$ ) を1とした場合のE0,E1,E2に対応する  $|CJ|^2$  の相対的強度比を第4表に示す。これにより励起エネルギー22.5MeVにおいてE1成分にE0,E2成分の寄与が現われていることが示された。



第7図 多重極展開フィッティング曲線。  
●はon planeの実験点。

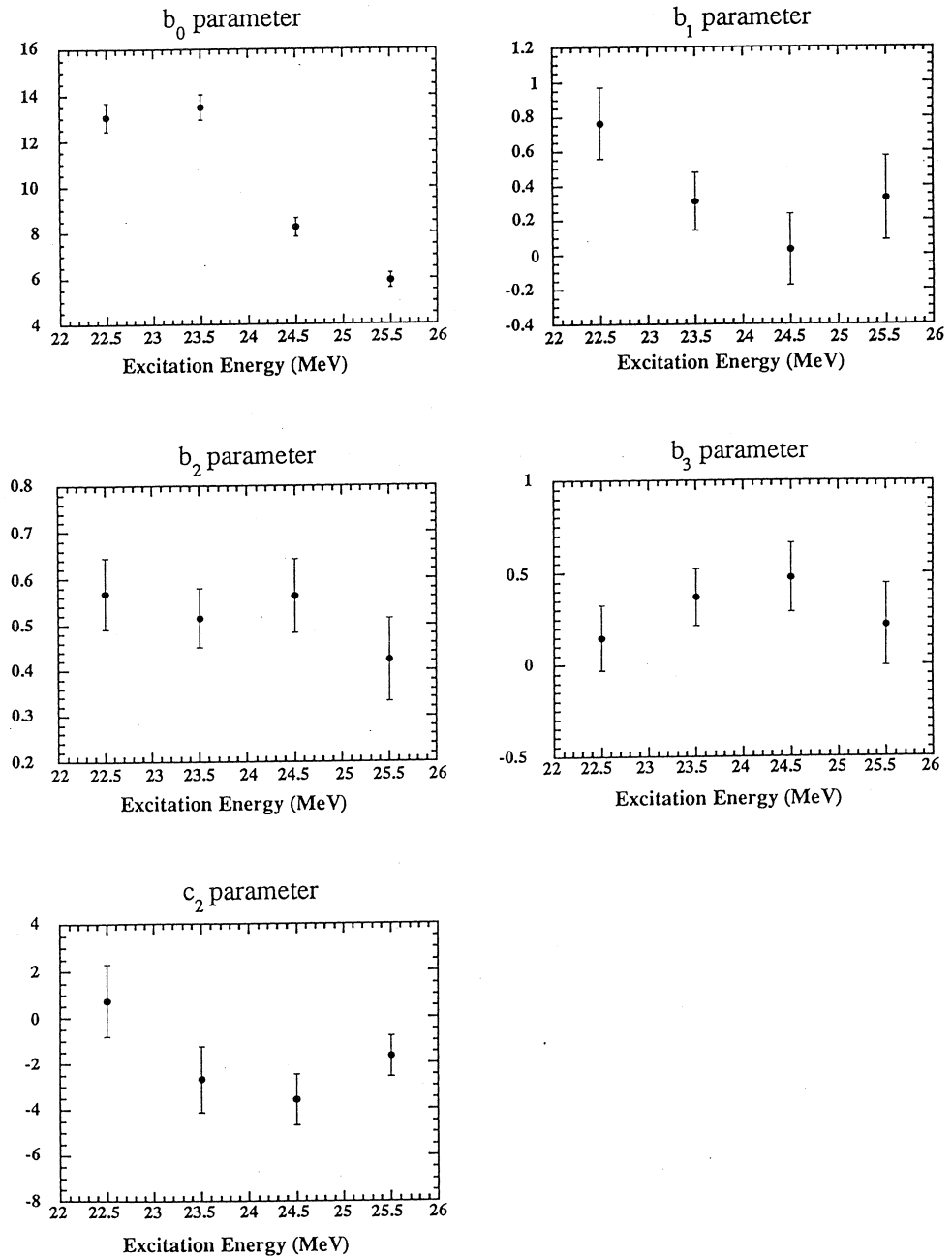
第4表 E0,E1,E2の強度比。  
ただし,  $|CJ|^2 = C(LS:J)^2$

$ CJ ^2$	強度比
$ C0 ^2$	0.35
$ C1 ^2$	1.00
$ C2 ^2$	0.18

#### 4.3 干渉項

縦-横干渉項  $\text{Re}\{C_I(q) \cdot T_I(q)\}$  について考える。この量は同時計数電子散乱実験に特徴的な量であり, 通常の電子散乱実験と比べて縦成分と横成分の位相差を新たに知る事ができる。

フィッティングすることにより得られたパラメータ  $c_2$  は, 縦横成分の干渉成分を含んでおり, その励起エネルギー依存性は他のパラメータと共に第8図に示されている。励起エネルギー22.5MeVを除いて,  $c_2$  は負の値を示している。これは, Siegert定理<sup>8)</sup>がこの領域において成り立っていることを示している。また励起エネルギー22.5MeVでは縦-横干渉成分がかなり小さくなっていることがわかる。



第8図 角分布フィッティングパラメータ。

第4図にフィッティングにより得られたon plane( $\Phi_n=180^\circ$ )の角度分布を示す曲線と、それを縦成分と横成分の和と縦-横干涉成分に分離した状況を示した。これにより、縦-横干涉成分の混合の具合で運動量移行方向のピークが移ることがわかる。

序論でも述べたように, out of planeの測定により干渉項と非干渉項を直接分離することが可能となる。第4図に,  $\theta_n=30^\circ, 60^\circ, 90^\circ$ の3点において $\Phi_n=180^\circ, 135^\circ$ の微分断面積を用いて, 横-横干渉項は十分小さいものとして省略することにより求めた縦-横干渉項を示す。また,  $\theta_n=30^\circ$  においては $\Phi_n=180^\circ, 135^\circ, 90^\circ$ の3点において測定できたので, それらを用いて(4)式の関係を使って縦成分と横成分の非干渉項, 縦-横干渉項, 横-横干渉項を導出し, これを第5表に示す。以上述べた様に今回の実験によって, out of planeの測定による巨大共鳴領域の(e,e'n)反応における, 干渉成分と非干渉成分の直接分離が可能であることが確認できた。また角分布の解析において横-横干渉項を小さいとして考慮しなかったが, 第5表は横-横干渉項の導出によりこの仮定が妥当であることを示している。

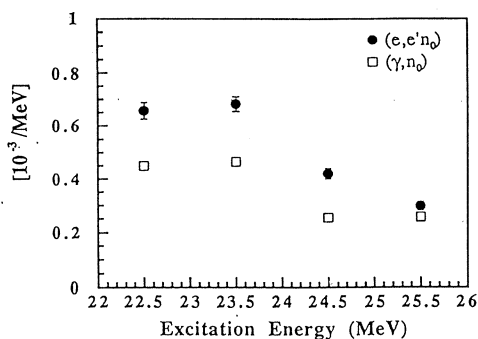
第5表 干渉項と非干渉項の分離 ( $\theta_n=30^\circ$ )。  
 L+T term : 非干渉項 (縦成分と横成分の和)  
 LT term : 縦-横干渉項  
 TT term : 横-横干渉項

Excitation Energy (MeV)	L+T term (nb/sr <sup>2</sup> /MeV)	LT term (nb/sr <sup>2</sup> /MeV)	TT term (nb/sr <sup>2</sup> /MeV)
22.5	26.3 ( $\pm 6.3$ )	0.10 ( $\pm 11$ )	1.25 ( $\pm 5.3$ )
23.5	21.7 ( $\pm 5.6$ )	6.09 ( $\pm 9.7$ )	0.85 ( $\pm 5.1$ )
24.5	11.4 ( $\pm 4.5$ )	7.68 ( $\pm 7.8$ )	0.99 ( $\pm 4.1$ )
25.5	7.99 ( $\pm 3.6$ )	4.22 ( $\pm 6.3$ )	0.27 ( $\pm 3.3$ )

#### 4.4 非干渉項

今回求められた縦E1成分 $\text{Br} | C1(q) |^2$ を光核反応の結果と比較考察する。まず光核反応がE1遷移のみによるものとして,  $(\gamma, n_0)$  断面積<sup>9)</sup>から, 横遷移行列要素 $| T1(\omega) |^2$ を求める。これをSigert定理とG-T模型を用いて縦遷移行列要素 $| C1(q) |^2$ に変換する。光核反応から求められたら縦E1成分 $\text{Br} | C1(q) |^2$ と今回の実験から得られた同じ量を第9図に示す。

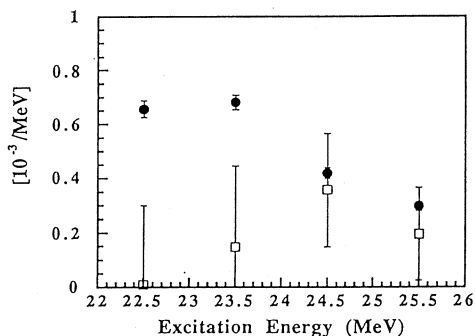
巨大共鳴のピークの中心付近である励起エネルギー22.5MeV, 23.5MeVにおいて,  $(\gamma, n_0)$  から得られた縦E1成分は, 今回の実験から得られた縦E1成分の約60%である。励起エネルギーが上がるにつれてその大きさは同じくらいになってく



第9図 C1形状因子の励起エネルギー依存性。

る。これは $^{12}\text{C}(e,e'p_0)^{10}$ と $^{12}\text{C}(\gamma,p_0)^{11}$ でも同様な傾向にある。角分布の解析では、E1以外の多重極成分は小さいとしてE1との干渉成分としてのみ考慮しているが、本実験から求めた縦成分が光核反応から求めた縦成分よりも大きいのはE1以外の多重極成分が小さくなく無視できないことを示していると考えられる。

第10図に横E1成分を縦E1成分と共に示す。横E1成分は、縦成分と横成分の位相差は-1であるとして縦-横干渉項から求めた。G-T modelを用いて求めた横成分の縦成分に対する割合 $((T1/C1)^2)$ と比較すると励起エネルギー24.5MeV, 25.5MeVにおいて本実験で得られた横成分がかなり大きいことがわかる<sup>12)</sup>。T.W.Donnelly等のparticle-hole計算<sup>13)</sup>は励起エネルギー24.5MeV付近にspin-flip state ( $d_{3/2}(p_{3/2})^{-1}$ )の存在を予測しているが、第10図に示した結果はこれを示唆するものであるかも知れない。



第10図 C1形状因子とT1形状因子の励起エネルギー依存性。●は、C1形状因子、□は、T1形状因子を表す。

## § 5. 結 論

測定されたon planeの角分布はすでに我々が報告した実験結果を再現するものであった。その結果、巨大共鳴ピーク付近の領域(励起エネルギー22.5MeV)においてE1以外の成分の寄与が理論の予測より大きいことがより明らかになった。フィッティングにより得られた $(e,e'n_0)$ の角分布パラメータを光核反応のパラメータに変換し、 $^{12}\text{C}(\gamma,n)$ 実験より得られたパラメータと比較すると、励起エネルギー22.5MeVにおいてE1成分と他の成分の干渉を表すパラメータ $a_1$ が両者の間で有意な差があることがわかった。これは、 $^{12}\text{C}(e,e'n_0)$ 反応では励起エネルギー22.5MeVにおいてE1成分と他の成分との干渉が強く現われることを示している。

$\phi$ 依存の違いを利用し、形状因子の干渉項と非干渉項を分離した。これにより、巨大共鳴領域の $(e,e'n)$ 反応においてout of planeの測定による干渉項の分離導出が可能であることが確認できた。定量的な議論を行なうには、さらに統計精度の良い実験が必要である。

## 参 考 文 献

- 1) W.K.Kleppinger and J.D.Walecka : Ann.Phys.**146** (1983) 349.
- 2) M.Cavinato *et al.* : Nucl.Phys.**A444** (1985) 13.



- 3) 高久圭二 : 修士論文, 東北大学, 1989.
- 4) J.R.Calarco *et al.* : Phys.Lett. **146B** (1984) 179.
- 5) M.Goldhaber and E.Teller : Phys.Rev. **74** (1948) 1046.
- 6) L.J.Tassie Aust. J. Phys. **9** (1956) 407.
- 7) J.A.Rawlins, C.Glavina, S.H.Ku and Y.M.Shin : Nucl.Phys. **A122** (1968) 128.
- 8) A.J.F.Siegert : Phys.Rev. **52** (1937) 787.
- 9) C.P.Wu, F.W.K.Frik and T.W.Philips : Phys.Lett. **20** (1968) 1182.
- 10) N.Zimmermann *et al.* : "Physics with MAMIA" Mainz Report. (1988).
- 11) R.G.Allass, S.S.Hanna, L.Meyer-Schutzmeister and R.E.Segel : Nucl.Phys. **58** (1964) 122.
- 12) 及川正道 : 修士論文, 東北大学, 1992.
- 13) T.W.Donnely : Phys.Rev. **C1** (1970) 833.

## Study of Isovector Quadrupole Resonance in $^{13}\text{C}(\gamma, n)$ Reaction.

K. Maeda, T. Suda, H. Itoh<sup>†</sup>, S. Ito<sup>†</sup>, O. Konno<sup>†</sup>, H. Matsuyama<sup>†1</sup>,  
T. Sasaki<sup>†2</sup>, M. Takeya<sup>†3</sup>, T. Terasawa<sup>†</sup>, and T. Murakami<sup>‡</sup>

*Department of Physics, Tohoku University, Sendai 980, Japan.*

<sup>†</sup>*Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University, Sendai 982, Japan.*

<sup>‡</sup>*Department of Physics, Kyoto University, Kyoto 606, Japan.*

### Abstract

Differential cross sections in the  $^{13}\text{C}(\gamma_{\text{tagged}}, n)$  reaction at  $\theta_{\text{Lab.}} = 55^\circ, 90^\circ$  and  $125^\circ$  were measured from  $E_\gamma = 17$  to 72 MeV. The forward-backward asymmetry, which shows a considerable interference between E1 and E2 photons around the Isovector Quadrupole Resonance region, was observed.

Photo-nucleon processes like the  $(\gamma, n)$  reactions have been used to study isovector resonance built on the ground state for many years<sup>1)</sup>. The most prominent feature in these processes is an excitation of the Giant Dipole Resonance (GDR) which is systematically observed at an excitation energy of  $E_x = 63A^{1/3}$  MeV. Beyond the GDR region electric, dipole (E1) strengths, in the photon absorption process, is still much stronger than any other strengths such as electric quadrupole (E2) excitations. However, when the even- and odd-parity strength co-exists in the same energy region, their interference makes the angular distribution of decaying nucleon asymmetric. In principle, the asymmetry coming from the E1-E2 interference is very sensitive to the E2 component in the presence of the large amounts of the E1 strength. Since the  $(\gamma, n)$  reaction is expected not to proceed through the direct (D) E2 process, because of no E2 effective charge of neutrons, it is a suitable tool to exclude the resonant E2 strengths excited through the Semi-Direct (SD) process. On the

<sup>1</sup>Present Address : Toshiba Corporation.

<sup>2</sup>Present Address : Fuji Electric Co., Ltd.

<sup>3</sup>Present Address : Alps Electric Co., Ltd.

other hand, the direct proton knockout in the  $(\gamma, p)$  reaction is considered to be still important process above the GDR region. It is much more difficult to extract the resonant E2 strength from the  $(\gamma, p)$  reaction.

The angular distribution of the  $(\gamma, n)$  reaction is expressed as,

$$\frac{d\sigma}{d\omega} = A_0(1 + \sum_k a_k P_k(\cos \theta) + (\vec{p} \cdot \vec{n}) \sum_k b_k P_k^1(\cos \theta)), \quad (1)$$

where  $P_k(\cos \theta)$  is the  $k$ -th order Legendre polynomial and  $\vec{p}$  is the polarization of the photon. When we considered the interference between the E1 and E2 with an unpolarized photon, the angular distribution  $F(\theta)$  become,

$$F(\theta) = \frac{\sin \theta}{E - E_D + i\Gamma_D/2} + \frac{R \sin \theta \cos \theta}{E - E_Q + i\Gamma_Q/2} \quad (2)$$

where  $E$  and  $\Gamma$  are the resonance energy and width, and the subscripts of  $D$  and  $Q$  denote the dipole and quadrupole, respectively. The  $R$ , which is real and positive, represents the amplitude ratio of E1 and E2. Since the forward and backward angular asymmetry can be obtained as,

$$A_1 = \frac{Y(55^\circ) - Y(125^\circ)}{Y(55^\circ) + Y(125^\circ)} \quad (3)$$

$A_1$  can be rewritten from the Equation (2) and (3) as,

$$A_1 \approx 0.57 \cdot R \cdot \frac{E - E_D + i\Gamma_D/2}{E - E_Q + i\Gamma_Q/2} \quad (4)$$

Therefore, we can obtain the resonant E2 strength from the measurement of the forward-backward asymmetry in the  $(\gamma, n)$  reaction.

Isovector Giant Quadrupole Resonance (IVGQR), which are systematically observed at the excitation energy  $E_x \approx 130A^{1/3} \text{ MeV}^4$ , have mainly studied by the  $(n, \gamma)$ - and  $(\gamma, n)$  reaction. It has been shown that the E2 strength, in medium-heavy and heavy nuclei, deduced from the data are 30 ~ 70 % of the energy weighted sum rule (EWSR) corresponding to the strength of the  $T_<$  component. The available data on the IVGQR are limited, in the higher excitation energy region to extract the whole strength, and in the wide mass number region to observe the  $A$  dependence. It is important to recognize the highly excited nuclear structure around  $2\hbar\omega$  above the Fermi surface, by studying the IVGQR.

In this report, we are going to discuss the preliminary results of the photo-neutron

excitation functions and the angular distributions from the  $^{13}\text{C}(\gamma_{\text{tagged}}, n)$  measurement in the energy region between 17-72 MeV. The isospin structure of the residual  $^{12}\text{C}$  is very simple. Neutrons from the  $T_>$  and  $T_<$  state in  $^{13}\text{C}$  leave the residual  $^{12}\text{C}$  nucleus in states below the 15.1 MeV ( $T = 1, J^\pi = 1^+$ ) and above it, respectively. Therefore, we can discuss the isospin structure of the initial doorway state.

The  $^{13}\text{C}(\gamma_{\text{tagged}}, n)$  experiment was carried out at the tagged photon facilities<sup>5)</sup> of Laboratory of Nuclear Science (LNS), Tohoku University. A 90 MeV electron beam from the linear accelerator was stretched by the Sendai Stretcher Ring (SSTR)<sup>6)</sup>, and focused on a gold converter 100  $\mu\text{m}$  thick to produce bremsstrahlung photons. The recoil electrons were momentum-analyzed with a tagging magnet, and detected by an array of 32 channel tagging hodoscope. The energy resolution and the energy range of the tagged photon beam was 1.8 MeV, and 17 MeV  $\sim$  72 MeV, respectively. The photon beam intensity was typically  $5 \times 10^5/\text{sec}$  at the duty factor of  $\sim 60\%$ .

The target sample was 170.8 g of 98% isotopically enriched  $^{13}\text{C}$  powder which was pressed into a thin walled aluminum cylinder of 226 mm long and 70 mm in diameter. The thickness of the target in the bombarding area was  $4.27 \text{ g}/\text{cm}^2$ . The target sample was

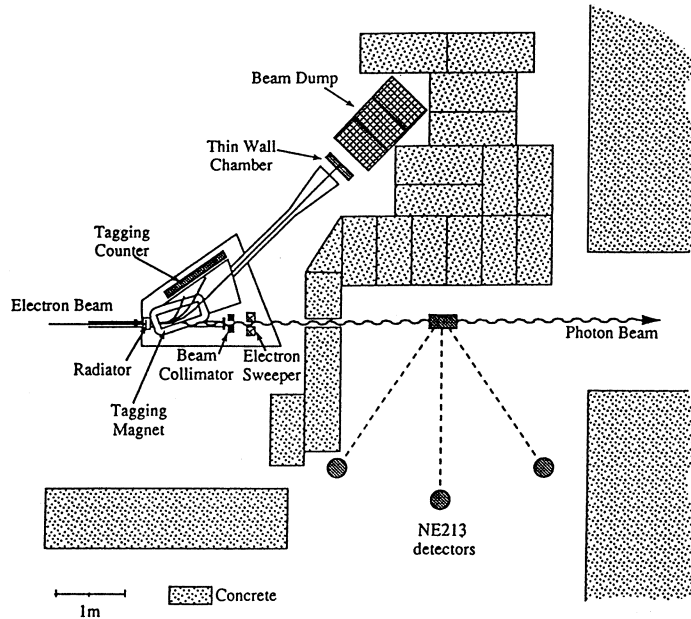


Fig 1 : Cross sectional view of the experimental plan. The neutron detectors placed at  $\theta_{\text{lab}} = 55^\circ, 90^\circ$  and  $125^\circ$ .

placed along the beam axis and suspended on the plastic plate of 5 mm thick. The entrance and the exit window for the photon beam was plugged by Mylar film of 100  $\mu\text{m}$  in thickness. The background come from the target surroundings was investigated by a target-out measurement.

The neutrons following the  $^{13}\text{C}(\gamma, n)$  reaction were detected by NE213 liquid scintillator contained in an aluminum tank of 1000 mm long and 130 mm in diameter (internal dimension)<sup>7)</sup>. Neutrons were selected from the large  $\gamma$ -ray background by a Pulse Shape Discrimination (PSD) method. The neutron energy was determined by means of a Time of Flight (TOF) technique. The system time resolution of the present setup was estimated to be  $\sim 0.7$  nsec (FWHM). The detectors were placed at a distance of 2.5 m from the target center. Three identical neutron detectors were placed at  $\theta_{lab} = 55^\circ$ ,  $90^\circ$  and  $125^\circ$ . The forward and backward counter was once shuffled during the measurement to compensate the systematical deference between the neutron detectors. The experimental parameters for the present measurement of  $^{13}\text{C}(\gamma_{tagged}, n)$  reaction is listed in Table 1.

Table 1 : Experimental parameters of the  $^{13}\text{C}(\gamma_{tagged}, n)$  measurement.

Incident Electron Energy	90 MeV
Duty Factor	$\sim 60\%$
Energy Range of $\gamma_{tagged}$	$17 \leq E_\gamma \leq 72$ MeV
$\Delta E$ of $\gamma_{tagged}$	1.8 MeV
Photon Intensity	$\sim 5 \times 10^5$ /sec
Beam Spot Size	$\sim 40$ mm $\phi$
Tagging Efficiency	$\sim 35\%$
Radiator	Au 100 $\mu\text{m}$
Neutron Detector	NE213 (13.3 $\ell$ ) $\times$ 3
Flight Path	$250 \pm 5$ cm
$\Delta t$ for $\gamma$ -flush	0.7 nsec (FWHM)
Measured Angle	$\theta_{lab} = 55^\circ, 90^\circ$ and $125^\circ$
Target ( $^{13}\text{C}$ )	4.27 g/cm <sup>2</sup> (98 % enriched)

Typical TOF spectra with (up side) and without (downside)  $\gamma$ -ray at  $\theta_{lab} = 55^\circ$  and  $E_\gamma = 24$  MeV, where the excitation of the giant dipole resonance is dominated, is shown in Fig. 2. The time resolution of the prompt  $\gamma$ -background is  $\Delta t = 0.7$  nsec (FWHM). The



neutron groups selected by PSD are clearly separated. They are corresponding to the  $^{12}\text{C}$  residual states of 0 MeV ( $T=0, J^\pi=2^+$ ), 15.1 MeV ( $T=1, J^\pi=2^+$ ), 15.1 MeV ( $T=1, J^\pi=1^+$ ) and so on. The behavior of the angular distributions have been found to be different for each neutron group. It is suggested that the isospin structure of  $^{13}\text{C}$  seems to be similar to that of  $^{12}\text{C}$  both in the GDR- and GQR- region.

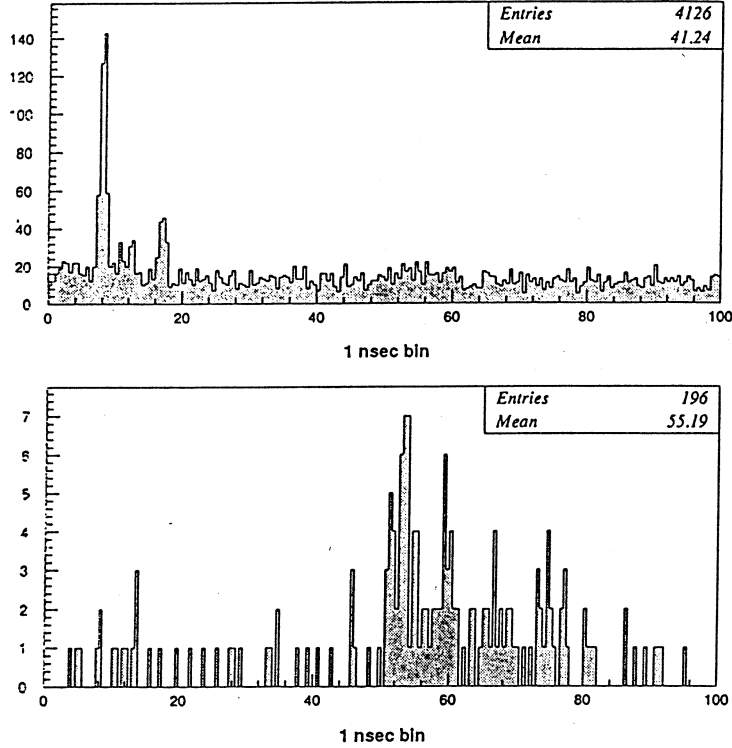


Fig 2 : Typical TOF spectrum with (up side) and without (downside)  $\gamma$ -ray at  $\theta_{lab} = 55^\circ$  and  $E_\gamma = 24$  MeV. The time resolution of the prompt  $\gamma$ -ray was  $\Delta t = 0.7$  nsec (FWHM). The groups neutron selected by PSD are corresponding to the  $^{12}\text{C}$  residual states of 0 MeV ( $T=0, J^\pi=0^+$ ), 4.4 MeV ( $T=0, J^\pi=2^+$ ), 15.1 MeV ( $T=1, J^\pi=1^+$ ) and so on.

In summary, we have performed  $^{13}\text{C}(\gamma_{tagged}, n)$  in the energy region of  $17 \text{ MeV} \leq E_\gamma \leq 72 \text{ MeV}$ . The relative neutron yield was obtained at  $\theta_{lab} = 55^\circ, 90^\circ$  and  $125^\circ$ . We found a large forward-backward asymmetry of the emitted neutrons both from  $T_>$  and  $T_<$  state in  $^{13}\text{C}$ . It is suggested that there is a concentration of the IVE2 strength around the  $E_x = 30$  MeV. Further analysis is in progress.

Part of this work was financially supported by Grant-in-Aid for Scientific Research, No. 62540194, from the Ministry of Education, Science and Culture of Japan. We are

indebted to Professor K. Nakai and Dr. K. Tanaka for the permission to use the  $^{13}\text{C}$  target from the target library of National Laboratory for High Energy Physics (KEK).

### References

- 1) "*Electric and Magnetic Giant Resonances in Nuclei*", World Scientific (1991), edited by J. Speth.
- 2) C. M. Laymon *et al* : Phys. Rev. **C46** (1992) 1880.
- 3) T. Murakami *et al* : Phys. Rev. **C35** (1987) 479.
- 4) R. Pitthan : *Proc. Giant Multipole Resonance, Oak Ridge*, Harwood Academic, New York (1980) 161.
- 5) T. Terasawa *et al* : Nucl. Instrum. and Meth. **A248** (1986) 429.
- 6) T. Tamae *et al* : IEEE Trans. Nucl. **NS-30** (1983) 3235.
- 7) S. Ito *et al* : private communication.

Study of photoneutron reaction on  $^{nat}\text{Fe}$ 

S. Ito, H. Itoh, O. Konno, H. Matsuyama, T. Sasaki,  
M. Takeya, T. Terasawa, K. Maeda<sup>†</sup>, T. Suda<sup>†</sup>,  
T. Murakami<sup>††</sup> and M. N. Thompson<sup>†††</sup>

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

<sup>†</sup> *Department of Physics, Tohoku University, Sendai 980, Japan.*

<sup>††</sup> *Department of Physics, Kyoto University, Kyoto 606, Japan.*

<sup>†††</sup> *School of Physics, The University of Melbourne, Parkvill 3052, Australia.*

An experiment of  $(\gamma, n)$  reaction on  $^{nat}\text{Fe}$  has been carried out to establish the comprehension of the reaction mechanism, by using a newly developed neutron detection system in an energy region between 17 and 72 MeV. It has been suggested that the photon absorption by two nucleons is favored at an energy range between the giant dipole resonance and below the  $\Delta$  resonance region, because of the large momentum mismatch between the incident photon and the outgoing nucleon which is typical of one nucleon interactions. Recent experimental and theoretical study indicated an important contribution from two-body effects. It was observed that the ratio of cross sections for neutron and proton knockout to the ground state,  $R = \sigma(\gamma, n_0) / \sigma(\gamma, p_0) \sim 1$  for  $^{12}\text{C}$ ,  $^{16}\text{O}$  and  $^{40}\text{Ca}$ . This cannot be explained simply by the direct knockout calculations. The advanced direct knockout calculations include the recoil term and explain the ratio for light nuclei, though the effect of this term becomes less as the mass number is larger. The ratio can be also interpreted by the modified quasi-deuteron model, where the photon is assumed to interact with a correlated proton-neutron (pn) pair and one nucleon of the pn pair is left in the residual nucleus. Studies above mentioned is limited for light nuclei whose numbers of protons and neutrons,  $Z$  and  $N$ , are almost equal. In the quasi-deuteron model, the cross section is related to  $Z$  and  $N$  explicitly and the ratio of cross sections is affected obviously by those values. The observation of systematics for the photonuclear cross section,  $\sigma(\gamma, n)$ ,  $\sigma(\gamma, p)$ ,  $\sigma(\gamma, pn)$ , etc., is required for the complete description of the reaction mechanism including heavier nuclei of  $N > Z$ . There is only a few data of  $(\gamma, n)$  reactions limited on nuclei lighter

than  $^{40}\text{Ca}$ . The reasons of the choice of  $^{56}\text{Fe}$  target are because of (1)  $A > 40$  and  $N > Z$  for requirements as mentioned above, (2) large natural abundance which makes possible to get enough yields in the photon tagging experiment of  $(\gamma, n)$  reactions using a thick target, and (3) acceptable  $Z$  number to perform the measurement of  $(\gamma, n)$  because  $Z$  relates the amount of  $\gamma$ -ray background quadratically.

The experiment were performed at the tagged photon facilities of Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University. Photon beam was tagged in the energy range between 17 and 72 MeV and the size of about 3 cm diameter at the target. The target was natural iron plate with thickness of  $7.9 \text{ g/cm}^2$  consisted of eight pieces of 50 mm by 50 mm and 1.5 mm thickness. The photon energy range was set to cover the tail of the giant dipole resonance, the electric isovector quadrupole resonance and the quasi-deuteron region. The neutron

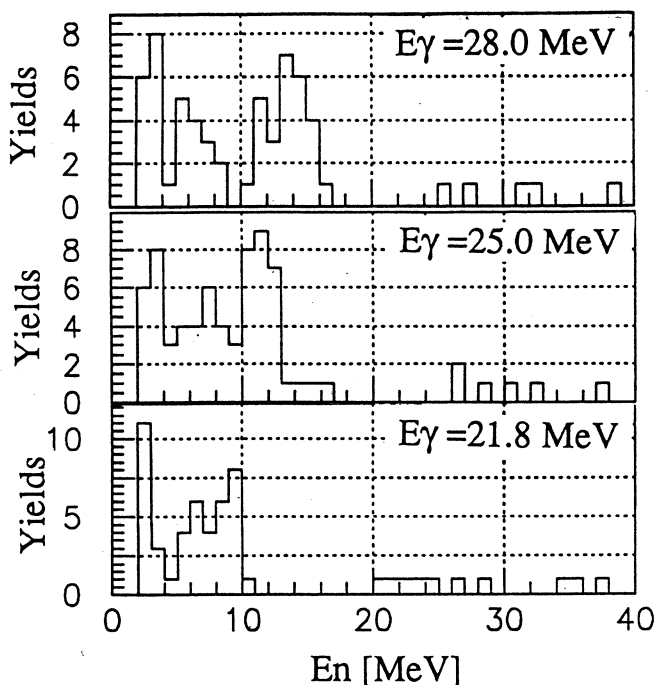


FIG. 1. Neutron energy spectra for  $^{56}\text{Fe}(\gamma, n)$  reactions at  $\theta_n = 125^\circ$  and  $E_\gamma = 28.0 \pm 0.8$ ,  $25.0 \pm 0.8$  and  $21.8 \pm 0.8$  MeV. The  $Q$ -value for the ground state transition is 11.2 MeV. Correction for random and background contribution and for neutron detection efficiency have not been made yet.

detection system was same as that used in the measurement of  $^{13}\text{C}(\gamma_{\text{tagged}}, n)$  described in the previous paper. The neutron were detected in the angular range  $30^\circ \leq \theta_n \leq 125^\circ$  using NE213 detectors. Large volume NE213 liquid scintillator neutron detectors ( $130 \text{ mm } \phi \times 1000 \text{ mm } l$ ) developed for this experiment were used at  $\theta_n \sim 55^\circ, 90^\circ$  and  $125^\circ$  and at the flight path of 2.5 m. Other NE213 detectors were placed between  $30^\circ$  and  $125^\circ$  at 2.5 m from target position, except detectors at  $\theta_n \sim 70^\circ$  and 4.0 m for the measurement with the high energy resolution. Neutron events were selected from the  $\gamma$ -ray background by the pulse shape discrimination method. Neutron energy was measured by the time of flight technique and the time resolution for the prompt  $\gamma$ -ray peak was  $\Delta t \sim 0.7 \text{ ns}$  (FWHM) at 2.5 m flight path typically. The neutron energy spectra shown in Fig. 1 illustrate progress in the data analysis. Correction for random and background contribution and for neutron detection efficiency have not been made yet. The data of this experiment is under the analysis. The reaction mechanism above the giant dipole resonance will be investigated systematically and systematics for giant resonances will be obtained, using the data on  $^{13}\text{C}$  measured in the same setup and other previous data.



## Ⅱ. 物 性 物 理



## Si 中の複原子空孔の性質 ; 陽電子寿命と捕獲率の温度依存性

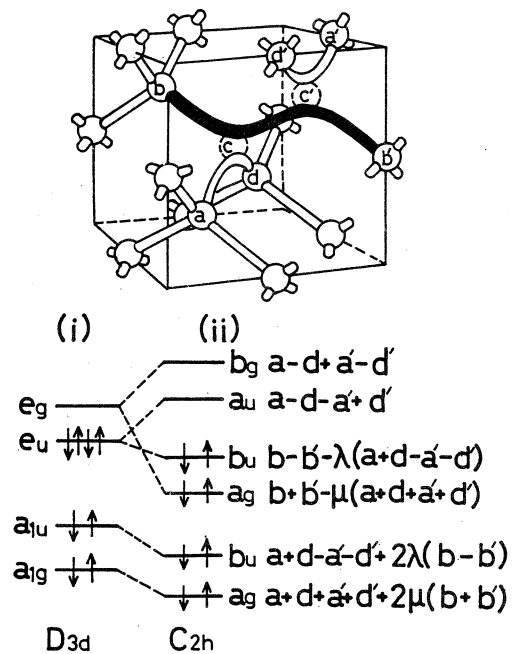
金研

河裾厚男・末澤正志・長谷川雅幸  
山口貞衛・角野浩二

### § 1. はじめに

帯溶融 (FZ) 法によって育成されたシリコン結晶 (以下 FZ-Si) を高速粒子線によって照射すると各種の原子空孔や格子間原子及び原子空孔-不純物複合体が導入される。Si 中の単原子空孔, 単格子間原子は液体窒素温度以下でも移動可能である。それ故, 室温における粒子線照射では, 1次ノックオンによって生じた単原子空孔と単格子間原子は相互消滅するか, 原子空孔同士, 或いは格子間原子同士で複合体を形成して安定化する。それらのうちで特に代表的な原子空孔は, 複原子空孔 ( $V_2$ ) である。第1図は, Si 中の複原子空孔の原子配置を示している。電子スピン共鳴法<sup>1)</sup>, DLTS法<sup>2)</sup>による研究は, 複原子空孔が禁制帯中に3つの電子準位を有し, そして4つの荷電状態 ( $V_2^+$ ,  $V_2^0$ ,  $V_2^-$ ,  $V_2^{2-}$ ) をとり得ることを示している (第1図)。また, 複原子空孔周りの対称性は, 50K 以下ではヤーン・テラー効果のため  $C_{2h}$  でありその3つの等価な配向のうちの1つに凍結されている。そして, 温度上昇に伴い等価な配向間で結合の組換え (bond switching) が誘起され, 対称性が  $C_{2h}$  より高い  $D_{3d}$  に変化する<sup>1)</sup>。

本研究で用いられた陽電子消滅法は, 従来金属のフェルミ面や格子欠陥の研究に適用されてきたが<sup>3)</sup>, 近年半導体の格子欠陥研究にも盛んに利用されるようになってきている。その適用範囲は, 照射, 加工, 熱処理誘起欠陥のみならず熱平衡原子空孔のその場測定にまで及んでいる。陽電子消滅法は寿命測定と消滅  $\gamma$  線のエネルギー測定に大別される。本



第1図 (i)複原子空孔の原子配列, (ii)複原子空孔に対する LCAO 模型

研究では空孔型欠陥、転位などの検出に有効である前者の測定を行った。

試料中に入射した陽電子は、その正電荷のため陽のイオン殻を避け格子間位置をさまよう(拡散)。原子空孔、転位等の所では、空隙寸法がバルクのそれに比べて大きいために陽電子はそこへ捕らえられる(遷移)。このようにして欠陥位置に局在化した陽電子は、欠陥近傍の電子と対消滅する。一般に、空孔位置での電子密度はバルクのそれに比べて低いので陽電子寿命はバルクのものより長くなる。第1表は、これまでに報告されているSi中の各種原子空孔に捕獲された陽電子の寿命を示している<sup>4)</sup>。また、最近の理論計算<sup>5)</sup>の結果は、陽電子寿命が

第1表 種々の欠陥の寿命値<sup>4)</sup>。

Defect	bulk	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>	V <sub>4</sub>	V <sub>5</sub>	VO	V <sub>2</sub> O	VP
Lifetime (ps)	220	260-270	310-325	390-450	480-520	225	270	250

原子空孔の僅かな格子緩和にも敏感に依存することを示し、実験的にもこれを支持する結果が報告されている<sup>6, 7)</sup>。捕獲過程において拡散と遷移の何れが律速過程になっているかを決定することは陽電子と欠陥の相互作用を議論する上で重要である。何れが律速過程であるかに依って捕獲率の温度依存性が異なる。また、遷移過程では、陽電子と空孔の結合エネルギー(～1 eV)が、結晶中素励起によって効率よく消散されなければならない。金属中の原子空孔の場合、結合エネルギーの消散は電子-正孔対の励起によっている。しかし金属と異なり半導体には(i)禁制帯(Siでは約1 eV)が存在する、(ii)自由電子密度が桁違いに少ない、という特徴がある。(i)の理由によって、電子-正孔対励起によるエネルギー放出の可能性は低い。従って、それとは別のエネルギー放出機構、例えば、多フォノン放出や局在電子励起等が考慮されなければならない。この点は現在まだ明かではない。また、上述した様にSi中の複原子空孔はフェルミ準位に依存して異なる荷電状態をとり得る。(ii)の理由によって、正または負に荷電した複原子空孔と陽電子との間に生ずるクーロン相互作用は、自由電子に殆ど遮蔽されない。クーロン相互作用の存在は陽電子捕獲に対するポテンシャルが原子空孔に伴った空隙のみでなく中心から離れた位置(数十オングストローム)まで広がりを持っていることを意味する。これは金属中の原子空孔の場合と本質的に異なる。実際、かつて我々が示したように負に荷電した複原子空孔への陽電子捕獲率は中性へのものより大きく、また正に荷電した複原子空孔による陽電子捕獲率は検出限界以下である<sup>8)</sup>。これらの結果は複原子空孔の陽電子捕獲機構、ひいてはその温度依存性が金属のものと異なることを意味する。以下で本研究の目的を明らかにするため

に従来なされた研究結果をまとめる。

実験<sup>9-12)</sup>、理論<sup>13)</sup> 何れの研究も Si 中の複原子空孔に捕獲された陽電子の寿命は、荷電状態によらず大体300から320ps であるとしている。Dannefaer 等<sup>9)</sup> は陽電子寿命が試料冷却によって短くなることを見だし、それは低温で複原子空孔が分裂配置をとるためであるとした。そして複原子空孔の分裂配置は、複原子空孔周りの原子によって構成される分子軌道の反結合状態を占有した2個の電子間のクーロン反発に起因しているとした。しかし、最近の理論計算<sup>5)</sup>の結果によれば寿命値の変化は原子空孔周りの格子緩和によっても説明される。このような点をさらに詳しく議論するためには、寿命の温度変化が複原子空孔の荷電状態にどの様に依存するかを調べる必要がある。Si-より一般的に半導体-中の複原子空孔と陽電子の相互作用が、金属のそれと異なるという最も顕著な現象は捕獲率の温度依存性に現れた。過去の多くの研究<sup>9-12)</sup> は複原子空孔への陽電子捕獲率が試料冷却(300K以下)により増大する(負の温度依存性)ことを示している。かつてこの振る舞いは、Laxのフォノン・カスケード模型<sup>14)</sup>で説明された。それは電子(正孔)が正(負)に荷電した不純物に捕獲される際にリュードベルグ状態間をフォノンを放出しながら連続的に遷移するというものである。この模型に基づき、複原子空孔は負に荷電していると暗黙のうちに仮定され、負の温度依存性はクーロン中心に特有のものであるとされた。中性の複原子空孔の場合には、陽電子捕獲率が温度に依らないと報告され<sup>15)</sup> この問題には決着がつけられたかに思われた。しかし過去になされた研究を調べるとこれに反する報告もある。例えば、Brandt<sup>16)</sup> や Shimotomai 等<sup>11)</sup> は中性の複原子空孔に対しても陽電子捕獲率は負の温度依存性を示すとしている。このような食い違いの原因は、複原子空孔の荷電状態が正しく評価されていない点にある。負の温度依存性がクーロン中心に特有のものか否かをはっきりさせるために、本研究では複原子空孔が(+), (0), (-)及び(2-)という荷電状態をとる様に試料のフェルミ準位を制御し、陽電子捕獲率の温度依存性を求めた。そして、後述するように中性価、負価、何れの複原子空孔に対しても陽電子捕獲率は負の温度依存性を示すことを見いだした。

## § 2. 実験方法

試料はフェルミ準位を制御するために隣(P)を $1 \times 10^{16} \text{cm}^{-3}$ 添加したn型FZ-Si、及び、ホウ素(B)を $4 \times 10^{14}$ または $8 \times 10^{15} \text{cm}^{-3}$ 添加したp型のFZ-Siである。それらを $10 \times 7 \times 6 \text{mm}^3$ の寸法に切り出しCP4溶液で表面を研磨した後、東北大学原子核理学研究施設の線形加速器によりエネルギー15MeVの電子線を照射した。

照射時の試料温度を室温に保持するために試料の端面を流水によって冷却したアルミニウムブロックで挟み込んだ。照射試料から  $5 \times 5 \times 1 \text{ mm}^3$  の試料片を3枚切り出し、CP4溶液で再度研磨したのち各々ホール効果測定及び陽電子寿命測定に充てた。Pを添加した試料では照射によって原子空孔-燐(V-P)対も形成される。複原子空孔を研究することが目的であるので、V-P対は150~200°Cの焼鈍によってあらかじめ消去した(複原子空孔の焼鈍温度は275~350°Cである)。フェルミ準位はホール効果測定により決定した。第2表は試料の詳細を示している。試料1及び4のフェルミ準位は低温になるにつれそれぞれ伝導帯、価電子帯方向

第2表 試料。

Sample	Dopant conc. ( $\text{cm}^{-3}$ )	Fluence ( $\text{e}/\text{cm}^2$ )	$V_2$ conc. ( $\text{cm}^{-3}$ )	Fermi level <sup>1)</sup> (ev)
No. 1	P: $1.7 \times 10^{16}$	$3 \times 10^{16}$	$8 \times 10^{14}$	$E_c - 0.17$
No. 2	"	$5 \times 10^{17}$	$5 \times 10^{15}$	$E_c - 0.34$
No. 3	B: $4.0 \times 10^{14}$	$3 \times 10^{17}$	$3 \times 10^{16}$	$E_v + 0.40$
No. 4	B: $8.0 \times 10^{15}$	$3 \times 10^{16}$	$3 \times 10^{15}$	$E_v + 0.18$

1) at 300K

へ移動することが見いだされた。また、試料2及び3では300K以下でのホール効果測定は担体濃度が低すぎるため困難であった。従って、複原子空孔の荷電状態は試料1, 2, 3及び4で各々(2-), (-), 中性, 及び(+)である。

アルミニウム薄膜(厚さ約1  $\mu\text{m}$ )に $^{22}\text{Na}$ を約30  $\mu\text{Ci}$ 沈殿させ陽電子線源とした。これを2枚の試料片で挟み込み陽電子寿命を10~300Kで測定した。測定は時間分解約200psのfast-fast型の装置を用いて行われ、1つのスペクトルにつき約 $10^6$ カウント積算した。線源内での陽電子消滅によるスペクトルへの寄与(線源成分)は良く焼鈍されたニッケル多結晶の測定より寿命290ps, 強度9%と求めた。線源成分及びバックグラウンドをスペクトルから差し引いた後、寿命解析プログラム“POSITRONFIT”<sup>17)</sup>を用いてスペクトルを以下のように2成分解析した。

$$L(t) = (I_1 * \tau_1) * \exp(-t / \tau_1) + (I_2 * \tau_2) * \exp(-t / \tau_2) \quad (1)$$

ここで、 $L(t)$ は発生してから $t(\text{ps})$ 後に消滅した陽電子の計数、 $I_{1,2}$ は強度( $I_1 + I_2 = 1$ ),  $\tau_{1,2}$ は消滅の時定数である。

### § 3. 結果及び考察

第2図乃至第4図は試料1から3の寿命スペクトルを2成分解析することによって得られた寿命と強度の温度依存性を示している。単純な2状態捕獲模型によれば、分解された寿命と強度(1式)は以下のように与えられる。

$$\tau_1^{-1} = \tau_B^{-1} + \kappa \quad (2)$$

$$\tau_2 = \tau_D \quad (3)$$

$$\kappa = (I_2/I_1) * (\tau_B^{-1} - \tau_D^{-1}) \quad (4)$$

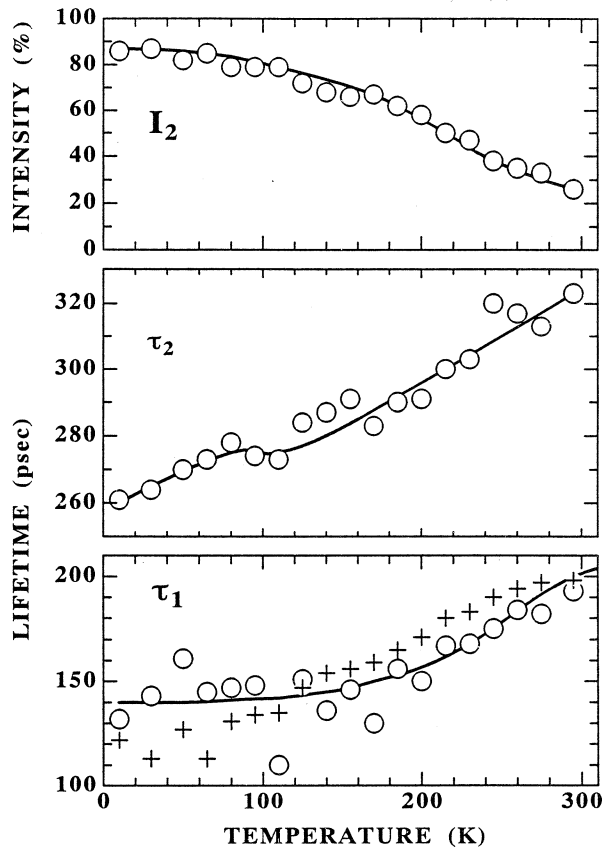
ここで、 $\tau_B$ 、 $\tau_D$ は完全結晶及び欠陥位置での陽電子寿命、 $\kappa$ は陽電子捕獲率であり、欠陥濃度(C)に比例している。

$$\kappa = \mu * C = \sigma * v * C \quad (5)$$

ここで、 $\mu$ は比捕獲率、 $\sigma$ は捕獲断面面積、 $v$ は陽電子熱速度(=  $10^7(T/300)^{1/2}$  cm/s)である。 $\tau_B$ は未照射Siの測定より220psと求められた。第2図乃至第4図より(2)及び(4)式から求められた $\tau_1$ は、(1)式から得られた $\tau_1$ と良く一致していることが知られる。これは、2状態模型による解析が妥当であることを意味する。従って、寿命の第2成分は欠陥(ここでは複原子空孔)に捕獲された陽電子の寿命である。試料4ではスペクトルの2成分解析は意味のある結果を生じず、寿命値は完全結晶中でのそれに等しく220psであった。以下で、得られた陽電子寿命と捕獲率の温度依存性について議論する。

#### 3.1 陽電子寿命

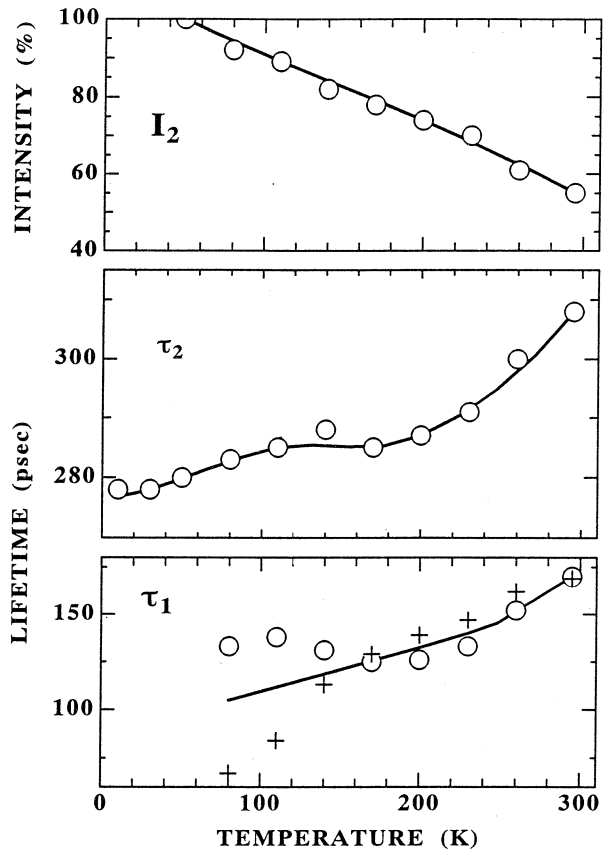
第2図乃至第4図より、 $V_2^0$ に



第2図 試料No.1に対する陽電子寿命と強度の温度変化。記号(+)は2状態捕獲模型から期待される寿命の第1成分。

捕獲された陽電子寿命は温度に依らずほぼ一定であるのに対し、 $V_2^{2-}$ と $V_2^-$ での陽電子寿命は低温で減少することが知られる。第5図は10Kと300Kでの陽電子寿命の荷電状態依存性を示している。10Kでは複原子空孔での陽電子寿命は束縛電子数の増加に伴い減少する。陽電子寿命はそれを取り囲む電子密度に依存し消滅速度 $\lambda$  (寿命の逆数)は $\lambda = 2(1 - 1/\epsilon) + 134n$ の様に電子密度 $n$ に比例する<sup>18)</sup>。ここで、 $\epsilon$ は誘電率である。複原子空孔の実効体積を $V_{\text{eff}}$ 、束縛電子数を $N$ とし、電子密度を $N/V_{\text{eff}}$ と近似すると、実験値より実効体積が計算される。10Kでの陽電子寿命の荷電状態依存性が実効体積の効果によるとすれば、

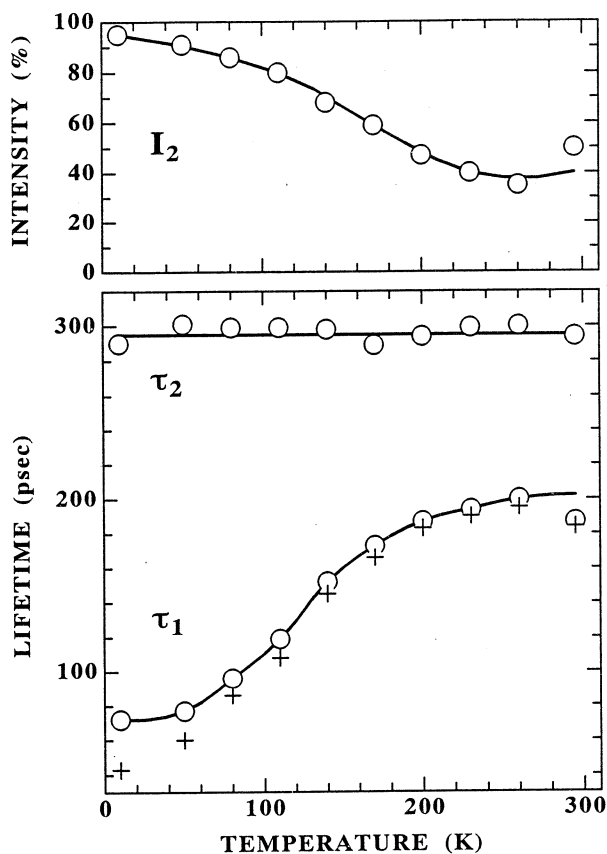
実効体積は束縛電子数の増加と共に減少するべきである。しかし、寿命値から計算される10Kでの実効体積は束縛電子数と共に僅かではあるが増加する。即ち、10Kでの陽電子寿命の荷電状態依存性は実効体積ではなく束縛電子数の効果を反映していると考えられる。また、300Kにおける $V_2^{2-}$ と $V_2^-$ での陽電子寿命は $V_2^0$ のそれより長くなり寿命値の大小関係は10Kのものと同逆転する。上述したように Dannefaer<sup>9)</sup>は低温に於ける寿命値の低下を説明するために複原子空孔の分裂配置を提案した。即ち、低温で複原子空孔は2個の原子空孔に分裂し陽電子はその一方に局在するために寿命が低下する。分裂配置は $V_2^{2-}$ の反結合状態を占有した2つの電子間のクーロン反発に由来するとされた。しかし、第3図及び第5図は反結合状態を一つの電子が占有するような $V_2^-$ でさえ寿命値が温度変化することを示している。最近の理論計算は陽電子寿命が原子空孔周りの格子緩和によって敏感に変化することを示している。そこで、ここでは寿命の温度変化は複原子空孔周りの格子緩和—実効体積—が温度上昇に伴い増大すると考える。



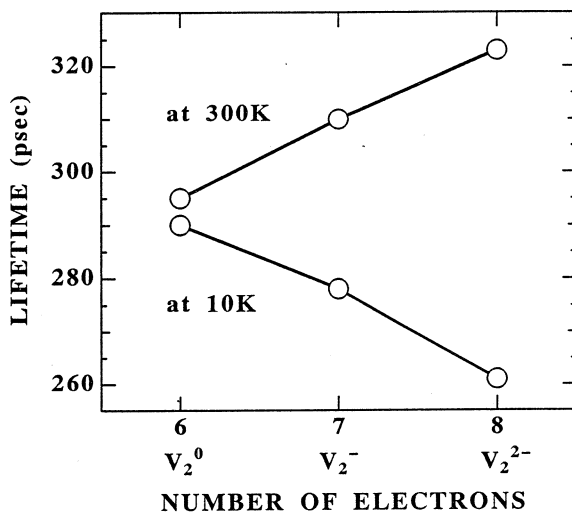
第3図 2図と同様(但し、試料No.3)。



$V_2^{2-}$  と  $V_2^-$  での陽電子寿命は 100K 以上で大きく増加する。これに対し、 $V_2^0$  での陽電子寿命は温度に依らずほぼ一定である。また、 $V_2^{2-}$  での寿命変化は  $V_2^-$  でのそれより大きい。このように寿命の温度変化が荷電状態によって異なることは、荷電状態によって実効体積の熱膨脹が異なるためと考えられる。一方、Si の熱膨脹係数は約 100K 以下で負であり、それ以上で急激に増加することが知られている<sup>19)</sup>が、地の結晶の熱膨脹は寿命を変化させるほどには大きくない。 $V_2^0$  で陽電子寿命が温度変化しないことは、この事情を反映していると考えられる。 $V_2^{2-}$ 、 $V_2^-$  での寿命の温度変化は、余分の電子が束縛されたことが原因で、Si 結晶の熱膨脹が複原子空孔の局所的な熱膨脹として増幅されるためであると考えられる。つまり、電子が付加することによって、複原子空孔周りの原子間の結合が柔軟になる。これは  $V_2^{2-}$ 、 $V_2^-$  の電子が反結合状態を占有するという LCAO (Linear Combination of Atomic Orbitals) モデルの描像<sup>1)</sup>(第 1 図)とも矛盾しない。即ち、反結合状態の性質によって  $V_2^{2-}$ 、 $V_2^-$  周りの原子間の結合は  $V_2^0$  のそれに比べ



第 4 図 図 2 と同様 (但し、試料 No. 3)。



第 5 図 複原子空孔に捕獲された陽電子の寿命の荷電状態依存性。

て不安定であり、また  $V_2^{2-}$  では反結合状態を占有する 2 個の電子間でのクーロン反発により、原子間結合はさらに不安定である。そのため、 $V_2^{2-}$ 、 $V_2^-$  の実効体積膨脹は  $V_2^0$  のそれより大きく、また  $V_2^{2-}$  の膨脹は  $V_2^-$  のそれより大きいと考えられる。最近の Samara の実験<sup>20)</sup> も同様のことを示している。

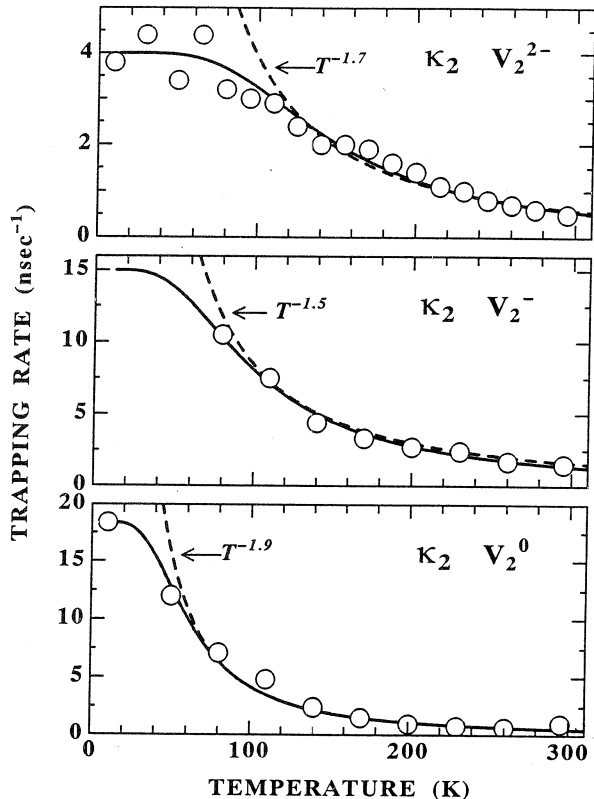
### 3.2 陽電子捕獲率

第 6 図は(4)式より計算された試料 1 から 3 の陽電子捕獲率の温度依存性を示している。 $V_2^{2-}$ 、 $V_2^-$  だけでなく  $V_2^0$  でも陽電子捕獲率は低温で同様に増大する（負の温度依存性）ことが知られる。ここでまず強調すべきことは、負の温度依存性はクーロン中心に特有のものではなく中性中心にも現れることである。これによりこれまで二分されていた解釈に決着がつけられた。捕獲率は 300K から 100K の間で増加し 100K 以下で飽和する。第 7 図は、捕獲率が  $T^{-n}$  という指数法則で表されることを仮定してデータを対数プロットしたものを示している。300~100 K で  $n$  の値はほぼ  $3/2$  で近似される。この様に捕獲率の温度依存性は、

荷電状態に依らずほぼ同じであるが比捕獲率の値は荷電状態に依っている。第 3 表は  $\mu_{2-} > \mu_{-} > \mu_0$  という大小関係があることを示している。以上のことは、 $V_2^{2-}$  や  $V_2^-$  への陽電子捕獲ではクーロン相互作用が重要な役割を持っているが、捕獲機構は  $V_2^{2-}$ 、 $V_2^-$  と  $V_2^0$  とで類似していることを示している。以下で各模型について考察する。

まず、これらが拡散律速ではないことは次のようにして示される。拡散律速模型によれば比捕獲率は

$$\mu = 4 \pi R D / \Omega \quad (6)$$



第 6 図 各種の荷電状態の複原子空孔への陽電子捕獲率の温度依存性。実線及び点線は、各々 2 段階捕獲機構、 $\kappa \propto T^{-n}$  による適合曲線。

第3表 複原子空孔での陽電子寿命と比捕獲率。

Sample	Charge state	Lifetime (psec)		Specific trapping rate ( $s^{-1}$ )	
		300K	10K	300K	10K
No. 1	$V_2^{2-}$	323	261	$3.5 \times 10^{16}$	$3 \times 10^{17}$
No. 2	$V_2^-$	310	278	$1.5 \times 10^{16}$	$1.5 \times 10^{17}$
No. 3	$V_2^0$	295	290	$1.5 \times 10^{15}$	$3 \times 10^{16}$

で与えられる。Rは捕獲半径，Dは陽電子の拡散定数 ( $=2.8 (300/T)^{1/2} \text{cm}^2/\text{s}^{22}$ )<sup>06</sup>，である。クーロン中心に対する捕獲半径は

$$kT = Ze^2 / 4 \pi \epsilon R \quad (7)$$

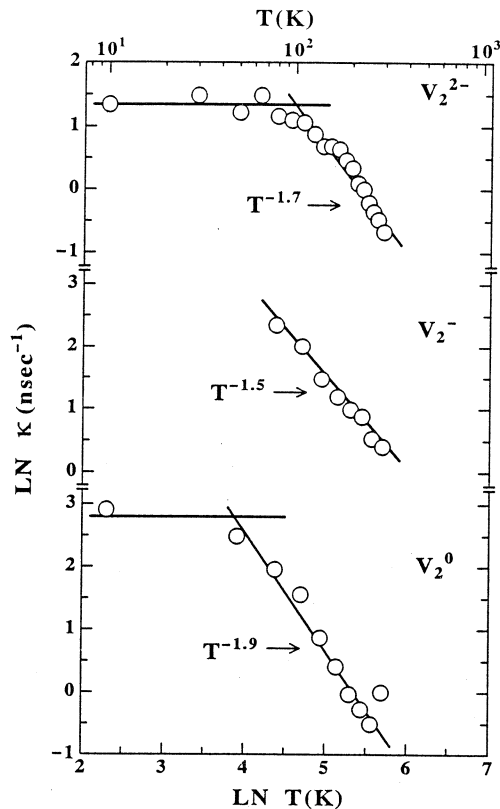
で与えられると仮定すると，

$$\mu = 8 \times 10^{16} Z (300/T)^{3/2} \quad (8)$$

を得る。この温度依存性は第7図に示されている結果と一致しているが，絶対値は2~3桁大きな値になっている。また，中性中心に対してR=一定と仮定すると  $\mu \propto T^{-1/2}$  となり実験で得られた温度依存性が再現されない。従って，以上の議論から拡散過程は律速段階ではないことが結論される。

Laxのフォノン・カスケード模型によればクーロン又は中性中心へのキャリア捕獲断面積は各々  $T^{-n}$ ， $n=2\sim 4$  又は  $0\sim 1$  に，比例する。即ち，クーロン中心と中性中心では温度依存性は全く異なる。それ故，従来考えられてきたこの模型では複原子空孔への陽電子捕獲率の温度依存性は説明し難い。

捕獲率の300~100Kでの増加と100K以下での飽和は浅い捕獲準位を伴った2段階捕獲機構で良く記述される。第8図は2段階捕獲機構の概念を模



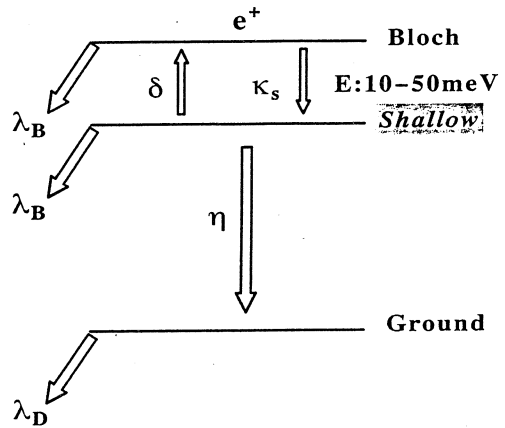
第7図 捕獲率と温度の両対数プロット。

式的に示している。自由な状態にある陽電子は欠陥の作る浅い捕獲準位に捕獲される。浅い準位に捕獲された陽電子はある確率で基底状態へ遷移し、温度が高いときには自由状態へ熱離脱する。Puska 等<sup>23)</sup>によれば比捕獲率は、

$$\mu = \kappa_s / (1 + N_d T^{3/2} \exp(-E_B/kT)) \quad (9)$$

$$N_d = (2 \pi m k / h)^{3/2} / C \eta$$

で与えられる。各記号は第8図に示されているものと同じである。第6図の実線は(9)をデータに適合させた理論曲線である。測定温度範囲で測定結果が良く再現されている。また、得られた  $E_B$  の値は  $V_2^{2-}$ ,  $V_2^-$ ,  $V_2^0$  に対して、各々21, 11, 9 meVであった。 $V_2^{2-}$ ,  $V_2^-$  の捕獲準位はクーロン相互作用の結果生ずる3S又は4Sリュードベルグ状態に対応していると考えられる。ここで得られた結果は  $V_2^0$  でさえ浅い捕獲準位を伴っていることを示している。Si 中の中性ドナーやアクセプターが余分の電子又は正孔を捕らえた  $D^-$ ,  $A^+$  状態が存在することが知られている<sup>24)</sup>。 $V_2^0$  の場合にもこれと類似の束縛状態 ( $V_2^0 + e^+$ ) が存在するものと考えられる。



第8図 2段階捕獲機構の概念図。 $\lambda_B$ と $\lambda_D$ は、各々バルクと欠陥位置における陽電子消滅速度。 $\kappa_s$ と $\eta$ は、各々自由状態から浅い準位、浅い準位から基底状態への捕獲速度。

#### §4. まとめ

15MeV の電子線照射によって Si 中に導入される各種の荷電状態の複原子空孔に捕らえられた陽電子の寿命と捕獲率の温度依存性が調べられ、以下のことが明らかになった。

- (1)10K における複原子空孔での陽電子寿命は束縛電子数の増加と共に短くなる。また、 $V_2^{2-}$ ,  $V_2^-$  での陽電子寿命は温度と共に長くなり300K では  $V_2^0$  のそれを越える。これは、 $V_2^{2-}$ ,  $V_2^-$  の実効体積が温度と共に増加するためと考えられる。
- (2) $V_2^{2-}$ ,  $V_2^-$ ,  $V_2^0$  への陽電子捕獲率は試料冷却によって増加し100K 以下では飽和する。これらの挙動は浅い捕獲準位を伴った2段階捕獲機構で良く記述され、 $V_2^{2-}$ ,  $V_2^-$  のみならず  $V_2^0$  も浅い束縛状態を形成することを示している。

本研究でなされた電子線照射は核理研の榎本和義博士及びマシン・グループの方々によってなされた。衷心より感謝いたします。

### 参 考 文 献

- 1) G. D. Watkins and J. W. Corbett : Phys. Rev. **138** (1965) 543.
- 2) A. O. Evwaraye and E. Sun : J. Appl. Phys. **47** (1976) 3776.
- 3) *Proc. Int. School of Physics. Course LXXXIII, Positron Solid-State Physics, ed. by W. Brandt and A. Dupasquier* (1983).
- 4) S. Dannefaer : *Proc. Int. Conf. on the Science and Thechnorgy of Defect Control in Semiconductor* (1989).
- 5) S. Mäkinen and M. Puska : Phys. Rev. **B40** (1989) 12523.
- 6) C. Corbel, M. Stucky, P. Hautojärvi and K. Sarrinen : Phys. Rev. **B38** (1988) 8192.
- 7) J. Mäkinen, P. Hautojärvi and C. Corbel : J. Phys : Condens. Matter **4** (1992) 5137.
- 8) Unpublished.
- 9) S. Dannefaer, G. W. Dean, D. P. Kerr, and B. G. Hogg : Phys. Rev. **B14** (1976) 2709.
- 10) W. Fuhs, U. Holzhauser and F. W. Richter : Appl. Phys. **22** (1980) 415.
- 11) M. Shimotomai, Y. Ohgino, H. Fukushima, Y. Nagayasu, T. Mihara, K. Inoue and M. Doyama : Int. Phys. Conf. Sef. **No59** (1981) 241.
- 12) Motoko-Kwete, D. Segers, M. Dorikens, L. Dorkens, P. Clauws and I. Lemahieu : Appl. Phys. **A49** (1989) 659.
- 13) M. J. Puska and C. Corbel : Phys. Rev. **B38** (1988) 9874.
- 14) M. Lax : Phys. Rev. **119** (1960) 1502.
- 15) P. Mascher, S. Dannefaer and D. Kerr : Phys. Rev. **B40** (1989) 11764.
- 16) W. Brandt and L. J. Cheng : Phys. Lett. **50A** (1975) 439.
- 17) P. Kirkegaard, and M. Eldrup : Comput. Phys. Commuun. **7** (1974) 410.
- 18) M. J. Puska, S. Mäkinen, M. Manninen and R. M. Nieminen : Phys. Rev. **B39** (1987) 7666.
- 19) K. G. Lyon, G. L. Saliger and C. A. Swenson : J. Appl. Phys. **48** (1977) 865.
- 20) G. A. Samara : Phys. Rev. **B39** (1989) 12764.
- 21) W. Brandt : Appl. Phys. **5** (1974) 1.

- 22) E. Soinnen, J. Mäkinen, D. Beyer and P. Hautojärvi : Phys. Rev. **B46** (1992) 46.
- 23) M. J. Puska, C. Corbel, R. M. Nieminen : Phys. Rev. **B41** (1990) 9980.
- 24) 例えば, 固体物理, Vol. 12, No. 4 (1977) 203.

## コヒーレント遷移放射による遠赤外・ミリ波分光

科研, 核理研\*

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・山川達也\*  
小山田正幸\* 浦沢茂一\* 中里俊晴\*  
加藤龍好\* 吉岡正裕\*

### § 1. はじめに

我々はコヒーレントな放射を分光用の光源として用い、遠赤外からミリ波にかけての波長領域の分光計測法を確立すべく実験を開始し、その第一報<sup>1)</sup>を報告した。前回<sup>1)</sup>の実験で次のことが明きらかになった。1) コヒーレント放射は、遠赤外用光源として通常用いられている高圧水銀灯に較べ、その強度において長波長域で極めて強く、例えば波長1 mmで3桁以上強い。高圧水銀灯の場合、波長が1 mm以上になると強度が弱くなり、分光測定が実際上非常に困難であることを考えると、コヒーレント放射はミリ波の領域における画期的に強い波長連続な光源である。2) 電子ライナックの電子ビームの変動に伴う光強度の変動を光学的方法で正しく補正できる。3) 実際にコヒーレント放射を光源として得られた $As_2S_3$ ガラスの吸収スペクトルは、高圧水銀灯による同じ試料の吸収スペクトルと良い対応を示している。以上の結果から、コヒーレント放射は遠赤外・ミリ波における新しい高輝度光源として実際に使用できることが確認された。

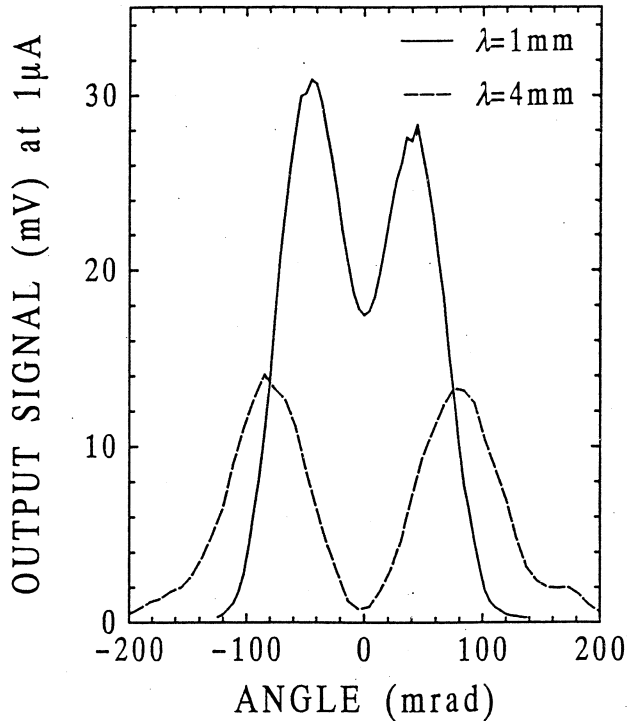
前回は測定光学系の関係で吸収測定しかできなかったが、今回は吸収、反射両測定ができ、かつ光強度の変動も光学的に補正できる光学系を製作し、コヒーレント遷移放射を光源として分光測定を行った。実測例として $As_2S_3$ 、 $As_2Se_3$ 、BK-7ガラスの吸収および反射スペクトルを測定し、高圧水銀灯による同じ試料の同様のスペクトルと比較検討した。

### § 2. 実験と結果

コヒーレント遷移放射を光源とした遠赤外・ミリ波の領域の分光実験は、前回<sup>1)</sup>と同様に核理研の電子ライナックを用い、ほぼ同じ条件のもとで行った。すなわち、電子線源として電子ライナックを用い、真空ダクトのチタン箔の窓からの遷移放射を光源とし、その放射を分光測定装置<sup>2)</sup>に導き、分光されて出射スリットから出てくる光を今回新たに製作した試料測定光

学系に導き、分光測定を行った。

遷移放射は電子ビームの進行方向に対してある角度分布をもち、この角度分布はさらに波長依存性をもつ（第1図）。そこで今回の実験では、予め遷移放射の角度分布をいくつかの波長



第1図 コヒーレント遷移放射の角度分布。  
分光測定では放射の集光反射鏡は  
60mradの位置に置かれた。

で測定し、長波長で強度が比較的大きくなるような角度（ここでは $\sim 60$ mrad）に最初の受光反射鏡を設置した。

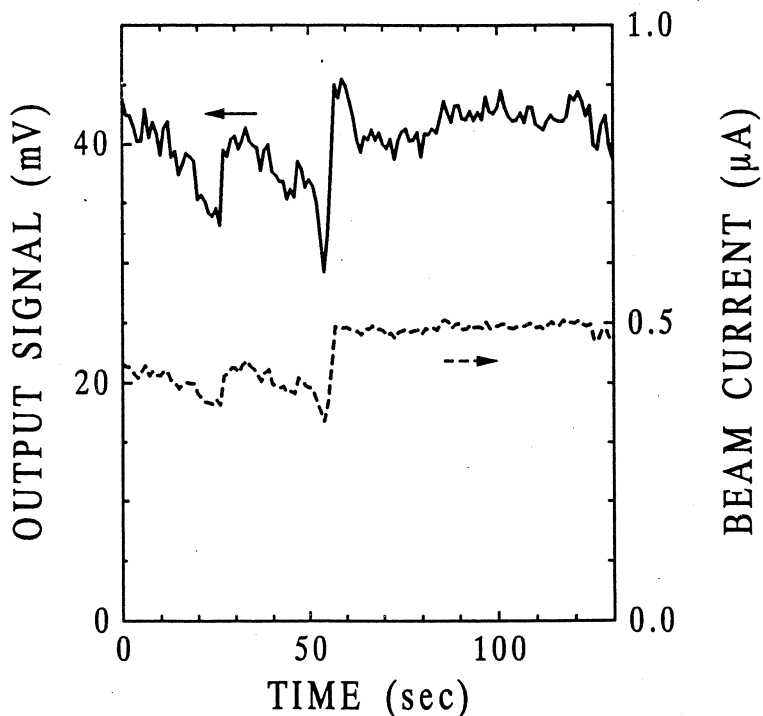
ライナックの運転条件も前回と同様で次の通りである：電子のエネルギーは150MeV，エネルギー幅は0.2%，電子ビームの繰り返し周期は300pps，各パルスの幅は $2 \mu\text{sec}$ ，実験時の平均ビーム電流は $1 \mu\text{A}$ である。ライナックの加速条件から1つのバンチの長さは約2 mm，1バンチ内に含まれる電子数はビーム電流を $1 \mu\text{A}$ とすると $3.6 \times 10^6$ と見積もられる。

## 2.1 光強度変動の補正

分光測定において波長精度や分解能はもちろん重要な要素であるが、より重要なことは強度



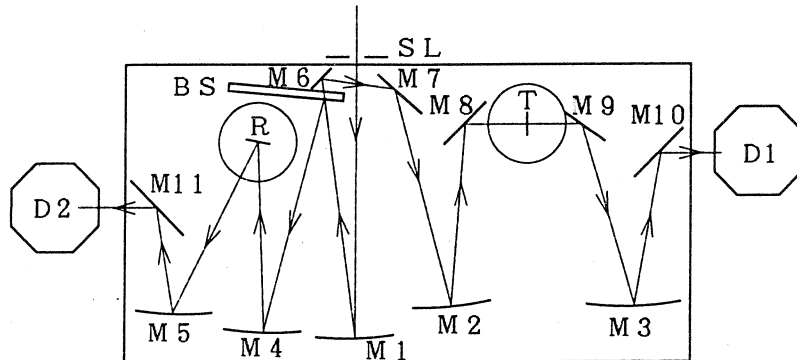
の精度で、特に固体分光においては重要である。ところで、電子ビームによるコヒーレント放射は電流に比例する。電子ライナックのビーム電流は時々刻々変化し、それにつれて光強度も時間と共に変動する（第2図）。コヒーレント放射を光源とする分光計測においてこの光強度



第2図 電子ライナックの電子ビームの電流値の時間変動（点線）と、それに伴う光強度の時間変動（実線）。

の変動をいかに補正するかが最も重要な問題である。コヒーレント放射の場合、光強度の変動をビーム電流によって正確に補正することができないので、前回<sup>1)</sup>は光学的方法で補正することを試み、ある程度の精度の分光スペクトルを得ることができた。

今回は基本的には同じ光学的方法であるが、光学系に改良を加え、光強度の変動を補正すると同時に、固体分光にとって基本的測定である反射および呼吸スペクトルが測定できるような光学系を設計、製作した（第3図）。この光学系を前述した分光測定装置の出射スリットの後に取り付ける。図において、分光されて出射スリットから出てきた光は球面鏡 M1 によりワイヤグリッド製のビームスプリッタ（BS）に集光され、これによって透過光と反射光の2つの光束に分けられ、透過測定部、反射測定部に導かれる。透過光は球面鏡 M2 により吸収



第3図 吸収および反射スペクトルの測定と、光強度の変動を光学的に補正するための光学系。SL:分光計の出射スリット, BS:ビームスプリッタ, M1~M5:球面鏡, M6~M11:平面鏡, T:吸収測定用試料ホルダー, R:反射測定用試料ホルダー, D1, D2:Siボロメーター検出器。

スペクトル測定用の試料ホルダー (T) に集光され、そこを通過して検出器 D1 に到達する。一方、ビームスプリッタで反射された光は球面鏡 M4 により反射スペクトル測定用試料ホルダー (R) に集光され、そこで反射されて検出器 D2 に到達する。

さて、このような光学系と2つの検出器を用いて光強度の変動を補正したスペクトルを得るには、試料ホルダーに試料のある場合とない場合の、最低でも2回の測定をする必要がある。すなわち、前報<sup>1)</sup>に記したように、

(1)まず、ホルダー T はオープンにし、ホルダー R には反射鏡を取り付けて、両検出器の出力を各波長に対して測定する。このようにして得られた両検出器の出力の比は、光強度の電流依存性やその時々電流変動による光強度の変動に無関係に、基本的にはビームスプリッタの透過率、反射率の比で決まる。

(2)次に、例えば吸収スペクトルを得たい場合には、試料ホルダー T に試料を取り付け(1)と同様の測定を行い、やはり両検出器の出力の比を求める。そうすると、試料の透過率は試料のある場合の両検出器の出力比と、試料のない場合の出力比をとることによって求められる。この場合には検出器 D2 の出力がモニターとなる。一方、反射スペクトルを得るには、ホルダー T はオープンにし、ホルダー R に試料を取り続けた場合と反射鏡を取り付けた場合の2度測定し、透過率を求めた場合と全く同じ処理を行えばよい。この場合には検出器 D1 の出力がモニターとなる。

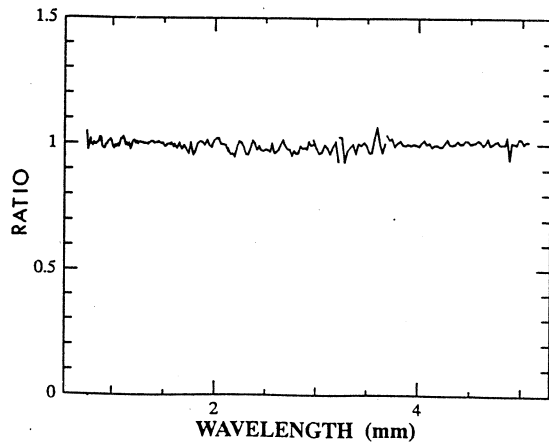
上記の方法によれば、放射の電流依存性やビーム電流の変動による光強度の変動は正しく補

正され、原理的に正しい透過および反射スペクトルが求められる。

## 2.2 測定精度

固体分光の測定においてはスペクトル強度の精度が特に重要であることは前述した通りである。強度の精度の目安として、前回<sup>1)</sup>と同様に背景スペクトル(100% line)を測定し、そのS/Nを調べた。第4図に、コヒーレント遷移放射を光源とし、第3図に示される光学系で測定した100% lineの結果を示す。これは第3図において、ホルダーTはオープン、ホルダーRには

反射鏡を取り付けて測定し、2.1節で述べた方法により得られた背景スペクトルである。理想的にはこのスペクトルは全ての波長に対して1である直線に一致するはずである。図を見ると、1)直線性は良い、2)S/Nは一様ではなく、良い領域とあまり良くない領域がある、3)全体的にはS/Nは3%程度である、などが分かる。S/Nの良いところは強度が強い



第4図 コヒーレント遷移放射を光源とした背景スペクトル(100% line)。

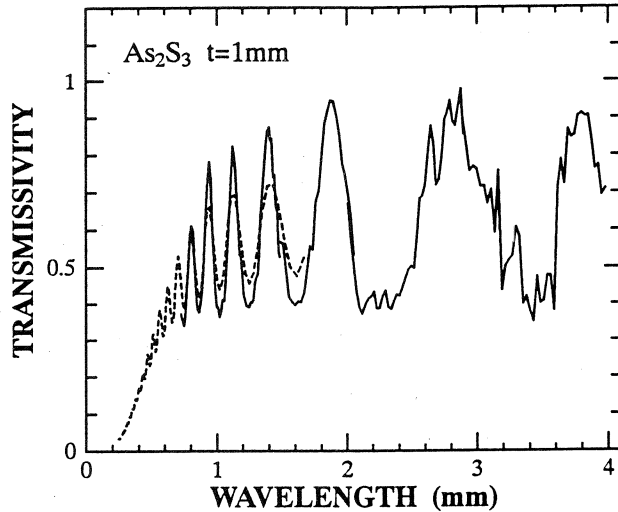
こと、2つの検出器の出力がほぼ同程度と釣合がとれている領域である。これに対して、S/Nの良いところは強度が弱いか、両検出器の出力が大きく異なる場所である。

この不釣合の原因は、もともと遷移放射の偏光性は高いのであるが、分光計の回折格子の効率が偏光により異なり、その結果、偏光子でもあるビームスプリッタに入射する光の偏光度に変化が生じるためではないかと思われる。このことから、S/Nを改善するには放射の強度を大きくすると共に、透過率と反射率がほぼ等しく、かつ偏光依存性のあまりないビームスプリッタを用いればよいことが分かる。このような特性を有するビームスプリッタの開発が必要である。

## 2.3 分光スペクトルの測定

### 1) 吸収スペクトル

測定に用いた試料は $As_2S_3$ 、 $As_2Se_3$ のカルコゲンガラス、光学ガラスのBK-7の平行平板である。これらの試料は前回<sup>1)</sup>と同じ方法で作成した。測定例として $As_2S_3$ ガラス(厚さ1 mm)の吸収スペクトルを第5図に示す。実線はコヒーレント遷移放射を光源とし、点線は



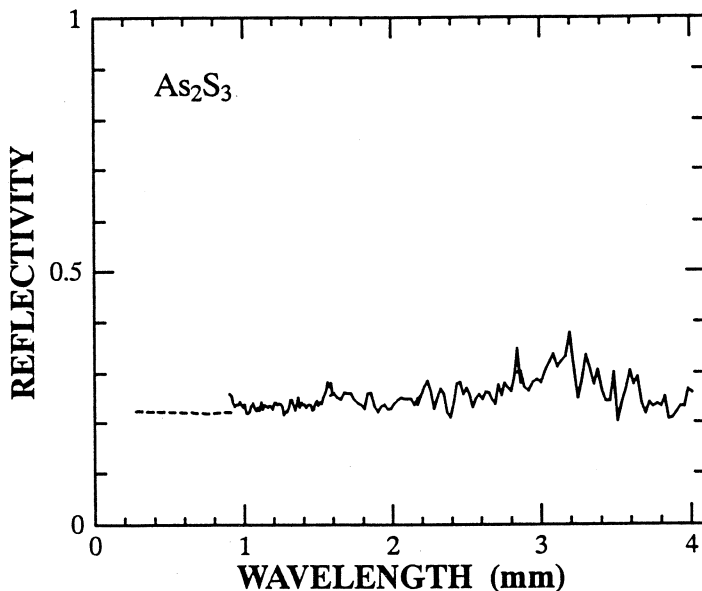
第5図  $\text{As}_2\text{S}_3$ ガラス（厚さ1mm）の吸収スペクトル。  
実線はコヒーレント放射を、点線は高圧水銀灯を  
光源とした場合のスペクトル。

同じ試料を高圧水銀灯を光源としてマーチン・パブレット型干渉分光計<sup>3)</sup>を用いて得られたスペクトルである。コヒーレント放射を光源とした場合、波長～4mmまで測定されているが、高圧水銀灯の場合は1.5mm程度が限界である。両スペクトルには試料の平行平面性による干渉パターンがみられる。干渉パターンにおける深さの違いは測定時の分解能の違いによるものである。今回得られた両スペクトルは、光源も分光法も異なる分光装置で測定したにも拘らずよい対応を示している。厚さの異なる $\text{As}_2\text{S}_3$ ガラスや $\text{As}_2\text{Se}_3$ 、BK-7ガラス試料の吸収スペクトルも測定したが同様の結果を得た。このことから、光学的方法による光強度変動の補正は正しく行われたこと、およびコヒーレント放射は遠赤外からミリ波にかけての分光用光源として利用できることが再確認された。

現在の回折格子型分光計では回折格子とフィルターの関係で、信頼できるデータは波長約4mmまでである。光源の強度からいえばもっと長波長まで測定できると考えられるので、波長4mm近傍のローパスフィルターの開発が望まれる。

## 2) 反射スペクトル

第6図に $\text{As}_2\text{S}_3$ ガラスの反射スペクトルの測定例を示す。反射測定用の試料は裏面反射を除くために、表面と裏面は平行ではなく、楔形にしてある。図において、実線はコヒーレント放射を光源とし、点線は同じ試料を高圧水銀灯を光源とし、干渉分光計を用いて得られたスペクトルである。図を見るとコヒーレント放射による方が、やや反射率が高めになっているこ



第6図  $\text{As}_2\text{S}_3$ ガラスの反射スペクトル。実線はコヒーレント放射を、点線は高圧水銀灯を光源とした場合のスペクトル。

と、長波長まで測定されているものの  $S/N$  があまりよくないこと、が分かる。問題なのは 3 mm 付近にブロードなバンドがあるように見えることで、この試料では 1 mm 以上でこのような構造をもつことは考えがたいので、これは真のバンドではないと思われる。 $\text{As}_2\text{Se}_3$  や BK-7 ガラスにおいてもおなじように、一見構造をもつような反射スペクトルが得られた。これは長波長になるにつれて強度が弱くなり、 $S/N$  が悪くなることが第一の理由であると思われるが、ビームスプリッタによる光強度の信号、モニタへの分割の不釣合にも原因があるように思われる。信号、モニタの強度比をみると、 $\sim 3.2$  mm のところで極端にわるく、1 対 5 位になっている。前節の吸収スペクトルのところでも述べたように、精度を向上させるには強度を大きくすると共に、適切なビームスプリッタの開発が必要である。

### § 3. まとめ

(1) 光源としてコヒーレント遷移放射を用い、光強度の変動を光学的方法で補正し、遠赤外・ミリ波の波長領域の分光測定を行った。

(2) 得られたスペクトル精度は約 3% であった。

(3)  $\text{As}_2\text{S}_3$ ,  $\text{As}_2\text{Se}_3$ , BK-7 ガラス試料の吸収および反射スペクトルを測定した。吸収スペクトルは高圧水銀灯を光源として得られたスペクトルと測定された波長の範囲内でよい対応を示した。

(4) 一方、反射スペクトルにおいては、真の構造とは考えがたいバンドがいずれのスペクトルでも波長 3.2mm 付近にみられ、強度の弱いところでスペクトルの精度に問題のあることが分かった。

(5) スペクトルの精度を向上させるには、1) 電子ライナックのビーム電流値をあげ、強度を大きくすること、2) 光ビームを信号、モニタ用にはほぼ等分に分割するようなビームスプリッタを用いることが必要である。

最後に、光学系の製作、ガラス試料の光学研磨にあたり、科研の機械・光器械工場の方々にお世話になりました。また本実験に際し、核理研のスタッフの方々にお世話になりました。ここ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, 近藤泰彦, 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) 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.
- 3) 大坂俊明, 柴田行男, 蔦谷勉, 柳和雄: 東北大科研報告 39 (1990) 1.



# Ⅲ. 放 射 化 学

# 鳥海山東麓，後期中新世後期～前期鮮新世 百宅火山岩の地球化学的研究

秋田大学教育・理学部地学\*

笹子中学校\*\*・建設企画コンサルタント\*\*\*

秋田大学鉱山\*\*\*\*

林 信太郎・吉田武義\*

佐藤正樹\*\*・仲本 治\*\*\*

大口健志\*\*\*\*・青木謙一郎\*

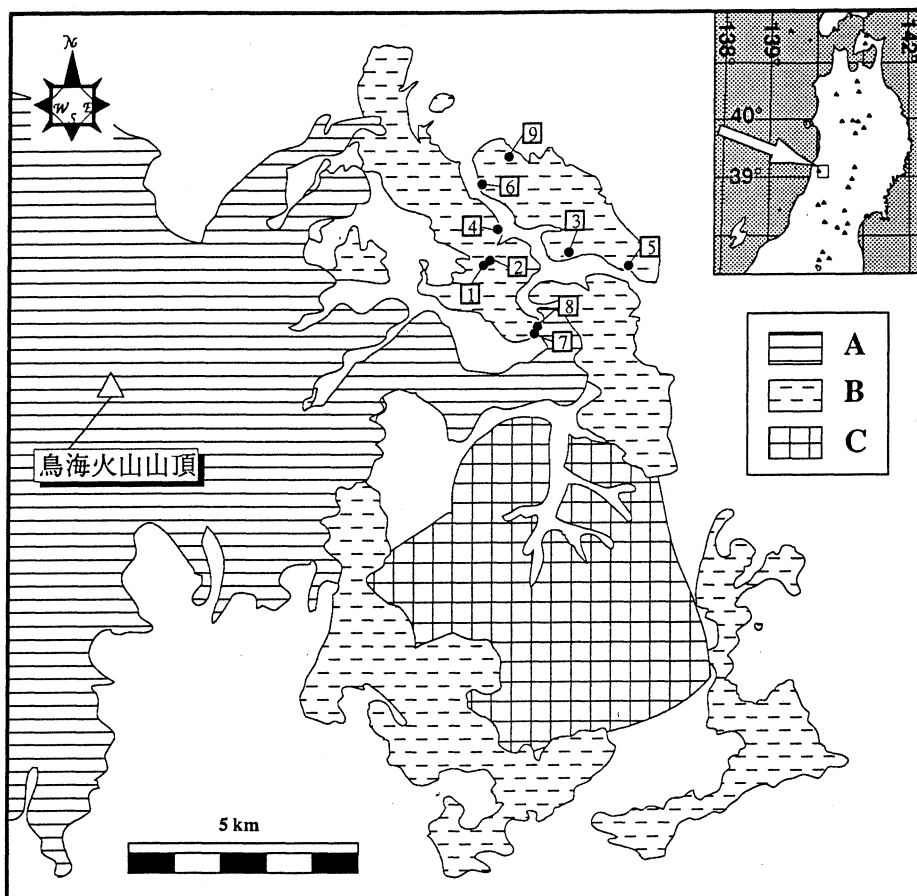
## § 1. はじめに

百宅火山岩<sup>1)</sup>は、秋田・山形県境の鳥海山東麓～南東麓に広く分布する安山岩質火砕岩を主体とした火山岩である(第1図)。本火山岩は中野と土谷の最近の研究によって後期中新世後期から前期鮮新世に噴出したものであることが明らかになった。この火山岩は船川層を整合に覆い、一部船川層と指交する。また、鳥海山南東麓に分布する同時代の上玉田川火山岩と密接な関係にあり、上玉田川陥没構造内には上玉田川火山岩が、その外側には百宅火山岩類が分布する<sup>1)</sup>。本論文では、百宅火山岩について主成分元素、微量元素組成を分析した結果について述べる。また、百宅火山岩の上位にある第四紀火山の鳥海火山の岩石とその化学組成を比較したところ、百宅火山岩の玄武岩は鳥海火山の玄武岩よりもアルカリ量や $K_2O$ 量が低いことが明らかになった。そこで、この傾向が背弧側の後期中新世火山岩に共通なものかどうかを確かめるために、仲本<sup>2)</sup>による後期中新世の背弧側の火山岩類の分析値についても検討した。

## § 2. 百宅火山岩の地質

百宅火山岩(命名:中野,土谷<sup>1)</sup>)は鳥海火山東部に広く分布する安山岩質火砕岩を主体として船川層と指交関係にある後期中新世後期～前期鮮新世の火山岩である。本火山岩類のうち鳥海山東北麓の猿倉から百宅・遠上山にかけて分布するものは、従来鳥海火山噴出物に含められたり<sup>3)</sup>、鳥海火山の基盤とされたり<sup>4)</sup>、さらには、鳥海火山に先行する火山活動と位置付けられたりした<sup>5)</sup>。このように、百宅火山岩の層序学的位置付けは混乱していたが、最近の中野と土谷<sup>1)</sup>の地質調査・年代測定によりその時代が確定した。百宅火山岩は、上玉田川火山岩と密接な関係にあり、上玉田川陥没構造内には上玉田川火山岩が、その外側には百宅火山岩類が分布し、両者の時代はほぼ同じである。百宅火山岩は、火山角礫岩および溶岩を主体とする





第1図 百宅火山岩の分布。

「鳥海山及び吹浦」図幅<sup>1)</sup>を簡略化。

A : 鳥海火山噴出物 (第四紀), B : 百宅火山岩 (後期中新世後期～前期鮮新世), C : 上玉田川火山岩 (後期中新世後期～前期鮮新世)。図中の●は試料の採集地点を示す。(1 : 860615-01b, 2 : 860615-01a, 3 : 871010-04, 4 : 860615-02b, 5 : 861124-01, 6 : 870915-01, 7 : 870914-05, 8 : 870914-06, 9 : 870915-03)。位置図中の三角は第四紀火山の位置を示す。

部層および火山礫凝灰岩を主体とする部層に区分されている<sup>1)</sup>。

#### 火山角礫岩および溶岩を主体とする部層<sup>1)</sup>

本部層は百宅火山岩類の大部分を構成している。本部層は子吉川西岸で層厚200-300m, 丁岳や二つ山付近では500m以上と見積られる。本部層は主としてかんらん石普通輝石安山岩, 普通輝石安山岩および普通輝石しそ輝石安山岩の火山角礫岩および溶岩からなり, 同質安山岩の凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩および凝灰岩を伴う。全体的に塊状無層理であるが, 火山礫凝灰岩および凝灰岩の部分は弱い層理を示す。火山角礫岩は単一岩種の安山岩礫から構成され, ほ

とんど異質礫を含まない。溶岩は気泡に乏しく、柱状または不規則な節理が発達していて、溶岩縁辺部は水冷破碎され、火山角礫岩に移化することがあり、まれに枕状溶岩になっていることもある。安山岩溶岩からは3.4から7.1MaのK-Ar年代 ( $5.2 \pm 0.3\text{Ma}$ ,  $5.1 \pm 0.3\text{Ma}$ ,  $3.4 \pm 0.6\text{Ma}$ ,  $6.4 \pm 1.2\text{Ma}$ ,  $7.1 \pm 2.1\text{Ma}$ ) が得られており、後期中新世から前期鮮新世の噴出物であることを示す<sup>1)</sup>。

#### 火山礫凝灰岩を主体とする部層<sup>1)</sup>

火山礫凝灰岩を主体とする部層は主に子吉川右岸の尾根上に分布し、火山礫凝灰岩、凝灰岩、凝灰質砂岩、細粒～中粒砂岩及びシルト岩からなり、層理が明瞭なことが多い。しばしば、凝灰角礫岩をはさむ。火山角礫岩を主体とする部層とは指交関係にある<sup>1)</sup>。

### § 3. 分析方法および分析結果

百宅火山岩のうち、鳥海火山北東山麓に分布するものから試料を収集し、そのうち9個について蛍光X線法による主成分元素の分析を、3個について光量子放射化法による微量元素の分析を行った。なお、今回分析した試料は火山角礫岩および溶岩を主体とする部層から採集されたものである。また、光量子放射化分析を行なった3サンプルは石基に斜方輝石を含まず、ピジョン輝石を含むPシリーズの岩石である。試料は鉄乳鉢を用いて荒く粉碎した後、メノウ乳鉢を用いて微粉碎した。主成分元素の定量は秋田大学地学教室の蛍光X線分析装置 (PW1400, フィリップス社製) を用いガラスビード法で行った。また、光量子放射化法を用いて、Ce, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Zn, ZrおよびYの12微量元素の分析を行った。試料の

第1表 百宅火山岩の主成分化学組成。

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub> wt.%	52.47	52.84	55.33	55.35	56.79	57.75	58.06	59.61	60.06
TiO <sub>2</sub>	1.26	1.14	1.28	1.30	1.02	1.03	1.36	0.90	1.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.18	17.41	17.24	16.22	17.57	17.04	15.03	17.39	17.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.12	10.01	9.66	10.81	8.44	8.44	10.62	7.00	6.45
MnO	0.21	0.13	0.19	0.25	0.23	0.19	0.24	0.18	0.23
MgO	4.35	4.17	2.99	3.37	2.75	2.76	2.87	2.43	2.36
CaO	9.96	9.95	8.22	7.61	7.44	6.85	5.46	6.11	5.34
Na <sub>2</sub> O	3.19	3.22	3.49	3.50	4.11	4.10	4.19	4.36	4.71
K <sub>2</sub> O	0.92	0.77	1.38	1.30	1.41	1.59	1.78	1.81	2.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.37	0.23	0.31	0.24	0.25	0.40	0.22	0.46

分析値は水抜き100%に再計算してある。\*全鉄。番号は第1図に同じ。

放射化には東北大学理学部原子核理学研究施設の電子ライナックを利用し、30MeVの加速電子を用いた。これらの分析結果を第1表及び第2表に示す。

#### § 4. 全岩化学組成の特徴

百宅火山岩のSiO<sub>2</sub>量は52%~60%の広い範囲にわたっている。背弧側の第四紀火山岩では変化図上でいくつかのトレンドが識別されることが多い<sup>6-7)</sup>が、百宅火山岩はいずれの変化図上においても一連のトレンドをなすように見える。

百宅火山岩は(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub>図<sup>9)</sup>(第2図)上では高アルミナ玄武岩の領域に入る。玄武岩は高アルミナ玄武岩領域の中でも比較的アルカリ量の低い領域にプロットされるが、安山岩はアルカリ量の高い領域にプロットされ、もっとも珪長質な安山岩はアルカリ岩との境界近くにプロットされる。若干のSiO<sub>2</sub>のギャップはあるが、玄武岩から安山岩にわたって、一連のトレンドをなすように見える。ただし、百宅火山岩のアルカリ量を鳥海火山の岩石と比較した場合、変化

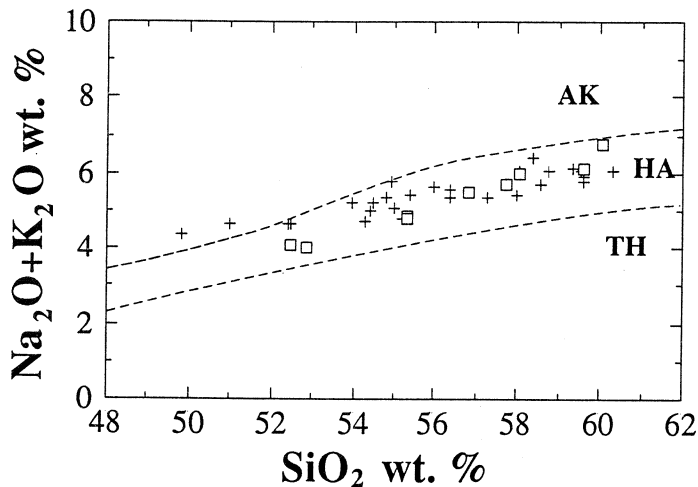
第2表 百宅火山岩の微量元素組成。

	1	2	5
Ce ppm	31.6	29.7	34.3
Co	23.9	23.8	17.1
Cr	6.9	53.9	12.6
Cs	0.52	0.27	1.2
Nb	5.3	4.7	4.7
Ni	5.7	11.2	3.3
Rb	25.5	15.9	30.8
Sc	28.0	32.8	24.2
Sr	349	369	365
Y	30.8	34.6	33.4
Zn	94	100	80
Zr	124	106	130

1 : 860615-01b

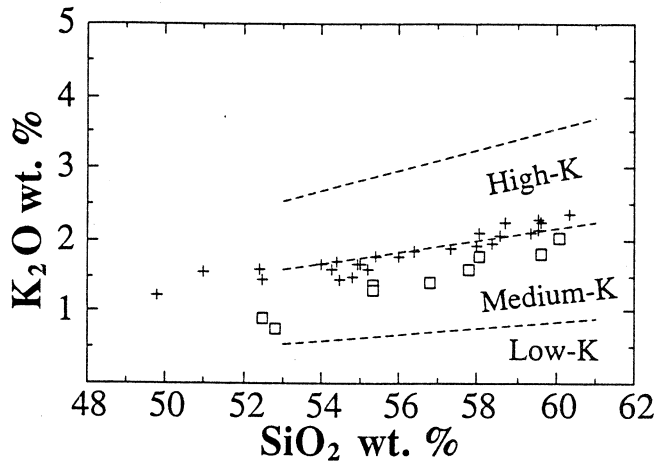
2 : 860615-01a

5 : 861124-01



第2図 百宅火山岩のNa<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>図。

白抜き四角：百宅火山岩，+印：鳥海火山の岩石<sup>10)</sup>。AK，HA，THはそれぞれKuno<sup>9)</sup>によるアルカリ岩領域，高アルミナ玄武岩領域，ソレイト領域を示す。



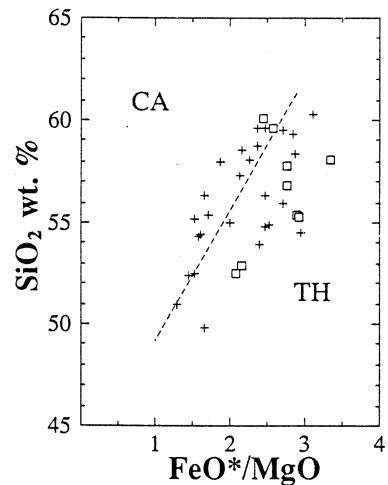
第3図 百宅火山岩の $K_2O$ - $SiO_2$ 図。

図中の記号は第2図におなじ。 $K_2O$ - $SiO_2$ 図中には Gill<sup>11)</sup>による High-K, Medium-K, Low-Kの各領域を示した。

経路が異なり、玄武岩では低く、安山岩ではほぼ同じになる。

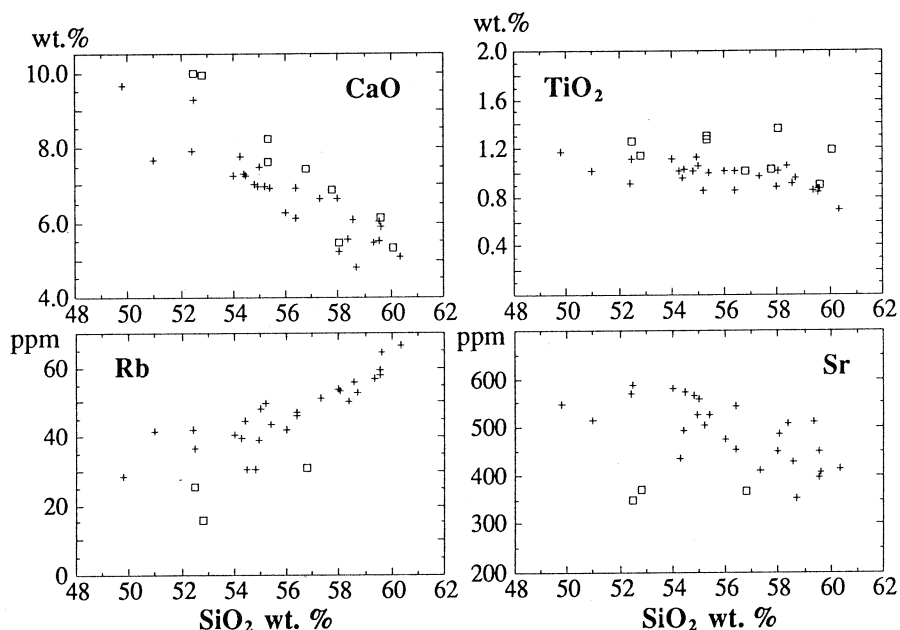
百宅火山岩は  $K_2O$ - $SiO_2$  図 (第3図) 上で Medium-K<sup>11)</sup> 領域にプロットされる。玄武岩は Medium-K 領域のなかでも比較的  $K_2O$  量の低い領域に、安山岩は  $K_2O$  量の高い領域にプロットされるが、両者は漸移するように見える。寒風火山などで見られるような  $K_2O$ - $SiO_2$  図での顕著な鋸歯状の配列は認められない<sup>6)</sup>。また、鳥海火山の岩石と比較すると玄武岩で  $K_2O$  量に顕著な差がある。鳥海火山の玄武岩が Medium-K 領域と High-K 領域にプロットされるのに対し、百宅火山岩ははるかに  $K_2O$  の量が少ない。安山岩ではこの差が縮まり、もっとも  $SiO_2$  量の多い安山岩ではほとんど差がない。

$SiO_2$ - $FeO^*/MgO$  図 (第4図) 上<sup>12)</sup> では、百宅火山岩の大半がソレアイトの領域に入る。玄武岩から玄武岩質安山岩へと分化が進行するに伴って  $FeO^*/MgO$  比は増大し、玄武岩質安山岩から安山岩にかけては  $FeO^*/MgO$  比は減少し、一部はカルクアルカリ安山岩の領域に入る。このような傾向は鳥海火山のステージ I<sup>10)</sup> の岩石と類似している。また、百宅火山岩は鳥海火山噴出物よりもチタン、



第4図 百宅火山岩の  $SiO_2$ - $FeO^*/MgO$  図。

記号は第2図に同じ。TH, CA は各々 Miyashiro<sup>12)</sup> によるソレアイト岩系、カルクアルカリ岩系の領域を示す。



第5図 CaO, TiO<sub>2</sub>, Rb, Sr のハーカー図。  
図中の記号は第2図に同じ。

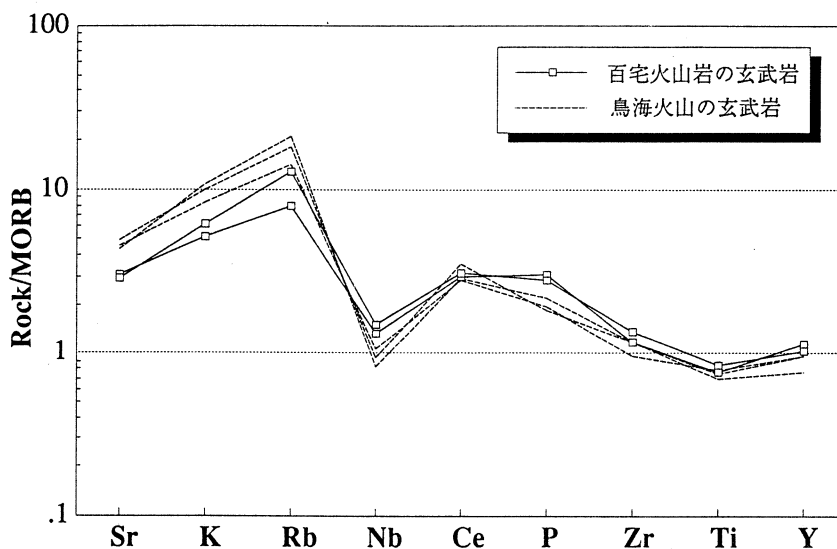
鉄、カルシウムに富み、Sr、Rb に乏しい（第5図）。

第6図に百宅火山岩のインコンパティブル元素についての MORB 規格化パターン<sup>13)</sup>を示す。百宅火山岩は、著しい Nb の負異常や、HFS 元素に対する LIL 元素の濃集で特徴付けられる島弧の火山岩に典型的なパターンを示す。鳥海帯の第四紀火山も百宅火山岩と同様な HFS 元素に対して LIL 元素が濃集したパターンを示すが、百宅火山岩よりも LIL 元素/HFS 元素比ははるかに高い。

## § 5. 東北地方後期中新世の火山岩との比較

東北地方の第四紀火山岩には水平方向の火山岩組成の帯状配列が認められる<sup>14)</sup>。後期中新世の火山岩にも同様な帯状配列が存在し、K<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O, Rb, Sr 量のフロント側から背弧側にかけての増加が認められる<sup>14)</sup>。また、これらの水平変化の傾向は東北日本の第四紀火山岩とほぼ同様な水平変化を示すとされている<sup>15)</sup>。しかし、これらの研究においてフロント側との比較に用いられた背弧側の火山岩は福山安山岩などの安山岩に限られている。

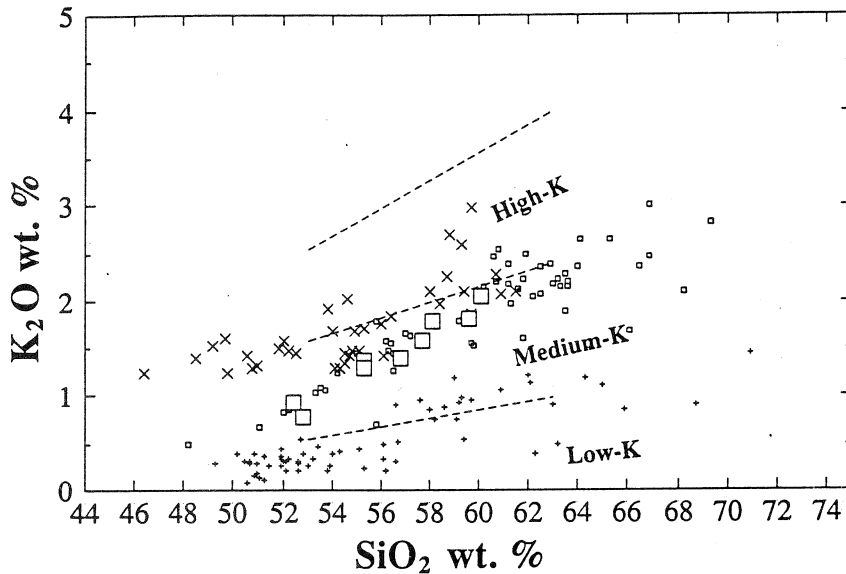
今回分析を行なった百宅火山岩の場合は、安山岩では鳥海火山と類似した化学組成を示すものの、玄武岩では著しく K<sub>2</sub>O に乏しい。また、鳥海火山帯の他の火山の玄武岩と比べて



第6図 百宅火山岩のMORB規格化パターン。  
鳥海火山の規格化パターンは林<sup>10)</sup>のデータによった。また、規格化に用いたMORBの値には文献13を用いた。

も  $K_2O$  に乏しい。したがって、玄武岩に関しては後期中新世～前期鮮新世の東北日本の火山岩の水平変化は第四紀とは異なったものである可能性がある。そこで、仲本<sup>2)</sup>により分析された秋田県の後期中新世の俎山火山岩類や素波里安山岩に既存のデータ<sup>15-17)</sup>を加えて、百宅火山岩との比較を行なうことにする。なお、鮮新世火山岩は背弧側では露出が少なく、かつ百宅火山岩のある日本海沿岸地域では、その時期に活動した可能性のある岩体についての詳しい層序学的ならびに岩石学的研究が不十分である<sup>18)</sup>ことなどから、ここでは検討しなかった。第7図、第8図には、百宅火山岩の化学組成を、同時代の背弧側の火山岩（俎山火山岩類、素波里安山岩、福山安山岩、新山安山岩）および同時代の火山フロントの火山岩（浄法寺安山岩、小野松沢層中の安山岩～デイサイト、定義玄武岩、大手門層下倉安山岩質凝灰角礫岩部層、蕃山安山岩、三滝安山岩、七森安山岩、釜房デイサイト、郡山安山岩、材木岩流紋岩）、第四紀の鳥海火山帯の火山岩（鳥海火山、寒風火山、一の目瀉火山）の分析値と共にプロットしてある。

まず、後期中新世のフロント側の玄武岩と背弧側のほぼ同時代の玄武岩を比較すると、アルカリや  $K_2O$  は背弧側で高く、第四紀と同じ傾向の水平変化が見られることがわかる。ただし、現在の鳥海帯の火山岩と後期中新世の火山岩ではその組成が異なり、後期中新世の背弧側玄武岩のアルカリ量と  $K_2O$  量は第四紀の背弧側玄武岩のそれよりも低い。すなわち、( $Na_2O$



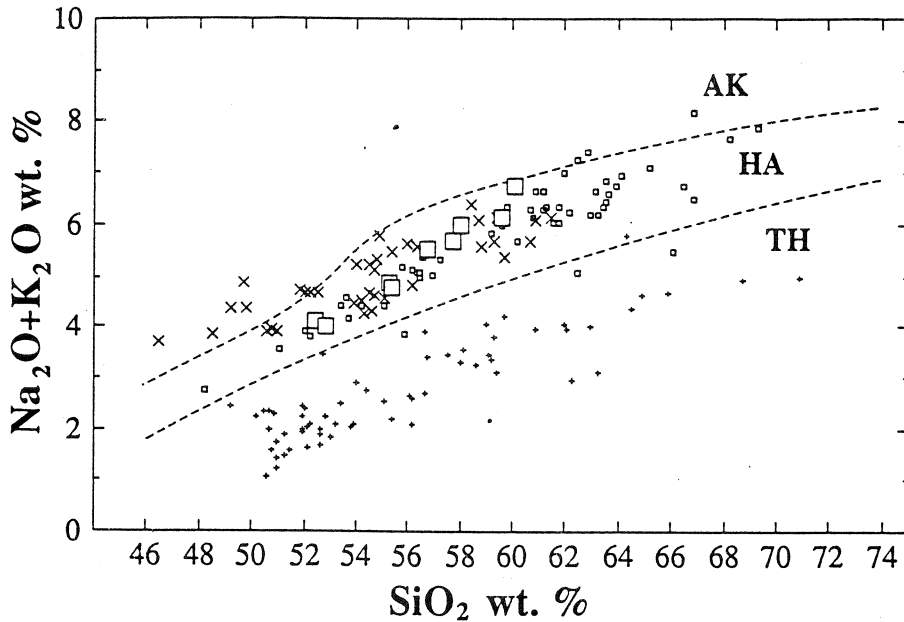
第7図 百宅火山岩の  $K_2O$ - $SiO_2$  図。

白抜き四角 (大): 百宅火山岩; ×印: 鳥海火山帯の火山岩 (寒風火山<sup>6)</sup>, 鳥海火山<sup>10)</sup>, 一の目瀉火山<sup>19)</sup>); +印 (小): 後期中新世フロント側の火山岩<sup>15-17)</sup>; 白抜き四角 (小): 後期中新世背弧側の火山岩類<sup>2, 15, 17)</sup>。図中には Gill<sup>11)</sup> による High-K, Medium-K, Low-K の各領域を示した。

$K_2O$ - $SiO_2$  図上で後期中新世の背弧側玄武岩は高アルミナ玄武岩領域の中でも比較的アルカリ量の低い領域にプロットされ、鳥海帯の第四紀火山の玄武岩よりも一般にアルカリ量は低い。また、 $K_2O$ - $SiO_2$  図上で後期中新世の背弧側玄武岩は Medium-K 領域のなかでも比較的  $K_2O$  量の低い領域にプロットされ、鳥海帯の玄武岩が 1% 以上の  $K_2O$  量を持つものに対して後期中新世の背弧側玄武岩はそれよりも  $K_2O$  量が低い。

## § 6. 背弧側地域における玄武岩の化学組成の変遷

背弧側地域に分布する玄武岩の化学組成は、中期中新世から第四紀にかけてどのように変化してきたのだろうか？ 富樫<sup>20)</sup> は中新世を 3 ステージにわけ、各ステージにおけるアルカリ量の帯状分布とその変遷を論じている。彼女は当時の火山フロント側火山岩の組成が高アルミナ玄武岩から低アルカリソレライトへと変化していることを指摘し、マグマ発生時の条件が、陸弧的環境から島弧的環境へと変化したと考えた。背弧側火山岩の同位体組成は約 15Ma を境にエンリッチな組成から枯渇したものに变化している。倉沢・今田<sup>21)</sup> 以来多くの研究者<sup>22-27)</sup> はこれが日本海の形成・拡大と関連して起こったと考えた。また、吉田<sup>17)</sup> は MORB 規格化



第8図 百宅火山岩の  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  図。

図中の記号は第7図におなじ。AK, HA, TH はそれぞれ Kuno<sup>9)</sup> によるアルカリ岩領域, 高アルミナ玄武岩領域, ソレライト領域を示す。

パターンの時間的変遷を示し, それを日本海の形成・拡大にともない古い陸弧～島弧下に沈み込みスラブによりあまり汚染されていない (あるいは枯渇していない) マントルが侵入し, それが時間とともに再び, 汚染 (枯渇) が進行し, 現在に至った結果と考えた。さらに最近, 吉田<sup>28)</sup> や岡村ら<sup>29)</sup> は背弧側火山岩における Sr 同位体比の低下とアルカリ量の増加が日本海の形成・拡大期ではなく終了期以後に起こっていることから, これらの変化が, 背弧側でのマントル内等温面の深化によるマグマ分離深度の増加に伴ったものであると論じている。

今回の結果を用いて, 背弧側地域における玄武岩組成の変化を日本海の拡大が終了した中期中新世から時代を追いながら概観してみる。中期中新世の背弧側玄武岩は概して LIL 元素/HFS 元素比が小さい<sup>26)</sup>。また, Gill<sup>11)</sup> の分類では, Low-K 領域から Medium-K 領域にプロットされ, Low-K 領域に入るものが多い<sup>30)</sup>。これに対して後期中新世の百宅火山岩には顕著な Nb の負異常が見られ, LIL 元素/HFS 元素比は中期中新世よりも増大し, Medium-K 領域に入るものが多い。鳥海、寒風、一の目瀉などの第四紀背弧側火山からの玄武岩の LIL 元素/HFS 元素比や  $\text{K}_2\text{O}$  量は百宅火山岩よりもさらに高く、Medium-K 領域と High-K 領域の境界部から High-K 領域にプロットされるものが多い。従って, 背弧側玄武岩の LIL 元素/HFS 元素



比と  $K_2O$  量は、中期中新世から第四紀にかけて増大してきたと推定される。

阿部ら<sup>16)</sup>や吉田・大口<sup>31)</sup>は東北本州弧、火山フロント側での火山岩組成の時間的変遷を検討している。それによると、背弧側で Low-K 火山岩が活動した中期中新世に火山フロント側ではむしろその前後よりも  $K_2O$  に富んだ火山岩が活動している。そして、中期中新世から後期中新世へと全アルカリ量はそれほど変化せずに  $K_2O$  量が減少しており、背弧側とは逆の傾向が認められる。

中期中新世以降、東北本州弧におけるアルカリ量の広域変化傾向に顕著な変化がないことから、マグマ組成の変遷をマントルダイアピル侵入モデルや、吉田<sup>28)</sup>や岡村ら<sup>29)</sup>が提唱した、ウェッジマントルの組成不均質性に温度構造の経時変化が重なったモデルのみで説明することはできない。もちろん、LIL 元素である  $K_2O$  が背弧側で増加する一方で火山フロント側では減少していることから、単純なスラブ由来流体相による汚染進行モデルでも説明困難である。詳しい検討は今後の課題であるが、ウェッジマントル内の組成不均質構造が火成活動に伴い経時変化するようなモデルを導入する必要があると思われる。

## § 7. まとめ

百宅火山岩は船川層と指交関係にある安山岩質火砕岩を主体とした後期中新世後期から前期鮮新世の火山岩である。本火山岩の主成分分析ならびに微量成分分析を行なった結果、百宅火山岩の玄武岩類は、ほぼ同じ位置にある第四紀の鳥海火山の岩石よりも、アルカリおよび  $K_2O$  に乏しいことが明らかになった。後期中新世の背弧側の火山岩類と比較したところ、この傾向は背弧側の同時代の岩石に共通する特徴であることが明らかになった。また、中期中新世から第四紀にかけて背弧側で活動した玄武岩の LIL 元素/HFS 元素比の増加および、 $K_2O-SiO_2$  図上での  $K_2O$  量の増加傾向が認められた。

地質調査所、土谷信之博士には百宅火山岩および後期中新世背弧側の岩石に関して様々な御教示をいただいた。光量子放射化分析を行うにあたっては、東北大学原子核理学研究施設の榎本和義博士、大槻勤博士ならびにライナックマシングループの方々には大変お世話になった。また、本研究の一部に文部省科学研究費補助金 (Nos. 02201206, 02452064, 03201203, 03302022) と平成 4 年度秋田大学教育研究学内特別経費を使用した。関係者及び関係当局に深く感謝する。

## 参 考 文 献

- 1) 中野俊, 土谷信之: 鳥海山及び吹浦地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所(1992) P. 138.
- 2) 仲本治: 秋田大学鉱山学部修士論文(手記), (1987) P. 120.
- 3) 中島欽三: 震予報, no. 52 (1906) p.32.
- 4) 柴橋敬一: 山形県の地質と資源(原口九萬教授退官記念)(1973) 7.
- 5) 林信太郎: 岩鉱 79 (1984) 249.
- 6) 林信太郎, 吉田武義, 高嶋幸生, 青木謙一郎: 核理研研究報告 24 (1991) 274.
- 7) 吉田武義, 青木謙一郎: 核理研研究報告 21 (1988) 268.
- 8) 小林哲夫, 吉田武義, 福岡孝昭, 青木謙一郎: 核理研研究報告 20 (1987) 216.
- 9) H. Kuno: Bull. Volcanol. 29 (1966) 195.
- 10) 林信太郎: 岩鉱 81 (1986) 370.
- 11) J. B. Gill: *orogenic andesite and plate tectonics* (Springer-Verlag, 1981) p. 239.
- 12) A. Miyashiro: Am. J. Sci. 274 (1974) 321.
- 13) J. A. Pearce: *Continental basalts and mantle xenoliths*. eds. C. J. Hawkesworth and N. J. Norry, Shiva (1983) p. 230.
- 14) Y. Kawano, K. Yagi. and K. Aoki: Sci. Rep. Tohoku Univ., Series III 7 (1961) 1.
- 15) S. Tamura and K. Shuto: J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 84 (1989) 444.
- 16) 阿部智彦, 吉田武義, 谷口政碩, 谷正己, 舟山裕士: 地質調査所研究資料集 No.165 (1991) p. 55
- 17) 吉田武義, 大口健治, 千葉とき子, 青木謙一郎: 核理研研究報告 19 (1986) 163.
- 18) K. Shuto and R. Yashima: J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 85 (1990) 364.
- 19) K. Aoki and H. Fujimaki: Am. Mineral. 67 (1982) 1.
- 20) 富樫茂子: 鉱山地質, 特別号 11 (1983) 93.
- 21) 倉沢 一, 今田 正: 地質雑 92 (1986) 205.
- 22) S. Nohda and G. J. Wasserburg: Earth Planet. Sci. Lett. 78 (1986) 157.
- 23) S. Nohda, Y. Tatsumi, Y. Otofujii, T. Matsuda and K. Ishizaka: Chem. Geol. 68 (1988) 317.
- 24) 周藤賢治, 茅原一也: 石油技術協会誌 52 (1987) 253.
- 25) K. Shoto, H. Kagami and K. Yamamoto: J. Min. Petr. Econ. Geol. 87 (1992) 165.

- 26) 土谷信之：岩鉱 83 (1988) 486.
- 27) 氏家 治：火山, 第2集 34 (1989) S157.
- 28) 吉田武義：地学団体研究会第46回総会シンポジウム要旨 (1992) 76.
- 29) 岡村 聡, 吉田武義, 加々美寛雄：岩鉱 88 (1993) 83.
- 30) 土谷信之：地質雑 94 (1988) 591.
- 31) 吉田武義, 大口健志：総研「東北日本の新生代火山岩類の時空分布の変遷とテクトニクス」  
研究報告 (1992) 149.

## 徳島県南部，四万十帯に分布する 現地性緑色岩の産状と地球化学

石油公団・理学部地学\*

麻木孝郎・吉田武義\*・遅沢壮一\*

青木謙一郎\*

### § 1. はじめに

四万十帯は白亜紀～第三紀にかけての地層群からなる地質体である。主に砂岩泥岩互層からなる比較的単調な岩相を示すのが特徴であるが、しばしば緑色岩、チャート、多色泥岩<sup>1)</sup>、珪長質凝灰岩などを挟在する。これらの地層はトラフ型の海盆で堆積したタービダイトを主としていること<sup>2)</sup>、玄武岩やチャートが黒色泥岩と混在する岩石はテクトニックメランジェであると考えられること<sup>3)</sup>、南の南海トラフ側へと地層の年代が若くなること<sup>4)</sup>などから、一般には海洋プレートの沈み込みに伴う海溝付加体であると解釈されている<sup>1, 5)</sup>。そして、そこに分布する緑色岩の起源は海洋底あるいは海洋島の玄武岩であり、チャート・多色泥岩・珪長質凝灰岩の起源は海洋底の堆積物、主体をなす砂岩泥岩互層の起源は海溝充填堆積物であるタービダイトとされている。

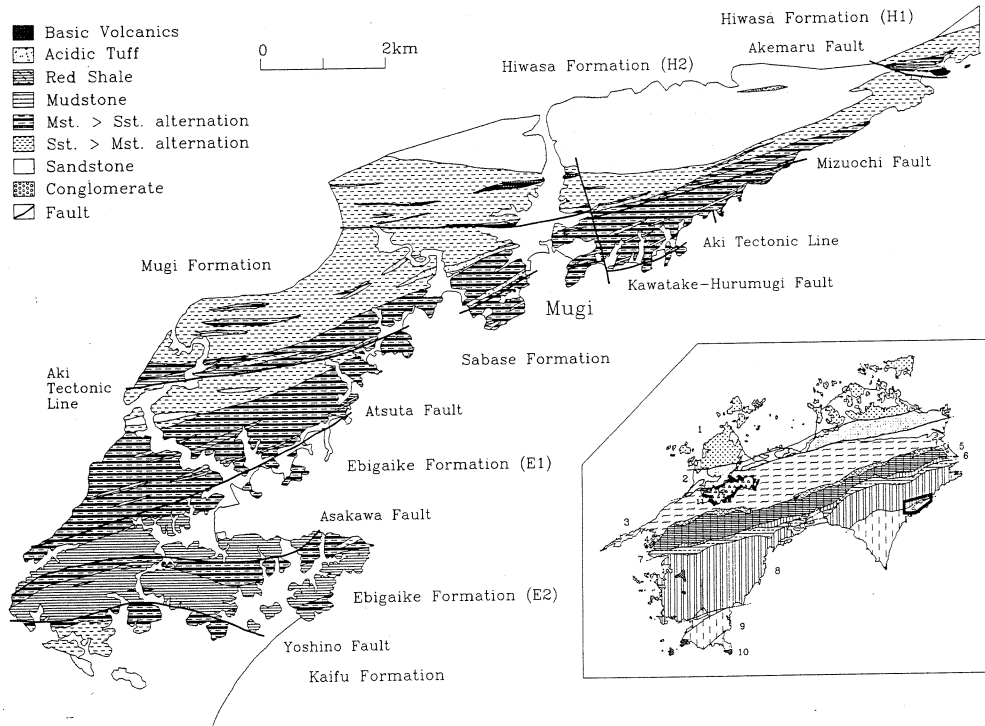
四万十帯が実際にそのような付加体であるなら、そこには過去の沈み込みで消失した海洋プレートに関する情報が記録されていることが期待され、四万十帯は海洋プレートの配置を復元するにあたって大変重要な地質体であることになる。例えば、君波ほか<sup>6)</sup>などは、九州から四国東部、紀伊半島、赤石山脈、日高地方にかけて分布する現地性緑色岩の活動の同時性を指摘し、それらの化学組成が中央海嶺玄武岩 (N-MORB) に類似するとして、これをクラ－太平洋海嶺沈み込みに伴う火成活動の産物として位置づけている。

しかしながら、四万十帯の成因に関しては、詳しい年代論や地質構造の解析、そして岩石学・地球化学的データに基づいた議論が十分になされているとは必ずしもいえず、未だに未解決な問題点が多々残されている。本論では、四万十帯の構造発達史を考える際に重要な構成要素の一つである緑色岩、特に現地性 (in-situ) 緑色岩の産状と、その岩石学的ならびに地球化学的性質を報告し、その意義を論ずるとともに、それらに伴う珪長質火山岩類～堆積岩類の化学組成上の特徴についても報告する。それらに基づいて、四万十帯は海溝付加体というよりも前弧海盆堆積物であり、そこで後期白亜紀にチリ型沈み込みに伴って起こった火成活動は中期中新

世に外縁隆起帯で行われたのと類似のバイモーダル火成活動であったことを示す。

## § 2. 四万十帯

徳島県南部の仏像構造線以南には、四万十帯が広く分布する。四万十帯は安芸構造線によって北帯と南帯に区分されるが、本論で扱う地域はその境界部に位置する（第1図）。本地域に



第1図 調査地域の位置と地質図。

位置図<sup>28)</sup>に示した番号は、1：領家帯、2. 和泉帯、3. 三波川帯、4. みかぶ緑色岩類、5. 秩父累帯、北帯、6. 秩父累帯、中帯、7. 秩父累帯、南帯、8. 四万十帯北帯、9. 四万十帯南帯、10. 花崗岩～ハンレイ岩。

関する研究には、鈴木<sup>7)</sup>の「甲浦」図幅、山下ほか<sup>8)</sup>の「阿波富岡・日和佐」図幅、徳島県<sup>9)</sup>の「徳島県の地質」、中川ほか<sup>11)</sup>、公文<sup>12)</sup>、柳井<sup>13)</sup>、須鎗<sup>14)</sup>、須鎗・山崎<sup>15, 16)</sup>、竹内・狩野<sup>17)</sup>、君波ほか<sup>18)</sup>などがある。

鈴木<sup>7)</sup>は本地域の地質を、ジュラ系の安芸川層と白亜系～古第三系の奈半利川層に区分した。平山ほか<sup>19)</sup>、山下ほか<sup>8)</sup>は、同じく図幅調査で徳島県の四万十帯を日野谷層群と命名し、その時代をジュラ紀～白亜紀とした。しかし当時は時代を決定づけるような化石が全く発見されていなかった。

その後、東明<sup>20)</sup>は仏像構造線付近の四万十帯から白亜紀前期を示す二枚貝化石を報告した。また、須鎗ほか<sup>21)</sup>は本地域内の牟岐町古牟岐海岸から白亜紀後期ヘトナイ統を示すアンモナイト化石を、徳島県<sup>9)</sup>は穴喰町水床付近より古第三紀漸新世の二枚貝化石を報告した。

これらをもとに、徳島県<sup>9)</sup>は日野谷層群を北から日野谷層、牟岐層、穴喰層の3層に区分し、それぞれの時代をジュラ紀～白亜紀前期、白亜紀後期、古第三紀（始新世?～漸新世）とした。また、中川ほか<sup>10, 11)</sup>は、この日野谷層を主に岩相から4分し、そのうちの本地域に分布する日野谷層最南部を日和佐層と呼んだ。さらに、白亜紀後期のアンモナイト化石が産出した地層は、その北部で断層に切られていることから、これをテクトニック・スライスであると考え、古牟岐層と名づけて牟岐層とは区別した。しかし、その後の公文<sup>12)</sup>、柳井<sup>13)</sup>などは、‘古牟岐層’を牟岐層に一括している。

本地域の層序区分に関しては、このように研究者によって見解が異なり、未だ統一されていないのが現状である。この理由として、四万十帯は構造が複雑なうえに化石に乏しく、化石による細かな層序立てが行えないことが挙げられる。しかし同じ四万十帯でも、高知県側では、1970～1980年代にかけて微化石による年代決定を軸に集中的に調査が行われて来た<sup>4, 5)</sup>。そして、これによって明らかになった地層の年代配列や‘メランジェ’の研究から、四万十帯は海洋プレートの一部や海溝充填堆積物が南から陸側に付加して形成された付加体であると結論づけられた<sup>5)</sup>。

本地域においても、君波ほか<sup>18)</sup>は緑色岩の分布と産状を詳しく検討し、これらのほとんどが現地性 (in-situ) であるとした。そしてその化学組成がMORBに類似するとして、この緑色岩を胚胎する地層の堆積域を海溝域に求めている。さらに彼らは他地域の現地性緑色岩との同時性に注目し、この火成活動をクラーク太平洋海嶺の沈み込み<sup>22)</sup>によるものと考えている。

また、竹内・狩野<sup>17)</sup>は四万十帯が付加体であることを前提にして、本地域の上部白亜系と、九州・赤石山地などの相当層の間で、変形のタイプや程度を比較している。そして、これらの地層が付加プリズムのどのレベル（深度）ではぎ取られて付加したかを検討し、本地域の地層は比較的浅所（約10km）ではぎ取られたと結論している。

一方、四万十帯の成因に関しては、付加体説に否定的な見解もある。須鎗<sup>14)</sup>、須鎗・山崎<sup>15, 16)</sup>は徳島県の四万十帯を中心に微化石による年代決定を行い、地層の配列が必ずしも南側ほど新しくはならないことを指摘し、この事実は平ほか<sup>1)</sup>の示した付加プリズムの集積では説明できないと考えて、それに代わる形成モデルとして多軸性縁海説を唱えている<sup>14, 23, 24)</sup>。

柳井<sup>25)</sup>は紀伊半島西部の白亜紀四万十帯南部に大量の珪長質凝灰岩類が広く分布すること

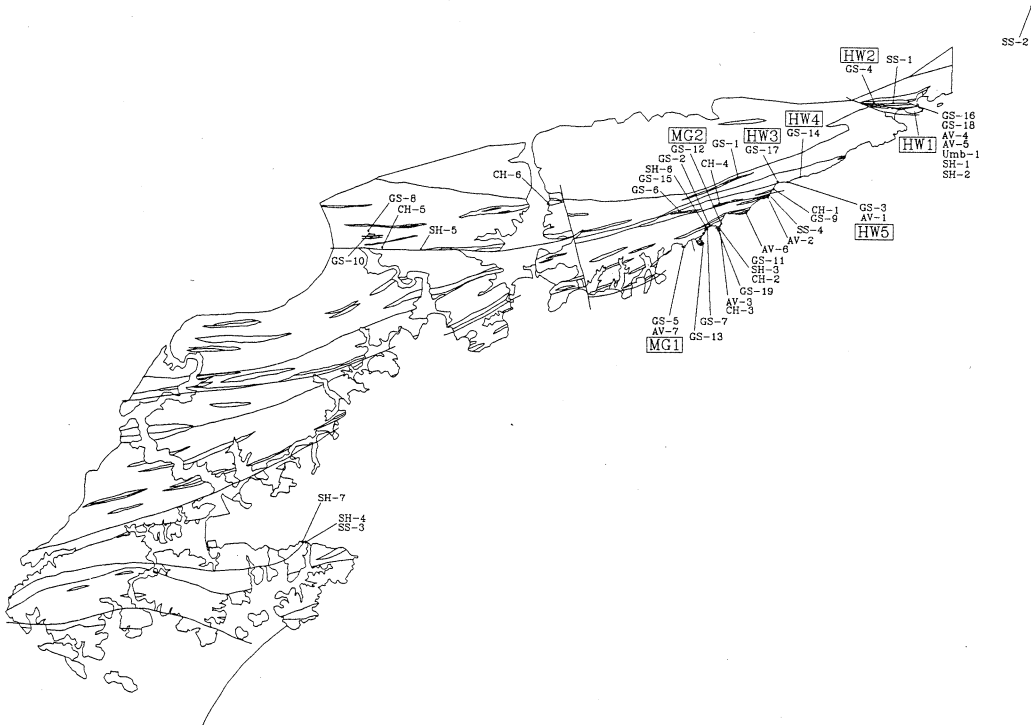
を示し、その産状と岩石学的特徴を明らかにしている。彼はその中で、数cmの径をもつ軽石片を多量に含む珪長質凝灰岩層が北方に向かって薄層化し、それを構成する岩石も同方向に細粒化する傾向をもつことなどから、これらが南側の遠くない地点から噴出し供給されたと考えた。柳井<sup>25)</sup>が示した珪長質凝灰岩類の産状は、白亜紀四万十帯南端部にそのような浅海性高まりないしは島列（おそらく現在の外縁隆起帯に対応する構造）が存在し、そこから珪長質マグマが北側に位置する前弧側海盆のひとつに流れ込んだことを示している。柳井<sup>26)</sup>は類似の珪長質凝灰岩が四国東部の四万十帯中にも分布することを示している。これらのことから柳井<sup>25)</sup>は白亜紀四万十帯に分布する大量の砂岩を供給した珪長質火成活動は従来言われている北側だけでなく、南側にも存在していたと考え、この事実は四万十帯の岩石・地層が大洋底堆積層の付加体を形成したものであるとする仮説に対して否定的であると述べている。

柳井<sup>25)</sup>は噴出源を確認していないが、今回の我々の調査により、白亜紀四万十帯南端部にあたる牟岐層中には現地性の珪長質火山岩類が存在することが明らかとなった。その一部は現地性緑色岩類と密接に伴っており、四万十帯南端部における現地性火山活動は苦鉄質マグマの活動に珪長質マグマの活動が伴ったバイモーダル火成活動であることが明らかになってきた。本論ではこのバイモーダル火成活動の一端をなす珪長質火山岩類についても苦鉄質岩類やその他の堆積岩類とともに化学分析を行なった。

### § 3. 徳島県南部四万十帯北帯・南帯境界部の地質

**概要：**徳島県南部には、四万十帯の日野谷層群と室戸半島層群とが東西方向に帯状に分布している。以下に徳島県南部四万十帯北帯・南帯境界部における地質の概要を麻木<sup>27)</sup>に従って述べる。その地質図を第1図に、分析試料採取地点の位置を第2図に示す。日野谷層群<sup>15,19)</sup>は安芸構造線以北の四万十帯北帯に属し、白亜系の地層群より構成されている。主に砂岩および砂岩泥岩互層からなり、泥質岩や珪長質凝灰岩、緑色岩、チャートを伴う。本地域では、砂岩優勢の日和佐層<sup>9, 10, 27)</sup>と、泥質岩優勢の牟岐層<sup>9, 10, 12, 13, 15, 27)</sup>に区分される。両者は水落断層<sup>13)</sup>によって境されていると推定される<sup>27)</sup>。

一方、室戸半島層群<sup>1, 29, 30)</sup>は四万十帯南帯に属し、古第三系の地層より構成されている<sup>1)</sup>。北側の日野谷層群とは安芸構造線を挟んで接している。調査地域における本層群は、岩相の違いから北側より鯖瀬層・海老が池層・海部層の3層に区分される。鯖瀬層（新称<sup>27)</sup>）は泥質岩を主体とし、膨縮構造をもつ砂岩を挟む。また鯖瀬層中には多くのオリストリスを含む層準がある。海老が池層<sup>10, 27)</sup>は、非常に整然とした砂岩泥岩互層と凝灰岩質の厚い泥質岩層からな



第2図 分析試料採取地点の位置図。

境界線は第1図の地質図を参照。四角で囲ったのは綠色岩体の名称。

るが、西方で極端に薄化する。海部層<sup>31)</sup>は上部層のみがわずかに分布し、砂岩泥岩互層からなる。砂岩優勢で変形の度合は鯖瀬層に類似している。これらの3層は、岩相の極端な違いからそれぞれ断層によって境されていると思われる。微化石年代からみると、これら3層はほぼ同時代を示しており、少なくとも一部は同時異相の関係にある可能性もある。

**日和佐層：**日和佐層は主に塊状砂岩と砂岩勝ち泥岩互層からなり、少量の泥質岩を伴う。本層は明丸断層によって南北に分布する地層の層序が不連続となっている。塊状砂岩の一部には、珪長質火山岩礫からなる礫岩を挟むが、これには少量ながら、中性火山岩類、花崗岩類、砂岩、泥岩礫なども含まれる<sup>12)</sup>。砂岩泥岩互層は厚さ5～30cmの青灰色砂岩と15cm以下の黒色泥岩よりなる。互層中の砂岩には、しばしば級化葉理や底痕がみられ、その岩質は石英や長石に富む長石質アレナイトである。泥質相は黒色泥岩であり、しばしば厚さ10～20cmの淡緑白色～乳白色珪長質凝灰岩を挟む。また、水落断層に接する部分は幅100mにわたって激しい剪断変形を受けている。牟岐町水落付近の泥質岩中には、厚さ数cm～数m程度の20以上の綠色岩体が認められる。それらはいずれも板状で層理面にほぼ平行に分布し、周囲の岩石とは明瞭な境界面で接していることが多い。また、しばしば赤色泥岩が綠色岩に密接に伴われる。赤色泥岩



が単独で産する場合もあるが、その多くは緑色岩と同層準にあり、緑色岩に伴って生じたものと推定される。一方、日和佐町丸海岸には厚さ100mに達する緑色岩体があり、これは枕状構造の見られる塊状溶岩や、ピローブレッチャ・ハイアロクラスタイトなどからなる。本層にはチャートが稀にみられるが、それらはいずれも放散虫などの珪質な生物遺骸は含まず、主に石英の微細な粒子のみからなる。

**牟岐層**：牟岐層は砂岩泥岩互層および泥質岩を主体とし、多数の珪長質凝灰岩を伴うのが特徴である。砂岩泥岩互層は日和佐層に比べて泥岩に富み、砂岩の厚さも相対的に薄い。特に、東部が泥質岩優勢で、西に向かって砂岩の割合が増える。砂岩は石質アレナイト～長石質アレナイトである。泥質岩は黒色で、一部は硬質の珪質泥岩からなる。本層を特徴づける珪長質凝灰岩は緑灰色～乳白色を呈し、黒色泥岩中に層状あるいはレンズ状に挟まる。厚いものは10mにおよぶ。斜長石や石英粒を含み、斜長石は自形のこともある。厚い塊状凝灰岩がしばしば緑色岩の周囲に分布する。また、今回厚さ7mを超える珪長質火山岩が確認された。この周囲の岩層に平行な板状に分布する塊状溶岩には多数のcm大の本質角礫からなる自破碎構造が発達している。破碎片は北側に多く、南側では減少しており、この部分での南側上位を示唆している。また、分布域東端の海岸部では緑色岩体が集中して見られる。

**安芸構造線**：牟岐層の主な部分は北上位と推定されるが、南側に位置する一部の枕状溶岩(MG-1岩体)や珪長質火山岩には南上部を示す構造が認められ、本層内には背斜軸の存在が予想される。麻木<sup>27)</sup>は牟岐町灘の海岸から白亜紀後期の放散虫化石を抽出しており、一方、その南側に位置する牟岐町砂美の浜では古第三紀の化石が報告されている<sup>15)</sup>。断層面を野外で特定することはできないが、両者の間にあたる牟岐町東谷の海岸部には小規模な走向断層が著しく発達している所があり、白亜系と古第三系は断層で接している可能性が最も大きい。‘安芸構造線’は、高知県安芸市付近で、四万十帯白亜系(北帯)と第三系(南帯)とを分ける断層の名称として使用され、現在では四国東部全域にわたって広く使用されている。白亜系牟岐層と古第三系鯖瀬層の間に推定される断層はこの安芸構造線に対比される。

**鯖瀬層**：本層は砂岩泥岩互層を主体とし、しばしば珪長質凝灰岩や珪質泥岩を挟在する。砂岩頁岩互層は主に膨縮構造の発達した暗灰色砂岩とフォリエーションの発達した黒色泥岩よりなる。砂岩は一般に内部構造に乏しく底痕なども確認できなかった。この互層中には砂岩や火山岩のオリストリスを多数含む層準が存在する。また、泥岩中には層理面に直交あるいは斜交して直径2cm程度のパイプ状の生痕化石が見られることがある。珪長質凝灰岩は、主に白～灰色で、稀に緑灰色を呈する。厚さは数cm程度で暗灰色の凝灰質泥岩に挟まれて産し、しば

しばレンズ状に引きちぎられている。

**海老が池層**：本層は浅川断層によって南北に二分される。ともに下位に数100mの厚さの凝灰岩質泥岩があり、その上位にリズムカルに互層した砂岩泥岩互層が重なっている。南側の下部には赤色泥岩が認められるが、緑色岩は認められない。

凝灰岩質泥岩はやや珪質で、青灰～緑灰色を呈する。この泥岩にはバイオターベーションが密に見られる。稀に灰色の塊状凝灰岩を伴うほか、しばしば砂岩や珪質泥岩のブロックやレンズを含む。また、石灰質や珪質のノジュールも見られる。鏡下では均質な粘土粒子からなるが、シルトサイズの石英や長石の粒子も稀ではない。また、炭化した有機物も見られる。砂岩泥岩互層は、5～30cmの暗灰色砂岩と2～100cmの暗灰色泥岩よりなる。砂岩部には級化構造や斜交葉理・平行葉理・コンポリュート葉理などがよく見られ、これらはタービダイト特有の一連のブーマ・シーケンスをなしている。すなわち、下部から級化成層部、下部平行葉理部、コンポリュート葉理部、斜交葉理部、上部平行葉理部の順に重なっており、泥岩部へと漸移する。これらのうち、級化成層部とコンポリュート葉理部を欠くことが多い。また、砂岩底面には底痕が見られることがある。

**海部層**：本層は主に砂岩泥岩互層と砂岩層よりなる。互層を構成する砂岩は灰色で、泥岩は黒色である。互層の一部は比較的整然と重なるが、多くの砂岩は膨縮構造を示す。一部に厚い塊状砂岩があり、稀に直径数cm程度の円礫を含んでいる。

**地質構造**：本地域に分布する地層は全体的にE-WからN60°Eの一般走向をもち、多くの場合かなりの高角で北に傾斜している。砂岩泥岩互層には部分的に褶曲構造が認められるが、いずれも規模は小さい。地層は無数の走向断層によって切られていて、そのほとんどが南側落ちの逆断層のセンスを示している。本地域の大規模な断層として、走向性の水落断層（日和佐層と牟岐層を分ける南側落ち断層）、安芸構造線（四万十帯白亜系と古第三系とを分ける南側落ち断層）、熟田断層（鯖瀬層と海老が池層を分ける断層）、浅川断層（海老が池層を二分する断層）、吉野断層（海老が池層と海部層を分ける断層）と、走向にやや斜交する明丸断層（垂直南側落ち）、直交する川長-古牟岐断層がある（第1図<sup>27)</sup>）。

**産出化石と各層の年代**：四万十帯からの大型化石の報告は極めて少なく、本地域内でも牟岐町古牟岐のアンモナイト化石<sup>21)</sup>があるのみである。しかし、放散虫や有孔虫などの微化石は、すでに中川ほか<sup>32)</sup>などをはじめ、公文<sup>12)</sup>、須鎗・山崎<sup>15)</sup>によって多数の種が報告されており、地層の年代決定に大きく貢献している。麻木<sup>27)</sup>は日和佐層の5ヶ所から放散虫の化石を得て、その年代を中期～後期カンパニアンと推定している。牟岐層の緑灰色凝灰岩質泥岩から得られ

た放散虫群集はレンジが長く細かな時代決定は困難であるが、コニアシアン以降の後期白亜紀であることは間違いない。須鎗ほか<sup>21)</sup>が報告したアンモナイト化石を考慮に入れると白亜紀後期、カンパニアンからマーストリヒチアンの可能性が高い。鯖瀬層からは細かく年代を決定できるような化石は得られなかったが、複数の地点の黒色泥岩から得られた放散虫化石から判断する限り、本層は古第三系（おそらく前期始新世）である可能性が大きい<sup>27)</sup>。本層の一部に見られる初期～中期白亜紀を示す化石を含む頁岩～シルト岩は恐らくオリストリスと推定される。海老が池層からは種名を決定できる放散虫は得られなかったが、白亜紀を特徴づける種を全く含まない<sup>15, 16)</sup>ことから古第三紀である可能性が強い。須鎗・山崎<sup>15, 16)</sup>が報告している化石から判断して、海部層の年代は中期始新世と思われる。

#### § 4. 四万十帯、現地性緑色岩

日和佐層下部および牟岐層には緑色岩が小規模ながら集中して分布している。今回、地点数にして30以上の岩体を確認した。それらのうち代表的なものについて以下に述べ、その位置を第2図に示す。HW 1 岩体とMG 1 岩体は溶岩流、その他は岩脈で、いずれも現地性と推定される。以下で岩体名の後ろに括弧で示したのは分析試料番号（第1表に対応している）である。

HW 1 岩体 (AKE) : 四万十帯、現地性緑色岩体は概して小規模であるが、明丸海岸には全層厚約100mに及ぶ溶岩が見られる。この岩体はわずか1 km西方の県道沿いでは見られないが、(a) 緑色岩体とその上に重なる堆積物とが整合関係にあること、(b) その堆積物の走向および傾斜がまわりの地層と調和的であること、(c) 堆積物の年代が本層の他の地点で得られた放散虫化石による年代と矛盾しないこと、などからこの岩体はオリストリスではなく、西方に続かないのは明丸断層による構造的な消失の結果であると推測される。

本岩体は主に塊状溶岩やピローブレッチャよりなり、塊状溶岩にはしばしば枕状構造が見られる。また、北側の岩体最上部付近にはパホイホイ溶岩の表面を特徴づける縄状構造を示す部分もある。変質の進んだ箇所には、炭酸塩鉱物からなる脈～レンズが認められる。本岩体の上部ならびに下部には厚い（上部のものは8 m）赤色泥岩が挟まる。これは陸上溶岩表面に通常伴われるクリンカー部に類似する。レンズ状の溶岩片を挟み、その一部にアンバー<sup>32)</sup>に似た堆積物を伴う。上部赤色泥岩は上部へピローブレッチャ、塊状溶岩へと漸移し、最上部の塊状溶岩は緑灰色の珪長質凝灰岩・凝灰岩質泥岩互層と接している。

本岩体は苦鉄質安山岩より構成されている。全体的に無斑晶質で結晶度が悪い。主にパリオリティック組織を示すが、結晶質でトラキティック組織をもつ部分もある。斜長石は自形針状

～長柱状の骸晶であり、その隙間をガラスや単斜輝石の樹枝状～繊維状結晶が埋める。単斜輝石にはまれに粒状のものも見られる。

北側上位での本岩体と層状凝灰岩との境界部は非常に鮮明であるが、鏡下で見る限りお互いが切ったり切られたりすることなく整合に接している。また、溶岩側では境界面に近づくにつれて結晶度が悪くなっている。一方、溶岩に接する凝灰岩には熱変成を受けた様子は認められない。

**MG 1 岩体 (x501)** : 本岩体は約30mの厚さを持つ溶岩流であり、珪質泥岩～珪長質凝灰岩の薄いレンズを挟む黒色泥岩の上に重なる。北側の黒色泥岩と本岩体との境界部には、約50cmの幅でハイアロクラスタイトと黒色泥岩が互層する部分があり、その上に本岩体が重なっている。本岩体では塊状溶岩とピロープレッチャ・ハイアロクラスタイトが数mの厚さで繰り返しているが、塊状溶岩の中には部分的に枕状構造が認められる。これは横につぶれた形をしており、大きなもので長径1mに達する。枕の形は南側上位を示す。また、この岩体内には数cmから50cm程の黒色泥岩や赤色泥岩が挟まる。岩体の上位ではハイアロクラスタイトと黒色泥岩が互層し、泥岩勝ち砂岩互層に漸移している。

本溶岩は無斑晶質の高アルカリソレアイト質玄武岩～安山岩からなる。塊状溶岩中心部は結晶度が良くインターグラニューラー～インターサータル組織を示す。そこでは斜長石は0.3mm前後の柱状骸晶である。概して曹長石化しているが、ときに緑れん石化したものもある。斜長石のまわりを単斜輝石が埋める。これにはセクターゾーニングしたものが多い。

**HW 2 岩体 (b301)** : 黒色泥岩の層理面に沿って、直径2～10cmのパイプ状に多数の緑色岩が分布し、一部は孤立し球状を呈する。これらはアルカリ玄武岩質で、鏡下ではインターサータル組織を示し、ごくまれに斜長石の斑晶（長さ0.5mm前後）を持つ。石基斜長石は針状（長さ0.1～0.2mm）で多くは骸晶をなす。そのまわりは主にガラスよりなるが、ときに直径0.1mm程度の方解石や緑泥石が見られる。黒色泥岩と密着する部分には急冷周縁相が認められる。特に泥岩側に焼かれた様子はないが、玄武岩の割れ目に泥が入り込んでいるのが見られ、この玄武岩は周囲の泥が完全には固結していない状態でこの場に貫入したものと思われる。

**HW 3 岩体 (x307)** : 長さ数10m程の岩脈状緑色火山岩が2枚、1～3cmの薄い砂岩レンズを伴う黒色泥岩に斜交している。それぞれ、30～80cm、5～40cmの厚さをもつ。これらは、走向にほぼ直交する小断層に切られながらも、間に1m前後の黒色泥岩を挟んでほぼ平行に並ぶ。本岩体と明瞭な境界面で接する泥岩は数mmにわたって黒色を増し硬化している。これは岩脈からの熱の影響を受けた結果であろう。

本岩は無斑晶質の苦鉄質安山岩である。石基はインターサータル組織を示し、0.2~0.4mmの柱状~針状斜長石の間をスフェルライトと少量の緑泥石、ガラスなどが埋める。黒色泥岩に近い部分では、斜長石は0.2~0.4mmの針状結晶で、岩脈中心部に比べその量は少ない。また、ときに黒色泥岩との境界部に0.5~0.1mm程の結晶度の悪い部分が見られ、これが岩脈本体と黒色泥岩の両方を切っている。

**HW 4 岩体 (x 311)** : 本岩体は厚さ5~50cmの板状岩体で、砂岩の薄層を挟む黒色泥岩中に分布する。ときに数層に分かれそれらの間に薄い黒色泥岩を挟むことがある。黒色泥岩との境界面は非常にシャープで、ときに角張った黒色泥岩を捕獲することがある。本岩は粗面安山岩で、長さ0.6~1mmの長柱状斜長石や不透明鉱物などの斑晶を有する。斜長石は曹長石化している。基質は大部分がスフェルライトで、その間をガラスが埋める。黒色泥岩との境界部では自破碎を示すこともあるが、明瞭に黒色泥岩の葉理を切る場合も観察される。従って、本岩体は泥が比較的固結した状態で貫入した岩脈であると結論される。

**MG 2 岩体 (x 702)** : 本岩体は黒色泥岩中に分布する厚さ約2mほどの板状岩体である。その伸びは層理面にほぼ一致するが、一部で明らかに葉理を切っており、岩体と黒色泥岩との境界は非常にシャープである。本岩体は塊状で上下の境界付近には厚さ数mmから数cmの赤色部をもつことがあるが、その様子は陸上溶岩に見られるクリンカーに近い。

本岩体は粗面安山岩からなる。岩体中心部は無斑晶質でインターサータル組織を呈する。斜長石は主に長さ0.5mm弱の柱状結晶からなるが、針状結晶が放射状に伸びたものもある。斜長石は大部分骸晶で、その間を単斜輝石の樹枝状結晶とガラスが埋める。岩体境界部の結晶度は中心部よりやや悪いが、一部で自破碎を起こしていることを除けば、組織の上ではあまり大きな変化はない。

見かけの下部境界では滑り面で黒色泥岩と接し、もともとの両者の関係は不明である。しかし上側境界では赤色の薄い凝灰岩様部を挟んで泥岩に接している。この凝灰岩様部の本体側には、本体と同じ組織をもつ破碎岩片が次第に減少しながら凝灰岩様部に漸移する部分も観察される。従って、この赤色部分は陸上溶岩のクリンカー部に対比でき、岩体の自破碎により生成されたものと思われる。この赤色凝灰岩様部と泥岩との境界では、凝灰岩質部が泥岩の構造を切っている。

**HW 5 岩体 (x 308)** : 本岩体は厚さ40~80cmの板状をなす。本岩体は、灰白色凝灰岩の薄いレンズ(厚さ1cm程度)を挟む黒色泥岩の層理面にほぼ調和的に分布するが、その葉理を切ることも多い。また、しばしば岩体中には角ばった黒色泥岩の捕獲岩が見られ、現地性の岩

第1表 緑色岩類の全岩化学組成。

No.	GS-1	GS-2	GS-3	GS-4	GS-5	GS-6	GS-7	GS-8	GS-9	GS-10	GS-11	GS-12	GS-13	GS-14	GS-15	GS-16	GS-17	GS-18	GS-19
Name	d103	x606	x308-3	b301	x501-3	x301C	x604-1	x1002-2	x304	x1001-5	x703b	x702-3	x601	x311	x605	AKE pb	x306	AKE b1	x701
Type	aHALK	aHCNA	bLCNA	aHALK	aHATH	bLCNA	bHCNA	aHATH	CHATH	aHCNA	aHCNA	bLCNA	CHATH	CHCNA	aHATH	AKE pb	CHCNA	CHATH	bHCNA
Formation	HW	MG	HW	HW	MG	MG	MG	HW	MG	HW	MG	MG	MG	MG	MG	HW	MG	HW	MG
wt. %																			
SiO <sub>2</sub>	47.78	47.44	47.12	45.67	49.70	49.20	48.50	50.50	50.54	50.91	50.90	51.15	52.15	52.09	51.50	53.69	52.35	55.64	58.22
TiO <sub>2</sub>	1.35	3.06	1.06	1.58	1.51	2.40	2.01	1.64	1.85	1.74	1.66	1.52	1.76	1.88	1.59	1.46	2.10	1.59	1.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.21	15.10	17.74	15.48	13.80	13.34	14.97	13.49	13.25	15.02	17.66	15.30	13.68	16.63	16.88	14.60	16.16	13.89	17.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.83	6.14	2.49	1.82	3.16	7.43	6.27	3.20	6.59	3.98	5.98	5.39	4.67	2.45	3.51	5.84	1.94	8.88	3.19
FeO	2.11	7.35	6.59	4.48	5.40	4.92	4.65	8.02	5.15	5.15	3.90	4.14	5.31	7.03	5.55	2.97	6.09	1.60	3.97
MnO	0.11	0.33	0.64	0.61	0.20	0.48	0.19	0.21	0.17	0.16	0.20	0.20	0.20	0.31	0.28	0.32	0.47	0.10	0.13
MgO	2.07	6.15	6.10	0.96	7.77	5.23	4.76	7.15	6.18	3.76	4.87	6.00	6.67	4.42	5.50	3.74	2.91	3.52	1.29
CaO	7.22	3.36	5.42	12.20	10.68	6.44	5.67	7.15	6.22	10.47	3.54	5.77	6.46	3.41	3.80	9.01	4.31	5.26	3.05
Na <sub>2</sub> O	4.63	4.62	5.13	5.38	3.90	4.89	5.52	3.87	5.34	4.09	5.70	5.51	5.44	6.15	4.80	4.67	6.50	7.09	7.50
K <sub>2</sub> O	1.36	0.37	0.22	0.83	0.25	0.20	0.35	0.34	0.12	0.50	0.65	0.34	0.17	0.28	0.52	0.52	0.31	0.13	0.84
H <sub>2</sub> O+	2.29	4.73	7.09	9.97	3.10	4.71	6.06	3.55	3.60	3.84	3.73	3.61	2.52	4.67	5.13	2.79	6.10	1.68	1.70
H <sub>2</sub> O-	0.43	1.05	0.31	0.52	0.39	0.53	0.85	0.74	0.78	0.51	0.97	0.92	0.77	0.46	1.08	0.26	0.50	0.43	0.58
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0.31	0.09	0.49	0.14	0.24	0.21	0.14	0.21	0.18	0.25	0.15	0.19	0.22	0.16	0.14	0.26	0.18	0.31
Total	100.01	100.01	100.00	99.99	100.00	100.01	100.01	100.00	100.00	100.01	100.01	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01	100.00	99.99	100.00
(Recalculated analyses on water-free basis)																			
wt. %																			
SiO <sub>2</sub>	49.52	50.43	50.89	51.03	51.51	52.11	52.25	52.77	53.03	53.09	53.56	53.71	54.01	54.91	54.93	55.54	56.05	57.18	59.76
TiO <sub>2</sub>	1.40	3.25	1.14	1.77	1.56	2.54	2.17	1.71	1.94	1.81	1.75	1.60	1.82	1.98	1.70	1.51	2.25	1.63	1.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.91	16.05	19.16	17.30	14.30	14.13	16.13	14.10	13.90	15.66	18.58	16.07	14.17	17.53	17.69	15.10	17.30	14.28	17.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.95	4.85	2.69	2.03	3.12	4.13	3.78	3.28	3.52	3.38	3.33	3.17	3.38	2.58	3.30	3.06	2.08	3.18	3.27
FeO	9.63	9.32	7.12	5.01	5.73	8.58	7.68	8.43	8.47	6.07	6.78	6.58	6.81	7.41	6.33	5.75	6.52	7.00	4.08
MnO	0.11	0.35	0.69	0.68	0.21	0.51	0.20	0.22	0.18	0.17	0.21	0.21	0.21	0.33	0.30	0.33	0.50	0.10	0.13
MgO	2.15	6.54	6.59	1.07	8.05	5.54	5.13	7.47	6.48	3.92	5.12	6.30	6.91	4.66	5.87	3.87	3.12	3.62	1.32
CaO	7.48	3.57	5.85	13.63	11.07	6.82	6.11	7.47	6.53	10.92	3.73	6.06	6.69	3.59	4.05	9.32	4.61	5.41	3.13
Na <sub>2</sub> O	4.80	4.91	5.54	6.01	4.04	5.18	5.95	4.04	5.60	4.27	6.00	5.79	5.63	6.48	5.12	4.83	6.96	7.29	7.70
K <sub>2</sub> O	1.41	0.39	0.24	0.93	0.26	0.21	0.38	0.36	0.13	0.52	0.68	0.36	0.18	0.30	0.55	0.54	0.33	0.13	0.86
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	0.33	0.10	0.55	0.15	0.25	0.23	0.15	0.22	0.19	0.26	0.16	0.20	0.23	0.17	0.14	0.28	0.18	0.32
Total	100.00	99.99	100.01	100.01	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.01	100.01	100.01	100.00	100.01	99.99	100.00	99.99
ppm																			
Ba	123	220	77	65	111	503	153	325	132	1088	130	160	67	84	268	48	173	76	264
Ba (FLA)	111	194	-	106	127	402	149	321	150	833	216	199	111	176	292	85	118	65	255
Ce	12.6	30.6	11.0	31.4	11.0	20.1	27.2	15.8	14.5	13.4	37.4	10.5	16.4	30.3	18.4	10.0	33.3	12.2	34.5
Co	35.0	50.6	44.9	9.8	43.7	48.8	40.6	41.7	38.3	63.5	34.9	46.2	42.0	40.1	46.1	31.5	42.6	33.3	19.3
Cr	397	94.4	354	55.7	314	106	170	130	136	332	218	345	164	245	346	242	117	164	323
Nb	1.45	0.71	0.64	0.94	0.11	0.38	0.28	1.62	0.18	1.10	0.65	0.18	-	0.58	0.71	0.18	0.96	0.22	0.90
Nb	1.8	5.6	1.8	5.5	1.6	4.2	2.5	3.5	3.8	3.0	10.6	2.3	3.6	5.0	2.1	2.0	4.7	2.3	4.8
Ni	121	59.8	92.1	20.4	71.4	66.2	65.5	57.1	50.4	158	100	101	58.5	74.2	21.0	80.4	56.4	61.4	56.7
Rb	27.9	9.0	3.5	33.0	5.1	6.7	6.8	8.5	1.9	12.0	14.5	8.9	2.5	6.6	13.8	9.3	7.7	0.9	24.0
Sc	47.3	69.2	24.5	47.9	43.8	57.2	54.5	42.0	45.1	41.2	34.6	45.2	48.3	50.4	42.9	48.9	54.3	51.6	42.8
Y	36.6	211	30.0	196	207	415	279	333	500	320	300	354	221	293	283	165	202	156	318
Zr	66.5	78.4	30.5	44.6	38.7	58.1	47.7	38.9	46.0	37.6	36.8	37.1	41.8	46.5	46.6	31.4	49.9	36.6	48.7
Zn	69	159	107	36	49	86	107	68	86	75	129	90	80	122	90	61	166	53	71
Zr	80.8	219	67.8	108	103	168	136	123	125	120	137	105	134	132	109	87.4	147	101	136

Name : 試料番号, Type : a, b, cは変質の度合を表し, cが最も変質が著しい。  
 HALK : アルカリが特に高いアルカリ玄武岩, HCNA : Ceに富んだアルカリ岩,  
 LCNA : Ceに乏しいアルカリ岩, HATH : 高アルカリソレライト。Formation : 地  
 層名, HW : 日和佐層, MG : 牟岐層。FLA : フレームレス原子吸光法による。

脈であると判断される。なお, 岩体の一部には数cm程度の方解石脈が見られる。鏡下では,  
 主にインターサータル~ハイアロオフィティック組織を示している。斜長石は長柱状の骸晶で,  
 曹長石が進んでおり, その間をスフェルライトと少量のガラスが埋める。

本岩は黒色泥岩との境界付近で一部自破碎を起こしている。これと黒色泥岩の間にはさらに  
 1~5mm幅の赤色の凝灰岩様(クリンカー様)の部分が認められ, これが黒色泥岩の葉理を  
 切っている。同様の赤色部は岩体の中央部にも見られ, これ(AV-1)は本体を切って発達  
 し, 岩体の伸びに平行な2~15cm幅の岩脈状を呈する。

## § 5. 四万十帯を構成する堆積岩類と珪長質火山岩類

先に述べたように, 柳井<sup>25)</sup>は白亜紀四万十帯南部に現地性の珪長質凝灰岩類が活動してい  
 ることを明らかにしている。今回, それを裏付ける珪長質自破碎溶岩や, 現地性緑色岩に密接

第2表 凝灰岩類～チャート類の全岩化学組成。

No. Name Type Formation	Umb-1	AV-1	AV-2	AV-3	AV-4	AV-5	AV-6	AV-7	CH-1	CH-2	CH-3	CH-4	CH-5	CH-6	
	AKF063 Umber HW	tx308 Red.Pt HW	tx902 Cry.Tf MG	tx701w Lava MG	AKE1a Tuff HW	AKE4b Tuff MG	tx801 Tuff? MG	tx304 Tuff? MG	tx501 Tuff? MG	cx304 Chert HW	tx703 Chert MG	tx701b Chert MG	cx302 Red.Ch HW	f225 Red.Ch HW	e202 Red.Ch HW
wt. %															
SiO <sub>2</sub>	41.93	65.77	69.04	75.06	75.13	79.39	78.68	82.68	82.18	83.42	87.45	91.22	92.03	94.91	
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.74	0.28	0.22	0.12	0.14	0.16	0.09	0.04	0.13	0.08	0.07	0.00	0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.95	14.92	16.57	13.09	10.98	11.27	8.47	8.27	7.03	7.69	5.84	1.32	1.34	0.37	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.21	3.91	0.86	0.73	1.26	0.29	0.93	0.50	0.12	0.57	0.63	1.97	0.97	3.89	
FeO	0.95	1.89	1.28	0.71	0.81	0.51	0.81	0.91	0.82	0.84	0.50	0.35	0.57	0.21	
MnO	0.94	0.38	0.03	0.06	0.14	0.05	0.20	0.08	0.13	0.06	0.03	0.04	0.28	0.10	
MgO	2.93	1.98	0.65	0.71	1.28	0.33	0.63	0.55	0.55	0.76	0.38	0.48	0.00	0.03	
CaO	3.02	0.86	0.66	0.43	1.53	0.35	2.98	1.16	2.31	1.06	0.41	2.04	2.43	0.03	
Na <sub>2</sub> O	0.72	2.41	4.50	5.04	0.57	4.63	1.02	1.25	3.66	2.04	1.81	0.17	0.04	0.04	
K <sub>2</sub> O	2.42	3.27	4.02	2.29	4.66	1.79	1.68	1.54	0.12	1.25	1.34	0.10	0.05	0.04	
H <sub>2</sub> O+	3.69	3.24	1.84	1.42	2.49	1.01	4.12	2.61	2.97	1.96	1.33	2.21	2.25	0.35	
H <sub>2</sub> O-	0.54	0.39	0.24	0.18	0.30	0.19	0.30	0.22	0.07	0.21	0.19	0.03	0.01	0.02	
F <sub>2</sub> O	1.28	0.24	0.04	0.06	0.72	0.04	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	
Total	99.99	100.00	100.01	100.00	99.99	99.99	100.01	99.99	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	
(Recalculated analyses on water-free basis)															
wt. %															
SiO <sub>2</sub>	43.79	68.25	70.50	76.28	77.29	80.36	82.31	85.10	84.76	85.26	88.80	93.31	94.16	95.26	
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.77	0.29	0.22	0.12	0.14	0.17	0.09	0.04	0.13	0.08	0.07	0.00	0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.35	15.48	16.92	13.30	11.30	11.41	8.86	8.51	7.25	7.86	5.93	1.35	1.37	0.37	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.64	4.06	0.88	0.74	1.30	0.29	0.97	0.51	0.12	0.58	0.64	2.02	0.58	3.90	
FeO	0.99	1.96	1.33	0.72	0.83	0.52	0.85	0.94	0.85	0.86	0.51	0.36	0.99	0.21	
MnO	0.98	0.39	0.03	0.06	0.14	0.05	0.21	0.08	0.13	0.06	0.03	0.04	0.29	0.10	
MgO	3.06	2.05	0.66	0.72	1.32	0.33	0.66	0.67	0.57	0.78	0.39	0.49	0.00	0.03	
CaO	3.15	0.89	0.67	0.44	1.57	0.35	3.12	1.19	2.38	1.08	0.42	2.09	2.49	0.03	
Na <sub>2</sub> O	0.75	2.50	4.60	5.12	0.59	4.69	1.07	1.29	3.77	2.09	1.84	0.17	0.04	0.04	
K <sub>2</sub> O	2.53	3.39	4.10	2.33	4.79	1.81	1.76	1.59	0.12	1.28	1.36	0.10	0.05	0.04	
H <sub>2</sub> O-	1.34	0.25	0.04	0.06	0.74	0.04	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	
Total	100.01	99.99	100.00	99.99	99.99	99.99	100.01	100.00	99.99	100.00	100.01	100.00	100.00	99.99	
ppm															
Ba	145	377	1437	440	1387	402	238	198	271	307	228	11	192	24	
FLA)	288	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ce	55.5	104	63.3	49.1	75.3	58.8	34.9	48.2	33.3	33.7	14.1	1.2	1.4	0.8	
Co	50.0	20.5	1.6	1.6	2.2	0.3	1.8	1.2	1.5	1.9	1.1	3.7	3.7	0.6	
Cr	41.0	70.4	39.9	38.7	6.2	4.1	11.4	6.8	0.7	5.4	16.0	4.1	3.7	26.8	
Cs	3.04	6.46	2.04	0.90	1.29	0.69	2.47	1.54	0.16	1.38	0.99	0.22	0.03	0.04	
Nb	9.6	15.6	12.1	13.5	19.9	11.6	5.6	9.3	5.2	3.4	3.1	1.1	0.3	0.0	
Ni	161	87.2	3.6	1.4	1.3	1.5	1.8	4.1	1.6	3.9	1.6	7.7	17.1	8.0	
Rb	85.4	147	104	79.6	123	45.1	58.9	57.0	3.9	53.0	48.1	1.8	0.5	0.4	
Sc	10.7	21.7	6.4	4.8	3.5	3.4	3.5	2.9	0.8	4.3	0.9	2.0	0.5	0.2	
Sr	72.2	133	221	212	139	209	177	52.5	244	101	63.1	28.0	45.1	1.7	
Y	149	52.8	24.3	31.8	43.4	16.3	14.6	19.9	17.8	13.6	8.9	8.1	4.5	2.2	
Zn	351	89	43	39	54	19	21	24	14	36	14	13	18	10	
Zr	147	183	236	154	208	100	85.4	91.0	49.6	68.1	39.3	15.3	4.3	2.1	

Type : Umber : アンバー, Red. Pt : 赤色凝灰岩様部, Cry. Tf : 結晶質凝灰岩, Lava : 自破碎溶岩, Tuff : 凝灰岩, Chert : チャート, Red. Ch : 赤色チャート。それ以外は第1表と同じ。

に伴う珪長質岩の存在を確認した。そこで、それら珪長質火山岩～凝灰岩類についての化学分析を行なうとともに、それらの周囲に分布する堆積岩類についても化学分析を行い、その地球化学的特徴を明らかにした。それらの産状ならびに記載岩石学的特徴は次のとおりである。

**珪長質火山岩～凝灰岩 :** 珪長質火山岩類のうち、AV-1 は日和佐層下部で緑色岩 (GS-3) の構造を切って、その中央部に脈状に発達する赤色部分である。AV-3 は7 m以上の厚さをもつ流紋岩質の自破碎溶岩である。AV-4, 5 はHW1 岩体の上位に重なる凝灰岩であり、AV-2, 6, 7 は、砂岩ブーディンを含む泥岩中に挟まる凝灰岩である。これら凝灰岩類はいずれも厚さ数cm～30cmで、膨縮によって側方への連続性は悪い。凝灰岩類のうち、AV-2 は結晶質の、AV-4～AV-7 は結晶に乏しい凝灰岩である。AV-5 には一部チャート状の組織を示す部分が認められる。一方、AV-7 には明瞭な軽石片が含まれている。AV-3, 6 には少量ながら斑状結晶が認められ、AV-4 では基質の変質が著しい。

**砂岩 :** 今回分析した砂岩4試料のうち、SS-1 は日和佐層 (H1) 上部の塊状砂岩、SS-2

第3表 泥岩～砂岩類の全岩化学組成。

No.	SH-1	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5	SH-6	SH-7	SS-1	SS-2	SS-3	SS-4
Name	AKErsh	AKE906	sx703r	i302m	f201	sx605	i301	b18	a2	i302s	82501
Type	Red.Sh	Blk.Sh	Red.Sh	Bed.Sh	Red.Sh	Blk.Sh	Blk.Sh	Bed.SS	Mas.SS	Bed.SS	Fin.SS
Formation	HW	HW	MG	EB	HW	MG	EB	HW	HW	EB	MG
wt. %											
SiO <sub>2</sub>	59.10	62.96	64.79	65.66	67.38	68.30	71.44	76.04	76.70	78.86	81.48
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.66	0.55	0.68	0.62	0.55	0.52	0.28	0.28	0.17	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.02	17.10	14.66	16.40	14.96	14.34	13.46	11.88	11.25	8.05	9.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.57	2.46	4.39	1.80	4.25	1.48	1.60	0.70	1.46	0.79	0.76
FeO	0.58	1.75	1.39	3.05	0.60	3.53	2.79	0.83	0.74	1.59	1.83
MnO	0.44	0.24	0.09	0.09	0.05	0.06	0.11	0.05	0.04	0.23	0.04
MgO	2.55	2.19	2.00	1.94	1.25	1.63	1.68	0.36	0.49	0.51	0.42
CaO	1.06	1.45	2.22	0.25	0.86	0.55	0.21	1.37	0.51	2.99	0.39
Na <sub>2</sub> O	2.06	3.43	2.41	2.39	2.05	2.54	2.07	3.57	3.36	2.69	2.67
K <sub>2</sub> O	5.31	4.22	3.52	3.11	4.07	2.60	2.46	3.11	3.14	0.38	1.42
H <sub>2</sub> O+	3.58	2.96	3.36	4.04	3.26	3.81	3.23	1.65	1.71	3.54	1.63
H <sub>2</sub> O-	0.94	0.51	0.53	0.48	0.57	0.54	0.37	0.11	0.28	0.17	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.08	0.10	0.11	0.08	0.08	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04
Total	100.01	100.01	100.01	100.00	100.00	100.01	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01
(Recalculated analyses on water-free basis)											
wt. %											
SiO <sub>2</sub>	61.89	65.22	67.41	68.77	70.06	71.40	74.11	77.41	78.26	81.90	82.91
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.68	0.57	0.71	0.64	0.57	0.54	0.29	0.29	0.18	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.82	17.71	15.25	17.18	15.56	14.99	13.96	12.09	11.48	8.36	9.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.88	2.55	4.57	1.89	4.42	1.55	1.66	0.71	1.49	0.82	0.77
FeO	0.61	1.81	1.45	3.19	0.62	3.59	2.89	0.84	0.76	1.65	1.86
MnO	0.46	0.25	0.09	0.09	0.05	0.06	0.11	0.05	0.04	0.24	0.04
MgO	2.67	2.27	2.08	2.03	1.30	1.70	1.74	0.37	0.50	0.53	0.43
CaO	1.11	1.50	2.31	0.26	0.89	0.57	0.22	1.39	0.52	3.11	0.40
Na <sub>2</sub> O	2.16	3.55	2.51	2.50	2.13	2.66	2.15	3.63	3.43	2.79	2.72
K <sub>2</sub> O	5.56	4.37	3.66	3.26	4.23	2.72	2.55	3.17	3.20	0.39	1.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.08	0.10	0.12	0.08	0.08	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04
Total	99.99	99.99	100.00	100.00	99.98	99.99	99.99	99.99	100.01	100.00	100.00
ppm											
Ba	162	434	596	226	388	267	151	551	595	50	357
Ba (FLA)	354	495	682	-	-	338	-	-	-	-	-
Ce	94.4	67.0	64.4	62.1	77.9	55.9	49.7	40.6	35.1	26.1	33.5
Co	20.8	8.6	9.8	12.0	6.4	11.3	15.4	3.2	2.2	5.3	3.9
Cr	55.2	46.6	39.9	60.7	40.6	49.2	57.6	18.1	12.8	14.3	16.3
Cs	7.81	4.58	2.84	6.82	12.75	6.59	5.78	2.09	1.91	0.71	1.27
Nb	13.9	12.5	11.9	11.1	11.0	9.1	8.7	6.6	6.2	1.8	5.0
Ni	50.6	27.6	32.7	29.1	14.4	30.4	43.3	3.4	2.8	11.1	6.5
Rb	165	129	129	126	173	105	102	84.9	92.5	14.0	44.2
Sc	17.3	13.7	12.0	12.3	15.1	13.9	9.4	5.9	5.4	1.1	3.0
Sr	89.0	161	165	62.6	119	91.3	57.8	179	156	81.8	83.7
Y	34.0	29.0	34.6	24.7	27.3	21.4	17.6	20.5	17.8	9.1	13.0
Zn	123	81	76	74	40	93	80	35	52	11	32
Zr	166	180	183	135	172	127	112	121	111	147	121

Type : Red. Sh : 赤色泥岩, Blk. Sh : 黒色泥岩, Bed. SS : 砂岩  
 泥岩互層からの砂岩, Mas. SS : 塊状砂岩, Fin. SS : 細粒砂岩,  
 EB : 海老が池層。それ以外は第1表と同じ。

は層位的にそのやや下位で泥岩と互層する砂岩である。SS-3は海老が池層(E2)の砂岩であり、泥岩と互層を成している。また、SS-4は牟岐層の泥質岩優勢相に挟まる厚さ数cmの砂岩層からの試料である。

泥岩 : 今回分析した泥岩は、赤色泥岩3試料(SH-1, 3, 5)と黒色泥岩4試料(SH-2, 4, 6, 7)である。これらのうち、SH-1, 2はHW1岩体に伴うもので、SH-3も緑色岩(GS-11)に密接する牟岐層構成岩である。SH-4とSH-7は共に海老が池層の黒色泥岩であり、前者はSS-3の砂岩と互層し、後者は本層下部の凝灰質泥岩である。また、SH-5は日和佐層下部で凝灰質泥岩と互層する赤色泥岩で、放散虫化石を多く含んでいる。SH-6は牟岐層の泥質相に普通に見られる黒色泥岩である。



各泥岩の境下での特徴は色の違いを除けば共通点が多い。いずれも粘土質の基質中にシルトサイズの長石や石英粒子を含んでおり、基質にはセリサイトと思われる鉱物が多量に認められる。ただし、黒色泥岩、SH-4, 6には炭化有機物が多く含まれている点で他のものとは異なる。

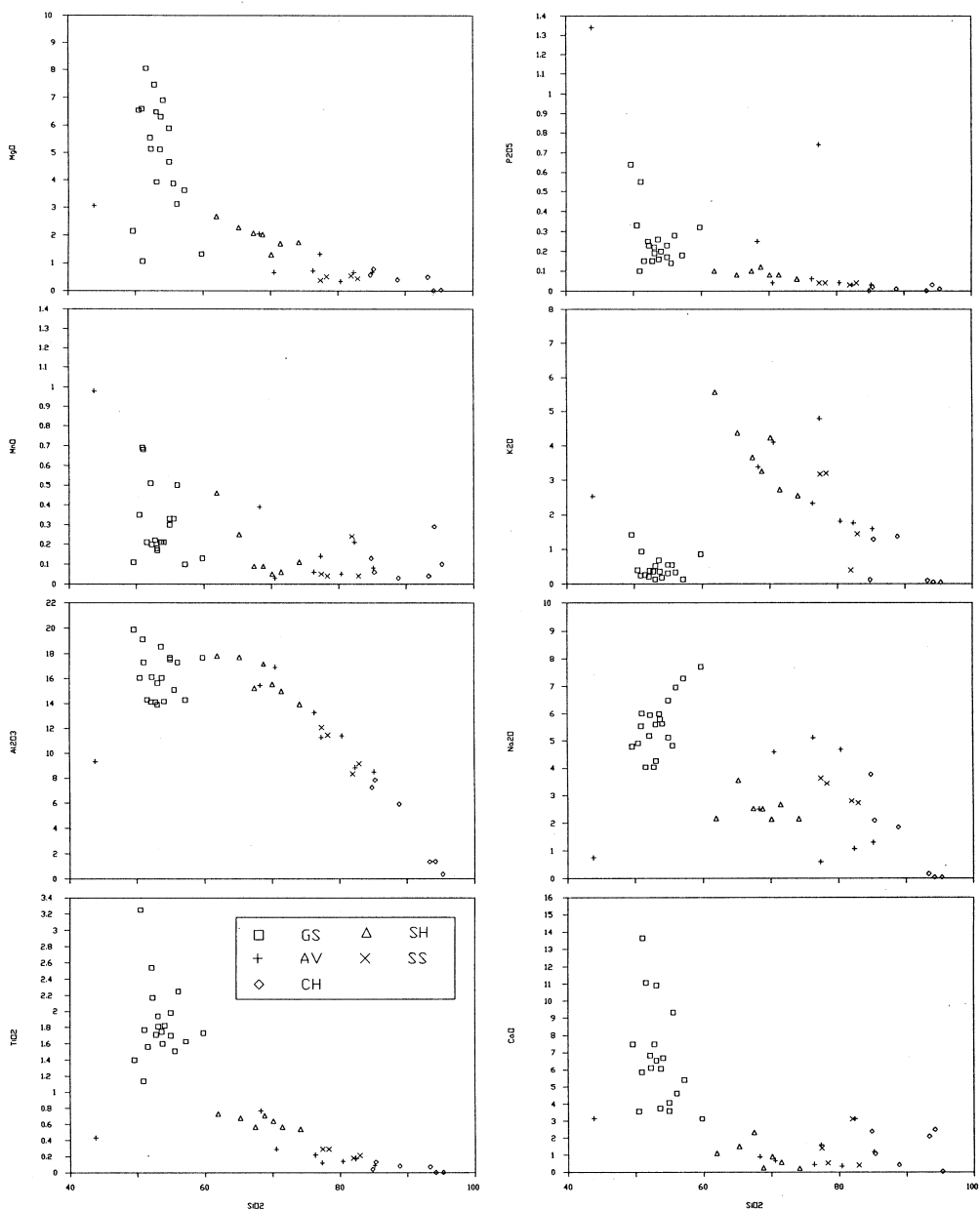
アンバー：アンバーはキプロス島のものがよく知られているが、本邦の四万十帯においてもこれまでに土谷ほか<sup>35)</sup>、坂井・勸米良<sup>35)</sup>、柳井<sup>13, 36)</sup>などによって報告されている。特に柳井<sup>13)</sup>や斎藤・田中<sup>37)</sup>は、これらが海底の熱水活動に伴って形成されたものであると結論づけている。今回、化学分析を行なった試料(Umb-1)はHW1岩体(明丸海岸)の赤色泥岩中にレンズ状に挟まるアンバーである。鏡下では全体に不透明で、少量のシルトサイズの結晶粒子を含んでいる。

チャート：化学分析を行なったチャートのうち、CH-1は層状、CH-2はレンズ状の、緑色岩の近傍に薄く挟まるものである。CH-3は角礫状岩片として自破碎珪長質溶岩(AV-3)中に包有されていた試料である。一方、CH-4は緑色岩中の割れ目を脈状に充填した試料である。CH-5は20cmの厚さの凝灰岩を挟んで互層する50cmの厚さのチャートである。CH-6は赤色泥岩中に緑色岩と共に挟まれるものであるが、小断層の発達が著しいためにそれらの本来の関係は不明である。チャートには一般に石英、長石や雲母というような陸源の碎屑性鉱物粒子はほとんど含まれないが、上記の試料のうち、CH-1やCH-3にはわずかながら斑状の結晶粒子が含まれる。これらの試料はこの点で珪長質凝灰岩類との類似性を示す。

## § 6. 試料の分析方法と分析結果

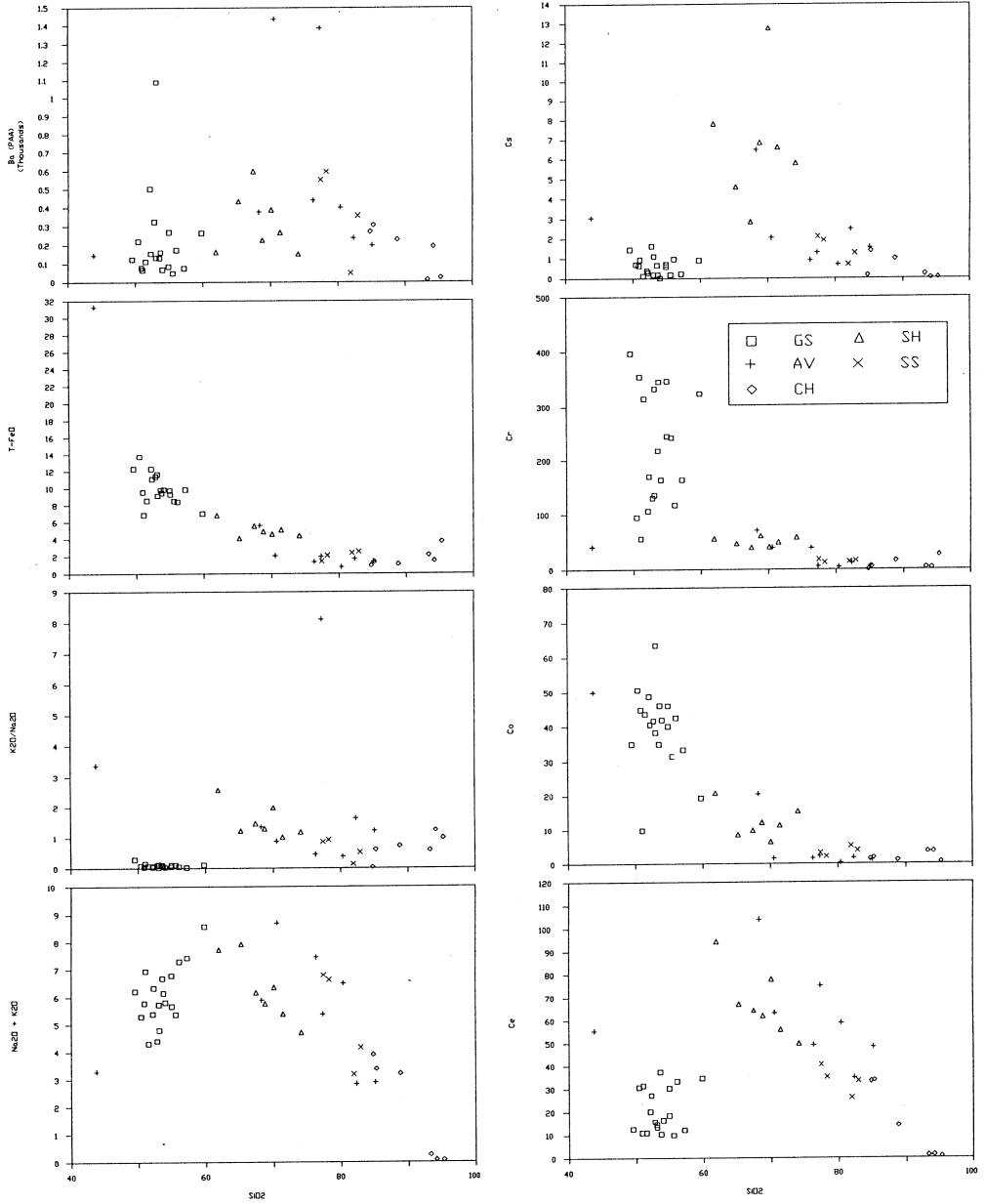
今回、上記の現地性緑色岩、珪長質火山岩～凝灰岩類、ならびにそれらに伴う堆積岩類について、全岩の主成分ならびに微量成分分析を行った。分析した試料の内訳は、緑色岩19試料(GS-1～19)、アンバー1試料(Umb-1)、珪長質火山岩～凝灰岩類が7試料(AV-1～7)、チャート6試料(CH-1～6)、泥岩7試料(SH-1～7)、砂岩4試料(SS-1～4)である。

分析方法は、主成分については蛍光X線法( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 全鉄,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), 過マンガン酸カリ滴定法( $\text{FeO}$ ), 炎光光度法( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), 重量法( $\text{H}_2\text{O}$ ±)を用いた。また、微量元素13成分( $\text{Ba}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Sc}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Zr}$ )については核理研の電子ライナックを利用し、加速エネルギー30MeVを用いた光量子放射化法によって分析した<sup>38)</sup>。このうち、Baについてはフレイムレス原子吸光法によって

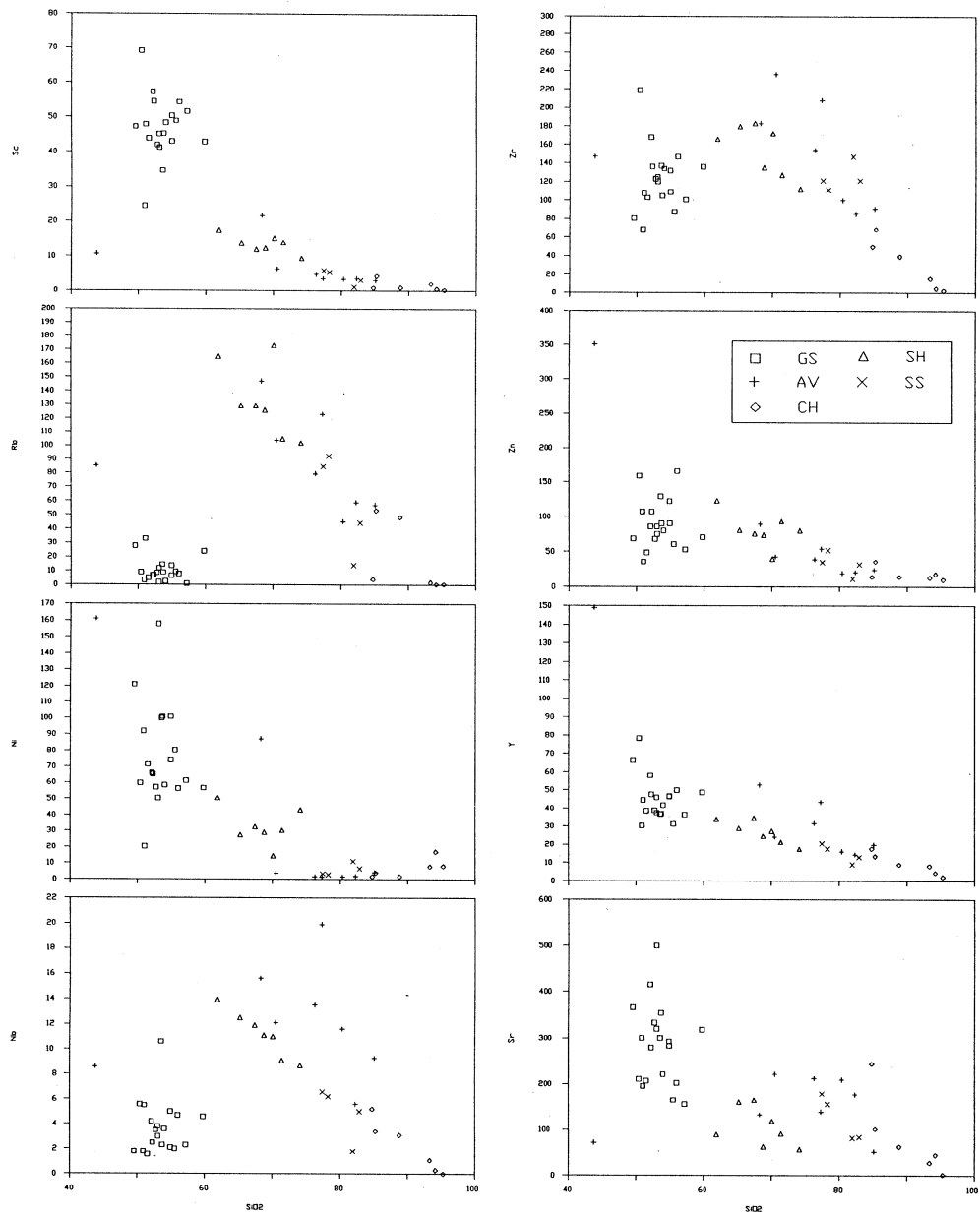


第3図 全分析試料についてのハーカー図 (その1)。

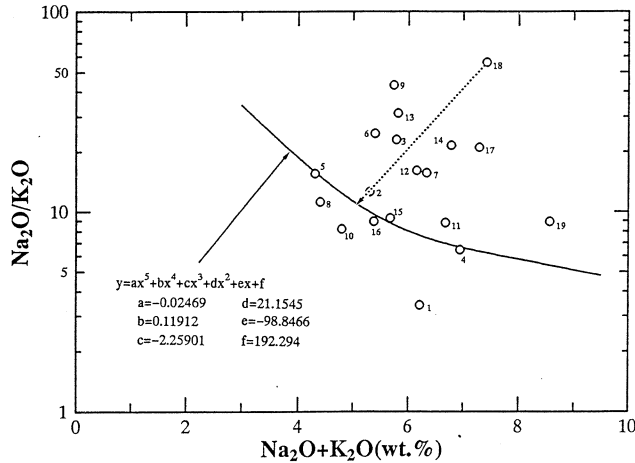
GS: 緑色岩, AV: 珩長質火山岩~凝灰岩, CH: チャート, SH: 泥岩,  
SS: 砂岩。



第3図 全分析試料についてのハーカー図(その2)。



第3図 全分析試料についてのハーカー図 (その3)。



第4図  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 図。  
 曲線は Miyashiro<sup>40)</sup>による。番号は試料番号であり、  
 点線の矢印は変質補正に用いたトレンドを示す。本文  
 参照。

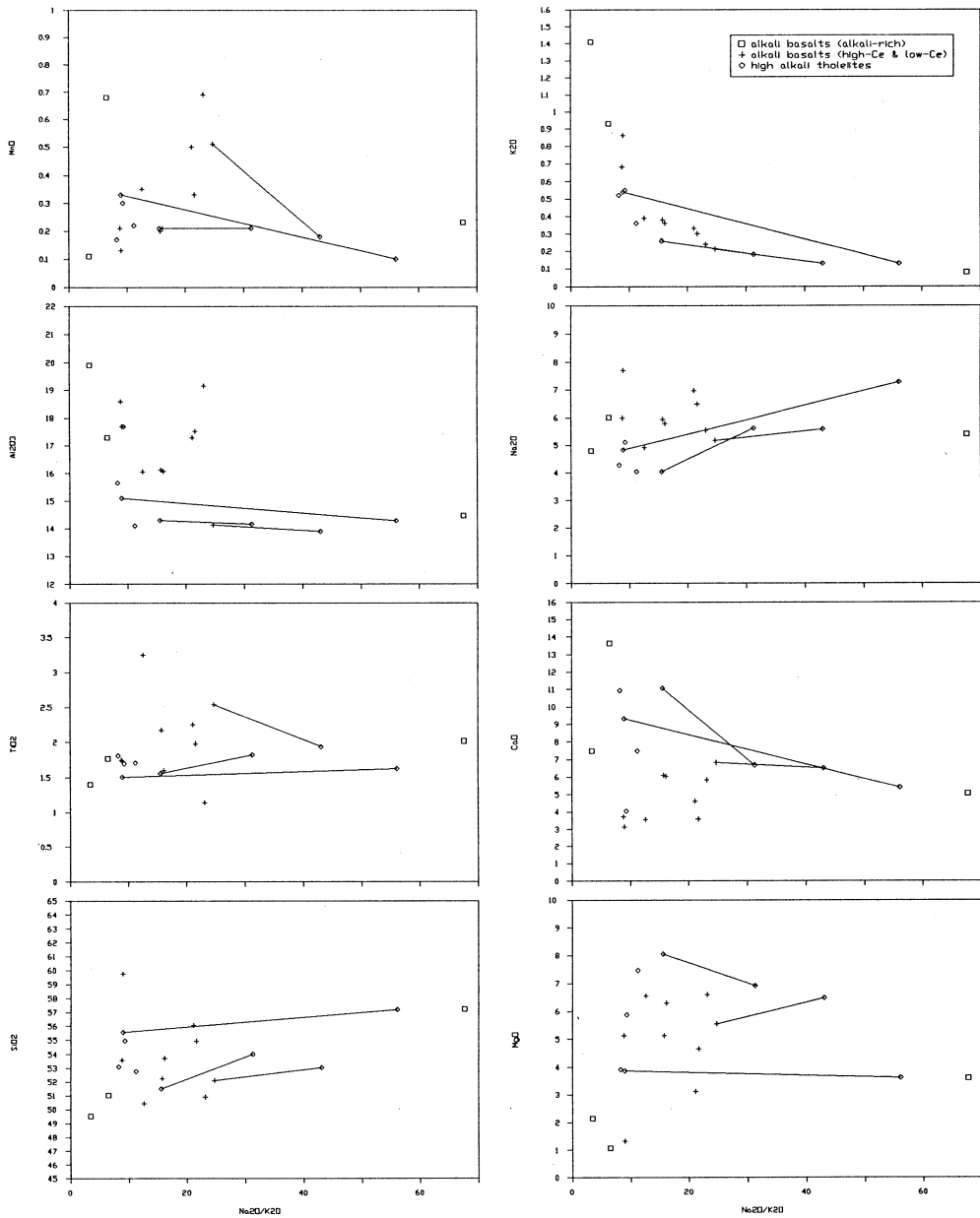
も分析を行なった。

第1表に緑色岩，第2表に珪長質火山岩～チャート，第3表に泥岩～砂岩の化学分析結果を示す。表には主成分の分析結果と，これから  $\text{H}_2\text{O}$  ± を除いた無水の値を示してある。緑色岩については，再計算にあたって，Irvine and Baragar<sup>39)</sup>の方法で鉄の酸化状態を補正した。今回分析を行なった全試料についての組成変化図を第3図に示す。

### § 7. 緑色岩の変質とその全岩化学組成に及ぼす影響

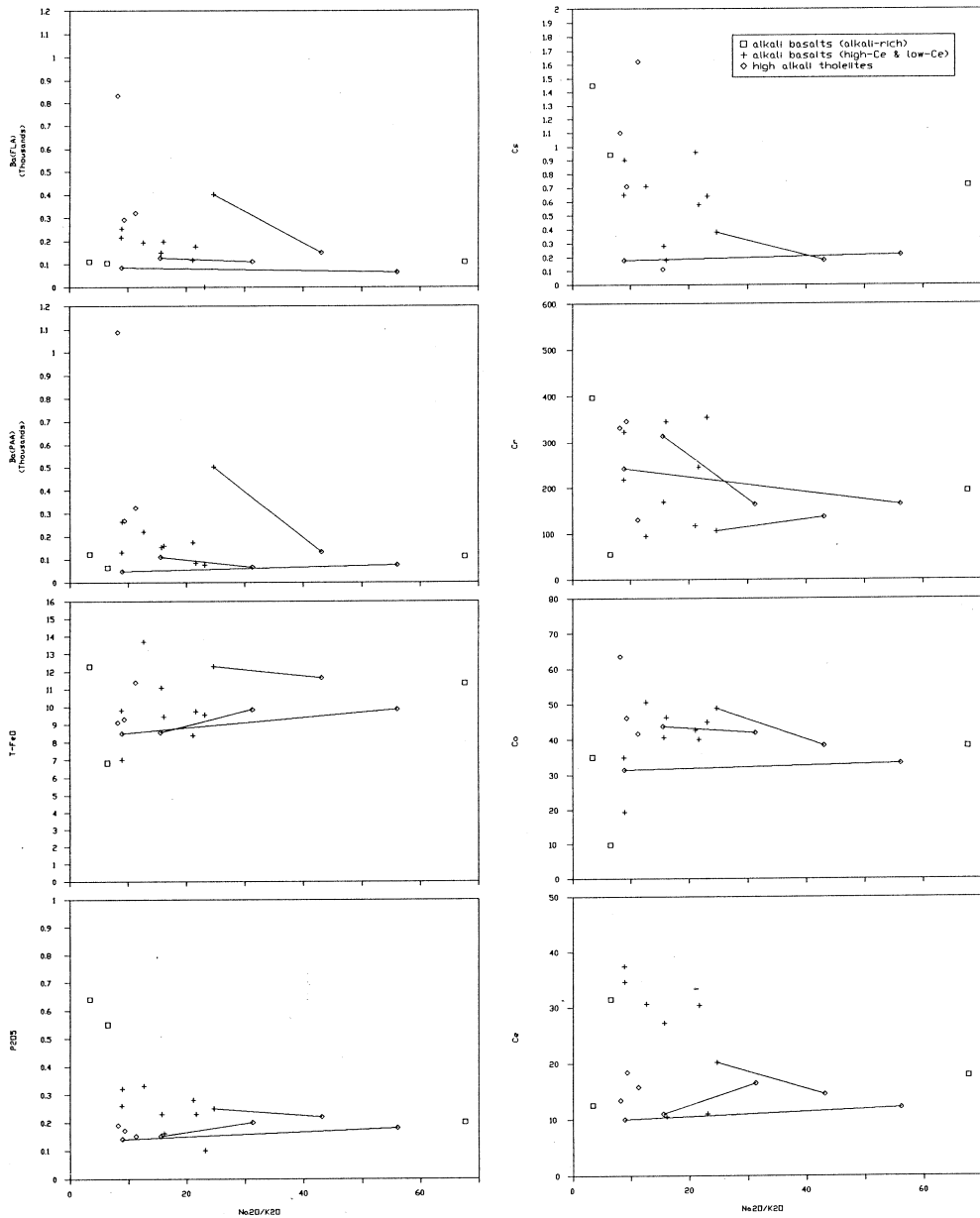
今回分析を行った緑色岩試料は本地域の火山岩全体を網羅するように広い範囲から採集し，その中で特に変質の影響の少ない部分を選んだが，一部には緑泥石や方解石，緑れん石，パンペリー石，不透明鉱物などの変質鉱物が含まれている。また，斜長石は曹長石化している。従って，今回の分析結果を用いて議論を進める前に，これらの変質が化学分析値に及ぼす影響について評価しておく必要がある。

今回分析した緑色岩は，無水で  $\text{SiO}_2 = 49.52 \sim 59.76$  wt. %，アルカリ =  $4.30 \sim 8.56$  wt. % の組成幅をもっている。Miyashiro<sup>40)</sup> は  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (第4図) を用いて新鮮な火山岩と著しく変質した火山岩を判別することが可能であることを示している。第4図中の曲線は，彼によって引かれた世界各地の後期第三紀～第四紀の新鮮な火山岩におけるアルカリ総量に対する  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比の上限を表したものである。つまり，少なくともこの曲線より上側に



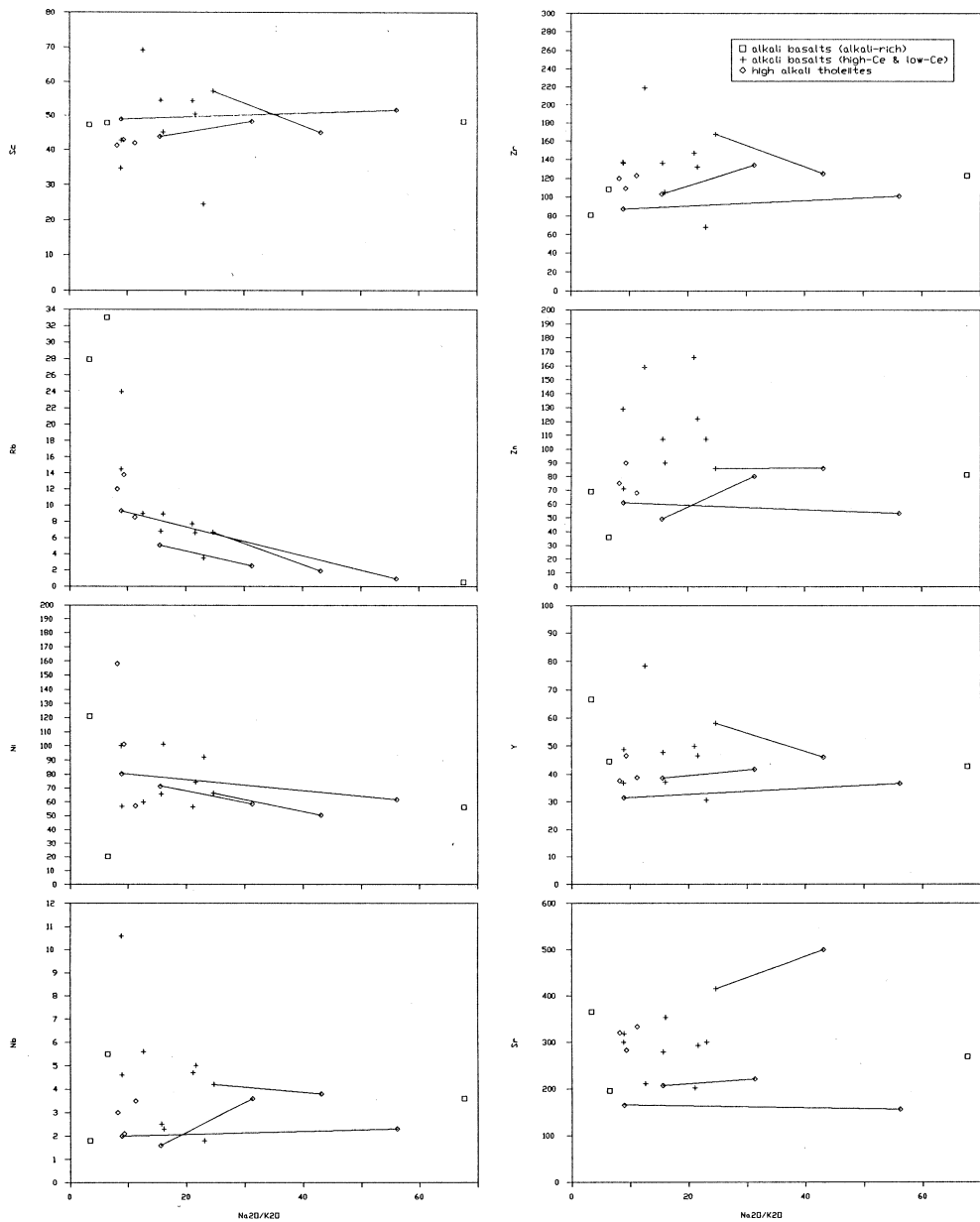
第5図  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比を横軸にとった変化図（変質補正に使用）（その1）。  
 タイラインは同じ岩体からの試料を結んでいる。本文参照。

落ちる試料については変質による二次的なアルカリ元素の移動があると考えてよい。今回分析した緑色岩試料のうち3分の1はこの境界線の下側にくるが、3分の2は上側にプロットされ



第5図  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比を横軸にとった変化図(その2)。

ており、これらの試料が変質作用の影響を受け、組成を変化させていることを示している。新鮮な火山岩に対してより高い  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比を持つためには、 $\text{Na}_2\text{O}$ が増加するか、 $\text{K}_2\text{O}$ が減



第5図  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比を横軸にとった変化図 (その3)。

少するか、これらが同時に起きるかすればよい。例えば、Miyashiro<sup>40)</sup> はみかぶ帯の緑色岩について、 $\text{Na}_2\text{O}$  の増加と  $\text{K}_2\text{O}$  の減少が同時に起こったと推定している。



変質作用に伴う元素の移動を厳密に議論することは簡単ではない。しかしながら、ここでもし第4図における  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比の増加が変質の結果であると考えたと  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比の増加に伴って、各元素がどのように増減するかをみることにより変質作用に伴う元素の移動を議論できるはずである。第5図は緑色岩における変質作用に伴うそのような元素の挙動を検討するために描いた組成変化図である。ここでタイラインで結んでるのは同一岩体からの試料 (GS-5 と GS-13, GS-6 と GS-9, GS-16 と GS-18) を示している。今回分析した緑色岩

第4表 変質補正に用いた各元素についての変質組成変化経路の勾配。

	GS-5/13	GS-6/9	GS-16/18	Average
SiO <sub>2</sub>	0.1588	0.0500	0.0348	0.0809
TiO <sub>2</sub>	0.0165	-0.0326	0.0025	-0.0045
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.0083	-0.0125	-0.0174	-0.0127
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0165	-0.0331	0.0025	-0.0047
FeO	0.0680	-0.0065	0.0265	0.0293
MnO	0.0000	-0.0179	-0.0049	-0.0076
MgO	-0.0724	0.0516	-0.0053	-0.0087
CaO	-0.2783	-0.0158	-0.0829	-0.1239
Na <sub>2</sub> O	0.1010	0.0228	0.0522	0.0586
K <sub>2</sub> O	-0.0051	-0.0043	-0.0087	-0.0060
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.0032	-0.0016	0.0008	0.0008
Ba (PAA)	-2.7954	-20.152	0.5940	-0.9085
Ba (FLA)	-1.0165	-13.688	-0.4243	-1.2539
Ce	0.3431	-0.3042	0.0467	0.0273
Co	-0.1080	-0.5703	0.0382	-0.1985
Cr	-9.5299	1.6295	-1.6546	-0.5347
Cs		-0.0109	0.0008	-0.0050
Nb	0.1271	-0.0217	0.0064	0.0370
Ni	-0.8196	-0.8582	-0.4031	-0.6739
Rb	-0.1652	-0.2607	-0.1782	-0.2010
Sc	0.2859	-0.6573	0.0573	-0.0821
Sr	0.8895	4.6171	-0.1909	0.7321
Y	0.1970	-0.6573	0.1103	-0.0926
Zn	1.9695	0.0000	-0.1697	0.3214
Zr	1.9695	-2.3357	0.2885	0.0720

の多くは無斑晶質である。したがって、同一岩体を構成する岩体はほぼ一定の組成を有していたと推定される。その本来一定の組成を有していた岩石が場所によって異なる程度の変質作用を受け、現在みられるような異なる  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比と異なる元素濃度を持つに至ったと考えることが可能である。

第5図においては、次のような特徴が認められる。(a)変質に伴う  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比の増加とともに、SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, アルカリ総量は増加し、K<sub>2</sub>O, Rb, MnO, CaO, Niは減少している。(b)TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>や、全鉄, MgO, Ce, Co, Nb, Sc, Sr, Y, Zn, Zrといった一般に変質に伴う元素移動の程度が低いと考えられている各元素では、多少のばらつきはあるものの、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比の増加に伴う系統的な濃度変化を示さない。(c)Baでは著しく減少するものもあるが、基本的には一定である。

以上から、今回分析した緑色岩では、変質作用によって、SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MnO, CaOなどが系統的な濃度変化を被っていると推定される。ここで重要なことは、変質に伴う系統的な組成変化を示す元素が、いずれの岩体でもほぼ同じ様な濃度変化傾向(第5図でそれぞれがほぼ平行なタイラインを描く関係)を示していることである。そのような元素については、3本のタイラインの平均勾配を用いて各サンプルの  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比を適当な値まで戻すことにより、変質前の新鮮な試料における各元素の濃度を推定することが可能であろう。しかしながら、

第5表 緑色岩についての変質補正後の全岩化学組成。

No.	GS-1	GS-2	GS-3	GS-4	GS-5	GS-6	GS-7	GS-8	GS-9	GS-10	GS-11	GS-12	GS-13	GS-14	GS-15	GS-16	GS-17	GS-18	GS-19	
Name	x103	x606	x308-3	b301	x501-3	x301C	x604-1	x1002-2	x304	x1001-5	x703b	x702-3	x601	x311	x605	AKE pb	x306	AKE bl	x701	
Type	aHALK	aHCNA	bLCNA	aHALK	aHATH	bLCNA	bHCNA	aHATH	aHATH	aHCNA	bLCNA	aHATH	aHATH	aHCNA	aHATH	aHATH	aHATH	aHATH	bHCNA	bHCNA
Formation	HW	MG	HW	HW	MG	MG	MG	HW	MG	HW	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG	MG
(Corrected data for alteration)																				
wt. %	49.83	50.26	49.89	51.03	51.52	51.15	51.63	52.98	50.85	53.35	53.42	53.09	52.49	53.82	54.90	55.60	54.92	53.58	59.48	
SiO <sub>2</sub>	1.38	3.26	1.20	1.77	1.56	2.59	2.20	1.70	2.06	1.80	1.76	1.63	1.91	2.04	1.70	1.51	2.31	1.83	1.75	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.86	16.08	19.32	17.29	14.30	14.29	16.23	14.06	14.25	15.62	19.60	16.17	14.42	17.71	17.70	15.09	17.48	14.86	17.73	
FeO <sub>T</sub>	2.93	4.86	2.75	2.03	3.12	4.19	3.82	3.27	3.65	3.36	3.34	3.21	3.47	2.64	3.30	3.06	2.15	3.39	3.29	
FeO	9.74	9.26	6.76	5.02	5.75	8.23	7.47	8.52	7.66	6.17	6.72	6.37	6.25	7.01	6.31	5.77	6.11	5.68	3.98	
MnO	0.08	0.37	0.78	0.68	0.21	0.60	0.26	0.20	0.39	0.15	0.22	0.27	0.35	0.43	0.30	0.32	0.61	0.44	0.16	
MgO	2.12	6.56	6.70	1.07	8.05	5.64	5.20	7.45	6.73	3.89	5.14	6.37	7.07	4.78	5.87	3.86	3.24	4.01	1.35	
CaO	7.00	3.84	7.39	13.61	11.04	8.31	7.04	7.13	8.90	10.51	3.96	6.99	9.04	5.29	4.11	9.24	6.35	11.00	3.56	
Na <sub>2</sub> O	5.03	4.78	4.81	6.02	4.05	4.47	5.51	4.20	4.01	4.46	5.89	5.35	4.52	5.68	5.09	4.87	6.14	4.65	7.50	
K <sub>2</sub> O	1.39	0.40	0.31	0.93	0.26	0.28	0.43	0.34	0.29	0.50	0.69	0.41	0.29	0.38	0.55	0.54	0.42	0.40	0.88	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.64	0.33	0.09	0.55	0.15	0.24	0.22	0.15	0.20	0.19	0.26	0.15	0.18	0.22	0.17	0.14	0.27	0.14	0.32	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	100.01	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	99.98	100.00	
ppm																				
Ba	120	222	88	65	111	514	160	322	157	1085	132	167	84	96	268	47	186	117	267	
Ba (FLA)	106	197	93	106	127	417	158	318	184	829	218	208	135	193	293	84	136	121	259	
Ca	12.7	30.5	10.7	31.4	11.0	19.8	27.0	15.9	18.8	13.5	37.4	10.3	15.9	29.9	18.4	10.0	32.9	11.0	34.4	
Co	34.2	51.0	47.4	9.8	43.7	51.2	42.1	41.2	43.7	62.9	35.3	47.7	45.8	42.8	46.2	31.4	45.4	42.2	20.0	
Cr	395	95.6	360	55.6	314	112	174	129	151	330	219	349	174	252	346	242	125	188	325	
Cs	1.43	0.72	0.71	0.94	0.11	0.45	0.32	1.60	0.33	1.08	0.66	0.22	0.22	0.66	0.71	0.18	1.04	0.48	0.92	
Nb	1.9	5.5	1.3	5.5	1.6	3.8	2.2	3.6	2.8	3.1	10.5	2.0	2.9	4.5	2.1	2.0	4.2	0.5	4.5	
Ni	118	61.3	100	20.3	71.2	74.3	70.6	55.2	68.7	156	101	106	71.3	83.4	101	80.0	65.9	91.8	59.1	
Rb	27.1	9.4	6.0	33.0	5.1	9.1	8.3	8.0	7.4	11.3	14.9	10.4	6.3	9.4	13.9	9.2	10.5	10.0	24.7	
Sc	47.0	69.4	25.5	47.9	43.8	58.2	55.1	41.8	47.3	40.9	34.8	45.8	49.9	51.5	42.9	48.9	55.5	55.3	43.1	
Sr	369	209	291	196	207	406	274	335	480	322	299	348	207	283	283	165	192	123	315	
Y	66.1	78.6	31.7	44.6	38.7	59.2	48.4	38.6	48.5	37.3	37.0	37.8	43.6	47.8	46.6	31.3	51.2	40.8	49.0	
Zn	70	158	103	36	49	82	105	69	77	76	128	88	74	118	90	61	161	39	70	
Zr	81.1	219	66.9	108	103	167	135	123	123	120	137	104	133	131	109	87.5	146	97.8	136	

変質前における  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比を一義的に決定する手だてではない。そこで、今回、Miyashiro<sup>40)</sup> が  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比図 (第4図) 上に引いた新鮮な火山岩の組成境界線 (変質判別曲線) を用いて、総ての試料について、その  $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  組成がこの境界線上にあったものとして補正計算し、その組成を検討するという作業を行なった。その具体的な手順は以下のとおりである。

(1)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  図 (第4図) において、同一岩体からの試料の組成を結んで得られる線分の平均勾配を求め、得られた勾配は19.02である。

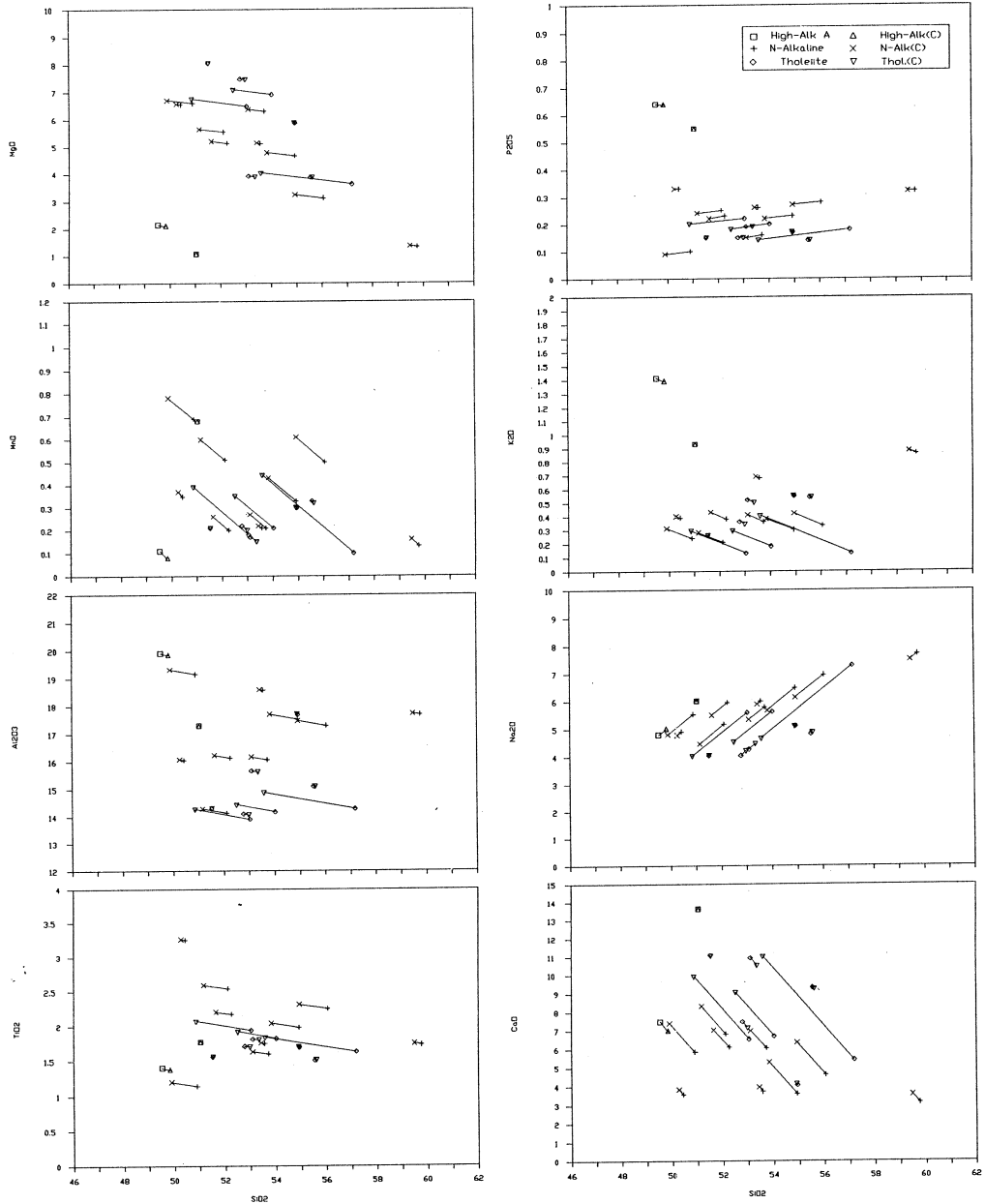
(2) 横軸に  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比をとった組成変化図 (第5図) を用いて、各分析元素について同一岩体からの試料の組成を結んで得られる線分の平均勾配を求め、得られた結果を第4表に示す。

(3) 第4図において、各試料について(1)で得られた平均勾配をもった直線の方程式を求め。

(4) この直線と Miyashiro<sup>40)</sup> の図中の変質判別曲線 (この曲線についてはアルカリ=3.5-9.5%の間において、多項式を用いて近似した) との交点を求め、その  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比を規準組成とする。

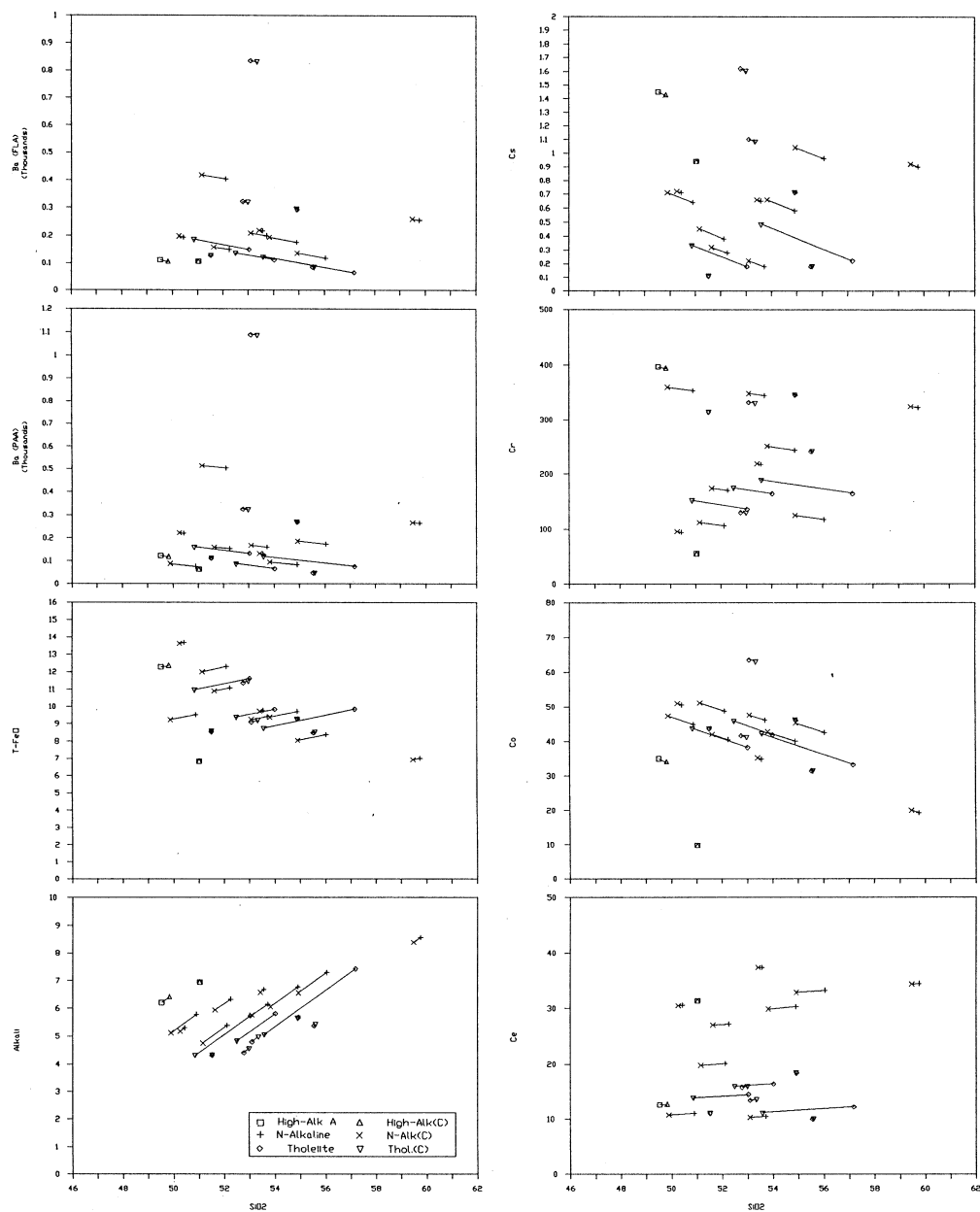
(5) この規準  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比を用いて、各分析元素濃度を規準組成における値に戻す。その際、計算には(2)で得られた平均勾配を利用する。

本来なら、上記の作業は、“変質の補正” という意味からも、変質を強く受けている試料のみについて行なうべきものであるが、今回、すべての分析試料についてその組成を変質規準組

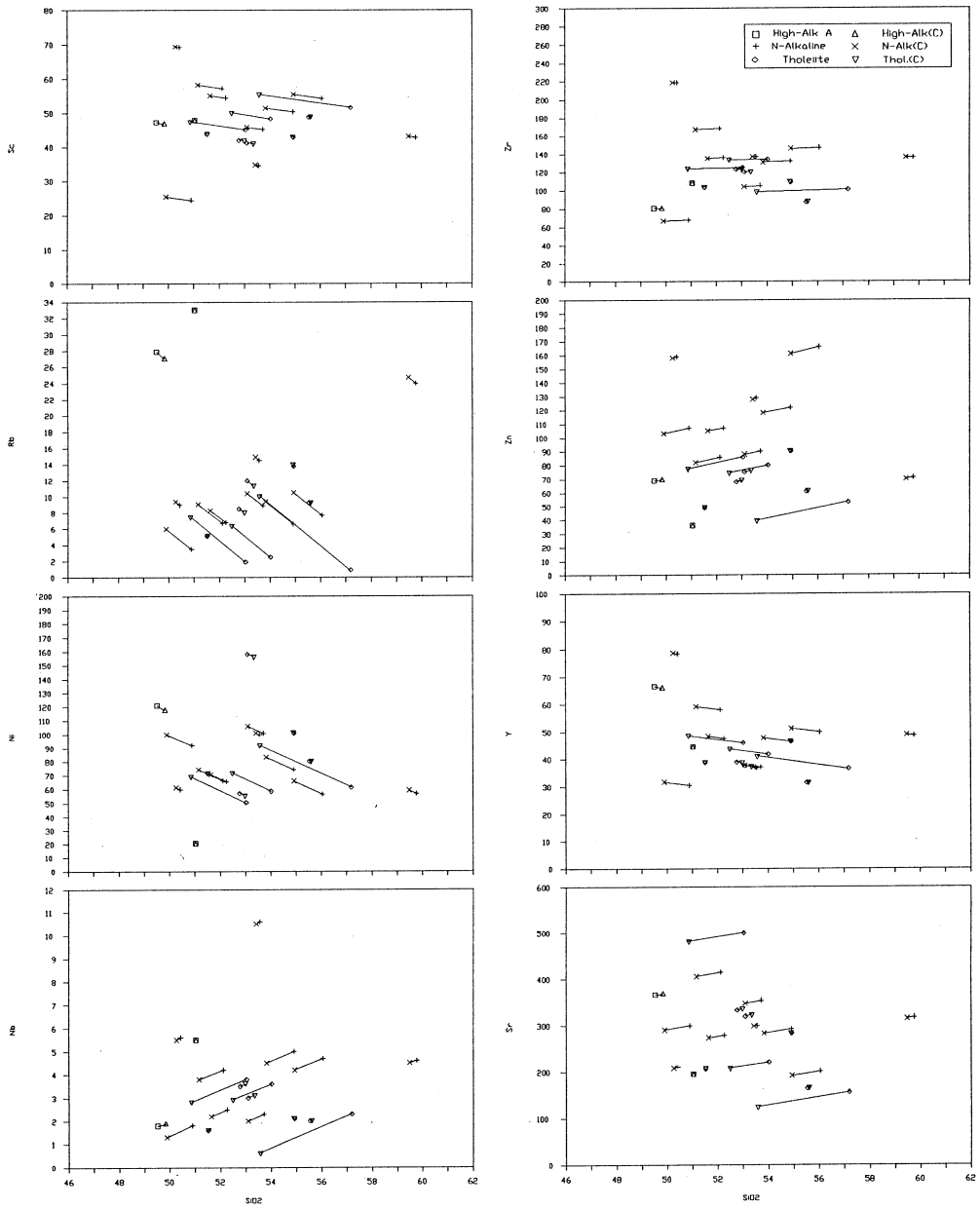


第6図 変質補正前後の緑色岩類についてのハーカー図（その1）。

High-Alk A : アルカリが特に高いアルカリ岩, N-Alkaline : アルカリ玄武岩類, Tholeiite : 高アルカリソレイト, (C) : 補正後の組成を示す。



第6図 変質補正前後の緑色岩類についてのハーカー図 (その2)。



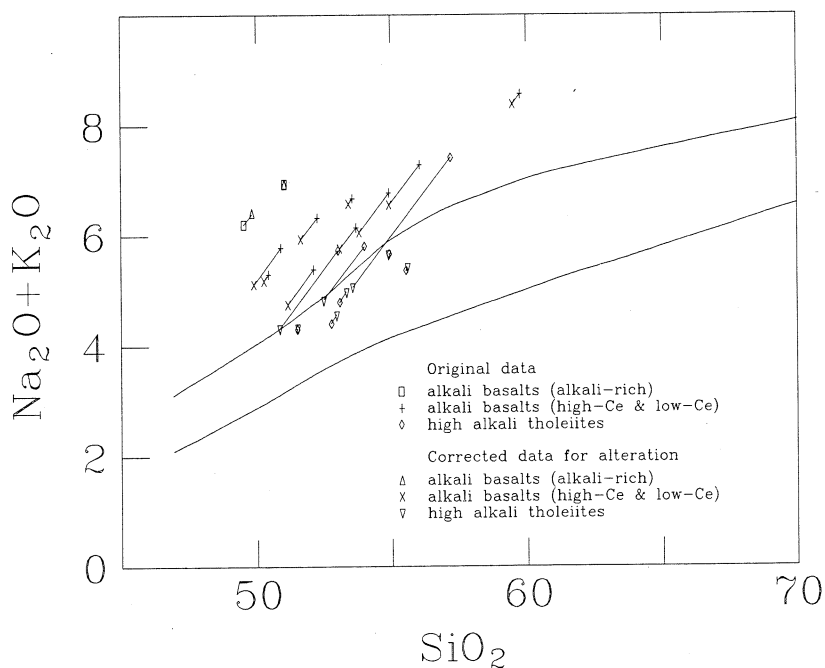
第6図 変質補正前後の緑色岩類についてのハーカー図(その3)。

成に戻すことにより、変質の程度をそろえた状態での組成の比較を試みた。ただし、変質の弱い試料の組成はほとんどが変質判別曲線の近傍にプロットされているので、上記の操作を行っても組成変化の程度は小さい。第5表に得られた変質補正後の組成を示し、第6図に変質補正の前後における緑色岩類の組成変化図を示す。

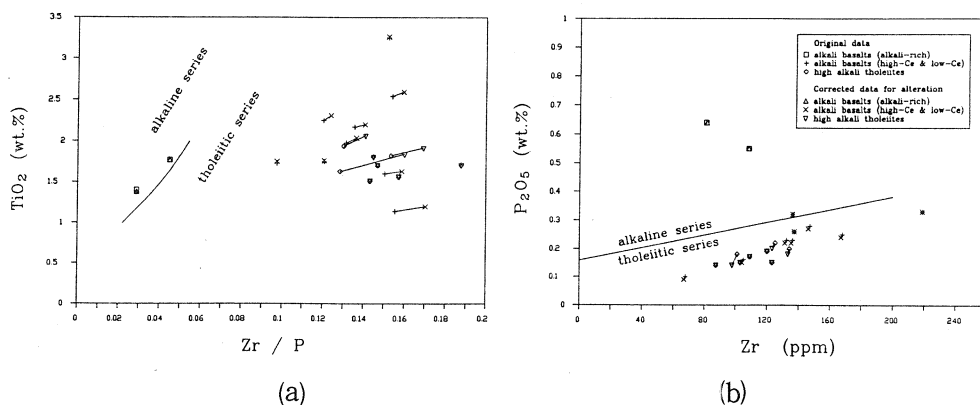
## § 8. 緑色岩が示す全岩化学組成上の特徴と岩石系列

変質補正に用いた  $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  の組成は、あくまでも新鮮な新期火山岩の組成上限値であって、今回分析した各試料が変質作用を受ける前に本来持っていた値である保証はない。しかしながら、以上に示した変質補正法によって、分析したすべての緑色岩の組成を同一の新鮮度(変質度)に戻したことになり、これによって各試料間あるいは新鮮な火山岩標準組成との間で成分の比較が一定の意味をもつものとなる。以下では変質補正した値を用いて緑色岩が示す全岩化学組成上の特徴について議論を進める。

**$\text{SiO}_2$ -アルカリ図**：緑色岩類の変質補正前後での組成を  $\text{SiO}_2$ -アルカリ図<sup>41)</sup> にプロットしたのが第7図である。この図から、分析した緑色岩にはアルカリ岩の領域に落ちるものと高ア



第7図  $\text{SiO}_2$ -アルカリ図 (変質補正前後の組成差)。  
境界は Kuno<sup>41)</sup> による。



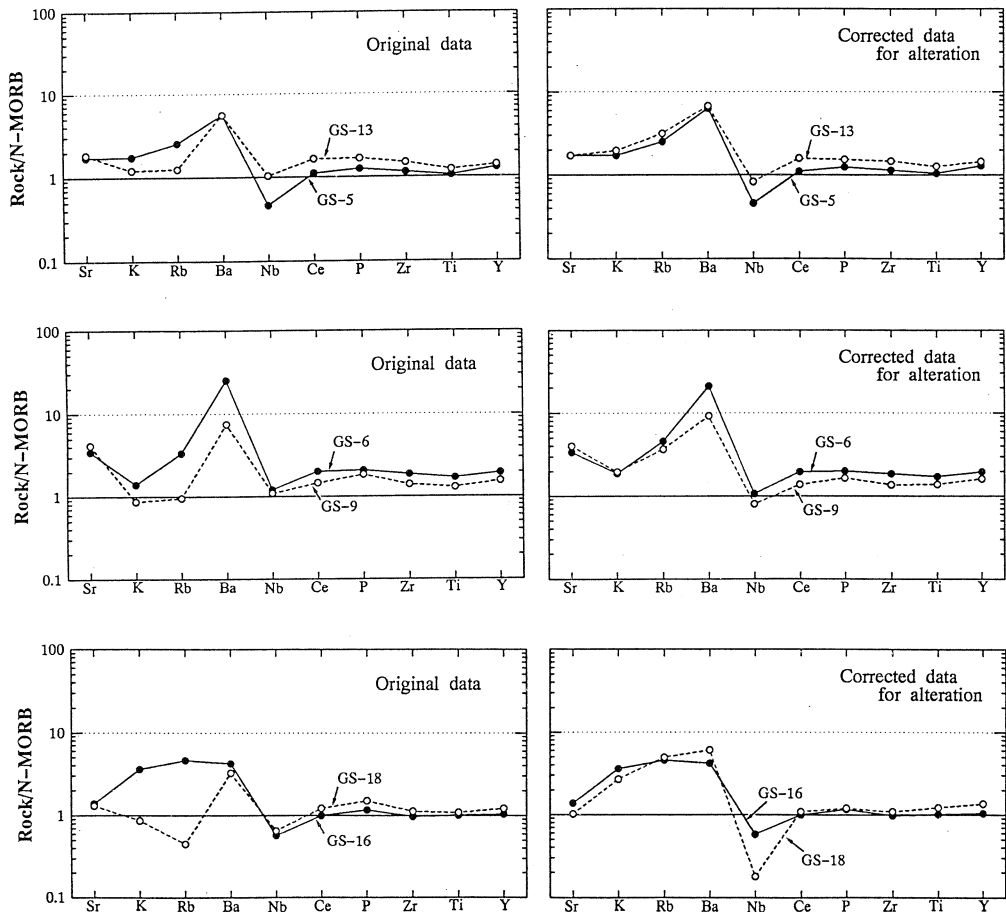
第8図 (a)  $\text{Zr}/\text{P}-\text{TiO}_2$ 図, (b)  $\text{Zr}-\text{P}_2\text{O}_5$ 図, 境界線は Winchester & Floyd<sup>42)</sup> に基づく。

ルカリソレイトの領域に落ちるものがあることがわかる。そして、 $\text{Na}_2\text{O}$ が増加する変質作用の効果によって一部の高アルカリソレイトがアルカリ岩の領域にプロットされていたことがわかる。ここで、仮に変質補正がまだ不十分であるとしても、今回の変質補正によってアルカリ岩や高アルカリソレイト系列の領域にプロットされた試料がそれぞれ高アルカリソレイトや低アルカリソレイトにプロットされるようになるためには $\text{K}_2\text{O}$ の増加を無視しても最低1%を超える $\text{Na}_2\text{O}$ の低下が必要であるとわかる。従って、基本的には、第7図により岩石系列を決定できると考える。

$\text{Zr}/\text{P}-\text{TiO}_2$ 図と $\text{Zr}-\text{P}_2\text{O}_5$ 図：第8図(a)(b)図は、それぞれ二次的に移動しにくいとされる成分を用いたアルカリ岩とソレイトの判別図<sup>42)</sup>である。第7図においてアルカリに最も富むトレンドを示した試料2個（アルカリに特に富んだアルカリ岩）については、これらの図においてもアルカリ岩の領域にプロットされる。ほかの試料はアルカリ系列とソレイト系列の境界部からソレイト領域側にプロットされている。アルカリに特に富んだアルカリ岩は、いずれも変質の程度は弱く、これらがアルカリ系列に属することは間違いないと思われる。

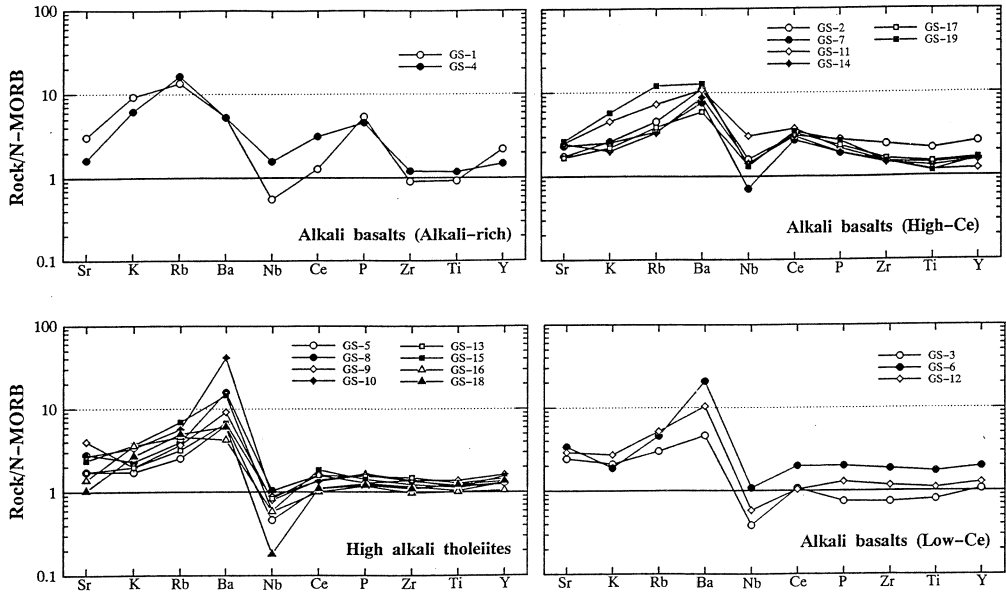
Ce濃度に見られる違いと岩石系列：第8図においてアルカリ系列岩～ソレイト系列岩の境界線近傍からソレイト側にプロットされた試料は第7図の $\text{SiO}_2$ -アルカリ図上においてアルカリ岩の領域にプロットされるものと高アルカリソレイトの領域にプロットされるものからなる。これらの緑色岩類は、変質によってほとんど移動しない元素の一つであるCeの濃度において、相対的に高いCe濃度（25ppm以上）をもつグループとより低いCe濃度（25ppm以下）をもつグループに明瞭に2分できる。第7図でアルカリ岩の領域にプロットされた

試料には、この両グループがあるが、高アルカリソレイトに属する試料はすべて低Ceグループに属する。このCeによるグループ分けは、 $\text{SiO}_2$ -アルカリ図における岩系分類と明瞭な対応関係を示している。すなわち、アルカリの特に高いアルカリ岩を除くアルカリ岩のうち低Ceグループは、その中でもアルカリに乏しい側、つまり低Ceで特徴づけられる高アルカリソレイトに近い側にプロットされている。また、Ceで区分された各グループは、他の成分・元素においても共通性を有している。例えば、Ceの高いグループは、 $\text{FeO}/\text{MgO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、Cs、Nb、Zn、Zrなどの値が、低Ceグループのそれに比べて高い傾向がある。従って、高Ce・低Ceのグループの間には、岩石学上の本質的な違いがあると推定される。お



第9図 緑色岩の変質補正前後における MORB 規格化図。





第10図 緑色岩の変質補正後の MORB 規格化図。

そらく、微量元素組成上、高アルカリソレイトと比較して特に組成差が認められない低 Ce グループのアルカリ岩は高アルカリソレイトと一連のものであると考えるのが適当であろう。

### § 9. 緑色岩の MORB 規格化パターン

同一岩体から得られた変質の程度が異なる緑色岩についての変質補正前後におけるインコンパティブル元素の N-MORB 規格化パターン<sup>43)</sup>を第9図に示す。変質補正を施すことにより、変質補正前に認められた著しい規格化パターンの違いがほとんどなくなっており、これらが本来はほとんど同じ組成を有していたことをよく示している。

先に述べたように、本地域の緑色岩は、次のようなグループに分けることができる。

- (1) アルカリが特に高いアルカリ岩 — Ce には組成幅あり
- (2) アルカリ岩 — 高 Ce
- (3) アルカリ岩 — 低 Ce
- (4) 高アルカリソレイト — 低 Ce

第10図にはこれら各グループ毎の変質補正後の組成についての N-MORB で規格化したパターンを示す。これらの図でも、アルカリが特に高いアルカリ岩を除くアルカリ岩が高 Ce グループと低 Ce グループに2分され、低 Ce グループが示すパターンは高アルカリソレイト



カリソレアイトと成因的に類似のものであることをよく示している。高Ceアルカリ玄武岩類はこの高アルカリソレアイトと一部の低Ceアルカリ玄武岩が描くトレンドとは明瞭に異なる、より高い(Ce/Zr)<sub>n</sub>比をもつトレンドを描いており、両者には親マグマにおける部分溶融度の違いがあり、後者の方がより高い部分溶融度で生じたマグマであることがわかる。アルカリが特に高いアルカリ玄武岩はMORB規格化パターンから判断して、それ以外の玄武岩とは異なる起源物質に由来すると推定される。

従って、本地域には少なくとも3種類の玄武岩グループが存在し、それらは少なくとも2種以上の起源物質から互いに異なる部分溶融度のもとで生じたと結論される。

### § 11. 緑色岩類の組成から推定されるマグマ活動のテクトニクス場

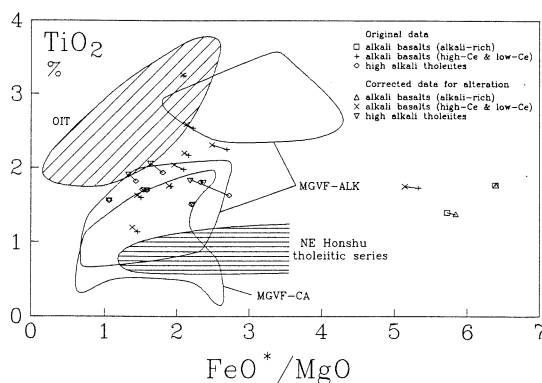
君波ほか<sup>18)</sup>は牟岐累層中の玄武岩4個について全岩分析を行い、その結果から、それらが海嶺玄武岩(N-MORB)としての組成的特徴を有していると結論している。彼らはLIL元素は、玄武岩質岩石が変質ないし低度変成作用を被ったときに最も移動・付加され易く、それらが示す広い組成範囲は二次的な現象に由来するとしてRb, Baやアルカリを用いた検討は行っていない。また、通常、海嶺玄武岩の値に比べて濃度が高いSrについても二次的なものと考えている。そして、島弧玄武岩に比較してTiO<sub>2</sub>が高く、FeO\*/MgO-TiO<sub>2</sub>図において海嶺玄武岩～海洋島玄武岩の領域にプロットされること、Ti/100-Zr-3×Y図で海嶺玄武岩+島弧玄武岩領域のほぼ中央部にプロットされること、TiO<sub>2</sub>-10×MnO-10×P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>図で海嶺玄武岩の領域にプロットされること、2×Nb-Zr/4-Y図において海嶺玄武岩(N-MORB)+島弧玄武岩(VAB)の領域にプロットされることから、島弧玄武岩や海洋島玄武岩とは明瞭に異なり、海嶺玄武岩(N-MORB)としての特徴を有していると結論している。しかしながら、彼らが牟岐層からの玄武岩をN-MORBであると特定した根拠はTiO<sub>2</sub>-10×MnO-10×P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>図であり、それ以外のいずれの図も一義的にN-MORBと特定できる性質のものではない。ところでこのMullen<sup>44)</sup>の判別図はmid-ocean ridge, island arc tholeiite, island arc calc-alkaline, ocean island tholeiite, そしてocean island alkalic rocksといった海洋性(oceanic environments)の玄武岩を識別するためのものであり、それ以外の、例えばcontinental tholeiitesをプロットするとこれら5グループのすべての領域にプロットされるため、判別図としては使えないことはMullen自身が示しているとおりである。

今回、君波ほか<sup>18)</sup>が分析したのと同じ地域からの岩石について分析を行い、変質作用に伴う組成変化の影響を補正したうえでN-MORB規格化パターンを描いたところ、上述のよう

に、HFS 元素に対して LIL 元素 (特に Ba) に富み、Nb で負異常を示すという、沈み込み帯火山岩を特徴付けるパターンが得られた。ただし、今回分析した緑色岩類には君波ほか<sup>18)</sup>も示しているように、島弧火山岩としては異常に  $TiO_2$  が高いなどの特徴が認められ、これらが現在の東北日本弧のような典型的な島弧火山帯において活動している玄武岩とは性格が異なることは明らかである。しかしながら、沈み込み帯火山活動も、東北日本弧やマリアナ弧といった背弧側に縁海をもつ島弧でのみ起こるわけではない。上田・金森<sup>45)</sup>が指摘しているようにチリ型の沈み込み帯もある。南米において特徴的に認められる活動的大陸縁辺部での沈み込み帯に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<sup>43)</sup>。その最大の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。

すでに示したように、牟岐層緑色岩類の特徴はアルカリ岩と高アルカリソレイトの共生である。第12図に、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  $FeO^*/MgO-TiO_2$  図<sup>46)</sup>を示す。図にはチリ型沈み込み帯としての特徴を示すメキシコ火山帯西部、ミチョアカン・グアナファト地域からの、アルカリ岩と高アルカリ～高アルミナ玄武岩系列に属するカルクアルカリ岩の組成範囲<sup>47)</sup>を今回の分析データとともに



第12図  $FeO^*/MgO-TiO_2$  図。

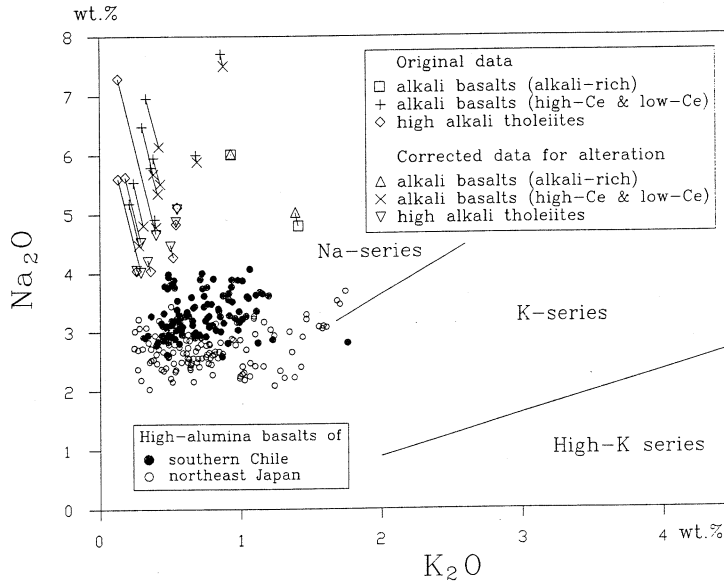
OIT, NE Honshu tholeiitic series の境界は Shuto et al<sup>46)</sup>による。

MGVF: メキシコ火山帯西部, ミチョアカン・グアナファト火山地域, ALK: アルカリ岩, CA: カルクアルカリ岩 (データは, Hasenaka & Carmichael<sup>47)</sup>を使用)。

から島弧型低アルカリソレイトの領域までプロットされる。従って、チリ型沈み込み帯からの火山岩を加えるとこの図は判別図としての機能を失う。今回の緑色岩類についてのデータはメキシコ火山帯のアルカリ岩が示す組成範囲にほぼ重なっており、これらをチリ型沈み込み帯火山岩の一種とみなすことが可能であることを示している。

Takahashi<sup>48)</sup>は沈み込み帯に産する高アルミナ玄武岩が high-Na 型, medium-Na 型と 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

で年代の若い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ている。今回得られた変質補正前後の緑色岩類の組成を彼の Fig. 4 にプロットしたのが第13図である。牟岐層



第13図 緑色岩類についての  $K_2O-Na_2O$  図。  
チリと東北日本の高アルミナ玄武岩についてのデータは Takahashi<sup>48)</sup> による。

からの高アルカリソレイトの特徴は  $Na_2O$  に富み、 $K_2O$  に乏しいことであるが、この特徴はチリ型沈み込み帯からの高アルミナ玄武岩が示す特徴でもあり、両者の組成範囲は重なってはいないが近傍にある。

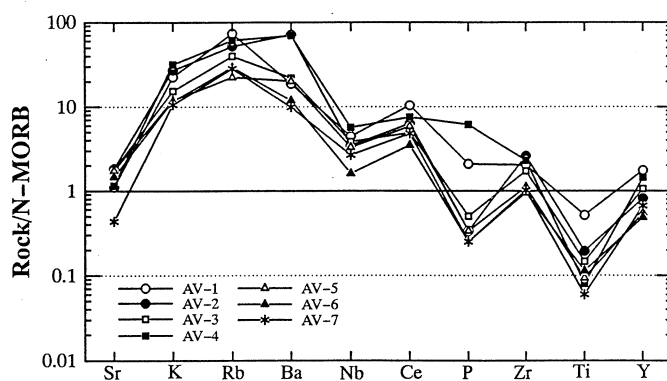
以上に示したように四万十帯の現地性緑色岩類の組成はチリ型沈み込み帯からのアルカリ岩～高アルミナ玄武岩の組成に最も類似しており、これらが活動的大陸縁辺部の前弧側における火山活動の産物であることを示唆している。Miyashiro<sup>40)</sup> はオフィオライトをタイプ分けしているが、そのうちのクラスⅢはアルカリ岩とソレイトの組合せで特徴づけられる。そして、現在、四万十帯の北側に位置するみかぶ帯や三波川帯といった高圧型変成帯に産するオフィオライトがこのクラスⅢに属するとしている。彼はこれら高圧型変成帯からのクラスⅢオフィオライトは海嶺玄武岩とは明瞭に区別され、むしろある種の海洋性火山島や安定大陸にみられる岩系組合せに類似すると述べている。そして、このクラスⅢのオフィオライトの起源として、(1)大陸や島弧近傍に位置するある種のホットスポットタイプの海洋性火山島、(2)海溝の大陸側斜面における火山活動、(3)大陸性～島弧性地殻の海溝側縁辺部における火山活動、という

3つの可能性をあげている。特に、三波川帯オフィオライトについては沈み込み開始直前における大陸縁辺部でのリフトの形成を伴った火山活動の産物である可能性を述べている。

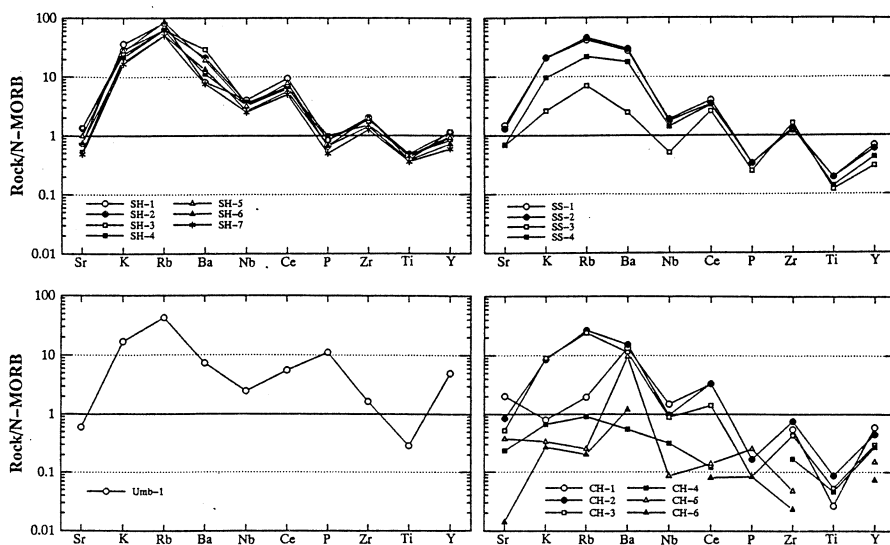
今回分析した後期白亜紀四万十帯、牟岐層からの現地性緑色岩類の性格は、ほぼ Miyashiro<sup>40)</sup> のクラスⅢオフィオライトに対応している。そして、その活動場としては、彼が挙げた成因のうち(3)の大陸縁辺部における火山活動に最も近いが、チリ型沈み込みに関連した火山活動であると判断される点が異なっている。

## § 12. 珪長質火山岩～凝灰岩類と堆積岩類の化学組成

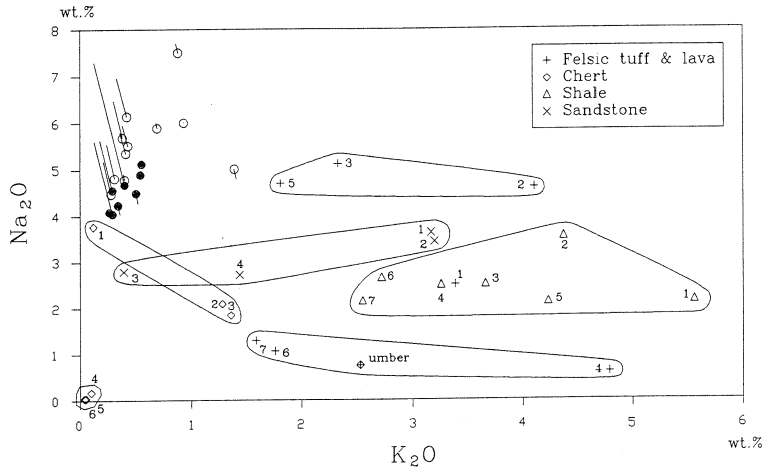
四万十帯を構成する珪長質火山岩～凝灰岩、泥質岩、砂岩、チャート、そしてアンバーにつ



第14図 珪長質凝灰岩～火山岩についての MORB 規格化図。



第15図 堆積岩についての MORB 規格化図。



第16図 珧長質火山岩類ならびに堆積岩類についての  $K_2O-Na_2O$  図。  
第13図の火山岩のデータをもとに示す。白丸はアルカリ岩  
で、黒丸が高アルカリソレライトである。

いてその地球化学的特徴を検討した。第3図に全体の組成変化図を、第14、15図にそれぞれ、珧長質火山岩類と堆積岩類についてのインコンパティブル元素組成の MORB による規格化パターンを示す。以下にそれらについて述べる。

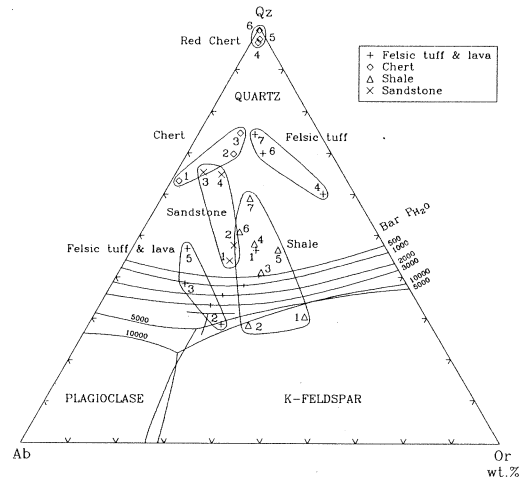
珧長質火山岩～凝灰岩：MORB 規格化パターン（第14図）は互いにほぼ等しいパターンを描いているが、一部に他に比べて P に富んだ試料が認められる。これらのパターンには HFS 元素に対して LIL 元素が高い傾向と、Nb 負異常が見られ、著しく分化の進んだ沈み込み帯カルクアルカリ珧長質岩のそれに等しい。これらの珧長質岩類の地球化学的性格を検討するために、いくつかの図を描いた。

まず、横軸に  $K_2O$  を、縦軸に  $Na_2O$  をとった図（第16図）において、今回分析した各岩石グループはそれぞれ特有の領域にプロットされる。この図で、珧長質火山岩類は低  $Na_2O$  タイプ（2%以下）と高  $Na_2O$  タイプ（5%前後）に大きく2分され、その中間に砂岩と泥岩の組成がプロットされる。ただし、緑色岩を切って産する AV-1 は赤色泥岩の組成領域にプロットされている。

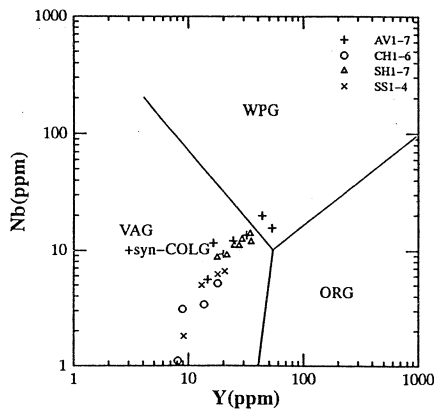
珧長質火山岩～凝灰岩類が示す  $Na_2O$  に富む側の組成変化経路は苦鉄質アルカリ岩の組成に連なり、一方、 $Na_2O$  に乏しい側の組成変化経路はチャートのうちのアルカリに富んだグループの組成に連なる。アンバーの組成もこの低  $Na_2O$  タイプ凝灰岩の領域に重なっている。これらの事実から珧長質火山岩には緑色岩に組成的に関連するタイプとチャートに関連するタイ

プとがあることがわかる。

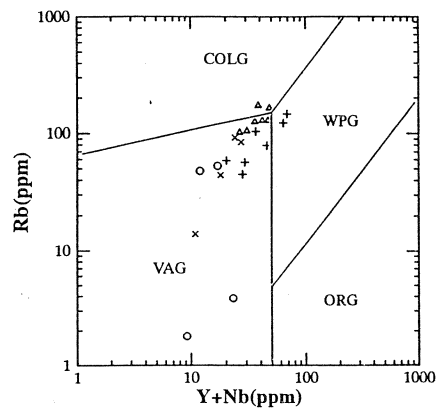
花崗岩系にプロットした図(第17図)においても、以上の関係が認められ、 $Na_2O$ が低くチャートの組成に連なるグループは高い $Qz$ 成分を有するのに対して、それ以外の珪長質火山岩の組成は花崗岩系の最低溶融点の近傍にプロットされている。珪長質火山岩類の組成を花崗岩質岩の判別図<sup>51)</sup>(第18図)にプロットした。これらの判別図において、珪長質火山岩類はPに富んだ1と4についてのみ、Yが多く含まれているために、WPG (within-plate granite) 領域にプロットされているが、それ以外はすべて



第17図 花崗岩系 (Qz-Ab-Or) 三角図。  
相境界は Tuttle & Bowen<sup>49)</sup>, Luth et al<sup>50)</sup> から引用した。  
番号は第2表ならびに第3表の1行目の試料番号である。



(a)



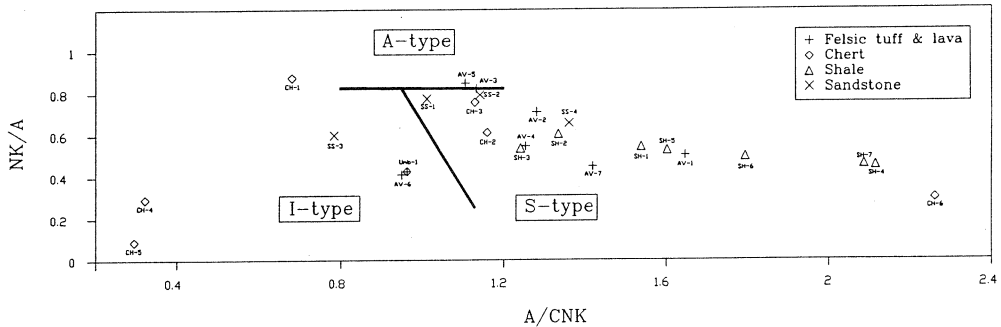
(b)

第18図 (a) Y-Nb図, (b) Y+Nb-Rb図。  
各領域の境界線は Pearce et al.<sup>51)</sup>による。

VAG (volcanic-arc granite) 領域にプロットされる。堆積岩類もアンバーを除いてほぼ同じ領域にプロットされている。

花崗岩類はしばしばIタイプ, Sタイプ, そしてAタイプに分類される。第19図はこれら3タイプを識別するために Maeda<sup>52)</sup>が考案した図である。この図において、珪長質火山岩類の





第19図 A/CNK-NK/A 図。  
各タイプの境界は Maeda<sup>52)</sup> による。

うち、 $\text{Na}_2\text{O}$  に富んだグループは S タイプから A タイプへの境界部近傍にプロットされ、 $\text{Na}_2\text{O}$  に乏しいグループは一部を除いてほぼ S タイプの領域にプロットされる。

**砂岩：**砂岩の組成が四万十帯北帯から南帯へと変化していることが知られている。北帯では砂岩の組成が花崗岩の組成に類似しているのに対して、南帯ではより石英モードが高いものとなっている。今回の分析結果もこの考えと矛盾しない。そして、より石英モードが高いものほど、 $\text{Na}_2\text{O}$  に富んだチャートに近い組成を有している。MORB 規格化パターンは珪長質火山岩類のパターンと本質的には異なる。

**泥岩：**泥岩についての分析結果（第3表）を見ると、HW 1 岩体に密接に伴われる泥岩（SH-1, 2）は、他に比べてアルカリや  $\text{Al}_2\text{O}_3$  が高いほか、 $\text{MnO}$  にも富んでいるのがわかる。また、黒色泥岩（SH-2, 6, 7）では概して3価の鉄に対して2価の鉄が多いのに対して、赤色泥岩（SH-1, 3, 5）の  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  はいずれも黒色泥岩の2倍強の濃度を示している。しかし、そのほかの主要成分については、各試料間で多少のばらつきは見られるもの、おおよそよく似た組成を示している。

第15図にこれらの試料の微量元素組成を、N-MORB 組成で規格化した結果を示す。これによると、Ba より左側の LIL 元素はいずれの試料においても Rb をピークにした山型のパターンを示している。一方、Nb より右側の HFS 元素は Ce, Zr, Y で高い波型を示す。泥岩類の MORB 規格化パターンは珪長質火山岩～凝灰岩類のうちの Rb に山があるパターンと類似し、また、各試料間できわめてよい一致を示している。このことは、これら泥岩の成因・後背地が基本的には一様であったことを示唆している。

泥岩を Rb, Nb, Y を用いた花崗岩質岩の判別図にプロットしたのが第18図である。この図

では、泥岩類はCOLG (collision granite) からVAG (volcanic arc granite) の領域にまたがってプロットされている。そのうち、日和佐層下部に普通に見られる黒色泥岩を含む、緑色岩に伴われる試料を除いた試料、SH-4, 6, 7 (両方の図で左側の3つ) はいずれもVAGの領域にあり、泥岩の後背地を構成していたのが沈み込み帯起源の岩石であったことを示している。なお、泥岩の化学組成は第19図においてすべてSタイプ花崗岩の組成領域にプロットされている。

アンバー：第2表の分析値を見ると、今回分析したアンバー (Umb-1) は $\text{SiO}_2 = 43.79$  wt. % (water-free) であり、他の堆積岩類の $\text{SiO}_2$ に比べてかなり低い値を示している。一方、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ は33.64wt. %に達しており、堆積岩としては特殊な組成を有していることがわかる。このUmb-1には、ほかにもMnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Co, Ni, Znの各成分に著しく富む特徴が見られる。

チャート：今回の分析の結果、本地域からのチャートにはアルカリ元素がほとんど含まれないタイプ (CH-4, 5, 6) と特に $\text{Na}_2\text{O}$ に富むもの (CH-1) とがあることが明らかとなった。後者の $\text{Na}_2\text{O}$ に富むタイプにはときに少量の斑状結晶が包有されている。これは組成的にも、 $\text{Na}_2\text{O}$ に乏しく $\text{K}_2\text{O}$ にも乏しい珩長質凝灰岩に類似しており、それらが火山活動に関連して形成されたものである可能性を示唆している。アルカリ元素をほとんど含まないチャートは一般に赤色を呈している。

### § 13. 考 察

#### 1. 徳島県南部地域に分布する四万十帯北帯の形成場

四万十帯北帯に分布する緑色岩のうち、今回分析を行ったものについては、さきに述べたようにチリ型沈み込み帯火山岩の性格を有していることが明らかになった。すなわち、これらは、沈み込むスラブ上のウェッジマントルに由来する火成活動によって生成されたものであり、これらの緑色岩の噴出場の地下には、ウェッジマントルが存在していたことが推測される。このことはこれらの現地性火山岩類に貫かれ、互層する四万十帯堆積岩類が海溝軸の内側、すなわち前弧域で堆積したことを示唆している。

また今回、現地性の珩長質火山岩についても、その組成が沈み込み帯からのSタイプ～Aタイプ花崗岩に対比できるものであることが明らかとなった。そのようなSタイプ～Aタイプ花崗岩類が西南日本弧で第三紀に活動しているが、その活動場は潮岬や足摺岬といった前弧域である<sup>53)</sup>。

さらに、日和佐層 H1 帯・H2 帯の上部には、数百 m の厚さを持つ厚い塊状砂岩が分布する。この砂岩は塊状アルコース質で、層理などの堆積構造がほとんど認められない。このような砂岩が形成されるためには、短時間のうちに陸側から大量の碎屑物が供給される場でなければならない。つまり、その場としては海溝軸に対して陸側の供給源からそれほど離れていない場所を考える必要がある。また、後背地には大量の珪長質地殻物質が存在する必要がある。日和佐層の年代は、今回抽出した放射虫化石より後期白亜紀、中期から後期カンパニアンを示している。この時期には、内帯側で花崗岩の併入を伴った活発な珪長質火成活動が起きており、少なくとも砂岩の一部はこの活動に関連した生成物に由来すると思われる。

以上のことから、本地域に分布する四万十帯北帯は大陸縁辺部の前弧域において形成されたと結論される。

## 2. 外縁隆起帯におけるバイモーダル火成活動

Hilde et al.<sup>54)</sup>, Engebretson et al.<sup>22)</sup>などは、海洋底の残留古地磁気に基づいた太平洋地域の海洋プレートの復元によって、白亜紀末の日本列島付近にクラーク太平洋海嶺の衝突があった可能性を示唆している。また、君波らのグループは本地域<sup>18)</sup>のほか、九州<sup>55)</sup>・日高<sup>56)</sup>などの現地性緑色岩の研究から、白亜紀末～古第三紀の同海嶺の沈み込みを推定している<sup>57)</sup>。この君波らの海嶺沈み込みの推定は、以下の根拠に基づいている。(a) 四万十帯とその相当層（日高帯）中の現地性緑色岩は、時空分布に規則性が見られ、西から東へと新しくなっている。(b) これらの緑色岩の化学組成が MORB に類似している。(c) 緑色岩はその産状から、陸源性碎屑物の堆積場で噴出・貫入したものと推定される。

このうち(b)については、今回の緑色岩の分析により、少なくとも徳島県南部では、これらはチリ型沈み込み帯の火山岩の性質を有していることが明らかになったため、現地性緑色岩の組成的特徴から海嶺沈み込みを考える必然性はなくなった。今回分析した緑色岩はアルカリ岩と高アルカリソレイトから成っている。一般に、アルカリ岩は70km 前後、高アルカリソレイトは50km 前後の深所でのマンツルの部分融解によって生成されることが知られている<sup>58, 59)</sup>。従って、当時の四万十帯下で上部マンツルの部分溶解を起こすためにはそれだけの深度が必要であったと考えてよい。このことは当時のチリ型沈み込み帯におけるスラブの深度に対して制約を与える。つまり、当時の四万十帯下の上部マンツルにおけるスラブ深度は少なくとも70 km 深度を超えていたと推定され、火山活動の位置から沈み込み開始位置（＝海溝）までの距離もチリ型と考える限り、少なくとも50～100km はあったと推定される。従って、緑色岩の活動した場は陸源碎屑物の堆積場ではあるが、海溝軸部ではなく、海溝からは50～100km 以

上内側の前弧域であったと結論される。

第三紀中新世において西南日本の全長で前弧火成活動が起こっている。この西南日本弧外帯火成活動は主に中性～珪長質の貫入岩に噴出岩を伴う活動であるが、ソレライト～アルカリ系列の苦鉄質岩も活動している。Miyake<sup>60)</sup>は、潮岬複合岩体中のソレライト質玄武岩の化学分析を行っているが、この玄武岩はREEの濃度がソレライトとしては高く、主成分でみる限り今回分析した高アルカリソレライトと極めてよく似た組成的特徴を持っている。また、足摺岬にはアルカリドレライト～ハンレイ岩を包有する閃長岩ならびにアルカリ花崗岩～花崗岩類からなる火成岩体がある<sup>61, 62)</sup>。Shiki and Miyake<sup>63)</sup>はこれらの潮岬複合火成岩体や室戸岬のハンレイ岩類の活動を沈み込み帯前弧域に発達する外縁隆起帯における火成活動であると考えている。

渡辺・服部<sup>64)</sup>は、足摺沖から日向灘付近の海域で磁気および重力異常を測定し、海底下約5 kmの地点に複数の大規模火成岩体の存在を推定している。それによると、これらの火成岩体は南海トラフの軸にほぼ平行に伸び、岩体の分布は海底面の凸状地形（外縁隆起帯）に対応しているらしい。また、岩体は帯磁率から斑れい岩ないしは玄武岩よりなると推測されている。一方、この岩体の伸びの東方延長上の海底には花崗岩類の存在が知られており<sup>65)</sup>、外縁隆起帯は火成活動の活発な場にあったと推測できる。

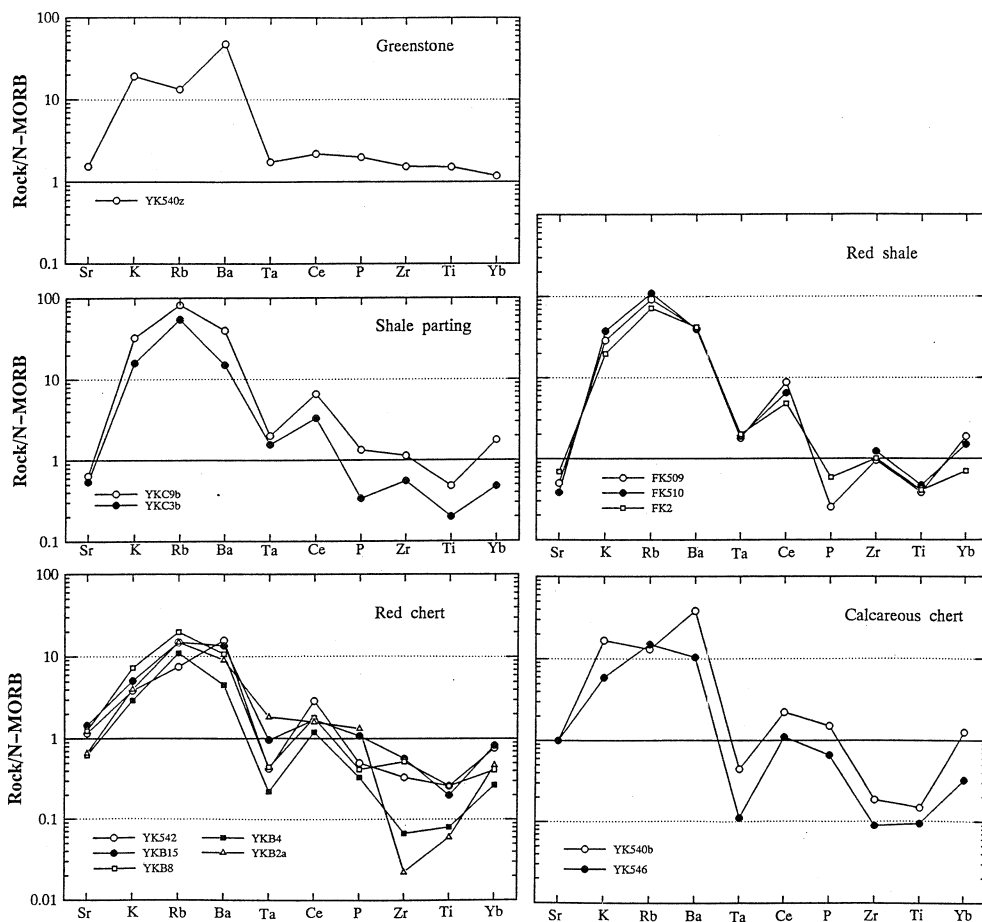
さきに述べたように四万十帯北帯南端部における後期白亜紀火成活動は主にSタイプに属する珪長質マグマの活動にアルカリ～高アルカリソレライト系列玄武岩質岩の活動を伴うものであり、第三紀中新世における西南日本弧前弧域の外縁隆起帯での火成活動に岩質的によく対応している。また、四万十帯北帯南端部は安芸構造線を介してその南側の第三系に対してリッジ状に隆起しており、これが沈み込み帯前弧域に発達する外縁隆起帯をなしていたと考えて問題はない。

すなわち、これらの四万十帯現地性火山活動は活動的大陸縁辺部の前弧域に発達した外縁隆起帯におけるパイモーダル火成活動の産物であると結論される。

### 3. 四万十帯の構造的な位置と西南日本弧の後期白亜紀テクトニクス

本地域に見られるような沈み込み帯型の緑色岩は、他地域の四万十帯には存在しないのだろうか。緑色岩が沈み込み帯型であるか否かを判断するためには、主要成分組成だけでなく、微量元素組成も明らかにされている必要がある。しかし、四万十帯中の緑色岩において微量元素組成が詳しく求められている例は多くはない。

そのような中でMatsumoto et al.<sup>66)</sup>は、高知県横浪半島に分布する横浪メラランジェ中の緑



第20図 横浪マランジェ中の火山岩および堆積岩の微量元素組成。  
データは Matsumoto et al.<sup>66)</sup>による。

色岩について、主要成分（10成分）に加え微量成分（23元素）の分析を行っている。彼らはこの緑色岩が、(a)  $\text{SiO}_2$  に対してアルカリ総量が高いこと、(b) Ba の値が高く  $\text{Sr}/\text{Rb}$  比が小さいこと、さらに、(c) 希土類元素の濃度が高いことなどから、これが島弧（沈み込み帯）のアルカリ玄武岩に類似することを指摘している。第20図は、彼らの分析値を N-MORB 組成で規格化したものである（Matsumoto et al.<sup>66)</sup> は標準試料として JB-1 を使用している。当時 JB-1 の Ta の文献値は Ando et al.<sup>67)</sup> の 4.4ppm が採用されていたが、現在それは 1.76ppm (JB-1 a)<sup>68)</sup> に修正されている。従って、図では、Matsumoto et al.<sup>66)</sup> の Ta 値は 0.4 (= 1.76 ppm/4.4ppm) 倍して補正したものをを用いている)。この図からは、LIL 元素に著しく富み、HFS 元素がフラットな特徴が認められる。また、Nb と類似の挙動をとる Ta が、まわりの元

素よりやや低くなっている。これらの特徴は、沈み込み帯火山岩に特有のものであり、Matsumoto et al.<sup>66)</sup>の見解と矛盾しない。

横浪メランジェの緑色岩が本地域の緑色岩と大きく異なる点は、それらが上位に厚い層状チャートを伴っていることである。しかもその層状チャートは、前期白亜紀バランジアンから後期白亜紀セノマニアンまで、非常に長い地質時代を示すことが、放散虫化石の年代から明らかにされている<sup>66)</sup>。一般に、このようなチャートは陸からかなり離れた深海底で堆積したと考える研究者が多い。それは、(a)チャートは非常に堆積速度が遅く、長い地質時代を稼いでいる割には陸源碎屑物をほとんど含まないこと、(b)チャートは石灰質の生物遺骸に乏しく、CCD以深での堆積が期待されることなどによる。そして、これらのことが四万十帯を付加体だとする大きな根拠の一つとなっている。

しかし、須鎗<sup>69)</sup>は、徳島県に分布する秩父帯南帯と四万十帯北帯のチャートの産状について触れ、それらには砂岩層に直接重なるものや、方解石の amygdale を多量に含む（その直径と含有率から500m以浅で噴出したと考えられる）玄武岩質溶岩を伴うものが存在することを指摘している。これは、チャートの形成はCCDと無関係であり、堆積場が必ずしも深海底である必要はないことを意味している。今回のチャートの分析結果も、少なくとも一部の不純物に富んだチャート質岩については珪長質火山岩類との密接な成因的関連が読み取れる。従って、チャートが海溝軸の陸側前弧域で形成されることも十分に考え得ることであり、その下位に存在する緑色岩が沈み込み帯型であることはさして不思議なことではない。むしろ、横浪メランジェの層状チャートは、コラムの下部の緑色岩に近い側で玄武岩岩片を多量に含んでいることや、一連のコラムの大部分で熱水活動の影響（Ce負異常）が見られる<sup>66)</sup>ことなどから判断すれば、緑色岩の活動に密接に関係して生成されたチャートである可能性が大きい。第20図には、横浪メランジェのチャートとその parting、および赤色泥岩についても微量元素の分析値<sup>66)</sup>を MORB 組成によって規格化したパターンを示す（Ta は緑色岩と同様×0.4の補正を行っている）。これらのパターンはいずれも HFS 元素に対して LIL 元素に富み、またその多くが Ta の顕著な負異常を示すなど、その特徴は沈み込み帯火山岩の性格に最も近い。これらのパターンは、堆積岩中への陸から飛来した火山灰などの混入によって生じた可能性もあるが、緑色岩直上の試料（YK540b）の規格化パターンが緑色岩と見事に一致していることなどから判断すると、沈み込み帯アルカリ玄武岩に由来する緑色岩の活動に関連して生じた堆積岩類であることを示唆している。また、赤色泥岩、shale parting の規格化パターンは、それぞれ今回分析した赤色泥岩、赤色凝灰岩様岩（AV-1）などの緑色岩の活動に伴って形成されたと推定され

る岩石の規格化パターンによく似ており、これらの岩石が緑色岩の活動に密接に関連して生じたものであることを強く示唆している。

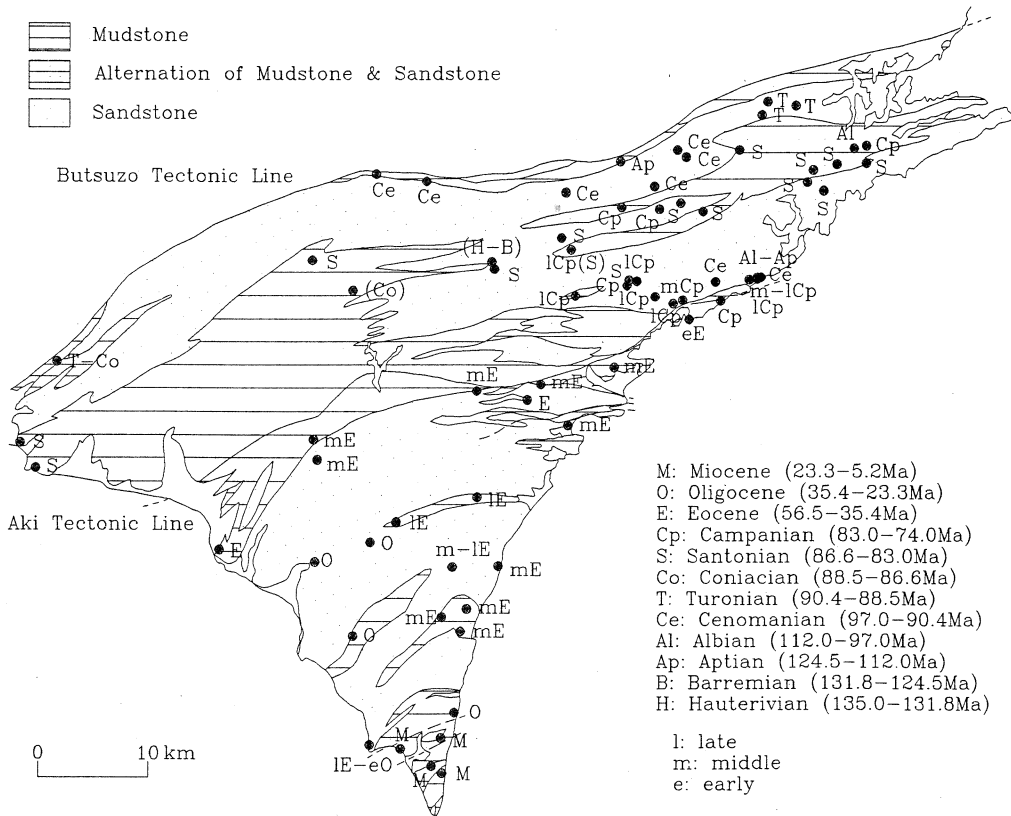
ところで、海溝内側（陸側斜面）においてこのようなチャートが生成するためには、どのような場を考えればよいのだろうか。まず、確かなことは、チャートの堆積場には数10Maにわたって陸源碎屑物が混入しなかったということである。陸源碎屑物の卓越する陸側斜面でこの条件を満たす場所としては、陸源碎屑物の堆積面より高い場（何らかの地形的高まりの上）を考える必要がある。

横浪メランジェとほぼ同時代のメランジェは、九州から四国を経て紀伊半島までおよそ同層準に見られる。これらがそれぞれ当時の陸側斜面上の地形的高まりに対応するとすれば、それらは現在の外縁隆起帯に比較されるような帯状の ridge を成していたことが想像される。ただし、横浪メランジェの緑色岩は本地域や潮岬のものと  $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  の量比に大きな違い（横浪のものは  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 1$ ）<sup>66)</sup> があり、二者とは異なった成因的背景を考える必要はありそうである。ただし、先にも述べたような化学組成から判断する限り、これが海洋底や海洋島の玄武岩に相当しないのは明瞭であり、この緑色岩を海洋地殻起源とすることはできない。

三宅<sup>70)</sup>、Shiki and Miyake<sup>63)</sup> は、室戸岬の斑れい岩や潮岬複合岩体を外縁隆起帯の火成活動によるものであるとしているが、横浪メランジェに見られるような緑色岩やチャートも、このような場で活動・堆積したと考えることが可能である。そのような考えは、四万十帯の大部分が前弧海盆堆積物であるということの意味している。四万十帯には走行性のスラストが顕著に発達することが知られている。第21図に示すような微化石年代の分布<sup>71, 27)</sup> を詳しく検討すると、より新しい年代を示す地層がより古い年代を示す地層に取り囲まれるように分布していることなどから四万十帯には大きく2つの海盆、上部白亜紀海盆と古第三紀海盆が存在するとみることが可能である。今回の調査地域は、走行性のスラストの発達に伴って上部白亜紀堆積盆の南端部に生じた当時の外縁隆起帯を構成していたと考えられる。

君波ほか<sup>57)</sup> も指摘しているように、四万十帯中の現地性緑色岩の活動域は95Ma から65Ma にかけて西から東へと移動しており、これは内帯側での花崗岩質岩の活動時期の移動傾向や、三波川帯の上昇とほぼ同期している。すなわち、活動的大陸縁辺部の前弧域に形成された外縁隆起帯でのバイモーダル火成活動は、内帯側での隆起運動や大量の花崗岩類の活動に対応して起こっている。

吉田ほか<sup>53)</sup> は西南日本弧外帯側の下部地殻を構成する、主に苦鉄質火成岩類とその変成岩からなると推定される6.7km/s 層が大陸縁辺部における火成活動に関連した igneous under-



第21図 室戸半島四万十帯の微化石年代分布。

須鎗<sup>71)</sup>の図に麻木<sup>27)</sup>のデータを追加した。

牟岐付近に Aptian～Cenomanian が見られるのに対して、その北側に広く Santonian～Campanian が分布する。また、安芸南東部においては、Oligocene を取り囲むように Eocene が分布している。

plating の産物である可能性を述べている。そして、そのような underplating のときは表層でも大規模な火成活動があったはずだが、西南日本弧の地史から判断して、三波川帯の下にそのような下部地殻が定置したのは、後期白亜紀の西南日本弧内帯側における大規模な珪長質火成活動と同時期とするのが最も考え易いと述べている。もし、これが正しいとすれば、四万十帯北帯南端部の外縁隆起帯化は内帯側での大規模な花崗岩の活動や三波川変成帯の上昇運動に関連して起こった現象であり、特に外帯側での三波川変成帯～四万十帯北帯での隆起運動は内帯側における igneous underplating が外帯側に及んだ結果であると考えることが可能である。実際、仏像構造線から四万十帯北帯の下部にかけた位置の深部に上記の6.7km/s 層の先端部がある。三波川帯の隆起に関しては一般に付加体の underplating の結果と考えられることが多いが、そのようなモデルで、四万十帯北帯にみられるウェッジマントルの比較的深い位置



でのマグマ発生を含むバイモーダル火成活動を説明することは難しい。四万十帯における現地性バイモーダル火成活動については、外帯側マントル地殻境界部への内帯側火成物質の igneous underplating に関連して起こった、前弧火成活動の一種であると考えることができる。

#### § 14. ま と め

本研究によって、以下の事実が明らかになった。

(1) 本地域の四万十帯北帯には、現地性の緑色岩類が存在し、それらには噴出岩体を成すものと貫入岩体を成すものが認められる。

(2) これらの緑色岩類はいずれも変質を被っているが、変質に伴う組成変化の性格や程度を明らかにすることで、変質前の組成を推定することができる。

(3) 変質補正を行った結果、緑色岩類はアルカリ岩と高アルカリソレイトからなり、それらの元素組成は沈み込み帯火山岩類に対比されることが明らかとなった。

(4) 沈み込み帯の特徴を示す現地性珪長質～苦鉄質火山岩類やアルコース質塊状砂岩の存在などから、本地域四万十帯北帯の形成場は活動的大陸縁辺部の前弧域であると結論された。従って、四万十帯を構成する堆積岩類は基本的には海溝軸部ではなく、前弧海盆に堆積したものであろう。

(5) 火山活動の性質から判断して、その活動位置はチリ型沈み込み帯の、海溝軸部からの距離ならびにスラブ深度が少なくとも50～100km を超える内帯側の前弧域であったと推定される。四万十帯現地性火山活動はチリ型活動的大陸縁辺部の前弧側に発達した外縁隆起帯におけるバイモーダル火成活動の産物であろう。

(6) 四万十帯における現地性バイモーダル火成活動の成因としては、外帯側マントル地殻境界部への内帯側火成物質の igneous underplating に関連して生じた前弧火成活動の一種である可能性が指摘された。

本研究にあたり、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。石川賢一博士には、炎光法による岩石のアルカリ元素、およびバリウムの分析を行っていただいた。岡村真助教授、海保邦夫博士にはそれぞれ放射虫化石と有孔虫化石の同定をしていただいた。大槻憲四郎助教授には野外および薄片上での構造解析について、また斎藤実篤博士には緑色岩の化学的性質について、有益なる御助言ならびに御教示を賜った。土谷信高博士には XRF 使用に際して大変お

世話になった。また、蟹沢聰史教授，藤巻宏和助教授，長谷中利昭博士にも，諸般にわたって御助力頂いた。なお，本研究の一部に文部省科学研究費補助金（Nos. 03302022, 05640525）を使用した。以上の方々，ならびに当局に深謝する。

### 参 考 文 献

- 1) 平 朝彦，田代正之，岡村 真，甲藤次郎：甲藤次郎教授還暦記念論文集，(1980a) 319.
- 2) M. Tateishi : Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., ser. Geol. Mineral., **45** (1978) 187.
- 3) T. Suzuki and S. Hada : J. Geol. Soc. Japan. **85** (1979) 467.
- 4) 勘米良亀齡，坂井 卓：GDP連絡誌，構造地質，**3** (1975) 55.
- 5) 平 朝彦，岡村 真，甲藤次郎，田代正之，斎藤靖二，小玉一人，橋本光男，千葉とき子，青木隆弘：甲藤次郎教授還暦記念論文集，(1980b) 179.
- 6) 君波和雄，宮下純夫，川端清司：月刊地球，**12** (1990) 507.
- 7) 鈴木達夫：地質調査所。(1930) 20p.
- 8) 山下 昇，須鎗和巳，中川衷三，平山 健：徳島県。(1958) 24p.
- 9) 徳島県農林水産部農林企画課：徳島県。(1972)
- 10) 中川衷三，大木吉功，竹内由子，桑原義則，島田泰宏：徳島大学学芸紀要（自然）。**27** (1977a) 1.
- 11) 中川衷三，梅岡俣朗，増田英俊，大久保融：徳島大学学芸紀要（自然）。**27** (1977b) 9.
- 12) 公文富士夫：地質学雑誌。**87** (1981) 277.
- 13) 柳井修一：地質学雑誌。**89** (1983) 575.
- 14) 須鎗和巳：徳島大学教養部紀要。**19** (1986) 45.
- 15) 須鎗和巳，山崎哲司：徳島大学教養部紀要。**20** (1987) 34.
- 16) 須鎗和巳，山崎哲司：徳島大学教養部紀要。**21** (1988) 107.
- 17) 竹内真司，狩野謙一：静岡大学地球科学研究報告。**17** (1991) 87.
- 18) 君波和雄，柏木庸孝，宮下純夫：地質学雑誌。**98** (1992) 867.
- 19) 平山 健，山下 昇，須鎗和巳，中川衷三：徳島県。(1956) 52p.
- 20) 東明省三：地質学雑誌。**64** (1958) 95.
- 21) 須鎗和巳，坂東祐司，小島郁生：地質学雑誌。**73** (1967) 535.
- 22) D. C. Engebretson, A. Cox and R. G. Gordon : Geol. Soc. Amer., special paper, **206** (1985) 59p.

- 23) 須鎗和巳, 桑野幸夫, 山崎哲司: 徳島大学教養部紀要. **22** (1989) 33.
- 24) 須鎗和巳: 徳島大学教養部紀要. **24** (1991) 23.
- 25) 柳井修一: 火山第2集. **28** (1983) 11.
- 26) 柳井修一: 日本地質学会第87年學術大会(演旨). (1981) 359.
- 27) 麻木孝郎: 東北大学理学部地圏環境科学科卒業論文. (1993) 137p.
- 28) 須鎗和巳, 岩崎正夫, 鈴木堯士: 「四国地方」, 共立出版. (1991) 266p.
- 29) 甲藤次郎, 小島丈兒, 沢村武雄, 須鎗和巳: 高知県. (1960)
- 30) 甲藤次郎, 小島丈兒, 沢村武雄, 須鎗和巳: 高知県. (1961)
- 31) 公文富士夫, 井内美郎: 地質学雑誌. **82** (1976) 383.
- 32) 中川衷三, 中世古幸次郎, 川口輝与隆, 吉村隆二: 徳島大学学芸紀要. **31** (1980) 1.
- 33) A. H. F. Robertson: Jour. Geol. Soc. Lond. **131** (1975) 511.
- 34) 土谷信之, 坂井 卓, 勸米良龜齡: 地質学雑誌. **85** (1979) 445.
- 35) 坂井 卓, 勸米良龜齡: 九大理研報告. **14** (1981) 31.
- 36) 柳井修一: 火山第2集. **28** (1983) 117.
- 37) 齊藤常正, 田中久雄: 科学. **53** (1983) 502.
- 38) T. Yoshida, K. Masumoto and K. Aoki: Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol. **81** (1986) 406.
- 39) T. N. Irvine and W. R. A. Baragar: Can. J. Earth Sci. **8** (1971) 523.
- 40) A. Miyashiro: Jour. Geol. **83** (1975) 249.
- 41) H. Kuno: Bull. Volcanol. **29** (1966) 195.
- 42) J. A. Winchester and P. A. Floyd: Earth Planet. Sci. Lett. **28** (1976) 459.
- 43) J. A. Pearce: in C. J. Hawkesworth and M. J. Norry (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva pub. (1983) 230.
- 44) E. D. Mullen: Earth Planet. Sci. Lett. **62** (1983) 53.
- 45) 上田誠也, 金森博雄: 科学. **48** (1978) 91.
- 46) 周藤賢治, 伊崎利夫, 八島隆一: 岩鉱. **80** (1985) 246.
- 47) T. Hasenaka and I. S. E. Carmicheal: Jour. Petrol. **28** (1986) 241.
- 48) M. Takahashi: Chem. Geol. **68** (1988) 17.
- 49) O. F. Tuttle and N. L. Bowen: Geol. Soc. Amer. Mem. **74** (1958) 153p.
- 50) W. C. Luth, R. H. Jahns and O. F. Tuttle: J. Geophys. Res. **69** (1964) 759.

- 51) J. A. Pearce, N. B. W. Harris and A. G. Tindle : *J. Petrol.* **25** (1984) 956.
- 52) J. Maeda : *Tectonophysics.* **174** (1990) 235.
- 53) 吉田武義, 村田 守, 山路敦史 : *地質学論集.* **42** (1993) 297.
- 54) T. W. C. Hilde, S. Uyeda and L. Kroenke : *Tectonophysics.* **38** (1977) 145.
- 55) 君波和雄, 宮下純夫 : *地質学雑誌.* **98** (1992) 391.
- 56) S. Miyashita and T. Katsushima : *Jour. Geol. Soc. Japan.* **92** (1986) 535.
- 57) 君波和雄, 宮下純夫, 川端靖司 : *地質学論集.* **42** (1993) 167.
- 58) I. Kushiro : *Tectonophysics.* **17** (1973) 211.
- 59) Y. Tatsumi, M. Sakuyama, H. Fukuyama and I. Kushiro : *J. Geophys. Res.* **88** (1983) 5,815.
- 60) Y. Miyake : *Lithos.* **18** (1985) 23.
- 61) 村上允英 : 総合討論「環状累帯深成岩と輪状複合火成岩の分化と貫入」講演資料集. (1983) 63.
- 62) 今岡照喜, 中島和夫, 村上允英 ; 岩鉱. **86** (1991) 354.
- 63) T. Shiki and Y. Miyake : *J. Phys. Earth.* **36** (1988) 143.
- 64) 渡辺史郎, 服部 仁 : *地調月報.* **31** (1980) 105.
- 65) 地質調査所 : *日本地質アトラス.* (1982) 30.
- 66) R. Matsumoto, Y. Minai and M. Okamura : *Modern Geology.* **12** (1988) 197.
- 67) A. Ando, H. Kurasawa, T. Ohmori and E. Takeda : *Geochem. Jour.* **8** (1974) 175.
- 68) 上岡 晃, 田中 剛 : *地質学雑誌.* **95** (1989) 835.
- 69) 須鎗和巳 : *国立科博専報.* **9** (1976) 23.
- 70) 三宅康幸 : *Magma.* **69** (1983) 10.
- 71) 須鎗和巳 : 須鎗ほか編「四国地方」. (1991) 100.

## ニュー・ヘブリデス島弧中央部の深海掘削試料の 岩石，地球化学的研究

理学部地学

長谷中利昭・吉田武義・青木謙一郎

### § 1. はじめに

ODP (国際深海掘削計画) の第134節航海においてニュー・ヘブリデス島弧中央部の7地点で回収した岩石試料のうち代表的な20個を東北大学理学部附属原子核理学研究施設において分析したのでその分析結果と岩石学的特徴を報告する。

第134節航海の主要な研究テーマは次の二つである<sup>1, 2)</sup>。

- (1) 海山列が島弧に衝突し沈み込む過程で島弧の発達史にどのような影響を与えたかを調べる。
- (2) intra - arc basin の発達史を調べ，島弧の沈み込みの極性が逆転したという仮説を検証する。

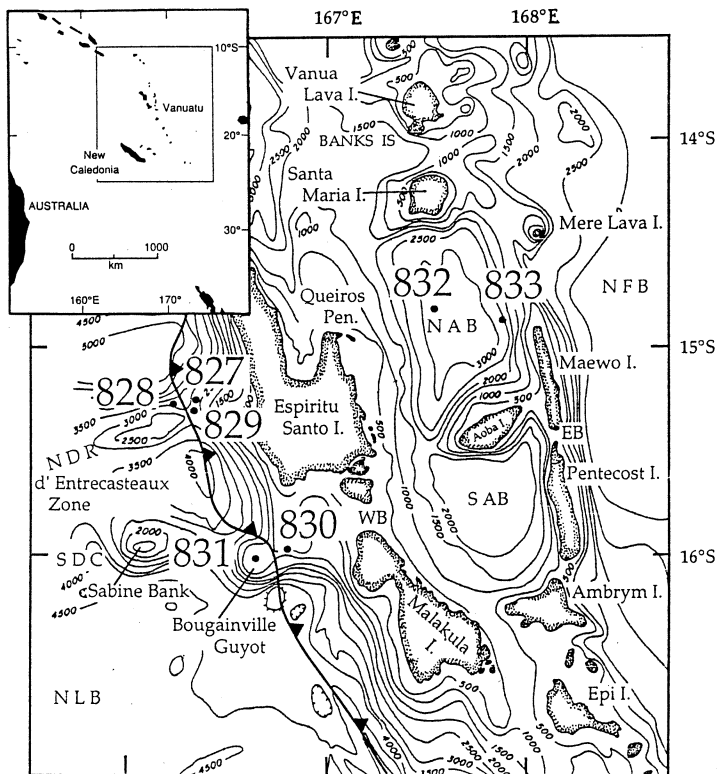
回収したドリル・コア中に含まれていた火成岩の岩石学的性格を明らかにし，その起源を推定することは上記テーマの研究にとって重要である。

### § 2. ニュー・ヘブリデス島弧のテクトニクス

ニュー・ヘブリデス島弧はオーストラリアの約2000km東方に南北約700kmにわたって延びている海洋性島弧である。他の太平洋の海洋性島弧と異なり西側のインドーオーストラリアプレートが太平洋プレートの下に東向きに沈み込んでいる。前者は後者に対して10cm/yrの速度でN76°Eの方向に移動している<sup>3)</sup>。和達=ベニオフ帯の傾きは70°にもなり，島弧の中では最も急角度な沈み込みを示す<sup>4)</sup>。

掘削調査の対象となった島弧中央部は二重弧を構成し，西帯はエスピリトゥ・サント (Espiritu Santo) 島，マクラ (Malakula) 島を，東帯はマエオ (Maewo) 島，ペンテコスト (Pentecost) 島を含む (第1図)。これら二つの島弧の間には intra - arc basin が発達し，アオバ島によって北アオバ海盆 (North Aoba Basin) と南アオバ海盆 (South Aoba Basin) に分割されている。現在の火山フロントはこのアオバ島を初め，バヌア・ラバ (Vanua Lava)，サンタ・マリア (Santa Maria, 別名ガウア Gaua)，アンブрым (Ambrym) などを含み，

intra - arc basin の中心付近を通過して島弧に平行に延びている<sup>5, 6)</sup>。一方、ニュー・ヘブリデス海溝の西側には東西に延びる幅約100km、比高3 kmの非地震性の海底海山列、ドントレカスター帯 (d'Entrecasteaux Zone, 以下DEZと略す) がエスピリトゥ・サント島西方で当島弧に衝突している (第1図)。



第1図 ODP第134節航海、掘削地点の位置図<sup>1, 2)</sup>。

NDR : North d'Entrecasteaux Ridge, SDC : South d'Entrecasteaux Chain, NLB : North Loyalty Basin, NAB : North Aoba Basin, SAB : South Aoba Basin, NFB : North Fiji Basin.

DEZはニュー・カレドニアリッジ (New Caledonia Ridge) の北北西延長が、さらに東方向に屈曲した始新世の沈み込み帯<sup>7)</sup>、その東延長が、現在、ニュー・ヘブリデス島弧の下に沈み込んでいると考えられている<sup>5, 6)</sup>。DEZは二重リッジを構成し、北部の北ドントレカスター海嶺 (North d'Entrecasteaux Ridge, NDR) は島弧斜面を余り乱すことなく、沈み込んでいるが、南ドントレカスター海山列 (South d'Entrecasteaux Chain, SDC) は島弧斜面に変形を与え、その南端においてはブーゲンビル海山 (Bougainville Guyot) がまさに海溝に沈み込

もうとしている<sup>8)</sup>。海溝地形は衝突地帯のニュー・ヘブリデス島弧中央部でははっきりしない。

ニュー・ヘブリデス島弧のテクトニクスは島弧のすぐ東に位置する北フィジー海盆 (North Fiji Basin) のオープニングの影響を強く受けている。オープニング以前にはビチアス弧という単一の島弧がビチアス海溝の南西側に存在していた。現在のニュー・ヘブリデス島弧、フィジー島、ラウ、トンガ海嶺はすべてこの島弧の一部を成していた。後期漸新世や中期中新世における西帯の火山活動は当時の南西向き沈み込みに起因していたと考えられている<sup>9-13)</sup>。モデルによる違いはあるが、北フィジー海盆のオープニングが10Maより若いという点で一致している。これらのモデルでは当時 Ontong - Java 海盆がビチアス島弧の北側に衝突した結果、沈み込みの極性の逆転が起こり、さらに海盆のオープニングが始まったと説明している。この背弧海盆のオープニングに伴って、ニュー・ヘブリデス島弧は時計回りに、フィジー島は反時計回りに回転し、現在の位置に移動した。

以上のシナリオに従って、ニュー・ヘブリデス島弧中央部では後期中新世初期に島弧の沈み込みの極性が逆転したとする仮説が支配的である<sup>5, 6)</sup>。古地磁気学的データ、プレートの幾何学的復元の他に島弧中央部の火山岩化学組成の水平変化が不規則なことがあげられる。すなわち、前弧側にある西帯のエスピリトゥ・サント島、マクラ島が漸新世、中新世の火山活動年代を示し、成熟した島弧に特徴的なカルクアルカリ岩を産するのに対して、背弧側の東帯のマエオ島、ペンテコスト島は中新世、鮮新世に火山活動が起こり、アンカラマイト、ピクライトさらにソレアイトを産している<sup>5)</sup>。現在活動中の中央火山列でも似通った火山岩を産する活動が見られる。

### § 3. ボーリング・コア及び分析用岩石試料の記載

掘削地点はエスピリトゥ・サント島の周囲、合計7地点である(第1図)。各サイトから回収した分析試料のモード組成を第1表に示す。

サイト827では400m掘削し、海洋底より下方に砂質シルト層、タービダイト、シルト岩、石灰岩質シルト岩、礫岩を回収した。このサイトで回収した“火山岩”試料はほとんどが火山岩起源の礫岩で、分析した試料1も顕微鏡下でもいくつかの火山礫が集合しているのが確認できた。

サイト828では2ヶ所で掘削を行い、コアは最深129mであった。上位より火山岩起源のシルト(後期鮮新世, 更新世), 有孔虫の軟泥(前期鮮新世), ナノ・チョーク(漸新世~前期中新世), 玄武岩, ドレライトの角礫岩が出現した。海底下90.8mのナノチョークと角礫岩層の

第1表 ODP 第134節航海, 火成岩試料のモード組成。

Sample	ODP Sample no.	mbsf	Pl	Ol	Cpx	Opx	Hb	Opq	Gm	Ves	Alt	Total
1	134-827B-22R-1, 19-24cm	310.79	12	1	6	2	1	2	76	-	-	100
2	134-828A-15N-2, 63-67cm	109.82	14	4	tr	-	-	2	75	5	50	100
3	134-829A-60R-1, 4-8 cm	542.64	5	-	tr	-	-	-	95	-	20	100
4	134-829A-61R-1, 30-33cm	552.60	63	15	20	-	-	2	-	-	15	100
5	134-830B-14R-1, 59-64cm	175.49	(Thin section not available)									
6	134-830B-22R-1, 40-44cm	252.80	33	2	3	-	-	-	62	-	25	100
7	134-831B-70R-3, 19-22cm	739.34	22	-	4	3	-	1	70	-	0	100
8	134-831B-77R-3, 29-37cm	797.04	25	-	4	5	-	1	65	-	20	100
9	134-831B-79R-3, 14-19cm	802.85	23	1	4	2	-	tr	70	-	1	100
10	134-832B-51R-3, 2-4 cm	628.68	15	5	30	-	-	1	45	4	10	100
11	134-832B-56R-2, 46-48cm	674.96	9	5	20	-	-	1	55	10	8	100
12	134-832B-78R-1, 0-3 cm	885.00	3	4	17	-	-	1	75	-	2	100
13	134-832B-94R-1, 34-37cm	1039.34	13	2	18	2	-	-	65	-	-	100
14	134-832B-100R-4, 3-7 cm	1101.54	17	-	12	6	-	-	65	-	-	100
15	134-833B-34R-CC, 1-4 cm	404.21	25	9	5	-	-	1	60	-	5	100
16	134-833B-36R-1, 94-96cm	415.44	17	tr	10	5	1	2	65	-	-	100
17	134-833B-81R-2, 93-96cm	830.43	30	4	10	-	-	1	55	-	4	100
18	134-833B-91R-2, 81-85cm	916.51	20	5	8	-	-	1	66	-	15	100
19	134-833B-94R-2, 92-94cm	945.72	13	-	6	-	-	1	75	5	5	100
20	134-833B-98R-1, 114-118cm	983.04	70	-	13	-	-	2	15	-	13	100

mbsf=meters below sea floor. Pl=Plagioclase, Ol=Olivine, Cpx=Clinopyroxene, Opx=Orthopyroxene, Hb=Hornblende, Opq=Opaque oxide minerals, Gm=Groundmass, Ves=Vesicles, Alt=Alteration products. 斑晶鉱物のモードは変質前の初生モードを表す。

境界部付近の角礫岩が酸化していたので、少なくともその時期には火山島が海面上に顔を出していたと考えた<sup>1)</sup>。分析試料2は掘削孔828Bの最下部に産する玄武岩及びドレライト層の一部である。この玄武岩試料は変質が著しく、かんらん石は完全に蛇紋石、一部方解石に置き換わり、斜長石も大部分が粘土鉱物に変わっていた。

サイト829の掘削深度は590mに達し、採集コアの上部は凝灰岩質のシルト、シルト岩、砂岩、下部はチョーク、それに火成岩のクラストからなっていた。4つの主要な複合ユニットが繰り返し出現し、少なくとも6つの衝上断層が認められた。チョークはサイト828のものに類似する。火成岩のクラストは2つのレベルで回収され、玄武岩、ハルツバージャイト、蛇紋岩、はんれい岩、ドレライトなどがあつた。分析試料は角礫岩中の玄武岩礫とその下層に産するはんれい岩である。後者のかんらん石は変質をまぬがれた部分が多い。

サイト830の最深350mのコアから採集された主な岩石は、上部ではタービダイト起源の凝灰岩質シルト、下部では淘汰不良の変質した火山碎屑岩質砂岩である。さらに下部では変形を受けた圧碎岩を伴った玄武岩が下部の砂岩や礫岩のクラストとして産出した。分析した玄武岩試料6は斑状で斜長石の斑晶に富む。変質が著しく、かんらん石斑晶は全て蛇紋石に、斜長石



もかなりの部分が粘土鉱物に置換されている。石基中の針状に伸びた不透明鉱物が存在する。

サイト831では852mの掘削の結果、分厚い炭酸塩岩層を貫き、基盤の火山岩を回収できた。掘り抜いた炭酸塩岩の厚さは728mになり、微化石年代は後期漸新世に達した。100m以深では汽水のもとで固結した炭酸塩岩が多くを占め、幾層か土壌（Terra Rosa）を挟んでいる。その下に安山岩質角礫岩が出現したが、接触部を含み、酸化シリワークを受けた部分が3回繰り返した。従って、ブーゲンビル海山は安山岩質の火山島で、何度か海面上に顔を出し、ラグーンの環境にあったと推測できる。海山を構成する安山岩質角礫岩はやや丸みを帯び、反応縁をもつ複輝石安山岩のクラストとパラゴナイトに変質したガラスのマトリックスからなる。マトリックスはハイアロクラスタイトに似ているが、ガラスの破片ではなく、割れた結晶や岩石の破片が散在している点が異なっていた<sup>1)</sup>。3つの分析用試料の斑晶は斜長石が一番多く、斜方輝石と単斜輝石がほぼ等量含まれる。試料9には蛇紋石に置き換わったかんらん石の骸晶が認められた。試料7と9は填間状組織を示すが、試料8の石基は粗粒でサブオフィティックな組織を示す。

サイト832では1106mの深度まで掘削した。採集した岩石は更新統の火山灰と火山岩質砂岩を主体とする部分から、上部鮮新統から下部鮮新統の石灰岩を主体にする部分に変化し、最下部では玄武岩質角礫岩を伴っている。礫岩直上の堆積物は微化石年代から上部中新統に対比される。採集した火山岩のクラストは、上部から下部へ、普通輝石玄武岩あるいはアンカラマイト、かんらん石含有普通輝石玄武岩、（かんらん石含有）複輝石玄武岩質安山岩へと変化している。分析試料10から14までの火山岩クラストはこれらの各層準から選んだ。全て比較的新鮮でかんらん石も大部分が変質を免れて残っている。試料10、11の石基は間粒状組織を、他は填間状組織を呈している。試料13、14は斜方輝石斑晶を含む。

サイト833の掘削深度は1001mに達した。地層の累重関係はサイト832とおおむね同じであった。しかしながら海底下830mで下部鮮新統に貫入する玄武岩岩床に当り、これ以深ではいくつか薄い堆積物を挟んだものの、岩床を貫通できず、これより古い地層に達することはできなかった。岩床にはいくつかの貫入ユニットが見分けられた<sup>1)</sup>。西側にあるサイト832に比べて更新統の地層が薄く、鮮新統の地層が厚い。分析試料は15、16が下部更新統に属する火山岩クラスト、残りが上部鮮新統の岩床を構成する玄武岩ないし安山岩である。玄武岩試料15のかんらん石は変質鉱物に置換されているが、角閃石安山岩試料16のかんらん石は新鮮である。後者の角閃石はオパサイトの厚いリムに囲まれる。石基組織は前者が間粒状、後者が填間状である。岩床試料17は玄武岩、18はドレライト、19は玄武岩質安山岩、20は粗粒で閃緑岩質である。17、

18のかんらん石は変質の結果、蛇紋石に置換されている。

#### § 4. 試料の分析方法ならびに分析結果

掘削試料のうち代表的な20個について新たに光量子放射化法による微量元素成分の分析を行った。分析元素はBa, Ce, Co, Cr, Cs, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Zn, Zr及びYの13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。主要成分元素及びBa, Cr, Rb, Zn及びYについては東北大学理学部地球物質科学科の蛍光X線装置も用いて分析を行った。分析結果を第2表に、微量元素のMORB規格化パターン図を第2図に示す。

#### § 5. ドントレカストー帯 (DEZ) を構成する火成岩

北ドントレカストー海嶺 (NDR) : 分析試料2はMgOが11%以上ある未分化な玄武岩であった。MORBで規格化した微量元素のパターンの右側、CeからYに至る部分が平らである。Nbは検出限界以下であったので、Nbに負の異常があると考えてよいであろう。KとRbが濃集し、Ti/Zr比は120で典型的なMORBの値よりも大きい。従ってこの玄武岩は典型的な海洋性の島弧型ソレイトの性格を持っている。このような液相濃集元素に著しく枯渇した島弧型ソレイト組成を持つ岩石は西太平洋の火山弧の背弧側にある海洋底拡大部<sup>14)</sup>やintra-oceanic basinの北フィジー海盆<sup>13)</sup>にも産している。

南ドントレカストー海山列 (SDC) : 分析した安山岩試料(7, 8, 9)は非常に低いK<sub>2</sub>O含有量(0.48%–0.68%)を示すのが特徴である。Gill<sup>15)</sup>のlow-K seriesに相当する。TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>を初め、主成分元素の濃度は造山帯に特徴的な安山岩の組成範囲<sup>15)</sup>に落ちる。K<sub>2</sub>Oだけが異常に低い。ODPの調査船上での報告<sup>1)</sup>では深度に伴う系統的なSiO<sub>2</sub>, MgOの変化が見られないが、分析した3試料においても層準による系統的な変化は認められない。またシリカに対する液相濃集元素などの変化も系統的ではない。MORBで規格化した微量元素のパターンはNbやTiの負異常を持ち、島弧の安山岩の特徴を示すが、左側の液相濃集元素の濃集の程度は弱い。特にBaの含有量が著しく低い。起源物質におけるこれらの元素の濃集過程が典型的な島弧ほど進まなかったか、あるいは後でこれらの元素が枯渇するような過程を経たのではないかと思われる。以上の地球化学的な性格からブーゲンビル海山の安山岩溶岩は島弧発達の初期を代表するようなソレイトではないかと判断した。

## § 6. ニュー・ヘブリデス島弧の前弧地域から回収した火成岩

NDRの島弧側：サイト829から回収した玄武岩とはんれい岩試料（3，4）もNDRに産する試料2に似通った微量元素のパターンを示す。CeからYに至る部分が平らで、わずかなNbの負異常があり、Rbが濃集している。Ti/Zr比は132と127でやはりMORBの値よりも大きい。従ってこれらの試料もMORBには似通っているが島弧的な性格を持ち合わせている。化学組成の類似性から判断してこれらの岩石がNDRに由来し、DEZの沈み込みに伴って島弧に付加したものと考えられる。

SDCの島弧側：サイト830の試料は2つとも玄武岩で、試料5は未分化な組成を示し（MgO=9.32%）、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>も低い（12.95%）。K<sub>2</sub>O含有量が高く、Gill<sup>15)</sup>のmedium-Kからhigh-Kに相当する。微量元素のMORB規格化パターンは右側のCeからYまではお互いに平行であるが、K、Rb含有量は未分化な試料の方が高い。共に島弧火山岩に典型的なNbの負異常を示し、組成的には島弧ソレイトかカルクアルカリ岩に相当する。第2図で比較した微量元素のパターンはDEZ側のブーゲンビル海山のものとは明らかに異なる。似通った化学組成の岩石が近くのエスピリトゥ・サント島やマラクラ島で報告されているので、これらの岩石はいずれかの島から由来したと考えられる。

## § 7. DEZと島弧の衝突地域における付加過程

NDRの島弧側ではボーリング・コア中にNDRからもたらされたlow-Kソレイトやチョークが衝上断層を挟んで何回か出現した。上に述べたように海溝を挟んでその両側から回収した火成岩は非常に似通った化学的性格を示す。よってNDRを構成する火成岩の破片や新生代の堆積物が、まさにオーストラリアーインド・プレートからニュー・ヘブリデス島弧中央部の前弧に付加されつつある過程を見ていると判断できる。チョークと火山岩質シルトの層が繰り返して現れるSite 829の掘削結果は覆瓦構造を持つスラスト・シートが付加コンプレックスを形成していることを明らかにしてくれた。また堆積物がはぎ取られるだけでなく、基盤の火成岩も付加されているのを明らかにした意義は大きい。火成岩の角礫はデコルマン内、NDRの基盤岩の直上部がシアを受け変形したものらしい。

一方、SDCの島弧側で回収した火山岩は島弧ソレイトか島弧カルクアルカリ岩の特徴をもち、近くのエスピリトゥ・サント島かマラクラ島から由来した可能性が高い。このサイトでは、古い海山の破片も付加体も採集されなかった。

二重海山列をなすDEZは前弧の地形変形も北部と南部で対照的である。北部のNDRは堆

第2表 ODP 第134節航海, 火成岩試料の主成分および微量元素化学組成。

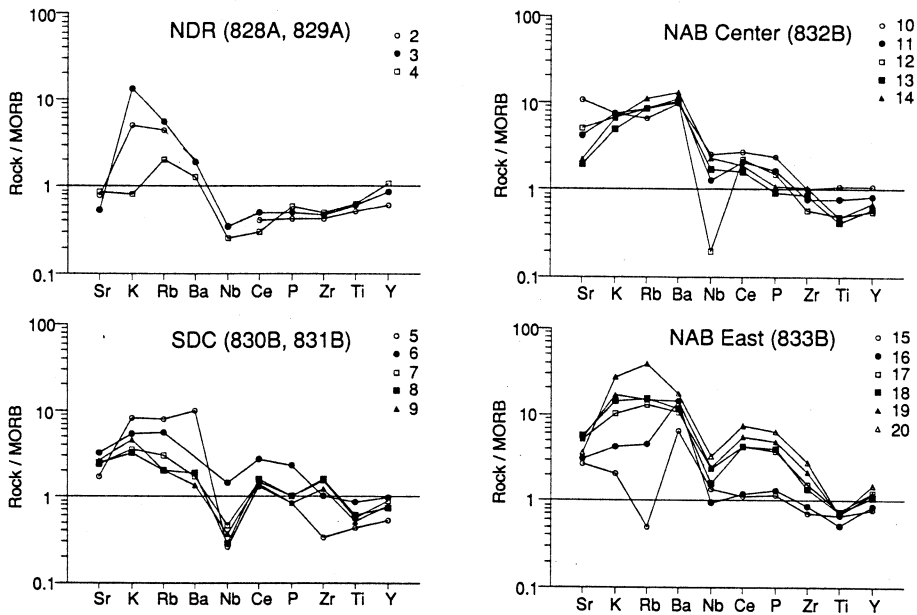
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Hole	827B	828A	829A		830B		831B			832B
Core - Section	22R - 1	15N - 2	60R - 1	61R - 1	14R - 1	22R - 1	70R - 3	77R - 3	79R - 3	51R - 3
Interval (cm)	19-24	63-67	4-8	30-33	59-64	40-44	19-22	29-37	14-19	2-4
SiO <sub>2</sub>	47.16	46.08	46.71	45.78	46.31	47.74	57.78	59.78	55.02	46.79
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.76	0.90	0.93	0.65	1.30	0.84	0.89	0.76	1.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.74	16.72	15.24	16.68	12.95	16.25	15.80	16.78	15.76	14.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.78	8.82	11.00	12.20	11.27	10.71	7.72	5.19	7.87	11.13
MnO	0.16	0.14	0.32	0.16	0.29	0.21	0.12	0.08	0.13	0.18
MgO	5.88	11.14	10.63	6.91	9.32	4.49	3.20	3.33	4.33	5.80
CaO	9.06	5.99	8.41	11.40	9.77	9.92	6.18	6.59	7.47	12.63
Na <sub>2</sub> O	3.23	4.51	2.24	2.92	2.01	3.24	4.55	4.55	3.80	2.69
K <sub>2</sub> O	0.62	0.75	1.98	0.12	1.21	0.80	0.53	0.48	0.68	1.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.05	0.06	0.07	0.10	0.27	0.12	0.12	0.10	0.28
Total	94.49	94.94	97.48	97.16	93.88	94.93	96.85	97.78	95.92	96.74
Sc	21	20	35	37	44	30	25	16	16	42
Cr	60	550	358	270	307	51	57	94	95	188
Cr (XRF)	33	-	358	217	266	-	33	72	72	129
Co	35	43	47	64	42	31	20	18	24	31
Ni	16	148	133	137	33	24	19	24	30	40
Zn	70	72	40	129	173	141	90	43	91	130
Zn (XRF)	73	-	43	84	141	-	61	42	65	79
Rb	7	11	13	6	18	14	9	5	6	15
Rb (XRF)	5	-	11	4	16	-	6	4	4	13
Sr	298	95	63	103	202	384	287	288	308	1267
Y	18	17	25	32	17	33	30	23	26	35
Y (XRF)	19	-	26	32	16	-	27	22	23	32
Zr	42	38	41	44	30	92	139	144	111	90
Nb	1.7	-	1.2	0.9	0.9	5.1	1.6	1.0	1.3	8.7
Cs	0.06	0.83	0.18	0.13	0.03	0.12	0.11	-	0.20	0.11
Ba	133	10	330	51	-	351	68	116	95	99
Ba (XRF)	268	-	37	25	195	-	34	38	27	193
Ce	21	4	5	3	13	27	15	16	14	27

積岩や表層近くの基盤岩の構造が連続的で、沈み込みに際して地層がはぎ取られて前弧に付加している。これに対して南部のSDCは構造的な変形がほとんど認められない。南北で同じ速度で沈み込んでいるにも拘らず、沈み込み形態が違う原因のひとつとして岩石の密度の違いが考えられる。NDRの基盤は密度の高いlow-Kソレライトでできているので、その上に乗っている岩石は沈み込みに際してはぎ取られて前弧に付加している。これに対してSDCの基盤は島弧の安山岩質溶岩でできているので、その上に乗っているブーゲンビル海山もろとも前弧斜面に乗り上げている<sup>1)</sup>。

Sample	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Hole	832B				833B					
Core - Section	56R - 2	78R - 1	94R - 1	100R - 4	34R - CC	36R - 1	81R - 2	91R - 2	94R - 2	98R - 1
Interval (cm)	46-48	0-3	34-37	3-7	1-4	94-96	93-96	81-85	92-94	114-118
SiO <sub>2</sub>	46.26	48.87	54.33	55.89	48.16	54.92	51.31	50.06	53.04	57.44
TiO <sub>2</sub>	1.17	0.74	0.62	0.72	0.98	0.76	1.12	1.11	1.03	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.47	13.09	14.78	16.46	17.26	17.07	15.75	15.61	15.59	14.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.56	11.40	9.03	8.06	10.96	8.99	11.55	12.30	10.79	9.62
MnO	0.20	0.19	0.16	0.14	0.19	0.19	0.22	0.21	0.22	0.19
MgO	8.46	8.75	7.62	5.04	6.49	3.96	3.23	4.17	3.08	2.30
CaO	11.97	11.76	8.53	7.94	11.59	8.02	3.60	8.31	6.80	4.24
Na <sub>2</sub> O	2.39	2.55	2.79	3.18	2.63	3.93	3.85	3.64	4.02	4.27
K <sub>2</sub> O	1.12	0.99	0.72	0.97	0.31	0.63	1.54	2.09	2.53	4.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.18	0.11	0.13	0.14	0.16	0.45	0.48	0.58	0.75
Total	96.81	98.52	98.68	98.53	98.70	98.63	98.62	97.97	97.66	98.90
Sc	40	35	28	24	33	23	29	17	25	16
Cr	292	411	335	145	157	50	34	42	46	40
Cr (XRF)	213	336	295	117	120	30	9	9	1	0
Co	43	48	35	25	36	23	28	34	27	20
Ni	66	83	118	55	47	16	7	9	7	2
Zn	109	47	50	55	113	97	146	138	170	151
Zn (XRF)	82	83	70	66	79	79	111	92	116	90
Rb	17	20	19	26	3	13	32	39	41	99
Rb (XRF)	17	17	17	22	1	9	26	30	29	77
Sr	488	592	236	267	322	372	626	691	646	434
Y	27	16	18	23	24	33	42	36	42	54
Y (XRF)	25	17	18	21	23	26	37	32	36	45
Zr	69	52	77	95	64	77	139	123	190	252
Nb	4.4	(0.7)	6.0	7.9	4.8	3.3	8.2	5.6	8.5	11.3
Cs	-	0.61	0.62	1.04	0.03	0.13	1.16	0.46	1.39	1.4
Ba	145	104	125	262	155	224	60	162	187	378
Ba (XRF)	217	202	198	260	130	280	212	236	283	343
Ce	21	22	16	19	11	12	42	42	55	73

## § 8. 北アオバ海盆から回収した火成岩

火成岩クラストの化学組成は層準に従って系統的に変化する。サイト832の上部鮮新統から下部更新統の層準から回収した玄武岩試料10, 11, 12はともに高アルカリソレイトの組成を示す。FeO\*/MgOが高く、SiO<sub>2</sub>に対してその比をプロットした図<sup>16)</sup>ではソレイトの領域に落ちる。比較的高いMgO, Ni, Cr含有量を示すのとAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含有量が低い(<14%)のが特徴的である。MORB規格化パターンではNbの負異常とK, Rb, Baの濃集が認められる。これに対して上部中新統の層準から回収した安山岩試料13, 14はカルクアルカリ岩の領域にプ



第2図 ODP第134節航海, 火成岩試料, 微量元素のMORB規格化パターン。  
試料番号は第1表, 第2表に対応。

ロットされる。K<sub>2</sub>O含有量はmedium-Kに相当する。微量元素ではNbとTiの負異常が見られ、右側のPからYまでが平らな玄武岩試料とは異なるMORB規格化パターンを示す。K, Rb, Baの濃集は前者と同程度である。

中新統の層準を欠くサイト833の下部更新統の層準の玄武岩試料15と角閃石安山岩試料16は低アルカリソレアイトの組成を持つ。SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO図<sup>16)</sup>では安山岩試料はカルクアルカリ系列とソレアイト系列の境界付近に落ちる。微量元素ではNbの負異常が弱く、NbからYに至る部分はほとんど平らなパターンを示している。またBaに比べてK, Rbの濃集度が低い。コアの下部を占める上部鮮新統の岩床の試料は特徴的にK<sub>2</sub>O含有量が高く、high-Kとショッショニティックな領域に落ちる。P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、全鉄の含有量も他の試料に比べて高い。岩床はいくつかの貫入ユニットを含むが、層準に伴う系統的な組成変化は見いだされない。4試料とも微量元素でNbとTiが枯渇し、K, RbとCe, Pで濃集するパターンを示す。

北アオバ海盆から回収した火山岩は中央火山列のアオバ島、東帯のマエオ島、あるいは海底火山の活動の産物と考えられる。障害物となる海底地形があるので西帯のエスピトゥ・サント島由来の火山岩は掘削地点に達しないであろう。

### § 9. ニュー・ヘブリデス島弧中央部における火山岩化学組成の水平変化

島弧の横断方向の2地点をなす深海掘削サイト832, 833にマエオ島の火山活動を含めて火山岩の化学組成の水平変化を検討してみる。後期中新世には最も海溝よりのサイト832で medium - K のカルクアルカリ安山岩が発見されている。この層準に相当する岩石はサイト833にはないが、さらに背弧側のマエオ島は7 - 5 Ma のアンカラマイトやピクライトを産し、medium ~ high - K の玄武岩-安山岩である<sup>17)</sup>。後期鮮新世に相当する層準についてはサイト832で medium - K のソレアイト、背弧側のサイト833で high - K の玄武岩から安山岩さらにショッショニティックな組成の岩床が貫入している。更新世に相当する試料のうちサイト832のものは本報告では分析していないが、ODPの掘削調査船上で行った化学分析で、medium - K の安山岩ないし玄武岩組成のアンカラマイトを産することがわかっている<sup>1)</sup>。これに相当するサイト833の層準では low - K ソレアイトが見つかった。以上をまとめると後期中新世と後期鮮新世では島弧横断方向で背弧側に行くに従って火山岩の  $K_2O$  が増加するという島弧一般の規則性がみられるが、更新世でそれが逆転している。

火山岩の化学組成の水平変化のパターンが変わった2 Ma 頃には DEZ がニュー・ヘブリデス島弧中央部に衝突し、背弧海盆が開き始めた<sup>5, 6)</sup>。一つの可能性として DEZ の衝突によりマグマ生成の場に変化がおり、背弧側で  $K_2O$  や液相濃集元素に枯渇したマグマが発生するようになったことが考えられる。

中期中新世の火山岩を得ることができなかったので、島弧の沈み込み極性の逆転の仮説の正否については言及できなかった。いずれにしてもニュー・ヘブリデス島弧はリッジの衝突が起こり、さらに背弧海盆を伴っている<sup>18)</sup>、単純な島弧発達モデルでは火山岩の化学組成の水平変化の説明はできない。

光量子放射化分析にあたり、東北大学核理研の榎本和義博士、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。蛍光X線分析においては、東北大学理学部地球物質科学科の土谷信高博士に大変お世話になった。同教室の藤巻宏和助教授、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 (Nos. 03201107, 05640525) を使用した。東京大学海洋研究所の平朝彦教授、藤岡換太郎博士は著者の一人に ODP 第134節の航海に乗船の機会を与えて下さり、有益な助言をして下さった。乗船中には ODP の staff scientist の Laura Stokking 博士, Co - chief scientists のアメリカ地質調査所, Gary Greene 博士, フランスの ORSTOM, Jean - Yevs

Collot 博士を初め多くの方々のお世話になった。ODP 第134節の航海の岩石学的研究はフランスC.N.R.S, Louis Brique 博士, イタリア Ferrara 大学, Massimo Coltorti 博士, イギリス Leeds 大学 Peter E. Baker 博士と乗船中及び下船後に役割分担をして行った部分が多い。ここに記して以上の方々の貢献に深く感謝する。

### 参 考 文 献

- 1) J. - Y. Collot, H. G. Greene, L. B. Stokking et al. : Proc. ODP, Init. Repts. **134** (ODP, 1992) p. 1136.
- 2) 長谷中利昭, 秋元和實 : 地球 号外 **6** (1992) 281.
- 3) J. B. Minster and T. H. Jordan : J. Geophys. Res. **83** (1978) 5331.
- 4) B. L. Isacks and M. Barazangi : Island arcs, deep sea trenches and back - arc basins. eds. M. Talwani and W. C. Pitman (Am. Geophys. Union, 1977) 93.
- 5) H. G. Greene, A. Macfarlane and F. L. Wong : Geology and offshore resources of Pacific island arcs - Vanuatu region. eds. H. G. Greene and F. L. Wong (Circum - Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1988) 1.
- 6) A. Macfarlane, J. N. Carney, A. J. Crawford and H. G. Greene : Geology and offshore resources of Pacific island arcs - Vanuatu region. eds. H. G. Greene and F. L. Wong (Circum - Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1988) 45.
- 7) J. Daniel, C. Jouannic, B. Larue and J. Recy : International Symposium on Geodynamics in South - West Pacific, Noumea, New Caledonia, 1976 (1977) p. 117.
- 8) J. - Y. Collot, J. Daniel and R. B. Burne : Tectonophys. **112** (1985) 325.
- 9) C. G. Chase : Bull. Geol. Soc. Am., **82** (1971) 3087.
- 10) J. Dubois, G. Pascal, M. Barazangi, B. L. Isacks and J. Oliver : J. Geophys. Res. **78** (1973) 3431.
- 11) J. Gill and M. Gorton : Western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry. ed. Coleman (Univ. Western Australia Press, 1978) 543.
- 12) J. M. Auzende and Y. L. B. Marsset : Geology, **16** (1988) 925.
- 13) R. C. Price and L. W. Kroenke : Marine Geol. **98** (1991) 241.
- 14) J. M. Sinton and P. Fryer : J. Geophys. Res. **92**, B12 (1987) 782.
- 15) J. Gill : Orogenic andesites and plate tectonics (Springer - Verlag, 1981) p. 358.



- 16) A. Miyashiro : Am. J. Sci., **274** (1974) 321.
- 17) J. N. Carney:(Vanuatu Department of Geology, Mines and Rural Water Supply,  
1986) p. 58.
- 18) P. Charvis and B. Pelletier : Tectonophys. **170** (1989) 259.

## 金沢市周辺に産する中新世玄武岩類の微量元素組成

金沢大教育学部, 北陸地方建設局\*,  
理学部地学\*\*

酒寄淳史・中村尚子\*・吉田武義\*\*  
青木謙一郎\*\*

## § 1. はじめに

石川県金沢市の周辺には, 中新世の地層にはさまれて, 黒壁火砕岩類と呼ばれる苦鉄質な火山噴出物が分布している(第1図)。その構成岩石は, 第四紀の日本列島では火山フロント沿いにしか産しない低カリウム系列に属する<sup>2)</sup>。

中島ほか<sup>3)</sup>によれば, 黒壁火砕岩類の活動した16Maは, 金沢地域も西南日本ブロックの一部として時計回りに回転していた途中であり, しかも回転運動の角速度が増大した時期(17~15Ma)に相当する。つまり, これらの火山岩は, 日本海の拡大という現在とは異なる地質環境のもとで形成したと考えられ, 背弧海盆の形成機構はもとより, 日本列島の地下構造を考える上でも有用な情報を内包している可能性がある。しかし, それらの地球化学的性質については, これまでほとんど明らかにされていなかった。

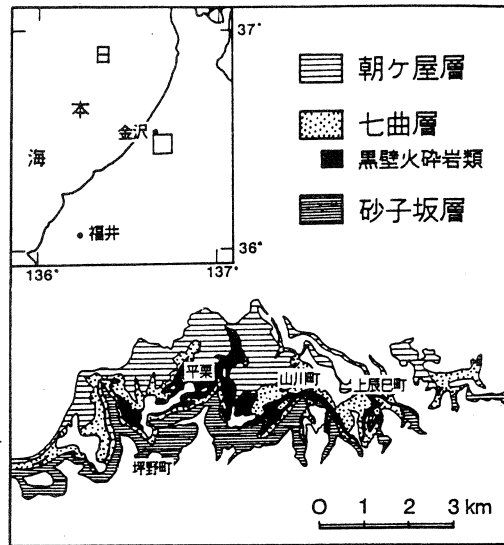
本論文では, 黒壁火砕岩類およびそれに伴う貫入岩より採取した試料の光量子放射化分析等による分析結果を報告し, その地球化学的特徴について検討する。

## § 2. 地質の概略

黒壁火砕岩類の層序的位置については, 杉本・平林<sup>4)</sup>をはじめとする一連の研究によって詳細に明らかにされている。それによれば, 本火砕岩類は, 凝灰岩が卓越する中新統七曲層(西黒沢階)の比較的下部の層準に位置づけられる。彼らは, 七曲層を下位よりI部層からV部層に区分しており, II部層をさらに3つに細分している。このうちのII-2部層が黒壁火砕岩類に相当する。なお, K-Ar年代測定によれば, その噴出時期は $16.4 \pm 3.1$ Maである<sup>3)</sup>。

黒壁火砕岩類は, 火山れき凝灰岩やスコリア凝灰岩など各種の火砕岩<sup>5)</sup>, および枕状溶岩や水冷による急冷縁をもつ板状の溶岩<sup>2)</sup>からなり, 水底火山噴出物の様相を呈する。地域によって岩相および層厚の変化は著しく, 溶岩の分布などから複数の噴出源が考えられる。

黒壁火砕岩類に伴って, 複数の苦鉄質貫入岩も存在する。この中には, 七曲層のIV部層に貫



第1図 金沢市南部地域における黒壁火砕岩類の分布図。  
杉本<sup>1)</sup>の図を簡略化した。

入している岩脈も見いだされており<sup>4)</sup>、本火砕岩類とは多少活動時期が異なるものもある。黒壁火砕岩類の下位の地層を貫くことが確認されている玄武岩質岩脈からは $13.0 \pm 0.8\text{Ma}$ のK-Ar年代が得られている<sup>6)</sup>。

### § 3. 分析試料

黒壁火砕岩類中の溶岩と貫入岩の試料から比較的新鮮な7試料を選び、微量元素の分析を行った。溶岩の試料と貫入岩の試料には、全岩化学組成に関して共通の性質が多くみられる。そこで本論文では、黒壁火砕岩類とそれに伴う貫入岩より採取した試料を、便宜上、「黒壁玄武岩類」と呼んで一括して扱うこととする。

試料の分析番号(試料番号)、岩石名、産状、産地は以下の通りである。

- 1 (111301): 含普通輝石-カンラン石玄武岩, 岩脈, 上辰巳町の南南東。
- 2 (111601): 含カンラン石-含普通輝石玄武岩, 岩脈, 上辰巳町の南東。
- 3 (41903): 含普通輝石-含カンラン石玄武岩質安山岩, 貫入岩(板状溶岩流の可能性もあり), 上辰巳町の南東。
- 4 (41702): カンラン石玄武岩, 板状溶岩流, 山川町の南西。
- 5 (41707): カンラン石玄武岩, 枕状溶岩, 山川町の南。
- 6 (41603): カンラン石玄武岩, 板状溶岩流, 平栗の西。

7 (41806): 含普通輝石-カンラン石玄武岩, 岩脈, 坪野町の北西。

分析番号4, 5と分析番号6は, 互いに噴出源の異なる溶岩流から採取した試料である。その他の4試料は, それぞれ別個の貫入岩体より採取した。

分析した試料は, 斑状組織またはシリット組織を呈する。各試料は斑晶に乏しく, それらの全斑晶量は通常数 vol.%, 最大でも約10vol.%である。斜長石斑晶はすべての試料で観察され, 分析番号4と5の試料で8vol.%前後の, それ以外の試料では1vol.%前後のモード組成を示す。カンラン石斑晶のモード組成は約0.5vol.%以下であり, 普通輝石斑晶のそれは0.1

第1表 黒壁玄武岩類の全岩化学組成。

Anal. No		1	2	3	4	5	6	7
Sp. No		111301	111601	41903	41702	41707	41603	41806
SiO <sub>2</sub>	wt. %	49.28	50.55	51.64	46.60	47.94	50.38	50.07
TiO <sub>2</sub>		0.86	0.89	1.10	0.81	0.82	0.86	1.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		16.95	17.05	14.81	19.06	19.72	17.26	17.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3.85	3.23	5.00	4.35	4.01	2.79	3.71
FeO		5.47	6.40	8.17	3.22	2.82	5.99	6.56
MnO		0.19	0.18	0.21	0.21	0.13	0.22	0.19
MgO		6.21	6.69	4.51	5.52	4.89	6.08	5.67
CaO		11.77	11.38	9.49	13.38	12.89	11.91	10.38
Na <sub>2</sub> O		2.21	2.16	2.47	1.79	1.83	2.11	2.37
K <sub>2</sub> O		0.16	0.20	0.48	0.14	0.09	0.30	0.18
H <sub>2</sub> O+		1.75	0.61	0.96	2.40	1.87	1.27	1.06
H <sub>2</sub> O-		1.20	0.55	1.06	2.39	2.87	0.70	1.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11
Total		100.01	100.00	100.01	99.98	99.99	99.99	100.00
Ce	ppm	9.1	9.7	11.5	7.1	8.2	12.4	15.5
Co		31.1	31.1	35.0	31.2	30.5	31.5	32.0
Cr		105	108	10.6	130	144	73.3	26.7
Cs		0.10	0.08	0.11	0.14	0.06	0.16	0.11
Nb		1.5	1.8	2.5	1.5	1.3	2.1	2.2
Ni		28.6	30.9	4.5	39.9	46.7	27.4	5.3
Rb		2.1	4.8	8.0	4.0	1.2	9.4	3.5
Sc		35.5	35.3	39.9	29.1	31.3	32.7	38.1
Sr		460	461	305	449	454	440	454
Y		13.2	13.1	21.4	8.0	11.8	14.0	18.7
Zn		45	75	102	79	49	46	67
Zr		36.3	37.5	51.2	26.6	25.7	41.2	60.3

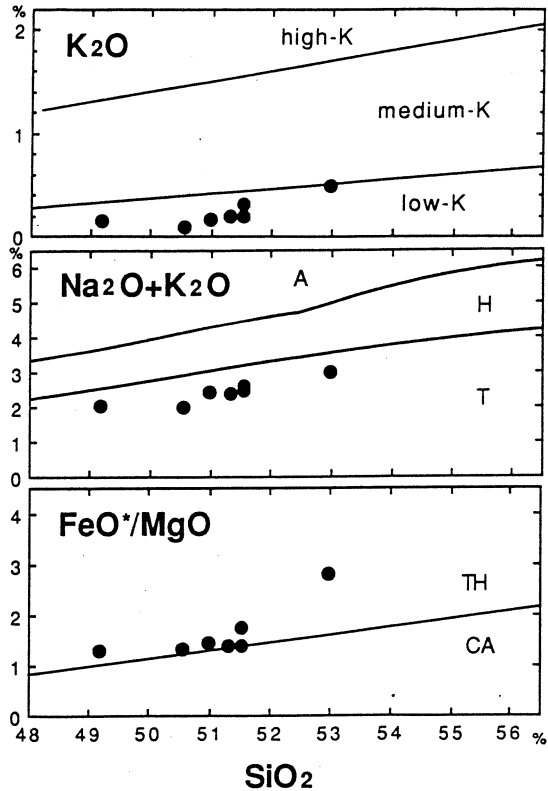
vol.%以下である。玄武岩で観察される微斑晶は斜長石、単斜輝石、およびカンラン石であり、玄武岩質安山岩ではこれらの他に不透明鉱物が加わる。石基は斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、およびガラスから構成される。ただし、すべてのカンラン石は変質して緑泥石や粘土鉱物または炭酸塩鉱物に、ガラスの多くも脱ガラス作用生成物や変質鉱物に置き変わっている。

§ 4. 分析方法と結果

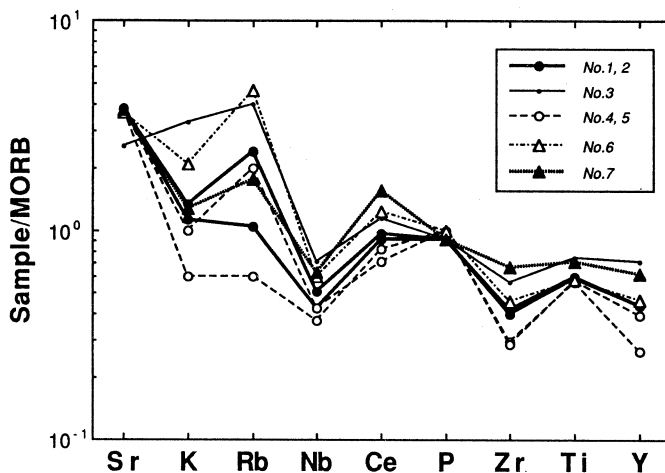
東北大学理学部原子核理学研究施設の電子ライナックを利用して試料を放射化し、光量子放射化分析法<sup>7)</sup>によって微量元素の定量を行なった。その分析結果を主成分化学組成とともに第1表に示す。主成分化学組成は、蛍光X線分析法により求めた。ただし主成分のうち、FeOは過マンガン酸カリ滴定法、Na<sub>2</sub>OとK<sub>2</sub>Oは炎光光度法、H<sub>2</sub>O±は重量法による。

第2図に示すように、黒壁玄武岩類は、低カリウム系列およびKuno<sup>9)</sup>のソレアイト系列に属する。Miyashiro<sup>10)</sup>の図では、ソレアイト系列の領域にプロットされる。ただし、玄武岩内でのFeO\*/MgO比の変化は乏しく、比較的SiO<sub>2</sub>に富む玄武岩のなかにはカルクアルカリ系列との境界線上にプロットされるものもみられる。

第3図に、黒壁玄武岩類の液相濃集元素組成のN-MORB規格化パターンを示す。黒壁玄武岩類は、平均的N-MORBに比べてNb, Zr, Ti, Yに乏しく、これらの元素に比べSr, K, Rbは大きな規格化濃度を示す。これは島弧玄武岩に特徴的な性質である。一般に、Sr, K, Rbに相対的に富むのは、それらの成分が沈み込み帯起源の流体相とともにマグマの起源物質に付



第2図 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>, (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub> および FeO\*/MgO-SiO<sub>2</sub> 図。高カリウム、中カリウム、低カリウムの境界はLe Maitre<sup>8)</sup>に基づく。A, H, TはKuno<sup>9)</sup>によるアルカリ系列、高アルミナ玄武岩系列、ソレアイト系列を示す。THとCAはMiyashiro<sup>10)</sup>によるソレアイト系列とカルクアルカリ系列を示す。



第3図 黒壁玄武岩類のN-MORB規格値パターン。  
記号は、試料採取地域および玄武岩か玄武岩質安山岩かで区別した。

加されたためと解釈されている<sup>11)</sup>。

Rb, K, Srなどは変質作用によっても移動しやすい成分であり、変質している試料ではその扱いに注意を要する。今回分析した試料のすべてにおいて変質鉱物が認められる。また、変質の影響は、 $H_2O$ +含有量が大きくばらつくことにも表れている。日本の新鮮な玄武岩における通常の $H_2O$ +量とはほぼ同じ値を示す試料から、2wt.%を越える含有量をもつものまで、変質の程度は多様である。第3図において、KやRbの値のばらつきが他の元素の場合より大きいのは、変質の影響もあるかも知れない。しかし、さまざまな変質の程度にもかかわらず、全ての試料が島弧的でしかもKやRbに乏しい性質を保持している。よって、島弧玄武岩的で低カリウム系列に属するという特徴は、基本的にマグマ本来のものと推定される。また、Sr組成は $H_2O$ +量との間に相関を示さず、玄武岩試料ではほぼ一定の含有量を示していることから、変質によるSr組成への影響は軽微であると考えられる。

黒壁玄武岩類において、各試料の液相濃集元素比は必ずしも一定の値を示さない。たとえば、試料のZr量は地域によってまた同じ地域であっても玄武岩と玄武岩質安山岩の間で異なるのに対し、Pの含有量は全試料を通じてほぼ一定である(第3図)。その結果、P/Zr比は8~20まで変化するようになる。これらの元素は苦鉄質マグマの結晶分化作用において互いに同様な割合で液相に濃集していくため、試料のP/Zr比は本源マグマの組成を表わすと考えられる。従って、単一の本源マグマからの結晶分化作用で全ての試料を関連づけることは困難であり、化学組成の異なる複数の本源マグマが存在した可能性がある。

## § 5. 黒壁玄武岩類の地球化学的特徴

以下では、東北日本の第四紀玄武岩類 ( $\text{SiO}_2 < 53\%$ ) との比較を中心に、黒壁玄武岩類の液相濃集元素組成の特徴を明らかにする。

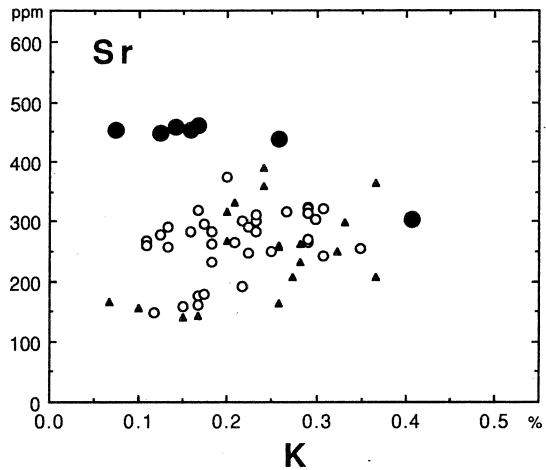
黒壁玄武岩類における各液相濃集元素の濃度は、東北日本の第四紀低カリウム玄武岩類のそれとほぼ同じである。ただし、分析番号3の試料を除くすべての試

料が、第四紀低カリウム玄武岩類よりSrに著しく富んでいる(第4図)。そのため、低カリウム玄武岩だけでなく、東北

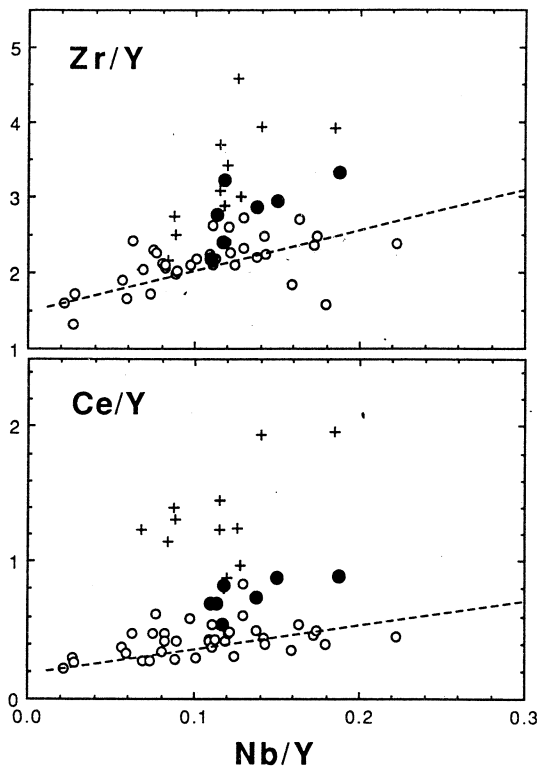
日本のすべての第四紀玄武岩類と比べた場合でも、黒壁玄武岩類はより大きなSr/K, Sr/Y, Sr/Zr比をもつ傾向を示す。なお、分析番号3の玄武岩質安山岩は、両玄武岩類の中で最も $\text{Al}_2\text{O}_3$ に乏しく、より効果的な斜長石の分別によってSrが減少した可能性も考えられる。第4図には、東北日本の背弧側と海溝側の各地域から報告された中新世の低カリウム玄武岩類もプロットしてある。これらと比べても、黒壁玄武岩類がSrに富む組成をもつことは明らかである。最近、Srに富む中新世の低カリウム玄武岩が、福井市西部の国見岳付近からも報告された<sup>27)</sup>。このことは、Srに関する特徴が北陸地域に産する低カリウム玄武岩に共通な性質であるという可能性を示唆している。

SrはKやRbとともに、含水鉱物の脱水分解過程で移動しやすい元素の1つである。東北日本の第四紀玄武岩の研究によれば、角閃石起源のSrに富む流体相または金雲母起源のKとRbに富む流体相がマントル物質に付加することによって、低カリウム玄武岩と中・高カリウム玄武岩のマグマ起源物質が各々形成されるとする考えがある<sup>28,30)</sup>。この説に従うと、黒壁玄武岩類のマグマあるいは起源物質はSrに富む流体の付加を受けており、その程度は第四紀低カリウム玄武岩類の場合より大きかったと解釈される。

次に、第5図において東北日本の第四紀玄武岩類との比較を行なう。ここでは、液相濃集元素どうしの比を用いるため、玄武岩から結晶分化作用の影響が取り除かれる。この図において、第四紀低カリウム玄武岩類は、その中でNb/Y比が最も小さい玄武岩と山形県温海地域のア



第4図 Sr-K図。  
黒丸：黒壁玄武岩類，白丸：東北日本の第四紀低カリウム玄武岩類<sup>12,22)</sup>，黒三角：東北日本の中新世低カリウム玄武岩類<sup>23-26)</sup>。



第5図 Zr/Y - Nb/Y および Ce/Y - Nb/Y 図。

黒丸：黒壁玄武岩類，白丸：東北日本の第四紀低カリウム玄武岩類（引用文献は第4図の場合と同じ），十字：東北日本の第四紀中・高カリウム玄武岩類<sup>12,19,20,31,32</sup>。破線は船形火山の黒鼻山溶岩<sup>18</sup>と温海地域住吉崎岩床<sup>33</sup>の各分析値を結んだ仮想的な混合線。

ルカリドレライトを結んだ混合線沿いに分布する傾向を示す。一方，第四紀の中・高カリウム玄武岩類は，それより Zr/Y 比や Ce/Y 比の大きな領域を占めている。黒壁玄武岩類は，Nb/Y 比については第四紀低カリウム玄武岩類の組成範囲内にあるが，Zr/Y および Ce/Y 比に関してはより大きな値をもつ試料が多い。そのため，低カリウム玄武岩類の領域から中・高カリウム玄武岩類との中間領域にかけてプロットされ，前述の仮想的な混合線からははずれる傾向を示す。この図で用いた元素のうち，Nb, Zr, Y は流体による交代作用の影響を受けにくい元素と考えられている<sup>11</sup>。ここで，第5図における各玄武岩類の値が起源マンツルの組成を反映していると仮定するならば，流体による交代作用とは関係なく，第四紀東北日本の地下に2種類の組成の異なるマンツル物質が存在することになる。そして，黒壁玄武岩類の多くの試料は，これら両者の中間的な組成をもち，しかも Sr に富む流体の付加を受けた起源物質より由来したと解釈できる。



光量子放射化分析を行なうにあたり、東北大学核理研の榎本和義博士、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たいへんお世話になった。また、金沢大学教育学部の杉本幹博教授には、試料の一部を提供していただいた。なお、本研究の一部に文部省科学研究費補助金 (Nos. 03302022, 05640525) を使用した。以上の方々ならびに当局に感謝する。

### 参 考 文 献

- 1) 杉本幹博：金沢大学日本海域研究所報告 **19** (1987) 37.
- 2) 酒寄淳史, 山岸智和, 河村潤一：日本地質学会第96年学術大会講演要旨 (1989) 509.
- 3) 中島正志, 沢田順弘, 中川登美雄, 林昌代, 板谷徹丸：岩鉱 **85** (1990) 45.
- 4) 杉本幹博, 平林三代：金沢大学教育学部紀要 (自然科学編) **31** (1982) 1.
- 5) 杉本幹博, 林千代子：金沢大学日本海域研究所報告 **21** (1989) 47.
- 6) 東野外志男, 清水智：石川県白山自然保護センター研究報告 **14** (1987) 121.
- 7) T. Yoshida, K. Masumoto and K. Aoki : J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. **81** (1986) 406.
- 8) R. W. Le Maitre : A Classification of igneous rocks and glossary of terms. (Blackwell, 1989) p25.
- 9) H. Kuno : Bull. Volcanol. **29** (1966) 195.
- 10) A. Miyashiro : Am. J. Sci. **274** (1974) 321.
- 11) J. A. Pearce : *Continental basalts and mantle xenoliths*, eds. C. J. Hawkesworth and M. J. Norry (Shiva, 1983) p. 230.
- 12) T. Yoshida and K. Aoki : Sci. Rep., Tohoku Univ., Ser. III **16** (1984) 1.
- 13) 佐々木寧仁, 吉田武義, 青木謙一郎：核理研研究報告 **18** (1985) 175.
- 14) 佐々木寧仁, 吉田武義, 青木謙一郎：核理研研究報告 **19** (1986) 288.
- 15) 吉田武義, 渡部均, 青木謙一郎：核理研研究報告 **16** (1983) 309.
- 16) 石川賢一, 吉田武義, 青木謙一郎：核理研研究報告 **17** (1984) 330.
- 17) 中川光弘, 吉田武義, 青木謙一郎：核理研研究報告 **18** (1985) 351.
- 18) 吉田武義, 阿部智彦, 谷口政碩, 青木謙一郎：核理研研究報告 **20** (1987) 131.
- 19) 酒寄淳史, 吉田武義, 青木謙一郎：核理研研究報告 **20** (1987) 153.
- 20) 酒寄淳史, 吉田武義, 青木謙一郎：核理研研究報告 **17** (1984) 346.

- 21) 藤縄明彦, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **17** (1984) 356.
- 22) 伴雅雄, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **20** (1987) 165.
- 23) 周藤賢治 : 岩鋳 **83** (1988) 257.
- 24) 土谷信之 : 岩鋳 **83** (1988) 486.
- 25) 吉田武義, 阿部智彦, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **18** (1985) 203.
- 26) 中村洋一, 宇賀神俊彦, 石川賢一, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **22** (1989) 86.
- 27) 氏家 治 : 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集 (1993) 314.
- 28) O. Ujike : J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. **82** (1987) 245.
- 29) O. Ujike : Geochim. Cosmochim. Acta **52** (1988) 2037.
- 30) 中川光弘, 霜鳥洋, 吉田武義 : 岩鋳 **83** (1988) 9.
- 31) 林信太郎, 吉田武義, 高嶋幸生, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **24** (1991) 274.
- 32) 林信太郎 : 岩鋳 **81** (1986) 370.
- 33) 徐紅, 吉田武義, 青木謙一郎 : 核理研研究報告 **17** (1984) 402.

## IV. 加速器・測定装置

## Formation Length in Cherenkov Radiation

T. Takahashi, T. Kanai, Y. Shibata, K. Ishi, T. Ihara,  
T. Tsutaya, T. Ohsaka, M. Ikezawa, M. Oyamada<sup>†</sup>,  
T. Nakazato<sup>†</sup>, S. Urasawa<sup>†</sup>, and T. Yamakawa<sup>†</sup>

*Research Institute for Scientific Measurements, Tohoku  
University, Katahira Aoba-ku, Sendai 980, Japan*

<sup>†</sup>*Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University, Mikamine  
Taihaku-ku Sendai 982, Japan*

The role of the formation length of Cherenkov radiation is experimentally investigated. The radiation emitted from a bounded trajectory of relativistic electrons in helium gas does not show characteristics of Cherenkov radiation when the emission length ( $L$ ) is shorter than the formation length, even if the Cherenkov criterion  $\beta n > 1$  is fulfilled. A new criterion of the radiation  $\beta (n - \lambda/L) \geq 1$  is proposed on the basis of the formation length.

### § 1. Introduction

In a dielectric medium, Cherenkov radiation is emitted when the velocity of an electron  $v$  exceeds that of light  $c/n$ , i. e.,  $\beta n > 1$ , where  $n$  is the refractive index of the medium and  $\beta = v/c$ .<sup>1)</sup> The condition that  $\beta n = 1$  is called the Cherenkov threshold which is defined in a medium with an infinite length, and  $\beta n > 1$  is called the Cherenkov criterion.

When the trajectory of an electron beam in a gas is bounded by conductors, e. g. in a gas cell with metallic windows, the intensity of the Cherenkov radiation emitted from a single electron, which is expressed as the number of photons ( $P$ ) per unit wavelength ( $d\lambda$ ) and unit solid angle ( $d\Omega$ ), is given by<sup>2)</sup>

$$\frac{d^2P}{d\Omega d\lambda} = \frac{\alpha n}{\lambda} \left( \frac{L}{\lambda} \right)^2 \left( \frac{\sin X(\lambda, \theta)}{X(\lambda, \theta)} \right)^2 \sin^2 \theta \quad (1)$$

$$X(\lambda, \theta) = \frac{\pi n L}{\lambda} \left( \frac{1}{\beta n} - \cos \theta \right) \quad (2)$$



where  $\alpha$ ,  $\lambda$ ,  $L$ , and  $\theta$  are the fine structure constant, the wavelength in vacuum, the length between two boundaries, and the angle between the direction of the observation point and the trajectory of the electron. The length  $L$  is called an emission length. Equation (1) shows that the radiation intensity remains finite even below the Cherenkov threshold.

Transition radiation is also emitted when the electron passes through the boundaries. When the gas cell is evacuated, transition radiation from the metal-vacuum and vacuum-metal interfaces is observed. Under the condition that  $\beta \sim 1$  and  $\theta \ll \pi / 2$ , the intensity of transition radiation is given by the same functional form as Eq. (1) with the replacement of the refractive index  $n$  by unity.<sup>3,4)</sup> Experimental studies<sup>5,6)</sup> verified that Eq. (1) gave the correct intensity even at gas pressures below the Cherenkov threshold, and the radiation observed in vacuum was assigned to transition radiation. Thus, the intensity expressed as Eq. (1) includes that of transition radiation.

Since Eq. (1) is smoothly continuous at Cherenkov threshold, it is difficult to distinguish Cherenkov radiation from transition radiation under the condition of the small emission length  $L$ , even if the Cherenkov criterion  $\beta n > 1$  is fulfilled.<sup>7)</sup> We call the length, where Cherenkov radiation is distinguished from transition radiation, the formation length of Cherenkov radiation. When the trajectory is finite, the emission length has to be longer than the formation length in order to observe Cherenkov radiation.

The formation length of transition radiation  $L_t^{\text{TR}}$  in a gas is given by  $L_t^{\text{TR}} = \beta \lambda / |1 - \beta n|$ <sup>8)</sup> in the direction of the electron trajectory  $\theta = 0$ . When the Cherenkov criterion  $\beta n > 1$  is satisfied, we consider that  $L_t^{\text{TR}}$  itself should be defined as the formation length of Cherenkov radiation  $L_t$

$$L_t = \frac{\beta \lambda}{\beta n - 1}, \quad (3)$$

according to the following argument. Generally, it is known that any radiation is not emitted from a point but from a finite region which size is the order of the wavelength.<sup>8,9)</sup> Since Eq. (3) is rewritten as  $L_t' = \beta \lambda'$ , where  $L_t'$  and  $\lambda'$  is the formation length and the wavelength in the electron's reference frame, these express the sharpness of the emission point. Under the condition that the emission length  $L$  is shorter than the formation length  $L_t$ , the source of transition radiation is not defined as a localized point at the boundary and the

radiation seems as if it were emitted from the whole trajectory of  $L$ , so that Cherenkov radiation is not distinguishable from transition radiation. Under the condition  $L > L_f$ , transition radiation is regarded as the radiation emitted from a point at the boundary, so that it is possible to separate between "pure" transition radiation emitted from the interface and "pure" Cherenkov radiation emitted from the trajectory  $L$ .

The formation length  $L_f$  is fairly long for high-energy electrons in a gas. For example,  $L_f$  is about 35 m at the wavelength of 1 mm for 150 MeV electrons in helium gas of the atmospheric pressure, so the formation length plays a significant role at the observation of the radiation in the millimeter wavelengths.

Recently, experimental studies of the radiation emitted from a bounded trajectory in a gas were performed by some groups under the condition that  $L < L_f$ .<sup>10-13)</sup> The observed radiation were somewhat arbitrary called Cherenkov radiation<sup>10, 12, 13)</sup> according to the conventional nomenclature, or transition radiation<sup>11)</sup> according to its nature. Therefore, it is significant to determine a new criterion for the definition of Cherenkov radiation.

In this report, we investigate the effect of the formation length on Cherenkov radiation. The radiation in helium gas with various pressures through the Cherenkov threshold is observed in two cases, i. e.  $L > L_f$  in the visible and  $L < L_f$  in the far-infrared region. On the basis of the result of our experiment, we propose a new criterion of Cherenkov

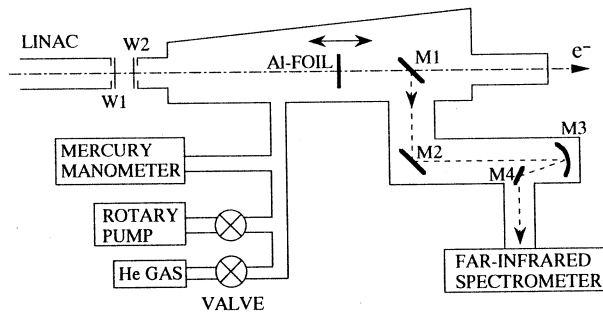


Fig. 1 The arrangement of the experiment. Keys are W 1, W 2 : titanium windows (thickness of  $20 \mu\text{m}$ ), M 1, M 2, M 4 : plane mirrors, M 3 : spherical mirror, and  $e^-$  : electron beam. The vacuum chamber is evacuated or filled with the He-gas at various pressures. The mirror M 1 and the detector are a  $15\text{-}\mu\text{m}$ -thick flat aluminum foil and a Si-bolometer in the far-infrared region, and an Al-coated silica glass with the thickness of  $0.3\text{mm}$  and a photomultiplier tube in the visible region, respectively. A grating-type spectrometer for the visible region is placed behind the exit slit of the far-infrared spectrometer.

radiation.

In the far-infrared region, the radiation from an electron beam is usually weak and its observation is difficult. Therefore, we have observed coherent radiation from electron bunches accelerated by an S-band linear accelerator. The longitudinal length of one bunch is a few millimeter and the intensity of the radiation is enhanced by a factor of the number of electrons in one bunch due to the coherence effect.<sup>4, 10, 11)</sup>

## § 2. Experimental Procedures

The arrangement of the experiment is shown in Fig. 1. Electrons were accelerated to 150 MeV by Tohoku 300 MeV Linac with the RF frequency of 2.856 GHz. The energy spread, the duration of a burst, and its repetition rate were 0.2 %, 2  $\mu$ s and 150 pulses/s, respectively. The average beam current was typically 0.5  $\mu$ A during the experiment and an average number of electrons in a bunch was  $3.6 \times 10^6$ .

The electron trajectory was bounded by an aluminum foil with the thickness of 15  $\mu$ m and by a mirror M 1. The foil was usually set to the point with the distance of 165 mm upstream from the mirror M 1. The distance was varied from 75 to 440 mm by moving the foil when the dependence of the intensity on the emission length was observed. In order to cut off the radiation emitted from a titanium window W 2, some sheets of the Eccosorb AN 72 (an absorber of the far-infrared radiation, Emerson & Cuming Co.) were located around this foil. As the mirror M 1, we used a 15- $\mu$ m-thick flat aluminum foil in the far-infrared region and replaced it with a 0.3-mm-thick aluminum evaporated silica glass in the visible region. In the wavelength range of our experiment, aluminum is regarded as the perfect conductor. The pressure of the helium gas in a chamber in Fig. 1 was controlled from 6 Pa to the atmospheric pressure (101 kPa). At the atmospheric pressure, the refractive index ( $n$ ) of the helium gas is  $n - 1 = 3.50 \times 10^{-5}$  at  $\lambda = 500$  nm and  $n - 1 = 3.47 \times 10^{-5}$  at  $\lambda = 4$  mm.<sup>14)</sup> The formation length of Cherenkov radiation  $L_f$  at the atmospheric pressure for 150 MeV electrons is  $L_f = 17.1$  mm at  $\lambda = 500$  nm and  $L_f = 139$  m at  $\lambda = 4$  mm.

The radiation was reflected by a mirror M 2, collected by a spherical mirror M 3 with an acceptance angle of 70 mrad and was led to a home-made grating-type far-infrared spectrometer.<sup>15)</sup> The far-infrared radiation was detected by a liquid-helium-cooled silicon

bolometer. When the visible radiation was observed, a grating-type spectrometer for the visible region (Shimadzu Co.) with a color glass filter was placed behind the exit slit of the far-infrared spectrometer, and a grating in the far-infrared spectrometer was replaced by a plane mirror. The visible radiation was detected by a photomultiplier tube (Hamamatsu Co. R 1508).

In the far-infrared region, the absolute sensitivity of the measuring system was calibrated by the blackbody radiation emitted from a graphite cavity at a temperature of 1200 K.<sup>15)</sup> In the visible region, a standard halogen lamp of 500 W (Ushio Co.) was used for the calibration.

### § 3. Results and Discussion

#### 3.1 Dependence of radiation intensity on pressure of gas

The relation between the intensity and the pressure of the helium gas for the emission length of 165 mm is shown in Fig. 2. The open and solid circles show the observed data for  $\lambda = 500$  nm and 4 mm, respectively. The intensity is normalized to that in vacuum. The pressure of the Cherenkov threshold  $p_{\text{thr}}$  is 16.8 kPa at  $\lambda = 500$  nm and 16.9 kPa at  $\lambda = 4$  mm.

The intensity at  $\lambda = 500$  nm rapidly increases around and above the pressure of the Cherenkov threshold. The intensity at  $\lambda = 4$  mm has no distinct change over pressures below and above the threshold, and Cherenkov radiation is not distinguishable from transition radiation. The pressure where the formation length  $L_f$  is equal to the emission length  $L$  of 165 mm is 25.6 kPa at  $\lambda = 500$  nm and 71700

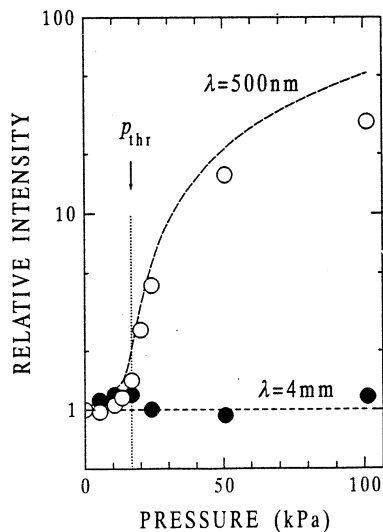


Fig. 2 The relation between the intensity and the pressure of the He-gas. The open and solid circles show the observed intensity at  $\lambda = 500$  nm and 4 mm, respectively. The dashed and broken curves show the theoretical calculations for each wavelength. The intensity is normalized to that in vacuum. The pressure of the Cherenkov threshold  $p_{\text{thr}}$  and the formation length  $L_f$  at the atmospheric pressure are 16.8 kPa, 17.1 mm at  $\lambda = 500$  nm, and 16.9 kPa, 138 m at  $\lambda = 4$  mm.



kPa at  $\lambda = 4$  mm. At the pressure range of our experiment, the effect of the formation length appears clearly at  $\lambda = 4$  mm. The dashed and broken curves show the intensity by the theoretical calculations of Eq. (1) at each wavelength. It agrees with the observed data.

### 3. 2 Dependence of radiation intensity on beam current

The relation between the intensity and the beam current is shown in Fig. 3. The solid and open circles represent the observed intensity at  $\lambda = 500$  nm at the atmospheric pressure of the helium gas and in vacuum. The solid and open triangles are those for  $\lambda = 4$  mm at respective pressures. The ordinate is given on the left-hand side for  $\lambda = 500$  nm and on the right for  $\lambda = 4$  mm.

The solid lines were fitted to the observed data by the method of least squares. The gradient of each line for  $\lambda = 500$  nm is  $1.040 \pm 0.013$  at the atmospheric pressure and  $0.955 \pm 0.036$  in vacuum. The one for  $\lambda = 4$  mm is  $2.037 \pm 0.071$  at the atmospheric pressure and  $2.182 \pm 0.110$  in vacuum. In the visible region, the intensity is proportional to the beam current. In the far-infrared region, the intensity is proportional to the square of the beam current, i. e. the square of the number of electrons in a bunch. This quadratic dependence confirmed that the observed far-infrared radiation was the coherent radiation due to the bunched electrons.<sup>11)</sup>

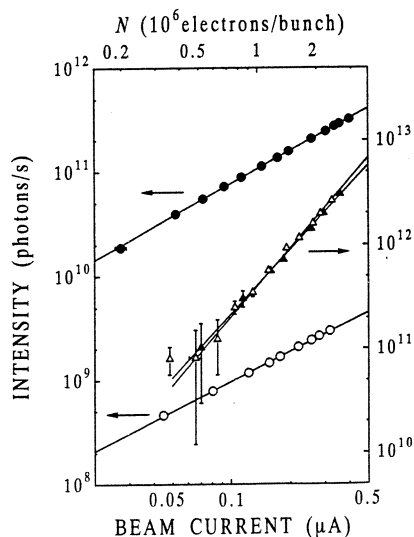


Fig. 3 The relation between the intensity and the average beam current. The number of electrons in a bunch is also shown on the upper axis instead of the beam current. The ordinate is given on the left-hand side for  $\lambda = 500$  nm and on the right for  $\lambda = 4$  mm. The solid and open circles represent the observed intensity at the atmospheric pressure in the He-gas and in vacuum at  $\lambda = 500$  nm. The solid and open triangles represent the data for  $\lambda = 4$  mm at each pressure. The solid lines were calculated by the method of least squares.

### 3. 3 Spectrum of radiation

The spectra observed at the emission length of 165 mm are shown in Fig. 4. The solid

and the broken curves represent the observed spectra at the atmospheric pressure and in vacuum, respectively. In the far-infrared region, the observed spectra at both pressures were nearly the same, and overlapped each other in this figure.

The dashed curves represent the theoretical calculations of Eq. (1) at each pressure for the geometry of the experiment. The observed intensity at the wavelength of 1 mm is enhanced by a factor of about  $4 \times 10^6$  in comparison with the calculation. Since the factor is close to the number of electrons per bunch  $3.6 \times 10^6$ , the enhancement is caused by the coherence effect due to the bunched electrons.<sup>11)</sup> In the visible region, the observed intensity at each pressure is different from the theoretical one by a factor of about 4. The reason for this discrepancy is not clear at present.

### 3. 4 Dependence of radiation intensity on emission length

Figure 5 shows the relation between the intensity and the emission length. The intensity is normalized to that of the emission length of 165 mm. The solid and open circles represent the observed data for  $\lambda = 500$  nm at the atmospheric pressure and in vacuum. The solid and open triangles represent the data for  $\lambda = 4$  mm at each pressure.

The formation length of Cherenkov radiation at the atmospheric pressure is  $L_f = 17.1$  mm for  $\lambda = 500$  nm and  $L_f = 139$  m for  $\lambda = 4$  mm. The one of transition radiation in vacuum is  $L_f^{TR} = 86.2$  mm for  $\lambda = 500$  nm and  $L_f^{TR} = 689$  m for  $\lambda = 4$  mm.

At the wavelength of 500 nm, the condition  $L > L_f$  is satisfied at the atmospheric

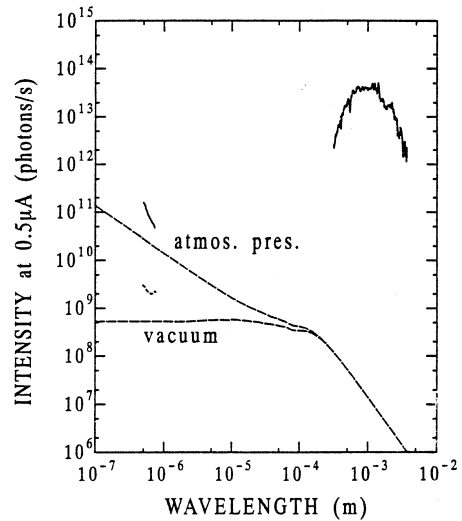


Fig. 4 The observed spectra of the radiation at the emission length of 165 mm. The intensity is shown in units of the photon numbers per second and per band width of 1 % and normalized at the beam current of 0.5  $\mu$  A. The solid and the broken curves show the observed spectra at the atmospheric pressure of the He-gas and in vacuum, respectively. The dashed curves show the theoretical calculations at each pressure.

pressure and the intensity is proportional to the emission length. This proportionality is the characteristic of Cherenkov radiation without boundaries, i. e. in the free space.<sup>1)</sup> In vacuum, the condition  $L > L_f^{TR}$  is satisfied and the intensity is independent of the emission length, which is the characteristic of transition radiation. The dashed curves show the theoretical calculations at both pressures and agree with the observed data.

At the wavelength of 4 mm, the condition  $L \ll L_f$  at the atmospheric pressure and  $L \ll L_f^{TR}$  in vacuum are satisfied. Equation (1) shows that the intensity at each pressure is proportional to the square of the emission length under these conditions.<sup>4)</sup> The dotted curve is theoretical data calculated for  $\lambda = 4$  mm at each pressure and is overlapped each other in this figure. The observed data at both pressures are nearly the same, and the relative intensity is roughly proportional to the square of the emission length.

### 3. 5 New criterion of Cherenkov radiation

Our experiment proves that the emission length has to be longer than the formation length in order to observe Cherenkov radiation. In other words, the Cherenkov threshold  $\beta n = 1$  has not a practical meaning for high-energy electrons in a gas in the far-infrared region. Therefore, on the basis of the role of the formation length, we propose the new criterion of Cherenkov radiation as the condition  $L \geq L_f$ . Using Eq. (3), we obtain

$$\beta(n - \lambda/L) \geq 1, \quad (4)$$

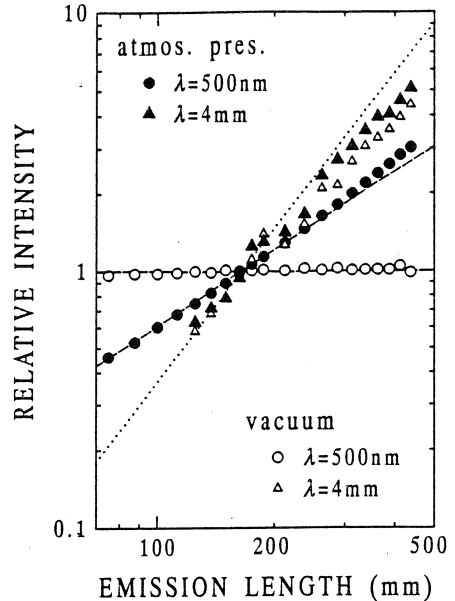


Fig. 5 The relation between the intensity and the emission length. The intensity is normalized to that at the emission length of 165 mm. The solid and open circles represent the observed intensity at the atmospheric pressure in the He-gas and in vacuum at  $\lambda = 500$  nm. The solid and open triangles represent the data for  $\lambda = 4$  mm at each pressure. The dashed and dotted curves were theoretical calculations at  $\lambda = 500$  nm and  $\lambda = 4$  mm.

instead of the Cherenkov criterion  $\beta n > 1$ .

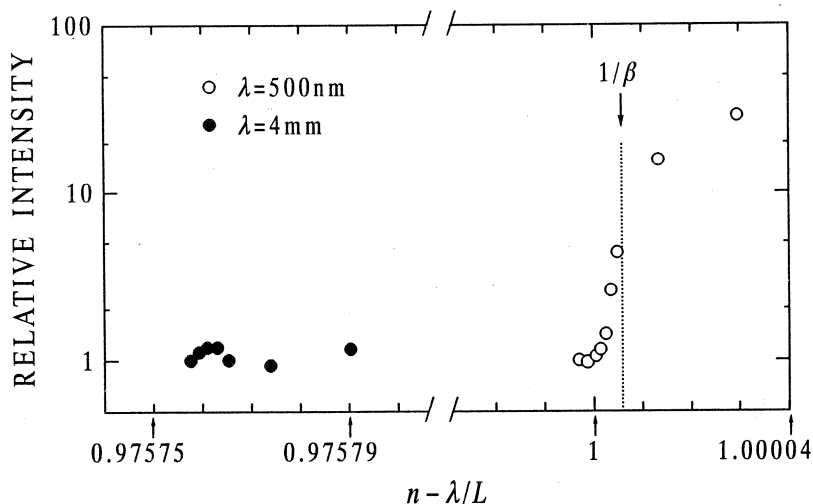


Fig. 6 The radiation intensity plotted as a function of  $n - \lambda/L$  instead of the pressure in Fig. 2. The open and solid circles show the data for  $\lambda = 500 \text{ nm}$  and  $4 \text{ mm}$ , respectively.

The criterion (4) is rewritten as  $n - \lambda/L \geq 1/\beta$ . Figure 6 shows the observed intensity plotted as a function of  $n - \lambda/L$  instead of the pressure in Fig. 2. The ordinate is the ratio of the intensity to that in vacuum, i. e. transition radiation. The open and solid circles show the observed data for  $\lambda = 500 \text{ nm}$  and  $4 \text{ mm}$ , respectively. Cherenkov radiation at the new threshold has 5 times as magnitude of the intensity as that of transition radiation in vacuum. The data for  $\lambda = 4 \text{ mm}$  are far below the new threshold.

The criterion (4) is the same as the Zrelovs' criterion derived from their results of the numerical calculation.<sup>16)</sup> Their derivation is on the basis of their consideration that the intensity of Cherenkov radiation is proportional to the emission length.

### Acknowledgments

We thank the staff at the Laboratory of Nuclear Science for their technical support and assistance. We also express our gratitude to Professor Y. Kondo for his kind interest. This work was partially supported by a Grant-in-Aid for Scientific Research from the Ministry of Education, Science and Culture of Japan.

**References**

- 1) I. E. Tamm and I. M. Frank: Dok. Akad. Nauk SSSR, **14** (1937) 107.
- 2) I. E. Tamm: J. Phys. (Moscow) **1** (1939) 439.
- 3) L. Wartski *et al.*: J. Appl. Phys. **46** (1975) 3644.
- 4) Y. Shibata *et al.*: Phys. Rev. A **45** (1992) R8340.
- 5) D. K. Aitken *et al.*: Proc. Phys. Soc. **82** (1963) 710.
- 6) A. Bodek, *et al.*: Z. Phys. C **18** (1983) 289.
- 7) J. D. Lawson: Phil. Mag. **45** (1954) 748
- 8) V. L. Ginzburg and V. N. Tsytovich: *Transition Radiation and Transition Scattering*, (Adam Hilger, New York, 1990), Sec. 2 . 4 .
- 9) L. D. Landau and E. M. Lifshits: *The Classical Theory of Fields*, (Pergamon Press, Oxford, 1975), Sec. 58.
- 10) Y. Shibata *et al.*: Phys. Rev. A **44** (1991) R 3449.
- 11) U. Happek *et al.*: Phys. Rev. Lett. **67** (1991)2962.
- 12) J. R. Neighbours *et al.*: Phys. Rev. A **29** (1984) 3246.
- 13) J. Ohkuma *et al.*: Phy. Rev. lett. **66** (1991) 1967.
- 14) K. L. Bell and A. E. Kingston: Proc. Phys. Soc., London **90** (1967) 901.
- 15) K. Ishi *et al.*: Phys. Rev. A **43** (1991) 5597.
- 16) V. P. Zrelov, *et al.*: Nucl. Instrum. Methods **215** (1983) 141.

## 多層薄膜による共鳴遷移放射の単色化

京大工学部, 核理研\*

田中隆次・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

遷移放射とは、荷電粒子が、誘電率の異なる2つの媒質の境界を透過するときに、電磁波を放射する現象である。遷移放射では、シンクロトロン放射などと比べて、比較的低エネルギー(数10MeV)の電子でX線を発生させることができるため、X線源としての期待が高まっている。

遷移放射をX線源用いる場合、Be, Al, Mylarなどの薄膜を真空中に多数並べ、各境界から発生するX線の共鳴を起こさせることにより、強度を増大させることができる。これを共鳴遷移放射と呼ぶ。これまで行われてきた遷移放射の実験<sup>1-4)</sup>においては、薄膜の表と裏の境界から発生するX線の共鳴だけが論じられ、全ての境界における共鳴は考慮されなかったが、全共鳴条件をうまく調整すると、X線強度が増加するだけでなく、あるエネルギーで単色化されることが計算によりわかった。これを実験で確かめることが本研究の目的である。今回の実験では、遷移放射X線を検出することを主たる目的とした。

### § 2. 計 算

媒質1と媒質2の境界を電子が透過するときに発生するX線領域の遷移放射光の強度を表す式は次のようになる。<sup>5)</sup>

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

ここで、 $Z_{1,2}$ は媒質の formation length であって、次式で与えられる。

$$Z_{1,2} = \frac{4c\beta}{\omega [\gamma^{-2} + (\omega_{1,2}/\omega)^2 + \theta^2]} \quad (2)$$

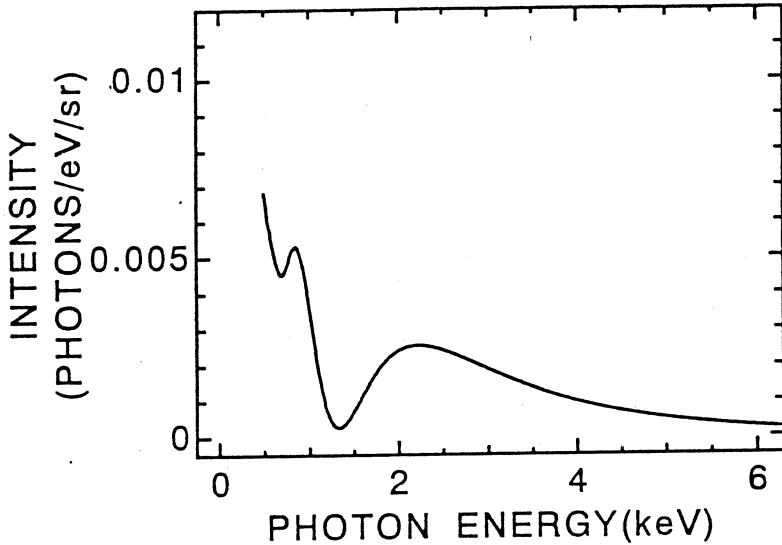
また、 $\alpha$ は微細構造定数、 $\omega$ は光子の振動数、 $\theta$ は電子の進行方向と遷移放射X線の進行方向のなす角、 $c$ は光速、 $\omega_{1,2}$ は各媒質のプラズマ振動数、 $\beta$ は電子の速さと光速との比、 $\gamma$

はローレンツ因子である。厚さ  $l_1$  の媒質 1 が媒質 2 中に、間隔  $l_2$  で  $N$  枚並んでいるようなときには、遷移放射強度を表す式は次のようになる。<sup>5)</sup>

$$\frac{d^2 N}{d\Omega dw} = \frac{d^2 N_0}{d\Omega dw} \left( 1 + e^{-\sigma} - 2e^{-\sigma/2} \cos \frac{2l_1}{Z_1} \right) \times \frac{1 + e^{-N\sigma} - 2e^{-N\sigma/2} \cos \frac{2NX}{Z_1}}{1 + e^{-\sigma} - 2e^{-\sigma/2} \cos \frac{2X}{Z_1}} \quad (3)$$

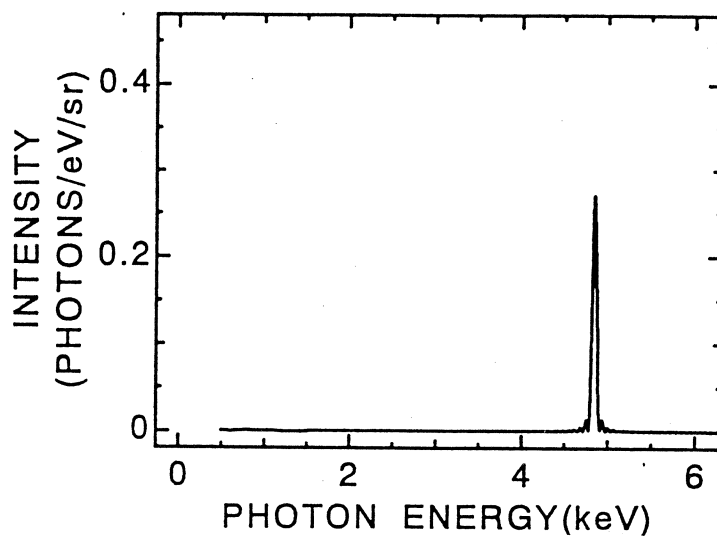
ここで、 $\sigma = \mu_1 l_1 + \mu_2 l_2$ 、 $X = l_1/Z_1 + l_2/Z_2$  であって、 $\mu_{1,2}$  は各媒質の X 線吸収係数である。

第 1 図に、厚さ  $5 \mu\text{m}$  の Mylar 薄膜を真空中に 1 枚設置し、 $100\text{MeV}$  のエネルギーの電子を照射したとき、 $2 \text{ mrad}$  の角度に放射される遷移放射のスペクトルを計算したものを示す。

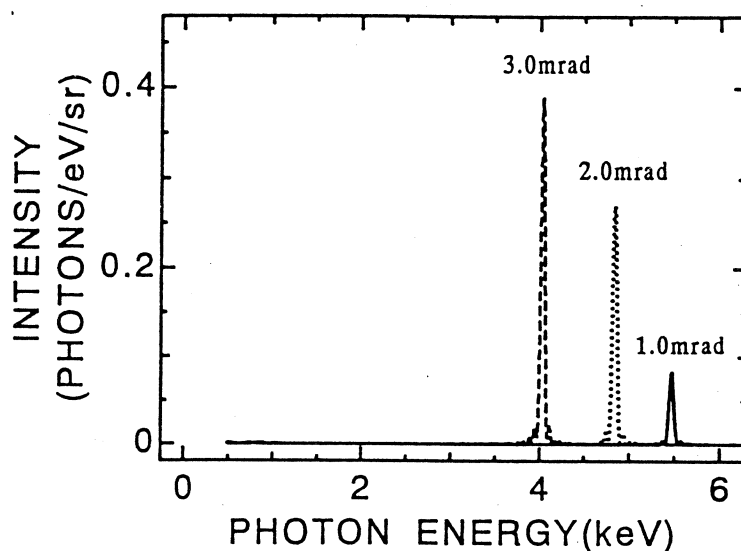


第 1 図 1 枚の Mylar 薄膜から発生する遷移放射スペクトル。

このように、1 枚の薄膜から放射される遷移放射のエネルギーは広く分布したものとなる。次に、 $N = 10$ 、 $l_2 = 25 \mu\text{m}$  として計算すると、エネルギースペクトルは第 2 図のようになる。このように、共鳴条件をうまく調整すれば、あるエネルギーのところで単色化されることがわかる。さらに、角度  $\theta$  を変化させることにより、得られる X 線のエネルギーも変化する（すなわち波長可変）ことが第 3 図からわかる。これは、角度  $\theta$  を  $1 \text{ mrad}$  から  $3 \text{ mrad}$  まで変化させ、スペクトルを計算したものである。単色化されるエネルギーが  $5.5\text{keV} \sim 4.0\text{keV}$  まで変化しているのがわかる。



第2図 単色化された遷移放射スペクトル。

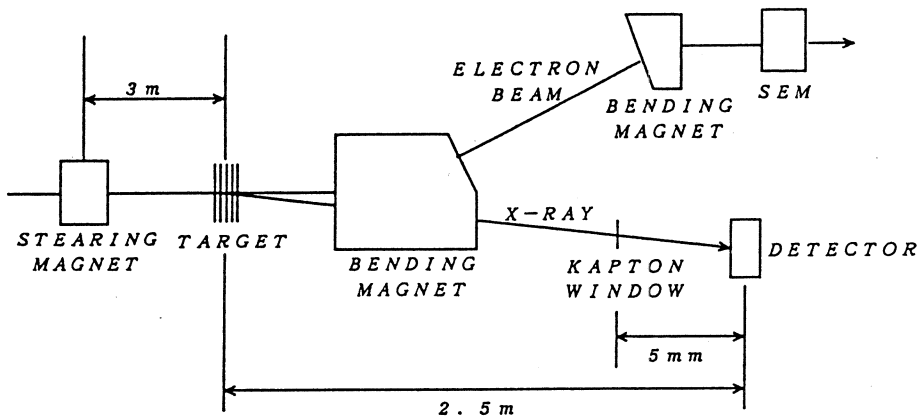


第3図 共鳴遷移放射の波長可変性。

### § 3. 実験方法

実験配置を第4図に示す。ストレッチャーから得られる130MeV 直流電子ビームをターゲットに照射した後、偏向磁石で取り除く。一方、ターゲットから発生するX線は取り出し窓(カプトン:厚さ $7.5\mu\text{m}$ )を透過し、空气中に設置されたX線検出器に入射する。検出器としては比例計数管を用いた。管壁の材質は真鍮、芯線はタングステンに金メッキしたものであ





第4図 実験配置。

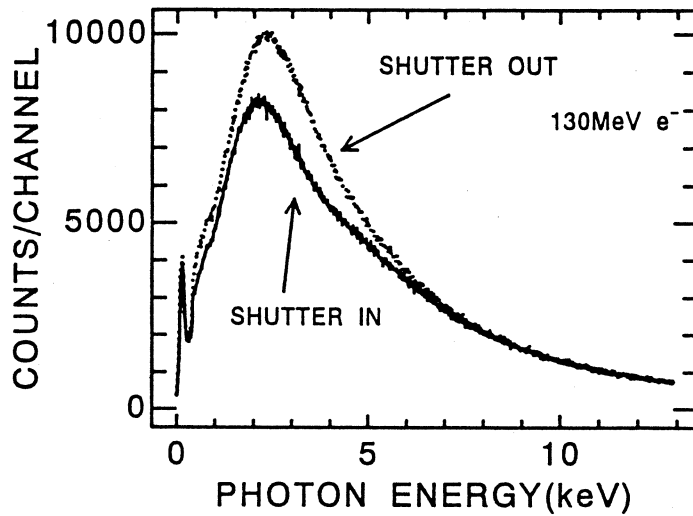
て、径は $30\mu\text{m}$ である。また、ターゲットとの距離は $2.5\text{m}$ であって、検出器の入射窓の直径は $2\text{mm}$ であるから、検出する立体角は $1.26\times 10^{-6}\text{sr}$ となる。電離ガスはPR10ガス（Ar90%， $\text{CH}_4$ 10%）であり、1気圧で用いる。ターゲットとしては $6\mu\text{m}$ のMylarを $100\mu\text{m}$ の間隔で10枚並べたものを用いた。バックグラウンドは、ターゲット下流に、遷移放射は吸収するが、エネルギーの高い制動放射は透過するようなシャッター（BeO：約 $0.5\text{mm}$ 厚+Al：約 $0.2\text{mm}$ 厚）を取り付け、シャッターを閉じて測定した。

#### § 4. 結果と考察

シャッターを開閉して測定したスペクトルを第5図に示す。ビームエネルギーは $130\text{MeV}$ 、ビームサイズはターゲット上で $5\text{mm}\times 7\text{mm}$ 、ターゲットから検出器までの距離は $2.5\text{m}$ 、検出立体角は $1.26\times 10^{-6}\text{sr}$ である。また、ビーム電流を $1\text{nA}$ として測定しようとしたが、バックグラウンドが極めて高く、Dead Timeが80%を超えてしまい、正確な測定ができなかったため、カレントをできる限り落として測定した。このため、電子電流の正確な値はわからないが、おおよそ $50\text{pA}$ である。

得られたバックグラウンドは、予想されたものよりかなり高くなってしまっているが、この原因として以下のようなことが考えられる。

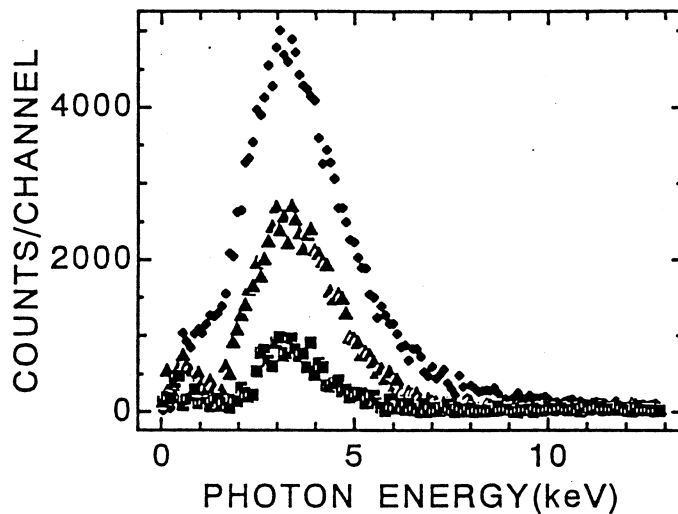
まず、電子がMylar薄膜を透過するときに、制動放射により高エネルギーの $\gamma$ 線を放出するが、これがフランジや検出器の真鍮と相互作用を起こし、電子対生成により生じる電子が検出器のガスを電離することによると考えられる。実際、電子のエネルギーを仮に $50\text{MeV}$ とすると、比例計数管ガス中の電子のエネルギー損失は約 $3\text{keV/cm}$ となり、比例計数管の直



第5図 得られたスペクトル。

径は20mm であるから計数管内における電子のエネルギー損失量は約6 keV となり、測定している X 線のエネルギーとはほぼ等しいことになる。

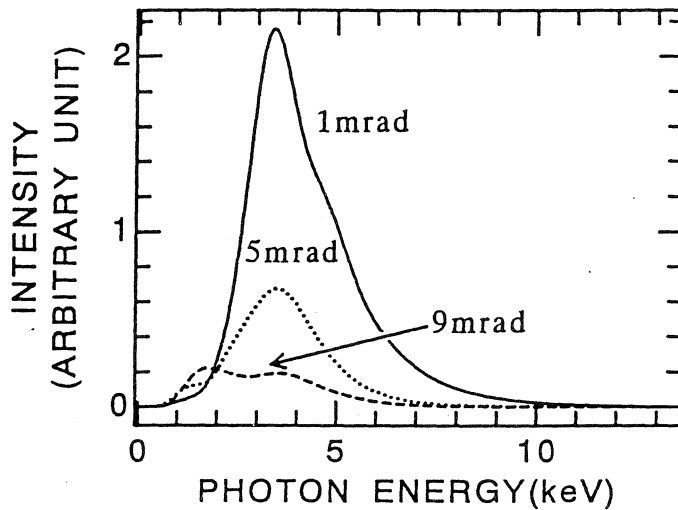
遷移放射スペクトルはシャッター開閉による2つのデータの差を取ることによって得られる。これ以後のスペクトルは全て差を取ったものである。ステアリング磁石でビームを振ることによって遷移放射エネルギースペクトルの角度依存を調べた。これを第6図に示す。ただし、電



第6図 遷移スペクトルの相対的な角度依存. ▲はビームを左右方向に振らないもの, ●は左に5 mm 振ったもの, ■は右に5 mm 振ったものである. ビームを左に振るほど角度  $\theta$  は小さくなる。

子ビームの軌道が測定できず、放射角度の絶対値を決めることができなかつたため、相対的な角度依存である。ビームを振った範囲はターゲット上で左右に5 mmであつて、角度的には8 mradである。

第7図に角度 $\theta$ を1 mradから9 mradまでとり(3)を用いて計算した結果を示す。計算には、カプトン窓による吸収(2 keVで31%, 5 keVで3%), 空気による吸収(2 keVで26%, 5 keVで2%), 検出器の検出効率(2 keVで83%, 5 keVで72%), 分解能(5.9 keVで18%), ビームサイズ(5 mm $\times$ 7 mm)などを含めてある。相対的な角度分布において、実験値と理論値はよく一致しているが、このようにエネルギースペクトルが単色化されていない理由として、ビームサイズが大きかつたこと、及び検出器の立体角が大きかつたことなどが挙げられる。従つて、これからの実験では、検出立体角を小さくするためにターゲットと検出器の距離を大きくしたり、ビームサイズを小さく作るなどといった改良が必要である。



第7図  $\theta$ を1 mradから9 mradまで変化させ、スペクトルを計算したもの。実験値と同じ傾向が見られる。

## § 5. ま と め

Mylarの多層薄膜に電子を照射し、遷移放射X線を検出した。主に制動放射により発生する高エネルギー $\gamma$ 線に起因するバックグラウンドが高かつたため shutterを開閉し、そのスペクトルの差を取るにより遷移放射スペクトルを測定した。また、ビームを振ることにより、相対的な角度依存を調べた。これらは、理論値とよく一致している。

## 参 考 文 献

- 1) A. N. Chu *et al.*: Rev. Sci. Instr. **51** (1980) 597.
- 2) M. A. Piestrup *et al.*: IEEE J. Quant. Electron. **QE-19** (1983) 1771.
- 3) P. J. Ebert *et al.*: Phys. Rev. Lett. **54** (1985) 893.
- 4) B. A. Dahlig *et al.*: Phys. Rev. **A32** (1985) 917.
- 5) M. L. Cherry *et al.*: Phys. Rev. **D10** (1974) 3594.

## Large Volume NE213 Neutron Detector

S. Ito, O. Konno, M. Takeya, T. Terasawa, K. Maeda<sup>†</sup>,  
T. Suda<sup>†</sup>, and T. Fukuda<sup>††</sup>

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

<sup>†</sup> *Department of Physics, Tohoku University, Sendai 980, Japan.*

<sup>††</sup> *Institute for Nuclear Study, University of Tokyo,  
Tanashi, Tokyo 188, Japan*

A large volume liquid scintillator (13.3  $\ell$  of NE213) neutron detector, which is made of a long cylindrical aluminum tube with a mirror reflector inside, has been developed for ( $\gamma$ , n) experiments by using time of flight technique for relatively short flight path of several meters. Good n- $\gamma$  separation and time resolution of 0.7 nsec (FWHM) were obtained. The neutron detection efficiency in the energy range 15–33 MeV for the detection threshold of 4–10 MeV electron equivalent energy was determined.

### § 1. Introduction

We have developed a Large volume Neutron Detector (LAND)<sup>1)</sup> for measurements of ( $\gamma_{\text{tagged}}$ , n) reactions on  $^{13}\text{C}$  and  $^{nat}\text{Fe}$  above the giant dipole resonance region. In these experiments, it is expected to be low counting rate of several events per hour for true neutrons, in  $10^3$  times large amounts of  $\gamma$ -rays background. Hence it was required to develop a large volume NE213 liquid scintillation detector, which enable us to separate neutron events from  $\gamma$ -ray events by the Pulse Shape Discrimination (PSD) method<sup>2)</sup>, and to measure neutron energies by using Time of Flight (TOF) technique with high efficiency. LAND was designed to satisfy the following : (1) efficient light collection capability to provide good n- $\gamma$  separation and time resolution and (2) easy fabrication and handling and low cost. In this report, we describe the design and fabrication, the performance as a neutron detector and the neutron detection efficiency of LAND.

## § 2. Design and fabrication of LAND

A schematic drawing of LAND is shown in Fig. 1. The scintillator container is made of a thin walled (3 mm) cylindrical aluminum tube of 1000 mm long and 130 mm  $\phi$  in diameter. The sensitive volume of scintillator is 13.3  $\ell$ . The detector is designed to detect neutrons entering perpendicular to its cylinder axis. The diameter is determined so as to compromise the high efficiency and the energy resolution due the flight path difference in the detector. The expected resolution will be less than 1.3 MeV for  $E_n=15$  MeV when the detector is set at 2.5 m from the neutron source. A mean timing method employing signals from both photomultipliers is applied to compensate the position dependence along the detector axis.

The selection of the reflector is important to obtain efficient light collection, which affects the performance of the PSD and the time resolution. The computer code GUIDE 7<sup>3)</sup> was used to simulate the light propagation in the detector to search the best condition of the reflector. One of the best solution in this configuration is a mirror reflector whose reflection factor must be more than 80%. The light attenuation in the empty container for several reflector materials was measured in the following manner. A glass ball ( $\sim 1.5$  cm  $\phi$ ) was filled with NE213, and a  $^{60}\text{Co}$  source was attached to the outside of this ball. This assembly was then moved along the cylindrical axis of the empty container, and the light response for the scintillation out of NE213 was measured as a function of position. The light attenuation in the cylindrical container was well reproduced by the simulation with GUIDE 7. The reflector is also required to be xylen proof since xylen is main solvent of NE213. The aluminized-plastic film, TS-100 (Toyo Metalizing Corporation, 100  $\mu$  m thick), was selected from 29 materials by measuring their

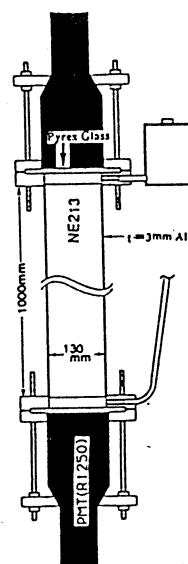


Fig. 1. Schematic drawing of the LAND. The aluminum container with a mirror reflector inside is filled with 13.3  $\ell$  of NE213 liquid scintillator. Two HAMAMATSU R1250 photomultipliers are coupled to both the top and bottom faces of Pylex glass plates of 10 mm. The detector is placed vertically and detects neutrons entering perpendicular to the detector axis.

reflectivity for the wave length between 200 nm and 800 nm and testing their stability in NE213 for several months. The reflection factor of TS-100 is more than 90% for the wave length from 300 nm to 800 nm.

TS-100 is attached inside the container. The container is filled with the NE213 liquid scintillator through thin aluminum tube 12 mm  $\phi$  connected at its bottom of it. An expansion reservoir is placed at its top end. After filling, NE213 can be de-oxygenated by bubbling dry argon through LAND. Argon is blown through the Teflon tube of 5 mm  $\phi$  which is inserted into the aluminum tube, and released from the hole of the reservoir. When the bubbling process has finished, the reservoir and the tube are sealed up. The use of argon, which is heavier than the air and stored in the reservoir, enables the de-oxygenation procedure in the atmosphere. Two photomultipliers HAMAMATSU R1250 view inside from the both ends of container through Pylex glass plates of 10 mm in thickness.

### § 3. Performances of LAND

The light attenuation length in LAND was measured with a  $^{60}\text{Co}$  source. The source was collimated and moved along the cylinder axis of LAND. The light attenuation length of 100 cm was obtained, analyzing the pulse height dependence on the distance between the  $\gamma$ -source and the photomultiplier. The position resolution was also investigated by using collimated  $^{60}\text{Co}$  source and muons in cosmic rays as  $\Delta x \leq 10$  cm full width at half maximum (FWHM). The time resolution of LAND with constant fraction discrimination (CFD) method was obtained to be  $\Delta t \equiv \frac{1}{2} \Delta (t_{\text{up}} + t_{\text{down}}) \leq 0.7$  ns (FWHM), where  $t_{\text{up}}$  and  $t_{\text{down}}$  are time signals of two photomultipliers of LAND. These values include the contribution from spreading of collimated  $\gamma$ -rays and the intrinsic resolution of  $t_{\text{up}}$  and  $t_{\text{down}}$ . The effective velocity ( $v_{\text{eff}}$ ) of light propagation in LAND including reflections was determined to be  $v_{\text{eff}} = 15.7$  cm/ns.

The overall performance of LAND was demonstrated with the results in the experiments of ( $\gamma$ , n) reactions on  $^{13}\text{C}$  and  $^{56}\text{Fe}$ . Mono-energetic photon beam from the tagged photon facilities of Laboratory of Nuclear Science, Tohoku University<sup>4)</sup> was used. A two-dimensional spectrum of the n- $\gamma$  separation for  $^{13}\text{C} + \gamma_{\text{tagged}}$  at  $\theta = 125^\circ$  is shown in Fig. 2, which is time distribution of the PSD module (CANBERRA2160A) for the upside

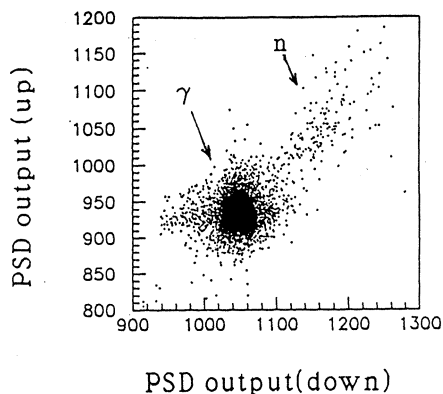


Fig. 2. Two-dimensional spectrum of the  $n$ - $\gamma$  separation following  $^{13}\text{C} + \gamma_{\text{tagged}}$  reactions at  $\theta = 125^\circ$ . The vertical and horizontal axes show the timing distribution of the PSD module (CANBERRA 2160A) for the upside and photomultipliers, respectively.

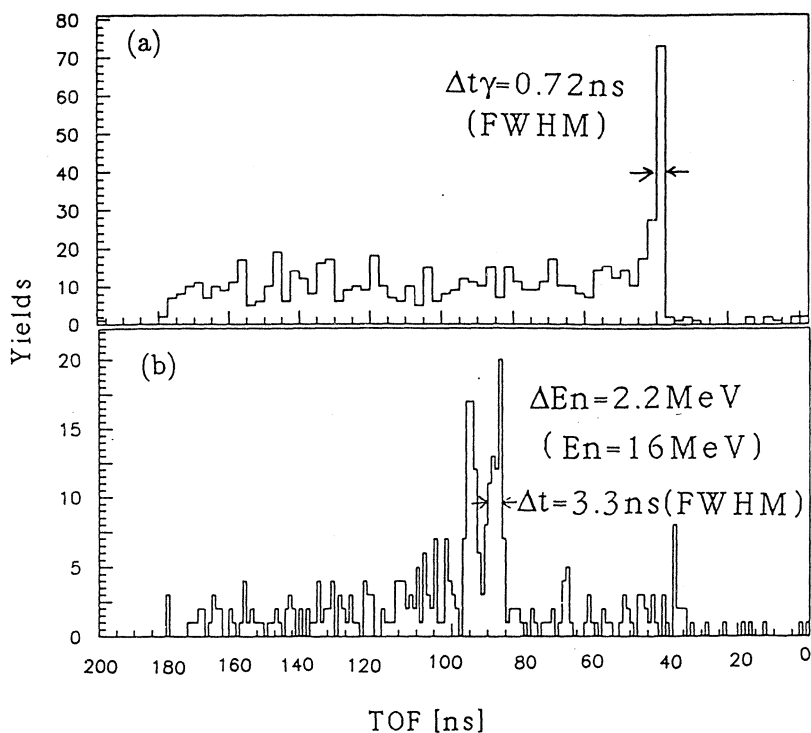


Fig. 3. (a) Time of flight spectrum following  $^{13}\text{C} + \gamma_{\text{tagged}}$  reactions at  $\theta = 125^\circ$ . The prominent peak corresponds to prompt  $\gamma$ -ray events. (b) Time of flight spectrum of neutrons from  $^{13}\text{C} (\gamma, n)$  reactions at  $\theta_n = 125^\circ$  and  $E_\gamma = 22.0 \pm 0.9 \text{ MeV}$ . A width of 3.3 ns equal to 2.2 MeV (FWHM) was obtained for the ground state transition ( $E_n = 16.0 \text{ MeV}$ ). (b) is obtained from (a) by the pulse shape discrimination.



photomultiplier versus that for the downside photomultiplier. The resolution of the detector system was investigated with measuring prompt  $\gamma$ -rays as well as neutrons by LAND in coincidence with recoil electrons detected by tagging hodoscopes. The mean time between upside and downside photomultipliers ( $t = \frac{1}{2} (t_{\text{up}} + t_{\text{down}})$ ) distribution for all events and for neutrons selected by PSD method are shown in Fig. 3 (a) and (b), respectively. The time resolution for  $\gamma$ -rays was 0.72 ns (FWHM), which consisted of the flight path difference and the time resolution of the detector system. The obtained FWHM for neutrons of the ground state transition corresponding to  $E_n = 16$  MeV for  $E_\gamma = 22$  MeV is 3.3 ns, which is equal to the energy resolution of 2.2 MeV and explained by contributions as above and the energy spread of tagged photons of 1.8 MeV.

#### § 4. Neutron detection efficiency

The detection efficiency of LAND for neutrons were measured at the TOF facilities of the Cyclotron Laboratory, Tohoku University. Mono-energetic neutrons ( $E_n = 33.2, 33.4$  MeV) were provided from the (p, n) reactions at  $E_p = 35$  MeV and  $\theta_n = 0^\circ$  with

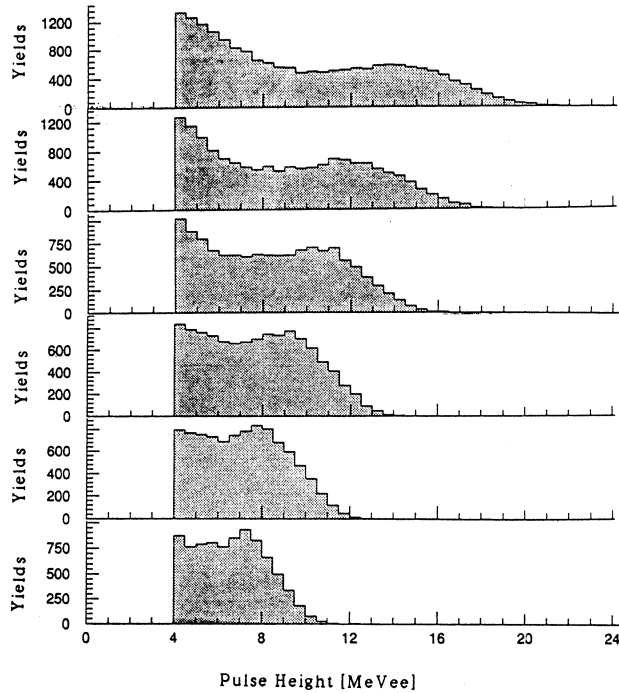


Fig. 4. Response functions of LAND for neutrons of  $E_n = 17, 19, 21, 24$  and  $27$  MeV.

the  ${}^7\text{Li}$  ( $10\text{ mg/cm}^2$ ) and the thin  ${}^9\text{Be}$  ( $22\text{ mg/cm}^2$ ) targets. The continuous energy neutrons ( $E_n \leq 33.4\text{ MeV}$ ) were with the thick  ${}^9\text{Be}$  ( $1.8\text{ g/cm}^2$ ) target. The absolute detection efficiency for neutron of LAND was determined by normalizing to a reference detector,  $50 \times 10 \times 5\text{ cm}^3$ , whose response function and detection efficiency of the reference detector have been well determined<sup>4)</sup>. The LAND and the reference detector were used simultaneously at 21.9 m and 43.2 m from the target position, respectively.

Neutron events for each neutron energy bin were selected by means of the PSD and TOF methods. Obtained response functions are shown in Fig. 4, where abscissa is the quantity of light output expressed in MeV electron equivalent (MeVee) energy. The absolute neutron detection efficiency for LAND was determined by comparing its spectra with those for the reference detector. The neutron efficiency of LAND as the function of neutron energy for thresholds of 4, 6, 8 and 10 MeVee, corresponding to the recoil proton energy of 8, 11, 14 and 16 MeV, is shown in Fig. 5.

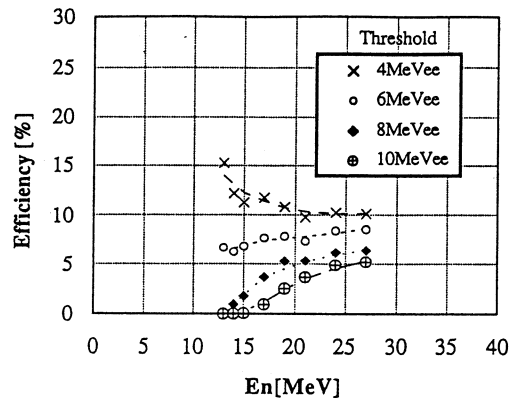


Fig. 5. Absolute detection efficiency as the function of neutron energy for thresholds of 4, 6, 8 and 10 MeVee.

## § 5. Summary

In summary, we have developed a large volume NE213 liquid neutron detector, which is made of a long cylindrical aluminum tube ( $130\text{ mm } \phi \times 1,000\text{ mm}$ ,  $13.3\text{ } \ell$ ) with a mirror reflector inside. Basic properties of LAND were investigated with the  $\gamma$  source and cosmic rays. Overall performance of LAND concerning the time resolution and n- $\gamma$  separation under a large amounts of  $\gamma$ -rays background, was demonstrated in the experiments of ( $\gamma$ , n) reactions. The neutron detection efficiency of LAND was determined by using neutron beam.

## References

- 1) S. Ito *et al.*: Res. Rep. Lab. Nucl. Sci., Tohoku Univ. **25** (1992) 115.

- 2) S. D. Schery *et al.*: Nucl. Instr. and Meth. **147** (1977) 399, and references therein.
- 3) T. Massam: CERN 76-21, Experimental Physics Division, 10 December 197.
- 4) T. Terasawa *et al.*: Nucl. Instr. and Meth. **A248** (1986) 429.
- 5) H. Orihara *et al.*: Nucl. Instr. and Meth. **A257** (1987) 189.

## Development of $\Delta E$ Silicon-Strip Detector for Photon Induced Experiments

M. Takeya<sup>1</sup>, H. Itoh, S. Ito, O. Konno, T. Terasawa, H. Yamazaki<sup>2</sup>,  
K. Maeda<sup>†</sup>, T. Suda<sup>†</sup>, and K. Maruyama<sup>‡</sup>

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

<sup>†</sup>*Department of Physics, Tohoku University, Sendai 980, Japan.*

<sup>‡</sup>*Institute for Nuclear Study, University of Tokyo, Tanashi 188, Japan.*

We have developed a  $\Delta E$  type Silicon Strip Detector (SSD- $\Delta E$ ) for charged particle measurements in photon induced experiments. The SSD- $\Delta E$  can be used as a large area E +  $\Delta E$  counter telescope system to obtain information on particle identification with much higher performance than that of a plastic scintillation counter. It is also anticipated to be used for a tracking device of charged particles. When an experiment is carried out by using a secondary beam such as tagged photons, the beam spot size is usually large ( $> 2$  cm) compared with the detector acceptance. Therefore a trajectory traceable  $\Delta E$  counter for such experiments is useful to improve the energy and the angular resolution of the emitted charged particles.

The SSD- $\Delta E$  presently used was manufactured by HAMAMATSU Photonics K. K. (S2461). The specifications of the SSD are listed in Table 1. The sensitive area ( $2304 \text{ mm}^2$ ) of the SSD is segmented into 48 strips of 0.9 mm wide and 48.0 mm long. It was mounted on

Table 1. Specification of the silicon strip detector S 2461 (HAMAMATSU).

Sensitive Area	$48 \times 48 \text{ mm}^2$	Leakage Current	20nA (max.)
Strip Pitch	1.0mm	Breakdown Voltage	100V (min.)
Number of Strips	48	Strip Capacitance	40pF
Strip Length	48.0mm	Full Depletion Voltage	60V
Strip Width	0.9mm	Wafer Thickness	0.25mm

<sup>1</sup> Present address : Alps Electric Co., Ltd

<sup>2</sup> Present address : Research Center for Nuclear Physics, Osaka University

a glass-epoxy board which was designed for installation at the closest position to the beam line [1]. Each strip of the SSD and the electrode of the mounting board was connected by a thin gold wire bonding. The readout electronics consists of 48 independent amplifiers. One unit of the amplifier circuit is shown in Fig. 1. The signal from the SSD- $\Delta E$  is firstly proc-

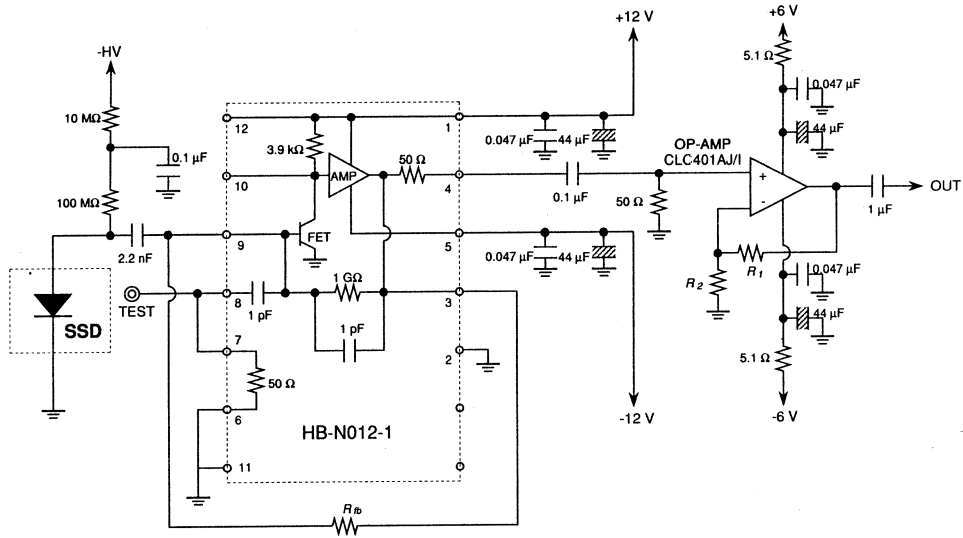


Fig. 1. Circuit diagram of the SSD amplifier. The charge sensitive preamplifier and main amplifier are composed of the hybrid IC N012-1 and operational amplifier CLC401AJ/I, respectively. The  $R_{fb} = 150 \text{ k}\Omega$  was chosen to set the time constant to  $\tau = 150 \text{ nsec}$ . The OP-amp. gain of  $(R_1 + R_2)/R_1$  were determined with  $R_1 = 1 \text{ k}\Omega$  and  $R_2 = 20 \text{ k}\Omega$ . Six channels of the PA and MA units are assembled on a board. A charge sensitive hybrid IC N012-1 (Hoshin Densi K. K.), which is indicated with dotted lines in Fig. 1, is used for a core unit of the PA. The time constant ( $\tau$ ) of the output pulse from the PA was determined as  $\tau \sim 180 \text{ nsec}$  by selecting the feed-back resistance of  $R_{fb} = 150 \text{ k}\Omega$ , in order to preserve the signal linearity under the high rate condition. The output signal from the PA is amplified and shaped by a main amplifier (MA) installed on the same board. The OP-amplifier (COMLIN-CLC401AJ/I), which provided an amplification with less deformation of the PA output, was used for a main device of the MA. The gain of the MA  $((R_1 + R_2)/R_1)$  was determined by selecting resistances of  $R_1 = 1 \text{ k}\Omega$  and  $R_2 = 20 \text{ k}\Omega$ . Six amplifier units (PA and MA) were assembled on the same circuit board, and eight board units were packed together in an aluminum housing of  $7.4 \text{ cm} \times 7.4 \text{ cm} \times 28.5 \text{ cm}$ . The SSD and the readout electronics were connected with shielded flat cable. The output signal from the amplifier unit was transported to the electronics-hut

by twisted pair lines without any detectable cross talk. The specification of the SSD-amplifier system is tabulated in Table 2.

Table 2. Overall performance of the silicon strip detector system consisted of SSD and amplifier.

Minimum Ionization to Noise Ratio	$\sim 3.5$
Gain	$\sim 10 \text{ mV/FC}$
Pulse Rise Time	$\sim 150 \text{ nsec}$
Pulse Decay Time	$\sim 300 \text{ nsec}$

Performances of the SSD- $\Delta E$  as an energy loss counter have been tested at the Electron Synchrotron laboratory of Institute for Nuclear Study (INSES), University of Tokyo. The pulse height distribution of the SSD- $\Delta E$  for the 1 GeV electrons are shown in Fig. 2. The

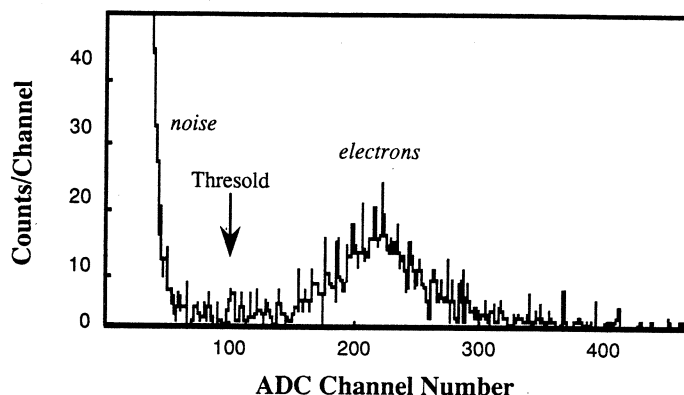


Fig. 2. ADC pulse height distribution of the SSD for the electron beam Energy loss of the electron which is minimum ionizing is 90 keV (FWHM). The pedestal corresponding to the electrical noise is 18 keV (FWHM).

width of the pedestal corresponding to the noise was  $\sim 18 \text{ keV}$  Full Width Half Maximum (FWHM). Since the most probable energy deposit by the electrons (minimum ionizing particle) is  $\sim 90 \text{ keV}$  in  $250 \mu\text{m}$  thick silicon, the signal to noise ratio is enough to identify any charged particle events. The arrow in Figure. 2 indicates the discrimination level for the detection of charged particles. The detection efficiency for a minimum ionizing particle was estimated to be more than 98 %. The energy resolution  $\Delta E = 15 \text{ keV}$  for the electrons was deduced by subtracting the Landau fluctuation in the SSD.

The SSD was used for the  $^{12}\text{C}(\gamma_{\text{tagged}}, K^+)$  experiment at INS-ES as a tracking device. It is installed just behind the target inside the TAGX spectrometer. The trajectory of the

leading charged particles was reconstructed combining both the data from the SSD and the Central Drift Chamber (CDC) in the magnetic field of 0.5 T. The obtained momentum resolution for the 1 GeV electron beam was  $\Delta p/p = 6\%$ . We have achieved 40 % improvement in the momentum resolution compared with the determination by the CDC analysis without the SSD data. The energy loss signal in the SSD was used to reduce proton events. It was very effective to enhance rare event tracks such as  $K^+$ .

In summary, the SSD- $\Delta E$  proved to be a powerful tool as a tracking device. The position resolution can be definitely determined by the width of the strip. The energy resolution of the presently developed SSD- $\Delta E$  system is less than 15 keV for the minimum ionizing particle.

### References

- 1) M. Takeya : Master Thesis (1993), Tohoku University.



## V. 加 速 器 稼 働 状 況



## 平成4年度マシン報告

### マシングループ

栗原 亮・浦沢茂一・大沼忠広  
小山田正幸・柴崎義信・高橋重伸  
中里俊晴・武藤正勝

### 概要

今期は維持費の効果的使用のため電力の使用量、従量料金が增加する夏期の運転を停止した。このため、実験課題採択のマシントイムシフト数を200シフト（前年度は250シフト）とした。

第2実験室から第1実験室にビームの効率的利用をおこなうためビームトランスポート（V系；5番目のビームチャンネル）を新設した。V系新設ドアの状態を表示させるため、ドアインターロックの電源は常時入とした。

真空系はイオンポンプのガス放出やリーク電流の増加で電源の保護回路の作動が多くなっている。これはイオンポンプ本体と高圧ケーブルの劣化が原因である。不良ケーブルは部分交換している。真空系の機器全体の更新を考える必要がある。

真空の汚れによる電子銃の内部放電はほぼおさまり、支障はなくなった。しかし、より真空改善のためには加速管列の60°C程度の加熱運転（通常の運転は40°C）と電子銃の交換が必要である。

クライストロンパルサー関係はサイラトロンF175（'89年より）を使用してから、パルサーのシャットダウン回数が減少しており、安定なライナックの運転がえられている。今後、年間のマシントイムシフト数に大きな変更がない限り、サイラトロンの使用は2年間で3本ですみそうである。また、クライストロンの予備品は製造年度が古く使用時間も長いので定期的に購入する必要がある。

ライナックの性能はクライストロンパルサーのDe'Qingを作動させた状態で現在第1実験室に65MeV、第2実験室が225MeV程度まで、安定に供給できる。

### マシントイム実施状況

加速管温度調節計故障でのマシントイム3シフトの延期や積雪時のクライストロン室の水漏れ、そしてⅢ系ダクトの水漏れと、建物やライナックの基本的な部分の故障が目についた。

第1表 平成4年度マシンタイム実施状況<sup>注)</sup>。

課 題	前 期		後 期		平成4年度	
	割 当	実 施	割 当	実 施	割 当	実 施
γπ(山 屋)	7*+6 <sup>☆</sup>	13	—	—	7*+6 <sup>☆</sup>	13
ee'n(斎 藤)	—	—	17+2 <sup>☆</sup>	19	17+2 <sup>☆</sup>	19
ee'p(田 中)	8	8	—	—	8	8
”(菅 原)	—	—	11	11	11	11
”(玉 江)	—	—	12+9 <sup>†</sup>	21	12+9 <sup>†</sup>	21
”(須 田)	—	—	+2 <sup>†</sup>	2	2 <sup>†</sup>	2
Tag(寺 沢)	11+14*	25	—	—	11+14*	25
ee'π(笠 木)	4	4	—	—	4	4
ee'n(笠 木)	—	—	3	3	3	3
アイソマ(大 槻)	—	—	2	0	2	0
ed(上 野)	3*	0	3 <sup>☆☆</sup>	2	3 <sup>☆☆</sup>	2
(核 物 理)	( 53)	( 50)	( 61)	( 58)	(114)	(108)
物 性	2	2	2	2	4	4
ND	11	11	10	10	21	21
RI	16	14	17+2 <sup>☆☆</sup> +1 <sup>†</sup>	19	33+2 <sup>☆☆</sup> +1 <sup>†</sup>	33
加 速 器 測 定 器	16+3 <sup>**</sup> +1 <sup>††</sup>	17	31+3 <sup>**</sup>	22	47+3 <sup>**</sup> +1 <sup>†</sup>	39
合 計	102	94	127	111	226	205
課題採択シフト合計	68+24* = 92		105+3 <sup>**</sup> = 108		92+108 = 200	
H4・4・1～H5・3・31						
合 計	105		99		204	

<sup>注)</sup> ここでいう平成4年度はH4・4・16からH5・4・15までである。

\* 平成3年後期課題採択委が4年度前期分として採択。

\*\* 平成4年度前期に準備できれば実施可。

☆ 平成3年度後期の補償分。      ☆☆ 平成4年度前期の補償分。

† 平成5年度前期の先取分。      †† 平成4年度後期の先取分。

夏期停止期間の本体室とクライストロン室の湿度対策は除湿器を設置し機器の保全につとめた結果、実験再開に影響が無かった。

第1表にマシンタイム実施状況を示す。

## 保 守

クライストロンパルサー3号機(KP#3)ダイオード・タンク内のダイオードが温度上昇のため破損した。原因は油タンク内の攪拌モーターの故障であった。

加速管温度調節計の電源部故障のために温度調節計をメーカーに発注したが、完成品はなかった。制作の間、マシンタイム3シフトは延期した。

導波管関係は6弗化硫黄ガス(SF6ガス)漏れが、導波管と移相器にあり、修理と交換をした。そろそろ導波管を系統別に更新する必要があると思われる。

一部分が地絡していた2組の入射系集束コイルの更新をおこなった。

励振系のクライストロンSAS61は長年の使用でエミ減になり、交換し調整をおこなった。SAS61はすでに生産中止となっており、在庫も少なく、半導体化した励振系を計画している。

真空系は第2実験室分析電磁石附近に真空リークがあり修理をおこなった。最近の真空リークの原因は真空部品(モニター・イオンポンプの導入端子)の劣化によるものが目につくようになった。

Ⅲ系に使用しているダクトの水漏れは、その箇所をバイパスして使用している。中性子実験は冷却なしで大丈夫である。

クライストロン集束コイルやクライストロン冷却水の水漏れ早期発見のためパルスタンク内の点検をおこなっている。

積雪によるクライストロン室の水漏れ箇所が増えクライストロンパルサーの上に水滴が落ちる。すでに二シーズン過ぎたがいまだに修理されていない。

また、加速管冷却水ポンプの更新は夏期停止期間に予定していたが、3月末まで延びた。この更新に伴って誤操作による加速管の保護のため加速管冷却水ポンプ頭部のゲートバルブを電動式にかえ、シーケンスによって、自動で開閉するよう変更した。

加速管列A部のRF窓の交換を予定している。前回は1985年に実施。加速管の電氣的性能の低下と後遺症を最小限に抑えるため、いい環境で工事をしたい。

加速管列、ビーム輸送系のビーム集束と偏向電磁石の直流電源の更新は終了した。なお、直流電源の制御が不調で制御方式をGP-IB規格に変更する。

スリットは長期の使用と操作による摩耗によって、性能が維持できなくなっており更新を考  
えている。分析スリットの更新を進める予定である。

ライナックのクーリングタワーは一般設備費での更新が適切でないとの指摘により、延期し  
た。昨年同様大きな設備の更新は進展していないので、これらの故障は復旧に時間を要する。

平成4年度の主な定期工事の内容は以下のとおりです。

#### 4月工事

- |        |   |
|--------|---|
| パルサー関係 | ガンパルサーのサイラトロン交換とエージング。  |
| 冷却系    | 電機側制御盤整備とクーリングタワー温度センサー取付け。<br>加速管温度調節計の故障に伴う交換により性能確認のため冷却系の試運転。 |

#### 6月工事

- |        |   |
|--------|---|
| パルサー関係 | クライストロンパルサー2号機(KP#2アノード温度の上昇)のクライ<br>ストロン交換。<br>KP#2のクライストロン・エージング。 |
| 冷却系    | クーリングタワー水出入口に温度測定素子取付け。   |

#### 夏期工事

- |        |  |
|--------|--|
| 冷却系    | VAPO洗浄工事。  |
| 入射系    | 集束コイル更新工事。<br>集束コイル電源テスト運転。<br>電子銃エージング。         |
| パルサー関係 | クライストロンパルサー整備。                                   |
| 冷却系    | 加速管列, BF, WG系イオン変換樹脂交換。<br>純粹製造装置のろ過器, 原水ポンプの修理。 |
| 励振系    | クライストロンSAS61交換および調整。                             |
| 制御系    | グラフィックパネル, リレー回路改修。<br>インターロックシーケンス回路工事。         |
| ビーム輸送系 | Ⅲ系マグネットダクトの水漏れ修理。                                |

#### 12月工事

- |        |                      |
|--------|----------------------|
| 真空系    | Ⅱ・Ⅲ・ECS系の真空リークテスト。   |
| ビーム輸送系 | 分析スリットSAI-2のヘリポット交換。 |

冷却系 (年末)	冷却系表示の整備，電熱温水器の点検。
冷却系 (年始)	クーリングタワー系の凍結防止のため水抜き。 運転停止のため交流電源供給の停止。
冷却系	クーリングタワー系の水入れ。 運転準備のため交流電源供給。(冷凍機潤滑油予備加熱)
2月工事	
パルサー関係	サイラトロン (F175, 2本) のエージング。



# VI. 論 文 リ ス ト

## 論文リスト

## I 原子核物理

1. Neutron detection System for the (e, e' n) Reaction.

S. Suzuki, T. Saito, K. Takahisa, C. Takakuwa, T. Tohei, T. Nakagawa,  
Y. Kobayashi and K. Abe : Nucl. Inst. and Meth. **A314** (1992) 547.

## II 放射化学

1. Enhancement Effect of 3, 5-Dichlorophenol on the Solvent Extraction of Copper (II) and Zinc (II) with Acetylacetone and Trifluoroacetylacetone.

S. Katsuta and N. Suzuki : Talanta **39** (1992) 849.

2. Breakthrough Properties of Cesium in Columns of Ferrierites.

H. Mimura, F. Tachibana and K. Akiba : J. Nucl. Sci. Technol **29** (1992) 78.

3. マグネシウムにおける拡散.

藤川辰一郎 : 軽金属学会誌**42** (1992) 822

4. マグネシウムにおける Mn の拡散。

藤川辰一郎 : 軽金属学会誌**42** (1992) 826

5. Production of Microsectioning Apparatus for Diffusion Study and Preliminary Measurement of Self-Diffusivity of Copper in Low Temperature Range.

S. Fujikawa and K. Itagaki : *Proc. Int. Conf. Diffusion in Materials, Dimat-92*, Sep. 7-11, 1992, Kyoto.

6. Analysis of Interdiffusion Experiments for Al/Mn Artificial Multilayered Films and Impurity-Diffusion of Mn in Aluminum.

S. Fujikawa and Y. Nishihara : *Proc. Int. Conf. Diffusion in Materials, Dimat-92*, Sep. 7-11, 1992, Kyoto.

7. Low-Pressure Fractional Crystallization Origin of the Tholeiitic Basalts of the Deccan Plateau, India.

K. Aoki, T. Yoshida, S. Aramaki and H. Kurasawa : J. Min. Petr. Econ. Geol. **87** (1992) 375.

8. Island Arc Tholeiite by Partial Melting from an Undepleted or Slightly Depleted Primitive Mantle : Evidence from Trace Elements and Nd-Sr Isotopes of Frontal

Arc Magmas from Northeast Japan.

S. Togashi, T. Tanaka, T. Yoshida, K. Ishikawa, A. Fujinawa and H.

Kurasawa : *Geochem. J.* **26** (1992) 261.



編 集 委 員

齋 藤 悌二郎 (委員長)      寺 沢 辰 生  
新 村 信 雄                      榭 本 和 義

核 理 研 究 報 告    第 26 卷   第 1 号

1993年 6 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  
            T E L    ( 263 ) 1 1 6 6 ( 代 )

RESEARCH REPORT OF  
LABORATORY OF NUCLEAR SCIENCE  
TOHOKU UNIVERSITY

Volume 26 Number 1 June 1993

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