日本海東縁の飛島に産する中新世深海底 ソレアイト型玄武岩*

Miocene abyssal tholeiite-type basalts from Tobishima Island,
eastern margin of the Japan Sea

周 藤 賢 治 (Shuto Kenji)**

Abyssal tholeiites are found from Tobishima Island in Japan Sea, 40 km northwest from Sakata, northeastern Japan. These basalts (Tobishima basalts), including lava flows, minor dikes, epiclastic lapilli tuff and tuff breccia, and hyaloclastite, were formed under water, and overlie acidic volcanic rocks. The basaltic lavas and dikes containing less than 10% of olivine and plagioclase phenocrysts are uniform in composition, but show various degrees of alteration. They are similar to abyssal tholeiites in composition of groundmass augite and coexisting phenocrysts of olivine and plagioclase. In addition, Tobishima basalts plot in the field of abyssal tholeiites in the tectonic discrimination diagrams of $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$, $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{FeO}^*$, $\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$, $\text{Y}-\text{Cr}$, $\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$, $\text{Ti}-\text{Cr}$ and $\text{Ti}-\text{Ni}$. The submarine and bimodal character of the volcanism at Tobishima suggests the possibility of Middle Miocene age instead of Early Miocene as was previously deduced from K-Ar dating.

I. はじめに

筆者は共同研究者とともに、東北日本の第三紀火山岩類の岩石学的性格とその時空分布の変遷を明らかにすることを目的として、東北日本各地の中新世火山岩の記載岩石学的研究を行っている(周藤ら, 1985, 1988; 周藤・八島, 1985, 1986; 周藤・茅原, 1987など)。この研究の一環として、今回、山形県酒田市の北西方沖合約 40 km の日本海に浮ぶ飛島(第1図)に産する玄武岩の地質調査とその岩石記載を行った。この玄武岩(以後、飛島玄武岩と呼ぶ)を研究の対象に取り上げたのは次の理由にもとづく。すなわち、飛島は東北日本における前期中新世火山岩の分布域の最も西側に分布していることから、この玄武岩は東北日本の前期中新世火山岩の性格の全体像を明らかにするうえで重要な位置をしめしているとみられるからである。これまでに、飛島玄武岩が、久野(1968)の低アルカリソレアイトに属し(今田, 1981; 大沢ら, 1982)、比較的高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比(0.7055)を有していること(倉沢・今田, 1986)などが明らかにされている。

小論では、飛島玄武岩が、その全岩主化学組成およ

び微量元素組成の特徴から、島弧性のソレアイトとは異なり、abyssal tholeiite(深海底ソレアイト)型の玄武岩であることを述べ、あわせてそのような性質の玄武岩が前期中新世の東北日本に出現する意義について言及する。

II. 地質概説

飛島は面積約 2.32 km² の島で、島の大部分は海拔 30~60 m の台地からなり、島の北と東の海岸付近には急崖が発達している。台地上には段丘堆積物が広く分布しているが、その基盤は主として中新世の火山岩類から構成されている。飛島の地質については、村山(1934)、島山(1955)、茅原(1958)、神保ら(1972)、大沢ら(1982)および吉田(1986)などの研究がある。筆者による野外調査の結果は、玄武岩質火砕岩の分布範囲が大沢ら(1982)によるものとやや異なる点を除くと大沢ら(1982)の調査結果と類似している。したがって、ここでは大沢ら(1982)の地質図に一部修正を加えたものを第1図の地質図として示した。

飛島の火山岩類は岩質と層序関係によって下部と上部に2分される。下部は緑色~淡緑色の酸性凝灰岩・

* 日本岩石鉱物鉱床学会 昭和62年度学術講演会(仙台)にて講演

** 新潟大学理学部地質鉱物学教室

〒950-21 新潟市五十嵐二の町 8050

(昭和63年2月6日受付
昭和63年5月16日受理)

第1図 飛島の地質図（大沢ら（1982）の地質図を一部修正）

1: 走向傾斜, 2: 段丘堆積物, 3: 玄武岩質火砕岩（黒色部は溶岩および岩脈）, 4: 単斜輝石流紋岩（真珠岩を伴う）, 5: 単斜輝石デイサイト溶岩, 6: 緑色～淡緑色火砕岩類。

火山礫凝灰石・凝灰角礫石および淡緑色～緑色の輝石安山岩質の凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩を主体としている。これらの火砕岩の上位に単斜輝石真珠岩を伴う単斜輝石流紋岩溶岩流（南部地域）および単斜輝石デイサイト溶岩流（東北部地域）が整合的に重なっ

ている。また、これらの緑色～淡緑色の火砕岩中には砂岩および泥岩の薄層がしばしば挟在されている。上部は玄武岩質の火砕岩、溶岩流および岩脈とからなる。火山岩類全体の層厚は400～500 mである（大沢ら、1982）。

これらの火山岩類の活動時代は、台島期（神保ら、1972）あるいは台島期～西黒沢期（大沢ら、1982）と考えられている。放射年代は、デイサイトから 22.8Ma (K-Ar 法) が得られているのに対して、層序学的に上位とみなされる玄武岩から 29Ma (K-Ar 法) が得られている（今田・植田、1980; Ebihara *et al.*, 1984）。これらの年代についての問題点は VII 章でみれるが、こ

こでは、飛島の火山岩類の活動時代を一応前期中新世台島期としておく。

次に上部の玄武岩質岩類の産状についてやや詳しく述べる。玄武岩質の火砕岩は epiclastic な火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩を主体としていて、これらの火砕岩中には明瞭な成層構造が発達している。火砕岩にはハイアロクラスタイトの部分もある。法木部落の急崖には、

第 1 表 八幡崎周辺の飛島玄武岩の主化学組成、微量元素組成およびモード組成

Sample	08A	08B	09	10	05	07	11	12
SiO ₂	51.69	51.74	51.72	50.45	49.28	49.14	51.15	51.45
TiO ₂	1.18	1.16	1.13	1.14	1.30	1.34	1.39	1.34
Al ₂ O ₃	16.39	16.72	16.61	16.93	19.18	20.15	20.40	20.36
Fe ₂ O ₃	2.26	2.89	2.68	3.40	5.01	5.22	3.63	3.67
FeO	6.71	5.93	5.87	4.80	2.73	2.54	2.31	2.52
MnO	0.16	0.14	0.16	0.15	0.13	0.10	0.13	0.14
MgO	7.32	7.05	6.99	7.35	6.67	6.05	5.63	5.42
CaO	10.02	9.83	9.84	10.35	8.99	8.37	8.26	8.22
Na ₂ O	2.48	2.52	2.53	2.43	2.75	2.79	2.99	2.82
K ₂ O	0.31	0.30	0.33	0.23	0.24	0.23	0.55	0.60
P ₂ O ₅	0.22	0.24	0.25	0.24	0.22	0.24	0.23	0.24
H ₂ O(+)	0.62	0.79	0.69	1.11	1.62	1.79	1.33	1.31
H ₂ O(-)	0.53	0.68	0.90	1.35	1.82	1.95	1.60	1.42
Total	99.89	99.99	99.70	99.93	99.94	99.91	99.60	99.51
SiO ₂	52.35	52.51	52.72	51.76	51.07	51.10	52.91	53.16
TiO ₂	1.20	1.18	1.15	1.17	1.35	1.39	1.44	1.38
Al ₂ O ₃	16.60	16.97	16.93	17.37	19.88	20.95	21.10	21.04
Fe ₂ O ₃	2.29	2.93	2.73	3.49	5.19	5.43	3.76	3.79
FeO	6.80	6.02	5.98	4.92	2.83	2.64	2.39	2.60
MnO	0.16	0.14	0.16	0.15	0.13	0.10	0.13	0.14
MgO	7.41	7.16	7.12	7.54	6.91	6.29	5.82	5.60
CaO	10.15	9.98	10.03	10.62	9.32	8.70	8.54	8.49
Na ₂ O	2.51	2.56	2.58	2.49	2.85	2.90	3.09	2.91
K ₂ O	0.31	0.30	0.34	0.24	0.25	0.24	0.57	0.62
P ₂ O ₅	0.22	0.24	0.25	0.25	0.23	0.25	0.24	0.25
FeO*	8.86	8.66	8.44	8.06	7.50	7.53	5.77	6.01
FeO*/MgO	1.20	1.21	1.18	1.07	1.09	1.20	0.99	1.07
Fe ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃)	0.25	0.33	0.31	0.41	0.65	0.67	0.61	0.59
Trace elements (ppm)								
Zr	114	111	113	109	124	136	131	128
Y	32	30	33	33	33	25	29	28
Sr	260	257	262	267	332	315	301	298
Rb	7.9	9.5	8.9	4.6	2.5	2.7	4.5	6.1
Cr	398	396	415	394	442	464	487	442
Ni	188	189	192	158	190	149	172	174
Co	41	42	42	38	34	33	29	31
Modal composition								
Ol	6.6	6.5	5.3	4.6	7.7	6.9	6.8	6.5
Pl	2.4	2.8	2.4	3.8	2.2	2.4	2.4	3.0
Gm	91.0	90.7	92.3	90.6	90.1	90.7	90.8	90.5

分析は主成分、微量成分ともケイ光 X 線分析装置による（ただし FeO は過マンガン酸カリ滴定法による）。下段の主化学組成は H₂O±を除いて再計算したもの。モード組成の Ol, Pl, Gm はそれぞれ斑晶カンラン石、斑晶斜長石および石英である。

玄武岩の細片およびガラスからなるハイアロクラスタイトが分布し、ここでは成層構造はみられない。前記の epiclastic な火砕岩中には数 mm～数 10 cm 径の酸性溶結凝灰岩や花崗閃緑岩の礫が含まれている。土谷ら (1982) によれば、これらの礫は朝日山地の田川酸性岩類 (矢内ら, 1973) に類似しているとされている。また、この火砕岩中には、数 cm～20 cm 径の暗灰色～黒色の単斜輝石デイサイトの亜角～角礫も含まれている。このデイサイト礫は、鼻戸崎の単斜輝石デイサイトに鏡下での特徴および全岩主化学組成ともに酷似している。

玄武岩質の溶岩流と岩脈は、北部の八幡崎周辺や西部の荒崎周辺に分布していて、それらはいずれもカンラン石玄武岩からなる。八幡崎周辺においては、岩脈は幅数 10 cm から数 m のもので、玄武岩質火砕岩を明瞭に切っているものと岩脈の先端部が溶岩流に移過するフィーダー状のものとがある。この場合溶岩流と火砕岩とは漸移的關係にある。これらのことから、玄武岩質の溶岩流、岩脈、火砕岩はほぼ同時期の産物であるとみなすことができる。上述のように、火砕岩中にはハイアロクラスタイトも存在することから、飛鳥の玄武岩質火山岩類は全体として水中における火山活動の産物であるとみられる。

III. 岩石記載

飛鳥玄武岩の中で八幡崎周辺の岩脈と溶岩流を構成している玄武岩 (以下、岩石記載の項およびそれ以降に述べる飛鳥玄武岩は八幡崎周辺の玄武岩をさす) の鏡下での特徴は次の通りである。本玄武岩の斑晶鉱物は、大部分がサボナイト様鉱物に置換された自形～半自形のカンラン石 (長径 0.5～1.5 mm) と柱状～板状の

自形の斜長石 (長辺の長さは 0.5～1.2 mm) からなり、前者は 5.3～6.8% (体積) 含まれていて、後者は 2.2～3.8% 含まれている (第 1 表)。カンラン石中にはクロムスピネルがしばしば包有されている。石基は間粒状組織を呈し、その量は岩石全体の約 90% をしめている (第 1 表)。石基鉱物は短冊状～柱状の斜長石、粒状の普通輝石とピジョン輝石、粒状の不透明鉱物および少量のガラスとからなり、単斜輝石は風化作用の影響を強く受けた岩石ではサボナイト化している。また、岩石によって石基中の単斜輝石と斜長石の量に著しい違いがある。すなわち、第 1 表の試料 08A, 08B, 09, 10 では単斜輝石と斜長石はほぼ等量含まれているのに対して、試料 06, 07, 11, 12 では単斜輝石は斜長石より少なく、前者の石基中にしめる割合は 20～30% である。

IV. 構成鉱物の化学組成

鉱物の分析は新潟大学の日本電子 X 線プロブマイクローアナライザー JXA-5A を用いて行った。

カンラン石: 新鮮な斑晶カンラン石は試料 08A のみに存在する。いくつかのカンラン石の化学組成を第 2 表に示す。カンラン石の中心部分の Fo% は 87～81 で、中心部と周縁部の Fo% の差異は小さい (第 2 表)。

単斜輝石: 第 3 表に試料 08A と試料 10 の石基中の単斜輝石の分析値を示す。単斜輝石は普通輝石とピジョン輝石とからなり、前者の組成は Ca:Mg:Fe (原子比) で 40.4:46.2:13.4 から 34.0:48.5:17.5 まで変異する。普通輝石中には Al_2O_3 が 1.02～2.47% 含まれ、 TiO_2 は 0.49～1.18% 含まれている。

斜長石: 試料 08A と試料 11 の斑晶および石基の斜長石の分析を行った (第 4 表)。試料 08A の斑晶斜長石

第 2 表 試料 08A 中の代表的なカンラン石斑晶 (中心部) の化学組成

	1	2	3	3'	4	5	6	7
SiO ₂	41.11	40.76	40.69	40.87	40.55	40.02	39.76	40.72
TiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	0.04	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.03	0.06	0.06	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO*	15.93	15.57	15.12	16.06	15.21	17.20	16.55	12.80
MnO	0.23	0.28	0.22	0.20	0.24	0.25	0.24	0.21
MgO	42.15	43.05	42.98	42.61	43.25	41.74	43.12	45.93
CaO	0.14	0.14	0.20	0.11	0.13	0.13	0.20	0.17
Na ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01
Total	99.67	99.90	99.29	99.92	99.44	99.37	99.95	99.88
$\frac{100Mg}{Mg+Fe}$	81.8	83.1	83.5	82.6	83.5	81.2	82.3	86.5

*Total Fe as FeO

3' は 3 の周縁部の組成

第3表 代表的な石基単斜輝石の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53.10	51.31	50.91	51.77	52.13	51.57	52.29	51.86	51.12	53.34
TiO ₂	0.63	0.62	0.76	0.53	0.72	0.49	0.60	0.81	1.18	0.30
Al ₂ O ₃	1.89	2.26	2.47	1.69	2.33	1.69	2.09	2.62	1.85	1.04
Cr ₂ O ₃	0.20	0.47	0.30	0.30	0.72	0.37	0.27	0.42	0.08	0.14
FeO*	8.65	9.83	9.95	9.33	8.37	9.61	10.56	9.92	13.04	15.57
MnO	0.24	0.17	0.24	0.29	0.26	0.27	0.28	0.19	0.34	0.35
MgO	16.00	16.46	16.38	16.63	16.10	17.63	16.70	17.55	15.18	23.72
CaO	19.33	18.29	18.89	18.28	19.61	17.24	16.77	16.88	17.16	4.96
Na ₂ O	0.11	0.21	0.25	0.22	0.16	0.17	0.20	0.22	0.05	0.00
Total	100.15	99.62	100.15	99.04	100.40	99.04	99.76	100.47	100.00	99.42
Number of cations (O=6)										
Si	1.956	1.913	1.895	1.937	1.921	1.928	1.940	1.908	1.921	1.961
Al	0.082	0.099	0.108	0.075	0.101	0.074	0.091	0.113	0.081	0.045
Ti	0.017	0.017	0.021	0.015	0.020	0.014	0.017	0.022	0.033	0.008
Cr	0.006	0.013	0.009	0.009	0.021	0.011	0.008	0.012	0.002	0.004
Fe	0.267	0.306	0.309	0.291	0.258	0.301	0.328	0.305	0.410	0.478
Mn	0.008	0.005	0.007	0.009	0.008	0.009	0.009	0.006	0.010	0.010
Mg	0.879	0.915	0.909	0.928	0.885	0.983	0.924	0.962	0.850	1.300
Ca	0.763	0.731	0.753	0.733	0.774	0.690	0.667	0.665	0.690	0.195
Na	0.008	0.015	0.018	0.016	0.011	0.012	0.015	0.016	0.003	0.000
Total	3.986	4.014	4.029	4.013	3.999	4.022	3.999	4.009	4.000	4.001
Ca	40.0	37.4	38.2	37.6	40.4	35.0	34.8	34.4	35.4	9.9
Mg	46.0	46.9	46.1	47.5	46.2	49.8	48.1	49.8	43.6	65.9
Fe	14.0	15.7	15.7	14.9	13.4	15.2	17.1	15.8	21.0	24.2

*Total Fe as FeO

1~5: 試料08Aのもの, 6~10: 試料10のもの

第4表 代表的な斜長石の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48.60	48.80	46.83	50.79	47.13	48.47	48.60	51.94
TiO ₂	0.04	0.05	0.03	0.05	0.00	0.03	0.02	0.09
Al ₂ O ₃	30.21	30.42	31.17	28.02	31.36	30.94	31.28	28.43
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	0.44	0.52	0.45	1.21	1.12	0.57	0.48	0.83
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01
MgO	0.15	0.22	0.23	0.10	0.23	0.19	0.21	0.11
CaO	16.98	17.55	18.54	14.33	16.73	15.99	17.15	13.72
Na ₂ O	2.90	2.89	2.59	4.34	2.71	2.81	2.04	4.29
K ₂ O	0.05	0.07	0.01	0.17	0.02	0.12	0.02	0.14
Total	99.37	100.52	99.91	99.01	99.33	99.12	99.84	99.56
Ca	76.2	76.7	79.7	64.0	77.3	75.4	82.2	63.3
Na	23.5	22.9	20.2	35.1	22.6	23.9	17.7	35.9
K	0.3	0.4	0.1	0.9	0.1	0.7	0.1	0.8

1~3, 試料08Aの斑晶; 4, 試料08Aの石基; 5~7, 試料11の斑晶; 8, 試料11の石基。

の組成は $An_{79.8}Ab_{20.2}Or_{0.1}$ から $An_{75.3}Ab_{23.5}Or_{0.7}$ までの変異があり, 石基斜長石の組成は $An_{72.2}Ab_{27.3}Or_{0.5}$ から $An_{62.4}Ab_{36.5}Or_{1.1}$ まで変異している。また, 試料11の斑晶斜長石と石基斜長石の組成範囲は, それぞれ

$An_{92.2}Ab_{17.7}Or_{0.1} \sim An_{74.8}Ab_{24.8}Or_{0.4}$ と $An_{71.1}Ab_{28.4}Or_{0.5} \sim An_{63.3}Ab_{35.9}Or_{0.8}$ である。このように2つの玄武岩試料の斑晶斜長石間と石基斜長石間の化学組成はきわめて類似しているといえる。

Tectonic な場を異にする玄武岩やハンレイ岩の間で造岩鉱物の化学組成に系統的な違いがあることが明らかにされている(例えば, Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier *et al.*, 1982; Beard, 1986)。Leterrier *et al.* (1982) は, 玄武岩中の Ca に富む斑晶単斜輝石の組成から orogenic 玄武岩と non-orogenic 玄武岩を区別する方法を提案している(第2図)。この図に飛鳥玄武岩の石基中の Ca に富む単斜輝石(普通輝石)をプロットするとソレライトおよび non-orogenic 玄武岩の領域に明瞭に点示される。Leterrier *et al.* (1982) は, 石基単斜輝石が $\text{Ca}-(\text{Ti}+\text{Cr})$ 図でかなり広い組成幅をもつことを示しているが, 飛鳥玄武岩の単斜輝石は比較的まとまった組成範囲内にある(第2図)。したがって, 本玄武岩中の石基単斜輝石の Al と Ti 量は全岩化

学組成に関連しているとみられる。

Beard (1986) は, 共存するカンラン石の Fo 成分と斜長石の An 成分との関係から, tectonic な場を異にする cumulate gabbro を区別する方法を提案している(第3図)。この図中には, いくつかの深海底ソレライト, 海洋島玄武岩および島弧性ソレライト中の斑晶カンラン石と斑晶斜長石の組成も示してあるが, cumulate gabbro と同様に, tectonic な場を異にする玄武岩の間でも共存する斑晶カンラン石と斜長石の組成に違いがあることがわかる。そこで飛鳥玄武岩 08A 中の斑晶カンラン石の平均 Fo 成分 ($\text{Fo}=84$) と斑晶斜長石の平均 An 成分 ($\text{An}=77$) をプロットしたのが第3図中の黒丸印である。第3図は, 飛鳥玄武岩 08A と深海底ソレライト中の斑晶カンラン石と斑晶斜長石

第2図 石基単斜輝石(試料08Aと10)の $(\text{Ca}+\text{Na})-\text{Ti}$ 図と $\text{Ca}-(\text{Ti}+\text{Cr})$ 図
各玄武岩の領域は Leterrier *et al.* (1982) による。

第3図 共存する斜長石の An 成分とカンラン石の Fo 成分の関係
 各領域は島弧、中央海嶺および海洋島に産する cumulate gabbro のもの (Beard, 1986)
 1: abyssal tholeiite (データは Frey *et al.*, 1974; Thompson *et al.*, 1976; Flower *et al.*, 1977; Prinz *et al.*, 1976; Shibata *et al.*, 1979a, 1979b による), 2: 海洋島玄武岩 (データは Clague *et al.*, 1980; Lofgren *et al.*, 1981 による), 3: 島弧性ソレライト (データは Dixon and Batiza, 1979; 藤縄, 1982; 曾屋ら, 1984 による), 4: 飛島玄武岩 08A。

の化学組成上の特徴が一致していることを示しているといえよう。

V. 全岩主化学組成の特徴

(1) 風化作用による全岩主化学組成の変動

深海底ソレライトでは風化作用によって岩石の色調が変化したり主化学組成が変動することが知られている (Miyashiro *et al.*, 1969; Hekinian, 1971; Hart, 1974 など) が、飛島玄武岩も風化作用を受けていて、その程度の違いにより岩石の色調や主化学組成が異なっている。

八幡崎周辺の玄武岩では、最も新鮮なものは暗灰色を呈し、肉眼的には斑晶鉱物はよく識別できない。この玄武岩を鏡下で観察すると、斑晶カンラン石の中心部付近は新鮮で、周縁部やパーティングに沿った部分では黄褐色のサポナイト様鉱物が生じている (第4図のA)。石基を構成する単斜輝石と斑晶および石基の斜長石はきわめて新鮮である。第1表の試料 08A がこの玄武岩に相当する。やや風化作用を受けた玄武岩は暗灰色を呈し、肉眼でもサポナイト化したカンラン石斑

晶を明瞭に識別できる。鏡下では、斑晶カンラン石は黄褐色のサポナイト様鉱物に完全に置換されている (第4図のBとC) が、斜長石 (斑晶および石基とも) および石基単斜輝石の大部分は新鮮である。試料 08B, 09 および 10 がこの玄武岩に相当する。さらに風化作用の影響を強く受けた玄武岩では淡黄褐色を呈し、サポナイト化したカンラン石斑晶が顕著に目立つ。鏡下では、このような玄武岩の斑晶カンラン石の一部は黄褐色のサポナイト様鉱物に置換されているが、その大部分は黒褐色化したサポナイト様鉱物に完全に置換されている (第4図のD)。斜長石の大部分は新鮮であるが、石基の大部分の単斜輝石は黄褐色～黒褐色のサポナイト様鉱物に置換されている。試料 06, 07, 11 および 12 がこの玄武岩に相当する。

深海底ソレライトでは、風化作用の増加の程度に応じて H_2O と $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$ の比が増加することが明らかにされている (Miyashiro *et al.*, 1969; Hekinian, 1971; Hart, 1974 など)。第1表に示すように、飛島玄武岩の $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$ 比は、最も新鮮な岩石の 08A で 0.25、やや風化作用の影響を受け

第4図 飛島玄武岩の顕微鏡写真（スケールは横の長さが2mm）

A: 試料 08A(中央よりやや上部の結晶は周縁部とパーティングに沿って黄褐色のサポナイト様鉱物が生じているカンラン石斑晶), B: 試料 08B, C: 試料 09(両者とも斑晶カンラン石は黄褐色のサポナイト様鉱物に完全に置換されている), D: 試料 11(斑晶カンラン石は黒褐色のサポナイト様鉱物に置換されている)。風化作用の程度は A → B・C → D の順に高くなっている。

た岩石 08B, 09, 10 で 0.31~0.41, 風化作用の影響を強く受けた岩石 06, 07, 11, 12 で 0.59~0.67 であり, 風化作用の影響を強く受けた玄武岩ほど $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比が大きいことが明らかである。これらの玄武岩について, Fe_2O_3 と H_2O との関係をみると, Fe_2O_3 の増加に応じて, H_2O^+ および H_2O^- が直線的に増加している(第5図)。このことは, 上述のように風化作用を強く受けた玄武岩ほどサポナイト様鉱物の量が多くなっていることと調和的である。第5図に示される関係は, Miyashiro *et al.* (1969) によって研究された深海底ソレタイトのなかの新鮮なものと風化作用を受けたものとの間の Fe_2O_3 と H_2O との関係に酷似している。

次に全鉄 ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$) と MgO についてみる。飛島玄武岩のなかで, 最も新鮮な玄武岩 08A とわずかに風化作用の影響を受けた玄武岩 10 とを比較すると, 風化作用によって移動しにくい Ti は, 2つの玄武岩の間で違いは認められないので, 2つの玄武岩の分化の程度は類似しているものとみなされる。 MgO は玄武岩 10 では 7.54% であり玄武岩 08A

第5図 Fe_2O_3 と H_2O との関係図
黒丸印が飛島玄武岩(以下第6図から第11図まで同じ)。

では7.41%である。 FeO^*/MgO 比は前者が1.07で後者が1.20である。このように、 MgO 量や FeO^*/MgO 比も2つの玄武岩の間でほとんど違いは認められない。このことは、2つの玄武岩の分化の程度が類似していることと調和的であることを示している。これらのことから判断すると、玄武岩10はやや風化作用が進行しているものの、この玄武岩の MgO と FeO^* は本来の（風化作用を受ける前の）値を保持しているものとみられる。 H_2O 量と $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比から判断すると、玄武岩08Bと09は玄武岩10より風化作用を受けた程度は弱いとみられるので、これらの玄武岩においても MgO と FeO^* はほとんど変動していないと考えられる。したがって、これら4つの玄武岩試料の FeO^*/MgO 比（1.07~1.20）は、それらが本来有していた値に近いものとみなされる。

玄武岩06, 07, 11および12は、前記4玄武岩と比較して、 Al_2O_3 と Na_2O に富み MgO , FeO^* , CaO に乏しくなっている（第1表）。これは岩石記載の項で述べたように、主として両者の石基中の斜長石と単斜輝石の量の違いによるものである。このことは、これらの玄

武岩の斑晶カンラン石と斜長石量にほとんど違いがないこと（第1表）や前述のように、玄武岩08Aと11の斑晶斜長石間および石基斜長石間で化学組成にほとんど違いが認められないことなどから支持される。

TiO_2 量をほぼ同程度有している玄武岩07と玄武岩11, 12（Tiは風化作用によって移動しないということをも前提とした場合に、これらの玄武岩の分化の程度は類似しているとみられる）とを比較すると FeO^* は前者では7.53%であるのに対して後者は5.77%と6.01%である。 FeO^*/MgO 比は前者で1.20であり後者では0.99と1.07である。これらの数値から判断すると、玄武岩11と12では、 MgO に比較して FeO^* が本来の値よりも減少しているものと推定される。本来これら2つの玄武岩は、玄武岩07と同程度の FeO^*/MgO 比をもっていたとみられる。玄武岩11と12は玄武岩07と比較して2倍以上の K_2O 量（0.57%, 0.62%）を有しているが、これら2つの玄武岩試料の K_2O も風化作用の影響によって本来の値よりも増加しているとみられる。

第6図 FeO^*/MgO - TiO_2 図
 各ソレライトの領域は周藤ら（1985）による。

第7図 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{FeO}^*$ 図

各火山岩の領域は Miyashiro and Shido (1975) による。TH, CA はそれぞれ島弧や活動的な大陸縁辺部などのソレライト系列とカルクアルカリ系列。

(2) 全岩主化学組成に基づく玄武岩の性質

以上みてきたように、飛島玄武岩では、風化作用の影響によって主化学組成に変動が認められるので、このことを考慮して本玄武岩の主化学組成上の特徴をいくつかの図によって検討してみる。

上述のように、玄武岩 11 と 12 の K_2O 量は風化作用により本来の値より増大しているとみられるので、新鮮な飛島玄武岩の K_2O は 0.25~0.35% と見積られる。 SiO_2 と $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ の関係では、飛島玄武岩は久野 (1968) の低アルカリソレライトから低アルカリソレライトと高アルカリソレライトの境界付近のものであり、アルカリ量で飛島玄武岩と深海底ソレライトを比較した場合、飛島玄武岩は最もアルカリ量に乏しい深海底ソレライトに相当する。

次に $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ 図 (第6図) をみってみる。この図中で飛島玄武岩は、那須火山帯のソレライト系列 (島弧性ソレライト) よりも、 FeO^*/MgO に乏しく TiO_2 に富む領域、すなわち深海底ソレライトの領域に点示される。玄武岩 11 と 12 の FeO^*/MgO 比は、本来の値より減少している可能性があるが、このことを考慮しても前述の事柄には影響を与えるものではない。飛島玄武岩が深海底ソレライトに類似していることは、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{FeO}^*$ 図 (第7図) についてもいえることである。

VI. 微量元素組成

新潟大学のケイ光X線分析装置を用いて、前記の飛島玄武岩の微量元素 ($\text{Zr} \cdot \text{Y} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Rb} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Co}$) を分析した。分析結果は、第1表に示してある。分析方法の詳細は別に報告する (田村・周藤、投稿準備中)。この分析過程における JB1 の5回の分析結果は次の通りである。 Zr : 141~148ppm (平均 145ppm), Y : 22~26ppm (23ppm), Sr : 425~445ppm (430ppm), Rb : 38.5~43.4ppm (40.8ppm), Cr : 440~463ppm (455ppm), Ni : 135~138ppm (136ppm), Co : 36~39ppm (37ppm)。

Zr , Hf , Ti , P , Nb および Ta などの電荷の高い元素 (high field strength elements, HFSE) や Ni , Cr , Co , V , Sc などの遷移元素は、風化作用や低温の変質 (変成) 作用などでは移動しにくい元素であることが、いくつかの研究例で明らかにされている (Cann, 1970; Bloxam and Lewis, 1972; Ludden and Lewis, 1972 など)。これまでに、深海底ソレライト、海洋島玄武岩、島弧玄武岩について、これらの元素の測定が精力的に行われている。その結果、これらの元素のうちいくつかの含有量あるいは元素間の量比について、tectonic な場を異にする玄武岩の間で明瞭に違いのあることが明らかにされてきている (Pearce, 1982; Pearce and

第8図 Zr-Zr/Y 図
各玄武岩の領域は Pearce and Norry (1979) による。

Cann, 1971; Pearce and Norry, 1979; Bass *et al.*, 1973 など)。

前章において、飛鳥玄武岩が島弧性ソレイトと異なり、深海底ソレイトに類似していることを指摘したが、このことを風化作用によっても移動しにくい元素を用いて検討してみる。上記研究者によって提唱されている玄武岩の区別図(discrimination diagram)の原図をみるとあきらかなように、区別図中に設定されている境界線付近には、tectonic な場を異にする玄武

第9図 Y-Cr 図
各玄武岩の領域は Pearce (1982) による。

第10図 TiO_2 - P_2O_5 図
2つの玄武岩の領域は Bass *et al.* (1973) による。

第11図 Ti/10000-Ni, Ti/10000-Cr 図
各玄武岩の領域は Ishizuka (1981) による。

岩が重なってプロットされる場合が多い。このことは、境界線が玄武岩を区別する一つの目安にはなるが、絶対的な区分線ではないことを示している。このことと筆者の分析値の誤差を考慮に入れて複数の図を用いて検討しようというのが筆者の立場である。

まず飛島玄武岩の分析値を Zr-Zr/Y 図 (Pearce and Norry, 1979) および V-Cr 図 (Pearce, 1982) にプロットしたのが第8図と第9図である。この2つの

図中において、飛島玄武岩は島弧玄武岩とは明らかに異なっていて深海底ソレライトあるいは海洋島玄武岩に類似していることがわかる。また、 $\text{TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ 図 (Bass *et al.*, 1973) においては、飛島玄武岩は海洋島玄武岩よりも TiO_2 に乏しいため (第6図)、深海底ソレライトの領域に点示される (第10図)。さらに、一般に島弧玄武岩中の Cr, Ni および Ti は、MORB や海洋島玄武岩のそれらよりも低い傾向にある (例えば、

Jakes and Gill, 1970) が、Ti-Ni, Ti-Cr 図 (Ishizuka, 1981) において、飛島玄武岩は島弧性ソレライトと海洋島ソレライトの組成範囲外にあり深海底ソレライトの組成範囲内にある(第 11 図)。以上のように、HFSE や遷移元素などの風化作用によっても移動しにくい元素の特徴からも、飛島玄武岩と深海底ソレライトの間には強い類似性が認められる。

次にインコンパティブル元素である Rb と Sr 含有量についてみる。一般に、深海底ソレライトのうち正規中央海嶺玄武岩 (N-type MORB) では Rb は 1ppm 前後で Sr は 100ppm 前後の量である (例えば, Sun *et al.*, 1979)。新鮮な飛島玄武岩の Rb 量は 8~9ppm で、これは N-type MORB 中のものよりは高い値であり、深海底ソレライトのなかでは漸移型玄武岩 (T-type MORB) やブリューム型玄武岩 (P-type MORB) の値に近いものである。新鮮な飛島玄武岩の Sr 量は 250~260ppm で、これも N-type MORB の Sr 量よりは高い値である。このような高い Sr 量は、島弧性ソレライトや海洋島のソレライトには普通にみられるが、深海底ソレライトでは、Rb と同様に、T-type MORB や P-type MORB に認められる (例えば, Roex *et al.*, 1985)。

斑晶斜長石とカンラン石の組成、石基単斜輝石の組成、全岩主化学組成、HFSE、遷移元素および Rb・Sr などにみられる特徴を総合して考えると、飛島玄武岩は、深海底ソレライトのうちの T-type MORB または P-type MORB の組成に類似するものであるとみなすことができる。

最後に、倉沢・今田 (1986) によって報告されている飛島玄武岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値 (0.7055) についてふれておく。新鮮な T-type や P-type の MORB の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は高くても 0.704 をこえるものではないので、T-type MORB または P-type MORB にくらべ、上記の飛島玄武岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は異常に高い値である。しかし、深海底ソレライトでは、海水の影響を受けた玄武岩は新鮮な玄武岩より著しく高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値をもつことが知られている (O'Nions *et al.*, 1978)。飛島玄武岩の多くは海水の影響を受けている可能性が大きいので、上記の飛島玄武岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値が本来の値より高くなっているかどうかを検討する必要があると思われる。

VII. 深海底ソレライト型玄武岩産出の意義

東北日本に広く分布する中期中新世の火山岩類の中に、深海底や海洋島に典型的に出現している火山岩(こ

こでは海洋性火山岩と呼ぶ)に類似の化学組成や鉱物組成からなる火山岩がみだされてきている。そのような火山岩は、 TiO_2 に富むソレライト質玄武岩、アイスランド岩様の安山岩・デイサイト、鉄に富むカンラン石や輝石を含む酸性火山岩などである (Kuno, 1969; 一色, 1974; Shimazu and Takano, 1977; 白水ら, 1983; 周藤・八島, 1985; 周藤・茅原, 1987; 周藤ら, 1985, 1988; 土谷, 1986, 1987 など)。

高橋 (1985) は、20~15Ma の間に行われたとみられる日本海の拡大 (浜野・当舎, 1985 など) に関連させてこれらの火山岩の生成を論じている。特に高 TiO_2 ソレライトは、大きな拡大速度をもつ海洋底拡大軸部によく似た造構場で形成された可能性を述べている。周藤・茅原 (1987) は、上記の海洋性火山岩に類似岩の岩石組合せが、アイスランドの第三紀火山岩のそれに類似性のあることから、東北日本の海洋性火山岩に類似する火山岩は、アイスランドの火山岩を生成したとみられるマントルダイアビルと同様な組成のマントルダイアビルに由来している可能性を指摘している。そして、これらの火山岩は、東北日本が現在の位置よりも西方にあったときの火山活動の産物である可能性を論じている (周藤ら, 1988)。

飛島の T-type MORB また P-type MORB に類似する玄武岩 (この型の玄武岩は、アイスランドやアゾレスなどの plume ridge segment に典型的に産する) も、高橋 (1985) や筆者ら (周藤・茅原, 1987; 周藤ら, 1988) の指摘した事柄に関連した火山活動の産物である可能性がある。

上述のように、古地磁気学的研究からは、日本海拡大は 20~15Ma に起った可能性が強調されているが、日本海盆の地殻熱流量の研究からは、日本海の年代は 30~10Ma と見積られている (玉木, 1985)。

玉木 (1985) が与えた日本海の年代および飛島玄武岩と隣接している下部のデイサイトの K-Ar 年代 (29Ma と 22.8Ma) を考慮すると、日本海の拡大や東北日本の東方への移動に関連した地質的事件は、23Ma よりも古い年代にさかのぼる可能性もあるが、このように考える場合に、いくつかの問題点がある。

それは第 1 に、互に整合的に重なっている下部のデイサイトと上部の玄武岩との間で約 6Ma の年代の隔たりがあり、しかも層序関係と年代が逆転していることである。これらのことから判断すると、上述の K-Ar 年代は玄武岩とデイサイトの真の形成年代を示していない可能性がある。

もう 1 つの問題点は、東北日本海側全体の第三紀火

山活動をみたときに、飛島の火山活動は、前期中新世の火山活動というよりはむしろ中期中新世の西黒沢期(16~14Maあたり)の火山活動に位置づけた方がよいとみられる点である。

すなわち、田口(1973)、Ohguchi(1983)および木村(1987)などの研究結果を総合してみると、東北日本海側の前期中新世(25~20Ma)の火山活動の大部分は陸域で起ったものであり、火山岩の主体はカルクアルカリ系列の中性~珪長質岩である。一方、西黒沢期の火山活動は、珪長質の火山岩とソレライト系列の玄武岩(一部にアルカリ系列のものもある)を主体とするバイモータルな火山岩の産出で特徴づけられ(今田, 1974)、その活動は主に海底で起っている。

飛島においては、玄武岩の活動とはほぼ同時期の活動(層序学的に)の産物とみられる火山岩はデイサイトと流紋岩(筆者の未公表資料では、これらの火山岩(15個)のSiO₂は63.5~74.6%である)であり、火山活動は明らかにバイモータル型のものである。前述のように、飛島玄武岩の活動は水中で起ったものである。

以上述べたことからすると、飛島玄武岩は中期中新世の火山活動の産物である可能性もある。本玄武岩が中期中新世に形成されたものであるならば、この玄武岩の産出は、東北日本の中期中新世の他の海洋性火山岩に類似する火山岩の産出と同様な意義(高橋, 1985; 周藤ら, 1985)をもつものと考えることができる。

この可能性を確かめるためには、上述の玄武岩とデイサイトのK-Ar年代を再検討する必要がある。本論で示したように、飛島玄武岩は種々の程度に風化作用の影響を受けているので、年代測定を行う場合には、新鮮な岩石片をその対象にする必要がある。

謝 辞 本稿を書くにあたり有益な討論をしていただいた宮下純夫氏、La・Ce・Baなどのデータの必要性と表現・論理の不十分等を指摘された本会誌編集委員長・青木謙一郎氏および匿名の二人の査読者などの方々に深謝の意を表する。本研究の一部として文部省科学研究費補助金(一般研究C 62540617)を使用した。

引用文献

- Bass, M.N., Moberly, R., Rhodes, J.M., Shih, C. and Church, S.E. (1973), Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17, Deep Sea Drilling Project. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 54, 991-995.
- Beard, J.S. (1986), Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 14, 848-851.
- Bloxam, T.W. and Lewis, A.D. (1972), Ti, Zr, and Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities. *Nature Physical Science*, 237, 134-136.
- Cann, J.R. (1970), Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 7-11.
- 茅原一也(1958), 昭和32年度加茂・飛島班地質調査報告書, 石油資源開発株式会社地質報告書, 酒第38号, 1-58.
- Clague, D.A., Fisk, M.R. and Bence, A.E. (1980), Mineral chemistry of basalts from Ojin, Nintoku, and Suiko seamounts, Leg 55 DSDP. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 55, 607-637. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Dixon, T.H. and Batiza, R. (1979), Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 167-181.
- Ebihara, M., Nakamura, Y., Wakita, H., Kurasawa, H. and Konda, T. (1984), Trace element composition of Tertiary volcanic rocks of north-east Japan. *Geochem. J.*, 18, 287-295.
- Flower, M.F.M., Robinson, P.T., Schmincke, H.U. and Ohnmacht, W. (1977), Petrology and geochemistry of igneous rocks, DSDP Leg 37. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37, 653-679. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Frey, F.A., Bryan, W.B. and Thompson, G. (1974), Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project. *J. Geophys. Res.*, 79, 5507-5527.
- 藤縄明彦(1982), 那須火山帯、島弧型ソレライト質マグマの早期結晶分化作用—船形火山ビジョン輝石玄武岩類の岩石学的研究一, 岩鉱, 77, 419-437.
- Hart, S.R. (1974), Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44, 219-230.
- 浜野洋三, 当倉利行(1985), 東北日本の運動と古地磁気学. 科学, 55, 476-483.
- 畠山 昭(1955), 飛島の地質, 地質雑, 61, 442-448.
- Hekinian, R. (1971), Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeiites in the eastern Pacific Ocean. *Marine Geol.*, 11, 77-91.
- Ishizuka, H. (1981), Geochemistry of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan tectonic

- belt, Hokkaido, Japan. *J. Geol. Soc. Japan.*, **87**, 17-34.
- 一色直記(1974), 阿武隈山地太平洋側の中新世枕状溶岩. 地質雑, **80**, 323-328.
- Jakes, P. and Gill, J. (1970), Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**, 17-28.
- 神保 恵, 本田康夫, 田宮良一, 富沢 尹(1972), 飛島の地質—とくに新第三系について—, 「鳥海山・飛島」総合学術調査報告, 山形県総合学術調査会, 35-45.
- 木村勝弘(1986), 東北地方第三系の放射年代層位. 月刊地球, **8**, 370-375.
- 今田 正 (1974), 東北日本弧における Bimodal volcanism. 地質雑, **80**, 81-89.
- 今田 正(1981), 日本海域の第三紀ソレライト. 月刊地球, **3**, 134-137.
- 今田 正, 植田良夫(1980), 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱特別号, 2 号, 343-346.
- 久野 久(1968), 青木・伊東著「海洋地域の岩石-I. 高アルミナ玄武岩」の論文に対する討論. 地球科学, **22**, 195-197.
- Kuno, H. (1969), Pigeonite-bearing andesite and associated dacite from Asio, Japan. *Amer. J. Sci.*, **267A**, 257-268.
- 倉沢 一, 今田 正(1986), 東北日本第三紀火山岩類のストロンチウム同位体比—日本海拡大との関連. 地質雑, **92**, 205-217.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982), Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 139-154.
- Lofgren, G.E., Bence, A.E., Duke, M.B., Dungan, M. A., Green, J.C., Haggerty, S.E., Haskin, L.A., Irving, A.J., Lipman, P.W., Naldrett, A.J., Papike, J.J., Reid, A.M., Rhodes, J.M., Taylor, S.R. and Vaniman, D.T. (1981), Petrology and chemistry of terrestrial, lunar and meteoritic basalts. In *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*, 161-192. Pergaman Press, Inc., New York. pp.1286.
- Ludden, J., Gelinis, L. and Trudel, P. (1982), Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrographic constraints. *Can J. Earth Sci.*, **19**, 2276-2287.
- Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M. (1969), Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North latitude. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **23**, 38-52.
- Miyashiro, A. and Shido, F. (1975), Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *Amer. J. Sci.*, **275**, 265-277.
- 村山賢一 (1934), 7 万 5 千分の 1 地質図幅「飛島」及び説明書. 地質調査所, 39 p.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A. (1977), Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 149-160.
- Ohguchi, T. (1983), Stratigraphical and petrographical study of the late Cretaceous to early Miocene volcanic rocks in northeast inner Japan. *J. Min. Coll. Akita Univ., Ser. A.*, **VI**, 189-258.
- O'Nions, R.K., Carter, S.R., Cohen, R.S., Evensen, N.M. and Hamilton, P.J. (1978), Pb Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. *Nature*, **273**, 435-438.
- 大沢 稔, 池辺 稔, 荒川洋一, 土谷信之, 佐藤博之, 垣見俊弘 (1982), 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)「象潟」地域の地質. 地質調査所, 73p.
- Pearce, J.A. (1982), Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (ed. Thorpe, R.S.), 525-548, John Wiley & Sons.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1971), Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using T, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 339-349.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979), Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- Prinz, M., Keil, K., Green, J.A., Reid, A.M., Bonatti E. and Honnorez, J. (1976), Ultramafic and mafic dredge samples from equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. *J. Geophys. Res.*, **81**, 4087-4103.
- le Roex, A.P., Dick, H.J.B., Reid, A.M., Frey, F.A., Erlank, A.J. and Hart, S.R. (1985), Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **90**, 367-380.
- Shibata, T., Delong, S.E. and Walker, D. (1979a), Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone., 1. petrology and fractionation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 89-102.
- Shibata, T., Thompson, G. and Frey, F.A. (1979b), Tholeiitic and alkali basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 43°N. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 127-141.
- Shimazu, M. and Takano, M. (1977), Ca-Fe-rich pyroxenes in Miocene perlitites from the Tsug-

- awa and Tadami area, Northeast Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **72**, 419-427.
- 白水 明, 高橋正樹, 池田幸雄(1983), 栃木県茂木地域に産するビジョン輝石デイサイト, 岩鉱, **78**, 255-266.
- 周藤賢治, 茅原一也 (1987), 新潟油・ガス田地域における中新世中～後期の塩基性火山岩, 石油技誌, **52**, 33-47.
- 周藤賢治, 伊崎利夫, 八島隆一(1985), 栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高 TiO_2 ソレナイト, 岩鉱, **80**, 246-262.
- 周藤賢治, 滝本俊明, 阪井明子, 山崎 勉, 高橋 努 (1988), 東北日本弧北部中新世火山岩類の全岩化学組成の時間的変遷, 地質雑, **94**, 155-172.
- 周藤賢治, 八島隆一(1985), 茨城県大子地域に産するホルトノライト安山岩, 岩鉱, **80**, 398-405.
- 周藤賢治, 八島隆一(1986), 東北表日本の中新世岩石区とその岩石構成, 岩鉱, **81**, 190-201.
- 曾屋龍典, 宇都浩三, 牧本 博, 鎌田浩毅, 奥村公男, 須藤 茂 (1984), 三宅火山 1983 年噴出物の化学組成および鉱物組成, 火山, **29**, S283-S296.
- Sun, S.S. and Nesbitt, R.W. (1979), Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 119-138.
- 田口一雄(1973), 東北新第三系下部層の火山層序と放射年代, 地質学論集, 8 号, 183-193.
- 高橋正樹 (1985), 日本海拡大前後の "島弧" マグマ活動, 科学, **56**, 103-111.
- 玉木賢策(1985), 日本海の年代, 地学雑, **94**, 222-237.
- Thompson, G., Bryan, W.B., Frey, F.A., Dickey, J.S. and Suen, C.J. (1976), Petrology and geochemistry of basalts from DSDP Leg 34, Nazca Plate. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **34**, 215-226. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- 土谷信之(1986), 秋田県における中新世中期玄武岩類の分布及び岩石学的性質, 火山, **31**, 150(要旨).
- 土谷信之(1987), 東北日本海側の台島—西黒沢期玄武岩についての予察, 構造地質研究会誌, no. 32, 103-106.
- 土谷信之, 大沢 稔, 鹿野和彦(1982), 山形県飛鳥の中新世飛鳥層中に含まれる先新第三紀酸性岩類, 地質雑, **88**, 979-982.
- 矢内桂三, 井上 武, 大口健志(1973), 朝日山地の白亜紀後期田川酸性岩類, 地質雑, **79**, 11-22.
- 吉田三郎(1986), 2 万 5 千分の 1 地質図説明書「飛鳥」, 山形県.