Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.), no. 31, pp. 9-18, Mar. 2002

原著論文

神奈川県大磯丘陵に産する火山岩の岩石学的特徴

Petrology of Volcanic Rocks at Oiso Hill, Kanagawa Prefecture

小出良幸・山下浩之・平田大二・菅井美里・中村裕子・前田　信・小嶋　結

Yoshiyuki KOIDE, Hiroyuki YAMASHITA, Daiji HIRATA, Misato SUGAI, Yuuko NAKAMURA, Makoto MAEDA & Yui KOJIMA

Abstract. We investigated petrologically volcanic rocks occurred at Oiso Hill, Kanagawa Prefecture. Although the rocks had been classified into "alkali olivine basalt" at the previous study, we could not find the basalt in our field survey. We revealed that the volcanic rocks are andesite which belongs to non-alkaline rock series and contains normative quartz. We considered that the andesite of Oiso Hill is related geologically to Mineoka-Hayama Tectonic Belt.

Key words: andesite, non-alkaline, Oiso, petrology, normative quartz

I はじめに

大磯地域の火山岩類は、三浦半島から、房総半島にかけて連なる火山岩類（一部は海洋地殻の断片であるオフィオライト）との対比を考えると、西方延長あるいは最西端として、非常に重要な位置にある。従って、本地域の火山岩類の岩石学的性質を明らかにすることは、地質学上重要な意義がある。

木村・藤岡（1981）の岩石記載で、本地域の火山岩類は、「アルカリ玄武岩」とされた。しかし、続く岩石学的研究はなく、岩石薄片による記載のみで、その後の岩石学的研究はなされてない。火山岩として分布や岩体が小さいこと、岩石の風化が進んでいることなどが、岩石学的検討を困難にしている理由と考えられる。今回、著者らは、大磯地域に分布する火山岩の地質調査をおこない、岩石記載と全岩および鉱物の化学分析をおこない、岩石学的検討を加えた。その結果をここに報告する。

本稿をまとめるに当たって、藤岡換太郎氏には、「アルカリ玄武岩」の実態に関する情報を、伊藤慎氏には地質に関する情報を、谷口英嗣氏、加藤昭氏には「アルカリ玄武岩」に関する情報を頂いた。以上の方々に、感謝申し上げる。

小出良幸（Yoshiyuki Koide）
神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
y@ykoide.com
山下浩之（Hiroyuki Yamashita）
神奈川県立生命の星・地球博物館
平田大二（Daiji Hirata）
神奈川県立生命の星・地球博物館
菅井美里（Misato Sugai）
恵泉女学園大学
Keisen University
中村裕子（Yuuko Nakamura）
筑波大学
Tsukuba University
前田　信（Makoto Maeda）
南足柄中学校
Minamiashigara Junior High School
小嶋　結（Yui Kojima）
桜井小学校
Sakurai Elementary School

II 研究史

神奈川県平塚市と大磯町にある大磯丘陵は、古くは鈴木（1888）、大築（1912）などにより、新第三系以降の地層からなり、房総半島と三浦半島に分布する地層に対比されることが示された。

その後も層序学的研究は続けられ、大塚彌之助の1929年から1933年にかけての一連の研究（大塚, 1929a; 1929b; 1930; 1931; 1932; 1933）で、大磯丘陵を構成する第三系から第四系の層序の確立と、広く南関東地方の第三系～第四系の研究がなされた。続いて、藤田（1949）、立岩ほか（1954）、石黒（1974）、猪又（1979）による大磯丘陵東部の高麗山～千畳敷山周辺および鷹取山周辺の第三系～第四系層序学的研究、小島（1954）による大磯丘陵全域の第三系～第四系の細かな地質構造と、三浦半島、房総半島、丹沢山地の地層との比較検討、小沢・大木（1972）による丘陵西部の曽我山周辺の地質、Ito（1986）による大磯丘陵東部～南部にかけての第三系の堆積年代と堆積環境、構造発達史の検討、矢野（1986）による大磯丘陵南西部の第三系および第四系の微化石年代学による層序と堆積環境の研究などがある。

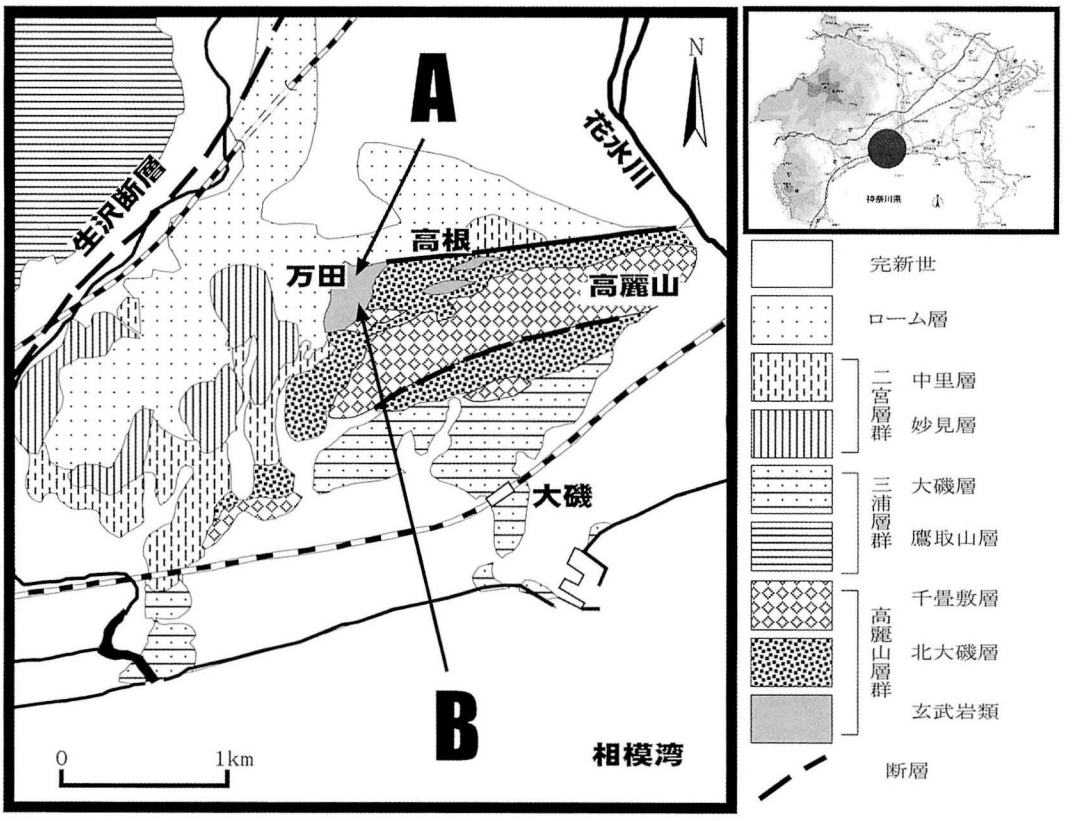

図１．大磯丘陵の地質図．ＡとＢは，分析した試料の採集地点．詳細は本文を参照のこと．

古生物学的検討しては、長田ほか（1988）、田口・松島（1997）による大磯層および鷹取山層産の貝化石の研究、森・長田（1979）、0kumura（1980）による二宮層群産の貝化石の研究、北里（1986）およびKitazato（1997）による底生有孔虫化石による堆積環境と古水深の研究などがある。

岩石学的検討として、Tsuya（1931）は、第三紀以降にデイサイト質～玄武岩質の火山活動が繰り返しあり、現生の島弧火山活動との類似性を指摘した研究がある。その後、木村ほか（1976）の高麗山層群の北部の玄武岩枕状溶岩が存在すること、木村・藤岡（1981）のその溶岩が「アルカリかんらん石玄武岩」であることを示した研究がある。徐・谷口（1988）や谷口ほか（1991）は大磯層中の火山礫の岩石学的性質と古伊豆弧の付加テクトニクスについて検討した。

本論文で検討した火山岩類は、高麗山層群北大磯層中に産するものである（Ito, 1986）。高麗山層群は、大磯丘陵東部の高麗山から千畳敷山にかけての丘陵地に分布し、珪質泥岩層・砂岩泥岩互層・凝灰角礫岩層・火山礫凝灰岩層・「玄武岩質枕状溶岩」などからなる新第三系である。この新第三系を大築（1912）は高麗第三紀層とし、大塚（1929）は高麗山層として命名記載した。高麗山層は、岩相の類似性から、三浦半島の葉山層群（中期中新世）に対比される。

木村・藤岡（1981）は、千畳敷山北麓に露出する上万田安山岩層（石黒, 1974）と同じく高根の小岩体が、「アルカリかんらん石玄武岩」の枕状溶岩からなることを示し、万田火山岩質層と再定義した。

Ito（1986）は、ナノ化石年代に基づき、高麗山層群を下位より北大磯層、千畳敷層に区分した。Ito（1986）は、高麗山～千畳敷山の稜線の南麓および北麓に分布し、珪質泥岩層を主とし、デイサイト質凝灰岩を挟在する地層を、北大磯層とした。千畳敷山北麓の「アルカリかんらん石玄武岩質枕状溶岩」（木村・藤岡, 1981）も北大磯層に含めた。北大磯層の時代は、泥岩中のナノ化石と、シルト岩のナノ化石より、中期中新世であると考えられている（蟹江ほか, 1999）。

Ito（1986）は、北大磯層のデイサイト質凝灰岩や火山砕屑物性泥岩、水中火砕流堆積物の堆積中に「アルカリ玄武岩マグマ」が噴出し、枕状溶岩やハイアロクラスタイトを形成したと推定した。しかし、蟹江ほか（1999）では、北大磯層との関係は不明確で、断層関係である可能性も高いとしている。

今永・山下（1999）では、「アルカリ玄武岩」の全岩K-Ar年代測定をし、7.89±0.51 Maの値を得ている。北大磯層の化石による年代が中期中新世にあたることから、今永・山下（1999）の年代は三浦層群大磯層の時代に相当する非常に若い年代といえる。今永・山下（1999）では、この「アルカリ玄武岩」の年代の意味するところについては、全く議論してないが、本岩石は変質が激しいため、この年代がマグマの固結年代を示しているかどうか、十分な検討が必要である。本稿では、年代についてこれ以上立ち入らない。

III 火山岩類の記載

今回調査した火山岩類は、北大磯層との関係は不明だが近接して産する。北大磯層には、酸性の火山砕屑岩類が、含まれている。地質図上に現れるような火山岩体と

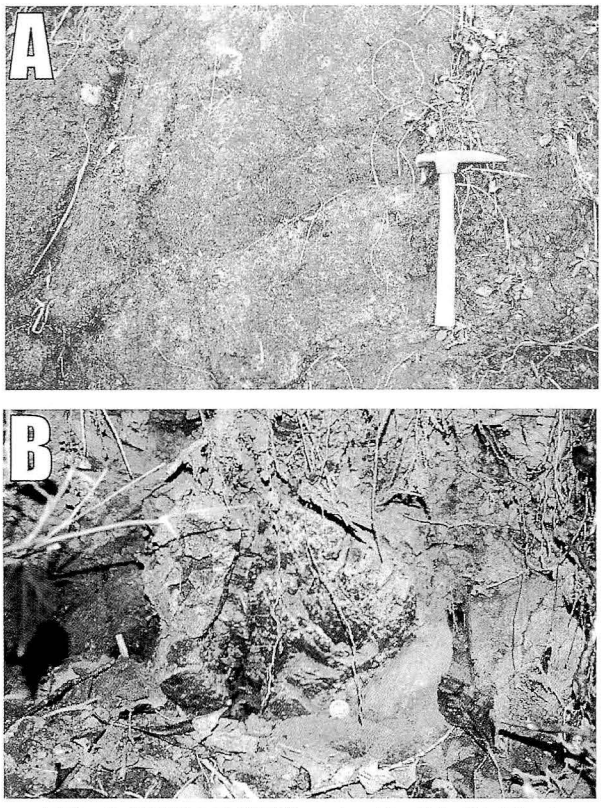

図2．枕状溶岩の産状写真．AとBは，それぞれ図1のAとB地点に対応する．

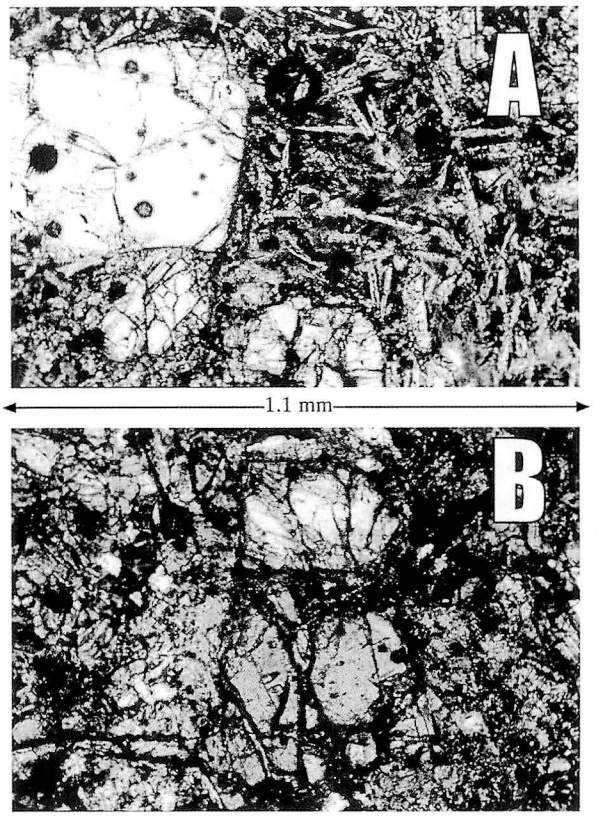

図3．偏光顕微鏡写真．AとBは，それぞれ図1のAとB地点に対応する．Aは斑状，填間状組織を示し（オープンニコル），Bは斑状，サブオフィティック組織を示す（クロスニコル）．スケールは両写真共通である．

しては、限られた分布となる。Ito（1986）では、北大磯層の西部に大きな岩体を一つと、中西部に2ヶ所の小岩体を報告している（図1）。Ito（1986）の報告による大きな岩体が、木村・藤岡（1981）のLoc.1に当たり、2つの小岩体のいずれかが、木村・藤岡（1981）のLoc.2に相当する。中西部の2ヶ所の小岩体もしくはLoc.2の岩体は、今回の数度に及ぶ調査では確認できなかった。従って、今回の岩石学的検討は、平塚市万田の西部の大きな1岩体についておこなった。

本岩体は、Ito（1986）の地質図では南北500m、東西300m程度の大きさの岩体である。地質図上では、周辺の北大磯層と千畳敷層と接しているのだが、その境界を直接確認することができなかったので、地質関係は不明である。

今回本岩体の2地点から分析用試料を採集した。本論文では、北側をA地点、南側をB地点と呼ぶ（図1）。

A地点は、枕状溶岩の形態を残す幅50 m、高さ20 mの大露頭である。露頭の上部には更新世の相模層群に属する礫岩層が、不整合で覆っている。この崖は、人工的に切り開かれたもので、露頭ができて、少なくとも20年以上は経過している。人工的な開削面であるために、風化が時間と共に進行している。しかし、現状でも、枕状溶岩の産状が非常に良く残されており（図2A）、直径50cm程度のものが優勢である。A地点は、アプローチしやすいことから、多くの研究者が試料を採集している有名な露頭である。

B地点は、A地点の南側にあたり、露頭としては連続していないが、山の斜面や林道沿いに点々と、枕状構造をもった岩石の小露頭があり、一連の岩体と推定できる。B地点は、風化は進んでいるが、枕状構造をよく残している枕状溶岩である（図2B）。B地点付近の枕の直径は30cm程度のものが優勢である。B地点はA地点に比べて、枕状構造がやや小さい。

A、B両地点とも、変質や風化が進み、岩石の化学分析および検討には慎重を要する。A地点からは、今回の調査（1999年～2001年）で採集した試料と、約20年前（1982年）に採集した試料を分析した（A）。また、1982年の試料は、今回の調査で採集した試料と比べ明らかに風化の程度は少ない。しかし、風化以外にも、沸石鉱物（束沸石、菱沸石、方沸石、まれにトムソン沸石）とサポナイトを形成した変質作用を蒙っている（加藤, 2001, 私信）。

B地点は、枕状構造が明瞭で、風化の少ない火山岩の試料を採集した。B地点においては風化の少ない試料であるが、A地点の岩石と比べて、明らかに風化が進んでいる。

本火山岩は、単斜輝石（普通輝石）と斜長石を斑晶として持つ斑状火山岩である（図3）。石基は、填間状組織をもち、単斜輝石（普通輝石）と斜長石、少量の不透明鉱物などからなる。B地点の岩石も、単斜輝石（普通輝石）と斜長石を斑晶とする斑状組織をもち、石基部は結晶度がA地点のものよりよく、単斜輝石（普通輝石）と斜長石、少量の不透明鉱物などからなる間粒状からサブオフィッティック組織をもっている。本試料の単斜輝石

表 1　湘南平安山岩の全岩化学組成

No	5	9-1	9-2	9-3	10-3	JB2	JB2	JB3	JB3	JA2	JA2
memo	A	A	A	A	B	T.W.	Ref.	T.W.	Ref.	T.W.	Ref.
n	5	5	5	5	5	5		5		5	
SiO_2	56.52	55.76	55.72	56.30	55.81	53.24	52.96	50.80	50.77	57.54	57.71
TiO_2	0.94	0.97	0.98	0.95	0.80	1.20	1.18	1.46	1.43	0.71	0.68
Al_2O_3	15.95	15.89	15.74	15.51	17.24	14.60	14.56	17.07	17.13	15.71	15.76
Fe_2O_3	10.76	11.71	12.12	12.03	11.11	14.25	14.17	11.78	11.78	6.38	6.35
MnO	0.15	0.14	0.15	0.14	0.15	0.22	0.22	0.18	0.18	0.11	0.11
MgO	4.26	4.34	4.29	4.36	4.75	4.69	4.59	5.12	5.17	7.74	7.77
CaO	7.44	7.87	7.85	7.80	8.24	9.73	9.77	9.74	9.75	6.38	6.43
Na_2O	2.23	3.11	2.85	2.78	2.78	2.00	2.03	2.61	2.72	3.13	3.18
K_2O	1.98	1.09	1.11	1.10	0.57	0.41	0.42	0.75	0.78	1.82	1.85
P_2O_5	0.08	0.10	0.11	0.10	0.07	0.10	0.10	0.29	0.29	0.15	0.15
sum	100.31	100.97	100.91	101.08	101.51	100.43	100.00	99.80	100.00	99.68	100.00
L.O.I.	1.36	0.69	0.87	0.83	0.96						
C.I.P.W. Norm (Fe_2O_3/FeO*=0.15)											
Q	10.17	6.90	7.99	9.00	8.50						
or	11.76	6.42	6.55	6.51	3.34						
Pl	46.82	52.50	51.08	50.09	56.08						
ab	18.96	26.28	24.17	23.54	23.39						
an	27.86	26.22	26.91	26.55	32.69						
di	7.27	10.17	9.50	9.57	6.22						
wo	3.65	5.09	4.75	4.79	3.13						
en	1.66	2.24	2.04	2.08	1.46						
fs	1.96	2.84	2.71	2.70	1.63						
hy	19.64	19.40	20.13	20.19	21.79						
en	9.01	8.57	8.65	8.78	10.31						
fs	10.63	10.83	11.48	11.41	11.49						
ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
mt	2.35	2.55	2.64	2.62	2.40						
il	1.79	1.84	1.87	1.80	1.51						
ap	0.19	0.22	0.25	0.24	0.16						

memo の A と B は，それぞれ図 1 の A と B 地点に対応する．T.W. は this work の略．Ref. は公表値．n は測定回数．FeO* は、全鉄を FeO に換算したもの．

は、いずれも多色性はなく、木村・藤岡（1981）の記載したチタンオージャイトではない。また、木村・藤岡（1981）の記載したかんらん石も、採集した試料からは発見できなかった。

今回採集した試料は、石基の結晶度からすると、A地点の岩石は、B地点に比べ、冷却速度が速いと考えられる。枕状溶岩は、枕状構造が大きく中心部に近いところでは粗粒組織を持ち、枕状構造が小さいものや縁部に近いものは細粒組織をもつ。岩石組織からは、起源や形成過程の違いは認められない。

IV 化学組成

今回、岩石学的検討のために、A地点から2個の岩石と、B地点から1個の岩石を選んで、蛍光X線分析装置（XRF）により全岩分析をした。分析方法は、小出ほか（2000）によった。また、そのうち、A地点とB地点の岩石で、変質と風化を受けてない鉱物として単斜輝石と斜長石を、電子線微小部分分析装置（EPMA）によって分析をおこなった。

1999年と2001年の調査で採集した試料（それぞれ、A地点No. 5とB地点No. 10-3）と、1982年に採集した試料（A地点No. 9）を分析した。また、変質による化学組成の変化を調べるために、風化の程度の少ないNo. 9の試料を用いて、一番変質の少ないと考えられる部分（No. 9-1）、変質があるが岩石全体を代表するような部分（No. 9-3）、そしてNo. 9-3から沸石をハンドピックで取り除いた試料（No. 9-2）を、それぞれ分析した。

火山岩の今回分析した結果を表1に示した。どの分析値も、SiO_2含有量は、55wt%を越える安山岩組成である。

得られた化学組成から、C.I.P.W.ノルムを計算した。ただし、蛍光X線分析装置では、FeはすべてFe_2O_3となって分析される。従って、ノルム計算には、より現実に近づけるために、Fe_2O_3/FeO*（FeO*はFeをすべてFeOとして算出したもの）を1.5として割り振って計算に用いた。

その結果は、表1に示したが、本岩石のC.I.P.W.ノルムでは、特徴的に石英が算出される。従って、ノルムかんらん石とノルム紫蘇輝石は出現しないシリカに過飽和なマグマから由来した岩石であると結論できる。Yoder and Tilley（1962）の分類では、石英ソレアイトに分類される。

2個の試料（No. 9とNo. 10）について、マグマ固結時に形成された鉱物である単斜輝石（表ではcpxと表記）と斜長石（pl）の代表的な鉱物化学組成を表2に示した。

A地点の安山岩の斜長石のアノーサイト含有量は、88 mol%で、B地点は63 mol%である。A地点の単斜輝石

表 2　鉱物の代表的化学組成

Rock No.	9	9	9	9	9	9	9	9	10	10	10	10	10	10	10	10	10
mineral	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	pl	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	pl	pl	pl
	Lpc	Lpc	Lpc	Spc	Lpc	Lpc	Lpc	Spc	Lpc	Lpc	Mpc	Mpc	Mpc	Mpc	Spc	Spc	Spc
	c	r	c		r	c	r				r	c	c	r			
SiO_2	53.90	53.37	52.94	53.92	53.36	54.54	54.20	46.80	53.72	53.01	51.61	51.94	52.80	53.14	55.87	52.52	52.39
TiO_2	0.21	0.23	0.19	0.25	0.19	0.20	0.17	0.04	0.27	0.25	0.42	0.49	0.36	0.25	0.04	0.03	0.00
Al_2O_3	1.83	1.89	1.96	1.48	1.92	1.91	1.89	33.19	1.70	1.67	1.96	2.00	1.55	1.84	27.51	28.09	28.90
Cr_2O_3	0.15	0.15	0.11	0.05	0.18	0.11	0.14	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02
FeO	6.51	6.67	6.88	9.89	6.98	6.85	6.61	0.76	9.77	9.84	13.18	12.25	11.53	9.97	0.80	0.85	0.97
NiO	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03
MnO	0.09	0.13	0.03	0.11	0.22	0.14	0.18	0.00	0.16	0.00	0.10	0.32	0.25	0.06	0.00	0.02	0.00
MgO	16.88	16.79	16.60	16.83	15.87	16.55	16.34	0.14	16.20	16.60	13.28	13.97	16.24	15.33	0.06	0.12	0.13
CaO	19.95	20.86	20.78	17.73	20.60	19.93	20.39	17.53	18.42	17.99	18.39	18.29	17.06	18.20	11.16	12.94	12.84
Na_2O	0.12	0.17	0.12	0.17	0.19	0.13	0.16	1.32	0.19	0.12	0.20	0.14	0.15	0.15	4.97	3.79	4.01
K_2O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.07	0.04	0.05
total	99.66	100.30	99.64	100.44	99.52	100.37	100.11	99.81	100.48	99.53	99.16	99.41	99.97	98.94	100.48	98.41	99.34
cation O=3																	
Si	0.988	0.977	0.976	0.989	0.985	0.992	0.990	0.810	0.987	0.983	0.979	0.979	0.981	0.991	0.942	0.910	0.900
Ti	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.001	0.004	0.004	0.006	0.007	0.005	0.003	0.001	0.000	0.000
Al	0.040	0.041	0.043	0.032	0.042	0.041	0.041	0.678	0.037	0.037	0.044	0.044	0.034	0.041	0.546	0.573	0.585
Cr	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.100	0.102	0.106	0.152	0.108	0.104	0.101	0.011	0.150	0.153	0.209	0.193	0.179	0.156	0.011	0.012	0.014
Ni	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003	0.000	0.003	0.000	0.002	0.005	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.461	0.458	0.456	0.460	0.437	0.449	0.445	0.004	0.444	0.459	0.375	0.393	0.450	0.426	0.002	0.003	0.003
Ca	0.392	0.409	0.411	0.349	0.407	0.388	0.399	0.325	0.363	0.358	0.374	0.369	0.340	0.364	0.202	0.240	0.236
Na	0.004	0.006	0.004	0.006	0.007	0.005	0.006	0.044	0.007	0.004	0.008	0.005	0.005	0.005	0.163	0.127	0.134
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
total	1.991	2.002	2.001	1.994	1.994	1.986	1.989	1.873	1.994	1.997	1.997	1.995	1.999	1.987	1.867	1.868	1.875
Wo	41.13	42.21	42.20	36.28	42.80	41.25	42.23	-	37.91	36.90	39.01	38.67	35.06	38.47	-	-	-
En	48.39	47.25	46.91	47.93	45.88	47.67	47.09	-	46.40	47.36	39.17	41.11	46.44	45.09	-	-	-
Fs	10.48	10.54	10.89	15.79	11.32	11.08	10.68	-	15.69	15.74	21.82	20.22	18.50	16.44	-	-	-
Mg#	82.20	81.76	81.15	75.22	80.21	81.14	81.51	-	74.73	75.05	64.23	67.03	71.52	73.28	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	88.01	-	-	-	-	-	-	55.36	65.35	63.87

cpx：単斜輝石，pl：斜長石，Lpc：大きな斑晶，Spc：通常の斑晶，Mpc：巨晶，c：結晶の中央部，r：結晶の周辺部，Wo：wollastonite 成分，En：enstatite 成分，Fs：ferrosilite 成分，An：anorthite 成分．

の組成は、$Wo_{41.4}En_{48.4}Fs_{10.5}$、Mg 値は 82.2 で、B 地点では $Wo_{37.9}En_{43.4}Fs_{15.7}$、Mg 値は 74.73 であった。両地点の単斜輝石は、Al と Ti が少なく、Si が多いという特徴を示す。

V 議論

本地域の火山岩は、木村・藤岡（1981）が「アルカリかんらん石玄武岩」と記載して以来、岩石学的検討はなされてなかった。そのため、木村・藤岡（1981）の記載が、現在まで引用されつづけてきた。今回の調査研究で、「アルカリかんらん石玄武岩」の岩石学的再検討をするために、本地域の火山岩を調査したのだが、従来の報告では見られなかった知見をいくつか見出した。以下、その詳細を検討する。

1 玄武岩ではない

本地域の火山岩は、木村・藤岡（1981）の報告以来、本地域の火山岩は、すべて「アルカリかんらん石玄武岩」と見なされてきた（例えば、蟹江ほか, 1999 など）。地質学的にも、枕状溶岩の産状を示し、オフィオライトと海洋地殻の関連に非常に興味を持たれた時期であったため、岩石記載では、玄武岩とすることに誰も疑義をはさまなかった。野外では、玄武岩と呼んでもいいような岩石である。しかし、岩石学的検討をすると、今回の研究から、玄武岩でなく、安山岩が広く分布することが明らかになった。

本地域の火山岩は、どの分析値も、SiO_2 含有量が、55wt% を越える安山岩組成である。強熱減量（loss on ignition、表 1 では L.O.I. と表記）を考慮しても、SiO_2 の含有量が 55wt% より低くなることはない。

SiO_2 の量で考えると、中性岩に相当する。しかし、中性岩の境界は統一されておらず、国際地質科学連合火成岩分類委員会案（IUGS; Le Maitre, 1989）では、52 ～ 63wt% に定められているが、塩基性と中性の境界を、52.5wt% あるいは 53.5wt% としていたり、中性と酸性の境界を 66wt% としていることもある。本岩石は、どの境界を用いても、SiO_2 の含有量からは中性岩となる。

玄武岩と安山岩の境界も、定義がさまざまである。玄武岩と安山岩の境界に、玄武岩質安山岩という細分を設けることもある。玄武岩質安山岩は、SiO_2 の含有量で、52 ～ 55wt%（Cox et al., 1979）や 53 ～ 57wt%（Hall, 1987）の

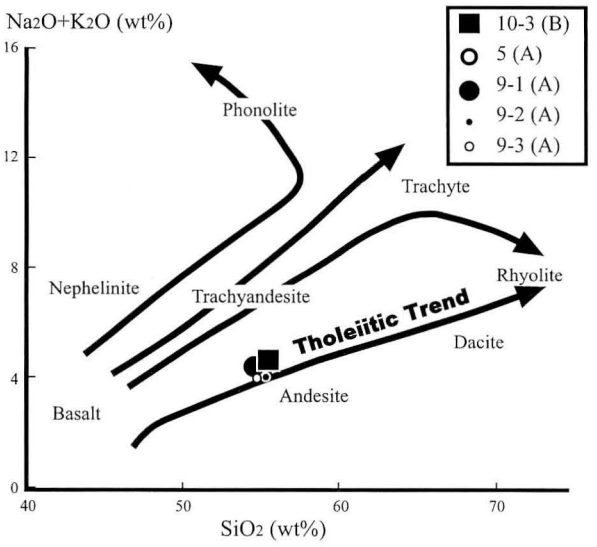

図 4．Na_2O+K_2O - SiO_2 図．凡例の中の試料番号は表 1 に対応し，（ ）内の A と B はそれぞれ図 1 の A と B 地点に対応する．

定義がある。また、玄武岩質安山岩を設けない分類では、玄武岩と安山岩の境界の SiO_2 含有量は、52wt%(Cox et al., 1979; Le Maitre,1989)や53wt%（地学団体研究会編, 1996）、53.5wt%（都城・久城, 1975）の区分がある。

岩石組織や鉱物組み合わせは、玄武岩にもよく見られるものであるが、定義の上では、広義の安山岩に属する。従って、岩石分類の定義上は、本岩体は「玄武岩」ではなく、安山岩と呼ぶべきである。安山岩でも比較的塩基性の性質を持つ。従って、分類基準によっては、玄武岩質安山岩と呼んでも差し支えない。

以上の検討から、本岩体の岩石名を安山岩もしくは玄武岩質安山岩と呼ぶべきものである。本稿では、以下、安山岩と呼ぶ。

2 アルカリ岩ではない

次に、今回分析した安山岩は、どのような岩系のマグマに由来したのかを検討する。

アルカリ岩系と非アルカリ岩系の区別は、区分図を用いてなされることが多い（例えば、koide, 1986など）。今回分析した試料の化学組成を、いくつかの区分図を用いて検討した。

アルカリ岩系と非アルカリ岩系の区分は、主としてアルカリ（Na_2O と K_2O）の含有量によってなされる。それを端的に表したのが、Na_2O+K_2O - SiO_2 図である（例えば、Macdonald and Katsura, 1964 など）。この図に今回のデータをプロットすると（図 4）、非アルカリ岩系（図では Tholeiitic Trend と示した）領域にプロットされる。従って、この図においては、非アルカリ岩系という結論が下される。

しかし、本試料のように変質の激しい岩石では、アルカリ元素は移動しやすく、区分図での取り扱いには注意が必要である。

本試料では、変質の程度に違いのあるものを同時に分析した。A 地点（図 1）において、1982 年から 2001 年にかけての風化時間の違いによる検討のために、No. 9 と No. 10-3 を比較分析した。さらに、1982 年に採集した風化の程度の少ない試料 No. 9 では、一番変質の少ないと考えられる部分（No. 9-1）、変質しているが岩石全体を代表するような部分（No. 9-3）、そして No. 9-3 から沸石をハンドピックで取り除いた試料（No. 9-2）を、それぞれ分析した。その結果、図 4 においては、ほとんど違いが認められなかった。つまり、アルカリ元素に関しては、元素移動はあっても少しであったのか、あるいはすべての試料がすでに同じ程度のアルカリ元素の移動が起こっていたかのどちらかである。

次に、変質で比較的移動しにくいと考えられている元素で、区分するという方法もある。その元素は、主に HFS 元素（high-field strength elements）と呼ばれるものである。その代表として P_2O_5 と TiO_2 がある（Bass et al., 1973）。図 5 では、P_2O_5-TiO_2 を用いた区分図に、分析データをプロットした。その結果、アルカリ玄武岩の領域（AB で示したところ）から HFS 元素の少ない、非アルカリ岩系の領域である中央海嶺玄武岩（図では MORB と表記）の領域にプロットされる。

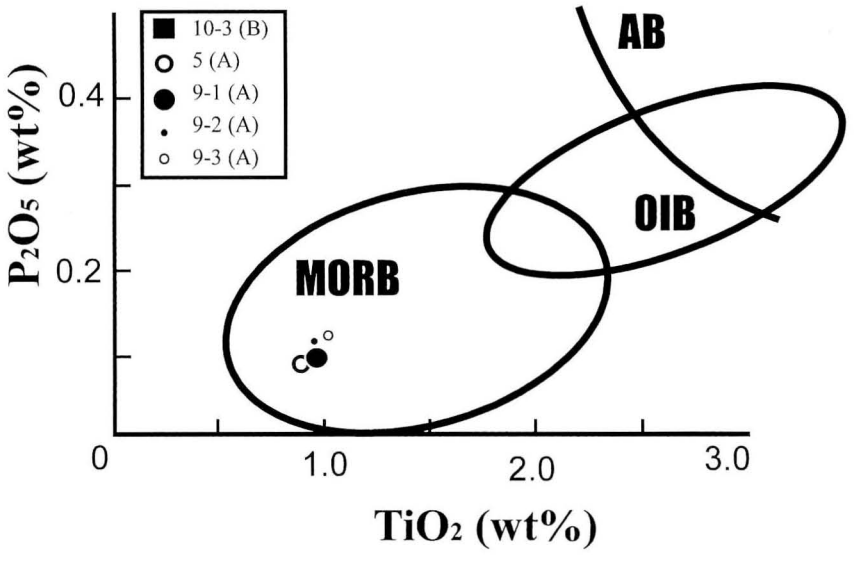

図 5．P_2O_5 - TiO_2 図．凡例の中の試料番号は表 1 に対応し，（ ）内の A と B はそれぞれ図 1 の A と B 地点に対応する．AB はアルカリ玄武岩，OIB は海洋島玄武岩，MORB は中央海嶺玄武岩がプロットされる領域．

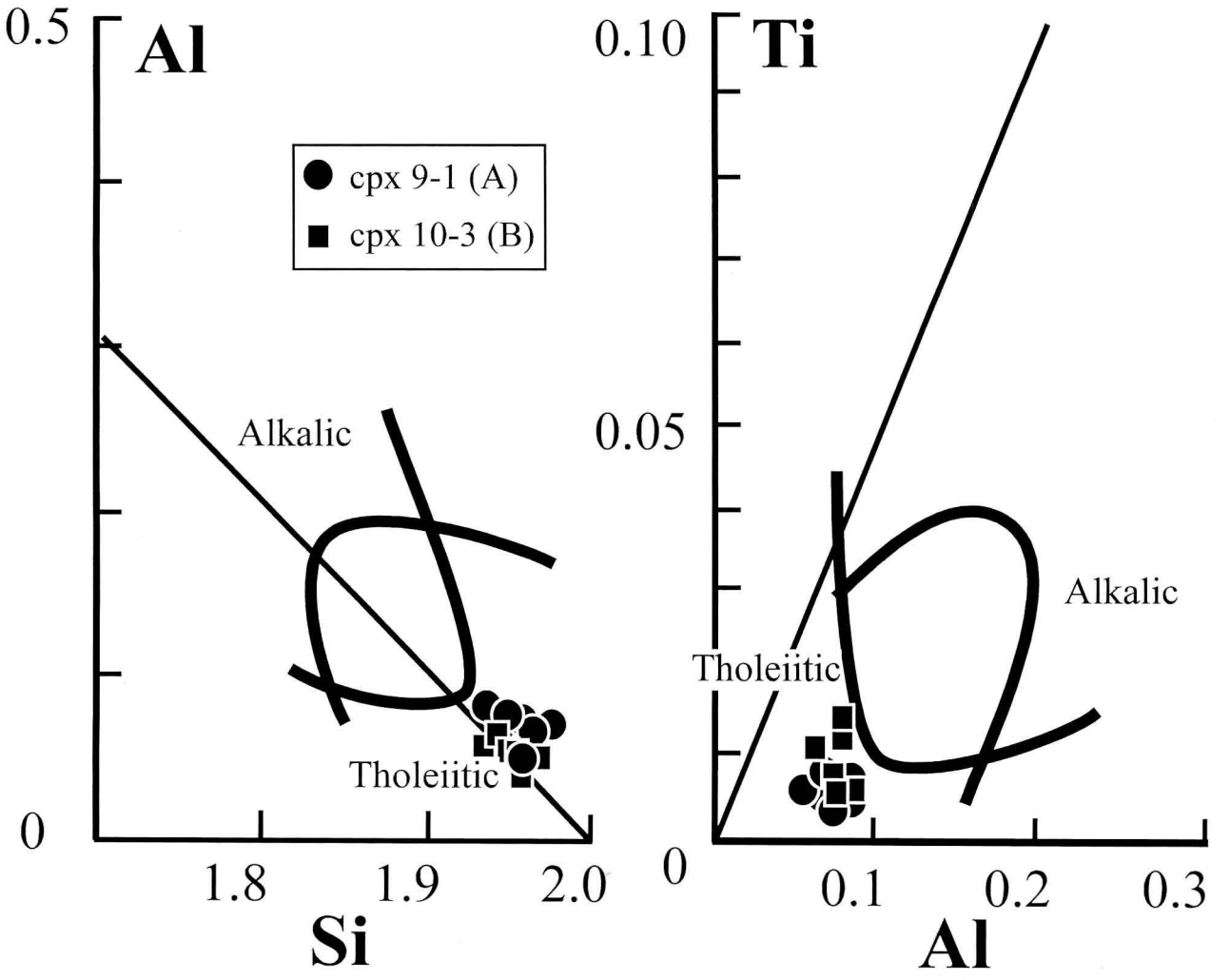

図6．残存単斜輝石のAl-Si,Ti-Al図．凡例の中の試料番号は表1に対応し，（ ）内のAとBはそれぞれ図1のAとB地点に対応する．Alkalicはアルカリ玄武岩に産する単斜輝石，Tholeiiticはソレアイトに産する単斜輝石がプロットされる領域．

この区分図は、玄武岩によるものであるが、本試料は安山岩であるから、玄武岩用の区分図の適用には注意する必要がある。マグマの結晶分化に伴って、TiO_2およびP_2O_5がどのような挙動するかを見極めなければならない。P_2O_5は、燐灰石が晶出するまではマグマ中で濃度が増加する。TiO_2は、チタン鉄鉱が晶出するまでマグマ中で濃度が増加する。どちらの鉱物も、今回分析した岩石中には、あっても少量で、大幅に減少したとは考えられない。したがって、図5でも、アルカリ岩系の可能性がない。

最後に残存単斜輝石の化学組成による検討をした。単斜輝石の化学組成は、マグマの組成を反映していると考えられている（例えば、Maruyama, 1976; Takasawa and Hirano, 1977など）。単斜輝石の化学成分のAl、Si、Tiを用いたマグマ区分をおこなうことが可能である（図6）。この図でも、分析値は、非アルカリ岩系の領域（Tholeiiticと表記している）にプロットされた。

上述のように、さまざまな元素組成を検討した結果、本試料は、アルカリ岩系に属さないと結論される。

3では、どんな岩石か

本地域の安山岩は、マグマの分化の程度を示すMgOが4 wt%と少なく、Mg値（FeO*/(FeO* + MgO)の値のこと）も0.292と0.305で、中央海嶺の玄武岩と比べて、かなり分化した化学組成を持っている。従って、本地域の火山岩は、海洋地殻を構成していたようなオフィオライトのメンバーとは考えづらい。また、晶出鉱物としては石英は認められないが、ノルム石英が算出される（表1）ことも、中央海嶺の火成活動とは明らかに違う特徴である。また、HFS元素の含有量も少ないことから、海洋島の岩石（図5のOIBの領域）とも違う。

つまり、本岩石は、海洋域（中央海嶺や海洋島、海山）で起こるマグマ作用によるではない可能性が高い。岩石の産状として枕状を呈することから、水面下での火山噴出は明らかである。従って、陸と海の境界あたりの噴出場が想定される。その候補として、島弧の初期段階の海水下での火成活動が考えられる。

島弧を特徴づけるマグマタイプは、島弧ソレアイト岩系とカルクアルカリ岩系の2種類がある。本試料が、そのどちらに属するかを検討する。

島弧ソレアイト岩系とカルクアリカリ岩系の区分は、厳密ではないが、石基に産する輝石の種類がピジョン輝石か紫蘇輝石かという記載岩石学的特徴によって行うことが可能である。しかし、本試料は、変質しており、石基の鉱物組み合わせを十分検討することができない。

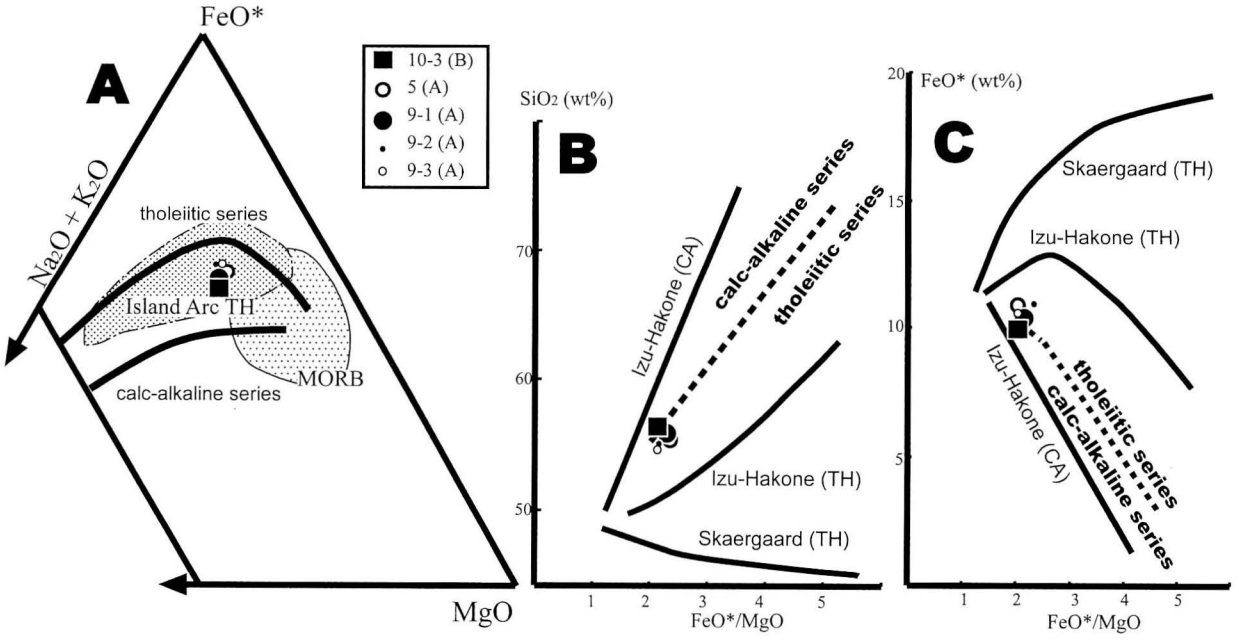

図7．全岩化学組成の区分図．凡例の中の試料番号は表1に対応し，（ ）内のAとBはそれぞれ図1のAとB地点に対応する．A：FeO*-(Na_2O+K_2O)-MgO図．実線で示した分化トレンドはソレアイト系列（tholeiitic series）カルクアルカリ岩系列（calc-alkaline series），MORBは中央海嶺玄武岩がプロットされる領域，Iskand Arc THは島弧ソレアイトがプロットされる領域を示す．B：SiO_2-(FeO*/MgO)図．実線で示した分化トレンドはスケアーガード貫入岩体（ソレアイト系列），伊豆箱根ソレアイト系列の火山岩類，伊豆箱根カルクアルカリ系列の火山岩類で，破線はカルクアルカリ岩系列とソレアイト系列の境界，C：FeO*-(FeO*+MgO)図．実線の分化トレンドと破線の境界はBと同じ．

島弧ソレアイト岩系は、分化に伴って、例えばSiO_2の増加やMgOの減少に伴って、FeO*が増加し、カルクアリカリ岩系では増加しないという特徴によって区分できる。このような濃度変化の特徴は、図上で見分けることが可能である（図7A、B、C）。今回分析した試料は、いずれも、島弧ソレアイト岩系（tholeiitic seriesと表記）とカルクアリカリ岩系（calc-alkaline seriesと表記）の境界付近にプロットされる。そのため、現在採取した試料では、岩石系列を判定することはできなかった。

岩体内での岩石は必ずしも均質ではなく、詳細に見れば、岩石の分化が認められる。マグマの分化の程度を示すMg値は、A地点（図1）の安山岩では0.292と0.305で、B地点（図1）では0.322である。これは、A地点の安山岩の方が未分化で、B地点の安山岩の方が分化が進んでいることになる。

分化の程度の違いは、残存鉱物の組成からも見出される。A地点の安山岩の斜長石のアノーサイト含有量（An）は、88 mol%で、B地点は63 mol%である。A地点の単斜輝石のMg値は82.2で、B地点では74.73であった（表3）。全岩化学組成と同様に、A地点の鉱物類が未分化で、B地点のものが分化が進んでいるという調和的な結果が得られた。

今までの議論で、この岩石は、おそらく島弧付近に活動したマグマによって形成された、非アルカリ岩系の安山岩であることが判明した。以上の特徴は、C.I.P.W.ノルムでは、ノルム石英の算出する組成を持つということに換言できる（図8）。これは、本岩石を特徴づける一番の性質といえる。

今後本岩石について、微量元素などの分析を進めて、ソレアイト岩系かカルクアリカリ岩系のいずれに属するのか、あるいは島弧域か海洋域のマグマ活動なのかを、推定ではなく、客観的データで明らかにする必要がある。

表3　地点A，Bの岩石学的相違

	A	B
Rock		
TiO_2	0.21	0.23
P_2O_5	0.00	0.02
Mg#	0.299	0.322
Cpx		
Wo	41.13	42.21
En	48.39	47.25
Fs	10.48	10.54
Mg#	82.20	81.76
Pl		
An	88.01	55.36

Mg#：MgO/(MgO+FeO*)比，Cpx：単斜輝石，Pl：斜長石，Wo：wollastonite成分，En：enstatite成分，Fs：ferrosilite成分，An：anorthite成分．AとBはそれぞれ図1のAとB地点に対応する．

4 幻のアルカリ玄武岩

今回の調査では発見することができなかったが、木村・藤岡（1981）の岩石記載によれば、チタンオージャイトを斑晶としてもつ岩石が存在する。チタンオージャイトは、アルカリ玄武岩（木村・藤岡（1981）では、アルカリかんらん石玄武岩と記載した）に特徴的に産出す

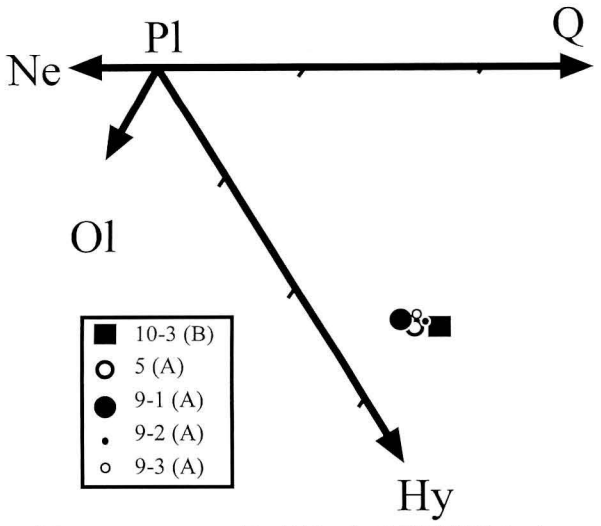

図８．C.I.P.W.ノルム図．凡例の中の試料番号は表１に対応し，（ ）内のＡとＢはそれぞれ図１のＡとＢ地点に対応する．ノルム鉱物による図の一部を示している．

る鉱物である。つまり、本地域のどこかにアルカリ玄武岩が存在するはずであるが、未だに「幻」のままである。現在、この「幻のアルカリ玄武岩」を探すことが、今後の重要な課題となる。

今回の調査で、木村・藤岡（1981）のLoc.1の枕状溶岩は、非常に有名でその場所も明らかであった。そのため木村・藤岡（1981）の報告の岩石に対する追試ができ、非アルカリ岩質の安山岩であることが判明した。しかし、Loc.2の枕状溶岩は、今回の調査で発見できなかった。もし木村・藤岡（1981）のLoc.1が今回の安山岩で、Loc.2がアルカリ玄武岩と考えれば、今回の調査結果を矛盾なく説明することができる。つまり、本地域には、非アルカリ質安山岩とアルカリ玄武岩の2種のマグマ系列が混在していたことになる。

従来、本地域は、アルカリ玄武岩という位置付けで、他地域との比較がなされていた。今回の結果をもとに、予察的に他地域との比較を行う。

嶺岡帯は、中央海嶺起源類似のソレアイト玄武岩を主とし、一部アルカリ玄武岩や島弧ソレアイト、ピクライトも産出する（佐藤ほか，1999）。葉山帯は、大部分が海洋島（海山）起源のアルカリ玄武岩（谷口・小川，1990）からなる。

木村・藤岡（1981）のアルカリ玄武岩は、海洋島（海山）に特徴的なマグマによって形成される。今回調査した安山岩が、推定したように島弧起源のものとすると、本地域には、島弧と海洋島（海山）の岩石が混在する地域になる。このような特徴は、房総半島の嶺岡帯や三浦半島の葉山帯との類似するものである。したがって、本地域の火山岩類は、岩石学的も嶺岡－葉山帯の延長線上の位置にあたると考えてよいであろう。

VI さいごに

大磯丘陵は古くから研究されているにもかかわらず、火山岩の岩体が小さく、変質しているので、岩石学的検討が充分なされてこなかった。そこで、今回、本地域の火山岩類の岩石学的検討を加えた。従来本地域の火山岩は、「アルカリかんらん石玄武岩」とされていた。しかし、今回の調査では、アルカリ玄武岩は発見できず、本地域の岩石は、非アルカリ岩系のノルム石英が算出される安山岩であることが判明した。また、本研究で、岩石の性質は、従来のものと違った結果であったたが、嶺岡－葉山帯との関連があることが、明らかになった。今後、周辺の構造発達史を考える上で、更なる地質調査と、より詳細な化学組成による比較検討が必要である。

引用文献

Bass, M. N., R. Moberly, J. M. Rhodes, S. Shih and S. E. Church, 1973. Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17, Deep Sea Driking Project. *Transaction of American Geophygical Union*, 54: 991-995.

地学団体研究会編, 1996. 新版地学事典. 平凡社, 東京. 1443pp.

Cox, K. G., J. D. Bell, and R. J. Pankhurst, 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London. 450pp.

藤田至則, 1949. 大磯付近の新第三紀層について（演旨）. 地質学雑誌, 55（648-649）: 189-190.

Hall, A., 1987. *Igneoous petrology*. Longman Scientic & Technical, Essex. 572pp.

今永　勇・山下浩之, 1999. 丹沢・足柄・大磯・三浦半島に分布する新生代火成活動のK-Ar年代. 神奈川県立博物館調査研究報告書, (9): 179-188.

猪又　久, 1979. 大磯丘陵の第三系について. 神奈川県立教育センター「長期研修員研究集録」, (14): 29-34.

Ito, M., 1986. Neogene depositional history in Oiso hill: Development of Okinoyama bank chain on landward slop of Sagami trough, Central Honshu, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 92(1): 47-64.

石黒　進, 1974. 大磯丘陵東南部の地質. 神奈川県温泉研究所報告, 5(3): 141-148.

木村政昭・湯浅真人・正井義郎・蟹江康光, 1976. 三浦半島で発見された漸新－中新世初期の枕状溶岩. 地調月報, 27: 451-457.

蟹江康光・平田大二・今永　勇, 1999. 大磯丘陵と相模湾、沖ノ山堆列の地質と微化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告書, (9): 95-110.

木村政昭・藤岡換太郎, 1981. 神奈川県大磯丘陵で発見された枕状溶岩. 地質学雑誌, 87(12): 837-840.

北里　洋, 1986. 南部フォッサマグナ地域における古地理の変遷. 月刊地球, 8(10): 605-611.

Kitazato H., 1997. Paleographic changes in central Honshu, Japan, during the late Cenozoic in relation to the collision of the Izu-Ogasawara Arc with the Honshu Arc. *The Island Arc*, 6: 144-157.

Koide, Y., 1986. Origin of the Ibara metabasalt from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 92: 329-348.

小出良幸・山下浩之・川手新一・平田大二, 2000. 蛍光X線分析装置による岩石主要元素の分析精度の検証. 神奈川県立博物館研究報告（自然科学）, (29): 107-125.

小島伸夫, 1954. 大磯地塊の地質について. 地質学雑誌, 60(709): 445-454.

Macdonald, G. and T. Katsura, 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, 5: 82-133.

le Maitre, R. E., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 100pp.

Maruyama, S., 1976. Chemical natures of the Sawadani greenstone

complex in Chichibu Belt, Eastern Shikoku. *Journal of the Geological Society of Japan*, 82: 183-197.

都城秋穂・久城育夫, 1975. 岩石学 II. 共立出版, 東京. 171pp.

森　慎一・長田敏明, 1979. 二宮層群産軟体動物化石目録. 平塚市博物館資料, (19): 1-70.

Okumura, K., 1980. Molluscan fauna from the pleistocene Ninomiya Group in the Oiso Hills, Kanagawa Prefecture. *In* Igo H. and H. Noda (eds.), Professor Saburo Kanno Memorial Volume, 137-154. Memorial Association of Professor Saburo Kanno's Retirement, Tsukuba, Ibaraki.

大塚彌之助, 1929a. 大磯地塊を中心とする地域の層序に就いて（其一）. 地質学雑誌, 36: 435-456.

大塚彌之助, 1929b. 大磯地塊を中心とする地域の層序に就いて（其二）. 地質学雑誌, 36: 479-497.

大塚彌之助, 1930. 下原貝層から出た貝化石種のあるものに就いて. 地質学雑誌, 37: 29-30.

大塚彌之助, 1931. 大磯層その他に就いて. 地質学雑誌, 38: 174-187.

大塚彌之助, 1932. 日本群島に見られる沈積輪廻の或るもの. 地理学評論, 8(12): 905-932.

大塚彌之助, 1933. 関東地方の新第三系の対比. 地質学雑誌, 39(465): 299-304.

大築洋之助, 1912. 神奈川県中郡大磯町水脈調査報文. 地質調査所報告, (36): 301-315.

長田敏明・上杉　陽・原田昌一・長崎　正, 1988. 大磯丘陵東部鷹取山礫岩層下部から産した二枚貝化石. 関東の四紀, (14): 43-46.

小沢　清・大木靖衛, 1972. 大磯丘陵南西部の地質. 神奈川県温泉研究所報告, 3(2): 73-82.

佐藤　暢・谷口英嗣・高橋直樹・M. M. Mohiuddin・平野直人・小川勇二郎, 1999. 嶺岡オフィオライトの起源. 地学雑誌, 108(3): 203-215.

徐　垣・谷口英嗣, 1988. 本州弧に付加した古伊豆ー小笠原弧. 月刊地球, 10(10): 611-615.

鈴木　敏, 1888. 20 万分の 1 横浜図幅および地質説明. 地質調査所.

田口公則・松島義章, 1997. 大磯丘陵における大磯層及び鷹取山礫岩層産の貝化石. 神奈川自然誌資料, (18): 13-22.

Takasawa, K. and H. Hirano, 1977. Some cinsideration on the relations between magma series and Al_2O_3 variation of Ca-richpyroxene. Journal of the Geological Society of Japan, 83: 583-591.

谷口英嗣・小川勇二郎, 1990. 三浦半島に分布するアルカリ玄武岩質岩類とそのテクトニクス上の意義. 地質学雑誌, 96: 101-116.

谷口英嗣・徐　垣・小川勇二郎, 1991. 三崎層に含まれる火山岩類の起源とそのテクトニクス. 月刊地球, 13: 31-34.

立岩　巌・生越　忠・加藤　昭, 1954. いわゆる“大磯層”の中に発見された傾斜不整合について. 地質学雑誌, 60(707): 358-359.

Tsuya, H., 1931. Petrographic notes on the sedimentary rocks of southwest Sagami Province. (Part II). Bulletin of the Earthquake Research Institute, 9: 353-373.

矢野　享, 1986. 大磯丘陵南部地域の層序とその地質年代および堆積環境. 静岡大学地球科学研究報告, (12): 191-208.

Yoder, H. S. and C. E. Tilley, 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology, 3: 342-532.

摘　　要

小出良幸・山下浩之・平田大二・菅井美里・中村裕子・前田　信・小嶋　結, 2002. 神奈川県大磯丘陵に産する火山岩の岩石学的特徴. 神奈川県立博物館研究報告（自然科学）, (31): 9-18. （Koide, Y., H. Yamashita, D. Hirata, M. Sugai, Y. Nakamura, M. Maeda & Y. Kojima, 2002. Petrology of volcanic rocks at Oiso Hill, Kanagawa Prefecture. *Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.)*, (30): 1-26.)

大磯丘陵に産する火山岩類に関して岩石学的検討をした。従来本地域の火山岩は、「アルカリかんらん石玄武岩」とされていた。しかし、今回の調査では、アルカリ玄武岩は発見できず、非アルカリ岩系のノルム石英が算出される安山岩であることが判明した。本岩石は、従来のものと違った結果であったが、嶺岡ー葉山帯との関連があることが、明らかになった。

（受付：2001 年 12 月 19 日；受理 2002 年 2 月 12 日.）