



ここに報告する。

## 2. 地質概説

竜爪層群は、南部フォッサマグナ西縁に位置し、南北に分布している (Fig-1)。本層群の西には、主に砂岩頁岩互層からなる四万十系の瀬戸川層群 (千谷, 1931) が分布しており、十枚山構造線 (徳山, 1972) で接している。東は、新第三紀の厚層砂岩層からなる静岡層群 (伊田, 1945) が分布する。竜爪層群は、下位から粗面岩や流紋岩の溶岩およびハイアロクラスタイトを主体とする真富士山累層、アルカリ玄武岩—粗面安山岩岩類の枕状溶岩を主体とする高草山累層、凝灰質砂岩泥互層を主体とする三輪累層に分けられ、真富士山累層と高草山累層は指交関係で接し、高草山累層と三輪累層は整合で接している (山本・坂本, 1999)。

## 3. 地質各説

真富士山累層は安倍川西岸の真富士山から竜爪山に連なる竜爪山地に主に分布している。本累層は粗面岩と流紋岩の溶岩およびそのハイアロクラスタイトや水中火砕岩層および粗面岩や流紋岩などの貫入岩類からなり、泥岩層を挟在する。

本累層の層序は池田 (1978) によって、真富士山ソーダ粗面岩層、浅間原斜長流紋岩層、黒沢黒雲母斜長流紋岩層に分けられ、各層は指交関係であるとされていたが、柴 (1987) はこれに高草山団研 (1979) の宗小路凝灰岩層を加えた。しかし、真富士山累層の層序を示した池田 (1978)、柴 (1987) では、水中火山岩の産状記載が不十分であり、本累層の多くをしめる火山岩の岩石学的な特徴も異なるため、ここでは柴 (1987) を再定義し、筆者らの行った調査にもとづいて述べる。なお、池田 (1978) の石英ソーダ粗面岩は後述するが本論文で用いる LeBas *et al* (1986) の分類では粗面岩にあたるので以下粗面岩と呼び、浅間原斜長流紋岩および黒沢黒雲母斜長流紋岩は流紋岩にあたるので流紋岩と呼び、以下のように改名する。

真富士山累層は、文珠岳粗面岩層 (新称)、地蔵峠流紋岩層 (新称)、宗小路凝灰岩層からなり、文珠岳粗面岩層と地蔵峠流紋岩層は指交関係にある。本累層の構造はN35°E~N20°Wで西に35°~60°傾く単斜構造を示している。真富士山累層の table 1. に層序表と Fig. 2. に調査地域の地質図を示す。なお、宗小路凝灰岩層は、今回の調査地域から外れ、分布も高草山団研 (1979) と同様であるため、簡略化して記載し、地質図には示さなかった。

### A. 地蔵峠流紋岩層 (新称)

池田 (1978) の浅間原斜長流紋岩層および黒沢黒雲母斜長流紋岩層を一括し、改名再定義。

「模式地」有東木沢上流

「分布および岩相」

本層は、真富士山北方から十枚山にかけて南北に分布し、真富士山付近で、文珠岳粗面岩層と指向関係で接し、十枚山

付近で、十枚山構造線と小淵沢—静岡衝上に挟まれて、分布を失う。

本層はおもに溶岩およびハイアロクラスタイトからなり、泥岩層を挟在する。溶岩は塊状のものが多くがラバーローブ (lava lobe) と思われる径2~6mの楕円形の産状を呈しているものがある。この楕円の周縁部はガラス質で、幅30cm~80cmのパーライトまたはピッチストーンとなっている部分があり、ガラス質のハイアロクラスタイトを伴っている。

Table 1. Composition of the Mafujiyama Formation.

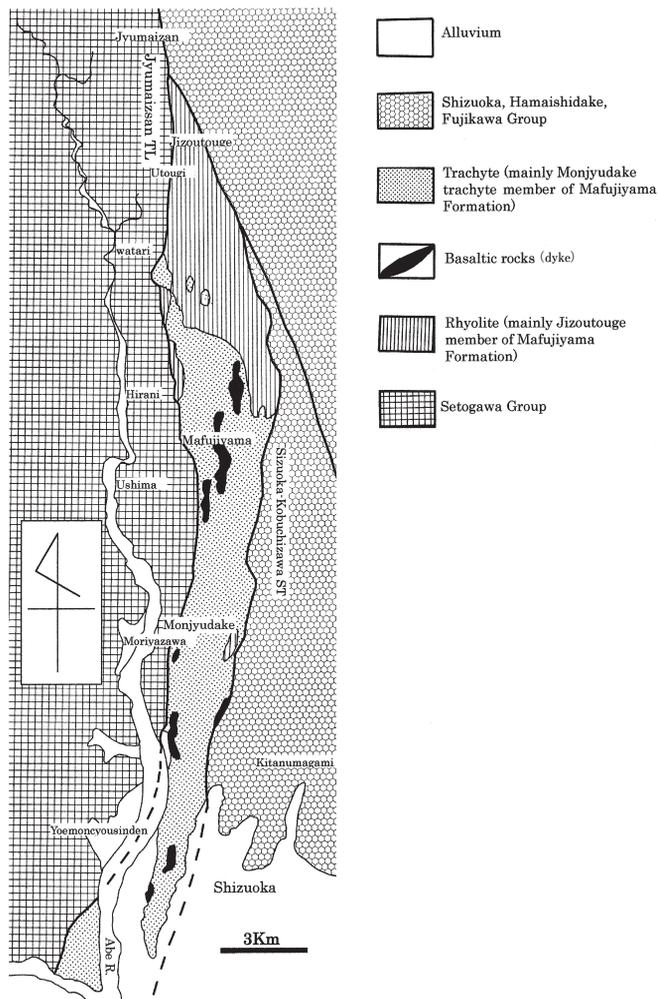
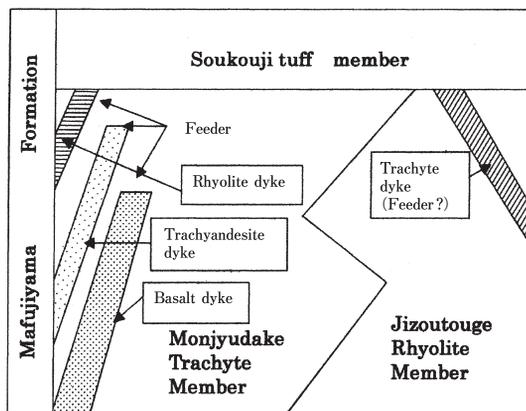


Fig. 2. Geological map of Mafujiyama Formation.

ハイアロクラスタイトは石質の部分とガラス質の部分が不均質に混ざりあっていることが多く、ガラスが引きちぎられたように変形したものが観察される。本層のハイアロクラスタイトの一部には文珠岳粗面岩層と同じく級化構造が発達している。また幅数mの小規模な粗面岩の貫入岩が観察され、その周辺のハイアロクラスタイトには、粗面岩の礫が含まれている。本層を構成する流紋岩は斜長石と石英の斑晶からなり、南部では、これに黒雲母が含まれる。変質によって緑灰色を示すことが多い。また、挟在する泥岩より、Blow (1969) のN8帯に産出が限られる *Praeorbulina glomerosa cuva* が産出する (杉山, 1995)。本層には、文珠岳粗面岩層との境界付近に粗面岩の貫入岩が観察される。最大層厚は2000m以上とされている (池田, 1978)。地蔵峠流紋岩層には、文珠岳粗面岩層と異なり、大規模なアルカリ玄武岩や粗面安山岩の貫入岩が含まれていない。

### B. 文珠岳粗面岩層

池田 (1978) の真富士山ソーダ粗面岩層を改名再定義

「模式地」森谷沢上流

「分布および岩相」静岡市市街地から真富士山付近まで南北に分布する。

粗面岩質の溶岩およびハイアロクラスタイトからなり、泥岩層や礫岩層を挟在する。溶岩は流理が発達し、一部ガラス質で幅30cm~80cmのパーライトまたはピッチストーンとなっている。ハイアロクラスタイトは中礫サイズの角礫を主とし、発泡度の悪い石質のものを主体とし、ガラス質のものを含む。石質のハイアロクラスタイトの礫は不規則な割れ目が入っているものが多く、急冷縁の発達が悪い。またガラス質と石質が均質に混ざりあっているものもある。基質部はガラス片から変質した緑白色のセラドナイトを主体とする。ガラス質の岩片または急冷縁ではパーライト構造がしばしば観察される。ハイアロクラスタイトの一部にはインプリケーションや級化構造がみられ、flow uniteが観察される。また、このようなハイアロクラスタイトには中礫~大礫の粗面安山岩質やアルカリ玄武岩質の礫が多く含まれる。この粗面安山岩質、アルカリ玄武岩質の礫は急冷縁を持ち、粗面安山岩質または玄武岩質のハイアロクラスタイトである。泥岩層には溶岩によって熱を受けたように赤焼けしたペペライト状の部分がみられる。最大層厚は2000m以上とされている (池田, 1978)。本層には、粗面安山岩、アルカリ玄武岩~アルカリドレライトの貫入岩が見られる。玄武岩~ドレライトの貫入岩は、ほぼ走向って南北に細長く貫入しており、南北方向に数100m、東西方向に数10mの規模で分布している。この貫入岩には、幅数cm~10数cmの周縁層が観察され、側方では、塊状から各礫状となり、ハイアロクラスタイトに漸移することが観察される。これらのことからこの貫入岩が給源岩脈 (山岸, 1994) であると考えられる。粗面安山岩の貫入岩は、玄武岩と同様の産状を示すが、幅2~3mと規模が小さく地質図に示すほどの規模のものではなく、貫入岩そのものが観察されることは少ないが、文珠岳層の粗面岩のハイアロクラスタイト全般に、しばしば粗面安山岩のハイア

ロクラスタイトが含まれることから、規模が小さいものが存在すると思われる。また、調査地域中部の地蔵峠流紋岩層との境界付近や文珠岳東などでは、直径数10mの流紋岩の貫入岩が観察され、流紋岩質のハイアロクラスタイトも産出し、これも給源岩脈の可能性はある。本層は、静岡市の向敷付近で宗小路凝灰岩層が上位に整合で接している (柴, 1984)。

### C. 宗小路凝灰岩層 (高草山団研, 1979)

本累層最上部には、白色のデイサイト質の火山岩片を主体とする宗小路凝灰岩層が静岡市街西方に分布している。この宗小路凝灰岩層は、逆級化構造を示し、層理が発達する。また本層には粗面安山岩、粗面岩、頁岩の角礫が含まれている。粗面岩や粗面安山岩は鏡下では、急冷構造を示す斜長石などのクインチクリスタルが認められ、水中噴出および水中堆積の火砕岩類であることを示している。この層は上位の高草山累層と指向関係にある。層厚550mとされる (高草山団研, 1979)。本層には、閃緑岩の貫入岩体が分布している。

## 4. 岩石記載

### A. 文珠岳粗面岩層

#### 粗面岩

真富士山粗面岩層の主体をなし、溶岩、ハイアロクラスタイトの礫として産する。長柱状の斜長石が目立ち、暗緑灰色である。鏡下では、石質のものは、斑晶として自形~半自形の2~5mmの斜長石、自形の1~2mmの普通輝石、少量の1mm程度のアルカリ長石からなり、普通輝石はしばしば緑泥石に置換されている。石基は針状の斜長石、普通輝石、磁鉄鉱からなり、まれにアパタイトを含む粗面岩組織を示す。なおガラス質なものには、不規則な割れ目が見られ、パーライト構造が発達する。

#### 粗面安山岩

本層に貫入岩およびハイアロクラスタイト状の礫として産する。ハイアロクラスタイトの礫には、急冷縁がみられる。本岩は、肉眼的では、乳白色の2~4mm程度の斜長石が目立ち、やや赤みがかった灰色~灰褐色を呈する。鏡下では、斑晶は自形~半自形の1~2mmの長柱状で集斑構造を示す斜長石と自形~半自形のやや紫がかった褐色の普通輝石からなる。石基は、針状の斜長石と普通輝石、磁鉄鉱、ガラスからなりインターサータル組織を示す。急冷縁では、ガラスの中に斜長石のクインチクリスタルや磁鉄鉱のデンドリチック組織が見られる。ガラスは、緑泥石に置換されているものが多い。

#### 玄武岩 (ドレライト)

火道角礫状の礫および塊状の貫入岩とハイアロクラスタイトの礫として産する。暗緑灰色で、無斑晶質であり、ガラスの急冷縁を持つものがある。鏡下では、半自形~自形、0.3mm程度の長柱状の斜長石と自形~半自形の単柱状の褐色普通輝石および紫褐色のチタン輝石、イルメナイトからなり、オフィティック組織を示す。ガラスの急冷縁では、ガラスの中に斜長石のクインチクリスタルが見られることがある。ガ

ラスは緑泥石に置換されているものが多い。ドレイイトは、鉍物組み合わせは変わらず、斜長石、輝石がやや大きく、オフィティック組織を示している。

#### 流紋岩

貫入岩およびハイアロクラスタイトの礫として産する。地蔵峠流紋岩層と同様である。

### B. 地蔵峠流紋岩層

#### 流紋岩

文珠岳流紋岩層の主体をなし、溶岩およびハイアロクラスタイトの礫として産する。本岩は斜長石と石英の斑晶からなり、灰白色～緑灰色を示す。鏡下では、斑晶として、自形～半自形の2～5mmの斜長石、自形～半自形の1～2mmの石英と少量の1mm程度の黒雲母および少量のアルカリ長石からなり、斜長石は集斑することが多い。石基は石英、斜長石、ガラスからなり、ハイアロオフィテック組織を示す。ガラスは、変質し緑泥石に置換されていることが多い。特に非晶質なものはパーライト構造を示すものがある。

黒雲母流紋岩は自形～他形の1～1.5mmの黒雲母が、浅間原斜長流紋岩層の流紋岩と比べて、多く入ってくる以外は、同様である。

#### 粗面岩

貫入岩およびハイアロクラスタイト中の礫として産する。岩質は文珠岳粗面岩層と同様である。

## 5. 化学成分

竜爪層群の火山岩の主成分分析は、池田 (1879)、杉山・下川 (1990) によって報告されているが、本調査地域に関しては少なく、微量成分に関してはほとんどない。そこで、本調査地域から22個の溶岩およびハイアロクラスタイトの礫の火山岩を採取し、新潟大学所有のRIX300と山梨環境科学研究所所有のRIX3100の蛍光X線分析装置を用いて主成分、微量成分の化学分析を行った。分析方法は、いずれも高橋・周藤 (1987) に従った。水に関しては強熱減量法によって行ったが、検鏡下で見ると変質しているものもあるため、本論文では水分を除いて再計算した結果とノルム値をTable 2. に示し、その値を使って議論を進める。なお、主成分に関しては池田 (1978)、杉山・下川 (1990) のデータの水を除いて再計算した値もプロットした。

### A. 主成分

$\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  (Lebars *et al.*, 1986) 図では、玄武岩は、玄武岩から粗面玄武岩にプロットされ、一部、玄武岩質粗面安山岩の下部領域にプロットされるものがあり、千葉 (1965)、石川 (1976)、杉山ほか (1982)、山本・島津 (1994) の高草山累層の範囲と重なる (Fig. 3.)。粗面安山岩は、玄武岩質粗面安山岩から、粗面岩の領域にプロットされ、高草山累層の範囲に入るものとその下部領域にプロットされるものがある。玄武岩質粗面安山岩と粗面岩の中間の粗面安山岩領域にプロットされるものは少ない。粗面岩は、粗面岩

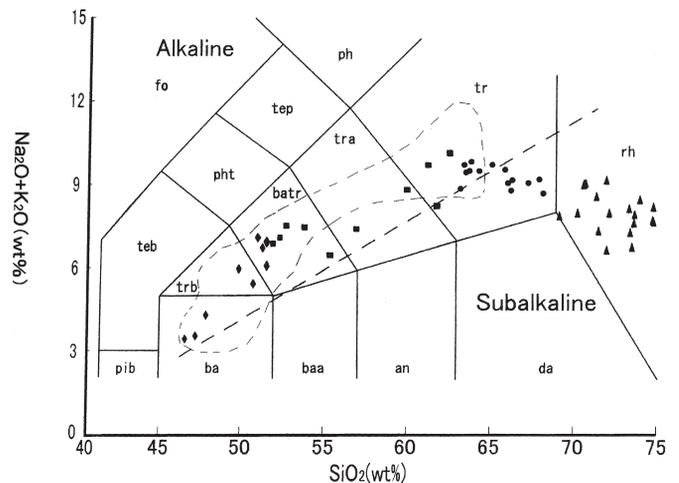


Fig. 3. Total alkali vs.  $\text{SiO}_2$  (wt %) diagram and nomenclature of igneous rocks (LeBas *et al.*, 1986).

Dia, basaltic rock; square, trachyandesite; circle, trachyte; triangle, rhyolite.

Pib, picobasalt; B, basalt; baA, basaltic andesite; teb, tephrite or basanite; Ab, alkali basalt; Tb, trachybasalt; pht, phonotephrite; fo, foidite; An, andesite; baT, basaltic trachyandesite; Ta, trachyandesite; tep, tephriphonolite; Da, dacite; Tr, trachyte; ph, phonolite; Rh, rhyolite.

Alkali rocks of Takakusayama Formation are shown by broken line enclosures.

Boulder broken line shows boundary between tholeiite and alkali rocks series of Hawaii (Macdonald and Katsura, 1964).

領域にプロットされ、高草山累層の範囲と重なる部分とやや  $\text{SiO}_2$  が多い部分からなる。流紋岩は流紋岩領域にプロットされる。以上から玄武岩から粗面岩は、高草山累層と類似する傾向があり、アルカリ岩系である。なお、図示しないが  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  図 (Peccerillo and Taylor, 1976) では、すべての試料は LK～HK の範囲に分散してプロットされるがその多くは MK～HK の範囲で、アルカリ岩のうち、シヨシヨナイト岩系のものはほとんどない。

次に分化を表す  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  を利用して、各試料を  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{酸化物}$  図にプロットした。なお、一連 (千葉, 1985; 山本・島津, 1994 など) の高草山累層の玄武岩の主成分値範囲を示した (Fig. 4.)。

$\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  (Miyashiro, 1974) では、粗面岩はソレライト領域に、流紋岩はカルクアルカリ岩～ソレライトの領域にプロットされる。玄武岩と粗面安山岩は分散してプロットされ、 $\text{SiO}_2$  55～60% においては、ややギャップがある。また、玄武岩は山本・島津 (1994) の高草山累層の下部玄武岩層から中部粗面安山岩が示すトレンド上にあり、粗面安山岩は、2種類にわかれ、ほぼ玄武岩質のものが、高草山累層の下部玄武岩から中部粗面安山岩のトレンド上にあり、それより酸性岩質のものが高いレベルで真富士山累層の粗面岩が示すトレンド上にある。流紋岩はこれらより、高いレベルで、高草山累層のアルカリ岩のトレンドとはまったく別のトレンドを示す。なお、山本・島津 (1994) が、分化が不明であるとした高草山累層の粗面岩は、真富士山累層の粗面岩のトレ

**Table 2.** Major, miner elements and CIPW norm compositions of the volcanic rocks from the Mafujiyama Formation.

Sampl	Monjyudake trachyte member										
	basaltic rock				trachyandesite			trachyte			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
wt %											
SiO <sub>2</sub>	51.98	50.51	51.68	53.38	54.42	52.63	53.07	67.62	63.96	66.65	66.38
TiO <sub>2</sub>	1.88	1.88	1.99	1.93	1.90	2.03	1.49	0.93	1.19	0.93	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.80	16.50	16.51	16.46	16.68	16.17	16.10	15.42	15.73	15.78	16.95
FeO*	10.44	10.62	10.65	9.39	8.33	10.49	11.44	3.82	5.49	4.71	3.80
MnO	0.23	0.20	0.41	0.12	0.11	0.28	0.24	0.13	0.12	0.12	0.11
MgO	4.01	5.15	6.54	3.80	3.19	4.62	5.04	0.85	1.60	0.81	0.77
CaO	6.43	8.83	4.72	6.88	7.37	6.29	5.05	1.94	2.07	1.96	1.88
Na <sub>2</sub> O	5.16	5.13	4.91	7.03	6.94	5.04	7.03	6.36	5.87	6.24	6.68
K <sub>2</sub> O	1.60	0.86	2.24	0.53	0.58	1.90	0.11	2.74	3.61	2.60	2.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.31	0.34	0.47	0.48	0.55	0.43	0.19	0.37	0.18	0.09
total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
ppm											
Sr	215	387	248	264	242	397	161	214	242	120	105
Nb	5	6	6	7	7	7	4	12	10	12	16
Zr	132	131	140	140	140	160	87	223	198	264	290
Rb	30	27	31	32	32	35	28	56	56	49	95
Cr	6	14	30	6	8	47	5	54	79	57	43
Ni	20	20	17	22	19	19	19	4	12	2	2
V	11	16	13	11	14	11	12	3	4	3	3
Ba	123	114	283	113	94	219	79	304	363	305	217
C.I.P.W NORM											
Q								15.83	10.59	15.64	13.26
c											0.14
or	9.34	5.02	13.06	3.07	3.37	11.11	0.65	16.13	21.22	15.31	14.3
ab	43.15	42.41	41.04	55.28	56.64	42.14	58.72	53.56	49.33	52.55	56.27
an	20.46	19.23	16.23	11.67	12.54	15.7	11.91	5.41	5.88	7.31	8.69
lc											
ne		0.27		1.96	0.86						
kp											
di	1.95	12.73		10.01	11.23	4.46	4.61	0.15			
wo	1.05	6.83		5.37	6.02	2.39	2.47	0.08			
en	0.91	5.9		4.64	5.21	2.07	2.14	0.07			
fs											
hy	6.22		5.27			8.49		2.05	3.96	2.02	1.92
en	6.22		5.27			8.49		2.05	3.96	2.02	1.92
fs											
ol	1.92	4.75	7.58	3.31	1.87	0.58	7.19				
fo	1.92	4.75	7.58	3.31	1.87	0.58	7.19				
fa											
il	0.49	0.43	0.87	0.26	0.23	0.6	0.51	0.28	0.26	0.26	0.23
hm	11.47	11.66	11.7	10.33	9.17	15.52	12.55	4.23	6.06	5.21	4.2
tn	3.93		3.29			4.16	2.73	1.92	1.36	0.83	
pf		2.78		3.02	2.99		0.15				
ru			0.17						0.49	0.45	0.79
ap	1.07	0.72	0.79	1.09	1.11	1.25	0.97	0.44	0.86	0.42	0.21
total	100.01	100	100	100	100.01	100.01	99.99	100	100.01	100	100.01
D.I.	52.49	47.7	54.1	60.31	60.87	53.25	59.37	85.52	81.14	83.5	83.83

Sampl	Monjyudake trachyte member		Jizoutouge rhyolite member								
	trachyte	rhyolite	trachyte	rhyolite							
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
wt %											
SiO <sub>2</sub>	64.26	71.74	64.20	73.87	74.16	73.62	74.97	73.56	70.82	74.92	70.93
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.78	1.02	0.43	0.28	0.56	0.37	0.51	0.56	0.29	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.42	14.25	15.97	14.27	14.05	14.32	13.26	14.04	14.82	13.48	14.93
FeO*	5.03	2.65	5.44	1.88	1.57	2.55	1.60	2.16	2.21	1.73	2.17
MnO	0.17	0.08	0.18	0.10	0.05	0.05	0.03	0.06	0.07	0.03	0.06
MgO	1.14	1.25	1.48	0.35	0.28	0.55	0.42	0.43	0.46	0.35	0.47
CaO	1.86	1.74	1.90	1.09	1.06	0.95	1.06	0.98	1.92	1.39	1.94
Na <sub>2</sub> O	6.61	4.31	6.71	4.36	4.01	3.46	4.22	3.29	4.68	3.85	4.68
K <sub>2</sub> O	3.26	3.07	2.81	3.57	4.47	3.87	3.97	4.88	4.32	3.88	4.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.12	0.30	0.07	0.07	0.07	0.09	0.09	0.13	0.08	0.09
total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
ppm											
Sr	224	130	236	184	181	168	177	196	282	184	250
Nb	14	3	11	4	6	5	5	7	6	5	6
Zr	316	125	239	145	167	151	131	181	149	134	130
Y	49	15	44	23	26	22	21	28	24	22	16
Rb	65	65	53	112	159	129	74	147	123	110	116
Cr	3	5	4	2	1	2	2	2	3	4	2
Ni	1	2	3	1	0	1	2	1	1	3	2
V	20	25	42	16	21	23	18	18	21	18	17
Ba	474	332	251	435	495	426	393	512	560	446	421
C.I.P.W NORM											
Q	8.75	29.57	9.44	32.13	31.2	35.91	32.55	33.18	23	34.36	22.63
c		0.97		1.42	0.86	2.87	0.32	1.78		0.61	
or	19.15	18.08	16.49	21.04	26.36	22.81	23.4	28.78	24.47	22.87	26.06
ab	55.59	36.39	56.44	36.81	33.85	29.19	35.62	27.75	39.52	32.49	39.52
an	5.5	7.8	5.12	4.95	4.8	4.26	4.67	4.27	6.64	6.37	6.64
lc											
ne											
kp											
di									0.28		1.23
wo									0.15		0.66
en									0.13		0.57
fs											
hy	2.81	3.11	3.66	0.87	0.7	1.37	1.05	1.07	1.01	0.87	0.6
en	2.81	3.11	3.66	0.87	0.7	1.37	1.05	1.07	1.01	0.87	0.6
fs											
ol											
fo											
fa											
il	0.36	0.17	0.38	0.21	0.11	0.11	0.06	0.13	0.15	0.06	0.13
hm	5.56	2.94	6.01	2.09	1.74	2.82	1.78	2.39	2.45	1.92	2.41
tn	1.54		1.62						1.18		0.57
pf											
ru	0.2	0.69	0.15	0.32	0.22	0.5	0.34	0.44		0.26	
ap	0.53	0.28	0.7	0.16	0.16	0.16	0.21	0.21	0.3	0.19	0.21
total	99.99	100	100.01	100	100	100	100	100	100	100	100
D.I.	83.49	84.04	82.37	89.98	91.41	87.91	91.57	89.71	87.99	89.72	88.21

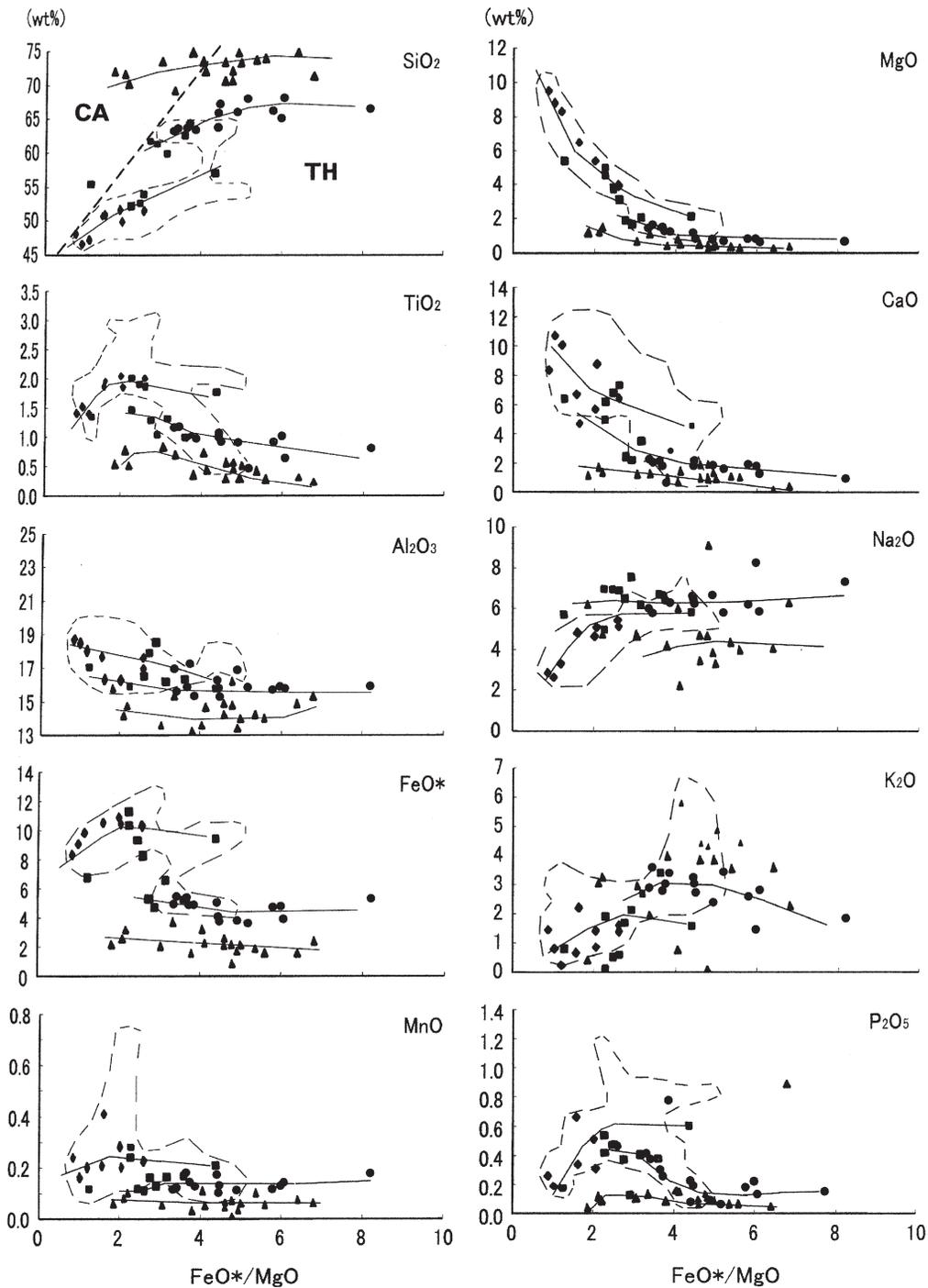


Fig. 4. FeO\*/MgO vs. oxides (wt %) diagram from volcanic rocks of the Mafujiyama Formation. Alkali rocks of Takakusayama Formation are shown by broken line enclosures. Symbols are same as those in Fig. 3. Border Broken line of FeO\*/MgO vs SiO<sub>2</sub> diagram shows boundary between tholeiite (TH) and calc-alkali (CA) rocks series (Miyashiro, 1974).

ンド上に位置する。

TiO<sub>2</sub>でも同様で、玄武岩は、高草山累層の下部玄武岩層から中部粗面安山岩層のトレンド上に位置し、粗面安山岩は、上記のトレンド上のもの（主に玄武岩質のもの）と、それより低いレベルで粗面岩にまで伸びるトレンド上のもの（主に酸性岩質のもの）とがある。流紋岩は、粗面岩が示すトレンドより、低いレベルで別のトレンドを示す。

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>は、密集するが、TiO<sub>2</sub>と同様の傾向があり、流紋岩は高草山累層の火山岩の領域からはずれ、低レベルである。

FeO\*では3つのトレンドは特に明確で、粗面安山岩（主に酸性のもの）から粗面岩のトレンドは、高草山累層の上部玄武岩のトレンド上にあり、流紋岩は、それより低いレベルで、高草山累層の領域より、低レベルのところプロットされる。MnOは、密集してプロットされるが他の元素と同様に3つのトレンドが見出せる。MgOも同様で、玄武岩～粗面安山岩の示すトレンド、それより低レベルで粗面安山岩～粗面岩のトレンドがあり、それより低レベルで、高草山累層より、低いレベルで流紋岩の示すトレンドがある。CaOでは、玄武岩から玄武岩質の粗面安山岩が示すトレンドは、高草山累層の火山岩領域の中央部に位置し、酸性の粗面安山岩～粗面岩がそれより低いレベルで、高草山累層の火山岩領域の下部領域に位置する。流紋岩はそれより、低レベルで、高草山累層の火山岩領域からはずれたトレンドを示す。

Na<sub>2</sub>Oは、分散傾向があるが、粗面岩質の粗面安山岩～粗面岩の示すトレンドが、高草山累層の火山岩の上位領域に位置し、それより、低レベルに玄武岩～玄武岩質の粗面安山岩のトレンドが高草山累層の火山岩領域の中央部に位置し、それより低レベルで、高草山累層の火山岩の領域より低いレベルに流紋岩のトレンドが見出せる。つまり、粗面岩と流紋岩を比べると粗面岩から流紋岩に分化が進むとNa<sub>2</sub>Oが多くなるのではなく、粗面岩の方がNa<sub>2</sub>Oが多いと言える。

K<sub>2</sub>Oでは、分散傾向が著しい。特に流紋岩は分散してプロットされるため、流紋岩のトレンドは示さなかった。しかし、大局的には流紋岩が高いレベルのものが多く、それより、低いレベルに粗面安山岩～粗面岩のトレンドが見出され、それよりも低いレベルに玄武岩～玄武岩質の粗面安山岩のトレンドが見出される。玄武岩から粗面岩の2つのトレンドは、高草山累層の火山岩領域およびその延長部に重なる。

P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>では、分散傾向があるが玄武岩～玄武岩質の粗面安山岩は、高レベルのトレンドを示し、酸性の粗面安山岩～粗面岩はそれより、低レベルで高草山累層の火山岩領域の下部にトレンドを見出せる。流紋岩は、高草山累層の領域からはずれ、低いレベルのトレンドが見出せる。

流紋岩はノルムでは、Ab/Orは2.0～1.0、(An+Ab)/Orは1.27～1.83で1より大きく、Anも少ない。またQも多く計算される。従来の研究資料を基に再計算した結果においても竜爪層群の流紋岩はAb/Orは1.63～11.13、(An+Ab)/Orは1.83～11.72と大きく、Or成分が少なく、アルカリ流紋岩の特徴と異なる。変質の関係もありうることから、20試料に関して山梨県環境科学研究所所有のEDXにより、斜長

石の成分を測定したが、Or、Ab、An三角ダイアグラムでは、ほとんどの斜長石がアルバイト～アノーソクレスにプロットされた。

鏡下でも斜長石、石英が多く、有色鉱物も黒雲母等は見られるがアルカリ輝石やアルカリ角閃石が見られず、隠岐島のようなアルカリ流紋岩（金子信行，1991）とは異なる。以上のような観点から考えると本調査地域の流紋岩はカルクアルカリ岩系列の流紋岩と考えられる。

## B. 微量成分およびSr-Nd同位体比

FeO\*/MgO-微量成分図を使用して、微量成分について検討する（Fig. 5.）。なお、この図には、山本・島津（1994）の示す高草山累層の火山岩の微量成分領域を示した。

微量成分ではコンパティブル元素であるCrやNiは、高草山累層の火山岩の領域からすると低レベルであるが全体としてFeO\*/MgO値が大きくなるにつれて低下していく傾向がある。

インコンパティブル元素であるRbは、流紋岩が示すトレンドが高草山累層の火山岩領域より高いレベルを示し、左上がりになっている。これに対して、酸性の粗面安山岩～粗面岩が示すトレンドは、高草山累層の火山岩領域に位置していて、やや右上がりを示す。なお、玄武岩～玄武岩質粗面安山岩のトレンドは、試料数が少ないため明確なトレンドを示すことができなかった。おなじくインコンパティブル元素であるSrは、分散してプロットされる。特に流紋岩は分散傾向が著しい。粗面安山岩～粗面岩と流紋岩のトレンドはほぼ同じようなトレンドを示す。

Yでは、粗面安山岩～粗面岩は、分散する傾向があるが、トレンドは右上がりのトレンドを示し、高草山累層の領域内に位置する。これに対して、流紋岩は、もっと低いレベルで別のトレンドを示している。Zrでは、粗面安山岩～粗面岩は、高草山累層の火山岩領域の下部領域にプロットされる。流紋岩はこれより低いレベルにプロットされ、別のトレンドを示している。Nbでは、Zrと同様で、粗面安山岩～粗面岩は、高草山累層の下部領域にプロットされ、流紋岩はそれより低い領域にプロットされる。

以上の点を主成分および微量成分からまとめると玄武岩から粗面岩はアルカリ岩系で、流紋岩はカルクアルカリ岩系であり、玄武岩～玄武岩質粗面安山岩の一部は、高草山累層の玄武岩～粗面安山岩と同様な分化を示し、酸性の粗面安山岩～粗面岩は別の分化を示す。また、流紋岩はこれとはまったく異なる分化経路をたどる。

なお、粗面岩の1試料に関して、SrおよびNd同位対比を測定した。測定は岡山大学理学部MAT261型質量分析計を用いた。分析方法はKagami et al（1987, 1989）に従った。

<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Srの同位体比は0.70385 ± 2δ ± 1、<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd同位体比は0.512944 ± 2δ ± 08である。これは、ε図では、山本・島津（1994）が示す高草山累層の火山岩領域の左下位置にプロットされる。

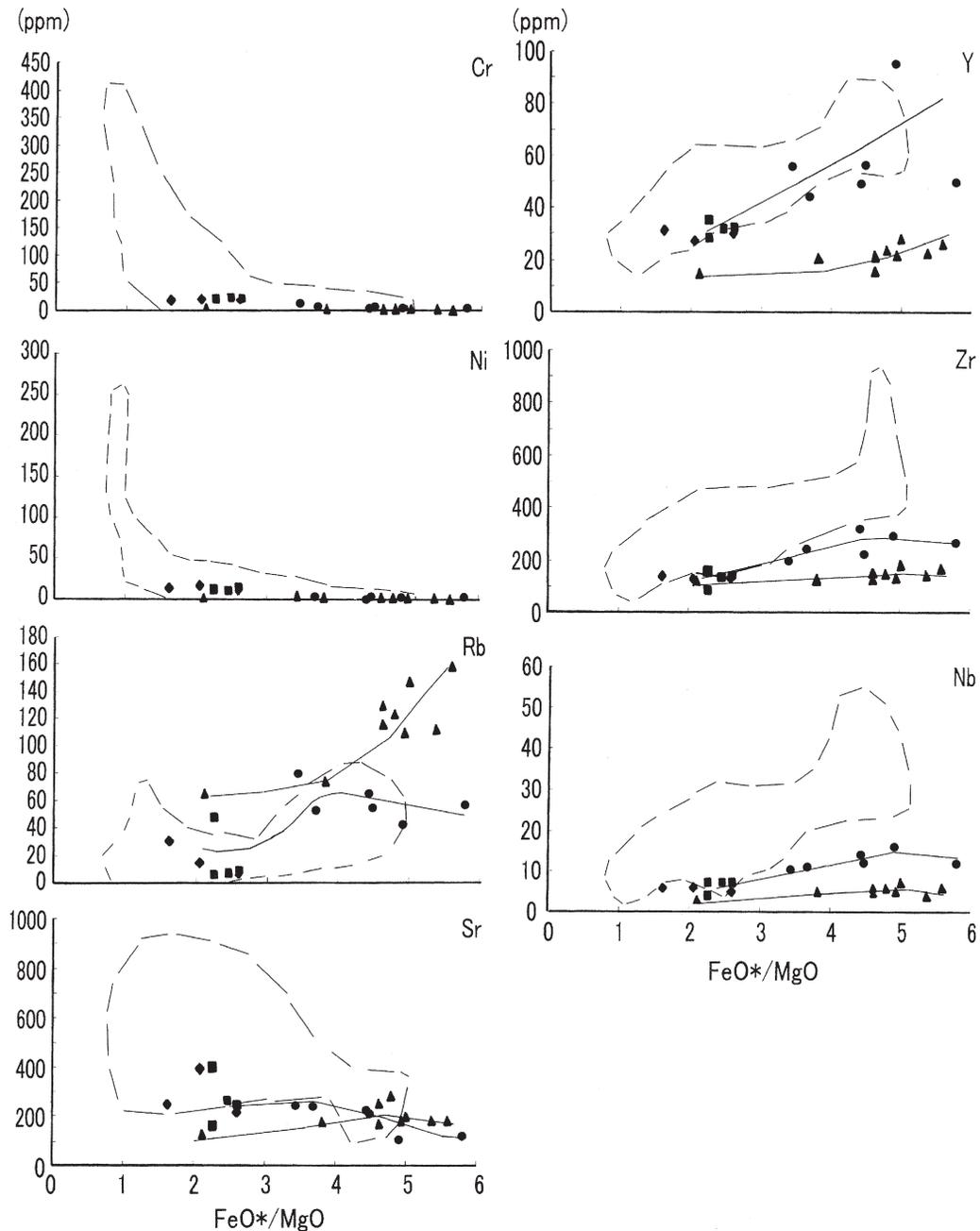


Fig. 5. FeO\*/MgO vs. minor elements (ppm) diagram from volcanic rocks of the Mafujiyama Formation.

Alkali rocks of Takakusayama Formation are shown by broken line enclosures. Symbols are same as those in Fig. 3.

## 6. 考 察

池田 (1978) は真富士山累層の火山岩はすべてアルカリ岩であり、高草山累層に類似したアルカリ岩系の活動であると述べた。しかし、多量の流紋岩の存在は一連のアルカリ岩の結晶分化では説明するのに困難である。また杉山・下川 (1990) は酸性岩においてアルカリが高くなっているのは、変質によるものとし、カルクアルカリ岩系の活動とした。また、酸性岩は、高草山累層の玄武岩からの分化とは、考えられず異なった成因を持つことも示した。この考えであれば、その起源物質が問題となり、また玄武岩がアルカリ岩である

ことも説明されていない。上述したように本累層を形成する火成岩は、高草山累層と類似した玄武岩～粗面安山岩の分化と粗面安山岩～粗面岩の分化、流紋岩の3種類の分化経路が考えられる。玄武岩は池田 (1978) が示すように高草山累層より  $\text{TiO}_2$  が少ない傾向がある。しかし、大局的には、玄武岩～粗面安山岩のトレンドは、高草山累層の下部玄武岩層～中部粗面安山岩層と一致しており、一連の分化の可能性が高い。粗面安山岩～粗面岩のトレンドは、高草山累層の火山岩領域の下部に位置することが多く、しかも、Sr, Nd 同位体比 ( $\epsilon\text{Sr-Nd}$  図) でも高草山累層の火山岩より、右下に位置し、起源物質がより地殻物質に近いことを表している。これは、杉山・下川 (1990) が言うように高草山累層の火山岩よ

り、よりカルクアルカリ岩に近く、成因的に異なっていると考えられる。また、流紋岩は、カルクアルカリ岩である。これらを大きく分けるとアルカリ岩系の分化とカルクアルカリ岩系の分化でこのような分化経路が違う火山岩がほぼ同時代に同じような場所で起こっている。つまり、バイモーダルな活動である。バイモーダルな活動は張力の場で起こりやすい (Wilson, 1965)。Eicherberger (1987) は火山岩の組成頻度と岩石学的な特徴が応力場の性質に規制されていることに注目し、マントル起源の玄武岩と地殻起源の珪長質マグマが存在し、さまざまな程度で混合することで中間組成の火山岩が形成されるとしている。本累層の3種類分化経路の存在は Eicherberger (1987) の考えに一致する現象であり、粗面安山岩が  $\epsilon\text{Sr-Nd}$  図の高草山累層の玄武岩より、右下にプロットされることは、起源物質が高草山累層より、より地殻物質に近い可能性を示唆している。また、Baldrige (1978) は、張力の場である大陸リフトにおける大量のアルカリ酸性岩の活動について、分別結晶作用によって形成されたか大陸地殻の部分溶融および大陸地殻との混成であると述べている。山本・島津 (1994) は、高草山累層の活動を海洋島的なアルカリ岩の活動とし、その後、南部フォッサマグナの同時代の活動である西八代層群の活動と比較し、この地域が張力の場であり、古伊豆一小笠原弧の背弧海盆的な張力場であったと述べた (山本・島津, 1999)。本研究により、高草山累層だけでなく、竜爪層群全体がまさにこのような張力の場に噴出したと考えられる。つまり、竜爪層群は、地殻物質を割って入るような地下からの高圧のアルカリ岩の活動があり、その熱によって地殻内で珪長質マグマを生じさせ、流紋岩を海底に噴出し、それと同時にアルカリ玄武岩と地殻物質の混合により、粗面岩を噴出させた (真富士山累層) と考えられる。その後、地殻物質がほとんどないまたは張力によりほとんどなくなった場にアルカリ玄武岩を主体とする活動 (高草山累層) が起こったという考えができる可能性が示唆される。なおこのような活動はすべて海底である。

## 謝 辞

本研究を行うにあたり、岩石の科学分析にあたっては、新潟大学の周藤賢治氏ならびに山梨環境科学研究所の奥水達司氏にはご助言を頂いた。以上の方々にお礼申し上げます。

## 参考文献

- Baldrige W. S. (1978): Petrology of Plio-Pleistocene basaltic rocks from the central Rio Grande Rift and their relation to rift structure. *Petrology and Geochemistry of Continental Rift*, 71-78.
- Blow W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1<sup>st</sup> Int. Conf. Plankt. Microfossils*, 1, 199-429.
- Eicherberger, J. C. (1987): Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.
- 伊田一善 (1945): 中央地溝帯南西部の地質構造. 京都大学地

- 質学術報告, 4, 1-2.
- 池田保夫 (1978): 静岡県竜爪層群の火成岩類について. *岩鉱*, 73, 47-57.
- 石川政憲 (1976): 静岡県高草山地域のアルカリ岩類. *地質学論集*, 13, 367-369.
- Kagami H., Iwata M., Sano S. and Honma H. (1989): Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Tech. Rep. ISEI, Ojaya Univ, ser, B, 4, 1-16.*
- Kagami H., Yokose H. and Honma H. (1989): 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd ratios of GSJ rock reference samples; JB-1a, JA-1 and JG-1a. *Geochem. J.* 23, 209-214.
- 金子信行 (1991): 隠岐島前火山 n 岩石学—その 1. 岩石記載, 主成分及び微量成分元素組成—. *岩鉱*, 86, 140-159.
- 小池 清 (1957): 南関東の地質構造発達史. *地球科学*, 34, 1-16.
- LeBas M. J., LeMaitre R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Miyasiro A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J.Sci.*, 275, 265-277.
- 柴 正博 (1978): 富士川谷の層序と構造. *構造地質*, 32, 19-35.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本 亨・秦 光男 (1982): 静岡地域の地質. 地域地質研究報告書 (5万分の1地質図幅, 同説明書), 地質調査所. 103P.
- 杉山雄一 (1995): 赤石山地の瀬戸川帯北部の地質と瀬戸川付加体の形成過程. *地質調査所月報*, 16, 177-214.
- 杉山雄一・下川浩一 (1990): 清水市の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅, 同説明書), 地質調査所. 82p.
- 高橋俊郎・周藤賢治 (1997): 蛍光X線分析装置 RIX3000 による, 珪酸塩岩石中の主成分および微量成分元素の定量分析. *理学電気ジャーナル*, 28, 25-37.
- 高草山団研 (1979): 静岡県高草山地域の層序と構造. *地質学論集*, 16, 157-167.
- 千谷好之助 (1931): 7万5千分の1地質図幅「静岡」同説明書. 地質調査所. 48P.
- 千葉 とき子 (1965): 静岡県高草山地域のアルカリ岩について. *岩鉱*, 54, 23-31.
- 徳山 明 (1972): 糸魚川—静岡線沿いの竜爪帯と大崩海岸地域の地質概説. *静大地学研究*, 3, 7-11.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkali volcanic rocks kastmonu area. Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- 山岸 宏光 (1994): 水中火山岩アトラスと用語解説. 北海道大学図書刊行会. 195P.
- 山本玄珠・坂本 泉 (1999): 静岡県高草山累層の火山層序. *東海大学海洋学部紀要*, 47, 159-178.
- 山本玄珠・島津光夫 (1994): 静岡県, 高草山地域のアルカリ岩類の地球化学的研究. *岩鉱*, 89, 245-258.
- 山本玄珠・島津光夫 (1998): 南部フォッサマグナの西八代層群の火山岩の岩石化学. *地球科学*, 52, 171-187.
- 山本玄珠・坂本泉・杉山満利 (1999): 南部フォッサマグナの西八代層群および竜爪層群の玄武岩類に含まれる輝石について. *東海大学海洋学部紀要*, 48, 95-108.
- Wilson, B. (1965) A new class of faults and their bearing on continental rift. *Nature*, 207, 343-347.

## 要 旨

竜爪層群真富士山累層の火山岩は、酸性岩の火砕岩を主体としている。火砕岩の産状については明確にされておらず、岩石化学的性質は、従来、アルカリ岩系かカルクアルカリ岩系かと議論されてきた。今回、現地調査および鉱物分析、主成分、微量元素成分、Sr-Nd 同位体比など化学分析を行い、本累層の火山岩は、ハイアロクスタイトや給源岩脈などからなり、海底火山の産状を示している。火山岩の岩石化学的性質はアルカリ岩系の火山岩とカルクアルカリ岩系の火山岩からなり、バイモーダルの火山岩活動が起こったことを明らかにした。これにより、本累層の火山岩活動は海底での応力の場（リフト的な場）での活動であったと推定される。