

地質学論集, 第24号, 233-249ページ, 1984年11月

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

島津光夫 *

Cenozoic volcanism in the South Fossa Magna and arc junction problem
between the Izu-Bonin and Honshu arcs

Mitsuo SHIMAZU

Abstract The history of Cenozoic volcanism in the South Fossa Magna is divided into four phases: the first (24-5 Ma), the second (5-2 Ma), the third (2-0.5 Ma) and the fourth (0.5 Ma to the present).

The first phase: The first volcanism is most distinctive, and the products attain several thousand meters in total thickness. It is inferred from an occurrence of *Lepidocyclina* and *Miogyopsina* that the first volcanism in the Tanzawa, Misaka, Koma and Fujigawa areas occurred under shallow sea. Volcanic rocks of the lower part of the Tanzawa, Aikawa, Nishi-yatsushiro and Kushigata-yama Groups are composed of tholeiitic basalt-basaltic andesite with tholeiitic dacite, that is, they are products of bimodal volcanism. In the upper part, calc-alkali andesitic rocks are locally occurred in the northern part of the Misaka and Koma areas. Based on whole-rock and minor chemical composition, the above-mentioned volcanic rocks are considered to have been derived from the island arc type-tholeiitic magma.

On the other hand, alkali rocks erupted in the Takakusa-yama and Fujigawa areas, western part of the South Fossa Magna. Especially the volcanism of the Takakusa-yama area may be inferred to have erupted under deep sea and to have formed a sea mount or oceanic island from an occurrence of benthic foraminiferal assemblage and petrographic characters of volcanic rocks ranging from trachybasalt to trachyandesite and trachyte. Alkali rocks of the Fujigawa area are alkali olivine basalt in different from those of the Takakusa-yama area.

Volcanism of the Izu Peninsula occurred under shallow sea. Volcanic rocks of the Yugashima Group are mainly composed of calc-alkali andesite altered to propylite.

The second phase: The second volcanism occurred, in smaller scale than the first volcanism, and in the Fujigawa, Ashigara and Izu Peninsula areas. Volcanic rocks of the Fujigawa Group and the lower part of the Ashigara Group are composed mainly of calc-alkali andesite, and partially of tholeiitic basalt and andesite. These Groups contain benthic foraminiferal assemblage showing deep sea environment. Volcanism of the Fujigawa area is thought to have occurred on terrace or scarp bounding the trough-like basin from sedimentological analysis of accompanying flysch and conglomerate. On the other hand, volcanism of the Izu Peninsula occurred under shallow sea. Volcanic rocks of the Shirahama Group and the Umegi Formation are composed mainly of calc-alkali dacite or andesite and partially with basalt.

The third phase: The third volcanism is local, and produced the Iwabuchi volcanic rocks and the volcanic rocks of the upper part of the Ashigara Group and the Usami Volcano. The Iwabuchi volcanic rocks which erupted on fan deposits are composed of tholeiitic basalt and andesite and calc-alkali andesite. Volcanic rocks of the Usami Volcano are mainly composed of tholeiitic andesite.

The fourth phase: So-called Quaternary Volcanoes such as the Hakone, Fuji, Taga, Yugawara, Amagi and Omuro ones are the products of the fourth volcanism.

In regard to the arc junction problem in this region, an hypothesis that the Izu-Bonin arc collided with the Central Honshu has been proposed by MATSUDA (1978) and others. In this hypothesis, it is considered that the main collision took place in the Pliocene as a result of northward movement of the Izu Block. The author intend to briefly discuss on this problem based on the Cenozoic volcanism of the South Fossa Magna. The Tanzawa-Misaka-Koma area

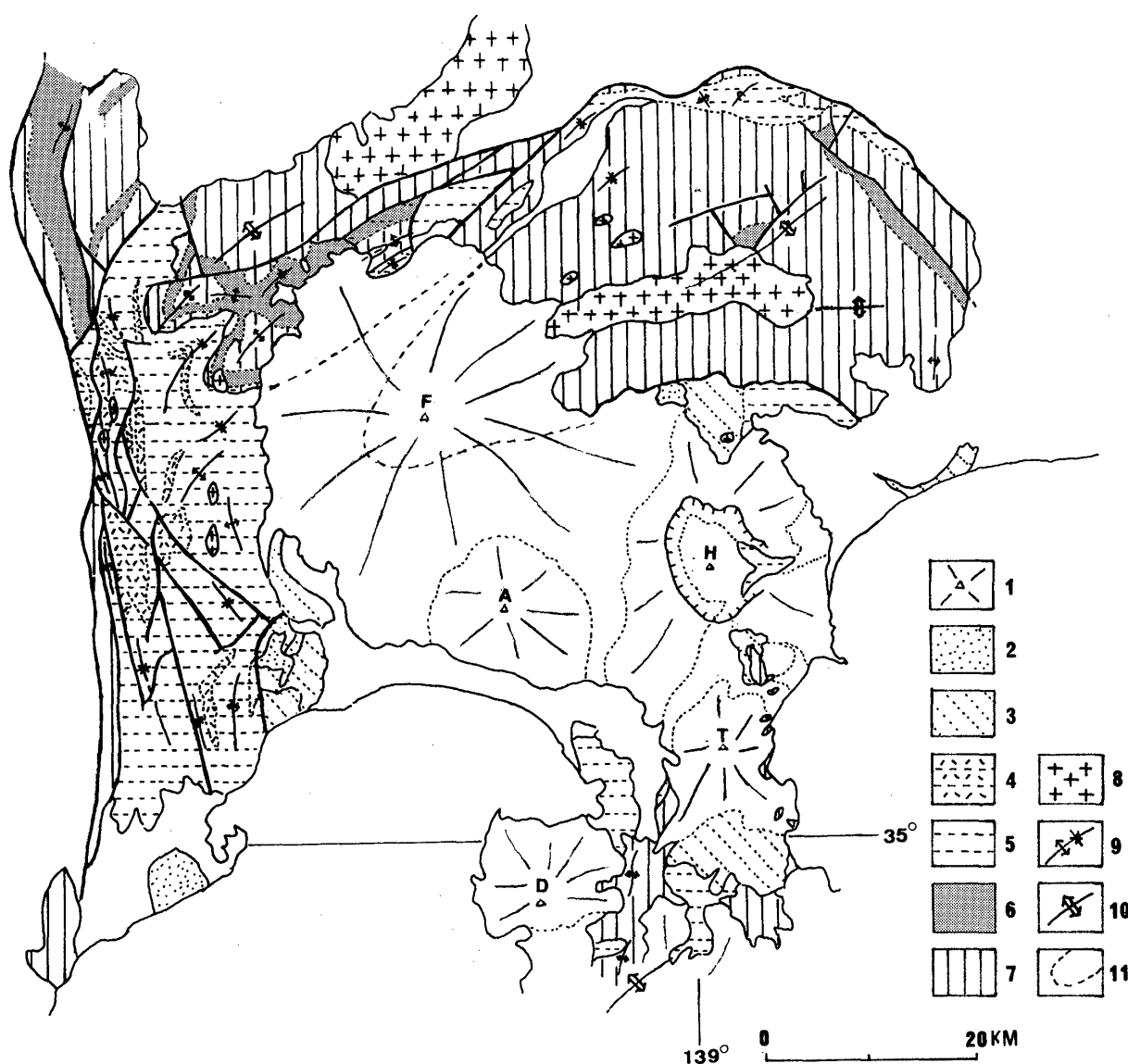
* 新潟大学理学部地質鉱物学教室

Department of Geology and Mineralogy,

Faculty of Science, Niigata University, Niigata, 950-21 Japan.

島津光夫

joins the Izu Peninsula and both, as a whole form the northern part of the Izu-Bonin arc which is divided from the southern part by the Soofu Tectonic Line. The northern part has a same scale of extension as the Northeast Honshu arc, and shows the NE-SW or NNE-SSW trend of volcanic belts. It is unnatural that the Izu Peninsula is separated from the main part of the South Fossa Magna. On the present relation of position of the Honshu arc and the northern part of the Izu-Bonin arc, the latter is thought to have collided into the former. And, it is considered that the collision of the Izu-Bonin arc with the Honshu arc took place not at the north of the Izu Peninsula, but at the north to the Tanzawa-Misaka-Koma area and that the acme of the collision was before deposition of the Pliocene Marutaki conglomerate.



第1図 南部フォッサ・マグナ地域の地質図

1. 第四紀火山, 2. 中期更新統, 3. 前期更新統, 4. 鮮新統(火山岩), 5. 鮮新統, 6. 中新統(泥質岩), 7. 中新統(火山岩), 8. 第三紀花崗岩類, 9. 背斜, 向斜, 10. 地背斜, 11. 中新世火山岩の予想分布範囲
F: 富士山, A: 愛鷹山, H: 箱根, T: 多賀, D: 達摩山

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

はじめに

南部フォッサ・マグナは火成活動、地質構造が、グリーンタフ地域の中でも特異な位置を占めている。それが、本州弧と伊豆—小笠原弧の会合部という構造的位置に関わっていることは多くの人の認める所であり、近年、プレートテクトニクスの立場から、この問題は盛んに議論されてきた。杉村(1972)はフィリピン海プレートの境界を伊豆半島の北方の陸上に推定し、MATSUDA(1978)は伊豆—小笠原弧の本州弧への衝突を議論している。この問題についての地球物理学的、地形、地質学的な議論は、「伊豆半島のテクトニクス」(1979)に、また、中村・島崎(1981)などによりなされている。

さらに、最近、日本海東縁のテクトニクスの問題が提起され、フォッサ・マグナの西縁に新しいプレートの境界を設ける考えが出されている(中村, 1983 など)。

筆者はここで上記の問題をまともに議論する積りはないが、盛んに議論されている南部フォッサ・マグナは、協力者とともに、1966年以来、10数年にわたり調査を続けてきた地域であるので、新生代の火成作用を総括するとともに、この問題にもふれてみたい。この論文は、次の既発表、未発表の報告を主とし、その他多くの文献によった。丹沢山地の層序、地質構造(島津・田淵・楠田, 1970a), 変成作用(島津・田淵・楠田, 1970b), 火山岩類(島津・楠田, 1980), 御坂山地の変成作用(島津・上村・関根・山田, 1976), 火山岩類(SHIMAZU, KOMATSU and YAMADA, 1974), 富士川中流地域の火山岩類(島津・成田・古屋, 1983), 未発表のものは、御坂山地東部(河野, 1975 MS), 櫛形山(石丸, 1979 MS), 岩渕地域(赤松, 1979 MS), 伊豆半島湯ヶ島地域(西野, 1976 MS), 中伊豆地域(吉岡, 1981 MS), である。

これらの資料をもとに、次の2点に主眼をおいてまとめた。1) 火成作用がどんな場所に起ったか。2) 火山岩、とくに玄武岩のマグマ型は島弧型か否か。

しかし、第1図に示されるように、南部フォッサ・マグナの中央部が第四紀火山に広く覆われていること、西縁部が南北性の複雑な構造を示していることなどもあって、不明の点が多く残されている。大きなスケールで議論するときは無視できるが、精度を少しでも上げるとたちまち上の問題が推理の前にたちはだかってしまう。

この研究をまとめるに当り、南部フォッサ・マグ

ナの研究協力者であった、田淵章敬、楠田隆、竹越智、上村康夫、山田守、関根一昭、河野雅英、西野嘉一、石丸一男、成田賢、赤松靖児、古屋一彦、吉岡兼二の諸氏、および堆積環境について御教示頂いた立石雅昭氏に深く感謝する。

本研究の経費の一部に文部省科学研究費(課題番号, 56340045)を当てた。

南部フォッサ・マグナの火山活動

I. 火山活動の概観

掛川地域から、富士川、御坂、丹沢、伊豆半島地域を経て房総半島にわたる対比表(第1表)を示したが、それを基にして、火山活動を第1期(24~5Ma), 第2期(5~2Ma), 第3期(2~0.5Ma), 第4期(0.5Ma)にわけて概説する。南部フォッサ・マグナの地質概図(伊豆半島を除く)を第1図に示す。

1. 第1期の火山活動

丹沢山地においては丹沢層群、愛川層群にみられる活動で、山地東北部を中心にして述べる。本地域の新第三系の90%近くが火山岩で、その90%近くが玄武岩~玄武岩質安山岩、安山岩で、残りはデイサイトである。

丹沢層群の塔ヶ岳亜層群は、最大層厚2200mで、大部分、玄武岩~玄武岩質安山岩の細粒火砕岩からなるが、火山角礫岩、火山円礫岩を伴っている。一部にデイサイト質凝灰岩、泥岩を挟む。丹沢山地の南部に枕状熔岩など熔岩が多いことから噴出の中心は山地の南部であったと思われる。

大山亜層群は最も広い分布を示し、最大層厚5500mで、地域による岩相の変化がみられる。産状、岩質から次の3つに分けられる。下部(大滝凝灰岩)は無斑晶質玄武岩の枕状熔岩およびハイアロクラスタイトで、中部(焼山、布川火山角礫岩)は透輝石を含む玄武岩~玄武岩質安山岩の塊状~自破碎状熔岩および火山角礫岩を主とし、火山円礫岩を伴う。

一部に泥岩、細粒火砕岩を挟む。また、デイサイト質凝灰岩を挟在するが、山地の西北部によく発達する。熔岩は東北部、北部に多く、噴出の中心は東北および南方に移動したと思われる。上部(唐沢凝灰岩)は玄武岩質火砕岩を主としている。

煤ヶ谷亜層群は最大層厚1800mで、デイサイト質火砕岩、凝灰質砂岩、泥岩を主とし、東部の落合付近に礫岩が発達する。デイサイト質火砕岩は北部にも連続して分布し、広範囲に堆積したことを示す。

愛川層群は玄武岩~安山岩質自破碎熔岩および火

島津光夫

第1表 南部フォッサ・マグナおよび周辺地域の対比表

時代	Blow	Ma	掛川	富士川下流	巨摩	富士川上流	御坂	丹沢	伊豆	房総	火山活動
第四紀	更新世	後期					富士		天城・大室		第四期
							古富士				
		0.01	牧ノ原	岩瀬・万野				箱根YS		立川ローム 下末吉ローム	
	中期	0.15						箱根OS	湯河原 多賀	下総層群	第三期
		0.5	坂部原	鷺ノ田				山北	宇佐美 A(CA) A(TH)	上総層群	
	前期	N 23		D(CA) 岩瀬 V A(CA) B(TH)				足柄層群	大野		
		N 22	曾我	蒲原				A(CA) A(TH)	横山		第二期
	鮮新世	N 21	掛川層群	浜石岳 A(CA) B(TH)		富士川層群	桂川・古屋 Op	愛川層群	白浜層群		
		N 20 N 19							A(CA) D(CA) B(TH)		
	中世	N 18	相良層群	小河内							第一期
第三紀	新世	N 17									
		N 16			桃ノ木 LM		市川大門 L	丹沢	下白岩 L	浦層群	
		N 15 N 10			櫛形山 L	西八代層群	芦川	大層	湯ヶ島層群		
	中新世	N 9			山層群	之瀬	古関	山一塔ヶ岳	殿大川端		第一期
		N 8	西郷倉	大崩層群	山層群	古関	関				
		N 7									
	前期	N 6									第一期
		N 5									
		P 21 P 15	瀬戸川層群								
	漸新世	P 14 P 10									第一期
古第三紀	始新世	P 9~									
	暁新世										

L: *Lepidocyclina*. M: *Miogyopsina*. Op: *Operculina*. B: 玄武岩. A: 安山岩. D: デイサイト. TH: ソレアイ
イト系. CA: カルクアルカリ岩系. A: アルカリ岩系. OS: 古期外輪山. YS: 新期外輪山

砕岩を主とし、上部に礫岩、砂岩、泥岩を伴っている。上限は不明であるが、層厚1300m以上と推定される。

御坂山地における火山活動は、古関累層、芦川累層、市川大門累層、河口累層中の火山岩類で示される。本地域は東西に走る三沢川断層とその延長の王岳の北側を通り大石峠に至る断層の南側と北側で火山活動が異なっている。玄武岩～安山岩が半分以上を占め西部に多いが、本栖湖以东にはデイサイトが多い。

古関累層は玄武岩～安山岩の火砕岩、熔岩を主とし、上記断層の南側の南部に分布する。

芦川累層は膨大な高萩玄武岩と西部および断層の南側に発達する泥岩で、断層の北側の西部では泥岩は塩基性凝灰岩、デイサイト質凝灰岩と互層している。デイサイト質火砕岩、熔岩は上部に多い。高萩玄武岩は下限は不明で層厚は明らかでないが、1000m以上と思われる。高萩付近ではかんらん石玄武岩、透輝石玄武岩、無斑晶質玄武岩の塊状熔岩、枕状熔岩およびハイアロクラスタイトが主で、噴出の中心

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

と思われるが、東方の西湖付近にも塊状熔岩、枕状熔岩が多く、東西20kmにおよぶ割れ目噴火の産物と思われる。西方では玄武岩熔岩が泥岩中に挟まれるが、次第に碎屑物が多くなる。上部にデイサイト熔岩が挟在し、各所に厚いデイサイト熔岩ドームが発達し、bimodal な火山活動であったと考えられる。

また、量は少ないがアルカリ玄武岩の熔岩が産している。

市川大門累層は高萩の北方に分布し、玄武岩もあるが、安山岩～デイサイトの熔岩が主体である。これは活動の場が北方に移動し、岩質も次第に酸性になったことを示す。

河口累層はデイサイトで特徴づけられるが、火砕岩が主で熔岩が少ない。

富士川上流地域は御坂山地の西方に当るが、西八代層群および富士川層群のしもべ累層の火山岩の活動の場である。火山活動は著しくなく、古関川累層の上の一の瀬層には和平デイサイトが挟まれる。醍醐山累層は玄武岩、デイサイトであるが、火砕岩のみである。

富士川中流地域の身延付近にはこの時代にアルカリ玄武岩の活動が認められる。上村火山岩層で1000 m近い層厚を示し、枕状熔岩が多い。

巨摩山地においては、激しい玄武岩～安山岩の活動が認められる。櫛形山垂層群の全層厚は、下限不明であるが7000 mに近く、下半部にかんらん石玄武岩、透輝石玄武岩が多く、御坂山地の芦川累層と岩質的に共通し、しかも熔岩が多く噴出中心に近い。しかし、上半部は塊状熔岩、枕状熔岩を挟むが、火砕岩、泥岩が多くあり、また、安山岩が多くなる。

デイサイトは極めて少ないが、玄武岩～安山岩の活動は御坂山地よりも著しいように思われる。富士川上流の黒沢南方にはアルカリ玄武岩（テッシェナイト）の岩床が産している。

南部フォッサ・マグナの西南縁および西縁には竜爪層群および大崩層群（高草山火山岩類）が分布している。これらも第1期の火山活動の産物である。高草山火山岩類はアルカリ玄武岩、粗面玄武岩、粗面安山岩、粗面岩からなり、下位の宗小路凝灰岩層と上位の塊状および枕状熔岩が多い平玄武岩層にわけられる（高草山団研，1979）。多くのアルカリ斑れい岩、アルカリドレライトに貫入されている。

竜爪層群も玄武岩～安山岩の火砕岩、熔岩で、南部では高草山火山岩類と同様なアルカリ岩に貫入されている（杉山ほか，1982）。

伊豆半島においては湯ヶ島層群の下部に輝石安山岩の熔岩、火山角礫岩が多く、変質してプロピライトになっているものが多い。中部は輝石一角閃石デイサイト質の厚い軽石凝灰岩で、凝灰質砂岩や石灰岩を挟んでいる。

2. 第2期の火山活動

第1期の火山活動が広範なのに対し、この期の活動は地域的に限られ、富士川層群の大部分、浜石岳累層、足柄層群の下半部および伊豆半島の白浜層群がその産物である。

富士川中流域では、身延断層の両側に火山岩類が分布するが、西側で顕著である。

東側の身延累層の小内船、三ツ石火山岩層は安山岩の火砕岩、熔岩を主とするが、一部玄武岩を挟む。両火山岩層の間に厚さ数100 mに達する丸滝礫岩層が発達する。夏秋火山岩層もほぼ同様な粗粒火砕岩、熔岩で1000 m以上の層厚があり、砂岩泥岩互層を挟在するが、噴出中心に近いものである。飯富累層の烏森火山岩層は大部分安山岩の火砕岩、熔岩で、上、下位に砂岩泥岩互層、砂岩が発達する。浜石岳累層は下部と最上部が安山岩の粗粒火砕岩、熔岩で、火山円礫岩を伴うが、その他の大部分は礫岩、砂岩である。

この期の富士川層群の火山岩類は安山岩で、上部に向って酸性となり、角閃石安山岩、デイサイトが多くなる。

足柄層群は日向砂岩泥岩層、瀬戸礫岩層、畑砂岩泥岩層、塩沢礫岩層に区分されている（今永，1978）。本層群の下半部は鮮新世と考えられているが、大部分礫岩、砂岩、泥岩である。各層に安山岩熔岩あるいは火砕岩が挟まれるが、瀬戸礫岩層に多い（久野，1972）。なお、上記の各層より新しいと思われる山北層群が畑砂岩泥岩層を不整合に覆い小規模に分布している（足柄団体研究グループ，1983）。山北層群の下部は巨礫岩、上部は安山岩質火砕岩である。

白浜層群は伊豆半島の南部に広く分布し、下部はデイサイトの火砕岩、熔岩が主で、上部は安山岩の火山円礫岩、凝灰角礫岩である（北村ほか，1969，沢村ほか，1970）。両者の間に貝化石を含む凝灰質砂岩を挟んでいる。

下部のデイサイトの活動の他に玄武岩、流紋岩の熔岩の噴出がみられる。

伊豆半島中部には白浜層群に相当する梅木層が分布している。梅木層は安山岩の火砕岩を主としているが熔岩を伴っている。

3. 第3期の火山活動

島 津 光 夫

この期の活動の産物は局所的に分布しているにすぎない。足柄層群の上半部、富士川下流域の岩渕火山岩で、時代的には宇佐見火山噴出物(0.8~0.7Ma)もこの期に当る(兼岡・小島, 1970)。足柄層群については第2期で述べた。

岩渕火山岩層は蒲原礫層に整合に重なり、大部分が安山岩、凝灰角礫岩であるが一部に礫層を挟む。最上部は玄武岩熔岩で、層厚は900mに達する。

宇佐見火山は開析された火山で、大野礫岩層を覆っている。安山岩の熔岩、火砕岩を主とするが、玄武岩も伴っている。

4. 第4期の火山活動

いわゆる第四紀火山の活動で、噴出時代から、さらに、1) 箱根古期外輪山熔岩、多賀・湯河原火山、達摩火山、天城火山。2) 箱根新期外輪山熔岩、古富士火山、愛鷹火山。3) 富士火山、および大室火山などの東伊豆単成火山群、に分けられる。個々の記述は省略する。

II. 火山活動の場

第1期~3期までの火山活動の場は海底であったと考えられるが、海のどのような場所で火山活動が起ったか、丹沢、御坂、巨摩山地のような著しい玄武岩のパイルは海山での活動の産物の可能性はないか、などが問題である。

火山活動の場を推論するには、火山岩の産状、地質構造も手がかりになるが、海底噴火の場合は、化石や碎屑物による古環境の推定と、底棲有孔虫による古水深の推定(KITAZATO, 1979, 的場, 1983)が有効である。

第1期の丹沢、御坂、巨摩山地の火山岩は、一部に石灰岩を挟み、また、これらの山地の各層準に産する *Lepidocyclina*, *Miogypsina*, *Operculina* からは外洋性ではあるが浅海であったと考えられる。しかし、西部の御坂、巨摩山地の方が泥岩が良く発達し、化石の証拠は確かでないが海が深かったかも知れない。南西部の高草山地域では火山岩中の泥岩から深海性の有孔虫が発見されている(杉山ほか, 1982)。したがって、高草山地域を除き、他の山地の火山噴出物は、それ程深くない海底に堆積したものである。

第1期を通して、浅い海底で、丹沢山地では東方および北方に、御坂山地では北方および西南方に、巨摩山地では北方に沈降の場を移動しながら活動を続けたことになる。

南西部の高草山地域は相良・掛川地域の堆積盆地に連なるが、中~深海の環境であったらしく、アル

カリ岩の性格(後述)からも海洋島~海山に近いものと推定される。

第2期の火山岩は、砂泥互層のようなフリッシュユや礫岩中に挟まれ、富士川中、下流域では一部に *Operculina* が産するが、KITAZATO (1979) のC群集に属するものも産し(NISHIMIYA, 1969, 1970)、かなり深い海底で堆積したものと考えられる。

鮮新世には、隆起した丹沢山地と基盤山地、丹沢山地と御坂山地の間は、ほぼNEE-SWW方向のチャンネルとなり、桂川付近から身延地域に大量の基盤源の礫や砂が供給された(松田, 1970)。このチャンネルは富士川谷で方向を転じ、NS方向の中深海のトラフ状堆積盆地の中のチャンネルに通じ、厚い丸滝礫岩を堆積したと考えられている(徐, 1984)。トラフ形成前の小内船火山岩がどのような海底で噴出したものかは明らかでないが、夏秋火山岩や三ツ石火山岩はトラフの西側のテラスで主に噴出したと考えられる。

このトラフは粗粒碎屑物や火山物質に埋めたてられ、浅くなるが、深い部分は次第に南方に移動し、現在の駿河トラフに及んだ。

浜石岳累層の火山岩は礫岩や火山円礫岩を伴うことから、トラフの側壁などで噴出し、水中火砕流~泥流として流下し、埋めたてたものと考えられる。

足柄層群下部は有孔虫から水深1000~2000mの海底で堆積したと推定され、上部にいくに従い水深数100mになったと推定されている(石川ほか, 1983)。この中深海の海に隆起上昇した北側の丹沢山地から大量の礫が供給されたと同時にカルクアルカリ安山岩が噴出した。

一方、伊豆半島の白浜層群の火山岩は指交している砂岩の層相、化石から浅海が指示され、火山活動はそのような環境で生じたものと考えられる。

東方の三浦、房総半島の清澄、安野層は砂泥互層で、内湾性の半深海の環境とされている(楡井, 1982)。足柄の海はそれに連っていたかもしれない。

第3期には富士川谷も大部分陸化し、チャンネルは駿河湾に移ったが、湾の北端の浅海底~デルタに堆積した蒲原礫層の上に岩渕火山岩が噴出し、一部は陸上に顔をだしたものと思われる。

中伊豆地域の横山シルト岩は分布が狭いが深海を示し、白浜層群を堆積した海とは著しく異なっている(小山真人, 1982, 吉岡, 1981 MS)。

上総層群の下部、とくに黄和田層も深海の証拠を示し、足柄、中伊豆、三浦、房総と深い海が連なっ

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

ていたことを示すが、足柄地域でカルクアルカリ安山岩の活動があっただけである。

第3期の終り頃、南部フォッサ・マグナ全域が隆起し、伊豆(宇佐見、多賀火山など)、箱根(古期外輪山)地域では陸上火山活動が盛んになった。

深成作用

南部フォッサ・マグナには大小様々の斑れい岩から花崗岩にわたる岩体が貫入している。その中で最も大きなものは南北40kmに及ぶ甲府盆地周辺の岩体である。

この岩体はトナール岩から花崗岩まで変化する複合岩体であるが、粗粒の黒雲母一角閃石花崗閃緑岩(徳和～大島型)が大部分を占め、黒雲母花崗岩(御岳型)を伴ない、細～中粒の含輝石一黒雲母一角閃石トナール岩(小鳥型)に貫かれている。徳和型は8, 12 Ma, 御岳型は14 Ma, 小鳥型は7.3 Maの年代値を示し、中新世中～後期の貫入岩である(加藤, 1968, 山梨県, 1970)。四万十層群や新第三系と非調和的では南北に延びた岩体である。

巨摩山地の円井岩体はしそ輝石石英閃緑岩で、11 Maという年代値がだされている。

丹沢山地には中央部の東西に延びた丹沢複合岩体とその北側に分布するいくつかの石英閃緑岩体がある。また、各所にドレライト～斑れい岩の小岩体が分布するが、長者倉断層に沿うものはやや大きい。

丹沢複合岩体は19の岩型に分けられるが、主要なものは熊木沢型(角閃石一しそ輝石石英閃緑岩)、ユウシン型(粗～中粒角閃石一黒雲母トナール岩)、畦ヶ丸型(中粒角閃石一黒雲母トナール岩)で、90%以上を占める。貫入順序は斑れい岩小岩体→トナール岩主岩体→トナール岩小岩体である(滝田, 1974)。

丹沢複合岩体の逆入時代は、煤ヶ谷垂層群を貫くこと、4.3, 5.2, 7.6 Maの年代値がだされていることから、中新世後期と考えられる。石英閃緑岩の小岩体も同時代と思われるが、ドレライト～斑れい岩の小岩体は丹沢層群の玄武岩の貫入相と考えられるので、中新世中期である。

富士川谷には南北方向に貫入したいくつかの斑れい岩、石英閃緑岩、閃緑岩、ひん岩の岩体が分布している。天子山地には佐野川、遠島、柿元、猪頭の岩体がある。佐野川岩体はしそ輝石一普通輝石斑れい岩が主で、かんらん石斑れい岩、角閃石閃緑岩、グラノファイヤーを伴っている。これらの岩石はカルクアルカリ質であるが、斑れい岩中にはピジオン

輝石を含むものがあり、本源マグマはソレアイト質であったと考えられている(YAJIMA, 1979)。身延西方には閃緑岩～ひん岩の岩体が分布している。富士川谷の岩体の貫入時代は富士川層群のしもべ累層、身延累層を貫き、南北性を示すことから、鮮新世と考えられる。

足柄山地の矢倉岳岩体はしそ輝石一角閃石石英閃緑岩で、足柄層群の畑砂岩泥岩層を貫き、更新世前～中期と考えられる。

以上のように貫入時代は、1) 中新世中～後期(甲府岩体)、2) 中新世後期(丹沢岩体など)、3) 鮮新世(佐野川岩体など)、4) 更新世前～中期(矢倉岳岩体)に分けられる。

ドレライト～斑れい岩岩体は表成火山活動と関連したものと考えられる。甲府岩体は母岩の構造に非調和的、丹沢岩体などは調和的であるが、それらの表成火山活動との関係、あるいは構造的意義は明らかでない。石英閃緑岩体は北部フォッサ・マグナの“中央隆起帯”などにも産し、また伊豆七島の火山岩中にも含まれている。したがって、大きくは伊豆・小笠原弧の中新世末～鮮新世の構造運動と関連があるかもしれない。

丹沢、御坂、富士川中流地域の低度変成岩については既に報告した(島津ほか, 1970, 1976, 1982)。それらは著しい火山活動、沈降による厚い火山物質の埋没、地温の上昇に係る広域的な低度変成(埋没変成)作用によるもので、丹沢山地では副次的に丹沢複合岩体の影響を受けている。また、富士川谷では糸静線沿いの著しい構造運動のため、断層沿いでは鮮新世の地層まで変成作用が及んでいる。丹沢岩体の南側では結晶片岩となっている。

一方、伊豆半島の岩石は熱水変質作用と、第四紀の火山活動に伴う地温の上昇による変質作用を重複して受けているものが多い。

火山岩の岩石学的特徴

I 岩石学的性質

初めに各期、各地域毎に岩石学的性質、マグマ型について記述し、その後で時代的、地域的な変化をまとめる。

1. 第1期の火山岩

a. 丹沢山地

丹沢山地の火山岩については、MIKAMI (1962)の研究があるが、島津・楠田(1980)が詳しく記述した。丹沢層群の岩石は大部分、玄武岩～安山岩で、

島 津 光 夫

デイサイトを伴う。塩基性岩はかんらん石-透輝石玄武岩, かんらん石-普通輝石玄武岩, かんらん石-透輝石-普通輝石-古銅輝石玄武岩, 無斑晶質普通輝石玄武岩, かんらん石-普通輝石安山岩, しそ輝石-普通輝石安山岩で, 酸性岩は普通輝石デイサイト, 普通輝石-角閃石デイサイトである。愛川層群の岩石も玄武岩-安山岩で, かんらん石-ピジオン輝石玄武岩, かんらん石-普通輝石安山岩, 普通輝石安山岩でかる。

丹沢層群, 愛川層群の火山岩は石基鉱物の性質からは, すべてピジオン輝石質岩系である。

b. 御坂山地

御坂山地の火山岩については(水野・片田, 1958)により報告されているが, ここでは島津ほか(1976), 河野(1975MS)により記述する。

西八代層群中, 下部に相当する古関, 芦川累層の岩石は玄武岩とデイサイトである。玄武岩はかんらん石-普通輝石玄武岩, 透輝石玄武岩, 無斑晶質普通輝石玄武岩, しそ輝石-普通輝石玄武岩でソレアイト質である。デイサイトは普通輝石デイサイト, 角閃石-普通輝石-しそ輝石デイサイトである。一部にアルカリ玄武岩質の含チタン普通輝石玄武岩が産する。

西八代層群上部に相当する市川大門累層の火山岩はしそ輝石-普通輝石玄武岩-安山岩, 角閃石-普通輝石安山岩, 角閃石安山岩, 普通輝石デイサイトで, カルクアルカリ質のものである。河口累層の岩石もデイサイトである。

富士川上流の西八代層群中, 下部の火山岩は御坂山地の古関・芦川累層のものと変りがないが, 芦川累層に相当すると思われる身延付近の上村火山岩は普通輝石玄武岩からなりアルカリ質である。

c. 巨摩山地(石丸, 1978MS)

楡形山亜層群の岩石は玄武岩-安山岩で, 火砕岩としてデイサイトを伴う。かんらん石玄武岩, かんらん石-透輝石玄武岩, 透輝石玄武岩, かんらん石-普通輝石安山岩, 普通輝石安山岩, 普通輝石-角閃石安山岩, 角閃石安山岩で, 玄武岩-安山岩の多くはソレアイト質で, 安山岩の一部はカルクアルカリ質であるが, 前者の量が多い。

伊豆半島の湯ヶ島層群の火山岩は変質が著しく岩石学的性質が明らかでない。湯ヶ島付近に分布するものの中にはわずかにしそ輝石-普通輝石安山岩, 輝石-角閃石デイサイトが認められるがカルクアル

カリ質である(西野, 1976MS)。

しかし, 久野(1952)は宇佐見-湯河原間の湯ヶ島層群相当層中の変質の弱い岩石について調べた限り, すべてピジオン輝石質岩系に属し, かんらん石玄武岩, かんらん石-普通輝石玄武岩または安山岩, しそ輝石-普通輝石安山岩が認められると報告している。

2. 第2期の火山岩

富士川層群の火山岩は安山岩が大部分で, 玄武岩, デイサイトを伴う。かんらん石-しそ輝石-普通輝石安山岩, かんらん石-しそ輝石-角閃石-普通輝石安山岩, しそ輝石-普通輝石安山岩, 角閃石-しそ輝石-普通輝石安山岩およびかんらん石-普通輝石玄武岩, 透輝石-しそ輝石-普通輝石玄武岩, しそ輝石-普通輝石デイサイトである。玄武岩はソレアイト質, 安山岩はカルクアルカリ質およびソレアイト質である。

浜石岳累層の岩石は詳細は不明であるが, かんらん石-普通輝石安山岩, 輝石-角閃石安山岩, 角閃石安山岩などで, 玄武岩はソレアイト質である(松田, 1961, 駿河湾団研グループ, 1981)。

富士川層群, 浜石岳累層の火山岩中に, しばしば単斜輝石-角閃石斑れい岩ゼノリスが含まれる。

白浜層群の岩石はデイサイト質火砕岩を主とするが, 玄武岩, 安山岩, 流紋岩熔岩を伴っている。デイサイトは角閃石-普通輝石デイサイト, 角閃石デイサイトで, その他の岩石はかんらん石-普通輝石玄武岩-安山岩, しそ輝石-普通輝石安山岩, 黒雲母流紋岩である(沢村ほか, 1970)。

かんらん石-普通輝石玄武岩-安山岩はソレアイト質であるが, 大部分の白浜層群の岩石はカルクアルカリ質である。

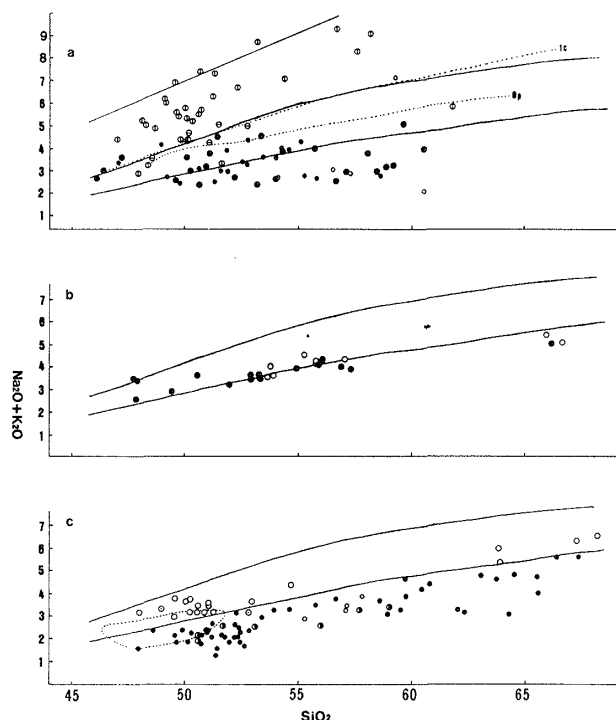
梅木層の岩石はかんらん石-しそ輝石-普通輝石安山岩, 含石英-しそ輝石-普通輝石安山岩でカルクアルカリ質である(吉岡, 1981MS)。

足柄層群の火山岩は, ソレアイト質のかんらん石-しそ輝石安山岩, しそ輝石安山岩とカルクアルカリ質のかんらん石-普通輝石安山岩, 普通輝石-しそ輝石安山岩, 普通輝石-しそ輝石-角閃石安山岩, しそ輝石-角閃石安山岩, 角閃石デイサイトである(久野, 1951)。

3. 第3期の火山岩

岩渕火山岩の岩石はソレアイト質のかんらん石-普通輝石玄武岩, しそ輝石-普通輝石安山岩とカルクアルカリ質のしそ輝石-普通輝石安山岩, しそ輝

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

第2図 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 図

a. 大黒丸：丹沢山地(島津・楠田, 1980). 小黒丸：御坂山地(島津ほか, 1976)および楯形山地・月見橋付近(石丸, 1979MS)のピジョン輝石質岩系。小白丸：楯形山地・月見橋付近のしそ輝石質岩系。白丸たてバー：高草山火山岩(石川, 1976, 杉山ほか, 1982). 白丸横バー：富士川上流のアルカリ岩(石丸, 1979MS).

実線は下から、低アルカリソレイト系と高アルカリソレイト系、アルカリ岩と非アルカリ岩、アルカリ岩と強アルカリ塩基性岩の境界(KUNO, 1966, 牛来, 1973). IcおよびGpはアイスランドおよびガラパゴスのソレイト系の分化傾向(Carmichael *et al.*, 1974).

b. 黒丸および白丸はそれぞれ富士川層群の火山岩中のピジョン輝石質岩系、しそ輝石質岩系の岩石(島津ほか, 1983).

c. 小黒丸および小白丸はそれぞれ箱根火山のピジョン輝石質岩系、しそ輝石質岩系の岩石。大半黒丸：宇佐見火山の岩石。大白丸：富士火山の岩石。二重丸：岩渕火山岩。

点線は深海性ソレイトの範囲(Shibata *et al.*, 1979).

石角閃石安山岩である(赤松, 1979MS). 岩脈中には角閃石メガクリストを含む。

宇佐見火山の岩石は普通輝石玄武岩、かんらん石-しそ輝石-普通輝石安山岩、しそ輝石-普通輝石安山岩で、大部分ソレイト質であるが、最上部のかんらん石-しそ輝石-普通輝石安山岩がカルクアルカリ質である(吉岡, 1982MS).

II. 化学成分

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, MFA図に各期の火山岩の全岩化学成分を示した(第2, 3, 4図). 鏡下で、久野(1953)の区分に従いピジョン輝石質岩系、しそ輝石質岩系に区分したものを区別して図示した。化学成分は新第三紀のものは H_2O を除いて再計算した値である。

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 図(第2図a)上では、第1期の火山岩の中で、丹沢山地のものは島津・楠田(1980)が示したように、低アルカリソレイト、高アルミナ玄武岩系列に属する。御坂・巨摩山地のものも同様であるが、 SiO_2 55%以上のものは低アルカリソレイト系列に属するものが多い。この図には高草山付近のアルカリ岩、富士川上、中流のアルカリ岩も示した。

第2期の富士川中流の火山岩(第2図b)は、ソレイト系列とカルクアルカリ系列のものがあるが、いずれも低アルカリソレイト系列と高アルミナ玄武岩系列の境界付近にプロットされるものが多く、両系列の岩石は同源のものと考えられる(島津ほか, 1983).

第3期の火山岩は分析値が少なく、第4期の火山岩(第四紀火山)と一緒に示した(第2図c). 伊豆大島のものは典型的な低アルカリソレイト系列、富士火山のものは高アルミナ玄武岩系列とその分化物、箱根火山の中でソレイト系列のものは低アルカリソレイト系列に属する(倉沢・道野, 1976など).

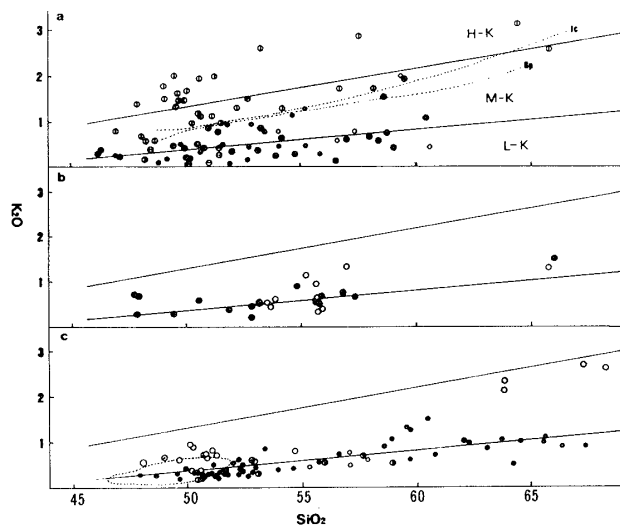
宇佐見火山のものは鏡下で大部分がピジョン輝石質岩系に属するが、分析値(小野, 1962)からは低アルカリソレイト系列に当る。岩渕火山岩は2ヶの分析値だけであるが、高アルミナ玄武岩系列と低アルカリソレイト系列に当る。

第2図aにはアイスランド(CARMICHAEL *et al.*, 1964), ガラパゴス(McBIRNEY and WILLIAMS, 1969)のソレイトの分化径路を示した。また、第2図cに深海性ソレイトの成分範囲(SHIBATA *et al.*, 1979)を示した。

それらを比較すると、第1期の火山岩は火山島、海嶺のものと異なり、島弧のソレイトの傾向に一致している。そして、低アルカリソレイト系列の

ものが多いのは東北本州弧の中新世前, 中期の火山岩と異なる点である。

第2図a)にアルカリ岩と非アルカリ岩の境界(KUNO, 1966)および強アルカリ塩基性岩との境界(牛来, 1973)を示した。それによると, 高草山の火山岩はアルカリ玄武岩—粗面玄武岩—粗面安山岩—粗面岩の系列で, アルカリ量は多いが, 強アルカリ岩の領域のものはその一部である。一方, 富士川上, 中流のアルカリ岩は $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ がより少なく, 両者は明らかに異っている。



第3図 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 図

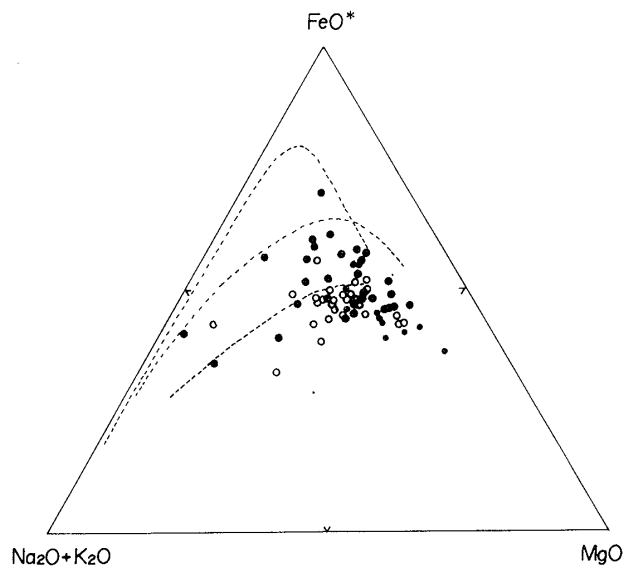
凡例は第2図に同じ。

Aの実線は下から, 低カリ安山岩と中間カリ安山岩。中間カリ安山岩と高カリ安山岩の境界を外挿した線。

$\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 図(第3図)でも同様の傾向を示す。

GILL (1981) の低カリ, 中間カリ安山岩の境界線*は, 伊豆・箱根地域の低アルカリソレライト系列と高アルミナ玄武岩系列の $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 図上での境界線とほぼ一致している。したがって伊豆・箱根地域の安山岩の多くは低カリ安山岩であるが, 丹沢, 御坂, 楡形山地の火山岩(第3図a) および富士川谷のもの(第3図b) は低カリ、中間カリの2つの領域にまたがっている。

深海性ソレライトとは SiO_2 52%以下では区別ができないが, 結晶分化の程度が全く違っている(第2, 3図c)。アイスランド島, ガラパゴス諸島のソレライト系列の火山岩の分化傾向と比べると K_2O 量が火山島の火山岩の場合は分化に伴い著しく増加する点異っている。



第4図 MFA図

大黒丸：丹沢山地の火山岩。小黒丸：御坂, 楡形山地の火山岩。大白丸：富士川層群の火山岩。

第2表 主な火山岩の化学成分

Sp. No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
R.S.	HA	HA	LT	HA	LT	LT	T	T	T
SiO_2	47.18	48.48	50.60	50.91	52.15	54.28	58.08	51.91	52.92
K_2O	0.20	0.37	0.51	0.41	0.37	0.21	0.61	0.40	0.47
FeO^*/MgO	1.43	1.99	1.50	1.26	2.20	1.88	2.64	1.58	1.48
Rb	5	8	6	4	5	8	9	8	22
Sr	276	304	338	426	169	154	164	355	407
Ba	17	151	28	114	-	85	92	147	191
Rb/Sr	.019	.026	.019	.010	.032	.051	.054	.023	.055
Ni	96	21	50	49	17	17	14	29	33
Co	33	28	44	27	26	22	15	26	25
V	289	432	361	384	281	170	196	261	262
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$							0.7037		0.7032

Sp.No.	10	11	12	13	14	15	16	17
R.S.	CA	Ca	CA	T	CA	CA	T	CA
SiO_2	53.95	55.31	55.82	56.90	57.06	58.44	47.70	51.15
K_2O	0.61	1.14	0.60	0.78	1.33	2.13	0.56	0.61
FeO^*/MgO	0.96	1.95	1.76	1.64	1.57	1.41	2.08	1.76
Rb	10	27	32	59	41	42	4	9
Sr	442	340	370	304	281	290	549	444
Ba	188	169	223	247	235	267	271	126
Rb/Sr	.023	.079	.087	.192	.145	.143	.066	.203
Ni	17	17	22	18	32	45	29	48
Co	17	20	19	22	23	20	33	28
V	224	190	236	251	240	186	325	258
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			0.7032	0.7034			0.7034	0.7034

1—7：丹沢層群, 愛川層群。8—15：富士川層群。16, 17：岩渕火山岩類。T：ソレライト系, LT：低アルカリソレライト系, HA：高アルミナ玄武岩, CA：カルクアルカリ岩系。(分析者 楠田隆)

MFA図(第4図)では丹沢山地の火山岩は FeO^* が濃集する傾向を示すが, 御坂, 楡形山地, 富士川谷の火山岩は大部分伊豆・箱根地域のしそ輝石質岩系の領域にプロットされる。富士川層群の火山岩は

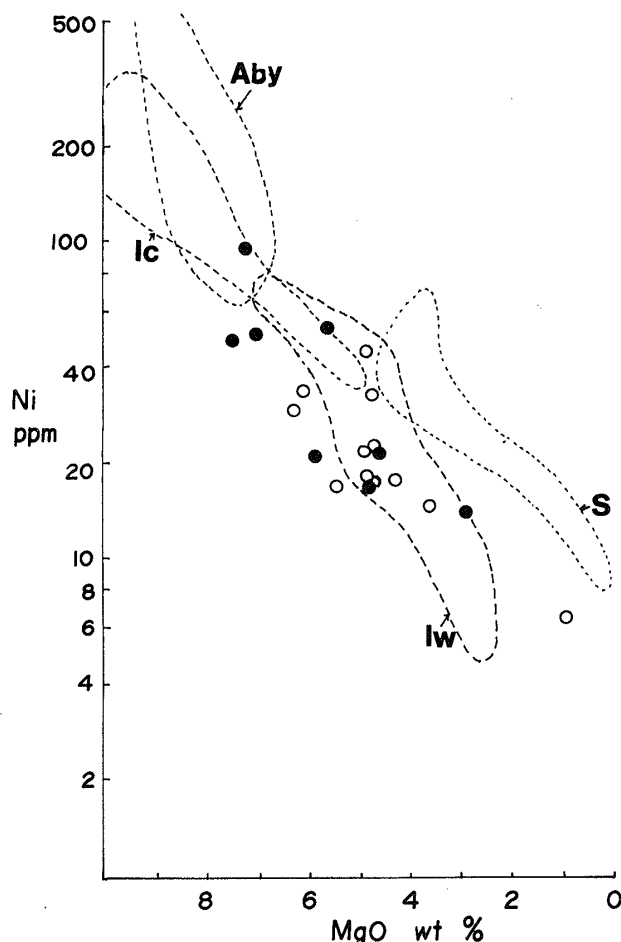
* GILL(1981)の区分は SiO_2 52%~63%の間でなされているが, この境界線はそれを外挿したものである。

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

すでに指摘したように、ピジオン輝石を含むものもし輝石質岩系の領域にプロットされるが、これはマフィック鉱物斑晶の量の影響と考えられる(島津ほか, 1983)。

櫛形山層群の岩石は丹沢層群のものより MgO 側にプロットされる。

丹沢, 愛川層群, 富士川層群, 岩渕火山岩の岩石の微量元素を原子吸光法で分析したが, その結果を第2表に示した。



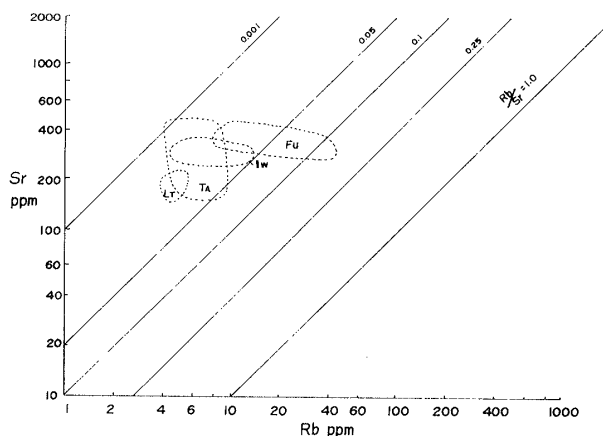
第5図 Ni-MgO図

黒丸：丹沢層群, 愛川層群の火山岩。白丸：富士川層群の火山岩。Aby：深海性ソレアイト。Ic：アイスランドのソレアイト系。Iw：岩手火山のソレアイト系(石川ほか, 1982)。S：佐渡の火山岩。

Ni-MgO図(第5図)ではMgOの多い丹沢層群の岩石はNiが多いが, 深海性ソレアイト, アイスランドのソレアイトより少ない。MgOの減少に伴いNi量が減少するが, その傾向は丹沢, 愛川層群と富士川層群の岩石は似た傾向を示している。南部フォッ

サ・マグナのこれらの岩石を通じてソレアイト系列の岩石とカルクアルカリ岩系列の岩石は区別できない。そしてこの傾向は岩手火山のソレアイト系列の岩石と良く似ている(石川ほか, 1982)。磁鉄鉱の分離がよくあらわれるとされているVの場合も似た傾向を示す。

丹沢, 愛川層群の火山岩のRb/Srは0.001~0.05で, 伊豆大島(倉沢, 1979)や岩手火山(石川ほか, 1982)の低アルカリソレアイト系列の岩石と似ている(第6図)。一方, 富士川層群および岩渕火山岩では, Srの量はそれらよりやや多いが, Rbがさらに多く, 異った成分範囲を示す。これはよく分化が進みRbが残液に濃集したことを示す。その範囲は天城火山の岩石のそれとほぼ等しい。



第6図 Sr-Rb図

TA：丹沢層群, 愛川層群の火山岩。Fu：富士川層群の火山岩および岩渕火山岩。Iw：岩手火山のソレアイト系(石川ほか, 1982)。LT：伊豆大島の低アルカリソレアイト(倉沢, 1979)。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は第2表に示したが, 愛川層群のソレアイト, 富士川層群のソレアイト, カルクアルカリ岩, 岩渕火山岩とも 0.70318~0.70375 の範囲で, 富士, 箱根, 伊豆地域の第四紀火山(倉沢, 1979), すなわち, 伊豆・小笠原弧の火山岩の値と変りがない。富士川層群の火山岩の値は同じ時代の北部フォッサ・マグナの米山火山岩(Shuto, 1974), 海川火山岩(周藤ほか, 1978)の値(0.7038~0.7042)よりやや小さい。

上述の全岩化学成分, 微量成分, Sr同位体比は, 時代は異なるが丹沢山地, 富士川谷, 岩渕地域の火山岩が共通した特徴を持ち, 島弧のソレアイトおよびその分化物であることを示している。それはまた,

伊豆・小笠原弧の第四紀火山とも共通している。深海性ソレアイトはもちろん、海洋島のソレアイト系列の火山岩とも異っている。

それに対し、南部フォッサ・マグナの南西部に分布する高草山のアルカリ岩は海洋島のアルカリ岩と類似し、富士川上流のものとは異っている。

III 火山岩の地域的变化

第1期の火山岩の地域的变化(伊豆半島を除く)は、丹沢山地全域、御坂山地南半部はソレアイト系列、御坂山地北半、巨摩山地はソレアイト系列とカルクアルカリ岩列で、東西方向の帯状配列が認められる。そして、大部分の地域では高アルミナ玄武岩系列のものが主であるのに対し、丹沢山地には低アルカリソレアイト系列のものが多くという地域的な違いがある。

一方、富士川谷、御坂山地の西部、高草山など、南部フォッサ・マグナの西側地域にのみアルカリ岩が現われており、南北方向の帯状配列とみなされる。

第2期の火山岩の分布は富士川谷に限られているので地域的变化が議論できない。しかし、富士川谷に沿った斑れい岩ゼノリスの産出が認められ、火山岩の岩石学的性質の共通性ととも、北部フォッサ・マグナのこの時期の火山岩との共通性が認められる。

第四紀の火山岩の帯状配列については、伊豆・小笠原弧の方向に、東から低アルカリソレアイト系列、高アルカリソレアイト系列、アルカリ系列の順に変化していることが明らかにされている(倉沢・道野, 1976など)。

本州弧と伊豆・小笠原会合部に関わる二、三の問題

I. グリントフ変動時代の伊豆・小笠原弧

グリントフ変動の時代(2 Ma以前)の両弧の関係について考察してみる。

a. 丹沢、御坂、巨摩山地と伊豆半島の地質学的関係は、中間に第四紀火山が広く分布していて十分明らかにできないが、両者の間に分布する箱根火山の基盤の早川凝灰角礫岩は足柄層群の下部に、また白浜層群に近いものと考えられている(久野, 1952)。また、足柄層群中の礫はすぐ北側の丹沢山地の火山岩の礫を含んでいる。このことは丹沢山地と伊豆半島が一連のもので切離せないものであることを示す。なお、MATSUDA(1978)は伊豆半島を南部フォッサ・マグナに含めていない。

b. 伊豆半島の南に連なる伊豆・小笠原弧は、最

近では“孀婦岩構造線”を境にして北と南に二分されている(湯浅, 1983)。伊豆・小笠原弧の北部は、東から小笠原海溝、前弧基盤隆起帯、新黒瀬海嶺、背弧凹地、背弧海丘帯、西七島海嶺と配列している。その巾は本州弧に近く、背弧海丘帯は広範な島弧火成活動の名残りで、東北本州弧の状態に似たものかもしれないと述べられている(上田ほか, 1983)。

一方、銭州、蘭難波島に新第三紀火山岩が分布することは、すでに一色(1980)により報告されているが、新黒瀬堆にも存在し、少なくとも孀婦岩構造線から北には中新世火山岩が広く分布している可能性がある(第7図)。

伊豆・小笠原弧南部からマリアナ弧にかけては、始新世のボニナイト(~42 Ma)が、父島、賀島および海溝の西側の小笠原海嶺に産し、島弧火山活動が始新世に始まるとされている。しかし、現在までの所、北部ではみだされていない。おそらく、伊豆・小笠原弧の骨組は四国海盆の形成(27—15 Ma)後のものと考えられ、グリントフ変動の時代に形成されたものであろう。

d. 高草山のアルカリ岩を除く丹沢・御坂・巨摩山地および伊豆半島の新第三紀火山岩は島弧的な性格を持っている。

e. 丹沢・御坂・巨摩山地の断裂の方向は本州弧に平行なNE—SWないしNEE—SWWで、伊豆半島、新島—銭州などの方向とほぼ平行である。地背斜の軸も同様な方向を示す。

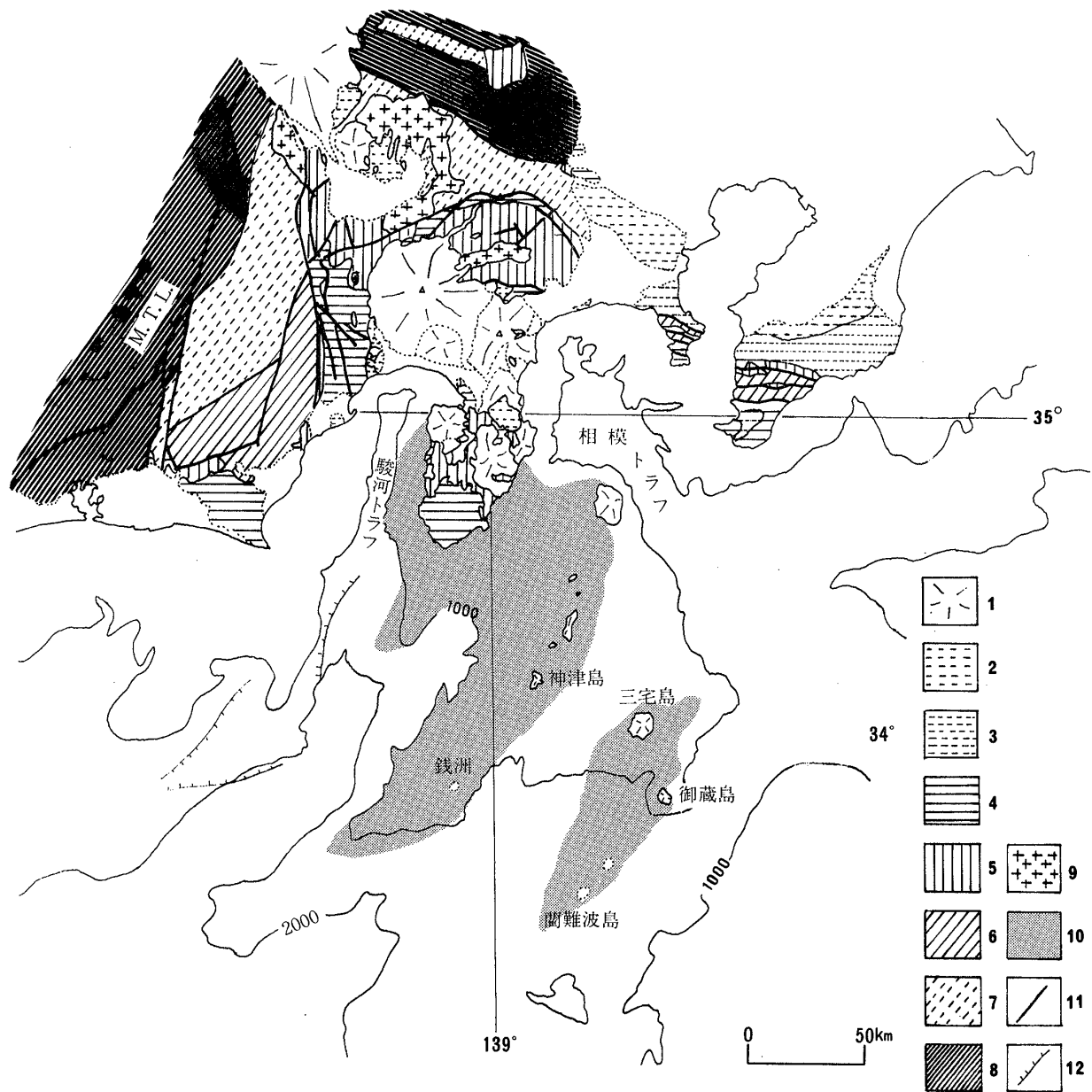
東北本州弧では弧の伸びの方向はNSないしNNE—SSWで、その中の火山活動を誘起した断裂の方向、それに規制された堆積盆地の方向は、それに斜交するNNW—SSEの雁行配列である。丹沢・御坂・巨摩山地も伊豆・小笠原弧内での同様な雁行配列の1つとしてとらえられる。そして、第1期の活動がbimodalであることから、初期の断裂は張力裂かと考えられる。

上にあげたことから、丹沢・御坂・巨摩山地および伊豆半島は東北本州弧と共通性を持つ伊豆・小笠原弧の一部に当り、前者はその北端に当ることが示される。

II 伊豆・小笠原弧と本州弧の関係

古第三紀までの本州弧の帯状構造をみると、それまでにすでに本州弧の折れ曲りが形成されていたと考えられる。伊豆・小笠原弧は新第三紀初めに古第三紀までの基盤の上に、基盤構造に直交して発生したと考えられる。しかし、新第三紀の東北本州弧と

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題



第7図 西部フォッサ・マグナ周辺地質図

1. 第四紀火山, 2. 中部更新統, 3. 下部更新統, 4. 鮮新統, 5. 中新統, 6. 古第三系(瀬戸川統), 7. 中, 古生界, 8. 三波川・領家変成岩, 9. 第三紀花崗岩類, 10. 確認および予想される中新統火山岩類, 11. 断層, 12. 推定断層

伊豆・小笠原弧北部の違いは、前者では完全に陸化した基盤の中に新第三紀の(海成の)堆積盆地が新たに発生したのに対し、後者では古第三系と新第三系の関係は不整合ではあるが、海成堆積盆地は継承されて沈降が進行していたことである。

本州弧と伊豆・小笠原弧の現在の配置をみると、伊豆・小笠原弧、とくに西縁部のかなりの北方への進入を認めざるを得ない関係となっている。この進

入がMATSUDA(1978)の伊豆地塊の衝突(5～3 Ma)の時期に起ったのかもしれないが、それ以前に進入(衝突)が終っていた可能性も大きい。何故なら、富士川谷のトラフ状の堆積盆地が漸次南方へ移動したことからみると、鮮新世の初めのチャンネルの形成前に丹沢、御坂山地は現位置近くにあったと考えられるからである。桂川谷の構造はこの進入(衝突)のあらわれかもしれない。

島 津 光 夫

伊豆・小笠原弧の進入したと思われる部分を戻してみると、東北本州弧との関係は大陸側に凸に折れ曲った関係になる。

新第三紀初めに東北本州弧は大陸縁辺部に形成された。伊豆・小笠原弧南部も基盤の情報が少なく*、背弧海盆が大きく発達しているが、やはり同時代に大陸縁に形成されたものではなかろうか。そして形成当時の両弧の位置関係は MATSUDA(1978) と同様に基本的には現在と変りがなかったように思われる。しかし、一方、MATSUDA(1978) のように中新世中期に伊豆半島が500 km南方にあったと考える必要がないと考えられることは前に述べた。このような議論は地質学的資料からの話で、三重点の安定性を考えて、四国海盆の形成、各プレートの運動を求めると論理的には伊豆地塊の北進という結論もでてくるであろうし、UEDA and BEN-AVRAHAM (1972) の伊豆・小笠原弧の九州—パラオ海嶺付近からの東進もでてくるであろう。

Ⅲ. 2 Ma 後の南部フォッサ・マグナ

2 Ma以後、火山活動の上では第3期あたりの南部フォッサ・マグナおよびその周辺はそれ以前とはかなり異った様相を呈している。

房総、三浦半島から足柄山地に及ぶ中—深海性の海、中伊豆のやや深い海などが、隆起地塊の丹沢、御坂山地と伊豆半島の間に生じている。

MATSUDA(1978)はこの時期に伊豆地塊が30~50km北進、衝突し、南部フォッサ・マグナの褶曲帯が形成されたと考えた。地質学的に証明できる褶曲形成の最後の時期は、浜石岳累層—足柄層群堆積後、鷲ノ田礫層堆積前、ほぼ1.8Ma前後となる。褶曲形成が短縮だけとは考えがたいが、1.8Ma 前後に何らかの事件があったように思われる。

中伊豆地方の横山層は分布も狭く、ゆるく北に傾斜しているが、神縄断層の南側の足柄層群上部は、NS走向で、西に急斜している。神縄断層はフィリッピン海プレートとアジアプレートの境界として注目されているが、東西に延びる深海に堆積し、その後急斜した足柄層群分布地は確かに地質構造上の一つ境界であるように思われる。しかし、伊豆・小笠原弧の進入は上述のように古い時期に始まったと考えられ、これが主要な境界とは考えがたい。

1.8Ma 前後の時期というのは、また、最近の“日本海東縁—フォッサ・マグナ変動帯”の発生した時

期(1~2 Ma)にもあたる(中村, 1983など)。

現在の測地学的、地球物理学的資料も、人によって方向に多少の違いはあるが、南東から北西方向への圧縮があったことを示している。これは2 Ma 以後の運動の現在のあらわれであろう。しかし、2 Ma 以後の南部フォッサ・マグナの運動像は最近の仮説を組み入れると違ったものになるかもしれない。

なお、第2期(5~2 Ma)の富士川谷の火山岩の性格が北部フォッサ・マグナ西部のそれと共通性のあることを指摘したが、第1期のNE—SW方向の断裂に伴った玄武岩を主とした火山活動から、NS方向で南北フォッサ・マグナに共通した安山岩の活動への転換を考えると、フォッサ・マグナを横断した形の何らかの深部の運動が5 Maにすでに始まっていたことを示しているかもしれない。

第4期の火山活動は富士火山帯として伊豆・小笠原海嶺(七島—硫黄島海嶺)に連なるが、湯浅・玉木(1982)によれば孺婦岩までは低アルカリソレアイト系列で、東側の箱根—伊豆大島の列の延長であり、同じテクトニクス場で活動したことを示している。一方、西側の列は、新島で終わっている。

第四紀の火山フロントは東側の列を連ねたものであることは問題がない。中新世の火山フロントをどこにひくかは問題であるが、東北本州弧の場合と同様に扱い、噴出の中心の最も太平洋側を連ねた線とすれば、MATSUDA(1978)が示しているように第四紀の火山フロントよりやや東側にはほぼ平行してひけることになる。

ま と め

1. 南部フォッサ・マグナの新生代火山活動は大きく次の4つの活動時期にわけられる。

第1期(24~5 Ma)、第2期(5~2 Ma)、第3期(2~0.5 Ma)、第4期(0.5 Ma~現在)。

2. 第1期の丹沢、御坂、巨摩山地および伊豆半島の火山活動は浅海で、南西部の高草山のアルカリ岩の活動は中—深海で起ったと有孔虫から推定される。第2期の富士川谷の火山活動はトラフ状堆積盆のテラスまたは側壁で生じたことが、有孔虫、堆積相から推定される。第3期の岩渕火山岩は扇状地堆積物の上に噴出した。第4期は陸上火山の活動である。

3. 深成作用は次の4つの時期にわけられる。

1) 中新世中—後期(甲府花崗閃緑岩体)、2) 中新世後期(丹沢トナール岩体など)、3) 鮮新世(佐

* 先新第三系と思われるものはドレッジされた緑泥石—白雲母片岩位である(YUASA, et al., 1981)。

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

野川斑れい岩体など、4) 更新世前～中期(矢倉岳石英閃緑岩体)。火山活動に直接関連するものは3)である。

4. 丹沢, 御坂, 巨摩山地の初期の火山岩はソレイト質玄武岩～玄武岩質安山岩とデイサイトで, bimodal である。後期にはカルクアルカリ安山岩を伴う。高草山火山岩は粗面玄武岩, 粗面安山岩, 粗面岩で, 富士川谷のアルカリかんらん石玄武岩よりアルカリに富む。富士川谷の火山岩, 岩渕火山岩はカルクアルカリ安山岩が主で, ソレイト質玄武岩, 安山岩を伴う。伊豆半島の火山岩は第1～3期ともカルクアルカリ安山岩が主で, デイサイト, 玄武岩を伴う。

高草山のアルカリ岩は海山, 海洋島の火山岩の性格を持つが, 南部フォッサ・マグナの大部分の火山岩は島弧のソレイトおよびその分化物と考えられる。

5. 南部フォッサ・マグナは本州弧と伊豆・小笠原弧の会合部に当る。松田(1978)は鮮新世に南方から移動してきた伊豆地塊が本州弧に衝突したとそのテクトニクスを説明した。伊豆半島を含めた南部フォッサ・マグナは孀婦岩線から北の伊豆・小笠原弧北部の北端部に当る。伊豆・小笠原弧北部は東北本州弧と同様にグリンタフ変動の時代に発生し, スケール, 帯状配列も類似していると考えられる。地質学的資料からは伊豆地塊を切り離さず, 伊豆・小笠原弧が鮮新世以前に本州弧に進入(衝突)したと考えられる。

文 献

- 赤松靖児, 1979MS: 静岡県由比川—富士川間の地質と岩石。新潟大学理学部地鉱卒論。
- 足柄団体研究グループ, 1983: 足柄地域の火山性堆積盆地。地球科学, **37**, 194—204。
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J and VERHOOGEN, J. 1974: *Petrology*. 739 p., McGraw-Hill.
- 富士川団体研究グループ, 1976: 富士川上流域における新第三系の地質構造について。地質学論集, 13号, 329—348。
- 牛来正夫, 1973: 火成作用。共立出版, 345p。
- GILL, J.B., 1981: *Orogenic andesites and plate tectonics*. 390p., Springer-Verlag.
- 今永 勇, 1982: 箱根火山基盤岩と足柄層群の変形。神奈川県博研報, **13**, 75—81。
- 石川賢一・吉田武義・青木謙一郎, 1982: 岩手火山の地球化学的研究。東北大核理研報, **15**, 257—264。
- 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—379。
- 石川力・岡田尚武・北里洋, 1983: 足柄層群の層序と地質年代。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 98。
- 石丸一男, 1979MS: 山梨県巨摩山地に分布する新第三系火山岩類の岩石学的研究。新潟大学理学部修士論文。
- 一色直記, 1980: 御蔵島・蘭難波島及び銭州地域の地質。地域地質研究報告, 地質調査所, 35p。
- 加藤祐三, 1968: 山梨県甲府盆地周縁の第三紀花崗岩類について。岩鉱, **59**, 21—40。
- 北村信・高柳洋吉・増田孝一郎・早坂祥三・三井忍・菅原健・高橋邦夫, 1969: 伊豆半島の地質学的諸問題。東北大地質古生物研報, no. 68, 19—31。
- KITAZATO, H., 1979: Marine paleobathymetry and paleotopography of the Hokuroku district during the time of the Kuroko deposition, based on foraminiferal assemblages. *Mining Geol.*, **29**, 207—216。
- 河野雅英, 1975MS: 南部フォッサ・マグナ御坂山地東部の地質。新潟大学理学部地鉱卒論。
- 小坂共栄・角田史雄, 1969: 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質。地質雑, **75**, 127—140。
- 小山真人, 1982: 伊豆半島北東部中伊豆町～伊東市地域の層序。静岡大地球科学研報, **7**, 61—85。
- 久野 久, 1952: 熱海図幅(7万5千分の1)地質説明書。141p。
- , 1953: 火山および火山岩。岩波書店, 255p。
- 倉沢 一・道野 郁, 1976: 伊豆半島西・南部地域火山岩の岩石学および化学的性質。火山, **21**, 11—29。
- , 1979: 富士・箱根・伊豆地域火山岩のストロンチウム同位体組成。火山, **24**, 134—142。
- MACDONALD, R. and KATSURA, T., 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, **5**, 82—133。
- McBIRNEY, A.R. and WILLIAMS, H., 1969: Geology and petrology of the Galapagos islands. *Geol. Soc. Am. Mem.*, no. 118。
- 的場保望, 1983: 黒鉱生成時の古水深に関する最近

島津光夫

- の論争について. 鉾山地質特別号, 11号, 251—262.
- 松田時彦, 1958: 富士川地域, 北部第三系の褶曲形成史. 地質雑, **64**, 325—345.
- , 1961: 富士川新第三系の地質. 地質雑, **67**, 79—96.
- , 1972: 富士川谷・桂川谷間の層序関係と古地理. グリントフ総研連絡紙, 4号, 13—14.
- MATSUDA, T., 1978: Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, 409—421.
- MIKAMI, K., 1962: Geological and petrological studies on the Tanzawa Mountainland. *Sci. Rept. Yokohama National Univ.*, II, no. 8, 57—110.
- 水野篤行・片田正人, 1958: 西八代層群(中新統)について. 地球科学, 39号, 1—14.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981: 相模・駿河トラフと沈みこみ. 科学, **51**, 490—498.
- , 1983: 日本海東縁新生海溝の可能性. 震研報, **58**, 711—722.
- 楡井 久, 1982: Fore-arc basinとしての関東構造盆地と島弧変動にともなうYビーム地震帯. 地団研専報, **24**, 79—96.
- NISHIMIYA, K., 1969: Neogene biochronology of the South Fossa Magna, central Japan, II, III. 山梨大学教育学部研究報告, no. 21, 254—261, no. 22, 212—218.
- 西野嘉一, 1976 MS: 伊豆半島修善寺付近の新第三系の火山層序. 新潟大学理学部地鉱卒論.
- 小野晃司, 1962: 日本産火山岩の化学成分. 地質調査所, 441p.
- 沢村孝之助・角清愛・小野晃司・盛谷智之, 1970: 下田地域の地質. 地域地質研究報告, 地質調査所, 41p.
- SHIBATA, T., THOMPSON, G. and FREY, F.A., 1979: Tholeiitic and alkalic basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 43 N. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 127—141.
- 島津光夫・上村康夫・関根一昭・山田守, 1976: 御坂山地, 古関—高萩地域の地質および変成作用. 地質学論集, 13号, 313—327.
- SHIMAZU, M., KOMATSU, M. and YAMADA M., 1974: Chrom-diopsides from the Miocene basalts and andesites in the Misaka Mountainland, Yamanashi Prefecture, central Japan. *Memoirs Geol. Soc. Japan*, no. 11, 59—67.
- 島津光夫・楠田隆, 1980: 丹沢山地の新第三紀火山岩類. 地質雑, **86**, 593—612.
- ・成田賢・古屋一彦, 1983: 富士川中流域, 身延付近の富士川層群の火山岩類. 地質雑, **11**, 625—643.
- ・田淵章敬・楠田隆, 1970: 丹沢山地東北部の地質構造. 地質雑, **77**, 77—89.
- , ———・———, 1971: 丹沢山地東北部の変成作用. 地質雑, **77**, 701—722.
- 徐 垣, 1984: 南部フォッサ・マグナ地域西部の中新一鮮新世の古地形について. 堆積学研究会報, no. 20, 4—11.
- SHUTO, K., 1974: The strontium isotopic study of the Tertiary acid volcanic rocks from the southern part of Northeast Japan. *Sci. Rep. Tokyo Univ. Education*, **12**, 75—140.
- 周藤賢治・加々美寛雄・矢野孝雄・島津光夫, 1978: 鮮新世火山岩のはんれい岩質ゼノリスのSr同位体比. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, 358.
- 杉村 新, 1972: 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192—202.
- 杉山 明, 1976: 丹沢山地の地質構造発達史, (1)層序および構造. 地質雑, **82**, 699—712.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本享・秦光男, 1982: 静岡地域の地質. 地域地質研究報告, 地質調査所, 82p.
- 駿河湾団体研究グループ, 1981: 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, **35**, 145—158.
- , 1982: 静岡県庵原地域の地質層序と地質構造. 地団研専報, **24**, 157—167.
- 高草山団体研究グループ, 1979: 静岡県高草山地域の層序と構造. 地質学論集, no. 16, 157—166.
- 滝田良基, 1974: 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 地質雑, **80**, 505—523.
- TIBA, T., 1966: Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, **9**, 541—610.
- UEDA, S. and BEN-AVRAHAM, Z., 1982: Origin and development of the Philippine sea. *Nature*, **40**, 176—178.

南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題

- 上田誠也・玉木賢策・久城育夫, 1983: フィリッピン海東縁部のテクトニクス—マリアナ弧と小笠原弧—. 科学, **53**, 439—447.
- 八木健三, 1959: 日本及び近傍地域の新生代アルカリ岩の岩石化学. 火山, 第2集, **3**, 63—75.
- 山梨県地質図編輯委員会, 1970: 山梨県地質図, 説明書.
- 吉岡兼二, 1981 M S: 伊豆半島, 中伊豆地方の地質および火山岩類の岩石学的研究. 新潟大学理学部地鉱卒論.
- 湯浅真人, 1983: 伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立. 地球, 50号, 459—463.
- ・玉木賢策, 1982: 火山列島, 南硫黄島の玄武岩. 地調月報, **33**, 531—538.