房総半島三浦層群千畑層中の玄武岩礫

—— 環伊豆地塊蛇紋岩帯の構成要素 ——

Basalt gravels in the Senhata Formation,
the Miura Group, Boso Peninsula

—— A constituent of the Circum-Izu Massif Serpentine Belt ——

高 橋 直 樹 (Naoki TAKAHASHI)*
荒 井 章 司 (Shoji ARAI)**

Large amounts of basalt gravels are associated with serpentinite gravels in the Senhata Formation of the Miura Group (uppermost Miocene) in the Boso Peninsula, central Japan. The basaltic rocks possibly constitute a presumed mafic-ultramafic complex ("Fudoiwa serpentinite mass") in the Tokyo Bay area, which belongs to the Circum-Izu Massif Serpentine Belt. They are slightly altered and have phenocrysts of olivine±clinopyroxene±plagioclase; they are sometimes picritic. Chromian spinel is common both as euhedral inclusions in olivine and as microphenocrysts, and clinopyroxene is often titanaugite. Bulk rock chemistry indicates that intraplate alkali basalts are dominant in the Senhata basalt gravels. Relic chromian spinel chemistry also suggests that the alkali basalts and the picritic basalts are of intraplate magma origin. The close association of intraplate basalts with the Fudoiwa serpentinites may be compatible with the presence of Ti-rich wehrlitic cumulates and Ti-rich metasomatites in the Fudoiwa mass reported by Arai *et al.* (1990). In the Circum-Izu Massif Serpentine Belt, alkali basalts tend to be associated with small-scale serpentinite masses, and tholeiitic ones, with large-scale masses.

Keywords: Senhata Formation, Mineoka Belt, Circum-Izu Massif Serpentine Belt, Intraplate basalt, Picritic basalt, Chromian spinel.

I. はじめに

房総半島南部には第三系が広く分布しており、下位から嶺岡層群、保田層群、三浦層群と呼ばれている(第1図、第1表)。三浦層群は、新第三紀中新世中期(約1600万年前)から鮮新世(約300万年前)にかけて堆積した地層で、主に半遠洋性の泥岩、タービダイト性の砂岩及び火山砕屑岩からなっている。房総半島西部では、これらの一連の堆積物中に、顕著な粗粒の堆積物からなる薄層が存在し、「千畑層」あるいは「千畑礫岩層」と呼ばれている(小池, 1949)。この地層中には、

多種類の礫が含まれているが、荒井ら(1990)は、多量に含まれる蛇紋岩礫について検討し、それらが、環伊豆地塊蛇紋岩帯(広義の嶺岡帯)(荒井・石田, 1987)起源であること、礫を供給した岩体が、現在の浦賀水道付近に存在したと推定されることを示した。同層中の礫として、やはり多量に含まれる火山岩類の検討により、これらの火山岩類、ひいては環伊豆地塊蛇紋岩帯の性質及び起源について新たな知見が得られることが期待される。今回、これらの火山岩礫、特に玄武岩礫に着目し、岩石学的な検討を行ったので報告する。

(平成5年6月18日受付, 平成5年11月19日受理)

* 千葉県立中央博物館, 〒260 千葉市中央区青葉町955-2

** 金沢大学理学部地学教室, 〒920-11 金沢市角間町

** Natural History Museum and Institute, Chiba; 955-2, Aoba, Chiba 260, Japan

** Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University, Kakuma, Kanazawa 920-11, Japan

第1図 千畑層の分布と周辺の地質概略。
三梨ら(1979)をもとに作成。

II. 千畑層の地質

千畑層は、房総半島西海岸の富津市不動岩付近が最も粗粒で、径数 mm から数 10 cm の細礫～巨礫を含む礫岩からなっている。房総半島の内陸側に向かって、層厚が薄くなるとともに、その構成粒子は細粒となり、房総半島中部で天津層中に尖滅する。このことは、千畑層の堆積物の供給源が、房総半島よりも西側であることを示唆している。荒井ら(1990)は、地層中の堆積構造から、東北東方向の古流向を推定している。

房総半島西海岸では、千畑層は、鋸山向斜を挟んで、鋸山の南北両側に分布しているが、南側では向斜軸と平行に海岸から内陸部に向かって帯状に分布しているのに対して、北側では分布が海岸部に限られ、不規則な産状を示している。向斜軸の走る明鐘岬から北に向かってしばらくは南側への単斜傾向を示し、次第に下位の層準が出現するが、不動岩周辺の千畑層分布域に至って急激に走向-傾斜が乱れ、より北側に進んでも千畑層より下位の地層は露出していない(第2図)。

不動岩北側の千畑層(Section A, B)は、礫が非常に密集した層準と礫がほとんど含まれない砂質の層準からなっており、両者は比較的顕著に分かれている(第3図)。礫はいくつかの層準に認められ、層準によって

礫径にも差が見られる。礫が密集している層準の礫を支持する基質は、ほとんどが石灰質の生物遺骸である。カキなどの貝類、フジツボ、単体サンゴ、石灰藻、コケムシなど、比較的浅海域に生息する生物が多いが、O'hara and Ito (1980)によると、陸棚から大陸斜面にかけて棲息していた群集も見いだされ、重力流による運搬、混合が示唆されている。砂質の層は、顕著な黄褐色の外観を呈するが、新鮮な部分は、灰緑色～青緑色で、火山性物質起源であることを示唆している。同層には、中礫程度の礫や貝化石が散在している。

不動岩(Section C)では、稲子沢層最下部に相当する、火山碎屑物を多量に挟む泥岩層が分布しているが、この中にも不動岩北側と同種の礫を含む層準がある。礫の基質は、玄武岩質火山碎屑物を多量に含む泥岩である。この、泥質または火山碎屑物基質の礫岩と、不動岩北側の石灰質基質の礫岩とは、走向-傾斜が乱れているため上下関係が不明瞭である。いずれも、上位は礫を含まない泥岩層に移化し、下位の層準は露出していない。火山灰鍵層の対比によれば、両者は同時異相の可能性がある(第3図)。堆積時の礫の分布や、周囲の堆積物の堆積状況が不均質であるものと推測される。

なお、この稲子沢層最下部付近の岩相は、泥岩中に

第1表 房総半島南部地質層序表。

三梨ら (1979) を一部改変。Pen, Peninsula; G, Group; F, Formation; f, fault; 直線, 整合; 波線, 不整合; 太直線, 断層。

軽石や玄武岩岩片 (スコリア) などの火山碎屑物が各種の割合で混入した様相を呈している。火山碎屑物に級化構造は見られず、泥質基質中に一様に分布している。それに対して、これよりやや上位の層準になると、泥岩層と火山碎屑物層が明瞭に分かれ、火山碎屑物層には顕著な級化構造が見られるようになってくる。この火山碎屑物層は、降下堆積物と推定され、泥岩層も含めて、比較的静穏な環境で堆積したものと考えられる。一方最下部付近の地層は、一旦海底に堆積した火山碎屑物が、水流あるいは重力流の影響で移動し、泥の粒子と混合し二次的に堆積したものと推測される。千畑層～稲子沢層下部堆積時に、不安定な地形が存在した可能性が示唆される。

千畑層の地質年代については、石川ら (1982) が千畑層の礫岩中から有孔虫化石を抽出し、Blow の N. 17 中期～N. 18 末期 (中新世末期～鮮新世初期) の年代を得ているほか、蟹江ら (1991) が不動岩周辺の稲子沢層から石灰質ナノ化石年代として CN10b 帯 (鮮新世初期) を報告しており、両者を考慮すると、およそ中新世末期～鮮新世初期 (5～6 Ma) と考えられる。

III. 玄武岩礫の産状

最も多量に礫を含むのは、前述のように、不動岩北側の石灰質基質の礫岩層である (Section A, B)。礫径

は主に数 mm から数 10 cm で淘汰は悪い。一部に径 200～250 cm ほどの巨大な礫も見られる。一般に、大型の礫は角張っており、小型の礫はよく円磨されていることが多い。径 10 cm 以上の礫について礫種を調べた結果を第 2 表に示す。最も多いのは蛇紋岩で、これは荒井ら (1990) によって、環伊豆地塊蛇紋岩帯起源であることが示されている。次に多いのが玄武岩であり、さらに硬質頁岩、珪質凝灰岩、硬質砂岩と続く。

玄武岩礫は、全般に礫径が大きく (最大 30 cm 程度)、結晶質で、気泡がある場合は方解石等が充填しており、全体に緻密である。石基部分は、緑色または褐色を帯びており、多少とも変質している。

なお、千畑層の上下の天津層及び稲子沢層中には多量の玄武岩質火砕物が含まれ、火砕物基質の礫層も存在する。しかし、これらの基質をなす玄武岩は、千畑層の玄武岩礫とは明瞭に区別される。その本質岩片の粒径は比較的よくそろっており、数 mm～3 cm 程度である。基本的にガラス質であり、発泡している。新鮮で、気泡には何も充填しておらず、全体として比重が小さい。時折含まれる類質岩片は、石基部分が、灰白色ないし灰黒色を呈し、比較的結晶質であり、非常に新鮮である。

今回の調査にあたり、千畑層の、玄武岩質と判断される礫 (径 10 cm 以上) を無作為に採集した。これら

第2図 不動岩周辺のルートマップ。
Section A, B, Cは第3図に対応。Ok?は凝灰岩鍵層 (Okは三梨・矢崎 (1958) が記載した鍵層)。

は、肉眼でも、発泡の程度、粒度などかなりの変化が見られた。採集層準は、主に Section B (第2, 3図) の礫の密集した層準である。なお、今回は斑れい岩や結晶片岩類は研究対象から除外したが、別の機会に改めて検討したいと考える。

IV. 岩石記載

このような玄武岩質の礫32個について、顕微鏡観察を行った。その結果を第3表に示す。これらは、記載岩石学的に、大きく4つのタイプ(A, B, C及びDタイプ)に分けられる。Aタイプは単斜輝石がチタンオーゾイトであるもの、Bタイプは単斜輝石がオーゾイトであるもの、Cタイプはピクライト玄武岩質のもの、Dタイプは変成鉱物が多量に生じている変玄武岩を一括した。

最も卓越するのはAタイプであり、今回検討した礫の大多数(23個)を占める。これらはさらに、組織や細かい鉱物組成の違いにより、いくつかのサブ・タイプ(A-1からA-8)に分類できる。全体として、しば

第2表 千畑層の礫種組成。

Gravel	Number
serpentinite	17
harzburgite	(10)
dunite	(7)
basalt	15
gabbro	1
sandstone (hard)	11
siltstone (hard)	12
siliceous tuff	12
chert	3
sandstone (soft)	5
siltstone (soft)	11
tuff (soft)	1
metamorphic rock (schist)	5
meta-volcanic rock	3
green tuff	2
total	98

長径10 cm以上の礫について測定。

しばかんらん石(ほとんど蛇紋石などに変質)を斑晶として含む。クロムスピネルは、かんらん石斑晶中の包有物または微斑晶として、A-3, A-8及びBタイプのものを除いて極めて普遍的に存在する(第4図の7)。

A-1は、全体的に粗粒で、かんらん石、単斜輝石を多量に含む岩石で、シリイト組織を有する。かんらん石のモードは約20%でピクライト質であるが、サイズは1.0~1.5 mm以下(一般には0.5 mm以下)と小さく、後述のCタイプとは区別される。単斜輝石は濃紫色を呈し、長柱状である。磷灰石を比較的多く含んでいる。かんらん石はすべて蛇紋石に変質し、斜長石は部分的に緑泥石に変質している。単斜輝石はほとんど変質していない。また、緑泥石、沸石、方解石等に充填されたアミグデュールを多く含み、その周囲では結晶が細粒になる傾向がある。

A-2は、斑晶に富むもので、主な斑晶鉱物は、斜長石、単斜輝石、かんらん石である(第4図の2)。単斜輝石は淡紫褐色を示し、砂時計構造が顕著である。石基はしばしば磷灰石に富み、黒雲母を含むものもある。かんらん石はすべて蛇紋石に変質し、斜長石は部分的に緑泥石に変質している。単斜輝石はほとんど変質していない。

A-3は、ボイキリティックな組織をもつ岩石で、主に粗粒の長石類(斜長石、アルカリ長石)が自形の単斜輝石(しばしば細長い骸晶状)、かんらん石、不透明鉱物を取り込んで大きく成長している。大型の単斜輝

第3図 千畑層の礫産出層準の地質柱状図。
FDα~FDζ及びOk?は凝灰岩鍵層。

石には累帯構造が見られる。かんらん石はすべて蛇紋石及び方解石に変質しているほか、長石類は内部に微細な変質鉱物が多数生じている。単斜輝石にも、やや変質が見られる。また、ガラスは緑泥石に変質し、方解石の細脈が多数見られる。

A-4は、インターグラニューラー組織を持つ玄武岩である(第4図の3)。斑晶はかんらん石と斜長石が大部分で、単斜輝石はまれである。かんらん石斑晶はすべて蛇紋石に変質しており、斜長石は部分的に緑泥石及び赤褐色鉱物に変質している。石基単斜輝石はほとんど変質していない。アミグデュールに緑泥石が充填している。

A-5は、全体的に粗粒の単斜輝石とかんらん石のみで構成され、長石類をほとんど含まない特殊な岩石である(第4図の4)。玄武岩というよりは、「リンバージャイト」と呼んだ方が適切かもしれない。かんらん石斑晶は長径0.7mm以下で、自形を呈し、しばしば変質を免れている。単斜輝石斑晶は長さ2.5mmに達す

る細長い燕尾状を呈し、ほとんど変質していない。石基は、細粒の針状または樹枝状の単斜輝石及び不透明鉱物からなる。また、凝灰石に富む。

A-6は、細粒の単斜輝石の樹枝状結晶及び細長い燕尾状、骸晶状の斜長石よりなる石基を有する玄武岩である(第4図の5,7)。今回調査した礫中では、最も多くを占めるタイプである(8試料)。全体的にかんらん石斑晶に富み、単斜輝石斑晶を含むものは少ない(2試料)。かんらん石斑晶はすべて蛇紋石あるいは方解石に変質している。斜長石は部分的に方解石に変質している。ガラスは緑泥石に変質している。

A-7は、石基斜長石の周囲がほとんどガラスからなる、インターサータル組織をもつ玄武岩である。有色鉱物の斑晶はかんらん石のみで、単斜輝石は含まれない。組織的にはA-4、A-6に漸移する。かんらん石斑晶はすべて蛇紋石あるいは方解石に変質し、斜長石は部分的に緑泥石に変質している。また、ガラスは大部分が緑泥石に変質している。アミグデュールを緑泥石、沸

第3表 千畑層の玄武岩礫の鉱物組成。

Type	Spec. NO.	Size	Texture	Flow str.	Amyg.	Phenocryst					Groundmass									
						pl	ol	cpx	opx	oq	pl	ol	cpx	opx	glass	oq	ap	dendrite	other	
A-1	GR206	c	seriate	X	++	++	+++	+++	-	+	++	-	++	-	++	++	+	-	bl	
A-2	GR196	f-c	interstitial-glomer.	X	-	+++	+	+++	+	+	++	-	-	-	++	++	+	-		
A-2	GR230	m-c	interstitial	X	-	+++	+++	+++	-	+	++	-	-	-	++	++	+	-	bl, zoo	
A-3	GR228	m	poikilitic	X	-	-	++	++	-	-	++	-	+	-	++	++	+	-	bl	
A-4	GR182	f	intergranular	X	+	+	++	-	-	-	++	-	+	-	++	++	+	-		
A-4	GR235	m	intergranular	○	++	+	++	-	-	-	++	-	++	-	++	++	+	-		
A-4	GR239	f-m	intergranular	○	+	++	++	-	-	-	++	-	++	-	++	++	+	-		
A-5	GR222	c	(dendritic)	X	+	-	+++	+++	-	-	-	-	++	-	++	++	++	-		
A-5	GR227	c	(dendritic)	X	+	-	+++	+++	-	-	-	-	++	-	++	++	++	-		
A-6	GR183	f	dendritic	X	+	+	+	-	-	-	+	-	+	-	++	++	-	++		
A-6	GR184	f	dendritic	○	+	+	++	+	-	-	++	-	+	-	++	++	-	++		
A-6	GR189	f-m	dendritic	○	+	++	++	++	-	-	++	-	+	-	++	++	-	++		
A-6	GR220	f-m	dendritic	X	-	-	++	++	-	-	++	-	+	-	++	++	-	++		
A-6	GR221	f-m	dendritic	X	++	++	++	++	-	-	++	-	+	-	++	++	-	++		
A-6	GR236	f	dendritic	○	++	+	++	-	-	-	+	-	+	-	++	++	-	++		
A-6	GR238	f	dendritic	X	++	+	++	-	-	-	+	-	+	-	++	++	-	++		
A-6	GR241	f-m	dendritic	○	-	+	++	-	-	-	++	-	-	-	++	++	+	+		
A-7	GR188	m	interstitial	○	+++	+	++	-	-	-	++	-	-	-	++	++	-	-		
A-7	GR219	m	interstitial	X	+++	+	+	-	-	-	++	-	-	-	++	++	-	-		
A-7	GR228	m	interstitial	○	+++	+	++	-	-	-	++	-	-	-	++	++	-	-		
A-7	GR237	m	interstitial	○	-	+	++	-	-	+	++	-	-	-	++	++	+	-		
A-7	GR240	f-m	interstitial	X	+++	-	++	-	-	-	++	-	-	-	++	++	-	+		
A-8	GR238	c	intergranular	X	-	++	+	+	-	-	++	-	++	-	++	++	-	-		
B	GR185	c	interstitial-subophitic	X	-	-	-	+	-	-	++	-	++	-	++	++	-	-		
B	GR190	m-c	interstitial-subophitic	X	-	+	+	+	-	-	++	++	++	-	++	++	+	-		
B	GR217	c	interstitial-subophitic	X	-	-	-	+	-	-	++	-	++	-	++	++	-	-		
B	GR243	m	interstitial-subophitic	X	-	+	-	-	-	+	++	-	++	-	++	++	-	-		
C	GR242	c	picritic	X	-	-	+++	++	-	+	++	-	++	-	++	++	+	-		
C	GR256	f	picritic	X	++	-	+++	-	-	+	++	-	++	-	++	++	+	-		
D	GR208	f	interstitial?	X	-	-	++	+++	-	-	-	-	-	-	++	-	+	-	cp, ac, pp	
D	GR234	f	interstitial?	X	-	-	++	+++	-	+	-	-	-	-	++	-	+	-	cp, ac, pp	
D	GR255	f	interstitial?	○	++	++	-	++	-	+	++	-	-	-	++	++	-	-		

[Size (groundmass)] c: coarse (>0.5mm), m: medium (0.5-0.2mm), f: fine (<0.2mm)

[Flow str. (Flow structure)] ○: remarkable, ○: common, X: not show

[Texture] glomer.: glomerophyritic

pl: plagioclase, ol: olivine, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, oq: opaque mineral, ap: apatite, bl: biotite, zoo: zircon, ep: epidote, ac: actinolite, pp: pumpellyite

[Amyg. (Amygdale)] +++: abundant, ++: common, +: rare, -: absent
[Phenocryst] +++: abundant (>10vol%), ++: common (10-2vol%), +: rare (<2vol%), -: absent
[Groundmass] ++: abundant (>10vol%), +: common (<10vol%), -: absent

石等が充填している。

A-8 は、斜長石、単斜輝石、かんらん石の大型の斑晶を含み、比較的粗粒な石基を有するものである。かんらん石斑晶はすべて蛇紋石に変質しているほか、斜長石は部分的に緑泥石あるいは方解石に変質している。単斜輝石はほとんど変質していない。

B タイプに属する礫は少なく4試料のみである。やや粗粒な短冊状の斜長石の間を半自形～他形の単斜輝石、不透明鉱物、ガラスが埋めているインターサータル～サブオフィティック組織を示す(第4図の6)。かんらん石はほとんど含まれない。アミグデュールは認められない。斜長石はわずかに緑泥石に変質しており、ガラスは緑泥石に変質しているものと変質をまぬがれているものがある。単斜輝石はほとんど変質していない。

C タイプは、径数 mm～1 cm のかんらん石斑晶を多量に含むピクライト玄武岩である。石基は、斜長石、単斜輝石(チタンオーゾナイト)、かんらん石、不透明鉱物からなり、粒度は試料ごとに変化が大きい。かんらん石斑晶中には、クロムスピネル、チタンオーゾナイトが包有される(第4図の8)。かんらん石斑晶はすべて蛇紋石に変質し、斜長石は部分的に緑泥石に変質している。単斜輝石はほとんど変質していない。

D タイプは、変成鉱物が多量に生成した変玄武岩

(metabasalt)である。変成鉱物としては、緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、パンベリー石などが認められる。片理は認められない。

V. 全岩化学組成

以上のような玄武岩礫の中から、最も卓越した A タイプの岩石を中心に代表的な試料8点について全岩主要元素化学組成の分析を行った。分析を行ったのは、A-2, A-3, A-4, A-5, A-6, A-7, A-8, B タイプの岩石を1点ずつである。

分析方法は、SiO₂, R₂O₃, MgO, CaO, H₂O(-)については湿式重量法、Na₂O, K₂O については蛍光光度法(日本ジャーレル・アッシュ社製 AA-855 型)、Fe₂O₃ total, MnO については原子吸光法(同)、TiO₂, P₂O₅ については比色法(日本分光製 Ubest-50)、FeO は酸化還元滴定法、H₂O(+)については灼熱-FeO 酸化補正法を用いた。分析試料の作製にあたっては、なるべく新鮮な部分を選び、アミグデュールをなす方解石が混入しないように注意した。分析の結果を第4表に示す。

分析を行った8試料のうち A タイプの7試料すべてに共通な性質として、SiO₂ が低く、TiO₂, アルカリ(Na₂O+K₂O) 含有量が高いことがあげられる。SiO₂ は 46.52～49.52% (H₂O を除き 100% に換算した値)

第4図 千畑層の玄武岩礫。

1, 千畑層の玄武岩礫(矢印)の産状写真; 2, 千畑層の玄武岩礫の顕微鏡写真, A-2タイプ(No. GR230); 3, 同, A-4タイプ(No. GR235); 4, 同, A-5タイプ(No. GR222); 5, 同, A-6タイプ(No. GR184); 6, 同, Bタイプ(No. GR185); 7, 千畑層の玄武岩礫中のクロムスピネルの顕微鏡写真(A-6タイプ, No. GR236); 8, 千畑層のピクライト玄武岩礫のかんらん石斑晶に含まれる単斜輝石包有物(矢印)の顕微鏡写真(Cタイプ, No. GR242)。顕微鏡写真はすべてオープンニコル。スケールバーはいずれも0.5mm。

と狭い組成範囲を示す。 SiO_2 -アルカリ図(第5図)では、いずれもアルカリ岩の領域にプロットされる。岩石記載の項で述べたように、試料の変質が激しく、アルカリ含有量が変動している可能性があるが、 $\text{Na}_2\text{O}/$

K_2O 比が低く(2.73以下)、比較的新鮮なA-2, A-5もアルカリ含有量が高いほか、チタンオーゾイトの存在や、斜方輝石の欠如を考慮すると、これらの岩石はアルカリ玄武岩類であると推定される。

第4表 千畑層の玄武岩礫の全岩化学組成およびC.I.P.W. ノルム計算値。

Spec. NO. Type	GR230 A-2	GR226 A-3	GR235 A-4	GR227 A-5	GR184 A-6	GR188 A-7	GR218 A-8	GR185 B
SiO ₂ wt%	45.74	42.88	43.83	45.74	45.80	45.30	45.71	47.35
TiO ₂	1.83	2.80	1.83	2.05	1.89	1.80	1.85	1.58
Al ₂ O ₃	19.45	14.03	16.43	12.05	17.57	17.21	15.75	15.80
Fe ₂ O ₃	5.22	5.82	8.43	5.38	7.64	7.93	7.85	7.20
FeO	3.25	3.15	2.72	4.74	1.81	1.18	2.79	2.49
MnO	0.15	0.50	0.34	0.18	0.28	0.26	0.36	0.22
MgO	5.23	4.62	7.91	9.44	5.49	2.31	6.08	5.44
CaO	8.92	10.49	6.50	8.40	7.83	6.48	7.77	10.98
Na ₂ O	3.68	3.03	2.50	3.45	3.42	3.50	2.91	2.53
K ₂ O	1.34	3.72	1.93	1.52	2.07	3.57	1.64	1.69
H ₂ O (+)	3.53	6.55	4.29	4.68	4.19	4.15	4.00	2.77
H ₂ O (-)	0.77	0.64	1.85	1.08	1.10	3.87	1.87	1.90
P ₂ O ₅	0.49	1.14	0.58	0.79	0.55	2.41	0.47	0.34
total	99.60	99.37	99.14	99.50	99.64	99.97	99.05	100.29
SiO ₂ wt%	48.00	46.52	47.13	48.79	48.54	49.27	49.06	49.52
TiO ₂	1.92	3.04	1.97	2.19	2.00	1.96	1.99	1.65
Al ₂ O ₃	20.41	15.22	17.67	12.85	18.62	18.72	16.90	16.52
Fe ₂ O ₃	5.48	6.31	9.06	5.74	8.10	8.62	8.42	7.53
FeO	3.41	3.42	2.92	5.06	1.92	1.28	2.99	2.60
MnO	0.16	0.54	0.37	0.19	0.30	0.28	0.39	0.23
MgO	5.49	5.01	8.51	10.07	5.82	2.51	6.53	5.69
CaO	9.36	11.38	6.99	8.96	8.30	7.05	8.34	11.48
Na ₂ O	3.86	3.29	2.69	3.68	3.62	3.81	3.12	2.65
K ₂ O	1.41	4.04	2.08	1.62	2.19	3.88	1.76	1.77
P ₂ O ₅	0.51	1.24	0.62	0.84	0.58	2.62	0.50	0.36
total	100.01	100.01	100.01	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00
Q	-	-	-	-	-	-	-	-
or	8.33	23.88	12.35	9.57	13.00	23.05	10.46	10.52
pl	27.39	7.50	22.85	27.21	27.33	32.41	26.57	22.51
ab	34.26	14.91	30.17	13.80	28.21	17.94	27.01	28.07
an	2.90	11.02	-	2.17	1.88	-	-	-
ne	-	-	-	-	-	1.71	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-
di	3.71	14.01	0.25	10.55	3.89	-	4.69	11.18
wo	2.65	11.32	0.16	7.69	2.63	-	2.95	7.04
en	0.73	1.03	0.07	1.88	0.95	-	1.44	3.45
fs	-	-	5.19	-	-	3.18	5.45	1.95
hy	-	-	2.18	-	-	2.55	2.66	0.96
en	-	-	-	-	-	-	-	-
ol	7.75	0.83	11.17	12.22	8.36	2.17	5.56	3.67
fo	2.36	0.08	5.17	3.30	3.32	1.91	3.00	1.98
fa	5.07	6.77	5.22	5.49	5.23	5.23	5.23	4.68
mt	-	-	-	-	-	-	-	-
hm	-	-	-	-	-	-	-	-
il	3.65	5.77	3.76	4.16	3.82	3.74	3.80	3.15
ru	-	-	-	-	-	-	-	-
ap	1.20	2.87	1.46	1.95	1.37	6.09	1.18	0.83
total	100.00	99.99	100.00	99.99	99.99	99.98	100.00	99.99

中段は H₂O±を除き、残りを 100% として再計算したもの。下段は C.I.P.W. ノルム計算値。ただし、Irvine and Baragar (1971) に基づき、Fe₂O₃=TiO₂+1.5% とし、残りを FeO に換算して加えたりえて計算を行った。

変質に関しては、H₂O(+)含有量が非常に高く、変質が激しいことを示す。これは、かんらん石やガラスの大部分が、蛇紋石、緑泥石等に変質しているほか、斜長石も部分的に緑泥石に変質していることによる。そ

のため、第4表には、H₂Oを除いて 100% に換算した数値も掲載した。また、全体として Fe₂O₃ の含有量が高い。7 試料中では最も新鮮な A-5 が比較的低い値を示すことから、Fe₂O₃ の異常は、変質、風化の影響によ

第5図 千畑層の玄武岩礫の全岩 SiO_2 -アルカリ図。

黒星, 千畑層の玄武岩礫(Aタイプ)(本報告); 白星, 千畑層の玄武岩礫(Bタイプ)(本報告); 黒三角, 嶺岡帯のソレライト玄武岩(田崎・猪股, 1980, 中嶋ら, 1981); 白三角, 嶺岡帯のピクライト玄武岩(田崎・猪股, 1980); 黒丸, 嶺岡帯のアルカリ玄武岩(高橋未公表資料); 白丸, 三浦半島葉山層群断層帯中のアルカリ玄武岩及びピクライト玄武岩(谷口・小川, 1990); 白四角, 三浦層群三崎層のスコリア(有馬ら, 1991); 黒四角, 瀬戸川帯のアルカリ玄武岩及びピクライト玄武岩(Ohashi, 1980)。Alkali-Tholeiite境界は, Macdonald and Katsura (1964) による。

るものと推測される。

なお, C.I.P.W. ノルム計算を試みたが, 前述の理由から Fe_2O_3 の値を補正したのち計算を行った。その結果, 石英はいずれも算出されず, 4試料についてはネフェリンが出現し, 全試料にかんらん石が算出されるなど, シリカに乏しいマグマ起源であることを示している。

7試料を比較すると, A-3及びA-7が特に他よりも SiO_2 に乏しく, アルカリ含有量が高い。特に K_2O が突出しており, おそらく長石がアルカリ長石成分に富むものと考えられる。他の5試料は, いずれもよく似た組成を持つ。A-7は, 特に MgO が少なく, P_2O_5 が異常に高い値を示す。A-6とA-7は, 鏡下では全般的によく似た鉱物組成, 組織を有しており, この組成の違いは, 変質の影響によるものと考えられる。特に, かんらん石が, 蛇紋石ではなく方解石に置換されていることから, MgO が極端に失われていることが推測される。しかし, P_2O_5 の異常については, 現在のところ理由が明確でない。なお, A-3は, アルカリに加えて, TiO_2 も他よりかなり高い値を示す。鏡下でも, 組織や構成鉱物(クロムスピネルが不在)が他とは異なる。

一方, Bタイプの試料はAタイプよりも, SiO_2 が若干高く, 単斜輝石がオーザイトであることを反映して TiO_2 がやや低く, MnO , P_2O_5 などやや低い傾向がある。アルカリ含有量はAタイプと同様に比較的高く, SiO_2 -アルカリ図でもアルカリ岩の領域にプロットされるが, Aタイプよりも非アルカリ岩に近い位置である(第5図)。C.I.P.W. ノルム計算では, やはり石英が算出されない。ハイパーシンが算出される点で, ややAタイプよりシリカに富むが, それほど差異は認められない。

VI. クロムスピネルの化学組成

残留クロムスピネルの組成を, 金沢大学理学部のSEM(明石走査型電子顕微鏡 ALPHA-30)-EDAXシステムで決定した。火山岩中のクロムスピネルの化学組成は, マグマの化学組成の指示者となる(Arai, 1992)ため, 重要である。クロムスピネルの組成は, 変質または弱変成した岩石中でもしばしば保存されており, 千畑層中の礫のような岩石に対しては, 特に有用である(Arai, 1992)。代表的な分析値を, 第5表に掲げる。なお, クロムスピネル中の Fe^{2+} , Fe^{3+} 量は, Tiがすべてウルボスピネル(Fe_2TiO_4)をなすとして, ス

第5表 千畑層の玄武岩礫のクロムスピネルの代表的分析値。

Spec. NO. Type	OR206 A-1	OR230 A-2	OR235 A-4	CR222 A-5	GR183 A-6	GR188 A-7	SENHSTS-P.1 C
SiO ₂ wt%	0.52	0.80	0.78	1.09	0.46	0.25	0.06
TiO ₂	3.55	3.51	1.69	1.16	1.87	1.59	2.33
Al ₂ O ₃	30.31	26.81	29.96	5.14	27.19	49.15	14.16
Cr ₂ O ₃	20.32	22.86	30.58	56.15	28.99	10.92	45.80
FeO*	33.79	35.77	23.64	23.17	27.49	24.05	25.76
MnO	0.14	0.30	0.04	0.16	0.24	0.14	0.29
NiO	0.11	0.12	0.21	0.08	0.25	0.26	0.19
Total	101.07	99.46	101.36	97.62	99.46	102.14	101.23
Mg#	0.592	0.476	0.658	0.508	0.613	0.654	0.628
Cr	0.259	0.307	0.369	0.793	0.364	0.120	0.603
Al	0.576	0.537	0.539	0.108	0.509	0.806	0.278
Fe (3+)	0.165	0.156	0.092	0.099	0.127	0.074	0.119
Cr#	0.310	0.364	0.406	0.880	0.417	0.130	0.684

FeO*; 全鉄としてのFeO, Mg#; Mg/(Mg+Fe²⁺) 原子比, Cr, Al, Fe³⁺; (Cr+Al+Fe³⁺) に対するそれぞれの原子比, Cr#; Cr/(Cr+Al) 原子比。

トイキオメトリーを仮定して計算した。MnはMn²⁺であるとして、Fe²⁺に加えた。

Fe³⁺比(=Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) 原子比)はすべて0.2以下と低く(第6図), 比較的未分化のマグマ起源であることを示している(Arai, 1992)。Cr#(=Cr/(Cr+Al) 原子比)は、A-5, C以外は0.5以下と低い(第6図)。A-5は、岩相も特異であるが、クロムスピネルもCr#が高く、Aタイプの他のものと比較して特異である。なお、A-5のかんらん石斑晶の組成はFo₉₇である。Cのクロムスピネルは、環伊豆地塊蛇紋岩帯に普遍的に産するピクライト質玄武岩中のもの(石田ら, 1988, 1990)と、ほぼ同様の組成(特に、Cr#, TiO₂量)を有する。Mg#(=Mg/(Mg+Fe²⁺) 原子比)は、全体としてCr#と負の相関がある(第7図)。TiO₂量とFe³⁺比には、正の相関がある(第8図)。TiO₂は、ほぼ1%以上であり、TiO₂-Fe³⁺図において“プレート内玄武岩”の領域に入る(Arai, 1992)。

VII. 考 察

1. 千畑層の玄武岩礫の性質

千畑層の玄武岩礫のうち、Aタイプのものは、鉱物組成、化学組成から、ほぼアルカリ玄武岩質であると判断される。これらのアルカリ玄武岩類の特徴は、組織は非常に多様であるにもかかわらず、化学組成はかなり類似していることである。これは、これらの岩石が、ほぼ同一のマグマ起源の、様々な冷却速度を示す噴出岩に由来することを示唆する。

クロムスピネルもA-5のものを除いて、Cr#が0.5以下と低く、西南日本の新生代アルカリ玄武岩などの

第6図 千畑層の玄武岩礫のクロムスピネルの3個の陽イオン(Cr-Al-Fe³⁺)原子比。シンボルは組織による分類別(記載の項及び第3表参照)。

クロムスピネルの組成範囲とほぼ一致している(Arai, 1992)。

アルカリ玄武岩類は、房総半島の嶺岡帯を初め、三浦半島、瀬戸川帯など、環伊豆地塊蛇紋岩帯でいずれも産出が報告されている。千畑層の礫を構成するアルカリ玄武岩類も、その位置関係や、蛇紋岩に伴う産状を考慮すると、やはり環伊豆地塊蛇紋岩帯起源の可能性が高い。そこで、これらの地域の玄武岩類との岩石学的な類似性を検討する(第5・9・10図参照)。

近隣の嶺岡帯では、西縁付近でアルカリ玄武岩体がいくつか見いだされているが、それらと比較して組織や化学組成のうえで、有意な違いが見られる。たとえば、千畑層中の礫のほうが、比較的SiO₂, TiO₂に乏しく、アルカリ(特にK₂O)、ノルムネフェリンに富む。組織のうえでも、嶺岡帯西縁部のものはインターグラニューラー組織を持つものが大部分であり、千畑層中の礫のような多様な組織は見られない。

三浦半島では、谷口・小川(1990)により、葉山層群中に断層貫入するアルカリ玄武岩類が報告されている。これらは、全体的には千畑層の礫よりもSiO₂やTiO₂、アルカリに富む。ただし、一部に、千畑層の礫と類似した化学組成をもつものもある。また、急冷を示唆する細粒な組織を有する点で、千畑層中の礫と類

第7図 千畑層の玄武岩礫のクロムスピネルの $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ 原子比と $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 原子比の関係。

似している。全体として、三浦半島では、ソレライト玄武岩は見いだされておらず、その点も、アルカリ玄武岩類が卓越する千畑層中の礫とよく似ている。

瀬戸川帯では、Ohashi (1980) が、ビクライト玄武岩とカンブトナイトを含む、アルカリかんらん石玄武岩体を見いだしている。この中で、ダイアベースとされた粗粒の玄武岩質岩が、アルカリや TiO_2 含有量で、千畑層の礫を構成しているアルカリ玄武岩と類似している。玄武岩では、 TiO_2 が千畑層の礫よりも有意に低く、また、アルカリは全体的に高いものの、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比が非常に高いという違いが見られる。また、坂本ら (1993) は、瀬戸川帯の滝沢衝上帯中でブロック状の産状を呈する岩体に、多数のアルカリ玄武岩類を見いだしているが、Ohashi (1980) の場合と同様に、一般に TiO_2 が低く、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比が高いという特徴をもち、千畑層の玄武岩礫とあまり類似しない。一方、Naka (1985) は、瀬戸川帯中の玄武岩約 100 個を分析しており、化学組成にかなり幅が見られるが、そのうちのいくつかは、 SiO_2 、 TiO_2 、アルカリ含有量などで千畑層中の玄武岩礫と類似する試料がある。

一方、千畑層中の B タイプの玄武岩は、嶺岡帯に多

第8図 千畑層の玄武岩礫のクロムスピネルの TiO_2 重量%と $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ 原子比の関係。
3 種類のマグマ(MORB、プレート内、島弧)の領域は、Arai (1992) による。

量に含まれる“ソレライト質玄武岩”と鉱物組成、組織は比較的良好に似ているが、化学組成を見るとアルカリ含有量(特に K_2O) がかなり高く、同一のものではないと判断される。すなわち、嶺岡帯中部で卓越するソレライト玄武岩は、千畑層からはほとんど見いだされないということになる。

C タイプのビクライト玄武岩は、礫ごとに、組織は顕著に異なる。前述のように、有名な鴨川市西のビクライト玄武岩(枕状溶岩で、石基はガラス質～細粒)と組織が同一のものはないが、GR242 は鋸南町内代産のビクライト玄武岩と、GR256 は、鴨川市原(曾呂川転石)や富山町大崎(平久里川転石)のものと類似している。GR242 には、環伊豆地塊蛇紋岩帯のビクライト玄武岩に特徴的な(高沢, 1976; 石田ら, 1988; 谷ロ・小川, 1990)、急冷構造を持つ単斜輝石を主とした球状包有物を含む(第4図の8)。これらのビクライト玄武岩は、全岩化学組成の分析は行っておらず、岩系区分はできないが、この中のクロムスピネルの組成は、環伊豆地塊蛇紋岩帯に共通して産するビクライト玄武岩中のものと、 $\text{Cr}\#$ 、 TiO_2 量などはほぼ等しい(石田ら, 1988; 谷ロ・小川, 1990)。従って、C タイプのビクライト玄武岩は環伊豆地塊蛇紋岩帯に産するビクライト玄武岩と同様のものと考えられる。

以上のことから、千畑層中の玄武岩礫は、多少の化学組成や組織上の違いはあるものの、概ね環伊豆地塊蛇紋岩帯起源と判断され、おそらく荒井ら (1990) が

第9図 千畑層の玄武岩礫の全岩 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ 図。
シンボルは第5図に同じ。3種類のマグマ (MORB, OIT, IAT) の領域は, Shimazu *et al.* (1990) による。 FeO^* は全鉄としての FeO 。

想定した現在の東京湾地域 (浦賀水道) の蛇紋岩体から, 蛇紋岩とともに千畑層中に供給されたものと推定される。

2. 千畑層の礫をなす玄武岩類のテクトニック・セッティング

これらの玄武岩類の起源は, 環伊豆地塊蛇紋岩帯の成因を考える上で, 重要な意義を有する。

前述の玄武岩8点の化学分析値を, $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ 図 (Shimazu *et al.*, 1990) (第9図) 及び Mullen (1983) の $\text{TiO}_2-\text{MnO}-\text{P}_2\text{O}_5$ 図 (第10図) にプロットした。

$\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ 図では, Aタイプは OIT (oceanic island tholeiite) 及び OIT 寄りの MORB (mid-ocean ridge basalt) の領域に, Bタイプは MORB の中心領域にプロットされた。両者とも, 少なくとも, TiO_2 含有量からみて, 島弧性マグマ (IAT (island arc tholeiite)) 起源とは考えにくい。

また, $\text{TiO}_2-\text{MnO}-\text{P}_2\text{O}_5$ 図では, Aタイプの玄武岩は, OIA (oceanic island alkalic basalt), IAT, CAB (calc-alkali basalt) の3つの領域にまたがってプロットされ, Bタイプは IAT の領域にプロットされた。Aタイプについては, 分析した試料の中で比較的新鮮な, A-2, A-5 がともに OIA の領域内にあることを考慮すると, これらの Aタイプの岩石は OIA, つまり, ホットスポット起源のアルカリ玄武岩類と判定される (第10図)。なお, 同じアルカリ玄武岩でも, 嶺岡帯西縁部に分布する岩石とは, 同様に OIA の領域ながら, やや異なる位置にプロットされ, 性質が異なることが示唆される (第10図)。一方, Bタイプの玄武岩は, ほぼ Aタイプの玄武岩類と同じ領域で, やや

MORB 寄りの位置にプロットされる (第10図)。この関係は, 前述の SiO_2 -アルカリ図 (第5図) の場合と同様である。

千畑層中の礫をなす A 及び C タイプの玄武岩が, プレート内玄武岩起源であることは, クロムスピネルの組成からも支持される (第8図) (Arai, 1992)。さらに, A-5 及び C タイプは, そのクロムスピネルの高い Cr# からソレライト的, A-5 以外の A タイプのものは, クロムスピネルの低い Cr# (<0.5) からアルカリ玄武岩的であろう (Arai, 1992)。特に, C のビクライト玄武岩は, そのクロムスピネルの組成 (特に Cr#, TiO_2 量) が, ハワイのソレライト中のものと極めてよく似ている (石田ら, 1990)。

小川・谷口 (1987, 1989) および谷口・小川 (1990) などにより, 三浦半島や房総半島の富山町平久里地域 (前述の嶺岡帯西縁部に相当) のアルカリ玄武岩が, ホットスポット起源であることが示されているが, 本報告の千畑層中の玄武岩礫 (特に, A, C タイプのもの) についても同様な結論が得られたということになる。

以上の事実は, “不動岩蛇紋岩体” (千畑層及び市宿層に蛇紋岩を供給した岩体で, かつて東京湾に存在したと予想される) (荒井ら, 1990) の蛇紋岩 (かんらん岩) には, プレート内玄武岩が密接に伴っていたことを示唆する。荒井ら (1990) は, 不動岩岩体に極めて Ti に富むウェールライト (キュムレート) が存在すること, 及び, そのかんらん岩 (ハルツパーチャイト, レールブライト) に, Ti に富む流体による交代作用の痕跡があることを見いだした。この Ti に富む岩石を形成した火成活動や交代作用は, プレート内玄武岩マグマの活動と調和的である。一方, 不動岩岩体の蛇紋岩を

第10図 千畑層の玄武岩礫の全岩 TiO_2 - MnO - P_2O_5 図。

シンボルは第5図に同じ。5種類のマグマ(MORB, OIT, OIA, IAT, CAB)の領域は, Mullen(1983)による。

含む、環伊豆地塊蛇紋岩類(荒井・石田, 1987)は、ある種の海洋底(特に縁海)かんらん岩であると解釈されている(Arai, 1991)。従って、不動岩岩体は、プレート内マグマの影響を受けた(すなわち、プレート内マグマの貫入や、それ起源の流体による交代作用を受けた)海洋(縁海)性マントルの断片であろう。

なお、これまで、嶺岡帯では、MORB 的なソレライト玄武岩類が主体で、アルカリ玄武岩類は乏しいように報告されているが、嶺岡帯以西では逆にアルカリ玄武岩のほうが主体で、ソレライト玄武岩が非常に乏しいということになる。それが何を意味するのかは、現在のところあまりはっきりしないが、たとえば、小川・谷口(1987)は、両者の産状の違いを指摘している。つまり、ソレライト玄武岩は、大規模な蛇紋岩体に伴って産し、アルカリ玄武岩は、断層帯に沿って新第三紀層中に分布するというものである。蛇紋岩体も大規模な断層帯に沿って貫入していると考えられるので、小規模な断層帯ではアルカリ玄武岩類が、大規模な断層帯ではソレライト玄武岩類が出現していると言える。不動岩岩体の規模はあまり明確でないが、その位置と周辺の地質を考慮すると、現在の嶺岡帯ほどの規模はないと推定される。

すると、次のようなメカニズムが考えられる。海洋

(縁海)プレート物質が前弧域で付加し、前弧堆積物(保田層群、三浦層群下部)が上位を覆ったのち、付加したプレート物質が断層運動(横ずれ、あるいは衝上断層)に伴って上昇し、前弧堆積物中に断層貫入する。突出した岩体から、周囲の前弧堆積物(千畑層)に礫が供給される(貫入は一時的で、一段落すれば、再び前弧堆積物が整然と堆積する)。このようなプレート物質の貫入にあたって、まず層位的に上位にあたるプレート内玄武岩が突出し、その貫入が進行し、より下位に位置した MORB (縁海)ソレライト玄武岩類が蛇紋岩類に伴って貫入する。つまり、嶺岡帯では大規模な蛇紋岩類の貫入があり、嶺岡帯西部から三浦半島にかけては、その貫入規模が小さく、この差が、産出する玄武岩類の性質を制約しているのではないかと考えられる。ただし、このメカニズムに関しては、プレート物質の付加過程、付加した物質と前弧堆積物との関係などが明確でないことから、今後もデータを蓄積し、さらに検討していきたいと考える。

謝 辞 千葉大学伊藤慎助教授には千畑層について、愛媛大学田崎耕市教授には樹枝状結晶について御教示いただいた。日本大学谷口英嗣博士には、三浦半島のアルカリ玄武岩類について御教示いただいた。金

沢大学理学部阿部なつ江氏、石渡明助教授には鉱物のSEM分析に関してお世話になった。また、2名の匿名の査読者には、貴重な御意見をいただいた。以上の方々に、深くお礼を申し上げる次第である。

引用文献

- Arai, S. (1991), The Circum-Izu Massif peridotite, central Japan, as backarc mantle fragments of the Izu-Bonin arc system. Tj. Peters *et al.* (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, 801-816.
- Arai, S. (1992), Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry, *Mineral. Mag.*, **56**, 173-184.
- 荒井章司, 石田 高 (1987), 山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質, 岩鉱, **82**, 336-344.
- 荒井章司, 伊藤 慎, 中山尚美, 増田富士雄 (1990), 東京湾地域に推定される未知の蛇紋岩体—房総半島, 上部新生界中の蛇紋岩礫の起源—, 地質雑, **96**, 171-179.
- 有馬 真, 平田大二, 猪股道也, 相原延光 (1991), 三浦層群に含まれるスコリアの岩石学, 月刊地球, **13**, 35-38.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971), A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- 石田 高, 荒井章司, 高橋奈津子 (1988), 山梨県大月市初狩町の小仏層群からビクライト玄武岩の産出, 岩鉱, **83**, 43-50.
- 石田 高, 荒井章司, 高橋奈津子 (1990), 瀬戸川帯北部の変成ビクライト玄武岩類, 地質雑, **96**, 181-191.
- 石川秀雄, 八田明夫, 大木良仁 (1982), 房総半島, 千畑礫岩層に含まれる有孔虫化石, 千葉大学教育学部研究紀要, **31**, 11-17.
- 蟹江康光, 岡田尚武, 笹原由紀, 田中浩紀 (1991), 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比, 地質雑, **97**, 135-155.
- 小池 清 (1949), 房総半島中部の地質 (II), 東大立地研報, **3**, 1-6.
- Macdonald, G.A. and Katsura, T. (1964), Chemical composition of Hawaiian lavas, *J. Petrol.*, **5**, 82-133.
- 三梨 昂, 矢崎清貴 (1958), 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比 (第1報), 石油技協誌, **23**, 16-22.
- 三梨 昂, 菊地隆男, 鈴木尉元, 平山次郎, 中嶋輝允, 岡 重文, 小玉喜三郎, 堀口万吉, 桂島 茂, 宮下美智夫, 矢崎清貴, 影山邦夫, 那須紀幸, 加賀美英雄, 本座栄一, 木村政昭, 楢井 久, 樋口茂生, 原 雄, 古野邦雄, 遠藤 毅, 川島真一, 青木 滋 (1979), 特殊地域図 20 (10万分の1地質図) 東京湾とその周辺地域の地質, pp. 91, 地質調査所.
- Mullen, E.D. (1983), MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Naka, J. (1985), Broken seamount fragments in the Setogawa subduction complex, in Nasu, N. *et al.* (eds.), *Formation of Active Ocean Margins*, TERRAPUB, 747-773.
- 中嶋輝允, 牧本 博, 平山次郎, 徳橋秀一 (1981), 鴨川地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), pp. 107, 地質調査所.
- 小川勇二郎, 谷口英嗣 (1987), 前弧域のオフィオリティック・メランジュと横岡帯の形成, 九大理研報 (地質), **15**, 1-23.
- 小川勇二郎, 谷口英嗣 (1989), 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源とエンブレイスメントのプロセス, 地学雑, **98**, 118-132.
- O'hara, S. and Ito, M. (1980), Molluscan fossils from the Senhata Formation in the Boso Peninsula, Prof. S. Kanno Mem. Volume, 121-136.
- Ohashi, F. (1980), An alkali olivine basalt and its related rocks from the Setogawa Group, Shizuoka Prefecture, *J. Geol. Soc. Japan.*, **86**, 799-815.
- 坂本隆之・小川勇二郎・中田節也 (1993), 瀬戸川付加体中の緑色岩類の起源とそのテクトニクス上の意義, 地質雑, **99**, 9-28.
- Shimazu, M., Kawano, Y. and Kagami, H. (1990), Major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang-Yangnam area, Korea, *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **85**, 405-415.
- 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, 地質雑, **96**, 101-116.
- 高沢耕一 (1976), 瀬戸川層群中の高山ビクライトのかんらん石, 地質雑, **82**, 765-771.
- 田崎耕市, 猪俣道也 (1980), 横岡帯のビクライト玄武岩およびソレライト質玄武岩類, 地質雑, **86**, 653-671.