

房総半島嶺岡帯西縁地域に見られる “アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”

高橋直樹

千葉県立中央博物館
〒260 千葉市中央区青葉町 955-2

要旨 嶺岡帯は、蛇紋岩を中心としたオフィオライト的な岩石群が産出する、第三紀の構造帯である。嶺岡帯西縁付近の富山町平久里中では、アルカリ玄武岩から玄武岩質礫岩・砂岩を経て、頁岩（海緑石頁岩）に移行する特異なシーケンスが認められる。このシーケンスは、平久里中だけではなく、いくつかの地域で見いだされ、嶺岡帯の主要な構成要素の一つと考えられる。最下部のアルカリ玄武岩は、鈹物組成、化学組成から、ホットスポット起源と推定される。アルカリ玄武岩の上位の砕屑岩類は、構成粒子の単一性や顕著な上方向細粒化、浅海の環境を示す生物遺骸の存在などから、海洋島の沈没に伴って堆積した地層と考えられる。このシーケンスは、海洋プレート上に形成され、何らかの作用で島弧側に付加したものと推測される。このシーケンスは断層帯に沿って前弧域で保田層群中に貫入し、これらの貫入突出によって、大崩礫岩が堆積したと考えられる。

キーワード: 嶺岡帯, “アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”, ホットスポット.

房総半島南部に東西方向に帯状に分布する嶺岡帯は、蛇紋岩を中心としたオフィオライト的な岩石群が産出することでよく知られ、古くから研究が行われている構造帯である。その起源については、Tonouchi and Kobayashi (1982, 1983), Ogawa (1983), 小川・谷口 (1987, 1989), Ogawa and Taniguchi (1988), 谷口ほか (1991), Arai (1991) などにより、海洋または縁海の地殻~マントルの断片であるとの考えが示されているが、一方、伊豆・マリアナ前弧域で、蛇紋岩ダイアピルなどのオフィオライト的な岩体が続々と発見され (Bloomer and Hawkins, 1983; Ishii, 1985; Bloomer and Fisher, 1987; 前川ほか, 1989; Shipboard Scientific Party Leg 125, 1990 など)、しかも、世界各地に島弧起源のオフィオライトが報告されており (Miyashiro, 1973; Pearce *et al.*, 1984 など)、伊豆・マリアナ弧の北方延長上に位置する嶺岡帯についても再検討が迫られている。

そのような議論の一つの材料を提供するものとして、今回、嶺岡帯の構成要素の中に、海洋（縁海）地殻上に成長したホットスポット海洋島の沈降によって形成されたと考えられる連続した地層群を確認したので報告する。

嶺岡帯の地質概説

嶺岡帯は、房総半島の南部に、東西方向の断層に規制され、東西方向に細長く分布する（図1）。嶺岡帯の構成要素は、大きく2つに分かれ、一つは種々の岩石

を構造的なブロックとして含む蛇紋岩メランジュ、もう一つは整然と成層した海成の堆積岩からなる嶺岡層群である。狭義の嶺岡帯は、これらが広く分布する房総半島の東海岸から半島中部の富山町平久里中までの範囲をさす。しかし、前述の蛇紋岩メランジュや嶺岡層群の堆積岩類、特に前者は、富山町平久里中以西の新第三系保田層群及び三浦層群佐久間層の分布域の中にも断片的に露出し、房総半島西海岸から三浦半島へと追跡することができる。そのため、三浦半島から房総半島にかけてのある幅をもった地域を「葉山-嶺岡構造帯」（小池, 1957）、あるいは、広義の嶺岡帯と呼ぶ場合がある。本論では、嶺岡帯を主として狭義の意味で使うことにする。なお、この嶺岡帯の主体をなす蛇紋岩類については、同様な性質を持つ岩体が、三浦半島を含め、さらに遠方の小仏帯、瀬戸川帯にも見られることから、荒井・石田 (1987) はこれらを総称し、「環伊豆地塊蛇紋岩類」と呼び、これらの岩石が分布する地域を「環伊豆地塊蛇紋岩帯」と称している。

蛇紋岩メランジュは、主として嶺岡帯の東側を占めている。蛇紋岩は、塊状部分もわずかに見られるが、多くは剪断されているか、粉碎された礫状を呈する。それらの破碎された蛇紋岩中に、ソレライト玄武岩（枕状溶岩）、粗粒玄武岩（ソレライト質）、アルカリ玄武岩、ピクライト玄武岩、閃緑岩、斑れい岩、変成岩類、塩基性凝灰岩、優白質砂岩（保田層群起源?）などが様々なサイズの構造岩塊として含まれる。蛇紋岩は、斜長石を含むかんらん岩（ハルツバージャイト）

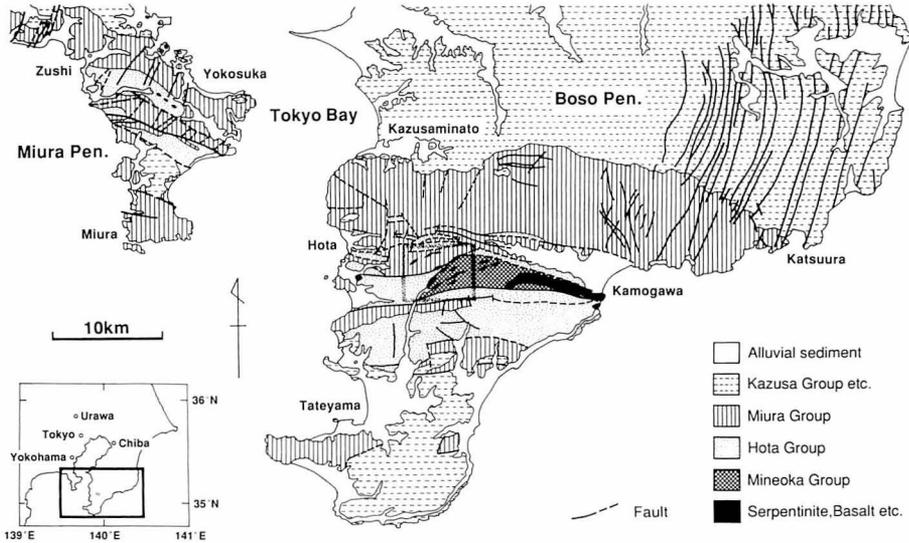


図1. 嶺岡帯周辺地質図. 三梨・須田 (1980), 三梨ほか (1980) (地質調査所発行 20 万分の 1 地質図幅「大多喜」, 「横須賀」) を一部改変. 図中の□は図3の範囲.

Geol. Age		Stratigraphy	
Neogene	Pliocene	L	Kazusa Group
		E	Miura Group
	L		
	Miocene	M	
		E	Hota Group
		?	? Glauconite shale etc.
Paleogene	Eocene	?	Alkali basalt
			Serpentinite / Mineoka G.

図2. 嶺岡帯周辺地質層序表. 三梨・須田 (1980) を改変. G.: Group, F.: Formation, E: Early, M: Middle, L: Late, f: fault, ?: 時代不詳, Miura Group (三浦層群) は, Sakuma F. (佐久間層) 及び Okuzure congl. (大崩礫岩) を含む.

起源のものがほとんどを占め, 一部にダナイト起源の蛇紋岩が見られる (Uchida and Arai, 1978; Arai and Uchida, 1978 など). 玄武岩については, 田崎・猪股 (1980) により鉱物組成, 化学組成の詳しい記載がなされたほか, 小川・谷口 (1987) などにより, ソレアイト

玄武岩は MORB 起源, アルカリ玄武岩はホットスポット起源であることが示されている. 変成岩類については, 兼平ほか (1968), Arai and Hirai (1985), 大胡・廣井 (1991) などにより詳しい研究がなされており, 緑簾石角閃岩相から角閃岩相にかけての中圧型変成作用を受けていることが指摘されている.

一方, 嶺岡層群は, 頁岩, 珪質頁岩, 石灰質頁岩, 緑色凝灰岩, 砂岩泥岩互層などからなり, 主に嶺岡帯の西側に分布する. 地層の走向-傾斜は変化に富み, 急傾斜している場合も多く, 複雑な地質構造を示すが, 山地全体が地すべり堆積物に覆われるなど露出が悪く, いまだにその詳細は明らかにされていない. 中嶋ほか (1981) は, 下位より, 山王層 (頁岩), 白滝層 (石灰質チャート, チャート, 石灰岩及び緑色凝灰岩), 八丁層 (頁岩), 榎畑層 (砂岩頁岩互層), 雑目層 (頁岩) と区分し, いずれも古第三紀の地層としているが, 筆者はこの成層構造をまだ確認していない. 鈴木ほか (1984) は, 鴨川市白滝神社付近の珪質石灰岩から最後期始新世~始新世/漸新世境界付近 (37~39 Ma) の浮遊性有孔虫化石を見だし, この石灰岩の上位に大きな時代のギャップを持って, 中新世の泥岩が重なることを示している. 最近, 斎藤 (1992) は, 白滝神社付近の珪質頁岩類を, 蛇紋岩メランジュ中の構造岩塊とし, その他の堆積岩類 (愛宕山周辺の頁岩, 八丁付近の砂岩泥岩互層等) を, 嶺岡層群八丁層 (中新世) としてまとめている.

嶺岡帯西縁の富山町平久里中地域は, 大きく見ると堆積岩を主体とする嶺岡層群の分布域であるが, 蛇紋岩や蛇紋岩メランジュ中に含まれるような岩塊が剪断帯をつくって露出していることは以前から知られてい

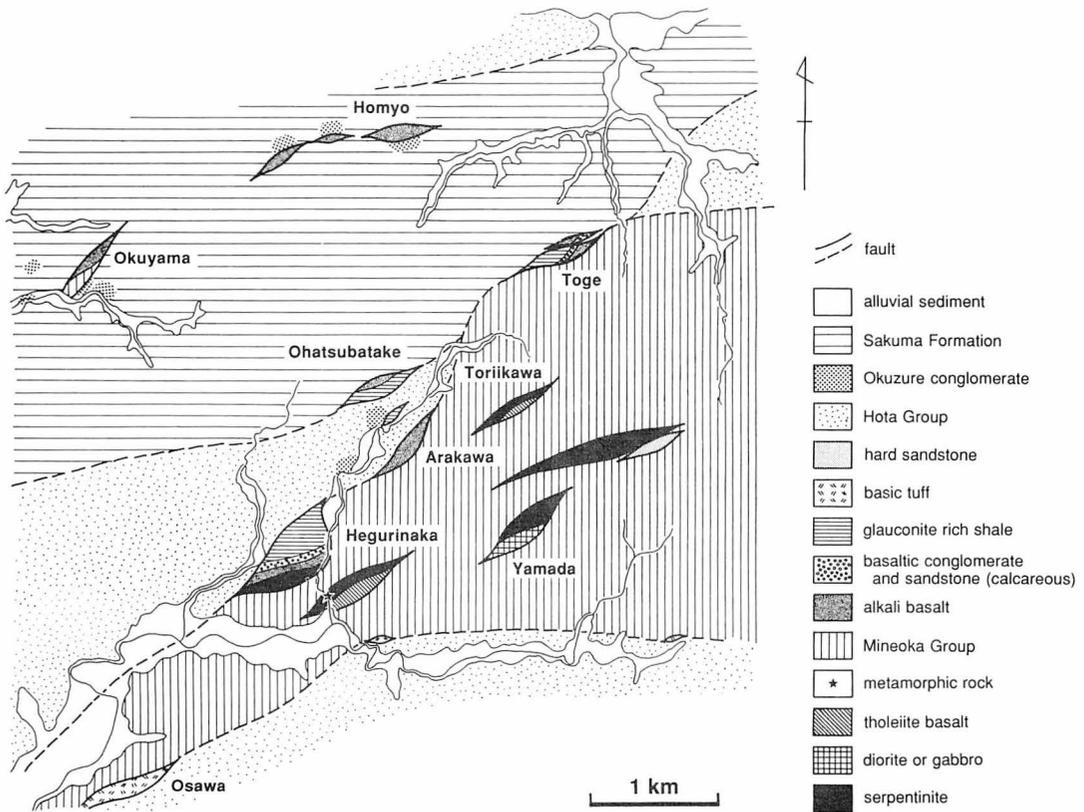


図3. 富山町平久里中周辺地質図.

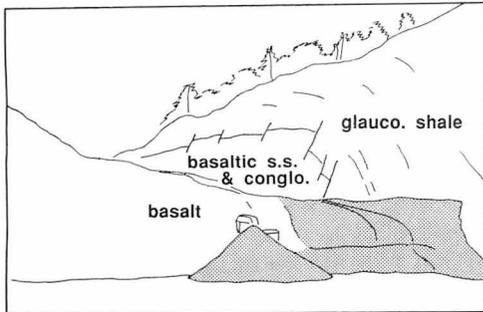
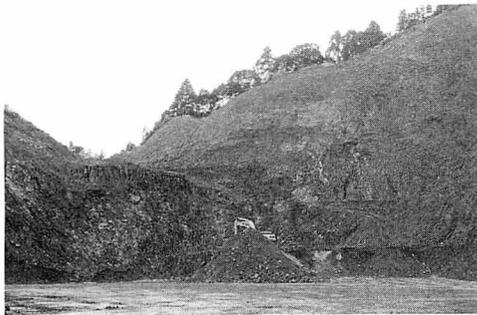


図4. 平久里中採石場全景. 1993年8月30日現在の状況. s.s.: sandstone, conglom.: conglomerate, glauco.: glauconite.

る。また、玄武岩質礫岩、海緑石泥岩・砂岩の存在が指摘され、海嶺付近や海山周辺などの特異な堆積場、堆積作用が示唆されている（荒井ほか、1983; 小川・谷口、1987）。また、斎藤(1992)は、これらを嶺岡層群（八丁層）の基底としている。今回、これらの玄武岩質礫岩、海緑石泥岩・砂岩の層序及び岩相が、採石場の採石の進行によってさらに明らかになり、また、この層序単位が嶺岡帯の一つの構成要素として広く分布しているという新発見を得たので、以下で詳しく検討する。また、この層序と、嶺岡帯の他の構成要素との関係についても考察する。

研究方法

本研究を進めるにあたり、まず現地調査によって岩石及び地層の分布、産状を調査し、野外において層序の概要を検討した。その後、各層から採集した試料について岩石薄片を作製し、鏡下での観察を行い、各層序単位の性質を明らかにするとともに層序の詳細の検討を行った。また、火山岩類については、その性質及び起源を究明する目的で、全岩主要元素化学組成の分析を行った。分析方法は、 SiO_2 , R_2O_3 , CaO , MgO , H_2O (-) については湿式重量法、 Na_2O , K_2O は炎光光度法

Hegurinaka-West

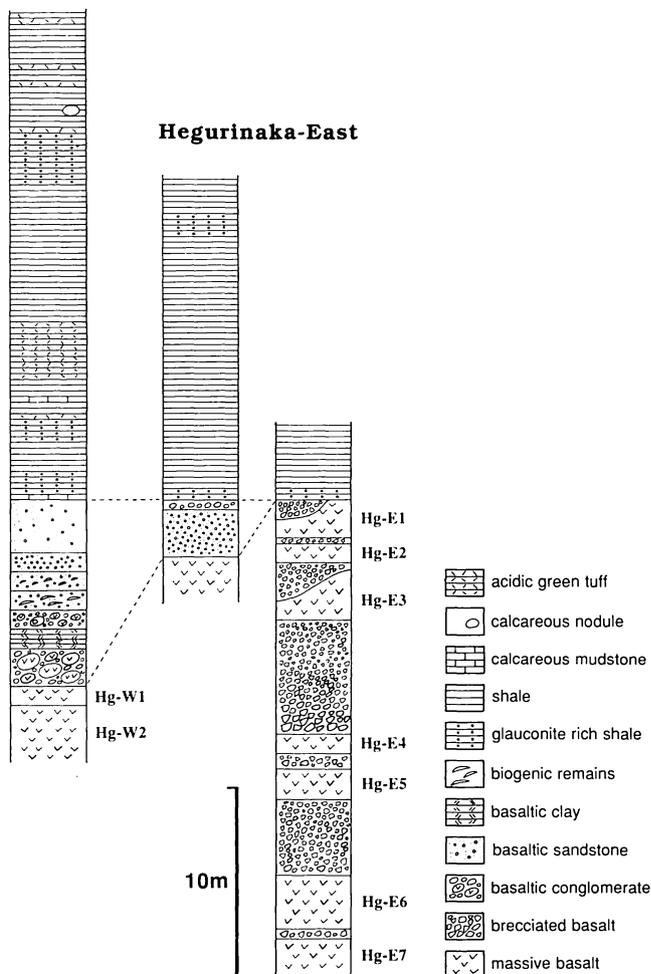


図5. 平久里中採石場地質柱状図. 頁岩層は採石場の最下部程度しか示していない. 実際は同様な岩相がさらに約120 m 上位まで連続する. 柱状図中の記号は, 玄武岩の標本記号(本文及び表1 参照).

(日本ジャーレル・アッシュ社製 AA-855), $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO は原子吸光法(同), TiO_2 , P_2O_5 は比色法(日本分光製 U-best 50), FeO は酸化還元滴定法, $\Sigma\text{H}_2\text{O}$ (H_2O (+)) は灼熱-FeO 酸化補正法に基づいた. 粉末試料の作製に際しては, できる限り新鮮な部分を選び, アミグデュール, 脈等の部分は排除するよう努めた. また, 一部の岩石の構成鉱物について, マイクロプローブ分析を行った. 分析は, 日立走査型電子顕微鏡 S-800 に装着された KeveX 社の EDX システム(delta I)で行った. ただし, 電子顕微鏡が FE 電子銃タイプであり, スタンダードレスの半定量分析である. 数値は各元素の X線強度比を 100% に分配したものである.

“アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”の岩相記載
—平久里中採石場の層序—

富山町平久里中付近の地質図を図3に示す. 県道岩井-曾呂線から金束こつかに向かう県道に入っすぐの橋の下から蛇紋岩の剪断帯が露出する. 剪断を受けた蛇紋岩をマトリックスとし, 玄武岩, 粗粒玄武岩, 斑れい岩, 優白質砂岩, 角閃石片岩などが構造岩塊として含まれている. これらの剪断帯の北端にあたる場所に採石場がある(図4). 当地の層序は大きく3つの部分に分けられる(図5). 最下部は塊状の玄武岩溶岩からなり, その上位に玄武岩質の礫岩及び砂岩が重なっている. さらにその上位に海緑石を含む頁岩が非常に厚く堆積している. この3つの層序単位について, 以下に詳述する. なお, これらの重なりを, 本論では“アル

カリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”と呼称し（玄武岩類の性質については後述）、以下、“当シーケンス”等と略称する。



a



b

図6. 玄武岩溶岩露头写真. a; 全景. b; 1枚の溶岩の塊状部（右）から角礫状部（左）への変化（Hg-E6）.

1. 玄武岩溶岩

一般に塊状で不規則な節理が発達する。枕状構造は見られない（図6a）。採石場内では2枚の溶岩しか確認できないが（Hg-W1, Hg-W2）、採石場北東端の川沿いでは、7枚の溶岩が識別できる（Hg-E1~Hg-E7）。それぞれの溶岩の間には、溶岩表層部あるいは下底部にあたる角礫部（クリンカー）が挟まれており（図6b）、個々の岩片の外周には急冷相が見られることがある。また、この角礫部は全体的に赤色化しているほか、方解石で充填されている場合がある。溶岩塊状部の厚さは1~3mである。7枚の溶岩の中では、肉眼的なサイズの斑晶の量や鉱物種に差が見られる。また、アミグデュールを顕著に含む溶岩もある（方解石等が充填している）。岩石のモード組成を、表1に示す。

川沿いの岩石の観察では、最上位のHg-E1（図7a）は、大型のかんらん石斑晶（0.3~6.0mm）を多量に含む岩石で、単斜輝石斑晶（0.2~1.6mm）、微斑晶（0.1~0.2mm）も多く含む。石基は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなる間粒状組織で、流理構造はほとんど示さない。

Hg-E2は、大型の斑晶に乏しいが、単斜輝石、斜長石、かんらん石の微斑晶（0.2~0.3mm）が普通に見られる。石基は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなる間粒状組織で、やや流理構造を示す。アミグデュールを多量に含む。

Hg-E3は、やはり大型の斑晶に乏しい岩石で、かんらん石斑晶（0.5~1.3mm）、単斜輝石斑晶（0.2~0.5mm）を少量含む、単斜輝石微斑晶（0.1~0.2mm）を多量に含む。石基は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物

表1. 玄武岩類鉱物組成

Specimen No.	Texture	Flow struc.	Amyg.	Phenocryst					Ground-mass	Total
				pl	ol	cpx	opx	oq		
GR1515 [Hg-E1]	intergranular	×	+	0.9	10.0	5.0	—	—	84.1	100.0 vol. %
GR1514 [Hg-E2]	intergranular	○	+	1.4	0.4	2.2	—	—	96.0	100.0
GR42 [Hg-E3]	intergranular	○	—	0.6	2.4	3.2	—	—	93.8	100.0
GR41 [Hg-E4]	intergranular	○	+	0.2	5.0	2.0	—	0.1	92.7	100.0
GR43 [Hg-E5]*	intergranular	○	+	4.5	1.6	5.1	—	0.3	88.5	100.0
GR1518 [Hg-E6]	intergranular	◎	+	—	2.3	1.7	—	—	96.0	100.0
GR1519 [Hg-E7]	intergranular	×	+	—	10.9	2.2	—	—	86.9	100.0
GR1361 [Hg-W1]	intersertal	◎	+	2.4	0.6	2.4	—	—	94.6	100.0
GR1360 [Hg-W2]	intergranular	◎	+	0.8	1.0	1.8	—	—	96.4	100.0
GR1542 [Oh-W]*	intergranular	○	+	0.6	2.7	6.5	—	—	90.2	100.0
GR1570 [Oh-E]	intersertal	○	+	0.1	9.5	3.7	—	—	86.7	100.0
GR1491 [Ak]*	intergranular	×	—	0.1	5.4	5.8	—	0.1	88.6	100.0
GR1585 [Tg]*	intergranular	○	—	4.9	1.7	6.2	—	—	87.2	100.0
GR101 [Sg]*	dendritic	×	+	0.5	1.0	0.7	—	—	97.8	100.0

*bulk chemical analysis.

[Flow struc. (Flow structure)] ◎: remarkable, ○: common, ×: not indicate.

[Amyg. (Amygdule)] #: abundant (>10 vol%), +: common (10~5 vol%), -: rare (5 vol%>), -: absent.

[Phenocryst] pl: plagioclase, ol: olivine, cpx: clinopyroxene, opx: orthopyroxene, oq: opaque mineral.

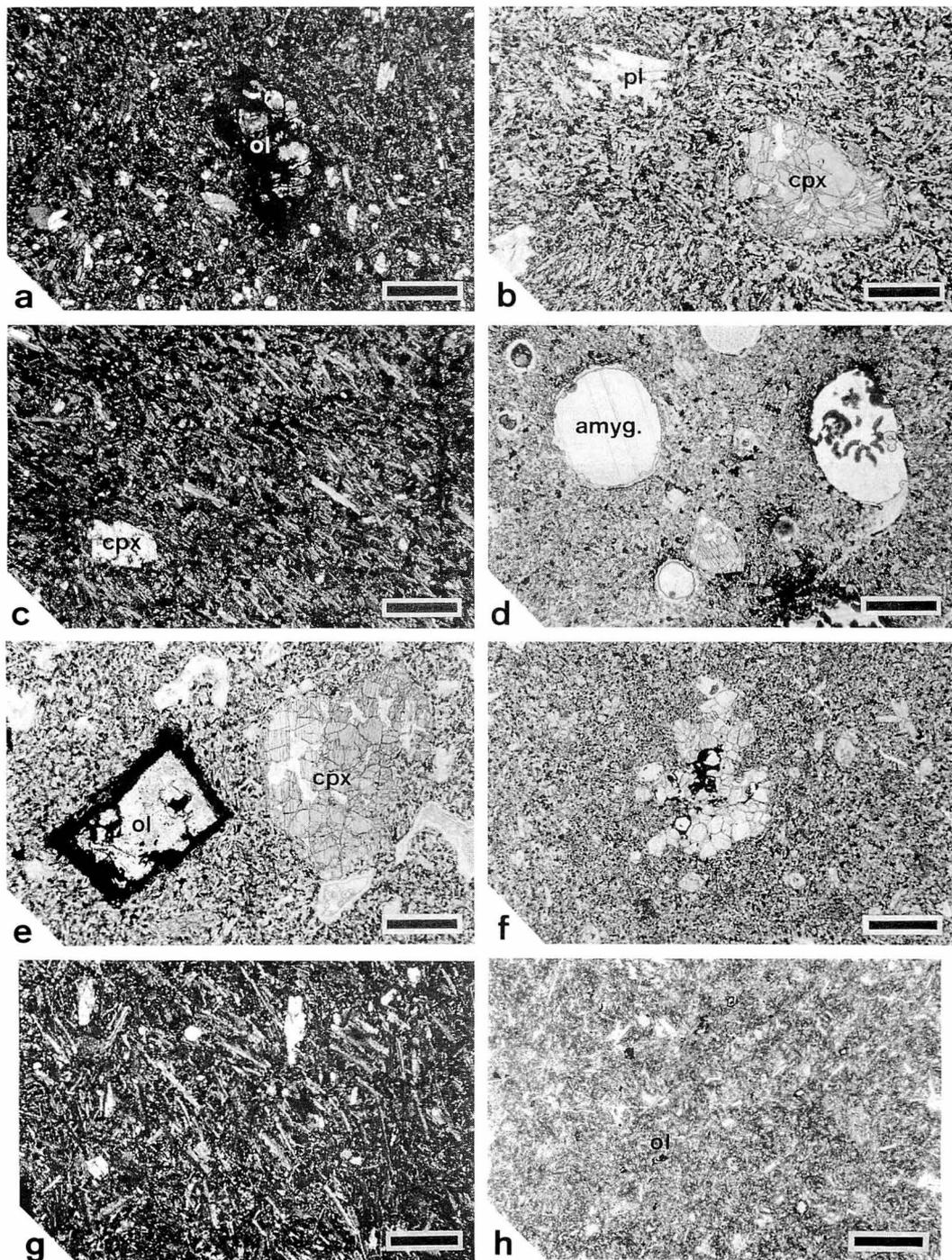


図7. 玄武岩溶岩顕微鏡写真. a; Hg-E1 (GR1515) (直交ポーラー). b; Hg-E5 (GR43) (下方ポーラーのみ). c; Hg-E6 (GR1518) (直交ポーラー). d; Hg-E7 (GR1519) (下方ポーラーのみ). e; Oh-W (GR1542) (下方ポーラーのみ). f; Ak (GR1491: 写真中央の集斑状の微斑晶のうち、イデイングサイトでとりまかれた結晶がかんらん石. ほかは単斜輝石) (下方ポーラーのみ). g; Tg (GR1585: 写真中央やや右に砂時計構造を示す単斜輝石が存在) (直交ポーラー). h; Sg (GR101) (下方ポーラーのみ). ol: olivine. cpx: clinopyroxene. pl: plagioclase. amyg.: amygdale. スケールバーはいずれも 0.5 mm.

嶺岡帯西縁地域の“アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”

表 2. 玄武岩類全岩主要元素化学組成及び C. I. P. W. ノルム計算値

Spec. No.	GR43 [Hg-E5]	GR1585 [Tg]	GR1542 [Oh-W]	GR1491 [Ak]	GR101 [Sg]
SiO ₂	46.02	47.70	44.44	47.05	51.71
TiO ₂	2.63	2.84	2.55	2.16	1.15
Al ₂ O ₃	16.65	14.06	14.28	13.25	12.39
Fe ₂ O ₃	7.74	8.62	8.16	7.16	5.38
FeO	2.80	4.06	4.07	3.28	4.90
MnO	0.16	0.21	0.20	0.21	0.21
MgO	6.17	6.04	9.44	9.48	7.95
CaO	9.54	9.46	8.99	9.41	9.75
Na ₂ O	3.75	3.77	2.45	3.47	3.66
K ₂ O	0.60	0.60	0.21	0.41	0.23
H ₂ O(+)	2.28	2.29	4.07	3.64	2.23
H ₂ O(-)	0.72	0.30	1.38	0.77	0.93
P ₂ O ₅	0.50	0.55	0.44	0.38	0.18
Total	99.56	100.50	100.68	100.67	100.67
SiO ₂	47.66	48.72	46.67	48.88	53.03
TiO ₂	2.72	2.90	2.68	2.24	1.18
Al ₂ O ₃	17.24	14.36	15.00	13.76	12.71
Fe ₂ O ₃	8.02	8.80	8.57	7.44	5.52
FeO	2.90	4.15	4.27	3.41	5.03
MnO	0.17	0.21	0.21	0.22	0.22
MgO	6.39	6.17	9.91	9.85	8.15
CaO	9.88	9.66	9.44	9.78	10.00
Na ₂ O	3.88	3.85	2.57	3.60	3.75
K ₂ O	0.62	0.61	0.22	0.43	0.24
P ₂ O ₅	0.52	0.56	0.46	0.39	0.18
Total	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01
Q	—	—	—	—	—
or	3.66	3.66	1.30	2.54	1.42
pl ab	31.43	32.75	21.83	30.63	31.82
an	27.89	20.14	28.86	20.19	17.18
ne	0.85	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—
di wo	7.48	10.15	6.33	10.80	13.09
en	5.47	6.57	4.45	7.91	8.21
fs	1.31	2.90	1.34	1.88	4.07
hy en	—	3.23	12.29	1.59	10.72
fs	—	1.43	3.69	0.38	5.32
ol fo	7.35	3.95	5.65	10.59	1.01
fa	1.94	1.92	1.87	2.77	0.55
mt	6.22	6.45	6.19	5.54	3.96
hm	—	—	—	—	—
il	5.18	5.53	5.11	4.27	2.24
ru	—	—	—	—	—
ap	1.20	1.30	1.07	0.93	0.44
Total	99.98	99.98	99.98	100.02	100.03

中段は、H₂Oを除き 100% として再計算した値。ノルム計算に当たっては、Irvine and Baragar (1971) に基づき、Fe₂O₃=TiO₂+1.5% とし、残りを FeO に換算して加えたうえで計算を行った。

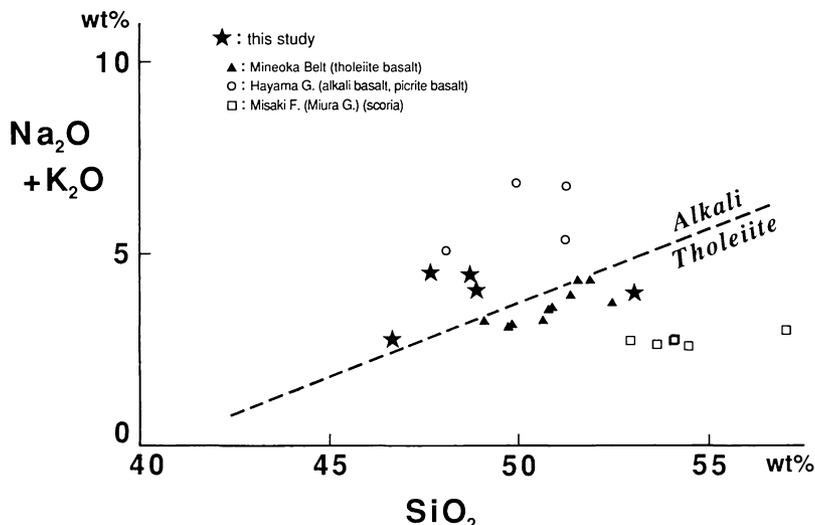


図8. SiO_2 -アルカリ図. 黒星: 本報告. 黒三角: 嶺岡帯のソレライト玄武岩 (田崎・猪股, 1980; 中嶋ほか, 1981). 白丸: 三浦半島葉山層群断層帯中のアルカリ玄武岩 (谷口・小川, 1990). 白四角: 三浦半島三浦層群三崎層中のスコリア (有馬ほか, 1991). Alkali, Tholeiite の境界は Macdonald and Katsura (1964) による.

からなる間粒状組織をなし, 部分的に流理構造を示す. アミグデュールをほとんど含まない.

Hg-E4 は, 大型のかんらん石斑晶 (~3.5 mm) に富み, やはり大型の単斜輝石斑晶 (0.2~1.6 mm) を含み, 単斜輝石微斑晶 (0.1~0.2 mm) を多く含む. 石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる間粒状組織をなし, 部分的に流理構造を示す. アミグデュールを多く含む.

Hg-E5 (図7b) は, 単斜輝石斑晶 (0.3~0.6 mm), 微斑晶 (0.1~0.2 mm), 斜長石斑晶 (0.2~1.1 mm) を多量に含み, かんらん石斑晶 (0.1~0.5 mm) を普通を含む. 石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる間粒状組織をなし, やや流理構造を示す.

Hg-E6 (図7c) は, 大型の斑晶に乏しい岩石で, 単斜輝石斑晶 (0.2~0.5 mm), 微斑晶 (0.1~0.2 mm), かんらん石微斑晶 (0.1 mm 程度) を普通を含む. 石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる間粒状組織をなし, 顕著な流理構造を呈する.

最下位の Hg-E7 (図7d) は, アミグデュールを非常に多く含む岩石である. 斑晶は, 大型のかんらん石斑晶 (~3.5 mm) を多量に含み, 大型の単斜輝石斑晶 (~1.5 mm), 単斜輝石微斑晶 (0.1~0.2 mm) を比較的多く含む. 石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる間粒状組織をなし, 流理構造はほとんど呈しない.

採石場内の岩石では, 上位の Hg-W1 は, 斜長石斑晶 (0.2~0.7 mm) を比較的多く含み, 単斜輝石の斑晶 (0.2~0.5 mm) 及び微斑晶 (0.1~0.2 mm), 並びにかんらん石の斑晶 (0.2~0.5 mm), 微斑晶 (0.1~0.2

mm) を含む. 石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物, ガラスからなる填間状組織をなし, 顕著な流理構造を呈する.

下位の Hg-W2 は, 大型の斑晶に乏しく, 単斜輝石の微斑晶 (0.1~0.2 mm) を比較的多く含む. 石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる間粒状組織で, やはり顕著な流理構造を示す.

以上の岩石は, いずれも, 単斜輝石 (特に微斑晶) が, 鏡下で淡紫色を呈し, 顕著な砂時計構造を示すことから, おそらくチタン普通輝石と推測される. かんらん石は, ほとんどが方解石あるいは蛇紋石に変質しているほか, 斜長石は部分的に方解石あるいは緑泥石に変質しており, ガラスも緑泥石に変質している. 単斜輝石には, 変質はほとんど認められない. アミグデュールは, 方解石あるいは緑泥石で充填されているほか, 方解石, 沸石等の脈も見られる.

これらの岩石のうち, Hg-E5 について, 全岩主要元素化学組成の分析を行った (表2). SiO_2 に乏しく, アルカリ, TiO_2 に富んだ岩石であり, SiO_2 -アルカリ図 (Macdonald and Katsura, 1964) では, アルカリ岩の領域にプロットされる (図8). TiO_2 に富み, 鏡下でもチタン普通輝石が認められることなどから, この岩石はアルカリ玄武岩と判定される. なお, C. I. P. W. ノルム計算値では, 石英が出現せず, ネフェリンが出現し, また, ハイパーシンが算出されずに, かんらん石が算出されるなど, シリカに不飽和なマグマ起源であることを示している.

他の玄武岩類も, チタン普通輝石の微斑晶を多量に含むなど, 鉱物組成, 組織は比較的よく似ており, お

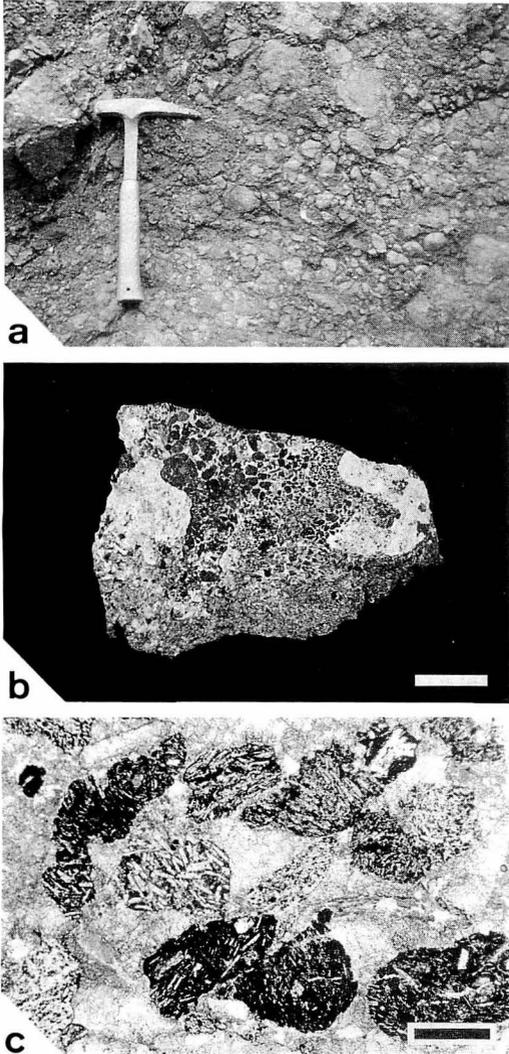


図9. 玄武岩質礫岩・砂岩. a; 露頭写真（大礫～中礫部）. b; 標本写真（中礫～細礫部. 礫の周囲を白色の石灰質物質が埋めている. スケールバーは 2 cm : GR1371）. c; 顕微鏡写真（粗粒砂岩. 粒子はほとんど玄武岩片である. やはり粒子間が方解石で充填されている. 下方ポーラーのみ. スケールバーは 0.5 mm: GR1368）.

そらく同様にアルカリ玄武岩類と推測される.

つまり、最下部は、複数のアルカリ玄武岩溶岩の重なりからなる岩体ということになる.

2. 玄武岩質礫岩・砂岩

前述のアルカリ玄武岩溶岩の直上に、玄武岩質の礫岩・砂岩が堆積している（図9a）. 下位の玄武岩溶岩との境界はほぼ一連で、他の堆積物は挟まず、断層も見られない.

礫岩中の礫はほとんどが玄武岩からなり、他の種類

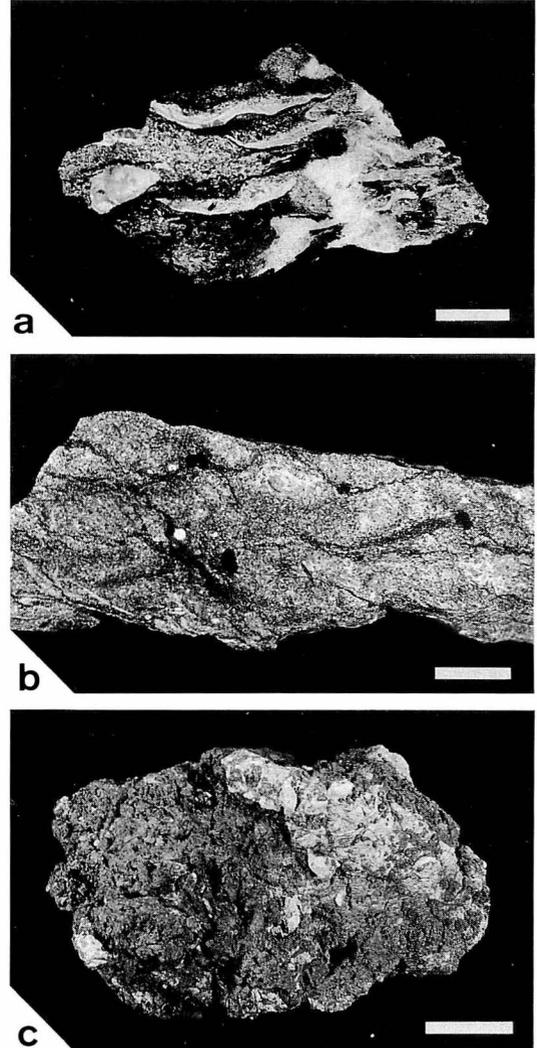


図10. カキ化石を含む玄武岩質礫岩. a; 富山町平久里中の標本（カキ化石が折り重なるように密集して含まれる. スケールバーは 2 cm: GR1521）. b; 鴨川市峠の標本（生物遺骸の細片が密集して固結した石灰岩と呼ぶべき標本. 黒っぽいすじ状の物質が細粒の玄武岩質砕屑物. スケールバーは 2 cm: GR1529）. c; 鴨川市峠の標本（転石. 大型のカキ化石を含む. スケールバーは 5 cm）.

の礫は含まれないのが特徴である. ただし、同じ玄武岩といっても、下位の溶岩（現在の露出部）には見られないピクライト質玄武岩の礫も含まれる. この層は約 10 m の厚さを持ち、顕著な上方細粒化を示す. 最下部は、径数 cm～200 cm の大礫、巨礫からなる. 淘汰はそれほどよくない. 礫はよく円磨されていることが多く、特に大型の礫ほど円磨度はよい.

上位に向かって粒径を減じ、礫岩から砂岩へと移行

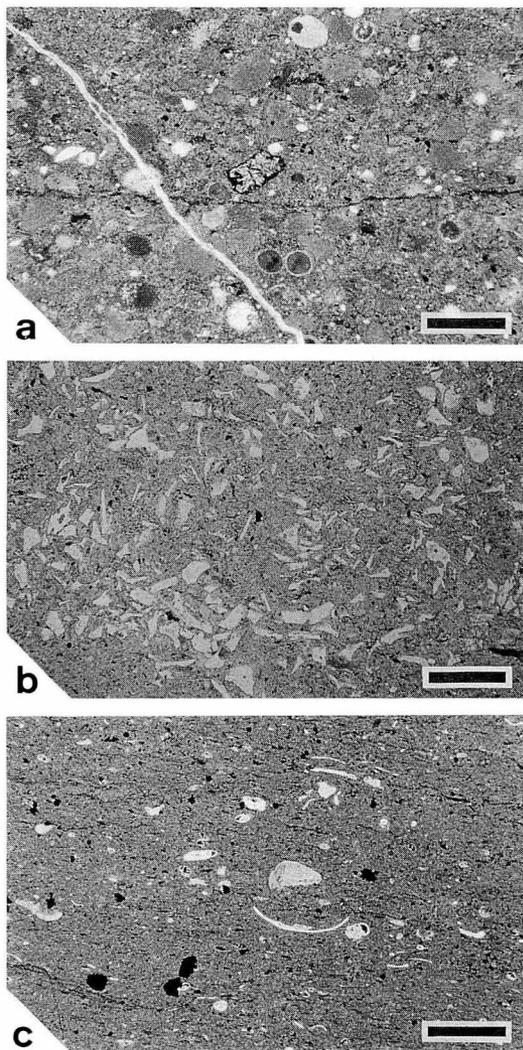


図 11. 頁岩類顕微鏡写真。a; 海緑石頁岩（細粒均質で偏平な球状の粒子が海緑石。写真中央の角ばった粒子は玄武岩片。球状の放射虫化石も数多く含まれる。下方ポーラーのみ: GR1516）。b; 頁岩（火山ガラスを多量に含む。下方ポーラーのみ: GR1497）。c; 石灰質頁岩（微細な有孔虫や貝類の化石を含む。下方ポーラーのみ: GR1382）。スケールバーはいずれも 0.5 mm。

する。細礫～極粗粒砂サイズまでは、碎屑粒子はほとんどが玄武岩である。それ以下になると、碎屑粒子は、玄武岩片のほかに、斜長石、単斜輝石、緑泥石（または蛇紋石；かんらん石起源？）などの鉱物粒子も比較的多く含んでくる。これらの鉱物粒子は、玄武岩類の斑晶起源と考えられる。玄武岩粒子は、鏡下では流理構造が発達したものが多く、下位の玄武岩溶岩に類似の間粒状組織を持つ玄武岩片のほかに、斜長石以外の石基鉱物が非常に細粒の塊状～ガラス基流理質組織

を持つ玄武岩片も数多く見られる（図 9c）。粒子は礫岩の場合と異なり、比較的角張っている。淘汰は割合に良い。また、粒子間は方解石が充填しており、有孔虫化石も普通に見られる。

なお、細礫岩～粗粒砂岩のサイズの層準に、カキ化石を中心とし、単体サンゴ、二枚貝等を含む生物遺骸が比較的多量に見いだされる（図 10a）。カキ化石は密集して産出することが多く、破片化の程度も弱いことから、ほぼ現地性のものと考えられる。前述の玄武岩質砂岩の基質が方解石であることも、生物遺骸が多量に存在する環境に堆積したことを示唆している。

3. 頁岩（海緑石頁岩）

玄武岩質砂岩の上位には、海緑石を顕著に含む頁岩が非常に厚く堆積している（約 150 m）。両者の境界は整合一連であり、削剥、断層は見られない（ただし、成層した両者をほぼ垂直に切る小断層群が見られる：図 4）。

海緑石の含有量は層準により変化するが、普遍的に含まれている。特に多量に含まれる層準があるが、クロスラミナに沿って配列している場合もあり、ある程度運搬されて集積しているものと考えられる。海緑石のサイズは最大 0.4 mm 程度で、0.1～0.2 mm のものが多い。一般に不規則な形態の独立粒子をなすが、放射虫化石の内部を充填している場合もある。基質は、褐色微粒の泥質物質で、鏡下でも鉱物種の認定はできない。砂サイズの外海緑石以外の碎屑粒子も多少含まれている。その中には、玄武岩片も見られ、下位の玄武岩質砂岩から連続して堆積していることを示唆する（図 11a）。その他の粒子として、斜長石、単斜輝石、石英、不透明鉱物も見られる。また、火山ガラスを比較的多量に含む層準がある（図 11b）。前述のように全般に放射虫化石を多く含む（図 11a）。

この一連の頁岩層の間に、頻りに珪長質の緑色凝灰岩が挟まる。厚さは、数 cm から、場合によっては数 10 cm にも達する。特に、基底から約 6 m 上位に、厚さ 3 m の緑色凝灰岩層が見られる。火山ガラスと微粒の火山灰、不透明鉱物からなり、石英、斜長石、海緑石の砂サイズ粒子も含まれる。前述の頁岩中の火山ガラスは、この珪長質火山灰起源と考えられる。なお、沸石脈も見られる。沸石が全体に生成している層準もある。

また、基底から約 4.5 m 上位に厚さ 20 cm の石灰質頁岩層が存在している。肉眼では上下の頁岩層よりも黄色みがかっており、また、細かな平行葉理が見られる。この層には、顕微鏡サイズの有孔虫や微細な貝類などの生物遺骸が多量に含まれる（図 11c）。なお、この層は小川（1981）が記載した玄武岩質礫岩直上に載るミクライト質石灰岩と同種のものあるいは同一のものと推測される。

嶺岡帯西縁地域の“アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”

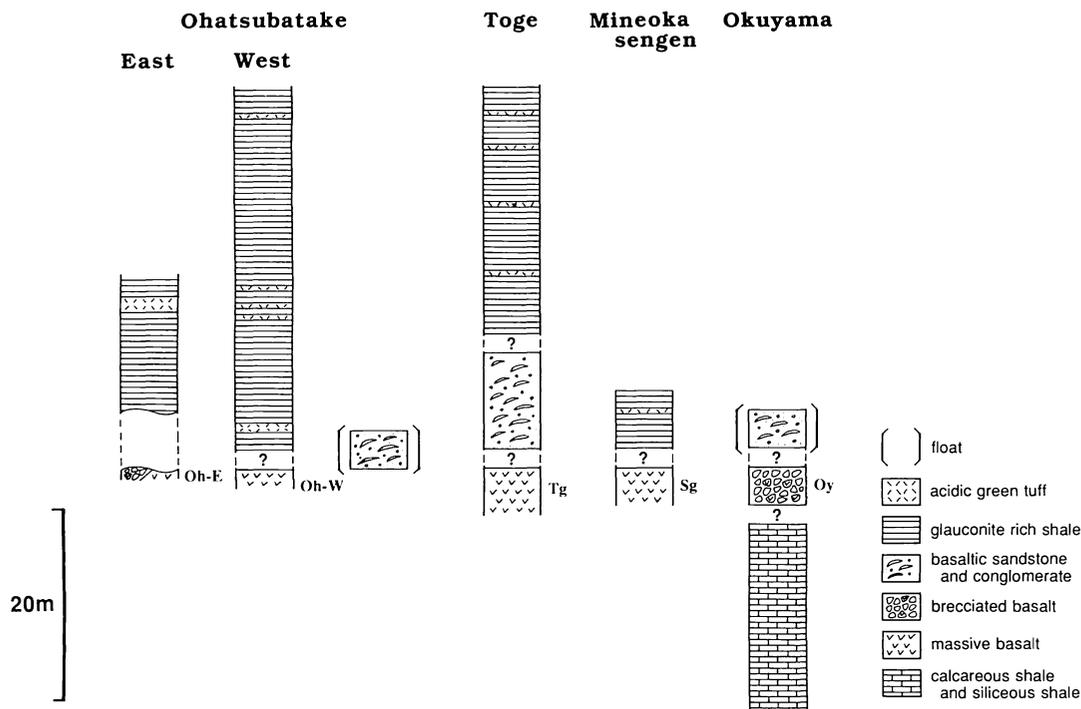


図 12. 各地域の地質柱状図。御初畑西側では、頁岩がさらに上位に約 20 m 重なる。？は層序関係が不明確のもの。記号は玄武岩の標本記号（本文及び表 1 参照）。

表 3. 玄武岩中の単斜輝石の化学組成

GR1585 [Tg]	Ph-1a	Ph-1b	Ph-2	Ph-3a	Ph-3b	Ph-4	Ph-5	Ph-6a	Ph-6b	Gm-1	GR1598 [Ta]
SiO ₂ wt%	52.77	54.26	52.07	49.82	49.62	52.93	52.11	49.24	53.13	52.17	55.87
TiO ₂	1.45	1.00	1.94	2.53	2.54	1.20	1.80	2.62	1.43	1.66	0.39
Al ₂ O ₃	3.55	2.89	4.71	7.70	8.52	5.05	5.75	9.47	3.63	3.98	3.21
FeO*	6.86	7.04	7.43	5.82	5.98	7.86	6.79	5.52	7.60	10.08	5.01
MnO	0.21	0.17	0.20	0.07	0.11	0.12	0.10	0.09	0.19	0.18	—
MgO	14.26	15.31	12.96	13.28	13.19	16.31	15.81	14.25	14.05	14.40	16.34
CaO	19.48	17.66	19.17	18.82	18.29	14.91	15.61	17.02	18.30	16.17	19.19
Na ₂ O	1.30	1.62	1.46	1.90	1.70	1.57	1.95	1.75	1.63	1.30	—
K ₂ O	0.13	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.09	0.05	0.04	0.05	—
Total	100.01	100.00	100.01	100.00	100.01	100.00	100.01	100.01	100.00	99.99	100.01
Number of Cations	3.9946	3.9898	3.9821	4.0080	3.9943	3.9921	4.0044	3.9985	3.9911	3.9895	3.9155

Ph: Phenocryst, Gm: Groundmass.

GR1598 [Ta] は、鋸南町田子産のソレライト玄武岩中の単斜輝石（石基）。

また、頁岩層の中に、石灰質ノジュールが見られる場合がある。

なお、当採石場の最上位の層準も、やや砂サイズ粒子が多く含まれるものの、最下位付近とほとんど同質の頁岩であり、他の岩相（例えば砂岩）への移行は見られない。

“アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”の分布
—他地域での層序—

この、アルカリ玄武岩から玄武岩質礫岩・砂岩を経て、海緑石頁岩に至る層序は、富山町平久里中だけではなく、他の地域でも見いだされる。ただし、他地域では露出状況が悪く、平久里中のような連続した層序は確認できないが、この層序のうちのいくつかの構成

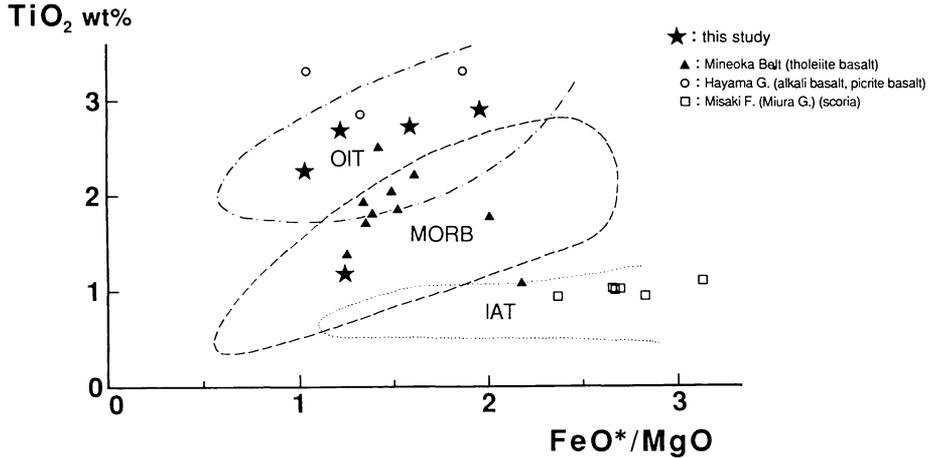


図 13. 玄武岩類の全岩 $FeO^*/MgO-TiO_2$ 図. シンボルは図 8 に同じ. FeO^* : 全鉄としての FeO . 3 種類のマグマ (OIT, MORB, IAT) の領域は, Shimazu *et al.* (1990) による.

要素を見いだすことができる. 構成要素の全体が確認できた地域は, 富山町御初畑^{おほつばたけ}, 鴨川市峠で, 部分的な要素が認められた地域として, 鴨川市嶺岡浅間^{みづがき}, 鋸南町奥山などがあげられる.

富山町御初畑では, 沢筋の露頭では, 塊状の玄武岩体 (一部角礫状) と, それに重なる珪長質凝灰岩を挟む頁岩 (海緑石頁岩) が見られる (図 12). 平久里中の層序と比較すると, 玄武岩質礫岩・砂岩を欠いているが, 沢の中の転石として, カキ化石を含む玄武岩質礫岩が普通に見られる. 平久里中の採石場では東側が西側に比べて玄武岩質礫岩・砂岩が非常に薄いということを見ると (図 5), 御初畑でも, 比較的近い場所にこれらの層が存在することが予想される. 最下位の玄武岩 (Oh-W, 図 7e) は, 斑晶として, 肉眼でも顕著な大型のかんらん石自形斑晶に富み (~2.8 mm, 方解石, 蛇紋石に変質), やはり大型の単斜輝石斑晶 (~2.2 mm), 微斑晶を多く含む岩石で, 平久里中の Hg-E4 に類似する. 単斜輝石微斑晶は, 顕著な砂時計構造を示す. 石基は斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる間粒状組織を示し, やや流理構造が見られる. 不定形のアミグデュールを方解石, 緑泥石が充填している. この岩石も, 全岩主要元素化学組成の分析を行ったが (表 2), SiO_2 に乏しく, アルカリ, TiO_2 が共に高く, アルカリ玄武岩と判定される (図 8). ただし, 平久里中の岩石 (Hg-E5) よりもアルカリが少ない. C. I. P. W. ノルム計算値では, ネフェリンは算出されないものの, やはり石英も算出されず, シリカに不飽和なマグマ起源といえる.

鴨川市峠では, 塊状の玄武岩体, 玄武岩質砕屑物を多量に含む石灰岩 (平久里中の玄武岩質砂岩に対応する岩相と考えられる; 図 10b), さらに珪長質凝灰岩を挟む頁岩 (海緑石頁岩) が見られ, 平久里中とはほぼ同じ構成要素を持つ (図 12). ただし, これらは地形的

ピークの周囲にやや離れて露出し, それぞれの関係は確認できないが, おそらく平久里中のように成層するものと推測される. また, やはり沢筋の転石として, カキ化石を含む玄武岩質礫岩が見られる (図 10c). 玄武岩 (Tg, 図 7g) の鉱物組成は, 大型の斑晶に乏しく, 砂時計構造の顕著なチタン普通輝石の微斑晶を多量に含み, かんらん石 (~1.6 mm, 蛇紋石に変質), 斜長石 (~1.2 mm) 斑晶を少量含む. 石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなる間粒状組織を示し, 顕著な流理構造を示す. 平久里中の岩石 (Hg-E5) とは鉱物組成, 組織はよく似ている. なお, この岩石についても全岩主要元素化学組成の分析を行った (表 2). やはり, アルカリ, TiO_2 に富み, アルカリ玄武岩と判定される (図 8). また, 平久里中のアルカリ玄武岩 (Hg-E5) とよく似た組成をもっている. また, この岩石中の斑晶及び石基単斜輝石について, マイクロプローブ分析を行った. 分析結果をみると (表 3), TiO_2 に富み, 鏡下で推定されたようにチタン普通輝石であることがわかる.

鴨川市嶺岡浅間では, 海緑石頁岩が広く見られる. 飯島ほか (1984) では, この頁岩の周囲のルートマップおよび柱状図を示しているが, 現在は露出が悪く, この頁岩の周囲にどのような地層や岩石が存在するのかわからない. 比較的近い場所に急冷組織を持つかんらん石玄武岩 (Sg, 図 7h) が存在したが, 全岩主要元素化学組成の分析の結果, アルカリ玄武岩ではないことが判明した (表 2, 図 8). TiO_2 も, これまでみた玄武岩に比べて, 非常に低い値を示している. なお, この岩体の近傍には, 粗粒のソレライト玄武岩 (枕状溶岩) が広く露出している. しかし, アルカリ玄武岩, 玄武岩質礫岩・砂岩の存在は現在のところ確認されていない.

鋸南町奥山では, これまでとは異なる例として, ア

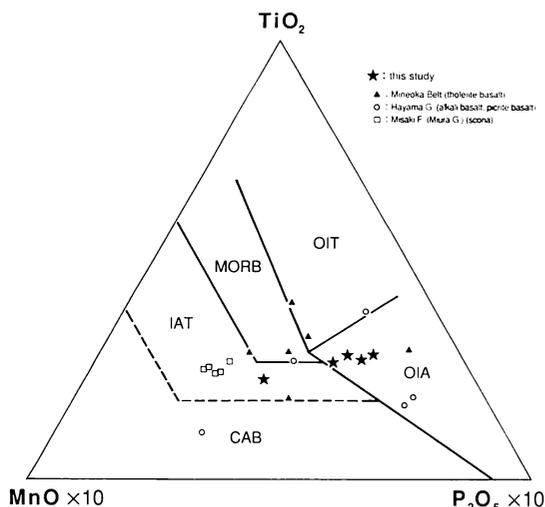


図 14. 玄武岩類の全岩 TiO_2 - MnO - P_2O_5 図. シンボルは図 8 に同じ. 5 種類のマグマの領域は, Mullen (1983) による.

ルカリ玄武岩と、嶺岡層群に含まれると考えられる珪質頁岩、石灰質頁岩（鴨川市白滝神社付近に露出する岩体に類似）が露出しているが（川辺ほか，1982），両者の関係は明らかではない（図 12）。なお，この付近の佐久間川河床に，平久里中等で観察されたものと同様のカキ化石を含む玄武岩質礫岩の転石が見いだし，当シーケンス存在の可能性を示唆している。

このほか，同様に嶺岡帯西縁付近の富山町荒川，鴨川市法明，鋸南町入骨山及び嶺岡帯内の鴨川市久保山では，アルカリ玄武岩のみが露出しており，これらも本来は当シーケンスを形成する岩体の可能性がある。これらうち，富山町荒川の玄武岩（Ak，図 7f）について，全岩主要元素化学組成の分析を行った（表 2）。 TiO_2 はやや低いもののアルカリは高く，やはりアルカリ玄武岩である（図 8）。他の岩石については，化学組成の分析は行っておらず，鉱物組成，組織の類似性から，アルカリ玄武岩と判断した。

考 察

1. アルカリ玄武岩類の性質及びテクトニック・セッティングについて

当シーケンスの基底をなすアルカリ玄武岩類がどのような性質を持つかについては，当シーケンスの起源を解明するうえで特に重要である。一般に，玄武岩類は，その形成場所（テクトニック・セッティング）によって岩石の性質が異なることが知られている（たとえば Mullen, 1983; Pearce and Cann, 1973 など）。そこで，当シーケンス基底のアルカリ玄武岩類がどのようなテクトニック・セッティングを示すのか検討する。

今回測定した化学分析値を，Shimazu *et al.* (1990) の FeO^*/MgO - TiO_2 図（図 13）及び Mullen (1983) の TiO_2 - MnO - P_2O_5 図（図 14）にプロットした。 FeO^*/MgO - TiO_2 図では，分析を行った試料のうち嶺岡浅間以外の試料はすべて OIT (oceanic island tholeiite) の領域にプロットされる。嶺岡浅間の試料は MORB (mid oceanic ridge basalt) の領域にプロットされる。また， TiO_2 - MnO - P_2O_5 図では，やはり嶺岡浅間の試料を除き，すべて OIA (oceanic island alkalic basalt) の領域にプロットされ，嶺岡浅間のみ IAT (island arc tholeiite) の領域にプロットされる。いずれの図でも，比較としてこれまでに報告されている嶺岡帯のソレイト玄武岩の分析値（田崎・猪股，1980; 中嶋ほか，1981）を図示したが，これらはばらつきはあるものの，MORB を中心とした区域にプロットされ，今回報告したアルカリ玄武岩類とは明瞭に異なる性質をもつことがわかる（嶺岡浅間の分析値も，この領域内に入る）。また，同様に有馬ほか（1991）による三浦層群三崎層（前期鮮新世）の玄武岩質岩片（スコリア）の分析データを同図にプロットしたが，これらはすべて IAT の領域に入り，本アルカリ玄武岩類は，これらとも全く性質が異なっている。谷口・小川（1990）により三浦半島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，同じ OIA 領域で，やや異なる範囲にプロットされる。

テクトニック・セッティングの推定には，このほかに，微量元素による Ti - Zr - Y 図，REE (rare earth elements) のコンドライト規格化存在度パターンなどが用いられるが，今回はそれらの測定は行っていない。ただし，全岩主要元素組成で Ti の含有量が高いこと，構成鉱物としてチタン普通輝石を多量に含むことなどを考慮すると，このシーケンス基底のアルカリ玄武岩類（嶺岡浅間の玄武岩を除く）は，三浦半島のアルカリ玄武岩と同様に，ホットスポット起源と判断してよいと考えられる。一方，嶺岡浅間の試料は，MORB 起源の可能性がある。

2. “アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”の形成過程

最下部のアルカリ玄武岩類は，複数の溶岩の重なりとして存在していることから，ある程度の規模の火山体を形成していたものと考えられる。また，アミグデュールが多数見られることや，溶岩の表層あるいは下底の角礫状部が酸化していることなどから，これらの溶岩は，陸上あるいは浅海底に噴出したと推測される。特に，その角礫状部の岩片に急冷周縁相が見られることから，浅海底での噴出の可能性が高いと考えられる。

アルカリ玄武岩の上位に重なる玄武岩質礫岩・砂岩は，ほとんど玄武岩質の碎屑物から構成され，これら

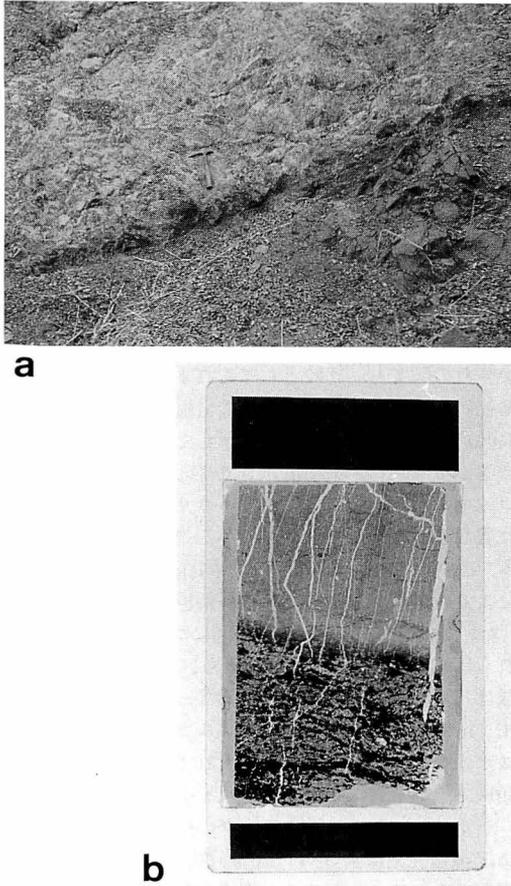


図 15. 玄武岩質砂岩と頁岩の境界. a; 露頭写真 (右下の黒っぽい層が玄武岩質砂岩. 左上の白っぽい層が頁岩. 両者は整合に重なっている). b; 切片写真 (下部は玄武岩質砕屑物, 上部はミクライト質石灰岩. 両者は整合に重なっている. スケールはカバーガラスの長径が 32 mm: GR 1449).

を供給した後背地はほぼ玄武岩だけからなることが予想される。また、これらの砕屑物中にカキ等の岩礁ないし浅海を示す生物遺骸が多量に含まれる。これらのことは、この供給源が孤立した玄武岩の火山島のような場所で、それ自体が削剥されて生成した砕屑物が、その周囲の浅海域に堆積したと考えられる。一方、前述のように、この玄武岩質礫岩・砂岩は顕著な上方細粒化を示し、堆積場が次第に深度を増していったことを示している。

上位に重なる頁岩中には海緑石を多量に含み、生物量の比較的豊富な静穏な浅海底の環境を指示し、玄武岩質砂岩とは一連の堆積環境の下で形成されたと考えられる。露頭においても両者の間に大きな削剥、断層等は見られず、ほぼ整合に重なっていると考えられるが、両者の岩相の相違はかなり顕著である (図 15a)。

玄武岩質砂岩最上部は、細粒～極細粒砂サイズの玄武岩、斜長石、単斜輝石、緑泥石等の粒子が密集したものであるが、そのすぐ上位に重なる頁岩は、砂サイズ粒子をあまり含んでおらず、泥質基質がほとんどをなすものとなっている。なお、小川 (1981) が記載した玄武岩質砂岩直上のミクライト質石灰岩は、現在の採石場では見いだされず、分布が局部的であることを示している。露出していた当時の試料を見ると、玄武岩質砕屑物の層から石灰岩に整合的に移行している様子がわかる (図 15b)。一方、頁岩層の間に、酸性凝灰岩が頻繁に挟まれること、頁岩中に石英粒子を含むことなどは、これらの堆積が、島弧的火山活動の影響のある場所で行われたことを示している。

以上の観察事実及び推測される堆積環境、並びに、アルカリ玄武岩類の性質を考慮すると、これらの一連の岩石及び堆積物 (“アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”) は、ホットスポットの海洋島の水没に伴って形成されたものと考えられる。玄武岩質礫岩・砂岩の顕著な上方細粒化及び頁岩層との岩相のギャップは、これらの堆積物を供給した海洋島が徐々に水没し、やがて完全に水中に没した結果であると解釈される。これは、一般には海進と言えが、海洋島という特殊な状況を考慮すると、プレートの移動に伴う海底深度の増加に伴って、海洋島が自ら水没した結果と考えることもできる。

なお、今回は、玄武岩質礫岩中の玄武岩礫の鉱物組成、化学組成については詳しく検討しなかったが、荒井ほか (1983) は、この玄武岩質礫岩中の玄武岩について記載を行い、ソレライト質玄武岩が多く、アルカリ玄武岩、ピクライト玄武岩を含むとしている。しかし、最下部に塊状の溶岩として見られる玄武岩は、ほとんどがアルカリ玄武岩であり、ソレライト質玄武岩は現在のところ確認されていない。たとえば、ハワイの火山活動を見ると、初期のアルカリ玄武岩が、本体の盾状火山形成期にソレライト質玄武岩に移行し、末期になって再びアルカリ玄武岩が噴出している (福山, 1980)。平久里中の玄武岩は、火山体の表層部と考えられることから、末期に噴出したアルカリ玄武岩だけが露出し、砕屑物としては、火山体の比較的内部に存在するソレライト質の岩石をも削剥してもたらしていると解釈できる。

また、頁岩中に酸性凝灰岩が多量に含まれることは、海洋プレート上に形成されたホットスポット海洋島が、プレート運動に伴い、島弧火山活動の影響のある場所まで移動してきたことを示唆する。一方、ODP Leg 131 での南海トラフ付加体の掘削において、海底基盤の玄武岩の直上あるいは四国海盆泥質層最下部に、厚い酸性凝灰岩層 (約 1500 万年前) が見いだされており (平, 1990)、四国海盆拡大軸の沈み込みによる海溝近傍の火成活動によるものと解釈されている。

が、当シーケンス中の酸性凝灰岩が同様な起源をもつ可能性も考えられる。

なお、海山を起源とする岩体が、Naka(1985)、遅沢(1986)、杉山・下川(1989, 1990)により、瀬戸川帯で報告されている。特に遅沢(1986)は、プレート内玄武岩の上位に重なる玄武岩質石灰質砂岩、酸性凝灰岩を挟む珪質泥岩(間にミクライト質石灰岩、チャートを挟む)を記載しており、本報告の当シーケンスとよく似ている。瀬戸川帯は、嶺岡帯の延長と考えられており、構成する岩体の類似性も指摘されている(渡辺ほか, 1983; 荒井・石田, 1987など)。この海山の沈降及び沈み込みに伴うシーケンスの存在に関しても、両者の共通点と考えることができる。

3. “アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”の形成年代

平久里中の当シーケンス岩体において、小川(1981)は、比較的上位の海緑石頁岩から前期中新世後半ないし中期中新世前半の放散虫を報告し、また、小川・藤岡(1985)は、玄武岩質礫岩直上のミクライト質石灰岩から、前期中新世(Burdigarian)の有孔虫化石を報告している。飯島ほか(1984)は、嶺岡浅間の海緑石頁岩から、前期中新世の放散虫化石を見いだしている。

頁岩層の下位の玄武岩質礫岩・砂岩及び当シーケンス最下部のアルカリ玄武岩類に関しては、現在までに報告された年代データはない。しかし、谷口・小川(1990)は、三浦半島のアルカリ玄武岩について年代測定し、36 Ma(漸新世)の年代値を得ている(^{40}Ar - ^{39}Ar 年代)。また、斎藤ほか(1992)は、瀬戸川帯に由来するカンブナイト礫について、35 Maの年代値を報告している(^{40}Ar - ^{39}Ar 年代)。彼らは、この岩石がホットスポット起源のアルカリ岩であることを示唆している。これらはいずれも、嶺岡帯主部のソレアイト玄武岩(約40 Ma: 滝上ほか, 1980)よりも若干新しい時代を示し、後者が海洋底地殻、前者がその上位に載るホットスポットとする考え(例えば小川・谷口, 1987)を支持している。このことから、同じ“環伊豆地塊蛇紋岩帯”に属する嶺岡帯中のアルカリ玄武岩類も、同様な年代を示す可能性が指摘できる。ただし、これらがホットスポット起源であるならば、ホットスポットが存在する限りマグマの供給はあるはずであり、形成される岩石の年代もある程度幅を持つと考えられ、同じ“環伊豆地塊蛇紋岩帯”といっても、必ずしも年代が一致する必然性はないともいえる。層序的に見ても、玄武岩質礫岩・砂岩から上位の頁岩の堆積は整合一連であり、それほど時間間隙があるようには見えない。つまり、海洋島の形成時期は中新世からそれほどさかのぼらないように思われる。

現時点では、漸新世あるいは中新世初期に海洋プレート上にホットスポットの海洋島が形成され、それらの火山活動の停止と、プレートの移動に伴う海洋島

の沈没に伴い、中新世初期～前期にかけて、上位の碎屑岩層が形成されたものと推定される。

4. “アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”の周辺層との関係

当シーケンスは、一般に、周囲の地層とは非調和に分布することが多い。平久里中では、南限は蛇紋岩の剪断帯であり、北限は保田層群等の堆積岩(軟質な砂岩、泥岩など)である。これらの堆積岩は、当シーケンス中の頁岩とは性質が全く異なるものであり、連続して堆積しているとは考えにくい。御初畑では、北限はやはり佐久間層等の砂岩泥岩互層であり、南限は大崩礫岩である。峠でも、周囲は嶺岡層群、佐久間層等の堆積岩である。この関係は、当シーケンスの構成要素が揃っている場合はもとより、アルカリ玄武岩が単独で存在する場合も同様である。

また、当シーケンスを構成する岩体それ自体が、細かく破碎を受けている場合があり(特に御初畑で顕著)、構造的な力を受けたことが推測される。

さらに、このシーケンス、あるいはアルカリ玄武岩単独岩体の周囲に、大崩礫岩が伴うことが多いのが特徴である。たとえば、富山町平久里中、富山町御初畑、鴨川市法明、鋸南町奥山などである。この大崩礫岩中の礫種については、斎藤(1991)が詳細な報告を行っているが、特にアルカリ玄武岩、珪質頁岩、石灰質頁岩(海緑石が含まれる場合がある)、硬質砂岩などが顕著に見られる。堆積岩類は、嶺岡層群あるいは当シーケンス中の堆積岩に類似する。また、これらの礫は角張ったものが多く、あまり長距離を運搬されたものではないことを示唆している。

以上のことから、この“アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”(アルカリ玄武岩単独岩体を含む)は、小川・谷口(1987)が指摘しているように、断層帯に沿って貫入していると考えられる。つまり、その岩体の形成後、新第三系(保田層群)堆積時のある時期に、断層に沿って固体貫入し、当時の海底に突出したものと推測される。そして、そこから碎屑物が周囲に供給され、大崩礫岩となって堆積したと考えられる。斎藤(1991)によると、大崩礫岩はある期間連続して堆積し、佐久間層(奥山層、中尾原層)と指交関係にあるとされ、当シーケンスの突出が、ある程度長期に渡って継続したことを示唆している。なお、やはり斎藤(1991)によれば、佐久間層は右横ずれ堆積盆を埋積した地層とされており、当シーケンスの断層貫入は、そのような横ずれ運動に起因するものと考えられる。

これまでの層序学的な研究(小池, 1949; 鈴木ほか, 1991など)では、大崩礫岩が保田層群を不整合に覆う佐久間層の基底礫岩として位置付けられているが、この両者の境界は“アルカリ玄武岩-碎屑岩シーケンス”(嶺岡帯全般?)の突出というイベントで意義づけ

できると考えられる。言い方を変えれば、保田層群は当シーケンス（嶺岡帯）突出前に堆積した地層、佐久間層は突出後に堆積した地層ということになる。

5. “アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”の嶺岡帯内での位置付け

このように、当シーケンスは、嶺岡帯西縁部において、一つの構造岩塊として、蛇紋岩剪断帯中に、あるいは新第三系中に孤立して産する。そのため、嶺岡帯中の他のメンバーとの直接的な関係は不明である。当シーケンス上部の頁岩層に注目すると、嶺岡層群に含まれる主な堆積岩としては、前述のように、鴨川市白滝神社付近の珪質頁岩、石灰質頁岩、丸山町愛宕山付近の頁岩、鴨川市八丁付近の砂岩泥岩互層等があり、これらの堆積岩類との相違を検討する必要がある。

前述のように、平久里中の当シーケンス中の石灰岩及び海緑石頁岩から、中新世の有孔虫及び放散虫が報告されている。一方、鈴木ほか(1984)は、白滝神社のミクライト質石灰岩から、最後期始新世の有孔虫化石を見いだしており、両者は別のメンバーであると考えられる。飯島ほか(1984)、鈴木ほか(1984)は、平久里中及び嶺岡浅間の海緑石頁岩を白滝神社の珪質頁岩類から連続して堆積しているものとしているが、海緑石頁岩の基底にはホットスポット起源と考えられるアルカリ玄武岩が存在していることから、両者は直接は連続したものではないと考えられる。

一方、斎藤(1992)は、平久里中の地層群を嶺岡層群八丁層の基底をなすものとし、それらの上に愛宕山周辺の頁岩、八丁周辺の砂岩泥岩互層が重なると考えた。後者からは、現在のところ、時代決定に足る化石は得られていない。平久里中の当シーケンス中の頁岩は、海緑石を多量に含むことで特徴付けられ、また、鏡下で不規則な粒子配列を持つものに対して、愛宕山の頁岩は、わずかに海緑石が見いだされるが、鏡下で層理面に平行に規則的な粒子配列をなしており、また、露頭において酸性凝灰岩の挟みがほとんど見られない。平久里中の当シーケンス中の頁岩は、これまでの議論のように、比較的浅海で堆積したと推測されるものに対して、愛宕山の頁岩は、前述のような構造から、静穏な比較的深い海底で堆積したと考えられる。また、酸性凝灰岩の有無は、堆積場の島弧からの距離の相違を示しているとも考えられる。これらの点を考慮すると、両者は別のメンバーと判断される。

一方、平久里中の当シーケンス中の頁岩及び愛宕山周辺の頁岩層ともに、ほとんど砂質の層を挟まない。これらが、八丁周辺の砂岩泥岩互層と連続しているかについても検討の余地があり、愛宕山周辺の頁岩層も、平久里中の当シーケンスと同様に、断層帯に貫入した独立の巨大な構造岩塊の可能性もあると考えられる。

小川・谷口(1987)は、平久里中に分布する玄武岩質礫岩から石灰岩、頁岩と重なる地層（本論の“アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”の砕屑岩部に相当）を平久里層群として、嶺岡層群とは区別しているが、以上のような理由から、筆者も基本的にこのような区分に賛成である。このことは、当シーケンス基底のアルカリ玄武岩に着目しても言える。小川・谷口(1987)が指摘するように、アルカリ玄武岩の分布は、嶺岡帯西縁付近及び嶺岡帯より西側に多い。このことは、当シーケンスが嶺岡帯の他の構成要素とは、異なる挙動を示しているということである。

以上のことから、“アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”は、嶺岡帯中の特別な構成要素をなし、嶺岡帯の他の堆積岩類とは性格が異なると考えられる。

結 言

以上のように、“アルカリ玄武岩-砕屑岩シーケンス”は、海洋プレート（縁海プレート）上で形成された岩体と推定される。このことは、嶺岡帯の少なくとも一部には、海洋プレート起源物質が存在し、完全な島弧起源の地質体ではないことを示している。さらに、蛇紋岩、ソレアイト玄武岩についても、海洋（縁海）プレート起源であるとの報告も考慮すると（荒井、1992）、嶺岡帯はむしろ全般的に海洋（縁海）プレート起源である可能性も考えられる。

また、このようにして海洋域で形成されたシーケンスは、海洋プレートの沈み込みに伴い、何らかのかたちで島弧側に付加されたものと考えられる。Naka(1985)は、瀬戸川帯で見られる海山起源岩体は、沈み込みの際に海溝内に崩れ落ちた岩塊が、地層中に取り込まれたものとしているが、嶺岡帯の場合は、層序がそれほど乱されていない点や、岩体が断層関係で周囲の地層と接していることなど、瀬戸川帯とは産状が異なり、付加プロセスが異なることも考えられる。嶺岡帯全体の付加プロセスについて、小川・谷口(1987)は、縁海プレートである“嶺岡プレート”のオプダクションを想定している。また、荒井(1992)は、四国海盆拡大時のトランスフォーム断層を指摘している。斎藤(1991)も、佐久間層の堆積に横ずれ堆積盆を設定している。前述のような産状を考慮すると、嶺岡帯全体の付加プロセスは横ずれ断層に起因する可能性が高いように考えられる。

なお、富山町平久里中、御初畑、鴨川市峠の当シーケンス岩体は、現在は互いに離れて分布しているが、これらが、もともと別の岩体がそれぞれ付加、貫入したものか、あるいは、一つの岩体が付加したのち、断層運動で寸断されて、複数の岩体に分離したのかという問題もある。位置関係と推定される断層の方向（北東-南西～東北東-西南西）、並びに、最下部の玄武岩の類似性から、後者の過程がより強く支持される。これ

についても、前述の横ずれ断層運動との関連が推測される。

謝 辞

金沢大学荒井章司教授には、現地で御指導いただき、また、筑波大学小川勇二郎教授には、平久里中の層序について御教示いただいた。日本大学谷口英嗣博士には、嶺岡帯のアルカリ玄武岩類について御教示いただいた。荒井章司教授、谷口英嗣博士、並びに、横浜国立大学の有馬真助教授、千葉県立中央博物館の森田利仁博士には原稿を御校閲いただき、貴重な御意見を賜った。以上の方々に、厚くお礼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. *In* Tj. Peters *et al.* (eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, pp. 801-816.
- 荒井章司. 1992. 上部マントル物質の上昇・貫入問題に対する地質学のアプローチ. *月刊地球* 14(6): 335-338.
- Arai, S. and T. Uchida. 1978. Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, central Japan. *J. Jpn. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* 73: 176-179.
- 荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁. 1983. 嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性砕屑岩類について. *地質雑* 89(5): 287-297.
- Arai, S. and H. Hirai. 1985. Compositional variation of calcic amphiboles in Mineoka metabasites, central Japan, and its bearing on the actinolite-hornblende miscibility relationship. *Lithos* 18: 187-199.
- 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.
- 有馬 真・平田大二・猪俣道也・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(1): 35-38.
- Bloomer, S. and J. W. Hawkins. 1983. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench—An island arc ophiolite. *In* Hayes, D. E. (ed.) *Tectonic and Geologic Evolution of southeast Asian Seas and Islands*, Pt. 2. *Geophys. Monogr.* 27: 294-317.
- Bloomer, S. and R. L. Fisher. 1987. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench—A non-accreting plate boundary. *J. Geol.* 95: 469-495.
- 福山博之. 1980. ハワイ火山の岩石学. *火山第2集* 25(1): 1-16.
- 飯島 東・渡辺芳夫・松本 良. 1984. 瀬戸川-嶺岡帯の地質時代. 日本の古第三系の生層序と国際対比: 69-73.
- Irvine, T. N. and W. R. A. Baragar. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 8: 523-548.
- Ishii, T. 1985. Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or “Ogasawara paleoland”—“fore-arc ophiolite”. *In* Nasu, N. *et al.* (eds.), *Formation of Active Ocean Margins*. *Terrapub.*: 307-342.
- 兼平慶一郎・大木靖衛・真田三郎・谷古宇光治・石川文彦. 1968. 房総半島南部鴨川町付近で見出された変成岩岩塊. *地質雑* 74(10): 529-534.
- 川辺鉄哉・原 克巳・前田四郎. 1982. 房総半島中部佐久間川流域に嶺岡層の発見. *地学雑誌* 91(2): 124-126.
- 小池 清. 1949. 房総半島中部の地質 (II). *東大立地研報* 3: 1-6.
- 小池 清. 1957. 南関東の地質構造発達史. *地球科学* 34: 1-16.
- 近藤精造・兼平慶一郎・高井憲二. 1973. 土地分類基本調査「那古」. 千葉県企画部企画課.
- Macdonald, G. A. and T. Katsura. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* 5: 82-133.
- 前川寛和・勝端雅也・石井輝秋. 1989. 前弧オフィオライト. *地学雑誌* 91: 241-251.
- 三梨 昂・須田芳朗. 1980. 20万分の1地質図幅「大多喜」. *地質調査所*.
- 三梨 昂・小野晃司・須田芳朗. 1980. 20万分の1地質図幅「横須賀」. *地質調査所*.
- Miyashiro, A. 1973. The Troodos Complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 25: 217-222.
- Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminator 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. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 鴨川地域の地質. *地質調査所*: 107 pp.
- 小川勇二郎. 1981. 三浦・房総半島の第三紀テクトニクス—本州弧にトラップされたオフィオライトと伊豆前弧盆堆積物. *月刊地球* 3(7): 411-420.
- Ogawa, Y. 1983. Mineoka ophiolite belt in the Izu forearc area—Neogene accretion and island arc assemblages in the northeastern corner of Philippine Sea Plate. *In* Hashimoto, M. and S. Uyeda (eds.), *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. *Terrapub.*: 245-260.
- 小川勇二郎・藤岡換太郎. 1985. 伊豆弧北東側のプレート境界の変遷—嶺岡帯から相模トラフまで—. *月刊地球* 7(12): 709-719.
- 小川勇二郎・谷口英嗣. 1987. 前弧域のオフィオリティック・メランジュと嶺岡帯の形成. *九大理研報 (地質)* 15(1): 1-23.
- Ogawa, Y. and H. Taniguchi. 1988. Geology and tectonics of the Miura-Boso Peninsulas and the adjacent area. *Modern Geol.* 12: 147-168.
- 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プレキシメントのプロセス. *地学雑誌* 98(3): 118-132.
- 大胡佳恵・廣井美邦. 1991. 房総半島、鴨川産の嶺岡変成岩に見られる多様な鉱物組合わせの起源—特に、高い酸素フュガシティブ効果について. *岩鉱* 86(5): 226-240.
- 遅沢壮一. 1986. 高草山およびその西方の瀬戸川帯. 北村信教授記念地質学論文集: 337-350.
- Pearce, J. A. and J. R. Cann. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element

- analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19: 290-300.
- Pearce, J. A., S. J. Lippard and S. Roberts. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *In* Kokelaar, B. P. and M. F. Howells (eds.), *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 16: 77-94.
- 斎藤実篤. 1991. 嶺岡構造帯の中新世右横ずれ運動と横ずれ堆積盆の形成. *構造地質* 36: 83-91.
- 斎藤実篤. 1992. 房総半島南部の新生界の層位学的研究. *東北大理地質古生物邦文報告* 93: 1-37.
- 斎藤和男・遅沢壮一・石川賢一. 1992. 瀬戸川・三笠層群火成岩礫の ^{40}Ar - ^{39}Ar ・K-Ar年代. *岩鉱* 87(7): 255-264.
- Shimazu, M., Y. Kawano and H. Kagami. 1990. Major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang-Yangnam area, Korea. *J. Jpn. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* 85: 405-415.
- Shipboard Scientific Party Leg125. 1990. Site 778, 779. *In* Fryer, P. *et al.* *Proc. ODP, Init. Repts.* 125: 97-145.
- 杉山雄一・下川浩一. 1989. 赤石山地四万十帯における前期中新世付加体(瀬戸川帯)の形成過程. *構造地質* 34: 173-188.
- 杉山雄一・下川浩一. 1990. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)清水地域の地質. *地質調査所*: 103 pp.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂. 1991. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)那古地域の地質. *地質調査所*: 48 pp.
- 鈴木祐一郎・近藤克之・斎藤常正. 1984. 房総半島嶺岡層群から最後期始新世の浮遊性有孔虫化石の発見. *地質雑* 90(7): 497-499.
- 平 朝彦. 1990. 南海トラフ付加体を貫通!—国際深海掘削計画(ODP) Leg131の成果. *科学* 60(10): 707-710.
- 滝上 豊・兼岡一郎・平野真孝. 1980. 嶺岡オフィオライトのK-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定. *火山第2集* 25(4): 308.
- 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(2): 101-116.
- 谷口英嗣・小川勇二郎・徐 垣. 1991. 伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス. *地学雑誌* 100(4): 514-529.
- 田崎耕市・猪股道也. 1980. 嶺岡帯のピクライト玄武岩およびソレイト質玄武岩. *地質雑* 86(10): 653-671.
- Tonouchi, S. and K. Kobayashi. 1982. Magnetic properties of Cenozoic ophiolites in the Hayama-Mineoka and Setogawa belts, south-central Honshu, Jpn. *J. Geomag. Geoelectr.* 34: 527-546.
- Tonouchi, S. and K. Kobayashi. 1983. Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolite suites and surrounding rocks in south-central Honshu, Japan. *In* Hashimoto M. and S. Uyeda (eds.), *Accretion Tectonics in Circum-Pacific Regions*. Terrapub.: 261-288.
- Uchida, T. and S. Arai. 1978. Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *J. Geol. Soc. Jpn.* 84: 561-570.
- 渡辺芳夫・飯島 東・松本 良・角和義和・多田隆治. 1983. '瀬戸川帯'と'嶺岡帯'の第三系の対比. *日本地質学会第90年学術大会講演要旨*: 144.

"Alkali Basalt-Clastic Rock Sequence" in the West End of the Mineoka Tectonic Belt, Boso Peninsula, Japan

Naoki Takahashi

Natural History Museum and Institute, Chiba
955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260, Japan

The Mineoka belt is the Tertiary tectonic belt that is composed mainly of sheared serpentinite and tectonic blocks of ophiolitic rocks. The special sequence, from alkali basalt through basaltic conglomerate and basaltic sandstone to shale (glauconite shale) upward, is found in the west end of the Mineoka tectonic belt as a major tectonic block. The sequence is developed at several localities, and is considered to be one of the main constituents of the Mineoka tectonic belt. The alkali basalts at the lowest part of the sequence are inferred to be hot-spot origin on the basis of mineral and bulk chemistries. The clastic rocks overlying the alkali basalts are considered to have accumulated during subsiding process of an oceanic volcanic island based on monotonous and remarkable upward decreasing of grain size of the clastics and presence of fossils that indicate a shallow marine environment. This sequence was probably formed on and around a seamount on the oceanic plate and accreted to the island arc crust.