九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

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

小川，勇二郎
九州大学理学部

谷口，英嗣
日本大学文理学部応用地学教室

https://doi.org/10.15017/4495626

出版情報：九州大学理学部研究報告．地質学．15（1），pp.1-23，1987-03-15．九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

九大理研報（地質）15巻1号1—23頁，1987年3月

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

小 川 勇二郎・谷 口 英 嗣*

Ophiolitic mélange in the forearc areas and the development of the Mineoka belt

Yujiro OGAWA and Hidetsugu TANIGUCHI*

Abstract

Recent findings of dismembered ophiolitic bodies in trench landward slopes, especially from the seamounts in the Tonga, Mariana-Yap-Bonin (Ogasawara) and, Guatemala trenches, provide a key to understanding the tectonic significance and mechanism of the "ophiolitic mélanges" in fold or orogenic belts. Some studies of these "forearc ophiolites" or "island arc ophiolites" are briefly reviewed from the geochemical and tectonic viewpoints, and they are compared with the "Mineoka ophiolite" in the Boso and Miura Peninsulas, which lies in the sandwiched forearc area in central Japan.

Three possibilities for the origin of the Mineoka ophiolite are discussed from the field evidence and geochemical and geophysical data: (1) offscraped or underplated ophiolite similar to those in the Shimanto Supergroup; (2) accreted forearc ophiolite from the Izu-Bonin trench landward slope to the Honshu arc side, and (3) obducted oceanic plate from the Pacific side around the triple junction. Geochemical considerations of the abundance of major, minor and rare earth elements suggests that most of the basaltic rocks are of MORB-type with minor hot spot-type alkalic rocks. No distinct island arc-type basalt or boninite was discovered, while calc-alkali and tholeiitic rocks of island arc affinity unconformably covered the ophiolitic rocks The sedimentary rocks between and above the basaltic rocks are of late Eocene age (ca. 40 MaBP), and suggest that a new plate other than the Pacific plate on the north of the North New Guinea plate might have been accreted to the corner of the triple junction after opening of the Shikoku basin from 30 to 17 MaBP. This postulated plate is designated the "Mineoka plate". This may be represented by the ophiolitic rocks emplaced in the area during the early Miocene. The mechanism of emplacement is considered to be obduction and possible delamination by means of simulation which explains gravity anomaly. The right-handed en echelon pattern of fault zones, characterizing the present Mineoka belt, has been developed by the successive shearing under a dextral transpressional stress field.

I. 序

FISHER & ENGEL (1969) がトンガの前弧域の海溝陸側斜面の基部から蛇紋岩に富む苦鉄・超苦鉄岩類を報告して以来，1976年のソ連の Dmitry Mendeleev 号と1978年のアメリカ合衆国の Thomas Washington 号がマリアナ前弧斜面域から大量の同様な岩類を採集したのを契機として，今日まで世界のさまざまな前弧域から，いわゆるオフィオリティックな岩類が知られるようになった (Fig. 1) (OGAWA & NAKA, 1984 ; OGAWA et al., 1985c). そのような岩類は"island arc ophiolite" (BLOOMER & HAWKINS, 1983 ; BLOOMER, 1983) あるいは "forearc ophiolite" (OGAWA & NAKA, 1984 ; ISHII, 1985 ; 石井, 1985) などと呼ばれていて，弧—海溝系におけるオフィオリティックな岩石の出現とそのテクトニックな意義だけでなく，"造山帯" に出現する，いわゆるアルパイン型のオフ

*日本大学文理学部応用地学教室
Department of Earth Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University
昭和61年6月18日 受理

ィオライトの成因にとっても，重要な問題を提起している（BLOOMER & HAWKINS, 1983；石井，1985）．一方，一般にオフィオライトと呼ばれるものが，拡大軸で生産された大洋地殻と上部マントル（大洋プレートそのもの）の一部である（GASS & SMEWING, 1981）のか，あるいは島弧のマグマティズムによるものかについても，MIYASHIRO (1973) 以来の未解決の問題がある．

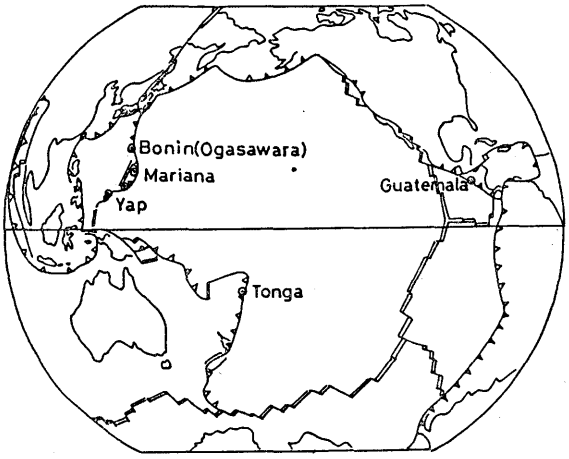


Fig. 1. Location map of the dredged and drilled examples of forearc ophiolites.

“造山帯”や“褶曲帯”に出現するオフィオリティックな岩類の起源には，個々別々の場合があるように思われるが，それらについて，一つずつ解釈を与える一環として本論では，主として小笠原—マリアナ弧の前縁から得られた岩類についての研究をレビューし，その北方の延長ではないかと考えられた（OGAWA & NAKA, 1984；OGAWA et al., 1985b, c），三浦・房総半島の嶺岡帯のオフィオリティックな岩類の性質と周辺の構造を述べて，その形成のプロセスを議論する．そして現在まで得られたデータによっては，従来の我々の考えを改訂し，嶺岡帯の岩類は，“forearc ophiolite” 起源と考えるよりは，三重点近傍の特異なメカニズムによってエンプレイスした大洋プレートとその上の海山起源のものであると考えた方がよいことを議論する．

（謝辞）常日頃我々の研究に御理解と御指導を与えて下さっている勘米良亀齢教授に深甚なる謝意を表し，本論を同教授に奉げる．また，テクトニクス及び岩石学上の議論をして下さっている高橋良平学長と山口勝教授にも感謝する．本論に引用した岩石の化学分析にあたっては，山口勝，本田雅健，柳哮，中田節也，浜本礼子，仲二郎，石井輝秋，藤岡換太郎の方々にひとかたならぬ御指導と御協力にあづかった．野外調査にあたっては，堀内一利，瀬野徹三，登内正治，蟹江康光，小林和男，村井勇，木村政昭，中村一明の方々に御教示を受けた。これらの方々に心から謝意を表する．

本研究の一部には，文部省科学研究費（一般 B，No. 57460046，一般C，No. 59540491，自然災害科学特別研究，No. 58020014）及び東大海洋研究所外来研究費（Nos. 84101，85113, 86125）を用いたことを記し，当局に謝意を表する．

II．前弧海域のオフィオリティックな岩類の産状と特徴

Figs. 1 2及び3に示すような前弧海域から，主としてドレッジによってまたマリアナ前弧域とガテマラ前弧域からはドレッジと掘削によって，オフィオリティックな岩類が採集されている．それらの間の岩石とその組合せ及び産状には，驚くほどの類似性がある．一言で表わせば，蛇紋岩化し剪断を受けたハルツバージャイトを主とする超苦鉄質岩を基質とし，さまざまな岩質の玄武岩類，ハンレイ岩類，角閃岩などの礫状のブロックを含む，いわゆるオフィオライト・メランジュであると言うことになる．以下に代表的な例について簡単な記述を行う．

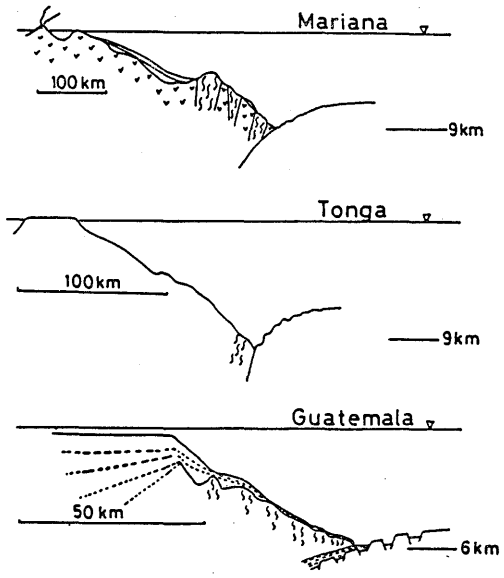


Fig. 2. Schematic profiles obtained by dredging and drilling. The ophiolitic rocks are shown by “stretched s” and the island arc volcanic rocks are indicated by “v” symbols.

1．マリアナ前弧域

ここからは最も多量にサンプルが得られており，また記載も詳しい．先に述べた Dmitry Mendeleev 号による IGCP W.G. "Ophiolite" (1977) の報告に次いで，HONZA & KAGAMI (1977) も蛇紋岩を簡単に報告した．その後，Scripps 海洋研究所の手によって，多量の岩石がドレッジされ (EVANS & HAWKINS, 1979 ; HAWKINS et al., 1979)，それは BLOOMER & HAWKINS (1983), BLOOMER (1983) によって詳細に研究された．またこの海域では，国際深海掘削計画 (DSDP-IPOD) のLeg 60 において，何本かのボーリングがなされ，前弧堆積物の下位にボニナイトや蛇紋岩が得られた (HUSSONG, UYEDA et al., 1981)．これらの研究を通じて，DIETRICH et al. (1978) と CRAWFORD et al. (1981)は，島弧と背弧の発達のモデルを示したが，前弧域のオフィオリティックな岩体のテクトニックな意義を明確に議論したのは，BLOOMER (1983) が最初である．その形成の模式図を Fig. 4-(A) に示す．これで分かるように，BLOOMER &

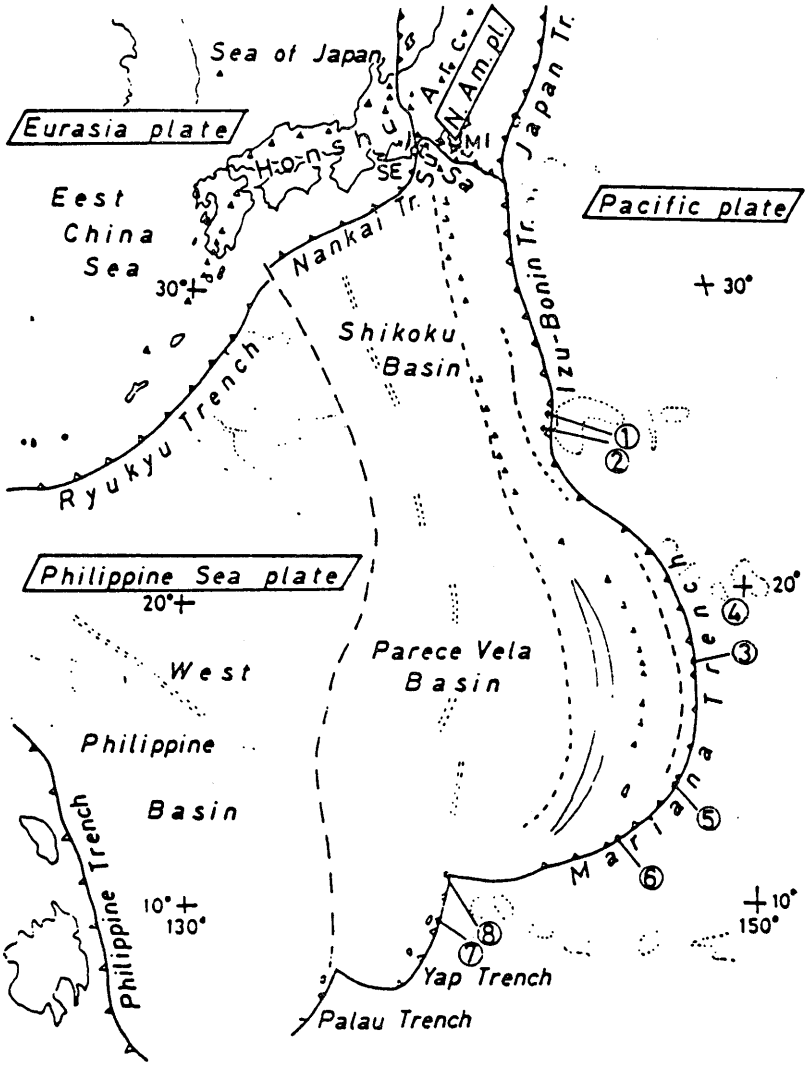


Fig. 3. Locations of examples of forearc ophiolites in the Bonin–Mariana Yap island arc systems shown by circled numbers, and the Mineoka belt by "MI". Rock types of each site are listed in OGAWA & NAKA (1984) and OGAWA et al. (1985c).

HAWKINS (1983), BLOOMER (1983) は，マリアナ前弧域のオフィオリティックな岩類は島弧起源であろうとしている．その論拠として次のような点をあげている：1）超苦鉄岩は，ボニナイトをしぼり出した枯渇した (depleted) マントルと考えられるハルツバージャイトに富むこと，2）ハンレイ岩は斜方輝石を含み，島弧マグマティズムのキュミュレイトまたはレジデューであることをうかがわせること，3）ソレアイトは島弧の産物であるボニナイト，安山岩，デイサイト等と共存し，その微量元素や希土類元素の存在度からも，島弧起源と判定されること．ただし，白亜紀の化石を含む石灰岩とチャート及びアルカリ玄武岩だけは，太平洋プレート側からもたらされたものとしている．そして島弧で生産された火成岩類が，沈み込むプレートの下方からの侵食 (tectonic erosion) を受けて海溝斜面の基部まで移動して露出したのが，現在のいわける "island arc ophiolite" であるとしている．

これらの岩類の産状について，HUSSONG & FRYER (1985), FRYER et al. (1985) らは，Sea MARC II と呼ばれる音響探査による海底地形の水中映像を示し，蛇紋岩を主とする海山状の地形を明らかにした．この地形は，蛇紋石化によって，低密度，流動化したオフィオライト・ダイアピールが，マントルから上昇し，海底下にあらわれた泥火山状である．このようなメカニズムはオフィオリティックな岩類の組合せ，変成，変質（低圧低温及び低圧中間温），変形（圧砕及び粉砕）等を説明するとしている．同様の産状，岩類の性質は次に述べる小笠原前弧域でも認められる．

2．小笠原前弧域

当地域では，東大海洋研究所の白鳳丸による3回の航海（KH80-3, 82-4, 84-1）によって，合計約900個のオフィオリティック及び島弧の火成岩と堆積岩の礫がドレッジされ，乗船者の石井輝秋や仲二郎らによって報告がなされた (ISHII et al., 1983 ; NAKA & UEHARA, 1983)．その後の化学分析や薄片観察によって，石井 (1985), ISHII (1985), OGAWA & NAKA (1984), OGAWA et al. (1985c) などのテクトニクスの議論がなされた．そのうち石井 (1985) は，採集された火成岩類のすべてが島弧的性格を持つものであって，島弧形成の初期段階におけるウェッジ・マントルからボニナイトが出来る過程で形成される各種の火成岩やキュミュレイト，レジデューとして説明できるとした．特に斜方輝石を持つ火成岩と，単斜輝石を持たないかあるいは少ないハルツバージャイトとは成因的な関係を持つものとして，実験岩石学の知識から説明した．この議論は BLOOMER & HAWKENS (1983) や BLOOMER (1983) とほぼ同一のものである．石井 (1985) は，このようなオフィオリティックな岩類を "forearc ophiolite" と呼ぶことを提唱している．さらに，これらの岩石は，円礫として産することから，かつては水磨されうる環境，つまり陸域にあったと考え，それを "小笠原古陸" (Ogasawara Paleoland) と呼んだ．

一方，OGAWA & NAKA (1984) は，出現する岩石中の変形組織や変成，変質鉱物が，現在海嶺を切るトランスフォーム断層や断裂帯から得られているものに (FOX et al., 1976 ; BONATTI, 1976 ; BONATTI & HAMLYN, 1981)，驚くほど類似していることから，これらはもともとそのような場で形成された後，その場から沈み込みが始って，オフィオリティックな岩体が必然的に島弧の前縁になったのではないかと考えた (Fig. 4-(B))．この議論では，岩石の化学的特徴は考慮していないが，同様の議論は陸域に出現するオフィオライト・メランジュの形成に関して，KARSON & DEWEY (1978), SIMONIAN & GASS (1978), SUPPE et al. (1981), SALEEBY (1981) などによってもなされている．

OGAWA & NAKA (1984), OGAWA et al. (1985c) は，KH82-4 航海で得られた試料につき角礫岩状を呈する圧砕岩や粉砕岩（カタクラサイト）と，同様な見かけの堆積岩とを簡単に記載し，構造性と堆積性礫岩の識別規準を議論した．尚，後者の基質には浅海を示す石灰質スポンジを含むことから，浅海での堆積物と考えた．今回，小川は，石井 (1985) の示した円礫状のドレッジ試料の形態に興味を持ち，石井とともにそれを再検討した．その結果，次のようなことが分かった．1）円礫の多くには，内に凹なへこみがあり，機械的に grind した時に出来る構造に類似する．2）切断面には，直線状の1～3方向の剪断面がしばしば発達し，それらは礫の平面的な表面に平行なことが多い．3）円礫ばかりでなく，角礫も多く得られており，上記2）の特徴を持つ．4）圧砕岩や粉砕岩の礫もある．

以上のことから石井が水磨の証拠とした円礫化は，運搬によって形成されたものでなく，変形によるものであり，外形とともに内部構造から，これらの礫は圧砕，粉砕，剪断作用によって形成された，いわば断層又は剪断角礫や円礫であると考えるべきことを示して

いる．しかしドレッジされた試料には，堆積性のオフィオリティックな岩石（礫岩，砂岩，泥岩）も含まれる上に，それらの中には前述のような浅海性のものも含まれるので，上に述べたことだけでは，小笠原古陸を否定したことにはならない．

この地域の岩石の化学分析(希土類元素を含む)からは，DIETRICH et al. (1978), OGAWA et al. (1985c) のように，トランスフォーム一島弧系の複合混交モデルも否定しえないが，火成岩の多くが島弧のものであることは認めざるを得ないようである．それが蛇紋石化作用を受けて低密度となり，またフィロシリケイトのすべりやすい層構造のため剪断されやすく，それらの結果として上昇する過程で，深部ないし浅部のマントルや地殻での各種の変質・変成・変形作用を受けたものと思われる．そして全体は蛇紋岩ダイアピールとなって海溝陸側斜面上に噴出したのであろう．マリアナ前弧域から小笠原前弧域にかけて，FRYER et al. (1985) が示したように，そのような蛇紋岩からなる泥火山状の地形は数多く存在するようである．

3．その地の地域

その他の地域からの記載は，マリアナ，小笠原前弧域にくらべて充分とは言えない．ただ，ガテマラ沖の試料については，蛇紋岩の源岩（ハルツバージャイト）が，島弧でなく海嶺で生産されたものであとるされている（BLOOMER, 1984）ほか，少量の島弧的な tholeiite と，多くの海洋島(ホットスポットタイプの)アルカリ玄武岩が報告されている（BELLON et al., 1985）．ガテマラ沖には，海溝陸側斜面下に幅広く，剪断を受けた蛇紋岩や圧砕，粉砕を示す角閃岩，玄武岩，ハンレイ岩などが分布しているが（OGAWA et al., 1985a），その起源は上述のようなさまざまのテクトニクス上の意義を持つ場所に由来するものが混りあった複合的なものである可能性がある．

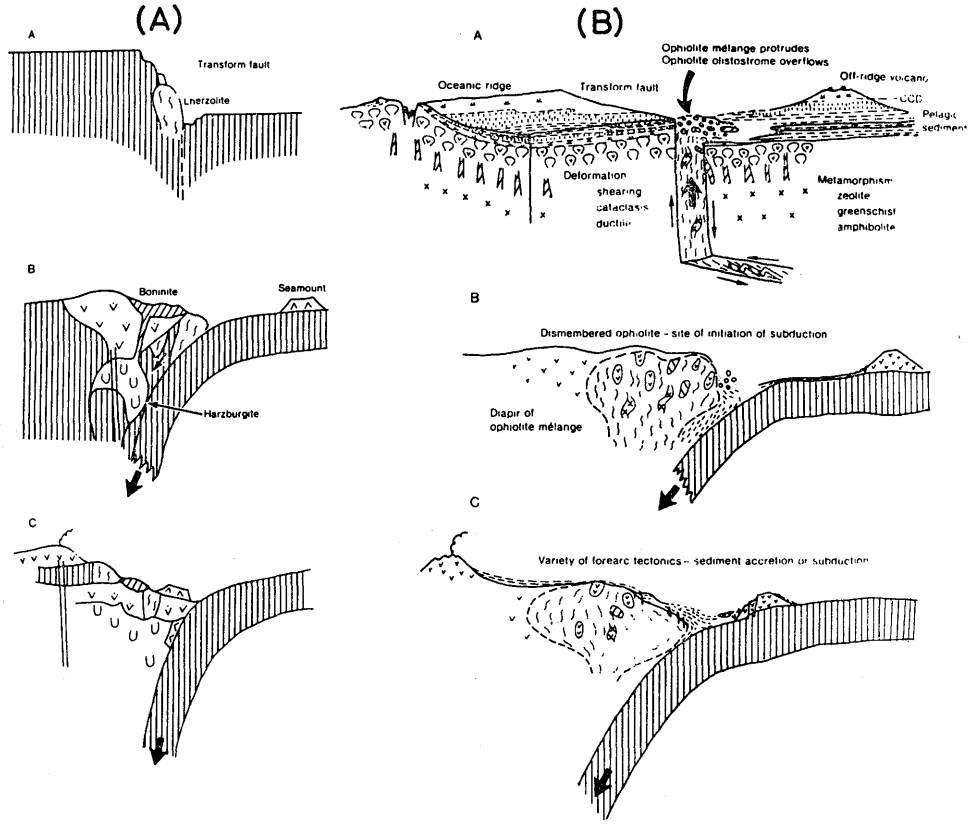


Fig. 4. Two possible stage models for the origin and emplacement of the forearc ophiolitic bodies. (A) after BLOOMER (1983) and (B) after OGAWA and NAKA (1984). From OGAWA et al. (1985a).

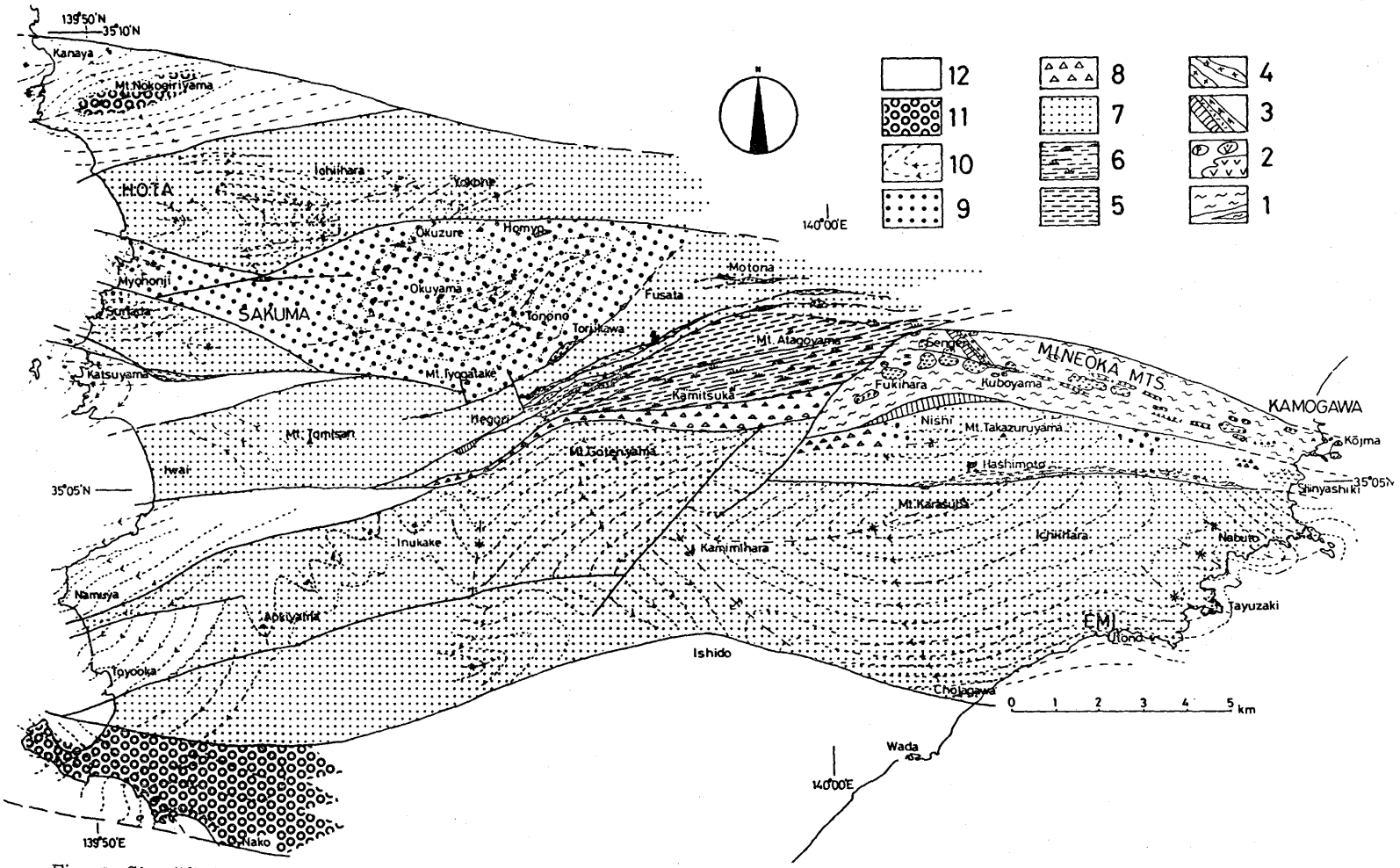


Fig. 5. Simplified geological map of the Mineoka Mountains and surrounding area, within the Boso Peninsula. Key: 1, ultramafic rocks, mostly serpentinized harzburgite and dunite; 2, basaltic rocks including dolerite and micogabbro; 3, limestonechert; 4, gabbro and diorite; 5 and 6, Mineoka Group (5, Atagayama Formation; 6, Kamitsuka Formation) ; 7, Hota Group; 8, Yabe Group (including Kojima Formation) ; 9, Sakuma Formation (including Okuyama Conglomerate and Okuzure Conglomerate); 10, Miura Group; 11, Kazusa Group; 12, unclassified. Arrows marked on the lines indicate bed dips to the right. Gedogy east of Sakuma after YAMAGUCHI (1983.)

Ⅲ．嶺岡帯の構成と形成史

本邦には，分断されたオフィオライト（dismembered ophiolite）と呼ぶべきものが，いくつかの褶曲帯または造山帯中或いはそれらの境界に，特異な構造帯をなして分布している．そのうち嶺岡帯のオフィオリティックな岩類（“嶺岡オフィオライト”）は，比較的若く，しかも前弧域の褶曲帯中に出現すること，その地域が本州弧と伊豆弧の両前弧域にはさまれた場所にあたること，多量の蛇紋岩類を伴うことなどで，他と比べて特異である．嶺岡帯のオフィオリティックな岩類の報告，記載は，兼平他（1968），兼平（1976），UCHIDA & ARAI (1978), ARAI & UCHIDA（1978），荒井（1981），荒井他（1983），田崎・猪俣（1981），吉田（1974）などによって行われ，古地磁気については，TONOUCHI (1981), TONOUCHI & KOBAYASHI (1983) によって，またテクトニクスの議論は，OGAWA (1983), OGAWA et al. (1985b, 1985c), 小川・藤岡 (1985), OGAWA &NAKA (1984) などによって行われた．

この特異な位置を占めるオフィオリティックな岩類が持つ意義は，それらがいつどこで形成され，どのようなメカニズムで現在の位置を占めるようになったか，また現在の複雑な構造帯としての嶺岡帯の形成史とどのようなかかわりがあるかという点に集約される．嶺岡帯が位置的には四万十帯の最東縁で，かつ伊豆前弧域にも相当することから，オフィオリティックな岩体のエンプレイスメントがそのどちらかに関係しているかも，重要な点である．これらについて解明することは，房総半島の南東沖にある，世界で唯一の例として

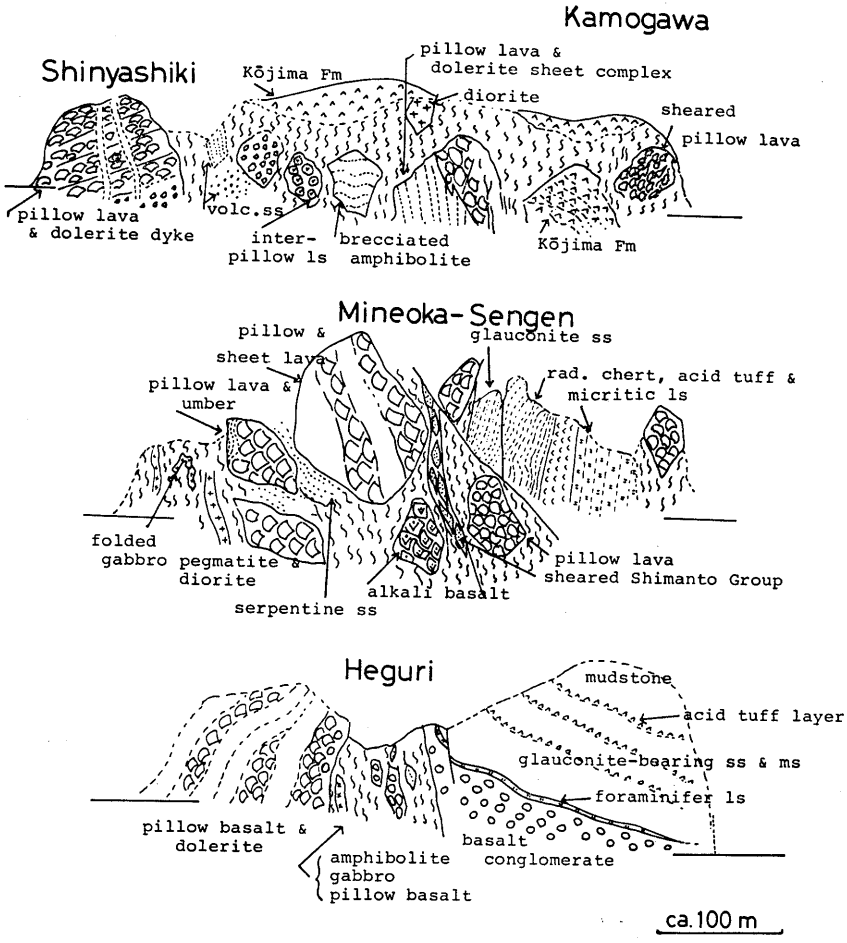


Fig. 6. Schematic profiles showing the rock distribution within the Mineoka ophiolite belt, Mineoka Mountains and surrounding areas. Left is south.

知られる，海溝—海溝—海溝型三重点の形成，発達史と，その周辺での3プレート間の相互作用及びプレート境界での地質作用の解明にとっても重要なことと思われる．

そこで本章では，前章で述べたマリアナ—小笠原前弧域で見出されたオフィオリティックな岩体との比較を含めて，“嶺岡オフィオライト”の構成とそれを含む嶺岡帯の形成史を考察する．

1．“嶺岡オフィオライト”の分布と構成

嶺岡帯を特徴づけるオフィオリティックな岩類は，房総半島中央部に雁行する断層帯を作って出現するが，もともと関連していたかもしれない他の岩類（チャート・石灰岩，他の玄武岩類等）は，嶺岡山地を離れた地域や三浦半島などにも分布する．可能性のある西方延長としては大磯地域もあげられるが，今回は議論しない．嶺岡山地を除くと，オフィオリティックな岩類等の分布は断片的で，構造帯としては認識しにくい．しかし周辺の構造や随伴する岩石の特徴から考えると，出現の基本は断層運動によるものと考えられる．本論では，嶺岡浅間を持つ山嶺から愛宕山を経て西方の平群方面の南北幅約5kmの範囲を嶺岡山地の嶺岡帯と呼ぶことにし，三浦，房総半島のオフィオリティックな岩類と，関連していたかもしれない他の岩類を含む幅広い地帯を，小池（1967）にならって，葉山—嶺岡隆起帯と呼ぶことにする．いずれの場合にも，それらの岩類は，前期中新世の葉山・保田層群及び中期中新世の佐久間層群の分布域か，それに断層で接して出現するのが特徴である．

嶺岡山地の嶺岡帯とその周辺の岩体，地層の分布をFigs.5及び6に示した．これで分るように，嶺岡山地を中心とした幅広い地域に，ミ型に（右）雁行するいくつもの断層が発達し，それに沿って，蛇紋岩，玄武岩類，ハンレイ岩，閃緑岩，変成岩，チャート，石灰岩などがブロック状に分布している．特に嶺岡山地そのものは，幅約2～3kmの蛇紋岩体中に大小の玄武岩類を主とするブロックが含まれていることが特徴である．Fig.6に模式的に示すように，こうした蛇紋岩体を主とする地帯の中には，堆積岩も含まれている．それには，1）おそらく漸新世と考えられる四万十累層群の一員の愛宕山層，神塚層相当層，2）中新世の前期ないし中期と考えられる蛇紋石等のオフィオリティック岩類由来の岩片を含む砂岩，礫岩及び以下おそらく同様の時代の3）石英・長石質砂岩，4）酸性火山岩片に富む砂岩5）海緑石砂岩なども含まれる．また後に述べるように，嶺岡山地本体の玄武岩類の多くが，ソレアイト質ではあるが，小規模な岩体のいくつかはアルカリ玄武岩質である．チャート・石灰岩のブロックは周辺の断層に沿って分布することが多い．チャートは層状の放散虫チャートであり，石灰岩はミクライト質で有孔虫を含む．その最大のものは嶺岡浅間北方のものであるが，それ以外にも，嶺岡山地の主として北側に，元名，房田，平群，谷などに小規模に分布する．さらに，はるか北方の奥山にも，川辺他（1983）が報告した100mオーダーのチャート，石灰岩体がある．その北方の法明にはアルカリ玄武岩体がある．後二者の周辺には，佐久間層群基底の，オフィオリティック岩類を礫に持つ礫岩層が分布するので，上記の岩体もその礫岩中の礫の可能性がないわけではない（小川・藤岡，1985）．しかし分布が比較的直線状であり，かつ礫と考えるにはあまりにも巨大で一般の礫との間の中間的サイズのものが見あたらないことなどを考えあわせると，断層運動によって出現したブロックである見込みが強い．

蛇紋岩の分布は，Fig.5で示したように，嶺岡帯を中心に，南北に約2～5kmの範囲に及んでいる．佐久間層群分布域中の他のオフィオリティック岩類を含めると，さらに広い分布を示す．それらのブロックは，もともと蛇紋岩を滑材として断層帯内をもみ上げられて上昇した，いわば断層角礫であると考えるのが妥当である．蛇紋岩の基質が最も多量に残っている状態が，嶺岡山地に典型的に見られるものである．

一方，三浦半島の葉山層群分布域内にも，蛇紋岩や玄武岩類が出現する（Fig.7）．それらは1）国鉄衣笠駅から池上四丁目に至るほぼ直線上の地帯に100mオーダーの断片として露出する蛇紋岩体，2）平作川上流付近のmオーダーの玄武岩，チャートなどの岩体（Fig.7の206，211），3）葉山町上山口水源地橋付近のmオーダーの玄武岩類ブロック（同137,192など），4）長坂の堀越池から西方へかけてのmオーダーの蛇紋岩と玄武岩類ブロック（同31）でなどある．それらは，分布が断片的なことと，露出が不良なことから，出現様式は充分には分からないことが多い．しかし長坂のものは，葉山層群と三浦層群間の断層角礫であることが確かである．また平作川上流のものは，蟹江（1985）による発掘調査により，断層帯中のものと断定された．一方，上山口のものは，転石ではあるが，周辺の葉山層群は剪断を強く受けていること，蛇紋岩ブロックを産すること，異なる種類のブロックが散点的に存在することなどから，上記と同様な断層帯に由来するもの

と考えられる.

2. 嶺岡オフィオライト中のいくつかの岩石の化学組成

以上のような出現様式をとる嶺岡オフィオライトは,一言ではオフィオライト・メランジュまたは分断されたオフィオライトと呼ぶべきものであるが,ここでいくつかの火成岩類の化学組成について述べる.

代表的な火成岩類は, UCHIDA & ARAI (1978), ARAI & UCHIDA (1978), 田崎・猪俣 (1980), 中嶋他 (1981) などによって報告されたが,筆者らも, OGAWA et al. (1985b) をはじめとして,それらの全岩主要元素,微量元素,希土類元素 (REE) について,いくつかの分析を試みた.その結果,いわゆる嶺岡帯とその延長には,さまざまの種類の火成岩類が分布し,その推定されるテクトニックな意義も多岐にわたることが明らかになった.

試料は風化の程度の弱い肉眼的に見て新鮮なものを

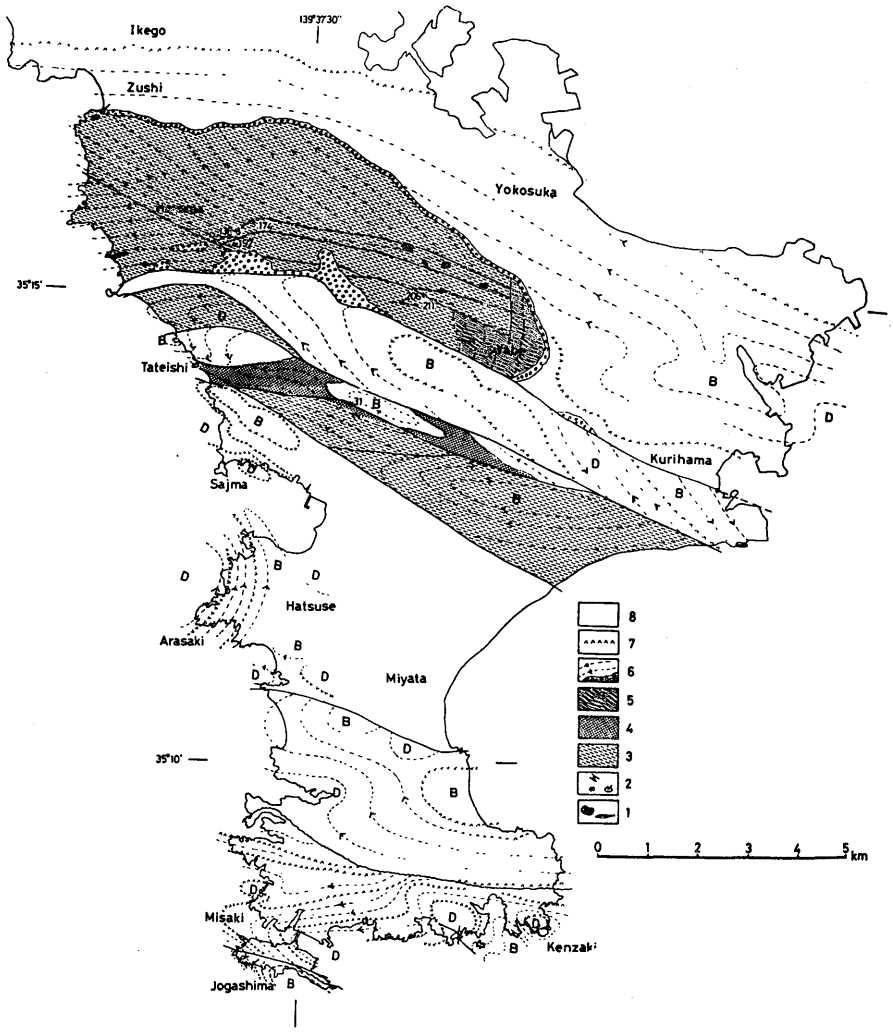


Fig. 7. Simplified geological map of the Miura Peninsula. Key: 1, ultramafic rocks, mosly serpentinized harzburgite; 2, basaltic rocks (numbered other than 174; 174 is the andesite dyke or sill in the Hayama Group); 3, Hayama Group; 4, Yabe Group (the Tateishi Formation); 5, Yabe Group; 6, Miura Group; 7, Tuff key beds after HORIUCHI & TANIGUCHI (1985); 8, Kazusa and Sagami Groups and unclassified.

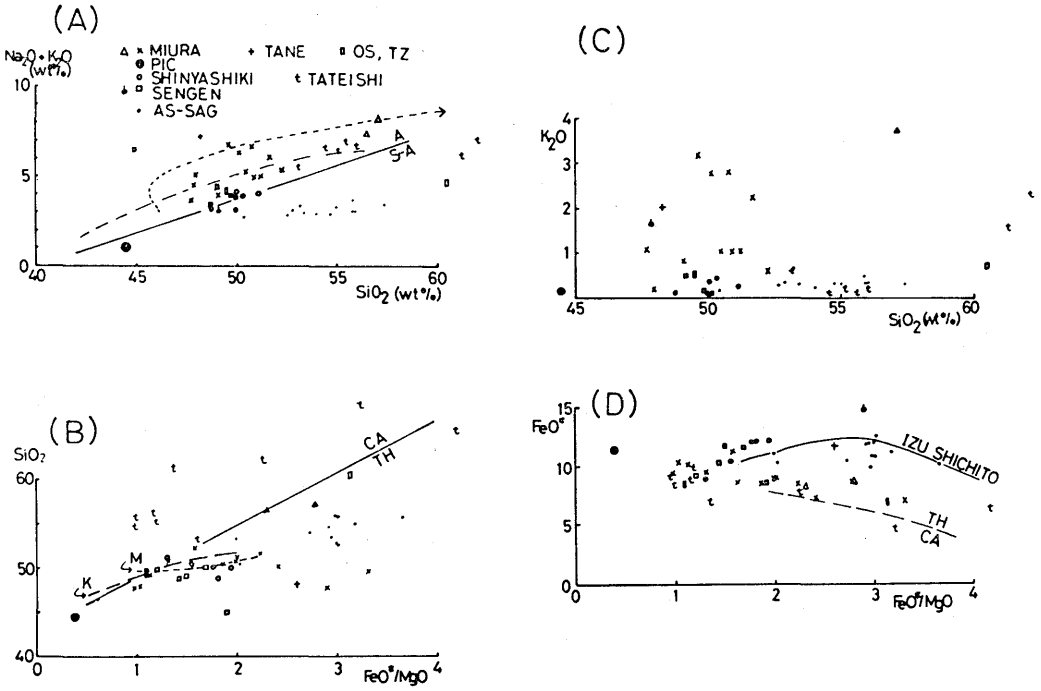
選び，その5～10gを粉砕微粉とし，丸山・堀田(1980)のイリジウム薄直接融溶法によってガラス片を，また等量のホウ酸リチウムを加え加圧してペレットを作成し，前者はEPMAにより主要元素を，後者はXRFにより微量元素を分析した．EPMA分析は東大海洋研究所の波長分散型JEOL733により小川と谷口が，またXRFは九大理学部の理学電器製3060Pにより小川が中田節也氏とともに行った．前者においてはBENCE & ALBEE (1968) によって補正をし，後者においては，中田節也氏が各種の標準試料から求めた検量線を使用させていただいた．またREEについては，谷口が本田他 (1986) に示した方法によって，日本大学文理学部と立教大学原子力研究所において求めた．

1.）主要元素

嶺岡オフィオライトとその地帯の延長上の玄武岩類及び三浦層群中のスコリア礫，矢部層群中の凝灰質岩石，葉山層群中の貫入岩の全岩主要元素分析値にもとづく各種ダイアグラムをFig.8-(A)～(H)に示した．これらの岩石には，変質のほとんど認められないものもあるが，嶺岡オフィオライトとその延長の玄武岩類の多くは，多かれ少なかれ，変質している．特に嶺岡帯中の玄岩類は，新鮮なガラスは認められず，緑泥石などに変っている上に，カンラン石や輝石の多くは蛇紋石，緑泥石，方解石に置換されている．そのような変質による影響は無視できないが，各種のダイアグラムからは，一応次のような傾向がうかがえる．

SiO_2–Total Alkali図 (Fig.8-(A)) では，三浦層群中のスコリア礫のすべてと矢部層群の立石層のものが，非アルカリ岩に入るが，その他のものは，ハワイのアルカリ岩と非アルカリ岩との境界 (Fig.8-(A) の波線) 付近か，そのアルカリ岩側にプロットされる．三浦半島の玄武岩類ブロックの多くは，サモアのアルカリ岩 (Fig.8-(A) の点線 (NATLAND, 1980) の周辺にプロットされる．それらのうち，明瞭にアルカリ岩ではないと思われるものについて，SiO_2–FeO*/MgO図 (Fig.8-(B)) を見ると，三浦半島のスコリア礫がソレアイト系列に属するのに比べ，立石のものはカルクアルカリ岩系列に属する．前者は，FeO*–FeO*/MgO図 (Fig.8-(D)) では，現在の伊豆七島のソレアイト系 (都城，久城，1975) と同一のトレンド上に乗る．

次にTiO_2を縦軸にとった，FeO*/MgO–TiO_2図とK_2O–TiO_2図 (それぞれFig.8-(E)と(F)) を見ると，三浦半島葉山層群中の玄武岩ブロックが，それぞれの和の一定な範囲に並ぶのに比べ，房総半島の多くの玄武岩類 (新屋敷と嶺岡浅間のもの；B5を除く) が両者の比の一定な範囲に入ることが分る．少なくとも主要元素から見ただけでは，前者がアルカリ岩で，



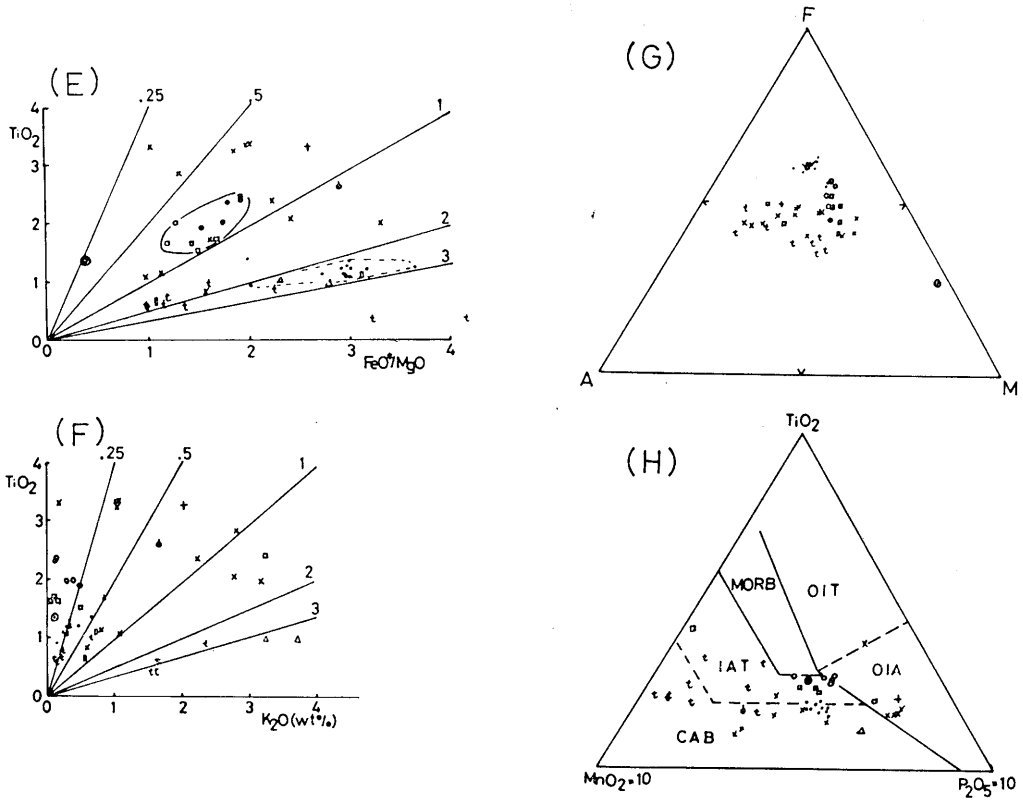


Fig. 8. Diagrams showing bulk chemical composition of basalts and andesites in the Miura and Boso Peninsulas, especially in "Mineoka Ophiolite". Marks indicate the locations of samples explained in (A) ; MIURA △, andesite dyke or sill in the Hayama Group, MIURA x, alkali basalt blocks at Nagasaka, Hirasaku River and Suigenchi; PIC, picrite blocks at Suigenchi, all above in the Miura Peninsula; SHINYASHIKI and SENGEN are in the east of the Mineoka Mountains; AS-SAG is scoria pebbles in the Misaki Formation; TATEISHI is from the Tateishi Formation of the Yabe Group ; For comparison TANE is from the Tanegashima Island, and OS and TZ are from the Oiso Hills and Tanzawa Mountains. FeO* means total Fe-oxide as FeO.

後者がソレアイトであると判定されるが，さらに前者はホットスポットタイプのアルカリ岩であり，後者は，ノーマルな中央海嶺タイプの，TiO_2もFeO* も多い，いわゆる FETI 玄武岩であることが分る．

なお参考のために，AFM 図と TiO_2-MnO_2×10-P_2O_5×10 図を Fig. 8(G)と(H) に示した．これらでも上に述べた判定が大略あてはまることが分かる．ただし，Fig. 8-(H) では，海洋底の玄武岩に変質による P_2O_5 の増加する傾向が知られている（仲二郎氏の口述による）ので，その影響を差し引く必要がある．

2.）微量元素及び希土類元素

既に述べたように，ここに扱った岩石は多かれ少かれ変質を受けている．海底における変質に関しては，PEARCE (1975) によって次のような増減が知られている（＋は増加，－は減小）．非常に動きやすいもの（＋K_2O, －CaO, －MgO)，動きやすいもの（－Na_2O, －SiO_2)，やや動きやすいもの（＋FeO, ＋TiO_2)，動きにくいもの（Al_2O_3)．これらにはイオン化傾向（平均原子量，原子価)，イオン半径などが関係していると考えられる上に，移動のメカニズムや程度は，条件によって大きく変化することが予想される．また岩体の部分によって，変質の程度は異なるであろうと予想される．枕状溶岩などでは，一般に内部ほど変質の程度が小さいと考えられるが，逆の例も見出されている（一色，1974)．分析に際しては，できるだけ変質

の少なそうな部分を選んだが，それでも空隙や脈には，方解石やゼオライトなどが充塡していることが多く，それらを含めて変質の程度を正当に評価するのは困難である．

一方，岩石中の微量成分（trace element）のうち，原子価及び原子量の大きな重い元素は，移動が比較的小さいと考えられている（PEARCE & CANN, 1973）．さらに希土類元素（REE）は，もし移動したとしても，その化学的性質が互いに似ているために，それらの間の比はあまり変らず，しかもイオン半径が少しずつ規則的に変るために，そのインコンパティビリティ（マグマの結晶作用中に結晶に入りにくさ）が規則的に変る．そのために，地球の発展の初期の層構造形成時の深さによる規制を受けている．つまり，マグマの起源となるマントル物質を反映していると考えられている（JACOBSON & WASSERBURG, 1979；野津，1985）．そこで全岩の微量元素のうち，いわゆるインコンパティブル元素と呼ばれているものから，Y, Ti, Zr, Nb, Rb, Sr を選び分析した．また同じサンプルのいくつかの希土類元素を分析した．それから作成した比やパターンを表わすダイアグラムを Fig. 9 とFig. 10 に示した．

微量元素については，PEARCE &CANN (1973) によって始められ，PEARCE (1982) など多くの研究者の採用している Ti/100-Zr-Y×3 図と Ti/100-Zr-Sr/2図を作った．前図（Fig. 9左）では，Low Potassium Tholeiite, (LKT) または Calc-Alkali Basalt (CAB) または Ocean Floor Basalt (OFB), Within Plate Basalt (WPB) の 4 つの領域があり，このうち第二番目の領域に入ったもので変質の程度の小さいものを，後図（Fig. 9 右）でさらに，LKT, CAB, OFB と区分し，それによりそれらの玄武岩類のテクトニックな起源を推定しようとするものである（PEARCE & CANN, 1973）．ここで，LKT は初期島弧，CAB は発達した島弧，OFB は中央海嶺（いわゆる MORB タイプ），WPB は海洋島や大陸内（いわゆるホットスポットタイプ）と，それぞれプレートニクス上の意義が与えられる．上記の区分が経験則に基づくため，この判定が完全であるかどうかは分からないが，THIRLWALL & BLACK (1984) のバラントレオフィオライトについての多方面からの検討によると，十分使用に耐えるという．ただし BLOOMER (1983) によると，Sr は変質や変成によって，増加することも減少することもあるとされ，たとえばエピドートが形成さ

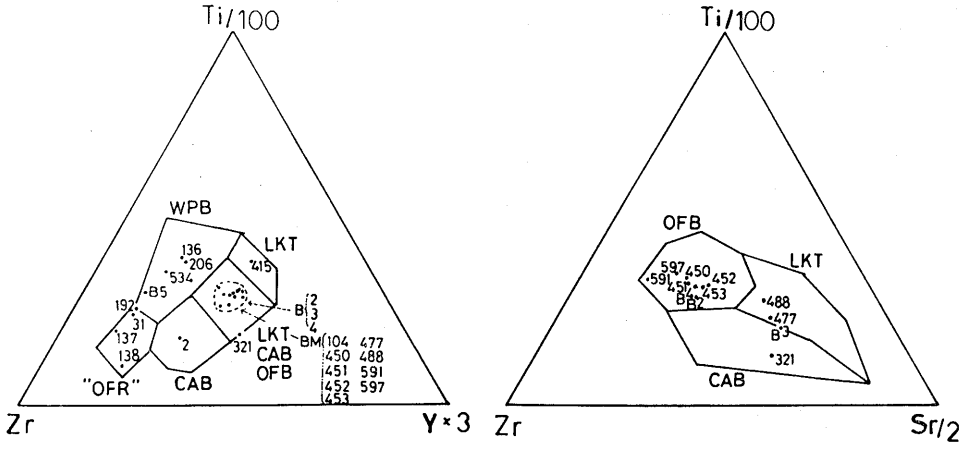


Fig. 9. Triangular diagrams for the discrimination of particular tectonic settings after, PEARCE and CANN (1973). "OFR" is tentatively added suggesting "off-ridge basalt". In the right only the rocks in the LKT, OFB and CAB in the left. Numbers of rocks are from the places as follows: 104 (Hatcho), 450 to 453 (Shinyashiki), 477, 488 & B3 (Mineoka-Sengen), 591 & 597 (Benten-jima), B2 (Shinyashiki), B4(Hashimoto), 415 (South of Mineoka Tunnel), 534 (Homyo), and B5 (Kuboyama), all above in the Mineoka Mountains and surrounding area of the Boso Peninsula ; 31 (Nagasks), 136 to 138 (Suigenchi-bashi, Kamiyamaguchi), 192 (South of Suigenchibashi), and 206 (Hirasaku River), all above within the fault or shear zone in the Miura Peninsula; 2 & 321 (Kamiyamaguchi), this is a andesite dyke or sill in the Hayama Group

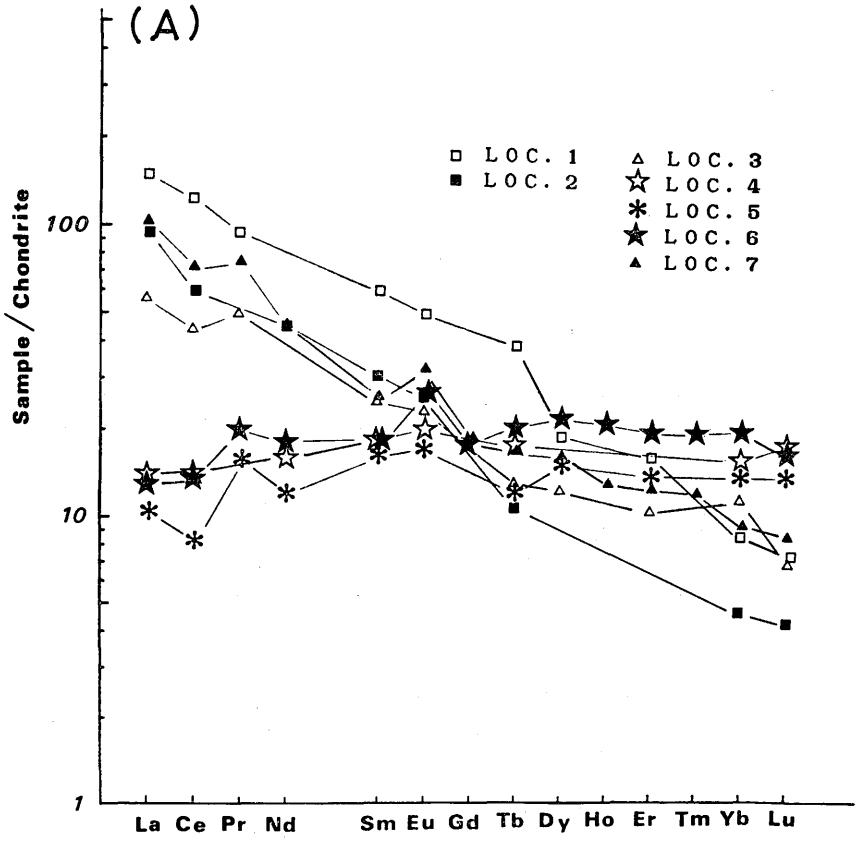
れる場合は増大し，緑泥石が形成される場合は減少するという．このため後図を用いた判定には慎重を要する．

一方，これらのインコンパティブル元素について，PEARCE(1982)の示した平均中央海嶺玄武岩 (MORB) によって規格化し，横軸にこれらの元素をそのインコンパティビリティの順にならべ（左側ほど大きい，つまり結晶に入りにくい），そのパタンを比較した (Fig. 10-(B))．これは，これらの元素が，希土類元素と同じ程度のインコンパティビリティを持っていて，微量元素と希土類元素間で比較するためと，どちらか一方の，特に測定がより容易な微量元素だけでも，同等の議論ができるかどうかチェックするためである．

次に希土類元素の分析値をコンドライトの存在度で規格化し，横軸には原子量の小さい（軽い）順に元素の位置をとった，いわゆるコンドライト規格化パターンを作成した (Fig. 10-(A))．コンドライトの値は SCHMIDT et al. (1964) を用いた．この方法は，MASUDA (1962) によって始められ，MASUDA ダイアグラムとも呼ばれており，各岩石中に，どのような（軽いまたは重い）希土類が濃集または枯渇しているかの検討に用いられ，その岩石の起源を知る上でよく使われている方法である (ALLEGRE & MICHARD, 1974；増田，1962；野津，1985)．

これらの図に示された諸特徴を以下に検討してみる．なお各試料の採集地点の概略は Fig. 9 及び Fig. 10 の説明文中に示した．

まず，Ti/100-Zr-Y×3 図では，主要元素でアルカリ岩とされたもの，即ち三浦半島のブロックのすべてと，房総半島の嶺岡帯中のアルカリ岩のすべてが，WPB に入るか，より Zr の多い領域に入り，ホットスポット起源のものと判定される．三浦半島の BM-137 と 183 のアルカリドレライトと枕状溶岩は，主要元素も鉱物組合せも組織も，四国海盆の DSDP Site 444 のオフリッジ玄武岩 (14.7 MaBP の K-Ar 年代を示す) (KLEIN & KOBAYASHI, 1980) に，驚くほど類似している（古田俊夫氏の御教示による）．輝石は TiO_2 が 5.3 %に達するチタンオージャイトであり，



(B)

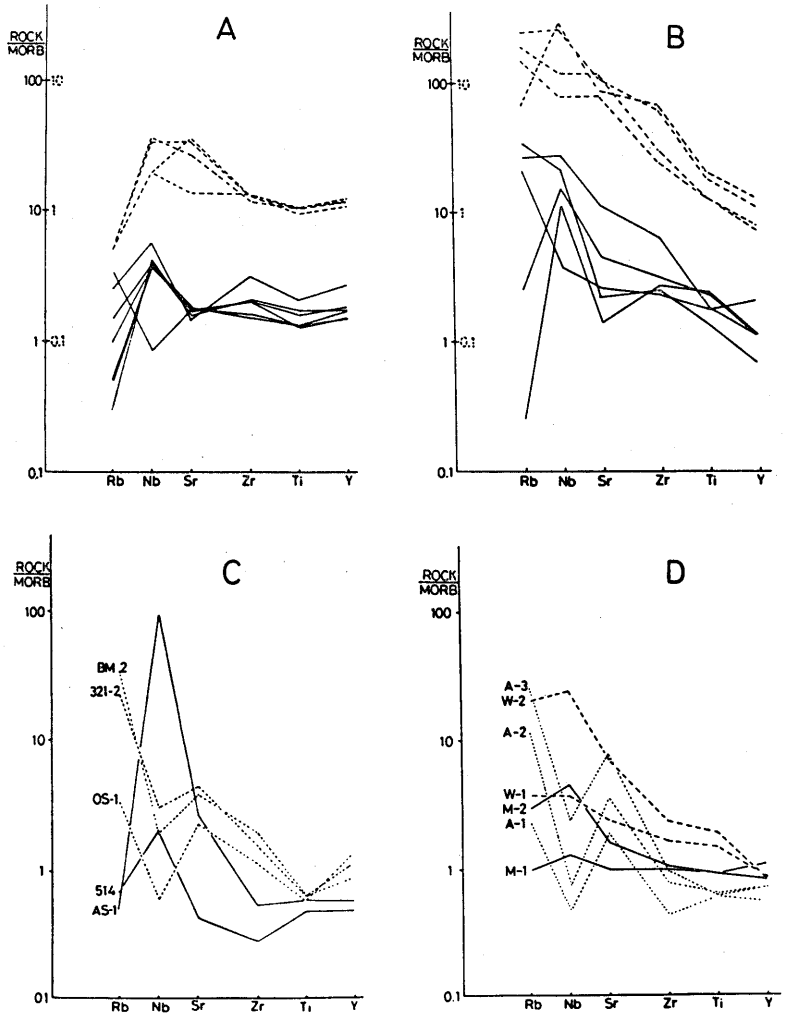


Fig. 10. Chondrite normalized patterns of rare earth elements mostly from HONDA et al. (1986) and some additional data by H. TANIGUCHI. (A); Average chondrite value is taken from SCHMIDT et al. (1964). Samples are the same or from very near points as follows respectively from Loc. 1 to Loc. 7; 137, 31, B2, 453, B3, B4, B5. (B); MORB normalized patterns of minor elemets. Average MORB value is taken from PEARCE (1982). Lines in each figure are as follows; A, bold, tholeiitic basalt and dolerite at Kamogawa; dashed, tholeiitic basalt at Mineoka-sengen. B, bold, alkalic basalt and dolerite blocks in the Miura Peninsulas; dashed, alkalic basalt in the Boso Peninsula. C, Several arc-type basalts and andesites for comparison. D, Representative rock types shown in THIRLWALL & BLUCK (1984). M-1, Normal MORB; M-2, Transitional MORB; W-1, Hot spot type tholeiite; W-2, Hot spot type alkali basalt; A-1, Arc-type tholeiite; A-2, Arc-type calc-alkali basalt; A-3, Shoshonite. In both figures the incompatibility of element is higher to left.

そのほかにイルメナイト，ケルスータイト，アルカリ長石を含む極めて特徴的な玄武岩類である．BM-31は変質はしているが，針状の輝石を持つ急冷組織を示す溶岩ブロックである．これらは，先の WPB の左下にはみ出すので，ここでは暫定的にオフリッジ型（“OFR”）としてみた．

嶺岡帯やその周辺の WPB に入るアルカリ岩は，発泡度が大きく，必ず断層の周辺に弧立して産する．特に平群以北の佐久間層群中の礫岩中の礫や法明のブロックには，今までの所，この種以外の玄武岩は見出されていない．以上のように，WPB と “OFR” に入るアルカリ岩の産状は，他のものと異っている．これはこれらの岩類のエンプレイスメントが一般のオフィオリティック岩類と異ることを示す可能性がある．

一方，嶺岡帯中の玄武岩類（ドレライトを含む）の多くは，LKT または CAB または OFB の領域に入る．これを，Ti/100-Zr-Sr/2 図で見ると，OFB と LKT の領域に別れる．すなわち新屋敷と弁天島の枕状溶岩とドレライト岩脈は OFB 即ち MORB タイプのものである．他方，嶺岡浅間の剪断された蛇紋岩中の巨大なブロック状の枕状溶岩は，LKT すなわち初期島弧に入る．しかし既に述べたように，Sr の移動がありうるので，その判定には注意を要する．

以上述べたもの以外のものは，参考のために示すと，立石層のものに対比される荒島層のスコリア質凝灰岩は，Fig. 9-左図 で LKT，Fig. 9-右図 で OFB に入り，Sr 移動を物語る．一方，三浦層群中のスコリア礫はどちらの図でも LKT に入り，主要元素とよい対応をなし，また葉山層群中の岩脈 (Fig. 9 の2,321，谷口他（1985)）はどちらの図でも CAB に入る．

これらの試料のいくつかについて行った希土類元素のパターンを見ると，上記の議論が補足される．Fig. 10-(A) で明らかなように，計7つの試料の中には，左上りのものと，ほぼ水平で，やや左下りのものとがある．前者はこれらの元素が濃集し，特に軽い元素（LREE）に富むもので，典型的なホットスポットのしかもアルカリ岩（THIRLWALL & BLUCK, 1984）に対応する（ホットスポットタイプのソレアイトは当地域では確認されていない.）．これは，微量元素での先の議論でも WPB と “OFR” に入ったもので，両者のよい対応を示す．一方，ほぼ水平でやや左下りのものは，典型的な中央海嶺のソレアイト（MORB）を示す．これには，微量元素で LKT に入ったものも OFB に入ったものも同じパターンを示す．希土類のパターンでは両者を識別することはむずかしいとされることもあるが，THIRLWALL & BLUCK (1984) によると，島弧の LKT の場合は，所々で存在度が変化するため，パターンがW型になることがあるというが，嶺岡山地の LKT かも知れないもの (Fig. 10-(A) の Loc. 6）はそのようなことがない．つまり，微量元素で LKT かも知れないものが含まれる可能性は残るが，嶺岡帯の一般の玄武岩類は MORB タイプのものであると言える．

次に同じ試料とその他の試料について測定した微量元素を，希土類元素にならって，この場合は MORB の値で規格化したパターンを見てみると，Rb の値が場合によって非常に低く，比較するのに注意を要することがあるほかは，希土類と微量元素間で，その存在度のパターンがよく対応することが分かる．つまり，左上りのホットスポットタイプのアルカリ岩はどちらの図でも左上りとなり，水平に近い MORB タイプのものはどちらでも水平に近く，また明らかに島弧的な三浦層群のスコリア礫と荒島層のものは，W型の，島弧で予想されるパターンを示す．Fig. 10-(B)-D には参考のために典型的な各岩石のパターンを示した．

要するに，微量元素と希土類元素の存在比やパターンは互いによい対応を示し，三浦半島と嶺岡帯中のアルカリ岩ブロックは，ホットスポットタイプのアルカリ岩で，そのうちのあるものは，オフリッジタイプの，特異なものであるかもしれない．また，嶺岡帯の一般の玄武岩類は MORB タイプのものである，ということになる．

以上述べたように，変質の影響を受けたものは，残留鉱物や，全岩主要元素の分析によって，おおよその起源が分かることもあろうが，より適確な判定には，微量元素と希土類元素が有効であることが分かる．それによると，“嶺岡オフィオライト”は，ハルツバージャイトを主とし，ダナイトを副とする蛇紋岩化され剪断を受けた超苦鉄岩中に，MORB 起源の玄武岩を主とし，所々にまたはそれらから弧立して，ホットスポットタイプの玄武岩類をブロック状に含むものであると一括される．それら以外に，チャート・石灰岩体などの海洋底堆積岩のブロックをも含む．これらは，いわゆる分断されたオフィオライトと呼びうる岩体を構成していると言えるが，そのエンプレイスメントのメカニズムは，次に述べるようにかなり複雑である．

4．“嶺岡オフィオライト”のエンプレイスメントのメカニズム

嶺岡帯の位置は，もともと本州弧の四万十帯に属し

ている．南関東の地体構造を見ても，房総半島地域の基盤は，四万十帯によって占められていることが分かる．そこには，しかし，さらに下方に，北アメリカ，太平洋，フィリピン海の3プレートが重り合っている（瀬野，1985）．

三浦・房総半島における陸源性砕屑物からなる地層群のうち，最も時代の古いものは，嶺岡山地の愛宕山層と神塚層であり，狭義の嶺岡層群とされる．化石は未発見ながら，岩相の類似から，静岡県下の四万十帯外側の，瀬戸川層群（始新世ないし前期中新世，IIJIMA et al., 1981）に対比されるようである．

一方，オフィオリティックな岩類について，充分確実な時代は分かっていないが，玄武岩類は K-Ar, Ar-Ar 年代測定により，30～50Ma が知られており，およそ 40MaBP であろうと考えられている（滝上他，1980；KANEOKA et al., 1981）．一方，鴨川漁港の枕状溶岩の基質の石灰岩には，始新世後期ないし中新世前期と考えられるナンノ化石を産する（岡村真氏の御教示による）．嶺岡オフィオライトには，他の時代のものもあるかもしれないが，大略，40MaBP 頃の始新世後期のものを含むと言うことができよう．

周辺の堆積岩類からは次のような化石が報告されている．嶺岡浅間北方のチャート－石灰岩の石灰岩体からは，最後期始新世（40～38MaBP頃）の有孔虫（鈴木他，1984），チャートからは前期漸新世（35MaBP頃）の放散虫（飯島他，1984）が報告されている．オフィオリティックの岩体周辺の砕屑岩類からは，鴨川付近で，吉田（1974）によって Blow の N 6 ないし N 7（前期中新世，20～18 MaBP頃）の有孔虫が知られ，また筆者らも嶺岡浅間付近で，前期中新世を示す放散虫を見出した．一方，平群の玄武岩礫岩直上の含海石緑石灰岩には Burdigarian（前期中新世，20～18 MaBP 頃）の有孔虫が含まれる（S. K. Al-Shaibani 氏の御教示による）．その上位からは前期ないし中期中新世を示す放散虫が知られている（飯島他，1984）．

要するに，“嶺岡オフィオライト”周辺には，最後期始新世～漸新世の石灰岩，チャート層，及びオフィオライトよりは新しい前期ないし中期中新世の砕屑岩（石灰岩を含む）が分布していることが分かる．

一方，嶺岡層群より新しい一般の砕屑岩類は葉山・保田層群である．KURIHARA (1971), LING & KURIHARA (1972), 沢村・中嶋（1980），沢村（1973），鈴木他（1983）などによって，最後期漸新世（？）から，前期中新世を主とし，一部（房総半島の嶺岡帯の南方で）中期中新世に及ぶとされている．これらの地層は，より古い嶺岡層群及び静岡県下以西の四万十帯の同時代の地層が，陸源性砕屑物からなるのに対し，それらをほとんどまたは全く含まず，まれな場合を除いてもっぱら島弧の火砕質物質ないし火山岩起源の砕屑物質からなることで注目をひく．そのまれな場合というのは，葉山層群中の礫岩のはさみである．また，より上位の矢部層群，三浦層群等も，もっぱら火砕質であるが，佐久間層群の一部には，陸源の礫岩と砂岩（大崩礫岩等）がはさまれる．

以上のことは，四万十累層群が，大陸地殻からの陸源性砕屑物がひんぱんに供給される，本州弧前縁の海溝底または海溝陸側斜面の，現在で言えば南海トロフとその周辺類似の堆積域にたまったものであると考えられるのに対し，葉山・保田層群とそれ以降の地層群の多くが，火山瞭に由来するものであることを明弧に示している．これは，伊豆弧の東西双方における前弧域の堆積体に共通して言える対照点である．ただし三浦・房総半島にも，まれであるが時々大陸地殻由来の砕屑物が含まれることから，この地域の堆積域は，現在の相模トロフ類似の，本州弧と伊豆弧の両者にはさまれた地域であったと考えるのが自然である．

ところで，以上のような地層群の分布する現在のプレート境界近くの地域に出現するオフィオリティックな岩類のエンプレイスメントのメカニズムには，次のような3つの可能性が考えられる．

1）四万十累層群中に，海洋プレートのサブダクションに関連して取り込まれたか，あるいは in situ に噴出したものが後に構造帯を作って分布している．

2）伊豆弧前縁の，いわゆる “forearc ophiolite” が相模トロフ類似のプレート境界をのりこえて，本州弧側に取り込まれた．構造帯は取り込まれた時に形成された．

3）太平洋側から，伊豆弧とも本州弧とも関係のない海洋プレートの断片が，オブダクションによってこの地域に取り込まれた．

以上の3つの可能性に関して以下に検討する．1）では，四万十帯の各地域に分布する海洋プレートの断片（平他，1981）あるいは海山の断片（土谷他，1979；NAKA, 1985）や，オフィオリティックな岩体（SUZUKI, 1985）と同一または類似のメカニズムを考える．つまり，“嶺岡オフィオライト”は，四万十累層群の一員と考える．これらの，四万十累層群に含まれる，いわゆる緑色岩類は，海溝でのオリストストローム中のブロックとする考え（NAKA, 1985）と，沈み込むプレートのアンダープレイティングによるとする考え（加

賀美他，1983）とがあるが，嶺岡帯の場合は四万十累層群と直接の関係がなく，陸源性または火砕質の堆積物との関係は，オフィオリティック岩類の当所へのエンプレイスメントよりずっと後の構造性のものであるので，沈み込みに伴うものと考えるのには無理がある．実際他の四万十帯では，瀬戸川帯の大岳を除くと，蛇紋岩を主とする緑色岩体あるいはオフィオリティックな岩体は非常にまれである．

2）は，嶺岡帯のものとマリアナ前弧域あるいは小笠原前弧域のものとが産状において非常に似ていることから，OGAWA & NAKA (1984)，OGAWA et al. (1985c) らが考えた．しかしマリアナ前弧と小笠原前弧に存在する島弧の玄武岩は，嶺岡帯には明確にあるとは言えない．特にボニナイトは未発見である．ただし，超苦鉄岩やハンレイ岩の多くは，島弧のものと考えても矛盾はない．また両者の地域での粉砕，圧砕岩の産出は共通したものである．また，マリアナ前弧にも，海洋島由来と考えられるホットスポット的アルカリ岩がふつうに産している．よって，両者に似ている点がないとは言えないが，嶺岡帯に島弧的玄武岩が明確には存在しないという点から，またマリアナ弧の海洋島由来の岩石が白亜紀のものであるという時代的な違いとから，2）の考えはあまり支持されない．

3）の考えは，太平洋側からの海洋プレートの断片の取り込みとするものであるが，現在あるいは第三紀中頃に，この付近に始新世の海洋プレートがあったかどうか分からないので，一見無理のように思われる．しかし，SENO & MARUYAMA (1983)，SENO (1985) は，四国海盆を含めたフィリピン海プレートの発達史を考える上で，始新世の頃に，北ニューギニアプレートの存在を想定した．これは，西太平洋の南部で，当時南方へ向って沈み込むプレートが太平洋プレートとは別に存在したとするものである．この北ニューギニアプレートの北側には，北方に向う対のプレートがあったはずで，それは，太平洋プレートの一部であったかも知れないが，またトランスフォーム断層でへだてられた別のプレートであった可能性もある．その実在の証明は，今後検討する必要があるが，ここでは仮に“嶺岡プレート”呼ぶことにする (Fig. 11)．これは，四国海盆の拡大とその東進に伴う三重点の東進に伴って，次々に西南日本前縁に沈み込み，消えあるいは一部が四万十累層群中に取り込まれて行ったであろうが，三重点が現在の位置近くに来た前期中新世頃にも，まだ三角形状に残っていた可能性もある (Fig. 11)．これが，三重点近傍のプレートの特異な運動により，本州側へ取り込まれた可能性がある．

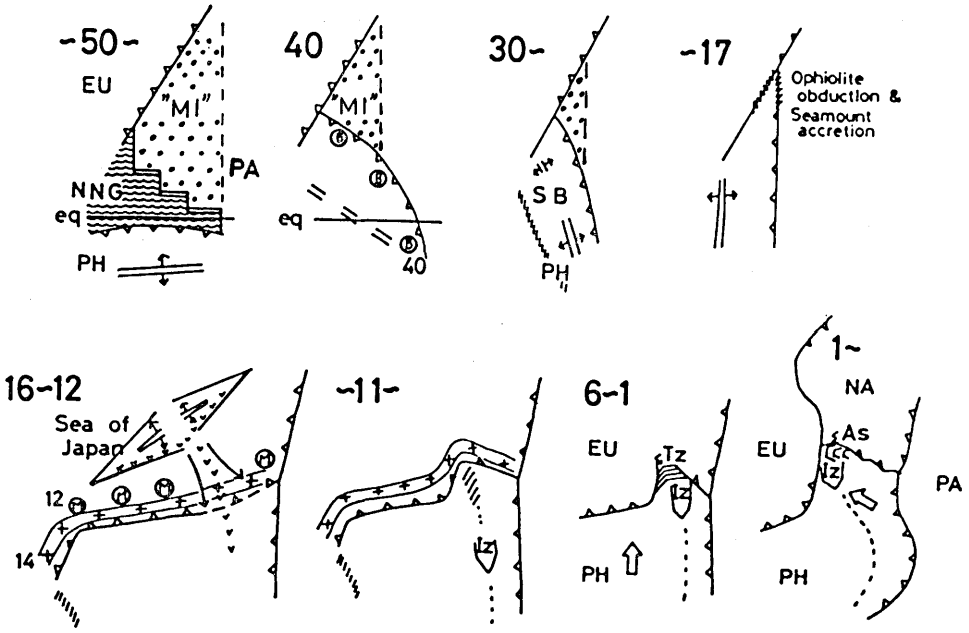


Fig. 11. Simplified plate tectonic model showing the development of the Mineoka ophiolite belt and surrounding area, partly from SENO & MARUYAMA (1984) and OGAWA et al. (1985b). Numbers are MaBP. EU, NNG, PH, PA, NA and "MI" are Eurasian, North New Guinea, Philippine Sea, Pacific, North American and "Mineoka" plates respectively.

TONOUCHI(1981), TONOUCHI & KOBAYASHI(1983)は，房総半島を南北に切る重力と地磁気異常を説明するシミュレーションを示した．重力異常については，Fig. 12 に示すように，約2～3 km の厚さの，まわりより 0.8g/cm³ 密度の大なスラブが，南方へ傾き下るように分布していると考えると実測値というまく合う．スラブが陸上へ出現する所が嶺岡帯，断層でずれている所が現在のプレート境界に一致する．これは，かつての海洋プレートの断片がうすくはがされて(delaminate) 北方へのし上げた，つまり一般に知られているオブダクションが起ったことを示している．

これは，嶺岡帯のオフィオリティックな岩体と関連する石灰岩，チャート岩体の約40 MaBP を示す時代と，先に述べた“嶺岡プレート”の北ニューギニアプレートの対としての実在性とを説明しうるものである．つまり3）の考えは，周辺のテクトニックな状況を総合的に考えると，最もありそうなケースであると言える．

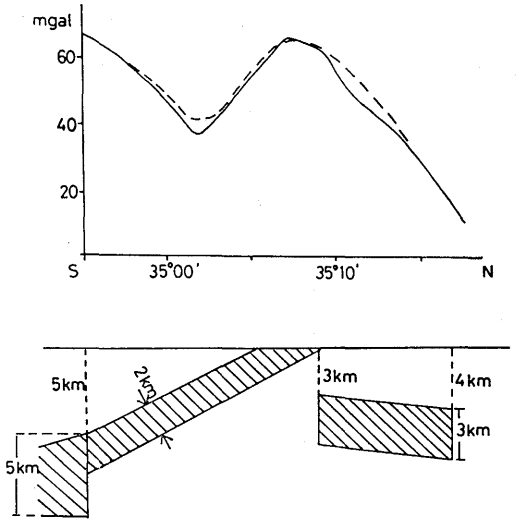


Fig. 12. Simulation explaining the gravity anomaly in the southern part of the Boso Peninsula from TONOUCHI (1981). Dashed line is observed, and the bold line is calculated. The emergent part coincides with the Mineoka belt.

そのメカニズムは，重力異常のシミュレーションによるように，オブダクションが最も考えやすい．オブダクションは形成間もない若くて比較的軽い海洋プレートに起りうるとされている．Fig. 11 の 30MaBP に示した，三角形状の“嶺岡プレート”の東側の境界に，伊豆一小笠原海溝に沿う沈み込みがジャンプしたために，その部分が伊豆弧前弧城に取り込まれ，その後のオブダクションを引きおこしたのかもしれない．ところで，嶺岡帯内部と周辺には，オフィオリティックな岩類由来の砂屑岩が，かなり多方面に分布している．最も顕著なのは，嶺岡浅間の枕状溶岩ブロックにはさまれた，蛇紋石砂岩層である（荒井，1981；荒井他，1983；OGAWA et al., 1985c)．そのほかにも房田南方や平群，奥山などに類似の礫岩，砂岩などが分布する．それらには，オフィオリティックな岩類のみからなる場合と，長石・石英片や火山岩片（多くの場合酸性火山岩）をも多量に含む場合とがある．蛇紋石砂岩にはその両者がある（荒井他，1983; OGAWA et al., 1985c)．これらのことは，オフィオリティックな砕屑物は，それのみの供給される場所にも，また大陸地殻由来や島弧由来の砕屑物も同時に供給される場所にも堆積したことを示している．それらの堆積物の時代は充分に分からないことが多いが，ある場合には，前期中新世，ある場合には中期中新世の化石を産する層準に含まれることから，オフィオリティック岩類の最初のエンプレイスメントは，その最も古い時代，つまり前期中新世（おおよそ 20～17MaBP) を含む頃に行われ，その後何回か陸上に顔をあらわしたことになる．たとえば，三浦層群の上部の中新世最末期頃の千畑礫岩層に対比される礫岩には，そのような礫が含まれている．

5．“嶺岡オフィオライト”の内部構造

以上述べたように，嶺岡オフィオライトの分布，構成，化学組成から見た起源，エンプレイスメントのメカニズムなどは，すべて本邦のオフィオライトと呼ばれるものの中でも特異なものである．既に若干ふれたように，それらの岩石は，すべてブロック状の礫として蛇紋岩体中あるいは断層中に含まれるか，周辺の第三系砕屑物中に含まれる．それらは，前者がメランジュ，後者がオリストストロームないし一般の砕屑岩と呼ばれうるものである．メランジュ状を呈する岩体は，巨視的には，Fig. 6 に示したように，剪断を受けた蛇紋岩体中に，各種のレンズ状ないしシート状のブロックが，浮いている状況が認められる．その方向性については充分分からないが，各岩体は程度の差はあれ，一般に，剪断，粉砕または圧砕されている．そのような変形構造の見られないのは，葉山・保田層群相当層以降の地層だけである．蛇紋岩砂岩，礫岩や荒島層にも，そのような変形は見られない．

変形には，さまざまの深さで形成された，幾種もの

構造が見られる．ハンレイ岩には特徴的に各種のマイロナイト組織が発達する．しかしそれが見られず，蛇紋岩体中にプチグマティック褶曲するハンレイ岩脈もある．鴨川漁港の角閃岩体には堆積性かと見まごう礫状組織が発達しているが，これはマイクロブレッチャと呼びうる粉砕組織である．

ドレライトや微ハンレイ岩（マイクロガブロ）の多くは，剪断面の発達によりレンズ状化していることがあるが，鴨川漁港の弁天島のドレライト岩脈群は粉砕され，またアナルサイム，ナトロライト，プレーナイトなどの脈が発達している．枕状溶岩はあまり変形を受けていないことが多いが，鴨川漁港や嶺岡浅間のものは，著しい剪断を受け，レンズ状ブロックに分かれ，所々に剪断を受けた蛇紋岩やドレライトが不規則に注入している．また上記のようなゼオライト，プレーナイト，緑泥石などが発達している．

このように，オフィオリティックな岩類は他の地層に比べて著しい変形を受けている．そのうちのあるものは，堆積性の礫岩，砂岩ではないかと思われるような組織を示す．しかし，小川 (1981)，OGAWA(1983)，OGAWA et al. (1985c) が述べたように，多くの礫状岩は明瞭に構造性である．その堆積性のものとの区別は，OGAWA et al. (1985c) に述べたが，要点をまとめると，次のようになる．1）礫の分級度に著しいちがいがあり，構造性の方が低い，2）構造性のものには直線的な面構造（剪断面）が発達することが多く，曲線的なりんかくの場合には，内に凹の面が形成され，構造性 grinding の結果であることを示す，3）構造性のものには礫の近くに，その岩片からけずられて出来た破片が散在し，あたかもジグソーパズルをすることができるようなことがある，4）堆積性のものの多くは石灰質の基質をもち，上記のような特徴がない．などである．我々は，狩野他 (1979) が堆積性とした，三浦半島の衣笠から池上にかけての蛇紋岩体も構造性の礫状岩と考えている．ここでは Fig. 13 に示したように上記のいくつかの特徴を見ることができ，真の堆積性の礫岩は，葉山層群中に別個に存在する．おそらく，剪断を受け粉砕された蛇紋岩は，ダイアピール状に貫入したネックの部分で，堆積面にあふれ出したものが葉山層群内に砕屑物として供給されたものであろう．

IV. 結　語

以上述べたように，“嶺岡オフィオライト”には，前弧域に見られるオフィオライト・メランジュとは，構造的に類似の部分も多いが，化学組成からは島弧的なものが少い上に，主として中央海嶺と海山起源のものからなる点において，異った起源を持つものと考えられる．当地域へのエンプレイスメントは，大洋プレートの，太平洋側からのオブダクションと考えるのが妥当のようである．そのプレートは始新世の頃のものであり，オブダクションに先立ってプレート内のトランスフォーム断層及び断裂帯に起源を持つ蛇紋岩化作用，

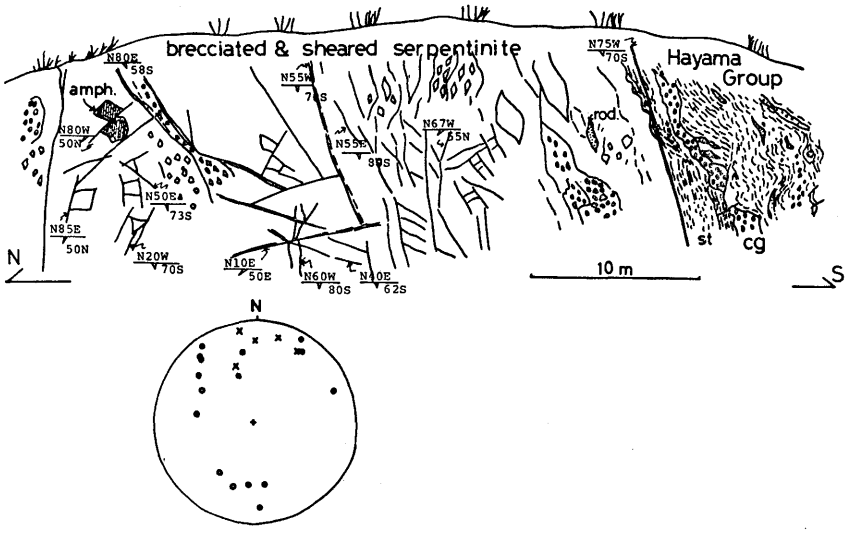


Fig. 13. Sketch of outcrop of brecciated and sheared serpentinite including rodingite and amphibolite in fault contact with the Hayama Group which contains serpentinite-pebble conglomerte at Ikegami-4-chome.

変質，変成，変形をある程度受けていたもののようである．著しくアルカリに富む，いわゆるオフリッジタイプの玄武岩類は，KARSON & DEWEY (1978) が示唆したように，深部に達する断裂帯に貫入，噴出したものの可能性がある．ただし嶺岡山地にしばしば見られる角閃岩，その後の後退変成作用の産物かもしれない緑泥片岩やエピドートホルンフェルス（泥質ないし砂質片岩と珪質片岩を含む）などの成因は，オブダクション時のものと考えられるかもしれない．これらのことと，現在の嶺岡帯の位置，構造，他の堆積岩との関係などから，総合的に検討すると，現在の嶺岡帯は以下のようなプロセスで形成された見込みが最も強い．

1）始新世（約50～40MaBP頃）の北ニューギニアプレートと対をなす“嶺岡プレート”が存在し，トランスフォーム断層及び断裂帯で蛇紋岩化作用，変質，変成作用の一部，剪断・粉砕・圧砕作用が行われた．このプレート内にはアルカリ岩質の海山も形成された．

2）漸新世～前期中新世（約30～17 MaBP 頃）の四国海盆の拡大・東進に伴って，海溝三重点がほぼ現在の位置に来，その時その東側に残っていた，“嶺岡プレート”が北方の四万十帯東縁にオブダクトし，周辺にオフィオリティックな岩類由来の砕屑物を供給した．それらは本州弧及び伊豆弧由来の砕屑物と混交したこともある．

3）伊豆弧の北上とともに，三重点北西側の，現在の相模トロフ類似のプレート境界の周辺は，著しい斜め沈み込み場となり，嶺岡帯を中心として，右水平ずれ断層と褶曲の卓越する雁行断層・褶曲帯が形成された．

以上の議論には推論も多い．今後は逐一の議論をより正確に行うことで，嶺岡帯やそのほかのオフィオリティックな岩体の形成史がより詳しく議論しうるようになることを願うものである．

文　献

ALLEGRE, G.-J. & MICHARD, G. (1974) : Introduction to Geochemistry. Reidel Pub., 142pp.

ARAI, S. & UCHIDA, T. (1978) : Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, central Japan. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **73**, 176-179.

荒井章司 (1981)：房総半島嶺岡帯の火成岩と超塩基性岩．日本地質学会第88年学術大会巡検案内書，p. 59-72.

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**, 281-297.

BELLON, H., MAURY, R.C., JORON, J.L., BOURGOIS, J. & AUBOUIN, J. (1985) : Geochemistry, mineralogy and ^{40}K-^{40}Ar radiometric dating of Leg 84 Basalt — Guatemala trench. In VON HUENE, R., AUBOUIN, J. et al., *Init. Rept, DSDP*, **84**, 655-663.

BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968) : Empirical correction factors for the electro microanalysis of silicate and oxide. *J. Geol.*, **76**, 382-403.

BLOOMER, S.H. (1983) : Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana trench : Implications for its structure and evolution. *J. Geophys. Res.*, **88**, 7411-7428.

BLOOMER, S.H. (1985) : Petrology and relict mineralogy of serpentinites from Deep Sea Drilling Project Leg 84. *Init. Rept. DSDP*, **84**, 643-653.

BLOOMER, S.H. & HAWKINS, J.W. (1983) : Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: An island arc ophiolite. In D.E. HAYES (ed.), *Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Pt. 2. Geophys. Monogr.*, **27**, 294-317.

BONATTI, E. (1976) : Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 107-113.

BONATTI, E. & HAMLYN, P.R. (1981) : Oceanic ultrmafic rocks. In C. EMILIANI(ed.), *The Sea*, Vol. 7, 241-283, Wiley-Intersci., N.Y.

CRAWFORD, A.J., BECCELUVA, L. & SERRI, G. (1981) : Tectono-magmatic evolution of West Philippine — Mariana region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 346-356.

DIETRICH, V., EMMERMANN, R., OBERHANSLI, R. & PUCHELT, H. (1978) : Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana basin and the Mariana trench. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 127-144.

EVANS, C. & HAWKINS, J.W. (1979) : Mariana arc-trech system: petrology of 'seamounts' on the trench-slope break. *EOS*, **60**, 968.

FISHER, R.L. & ENGEL, C.G. (1969) : Ultramaficand basaltic rocks dredged from the near-shore flank of the Tonga trench. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 1373-1378.

FOX, P.J., SHREIBER, E., ROWLETT, H, & MCCAMY, K. (1976) : The geology of the Oceanographer fracture zone : A model for fracture zone. *J. Geophys. Res.*, **81**, 4117-4128.

FRANCIS, T.J.G. (1981) : Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges. *J. Geophys., Res.*, **86** 11616-11622.

FRYER, P., AMBOS, E.L. & HUSSONG, D.M.

(1985) : Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, **13**, 774-777.

GASS, I.G. & SMEWING, J.D. (1981) : Ophiolites: obducted oceanic lithosphere. In C. EMILIANI (ed.), *The Sea*, Vol.7, 241-283, Wiley-Intersci., N.Y.

HAWKINS, J.W., BLOOMER, J.S., EVANS, C. & MELCHIOR, J. (1979) : Mariana arc-trench system : Petrology of the inner trench wall. *EOS*, **60**, 968.

本田雅健・永井尚生・中曽根友朗・久保木満・須藤政久・三宅輝海・谷口英嗣 (1986) : 玄武岩中の希土類元素の分布. 日大文理自然研紀要, **21**, 1-23.

HONZA, E. & KAGAMI, H. (1977) : A possible accretion accompanied by ophiolite: A geological study in the Mariana trench. *J. Geogr. Tokyo Geogr. Soc.*, **86**, 80-91.

堀内一利・谷口英嗣 (1985) : 三浦半島南部, 三浦層群中の凝灰岩鍵層の対比に関する基礎的研究. 日大文理自然研紀要 (地学), **20**, 11-31.

HUSSONG, D.M. & FRYER, P. (1985) : Fore-arc teconics in the northern Mariana arc. In N. NASU, K. KOBAYASHI, S. UYEDA, I. KUSHIRO & H. KAGAMI (eds.) *Formation of Active Ocean Margins*. Terrapub, Tokyo 273-290.

HUSSONG, D.M., UYEDA, S. et al. (1981) : *Initial Report DSDP Leg 60*. US Govern. Printing Office, pp.

IGCP W.G. "Ophiolite" (1977) : Initial report of the geological study of oceanic crust of the Philippine Sea floor. *Ofioliti*, **2**, 137-168.

IIJIMA, A., MATSUMOTO, R. & WATANABE, Y. (1981) : Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, central Honshu. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Ser.2*, **20**, 241-276.

飯島東・渡辺芳夫・松本良 (1984) : 瀬戸川—嶺岡帯の地質時代. 斎藤常正 (編), 日本の石第三系の生層序と国際対比, p.69-73.

石井輝秋 (1985) : オフィオライトの起源—島弧前縁部の上部リソスフェア由来のオフィオライト—. 月刊地球, **7**, 680-688.

ISHII, T. (1985) : Dredged samples fromthe Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara Paleoland"—"forearc ophiolite". In N. NASU et al. (eds.), *Formation of Active Ocean Margins*. Terra pub, Tokyo, p.307-342.

ISHII, T., KONISHI, K., NAKA, J., FUTAKUCHI, K. & OHARA, H. (1983) : Description of samples from Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara Paleoland". In K. KOBAYASHI(ed.), *Preliminary Rept. Hakuho Maru cruise KH82-4*. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, p.173-186.

一色直記 (1974) : 阿武隈山地太平洋側の中新世枕状熔岩. 地質雑, **80**, 323-328.

加賀美英雄・塩野清治・平朝彦 (1983) : 南海トラフのプレートと付加体の形成. 科学, **53**, 429-438.

JACOBSON, S.B. & WASSERBURG, G.J. (1979) : The mean age of mantle and crustal and mantle evolution. *Tectonophysics*, **75**, 163-179.

兼平慶一郎 (1976) : 房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状. 地質論集, **13**, 43-50.

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**, 529-534.

KANEOKA, I., TAKIGAMI, Y., TONOUCHI, S., FURUTA, T., NAKAMURA, Y. & HIRANO, M. (1981): Pre-neogene volcanism in the central Japan based on K-Ar and Ar-Ar analysis. Abs. IAVCEI Symp. Tokyo and Hakone, p.166.

蟹江康光 (1985) : 横須賀の地質. 横須賀市教育委員会, 100p.

狩野謙一・伊藤谷生・増田俊明 (1975) : 三浦半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩. 地質雑, **81**, 641-644.

KARSON, J. & DEWEY, J.F. (1978) : Coastal complex, western Newfoundland: An Early Ordovician oceanic fracture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1037-1049.

川辺鉄哉・原克己・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, **91**, 124-126.

KLEIN, G.DEV. & KOBAYASHI, K. (1980) : Geological summary of the North Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 results. *DSDP Init. Rept.*, **58**, 951-961.

小池清 (1957) : 南関東の地質構造発達史. 地球科学, **34**, 1-8.

KURIHARA, K. (1971) : Foraminifera from the Hayama Group, Miura Peninsula. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, **83**, 131-142.

LING, H.Y. & KURIHARA, K. (1972) : Radiolaria and silicoflagelates from the Hayama Group, Kanagawa Prefecture, Japan. *Acta Geologica Taiwanica, Sci. Rept. Nat. Taiwan Univ.*, **15**, 31-40.

MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1969) : Ch-emical compotition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, **5**, 82-133.

丸山茂徳・堀田幸信 (1980) : マイクロプローブによる全岩化学分析の為の均質ガラス作成法—Ir 薄板上での空気雰囲気下直接融解法 (NICOLLS, 1974)—. 富山大教育紀要, **28**, 39-44.

MASUDA, A. (1962) : regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation—index patterns of some minerals. *J. Earth Sci. Nagaya Univ.*, **10**, 173-187.

増田彰正 (1979) : 希土類元素からみた火成岩の多様性. 岩波講座地球科学, **4**, 241-264.

MIYASHIRO, A. (1973) : The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224.

都城秋穂・久城育夫 (1975) : 岩波学II, 共立, 171p.

NAKA, J. (1986) : Broken seamount fragments in the Setogawa subduction complex. In N. NASU et al. (eds.), *Formation of Active Ocean Magin*, Terrapub, Tokyo, p. 747-773.

NAKA, J. & UEHARA, S. (1983) : Igneous rocks dredged from Site KH 82-4-3 and -4. In K. KOBAYASHI (ed.), *Preliminary Rept. Hakuho Maru cruise KH82-4*. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, p. 187-194.

中嶋輝允・牧本博・平山次郎・徳橋秀一 (1981) : 鴨川地域の地質 (5万分の1地質図および説明書), 地調, 107p.

NATLAND, J. H. (1980) : The progression of volcanism in the Samoan linear volcanic chain. *Am. J. Sci.*, **280-A**, 709-735.

野津憲治 (1985) : 地殻マントルの地球化学. 地球化学, **19**, 71-84.

OGAWA, Y. (1983) : Mineoka ophiolite belt in the Izu forearc area—Neogene accretion of oceanic and island arc assemblages in the northeastern corner of the Philippine Seaplate. In : M. HASHIMOTO and S. UYEDA (eds.), *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terrapub, Tokyo, p. 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**, 709-719.

OGAWA, Y., FUJIOKA, K., NISHIYAMA, T., UEHARA, S. & NAKAGAWA, M. (1985a) : Ophiolitic rocks of the Middle America trench landward slope off Guatemala: Deformational characteristics and tectonic significance. In VON HUENE, R., AUBOUIN, R. et al., *Init. Rept. DSDP*, **84**, 791-809.

OGAWA, Y., HORIUCHI, K., TANIGUCHI, H. & NAKA, J. (1985b) : Collision of the Izu arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophysics*, **119**, 349-379.

OGAWA, Y. & NAKA, J. (1984) : Emplacement of ophiolitic rocks in forearc areas. In I. G. GASS, S. J. LIPPARD & A. W. SHELTON (eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **13**, 291-301.

OGAWA, Y., NAKA, J. & TANIGUCHI, H. (1985c) : Ophiolite-based forearcs: a particular type of plate boundary. In : N. NASU, et al. (eds.), *Formation of Active Ocean Margins*. Terrapub, Tokyo, p. 719-746.

PEARCE, J. A. (1975) : Basalt geochemistry used to investigate past tectonics setting on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-67.

PEARCE, J. A. (1982) : Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In : R. S. THORPE (ed.), *Andesites*, p. 525-548.

PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined us-ing trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.

SALEEBY, J. (1981) : Oceanic floor accretion and volcano-plutonic arc evolution of the Mesozoic Sierra Nevada : In W. G. ENRST (ed.), *The Geotectonic Development of California*, Rubey Vol. **1**, 132-181.

沢村孝之助 (1973) : 三浦・房総半島中新統の化石珪藻による対比. 地調月報, **24**, 327-338.

沢村孝之助・中嶋輝允 (1980) : 房総半島中新統の珪質鞭毛藻化石群集による層序区分. 地調月報, **31**, 333-339.

SCHMIDT, R. A., SMITH, R. H. & OLEHY, D. A. (1964) : Rare earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter—II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 67-86.

SENO, T. (1985) : Was there a North New Guinea plate? *Geol. Surv. Japan Rept.*, **263**, 29-42.

瀬野徹三 (1985) : 概論 : 関東平野下のプレート—その形態と運動. 月刊地球, **7**, 66-72.

SENO, T. & MARUYAMA, S. (1984) : Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53-84.

SIMONIAN, K. & GASS, I. G. (1978) : The Arakapas fault belt, Cyprus : a fossil transform fault. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1220-1230.

SUPPE, J., LIOU, J. G. & ENRST, W. G. (1981) : Paleogeographic origins of the Miocene East Ta-iwan ophiolite. *Am. J. Sci.*, **281**, 228-246.

SUZUKI, T. (1986) : Melange problem of convergent plate margins in the Circum-Pacific regions. *Mem. Fac. Sci. Kochi Univ.*, *Ser. E*, **7**, 23-48.

鈴木祐一郎・神谷昌幸・近藤克之 (1983) : 千葉県波太～江見地域の第三系の層序. 地質学会90年大会演旨, p. 142.

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**, 497-499.

平朝彦 (1981) : 四万十帯の形成過程. 科学, **51**, 516-523.

滝上豊・兼岡一郎・平野真 (1980) : 嶺岡オフィオライトのK-Ar, ^{40}Ar-^{39}Ar年代測定. 火山, **23**, 308.

谷口英嗣・堀内一利・小川勇二郎・仲二郎 (1985) : 三浦半島のアルカリ玄武岩. 火山, **30**, 122.

田崎耕市・猪俣道也 (1980) : 嶺岡帯のピクライト玄武岩およびソレアイト質玄武岩類. 地質雑, **86**, 653-662.

THIRLWALL, M. F. & BLUCK, B. J. (1984) : Sr-Nd isotope and chemical evidence that Ballantrae 'ophiolite', SW Scotland, is polygenetic. In : I. G. GASS, S. J. LIPPARD & A. W. SHELTON (eds.), *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*. *Geol. Soc. London*, *Spec. Pub.*, **13**, 215-230.

TONOUCHI, S. (1981) : Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolite suites and related rocks occurring in the south-central Honshu, Japan. PhD Thesis, Univ. Tokyo.

TONOUCHI, S. & KOBAYASHI, K. (1983) : Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolitic suites and surrounding rocks in south-central Honshu, Japan. In M. HASHIMOTO & S. UYEDA (eds.), *Accretion Tectonics in the Circum Pacific Regions*, Terrapub, p. 261-288.

土谷信之・坂井卓・勘米良亀齢 (1979) : 九州耳川中流域における四万十緑色岩類の産状と岩石学的特徴. 地質雑, **85**, 445-458.

UCHIDA, T. & ARAI, S. (1978) : Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *J. Geol. Soc. Japan*, **84**, 561-570.

YAMAGUCHI, R. (1983) : Geology around the Mineoka Mts. Grad, Thesis, Nihon Univ.

YOSHIDA, S., SHIBUYA, H., TORII, M. & SASAJIMA, S. (1984) : Post-Miocene clockwise rotation of theMiura Peniinsula and its adjacent area. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **36**, 579-584.

吉田善亮 (1974) : 千葉県嶺岡山地から有孔虫の発見. 地質ニュース, **223**, 30-36.

WOOD, D. A., TARNEY, J. & WEAVER, B. L. (1981) : Trace element variations in Atllantic ocean basalts and Proterozoic dykes from Northwest Scotland ; their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper matle. *Tectonophysics*, **75**, 91-112.