

房総半島嶺岡帯の地質及び構造発達史

Geology and tectonic evolution of the Mineoka belt, Boso Peninsula, Central Japan

高橋直樹¹⁾・荒井章司²⁾・新井田秀一³⁾

Naoki TAKAHASHI¹⁾, Shoji ARAI²⁾ & Shuichi NIIDA³⁾

Abstract. A part of the youngest ophiolitic rocks in Japan are distributed in the Mineoka belt in the Boso Peninsula, Central Japan. The possible ophiolitic constituents are almost dismembered and are exposed as tectonic blocks of basalts, gabbros and peridotites in serpentinite mélanges in shear zones. Geologic relationships among the constituent rocks are not clear because of structural complexity on their occurrence. Since the Mineoka belt is now situated near the triple junction of three plates, active geologic phenomena are likely to occur in the area. In order to understand the evolutionary history of the Mineoka Belt, detailed geological studies have been carried out there.

The ophiolitic rocks intruded tectonically into the Early Miocene trench-fill or fore-arc sediments, called 'the Hota Group', and are frequently found as serpentinite mélanges along several parallel faults (shear zone). The intrusion of the ophiolitic rocks might cause fault gouges at the boundaries with the Hota Group, and is inferred to be in progress even in Recent.

Occurrences of the ophiolitic rocks in the Mineoka belt are classified into two types: (1) tectonic blocks in serpentinites, and (2) gravels in sedimentary rocks. The differences in occurrence of the ophiolitic rocks indicate the differences in timing of exposure of the ophiolitic rocks to the earth's surface. The former protruded in the Hota Group in the Recent, whereas the latter possibly in the Early Miocene.

Ophiolitic rocks are also found in the Early Miocene to Pleistocene fore-arc basin sediments around the Mineoka belt. Petrological characteristics of serpentinite gravels in the sediments are very similar to those currently exposed in the Mineoka belt, suggesting that the origin of the serpentinite gravels was possibly the same as other peridotites in the studied area. Homogeneous peridotites, thus, probably widely uplifted in the fore-arc region of the Honshu arc (the Mineoka belt) throughout the time after the Early Miocene.

Characteristics of the ophiolitic rocks exposed in the Early Miocene are consistent with their derivation of an arc-setting. On the other hand, basalts in the Recent serpentinite mélanges have been interpreted to be of oceanic origin. From these lines of evidence, we interpret that the constituent rocks in the serpentinite mélanges have changed from arc-type to oceanic-type through the time from the Early Miocene to the Recent.

We infer that the rocks composed of the upper mantle to crust of 'Paleo-Izu arc' were preferentially incorporated in serpentinite mélanges along the transform fault at the northern end of the Shikoku Basin during opening of the Basin in the Early Miocene, and then the basement rocks of 'Paleo-Izu arc' or the rocks composed of the Shikoku Basin were finally incorporated in the serpentinite mélanges.

Key words: Mineoka belt, ophiolites, Philippine Sea plate, Shikoku Basin, Paleo-Izu arc

¹⁾ 千葉県立中央博物館
〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2
Natural History Museum and Institute, Chiba
955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260-8682, Japan
takahashin@chiba-muse.or.jp

²⁾ 金沢大学理工研究域
Kanazawa University

³⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

1. はじめに

本邦には、超苦鉄質岩、苦鉄質岩を中心としたいわゆるオフィオライト的岩体が各所に分布する(石渡, 1989)。オフィオライトに関しては、かつては中央海嶺で形成された海洋プレートの断片であるとの認識がなされたが、各地で研究が進むにつれて、島弧的な性質を持つ岩体も多数認められるなど、その起源についての議論は複雑化している(Miyashiro, 1973)。また、オフィオライト岩体の定置及びその後の発達史についても、十分に解明されたとは言い難く、また、岩体ごとに、その過程を異にすることも十分に想定される。

南部フォッサマグナ地域に分布する、環伊豆地塊蛇紋岩帯(瀬戸川帯、小仏帯、葉山帯、嶺岡帯)(荒井・石田, 1987)には、超苦鉄質岩(蛇紋岩化したかんらん岩)、苦鉄質岩(斑れい岩、ドレライト、玄武岩)、遠洋性堆積岩(石灰質・珪質頁岩)など、オフィオライト様岩類が産出する(図1)。これらは、新生代古第三紀~新第三紀中新世ごろに形成されたと考えられており、陸上に露出するオフィオライト岩体としては本邦で最も新しいものである。それゆえ、これらの岩石の形成、定置、そしてその後の発達史の過程を、より詳細に検討することが可能である。本邦及び世界各地のオフィオライト岩体の発達史の解明に関して重要な情報を与えるものとなる。また、本地域は、世界でも唯一とされている海溝-海溝-海溝型三重会合点の近傍に当たり、すなわち、島弧と島弧の衝突帯でもある。産出するオフィオライト岩体は、このようなプレート会合部の構造発達史を解明する手がかりともなる。

環伊豆地塊蛇紋岩帯、及び、それらを構成する各地帯に関しては、過去に多数の研究がなされているものの、特に嶺岡帯に関しては、地すべりの発達などによ

る露頭の貧弱さや元来の地質構造の複雑さなどにより、地質構造の詳細はそれほど明らかになっているとは言い難い。今回は、精密な地質調査によって、嶺岡帯の地質構造、特に、オフィオライト様岩類の産状について詳しく検討した。また、過去の研究もふまえて嶺岡帯の構造発達史について考察したので報告する。

2. 嶺岡帯の研究史

嶺岡帯の地質全般に関しては、当初、青木(1925)が‘房総半島に於ける嶺岡地帯’を模式地とする地層群を‘嶺岡層群’と命名したのが最初である。その後、嶺岡帯の層序学的研究は、大塚・小池(1949)、小池(1949)、Hatai & Koike(1957)、小池(1957)、河井(1957)、近藤・真田(1965)、近藤ほか(1972, 1973)、中嶋ほか(1981)、鈴木ほか(1990)、斎藤(1992)、高橋(1997)、高橋・高橋(2008)などによってなされている。しかし、同地域の地質はきわめて複雑であり、研究者によってその層序区分はかなり異なっている(図2)。嶺岡帯には通常の堆積層(嶺岡層群、保田層群、三浦層群等)のほか蛇紋岩類、斑れい岩類、玄武岩類などのオフィオライト様岩体が存在するが、それらの構成要素の多くは大小の断層により分断されてそれぞれの関係が明瞭ではない。そのため、層序や構造に関してはさまざまな解釈がなされ、一致した見解は得られていない。同一の地層でも帰属が異なる場合があるほか、構造的な変形も著しいため、通常の地層区分に使用される‘層群’や‘層’の呼称を使用しない例も見られる(高橋・高橋, 2008)。この中で、斎藤(1992)は、岩相のみではなく放散虫や石灰質ナノ化石などの微化石による年代データを詳細に検討して本地域の層序区分を構築している。また、高橋(1997)は、嶺岡帯に特徴的

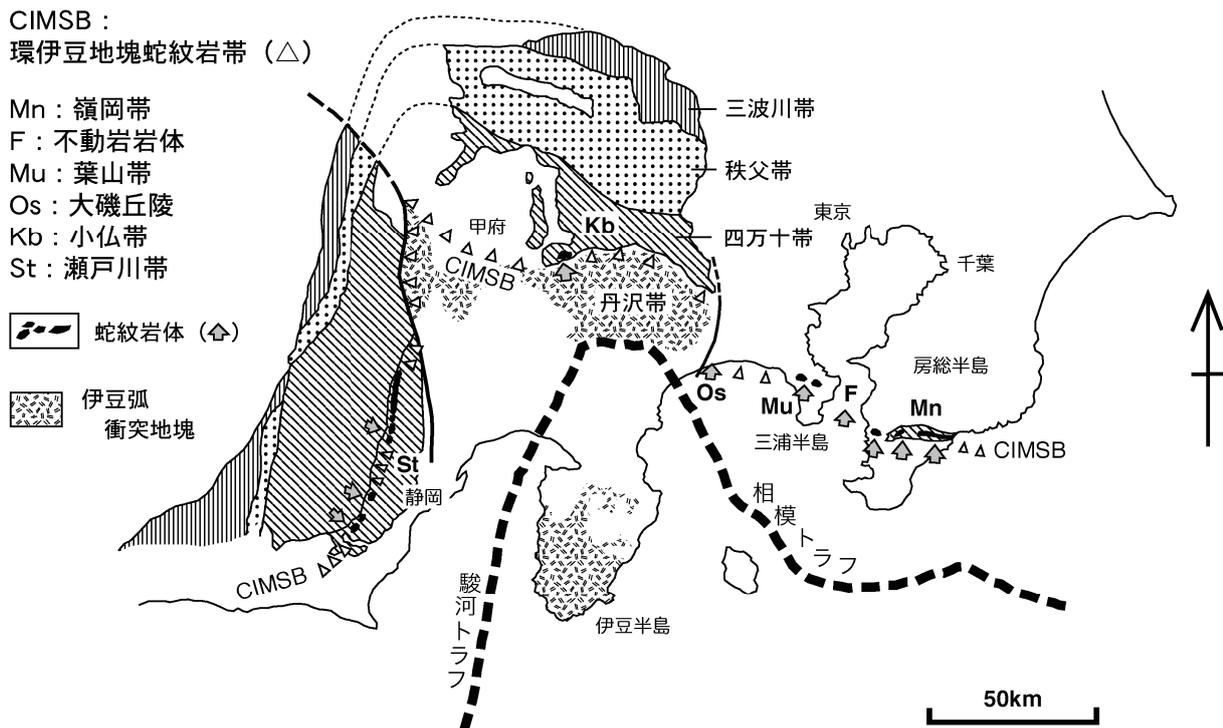


図1. 環伊豆地塊蛇紋岩帯分布図 (Arai, 1991 を改変).

な地すべりなどの地形について注目し、オフィオライト様岩類を胚胎する地質体としての剪断帯の概念を提唱した。

嶺岡帯ではオフィオライト様岩類が産出することが大きな特徴であり、それらの岩石学的な研究も数多く行われている。

超苦鉄質岩(蛇紋岩)類に関しては、佐藤(1975)、兼平(1976)、Uchida & Arai(1978)、Arai & Uchida(1978)、荒井・高橋(1988)、佐藤ほか(1999)、Sato & Ogawa(2000)などがあり、斜長石(ほとんどソーシライト化)を含むハルツバーガイトを主体とし、斜長石を含むダナイト、レールズライトが少量含まれるとされる。また、荒井・石田(1987)、Arai(1991)、荒井(1994)は、房総半島嶺岡帯から西方に、三浦半島葉山帯、関東山地小仏帯を経て、赤石山地南方の瀬戸川帯に到る、伊豆地塊を取り囲むように分布する蛇紋岩類が、きわめて類似した岩石学的性質を持ち、共通の起源を持つと考えられることから、これらの地域を総括して「環伊豆地塊蛇紋岩帯(Circum-Izu Massif Serpentine Belt)」と呼称した。同蛇紋岩類は、ハルツバーガイト及び単斜輝石に乏しいレールズライト(Fo90-92)からなり、しばしばCaに富む(An88-96)斜長石を含むほか、クロムスピネル中のCr/(Cr+Al)比は0.4~0.6で、しばしばパーガス閃石、フロゴパイト、斜方輝石からなる初生的な包有物を含むと総括されている。また、一般的に鉍物のTi含有量が低く、また初生的な含水鉍物を含むことから、四国海盆など背弧海盆の上部マントル起源であることを示唆している。

蛇紋岩類の産状については、嶺岡帯内で3つの帯に分布することが兼平(1976)により示されている{平久里中一大田代、嶺岡浅間—嶺岡漁港(嶺岡山地主稜線)及び曾呂川沿い}。

玄武岩類の岩石学的研究に関しては、兼平(1974)、兼平(1976)、田崎・猪俣(1980)、田崎ほか(1980)、小川・谷口(1987, 1989)、斎藤ほか(1992)、高橋(1994)、佐藤ほか(1999)、Hirano *et al.*(2003)などがあり、主としてソレライト質玄武岩及びドレライト、ピクライト玄武岩、アルカリ玄武岩の3つのカテゴリーが示されている。その中で、ソレライト質玄武岩は枕状溶岩の産状を示し中央海嶺タイプ(E-MORB)、アルカリ玄武岩は主に陸上のアア溶岩の産状を示しホットスポットタイプであることが示されている。アルカリ玄武岩類には海洋島の水没に伴う特殊なシーケンスが伴うことも指摘されている。

斑れい岩類(深成岩類)についての記載は少ない。三宅(1947)、兼平(1976)、田崎・猪俣(1980)、斎藤ほか(1992)、高橋(1997)、佐藤ほか(1999)は、他の構成岩石と共に深成岩類にも言及し、斑れい岩、閃緑岩、トロニエマイトなどが存在し、斑れい岩類は角閃石斑れい岩を主体とし輝石を含むものも比較的多く存在することが示されている。また、斑れい岩類と閃緑岩類がSiO₂量で明確に区分できること、斑れい岩類のFeO/MgOが0.1以下のものが多く未分化であること、有色鉍物のMg# [Mg/(Mg+Fe)]は高いものの共存す

る斜長石のAn値が高く島弧的な性質を示すこと、などが報告されている。一方、Kobayashi & Shoji(1988)は斑れい岩類の変質過程を検討し、原岩の角閃石斑れい岩からロジンジャイトに向かって、変質の程度による4つの変質帯を認定し、これらがCaに富む溶液と角閃石斑れい岩との連続的な反応によって生成したことを示した。

嶺岡帯内には変成岩類もわずかに産出する。兼平ほか(1968)によって鴨川市鴨川漁港の屏風島及び金島で見出され、角閃石片岩、ざくろ石-石英片岩、黒雲母片岩が記載された。その後、Arai & Hirai(1985)、大胡・廣井(1991)によっても詳しく検討され、緑れん石角閃岩相から角閃岩相への移行部に相当する変成条件で、温度が500~550℃、圧力が約5 kbであると推定された。一方、荒井ほか(1983)は、南房総市平久里中において、蛇紋岩と玄武岩を境する断層帯中の構造性の礫として砂岩様塩基性片岩の存在を報告している。なお、Ogawa *et al.*(2009)は、以上のようなオフィオライト様岩類の産状や岩石学的特徴をまとめたカタログを作成している。

地球物理学的な研究としては、Tonouchi & Kobayashi(1982, 1983)が、嶺岡帯及び周辺地域の地球電磁気学的な研究を行い、嶺岡帯付近の重力異常及び磁気異常の特徴から、房総半島南部に南方に傾斜する密度の高い磁性岩体(オブダクトした海洋地殻)が存在する可能性を示した。富士原ほか(1991)も、嶺岡帯東方延長部の鴨川沖で地磁気調査を行い、やはり南方に傾斜する海洋地殻断片の埋没を示唆している。一方、Miyachi *et al.*(2006)は、嶺岡帯を縦断する反射法地震探査を行い、嶺岡帯の地下構造について報告しており、嶺岡帯南縁の「曾呂川断層」が北方に傾斜し、一方、嶺岡帯内の嶺岡層群(愛宕山山塊)が逆に南方に傾斜する構造を持つことなどを示している。これは、前述のTonouchi & Kobayashi(1982, 1983)、富士原ほか(1991)の考察と食い違っている。

嶺岡帯構成岩石の形成年代のデータはそれほど多くない。放射年代測定では、ソレライト質玄武岩については、滝上ほか(1980)、千葉県公害研究所地盤沈下研究室(1980)、Hirano *et al.*(2003)によりおよそ18~49 Maと幅広い年代が示されているが、周囲の地質との関連、並びに、変質に強いAr-Ar法のデータを重視すると、40~49 Maごろの可能性が高いように思われる。アルカリ玄武岩では、Hirano *et al.*(2003)が19.62 ± 0.90 Ma (Ar-Ar法)の年代値を得ているが、そうすると、ソレライト質玄武岩よりはるかに若いことになる。なお、三浦半島葉山帯中のアルカリ玄武岩では、37.4 ± 0.6 Ma (K-Ar法)の年代値が報告されている(谷口・小川, 1990)。

深成岩類では、鴨川市中心巖寺の閃緑岩体から14 Ma(吉田, 1974: K-Ar法)、24.1 ± 1.4 Ma、27.9 ± 1.8 Ma(Hirano *et al.*, 2003: K-Ar法)が得られており、また、南房総市山田の閃緑岩体について34.9 ± 1.5 Ma(原ほか, 1989: フィッショントラック法)、40.9 ± 2.1 Ma(Hirano *et al.*, 2003: K-Ar法)が報告されている。同じ

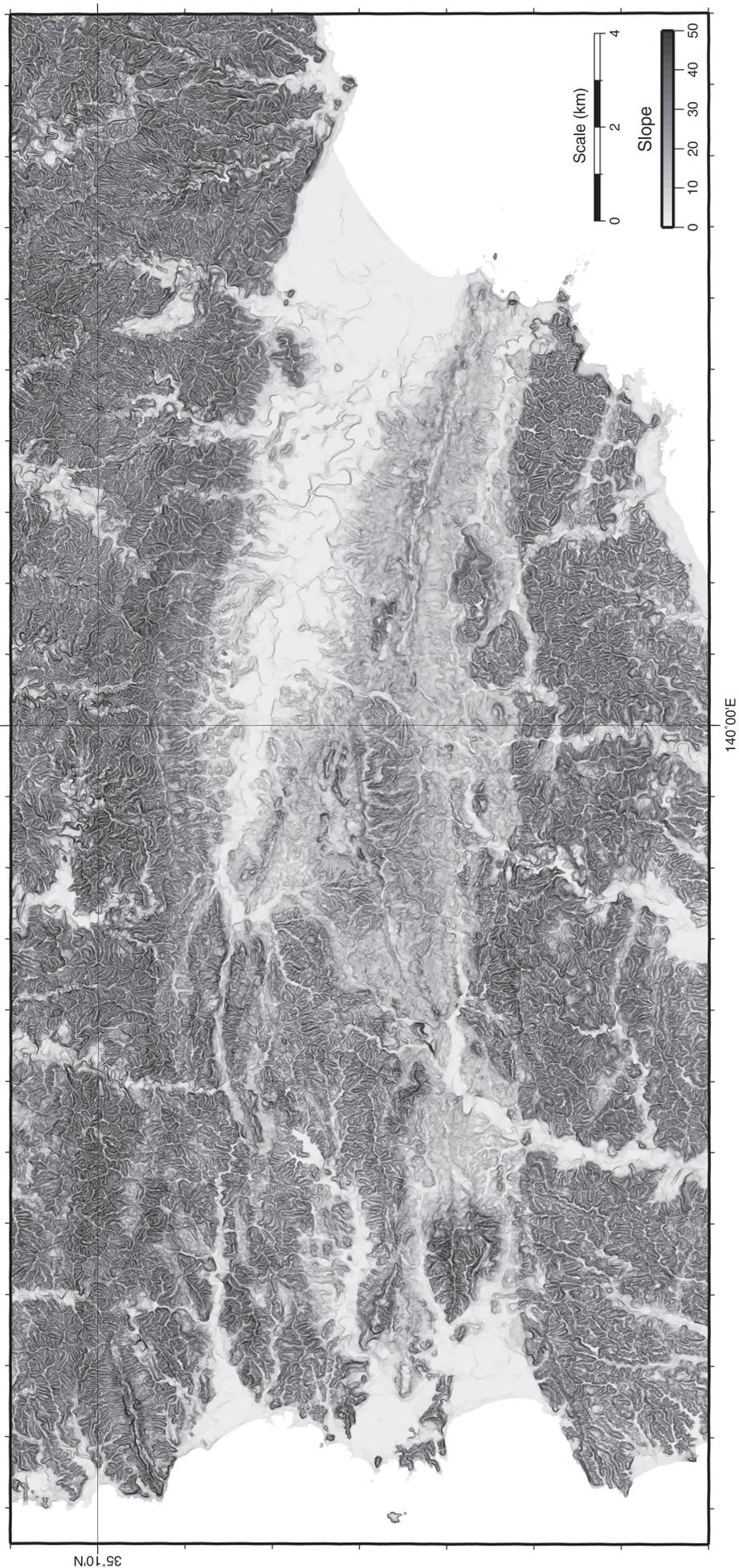


図 3. 嶺岡帯周辺の傾斜量図 (基盤地図情報 10m メッシュ標高を使用. 図の作成法については新井田 (2010) を参照).

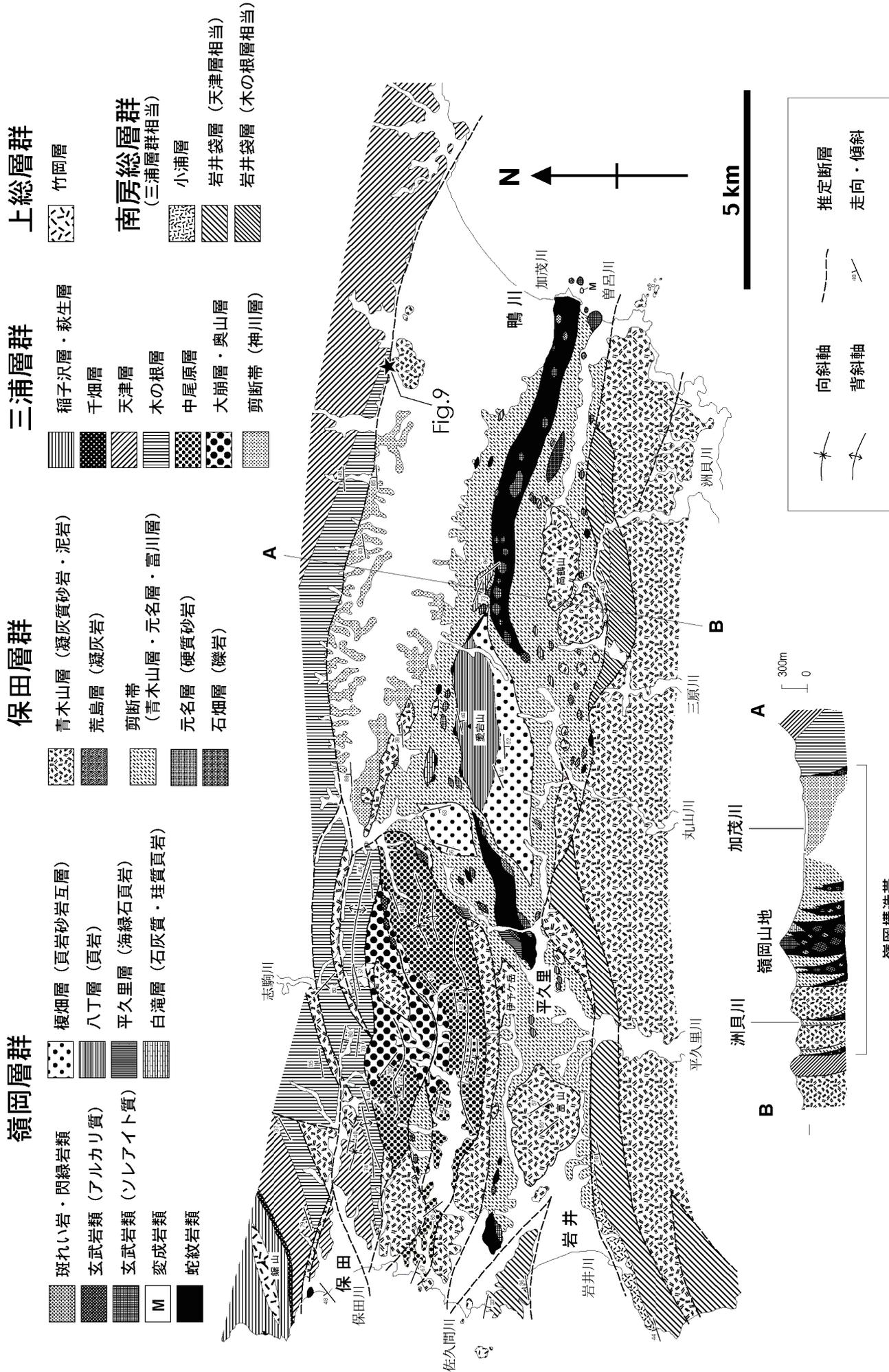


図 5. 嶺岡帯地質図。高橋 (1997) を改変。位置は図 4 に示す。

玄武岩類などのオフィオライト様岩類、古第三系嶺岡層群、新第三系保田層群・三浦層群などが存在するが、それら相互の産状関係が観察できる露頭はきわめて少ない。

蛇紋岩類は一般に剪断変形を受けたり破砕された礫状で産出する。嶺岡山地主稜線部にほぼ東西方向に広く露出するものの、周囲との関係は不明であることが多い。吉田（1974）は、嶺岡山地を貫通する国道128号線嶺岡トンネルの掘削工事中に観察された断面図を示しており、それによると、蛇紋岩類は単独の幅広の岩体ではなく、保田層群の泥岩（嶺岡層群ではないことが強調されている）と指交するように幅の狭い複数の岩体が繰り返し露出している（幅数m～80mと規模は様々）。これは保田層群中に東西方向にほぼ平行に走る複数の断層に沿って蛇紋岩類が貫入していることを示すと考えられる。嶺岡山地主稜線の東方延長の鴨川漁港付近では、蛇紋岩中の構造岩塊と推定される岩石からなる岩礁が直線状の配列をなして、さらにそのような直線状配列が数列認められるが、それが、嶺岡トンネル内で観察された複数の蛇紋岩体（断層帯）に対応していると考えられる。現在は嶺岡トンネル内での岩石の観察は不可能だが、泥岩と蛇紋岩が接している露頭が嶺岡山地主稜線の二子付近で認められ、そのような断層帯の1つであるとみられる。このような蛇紋岩類あるいはオフィオライト様岩類の直線状配列から認められた嶺岡帯内の主な断層帯の分布を図7に示す。

「嶺岡山地中軸帯（主稜線部）」（図7-1）では、複数の断層帯（蛇紋岩帯）が集中して存在し、東方では鴨川漁港～太海の海岸部から西方は鴨川市西付近まで延長約10kmに渡って連続する。東方は海中に没し、不明である。西方は、明瞭な蛇紋岩体の露出は鴨川市西付近までであるが、その延長は愛宕山山塊の南縁に続

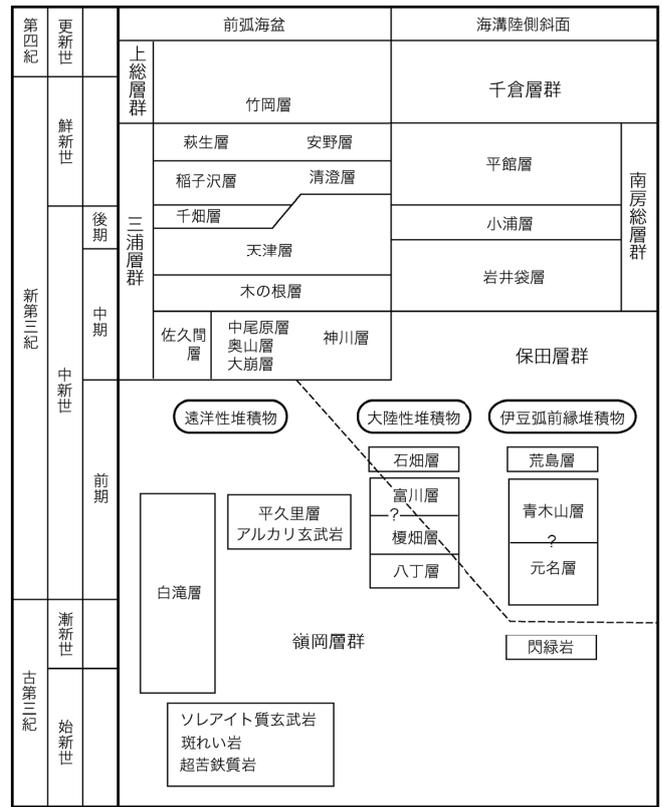


図6. 嶺岡帯地質層序表。

く可能性があるが、明瞭ではない（南房総市（旧丸山町）入生田、同（旧富山町）谷、同（同）石原に、荒島層相当の凝灰質砂岩・泥岩からなる岩塊がそれぞれ孤立して分布する）。

兼平（1976）は、この嶺岡山地主稜線部のほかに、嶺岡帯内で明瞭な蛇紋岩帯が2列存在することを示した。1つは南房総市（旧富山町）平久里中から鴨川市大田代にかけての地帯、もう1つは嶺岡山地南側の曾呂川沿いの地帯である。筆者の調査によれば、前者は

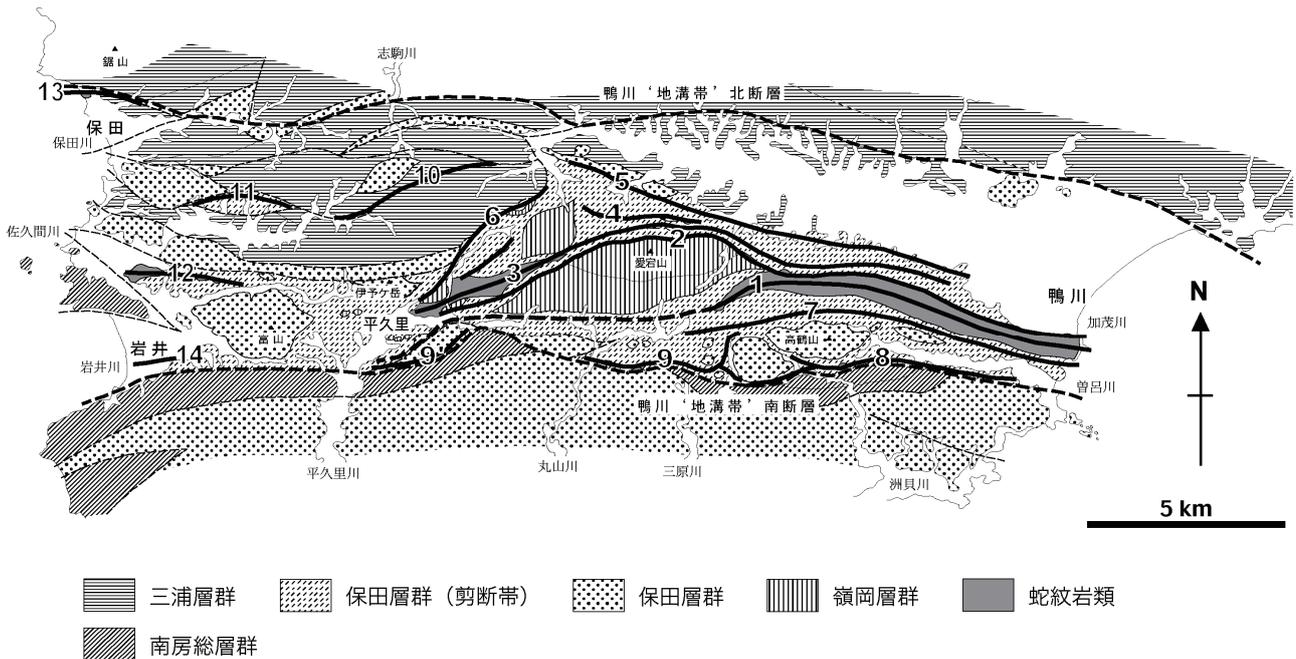


図7. 嶺岡帯内の主な断層帯（蛇紋岩類及び他のオフィオライト様岩類が直線状に露出する地帯）の分布。1: 嶺岡山地中軸帯, 2: 愛宕山北縁断層帯, 3: 平久里-猿塚山帯, 4: 馬の背帯, 5: 大山帯, 6: 平久里-峠帯, 7: 西谷-高田帯, 8: 曾呂川帯（南帯）, 9: 古畑-礎森帯（南帯）, 10: 奥山-法明帯, 11: 中佐久間帯（西帯）, 12: 下佐久間帯（西帯）, 13: 根本-大帷子帯, 14: 高崎帯。

平久里中から大田代を通り、さらに愛宕山山塊の北側を通ってさらに東方に延び、鴨川市嶺岡浅間付近で嶺岡山地主稜線部に接近する（収斂する？）とみられる。また、それらには大きく2～3列の断層帯が認められる。それらの3列が明瞭なのは愛宕山山塊の北側で、明瞭な地形的ピークが連続するものが2帯存在し、1つは猿塚山—中塚山—大塚山と続く「平久里—猿塚山帯」（南側）（図7-3）、1つは「馬の背帯」（北側）（図7-4）である。この2つの地帯のほか、愛宕山山塊の北麓部に、地形的ピークはなさないが小規模な岩塊が連続する「愛宕山北縁断層帯」（図7-2）が存在する。この断層帯の北側は保田層群であるが、南側は嶺岡層群（八丁層）であり、両者の境界断層と位置づけられる。なお、最も北側の「馬の背帯」は、西方では平久里中方面（西南西）には延長せずに、大田代から西北西の大里、平塚方面に連続するかもしれない。

この3つの断層帯には、それぞれ特徴的な岩石が露出するように見える。「馬の背帯」では、西方の大田代に嶺岡層群に属するとされる石灰質・珪質頁岩（白滝層）が分布し、東方で嶺岡山地主稜線部のやや北側に分布する白滝神社背後の白滝層（模式地）の岩体に連続するとみられる（その中間の鴨川市富川南方にも小岩体が存在する）。「平久里—猿塚山帯」では、ソレライト質玄武岩が卓越し（猿塚山、中塚山を構成する）、東方で、嶺岡浅間の中腹ピークを構成するソレライト質玄武岩（採石場として利用）に連続する可能性がある。「愛宕山北縁断層帯」では様々な岩石種がみられるが、アルピタイト（曹長岩）が特徴的に露出するほか、南房総市（旧富山町）山田の閃緑岩体がこの地帯に所属すると見られ、東方の鴨川市心巖寺の閃緑岩体に連続する可能性がある。

曾呂川沿いに分布する「曾呂川帯」（図7-8）は、曾呂川河口付近から西方に高鶴山南方の鴨川市東までは追跡でき、主としてソレライト質玄武岩の岩体が卓越する。その西方は不明瞭であるが、高鶴山の南縁を回り込んで南房総市和田町五十蔵から礎森（旧丸山町）古畑方面へ伸びるかもしれない（「古畑—礎森帯」：図7-9）。さらに、「鴨川『地溝帯』南断層」に沿うように、（旧富山町）平久里下にも連続する可能性がある（図7-9'）。五十蔵と古畑、平久里下には類似した急冷組織の発達した玄武岩質安山岩が露出している（後述）。「古畑—礎森帯」では、特徴的な斑れい岩質礫岩が産出するが、それらは高鶴山以東では確認されていない。

兼平（1976）が報告した3つの断層帯のほかにも、いくつかの断層帯が認められる。1つは、南房総市平久里中から北東方へ同市荒川、鴨川市峠へと続く地帯（「平久里—峠帯」（図7-6））で、アルカリ玄武岩及びそれらに密接に伴う玄武岩質礫岩・砂岩、海緑石頁岩からなる特徴的なシーケンスが卓越する（高橋, 1994）。

南房総市平久里中以西では、蛇紋岩を主とするオフィオライト様岩類の露出は乏しくなり、保田層群、三浦層群が広く露出する地域となるが、この地域でも、小規模な断層帯がいくつか見られ、オフィオライト様岩類が露出する。鴨川市法明から西南西へ入骨山

を経て、鋸南町奥山へ続く地帯（「奥山—法明帯」（図7-10））では、「平久里—峠帯」と類似したアルカリ玄武岩が卓越する（上位の碎屑岩類は乏しい）。また、鋸南町中佐久間（「中佐久間帯」（図7-11））では、蛇紋岩、ドレライト、ピクライト玄武岩、石灰質頁岩とそれぞれ小規模ながらバラエティに富んだ岩石が露出する。鋸南町田子から南房総市（旧富山町）二部にかけては（「下佐久間帯」（図7-12））、蛇紋岩類が卓越し、ソレライト質玄武岩・ドレライトが伴う。鋸南町根元海岸には蛇紋岩体が露出し（嶺岡帯内で最も北西に位置する岩体）、この場所は根元から東方の大帷子へと続く2列の地形的鞍部に挟まれた狭い保田層群分布地帯に位置しているが、この地帯でのオフィオライト様岩類の露出はこの海岸の岩塊のみであり、これらが連続するかどうかの保証はない。しかし、他地域の産状から蛇紋岩類が基本的に断層帯に沿って分布すると推測されることから、これを断層帯と考え、「根本—大帷子帯」（図7-13）としておく。

以上のうち、「奥山—法明帯」と「中佐久間帯」は、三浦層群基底の大崩礫岩の分布地域であり、礫岩中の礫として実際にアルカリ玄武岩や石灰質頁岩が含まれる様子が観察されることから、同帯に露出する岩体もこの礫岩中の巨大な礫の可能性もある。しかし、小川・谷口（1987）が指摘するように、岩体の分布が直線状であり、断層帯に沿って露出すると考えた方がよいと思われる（貫入時に、海底に露出した岩体の周囲に礫岩が堆積し、その関係が保存されているのかもしれない）。

以上のように、嶺岡帯では、主として保田層群中に東西方向（西南西—東北東から西北西—東南東）に断層帯が何列も形成され、それらに沿って各種岩石を構造岩塊として含む蛇紋岩類が固体貫入していると考えられる（図8）。貫入の際、あるいは後生的に、含まれる各種構造岩塊はこの断層に沿って水平方向にも引きずられて断片化し分離していると考えられる。

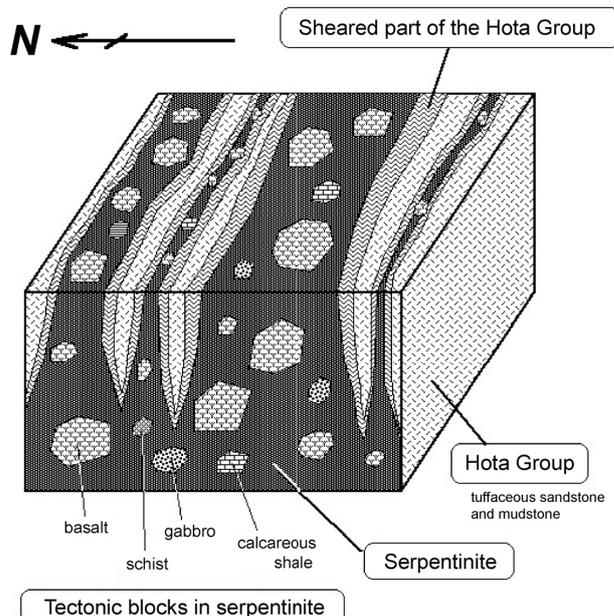


図8. 嶺岡帯の地質構造概念図。

このようなオフィオライト様岩類の貫入の際、貫入したオフィオライト岩体自体が変形を受けて角礫化などを被っていることが、小川 (1981)、Ogawa (1983) などによって示されているが、それらの貫入を受けた保田層群の地層群に対しても剪断作用などにより構造的な変形をもたらしていると考えられる (図 8)。嶺岡帯内では地すべりが多発しているが、その原因として、貫入したオフィオライト様岩類そのものの変形のほか、胚胎層である保田層群の変形 (剪断破碎) が大きく影響していると考えられる。実際に、オフィオライト様岩類の露出は嶺岡帯内の地すべり地帯にほぼ限られ、急峻な地形を持つ丘陵地にはこれらの岩石類の露出はほとんど見られない。なお、変形を受けた保田層群の露頭というものは、自然の状態ではなかなか見ることにはできない。これは、そのような変形を受けた保田層群が非常に軟質で浸食作用を極めて受けやすいためと考えられる。人工的な切り割り (採石場の跡地)

などでは、保田層群起源と考えられる軟弱な粘土層が観察される場合がある (鴨川市嶺岡浅間など)。

このような保田層群の変形がいつごろ起こったかは大きな問題である。オフィオライト様岩類の当初の定置時期のみの作用か、それ以後にも変形作用が継続しているのか。後述のように、嶺岡帯のオフィオライト岩類が前期中新世以降現在まで、ほぼ現在の位置で断続的に上昇を繰り返していると考えられることや、変形した地層群の物性 (軟弱な粘土層など) を考慮すると、あるいは現在でも起こりつつある活構造の可能性も考えられる。活断層研究会 (1991) は、嶺岡帯の北縁及び南縁に、それぞれ「鴨川地溝帯北断層」、「鴨川地溝帯南断層」という活断層群が存在する可能性を示し、宍倉ほか (1999) が完新世の段丘面の変位を調査し、「北断層」については 6,000 年前以降の変形は認められないが、「南断層」については 1 万年前以降最大 3.6 m の垂直変位が見られると報告した。しかし、その後実施されたトレンチ調査や物理探査により、これらが活断層である可能性が低いことが示された (千葉県, 2001; Miyauchi et al., 2006)。

しかし、近年になって「鴨川「地溝帯」北断層」の一角をなす地形的鞍部 (鴨川市打墨) での道路工事の際に、軟質な断層ガウジと見られる地層が露出した (図 9)。露頭は、道路を挟んで北側 (房総丘陵側) と南側 (分離丘陵側) の両法面に露出していた (現在は工事が終了し、露頭面は被覆されている) (図 9A, B)。南側の露頭は、主として明瞭な層理面をなす三浦層群神川層の青灰色砂岩泥岩互層から構成されるが、西端部

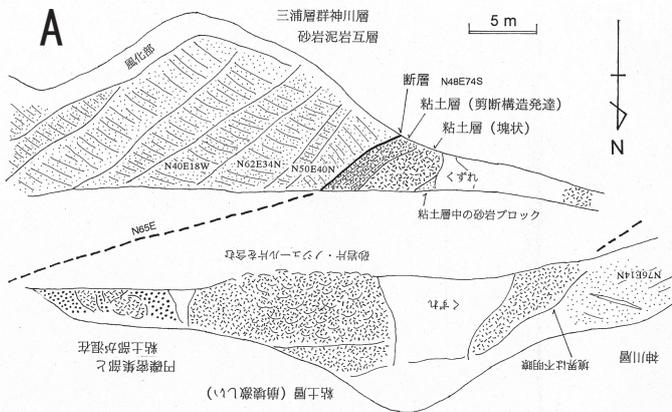


図 9. 「鴨川「地溝帯」北断層」沿いの地形的鞍部に出現した断層ガウジ露頭。A. 断層露頭見取図, B. 断層露頭遠望 (写真の左が北側, 右が南側), C. 断層ガウジ露頭 (南側), D. 断層ガウジ中に見られる剪断構造, E. 断層ガウジ露頭 (北側)。

に、この神川層の堆積構造を明瞭に高角度に切って、暗紫褐色の軟質な粘土層が存在していた(図9C)。この粘土層は厚さが約20 mあり、基本的に未固結で、露出後の乾燥のために亀甲状のひびわれが生じていた(図9D)。粘土層内部の特に神川層との境界に近い部分には、その境界面に平行な線構造が多数見られた。この境界面は断層で、内部の平行な線構造は、断層に伴う内部の剪断面と推測される。一方、北側の露頭にはほぼこの未固結の粘土層が広く露出し、乾燥収縮した粘土が大規模に崩れ落ちるような状態であった(図9E)。この北側と南側の地層の露出状況から、軟質な粘土層が、この露頭面とかなり低角度をなす方向に走向を持つものと解釈される。境界の断層面の走向傾斜はN48E74Sで、粘土層の分布から測定される走向は、約N65Eである(北東ないし東北東走向)。この地形的鞍部に現れた断層ガウジが、活断層と関連があるかどうか、大きな問題だと考えられるが、この粘土層がいつごろどのように形成されたかはほとんど不明である。千葉県(2001)は、この粘土層の走向方向が大局的なリニアメントの方向(西北西走向)と異なることから、活断層とは関係がないと判断しているが、露頭は局部的であり、そのわずかな部分における走向の違いをもって関係性を否定する根拠とするには弱いように思われる。地質時代の地層でこのような軟質な物性を持つ地層はあまり例がなく、活構造である可能性は否定できないように思われる。今後のさらなる研究の進展が期待される。

4. 嶺岡帯の構成層・構成岩石

本項では、嶺岡帯を構成する各種の地層及び岩石について詳述する。なお、嶺岡帯内に分布する地層・岩石群のうち、保田層群・三浦層群以外の比較的硬質の堆積岩類(後述の狭義の嶺岡層群)と蛇紋岩類、玄武岩類などのオフィオライト様岩類を併せたものを、広義の「嶺岡層群」と定義しておく(図6)。

4-1. 堆積岩類

嶺岡帯内には各種の堆積岩(地層群)が存在する。それらは岩相や変形の程度及び形成年代によっていくつかに区分される。しかし、それぞれの地層群は断層で接するか剪断帯中のブロックとして産出し、層序関係は極めて不明瞭である。これらの地層群に関しては、これまでの研究によってさまざまな区分がなされているが、ここでは、筆者らの調査によって認定された各地層群について、過去の研究との関連を示しながら述べていくことにする。

(1) 嶺岡層群(狭義)(青木, 1925)

嶺岡帯内で最も硬質な岩相を示す地層群を「嶺岡層群(狭義)」として一括する。それらは、岩相と分布状況によっていくつかに区分できる。

i) 白滝層(石灰質・珪質頁岩)(中嶋ほか, 1981)

主として石灰質頁岩及び珪質頁岩の互層からなり、緑色凝灰岩を挟む。(ミクライト質)石灰岩—チャート層として記載される場合もある。最もまとまった岩体

は鴨川市白滝神社付近に露出し、模式地となっている。このほか、同市大里、富川、西、高田、滝下、鋸南町奥山、南房総市(旧富山町)関沢などに大小さまざまな規模の岩体が分布する。硬質な岩石であるため、急峻な地形を示すことが多い(鴨川市白滝、大里など)。小規模な岩体は突出したピークをなすことがある(鴨川市滝下)。いずれも岩相は類似しており、単層の厚さ数cmから10数cm程度の層状をなし、層理面の傾斜はさまざまであるが、成層構造は明瞭であり剪断等の変形構造は特に認められない。単層の中層が珪質で上層及び下層が石灰質である場合もある(鴨川市西)。また、中層の珪質部がレンズ状〜ブーディン状を示す場合も見られる(鋸南町奥山)。珪質部は褐色〜暗褐色、石灰質部は淡褐色〜ベージュ色を示す。全体的に方解石脈が密に発達している。

本層からは石灰質・珪質微化石が産出し、時代決定が試みられている(鈴木ほか, 1984; 飯島ほか, 1984; Mohiuddin & Ogawa, 1998b; 斎藤, 1992)。それらによると、岩体ごとに異なる年代を示すことが多く、全体として古第三紀暁新世から新第三紀前期中新世までの幅広い年代に渡っている。もともと一連の層序をなす岩体が、断片化しているものと推測される{嶺岡帯の延長とされている瀬戸川帯では、類似した岩相で一連の層序をなす岩体が存在している(杉山・下川, 1990)}。鴨川市大里—富川—白滝の岩体(馬の背帯: 図7-4)、同市西—高田—滝下の岩体(西谷—高田帯: 図7-7)は、同一の断層帯に沿って分断されて分布しているように見える。なお、Mohiuddin & Ogawa (1998b)は、異なる年代を示す岩体については異なる累層名を添付している。すなわち、前期中新世を示す岩体(鴨川市白滝、大里、奥山)を白滝層とし、後期暁新世から後期始新世を示す鴨川市西の岩体を「西層」と別名で呼称している。ただし、鴨川市白滝の岩体については、Mohiuddin & Ogawa (1998b)は前期中新世と報告しているが、鈴木ほか(1984)、飯島ほか(1984)は中期始新世〜漸新世と報告しており、年代論に問題が残っていることから、本論では、これらの類似した岩相をもつ岩体を白滝層として一括しておく。

ii) 八丁層{(硬質)頁岩}(中嶋ほか, 1981)

比較的硬質の褐色〜暗褐色頁岩で、厚さ数cm〜10数cmの単層の積み重なりかならり、間に軟質の薄い白色凝灰岩を挟む場合がある。南房総市(旧丸山町)愛宕山周辺に広く分布するほか、小規模な岩体はいくつか見受けられる{南房総市(旧富山町)蛇喰、真門、二部、鴨川市滝山}。硬質な岩石のため、愛宕山周辺では比較的急峻な地形を示す。節理が発達し、細かく割れる性質がある。硬質のノジュールを含む場合があり、特徴的な構造から「へそ石」、「馬蹄石」などと呼ばれている。愛宕山岩体ではほぼ東西方向の走向を示すことが多いが、傾斜角や傾斜方向はめまぐるしく変化し、短波長の褶曲構造が発達しているとみられる。

本層からは、時代決定に有効な化石は産出していない。本層起源と推測される珪質泥岩ノジュールの転石から中期始新世の放散虫化石が産出している(川上、

2004)。一方、岩相の類似した後述の「平久里層（荒川層）」からは前期中新世の微化石が産出しており、本層も類似した時代を持つ可能性もある。

中嶋ほか（1981）は本層が白滝層に整合に重なるとしているが、斎藤（1992）は白滝層とは産状が全く異なり、層序はなしていないとしている。筆者らの調査でも、整合に重なる様子は確認されていないが、両者の岩相の類似性（同程度の単層層厚を持つ明瞭な層理をなす点）や堆積環境を考慮すると、連続する可能性もあるように思われる。なお、中嶋ほか（1981）では、同様な頁岩からなる累層として「薙目層」を区分しているが、今回の調査では岩相上八丁層と区分することが困難であることや、地質構造からみてもともと同一のものが分断されて存在している可能性が高いことから、本論ではこの薙目層を加えたものとして八丁層を定義する。なお、小川・谷口（1987）は本層を「愛宕山層」と称している。

iii) 複畑層（砂岩頁岩互層）（中嶋ほか，1981）

比較的硬質の砂岩及び頁岩の互層からなり、砂岩には級化構造が認められるほか、頁岩の偽礫が含まれることから、タービダイトと推定される。細粒の石英・長石を主体とし、陸源性堆積物と判断される。砂岩は灰色を示し、頁岩は黒色を示す。ある程度剪断変形を被っているとみられ、頁岩層が破碎され砂岩層がブーディン状に変形している場合が認められる。

南房総市愛宕山の八丁層分布域の南側に隣接して分布するほか（鴨川市八丁一複畑一南房総市（旧丸山町）神塚一（旧富山町）大川）、愛宕山北西方の鴨川市平塚周辺にもまとまった分布が見られる（図 10）。八丁層の近傍に露出し、走向方向もほぼ東西で類似することから、本層は八丁層から連続するものと推定される（鴨川市平塚周辺の岩体は走向がほぼ南北方向で、愛宕山南方の岩体とは構造が異なり、それぞれ独立した構造単元として存在している可能性がある）。中嶋ほか（1981）も、本層は八丁層に整合に重なるとしている。斎藤（1992）は本層を八丁層に含め、その上部を構成するとしている。小川・谷口（1987）は本層を「神塚層」と称している。

本層からも時代決定に有効な化石は報告されていない。



図 10. 嶺岡層群複畑層の砂岩頁岩互層（鴨川市平塚）。

iv) 平久里層（含海緑石頁岩）（飯島ほか，1984）

厚さ数 cm ～ 10 数 cm の層状を呈する褐色～暗褐色の頁岩で、海緑石を顕著に含むことで特徴づけられる。まとまった緑色凝灰岩層（数 cm ～ 数 10cm）をしばしば挟む。海緑石を除くと、八丁層の頁岩とよく類似した岩相を示すが、平久里層は下位にホットスポット起源のアルカリ玄武岩（後述）及び玄武岩質の礫岩・砂岩が存在し、それらと連続したシーケンスをなすなど、特殊な環境で堆積したと推定されることから、本論では八丁層とは区別する。

南房総市平久里中（株）丸勝石産採石場）、同花表裏、鴨川市峠、同嶺岡浅間などに分布し、前述のようにアルカリ玄武岩や玄武岩質礫岩・砂岩を密接に伴うことが多い（高橋，1994）。前三者は同一の断層帯上に分断されて分布するものである可能性がある（平久里-峠帯：図 7-6）。

飯島ほか（1984）は、本層を保田層群の構成要素と位置づけたが、本層は保田層群主部の岩相とはかなり異なり、また前述のようにアルカリ玄武岩と密接に関係すること、他の嶺岡層群の構成要素と同様に断層帯に沿って分布すると考えられることなどから、本論では本層を嶺岡層群の構成要素とした。小川・谷口（1987）は、「平久里層群」として嶺岡層群から独立させている。Mohiuddin & Ogawa（1998a,b）では、南房総市平久里中（採石場）において、玄武岩質礫岩と含海緑石頁岩との間に存在したミクライト質石灰岩主体の層を「平群層」とし（前述の白滝層（前期中新世のシーケンス）に対比）、頁岩から構成される本層を「荒川層」と別名で呼称した。この石灰岩主体の層は現在では採石の進行によって完全に失われてしまっている（頁岩層は残存している）。

小川（1981）が南房総市平久里中の本層下部から前期中新世後半～中期中新世前半の放散虫化石を報告しているほか、飯島ほか（1984）は鴨川市嶺岡浅間の本層から前期中新世の放散虫化石を見出している。また、平野・奥澤（2002）、Hirano *et al.*（2003）は本層の下位に存在するアルカリ玄武岩の年代を約 19 Ma と報告していることから、本層はおよそ前期中新世の堆積物と考えられる。

v) 白亜紀チャート

Ogawa & Sashida（2005）は、嶺岡帯内の鴨川市八岡海岸において、中生代前期白亜紀（中期～後期アルビアン）の放散虫化石を含むチャート岩塊を見出した。この岩塊は、海岸線付近に大潮時のみ露出する長径わずか 1 m 程度のものであるが、他地域から人為的に持ち込まれたとは考えにくく、断層帯中に構造岩塊として含まれていたものと推測される。厚さ 1cm ～ 数 cm の単層からなる層状チャートで、赤色を呈する。これまでのところ、同様な岩体は嶺岡帯の他の場所では見出されていない。これらは、嶺岡帯の他の構成要素に比べて格段に古く、他との成因関係は明らかではない。Ogawa & Sashida（2005）は、四万十帯（北帯）の構成要素か、太平洋側の海洋プレートからもたらされた可能性があると考えている。

(2) 保田層群 (大塚・小池, 1949)

嶺岡帯周辺に分布する堆積岩類で、嶺岡層群と比較してより軟質な砂岩及び泥岩、凝灰質砂岩・泥岩などを総称して「保田層群」と呼ぶ。上位の三浦層群とは、三浦層群が剪断変形をほとんど被っていないのに対して、本層群はかなり剪断変形を被っていること、玄武岩質のスコリア質凝灰岩を含まないこと、石灰質微化石をほとんど含まないこと、などから区別される。

本層群は嶺岡帯以南(「鴨川『地溝帯』南断層」より南側)に広く分布するほか、嶺岡帯内にも分布が見られるものの、三浦層群とともに断層によって分断され、両者が交錯した複雑な分布を呈するほか、オフィオライト様岩類の貫入によって剪断破碎を受け、著しく破片化している部分が存在する。

本層群は何名かの研究者によって累層に細分化されているが、その区分や層序関係はさまざまで、ほとんど一致しない(図2)。本論では、特徴的な岩相を示す部分に累層名を与えることとする。

i) 青木山層 (凝灰質砂岩・泥岩) (鈴木ほか, 1990)

保田層群の中で最も主体をなす凝灰質砂岩及び泥岩の互層を「青木山層」と呼称する。砂岩は火山岩片、軽石、自形の斜長石結晶など火山性の粒子を主体とするが、よく円磨されたチャート粒子など陸源性の碎屑物も含まれる。凝灰質の程度が部位によって差があり、あまり凝灰質でない碎屑性砂岩・泥岩に類似する部分もあれば、ほとんど火山碎屑物(火山ガラスや軽石など)から構成される部分までさまざまである。後者は、新鮮な露頭では淡い紫色を帯びた色調を示す{南房総市(旧富山町)関沢の採石場}など。斎藤ほか(1992)は、本層中の火砕質砂岩や砂質凝灰岩について岩石化学的な検討を行い、medium-K ~ high-K のカルクアルカリ系列の安山岩~デイサイトの性質を持つことを報告し、伊豆・小笠原弧起源ではなく、東北本州弧側から供給されたものと考えている。

本層には小川・石丸(1991)、廣野(1996)が示したように各種の変形構造が観察される。堆積直後に形成されたと考えられる微小断層やクモの巣状構造(web structure)が普遍的に観察されるほか、皿状構造(dish structure)、水圧破碎、注入礫岩などが見出されている。これらの変形構造の有無が、本層と岩相が類似した後述の三浦層群木の根層とを区別する1つの手段となる。

本層は、「鴨川『地溝帯』南断層」より南側に広く分布するが、嶺岡帯内でも各所に分布する。まとまった分布は、鴨川市高鶴山、南房総市(旧富山町)富山、鋸南町浅間山一津辺野山一南房総市(旧富山町)伊予ヶ岳の山稜、鋸南町江月周辺に見られ、また、鋸南町保田から鴨川市金束にかけての「鴨川『地溝帯』北断層」近傍では、三浦層群(木の根層)と複雑に指交して分布する。鋸南町横根では、両者が高角の逆断層で接している様子が明瞭に観察される。以上の各所に分布する地層群は、断層によって三浦層群と境された地壘状岩体や、後述の剪断帯中の断層ブロックとして存在し、層序関係は判然としない。ただし、斎藤(1992)によ

れば、鋸南町~旧富山町付近に分布する本層は、保田層群中でも比較的新しい時代のもの(前期中新世末~中期中新世初期)であることが報告されている。

前述のように、本層からは斎藤(1992)が放散虫化石を広く見出し、前期中新世初期から中期中新世初期に堆積したものと報告されている。また、鈴木ほか(1996)は、最後期漸新世の珪藻及び珪質鞭毛層化石を報告している(南房総市和田町花園)。

また、本層からは、貝類の化石も割合に多く産出しており、*Acila (Acila) vigilia*, *Acila (Acila) elongata*, *Acila (Acila) praedivaticata* (以上、キララガイの仲間)や、*Solemya (Acharax) bosoana* (ボウソウキヌタレガイ)、*Neptunea sp. cf. N. hobetsuensis* (エゾボラの仲間)、*Ancistrolepis bicordata*, *Ancistrolepis schencki* (エゾバイの仲間)など、寒流系の種が卓越することが報告されている(Hatai & Koike, 1957)。また、倉持ほか(1999)はシロウリガイ類化石{*Calypptogena (Ectenagena) sp.*}の産出を報告しており、比較的深海で形成されたことを示している。貝類化石の組み合わせからは、水深は約1,000 m程度と推定される(伊左治鎮司氏私信)。

最近、本層の一部{南房総市(旧富山町)荒川}から、シリカクラスレート(包摂化合物)鉱物の一種の「千葉石(chibaite)」が新種記載された(Momma *et al.*, 2011)。本鉱物は凝灰質砂岩を切る幅数cmの石英質の脈の空隙に形成されており、形成当時、シリカやメタン、エタンなどの炭化水素ガスに富む地下水が存在したことが想定される。このことは、上述の、シロウリガイ類、キヌタレガイ類、オウナガイ類等の化学合成貝類の化石が産出することと整合的である。このことや前述の変形構造から、本層の形成場としては逆断層が発達する海溝に近い陸側斜面が想定される。

ii) 青木山層の剪断帯

オフィオライト様岩類の貫入による断層帯の形成によって激しく剪断変形を受けている区域として設定した。地すべりの発達した緩斜面の地形を示す部分に相当し、基本的に「鴨川『地溝帯』北断層」と「同南断層」に挟まれた嶺岡帯内にしか分布しない。本区域ではその性質から露頭が出現しにくい、南房総市平久里下で平久里川沿いに小規模な露頭が認められる(図11A)。そこでは、構造岩塊と考えられる後述の荒島層からなる岩体に近接して剪断を受けた軟弱な灰色粘土層が露出している。類似した軟質粘土層は、前述のように人工露頭からなる採石場などでも観察されており(図11B)、本区域はこのような物質から構成されるものと推定できる。本区域のベースとなる地層は青木山層(凝灰質砂岩・泥岩)が主体であると考えられるが、後述の元名層や富川層もある程度剪断変形を受けていると推測される。本区域内にそれほど変形をうけていない青木山層の露頭が観察される場合があるが、それらは剪断変形作用を免れたブロックとして存在すると考えられる。そのようなブロックの大型のものが鴨川市高鶴山や南房総市富山で、いずれも孤立した独立峰として存在し、本体(上部)は比較的急斜面(河川浸食性)で構成されるが、周囲(下部)が地すべり性の



図 11. 青木山層中の剪断帯（軟弱粘土層）。A) 南房総市平久里下（自然露頭）。B) 鴨川市嶺岡浅間（採石場跡）。

緩斜面で取り巻かれているのが特徴である。比較的小規模なブロックでも独立した地形的ピークをなすことが多く、頂部は比較的急斜面で構成され、周囲の緩斜面地帯と比べてその違いが明瞭である。

iii) 元名層（緑色泥岩及び凝灰質砂岩）（新称）

大粒（長径 5 mm 前後）の斜長石結晶を顕著に含む特徴的な硬質の粗粒砂岩が、愛宕山の北方鴨川市元名地域を中心に分布する。これを「元名砂岩」と呼ぶ。また、本層の周辺には緑色を呈する泥岩層が分布し、前述の砂岩がこの泥岩を偽礫状に含むことから、両者は連続して堆積していると考え、これらを合わせて「元名層」と呼称する。緑色泥岩は特に「愛宕山北縁断層帯」と「平久里-猿塚山帯」に挟まれた地域でよく見られる（猿塚山南方、元名南方など）。白色凝灰岩の薄層を時折挟む。この緑色泥岩のみに関しては、前述の青木山層に岩相が類似する。硬質砂岩については、特に硬質の部分が「平久里-猿塚山帯」の大塚山や「馬の背帯」の「馬の背」といった地形的ピークを顕著に構成するほか、それほど硬質でない部分が鴨川市大田代から房田にかけて割合に広く分布する。

硬質砂岩については、斎藤（1992）が報告した「二ツ山層」（特に地形的ピークをなし、岩相としては斜長石や火山岩粒子が卓越する）に対比されるが、斎藤（1992）は同層を佐久間層群の構成要素と考えている。鈴木ほか（1990）も、本層を三浦層群（佐久間層）中の奥山層に含めている。しかし、前述のように下位に青木山層類似の緑色泥岩が存在することや、砂岩の岩相や固結度から、本層は佐久間層ではなく、保田層群中の粗粒相と考えられる。

保田層群の他の地層群との層序関係は不明で、時代も明らかではない。「鴨川「地溝帯」南断層」以南の鴨川市江見漁港周辺に、本層と類似した緑色泥岩～凝灰岩を偽礫として含む凝灰質砂岩が露出しているが〔斎藤（1992）の「前島層」最下部〕、分布が離れているほか、凝灰質砂岩中に斜長石結晶は目立たないことから、本層と同一のものかは判断しにくい。この江見漁港の凝灰質砂岩中の珪質泥岩礫からは、川上（2004）が漸新世の放射虫化石を見出している。

なお、本層もオフィオライト様岩類が露出する断層帯の貫入を受けており、前述の青木山層の剪断帯と同様に、ある程度剪断変形を被っていると推測される。

iv) 富川層（砂岩）（中嶋ほか，1981）

比較的淘汰の良い細粒砂岩で、嶺岡山地主稜線部や「馬の背帯」-「愛宕山北縁断層帯」の北側に広く分布する（鴨川市米秀-宮山-大里）。石英・長石質の砂岩で、あまり凝灰質ではない。大陸起源の重鉱物（ジルコン、モナザイトなど）も確認されている（横山一己氏未公表データ）。一般に軟質であるが、部分的に硬質の部分も存在する。ほとんど塊状で、層理面が不明な場合が多い。

本層も保田層群の他の地層群との層序関係は不明で、あまり凝灰質でない点を考慮すると、保田層群よりは嶺岡層群（榎畑層）と連続する地層である可能性も考えられる。時代も明らかではなく、川上（2004）が本層の分布域から後期中新世を示す石灰質ノジュールを報告しているが、岩相や産状からは後期中新世の地層とは考えにくく、確実に本層起源のノジュールかどうかは判断しにくい。

本層分布域内にもオフィオライト様岩類が露出し、青木山層の剪断帯、元名層と同様に、ある程度剪断変形を受けていると考えられる。

v) 荒島層（安山岩質緑色凝灰岩～火山礫凝灰岩）（小川，1981）

淡緑色～暗緑色の凝灰岩で、風化により暗褐色～黄褐色に変化する。細粒凝灰岩を主体とするが、軽石質の粗粒の層も存在する。鴨川市鴨川漁港の荒島を模式地とし、各所に断片的に分布する。鴨川市八岡海岸では、粗粒な（長径 1 cm 前後）火山礫凝灰岩が露出し、細粒な凝灰岩に移化する様子が観察される。斎藤ほか（1992）により、Midium-K のカルクアルカリ質デイサイトの性質をもつことが報告されており、青木山層の火砕岩と類似した組成を持つと言える。

本層は、嶺岡山地の主稜線上にも分布し（国道 128 号線嶺岡トンネル付近）、嶺岡帯の他の地層群を不整合に覆って堆積していると報告されている場合があるが（吉田，1974；小川，1981 など）、南房総市愛宕山の南側では直線状に断続的に露出することから〔南房総市（旧丸山町）入生田、同市（旧富山町）谷、石原、大沢〕、これらも断層帯に沿って露出した構造的なブロックの可能性が高いと考えられる。方沸石の脈が観察される場合があり（鴨川市荒島、南房総市大沢）、ある程度の変形を被っていると推測される。

本層からは、斎藤（1992）が石灰質ナノ化石を見出し、CN5a 垂帯下部（中期中新世前期：約 15～14 Ma）よりも下位であると報告している。また、小川（1981）、斎藤（1992）は、本層を佐久間層群（三浦層群佐久間層）に対比されるとし、また、岩相から三浦半島の矢部層（群）に対比されるとしている。しかし、江藤ほか（1998）は矢部層を保田層群に対比される葉山層群に含めているなど、層序上の位置づけは研究者によってまちまちである。荒島層のほとんど火砕質の岩相やその組成、ブロックとしての産状などを考慮すると、保田層群の構成要素と考えた方がよいと考えられる。

vi) 石畑層（礫岩）（中嶋ほか，1981）

よく円磨された径数 cm 程度の中礫～大礫から主に構成される礫岩で、礫は本州弧の中・古生界起源岩石のチャートや硬質砂岩が圧倒的に多く、わずかに流紋岩や花崗岩類の礫を含む。後述の三浦層群佐久間層（大崩層）と類似するが、嶺岡帯オフィオライト様岩類や嶺岡層群堆積岩類起源の礫が含まれない点で区別される。

嶺岡山地主稜線部の南側の鴨川市石畑-久保-小山にかけてまとまって分布するほか、その西方の鴨川市沢、同西谷にも小規模な分布が見られる。分布が断片的で、周囲との関係も不明であり、地層の帰属は明瞭ではないが、分布が直線状で断片的であることから、これらも剪断作用等により分断されブロック化していると想定され、そのことから保田層群の構成要素として位置づけられる。ただし、これが保田層群を覆って堆積したのち、削割されて残留物として存在している可能性もあり、その場合は、前述のように三浦層群佐久間層（大崩層あるいは神川層）に対比されるものかもしれない。

（3）三浦層群（Yabe, 1921；三梨ほか，1979）

礫岩・砂岩からなる佐久間層（大崩層、奥山層、中尾原層）を基底とし、上方に細粒化して、木の根層（砂岩を含む泥岩）、天津層（泥岩）と重なる整合一連の地層群で、保田層群と比較して変形の程度が弱いことが特徴である。本層群は基本的には嶺岡帯（鴨川‘地溝帯’北断層）より北側の房総丘陵地域に広く分布する地層群であるが、最下部付近の層準が嶺岡帯内にも割合に広く露出している。なお、嶺岡帯内では、前述のように保田層群と断層によって複雑に指交した分布をなしている。

i) 佐久間層（礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層）（大塚・小池，1949）

礫岩を主体にした「大崩層」、礫岩砂岩互層からなる「奥山層」、並びに、砂岩泥岩互層からなる「中尾原層」に区分されることが多い（鈴木ほか，1990；斎藤，1991，1992）。また、それらを合わせて、「佐久間層群」として三浦層群から独立させる場合がある（斎藤，1991，1992）。

大崩層は淘汰の悪い基質支持の礫岩からなり、層理が割合によく認められる。礫としては、保田層群起源と推測される比較的軟質な砂岩の角礫～亜円礫が多く

を占め、嶺岡層群（広義）起源の岩石（玄武岩類（アルカリ玄武岩やピクライト玄武岩が卓越する）や石灰質頁岩（白滝層）など）の角礫が含まれるのが特徴である。本州弧の中・古生界起源の砂岩やチャートなどの円礫も含まれる。場所によって礫種組成がかなり異なることが報告されている（斎藤，1991）。奥山層は砂岩を主体とし大崩層と岩相が類似した礫岩層がしばしば挟まれ、大崩層から連続して堆積していると考えられる。大崩層の礫の密集度が低い場所では奥山層との区別はつきにくいこと、大崩層と奥山層は指交関係にあるとされていること（鈴木ほか，1990；斎藤，1991，1992）から、本論（地質図）では両者を併せて「大崩層」とした。中尾原層は単層の厚さ数 cm～10 数 cm のリズムカルな砂岩泥岩互層からなり、しばしば厚さ数 10 cm の厚い砂岩層が挟まれるほか、時折礫岩層を挟む。岩相上は大崩層や奥山層とは明瞭に区別される。ただし、鈴木ほか（1990）、斎藤（1991，1992）は、本層も大崩層（礫岩）と指交すると報告している。砂岩は基本的に石英長石質であり、保田層群とは異なるものの、淡紫色の凝灰岩の薄層が時折挟まれ、これらは下位の保田層群の凝灰質砂岩の岩相に類似しており、保田層群からの連続性を示す証拠の 1 つとして位置づけられる。

本層の分布は、嶺岡帯の内部に限られる。このことは構造帯としての嶺岡帯の発達と密接に関連して堆積したことを想像させる。斎藤（1991）は、本層が中新世の右横ずれ運動に起因して形成された堆積盆に、その運動を受けながら堆積した地層であると推定している。分布を詳しく見ると、大崩層は、鋸南町大崩から片山にかけての地域と、同町奥山から鴨川市法名にかけての地域にまとまった分布が見られるが、後者の場合、礫岩分布域内にアルカリ玄武岩や白滝層石灰質頁岩などの岩体が分布することが特徴である。これらは大崩層中の巨大な礫である可能性もあるが、他の礫に比べて極端に大型で中間的なサイズの礫が見られないことや、全体として直線状の分布形態を示すことから、小川・谷口（1987）が指摘するように断層帯に沿って分断されるようなかたちで露出すると推測される。これらの岩体の当時の海底表面への貫入突出に伴って、礫岩層が形成された可能性がある。中尾原層の分布は、大崩層分布域の南方及び西方で、西方では鋸南町大六の海岸部に達する。全体的に東西ないし北東-南西方向の走向を示すことが多く、傾斜方向はしばしば逆転しており、波長の短い褶曲が発達しているとみられる。

下位の保田層群とは、ほとんど断層によって接しており、層序関係があまり明瞭ではない。鈴木ほか（1990）は、保田層群を不整合に覆う露頭を記載している。

本層の年代は、古くは大塚・小池（1949）が大型有孔虫の *Lepidocyclina makiyamai* (MS)、*Miogypsina kotoi* を見出し、中期中新世であることが示されていた。その後、沢村（1973）が珪藻化石を、沢村・中嶋（1981）が珪質鞭毛層化石を、斎藤（1992）が石灰質ナノ化石を見出し（中尾原層を含む）、やはり中期中新世初期であることを報告している。

ii) ^{かがわ}神川層（泥質砂岩）（中嶋ほか, 1981）

軟質の砂質泥岩～泥質砂岩を主体とし、比較的塊状であるが、砂質の層と泥質の層が互層している。薄い砂岩層及び礫岩層を挟む。砂質泥岩～泥質砂岩は暗灰色～青灰色で、サイコロ状に細かく割れる傾向がある。場合によっては指ですりつぶせるほど軟質である。炭化した植物化石や貝化石も含んでいる。礫岩の礫種は、硬質砂岩、チャートなどの中・古生界基盤岩類の円礫が多く、嶺岡層群や保田層群の礫は認められない。Hatai & Koike (1957) や鈴木ほか (1990) は、本層を佐久間層中の中尾原層に対比している。

主として加茂川平野の北縁に分布し、なだらかな地形を呈するのが特徴である。「鴨川『地溝帯』北断層」を挟んで北側には後述の木の根層が分布するが、木の根層分布域が急峻な地形を示すのと対照的で、「鴨川『地溝帯』北断層」が地形急変線となっている。本層の分布域がなだらかな地形を呈する理由として、中嶋ほか (1981) は、本層が水を含むことによって極めて軟弱になる性質を持つと考えている。また、Miyauchi et al. (2006) は、この地形急変の理由を岩質の差による組織地形としているが、その違いが生じる物性的な要因には言及していない。筆者らは「鴨川『地溝帯』北断層」を含む嶺岡帯の変形作用によって、前述の保田層群中の青木山層の剪断部と同様に、本層がある程度剪断変形を受けていると考える。渡辺・高橋 (2000) は、鴨川市川谷ルートにおいて、神川層分布域の中に、本体（中期中新世）よりも明らかに古い時代（前期中新世：約 18～20 Ma）を示すとみられる岩体を報告している。これらは保田層群に相当する岩体とみられ、断層によって神川層中に挟み込まれている可能性が高い。同様な保田層群とみられる岩体（クモの巣状構造が発達している）はやや東方の鴨川市神川（銘川）ルートでも認められるほか、さらに東方には、やはり保田層群から構成される島状丘陵が存在しており（鴨川市打墨）、これらと連続する可能性もある。以上から、神川層は断層運動によって保田層群と指交するような変形を受けていると推定され、その変形作用が脆弱な物性を示す要因になっていると推測される。その意味では、本層分布域でもオフィオライト様岩類が産出する可能性も想定されるが、現在までのところ見出されていない【ただし、前述の房総半島西岸の鋸南町根本海岸に露出する蛇紋岩岩塊（根本一大帷子帯）は本層（の北限の「鴨川『地溝帯』北断層」）の延長部の可能性があるかもしれない】。

本層は加茂川平野の北縁部に広く分布するほか（鴨川市竹平一古畑）、加茂川平野奥部では加茂川の南岸（鴨川市松尾寺一奈良林）にも分布する。また、鴨川市金東西方の長狭街道が走る谷地形の谷部に沿って、本層が細長く分布する可能性がある（礫岩層が認められる）。

本層からは時代を示す微化石の産出は乏しい。後述の木の根層の直下に位置することや、中尾原層に対比されることから、中期中新世初期の年代を持つと推測される。

iii) 木の根層（泥岩）（池辺, 1948; 三梨ほか, 1979）

暗灰色泥岩を主とし青灰色砂岩及び白色細粒凝灰岩をしばしば挟む。泥岩には細かい割れ目が発達し、風化した場合に露頭面が崩れやすい性質を示す。砂岩層は厚さ数 cm～数 10cm でかなり硬質である。凝灰岩層では細粒ガラス質凝灰岩が最も卓越し、場合によっては厚さ数 m に達する。そのほか、結晶質（ゴマシオ状）凝灰岩や軽石質凝灰岩も見られるが、スコリア質凝灰岩はほとんど挟まれない。なお、本層に挟在される白色細粒ガラス質凝灰岩のうち、鍵層 Kn1（中嶋ほか, 1981）と呼ばれている厚い凝灰岩層については、紀伊半島の熊野酸性岩類と対比されており（壇原ほか, 2007）、本層中の凝灰岩類の供給源が本州弧のかなり遠方の火山に求められる可能性もあることを示している。

本層は、岩相上、佐久間層から連続して堆積している（上方細粒化）と考えられるが、連続して重なる様子はほとんど観察されず、断層で接している可能性がある。保田層群とは断層で接し、前述のように鋸南町保田から鴨川市金東にかけての「鴨川『地溝帯』北断層」周辺地域に、保田層群と複雑に指交するかたちで分布する。「鴨川『地溝帯』北断層」以北の房総丘陵地域にも本層は広く分布する（鈴木ほか, 1990; 中嶋・渡辺, 2005 など）。佐久間層と同様に東西方向の走向が卓越し、傾斜方向が頻繁に逆転し、同様に波長の短い褶曲構造が発達していることがわかる。

本層からは、斎藤 (1992)、三田・高橋 (1998) が石灰質ナノ化石を抽出し、同化石の CN3-4～CN5A 帯（中期中新世前期）に対応することが示されている。また、本山・高橋 (1997) は放散虫化石層序によって、渡辺・高橋 (1997, 2000) は珪藻化石層序と古地磁気層序の対比によって、それぞれ本層が中期中新世の約 16 Ma～13 Ma に形成されたことを報告している。

iv) 天津層（泥岩）（大塚, 1937）

灰緑色～灰青色泥岩を主体とし、各種の凝灰岩層を多量に挟む。砂岩はほとんど挟まない。凝灰岩層に関しては、特に下位の木の根層には全く含まれなかったスコリア質凝灰岩層を数多く挟むのが特徴で、最初のスコリア質凝灰岩層の出現をもって、木の根層と天津層の境界（天津層の基底）とされている（中嶋ほか, 1981）。本報告でも、その定義に従う。木の根層に比較すると、割れ目はほとんど発達せず塊状で浸食されにくい性質を持つ。最下部の層準には石灰質ノジュール状の硬質な単層がしばしば発達する。スコリア質凝灰岩層の粒子間が方解石で充填されている様子も見られる。

なお、本層中のスコリア質凝灰岩についての直接の岩石化学的検討はなされていないが、房総半島南部（石堂層）や三浦半島（三崎層）に分布する本層相当層中の玄武岩礫やスコリアの化学組成の検討がなされており（有馬ほか, 1991; 斎藤ほか, 1992 など）、Low-K 系列の島弧ソレイトの特徴を示し、伊豆・小笠原弧の火山起源と推定されている。本層中の玄武岩質噴出物も、岩相の類似性から、同様な起源を持つと推測される。

本層の分布は、ほとんどが嶺岡帯（鴨川『地溝帯』北断層）より北側であるが、嶺岡帯内でも、最も北西

部の鋸南町元名～大帷子地域にまとまった分布が見られる。大帷子の採石場内では、木の根層から整合に重なる様子が観察される。

本層の形成年代に関しては、下位の木の根層と併せて研究されている場合が多く、前述の斎藤（1992）、三田・高橋（1998）（石灰質ナノ化石）、本山・高橋（1997）（放散虫化石）、渡辺・高橋（1997, 2000）（珪藻化石）により、本層は中期中新世～後期中新世に形成されたことが示されている。

（4）南房総層群（川上・宍倉, 2006）

嶺岡帯（鴨川‘地溝帯’南断層）より南側にも三浦層群相当層が分布することは古くから知られており（成瀬ほか, 1951 など）、近年でも、斎藤（1992）は、すべて三浦層群として一括している。三梨ほか（1979）や鈴木ほか（1990）、鈴木ほか（1995）は、分布地域が異なることから累層名は変えているものの、層群名は三浦層群としている。一方、川上・宍倉（2006）は、房総半島南部の地質構造発達史を考慮し、嶺岡帯以北と以南では地層形成のテクトニックな環境が異なることを重視し（外縁隆起帯である嶺岡帯の北側に分布する三浦層群は前弧海盆で形成された地層群であり、南側は付加体の発達に伴う海溝陸側斜面の断層ブロック間の凹部に形成されたもの）、嶺岡帯以南に分布する三浦層群相当層を、「南房総層群」として独立させた。筆者もこの考えに賛成であることから、これを踏襲することとする。なお、高橋（2008）は、同様な根拠により北側の地層群を「安房層群」、南側の地層群を「三浦層群」と呼称しているが、後述のような問題があり、本稿ではこの区分は使用しない。今後、地層名の整理が必要であろう。

嶺岡帯以北と以南の地層では岩相にもやや違いが見られ、泥岩層を主体とする点は類似するが、挟まれる凝灰岩層については、嶺岡帯以北の天津層中のものは淘汰が良く、降下堆積物～タービダイト性堆積物と考えられるのに対して、嶺岡帯以南の地層中の凝灰岩層は一般に淘汰が悪く、一旦定置した後に水流による二次的な移動を被っている場合が多いと推定される。また、嶺岡帯以南の地層のほうが火山砕屑物により富んでおり、特に火山豆石凝灰岩層が頻繁に挟まれる。そのような岩相から判別すると、この2つの地層群の境界は嶺岡帯の内部に位置しており、嶺岡帯西部では鋸南町元名～大帷子のブロックは北側の構成要素（木の根層・天津層）であるのに対して、鋸南町大黒山から勝山漁港をへて岩井袋にかけてのブロックは南側の構成要素に含まれると推定され（岩井袋層・小浦層：川上・宍倉, 2006）、その2つのブロックの間に境界が存在するとみられる。嶺岡帯の東部には両層群相当層は分布せず、境界位置は不明瞭であるが、「鴨川‘地溝帯’南断層」に隣接したすぐ南側の鴨川市畑地域に南房総層群に含まれると推定される地層（東層：川上・宍倉, 2006）が分布することから、やはり嶺岡帯内に両層群の境界が存在すると考えてよいと思われる。

ところで、中嶋ほか（1981）は、嶺岡帯の南側（鴨

川市江見地域）において、保田層群から三浦層群（木の根層～天津層）の間に不整合は認められないとし、両者を併せて「安房層群」と命名し、この定義を房総半島全域（特に嶺岡帯の北側地域）に応用した（中嶋・渡辺, 2005）。たとえば、従来では保田層群と考えられていた江見層は、岩相や年代から三浦層群木の根層に対比され、石堂層は天津層に対比されるとした。確かにこの対比は合っているように思われるが、嶺岡帯以北では天津層の上位にさらに清澄層、安野層と連続して堆積しているものの、嶺岡帯以南ではそれらに対比される地層は存在しない（石堂層が最上位である）。中嶋ほか（1981）の指摘は、嶺岡帯以南では、保田層群と三浦層群の間に位置する佐久間層群（三浦層群佐久間層）に相当する粗粒堆積物が欠けていることに起因するものであろう。それはすなわち、佐久間層の堆積が嶺岡帯の内部に限られていること、つまり、嶺岡帯内のみ横ずれ堆積盆が形成されたことを示しており、嶺岡帯の特異性を示すものと言えよう。嶺岡帯及びそれを挟んだ南北両地域は、明らかに異なるテクトニクス場と見られることから、両者に分布する地層を一括して論ずるのは問題があると思われる。

なお、三浦層群相当層が堆積場や性質が異なる2つのグループに分けられるのは、模式地の三浦半島でも同様で、葉山層群分布域（葉山帯）を境にして北側の返子層・池子層（前弧海盆堆積物）と、南側の三崎層・初声層（海溝陸側斜面堆積物）に区分される（江藤ほか, 1998）。南房総層群は、三浦半島の葉山帯より南側のメンバー（三崎層・初声層）に対比される地層群と位置づけられる。

i) 岩井袋層（泥岩）（川上・宍倉, 2006）

比較的塊状の泥岩を主体とする地層で、スコリア質凝灰岩を中心とした各種凝灰岩層を多量に挟む。火山豆石凝灰岩層がしばしば挟まれる。砂岩はほとんど含まれない。

川上・宍倉（2006）では、南房総層群を構成する地層を、分布地域ごとに異なる累層名で呼んでいるが、本論では、同層群の泥岩主体の地層である「岩井袋層」、「小浜層」、「原岡層」、「東層」を併せて、「岩井袋層」として一括する。その中で、下部のスコリア質凝灰岩をほとんど含まない部位を、三浦層群の木の根層に相当する部位として、地質図では区分して示した。なお、鈴木ほか（1990）は、本層を「石堂層」（天津層相当）及び「南無谷層」（木の根層相当）と称している。

これらの地層の年代については、斎藤（1992）が石灰質ナノ化石、放散虫化石、浮遊性有孔虫化石により中期中新世初期から後期中新世の年代を示している〔斎藤（1992）は、前述のように、本層を木の根層及び天津層として記載している〕。

ii) 小浦層（凝灰岩）（川上・宍倉, 2006）

厚さ数 cm～数 10 cm の軽石質凝灰岩、スコリア質凝灰岩など各種の凝灰岩層が連続的に堆積し、ほとんど泥岩を挟まない地層で、泥岩からなる岩井袋層に整合に重なり、急激に岩相変化する様子が観察される。嶺岡帯内では、鋸南町大黒山及び浮島に分布する。模

式地は、「鴨川『地溝帯』南断層」のすぐ南側の南房総市（旧富山町）小浦地域である。ここでも、泥岩からなる小浜層（川上・宍倉，2006）から急激に凝灰岩主体の小浦層に岩相変化している。なお、鈴木ほか（1990）は、本層を「鏡ヶ浦層」と称している（ただし、鋸南町大黒山及び浮島は「稲子沢層（千畑礫岩）」（北側の構成要素）に区分している。筆者らはこれらを同一のものと考えている}。

本層からは年代を決定できる微化石がほとんど得られていないが、下位の岩井袋層から連続的に堆積していることから、後期中新世ごろの地層と判断される。

4-2. 超苦鉄質岩類

嶺岡帯に産出する超苦鉄質岩類については、前述のように、Uchida & Arai (1978)、Arai & Uchida (1978)、荒井・高橋 (1988) などによって詳しく研究されている。それらによると、嶺岡帯の超苦鉄質岩類は蛇紋岩化したかんらん岩を主体とし、多くはハルツバーナイトで、レーゾライト、ダナイトを少量含むとされる。レーゾライトでも単斜輝石含有量はそれほど多くはなく、モード組成からはハルツバーナイトから連続するものである。ダナイトはハルツバーナイト中に断層で境された構造岩塊として含まれる場合がほとんどで、単独では存在しない。蛇紋岩化の程度はさまざまで、新鮮なかんらん石がかなり残存している部分もあれば、ほとんどが蛇紋石に置き換わっている部分も存在する。

岩石学的な特徴としては、ハルツバーナイト～レーゾライト中に、極めて Ca に富む斜長石を含むことがあげられ、An 値は 88～96 に達する。また、初生的な含水鉱物（フロゴサイトやパーガス閃石）を含むとされる（主にクロムスピネル中の包有物として）。ハルツバーナイト～レーゾライトのかんらん石の Fo 値は 90～92 であるのに対して、ダナイト中のかんらん石の Fo 値は 90～94 と、かなり Mg に富んでいる。クロムスピネルの Cr# [= Cr/(Cr+Al)] は 0.5 前後を中心に 0.3～0.7 と変化する。また Mg# [= Mg/(Mg+Fe²⁺)] は 0.5～0.7 と、比較的高い値を示す。

ところで、前述のように、蛇紋岩類は嶺岡帯内に広く分布し、嶺岡山地主稜線部（嶺岡山地中軸帯）に最も大規模な岩体が分布するほか、南房総市平久里中～同愛宕山の北側を経て嶺岡山地北斜面にかけての地帯（平久里-猿塚山帯、愛宕山北縁断層帯）や、嶺岡帯南縁部（曾呂川帯）、鋸南町下佐久間地域（下佐久間帯）など、各所に産出する。これらの産出場所ごとの岩石学的特徴の系統的な変化が 1 つの問題点として挙げられるが、Uchida & Arai (1978) は、嶺岡山地主稜線部（鴨川岩体）、南房総市平久里中（平久里岩体）、鋸南町下佐久間地域（勝山岩体）及び三浦半島の葉山岩体の 4 つのグループに分けて検討し、三浦半島の葉山岩体を除く房総半島の 3 つの岩体は、岩石学的特徴がよく似ていることを報告している。前述のように、嶺岡帯内の蛇紋岩類の分布はこれら以外にも各所に見られ、それらを含めた岩石学的性質のバリエーションの有無やその成因の詳細な検討が今後の課題としてあげられよう。

4-3. 深成岩類

深成岩類としては斑れい岩が主体をなし、閃緑岩、石英閃緑岩、トータル岩なども割合に多く見られるほか、曹長岩、単斜輝岩、角閃石岩なども少量見られる。

斑れい岩類は、転石としては嶺岡帯内の河床や海岸に普遍的に見られるが、露頭として観察される例は少ない。嶺岡帯の中軸をなす嶺岡中央林道沿いでは、一部に斑れい岩のみからなる露頭が存在するが、周囲の岩石との関係は不明である。しかし、林道沿いに広く露出する破砕を受けた蛇紋岩体中に、斑れい岩類が構造的な岩塊として含まれる様子が観察されることから（鴨川市二子）、前述の斑れい岩体も、おそらく蛇紋岩中の大型の構造岩塊と推定される。

一方、南房総市平久里中では、斑れい岩の岩脈（幅 10 cm 程度）が蛇紋岩を貫いている様子が観察される。河床や海岸の転石中にも、斑れい岩の細脈（幅数 mm～2 cm 程度）を含む蛇紋岩が認められることから、斑れい岩類の少なくとも一部は、マグマとして蛇紋岩中に貫入していることがわかる。中嶋ほか（1981）は、もともとはマグマとして蛇紋岩中に貫入した斑れい岩が、その後の構造的な変形を受けて断片化し、構造的な岩塊として蛇紋岩中に含まれることになったものと推測している。しかし、斑れい岩類は下部地殻を構成する代表的な岩石であることから、上部マントルを構成するかんらん岩類（蛇紋岩類）が断層等に沿って上昇する際に、上位に存在した地殻下部の斑れい岩類を構造的に取り込んだと考えることも可能であろう。

嶺岡帯内に産出する斑れい岩類の結晶サイズは、きわめて変化に富んでいる。時折、結晶サイズが数 cm にも達するペグマタイト質の部分も認められる一方、非常に細粒なマイクロガブロと呼ばれるような部分も存在する。サイズの違いによる縞状を呈する部分も存在する。このような産状は、これらの岩石が、マグマだまり中での結晶の沈積によって生成した集積岩（キュムレート）であることを示す。鉱物組成としては、有色鉱物がホルンブレンドのみからなる角閃石斑れい岩が最も卓越している。そのほか、単斜輝石や斜方輝石を含むものも少なからず存在する。かんらん石を含むものは非常に限られ、露頭では、南房総市（旧富山町）石原のみであり（大型転石かもしれない）、海岸や河川

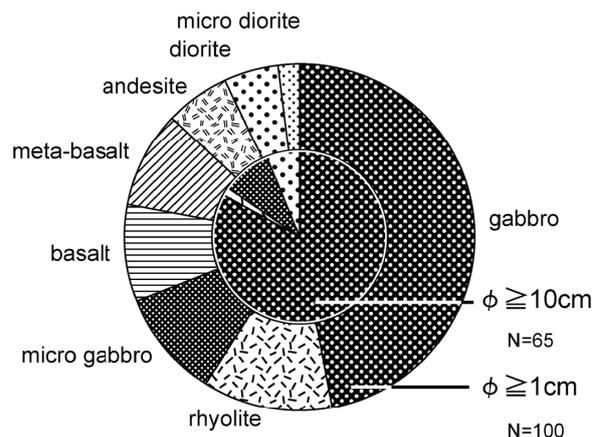


図 12. 嶺岡帯斑れい岩質礫岩の礫種組成。

の転石としても極めて少ない。

ところで、嶺岡帯では、前述の蛇紋岩中の構造岩塊のほか、斑れい岩類の礫が卓越する特徴的な堆積性礫岩（以下、「斑れい岩質礫岩」と呼ぶ）が存在する。斑れい岩質礫岩は、主として嶺岡帯の南縁付近に延長3 kmに渡り断続的に帯状に分布する（古畑-磯森帯）。この礫岩の岩体自体が、地すべり地帯中に孤立して産するため、周囲の地層との関係は不明である。そのため、この礫岩の堆積時期は明らかではないが、これらと一連のものに荒井ほか（1983）が記載した蛇紋岩砂岩～優白色砂岩が存在し、それらが保田層群相当層と考えられていることから、この礫岩もほぼ同様な堆積時期（およそ前期中新世）をもつと推定される。

この礫岩中の礫として産出する斑れい岩類は、蛇紋岩中の構造岩塊として産出するものと比べて、記載岩石学的特徴がかなり異なる傾向がある。たとえば、礫岩中の斑れい岩には、かんらん石を含むものが少なからず見受けられる。また、単斜輝岩などの特殊な岩石が見られるほか、石英を含む石英閃緑岩～トータル岩も普通に見られるなど、変化に富んでいる。それ以外の礫としては、流紋岩、玄武岩、変玄武岩、安山岩なども含まれる（図12）。

斑れい岩類の全岩主要元素化学組成については、佐藤ほか（1999）で報告したことを中心に述べる。斑れい岩類は、顕微鏡観察の結果、多くが集積岩（キユムレート）と推定されることから、全岩化学組成はマグマ組成を直接示すものではないと言えるが、ある程度は反映していると考えて解析を行うこととする。なお、分析には、金沢大学理学部の蛍光X線分析装置（理学電機製3270型）を使用し、加速電圧50 kV、電流20 mAで分析を行った。分析用の試料としては、岩石粉末0.5 gと四硼酸リチウム5 gを混合し、ビードサンプル

ラ（理学電機製）によって約1,100℃で融解した後に冷却させたガラスを用いた。検量線は、産総研地質調査総合センターの標準試料を用いて作成した。分析時には前述の標準試料JB-2、JB-3を未知試料と同時に分析し、データの信頼度をチェックした。

FeO*/MgO比-SiO₂含有量図及びFeO*/MgO比-FeO*含有量図の両者において、嶺岡帯の斑れい岩類の多くはカルクアルカリ系列の領域にプロットされる（図13）。SiO₂含有量では、嶺岡帯の斑れい岩類は42～52 wt%の範囲に集中し、石英閃緑岩～トータル岩類が示すSiO₂含有量56～65 wt%との間に明瞭なギャップが存在する。斑れい岩質礫岩中の礫だけを見ても、斑れい岩類が47～50%とかなり集中するのに対して、石英閃緑岩類～トータル岩類は56～65%と組成ギャップが見られる。嶺岡帯に産出する斑れい岩類と石英閃緑岩類～トータル岩類は、普遍的に異なる成因を持つ可能性がある。

斑れい岩類のFeO*/MgO比は、0.37～2.18と幅を持つが、同比が1以下のMgOに富むものが卓越し、比較的未分化な組成を持つと言える。特に、嶺岡山地主稜線部（八岡海岸転石を含む）の岩石は、同比がすべて1以下である。一方、愛宕山北縁断層帯や斑れい岩質礫岩中の礫は、FeO*/MgO比が比較的高いものが含まれる。石英閃緑岩～トータル岩では、愛宕山北縁断層帯のものはFeO*/MgO比が低く（0.84～1.33）、斑れい岩質礫岩中の礫は同比が高い傾向がある（2.20～3.34）。なお、同比（特にFeO*含有量）に関しては、鉄鉱物のモードと関連があると考えられる（oxide gabbro等ではFeO*量が高くなる）。

また、SiO₂含有量-アルカリ含有量図では（図14）、ソレライト系列にプロットされるものと、アルカリ系列にプロットされるものがある。嶺岡山地主稜線部の

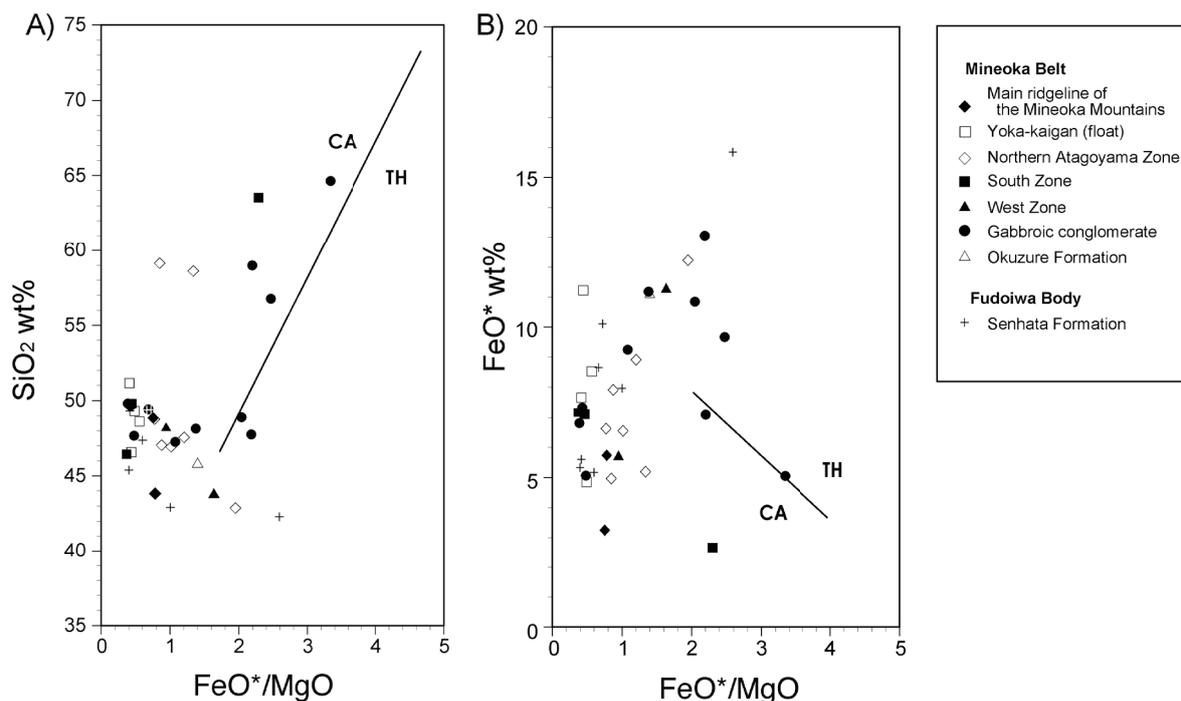


図13. 嶺岡帯斑れい岩類の全岩化学組成. A) FeO*/MgO-SiO₂ wt%. B) FeO*/MgO-FeO* wt%.

ソレライト系列 (TH) とカルクアルカリ系列 (CA) の区分は Miyashiro (1974) に基づく. FeO* は全鉄としての FeO.

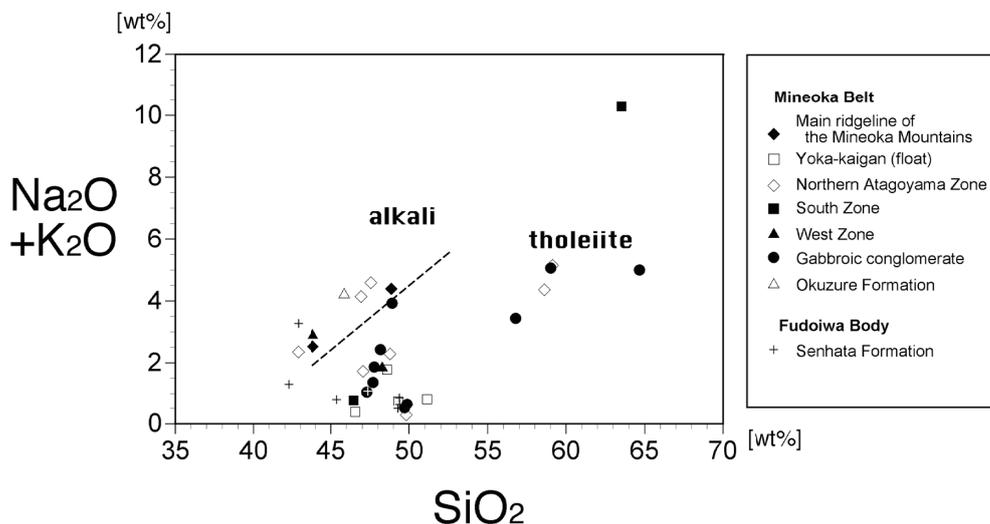


図 14. 嶺岡帯斑れい岩類の全岩化学組成 (SiO₂-アルカリ図). ソレイト系列とアルカリ系列の区分は Macdonald and Katsura (1964) に基づく.

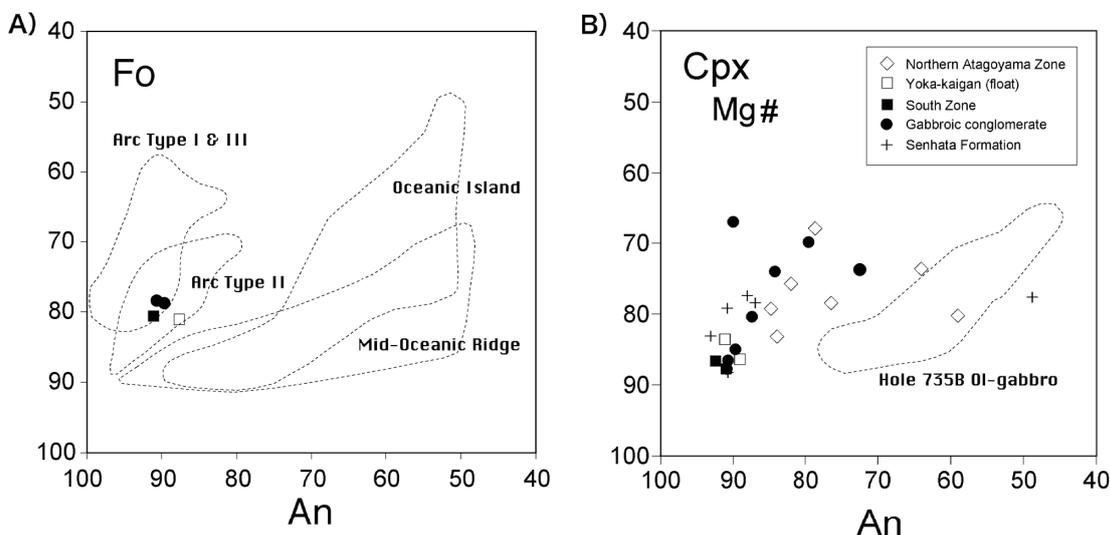


図 15. 嶺岡帯斑れい岩類の斜長石の An 値と共存するかんらん石の Fo 値 (A) 及び単斜輝石の Mg# (B) との関係. かんらん石の各テクトニックセッティングの領域は Beard (1986) に基づく. ODP Hole735B の単斜輝石のデータは Hebert et al. (1991) 及び Constantin (1992) による.

岩石はアルカリ含有量が高い傾向があり、斑れい岩質礫岩、八岡海岸転石は低いものが多い。

総合的に見ると、嶺岡帯内では、全体的にみても産出場所 (地帯) ごとにみても、あまり系統的な変化 (組成トレンド) は示さないといえる。しかし、地帯ごとに、岩石学的性質がある程度異なる傾向が見られる。嶺岡山地主稜線部や八岡海岸転石では比較的未分化な岩石が多く、愛宕山北縁断層帯や斑れい岩質礫岩中の礫では分化のより進んだものが多い傾向がある。なお、愛宕山北縁断層帯に含まれる 2 カ所の石英閃緑岩体 (鴨川市心厳寺及び南房総市山田) は組成がよく似ており、もともと一連の岩石が構造的に破壊され分離したものである可能性を示している (前述のように報告されている年代値は異なるが、再検討の予知はあると思われる)。

斑れい岩類の鉱物化学組成についても、佐藤ほか (1999) で若干報告している。分析は主に国立科学博物館新宿分館のエネルギー分散型分析装置 (以下、EDS)、日本電子製走査型電子顕微鏡 (JSM-5400 + Link システム QX2000) を使用した。分析方法は、Yokoyama et

al. (1993) に基づき、加速電圧 15 kv、ファラデーカップ電流 1 nA、コバルト K α 線により増幅度調整を行い、分析領域約 3 μm^2 、測定時間 60 ~ 100 秒 (鉱物種により調整) で分析し、デジタルフィルター法によって仮の組成を得たのち、ZAF 補正に基づく計算によって最終的な組成を求めた。

斑れい岩中の共存するかんらん石の Fo 値と斜長石の An 値の関係から、斑れい岩類の生成場所 (テクトニックセッティング) の推定がある程度可能であることが Beard (1986) によって示されている。嶺岡帯内で、新鮮なかんらん石を含む斑れい岩類はわずかであり、鴨川市八岡海岸の転石試料 1 点、嶺岡帯南縁の試料 1 点、斑れい岩質礫岩中の礫 2 点の計 4 点である。これらを Beard (1986) の図にプロットすると、嶺岡帯中の試料はすべて Arc Type II の領域に含まれる (図 15A)。海洋域から得られる斑れい岩類は、全般的に斜長石の An 値が低い傾向があるが、嶺岡帯中のものはかなり高い An 値を持っている。嶺岡帯中では単斜輝石を含む斑れい岩類が多いことから、同様に、単斜輝石の Mg# と共

存する斜長石の An 値の関係を見ると (図 15B)、産出場所 (地帯) ごとに傾向はあるものの、やはり全般に An 値が高く、海洋域の斑れい岩類 {ODP Hole735B のデータ: Hebert *et al.* (1991), Constantin (1992)} と比較して、同じ Mg# で比べると有意に An 値が高い。地帯別では、愛宕山北縁断層帯の試料は An 値が比較的低いものに対して、八岡海岸、嶺岡帯南縁及び斑れい岩質礫岩中の礫 (及び千畑礫岩中の礫) は極めて高い An 値を持つと言える。

高い An 値を持つ斜長石は、比較的水に富むマグマから生成することが知られている (Sisson & Grove, 1993)。単斜輝石の Ca 比 [Ca/(Ca+Mg+Fe) 原子比] も高い傾向があり、嶺岡帯の斑れい岩類、特に嶺岡帯南縁と斑れい岩質礫岩中の礫はこのような水に富む低温の環境で生成した可能性が高いと考えられる。

4-4. 火山岩類

嶺岡帯内では、枕状溶岩の形態を示し無斑晶質で気泡をほとんど含まないタイプの玄武岩が最も卓越する。主として蛇紋岩中に構造岩塊として産出し、特に嶺岡山地中軸帯に比較的大型の岩体として分布し、明瞭な地形的ピークをなしている。これらの岩石学的検討は、最初に田崎・猪俣 (1980) によってなされた。岩石学的にはソレイト質玄武岩で、TiO₂ をやや多く含む。その後、小川・谷口 (1987, 1989)、斎藤ほか (1992)、Hirano *et al.* (2003) などにより、より詳細に検討され、これらの枕状溶岩は MORB タイプの玄武岩であることが示されている。

これらの玄武岩のほか、嶺岡帯内にはホットスポットタイプのアルカリ玄武岩類も産出することが報告されている (小川・谷口, 1987, 1989; 斎藤ほか, 1992; 高橋, 1994 など)。これらは、野外では枕状溶岩の形態はとらず、複数のアア溶岩～塊状溶岩の重なりとして産出し、その上位に、玄武岩質礫岩・砂岩、含海緑石頁岩 (平久里層) が重なる特殊なシーケンスをなしている (高橋, 1994)。それらのシーケンスが、断続的に直線状に産出し [平久里中一峠帯 (図 7-6) など]、もともと一連の岩体が、嶺岡帯の構造運動を受けて断片化し、断層帯に沿って分断されたものと考えられる。なお、鴨川市峠の岩体において、平野・奥澤 (2002) は

玄武岩中に砂岩を初生的に巻き込んでいるとして、玄武岩の噴出場が大陸に近い場所であると推定した。しかし、この砂岩の組成はダト一石を 25% 程度も含むきわめて特殊なものであり (斜長石を 25%、石英を 5% 程度含むものの、カリ長石はまったく含まない)、その起源に関しては、より慎重に考える必要がある。

以上の 2 つのタイプの玄武岩のほか、嶺岡帯内には、小規模ながら上記と性質を異にする、これまでに未報告の玄武岩～安山岩類がいくつか分布する。それらについて全岩主要元素化学組成の分析を行ったので (図 17～20 及び表 1)、それぞれの岩石学的特徴について、鏡下での観察結果と併せて以下に述べる。

嶺岡帯南縁に沿って (曾呂川帯: 図 7-8)、特徴的な玄武岩類がいくつか露出する。1 つは、鴨川市太海の曾呂川河口に露出する保田層群泥岩を貫く剪断帯を構成する構造的な礫岩中の礫である [91072604] (図 16A)。かんらん石の斑晶を多く含む (すべて蛇紋石に変質) ピクライト質玄武岩で、砂時計構造の発達した単斜輝石の微斑晶を多量に含んでいる。アミグデュールも多く見られる。石基は、斜長石、単斜輝石、鉄鉱物から成りインターグラニューラー組織を示す。かんらん石斑晶にはクロムスピネルが含まれ、EDS による分析の結果、TiO₂ 含有量が 1.8～2.6 wt% とかなり高い値を示し、プレート内玄武岩の特徴を持つと言える (Arai, 1992)。

鴨川市尊房の玄武岩は、南縁断層帯中に単独の岩塊として存在するものである [GR3905]。斜長石の斑晶及び単斜輝石の斑晶・微斑晶を多く含み、単斜輝石微斑晶は砂時計構造を示す場合が多い。石基は急冷組織をなし、樹枝状の単斜輝石、骸晶状の斜長石、針状の鉄鉱物及び緑泥石化したガラスからなる。アミグデュールも多数見られ、緑泥石や沸石が充填している。流理構造はほとんど示さない。アルカリ含有量は高いが TiO₂ や P₂O₅ の含有量が低く、変質の影響によりアルカリ含有量が増えている可能性がある。起源については、TiO₂ 含有量が低いことから、島弧的な岩石と推測される。

南房総市 (旧丸山町) 古畑の玄武岩質安山岩は、急冷組織の発達した非常に特徴的な岩石である [GR3859, GR8571] (図 16B)。斜長石が針状 (骸晶状) に成長し、肉眼でもわかるほどにサイズが大きくなっている。岩体には柱状節理に類似の節理が発達している。全岩



図 16. 嶺岡帯内の特殊な火山岩の産状及び組織. A) 断層帯中に含まれる玄武岩礫 (鴨川市太海), B) 急冷組織の発達した玄武岩質安山岩の偏光顕微鏡像 (GR8571: 直交ポラーラ: 写真横幅は約 3 mm に相当) (南房総市古畑).

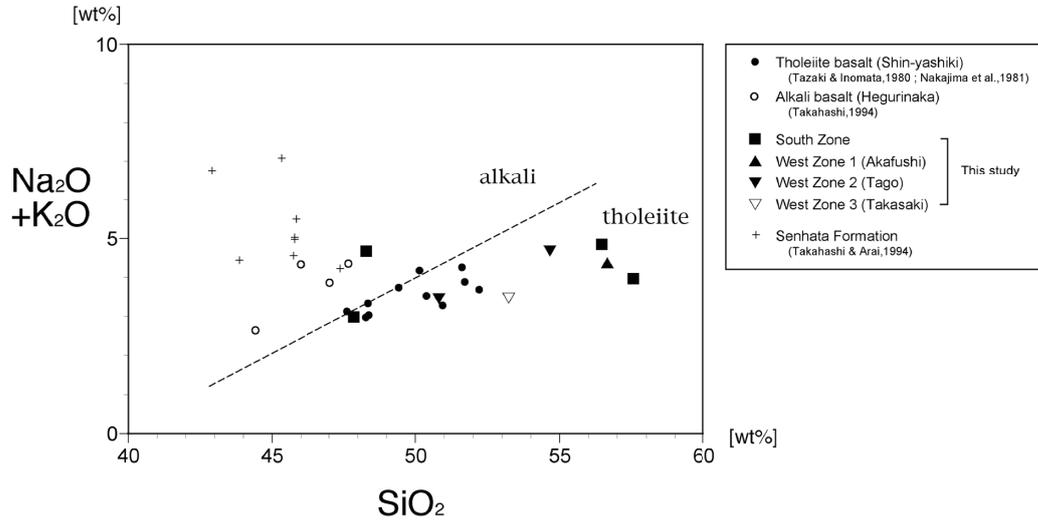


図 17. 嶺岡帯火山岩類の化学組成 (SiO₂ - アルカリ図). ソレイト系列とアルカリ系列の区分は Macdonald and Katsura (1964) に基づく. また, 嶺岡帯の主要な玄武岩類の化学組成は, 田崎・猪俣 (1980), 中嶋ほか (1981), 高橋 (1994), 三浦層群千畑層中の嶺岡帯起源玄武岩礫の組成は高橋・荒井 (1994) のデータを使用.

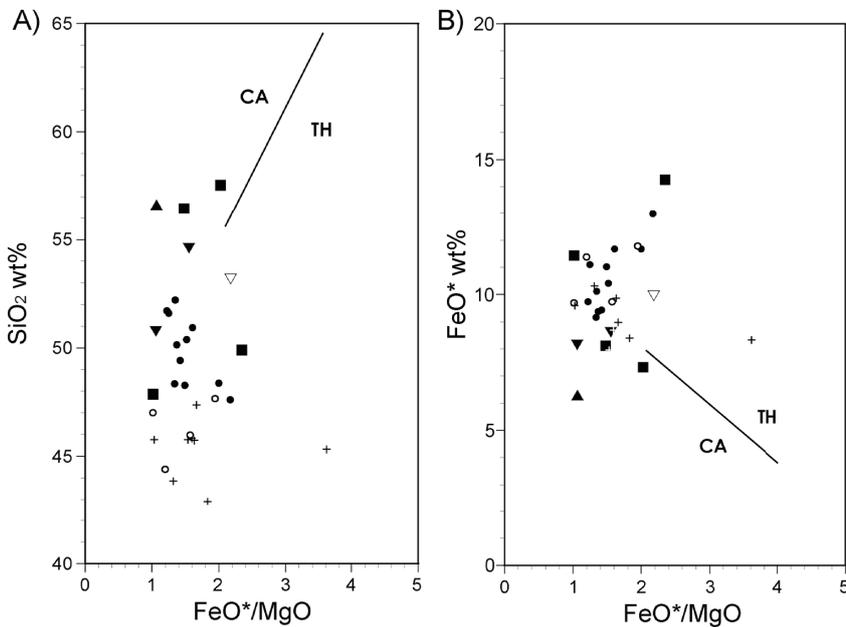


図 18. 嶺岡帯玄武岩類の化学組成. A) FeO*/MgO - SiO₂ wt%. B) FeO*/MgO - FeO* wt%. ソレイト系列 (TH) とカルクアルカリ系列 (CA) の区分は Miyashiro (1974) に基づく. 嶺岡帯の主要な玄武岩類及び千畑層中の玄武岩礫の組成及び凡例は図 17 に同じ.

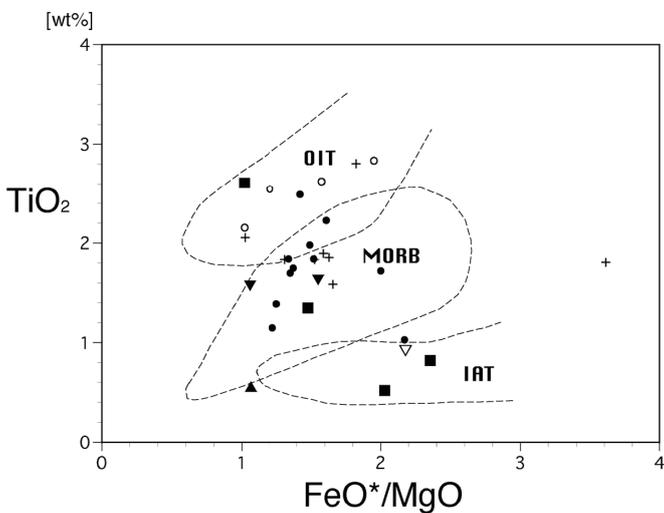


図 19. 嶺岡帯玄武岩類の化学組成 (FeO*/MgO - TiO₂ wt%). 各テクトニックセッティングの領域は Shimazu et al. (1990) に基づく. 嶺岡帯の主要な玄武岩類及び千畑層中の玄武岩礫の組成及び凡例は図 17 に同じ. OIT: 海洋島ソレイト, MORB: 中央海嶺玄武岩, IAT: 島弧ソレイト.

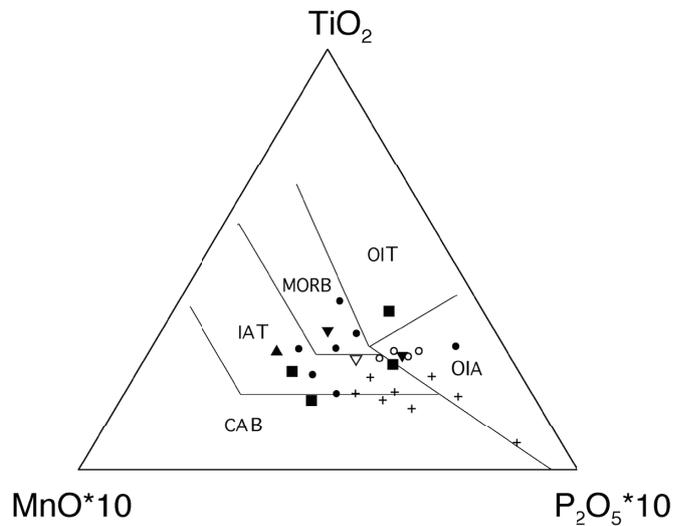


図 20. 嶺岡帯玄武岩類の化学組成 (TiO₂ - P₂O₅ - MnO). 各テクトニックセッティングの領域は Mullen (1983) に基づく. 嶺岡帯の主要な玄武岩類及び千畑層中の玄武岩礫の組成及び凡例は図 17 に同じ. OIT: 海洋島ソレイト, OIA: 海洋島アルカリ玄武岩, MORB: 中央海嶺玄武岩, IAT: 島弧ソレイト, CAB: カルクアルカリ玄武岩 (島弧).

表 1. 嶺岡帯中のいくつかの火山岩類の全岩化学組成.

Sample No.	Locality	Rock	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total [wt%]	FeO*/MgO
[South Zone]														
91072604	Futomi, Kamogawa	picrite basalt (gravel)	47.87	2.61	9.79	11.45	0.13	11.21	9.03	2.20	0.79	0.30	95.38	1.02
GR3905	Sonbo, Kamogawa	basalt	48.27	0.83	18.67	9.51	0.16	4.05	9.16	4.35	0.35	0.11	95.46	2.35
GR3859	Kobata, Minamiboso	basaltic andesite	56.46	1.35	15.10	8.13	0.13	5.49	7.00	4.46	0.39	0.27	98.78	1.48
GR3940	Kobata, Minamiboso	basaltic andesite	57.55	0.52	16.57	7.33	0.14	3.61	7.98	2.66	1.31	0.12	97.79	2.03
[West Zone]														
GR1602	Akabushi, Kyonan	basaltic andesite	56.64	0.56	15.80	6.29	0.09	5.91	7.05	3.26	1.12	0.05	96.77	1.06
GR1598	Tago, Kyonan	basalt	50.81	1.58	14.71	8.18	0.16	7.73	11.59	3.19	0.29	0.16	98.40	1.06
GR1595	Tago, Kyonan	dolerite	54.65	1.64	14.52	8.64	0.13	5.57	7.55	3.78	0.93	0.31	97.72	1.55
GR4465	Takasaki, Minamiboso	basalt	53.23	0.93	16.69	9.99	0.11	4.59	10.23	2.71	0.79	0.15	99.42	2.18
[Okuzure Formation]														
GR6194	Mukaine, Kyonan	picrite basalt (gravel)	42.39	1.49	6.15	11.68	0.16	24.05	6.47	0.60	0.16	0.14	93.29	0.49
GR6198	Nakaobara, Kyonan	picrite basalt (gravel?)	40.38	0.86	3.91	12.02	0.17	32.14	4.16	0.10	0.04	0.09	93.87	0.37

化学分析では、SiO₂含有量が56.46 wt%と、組成としては安山岩である(図17)。しかし、TiO₂やP₂O₅の含有量が比較的高く、海洋的な性質を示すと思われる(MORBタイプ?)。類似した岩石は、同様に嶺岡帯南縁沿い(古畑-礎森帯:図7-9, 9')の南房総市和田町五十蔵、(旧富山町)平久里下でも見いだされており、同一の岩体が分断されたものの可能性がある。

嶺岡帯西部地域にも、玄武岩岩体がいくつか見出される。「下佐久間帯」(図7-12)に沿った鋸南町田子では、蛇紋岩体と接して、無斑晶質の玄武岩及びドレライトの岩体が産出する[GR1598, GR1595]。玄武岩は枕状溶岩の形態を持っている。ドレライトのSiO₂含有量が若干高いものの、TiO₂含有量が高く(1.64 wt%)、鏡下での特徴や産状と併せて嶺岡帯主部のソレライト質玄武岩に類似したMORBタイプ玄武岩と判断される。

「中佐久間帯」(図7-11)に属する鋸南町赤伏では、ドレライトの岩体が単独で露出する[GR1602]。鏡下での特徴は、嶺岡帯主部のドレライトと類似するが、分析の結果、SiO₂含有量が高く(56.64 wt%)安山岩組成で、しかもTiO₂含有量が低く(0.56 wt%)、島弧的な性質の岩石の可能性がある。

「高崎帯」(図7-14)の南房総市(旧富山町)高崎の試料[GR4465]は、成層した地層中に礫として含まれる玄武岩であるが、本層の帰属がはっきりしない。礫の種類が単調で、ほぼこの玄武岩の礫からなり、供給源は近傍であると推測される。三浦層群佐久間層中の大崩層の礫岩にも見えるが、主要な分布域からかなりはずれており、断定できない。岩石には斜長石斑晶が多量に含まれ、アミグデュールも多い。分析の結果はTiO₂含有量の比較的低い(0.93 wt%)玄武岩~安山岩で、島弧起源の可能性がある。

以上のように、嶺岡帯内では起源が異なると考えられる様々なタイプの火山岩類が産出している。これらは、嶺岡帯の起源を考察する上でも、1つの鍵になるものと考えられる。

5. 嶺岡帯構成岩石の時代による変化

荒井ほか(1983)、Arai & Okada (1991)は、嶺岡帯内に蛇紋岩起源粒子を含む特徴的な砂岩(蛇紋岩砂岩)を見出し、この蛇紋岩起源粒子の岩石学的特徴が、現

在の嶺岡帯に広く露出する蛇紋岩類と多くの点で共通するものの、一部の性質が異なることを示した。彼らは、この蛇紋岩砂岩が前期中新世に地表に固体貫入・突出(プロトルージョン)した岩体からもたらされたものと位置づけ、嶺岡帯において貫入・突出した超苦鉄質岩体の時代による変遷を論じた。このようなオフィオライト岩類の時代変化は、オフィオライト岩類の起源やエンプレイスメントの過程、また、その後の嶺岡帯の構造発達史を考察するうえで、大きな制約事項となりうることから、ここで詳しく述べることにする。

荒井ほか(1983)によると、蛇紋岩砂岩中のクロムスピネルは、Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺)比が0.1以下と低く、Mg#が0.5~0.7と比較的高いという性質では、現在露出する蛇紋岩体と共通しているが、単斜輝石のCa比が蛇紋岩砂岩中のものが高く、平衡温度が低かったと推定され、当初に、より浅い場所を構成していた岩体が貫入・突出し、その後、より深部の岩石が突出するようになったものと考察した。

その後、嶺岡帯内及び周辺地域において、新第三紀前期中新世以降の各時代の地層中に嶺岡帯起源と考えられる蛇紋岩類の礫や粒子が次々と見出された。たとえば、嶺岡層群(榎畑層)(奥澤・久田, 2004)、三浦層群佐久間層(大崩層)(斎藤, 1991; 奥澤・久田, 2004)、三浦層群千畑層(荒井ほか, 1990)、上総層群市宿層(荒井ほか, 1990)、上総層群長浜層(高橋ほか, 2008)などである(図21)。

高橋ほか(2008)は上総層群長浜層中の蛇紋岩礫を詳しく検討すると同時にこれらの各時代の蛇紋岩類を総括し、クロムスピネルの組成は全体を通じてほぼ共通であることを示し、前期中新世から現在まで、ほぼ均質な組成をもつ一連の超苦鉄質岩体が、前弧域(現在の嶺岡帯の位置)で、断続的に上昇・突出を繰り返したと推定した。また、単斜輝石の組成は最も時代の古い蛇紋岩砂岩が最も平衡温度が低く、現在露出する蛇紋岩類が最も高く、その間の時代の蛇紋岩類の平衡温度はそれらの中間の値を示すが、単純な直線状の変化ではなく、ある程度の増減を示すこと、同一の地層中の礫でも異なる平衡温度を示す岩石が混在すること、などから、超苦鉄質岩体がマントルから上昇する過程で異なる深度の岩石が混合したり上下関係が逆転

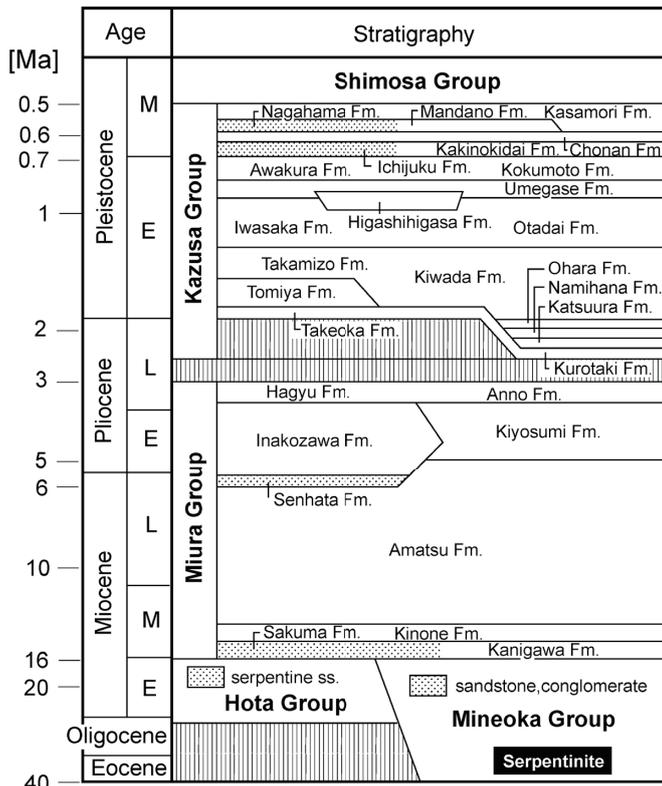


図 21. 房総半島の蛇紋岩類及び蛇紋岩起源碎屑物の産出層準 (網かけ部分). E: Early, M: Middle, L: Late. 地質層序は三梨ほか (1979) 及び Ito (1992) に基づく。

する可能性や、マントル条件あるいは上昇・固体貫入時にメルトや流体の局所的な循環や付加により岩体中にさまざまな不均質性が生じる可能性があることを示唆した。

以上は、蛇紋岩類だけに注目した議論であるが、この固体貫入・突出を繰り返した岩体は、蛇紋岩類 (マントルかんらん岩) だけではなく、その上位に存在した地殻下部～上部の岩石を構造的に取り込んだ複合岩体を形成していたと考えられる。それらの複合岩体全体の性質及びそれらの時代変遷を論じるには、蛇紋岩類のみではなく他の岩石種についても検討を行う必要がある。そこで、嶺岡帯を構成する代表的オフィオライト様岩石である斑れい岩類及び玄武岩類について、蛇紋岩と同様に時代変遷を議論することとする。

先に述べた、嶺岡帯中に産出する斑れい岩類のうち、斑れい岩礫が卓越する堆積性礫岩 (斑れい岩質礫岩) は、荒井ほか (1983) が報告した蛇紋岩砂岩と同様に、前期中新世ごろに固体貫入・突出した岩体から供給されたと考えられ、それは想定される複合岩体の一部である可能性がある。本礫岩 (南房総市古畑) では、斑れい岩のほか、閃緑岩、玄武岩、変玄武岩、安山岩、流紋岩などの深成岩類及び火山岩類が多量に含まれるものの、蛇紋岩類や嶺岡層群堆積岩類はほとんど含まれない (図 12)。しかし、近傍に蛇紋岩砂岩が分布しており、これらが連続する可能性もあろう。つまり、当時、海底に礫や粒子を供給した固体貫入岩体の性質が比較的短距離の間に変化していることが想定される。

この斑れい岩質礫岩中の斑れい岩礫の岩石学的性質は前述の通りで、現在貫入してきている岩体 (蛇紋岩

中の構造岩塊や断層帯中の構造岩塊) と比べて性質がかなり異なっている。つまり、後者がほとんど角閃石斑れい岩あるいは輝石斑れい岩からなるのに対して、斑れい岩質礫岩中のものは、かんらん石を含む未分化な岩石が見られる一方、石英を含む分化の進んだ岩石も少なからず認められ、バリエーションが大きい。単斜輝石の組成にも違いが見られ (Ca 比が高い)、また、斜長石も高い An 値を持つものが多い。以上の性質の違いは、荒井ほか (1983) が蛇紋岩砂岩から推定した中期中新世の蛇紋岩体と現在の岩体の性質の違いとよく一致している。

この斑れい岩質礫岩に含まれる玄武岩類に関しては、まだそれほど詳しい分析を行っていないが、鏡下での観察では、嶺岡山地主部などでよく産出するソレライト質玄武岩 (枕状溶岩) 及び「平久里-峠帯」などで卓越するアルカリ玄武岩類 (ホットスポット起源) に類似するものはほとんど含まれない。単斜輝石を斑晶として含む玄武岩類がいくつか見られるが [GR8577、GR8588]、単斜輝石の TiO_2 含有量がかかなり低い値を示すのに対して、 Cr_2O_3 含有量がかかなり高い値を示す (図 22)。 Cr_2O_3 は 0.5 wt% を越えるものがあり、クロム透輝石である (肉眼で透明感のある緑色を呈する)。これらは島弧性の未分化な岩石と言えよう。礫として安山岩や流紋岩類が少なからず産出することからも、本礫岩中の火山岩礫は島弧的な性格をもつ岩石が多いと判断される。

三浦層群佐久間層 (大崩層) (中期中新世初期: 約 16 Ma) に礫として含まれる岩石、特に斑れい岩類、玄武岩類に関しては、まだ調査が進んでいない。肉眼では、「平久里-峠帯」あるいは「法明-奥山帯」に産出するアルカリ玄武岩類似の青灰色でかんらん石斑晶を持つ玄武岩類が見出され、原産地からの距離も考慮すると、これらとほぼ同一のものと推測される。斎藤 (1991) によれば、大崩層分布域内の数地点でそれぞれ 1～2% の斑れい岩礫が含まれるとされているが、筆者が確認したのは鋸南町中根地区の 1 点のみで、ドレライト～斑れい岩礫が見出されている [GR4286]。肉眼で結晶が十分に見えるほど粗粒だが、鏡下では長柱状斜長石が発達しその間を単斜輝石 (淡褐色のチタンオーゾサイト) や緑泥石化したガラスが埋めたドレライト組織を示す。鉄鉱物も骸晶状を示す。斑れい岩類の全岩分析で大崩礫岩中の礫として示したものがそれで (図 13, 14)、アルカリ含有量や TiO_2 、 P_2O_5 含有量が比較的高く、ホットスポット起源の可能性が高い。

三浦層群千畑層 (中期中新世後期～鮮新世初期: 約 6 Ma) では、荒井ほか (1990) が蛇紋岩礫を記載し、嶺岡帯の蛇紋岩類と基本的特徴 (クロムスピネルの組成など) は同じであるが、角閃石を多く含むなど若干異なる性質を持つことから、同じ環伊豆地塊蛇紋岩類に属する別の岩体 (かつて東京湾の浦賀水道付近に存在したと推測される「不動岩岩体」) からもたらされたものと考えた。また、高橋・荒井 (1994) は、玄武岩礫について検討し、急冷組織の発達したアルカリ玄武岩類が卓越し、化学組成の特徴から主にホットスポッ

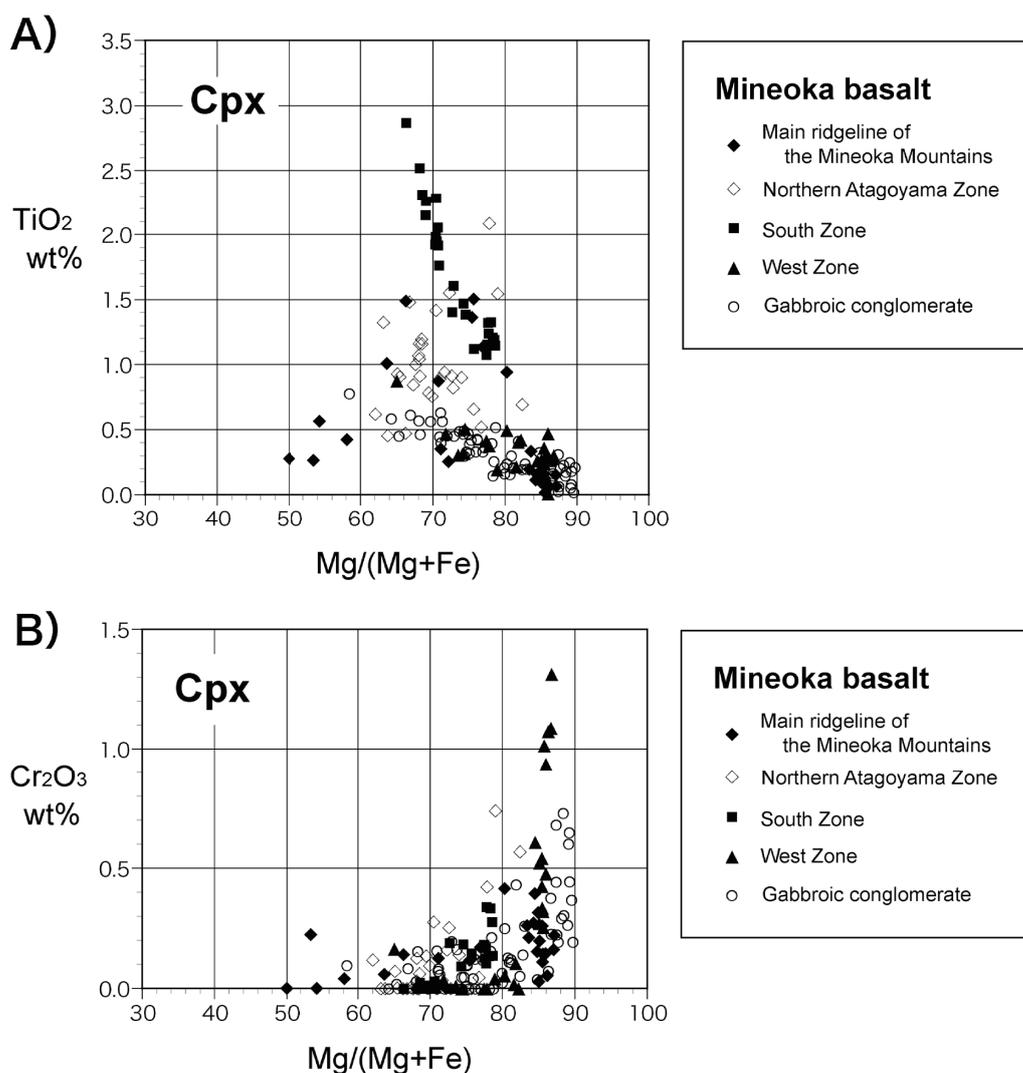


図 22. 嶺岡帯の玄武岩類の単斜輝石の化学組成. A) Mg# - TiO₂ wt%, B) Mg# - Cr₂O₃ wt%.

ト起源と推定されることを示した。なお、これらのアルカリ玄武岩類は嶺岡帯内でよく産出するアルカリ玄武岩類とは鏡下での特徴が異なり、嶺岡帯のものは陸上噴出のエア溶岩～塊状溶岩で流理構造を示す組織を持つが、千畑層中のものは、前述のように急冷組織（ dendroite ）が発達し、水中噴出溶岩であると推測される。なお、一部には前述の大崩礫岩中のドレライト礫に類似した粗粒の岩石も見られる {高橋・荒井 (1994) で A-2 タイプとしたもの}。

この千畑層中には斑れい岩類の礫も含まれるが、これまでほとんど研究がなされていない。なお、もともと千畑層の礫の多くは関東山地起源のものであり、その中に嶺岡帯（不動岩岩体）起源の礫が少量混じるものである。この中に含まれる斑れい岩類には、嶺岡帯起源でない関東山地や丹沢山地起源のものも含まれると予想され、それらの肉眼での区別は厳密には難しい。礫の円磨度が高いものや、変質・変成の程度が高く斜長石がほとんど分解しているような試料は、嶺岡帯のものではないと考えて、検討から除外した。

嶺岡帯（不動岩岩体を含む）起源と考えられる斑れい岩礫の偏光顕微鏡観察の結果、単斜輝石、斜方輝石を含む両輝石斑れい岩類が卓越し、かんらん石を含む

ものも存在することが判明した。ただし、かんらん石はほとんどが蛇紋石に変質している。斜方輝石も変質が進んでいるが（バスタイト化あるいはアクチノ閃石化）、新鮮に残っている場合もある。単斜輝石はほとんど変質していない。ホルンブレンドも後期に晶出しており、単斜輝石を虫食い状に置換したり、結晶粒間を充填している。この特徴は、嶺岡帯の斑れい岩質礫岩中の斑れい岩礫でもよく見られたものである。

これらの斑れい岩礫のいくつかについて、全岩主要元素化学組成及び鉱物化学組成の分析を行った。分析方法は、前述の嶺岡帯の岩石と同様である。全岩分析では、SiO₂ が 40～50% で、アルカリ含有量が 1 試料を除き 1.5 wt% 以下と低い値を持つ（図 14）。嶺岡帯の八岡海岸転石や斑れい岩質礫岩の未分化なグループ（かんらん石斑晶を持つ）と組成がよく類似する。アルカリ含有量が高い 1 試料 [GR187] は、砂時計構造が発達する単斜輝石が卓越する岩石で、一部に急冷構造も見られるドレライト的なものである（前述の玄武岩類の A-2 タイプに近い）。全岩の TiO₂ wt% も 1.70% と割合に高い値を示す。また、FeO* 含有量、FeO*/MgO が極端に高い試料も存在する [GR253] が、これは鉄鉱物が多量に濃集したためであろう。

鉱物の化学組成では、全岩組成でアルカリ含有量の低いタイプは斜長石の組成が極めて An 成分に富み (An 値 = 90 前後)、この点でも嶺岡帯の八岡海岸転石や斑れい岩質礫岩の岩石と良く似ている (図 15)。共存する単斜輝石の Mg# もこれらと類似しており、海洋的な性質は示さないと言える。これらも、水に富む低温の条件下で生成したものと推測される。嶺岡帯との性質の違いは、貫入・突出年代の違いのほか、これらが蛇紋岩礫と同様に嶺岡帯とは若干性質が異なる不動岩岩体を起源とするためかもしれない (環伊豆地塊蛇紋岩帯の水平方向の不均質性)。なお、前述のアルカリに富み、TiO₂wt% が高い試料は、ホットスポット起源の可能性がある。

上総層群市宿層及び長浜層 (第四紀中期更新世初期: 約 0.7 ~ 0.6 Ma) も、含まれる礫はほとんどが関東山地起源の礫であり、嶺岡帯起源の礫はわずかである。市宿層中の蛇紋岩礫については荒井ほか (1990) が検討し、三浦層群千畑層と同様に不動岩岩体起源であることを示した。一方、長浜層中の蛇紋岩礫は房総半島の嶺岡帯起源の可能性が高いことが示されている (高橋ほか, 2008)。この礫岩中から、斑れい岩類及び玄武岩類に関して、嶺岡帯起源の礫を抽出することは現在のところできていない。長浜層の礫種組成を検討した江藤ほか (2001) によれば、長浜層中に嶺岡帯起源の砂岩が比較的多く含まれることが指摘されており、注意深く調査すれば、嶺岡帯起源の斑れい岩類や玄武岩類を見出すことができるかもしれない。これらは今後の課題である。

以上、蛇紋岩類に加えて、斑れい岩類や玄武岩類に関して、房総半島の各時代中の地層に含まれる礫の岩石学的性質を検討した。それらをまとめたものが図 23 である。

最も初期の前期中新世に固体貫入・突出した岩体では、超苦鉄質岩類、斑れい岩類はともに比較的低温で平衡にあったと推測され、また、玄武岩 (火山岩) 類では未分化な島弧起源の岩石が多く含まれる。これら

は、発達初期の伊豆-小笠原弧 (古伊豆弧?) の地殻~上部マントルを構成していたものである可能性がある。

中期中新世初期 (三浦層群佐久間層) の貫入岩体に関しては、玄武岩類についてはホットスポット起源のアルカリ玄武岩・ドレライト類は含まれている。斑れい岩類、超苦鉄質岩類についてはデータに乏しく、詳しい性質は不明である。

後期中新世後期 (三浦層群千畑層) では、玄武岩類ではホットスポット起源のアルカリ玄武岩・ドレライト類や一部に MORB タイプの岩石も含まれる。一方斑れい岩類では、水に富み低温で平衡にあったと考えられる岩体が含まれ、前期中新世に貫入岩体に含まれていたものとそれほど変わっていない。超苦鉄質岩類については、異なる岩体 (不動岩岩体) 起源と推測されるものの、現在の嶺岡帯主部で見られる岩石と比較的類似した岩石から構成されている。

中期更新世 (上総層群長浜層) では、超苦鉄質岩類については、現在の嶺岡帯主部の岩石とそれほど変わらないが、若干低い平衡温度を示す岩石が露出している。斑れい岩類、玄武岩類に関しては不明である。

そして、現在の貫入岩体には、玄武岩類としては MORB タイプのものが卓越し、ホットスポット起源の岩石も割合に多く含まれる (小川・谷口, 1987, 1989; 斎藤, 1992; 高橋, 1994; 佐藤ほか, 1999; Hirano et al., 2003 など)。斑れい岩類に関しては角閃石斑れい岩及び輝石斑れい岩類が卓越し、過去のものよりは平衡温度の高い岩石が露出するものの、水に富んだ環境はそれほど変わらず、島弧的な性質を示す (Hirano et al., 2003; 本報告)。超苦鉄質岩類については、比較的高い平衡温度から、背弧海盆の上部マントルを構成していた岩石が露出すると推定されている (荒井・高橋, 1988)。

以上をまとめると、玄武岩類及び超苦鉄質岩類に関しては、初期のものが島弧的であるのに対して、現在見られるものはより海洋的な性格に変わっている。一方、斑れい岩類に関しては、若干の性質の変化はあるものの、時代を通じて島弧的な性格を示すということになる。

	現在 (蛇紋岩中の構造岩塊)	前期中新世 (0.6Ma) (上総層群長浜層)	後期中新世 (6Ma) (三浦層群千畑層)	中期中新世初期 (16Ma) (三浦層群佐久間層)	前期中新世 (蛇紋岩砂岩・斑れい岩質礫岩)
玄武岩 (火山岩)	中央海嶺 (背弧海盆) 型 ・無斑晶質玄武岩 (枕状溶岩) ホット・スポット型 ・かんらん石玄武岩 (塊状溶岩) ・ピクライト質玄武岩 (枕状溶岩・塊状溶岩) 〈小川・谷口 (1987-1989)、高橋 (1994) など〉	未調査 (嶺岡帯の岩石の抽出が困難)	ホット・スポット型 ・かんらん石玄武岩 (枕状溶岩) ・ピクライト質玄武岩 中央海嶺型 ・無斑晶質玄武岩 (枕状溶岩) 〈高橋・荒井, 1994〉	ホット・スポット型 ・かんらん石玄武岩・ドレライト ・ピクライト質玄武岩 〈本報告〉	島弧型 ・透輝石 (変) 玄武岩 ・デイサイト→流紋岩 〈本報告〉
斑れい岩 (深成岩)	島弧型? ・輝石斑れい岩 (しばしば巨晶) ・角閃石斑れい岩 (しばしば巨晶) 〈本報告〉	未調査 (嶺岡帯の岩石の抽出が困難)	島弧型? ・かんらん石輝石斑れい岩 ・輝石斑れい岩 ・角閃石斑れい岩 〈本報告〉	未調査	島弧型? ・かんらん石輝石斑れい岩 ・輝石斑れい岩 ・角閃石斑れい岩 ・石英閃緑岩→トータル岩 ・単斜輝岩 〈本報告〉
蛇紋岩	背弧海盆型 ・ハルツバーガイト>ダナイト>レーンゾライト ・クロムスピネルの Fe ₃₊ 比が低い ・クロムスピネルの Mg# が高い ・角閃石などの含水鉱物を含む ・単斜輝石の Ca 比が低い 〈Uchida & Arai (1978)〉	背弧海盆型 ・ハルツバーガイト>レーンゾライト>ダナイト ・クロムスピネルの Fe ₃₊ 比が低い ・クロムスピネルの Mg# が高い ・単斜輝石の Ca 比が中間的~高い 〈高橋ほか (2008)〉	背弧海盆型 ・ダナイト>ハルツバーガイト ・クロムスピネルの Fe ₃₊ 比が低い ・クロムスピネルの Mg# が高い ・角閃石などの含水鉱物を含む ・単斜輝石の Ca 比は中間的 〈荒井ほか (1990)〉	背弧海盆型? ・クロムスピネルの Fe ₃₊ 比が低い ・クロムスピネルの Mg# が高い 〈奥澤・久田 (2004)〉	島弧型 ・クロムスピネルの Fe ₃₊ 比が低い ・クロムスピネルの Mg# が高い ・単斜輝石の Ca 比が高い 〈荒井ほか (1983)〉

図 23. 嶺岡帯オフィオライト様岩類の岩石学的性質の時代変遷。

この点に関しては、まだ検討の余地があるだろう。地質学的な産状からみると、現在の嶺岡帯主部では、玄武岩類と斑れい岩類はほぼ同様な産状を示す。それらの起源が異なるとすると、起源が異なる地殻どうしを混合する過程を考えなくてはならないし、別の意味では、それぞれの岩石のペアを構成していた岩石（島弧起源の玄武岩類、海洋起源の斑れい岩類）の行方についての問題も生じる。一方、現在の嶺岡帯で見られる玄武岩類と斑れい岩類がもともとペアをなすような地殻がどこかに存在すると考えた方が単純なようにも思われる。たとえば、現在の海洋域でも中央海嶺付近から、石英閃緑岩、トータル岩、トロニウム岩などの通称‘plagiogranite’と呼ばれる珪長質の岩石が得られているし（Cannat & Casey, 1995 など）、また、世界の多くのオフィオライトの下部地殻セクションから同様の珪長質の産出が報告されている（Alabaster *et al.*, 1982 など）。Koepke *et al.* (2007) は、これらは中央海嶺付近の下部地殻を構成する斑れい岩類が水の存在下で部分融解を起こした結果生成したものと考えている。

一方、もともと海洋的な岩石と島弧的な岩石が共存するような構造の地殻・マントルを考えることもできよう。具体的な例として、海洋性島弧である伊豆-小笠原-マリアナ弧が挙げられる。同島弧はかつての海洋（縁海）プレートである西フィリピン海盆上に新たな沈み込みによって形成された島弧であり、海洋性の基盤の上に島弧的な岩石が載る構造をなしている。伊豆-マリアナ弧の地殻・マントルの構造や構成岩石については、近年、急速に調査・研究が進み、その実体が明らかになりつつある（Suyehiro *et al.*, 1996; Ishizuka *et al.*, 2011 など）。嶺岡帯の構成岩石との比較検討も可能になってきており、今後の課題である。

6. 考察

6-1. 嶺岡帯オフィオライト岩類の起源及びエンプレイスメントの過程

これまで、嶺岡帯のオフィオライト様岩類の起源やエンプレイスメントの過程に関しては、前述のように、‘嶺岡プレート’のオブダクション、四国海盆拡大時のトランスフォーム断層沿いの貫入、前弧オフィオライトの衝突付加など、様々な考えが提唱されている。これまでに述べてきた嶺岡帯オフィオライト岩類の性質やそれらの時代変遷に基づいて、その起源やエンプレイスメントの過程について検討してみる。

Arai (1991) や荒井 (1992) は、漸新世～前期中新世の四国海盆拡大時にフィリピン海プレート北端部がトランスフォーム断層に変化し、その断層に沿って環伊豆地塊蛇紋岩帯のオフィオライト様岩類が貫入・突出したと考えた。そして、四国海盆拡大初期には、古伊豆・マリアナ弧 {現在の伊豆前弧 (小笠原海嶺など) と九州・パラオ海嶺を合わせたもの} の地下深部を構成する物質が貫入し、その後、四国海盆の拡大に伴って、四国海盆の地下深部を構成する物質が貫入するように変化したと推定した。

この考えに関しては、斑れい岩類についてもある程度当てはまる。特に、当初に貫入したと考えられる岩石（斑れい岩質礫岩中の礫）に島弧的な性質の岩石が多く、特に深成岩類では分化の進んだ石英に富む石英閃緑岩～トータル岩類も少なからず含まれることが挙げられる。現在の伊豆-小笠原弧の地下には、トータル岩質と推定される中部地殻が存在していることが物理探査から判明している（Suyehiro *et al.*, 1996）。このような珪長質の中部地殻が、前期中新世にはすでにある程度形成されていて、それらからもたらされたと考えることもできよう。ただし、その後に入入した斑れい岩類が四国海盆下の下部地殻を構成するものかどうかは断定できない。また、この考えの場合、四国海盆底を構成する玄武岩類も取り込まれると想定されるが、その年代（30～17 Ma）を示す玄武岩類は見いだされていない。

一方、‘嶺岡プレート’起源説が提唱された大きな理由は、嶺岡帯で広く産出する MORB タイプの玄武岩（主として枕状溶岩）の形成年代が 40～50 Ma と古く、太平洋や四国海盆の海底を構成する玄武岩が持つ年代と合致しないことである（小川・谷口, 1987; 谷口ほか, 1991）。しかし、‘嶺岡プレート’を考えなくとも、たとえば、谷口ほか (1991) が指摘したように、古伊豆・マリアナ弧の基盤として、現在のフィリピン海プレート西半部を構成する西フィリピン海盆の海底が存在することが挙げられる。四国海盆の拡大時にはそれらが分断されて、古島弧を載せたまま東進したと想定される。西フィリピン海盆底の玄武岩類の年代は、DSDP の掘削資料に基づき、ほぼ 40～50 Ma の値が示されている（綱川, 1985）。また、最近、小笠原弧前縁の海溝陸側斜面の下部において、基部にマントルかんらん岩、斑れい岩が存在し、その上位にシート状岩脈群や枕状溶岩の岩体が重なる様子が確認され、その玄武岩類の年代が 48～52 Ma を示している（さらにその上位に 46～48 Ma のボニナイトや高マグネシア安山岩が重なる）（Ishizuka *et al.*, 2006, 2011）。これらは嶺岡帯の玄武岩類の年代とほぼ一致しており、その起源の候補の 1 つに挙げられよう。嶺岡帯ではまだボニナイトや高マグネシア安山岩は見いだされていないが、嶺岡帯の延長と考えられている瀬戸川帯では高マグネシア安山岩の産出が報告されており（大橋・白木, 1981）、嶺岡帯でも産出する可能性はあろう。また、ODP 第 125 節の Site786 において、伊豆・小笠原弧中部の青ヶ島南東の前弧海盆外縁の高まりにおける海底掘削が行われ、基底部に始新世の火山岩類（安山岩、デイサイト、流紋岩）が見出され、小笠原弧の延長部と推測されているが（Leg125 shipboard scientific party, 1989; 白木・藤岡, 1992）、同コアでは、それらの火山岩類を覆って始新世から漸新世にかけての石灰質泥岩が堆積している。これらは、嶺岡帯に分布する嶺岡層群白滝層に相当するものの可能性もあろう。

前弧オフィオライトに関しては、伊豆・マリアナ前弧域では、蛇紋岩化したかんらん岩 {ハルツバーナイトを主とし、ダナイト（斜方輝石+単斜輝石、かんらん

ん石+単斜輝石)、レーンライト、ウェールライトを含む)、斑れい岩、玄武岩、安山岩、デイサイト、ボニナイト、角閃岩、緑色片岩などの産出が報告されており (Bloomer & Hawkins, 1983; Ishi, 1985; 石井, 1985 など)、これらは嶺岡帯の岩石類と類似するものも多く、起源の候補の1つにはなりうる。しかし、前弧オフィオライトの起源及び形成メカニズム自体が明らかになっておらず、対比を行うにも現段階では不確定要素が多い。これらについては、最近明らかにされつつある伊豆・マリアナ弧全体の地殻・マントル構造の中での位置づけが明らかになったうえで、比較検討がなされる必要がある。

以上をまとめると、嶺岡帯を構成する岩石は、伊豆・マリアナ古島弧 (前弧オフィオライトも含む?) 及びその基盤の西フィリピン海盆底の岩石である可能性が高いと判断される。また、これらの岩石のエンプレイスメントのメカニズムとしては、瀬戸川帯から嶺岡帯まで長大な距離に渡って類似した岩石が産出することや (荒井・石田, 1987; 杉山・下川, 1990 など)、嶺岡帯においては長期に渡ってオフィオライト岩類の貫入・突出が継続していることを考慮すると、Arai (1991) や荒井 (1992) が指摘したように、四国海盆拡大時のフィリピン海プレート北端部のトランスフォーム断層沿いに (垂直方向に広がりを持つ岩体が) 形成され、拡大終了後にそれらが (原型をほぼ留めたかたちで) 付加されたと考えるのが最も合理的と判断される。

6-2. 嶺岡構造帯の発達史

これまでの嶺岡帯の構成岩石の考察から導きだされた結論をもとに、同地帯の発達史について、構成する地層群との関係を含めて考察する。

西南日本の前縁では、古第三紀始新世ごろまでに太平洋プレートの沈み込みによって海溝付加体が形成されていた (~四万十帯)。嶺岡帯を構成する堆積岩類のうち、嶺岡層群榎畑層 (砂岩頁岩互層) は、ほとんど陸源性の碎屑物から成り、小川・谷口 (1987) が指摘するように、岩相の類似性からこのような四万十帯付加体の一部と考えられる。

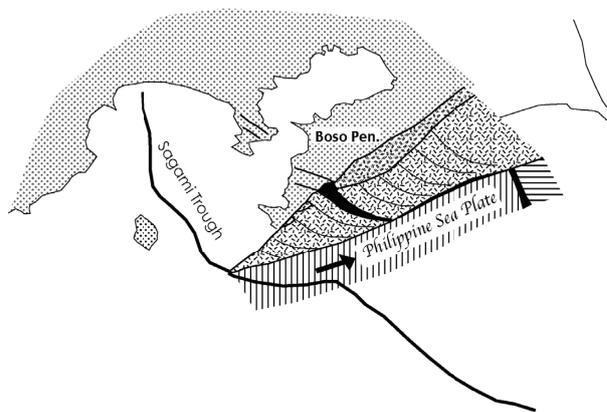
その後、漸新世ごろに四国海盆の拡大が開始され、西南日本前縁はトランスフォーム断層となり、古伊豆弧が九州・パラオ海嶺と分かれて東進を始めた (Seno & Maruyama, 1984)。トランスフォーム断層 (左横ずれ) に沿って、古伊豆弧や基盤の西フィリピン海盆の地殻~上部マントル物質が固体貫入し、一部は海底に突出し、周囲に礫を供給した。これらの物質は主として保田層群中に貫入している。保田層群の起源に関しては、多量の凝灰質物質から、陸源性碎屑物も含むことから、本州弧と伊豆弧に挟まれた現在の相模トラフ類似の海底という考えが示されている一方 (谷口・小川, 1991)、碎屑物の化学組成から伊豆弧のものではなく東北日本弧の火山噴出物との考えも提出されている (斎藤ほか, 1992)。後者の場合、それらの堆積場は伊豆弧よりもかなり東方に位置することになり、トランスフォーム断層沿いにオフィオライト岩類を貫入させることが困難に思われる。四万十帯付加体 (嶺岡層群) が

形成されていた海溝付近に、西方から伊豆弧が接近し、その前弧域の北端付近に形成されていた保田層群がトランスフォーム断層によってオフィオライト岩類の貫入を受けつつ、四万十帯付加体 (嶺岡層群及びオフィオライト岩類) も構造的に取り込んだという過程が考えやすい。

四国海盆拡大終了後は、四国海盆を載せたフィリピン海プレートの西南日本への沈み込み (北西方向) が再開され、房総半島前面の海溝 (相模トラフ) では新しい付加体 (南房総層群) が形成され始めるとともに、かつてのトランスフォーム断層は、それまでとは逆センスの右横ずれの剪断応力を被るようになり、かつて貫入・突出したオフィオライト岩体が再度上昇を始め、外縁隆起帯 (嶺岡帯) を形成したと考えられる。また、その応力方向の変換時に外縁隆起帯周辺に右横ずれのプルアパート堆積盆が形成され、隆起地塊から大量の粗粒堆積物が供給された (三浦層群佐久間層) (斎藤, 1992)。この堆積盆からはずれた地域では、保田層群上部から三浦層群下部にかけて地層は連続的に堆積した (嶺岡帯南側の保田層群)。嶺岡帯は外縁隆起帯としてその後も上昇を継続し、北側には前弧海盆が形成された (三浦層群・上総層群)。上昇を続ける外縁隆起帯からは、オフィオライト岩類が継続的に上昇し、前弧海盆堆積物中に礫を供給した (三浦層群千畑層、上総層群市宿層・長浜層)。

この外縁隆起帯としての嶺岡帯の活動 (横ずれを伴う上昇運動) は現在も活動を継続中であり (図 24)、

Recent



Early Miocene

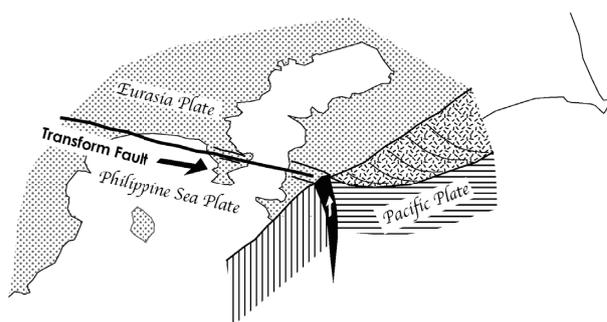


図 24. 嶺岡帯の発達史 (前期中新世と現在) 模式図。

オフィオライト岩類のさらなる上昇とともに嶺岡帯内の地層群を变形させ、軟弱な断層粘土を作り出し、地すべりを頻発させているとみられる。三浦半島には活断層が多数存在しているが(太田, 1999)、房総半島嶺岡帯では活断層は存在しないか、活動度はきわめて低いと考えられている(千葉県, 2001; Miyauchi *et al.*, 2006)。しかし、三浦半島と房総半島では現在見られる地形や地質構造の特徴は極めて酷似しており、房総半島でも同様な変形作用を被っていることが十分に考えられる。そして、そのような変形は、房総半島でも、特に嶺岡帯(「鴨川『地溝帯』北断層」と「鴨川『地溝帯』南断層」に挟まれた地帯)に集中しているとみられる。このような観点からの、今後のさらなる調査が必要であろう。

7. まとめ

7-1. 房総半島嶺岡帯では蛇紋岩類、斑れい岩類、玄武岩類、遠洋性堆積岩類などのオフィオライト様岩類が産出するが、それらはほとんど断片的であり、周囲の地層との産状関係が不明な場合が多い。そこで、これらの岩石の産状を明らかにする目的で詳細な地質調査を行った。その結果、オフィオライト様岩類は保田層群分布域内に何列もの平行する断層帯を形成して露出することが判明した。断層帯は潜在的に蛇紋岩類を基質としてその中にその他のオフィオライト様岩類を構造的に取り込むような構成をなすと推測される(いわゆる蛇紋岩メランジュ)。蛇紋岩類が目立たずに、他の構成岩石が単独で保田層群中に露出する場合も認められる。なお、この断層帯は現在でも活動が継続中である可能性があり、それらを胚胎する保田層群は激しく剪断変形を受け、粘土化するなどして、結果として地すべりを頻りに引き起こしていると推定される。そして、それらが地形にも大きく反映されていると考えられる。

7-2. 嶺岡帯及び周辺地域にはさまざまな時代に地表(海底)に貫入・突出したと考えられるオフィオライト様岩体やそれらを起源とする砕屑物が存在する。すなわち、現在、嶺岡帯内に広く露出する蛇紋岩体(各種岩石を構成岩塊として含む)は、現在に近い時代に貫入・突出したものと位置づけられる一方、嶺岡帯内に分布する蛇紋岩砂岩や斑れい岩質礫岩は前期中新世(嶺岡層群あるいは保田層群の形成時)に海底に貫入・突出した岩体からもたらされたと考えられる。さらに、前期中新世以降の嶺岡帯周辺の各時代の地層中にも、オフィオライト様岩類が礫として含まれる場合があり{三浦層群大崩層(1600万年前)、同千畑層(600万年前)、上総層群市宿層(70万年前)、同長浜層(60万年前)}、それらはそれぞれの時代に海底に貫入・突出した岩体から供給されたと考えられる。つまり、前期中新世から現在まで、嶺岡帯のオフィオライト様岩類が継続的あるいは断続的に上昇・突出を繰り返していることを示す。このことは、これらの岩体の当初のエンブレイスメントの過程を考察する上で、大きな制約条件となりうる。すなわち、当初に貫入した岩体が、

垂直方向にかなりのボリュームを持つものであったことを示唆しており、このような岩体のエンブレイスメントの過程としては、トランスフォーム断層やダイアピルが考えやすい。

各時代に貫入・突出したオフィオライト様岩類の岩石学的性質の時代による変化を見ると、前期中新世の岩体は蛇紋岩類、斑れい岩類、玄武岩類ともに島弧的な性質の岩石が多く、その後、時代を経るにつれて海洋的な岩石が露出するようになっていく(特に玄武岩類)。ただし、斑れい岩類については、現在でもホルンブレンドやCaに富む斜長石を主体とした低温で水に富む環境で形成された岩石を主体とし、あまり海洋的ではない。しかし、この点についてはさらに詳しい検討を要すると考えられる。

謝辞

EDS分析に際しては、国立科学博物館地質研究部の横山一己博士及び重岡昌子氏に、蛍光X線分析に際しては、海洋研究開発機構(当時金沢大学大学院)の宿野浩司博士にそれぞれ大変お世話になった。金沢大学フロンティア研究機構の森下知見博士には本論に関して貴重なアドバイスをいただいた。海洋研究開発機構の山本由弦博士には露頭情報をご教示いただいた。神奈川県立生命の星・地球博物館の平田大二氏には本稿を執筆する機会を与えていただいた。以上の方々に、深くお礼申し上げる次第である。

引用文献

- Alabaster, T., J. A. Pearce and J. Malpas, 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contrib. Miner. Petrol.*, **81**: 168-183.
- 青木廉二郎, 1925. 三浦半島の海岸に就きて. *地球*, **3**: 101-111.
- Arai, S., 1991. The Circum-Izu Massif peridotite, Central Japan, as back-arc basin mantle fragments of the Izu-Bonin arc system. *In* Peters, Tj. et al. (eds.), 'Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere', pp.807-822. Kluwer Acad. Pub., Dordrecht.
- 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, 1992. 上部マントル物質の上昇・貫入問題に対する地質学的アプローチ. *月刊地球*, **14**: 335-338.
- 荒井章司, 1994. 環伊豆地塊蛇紋岩帯. *静岡大地球科学研報*, (20): 175-185.
- Arai, S. and T. Uchida, 1978. Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, Central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **73**: 176-179.
- Arai, S. and H. Hirai, 1985. Compositional variation of calcic amphibole in Mineoka metabasites, central Japan, and its bearing on the actinolite-hornblende miscibility relationship. *Lithos*, **18**: 187-199.
- Arai, S. and H. Okada, 1991. Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts. *Tectonophysics*, **195**: 65-81.
- 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**: 287-297.

- 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—他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較—. 岩鉱, **82**: 336-344.
- 荒井章司・高橋奈津子, 1988. 房総半島, 嶺岡帯の蛇紋岩より残留斜長石の発見. 岩鉱, **83**: 210-214.
- 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**: 35-38.
- Beard, J. B., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, **14**: 848-851.
- Bloomer, S. H. and J. W. Hawkins, 1983. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: An island arc ophiolite. In D. E. Hayes (ed.), 'Tectonic and Geologic Evolution of South-east Asian Seas and Islands, Part.2', *Geophys. Monogr.*, (27): 294-317.
- Cannat, M. and J. F. Casey, 1995. An ultramafic lift at the Mid-Atlantic Ridge: successive stages of magmatism in serpentinized peridotites from the 15°N region. In Visser, R. L. M. and A. Nicolas (eds.) 'Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and in ophiolites', pp.5-34. Kluwer Academic Publishers.
- 千葉県, 2001. 鴨川低地断層帯に関する調査 概要版. 22pp. 千葉県.
- 千葉県公害研究所地盤沈下研究室, 1980. 千葉県における地層の K-Ar 法による年代測定—その 1—. 千葉県公害研究所研究報告, **12**: 59-69.
- Constantin, M., 1992. Petrologie des roches gabbroïques du sondage 735B de la zone de fracture Atlantis II, dorsale sud-ouest Indienne, Ocean Indien. 200pp. M. Sc. Thesis, Univ. Laval, Quebec.
- 壇原 徹・星 博幸・岩野英樹・山下 透・三田 勲, 2007. 中期中新世テフラの広域対比: 房総半島 Kn-1 凝灰岩と紀伊半島室生火砕流堆積物. 地質雑, **113**: 384-389.
- 江藤哲人・矢崎清貴・ト部厚志・磯辺一洋, 1998. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 横須賀地域の地質. 128pp. 地質調査所, つくば.
- 江藤哲人・松田恵理・伊藤憲和, 2001. 上総層群長浜砂礫層 (房総半島) および相模層群走水礫層 (三浦半島) の礫種組成と供給源. 堆積学研究, (53): 17-27.
- 藤岡換太郎・田中武男・青池 寛, 1995. 伊豆・小笠原弧, マリアナ前弧の蛇紋岩海山—潜水船調査による観察と陸上蛇紋岩体との関連. 地学雑誌, **104**: 473-494.
- 富士原敏也・島 伸和・山本路子・伊勢崎修弘・木下 肇, 1999. 房総半島鴨川沖の地磁気調査. JAMSTEC 深海研究, (14): 467-476.
- 原 雄・楠田 隆・楡井 久, 1989. 嶺岡帯の閃緑岩の FT 年代. 千葉環境地質, **20**: 65-68.
- Hatai, K. and K. Koike, 1957. On some fossil Mollusca from Chiba Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, **28**: 77-90.
- Hebert, R., M. Constantin and P. T. Robinson, 1991. Primary mineralogy of Leg118 gabbroic rocks and their place in the oceanic spectrum of oceanic mafic igneous rocks. In Von Herzen, R. P. & P. T. Robinson et al. (eds), *Proc. of the ODP Sci. Res.*, **118**: 3-20.
- Hirano, N., Y. Ogawa, K. Saito, T. Yoshida, H. Sato and H. Taniguchi, 2003. Multi-stage evolution of the Tertiary Mineoka ophiolite, Japan: new geochemical and age constraints. In Dilek, Y. & P. T. Robinson (Eds.), 'Ophiolites in Earth History'. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, (218): 279-298.
- 平野直人・奥澤康一, 2002. 房総半島嶺岡帯西部のアルカリ玄武岩に取り込まれた砂岩の産状とそのテクトニクス上の意義. 地質雑, **108**: 691-700.
- 廣野哲朗, 1996. 房総半島南部江見層群砂岩中に発達する web structure. 地質雑, **102**: 804-815.
- 飯島 東・渡部芳夫・松本 良, 1984. 瀬戸川—嶺岡帯の地質時代. 斎藤常正ほか (編), 日本の古第三系の生層序と国際対比, pp.69-73. 山形大学理学部.
- 池辺展生, 1948. 房総半島の天津層群 (雑録). 石油技協誌, **13**: 132-133.
- 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', pp.307-342. TERRAPUB, Tokyo.
- 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.
- 石渡 明, 1989. 日本のオフィオライト. 地学雑誌, **98**: 290-303.
- Ishizuka, O., J. Kimura, Y. B. Li, R. J. Stern, M. K. Reagan, R. N. Taylor, Y. Ohara, S. H. Bloomer, T. Ishii, U. S. Hargrove III and S. Haraguchi, 2006. Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250**: 385-401.
- Ishizuka, O., K. Tani, M. K. Reagan, K. Kanayama, S. Umino, Y. Harigane, I. Sakamoto, Y. Miyajima, M. Yuasa and D. J. Dankley, 2011. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **306**: 229-240.
- Ito, M., 1992. High-frequency depositional sequences of the upper part of the Kazusa Group, a Middle Pleistocene forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sediment. Geol.*, **76**: 155-175.
- 兼平慶一郎, 1974. 海底火山の噴出物—枕状溶岩の産状. 地学教育, **27**: 95-103.
- 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. 地質学論集, (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.
- 活断層研究会, 1991. 新編 日本の活断層 分布図と資料. 437pp. 東京大学出版会, 東京.
- 河井興三, 1957. 千葉県鴨川町附近の地質. 石油技協誌, **22**: 190-197.
- 川上俊介, 2004. 礫中の第三系放散虫化石群集から見直す房総半島嶺岡構造帯の地質. 大阪微化石研究会誌 特別号, (13): 197-204.
- 川上俊介・宍倉正展, 2006. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 館山地域の地質. 82pp. 産総研地質調査総合センター, つくば.
- Kobayashi, S. and T. Shoji, 1988. Metasomatic Process in the formation of rodingite in Boso Peninsula, Chiba, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **83**: 514-526.
- Koepke, J., J. Berndt, S. T. Feig and F. Holtz, 2007. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **153**: 67-84.
- 小池 清, 1949. 房総半島中部の地質 (II) (武蔵野累層群下半の層序). 東大立地自然科学研報, (3): 1-6.
- 小池 清, 1957. 南関東の地質構造発達史. 地球科学, **34**: 1-17.
- 近藤精造・真田三郎, 1965. 千葉県嶺岡地方愛宕山付近の嶺岡層群について. 千葉大文理紀要, **4**: 333-335.
- 近藤精造・兼平慶一郎・高井憲二・大原 隆, 1972. 5 万分の 1 表層地質図「鴨川」. 房総半島総合開発地域 土地分

- 類基本調査「鴨川」, pp.21-29. 千葉県企画部企画課.
- 近藤精造・兼平慶一郎・高井憲二・大原 隆, 1973. 5万分の1 表層地質図「那古」. 房総半島総合開発地域 土地分類基本調査「那古」, 千葉県企画部企画課: 24-31.
- 倉持卓司・蟹江康光・秋元和實・本間千舟・本間峰子, 1999. 房総半島保田層群より産出したシロウリガイ属二枚貝. 横須賀市博研報 (自然), (46): 55-56.
- Leg125 shipboard scientific party, 1989. Pumping the Pacific sinks. *Nature*, **239**: 427-428.
- Macdonald, G. A. and T. Katsura, 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrol.*, **5**: 82-133.
- 三田 勲・高橋雅紀, 1998. 房総半島, 中部中新統木の根層および天津層下部の石灰質ナンノ化石層序. 地質雑, **104**: 877-890.
- 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・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋, 1979. 特殊地質図 (20) 東京湾とその周辺地域の地質. 91pp. 地質調査所, つくば.
- 三宅輝海, 1947. 千葉県鴨川町の斑瀾岩ペグマタイトの角閃石の化学分析について. 科学, **17**: 116-117.
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 218-224.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Ame. Jour. Sci.*, **274**: 321-355.
- Miyauchi, T., T. Minawa, T. Ito, H. Kato, T. Kawamura, T. Ikawa and K. Asao, 2006. Structurally controlled geomorphology on the southern Boso Peninsula, Central Japan: Investigation using seismic reflection profiling. *Quat. Res.* (第四紀研究), **45**: 263-274.
- Mohiuddin, M. M. and Y. Ogawa, 1996. Middle Eocene to Early Oligocene planktonic foraminifers from the micritic limestone beds of the Heguri area, Mineoka belts, Boso Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**: 611-617.
- Mohiuddin, M. M. and Y. Ogawa, 1998a. Early Miocene pelagic sequences in the Mineoka belt, Boso Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**: 1-12.
- Mohiuddin, M. M. and Y. Ogawa, 1998b. Late Paleocene-Middle Miocene pelagic sequences in the Boso Peninsula, Japan: New light on northwest Pacific tectonics. *The Island Arc*, **7**: 301-314.
- Momma, K., T. Ikeda, K. Nishikubo, N. Takahashi, C. Honma, M. Takada, Y. Furukawa, T. Nagase and Y. Kudoh, 2011. New silica clathrate minerals that are isostructural with natural gas hydrates. *Nature Communications*, **2**: 196, DOI: 10.1038/ncomms1196 (online).
- Mori, R. and Y. Ogawa, 2005. Transpressional tectonics of the Mineoka ophiolite belt in a trench-trench-trench triple junction, Boso Peninsula, Japan. *The Island Arc*, **14**: 571-581.
- 本山 功・高橋雅紀, 1997. 房総半島, 中部中新統木の根層および天津層の放散虫化石層序—珪質・石灰質微化石層序の統合に向けて—. 石油技協誌, **62**: 226-238.
- 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.
- 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. 107pp. 地質調査所, つくば.
- 中嶋輝允・渡辺真人, 2005. 地域地質研究報告 (5万分の1 地質図幅) 富津地域の地質. 102pp. 産総研地質調査総合センター, つくば.
- 成瀬 洋・杉村 新・小池 清, 1951. 房総南端—新第三紀層—地質雑, **57**: 511-525.
- 新井田秀一, 2010. 解像力の異なる数値標高モデルを用いた傾斜量図による地形表現. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (39): 1-19.
- 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**: 411-420.
- Ogawa, Y., 1983. Mineoka ophiolite belt in the Izu forearc area—Neogene accretion of oceanic and island arc assemblages on the northeastern corner of the Philippine Sea plate. In Hashimoto, M. & S. Uyeda (eds.), 'Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions', pp.245-260. TERRAPUB, Tokyo.
- Ogawa, Y., 1985. Variety of subduction and accretion processes in Cretaceous to Recent plate boundaries around Southwest and Central Japan. *Tectonophysics*, **112**: 493-518.
- Ogawa, Y. and J. Naka, 1984. Emplacement of ophiolitic rocks in forearc areas: Examples from Central Japan and Izu-Mariana-Yap island arc system. In Gass, I. G. et al. (eds.), 'Ophiolites and Oceanic Lithosphere', *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, (13): 291-301.
- Ogawa, Y. and H. Taniguchi, 1988. Geology and tectonics of the Miura-Boso Peninsula and the adjacent area. *Modern Geology*, **12**: 147-168.
- Ogawa, Y. and A. Takahashi, 2004. Seafloor spreading, obduction and triple junction tectonics of the Mineoka ophiolite, Central Japan. *Tectonophysics*, **392**: 131-141.
- Ogawa, Y. and K. Sashida, 2005. Lower Cretaceous radiolarian bedded chert from the Mineoka belt, Boso Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **111**: 624-627.
- Ogawa, Y., R. Mori, N. Hirano, A. Takahashi, M. M. Mohiuddin, H. Sato, T. Tsunogae, M. Kurosawa, H. Taniguchi and T. Chiba, 2009. Knocker catalogue of the Mineoka ophiolite belt, Boso Peninsula, Japan. *Earth Evolution Sciences*, **3**: 3-25.
- 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**: 1-23.
- 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. 地学雑誌, **98**: 304-318.
- 小川勇二郎・石丸恒存, 1991. 房総半島南部江見海岸における江見層群の地質構造. 地学雑誌, **100**: 530-539.
- 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せの起源—特に, 高い酸素フェーガシテの効果について. 岩鉱, **86**: 226-240.
- 大橋不三男・白木敬一, 1981. 瀬戸川オフィオライトの高マグネシア・高シリカ岩. 岩鉱, **76**: 69-79.
- 奥澤康一・久田健一郎, 2004. 房総半島中新統嶺岡層群八丁層および佐久間層群から産出した碎屑性クロムスピネル. 地質雑, **110**: 237-243.
- 太田陽子, 1999. 三浦半島の活断層—完新世における活動史と問題点. 第四紀研究, **38**: 479-488.
- 大塚彌之助, 1937. 房総半島における小デッケン構造. 地理評, **13**: 201-207.
- 大塚彌之助・小池 清, 1949. 房総半島中部の地質. 東大立地自然科学研報, (2): 31-32.
- 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. 東北大地質古生物邦文報告, (92): 1-37.
- 斎藤実篤・吉田武義・青木謙一郎, 1992. 房総半島に発達する

- 火山岩及び火砕岩類の化学組成とそのテクトニクス上の意義. 核理研研究報告, **25**: 241-255.
- 佐藤 暢・谷口英嗣・高橋直樹・M. M. Mohiuddin・平野直人・小川勇二郎, 1999. 嶺岡オフィオライトの起源. 地学雑誌, **108**: 203-215.
- Sato, H. and Y. Ogawa, 2000. Sulfide minerals as an indicator for petrogenesis and serpentinization of peridotites: An example from the Hayama-Mineoka belt, Central Japan. In Dilek, Y. et al. (eds.), 'Ophiolite and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program', *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, (349): 419-429.
- 佐藤隆英, 1975. 房総半島嶺岡丘陵地域の超塩基性・塩基性岩類. *MAGMA*, (41)42: 8-13.
- 沢村孝之助, 1973. 三浦・房総両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**: 333-345.
- Seno, T. and S. Maruyama, 1984. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**: 53-84.
- 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. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **85**: 405-415.
- 白木敬一・藤岡換太郎, 1992. 島弧はどのようにして成長してきたか—伊豆小笠原マリアナ弧の発達史. 月刊地球, **14**: 473-477.
- 宍倉正展・後藤 紫・金井憲一・宮内崇裕, 1999. 房総半島における鴨川地溝帯北縁断層・南縁断層の変位地形と完新世の活動について. 活断層研究, (18): 23-30.
- Sisson, T. W. and T. L. Grove, 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**: 143-166.
- 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. 103pp. 地質調査所, つくば.
- Suyehiro, K., N. Takahashi, Y. Arieie, Y. Yokoi, R. Hino, M. Shinohara, T. Kanazawa, N. Hirata, H. Tokuyama and A. Taira, 1996. Continental crust, crustal underplating, and Low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, **272**: 390-392.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 那古地域の地質. 48pp. 地質調査所, つくば.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一, 1995. 特殊地質図 (20) 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版). 109pp. 地質調査所, つくば.
- 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末期始新世の浮遊性有孔虫化石の発見. 地質雑, **90**: 497-499.
- 鈴木祐一郎・秋葉文雄・神谷昌幸, 1996. 房総半島南部保田層群中の最末期漸新世珪質微化石群集. 地質雑, **102**: 1068-1071.
- Takahashi, A., Y. Ogawa, Y. Ohta and N. Hirano, 2003. The mode and nature of faulting and deformation and the emplacement history of the Mineoka ophiolite, NW Pacific Rim. In Dilek, Y. and P. T. Robinson (eds.), 'Ophiolites in Earth history', *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, (218): 299-314.
- 高橋雅紀, 2008. 第三系-南関東. 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌 3 関東地方, pp.166-193. 朝倉書店, 東京.
- 高橋直樹, 1994. 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”. 千葉中央博自然誌研報, **3**: 1-18.
- 高橋直樹, 1997. 嶺岡山地の地質. 千葉県史料研究財団編, 千葉県の自然誌 本編 2 千葉県の大地, pp.129-161. 千葉県.
- 高橋直樹・荒井章司, 1994. 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—. 岩鉱, **89**: 101-114.
- 高橋直樹・荒井章司・古滝修三, 2008. 房総半島上総層群長浜層中の蛇紋岩礫—前弧域に定置した超苦鉄質岩体の挙動—. 岩石鉱物科学, **37**: 39-56.
- 高橋直樹・高橋雅紀, 2008. 房総・三浦半島の嶺岡帯. 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌 3 関東地方, pp.130-132. 朝倉書店, 東京.
- 滝上 豊・兼岡一郎・平野真孝, 1980. 嶺岡オフィオライトの K-Ar, ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代測定. 火山 第 2 集, **25**: 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**: 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**: 514-529.
- 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ライト質玄武岩類. 地質雑, **86**: 653-671.
- 田崎耕市・猪俣道也・田崎和江, 1980. 嶺岡帯の枕状溶岩にもうアンバー (umber). 地質雑, **86**: 413-416.
- 綱川秀夫, 1985. フィリピン海地域における火成活動の放射年代. 月刊地球, **7**: 694-700.
- Tonouchi, S. and K. Kobayashi, 1982. Magnetic properties of Cenozoic ophiolites in the Hayama-Mineoka and Setogawa belts, South-Central Honshu, Japan. *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 the Cicum-Pacific regions', pp.261-288. TERRAPUB, Tokyo.
- Uchida, T. and S. Arai, 1978. Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, **84**: 561-570.
- 渡辺真人・高橋雅紀, 1997. 房総半島, 中部中新統木の根層および天津層下部の珪藻化石層序. 石油技協誌, **62**: 215-225.
- 渡辺真人・高橋雅紀, 2000. 房総半島鴨川地域, 川谷ルートにおける中期中新世珪藻化石層序. 地質雑, **106**: 489-500.
- Yabe, H., 1921. Recent stratigraphical and paleontological studies of the Japanese Tertiary. *Spec. Publ. Benie P. Bishop Mus.*, (7): 775-796.
- 八木令子, 1997. 地すべり地形. 千葉県史料研究財団編, 千葉県の自然誌 本編 2 千葉県の大地, pp.55-70. 千葉県.
- Yokoyama, K., S. Matsubara, Y. Saito, T. Tiba and A. Kato, 1993. Analyses of natural minerals by energy-dispersive spectrometer. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, **19**: 115-126.
- 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, (233): 30-36.