

## 房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状

兼平慶一郎<sup>\*1</sup>

## 1. まえおき

房総半島南部の鴨川から西方の嶺岡丘陵地域には、まわりの地層よりも古い、古第三系と考えられる嶺岡層群が分布している。そして、嶺岡層群および一部そのまわりの新第三系を貫いて超塩基性—塩基性貫入岩類が露出している。また、この地域には、枕状構造を示す玄武岩類が産する。枕状溶岩と超塩基性岩類とは相伴って産することが多い。この報文では、これら超塩基性—塩基性岩類と玄武岩類の産状を記載し、それらの随伴関係について述べることにする。

この地域の東の部分の地質については河井(1957)の研究があり、地質図が発表されている。西部の地質は古く小池清によって精査され、その結果の一部が概略の地質図として発表されている(HATAI and KOIKE, 1957)。一方、SAMESHIMA(1971)は、嶺岡帯および瀬戸川帯の超塩基性岩類および玄武岩類の岩石学的性質を記述しその成因を論じた。最近、田崎(1975)によって嶺岡帯に産するピクライト玄武岩中のクロムスピネルについての研究が発表されており、また佐藤(1975)によって超塩基性・塩基性岩類の岩石化学的研究が行われている。この地域には、超塩基性岩類の貫入に伴って、基盤のものと思われる変成岩類が構造的岩塊としてもちあげられてきているが、それについては兼平他(1968)によって報告されている。

## 2. 地質の概要

河井(1957)は、鴨川地域の地層を古い方から、嶺岡層群、保田層群、江見層群の三つの層群に区分して地質図を描いた。このほかに嶺岡丘陵の北斜面に分布する厚い砂岩層を富川砂岩層と名づけて別に区別した。

嶺岡層群、富川砂岩層は岩相の特徴が明瞭であり、また分布もまとまっているので、その分布を明らかにすることは比較的容易である。しかし、嶺岡丘陵の南斜面以南では、われわれの調査はまだ不十分で、河井

(1957)の行ったような地層の区分を行うことができなかった。そこで地質概略図には、おおまかに新第三系として示してある。第1図が調査地域の地質の概略を示す図である。

嶺岡層群は、主として珪質頁岩、砂岩および両者のこまかい互層とから成り、これに礫岩・泥灰岩および凝灰岩がはさまれている。地層の全体としてのトレンドはほぼ東西で、南に急傾斜している。部分的に小規模のくりかえし褶曲がみられる。富川砂岩層は、比較的淘汰のよい中粒の砂岩で、ごくまれに頁岩のはさみをはさむ。調査地域の東部では、走向北東—南西で南東に急斜している。調査地域南部の新第三系は、おもに砂岩・泥岩・凝灰岩から成り、一部、ことに嶺岡丘陵の南斜面には、大小の円礫を含む礫岩が分布する。

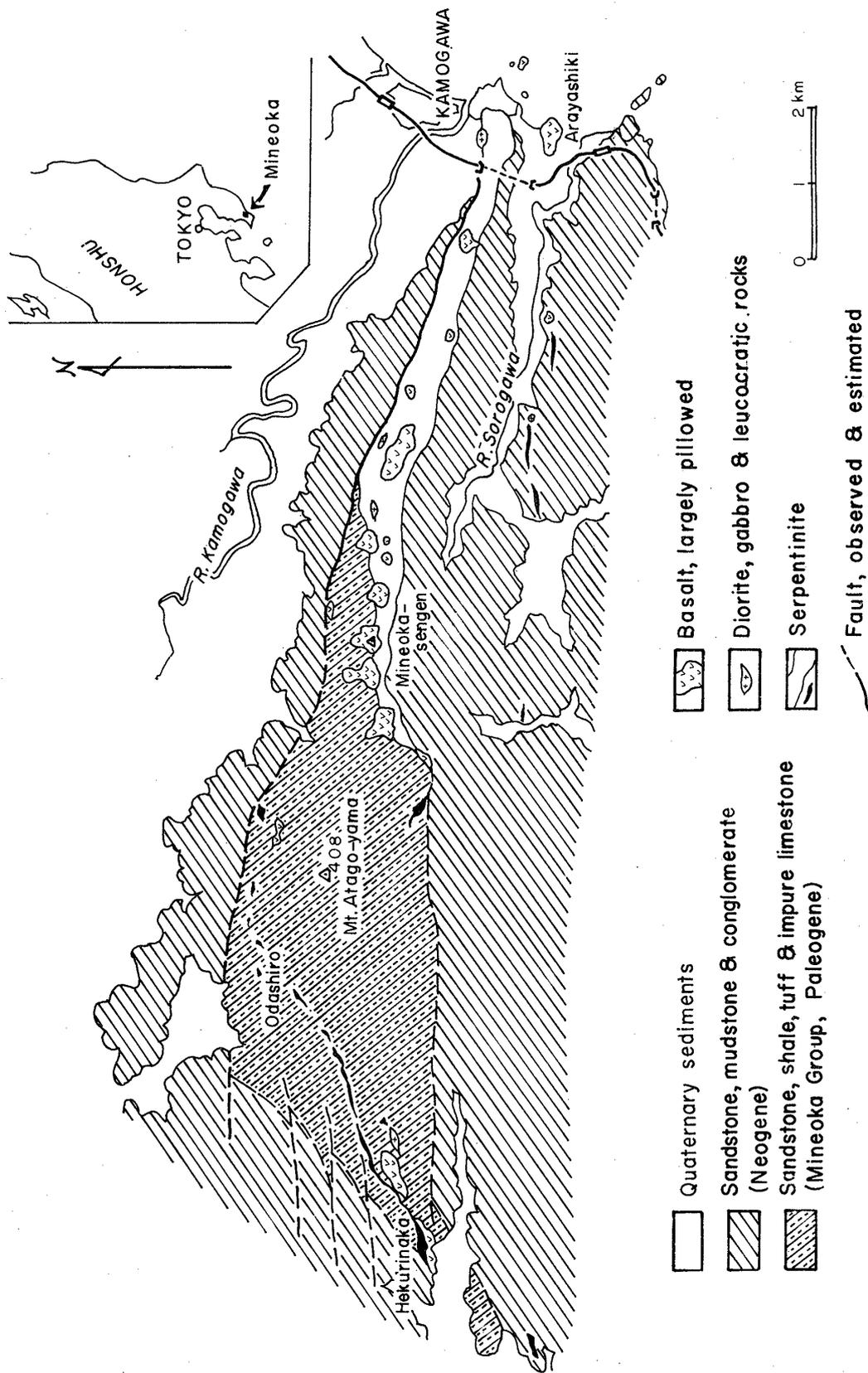
富川砂岩層は、その変形の程度や固結の程度などからみて嶺岡層群よりは新しい地層と推定される。一方、この砂岩層は調査地域の西部においていわゆる大崩礫岩層によって不整合におおわれている。富川砂岩層は、河井(1957)が推定しているように、おそらく保田層群に相当するものであろう。そこで地質概略図では、新第三系としてまとめて図示してある。嶺岡層群よりも北側に分布する新第三系としたものが富川砂岩層である。

嶺岡層群と新第三系とは多くのところで断層によって接している。地質概略図に示されている超塩基性—塩基性岩類および玄武岩類については、次節以降で述べる。

## 3. 超塩基性—塩基性貫入岩類の産状

超塩基性岩類は、主として蛇紋岩化作用を受けたペリドタイトである。大小の岩体として露出する。小さい岩体では、岩石はほとんど完全に蛇紋岩化されているが、大きい岩体では、もとの鉱物がかなりの程度残っている。残っている原鉱物の鉱物組み合わせおよびその量比から判断して、この地域の大部分の超塩基性岩は、ハルツバージャイトである。つまり、主としてカンラン石と斜方輝石から成り、若干の単斜輝石を含んでいる。また副成分鉱物として少量のクロマイトを含

\*1 千葉大学理学部地学教室



第1図 嶺岡地域の地質概略図  
 蛇紋岩と玄武岩の分布がわかるように、それらをやや強調して図示してある。  
 Arayashiki - 新屋敷, Hekurinaka - 平久里中, Odashiro - 大田代, Mineoka-sengen - 嶺岡浅間

んでいる。この報文では、これらの超塩基性岩を、まとめて蛇紋岩とよぶことにする。

蛇紋岩は主として三つの帯に分布している(第1図)。すなわち、北西側の帯から、(1)平久里中一大田代の帯のもの、(2)嶺岡浅間から鴨川漁港にわたって分布するもの、および(3)曾呂川沿いに分布するものの三つである。このうち嶺岡浅間から鴨川漁港にわたって分布するものが最も大きく、まとまった岩体を形成している。この報文ではこの岩体を嶺岡蛇紋岩体とよぶことにする。他の二つの帯に分布するものは、幅がせまく、きれぎれに、しかし共に延長数kmにわたって分布している。このほかに、大田代の南や嶺岡浅間の南西部などに蛇紋岩の小岩体が露出している。蛇紋岩は嶺岡層群および保田層群に相当すると思われる地層を貫いている。ただし、そのまわりに接触変成作用はみられない。

嶺岡蛇紋岩体は、最大幅約600m、東西約9kmにわたって露出している。岩体の部分によって、蛇紋岩化されている程度が多少異なり、また原鉱物の粒度にも部分によって若干の差異がみとめられるが、おおむねハルツバージャイトで、岩相にあまり変化がみられない。なお局部的に剪断作用を受けており、そのようなところでは蛇紋岩化作用が著しく進んでいる。

嶺岡浅間東北方の沢で、ほとんど輝石のみから成る岩石の径50cmほどの転石が見出された。この岩石は、斜方輝石と若干の単斜輝石から成り、ウェブスタライトとよぶことができる。風化した面では明瞭な縞状構造がみられる。この転石は嶺岡蛇紋岩体からもたらされたものであろうが、現在までのところ、嶺岡蛇紋岩体中にウェブスタライトの露頭は見出されていない。蛇紋岩体中には、斑れい岩その他の岩石が岩塊をなして産する。次にそれらの岩塊の性質の概略と産状をのべる。

#### 斑れい岩・斑れい岩ペグマタイト

斑れい岩・斑れい岩ペグマタイトは、径数m以下の岩塊として蛇紋岩中にとりこまれていることが多い。

斑れい岩は、主としてホルンブレンドと斜長石とから成るが、ホルンブレンドはアクチノ閃緑化されたり緑泥石化されたりしており、また斜長石は著しく変質して、プレーナイトその他の鉱物に変わっていることが多い。しばしば、ほとんど二次的な変質鉱物のみから成る岩塊もあり、それにはグロシュラライトが生じていることもある。このような岩石はロジンジャイトとよぶことができよう。

斑れい岩ペグマタイトも、主としてホルンブレンドと斜長石から成る。粗粒なものでは、ホルンブレンドの結晶の長さが10cm以上に達する。この岩石も多かれ少なかれ変質作用を受けている。

斑れい岩・斑れい岩ペグマタイトの岩塊は、レンズ状の形態をして蛇紋岩中に含まれている。ある場合にはレンズ状岩塊が数個続いて並んでいることがある(第1図版、第8図)。もともとは一つの岩体であったものが、蛇紋岩とともにせり上ってくる段階で、より小さい岩塊に分離されたものであろう。

斑れい岩ペグマタイトの岩塊では、しばしばホルンブレンドの多いところとそうでないところが、岩塊の相対する二つの面に平行な縞状をなして分布している(第1図版、第7図)。おそらく岩塊のこの面は、もとのペグマタイト岩脈の縁なのであろう。蛇紋岩中に貫入してできた斑れい岩ペグマタイト岩脈が、蛇紋岩とともにせり上ってくる段階で、小さい岩塊に分かれたものと解される。

#### 閃緑岩

閃緑岩のやや大きい岩体は二か所に露出している。一つは鴨川市街地の南西部、心巖寺境内およびその付近に、もう一つの岩体は、調査地域の西端、平久里中付近の山腹に露出している。いずれの場合も、岩石の主成分鉱物は、ホルンブレンド、単斜輝石、および斜長石で、少量の石英と磁鉄鉱を含む。

心巖寺では、150m×50mぐらゐの地域に閃緑岩の露岩および岩塊が露出しており、この程度の大きさのひとかたまりの岩体と思われる。岩体の南側は蛇紋岩に接し、北側は新しい堆積物におおわれている。

平久里中の岩体は、東西延長約250mにわたって露出している。この岩体は蛇紋岩によって東西二つの岩体に分割されている。岩体の北側は蛇紋岩に接するが、南側は厚い崖錐に覆われており、岩体の真の形は必ずしも明らかではない。

平久里中の岩体の縁の一部の岩石は、カタクラスティックな構造を示しており、この岩体はその固結後、蛇紋岩体の貫入に伴って、せり上ってきたものであると思われる。平久里中の岩体は、切り立った崖をつくり、その一部はごく最近崩壊している。あるいは比較的最近においてもなお蛇紋岩とともにせり上りつつあるのかもしれない。

心巖寺の岩体もおそらく固結後に蛇紋岩とともにせり上ってきて、現在の位置を占めるにいたったものであろう。このほかにいくつかの閃緑岩の小岩体が嶺岡

蛇紋岩体中にみられる。また曾呂川沿いに分布する蛇紋岩体に伴っても、2・3の閃緑岩の小岩体が露出している。

#### トロニエマイト

嶺岡蛇紋岩体の中心部、久保山北方の北斜面に幅数m以上の優白質岩が露出している。この岩石は、主としてアルバイトと石英とから成り、若干の黒雲母を含んでいて、トロニエマイトとよぶことができよう。

この岩石とほぼ同質の岩石の径1m程度の小さい岩塊が蛇紋岩体中に含まれていることがある。このような岩塊は蛇紋岩とともにせり上ってきたものであることは明らかである。久保山のトロニエマイトも、小さい岩塊と同様、固結後に蛇紋岩とともにせり上ってきたものと考えられる。

#### 変成岩類

鴨川漁港近傍の二つの小島、屏風島と金島は、変成岩によって構成されている。変成岩は、角閃石片岩、黒雲母片岩、およびザクロ石石英片岩である(兼平他, 1968)。角閃石片岩の小岩塊は、嶺岡蛇紋岩体中にもみつかっている。鴨川漁港近傍の小島をつくっている変成岩岩塊と他の岩石との直接の関係はわからないが、変成岩岩塊が蛇紋岩体中にもみつかっていることから、これらの変成岩も蛇紋岩の貫入に伴って、構造的岩塊としてせり上ってきたものと考えられる。これらの変成岩は、この地域の基盤を構成している岩石なのであろう。

#### 4. 玄武岩類の産状

この地域の玄武岩類には少なくとも二つのタイプがある。一つは、一般に斑晶が少なく、ときに斜長石や単斜輝石の斑晶を含むもので、もう一つのタイプは、多量のカンラン石斑晶を含む、ピクライト玄武岩である。量的には前者が圧倒的に多い。ここでは、前者を単に玄武岩とよび、後者をピクライト玄武岩とよぶことにする。

##### (a) 玄武岩の産状

主な玄武岩の分布は、蛇紋岩の分布とほぼ一致しており、蛇紋岩と同様三つの帯に分布している。このうち鴨川海岸から嶺岡丘陵の尾根沿いの帯に最も多く分布する。鴨川沖にいくつかの小島ないし岩礁があるが、これらの多くも玄武岩で構成されている。

大部分の玄武岩は枕状構造を示す。枕状溶岩の構造の最もよく観察されるのは、鴨川漁港の南の新屋敷の岩体である。新屋敷には、東西約800m、南北約300m、

海岸から約100mの高さの切り立った小丘があるが、この小丘の大部分が玄武岩の枕状溶岩から成る。この枕状溶岩の個々の枕の大きさは大小さまざまであるが、総じて長径1mぐらいのものが多く、一部には、舌状の形のものや、やや不規則に枝分かれしたような形の枕状溶岩もある(第1図版, 第1図)。枕と枕の間にはときに石灰質物質がたまっている。個々の枕の表面0.5cmぐらいはガラス質で、枕の内部ほど石基の斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱が、一般に細粒とはいえ、相対的に粗粒になっている。この小丘の南側では、枕状溶岩の走向はほぼ東西で、南へ傾斜している。この岩体の北東部分にはピロープレッチャが露出している。ピロープレッチャには半分こわれかけた枕状溶岩が含まれており、枕状溶岩の崩壊によってできたものであろう(第1図版, 第2図)。ピロープレッチャはこの岩体のすぐ北側にある雀島にも分布する。ピロープレッチャは、上の方へ次第に枕状溶岩に移り変わる。枕状溶岩の“堆積”から成るこの新屋敷の岩体は、幅数m、走向東西、ほぼ垂直なドレライトの岩脈に貫かれている。このほかに薄い岩脈が何本か観察される。東西に走る岩脈にそって一部熱水変質がみられ、ドレライトは粘土化し、若干黄鉄鉱が鉱染している。

玄武岩の最もきわだった分布は、嶺岡蛇紋岩体に伴って、嶺岡丘陵の尾根に沿って分布するものである。大小10個以上の岩体が観察される(第1図)。最も大きい岩体は、嶺岡蛇紋岩体のほぼ中心部、315.4mの三角点を中心として分布するもので、東西800m、南北350m、比高約50mにわたって露出している。これらの岩体では、地表部で風化されているので、新屋敷の岩体ほどには枕状構造ははっきりとは観察されない。しかし比較的新鮮な露頭で観察される限り、これらの岩体の露出部分は、ほとんどすべて玄武岩の枕状溶岩で構成されている(第1図版, 第3図, 第4図)。

嶺岡浅間の東のピークを構成する岩体の採石場で観察すると、岩体の下部にはドレライトの岩脈が多く、上部つまり尾根の部分は主に細粒の溶岩(枕状構造は必ずしも明瞭ではない)で構成されている。

嶺岡丘陵の東方延長には、弁天島をはじめ鶴島、サムライ島、二子島、さらにその東方にいくつかの小島があるが、これらはほとんどすべて玄武岩の枕状溶岩およびそれを貫くドレライトによって構成されている。ただし、荒島は安山岩質ないし石英安山岩質の粗粒な凝灰岩(保田層群相当層?)より成る。

平久里中一大田代の帯および曾呂川沿いの帯にも、

蛇紋岩に伴って玄武岩が分布する。これらの玄武岩の一部にも枕状構造が観察される。

なお、大田代の東方に二つの小さなピークをなして枕状溶岩が露出しているが、この玄武岩枕状溶岩は、みかけ上嶺岡層群中にはさまっているように見える。

#### (b) ピクライト玄武岩の産状

嶺岡蛇紋岩体の西端、嶺岡浅間西の尾根に、ピクライト玄武岩が露出している。露頭は、NE—SW 方向に約 150 m 連続し、その高さは約 8 m である。

このピクライト玄武岩は、明らかな枕状構造をもっており、枕状溶岩である(第 1 図版, 第 5 図)。個々の枕の大きさは長径 0.8 m, 短径 0.4 m ぐらいのものが多く、岩体は噴出固結後の変形をうけており、また部分的に剪断されている。枕状構造の原形態のよく残っているところで見ると、走向は北東—南西、ほぼ垂直に立っており、南東側が溶岩流の下である。枕と枕の間には淡緑色の岩石がつかまっている。これは火山ガラスの破片が石灰質物質によってセメントされたものである。

このピクライト玄武岩は 50 パーセント(体積百分率)以上のカンラン石斑晶ないし微斑晶を含んでいる。石基は細粒の単斜輝石で、少量のクロムスピネル、斜長石などを含む。枕の表面 0.5~1 cm はガラス質で、枕の内部ほど石基は次第に結晶質になる。

個々の枕の中で、カンラン石斑晶は、枕の位置を噴出時の状態にもどしてみると、枕の下の方に多く、上の方に少ない。この構造は、ピクライト玄武岩が海底に噴出し、枕にちぎれて“堆積”した後、まだその内部が流動性をおびていた間に、カンラン石斑晶が沈殿したことを示している。

このピクライト玄武岩と他の岩石との直接の接触関係は観察されない。すぐ近くに蛇紋岩が露出し、また約 300 m 離れてカンラン石を含まない玄武岩の枕状溶岩が露出している。

このほかに調査地域内では、大田代にピクライト玄武岩の小岩体が露出している。この岩石は、フロゴパイトを含むのが特徴であり、また嶺岡浅間西方のものよりも石基が粗粒である。おそらく貫入岩体であろうと思われる。

また、調査地域の西部で、ところどころにピクライト玄武岩の転石がみられるが、はっきりとした、まとまった露頭は確かめられていない。

## 5. 蛇紋岩と玄武岩との随伴関係

次に、特に蛇紋岩と玄武岩の随伴関係について述べる。

### (a) 随伴関係

嶺岡丘陵地域では、蛇紋岩と玄武岩とはよく伴って産する。前にのべたように、蛇紋岩は、主として平久里中—大田代の帯と、嶺岡丘陵の尾根沿いの帯と、曾呂川沿いの帯の三つの帯に分布しているが、玄武岩もほぼこれら三つの帯に、蛇紋岩と相伴って分布している(第 1 図)。

平久里中—大田代の帯と曾呂川沿いの帯のものは、蛇紋岩も玄武岩も比較的分布がせまく、相互の関係もあまりよくはわからない。嶺岡蛇紋岩体とこれに伴う玄武岩とは、分布も広く相互の関係も比較的よくわかる。

嶺岡丘陵では、玄武岩は尾根沿いによく露出している。風化が著しく、玄武岩の構造がよくわからない部分もあるが、尾根沿いに露出する玄武岩はほとんどすべて枕状溶岩である。大きい岩体として露出しているところでは、枕状溶岩の傾斜は比較的ゆるい。少なくとも一部の玄武岩の岩体は、嶺岡浅間東方の碎石場で見られるように、下方にもびている。しかし、下部ではドレライトの岩脈が多くなり、また下部の玄武岩には、枕状構造は一般に認められない。

玄武岩と蛇紋岩とが直接接しているところで観察すると、多くはすべり面で接している。みかけ上は、蛇紋岩が玄武岩を貫いているようにみえるところもある(第 1 図版, 第 6 図)。嶺岡浅間付近では、一部の玄武岩は蛇紋岩と嶺岡層群の頁岩の両方にまたがって接して分布している。

嶺岡浅間西南方に露出するピクライト玄武岩の枕状溶岩は、後の変形により傾斜は急になっており、また部分的に剪断されている。この岩体と他の岩石と直接接する露頭はみあたらないが、分布からみると、少なくともみかけ上嶺岡蛇紋岩体に伴っているように見える。

平久里中—大田代の帯の蛇紋岩に伴って、とくにその西端部に玄武岩が露出している。また位置的にはこの帯の東方延長、愛宕山の東北方に二つのピークをなして枕状溶岩が露出している。この枕状溶岩は南に急斜しており、みかけ上嶺岡層群にはさまっているように見える。

曾呂川沿いの帯には、枕状溶岩および枕状構造を示

さない玄武岩が小岩体としていくつか産する。この帯の東端に新屋敷の岩体がある。地質図でみればわかるように、鴨川漁港付近では、嶺岡蛇紋岩体と曾呂川沿いの蛇紋岩の分布する帯とは接近しており、新屋敷の玄武岩の岩体は、嶺岡蛇紋岩体に伴うものとみることでもできる。新屋敷の岩体のまわりには、保田層群に相当すると思われる凝灰岩が分布しているが、この凝灰岩は、石英、斜長石、単斜輝石、斜方輝石の結晶片や軽石片などから成り、安山岩質ないし石英安山岩質で、枕状構造をもつ玄武岩とは組成がちがう。

#### (b) 随伴関係の解釈

以上のように少なくとも現象的には、蛇紋岩と玄武岩とは密接に相伴って産する。蛇紋岩とその中の種々の岩石の岩塊、そして蛇紋岩に伴う玄武岩、これら相互の地質学的関係は次のように解釈される。

蛇紋岩は嶺岡層群および保田層群に相当すると思われる地層を貫いている。おそらく中新世のある時期に貫入したものであろう。蛇紋岩は、斑れい岩、斑れい岩ペグマタイト、閃緑岩、トロニエマイトなどを岩塊として含んでいる。これらの岩石は、おそらく岩脈などとして地下で超塩基性岩を貫いて生成したものであろうが、超塩基性岩が蛇紋岩体として固体貫入するときに剪断され、岩塊となって地表付近にもたらされたものであろう。

玄武岩は、少なくとも嶺岡丘陵の尾根沿いに分布するものは、その分布の様子からは、嶺岡層群とそれを貫く蛇紋岩が海底に露出している上へ噴出したもののようにみえる。

嶺岡浅間の尾根付近には、嶺岡層群などより固結度の低い砂岩が玄武岩に伴って産するが、この堆積物は、あるいは玄武岩枕状溶岩の噴出当時の碎屑性堆積物かもしれない。

現在みられる露頭では、玄武岩は蛇紋岩に貫かれているようにみえるが(第1図版, 第6図), これは、蛇紋岩体が主要な貫入時期以後も局部的にはひきつづき固体貫入を行っているためなのであろう。

鴨川漁港付近および鴨川の沖合にある小島や岩礁も多くは枕状溶岩によって構成されている。現在みられる枕状溶岩の分布は限られているが、浸食され残ったものが露出しているのであって、もともとは(中新世以降のある時期), この嶺岡丘陵およびその東方延長上に、そこが海底であった時に、かなり広範囲に玄武岩が噴出し、東西にのびる海底火山を形成していたのであろう。

大部分の枕状溶岩をなす玄武岩と少量存在するピクライト玄武岩とは、マグマの性質が異なるように思われるが、少なくとも嶺岡丘陵地域では、時代を異にして活動したようにはみえず、ほぼ同じ時代に性質の異なるマグマの活動があったものと考えられる。

#### 6. まとめ

以上の蛇紋岩と玄武岩の産状についての記述をまとめると次のようになる。

1) 嶺岡丘陵地域では、蛇紋岩は東西にのびる三つの帯に分布する。蛇紋岩は、嶺岡層群および少なくとも新第三系の一部(保田層群に相当すると思われる地層)を貫いて露出している。

2) 玄武岩は大部分枕状溶岩で、しばしばドレライトの岩脈に貫れている。枕状溶岩の多くは蛇紋岩に伴って露出している。嶺岡丘陵の尾根の部分では、枕状溶岩の少なくとも一部は蛇紋岩体の上のっている。

3) 少量のピクライト玄武岩の枕状溶岩が蛇紋岩に伴って露出している。

4) 以上の蛇紋岩—玄武岩の随伴関係は次のように説明される。すなわち、おそらく保田層群相当層堆積後、新第三紀のある時期に蛇紋岩が地殻の弱線に沿って貫入し、その一部は海底にまで達した。そして、ほぼ同じ時期に玄武岩マグマが上昇してきて海底に噴出し、枕状溶岩として固結した。そして東西延長20 km以上にわたる、ある程度連続した海底火山を形成し、後に地殻の隆起に伴って地表にあらわれ、削はくされて現在みられるような産状を呈するにいたった。

この解釈は、蛇紋岩と玄武岩の随伴関係を特に強調したもので、一つの可能な解釈と考える。しかし、これまでの調査結果をすべてこの考えで説明できるわけではない。一部の枕状溶岩は、嶺岡層群中にはさまっているように見え、あるいは枕状溶岩の噴出時期は2回以上あるのかもしれない。また、蛇紋岩が海底にあらわれていたことを示す他の証拠、たとえばまわりの堆積物中に礫として供給されているといったような事実もまだ確かめられているわけではない。玄武岩の放射年代も測定してはいない。今後の調査・研究によってこの解釈の正否が検討されよう。

謝辞：地質調査は、当時千葉大学の学生であった石川文彦・谷古宇光治・山田亮一・宮里康郎・内村まゆみ・松本好高・中島信久の各氏に負うところが大き

い。千葉大学近藤精造教授と鴨川中学校の真田三郎氏には調査を始めた当時現地を案内して頂き御教示を賜った。枕状溶岩については東京大学地震研究所の荒牧重雄教授に現地で種々御教示頂いた。清水建設の吉田善亮博士には鴨川のバイパスのトンネル内の地質を見学させて頂いた。また鮫島輝彦博士は未発表の論文の閲読を許して下さい。以上の方々には心から感謝する。ただし、もしこの報文中に誤った見解や解釈があるとすれば、それはすべて筆者の責任である。この研究の費用の一部は文部省科学研究費総合研究「東西日本の境界領域の地質」(代表者・信州大学山下昇教授)により、また一部は GDP の研究の一つ「地向斜中のオフィオライトおよび地向斜のジオダイナミクス」(代表者・東京大学木村敏雄教授)によった。

#### 文 献

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.
- 河井興三, 1957 : 千葉県鴨川町付近の地質. 石油技協誌, 22, 190—197.
- HATAI, K. and KOIKE, K., 1957 : On some fossil mollusca from Chiba Prefecture, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 28, 77—90.
- SAMESHIMA, T., 1971 : Miocene ultrabasites in the Setogawa zone, central Japan. *Unpubl. Thesis, Nagoya Univ.*, 71.
- 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, nos. 41・42, p. 8—13. に記述, 未発表)
- 田崎耕市, 1975 : 嶺岡帯, ピクライト玄武岩のクロムスピネル. 地質雑, 81, 399—406.
- 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, no. 233, 30—36.

### Modes of Occurrence of Serpentinite and Basalt in the Mineoka District, Southern Boso Peninsula

Keiichiro KANEHIRA

(Abstract)

In the Mineoka district serpentinite is intruded into the Paleogene Mineoka Group and probable Miocene sediments in three narrow zones extending in the E-W direction. Pillowed basalt is exposed in association with the serpentinite. In the Mineoka hills pillowed basalt occupies the ridges of the hills and is underlain by serpentinite. A part of the pillowed basalt appears to grade downwards to dolerite dike complex. A small amount of picrite basalt showing a remarkable pillow structure is also exposed in the area.

It is likely that the serpentinite was intruded into the Paleogene and Neogene sediments along some weak zones and exposed on the sea-floor in a time of Neogene age. Then basaltic magma ascended along the weak zones and extruded on the sea-floor to form pillowed basalt.

## 第 1 図版

- 第 1 図：玄武岩の枕状溶岩。新屋敷・枕というよりも、舌状ないし枝分かれた形の枕状溶岩が多い。スケールは 50 cm。
- 第 2 図：ピローブレッチャ、新屋敷。半分こわれかけた枕状溶岩が含まれている。
- 第 3 図：玄武岩の枕状溶岩、嶺岡丘陵の尾根、久保山付近。露頭は風化しているが枕の形が認められる。
- 第 4 図：玄武岩の枕状溶岩、嶺岡丘陵の尾根。風化した露頭中に残っている構造の明瞭なやや新鮮な枕状溶岩。
- 第 5 図：ピクライト玄武岩の枕状溶岩、嶺岡浅間の南西約 2 km の尾根沿いの露頭。
- 第 6 図：玄武岩と蛇紋岩が接している露頭。嶺岡浅間近くの尾根沿いの露頭。玄武岩(右)と蛇紋岩(左)はすべり面で接している。蛇紋岩は著しく剪断されている。この玄武岩には枕状構造はみられない。
- 第 7 図：蛇紋岩中にとりこまれている斑れい岩ペグマタイトの岩塊、嶺岡丘陵の尾根沿いの露頭。
- 第 8 図：蛇紋岩中にとりこまれている著しく変質した斑れい岩の岩塊、嶺岡丘陵の尾根沿いの露頭。角のとれたいくつかの岩塊が並んで含まれている。

