九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴

土谷 信之**・坂井 卓*・勘米良亀齡*

Mode of Occurrence and Petrological Characteristics of Greenstones of the Shimanto Terrain in the Mimi River Area, Kyushu

Nobuyuki TSUCHIYA**, Takashi SAKAI* and Kametoshi KANMERA*

Abstract A fairly large number of greenstone bodies are distributed in the area along the Mimi River and its tributaries, Miyazaki Prefecture. The stratigraphic and petrologic studies have been carried out on three representative bodies; the Sasage, Torinosu and Masudani bodies. These bodies are intercalated in a thick sedimentary sequence of the Paleogene Hyuga Group which geotectonically occupies the northern tract of the Southern Belt of the Shimanto Terrain.

The Hyuga Group is stratigraphically divided into the Aradani Formation of the pre-flysch facies and the overlying Unama Formation of the flysch facies. The Aradani Formation is intricately deformed and comprises imbricated sheets defined by a number of north-dipping and ENE-WSW-striking thrusts. The greenstones occur exclusively in strongly sheared pelitic rocks of the Aradani Formation. They suffered metamorphism of the prehnite-pumpellyite facies.

The greenstones consist mainly of subaquatic piles of pillow basalt and hyaloclastite, and subordinately of a small amount of intrusive rocks and tuffaceous sediments. However, neither ultrabasic rocks nor thick beds of pelagic sediments accompany them. In most cases the greenstones are bounded by a low-angle thrust or a shear plane against the subjacent and superjacent pelitic rocks. Many small subangular to angular blocks and slices of the greenstones are found in the surrounding pelitic rocks, and they are considered to be the fragments detached from the main body of greenstones by shearing and thrusting. In some places, however, a conformable relation between the greenstones and the pelitic rocks is observed. The above-described mode of occurrence and the lithofacies of the greenstones suggest that they had been formed as ancient seamounts on argillaceous sediments, and that subsequently they were tectonically deformed and sliced.

The chemical compositions of relict clinopyroxenes of selected 18 samples from the three greenstone bodies are slightly dispersed, but are mostly plotted along the tholeiitic trend on the Al_2O_3 - FeO^* diagram of TAKAZAWA & HIRANO (1977). However, on the Si-Al and Ti-Al diagrams of MARUYAMA (1976) they are plotted in the transitional field between the tholeiitic series and the alkali basalt series. The chemistry of Ca clinopyroxene as well as the bulk petrochemical composition (SUGISAKI *et al.*, 1979) are similar to that of oceanic tholeiite.

KANMERA & SAKAI (1975) emphasized that the geologic structure and stratigraphic framework of the Shimanto Terrain are comparable with those of accretionary prisms of the subduction complex and overlying midslope basin sediments in an arc-trench gap system. The result of this study supports their opinion. The mechanism of emplacement of the greenstones is considered from the viewpoint of a subduction complex model.

1979 年 5 月 28 日 受理

* 九州大学理学部地質学教室. Department of Geology, Faculty of Science, Kyushu Univ., Fukuoka, 812 Japan.

** 現所属: 地質調査所地質部. Geological Survey of Japan, Hisamoto 135, Kawasaki, 213 Japan.

はじめに

四万十川層群(広義)は関東山地から琉球諸島にわたって分布し、緑色岩類を重要な構成員として普遍的に伴っている。近年、本層群について多数の精力的な研究が行なわれ、層序と地質構造に関する知識は大きく進展した。しかし緑色岩類については志井田ほか(1971)、鈴木ほか(1978)などの研究があるだけで、未解決の問題を多く残している。緑色岩類は四万十帯発達史の解明に重要な鍵を握っており、その産状の把握、岩石学的な研究は大きな意義をもっている。

四万十帯の緑色岩類は、従来地向斜堆積盆内での初期火成活動の産物であると考えられてきた(志井田ほか, 1971; 今井ほか, 1971; 紀州四万十帯研グループ, 1975)。それらはおもに剪断された泥質岩中に産することが指摘されており(河内・菅家, 1968; 勘米良・坂井, 1975; 鈴木ほか, 1978)、その出現様式を全体の層序上の問題とあわせて議論されている。化学組成については紀伊半島十津川流域の緑色岩類が高アルカリソレライトで海洋底玄武岩に類似することが指摘され(志井田ほか, 1971)、九州や四国のものも同様の傾向をもっている(SUGISAKI *et al.*, 1979)。しかし瀬戸川帯ではアルカリ玄武岩や超塩基性岩の報告もある(和田, 1979; 荒井ほか, 1978)。

筆者らは九州四万十帯南帯北半部地域において緑色岩類の分布に恵まれた宮崎県耳川中流域を調査し、緑色岩類の産状及び岩体内部の火成層序を詳しく検討した。また、その代表的標本については鏡下観察や EPMA による残留単斜輝石の分析を行ない、岩石系列などについて岩石学的検討を行なった。現在までに若干の知見を得ているので、その結果を報告し、四万十帯における上記の問題について考察したい。

謝辞：本研究にあたって、高知大学地質学教室の鈴木堯士教授・波田重熙助教授・吉倉紳一氏及び同大学物理学教室の刈谷哲也教授からは輝石分析に多大のご協力をいただいた。また名古屋大学地球科学教室の杉崎隆一助教授からは緑色岩類の化学組成に関する未公表資料の提供を受けた。これらの方がたに厚くお礼を申しあげる。また本研究では文部省科学研究費(代表者 岩崎正夫)の一部を使用した。

地質概説

調査地域は宮崎県耳川中流に位置し(Fig. 1)、九州四万十帯南帯の北半部に属する。本地域には古第三系日向層群が広く分布し、その層序区分は坂井・勘米良(準備

Fig. 1. Index map of the studied area (dotted).

中)に従い、地質図を Fig. 2 に示す。本地域付近の四万十帯は延岡構造線によって諸塚層群(白亜系?)から成る北帯と日向層群(古第三系)から成る南帯に区別される。延岡構造線は調査地域北西縁を通過し、変位の大きい低角度($0^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 北傾斜)の衝上断層をなし、一部にクリップを形成している。本地域の地質構造はこの構造線をはじめ多数の低角度衝上断層による覆瓦構造で特徴づけられ、岩相・変形様式が異なる多くの衝上体が存在する。

北帯の諸塚層群は、泥質岩を主体とし緑色岩類を含む楨峰層、砂岩を主体とした日ノ影層に区別されている。本研究の主対象である日向層群は泥質岩を主とする先フリッシュ相の荒谷層とその上位に位置し^{*}、砂質岩が卓越するフリッシュ相の宇納間層に区別されている。

荒谷層は極めて複雑な地質構造を呈し、多数の衝上断層によって分断されているために地層の連続性が悪い。また化石も乏しく、耳川沿岸の和田付近から始新世の有孔虫が得られている(勘米良・坂井, 1975)のみで、層序をたてるのが困難である。そこで、本研究では坂井・勘米良(準備中)の方法に従い、岩相や変形様式によってこの地層を $A_1\sim A_3$ の3つの岩相構造ユニットに区分した。

今井ほか(1971)は本地域の地層を荒谷層と鬼神野層から成る神門層群とし、日向層群から区別した。彼らの荒谷層は A_1 及び A_2 の一部にあたり、鬼神野層は A_2 の一部と A_3 及び宇納間層にあたる。神門層群は層厚 7,000 m とされているが、多くの衝上断層による構造的繰り返しがあり、実際はもっと薄いものと推察される(勘米良・坂井, 1975)。

A_1 は泥質岩が優勢で薄い細粒砂岩を挟有する地層で、強い剪断劈開と小褶曲が著しく発達する。砂岩は連続性が非常に悪く、ほとんどテクトニックレンズとして産す

* 当地域では荒谷層、宇納間層は断層で接するが、東南方の土土呂谷では後者は前者を斜交不整合で被っている。

Fig. 2. Geologic map of the middle reaches of the Mimi River.

1. Morotsuka Group; 2, 4, 5 and 6. Aradani Formation, 2. Unit A₁, 4. Unit A₂, 5. Unit A₃, 6, greenstones; 3. Unama Formation; 7. Nobeoka Tectonic Line.

る。このような構造的特徴は広域的な剪断作用によって形成されたもので、地層の著しい短縮を伴っていると考えられる。A₂はスレートを主体とし、稀に砂岩の薄層をはさむことがある。スレート劈開が発達しているが、強い剪断はみられない。層理面の保存は比較的良好で、ゆるく開いた褶曲を伴う。A₃は大小の砂岩岩塊を泥質岩中に無秩序に含み、しばしばスランプ褶曲が発達している。変形様式は一部の断層を除いて初生的なもので、A₁・A₂のそれとは著しく異なっている。各ユニットの層序関係は変形様式から推定すると、下位より A₁, A₂, A₃の順になっていると推定される。

一方、宇納間層は塊状砂岩や砂岩優勢互層を主体とするフリッシュ相の地層で、荒谷層に比べて変形が著しく軽微である。この地層は本地域では衝上断層によって少なくとも4回繰り返して現われる。

緑色岩類はほとんど A₁に限って出現し、他のユニッ

トとは大きな衝上断層で接する。しかし部分的には A₂にも凝灰岩が現われることがある。緑色岩類は塊状溶岩・枕状溶岩・ハイアロクラスタイト*から成り、時に貫入岩を伴い、凝灰質岩**をよく伴う。

多数の緑色岩体のうちで、^{まさだに}笹陰・^{まさだに}増谷・鳥ノ巣の付近に分布するものは規模が大きく、内部の岩相変化に富んでいる。他の小岩体も産状や岩相においてこの3岩体と大差がない。

緑色岩体の記載

1) 笹陰岩体

笹陰岩体は笹陰ダム直下の耳川河床に良好な露出があ

* 本論文でのハイアロクラスタイトにはピロープレッチャやハイアロクラスタイトプレッチャなども含めてあり、火山岩礫を伴った粗粒の海底火山性砕屑岩類を一括して用いている。

** 従来から赤色頁岩・緑色頁岩（志井田ほか、1971）と呼ばれていた岩石である。これは溶岩によく伴われ、火山ガラス片を含むことがあるので多くは凝灰岩であろう。

Fig. 3. Lithologic map (A), geologic profiles (B) and columnar sections (C) of the Sasage greenstone body.

1. Morotsuka Group, 2. Unama Formation, 3—5. Aradani Formation; 3. Unit A₃, 4. Unit A₂, 5. Unit A₁, 6—12. greenstones of Aradani Formation; 6. hyaloclastite (Plagioclase porphyritic basalt), 7. pillow lava (plagioclase porphyritic basalt), 8. tuffaceous sediments, 9. hyaloclastite, 10. pillow lava, 11. intrusive rocks, 12. undivided volcanic rocks.

る。この岩体は延長 6 km, 最大幅 2 km のレンズ状岩体で、九州四万十帯の中で最大級の規模をもっている (Fig. 3)。下限は低角度の衝上断層で荒谷層の A_3 及び宇納間層と接している。一方、上限は A_1 の泥質岩と断層で接しているが、その泥質岩の中には笹陰岩体から構造的に分離したテクトニックレンズが多数含まれている。岩体主要部は厚さ 1,000 m 以上に達し、多くの溶岩流が積み重なった層状岩体をなしている。

岩体内部は、岩相上 3 部層にわけられる。下部層及び上部層は無斑晶玄武岩が卓越するのに対して、中部層は斜長石斑状玄武岩が主体をなす。下部層では塊状溶岩・枕状溶岩・ハイアロクラスタイトからなる厚い溶岩流ユニットが少なくとも 5~6 枚累重している。岩体の南西部では下部層の溶岩流を貫く小さな斑れい岩や粗粒玄武岩の岩脈が存在し、それらは火道であった可能性がある。中部層では斜長石斑状玄武岩のハイアロクラスタイトが卓越する。これは斜長石の自形斑晶や破片の間を粗粒の火山ガラス片が基質として埋めているものである。溶岩流には枕状構造が認められ、その大きさは無斑晶玄武岩のそれよりも大型で、長径 2 m に達することがある。中部層の中にも粗粒玄武岩が認められ、貫入岩脈であると推定される。上部層は無斑晶玄武岩質枕状溶岩とハイアロクラスタイトが累重しており、笹陰ダム直下の露頭でも幾枚もの溶岩流ユニットが見られる。この耳川河床の露頭は約 250m にわたって連続し、上部でハイアロクラスタイト、下部で塊状溶岩が卓越する傾向が認められる。

笹陰岩体の枕状溶岩にはやや著しい発泡構造が見られる。本岩体の上部層と下部層ではその形態や発泡度に差異がある。すなわち、下部層では球形の気泡が多く、発泡度も 3~5% であるのに対して、上部層ではパイプ状のものが多く、発泡度も 15% にも達する。枕状溶岩の発泡度と噴出深度の関係について研究した JONES (1969) によれば、気泡の形態が不規則なパイプ状を示すものは極めて浅海で噴出した溶岩に多い。上記の発泡度や気泡の形態の差異から、上部層の溶岩は下部層のそれより噴出深度が浅く、かなりの浅海で噴出したと考えられる。笹陰岩体の枕状溶岩の形態からは正順位の層序が示される。したがって、この岩体は真の下底部が不明であるが、全体として海面に向かって成長していった海底火山体であったと考えられ、現在の岩体は浅海で噴出した部分だけが露出していると推定される。

2) 増谷岩体

本岩体は増谷川の河床 700 m にわたって露出してお

Fig. 4. Lithologic map and profile of the Masudani greenstone body. Legends are the same as those in Fig. 3.

り、中尾部落の尾根にも一連の岩体が存在する (Fig. 4)。この岩体は荒谷層の A_1 の中に分布し、最大層厚 350m に達するが断層で切られて、側方への連続性は悪い。上限は断層で泥質岩と接しているが、下限では一部で泥質岩と整合的に累重している。この岩体は変質が強く原岩の判定が難しいが、無斑晶玄武岩のハイアロクラスタイトが多い。ただし発泡構造を欠く枕状溶岩も一部に存在し、噴出深度が比較的大きかったことを示している。この岩体でも斑れい岩の貫入岩体が存在し、周辺に粗粒玄武岩を伴っている。斑れい岩は一部で圧砕され、玄武岩とは断層で接することが多いが、両者が連続的に移化する露頭もあり、一連の火成活動で形成されたものであろう。

3) 鳥ノ巣岩体

本岩体は調査地域北縁の鳥ノ巣ダム直下に好露出が見られ、その層厚は 200 m に達する (Fig. 5)。本岩体は枕状溶岩を主とし、赤色凝灰質岩を周囲に伴う。溶岩は連続性が乏しく、側方へ比較的急激に尖滅するが、周囲の凝灰質岩はよく連続し、約 5 km にわたって追跡される。この凝灰質岩は上・下位の泥質岩と断層で接することが多いが整合的に重なっている露頭も観察される。

溶岩は下部に枕状構造が不明瞭な粗粒岩相の一部にあるほか、すべて無斑晶玄武岩質枕状溶岩から成り、発泡構造はまったく見られない。McBIRNEY (1963) に従えば、このような溶岩は少なくとも 500m 以深の海底で噴

Fig. 5. Lithologic map and profile of the Torinosu greenstone body. Legends are the same as those in Fig. 3.

出したと考えられる。また枕状溶岩流にはミクライト質石灰岩が伴われており、それには枕の間隙を埋めたものと、枕の内部にとり込まれたものがあり、GARRISON (1972) の interpillow limestone や intrapillow limestone に類似した産状を示している。石灰岩は有孔虫や放散虫の遺骸のほか火山ガラス片を含むが、陸源碎屑粒子はまったく含まれない。また枕状溶岩の直上に重なっている赤色凝灰質岩層の下部には鉄・マンガンに富むキプロスアンバー (ROBERTSON, 1975) に似た堆積物が存在する (勘米良ほか, 1977)。

周辺泥質岩との関係

地質概説で述べたように、緑色岩類の産出はほとんど荒谷層の剪断された泥質岩 (A_1) に限られている。緑色岩体とこの泥質岩との関係は鳥ノ巣岩体のように整合的に累重する場合もあるが、他の多くはすべり面を伴い、断層関係と判断される。

まず露頭において泥質岩と緑色岩類が整合的に累重する例を示す (Fig. 6, A・B)。いずれも緑色岩体の下底部で観察された露頭で、著しいすべり面を伴わず、泥質岩・凝灰質岩・ハイアロクラスタイトの順に累重している。このような関係は、緑色岩類が泥質堆積物の上に噴出し形成されたことを示唆する。また緑色岩体の上位にも泥質岩が整合的に累重している例が鳥ノ巣岩体最上部をはじめ、各地で見いだされた。

Fig. 6. Sketches showing the boundary between the basal part of greenstone body (A,B) and tectonic blocks of greenstone (C,D).

次に緑色岩体が泥質岩と構造的に接する露頭を同図 C・Dに示す。多くの場合、緑色岩体の縁辺部は断層で周囲の泥質岩と接しており、中には緑色岩体が一部剪断面や衝上断層によって構造的に剥ぎとられ、小岩塊として泥質岩中に分離されていることもある。このような産状は特に水清谷北方地域に分布する多数のレンズ状小岩体の周辺で普遍的に観察される (Fig. 2)。これらの緑色岩の小岩体は、それぞれ断層によって囲まれて泥質岩中に分離されている。すなわち、これらの小岩体も衝上断

によって切断されたものであり、それぞれが個別の溶岩流として泥質岩中に挟在しているものではない。

以上のことは、緑色岩体がもともと泥質堆積物上に整合に噴出累積し、火山体を形成していたものが、後期の剪断作用や断層運動によって切断・分離されたものと解釈される。

緑色岩類の鉱物組成

緑色岩類の鏡下での特徴は各岩体の間で大差はないので一括して記述する。また凝灰質岩については佐野ほか(1979)が述べているので、ここでは省略する。

本地域の緑色岩類はほとんど玄武岩質であり(杉崎, 1977)、やや変質しているが原岩組織の保存は良好である。おもな残存鉱物は単斜輝石・斜長石・磁鉄鉱などである。粗粒貫入岩類は自形の斜長石と半自形〜他形の単斜輝石($2V_z=43^\circ\sim55^\circ$)から成り、一部に普通角閃石が含まれることがある。筐陰岩体に出現する斜長石斑状玄武岩は、変質した自形の斜長石斑晶と細粒の石基から成る。石基にはたんざく状斜長石と単斜輝石があり、急冷組織を示す。無斑晶玄武岩質溶岩は、細粒なものではガラスに富むが、やや粗粒なものは斜長石と単斜輝石から成り、エジル輝石が稀に見られることがある。

変質鉱物は緑泥石・方解石・緑れん石・パンペリー石・ブドウ石・赤鉄鉱などで、このほか細脈に石英・沸石が見られる。アクチノ閃石は斑れい岩の単斜輝石の周辺に出現するが、細粒玄武岩の基質には出現しない。また一部の斑れい岩には蛇紋石(?)も観察され、カンラン石の仮像である可能性がある。これらの変質鉱物は、今井ほか(1971)が述べたように、ブドウ石・パンペリー石相の変成度を示しているが、緑泥石・方解石が非常に多く、熱水変質の影響も考慮しなければならないことを示唆している。

残留単斜輝石の化学組成

SUGISAKI *et al.* (1979)は本地域をも含めて、九州・四国・紀伊の四万十帯緑色岩類の全岩分析を行ない、これらが島弧の玄武岩よりも海洋底玄武岩に類似しており、張力テクトニクス場で形成された可能性を指摘した。九州四万十帯南帯の緑色岩類では、アルカリシリカ図において非アルカリ岩領域にプロットされるものが多く、海洋性ソレイト的な玄武岩であったと推定されるが、全岩組成では変質の影響の評価が難しい。

LeBAS(1962)はCaに富む単斜輝石中のAl組成によるマグマ系列の推定法を提案し、丸山(1976)はこれを改

良して緑色岩類への適用法を示した。高沢・平野(1977)は丸山の手法の適用範囲を論じ、さらに Al_2O_3 と FeO^* の組成関係から系列を判定する新たな方法も提案した。著者らは残留単斜輝石の化学組成をEPMAによって分析し、彼らの方法を用いて本地域の緑色岩類の岩系について考察した。

残留単斜輝石組成をTable 1に示す。原則として、各サンプルから3個以上の輝石を選び、各結晶の核部から縁部にかけて5点ずつ分析した。Table 1はサンプルごとの総平均値であるが、各結晶ごとの平均組成も求めた。分析した輝石は鳥ノ巣岩体の1つを除いて、すべて石基部のもので、鏡下においてセクターゾーニングを示さないものを選んだ。これらの輝石はすべてCaに富み(18~22%)、ほとんどオーゾイトである。組成変化も比較的少なく、スケールガード岩体の単斜輝石の分化経路(BROWN, 1957)付近にプロットされる(Fig. 7)。

丸山(1976)が輝石中のAl—SiやTi—Alの組成関係から母岩の岩石系列を推定した時には、 $Fe/(Fe+Mg) < 0.25$ を満足する斑晶または粗粒岩中の単斜輝石を選んでいる。この条件を満足するものは6サンプル中の14個の結晶であり、これらの組成を丸山の図にプロットしたものがFig. 8である。図中では14結晶の各平均組成とこれらの輝石を含む6サンプルにおける輝石の組成範囲が示されている。結果は、ほとんどの輝石がソレイトとアルカリ岩の漸移帯にプロットされ、組成範囲もおもに漸移帯にあり、岩系の推定はできない。

高沢・平野(1977)の方法は丸山の図の漸移帯にプロットされる輝石をも区別し得る。Fig. 9は岩体別の結果を示したもので、かなりばらつきがあるものの、 FeO^* の増加に伴って Al_2O_3 の漸減傾向が見い出され、ソレイト的である。ただし鳥ノ巣岩体のは明確な傾向を示していない。また各サンプルごとにその傾向を検討したが、増加傾向を示したものが3個で、減少傾向が11個、残りは判定できなかった。このことは全岩組成からの結果と調和的で、ソレイト系列が多いと考えられるが、アルカリ岩の存在も否定できない。

本地域の緑色岩類には、チタンオーゾイト・エジル輝石に見られる特徴的多色性をもった輝石はきわめて少ない。このことは全岩組成や残留輝石の検討結果を否定しない。また丸山(1976)によれば海洋底や大洋島のソレイト玄武岩に含まれるCa単斜輝石は、ほとんどが重なる領域にプロットされる。このことは本地域の緑色岩類の残留輝石と共通しており、SUGISAKI *et al.*

* FeO^* : 全鉄

Table 1. Chemical composition of relict clinopyroxene.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sample	7121202	7121204	8020101	8012802	8012904	8012504	7121810	7121704	7121808
Locality	SASAGE	"	"	"	"	"	"	"	"
Rock	basalt	basalt	basalt	gabbro	dolerite	dolerite	basalt	dolerite	porph-bs
SiO ₂	48.54	49.61	51.76	52.70	50.44	50.97	49.68	49.47	50.84
TiO ₂	1.36	1.06	1.16	1.26	1.04	0.82	1.33	1.49	1.67
Al ₂ O ₃	5.58	3.88	2.94	2.37	3.52	2.46	3.51	3.81	5.83
FeO*	9.03	8.25	11.05	10.75	8.19	8.06	10.83	10.72	8.48
MnO	0.25	0.22	0.28	0.32	0.26	0.27	0.29	0.28	0.18
MgO	14.90	15.59	14.57	13.49	15.02	15.81	14.48	14.10	12.62
CaO	19.69	20.62	18.01	20.36	20.53	20.60	19.78	20.29	19.39
Na ₂ O	0.37	0.36	0.37	0.38	0.32	0.29	0.33	0.39	0.44
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.72	99.59	100.14	101.63	99.32	99.28	100.23	100.21	99.45

No.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Sample	77050302**	8020202	8093004	8092801A	8092801B	8080702	8080703	7092802	7082701
Locality	SASAGE	"	"	"	"	MASUDANI	"	TORINOSU	"
Rock	porph-bs	basalt	basalt	basalt	basalt	gabbro	dolerite	dolerite	basalt
SiO ₂	48.80	48.95	49.49	49.33	49.58	49.65	50.57	50.51	49.70
TiO ₂	1.64	1.37	1.33	1.56	1.03	1.07	1.02	0.78	1.03
Al ₂ O ₃	5.01	5.02	4.02	4.02	3.60	2.32	3.24	2.92	3.85
FeO*	8.79	9.68	9.96	9.53	8.76	8.41	7.79	9.42	8.07
MnO	0.24	0.26	0.26	0.23	0.24	0.25	0.25	0.26	0.22
MgO	12.96	14.90	14.58	14.63	15.24	14.78	15.01	16.53	16.69
CaO	21.73	19.95	19.55	19.53	20.21	21.26	21.09	18.93	18.97
Na ₂ O	0.37	0.35	0.39	0.37	0.30	0.37	0.34	0.27	0.39
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.54	99.58	99.76	99.20	98.96	98.11	99.31	99.63	98.92

** This sample was collected by Mr. Y. SAKAMOTO, Kochi University.

Fig. 7. Di-Hd-Es-Fs diagram showing the average composition of clinopyroxene in 18 samples. 1. Sasage body, 2. Sasage body (Plagioclase porphyritic basalt), 3. Torinosu body, 4. Masudani body.

(1979) の推測とも調和的である。

考 察

1) 火山体の復元

本地域の緑色岩類はほとんどが噴出岩から成り、大規模な斑れい岩体や超塩基性岩を伴っていない。その岩相は垂直方向だけでなく延長方向へも変化に富み、岩体自身の膨縮も著しい。溶岩流は連続性に乏しく、その噴出

深度も岩体によってかなり異なっている。したがって本地域の緑色岩体は、海洋底地殻的な火成層序をもつ世界各地のオフィオライト岩体とは異なり、アイスランドの氷底火山 (SIGVALDSON, 1968; JONES, 1969) や、ハワイ島 (MOORE & FISKE, 1969) のような火山島や海山の岩相・構造に類似している。

前述のように、緑色岩体は上位の泥質岩と整合関係にあるだけでなく、下位の泥質岩の上にも整合的に累重している。このことに加えて、増谷岩体の下位では玄武岩質貫入岩が泥質岩を貫いている露頭が観察されたが、勘米良ほか(1977)、鈴木ほか(1978)、坂井(1978)も九州や四国の四万十帯北帯において同様の報告を行なった。したがって緑色岩類が噴出活動を行なった時点ではすでに泥質堆積物が存在しており、その上に海山状の火山体が形成されたと推定される。

現在の緑色岩体は激しい後生変形のために切断・分離されており、本来の形態を保っていないことが多い。しかし島ノ巣岩体は初生的形態を比較的よく残しており、これもやはり泥質堆積物中に海山的な火山体が形成されていたことを暗示している。このような観点に立てば、笹陰岩体は大きな海山の上部の断片、増谷岩体は下底部

Fig. 8. Al-Si and Ti-Al diagrams of MARUYAMA (1976) for 14 clinopyroxene grains (left two) and for compositional range of 6 samples (right two).

The higher and the lower Al sides of thick lines represents the alkali basalt field and the tholeiite field, respectively. The area inclosed by thick lines represents the transitional zone. The area encircled by thin lines represents the compositional range of Ca-rich clinopyroxenes in each rock samples.

Fig. 9. Al_2O_3 - FeO^* diagrams of TAKASAWA & HIRANO (1977) for 60 clinopyroxene grains. Symbols are the same as Fig. 7.

の断片であったことがその産状から推察される。

2) 緑色岩類の成因

本地域の地質構造は互いに著しく岩相・変形様式の異なる多数のスラスト・シートによって形成されている。

特に緑色岩類及びその周辺の泥質岩 (A_1) は他のユニットの地層よりも格段に激しい変形作用を受けており、これらがほとんど非変形のフリッシュと同じ形成史をたどったとは考えにくい。本地域付近のこのような地質構造について、筆者らのうち勘米良・坂井 (1975) は島弧—海溝間隙帯との共通性を指摘し、従来の地向斜—造山論に基づく四万十地向斜形成モデル (紀州四万十団研グループ, 1975; 立石, 1976) とは大きく異なる考え方を示した。この考え方は本地域の地質構造の特徴をより合理的に説明し得るもので、緑色岩類の産状についても、この考え方の適用は十分可能である。むしろ本地域の地層を一連の厚い地向斜堆積物とみなすならば、緑色岩類が剪断された泥質岩 (A_1) 中に限られて出現することや、他のフリッシュなどの地層を貫く岩脈がまったく存在しない事実を説明することが困難であろう。ここで、勘米良・坂井 (1975) や鈴木ほか (1978) が述べたように、剪断された泥質岩と緑色岩類の両者を大洋底地殻の沈み込み (subduction) に伴う付加堆積体と考えれば、産状に関する特徴をよく説明し得る。そこで本論文ではこれらの考え方に基いて緑色岩類の形成過程を推察することにする。

荒谷層の泥質岩優勢の岩相はタービダイト末端相に比較される (坂井・勘米良, 準備中)。これがかつての海溝やその外側の海洋底の一部を覆って堆積したと考えられるならば、本地域の緑色岩類が海山状の火山体を形成した場合はこのタービダイト末端相が達し得た範囲内の海洋底地殻の上が最も好都合であろう。この場合、火山体形成時にはすでに泥質堆積物も存在していたと推定されることから、その火成活動は off-ridge の活動に対応するものであろう。火山体は形成後に泥質堆積物とともに大陸縁辺または島弧前縁に付加され、激しい構造変形を受けたと推察される。

上記の推論は本地域の緑色岩の産状をより合理的に説明し得ると思うが、いくつかの仮定の上に成り立っているものであり、まだ多くの検証を必要とする。また現在の海洋底では、本地域の緑色岩類のように、玄武岩類が泥質堆積物を貫いて噴出している例は少ない。南海トラフ沖の DSDP Leg 58, Site 446 のボーリングコアには泥質堆積物中に 10 数枚の玄武岩シルが貫入しており (KLEIN *et al.*, 1978), off-ridge の火成活動の産物とされている。はたして、このような玄武岩が本地域の緑色岩類に比較され得るだろうか。この問題については、海洋底における玄武岩の産状と堆積岩との関係に関する知識の進展が待たれる。

文 献

- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章, 1978: 瀬戸川帯の超塩基性—塩基性岩類の貫入形態に関して. 地質雑, **84**, 691—693.
- BROWN, G. M., 1957: Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaeagaard intrusion, East Greenland. *Min. Mag.*, **31**, 551—543.
- GARRISON, R. E., 1972: Inter and intra-pillow limestone of the Olympic Peninsula, Washington. *Jour. Geol.*, **80**, 310—332.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男, 1971: 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, **77**, 207—220.
- JONES, J. G., 1969: Pillow lavas as dips indicators. *Amer. Jour. Sci.*, **267**, 181—195.
- 勘米良亀齡・坂井 卓, 1975: 四万十川層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか?. GDP連絡紙Ⅱ—1—(1), 構造地質, no. 3, 55—64.
- ・———・佐野弘好・大賀英生, 1977: 四万十帯における緑色岩の層位的位置と産状. 緑色岩総研連絡紙, 緑色岩類, no. 2, 7.
- 河内洋佑・菅家延征, 1968: コンセントリック褶曲する石英脈から推定した赤石中軸帯の短縮量. 地質雑, **74**, 9—20.
- 紀州四万十帯団体研究グループ, 1975: 四万十地向斜の発達史. 地団研専報, no. 19, 143—156.
- KLEIN, G. de V. et al., 1978: Off-ridge volcanism and seafloor spreading in the shikoku basin. *Nature*, **273**, 746—748.
- LeBAS, M. J., 1962: The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. Jour. Sci.*, **260**, 267—288.
- 丸山茂徳, 1976: 四国東部秩父帯中の沢谷緑色岩コンプレックスの化学的性質. 地質雑, **82**, 183—197.
- McBIRNEY, A. R., 1963: Factor governing the nature of submarine volcanism. *Bull. Volcanol.*, **26**, 455—469.
- MOORE, J. G. and FISKE, R. S., 1969: Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **80**, 1191—1202.
- ROBERTSON, A. H. F., 1975: Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **131**, 511—531.
- 坂井 卓, 1978: 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理学部研報, 地質, **13**, 23—38.
- ・勘米良亀齡: 九州東部四万十川層群の岩相・構造相と緑色岩類 (準備中).
- 佐野弘好・勘米良亀齡・坂井 卓, 1979: 四万十帯の緑色岩に伴う堆積物. 地質雑, **85**, 435—444.
- SIGVALDSON, G. E., 1968: Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland. *Contr. Min. Petrol.*, **18**, 1—16.
- 志井田 功・諏訪兼位・杉崎隆一・田中 剛・塩崎平之助, 1971: 奈良県十津川流域における日高川帯の緑色岩類. 地質学論集, no. 6, 137—149.
- 杉崎隆一, 1977: 四万十帯の緑色岩の化学組成. 緑色岩総研連絡紙, 緑色岩類, no. 2, 8.
- SUGISAKI, R., SUZUKI, T., KANMERA, K., SAKAI, T. and SANO, H., 1979: Chemical compositions of greenrocks in the Shimanto Belt, southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**, 455—466.
- 鈴木堯士・波田重熙・梅村隼夫・坂本泰彦・中川仁志, 1978: 四万十帯緑色岩類の産状を中心とした成因的考察. 地球科学, **32**, 321—330.
- 高沢耕一・平野英雄, 1977: Ca-輝石中の Al_2O_3 量と母岩のマグマ系との関係についての考察. 地質雑, **83**, 583—594.
- 立石雅昭, 1976: 牟婁帯西南部の牟婁層群. 同上, **82**, 395—407.
- 和田信彦, 1976: 静岡県, 安倍川地域の地質について. 同上, **82**, 581—593.