四国南西部の第三系清水層および三崎層の層序および堆積相*

木 村 公 志**

Stratigraphy and sedimentary facies of the Tertiary Shimizu and Misaki Formations in the southwestern part of Shikoku*

Koshi KIMURA**

Abstract In Tosashimizu City, Kochi Prefecture, the Shimizu and Misaki Formations are distributed, occupying a part of the Shimanto Terrain.

The Shimizu Formation consists mainly of chaotically mixed deposits, and contains coherently stratified sediments locally. The chaotic deposits are composed of irregular-shaped blocks and clasts dispersed in argillite with developed cleavage. The majority consists of sandstone, locally with conglomerate, alternating beds of sandstone and mudstone, andesitic pyroclastic rock, andesite, acidic tuff, and so on. The coherently stratified sediments are less deformed, consisting of alternating beds of conglomerate, sandstone and mudstone. They are also regarded as huge blocks, judging from their modes of occurrence. Field evidence shows that the Shimizu Formation is referable to submarine sliding deposits. The provenance of blocks and clasts can be sought for the northern region. Judging from planktonic foraminiferal fossils, the Shimizu Formation is inferred to have been deposited during Late Eocene(?) to Late Oligocene.

The Misaki Formation is composed of alternating beds of sandstone and mudstone in various sand/mud ratio. It is regarded as shallow marine deposits, based on lithofacies, sedimentary structures and fossils. The Misaki Formation is lithologically subdivided into three members of lower, middle and upper. The Lower Member is predominant in mudstone. On the other hand, the Upper Member is characterized by thick-bedded sandstone, locally with conglomerate at upper horizons. As a whole, the formation is represented by a coarsening- and thickening-upward sequence. The total thickness is about 3,000 meters. On the basis of the paleocurrent analysis, the clastic materials of the Misaki Formation are considered to have been transported mainly from north and northwest. Judging from planktonic foraminiferal fossils, the Lower Member is assigned to late Early Miocene (Burdigalian).

The Misaki Formation unconformably overlies the Shimizu Formation. The unconformity is ascertained in the field, and is also supported by the paleontological evidence.

は じ め に

西南日本外帯四万十累帯については、近年、多くの研究者の精力的な調査研究が行われている。詳細な野外調

査に加えて、緑色岩、珪質岩などの岩石学的研究、粗粒砕屑岩を中心とする堆積学的研究、放散虫などによる微古生物学的研究が進むにつれ、四万十累層群の層序、構造および地質時代がしだいに明らかにされてきた。とくに、これらの研究の過程で、四万十累層群には海底地すべり・土石流による再堆積物がかなり多く含まれていることが明らかになり、従来の岩相層序の大きな変更が必要とされるところも生じてきた。また、日本列島のよう

1985 年 1 月 17 日受付. 1985 年 9 月 25 日受理.

* 日本地質学会第 90 年, 91 年学術大会にて一部講演.

** 広島大学理学部地質学鉱物学教室. Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Hiroshima, 730 Japan.

な島弧—海溝系の地質体の形成についても、従来の地向斜概念とは異なるプレート論を導入して様々な解釈がなされており、四万十累帯の形成過程についてもいくつかのモデルや仮説が出されている(例えば、勘米良・坂井, 1975; 坂井, 1978; 平ほか, 1979; SUZUKI & HADA, 1979). 四万十累帯は西南日本の最外縁部に位置しており、中・新生代の地層で構成されている。その位置、地質時代などからみても、島弧—海溝系のテクトニズムを解明するには最も適した地帯の一つであるといえる。近年、多量に蓄積されてきている海洋地質学的データや地球物理学のデータと合わせて、今後さらに、各地域での詳しい具体的な地質学的データをそろえ、研究を進めていく必要が生じている。

筆者は、高知県南西部の四万十累層群の層序学的・堆積学的研究を続けている。本論文は、この研究の一部として清水層および三崎層について、層序と地質構造を明らかにするとともに、堆積学的検討を加え、“四万十地向斜”末期における堆積物の形成場とその発達過程を考察しようとしたものである。とくに小論では清水層、三崎層の層序・構造と岩相についての詳しい記載を中心とし、両層の関係ならびに地質時代についてえられた新知見をこれに加えた。

本研究を進めるにあたり、広島大学長谷 晃教授には卒業研究以来、御指導、御鞭撻をいただき、本稿も詳しく校閲していただいた。山形大学斎藤常正教授には浮遊性有孔虫化石の鑑定をしていただいた。九州大学坂井卓氏、西 弘嗣氏には有孔虫化石の処理方法を御教示いただき、貴重な助言もいただいた。広島大学宮本隆実博士には野外調査および室内作業で御指導と助言をいただいた。同大学鈴木盛久博士には岩石の鏡下の観察に際し御教示いただいた。同大学高橋秀夫、曲井明登両技官には岩石薄片を作製していただいた。これらの方々に深く感謝する。

* 鈴木 (1937, 1938) の三崎層以外はすべて清水層に含まれることになる。

地 質 概 説

調査地域は、高知県土佐清水市下川口東方から足摺岬付近にかけての一带である。本地域の研究史は古い。鈴木(1937, 1938)は、7万5千分の1地質図幅調査で本地域の地質学的位置を明らかにし、下位より大浜層・浦尻層・以布利層(以上白亜系〜ジュラ系?)・松崎層・水島層(以上第三系〜白亜系)および三崎層(古第三系)を区別した。甲藤(1960, 1961)は、鈴木(1937, 1938)の区分を修正して、清水層*(始新統〜漸新統)と三崎層(漸新統)を設定した。

清水層については、甲藤以降、詳しい研究報告は発表されていないが、大部分が海底地すべり堆積物であろうという指摘がなされている(勘米良, 1977; 平ほか, 1980)。清水層は種々の大きさ・岩質の岩塊・角礫を多量に含むような乱雑な堆積体であるため、層序・地質構造の解明は容易でないが、一部に、整然と累重した礫岩・砂岩・泥岩の互層から成る地層が分布する。清水層からの産出化石は少なく、土佐清水市中浜から *Cyclamina cf. tani*(甲藤, 1961)と、数地点から植物化石(甲藤, 1977; 松尾, 1980)の産出が報告されているのみである。今回筆者は、他の2, 3の地点から有孔虫化石と貝化石をえた。

三崎層については、甲藤・平(1979)のすぐれた研究があり、岩相および堆積環境が明らかにされ、形成プロセスについての論述がなされている。養老から爪白の海岸地域には好露出が続き、下部の泥岩から砂岩泥岩互層をへて上部の厚層砂岩へと、全体として上方粗粒化・厚層化の傾向を示す。岩相・堆積構造および産出化石などからみて、浅海性堆積物を主体とすると推定される。全層厚は3,000mに達する。甲藤・平(1979)は、三崎層を“三崎層群”と修正定義し、下位より養老層、浜益野層、竜串層に区分している。しかしながら、明瞭な鍵層がなく、海岸地域での層序区分をそのまま内陸部へ延長させ

第1図 地質図および断面図.

1: 沖積層, 2: 越層および段丘礫層, 3~8: 三崎層(3: 厚層砂岩—上部層, 4: 砂質互層, 5: 等量互層, 6: 泥質互層—以上中部層, 7: 泥岩・泥質互層, 8: 礫岩・泥質砂岩—以上下部層), 9~16: 清水層(9: 砂岩, 10: 泥岩・泥質互層, 11: 礫岩・砂岩・泥岩互層, 12: 砂泥混在層, 13: “含角礫泥岩”, 14: 酸性凝灰岩, 15: 安山岩, 16: 安山岩質火山砕屑岩), 17: 来栖野層, 18: 向斜軸, 19: 背斜軸, 20: 断層.

a: 下川口, b: 爪白, c: 竜串, d: 千尋岬, e: 浜益野, f: 中益野, g: 上野, h: 高畑, i: 九輪森, j: 松崎, k: 養老, l: 加久見, m: 汐見町, n: 天神町, o: 旭町, p: 浦尻, q: 尾浦崎, r: 中浜, s: 大浜, t: 津呂, u: 窪津, v: 伊予駄場, w: 以布利, x: 大岐.

て、内陸部と海岸部との対応関係を明確にすることは困難である。したがって、“累層”として区分するより“部層”単位とした方が妥当であろうと判断し、本論文では従来通りの“三崎層”を使用し、これを下部層、中部層および上部層に分けて記載する。ただし、分布は甲藤(1960, 1961)の三崎層より広く、甲藤・平(1979)の三崎層群にほぼ相当する。

三崎層は、西側では三崎断層(北東—南西)によって^{くる}栖野層(始新統? ; 平ほか, 1980)と接する。東側は甲藤・平(1979)によれば、^{かくみ}加久見断層(北西—南東)で清水層と境されるというが、実際の境界はもっと複雑であり、走向の異なる数本の断層によって清水層と接している。また、一部では三崎層が清水層を不整合に覆うところがある。三崎層の地質時代については、浮遊性有孔虫化石の検出によって新知見がえられた。

足摺岬付近一帯には、中新世中期の花崗岩類(13 ± 2 Ma ; 野沢, 1968)が分布し、清水層中に貫入している。また、鮮新世の^こ越層(甲藤, 1952)および段丘礫層が清水層を不整合に覆って分布する。千尋岬にも三崎層を不整合に覆う礫層があり、越層に相当するものと推定される。

岩相および産状

1. 清水層

〔模式地〕津呂から大岐海岸を経て^{くもも}久百々に至る海岸線。
〔層厚〕不明。

〔岩相と産状〕本層は主として砂岩と泥岩からなり、それらが乱雑に混在する地層(以下、混在層と称す)が卓越し、正常な層序を有する整然とした地層(以下、整然層と称す)も挟在する。

混在層は、さまざまな大きさ・岩質からなる固結岩の岩塊・角礫や未固結層が、さまざまな形態で入り混じって集積した地層である。構成岩類は、礫岩・砂岩・泥岩・砂岩泥岩互層・安山岩質火山碎屑岩・安山岩・酸性凝灰岩・凝灰質頁岩・石灰質泥岩である。また、泥質岩が岩塊・角礫の間をうめる基質の役割をなしている。混在層は全体に、非対称小褶曲、小断層、bedding slip が発達し、泥質基質は劈開が顕著で、剝離性に富む。さらに、角礫が劈開に平行に再配列したり、その方向に流動伸長を示すこともある。清水層全体の劈開の走向は、ほぼ北東ないし東北東で北または南に急傾斜する。

なお、混在層のうち、細礫～中礫大の角～亜円礫を多量に含む泥質岩を特に“含角礫泥岩”と称す。

整然層は、地質図に図示しうるほどの大きさ(通常、

数 100m 以上の広がり)をもち、正常な層序で整然と累重する地層である。整然層は混在層に比べて、格段に後生変形の弱い砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層および礫岩からなる。なお、整然層はいくつかの分離した岩体として挟在され、それぞれの岩体内部は一般に北東—南西走向で、北西傾斜の同斜構造を呈し、清水層中の他の地層に比べて走向方向への連続が良い。しかし、整然層は以下のような産状を呈することから、大きな岩塊であると判断される。①整然層と混在層が帯状に配列するところでは両者は断層で接するか、そうでないところでは断層が認められず、混在層が整然層を取り囲むように分布する。②整然層岩体の輪郭と岩体内部の層理面が斜交することが多い。③岩体内部で地層の走向、傾斜が急変することがあり、非調和な褶曲が存在する。④岩体周縁部でスランピングによる地層のレンズ化や小褶曲が発達し、混在層に移化する。

清水層、特に混在層はかなりの構造変形をうけ、断層・褶曲による地層の欠如や繰返し、さらに多数の剪断面による再配列が行われているところが多い。そのため、層序・層厚および地質構造を十分に明らかにすることは困難である。以上のような理由で、清水層全体の層序区分が行えないため、本論文では3つの地区に分けて、各々の岩相と産状の特徴について記述する。

南部地区

大浜—窪津以南の地域で、泥質岩が卓越する混在層からなる。

砂岩は泥質岩中に塊状・無層理の孤立岩塊・角礫として産することが多い。他に、級化層理や平行—斜交葉理が発達し頁岩と互層をなすタービダイトもあるが、これもスランプ褶曲や膨縮の著しい不連続な岩体となっている。砂岩岩塊は、小断層により分断されることがしばしばあるが、先細りで細長く泥質岩中にのびたり、また割れ目に沿って泥質岩が注入したりすることも多く、極めて不規則な形状を呈する。

岩塊・角礫の間をうめる泥質基質は、普遍的に劈開が発達する黒色の頁岩～粘板岩である。劈開は鏡下で、雲母などの微小鉱物の形態定向配列によって明瞭に示されるスレート劈開と、不規則な網目状の不透明フィルムとして観察されるものがある。後者は野外観察では鱗片状を呈し、しばしば劈開面に鏡肌様の光沢が認められる。また、泥質岩中には、劈開にほぼ平行な多くの断層が発達する。

その他、泥質岩中には、まれに数 cm～50 cm の石灰質泥岩のレンズ状岩体や厚さ数 10 cm の安山岩質粗粒

第2図 清水層整然層柱状図。

md.=mudstone, ss.=sandstone

凝灰岩・凝灰質頁岩の層状岩体が挟在される。

本地区南部の混在層は中新世中期の花崗岩類の貫入を受け、ホルンフェルス化している。

中部地区

大浜一窪津から北側、以布利一加久見以南の幅約4 kmの地域である。本地区は整然層と混在層からなり、前者がより広く分布する。

整然層は岩相上、次の3つの地層群に区分できる。

地層群1：多量の礫岩の発達で特徴づけられる礫岩・砂岩・泥岩の互層。

地層群2：礫岩を全く、あるいはほとんど挟まない泥岩～泥質互層*。

地層群3：ときに礫質となる厚層砂岩～砂質互層。

第2図にこれら整然層のルートに沿う柱状図を示す。各々の整然層岩塊は側方への岩相変化があるが、下位層準に地層群1があり、上位に向けて地層群2または地層群3に移化するという傾向が認められることが多い。

礫岩は通常泥質ないしシルト質の基質をもつが、砂岩と互層する場合には砂質基質となることもある。礫岩の単層は1～3mの厚さのものが多く、最大25mに及ぶ。一般に内部堆積構造に乏しいが、1m以下の厚さで成層し砂岩・泥岩と互層する場合は、級化層理や弱い平行葉理が認められる。礫岩層は側方への厚さの変化があり、チャンネル状の基底面をもつこともある。礫は中礫

大のものを主体とし、円磨度が良い。礫種はどの層準のものも砂岩と頁岩が圧倒的に多く(両者合わせて80%前後に達する)、少量の流紋岩、安山岩および石英を含み、まれに花崗岩礫が見いだされる。

砂岩泥岩互層は、数cm～30cmの厚さの砂岩と泥岩の有律互層を主体とし、1～3mに成層する厚層砂岩も挟む(地層群3で顕著)。互層中の砂岩部は平行葉理がよく発達し、級化層理・斜交葉理も認められる。また、まれにフルート・キャストやリップル・マークが観察される。

砂岩は一般に細～中粒であるが、厚層砂岩の場合、粗粒のものもあり、細礫ないし中礫大の礫が散在したりプール状に密集したりする。鉱物組成からみると長石質ワッケに属し、他地域の四万十果層群の古第三系砂岩と同様にカリ長石と岩片に乏しい(第3図)。一部に岩片の比較的多い砂岩がみられるが、ほとんどが頁岩や細粒砂岩の岩片で、火成岩岩片はわずかである。また、混在層中の砂岩岩塊も同様な鉱物組成を有する。

泥岩は礫岩の発達する層準では、極細～細砂粒子を比較的多く含む淘汰の悪いものが卓越し、層理も不明瞭であることが多い。その他のところでは、しばしばシルト岩ないし砂岩の葉理・薄層をはさむ成層泥岩で代表される。泥岩には混在層中のものほど強くはないがスレート劈開が発達し、混在層中のものと調和的な走向・傾斜をもつ。

混在層は南部地区のものと同様な産状と変形を呈す

* 以下、泥岩優勢の砂岩泥岩互層を泥質互層と称する。砂岩優勢の互層は砂質互層、砂岩・泥岩のほぼ等量の互層は等量互層である。

第3図 砂岩の鉱物組成.

Q: 石英, P: 斜長石, K: カリ長石, F: 長石(P+K), R: 岩片.

る。混在層に含まれる岩塊・礫は、砂岩と頁岩が多く、その他、砂岩頁岩互層、礫岩、緑灰色凝灰質頁岩、酸性凝灰岩および安山岩がある。酸性凝灰岩は第1図地点1に代表的な露頭があり、頁岩と細互層し、厚層砂岩優勢互層と整合一連の孤立岩塊(約 50m×80m の広がりをもつ)として産する。岩塊の内部は閉じた背斜褶曲(軸面は北へ急斜し、軸は N65°W へ約 35° プランジ)をなしている。この酸性凝灰岩から厚層砂岩優勢互層への一連の地層は、調査地域の北西側に広く分布する古第三系米栖野層に特徴的な岩相に酷似する。安山岩(第1図、地点2)は、数 10 cm の不定形な礫として産し、その周縁の泥質基質中にも細礫大のものが散在する。この安山岩は灰～暗灰色、塊状で、多孔質(径 1~2 mm の孔隙は方解石などで充填される)である。鏡下では intersertal 組織を呈し、斑晶には斜長石のみが認められ、急冷組織をもつ。

また、本地区はしばしば含角礫泥岩を挟在することも特徴の1つである。含角礫泥岩層は塊状無層理で、細礫～中礫大の砂岩の角～亜円礫を多く含む。礫径は数mに達するものもある。含角礫泥岩層には、整然層に挟まれてそれと整合的な累重関係にあるものと、整然層岩体を取り囲むように分布したり、断層で境されたりするものがある。前者の例は、汐見町西方海岸および北方、さらに尾浦崎海岸などに代表的な露頭がみられる。ここでは、数m～数 10m の厚さの含角礫泥岩層が砂岩泥岩互層(一部スランプ層)と繰り返して累重し、走向方向に 100～数 100m 連続して尖滅する。後者の例は中浜北方や伊予駄場～窪津付近にみられる。

天神町一旭町付近の泥質砂岩や泥岩は、しばしば黒色

第4図 安山岩質火山碎屑岩の産状(清水層、以布利海岸)。

の炭質物破片を含んでおり、ときに比較的保存の良い植物化石(葉体)を産する。

伊予駄場海岸と浦尻では、整然層中に幅 3~4m のドレライト岩脈が南北方向に貫入している。

北部地区

以布利～加久見以北の地域で、混在層が広く分布し、いくつかの整然層岩塊を伴う。

混在層は南部地区の混在層に岩相・産状が類似する

が、南部地区のそれに比して、より多くの砂岩岩塊を含み、砂岩はより粗粒のものがある。さらに注目すべきことは、数地点で安山岩質火山砕屑岩の岩塊が含まれることである。

安山岩質火山砕屑岩(凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩)は、通常数 10 cm～数mの角礫・岩塊として、砂岩礫などとともに泥質岩に取り囲まれて産する(第4図)。一般に灰～暗灰色、塊状であるが、凝灰岩ないし火山礫凝灰岩の場合は成層構造を呈することがある。また、以布利の海岸の岩塊は、細粒凝灰岩—凝灰質頁岩—黒色頁岩と移化するの認められる。安山岩質火山砕屑岩は鏡下では斑晶に乏しく、石基は安山岩質(一部デイサイト質)で、多くの安山岩岩片と一部玄武岩岩片を含む。安山岩岩片は intersertal 組織、ときに pilotaxitic 組織を呈し、斑晶としては斜長石(変質して方解石になっているものも多い)がほとんどを占める。有色鉱物・不透明鉱物は少なく、輝石と推定されるものはすべて緑泥石化が著しい。また、急冷組織が認められ、一部で多孔質なものもある。玄武岩岩片も安山岩岩片と同様な組織を有し、斑晶には斜長石と輝石がある。また、急冷組織が顕著である。安山岩質火山砕屑岩の最大の岩塊は、加久見北方 1 km の尾根付近に見られ、東西約 70m、南北 50m(厚さは最低で 35m と見積もられる)の規模を有する。

整然層は砂岩単層が数 cm～数 10 cm の泥岩優勢の有律互層で代表される。砂質部は若干の平行葉理と級化層理が認められるのみで、堆積構造に乏しい。整然層岩塊内部は、スランピングによると推定される不規則な褶曲が発達する。整然層岩塊は大岐北西部に比較的大規模なものがあり、中部地区の整然層の地層群 2 に近似の岩相を呈し、構造変形は弱い。

その他本地区には、礫岩も含まれる。これには、中部地区の整然層のそれに類似の砂岩泥岩互層中に挟まれて両者が 1 つの岩塊として産するものと、混在層の泥質基質中に中礫大の円礫が密集して産するものがある。

本地区の 2 地点(第 8 図, S-4, S-5) から、第 1 表に示した浮遊性有孔虫化石を検出することができたほか、底生有孔虫、放散虫および貝化石を産する。また、高畑北東 1 km の沢(第 8 図, S-3) では、大型有孔虫化石が密集して産する。

2. 三崎層

本層は、西側を三崎断層で来栖野層(始新統?)と境され、東側も清水層と大部分は断層で境されて、養老—爪白の海岸部から内陸部にかけて分布する。分布域の北部

(上野—高畑)においては、このたび新たに清水層との不整合関係が確認できた(後述)。

本層は砂岩、シルト岩および泥岩の様々な厚さの互層からなり、全体として上方粗粒化および砂岩層の上方厚層化が認められる(第 5 図)。積算層厚はほぼ 3,000m に達する。本論文では、下位より泥岩を主体とする下部層、砂岩・泥岩の有律互層からなる中部層、そして砂岩優勢部を上部層として区分した。これらはそれぞれ甲藤・平(1979)の養老層、浜益野層、竜串層にほぼ対応する。ただし、下部層と中部層については、甲藤・平(1979)との対応関係が北半部で異なっている。しかしながら、三崎層を通じての明瞭な鍵層がないため、正確な対比は行えない。地層の一般走向は北東—南西で、北西に傾斜する同斜構造を呈するが、一部に軸が東西方向の褶曲構造もみられる。本層中には、リップル・マーク、平行葉理、各種の斜交葉理、コンボリュート葉理および生痕化石が豊富であり、フルート・キャスト、スランプ構造および小規模のチャンネル構造も認められる。級化層理の発達はいい。

本層からは少数ながら、有孔虫化石、貝化石および植物化石などを産する。

下部層

〔模式地〕養老から松崎に至る海岸。

〔層厚〕海岸地域から中央部にかけては下限が、北部では上限が断層で断たれるため、正確には算定できないが、少なくとも 600～1,000m に及ぶ。

〔岩相〕泥岩および泥質互層からなる。泥岩は数 mm のシルト質葉理あるいは数 cm 以下の砂岩薄層をはさみよく成層する。また風化した泥岩は玉ねぎ状構造を呈する。泥質互層の砂岩は極細～細粒で、主として数～20 cm(まれに 50 cm)で成層し、泥岩は 10 cm～2 m の厚さを有する。砂岩/泥岩比は、より上位の層準でやや大きくなる傾向があり、中部層へと漸移する。

砂岩層内部には平行葉理および斜交葉理(小型リップル葉理、波状葉理)が発達し、上面にはリップル・マークが見られることも少なくない。また、2～3 の層準に厚さ 1～数m のスランプ層を挟む。生痕化石は少なく、上位層準で若干認められるにすぎない。

北部では、後述する不整合面直上に、一部、50 cm の厚さの中～細礫岩を伴う砂岩～泥質砂岩が発達する。基底部に特徴的なこの岩相は海岸地域では欠如している。

北部地域の本部層下位層準から貝化石および有孔虫化石を産する(第 1 表)。

中部層

第5図 三崎層柱状図.

〔模式地〕松崎から浜益野に至る海岸 および ^{ちひろ}千尋岬東側の海岸。

〔層厚〕断層による地層の繰返しと欠如があり，正確な見積もりができにくい，1,000～1,200 m と推定される。

〔岩相〕砂岩と泥岩の有律互層からなり，泥質互層，等量互層および砂質互層が繰り返す。砂岩単層の厚さの側方変化が著しく，堆積構造にも側方変化が認められる。また，砂岩層内の葉理が側方で層理面に移化することもある。側方への岩相変化は広域的規模でも認められ，北部でより泥質岩が優勢となる傾向がある。

砂岩は細粒で，10～50 cm の厚さで成層するものが多く，砂質互層ではしばしば 0.5～2m の厚さで成層する。泥岩は数～50 cm の厚さのものまであり，しばしば数 mm の厚さのシルト質葉理を有し，ときに炭化植物片を含む。

本部層は三崎層中最も多くリップル・マークが発達する部層である。また，フルート・キャストも比較的良く発達する。小規模のチャンネル構造，スランプ層および砂岩岩脈(幅数 mm～2 cm) も観察される。砂岩の内部堆積構造は平行葉理とリップル斜交葉理で特徴づけられ，コンボリュート葉理も伴う。生痕化石もいたる層準で観察され，シルト・泥質部では bioturbation の著しいものがあり，葉理が乱される。生痕化石は砂岩層上面や下面に残されたものが多く観察でき，砂岩層内部や泥岩層にも発達する。

上部層

〔模式地〕^{つましろ}竜串から爪白西方に至る海岸。

〔層厚〕断層により上限が断たれるが，ほぼ 1,200m の層厚を有するものと推定される。

〔岩相〕厚層砂岩を主体とし，数層準において厚さ数～10 数m の泥質互層あるいは泥岩を挟在する。

厚層砂岩は細～粗粒で，0.5～数m の厚さで成層する。厚層砂岩はときに塊状を呈するが，大型低角度斜交葉理(トラフ型，プラナー型)やコンボリュート葉理が顕著で，ときにハンモック状斜交葉理(HARMS *et al.*, 1975)やクライミング・リップル葉理もみられる。また，まれに皿状構造などの脱水構造も観察される。厚層砂岩は内部に小規模な侵食構造をもつこともあり，級化を繰り返す。大型のサンド・パイプを産し，コンクリーション(径数～30 cm の硬質砂岩)が形成されているのも特徴の1つである。また，幅数 mm，長さ数 cm のレンズ状を呈する黒色炭質物を含むことがある。

本部層上位層準の砂岩はしばしば細礫～中礫大の円礫を含む。礫は葉理状に配列したり，プール状に密集したりする。礫種は砂岩，チャートおよび石英が多く，泥岩，粘板岩，安山岩，流紋岩，凝灰岩および花崗岩などを伴う。

泥質互層および泥岩は，下部層や中部層のそれと同様に平行葉理および斜交葉理が顕著で，砂岩層上面にはリップル・マークが観察される。泥質部にはしばしば厚さ数 mm の黒色炭質物の葉理が挟在される。

第6図 不整合露頭スケッチ(上野北方)。

1, 2: 三崎層(1: 砂岩, 2: 礫岩), 3: 清水層砂泥混在層, 4: 不整合面, 5: 層理面, 6: 化石産地。

第7図 三崎層基底部付近柱状図。

本部層の爪白から貝化石などの報告がある(甲藤・平, 1979). また, 爪白海岸の砂岩から炭化した材化石を産する。

3. 不整合露頭

今回確認した不整合の露頭は, 土佐清水市上野の道路沿いの2地点であり, 清水層の混在層の上位を三崎層下部層が覆っている。両層の境界は密着しており, 弱い割り込みが認められる。境界面(不整合面)は北西ないし南西へ $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 傾斜し, 三崎層の層理面はこれとほぼ平行ないしは緩く斜交する(第6図)。第7図A'の柱状図に示したように, 三崎層の基底部は一部に厚さ50cm程度の礫岩を伴う礫質砂岩および泥質砂岩からなる。砂岩には弱い平行葉理や斜交葉理が発達し, 底面または内部に生痕化石がみられる。基底の礫岩は砂岩, 頁岩の細礫~中礫大の礫を含み, 清水層の砂岩に類似した細粒砂岩の礫が認められる。礫岩の基質は泥質で, 淘汰度・円磨度ともにあまり良くない。このような特徴的な基底部の岩相は, さらに北方へ走向方向に1km余り連続し, 上位の泥岩~シルト岩に移化する。ただし, 走向方向に厚さは変化し, 清水層との境界線も多少湾曲する。なお, 上野~高畑にみられる以上のような基底部の粗粒相は, 三崎層の模式的な露出地域である南部の海岸沿い(養老東方)では認められない。

不整合面の下位の清水層は, 明らかに三崎層とは岩相

を異にし, 泥質基質中に塊状砂岩, 層状砂岩の岩塊・角礫を乱雑に含む混在層である。泥質基質には強く劈開が発達する。

なお, この不整合は, 後述するように, 浮遊性有孔虫化石による清水・三崎両層の地質時代からも示唆される。

地質構造

既に述べたように, 清水層は一部に整然層を伴う混在層からなるため, 正確な層序・地質構造の解明は困難である。整然層岩塊内部は一般に北東~南西の走向で, 北西上位の同斜構造を示す。整然層岩塊は, 岩相が相互に類似する部分があり, 本来同一層準であったものが分断されて挟在されたものと推定される。混在層は連続して追跡できる地層がないために明確さを欠くが, 劈開形成に伴う再配列およびその造構作用と関連した断層による地層の繰り返しがあるものと推定される。

三崎層は基本的には北西上位の同斜構造で特徴づけられる(第9図)。ただし, 一部に断層と褶曲による地層の欠如・繰り返しがみられる。また, 中益野北東や松崎付近では地層が逆転することもある。

1. 断層

調査地域に発達する断層(地質図に表現しうる規模のもの)を第8図に示す。以下主な断層について述べる。

第8図 断層および化石産地。

F-1(三崎断層)：三崎層と来栖野層を境する北東—南西走向、北西傾斜の逆断層である。地形的にも北西側の今ノ山山塊と南東側の丘陵地帯とを分かち。ただし、厳密には高度遷移点よりも少し北西側へ寄った所を断層が通る。また、高畑以北では地形的にも不明瞭になる。断層露頭は2カ所で確認でき、各々断層粘土を伴う。また、西側の来栖野層の砂岩は角礫化し、鏡下で石英粒の破碎が認められる。

F-2：F-1と平行に延びる推定断層であり、予想される断層線上の数地点で破碎部が見られ、付近の地層の走向も乱れる。この断層により、三崎層の中部層と上部層が繰り返しており、相対的に北西側が上昇したものと解釈できる。

F-3：東北東—西南西の延びをもつ推定断層で、三崎層分布域北部において、下部層と上部層が接する。地層の分布から、南へ緩く傾斜しているものと推定される。一部に破碎部がみられ、断層付近の地層が擾乱される。

F-4：東西走向、南傾斜の断層で、三崎層の東西性の褶曲軸に平行の延びをもつ軸切れ断層である。N70°(～

85°)W, 40°(～45°)Sの走向・傾斜をもつ断層面が確認され、さらに他の地点で破碎帯も見られる。三崎層下部層と中部層との間の不連続からみて、見かけ上北側が上昇した形である。

F-5：北西—南東走向、南西傾斜の断層で、三崎層と清水層との境をなしている。数地点で断層露頭が観察でき、個々の断層面の走向・傾斜は多少異なるが、ほぼ上記の方向をとる。

F-6：清水層の整然層と含角礫泥岩層を分かち断層であり、確認できた露頭では、N70°E, 75°Nの断層面がみられる。本断層の鮮新統越層中への連続は確認できなかった。このほかにも整然層と混在層を境する東北東—西南西系の断層があり、整然層と混在層の帯状配列に寄与している。

F-7：清水層の整然層が越層と断層で接する露頭が浦尻で観察できる。そこでは、N55°E, 53°Nの断層面の上盤が清水層の泥岩、下盤が越層の礫混じり砂層であることから、越層堆積後の逆断層であることを示している。

第9図 三崎層走向線図。

F-8: 清水層の整然層の岩相分布の不連続から推定した断層で、北西—南東走向で、傾斜は不明である。この推定断層付近では、スレート劈開および整然層の走向・傾斜が乱れる。

2. 褶曲構造

清水層の褶曲は、そのほとんどがスランプ褶曲と判断できるものであり、褶曲軸が屈曲したり、軸線が不規則であったりする。しかしながら、ほぼ中央部の3地域で見られる整然層中の向斜構造は、混在層中への連続が明らかでないが、ひと続きの向斜構造の様相を呈する。この褶曲軸はまわりのスレート劈開とほぼ平行で、北東—南西ないし東北東—西南西の延びをもち、南西へ約 35° プランジする。清水層の一般的な構造方向と調和的なこの向斜構造は、他のスランプ褶曲とは性格を異にしており、造構過程で形成された可能性が強い。

三崎層は大局的には北西上位の同斜構造を呈するが、いくつかの褶曲構造も認められる(第9図)。それらのう

ち最も顕著なものは、^{くりのもり}九輪森北方の F-4 断層の北と南に発達する背斜と向斜である。両者とも褶曲軸は東西で、西へ緩くプランジする。その他、上野南東、竜串南東および松崎付近にも東西ないし西北西—東南東の褶曲軸をもつ褶曲がある。それらはいずれも西あるいは西北西へプランジした向斜構造で、軸部付近に断層が発達する。

古 流 系

三崎層を構成する砂岩泥岩互層や厚層砂岩には碎屑物の運搬方向を示す各種の有方向性堆積構造が観察される。これらのうち主として、フルート・キャストとリップル・マークから古流向を測定した。測定値は走向を軸に層理面を水平にもどすという第一次補正を行った。これにより復元された古流向を第10図に示す(グループ・キャストと斜交葉理の測定値も各1個ずつ示した)。

主要な碎屑物の移動は北西ないし北からの流れによ

第10図 三崎層の古流向。

る。一部に北東ないし東からの流れが認められる。これらの古流向は層準による有意な差は認められない。また、フルート・キャストから示される流向とリップル・マークから示される流向の違いも特にない。

以上の結果は、海岸地域の各2地点で測定したチャンネル構造とスランプ層から推定される移動方向と矛盾しない。つまり、チャンネルの伸長方向(側壁の延びの方向)は北西—南東方向を示し、スランプ褶曲のヒンジ線と褶曲の非対称性からの検討によるものは、北東から南西への移動を示す。

清水層中にもフルート・キャストやリップル・マークなどが観察されるが、これらはすべて再堆積した岩塊中のものであり、これから古流向を推定することはできない。

産出化石および地質時代

本研究で見出した浮遊性有孔虫化石を第1表(産出地

点は第8図)に示し、以下にその産出状況と推定される地質時代について述べる。なお、浮遊性有孔虫化石の抽出にはフッ化水素酸(HF, 3~5%)を用いた。処理した試料数は清水層が約100、三崎層が約70であるが、鑑定にたえるものはあまり多くは得られなかった。なお、数地点から大型有孔虫化石も採集しているが、詳細は別稿で報告する予定である。

1. 清水層

S-4では、含角礫泥岩の泥質基質中から有孔虫化石のほか、いくつかの二枚貝を産する。二枚貝は保存が悪く、詳しい検討を行っていないが、*Acila*, *Callista*, *Chlamys*, *Clementia* およびカキなどが含まれる。第1表に示す本地点の浮遊性有孔虫は、Blow (1969)の Zone P. 17-21(後期始新世—後期漸新世)に垂直分布の限られるものである。次に、三崎層との不整合面直下の泥質岩(S-5)からも浮遊性有孔虫を産するが、これは P. 20-21のものである。また、S-3の混在層から、中期始新世の

第1表 浮遊性有孔虫化石リスト.

locality number specific name	Shimizu F.		Misaki F.				
	S-4	S-5	E-3	E-5	E-7	E-8	E-9
<i>Globigerina ampliapertura</i> Bolli -----	x						
<i>G. anguliofficialis</i> Blow -----	x						
<i>Globorotalia opima opima</i> Bolli -----		x					
<i>Catapsydrax stainforthi</i> Bolli, Loeblich & Tappan --						x	
<i>Globigerinoides altiapertura</i> Bolli -----						x	
<i>G. immaturus</i> LeRoy -----			x			x	
<i>G. subquadratus</i> Brönnimann -----					x		x
<i>Globorotalia zealandica</i> Hornibrook -----			x				
<i>Globorotaloides suteri</i> Bolli -----						x	
<i>Praeorbulina sicana</i> (de Stefani) -----							x

大型有孔虫 *Asterocyclina* (松丸国照鑑定) を産する. 大型有孔虫化石は多数の安山岩角礫などとともに密集して産し, 外形が破損しているものがほとんどであり, 再堆積したものと推定される. その他, S-1 の整然層の泥質砂岩から *Chlamys* などの貝化石を数個体産出する.

なお, 清水層の一部の地域 (筆者の中部地区の整然層) からは多数の植物化石が報告されている (甲藤, 1977; 松尾, 1980). これらの植物化石群は, 松尾 (1980) によれば, 漸新世から中新世中期に至る間のある時代のものであるとされている.

資料は多くないが, 浮遊性有孔虫化石から判断して, 清水層の時代は少なくとも一部, 後期始新世から後期漸新世に至る間のある時代を示すことが明らかになった. そして, それとほぼ同時代あるいはより古期の岩塊を混在している. なお, 宮崎県の日南層群からも同様の浮遊性有孔虫化石が報告されている (西ほか, 1984).

2. 三崎層

本層からは甲藤 (1961) による貝化石の報告がある. その後, 甲藤・平 (1979) は, その貝化石を再検討した結果, 地質時代を漸新世ではなく中新世であろうと訂正している.

今回筆者は上野北方の数地点からいくつかの貝化石を採集するとともに, 三崎層下部層の 5 地点から第 1 表に示すような浮遊性有孔虫化石を検出した. 浮遊性有孔虫化石を産する岩相は泥岩ないし泥質砂岩である. これらの化石のうち, *Globorotaloides suteri* Bolli 以外はすべて, その最初の出現が前期中新世であり, *Globigerinoides immaturus* LeRoy 以外は中期中新世 (またはそれ以前) で絶滅する. 不整合露頭で基底礫岩から 10 数 m 上位の層

準 (m-5) から産する *Globorotalia zealandica* Hornibrook は, Blow (1969) の Zone N. 6—N. 8 下部 (前期中新世後期—中期中新世最初期) に垂直分布が限られる. また, その他の層準から産する *Globigerinoides altiapertura* Bolli の垂直分布は N. 5—N. 7 下部, *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan は N. 5—N. 7, *Praeorbulina sicana* (de Stefani) は N. 7 最上部*—N. 9 とされている.

三崎層からの産出化石は今までのところ, 層序的かつ地域的に偏ってはいるが, 三崎層最下部の年代は浮遊性有孔虫化石からみて, 前期中新世後期 (Burdigalian) に相当する. また, 最上部の年代は明らかでないが, おそらく後期中新世におよぶことはなく, 中期中新世である可能性が強い.

地質時代からみて, 三崎層は紀伊半島の田辺・熊野層群および静岡県西郷・倉真層群に対比されるものとみなされる.

堆積環境の推察

1. 清水層

既述したように, 清水層は砂岩と泥質岩を主体とした乱雑な堆積物で構成されており, 大規模な海底地すべり・土石流堆積物とみなすことができる. したがって最終的な堆積場を推定するには, 一次的な形成場も合わせて考慮する必要がある. そこで, 清水層中に含まれる以下の岩塊について, その岩相から形成場あるいは供給源の推察を進めることとする. ①礫岩を挟在する整然層,

* JENKINS *et al.* (1981) は Blow (1969) の N. 8 の下限を少し上げて再定義し, *Praeorbulina glomerosa curva* の最初の出現面においている.

②砂岩, ③酸性凝灰岩, ④安山岩質火山碎屑岩および安山岩溶岩.

①礫岩を挟在する整然層は多量の礫岩の発達で特徴づけられ, 砂岩および泥岩は組織的に未成熟なものが多く, 泥岩中には陸源碎屑物としての砂粒がかなり含まれる. さらに, しばしば植物化石や炭質物を含むことなどからみて, 陸に近い環境での堆積層と推測される. しかしながら, この整然層岩塊が本地域以外の四万十累層群のどの地層に由来するのか, 対比しうる地層がない. このことは, 清水層中の整然層はもともと堆積した場所ではすでに失われてしまったことを示しているように思える. 礫岩については近縁のものとして, 本地域北方の中村市付近に分布する田ノ口層(始新統?)の礫岩がある. 田ノ口層の礫岩は片岩礫を含み(甲藤, 1961), 清水層のそれとは礫組成が多少異なるようである. また, その礫岩層自体は混在層中の異地性岩塊であるらしい(平ほか, 1980).

その他, 北部地区の混在層は浅海性貝化石を含む. 以上の諸事実から考えると, 清水層には浅海性堆積物が相当量混在していると推定される.

②砂岩は塊状無層理砂岩もタービダイト砂岩もともに, その鉱物組成が他地域の四万十累層群の古第三系砂岩に似ている(例えば, 寺岡, 1979; 立石, 1976; KUMON, 1983). この傾向は①の整然層中の砂岩も同様である. したがって, これらの砂岩の一部は, 北側に位置していたやや古期あるいはほぼ同時代の四万十累層群古第三系から由来したものであらうと予想される.

③の酸性凝灰岩は既述したように, 来栖野層のものに酷似しており, そこから由来した岩塊であらう.

④の安山岩溶岩および火山碎屑岩中の安山岩礫には, 極めて発泡構造の顕著なものがある. また, 急冷組織も認められる. このことは, 陸上か水中でも比較的浅い所に噴出した安山岩質火山岩にその起源が求められることを示すであらう.

その他, 岩塊としてではないが, 始新世中期を示唆する大型有孔虫化石が北部地区の混在層中に含まれる. これは既に述べたように再堆積したものと考えられ, 上記④の一部の安山岩角礫に密接に伴われて産する.

近年, 陸上および海洋での地質学的研究が進み, 四万十帯は島弧—海溝系外縁部での堆積・付加作用で形成された地帯と考えられている(例えば, 勘米良・坂井, 1975; 平ほか, 1980). このような観点から清水層の堆積環境を推察すると, まず第1に, 整然層岩塊の一次的堆積場として陸棚上の浅海域が想定できる. 他方この時期に,

より沖合の上部島弧斜面—前弧海盆では, より細粒のタービダイト砂岩および泥質岩の堆積が行われていたであらう. そのうち, それらは斜面崩壊・海底地すべりなどにより, やや古期の下位層(例えば来栖野層などの古第三紀層)の一部を伴いながら斜面下方(前弧海盆—下部斜面)へと重力移動していったであらう. その結果, 多量の混在層が形成されたものと解釈される.

上記のような大規模な斜面崩壊・海底地すべりが起こった原因については, フィリピン海プレートの発達過程(KOBAYASHI & NAKADA, 1978; KLEIN & KOBAYASHI, 1980 など)と関連づけた坂井(1983)の作業仮説が示唆に富む. 坂井(1983)は, 西南日本の前弧地域の急激な隆起と大規模な斜面崩壊(日南層群に代表されるオリストストローム帯の形成)は, 四国海盆の拡大—フィリピン海プレートの沈み込みの停止による応力解放に起因すると論じている.

清水層は岩相・産状および浮遊性有孔虫化石から日南層群に対比され, 同様な堆積・造構過程をたどったと推定される. ただし, 含まれる岩塊の堆積相は, 詳細な点では両者に差異が認められる. 1例をあげると, 清水層の整然層は厚い礫岩層が発達する浅海相で特徴づけられるのに対し, 日南層群の整然層は *Nereites* 相に対応するようなより深海の海底扇状地堆積物で代表される(勘米良ほか, 1983).

清水層の形成場を考える場合, もう1つ興味あることとして, 先に述べた安山岩質火山碎屑岩の存在があげられる. これについては, 現在の陸上に露出する四万十累層群中からはその供給源を求めることはできない. 九州—パラオ海嶺北部の DSDP Leg 31, Site 296 では, 厚さ 650m 近い火山碎屑岩(始新世中期—漸新世後期)の存在が確認されている(KARIG *et al.*, 1975). また, 石垣島の始新統宮良層および野底層からは, それぞれ石灰岩(含大型有孔虫)と安山岩質ないし石英安山岩質火山碎屑岩が知られている(白尾ほか, 1976). 清水層の安山岩質火山碎屑岩の地質年代は明らかでないが, 一部のものは始新世中期の大型有孔虫化石と密接に伴われるので, これらとほぼ同時代である可能性が強い. 現在これらは地理的にかなり隔たってはいるが, 個々についての岩石学的特徴を検討して, 関連性の有無を確かめる必要がある.

2. 三崎層

三崎層は基底部に礫岩を伴う砂岩があるが, 一般に下部は泥質で, 上方に向かって粗粒化, 砂岩層の厚層化がみられる浅海性堆積物で特徴づけられる.

今回の調査により、三崎層が清水層を不整合で覆うことが明らかになった。このような中新世前期(ないし中期)の浅海性堆積物基底の不整合は、陸上ばかりでなく西南日本外帯沖の海底に広域にわたって存在することが確かめられている(奥田ほか, 1979)。しかし、三崎層の基底礫岩の発達には貧弱で、下部には沖合の細粒相が卓越しているため、基盤の清水層が完全に陸化するまでには至らず、一部で海底での不整合が生じた可能性がある。

フィリピン海プレートの沈み込みの停止に伴い、漸新世から始まったと考えられる前弧地域の急激な隆起と、それによって引き起こされた大規模な斜面崩壊による埋積作用とにより、陸棚一島弧斜面に至る海域は、全体にかなり浅くなったものと推測される。主として浅海性堆積物からなる西南日本外帯の前期中新世後期～中期中新世に至る地層群は、このように、四万十帯の急激な浅海化ののち堆積したのであろう。また、この時期にすでに基盤隆起帯が存在していたと考えられ(久富・三宅, 1981)、主たる堆積盆はいくつかに分化していたと推測される(例えば、現在の西南日本外帯沖に存在する海盆や海段のように)。このため、現在みられるように、四万十帯内に分離した分布様式をとるに至ったのかもしれない。

三崎層下部層の生痕化石に乏しい泥質相は、このような沖合の海盆地域での堆積物とみなされる。一方、中部層および上部層は主として、陸棚上の底生生物の活動のさかんな地域での堆積物を示している。古流向のデータから判断して、三崎層堆積時の海岸線はほぼ東西方向にのびていたと推定される。

近年、浅海環境では、ストームによる堆積作用の重要性が強調されている。甲藤・平(1979)は、三崎層の堆積プロセスを明らかにした。彼らによると、三崎層は下位より①沖合の泥・ストーム堆積物、②海底砂州群堆積物、③河口近くのチャンネル・コンプレックスの堆積物の順序で重なっており、全体としてプログラデーションにより形成されたと結論している。

三崎層の下限の地質時代は、浮遊性有孔虫化石から、前期中新世後期(おそらく N. 6 ないし N. 7 下部)であることはほぼまちがいない。上限の地質時代は明らかでないが、他地域の三崎層相当層(例えば熊野層群)から考えて、中期中新世の花崗岩類の貫入以前には堆積が終了していたと推定される。したがって、約 400～500 万年の間(もっと短期間の可能性もある)に 3,000m もの厚さの地層が堆積したことになる。このことは、多量の陸源碎屑物が短期間に供給されたことを示している。それ

には、河川による活発な運搬、そしてストームによる拡散・堆積が重要な役割をになっていたであろう。

漸新世後期から中新世中期に至る西南日本外帯の地史については、清水層など四万十帯層群の上限の地質時代およびそれを不整合に覆う浅海相の下限・上限の地質時代について、今後さらに、各地域ごとの詳細な研究成果が待たれる。

ま と め

高知県南西部の四万十帯に分布する清水層と三崎層の層序・層相および構造について調査し、以下の結果を得た。また、堆積環境について若干の考察を試みた。

1. 清水層は、泥質基質中に種々雑多な岩塊・角礫を含む乱雑堆積層(混在層)がその主体をなし、一部に礫岩・砂岩・泥岩の互層からなる整然層岩塊が密集する地域がある。全体として、海底地すべり・土石流堆積物を代表するものとみなされる。

2. 三崎層は砂岩と泥岩の様々な厚さの互層からなり、上方粗粒化・砂岩層の上方厚層化が認められる浅海性堆積物である。岩相上、下部層、中部層および上部層に区分でき、北西上位の同斜構造を呈して、積算層厚は 3,000m に及ぶ。種々の堆積構造にとみ、古流向は北～北西からのものが優勢である。一部で、清水層を不整合に覆うところがあることが明らかとなった。

3. 浮遊性有孔虫化石から、清水層の時代は少なくとも一部、後期始新世から後期漸新世に至る間のある時代を示し、三崎層の下限の時代は前期中新世後期(N. 6 あるいは N. 7 下部)であることが判明した。

4. 清水層を構成する堆積物の一次的堆積場は陸棚一上部島弧斜面一前弧海盆にあり、それらが北側の四万十帯内のより古期岩層の岩塊とともに、海底地すべり・土石流により二次的堆積場としての前弧海盆一下部斜面へ運びこまれてきたものと考えられる。

5. 三崎層は、北方から短期間に多量の碎屑物の供給を受けて急速に堆積した。堆積場としては島弧縁辺の陸棚から沖合の斜面・海盆状の地域が考えられ、それらが全体のプログラデーションにより、さらに浅海化していたと推定される。

文 献

- BLOW, W. H., 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. ed. by P. BRÖNNIMANN and H. H. RENZ, 1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva 1967, Proc., vol. 1, 199-421, pls. 1-54.

- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R. and WALKER, R. G., 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists*, Short Course, **2**, 161 p.
- 久富邦彦・三宅康幸, 1981: 紀伊半島・潮岬地域の隆起運動と火成活動. 地質雑, **87**, 629-639.
- JENKINS, D. G., SAUNDERS, J. B. and CIFELLI, R., 1981: The relationship of *Globigerinoides bisphericus* Todd 1954 to *Praeorbulina sicana* (de Stefani) 1952. *Jour. Foram. Research*, **11**, 262-267.
- 勘米良亀齡, 1977: 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定. 地団研専報, **20**, 145-159.
- ・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, **3**, 55-64.
- ・辻 隆司・西 弘嗣, 1983: 日南山地南・東部要地の地質. 日本地質学会第 90 年学術大会巡検案内書, 23-36.
- KARIG, D. E., INGLE, J. C., et al., 1975: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **31**, Washington D. C., U. S. Government Printing Office, 191-274.
- 甲藤次郎, 1952: 四国外帯の時代未詳層群に関する研究第 3 報 高知県幡多郡清水町及び三崎町付近に於ける新観察(其の一)特に地層面の形態について. 高知大学学術研究報告, **1**, (11), 27-32.
- , 1960, 1961: 高知県地質鉱産図および同説明書, 56-90, 高知県.
- , 1977: 四万十帯あらかると〜デビュする土佐清水フローラ〜. 地質ニュース, **270**, 30-35.
- ・平 朝彦, 1979: 四国南西部の三崎層群. 高知大学学術研究報告, **27**, 自然科学, 165-180.
- KLEIN, G. deV. and KOBAYASHI, K., 1980: Geological summary of the North Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 results. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **58**, Washington D. C., U. S. Government Printing Office, 951-961.
- KOBAYASHI, K. and NAKADA, M., 1978: Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter-arc basin. *Jour. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S 391-S 402.
- KUMON, F., 1983: Coarse clastic rocks of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Series Geol. & Miner.*, **49**, 63-109.
- 松尾秀邦, 1980: 土佐清水市に産出した四万十帯内における植物化石について(予報). 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授記念論文集一, 平 朝彦・田代正之編, 247-248, 林野弘済会高知支部.
- 西 弘嗣・坂井 卓・斎藤常正・中世古幸次郎・西村明子, 1984: 九州四万十帯古第三系の微化石層序. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, 162.
- 野沢 保, 1968: 西南日本外帯およびその延長地域における花崗岩質岩石の同位元素年令, 1968 年における総括と火成作用北上説. 地質雑, **74**, 485-489.
- 奥田義久・熊谷 誠・玉木貴裕, 1979: 西南日本外帯沖の堆積盆地の分布と性格—特に構造発達史について—. 石油技術協会誌, **44**, 279-290.
- 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. 九大理研報(地質学), **13**, 23-38.
- , 1983: 四万十帯外縁オリストストロームの形成場と西南日本・フィリピン海プレートと呼応関係. 日本地質学会西日本支部第 100 回例会記念論文集, 83-87.
- 白尾元理・土井宣夫・中川久夫, 1976: 琉球列島石垣島の地質について. 琉球列島の地質学研究, **1**, 21-33.
- SUZUKI, T. and HADA, S., 1979: Cretaceous tectonic mélange of the Shimanto belt in Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**, 467-479.
- 鈴木達夫, 1937, 1938: 7 万 5 千分の 1 地質図幅「宿毛」および同説明書. 31 p., 地質調査所.
- 平 朝彦・甲藤次郎・田代正之, 1979: 白亜紀以降西南日本の地史と島弧—海溝系のテクトニズム. 地質ニュース, **296**, 27-40.
- ・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980: 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集一, 平 朝彦・田代正之編, 319-389, 林野弘済会高知支部.
- 立石雅昭, 1976: 牟婁帯西南部の牟婁層群. 地質雑, **82**, 395-407.
- 寺岡易司, 1979: 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 同上, **85**, 753-769.

(要 旨)

木村公志, 1985 : 四国南西部の第三系清水層および三崎層の層序および堆積相. 地質雑, **91**, 815-831.

(KIMURA, K., 1985 : Stratigraphy and sedimentary facies of the Tertiary Shimizu and Misaki Formations in the southwestern part of Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 815-831.)

高知県南西部四万十帯には, 第三系清水層(四万十累層群)および三崎層が分布する. 清水層は一部に礫岩・砂岩・泥岩互層の整然層を含むが, 種々の岩相が乱雑に混在した堆積物(混在層)が主体をなし, 全体として海底地すべり・土石流堆積物に帰せられる. 三崎層(層厚約 3,000m)は様々な比率の砂岩泥岩互層からなる浅海性堆積物で特徴づけられる. 岩相上, 下部層, 中部層および上部層の3部層に区分でき, 全体として1つの上方粗粒化・厚層化を呈する. 両層の接触関係および古生物学的証拠により, 三崎層が清水層を不整合に覆うことが判明した.

浮遊性有孔虫化石から, 清水層は少なくとも一部, 後期始新世~後期漸新世に至る間のある時代を示し, 三崎層の下限は前期中新世後期(Burdigalian)とみなされる.

図 版 説 明

1. 清水層の砂泥混在層(大岐海岸).
2. 清水層の含角礫泥岩(汐見町西方海岸).
3. 清水層の礫岩. 礫岩層上面, 礫の定向配列がみられる(以布利海岸). スケールは 50 cm.
4. 三崎層中部層の砂岩泥岩互層(千尋岬東岸).
5. 三崎層上部層の厚層砂岩(千尋岬西岸).
6. 三崎層中部層にみられる生痕化石 *Thalassinoides* sp. (浜益野海岸).
7. 三崎層下部層にみられるフルート・キャスト(中益野付近).
8. 三崎層中部層にみられるリップル・マーク(千尋岬).