

## 紀伊半島西部の三波川変成帯の地質

廣 田 善 夫

### Geology of the Sambagawa metamorphic belt in western Kii Peninsula, Japan.

Yoshio HIROTA

Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University, Matsue 690, Japan  
(Received September 4, 1991)

#### Abstract

The Sambagawa metamorphic belt in the Mt. Iimori district, western Kii Peninsula, is divided into two geologic units, i.e., the Tomobuchi unit and structurally overlying Iimori unit. The high-grade schists, referred as the Funaokayama schists, which are different in metamorphic grade and mode of deformation from the surrounding schists of the Iimori unit, occur in the northern parts of this district. The geologic structure of the Mt. Iimori district is characterized by the E-W trending Iimori syncline plunging westward at low angle.

The Tomobuchi unit, more than 1800 m in thickness, is composed mainly of pelitic schists with subordinate amounts of basic, siliceous and psammitic schists, but in the southernmost parts of this district, psammitic schists are predominant. The most parts of the Tomobuchi unit belong to the chlorite zone based on the mineral assemblage of pelitic schists, but minor parts near the border with the Iimori unit reach to the low-grade garnet zone.

The Iimori unit, more than 900 m in thickness, is composed mainly of pelitic and basic schists with subordinate amounts of siliceous and psammitic schists. The upper portions of this unit around Mt. Ryumon, are dominated by pelitic schists. The Iimori unit belongs mainly to the garnet zone, but partly to the albite-biotite zone. Many ultramafic and mafic bodies (e.g. Ryumon ultramafic body) occur within this unit.

The boundary between the Tomobuchi and the Iimori units, which corresponds to the boundary between the non-spotted and spotted schist zones, is possibly a fault because of the contrast of geologic structure and metamorphic grade.

The Funaokayama schists occur as a tectonic block or a thrust sheet within the Iimori unit, and consist mainly of pelitic and basic schists with minor siliceous. Oligoclase often rims porphyroblastic albite in pelitic and basic schists, suggesting that at least parts of the Funaokayama schists reach to the oligoclase-biotite zone. Mylonitic textures such as ribbon quartz and mica fish are developed in the Funaokayama schists.

#### I はじめに

高圧型変成帯である三波川帯においては岩石学的研究 (BANNO and SAKAI, 1989; HIGASHI-

NO, 1990; OTSUKI and BANNO., 1990など)・放射年代学的研究 (ITAYA and TAKASUGI., 1988; TAKASU and DALLMEYER., 1990など)・構造地質学的研究 (HARA et al., 1990a, b; WALLIS, 1990など)が精力的に行われてきている。とくに四国地域では詳細な研究が行われており、それらの成果に基づいて変形・変成史や年代論,あるいは高压変成岩の上昇論が議論されている。一方,三波川変成帯は関東山地から九州東部まで東西およそ 800 km にわたって分布しており,上記の議論がより有意義なものとなるには四国地域で行われてきたような詳細な研究が他の地域においても行われる必要がある。

ところで,紀伊半島においては,四国でみられる西南日本外帯の東西方向の帯状配列が大きく乱れ,場所によっては秩父累帯が欠如したり,さらには三波川変成帯が欠如し,中央構造線を介して四万十帯と領家帯とが直接している(栗本, 1982; 大和大峯研究グループ, 1989)。したがって,紀伊半島の三波川変成帯の詳細な地質学的・岩石学的研究は,西南日本外帯の地質構造とそのテクトニクスを解明するうえでも重要な意義をもつ。

現在,筆者は紀伊半島西部の飯盛山周辺域に分布する三波川変成帯の地質学的,岩石学的研究を行っているが,今回,その地質及び構造について報告する。

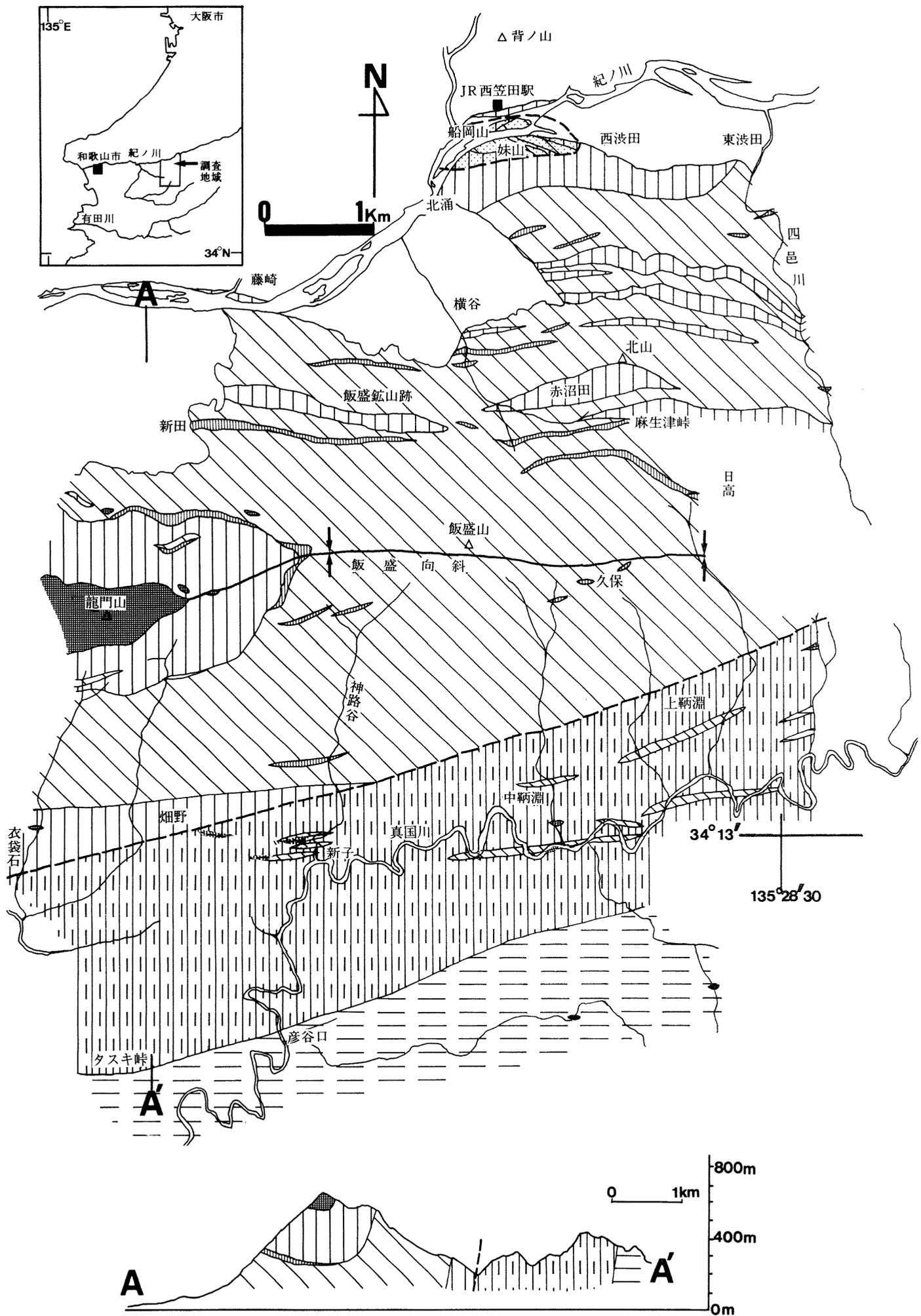
第1表 層序対比表

|              |              |           |           |            |
|--------------|--------------|-----------|-----------|------------|
| 岩橋 (1962)    | 神山ほか (1964)  | 秋元 (1966) | 中山 (1983) | 本論文        |
| 龍門層          | 竜門互層群        | C層        | 龍門層       | 飯盛<br>ユニット |
| 飯盛層          | 飯盛緑色<br>片岩層群 | B層        | 飯盛層       |            |
| 北山層          |              | A層        | 洪田層       | 鞆淵<br>ユニット |
| 洪田層          | 鞆淵互層群        |           | 鞆淵層       |            |
| 無点紋<br>結晶片岩帯 |              |           |           |            |

## II 研究史

紀伊半島西部の三波川変成帯は,①いわゆる点紋帯が幅広く(南北幅約 5 km)分布する,②龍門超塩基性岩体に代表される大小様々なスケールの超塩基性・塩基性岩体が数多く存在する,③飯盛鉾山などにみられるような比較的規模の大きいキースラーガー鉾床を胚胎する,などの特徴をもつ。これらに関連して,この地域ではこれまで主にその地質構造に焦点をあてた研究がなされてきた。しかし,超塩基性・塩基性岩体に関する研究をのぞけばここ 20年あまりほとんど研究がなされておらず,最近の四国地域の三波川変成帯に関する研究の急速な進展とは対照的である。

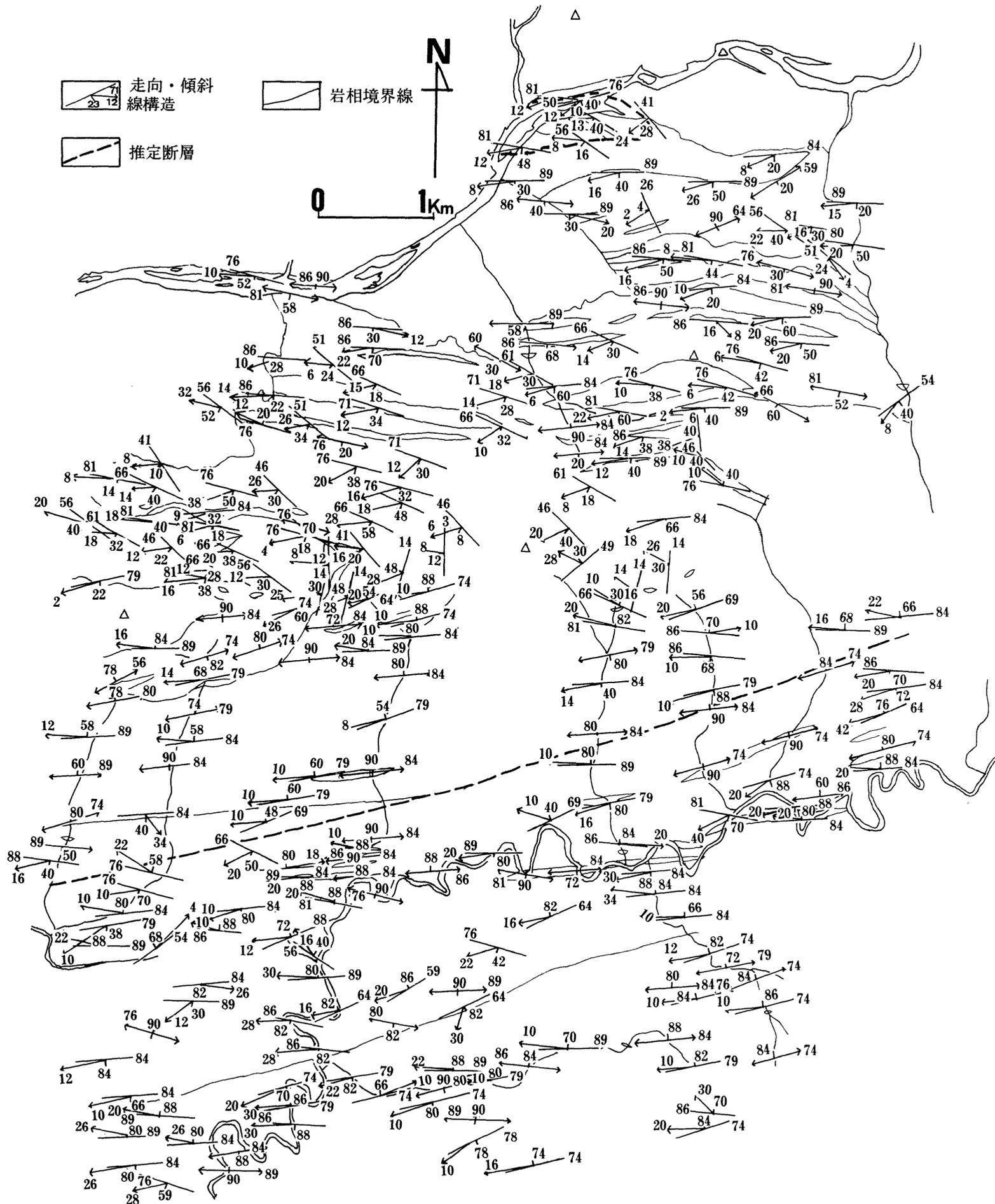
紀伊半島西部,特に飯盛山周辺域の三波川変成帯では,層序・地質構造の研究としてはこれまで,NAKAYAMA (1958),中山 (1960, 1983),岩崎 (1960, 1962),神山ほか (1964),秋元 (1966)などがある。また,この地域に多数分布する超塩基性・塩基性岩体についてはKUNUGIZA (1980, 1982),中山 (1983)の研究がある。変成作用についてはKANEHIRA (1967)が龍門山をとる南北路線に沿って変成分帯を行っている。



- |   |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |  |   |  |   |  |
|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|---|--|---|--|
| 1 |  | 2  |  | 3  |  | 4  |  | 5  |  | 6  |  | 7 |  | 8 |  |
| 9 |  | 10 |  | 11 |  | 12 |  | 13 |  | 14 |  |   |  |   |  |

第1図 調査地域の地質図及び地質断面図

1 第4系, 2 粗粒玄武岩, 3~12 三波川変成岩 (3~5 飯盛ユニット: 3 塩基性片岩 4 泥質片岩 5 珪質片岩, 6~9 鞆淵ユニット: 6 泥質片岩 7 塩基性片岩 8 珪質片岩 9 砂質片岩, 10~11 船岡山岩体: 10 泥質片岩 11 塩基性片岩, 12 超塩基性・塩基性岩体) 13 背斜軸, 14 推定断層



第2図 調査地域の地質構造図

これらのうち、地質構造については研究者ごとにその解釈が異なり定説となっていない。それらをまとめると以下ようになる。i) 点紋帯の地質構造は、向斜構造（飯盛向斜）によって特徴づけられる（NAKAYAMA, 1958; 中山, 1960, 1983; 岩橋, 1960, 1962; 神山ほか, 1964), ii) 点紋帯の地質構造は、はげしい褶曲をともなう背斜構造によって特徴づけられる（秋元, 1966）。

多くの研究者は i) の解釈をしているが、向斜の連続性などについては見解が異なっている。

NAKAYAMA (1958) および中山 (1960) は紀伊半島西部飯盛山地域の三波川変成帯の層序を下位から<sup>ともぶち</sup>靱淵層・<sup>しむた</sup>洪田層・北山層・飯盛層・龍門層に区分し、この地域の地質構造は1つの向斜構造によって特徴づけられるとした。また、この向斜の軸は四邑川<sup>よひら</sup>以西では東西方向であるが、四邑川<sup>くどやま</sup>以東では軸の方向が北東方向に転じ、九度山町付近まで連続すると考えた。その後、中山 (1983) は、上記の見解を一部修正し、洪田層と北山層を一括して洪田層とし、層序を下位から靱淵層・洪田層・飯盛層・龍門層に再区分した（第1表）。また、地質構造も、向斜構造は四邑川以東には連続せず撓曲構造をなすと考えた。しかし、洪田層が向斜の南翼に現れないのは南翼に向かって洪田層が尖滅しているためであるという解釈に変更はなかった。ところが、中山 (1983) の地質図では、四邑川上流の日高付近に北北東—南南西方向の断層を考へており、向斜軸がこの断層付近で消滅するようにみえる。しかし、このような断層がこの地域の地質構造を特徴づけている向斜軸を消滅させるようなものであるなら、周囲の地層に何らかの影響を与えると考えられるが、彼の地質図を見る限りそのようなことはなく、中山の解釈には問題がある。

岩橋 (1962) は紀伊半島西部の紀ノ川南部域の三波川変成帯の層序と地質構造の研究を行い、層序を下位から上位へ無点紋結晶片岩帯・洪田層・北山層・飯盛層・龍門層に区分した（第1表）。そして、この地域の地質構造は基本的に飯盛向斜によって支配され、飯盛向斜は、四邑川以西では東西方向に連続するが、四邑川以東では軸が北東方向に転じるとともに軸面がプロペラ状に曲がって等斜褶曲構造に変化すると解釈した。

神山ほか (1964) は、飯盛向斜の存在や形態について岩橋 (1962) の見解とほぼ一致しているが、層序区分については異なっている。層序区分は、岩橋 (1962) の無点紋結晶片岩帯と北山層の飯盛向斜南翼側を靱淵互層群とし、飯盛層・洪田層および北山層の飯盛向斜北翼側を一括して飯盛緑色片岩層群とした（第1表）。また、飯盛向斜の東の延長、すなわち四邑川以東の地質構造については以下のように記述している。“この向斜はゆるい波状の上部構造と狭く圧迫折り畳まれた溝状の下部構造をもっており、しかも全体として北から南への Vergenz を示し、したがって向斜北縁は横臥褶曲の形式を示す。しかし、この地区では、この溝状部と横臥褶曲の形成はある層準以上にみられ、下位の層準では岩層は南部から北部へ向斜の底をくぐってなめらかに連続する。このようにして、向斜の南北両翼の層序の対比が可能であり、また、向斜は岩橋が描いたように同斜向斜の形式でどこまでも延長するものでないのである”（神山ほか, 1964の P343 右列14行目—23行目まで）。しかし、彼らがいかなる構造を記述しようとしたのか、この論文から読み取ることにはできない。

これらの見解に対して、兼平 (1955)、秋元 (1966) はさらに異なる見方をしている。

兼平 (1955) は、飯盛鉾床および母岩の構造岩石学的性質を追及する観点から飯盛鉾山周辺の地質構造について検討した。彼は、調査地域の北部と南部での傾斜のちがいの説明として向斜構造ではなく、岩橋 (1962) らの飯盛向斜軸の位置に断層の存在を考えた。

一方、秋元 (1966) は、点紋帯とその周辺部の地質構造は、点紋—無点紋帯境界線に斜交する褶曲軸をもつ同斜褶曲をともなう大きな背斜構造によって特徴づけられるとした。層序については下位から A 層・B 層・C 層に区分し、点紋帯の地層は南接する無点紋帯の地層より層序的に下位にくると解釈した (第 1 表)。しかし、秋元 (1966) の付図 1 では具体的に向斜軸や背斜軸が示されておらず、また、彼のいう B 層の南翼側の分布、とくに東部における分布が不明である。さらに、彼はこの地域に多数存在する超塩基性岩体を鍵層のように特定の層準に集中すると解釈して、同斜褶曲構造を想定しているが、このような地質構造解釈には無理がある。

ところで、最近、四国三波川変成帯の地質構造はいくつかのナップの積み重なりからなるパイルナップ構造であると考えられるようになってきた (原ほか, 1977; FAURE, 1985; 原ほか, 1990; HIGASHINO, 1990; HARA et al., 1990a, b など)

原ほか (1977) は、三波川変成帯が紀伊半島西部には和歌山ナップを、中央部には紀伊ナップを形成し、これらのナップが秩父累帯の上に低角で衝上したことを予察的に述べた。さらに、HARA et al. (1990b) は、四国において提案したパイルナップ構造を紀伊半島西部の三波川帯に対比し、点紋帯を冬の瀬ナップに無点紋帯を沢ヶ内ナップに対応させることを試みた。

超塩基性・塩基性岩体については KUNUGIZA (1980, 1982)、中山 (1983) の研究がある。

KUNUGIZA (1980, 1982) は、紀伊半島西部では最大規模 ( $1 \times 1.5 \text{ km}^2$ ) の龍門超塩基性岩体について、構成鉾物や鉾物の化学組成の不均質性などからキュームレートとして形成された後、一度蛇紋岩化し、その後三波川変成作用によってかんらん石が再結晶した岩体と考えた。

中山 (1983) は、彼の層序区分による渋田層・飯盛層・龍門層に多数分布する超塩基性・塩基性岩体について、ダナイト—ウェルライト系の超塩基性岩体の他に多数のコートラングイトが存在すること、閃長岩質はんれい岩・変はんれい岩が超塩基性岩体と複合岩体ないし単独の岩体として存在することを述べた。

しかし、現在、四国中央部・別子地域の三波川変成帯に多数分布する超塩基性・塩基性岩体は、様々な成因と変成履歴をもつテクトニック・ブロックであると考えられている (TAKASU, 1989)。紀伊半島西部三波川変成帯の超塩基性・塩基性岩体についてもそのような可能性はあるが、これまでのところ十分に検討されていない。

最近、栗本 (1991) によって、紀伊半島西部の点紋帯及び無点紋帯の三波川変成岩の白雲母の K-Ar 年代が測定され、結果は 68.7~78.6 Ma を示した。また、彼はこの年代値は四国中央部の三波川帯の緑泥石帯の白雲母の K-Ar 年代 (ITAYA and TAKASUGI, 1988) や大歩危ナップの全岩  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  プラト—年代 (TAKASU and DALLMEYER, 1990) に一致すること、および、有田川構造線に沿って北東に向かって年代値が若くなる傾向があることを指摘した。

### Ⅲ 地 質

調査地域は、無点紋泥質片岩を主体とする靱淵ユニットと、その構造的上位に位置し、主に点紋塩基性片岩・点紋泥質片岩からなる飯盛ユニットとで構成される。また、紀ノ川中の小島である船岡山周辺には、周囲の結晶片岩とは変成度や変形様式が異質な結晶片岩からなる船岡山岩体ふなおかが存在する。以下、これらの岩相について述べる（第1図、第2図参照）。

#### A, 靱淵ユニット

神山ほか（1964）の靱淵互層群、中山（1983）の靱淵層にほぼ対応する（第1表）。

調査地域に下限が現れていないため層厚は不明であるが、調査範囲内では西部で2,300 m、東部で1,800 mのみかけの層厚が確認できる。

靱淵ユニットは泥質片岩を主体とし、塩基性片岩・珪質片岩・砂質片岩、まれに小規模な超塩基性岩体からなる。調査地域南縁部では砂質片岩が優勢である。また、変成作用後に貫入した粗粒玄武岩がみられる。

靱淵ユニットの泥質片岩には、飯盛ユニットとの境界付近では微細なざくろ石が出現することがあるが、その他の地域ではざくろ石は認められない。したがって、靱淵ユニットの大部分は緑泥石帯であるが一部はざくろ石帯低温部に属すると考えられる。

泥質片岩は、一般に黒色を呈するが、著しく白雲母に富む岩相では優白色である。また、新子あたらしや布袋石ふくろいし付近に分布する泥質片岩には片理面に平行な幅約5 mmの石英脈の発達が著しい。

塩基性片岩は層厚50 m以下で、走向方向への連続性は乏しい。一般的に淡緑色から緑色を呈し、非常に細粒である。彦谷口ひこたにぐち付近のものには残留単斜輝石が認められる。

砂質片岩は、一般に層厚は25 m以下であり、走向方向への連続性に乏しい。残留碎屑鉱物として石英・斜長石・カリ長石・褐れん石などが認められる。褐色を呈するものには変成鉱物としてスティルプノメレンが多く形成されている。調査地域の南縁部では砂質片岩が優勢であるが、全体の岩相としては、泥質片岩→砂泥互層片岩→砂質片岩の厚さ5~20 mのサイクルを繰り返す。タスキ峠付近には粗粒な砂質片岩が認められ、ここでは石英やカリ長石などの残留碎屑鉱物の平均粒径は2.0 mmに達する。

珪質片岩は、一般に走向方向への連続性に乏しく、層厚は10 m以下である。灰色、淡緑色を呈するが、ピンク色ないし赤色を呈する赤鉄鉱に富む珪質片岩も存在する。泥質片岩や砂泥互層中に単独で存在する場合と塩基性片岩と密接に産する場合とがあり、後者の場合、アルカリ角閃石の濃集する薄層が見られるものがある。

超塩基性岩体は中靱淵に存在する。この岩体は、主に褐色ホルンブレンド・黒雲母・鉄鉱類および、大部分が蛇紋石化したかんらん石からなる黒雲母角閃石かんらん岩（中山、1983のコートランダイト）である。この岩体は塊状で露頭で確認できる範囲では幅約5 mのシート状をなすが、結晶片岩との関係あるいは走向方向への連続は確認できない。

粗粒玄武岩は、靱淵ユニット中の彦谷口から東北東約2.5 km地点と中靱淵から南南東約2.7 km地点の2ヶ所に存在する。

彦谷口から東北東に分布するものは、砂質片岩が優勢な砂泥互層片岩中に厚さ約1 mの

シート状をなして産出する。暗灰色を呈し塊状である。結晶片岩との境界面は片理面に平行であり、結晶片岩の岩片を包有している。この粗粒玄武岩は短冊状の斜長石と細粒な単斜輝石からなり、三波川変成作用を受けた証拠は認められない。

中瀬淵から南南東に分布するものは、珪質片岩を挟む砂泥互層片岩中に厚さ約 20 m のシート状に産する。暗灰色を呈し、節理が発達している。結晶片岩との境界面は結晶片岩の片理面と斜交し、1~3 cm の結晶片岩岩片を多数包有している。また、境界部分から約 1 m の範囲内で結晶片岩は珪化している。この粗粒玄武岩は、流理構造をなす長柱状の斜長石と細粒の単斜輝石からなるが、三波川変成作用を受けた証拠は認められない。

また、岩橋(1960)によって、調査地域南方の和歌山県美里町勝谷においても同様な貫入岩体が存在することが報告されている。

#### B, 飯盛ユニット

神山ほか(1964)の飯盛緑色片岩層群と竜門互層群、中山(1983)の洪田層・飯盛層・竜門層にほぼ対応する(第1表)。

みかけの層厚は、竜門山をとる南北線において、向斜の南翼側で約 900 m、北翼側では調査範囲内で約 1300 m が確認できる。

瀬淵ユニットとの関係は、断層関係であると考えられるが、このことについては後述する。

飯盛ユニットは、塩基性片岩・泥質片岩を主体とし、珪質片岩・砂質片岩の薄層をはさむ。飯盛ユニットの最上位に位置する竜門山周辺には泥質片岩が優勢に分布する。また、調査地域南西部の畑野や布袋石には飯盛ユニットの最下位にあたる泥質片岩が分布する。いずれの結晶片岩にも曹長石斑状変晶が肉眼で認められる点紋片岩である。

飯盛ユニット中には大小の超塩基性・塩基性岩体が多数分布し、竜門山山頂付近には竜門超塩基性岩体が存在する(神山ほか, 1964; KUNUGIZA., 1980, 1982; 中山, 1983)。

飯盛ユニットの大部分は泥質片岩に緑泥石+ざくろ石の鉱物組合わせが普遍的に認められ、ざくろ石帯に属する。藤崎や北山北方に分布する泥質片岩には緑泥石+ざくろ石+黒雲母の鉱物組合わせが認められ、これらの地域は曹長石-黒雲母帯に属すると考えられる。

塩基性片岩は飯盛ユニットに広く分布し、とくに飯盛向斜の南翼部はほとんど塩基性片岩からなる。一般に淡緑色から濃緑色を呈し、緑れん石類に富むクリーム色の層と角閃石に富む緑色の層との縞状構造がしばしば発達する。緑れん石類に富むものは優白色でやや塊状をなし、緑泥石に富む塩基性片岩は濃緑色を呈し、光沢に富む。また、神路谷の上流部に露出する塩基性片岩には多量の Na 角閃石が形成されており、暗青色を呈する。一般に、Na 角閃石に富む塩基性片岩は青色から暗青色を呈し、飯盛向斜の南翼側に多く認められる。一方、東洪田付近において、KANEHIRA and BANNO (1960) により原岩が閃長岩質はんれい岩とされた結晶片岩が存在する。露頭で確認できる範囲では厚さは約 60 m で、周囲の結晶片岩との境界面は片理面と調和的であり、厚さ約 10 cm の珪質片岩層と接する。また、この閃長岩質はんれい岩中に層厚約 30 cm の珪質片岩層を数枚挟在する。この岩石には、長石に富む層と角閃石などに富む層との弱い層状構造が認められるが、周囲の塩基性片岩に比べ、全体的に優白質で粗粒であり、片理の発達が弱い。

泥質片岩は、竜門山周辺に広く分布する。これは、神山ほか(1964)の竜門互層群、中山

(1983)の龍門層にはほぼ相当する。また、飯盛向斜の北翼側では層厚 50 m 以下の比較的走向方向への連続性のよい泥質片岩層が数枚存在する。しかし、神山ほか (1964) のいう赤沼田泥質片岩層のような広域的に連続する泥質片岩層は認められない。調査地域南西部の畑野や布袋石では、飯盛ユニットの最下位にあたる点紋泥質片岩が分布しており、鞆淵ユニットの無点紋泥質片岩と断層で接していると考えられる。飯盛ユニットを構成している泥質片岩は一般に黒色を呈し粗粒であるが、調査地域北限の北涌から東洪田にかけての地域や JR 西笠田駅付近には、曹長石斑状変晶が肉眼で認められない泥質片岩が分布する。この泥質片岩には片理面に平行な石英脈が多く認められ、片理面に対して約  $40^\circ$  の角度で斜交するシアバンドが著しく発達している。

珪質片岩は層厚 50 m 以下で、走向方向への連続性に乏しい。しかし、新田から飯盛鉦山にかけての地域や麻生津畔付近には比較的連続性のよいものが数枚存在する。灰色から白色、淡緑色を呈し、紅れん石を含む珪質片岩はピンク色ないし紅色を呈する。一般に石英や斜長石からなる薄層と紅れん石や鉄鉦類、角閃石からなる薄層との縞構造が発達している。

砂質片岩は北涌や西洪田付近にのみ露出している。塊状緻密で白色を呈している。

超塩基性・塩基性岩体については龍門超塩基性岩体を除けば、他は厚さ 5~20 m の小規模な岩体である。

超塩基性岩体は大部分が蛇紋岩からなり、周囲の結晶片岩との境界が確認できる場合、岩体の縁には幅 20 cm の反応帯が認められ、この部分は主に白色雲母や透角閃石からなり優白色を呈し、片状構造も著しい。岩体の外縁と結晶片岩の片理面方向は調和的である。龍門山北斜面には著しい片状構造をなす蛇紋岩中にダナイトのレンズ状ブロックを含む超塩基性岩体が存在する。周囲の結晶片岩との関係は確認できないが、その片状構造は結晶片岩の片理面と調和的である。

龍門超塩基性岩体については、中山 (1983) はダナイトや変はんれい岩、単斜輝岩からなる複合岩体であるとした。調査範囲内では、この岩体はダナイトや蛇紋岩からなる。ダナイトは、一般に塊状緻密で暗青色をなし、風化面は赤褐色からクリーム色を呈する。また、斑晶状のかんらん石が肉眼で確認できるものもある。岩体の周縁部では蛇紋岩化や片状構造が著しくなる傾向がある。龍門超塩基性岩体と周囲の結晶片岩との直接の境界は野外においては確認できなかったが、超塩基性岩が露出する海拔高度や転石などから調査範囲内では、従来の研究と同様 (岩橋, 1962; 神山ほか, 1964; 中山, 1983), 南北約 600 m, 東西約 900 m の周囲の結晶片岩層と調和的なレンズ状の形態をなすと考えられる。

塩基性岩体は布袋石に存在する。この岩体は、蛇紋岩と変はんれい岩からなる厚さ約 20 m の岩体である。変はんれい岩と周囲の結晶片岩あるいは変はんれい岩と蛇紋岩との関係は確認できないが、蛇紋岩と結晶片岩との接触面は結晶片岩の片理とほぼ調和的で、幅 30 cm の透角閃石や白雲母からなる優白質な反応帯が認められる。また、蛇紋岩は結晶片岩の片理面の構造と調和的な片状構造が発達する。変はんれい岩は塊状かつ粗粒で、曹長石や緑れん石類からなるものと斜長石と考えられる優白質部分と残留単斜輝石や角閃石からなる優黒色部分で構成されるはんれい岩組織をなす。

### C, 船岡山岩体について

調査地域北縁部の船岡山一妹山地域には、周囲の結晶片岩とは組織や鉱物組合わせが異なる結晶片岩が分布しており、ここでは船岡山岩体と呼ぶ。

船岡山岩体は、東西約 1 km, 南北約 350 m にわたって分布し、主に泥質片岩・塩基性片岩からなり薄い珪質片岩を挟む。層面片理の構造は  $N70^{\circ}E \sim N70^{\circ}W40^{\circ}S$  である。白色雲母やホルンブレンドなどの鉱物配列による線構造はほぼ  $E-W \sim WSW$  で約  $30^{\circ}$  プランジしている。

泥質片岩・塩基性片岩は粗粒（平均長径約 3 mm）の曹長石斑状変晶が認められ、塩基性片岩には最大径約 4 mm に達するざくろ石が肉眼で確認できるものもある。泥質片岩には曹長石+ざくろ石+黒雲母の鉱物組合わせが認められる。また、泥質片岩および塩基性片岩の曹長石斑状変晶の縁部に灰曹長石が形成されていることがある。したがって、船岡山岩体の変成度は、一部で灰曹長石—黒雲母帯に達すると考えられる。

また、これらの結晶片岩には、線構造方向に伸長したりボン状石英や白雲母・黒雲母・ホルンブレンドが“mica fish”の形態を示すなどのマイロナイト組織が認められる。

船岡山岩体の周辺には上述したシアバンドが発達している泥質片岩が分布しているが、これらとの関係は確認できなかった。

## IV 地質構造

調査地域の基本的な地質構造は、飯盛向斜によって特徴づけられる。飯盛向斜軸は西から東へ龍門山山頂、飯盛山の南方直下をへて、久保、日高をとるほぼ東西方向に連続する（以下第 1 図、第 2 図参照）。

線構造（鉱物配列及びちりめんじわ褶曲による）は全体的に W から WSW 方向で落としは  $0^{\circ} \sim 40^{\circ}$  の範囲であるが  $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$  が卓越する。また、向斜軸部付近では  $20^{\circ}$  前後の西落としが多く認められる。

飯盛向斜の北翼側において、結晶片岩の層面片理の走向・傾斜は  $E-W$  ないし  $WNW-ESE$  で  $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$  の南傾斜を示す。藤崎や横谷付近では  $80^{\circ}$  南傾斜ないし垂直を示すことがあるが、この地域の一般的な傾斜は緩い南傾斜であるといえる。走向は向斜軸に近づくにつれ  $NW-SE$  方向に変化し、向斜軸付近では  $N-S$  方向となる。

飯盛向斜の南翼側は北翼側に比べ、結晶片岩の層面片理の傾斜は急傾斜である。すなわち、走向は  $E-W$  から  $ENE-WSW$  で、傾斜は  $70^{\circ}$  北傾斜ないし垂直である。鞍淵ユニットが分布する地域の一部では  $70^{\circ}$  から  $80^{\circ}$  で南傾斜を示すが、岩相の連続方向などからみて、この地域一般的な傾斜は北落ちの急傾斜をなすと考えられる。また、向斜軸付近では、走向は  $N-S$  方向に転じ、傾斜は  $20^{\circ}$  程度の緩やかな西傾斜となる。

船岡山岩体周囲の飯盛ユニットの層面片理の走向・傾斜はほぼ  $E-W$  で  $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$  の南傾斜を示すのに対し、船岡山岩体内の走向・傾斜は、紀ノ川左岸では  $N70^{\circ}W$ 、船岡山では  $N70^{\circ}E$  を示し、いずれも  $40^{\circ}$  の南傾斜をなす。したがって、船岡山岩体と周囲の飯盛ユニットの結晶片岩の構造はやや斜交している。

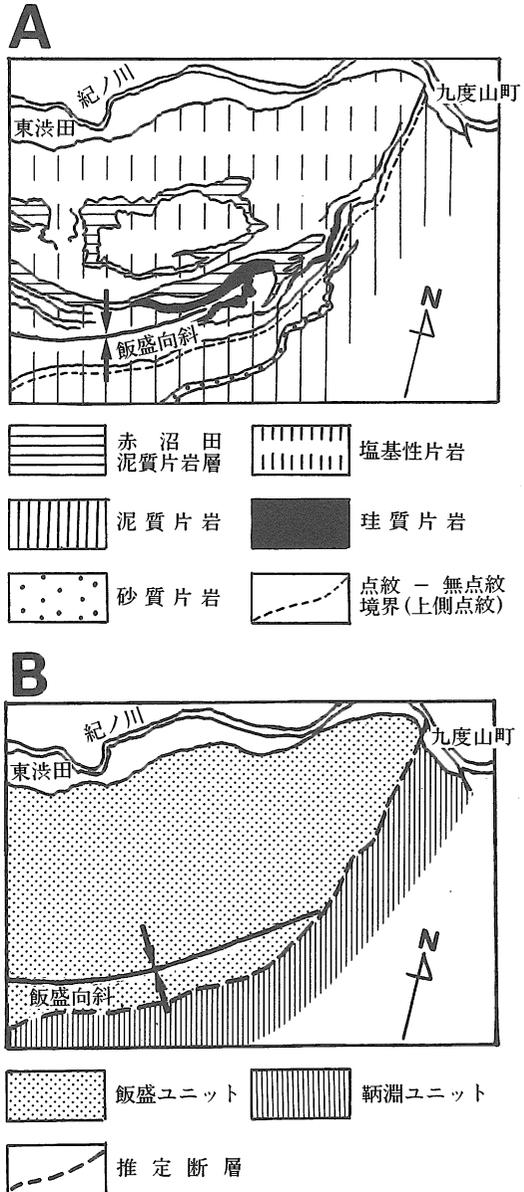
調査地域内での飯盛向斜の形態は、向斜の南翼側は北翼側に比べ急傾斜であること、線構造が全体的に西落としが卓越しとくに向斜軸付近では  $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$  の落としがみられること、及び、龍門山付近の泥質片岩層の分布から、岩橋 (1962) や神山ほか (1964)、中山 (1983) のいうように、西にプランジする軸をもつ軸面非対称褶曲と考えられる。

### V 考 察

#### A. 鞆淵ユニットと飯盛ユニットとの関係

本論文では、調査地域の三波川変成帯を鞆淵ユニットと飯盛ユニットとに区分した。ここでは両ユニットの関係について検討する。

調査地域南東部の上鞆淵<sup>かみともぶち</sup>から新子にかけての地域において、鞆淵ユニットと飯盛ユニットとの境界は  $N70^{\circ}E$  方向であり、泥質片岩主体の岩相から塩基性片岩主体の岩相の境界に対応している (第1図)。これに対し、この地域の結晶片岩の層面片理の走向はほぼ E-W であり、両ユニットとの境界方向と斜交関係にある (第1図、第2図)。調査地域南西部の新子から畑野、布袋石にかけての地域では、両ユニットの境界の方向は  $N80^{\circ}E$  であり、泥質片岩主体の岩相の中にある (第1図)。飯盛ユニット中の結晶片岩の層面片理の走向は両ユニットの境界とほぼ平行であるが、鞆淵ユニットでは  $N70^{\circ}W$  を示し、両ユニットの境界と斜交する (第1図、第2図)。また、この地域では両ユニットの境界付近に分布する泥質片岩には片理面に平行な石英脈が著しく発達している。



第3図 四邑川以東における飯盛向斜の連続性  
A, 神山ほか (1964) による地質図 B, 本論文

靱淵ユニットと飯盛ユニットとの境界は無点紋帯と点紋帯との境界に一致する。境界付近の飯盛ユニットの泥質片岩中の曹長石斑状変晶は径 1 mm 程度であるのに対し、靱淵ユニットでは径 0.3 mm 以下であり、両ユニット間で曹長石斑状変晶の粒度に著しい差異が認められる。また、両ユニット境界付近において、靱淵ユニット中の泥質片岩には一般にざくろ石は含まれないのに対し、飯盛ユニットの泥質片岩中には径 0.2 mm 程度のざくろ石が普遍的に認められる。上靱淵西南西の靱淵ユニットの泥質片岩には径 0.01 mm 以下の極細粒のざくろ石が認められるが、両ユニット境界をこえた飯盛ユニット中のざくろ石の径は 0.2 mm 程度である。

これらのことは両ユニットの間に変成度の差異が存在する可能性を示唆する。

ところで、神山ほか (1964) の地質図では、四邑川以東において、飯盛向斜の軸が無点紋帯一点紋帯境界 (靱淵ユニットと飯盛ユニットとの境界) と斜交し、点紋帯は北翼側に比べ南翼側の層厚が著しく薄い (第 3 図 A)。このことは、点紋帯—無点紋帯境界付近に断層の存在を示唆する。飯盛向斜は四邑川以東において、この断層によって切られることにより、さらに東部には連続していないと解釈できる (第 3 図 B)。

#### B. 船岡山岩体について

船岡山岩体は泥質片岩の鉱物組合せからその変成度は灰曹長石—黒雲母帯である可能性が高い。これに対し、その周囲の飯盛ユニットの泥質片岩はざくろ石帯程度の変成度を示す。また、船岡山岩体を構成する結晶片岩にはマイロナイト様組織が認められるが、周囲の飯盛ユニットの泥質片岩にはマイロナイト組織は認められない。結晶片岩の層面片理の走向・傾斜についても船岡山岩体と周囲の飯盛ユニットの泥質片岩とは斜交している。

このように、船岡山岩体と飯盛ユニットの結晶片岩とは、変成度、岩石組織、構造のうえで顕著な差異が認められる。

以上のことから、船岡山岩体は、飯盛ユニットのざくろ石帯の結晶片岩中に存在する構造岩塊あるいはスラスト・シートとみなすことができる。

ところで、JR 西笠田駅以北の背ノ山付近において、点紋塩基性片岩と点紋泥質片岩の露頭が 3ヶ所存在する。変成度は、泥質片岩に緑泥石+ざくろ石の鉱物組合せが認められることからざくろ石帯に属し、船岡山岩体とは変成度の差異が存在する。これらの帰属については露出が限られているため断定できないが、船岡山岩体南方の飯盛ユニットの結晶片岩と類似する。

現在、船岡山岩体の結晶片岩類についての岩石学的研究を行っており、それについては稿を改めて報告する予定である。

## VI ま と め

1, 調査地域の三波川変成岩は、靱淵ユニットとその構造的上位に位置する飯盛ユニットに区分できる。両ユニットの境界は点紋帯—無点紋帯の境界に一致し、地質構造と変成度の差異により両ユニットは断層関係である可能性が高い。

2, 調査地域の地質構造は、飯盛向斜によって特徴づけられ、向斜の南翼側は北翼側に比べ

急傾斜である。線構造（鉱物配列・ちりめんじわ褶曲）は西北西から西南方向で $10^{\circ}$ ~ $20^{\circ}$  プランジする。

3, 鞆淵ユニットは、無点紋泥質片岩を主体とし、塩基性片岩・珪質片岩・砂質片岩・まれに小規模な超塩基性岩体からなる。調査地域の南限では砂質片岩が優勢に分布する。変成度は緑泥石帯からざくろ石帯低温部に属する。

4, 飯盛ユニットは、点紋帯に属し、塩基性片岩・泥質片岩を主体とし珪質片岩・砂質片岩からなる。変成度はざくろ石帯以上であり、一部、曹長石—黒雲母帯に達する。また、龍門超塩基性岩体のほか、小規模な超塩基性・塩基性岩体が多数分布する。

5, 調査地域北縁部には周囲の結晶片岩とは変成度や岩石組織が異なる船岡山岩体が存在する。この岩体を構成する結晶片岩の一部は灰曹長石—黒雲母帯に属する。船岡山岩体は、飯盛ユニットのざくろ石帯中の構造岩塊またはスラスト・シートであると考えられる。

謝辞 本論文をまとめるに際し、島根大学理学部地質学教室の高須 晃博士には終始ご指導して戴いた。ここに記して深く感謝します。

## Ⅶ 参 考 文 献

- 秋元 宏, 1966, 紀州三波川帯の点紋帯とその周辺部の構造地質学的考察. 地球科学, 83, 1-7.
- BANNO, S. and SAKAI, C., 1989, Geology and metamorphic evolution of the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D. (eds.) Evolution of Metamorphic Belts. Geological Society Special Publication, 43, 519-532.
- FAURE, M., 1985, Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the Jurassic orogen of SW Japan. Jour. Struc. Geol, 7, 175-186.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男, 1977, 三波川帯の造構運動. 秀敬編「三波川帯」, 307-390, 広島大出版会.
- ・塩田次男・秀 敬・岡本和明・武田賢治・早坂康隆・櫻井康博, 1990, 四国中央部の三波川変成岩の P-T-t-D path. 月刊地球, 12, 419-424.
- HARA, I., SHIOTA, T., HIDE, K., OKAMOTO, K., TAKEDA, K., HAYASAKA, Y. and SAKURAI, Y., 1990a, Nappe structure of the Sambagawa belt. Jour. metamorphic Geol, 8, 441-456.
- , SHIOTA, T., TAKEDA, K., OKAMOTO, K. and HIDE, K., 1990b, Sambagawa Terrane. In: ICHIKAWA, K., MIZUTANI, S., HARA, I., HADA, S. and YAO, A. (eds.) Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Report of IGCP, 224, 137-163.
- HIGASHINO, T., 1990, The higher grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. Jour. metamorphic Geol, 8, 413-423.
- ITAYA, T. and TAKASUGI, H., 1988, Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. Contrib. Mineral. Petrol, 100, 281-290.
- 岩橋 勉, 1960, 和歌山県三波川変成帯中央部の背斜構造. 和歌山大学学芸学部紀要 (自然科学), 10, 151-157.
- , 1962, 紀ノ川南部の点紋結晶片岩帯の地質構造 (予報), 和歌山大学学芸学部紀要 (自然科学), 18, 53-60.
- 神山貞二・小島丈児・岩橋 勉・秀 敬・吉田博直・中村 威・福本博美・米林 滋・浜島 勲・嘉村 豊・大久保義和・由井俊三・兼平慶一郎・瀧木輝一・神田茂樹・三浦富士雄・中川正男・大八木規夫, 1964, 和歌山県飯盛周辺地帯の地質と鉱床の位置—飯盛周辺地帯の地質鉱床に関する広域的総合的研究 (その1)—. 鉱山地質, 14, 336-349.

- 兼平慶一郎, 1955, 和歌山県飯盛鉾山の地質と鉾床—特に鉾体と母岩の構造岩石学的性質について—, 鉾山地質, 5, 231-240.
- KANEHIRA, K., 1967, Sanbagawa crystalline schists in the Imori district, Kii peninsula. *Jour. Geol. Geogr. Japan*, 33, 105-115.
- and BANNO, S., 1960, Ferriphengite and aegirinjadeite in a crystalline schist of the Imori district, Kii peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 66, 654-659.
- 小林治夫, 1942, 和歌山県飯盛鉾山付近の地質・鉾床. 地質雑, 49, 363-375.
- KUNUGIZA, K., 1980, Dunites and serpentinites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku and Kii peninsula, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 75, 14-20.
- , 1982, Formation of zoning of olivine with progressive metamorphism of serpentinite—an example from the Ryumon peridotite body of the Sanbagawa metamorphic belt, Kii peninsula. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 77, 157-170.
- 栗本史雄, 1982, 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—. 地質雑, 88, 901-914.
- , 1991, 紀伊半島西部の三波川帯, 秩父および四万十帯泥質岩の K-Ar 年代. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 33.
- NAKAYAMA, I., 1958, On the geological structure of the low grade metamorphic region in the South of River Kinokawa and petrofabric of quartz in the quartz schist in the region. *Mem. Coll. Sci., Univ Kyoto*, ser B, 24, 335-352.
- 中山 勇, 1960, 三波川帯の造構運動と岩石構造. 地団研専報, 10, 1-40.
- , 1983, 四国東部および紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について (その 2)—紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩と三波川帯四国区での三波川帯の形成と貫入岩との関係について—. 地球科学, 37, 312-328.
- OTSUKI, M. and BANNO, S., 1990, Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Jour. metamorphic Geol.*, 8, 425-439.
- TAKASU, A., 1989, P-T histories of the peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. In: Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D. (eds) *Evolution of Metamorphic Belts*. Geological Society Special Publication, 43, 533-538.
- and DALLMEYER, R. D., 1990,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, 185, 111-139.
- WALLIS, S. R., 1990, The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: the Asemigawa region, central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 96, 345-352.
- 大和高峰研究グループ, 1989, 紀伊山地中央部の中・古生界 (その 3)—御吉野地域—. 地球科学, 43, 119-128.