四国中央部別子地域の三波川変成帯テクトニック・メランジェ中の五良津西部岩体とその周辺の地質

Geology of the Western Iratsu mass within the tectonic melange zone in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, Japan

Abstract

釘宮康郎*† 高須 晃*

Yasuo Kugimiya*† and Akira Takasu*

2001年12月25日受付.
2002年8月15日受理.

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科
Department of Geoscience, Faculty of Science
and Technology, Shimane University, Matsue
690-8504, Japan

† 静岡大学大学院理工学研究科
Institute of Geosciences, Faculty of Science,
Shizuoka University, Shizuoka 422-8529, Ja-
pan

A tectonic melange zone containing serpentinites and eclogite-bearing tectonic blocks (masses) of diverse size and lithology is developed within the high-grade zone of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, southwest Japan. Precise geological mapping of the eclogite-bearing tectonic blocks in the mélangé zone is required to reveal the tectonics of the deeper parts of the Sambagawa accretionary prism. However, such studies have not been published to date because of difficulties in fieldwork. We carried out precise geologic mapping of the Western Iratsu mass as a tectonic block, and of the surrounding metamorphic rocks which comprise the melange zone.

The Western Iratsu mass consists of seven lithologies: peridotite, clinopyroxene-hornblendite, garnet-epidote-amphibolite, garnet-white mica-amphibolite, marble, epidote-quartz rock and albite-white mica-quartz schist, in ascending structural order. The protoliths of these rock types are considered to be ultramafic rock, gabbro, basic volcanoclastic rock, limestone, siliceous sediment with intercalated limestone, and pelitic rock, respectively. The Western Iratsu mass contains abundant marbles, rather than the metacherts which occur in surrounding Sambagawa schists. Based on reconstruction of the succession of the original lithologies of the Western Iratsu mass, the protolith is considered to have been a topographic high on an oceanic plate such as a seamount, oceanic plateau or island arc with capping reef limestones.

Key words: high-pressure metamorphic belt, tectonic block, serpentinite melange, marble, eclogite, geological map

はじめに

三波川変成帯は、中生代にユーラシア大陸東縁部で高圧型変成作用を受けた付加体である。四国中央部別子地域の三波川変成帯の最高変成度部は灰曹長石-黒雲母帯であり(東野, 1975; 榎並, 1982), その変成条件は、約 1.0 GPa, 610°C と推定されている(Enami, 1983)。すなわち、その原岩は地下約 30 km の付加体深部にもたらされて変成作用を受けたことになる。

別子地域の三波川変成帯には、五良津角閃岩体(五良津角閃岩体)、東赤石山かんらん岩体および瀬場谷変はんれい岩体など、周囲の三波川結晶片岩より高温高圧の変成履歴を示し、通常の三波川結晶片岩には見られないエクロジャイトやグラニュライトを伴う岩体が存在する(例えば、Takasu, 1984, 1989; Kunugiza et al., 1986; 第1図)。近年、このような岩体の分布する地帯は一種の構造性メランジェ帯であり、これらの異質岩体

は三波川変成帯中に固体貫入したテクトニック・ブロックであると考えられるようになった(例えば、Takasu et al., 1994)。そして、この地帯には大小の蛇紋岩体が多数存在することから(高須・牧野, 1980; Kunugiza et al., 1986), この構造性メランジェ帯の形成機構として蛇紋岩ダイアピルが提案された(Takasu, 1989; 高須, 1991)。すなわち、海洋プレートの沈み込みによる脱水反応によって生じた H₂O が、大陸側ウェッジ・マントルを構成するかんらん岩を蛇紋岩化し、プレート運動の停止または横ずれ方向への転換とともに密度の低い蛇紋岩の上昇が起これ、蛇紋岩ダイアピルを形成したとするものである。蛇紋岩ダイアピルは周囲に存在した高度変成岩類を取り込み、三波川広域変成作用が行われた付加体深部にまで上昇したと考えられた。

今回の研究において主要研究対象とした五良津角閃岩体は、テクトニック・ブロックの中では最大規模(3 km × 7 km)の岩体である。かつてこの岩体の原岩は、周囲の三波川

第1図. 四国中央部別子地域の地質概略図.

地質相分布およびテクトニック・ブロックの位置は、高須・牧野 (1980)、ナップ境界は、Takasu and Dallmeyer (1990)、変成分帯の境界は、Higashino (1990) による。五良津西部岩体と周辺のテクトニック・ブロック境界は、今回の調査による。HA: 東赤石山かんらん岩体, IR: 五良津角閃岩体 (WI: 五良津西部岩体, EI: 五良津東部岩体), QE: 石英エクロジャイト岩体, SB: 瀬場谷変はんれい岩体, TN: 東平変はんれい岩体。蛇紋岩小岩体とアクチノ閃石・トレモラ閃石岩の分布は Kunugiza et al. (1986) に今回の調査のデータを加えた。E-F, G-H, I-J, K-L の灰色の線は第 2, 3 図のルート柱状図の場所を示す。

塩基性片岩と同様の塩基性火山砕屑岩（秀ほか, 1956）,あるいは層状はんれい岩（坂野ほか, 1976; 坂野・横山, 1977）と考えられた。一方, 高須・上阪（1987）は, 五良津角閃岩体を, 原岩, ざくろ石の累帯構造パターンおよび変成組織などの違いから, 原岩と変成履歴の異なる2つの岩体（五良津西部岩体と五良津東部岩体）に区分した。五良津西部岩体の原岩は, 塩基性砕屑岩を主とし, 少量の泥質岩, 炭酸塩岩および珪質岩からなる堆積岩類からなる（Takasu et al., 1994）。これらは累進変成作用により緑れん石角閃岩相を経てエクロジャイト相（約 650°C, 1.5 GPa: 高須, 1988）に達する変成履歴をもつ（高須・上阪, 1987; Takasu, 1989）。一方, 五良津東部岩体の原岩は層状はんれい岩体であり, それがグラニュライト相（700~800°C, <1.0 GPa: 白石, 1975; Yokoyama, 1976）の変成作用を受け, その後, 高温のエクロジャイト相, 藍閃石片岩相そして低温のエクロジャイト相の変成作用を受けたと考えられた（上阪, 1985; 高須・上阪, 1987; Toriumi and Kohsaka, 1995）。また, 鉾物線構造などの構造地質学的証拠より, 両岩体は東部岩体の低温のエクロジャイト期かそれ以前に接合し, その後, 同一変成・変形場で再結晶し, さらに現在の位置に固体貫入して三波川変成作用を被ったと考え

えられた (上阪, 1985; 高須・上阪, 1987; Toriumi and Kohsaka, 1995).

五良津東部岩体と西部岩体の例からもわかるように、テクトニック・ブロックの原岩には多様性がある。瀬場谷岩体、五良津東部岩体、東赤石山かんらん岩体、地由山かんらん岩体などは大陸下部地殻～上部マントル起源の火成岩類であり、一方、五良津西部岩体、石英エクロジイト岩体などは海洋プレート上に累積した堆積岩類であると考えられた (Takasu, 1989)。したがって、テクトニック・ブロックの地質学的・岩石学的研究は、大陸側の下部地殻～上部マントルの岩石が、海洋プレートとの相互作用の過程で、付加体中にどのように巻き込まれていくのか、また、海洋プレート上の表層部で形成された岩石が、地下深部へどのように沈み込んでいくのか、といった沈み込み帯テクトニクスに関する情報をもたらす。

このような研究では、詳細な地質学および岩石学の記載が決定的に重要になる。四国中央部予知地域の三波川変成帯、また、テクトニック・ブロックの成因やテクトニクスを考える上で、個々の岩体の原岩を明らかにし、岩体と周囲の結晶片岩との構造的関係、さらに変成履歴を明らかにするこ

第2図. 五良津西部岩体とその周辺地域の地質図 (1), 断面図 (2)

およびルート柱状図 (3).

とが重要である。しかし、別子地域三波川変成帯のテクトニック・ブロック岩体が分布する地域のうち、とくに東赤石山から二つ岳にかけての地域は地形が急峻なこともあり、概略的な地質図が公表されている以外は、これまで詳細な地質学的研究が行われていなかった。本研究では、五良津西部岩体およびその周辺地域の詳細な岩相区分に基づく地質学的研究とともに、これらの記載岩石学的研究をあわせて行い、大陸縁辺部に付加された海洋プレートの性質と付加体深部のテクトニクスを議論する。

五良津西部岩体とその周辺地域の地質

調査地域は、愛媛県宇摩郡土居町五良津河又付近から、南東方向へ別子山村肉淵谷上流に至る地域である(第2図)。この地域は、Takasu and Dallmeyer (1990) の別子ナップ、剣山研究グループ (1984) の三縄層上部層、また、Hara et al. (1990) の猿田ナップⅡに属し、曹長石-黒雲母帯または灰曹長石-黒雲母帯に区分される(Higashino, 1990)。テクトニック・ブロックとして東赤石山かんらん岩体、石英エクロジャイト岩体、地由山かんらん岩体、ホルンブレンド・エクロジャイト岩体、五良津西部岩体、五良津東部岩体および蛇紋岩体が分布している(第2.1図)。テクトニック・ブロックが分布する構造層準は、周囲の三波川結晶片岩類のうち塩基性片岩層および珪質片岩層の走向方向への連続が悪く、また、泥質片岩中には大小の蛇紋岩体が多数進入し、周囲の構造層準とは区別できる(Kunugiza et al., 1986; 第1図)。したがって、テクトニック・ブロックを含み、上述の特徴をもつ構造層準を構造性メランジェ帯として識別することができる。

最近、Wallis and Aoya (2000) は、瀬場谷地域に分布するエクロジャイトの研究を行い、五良津角閃岩体とその周辺のテクトニック・ブロックを含めたエクロジャイト・ナップを提唱した。しかし、瀬場谷地域のエクロジャイトと五良津地域との連続性が示されていないこと、また、テクトニック・ブロックの原岩と変成履歴の多様性が説明されていないことから、現段階ではその妥当性は評価できない。

1. 三波川結晶片岩類

三波川結晶片岩類は、調査地域の北部、西部および南部においてテクトニック・ブロックの周囲に分布する。三波川結晶片岩類は泥質片岩および塩基性片岩を主とし、少量の珪質片岩を伴う。

泥質片岩は、本地域の三波川結晶片岩類の中で最も卓越する岩相である。テクトニック・ブロックと接する三波川結晶片岩類はすべて泥質片岩である。それは一般に灰色～灰白色を呈するが、テクトニック・ブロックから離れると暗灰色～黒色となる。泥質片岩は白雲母の定向配列による片理が発達し、径数 mm のざくろ石および斜長石の斑状変晶を含む。斜長石斑状変晶は細粒の炭質物を包有するため暗灰色～黒色を呈する。五良津角閃岩体北縁部近傍の泥質片岩中の斜長石斑状変晶は最大長径 1 cm に達する。その他の変成鉱物も、テクトニック・ブロックの近傍では粗粒で、離れるにつれて細粒化する傾向がある。

塩基性片岩は、東赤石山かんらん岩体の南方において、泥質片岩中にレンズ状（厚さ数 m、延長数 10 m）に挟在する。五良津角閃岩体の北側の浦山川から尻無川にかけての地域では、走向方向に連続性の良い塩基性片岩層（最大層厚約 400 m）が 2 枚分布する。塩基性片岩は、厚さ 1~2 mm の緑れん石に富む黄緑色の層と青緑色ホルンブレンドに富む濃緑色~灰緑色の層からなる縞状構造が発達する。また、斜長石斑状変晶（長径<4 mm）が発達する。古仙谷（灰曹長石-黒雲母帯）では、最大径約 5 mm のざくろ石斑状変晶が発達する塩基性片岩（層厚数 cm~数 10 cm）がある。塩基性片岩は、しばしば層厚数 cm~数 m の珪質片岩層を挟む。いちのまっこ谷では、白色の石灰質片岩層（層厚数 cm）を伴って最大径 7 mm のざくろ石斑状変晶を含む塩基性片岩（層厚<数 cm）が存在する。

珪質片岩は五良津角閃岩体の北側に分布する塩基性片岩層に挟まれて分布する（第 2 図）。珪質片岩層は走向方向への連続性がよく、一部で塩基性片岩と細互層する。層厚は一般に 2 m~6 m であるが、尻無川沿いでは約 30 m に達する。珪質片岩は構成鉱物の種類と量比によって淡緑色、白色およびピンクなどのさまざまな色を呈する。

東赤石山かんらん岩体南方の床鍋谷の泥質片岩中には、4 m×2 m の蛇紋岩の小岩体が見られる。蛇紋岩と泥質片岩との関係は露頭欠如のため不明である。また、保土野谷の右岸斜面に分布する泥質片岩中には、長径数 cm のアクチノ閃石-トレモラ閃石岩がレンズ状に存在する。アクチノ閃石-トレモラ閃石岩は緑泥石に富む暗緑色泥質片岩に周囲を囲まれているが、両者は漸移しない。

2. テクトニック・ブロック

(1) 五良津角閃岩体

五良津角閃岩体は、東赤石山北方から大木谷東方に至るまで、東西約 7 km、南北約 3 km にわたって分布する。既述のように、この岩体は五良津西部岩体と東部岩体に分けられ、かつ両岩体は原岩と変成履歴が異なる（高須・上阪，1987；高須，1991）。すなわち、東部岩体は、グラニュライト相の変成作用の際に形成されたグラノプラスティック組織が残存しており（白石，1975）、また、高いパイロプ成分（40 mol.%）の核部をもつざくろ石を含む。一方、西部岩体はこれらの特徴が認められない（高須・上阪，1987）。今回の研究において、高須・上阪（1987）による未調査地域の岩相を検討した結果、これまで彼らによりエビラ山と二つ岳の間に北北西-南南東方向に直線的に引かれていた両岩体の境界は、西部岩体が肉淵谷上流においてくさび状に東部岩体に入り込むことが明らかになった（第 2.1 図）。以下に五良津角閃岩体を西部岩体と東部岩体に区分して地質の記載を行う。

a. 五良津西部岩体：五良津西部岩体は東赤石山北斜面からエビラ山東方にかけて東西約 5.5 km、南北最大約 2 km にわたってレンズ状に分布する（第 2.1 図）。五良津西部岩体のざくろ石白色雲母角閃岩と似た岩体が、五良津西部岩体の大森山付近から五良津林道東方へ、層厚 20 m、延長 1 km にわたって分布する。この岩体がもともと五良津西部岩体と一連であったのか、あるいは、原岩や変成履歴の異なる別の岩体

であるのかは不明である。

五良津西部岩体と東部岩体とが直接する露頭は見い出されなかったが、岩相の分布と境界付近の岩石の走向・傾斜から判断すると、両岩体は垂直~50°東傾斜で接している（第 2.2 図）。西部岩体の南縁はホルンブレンド・エクログジャイト岩体および東赤石山かんらん岩体と接する。これらの岩体との関係は露頭欠如のため不明である。西部岩体は北縁の、土平から北方に延びる林道と浦山川沿いにおいて、泥質片岩と 60°前後の北傾斜で破碎帯を挟まず接する。また、鴻嶋谷と古仙谷では垂直~80°北傾斜で泥質片岩と接する。同岩体と泥質片岩の片理はともに両者の境界面と調和的である。一方、権現谷沿いの林道では、西部岩体のざくろ石緑れん石角閃岩と三波川泥質片岩とが、幅数 m の脆性破碎帯を伴う走向東西、ほぼ垂直な断層を挟んで接する（高須，1991）。

五良津西部岩体を構成する岩石は、(a) ざくろ石白色雲母角閃岩、(b) ざくろ石緑れん石角閃岩、(c) 大理石、(d) 緑れん石石英岩、(e) 曹長石白色雲母石英片岩、(f) 単斜輝石角閃石岩、(g) かんらん岩である。このうち (a) と (b) の岩相にエクログジャイトを伴う。また、この岩体内部では、岩相の違いから推定される断層により各岩相が繰り返している（第 2 図）。

(a) ざくろ石白色雲母角閃岩は濃緑色~黒色のホルンブレンドに富む層と優白色で石英、緑れん石および白色雲母に富む層からなる縞状構造を示すことが多い。両層の厚さは不規則に変化するが、一般に 1 cm~10 cm である。また、ざくろ石斑状変晶（平均粒径 0.2 cm~1 cm、最大粒径 5 cm）の存在と白色雲母の定向配列による片理の発達によって特徴づけられる（第 3.1 図）。この岩相は尻無川流域と日本石付近を除く岩体の大部分を占め、西部岩体では最も卓越する岩相である。しかし、その組織と岩相は岩体内で変化し、鴻嶋谷中流では濃緑色塊状を呈し、石英に乏しく苦鉄質鉱物に富む岩相へ変化し、後述のざくろ石緑れん石角閃岩と局所的には区別ができなくなることがある。また、保土野谷では、比較的石英に富む優白色の岩相が相対的に多くなり、ざくろ石斑状変晶が目立つ。鴻嶋谷では、比較的石英に富むざくろ石白色雲母角閃岩が、大理石に挟まれて産することが多い（吉田ほか，1977：第 2.3 図）。エクログジャイトは、黒岳からエビラ山にかけての稜線と鴻嶋谷に部分的に層状に残存している。

(b) ざくろ石緑れん石角閃岩は勢平上流と日本石付近に分布し、優白色で石英および白色雲母に乏しく、緑れん石およびゆうれん石に富む岩相と、濃緑~黒色でホルンブレンドに富む岩相が層状構造をなすことが多い。いずれの岩相も一般に片理の発達が弱い。各層の厚さは、数 cm~数 10 cm である。ざくろ石白色雲母角閃岩よりも優白色層が発達している。日本石付近において、構造的な下位から上位に向って単斜輝石や青緑色ホルンブレンドなどの有色鉱物が減少し、緑れん石およびゆうれん石が増加する傾向がある。緑れん石およびゆうれん石に富む岩相にはエクログジャイトの鉱物組合せが残存する。この岩相の構造的な下位にはざくろ石白色雲母角閃岩が分布し、両岩相は漸移や互層することはない（第 2.3 図）。日本石付近および権現谷の林道の終点付近において、優

第3図. 五良津西部岩体とその周囲の岩石の岩相。

(1) 白色雲母とざくろ石 (Grt) が目立つざくろ石白色雲母角閃岩。スケールは 5 cm。(2) 大理石 (Marble, 灰色部分) とざくろ石白色雲母角閃岩 (GMA, 白色部分) の互層 (東鴻嶋谷)。スケールは 50 cm。(3) 層厚が数 mm～数 cm の緑れん石石英岩 (Eq, 白色部分) が大理石 (灰色部分) と互層する (日本石)。スケールは 50 cm。

白色岩相中にざくろ石 (最大径 7 mm)、まれに藍晶石の斑状変晶 (最大径 5 mm) が含まれることがある。土平と日本石においては、単斜輝岩やかんらん岩などの超苦鉄質岩類と互層することがある。新宿北方の林道沿いでは、ざくろ石緑れん石角閃岩が単斜輝石角閃岩に漸移する。

(c) 大理石は、岩体中央部付近の日本石の西側斜面において、南北 1 km、東西 0.3 km、層厚 20 m 以上にわたって露

第1表. 五良津西部岩体の岩石の全岩化学組成。

岩相	Aq	Eq
試料番号	961026-1	1072
SiO ₂	70.34	68.12
TiO ₂	0.46	0.11
Al ₂ O ₃	14.76	16.05
Fe ₂ O ₃	3.56	1.03
MnO	0.06	0.03
MgO	0.97	0.38
CaO	3.47	16.24
Na ₂ O	4.56	0.07
K ₂ O	1.03	0.03
P ₂ O ₅	0.13	0.47
Total	99.33	102.52
Alkali	5.59	0.10

Aq: 曹長石白色雲母石英片岩

Eq: 緑れん石石英岩

出する (第2図)。また、大理石は保土野谷、権現山北斜面および鴻嶋谷下流にも小規模に分布する (白石, 1975; 坂野ほか, 1976)。鴻嶋谷下流など大理石層の周縁部では、厚さ 1 cm～15 cm の大理石層がざくろ石白色雲母角閃岩としばしば互層する (第3.2図)。大理石は一般に白色～オレンジ色のものが多いが、部分的にピンク色のものに漸移する。ピンク色の大理石は角閃岩と接した部分に見られることが多い。ピンク色の大理石については、微量の Mn を含むことが報告されている (坂野ほか, 1976)。日本石付近のものを含め、厚い大理石層は、径数 cm～数 10 cm の大きさのレンズ状または円礫状の角閃岩をしばしば挟み、大理石の縞状構造が角閃岩を取り囲むような流理状構造を示す。

(d) 緑れん石石英岩は、東鴻嶋谷から日本石付近にかけて、南北 1 km、東西 50 m にわたって分布し、最大層厚は約 50 m である。上述の大理石の上位に大理石と互層して分布する (第2図)。この互層は構造的上位に向って緑れん石石英岩の割合が増す傾向がある。東鴻嶋谷のものは単層の層厚が数 mm～数 cm で、全体の層厚が約 2 m である。日本石のものは単層の層厚が数 mm～数 cm で、大理石とともに複雑に褶曲する (第3.3図)。いずれも全体的に優白色で、白色雲母の定向配列による弱い片理が発達する。緑れん石石英岩の単層の間は、透輝石を含む緑色大理石の薄層が挟まれる。緑れん石石英岩の全岩化学組成は SiO₂ = 68.1 wt.%, Al₂O₃ = 16.1 wt.% および CaO = 16.2 wt.% を含む (第1表)。

(e) 曹長石白色雲母石英片岩は、東部岩体との境界部付近のエビラ山から二つ岳の稜線に層厚数 m、また、のじ滝上流部に最大層厚約 6 m、延長 50 m 以上にわたって分布する (第2.1図)。優白色で白色雲母、石英、曹長石に富み、白色雲母の定向配列による片理が発達する。ざくろ石斑状変晶 (最大粒径 7 mm) を含む。のじ滝上流のものは、しばしばざくろ石白色雲母角閃岩を、層厚数 cm～数 m の層状またはレンズ状に挟む。両岩相は漸移する。曹長石白色雲母石英片岩の全岩化学組成は、SiO₂ = 70.3 wt.%, Al₂O₃ = 14.8 wt.%, CaO = 3.5 wt.%, Na₂O = 4.6 wt.% および K₂O = 1.0 wt.% を

示す(第1表)。

(f) 単斜輝石角閃石岩は、単斜輝岩～角閃石岩まで漸移的に変化し、層状構造をなす。この岩相は、勢平から権現谷および東鴻嶋谷にかけて広く、さらに日本石付近に南北約400 m、東西約50 mにわたって分布し(第2.1図)、これまで考えられてきた(堀越, 1937; 坂野ほか, 1976)以上に広範囲に分布することが明らかになった。

勢平一帯に分布するものは、最大長径5 cmの粗粒の単斜輝石に富む層とより細粒の単斜輝石に富む層からなる層状構造を示し、また、さまざまな割合で角閃石を含む。いずれも濃緑色～黒色を示す。両層は互いに漸移する。新宿北方の林道ではざくろ石緑れん石角閃岩に連続的に変化するが、勢平では、直径約60 cmのパッチ状に伴われるざくろ石緑れん石角閃岩と明瞭な境界を示す。他の岩相との関係は露頭欠如のため不明である。

これまでに日本石付近から単斜輝石角閃石岩は報告されていない。この岩相は比較的粒径がそろった単斜輝石(最大長径7 mm)の他、角閃石を様々な割合で含む。角閃石に富む部分では、緑泥石の定向配列による片理が発達することがある。単斜輝石角閃石岩の分布の西側は蛇紋岩と、東側はざくろ石白色雲母角閃岩と接するが、いずれも関係は露頭欠如のため不明である。また、ざくろ石脈(幅<1 cm)、緑れん石脈(幅<1 cm)およびペグマタイト質変はんれい岩脈(幅<15 cm)によって、単斜輝石角閃石岩の層状構造が切られている。ペグマタイト質変はんれい岩脈壁には、幅数mmにわたって、ざくろ石(径<1 mm)が形成されている。

(g) かんらん岩は、これまで勢平、大森山付近および東鴻嶋谷の3岩体が知られていた(棚座, 1984)。さらに本研究では西鴻嶋谷および日本石付近から新たにかんらん岩を確認した(第2.1図)。いずれのかんらん岩も蛇紋岩化が著しい。かんらん岩は淡黄緑色で片状のものから黒色で緻密なものまで岩相が変化する。かんらん岩は単斜輝石角閃石岩と密接に産する。日本石付近のものを除き、いずれも周囲の岩石との関係は不明である。日本石では、単斜輝石角閃石岩体の西縁に沿い、黒色のかんらん岩が最大層厚約5 m、延長約50 mにわたって露出する。かんらん岩と周囲の岩石との境界は東側では露頭欠如のため不明であるが、西側ではざくろ石緑れん石角閃岩と明瞭な境界で接する。

b. 五良津東部岩体: 五良津東部岩体は保土野谷からエビラ山の東方を経て浦山川上流にかけて、東西約4 km、南北約2 kmにわたって分布する。東部岩体のざくろ石緑れん石角閃岩は、二つ岳からエビラ山の間の稜線において、西部岩体の曹長石白色雲母石英片岩と接する。両者の直接の境界は露頭欠如のため不明である。また、東部岩体は、保土野谷上流部において、幅約2 mの片状蛇紋岩を挟んでホルンブレンド・エクロジャイト岩体と接する。岩体北縁では泥質片岩と80°前後の北傾斜で、破碎帯を挟むことなく直接している(坂野ほか, 1976; 高須・牧野, 1980; Tanaka, 1994)。

今回の調査地域内において五良津東部岩体は、ざくろ石緑れん石角閃岩、輝岩およびかんらん岩からなる。肉淵谷上流および浦山川沿いの西部岩体との境界部付近では、東部岩体

の岩相は片理の発達したざくろ石緑れん石角閃岩、角閃岩化した輝岩(層厚<数10 m)および蛇紋岩化したかんらん岩(層厚<10数m)の互層からなり、他の地域に比べてざくろ石緑れん石角閃岩の割合が少ない傾向がある。ざくろ石緑れん石角閃岩と輝岩はしばしば漸移する。また、蛇紋岩化したかんらん岩と輝岩の直接の境界は見られなかったが、両岩相にはそれぞれ蛇紋石と緑泥石の定向配列による周囲と調和的な片理が発達する。肉淵谷上流において、主に単斜輝石からなる輝岩中に径約20 cmのスピネルウェブステライトがパッチ状に包有されている。両者の境界は漸移的である。輝岩にはグラニュライト相変成作用時のグラノプラスチック組織がよく保存されている(第6.4図)。岩脈状のざくろ石緑れん石角閃岩が、単斜輝岩の片理面と平行に産出することがある。この場合には両者の漸移関係はない。また、ざくろ石緑れん石角閃岩の層状構造と斜交する変ペグマタイト質はんれい岩脈が、肉淵谷上流のざくろ石緑れん石角閃岩中に報告されている(Banno et al., 1976)。

ざくろ石緑れん石角閃岩は濃緑色でホルンブレンドに富む岩相から優白色で緑れん石、ゆうれん石に富む岩相まで変化する。両岩相は層状構造を形成し、ホルンブレンドに富む岩相から緑れん石とゆうれん石に富む岩相へ級化層理様構造を示すことがある。この場合、単層に相当する部分の層厚は約2～5 cmで、有律互層を示すことがある(Banno et al., 1976)。ざくろ石緑れん石角閃岩は肉淵谷ではグラノプラスチック組織を示し、比較的塊状のものが多く、一方、いちのまつこ谷や浦山川では、それらはしばしば片理が発達している。

(2) ホルンブレンド・エクロジャイト岩体

ホルンブレンド・エクロジャイト岩体は、堀越(1937)によってダナイトと互層する角閃石を含むエクロジャイトとされた岩体である。その後、坂野ほか(1976)は、この岩体が五良津角閃岩体とともに複合岩体を構成すると考えた。一方、高須(1991)は、この岩体は、五良津角閃岩体と東赤石かんらん岩体とに挟まれる独立したテクトニック・ブロックであると考えた。

ホルンブレンド・エクロジャイト岩体は、権現谷から保土野谷までの延長約2.5 km、幅最大約0.5 kmのレンズ状の分布を示す(第2図)。本研究により、この岩体の分布は坂野ほか(1976)によるこれまでのものと比べて、東方へ約1 km広がった。この岩体は周囲をすべて他のテクトニック・ブロックによって囲まれる。北縁は五良津東部岩体および西部岩体、南縁は東赤石山かんらん岩体および地由山かんらん岩体と接し、境界部には片状蛇紋岩(層厚<1 m)を挟む。ホルンブレンド・エクロジャイト岩体は、ざくろ石単斜輝岩、緑れん石-ホルンブレンド-ざくろ石単斜輝岩、ざくろ石緑色ホルンブレンド岩、それに少量のざくろ石緑れん石岩からなる。一般にそれらが層厚15 cm～20 cm程度の層状構造を形成し、それぞれ互いに漸移する。地由山から権現山までの稜線付近では、層厚数m～数10 m、延長100 m～500 mのダナイトまたはダナイトを起源とする蛇紋岩が、緑れん石-ホルンブレンド-ざくろ石単斜輝岩中に層状もしくはレンズ状に挟

第4図. 石英エクロジャイト岩体周辺の地質図.

まれて分布する (Mori and Banno, 1973; 第4図). これらダナイトおよび蛇紋岩と周囲の岩石との直接の関係は、露頭欠如のため不明である. 岩体の南部および岩体に含まれるダナイトの近くではざくろ石緑れん石岩が卓越することがある. 権現山南西斜面ではざくろ石は斑状変晶 (最大径 15 mm) として存在する.

(3) 地由山かんらん岩体

地由山かんらん岩体は、蛇紋岩が再結晶してできたかんらん岩 (S-タイプ: Kunugiza, 1980) を含み、緑れん石角閃岩体と互層すること、およびハルツバーライトを含むことから、東赤石山かんらん岩体と区別された (梶座, 1984). この岩体には S-タイプかんらん岩と、温度上昇の記録をもたないかんらん岩 (P-タイプ: Kunugiza, 1980) の両タイプが存在することから、これらは構造性メランジェ中のテクトニック・ブロックであると考えられた (梶座, 1984). 原岩はスピネルレールズライト相の条件下で形成されたキュームライトである (Kunugiza et al., 1986). 地由山かんらん岩体は、地由山から権現山南斜面まで最大幅約 0.2 km, 延長約 1.3 km にわたって石英エクロジャイト岩体の北東側に分布する (第4図).

地由山かんらん岩体はダナイトと蛇紋岩を主とし、少量の単斜輝岩、ざくろ石単斜輝岩およびクロム鉄鉱岩を伴う. 岩体周縁部は蛇紋岩化し、片理が発達する. 蛇紋岩化の程度は

岩体の東部ほど著しい. 地由山南斜面では、ざくろ石単斜輝岩が、層厚数 cm~数 10 cm, 長さ数 m の層またはブーディンとしてかんらん岩の片理構造に調和的に包有される. ざくろ石単斜輝岩ブーディンは緑色ホルンブレンドと緑泥石よりなる厚さ数 cm 程度の皮殻層を伴うことがある. 蛇紋岩の片状構造はざくろ石単斜輝岩の外形と調和的である.

(4) 石英エクロジャイト岩体

石英エクロジャイト岩体 (堀越, 1937) は、五良津角閃岩体を形成したマグマの安山岩質残液を原岩とすると考えられた (坂野ほか, 1976; 坂野・横山, 1977). その後、泥質岩と塩基性碎屑岩の互層がこの岩体の原岩と考えられるようになった (高須, 1986; 榎並, 1996; 岡本ほか, 1999). 石英エクロジャイト岩体の変成履歴は堆積性の原岩が累進変成作用を受け、藍閃石片岩相を経てエクロジャイト相に達したと考えられている (Takasu, 1989). エクロジャイト相のピーク変成作用の条件は、700~750°C, 1.9~2.4 GPa と推定されている (Takasu, 1989; 榎並, 1996). その後現位置に固体貫入して緑れん石角閃岩相の三波川変成作用を受けた (Takasu et al., 1994; 榎並, 1996). 石英エクロジャイト岩体中のジルコンの SHRIMP II ^{238}U - ^{206}Pb 年代は、核部が 1470~125 Ma, 縁部が 120~110 Ma の 2 つのグループに分かれる. 核部の年代のばらつきは、核部がもともと碎屑性粒子であるためと解釈された. また、縁部の年代はエクロジャイト相変成期

(ピーク変成作用)を示す(岡本ほか, 1999)。

石英エクロジャイト岩体は、地由山西斜面から権現山南西斜面を経て南斜面まで、東赤石山かんらん岩体と地由山かんらん岩体との間に最大幅約 70 m、延長約 1.2 km にわたり層状に分布する(第 4 図)。今回の調査で、この岩体の分布は坂野ほか(1976)に記載されたよりも東方へ約 400 m 広がるということが明らかになった。また、同様の岩相の小岩体が権現山の北約 100 m の地由山かんらん岩体中に存在する(高須, 1986)。石英エクロジャイト岩体は周囲をおもに蛇紋岩類に囲まれているが、境界部の露頭が欠如しているため直接の関係は不明である。この岩体の北縁部(権現山の南西斜面)では、この岩体は幅 1 m にわたって緑れん石角閃岩化し、地由山かんらん岩体の片状蛇紋岩と接している。

石英エクロジャイト岩体は、石英に富む優白色のエクロジャイト質白色雲母石英片岩と濃緑色エクロジャイトの厚さ 1 cm～数 10 cm の互層よりなる。いずれの岩相も自形～半自形のざくろ石斑状変晶(径数 mm～10 数 mm)の存在によって特徴的づけられる(高須, 1986)。エクロジャイト質白色雲母石英片岩は白色雲母の定向配列による片理が発達している。岩体の権現山側ではエクロジャイトに富む。岩体の東部に向って緑れん石角閃岩化が進み、権現山の南斜面ではホルンブレンドの定向配列による東西性の線構造が発達するとともに、斜長石斑状変晶(最大径 2 mm)がしばしば存在する。

(5) 東赤石山かんらん岩体

東赤石山かんらん岩体は、東赤石山西方から肉淵谷にかけて東西 7 km、南北最大 1.5 km のレンズ状の岩体として分布する(坂野ほか, 1976; 第 2.1 図)。この岩体は、ざくろ石レーンゾライト相でキュームレイトかんらん岩として形成された後、高温のエクロジャイト相の変成作用(700°C, 1.5 GPa)を受け、その後現位置で三波川変成作用(約 600°C)を被った岩体である(Kunugiza et al., 1986)。この岩体はダナイトを主とし、少量のウエルライト、ざくろ石ウエルライト、ざくろ石斜方輝石ウエルライト、ざくろ石ウェブステライト、単斜輝岩、ざくろ石単斜輝岩、ざくろ石ダナイトおよびクロム鉄鉱岩からなる(Mori and Banno, 1973, Kunugiza et al., 1986)。この岩体周縁部では、蛇紋石の定向配列による片状構造が発達する。この片状構造は周囲の三波川結晶片岩の構造と調和的である。この岩体の五良津角閃岩体側では、ダナイト中に層厚数 cm～数 10 cm のブーディン状または層状のざくろ石単斜輝岩があらたに見い出された(第 4 図)。ざくろ石単斜輝岩のブーディンの核部にはざくろ石、周縁部には単斜輝石に富む累帯構造をなすことが多く、ブーディンの周囲のダナイトはマイロナイト化作用を受けている(Mori and Banno, 1973)。また、緑れん石角閃岩化の進行したざくろ石単斜輝岩には緑れん石、淡緑色ホルンブレンド、緑泥石が形成されている。

地 質 構 造

調査地域の地質構造は、五良津角閃岩体と三波川結晶片岩との間で大きく異なる(第 5 図)。三波川結晶片岩の片理面は一般に東西性の走向を示し、北傾斜である。一方、五良津角

閃岩体中の片理面は、岩体中央部で南北性の走向、東傾斜が卓越し、周縁部で三波川結晶片岩類と調和的な東西性の走向、北傾斜が卓越する。青緑色ホルンブレンドの鉱物線構造は三波川結晶片岩類および五良津角閃岩体の周縁部で東西性の方向を示し、岩体中央部では南北性の方向が卓越する(上阪, 1985; 高須・上阪, 1987; Toriumi and Kohsaka, 1995)。また、小褶曲の軸方向も青緑色ホルンブレンドの線構造と同じ方向を示す。五良津西部岩体内部の日本石西方では、片理面の傾斜方向および岩相の大きな違いから境界に断層が推定され、岩相の繰り返しが見られる(第 2.3 図)。

1. 三波川結晶片岩

調査地域の三波川結晶片岩類に発達する白雲母または緑泥石の定向配列による片理面は、テクトニック・ブロックの周囲で、東北東-西南西～東南東-西北西の走向、北傾斜 40°～80°が卓越する。一部は南傾斜 70°～80°を示し、傾斜方向にはばらつきがある。また、テクトニック・ブロックの近傍では、急傾斜となる傾向がある。結晶片岩の片理面上にはしばしば微小褶曲(波長 5 mm, 振幅 1 mm)が認められ、その褶曲軸は東北東または西方向へ、7°～40°の落しを示す。塩基性片岩や珪質片岩の角閃石の鉱物線構造は、東北東または西北西方向へ 0°～40°の落しを示すことが多い。泥質片岩には、厚さ数 cm の優白色の石英脈が片理面に平行または斜交して存在し、しばしば非対称ブーディン構造やドラッグ褶曲を示す。

2. テクトニック・ブロック

テクトニック・ブロックの地質構造は、三波川結晶片岩類との境界付近とテクトニック・ブロック群の中央部付近で異なる。すなわち、調査地域の南北および西側に分布する三波川結晶片岩類との境界付近のテクトニック・ブロックの片理面および線構造は、三波川結晶片岩類のそれらと調和的な東西性の傾向を示すのに対し、テクトニック・ブロック群の中央部付近では南北性の傾向を示す(第 5 図)。

五良津角閃岩体中の白色雲母や東赤石山かんらん岩体中の蛇紋石の定向配列による片理面の走向は東-西～北東-南西、北傾斜 60°～垂直のものが多く、青緑色ホルンブレンドおよび緑れん石の定向配列による鉱物線構造は、東北東または東方向へ 20°～40°の落しを示す。権現山南方の緑れん石角閃岩化した石英エクロジャイト岩体の片理面の走向は、東-西、北傾斜 30°～60°を示し、その青緑色ホルンブレンドの鉱物線構造は、東または西方向へ 0°～10°の落しを示す。

鴻嶋谷上流や権現越からエビラ山東方にかけての三波川結晶片岩類から離れたテクトニック・ブロック群の中央部の構造は、テクトニック・ブロックの南側から北側に向かって時計回りの変化を示す。保土野谷上流から浦山川にかけての地域では、五良津角閃岩体の白色雲母の定向配列による片理面は、北西-南東の走向、北傾斜 30°～80°を示す。また、鴻嶋谷では片理面は、北東-南西の走向、北傾斜 50°～70°を示す。保土野谷中流部では片理面は、北東-南西の走向、南傾斜 10°～20°または 70°～80°を示す。青緑色ホルンブレンドの鉱物線構造は、保土野谷上流では北北西または北方向へ 20°～50°の落しを示し、浦山川上流では北または北北東方向へ 40°～80°

第5図. 五良津西部岩体とその周辺地域の構造図.

(1)片理面構造図. (2)角閃石の配列線構造図.

第2表. 各岩体の岩石の鉱物組合せ.

岩体	五良津西部岩体					五良津東部岩体		QE		HE	
	ざくろ石白色雲母角閃岩	GEA	Aq	GEA	Wbs	GWQ	GC				
試料番号	577-1	219	779-4	1084	779-2	766-6	744-2	sQE1	393	363	386
Omp	in,m		in	m		m		in,m	m		
Di	s			s		s	m			m	m
Grt	m	m		m	m	m		m	m	m	m
bg-Hbl	in,m,s	in,m,s	in,m,s	m,s		in,s		in,m-r,s	m,s		
g-Hbl							m			m-r	m-r
br-Hbl										m-c	m-c
Gln		c	in,m-c			in,m		in,m-c	in		
Ep	in,m	in,m	in,m,s	in,m	in	m		in,m,s	in,m,s	m,s	m,s
Czo	in,m	in,m	in,m,s	m	m	m		in,m		m	m
Zo	m					m		m		m	m
w-Mica	in,m,s	in,m	in,m,s	m	m,s	s		in,m,s	in,m,s		
Bt								s			
Chl	s	s	s		s			s	s	s	s
Ab	s	m	m,s	m,s	m	m,s		s	s		
Qtz	in,m	in,m	in,m	in,m	in,m	in,m		in,m	in,m		
Cal	in,m										
Rt	in,m	in,m	in	in,m		in,m		in,m	in,m	in	
Ttn	s										
others	Ap, op	Ap, op	Ap, op	Ap, op	op	op	Sp l, Opx, op	Ky, Ap, op	Ap, Zr, op		op

岩石略記号, Aq: 曹長石白色雲母石英片岩, GEA: ざくろ石緑れん石角閃岩, Wbs: ウェブステライト, GWQ: エクロジャイト質白色雲母石英片岩, GC: ざくろ石単斜輝石, 鉱物略記号, Omp: オンファス輝石, Di: 透輝石, Grt: ざくろ石, bg-Hbl: 青緑色ホルンブレンド, g-Hbl: 緑色ホルンブレンド, br-Hbl: 褐色ホルンブレンド, Gln: 藍閃石, Ep: 緑れん石, Czo: 斜ゆうれん石, Zo: ゆうれん石, w-Mica: 白色雲母, Bt: 黒雲母, Ab: 曹長石, Qtz: 石英, Cal: 方解石, Rt: ルチル, Ttn: チタナイト, Ap: リン灰石, Spl: スピネル, Opx: 斜方輝石, Zr: ジルコン, Ky: 藍晶石, op: 不透明鉱物, m: 基質構成鉱物, in: 包有鉱物, s: 置換鉱物, c: 核部に存在, r: 周縁部に存在.

の落しを示す. また, オンファス輝石の鉱物線構造は, 青緑色ホルンブレンドのそれと調和的な方向を示す(上阪, 1985; Toriumi and Kohsaka, 1995).

西鴻嶋谷のざくろ石白色雲母石角閃岩の片理面は, 北西-南東の走向, 北傾斜 20°~40°を示すのに対して, 西鴻嶋谷右岸斜面にある大理石層の片理面は, 北北西-南南東の走向, 南西傾斜 30°~60°を示す. また, 西部岩体中央部のざくろ石緑れん石角閃岩と大理石の境界は, 日本石直下では南北~北北西-南南東の走向, 東傾斜 40°~70°, 東鴻嶋谷付近では北北西-南南東の走向, 北傾斜を示す断層が推定される(第2.2-2.3図). 五良津西部岩体内部には小褶曲(波長 5~10 cm, 振幅 1~5 cm)や露頭規模の褶曲が発達することがあり, その褶曲軸方向は青緑色ホルンブレンドの鉱物線構造と調和的である. 保土野谷と権現山から黒岳の間の稜線では部分的に小褶曲が発達する. 日本石西方の大理石層は露頭規模の垂直から西フェルゲンツの褶曲が発達しており, また, シース様褶曲構造も認められる.

権現山から床鍋谷にかけての, 東赤石山かんらん岩体, 地由山かんらん岩体およびホルンブレンド・エクロジャイト岩体中のかんらん岩には, 蛇紋石の定向配列による面構造が発達し, 権現越から東方に保土野谷まで, 西北西-東南東, 北西-南東~東-西の走向へ, 北傾斜 40°~80°の範囲で変化する. これはほぼ岩体の伸長方向と一致する. ホルンブレンド・エクロジャイト岩体の層状構造および石英エクロジャイト岩体の片理面の走向も, ほぼ岩体の伸長方向に調和的である. ホルンブレンド・エクロジャイト岩体の層状構造は権現谷では西北西-東南東の走向, 床鍋谷上流では北北西-南南東~北西-南東の走向, 権現山南斜面および保土野谷では東西性の走向が卓越し, それぞれ北傾斜 40°~70°である. 岩体

中の緑色ホルンブレンド, 単斜輝石および緑れん石の定向配列による鉱物線構造は, 権現山南西斜面では北西~北北西方向, 10°~20°の落しを示し, 保土野谷では西方向, 30°の落しを示す. 権現谷ではかんらん岩の褶曲構造やざくろ石単斜輝岩のブーディン構造が見られる(Yoshino, 1961; Mori and Banno, 1973).

テクトニック・ブロックの構成鉱物と変成ステージ

ここでは調査地域に分布するテクトニック・ブロックのうち五良津西部岩体, 五良津東部岩体, ホルンブレンド・エクロジャイト岩体および石英エクロジャイト岩体を構成する岩石の記載を行い, 複数の変成ステージの識別ができる場合は, それらについても記述する.

1. 五良津西部岩体

(a) ざくろ石白色雲母角閃岩と(b) ざくろ石緑れん石角閃岩: これらの岩相は, 白色雲母と緑れん石の量比に対応して, 片理の発達程度などの岩石組織に違いがあるが, 鉱物組合せはほとんど変わらない. 露頭から薄片サイズまで, エクロジャイトが緑れん石角閃岩へ移化していく岩石組織が認められる. この岩相の大部分は緑れん石角閃岩化が進行している. 構成鉱物はおもに青緑色ホルンブレンド, 緑れん石, ゆうれん石, ざくろ石, オンファス輝石, 透輝石, 石英, 曹長石, フェンジャイト, パラゴナイトであり, その他に少量の緑泥石と藍晶石, 微量の藍閃石, 黒雲母, ルチル, チタナイト, 鉄鉱類を伴うことがある(第2表). エクロジャイトの部分はざくろ石とオンファス輝石の割合が高いが, 緑れん石角閃岩化した部分ではオンファス輝石はまれである. 白色雲母の定向配列による片理が発達する. 片理面上の青緑色ホルンブレンド, 緑れん石およびオンファス輝石の定向配列が線構

第6図. テクトニック・ブロックの岩石薄片写真.

(1)五良津西部岩体のざくろ石白色雲母角閃岩のざくろ石斑状変晶 (Grt). 包有鉱物に青緑色ホルンブレンド (bgHbl), 緑れん石 (Ep), 石英 (Qtz), オンファス輝石 (Omp) がみられる. (2)五良津西部岩体のエクログャイト構成鉱物のざくろ石とオンファス輝石を置換する青緑色ホルンブレンド+緑れん石 (Ep+bgHbl) と青緑色ホルンブレンド+曹長石シンプレクタイト (Ab+bgHbl). (3)石英エクログャイト岩体のざくろ石斑状変晶. 包有鉱物に藍閃石 (Gln) がみられる. (4)五良津東部岩体のかんらん石 (Ol), ルチル (Rt), スピネル (Spl), 単斜輝石 (Cpx) および斜方輝石 (Opx) からなるグラノプラスチック組織を示すスピネルウェブステライト. いずれもオープンニコル, 写真の横幅 2.2 mm.

造を形成する. また, ざくろ石, オンファス輝石あるいは青緑色ホルンブレンドが斑状変晶として存在することがある. 緑れん石角閃岩化の著しい岩相には点紋状の曹長石斑状変晶 (最大径 5 mm) が発達することがある.

ざくろ石は, 斑状変晶をなすものとオンファス輝石および青緑色ホルンブレンドの斑状変晶に包有されるものがある. 斑状変晶のざくろ石 (最大径 5 cm) は自形～他形の粒状である. 包有鉱物として石英, 曹長石, オンファス輝石, 緑れん石, 青緑色ホルンブレンド, 白色雲母, 方解石, りん灰石, ルチルが認められ, しばしばポイキロプラスチック組織を示す (第 6.1 図). ざくろ石は核部から周縁部に向かって淡桃色から無色に変化する. 斑状変晶のざくろ石は青緑色ホルンブレンド, 緑れん石, 白色雲母, 緑泥石, 石英からなる非対称歪シャドウを伴うことが多い. ざくろ石は縁部や割れ目に沿って緑れん石, 青緑色ホルンブレンド, 緑泥石, 白色雲母および黒雲母によって置換されることがある (第 6.2 図). オンファス輝石 (最大長径 5 mm) は半自形短柱状～他形粒状で淡黄緑色を呈する. オンファス輝石の縁部は青緑色ホルン

ブレンド+曹長石±透輝石からなるシンプレクタイトにより置換されることが多い (第 6.2 図). オンファス輝石中の包有鉱物として石英, 曹長石, ざくろ石, 緑れん石, 青緑色ホルンブレンドおよびルチルが認められる.

白色雲母 (最大径 0.8 mm) は, パラゴナイトとフェンジャイトであるが, 前者が一般的である. 青緑色ホルンブレンドは, オンファス輝石の周囲に曹長石とシンプレクタイトを形成するもの, および, 単独結晶で定向配列して線構造をなすものがある. 両者は組織的に漸移する (森山, 1990). 単独結晶のものは他形～半自形長柱状で, 最大長径 1.3 mm, Z 方向の軸色は淡青緑色を示す. 保土野谷上流部から, 青緑色ホルンブレンドの核部が藍閃石 (最大径 1 mm, Z 方向の軸色淡紫色～無色) であるものが見い出された. その他, 藍閃石は肉淵谷上流部からざくろ石の包有鉱物として見い出された. この藍閃石 (最大長径 2 mm) は他形粒状を示し Z 方向の軸色は淡紫色を呈する. 藍晶石は他形粒状, 最大粒径 2 mm. 周囲を白色雲母に囲まれる.

以上から推定される五良津西部岩体の変成履歴は, i) 緑

れん石角閃岩相または藍閃石片岩相, ii) エクロジャイト相 (ピーク変成作用), そして iii) 緑れん石角閃岩相 (三波川変成作用) であり, これまでの報告 (高須・上阪, 1987; Takasu, 1989; Toriumi and Kohsaka, 1995) と調和的である。しかし, エクロジャイトのざくろ石中の包有物や青緑色ホルンブレンドの核部に藍閃石が存在することは, 五良津西部岩体がエクロジャイトのステージ以前に少なくとも一部が藍閃石片岩相の変成条件にあった可能性を示す。

(c) **大理石**: 白色, オレンジ色またはピンク色など, 様々な色を呈するが, 鉱物組み合わせの違いは認められない。おもに等粒状組織を示す方解石 (最大径 4 mm) からなり, 少量の白色雲母, 緑れん石, 石英, 曹長石, 単斜輝石, 淡緑色ホルンブレンド, チタナイトを伴う。

(d) **緑れん石石英岩**: おもに石英 (最大径 0.7 mm), 曹長石, 緑れん石, ゆうれん石からなり, 少量の白色雲母, 方解石, 単斜輝石, 淡緑色ホルンブレンド, チタナイト, 鉄鉱類を含む。緑れん石および淡緑色ホルンブレンドの定向配列による鉱物線構造が発達する。大理石と接する部分では, 単斜輝石と淡緑色ホルンブレンドに富む。

(e) **曹長石白色雲母石英片岩**: おもに石英 (最大径 0.5 mm), 白色雲母, 曹長石, 緑れん石, ざくろ石, 青緑色ホルンブレンドからなり, 少量の緑泥石, チタナイト, 鉄鉱類を含む (第 2 表)。緑れん石, 青緑色ホルンブレンドの定向配列による線構造が発達する。ざくろ石斑状変晶 (最大径 7 mm) が発達する。

(f) **単斜輝石角閃石岩**: おもに透輝石, 淡緑色ホルンブレンドおよび緑泥石からなり, 少量の滑石, チタナイト, 鉄鉱類を伴う。角閃岩化が進行した岩相では, 淡緑色ホルンブレンドが鉱物線構造を形成することがある。鴻嶋谷から土平にかけての単斜輝石角閃石岩には透輝石の残晶が認められる (棚座, 1984)。透輝石は他形柱状~粒状の残晶状で, 虫食い状に緑泥石に置換されるもの (最大長径 5 cm) と, 淡緑色ホルンブレンドとともに基質をなすもの (長径 < 0.3 mm) が存在する。緑泥石は基質をなし半自形状のもの (最大径 1.5 mm) と単斜輝石を置換し半自形~他形もの (最大径 0.5 mm) がある。淡緑色ホルンブレンド (最大径 5 mm) は半自形長柱状~他形粒状を示す。Z 方向の軸色は淡緑色~無色である。

(g) **かんらん岩**: おもにかんらん石からなり, その他に単斜輝石, 蛇紋石, 炭酸塩鉱物, 鉄鉱類を含む。かんらん岩には網目状組織が発達し, かんらん石 (最大径 4.5 mm) と単斜輝石 (最大長径 2 mm) は周囲を蛇紋石に囲まれるか, 完全に置換され仮像となっている。

2. 五良津東部岩体

五良津東部岩体の岩石は, (a) ざくろ石緑れん石角閃岩, (b) 輝岩および (c) かんらん岩からなる。

(a) **ざくろ石緑れん石角閃岩**: おもにざくろ石, オンファス輝石, 緑れん石, ゆうれん石, 青緑色ホルンブレンド, 藍閃石, パラゴナイト, フェンジャイトからなり, 少量の緑泥石, 曹長石, 石英, 藍晶石, ルチル, チタナイト, りん灰石, 鉄鉱類を伴うことがある (第 2 表)。白色雲母の定向配列によ

る片理が発達し, 青緑色ホルンブレンド, 緑れん石, オンファス輝石, 藍閃石の定向配列が鉱物線構造を形成する。また, 斑状変晶鉱物としてざくろ石, オンファス輝石, まれに青緑色ホルンブレンド, 藍晶石および曹長石が認められる。曹長石斑状変晶は緑れん石角閃岩化の著しい岩相にのみ存在する。

ざくろ石 (最大径 5 cm) は斑状変晶をなし, 自形~他形の粒状で, 核部は橙色, 外套部は無色を呈す。核部と外套部の境界は鏡下で明瞭であり, ベッケ線が観察できる。核部には包有鉱物が見られないが, 外套部には, 石英, 緑れん石, りん灰石, ルチル, まれに藍閃石, 白色雲母, 曹長石が包有物として含まれる。核部はパイロプ成分に富み均質であり, 外套部から縁部にかけてはスペッサルティン成分の単調減少, パイロプ成分の単調増加で特徴づけられる累帯構造を示す (高須・上阪, 1987)。青緑色ホルンブレンドまたは藍閃石, 緑れん石, 白色雲母, 石英からなる非対称歪シャドウを伴うことが多い。ざくろ石の周囲や割れ目に沿って緑れん石, 青緑色ホルンブレンド, 藍閃石, 緑泥石, 白色雲母が存在することがある。オンファス輝石 (最大長径 5 mm) は, 半自形短柱状~他形粒状で, 淡黄緑色を示す。多くは周囲を曹長石+青緑色ホルンブレンド±透輝石からなるシンプレクタイトに置換される。包有鉱物として石英, ざくろ石, 緑れん石, ルチルが存在する。

白色雲母 (最大径 2 mm) はパラゴナイトおよびフェンジャイトであるが, パラゴナイトが一般的である。青緑色ホルンブレンドは, オンファス輝石の周囲に曹長石と透輝石と共にシンプレクタイトを形成するものから, 定向配列して鉱物線構造を示す単独結晶まで組織的に漸移する。緑れん石角閃岩化が進むにつれて, シンプレクタイトから単独結晶に変化する (森山, 1990)。単独結晶のものは他形~半自形の長柱状で, 最大長径 1.5 mm である。Z 方向の軸色は淡青緑色を示す。藍閃石のうち鉱物線構造をなすものは, 半自形の長柱状~他形の柱状で, 最大長径は 1 mm である。Z 方向の軸色は淡紫色を示す。

以上の岩石記載から, 少なくとも 4 つの変成ステージが識別できる。i) エクロジャイト相ステージ: ざくろ石の橙色の核部 (高 MgO) を形成した変成作用, ii) 藍閃石片岩相の後退変成ステージ: 緑れん石, 藍閃石, 石英で代表されるざくろ石の外套部に包有される鉱物群が示す変成作用, iii) 2 回目のエクロジャイト相ステージ: オンファス輝石とざくろ石の無色の外套部で代表される鉱物群が示す変成作用, そして iv) 緑れん石角閃岩相の後退変成ステージ: ざくろ石を置換する緑れん石および青緑色ホルンブレンド, またはオンファス輝石を置換する曹長石, 青緑色ホルンブレンドおよび透輝石で代表される鉱物群が示す変成作用。これら 4 つの変成ステージは, これまで考えられてきた五良津東部岩体の変成履歴 (高須・上阪, 1987; Takasu, 1989; Toriumi and Kohsaka, 1995) と調和的である。

(b) **輝岩**: 単斜輝石とウェブステライトからなる。単斜輝岩は単斜輝石と緑色ホルンブレンド, 鉄鉱類からなる。ウェブステライトは主に単斜輝石 (最大長径 1 mm) と斜方輝石

(最大長径<1 mm), および少量の鉄鉱類からなり, まれにかんらん石, 緑色ホルンブレンド (最大長径<2 mm), 緑色スピネル (最大長径<0.2 mm) を伴う (第2表). 単斜輝石とウェブステライトは, いずれもグラノブラスティック組織を示す (第6.4図). 単斜輝石は淡緑色を示し, 斜方輝石は淡緑色~紫蘇色の弱い多色性を示す. スピネルは他鉱物の3重会合粒界に存在することが多い.

(c) **かんらん岩**: 少量のかんらん石と単斜輝石を残存するのみで, ほとんど蛇紋岩化しており, かんらん石や単斜輝石のもともとの粒界は識別できない.

3. ホルンブレンド・エクロジイト岩体

ホルンブレンド・エクロジイト岩体は, ざくろ石単斜輝石, 緑れん石-ホルンブレンド-ざくろ石単斜輝石, ざくろ石緑色ホルンブレンド岩およびざくろ石緑れん石岩からなる. これらの岩相はお互いに漸移する (坂野ほか, 1976). ここでは, ざくろ石単斜輝石とざくろ石緑れん石岩の中間的な岩相であり, 岩体中で最も一般的な緑れん石-ホルンブレンド-ざくろ石単斜輝石について記載する. 主要構成鉱物はざくろ石, 単斜輝石, 緑れん石, ゆうれん石, 緑色ホルンブレンドおよび褐色ホルンブレンドであり, 少量の緑泥石, ルチル, チタナイトおよび鉄鉱類を伴う (第2表). 単斜輝石, 緑色ホルンブレンド, 緑れん石およびゆうれん石の定向配列による鉱物線構造が発達する.

ざくろ石は斑状変晶をなすものと基質を構成するものがある. 斑状変晶のざくろ石 (最大径 15 mm) は他形粒状を示す. 基質のもの (最大径 1 mm) は半自形~他形粒状を示す. ざくろ石は周囲に単斜輝石を伴うことが多く, ルチルを包有する. 縁部や割れ目に沿って緑れん石, 緑色ホルンブレンドおよび緑泥石に置換される. 単斜輝石 (最大長径 5 mm) は半自形~他形短柱状で, 淡緑色または無色を示す. Na_2O を最大 2.8 wt.% 程度含む透輝石である (Shido, 1959). 単斜輝石はまれにざくろ石を包有し, また緑色ホルンブレンドによって縁部を置換されることが多い.

緑色ホルンブレンド (最大長径 10 mm) は半自形~他形長柱状で, 鉱物線構造を示す. Z 方向の軸色は緑色~淡黄緑色を呈する. 緑色ホルンブレンドの結晶粒径は, 岩石中の透輝石のモード量が少なくなるにつれて大きくなる傾向がある. 緑色ホルンブレンドは褐色ホルンブレンド (Z 方向の軸色は淡赤褐色) 核部を伴うことがある.

以上から少なくとも2つの変成ステージが識別される.

i) エクロジイト相または角閃岩相の変成作用: ざくろ石, 透輝石, 緑れん石, 褐色ホルンブレンドを形成した変成作用, ii) 緑れん石角閃岩相の変成作用期: 透輝石と褐色ホルンブレンドを置換する緑色ホルンブレンド, ざくろ石を置換する緑れん石, 緑色ホルンブレンド, 緑泥石などの鉱物群を形成する後退変成作用.

4. 石英エクロジイト岩体

石英エクロジイト岩体は, (1) エクロジイト質白色雲母石英片岩, (2) エクロジイトからなる. 白色雲母の定向配列による片理, オンファス輝石, 青緑色ホルンブレンドの定向配列による鉱物線構造が発達する. ざくろ石, オンファス輝

石, 緑れん石, まれに藍晶石が斑状変晶をなすことがある.

(1) **エクロジイト質白色雲母石英片岩**: 主に石英, ざくろ石, オンファス輝石, 緑れん石, フェンジャイト, パラゴナイト, 青緑色ホルンブレンド, 藍閃石, 曹長石からなり, その他に少量の黒雲母, 藍晶石, 緑泥石, りん灰石, ジルコン, ルチル, チタナイト, 鉄鉱類を伴うことがある.

ざくろ石は, 斑状変晶をなすものとオンファス輝石斑状変晶に包有されるものがある. 斑状変晶のざくろ石 (最大径 3 cm) は半自形~他形粒状, 核部から周縁部に向かって淡桃色から無色に変化する. しばしばポイキロブラスティック組織を示す. 包有鉱物として石英, 白色雲母, オンファス輝石, 藍晶石, 藍閃石, 緑れん石, ルチル, チタナイト, りん灰石, 鉄鉱類が存在する. ざくろ石の周囲や割れ目に沿って緑れん石, 黒雲母, 白色雲母, 緑泥石, 青緑色ホルンブレンドが存在することがある. ざくろ石は線構造の方向にプルアパート構造を示すことがある. オンファス輝石 (最大長径 5 mm) は半自形~他形短柱状を示し, 淡黄緑色を呈する. 周囲を青緑色ホルンブレンド+曹長石によるシンプレクタイトに置換されることがある. ポイキロブラスティック構造を示すオンファス輝石にはざくろ石, 藍閃石, 白色雲母, 曹長石, 石英, ルチルが包有されることがある (第6.3図).

藍閃石のうち定向配列して線構造をなすもの (最大長径 1 mm) は他形~半自形長柱状であり, Z 方向の軸色は淡青紫色~淡紫色を呈する. 藍閃石は縁部を青緑色ホルンブレンド+曹長石のシンプレクタイトに置換される. 青緑色ホルンブレンドのうち鉱物線構造をなすものは, 岩体東部の権現山南斜面に分布する緑れん石角閃岩化の著しい岩相に存在する. この青緑色ホルンブレンド (最大長径 1 mm) は他形~半自形長柱状を示し, Z 方向の軸色は淡青緑色で核部に無色のパロワ閃石を伴うことがある.

藍晶石のうち斑状変晶をなすもの (最大長径 25 mm) は, 半自形~他形柱状であり, パラゴナイトにより周囲を置換される. 白色雲母は, フェンジャイトとパラゴナイトが存在する. 白色雲母のうち, 片理を構成するものは最大径 2 mm である. 曹長石のうち斑状変晶をなすもの (最大径 1 mm) は, 緑れん石角閃岩化の著しい岩相にのみ存在し, 他形粒状を示す. 包有鉱物として石英, 青緑色ホルンブレンド, 緑れん石, ルチルが存在する.

(2) **エクロジイト**: 主にざくろ石とオンファス輝石からなり, 少量の白色雲母, 藍閃石, 藍晶石, 石英, 青緑色ホルンブレンド, 曹長石, 緑泥石, りん灰石, ルチル, チタナイトおよび鉄鉱類が存在する. 白色雲母の弱い定向配列による片理が発達する. ざくろ石とオンファス輝石からなる等粒状組織を示し, 石英はプール状に散在する.

ざくろ石 (最大径 1 cm) は他形粒状を示し無色であり, また, 緑れん石, 白色雲母, 石英および藍閃石が包有されることがある. 周囲や割れ目に沿って緑れん石, 青緑色ホルンブレンド, 緑泥石が生じている. オンファス輝石 (最大長径 1 cm) は他形短柱状を示し, 淡緑色を呈する. 包有鉱物として, ざくろ石, 藍晶石および青緑色ホルンブレンドが認められる. 縁部を曹長石+青緑色ホルンブレンドによるシンプレ

クタイトに置換されることが多い。

以上の岩石記載から、少なくとも3つの変成ステージが識別できる。i) エクロジャイト相鉱物組合せ以前のステージ：藍閃石、緑れん石および石英で代表される、ざくろ石とオンファス輝石によって包有される鉱物群で、藍閃石片岩相の鉱物組合せと考えられる。ii) エクロジャイト相変成ステージ：ざくろ石、オンファス輝石および石英で代表される鉱物群。iii) 後退変成ステージ：緑れん石、青緑色ホルンブレンドおよび曹長石で代表されるオンファス輝石、ざくろ石を置換する鉱物群は、緑れん石角閃岩相を示すと考えられる。以上の変成ステージはこれまでの考えられてきた石英エクロジャイト岩体の変成履歴（高須，1986；Takasu, 1989；榎並，1996）と調和的である。

議 論

1. メランジェの構造とテクトニック・ブロック間の関係

四国中央部三波川帯において、テクトニック・ブロックは別子ナップ中に分布している。五良津西部岩体、東部岩体および東赤石山かんらん岩体に関して、それらと接する三波川結晶片岩はすべて泥質片岩である。すなわち、三波川変成帯において、テクトニック・ブロックは、泥質片岩を基質とするメランジェ帯中に分布している。

後述のように権現越の北方において、東赤石山かんらん岩体と地由山かんらん岩体は、別の岩体として識別することはできず、両岩体は一連の岩体である可能性がある。その場合、石英エクロジャイト岩体は、東赤石山かんらん岩体の縁辺部の蛇紋岩にとり込まれたブロックということになる。地由山かんらん岩体が、石英エクロジャイト岩体と類似の岩相の小岩体を包有していること（高須，1986）とも調和的である。また、テクトニック・ブロックが分布する層準は、蛇紋岩の小岩体や蛇紋岩と泥質片岩の反応により形成されたと考えられるアクチノ閃石-トレモラ閃石岩を多数包有している（第1図；Kunugiza et al., 1986）。

これらのことは、テクトニック・ブロックの形成から三波川結晶片岩中の現位置への進入過程において、蛇紋岩が重要な役割を果たしたことを示唆する。例えば、沈み込む海洋プレートを構成する岩石の沈み込みに伴う脱水反応により供給された H_2O によってウェッジ・マントル内のかんらん岩の蛇紋岩化が引き起こされる。蛇紋岩化したかんらん岩は周囲の岩石に比べて密度が小さいため、その浮力により蛇紋岩ダイアピルが発生し、周囲の岩石をテクトニック・ブロックとして巻き込みながら上昇することが考えられる（Takasu, 1989）。あるいは、蛇紋岩が一種の潤滑材としての役割を果たし、テクトニック・ブロックが押し上げられた可能性が考えられる。いずれにしても、この地帯は、おそらく蛇紋岩が強く関与した、付加体深部で形成された構造性メランジェ帯であると考えられる（Takasu, 1984；Kunugiza et al., 1986；Enami et al., 1994）。

ところで、五良津角閃岩体周縁部の青緑色ホルンブレンドの線構造が、三波川結晶片岩類の線構造と調和的な東西系の方向を示すのに対して、岩体の中央部では南北系の線構造が

卓越する。このことは、五良津角閃岩体が三波川変成作用以前、あるいは三波川変成作用進行中に現位置に併入したことを示す（Toriumi and Kohsaka, 1995）。また、五良津角閃岩体内部（中央部）の線構造は、岩体南部から北部へ、北北西から北北東へ変化を示し（第5.2図）、この岩体が現位置へ併入した時、または、その後に変形したことを示す。この褶曲が巨大な鞘状褶曲の一部である（Toriumi and Kohsaka, 1995）かどうかはわからないが、岩体が回転していないとすれば、三波川変成作用時に相対的な南北圧縮・東西伸張が起きていたことを示唆し、これがテクトニック・ブロックの上昇に寄与しているかもしれない。

2. テクトニック・ブロックを構成する岩石の原岩

五良津西部岩体および東部岩体中のざくろ石緑れん石角閃岩には、有色鉱物に富む優黒色層と緑れん石およびゆうれん石に富む優白色層が有律互層し、この有律互層に非調和的に貫入するペグマタイト質はんれい岩脈の構造が認められる（坂野ほか，1976）。このことは、テクトニック・ブロック内の原岩の構造が保存されていることと、変成作用による原岩の化学組成の大規模な改変がないことを示すものである。したがって、例えば五良津西部岩体の層状構造は時には複雑な褶曲構造を示すことがあるが、基本的にはテクトニック・ブロック内部に認められる岩相分布は原岩情報を保存しているといえる。以下に各岩体とそれぞれの岩相について、その原岩を考察する。

(1) **五良津西部岩体**：五良津西部岩体を構成する大理石、緑れん石石英岩、ざくろ石白色雲母角閃岩、曹長石白色雲母石英片岩、ざくろ石緑れん石角閃岩について、その原岩を推定する。

大理石は、五良津西部岩体中にまれに分布すると考えられていた（白石，1975；坂野ほか，1976；Iwata, 1978；吉田ほか，1977；Takasu, 1989；高須，1991）。今回の研究により、日本石の北西の西鴻嶋谷東斜面から東鴻嶋谷にかけて広く分布する大理石層が見い出された（第2図）。大理石層は層厚が20 m以上で、約1 kmにわたって層状に分布する。大理石層は、全般的には均質であるが、周縁部ではざくろ石白色雲母角閃岩と互層する（第3.2図）。大理石層の規模と角閃岩との互層の存在から、大理石が変成作用時に形成された方解石脈ではなく、堆積岩起源であると考えられる。

緑れん石石英岩は多くの場合、大理石を挟みにもつ層厚数mm～数cmの層として産する。これらの大部分は大理石層の見かけ上位に分布し、大理石とともに複雑に褶曲している。さらに、緑れん石石英岩は、緑れん石をはじめ曹長石、白色雲母、単斜輝石、ホルンブレンドなどを含んでいること、薄層が細かく大理石層と互層していること（第3.3図）および岩相層序などを考慮すると、緑れん石石英岩は変成作用時に形成された石英に富む脈ではなく、珪質な堆積岩を起源とすると考えられる。しかしながら、緑れん石石英岩の全岩化学組成の SiO_2 含有量は68 wt.%程度であり、 SiO_2/Al_2O_3 比はチャートと異なり（堀ほか，2000）、また、酸性凝灰岩や泥質堆積岩と比較すると（ Na_2O+K_2O ）量が少ない点（第1表）で異なる（青木，1978）。一方、 CaO 量が多いのは、石灰

岩との混合の結果と考えられる。

ざくろ石白色雲母角閃岩は、五良津西部岩体の中で最も卓越する岩相であり、有色鉱物の割合の違いによる層状構造と、白色雲母による片理の発達が目立つ。この岩相のみから、原岩を推定するのは難しいが、ざくろ石白色雲母角閃岩は鴻嶋谷において、大理石と互層する産状が認められること、上述の議論で大理石が堆積岩起源であると考えられることから、ざくろ石白色雲母角閃岩の原岩は、玄武岩質の碎屑岩であると考えするのが妥当であろう。この岩相で片理を構成している白色雲母に富む層の成因には、玄武岩質碎屑岩の斜長石成分と変成流体との化学反応により形成された以外に、玄武岩質碎屑岩に石灰質堆積物や泥質堆積物が混入したとも考えられる。

曹長石白色雲母石英片岩は、五良津東部岩体中の厚いゆうれん石岩と同様に優白色の岩相である。ゆうれん石岩は、ほぼゆうれん石の単鉱物岩であり、この原岩は沈積岩としての斜長岩と考えられている（例えば、坂野ほか、1976）。しかし、曹長石白色雲母石英片岩は石英と曹長石に富むことからゆうれん石岩とは異なる。また、 K_2O や Na_2O を多く含む全岩化学組成は、曹長石白色雲母石英片岩が斜長岩起源でないことを示唆する。曹長石白色雲母石英片岩は、炭質物を含まない点を除くと、通常の三波川結晶片岩類の泥質結晶片岩に鉱物組合せや組織が類似することから、この岩石の原岩は泥質碎屑岩であると考えられる。通常の三波川泥質結晶片岩においても、三波川帯の中では変成温度の高い灰曹長石-黒雲母帯では炭質物をあまり含まない。五良津西部岩体は、これよりもさらに高温のエクロジャイト相の変成作用を受けたため、炭質物は消滅したと考えられる。

ざくろ石緑れん石角閃岩は、五良津西部岩体と東部岩体に分布するが、西部岩体のざくろ石緑れん石角閃岩については、その岩相だけから原岩を特定できない。ざくろ石緑れん石角閃岩は、産状より単斜輝石角閃石岩など超苦鉄質岩類と成因的に密接な関係があると考えられる。土平地域に分布する単斜輝石角閃石岩は、最大径 5 cm 単斜輝石巨晶や層状構造が発達する。この単斜輝石角閃石岩中には、ざくろ石緑れん石角閃岩がパッチ状に包有されることがある。また、ざくろ石緑れん石角閃岩と単斜輝石角閃石岩が漸移する関係が見られる。さらに、日本石付近の単斜輝石角閃石岩中には、ざくろ石緑れん石角閃岩によるペグマタイト質はんれい岩脈の構造が見られる。

ざくろ石緑れん石角閃岩中には、ざくろ石白色雲母角閃岩に見られるような泥質碎屑岩類の混入によると考えられる白色雲母に富む層が見られない。また、五良津東部岩体のざくろ石緑れん石角閃岩の岩相に挟まれて分布する緑れん石およびゆうれん石に富む優白色層が同様に発達する。これらのことから、ざくろ石緑れん石角閃岩の原岩は玄武岩質の碎屑岩ではなく、はんれい岩であると考えられる。したがって、ざくろ石緑れん石角閃岩、蛇紋岩および単斜輝石角閃石岩は、層状はんれい岩体を構成するそれぞれの岩相とみるのが合理的である。Wada et al. (1984) は、新宿付近のざくろ石緑れん石角閃岩または単斜輝石角閃石岩分布地域から採集された

大理石について、O、C および Sr 同位体組成を測定した。そのうち $\delta^{13}C$ ($-4 \sim -9\%$) は、一般に火成岩または熱水起源に見られる低い値を示した。この結果は、これらの岩石の原岩をはんれい岩と考えることに調和的である。

(2) 五良津東部岩体の原岩：五良津東部岩体は、ざくろ石緑れん石角閃岩とダナイトおよび輝岩などの超苦鉄質岩からなる。五良津東部岩体のざくろ石緑れん石角閃岩は、主にゆうれん石と緑れん石からなる厚い優白色層を挟むこと、優白色層と主に単斜輝石および青緑色ホルンブレンドからなる優黒色層の有律互層が発達すること、さらに上述の有律互層を切るペグマタイト質はんれい岩脈の存在から、層状はんれい岩体であると考えられてきた（坂野ほか、1976）。五良津西部岩体に見られるような厚い大理石層や緑れん石石英層など、碎屑岩起源と考えられる岩相はこれまで見い出されていない。Wada et al. (1984) による五良津東部岩体中に分布する大理石の C 同位体値は、五良津東部岩体の大理石が生物由来する堆積岩起源ではないことを示し、この結果は岩相から推定した原岩と調和的である。

(3) ホルンブレンド・エクロジャイト岩体の原岩：ホルンブレンド・エクロジャイト岩体には、緑れん石およびゆうれん石に富む優白色の岩相と単斜輝石に富む濃緑色の岩相の互層による層状構造が発達する。また、岩体内に含まれるダナイト起源の蛇紋岩などの超苦鉄質岩類は、上述の層状構造と調和的に分布する。このダナイトまたは蛇紋岩が構造的に貫入したのか、初生的に存在していたものかは不明である。ホルンブレンド・エクロジャイト岩体の起源について、鉱物量比による層厚 15 cm ~ 20 cm 程度の層状構造が存在し、優白色層の層厚は 15 cm 以上ある。このような大部分が緑れん石およびゆうれん石からなる層は、堆積岩起源や変成分化によって形成されるとは考えにくい（坂野ほか、1976）。したがって、優黒色の部分は輝石に富み、優白色の部分は斜長石に富む原岩の層状構造である可能性が高い。ホルンブレンド・エクロジャイト岩体の原岩は、斜長石の安定条件で形成された超塩基性沈積岩であると考えられる。

(4) 地由山かんらん岩体の原岩：地由山かんらん岩体の岩相は東赤石山かんらん岩体とよく類似している。また、地由山西方において地由山かんらん岩体と東赤石山かんらん岩体は分布上連続している。棚座 (1984) は、地由山岩体は蛇紋岩起源のかんらん岩 (S-タイプかんらん岩) とハルツバージャイトを伴う点で、東赤石山かんらん岩体と異なる岩体であるとした (Kunugiza et al., 1986)。しかし、S-タイプかんらん岩は、三波川変成作用により形成されたと考えても矛盾はない。また、東赤石山かんらん岩体にもハルツバージャイトの存在が記載されている (Mori and Banno, 1973) ことを考えると、両者を積極的に区別する必然性はない。地由山かんらん岩体は、東赤石山かんらん岩体と同じ、ざくろ石レーズライト相で形成された沈積岩である可能性が高い。

(5) 石英エクロジャイト岩体の原岩：石英エクロジャイト岩体の原岩は、塩基性碎屑岩と堆積岩の互層からなると考えられてきた (高須, 1986; Takasu, 1989)。一方、安山岩質残液マグマの固結した火成深成岩起源であると考えられたことも

ある(坂野ほか, 1976; 坂野・横山, 1977). 石英エクロジャイト岩体のエクロジャイトから得られたジルコンの核部の年代が 1,470 Ma~125 Ma にばらつくことは, これらのジルコンの核部が碎屑性粒子であることを示すものであり(岡本ほか, 1999), 石英エクロジャイト岩体が堆積岩起源であることを支持している.

3. 五良津西部岩体を構成する一連の岩相配列の成因

これまで議論してきたように, 五良津西部岩体の原岩は, 塩基性火山碎屑岩, 石灰岩, 珪質堆積岩, 超塩基性岩および層状はんれい岩であると推定される. 構造的見かけ下位から上位へ, 単斜輝岩・グナイト, 層状はんれい岩, 塩基性火山碎屑岩, 石灰岩そして珪質堆積岩という岩相配列が見られる(第 2.3 図). このような岩層の重なりは, 礫性石灰岩を頂部にもつある種の海山, 海台または島弧の一部の層序に類似している.

五良津西部岩体の大理石の原岩である石灰岩の堆積作用は, 当時の海洋の炭酸塩補償深度に影響されるが, 三波川結晶片岩の原岩を形成した当時の炭酸塩補償深度は不明である. テクトニック・ブロックと三波川結晶片岩類には, 構造的な不連続があるものの, 両者は中生代のユーラシア大陸東縁域に発達した一連の付加体で形成されたと考えられる. 三波川変成帯の塩基性片岩は, 深海を示すチャート起源と考えられる珪質片岩を伴うことが一般的である(例えば, 高須・牧野, 1980; Okamoto et al., 2000). 同様に, 低変成度の三波川変成作用を被っていると考えられる秩父帯のジュラ紀付加体は, 遠洋性チャートを多く含み, 一方, 石灰岩は少ない(例えば, Hada and Kurimoto, 1990). これらのことは, 三波川変成帯の石灰岩の堆積環境は, チャートが堆積するような遠洋であり, かつ石灰岩が堆積するような浅海と推察される. このような堆積環境は大陸棚ではなく海洋プレート上の高まりにおいて実現される. すなわち, 五良津西部岩体中に発達するの大理石は海山, 海台または島弧などの頂部に形成された礫性石灰岩であった可能性が高い. また, 大理石層上部に見られる珪質堆積岩起源の緑れん石石英岩と大理石の互層の存在は, この海洋プレート上の高まりが沈み込み帯に近づいた際に, チャートあるいは大陸側の酸性火山活動による火山灰のような珪質岩の堆積作用と礫性石灰岩を伴う海洋プレート上の高まりの部分的な崩壊による石灰岩の再堆積が起こったことを示す. また, 玄武岩質碎屑岩を原岩とするざくろ石白色雲母角閃岩と大理石の互層(第 2.3 図)も, やはり礫や高まりの崩壊を示唆する. さらに, 五良津西部岩体中にざくろ石白色雲母角閃岩と曹長石白色雲母石英片岩が存在することは, 泥質付加体堆積物の混入を示すと考えられる.

五良津西部岩体は, 中生代に大陸縁部に発達した沈み込み帯から沈み込んだ海山, 海台または島弧のような海洋プレート上の高まりであった可能性が高い. 現在, これらの岩石の岩石学的・地球化学的研究を進めており, 今後この沈み込んだ海洋プレート上の高まりの性質を明らかにしていく予定である.

ま と め

四国中央部別子地域の三波川変成帯中の巨大なテクトニック・ブロックの 1 つである五良津西部岩体とその周囲に分布するテクトニック・ブロックおよび三波川結晶片岩類の地質調査を行った. その結果, 以下に示すように, これまで詳細な地質調査が行われていなかった地域の地質および地質構造が明らかになった.

1. 五良津西部岩体は, 肉淵谷上流部において, 東方へくさび型に入り込んだ分布を示し, 東部岩体は, 岩体の南部と北部でそれぞれ保土野谷, 浦山川にまで延長することが明らかになった. 石英エクロジャイト岩体, ホルンブレンド・エクロジャイト岩体の分布は, これまで考えられていた以上に東方に延長することが明らかになった. 地由山かんらん岩体と東赤石山かんらん岩体は, 岩相と分布から両者を区別することが難しく, 同一のかんらん岩質テクトニック・ブロックである可能性が高い.

2. 五良津西部岩体が厚い大理石層(層厚 20 m 以上, 延長 1 km 以上)を伴うこと, その構造的上位に緑れん石石英岩を伴うこと, さらに超苦鉄質岩がこれまで以上に広く分布することが明らかになった.

3. 五良津西部岩体の構造は, 下位から上位へかんらん岩, 単斜輝石角閃石岩, ざくろ石緑れん石角閃岩, ざくろ石白色雲母角閃岩, 大理石, 緑れん石角閃岩の配列が見られる. このことから五良津西部岩体は石灰岩, 珪質堆積岩の層序を頂部にもち, 超苦鉄質岩, はんれい岩および苦鉄質火山碎屑岩からなる海山, 海台または島弧の一部のような海洋プレート上の高まりであった可能性が高い.

謝 辞

島根大学の変成岩ゼミ, 理学部地質学科岩石鉱物学ゼミ, 総合理工学部地球資源環境学科地球物質システム学ゼミの皆様には, 本研究の内容について有益な議論をして頂いた. 島根大学総合理工学部地球資源環境学科の Barry Roser 博士には英文要旨の校正をして頂いた. 愛媛県宇摩郡別子山村役場の福本茂臣氏には, 本研究の野外調査をはじめにあたり, いろいろ便宜をはかって頂いた. 特に別子山村の仲村孝三・悦子夫妻, 土居町の真鍋住設株式会社の真鍋久繁・直江夫妻には, 野外調査の際に長期間にわたり宿舎を提供して頂き, 快適に調査を進めることができた. 以上の方々に心からお礼申し上げる.

引 用 文 献

- 青木謙一郎, 1978, 日本列島第四紀の火山岩の岩石学的性質. 岩波講座地球科学 3: 地球の物質科学 II—火成岩とその生成—(久城育夫・荒巻重雄編), 岩波書店, 153-170.
坂野昇平・横山一巳, 1977, 四国中央部の超塩基性片岩体. 秀敬編, 三波川帯, 57-68.
Banno, S., Yokoyama, K., Enami, M., Iwata, O., Nakamura, K. and Kasasima, S., 1976, Petrography of the peridotite-metagabbro complex in the vicinity of Mt. Higashi-akaishi, Central Shikoku. Part I. Megascopic textures of the Iratsu and Tonaru epidote amphibolite masses. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.* 21,

- 139-159.
- 坂野昇平・横山一巳・岩田 修・寺島進世意, 1976, 四国中央部三波川帯の緑れん石角閃岩体の成因. 地質雑, 82, 199-210.
- 榎並正樹, 1982, 四国中央部別子地域・三波川帯の灰曹長石-黒雲母帯. 地質雑, 88, 887-900.
- Enami, M., 1983, Petrology of pelitic schists in the oligoclase-biotite zone of the Sambagawa metamorphic terrane, Japan: phase equilibria in the highest grade zone of a high-pressure intermediate type of metamorphic belt. *Jour. Metamorphic Geol.*, 1, 141-161.
- 榎並正樹, 1996, 四国中央部別子地域・三波川帯に産する藍晶石を含むテクトニック・ブロックの岩石学. テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 47-55.
- Enami, M., Wallis, S.R. and Banno, Y., 1994, Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schists: implications for the P-T history of the Sambagawa belt. *Contrib. Min. Petrol.*, 116, 182-198.
- Hada, S. and Kurimoto, C., 1990, Northern Chichibu Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publ., IGCP Project no. 224, 165-183.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Okamoto, K., Hayasaka, Y. and Sakurai, Y., 1990, Nappe structure of the Sambagawa belt. *Jour. Metamorphic Geol.*, 8, 441-456.
- 秀 敬・吉野言生・小島丈児, 1956, 別子点紋片岩帯の地質構造一序説. 地質雑, 62, 574-586.
- 東野外志男, 1975, 四国中央部白髪山地方三波川結晶片岩の黒雲母帯. 地質雑, 81, 653-670.
- Higashino, T., 1990, The higher grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, 8, 413-423.
- 堀 利栄・樋口 靖・藤木 徹, 2000, 付加体層状チャートー化学組成からのアプローチ. ジュラ紀付加体の起源と形成過程, 日本地質学会地質学論集, no. 55, 43-59.
- 堀越一義, 1937, 愛媛県別子付近の岩石地質概報. 地質雑, 44, 121-140.
- Iwata, O., 1978, Notes on petrography and rock-forming mineralogy (1) skarn assemblage in limestone of the Iratsu epidote amphibolite mass, central Shikoku. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 73, 121-123.
- 剣山研究グループ, 1984, 四国中央部大歩危地域の三波川帯の層序と地質構造. 地球科学, 38, 53-63.
- 上阪佳史, 1985, 四国三波川変成帯中軸部に分布するエクロジャイトの変形. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨集, 380.
- Kunugiza, K., 1980, Dunites and serpentinites in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku and Kii peninsula, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 75, 14-24.
- 棚座圭太郎, 1984, 四国中央部三波川変成帯の超塩基性岩体の変成作用. 岩鉱, 79, 20-32.
- Kunugiza, K., Takasu, A. and Banno, S., 1986, The origin and metamorphic history of the ultramafic and metagabbro bodies in the Sambagawa metamorphic belt. In Evans, B.W. and Brown, E.H., eds., *Blueschists and Eclogites*, Mem. Geol. Soc. Amer., no. 164, 375-385.
- Mori, T. and Banno, S., 1973, Petrology of peridotite and garnet clinopyroxenite of the Mt. Higashi-akaishi mass, central Shikoku, Japan—subsolidus relation of anhydrous phases. *Contrib. Min. Petrol.*, 41, 301-323.
- 森山 浩, 1990, 四国中央部別子地域の三波川変成帯中の東平緑れん石角閃岩体中に見られる変成履歴の異なる2つの岩相について. 島根大学地学研報, 9, 49-54.
- Okamoto, K., Maruyama, S., and Isozaki, Y., 2000, Accretionary complex origin of the Sambagawa, high P/T metamorphic rocks, Central Shikoku, Japan. —Layer-parallel shortening structure and greenstone geochemistry—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 106, 70-86.
- 岡本和明・新正祐尚・寺田健太郎・堤 之恭・佐野有司, 1999, 三波川変成帯石英エクロジャイトの SHRIMP II U-Pb ジルコン年代. 日本岩石鉱物鉱床学会平成11年学術講演会要旨, 185.
- Shido, F., 1959, Notes on rock-forming minerals (9) Hornblende-bearing eclogite from Gongen-yama of Higashi-Akaishi in the Besshi district, Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 65, 701-703.
- 白石邦幸, 1975, 愛媛県二ツ岳付近の角閃岩体とそれに貫入する超苦鉄質岩体. 地質雑, 81, 53-54.
- Takasu, A., 1984, Prograde and retrograde eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, Bessi district, Japan. *Jour. Petrol.*, 25, 619-643.
- 高須 晃, 1986, 四国・別子地域三波川帯の石英エクロジャイト. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 475.
- 高須 晃, 1988, 三波川変成帯中の巨大テクトニック・ブロック岩体の起源. 地球, 10, 402-406.
- Takasu, A., 1989, P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. In Daly, J.S., Cliff, R.A. and Yardley, B.W.D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., no. 43, 533-538.
- 高須 晃, 1991, 三波川変成帯のテクトニック・ブロックとエクロジャイト. 日本地質学会第98年学術大会見学旅行案内書, 21-40.
- Takasu, A. 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.
- 高須 晃・上阪佳史, 1987, 別子地域三波川変成帯, 五良津緑れん石角閃岩体中のエクロジャイト. 地質雑, 93, 517-520.
- 高須 晃・牧野州明, 1980, 四国・別子地域の三波川帯の層序と構造一特に横臥褶曲構造の再検討—. 地球科学, 34, 16-26.
- Takasu, A., Wallis, S.R., Banno, S. and Dallmeyer, R.D., 1994, Evolution of the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *Lithos*, 33, 119-133.
- Tanaka, C., 1994, Electron microprobe analyses of rock-forming minerals from the eastern Iratsu epidote amphibolite mass in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Geol. Rept. Shimane Univ.*, 13, 13-21.
- Toriumi, M. and Kohsaka, Y., 1995, Cyclic p-t path and plastic deformation of eclogite mass in the Sambagawa metamorphic belt. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec. II*, 22, 211-231.
- Wada, H., Enami, M. and Yanagi, T., 1984, Isotopic studies of marble in the Sambagawa metamorphic terrain, central Shikoku, Japan. *Geochem. Jour.*, 18, 61-73.
- Wallis, S. and Aoya, M., 2000, A re-evaluation of eclogite facies metamorphism in SW Japan: proposal for an eclogite nappe. *Jour. Metamorphic Geol.*, 18, 653-664.
- Yokoyama, K., 1976, Finding of plagioclase-bearing granulite from the Iratsu epidote amphibolite mass in central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 82, 549-551.
- 吉田武義・大貫 仁・田切美智雄, 1977, 愛媛県東赤石山地域の超苦鉄質岩類とその随伴岩類. 秀 敬編, 三波川帯, 69-76.
- Yoshino, G., 1961, Structural-petrological studies of peridotite and associated rocks of the Higashiakaishi-yama district Shikoku southwest, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, C, 3, 343-402.

(要 旨)

釘宮康郎・高須 晃, 2002, 四国中央部別子地域の三波川変成帯テクトニック・メランジェ中の五良津西部岩体とその周辺の地質. 地質雑, 108, 644-662. (Kugimiya, Y. and Takasu, A., 2002, Geology of the Western Iratsu mass within the tectonic melange zone in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 108, 644-662.)

地形が急峻なため十分な地質調査がなされていなかった四国中央部別子地域三波川変成帯中のテクトニック・ブロックである五良津西部岩体およびその周辺地域の詳細な地質調査を行い, 地質図を作成した. 五良津西部岩体は, 構造的な下位から上位へ, かんらん岩, 単斜輝石角閃石岩, ざくろ石緑れん石角閃岩, ざくろ石白色雲母角閃岩, 大理石, 緑れん石石英岩および曹長石白色雲母石英片岩の7つの岩相に区分された. これらの岩相の変成岩の原岩は, それぞれ超苦鉄質岩, はんれい岩, 塩基性火山砕屑岩, 石灰岩, 石灰岩の混ざった珪質堆積岩および泥質岩である. 周囲の三波川結晶片岩の塩基性片岩が珪質片岩を伴うのに対して, 五良津西部岩体は大理石に富む. これらの結果より, 五良津西部岩体の原岩は, 頂部に礁性石灰岩を伴う海山, 海台あるいは島弧のような海洋プレート上の高まりであったと考えられる.