四国中央部三波川帯低変成度岩の構造解析*

Structural analysis of low grade metamorphic rocks of Sambagawa Belt in central Shikoku, Japan*

Abstract

西川 治**
三沢隆治***
小川昇一****
大槻憲四郎**

Osamu Nishikawa**
Takaharu Misawa***
Shoichi Ogawa****
Kenshiro Otsuki**

1994年3月14日受付.
1994年10月11日受理.

** 東北大学理学部地圏環境科学科.
Department of Geoenvironmental Sciences,
Faculty of Science, Tohoku University,
Sendai, 980 Japan

*** 株式会社建設技術研究所.
CTI Engineering Co., Ltd., Chuo-ku, Tokyo
103, Japan

**** 鉄道情報システム株式会社.
Railway Information System Co., Ltd.,
Kokubunji, Tokyo 185, Japan

The polyphase deformation history of the high-P type Sambagawa metamorphic belt in Japan are preserved well in the rocks of low metamorphic grade (chlorite zone) in central Shikoku. Through the detailed observation of the metamorphic lineations (L), foliations (S) and folds (F), we distinguished D0, D1, D2 and D3 deformation phases. They are characterized by sets of structural elements; [S0], [S1, F1], [S2, F2, L2] and [S3, F3, L3], respectively. The origin of S0, the oldest structural element, is scarcely known. F1 and F2 are isoclinal intrafolial folds and F3 is open to tight upright fold. L2 and L3 are parallel to the fold axes of F2 and F3. The trend of L3 is E-W nearly parallel to the general trend of the Sambagawa Belt. On the other hand, L2 is oriented in the NW-SE direction. S1, S2 and S3 are parallel to the axial planes of F1, F2 and F3, formed by pressure solution. The pressure solution-precipitation was dominant deformation mechanism especially in the D1 and D2 phases, resulting in thin alternation of quartz rich layers and mica rich layers in schist. In the D2 phase, grains of plagioclase were fractured and quartz was deformed plastically.

The dominant deformation mode was the combination of flattening perpendicular to S2 and stretching parallel to L2 due to simple shear on S2 with the sense of top-to-the west. In contrast to the D2 phase, the deformation mode of the D3 phase was flattening perpendicular to S3 without significant simple shear. The metamorphic temperature and magnitude of deformation in this phase were lower than those in the D2 phase.

Key words : Sambagawa, high-P metamorphic belt, polyphase deformations

はじめに

現在露出している三波川帯の大部分は、緑泥石帯に属する低変成相の岩石である。その変形様式は、高変成相のそれとは異なっていることが古くから指摘されている(小島, 1956など)。

三波川帯の変形構造の記載的研究は、四国中央部の別子白滝地域の秀(1961)、佐々連地域の Oyagi (1964)、汗見川-銅山川周辺地域の Kawachi (1968)、中部地方赤石山地の渡辺・菅家(1974)、渡辺(1974)、三波川帯全体を総括した原ほか(1977)などに代表されるように、1960年代から70年代にかけて多く発表された。最近では、Shimizu (1988) が、関東山地三波川帯低変成度地域の変形構造の記載をするとともに変形分割による歪み解析を行い、低変成度地域における圧力溶解の重要性を指摘した。しかし、低変成相では変形構造に焦点を絞って系統的かつ広域的に行われた研究はいまだ

に少なく、構造要素の記載やそれらの広域的な傾向など、三波川帯の造構運動を議論するうえで最も基本的な部分においてさえ不十分な点が多く残されている。そのため、研究者間あるいは地域間での構造要素の対応がつきにくく、三波川帯の変形に関する議論が非常にわかりにくくなっている。

著者らは再結晶などによる初期構造の改変が少ない低変成度岩にこそ、高圧変成岩類の変形や運動像を知る上で重要な多くの情報が残されていると考えている。そこで、本研究では三波川帯の中でも分布が広域的で、温度構造の解析が進んでいる四国中央部吉野川流域を例にして、低変成相の結晶片岩類の変形構造を記載し、構造要素の重複関係、広域的な傾向、微小構造との対応関係の整理を試みた。

謝辞：本研究を進めるにあたり、広島大学の原 郁夫教授、竹下 徹助教授には多くの貴重なご助言並びにご批判をいただいた。東京工業大学の岡本和明氏には変形様式に関連した有益なご示唆をいただいた。また、薄片試料作成では東北大学理学部の穴戸正明技官に、写真撮影に関しては根本

* 日本地質学会第100, 101年学術大会にて一部講演。

Fig. 1. Structural outline map of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku. Compiled from Hara et al. (1992) concerning antiforms and synforms data, and from Higashino (1990) about isograd. Stereographic projection (lower hemisphere) of fold axis of F3 for Asemi Gawa area: As and Tajikawa area: Tj are also shown. 1: chlorite zone, 2: garnet zone, 3: albite-biotite zone, 4: oligoclase-biotite zone, 5: Mikabu greenstones, 6: antiform (Sk. A.: Sakamoto antiform), 7: Synform (Ts. S.: Tsuneyama synform), 8: fold axis of F3 (horizontal), 9: fold axis of F3 (numerals attached to the bar denote the plunge of the axis). Alphabets from A to N denote the points and areas where data for F2 were measured. Place names; Kw: Kawaguchi, Ob: Oboke, Mt: Motoyama, Jz: Jizoji.

潤枝官、大友昭平氏にお世話になった。以上の方々に感謝の意を表する。

調査地域の地質概説

四国の三波川帯は、軸面が立った緩やかな東西性褶曲を受けており、現在の岩相分布はこの褶曲によって規制されている。

Fig. 1 に示すように、四国中央部では、ざくろ石帯、曹長石-黒雲母帯、灰曹長石-黒雲母帯に分帯されている高変成岩類が立川川から西側の津根山シンフォーム (Hara et al., 1992) の軸部付近に分布し、その構造的低位には緑泥石帯に属する低変成岩類が広く分布している。調査地域の岩相は、主に泥質片岩と砂質片岩であり、緑色片岩、珪質片岩を伴う。

変成度に関して、Banno and Sakai (1989) は、鉱物組み合わせや緑泥石の Mn 組成比、炭質物の結晶化度等のデータを検討し、緑泥石帯下部の最高変成温度・圧力を 250~300°C、5~6 kb と見積もり、変成度は tectonic な要因による不連続もなく構造的上位の高変成相に向かって漸移的に高く

なるとしている。一方、Hara et al. (1992) は、炭質物の結晶化度のデータから、彼らの主張するナップ間での温度構造の不連続性を指摘した。

この地域の岩石は数度の重複変形を受けており、露頭で観察できる変形構造に関しては、原ほか (1977) などによって、大洲時相および肱川時相の最後の 2 つの変形時相が識別されている。今回筆者らは変形が集中し易く、最も複雑な変形履歴が記録されていると考えられる泥質片岩に着目し、その中に発達する諸構造要素を主に解析した。

構造要素の概要

後に詳述するように、多数の岩石試料の観察結果から、この地域の変形履歴は少なくとも 3 つの時相に区分される。構造要素が多数あり、錯綜しているので、理解を容易にするため、この節で予め各構造要素の相互関係の概要を述べておく。認識可能な面構造 (記号は S) が 4 つ、線構造 (記号は L) が 2 つあり、それぞれが、異なった時相の褶曲 (記号は F) と関連して形成されている。これらの構造要素の記号には 0 か

Fig. 2. a : F3 folds of pelitic schist in the Asemigawa route. b : axial-plane cleavage (S3) in a F3 fold. Scale bar : 0.2 mm.

Fig. 3. Schematic diagram showing the configuration of the structural elements in pelitic schist in the chlorite zone.

ら3までの添字を付けて、形成順序を表すことにする。

三波川変成帯低変成相の露頭では、Fig. 2aに示すような褶曲が見られるのが普通である。この褶曲を本論文ではF3と呼ぶ。四国中央部では、F3は褶曲軸が広域的にほぼ一定したE-W方向であり、軸面が急立した数次の複褶曲である。F3の褶曲面を構成する顕著な片理面をS2と呼ぶ。F3は軸面へき開(S3)を伴うことが多い(Fig. 2b)。S2とS3の交線をL3と記すが、これはF3の軸と平行である。片理S2面上では、L3はF3の細密褶曲(crenulation)として表れることが多い。

以上の構造要素は大変明瞭であり、認識が容易である。しかし、より詳細に観察すると、この他にもFig. 3に模式的に示したような微細な構造が普遍的にあることがわかる。S2は石英に富んだ層(以後QRLと略す)と雲母類が濃集した層(以後MRLと略す)との薄互層から成っている。QRLの内部にはS2に斜交する別の片理(これをS1と記す)が見られる。S1も褶曲しており(これをF2と記す)、その褶曲軸面はS2に平行で、かつ褶曲軸は一般にF3の軸と斜交する。すなわち、F2とF3はまったく別の褶曲であり、F2の後にF3が形成された。S1の実態は、S2のそれほど明瞭ではないが、これもやはりQRLとMRLの細互層である。こ

の互層とS2との交線がL2で、S2の面上に石英の優劣の縞模様として表れる。L2はF2の褶曲軸と平行であり、F3の細密褶曲L3とは容易に区別できる。

さらにS1のQRLの内部を鏡下で観察すると、もうひとつの褶曲(F1)とその褶曲面を構成する面構造(S0)がまれに残されているのが確認できる。

以上のように、構造要素の組み合わせ[S0]に重複して[F1, S1]が、[F1, S1]に重複して[F2, S2, L2]が、[F2, S2, L2]に重複して[F3, S3, L3]が形成されているのである。これらの構造要素の形成に対応する変形時相を、以後D0, D1, D2, D3と呼ぶことにする。

代表的な岩石試料中の構造要素の記載

上述の構造要素の実態は原岩や変形度によって多少変化する。以下に、Fig. 4に採取地点を示した4つの岩石試料を代表的なものとして、各構造要素をより詳しく述べる。試料は汗見川ルート南部の坂本南方の泥質片岩(AS1)、同坂本橋下の露頭の泥質片岩(AS2)、同ルート中部の嵯峨野南方の珪質片岩(AS3)、および吉野川ルート岩原南方の泥質片岩(OB4)である。

[試料AS1]: Fig. 5を参照。

この試料は泥質片岩で、露頭では波長3m~数mmで複褶曲するF3が発達する。L2とL3との斜交度は10°未満である(Fig. 5a)。これらの線構造にほぼ直交する研磨面(Fig. 5b)には、F3によって緩く褶曲したS2が明瞭である。S2は厚さ5mm以下のやや明色なQRLと厚さ2mm以下の暗色のMRLとの組成縞(compositional banding)で構成されている。個々の薄層は膨縮し、連続性に乏しい。そのため、F3の波長や翼間角が一定しないことが多い。S2のQRL内にも数mm以下の明暗の縞S1が見られる。S1はF2によって褶曲され、ほとんどすべての場所でS2のMRLによって高角に切断されている。このことからS2のMRLは、F2の軸面へき開に相当し、圧力溶解によって石英などが溶脱した面に沿って雲母類が成長・濃集した薄層であると判断できる。

なお、散在する白色部は石英脈である。この石英脈の形成

Fig. 4. Maps showing sampling localities and shear sense in the D2 phase. 1: pelitic schist, 2: psammitic schist, 3: quartz schist, 4: green schist, 5: boundary between chlorite zone and garnet zone, 6: sense of shear in the D2 phase, arrow and alphabets attached aside denote the motion of the top relative to the bottom estimated from asymmetric pressure shadows (ps) and shear bands (sb). AS1, AS2, AS3 and OB4 are the localities of rock samples which referred in the text. Place names; Ob: Oboke, Iw: Iwahara, Os: Osugi, Mt: Motoyama, Sk: Sakamoto and Sg: Sagano.

時期は、それらがS1を切るとともにF2にも参加していることから、S1形成後、F2形成前であると判断される。

試料AS1の顕微鏡写真がFig. 5cである。右上部の暗色層とその左下の明色部がそれぞれS2のMRLとQRLである。S2のQRL内にはさらに絹雲母や緑泥石などの濃集度の相違による薄層(S1)が認められ、雲母類が少ない層と濃集している層がそれぞれS1のQRLとMRLである。S1はF2褶曲を受けている。注目すべきことは、S1を構成するQRLの中にさらにS0を構成する明暗の組成縞が認められ、これがS1と平行な軸面を持つF1褶曲を受けていることである。F1の翼部はS1のMRLによって切断されていることから、S1のMRLも石英などの圧力溶解に伴う雲母類濃集部であり、F1の軸面へき開であると考えられる。

[試料AS2]: Fig. 6を参照。

この試料は泥質片岩で、採取地点では波長が2~3mのopenなF3褶曲が発達しているが、より短波長のF3は顕著でない。S2面上のL3とL2はほぼ直交している(Fig. 6a)。L2に直交する研磨面(Fig. 6b)には、試料AS1と同様にS2、F2、S1が観察される。L2に平行な断面(Fig. 6c)でのS2の組成縞は、これに垂直な断面(Fig. 6b)でのものより平行性が強く、連続性がよい。これは断面がF2の褶曲軸に平行だからである。この試料のS2は試料AS1より組

成縞のコントラストが強く、圧力溶解-沈澱による組成成分化がより進行したものと判断される。Fig. 6cにみられるようにこの試料にも石英脈が発達しており、S2に平行なものと、高角に斜交するものが認められる。S2に斜交する石英脈には、MRLで連続性を断たれ、食い違いを示すものがある。

[試料OB4]: Fig. 7を参照。

この試料はやや珪質な泥質片岩で、L2とL3は約40°斜交している(Fig. 7a)。Fig. 7bにはL2に直交して、およそ1cm間隔で切断した研磨面を示してある。前述の2試料と異なることは、S2の組成縞の発達が軽微なことである。そのため、tight~isoclinalで翼部で薄化・尖滅するF2の褶曲形態がよく保存されている。4つの研磨面上にみられるF2の褶曲軸は、L2方向に連続しており、両者が互いに平行であることが確認できる。また、S2がF2の軸面へき開であることもわかる。F2に対するS2のMRLの位置関係は、圧力溶解が褶曲の変曲点(inflexion point)付近で起こりやすいことを示唆する。

なお、この試料のS1のQRLの中にもS0とこれを曲げるF1が認められたが、F1とF2の褶曲軸はほぼ平行であった。

[試料AS3]: Fig. 8を参照。

試料AS3は淡緑色を呈する珪質片岩である。採取地点に

Fig. 5. Minor structures in the rock sample AS1 (pelitic schist). a: diagonal view, b: view of a polished surface perpendicular to L2 and L3, c: microscopic view. Scale bar; a, b: 2 cm. c: 1 mm. Detailed explanations are in the text.

は波長 3~5 m の F3 が発達し、L2 は L3 とほぼ平行である (Fig. 8a)。これらに直交する切断面 (Fig. 8b) では、原岩の組成を反映して厚さ約 4 mm で透明感のある QRL が優勢だが、それらは厚さ約 2 mm で淡緑色の MRL と互層を成している。切断面の肉眼観察では明瞭ではないが、鏡下では S2 の QRL 中に F2, S1 が認められる。試料 AS2 と同様に、L2 に平行な断面では、垂直な断面に比べ S2 の組成縞の平行性・連続性はきわめてよい。

Fig. 6. Minor structures in the rock sample AS2 (pelitic schist). a: diagonal view (note that L2 is nearly at a right angle to L3). b: view of a polished surface perpendicular to L2. c: view of a polished surface parallel to L2 and perpendicular to S2. Scale bar: 1 cm. Detailed explanations are in the text.

各構造要素の広域的な傾向

ここでは、前節で詳述した構造要素の広域的姿勢について述べる。ただし S0, F1 および S1 については、観察数が少なく、広域的傾向は不明である。

1. F3, S3, L3 の広域的姿勢

F3 は低変成相分布域にほぼ普遍的に認められ、小褶曲としては認められない場合であっても、細密褶曲 L3 として発達している。F3 は一般に軸面が急立した open から tight な褶曲で、Ramsey and Huber (1987) の Class 1 C に属するものが大部分である。シェブロン型のものも多く、低温での褶曲とみなせる。

L3 (すなわち F3 の軸) の方向の集中度はきわめてよく、汗見川ルートでの平均方向は N80°W (Fig. 1 のステレオ投影図 AS)、立川川ルートでは N85°W (同図 TJ) で、双方ともほぼ水平である。このような傾向は調査地域全域に認められる (Fig. 1)。

F3 の小褶曲の包絡面からは大規模な褶曲が推定される。すなわち、汗見川と立川川の南部にはほぼ東西方向の背斜 (坂本アンチフォーム; Hara et al., 1992) が、大歩危ルートではほぼ同方向の背斜・向斜群が認められる。Hara et al.

Fig. 7. Minor structures in the rock sample OB4 (siliceous pelitic schist). a: view of a surface parallel to S2. b: views of polished surfaces perpendicular to S2. (the cutting interval is about 1 cm). Scale bar: 2 cm. Detailed explanations are in the text.

(1992)によると、これらの褶曲群は、広域的には左雁行配列しており、中央構造線の運動と関連づけた議論がなされている。

2. F2, S2, L2の広域的姿勢

これらの構造要素もほぼ全域にわたって認められる。F2はS2の圧力溶解によって切断されているため、その形態の全容は不明だが、S2のQRLに残っているF2はisoclinalからtightで、軸部に対する翼部の層厚が顕著に薄くなっている。このことは、F2はF3に較べてより強い押しつぶしを受けていることを示唆する。

L2とF2の軸を地域別（地域はFig. 1に明示してある）にFig. 9に示したが、F3とは著しく異なった傾向を示している。すなわち、方向のばらつきが大きく、F3の大褶曲坂本

アンチフォームの軸を境に、主としてその南翼の幅狭い地域（Fig. 9のA, B, C, D, H）ではNE-SW方向が卓越するが、北翼の広い範囲では逆にNW-SE方向が卓越する。このF3褶曲の背斜軸を境にした顕著な変化の理由については、逆転構造の存在など幾つか考えられるが明らかでない。

F2がF3とは斜交し、NW-SE方向を向く傾向は、川口-大歩危北部（原ほか、1977のFig. 8）や、早明浦地域（渡辺・堀内、1987）で報告されているが、本研究によってこれが広域的なものであることが明瞭になった。

結晶粒子の形態ファブリックと変形

1. 石英の集合組織の分類と特徴

調査地域に発達する石英集合体は、粒間不純物の量の多少に関係した2種類の典型的な組織に大別できる。それらは、I-型：粒間に不純物を含まない粗粒で多角形等粒状の組織、およびII-型：粒間に緑泥石、絹雲母などの微小な不純物を多く含み、細粒な石英と斜長石からなる組織である。Fig. 10a, bの上半部がI-型、下半部がII-型に相当する組織である。I-型の組織の典型としては変形した石英脈などが挙げられるが、実際に観察される組織には、両者の中間的な多くのバリエーションがみられる。S2のQRL中では、早期の片理面S1のQRLは相対的にI-型に近い組織に、MRLはII-型に近い組織として現れることが多い。

これらとは別に、III-型：波動消光が著しく、粒界はセライトし、形態が不規則な石英からなる組織（Masuda and Fujimura, 1981の“S type”に相当する）が局所的に発達することがある。汗見川ルートでは、III-型の石英組織が、緑泥石帯上部からざくろ石帯中部にかけての珪質片岩中によく発達することが報告されており、相対的に低温・高歪速度領域で形成されたと解釈されている（Masuda, 1982）。この組織の特徴は珪質片岩試料AS3のL2に平行な断面によく認められる（Fig. 10c）。しかし、この試料のL2に垂直な断面では、平行な断面に比べて波動消光は弱く、粒界も比較的スムーズである（Fig. 10d）。これ以外にもIII-型の石英組織は、細密褶曲が発達するMRLに接した部分のような、局所的変形集中部にしばしば認められる。

2. D3時相のファブリックと変形

II-型の石英がF3によって改変されていることはほとんどない。しかし、I-型あるいはそれに近い粗粒な石英集合体の場合は変形が明瞭である。Fig. 11aにはS2のQRLとMRLがF3褶曲を受けているようすを示した。MRL中の石英に比べてQRL中の粗粒石英の伸長比は高く、その長軸の配列が全体としてnormal fan型になっているのがわかる。軸比は2以下のものが多い。Fig. 11bもF3褶曲の一部だが、I-型の粗粒石英層の石英粒子は軸面に平行に伸長しているのに対し、それらと互層するII-型石英の薄層の粒子はまったく伸長していない。汗見川ルートの片岩中の石英3次元形態をフリン・ダイアグラムにプロットするとFig. 12のようになる。図に示される石英の形態は明瞭な2つのグループに分かれている。石英粒子は動的再結晶やアニーリングをしている限り、その形態から定量的に歪を議論することは

Fig. 8. Minor structures in the rock sample AS3 (quartz schist). a: diagonal view. b: view of a polished surface perpendicular to L2 and L3. Scale bar: 1 cm. Detailed explanations are in the text.

Fig. 9. Orientations of F2 fold axes (solid square) and L2 (small dot) for 14 subareas (lower hemisphere). The localities of the subareas are shown in Fig. 1.

きない。しかし、図中、ほぼ典型的な oblate 型で中間軸/短軸比が4前後の3点は、長軸と中間軸を含む面がF3の軸面に平行なもので、これらの石英が、F3が形成される際に褶曲軸面にほぼ直交する方向の短縮を強く受けたことは明らかである。

Fig. 11cには、L3に高角に斜交する断面に表れた黄鉄鉱の周りのプレッシャーシャドウを示してある。注目すべきことは、異なった2つのフリンジが認められることである。ひとつはS2方向に延びたもので、それを構成する石英粒はS3方向にごくわずかに伸長しているものの、粗粒でポリゴナルなI-型の組織である。もうひとつはS3(図ではF3の細密褶曲の軸面)の方向に延びたもので、その石英は繊維状である。このことは、まずS2に平行なフリンジが形成された

後に再結晶化が起こり、その後に主歪軸の方向が大きく変化してS3方向のフリンジが形成されたこと、そして、S3方向のフリンジ形成後には動的再結晶作用もアニーリングも起きなかったことを物語る。Fig. 11dにも繊維状フリンジの例を示した。これは珪質片岩試料AS3のS3に平行な断面で観察したものである。これらの繊維状フリンジは調査地域内の全域で頻繁に認められるが、その伸長方位の計測例をFig. 13に示す。S2面に平行な薄片内ではいずれもL3の方向に卓越しており、これらのフリンジはF3形成と同時に成長し、そのときの最大短縮軸はL3に直交する方向であったといえる。他方、S3に平行な断面では、S2に対して高角に斜交するものもある(図のbとc)、S2に対して高角に斜交するものもある(図のa, d)。a, dはF3の小褶曲の軸面から、

Fig. 10. Microscopic structures of quartz aggregates. a and b: Type-I (upper half) and type-II (lower half) textures in a thin section perpendicular to S2 and L2 of the rock sample AS1, a: cross nicol and b: open nicol, scale bar: 0.4 mm. c: Type-III texture in the thin section parallel to L2 and perpendicular to S2 and d: that perpendicular to L2 of the sample AS3, cross nicol, scale bar: 0.6 mm. Detailed explanations are in the text.

b~cは翼部から得られたデータである。Hara et al. (1968), Hara and Paulitsch (1971)は、F3褶曲をうけた大歩危地域の砂質片岩中の石英脈を解析し、F3形成時の最大伸長軸が鉛直方向であることを示した。このこととF3の大規模褶曲の軸の配列方向から、Hara et al. (1992)は、D3時相の変形を左横ずれせん断運動とこれにほぼ直交する圧縮によるものとしている。水平面内に歪速度勾配をもつ simple shear とこれに直交する pure shear を組み合わせた transpression の変形領域では、歪楕円の長軸は一般に鉛直方向を向くが、simple shear 成分に対する pure shear 成分の相対比が小さくなると長軸は鉛直から水平方向に転換する (Fossen and Tikoff, 1993)。今回の結果ではD3時相の最大伸長軸の方向は必ずしも鉛直方向に一定せず、褶曲翼部ではむしろ水平方向を向く傾向があることが示されている。D3時相の変形様式がHara et al. (1992)のように transpression で近似できるとすれば、D3時相の最大伸長軸のばらつきは、pure shear 成分の相対比の部分的な変化によって歪楕円の主軸の転換が起きたためと解釈できる。特に褶曲翼部では、軸部に比べて pure shear 成分が相対的にかなり小さくなっていると考えられる。

S3に平行な断面で、繊維状のフリンジの黄鉄鉱粒に対する伸長度を、Ramsay and Huber (1983)の rigid fiber

model に従って (フリンジの長さ/フリンジ伸長方向に沿った剛体の半径) 計測すると、まれに3.0近い値をもつものもあるが、4例とも、ほとんどが2.0以内である (Fig. 13 下段のヒストグラム)。

Fig. 2bにF3の小褶曲とその軸面に平行な細密褶曲および圧力溶解によるS3のMRL (写真の黒色薄層)の例を示している。この圧力溶解層中の再結晶雲母類は極めて細粒であり、このことはD3時には低温であったことを示唆する。

以上の観察結果から、D3時相の変形は比較的低温下で進行し、最大短縮軸はF3の軸面 (=S3) に直交する方向にあったが、最大伸長軸の方向はS3面内ではばらつき、必ずしも鉛直方向に一定しないということになる。

3. D2時相のファブリックと変形

泥質片岩中でのS2に平行に配列している石英組織の多くはII-型に属する。これらの細粒石英は一見S2に平行に偏平化しているようにみえるが、それはS2に直交する方向への成長がS2に平行に配列する雲母類やアクチノ閃石で阻害されていることが多いからで、阻害されていない粒子はそれほど顕著な形態定向配列を示さない (Fig. 10a, bの下半部)。また、Fig. 14aにみられるように、泥質片岩の場合、F2褶曲を受けたS1のQRL中の石英粒は、褶曲に伴う顕著な形態ファブリックを持たないことが多い。F3に伴う石英の形態

Fig. 11. Various microscopic structures formed in D2 and D3 phases. a: Quartz grains elongated parallel to the axial plane of F3 in a sample from Sagano, Asemigawa. Scale bar: 0.2 mm. b: Type-I quartz grains elongated parallel to S3, but small grains of type-II are not deformed. The rock sample is from the north of Sakamoto, Asemigawa. Scale bar: 1 mm. c: Two types of pressure shadow around a pyrite crystal. Old fringes of type-I quartz texture parallel to S2 and young fringes composed of fibriform quartz growing parallel to S3. Scale bar: 0.6 mm. d: Fibriform pressure shadow around a pyrite crystal in the sample AS3, observed on the section parallel to S3. Scale bar: 0.25 mm.

Fig. 12. Flinn diagram showing two types of strain mode of quartz grain, constriction type (open circle) and flattening type (open square). Each point is average of 100 to 200 grains in samples from Asemigawa. A data marked by AS3 is for the sample AS3. X, Y and Z are the lengths of principal axes of strain ellipsoid ($X \geq Y \geq Z$).

ファブリックがよく保存されていることを考慮すると、D2時相の石英組織はD3開始以前のアニーリングやD3時相の変形によって多少改変されたものが多いと考えられる。

ところで、Ⅲ-型の石英組織を示す珪質片岩試料 AS3 では、L2に直交する断面よりもこれに平行な断面の方が石英の伸長比が著しいことはすでに Fig. 10 c, d で示した。この石英は長軸がL2に平行であり、長軸/中間軸比が3程度の constriction 型に属する (Fig. 12)。この試料ではL2とL3が平行であり、Fig. 11 d のようにS3に平行な繊維状のフリンジを持つプレッシャーシャドウが発達している。繊維状の石英フリンジはD3時相に特徴的なものであるが、Ⅲ-型の石英組織とほとんど未変形の繊維状の石英フリンジが同時に形成されたとは考えにくい。したがって、Ⅲ-型の石英組織を示す constriction 型の石英の形態は、D2時相に形成されたものが保存されている可能性が高い。

S2のQRL中には、脆性破断した斜長石の pull-apart が頻繁に観察される (Fig. 14 b)。Fig. 15 には pull-apart の方向別頻度分布の3例を示したが、いずれもL2方向で圧倒的に卓越する。3例のL2 (=F2の軸)の地理的方位はそれぞれ異なっているにもかかわらず、pull-apart の方向はどれも一様にL2方向に揃っていることから、引き伸ばしとF2形成は、同時に同一の造構応力場で起こったと考えられる。

すでに示した Fig. 11 c や Fig. 14 c のプレッシャーシャドウ

Fig. 13. Rose diagrams of the growing direction of fibriform pressure shadows on S2 plane (the upper row) and on a plane parallel to S3 (the middle row). The directions of L2, L3 and S2 are also shown. Histograms show frequency distribution of strain magnitude estimated from fibriform pressure shadows. Rock samples are from the south of Sakamoto (a), Sakamoto (b), Sogauchi (d) in Asemigawa and Osugi (c) in Otoyō town.

ウには、D3時の繊維状石英のフリンジの他にI-型の組織を示すフリンジがみられる。S2に平行および垂直な方向での観察によれば、このようなフリンジはS2に平行に成長しており、Fig. 14cのようにL2に平行な伸長形を示すものも認められる。Fig. 14cのプレッシャーシャドウの伸長度は6.7~7.9、Fig. 11cでは見かけでも2.8~5.6に達しているが、これらの値はD3時のものに比べて著しく大きい。

S2のMRL (Fig. 14dの左半部)には、白雲母や緑泥石の底面がS2に平行なD2時相のものと、これに切られS2に斜交するものの2種類の定向配列が認められる。後者はF2褶曲を受け、QRL (図の右半部)中のS1の組成縞と同方向であることから、S1のMRLであることがわかる。また、このMRL中には、斜長石の変晶が認められる。これらは、QRL中の斜長石に比べて、S2に平行な側面での圧力溶解によって著しく偏平化し、粒界は滑らかになっている。これをS2に平行な面で観察すると、斜長石の周りにプレッシャーシャドウが放射状に発達しているのがわかる (Fig. 14e)。したがって、泥質片岩では片理S2が発達する過程で、これに垂直な著しい押しつぶしがMRL内で起きていたと考えられる。

以上の観察事実を総合すると、F2の形成を伴うD2時相には、斜長石の破断と石英の塑性流動が共存する条件下で、L2にはほぼ平行な伸長が起き、それにひきつづく著しい押し

つぶしによって、圧力溶解-沈澱機構によるS2の形成が進行したと考えることができよう。

4. せん断のセンス

前節ではD2時の変形が、L2方向での伸長とS2に垂直な短縮によって特徴づけられるとした。しかし、これは前節の観察事実から推定されるD2時相の歪楕円の形から結論されたものであって、S2面内でのせん断変形の存在を否定するものではない。四国中央部の三波川帯高変成相ではFaure (1983)以来、多くの研究者によって流動のcoaxialityに注目した解析がなされ、Wallis (1990), Wallis et al. (1992), Hara et al. (1992)などにより、高変成相での“D1時相” (Faure, 1983, 1985; Banno and Sakai, 1989; Wallis, 1990)には上盤西ずれのせん断センスが卓越することが指摘された。しかし、低変成相ではせん断センスの報告は少なく、本調査地域内ではWallis et al. (1992)がわずかに数例報告しているにすぎない。

本研究では多数のサンプルのS2に垂直な2~4方向の断面 (L2, L3にそれぞれ平行、垂直な断面を含む。)の観察を行い、せん断センスの決定を試みた。センスの決定にはFig. 16に示したようなプレッシャーシャドウ、シアーブンドなどを用いた。これらのうち非対称性を示すものはS2面上に配列したD2時相のものである。また、非対称構造の多くがL2ないしはL3に平行な断面で観察された。観察結果をFig.

Fig. 14. Various microscopic structures formed in D2 phase. a: F2 fold. Note that quartz grains were recrystallized and the shape fabric related with F2 fold scarcely remains. The sample is from the south of Sagano, Asemigawa. Scale bar: 0.2 mm. b: An albite porphyroblast fractured and pulled apart parallel to L2. The sample is AS2. Scale bar: 0.6 mm. c: Pressure shadow around a pyrite crystal on the S2 plane. Fringes of type-I quartz texture are elongate parallel to L2. Scale bar: 1 mm. d: Phyllosilicate grains parallel to S1 and truncated by MRL of S2. Note albite porphyroblasts flattened by pressure solution along S2. The sample is from the north of Sakamoto, Asemigawa. Scale bar: 0.2 mm. e: Pressure shadow around albite porphyroblast in MRL, thin section parallel to S2 plane. Scale bar: 0.6 mm.

Fig. 15. Rose diagrams showing pull-apart direction of fractured plagioclase. The rock samples (a) to (c) are the same as those in Fig. 13.

4に示したが、図の矢印は非対称性の観察される切断面の方向であって、それは必ずしもせん断の方向を正確に指示しているわけではない。しかしながら、このことを考慮しても、本研究の結果は、上盤西ずれが広域的な傾向であること、およびせん断の方向とL2の方向は大きく斜交しないことを示している。

これまでに述べてきたようにD2時相の変形の特徴は、最大伸長方向がF2の軸およびせん断の方向とほぼ平行ないし、平行に近いことである。このような変形様式を説明できる機構としては、次の2つが最も考えやすい。まず、片理に直交するせん断歪速度勾配 (thrust shear 成分) の他に、片理面内にも共通のせん断方向を有する歪速度勾配 (wrench shear 成分) がある場合である。この機構では褶曲軸の方向や引き伸ばしの方向が初生的にせん断の方向と斜交していても、これらは変形の進行に伴ってせん断方向へ速やかに回転する (Ridley, 1986; Ridley and Casey, 1989)。別の機構としては sheath-like fold (Quinquis et al., 1978) が著しく発達した場合が考えられる。sheath fold は、大きなせん断変形を被ったときに、片理面上の局所的な「乱れ」が増幅することによって発達すると考えられている (Cobbold and Quinquis, 1980)。四国の三波川帯でも Faure (1983), Wallis (1990) などが sheath fold を報告し、せん断変形の証拠の一つとした。この場合にも、せん断歪が増大し、sheath が伸長するに伴って褶曲軸と引き伸ばしの方向は、せん断の方向に近づいてゆく (Robin and Maurice, 1985)。F2の軸、せん断の方向、最大伸長方向の3つがほぼ平行という方位関係が、上記のどちらかの機構で実現されたとすれば、いずれにしてもこの地域の岩石はD2時相にはきわめて大きなせん断歪を被ったことになる。

Watanabe (1992) は、sheath fold を伴う激しいせん断変形を被った場合、一回のせん断によって軸方向が異なる複数の褶曲が重複し、見かけ上、非常に複雑な変形履歴が生じ得ることを指摘している。本研究のD1時相の情報はきわめて限られているため、その区分は褶曲および片理面の重複関係のみに基づいて行ったが、上述のような問題点に留意して今後さらに時相区分の検討を進めていくと、D1とD2は一連のせん断変形を受けた時相として一つにまとめられる可能性もある。

結 論

以上の観察結果をもとに、本地域の三波川帯低変成相における変形過程は Fig. 17a, b に示したように要約できる。

1) 本地域の三波川帯低変成相では、D0~D3の4つの変形時相が識別される。それぞれの時相には構造要素 (面構造S, 褶曲構造F, 線構造L) の組み合わせ [S0], [F1, S1], [F2, S2, L2], [F3, S3, L3] が形成された。F1とF2はisoclinalな intrafolial fold であるのに対して、F3は open-tight な upright fold である。各時相のLとSはそれぞれの時相のFの軸と軸面に平行である。

2) S0が変形構造なのか原岩構造なのかは不明だが、S1~S3はすべて各時相の褶曲作用とそれに伴う圧力溶解によ

る片理面である。特にD1とD2時相には、泥質片岩中にS1とS2に平行な石英優勢層 (QRL) と雲母類優勢層 (MRL) との細互層が形成された。

3) D0, D1の歪様式は明らかでない。L2は本地域主要部でNW-SE方向である。D2時相の変形は、斜長石が脆性破断し石英は塑性流動する条件下で上盤西ずれセンスのせん断を伴うL2方向への引き伸ばしと、圧力溶解-沈澱機構が関与したS2に垂直な方向の押しつぶしであった。L3は広域的にE-W方向である。D3時相の変形はS3に直交する方向の短縮に特徴づけられ、最大伸長軸の方向は必ずしも一定ではなかった。D2時相に比べてD3時相には温度は著しく低下していた。また、D2時相の変形量はD3時相に比べてきわめて大きい。

文 献

- Banno, S. and Sakai, C., 1989, Geologic and metamorphic evolution of the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. In Daly, J. S., et al., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*. Geol. Soc. Spec. Pub., no. 43, 519-532.
- Cobbold, P. and Quinquis, H., 1980, Development of sheath folds in shear regimes. *Jour. Struct. Geol.*, **2**, 119-126.
- Faure, M., 1983, Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa Belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 319-329.
- , 1985, Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the Jurassic orogen of SW Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **7**, 175-186.
- Fossen, H. and Tikoff, B., 1993, The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, **15**, 413-422.
- 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」. 広島大学出版研究会, 307-390.
- Hara, I., Uchibayashi, S., Yokota, Y., Umemura, H. and Oda, M., 1968, Geometry and internal structures of flexural folds (1). Folding of single competent layer enclosed in thick incompetent layer. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, **C**, **6**, 51-113.
- and Paulitsch, P., 1971, C-axis fabrics of quartz in buckled quartz vein. *N. Jb. Miner. Abh.*, **115**, 31-53.
- , Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y., 1992, Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, **C**, **9**, 495-595.
- 秀 敬, 1961, 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造と変成作用. 広島大学地質研報, **9**, 1-87.
- 東野外志男, 1990, 四国中央部三波川帯の変成分帯. 地質雑, **96**, 703-718.
- Kawachi, Y., 1968, Large-scale overturned structure in the Sambagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **74**, 607-616.
- 小島丈児, 1956, 三波川帯. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, 88-100.
- Masuda, T., 1982, A microstructural sequence of quartz schists in central Shikoku, southwest Japan. *Tectonophysics*, **83**, 329-345.
- and Fujimura, A., 1981, Microstructural development of fine-grained quartz aggregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, **72**, 105-128.
- Oyagi, N., 1964, Structural analysis of the Sambagawa crystalline schists of the Sazare mining district, central Shikoku. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, **C**, **4**, 271-332.
- Quinquis, H., Audren, C., Brun, J. P. and Cobbold, P., 1978, Inten-

- sive progressive shear in Ile de Groix blue schists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, **273**, 43-45.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1983, The techniques of modern structural geology. 1, Strain analysis. Academic press Inc., London, 265-280.
- and ———, 1987, The techniques of modern structural geology. 2, Fold and fractures. Academic press Inc., London, 347-364.
- Ridley, J., 1986, Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction—a model and observations. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 647-653.
- and Casey, M., 1989, Numerical modeling of folding in rotational strain histories: Strain regimes expected in thrust belts and shear zones. *Geology*, **17**, 875-878.
- Robin, L. and Maurice, M., 1985, Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. *Nature*, **315**, 739-742.
- Shimizu, I., 1988, Ductile deformation in the low-grade part of the Sambagawa metamorphic belt in the northern Kanto Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 609-628.
- 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.
- , Banno, S. and Radwanec, M., 1992, Kinematics, structure and relationship to metamorphism of the east-west flow in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *The Island Arc*, **1**, 176-185.
- 渡辺暉夫, 1974, 三波川帯・秩父帯中の小褶曲の形成機構についての一考察—長野県大鹿地方の例—. *地質雑*, **80**, 225-238.
- Watanabe, T., 1992, Sheath folds in pelitic schists of the Tia complex, Southern New England fold belt, Eastern Australia. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser IV*, **23**, 247-254.
- ・菅家延征, 1974, 長野県伊那地方の三波川帯結晶片岩の重複変形. *地質雑*, **80**, 17-30.
- ・堀内宏哉, 1987, 四国中央部三波川帯変成帯の緑泥石帯泥質片岩の研究 (I). 日本地質学会第94年学術大会演旨, 499.

(要 旨)

西川 治・三沢隆治・小川昇一・大槻憲四郎, 1994, 四国中央部三波川帯低変成度岩の構造解析. *地質雑*, **100**, 901-914. (Nishikawa, O., Misawa, T., Ogawa, S. and Otsuki, K., 1994, Structural analysis of low grade metamorphic rocks of Sambagawa Belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 901-914.)

四国中央部の三波川帯低変成相の変形小構造は、一般に4つの面構造、3つの褶曲構造、2つの線構造によって構成されており、構造要素の組み合わせ [S0], [S1, F1], [S2, F2, L2], [S3, F3, L3] の発達に対応した変形時相 D0, D1, D2, D3 が識別される。D0 と D1 に関する情報はほとんど残されていない。D2 時相には isoclinal で intrafolial な形態に特徴づけられ、軸が NW-SE 方向の褶曲 F2 が発達した。この時相の変形は斜長石が破断し石英は塑性変形する条件下で進行し、変形様式は上盤西ずれのせん断変形を伴う L2 方向 (F2 の軸に平行) への伸長と、片理 S2 に垂直な方向の短縮であった。D3 時相には、明らかに温度が低下し、軸が E-W 方向で軸面が急立した褶曲 F3 が形成され、S3 に垂直な短縮が起きた。変形量は D2 時相の方が D3 時相に比べて著しく大きかった。また、D1 と D2 時相には、S1 および S2 に平行な圧力溶解および再結晶によって、泥質片岩に石英優勢層と雲母類優勢層の薄互層が形成された。