

巡検案内書

三波川帯トラバース：最浅部変成岩から最深部超苦鉄質岩まで*

Geologic traverse of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, SW Japan: from the lowest-pressure metasediments to the highest-pressure ultramafic rocks *

青矢睦月¹ 水上知行² 遠藤俊祐³

概要

Mutsuki Aoya¹, Tomoyuki Mizukami² and Shunsuke Endo³

2017年3月6日受付.

2017年6月16日受理.

* 日本地質学会第124年学術大会(2017年・愛媛)
巡検(Fコース)案内書

¹ 徳島大学大学院社会産業理工学研究部
Graduate School of Science and Technology,
Tokushima University, Tokushima 770-8506,
Japan

² 金沢大学大学院自然科学研究科
Graduate School of Natural Science and
Technology, Kanazawa University, Kanaza-
wa 920-1192, Japan

³ 島根大学大学院総合理工学研究科
Interdisciplinary Faculty of Science and En-
gineering, Shimane University, Matsue 690-
8504, Japan

Corresponding author: M. Aoya,
aoya@tokushima-u.ac.jp

(注) 本原稿の PDF カラー版が J-STAGE でご覧い
ただけます.

<https://www.jstage.jst.go.jp/browse/geosoc/-char/ja>

我々が直接には到達できない沈み込み帯深部の岩石を、何らかの地質学的過程の末に現在の地表に露出させているのが低温高圧型の三波川変成帯であり、三波川帯が擁する地下約15~100 kmの深さで形成した多様な岩石、しかも沈み込み境界の下盤側と上盤側、両者の岩石群をまとめて観察できるのが四国中央部の新居浜地域である。そういった岩石群が地下深部へもたらされ、その後地表に至るまでに行われたプレート間のせめぎ合いは、岩石が宿すに至った鉱物組成や変形構造、および岩石相互の露出位置関係という形で保存されている。本巡検では、造山運動や地殻-マントル相互作用に関する情報が数多く記録された新居浜地域三波川帯の地質を、おもに構造岩石学的な視点から概観する。地殻起源変成岩としては最浅部にあった中七番ユニットの砂質片岩や最深部にあった権現エクロジャイト等を、またマントルウェッジ起源の超苦鉄質岩類では最深部に達していた東赤石かんらん岩体を主な観察対象とする。白亜紀のユーラシア東縁沈み込み帯深部で起こっていた様々な地質現象、特に変形と化学反応に、短時間でなるべく濃密に触れることができるよう、本巡検を企画した。

Keywords

三波川帯, 沈み込み帯, 新居浜地域, 構造岩石学, 変形, 片岩, エクロジャイト, 超苦鉄質岩, スラブ-マントル相互作用

Sambagawa metamorphic belt, subduction zone, Niihama district, structural petrology, deformation, schist, eclogite, ultramafic rocks, slab-mantle interaction

地形図

1:25,000 「弟地」, 「別子銅山」

見学コース

[1 日目] 8:00 JR 松山駅発(バス)→新居浜市別子山中七番→新居浜市別子山瀬場登山口(徒歩)→瀬場登山道→赤石山荘(泊)
 [2 日目] 8:00 赤石山荘発(徒歩)→八巻山稜線→権現越→床鍋登山道→新居浜市別子山床鍋登山口(バス)→JR 新居浜駅→17:30 JR 松山駅

見学地点

- | | |
|-----------------------------------|--|
| Stop 1 (33°50'11"N, 133°20'01"E) | 中七番(おおぼけ)ユニットの砂質片岩 |
| Stop 2 (33°50'41"N, 133°20'31"E) | 中七番ユニット-白滝ユニット境界部の混在岩 |
| Stop 3 (33°51'12"N, 133°23'26"E) | 第6回国際エクロジャイト会議(IEC2001)の記念碑(瀬場登山口) |
| Stop 4 (33°51'41"N, 133°22'40"E) | 瀬場変斑れい岩北縁と瀬場苦鉄質片岩の境界部(エクロジャイトユニット内) |
| Stop 5 (33°51'52"N, 133°22'28"E) | 超苦鉄質岩ブロックを含む瀬場苦鉄質片岩と泥質片岩の境界部(エクロジャイトユニット内) |
| Stop 6 (33°52'35"N, 133°22'09"E) | 東赤石ユニットのアンチゴライト片岩(D ₃ および D _{2B} 期の変形構造) |
| Stop 7 (33°52'32"N, 133°22'56"E) | 東赤石ユニットのボーフィロクラスティックダナイト(D _{2A} 期の変形構造) |
| Stop 8 (33°52'37"N, 133°23'06"E) | 東赤石ユニットのざくろ石を含むかんらん岩と輝石岩 |
| Stop 9 (33°52'40"N, 133°23'22"E) | 権現岩体の石英エクロジャイト(四国電力鉄塔下) |
| Stop 10 (33°52'16"N, 133°23'20"E) | エクロジャイトユニットの泥質片岩 |

はじめに

三波川帯は西の九州佐賀関半島から東の関東山地まで、東西約 800 km に渡って延長する低温高压型(以後、高压型)の広域変成帯であり(中島ほか, 2004; Wallis and Okudaira, 2016; Fig. 1a), 古くより造山運動のメカニズムを解明するための鍵として重要な研究対象とされてきた(小川, 1902 年

ど). 特に四国中央部は明治時代以来、三波川帯研究における最重要地域の 1 つとして注目されて来た. この理由として、三波川帯の南北幅が四国中央部で約 30 km と全延長の中で最大となること(Fig. 1), また急峻な山岳地帯であるために岩石の露出・保存状況がよいことに加えて、(1)日本最大級の規模を誇った別子銅山の含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)を胚胎すること(遠藤ほか, 2013 など); (2)一般的な低

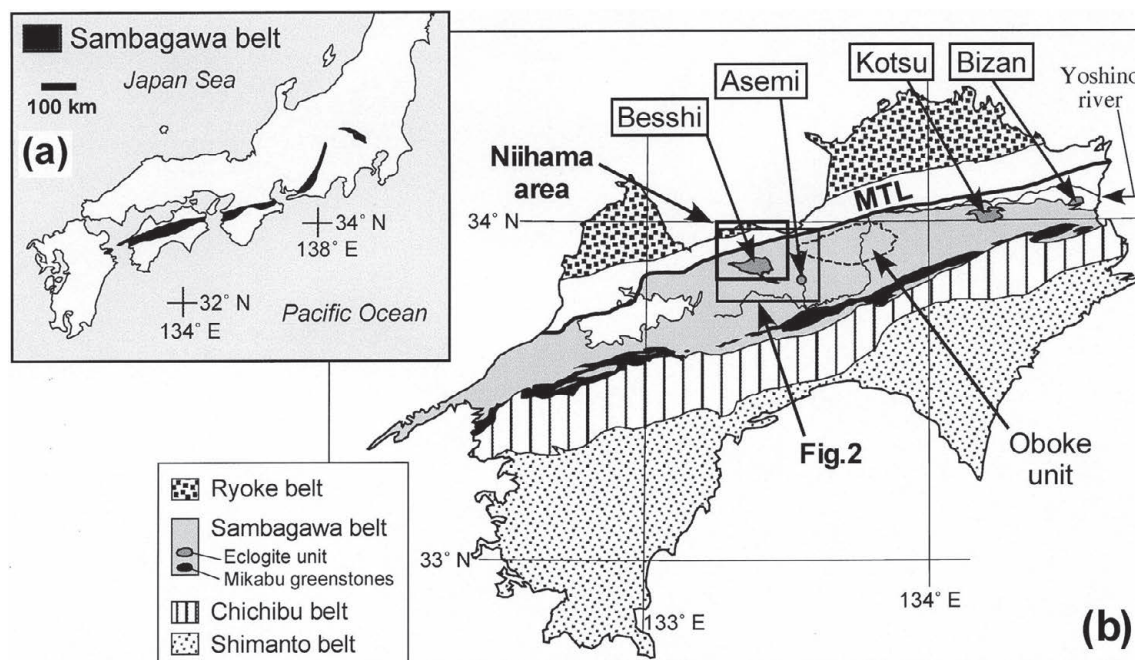


Fig. 1. (a) Location of the Sambagawa belt in SW Japan, and (b) map of the tectonic domains of Shikoku Island based on the Seamless Digital Geological Map of Japan (Geol. Surv. Japan, 2015). Rectangles indicate the 1:50,000 Niihama area and the area shown in Fig. 2a. In the Sambagawa belt, the four known localities of the Eclogite unit (dark gray; Besshi, Asemi, Kotsu, and Bizan) and an outline of the Oboke unit (dashed line) are indicated.

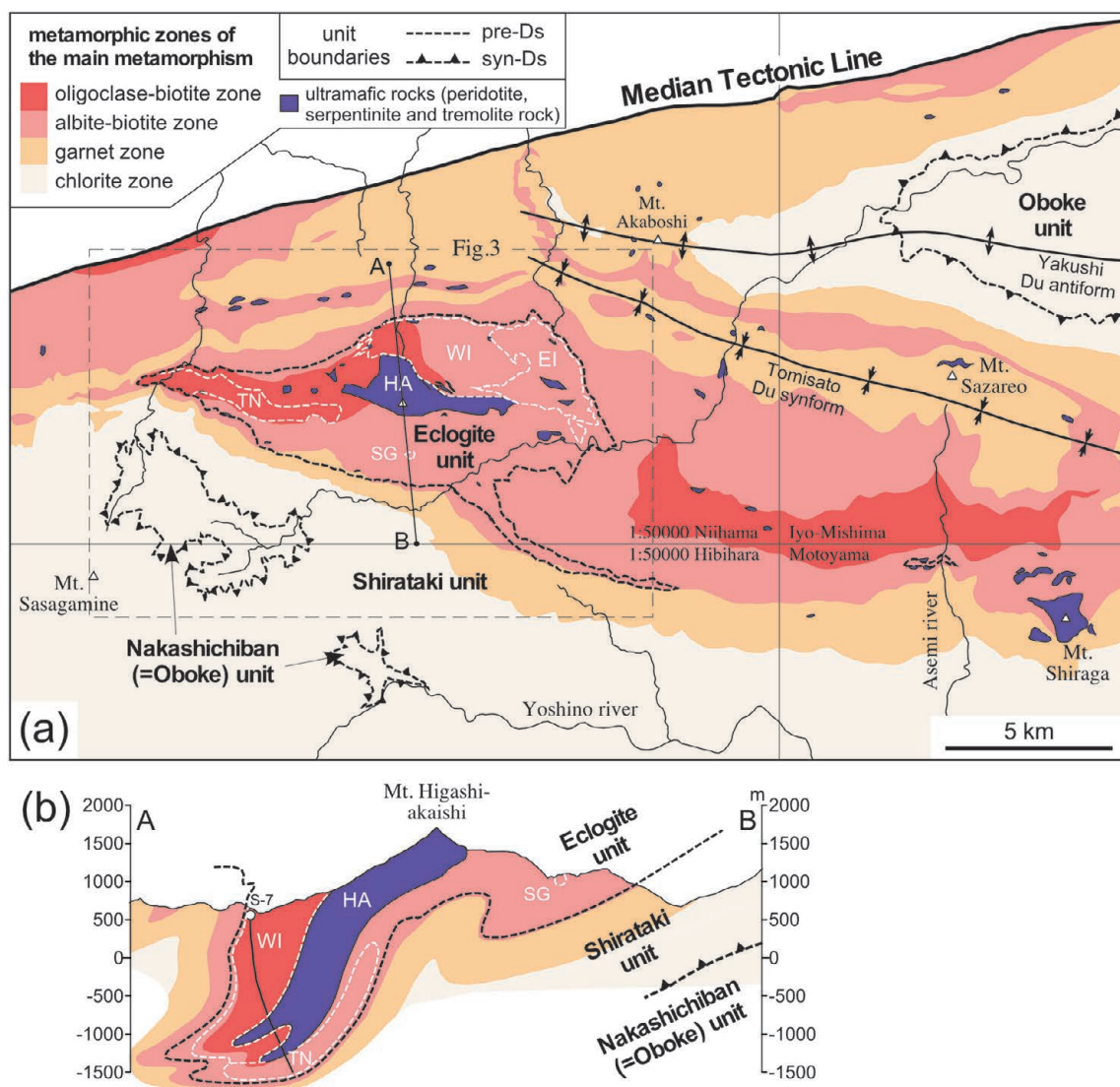


Fig. 2. (a) Metamorphic zonation map of the Sambagawa belt, central Shikoku, with the distribution of ultramafic bodies (Higashino, 1990a, b; Aoya et al., 2013b; Kawahara et al., 2016). (b) Cross-section along the line A–B shown in (a) (Aoya et al., 2013b). The cross-section was drawn using data from borehole S-7 (MMEAJ, 1969), which has been projected perpendicular to the sectional plane in (b). The map region for (a) is indicated in Fig. 1b. The dashed rectangle represents the area shown in Fig. 3. TN, HA, WI, EI, and SG represent the Tonaru, Higashi-akaishi, western Iratsu, eastern Iratsu, and Seba-metagabbro bodies, respectively.

～高変成度の片岩類のみならず、三波川帯の他所にはまれな粗粒の岩相、すなわち片麻岩類やかんらん岩類のまとまった分布が見られること(佐藤, 1938 など); および(3)これらの粗粒岩類が他の一般的な片岩類よりも深所、すなわちエクロジャイト相で変成した痕跡を残していること(Takasu, 1989 など), といった学術的要素が挙げられる。ただし現在では、エクロジャイト相変成作用の痕跡はこういった粗粒岩類のみならず、比較的細粒の一般的な片岩類の一部にも記録されていることが判明している(猶原・青矢, 1997; Mouri and Enami, 2008 など)。また近年、四国中央部の調査研究から、地下 30 km 以深に沈み込んだ地殻起源変成岩類が、当時これらの岩石の直上に位置していたマントルウェッジ物質(超苦鉄質岩類)を大小のブロック群として取り込んでいること

も判明し(Aoya et al., 2013a), 三波川帯は沈み込み境界深部の化石としても注目され始めている(Mizukami et al., 2014; Kawahara et al., 2016)。特に、四国中央部の北部に位置する 1 : 50,000 地質図幅「新居浜」(青矢ほか, 2013b; Fig. 1b)の三波川帯では、地殻起源変成岩類のうち最浅部から最深部までほぼ全圧力範囲に相当するもの、また超苦鉄質岩ではマントルウェッジ最上部のブロックから地下約 100 km 相当の超高压条件を経験した東赤石かんらん岩体まで、様々な深さに達していた岩石を観察できる(Fig. 2a)。本巡検では、新居浜図幅周辺の三波川帯に産する最浅部変成岩から最深部超苦鉄質岩までを観察対象に含め、主に構造岩石学的視点に立った地質トラバースを行う。

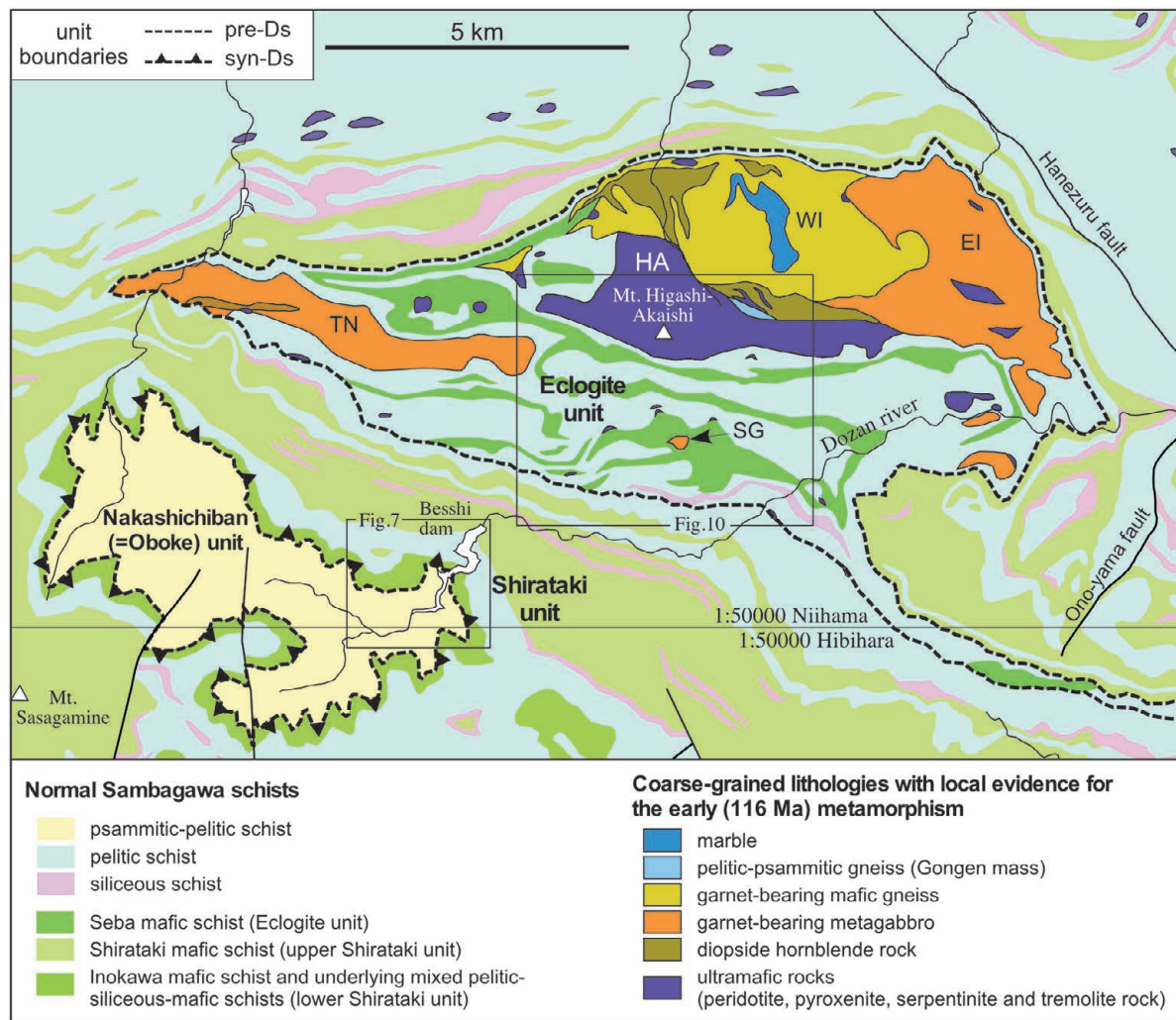


Fig. 3. Geological map of the Besshi area. The mapped region is shown in Fig. 2a. Abbreviations of rock-body names are the same as in Fig. 2. Rectangles indicate the mapped regions shown in Figs 7 and 10.

地質概説

新居浜地域周辺における三波川帯の研究史と地質の詳細については青矢ほか(2013b)に、また特に最近20年間の研究の学術的な進展については青矢・遠藤(2017:印刷中)にまとめられている。ここでの記述は巡検コースを踏まえたなるべく簡潔な内容にとどめる。

1. 三波川帯構成岩類の原岩とその起源

地殻起源変成岩類 領家帯と三波川帯(Fig. 1b)は中央構造線を介して西南日本を東西約800 kmに渡って並走しており、「対になった変成帯」(都城, 1965; Wallis and Okudaira, 2016)として知られる。大局的には前者が火山弧直下、すなわち沈み込み帯の上盤側に由来し、後者は海溝下の地下深所、すなわち沈み込み帯の下盤側に由来するものと捉えられる(都城, 1965, 1994)。実際、四国中央部も含めた三波川帯は苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩、砂質片岩によってその大部分が占められ(Fig. 3)、原岩組合せは玄武岩、チャート、泥岩、砂岩という海洋地層序に相当している(Isozaki

et al., 1990 など)。低温高压型の変成条件も合わせると、三波川帯とは、主に沈み込んだ海洋地殻表層物質からなる地質体であると考えられる。三波川帯のような高压型変成帯がどのようなメカニズムで地下深部から地表まで上昇できたのかは未だ明らかとは言えない。1つの提案として、片岩類の沈み込み時の圧力-温度(P-T)経路と変成年代に基づき、後期白亜紀(約90 Ma)に起こった中央海嶺の沈み込み帯への接近、およびそれに伴う加熱・流動化が、三波川帯上昇の引き金になったという議論がなされている(Aoya et al., 2003; 青矢, 2004; Wallis et al., 2009)。この場合、初期の上昇駆動力としては浮力が想定されるが(Endo et al., 2012 など)、その他にウェッジ絞り出しを想定するモデルも構造地質学の観点から提案されている(Yamamoto et al., 2004 など)。ただし、いずれの力学的解釈が妥当なのかは、運動学の見地、すなわち、くぐり抜け運動の認識だけでは解決できない点には注意が必要である。

一方、新居浜地域には上記した一般的な片岩類に加えて、ざくろ石含有変斑れい岩、ざくろ石含有苦鉄質片麻岩など、

ニットという2つの構造ユニットに区分されてきたが(Takasu et al., 1994; Wallis, 1998 など), 青矢ほか(2013b)は, より高压の変成条件, すなわちエクロジャイト相に達していた岩石の分布域を新たな構造ユニットと認識し(Wallis and Aoya, 2000), 旧来の別子ユニットをさらに別子エクロジャイト相ユニットと白滝ユニット(命名: 青矢・横山, 2009)に区分した. 本報告では青矢ほか(2013b)の別子エクロジャイト相ユニットを単にエクロジャイトユニットと呼ぶ(Figs. 2a, 3, 4a). また, より詳しく見ると超高压変成作用を記録したかんらん岩類(Fig. 4)はエクロジャイトユニットから独立した構造単位ともみなせるため, 他のエクロジャイトユニット部分と区別する必要がある場合には, 青矢ほか(2013b)に習い, 適宜「東赤石ユニット」という言葉を用いる. このように, エクロジャイトユニットは東赤石ユニットのかんらん岩類, また粗粒および細粒の地殻起源変成岩類を含み, 様々な構成要素からなるものの(Fig. 3), 後期白亜紀(約 89 Ma: Wallis et al., 2009)のエクロジャイト相変成作用の時点では, 沈み込み境界付近でひとかたまりのユニットをなしていたと考えられる. 一方, 四国東部三波川帯において構造的最低位に位置し, 砂質片岩が卓越する大歩危ユニットは, 新居浜地域においてはやはり最低位に位置する中七番ユニットと同一視できる(Takasu et al., 1994). まとめると, 新居浜地域の三波川帯は下位から上位へ向かって中七番ユニット, 白滝ユニット, エクロジャイトユニットが順に積み重なったナップ構造を持つ(Fig. 2b).

3. 変成作用と放射年代

主変成の変成分帯 三波川帯では泥質片岩の鉱物組み合わせに基づき, 変成圧力の低い方から順に緑泥石帯, ざくろ石帯, 曹長石黒雲母帯, および灰曹長石黒雲母帯という4帯への変成分帯が行われてきた(東野 1990a など; Fig. 2). この変成分帯を記録した, 三波川帯全域に及ぶ一連の変成作用を以後, 主変成作用と呼ぶ. 伝統的に用いられてきた無点紋帯から点紋帯への遷移線, すなわち肉眼で確認できる曹長石斑状変晶の出現線は, 緑泥石帯からざくろ石帯への境界とはほぼ一致することが知られている(秀, 1961 など). 主変成作用に対応する変成相系列は, パンペリー石アクチノ閃石相から青色片岩相と緑色片岩相の境界部を経て緑れん石角閃岩相に至るいわゆる高压中間群であり(都城, 1965), エクロジャイト相相当の高压部には至らない(Figs. 4a, 4b). 一方, エクロジャイト相変成作用の証拠を残す岩石にとっては, 主変成作用はその後の段階, つまり後退変成期の記録とみなせる(Fig. 5c; Aoya, 2001). すなわち, 三波川帯では古い方から順に, 初期変成作用, エクロジャイト相変成作用, および主変成作用という3段階の変成作用が認識されるが, 三波川帯の全域に及んでいた変成作用は最後の主変成作用のみである.

放射年代 変成年代が直接的に求められた数少ない例の1つ目は, 五良津西部岩体のエクロジャイトに対する Lu-Hf 法から得られた 115.9 ± 0.5 Ma という, ざくろ石核部の成長年代である(Endo et al., 2009). この年代は一部の粗粒岩相にのみ記録された初期変成作用の年代と解釈でき(例

えば, 青矢・遠藤, 2017 印刷中), かつ Okamoto et al. (2004)が粗粒の権現岩体(Fig. 3)から得た SHRIMP U-Pb 法によるジルコン外縁部の成長年代とも誤差範囲で一致する. 一方, エクロジャイト相変成作用については新居浜地域(瀬場), および四国東部の高越地域(Fig. 1b)の2箇所から, エクロジャイト質片岩中のざくろ石とオンファス輝石を用いた Lu-Hf 法によって, それぞれ 88.8 ± 0.6 Ma, および 88.2 ± 0.5 Ma という後期白亜紀の変成年代が得られている(Wallis et al., 2009). さらに, Aoki et al. (2009)は四国中央部・汗見川地域の灰曹長石黒雲母帯(Figs. 1b, 2a)の泥質片岩から複数のジルコンを抽出し, Nano-SIMS を用いた U-Pb 年代測定を行った. その結果, フェンジャイトを包有するジルコン外縁部から 85.6 ± 3.0 Ma が得られ, この年代を緑れん石角閃岩相における変成作用, すなわち主変成作用の年代と解釈している.

一方, 白滝ユニットまたはエクロジャイトユニットにおけるざくろ石帯以上の高変成度部のフェンジャイト K-Ar 系年代を見てみると, 新居浜地域の Ar-Ar 年代は 89–76 Ma (Takasu and Dallmeyer, 1990), また東隣り伊予三島地域での K-Ar 年代は 89–71 Ma (Itaya and Takasugi, 1988)の範囲を示す. さらに, 全域が緑泥石帯に属する新居浜地域の中七番ユニットからは全岩 Ar-Ar 年代として 77 Ma (Takasu and Dallmeyer, 1990), また四国東部の大歩危ユニットからはフェンジャイト K-Ar 年代として 73–60 Ma が得られている(Itaya and Takasugi, 1988; Aoki et al., 2008). つまり, 大歩危ユニット相当の地域では K-Ar 系年代が白滝ユニットやエクロジャイトユニットよりも若い傾向がある. 大歩危ユニットのピーク変成温度はおおむね 300°C 以下とされている(Fig. 4). 従って, フェンジャイトにおける K-Ar 系の閉鎖温度を約 400°C (300°C 以上)と考え(Hodges, 1991; Hames and Bowering, 1994 など), 閉鎖が温度効果のみによるとした場合には, 70–60 Ma という大歩危ユニットの K-Ar 年代はフェンジャイトの成長年代, すなわち主変成作用の年代と解釈される. ただし, K-Ar 系年代が変形終了年代を表すという解釈も同様に有力視されており(Itaya and Takasugi, 1988; Itaya and Tsujimori, 2015 など), この場合, フェンジャイトは成長以後の変形を受けて定向配列を示していることから, 得られた年代は変成年代よりも若い可能性がある. また大歩危地域ではジルコンのフィッシュトラックの解析から, 30 Ma 以降の再加熱による K-Ar 系年代の若返りも指摘されているため(Wallis et al., 2004), 少なくとも 60 Ma 代の K-Ar 年代をそのまま変成年代と捉えるのは危険かもしれない. 慎重に言えば, 大歩危ユニットのピーク変成作用は, 砂質片岩中の碎屑性ジルコンから得られた最も若い年代(82 ± 11 Ma: Aoki et al., 2007)よりも後で, かつ最も若い K-Ar 系年代である約 60 Ma までの時期である. 従って, 現時点では大歩危ユニットの主変成作用は白滝ユニットと同時期の可能性もあり, またそれより若い可能性もある.

一方, 上記した砂質片岩中の碎屑性ジルコンの年代論, すなわち原岩年代が後期白亜紀であるという観点から, 大歩危

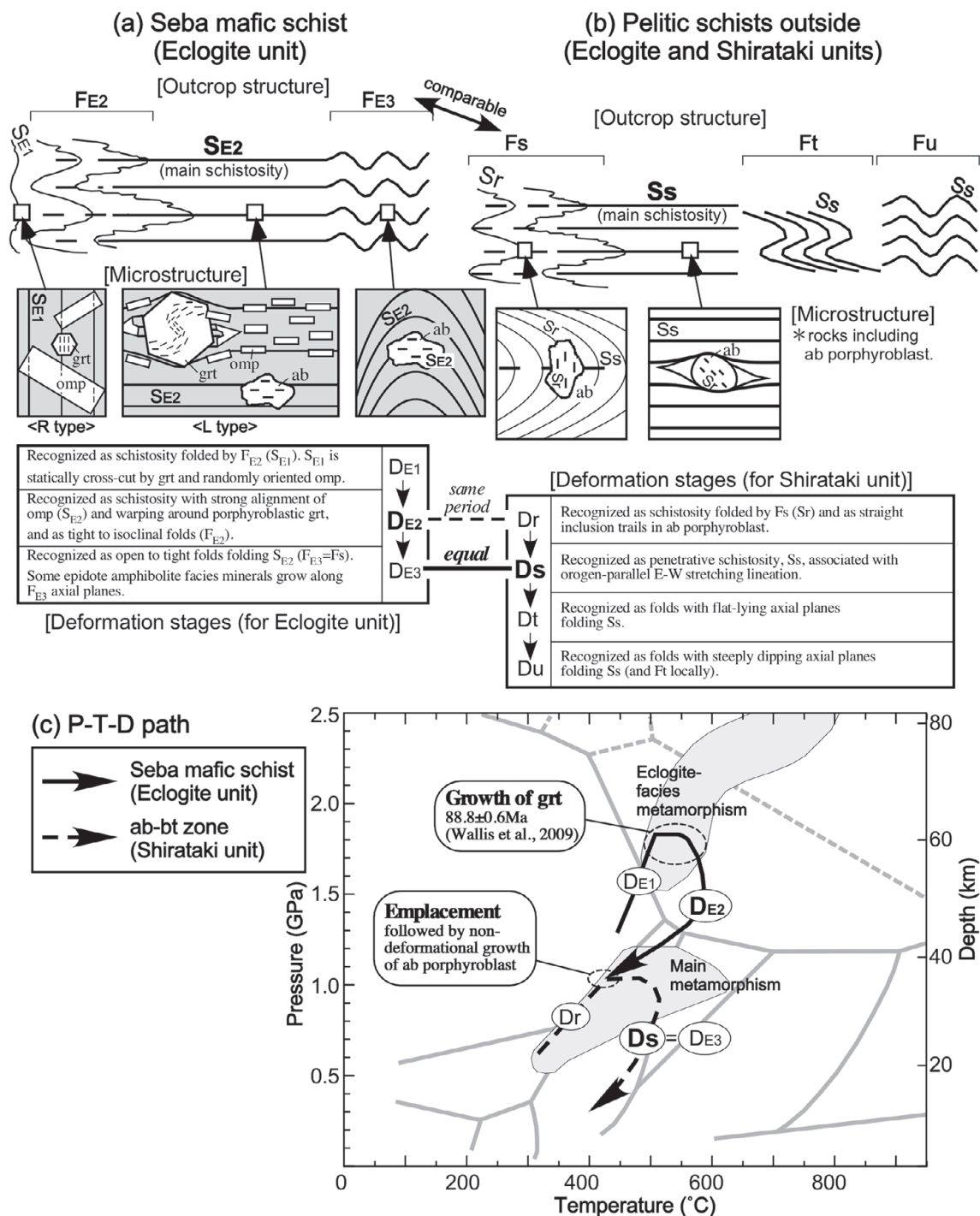


Fig. 5. Deformation stages and pressure–temperature–deformation (P–T–D) paths (Aoya et al., 2013b). (a), (b) Summary of deformation stages and their associated structures inside (a) and outside (b) the Seba mafic schist, based on Wallis et al. (1992), Aoya and Wallis (1999), and Aoya (2001, 2002). Schematic diagrams of the microscopic occurrence of omp (omphacite), grt (garnet), and ab (albite) porphyroblasts observed in outcrop are also shown. (c) The P–T–D paths of the Seba mafic schist and of ab–bt (albite–biotite) zone rocks in the Shirataki unit, modified after Aoya (2001). The stages of garnet growth and emplacement of the Eclogite unit within the Shirataki unit are also shown.

ユニットを四万十帯北帯の一部とみなす考えが提案されているが(Aoki et al., 2007, 2008), 近年, 白滝ユニット相当の変堆積岩類からも後期白亜紀の堆積年代が得られるようになったため(大藤ほか, 2010; Knittel et al., 2014), 大歩危

ユニットのみを四万十帯相当として区別する考えは無意味化しつつある。つまり, そもそも三波川帯の主たる変成作用(エクロジャイト相変成作用, および主変成作用)の年代は後期白亜紀である可能性が高く, 過去の研究が想定した前期白

亜紀(約 120 Ma)の変成作用は前述の通り、三波川帯のごく一部の特殊岩相に記録されているにすぎない。

4. 延性変形段階の区分(地殻起源変成岩類)

褶曲のオーバープリントパターン(Stop 3 参照)などから、三波川帯の地殻起源変成岩類が変成作用やそれ以後の上昇過程を通じて複数段階の延性変形を被っていたことがわかる(例えば、青矢, 2004)。それらの変形段階を Fig. 5 にまとめた。

露頭での構造 Wallis(1990; 1998)は汗見川周辺の白滝ユニットでの研究を通じて、アルファベット順の添字を用い、古い方から順に Dr, Ds, Dt, Du という 4 つの変形段階を区分した(Fig. 5b)。Ds, Dt, Du は Kojima and Suzuki(1958)や Faure(1983)で S1, S2, S3 と呼ばれた面構造の形成段階にかなりの部分で一致する。また Du は例えば Hara et al.(1992)の肱川-大歩危変形に相当する。一方、白滝ユニットとエクロジャイトユニットの境界が有意な圧力ギャップを介した構造境界であることから(Fig. 4), Aoya and Wallis(1999)はエクロジャイトユニット中の瀬場苦鉄質片岩(Fig. 3)において、白滝ユニットとは独立に D₀, D_A, D_B という 3 つの変形段階を区分した。ただし、混乱を招きかねない名称なので青矢ほか(2013b)はこれらを D_{E1}, D_{E2}, D_{E3} と改称した(Fig. 5a; Endo et al., 2012)。D_{E1} と D_{E2} は白滝ユニットとの定置以前、すなわちエクロジャイトユニットに固有の変形段階である(Fig. 5c)。またエクロジャイトユニットの上昇が D_{E2} 期に起こり、同時に白滝ユニットの沈み込みが Dr 期に起こった結果、両ユニットが定置し、その後両者は共通の変形史を辿ったとされる(Aoya, 2001)。定置後に起こった D_{E3} は Ds と同一の変形段階である(Fig. 5c)。従って、エクロジャイトユニットと白滝ユニットの境界は Dr(D_{E2}) 期に形成された剪断帯であり、断面図では両ユニットの境界は後の Ds 期の褶曲によってタイトに曲げられている(Fig. 2b)。ただし、両ユニットの厳密な境界位置には未だ不確定性が残されている(青矢ほか, 2013b; Kouketsu et al., 2014)。一方、中七番ユニットと白滝ユニットの境界も構造境界であり、本来は中七番ユニットについても固有の変形段階が定義されるべきである。ただし、両ユニットは共通に強い Ds 変形を被っているように見え、両ユニットの定置は Ds の終期に起こったと考えられる(Stop 2 参照)。また中七番ユニットでは Ds よりも前の変形構造の発達が不明瞭であることから、青矢ほか(2013b)に習い、本稿でも中七番ユニット固有の変形段階の名称は定義していない。

白滝ユニットと中七番ユニットの主変形期である Ds 期は、三波川帯の大部分で普遍的に発達し、主に東西方向の伸長線構造を伴う主片理 Ss を形成した変形段階である(Fig. 5b)。Ds 期に生じた褶曲(Fs)は主片理 Ss とほぼ平行な褶曲軸面を持つ。また、こういった Ds 褶曲によって曲げられている片理は Ds 期よりも前の変形段階、Dr 期に形成した Sr である(Fig. 5b)。一方、Ds 期よりも後の変形段階(Dt, Du)は主片理 Ss、もしくは Ds 褶曲そのものを曲げる褶曲によって認識される。そのような褶曲のうち、主に直立傾向

の軸面を持つものが Du 褶曲(Fu)であり(Fig. 5b)、三波川帯で構造上最下位に位置する大歩危-中七番ユニットは、ドーム状の巨視的 Du アンチフォームにより、地質図上に地窓として露出しているものと考えられる(Fig. 2a)。

白滝ユニット、中七番ユニットにおける主片理が Ss であるのに対し、エクロジャイトユニットの苦鉄質岩における主片理は 1 段階古い S_{E2} である(Fig. 5a)。つまり、エクロジャイトユニットの苦鉄質岩は Ds 変形の影響をそれほど強く受けずに古い構造を保持している。一方、同じエクロジャイトユニットでも泥質片岩、珪質片岩は Ds 期の変形を強く被っており、その大部分において主片理は白滝ユニット、中七番ユニットと同様に Ss となっている(Stop 5 参照)。

微細構造 白滝ユニットと中七番ユニットの変成岩、およびエクロジャイトユニットの変泥質岩を構成する変成鉱物のほとんどは Ds 変形を被っている。例えば、フェンジャイトや緑泥石といった板状鉱物の大部分は主片理 Ss とほぼ平行に配列している。また苦鉄質片岩中の角閃石類や緑れん石も主片理とほぼ平行に産し、多くの場合、主片理上で伸長線構造を規定している。曹長石斑状変晶は外縁部で Ds 片理(Ss)を包有することがあるものの、大部分は Ds より前の時期に生じた片理、Sr や S_{E2} を包有している(Fig. 5b)。つまり、大部分の変成鉱物の成長は Ds の開始以前に起こっている。これらのことから、Ds は主変成作用の最終期(同時期)から終了後の時期にかけて起こった変形とみなせる(Fig. 5c)。Dt, Du はさらに後の時期の変形である。

一方、エクロジャイトユニットについて瀬場苦鉄質片岩の例を見てみると(Fig. 5a; Aoya, 2001; 青矢, 2004)、オンファス輝石は主片理 S_{E2} とほぼ平行に配列し、またざくろ石の多くはこの配列を S 字状に巻き込んだ形で包有する。つまり、ざくろ石とオンファス輝石は D_{E2} と同時期に成長している。その一方、S_{E2} に沿って引き離されたざくろ石とオンファス輝石の間を埋めるようにパロア閃石と曹長石が成長していることから、D_{E2} 期の間にエクロジャイト相から緑れん石角閃岩相へと変成条件が変化したことがわかる(Fig. 5c; Aoya, 2001)。また曹長石斑状変晶の多くは S_{E2} を乱すことなく被覆成長していることから(Fig. 5a)、曹長石斑状変晶の成長時には D_{E2} は既に終了し、無変形の状態であったことがわかる(Passchier and Trouw, 1996)。これらの観察から、D_{E2} は主にエクロジャイト相変成と主変成の間の時期に起こった変形とみなせる(Fig. 5c)。

上記のように、Ds が主に曹長石斑状変晶の成長以後に起こったのに対し、Dr や D_{E2} は曹長石斑状変晶の成長よりも前に起こっていることから、曹長石斑状変晶を含む岩石では、微細組織の観察によって Ss とそれより古い段階の片理を区別することが可能である(Fig. 5b)。

5. 延性変形段階の区分(東赤石ユニットの超苦鉄質岩類)

東赤石ユニットはかんらん石を主成分とするダナイトが大部分を占め、その他に一定量の単斜輝石を含むウェールライトや単斜輝石岩を層状に挟む。量と露出は限られるが、ざくろ石を含むかんらん岩や輝石岩も存在し、これらの岩相には沈み込み帯深部の超高压条件を経験した岩石学的証拠が残さ

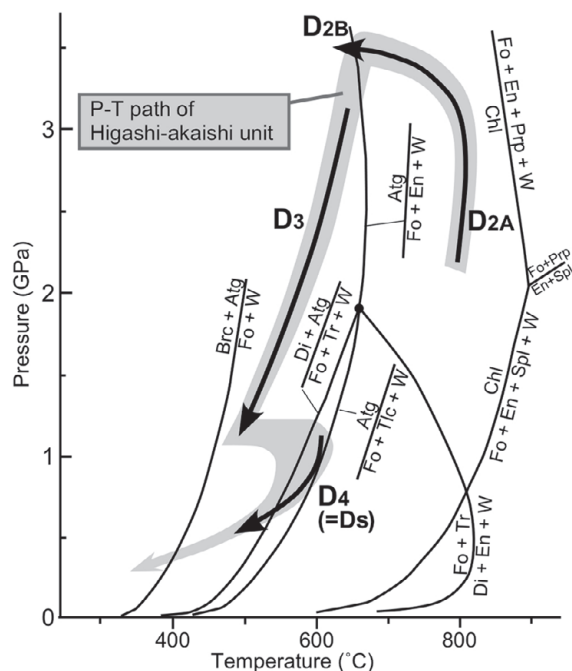


Fig. 6. Deformation stages and P-T evolution of the Higashi-akaishi unit (modified after Mizukami and Wallis (2005) and Mizukami et al. (2014)). Reaction curves are from Ulmer and Trommsdorff (1999) and Bromiley and Pawley (2003). Abbreviations: Atg = antigorite, Brc = brucite, Chl = chlorite (clinocllore endmember), Di = diopside, En = enstatite, Fo = forsterite, Prp = pyrope garnet, Spl = spinel, Tlc = talc, Tr = tremolite, W = H₂O. The main deformation of the D₂ stage is associated with a pressure increase at temperatures higher than the stability field of Atg (D_{2A}). The later stage of D₂ took place in the Atg stability field to form olivine + antigorite tectonite (D_{2B}). The D₃ stage records chemical and mechanical interactions with crustal units during and after exhumation from ultra-high-pressure conditions. The static temperature increase and the regional deformation associated with the exhumation of the Sanbagawa belt (Ds) (Fig. 5b) are also recorded in the Higashi-akaishi unit as post-tectonic growth of Tr coexisting with olivine (Di + Atg → Tr + Fo + W) and subsequent D₄ folds, respectively. The D₁ stage, defined by the alignment of coarse grains of olivine, is inferred to represent pre-subduction deformation. This likely occurred at a shallower part of the mantle wedge, but constraints on the P-T conditions have not been determined. The tectonic relationship between the Higashi-akaishi unit and the Eclogite unit is not illustrated on this diagram because it is not fully understood.

れている (Enami et al., 2004). 延性変形段階はユニットの主要構成鉱物であるかんらん石、および加水反応生成物であるアンチゴライトのなす微細構造に基づいて区分される。Yoshino (1961) はアンチゴライトによる片理をなす岩石を片状ダナイト (foliated dunite) とし、かんらん石が結晶選択配向 (CPO) を示すダナイトと区別した。Mizukami and Wallis (2005) は各々の微細構造をさらに区分して、D₁ から D₄ までの 4 つの変形段階を定義した。これらの延性変形段階を形成条件と共に Fig. 6 に示す。それぞれ、マントルウェッジ最上部での変形 (D₁)、超高压条件への沈み込み時

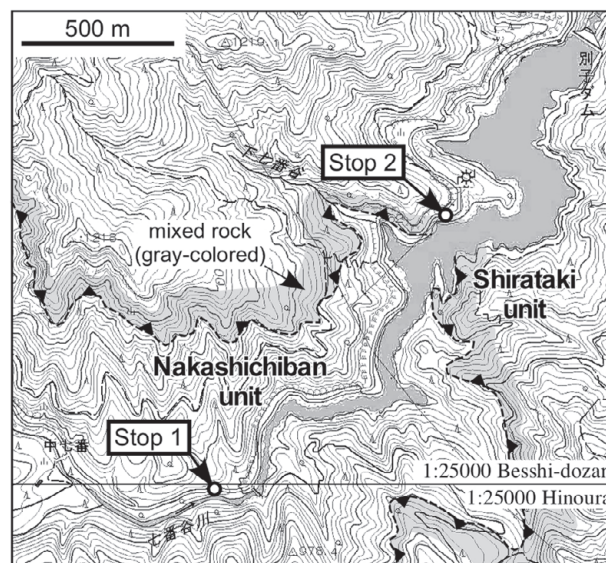


Fig. 7. Index map of Stops 1 and 2 based on 1:25,000 topographic maps from Geospatial Information Authority of Japan (GSI), Besshi-dozaan and Hinoura. The boundary between the Nakashichiban and Shirataki units (Aoya et al., 2013b) is shown by dashed lines with triangles on the structurally upper sides, and the associated distribution of mixed rock is shown in gray.

の変形 (D₂)、超高压条件から地殻下底部までの上昇時変形 (D₃)、および下部地殻での上昇時変形 (D₄: 三波川帯全域に及ぶ主変形 Ds に相当) と位置付けることができる。

最も古い D₁ はユニット内に断片的に残る mm 大のかんらん石の配列により認識される。次の D₂ 変形はユニット全体に影響を及ぼしており、この動的再結晶によってかんらん石は 100 ミクロン大に細粒化している。D₂ かんらん石と共存するざくろ石と斜方輝石の鉱物化学組成からは超高压条件 (Fig. 4) への沈み込みが推定され、また D₂ 面構造が部分的にアンチゴライト配列を伴うことから、D₂ 沈み込み最終期にはアンチゴライト安定条件まで沈み込み帯が冷却していたことが読み取れる (アンチゴライトを伴わない段階を D_{2A}、アンチゴライトを伴う段階を D_{2B} と呼ぶ; Fig. 6)。D₃ はアンチゴライトに富む層とかんらん石に富む層が mm 規模で互層をなす片状構造で規定される。この変形構造は、東赤石ユニットが下位からの流体の流入を受けてアンチゴライト蛇紋岩化する過程で発達している。D₃ の片状構造が下位に隣接するエクロジャイトユニットの S_{E2} に対比されることから、三波川帯の主変形 Ds よりも古く、超高压条件から地殻下底部までの上昇に対応する変形とみなせる。この段階の構造は、アンチゴライト安定条件におけるマントルウェッジとスラブの力学的・化学的相互作用を理解する上で重要な情報を有すると考えられる。後に続く D₄ は S₃ の褶曲構造によって認識でき、褶曲軸面の方位は周囲の Ss と調和的である。加えて、東赤石ユニットにおける温度上昇の指標であるトレモラ閃石斑状変晶 (かんらん石と共存する) の成長よりも後の変形であることから、下部地殻での上昇時変形 (三波川帯全

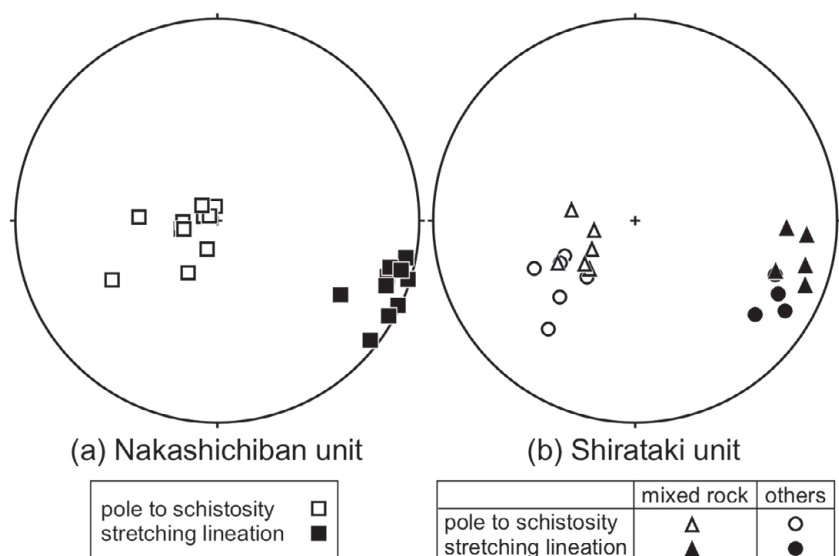


Fig. 8. Orientation data of schistosity and associated stretching lineation measured at 22 outcrops in the region shown in Fig. 7. (a) Data from the Nakashichiban unit, and (b) data from the Shirataki unit. For the Shirataki unit, mixed-rock unit data (triangles) are shown separately from data of other regions (circles). Equal-area lower-hemisphere projection was created using Stereonet 8.9.2 (Allmendinger et al., 2012; Cardozo and Allmendinger, 2013).

体の主変形Ds)に対比できる。

見学地点の説明

Stop 1 中七番(大歩危)ユニットの砂質片岩

[地形図] 1:25000「日ノ浦」(「別子銅山」との境界部, Fig. 7)
[位置] 愛媛県新居浜市別子山中七番(33°50′11″N, 133°20′01″E)

[説明] 青矢・横山(2009)および青矢ほか(2013b)の命名による中七番ユニットの砂質片岩露頭。中七番ユニットを特徴付ける厚さ数10 m規模の砂質片岩卓越層が露出している。Fig. 2bに示したナップ構造の最下位部分をなし、変成度は三波川帯で最も低温・低圧のパンペリー石・アクチノ閃石相当である。PT条件は直接求められてはいないが、四国東部での相当部である大歩危ユニットでは、苦鉄質岩の岩石学的解析から0.40–0.45 GPa, 240–270°Cが見積もられている(Aoki et al., 2008; Fig. 4)。1:50,000地質図での凡例は「砂質片岩・泥質片岩互層」であり、周辺には一般に厚さ10 m以内の砂質部と泥質部が繰り返す層状構造が発達する。砂質片岩部分は肉眼で灰白色ないし灰色を示し、黒っぽい泥質片岩部分に比べると片理と斜交した面で断口状に割れやすい。

本露頭周辺にはおおむね水平からゆるい北東傾斜の比較的平滑な片理面が発達している。また片理面上には主に数mm規模の石英集合体(石英リボン)の形状によって認識される、ほぼ東西(西北西–東南東)を向いた水平傾向の伸長線構造が観察される(Fig. 8a)。ほぼ東西方向の伸張を伴う水平傾向の片理であることから、こういった片理は一般に、三波川帯に一貫して発達する主片理Ssと解釈されるものである(Fig. 5b)。

Stop 2 中七番ユニット–白滝ユニット境界部の混在岩

[地形図] 1:25000「別子銅山」(Fig. 7)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山中七番(33°50′41″N, 133°20′

31″E)

[説明] 中七番ユニットとその上位の白滝ユニットの境界部に位置する混在岩の露頭で(青矢ほか, 2013b), 両ユニットの境界を特徴付ける岩相と解釈されている。1:50,000地質図における凡例は「泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩」であり、便宜的に白滝ユニットの下底部に含まれている(Fig. 7)。本露頭では泥質片岩優勢の混在岩の上位(北東側)に苦鉄質片岩優勢の混在岩が認識でき(Fig. 9), さらに上位では正常な苦鉄質片岩(パンペリー石・アクチノ閃石相当)が卓越する。つまり、苦鉄質片岩優勢の混在岩を混在岩層全体の上限と見なせる。これを踏まえると、本露頭周辺での混在岩層の層厚は50–100 m程度と考えられる。

混在岩分布域では露頭規模、あるいはサンプル規模においても白滝ユニットの主要構成岩相である泥質片岩、珪質片岩、苦鉄質片岩が入り交じった産状が観察される。また苦鉄質片岩優勢の混在岩では、苦鉄質片岩の基質中に珪質片岩がレンズ状に分布する産状も見られる(Fig. 9)。こういった場合、珪質片岩のレンズは西北西–東南東方向に引き伸ばされたブーディン構造を示しており、この構造から、混在岩領域がDs変形による強い東西伸長を被ったことがわかる。また本露頭周辺の混在岩分布域、およびその上位・下位に位置する白滝ユニットと中七番ユニットには、ほぼ一貫した同傾向のSsと東西方向の伸長線構造が発達している(Figs. 8a, 8b; ただし、両者の間でSsの発達程度に明確な差は認められない)。さらに、混在岩領域には石英や方解石からなる白脈が大量に分布する(Fig. 9)。上記したブーディン構造においては、引き離された珪質片岩レンズの間隙を石英・方解石脈が埋めていることから、脈の形成がDs変形と同時期であったことがわかる。すなわち、強いDs変形に伴って活発な流体活動があったことが示唆される。これらの観察・考察から、白滝ユニット下底部の混在岩領域は新居浜地域、および南隣りの日比原地域(青矢・横山, 2009)においても、Ds変形による剪断帯と解釈されている。なお、苦鉄質片岩卓越

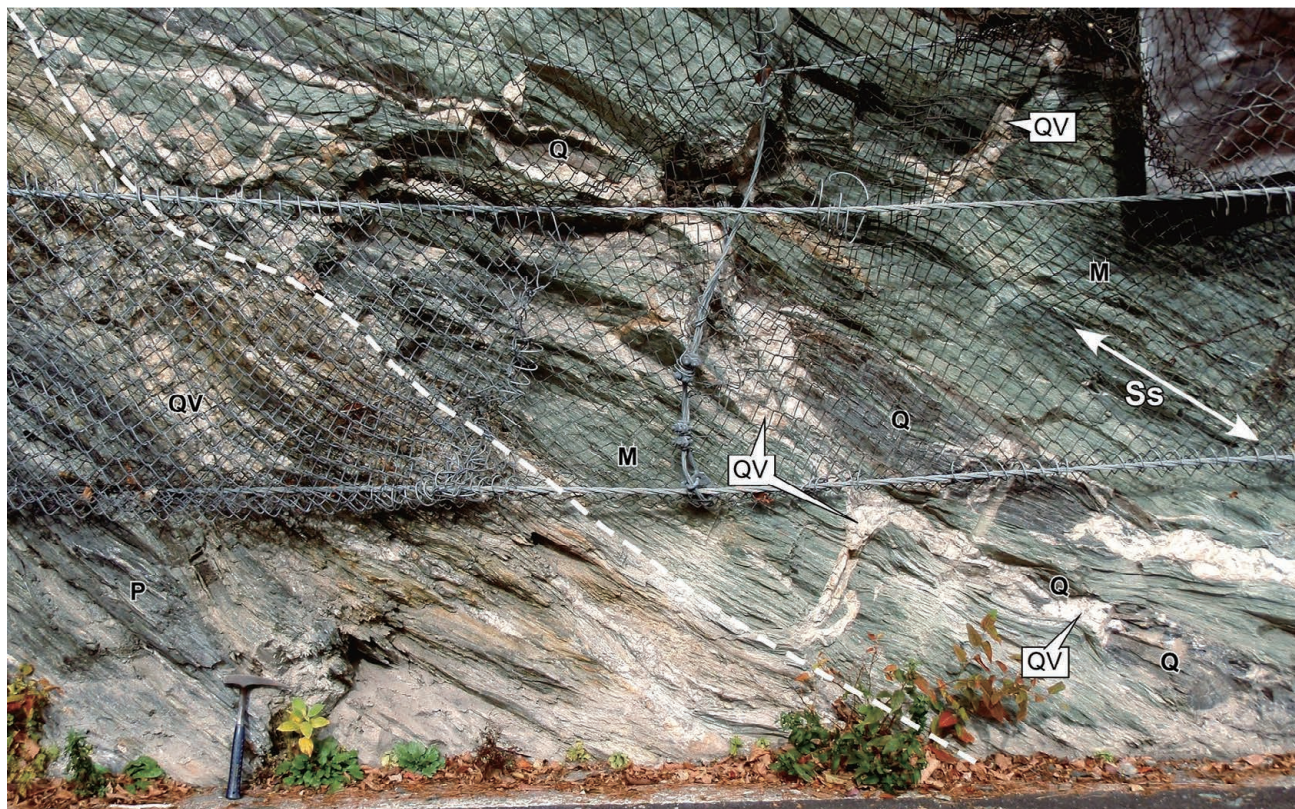


Fig. 9. Outcrop photograph of mixed rocks located at the boundary between the Nakashichiban and Shirataki units (Stop 2), taken looking to the NW. Rock hammer shown for scale (length = 33 cm). Ss = Ds schistosity, M = mafic schist, Q = siliceous schist, P = pelitic schist, and QV = quartz-rich vein. The boundary between the pelitic-schist dominated (lower left) and mafic-schist dominated (upper right) parts is indicated by the white dashed line. The mafic-schist dominated section contains siliceous lenses of various scales, and this lithology is located in the uppermost part of the mixed-rock region.

部の珪質片岩レンズ(Fig. 9)は灰色ないし灰褐色を呈し、一般に層状ないしレンズ状のスティルプノメレン濃集部を含む。

Stop 3 第6回国際エクロジャイト会議(IEC2001)の記念碑

[地形図] 1:25000「弟地」(Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山瀬場登山口(33°51'12"N, 133°23'26"E)

[説明] 瀬場苦鉄質片岩のエクロジャイトの転石で作られた第6回エクロジャイト会議の記念碑(青矢ほか, 2001; Fig. 11). 瀬場苦鉄質片岩(Fig. 3)の構成岩相の大部分はざくろ石緑れん石角閃石片岩, ないし緑れん石角閃石片岩であり, エクロジャイト, すなわちざくろ石に加えてオンファス輝石を含む岩相は希である。ただし, 産出頻度は低いものの, ざくろ石+オンファス輝石の組み合わせを持つエクロジャイト質片岩は, 瀬場苦鉄質片岩の広範囲に散在している(例えば, Aoya and Wallis, 2003). これらはオンファス輝石の産状, すなわち D_{E2} 変形(Aoya and Wallis(1999)の D_A 変形)による変形度に着目し, 変形が弱い方から強い方へ向かって R(random)タイプ, I(intermediate)タイプ, L(lineated)タイプの3種に分けられており(猶原・青矢, 1997; Aoya

and Wallis, 1999; 青矢 2005), 本記念碑はLタイプ, すなわち細粒・針状のオンファス輝石が片理(S_{E2})に沿った強い定向配列を示すタイプである(Fig. 5a). Lu-Hf法によって 88.8 ± 0.6 Ma というエクロジャイト相変成作用の年代を得た岩相は瀬場のLタイプエクロジャイトである(Wallis et al., 2009). また瀬場のLタイプエクロジャイトを扱った岩石学的な研究としてはAoya(2001), Kabir and Takasu(2010), Weller et al.(2015)などがある。Aoya(2001)は瀬場苦鉄質片岩の辿ったP-T-D経路を導出し, 単一のエクロジャイト相変成の後, 曹長石黒雲母帯における三波川主変成作用の重複が起こっていたことを論じた(Fig. 5c). またKabir and Takasu(2010), Weller et al.(2015)が見積もったピーク圧力時のPT条件はそれぞれ1.9–2.0 GPa, 570–600°Cおよび1.60–1.65 GPa, 600–610°Cである(Fig. 4). なお, Kabir and Takasu(2010)は2度のエクロジャイト相変成作用を想定しており, 上記したのは彼らの解釈による2度目のPT条件である。またWeller et al.(2015)の示したピーク圧力時のPT条件は, 青矢ほか(2013b)によって総括されたエクロジャイト相変成のPT条件から高温・低圧側に隔たっている(Fig. 4). 2段階のエクロジャイト相変成の有無, またWeller et al.(2015)のPT条件の隔たりの意味合いは, 今後の検討課題である。

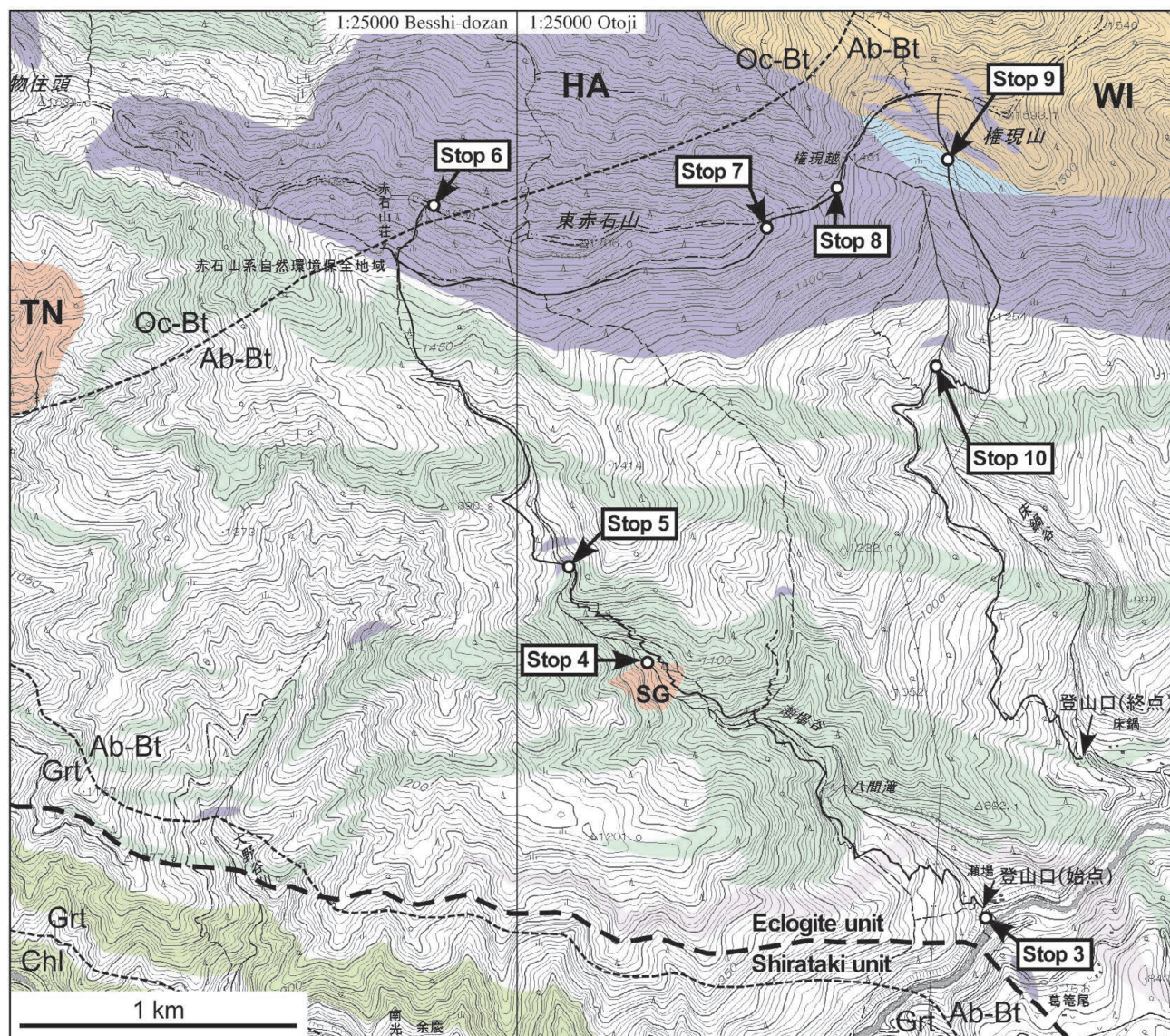


Fig. 10. Map of Stops 3–10 based on 1:25,000 topographic maps from GSI, Besshi-dozan and Otoji. The boundary between the Eclogite and Shirataki units and isograds for the main metamorphism (Aoya et al., 2013b) are shown by thick and thin dashed lines, respectively. Chl, Grt, Ab–Bt, and Oc–Bt indicate the chlorite, garnet, albite–biotite, and oligoclase–biotite zones, respectively. Abbreviations for rock-body names are the same as in Fig. 2a. See Fig. 3 for corresponding rock types for lithological shadings.

微細構造の観点から言うと、 S_{E2} という片理はオンファス輝石の定向配列、およびざくろ石斑状変晶の周囲を迂回する産状によって特徴付けられ、前述の通り、瀬場苦鉄質片岩では主片理だが、三波川帯全体の主片理 S_s よりは一段階古い片理である (Fig. 5a, 5b)。記念碑全体に目立つのは最大径 7 mm に及ぶ粒状のざくろ石であり、特に記念碑に向かって右側面の自然風化面では、粗粒ざくろ石がオンファス輝石や角閃石に富む基質から浮き上がり、ときに自形面を露出している (Fig. 11d)。また、こういったざくろ石の一部は、 D_{E2} 期の引き伸ばしを示す構造として、その両脇に石英で充填された歪みシャドウを伴う (Fig. 11d)。一方、記念碑正面の研磨面上では、やはり D_{E2} 期の引き伸ばしによって生じたと

思われるフォリエイションブーディン (foliation boudinage; Platt and Vissers, 1980) と、それに伴う、主として石英によって充填された白いブーディンネックを観察できる (Fig. 11b)。一方、記念碑全体に発達した S_{E2} は、その後の D_s 期 (D_{E3} 期) のものと思われる褶曲でゆるく曲げられている (Fig. 11a)。また S_{E2} とほぼ平行な軸面を持ち、 D_{E2} 期に生じたとみなせるタイトないし等斜状の褶曲、 F_{E2} が記念碑正面の左下部分 (Fig. 11c の左下半部) に観察され、この褶曲によって曲げられている面構造が S_{E1} と解釈される (Fig. 5a)。Fig. 11c の左上角から右下角に至る部分には、このタイト褶曲の軸面に沿うように発達した脈状部分があり、この部分では鮮緑色のオンファス輝石、黒色の角閃石、淡黄褐色

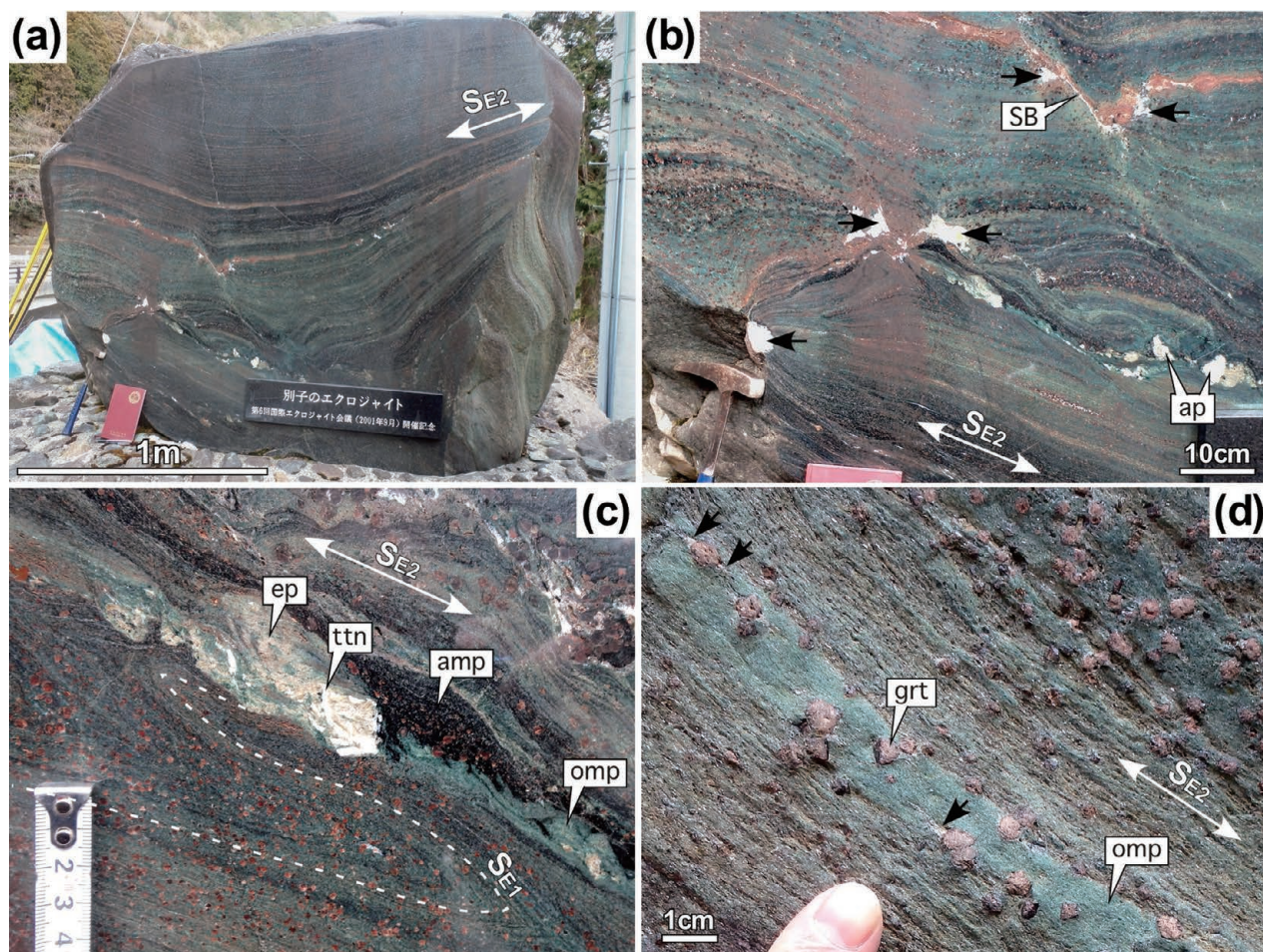


Fig. 11. Photographs of the monument for 6th International Eclogite Conference (IEC2001) made of the Seba schistose eclogite (Stop 3). $S_{E2} = D_{E2}$ schistosity. (a)–(c) Photographs of polished surfaces on different scales. (d) Close-up photograph of a natural rock surface in the right-hand side of the monument. SB = shear band, ap = apatite, ep = epidote, ttn = titanite, amp = amphibole, omp = omphacite, and grt = garnet. Several quartz aggregates filling boudin necks and strain shadows in (b) and (d), respectively, are indicated by black arrows.

の緑れん石といった主要構成鉱物に加え、白色のチタン石結晶や燐灰石結晶 (Fig. 11b) も肉眼で確認できる程度に大きく成長している。

なお、東赤石山周辺のエクロジャイトは2016年に愛媛県の石(岩石)に選定された。また Stop 3 の東北東約 2 km にある「別子山ふるさと館」の正面入口には、この記念碑を切り出した際の反対側の石塊が、切断面を研磨した状態で観察用に展示されており、構成鉱物等に関する詳細な説明も付されている。

Stop 4 瀬場変斑れい岩(北縁)と瀬場苦鉄質片岩の境界部(エクロジャイトユニット内)

[地形図] 1:25000「弟地」(Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山瀬場谷沿い(33°51′41″N, 133°22′40″E)

[説明] Aoya et al. (2006) に基づいた Stop 4 の露頭の地質図を Fig. 12 に示した。瀬場谷の河床に沿ってほぼ連続的に岩石が露出しており、北から南へ順に瀬場苦鉄質片岩、泥

質片岩(層厚 30 cm 前後)、石英雲母質縞状片岩が卓越する剪断帯(層厚 5 m 程度)、および瀬場変斑れい岩(central metagabbro)が露出している。肉眼でオンファス輝石を確認するのは難しいが、北端の瀬場苦鉄質片岩には局所的に R(random) タイプのエクロジャイト質片岩が含まれる。つまり、苦鉄質片岩に発達した高角北傾斜の片理は、オンファス輝石やざくろ石がそれを乱すことなく被覆するため(Takasu, 1984)、主にこれら鉱物の成長前に生じた S_{E1} と判断される (Fig. 5a)。一方、南に 5~10 m 程度しか離れていない瀬場変斑れい岩(1:50,000 地質図での凡例は「ざくろ石含有変斑れい岩」)は明らかに苦鉄質片岩よりも構成鉱物の粒度が大きく、ときにほぼ無変形に近いレンズ状のエクロジャイトを産する。こちらのエクロジャイトでは鮮緑色のオンファス輝石を肉眼で識別できる。以下、本露頭にまつわる未解決の問題を示しつつ、岩石についての説明を加える。

エクロジャイト相変成時の PT 条件 Takasu (1984) は R タイプのエクロジャイト質片岩について 0.7–1.7 GPa, 630–650°C、また変斑れい岩のエクロジャイトについて 1.2–

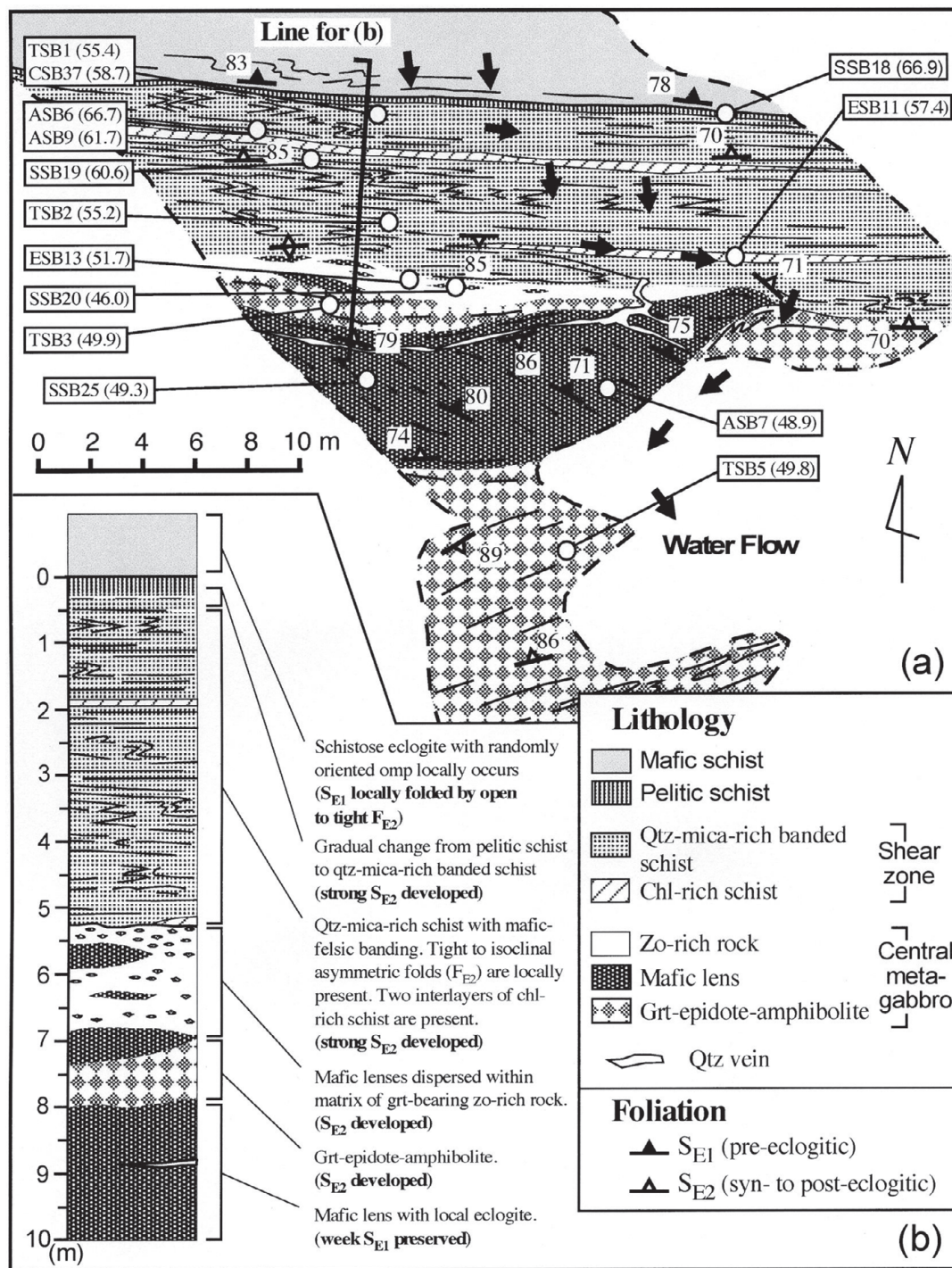


Fig. 12. (a) Large-scale geological map of an outcrop (Stop 4, see Fig. 10 for locality) at the northern margin of the Seba metagabbro (northern shear zone; modified after Aoya et al., 2006). Sample localities used for bulk chemical analysis are shown. The bulk SiO_2 wt.% of each sample (Aoya et al., 2006) is shown in parentheses next to the sample names. (b) Columnar section along the line shown in (a). Abbreviations: omp = omphacite, Qtz = quartz, chl = chlorite, zo = zoisite, grt = garnet.

2.0 GPa, 720–750°C というピーク変成時の PT 見積もりを示し、後者が有意に高温であることを 1 つの根拠として、両岩相の間に構造境界が存在すると考えた。ただし、瀬場変斑れい岩のエクロジャイト中のざくろ石には明瞭な 2 段階の組成累帯構造(Mg に富む核部と Mg に乏しい縁部)が認

められ、いずれの部分がおんファス輝石と共存であったかが未解決のため、2 つのエクロジャイトの形成 PT 条件がほぼ同一であった可能性もある。

剪断帯(中間組成領域)の成因 苦鉄質片岩の南側には厚さ 30 cm 前後の泥質片岩が接しているが、この泥質片岩と南

方の変斑れい岩に挟まれた厚さ 5 m ほどの部分は、 SiO_2 成分が 55~67 重量 % という、両者の中間的な全岩化学組成を持つ岩石(石英雲母質縞状片岩、緑泥石質片岩)によって占められている(Aoya et al., 2006; Fig. 12a). また平滑な片理面がよく発達し、ときにタイトな非対称褶曲も見られることから、Takasu(1984)はこの領域を剪断帯と称し、苦鉄質片岩と変斑れい岩を介する構造境界そのものと考えた。一方、Aoya et al.(2006)は、この剪断帯に顕著に発達する縞状構造、すなわち最大幅 10 cm 以上に及ぶ優白-優黒質層の繰り返しを後生的に作ることは困難と考え、これらを初生的な堆積構造に由来するものと考えた。つまり、変斑れい岩の原岩はいわゆるオリストリスのような巨大ブロックとして海洋底に堆積したもので、泥質岩との間の中間組成領域は堆積時混合によって生じたという解釈である。さらに、中間組成領域に発達した片理がざくろ石の周囲を迂回する産状から、この片理を S_{E2} 、すなわち隣接する苦鉄質片岩中の S_{E1} よりも新しい片理と解釈し、また、この領域が D_{E2} 変形の集中域(剪断帯)となった原因を石英雲母質片岩の苦鉄質片岩に対する高流動性(incompetency)に求めた。ただし、仮に変成・変形作用時の何らかの過程によって本露頭で観察されるような顕著な縞状構造を形成できるのであれば、必ずしもこの解釈を採る必要はない。

泥質片岩から得られた PT 条件 Kabir and Takasu(2011)は本露頭に産する泥質片岩の西側延長部分、すなわち西南西に約 200 m の露頭(Takasu, 1986; 野溝, 1992)の試料について詳細な岩石学的検討を行い、瀬場変斑れい岩中のざくろ石に見られるものとよく似た 2 段階の組成累帯構造を認識した。また Mg に富むざくろ石核部の包有物として藍晶石を発見すると同時に、包有物の鉱物組合せ、すなわち藍晶石+ざくろ石+オンファス輝石+バロア閃石+緑れん石+石英を用いて、 1.94 ± 0.16 GPa, $821 \pm 32^\circ\text{C}$ という藍晶石エクロジャイト相相当の PT 条件を見積もった。この PT 条件は青矢ほか(2013b)の総括によるエクロジャイト相変成の PT 条件の範囲から高温・低圧側に大きく隔たっており(Fig. 4a)、その意味合いは今後の検討課題である。

泥質片岩中のざくろ石核部に関する解釈 上記したように、泥質片岩中のざくろ石核部が瀬場変斑れい岩のエクロジャイト中のざくろ石核部とよく似た高 Mg 組成を持つことから、Kabir and Takasu(2011)はこのざくろ石核部が、剪断帯に沿った変形に伴い、瀬場変斑れい岩側から機械的混合によってもたらされた可能性を示唆している。ただし、泥質片岩中のざくろ石核部が藍晶石を包有するのに対し、瀬場変斑れい岩中のざくろ石の包有物としては未だ藍晶石は見つかっていない。

Stop 5 超苦鉄質岩ブロックを含む瀬場苦鉄質片岩と泥質片岩の境界部(エクロジャイトユニット内)

[地形図] 1 : 25000「第地」(Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山瀬場谷沿い($33^\circ 51' 52''\text{N}$, $133^\circ 22' 28''\text{E}$)

[説明] Aoya(2002)に基づいた Stop 5 の露頭の地質図を

Fig. 13 に示した。瀬場谷の河床に沿ってほぼ連続的に岩石が露出しており、北から南へ順に泥質片岩、白色泥質片岩(炭質物を含まない泥質片岩)の卓越層、および瀬場苦鉄質片岩が露出している。白色泥質片岩卓越部が大小の異地性マントル物質、すなわち超苦鉄質岩類のブロックを伴っていることから、Aoya(2002)は本露頭を大規模構造境界、つまりエクロジャイトユニット(瀬場苦鉄質片岩)と白滝ユニットの境界と考えた。ところがその後、Kouketsu et al.(2010)によって本露頭の白色泥質片岩(ZWK2)、およびさらに上流の泥質片岩からもエクロジャイト相変成の証拠が示された結果、本露頭は構造境界ではあるがユニット境界のような大規模変位を伴うものではない、という再解釈が行われた。つまり本露頭全体がエクロジャイトユニット内にある、というのが最新の見解である(青矢ほか, 2013b; Kouketsu et al., 2014)。また本露頭に露出する超苦鉄質岩類は、Aoya et al.(2013a)によってマントルウェッジの欠片とされた小規模ブロックに相当する。

泥質片岩におけるエクロジャイト相変成の認識 本露頭が Aoya(2002)によってユニット境界とみなされた理由として、当時はまだ泥質片岩からエクロジャイト相変成の証拠を得る手法が確立されていなかったこと、また結果として、その証拠がもっぱらざくろ石中の微細包有物にしか残されていなかったことが挙げられる。その後、泥質片岩ではオンファス輝石、パラゴナイト、藍閃石(Kouketsu et al., 2010; Kouketsu and Enami, 2011)、およびアラレ石(Kouketsu and Enami, 2010)等がエクロジャイト相変成の指標鉱物となることが示されたが、これらは全てざくろ石中の微細包有物としてのみ産するため、その認識には EPMA による局所分析を要する。また、ざくろ石に包有された石英から高残留圧力を認識する方法(Enami et al., 2007; Mouri and Enami, 2008)も、やはりラマン分光分析装置による石英微細包有物の分析を要する。つまり、顕微鏡規模までの観察のみで泥質片岩からエクロジャイト相変成の証拠を得ることは実質不可能である。言い換えれば、泥質片岩の基質の鉱物組合せは、のちの主変成作用(本露頭では曹長石黒雲母帯=緑れん石角閃岩相当)のオーバープリントによってほぼ完全に改変してしまっている。主な構成鉱物はフェンジャイト、石英、緑泥石、曹長石、ざくろ石、黒雲母、および炭質物である。

新旧 2 段階の片理面(S_{E2} と S_s) 本露頭南部の苦鉄質片岩に発達する片理は、局所的に産するエクロジャイト質片岩(JSB28 など)がオンファス輝石の定向配列を伴う L タイプ(Fig. 14d)であることから S_{E2} と判断できる(Fig. 5a)。また近傍に産する、曹長石斑状変晶を含む緑れん石角閃石片岩(SSB1)の微細構造を見ると、曹長石がこの S_{E2} を乱すことなく被覆していることから(Fig. 14c)、 S_{E2} は曹長石の成長前の片理と読める。一方、露頭でタイト褶曲が発達している白色泥質片岩部分の試料(ZWK3)の微細構造を見てみると、SSB1 と同様に直線状の S_{E2} を包有した曹長石斑状変晶を含むものの、その S_{E2} と連続する外部片理は斑状変晶の外側の基質部分で強く褶曲している(Fig. 14b)。つまり、基質部分

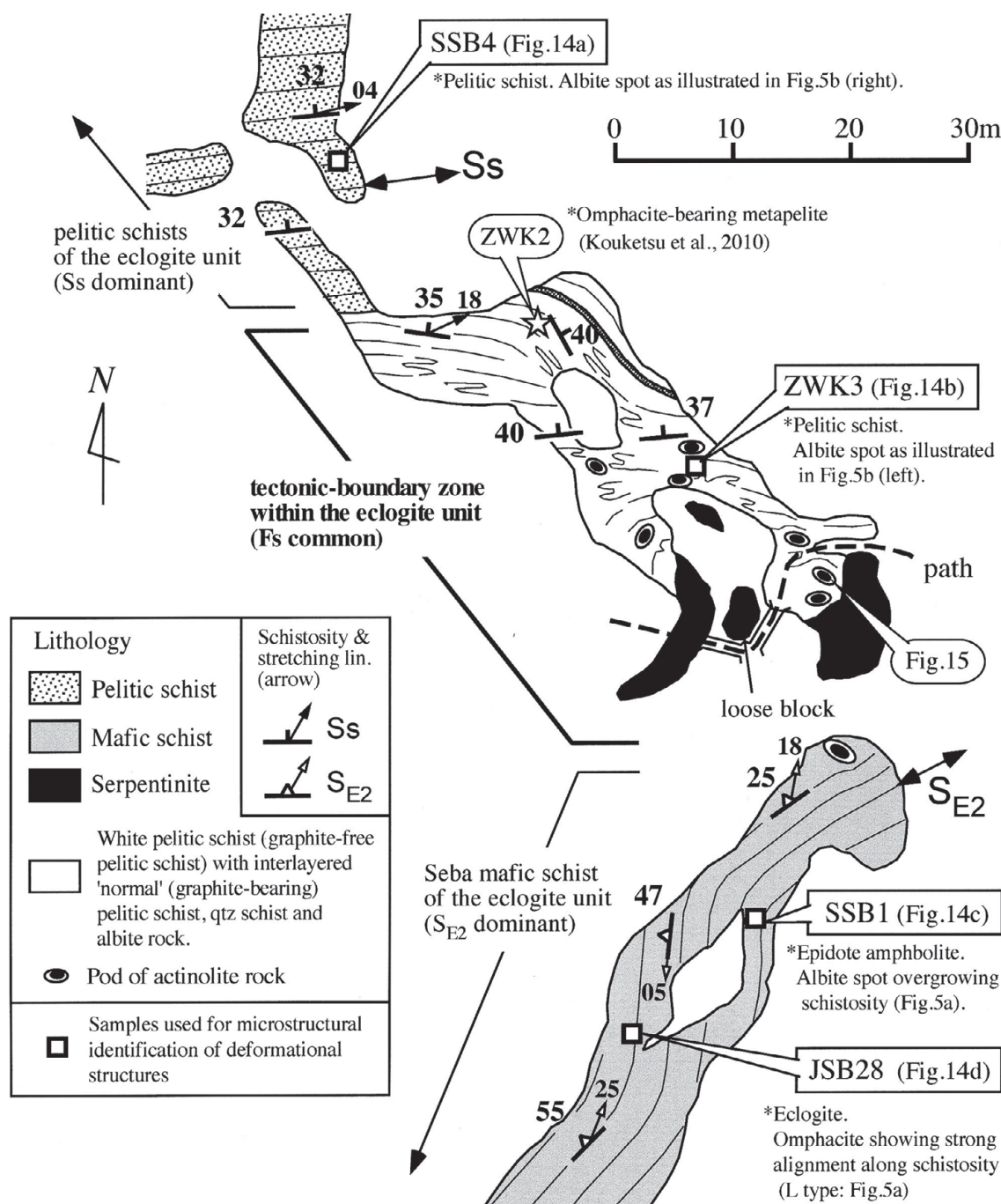


Fig. 13. Large-scale geological map of an outcrop (Stop 5, see Fig. 10 for locality) on the northern margin of the Seba mafic schist (modified after Aoya, 2002). Samples used for microscopic identification of deformation stages (Aoya, 2002; open square symbols) and for P-T estimates of the eclogite-facies metamorphism (Kouketsu et al., 2010; star symbol) are indicated. Location of the area shown in Fig. 15 is also indicated.

は曹長石成長以後の変形の影響を受けている。そして、露頭北方の泥質片岩(SSB4)では曹長石斑状変晶の直線状内部片理(S_{E2})は明らかに外部片理と斜交するため(Fig. 14a), 外部片理はS_{E2}よりも一段階新しいSsと判断できる(Fig. 5b)。また露頭で測定された伸長線構造の方位が苦鉄質片岩では南北傾向なのに対し、泥質片岩では東西傾向となっていることも(Fig. 13), これらの片理が異なる段階のものである

ること、および後者に発達する片理がSsであることと調和的である。つまり、Dsは主変成作用以後に起こった変形なので(Fig. 5c), この変形に伴う再結晶の結果、泥質片岩の基質からは過去のエクログャイト相変成作用の痕跡がほぼ消滅しているものと考えられる。

超苦鉄質岩と交代作用 瀬場谷を渡る登山ルート上で、構造境界に取り込まれた蛇紋岩ブロック(現地性の転石と思われる

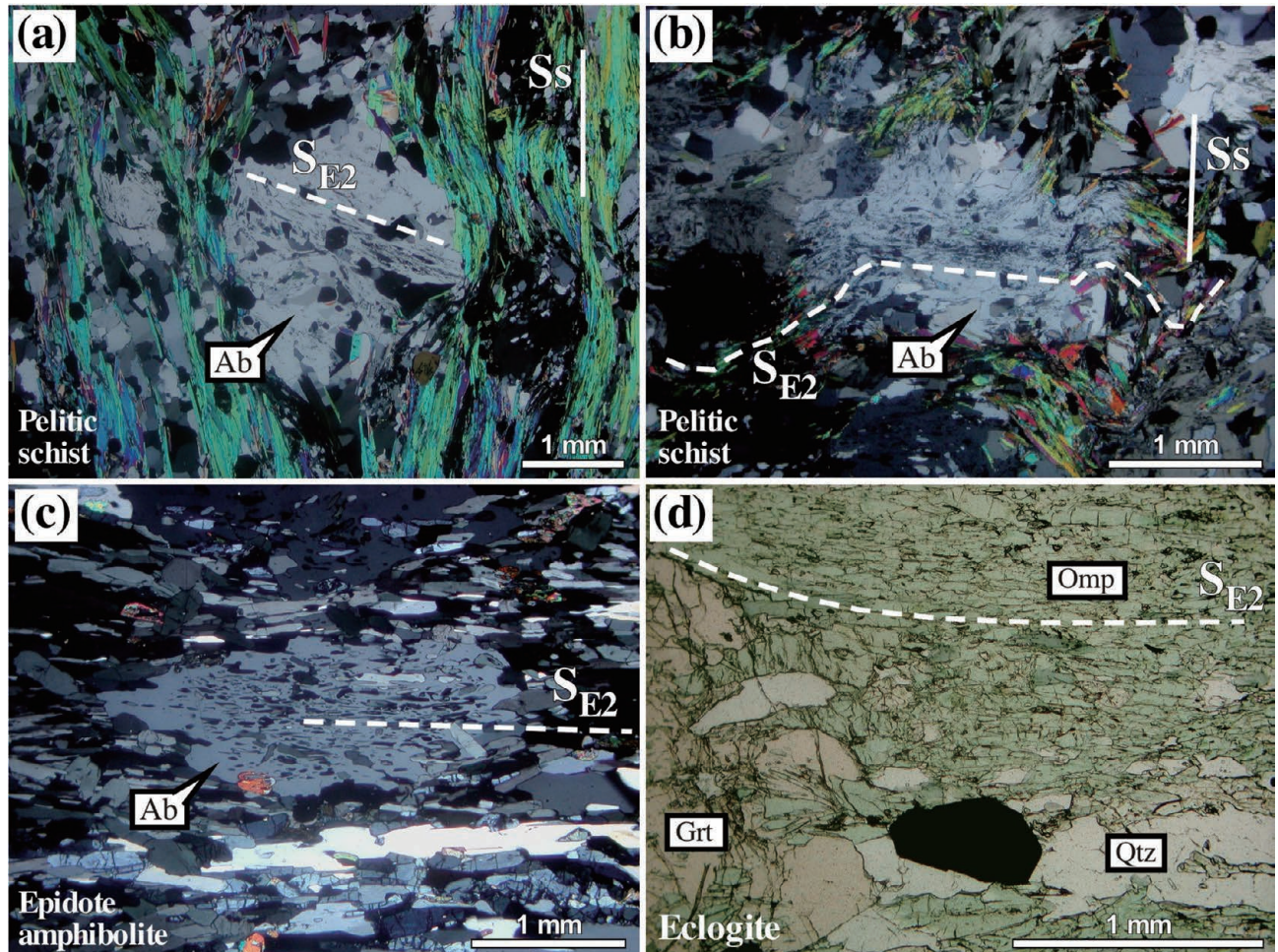


Fig. 14. Photomicrographs of samples taken from Stop 5. Locations of the samples are shown in Fig. 13. Traces of the D_{E2} foliation (S_{E2}) and the D_s foliation (S_s) are shown by dashed and bold white lines, respectively. In (a)–(c) (crossed-polarized light; XPL), Ab represents albite porphyroblasts, and in (d) (plane-polarized light; PPL), Omp, Grt, and Qtz represent omphacite, garnet, and quartz, respectively.

る), および白色泥質片岩中に含まれるアキチノ閃石岩の小ブロックが観察できる (Fig. 13). これらの超苦鉄質岩塊と周囲の石英に富む泥質岩の間には交代作用の痕跡が残されている. マントル物質とスラブ物質の間の交代作用は, 岩石と流体の地球化学的挙動を支配するだけでなく劇的な物性変化を起こしうするため, 沈み込み境界の物理的性質を考える上で重要な現象である (例えば, Hirauchi et al., 2013; Endo et al., 2015).

数 10 cm 大の鞘状アキチノ閃石岩の小岩塊は主に白色泥質片岩中に散在する (Fig. 13). その産例を Fig. 15 に示す. アキチノ閃石岩塊は, 塊状の核部の周囲を, 片状構造を呈する曹長石岩化した周縁部が取り囲む構造を示す. 特に塊状部の近傍 (厚さ約 10–20 cm) は強い片状構造を示す緑泥石濃集層が取り囲む. アキチノ閃石岩の構成鉱物はアキチノ閃石 + 滑石 + 石英で, 曹長石岩化した周縁部では曹長石 + フェンジャイト + 黒雲母が加わる (Fig. 16a). 核部ではアキチノ閃石 (トレモラ閃石に近い組成を有する) の濃緑色柱状結晶は長さ数 cm に達し, 放射状の鉱物集合体をなす. 周縁部では数

100 μm 大 (長軸方向) のアキチノ閃石粒子のなす片理 (Fig. 16b) に対してフェンジャイト, 黒雲母, 曹長石がポストテクトニックに成長している. 泥質岩中では, 岩塊の境界へ向かって曹長石の粒径と量比が増加する. 境界から 30 cm 離れると曹長石斑状変晶のモードが 5% 程度の白雲母石英片岩となり, ざくろ石以外のマフィック鉱物や Ca 鉱物はほとんど見られない. また少なくとも境界から 50 cm までの泥質片岩は白色で炭質物が著しく少ない. アキチノ閃石岩近傍のアキチノ閃石, 緑泥石, 曹長石, フェンジャイト, 黒雲母の濃集は, Si, Ca, Al, Na, K の移動と沈殿を示唆する. アキチノ閃石岩は黒雲母帯でしか産出しないことが知られる (Kunugiza et al., 1986).

一方, 蛇紋岩ブロック (Fig. 13 の 'loose block') はアキチノ閃石岩に比べて交代作用の程度は低い, 蛇紋岩化率はほぼ 100% で, 主な蛇紋石種はアンチゴライトである. 剪断面 (および剪断脈) が互いに斜交して複合的な面構造をなし, この剪断面に沿って滑石と炭酸塩鉱物が沈殿している (Fig. 16c). 特に剪断脈に取り囲まれた部分の外縁に斑状の

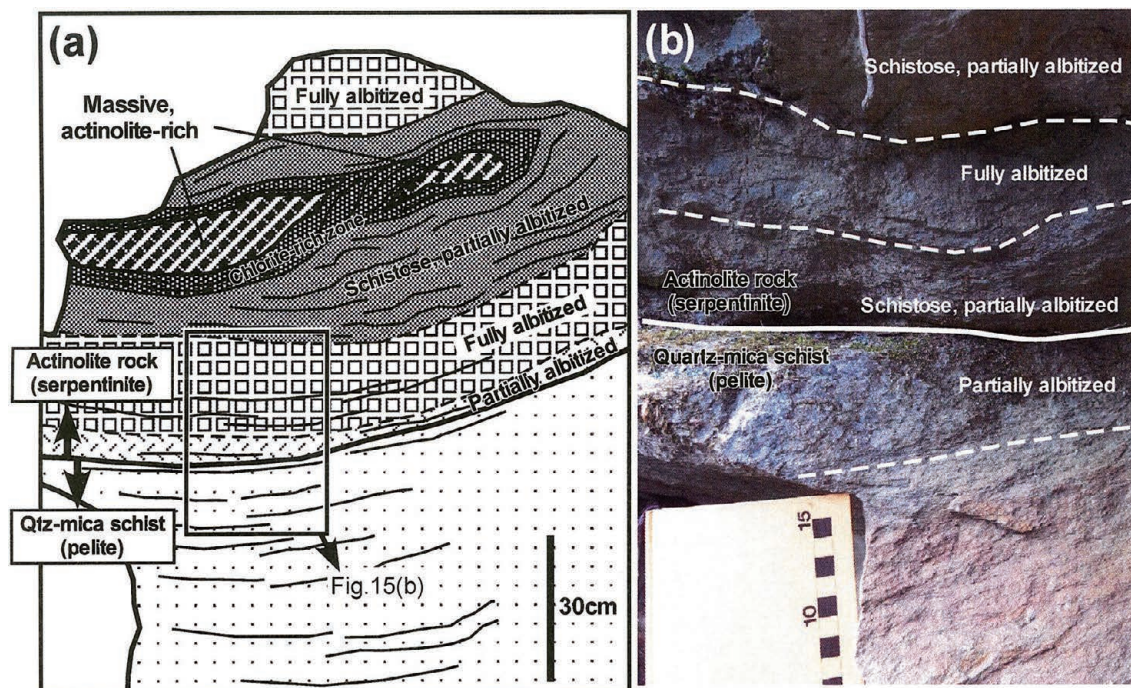


Fig. 15. Occurrence of actinolite-rich blocks in pelitic schist (Stop 5; see Fig. 14 for location). (a) Sketch of the lithological relationship around actinolite-rich blocks. Massive actinolite-rich rocks with centimeter-scale radial actinolite crystals are enveloped by schistose and partially albitized actinolite rocks containing varying amounts of talc, chlorite, biotite, phengite, quartz, and albite. The main porphyroblasts are actinolite in the core whereas it is talc in the mantle. The outermost parts of the actinolite blocks are highly albitized and are in contact with garnet-bearing quartz-mica schist that is relatively poor in albite, and almost lacks mafic phases, Ca-rich phases, and carbonaceous materials. (b) Close-up photograph of the albitized zone. The size and abundance of albite porphyroblasts increase towards the contact with the schistose actinolite rock.

炭酸塩鉱物が生じている。アンチゴライトが定向配列する剪断構造 (Fig. 16c) が残存するが、滑石や炭酸塩鉱物の成長を伴う交代作用が顕著で (Fig. 16d)、東赤石ユニットの超苦鉄質岩に見られる変形構造との対比はできない。この蛇紋岩ブロックの北面では、厚さ数 cm の滑石・マグネサイト脈が網目状に発達する様子が観察できる。これらの産状は、水に富む流体の溶存成分として CO_2 や SiO_2 が流入し、これらと超苦鉄質岩の反応が流体の移動経路に沿って進行したことを示している。炭酸塩鉱物の存在は周囲の泥質岩から炭質物が失われていることと相補的である。

Stop 6 東赤石ユニットのアンチゴライト片岩 (D_3 および D_{2B} 期の変形構造)

[地形図] 1:25000「別子銅山」 (Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山 ($33^\circ 52' 35'' \text{N}$, $133^\circ 22' 09'' \text{E}$)

[説明] 東赤石ユニットの最下位に分布する D_3 期のアンチゴライト片岩 (Yoshino (1961) の片状ダナイト) が、東赤石山から八巻山へ連なる稜線とその南斜面に露出する。この地域では東西走向のほぼ鉛直の片理が卓越している。本巡検では、赤石山荘 (標高 1550 m) から八巻山鞍部 (Stop 6: 標高 1645 m) へ向かう登山道に沿って、ユニットの下位 (外側) から上位 (内側) へ移動しながら露頭観察を行う。

D_3 の面構造は、アンチゴライト濃集部とかんらん石残存部のなす層構造およびアンチゴライトの面状配列による強い

片理で特徴付けられる (微細構造の顕微鏡写真を Fig. 16e と Fig. 16f に示す)。風化浸食に強いアンチゴライトと相対的に弱いかんらん石のなす凹凸により mm 規模から m 規模の層構造が視認できる。下位の地殻起源変成岩類との境界付近ではアンチゴライトのモードが高く、70% に達する。一方、境界から遠い稜線付近では、かんらん石残存層 (アンチゴライトモード 5–20%) の比率が高い。この分布は周囲の地殻起源ユニットからの流体供給による蛇紋岩化反応を示唆し、南側の境界から厚さにして約 250 m に位置する八巻山稜線付近が D_3 期の蛇紋岩化フロントに相当する (Mizukami and Wallis, 2005; Fig. 17a)。ただし、境界から内部へのアンチゴライトモードの変化は単調減少ではなく、局所的な増減 (層状不均質) を伴う。つまり、空間的に不均質に反応が進行する点が、 D_3 期の蛇紋岩化反応の特徴である。

かんらん石残存層には古い変形段階 (D_{2B}) の微細構造が残されている。八巻山地域では、細粒かんらん石と微量のアンチゴライトのなす D_{2B} の鉱物線構造と面構造が D_3 の構造と斜交する関係が随所に見られる。黒色のクロムスピネルは肉眼観察が容易で、岩石の伸長方向のよい指標となる。伸長した粒子の配向、引張クラック、再結晶粒子の線状配列といった様々な産状が風化面の観察により確認できる。

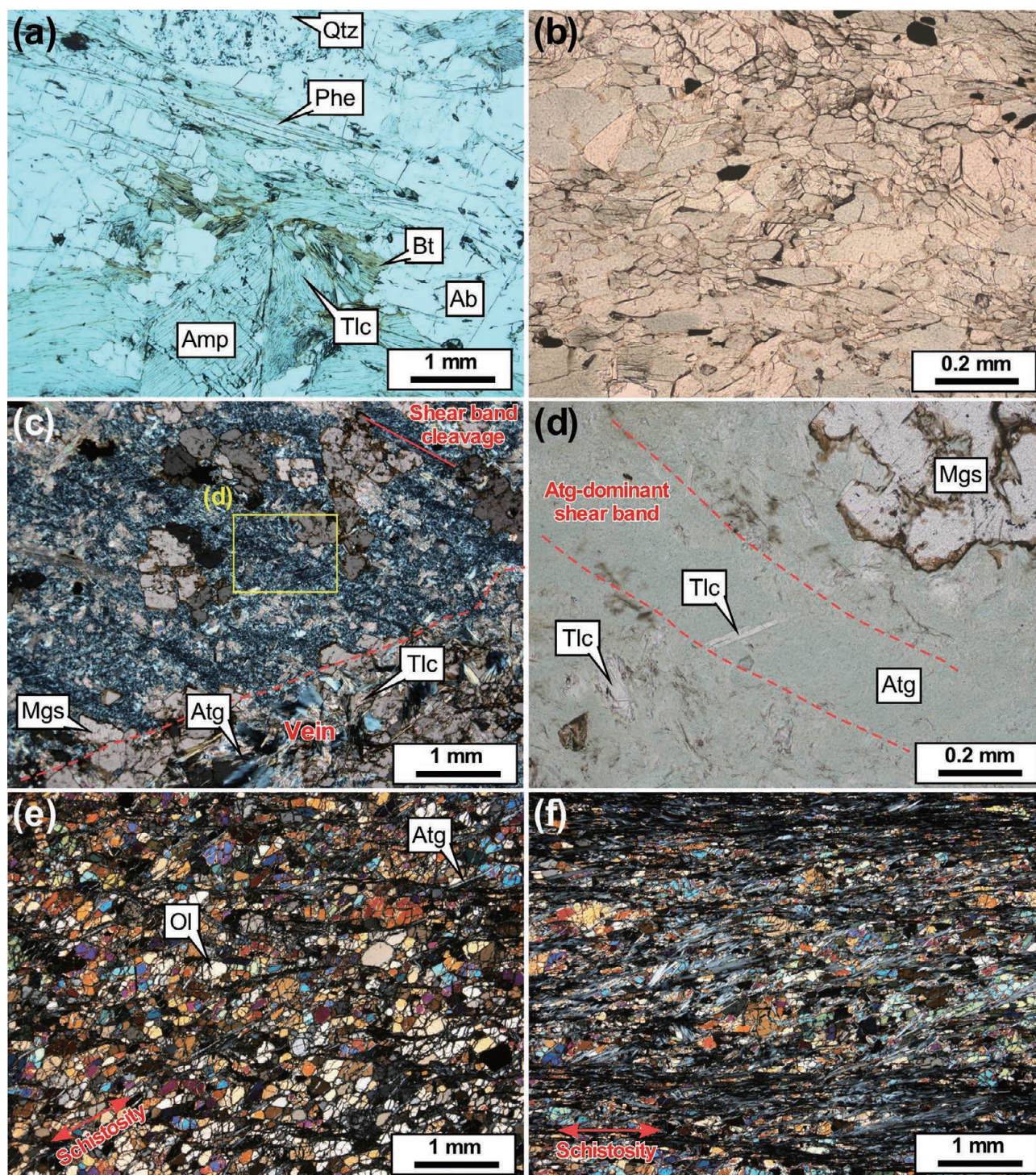


Fig. 16. Microstructures of ultramafic rocks in the Eclogite unit (including the Higashi-akaishi unit). Ab = albite, Amp = amphibole, Atg = antigorite, Bt = biotite, Mgs = magnesite, Phe = phengite, Qtz = quartz, Tlc = Talc. (a) Albitized actinolite rock. PPL. (b) Schistose fine-grained actinolite rock at the margin of the actinolite-rich block in Stop 5. Note that this section is almost biminerallitic, dominated by actinolite and ilmenite. PPL. (c) Sheared and metasomatized antigorite serpentinite at Stop 5. Shear band cleavage is defined by the strong fabric of antigorite. Metasomatic formation of talc and magnesite is dominant in intercleavage segments relative to cleavage domains. A shear vein at the bottom of the photograph consists of large and locally euhedral grains of magnesite, antigorite, and talc. XPL. (d) Same view as (c), but at greater magnification showing the metasomatic growth of talc and magnesite. Antigorite is pale green and talc is colorless under PPL. (e) Olivine-rich part of layered antigorite serpentinite at Stop 6. Planar fabric is defined by the parallel alignment of flake-like crystals of antigorite. XPL. (f) Antigorite-rich part of the layering in Stop 6. Millimeter-scale layering is developed between highly serpentized parts (top and bottom) and less serpentized parts (middle). XPL.

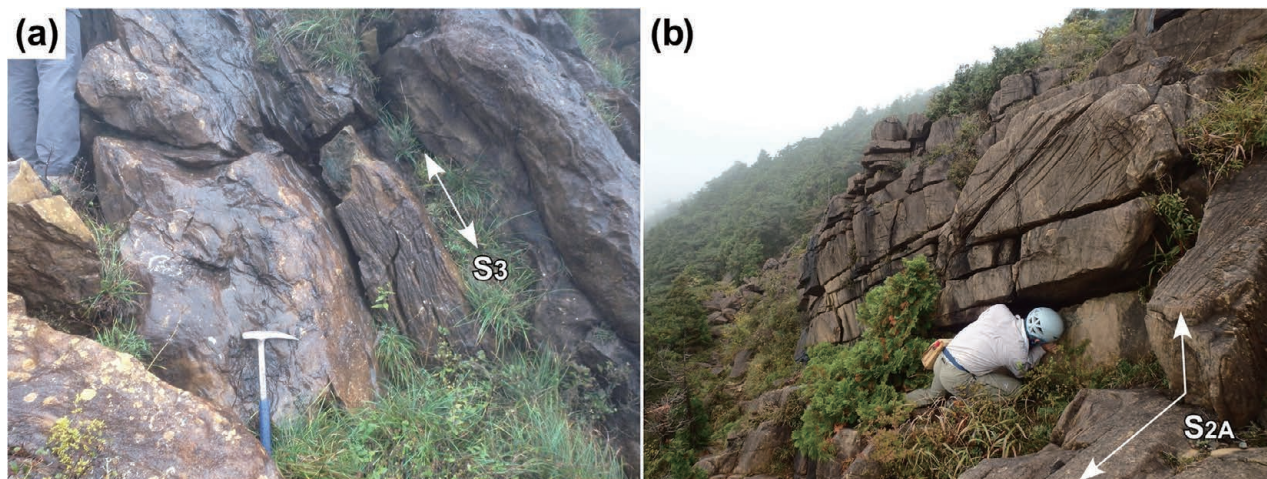


Fig. 17. Outcrop photographs of the Higashi-akaishi peridotite. (a) Antigorite schist at Stop 6 showing the D_3 foliation (S_3). Photograph taken looking ESE. (b) Dunite at Stop 7 showing the D_{2A} foliation (S_{2A}). Photograph taken looking SW.

Stop 7 東赤石ユニットのポーフィロクラスティックダナイト(D_{2A} 期の変形構造)

[地形図] 1:25000「第地」(Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山(33°52'32"N, 133°22'56"E)

[説明] 赤石山荘から東赤石山の南山麓をトラバースする登山道を東へ移動すると、東赤石ユニット上位の D_2 構造が優勢な領域に入る。Stop 7では、ポーフィロクラスティック組織を呈する D_{2A} ダナイトと岩脈状の単斜輝石岩が観察できる(Fig. 17b)。好天に恵まれれば高知方面の展望が開ける良好なビュースポットである。

ダナイトの風化面では、かんらん石の粒径に応じた剥離強度の違いのために mm 規模のポーフィロクラストが際立って突出して見え、その量から再結晶度を読み取ることができる。 D_{2A} の面構造は細粒かんらん石の形態定向配列で定義され、クロムスピネル濃集層との斜交関係から、この層が形成した後の独立の変形段階として識別できる。かんらん石ポーフィロクラストは含水鉱物からなる流体包有物仮像を含むため、変形同時に H_2O に飽和した環境にあったことがわかる。かんらん石の CPO は c 軸が流動方向へ定向配列する特徴的なパターンであり、無水条件に一般的な a 軸集中パターンとは異なる。東赤石ユニットは c 軸集中が広域的に観察される代表例である(Mizukami et al., 2004)。

粗粒のダナイトには、網目状のリザーダイト脈が特徴的に見られる。低温のかんらん岩質マントルにおける流体経路の発達例として興味深い。微細組織を見ると、100 μm 大のかんらん石が結晶粒界から蛇紋石化するのに対して 1 mm 大のかんらん石は粒子を横切るクラックから蛇紋石化している。蛇紋石脈は粗粒かんらん石の定向配列を切って配向性を示すことから、粗粒かんらん石には応力場に応じた流体経路が発達しやすいと解釈できる。

単斜輝石岩は、暗緑色から淡緑色のディオプサイド成分に富む単斜輝石の斑状結晶と細粒基質からなるポーフィロクラスティック組織をなす。主な基質鉱物は細粒の単斜輝石とア

ンチゴライトである。単斜輝石岩脈および近傍のダナイトでアンチゴライト蛇紋岩化が著しく、アンチゴライト形成に単斜輝石中のエンスタタイト成分が寄与したことを示唆する。この単斜輝石岩中の白金族元素の相対濃度パターンから集積岩の性質を持つことが示されている(Hattori et al., 2010)。

Stop 8 東赤石ユニットのざくろ石を含むかんらん岩と輝石岩

[地形図] 1:25000「第地」(Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山(33°52'37"N, 133°23'06"E)

[説明] 東赤石ユニットが超高压条件へ至る PT 履歴(1.5–2.4 GPa/700–800°C→2.9–3.8 GPa/700–810°C: Enami et al., 2004; Fig. 6)は、ざくろ石を含むかんらん岩および輝石岩から得られる岩石学的情報から制約されている。しかし、これらの産出する箇所は現在知られている限り権現越周辺のみである。ざくろ石を伴う岩相はダナイト、ウェールライト、ウェブステライト、単斜輝石岩であり、かんらん石に対するざくろ石+両輝石の鉱物量比が cm 規模から数 10 cm 規模で変化する層構造をなす。権現越北側の岩壁にまとまった露出があるが、本巡検では安全性を考慮して、登山道の土壌浸食により現れた露頭(Stop 8)でその一端を観察する。表面の風化は強いが、比較的新鮮なかんらん岩がざくろ石単斜輝石岩と互層する産状が観察できる。

ダナイトの鉱物化学組成(Kunugiza, 1981; 棚座, 1984; Hattori et al., 2010)から、少なくともその一部は高枯渇度マグマに関係する起源を持つと考えられる。一方で、 Al_2O_3 に富み、超苦鉄質ながら塩基性の化学組成を有する輝石岩類については、高压でのざくろ石+輝石集積作用により生じたとの考え(Kunugiza et al., 1986)や斑れい岩起源の可能性(山口・大島, 1977)が提案されている。しかし、かんらん岩類との成因的な関係も含めて起源を論ずるには岩石学および地球化学の情報が不足している。

権現越露頭で卓越する変形構造は D_{2A} 期の特徴を持つ。

かんらん岩は斑状もしくは層状に角閃石(パーガス閃石)を含むことが多く、また微量の板状の金雲母や緑泥石を含む。これらの含水鉱物の産状は開放系における反応と変形を示唆する。面構造は北から北西に傾斜しており、超高压条件を記録する東赤石ユニットはエクロジャイトユニットを構成する権現岩体や五良津西部岩体の下位に位置する。しかし、両ユニットの変形構造の対応関係について構造地質学的な検討が行われておらず、両者のテクトニックな関係は解明されるべき課題として残されている。

Stop 9 権現岩体の石英エクロジャイト(四国電力鉄塔下)

[地形図] 1:25000「第地」(Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山(33°52'40"N, 133°23'22"E)

[説明] 東赤石かんらん岩体と五良津西部岩体の境界部に挟まれる権現岩体は、三波川帯の地殻物質起源の変成岩の中では最も高温・高压条件を記録している(Ota et al., 2004; Miyamoto et al., 2007; Fig. 4a)。石英に富む岩相が卓越するため、一般には石英エクロジャイト岩体とも呼ばれてきた。しかし岩体内部は非常に不均質で、石英に富み藍晶石の斑状変晶を含む優白質な岩相(Enami, 2000 など)から、石英を含まない苦鉄質のエクロジャイトまで変化する。その一方、変形構造は少数の剪断帯を除いてほとんど認められない。Stop 9には新鮮な石英エクロジャイトの露頭が現れており、この露頭では苦鉄質な部分が卓越する。また現地性転石として、淡紅色自形のざくろ石とディオプサイドからなるざくろ石単斜輝石岩(前述)も観察され、これは石英エクロジャイトと周囲のダナイトの間に介在する岩相である。

石英エクロジャイトの鉱物組合せは、ざくろ石+オンファス輝石+藍晶石+石英+フェンジャイト+緑れん石+ルチルで、角閃石(藍閃石~パロア閃石)が含まれることもある。三波川帯のほかのエクロジャイトにはみられない特徴として、ざくろ石中の針状ルチルの定向配列やオンファス輝石中の石英ロッド(Ota et al., 2004)といった離溶組織が挙げられるが、超高压条件に達したことを示す証拠はない。Miyamoto et al. (2007)は石英エクロジャイトを構成する各鉱物の組成不均質と平衡な組み合わせを検討し、ざくろ石-オンファス輝石-フェンジャイト-藍晶石-SiO₂ 地質温度圧力計を用いてピーク変成条件を2.3–2.4 GPa, 675–740°Cと見積もった(Fig. 4a)。この条件で安定なSiO₂相は石英である。この岩体の原岩は、砂泥質堆積物と玄武岩質火山砕屑物の互層と考えられている(Takasu, 1989; Miyamoto et al., 2007)。一方、Arakawa et al. (2013)は苦鉄質部を不規則脈状の優白質岩相が切る産状を部分熔融組織と解釈した。高温の変成条件から、沈み込み帯深部で部分熔融が起こった可能性は十分にありうるが、詳しい岩石学的・地球化学的検討はまだ行われていない。

Stop 10 エクロジャイトユニットの泥質片岩

[地形図] 1:25000「第地」(Fig. 10)

[位置] 愛媛県新居浜市別子山(33°52'16"N, 133°23'20"E)

[説明] 床鍋谷河床に位置する Stop 10 の泥質片岩露頭は

エクロジャイトユニット内にあると考えられ、主変成の変成分帯では曹長石黒雲母帯内に位置している。本露頭の泥質片岩にはときに径3 mmに及ぶ粗粒のざくろ石が含まれる。その他の主な構成鉱物としてはフェンジャイト、石英、曹長石、炭質物、チタン石に加えて緑れん石、および淡緑色の角閃石が含まれ、緑泥石を欠く。この泥質片岩に発達する片理は、ざくろ石を迂回する一方、曹長石はこの片理を乱すことなく被覆するためS_{E2}と判断できる(Fig. 5a)。すなわち、この露頭周辺から北方の東赤石かんらん岩体までの間は、泥質片岩の基質にDsよりも前の古い片理が発達している比較的珍しい地域である(Aoya, 2002; Mizukami and Wallis, 2005)。本露頭でのS_{E2}片理の方位は低角東傾斜から高角の南南東傾斜を示し、露頭内ではばらつきがある。Aoya (2002)は床鍋谷周辺の野外調査に基づき、おおむね東西方向の軸を持つ露頭規模のDs褶曲(Fs)のフェルゲンツがこの露頭付近を境にして、南側では北フェルゲンツ、北側では南フェルゲンツというように逆転していることから、地質図規模のDsアンチフォームのヒンジ部分がこの露頭付近にあると考えた。

謝 辞

本巡検の企画・準備において赤石山荘主人の安森滋氏には多大なるご協力を頂いた。金沢大学の駒井美穂氏にはFig. 16の岩石薄片を作成して頂いた。また静岡大学の平内健一氏と匿名の査読者によるコメントにより、本稿は大きく改善された。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. and Fisher D. M., 2012, *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press, 289p.
- Aoki, K., Iizuka, T., Maruyama, S. and Terabayashi, M., 2007, Tectonic boundary between the Sanbagawa belt and the Shimanto belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **113**, 171–183.
- Aoki, K., Itaya, T., Shibuya, T., Masago, H., Kon, Y., Terabayashi, M., Kaneko, Y., Kawai, T. and Maruyama, S., 2008, The youngest blueschist belt in SW Japan: implication for the exhumation of the Cretaceous Sanbagawa high-P/T metamorphic belt. *Jour. Metamorph. Geol.*, **26**, 583–602.
- Aoki, K., Kitajima, K., Masago, H., Nishizawa, M., Terabayashi, M., Omori, S., Yokoyama, T., Takahata, N., Sano, Y. and Maruyama, S., 2009, Metamorphic P–T–time history of the Sanbagawa belt in central Shikoku, Japan and implications for retrograde metamorphism during exhumation. *Lithos*, **113**, 393–407.
- Aoya, M., 2001, P–T–D path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses. *Jour. Petrol.*, **42**, 1225–1248.
- Aoya, M., 2002, Structural position of the Seba eclogite unit in the Sambagawa belt: supporting evidence for an eclogite nappe. *Island. Arc*, **11**, 91–110.
- 青矢睦月(Aoya, M.), 2004, 三波川エクロジャイトの沈み込みP–T経路の導出とそのテクトニックな意味づけー包括的岩石学への布石としてー(Derivation of subduction-stage pressure-temperature path of Sambagawa eclogite and its tectonic significance: Towards the goal of a comprehensive petrology). *地学雑誌(Jour. Tokyo Geogr. Soc.)*, **113**, 664–677.

- 青矢睦月 (Aoya, M.), 2005, 四国三波川帯・瀬場地域の研究史: 高度変成地域の野外調査にまつわる諸事情 (Research history of the Seba region in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, with special focus on its field-geological aspect). 地調研報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **56**, 137–146.
- 青矢睦月・遠藤俊祐 (Aoya, M. and Endo, S.), 2017 (印刷中), 初期三波川変成作用の認識, および後期白亜紀三波川沈み込み帯の描像 (Recognition of the 'early' Sambagawa metamorphism and a schematic cross-section of the Late-Cretaceous Sambagawa subduction zone). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **123**, doi: 10.5575/geosoc.2017.0008.
- Aoya, M., Endo, S., Mizukami, T. and Wallis, S. R., 2013a, Paleo-mantle wedge preserved in the Sambagawa high-pressure metamorphic belt and the thickness of forearc continental crust. *Geology*, **41**, 451–454.
- 青矢睦月・平島崇男・高須 晃・榎並正樹・Simon Wallis・榊原正幸 (Aoya, M., Hirajima, T., Takasu, A., Enami, M., Wallis, S. and Sakakibara, M.), 2001, 第6回エコロジャイト会議の記念碑とその材料となったエコロジャイトの転石 (Monument for IEC2001 made from a loose block of well developed schistose eclogite from the Besshi area, Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **107**, XXI–XXII.
- 青矢睦月・野田 篤・水野清秀・水上知行・宮地良典・松浦浩久・遠藤俊祐・利光誠一・青木正博 (Aoya, M., Noda, A., Mizuno, K., Mizukami, T., Miyachi, Y., Matsuura, H., Endo, S., Toshimitsu, S. and Aoki, M.), 2013b, 新居浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Niihama District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 181 p.
- Aoya, M., Tsuboi, M. and Wallis, S. R., 2006, Origin of eclogitic metagabbro mass in the Sambagawa belt: geological and geochemical constraints. *Lithos*, **89**, 107–134.
- Aoya, M., Uehara, S., Matsumoto, M., Wallis, S. R. and Enami, M., 2003, Subduction-stage pressure-temperature path of eclogite from the Sambagawa belt: Prophetic record for oceanic-ridge subduction. *Geology*, **31**, 1045–1048.
- Aoya, M. and Wallis, S. R., 1999, Structural and microstructural constraints on the mechanism of eclogite formation in the Sambagawa belt, SW Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **21**, 1561–1573.
- Aoya, M. and Wallis, S. R., 2003, Role of nappe boundaries in subduction-related regional deformation: spatial variation of meso- and microstructures in the Seba eclogite unit, the Sambagawa belt, SW Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **25**, 1097–1106.
- 青矢睦月・横山俊治 (Aoya, M. and Yokoyama, S.), 2009, 日比原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Hibiara District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 75 p.
- 坂野昇平・鳥海光弘・小畑正明・西山忠男 (Banno, S., Toriumi, M., Obata, M. and Nishiyama, T.), 2000, 岩石形成のダイナミクス (*Dynamics of Petrogenesis*), 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 304p.
- Bromiley, G. D. and Pawley, A. R., 2003, The stability of antigorite in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (MSH) and $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (MASH): The effects of Al^{3+} substitution on high-pressure stability. *Am. Mineral.*, **88**, 99–108.
- Cardozo, N. and Allmendinger, R. W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet. *Comput. Geosci.*, **51**, 193–205.
- Enami, M., 2000, Kyanite-quartz eclogite and hornblende eclogite at Gongen, central Shikoku, Japan. *Bull. Res. Inst. Nat. Sci., Okayama Univ. of Sci.*, **26**, 1–2.
- Enami, M., Mizukami, T. and Yokoyama, K., 2004, Metamorphic evolution of garnet-bearing ultramafic rocks from the Gongen area, Sanbagawa belt, Japan. *Jour. Metamorph. Geol.*, **22**, 1–15.
- Enami, M., Nishiyama, T. and Mouri, T., 2007, Laser Raman microspectrometry of metamorphic quartz: A simple method for comparison of metamorphic pressures. *Am. Mineral.*, **92**, 1303–1315.
- Enami, M., Wallis, S. R. and Banno, Y., 1994, Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schist: implications for the P–T history of the Sanbagawa belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 182–198.
- Endo, S., 2010, Pressure-temperature history of titanite-bearing eclogite from the Western Iratsu body, Sanbagawa Metamorphic Belt, Japan. *Island. Arc*, **19**, 313–335.
- 遠藤俊祐・青矢睦月・青木正博 (Endo, S., Aoya, M. and Aoki, M.), 2013, 新居浜地域の地質 10.2 銅鉱床. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Niihama District, 10.2 Copper mines. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 149–158.
- Endo, S., Mizukami, T., Wallis, S. R., Tamura, A. and Arai, S., 2015, Orthopyroxene-rich Rocks from the Sanbagawa Belt (SW Japan): Fluid-Rock Interaction in the Forearc Slab-Mantle Wedge Interface. *Jour. Petrol.*, **56**, 1113–1137.
- Endo, S., Wallis, S., Hirata, T., Anczkiewicz, R., Platt, J., Thirlwall, M. and Asahara, Y., 2009, Age and early metamorphic history of the Sanbagawa belt: Lu–Hf and P–T constraints from the Western Iratsu eclogite. *Jour. Metamorph. Geol.*, **27**, 371–384.
- Endo, S., Wallis, S. R., Tsuboi, M., Aoya, M. and Uehara, S., 2012, Slow subduction and buoyant exhumation of the Sanbagawa eclogite. *Lithos*, **146–147**, 183–201.
- Faure, M., 1983, Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 319–329.
- Hames, W. E. and Bowring, S. A., 1994, An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 161–167.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kairiki, 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., Ser. C*, **9**, 495–595.
- Hattori, K., Wallis, S., Enami, M., and Mizukami, T., 2010, Subduction of mantle wedge peridotites: Evidence from the Higashi-akaishi ultramafic body in the Sanbagawa metamorphic belt. *Island. Arc*, **19**, 192–207.
- 秀 敬 (Hide, K.), 1961, 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造 (Geologic structure and metamorphism of the Sambagawa crystalline schists of the Besshi-Shirataki mining district in Shikoku, Southwest Japan). 広島大学地学研究報告 (*Geol. Rep. Hiroshima Univ.*), **9**, 1–87.
- 東野外志男 (Higashino, T.), 1990a, 四国中央部三波川変成帯の変成分帯 (Metamorphic zones of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **96**, 703–718.
- Higashino, T., 1990b, The higher grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Metamorph. Geol.*, **8**, 413–423.
- Hirauchi, K.-I., den Hartog, S. A. M. and Spiers, C. J., 2013, Weakening of the slab-mantle wedge interface induced by metasomatic growth of talc. *Geology*, **41**, 75–78.
- Hodges, K. V., 1991, Pressure-temperature-time paths. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**, 207–236.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F., 1990, Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179–205.
- 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.
- Itaya, T. and Tsujimori, T., 2015, White mica K–Ar geochronology of Sanbagawa eclogites from Southwest Japan: impli-

- cations for deformation-controlled K–Ar closure temperature. *Int. Geol. Rev.*, **57**, 1014–1022.
- Kabir, M. F., and Takasu, A., 2010, Evidence for multiple burial-partial exhumation cycles from the Onodani eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Jour. Metamorph. Geol.*, **28**, 873–893.
- Kabir, M. F. and Takasu, A., 2011, High-Mg garnets from pelitic schists adjacent to the Sebadani eclogitic metagabbro mass, Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **106**, 332–337.
- Kawahara, H., Endo, S., Wallis, S. R., Nagaya, T., Mori, H. and Asahara, Y., 2016, Brucite as an important phase of the shallow mantle wedge: Evidence from the Shiraga unit of the Sanbagawa subduction zone, SW Japan. *Lithos*, **254–255**, 53–66.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(MMEAJ=Metallic Minerals Exploration Agency of Japan), 1969, 昭和42年度 精密調査報告書 白髪山地域(*Regional Geological Survey Report 1966, Mt. Shiraga-yama District*). 通商産業省(Ministry of International Trade and Industry).
- Knittel, U., Suzuki, S., Nishizaka, N., Kimura, K., Tsai, W. L., Lu, H. Y., Ishikawa, Y., Ohno, Y., Yanagida, M. and Lee, Y. H., 2014, U–Pb ages of detrital zircons from the Sanbagawa Belt in western Shikoku: Additional evidence for the prevalence of Late Cretaceous protoliths of the Sanbagawa Metamorphics. *Jour. Asian Earth Sci.*, **96**, 148–161.
- Kojima, G. and Suzuki, T., 1958, Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **2**, 173–193.
- Kouketsu, Y., and Enami, M., 2010, Aragonite and omphacite-bearing metapelite from Besshi region, Sambagawa belt in central Shikoku, Japan and its implication. *Island. Arc*, **19**, 165–176.
- Kouketsu, Y. and Enami, M., 2011, Calculated stabilities of sodic phases in the Sambagawa metapelites and their implications. *Jour. Metamorph. Geol.*, **29**, 301–316.
- Kouketsu, Y., Enami, M. and Mizukami, T., 2010, Omphacite-bearing metapelite from the Besshi region, Sambagawa metamorphic belt, Japan: Prograde eclogite facies metamorphism recorded in metasediment. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **105**, 9–19.
- Kouketsu, Y., Enami, M., Mouri, T., Okamura, M. and Sakurai, T., 2014, Composite metamorphic history recorded in garnet porphyroblasts of Sambagawa metasediments in the Besshi region, central Shikoku, Southwest Japan. *Island. Arc*, **23**, 263–280.
- 釘宮康郎・高須 晃(Kugimiya, Y. and Takasu, A.), 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(Geology of the Western Iratsu mass within the tectonic mélange zone in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, Japan). 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **108**, 644–662.
- Kunugiza, K., 1981, Two contrasting types of zoned chromite of the Mt. Higashi-akaishi peridotite body of the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **76**, 331–342.
- 棚座圭太郎(Kunugiza, K.), 1984, 四国中央部三波川変成帯の超塩基性岩体の変成作用と起源(Metamorphism and origin of ultramafic bodies of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku). 岩石鉱物床学会誌(*Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*), **79**, 20–32.
- Kunugiza, K., Takasu, A. and Banno, S., 1986, The origin and metamorphic history of the ultramafic and metagabbro bodies in the Sanbagawa belt. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **164**, 375–385.
- Matsumoto, M., Wallis, S., Aoya, M., Enami, M., Kawano, J., Seto, Y. and Shimobayashi, N., 2003, Petrological constraints on the formation conditions and retrograde P–T path of the Kotsu eclogite unit, central Shikoku. *Jour. Metamorph. Geol.*, **21**, 363–376.
- Miyamoto, A., Enami, M., Tsuboi, M. and Yokoyama, K., 2007, Peak conditions of kyanite-bearing quartz eclogites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **102**, 352–367.
- 都城秋穂(Miyashiro, A.), 1965, 変成岩と変成帯(*Metamorphic Rocks and Metamorphic Belts*). 岩波書店(Iwanami Shoten), 458p.
- 都城秋穂(Miyashiro, A.), 1994, 変成作用(*Metamorphism*). 岩波書店(Iwanami Shoten), 256p.
- Mizukami, T. and Wallis, S. R., 2005, Structural and petrological constraints on the tectonic evolution of the garnet-lherzolite facies Higashi-akaishi peridotite body, Sanbagawa belt, SW Japan. *Tectonics*, **24**, TC6012, doi: 10.1029/2004TC001733.
- Mizukami, T., Wallis, S. R. and Yamamoto, J., 2004, Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow-normal a-axis maximum. *Nature*, **427**, 432–436.
- Mizukami, T., Yokoyama, H., Hiramatsu, Y., Arai, S., Kawahara, H., Nagaya, T. and Wallis, S. R., 2014, Two types of antigorite serpentinite controlling heterogeneous slow-slip behaviors of slab-mantle interface. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **401**, 148–158.
- Mouri, T. and Enami, M., 2008, Areal extent of eclogite facies metamorphism in the Sanbagawa belt, Japan: New evidence from a Raman microprobe study of quartz residual pressure. *Geology*, **36**, 503–506.
- 中島 隆・高木秀雄・石井和彦・竹下 徹(Nakajima, T., Takagi, H., Ishii, K. and Takeshita, T.), 2004, 変成・変形作用(*Metamorphism and Deformation*). 共立出版(Kyoritsu Shuppan), 194p.
- 猶原亮介・青矢睦月(Naohara, R. and Aoya, M.), 1997, 四国中央部三波川帯瀬場谷地域の塩基性片岩に産する累進的エクログャイト(Prograde eclogites from Sambagawa basic schists in the Sebadani area, central Shikoku, Japan). 島根大学総合理工学部紀要, シリーズA(*Mem. Fac. Sci. Shimane Univ., Series A*), **30**, 63–73.
- 野溝明子(Nomizo, A.), 1992, 四国中央部三波川変成帯瀬場谷エクログャイト岩体西部の泥質変成岩に含まれる3種のざくろ石(Three types of garnet in a Sambagawa pelitic schist near the Sebadani eclogite mass, central Shikoku, Japan). 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **98**, 49–52.
- 小川琢治(Ogawa, T.), 1902, 20万分の1地質図幅「高知」および同説明書(*Geology of the Kochi District. With Geological Sheet Map at 1: 200,000*). 農商務省地質調査所(Geol. Surv. Japan), 118p.
- Okamoto, K., Shinjoe, H., Katayama, I., Terada, K., Sano, Y. and Johnson, S., 2004, SHRIMP U–Pb zircon dating of quartz-bearing eclogite from the Sanbagawa Belt, southwest Japan: implications for metamorphic evolution of subducted protolith. *Terra Nova*, **16**, 81–89.
- Ota, T., Terabayashi, M. and Katayama, I., 2004, Thermobaric structure and metamorphic evolution of the Iratsu eclogite body in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Lithos*, **73**, 95–126.
- 大藤 茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一(Otoh S., Shimojo, M., Aoki, K., Nakama, T., Maruyama, S. and Yanai, S.), 2010, 砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯最区分の試み(Age distribution of detrital zircons in the psammitic schist of the Sanbagawa Belt, Southwest Japan). 地学雑(*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), **119**, 333–346.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 1996, *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 289p. (=1999, 鳥海光弘・金川久一訳「マイクロテクトニクス」シュプリンガーフェアラーク東京).
- Platt, J. P. and Vissers, R. L. M., 1980, Extensional structures in

- anisotropic rocks. *Jour. Struct. Geol.*, **2**, 397–410.
- 産総研地質調査総合センター編(Geol. Surv. Japan, AIST ed.), 2015, 20 万分の 1 日本シームレス地質図(*Seamless Digital Geological Map of Japan*(1: 200,000))2015 年 5 月 29 日版. 産総研地質調査総合センター.
- 佐藤 戈止(Sato, H.), 1938, 7 万 5 千分の 1 地質図幅「新居浜」および同説明書(*Geology of the Niihama District. With Geological Sheet Map at 1: 75,000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 70p.
- Takasu, A., 1984, Prograde and retrograde eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *Jour. Petrol.*, **25**, 619–643.
- Takasu, A., 1986, Resorption-overgrowth of garnet from the Sambagawa pelitic schists in the contact aureole of the Sebadani metagabbro mass. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 781–792.
- 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. Spec. Publ., **43**, 533–538.
- 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.
- Takasu, A., Wallis, S.R., Banno, S. and Dallmeyer, R.D., 1994, Evolution of the Sambagawa metamorphic belt. *Lithos*, **33**, 119–134.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V., 1999, Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km. In Fei Y., Bertka C. M. and Mysen B. O., eds., *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation*, Geochem. Soc. Spec. Publ., **6**, 259–281.
- Utsunomiya, A., Jahn, B., Okamoto, K., Ota, T. and Shinjoe, H., 2011, Intra-oceanic island arc origin for Iratsu eclogites of the Sanbagawa belt, central Shikoku, southwest Japan. *Chem. Geol.*, **280**, 97–114.
- 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.
- Wallis, S., 1998, Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Jour. Metamorph. Geol.*, **16**, 83–95.
- Wallis, S. R., Anczkiewicz, R., Endo, S., Aoya, M., Platt, J. P. and Thirlwall, M., 2009, Lu–Hf dating of eclogite, ridge subduction and preservation of the Sanbagawa Belt, SW Japan. *Jour. Metamorph. Geol.*, **27**, 93–105.
- Wallis, S. and Aoya, M., 2000, A re-evaluation of eclogite facies metamorphism in SW Japan: proposal for an eclogite nappe. *Jour. Metamorph. Geol.*, **18**, 653–664.
- Wallis, S. R., Banno, S. and Radwanec, M., 1992, Kinematics, structure and relationship to metamorphism of the east-west flow in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *Island. Arc*, **1**, 176–185.
- Wallis, S., Moriyama, Y. and Tagami, T., 2004, Exhumation rates and age of metamorphism in the Sanbagawa belt: new constraints from zircon fission track analysis. *Jour. Metamorph. Geol.*, **22**, 17–24.
- Wallis, S. R. and Okudaira, T., 2016, Paired metamorphic belts of SW Japan: the geology of the Sanbagawa and Ryoke metamorphic belts and the Median Tectonic Line. In Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T., Gibbons, W. eds., *The Geology of Japan*, Geological Society, London, 101–124.
- Weller, O. M., Wallis, S. R., Aoya, M. and Nagaya, T., 2015, Phase equilibria modelling of blueschist and eclogite from the Sanbagawa metamorphic belt of southwest Japan reveals along-strike consistency in tectonothermal architecture. *Jour. Metamorph. Geol.*, **33**, 579–596.
- 山口 勝・大島恒彦(Yamaguchi, M. and Ohshima, T.), 1977, 四国東赤石山超塩基性岩体の岩相変化(Variation of rock facies in the Higashi-Akaishi-yama ultramafic mass, Shikoku, Japan). 九大理研報(地質) (Sci. Rep. Fac. Sci. Kyushu Univ., Geol.), **12**, 255–262.
- Yamamoto, H., Okamoto, K., Kaneko, Y. and Terabayashi, M., 2004, Southward extrusion of eclogite-bearing mafic-ultramafic bodies in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, **387**, 151–168.
- Yoshino, G., 1961, Structural-petrological studies of peridotite and associated rocks of the Higashi-akaishi-yama district, Shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **3**, 343–402.
- Zaw Win Ko, Enami, M. and Aoya, M., 2005, Chloritoid and barroisite-bearing pelitic schists from the eclogite unit in the Besshi district, Sanbagawa metamorphic belt. *Lithos*, **81**, 79–100.

(著者プロフィール)

青矢睦月 徳島大学大学院社会産業理工学研究部准教授。95 年 京都大学理学部卒, 00 年 学術振興会特別研究員, 01 年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了(理学博士), 04 年 産業技術総合研究所研究員, 12 年から現職。研究内容: 変成岩の形成と上昇に関わるテクトニクス。E-mail: aoya@tokushima-u.ac.jp.

水上知行 金沢大学大学院自然科学研究科助教。96 年 京都大学理学部卒, 04 年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了(理学博士), 05 年 学術振興会特別研究員, 08 年から現職。研究内容: 沈み込み帯および海洋底の熱・物質構造とダイナミクス。E-mail: peridot@staff.kanazawa-u.ac.jp.

遠藤俊祐 島根大学大学院総合理工学研究科特任講師。06 年 名古屋大学理学部卒, 10 年 名古屋大学大学院環境学研究科博士後期課程短縮修了(理学博士), 14 年 産業技術総合研究所研究員, 16 年から現職。研究内容: 沈み込み帯中～深部の変成作用とテクトニクス。E-mail: s-endo@riko.shimane-u.ac.jp.

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得が必要であることに注意下さい。詳しくは、以下のサイトをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会