

四国中央部・三波川帯，東赤石超苦鉄質岩体の P-T-D 履歴

—ウェッジ・マントル カンラン岩の沈み込み過程—

榎 並 正 樹* 水 上 知 行**

P-T-D Evolution of the Higashi-akaishi Ultramafic Mass in the Sanbagawa Metamorphic Belt, Central Shikoku, Japan: Subduction of Wedge Mantle Peridotite

Masaki ENAMI * and Tomoyuki MIZUKAMI **

Abstract

Garnet-bearing ultramafic rocks including clinopyroxenite, wehrlite, and websterite locally crop out in the Higashi-akaishi peridotite of the Besshi region in the Sanbagawa metamorphic belt. These rock types occur within dunite as lenses, boudins, or layers with a thickness ranging from a few centimeters to 1 meter. The wide and systematic variations of bulk-rock composition and overall layered structure imply that the ultramafic complex originated as a cumulate sequence. Garnet and other major silicates contain rare inclusions of edenitic amphibole, chlorite, and magnetite, implying equilibrium at relatively low T and hydrous conditions during prograde metamorphism. Orthopyroxene coexisting with garnet shows bell-shaped Al zoning with a continuous decrease of Al from the core towards the rim, and its rim records peak metamorphic conditions. Estimated P-T conditions imply a high P/T gradient ($> 3.1 \text{ GPa}/100^\circ\text{C}$) from $1.5\text{--}2.4 \text{ GPa}/700\text{--}800^\circ\text{C}$ to $2.9\text{--}3.8 \text{ GPa}/700\text{--}810^\circ\text{C}$ during prograde metamorphism. Olivines recrystallized at the high P/T prograde metamorphic stage show a B-type lattice preferred orientation (LPO) with a-axis concentrations normal to the stretching lineation. The presence of B-type LPO indicates that deformation of the prograde metamorphic stage possibly progressed under hydrous and high-stress conditions at the wedge mantle adjacent to the subducted slab. The Higashi-akaishi peridotite is a unique example that well records the prograde evolution of subducted ultramafic rocks.

Key words : P-T path, ultra-high pressure metamorphism, lattice preferred orientation (LPO), olivine, ultramafic rocks, wedge mantle, subduction zone, Sanbagawa belt

キーワード : P-T 経路, 超高压变成作用, 格子定向配列 (LPO), カンラン石, 超苦鉄質岩, ウェッジ・マントル, 沈み込み帯, 三波川帯

* 名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学教室

** 東京大学大学院理学系研究科附属地殻化学実験施設

* Department of Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

** Laboratory for Earthquake Chemistry, Graduate School of Science, University of Tokyo

I. はじめに

ざくろ石を含む高圧型超苦鉄質岩 (Garnet-bearing ultramafic 岩: GUM 岩) は多くの造山帯に産する。それらは、大陸衝突帯の高圧 (HP) 超高压 (UHP) 変成岩にともなうものが大部分であるが、まれな例として、三波川帯やスラウェジ島のように島弧に産するものも知られている (Mori and Banno, 1973; Kadarusman and Parkinson, 2000)。このうち、スラウェジ島の UHP 変成岩に伴う GUM 岩は、島弧形成以前の大陸衝突に関連して形成されたとされている (Kadarusman and Parkinson, 2000)。したがって、本論で報告する四国三波川帯・別子地域の東赤石超苦鉄質岩体は、大陸衝突を経験していない単純な島弧-海溝系で形成された GUM 岩のまれな例といえる。

HP-UHP 変成帯に産する GUM 岩の起源は、(1) 様々な程度に加水変質したリソスフェアが沈み込み帯変成作用にともない高 P/T 条件下で再結晶したものと、(2) 沈み込みやそれに続く大陸衝突時にスラブ中に取り込まれたウェッジ・マントル由来物質に大別できる。そして前者はさらに、HP-UHP 変成岩と同じ沈み込み帯変成作用で形成されたものと、この沈み込み帯変成作用以前にすでに上部マントルに存在していたリソスフェアのレリックが後に HP-UHP 変成岩中に取り込まれたものに区別される。これらの GUM 岩は、プレート収束域の構造的進化や地殻-マントル間の物質循環を理解する上で重要な情報を様々な形で記録している。鉱物が記録する圧力 (P) 温度 (T) 履歴は、岩石が存在した場の物理条件を制約するのに役立つ。しかしながら、GUM 岩は上昇過程に様々な程度に再結晶しており、沈み込み時の P-T 履歴を論じるための情報をそれらから読み取るとは困難である場合が多い。これに対し、後に述べるように東赤石岩体の GUM 岩は、昇温変成作用時の鉱物組織や組成累帯構造をよく保持しており、沈み込み帯の進化を論じる上で重要な試料である。

東赤石岩体の岩石学的研究は、堀越 (1937) に

よるざくろ石-単斜輝岩 (原文では榴輝石とされている) の記載に始まる。その後、坂野 (1968)、Banno (1970) や Ernst *et al.* (1970) は、ざくろ石-単斜輝石間の Fe-Mg 分配に基づいて、東赤石岩体中の GUM 岩が緑れん石-角閃岩相もしくは角閃岩相条件下での平衡を示すことを論じた。また、Mori and Banno (1973) は、GUM 岩の平衡温度を 500-600 °C と見積もり、本岩体が極めて低温で再結晶したアルプス型カンラン岩であると結論した。一方、Yoshino (1961, 1964) は、東赤石岩体を構造地質学的な視点で研究し、野外での特徴にもとづいて岩体の大部分を占めるダナイトを塊状ダナイトと片状ダナイトに分類した。さらに、塊状ダナイトから三軸集中型とガードル分布型のカンラン石定向配列 (Lattice Preferred Orientation: LPO) パターンを見出した。Yoshino (1961, 1964) のデータは、LPO 研究の初期にあってカンラン石 LPO の多様性を示す貴重なものであった。しかし、1960 年代当時はプレートテクトニクス説の提唱前夜であったこともあり、流動方向の指標となる伸長線構造 (鉱物線構造) は注目されておらず、残念ながら東赤石岩体のカンラン石 LPO の重要性をマントル流動に結び付けて論じるまでには至らなかった。

これらの研究を受けて、Enami *et al.* (2004) は斜方輝石を含む GUM 岩に着目し、それらが 3.0 GPa 以上の超高压条件へ到達した P-T 経路を岩石学的に導いた。また、Mizukami *et al.* (2004) は、東赤石岩体のカンラン石 LPO と鉱物線構造を測定し、高 H₂O 活動度・高差応力条件下での再結晶を特徴づけるカンラン石の格子定向配列 (B-タイプ LPO: Jung and Karato, 2001) が、この圧力上昇に伴って岩体中に広く形成されたことを報告した。これは、ウェッジ・マントルの物理条件で形成された B-タイプ LPO として、天然の試料中で確認された最初の例となった。本論では、主に Enami *et al.* (2004) および Mizukami *et al.* (2004) の報告をもとに、そこで記述を省略したデータも交えて、東赤石岩体の沈み込み P-T 履歴と変形構造について述べる。そして、特に P-T 履歴の制約によって、岩体の内包

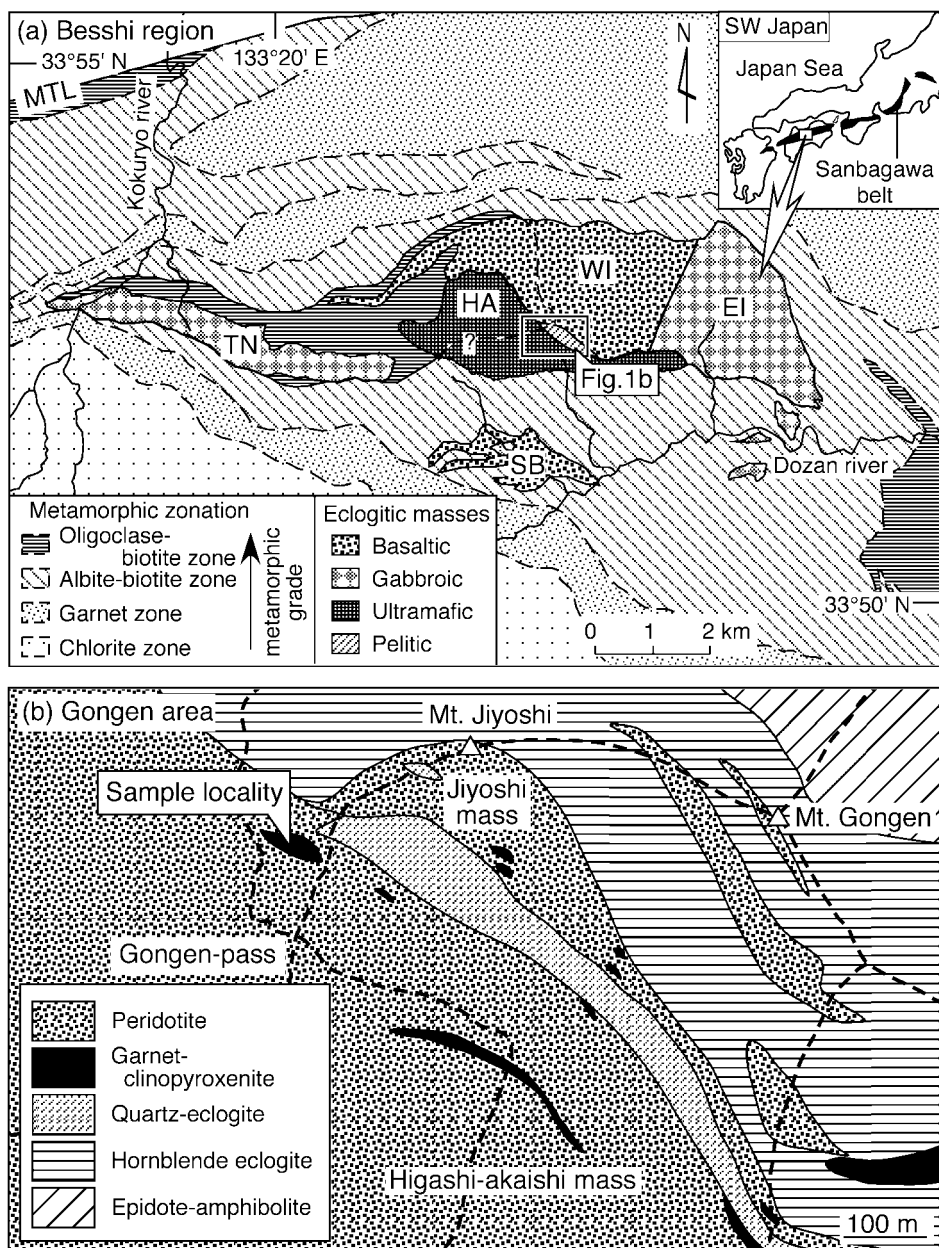


図 1 四国三波川帯・別子 (a) [Aoya (2001) の Fig. 1 を一部改変] および権現地域 (b) [釘宮・高須 (2002) の Fig. 4 の一部] の地質概略図。

HA : 東赤石岩体, TN : 東平岩体, WI : 西部五良津岩体, EI : 東部五良津岩体, SB : 瀬場岩体

Fig. 1 Geologic sketch maps of the (a) Besshi region (partly modified from Fig. 1 of (Aoya, 2001)) and (b) Gongen area (simplified from Fig. 4 of Kugimiya and Takasu (2002)).

HA : Higashi-akaishi mass, TN : Tonaru mass, WI : Western Iratsu mass, EI : Eastern Iratsu mass, SB : Seba mass

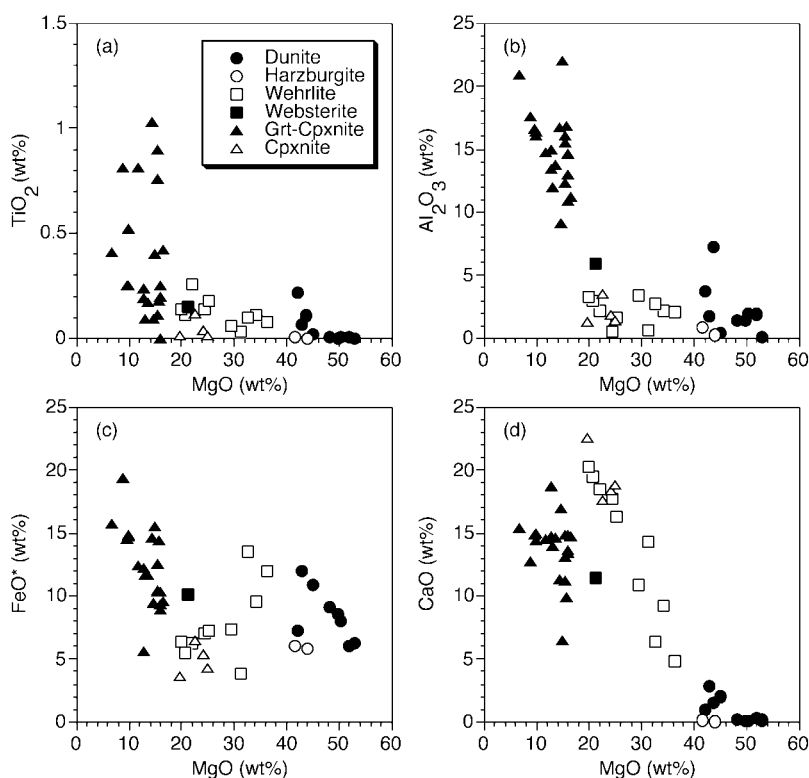


図 2 別子地域に産する超苦鉄質岩類の全岩化学組成 (Enami *et al.* (2004) の Fig. 2)。

Fig. 2 Rock-bulk compositions of ultramafic rocks in the Besshi region, Sanbagawa metamorphic belt (after Fig. 2 of Enami *et al.* (2004)).

するマントル情報をより具体的な形で抽出できるようになったことを強調したい。鉱物の化学組成などの詳細については、既出論文 (Enami *et al.*, 2004; Mizukami *et al.*, 2004) を参照されたい。

II. 地質概略

東赤石岩体は、三波川帯結晶片岩類の最高変成度部である別子地域の緑れん石-角閃岩相地域 (曹長石-黒雲母帯および灰曹長石-黒雲母帯) に、東西延長 5 km・南北最大幅 1.5 km の範囲に分布し、三波川帯のみならず世界の中でも最大規模のアルプス型カンラン岩体の一つである。そして、本岩体の北-北東部には、局所的にエクロジャイト相の鉱物共生が残存する五良津緑れん石-角閃岩体が分布している (Takasu, 1989; Ota *et al.*,

2004) (図 1)。東赤石・五良津両岩体の境界には、層状の藍晶石-石英エクロジャイト、超苦鉄質岩 (地由山岩体) およびホルンブレンド-エクロジャイトが産する (図 1b: 釘宮・高須, 2002)。地由山超苦鉄質岩は、主にウェルライト、ハルツバージャイトや単斜輝岩からなり、累進変成作用時に蛇紋岩類が脱水反応することによって形成されたと考えられている (棚座, 1984)。また、ホルンブレンド-エクロジャイトは、残存する輝石やざくろ石の組成から加水反応を受けたざくろ石-単斜輝岩と考えられる。

東赤石岩体は、その大部分を占めるダナイトと少量のウェルライト、ざくろ石-単斜輝岩やクロミタイトなどからなる。そして、(1) 岩体全体にわたって組成レーヤリング (成層構造) を形成し

ている事実, (2) 全岩組成が広範囲にしかも系統的に変化すること(図2)や, (3) ざくろ石を含むダナイトが産する点などから, 東赤石岩体の構成岩類はざくろ石が安定な高压条件下 ($> 1.8 \text{ GPa}$) で集積岩として形成されたと考えられている(例えば, Mori, 1972; Kunugiza *et al.*, 1986; Enami *et al.*, 2004)。

III. 含斜方輝石 GUM 岩の岩石記載

GUM 岩の変成 P-T 履歴は, 主にざくろ石と斜方輝石の組成共生関係を用いて議論されている(Enami *et al.*, 2004)。斜方輝石を含む GUM 岩は, ざくろ石-単斜輝岩, ウェブステライトとウェルライトである。これらの岩石は, 全てが権現谷最上流部・権現越え北東部(北緯 $33^{\circ}52'43''$, 東経 $133^{\circ}23'7''$ 付近)のダナイト中に幅数 cm-1 m 程度のレンズもしくはレイヤーとして産する(図1b および図3)。本露頭は, 五良津-地由山岩体との境界付近にあたり, マイロナイト化が著しい。なお, 堀越(1937)によってざくろ石-単斜輝岩が記載されたのも本露頭からであり(図3b), これ以外の東赤石岩体を含めた三波川帯の他地域から, 共存するざくろ石と斜方輝石の報告はない。

ざくろ石-単斜輝岩: ざくろ石と斜方輝石の共存は, ざくろ石-単斜輝岩レンズ・レイヤーとその母岩であるダナイトとの変形が著しい境界部(幅 0.3-1.5 cm)に限って認められる(図4a)。この境界部は, ざくろ石と斜方輝石のほかに, 単斜輝石, カンラン石や Cr-スピネルからなる。この部分の各鉱物の化学組成は, Cr_2O_3 量や $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 値が, ダナイト側からざくろ石-単斜輝岩側に向かって減少するなど, 系統的な変化を示す(図5)。これは, この境界部が一種の反応帯であり, ざくろ石や斜方輝石は変成作用時の再結晶で形成されたことを示す。ざくろ石は, まれに緑泥石を包有物として含む(図6a)。二次的鉱物としては, エデン閃石/パーガス閃石, 緑泥石や蛇紋石が認められる。

ウェブステライトおよびウェルライト: ウェブステライトは, 斜方輝石, 単斜輝石およびざくろ石にそれぞれ富む層(幅 0.5-5 cm)の繰り返し

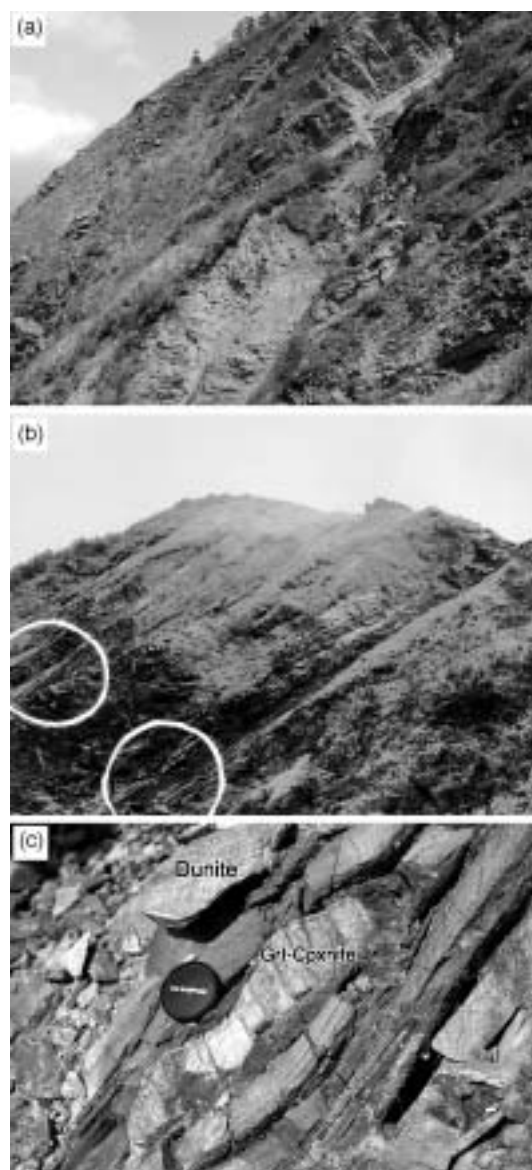


図 3 剪断を受けた権現地域のダナイト[(a)2001年撮影, (b)1930年代堀越義一博士撮影]および(c)ざくろ石-単斜輝岩の露頭写真。図3bの右上部分が図3aにほぼ相当する点。

Fig. 3 Photographs showing outcrop of sheared dunites at Gongen area[(a)and(b)were photographed in 2001 and the 1930s]and (c) garnet clinopyroxenite lens in the sheared dunite (after Fig. 3b of Enami *et al.* (2004)).

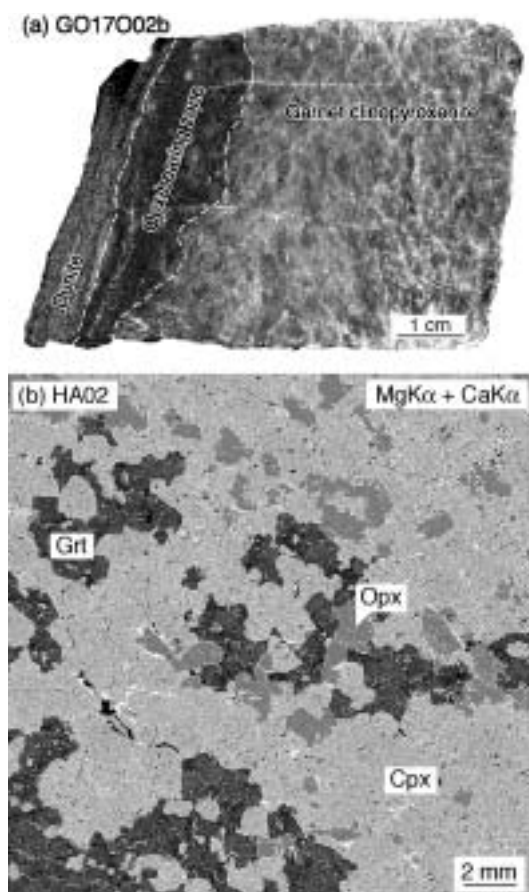


図 4 (a) ダナイトとざくろ石-単斜輝石の境界部の琢磨面および (b) ウェブステライトの MgKa + CaKa 特性 X 線像 (明るい部分ほど元素濃度がより高いことを示す)。

(Enami *et al.* (2004) の Figs. 4a および 5b より)。
Grt : ざくろ石, Opx : 斜方輝石, Cpx : 単斜輝石

Fig. 4 Photograph of (a) polished surface at the boundary between dunite and garnet clinopyroxene and (b) X-ray mapping image of a websterite for MgKa + CaKa.

Lighter parts indicate higher concentrations of elements (after Figs. 4a and 5b of Enami *et al.* (2004)). Grt : garnet, Opx : orthopyroxene, Cpx : clinopyroxene

らなり, 斜方輝石はまれにエデン閃石, 単斜輝石や磁鉄鉱を細粒包有物として含む (図 6b)。ざくろ石はしばしば輝石の粒間を充填して産するが, 輝石中の細粒包有物としても認められる (図 4b)。したがって, ざくろ石は再結晶時に輝石と共存し

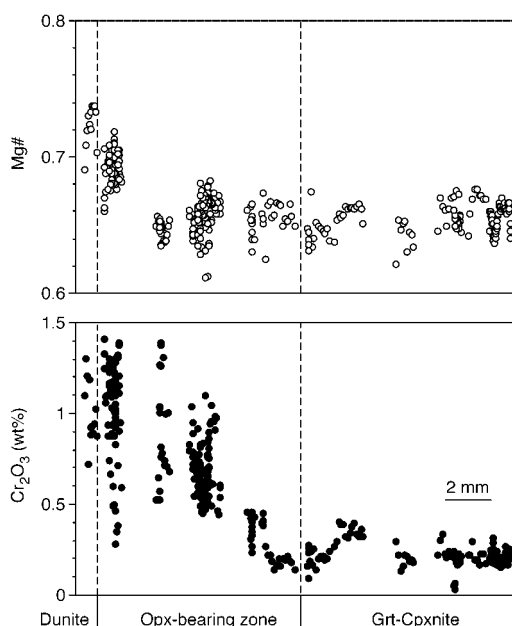


図 5 ダナイトとざくろ石-単斜輝石の境界部におけるざくろ石の組成変化。

Fig. 5 Compositional variations of garnets at the boundary between dunite and garnet clinopyroxenite.

ていたと推定される。その他に, 二次的鉱物として緑泥石とトレモラ閃石が産する。ウェルライトはカンラン石と単斜輝石にそれぞれ富む層の繰り返しからなる。カンラン石に富む層は少量の斜方輝石と単斜輝石を含んでおり, 単斜輝石に富む層はざくろ石と少量の斜方輝石とカンラン石を含む。磁鉄鉱, ペントランド鉱と磁硫鉄鉱は珪酸塩鉱物の包有物として産するほかに基質部にも認められる。このような不透明鉱物の産状は, 地由山岩体の試料と類似しており, いったん蛇紋石化作用を受けた岩石が脱水反応により再結晶したことを示している。輝石は, まれにざくろ石に包有されることもある。

IV. 主要鉱物の化学組成

1) 斜方輝石

変成 P-T 履歴は, 斜方輝石の組織と組成累帯構造によく保存されている。基質に産するほとんど

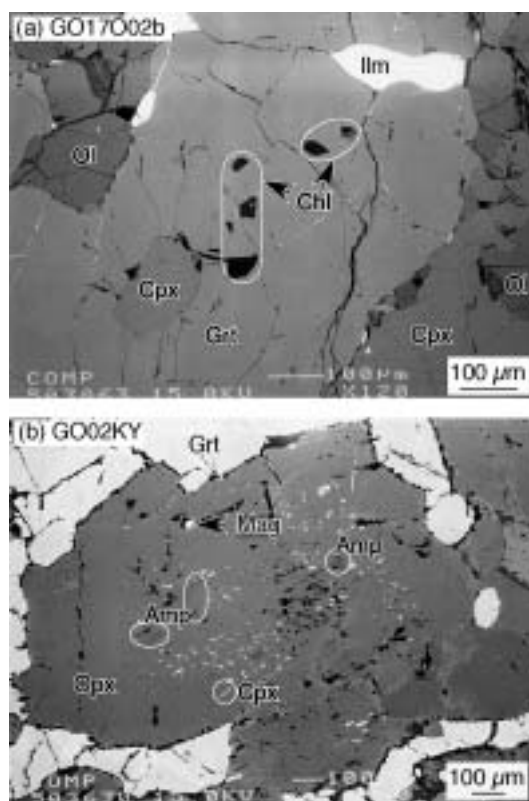


図 6 ざくろ石-単斜輝石およびウェブステライトの反射電子線像 (Enami *et al.* (2004) の Figs. 4b および c)。

Ol: カンラン石, Ilm: イルメナイト, Chl: 緑泥石, Mag: 磁鉄鉱, Amp: 角閃石. 他は図 4 を参照.

Fig. 6 Back-scattered electron images of garnet-clinopyroxenite and websterite (after Figs. 4b and c of Enami *et al.* (2004)).

Ol: olivine, Ilm: ilmenite, Chl: chlorite, Mag: magnetite, Amp: amphibole. Others are defined in Fig. 4.

の斜方輝石は, Al 量が結晶の中心から周辺部に向かって単調減少する“ベル型”累帯構造を示す (図 7a)。しかしながら, ざくろ石と接するいくつかの結晶では, 最外縁部で Al 量が局所的に増加する“W 型”の Al 累帯構造を示すものもある (図 7b)。この累帯構造は“ベル型”の累帯構造が P/T の低下によって再平衡してできたと解釈される。一方, ざくろ石や単斜輝石に包有される斜方輝石は, ほぼ均質であり, 基質に産する斜方輝石の Al

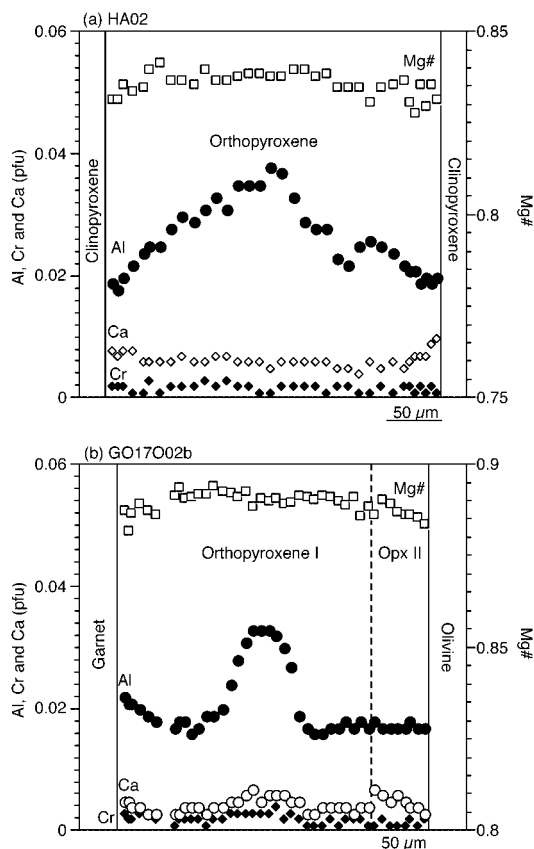


図 7 “ベル型”および“W 型”斜方輝石の組成累帯構造 (Enami *et al.* (2004) の Figs. 8a および b)。

Fig. 7 Zoning profiles of orthopyroxene with (a) bell-shaped and (b) W-shaped Al zonings (after Figs. 8a and b of Enami *et al.* (2004)).

に富む中心部と類似の化学組成を持つ (図 8)。基質部に産する斜方輝石の Mg# 値はほぼ一定である場合が多いが, ざくろ石と接するリムでは減少, 単斜輝石との接触部では増加することがある。CaO 量は結晶の外縁部で増加するが, この傾向は単斜輝石との接触部で著しい。Al₂O₃ 量は, 多くの場合結晶の中心部で 1.0-1.5 wt%, 最外縁部において 0.3-0.5 wt% であり, これまでに HP-UHP 変成帯の GUM 岩から報告されているものと比べても著しく低い。また, CaO 量も 0.1-0.4 wt% で

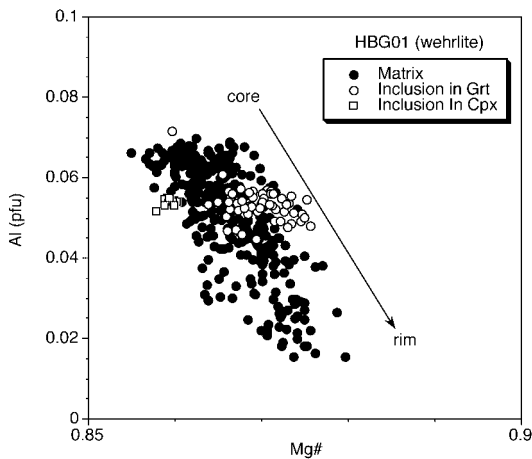


図 8 ウェールライトの基質部およびざくろ石 / 単斜輝石の包有物として産する斜方輝石の組成比較。

Fig. 8 Compositional comparison of orthopyroxenes in the matrix and those included in garnet/clinopyroxene of wehrlite.

あり単斜輝石成分の固溶量が極めてわずかであることを示す。これらのことは、斜方輝石が極めて高い P/T 条件下で再結晶したことを意味する。

2) ざくろ石

ざくろ石は、わずかにパイローブ (Prp) 成分が減少しアルマンディン (Alm) 成分が増加する最外縁部を除いて均質である。結晶の最外縁部の組成変化の程度 [Mg#(core)-Mg#(rim)] は、接する鉱物によって系統的に異なり、斜方輝石と接する場合は 0.03 以下であるが、カンラン石または単斜輝石と接する場合は、それぞれ 0.07 および 0.06 に達することがある (Enami *et al.* (2004) の Fig.6 参照)。ざくろ石はグロシュラー (Grs) 成分に富むパイローブ-アルマンディン系列であり、試料毎の平均化学組成は、ざくろ石-単斜輝石では $\text{Alm}_{25-28}\text{Prp}_{56-60}\text{Sp}_{1-2}\text{Grs}_{14-15}$ 、ウェブステライトにおいて $\text{Alm}_{33-41}\text{Prp}_{43-52}\text{Sp}_{1-2}\text{Grs}_{14-16}$ 、ウェルライトでは $\text{Alm}_{29}\text{Prp}_{52}\text{Sp}_{2}\text{Grs}_{17}$ である。

3) 単斜輝石・角閃石

大部分の単斜輝石は、結晶の中心部から周辺部にかけて Al 量は単調に減少、Mg# 値は増加する“ベル型”累帯構造を示す。これに対し、ウェル

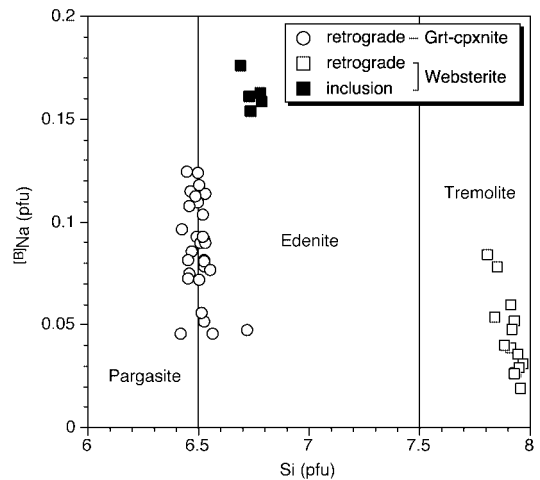


図 9 角閃石の化学組成。

Fig. 9 Compositional range of amphiboles.

イト中の単斜輝石のいくつかは、Al に乏しい比較的均質なコアと Al が最外縁部に向かって単調に増加するマントル部からなる“U 型”累帯構造を示す。そして、この“U 型”結晶のコアの Al 量は、共存する“ベル型”結晶の Al に乏しい外縁部の値に類似する。前述したように、このウェルライトはいったん蛇紋石化作用を被ったものが後に脱水再結晶してできたものと考えられる。そして、“U 型”結晶のマントル部はこの脱水再結晶の際に形成され、コア部が GUM 岩の経験した主要な沈み込み時期の化学組成を保持していると考えられる。

ウェブステライトにおいて、斜方輝石に包有される角閃石は $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.4-10.1 \text{ wt\%}$ のエデン閃石、ざくろ石や輝石を置換する二次的角閃石はトレモラ閃石である (図 9)。これに対して、ざくろ石-単斜輝岩の二次的角閃石はエデン閃石 / パーガス閃石である。

V. 東赤石 GUM 岩の P-T 履歴

(1) ざくろ石に包有されている斜方輝石の組成と基質に産する斜方輝石のコア部の組成が類似すること、および (2) 斜方輝石の“ベル型”累帯構造が、ざくろ石と接する部分で局所的に再平衡している (“W 型”累帯構造) ことは、斜方輝石の

累帯構造がざくろ石を含む共生のもとで再結晶したことを示している。したがって、Harley and Green (1982) や Harley (1984a) を始めとするざくろ石-斜方輝石地質温度圧力計が、ここで扱う GUM 岩の形成条件の見積りに適用可能である。

東赤石岩体の試料のように、高い P/T 条件下で形成され斜方輝石の Al 量が極めて少ない場合、見積られる圧力条件は Mg-チェルマック成分の算出モデルに大きく依存する場合が多い。これまでに、以下の 3 モデルが提案されている：(1) total Al/2 (Harley and Green, 1982 など)、(2) (Al-Cr-2Ti+Na)/2 (Nickel and Green, 1985 など) および (3) (Al-Cr+Ti+Na)/2 (Taylor, 1998)。そして東赤石試料の場合、モデル (2) がチェルマック成分の最小値(圧力の最大見積もり)をモデル (1) が最大値(圧力の最小見積もり)を与え、モデルによる圧力見積もりの差はおよそ 0.15 GPa である。見積られる圧力条件は、採用する圧力計によっても変化し、Brey and Köhler (1990) の較正目盛りが最大値を、Harley (1984b) が最小値を与え、両者の差は温度条件やチェルマック成分量に依存し、0.2-1.2 GPa 程度変化する(採用した地質温度圧力計の出典については、Enami *et al.* (2004) の Fig. 10 を参照されたい)。一方、変成温度の見積もりは、採用する温度計によって 30-60 °C の幅を持つ。

ざくろ石-斜方輝石地質温度圧力計を用いて見積もった試料ごとの平均 P/T 条件は、“ベル型”累帯構造を示す斜方輝石のコアで 1.5-2.4 GPa/700-800 °C、リムで 2.9-3.8 GPa/700-810 °C である。そして、斜方輝石包有物とホストのざくろ石の組み合わせでは、1.3-2.4 GPa/670-770 °C であり、それはコアの組み合わせで見積もった値と類似する。また、“W 型”累帯構造を示す斜方輝石の最外縁部とそれと接するざくろ石の組成対は 1.8-3.0 GPa/630-780 °C と、“ベル型”累帯構造のリムよりもわずかに低い P/T 条件を示す(図 10)。なお、比較のために採用した他の地質温度計は次のような平衡条件を与える。(1) 斜方輝石-単斜輝石：コア組成は 720-770 °C、リム組成に対しては 680-

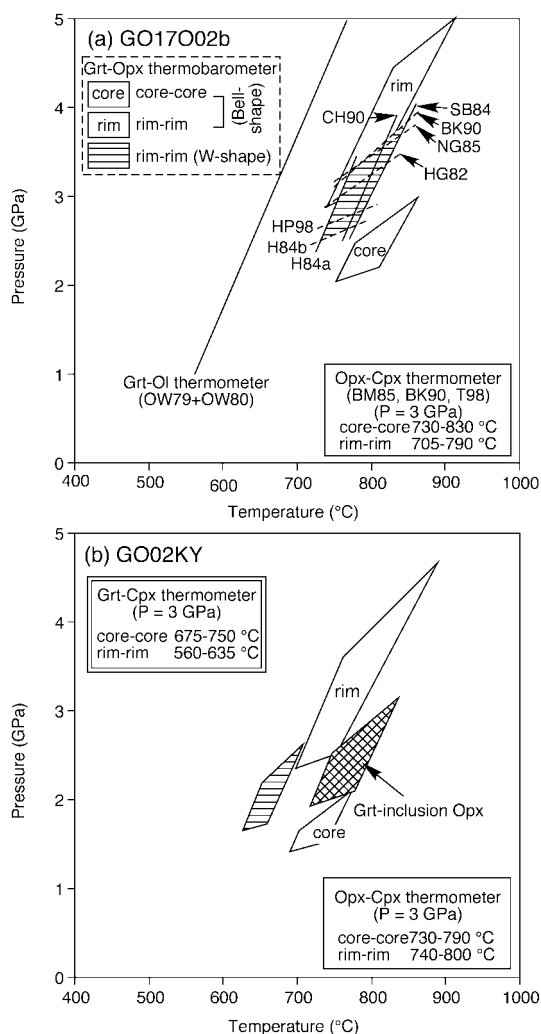


図 10 東赤石 GUM 岩の変成 P-T 条件の見積もり (Enami *et al.* (2004) の Figs. 10a および c)。

Fig. 10 Estimations of metamorphic P-T conditions of the Higashi-akaishi GUM rocks (after Figs. 10a and c of Enami *et al.* (2004)).

790 °C、斜方輝石包有物とホストの単斜輝石の組成対では 710 °C (P = 3 GPa)。(2) ざくろ石-カンラン石：ざくろ石-斜方輝石と斜方輝石-単斜輝石両地質温度計が示す温度よりもわずかに低い 645-680 °C (P = 3 GPa)。(3) 単斜輝石-ざくろ石：Nimis and Taylor (2000) の Cr 地質温度圧力計

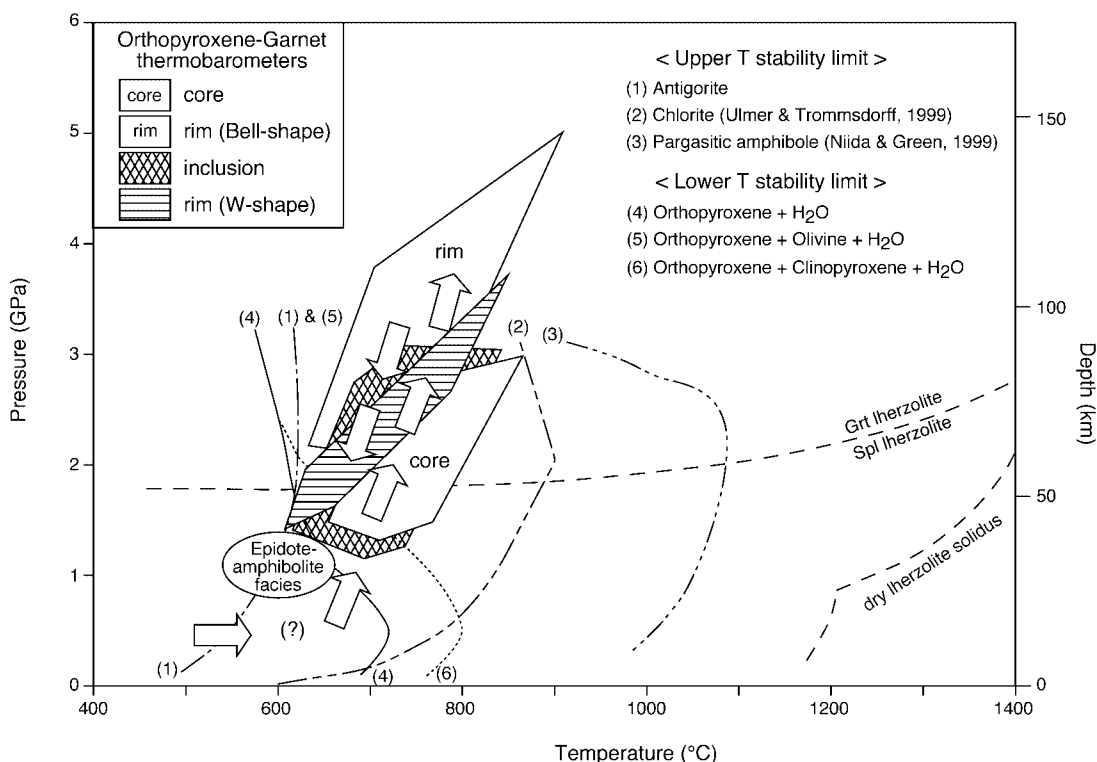


図 11 東赤石 GUM 岩の P-T 履歴のまとめ (Enami *et al.* (2004) の Fig. 12) .

Fig. 11 Synoptic and generalized P-T trajectory for the Higashi-akaishi GUM rocks (after Fig. 13 of Enami *et al.* (2004)).

を用いると、3-4 GPa/700-850 °C, Fe-Mg 交換地質温度計は、コア組成に対して 650-720 °C, リム組成では 595-650 °C (P = 3 GPa)。

以上の P-T 条件の見積もり結果や緑泥石や角閃石がざくろ石や斜方輝石の包有物として産することは、(1) すでに Mori and Banno (1973) でも指摘されているように東赤石 GUM 岩が他の典型的アルプス型カンラン岩よりも低温条件下で再結晶していることや(2) 斜方輝石は、ほぼ等温的とも言える高い昇温 P/T 経路 (> 3.1 GPa/100 °C) を経験したことを示す (図 11)。このような高い圧力勾配は、昇温期に再結晶したとみなされるざくろ石と斜方輝石もしくは単斜輝石の組み合わせにおいて、両者間の Fe-Mg 分配定数 [$K_D = (Fe/Mg)_{grt} / (Fe/Mg)_{opx/cpx}$] がコア対に比べてリム対の方が大きいことから支持される。すなわち、

P-T 図上における等 K_D 線の傾きはそれぞれ、およそ 1.8 GPa/100 °C および 2.5 GPa/100 °C であり、もし今回検討したざくろ石、単斜輝石および斜方輝石がともに昇温期の累帯構造を保持しているとすると、それは 1.8-2.5 GPa/100 °C 以上の圧力勾配のもとで形成されたことを意味する (図 12)。一方、斜方輝石中の Ca 量は、単斜輝石との接触部で増加する。Lindsley (1983) によれば、P-T 図上での斜方輝石中の等 Ca 濃度線の傾きはおよそ 3.5 GPa/100 °C であるから、Ca の増加はこの値よりも小さな圧力勾配を示唆する。すなわち、 K_D の変化や Ca の累帯構造からは、昇温 P-T 経路の平均的圧力勾配が、2.5-3.5 GPa/100 °C であったことが推定され、それは図 10 および 11 に示された高い圧力勾配と矛盾しない。

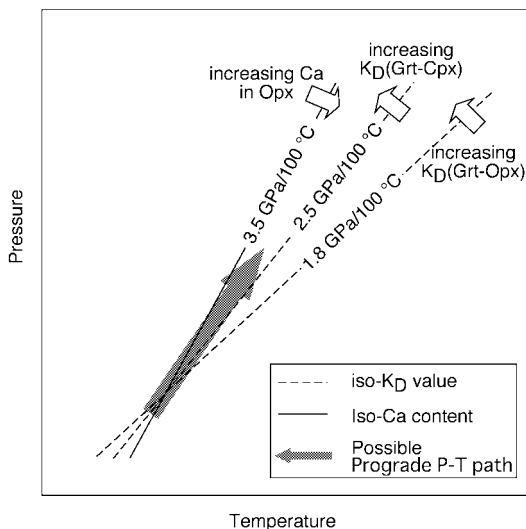


図 12 斜方輝石の Ca 累帯構造およびざくろ石-単斜輝石間の Fe-Mg 分配定数の変化から推定される昇温期変成作用時の圧力勾配。

Fig. 12 Schematic diagram showing P/T of prograde metamorphic stage estimated from Ca-zoning of orthopyroxene and systematic variations of Fe-Mg partitioning coefficient between garnet and clinopyroxene.

VI. カンラン石 LPO : 変形構造とその形成条件

構造地質学的観点から見ると、東赤石超苦鉄質岩体は蛇紋石の強い面構造が発達する周辺部分とカンラン石が微細構造を形成する中心部分の 2 つの領域に大別される (Yoshino, 1961; Mizukami *et al.*, 2004)。そして中心部では、粗粒カンラン石 (平均粒径約 0.6 mm) の形態定向配列で定義される D_1 構造 (図 13a) と、ポーフィロクラスティック組織 (Yoshino, 1961; Toriumi, 1978) とカンラン石ネオブラスト (平均粒径約 0.1 mm) の配列で特徴付けられる D_2 構造 (図 13b および c) の二世代の変形構造が認識できる。 (Mizukami *et al.*, 2004)。このうち、ポーフィロクラスティック組織は、岩体の主変形とみなされる D_2 変形段階の動的再結晶プロセスによって D_1 構造を上書きする形で形成され、東赤石岩体に広く認められる (Mizukami *et al.*, 2004)。これに対し、 D_1 構造は

局所的にのみ残存する。

D_1 と D_2 のカンラン石 LPO パターンはそれぞれ異なる特徴を示す。 D_1 のカンラン石 LPO は、面構造 (S_1) に垂直な b 軸集中と伸長線構造 (L_1) を含む面構造に平行な a, c 両軸の弱いガードルを特徴とする (図 14a)。一方、 D_2 のカンラン石 LPO は、面構造 (S_2) に平行で伸長線構造 (L_2) に垂直な方向に a 軸、 L_2 に平行に c 軸、両軸に垂直な方向に b 軸が集中する三軸集中型を示す (図 14b)。Yoshino (1961, 1964) では、伸長線構造への軸対応が記されていないため確定的ではないが、 D_1 および D_2 の LPO は、おそらく吉野の記載した「ガードル分布型」と「三軸集中型」に、それぞれ対応すると思われる。

ところで、カンラン石 LPO パターンは、マンツルの地震波速度異方性から流動パターンを読み取る試みにとって欠かせない情報であり (Nicolas and Christensen, 1987; Savage, 1999), 天然に存在する様々な LPO パターンの記載からその形成場との関係を知ることが重要である。東赤石岩体における D_2 の LPO パターンは、近年の変形実験 (Jung and Karato, 2001) によって見出された B-タイプ LPO に等しい。そして、この B-タイプ LPO は、高 H_2O 活動度・高差応力の変形条件に特有のカンラン石 LPO であるため、ウェッジ・マンツル地震波異方性との関係が注目される。そこで、東赤石岩体の D_2 変形 (B-タイプ LPO の形成) がウェッジ・マンツルの物理条件で起こったか否かが重要な問題となる。以下では、 D_2 変形時の (1) H_2O の存在と (2) 温度圧力条件に注目し、この問題を検討する。

カンラン石ポーフィロクラストが 10 ミクロン大の微細包有物を多量に含んでいる点 (図 13c) (山口・大島, 1977; Hirai and Arai, 1987; Mizukami *et al.*, 2004) は、 D_2 微細構造の特徴として挙げられる。一方、 D_2 に先行して形成された D_1 カンラン石 (図 13a) や、 D_2 ネオブラスト (図 13b および c) には微細包有物がほとんど含まれないことから、この包有物を含むポーフィロクラストの形成は D_2 変形と同時であるとみなされる。TEM 解析 (Hirai and Arai, 1987) や顕微ラマン

分光分析 (Mizukami *et al.*, 2004) による鉱物同定によれば, この微細包有物の少なくとも一部は蛇紋石などの含水鉱物であることを示しており, それらは元来 H₂O を含む流体包有物であったと解釈される。以上の点から, D₂ 変形は H₂O に富んだ条件下で進行したと考えることができる。

Enami *et al.* (2004) が検討した権現地域の GUM 岩やダナイトは, D₂ 変形を受けてポーフィロクラスティック組織を呈し, カンラン石ネオブ

ラストの LPO は B-タイプを示す。LPO 形成の温度圧力条件を制約するためにザクロ石ウェルライト中の斜方輝石の化学組成に注目すると, 変形の影響を受けたブーダンネックやネオブラストで Al 含有量が少なくなる傾向がある (Mizukami *et al.*, 2004)。ざくろ石は変形時を通じて安定に存在しており, 斜方輝石の Al 減少は, Enami *et al.* (2004) が昇圧 P-T 経路の根拠とした組成変化に相当すると解釈できる。このことから, D₂ 変形は図 11 の圧力ピークへ向かう昇圧過程で起こったと推定できる。そして, Enami *et al.* (2004) によって推定されている平衡条件 (約 700-800 °C, 3-4 GPa) や H₂O に富むという環境も, 東赤石岩体の B-タイプ LPO は, 沈み込み帯直上のウェッジ・マントルに由来する可能性が高いことを示す。これは, 変形実験からその存在が想定されたカンラン石 LPO が, 沈み込み帯直上のウェッジ・マ

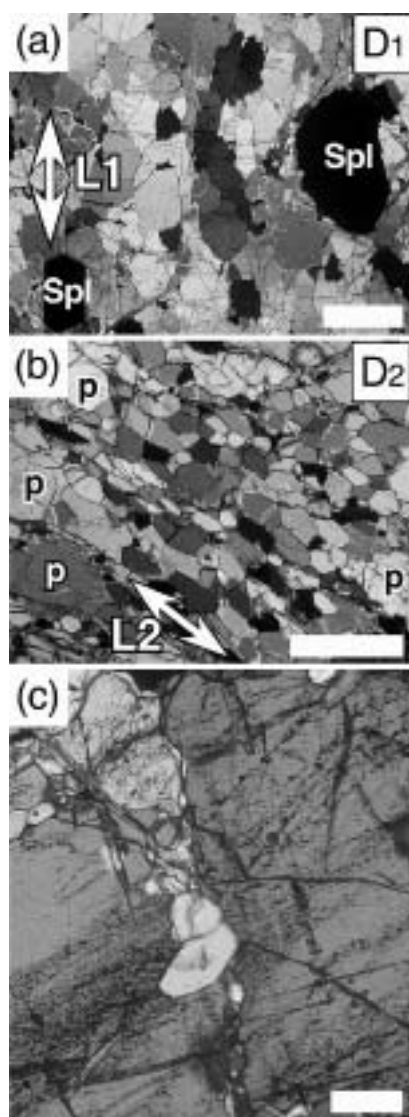


図 13 東赤石岩体に産するダナイトの顕微鏡写真 (クロス・ニコル)。

- (a) 粗粒のカンラン石とクロム・スピネル (Spl) からなる D₁ 期のダナイト。結晶の長軸配列によって鉱物線構造 (L₁) が形成されている。スケール・バーは 1 mm。
- (b) カンラン石ポーフィロクラスト (p) と D₂ 期のカンラン石ネオブラストからなるダナイト。D₂ 期カンラン石の配列によって鉱物線構造 L₂ が定義される。スケール・バーは 1 mm。
- (c) 細粒の包有物を含むカンラン石ポーフィロクラストの亜粒界に形成された D₂ 期カンラン石ネオブラスト。スケール・バーは 0.1 mm (Mizukami *et al.* (2004) の Figure 1)。

Fig. 13 Photomicrographs of dunite in the Higashi-akaishi mass (crossed polars).

- (a) Coarse-grained D₁ dunite consisting of olivine and Cr-spinel (Spl). A parallel alignment of their long axes defines a mineral lineation (L₁). Scale bar indicates 1 mm.
- (b) Porphyroclastic dunite consisting of coarse porphyroclasts (p) and D₂ neoblasts of olivine. The grain shape of the D₂ olivine defines an L₂ lineation. Scale bar indicates 1 mm.
- (c) D₂ neoblasts formed along subgrain boundaries within porphyroclasts. The olivine porphyroclasts contain abundant micro-inclusions. Scale bar indicates 0.1 mm (after Figure 1 of Mizukami *et al.* (2004)).

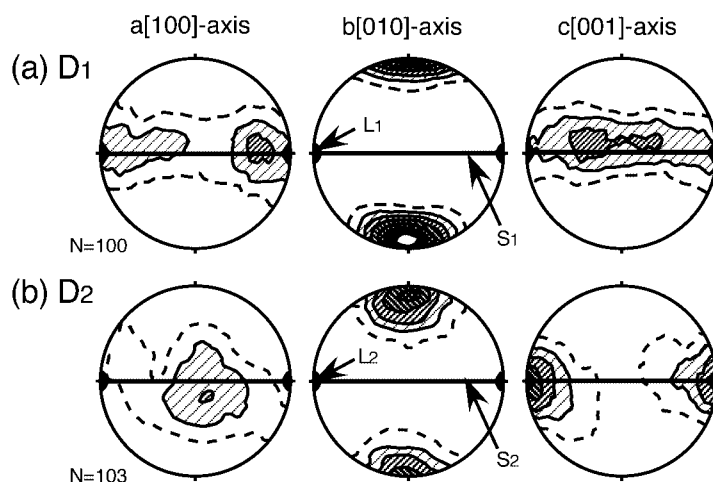


図 14 (a)粗粒のダナイト中の D_1 期カンラン石と(b)ポーフロクラスティック・ダナイト中の D_2 期カンラン石ネオブラストの LPO パターン (等面積下半球投影)。

L: 伸張線構造, S: 面構造, N: 測定数。等面積下半球投影 (Mizukami *et al.* (2004) の Figure 2b)。

Fig. 14 Olivine LPO patterns of (a) D_1 grains in coarse-grained dunite and (b) D_2 neoblasts in porphyroclastic dunite.

The crystallographic axes are plotted with respect to stretching lineation (L) and the tectonic foliation (S). N, number of measurements. Equal-area lower-hemisphere projection, with contours at 1 to 7 multiples of random concentrations (after Figure 2b of Mizukami *et al.* (2004)).

ントルに広く存在することを示す最初の例である
と言えよう。

VII. 東赤石 GUM 岩の起源

東赤石岩体は、大部分がほぼ均質なダナイトからなるが、しばしば厚さ 1 m に達するクロミタイト、単斜輝岩やざくろ石-単斜輝岩の層が発達する。このことや全岩組成が広範囲にかつ系統的に変化すること、東赤石岩体周辺には超苦鉄質岩-斑れい岩複合岩体がいくつも産することなどから、東赤石 GUM 岩は火成層状岩体由来であるとみなされている (例えば, Yokoyama, 1980; Kunugiza *et al.*, 1986)。HP-UHP 変成帯に産する層状岩体には、マントル上部と地殻内部に起源をもつものが知られている (Brueckner and Medaris, 2000; Zhang *et al.*, 2000 (図 15))。もし, Kunugiza *et al.* (1986) が述べるように、ざ

くろ石が安定な条件下で分別結晶作用が起こったとすると、東赤石 GUM 岩体はマントル由来の層状岩体であろう。

原岩形成後の P-T 履歴のなかで、読みとることができるおそらく最も古い情報は、低温条件下で加水反応が起こったことを示す斜方輝石やざくろ石中の含水珪酸塩鉱物や磁鉄鉱の存在である。そのような低温での加水反応は、一般には初期の海洋底変成作用や蛇紋石化作用の痕跡を示し、原岩が海洋リソスフェアに由来することを意味すると考えられている (Brueckner and Medaris, 2000)。しかしながら, Yang and Jahn (2000) は、蘇魯 UHP 変成帯のマントル・ペリドタイトから、緑泥石や角閃石を包有するざくろ石を報告し、このペリドタイトは (1) いったん地殻中にもたらされた際に地殻由来の流体の影響を受けたか、もしくは (2) ウェッジ・マントルにおいて、沈み込むスラ

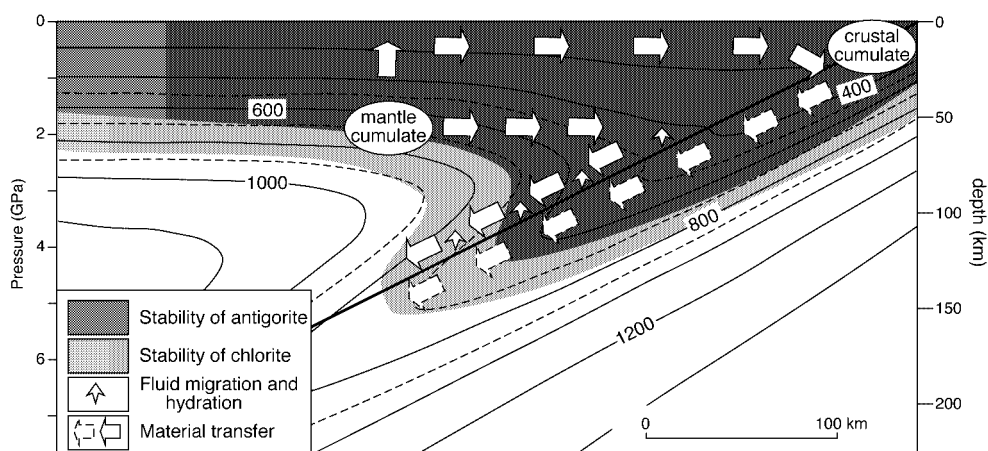


図 15 東赤石 GUM 岩の起源を示す沈み込み帯の模式断面図 (Enami *et al.* (2004) の Fig. 14 を一部改変)。

Fig. 15 Schematic two-dimensional diagram of a subduction zone showing possible origins of the Higashi-akaishi GUM rocks (partly modified from Fig. 14 of Enami *et al.* (2004)).

ブに由来する変成流体の浸入を受けたことを示しているとした。したがって、斜方輝石などに包有される含水珪酸塩鉱物の存在は、東赤石 GUM 岩が海洋底などの地殻浅所での加水反応を経験したことを、必ずしも意味しているわけではないが、昇温変成作用の初期に低い P-T 条件下で再結晶したことを示している。東赤石 GUM 岩の起源は、記載岩石学的情報だけでは、最終的に判断することは困難である。しかし、前述したように昇温変成作用時に相当する変形段階 D_2 のカンラン石 LPO パターンは、東赤石 GUM 岩がウェッジ・マンテル由来であることを強く示唆する。

ところで、島弧-海溝系で直下の沈み込み境界に由来し、ほぼ鉛直方向から伝わってくる地震波を観測すると、プレートの沈み込みに垂直で島弧の延長方向に平行な方向に速い S 波偏向が見られる (Yang *et al.*, 1995)。一方、カンラン石結晶中では、結晶軸 a 軸に平行な方向に偏向する S 波速度が最大となる (Verma, 1960)。したがって、沈み込み境界上部のマンテルで観測される上記の地震波速度異方性は、「プレートの沈み込みに誘発されるマンテルのコーナー流の方向に対してカンラン石の a 軸が垂直、すなわち島弧の配列方向に

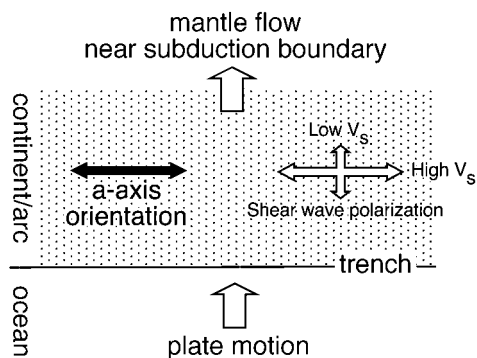


図 16 島弧-海溝系における、プレート運動方向、ウェッジ・マンテル流動方向、S 波偏向異方性およびカンラン石 a 軸配向の関係を示す模式平面図。

Fig. 16 Schematic horizontal projection of an arc-trench system showing relationships among directions of plate motion and wedge mantle corner flow, shear wave polarization anisotropy and orientation of olivine a-axis.

対して平行に配列している (図 16)」と考えると、うまく説明できる。そして、B-タイプ LPO の単純剪断方向 (東赤石岩体における D_2 期 LPO の伸

長線構造の方向)とカンラン石のa軸集中の幾何学的関係が、地震波から推定される島弧-海溝系におけるマントル流動方向とカンラン石のa軸集中の幾何学にそれぞれ対応しているとみなすと、島弧-海溝系直下のウェッジ・マントルには、B-タイプLPOをもつカンラン岩が広く分布していると推定できる。

VIII. ま と め

(1) これまでに世界各地から報告されているGUM岩の多くは、上昇時にほぼ完全に再結晶しており、それらから昇温変成期の情報を読みとることは極めて困難である。これに対して、東赤石岩体中のGUM岩は、昇温変成期に形成された鉱物の組成累帯構造や組織をよく保持しており、それらの情報から、700-800 °Cの比較的低温の状態で深さ30-50 kmからほぼ等温的に深さ90-120 kmにまで沈み込んだ履歴を読みとることができる。

(2) 東赤石岩体の沈み込み期のカンラン石LPOパターンは、Jung and Karato (2001) が実験的にその存在を提唱したB-タイプLPOに相当する。これは、B-タイプLPOが島弧-海溝系深部のマントルに実際に存在することを確認した最初の例である。

(3) 東赤石岩体は、おそらくウェッジ・マントル中で形成された層状沈積岩の超苦鉄質部がマントルのコーナー流によって、もしくは沈み込むスラブに取り込まれ、沈み込み帯の等温面にほぼ沿うようにして少なくとも120 kmの深さまで沈み込んだ際の情報を保持している極めてまれな例である。

謝 辞

堀越 勲博士には、御尊父堀越義一博士が撮影された写真の引用を快諾していただき、金川久一博士からはカンラン石LPOパターンに関する多くの情報を教えていただいた。また、お二人の匿名査読者による細部にわたる有益なコメントは原稿を改訂する際の大きな助けとなった。お礼申し上げます。

文 献

- Aoya, M. (2001) P-T-D path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses. *J. Petrol.*, **42**, 1225-1248.
- 坂野昇平 (1968) 愛媛県東赤石山エクロジャイトの結晶温度についての一考察. 岩鉱, **54**, 1-8.
- Banno, S. (1970) Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **3**, 405-421.
- Brey, G.P. and Köhler, T.P. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, **31**, 1353-1378.
- Brueckner, H.K. and Medaris, L.G. (2000) A general model for the intrusion and evolution of 'mantle' garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. *J. Metamorphic Geol.*, **18**, 123-133.
- Enami, M., Mizukami, T. and Yokoyama, K. (2004) Metamorphic evolution of garnet-bearing ultramafic rocks from the Gongen area, Sanbagawa belt, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **22**, 1-15.
- Ernst, W.G., Seki, Y., Onuki, H. and Gilbert, M.C. (1970) *Comparative Study of Low-grade Metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan*. Geol. Soc. Amer. Mem., 124.
- Harley, S.L. (1984a) An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 359-373.
- Harley, S.L. (1984b) The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Petrol.*, **25**, 665-696.
- Harley, S.L. and Green, D.H. (1982) Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, **300**, 697-701.
- Hirai, H. and Arai, S. (1987) H₂O-CO₂ fluids supplied in alpine-type mantle peridotites: Electron petrology of relic fluid inclusions in olivines. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **85**, 311-318.
- 堀越義一 (1937) 伊予東赤石山付近産榴輝岩 (Eclogite) について. 地質学雑誌, **44**, 141-144.
- Jung, H. and Karato, S. (2001) Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, **293**, 1460-1463.
- Kadarusman, A. and Parkinson, C.D. (2000) Petrology and P-T evolution of garnet peridotites from central Sulawesi, Indonesia. *J. Metamorphic Geol.*, **18**, 193-209.
- 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. 地質学雑誌, **108**, 644-662.
- 棚座圭太郎 (1984) 四国中央部三波川変成帯の超塩基

- 性岩体の變成作用と起源．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 Sanbagawa metamorphic belt. In Evans, B.E. and Brown, E.H. eds.: *Blueschists and Eclogites*. 375-385.
- Lindsley, D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**, 477-493.
- Mizukami, T., Wallis, S. and Yamamoto, J. (2004) Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow-normal a-axis maximum. *Nature*, **427**, 432-436.
- Mori, T. (1972MS) Petrology of the Mt. Higashi-akaishi peridotite and garnet clinopyroxenite, S.W. Japan. Unpub. Master Thesis, Kanazawa University.
- Mori, T. and Banno, S. (1973) Petrology of peridotite and garnet clinopyroxenite of the Mt. Higashi-Akaishi mass, Central Shikoku, Japan - Subsolvus relation of anhydrous phases. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **41**, 301-323.
- Nickel, K.G. and Green, D.H. (1985) Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 158-170.
- Nicolas, A. and Christensen, N.I. (1987) Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: A review. In Fuchs, K. and Froidevaux, C. eds: *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System*, *Geodyn. Ser.* 16. AGU, Washington, D.C., 111-123.
- Nimis, P. and Taylor, W.R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in Cpx barometer and an enstatite-in Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**, 541-554.
- 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.
- Savage, M.K. (1999) Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting. *Rev. Geophys.*, **37**, 65-106.
- 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.: *The Evolution of Metamorphic Belts*. Blackwell Scientific Publications, 533-538.
- Taylor, W.R. (1998) An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzovite and garnet websterite. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **172**, 381-408.
- Toriumi, M. (1978) Dislocation structure of olivine in the Mt. Higashi Akaishi dunite mass in the Sambagawa metamorphic terrane of Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **84**, 299-308.
- Verma, R.K. (1960) Elasticity of some high-density crystals. *J. Geophys. Res.*, **65**, 757-766.
- 山口 勝・大島恒彦 (1977): 四国東赤石山超塩基性岩体の岩相変化．九州大学理学部研究報告 (地質), **12**, 255-262.
- Yang, J.J. and Jahn, B.M. (2000) Deep subduction of mantle-derived garnet peridotites from the Su-Lu UHP metamorphic terrane in China. *J. Metamorphic Geol.*, **18**, 167-180.
- Yang, X., Fischer, K.M. and Abert, G.A. (1995) Seismic anisotropy beneath the Shumagin Islands segment of the Aleutian-Alaska subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18165-18177.
- Yokoyama, K. (1980) Nikubuchi peridotite body in the Sanbagawa metamorphic belt; Thermal history of the 'Al-pyroxene-rich suite' peridotite body in high pressure metamorphic terrain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 1-13.
- Yoshino, G. (1961) Structural-petrological studies of peridotite and associated rocks of the Higashi-akaishi-yama district, Shikoku, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **3**, 343-402.
- Yoshino, G. (1964) Ultrabasic mass in the Higashi-akaishi yama district, Shikoku, southwest Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **4**, 333-364.
- Zhang, R.Y., Liou, J.G., Yang, J.S. and Yui, T.F. (2000) Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China. *J. Metamorphic Geol.*, **18**, 149-166.

(2004年6月29日受付, 2004年8月3日受理)