

東南極リュツォ・ホルム岩体に産する
高度変成岩類の岩石学的精密解析

2023 年 1 月

高橋 一輝

東南極リュツォ・ホルム岩体に産する
高度変成岩類の岩石学的精密解析

筑波大学大学院
生命環境科学研究科
地球進化科学専攻
博士（理学）学位論文

高橋 一輝

目次

目次	i
要旨	v
図のリスト	viii
表のリスト	xviii
第1章 序章	1
1.1. 変成ピーク圧力条件	2
1.2. 変成作用および交代作用の年代	2
1.3. 変成作用における金属鉱物および流体の挙動	3
第2章 地質概説	4
2.1. 地域地質および変成作用	4
2.2. 変成温度圧力条件	7
2.3. 地質年代	8
第3章 分析手法	12
3.1. サンプルの採集	12
3.2. 岩石記載	12
3.3. 鉱物化学組成分析	12
3.4. 全岩化学組成分析	13
第4章 ラマン分光計を用いた圧力計による変成ピーク圧力条件の推定	14
4.1. はじめに	14
4.2. 分析条件	16
4.3. ピークフィッティング	17

4.4. 分析手法の調整	17
4.5. リュツォ・ホルム岩体への適用	20
第5章 変成作用・交代作用・火成作用の年代の推定	23
5.1. はじめに	23
5.2. 年代誤差の推定方法	24
5.3. 分析誤差の計算方法	27
5.4. 年代誤差のサンプルへの適用	27
5.5. リュツォ・ホルム岩体ルンドボークスヘッタ地域における交代作用	29
5.5.1. ルンドボークスヘッタ地域の地質	29
5.5.2. モナズ石の年代測定	30
5.5.3. ジルコニウム-ルチル温度計	35
5.5.4. 年代の考察	36
5.6. リュツォ・ホルム岩体すだれ岩地域に産するざくろ石を含むチャノッカイト	37
5.6.1. すだれ岩の地質	37
5.6.2. モナズ石の年代測定	38
5.6.3. ジルコンの年代測定	38
5.6.4. 全岩化学組成	40
5.6.5. 年代の考察	40
5.7. 分析手法の再検討	42
5.7.1. ウラン (Mβ線)	43
5.7.2. 鉛 (Mβ線)	43
5.7.3. 希土類元素	45
5.7.4. その他の元素	45
第6章 金属鉱物および流体の挙動の推定	46
6.1. はじめに	46
6.2. スカレビークスハルセン地域の地質	47

6.3. ざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト	48
6.4. 全岩化学組成	48
6.5. 不透明鉱物	49
6.5.1. 斑銅鉱を含むサンプル	50
6.5.2. 磁鉄鉱を含むサンプル	52
6.5.3. 石墨を含むサンプル	52
6.5.3.1. サンプル Ts11010803A、Ts11010803B	53
6.5.3.2. サンプル Ts10122405B	54
6.5.4. 銅や白金族元素の起源と金属鉱物の挙動	54
6.6. 鉱物化学組成	59
6.6.1. 鉱物のフッ素・塩素濃度	59
6.6.1.1. 角閃石	60
6.6.1.2. 黒雲母	60
6.6.1.3. 燐灰石	61
6.6.2. 柱石の組成	62
6.6.3. カリ長石のバリウム濃度	62
6.6.4. 斜長石の組成	62
6.7. 全岩のフッ素・塩素・炭素・硫黄・水含有量	63
6.8. 流体包有物	64
6.9. 炭素の起源	65
6.10. 石灰珪質グラニュライト	66
6.11. ざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトにおける炭素・フッ素・塩素の挙動	68
6.12. 石墨の析出	68
6.13. スカレブークスハルセン地域における流体の活動履歴	69
第7章 まとめ	72
謝辞	74

要旨

高度変成岩類は下部地殻を構成する主要な岩石であり、その形成過程（高度変成作用）を総合的に検討することは地殻進化プロセスの解明につながる。そこで本研究では、高度変成岩類の研究において未だ詳細な解析が行われていない、あるいはより精密な解析が必要なトピックである、①変成ピーク圧力条件、②変成作用および交代作用の年代、③変成作用における金属鉱物および流体の挙動、の3点に着目し、それぞれについて分析手法の検討も含めた解析を行った。研究対象地域である東南極リュツォ・ホルム岩体は、約 5.5 億年前の Gondwana 大陸形成時、衝突帯の中心部に位置していたと考えられており、角閃岩相からグラニュライト相の岩石が連続して分布している（例えば Hiroi et al., 1991）。

まず、変成作用のピーク圧力条件を推定するために、ラマン分光計を用いた地質圧力計の適用を試みた。本研究では、最も一般的な手法であるざくろ石中の石英を用いた圧力計（QuiG 圧力計；例えば Spear et al., 2014）に着目した。本手法を日立地域の西堂平変成岩の泥質片岩に適用したところ、残留圧力は $-0.104\text{--}0.215\text{ GPa}$ となり、最高圧力は $600\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ で $9.33\text{--}10.14\text{ kbar}$ となった。これは従来の地質温度圧力計を用いた結果（ $630\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ で $4.5\text{--}6.9\text{ kbar}$ ）よりも高圧であり、アルミノ珪酸塩鉱物の産出状況と調和的であることから、ピーク圧力条件を推定することができたといえる。一方でリュツォ・ホルム岩体最高温度部のスカレピークスハルセンおよびルンドボークスヘッタ地域に産する岩石に本手法を適用したところ、残留圧力は -0.45 GPa 程度の低い値となった。これは粒界拡散により、捕獲後に包有物の形状が変化したためであると考えられ（Cesare et al., 2021）、本手法をグラニュライト相の変成岩には適用できないことがわかった。一方で、低変成度の地域である岩体東部のかすみ岩に産するざくろ石を含む花崗岩質片麻岩に適用したところ、残留圧力は $-0.253\text{--}0.184\text{ GPa}$ となり、 $750\text{ }^{\circ}\text{C}$ で $7.59\text{--}8.07\text{ kbar}$ となった。この温度圧力条件は α 石英の安定領域であり、石英が包有物形状の改変を受けずに、ざくろ石に捕獲された時の圧力を保持していると考えられる。一方で得られた圧力条件は、かすみ岩より東に位置するあけぼの岩から報告されている圧力条件よりも低いため、より低圧の変成作用が約 550 Ma に生じた可能性と、約 940 Ma のピークから後退変成作用時に変成岩の原岩である花崗岩質岩が貫入した可能性がある。

次に、高度変成作用、およびピーク変成作用後の流体の浸透に伴う交代作用の年代を推定するために、EPMA を用いてモナズ石の年代を測定した。サンプルは、ルンドボークスヘッタ地域北部の泥質グラニュライトおよび苦鉄質グラニュライトと、その境界部に見られるざくろ石に富む交代作用を受けた層である。ざくろ石に富む層のざくろ石に含まれるモナズ石包有物からは、約 650 Ma と約 570 Ma の年代が得られた。また、マトリックスの累帯構造を示すモナズ石粒子のイットリウムに富むコアからは約 610 Ma、トリウムに富むリムからは 550–530 Ma が得られた。したがって、ピーク変成年代は約 610–570 Ma と考えられる。さらに、苦鉄質グラニュライトからは約 530 Ma が得られたが、この粒子が燐灰石と塩水の反応によって結晶化したと判断されることから、この年代は後退変成作用時の塩水の浸透による交代作用の年代といえる。また、ざくろ石に富む層にジルコニウム–ルチル温度計 (H.S. Tomkins et al., 2007) を適用したところ、ざくろ石中の包有物は 7.5 kbar で 821–888 °C を示した。これはピーク変成条件よりも低温であるため、ざくろ石が後退変成作用時のおよそ 850 °C で最も成長し、その成長が 820 °C 程度まで続いていたとわかった。さらに、すだれ岩に産するざくろ石を含むチャノッカイトの年代測定も行った。EPMA を用いたモナズ石の年代測定により、イットリウムに比較的富むコアから約 630 Ma、トリウムに富むリムから約 570 Ma が得られた。したがって、先行研究 (Hokada and Motoyoshi, 2006; Tsunogae et al., 2014; Kawakami et al., 2016; Takahashi et al., 2018a) と組み合わせることで、スカーレン地域からベスレックナウセン地域、アウストホブデ地域まで同時期に同様の変成作用を受けていたことが明らかとなり、岩体北部の火成弧と南部の微小大陸の衝突が 650–630 Ma には生じていたと推定された。また、LA-ICP-MS を用いたジルコンの年代測定により、約 10–9 億年前という火成年代が得られた。これは岩体南部からは初めて得られた年代であり、すだれ岩が大陸衝突時の縫合帯に位置していたことを確認した。

また、変成作用における金属鉱物および流体の挙動を調べるために、スカレピークスハルセン地域に産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトを対象に研究を行った。まず、マトリックスの不透明鉱物に基づき、斑銅鉱を含むサンプル、磁鉄鉱を含むサンプル、石墨を含むサンプルと、その他の硫化鉱物をほとんど含まないサンプルに分類した。斑銅鉱を含むサンプルのざくろ石中には銅に富む包有物が見られ、ピークに近い変成作用時に硫化鉱物の部分溶融が生じたと考えられる。また、斑銅鉱を含まない黄銅鉱粒子は白金族元素やビスマス、銀、セレンなどからなる非常に細粒

の鉱物を含む。白金族元素が変成作用時に流入したとは考えにくいいため、白金族元素や銅などの元素は原岩のプレート内での火成作用起源であると考えられる。さらに黄銅鉱は、二次包有物のように珪酸塩鉱物（主に石英）のクラックに沿って存在することもあり、硫化鉱物がピーク変成作用後も流動していたことを示唆する。この石英と斜長石の境界には脈状のカリ長石が存在し、比較的バリウムに富むため、塩水によってバリウムやカリウムがもたらされることでカリ長石が結晶化したといえる。したがって、後退変成作用時の黄銅鉱の流動に塩水が関与したことが示唆される。また、石墨を含むサンプルに見られる石墨は、マトリックスの鉱物の粒間に存在し、脈状に存在するように見えるため、後退変成作用時に浸透した炭素を含む流体から析出したと考えられる。そしてその起源は、広範囲に分布する炭酸塩岩がであったと推定される。加えて、石墨を含むサンプル中の角閃石は、石墨を含まないサンプル中のものよりも塩素に富む。したがって、塩水の浸透が示唆され、後退変成作用時に塩水と二酸化炭素が不混和混合した流体が浸透したと推定される。そして塩水が二酸化炭素の流動性を高めたと考えられる。また、マーブルと泥質グラニュライトの間に見られる石灰珪質グラニュライトに含まれる柱石は、マーブルに最も近いサンプルのものが最も塩素に富む。したがって、塩水の起源が炭酸塩岩（マーブル）近傍の蒸発岩起源の石灰珪質グラニュライトであると推定される。このように本研究では、累進変成作用から後退変成作用に至るまでに関与した流体種を明らかにするとともに、特に後退変成作用時の流体の挙動を明らかにすることができた。

以上のように高度変成岩類を様々な観点から研究することで、原岩の火成作用から累進変成作用（変成ピーク圧力条件）、ピーク変成作用（金属鉱物の部分溶融）、後退変成作用（塩水や二酸化炭素流体の浸透）まで変成岩類が経た一連の過程を考察した。その結果として、研究の乏しい岩体東部の変成条件や、流体が浸透した年代、変成作用における金属鉱物や流体の挙動を明らかにすることができたため、岩体のテクトニクスを明らかにする上で意義のあるデータを得たといえる。そしてこれら手法を他地域の変成岩体に適用することにより、高度変成岩体のテクトニクスを解明することに貢献できると期待される。

キーワード：変成ピーク圧力条件、年代、金属鉱物、流体、顕微ラマン分光計、電子線マイクロアナライザー、モナズ石、リュツォ・ホルム岩体

図のリスト

- 図 1 東南極リュツォ・ホルム岩体周辺地域の位置 (a)、リュツォ・ホルム湾地域の代表的な露岩の位置 (b)、角閃岩相帯、遷移帯、グラニュライト相帯の位置 (c ; Hiroi et al., 1991 を改変)
96
- 図 2 リュツォ・ホルム岩体の細区分とスリランカとの関係 (Takahashi et al., 2018b を改変)
97
- 図 3 三波川帯の石英エクロジヤイトの薄片写真 (a)、およびラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (b)
97
- 図 4 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (破線は残留圧力が 0 の線)
98
- 図 5 石英スタンダード (ヒマラヤ水晶) の 464 cm^{-1} バンド (a)、 205 cm^{-1} バンド (b)、 127 cm^{-1} バンド (c) の波数の変動
98
- 図 6 石英スタンダード (ハーキマーダイヤモンド) の 464 cm^{-1} バンド (a)、 205 cm^{-1} バンド (b)、 127 cm^{-1} バンド (c) の波数の変動
99
- 図 7 西堂平変成岩の泥質片岩の静水圧条件での式と歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (a : 464 cm^{-1} バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm^{-1} バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm^{-1} バンド…Thomas and Spear, 2018、b : Morana et al. 2020)、および歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (c)
100
- 図 8 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の結果 (a ; 破線は残留圧力が 0 の線)、および歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (b)
101
- 図 9 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の静水圧条件での式と歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (a : 464 cm^{-1} バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm^{-1} バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm^{-1} バンド…Thomas and Spear, 2018、b ; Morana et al. 2020)
102
- 図 10 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の波数とその標準

偏差の関係 (a)、および残留圧力とその標準偏差の関係 (b,c) (464 cm^{-1} バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm^{-1} バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm^{-1} バンド…Thomas and Spear, 2018)

103

図 11 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した結果と分析位置の関係 (Yoneguchi et al., 2021 を改変)

104

図 12 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の残留圧力と、600 $^{\circ}\text{C}$ における Kouketsu et al. (2014) および Kohn (2014) の手法と本研究で用いた手法による捕獲時の圧力の差との関係

105

図 13 Altyn Tagh 造山帯の岩石にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (破線は残留圧力が 0 の線)

105

図 14 Altyn Tagh 造山帯の岩石の静水圧条件での式と歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (a : 464 cm^{-1} バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm^{-1} バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm^{-1} バンド…Thomas and Spear, 2018、b : Morana et al. 2020)、および歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (c)

106

図 15 スカレピークスハルセンに産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts10122506) のざくろ石中に見られる負結晶をした包有物 (a)、およびラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (b ; 黒線は Angel et al., 2017a に基づいた石英の α - β 相転移境界)

107

図 16 ルンドボークスヘッタに産するざくろ石を含む泥質グラニュライト (a ; サンプル Ts11011802B) および苦鉄質グラニュライト (b ; サンプル Ts11011802E) と、その境界部に見られるざくろ石に富む層 (c ; サンプル Ts11011802A1、d ; サンプル Ts11011802A2) にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (黒線は Angel et al., 2017a に基づいた石英の α - β 相転移境界)

107

図 17 サンプル Ts11020701D (かすみ岩) の露頭写真 (a,b) と薄片写真 (c,d,e,f)、およびラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (g ; 破線は残留圧力が 0 の線、黒線は Angel et al., 2017a に基づいた石英の α - β 相転移境界)

108

図 18	ルンドボークスヘッタの地質図 (Motoyoshi et al., 1986 を改変) およびざくろ石に富む層が見られる地点 (赤丸の地点が本研究で用いたサンプルの採集地点)	109
図 19	ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の薄片中のモナズ石 19 粒子の位置 (青丸は苦鉄質グラニュライトの部分に燐灰石とともに存在する 4 粒子の位置)	110
図 20	ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) のマトリックスのモナズ石の反射電子像 (e,f は累帯構造を示すモナズ石、a,c,e の赤枠はそれぞれ b,d,f の範囲)	111
図 21	ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) のざくろ石中 (a,b,c,d) およびチタン鉄鉱中 (e,f) のモナズ石包有物の反射電子像 (a,c,e の赤枠はそれぞれ b,d,f の範囲)	112
図 22	ざくろ石に富む層のマトリックスのモナズ石の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (a) と加重平均年代のプロット (b)、モナズ石包有物の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (c) と加重平均年代のプロット (d は古い年代を示すデータ、e は若い年代を示すデータ)	113
図 23	ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) のマトリックスのモナズ石 (a,b,c)、ざくろ石中 (d,e) およびチタン鉄鉱中 (f) のモナズ石包有物のトリウムマッピング画像と分析点	114
図 24	ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の年代とトリウム含有量 (a)、イットリウム含有量 (b)、ウラン含有量 (c) の関係	115
図 25	苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のマトリックス (a,b)、粒界 (c,d)、燐灰石のリム (e,f) のモナズ石の反射電子像 (a,c,e の赤枠はそれぞれ b,d,f の範囲)	116
図 26	苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のモナズ石のトリウムマッピング画像と分析点	117
図 27	苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のモナズ石の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (a) と加重平均年代のプロット (b)	117
図 28	ルンドボークスヘッタのモナズ石の組成	118
図 29	ルンドボークスヘッタのモナズ石のトリウム+ウラン+鉛とカルシウム+ケイ素 (a)、カルシウム (b)、ケイ素 (c) の関係	119

- 図 30 ざくろ石に富む層のサンプル (a ; Ts11011802A1) および苦鉄質グラニュライト (b ; サンプル Ts11011802E) のモナズ石の軽希土類元素とイットリウムのパターン 120
- 図 31 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の累帯構造を示すモナズ石のマッピング画像 121
- 図 32 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の累帯構造を示すモナズ石の軽希土類元素とイットリウムのパターン (a)、年代とトリウム含有量 (b) およびイットリウム含有量 (c) の関係 122
- 図 33 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の累帯構造を示すモナズ石のコア (a)、コアの古い 3 点のみ (b)、リム (c)、リムの若い 7 点のみ (d)、および累帯構造を示さないマトリックスのモナズ石 (e) の加重平均年代のプロット 123
- 図 34 ざくろ石に富む層のジルコニウム–ルチル温度計 (H.S. Tomkins et al., 2007) の結果 (a)、マトリックスのルチル (b) およびざくろ石中のルチル包有物 (c) の 7.5 kbar における結果 124
- 図 35 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) の薄片写真 (a,b,c,d)、露頭写真 (f) 125
- 図 36 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石の反射電子像 (a,d,f の赤枠はそれぞれ b および c,e,g の範囲) 126
- 図 37 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石 (粒子 1) の反射電子像とマッピング画像 127
- 図 38 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石のトリウム含有量とイットリウム含有量の関係 131
- 図 39 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (a)、加重平均年代のプロット (b,c) 131
- 図 40 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のジルコンのカソードルミネッセンス像 132
- 図 41 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) の年代ヒストグラムお

よび確率密度曲線 (a)、コンコーディア図 (b)、加重平均年代のプロット (c)、年代と Th/U 比 の関係 (d)	133
図 42 すだれ岩の珪長質正片麻岩の Zr/TiO ₂ -Nb/Y 図 (a ; Winchester and Floyd, 1977)、始源マント ル (Sun and McDonough, 1989) で規格化した微量元素プロット (b)、C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した希土類元素プロット (c) (Ts11011010 は Tsunogae et al., 2016 のデ ータ)	133
図 43 すだれ岩の珪長質正片麻岩の地球化学的判別図 (Pearce et al., 1984 ; Ts11011010 は Tsunogae et al., 2016 のデータ)	135
図 44 サンプル KP5H (a) および C227-5 (b) 中のモナズ石と標準試料のモナズ石 (c) の反射電 子像	136
図 45 現在 (a) および変更後 (b) のウランの標準試料 (金属ウラン) の分析位置	136
図 46 現在のウランの分析位置 (サンプル KP5H : a,b、C227-5 : c,d、標準試料のモナズ石 : e)	137
図 47 図 46a をフィッティングした結果 (b はウランのピークとそれ以外のピークで分けた図)	137
図 48 変更後のウランの分析位置 (サンプル KP5H : a,b、C227-5 : c,d、標準試料のモナズ石 : e)	138
図 49 金属トリウムを用いた干渉係数測定の実験位置 (b は a のウラン分析位置周辺の拡大)	138
図 50 現在の鉛の標準試料 (方鉛鉱 : a、バリウム-亜鉛ガラス : b、紅鉛鉱 : c) の分析位置	139
図 51 変更後の鉛の標準試料 (方鉛鉱 : a、バリウム-亜鉛ガラス : b、紅鉛鉱 : c) の分析位置	139
図 52 現在の鉛の分析位置 (サンプル KP5H : a,b、標準試料のモナズ石 : c)	140
図 53 標準試料のモナズ石の 1 チャンネル (a) および 4 チャンネル (b)、紅鉛鉱の 1 チャンネル (c) および 4 チャンネル (d) を用いた PHA スキャンの結果	141

図 54	波高分析器を使用した結果および変更後の鉛の分析位置（サンプル KP5H : a,b、標準試料のモナズ石 : c)	142
図 55	図 54a をフィッティングした結果 (a)、金属ウランを用いた干渉係数測定の実験位置 (b)	142
図 56	変更後の希土類元素の分析位置（サンプル KP5H : a、C227-5 : b、Ts11011802A1 : c、標準試料のモナズ石 : d)	143
図 57	変更後のイットリウム（サンプル C227-5 : a、標準試料のモナズ石 : b）および硫黄（c ; 標準試料のモナズ石）の分析位置	144
図 58	スカレブークスハルセンにおけるざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの露頭写真	144
図 59	スカレブークスハルセンの地質図（Yoshida et al., 1976 を改変）および本研究で用いたざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの産出地点	145
図 60	スカレブークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトのピーク変成条件（青い領域）とスカレブークスハルセンから報告されているピーク変成条件および変成温度圧力経路	146
図 61	スカレブークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Zr/TiO ₂ -Nb/Y 図 (a ; Winchester and Floyd, 1977)、始源マントル (Sun and McDonough, 1989) で規格化した微量元素プロット (b)、C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した希土類元素プロット (c)	147
図 62	スカレブークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した遷移元素プロット	148
図 63	スカレブークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Ti-Zr 図 (Pearce, 1982)	148
図 64	スカレブークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Hollocher et al. (2012) による Nb/La-La/Yb 図 (a) および Th/Nb-La/Yb 図 (b)	149
図 65	スカレブークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Pearce (2008) による	

Th/Yb–Nb/Yb 図 (a) および TiO ₂ /Yb–Nb/Yb 図 (b)	150
図 66 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の薄片写真	151
図 67 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の不透明鉱物の反射顕微鏡写真 (a,b,c,e) および反射電子像 (d,f)	152
図 68 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の黄銅鉱の離溶ラメラを含む斑銅鉱の反射電子像 (図 67d の拡大)	153
図 69 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の銅に富む包有物の反射顕微鏡写真 (a,c) および反射電子像 (b,d)	153
図 70 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の銅に富む包有物のマッピング画像	154
図 71 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の鉄に富む包有物の反射顕微鏡写真 (a,c) および反射電子像 (b,d)	156
図 72 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の鉄に富む包有物のマッピング画像	157
図 73 斑銅鉱+磁硫鉄鉱/黄銅鉱が部分溶融する温度圧力条件 (点線 ; A.G. Tomkins et al., 2007) とスカレブークスハルセンのピーク変成条件および変成温度圧力経路	159
図 74 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の黄銅鉱中に見られる非常に細粒の鉱物の反射電子像 (a,b ; おそらく銀ペントランド鉱 : Ag(Fe,Ni) ₈ S ₈ , c ; おそらく parkerite : Ni ₃ Bi ₂ S ₂ とペントランド鉱、d ; おそらく froodite : PdBi ₂ , e ; おそらく ナウマン鉱 : Ag ₂ Se)	160
図 75 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の石英中の黄銅鉱脈の反射電子像 (a,c) および顕微鏡写真 (b,d)、二次的な黄鉄鉱および磁鉄鉱の反射電子像 (e,f)	161
図 76 磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の薄片写真	162
図 77 磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の不透明鉱物の顕微鏡写真 (a,c,d) および反射電子像 (b,e,f)	163
図 78 磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の包有物の反射顕微鏡写真 (a,c) および反射電子像 (b,d)	164
図 79 石墨を含むサンプル (Ts11010803A, Ts11010803B) の露頭写真	164
図 80 石墨を含むサンプル (Ts11010803A) の薄片写真	165

図 81 石墨を含むサンプル (Ts11010803A) の反射顕微鏡写真 (a,b,c,d,e,f は石墨およびチタン鉄鉱の産状、g,h は硫化鉍物の産状)	166
図 82 石墨を含むサンプル (Ts11010803B) の薄片写真	167
図 83 石墨を含むサンプル (Ts11010803B) の反射顕微鏡写真 (a,b,c,d,e, は石墨およびチタン鉄鉱の産状、f,g,h は硫化鉍物とチタン鉄鉱の産状)	168
図 84 褐色片麻岩 (サンプル Ts11010801) の薄片写真 (b は石墨の産状)	169
図 85 石墨を含むサンプル (Ts11010803A) から抽出した石墨の写真 (a) およびラマンスペクトル (b)	169
図 86 石墨を含むサンプル (Ts10122405B) の薄片写真 (a,b,c,d,e) および反射電子像 (f,g,h)	170
図 87 石墨を含むサンプル (Ts10122405B) の不透明鉍物の薄片写真 (a,c,d,e) および反射電子像 (b,f)	171
図 88 斑銅鉍を含むサンプル (Ts10122506) と磁鉄鉍を含むサンプル (Ts11010802) の金属元素の質量濃度比	172
図 89 約 18 億年前におけるプレート内でのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの原岩の火成作用の模式図 (Takahashi et al., 2018a を改変)	172
図 90 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの角閃石の $Mg/(Fe+Mg)$ と塩素濃度 (a)、フッ素濃度 (b)、チタン濃度 (c) との関係	173
図 91 斑銅鉍を含むサンプル (Ts10122506; a)、磁鉄鉍を含むサンプル (Ts11010802; b)、石墨を含むサンプル (Ts11010803A; c) の角閃石のフッ素濃度と塩素濃度の産状による違い	174
図 92 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの黒雲母の $Mg/(Fe+Mg)$ と塩素濃度 (a)、フッ素濃度 (b)、チタン濃度 (c) との関係	175
図 93 斑銅鉍を含むサンプル (Ts10122506; a) および磁鉄鉍を含むサンプル (Ts11010802; b) の黒雲母のフッ素濃度と塩素濃度の産状による違い (FNI は珪長岩-ナノ花崗岩包有物)	176

- 図 94 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの燐灰石のフッ素濃度と塩素濃度の関係 (a)、斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506; b) および磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802; c) の黒雲母のフッ素濃度と塩素濃度の産状による違い 177
- 図 95 石墨を含むサンプル (Ts10122405B) の柱石の EqAn ($100 \times (Al-3)/3$) と $Cl/(Cl+SO_4+CO_3)$ の関係 (a)、および斜長石と柱石の組成 (b) 178
- 図 96 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) のカリ長石脈 (a) および斜長石中のカリ長石ラメラ (b) の反射電子像 178
- 図 97 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の長石類の組成 179
- 図 98 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) のざくろ石中に見られる負結晶を呈する二次包有物の全体 (a)、 H_2O 包有物 (b)、2 相の固相を含む CO_2 包有物 (c)、炭酸塩包有物 (d) の薄片写真 179
- 図 99 負結晶の二次 H_2O 包有物の液相+固相 (a)、気相 (b)、固相 (c) のラマンスペクトル 180
- 図 100 負結晶の二次 CO_2 包有物の固相+気相のラマンスペクトル (a と b、c と d は同じ包有物) 180
- 図 101 負結晶の二次 CO_2 包有物の気相+固相のラマンスペクトル (a は図 100a,b と同じ包有物、b は図 100c,d と同じ包有物、c,d は固相が 1 相の包有物) 181
- 図 102 負結晶の炭酸塩包有物のラマンスペクトル 181
- 図 103 初生包有物 (a,b,c) および不規則な形状の二次包有物 (d) の薄片写真 182
- 図 104 初生 CO_2 包有物のラマンスペクトル (a と b、c と d は同じ包有物) 182
- 図 105 マーブルと泥質グラニュライトの間に見られる石灰珪質グラニュライト (Ts10122806) の露頭写真 (b,c は使用した石灰珪質グラニュライトの露頭写真) 183
- 図 106 スカレビークスハルセンの石灰珪質グラニュライトの柱石の EqAn と $Cl/(Cl+SO_4+CO_3)$ の関係 (a)、および斜長石と柱石の組成 (b) 184
- 図 107 石灰珪質グラニュライトのコアとリムで異なる組成を示す柱石の EqAn と $Cl/(Cl+SO_4+CO_3)$ の関係 (サンプル Ts10122806H : a、Ts10122806G : b、Ts10122806F : c) 185

図 108 石灰珪質グラニュライトのコアとリムの組成の違いが明らかでない柱石の EqAn と $Cl/(Cl+SO_4+CO_3)$ の関係 (サンプル Ts10122806E : a、Ts10122806D : b) 186

図 109 石灰珪質グラニュライト (サンプル Ts10122806H) の交代組織を示す燐灰石の反射電子像 187

表のリスト

表 1	三波川帯の石英エクロジャイトにラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (Ashley et al., 2014 の式を使用)	188
表 2	西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果	188
表 3	西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後のラマンデータの圧力	190
表 4	西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後に計算された歪み	191
表 5	西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後に計算された包有物の圧力	192
表 6	西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後に計算された 600 °C における捕獲時の圧力	194
表 7	Altyn Tagh 造山帯の岩石にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果	195
表 8	リュツォ・ホルム岩体の岩石にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (Ashley et al., 2014 の式を使用)	198
表 9	ルンドボークスヘッタのざくろ石に富む層(サンプル Ts11011802A1)のモナズ石の組成(O=8) および年代	199
表 10	ルンドボークスヘッタの苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のモナズ石の組成 (O=8) および年代	203
表 11	ルンドボークスヘッタのざくろ石に富む層 (サンプル Ts11011802A1) のルチルの組成 (O=2) とジルコニウム-ルチル温度計の結果	204
表 12	すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト(サンプル Ts11011003A)のモナズ石の組成(O=8) および年代	208
表 13	すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のジルコンの U-Pb デ	

表 14	すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) の全岩化学組成	211
表 15	スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの全岩化学組成	212
表 16	斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の硫化鉱物の代表的な組成 (Bn+Ccp : S=4、Ccp および Py : S=2、Po および Tro : S=1)	214
表 17	斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の自然銅の組成 ($\Sigma_{\text{metal}}=1$)	215
表 18	角閃石の代表的な組成 (O=23)	216
表 19	黒雲母の代表的な組成 (O=22)	218
表 20	磷灰石の代表的な組成 (O=12.5)	219
表 21	柱石の代表的な組成 ($\Sigma_{\text{cation}}=16$)	220
表 22	長石類の代表的な組成 (O=8)	222

第1章 序章

新原生代後期からカンブリア紀初期 (750–500 Ma) の汎アフリカ造山帯は、 Gondwana大陸集合時に形成された地球上で最大規模の衝突帯の一つであると考えられており、その中心部は東アフリカ–南極造山帯 (630–550 Ma ; 例えば Jacobs and Thomas, 2004) とクンガ造山帯 (570–530 Ma ; 例えば Meert, 2003) から構成されている。古典的なモデルは、以前より存在した東Gondwana大陸および西Gondwana大陸の単一の衝突によってGondwana大陸が形成されたと推定したが (例えば Stern, 1994; Shackleton, 1996)、Gondwana大陸形成における大陸配置や衝突のタイミングに関して単純化しすぎていると指摘されている (例えば Meert, 2003)。近年では、造山帯の中心部に位置したと考えられている南インド、スリランカ、東南極などに産する高度変成岩類の岩石学的、地球化学的、地質年代学的研究により、Gondwana大陸が火山弧や大陸の複雑な沈み込み–付加–衝突イベントによって形成されたことが明らかになってきた (例えば Meert, 2003; Collins and Pisarevsky, 2005; Collins et al., 2007a,b; Santosh et al., 2009, 2014, 2017; Takamura et al., 2015, 2018; Tsunogae et al., 2015, 2016; He et al., 2016a,b; Kazami et al., 2016; Takahashi et al., 2018a)。

研究対象地域であるリュツォ・ホルム岩体 (LHC) は東南極のプリンスオラフ海岸からプリンスハラルド海岸まで露出し、新原生代末期からカンブリア紀 (約 550 Ma) の高度変成作用によって形成された角閃岩相からグラニュライト相の岩石が連続的に分布する (図 1 ; 例えば Hiroi et al., 1991)。岩体の変成作用はGondwana大陸集合に伴う衝突テクトニクスに関連付けられており (例えば Shiraishi et al., 2008)、多くの地質学的、岩石学的、地質年代学的研究が行われてきた (例えば Hiroi et al., 1991; Satish-Kumar et al., 2008a; Shiraishi et al., 2008)。しかし、岩体の再区分やその形成過程には未だ議論があるため (例えば Takahashi et al., 2018a,b; Takamura et al., 2018; Dunkley et al., 2020)、岩体が被った変成作用を総合的に解析することで岩体の形成テクトニクスを解明することが求められている。そこで本研究では、①変成ピーク圧力条件、②変成作用および交代作用の年代、③変成作用における金属鉱物および流体の挙動、の3点に着目し、それぞれについて分析手法の検討も含めた解析を行った。また、本研究は結晶成長時もしくはそれ以前の情報を維持することができる包有物を主な研究対象としており、特に変成作用中に成長したと考えられるざくろ石中の包有

物に焦点を当てた。本研究の成果は、 Gondwana大陸形成時のテクトニクスを解明すること、そして過去に生じた超大陸形成プロセスや地殻進化プロセスを解明することにつながると期待される。

1.1. 変成ピーク圧力条件

変成作用の解析において、最高圧力を推定することは沈み込んだ深さを推定することにつながるため、テクトニクスを推定する上で重要である。しかし、一般的に圧力ピークの後に温度ピークに到達することが多く、しかもグラニュライト相の岩石は高温変成作用により鉱物化学組成がリセットされるため、従来の鉱物の増減反応を用いた地質圧力計でピーク圧力条件を推定することは困難である。そのため、LHC においてピーク変成条件の検討はさかんになされてきたものの、累進変成条件、特にピーク圧力条件の推定はほとんど行われていない（例えば Hiroi et al., 1991; Suzuki and Kawakami, 2019）。そこで本研究では、化学反応に依存しないラマン分光計を用いた圧力計（thermobarometry; Kohn, 2014）に着目し、最も一般的であるざくろ石中の石英を用いた圧力計（QuiG 圧力計；例えば Spear et al., 2014; Thomas and Spear, 2018）を用いてピーク圧力条件を推定することを試みた。

1.2. 変成作用および交代作用の年代

モナズ石やジルコンを用いた年代測定により、LHC 南部の変成年代として 650–580 Ma と 560–500 Ma という 2 つの集団があることが明らかとなっている（Hokada and Motoyoshi, 2006; Tsunogae et al., 2014; Kawakami et al., 2016; Takahashi et al., 2018a）。さらに LHC 東部からは 970–940 Ma という変成年代も報告されている（Dunkley et al., 2014; Baba et al., 2022）。しかし、それぞれの年代がどのような変成イベントやテクトニクスに対応するのかという解釈には未だ議論があり、流体活動やその結果としての交代作用の年代は報告されていない。そこで本研究では、変成作用や流体の影響で形成されることの多いモナズ石を対象とし、EPMA を用いて分析を行った。そして得られた年代を、モナズ石の化学組成や岩石組織の観察結果、ジルコニウム–ルチル温度計やジルコン LA-ICP-

MS 年代測定の結果と組み合わせることで、岩体に記録された熱イベントの年代について詳細に検討した。

1.3. 変成作用における金属鉱物および流体の挙動

硫化鉱物をはじめとする金属鉱物は高度変成岩に普遍的な副成分鉱物である。しかし、特に硫化鉱物は相転移や離溶、新たな相の結晶化などにより、その組成や組み合わせが簡単に変化するため、高度変成作用における硫化鉱物の挙動に関する研究は限られている。特に LHC では Kawakami et al. (2006) による硫化鉱物の研究のみしか行われておらず、元素鉱物やビスマス化鉱物といったその他の金属鉱物の挙動を含めた検討はなされていない。そこで本研究では、グラニュライト相の変成作用における金属鉱物の挙動を明らかにすることを目的として、ざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト中の不透明鉱物の解析を行った。なお、本研究における金属鉱物 (metallic minerals) とは「重金属元素 (単体で比重 4 以上の遷移元素) を主成分とし、金属ないし亜金属あるいは金剛光沢をもつ鉱物の総称」(日本大百科全書) のことであり、硫化鉱物や酸化鉱物、元素鉱物などを含む。

また、変成作用時には流体、特に二酸化炭素流体や塩水といった低い H_2O 活動度の流体が様々な役割を果たすことが知られている (例えば Newton et al., 1998; Santosh and Omori, 2008; Touret and Huizenga, 2011, 2012)。しかし、LHC における変成作用時の流体の挙動に関する研究は乏しく、変成作用において流体の果たした役割は明らかになっていない (Santosh and Yoshida, 1992; Satish-Kumar et al., 2006, 2010; Takahashi and Tsunogae, 2017; Takahashi et al., 2018b)。そこで本研究では、どのような流体がいつ活動したのかを明らかにすることを目的として、特にざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトにおける塩素や二酸化炭素の挙動を推定した。

第2章 地質概説

2.1. 地域地質および変成作用

北東から南西走向の地質構造を持つリュツォ・ホルム岩体 (LHC) は東南極のプリンスハラルド海岸およびプリンスオラフ海岸に沿って存在し、新原生代後期からカンブリア紀初期 (600–530 Ma) の Gondwana 大陸集合時の衝突に関連した角閃岩相からグラニュライト相の変成作用を受けている (図 1; 例えば Hiroi et al., 1991; Shiraishi et al., 2008)。岩体の東端は露出していないが、新原生代にリワークされた中–新原生代のテレーンからなる西レイナー岩体へと続いていると推定されている (例えば Satish-Kumar et al., 2008a)。同様に西側および南側は厚い氷に覆われているが、新原生代のやまと–ベルジカ岩体やセールロンダーネ山地へとつながっていると考えられている (例えば Satish-Kumar et al., 2008a)。支配的な岩相は、珪長質から中間質の正片麻岩 (チャノツカイト、黒雲母–普通角閃石片麻岩、閃緑岩質片麻岩、変成花崗岩)、様々な変成堆積岩 (泥質および砂質片麻岩、珪岩、マーブル)、塩基性変成岩 (苦鉄質グラニュライト、角閃岩、変成超苦鉄質岩) である (例えば Shiraishi et al., 1989)。アルカリ花崗岩やペグマタイトといった若い貫入岩も岩体全体から報告されている。

Nogi et al. (2013) は地球物理学的データに基づいて岩体内のいくつかの地質構造を明らかにし、LHC をおそらく北東–南西走向の右横ずれ断層によって分けられた 4 つの不連続のブロックに細区分した。さらに彼らは、Hiroi et al. (1991) が鉱物アイソグラッドに基づいて定義した角閃岩相帯、遷移帯、グラニュライト相帯の境界に沿って地殻の切れ目が存在すると考え、遷移帯が西レイナー岩体とつながっていたと推定した。Hiroi et al. (2006) は角閃岩相帯の日の出岬から得られた約 10 億年前の変成トータル岩からグラニュライト相の直方輝石 + 単斜輝石 + 普通角閃石 + 斜長石の組み合わせに関する岩石学的データを報告し、この地域を岩体内の異地性ブロックであると見なした。Iwamura et al. (2013) は遷移帯の明るい岬からのスピネルとサフィリンを含む苦鉄質グラニュライトから 5–6 kbar および 900–920 °C というピーク変成条件を得て、この地域が超高温変成作用を受けた外来のブロックである可能性を示した。Suda et al. (2008) は岩体全体からの様々な塩基性変成

岩を調査し、これらの地球化学的特徴が岩体北東部のプリンスオラフ海岸地域から南西部のリュツォ・ホルム湾地域に向かって、島弧的なものから海洋底的なものへと変化することを示した。彼らのネオジム同位体データは、プリンスオラフ海岸地域（例えば明るい岬）とリュツォ・ホルム湾地域北部（例えばオングル諸島）からの塩基性変成岩が中生代の活動的な地殻成長を通じて形成された未熟な大陸地殻に由来するのに対し、リュツォ・ホルム湾地域南部（例えばルンドボークスヘッタ）からのものは太古代から古原生代の成熟した大陸地殻や海洋地殻に由来することを示唆する。彼らは岩体が、プリンスオラフ海岸地域およびリュツォ・ホルム湾地域北部の若い（1.8–1.0 Ga）角閃岩相–グラニュライト相テレーンと、リュツォ・ホルム湾地域南部の古い（2.9–2.3 Ga）グラニュライト相テレーンの2つの岩相ユニットに分けられることを提案し、2ユニットが新原生代もしくは新原生代以前の複数回の沈み込みによって集合したと結論付けた。

また、先行研究では LHC を細区分し、他の Gondwana 大陸の断片に関連付けようと試みてきた。例えば Yoshida et al. (1992) はリュツォ・ホルム湾地域北部に沿った堆積岩類であるオングルグループ（Ongul Group）とスカーレングループ（Skallen Group）を、類似した構造パターンや岩相、温度圧力経路、テクトニクスおよび熱履歴に基づき、スリランカのハイランド岩体に関連付けた。Shiraishi et al. (1994) もまた、LHC の原岩を Gondwana 大陸集合の最終段階にハイランド岩体とともに縫合帯内に発達した表成堆積盆であると見なした。Osanai et al. (2016) は岩石学的、地質年代学的、構造的なデータセットに基づいて、マダガスカル南部のラヌツァラセン断帯以南のいくつかのテレーン、南インドのマドゥライ岩体北部・南部およびトリバンドラム岩体、ハイランド岩体、スカーレングループが広域的な超高温変成イベントを経験した単一の変成帯であることを示した。対照的に Takahashi et al. (2018a) は、LHC が南部の新太古代（約 25 億年前）のユニット（“微小大陸しらせ”）、北部の新原生代（約 10 億年前）のユニット、中部の古原生代（約 18 億年前）および少量の新太古代（約 25 億年前）と新原生代（約 10 億年前）の火成弧の断片を含む表成ユニット、の3ユニットに分けられると提案した。そのモデルは、彼らの新たな地質年代学的データおよび地球化学的データと、入手可能な火成年代や地球化学的データ、地球物理学的データに基づいており、LHC 北部と LHC 中部の境界はオングル島周辺に存在し、LHC 中部と LHC 南部の境界はルンドボークスヘッタ地域北部に存在すると推定した。彼らは、類似した岩相や地球化学的特徴、ジルコン

のウラン-鉛年代およびルテチウム-ハフニウム同位体データに基づいて、LHC 北部がスリランカのビジャヤン岩体と関連付けられると論じ、カラハリブロックの一部として単一の“北部リュツォ・ホルム-ビジャヤン岩体”を形成していたと考えた。彼らはさらに、LHC 中部の表成層がハイランド岩体と続いてはおらず、ゴンドワナ大陸集合時の微小大陸しらせと北部リュツォ・ホルム-ビジャヤン岩体の衝突によって形成された独立の縫合帯であったかもしれないと推定した。Takahashi et al. (2018b) は LHC 北部と LHC 中部の境界を原岩の火成年代に基づいて修正し、ヒューカとテーレンの間とした (図 2)。彼らのモデルでは、LHC 中部は古原生代 (約 18 億年前) および新太古代 (約 25 億年前) の火成弧の断片を含む表成ユニットとなり、新原生代 (約 10 億年前) の火成弧の断片は含まれない。一方で Takamura et al. (2018) は、新太古代から古原生代 (約 25 億年前) と新原生代 (約 10 億年前) という類似した碎屑性ジルコン年代に基づき、LHC の変成堆積岩ユニットとハイランド岩体が約 10 億年前の火成弧の残骸としての北部リュツォ・ホルム-ビジャヤン岩体のブロックを伴う新原生代末期の単一の縫合帯を形成していたと考えた。彼らはさらに、LHC の変成堆積岩ユニットがトリバンドラム岩体につながっていたと推定した。Dunkley et al. (2020) は岩体から報告されているウラン-鉛データをまとめ、原岩の年代に基づいて、南西部から北東部にかけて、主に珪長質正片麻岩からなる“インホブデスート (Innhovde Suite: INH)” (1070–1040 Ma)、主に珪長質正片麻岩と少量の苦鉄質片麻岩および変成泥質岩からなる“ルンドボークスヘッタスート (Rundvågshetta Suite: RVG)” (2520–2470 Ma)、豊富な苦灰石マーブルや石灰珪質岩、その他の変成堆積岩を伴う珪長質から苦鉄質正片麻岩からなる“スカレビークスハルセンスート (Skallevikshalsen Suite: SKV)” (1830–1790 Ma)、主に珪長質正片麻岩と少量の苦鉄質片麻岩および石灰珪質岩からなる“ラングホブデスート (Langhovde Suite: LHV)” (1100–1050 Ma)、様々な正片麻岩と変成堆積岩からなる“東オングルスート (East Ongul Suite: EOG)” (630 Ma)、多様な正片麻岩と準片麻岩からなる“明るいスート (Akarui Suite: AKR)” (970–800 Ma) に細区分した。彼らはまた、~960 Ma に高度変成作用を経た日の出岬を、外来で周囲から独立した“日の出ブロック (Hinode Block)”として定義し、岩体最南端にあるボツンヌーテンがルンドボークスヘッタスートに属するクリッペである可能性を示唆した。

2.2 変成温度圧力条件

Hiroi et al. (1991) は LHC の変成堆積岩および変成塩基性岩の体系的な岩石学的研究を行い、変成度が北東部の角閃岩相から南西部のグラニュライト相まで累進的に上昇することを報告した。また、Tsunogae et al. (2015) は普通角閃石-斜長石地質温度計に基づいて、変成温度が北東部から南西部へと上昇することを確認した。最高変成度の岩石は岩体南西部のルンドボークスヘッタ地域に露出し、サフィリン+石英 (Yoshimura et al., 2008)、スピネル+石英 (Motoyoshi et al., 1985; Kawasaki et al., 2011)、直方輝石+珪線石+石英 (Kawasaki et al., 1993; Motoyoshi and Ishikawa, 1997; Fraser et al., 2000)、大隅石を含む組み合わせ (Kawasaki et al., 2011) といった、 $>900\text{ }^{\circ}\text{C}$ あるいは $>1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ にも達する地殻の極限変成作用に特徴的な鉱物組み合わせが報告されている。しかし、その産出は露岩の最北部に限られている。このような超高温変成作用によって形成されたグラニュライトは、ルンドボークスヘッタからおよそ 30 km 北東のスカールンやスカレビークスハルセンといった近接する地域からも報告されている (Osanaï et al., 2004; Yoshimura et al., 2004)。ルンドボークスヘッタのピーク温度圧力条件は $1040\text{ }^{\circ}\text{C}$ および 13–15 kbar であり、時計回りの温度圧力経路に沿って 8 kbar で $950\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、6.1 kbar で $830\text{ }^{\circ}\text{C}$ の後退変成イベントが続いたと報告されている (Kawasaki et al., 2011)。

対照的に、Tsunogae et al. (2014) はルンドボークスヘッタおよび近接するベスレックナウセンからのチャノックタイトに相平衡モデリングを適用し、ピーク変成温度として $750\text{--}890\text{ }^{\circ}\text{C}$ を推定した。彼らは、ルンドボークスヘッタの北端から報告されている超高温イベントがドライな Mg-Al に富む泥質岩に記録された局所的な現象であり、周囲の正片麻岩の変成温度はチャノックタイト中の黒雲母や角閃石が輝石に分解される反応によって緩衝されたという可能性を指摘した。また、Iwamura et al. (2013) は遷移帯に位置する明るい岬からのスピネルとサフィリンを含む苦鉄質グラニュライトに相平衡モデリングを適用した。彼らは直方輝石-スピネル地質温度計と組み合わせることで、おそらく時計回りの温度圧力経路に沿った累進変成条件として 11–12 kbar および $\sim 900\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、それに続く減圧によるピーク変成条件として 5–6 kbar および $900\text{--}920\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、その後の冷却の条件として $890\text{ }^{\circ}\text{C}$ 未満を得た。彼らは高温、あるいは超高温と予想される変成条件を、局所的な熱イベントも

しくは岩体内の外来の地殻ブロックの存在を反映していると推定した。彼らはさらに、岩体がせん断帯や縫合帯によっていくつかのブロックに分けられ、変成温度圧力条件の隔たりが存在するかもしれないと論じているが、その議論は Nogi et al. (2013) の地球物理学的データと矛盾しない。一方で、Suzuki and Kawakami (2019) は明るい岬、スカルブスネス、スカーレン、ルンドボークスヘッタに産する泥質片麻岩にジルコニウム-ルチル温度計を適用し、明るい岬、スカルブスネス、スカーレンが藍晶石-珪線石の転移境界周辺の同じ温度圧力条件 (~830–850 °C および ~11 kbar) を経たことを示した。そしてルンドボークスヘッタからはより高温の条件 (0.1 kbar で 850±15 °C から 12.5 kbar で 927±16 °C) を確認した。彼らはさらに、マトリックスの鉱物に基づいた伝統的な変成分帯は、到達した最高温度を反映していないと論じた。また、Takamura et al. (2020) は遷移帯の天文台岩に産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトに相平衡モデリングとざくろ石-単斜輝石-斜長石-石英地質温度圧力計を適用し、850–860 °C および 7.8–8.4 kbar というグラニュライト相のピーク変成条件と時計回りの温度圧力経路を得た。

2.3 地質年代

LHC の正片麻岩および準片麻岩の地質年代学的データは、新原生代末期からカンブリア紀 (600–530 Ma) の高度変成作用を明らかにしてきた (例えば Shiraiishi et al., 1994, 2003, 2008; Asami et al., 1997; Hokada and Motoyoshi, 2006; Dunkley et al., 2014, 2020; Tsunogae et al., 2014, 2015, 2016; Kawakami et al., 2016; Takahashi et al., 2018a; Takamura et al., 2018, 2020)。Shiraiishi et al. (1994, 2003) は、インホブデ、アウストホブデ、ルンドボークスヘッタ、テーレン、西オングル島、明るい岬、新南岩からの正片麻岩および準片麻岩のジルコン SHRIMP U–Pb 年代を得て、ピーク変成年代を 550–520 Ma であると推定した。Asami et al. (1997) は東オングル島からの黒雲母片麻岩中のモナズ石から 537–533 Ma の CHIME 年代を報告した。これは彼らの西レイナー岩体 (533–532 Ma) や、やまと山脈 (534–531 Ma) からの結果と調和的である。さらに Dunkley et al. (2014) は新原生代末期からカンブリア紀 (620–530 Ma) の SHRIMP ジルコン U–Pb 変成年代をルンドボークスヘッタ、ボツンヌーテン、すだれ岩、テーレン、スカレビークスハルセン、二つ岩、インホブデ、スカルブスネ

ス、西オングル島、東オングル島、天文台岩、二番岩から報告した。Tsunogae et al. (2015) は遷移帯のたま岬およびグラニュライト相帯のインホブデからの普通角閃石-黒雲母片麻岩中のジルコンを分析し、LA-ICP-MS U-Pb 変成年代としてそれぞれ 582 ± 11 Ma と 574 ± 10 Ma を報告した。また、Tsunogae et al. (2016) はグラニュライト相帯のラングホブデ (584 ± 5 Ma)、アウストホブデ (579 ± 5 Ma)、スカレビークスハルセン (551 ± 5 Ma) からの変斑れい岩と、ルンドボークスヘッタからの珪長質正片麻岩 (555 ± 4 Ma) から新原生代末期の LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代を得た。Fraser et al. (2000) はルンドボークスヘッタのグラニュライトからの普通角閃石や黒雲母の K/Ar 年代および $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代を測定し、この地域が約 500 Ma までに約 350 から 300 °C まで冷却したと提案した。Takamura et al. (2020) は遷移帯の天文台岩およびグラニュライト相帯のすだれ岩に産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトについて LA-ICP-MS を用いてジルコン U-Pb 年代測定およびジルコン REE 分析を行い、560–510 Ma の変成ジルコンが重希土類元素に富むパターンと負のユウロピウム異常を示すことから、ジルコンの成長中にざくろ石の消費と斜長石の成長が生じたと論じた。彼らは、この過程をざくろ石の分解と直方輝石+斜長石のシンプレクタイトの形成に関連付け、LHC のピーク変成作用後の削剥が、約 560 Ma にハイランド岩体とともに起こったと推定した。また、Nishi et al. (2002) および Kawano et al. (2006) は遷移帯の奥岩からの普通角閃石-黒雲母片麻岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代および Sm-Nd 鉱物アイソクロン年代として 583 ± 56 Ma と 578 ± 38 Ma を報告し、これらが変成岩の原岩である花崗閃緑岩質岩の約 700 °C への冷却年代であると解釈した。さらに Kawano et al. (2006) は奥岩からの普通角閃石-黒雲母片麻岩の Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代として 431 ± 14 Ma を報告し、ピーク変成作用後の冷却年代であると解釈した。

対照的に、少し古い変成年代も報告されている。Hokada and Motoyoshi (2006) はリュツォ・ホルム湾中部のスカーレンからの泥質グラニュライト中のモナズ石 EMP U-Th-Pb 年代として 650–580 Ma と 560–500 Ma を得て、それぞれざくろ石の存在しないピーク変成作用以前の年代と、ピーク変成作用の年代であると解釈した。また、Kawakami et al. (2016) もスカレビークスハルセンからのざくろ石-珪線石片麻岩中のモナズ石 EMP U-Th-Pb 年代測定およびジルコン LA-ICP-MS U-Pb 年代測定により、~650–580 Ma の古い年代と~560–500 Ma の若い年代という 2 つの年代集団を得た。そして彼らは、スカレビークスハルセンおよびスカーレン地域が複変成作用を経験したが、これら

の地域では~560–500 Ma の高度変成イベントによる年代のリセットが不完全であったために未だに古い年代が残されていると推測した。Dunkley (2007) は約 600 Ma から 500 Ma までの SHRIMP ジルコン U–Pb 年代の広がり を報告し、550–530 Ma の熱イベントが岩体の後退変成作用に関連付けられると解釈した。また、Tsunogae et al. (2014) はベスレックナウセンからの部分溶融した長石質岩の SHRIMP ジルコン U–Pb 年代測定を行い、累進変成作用時のジルコンの溶解と再成長のタイミングとして 591.4 ± 2.6 Ma、後退変成段階でのメルトの結晶化もしくは流体活動によるジルコンの成長の年代として 547.5 ± 6.8 Ma を得た。そして彼らは、ピーク変成作用が 591 Ma から 548 Ma の間に生じた と推測した。Takahashi et al. (2018a) はアウストホブデからの閃緑岩質片麻岩のジルコンの LA-ICP-MS U–Pb 年代測定を行い、累進変成作用時もしくはピーク変成作用時のトリウムに乏しいメルトからのジルコンの結晶化の年代として 645.6 ± 10.4 Ma、後退変成作用時の流体活動によるジルコンの成長のタイミングとして 521.4 ± 12.0 Ma を得た。そして彼らは、高度変成作用が 605 Ma から 551 Ma の間に生じた と推定した。

さらに、岩体東部からはより古い変成年代も報告されている。Dunkley et al. (2014) は日の出岬に産する変成トロニウム岩および泥質片麻岩から 970–960 Ma の SHRIMP ジルコン U–Pb 変成年代を得た。また、Baba et al. (2022) はあけぼの岩のざくろ石–黒雲母片麻岩から SHRIMP ジルコン U–Pb 年代として 972–904 Ma (937 ± 6 Ma)、モナズ石 EMP U–Th–Pb 年代として 977–917 Ma というトニアンの変成年代を報告した。

加えて、原岩の形成年代についても先行研究で論じられてきた。Shiraishi et al. (1994) は、日の出岬からの変成トロニウム岩 (1040–913 Ma)、インホブデからの普通角閃石–黒雲母片麻岩 (1028–924 Ma)、西オングル島からの泥質片麻岩中の碎屑性ジルコン (1064–966 Ma) から SHRIMP ジルコン U–Pb 年代を報告し、新原生代初期の島弧火成作用の可能性を論じた。Tsunogae et al. (2015) は、かすみ岩 (984 ± 6.9 Ma)、たま岬 (965 ± 7.7 Ma)、インホブデ (981 ± 18 Ma)、二つ岩 (999 ± 6.3 Ma) の珪長質正片麻岩から 999–965 Ma の LA-ICP-MS ジルコン U–Pb 年代を得て、新原生代初期に原岩が定置したと推定した。そして彼らは、リュツォ・ホルム岩体がスリランカのカダガナワ岩体の延長であり、同様の陸弧環境下で形成されたという可能性を論じた。彼らはまた、その後の新原生代中期 (899–753 Ma) の熱イベントおよびジルコンの成長も提案した。Kazami et al. (2016) は明るい

岬の珪長質正片麻岩から 847.4 ± 8.0 Ma の LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代を報告し、約 10 億年前の火山弧火成作用が約 850 Ma まで、あるいはさらに約 670 Ma まで続いたと提案した。彼らはまた、明るい岬、かすみ岩、たま岬の正片麻岩が、 Gondwana 大陸集合より前の収束境界プロセスの間に、カダガナワ岩体とともに同様の新原生代の火山弧火成イベントの下で形成されたと論じた。Tsunogae et al. (2014) は、ベスレックナウセンの苦鉄質グラニュライトの部分溶融したパッチ中の火成作用の組織を持つジルコン粒子から 2507.9 ± 7.4 Ma の年代を得て、新太古代から古原生代初期の地殻の成長を推測した。また、Tsunogae et al. (2016) も同様の約 25 億年前の火成年代をすだれ岩 (2508 ± 14 Ma) およびベスレックナウセン (2490 ± 18 Ma) のチャノッカイトから得て、新太古代-古原生代初期の地殻の成長を提案した。Dunkley et al. (2014) は正片麻岩の SHRIMP ジルコン U-Pb 年代測定により、新原生代初期 (1102–940 Ma) の火成年代を二つ岩、インホブデ、ヒューカ、スカレブスネス、西オングル島、東オングル島、二番岩、日の出岬から、古原生代 (2.1–1.8 Ga) の火成年代をスカレビークスハルセンから、新太古代-古原生代初期 (2518–2472 Ma) の火成年代をボツンヌーテン、ルンドボークスヘッタ、すだれ岩から報告した。彼らはまた、特徴的な岩相の組み合わせ、原岩の地質年代、Nd モデル地殻年代、地球物理学的データに基づいて、9 個の岩相グループ (Shirase Orthogneiss、Skallevika Orthogneiss、Rundvåg Paragneiss、Skallen Supercrustals、Innhovde Orthogneiss、Skarvnes Orthogneiss、Ongul Orthogneiss、Syowa Paragneiss、Hinode Group) を提案した。Takahashi et al. (2018a) は、アウストホブデ (1819 ± 19 Ma)、スカレビークスハルセン (1837 ± 54 Ma)、スカーレン (1856 ± 37 Ma および 1854 ± 45 Ma)、テーレン (1830 ± 10 Ma) からの正片麻岩の LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代測定および地球化学的研究を行い、古原生代 (約 18 億年前) の火山弧火成作用の証拠を得た。Takamura et al. (2018) は火成岩に関連した変成堆積岩に含まれる碎屑性ジルコンの LA-ICP-MS U-Pb データを報告した。彼らのデータは、プリンスオラフ海岸と宗谷海岸北部に位置する岩体北東部 (天文台岩、明るい岬、西オングル島、ラングホブデ) からの中生代後期-新原生代 (1.1–0.63 Ga) のジルコンと、リュツォ・ホルム湾南部に位置する岩体南西部 (スカレビークスハルセン、アウストホブデ) からの新太古代-古原生代 (2.8–2.4 Ga) が優勢なジルコン、という 2 つの支配的なグループを示した。

第3章 分析手法

3.1. 岩石サンプルの採集

本研究で分析したリュツォ・ホルム岩体からの岩石サンプルは、角替敏昭教授によって 2010–2011 年の第 52 次南極地域観測隊の調査にて採集されたものである。

3.2. 岩石記載

岩石サンプルの薄片を作成し、偏光顕微鏡を用いて鉱物同定と組織観察を行った。鉱物名の略号は Kretz (1983) に従った。

3.3. 鉱物化学組成分析

全ての鉱物の化学組成分析は筑波大学研究基盤総合センター分析部門の WDS 電子線マイクロアナライザー（日本電子 JXA-8530F Hyperprobe）を用いて行った。分析は加速電圧 15 kV（珪酸塩鉱物および燐灰石）または 20 kV（金属鉱物）、ビーム電流 10 nA、ビーム径 3.0 μm 、ピーク位置の測定時間 10 秒、バックグラウンド位置の測定時間 5 秒で行った。データは日本電子により供給されたソフトウェアを用い、ZAF 補正法にて回帰させた。標準試料として、珪酸塩鉱物および燐灰石の分析には天然の鉱物（石英：Si、曹長石：Na、正長石：K、珪灰石：Ca、赤鉄鉱：Fe、クロム鉄鉱：Cr）および合成物質（MgO：Mg、TiO₂：Ti、NiO：Ni、Al₂O₃：Al、ZnO：Zn、MnO：Mn、NaCl：Cl、LiF：F、BaTiO₃：Ba、CeP₅O₁₄：Ce）を用い、金属鉱物の分析には天然の鉱物（閃亜鉛鉱：Zn、方鉛鉱：Pb、輝安鉱：Sb、黄鉄鉱：Fe および S）および合成物質（金属 Co、金属 Cu、金属 Ni）を用いた。Ce および Sb は La 線、Pb は M β 線を使用し、それ以外の元素は K α 線を使用して分析を行った。検出限界は 0.01 % である。詳細な組織を評価するため、全ての分析領域の反射電子像を撮影した。

3.4. 全岩化学組成分析

全岩化学組成はカナダ・オンタリオ州の Activation Laboratories にて分析された。サンプルは最初にジョークラッシャーで粉末にし、次にメノウ乳鉢を用いて手作業で微粉末化した。主要元素は“ICP-OES Whole Rock Package (コード 4B)”、微量元素は“Trace Element ICP-MS Package (コード 4B2)”により分析された。そして追加の元素は“Multiacid digestion (コード 4B1)”および“INAA (コード 4B-INAA)”により分析された。また、炭素および硫黄は“Carbon & Sulphur/Metallurgical Balance Package (コード 5G)”、塩素は“4F - Cl(0.01%) by INAA”、フッ素は“4F - F(0.01%) by ISE”、 H_2O +/- は“4F - H_2O +/- (0.1%) by IR or Gravimetric”で分析された。

第4章 ラマン分光計を用いた圧力計による変成ピーク圧力条件の推定

4.1. はじめに

岩石が経た最高圧力を推定することは沈み込んだ深さを推定することにつながるため、テクトニクスを推定する上で重要である。しかし、一般的に圧力ピークの後に温度ピークに到達することが多く、しかもグラニュライト相の岩石は高温変成作用により鉱物化学組成がリセットされるため、従来の鉱物の増減反応を用いた地質圧力計でピーク圧力条件を推定することは困難である。そこで本研究では、化学反応に依存しないラマン分光計を用いた圧力計 (thermoba-Raman-try; Kohn, 2014) の適用を試みた。様々なホストと包有物の組が温度圧力計として開発されているが、本研究では最も一般的であるざくろ石中の石英を用いた圧力計 (QuiG 圧力計; 例えば Spear et al., 2014; Thomas and Spear, 2018) に着目した。

本手法は、ホストと包有物の圧縮率や膨張率の違いにより、温度や圧力の変化に伴って体積差が生じることを利用するものである。そしてホストおよび包有物が、包有物の捕獲後の温度圧力条件の変化により弾性変形すると仮定して温度圧力条件を推定する。ここで、体積変化は残留圧力(包有物の圧力)として保持され、ラマンスペクトルは温度圧力や歪みに応じて変化する。したがって、ラマンスペクトルの常温常圧での位置からの変化量を用いて残留圧力を求めることができる。その計算手法として、静水圧条件でのラマンスペクトルの差と残留圧力の関係を用いる方法と、ラマンスペクトルの差と歪みの関係を用いる方法が考案されている。前者は以下の関係式を用いて求められ、より簡単に分析を行うことができる。

1. Schmidt and Ziemann (2000) (P: MPa)

$$P = 0.36079\Delta v_{464}^2 + 110.86\Delta v_{464}$$

$$P = 0.4633\Delta v_{206}^2 + 31.36\Delta v_{206}$$

2. Kouketsu et al. (2014) (P: GPa)

$$\Delta\omega_1 = -3.47P^2 + 18.3P \quad (P > 0)$$

$$\Delta\omega_1 = 17.1P \quad (P < 0)$$

$$\Delta\omega_2 = -3.02P^2 + 20.5P \quad (P > 0)$$

$$\Delta\omega_2 = 19.8P \quad (P < 0)$$

ここで $\Delta\omega_1 = \omega_1^{standard} - \omega_1^{sample}$ 、 $\omega_1 = \nu_{464} - \nu_{205}$ 、 $\Delta\omega_2 = \omega_2^{sample} - \omega_2^{standard}$ 、 $\omega_2 = \nu_{205} - \nu_{128}$ である (Enami et al., 2007)。

3. Ashley et al. (2014) (P: bar)

$$P = 4.204\Delta\nu_{464}^2 + 1094.5\Delta\nu_{464}$$

4. Thomas and Spear (2018) (P: GPa)

$$P = 0.00475\Delta\nu_{128}^2 + 0.13143\Delta\nu_{128}$$

5. Morana et al. (2020) (P: GPa)

$$P = 0.125\Delta\nu_{128} + 0.0059\Delta\nu_{128}^2$$

$$P = 0.060\Delta\nu_{206} + 0.0006\Delta\nu_{206}^2 + 0.0000125\Delta\nu_{206}^3$$

$$P = 0.118\Delta\nu_{464} + 0.00029\Delta\nu_{464}^2$$

後者は以下の関係式を用いて求め、石英の異方性を考慮することができる (例えば Angel et al., 2019; Murri et al., 2018, 2019)。

$$\frac{-\Delta\omega^m}{\omega_0^m} = \gamma_1^m \varepsilon_1 + \gamma_2^m \varepsilon_2 + \gamma_3^m \varepsilon_3 + \gamma_4^m \varepsilon_4 + \gamma_5^m \varepsilon_5 + \gamma_6^m \varepsilon_6$$

特に三方晶系である石英の場合、 $\gamma_1^m = \gamma_2^m \neq \gamma_3^m$ および $\gamma_4^m = \gamma_5^m = \gamma_6^m = 0$ であることから、以下のように書き換えることができる。

$$\frac{-\Delta\omega^m}{\omega_0^m} = 2\gamma_1^m \varepsilon_1 + \gamma_3^m \varepsilon_3$$

ここで γ^m はフォノンモードグリユナイゼンテンソル、 ω^m は波数、 ε は歪みを表す。得られた歪みを以下の関係式 (Nye, 1957) を用いて平均圧力に変換することで、残留圧力が得られる。

$$\sigma_i = C_{ij}\varepsilon_j$$

ここで C_{ij} は弾性係数行列である。本研究では、Murri et al. (2019) の石英フォノンモードグリユナイゼンテンソルおよび Wang et al. (2015) の石英の弾性係数を用い、 465 cm^{-1} 、 207 cm^{-1} 、 128 cm^{-1} の3バンドの変化量から stRAinMAN (Angel et al., 2019) を使用して歪みを算出した。

捕獲時の圧力は弾性モデルと状態方程式を用いることで推定できる。弾性モデルとして以下の

式が用いられる。

1. Guiraud and Powell (2006)

$$P_{inc} = P_{ext} - \frac{4\mu}{3} \left(\frac{V_{P_{ext}}^h}{V_{P_{trap}}^h} - \frac{V_{P_{inc}}^i}{V_{P_{trap}}^i} \right)$$

2. Angel et al. (2017a)

$$P_{inc} = P_{end} - \frac{4\mu}{3} \frac{V_{P_{trap}}^i}{V_{P_{foot}}^i} \left(\frac{V_{P_{ext}}^h}{V_{P_{trap}}^h} - \frac{V_{P_{inc}}^i}{V_{P_{trap}}^i} \right)$$

ここで P_{inc} は包有物の圧力、 P_{ext} は大気圧、 V は体積、 μ はホストのせん断弾性係数であり、 h はホスト、 i は包有物を表す。 V に状態方程式を代入することで、包有物が捕獲された時の圧力である P_{trap} が得られる。本研究では、Angel et al. (2017a) の式を用い、EoSFit-Pinc (Angel et al. 2017b) にて計算を行った。石英とざくろ石の体積は、それぞれ“full P - T - V equation of state with the curved α - β phase boundary model” (Angel et al., 2017a) と “modified Tait P - T - V equation of state” (Holland and Powell, 2011) を使用して求めた。また、Wang and Ji (2001) によるざくろ石端成分のせん断弾性係数を用いた。

4.2. 分析条件

分析は池端慶准教授の所有する顕微ラマン分光計(レニショーinVia ラマンマイクロスコープ)を使用して行った。1800 lines/mm の回折格子を用い、直径 1 μm の焦点サイズを持つ 532 nm の YAG レーザーを使用した。レーザー出力はレーザー源でおよそ 100 mW、照射出力はサンプル表面でおよそ 20 mW である。100 倍の対物レンズ (N.A.=0.85) を用いて石英包有物の中心および石英スタンダードの表面に焦点を合わせた。分光計はシリコンウエハーの 520.5 cm^{-1} のバンドを用いて 520.5 \pm 0.1 cm^{-1} に較正した。スペクトルの中心は 1000 cm^{-1} とし、スペクトルの幅はおよそ 50–1800 cm^{-1} 、空間分解能はおよそ 4 cm^{-1} であった。スペクトルは大気圧および室温条件の下で、レーザー照射時間をスタンダード 5 秒、包有物 1–60 秒として取得した。

サンプルの分析用に厚さ 200–300 μm の両研磨薄片を作成した。分析を行う石英包有物は Mazzucchelli et al. (2018) によるガイドラインに基づいて選択し、表面やクラックに近いものを除外

した。また、石英の中心を分析するために深さ方向の変化に応じたピーク強度を調べ、最も強度の高くなった位置で分析を行った。

4.3. ピークフィッティング

ホストのざくろ石の影響を低減するために、得られたラマンスペクトルのデータから 464 cm^{-1} 、 205 cm^{-1} 、 127 cm^{-1} の石英のバンドの周辺を抽出し、PeakFit v4.12 (SYSTAT Software Inc.) を用いてフィッティングを行った。それぞれの幅は約 $\pm 25\text{ cm}^{-1}$ 、約 $\pm 25\text{ cm}^{-1}$ 、約 $\pm 15\text{ cm}^{-1}$ とした。特に 205 cm^{-1} のバンドはざくろ石の影響が大きいため (Enami, 2012)、他のバンドよりもピークの幅に対する相対的な幅を狭めた。線形ベースライン減算を同時に適用し、石英のピークには Pearson IV モデルを適用した (Schmidt and Ziemann, 2000)。

4.4. 分析手法の調整

まず、スタンダードとしてヒマラヤ水晶を用意し、SpeciFix を用いてマウントを作成した。そして、Enami et al. (2007) と同様の岩石である愛媛県の三波川帯の石英エクロジャイトに適用を試みた (図 3a)。4 粒子分析し、 464 cm^{-1} のバンドのみを用いる Ashley et al. (2014) の式を使用して残留圧力を計算したところ、 $0.761\text{--}0.958\text{ GPa}$ となった (表 1)。次いで、ざくろ石の弾性係数を鉄端成分の値として捕獲時の圧力を計算したところ、 $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ において $19.7\text{--}23.3\text{ kbar}$ となり、 $2.1\text{--}2.5\text{ GPa}$ および $600\text{--}710\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Enami et al., 2007) や $2.3\text{--}2.4\text{ GPa}$ および $675\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Miyamoto et al., 2007) といった先行研究と調和的な結果となった (図 3b、表 1)。

次に、茨城県日立地域の西堂平変成岩の泥質片岩 3 サンプル (NDH1-3D、NDH3-3A、NDH3-5A) に適用した。ピーク位置は振動や気温といった外因によっても変化するため、1 粒子に対して 2 回分析し、その前後にスタンダードを分析するようにした。それぞれ 4 粒子分析し、歪みを用いた手法で 3 バンド全てを用いて残留圧力を計算したところ、 $-0.123\text{--}0.237\text{ GPa}$ を得た。それぞれのサンプルの結果は $0.080\text{--}0.237\text{ GPa}$ (NDH1-3D)、 $0.021\text{--}0.225\text{ GPa}$ (NDH3-3A)、 $-0.123\text{--}0.041\text{ GPa}$

(NDH3-5A) となった (表 2)。ざくろ石の弾性係数を鉄端成分の値として捕獲時の圧力を計算したところ、最高圧力は 600–650 °C で 9.82–10.63 kbar となった (図 4、表 2)。この結果は従来の地質温度圧力計であるざくろ石–黒雲母地質温度計およびざくろ石–アルミノ珪酸塩鉱物–石英–斜長石 (GASP) 地質圧力計を用いた結果 (630–650 °C で 4.5–6.9 kbar) よりも高圧であり、アルミノ珪酸塩鉱物の産出状況と調和的であることから、ピーク圧力条件を推定することができたといえる。

このように最高圧力条件を求めることができた一方で、いくつか考慮すべき点が見つかった。まず、石英のスタンダードの値が一定でないことがわかった (図 5 ; それぞれ $462.00 \pm 0.15 \text{ cm}^{-1}$ 、 $203.85 \pm 0.17 \text{ cm}^{-1}$ 、 $125.40 \pm 0.18 \text{ cm}^{-1}$ 、 $N=26$)。これは分析条件よりも、スタンダードの不均一性に起因する可能性が高いため、スタンダードをより透明度が高く、先行研究で広く用いられている (例えば Ashley et al., 2014; Spear et al., 2014; Thiessen et al., 2020; Cisneros et al., 2021) ハーキマーダイヤモンド (水晶) に変更した。また、樹脂による蛍光の影響を避けるため、結晶の加工はせずに表面を分析することとした。石英スタンダードを変更した結果、1 日ごとの平均値は、 $463.14 \pm 0.04 \text{ cm}^{-1}$ 、 $205.00 \pm 0.06 \text{ cm}^{-1}$ 、 $126.57 \pm 0.08 \text{ cm}^{-1}$ (2021 年 3 月 3 日、 $N=33$)、 $463.33 \pm 0.08 \text{ cm}^{-1}$ 、 $205.09 \pm 0.11 \text{ cm}^{-1}$ 、 $126.76 \pm 0.10 \text{ cm}^{-1}$ (2021 年 8 月 30 日、 $N=22$)、 $463.32 \pm 0.07 \text{ cm}^{-1}$ 、 $205.07 \pm 0.10 \text{ cm}^{-1}$ 、 $126.74 \pm 0.10 \text{ cm}^{-1}$ (2021 年 8 月 31 日、 $N=26$) となり、多少の変動はあるものの、より安定した値が得られるようになった (図 6)。

次に、多くの包有物の残留圧力が 0 に近いか負となり、一つの包有物でも残留圧力が異なることがわかった。(図 4, 7)。また、静水圧条件での式を用いた場合、残留圧力は使用するバンドごとに異なることがわかり、同じバンドでも用いる式によって異なることがわかった (図 7a,b)。そして歪みを用いた手法の場合、用いるバンドの組み合わせによって値が異なることがわかった (図 7c)。そこで 1 粒子につき 5 回分析し、その前後に 2 回ずつスタンダードを分析することで粒子ごとの平均とその標準偏差を求め、得られた残留圧力の誤差や用いるバンドによる残留圧力の違いについて考察した。また、分析する石英の粒子数をそれぞれ 6 粒子 (NDH1-3D) と 5 粒子 (NDH3-3A および NDH3-5A) に増やした。なお、誤差伝播において、誤差が報告されている静水圧条件での式のパラメータ (Schmidt and Ziemann, 2000; Ashley et al., 2014; Thomas and Spear, 2018; Morana et al., 2020) はその誤差を計算に入れ、歪みの誤差は共分散を入れて計算した。条件変更前と同様に歪みを用い

た手法で残留圧力を計算したところ、 $-0.104\text{--}0.215\text{ GPa}$ となり、1 粒子あたりの標準偏差は $0.022\text{--}0.253\text{ GPa}$ となった (表 3-5)。また、それぞれのサンプルの結果は $-0.064\text{--}0.215\text{ GPa}$ (NDH1-3D)、 $-0.030\text{--}0.166\text{ GPa}$ (NDH3-3A)、 $-0.104\text{--}0.053\text{ GPa}$ (NDH3-5A) であり、最初の分析値と近い値となったが、全てのサンプルに負の値を示す粒子が存在することが新たにわかった (図 8, 9、表 3, 5)。さらに、静水圧条件での式を用いた場合、残留圧力は 206 cm^{-1} のバンドが最も高い傾向にあり、特に Morana et al. (2020) の 206 cm^{-1} のバンドの式を用いた場合に高い圧力を示すことがわかった (図 9)。また、歪みを用いた手法を用いた場合は、静水圧条件での式を用いた場合よりも高くなる、もしくは Morana et al. (2020) の 206 cm^{-1} のバンドの式を用いて計算した値と近くなる傾向にあることがわかった。そして $464\text{ (465)}\text{ cm}^{-1}$ と $127\text{ (128)}\text{ cm}^{-1}$ の 2 バンドを用いて計算した時のみ残留圧力が高くなることがわかった (図 8b)。以上より、歪みを用いた手法において、圧力による変化量は大きい、ホストのざくろ石による影響も大きい 206 cm^{-1} のバンド (Enami, 2012) の値が残留圧力の計算結果に最も影響を与えていると考えられる。

誤差について調べたところ、ラマンシフトの差とその標準偏差の間に相関は見られず (図 10a、表 3)、静水圧条件での式を用いた手法とその標準偏差の間にも相関は見られないことがわかった (図 10b、表 5)。一方で、歪みを用いた手法の場合は残留圧力が小さいほどその標準偏差 ($0.022\text{--}0.253\text{ GPa}$) が大きくなる傾向にあることがわかったため (図 10c、表 4, 5)、より高圧な条件を経たサンプルの方がより高精度の分析ができると予想される。

捕獲時の圧力を計算したところ、捕獲時の圧力は $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ で $5.22\text{--}9.33\text{ kbar}$ となり、その最高圧力は $600\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ で $9.33\text{--}10.14\text{ kbar}$ となった (図 8a, 11、表 6)。なお、ざくろ石の弾性係数はそれぞれのざくろ石の組成の平均値に基づき、4 種の端成分が理想混合していると仮定して求めた。それぞれのざくろ石の組成は $\text{Alm}_{68.4}\text{Prp}_{10.9}\text{Grs}_{5.4}\text{Sps}_{15.3}$ (NDH1-3D)、 $\text{Alm}_{65.7}\text{Prp}_{10.7}\text{Grs}_{5.4}\text{Sps}_{18.1}$ (NDH3-3A)、 $\text{Alm}_{68.5}\text{Prp}_{10.0}\text{Grs}_{3.0}\text{Sps}_{18.5}$ (NDH3-3A) である。サンプル NDH1-3D (図 11a) およびサンプル NDH3-3A (図 11b) はざくろ石のコアに存在する粒子の方が高圧条件を示す傾向が見られるが、サンプル NDH3-5A はざくろ石に累帯構造が見られず、全体的に低圧条件を示すことがわかった (図 11c)。以上の結果と相平衡モデリングや地質温度圧力計の結果を組み合わせることで、鉱物組織と調和的な変成温度圧力経路が推定された (Yoneguchi et al., 2021)。

一方でざくろ石の弾性係数を鉄端成分の値として計算した場合、600 °C で 0.13–0.17 kbar 大きい値 (5.35–9.49 kbar) をとり、組成の違いによる差異は誤差範囲に収まることがわかった (表 6)。そこで、鉄端成分の値を用いて 600 °C における捕獲時の圧力をその他の手法と比較した。まず、ざくろ石の状態方程式として Holland and Powell (1998)、石英の状態方程式として Plymate and Stout (1989)、弾性モデルとして Guiraud and Powell (2006) の式を使用する Kouketsu et al. (2014) の手法で計算したところ、5.26–10.53 kbar となった (表 6)。また、Holland and Powell (2011) の状態方程式と Guiraud and Powell (2006) の弾性モデルを基に簡略化した Kohn (2014) の経験式を用いて計算したところ、6.06–10.57 kbar となった (表 6)。そしてどちらの手法で計算した捕獲時の圧力も、残留圧力が高くなるほど本研究で用いた手法よりも高くなることがわかった (図 12)。

さらに、中国のタリムクラトン南東部の Altyn Tagh 造山帯の青色片岩 (19LQ03-10) 中の石英 2 粒子および石英片岩 (19LQ03-4) 中の石英 23 粒子にも適用した。誤差を考慮するため、1 粒子に対して 2 回分析し、その前後にスタンダードを分析した。また、捕獲時の圧力の計算には、それぞれのざくろ石のリムの組成の平均値に基づき、4 種の端成分が理想混合していると仮定して求めた弾性係数を使用した。ざくろ石の組成は $\text{Alm}_{64.7}\text{Prp}_{7.9}\text{Grs}_{26.3}\text{Sp}_{1.0}$ (19LQ03-10) および $\text{Alm}_{65.3}\text{Prp}_{7.2}\text{Grs}_{27.0}\text{Sp}_{0.5}$ (19LQ03-4) である。残留圧力は青色片岩が 0.792–0.845 GPa、石英片岩が 0.572–0.801 GPa となり、捕獲時の圧力は青色片岩が 525 °C で 17.93–18.89 kbar および 550 °C で 18.19–19.15 kbar、石英片岩が 525 °C で 13.99–18.10 kbar および 550 °C で 14.28–18.37 kbar となった (図 13, 14, 表 7)。残留圧力は西堂平変成岩の泥質片岩と同様に、歪みを用いた手法もしくは Morana et al. (2020) の 206 cm^{-1} のバンドの式を用いて計算した値が最も高圧となった (図 14a,b)。そして歪みを用いた手法では、 $464\text{ (465)}\text{ cm}^{-1}$ および $127\text{ (128)}\text{ cm}^{-1}$ の 2 バンドを用いて計算した時のみ残留圧力が低くなった (図 14c)。以上のように、低温高圧型の変成岩に対してもラマン分光計を用いた圧力計を適用することができた。

4.5. リュツォ・ホルム岩体のサンプルへの適用

続いてリュツォ・ホルム岩体のサンプルに適用を試みた。おおよその傾向をつかむため、取得

時間を1秒として1粒子1点ずつ分析を行った。また、フィッティングを行わず、分析時に示された値を用いて解析を行った。残留圧力は 464 cm^{-1} のバンドのみを用いる Ashley et al. (2014) の式で計算し、ざくろ石の弾性係数は鉄端成分のみの値を用いた。まず Tsunogae et al. (2016) によって用いられたスカレビークスハルセンに産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト（サンプル Ts10122506）と、Takahashi et al. (2018b) によって用いられたルンドボークスヘッタで見られる泥質グラニュライト（サンプル Ts11011802B）および苦鉄質グラニュライト（サンプル Ts11011802E）と、その境界部に見られるざくろ石に富む層（サンプル Ts11011802A1 および Ts11011802A2）に本手法を適用した。その結果、残留圧力は、 $-0.469\text{--}0.415 \text{ GPa}$ (Ts10122506, N=5)、 $-0.463\text{--}0.417 \text{ GPa}$ (Ts11011802A1, N=11)、 $-0.451\text{--}0.435 \text{ GPa}$ (Ts11011802A2, N=4)、 $-0.471\text{--}0.440 \text{ GPa}$ (Ts11011802B, N=6)、 $-0.481\text{--}0.439 \text{ GPa}$ (Ts11011802E, N=2) となった（表 8）。以上のように低い残留圧力が得られたが、スカレビークスハルセンとルンドボークスヘッタではほぼ同じ値が得られた。なお、これらの地域のピーク圧力条件は明らかになっていないが、スカレビークスハルセン地域は $10\text{--}12 \text{ kbar}$ (Kawakami and Hokada, 2010) または $\sim 10 \text{ kbar}$ (Mizuochi et al., 2010)、ルンドボークスヘッタ地域は $17\text{--}18 \text{ kbar}$ (Kawasaki et al., 2011) または $\sim 12 \text{ kbar}$ (Hiroi et al., 2019) と推測されている。

このような低圧の結果となった理由として、石英の $\alpha\text{--}\beta$ 相転移、ざくろ石の粘性緩和 (Zhong et al., 2020; Moulas et al., 2020)、粒界拡散 (Cesare et al., 2021) の3点が考えられ、それぞれ β 石英になる際の膨張によってホストにクラックが生じて圧力が解放された可能性、ざくろ石の粘性流動により圧力が解放された可能性、ホスト-包有物システムの界面自由エネルギーを最小化するために捕獲後に包有物の形状が変化した可能性がある。ざくろ石中の包有物はざくろ石の負結晶の形をしている場合が多いため（図 15a）、粒界拡散によって圧力が解放されたと考えられる。この場合、温度が下がることによって形状変更が終了したときの温度圧力条件を反映しており、形状の変更は $600 \text{ }^\circ\text{C}$ 以下で終了すると推定されている (Cesare et al., 2021)。 $600 \text{ }^\circ\text{C}$ における捕獲時の圧力は、 $1.96\text{--}2.34 \text{ kbar}$ (Ts10122506)、 $2.01\text{--}2.33 \text{ kbar}$ (Ts11011802A1)、 $2.09\text{--}2.20 \text{ kbar}$ (Ts11011802A2)、 $1.95\text{--}2.17 \text{ kbar}$ (Ts11011802B)、 $1.89\text{--}2.17 \text{ kbar}$ (Ts11011802E) となり（図 15b, 16、表 8）、 $600 \text{ }^\circ\text{C}$ で 2 kbar 程度という後退変成作用の条件が得られた。一方でピーク圧力条件を推定することはできなかったため、グラニュライト相の岩石にピーク圧力条件を求める目的でラマン分光計を用いた圧力計を適

用することはできないとわかった。

そこで次に、岩体東部の低変成度の地域であるかすみ岩に産するざくろ石を含む花崗岩質片麻岩 (Ts11020701D) に本手法の適用を試みた (図 17a-f)。その結果、残留圧力は-0.253–0.184 GPa (N=23) となり (表 8)、上記 2 地域よりも高压条件となった。捕獲時の圧力は 750 °C で 7.59–8.07 kbar となり、 α 石英の安定領域であるが比較的低い圧力条件となった (図 17g)。分析した石英粒子が粒界拡散の影響を受けている可能性はあるものの、比較的低温であるためその影響は小さかったと推定され、捕獲時の圧力を保持していると考えられる。一方で、ざくろ石が原岩の火成作用起源の可能性もあるため、変成作用時の圧力が得られたとは必ずしもいえない。なお、Baba et al. (2020) は、かすみ岩より東に位置するあけぼの岩の S 字型のざくろ石を含む角閃岩からピーク変成条件として $\sim 8.0 \pm 0.3$ kbar および 650–700 °C を報告した。一方で自形のざくろ石を含む角閃岩からは 600 °C で ~ 6.4 kbar を得た。さらに Baba et al. (2022) は、あけぼの岩のざくろ石–黒雲母片麻岩から ~ 8.0 –8.5 kbar および ~ 630 –670 °C を得た。これらの圧力は、本研究で得られた圧力と調和的であるが、少し高压である。あけぼの岩の変成年代は 972–904 Ma (ジルコン) および 977–917 Ma (モナズ石) であり (Baba et al., 2022)、岩体全体から報告のある約 550 Ma とは異なる。しかし、かすみ岩の変成年代の報告はないため、あけぼの岩と同時期の変成作用であるかは不明である。したがって、より低圧の変成作用が約 550 Ma に生じた可能性と、約 950 Ma のピークから後退変成作用時に片麻岩の原岩である花崗岩質岩が貫入した可能性がある。このように、グラニュライト相まで、あるいは β 石英の安定領域まで達していない岩石にはラマン分光計を用いた圧力計を適用できることがわかり、リュツォ・ホルム岩体の岩石に初めて適用することができた。かすみ岩を含む岩体東部は角閃岩相の変成作用を受けたことが示唆されているが (例えば Hiroi et al., 1991; Tsunogae et al., 2015)、圧力条件についての研究は乏しいため、岩体東部の変成作用およびテクトニクスを明らかにする上で重要なデータが得られたといえる。

第5章 変成作用・交代作用・火成作用の年代の推定

5.1. はじめに

モナズ石やジルコンを用いた年代測定により、リュツォ・ホルム岩体南部の変成年代として2つの集団があることが明らかとなっている。モナズ石からは 650–580 Ma と 560–500 Ma という年代が報告されており、スカーレン地域ではざくろ石の存在しないピーク変成作用以前の年代とピーク変成作用の年代 (Hokada and Motoyoshi, 2006)、スカレビークスハルセン地域では複変成作用の年代 (Kawakami et al., 2016) であると解釈されている。さらにスカレビークスハルセン地域では、ジルコンからも同様の年代が報告されている (Kawakami et al., 2016)。また、ベスレックナウセン地域のジルコンから 591 Ma と 548 Ma という年代が報告されており、前者はジルコンの溶解と再成長の年代、後者はメルトの結晶化あるいは流体活動によるジルコンの成長の年代であると解釈されている (Tsunogae et al., 2014)。さらに、アウストホブデ地域のジルコンからも 605 Ma と 551 Ma という年代が得られており、それぞれ累進もしくはピーク変成作用時のメルトの結晶化によるジルコンの成長の年代と、後退変成作用時の流体活動によるジルコンの成長の年代であると解釈されている (Takahashi et al., 2018a)。一方で、岩体東部の日の出岬からは 970–960 Ma (Dunkley et al., 2014)、あけぼの岩からは 972–904 Ma (ジルコン) および 977–917 Ma (モナズ石) (Baba et al., 2022) という変成年代が報告されている。

このように、リュツォ・ホルム岩体から得られたそれぞれの年代がどのような変成イベントに対応するのかという解釈には未だ議論があり、流体活動やその結果としての交代作用の年代については報告されていない。そこで本研究では、岩石に記録された年代を変成作用や交代作用のような熱イベントと関連付けることを目的として年代分析を行った。特に、変成作用や流体の影響で形成されることの多いモナズ石を対象とし、EPMA を用いて分析した。そして得られた年代をモナズ石の化学組成や岩石組織の観察結果、ジルコニウム–ルチル温度計やジルコン LA-ICP-MS 年代測定の結果と組み合わせることで、年代が示す地質学的な意義について詳細に検討した。

EPMA を用いた化学的 Th–U–Pb 年代測定は、小さいビーム径で分析できるため高空間分解能

であり、その場分析が可能である。そのため、鉱物組織と年代を関連付けることで、変成岩体の熱履歴を明らかにするために用いられてきた。Suzuki and Adachi (1991, 1994) は、アイソクロンを作成することによる回帰に基づいた手法（CHIME 法：chemical Th-U-total Pb isochron method）を提案した。この手法は単一の年代を示す領域や粒子が同一の初期鉛を保持するという仮定の下で、以下の式を用いて計算される。

$$Total\ n_{Pb} = n_{Pb,initial} + n_{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + n_U \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} + 137.88e^{\lambda_{238}t}}{138.88} - 1 \right)$$

ここで n は物質質量、 λ は崩壊定数（ $\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11}/y$ 、 $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10}/y$ 、 $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}/y$ ；Steiger and Jäger, 1977）、 t は時間（y）である。この手法の欠点は、妥当なアイソクロンを得るために、同一の年代で異なった ThO_2 および PbO 含有量を示す多くの分析点が必要であることである。一方で Montel et al. (1996) は初期鉛が無視できるとして以下の式を提案した。

$$Pb = \frac{Th}{232} [e^{\lambda_{232}t} - 1]208 + \frac{U}{238.04} 0.9928 \times [e^{\lambda_{238}t} - 1]206 + \frac{U}{238.04} 0.0072 \times [e^{\lambda_{235}t} - 1]207$$

ここで Pb 、 U 、 Th はそれぞれの元素の濃度（ppm）である。この式を用いた手法では、単一の分析点から年代およびその誤差を得ることができる。

5.2. 年代誤差の推定方法

CHIME 法では、York (1966) に基づいた直線フィッティングの誤差が年代誤差として用いられる一方で、単一の分析点を用いる手法では、繰り返し測定の標準誤差（例えば Bell and Welch, 2002; Williams and Jercinovic, 2002）や、EPMA 分析に関するポアソン統計の誤差伝播といった手法が用いられてきた。しかし、年代（ t ）を直接求めることができないため、誤差伝播を用いて分析誤差から直接、正確に年代誤差を推定することはできない。そのため、多くは未公開の手法によって年代誤差が求められてきた（例えば Montel et al., 1996）。一方で、二項テイラー展開（例えば Williams et al., 1999; Williams and Jercinovic, 2002）、二次テイラー-マクローリン展開（例えば Vlach, 2010）、モンテカルロシミュレーション（例えば Lisowiec, 2006; Vlach, 2010）、一次マクローリン展開に適用される補正関数のための複数の多項式回帰と数理計画法（Săbău, 2012）といったいくつかの手法も Montel

et al. (1996) の式に対して適用されてきた。一方で、Hokada and Motoyoshi (2006) は以下の簡略化した式とその誤差伝播により年代誤差を推定した。

$$T \text{ (Ma)} = \frac{n_{Pb}}{n_U + 0.36n_{Th}} \times 7600$$

Age error (Ma)

$$= \left\{ \left[-\left(\frac{w_{PbO}}{M_{PbO}} \right) / \left(\frac{w_{UO_2}}{M_{UO_2}} + 0.36 \times \frac{w_{ThO_2}}{M_{ThO_2}} \right)^2 \right] \right. \\ \left. + \left[-\left(\frac{w_{PbO}}{M_{PbO}} / 0.36 \right) / \left(\frac{w_{UO_2}}{M_{UO_2}} / 0.36 + \frac{w_{ThO_2}}{M_{ThO_2}} \right)^2 \right] + \left[1 / \left(\frac{w_{UO_2}}{M_{UO_2}} + 0.36 \times \frac{w_{ThO_2}}{M_{ThO_2}} \right)^2 \right] \right\}^{1/2}$$

ここで w は酸化物の濃度 (wt.%)、 M は酸化物の分子量である。また、彼らは CHIME 法で用いられる式の初期鉛が無視できると仮定して年代を計算した。本研究では、リュツォ・ホルム岩体に産する岩石の研究である Hokada and Motoyoshi (2006) や Kawakami et al. (2016) の結果と比較するため、同様の年代計算手法を採用した。しかし、Hokada and Motoyoshi (2006) の偏導関数に誤りがあることがわかった。そこでより正確な計算をするために、CHIME 法の式の一次近似および二次近似を行い、近似式の誤差伝播で年代誤差を求めるようにした。モナズ石における初期鉛の存在量は、一般的に放射壊変起源の鉛に比べて非常に少ないため (例えば Parrish, 1990; Montel et al., 1996; Jercinovic and Williams, 2005)、本研究では初期鉛が無視できると仮定する。この場合、CHIME 法で用いられた式は以下のように書き換えることができる (Hokada and Motoyoshi, 2006)。

$$\frac{w_{PbO}}{M_{PbO}} = \frac{w_{ThO_2}}{M_{ThO_2}} (e^{\lambda_{232}t} - 1) + \frac{w_{UO_2}}{M_{UO_2}} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} + 137.88e^{\lambda_{238}t}}{138.88} - 1 \right)$$

ここで ThO_2 と UO_2 の分子量はそれぞれ 264 と 270 であり、 PbO の分子量はモナズ石などの Th に富む鉱物では 224、ジルコンなどの U に富む鉱物では 222 である (Suzuki and Adachi, 1991, 1994)。また、マクローリン展開により、 $e^{\lambda t}$ は以下のように書くことができる。

$$e^{\lambda t} = 1 + \lambda t + \frac{(\lambda t)^2}{2!} + \frac{(\lambda t)^3}{3!} + \dots$$

したがって、一次近似を用いると以下のように書き換えることができる。

$$t_1 \approx \frac{n_{Pb}}{n_{Th}A + n_U B}$$

ここで A と B は以下のように定義される。

$$A \equiv \lambda_{232}$$

$$B \equiv \frac{\lambda_{235} + 137.88\lambda_{238}}{138.88}$$

同様に、二次近似を用いると以下のように書き換えることができる。

$$t_2 \approx \frac{-b + \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$$

ここで a 、 b 、 c は以下のように定義される。

$$a \equiv n_{Th} \frac{(\lambda_{232})^2}{2} + n_U \frac{(\lambda_{235})^2 + 137.88(\lambda_{238})^2}{2 \times 138.88}$$

$$b \equiv n_{Th}\lambda_{232} + n_U \frac{\lambda_{235} + 137.88\lambda_{238}}{138.88}$$

$$c \equiv -n_{Pb}$$

そして全ての共分散がゼロであると仮定すると、年代誤差 (σt) は誤差伝播に基づいて以下のよう
に計算することができる。

$$\sigma t = \sqrt{\left(\frac{\partial t}{\partial w_{ThO_2}}\right)^2 (\sigma w_{ThO_2})^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial w_{UO_2}}\right)^2 (\sigma w_{UO_2})^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial w_{PbO}}\right)^2 (\sigma w_{PbO})^2}$$

ここで σw は酸化物の濃度の分析誤差である。まず一次近似を用いた場合、それぞれの偏導関数は以下
のように計算することができる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial t_1}{\partial w_{ThO_2}} &\approx -\frac{n_{Pb}A}{M_{ThO_2}(n_{Th}A + n_UB)^2} \\ \frac{\partial t_1}{\partial w_{UO_2}} &\approx -\frac{n_{Pb}B}{M_{UO_2}(n_{Th}A + n_UB)^2} \\ \frac{\partial t_1}{\partial w_{PbO}} &\approx \frac{1}{M_{PbO}(n_{Th}A + n_UB)} \end{aligned}$$

次に二次近似を用いた場合、それぞれの偏導関数は以下のように計算することができる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial t_2}{\partial w_{ThO_2}} &\approx \left[-\frac{b_1}{M_{ThO_2}} + \frac{1}{2\sqrt{Y}} \left(\frac{2bb_1 - 4a_1c}{M_{ThO_2}} \right) \right] / Z + (X + \sqrt{Y}) \left(-\frac{2a_1}{Z^2 M_{ThO_2}} \right) \\ \frac{\partial t_2}{\partial w_{UO_2}} &\approx \left[-\frac{b_2}{M_{UO_2}} + \frac{1}{2\sqrt{Y}} \left(\frac{2bb_2 - 4a_2c}{M_{UO_2}} \right) \right] / Z + (X + \sqrt{Y}) \left(-\frac{2a_2}{Z^2 M_{UO_2}} \right) \\ \frac{\partial t_2}{\partial w_{PbO}} &\approx \frac{4a}{2\sqrt{Y}M_{PbO}} / Z \end{aligned}$$

ここで X 、 Y 、 Z 、 a_1 、 a_2 、 b_1 、 b_2 は以下のように定義される。

$$X \equiv -b$$

$$Y \equiv b^2 - 4ac$$

$$Z \equiv 2a$$

$$a_1 \equiv \frac{(\lambda_{232})^2}{2}$$

$$a_2 \equiv \frac{(\lambda_{235})^2 + 137.88(\lambda_{238})^2}{2 \times 138.88}$$

$$b_1 \equiv \lambda_{232}$$

$$b_2 \equiv \frac{\lambda_{235} + 137.88\lambda_{238}}{138.88}$$

5.3. 分析誤差の計算方法

本研究では、試料分析における X 線計数統計のみを用いて酸化物の濃度の分析誤差を計算する。なお、先行研究では標準試料分析の誤差も使用されている（例えば Pyle et al., 2005; Lisowiec, 2006; Vlach, 2010）。まず、パルス数の分散はポアソン分布に従うため、正味の強度 (I_{net}) の分析誤差（標準偏差）である σI_{net} は以下のように表される。

$$\sigma I_{net} = \sqrt{\frac{I_{peak}}{t_{peak}} + \left(\frac{\bar{L}_{PBH}}{\bar{L}_{PBH} + \bar{L}_{PBL}}\right)^2 \frac{I_{PBL}}{t_{PBL}} + \left(\frac{\bar{L}_{PBL}}{\bar{L}_{PBH} + \bar{L}_{PBL}}\right)^2 \frac{I_{PBH}}{t_{PBH}}}$$

ここで t は分析時間 (s)、 I は強度 (cps)、 \bar{L} はピーク位置からバックグラウンド位置までの距離 (mm) であり、 $peak$ 、 PBH 、 PBL はそれぞれピーク位置、高角バックグラウンド位置、低角バックグラウンド位置を表す。したがって、相対誤差 (εI_{net}) は以下のように計算することができる。

$$\varepsilon I_{net} = \frac{\sigma I_{net}}{I_{net}}$$

5.4. 年代誤差のサンプルへの適用

本研究では、Kadowaki and Tsunogae (2020) で測定されたデータを用いて年代とその誤差を計算した。加重平均年代および MSWD 値は Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012) を用いて計算した。また、比較のために CHIME 年代を Kato et al. (1999) のソフトウェアを用いて再計算した。

はじめに、年代値のわかっている (555.1±8.1 Ma; Kadowaki et al., 2018)、南インドのトリバンドラム岩体のコンダライト (サンプル KP5H) 中のモナズ石のデータを解析したところ、得られた年代は一次近似を用いると 535.8±8.1 Ma (MSWD=2.7)、二次近似を用いると 535.8±8.1 Ma (MSWD=2.9) となった (N=9)。この年代は 544±17 Ma (MSWD=2.8) の CHIME 年代と矛盾しない。一方で、ジンバブエのリンポポ岩体の泥質グラニュライト (サンプル C25A および C54D) 中のモナズ石の結果は、一次近似を用いると 1977.8±9.4 Ma (MSWD=21)、二次近似を用いると 1979.2±9.5 Ma (MSWD=28) となった (N=76)。この年代は 1928±19 Ma (MSWD=20) の CHIME 年代よりもわずかに古い、大きくは矛盾しない。この年代の差異は、得られた鉛の含有量がトリウムおよびウランの含有量に対して過剰であったために生じたと考えられる。その原因として、分析条件に問題があったために実際よりも鉛を多く、もしくはウランやトリウムを少なく分析したことや、計算上は無視した初期鉛が実際にはモナズ石にある程度含まれていたことが推定される。

偏導関数に誤りのある Hokada and Motoyoshi (2006) の手法でも年代誤差を計算したところ、それぞれの分析点について大きな年代誤差が得られ、その結果として加重平均年代の MSWD 値は低い値となった。得られた年代およびその誤差は、サンプル KP5H が 536±25 Ma (MSWD=0.070)、サンプル C25A および C54D が 1975.8±8.1 Ma (MSWD=1.1) である。なお、サンプル KP5H の加重平均年代が大きな誤差となった要因は、分析数が少ないことであると考えられる。以下の修正した偏導関数を適用したところ、サンプル KP5H は 535.9±8.1 Ma (MSWD=2.4)、サンプル C25A および C54D は 1977.1±9.3 Ma (MSWD=19) という調和的な結果が得られた。

$$\frac{\partial T}{\partial w_{ThO_2}} = -\frac{0.36n_{pb} \times 7600}{M_{ThO_2}(0.36n_{Th} + n_U)^2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial w_{UO_2}} = -\frac{n_{pb} \times 7600}{M_{UO_2}(0.36n_{Th} + n_U)^2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial w_{PbO}} = \frac{7600}{M_{PbO}(0.36n_{Th} + n_U)}$$

また、Săbău (2012) によるスプレッドシートで計算した年代とその誤差は、サンプル KP5H が 536.1±8.3 Ma (MSWD=2.6)、サンプル C25A および C54D が 1985±11 Ma (MSWD=18) となり、類似した結果となった。

以上のように一次近似と二次近似を用いた結果は非常に近い値となったため、特に若いモナズ

石の年代誤差の計算においてはマクローリン展開の高次項を無視できるといえる。したがって、二次近似の方がより正確な年代誤差を与えるはずではあるが、一次近似、二次近似ともに EPMA を用いたモナズ石の年代測定に適用可能であるといえる。この年代誤差の計算手法は、小さいもしくは均質なモナズ石からアイソクロンを作成せずに年代を得る際に有利である。そこで以降では、以上の手法を採用し、二次近似を用いて年代誤差を計算する。

5.5. リュツォ・ホルム岩体ルンドボークスヘッタ地域における交代作用

本研究では、Takahashi et al. (2018b) によって報告されているリュツォ・ホルム岩体南部のルンドボークスヘッタ地域北部における交代作用に関連する岩石に着目した。

5.5.1. ルンドボークスヘッタ地域の地質

リュツォ・ホルム岩体南西部のルンドボークスヘッタ (S69°54'–55', E39°00'–04') は岩体の最高変成度の地域に位置し、変成温度圧力条件について数多くの研究が行われている露岩の一つである (例えば Motoyoshi et al., 1985, 1986; Motoyoshi and Ishikawa, 1997; Kawasaki et al., 1993, 2011; Fraser et al., 2000; Yoshimura et al., 2008)。支配的な岩相はチャノッカイト、泥質グラニュライト、苦鉄質から超苦鉄質グラニュライト、貫入したペグマタイトである (Motoyoshi et al., 1986)。チャノッカイトは特に露岩の中部および南部で最も支配的な岩相であり、泥質グラニュライトは北部と中部に見られる。苦鉄質および超苦鉄質グラニュライトは、チャノッカイトや泥質グラニュライト中のブーディンとして存在する。岩石は東南東–西北西から東–西の面構造を持ち、大半は南傾斜であるが、北傾斜のこともある。特に北部は強い面構造が発達しており、“微小大陸しらせ”と縫合帯の境界に相当するとされている (Takahashi et al., 2018a,b)。泥質グラニュライトからはスピネル+石英 (Motoyoshi et al., 1985; Kawasaki et al., 2011)、直方輝石+珪線石+石英 (Kawasaki et al., 1993; Motoyoshi and Ishikawa, 1997; Fraser et al., 2000)、サフィリン+石英 (Yoshimura et al., 2008)、大隅石を含む組み合わせ (Kawasaki et al., 2011) といった超高温変成作用に特徴的な鉱物組み合わせが報

告されている。変成温度条件は泥質グラニュライトへの地質温度計の適用結果や鉱物の安定領域に基づき、 $>900\text{ }^{\circ}\text{C}$ と推定されている (Kawasaki et al., 1993; Motoyoshi and Ishikawa, 1997)。Yoshimura et al. (2008) は、ざくろ石-珪線石-直方輝石グラニュライト中のざくろ石斑状変晶中のサフィリン+石英の包有物の存在に加えて、三成分長石地質温度計および直方輝石中の Al 含有量に基づく地質温度計の適用結果から、ピーク変成条件を $1000\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$ と推測した。Kawasaki et al. (2011) は大隅石やサフィリン+石英を含むグラニュライトを研究し、 $13\text{--}15\text{ kbar}$ で $1040\text{ }^{\circ}\text{C}$ のピーク変成条件、および時計回りの温度圧力経路に沿って続いた 8 kbar で $940\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 6.1 kbar で $830\text{ }^{\circ}\text{C}$ の後退変成条件を推定した。

露岩北部には交代作用の結果として、泥質グラニュライトと苦鉄質グラニュライトの境界部にざくろ石に富む層が見られる (図 18)。Takahashi et al. (2018b) は、ざくろ石に富む層に塩素に富む黒雲母 ($\text{Cl}=0.22\text{--}0.60\text{ wt.}\%$) と燐灰石 ($\text{Cl}=1.26\text{--}2.34\text{ wt.}\%$)、 $7.0\text{--}10.9\text{ wt.}\%$ NaCl_{eq} の H_2O 包有物が存在することから、塩水が浸透することで交代作用が生じたことを示した。また、横軸の両端に泥質グラニュライトと苦鉄質グラニュライトの全岩化学組成を入力した $T\text{-}X_{\text{bulk}}$ シュードセクションから、ピーク変成作用時もしくはその少し後である $850\text{--}860\text{ }^{\circ}\text{C}$ で交代作用が生じたと推定した。さらに彼らは、流体が Gondwana 大陸集合時の主要な縫合帯の形成に関連した外部源に由来した可能性を示した。

5.5.2. モナズ石の年代測定

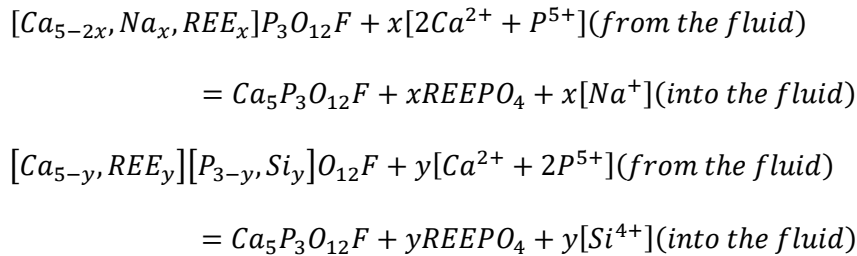
モナズ石の年代測定は、筑波大学研究基盤総合センター分析部門の日本電子 JXA-8530F を用い、加速電圧 20 kV 、ビーム電流 50 nA 、ビーム径 $3.0\text{ }\mu\text{m}$ という条件で行った。標準試料はトリウムのみビーム電流 50 nA で分析し、それ以外の元素はビーム電流 10 nA で分析した。まず、反射電子像の撮影と半定量的な分析によりモナズ石の同定を行い、構造を明らかにするために面分析を行った。面分析の分析条件は加速電圧 20 kV 、ビーム電流 50 nA である。主に Kadowaki and Tsunogae (2020) の分析手法に準拠して 12 元素の分析を行ったが、EPMA の 1 チャンネルの故障のため、Pb を 4 チャンネル、希土類元素 (La, Ce, Pr, Nd, Sm) を 3 チャンネルで分析した。また、Pb につ

いては $M\alpha$ 線ではなく $M\beta$ 線を用い、Pr、Nd、Sm については $L\beta$ 線ではなく $L\alpha$ 線を用いた。加えて、分析時間短縮のためにそれぞれの元素の分析時間を変更した。分析した元素とそれぞれのピークの分析時間は、 $PK\alpha$ 線：10 秒、 $SiK\alpha$ 線：20 秒、 $LaL\alpha$ 線：20 秒、 $CeL\alpha$ 線：20 秒、 $PrL\alpha$ 線：20 秒、 $NdL\alpha$ 線：20 秒、 $SmL\alpha$ 線：20 秒、 $PbM\beta$ 線：150 秒、 $ThM\alpha$ 線：50 秒、 $UM\beta$ 線：150 秒、 $CaK\alpha$ 線：10 秒、 $YL\alpha$ 線：10 秒であり、バックグラウンドの分析時間は高角と低角それぞれピークの半分の時間である。トリウムの標準試料として、Kadowaki and Tsunogae (2020) による南インドトリバンドラム岩体からのコンダライト (サンプル KP5H) 中のトリウムに富むモナズ石 ($ThO_2=26.98$ wt.%) を使用した。その他の標準試料として、天然の鉱物 (方鉛鉱：Pb、珪灰石：Ca および Si) および合成物質 (金属 U、 LaP_5O_{14} ：La、 CeP_5O_{14} ：Ce および P、 PrP_5O_{14} ：Pr、 NdP_5O_{14} ：Nd、 SmP_5O_{14} ：Sm、 YP_5O_{14} ：Y) を使用した。

まず、ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の分析を行った。薄片中にはモナズ石が 19 粒子存在し、その内の 4 粒子は苦鉄質グラニュライトの部分に燐灰石とともに存在する (図 19)。モナズ石の産状に基づいて分類を行うと、マトリックス粒子、ざくろ石中の包有物、チタン鉄鉱中の包有物の 3 種類に区分することができ、それぞれ 3 粒子、2 粒子、1 粒子を分析した (図 20, 21、表 9)。なお、特にトリウム含有量が少ないものは非常に古い年代を示すことがあり、後述する測定上の問題によると考えられるため、本研究では ThO_2 が 5 wt.%未満の分析点を除外した。分析の結果、マトリックスのモナズ石は 619–513 Ma という幅広い年代を示し、その加重平均年代は 550 ± 12 Ma ($N=22$ 、 $MSWD=2.6$) となった (図 22a,b)。Th の面分析では、リムもしくはその内側のマントルにトリウムに富む部分が存在することがわかり、リムの最外殻部はトリウムに乏しい (図 23a–c)。この最外殻部は、深さ方向に薄いためにトリウム濃度が低く見えている部分であると推定される。ざくろ石およびチタン鉄鉱中の包有物は、マトリックス粒子と同様にマントルにトリウムに富む部分が存在する粒子があり、トリウムに乏しいリムを持つものもある (図 23d–f)。2 つの年代ピークが見られ、それぞれ 652 ± 24 Ma ($N=7$ 、 $MSWD=0.27$) と 567 ± 17 Ma ($N=7$ 、 $MSWD=0.94$) である (図 22c–e)。したがって、2 度のイベントによってモナズ石が成長したことを示唆する。次に年代と元素含有量の関係を調べると、若い年代を示すデータは ThO_2 が多いものに限られることがわかった (図 24a)。これはマントルやリムのトリウムに富む部分に相当し、550 Ma 頃にトリウムに富むモ

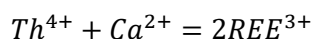
ナズ石の再成長が生じたことがわかる。一方で、イットリウム含有量は古い包有物（約 650 Ma）と若い包有物（約 570 Ma）ともに少ないが、その中間の年代である 650–600 Ma 頃を示すマトリックス粒子にイットリウムに富むものがあることがわかる（図 24b）。さらにウラン含有量は若いマトリックス粒子の方が多傾向にあるが、包有物が多いものと少ないものがある（図 24c）。

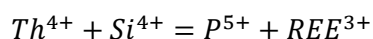
次に苦鉄質グラニューライト（サンプル Ts11011802E）の分析を行った。本サンプルにはマトリックスおよび粒界の小さな粒子や、燐灰石中の小さな包有物および燐灰石のリムとしてモナズ石が存在する（図 25）。特に燐灰石と関連することが多いという産状から、モナズ石は以下の式のように、塩水の浸透によってカルシウムおよびリンが供給され、燐灰石中の希土類元素が消費されることで成長したと考えられる（例えば Harlov and Förster, 2002b; Harlov et al., 2005）。



一方で、燐灰石は塩素含有量が 0.20–0.28 wt.%、フッ素含有量が 2.98–3.64 wt.%であり（Takahashi et al., 2018b）、F/(F+Cl+OH) は 0.81–0.96、Cl/(F+Cl+OH) は 0.03–0.04 である。ざくろ石に富む層の燐灰石（1.26–1.99 wt.% : Ts11011802A1 および 1.34–2.34 wt.% : Ts11011802A2 ; Takahashi et al., 2018b）よりも塩素含有量が少なく、粒子内に組成の違いは見られないため、変成作用時の組成を維持していると考えられる。また、細粒でトリウムに非常に乏しいモナズ石が多いため、分析可能な粒子が少ない（図 25, 26、多くは ThO₂ が 0.5 wt.%未満）。3 粒子分析したところ、ざくろ石に富む層よりも若い 534±22 Ma（N=5、MSWD=0.78）という年代が得られた（図 27、表 10）。これは交代作用の年代であるといえる。

モナズ石は若干のケララ石（CaTh(PO₄)₂）およびハットン石（ThSiO₄）成分を含み（図 28a）、セリウムモナズ石に分類される（図 28b）。そしてトリウム+ウラン+鉛値がカルシウム+ケイ素値と相関することからも（図 29a）、以下のようにモナズ石がケララ石およびハットン石と固溶体を形成していることがわかる（例えば Spear and Pyle, 2002）。





また、苦鉄質グラニュライトのモナズ石の方がカルシウムに乏しい一方で、同じトリウム+ウラン+鉛値をもつざくろ石に富む層のモナズ石と比較してケイ素が多いことがわかる (図 28a, 29b,c)。これは苦鉄質グラニュライト中の燐灰石と塩水が反応することによりモナズ石が形成される際に、塩水に含まれるカルシウムが燐灰石の形成に用いられる一方で燐灰石中のケイ素が塩水に放出され、その一部がモナズ石の成長に用いられたためであると考えられる。次にコンドライトで規格化した軽希土類元素とイットリウムのパターンを作成したところ、ざくろ石に富む層のモナズ石は特にイットリウムに関して異なるパターンを示した (図 30a)。一方で苦鉄質グラニュライトのモナズ石は全て似たパターンを示すため (図 30b)、同時期に同じ環境下で成長したことを示す。以上より、苦鉄質グラニュライトのモナズ石が流体の浸透によって成長したことが示唆される。

特にざくろ石に富む層の累帯構造を示すモナズ石 (図 31) は軽希土類元素とイットリウムのパターンによって 3 領域に分けることができるが (図 32a)、リムの 2 領域の年代値に差はない (図 32b,c)。そこで今後は、古く、イットリウムを多く含み、トリウムに乏しいコアと、若く、イットリウムに乏しく、トリウムに富むリムに分けて考察する。このモナズ石は、コアの形状から溶解したことが示唆され、リムはセクター累帯構造を示すように見える (図 20f, 23c, 31)。コアの加重平均年代は 592 ± 38 Ma (N=5, MSWD=1.9) であり (図 33a)、包有物の古い年代 (652 ± 24 Ma) に近いが、少し若い傾向にある。特に若い年代を示す領域はイットリウム含有量が少なく、変成作用あるいは交代作用でリセットされたものであると考えられる。そこで古い年代を示す 3 点のデータのみで計算すると 613 ± 26 Ma (N=3, MSWD=0.21) となる (図 33b)。次に、リムの加重平均年代は 537 ± 13 Ma (N=9, MSWD=1.6) であり (図 33c)、苦鉄質グラニュライトの年代 (534 ± 22 Ma) と一致する。一方で包有物の若い年代 (567 ± 17 Ma) にも近いが、少し若い傾向にある。したがって、古い年代を示す領域は変成年代を保持していると推定されるが、多くの領域は交代作用でリセットされたと考えられる。そこで古い年代を示す 2 点のデータを除くと 529 ± 10 Ma (N=7, MSWD=0.67) となった (図 33d)。一方で累帯構造を示さないマトリックスの 2 粒子からは、加重平均年代として 563 ± 15 Ma (N=8, MSWD=0.49) という包有物の若い年代と一致する年代が得られた (図 33e)。

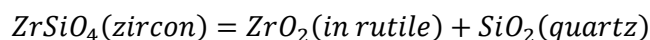
ここで、岩石中にゼノタイムや褐簾石が存在しないため、モナズ石中のイットリウム含有量は

主にざくろ石とジルコンを含む反応に依存する。そこで変成作用中のイットリウムとトリウムの挙動から、得られた年代について考察する（例えば Pyle et al., 2001; Spear and Pyle, 2002; Pyle and Spear, 2003; Kohn et al., 2004, 2005）。まず、トリウムがモナズ石に取り込まれるとトリウムが分別されるため、成長に伴ってモナズ石のトリウム含有量が減少する。また、イットリウムは累進変成作用におけるざくろ石の成長に伴ってざくろ石中に取り込まれ、モナズ石中の含有量は減少していく。その後の岩石の部分溶融の際にはモナズ石が溶解し、イットリウムとトリウムはメルトに放出される。続いて冷却時のモナズ石の再成長の際には、イットリウムが他の鉱物やメルトよりもモナズ石に分配される他、ざくろ石がメルト結晶時の溶解によってイットリウムを放出するため、モナズ石中にイットリウムが取り込まれる。さらなる冷却やメルトの結晶化の際には、鉱物とメルト間のイットリウムおよびトリウムの分配係数や、イットリウムおよびトリウムに乏しい鉱物のイットリウムに富むモナズ石に対する相対的な結晶化速度に依存して、モナズ石のリムのイットリウムおよびトリウム含有量が上昇することも下降することもある。

以上から、累帯構造を示す粒子のイットリウムを多く含み、トリウムに乏しいコアは、累進変成作用時のざくろ石が消費された段階に成長したものと考えられ、部分溶融時に成長したと推定される。一方でイットリウムに乏しく、トリウムに富むリムはざくろ石と同時に成長したと考えられ、メルトの結晶化時あるいは交代作用時に再成長したと推定される。また、イットリウムを多く含むコアの年代の前後の年代（約 650 Ma と約 570 Ma）を示す包有物は、ともにイットリウム含有量が少ないため（図 24b）、変成作用時にざくろ石が少なくとも >650 Ma と 570–560 Ma の 2 回成長したことを示唆する。一方で、苦鉄質グラニュライトのイットリウム含有量は比較的多いため（図 30b）、ざくろ石の成長が終了した段階もしくはざくろ石が分解した段階（減圧時）に成長したことを示す。なお、リュツォ・ホルム岩体から報告されている古いモナズ石（650–580 Ma）は、比較的 Nd、Sm、Gd、Dy（中希土類元素）に富み、Si、Ca、Th に乏しいと報告されており（Hokada and Motoyoshi, 2006; Kawakami et al., 2016）、累帯構造を示すモナズ石のコアの特徴と類似している。

5.5.3. ジルコニウム-ルチル温度計

得られた年代と温度を関連付けるために、以下の式で表されるジルコン、ルチル、石英の平衡反応を用いた手法であるジルコニウム-ルチル温度計（例えば Zack et al., 2004; Watson et al., 2006; Ferry and Watson, 2007; H.S. Tomkins et al., 2007）を適用した。



分析は筑波大学研究基盤総合センター分析部門の日本電子 JXA-8530F を用い、加速電圧 15 kV、ビーム電流 100 nA、ビーム径 3.0 μm で行った。主に Shimizu and Tsunogae (2021) の分析手法に準拠して 7 元素の分析を行ったが、チタンは Zack et al. (2004) に基づいて $\text{K}\beta$ 線を用い、分析時間を変更した。分析した元素とそれぞれのピークの分析時間は、 $\text{FeK}\alpha$ 線：50 秒、 $\text{CrK}\alpha$ 線：50 秒、 $\text{NbL}\alpha$ 線：50 秒、 $\text{AlK}\alpha$ 線：50 秒、 $\text{SiK}\alpha$ 線：50 秒、 $\text{TiK}\beta$ 線：20 秒、 $\text{ZrL}\alpha$ 線：150 秒であり、バックグラウンドの分析時間はピークの半分の時間である。標準試料として、天然の鉱物（石英：Si、赤鉄鉱：Fe、クロム鉄鉱：Cr）および合成物質（ TiO_2 ：Ti、 Al_2O_3 ：Al、 ZrO_2 ：Zr、金属 Nb）を用いた。

ざくろ石に富む層のマトリックスおよびざくろ石中には 3 鉱物全てが存在するため、全てのルチルに対して本手法を適用可能である。ここで、ざくろ石中のジルコニウムの拡散は非常に遅いため（例えば Zack et al., 2004）、ジルコンや石英から隔離されたざくろ石中のルチルは捕獲時のジルコニウム含有量を保持し得る。また、後退変成作用による再平衡に強い温度計でもある（例えば Kelsey and Hand, 2015）。したがって、変成作用や交代作用時の温度情報を保持していることが期待される。本研究では、実験により較正され、圧力による効果が考慮されている H.S. Tomkins et al. (2007) の計算式を使用し、Takahashi et al. (2018b) の苦鉄質グラニュライトに対する地質温度圧力計（810–920 $^{\circ}\text{C}$ で 6.7–9.3 kbar）の結果および相平衡モデリング（ T - X_{bulk} シュードセクション）の結果に基づいて 7.5 kbar での温度を計算した。

分析の結果、ざくろ石中の包有物 11 粒子のジルコニウム含有量は 2139–3739 ppm であり、821–888 $^{\circ}\text{C}$ (7.5 kbar) となった（図 34a,b、表 11）。850–860 $^{\circ}\text{C}$ を示す粒子が最も多く、平均は 852 ± 18 $^{\circ}\text{C}$ (N=23) であった。一方でマトリックス 2 粒子のジルコニウム含有量は 1244–2214 ppm であり、764–825 $^{\circ}\text{C}$ (7.5 kbar) となった（図 34a,c、表 11）。なお、チタン鉄鉱と共生する包有物はマトリッ

クス粒子と比べて低い温度 (7.5 kbar で 677–725 °C) を示すことがあったため、除外した。これは、おそらく捕獲後のルチルとチタン鉄鉱との反応により、ルチルとジルコンおよび石英との化学平衡が崩れたためであると考えられる。

ルンドボークスヘッタ地域の泥質グラニュライトのリンに富むざくろ石コア中のルチルのジルコニウム含有量は $\sim 3990 \pm 460$ ppm であり 0.1 kbar で 850 ± 15 °C、12.5 kbar で 927 ± 16 °C を与えると報告されている (Suzuki and Kawakami, 2019)。したがって、本研究で最も高温を示したざくろ石中の包有物 (~ 3739 ppm) はピーク変成条件に近い組成を維持していると考えられる。一方で、マトリックスのルチルのジルコニウム含有量は $\sim 2630 \pm 420$ ppm であり、0.5 kbar で 804 ± 19 °C、11.3 kbar で 868 ± 20 °C を与えると報告されている (Suzuki and Kawakami, 2019)。これは本研究のマトリックス粒子のジルコニウム含有量 (1244–2214 ppm) よりも多いが、ざくろ石中の包有物のジルコニウム含有量 (2139–3739 ppm) と調和的である。以上の結果から、ざくろ石が後退変成作用時に成長したことがわかる。そしてざくろ石はおよそ 850 °C で最も成長し、その成長は 820 °C 程度まで続いていたと考えられる。

5.5.4. 年代の考察

最後に、モナズ石年代とモナズ石の化学組成や岩石組織の観察結果、ジルコニウム–ルチル温度計の結果を組み合わせ考察し、年代と温度を関連付ける。まず、苦鉄質グラニュライトに変成年代を示すモナズ石が見られず、ルチルも存在しないことから、古い年代を示すモナズ石やピーク変成条件に近い温度を示すルチルは泥質グラニュライト由来であると考えられる。したがって、交代作用よりも古い年代は、泥質グラニュライトの変成作用に関連する年代であるといえる。次に、得られた年代は、約 650 Ma、約 610 Ma、約 570–560 Ma、約 530 Ma であり、それぞれざくろ石が成長した年代 (累進変成作用の年代)、ざくろ石が消費された年代 (部分溶融の年代)、ざくろ石が再成長した年代 (部分溶融メルトが結晶化した年代)、ざくろ石に富む層が形成された年代 (交代作用の年代) を示すと考えられる。また、得られた温度は 821–888 °C (7.5 kbar) であり、約 850 °C を示すものが多い。以上のことから、部分溶融の年代とメルトの結晶化の年代の間の期間である約

610–570 Maが泥質グラニュライトのピーク変成作用時(0.1 kbarで850±15 °C、12.5 kbarで927±16 °C; Suzuki and Kawakami, 2019) に相当し、約 530 Ma は約 850 °C での交代作用時に相当すると考えられる。したがって、交代作用によるざくろ石の成長が後退変成作用時(約 850 °C、約 530 Ma)の塩水の浸透によって生じ、820 °C 程度まで続いたことが明らかとなった。このように塩水の浸透に時間軸を与えることができたことは意義があるといえる。

5.6. リュツォ・ホルム岩体すだれ岩地域に産するざくろ石を含むチャノックサイト

約 21–18 億年前の火成年代が得られているスカレビークスハルセン地域やスカーレン地域とは異なり、隣接するすだれ岩からは約 25 億年前の火成年代が報告されている (Dunkley et al., 2014; Tsunogae et al., 2016; Takahashi et al., 2018a)。この地域は Dunkley et al. (2020) では岩体南部のルンドボークスヘッタ地域やアウストホブデ地域とともにルンドボークスヘッタストに区分され、Takahashi et al. (2018a,b) ではスカーレン地域やスカレビークスハルセン地域とともに中部の縫合帯に位置するとされている。このようにすだれ岩の帰属については未だ議論があるため、モナズ石およびジルコンの年代測定を行うことで、細区分についての再検討を行った。使用したサンプル (Ts11011003A) はざくろ石を含むチャノックサイトであり、マトリックスにモナズ石およびジルコンが見られる (図 35)。

5.6.1. すだれ岩の地質

すだれ岩 (S69°42'58", E39°11'51") は 2.0×0.4 km の小さな露岩である。支配的な岩相は泥質グラニュライト、黒雲母–普通角閃石片麻岩、チャノックサイト、マーブル、石灰珪質岩、超苦鉄質岩であり、およそ 2 km 北東に位置するスカレビークスハルセン地域のもので主として同じである。全ての岩石は、岩相の薄い互層により示され、緩やかに北東方向に傾斜する北西–南東走向の明らかな面構造を示す。Tsunogae et al. (2016) はチャノックサイトに普通角閃石–斜長石地質温度計を適用し、7 kbar で 740–760 °C という変成温度条件を得た。また、Takamura et al. (2020) はざくろ石を含む苦

鉄質グラニュライトに相平衡モデリングとざくろ石-単斜輝石-斜長石-石英地質温度圧力計を適用し、800–810 °C および 8.5–9.0 kbar というピーク変成条件と時計回りの温度圧力経路を報告した。

5.6.2. モナズ石の年代測定

基本的には前章 (5.5) のルンドボークスヘッタ地域の岩石と同様の手法でモナズ石の年代測定を行った。しかし、EPMA の 1 チャンネルが使用可能になったことから、Pb、Ca、Y の分析を 1 チャンネルで分析することとした。また、Pb は $M\alpha$ 線に変更し、Ca および Y のピークの分析時間は 20 秒、バックグラウンドの分析時間は 10 秒に変更した。

本研究では、マトリックスに見られる粗粒な 4 粒子を分析した (図 36、表 12)。これらのモナズ石に含まれるトリウムとイットリウムの含有量は負の相関を示すように見える (図 37, 38)。コアはイットリウムに比較的富み、マントルもしくはリムにトリウムに富む部分が存在する。分析の結果、イットリウムに比較的富むコアからは 628 ± 13 Ma (N=5、MSWD=0.27)、トリウムに富むリムからは 574 ± 24 Ma (N=4、MSWD=1.6) が得られた (図 39)。この年代は、モナズ石に関する先行研究の年代 (Hokada and Motoyoshi, 2006; Kawakami et al., 2016) や、本研究でルンドボークスヘッタ地域から得られた年代と類似しているため、全て変成年代であると考えられる。したがって、モナズ石に火成年代は記録されていないと推定される。また、トリウムに富む部分はイットリウムに比較的富むコアを交代するように存在するため、部分溶融したモナズ石を核として再成長したものであると考えられる。したがって、それぞれ累進変成作用時のざくろ石が消費された年代 (部分溶融の年代) とピークから後退変成作用時の部分溶融メルトが結晶化した年代であると推定され、それらの間の期間である約 630–570 Ma がピーク変成作用の年代であると考えられる。この年代はルンドボークスヘッタ地域から得られたピーク変成年代 (約 610–570 Ma) と一致する。

5.6.3. ジルコンの年代測定

国立科学博物館のレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計 (LA-ICP-MS) を用い

てジルコンのウラン-鉛年代測定を行った。詳細なジルコンの分離方法やウラン-鉛分析手法は Tsutsumi et al. (2012) にまとめられている。まず、粉碎した岩石を磁器分離および重液（ジヨードメタン）分離した後、ジルコン粒子を双眼実体顕微鏡下で選択し、整列させた。次にエポキシ樹脂ディスクにマウントし、粒子の中心が露出し、表面が平坦になるまで研磨した。FC1 ジルコン ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.1859$; Paces and Miller, 1993) および NIST SRM 610 標準ガラスを標準試料として用いた。反射電子像とカソードルミネッセンス (CL) 像は、国立科学博物館に設置されている走査電子顕微鏡-カソードルミネッセンス (SEM-CL) 装置 (日本電子 JSM-6610 およびサンヨー電子 CL 検出器) で取得した。U-Th-Pb 同位体分析は LA-ICP-MS (ESI NWR213 レーザーアブレーションシステムを備えたアジレント 7700x) で行った。機器には波長 213 nm の Nd-YAG レーザーと 5 ns のパルスを使用し、25 μm のスポットサイズと 4-5 J/cm^2 のレーザー出力を適用した。アブレーションされた物質の輸送効率を高めるため、Ar ガスの代わりに He ガスをキャリアガスとして使用した (例えば Eggins et al., 1998)。コンコーディア図およびそれぞれの年代のための初期鉛の補正は、Stacey and Kramers (1975) によって提案された初期鉛組成のモデルに基づき、 ^{208}Pb を用いて行われた (Williams, 1998)。コンコーディア図の上方および下方インターセプト年代を含むジルコンの地質年代学的データは、Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012) を用いて計算した。

ジルコンは角柱状から部分的に丸い形状をしており、コアには振動累帯構造が見られる (図 40)。28 粒子から 33 個の年代が得られ、最も古い年代は $983\pm 13\text{ Ma}$ となった (図 41a、表 13)。上方インターセプト年代と下方インターセプト年代は、それぞれ $954\pm 82\text{ Ma}$ と $598\pm 59\text{ Ma}$ (MSWD=1.6) となった (図 41b)。ディスコードランスが 5 %未満の年代は 599-553 Ma (暗い CL 像を示すリムや粒子)、813-799 Ma (コア)、983-890 Ma (コア) に分けられる (図 41a,d)。この中で 813-799 Ma の年代を示すデータはディスコードラント上にあるように見える (図 41b)。したがって、ジルコンが成長した年代を示していないと考えられるため、これらの年代はディスコードラントであると判断した。同様に 983-890 Ma の中で 983 Ma 以外の年代 (937-890 Ma) を示すデータについてもディスコードラント上にあると考えることができるが、比較的一致した値を示すことからコンコードラントであると推定した。ここで、これらの年代の加重平均年代を求めると $910\pm 18\text{ Ma}$ (N=7、MSWD=2.6) となった (図 41c)。また、振動累帯構造を示すコア (983-890 Ma) の Th/U 比が 0.3 以上と高い一方で、

暗い CL 像を示すリムや粒子 (599–553 Ma) の Th/U 比は 0.3 未満と低い (図 41d)。これはモナズ石の結晶化の際にトリウムが使われたためであると考えられ、暗い CL 像を示すリムや粒子が変成作用起源であることを示している。

5.6.4. 全岩化学組成

全岩化学組成を用いて原岩の火成作用について検討した (表 14)。Winchester and Floyd (1977) による Zr/TiO₂-Nb/Y 図では、流紋デイサイトもしくはデイサイトの領域にプロットされた (図 42a)。始源マントル (Sun and McDonough, 1989) で規格化した微量元素プロットには、リンおよびチタンの負の異常が見られる (図 42b)。これは火山弧火成作用の特徴であるが、同じく火山弧火成作用の特徴であるニオブおよびタンタルの負の異常は、Tsunogae et al. (2016) が報告した本地域からのチャノッカイト (サンプル Ts11011010) と比べると顕著ではない。また、C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した希土類元素プロットからは、全ての希土類元素がサンプル Ts11011010 よりも多く含まれていることがわかり、軽希土類元素に富み、重希土類元素の平坦なパターンを示す (図 42c)。そしてユウロピウムの負の異常が見られるため、斜長石が晶出し、分別したマグマから結晶化したことが示唆される。Pearce et al. (1984) の Nb-Y 図および Ta-Yb 図では、プレート内花崗岩、および T-MORB もしくは E-MORB に関連した異常な海嶺セグメントからの中央海嶺花崗岩の領域にプロットされた (図 43)。また、 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al} = 3.29 > 2.6$ 、 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = 536.90 \text{ ppm} > 350 \text{ ppm}$ であるため、原岩が A 型花崗岩であったといえる (Whalen et al., 1987)。以上から、原岩は火山弧火成作用によって形成された大陸地殻を起源物質の一部としたプレート内 (A 型) 花崗岩であったと推定される。

5.6.5. 年代の考察

本研究で得られた約 10–9 億年前という年代は、リュツォ・ホルム岩体南部からは火成年代、砕屑性ジルコン年代、変成年代を含めて初めて得られた年代である。したがって、この年代が火成

年代ではなく、変成作用によって火成作用起源のジルコンがリセットされた年代を示している可能性もある。本研究で得られた年代が火成年代であるとした場合、約 10–9 億年前に大陸地殻内で火成作用が生じたとわかる。この大陸地殻は岩体南部の約 25 億年前に形成された微小大陸、あるいはその縁辺部に形成された約 18 億年前の陸弧であったと推定される。一方で Takamura et al. (2020) は、本地域に産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトから 783–690 Ma という年代を示すジルコンを得て、火成作用起源である可能性を示した。その原岩の形成場については不明であるが、2–3 億年間に火成作用が断続的に生じていた可能性がある。これらの火成年代は、原岩の火成年代に基づいた Dunkley et al. (2020) の細区分と矛盾するが、すだれ岩が縫合帯に位置していたと考えることで説明できる。したがって、スカーレン地域からランドボークスヘッタ地域北部にかけての帯が縫合帯であったという考え (Takahashi et al., 2018a,b) が裏付けられたといえる。一方で変成年代であるとした場合、岩体東部の日の出岬 (約 970 Ma) やあけぼの岩 (約 940 Ma) から同様の変成年代が報告されているため (Dunkley et al., 2014; Baba et al., 2022)、岩体全体が約 10–9 億年前に変成作用を受けた可能性を示唆する。しかし、岩体の遷移帯からグラニュライト相帯にかけての地域から同様の変成年代は報告されていないため、変成年代である可能性は低いといえる。

すだれ岩から得られた約 630 Ma と約 570 Ma、および前章 (5.5) でランドボークスヘッタ地域から得られた約 650–610 Ma と約 570–560 Ma という 2 つの変成年代は、先行研究で報告された 650–580 Ma と 560–500 Ma という変成年代 (Hokada and Motoyoshi, 2006; Kawakami et al., 2016) に相当すると考えられる。したがって、スカーレン地域からベスレックナウセン地域、アウストホブデ地域まで同時期に同様の変成作用を受けていたことが明らかとなった。Takahashi et al. (2018a) によると、スカーレン地域やスカレビークスハルセン地域、アウストホブデ地域は縫合帯、ベスレックナウセン地域は微小大陸に属することから、北部の火成弧と南部の微小大陸の衝突が 650–630 Ma には生じていたことが示唆される。そして 600 Ma よりも古い変成年代は、主に縫合帯および微小大陸に位置していたと推定される岩体南部から報告されているため (Hokada and Motoyoshi, 2006; Dunkley et al., 2014; Tsunogae et al., 2014; Kawakami et al., 2016; Takahashi et al., 2018a; Takamura et al., 2020)、600 Ma よりも古い変成年代を記録する地域の北限が縫合帯の北限となる可能性がある。以上から、テクトニクスを考察する上で重要なデータが得られたといえる。

5.7. 分析手法の再検討

本研究で適用した分析条件では、特にトリウム含有量が少ないものは非常に古い年代を示すことがある。これはトリウム以外の元素濃度に問題があるためであると考えられ、ウランが実際よりも少なく分析されているか、鉛が実際よりも多く分析されていると推測される。このことは、ジンバブエのリンポポ岩体の泥質グラニュライト（サンプル C25A および C54D）中のモナズ石の加重平均年代が CHIME 年代よりも 50 Ma 程度古くなったことから推定される。そこでより高精度に分析するために、ウランと鉛の分析条件の再検討を行った。また、先行研究と同様にガドリニウムやテルビウム、ジスプロシウムといった中希土類元素もしくは重希土類元素を分析するために、希土類元素の分析条件も検討した。解析は、定性分析を行い、得られた結果を PeakFit v4.12 ソフトウェア (SYSTAT Software Inc.) にて Savitzky-Golay フィルターを用いてスムージング処理することで行った (例えば Jercinovic and Williams, 2005; Williams et al., 2006)。さらに、いくつかの分析結果については線形ベースラインを減算し、シュードフォークト (Gaussian-Lorentzian Sum (Area)) 関数でフィッティングを行った。一方で標準試料はカウント数が大きいいため、スムージング処理を行わずに解析した。サンプルはトリウムの標準試料のモナズ石 (南インドのトリバンドラム岩体のコンダライトであるサンプル KP5H 中のもの)、標準試料のモナズ石 (Astimex のもの)、イットリウムに富むモナズ石 (南アフリカのリンポポ岩体の泥質グラニュライトであるサンプル C227-5 中のもの)、本研究で分析したルンドボークスヘッタ地域のざくろ石に富む層のマトリックスに見られる累帯構造を示すモナズ石を使用した (図 44)。定性分析は加速電圧 20 kV、試料電流 50 nA、ビーム径 3.0 μm の条件で行った。多くの研究では、高い空間分解能を達成し、蛍光の影響を少なくするために加速電圧として 15 kV が採用されているが (例えば Jercinovic and Williams, 2005; Pyle et al., 2005; Jercinovic et al., 2008)、本研究では Kadowaki and Tsunogae (2020) で測定されたトリウムの標準試料を使用するために加速電圧を 20 kV とした。

5.7.1. ウラン (Mβ線)

まず、標準試料分析の条件について検討する。標準試料として金属ウランを使用しており、バックグラウンド位置 (mm) は (-5.0, +5.0) である。定性分析の結果、バックグラウンド位置が UMα線の裾野と重なっていることがわかり (図 45a)、過小評価されているとわかった。したがって、分析試料のウラン濃度は過大評価されているといえる。そこでバックグラウンド位置 (mm) を (-4.0, +3.0) に変更したところ、強度が 9047.6 cps から 9319.5 cps に増加し、約 1.03 倍になることがわかった (図 45b)。次に試料分析の条件について検討する。バックグラウンド位置 (mm) は (-0.5, +0.7) であり、ピーク位置周辺に他の複数のピークが重なっている (図 46)。フィッティングの結果、ウラン濃度は過小評価されていることがわかった (図 47)。したがって、ウランは標準試料分析の影響で多く見積もられている場合と、試料分析の影響で少なく見積もられている場合があると推定される。そこでより長いバックグラウンド距離を採用し、干渉補正を行うこととした (例えば Jercinovic and Williams, 2005; Pyle et al., 2005; Suzuki and Kato, 2008; Shimizu et al., 2017)。定性分析の結果に基づき、バックグラウンド位置 (mm) を (-4.0, +4.0) に変更した (図 48)。UMβ線には、ThMγ線、ThM3N4線、ThM5P3線と ThM5線の吸収端が重なり、KKα線も影響する可能性があるため、以下の式 (Åmli and Griffin, 1975) を用いて干渉補正を行う。

$$I_{UM\beta}(net) = I_{UM\beta}(obs) - I_{ThM\alpha}(net) \times f_{ThM\gamma}$$

ここで $I_{UM\beta}(net)$ は UMβ線の正味の強度、 $I_{UM\beta}(obs)$ は UMβ線の位置での観測強度、 $I_{ThM\alpha}(net)$ は ThMα線の正味の強度、 $f_{ThM\gamma}$ は ThMγ線などの UMβ線への干渉の係数である (図 49a)。干渉係数は分析機器によって異なるものであり、ウランを含まず、トリウムに富む物質の強度から計算することができる。バックグラウンド位置 (mm) を (-4.0, +4.0) として金属トリウムを分析することで (図 49)、干渉係数を 0.005954 ± 0.000129 (N=10) と推定した。

5.7.2. 鉛 (Mβ線)

本研究では、PbMα線、PbMβ線ともに使用しているが、干渉する元素が少ない PbMβ線の条件

について検討した。まず標準試料として、現在使用している方鉛鉱 (PbS) の他に、バリウム-亜鉛ガラス (PbO=21.9 wt.%) と紅鉛鉱 (PbCrO₄) についても検討した。定性分析の結果、方鉛鉱は低角側に SKβ 線が存在し、バリウム-亜鉛ガラスは高角バックグラウンド位置に BaLβ の二次線が存在することがわかり、紅鉛鉱が最も鉛以外の元素の影響を受けないとわかった (図 50)。また、ウランと同様にバックグラウンド位置が PbMα 線の裾野と重なっていることがわかったため、(-3.0, +5.0) であるバックグラウンド位置 (mm) を、方鉛鉱とバリウム-亜鉛ガラスは (-5.0, +4.0)、紅鉛鉱は (-5.0, +3.5) に変更した (図 51)。試料のバックグラウンド位置 (mm) は (-3.0, +4.0) であるが、高角バックグラウンド位置には CeLa の二次線が存在する (図 52)。したがって、セリウムに富むモナズ石はより干渉を受けるといえるが、波高分析器 (PHA) を用いることで二次線の影響を大きく除外することができる (例えば Jercinovic and Williams, 2005; Pyle et al., 2005; Suzuki and Kato, 2008; Shimizu et al., 2017)。なお、波高分析器の初期条件は積分モード、ベースレベル 0.70 V である。PHASキャンを行ったところ、1チャンネルと4チャンネルでは分布が大きく異なることがわかった (図 53)。また、鉛を多く含む物質 (紅鉛鉱) はより低い値に分布する (図 53)。そこで微分モードに変更し、ウィンドウ幅を1チャンネルでは 4.90 V、4チャンネルでは 6.90 V とした。定性分析の結果、CeLa の二次線の影響を低減することができたため、バックグラウンド位置 (mm) を (-3.5, +2.5) に変更した (図 54)。なお、サンプル KP5H のモナズ石は、定性分析の際に1チャンネルが故障していたため、4チャンネルでの分析条件のみ検討した (図 52a,b, 54a,b)。また、フィッティングの結果からも明らかなように (図 55a)、PbMβ 線には UMζ2 線が重なり、SKβ1 線や SKβx 線も影響する可能性があるため、ウランと同様に以下の式で干渉補正を行う。

$$I_{PbM\beta}(net) = I_{PbM\beta}(obs) - I_{UM\beta}(net) \times f_{UM\zeta}$$

ここで $I_{PbM\beta}(net)$ は PbMβ 線の正味の強度、 $I_{PbM\beta}(obs)$ は PbMβ 線の位置での観測強度、 $I_{UM\beta}(net)$ は UMβ 線の正味の強度、 $f_{UM\zeta}$ は UMζ 線などの PbMβ 線への干渉の係数である。干渉係数は、鉛を含まず、ウランに富む物質の強度から計算することができ、バックグラウンド位置 (mm) を (-3.0, +3.5) として金属ウランを分析することで (図 55b)、 0.001092 ± 0.000031 (N=10) と推定した。ここで、得られた干渉係数は非常に小さい値であり、モナズ石中のウラン含有量は一般的に少ないため、UMζ 線の PbMβ 線への干渉は無視できる可能性がある (例えば Shimizu et al., 2017)。

5.7.3. 希土類元素

バックグラウンド位置を先行研究（例えば Pyle et al., 2002; Hokada and Motoyoshi, 2006; Shimizu et al., 2017）と定性分析の結果に基づいて決定した。イットリウムが多い部分には中希土類元素や重希土類元素が多く含まれると予想され、セリウムが多い部分は希土類元素全体の含有量が多いと予想されるため、特にイットリウムやセリウムに富む部分を分析した。なお、含有量の少ない元素を含めて可能な限り全てのピークを確認するために、スムージング処理は行わなかった。先行研究では主にランタン、セリウム、プラセオジウム、ネオジウム、サマリウム、ガドリニウム、ジスプロシウム、エルビウムが分析され、ユウロピウムやテルビウム、イッテルビウムが分析されることもある。定性分析の結果、エルビウムとイッテルビウムのピークは確認できなかったため、その他の9元素のバックグラウンド位置を決定した(図 56)。なお、本研究におけるバックグラウンド位置(mm)は、ランタン L α 線 : (-5.0, +5.0)、セリウム L α 線 : (-5.0, +5.0)、プラセオジウム L α 線 : (-2.0, +2.0)、ネオジウム L α 線 : (-2.0, +2.5)、サマリウム L α 線 : (-2.0, +1.0) である。プラセオジウム、ネオジウム、サマリウムに関しては、干渉を避けるために L α 線から Kadowaki and Tsunogae (2020) と同じ L β 線に変更した。決定したバックグラウンド位置 (mm) は、ランタン L α 線 : (-2.7, +3.5)、セリウム L α 線 : (-3.5, +4.5)、プラセオジウム L β 線 : (-1.9, +5.0)、ネオジウム L β 線 : (-5.8, +4.5)、サマリウム L β 線 : (-5.0, +5.9)、ユウロピウム L β 線 : (-4.1, +6.1)、ガドリニウム L β 線 : (-1.1, +1.2)、テルビウム L α 線 : (-3.6, +7.3)、ジスプロシウム L α 線 : (-3.3, +6.9) である。

5.7.4. その他の元素

イットリウムと硫黄のバックグラウンド位置について検討した。本研究におけるイットリウムのバックグラウンド位置 (mm) は (-5, +5) であり、硫黄は分析していない。定性分析の結果から、バックグラウンド位置 (mm) をそれぞれイットリウム : (-5, +3)、硫黄 : (-6, +5) と決定した (図 57)。なお、硫黄はモナズ石の標準試料 (Astimex) にのみピークが見られた。

第6章 金属鉱物および流体の挙動の推定

6.1. はじめに

硫化鉱物をはじめとする金属鉱物は高度変成岩に普遍的な副成分鉱物である。しかし、特に硫化鉱物は相転移や離溶、新たな相の結晶化などにより、その組成や組み合わせが簡単に変化するため、高度変成作用における硫化鉱物の挙動に関する研究は限られている（例えば Harlov et al., 1997; Harlov, 2000; Harlov and Hansen, 2005; Kawakami et al., 2006; Samuel et al., 2019）。Kawakami et al. (2006) はリュツォ・ホルム岩体全体の塩基性岩と珪長質岩に含まれる硫化鉱物の研究を行い、マトリックスの硫化鉱物と包有物の硫化鉱物の違いを明らかにした。包有物は磁硫鉄鉱±黄銅鉱±ペントランド鉱からなり、単相に統合した硫化鉱物の組成を再計算したところ、超高温の地域（ルンドボークスヘッタ地域）のものは高温の地域のものよりも広い固溶体組成を示した。一方でそのほとんどは相図（1 bar, 1000 °C）の固相領域内に存在していた。また、マトリックスの硫化鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱、ペントランド鉱、磁硫鉄鉱である。Kawakami et al. (2006) は黄鉄鉱が存在することから、硫黄が開放系として挙動することのできるマトリックスでは、後の流体活動によって部分的または完全に元の硫化鉱物に変化したことを示した。このようにリュツォ・ホルム岩体の硫化鉱物の変成作用における挙動については研究されているが、元素鉱物やビスマス化鉱物といったその他の金属鉱物の挙動を含めた検討はなされていない。そこで本研究では、グラニュライト相の変成作用における金属鉱物の挙動を明らかにすることを目的として、スカレビークスハルセン地域に産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト中の不透明鉱物の解析を行った。

また、変成作用時には流体が様々な役割を果たすことが知られている。特に低い H₂O 活動度の流体（二酸化炭素流体や塩水）は、グラニュライト相の変成作用において岩石の H₂O 活動度を低下させ、無水の鉱物組み合わせを安定化させる（例えば Newton et al., 1998; Santosh and Omori, 2008; Touret and Huizenga, 2011, 2012）。さらに塩水は、様々な鉱物を溶解し、多量の物質移動を可能にするという特徴を持つ（例えば Newton and Manning, 2010; Aranovich et al., 2013; Manning and Aranovich, 2014）。しかし、塩水は粘性が小さく、濡れ角が大きい（例えば Watson and Brennan, 1987; Holness,

1997)、流体包有物として残りにくく、直接の証拠を得ることは困難である。そこで塩素に富む黒雲母や角閃石、燐灰石といった含水鉱物が、塩水の存在した証拠であると見なされ、塩水のトレーサーとして用いられてきた（例えば Harlov and Förster, 2002a,b; Hansen and Harlov, 2007; Higashino et al., 2013, 2015; Safonov et al., 2014; Kawakami et al., 2016, 2017; Takahashi et al., 2018b)。また、柱石は塩素、二酸化炭素、硫酸を含み、広い温度圧力条件下で安定であるため、流体の役割を研究する上で重要な鉱物となってきた（例えば Newton and Goldsmith, 1975; Orville, 1975; Goldsmith and Newton, 1977; Ellis, 1978; Satish-Kumar et al., 2006)。そこで本研究では、塩素に富む黒雲母が報告されているスカレブークスハルセン地域（Kawakami et al., 2016; 笹沼, 2018 MS）を対象とし、どのような流体がいつ活動したのかを明らかにすることを目的として、特にざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトにおける塩素や二酸化炭素の挙動を推定した。

6.2. スカレブークスハルセン地域の地質

宗谷海岸中部（S69°41–42', E39°15–25'）に位置するスカレブークスハルセンは、長さ約 7 km、幅約 1.7 km の比較的大きな露岩である。支配的な岩相は泥質から砂質片麻岩、マーブル、石灰珪質岩、珪岩、チャノッカイト、普通角閃石–黒雲母片麻岩、苦鉄質から超苦鉄質グラニュライトである（Yoshida et al., 1976)。東–西および東北東–西南西走向が支配的な広域的な面構造が見られ、隣接するスカーレン地域の面構造とほぼ一致する。Yoshimura et al. (2004) は従来の地質温度圧力計に基づき、変成温度圧力条件としてざくろ石–黒雲母片麻岩から 770–940 °C および 6.5–12 kbar、苦鉄質片麻岩から 780–960 °C および 6–11 kbar を得た。Tsunogae et al. (2016) もざくろ石–単斜輝石–斜長石–石英地質温度圧力計に基づき、変斑れい岩のピーク温度圧力条件として 780–820 °C および 7.2–7.7 kbar を得た。また、Mizuochi et al. (2010) はマーブルの方解石–苦灰石ソルバス地質温度計および苦灰石–石墨同位体地質温度計に基づき、ピーク変成温度として 850–870 °C を報告した。さらに、Kawakami et al. (2016) はざくろ石–珪線石片麻岩にジルコニウム–ルチル温度計を適用し、ざくろ石のコアにおける塩素に富む黒雲母 (>0.3 wt.%) と藍晶石の存在から、>1.2 GPa および 820–850 °C における塩水の浸透を推定した。

6.3. ざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト

本研究で対象とするざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトは、変成堆積岩や珪長質片麻岩中にブーディン化したレンズや層として産する（図 58）。本研究では、斑銅鉱（ Cu_5FeS_4 ）や石墨を含むサンプルをリュツォ・ホルム岩体から初めて見出したため、ざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトをマトリックスの不透明鉱物に基づき、斑銅鉱を含むサンプル（Ts10122506）、磁鉄鉱を含むサンプル（Ts11010802）、石墨を含むサンプル（Ts11010803A, Ts11010803B, Ts10122405B, Ts11010704B）と、その他の硫化鉱物をほとんど含まないサンプルに分類した（図 59）。なお、全てのサンプルにおいて酸化鉱物が主要な不透明鉱物であり、磁鉄鉱を含むサンプルに見られる磁鉄鉱以外、全ての酸化鉱物はチタン鉄鉱である。

斑銅鉱を含むサンプル（Ts10122506）は Tsunogae et al. (2016) で用いられたサンプルと同一であり、原岩形成年代は不明であるが、変成年代として $551 \pm 5.4 \text{ Ma}$ が報告されている。また、ジルコンの $\epsilon\text{Hf}(t)$ 値は -37.9 – -36.3 であり、 551 Ma で計算したモデル年代 (T_{DM}^C) は 2372 – 2232 Ma となった (Tsunogae et al., 2016)。さらに Takahashi (2019 MS) はざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト 3 サンプルに対して相平衡モデリングを適用しており、ピーク温度圧条件として、 7.3 – 8.8 kbar および 830 – $870 \text{ }^\circ\text{C}$ (Ts10122506)、 6.6 – 8.6 kbar および 850 – $970 \text{ }^\circ\text{C}$ (Ts11010802)、 5.9 – 7.6 kbar および 810 – $870 \text{ }^\circ\text{C}$ (Ts11010803A) が推定される（図 60）。

6.4. 全岩化学組成

4 サンプル（Ts10122506, Ts11010704B, Ts11010802, Ts11010803A）の全岩化学組成を用いて原岩の火成作用について検討した（表 15）。これらの岩石は、Winchester and Floyd (1977) による Zr/TiO_2 – Nb/Y 図では安山岩もしくは玄武岩（Ts10122506）、非アルカリ玄武岩（Ts11010802, Ts11010803A）、アルカリ玄武岩（Ts11010704B）の領域にプロットされた（図 61a）。始源マントル (Sun and McDonough, 1989) で規格化した微量元素プロットは比較的平坦なパターンを示し、火山弧火成作用の特徴であるニオブやタンタル、リン、チタンの負の異常を示さない（図 61b）。また、C1 コンドライト

(McDonough and Sun, 1995) で規格化した希土類元素プロットも比較的平坦なパターンを示すが、ユウロピウムの負の異常が見られることから、斜長石が晶出し、分別したマグマから結晶化したことが示唆される (図 61c)。さらに、C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した遷移元素プロットからはクロムやニッケルに乏しいことがわかるため、かんらん石や輝石が晶出し、分別した残りのマグマから結晶化したと考えられる (図 62)。

Pearce (1982) による Ti-Zr 図では全てのサンプルがプレート内玄武岩の領域にプロットされる (図 63)、Hollocher et al. (2012) による Nb/La-La/Yb 図および Th/Nb-La/Yb 図では海洋島の領域にプロットされる (図 64)。また、Pearce (2008) による Th/Yb-Nb/Yb 図では、MORB-OIB 列上またはその下側の E-MORB に近い領域にプロットされるため、地殻の寄与がなかったことがわかる (図 65a)。さらに $TiO_2/Yb-Nb/Yb$ 図では、OIB 列 (Ts11010802) もしくは MORB 列の E-MORB に近い領域 (Ts10122506, Ts11010704B, Ts11010803A) にプロットされる (図 65b)。以上より、原岩は少なくともプルームが関連した火成作用で形成されたことがわかり、その形成場はおそらくプレート内であったと推定される。

6.5. 不透明鉱物

斑銅鉱を含むサンプル、磁鉄鉱を含むサンプル、石墨を含むサンプルについて分析を行った。特に金属鉱物に関しては斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) を中心に、流体の挙動に関しては石墨を含むサンプル (Ts11010803A, Ts10122405B) を中心に分析した。筑波大学研究基盤総合センター分析部門の日本電子 JXA-8530F を用いて定量分析を行うとともに、細粒の金属鉱物の同定のために定性分析を、薄片中の鉱物の分布を明らかにするために面分析を行った。定性分析および面分析の分析条件は加速電圧 20 kV およびビーム電流 50 nA である。硫化鉱物の代表的な組成は表 16、自然銅の組成は表 17 に示す。

6.5.1. 斑銅鉱を含むサンプル

サンプル Ts10122506 のピーク変成作用時の鉱物組み合わせはざくろ石+単斜輝石+斜長石+カルシウム角閃石+直方輝石+チタン鉄鉱+石英である (図 66)。硫化鉱物はマトリックス粒子および包有物として存在する。まずマトリックスの硫化鉱物は主に黄銅鉱であり、斑銅鉱が黄銅鉱とともに存在することもある (図 67a-d)。また、磁硫鉄鉱もわずかに存在するが (図 67e-f)、黄鉄鉱は主要な硫化鉱物としては存在しない。斑銅鉱-黄銅鉱粒子は黄銅鉱の離溶ラメラを含む斑銅鉱とそれを囲む黄銅鉱からなり、黄銅鉱の離溶ラメラを含む斑銅鉱における斑銅鉱の体積率は 71-77% 程度である (図 68)。この離溶ラメラを含む斑銅鉱は、1 bar における Cu-Fe-S 系の相図 (例えば Kullerud et al., 1969; Tsujimura and Kitakaze, 2004; Kitakaze, 2018) に基づくと、高温で斑銅鉱固溶体であったものから冷却時に黄銅鉱が離溶したものであると考えられる。一方で周囲の黄銅鉱は斑銅鉱固溶体よりも後で成長したと推定される。

次に、包有物は Kawakami et al. (2006) の結果と同様の主に磁硫鉄鉱+黄銅鉱からなる鉄に富むものだけでなく、銅に富むものが存在することがわかったが、そのほとんどは鉄に富むものであった。これらは宿主鉱物の負結晶と思われる多面体をなしており、第 4 章で示したざくろ石中の石英包有物と同様に、粒界拡散によって形状が変化したもの (Cesare et al., 2021) であると考えられる。なお、本研究で扱った全ての包有物は、宿主鉱物の割れ目を通じて水がもたらされることで部分的に水酸化鉱物に変化している“疑似包有物 (pseudo-inclusions)” (Kawakami et al., 2006) ではないため、変成作用時の組成情報を保持していることが期待される。まず、銅に富む包有物はざくろ石のリムに近い領域にのみ見られ、5 枚の薄片中に斑銅鉱+黄銅鉱+ペントランド鉱+閃亜鉛鉱+自然銅 ($\sim\text{Cu}_{0.97}\text{Fe}_{0.03}$) からなる包有物と斑銅鉱+黄銅鉱+Cu-S 鉱物からなる包有物の 2 個のみが確認された (図 69, 70)。次に、鉄に富む包有物はざくろ石の他に角閃石や単斜輝石、直方輝石、斜長石と様々な鉱物中に見られ、磁硫鉄鉱 ($\sim\text{Fe}_9\text{S}_{10}$) +黄銅鉱±ペントランド鉱±閃亜鉛鉱±トロイリ鉱 ($\sim\text{FeS}$) ±Pt-As 鉱物 (おそらく砒白金鉱: PtAs_2) からなる (図 71, 72)。これは Kawakami et al. (2006) の結果と類似するが、閃亜鉛鉱やトロイリ鉱、Pt-As 鉱物は未報告である。ここで A.G. Tomkins et al. (2007) は、Cu-Fe-S 系の相図 (Tsujimura and Kitakaze, 2004) などに基づき、磁硫鉄鉱

+黄銅鉱の部分溶融は通常の変成作用の温度範囲 (~1000 °C) では起こらないが、斑銅鉱+中間固溶体 (intermediate solid solution: ISS) や斑銅鉱+磁硫鉄鉱はより低温 (1 bar で~800 °C) で溶融を始めることを示した。したがって、1 bar における Cu-Fe-S 系および Fe-Ni-S 系の相図(例えば Kullerud et al., 1969; Tsujimura and Kitakaze, 2004; Kitakaze et al., 2016; Kitakaze, 2018; Kitakaze and Komatsu, 2020) に基づくと、主に磁硫鉄鉱+黄銅鉱からなる鉄に富む包有物は、ピーク変成作用時には単相の固溶体である磁硫鉄鉱固溶体もしくは一硫化物固溶体 (monosulfide solid solution: MSS) であったものが冷却時に多相に分離したものであると考えられる。一方で銅に富む包有物は、スカレピークスハルセン地域のピーク変成条件や変成温度圧力経路 (Yoshimura et al., 2004; Kawakami and Hokada, 2010; Mizuochi et al., 2010; Takahashi et al., 2019MS) を考えると溶融していても不思議ではなく (図 73)、ピークに近い変成作用時に取り込まれた硫化物メルトが結晶化したものである可能性がある。この場合、自然銅が存在することから、メルトの結晶化時 (ざくろ石の成長時) は比較的還元的な環境であったことが推定される。また、同様の組成であるマトリックスの黄銅鉱の離溶ラメラを含む斑銅鉱と、その周囲の黄銅鉱との境界は湾曲しており、ピークに近い変成作用時に斑銅鉱固溶体が溶融した可能性を示唆する。この場合、周囲の黄銅鉱は後退変成作用以降に成長したと推定される。

斑銅鉱を含まない黄銅鉱粒子中には非常に細粒の鉱物が存在する。定性分析の結果、ペントランド鉱 (図 74c)、Ag-Ni-Fe-S 鉱物 (おそらく銀ペントランド鉱: $\text{Ag}(\text{Fe},\text{Ni})_8\text{S}_8$; 図 74a,b)、Ni-Bi-S 鉱物 (おそらく parkerite: $\text{Ni}_3\text{Bi}_2\text{S}_2$; 図 74c)、Pd-Bi 鉱物 (おそらく froodite: PdBi_2 ; 図 74d)、Ag-Se 鉱物 (おそらくナウマン鉱: Ag_2Se ; 図 74e) が確認された。これらは、黄銅鉱から離溶した可能性と黄銅鉱の成長時に取り込まれた可能性がある。前者の場合、変成作用以前には固相として存在していた鉱物の変成作用時に黄銅鉱中に固溶し、ピーク変成作用後の冷却時に離溶したものであると推定される。したがって、現在とは組成が異なる可能性はあるものの、いずれの場合も変成作用以前には単一の固相として存在していたことが予想される。

黄銅鉱は珪酸塩鉱物のクラックに沿って存在することもあり、銅や硫黄がピーク変成作用後も流体やメルトにより移動したことを示唆する (図 75a-d)。特に石英中には二次包有物のように黄銅鉱が取り込まれている。この脈状の硫化物鉱物は、部分溶融メルトの可能性のある銅に富む包有物や、部分溶融した可能性のある斑銅鉱固溶体とは異なり純粋な黄銅鉱であるため、銅の含有量は少ない。

また、クラックや脈が形成された時には部分熔融メルトは結晶化しており、メルトとして存在していなかったと推定される。したがって、塩水といった流体によって黄銅鉱の一部が溶解し、移動したものであると考えられる。さらに磁硫鉄鉱や黄銅鉱の周囲には、酸化反応や硫化反応によって形成されたと考えられる二次的な黄鉄鉱や磁鉄鉱が見られる (図 75e,f)。これも Kawakami et al. (2006) が示したように流体活動によると推定され、後退変成作用時に酸化的な流体に伴って硫黄 (おそらく硫酸イオン) がもたらされたことを示唆する。

6.5.2. 磁鉄鉱を含むサンプル

サンプル Ts11010802 のピーク変成作用時の鉱物組み合わせはざくろ石+単斜輝石+直方輝石+斜長石+カルシウム角閃石+黒雲母+チタン鉄鉱+磁鉄鉱である (図 76)。酸化鉱物としてチタン鉄鉱の他に磁鉄鉱が見られ、マトリックスの硫化鉱物は黄鉄鉱+黄銅鉱である (図 77)。また、磁硫鉄鉱は見られないが、細粒の閃亜鉛鉱が黄鉄鉱中に存在することもある (図 77f)。高温で黄鉄鉱は磁硫鉄鉱+S₂に分解されるため (例えば Toulmin and Barton, 1964; A.G. Tomkins et al., 2007)、マトリックスの黄鉄鉱は斑銅鉱を含むサンプルと同様に、ピーク変成作用後の磁硫鉄鉱や黄銅鉱の酸化反応もしくは硫化反応によって形成されたと考えられる。さらに、酸化鉱物の周りにはシンプレクタイトと関係する脈状の黄鉄鉱が存在する (図 77c-f)。したがって、硫黄 (おそらく硫酸イオン) を含む酸化的な流体はシンプレクタイト形成 (減圧) 時もしくはその後に浸透したと推定される。また、包有物は磁硫鉄鉱+黄鉄鉱±ペントランド鉱±磁鉄鉱であり (図 78)、磁鉄鉱を含むこと以外は斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の鉄に富む包有物や、Kawakami et al. (2006) の結果と類似する。このように磁鉄鉱は包有物としても存在することから、変成作用の初期もしくは変成作用以前から存在していたとわかる。

6.5.3. 石墨を含むサンプル

3 サンプル (Ts11010803A、Ts11010803B、Ts10122405B) を用いて研究を行った。石墨を含むサ

ンプルは粗粒であり、シンプレクタイトのような反応組織は見られない。また、風化が進んだ岩石が多い。

6.5.3.1. サンプル Ts11010803A、Ts11010803B

褐色片麻岩中のブーディンとして存在し、中心部に最も石墨を含むサンプルである Ts11010803A、その周囲にサンプル Ts11010803B が存在する (図 79)。

サンプル Ts11010803A (ざくろ石+単斜輝石+斜長石+チタン鉄鉱+カルシウム角閃石+直方輝石+石英) は最も石墨を多く含むサンプルである。石墨はざくろ石や単斜輝石のようなマトリックスの鉱物の粒間に存在し、脈状に存在するように見える (図 80, 81)。鉱物を切って存在することもあり、チタン鉄鉱と接することが多い。サンプル Ts11010803B (ざくろ石+単斜輝石+斜長石+カルシウム角閃石+黒雲母+チタン鉄鉱+直方輝石) に含まれる石墨もマトリックスの鉱物を切るように存在するが、細粒である (図 82, 83)。以上のような産状から、石墨は後退変成作用時に浸透した炭素を含む流体から析出したと考えられる。一方で、苦鉄質グラニュライト全体を取り囲む褐色片麻岩 (サンプル Ts11010801 : カリ長石+斜長石+カルシウム角閃石+ざくろ石+単斜輝石+直方輝石+チタン鉄鉱) には、1枚の薄片中に細粒な2粒子しか石墨が見られないため (図 84)、ブーディンの中心部 (苦鉄質グラニュライト) に石墨が選択的に濃集していることがわかる。

硫化鉱物は、サンプル Ts11010803A には包有物としてのみ存在し、磁硫鉄鉱+黄銅鉱±ペントランド鉱からなる (図 81g,h)。一方でサンプル Ts11010803B には少量のマトリックス粒子 (黄鉄鉱+黄銅鉱) が見られ、包有物はサンプル Ts11010803A と同様に磁硫鉄鉱+黄銅鉱±ペントランド鉱からなる (図 83f-h)。

サンプル Ts11010803A 中の石墨粒子を抽出し、池端慶准教授の所有する顕微ラマン分光計 (レニショーinVia ラマンマイクロスコープ) を用いて分析した (図 85)。分析の際には、レーザーによる石墨の損傷を避けるために、サンプル表面への照射出力をおよそ 3 mW に設定した。50 倍の対物レンズを使用し、30 秒の分析により 1500 cm^{-1} を中心としたスペクトルを取得した。分析の結果、多くの粒子は D1 バンドを持たない、完全に秩序化した石墨であった (図 85b)。流体から析出した

石墨の結晶化度は温度に関係なく高いという研究があるため（例えば Luque et al., 2009）、少なくとも流体の浸透によって析出したことがわかる。一方で流体の浸透によって析出したことのみを示すのか、炭質物が完全に秩序化する温度である 650 °C 近く、あるいはそれ以上の温度で流体が浸透したことも示すのかは不明である。

6.5.3.2. サンプル Ts10122405B

主にざくろ石+単斜輝石+カルシウム角閃石+柱石からなり、炭素は単体の（石墨）としてだけでなく、柱石や二次的な炭酸塩鉱物（方解石とおそらくバストネス石： $(\text{Ce,L a})\text{CO}_3\text{F}$ ）といった炭酸イオンとしても存在する（図 86b,d）。なお、柱石は斜長石によって部分的に交代されている。石墨はマトリックスの鉱物を切るように存在するため、サンプル Ts11010803A および Ts11010803B と同様に、後退変成作用時に浸透した炭素を含む流体から析出したと考えられる。一方で柱石はマトリックスの主要な鉱物であり、ピーク変成作用時には安定に存在したと考えられるため、ピーク変成作用時には二酸化炭素が供給されていたと推定される。したがって、ピーク変成作用時から後退変成作用時にかけて断続的に炭素を含む流体が浸透していたことがわかる。さらに、脈状の方沸石（ $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ）や自形の重晶石（ BaSO_4 ）も見られ（図 86b,e-h）、後退変成作用や熱水変質の際に結晶化したものであると考えられる。したがって、ナトリウムやバリウム、硫酸イオンは後の流体活動によってもたらされたと推定される。一方で酸化鉱物はほとんど存在せず、マトリックスにわずかにチタン鉄鉱が存在し、ざくろ石中に閃ウラン鉱が 1 粒子見られるのみである（図 86c, 87a,b）。また、硫化鉱物はマトリックスに磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、黄銅鉱が見られ、単斜輝石中に輝水鉛鉱が 1 粒子存在する（図 87c-f）。

6.5.4. 銅や白金族元素の起源と金属鉱物の挙動

斑銅鉱を含むサンプル（Ts10122506）の銅含有量は 427 ppm であり、磁鉄鉱を含み、組成の似た岩石（Ts11010802）の 45 ppm と比べると岩石中に銅が濃集していることがわかる（図 88）。銅や

白金族元素、ビスマス起源については、原岩の火成作用の可能性と、変成作用の可能性がある。ここで白金族元素は、硫黄やセレン、テルル、ヒ素、ビスマス、アンチモンなどと結合し、多様な鉱物 (PGM: platinum-group minerals) を形成する (例えば Xiao and Laplante 2004; Helmy et al. 2010)。特にビスマス化鉱物である froodite はビスマステルル化鉱物である michenerite (PdBiTe) やテルル化鉱物である merenskyite (PdTe₂) と共生し、ビスマスとテルル、パラジウムと白金が固溶関係にあることが知られている (例えば Hoffman and MacLean, 1976)。そして本研究で確認された PGM は、主に超苦鉄質から苦鉄質の貫入岩体に関連した岩石および鉱床で見られ、白金族元素が火成作用起源であることが報告されている。

まず、かんらん岩中のものとして、フランスのピレネーの Fontete Rouge 造山性レールズライト中には Pt-Ir-(Os) 合金や Pt-Pd-Te-Bi 相 (ビスマスとパラジウムを含むテルル化白金) が産する (Lorand et al., 2008)。Lorand et al. (2008) は Pt-Te-Bi-(Pd) 相が大陸リソスフェアの固相線温度での銅に富む誘導体メルトの結晶化による生成物であると推定した。同様にピレネーの Lherz 造山性レールズライト中には、laurite (RuS₂) -erlichmanit (OsS₂) 系列の鉱物 (Ru,Os(Ir)]S(As)₂)、Pt-Ir-Os に富む合金、Pt-Pd-Te-Bi 相の鉱物 (moncheite (PtTe₂) -merenskyite) が見られ、白金の砒化鉱物/硫砒鉱物 (sperrylite)、Cu-(Pt, Ir) 硫化鉱物 (malanite)、Pd-Ni-S 鉱物 (braggite)、Pd-Cu 化合物、Pt-Fe 合金、自然金も産する (Lorand et al., 2010)。また、幌満かんらん岩体のスピネルレールズライトにも Fe-Ni-Cu 硫化鉱物粒子中に Os-Ir-Pt、Pt-Au、Pt-Bi、Os-Ir、Os-Ir-Pt、Pt-Au、Pt-Bi、Au といった鉱物が見られる (Kogiso et al., 2008)。

次に鉱床で見られるものとして、チェコのボヘミア山塊の Ransko 斑れい岩-かんらん岩山塊には、ニッケル-銅鉱石とともに非常に細粒の鉱物として michenerite、froodite、砒白金鉱といった Pd-Bi-Te 鉱物および Pt-As 鉱物が産する (例えば Vavřín and Frýda, 1998; Pašava et al., 2003)。これらはわずかに枯渇したマンタルの部分溶融による、かなり始原的なマグマから硫化鉱物が分離することで形成されたとされている (Pašava et al., 2003)。また、中国北西部の Jinchuan 貫入岩体では、砒白金鉱、merenskyite、kotulskite (PdTe)、michenerite、froodite、moncheite、padmaite (PdBiSe)、irarsite (IrAsS)、Ag-Pd-Te-Bi 化合物といった鉱物がペントランド鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱などを含む卑金属硫化鉱物 (BMS: base metal sulfides) とともに産する (例えば Yang et al., 2006; Prichard et al., 2013)。

これらは珪酸塩鉱物や磁鉄鉱、黄鉄鉱、クロムスピネル、BMS 中、あるいは磁鉄鉱と BMS および異なる BMS 間の境界に存在する。Prichard et al. (2013) は全ての BMS 中には白金やイリジウムが含まれず、火成作用による BMS 中にはロジウムが含まれないことから、これらの白金族元素は火成作用による BMS の結晶化の間にヒ素とともに PGM が形成されることで分離したと推定した。一方でパラジウム、オスミウム、ルテニウムは BMS 中に存在し、パラジウムは主にペントランド鉱に固溶している。そして変質または蛇紋岩化した鉱石にパラジウムの PGM が存在し、froodite は BMS の変質により形成された磁鉄鉱中に、michenerite や砒白金鉱、金を含む PGM は変質した珪酸塩鉱物中に存在する。さらに、カナダのケベック州北部の Cape Smith にある Raglan Ni-Cu-(PGE) 硫化物鉱床では、砒白金鉱、sudburyite (PbSb)、merenskyite の他に moncheite、temagamite (Pd₃HgTe₃)、Pd-Bi テルル化鉱物、Pd-Pb-Bi テルル化鉱物、Pt-Os-Ru を含む Rh 硫砒化鉱物が、BMS や珪酸塩鉱物、炭酸塩岩鉱物中、および珪酸塩鉱物や炭酸塩鉱物と硫化物鉱物の境界に存在する（例えば Seabrook et al., 2004）。Seabrook et al. (2004) は、ヒ素、テルル、アンチモン、ビスマスなどの元素が硫化物メルトに分配され、その後の結晶化中に主に銅に富むメルトに濃縮されたためにこれらの元素を含む PGM がペントランド鉱や磁硫鉄鉱、黄銅鉱と関連していること、PGM は MSS や ISS に固溶体として保持された白金族元素が低温で離溶することで形成されたこと、パラジウムは熱水環境において白金よりも優先的に流動化するため、パラジウムが低温で再移動したことを示した。

同様の熱水変質によって PGM が形成された例は他にも報告されている。例えばシベリアのノリリスク硫化物鉱床では、火成作用による初生鉱石において溶解しにくい白金族元素（ルテニウム、ロジウム、オスミウム、イリジウム）が MSS 中に、溶解しやすいパラジウムや白金、金や銀が ISS 中に集積している（例えば Spiridonov et al. 2008, 2015, 2016）。そして気成作用においてパラジウムや白金、金、ヒ素、アンチモン、スズ、ビスマス、および一部のテルルが流体から供給され、Pd-Pt-Ag-Au 鉱化作用が生じた。気成作用の最初期の鉱物は多くの場合、金に富むパラジウムと白金の金属間化合物であり、中期には Sb-paolovite (Pd₂Sn)、insizwaite (PtBi₂)-geversite (PtSb₂)、Sb-niggliite (PtSn)、tetraferroplatinum (PtFe)、Pd-rustenburgerite (Pt₃Sn)-atokite (Pd₃Sn)-zvyagintsevite (Pd₃Pb)、moncheite、majakite (PdNiAs)、plumbopalladinite (Pd₃Pb₂)、polarite (Pd(Bi,Pb))、stibiopalladinite (Pd₅Sb₂) がテルル鉛鉱 (PbTe) と関連して産する。また、stannopalladinite ((Pd,Cu)₃Sn₂) やパラジウムに富

む tatyanaite ((Pt,Pd)₉Cu₃Sn₄)–taimyrite ((Pd,Pt)₉Cu₃Sn₄)、銅を含む自然金–Pd–Pt–tetraauricupride (AuCu)、cuproauride (Cu₃Au) も産する。後期には、sobolevskite (PdBi) –sudburyite、sobolevskite–kotulskite、maslovite (PtBiTe)–michenerite、アンチモンの少ない paolovite、ヘッス鉱 (Ag₂Te)、cabriite (Pd₂CuSn)、金の品位が 870–003 の Au–Ag 固溶体系列の鉱物、froodite、アンチモンを含まない insizwaite、ビスマスを含まない geversite、アンチモンを含まない niggliite、genkinite (Pt₄Sb₃) が産する。さらに、低温変成熱水によって再移動することで Ag–Pt–Pd 鉱化作用が生じ、parkerite や、テルルに富む bismutohauchecornite (Ni₉Bi₂S)、アンチモンを含まず銀に富む paolovite、malyshevite (CuPdBiS₃)、sobolevskite、froodite、Pd-reithauptite (NiSb)、 vysotskite (PdS)、自然パラジウム、kharaelakhite ((Pt,CuPb,FeNi)₉S₈)、銀ペントランド鉱、黄銅鉱–Lenaite (AgFeS₂) 固溶体、銀に富む斑銅鉱、自然銀および水銀に富む自然銀、針銀鉱 (Ag₂S)、濃紅銀鉱 (Ag₃SbS₃) といった鉱物が形成されている (例えば Spiridonov et al. 2008, 2015, 2016)。

さらに、高度変成作用での流動についても報告されている。例えば Mota-e-Silva et al. (2015) は、上部角閃岩相からグラニュライト相の変成作用を受けたブラジル北東部の Limoeiro Ni–Cu–(PGE) 鉱床の研究を行った。PGM は主にビスマステルル化鉱物であり、Pt–Ni を含む merenskyite ((Pd,Pt,Ni)(Te,Bi)₂) が優勢である。他に kotulskite、moncheite、Pt/Pd を含む melonite ((Ni,Pt,Pd)(Te,Bi)₂)、未知の Pd–Pb テルル化鉱物、hollingworthite ((Rh,Pt,Pd)AsS)、未知の Pd–Ag ビスマステルル化鉱物、cooperite (PtS) が見られる。最も優勢な鉱物である merenskyite はヘッス鉱やテルル鉛鉱、moncheite とともに複合粒子を形成することがある。一方で、sperrylite は cooperite や hollingworthite、白金を含む melonite とともに複合粒子を構成することがあるが、merenskyite の近くでは存在しない。最も一般的な組織は、BMS の端の PGM、BMS に囲まれた PGM、珪酸塩鉱物または酸化鉱物に囲まれた PGM であり、あまり一般的でない組織として、硫化鉱物脈中の PGM、BMS の端にあるが、PGM が隣接する鉱物相との不規則な反応境界を示す PGM、珪酸塩鉱物のへき開内の硫化鉱物に関連した細長い PGM がある。塊状硫化鉱物鉱石は BMS に囲まれた PGM が豊富であるが、珪酸塩鉱物または酸化鉱物に囲まれた PGM は、より多様な PGM が見られる鉱染状硫化鉱物鉱石ではるかに頻繁に存在する。そして sperrylite は主に珪酸塩鉱物または酸化鉱物に囲まれて発生し、BMS の縁で発生する頻度は低く、BMS に囲まれることもある。一方で、merenskyite は BMS によって最も囲ま

れ、不規則な境界を持ち、珪酸塩鉱物劈開内の硫化鉱物に関連する細長い結晶としても存在する。Mota-e-Silva et al. (2015) は、ビスマステルル化白金族鉱物はテルルおよびビスマスに比較的富むマグマから白金族元素が硫化物メルトに移動し、BMS から 650 °C 未満の温度で離溶することで形成された一方で、砒白金鉱は硫化物メルトから 1000 °C を超える温度で直接結晶化したと推定した。そして、高度変成作用によってカルコゲンや、半金属または金属元素は流動化しなかったが、MSS から分離した ISS が高度変成作用の間に再溶融し、複雑な PGE を含むビスマステルル化メルトが形成された可能性があり、砒白金鉱が溶融した可能性は低いと示した。したがって、ビスマステルル化鉱物 (Bi-Pt-Ni を含む merenskyite) は変成起源である可能性があるが、変成 MSS によって固溶体に吸収され、ピーク変成作用後にゆっくりと再離溶した可能性もある。

したがって、少なくとも固相濃集元素である白金族元素は、珪酸塩鉱物や酸化鉱物を構成する主要元素と同様に、火成作用の段階で原岩に存在していたと推定される。そして鉄に富む包有物の端に見られる砒白金鉱も変成作用以前から存在していたことが推定される一方で、黄銅鉱中に見られる froodite や parkerite は、変成メルトの冷却、あるいは後退変成作用時の黄銅鉱からの離溶によって形成されたと考えられる。特に、溶融温度が 485 °C と低い froodite (Elliot, 1965) などのビスマス化鉱物や、セレン化鉱物は累進変成作用時には溶融していたことが推定され、“鉱物コミュニケーション (mineral communication)” (A.G. Tomkins et al., 2007) によって斑銅鉱固溶体などの硫化鉱物の部分溶融を促進した可能性がある。また、本研究で見られたビスマスは全てビスマス化鉱物やビスマス硫化鉱物中に陰イオンとして存在することから、白金族元素と結合しているテルルやセレン、硫黄、ヒ素といった硫黄族元素および半金属元素と同様の起源であると推定される。したがって、ビスマスは少なくとも変成作用以前より岩石中に存在していたと推定されるが、ビスマスに富む火成作用によるものであるのか、火成作用後の熱水活動によるものであるかは不明である。同様に、銀についてもマグマ起源である可能性と熱水起源である可能性がある。

ここで斑銅鉱を含むサンプルのマトリックス粒子は黄銅鉱が大半であるのに対して、包有物は鉄に富むものが大半であり、黄銅鉱を主体とするものは存在しない。したがって、変成作用時に硫化鉱物の種類や組み合わせが変化したと推定される。一方で銅に富む包有物が存在することから、遅くともピーク変成作用時には岩石が銅に富んでいたと考えられる。この鉱物種の変化の要因とし

て、まず斑銅鉱固溶体＋磁硫鉄鉱が部分溶融することで磁硫鉄鉱が消費され、次に部分溶融メルトがマトリックスの珪酸塩鉱物や酸化鉱物と反応することでメルト中の鉄含有量が増加し、最終的に後退変成作用時に黄銅鉱が形成されたという可能性がある。以上よりおそらく銅の大部分が火成作用起源であったと考えられる。

また、白金族元素の中でも融点が低く、より不適合な性質を持つパラジウムや白金といったパラジウムグループ白金族元素 (P-PGE) を含む鉱物が存在することから、原岩は特に結晶分化の進んだマグマから結晶化したと考えられる (例えば Barnes et al., 1985)。さらに、斑銅鉱を含むサンプルのルテチウム-ハフニウムモデル年代 (T_{DM}^C) として 2372–2232 Ma が得られていることから (Tsunogae et al., 2016)、原岩はスカレピークスハルセン地域の火成年代として報告のある 21–18 億年前頃にプレート内で苦鉄質マグマが生じて形成されたと推測される (図 89)。

以上より、以下のような金属鉱物の変遷を推定した。まずプレート内での火成作用によって銅や白金族元素を含む鉱物が形成された。次に累進変成作用の段階でビスマス化鉱物やセレン化鉱物の溶融が始まった。さらにピークに近い変成作用時に斑銅鉱固溶体が磁硫鉄鉱や中間固溶体 (黄銅鉱) とともに部分溶融した。その一部はざくろ石中に取り込まれ、残りはマトリックスの鉱物と反応して黄銅鉱が形成された。その後流体によって黄銅鉱の一部が溶解し、移動することで脈状の黄銅鉱が形成された。さらに酸化的な流体に伴って硫黄 (おそらく硫酸イオン) がもたらされることで二次的な黄鉄鉱や磁鉄鉱が形成された。

6.6. 鉱物化学組成

6.6.1. 鉱物のフッ素・塩素濃度

変成作用時の流体の挙動について考察するために、ざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトに含まれる角閃石、黒雲母、燐灰石のフッ素および塩素濃度を分析した。角閃石の代表的な組成は表 18、黒雲母の組成は表 18、燐灰石の組成は表 19 に示す。

6.6.1.1. 角閃石

角閃石の $Mg/(Fe+Mg)$ が大きいとフッ素濃度は高くなり、塩素濃度は低くなる傾向があるが、チタン濃度に違いはあまり見られない (図 90)。石墨を含むサンプル (Ts11010803A, Ts10122405B) の角閃石は塩素に最も富み、フッ素に乏しい (Ts11010803A : $F=0.00-0.24$ wt.%, $Cl=0.59-0.84$ wt.%, Ts10122405B : $F=0.00$ wt.%, $Cl=0.62-0.83$ wt.%)。次いで斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の角閃石が塩素に比較的富む ($F=0.08-0.45$ wt.%, $Cl=0.34-0.58$ wt.%)。一方で磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の角閃石はフッ素に富み、塩素に乏しい ($F=0.76-1.39$ wt.%, $Cl=0.00-0.06$ wt.%)。サンプルごとに産状による違いを比較すると、斑銅鉱を含むサンプルに関しては、塩素濃度がざくろ石中の包有物よりも、マトリックス粒子やシンプレクタイトといった形成された角閃石の方が高い傾向にあるが、フッ素濃度に違いは見られない (図 91a)。このことは、ピーク変成作用から後退変成作用にかけて塩素が供給されたことを意味する。一方でフッ素に富む、磁鉄鉱を含むサンプルに関しては、フッ素濃度・塩素濃度ともに後に形成された角閃石の方が高い傾向にあり (図 91b)、特にフッ素がピーク変成作用時から後退変成作用時にかけて供給されたことを示唆する。また、石墨を含むサンプル (Ts11010803A) の塩素濃度はざくろ石中の包有物の方が高い傾向にあり、フッ素濃度に違いは見られないため (図 91c)、累進変成作用時にはすでに塩素に富む環境であったと考えられる。一方でサンプル Ts10122405B は角閃石が全てマトリックス粒子であるため産状による比較はできない。

6.6.1.2. 黒雲母

黒雲母の $Mg/(Fe+Mg)$ が大きいとフッ素濃度は高くなり、塩素濃度は低くなる傾向があるが、チタン濃度に違いはあまり見られない (図 92)。そして角閃石と同様に磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の黒雲母はフッ素に富み ($F=0.40-2.76$ wt.%, $Cl=0.01-0.07$ wt.%)、斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の黒雲母は塩素に比較的富む ($F=0.00-1.10$ wt.%, $Cl=0.33-0.49$ wt.%)。斑銅鉱を含むサンプルのフッ素濃度は、ざくろ石中の結晶化したメルト包有物である珪長岩-ナノ花崗岩包

有物 (FNI: Cesare et al., 2009, 2015; Hiroi et al., 2014, 2019) 中の黒雲母は低い、その他の産状に違いはあまり見られず、塩素濃度に産状による違いはあまり見られなかった (図 93a)。Kawakami et al. (2016) は、本地域の塩素濃度が 0.3 wt.%以上 (0.31–0.41 wt.%) の黒雲母を塩水の浸透の証拠として報告しており、斑銅鉱を含むサンプルにも塩水が浸透したことが推定される。そして珪長岩–ナノ花崗岩包有物中の黒雲母の塩素濃度も同様に比較的高いことから、部分溶融メルトがフッ素に乏しく、塩素に比較的富んでいたと考えられ、塩水の浸透と部分溶融の関連が示唆される。一方で磁鉄鉱を含むサンプルのフッ素濃度は角閃石と同様に後に形成された黒雲母の方が高い傾向にあり、フッ素がピーク変成作用時から後退変成作用時にかけて供給されたことを示唆する (図 93b)。また、珪長岩–ナノ花崗岩包有物中の黒雲母はフッ素濃度が低いものがある一方で、ざくろ石中の単相の包有物と同程度のフッ素濃度のものもある。なお、石墨を含むサンプル (Ts11010803A, Ts10122405B) に黒雲母は見られなかった。

6.6.1.3. 燐灰石

角閃石と同様に、塩素濃度は石墨を含むサンプル (Ts11010803A) が最も高く (F=2.68–3.24 wt.%, Cl=1.01–1.26 wt.%)、次いで斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) が高い (図 94a, F=2.87–5.10 wt.%, Cl=0.14–0.82 wt.%)。また、磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の燐灰石は塩素に乏しい (F=3.28–5.55 wt.%, Cl=0.00–0.06 wt.%)。一方で石墨および柱石を含むサンプル (Ts10122405B) の塩素濃度は、斑銅鉱を含むサンプルの最も塩素濃度の低いものと同程度である (F=3.28–3.55 wt.%, Cl=0.22–0.27 wt.%)。斑銅鉱を含むサンプルの塩素濃度は、包有物の方がマトリックス粒子よりも高い傾向にあり、角閃石の結果とは異なる (図 94b)。同様に、磁鉄鉱を含むサンプルの塩素濃度も包有物の方がマトリックス粒子よりも高い傾向にある (図 94c)。また、粗粒なマトリックス粒子にも塩水の浸透の結果と考えられている交代組織や再成長組織、モナズ石は見られないため、燐灰石は塩水による物質移動の影響をほとんど受けていないと推定される。なお、石墨を含むサンプル (Ts11010803A, Ts10122405B) はマトリックス粒子のみ分析した。

6.6.2. 柱石の組成

石墨および柱石を含むサンプル (Ts1012405B) の柱石の化学組成を分析したところ、 $\text{EqAn}=100 \times (\text{Al}-3)/3=59-66$ ($\text{Cl}=0.43-0.71 \text{ wt.}\%$, $\text{SO}_3=0.00-0.04 \text{ wt.}\%$) となった (図 95a、表 21)。したがって、揮発性元素はほとんど炭素であり、硫黄がほとんど含まれないことがわかった ($\text{CO}_3/(\text{Cl}+\text{SO}_4+\text{CO}_3)=0.82-0.89$)。なお、 $\Sigma\text{cation}=16$ として計算した。また、コアの方がわずかに塩素に富む傾向が見られた (図 95a)。

6.6.3. カリ長石のバリウム含有量

斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の斜長石や石英の境界にレンズ状、またはフィルム状にカリ長石が存在する (図 96a)。このようなカリ長石は塩水の浸透によって形成されることがわかっている (例えば Harlov et al., 1998; Harlov, 2012)。また、カリ長石の高いバリウム濃度は交代作用の証拠となる (例えば Mehnert and Büsch, 1985; Harlov et al., 1998)。そこで、カリ長石が流体起源なのかを推定するためにバリウム濃度を分析したところ、脈状のカリ長石は $\text{BaO}=0.96-1.16 \text{ wt.}\%$ となり、斜長石中のカリ長石の離溶ラメラ (図 96b) も $\text{BaO}=0.74-0.87 \text{ wt.}\%$ と比較的バリウムに富むことがわかった (表 22)。したがって、カリウムやバリウムが後退変成作用時に塩水によってもたらされることでカリ長石が結晶化したと考えられる。そしてカリ長石ラメラに関しても、塩水によってもたらされたカリウムが斜長石中に取り込まれ、冷却時に離溶したもの (“交代アンチパーサイト (replacement antiperthite) ” ; Todd and Evans 1994) と考えられる。また、隣接する石英中には黄銅鉱の脈が存在するため、後退変成作用時の黄銅鉱の流動にも塩水が関与したと考えられる。

6.6.4. 斜長石の組成

斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の斜長石にはコア-リム組織が見られ (図 96b)、コア (An_{44-55}) はナトリウムに、リム (An_{72-84}) とシンプレクタイト (An_{78-87}) はカルシウムに富む (図 97、表

22)。一方で、ざくろ石中の包有物は An_{59-62} のものと An_{85-90} のものがある。同様に、磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の斜長石のコア (An_{58-60}) も、リム (An_{71-73}) やシンプレクタイト (An_{89-93})、ざくろ石中の包有物 (An_{74-78}) よりもナトリウムに富む。したがって、カルシウムがピーク変成作用時から後退変成作用時にかけて粒界に沿ってもたらされたとわかり、カルシウムの媒体としては流体 (塩水) と部分熔融メルトが考えられる。磁鉄鉱を含むサンプルから塩水が浸透した痕跡は見つかっていないため、少なくとも磁鉄鉱を含むサンプルはメルトによってカルシウムがもたらされたと推定される。一方で斑銅鉱を含むサンプルは塩水が浸透したと推定されるため、カルシウムが塩水によってもたらされた可能性は否定できない。

石墨と柱石を含むサンプル (Ts10122405B) の斜長石は柱石を交代するように存在し、その組成はナトリウムに富む (An_{17-29})。一方で柱石の組成はカルシウムに富むため ($EqAn=59-66$)、組成は大きく異なる (図 95b)。したがって、ナトリウムが後退変成作用時にもたらされたと考えられる。このことは、方沸石の脈が存在することと矛盾しない。

6.7. 全岩のフッ素・塩素・炭素・硫黄・水含有量

4 サンプルの全岩の塩素、フッ素、炭素、硫黄濃度はそれぞれ、斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) が 0.02 wt.%、0.06 wt.%、0.05 wt.%、0.011 wt.%、磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) が 0.02 wt.%、0.12 wt.%、0.05 wt.%、0.029 wt.%、石墨を含むサンプル (Ts11010803A) が 0.03 wt.%、0.04 wt.%、0.08 wt.%、0.049 wt.%、石墨をわずかに含むサンプル (Ts11010704B) が 0.03 wt.%、0.06 wt.%、0.14 wt.%、0.011 wt.%となった。また、 H_2O -は全てのサンプルが 0.2 wt.%となり、 H_2O+ は 0.4 wt.% (サンプル Ts10122506) および 0.5 wt.% (サンプル Ts11010802、Ts11010803A、Ts11010704B) となった (表 15)。

以上より、石墨を含むサンプルが塩素をより多く含み、磁鉄鉱を含むサンプルがフッ素に富むことがわかり、鉱物のフッ素・塩素濃度と同様の結果となった。一方で、石墨を含まないサンプルにも一定程度の炭素が含まれていることがわかった。これらのサンプルには二酸化炭素流体や炭酸塩鉱物として炭素が保持されていると推定される。さらに、硫黄の含有量は硫化鉱物の最も多い斑

銅鉱を含むサンプルが最も少ない一方で、硫化鉱物がほとんど見られず、石墨を最も多く含むサンプル (Ts11010803A) が最も多いことがわかった。したがって、石墨を含むサンプルには硫黄が硫酸塩や単体といった硫化鉱物以外の形で存在すると考えられる。これは後退変成作用時もしくは熱水変質時に硫黄が流入した、あるいは硫化鉱物が溶解または酸化したことを示唆する。

6.8. 流体包有物

斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) 中のざくろ石の一部には、負結晶を呈する二次流体包有物が多く存在する (図 98)。これは割れ目に沿って浸透した流体がネッキングダウンによって負結晶となったものであると考えられ、その他のサンプルには見られなかった。また、負結晶をしていることから比較的高温の段階で流体が浸透したと推定される。以上より後退変成作用時の流体の情報を保持していると考えられるため、その組成について池端慶准教授の所有する顕微ラマン分光計 (レニショーinVia ラマンマイクロスコープ) を用いて分析した。

負結晶の二次包有物は主に CO₂ 流体包有物であるが、H₂O 流体包有物が 1 個のみ見られた。この H₂O 流体包有物は CH₄ を含み、炭酸塩鉱物 (菱鉄鉱-菱苦土石固溶体) が見られる (図 98b, 99)。また、含水鉱物 (葉ろう石: Al₂Si₄O₁₀(OH)₂) のスペクトルも見られるため、炭酸塩鉱物と共存していると推定される。一方で気泡は非常に強い CH₄ のスペクトルを示すため、主に CH₄ からなると考えられる (図 99b)。

CO₂ 流体包有物には、炭酸塩鉱物 (Fe-Mg 固溶体) および含水鉱物 (主に葉ろう石) という 2 相の固相を含むものもあり、CH₄ のスペクトルも見られた (図 98c, 100, 101a,b)。1 相の固相 (炭酸塩鉱物) が見られる CO₂ 流体包有物でも含水鉱物のスペクトルが見られたが、CH₄ のスペクトルは見られないものもあった (図 101c,d)。また、完全に流体が結晶化したものと考えられる負結晶の炭酸塩包有物も存在する (図 98d)。含水鉱物のスペクトルも見られたが、他の流体包有物のもの (Fe-Mg 固溶体) と炭酸塩鉱物の種類が異なり、方解石であった (図 102)。

以上のように負結晶を示す流体包有物は CO₂ 流体包有物、H₂O 流体包有物ともに CH₄ を含む。さらに炭酸塩鉱物および含水鉱物が含まれるため、元々 CO₂+H₂O±CH₄ という混合流体であったこ

とが示唆される。そして冷却時にざくろ石と反応することで炭酸塩鉱物および含水鉱物が晶出したと推定される。一方で全ての流体包有物中に石墨は見られなかった。しかし、CO₂およびCH₄を含むため、冷却時に石墨が析出することは可能であったと推定される。したがって、一度石墨が析出し、その後再び溶解した可能性がある。

また、ざくろ石中には初生包有物や、不規則な形状の二次包有物も見られ、全てCO₂流体包有物である(図103)。初生包有物は炭酸塩鉱物および含水鉱物のスペクトルを示すが、CH₄のスペクトルは見られないものもあった(図104)。したがって、負結晶の二次包有物と同様にCO₂+H₂O±CH₄という混合流体であったと考えられる。しかし、含水鉱物は二次包有物の方がより成長しており、H₂O流体包有物が見られることから、流体の含水量は後退変成作用時の方が多かったと推定される。

炭酸塩鉱物のラマンスペクトルをPeakFit v4.12ソフトウェア(SYSTAT Software Inc.)にてシェードフォークト(Gaussian-Lorentzian Sum (Area))関数でフィッティングし、炭酸塩鉱物の組成を求めた(Rividi et al., 2010; Boulard et al., 2012)。その結果、 $Fe\# = 100 \times Fe / (Fe + Mg + Mn + Ca + Al)$ は27.5–71.5(二次包有物)および40.5–70.9(初生包有物)となり、 $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe + Mn + Ca)$ は14.7–59.2(二次包有物)および15.4–46.0(初生包有物)となった。このように、同時に浸透した流体から結晶化した菱鉄鉱–菱苦土石固溶体が様々な組成を持つことがわかった。同様に二酸化炭素のラマンスペクトルのフィッティングを行い、その密度を計算した。Fall et al. (2011)のキャリブレーションでは0.696–0.864 g/cm⁻¹(二次包有物)および0.767–0.858 g/cm⁻¹(初生包有物)、Wang et al. (2011)のキャリブレーションでは0.692–0.865 g/cm⁻¹(二次包有物)および0.766–0.859 g/cm⁻¹(初生包有物)となった。同時期に浸透した流体である二次包有物の密度に幅があり、初生包有物よりも高密度の二次包有物が存在することから、流体がざくろ石と反応することで二酸化炭素の密度が低下したことが示唆される。

6.9. 炭素の起源

炭素の起源としては、岩体内部(変成炭酸塩岩や変成堆積岩中の有機炭素)の可能性と、岩体外部(主にマントル)の可能性がある。So and Satish-Kumar (2010)はリュツォ・ホルム岩体全域か

らの石墨の炭素同位体比を分析し、スカレビークスハルセン地域の変成岩中の石墨の $\delta^{13}\text{C}$ 値が-1.8–-17.2‰であることを報告した。それぞれの産状の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、-3.5–6.0‰（脈状の石墨）、-4.6–17.1‰（石墨を含む珪長質片麻岩と泥質片麻岩）、-5.1–17.2‰（輝石片麻岩）、-1.8–4.6‰（石灰珪質岩）、-1.4–3.4‰（マーブル）、-2.7–6.4‰（珪岩）である。本研究で扱ったざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの同位体比はわからないが、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が-15 ‰未満のものは生物起源、-10–5 ‰のものはマントル起源、-5 ‰以上のは炭酸塩岩起源であるとされているため（Luque et al., 2012）、様々な岩相が炭酸塩岩からの炭素の影響を受けていることがわかる。したがって、スカレビークスハルセン地域に広範囲に分布する炭酸塩岩が炭素の起源であったと推定される。

6.10. 石灰珪質グラニュライト

炭酸塩岩が炭素の起源になり得るのかを考察することを目的として、マーブルと泥質グラニュライトの間に見られる石灰珪質グラニュライト中の柱石の分析を行った（表 21）。この石灰珪質グラニュライトは層状に存在する（図 105）。

分析の結果、マーブルに最も近いサンプル Ts10122806H の柱石が最も塩素に富み、二酸化炭素に乏しいことがわかった（図 106、EqAn=56–72, Cl=0.63–1.46 wt.%, $\text{SO}_3=0.00\text{--}0.05$ wt.%）。次いでサンプル Ts10122806G の柱石が塩素に富むが（EqAn=57–81, Cl=0.30–1.32 wt.%, $\text{SO}_3=0.00\text{--}0.05$ wt.%）、サンプル Ts10122806D の柱石も同程度塩素を含む（EqAn=58–69, Cl=0.85–1.30 wt.%, $\text{SO}_3=0.00\text{--}0.05$ wt.%）。したがって、サンプル Ts10122806D の柱石は、よりマーブルに近い、サンプル Ts10122806F の柱石（EqAn=65–81, Cl=0.33–0.96 wt.%, $\text{SO}_3=0.00\text{--}0.05$ wt.%）やサンプル Ts10122806E の柱石（EqAn=77–84, Cl=0.22–0.47 wt.%, $\text{SO}_3=0.00\text{--}0.03$ wt.%）よりも塩素に富むため、マーブルからの距離に応じて組成が変化するわけではないとわかる。特にサンプル Ts10122806H からサンプル Ts10122806F にかけての柱石は、コアからリムへ組成が段階的に変化する（図 107）。これは二酸化炭素とカルシウムに富む流体によって柱石が交代されたためであると考えられ、流体は炭酸塩岩から供給されたといえる。なお、サンプル Ts10122806H のリムはその他のサンプルよりも塩素に富み、サンプル Ts10122806G とサンプル Ts10122806F のリムの組成は類似している。一方でサンプル

Ts10122806E とサンプル Ts10122806D はコアとリムの違いが明らかではなく (図 108)、それぞれある時点での流体組成を反映していると考えられる。

また、サンプル Ts10122806H に含まれる燐灰石も交代された組織を示すが、柱石とは対照的に後で形成されたものの方が塩素に富む (図 109)。さらに流体の経路に沿ってモナズ石も形成している。これらは塩水の浸透による交代作用で生じる典型的な組織であり (例えば Harlov and Förster, 2002b; Harlov et al., 2005)、塩水の移動した経路に沿って燐灰石が交代されたと考えられる。そして塩水は二酸化炭素によって交代された柱石から放出されたと推定される。一方で全ての柱石に硫黄はほとんど含まれていないため ($\text{SO}_3 \leq 0.05 \text{ wt.}\%$)、硫黄の供給源ではないといえる。また、柱石を交代するように成長している斜長石の組成は灰長石に富むため (図 106b、表 22 ; An_{82-97})、カルシウムが後退変成作用時にもたらされたと考えられ、その起源はマールと推定される。

加えて、泥質グラニュライト (サンプル Ts10122806A) の黒雲母の塩素含有量は、ざくろ石中の包有物 (0.74–0.77 wt.%) の方がマトリックス粒子 (0.26–0.28 wt.%) よりも塩素に富むことがわかっている (笹沼, 2018 MS)。包有物は Kawakami et al. (2016) で報告された塩素に富む黒雲母 (0.31–0.41 wt.%) よりも塩素に富むため、累進変成作用時に塩水が存在したと考えられる。

Satish-Kumar et al. (2006) は、スカレブークスハルセンに近接するスカーレンのマール内に産する柱石ブーディンの柱石コアの組成として $\text{Cl}=0.7 \text{ apfu}$ を報告した。これは今回得られたもの ($\text{Cl} \leq 0.38 \text{ apfu}$) よりも塩素に富む。彼らは塩水 (およびブーディン) を蒸発岩起源、二酸化炭素を等温減圧による脱炭酸起源とした。同様に塩素濃度が最も高いサンプル Ts10122806H 周辺も蒸発岩起源であり、二酸化炭素は脱炭酸によると考えられる。

以上より、炭酸塩岩から二酸化炭素が多く放出されることが明らかとなったことから、スカレブークスハルセン地域の炭素が主に炭酸塩岩起源であると推定される。また、サンプル Ts10122806H 周辺が塩水の供給源であったと考えられるため、炭酸塩岩 (マール) 近傍の蒸発岩起源の石灰珪質グラニュライトがスカレブークスハルセン地域の塩水の起源であると推定される。

6.11. ざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトにおける炭素・フッ素・塩素の挙動

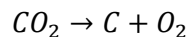
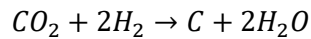
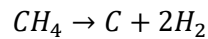
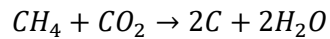
石墨を含むサンプルにおける石墨の産状から、炭素が後退変成作用時にもたらされたことがわかる。また、斑銅鉱を含むサンプルに見られる脈状のカリ長石がバリウムを含むことから、後退変成作用時にカリウムやバリウムを伴う塩水が浸透したことがわかる。そしてこのカリ長石に隣接する石英中には黄銅鉱の脈が存在するため、後退変成作用時の黄銅鉱の流動にも塩水が関与したと考えられる。さらに、石墨を含むサンプルには斑銅鉱を含むサンプルよりも塩素に富む角閃石が存在することから、石墨を含むサンプルにも後退変成作用時に塩水が浸透したと推定される。したがって、炭素の流入による石墨の結晶化と塩水の浸透との関連が示唆される。二酸化炭素と塩水はグラニュライト相条件下で不混和領域を持ち、平衡共存できるため（例えば Trommsdorff et al., 1985; Schmulovich and graham, 1999, 2004; Heinrich, 2007; Ivanov and Bushmin, 2019, 2021）、塩水と不混和混合した流体として浸透したことが推定される。また、石墨を含む岩石はマーブルの層から離れた場所にも見られる（図 59）。二酸化炭素は濡れ角が大きい（例えば Watson and Brennan, 1987）、大きく移動することはできないが、塩水が共存する二酸化炭素の流動性を高めたことでざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトにまで炭素が到達したと考えられる。また、石墨および柱石を含むサンプルの柱石を交代するように成長している斜長石の組成が曹長石に富み、方沸石の脈が存在することから、ナトリウムが後退変成作用時もしくは熱水変質時にもたらされたこともわかる。

一方で磁鉄鉱を含むサンプルはフッ素に富む。その理由として、岩石が変成作用以前からフッ素に富んでいたことが推定され、フッ素が火成作用起源である可能性がある。そしてフッ素が部分溶融メルトに分配されることで、メルトの結晶化の際に形成された黒雲母や角閃石がよりフッ素に富むようになったと考えられる。

6.12. 石墨の析出

石墨は C-O-H 流体が炭素に過飽和になることで析出する。炭素過飽和になる要因として、水の除去や流体の混合による流体組成の変化、流体の冷却、酸化的な流体の還元的な環境への浸透、

の3過程が考えられてきた（例えば Huizenga, 2011）。また、石墨は低温で消費されるため（例えば Huizenga, 2011）、ある程度高温の環境へ流体の浸透や、短時間での流体の浸透が推定される。石墨の析出に関する反応としては、以下のような二酸化炭素とメタンの反応、メタンの酸化、二酸化炭素の還元が考えられる。



純粋な二酸化炭素流体の無水環境への浸透では、ほとんど析出しないため（例えば Huizenga and Touret, 2012）、二酸化炭素と塩水やメタンとの混合流体（C-O-H 流体）がある程度還元的な環境に浸透し、冷却時に析出したことが予想される。ここで、石墨を含むサンプル（特にサンプル Ts11010803A）は硫化鉱物に乏しい一方で、全岩の硫黄濃度が高いため、硫黄は硫酸塩などより酸化された状態で存在すると推定される。したがって、原岩に硫化鉱物が斑銅鉱を含むサンプルや磁鉄鉱を含むサンプルと同程度存在したと仮定すると、塩水の浸透により硫化鉱物が溶解することで硫化水素が放出され、その硫化水素が二酸化炭素を還元することで石墨が析出したという可能性が示唆される。そして水が角閃石や黒雲母といった含水鉱物の形成に用いられることで、石墨の結晶化が促進されたと考えられる。一方で、斑銅鉱を含むサンプルに二酸化炭素流体と塩水が浸透したと推定されるが、石墨は析出していない。流体浸透時の環境に大きな違いはないため、浸透した二酸化炭素の量が少なかった可能性がある。また、シンプレクタイトが存在するため、シンプレクタイト形成時の物質移動により石墨が結晶化できなかった可能性もある。したがって、二酸化炭素（流体）と炭素（石墨）の関係については明らかになっていない部分が多く、今後のさらなる検討が必要である。

6.13. スカレビークスハルセン地域における流体の活動履歴

本研究の結果から、塩水と二酸化炭素流体の活動履歴について考察した。まず、泥質グラニュー

ライト中の塩素に富む黒雲母包有物の存在から累進変成作用時に塩水が存在していたことがわかる。また、石灰珪質グラニュライトの塩素に富む柱石もこの段階で形成されたと考えられ、塩素の起源として炭酸塩岩近傍の蒸発岩が推定される。本地域および近接するスカーレン地域に産するマーブル（炭酸塩岩）は、炭素、酸素、ストロンチウム同位体に基づいておよそ 830–730 Ma にモザンビーク海で堆積した可能性が示唆されており（Satish-Kumar et al., 2008b）、蒸発岩も同様にモザンビーク海の閉塞時に堆積したと考えられる。

次いで石灰珪質グラニュライトの二酸化炭素に富む柱石リムの存在から、二酸化炭素流体が浸透したことがわかる。二酸化炭素流体の起源はマーブルであると考えられ、その発生にはマーブルの等温減圧による脱炭酸（Satish-Kumar et al., 2006）あるいは塩水の浸透によるマーブルの溶解が関与していたと推定される。そしてこの二酸化炭素流体が初生包有物として捕獲されたと考えられる。

加えて、二酸化炭素流体が柱石を交代することで、塩水が生じたといえる。この塩水は二酸化炭素流体と不混和に共存したと考えられ、広範囲に移動することでざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトに浸透し、石墨の結晶化や脈状カリ長石の形成、角閃石の塩素濃度の上昇を引き起こしたと推定される。そして流体は二次包有物として捕獲されたと考えられる。

以上のように本研究では、主にざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトを用いて累進変成作用から後退変成作用に至るまでに関与した流体種を明らかにするとともに、特に後退変成作用時の流体の挙動を明らかにすることができた。後退変成作用時の塩水の浸透については、前章（第 6 章）でルンドボークスヘッタ地域において約 530 Ma に生じたことがわかったため、スカレビークスハルセン地域も同時期に生じたことが予想される。しかし、ルンドボークスヘッタ地域ではざくろ石の形成を伴う交代作用が生じたが、スカレビークスハルセン地域ではそのような交代作用は見られない。また、ルンドボークスヘッタ地域の交代作用に二酸化炭素流体が関与した痕跡は見られないため、ルンドボークスヘッタ地域により高塩濃度で純粋な塩水が浸透したと推定される。したがって、浸透した流体種が異なることがわかり、その起源も異なる可能性がある。

リュツォ・ホルム岩体の変成作用における流体の挙動に関する研究は乏しく、本研究で引用したルンドボークスヘッタ地域の交代作用の研究（Takahashi et al., 2018b）やスカーレン地域に見られる柱石ブーディンの研究（Satish-Kumar et al., 2006）の他には、スカーレン地域に産するマーブルの

ストロンチウム、酸素、炭素同位体と微量元素から、複数段階の変成流体と岩石の相互作用を示した研究 (Satish-Kumar et al., 2010) がある程度である。また、流体包有物についても Satish-Kumar et al. (2006) と Takahashi et al. (2018b) の他には二酸化炭素からなる包有物がオングル地域、スカーレン地域、ボツンネーセ地域 (Santosh and Yoshida, 1992) とアウストホブデ地域 (Takahashi and Tsunogae, 2017) から報告されているに過ぎない。したがって、変成作用における流体の役割を解明する上で重要なデータが得られたといえる。

第7章 まとめ

変成ピーク圧力条件（顕微ラマン分光計を用いた圧力計）

岩体南部のグラニュライト相の変成岩には粒界拡散のために適用できなかったが、低変成度の地域である岩体東部のかすみ岩に産する岩石からはじめて圧力条件（750 °C で 7.59–8.07 kbar）を得た。得られた圧力条件は東部のあけぼの岩から報告されている圧力条件よりも低いため、より低圧の変成作用が約 550 Ma に生じた可能性と、約 940 Ma のピークから後退変成作用時に片麻岩の原岩である花崗岩質岩が貫入した可能性がある。

変成作用・交代作用・火成作用の年代（ルンドボークスヘッタ地域およびすだれ岩）

EPMA を用いたモナズ石の年代測定により、ルンドボークスヘッタ地域北部の交代作用が約 530 Ma に生じたことがわかった。そしてジルコニウム–ルチル温度計の結果から、交代作用によりざくろ石が後退変成作用時のおよそ 850 °C で最も成長し、その成長が 820 °C 程度まで続いていたとわかった。また、ルンドボークスヘッタ地域、すだれ岩ともに 650–630 Ma と 570–550 Ma という2つの年代が得られたため、スカーレン地域からベスレックナウセン地域、アウストホブデ地域まで同時期に同様の変成作用を受けていたことが明らかとなった。したがって、リュツォ・ホルム岩体北部の火成弧と南部の微小大陸の衝突が 650–630 Ma には生じていたと考えられる。また、LA-ICP-MS を用いたジルコンの年代測定により、すだれ岩から約 10–9 億年前という火成年代が初めて得られたため、すだれ岩が大陸衝突時の縫合帯に位置していたことが確認された。

金属鉱物と流体の挙動（スカレビークスハルセン地域に産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト）

斑銅鉱や自然銅、白金族元素やビスマス、銀、セレンなどを含む鉱物が存在するサンプルを見

出し、白金族元素や銅などの元素がプレート内での火成作用起源であると推定した。また、銅に富む包有物の存在からピークに近い変成作用時に硫化鉱物の部分溶融が生じたことが、黄銅鉱脈と比較的バリウムに富むカリ長石脈の存在から後退変成作用時の塩水の浸透によって黄銅鉱が流動したことがわかった。

石墨を含むサンプルを見出し、角閃石や柱石の塩素濃度などから、炭素が炭酸塩岩起源であり、後退変成作用時に二酸化炭素と塩水が不混和混合した流体として浸透したと推定した。また、マーブルと泥質グラニュライトの間に見られる石灰珪質グラニュライトに含まれる柱石の塩素濃度から、塩水が蒸発岩起源であると推定した。

以上のように高度変成岩類を様々な観点から研究することで、原岩の火成作用から累進変成作用（変成ピーク圧力条件）、ピーク変成作用（金属鉱物の部分溶融）、後退変成作用（塩水や二酸化炭素流体の浸透）まで変成岩類が経た一連の過程を考察した。その結果として、研究の乏しい岩体東部の変成条件や、流体が浸透した年代、変成作用における金属鉱物や流体の挙動を明らかにすることができたため、岩体のテクトニクスを明らかにする上で意義のあるデータを得たといえる。そしてこれら手法を他地域の変成岩体に適用することにより、高度変成岩体のテクトニクスを解明することに貢献できると期待される。

謝辞

指導教官である筑波大学生命環境系の角替敏昭教授には、本研究を進めるにあたって終始様々なご指導ご鞭撻をいただいた。また、サンプルや分析データを提供していただいた。このように本研究は角替敏昭教授の存在なしにはできなかつたことであり、心より感謝申し上げます。また、岩石学分野の池端慶准教授には、顕微ラマン分光計を使用させていただくとともに研究に関する様々なコメントをいただき、国立科学博物館の堤之恭博士にはジルコンの年代測定をさせていただいた。ここに深謝の意を表す。また、副査である池端慶准教授、鉱物学分野の黒澤正紀准教授、惑星資源科学分野の丸岡照幸准教授には、原稿を査読していただいた。ここに感謝申し上げます。

さらに、研究室の諸先輩方や後輩、留学生の皆様には様々な議論をしていただくとともに、研究を支援していただいた。皆様の研究への姿勢を拝見することや研究成果を知ることが私の研究へのモチベーションとなったため、とても感謝している。以上のように、多くの方々のご支援により本研究を遂行することができた。改めて感謝申し上げます。

また、本研究は日本学術振興会の特別研究員（DC1）として行ったものであり、研究奨励金や科学研究費補助金（特別研究員奨励費、課題番号：19J20534）の支援を受けた。

最後になるが、家族の支えなしでは博士後期課程まで研究を続けること、そして博士論文を仕上げて学位を取得することはできなかつた。ご協力やご支援に本当に感謝している。

参考文献

- Åmli, R., Griffin, W.L., 1975. Microprobe analysis of REE Minerals using empirical correction factors. *American Mineralogist* 60, 599–606.
- Angel, R.J., Alvaro, M., Miletich, R., Nestola, F., 2017a. A simple and generalised P–T–V EoS for continuous phase transitions, implemented in EosFit and applied to quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 172, 29.
- Angel, R.J., Mazzucchelli, M.L., Alvaro, M., Nestola, F., 2017b. EosFit-Pinc: A simple GUI for host-inclusion elastic thermobarometry. *American Mineralogist* 102, 1957–1960.
- Angel, R.J., Murri, M., Mihailova, B., Alvaro, M., 2019. Stress, strain and Raman shifts. *Zeitschrift für Kristallographie - Crystalline Materials* 234, 129–140.
- Aranovich, L.Y., Newton, R.C., Manning, C.E., 2013. Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite–H₂O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 374, 111–120.
- Asami, M., Suzuki, Kazuhiro, Adachi, M., 1997. Th, U and Pb analytical data and CHIME dating of monazites from metamorphic rocks of the Rayner, Lützow–Holm, Yamato–Belgica and Sør Rondane Complexes, East Antarctica. *Proceeding of NIPR Symposium on Antarctic Geoscience* 10, 130–152.
- Ashley, K.T., Caddick, M.J., Steele-MacInnis, M.J., Bodnar, R.J., Dragovic, B., 2014. Geothermobarometric history of subduction recorded by quartz inclusions in garnet. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 350–360.
- Baba, S., Hokada, T., Kamei, A., Kitano, I., Motoyoshi, Y., Nantasin, P., Setiawan, N.I., Dashbaatar, D.-O., 2020. Tectono-metamorphic evolution and significance of shear-zone lithologies in Akebono Rock, Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *Antarctic Science* 33, 52–72.
- Baba, S., Horie, K., Hokada, T., Takehara, M., Kamei, A., Kitano, I., Motoyoshi, Y., Nantasin, P., Setiawan, N.I., Dashbaatar, D.-O., 2022. Newly found Tonian metamorphism in Akebono Rock, eastern Dronning Maud Land, East Antarctica. *Gondwana Research* 105, 243–261.

- Barnes, S.-J., Naldrett, A.J., Gorton, M.P., 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology* 53, 303–323.
- Bell, T.H., Welch, P.W., 2002. Prolonged Acadian orogenesis: Revelations from foliation intersection axis (FIA) controlled monazite dating of foliations in porphyroblasts and matrix. *American Journal of Science* 302, 549–581.
- Boulard, E., Guyot, F., Fiquet, G., 2012. The influence on Fe content on Raman spectra and unit cell parameters of magnesite–siderite solid solutions. *Physics and Chemistry of Minerals* 39, 239–246.
- Cesare, B., Ferrero, S., Salvioli-Mariani, E., Pedron, D., Cavallo, A., 2009. “Nanogranite” and glassy inclusions: The anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology* 37, 627–630.
- Cesare, B., Acosta-Vigil, A., Bartoli, O., Ferrero, S., 2015. What can we learn from melt inclusions in migmatites and granulites? *Lithos* 239, 186–216.
- Cesare, B., Parisatto, M., Mancini, L., Peruzzo, L., Franceschi, M., Tacchetto, T., Reddy, S., Spiess, R., Nestola, F., Marone, F., 2021. Mineral inclusions are not immutable: Evidence of post-entrapment thermally-induced shape change of quartz in garnet. *Earth and Planetary Science Letters* 555, 116708.
- Cisneros, M., Barnes, J.D., Behr, W.M., Kotowski, A.J., Stockli, D.F., Soukis, K., 2021. Insights from elastic thermobarometry into exhumation of high-pressure metamorphic rocks from Syros, Greece. *Solid Earth* 12, 1335–1355.
- Collins, A.S., Pisarevsky, S.A., 2005. Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum–Indian Orogens. *Earth-Science Reviews* 71, 229–270.
- Collins, A.S., Santosh, M., Braun, I., Clark, C., 2007a. Age and sedimentary provenance of the Southern Granulites, South India: U–Th–Pb SHRIMP secondary ion mass spectrometry. *Precambrian Research* 155, 125–138.
- Collins, A.S., Clark, C., Sajeev, K., Santosh, M., Kelsey, D.E., Hand, M., 2007b. Passage through India: The Mozambique ocean suture, high-pressure granulites and the Palghat–Cauvery shear system. *Terra Nova* 19, 141–147.
- Dunkley, D.J., 2007. Isotopic zonation in zircon as a recorder of progressive metamorphism. *Geochimica et*

Cosmochimica Acta A224.

- Dunkley, D.J., Shiraishi, K., Motoyoshi, Y., Tsunogae, T., Miyamoto, T., Hiroi, Y., Carson, C.J., 2014. Deconstructing the Lützow-Holm Complex with zircon geochronology. Abstract of 7th international SHRIMP workshop program, 116–121.
- Dunkley, D.J., Hokada, T., Shiraishi, K., Hiroi, Y., Nogi, Y., Motoyoshi, Y., 2020. Geological subdivision of the Lützow–Holm Complex in East Antarctica: From the Neoproterozoic to the Neoproterozoic. *Polar Science* 26, 100606.
- Eggins, S.M., Kinsley, L.P.J., Shelley, J.M.G., 1998. Deposition and element fractionation processes of occurring during atmospheric pressure sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science* 127–129, 278–286.
- Elliott, P., 1965. *Constitution of Binary Alloys, First Supplement*. New York, McGraw-Hill.
- Ellis, D.E., 1978. Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1271–1281.
- Enami, M., 2012. Influence of garnet hosts on the Raman spectra of quartz inclusions. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 107, 173–180.
- Enami, M., Nishiyama, T., Mouri, T., 2007. Laser Raman microspectrometry of metamorphic quartz: A simple method for comparison of metamorphic pressures. *American Mineralogist* 92, 1303–1315.
- Fall, A., Tattitch, B., Bodnar, R.J., 2011. Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H₂O–CO₂–NaCl fluid inclusions based on clathrate melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 951–964.
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429–437.
- Fraser, G., McDougall, I., Ellis, D.J., Williams, I.S., 2000. Timing and rate of isothermal decompression in Pan-African granulites from Rundvågshetta, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 441–454.
- Goldsmith, J.R., Newton, R.C., 1977. Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and

- temperatures in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-CaCO}_3\text{-CaSO}_4$. *American Mineralogist* 62, 1063–1081.
- Guiraud, M., Powell, R., 2006. P–V–T relationships and mineral equilibria in inclusions in minerals. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 683–694.
- Hansen, E.C., Harlov, D.E., 2007. Whole-rock, phosphate, and silicate compositional trends across an amphibolite- to granulite-facies transition, Tamil Nadu, India. *Journal of Petrology* 48, 1641–1680.
- Harlov, D.E., 2000. Titaniferous magnetite–ilmenite thermometry and titaniferous magnetite–ilmenite–orthopyroxene–quartz oxygen barometry in granulite facies gneisses, Bamble Sector, SE Norway: Implications for the role of high-grade CO_2 -rich fluids during granulite genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 180–197.
- Harlov, D.E., 2012. The potential role of fluids during regional granulite-facies dehydration in the lower crust. *Geoscience Frontiers* 3, 813–827.
- Harlov, D.E., Förster, H.-J., 2002a. High-grade fluid metasomatism on both a local and a regional scale: The Seward Peninsula, Alaska, and the Val Strona di Omegna, Ivrea–Verbano Zone, Northern Italy. Part I: Petrography and silicate Mineral Chemistry. *Journal of Petrology* 43, 769–799.
- Harlov, D.E., Förster, H.-J., 2002b. High-grade fluid metasomatism on both a local and a regional scale: The Seward Peninsula, Alaska, and the Val Strona di Omegna, Ivrea–Verbano Zone, Northern Italy. Part II: Phosphate mineral chemistry. *Journal of Petrology* 43, 801–824.
- Harlov, D.E., Hansen, E.C., 2005. Oxide and sulphide isograds along a Late Archean, deep-crustal profile in Tamil Nadu, south India. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 241–259.
- Harlov, D.E., Newton, R.C., Hansen, E.C., Janardhan, A.S., 1997. Oxide and sulphide minerals in highly oxidized, Rb-depleted, Archaean granulites of the Shevaroy Hills Massif, South India: Oxidation states and the role of metamorphic fluids. *Journal of Metamorphic Geology* 15, 701–717.
- Harlov, D.E., Hansen, E.C., Bigler, C., 1998. Petrologic evidence for K-feldspar metasomatism in granulite facies rocks. *Chemical Geology* 151, 373–386.
- Harlov, D.E., Wirth, R., Förster, H.-J., 2005. An experimental study of dissolution–reprecipitation in

- fluorapatite: Fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 268–286.
- He, X.-F., Santosh, M., Tsunogae, T., Malaviarachchi, S.P.K., 2016a. Early to late Neoproterozoic magmatism and magma mixing–mingling in Sri Lanka: Implications for convergent margin processes during Gondwana assembly. *Gondwana Research* 32, 151–180.
- He, X.-F., Santosh, M., Tsunogae, T., Malaviarachchi, S.P.K., Dharmapriya, P.L., 2016b. Neoproterozoic arc accretion along the ‘eastern suture’ in Sri Lanka during Gondwana assembly. *Precambrian Research* 279, 57–80.
- Heinrich, W., 2007. Fluid immiscibility in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 65, 389–430.
- Helmy, H.M., Ballhaus, C., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Fonseca, R.O.C., Laurenz, V., 2010. Partitioning of Se, As, Sb, Te and Bi between monosulfide solid solution and sulfide melt – Application to magmatic sulfide deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 6174–6179.
- Higashino, F., Kawakami, T., Satish-Kumar, M., Ishikawa, M., Maki, K., Tsuchiya, N., Grantham, G.H., Hirata, T., 2013. Chlorine-rich fluid or melt activity during granulite facies metamorphism in the Late Proterozoic to Cambrian continental collision zone—An example from the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Precambrian Research* 234, 229–246.
- Higashino, F., Kawakami, T., Tsuchiya, N., Satish-Kumar, M., Ishikawa, M., Grantham, G.H., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T., 2015. Geochemical behavior of zirconium during Cl-rich aqueous fluid infiltration under upper amphibolite facies metamorphism — A case study from Brattnipene, Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 110, 166–178.
- Hiroi, Y., Shiraishi, K., Motoyoshi, Y., 1991. Late Proterozoic paired metamorphic complexes in East Antarctica, with special reference to the tectonic significance of ultramafic rocks. In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (Eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 83–87.
- Hiroi, Y., Motoyoshi, Y., Satish-Kumar, M., Kagashima, S., Suda, Y., Ishikawa, N., 2006. Granulites from Cape

- Hinode in the amphibolite-facies eastern part of Prince Olav Coast, East Antarctica: New evidence for allochthonous block in the Lützow-Holm Complex. *Polar Geoscience* 19, 89–108.
- Hiroi, Y., Yanagi, A., Kato, M., Kobayashi, T., Prame, B., Hokada, T., Satish-Kumar, M., Ishikawa, M., Adachi, T., Osanai, Y., Motoyoshi, Y., Shiraishi, K., 2014. Supercooled melt inclusions in lower-crustal granulites as a consequence of rapid exhumation by channel flow. *Gondwana Research* 25, 226–234.
- Hiroi, Y., Hokada, T., Kato, M., Yanagi, A., Adachi, T., Osanai, Y., Motoyoshi, Y., Shiraishi, K., 2019. Felsite–nanogranite inclusions and three Al₂SiO₅ polymorphs in the same garnet in ultrahigh–temperature granulites from Rundvågshetta, Lützow–Holm Complex, East Antarctica. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 114, 60–78.
- Hoffman, E.L., MacLean, W.H., 1976. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd–Bi–Te system. *Economic Geology* 71, 1461–1468.
- Hokada, T., Motoyoshi, Y., 2006. Electron microprobe technique for U–Th–Pb and REE chemistry of monazite, and its implications for pre-, peak- and post-metamorphic events of the Lützow-Holm Complex and the Napier Complex, East Antarctica. *Polar Geoscience* 19, 118–151.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An enlarged and update internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system K₂O–Na₂O–CaO–MgO–MnO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂–C–H₂–O₂. *Journal of Metamorphic Geology* 8, 89–124.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology* 29, 333–383.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science* 312, 357–416.
- Holness, M.B., 1997. Surface chemical controls on pore-fluid connectivity in texturally equilibrated materials. In: Jamtveit, B., Yardley, B.W.D. (Eds), *Fluid Flow and Transport in Rocks*. Chapman and Hall, London, pp. 149–169.

- Huizenga, J.M., 2011. Thermodynamic modelling of a cooling C–O–H fluid–graphite system: Implications for hydrothermal graphite precipitation. *Mineralium Deposita* 46, 23–33.
- Huizenga, J.M., Touret, J.L.R., 2012. Granulites, CO₂ and graphite. *Gondwana Research* 22, 799–809.
- Ivanov, M.V., Bushmin, S.A., 2019. Equation of state of the H₂O–CO₂–CaCl₂ fluid system and properties of fluid phases at *P–T* parameters of the middle and lower crust. *Petrology* 27, 395–406.
- Ivanov, M.V., Bushmin, S.A., 2021. Thermodynamic model of the fluid system H₂O–CO₂–NaCl at *P–T* parameters of the middle and lower crust. *Petrology* 29, 77–88.
- Iwamura, S., Tsunogae, T., Kato, M., Koizumi, T., Dunkley, D.J., 2013. Petrology and phase equilibrium modeling of spinel-sapphirine-bearing mafic granulite from Akarui Point, Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for the *P–T* path. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 108, 345–350.
- Jacobs, J., Thomas, R.J., 2004. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic–early Paleozoic East African–Antarctic orogen. *Geology* 32, 721–724.
- Jercinovic, M.J., Williams, M.L., 2005. Analytical perils (and progress) in electron microprobe trace element analysis applied to geochronology: Background acquisition, interferences, and beam irradiation effects. *American Mineralogist* 90, 526–546.
- Jercinovic, M.J., Williams, M.L., Lane, E.D., 2008. In-situ trace element analysis of monazite and other fine-grained accessory minerals by EPMA. *Chemical Geology* 254, 197–215.
- Kadowaki, H., Tsunogae, T., 2020. *In-situ* EPMA dating of monazites in granulites from collisional orogens in southern India and southern Africa. *Earth Evolution Sciences* 14, 3–8.
- Kadowaki, H., Tsunogae, T., He, X.-F., Santosh, M., Takamura, Y., Shaji, E., Tsutsumi, Y., 2019. Pressure-temperature-time evolution of ultrahigh-temperature granulites from the Trivandrum Block, southern India: Implications for long-lived high-grade metamorphism. *Geological Journal* 54, 3041–3059.
- Kato, T., Suzuki, Kazuhiro., Adachi, M., 1999. Computer program for the CHIME age calculation. *The Journal of Earth and Planetary Sciences, Nagoya University* 46, 49–56.
- Kawakami, T., Hokada, T., 2010. Linking *P–T* path with development of discontinuous phosphorus zoning in

- garnet during high-temperature metamorphism — An example from Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 105, 175–186.
- Kawakami, T., Ellis, D.J., Christy, A.G., 2006. Sulfide evolution in high-temperature to ultrahigh-temperature metamorphic rocks from Lützow–Holm Complex, East Antarctica. *Lithos* 92, 431–446.
- Kawakami, T., Hokada, T., Sakata, S., Hirata, T., 2016. Possible polymetamorphism and brine infiltration recorded in the garnet–sillimanite gneiss, Skallevikshalsen, Lützow–Holm Complex, East Antarctica. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 111, 129–143.
- Kawakami, T., Higashino, F., Skrzypek, E., Satish-Kumar, M., Grantham, G., Tsuchiya, N., Ishikawa, M., Sakata, S., Hirata, T., 2017. Prograde infiltration of Cl-rich fluid into the granulitic continental crust from a collision zone in East Antarctica (Perlebandet, Sør Rondane Mountains). *Lithos* 274–275, 73–92.
- Kawano, Y., Nishi, N., Kagami, H., 2006. Rb-Sr and Sm-Nd mineral isochron ages of a pegmatitic gneiss from Oku-iwa Rock, Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *Polar Geoscience* 19, 109–117.
- Kawasaki, T., Ishikawa, M., Motoyoshi, Y., 1993. A preliminary report on cordierite-bearing assemblages from Rundvågshetta, Lützow-Holm Bay, East Antarctica: Evidence for a decompressional P - T path? *Proceedings of NIPR Symposium on Antarctic Geosciences* 6, 47–56.
- Kawasaki, T., Nakano, N., Osanai, Y., 2011. Osumilite and a spinel + quartz association in garnet–sillimanite gneiss from Rundvågshetta, Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *Gondwana Research* 19, 430–445.
- Kazami, S., Tsunogae, T., Santosh, M., Tsutsumi, Y., Takamura, Y., 2016. Petrology, geochemistry and zircon U-Pb geochronology of a layered igneous complex from Akarui Point in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for Antarctica-Sri Lanka correlation. *Journal of Asian Earth Sciences* 130, 206–222.
- Kelsey, D.E., Hand, M., 2015. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geoscience Frontiers* 6, 311–356.
- Kitakaze, A., 2018. Phase relation of some sulfide systems-(4) Especially Cu-Fe-S system. *Memoirs of the Faculty of Engineering, Yamaguchi University* 68, 55–76.

- Kitakaze, A., Komatsu, R., 2020. Phase relation of some sulfide systems-(5) Especially Fe-Ni-S system. *Memoirs of the Faculty of Engineering, Yamaguchi University* 70, 1–22.
- Kitakaze, A., Machida, T., Komatsu, R., 2016. Phase relations in the Fe–Ni–S system from 875 to 650 °C. *The Canadian Mineralogist* 54, 1175–1186.
- Kullerud, G., Yund, R.A., Moh, G.H., 1969. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems. In: Wilson, H.D.B. (Ed.), *Magmatic Ore Deposits*. Society of Economic Geologists, *Economic Geology Monograph* 4, 323–343.
- Kogiso, T., Suzuki, K., Suzuki, T., Shinotsuka, K., Uesugi, K., Takeuchi, A., Suzuki, Y., 2008. Detecting micrometer-scale platinum-group minerals in mantle peridotite with microbeam synchrotron radiation X-ray fluorescence analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q03018.
- Kohn, M.J., 2014. “Thermobarometry”: Calibration of spectroscopic barometers and thermometers for mineral inclusions. *Earth and Planetary Science Letters* 388, 187–196.
- Kohn, M.J., Wieland, M.S., Parkinson, C.D., Upreti, B.N., 2004. Miocene faulting at plate tectonic velocity in the Himalaya of central Nepal. *Earth and Planetary Science Letters* 228, 299–310.
- Kohn, M.J., Wieland, M.S., Parkinson, C.D., Upreti, B.N., 2005. Five generations of monazite in Langtang gneisses: Implications for chronology of the Himalayan metamorphic core. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 399–406.
- Kouketsu, Y., Nishiyama, T., Ikeda, T., Enami, M., 2014. Evaluation of residual pressure in an inclusion–host system using negative frequency shift of quartz Raman spectra. *American Mineralogist* 99, 433–442.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277–279.
- Lisowiec, N., 2006. Precision estimation in electron microprobe monazite dating: Repeated measurements versus statistical (Poisson) based calculations. *Chemical Geology* 234, 223–235.
- Lorand, J.-P., Luguët, A., Alard, O., Bezos, A., Meisel, T., 2008. Abundance and distribution of platinum-group elements in orogenic lherzolites; A case study in a Fontete Rouge lherzolite (French Pyrénées). *Chemical Geology* 248, 174–194.
- Lorand, J.-P., Alard, O., Luguët, A., 2010. Platinum-group element micronuggets and refertilization process in

- Lherz orogenic peridotite (northeastern Pyrenees, France). *Earth and Planetary Science Letters* 289, 298–310.
- Ludwig, K.R., 2012. *User's Manual for Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 5, 75.
- Luque, F.J., Ortega, L., Barrenechea, J.F., Millward, D., Beyssac, O., Huizenga, J.M., 2009. Deposition of highly crystalline graphite from moderate-temperature fluids. *Geology* 37, 275–278.
- Luque, F.J., Crespo-Feo, E., Barrenechea, J.F., Ortega, L., 2012. Carbon isotopes of graphite: Implications on fluid history. *Geoscience Frontiers* 3, 197–207.
- Manning, C.E., Aranovich, L.Y., 2014. Brines at high pressure and temperature: Thermodynamic, petrologic and geochemical effects. *Precambrian Research* 253, 6–16.
- Mazzucchelli, M.L., Burnley, P., Angel, R.J., Morganti, S., Domeneghetti, M.C., Nestola, F., Alvaro, M., 2018. Elastic geothermobarometry: Corrections for the geometry of the host-inclusion system. *Geology* 46, 231–234.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Meert, J.G., 2003. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. *Tectonophysics* 362, 1–40.
- Mehnert, K.R., Büsch, W., 1985. The formation of K-feldspar megacrysts in granites, migmatites and augengneisses. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 151, 229–259.
- Miyamoto, A., Enami, M., Tsuboi, M., Yokoyama, K., 2007. Peak conditions of kyanite-bearing quartz eclogites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 102, 352–367.
- Mizuochi, H., Satish-Kumar, M., Motoyoshi, Y., Michibayashi, K., 2010. Exsolution of dolomite and application of calcite–dolomite solvus geothermometry in high-grade marbles: An example from Skallevikshalsen, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology* 28, 509–526.
- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131, 37–53.

- Morana, M., Mihailova, B., Angel, R.J., Alvaro, M., 2020. Quartz metastability at high pressure: What new can we learn from polarized Raman spectroscopy? *Physics and Chemistry of Minerals* 47, 34.
- Mota-e-Silva, J., Prichard, H.M., Filho, C.F.F., Fisher, P.C., McDonald, I., 2015. Platinum-group minerals in the Limoeiro Ni–Cu–(PGE) sulfide deposit, Brazil: The effect of magmatic and upper amphibolite to granulite metamorphic processes on PGM formation. *Mineralium Deposita* 50, 1007–1029.
- Motoyoshi, Y., Ishikawa, M., 1997. Metamorphic and structural evolution of granulites from Rundvågshetta, Lützow-Holm Bay, East Antarctica. In: Ricci, C.A. (Ed.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica, Siena, pp. 65–72.
- Motoyoshi, Y., Matsubara, S., Matsueda, H., Matsumoto, Y., 1985. Garnet–sillimanite gneiss from the Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue* 37, 82–94.
- Motoyoshi, Y., Matsueda, H., Matsubara, S., Sasaki, K., Moriwaki, K., 1986. Explanatory text of geological map of Rundvågskollane and Rundvågshetta, Antarctica. *Antarctic Geological Map Series, Sheet* 24, National Institute of Polar Research, Japan.
- Moulas, E., Kostopoulos, D., Podladchikov, Y., Chatzitheodoridis, E., Schenker, F.L., Zingerman, K.M., Pomonis, P., Tajčmanová, L., 2020. Calculating pressure with elastic geobarometry: A comparison of different elastic solutions with application to a calc-silicate gneiss from the Rhodope Metamorphic Province. *Lithos* 378–379, 105803.
- Murri, M., Mazzucchelli, M.L., Campomenosi, N., Korsakov, A.V., Prencipe, M., Mihailova, B.D., Scambelluri, M., Angel, R.J., Alvaro, M., 2018. Raman elastic geobarometry for anisotropic mineral inclusions. *American Mineralogist* 103, 1869–1872.
- Murri, M., Alvaro, M., Angel, R.J., Prencipe, M., Mihailova, B.D., 2019. The effects of non-hydrostatic stress on the structure and properties of alpha-quartz. *Physics and Chemistry of Minerals* 46, 487–499.
- Newton, R.C., Goldsmith, J.R., 1975. Stability of the scapolite meionite ($3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{CaCO}_3$) at high pressures and storage of CO_2 in the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 49, 49–62.
- Newton, R.C., Manning, C.E., 2010. Role of saline fluids in deep-crustal and upper-mantle metasomatism:

- Insights from experimental studies. *Geofluids* 10, 58–72.
- Newton, R.C., Aranovich, L.Y., Hansen, E.C., Vandenheuver, B.A., 1998. Hypersaline fluids in Precambrian deep-crustal metamorphism. *Precambrian Research* 91, 41–63.
- Nishi, N., Kawano, Y., Kagami, H., 2002. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic geochronology of the granitoid and hornblende biotite gneiss from Oku-iwa Rock in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *Polar Geoscience* 15, 46–65.
- Nogi, Y., Jokat, W., Kitada, K., Steinhage, D., 2013. Geological structures inferred from airborne geophysical surveys around Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *Precambrian Research* 234, 279–287.
- Nye, J.F., 1957. *Physical properties of crystals: Their representation by tensors and matrices*. Oxford University Press, Oxford.
- Orville, M., 1975. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl-CaCO₃ at 4 kb and 750°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 1091–1105.
- Osanai, Y., Toyoshima, T., Owada, M., Tsunogae, T., Hokada, T., Crowe, T., Ikeda, T., Kawano, U., Kawasaki, T., Ishikawa, M., Motoyoshi, Y., Shiraishi, K., 2004. Explanatory text of geological map of Skallen, Antarctica (Revised edition). Antarctic Geological Map Series, Sheet 39. National Institute of Polar Research, Japan.
- Osanai, Y., Sajeev, K., Nakano, N., Kitano, I., Kehelpannala, W.K.V., Kato, R., Adachi, T., Malaviarachchi, S.P.K., 2016. UHT granulites of the Highland Complex, Sri Lanka II: Geochronological constraints and implications for Gondwana correlation. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 111, 157–169.
- Paces, J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research* 98, 13997–14013.
- Parrish, R.R., 1990. U–Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 1431–1450.
- Pašava, J., Vavřín, I., Frýda, J., Janoušek, V., Jelínek, E., 2003. Geochemistry and mineralogy of Platinum-

- group elements in the Ransko gabbro–peridotite massif, Bohemian Massif (Czech Republic). *Mineralium Deposita* 38, 298–311.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed), *Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, New York, pp. 528–548.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Plymate, T.G., Stout, J.H., 1989. A five-parameter temperature-corrected Murnaghan equation for P-V-T surfaces. *Journal of Geophysical Research* 94, 9477–9483.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., 2003. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist* 88, 338–351.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., 2001. Monazite–xenotime–garnet equilibrium in metapelites and a new monazite–garnet thermometer. *Journal of Petrology* 42, 2083–2107.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., Wark, D.A., 2002. Electron microprobe analysis of REE in apatite, monazite and xenotime: Protocols and pitfalls. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48, 337–362.
- Pyle, J.M., Spear, F.S., Wark, D.A., Daniel, C.G., Storm, L.C., 2005. Contributions to precision and accuracy of monazite microprobe ages. *American Mineralogist* 90, 547–577.
- Rividi, N., van Zuilen, M., Philippot, P., Ménez, B., Godard, G., Poidatz, E., 2010. Calibration of carbonate composition using micro-Raman analysis: Application to planetary surface exploration. *Astrobiology* 10, 293–309.
- Săbău, G., 2012. Chemical U-Th-Pb geochronology: A precise explicit approximation of the age equation and associated errors. *Geochronometria* 39, 167–179.
- Safonov, O.G., Kosova, S.A., van Reenen, D.D., 2014. Interaction of biotite–amphibole gneiss with H₂O–CO₂–(K, Na)Cl fluids at 550 MPa and 750 and 800°C: Experimental study and applications to dehydration and partial melting in the middle crust. *Journal of Petrology* 55, 2419–2456.

- Samuel, V.O., Harlov, D.E., Kwon, S., Sajeev, K., 2019. Silicate, oxide and sulphide trends in Neo-Archean rocks from the Nilgiri Block, Southern India: The role of fluids during high-grade metamorphism. *Journal of Petrology* 60, 1027–1062.
- Santosh, M., Yoshida, M., 1992. A petrologic and fluid inclusion study of charnockites from the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica: Evidence for fluid-rich metamorphism in the lower crust. *Lithos* 29, 107–126.
- Santosh, M., Omori, S., 2008. CO₂ flushing: A plate tectonic perspective. *Gondwana Research* 13, 86–102.
- Santosh, M., Maruyama, S., Sato, K., 2009. Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India? *Gondwana Research* 16, 321–341.
- Santosh, M., Tsunogae, T., Malaviarachchi, S.P.K., Zhang, Z., Ding, H., Tang, L., Dharmapriya, P.L., 2014. Neoproterozoic crustal evolution in Sri Lanka: Insights from petrologic, geochemical and zircon U–Pb and Lu–Hf isotopic data and implications for Gondwana assembly. *Precambrian Research* 255, 1–29.
- Santosh, M., Hu, C.-N., He, X.-F., Li, S.-S., Tsunogae, T., Shaji, E., Indu, G., 2017. Neoproterozoic arc magmatism in the southern Madurai Block, India: Subduction, relamination, continental outbuilding, and the growth of Gondwana. *Gondwana Research* 45, 1–42.
- Satish-Kumar, M., Hermann, J., Tsunogae, T., Osanai, Y., 2006. Carbonation of Cl-rich scapolite boudins in Skallen, East Antarctica: Evidence for changing fluid condition in the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 241–261.
- Satish-Kumar, M., Hokada, T., Kawakami, T., Dunkley, D.J., 2008a. Geosciences research in East Antarctica (0°E–60°E): Present status and future perspectives. In: Satish-Kumar, M., Motoyoshi, Y., Osanai, Y., Hiroi, Y., Shiraishi, K. (Eds.), *Geodynamic Evolution of East Antarctica: A key to East–West Gondwana Connection*. Geological Society, London, Special Publications 308, pp. 1–20.
- Satish-Kumar, M., Miyamoto, T., Hermann, J., Kagami, H., Osanai, Y., Motoyoshi, Y., 2008b. Pre-metamorphic carbon, oxygen and strontium isotope signature of high-grade marbles from the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Apparent age constraints of carbonate deposition. In: Satish-Kumar, M., Motoyoshi, Y., Osanai, Y., Hiroi, Y., Shiraishi, K. (Eds.), *Geodynamic Evolution of East Antarctica: A key to*

- East–West Gondwana Connection. Geological Society, London, Special Publications 308, pp. 147–164.
- Satish-Kumar, M., Hermann, J., Miyamoto, T., Osanai, Y., 2010. Fingerprinting a multistage metamorphic fluid–rock history: Evidence from grain scale Sr, O and C isotopic and trace element variations in high-grade marbles from East Antarctica. *Lithos* 114, 217–228.
- Schmidt, C., Ziemann, M.A., 2000. In-situ Raman spectroscopy of quartz: A pressure sensor for hydrothermal diamond-anvil cell experiments at elevated temperatures. *American Mineralogist* 85, 1725–1734.
- Shackleton, R.M., 1996. The final collision zone between East and West Gondwana: Where is it? *Journal of African Earth Sciences* 23, 271–287.
- Shimizu, H., Tsunogae, T., 2021. Zr-in-rutile geothermometry of sapphirine + quartz-bearing ultrahigh-temperature granulites from Rajapalaiyam in the Madurai Block, southern India. *Earth Evolution Sciences* 15, 11–17.
- Shimizu, M., Shibata, K., Suzuki, Kazuhiro, Sueoka, S., Niwa, M., 2017. CHIME monazite dating: Pb analysis on an RR = 100 mm spectrometer and correction of interferences between Th, U, and Pb with natural monazite. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 112, 88–96.
- Shiraishi, K., Hiroi, Y., Motoyoshi, Y., 1989. 1:250,000 Geological Map of Lützow-Holm Bay. National Institute of Polar Research, Japan.
- Shiraishi, K., Ellis, D.J., Hiroi, Y., Fanning, C.M., Motoyoshi, Y., Nakai, Y., 1994. Cambrian orogenic belt in east Antarctica and Sri Lanka: Implications for Gondwana assembly. *Journal of Geology* 102, 47–65.
- Shiraishi, K., Hokada, T., Fanning, C.M., Misawa, K., Motoyoshi, Y., 2003. Timing of thermal events in eastern Dronning Maud Land, East Antarctica. *Polar Geoscience* 16, 76–99.
- Shiraishi, K., Dunkley, D.J., Hokada, T., Fanning, C.M., Kagami, H., Hamamoto, T., 2008. Geochronological constraints on the Late Proterozoic to Cambrian crustal evolution of eastern Dronning Maud Land, East Antarctica: A synthesis of SHRIMP U–Pb age and Nd model age data. In: Satish-Kumar, M., Motoyoshi, Y., Osanai, Y., Hiroi, Y., Shiraishi, K. (Eds.), *Geodynamic Evolution of East Antarctica: A key to East–West Gondwana Connection*. Geological Society, London, Special Publications 308, pp. 21–67.
- Shmulovich, K.I., Graham, C.M., 1999. An experimental study of phase equilibria in the system H₂O–CO₂–

- NaCl at 800 °C and 9 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136, 247–257.
- Shmulovich, K.I., Graham, C.M., 2004. An experimental study of phase equilibria in the systems H₂O–CO₂–CaCl₂ and H₂O–CO₂–NaCl at high pressures and temperatures (500–800 °C, 0.5–0.9 GPa): Geological and geophysical applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 450–462.
- So, H., Satish-Kumar, M., 2010. Contrasting origin of graphite in Lützow Holm Complex, East Antarctica; Evidence from carbon isotope geochemistry. 第30回極域地学シンポジウム, GP012.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., 2002. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48, 293–335.
- Spear, F.S., Thomas, J.B., Hallett, B.W., 2014. Overstepping the garnet isograd: A comparison of QuiG barometry and thermodynamic modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 168, 1059.
- Spiridonov, E.M., Gritsenko, Y.D., Ponomarenko, A.I., 2008. Metamorphic-hydrothermal parkerite and associated minerals in the Noril'sk ore field. *Geology of Ore Deposits* 50, 755–762.
- Spiridonov, E.M., Kulagov, E.A., Serova, A.A., Kulikova, I.M., Korotaeva, N.N., Sereda, E.V., Tushentsova, I.N., Belykov, S.N., Zhukov, N.N., 2015. Genetic Pd, Pt, Au, Ag, and Rh mineralogy in Noril'sk sulfide ores. *Geology of Ore Deposits* 57, 402–432.
- Spiridonov, E.M., Serova, A.A., Kulikova, I.M., Korotaeva, N.N., Zhukov, N.N., 2016. Metamorphic-hydrothermal Ag–Pd–Pt mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia. *The Canadian Mineralogist* 54, 429–452.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362.
- Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwana. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 319–351.
- Suda, Y., Kawano, Y., Yaxley, G., Korenaga, H., Hiroi, Y., 2008. Magmatic evolution and tectonic setting of

- metabasites from Lützow-Holm Complex, East Antarctica. In: Satish-Kumar, M., Motoyoshi, Y., Osanai, Y., Hiroi, Y., Shiraishi, K. (Eds.), *Geodynamic Evolution of East Antarctica: A key to East–West Gondwana Connection*. Geological Society, London, Special Publications 308, pp. 211–233.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, pp. 313–345.
- Suzuki, Kazuhiro, Adachi, M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochemical Journal* 25, 357–376.
- Suzuki, Kazuhiro, Adachi, M., 1994. Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: Their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. *Tectonophysics* 235, 277–292.
- Suzuki, Kazuhiro, Kato, T., 2008. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data. *Gondwana Research* 14, 569–586.
- Suzuki, Kota, Kawakami, T., 2019. Metamorphic pressure–temperature conditions of the Lützow–Holm Complex of East Antarctica deduced from Zr–in–rutile geothermometer and Al_2SiO_5 minerals enclosed in garnet. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 114, 267–279.
- Takahashi, K., Tsunogae, T., 2017. Carbonic fluid inclusions in a garnet-pyroxene granulite from Austhovde in the Lützow–Holm Complex, East Antarctica: Implications for a decompressional P – T path. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 112, 132–137.
- Takahashi, K., Tsunogae, T., Santosh, M., Takamura, Y., Tsutsumi, Y., 2018a. Paleoproterozoic (ca. 1.8 Ga) arc magmatism in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for crustal growth and terrane assembly in erstwhile Gondwana fragments. *Journal of Asian Earth Sciences* 157, 245–268.
- Takahashi, K., Tsunogae, T., Ugwuonah, E.N., 2018b. Fluid-induced high-temperature metasomatism at Rundvågshetta in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for the role of brine during granulite formation. *Geoscience Frontiers* 9, 1309–1323.

- Takamura, Y., Tsunogae, T., Santosh, M., Malaviarachchi, S.P.K., Tsutsumi, Y., 2015. Petrology and zircon U–Pb geochronology of metagabbro from the Highland Complex, Sri Lanka: Implications for the correlation of Gondwana suture zones. *Journal of Asian Earth Sciences* 113, 826–841.
- Takamura, Y., Tsunogae, T., Santosh, M., Tsutsumi, Y., 2018. Detrital zircon geochronology of the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for Antarctica–Sri Lanka correlation. *Geoscience Frontiers* 9, 355–375.
- Takamura, Y., Tsunogae, T., Tsutsumi, Y., 2020. U–Pb geochronology and REE geochemistry of zircons in mafic granulites from the Lützow-Holm complex, East Antarctica: Implications for the timing and P – T path of post-peak exhumation and Antarctica–Sri Lanka correlation. *Precambrian Research* 348, 105850.
- Thiessen, E.J., Gibson, H.D., Regis, D., Pehrsson, S.J., Ashley, K.T., Smit, M.A., 2020. The distinct metamorphic stages and structural styles of the 1.94–1.86 Ga Snowbird Orogen, Northwest Territories, Canada. *Journal of Metamorphic Geology* 38, 963–992.
- Thomas, J.B., Spear, F.S., 2018. Experimental study of quartz inclusions in garnet at pressures up to 3.0 GPa: Evaluating validity of the quartz-in-garnet inclusion elastic thermobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173, 42.
- Todd, C.S., Evans, B.W., 1994. Properties of CO₂-induced dehydration of amphibolite. *Journal of Petrology* 35, 1213–1239.
- Tomkins, A.G., Pattison, D.R.M., Frost, B.R., 2007. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis. *Journal of Petrology* 48, 511–535.
- Tomkins, H.S., Powell, R., Ellis, D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 703–713.
- Toulmin, P., Barton, P.B., 1964. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, 641–671.
- Touret, J.L.R., Huizenga, J.M., 2011. Fluids in granulites. In: van Reenen, D.D., Kramers, J.D., McCourt, S., Perchuk, L.L. (Eds.), *Origin and Evolution of Precambrian High-grade Gneiss Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa*. Geological Society of America, Memoir 207, pp.

25–37.

- Touret, J.L.R., Huizenga, J.M., 2012. Fluid-assisted granulite metamorphism: A continental journey. *Gondwana Research* 21, 224–235.
- Trommsdorff, V., Skippen, G., Ulmer, P., 1985. Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 24–29.
- Tsujimura, T., Kitakaze, A., 2004. New phase relations in the Cu-Fe-S system at 800°C; Constraint of fractional crystallization of a sulfide liquid. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Monatshefte* 10, 433–444.
- Tsunogae, T., Dunkley, D.J., Horie, K., Endo, T., Miyamoto, T., Kato, M., 2014. Petrology and SHRIMP zircon geochronology of granulites from Vesleknausen, Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Neoproterozoic magmatism and Neoproterozoic high-grade metamorphism. *Geoscience Frontiers* 5, 167–182.
- Tsunogae, T., Yang, Q.Y., Santosh, M., 2015. Early Neoproterozoic arc magmatism in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Petrology, geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes and tectonic implications. *Precambrian Research* 266, 467–489.
- Tsunogae, T., Yang, Q.Y., Santosh, M., 2016. Neoproterozoic–Early Paleoproterozoic and Early Neoproterozoic arc magmatism in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Insights from petrology, geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes. *Lithos* 263, 239–256.
- Tsutsumi, Y., Horie, K., Sano, T., Miyawaki, R., Momma, K., Matsubara, S., Shigeoka, M., Yokoyama, K., 2012. LA-ICP-MS and SHRIMP ages of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan. *Bulletin of the National Museum of Nature and Science, Series C (Geology & Paleontology)* 38, 15–32.
- Vavřín, I., Frýda, J., 1998. Michenerite PdBiTe and froodite PdBi₂ from the Cu-Ni mineralization in the Ransko massif, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology* 63, 141–146.
- Vlach, S.R.F., 2010. Th-U-Pb_T dating by electron probe microanalysis, part I. Monazite: Analytical procedures and data treatment. *Geologia USP. Série Científica* 10, 61–85.
- Wang, J., Mao, Z., Jiang, F., Duffy, T.S., 2015. Elasticity of single-crystal quartz to 10 GPa. *Physics and Chemistry of Minerals* 42, 203–212.

- Wang, X., Chou, I.-M., Hu, W., Burruss, R.C., Sun, Q., Song, Y., 2011. Raman spectroscopic measurements of CO₂ density: Experimental calibration with high-pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 4080–4093.
- Wang, Z., Ji, S., 2001. Elasticity of six polycrystalline silicate garnets at pressure up to 3.0 GPa. *American Mineralogist* 86, 1209–1218.
- Watson, E.B., Brenan, J.M., 1987. Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂–H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth and Planetary Science Letters* 85, 497–515.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413–433.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.
- Williams, I.S., 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks, W.C. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* 7, pp. 1–35, Reviewer in *Economic Geology*.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., 2002. Microprobe monazite geochronology: Putting absolute time into microstructural analysis. *Journal of Structural Geology* 24, 1013–1028.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Terry, M.P., 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology* 27, 1023–1026.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Goncalves, P., Mahan, K., 2006. Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages. *Chemical Geology* 225, 1–15.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Xiao, Z., Laplante, A.R., 2004. Characterizing and recovering the platinum group minerals—A review. *Minerals Engineering* 17, 961–979.

- Yoneguchi, Y., Tsunogae, T., Takahashi, K., Sakuwaha, K.G., Ikehata, K., 2021. Pressure-temperature evolution of andalusite-kyanite-sillimanite-bearing pelitic schists from Nishidohira, southern Abukuma Mountains, Northeast Japan: Implications for Cretaceous rapid burial and exhumation in the Northeast Asian continental margin. *Lithos* 406–407, 106522.
- York, D., 1966. Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics* 44, 1079–1086.
- Yoshida, M., Yoshida, Y., Ando, H., Ishikawa, T., Tatsumi, T., 1976. Explanatory text of geological map of Skallen, Antarctica. Antarctic Geological Map Series, Sheet 9. National Institute of Polar Research, Japan.
- Yoshida, M., Funaki, M., Vitanage, P.W., 1992. Proterozoic to Mesozoic East Gondwana: The juxtaposition of India, Sri Lanka, and Antarctica. *Tectonics* 11, 381–391.
- Yoshimura, Y., Motoyoshi, Y., Miyamoto, T., Grew, E.S., Carson, C.J., Dunkley, D.J., 2004. High-grade metamorphic rocks from Skallevikshalsen in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Metamorphic conditions and possibility of partial melting. *Polar Geoscience* 17, 57–87.
- Yoshimura, Y., Motoyoshi, M., Miyamoto, T., 2008. Sapphirine + quartz association in garnet: Implication for ultrahigh-temperature metamorphism at Rundvågshetta, Lützow-Holm Complex, East Antarctica. In: Satish-Kumar, M., Motoyoshi, Y., Osanai, Y., Hiroi, Y., Shiraishi, K. (Eds.), *Geodynamic Evolution of East Antarctica: A key to East–West Gondwana Connection*. Geological Society, London, Special Publications 308, pp. 377–390.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 471–488.
- Zhong, X., Moulas, E., Tajčmanová, L., 2020. Post-entrapment modification of residual inclusion pressure and its implications for Raman elastic thermobarometry. *Solid Earth* 11, 223–240.

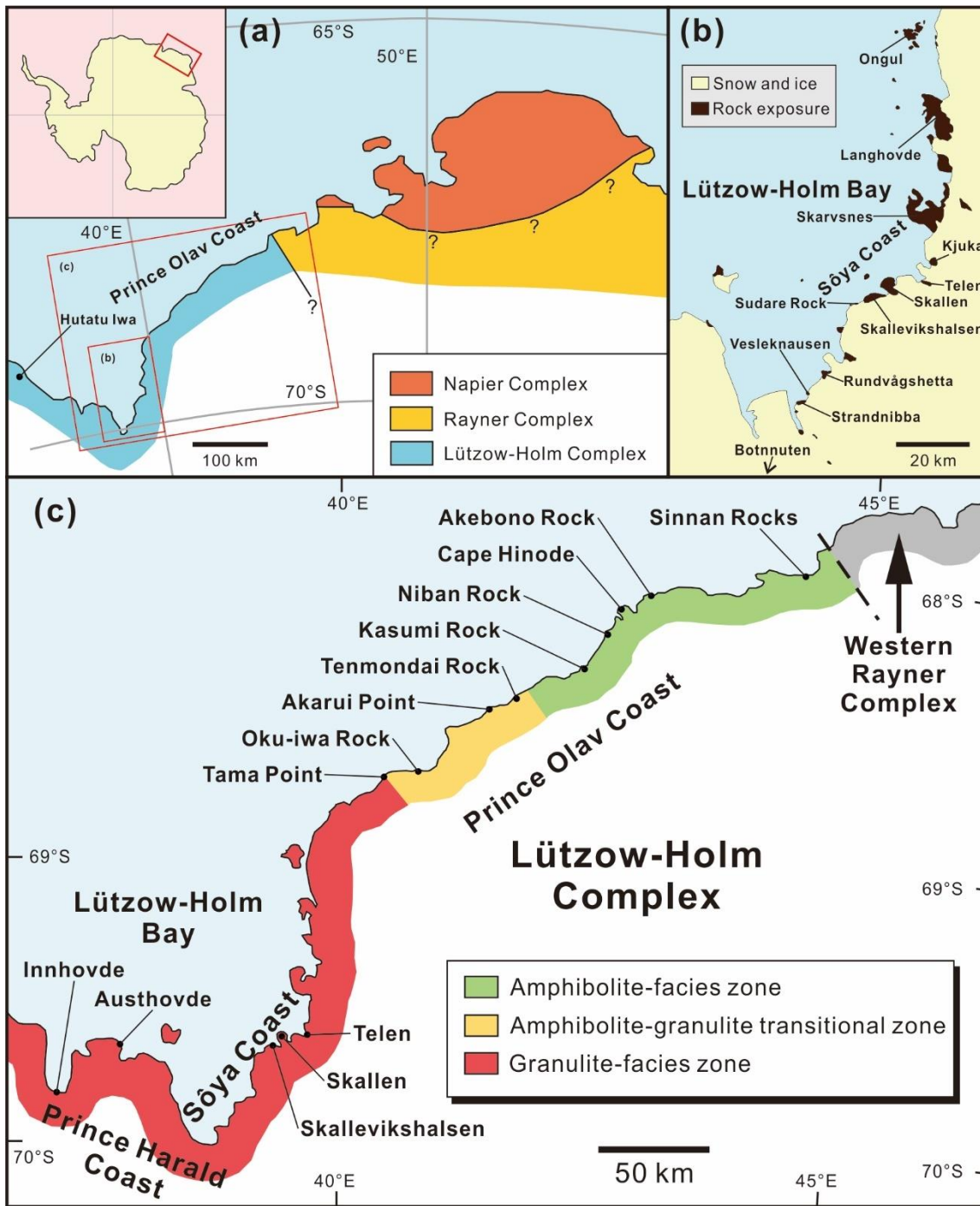


図1 東南極リュツオ・ホルム岩体周辺地域の位置 (a)、リュツオ・ホルム湾地域の代表的な露岩の位置 (b)、角閃岩相帯、遷移帯、グラニュライト相帯の位置 (c ; Hiroi et al., 1991 を改変)

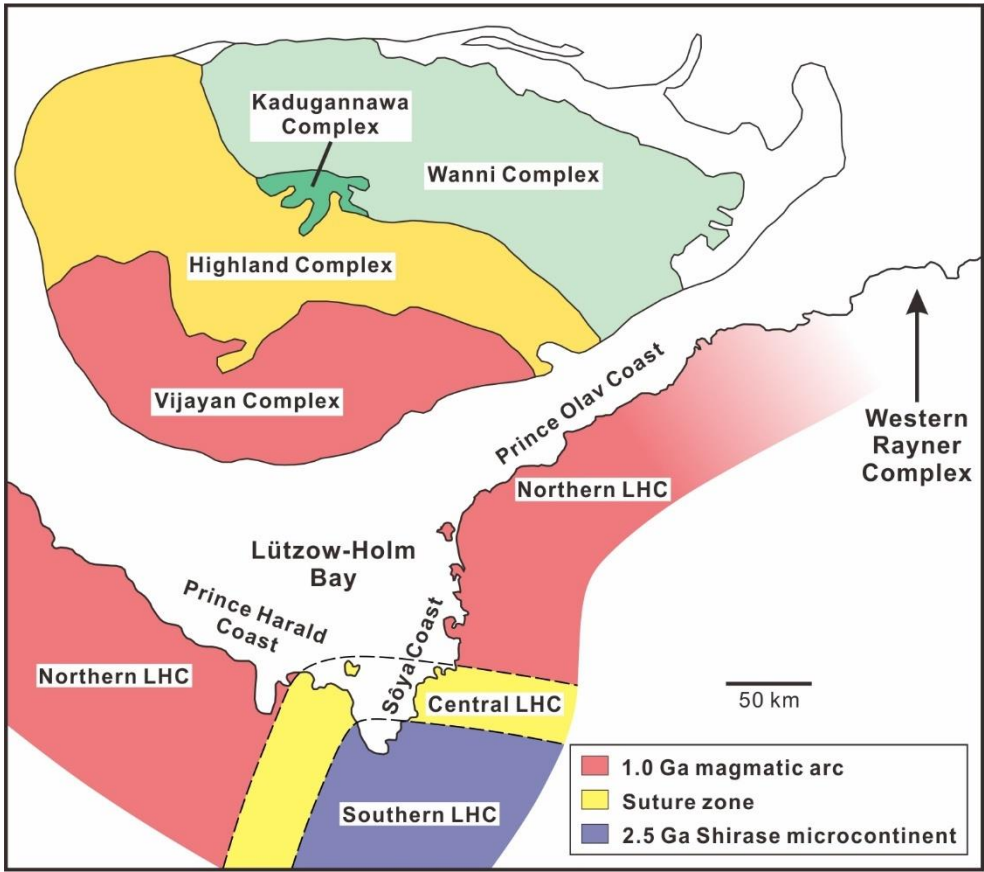


図2 リュツォ・ホルム岩体の細区分とスリランカとの関係 (Takahashi et al., 2018b を改変)

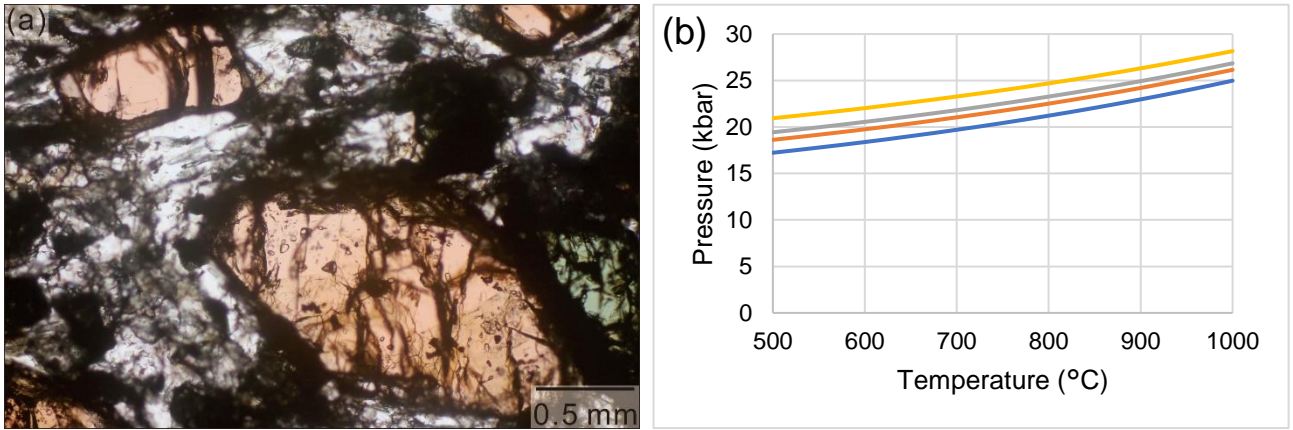


図3 三波川帯の石英エクロジャイトの薄片写真 (a)、およびラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (b)

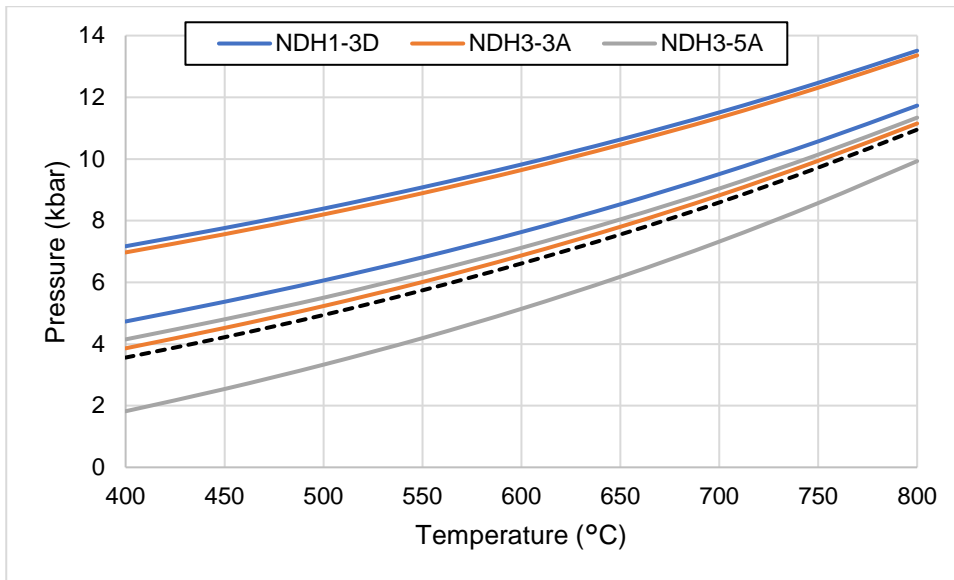


図4 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果（破線は残留圧力が0の線）

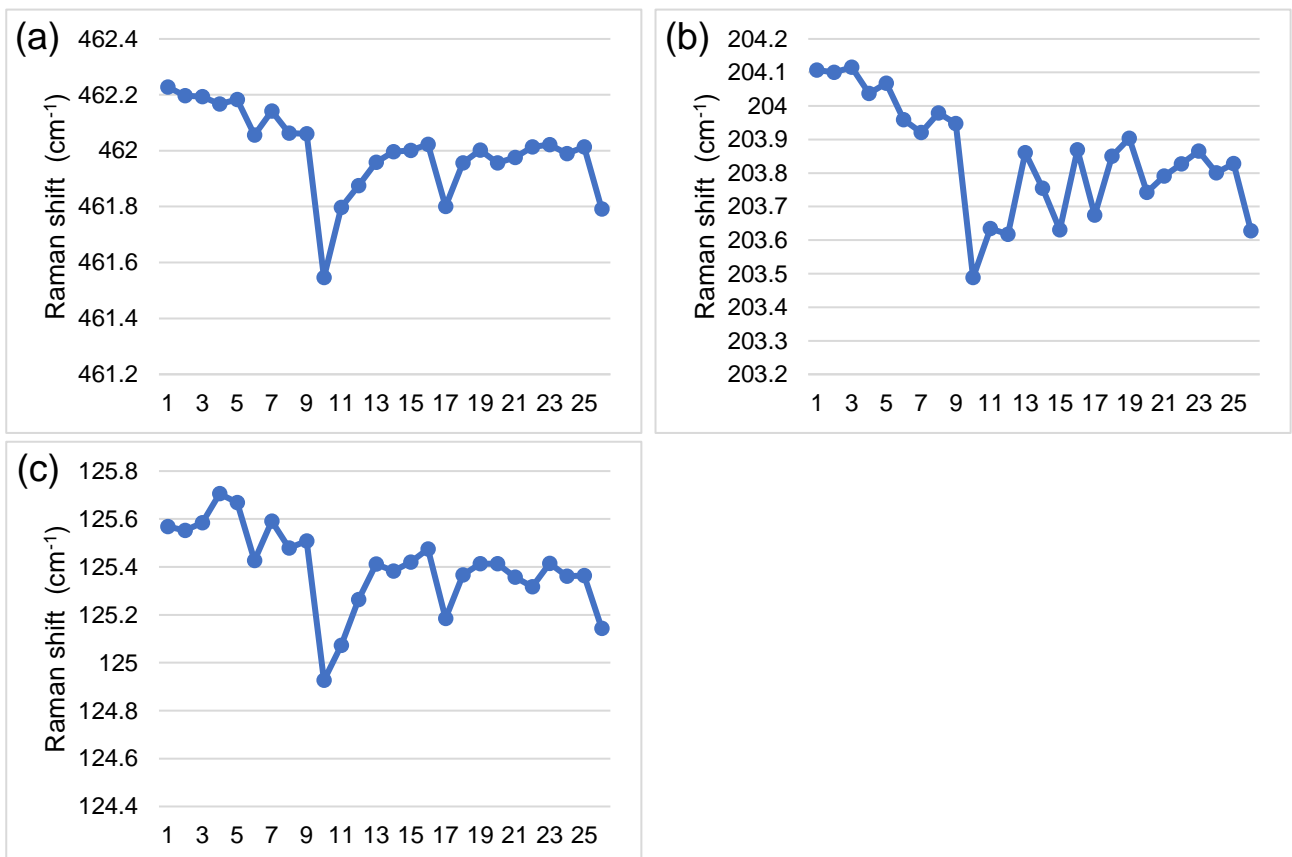


図5 石英スタンダード（ヒマラヤ水晶）の 464 cm^{-1} バンド (a)、 205 cm^{-1} バンド (b)、 127 cm^{-1} バンド (c) の波数の変動

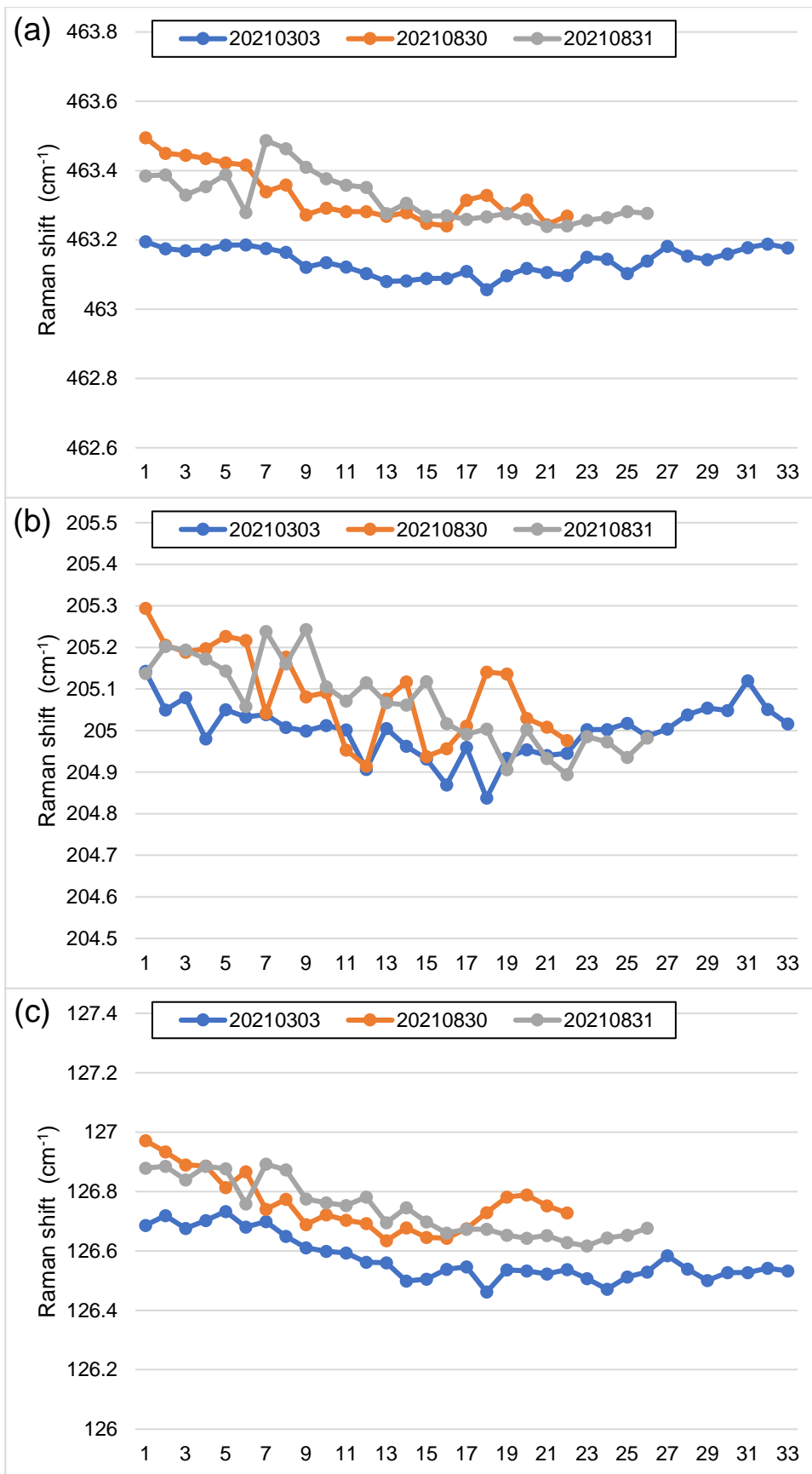


図6 石英スタンダード（ハーキマーダイヤモンド）の 464 cm⁻¹バンド (a)、205 cm⁻¹バンド (b)、127 cm⁻¹バンド (c) の波数の変動

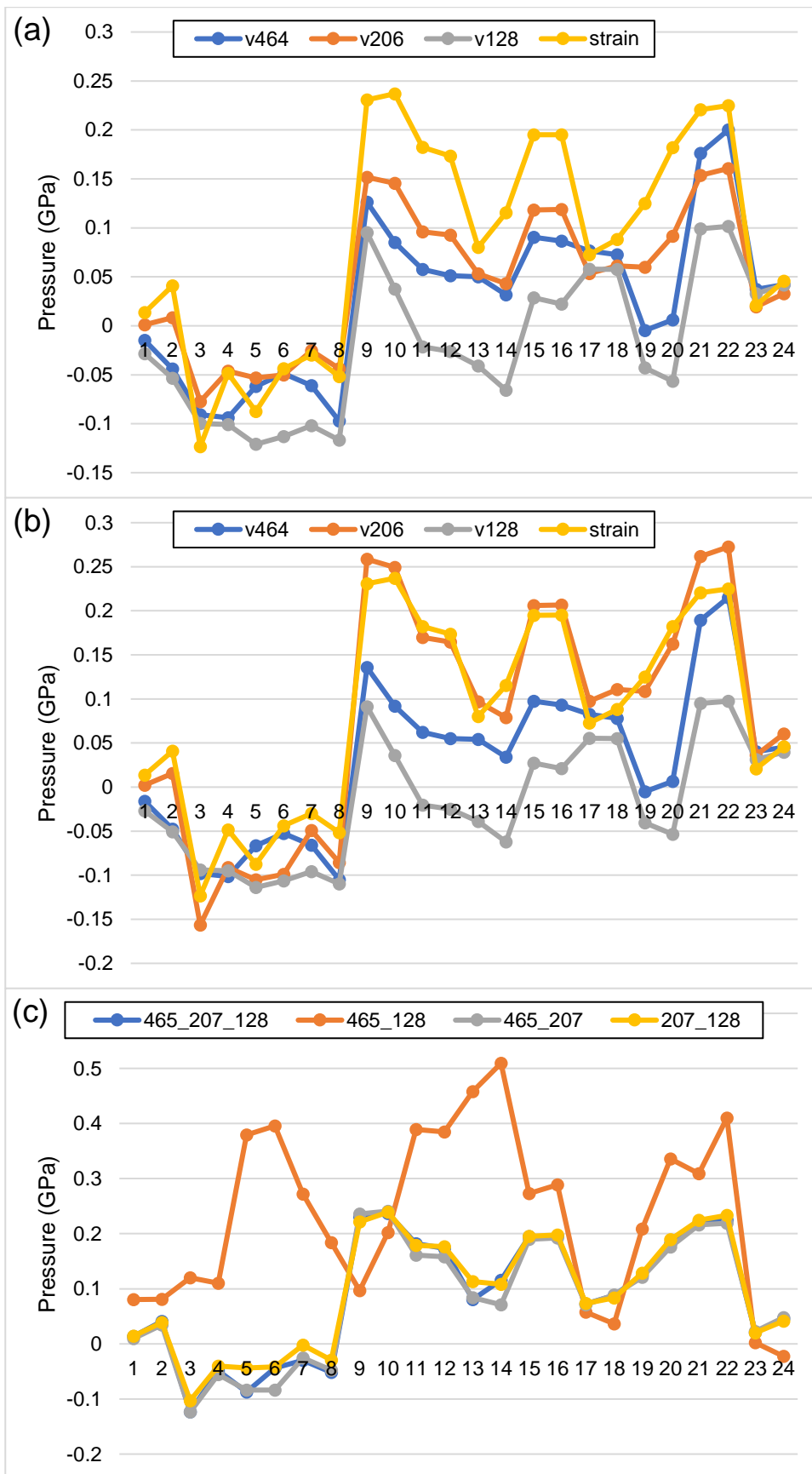


図7 西堂平変成岩の泥質片岩の静水圧条件での式と歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (a : 464 cm^{-1} バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm^{-1} バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm^{-1} バンド…Thomas and Spear, 2018、b : Morana et al. 2020)、および歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (c)

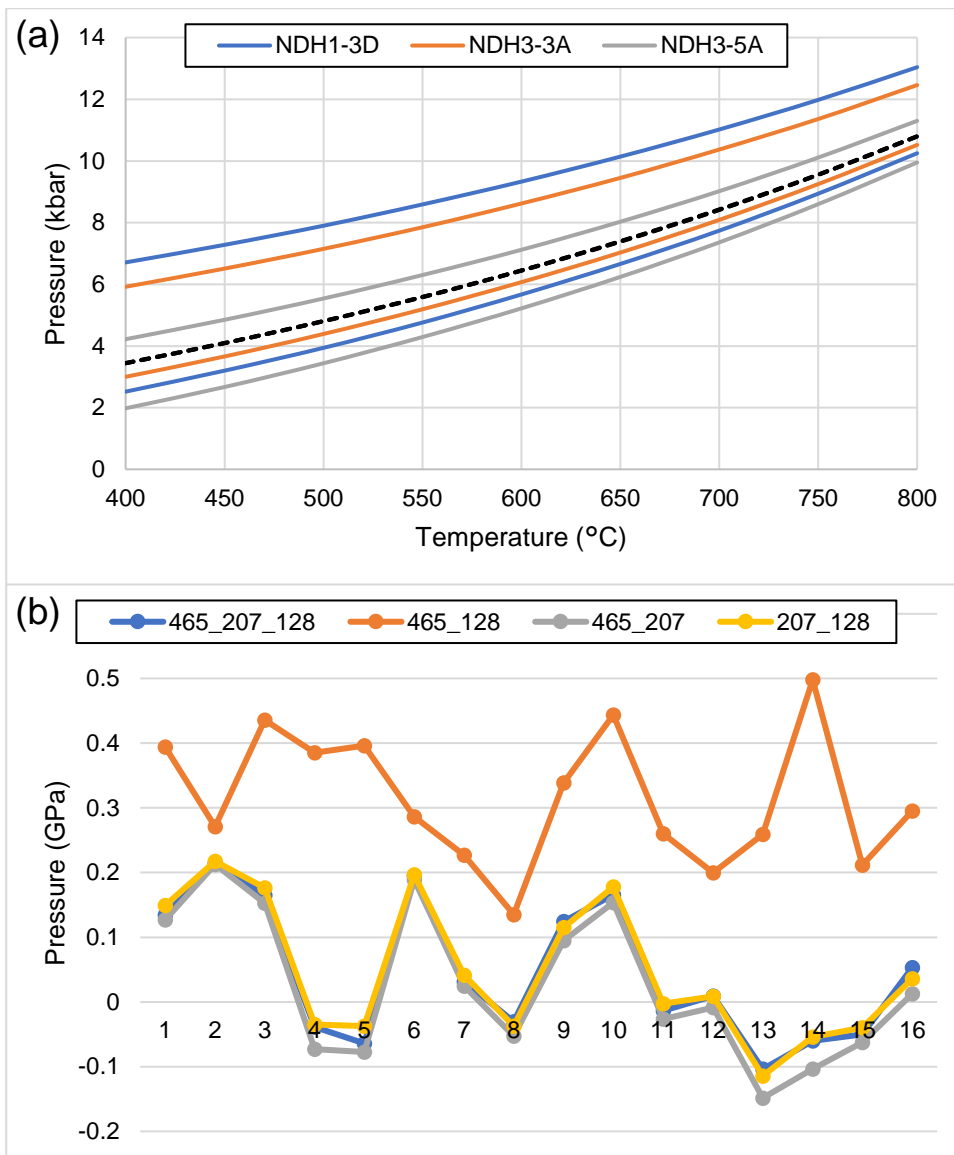


図8 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の結果 (a; 破線は残留圧力が0の線)、および歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (b)

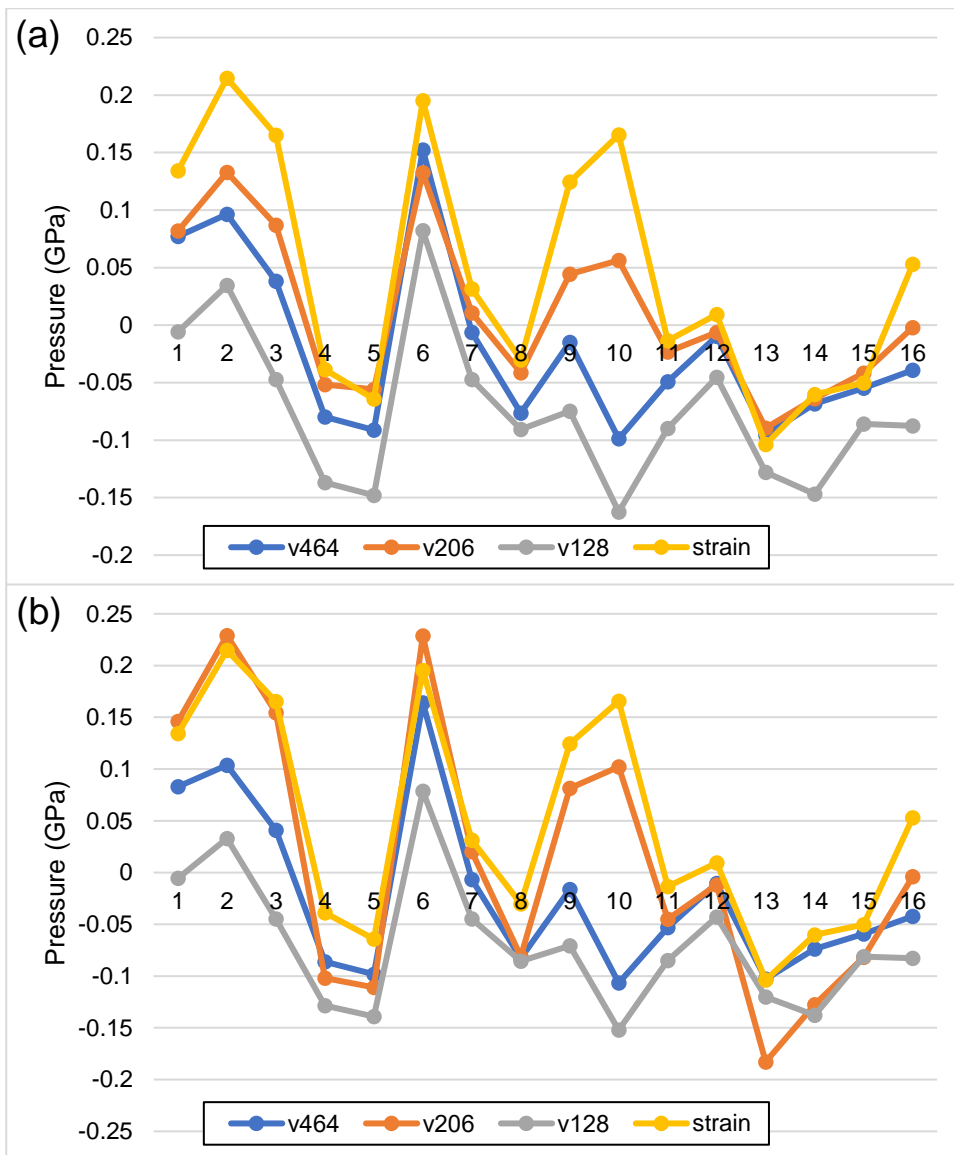


図9 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の静水圧条件での式と歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (a : 464 cm^{-1} バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm^{-1} バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm^{-1} バンド…Thomas and Spear, 2018、 b ; Morana et al. 2020)

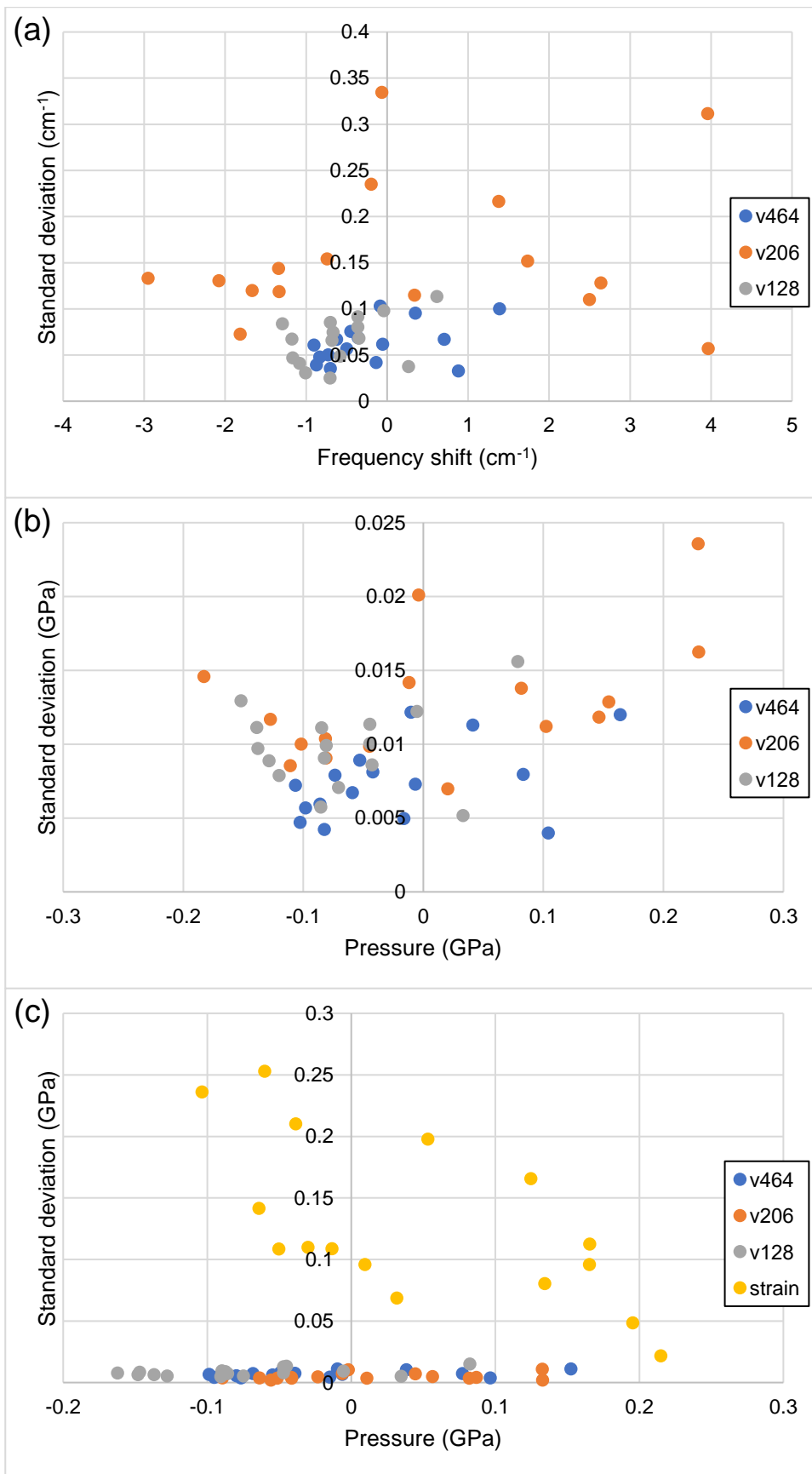


図 10 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の波数とその標準偏差の関係 (a)、および残留圧力とその標準偏差の関係 (b,c) (464 cm⁻¹ バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm⁻¹ バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm⁻¹ バンド…Thomas and Spear, 2018)

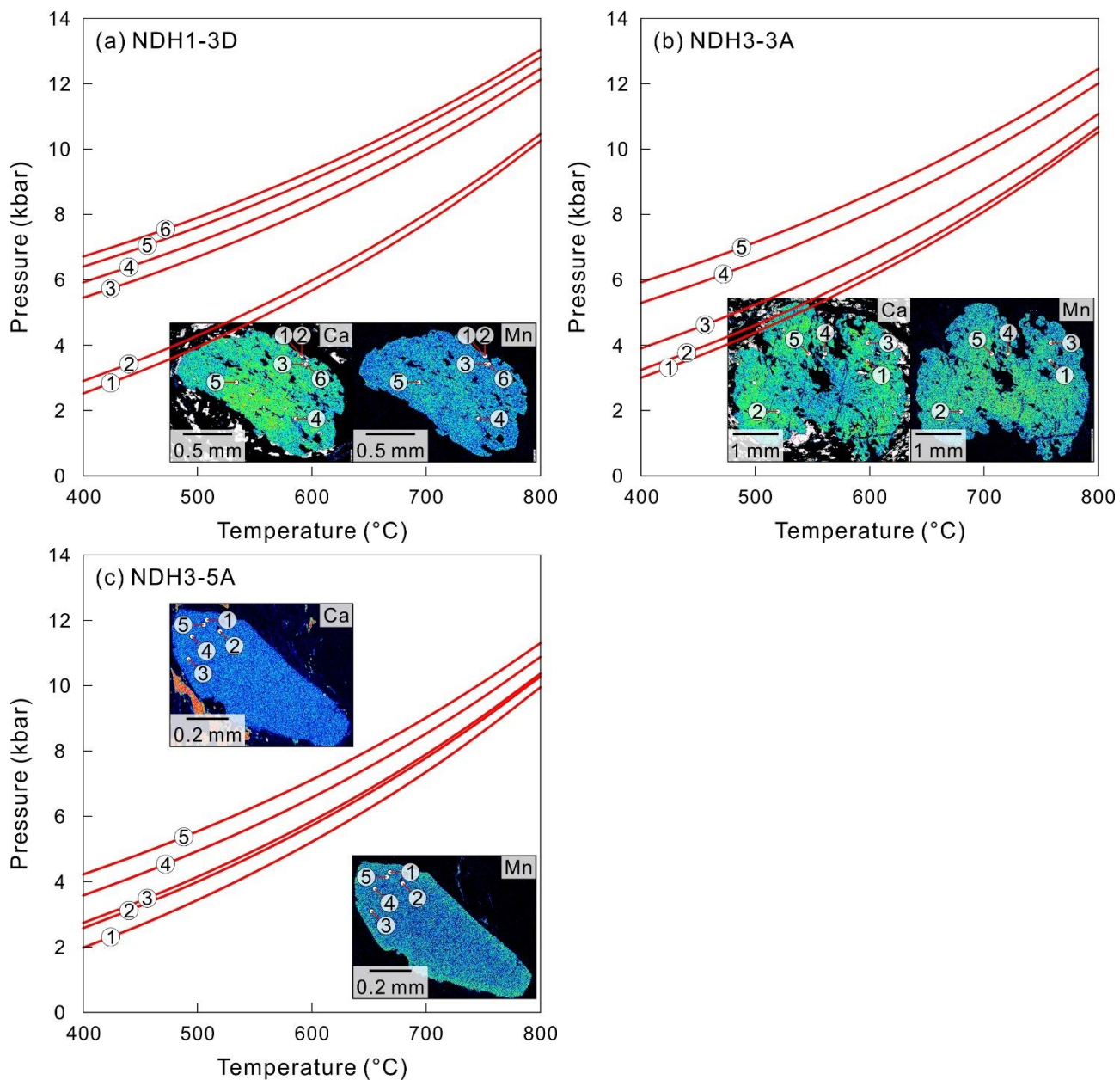


図 11 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した結果と分析位置の関係 (Yoneguchi et al., 2021 を改変)

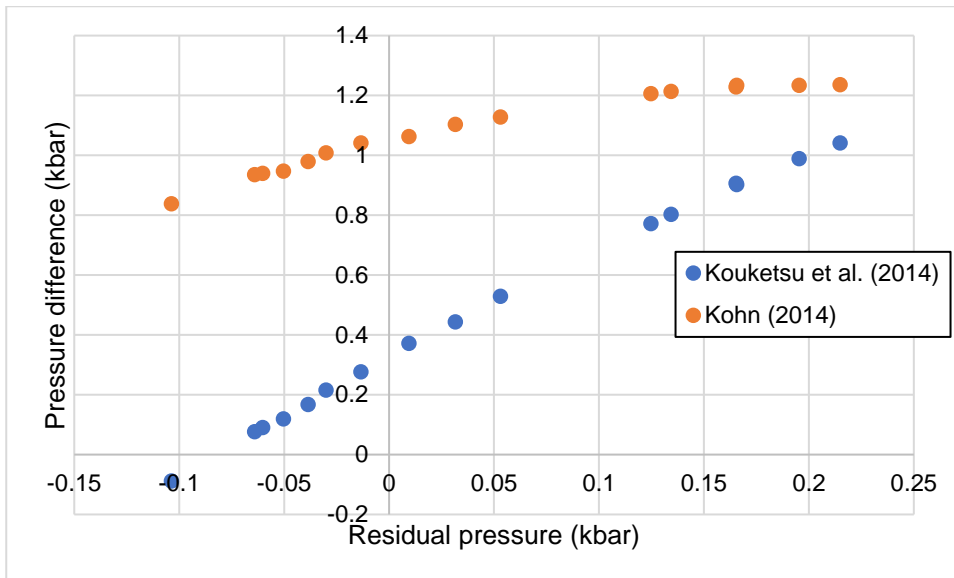


図 12 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後の残留圧力と、600 °C における Kouketsu et al. (2014) および Kohn (2014) の手法と本研究で用いた手法による捕獲時の圧力の差との関係

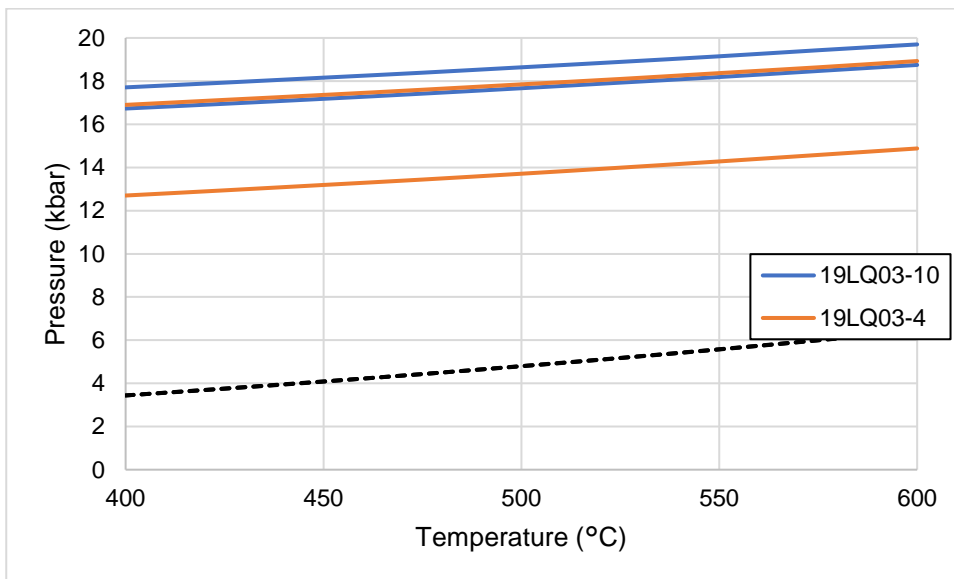


図 13 Altyn Tagh 造山帯の岩石にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (破線は残留圧力が 0 の線)

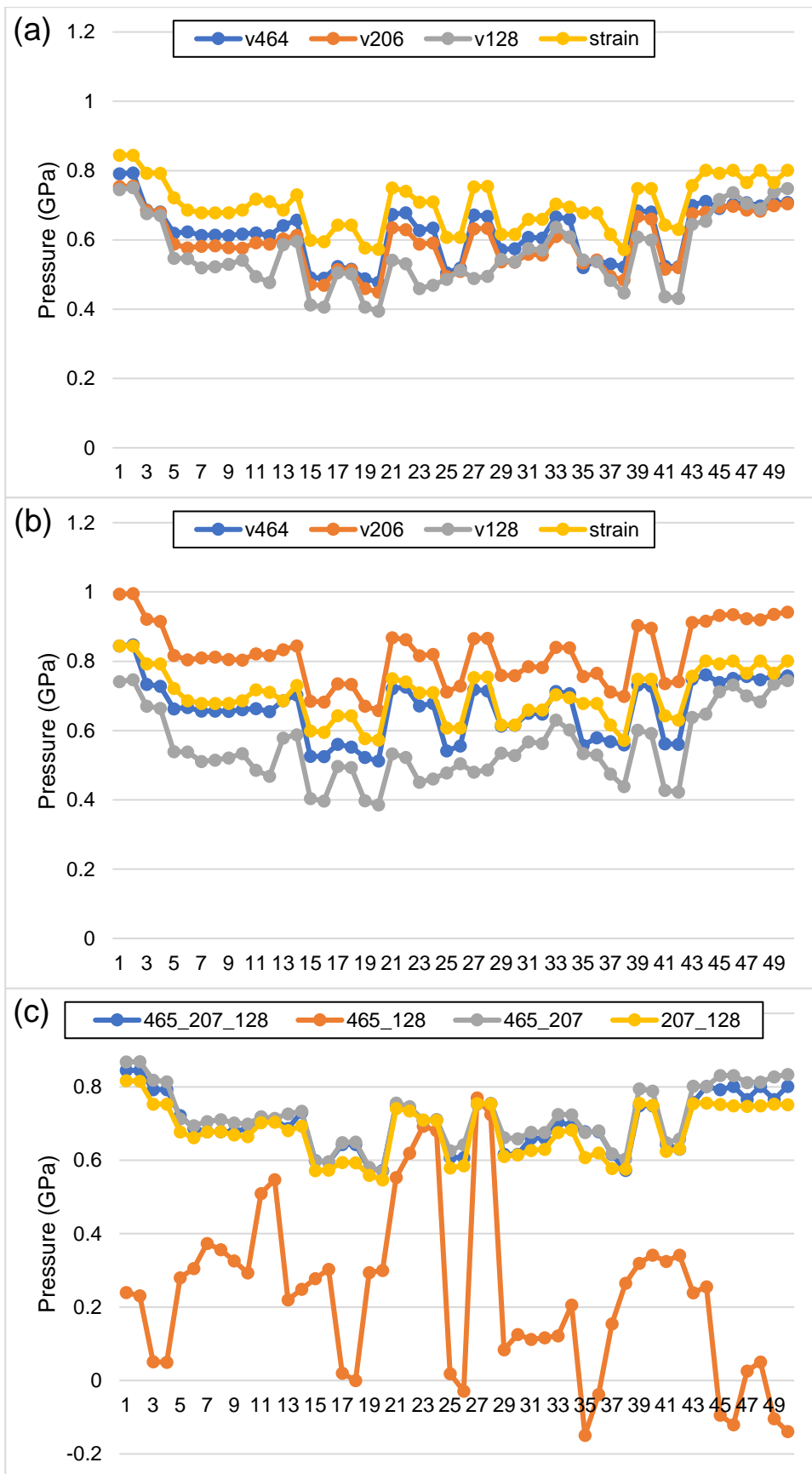


図 14 Altyn Tagh 造山帯の岩石の静水圧条件での式と歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (a : 464 cm^{-1} バンド…Ashley et al., 2014 ; 205 cm^{-1} バンド…Schmidt and Ziemann, 2000 ; 127 cm^{-1} バンド…Thomas and Spear, 2018、b : Morana et al. 2020)、および歪みを用いた手法による残留圧力の比較 (c)

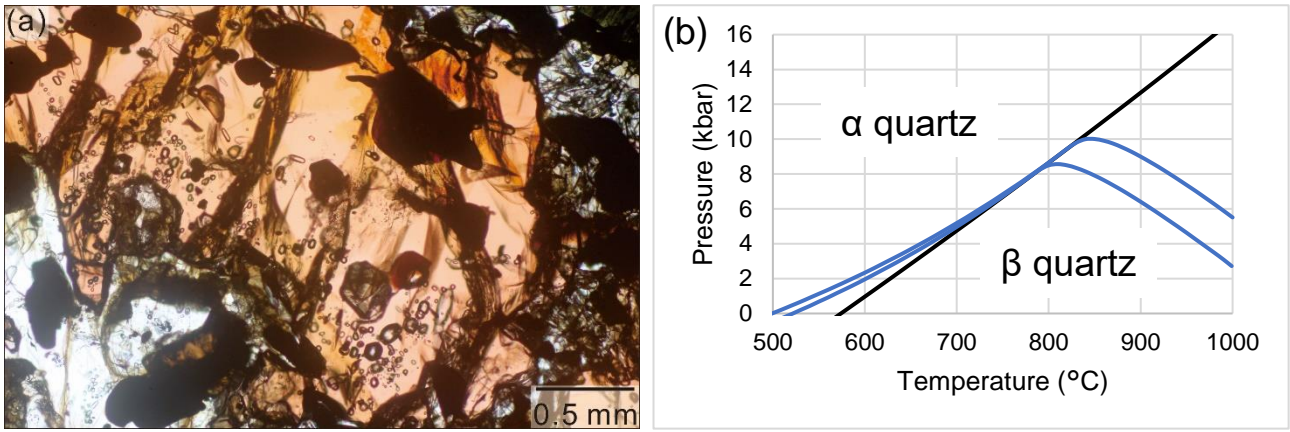


図 15 スカレビークスハルセンに産するざくろ石を含む苦鉄質グラニュライト（サンプル Ts10122506）のざくろ石中に見られる負結晶をした包有物 (a)、およびラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (b；黒線は Angel et al., 2017a に基づいた石英の α - β 相転移境界)

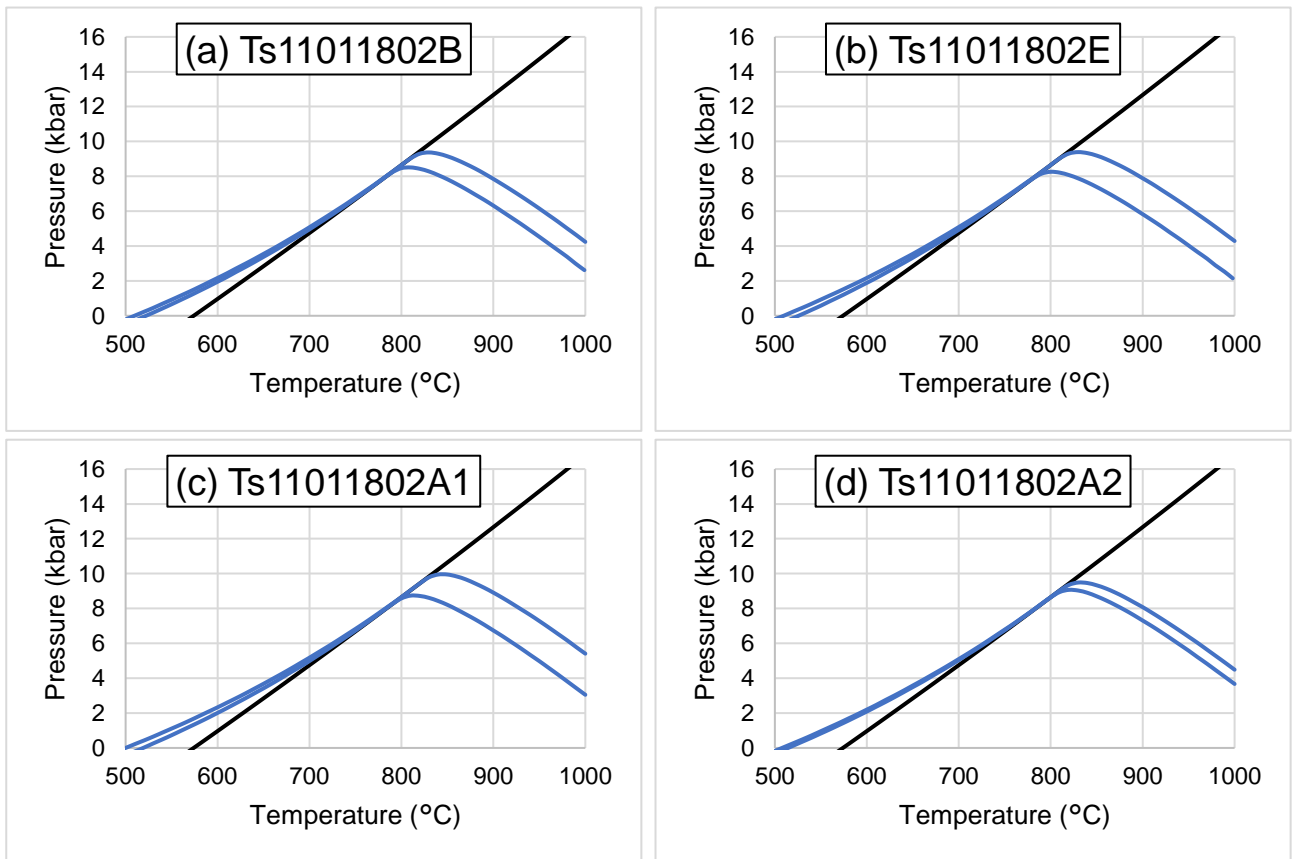


図 16 ルンドボークスヘッタに産するざくろ石を含む泥質グラニュライト (a：サンプル Ts11011802B) および苦鉄質グラニュライト (b：サンプル Ts11011802E) と、その境界部に見られるざくろ石に富む層 (c：サンプル Ts11011802A1、d：サンプル Ts11011802A2) にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (黒線は Angel et al., 2017a に基づいた石英の α - β 相転移境界)

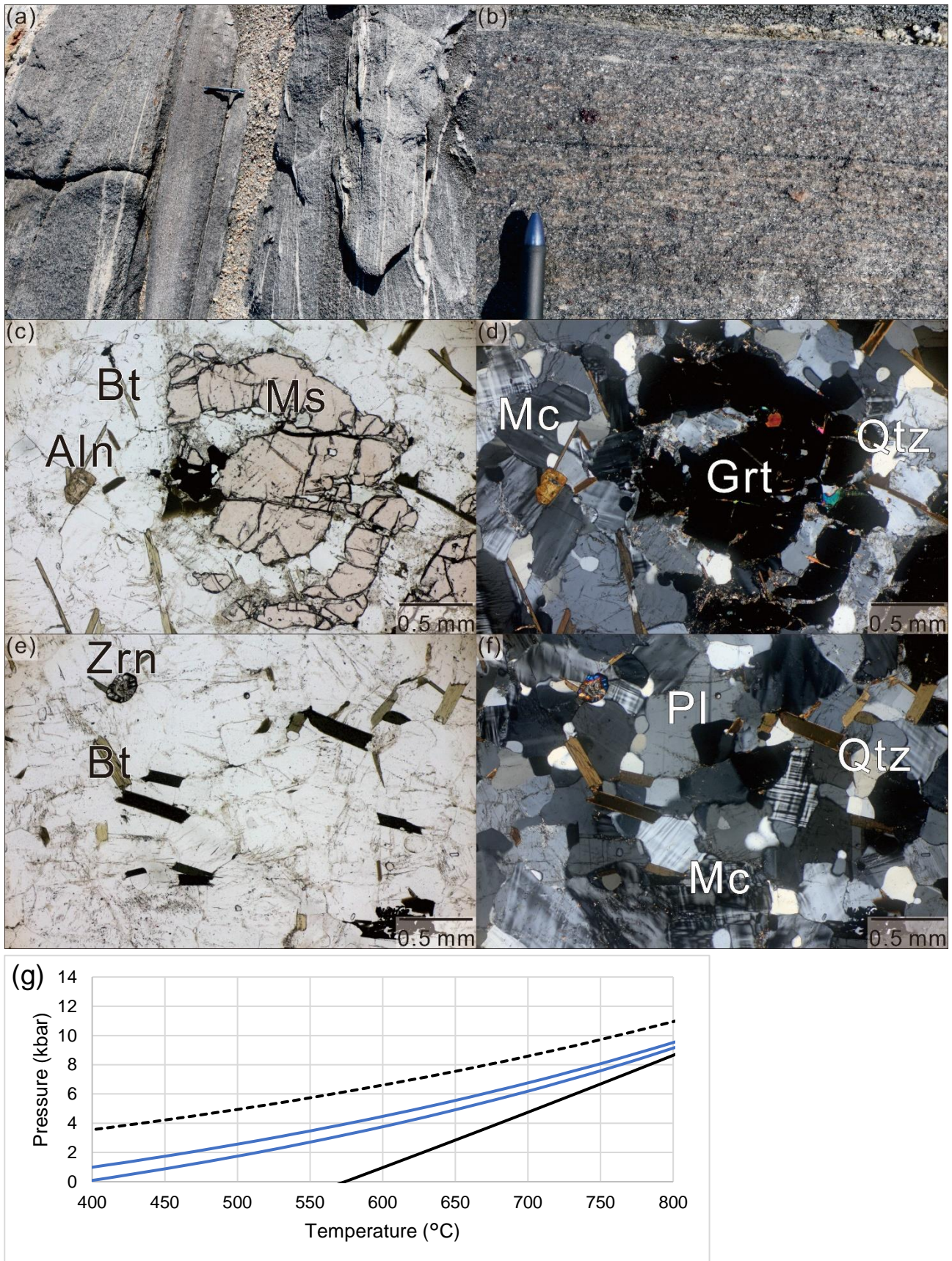


図 17 サンプル Ts11020701D (かすみ岩) の露頭写真 (a,b) と薄片写真 (c,d,e,f)、およびラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (g; 破線は残留圧力が 0 の線、黒線は Angel et al., 2017a に基づいた石英の α - β 相転移境界)



図 18 ルンドボークスヘッタの地質図 (Motoyoshi et al., 1986 を改変) およびざくろ石に富む層が見られる地点 (赤丸の地点が本研究で用いたサンプルの採集地点)

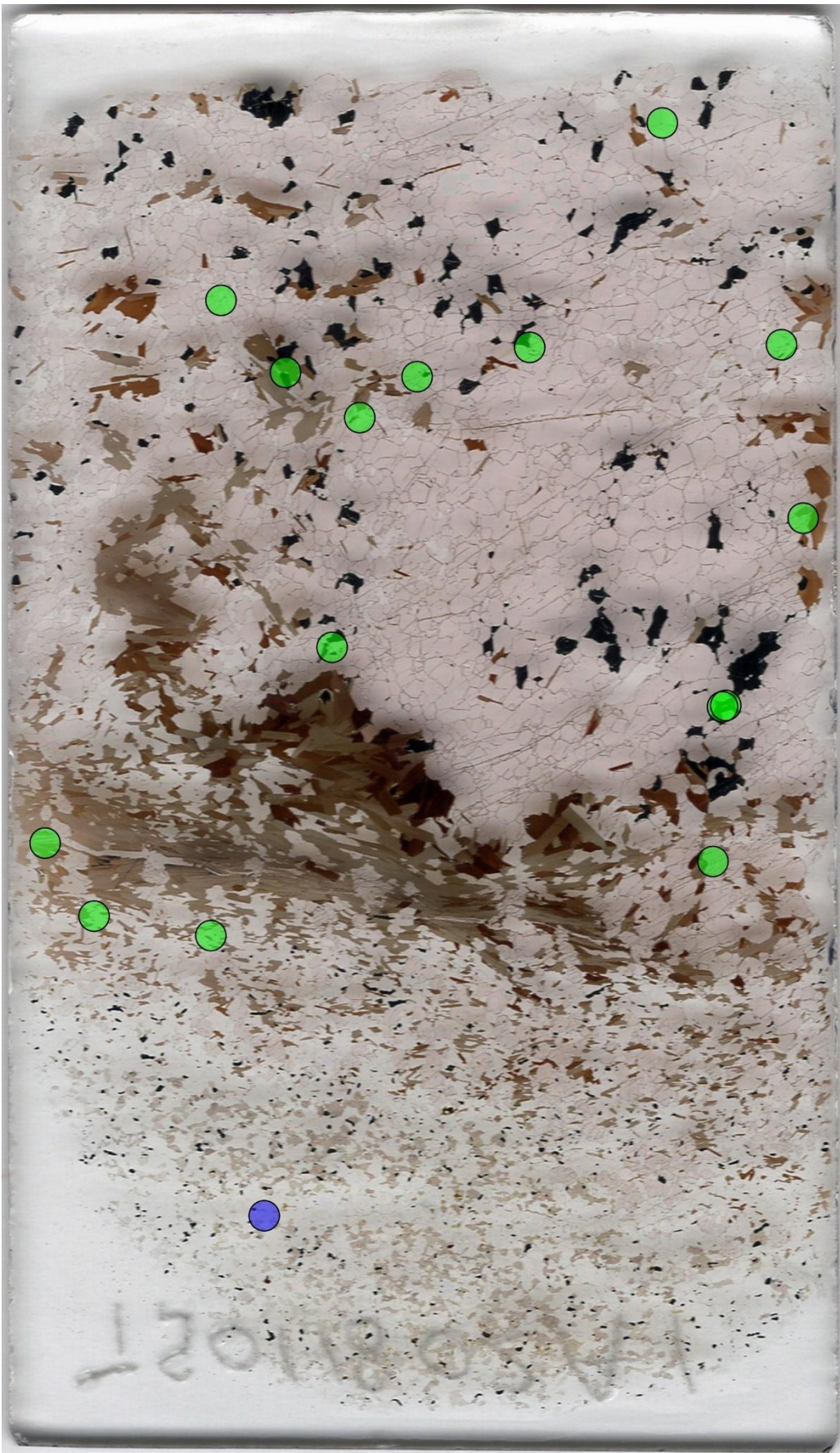


図 19 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の薄片中のモナズ石 19 粒子の位置 (青丸は苦鉄質グラニュライトの部分に燐灰石とともに存在する 4 粒子の位置)

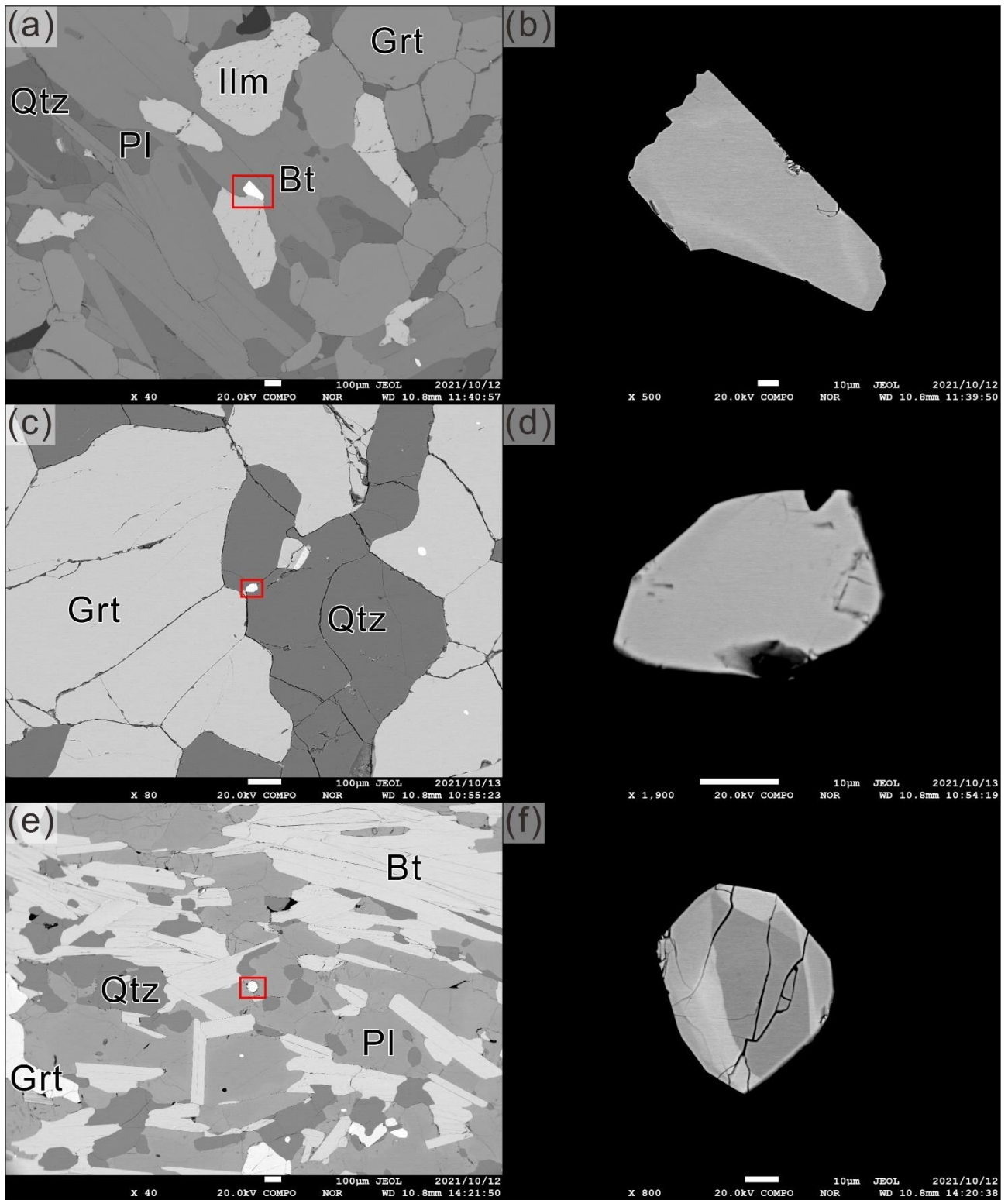


図 20 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) のマトリックスのモナズ石の反射電子像 (e,f は累帯構造を示すモナズ石、a,c,e の赤枠はそれぞれ b,d,f の範囲)

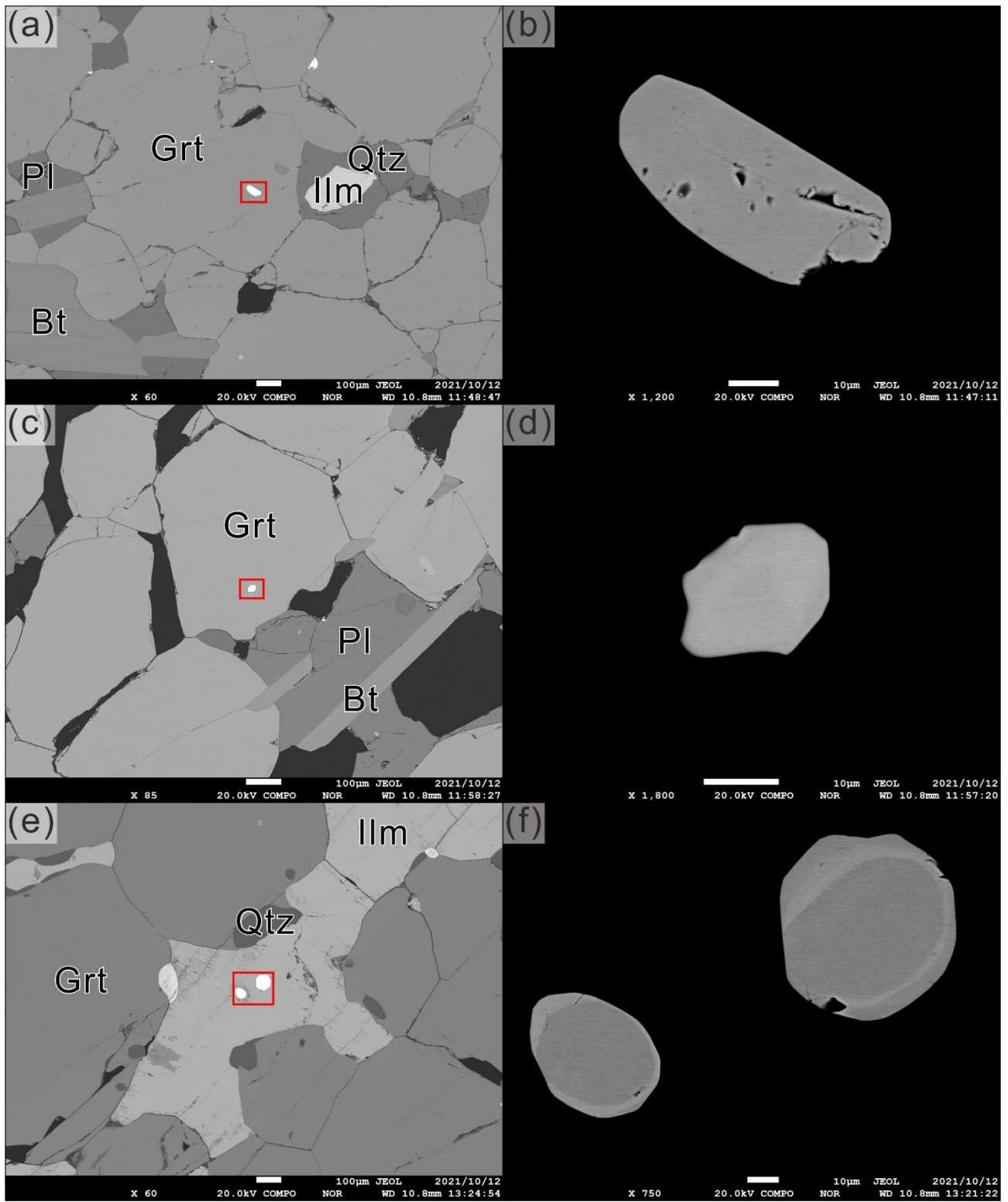


図 21 りくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) のざくろ石中 (a,b,c,d) およびチタン鉄鉱中 (e,f) のモナズ石包有物の反射電子像 (a,c,e の赤枠はそれぞれ b,d,f の範囲)

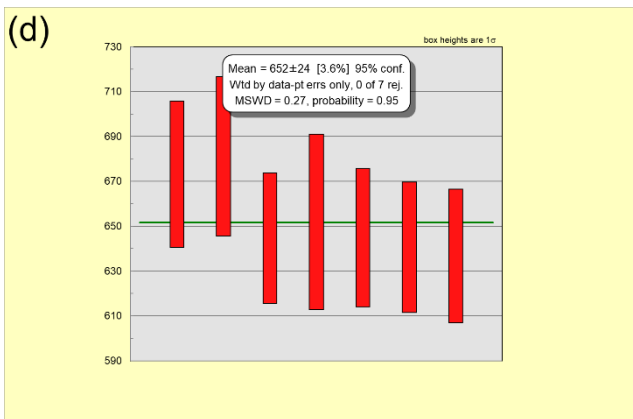
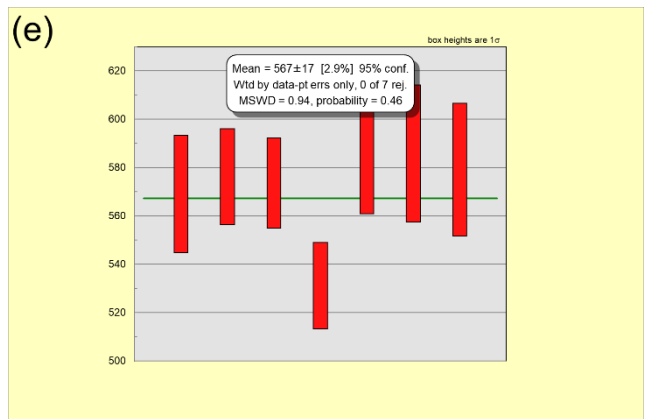
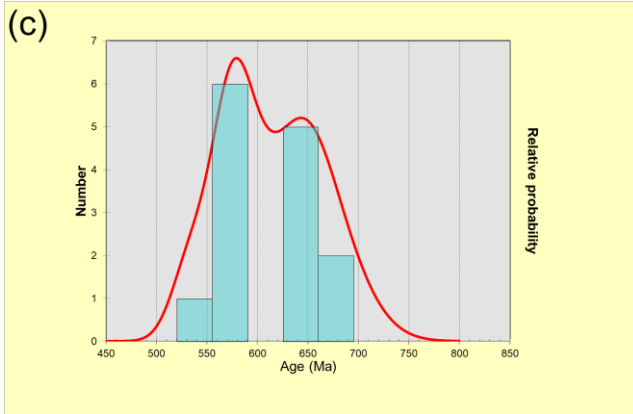
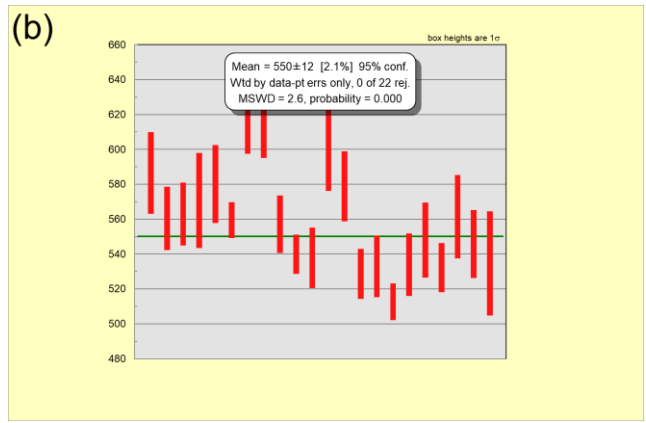
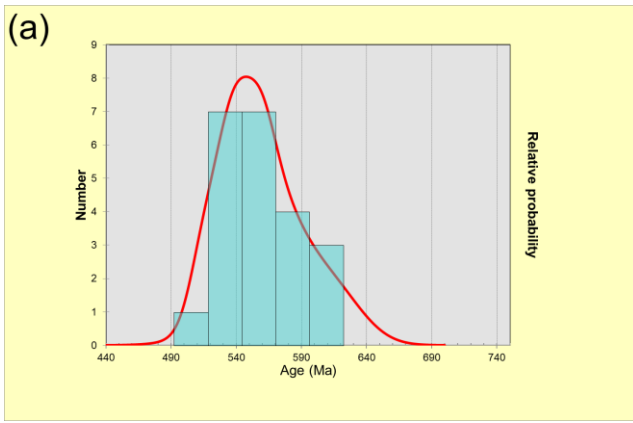


図 22 ざくろ石に富む層のマトリックスのモナズ石の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (a) と加重平均年代のプロット (b)、モナズ石包有物の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (c) と加重平均年代のプロット (dは古い年代を示すデータ、eは若い年代を示すデータ)

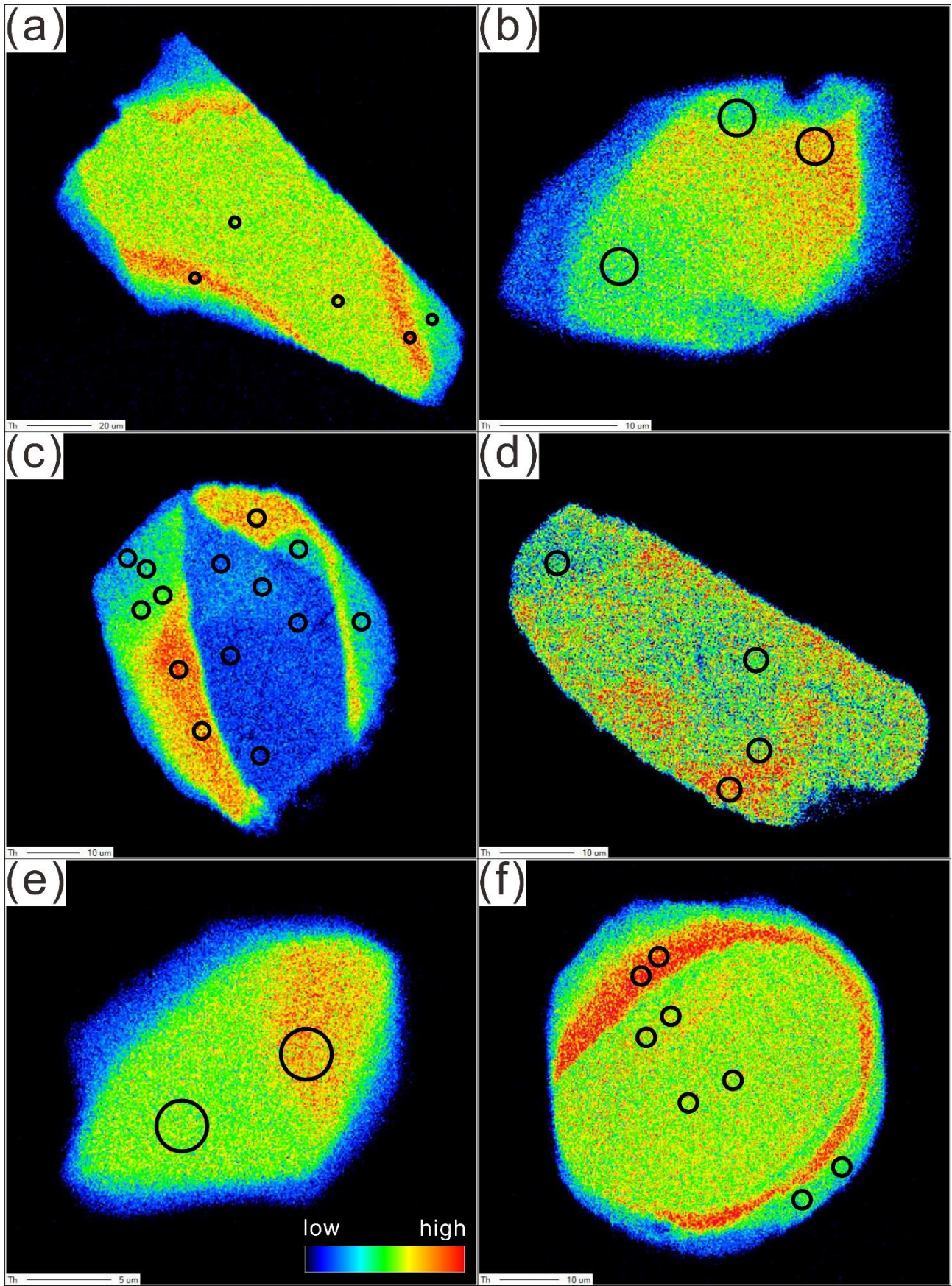


図 23 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) のマトリックスのモナズ石 (a,b,c)、ざくろ石中 (d,e) およびチタン鉄鉱中 (f) のモナズ石包有物のトリウムマッピング画像と分析点

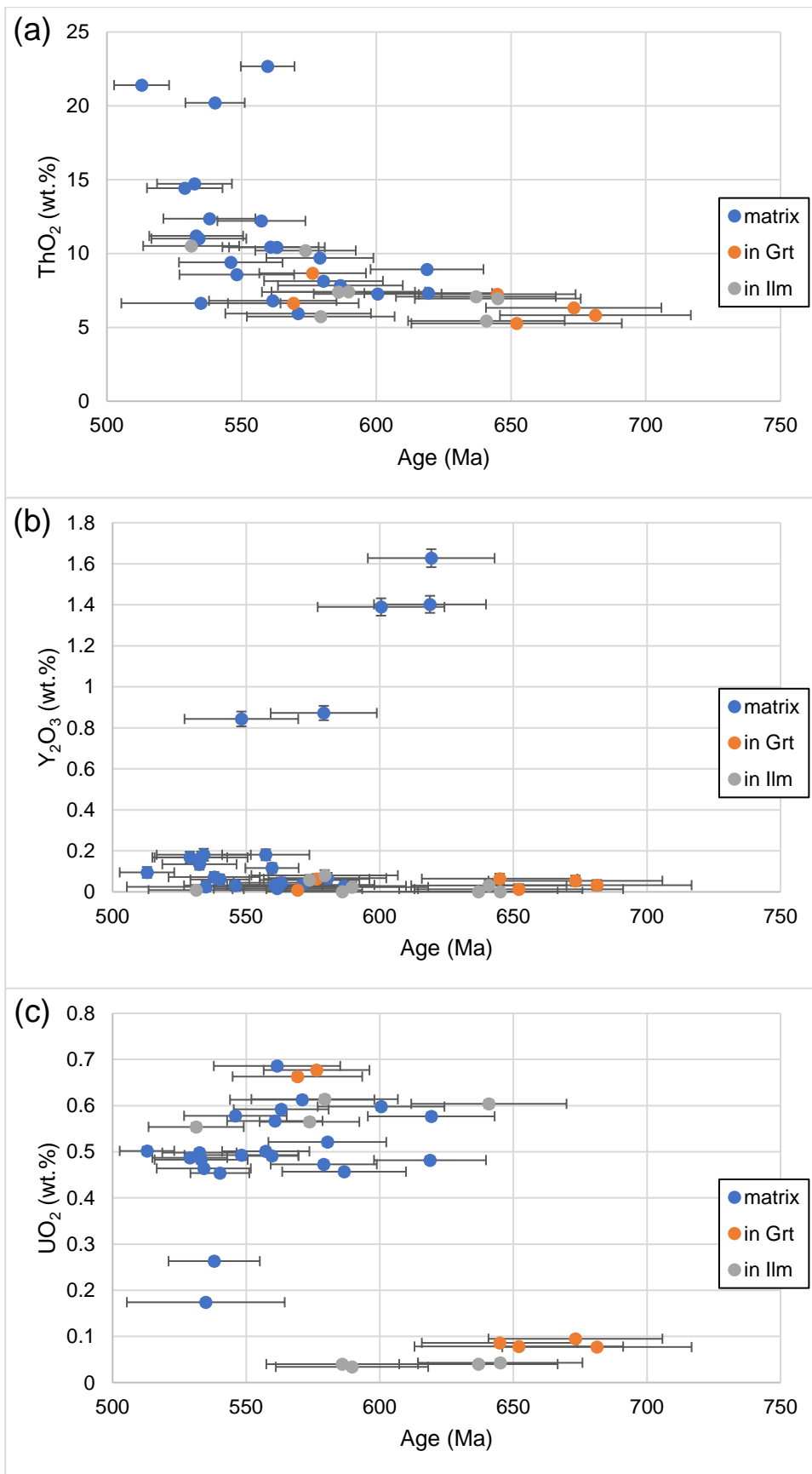


図 24 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の年代とトリウム含有量 (a)、イットリウム含有量 (b)、ウラン含有量 (c) の関係

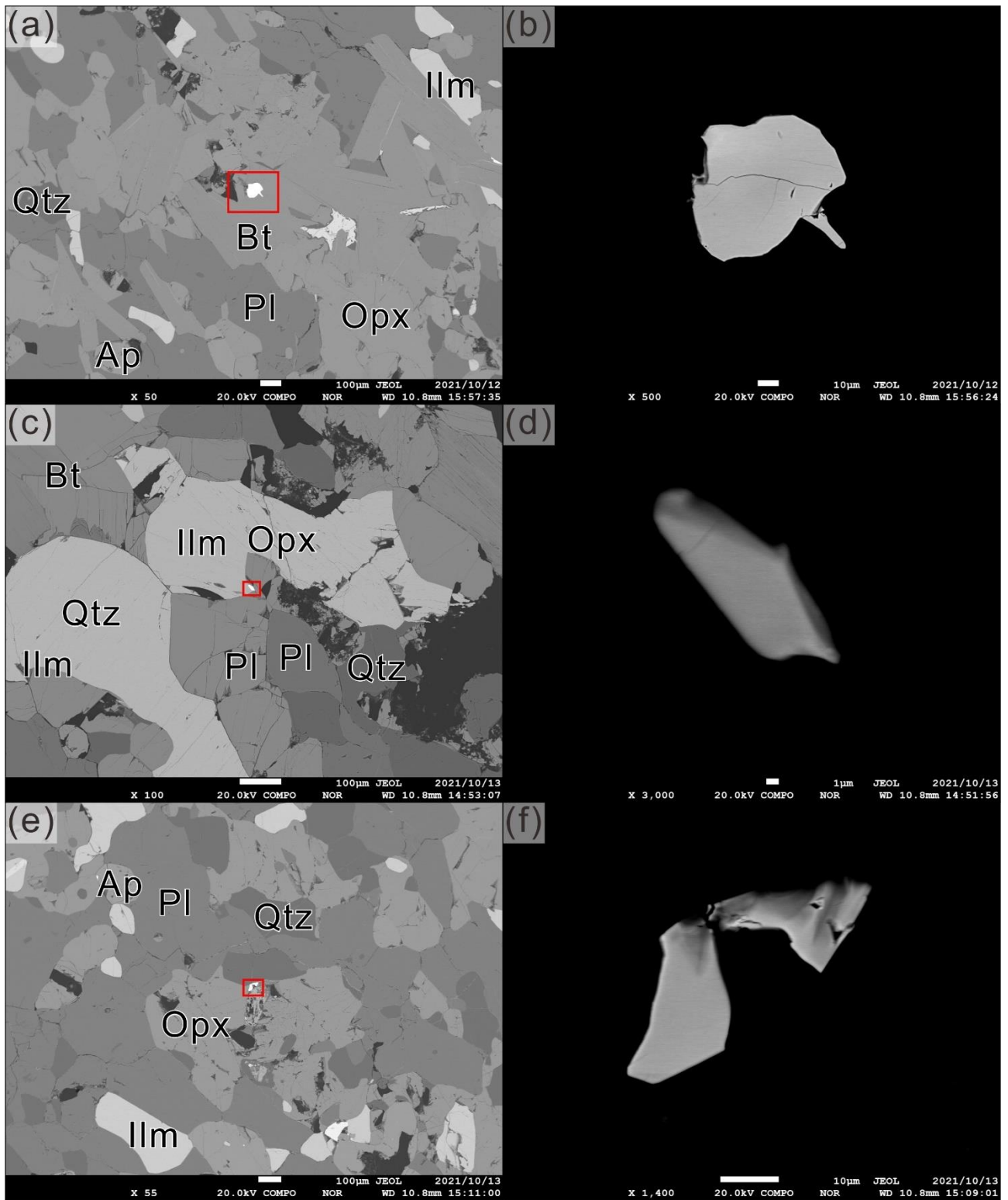


図 25 苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のマトリックス (a,b)、粒界 (c,d)、燐灰石のリム (e,f) のモナズ石の反射電子像 (a,c,e の赤枠はそれぞれ b,d,f の範囲)

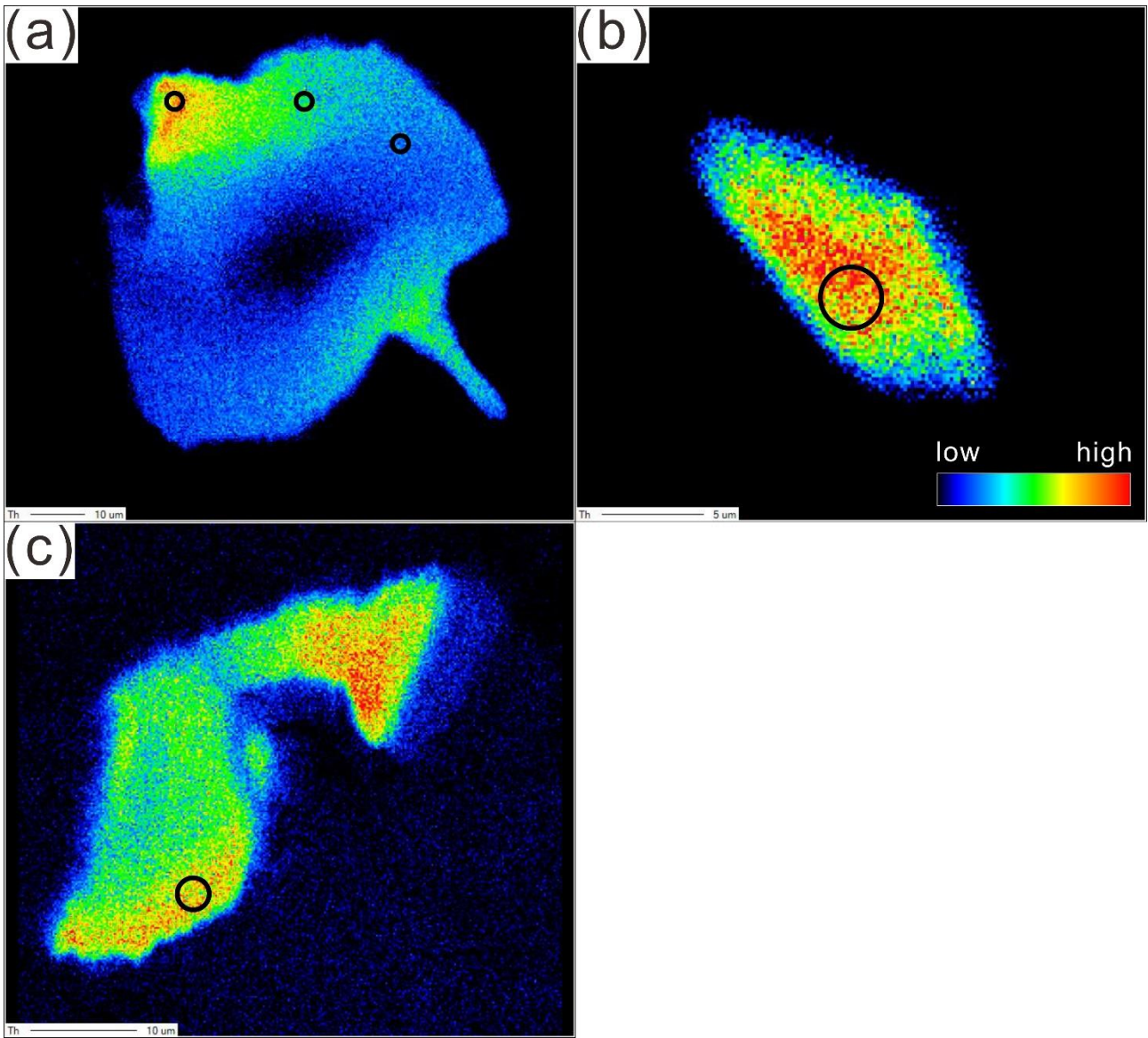


図 26 苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のモナズ石のトリウムマッピング画像と分析点

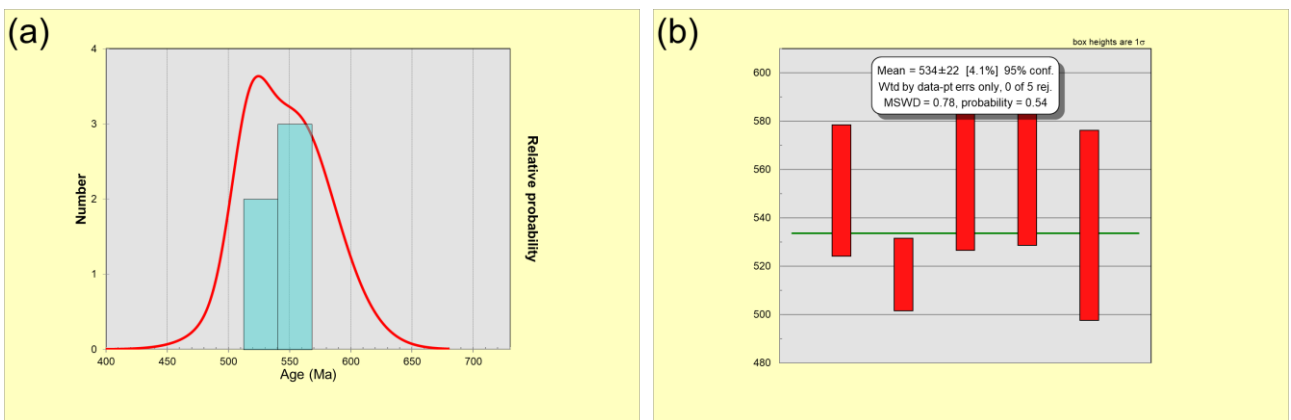


図 27 苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のモナズ石の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (a) と加重平均年代のプロット (b)

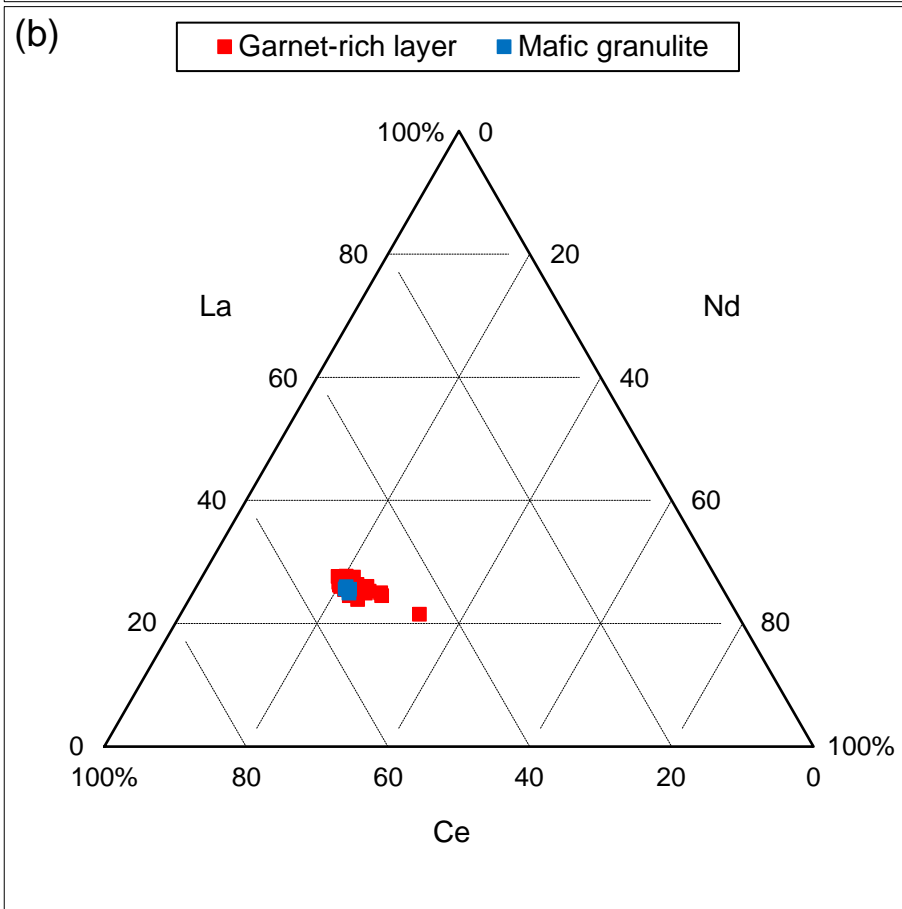
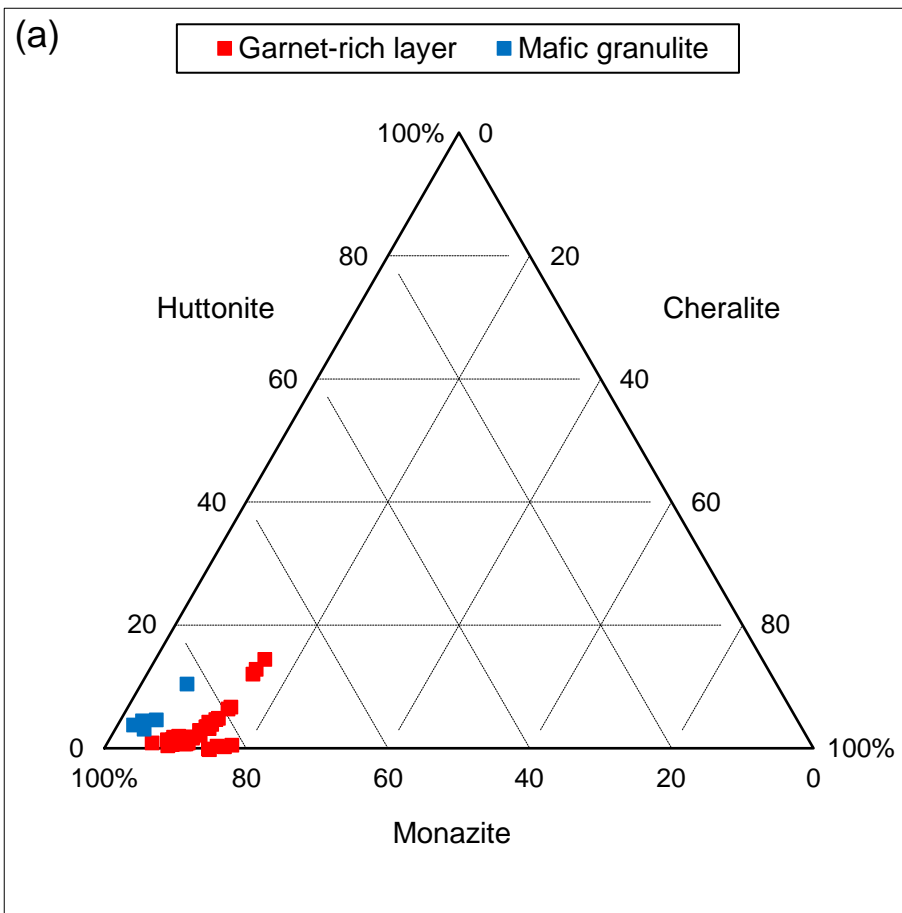


図 28 ルンドボークスヘッタのモナズ石の組成

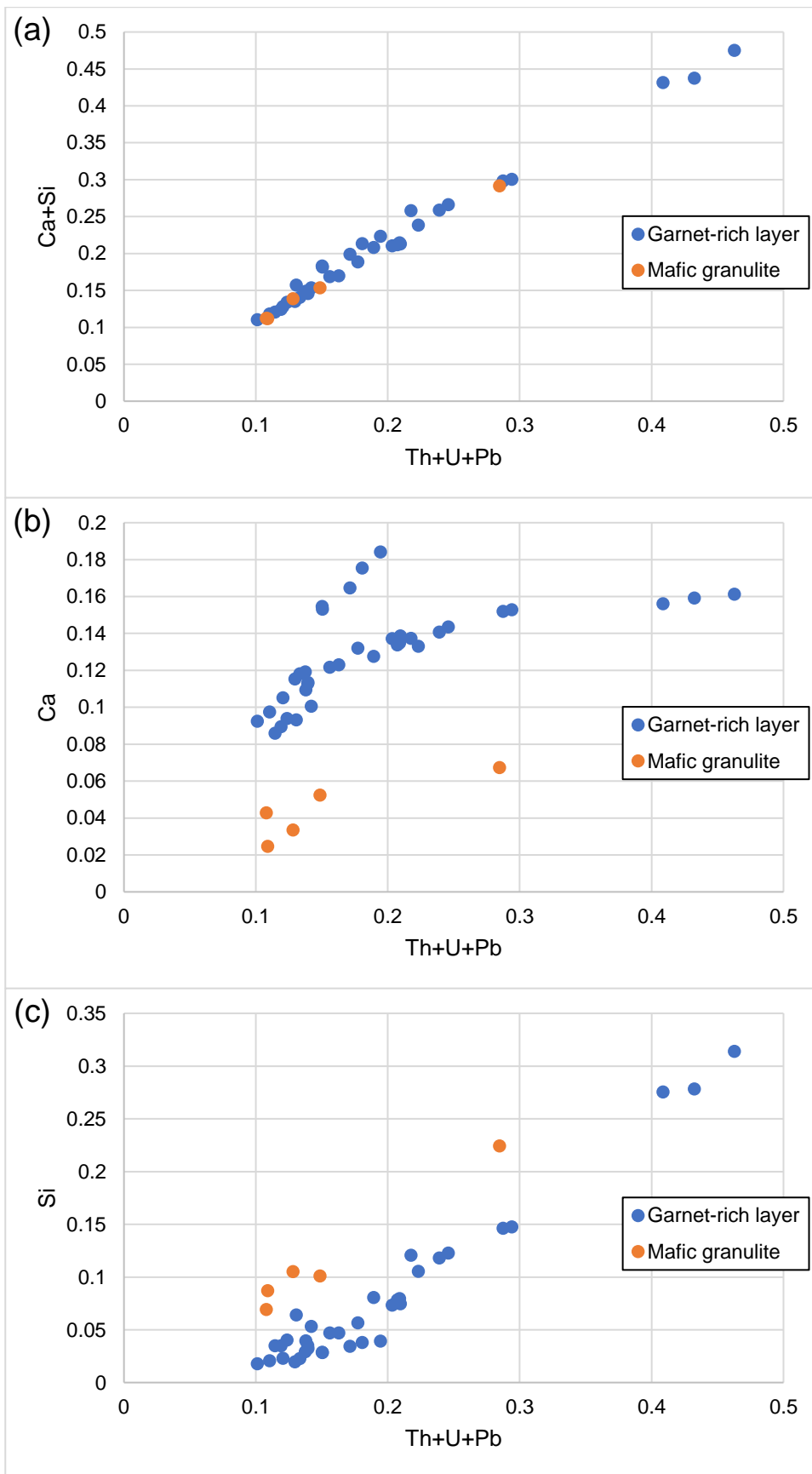


図 29 ルンドボックスヘッタのモナズ石のトリウム+ウラン+鉛とカルシウム+ケイ素 (a)、カルシウム (b)、ケイ素 (c) の関係

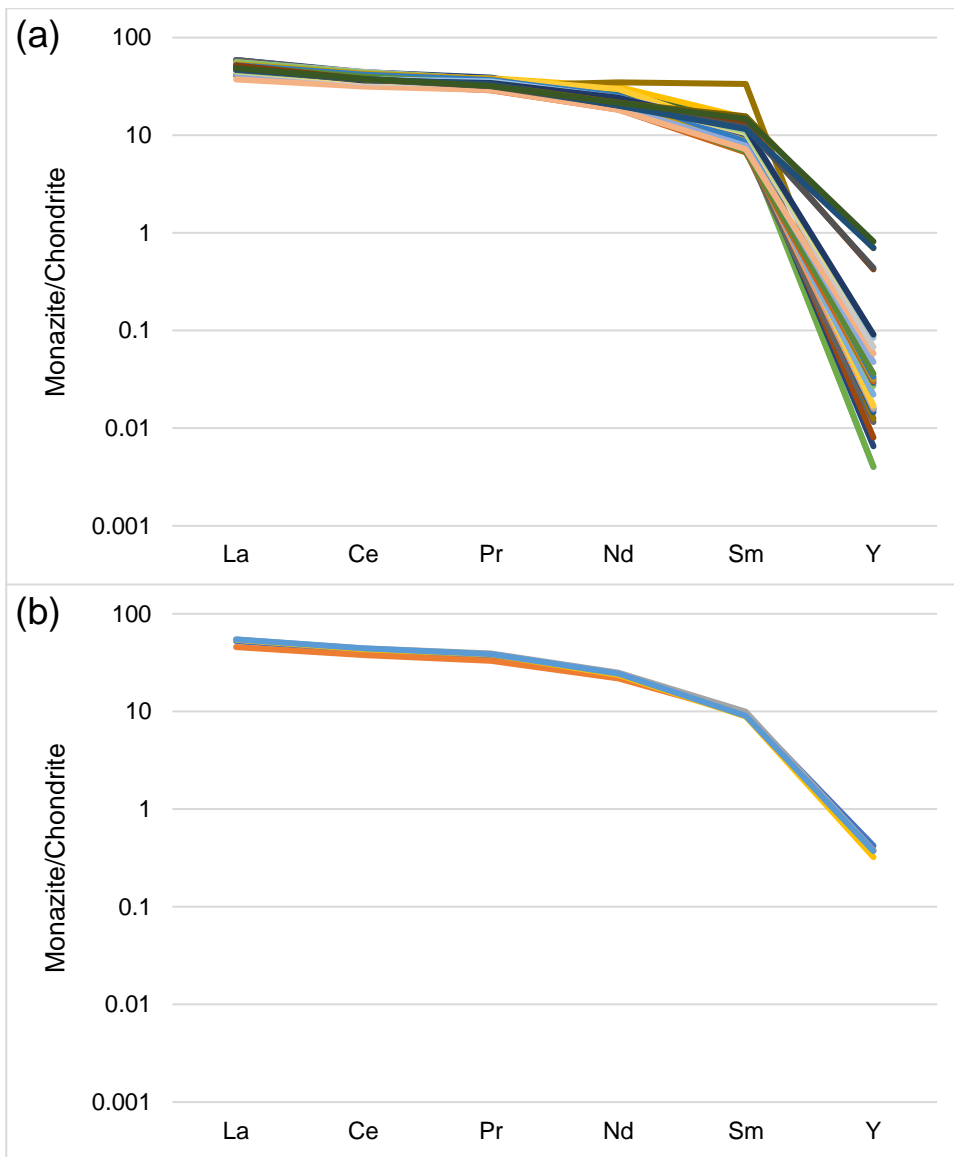


図 30 ざくろ石に富む層のサンプル (a ; Ts11011802A1) および苦鉄質グラニュライト (b ; サンプル Ts11011802E) のモナズ石の軽希土類元素とイットリウムのパターン

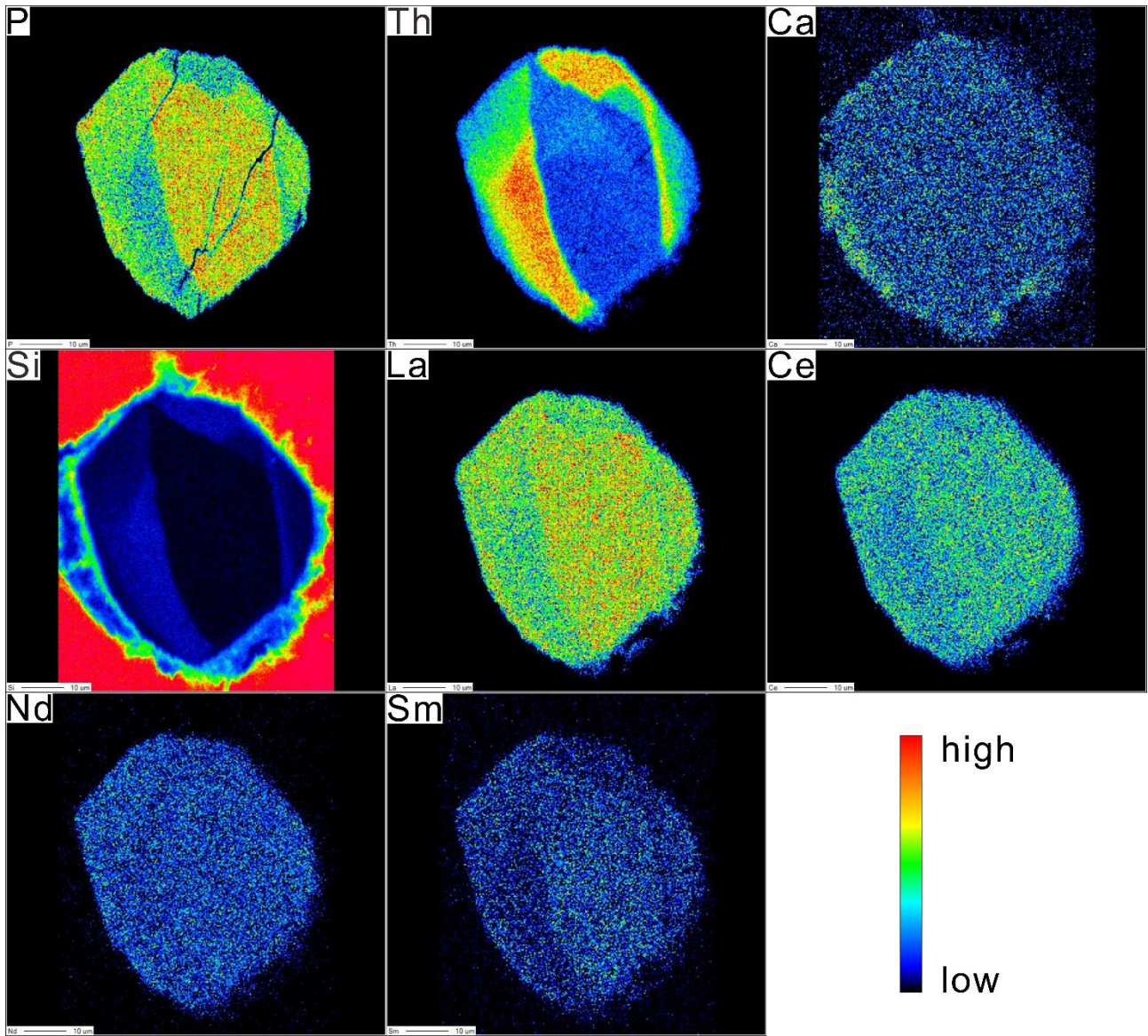


図 31 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の累帯構造を示すモナズ石のマッピング画像

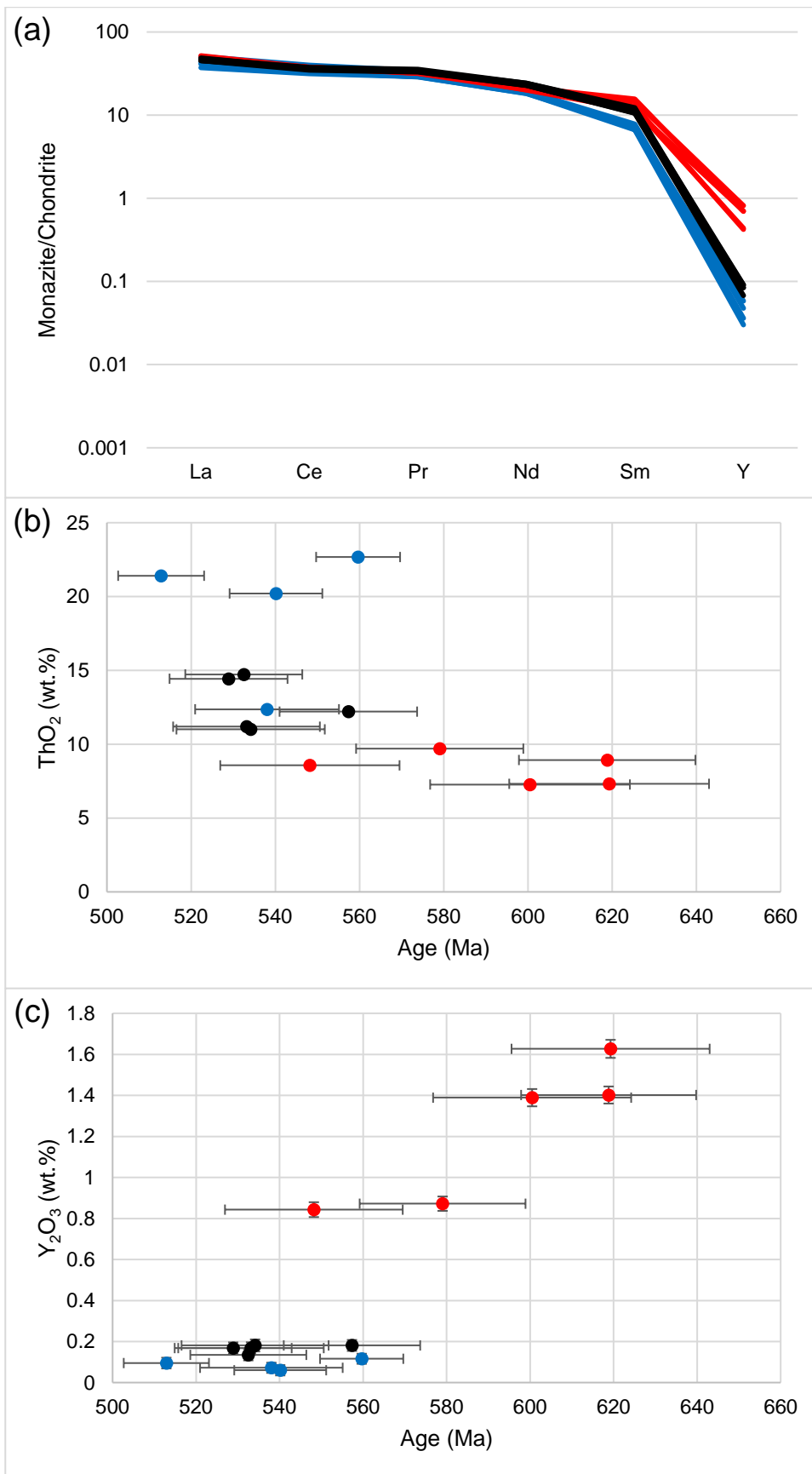


図 32 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の累帯構造を示すモナズ石の軽希土類元素とイットリウムのパターン (a)、年代とトリウム含有量 (b) およびイットリウム含有量 (c) の関係

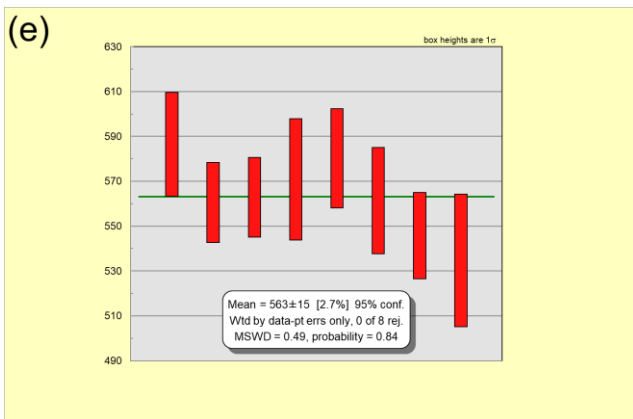
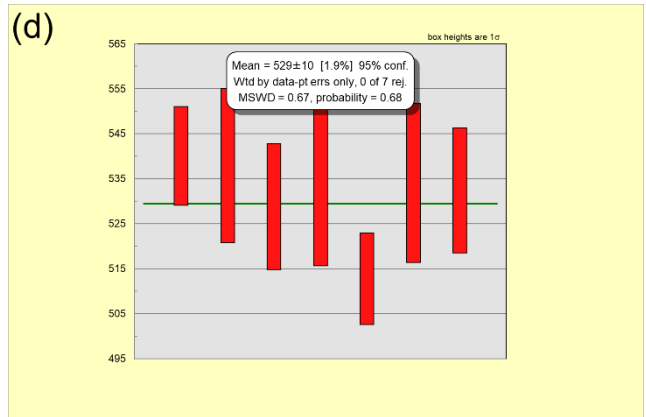
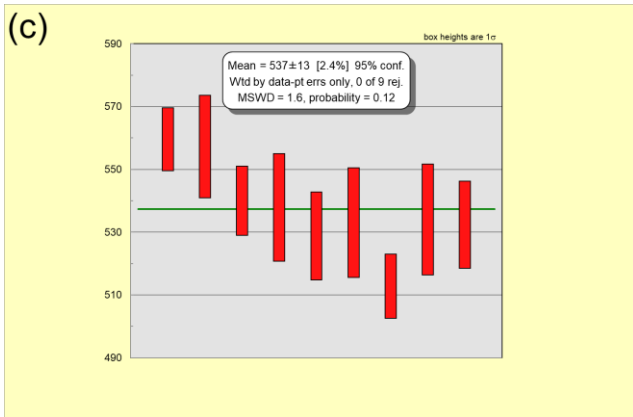
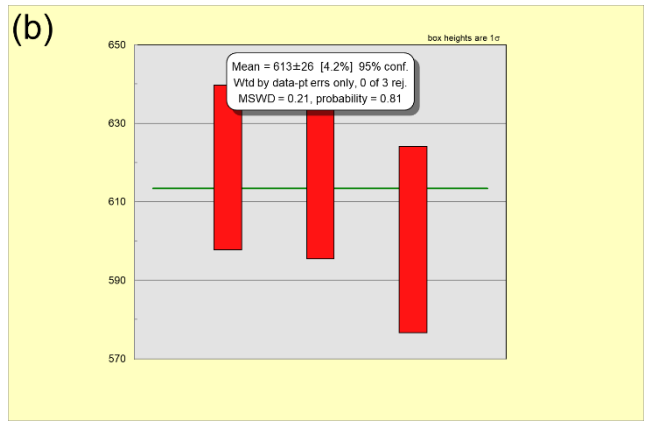
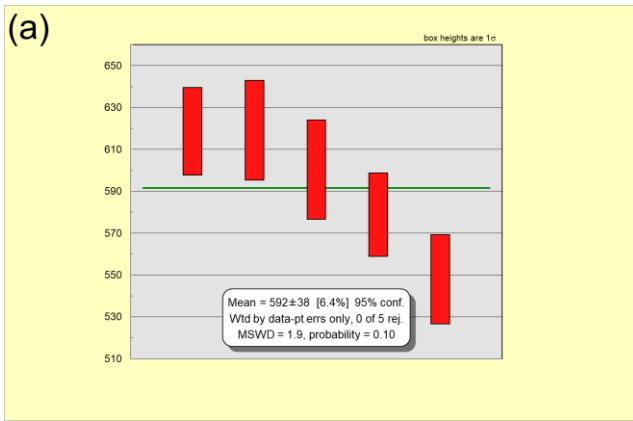


図 33 ざくろ石に富む層のサンプル (Ts11011802A1) の累帯構造を示すモナズ石のコア (a)、コアの古い 3 点のみ (b)、リム (c)、リムの若い 7 点のみ (d)、および累帯構造を示さないマトリックスのモナズ石 (e) の加重平均年代のプロット

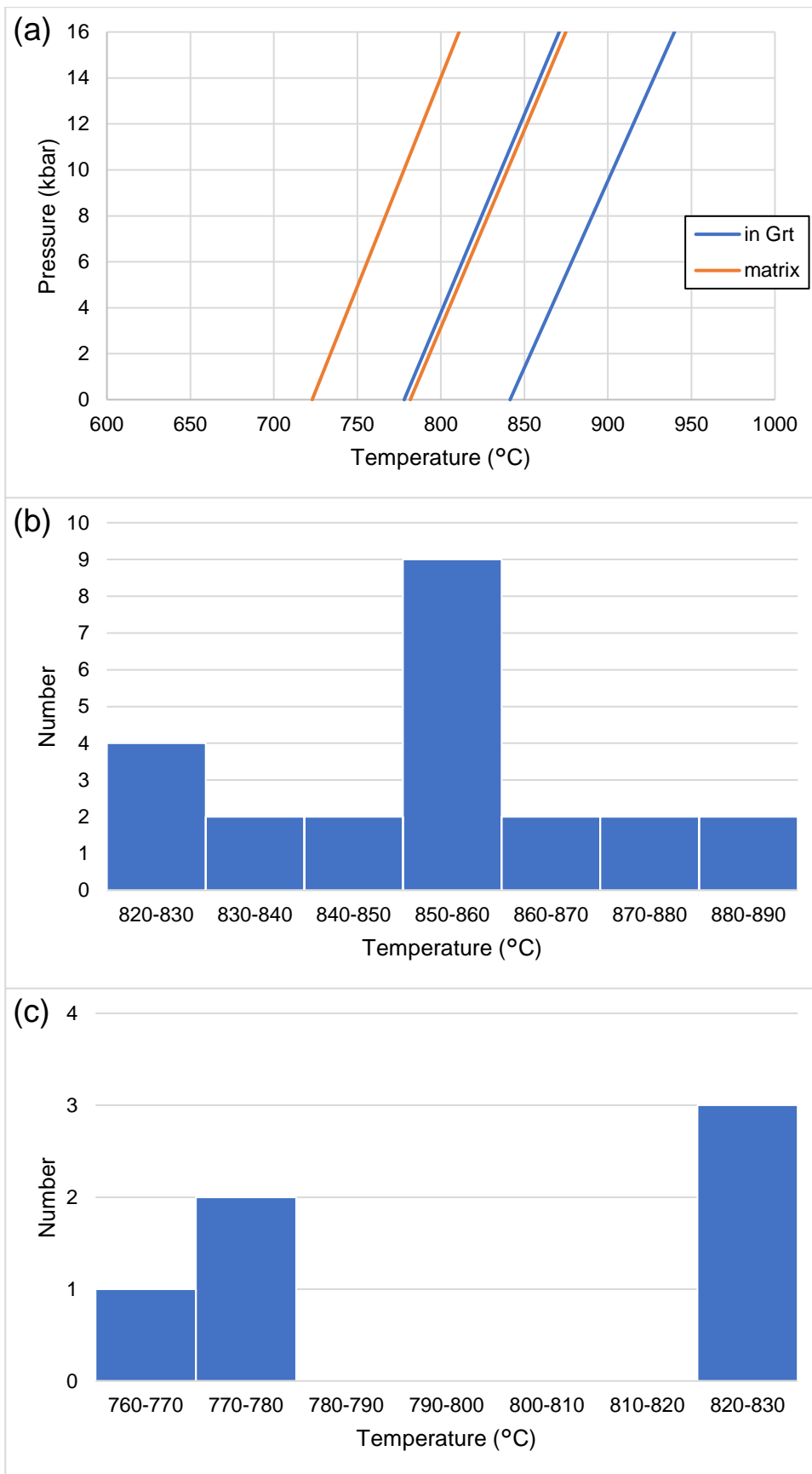


図 34 りくろ石に富む層のジルコニウム-ルチル温度計 (H.S. Tomkins et al., 2007) の結果 (a)、マトリックスのルチル (b) およびりくろ石中のルチル包有物 (c) の 7.5 kbar における結果

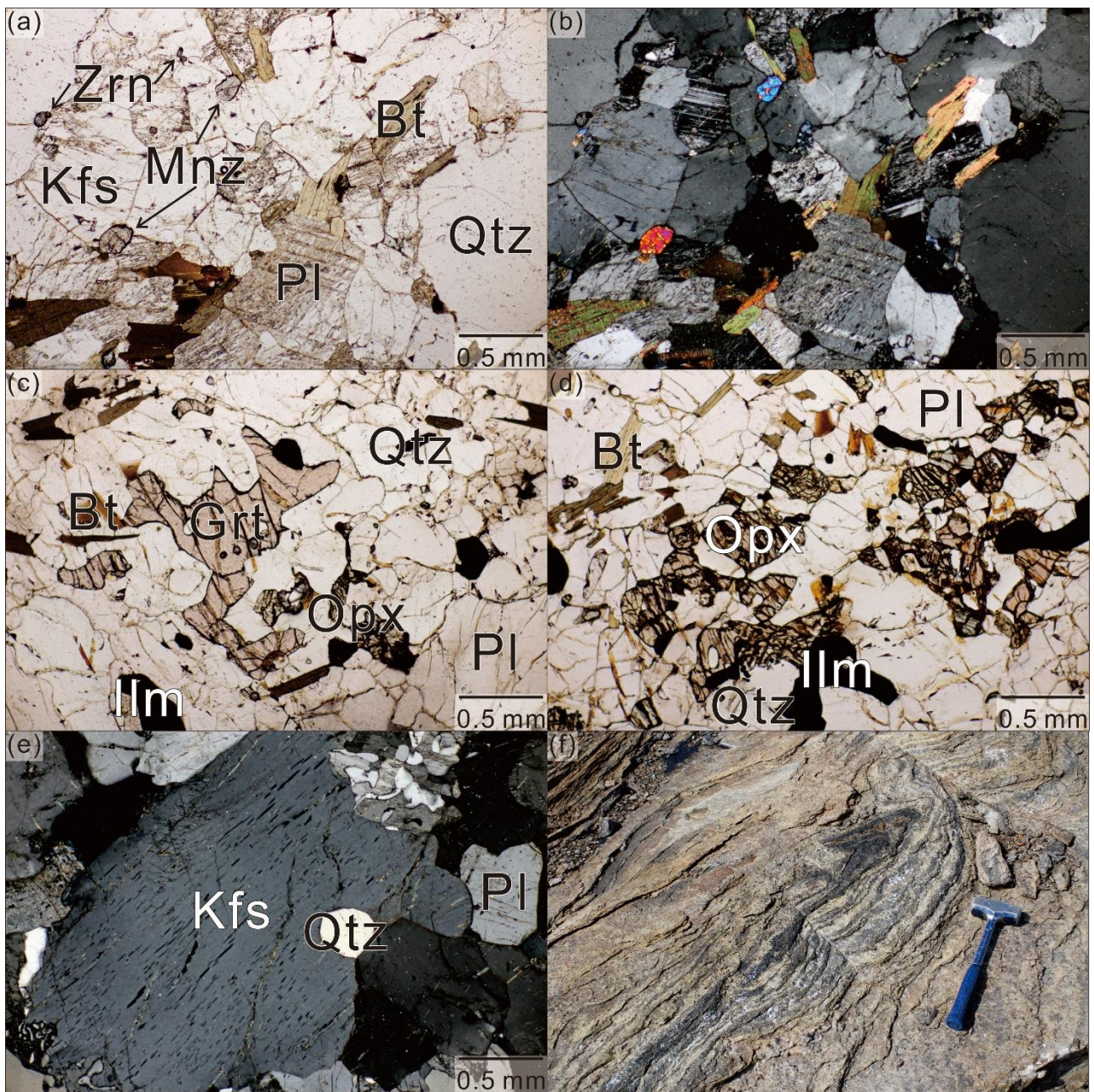


図 35 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) の薄片写真 (a,b,c,d)、露頭写真 (f)

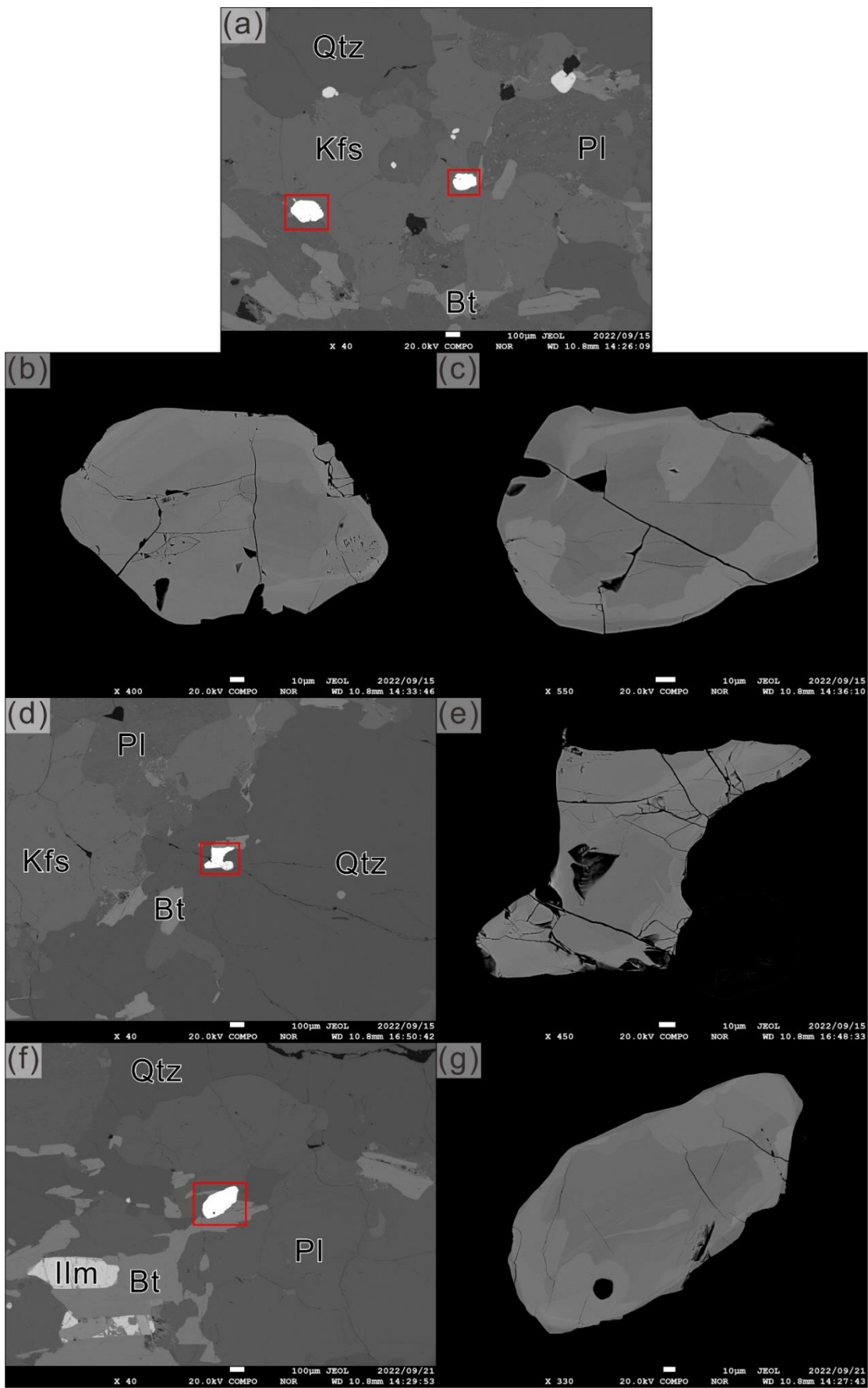


図 36 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石の反射電子像 (a,d,fの赤枠はそれぞれ b および c,e,g の範囲)

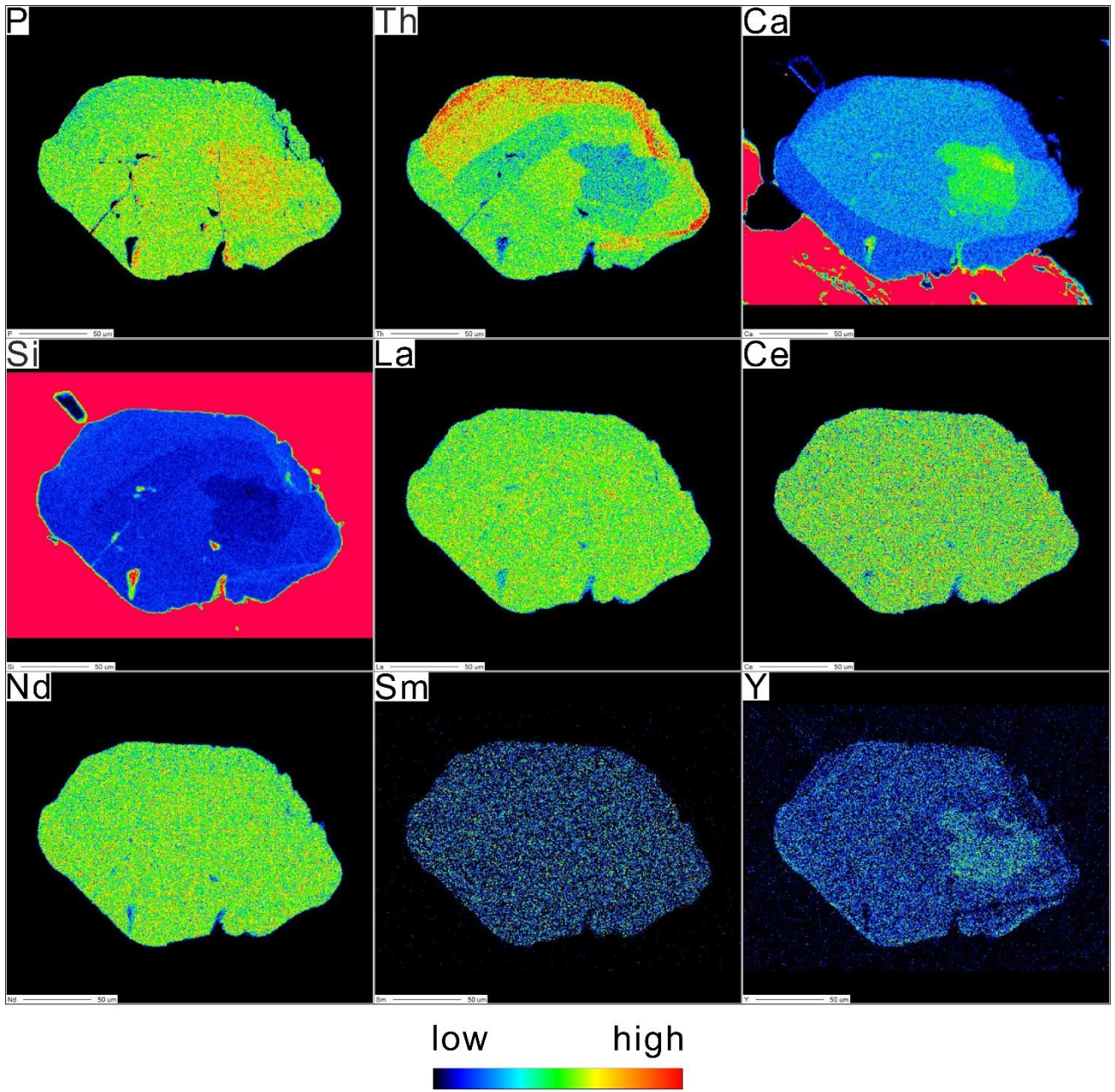


図 37 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石 (粒子 1) の反射電子像とマッピング画像

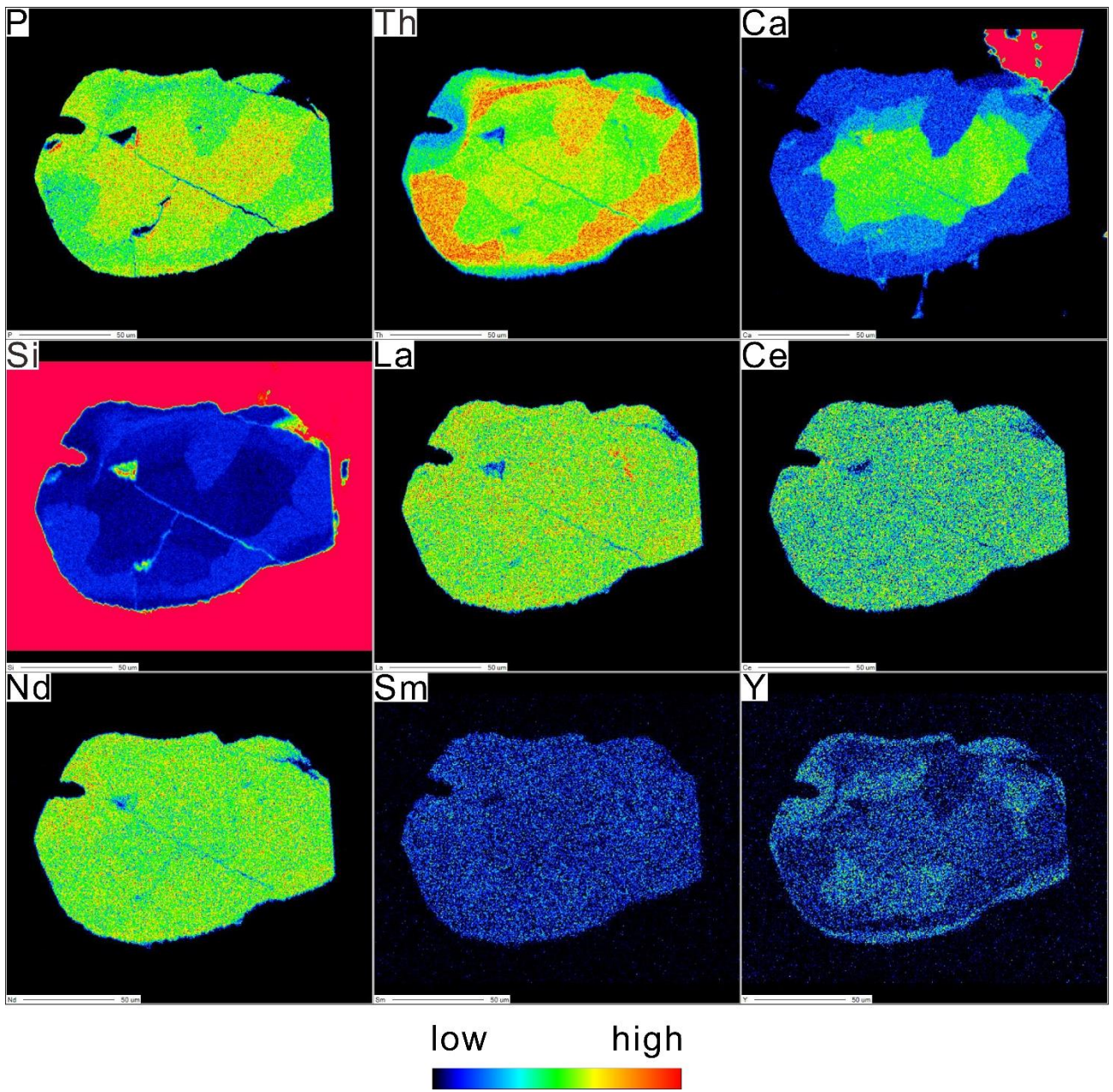


図 37 続き

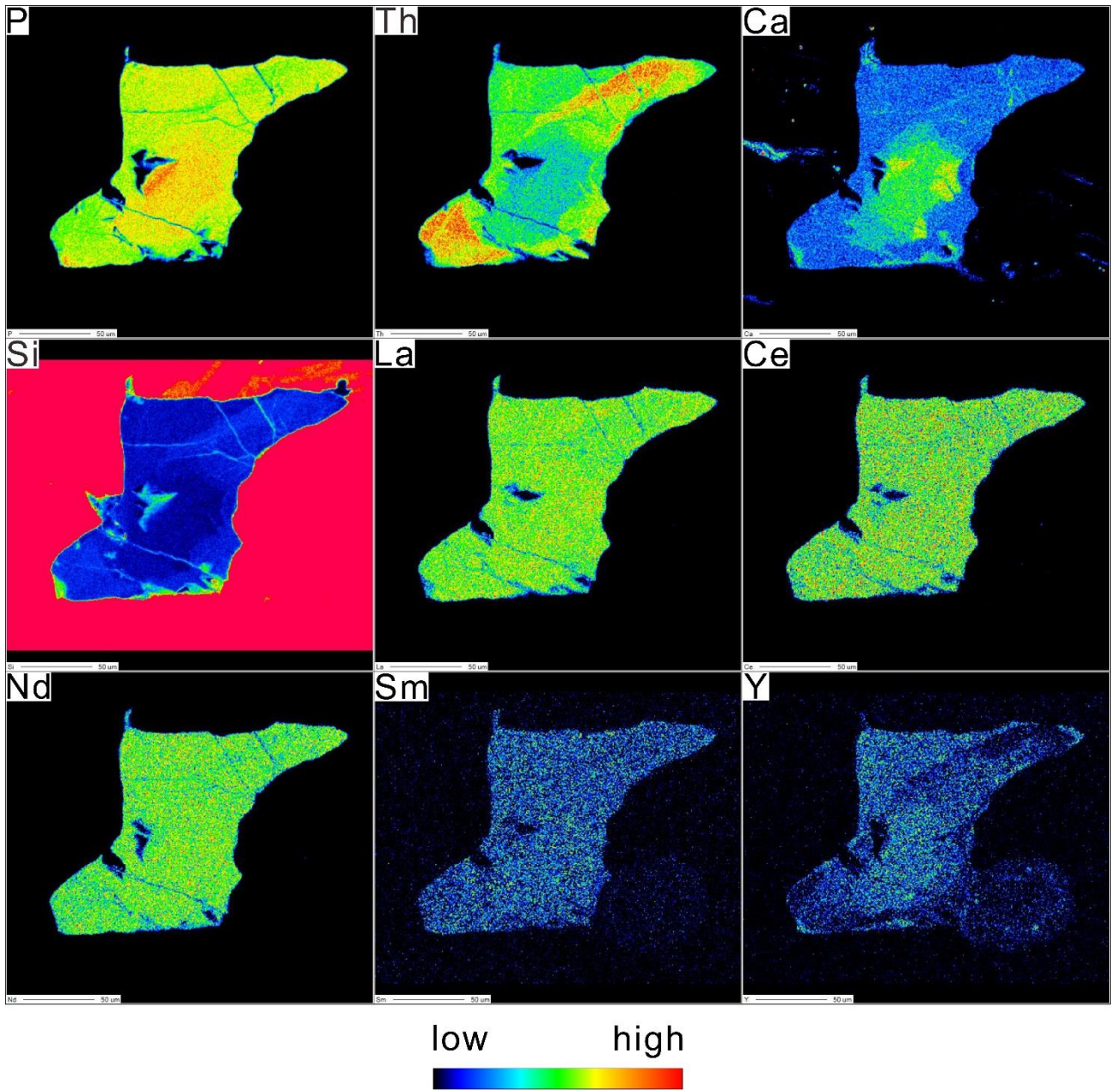


図 37 続き

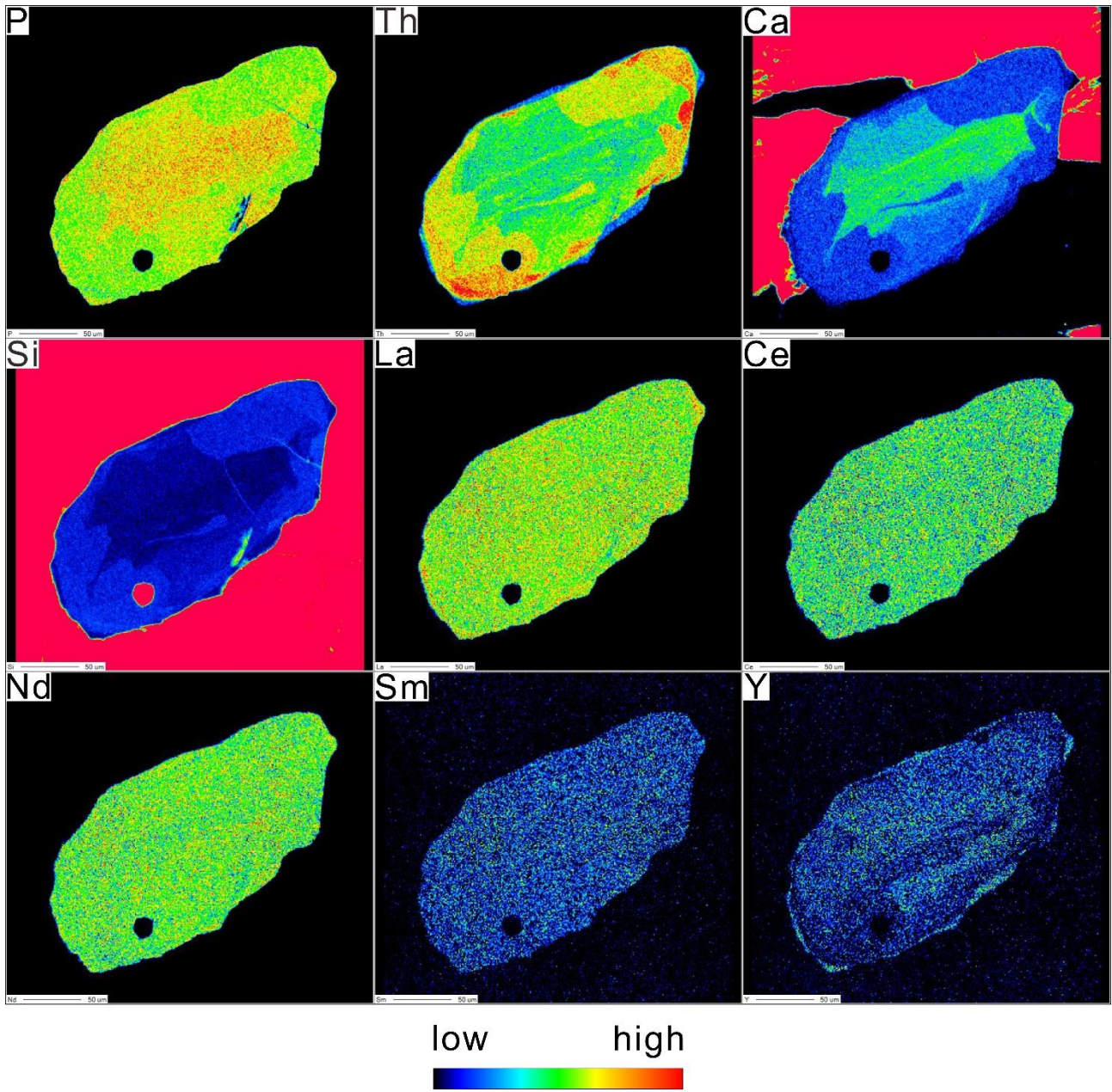


図 37 続き

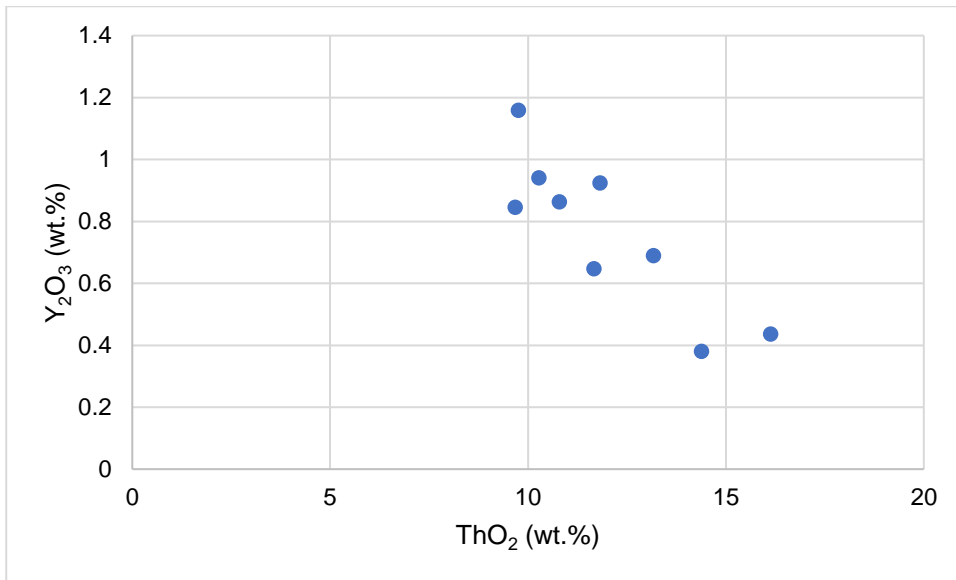


図 38 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石のトリウム含有量とイットリウム含有量の関係

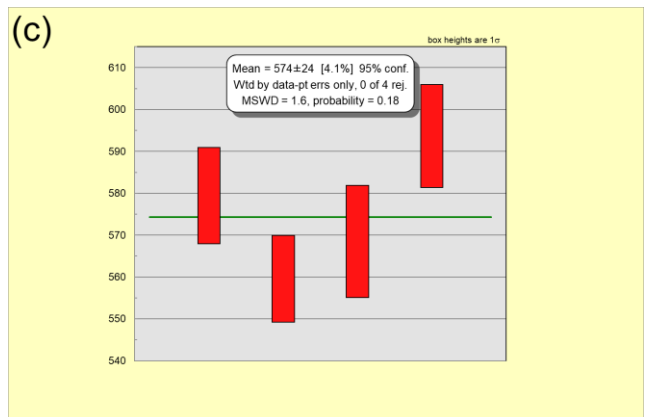
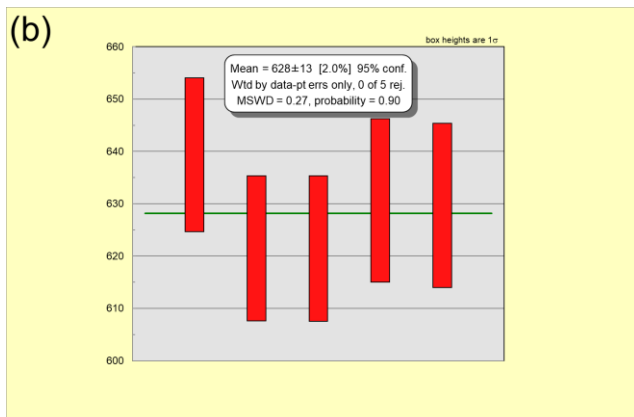
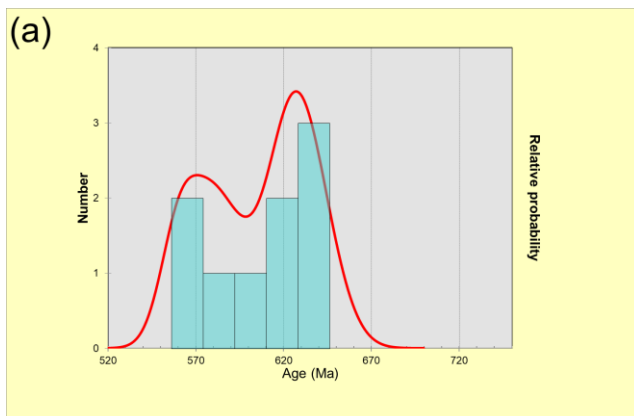


図 39 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (a)、加重平均年代のプロット (b,c)

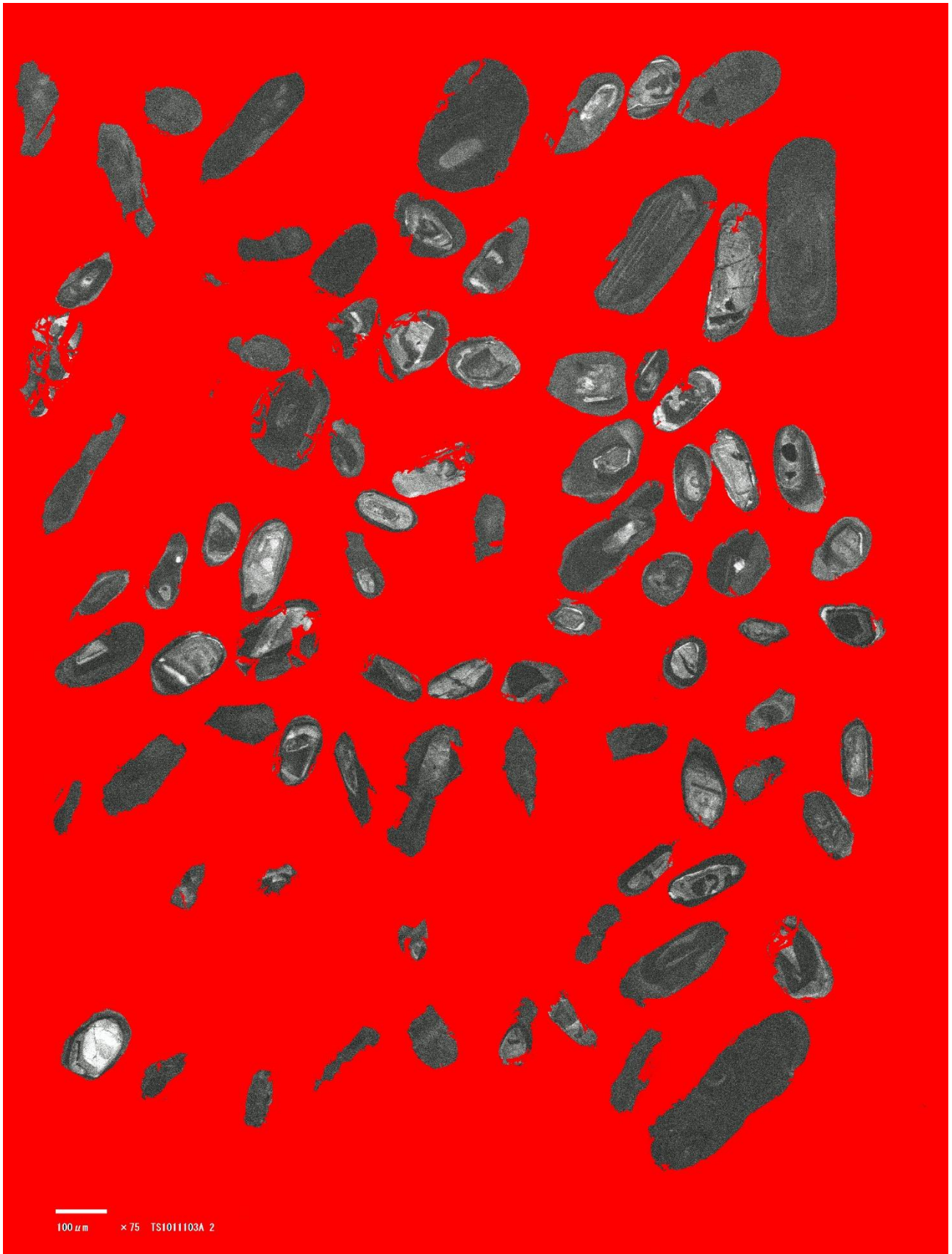


図 40 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のジルコンのカソードルミネッセンス像

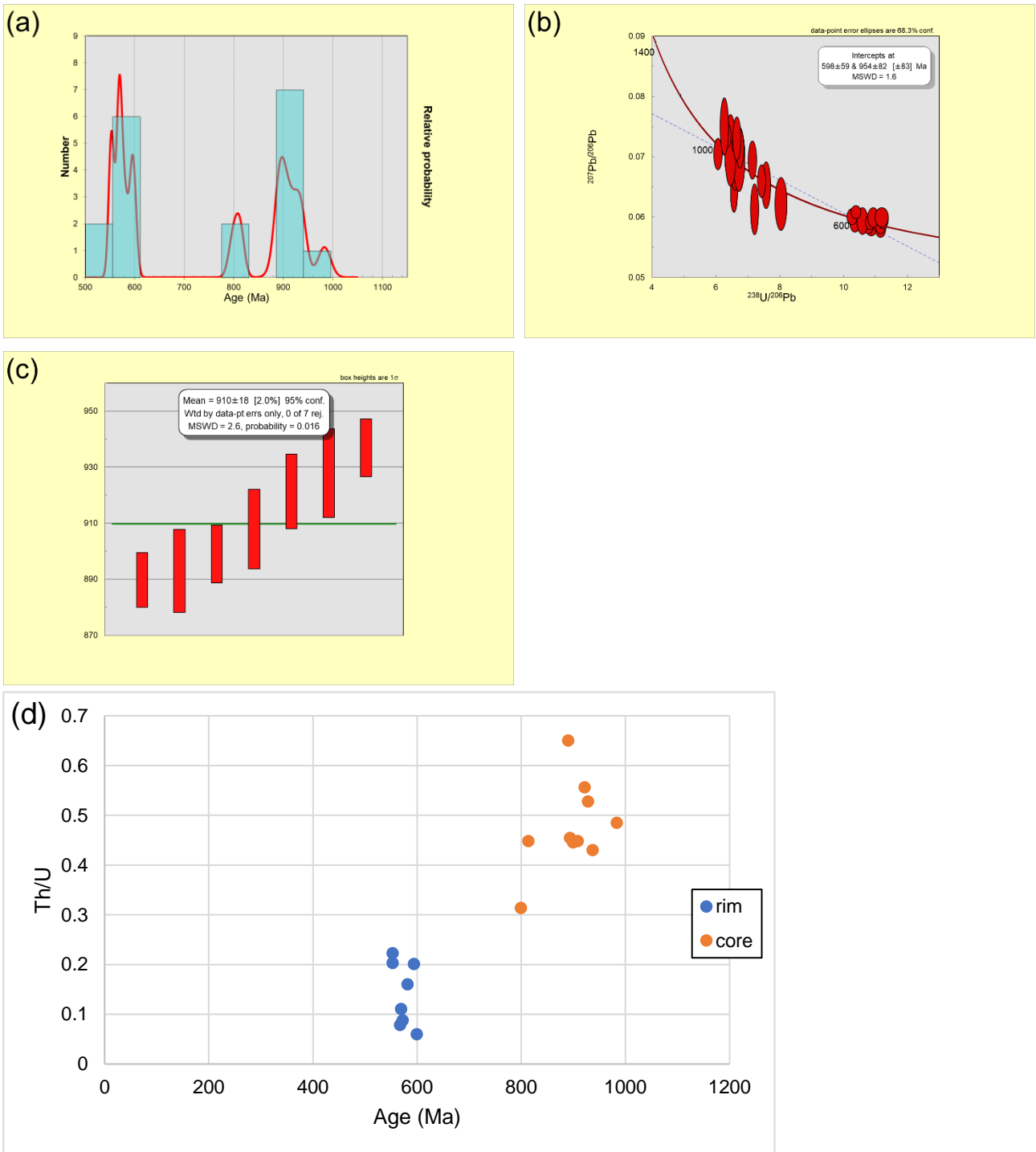


図 41 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) の年代ヒストグラムおよび確率密度曲線 (a)、コンコーディア図 (b)、加重平均年代のプロット (c)、年代と Th/U 比の関係 (d)

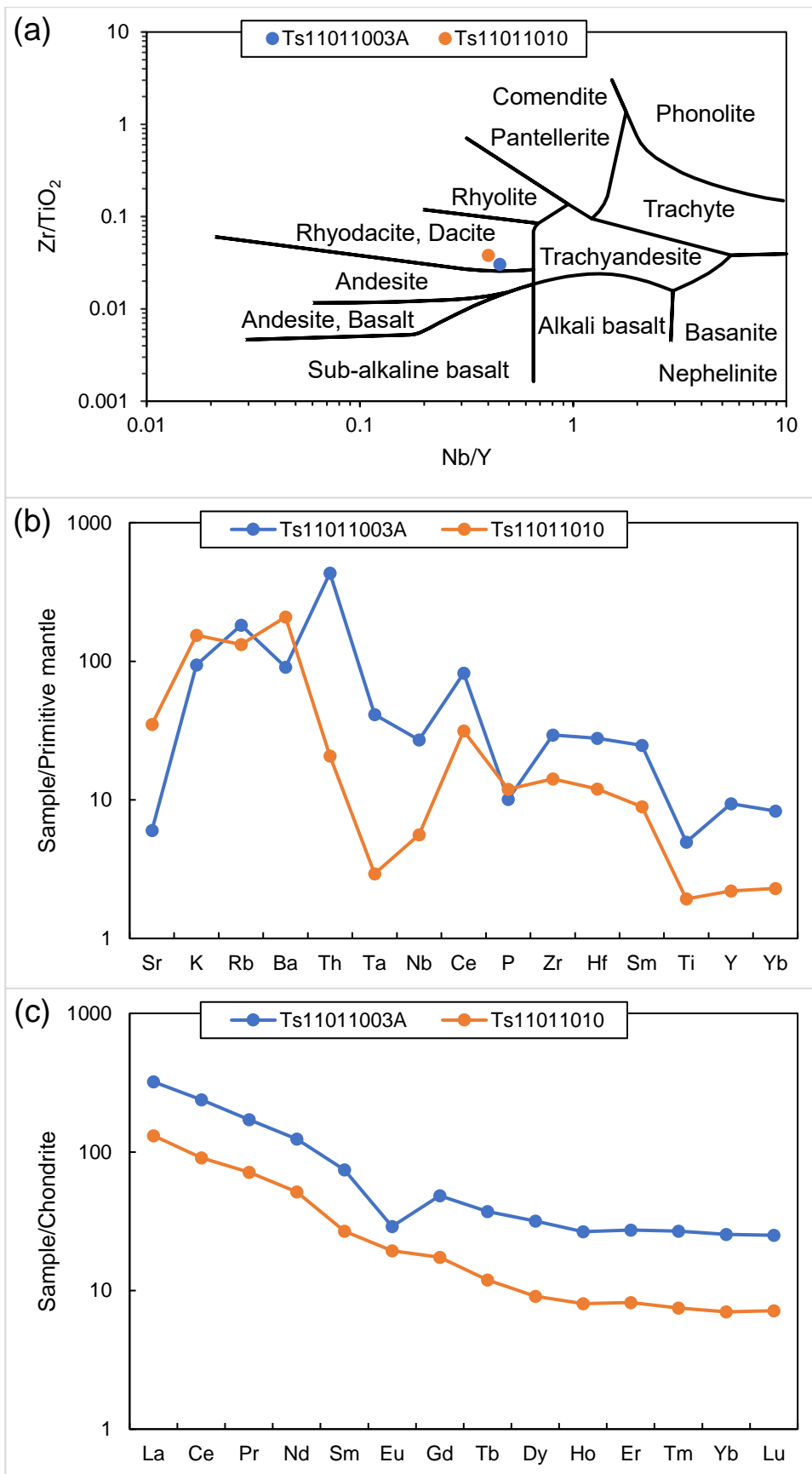


図 42 すだれ岩の珪長質正片麻岩の Zr/TiO₂-Nb/Y 図 (a ; Winchester and Floyd, 1977)、始源マントル (Sun and McDonough, 1989) で規格化した微量元素プロット (b)、C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した希土類元素プロット (c) (Ts11011010 は Tsunogae et al., 2016 のデータ)

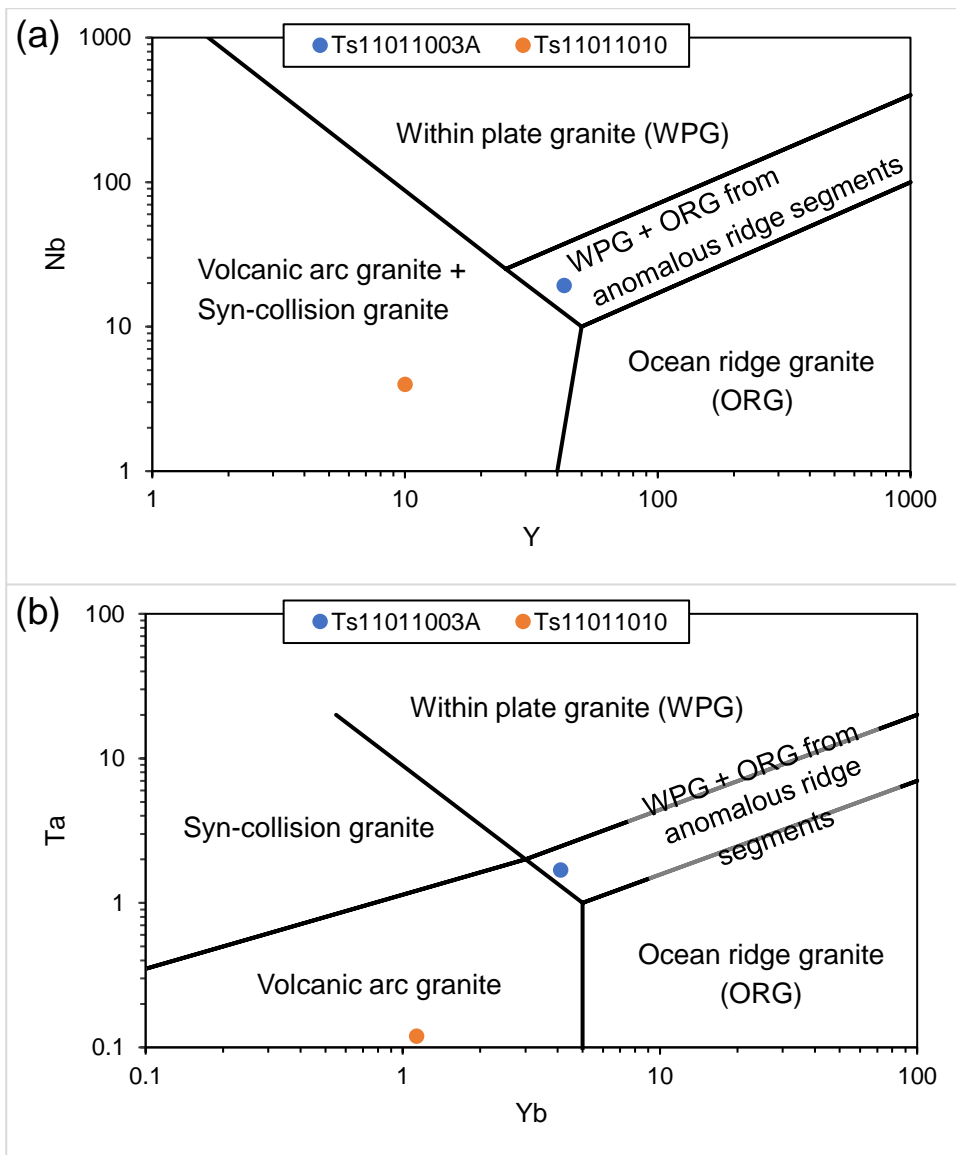


図 43 すだれ岩の珪長質正片麻岩の地球化学的判別図 (Pearce et al., 1984 ; Ts11011010 は Tsunogae et al., 2016 のデータ)

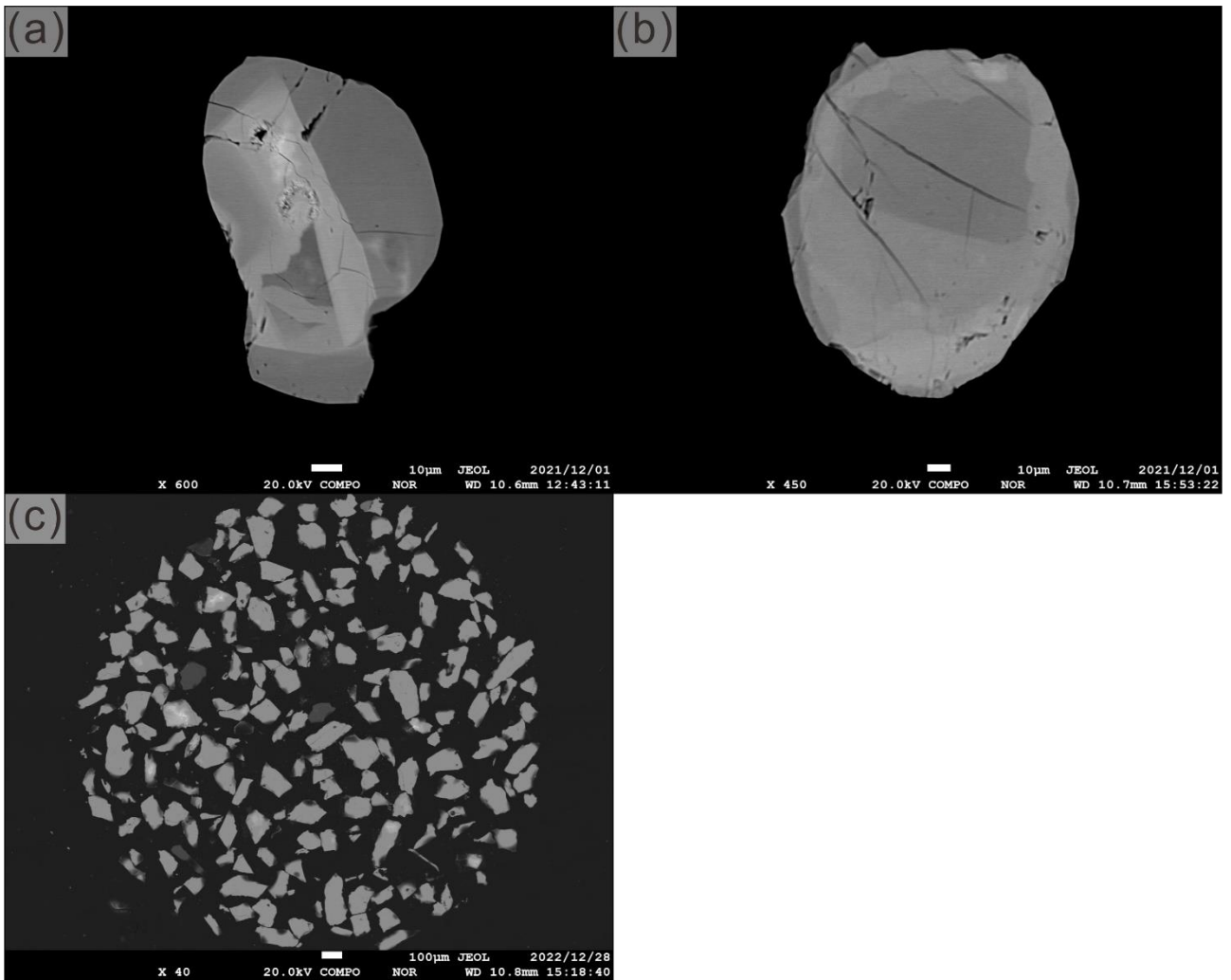


図 44 サンプル KP5H (a) および C227-5 (b) 中のモナズ石と標準試料のモナズ石 (c) の反射電子像

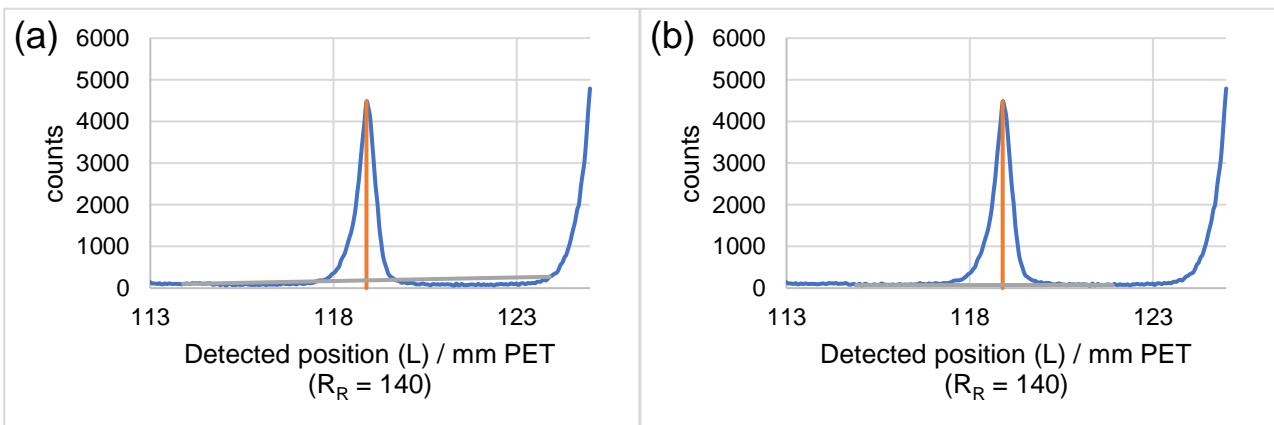


図 45 現在 (a) および変更後 (b) のウランの標準試料 (金属ウラン) の分析位置

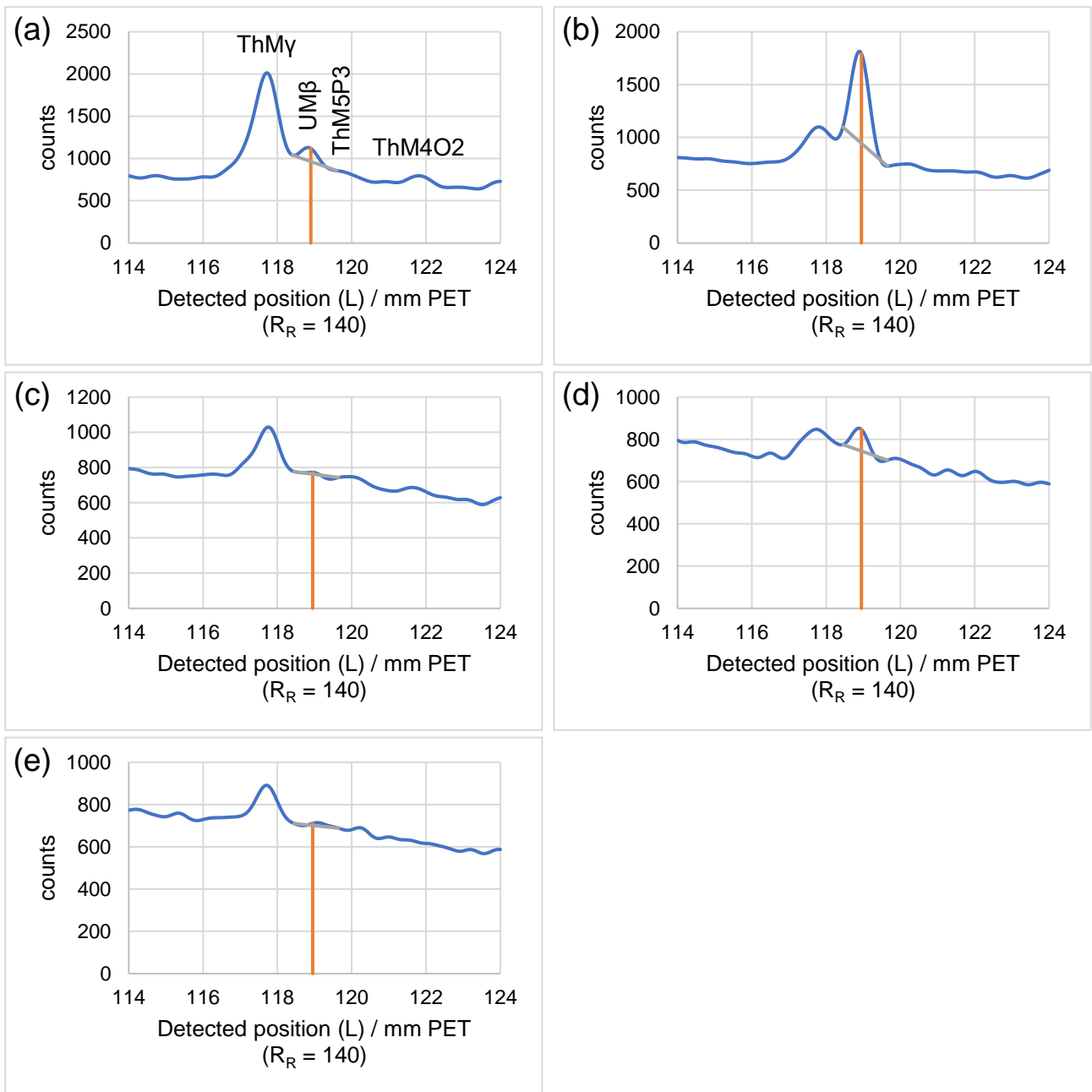


図 46 現在のウランの分析位置 (サンプル KP5H : a,b、C227-5 : c,d、標準試料のモナズ石 : e)

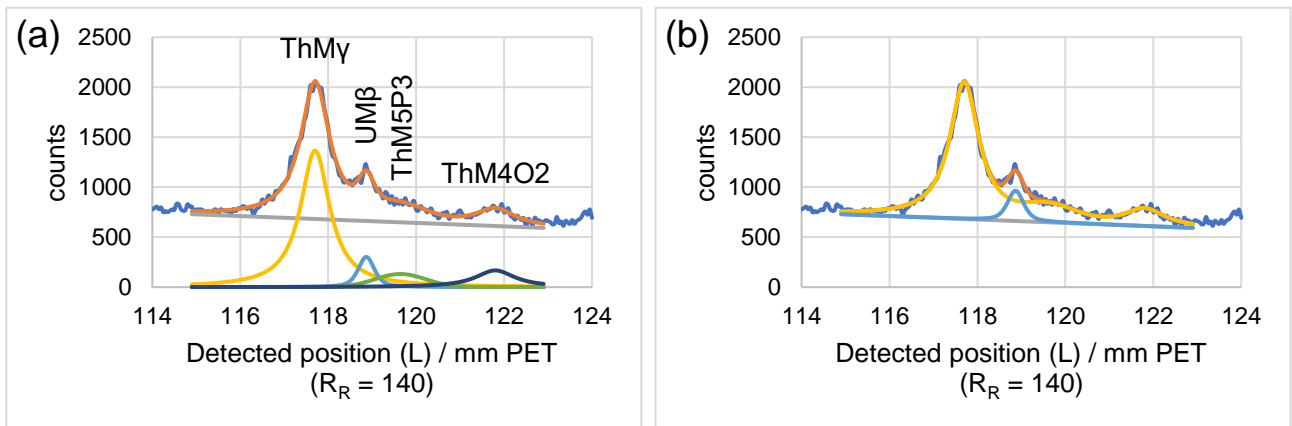


図 47 図 46a をフィッティングした結果 (b はウランのピークとそれ以外のピークで分けた図)

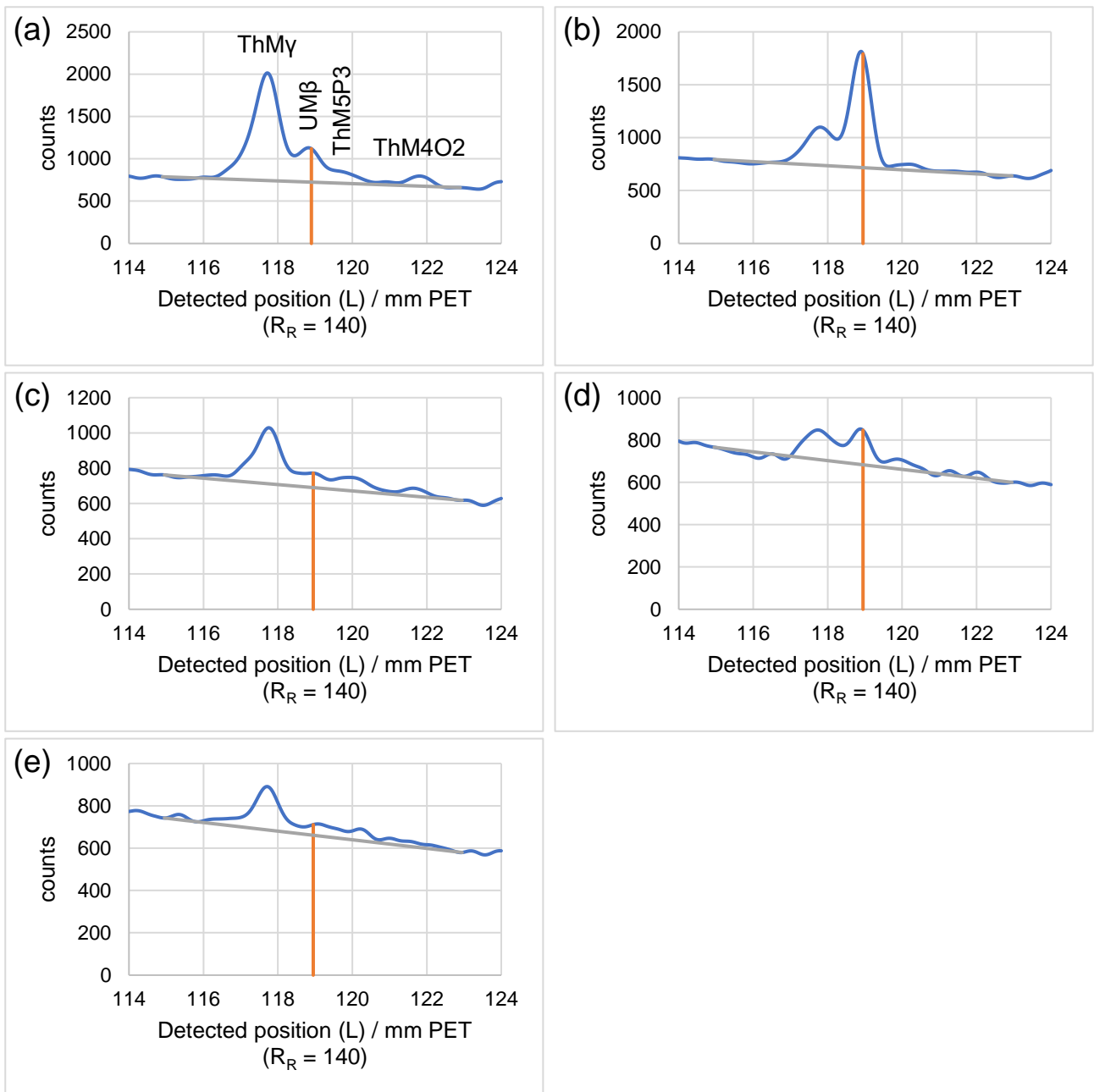


図 48 変更後のウランの分析位置 (サンプル KP5H : a,b、C227-5 : c,d、標準試料のモナズ石 : e)

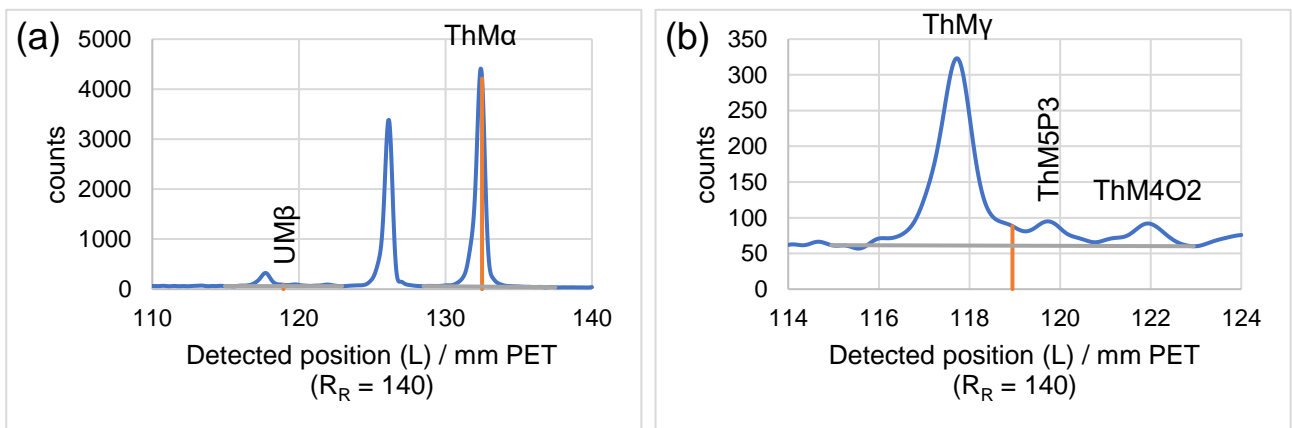


図 49 金属トリウムを用いた干渉係数測定の実験位置 (b は a のウラン分析位置周辺の拡大)

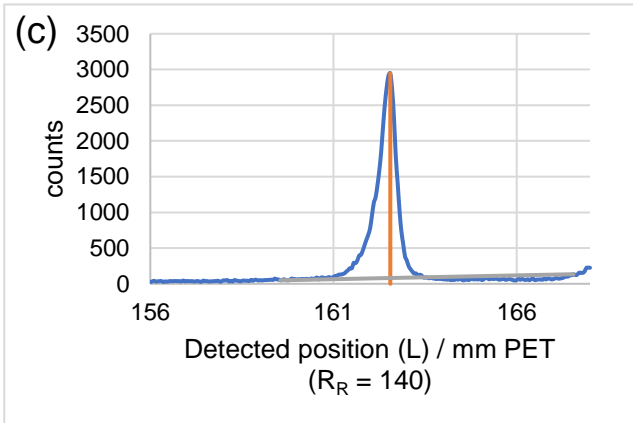
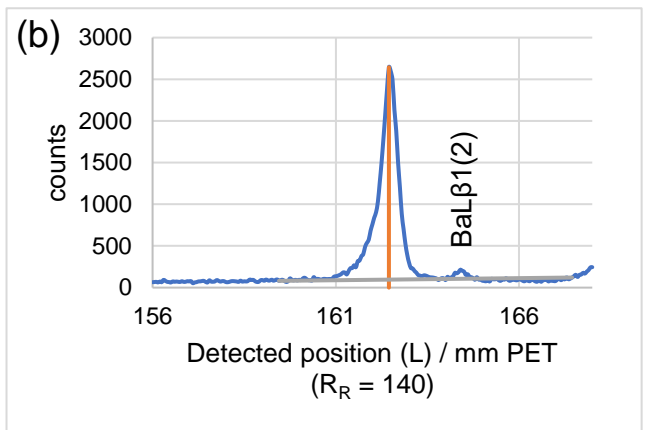
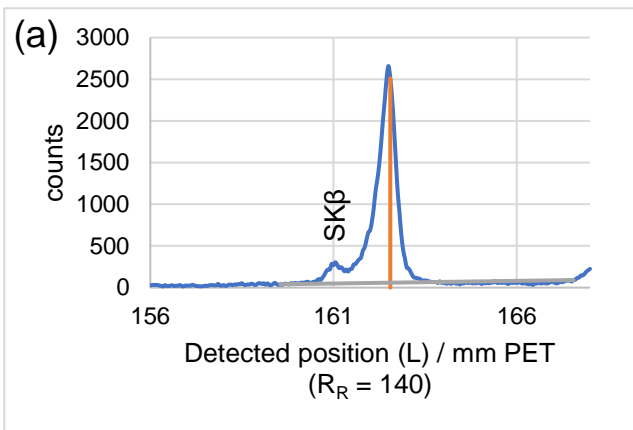


図 50 現在の鉛の標準試料（方鉛鉱：a、バリウム-亜鉛ガラス：b、紅鉛鉱：c）の分析位置

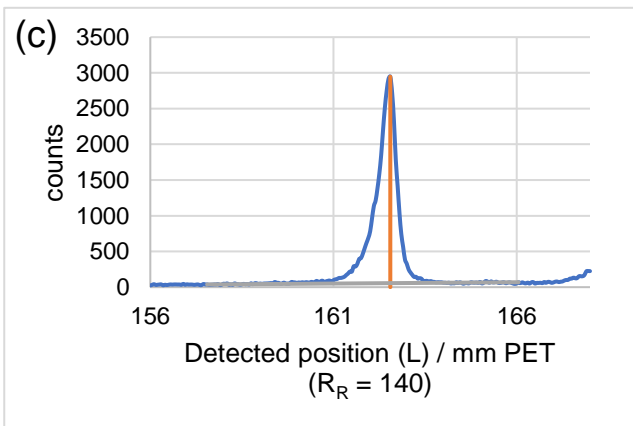
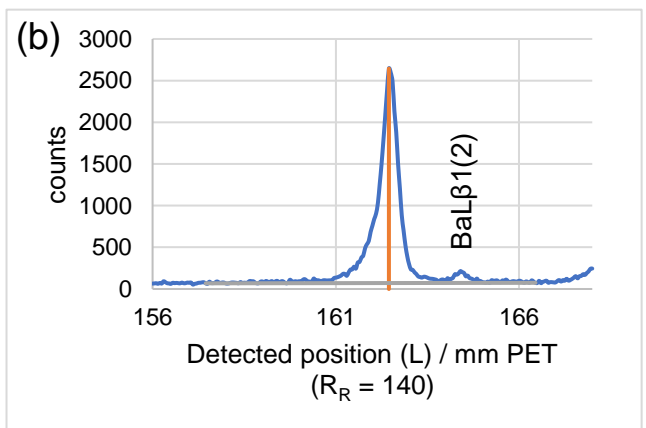
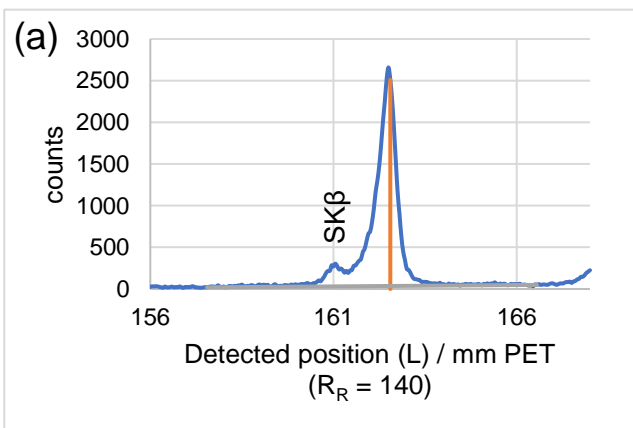


図 51 変更後の鉛の標準試料（方鉛鉱：a、バリウム-亜鉛ガラス：b、紅鉛鉱：c）の分析位置

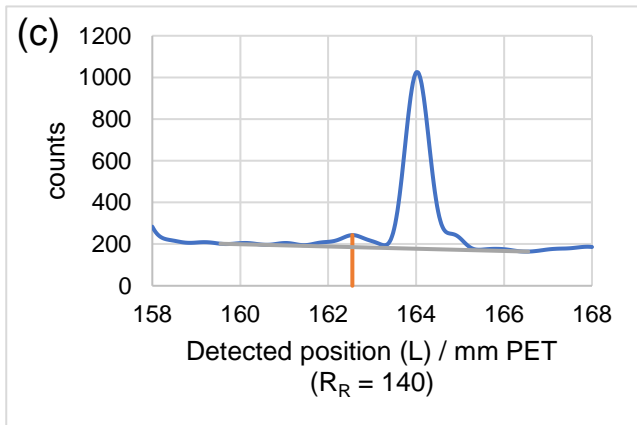
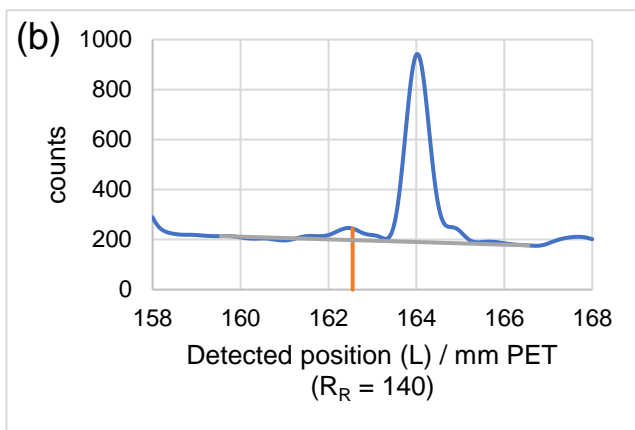
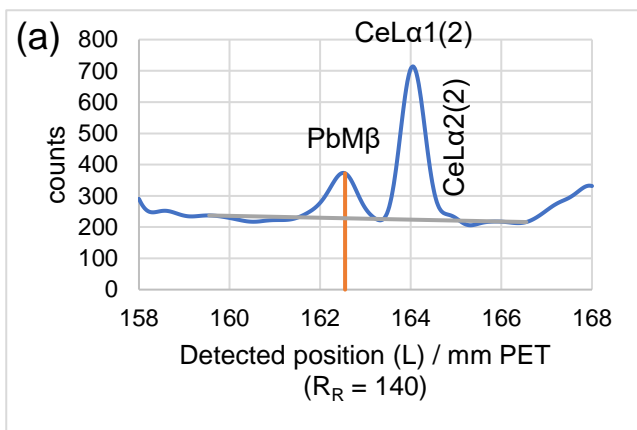


図 52 現在の鉛の分析位置 (サンプル KP5H : a,b、標準試料のモナズ石 : c)

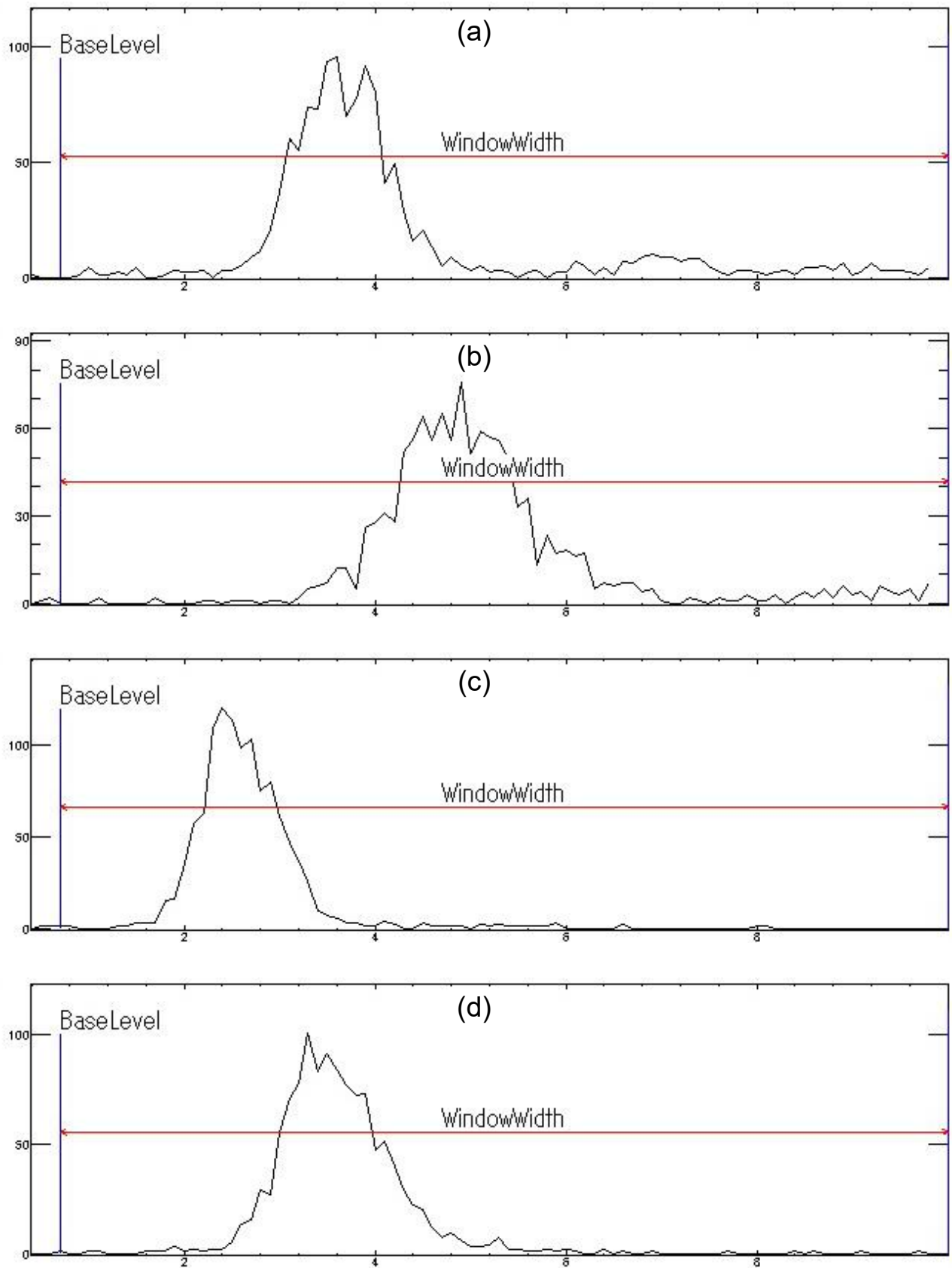


図 53 標準試料のモナズ石の 1 チャンネル (a) および 4 チャンネル (b)、紅鉛鉱の 1 チャンネル (c) および 4 チャンネル (d) を用いた PHA スキャンの結果

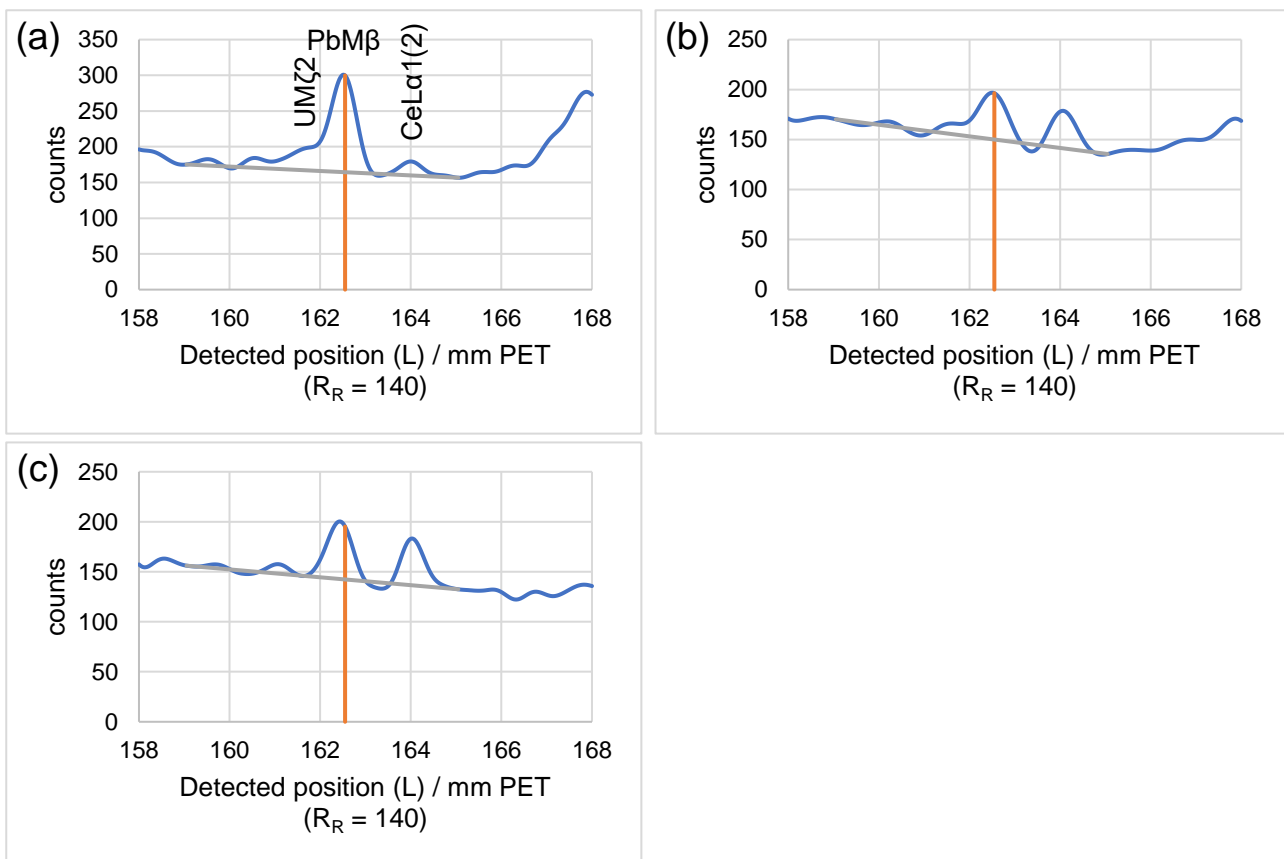


図 54 波高分析器を使用した結果および変更後の鉛の分析位置 (サンプル KP5H : a,b、標準試料のモナズ石 : c)

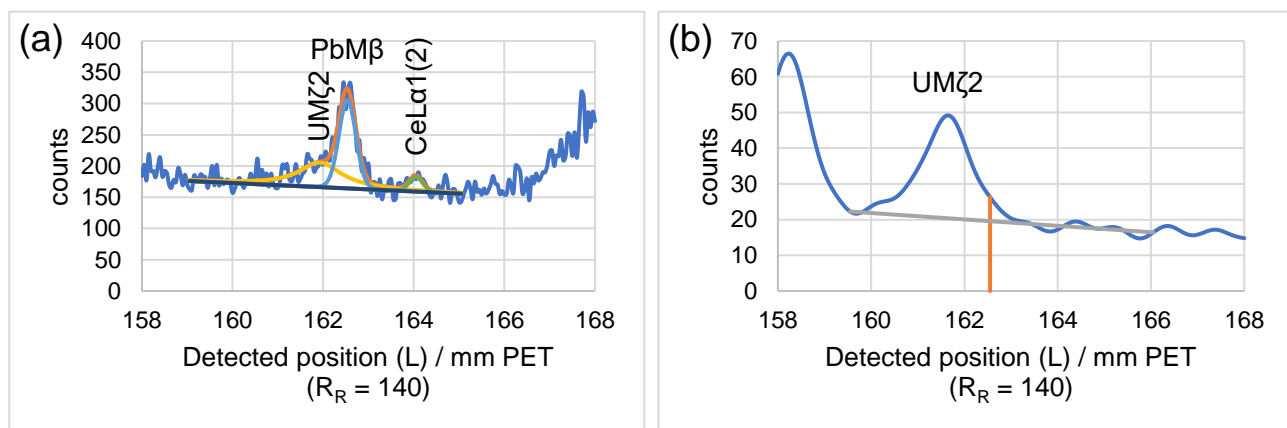


図 55 図 54a をフィッティングした結果 (a)、金属ウランを用いた干渉係数測定の分析位置 (b)

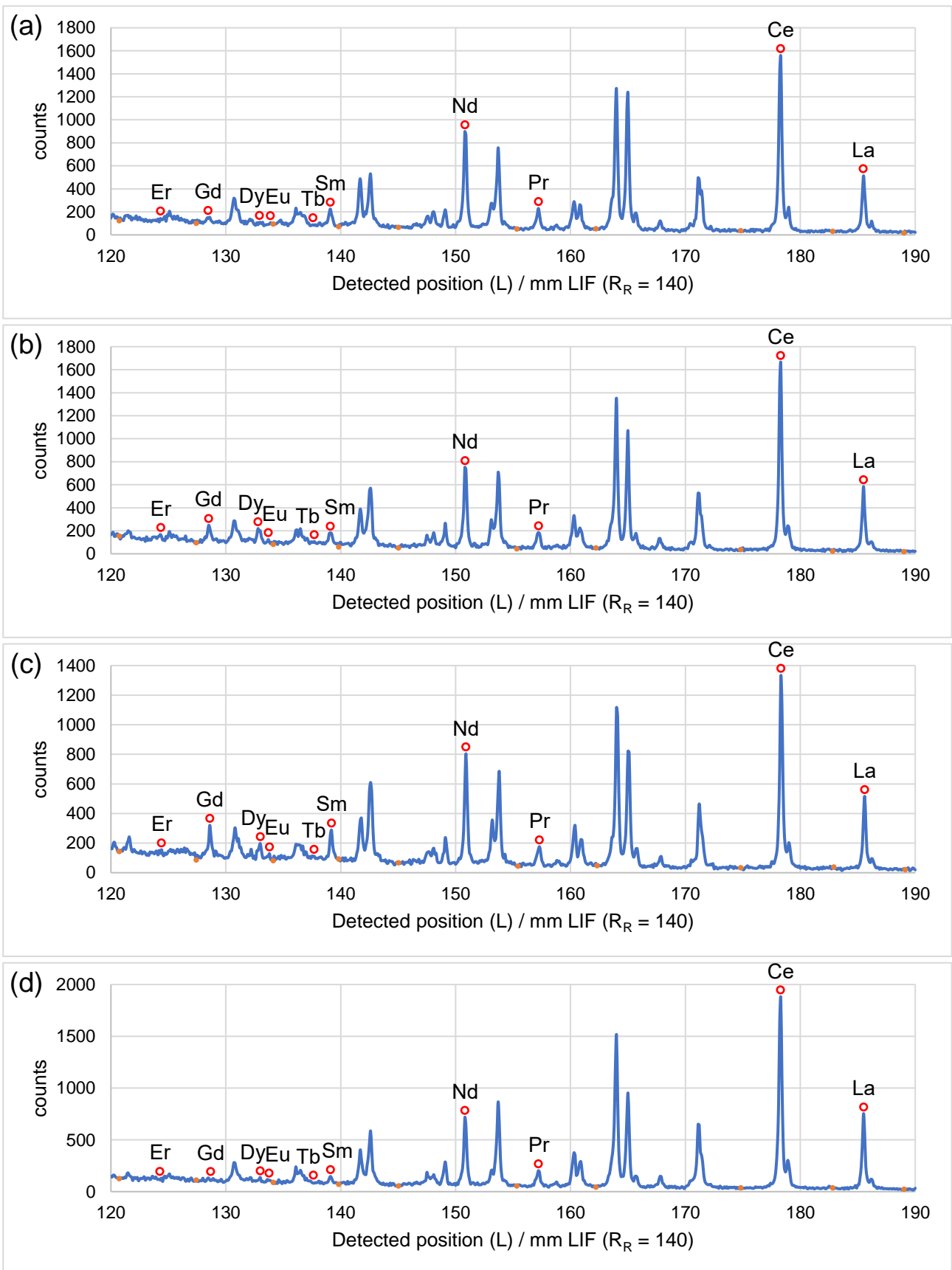


図 56 変更後の希土類元素の分析位置 (サンプル KP5H : a、C227-5 : b、Ts11011802A1 : c、標準試料のモナズ石 : d)

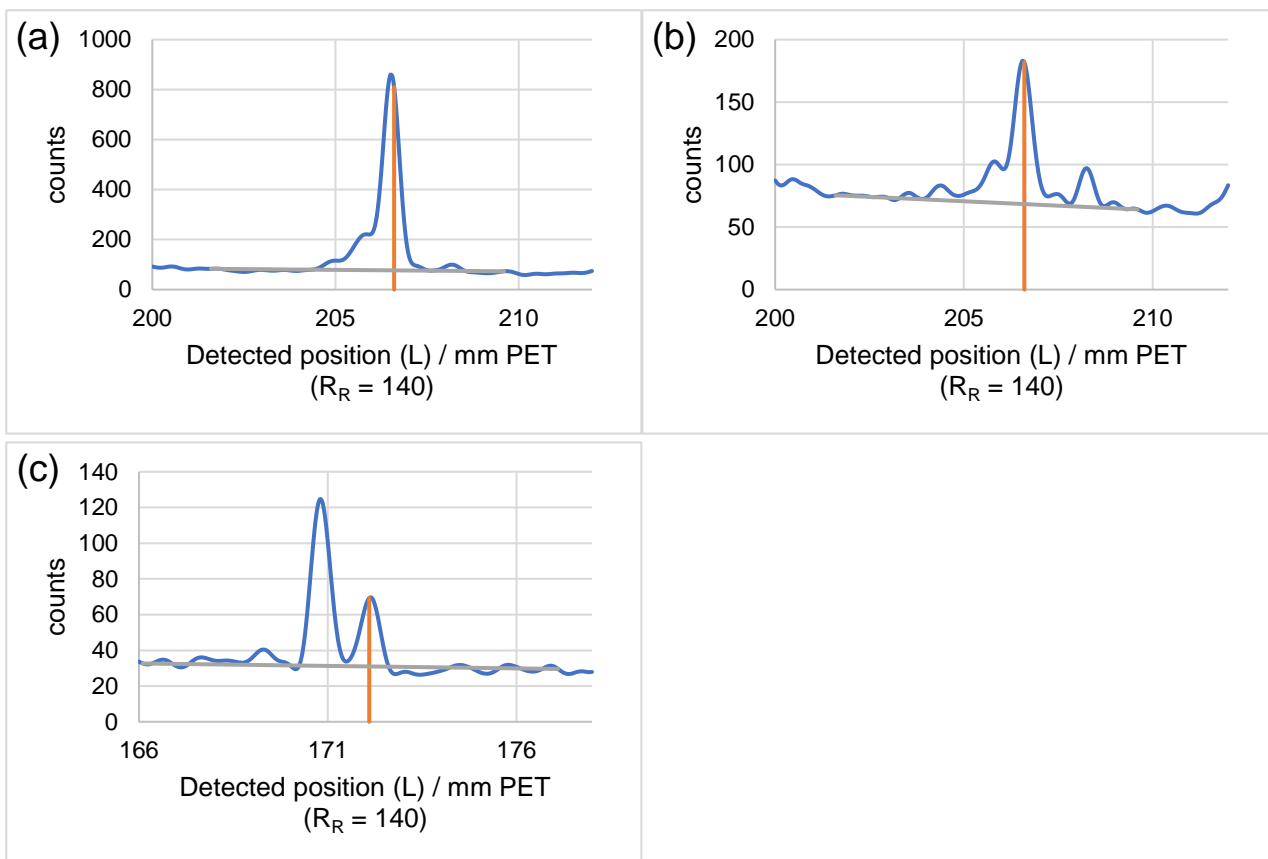


図 57 変更後のイットリウム（サンプル C227-5 : a、標準試料のモナズ石 : b）および硫黄（c ; 標準試料のモナズ石）の分析位置

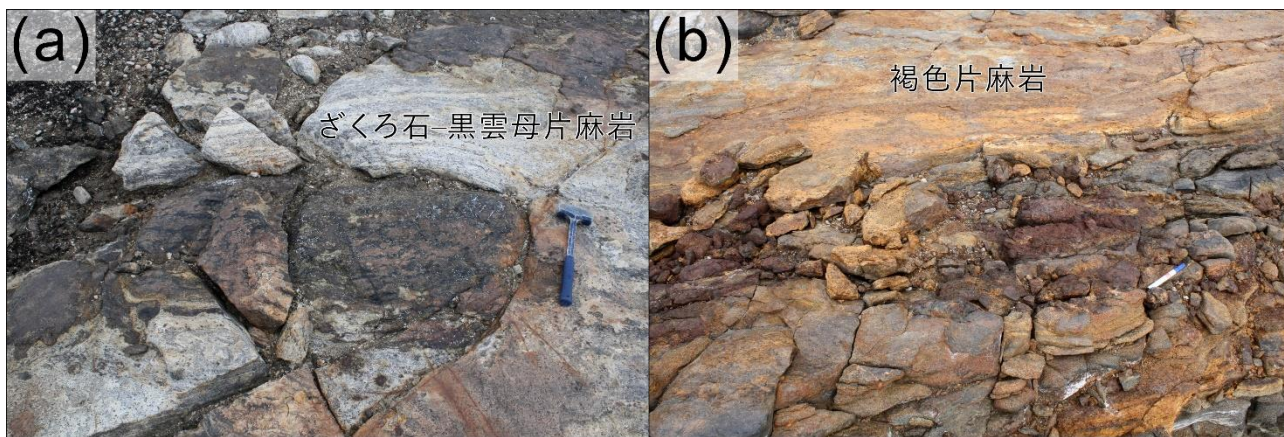


図 58 スカレビークスハルセンにおけるざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの露頭写真

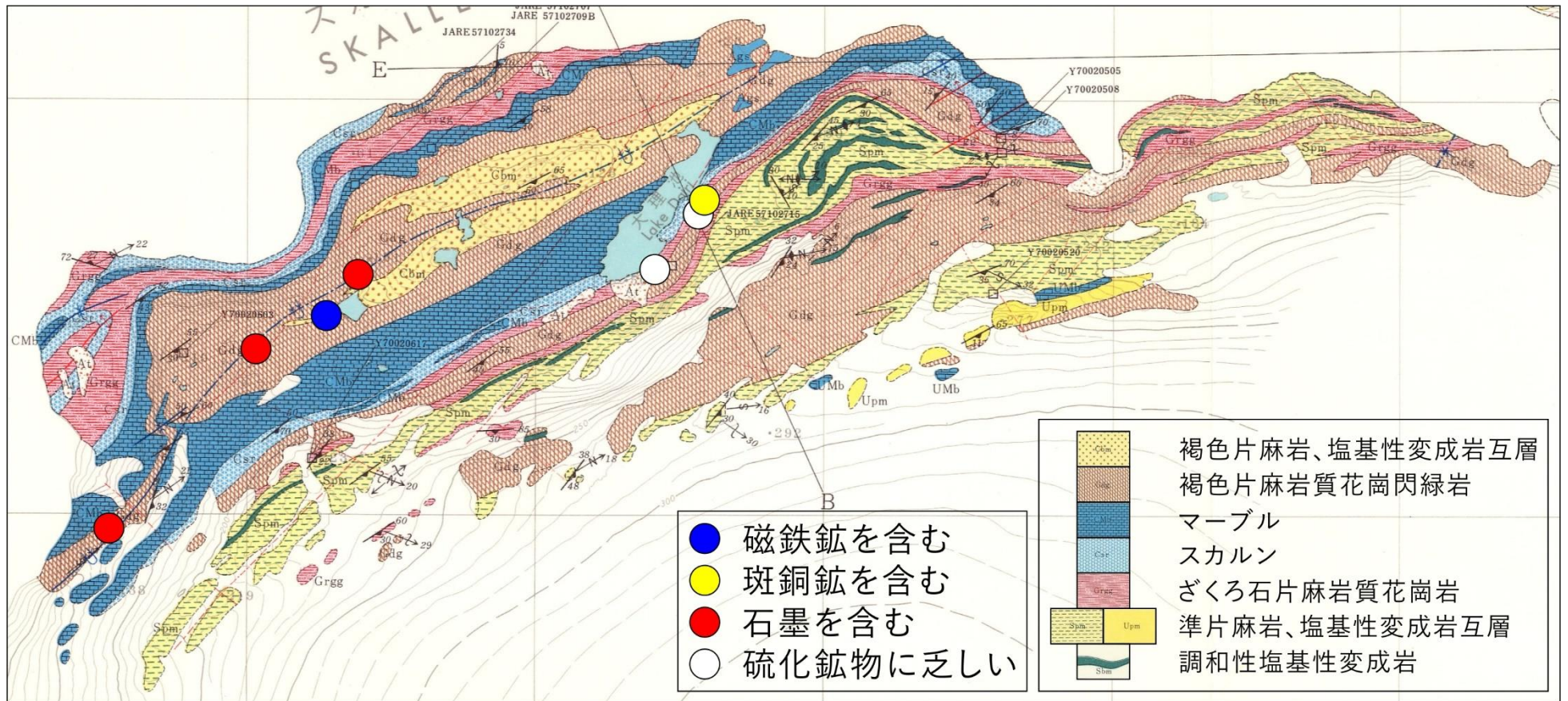


図 59 スカレビークスハルセンの地質図 (Yoshida et al., 1976 を改変) および本研究で用いたざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの産出地点

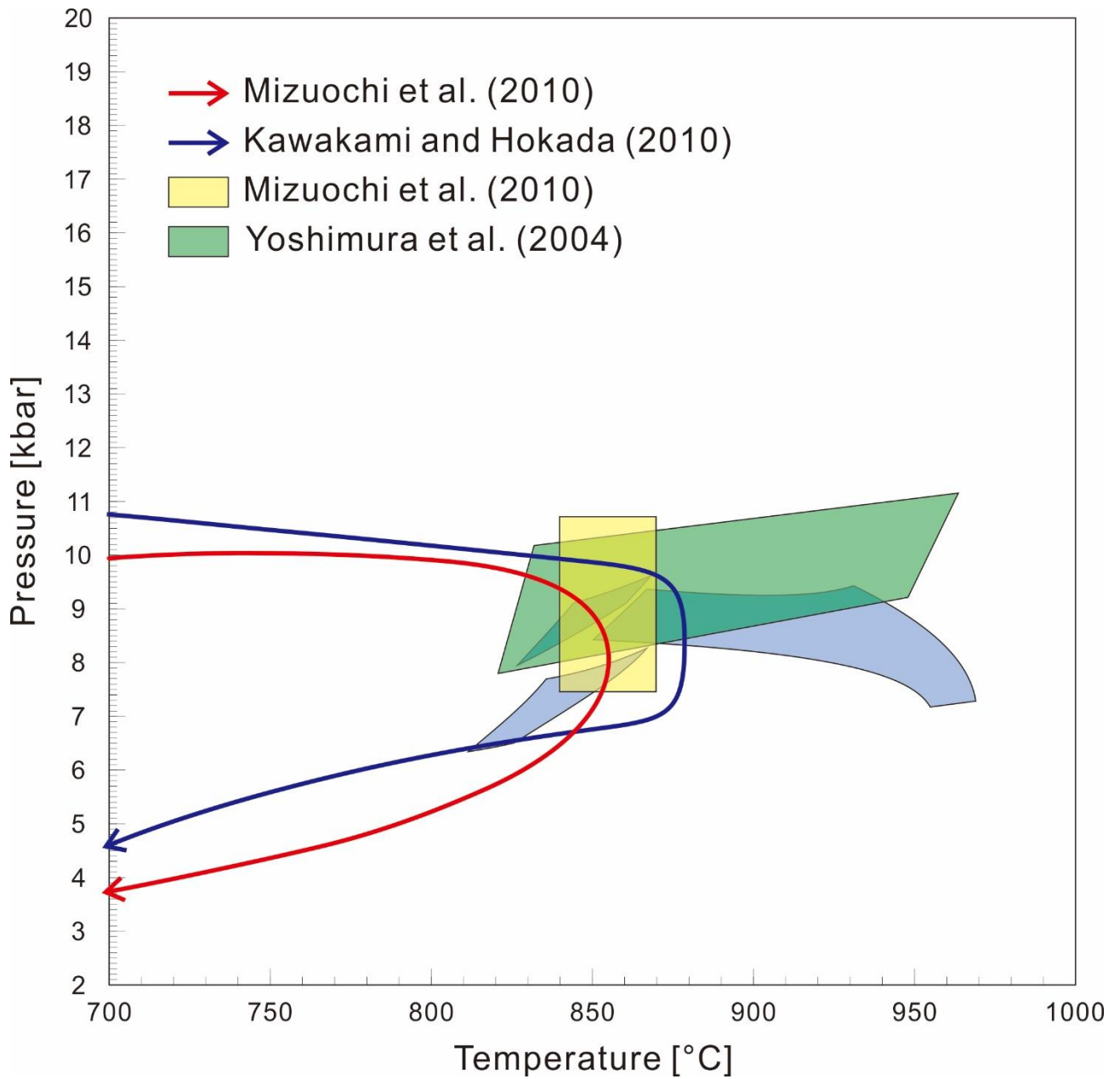


図 60 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトのピーク変成条件（青い領域）とスカレビークスハルセンから報告されているピーク変成条件および変成温度圧力経路

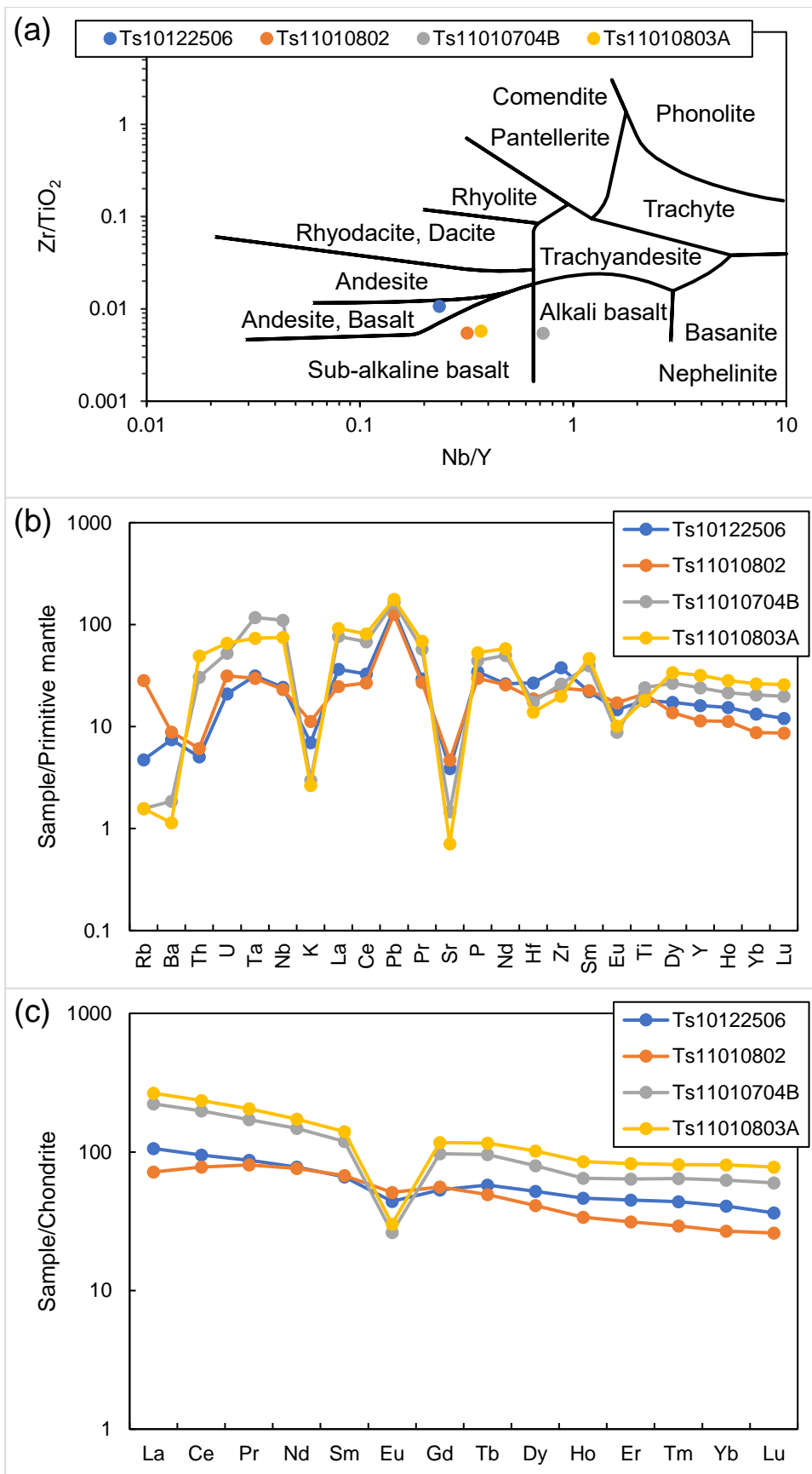


図 61 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Zr/TiO₂-Nb/Y 図 (a ; Winchester and Floyd, 1977)、始源マントル (Sun and McDonough, 1989) で規格化した微量元素プロット (b)、C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した希土類元素プロット (c)

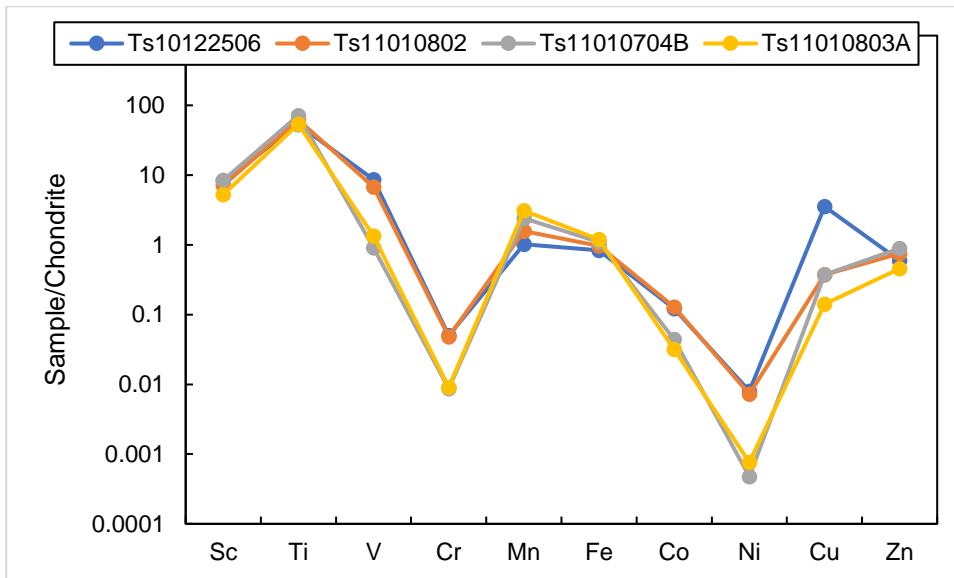


図 62 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの C1 コンドライト (McDonough and Sun, 1995) で規格化した遷移元素プロット

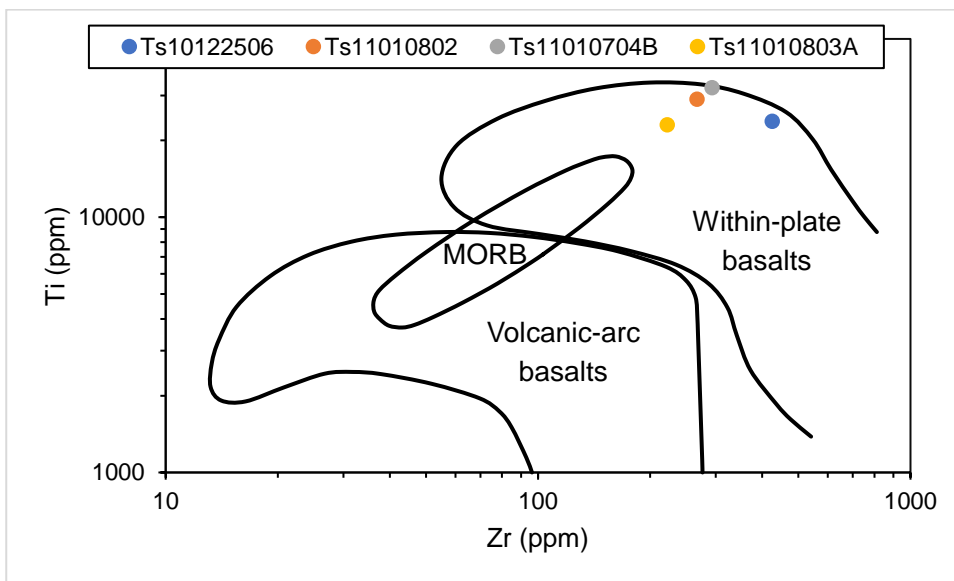


図 63 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Ti-Zr 図 (Pearce, 1982)

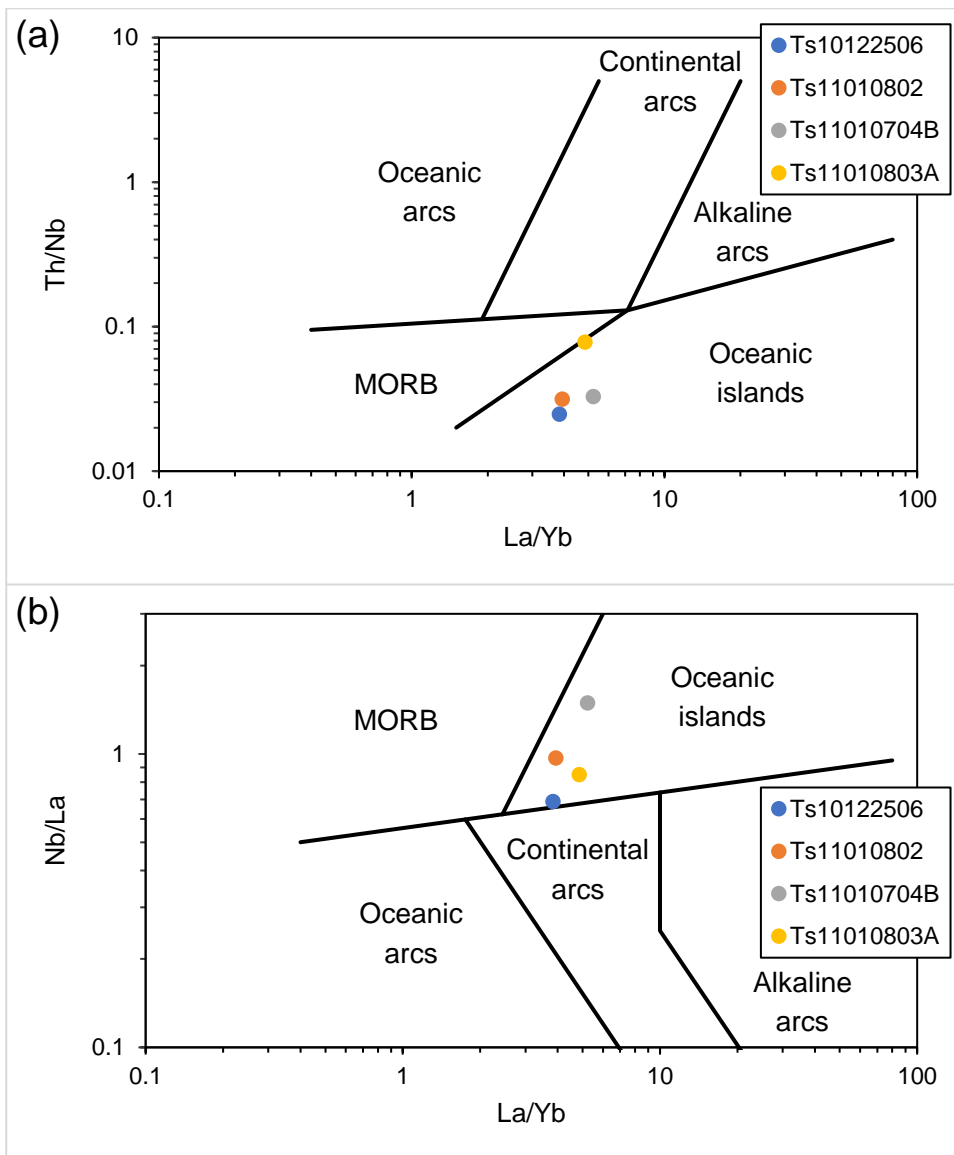


図 64 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Hollocher et al. (2012) による Nb/La-La/Yb 図 (a) および Th/Nb-La/Yb 図 (b)

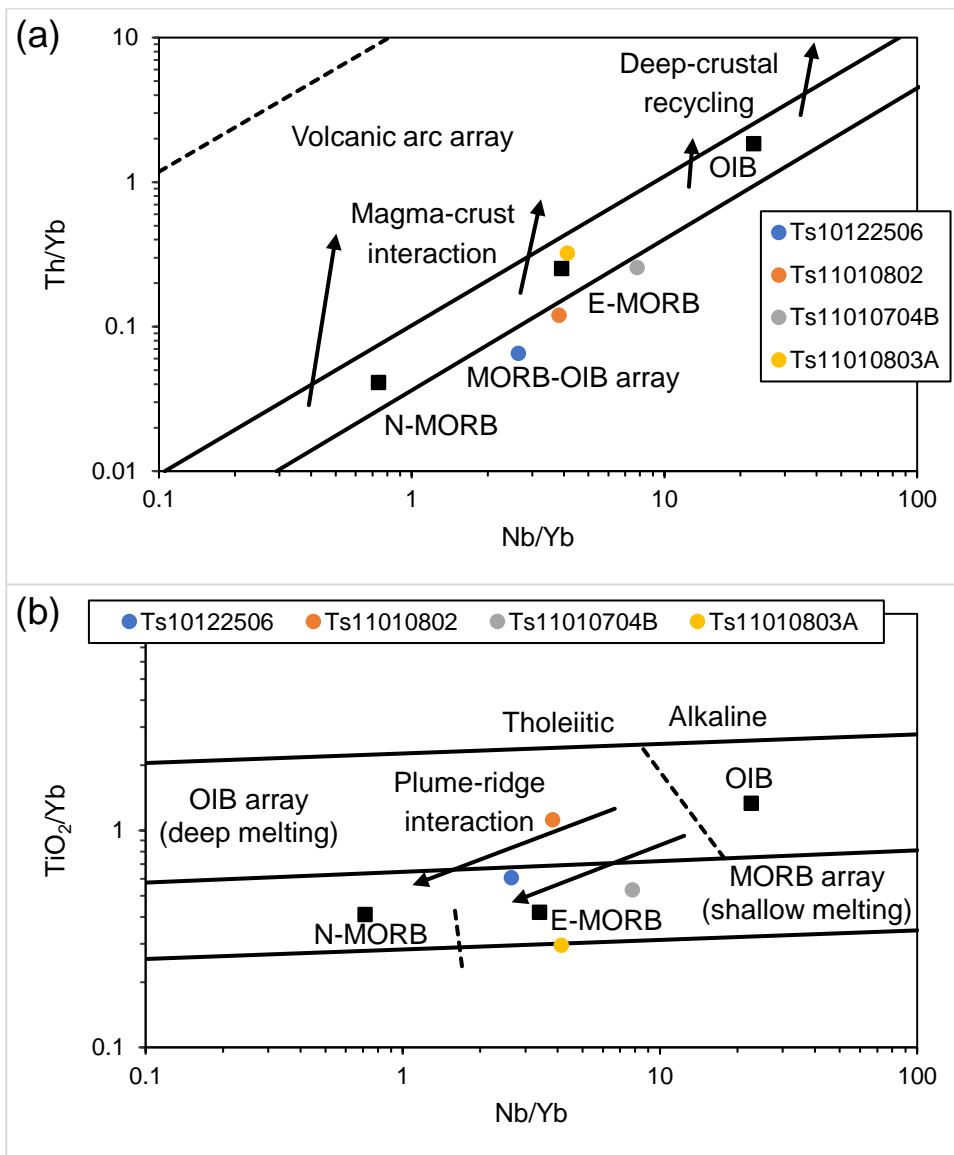


図 65 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの Pearce (2008) による Th/Yb-Nb/Yb 図 (a) および TiO₂/Yb-Nb/Yb 図 (b)

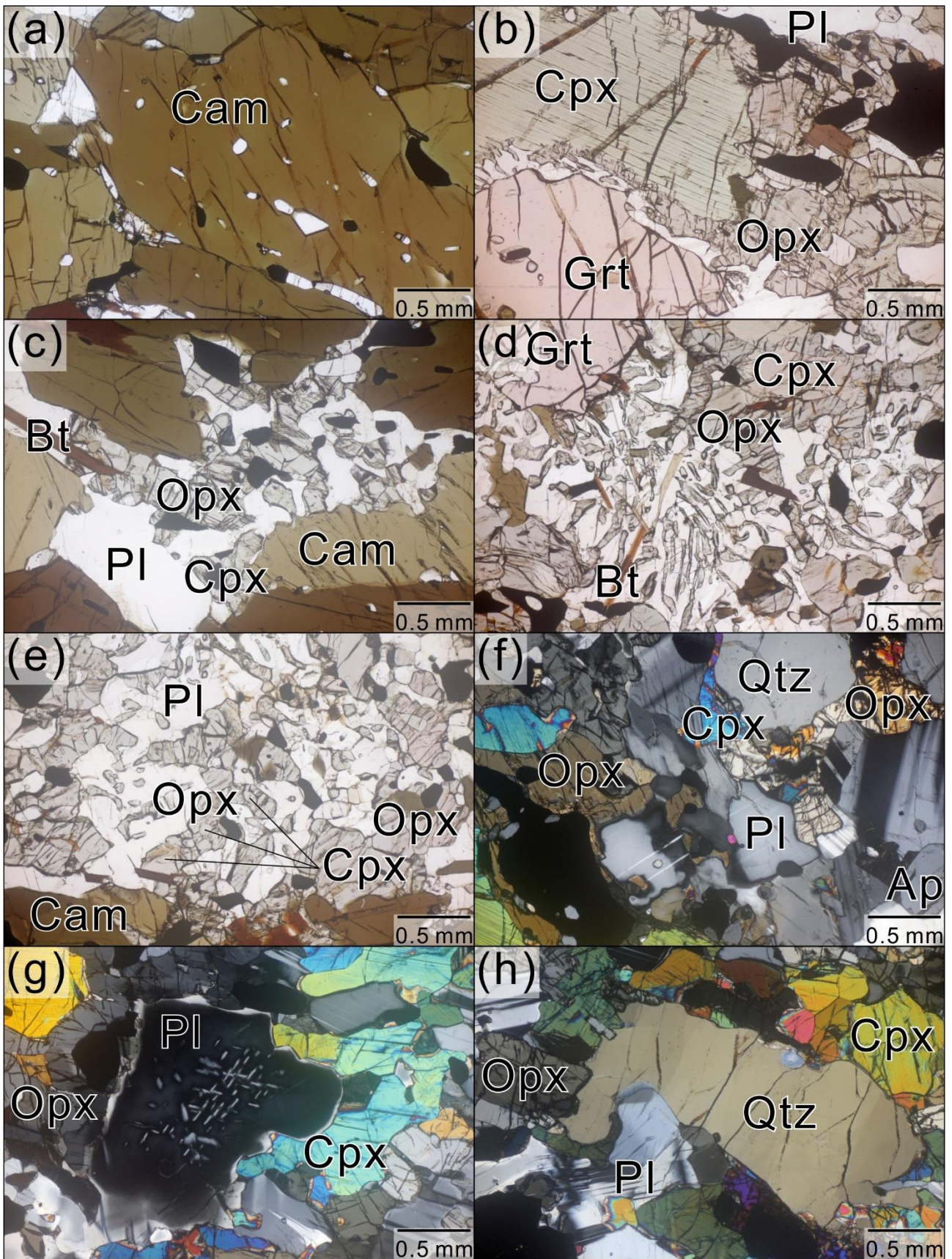


図 66 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の薄片写真

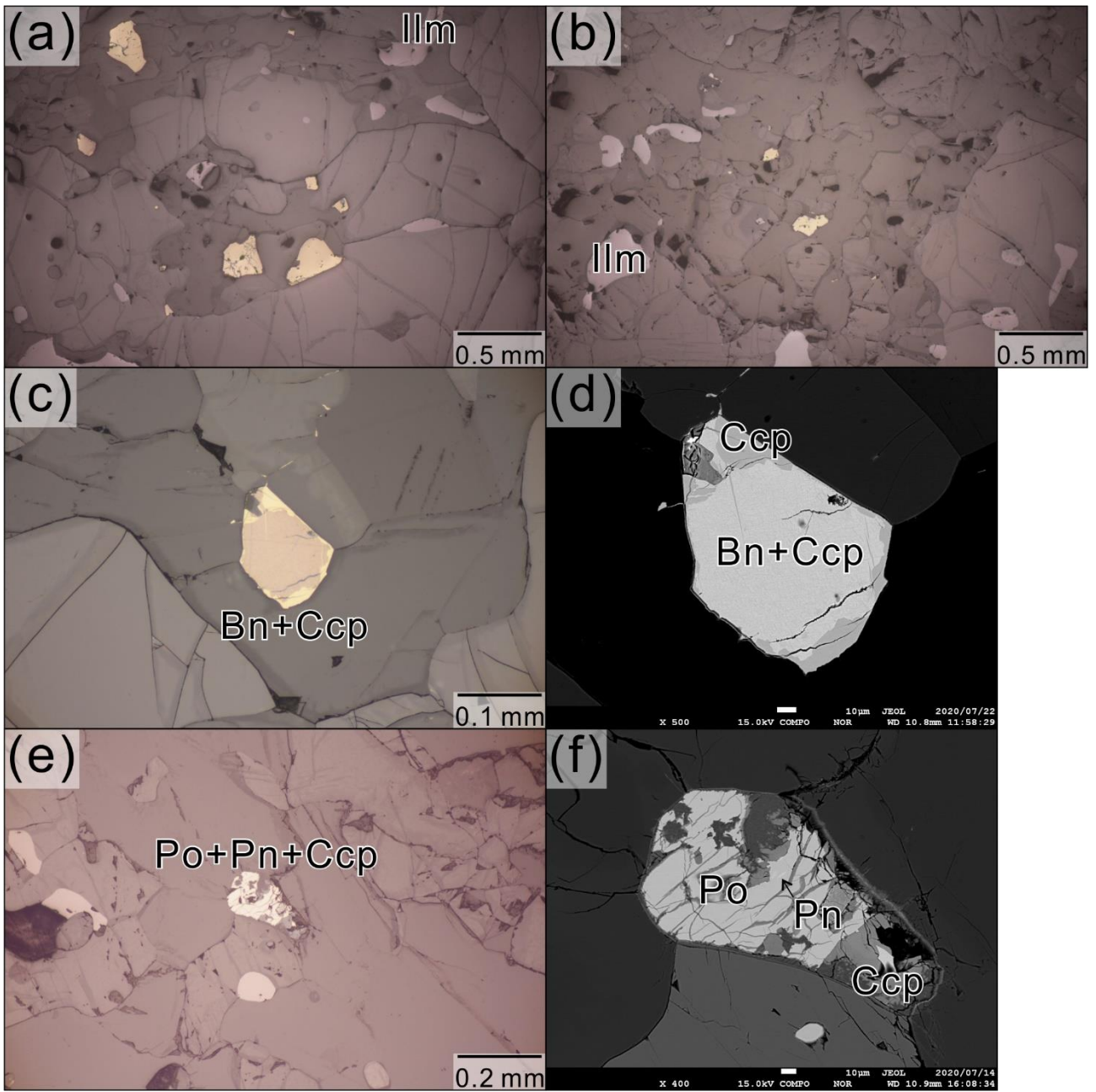


図 67 斑銅鉍を含むサンプル (Ts10122506) の不透明鉱物の反射顕微鏡写真 (a,b,c,e) および反射電子像 (d,f)

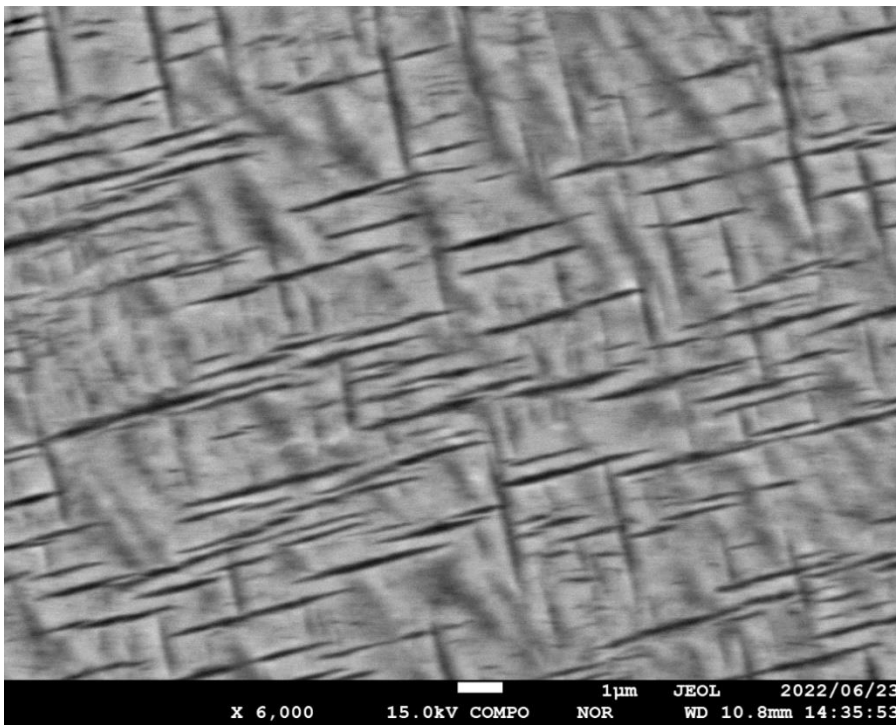


図 68 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の黄銅鉱の離溶ラメラを含む斑銅鉱の反射電子像 (図 67d の拡大)

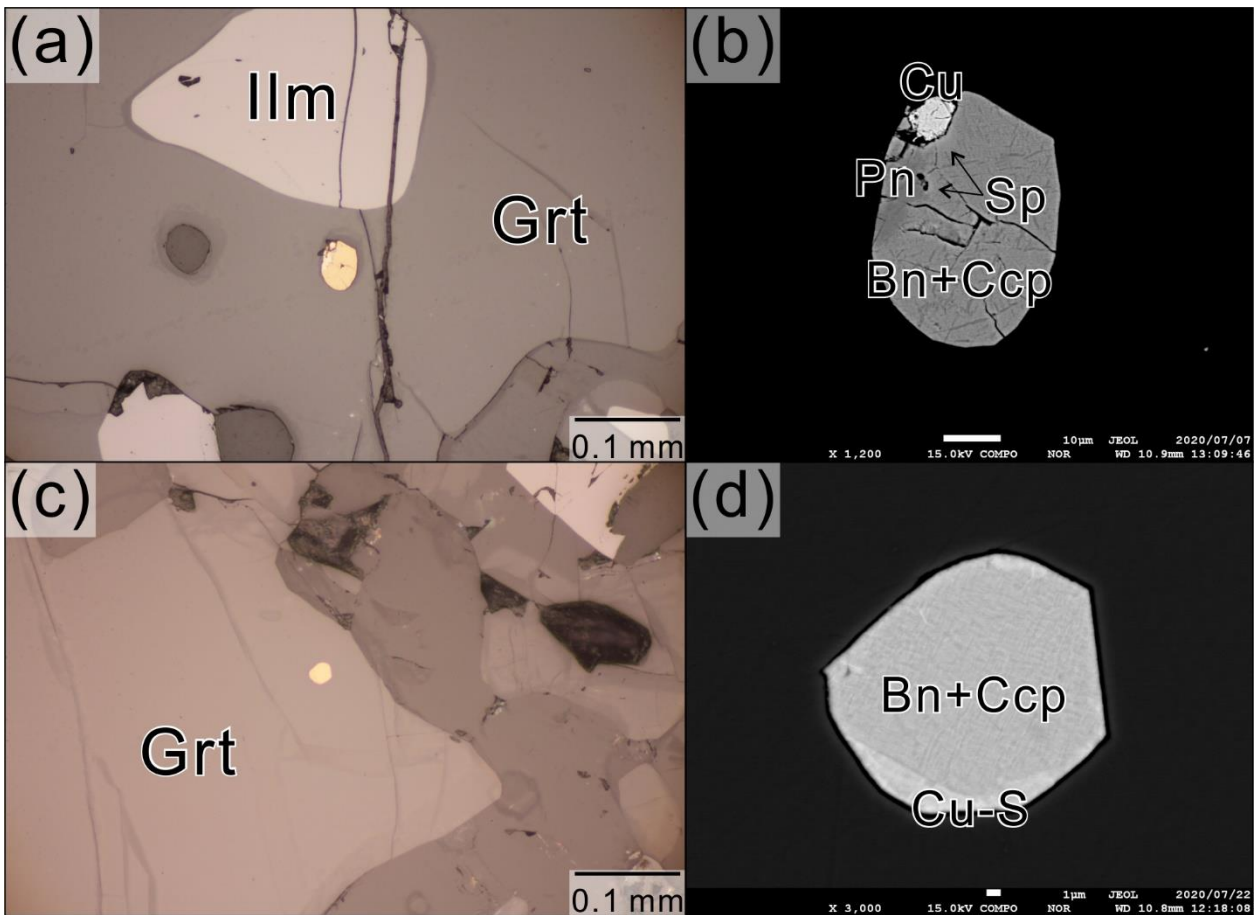


図 69 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の銅に富む包有物の反射顕微鏡写真 (a,c) および反射電子像 (b,d)

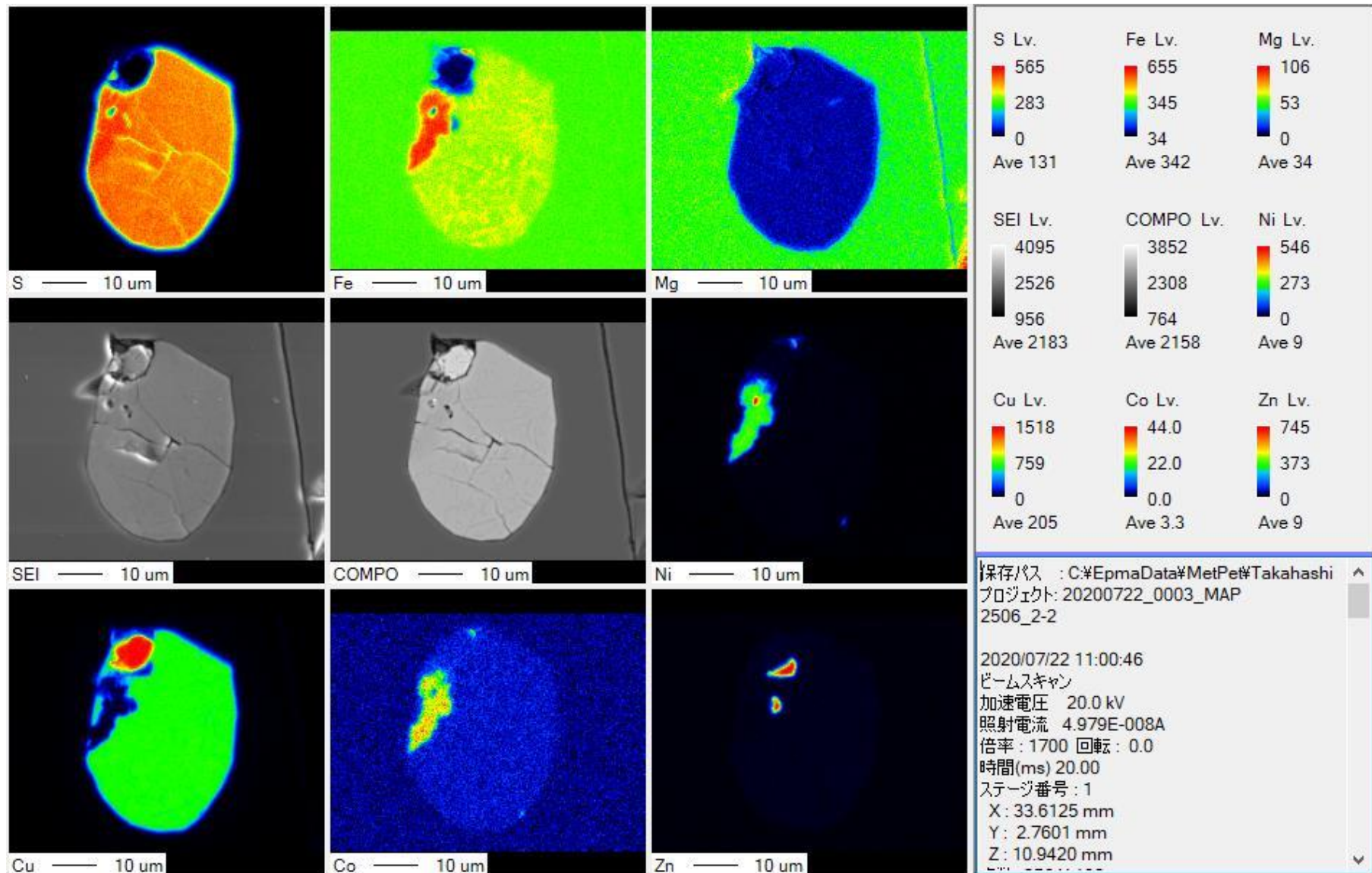


図 70 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の銅に富む包有物のマッピング画像

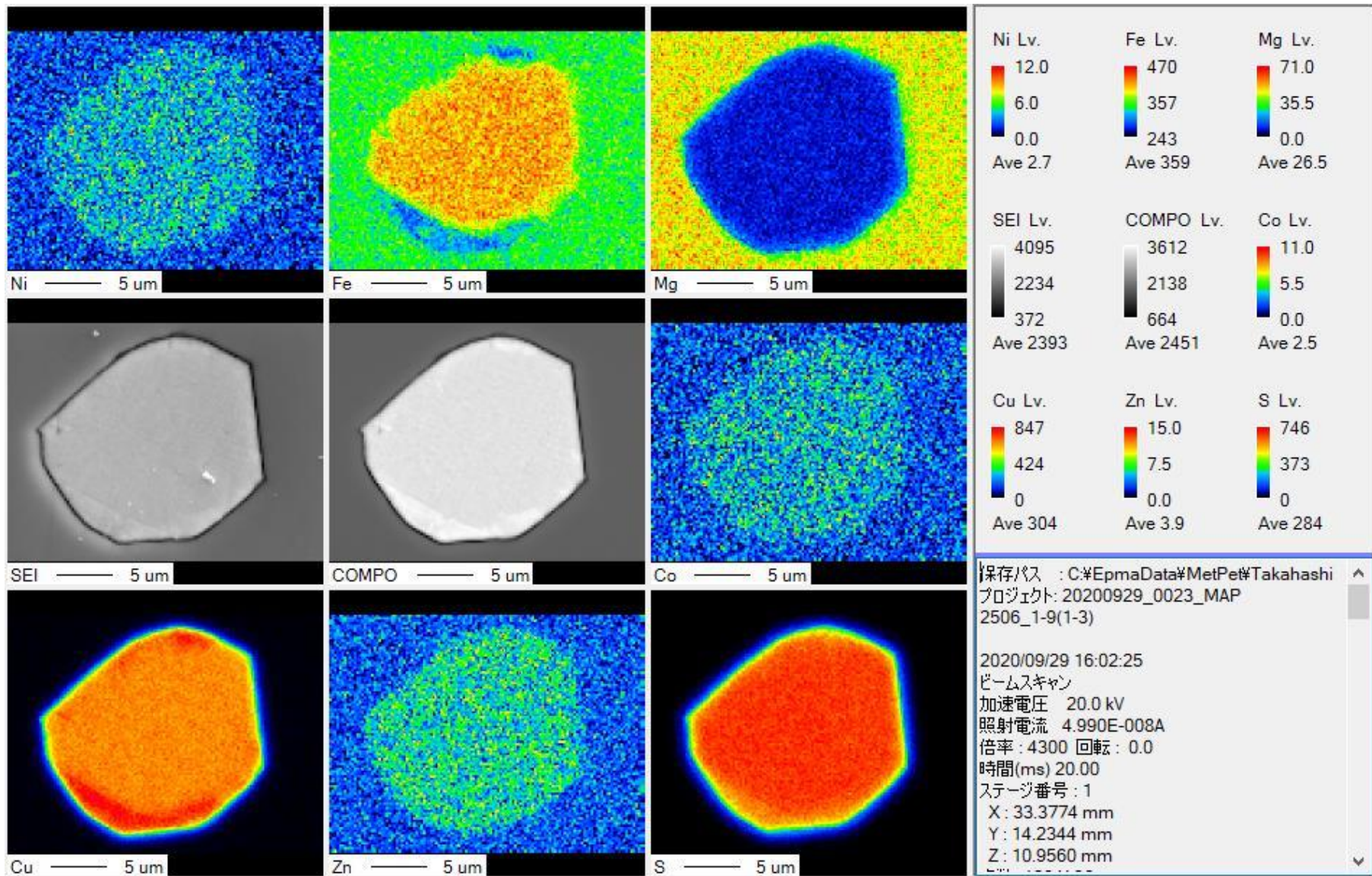


図 70 続き

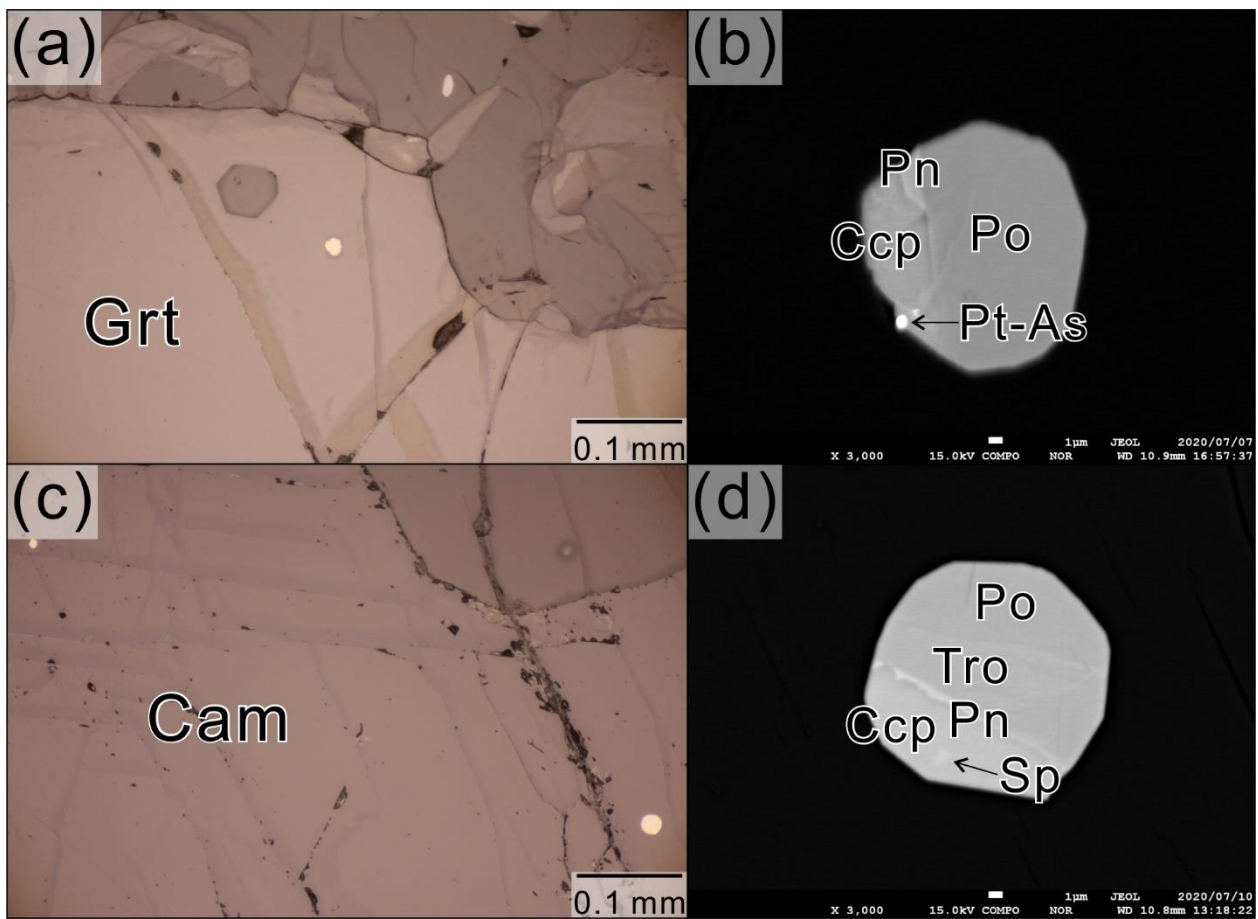


図 71 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の鉄に富む包有物の反射顕微鏡写真 (a,c) および反射電子像 (b,d)

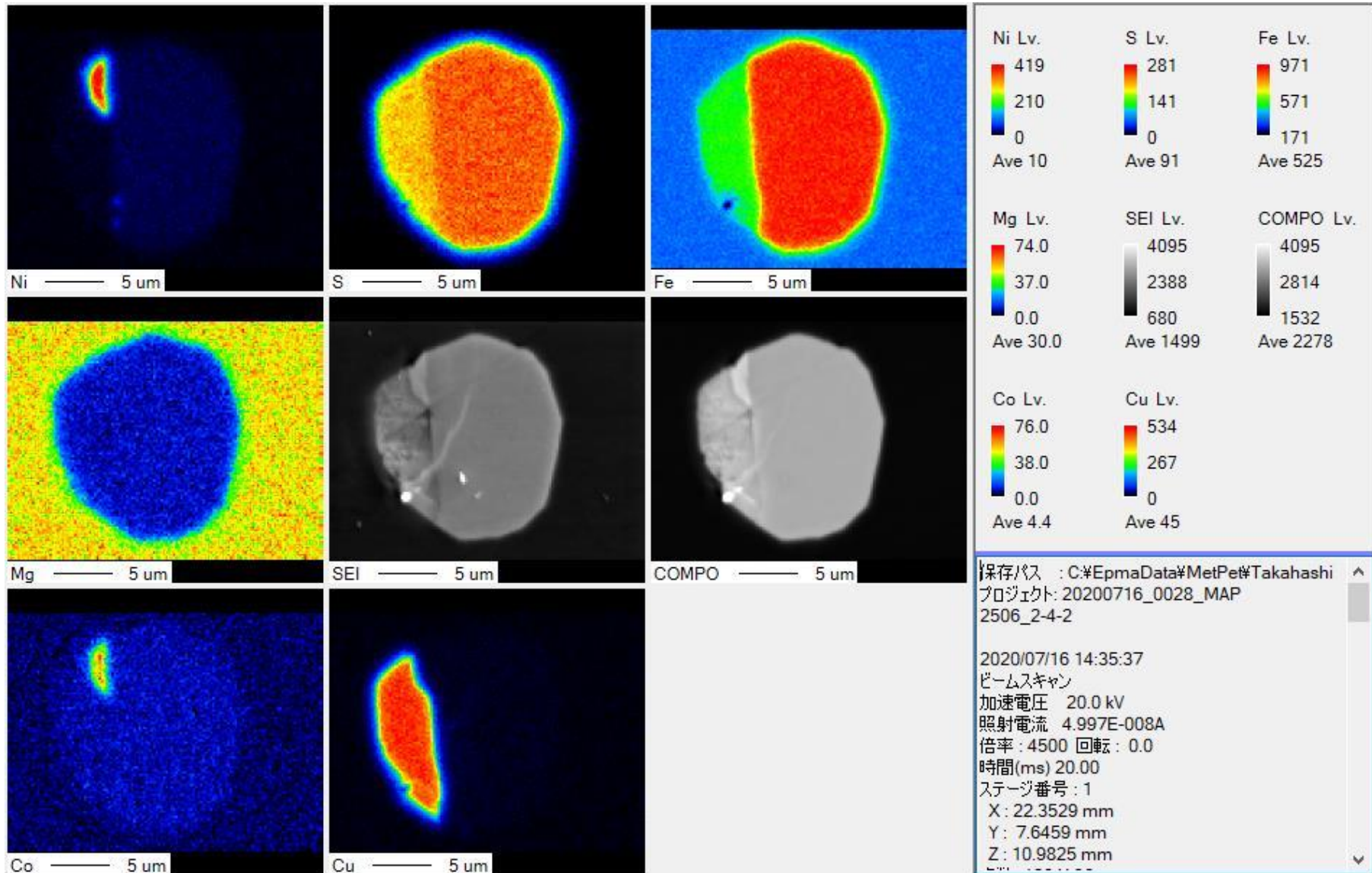


図 72 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の鉄に富む包有物のマッピング画像

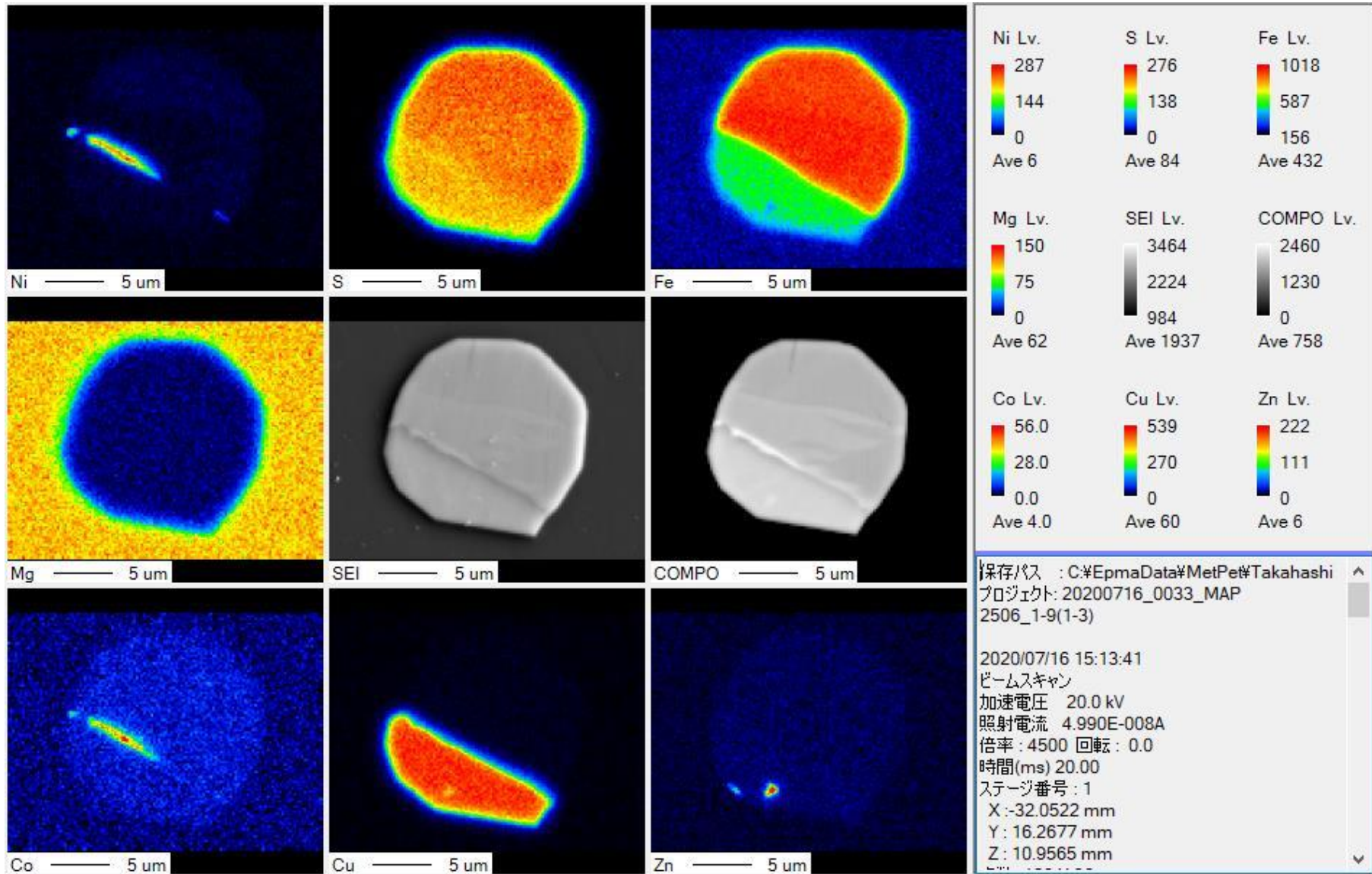


図 72 続き

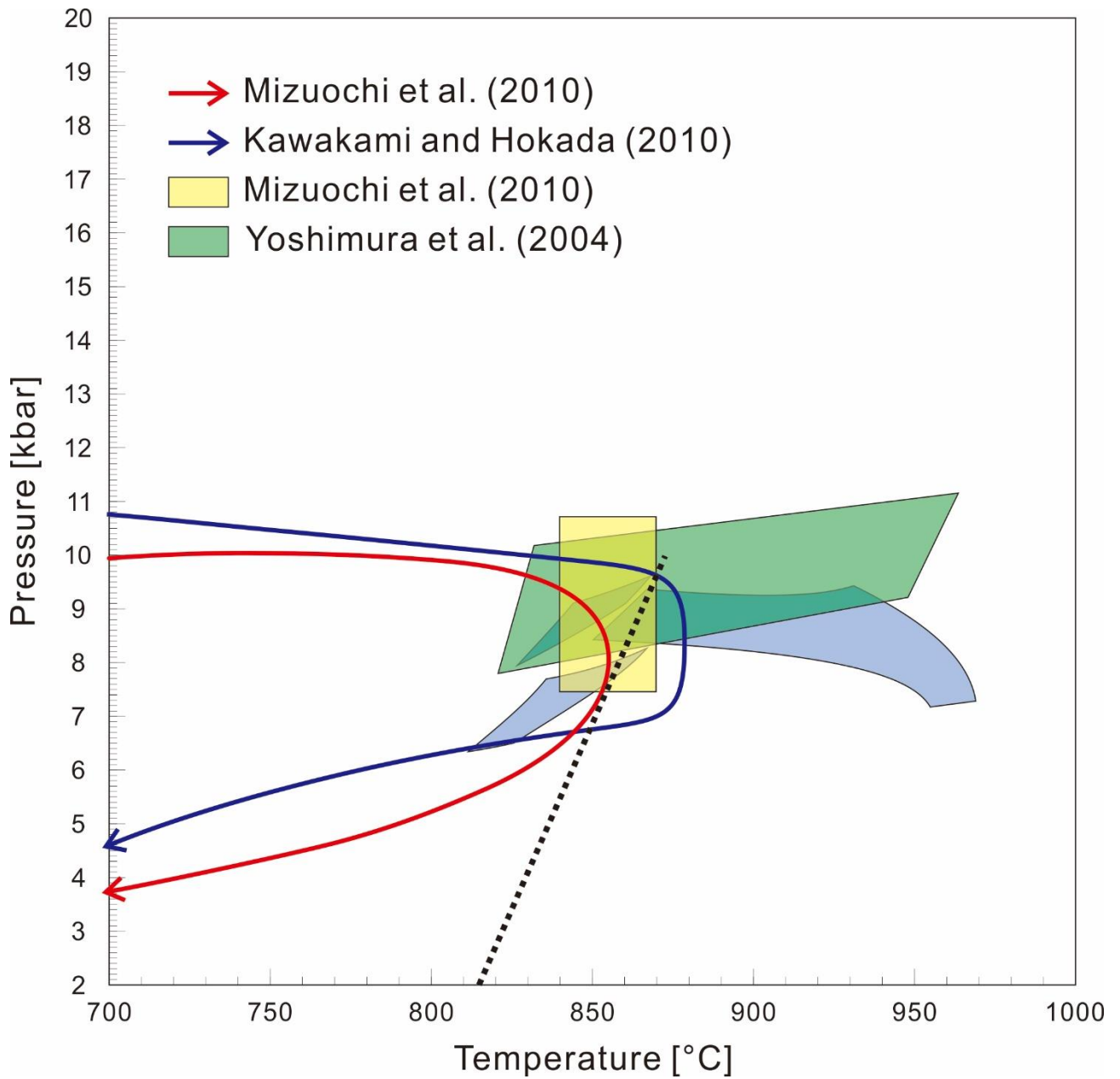


図 73 斑銅鉱+磁硫鉄鉱／黄銅鉱が部分熔融する温度圧力条件（点線；A.G. Tomkins et al., 2007）とスカレピークスハルセンのピーク変成条件および変成温度圧力経路

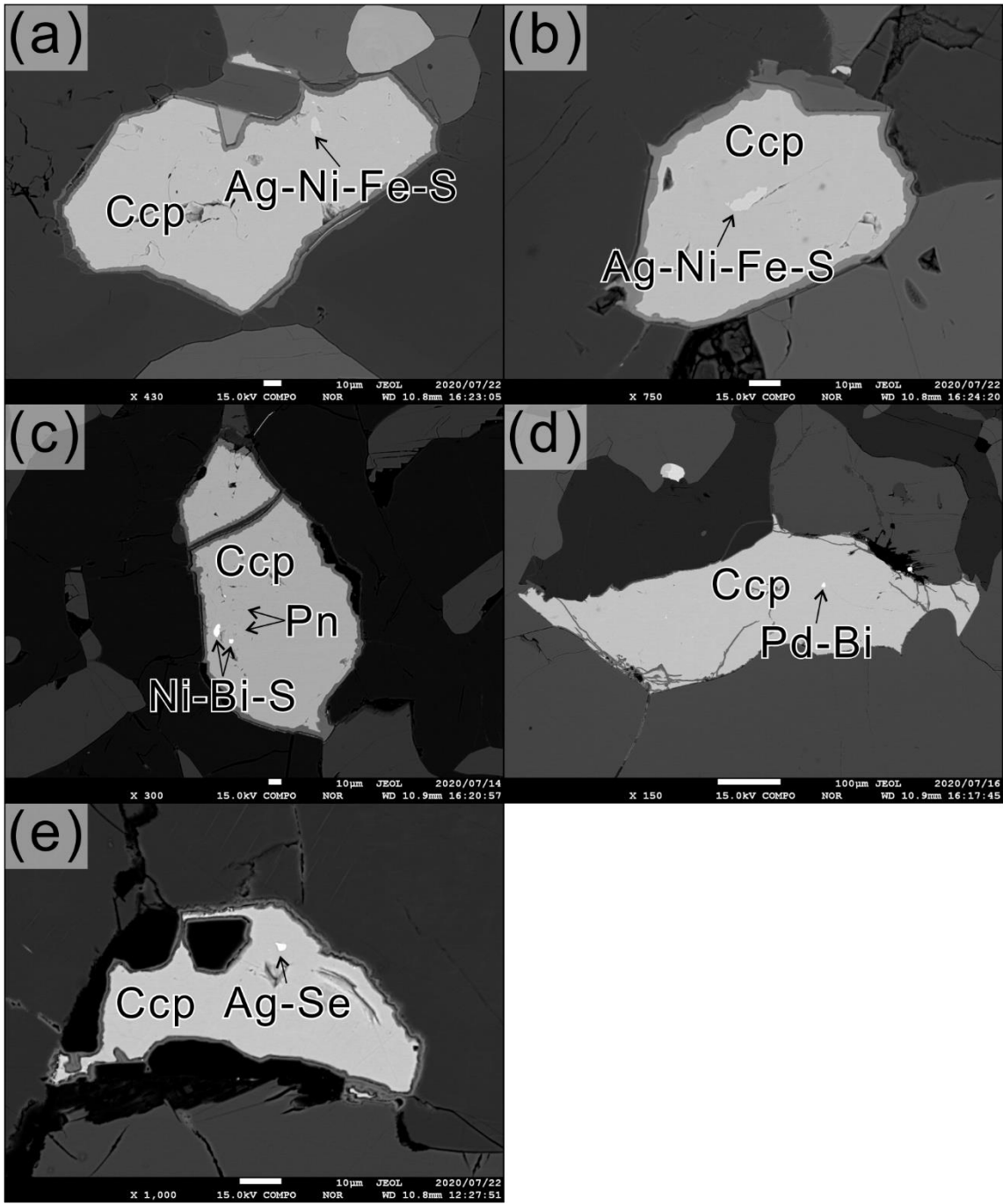


図 74 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の黄銅鉱中に見られる非常に細粒の鉱物の反射電子像 (a,b; おそらく銀ペントランド鉱: $\text{Ag}(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_8$, c; おそらく parkerite: $\text{Ni}_3\text{Bi}_2\text{S}_2$ とペントランド鉱、d; おそらく froodite: PdBi_2 , e; おそらくナウマン鉱: Ag_2Se)

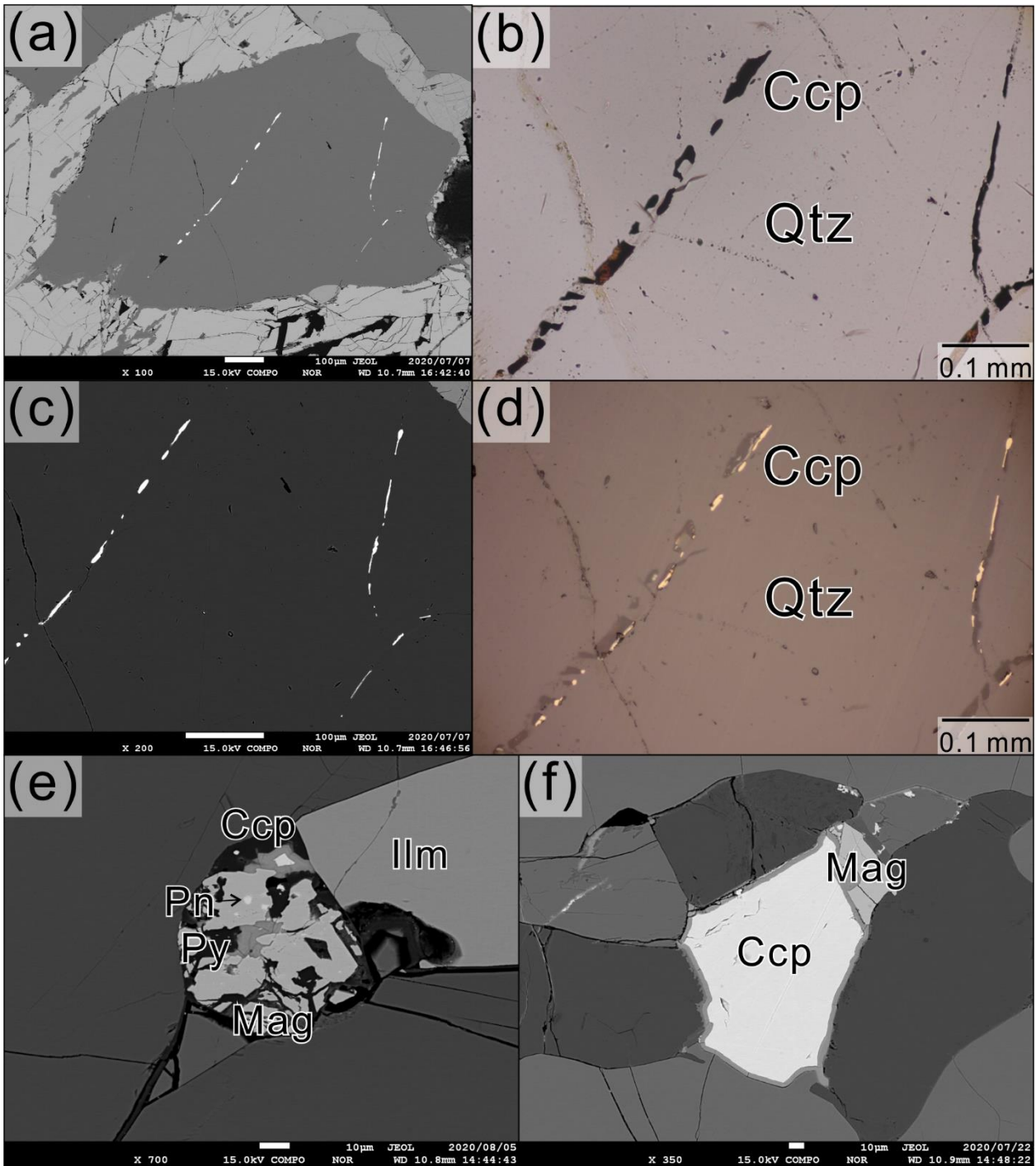


図 75 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の石英中の黄銅鉱脈の反射電子像 (a,c) および顕微鏡写真 (b,d)、二次的な黄鉄鉱および磁鉄鉱の反射電子像 (e,f)

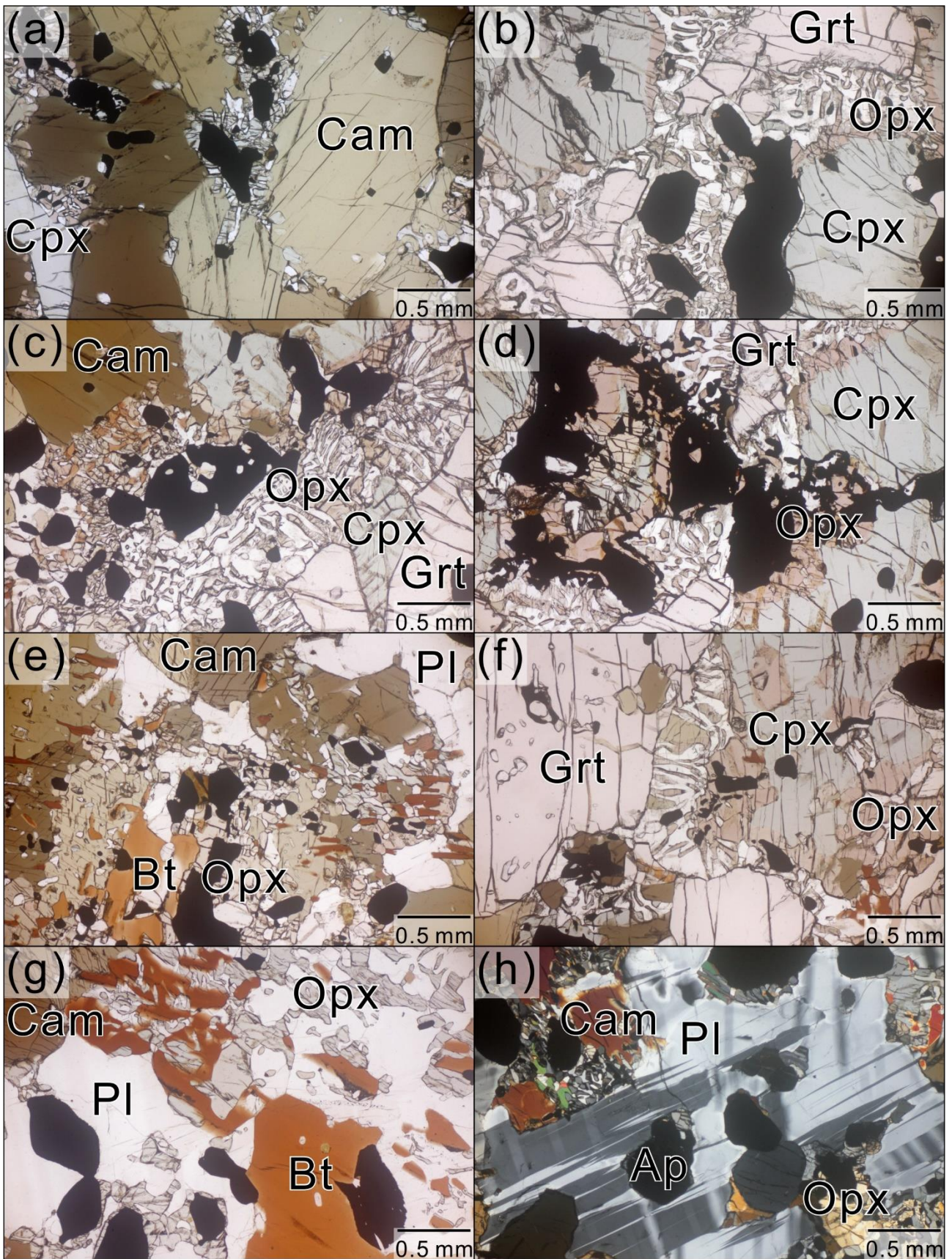


図 76 磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の薄片写真

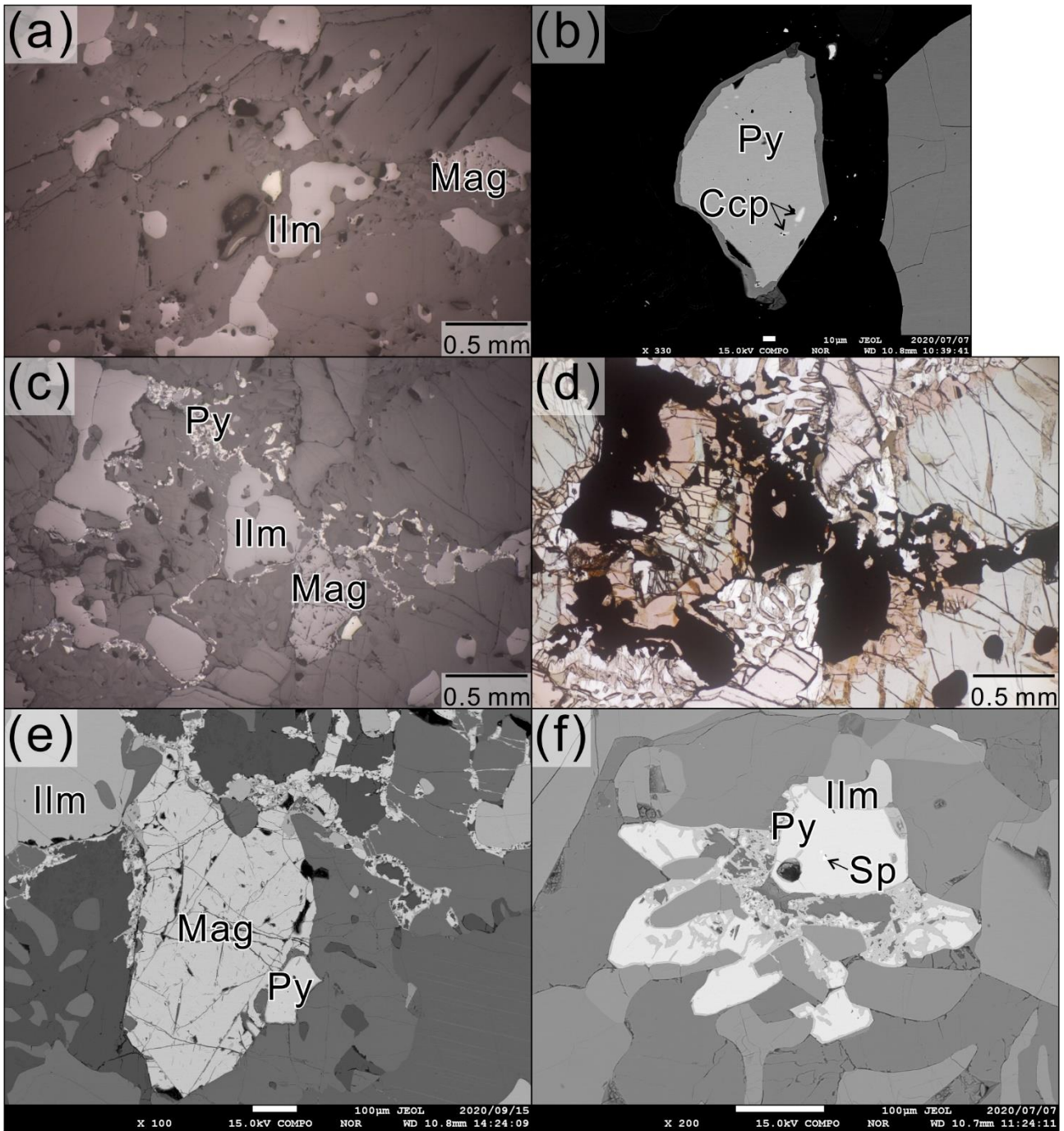


図 77 磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の不透明鉱物の顕微鏡写真 (a,c,d) および反射電子像 (b,e,f)

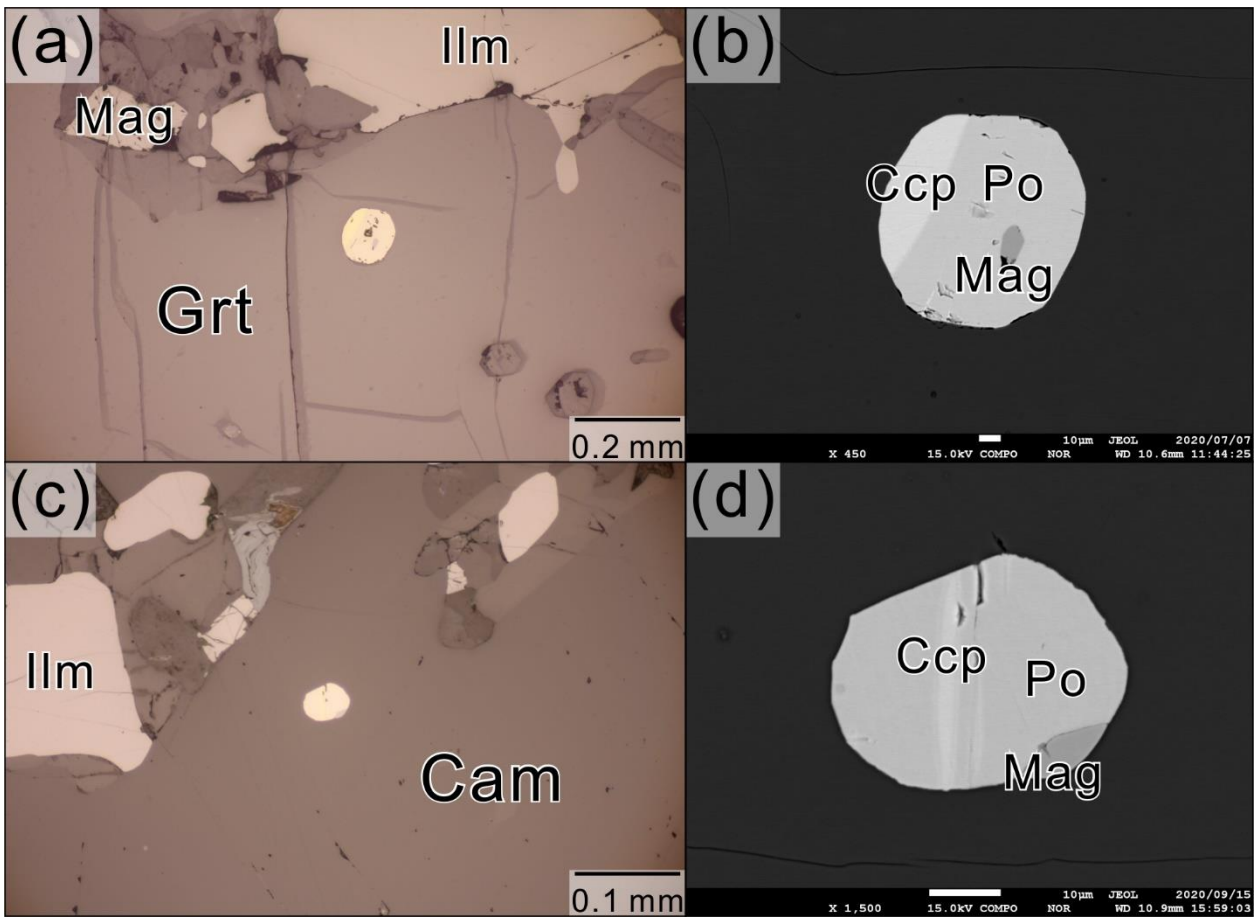


図 78 磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の包有物の反射顕微鏡写真 (a,c) および反射電子像 (b,d)

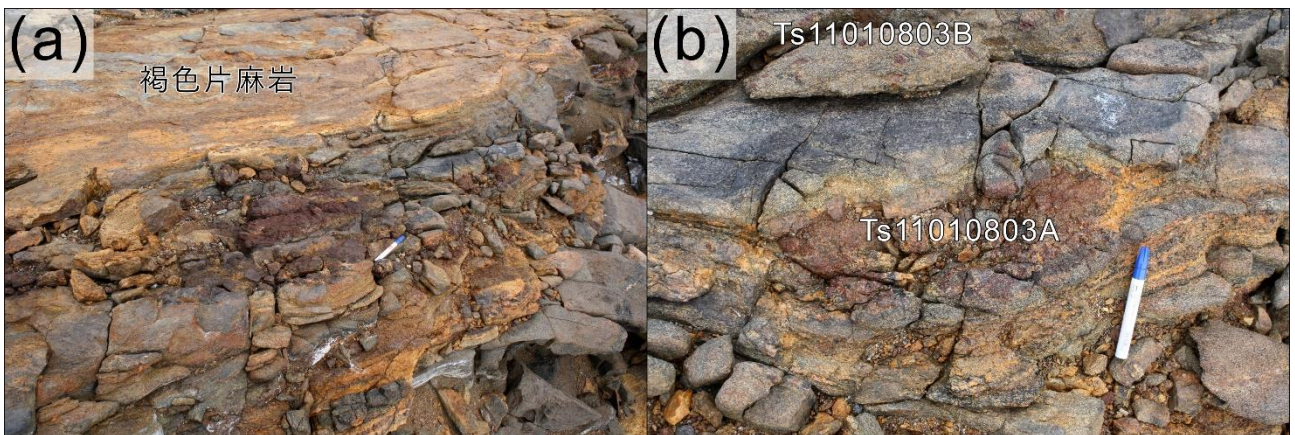


図 79 石墨を含むサンプル (Ts11010803A, Ts11010803B) の露頭写真

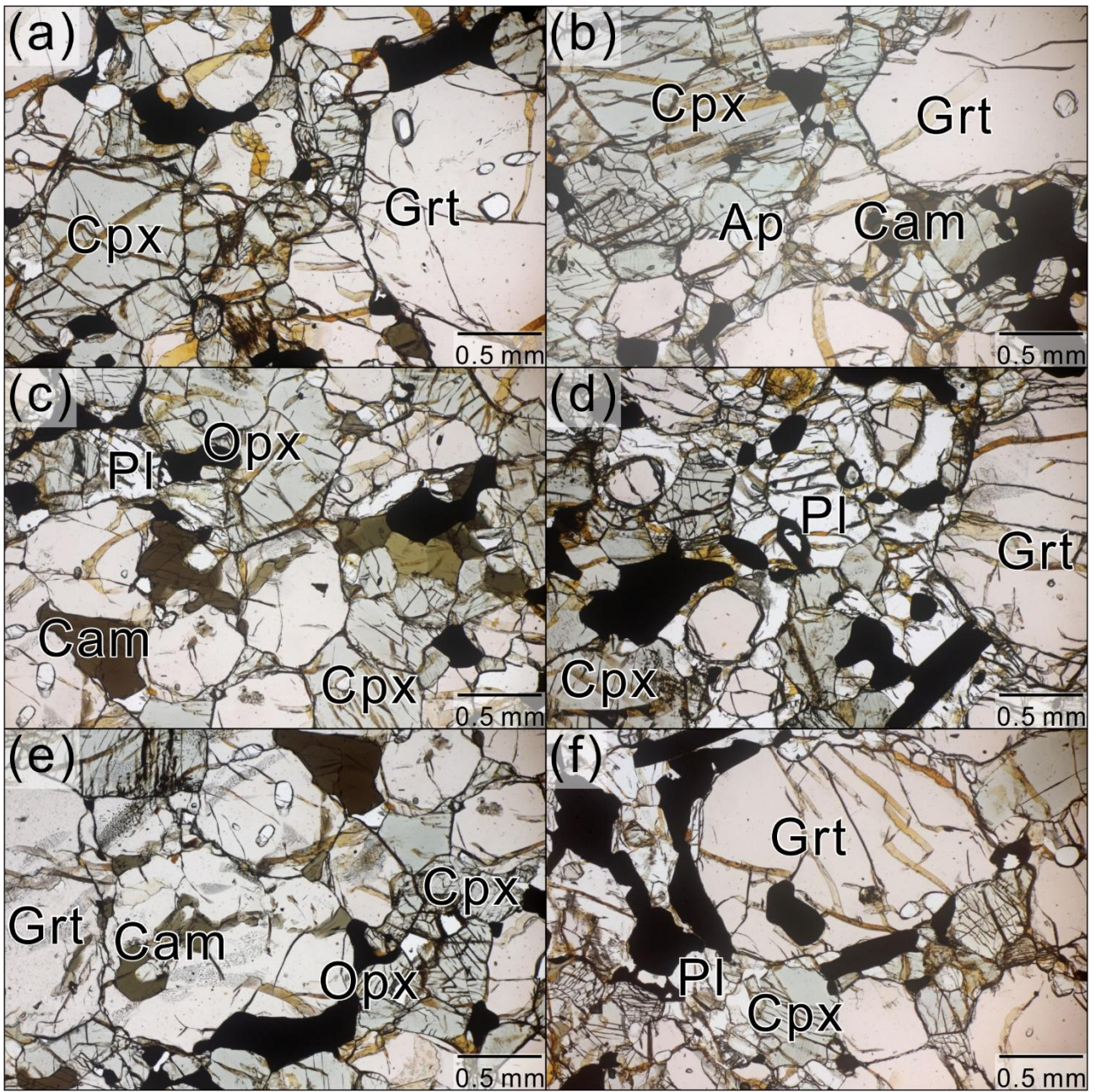


図 80 石墨を含むサンプル (Ts11010803A) の薄片写真

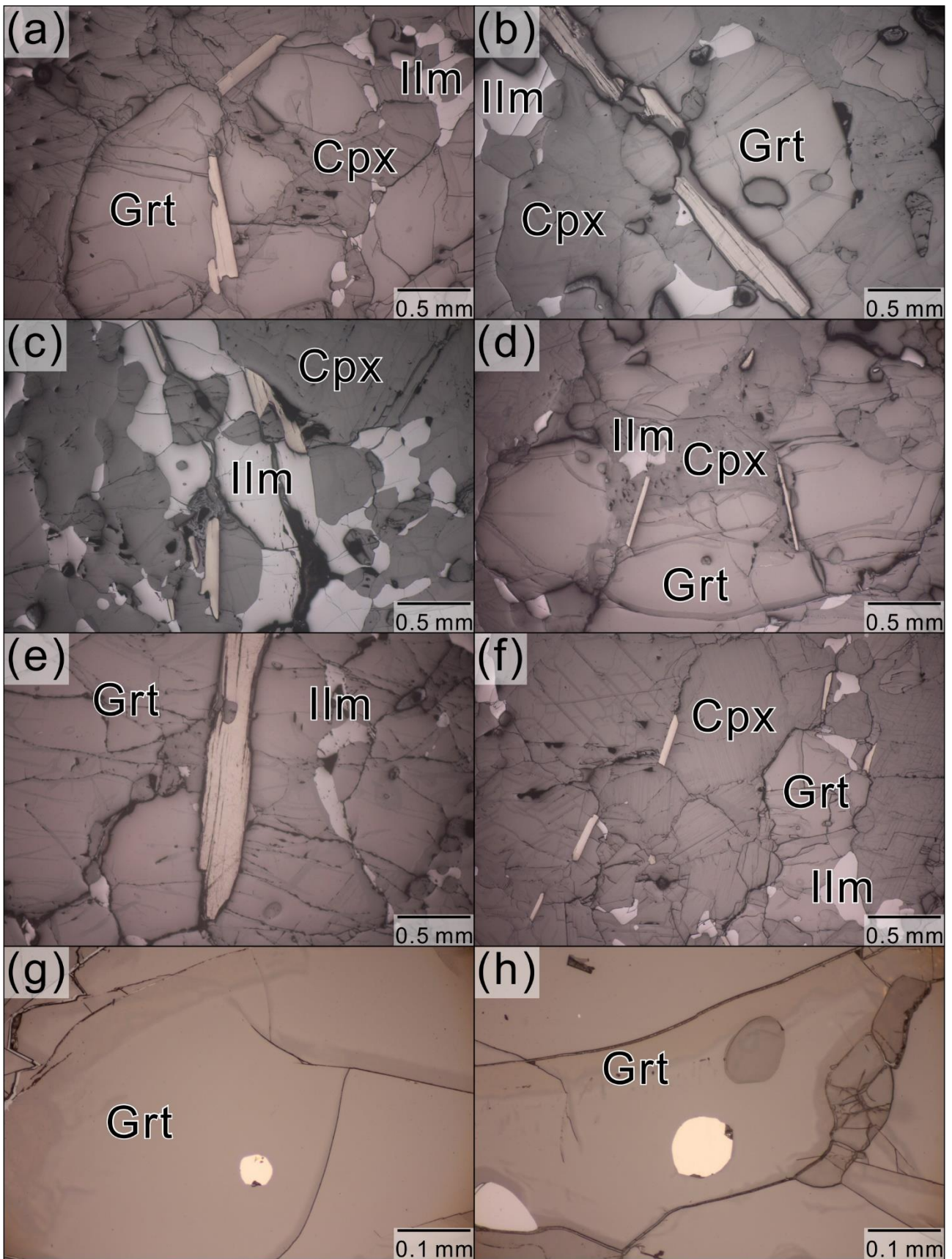


図 81 石墨を含むサンプル (Ts11010803A) の反射顕微鏡写真 (a,b,c,d,e,f は石墨およびチタン鉄鈦の産状、g,h は硫化鋯物の産状)

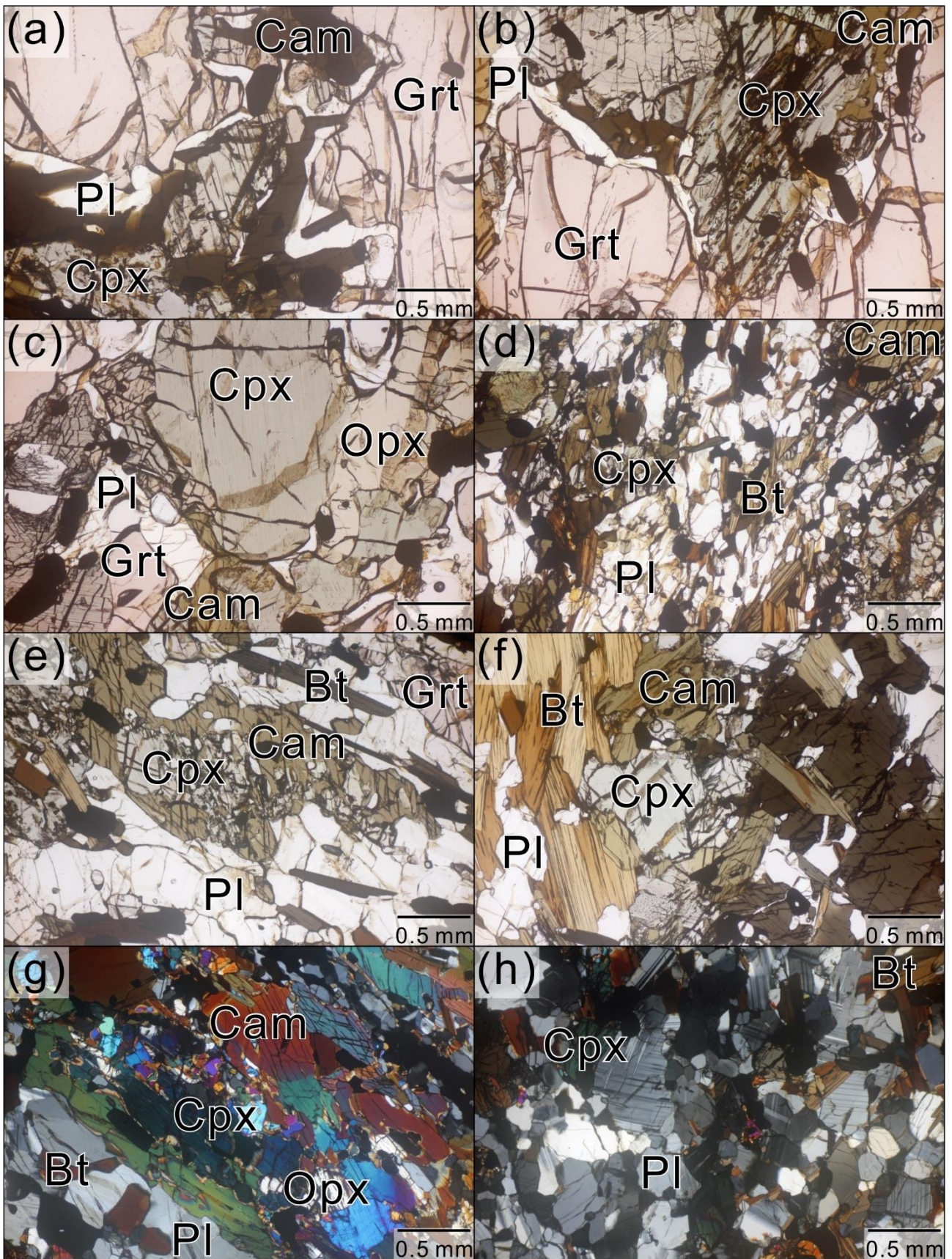


図 82 石墨を含むサンプル (Ts11010803B) の薄片写真

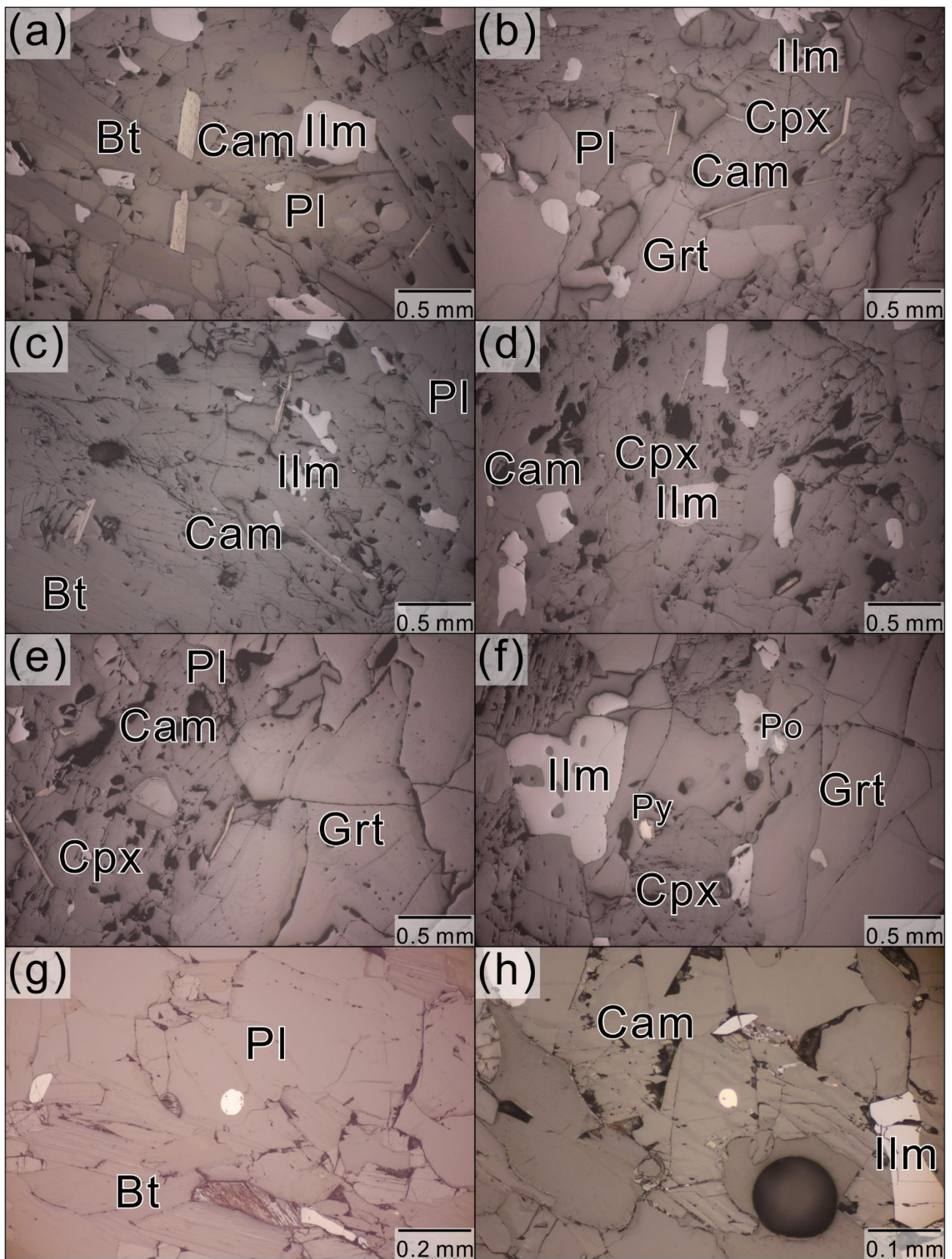


図 83 石墨を含むサンプル (Ts11010803B) の反射顕微鏡写真 (a,b,c,d,e,は石墨およびチタン鉄鉱の産状、f,g,h は硫化鉍物とチタン鉄鉱の産状)

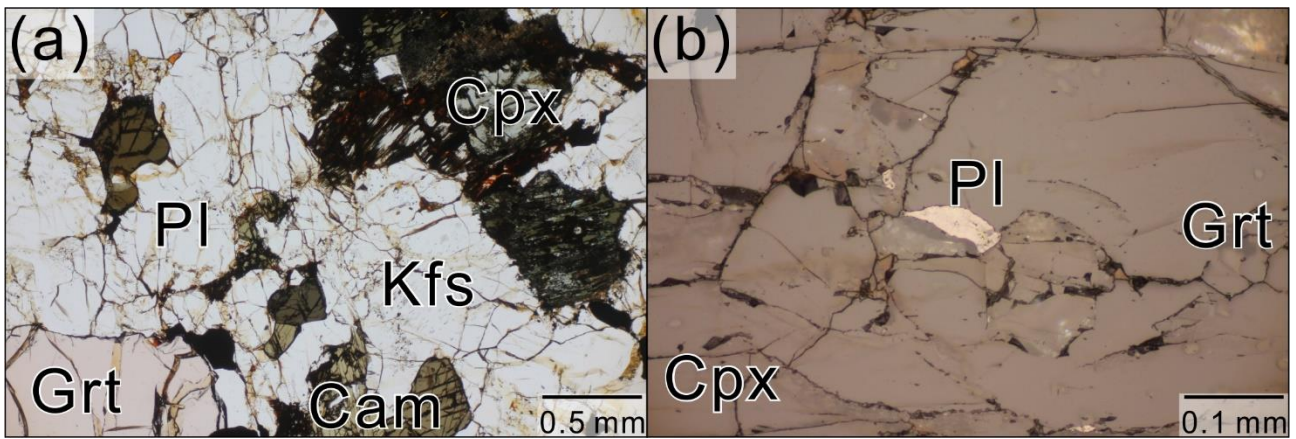


図 84 褐色片麻岩 (サンプル Ts11010801) の薄片写真 (b は石墨の産状)

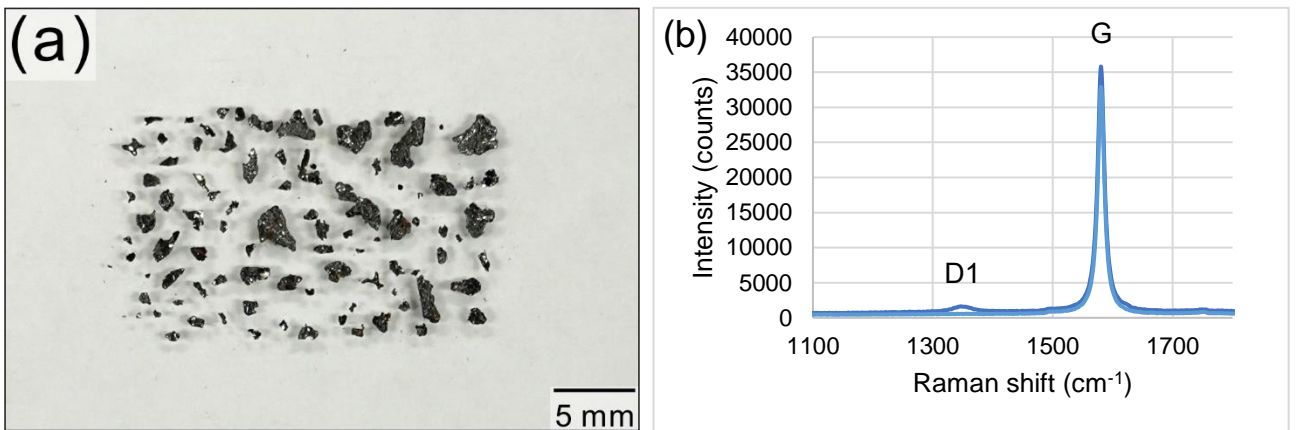


図 85 石墨を含むサンプル (Ts11010803A) から抽出した石墨の写真 (a) およびラマンスペクトル (b)

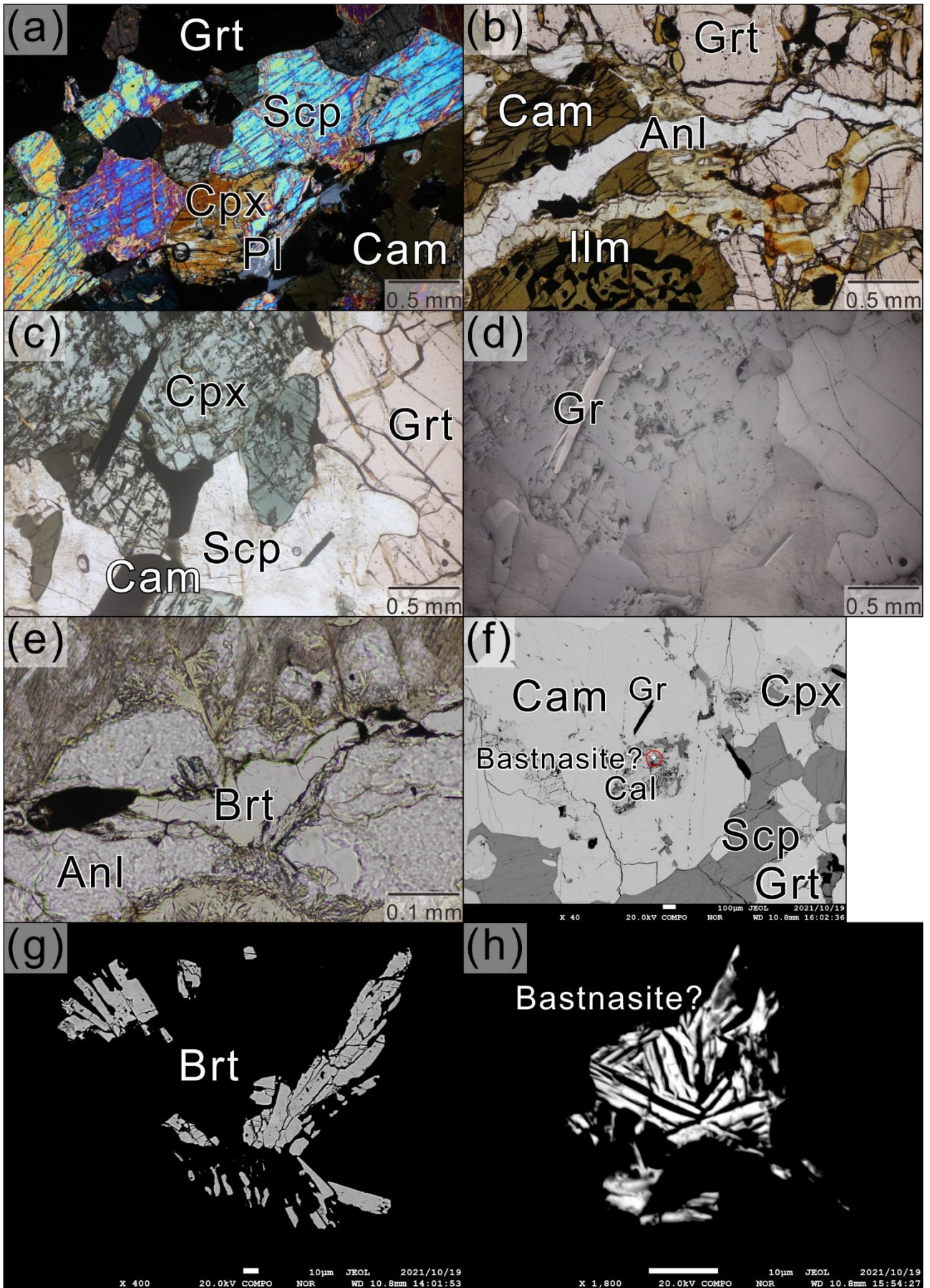


図 86 石墨を含むサンプル (Ts10122405B) の薄片写真 (a,b,c,d,e) および反射電子像 (f,g,h)

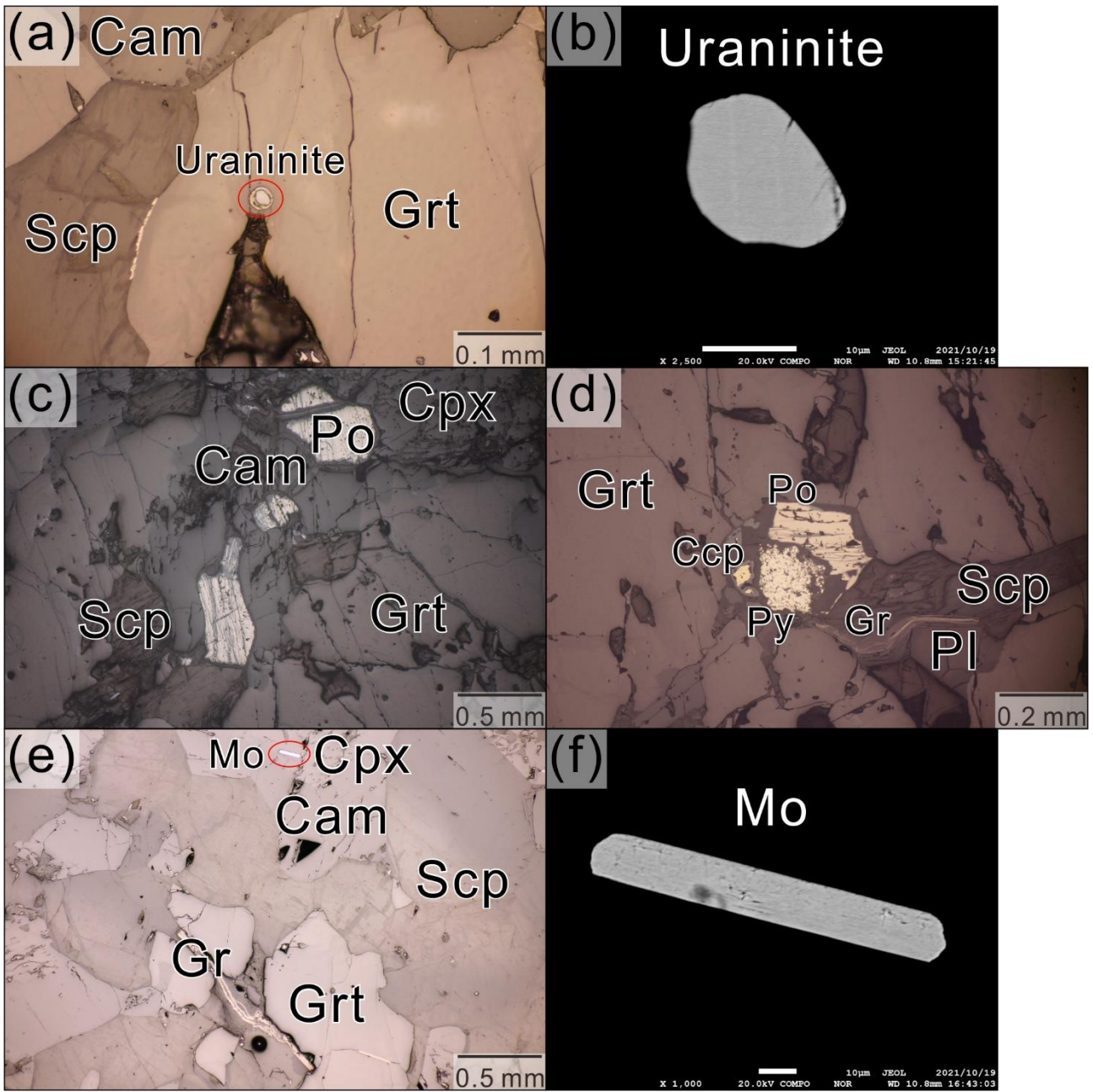


図 87 石墨を含むサンプル (Ts10122405B) の不透明鉱物の薄片写真 (a,c,d,e) および反射電子像 (b,f)

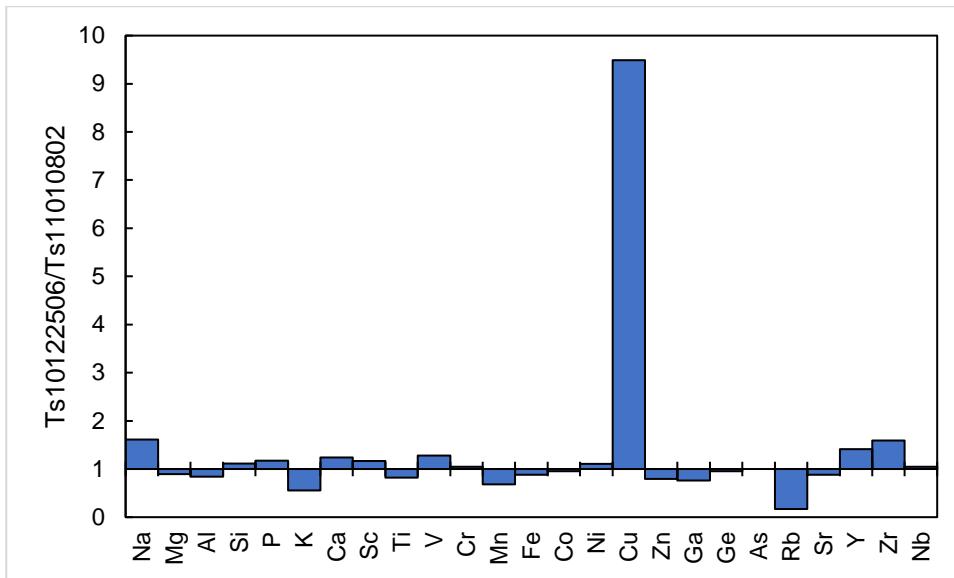


図 88 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) と磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802) の金属元素の質量濃度比

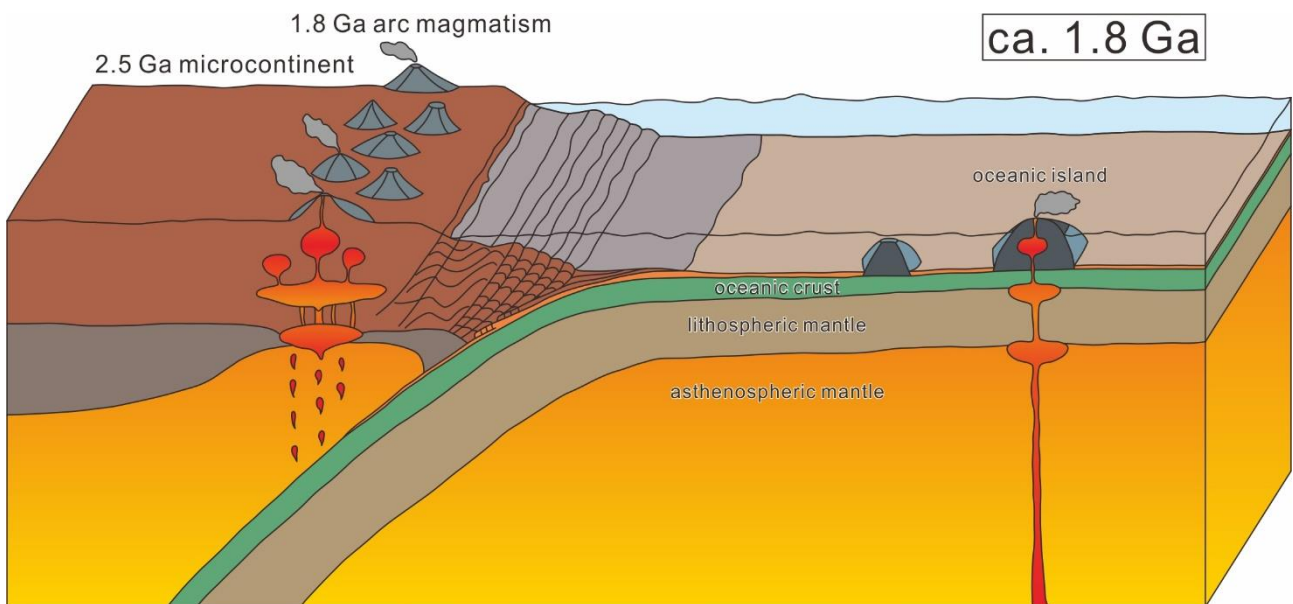


図 89 約 18 億年前におけるプレート内でのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの原岩の火成作用の模式図 (Takahashi et al., 2018a を改変)

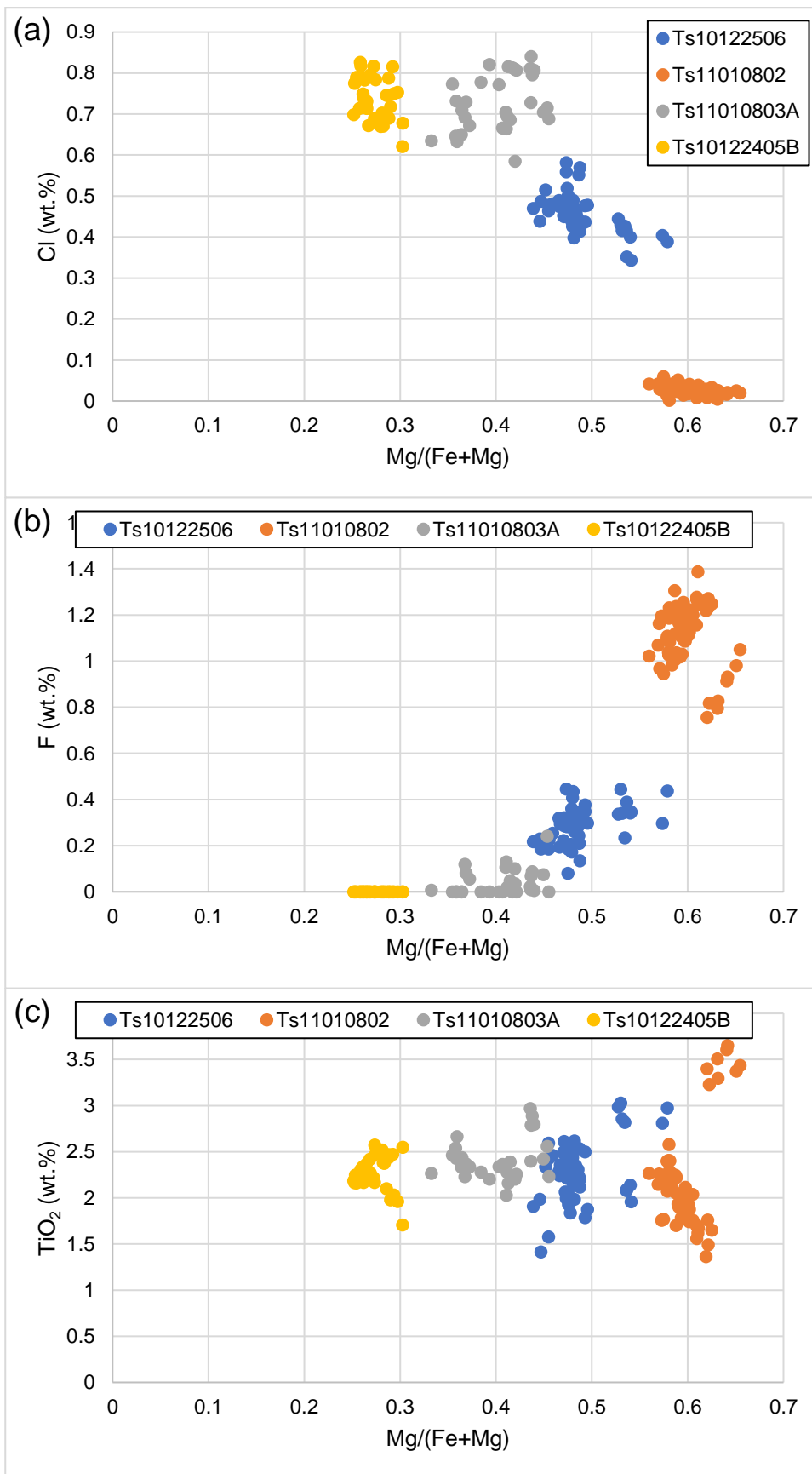


図 90 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの角閃石の Mg/(Fe+Mg) と塩素濃度 (a)、フッ素濃度 (b)、チタン濃度 (c) との関係

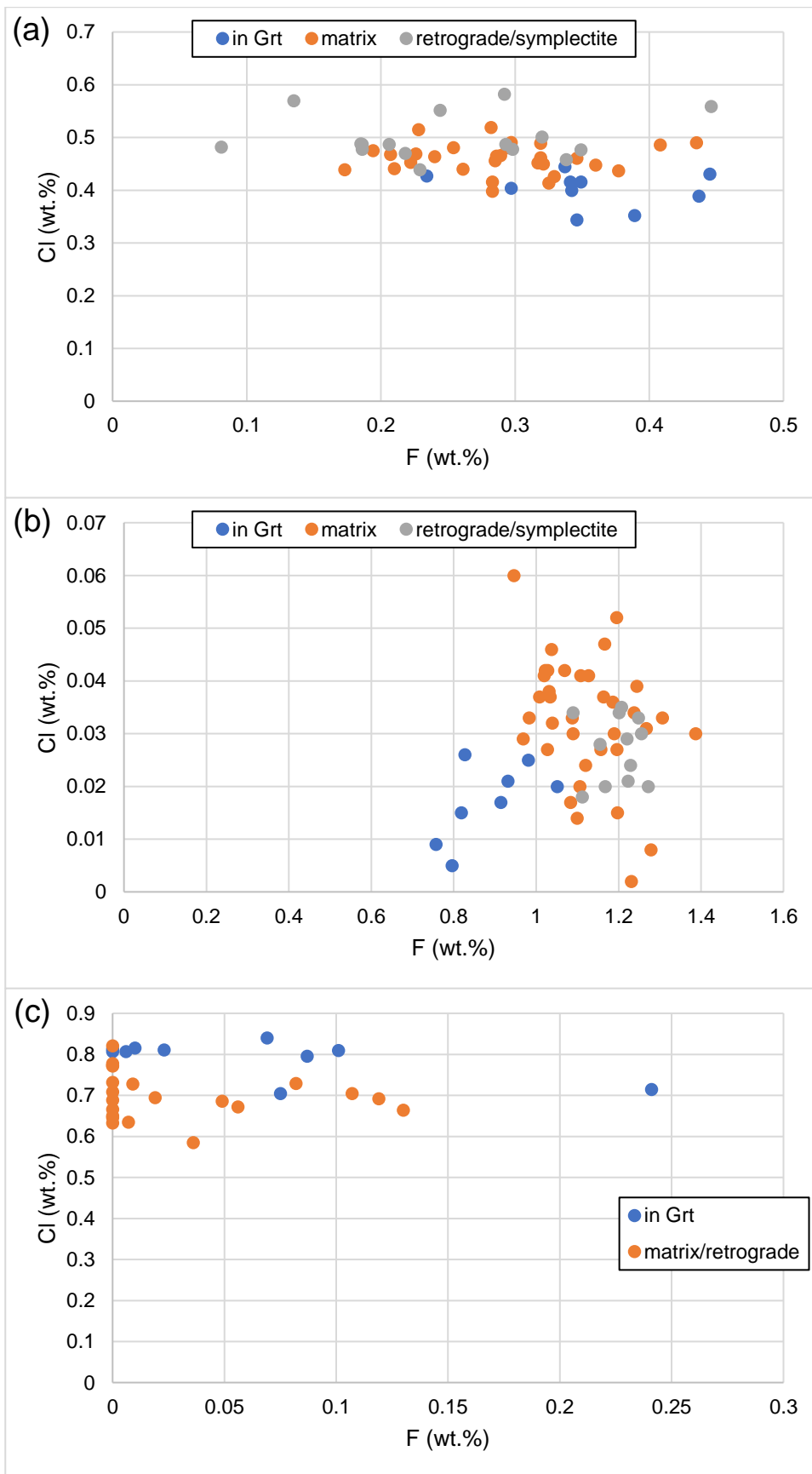


図 91 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506; a)、磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802; b)、石墨を含むサンプル (Ts11010803A; c) の角閃石のフッ素濃度と塩素濃度の産状による違い

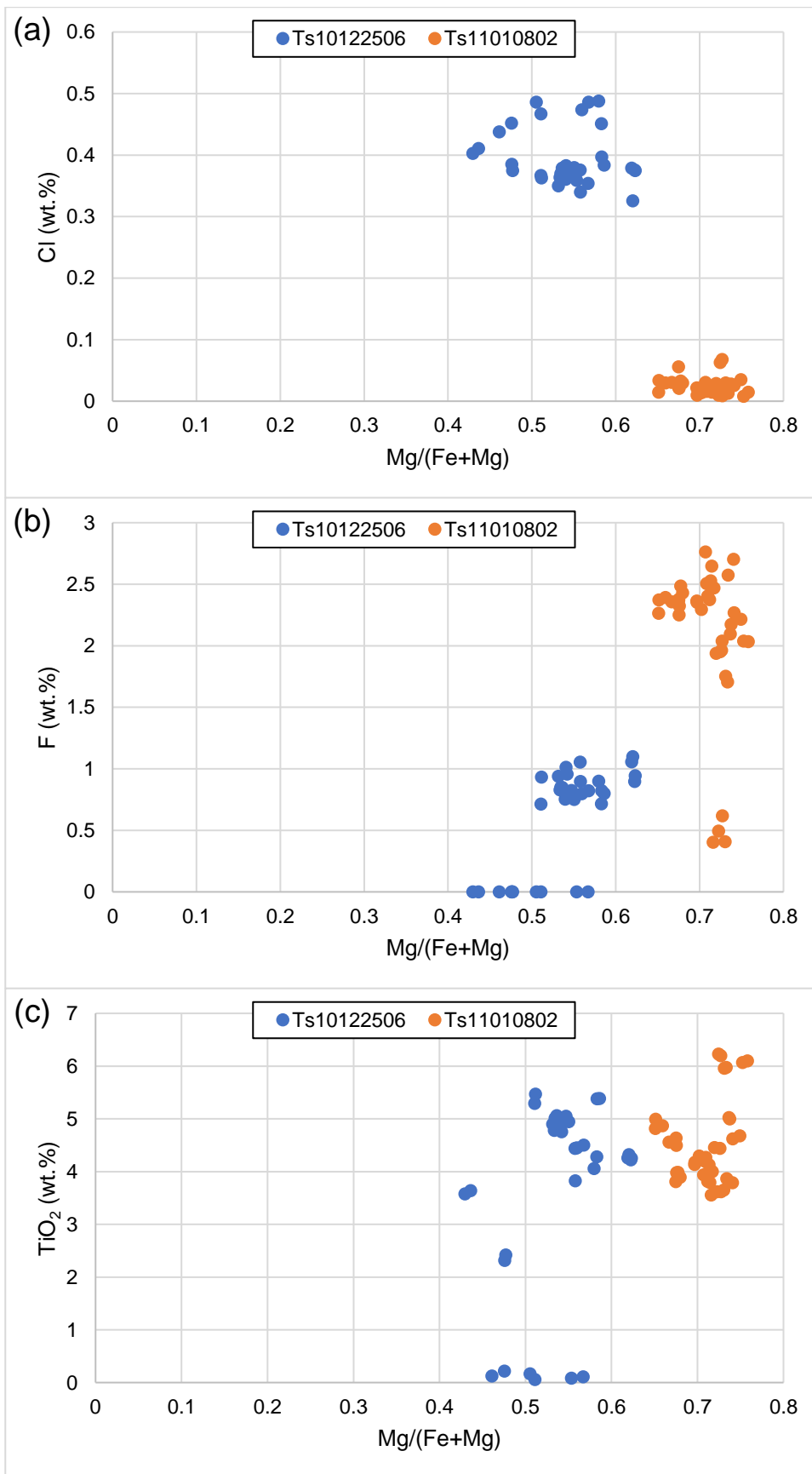


図 92 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの黒雲母の Mg/(Fe+Mg) と塩素濃度 (a)、フッ素濃度 (b)、チタン濃度 (c) との関係

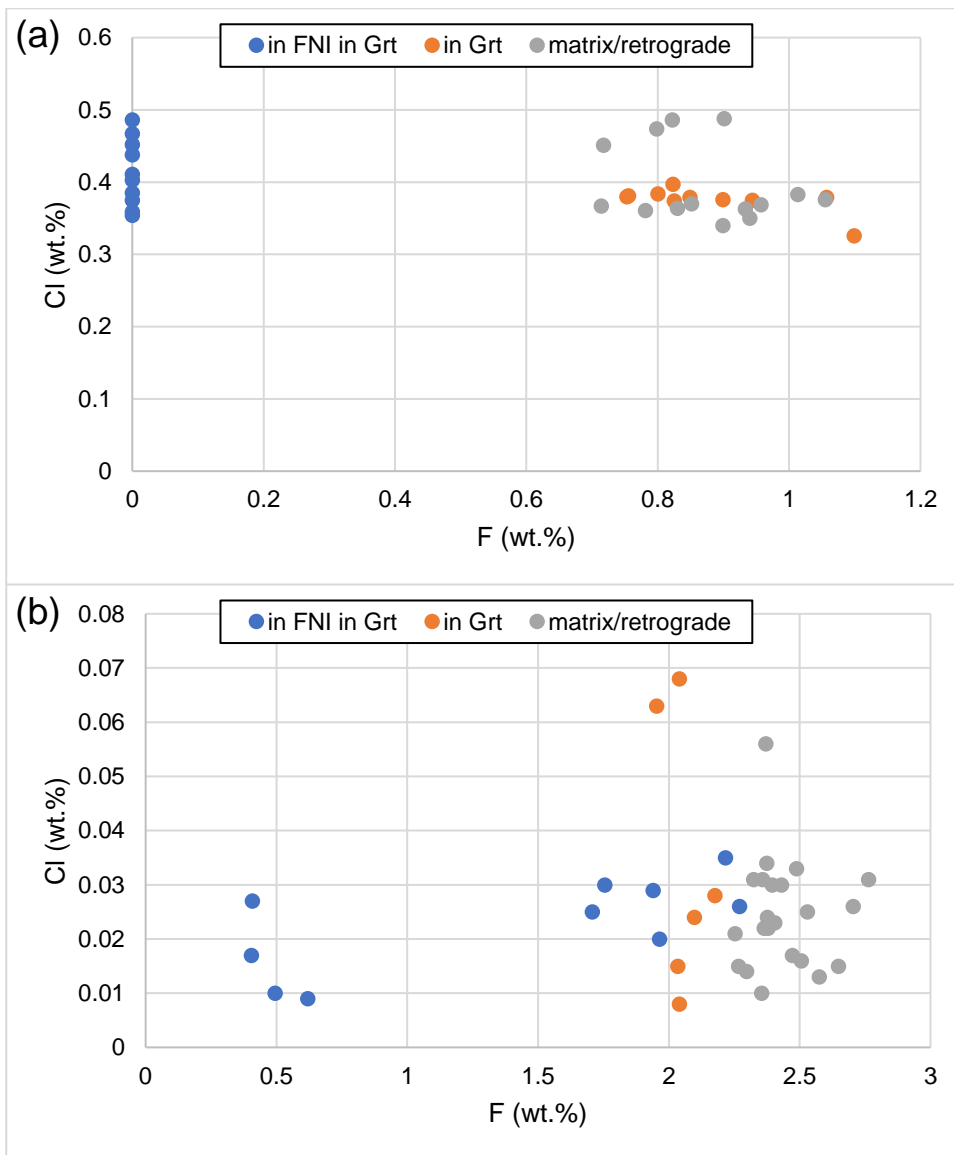


図 93 斑銅鉍を含むサンプル (Ts10122506; a) および磁鉄鉍を含むサンプル (Ts11010802; b) の黒雲母のフッ素濃度と塩素濃度の産状による違い (FNI は珪長岩-ナノ花崗岩包有物)

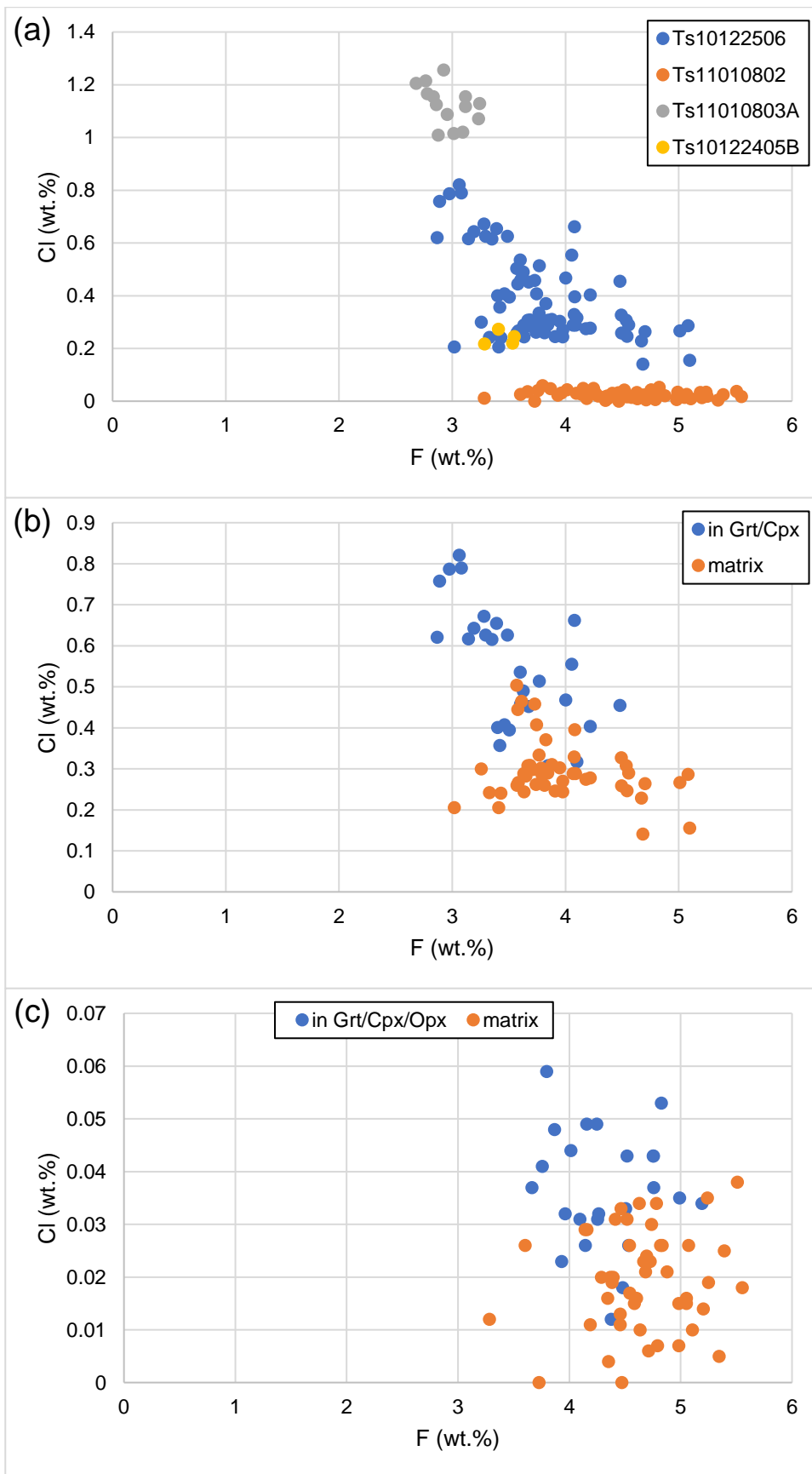


図 94 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの燐灰石のフッ素濃度と塩素濃度の関係 (a)、斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506; b) および磁鉄鉱を含むサンプル (Ts11010802; c) の黒雲母のフッ素濃度と塩素濃度の産状による違い

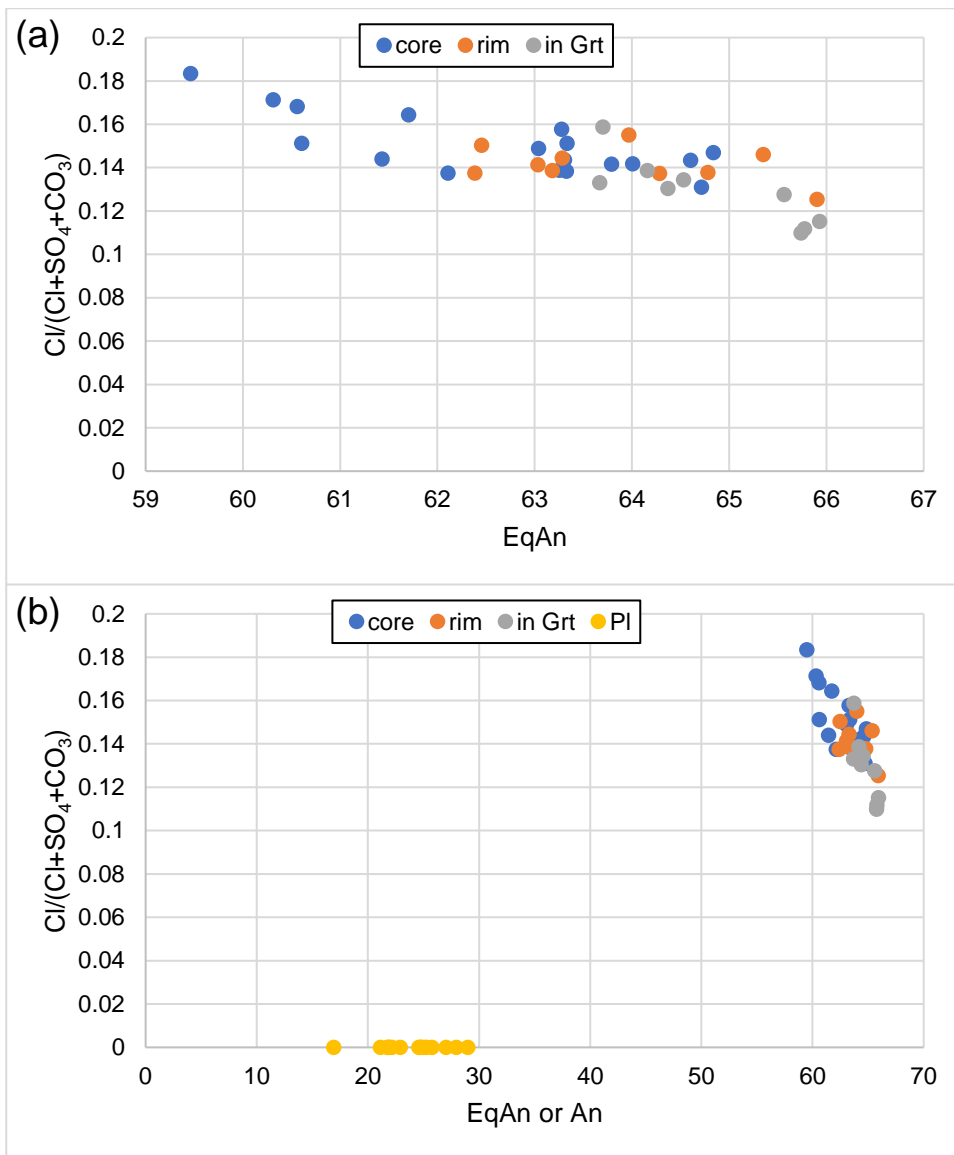


図 95 石墨を含むサンプル (Ts10122405B) の柱石の EqAn ($100 \times (Al-3)/3$) と $Cl/(Cl+SO_4+CO_3)$ の関係 (a)、および斜長石と柱石の組成 (b)

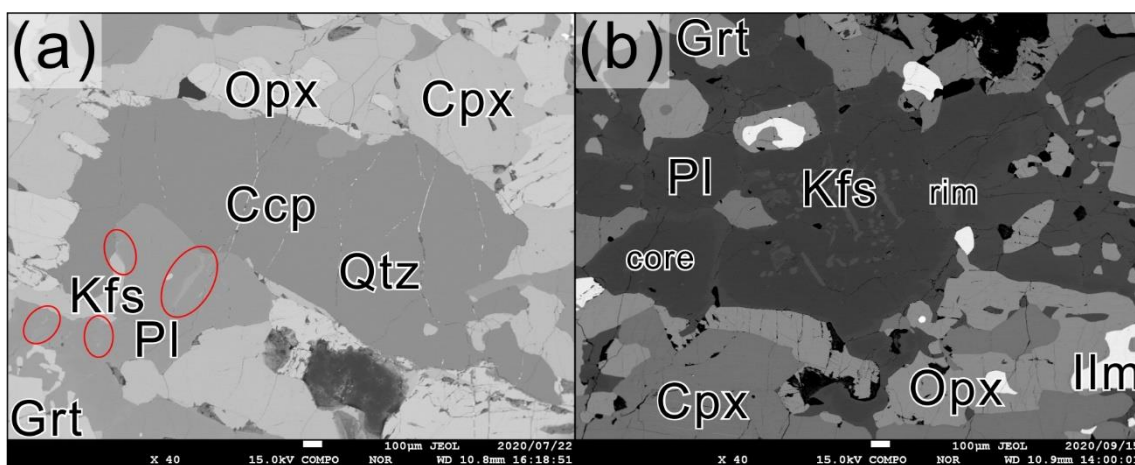


図 96 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) のカリ長石脈 (a) および斜長石中のカリ長石ラメラ (b) の反射電子像

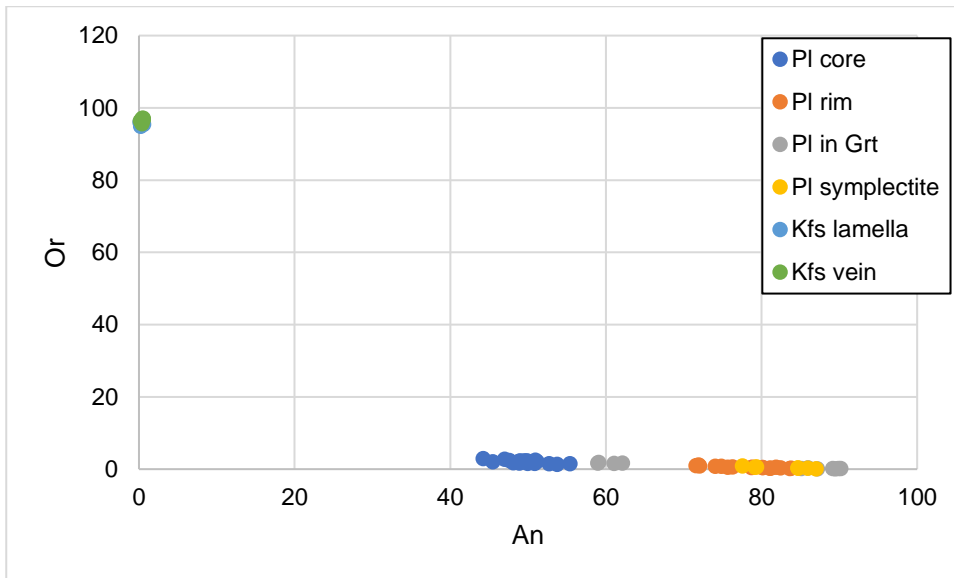


図 97 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の長石類の組成

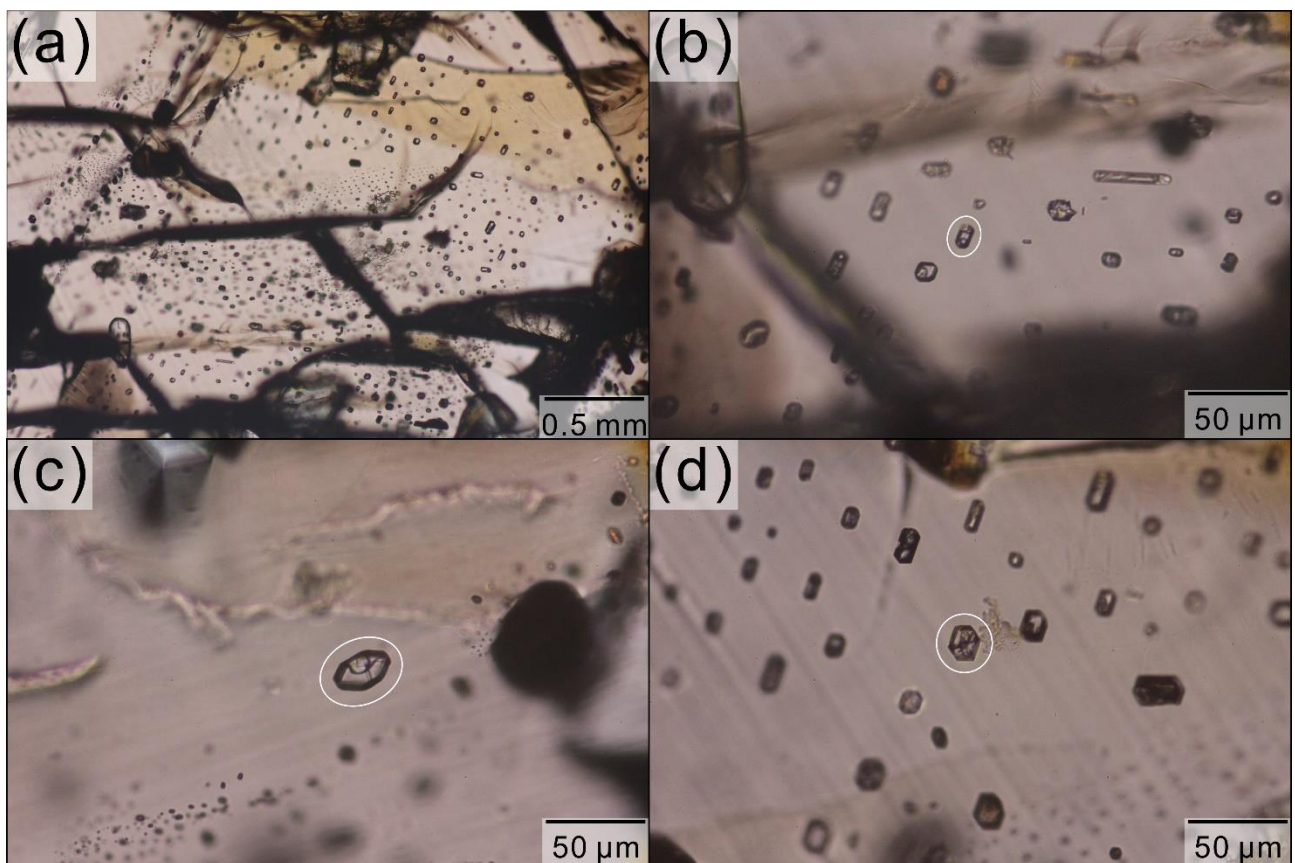


図 98 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) のざくろ石中に見られる負結晶を呈する二次包有物の全体 (a)、H₂O 包有物 (b)、2 相の固相を含む CO₂ 包有物 (c)、炭酸塩包有物 (d) の薄片写真

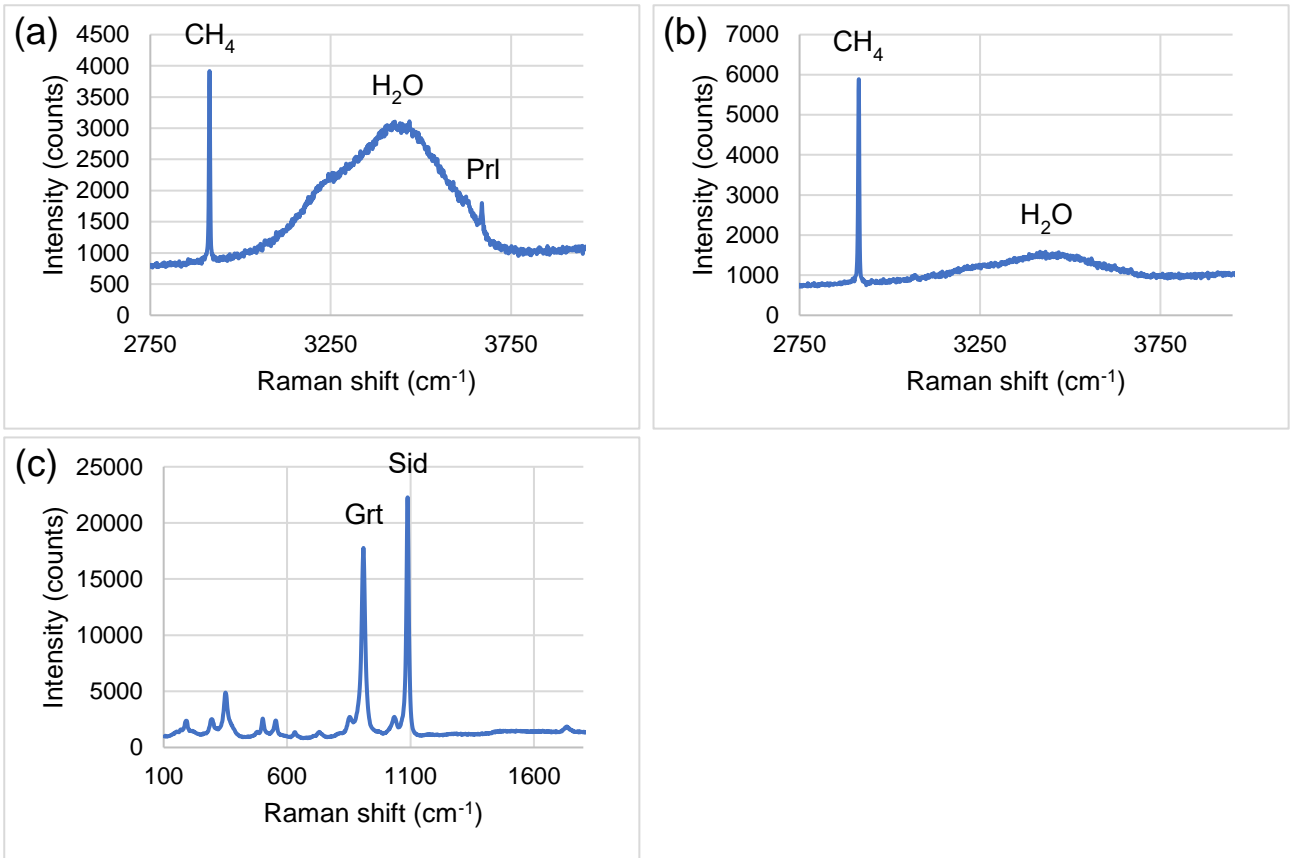


図 99 負結晶の二次 H₂O 包有物の液相+固相 (a)、気相 (b)、固相 (c) のラマンスペクトル

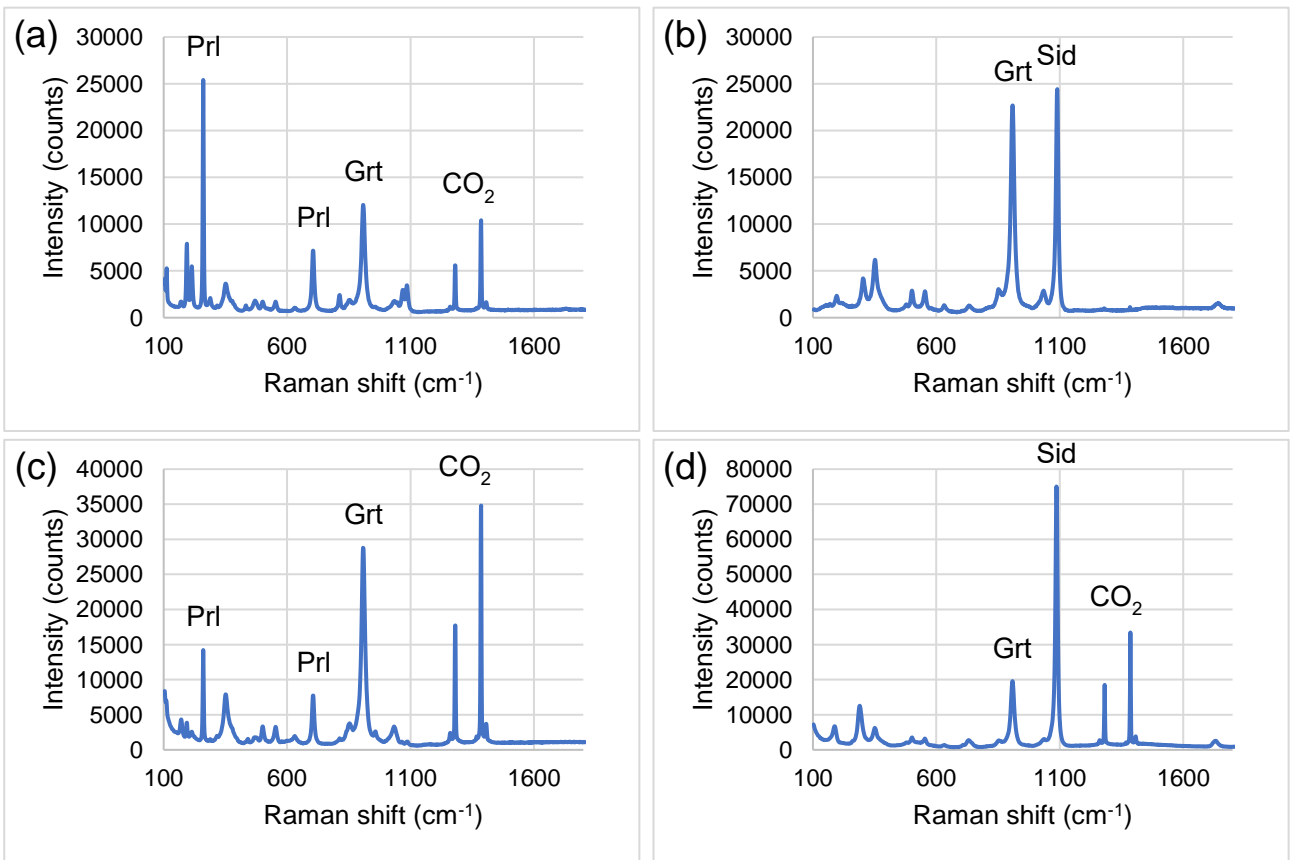


図 100 負結晶の二次 CO₂ 包有物の固相+気相のラマンスペクトル (a と b、c と d は同じ包有物)

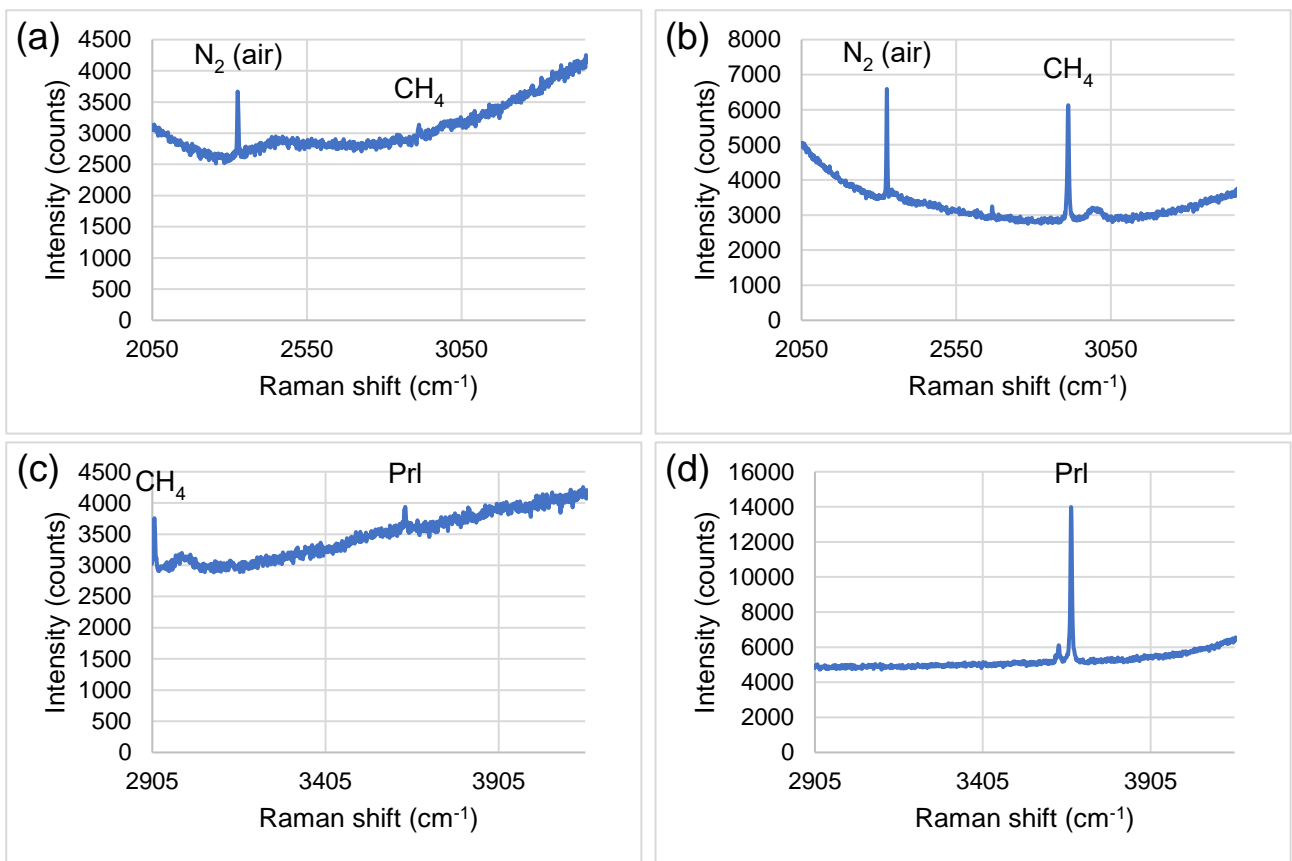


図 101 負結晶の二次 CO₂ 包有物の気相+固相のラマンスペクトル (a は図 100a,b と同じ包有物、b は図 100c,d と同じ包有物、c,d は固相が 1 相の包有物)

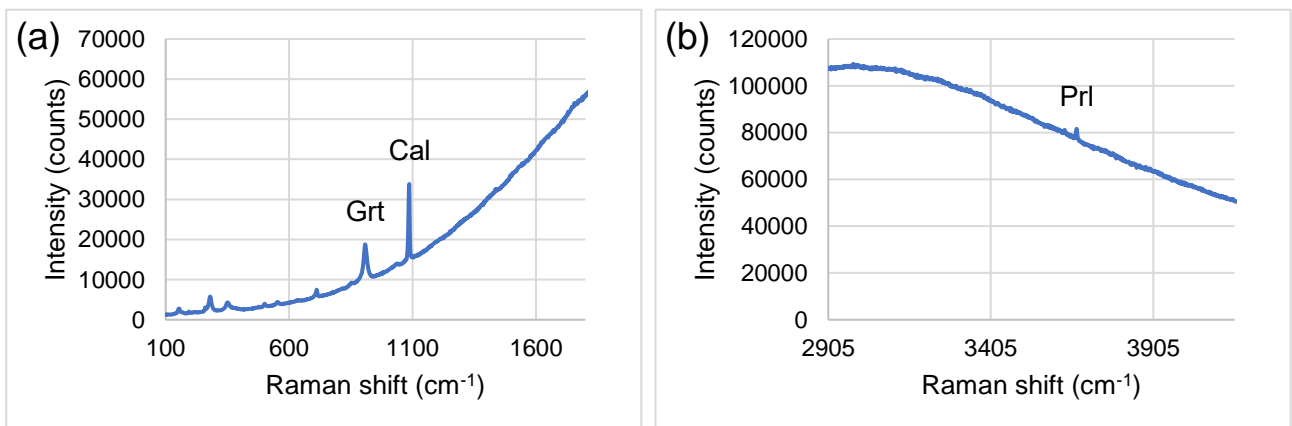


図 102 負結晶の炭酸塩包有物のラマンスペクトル

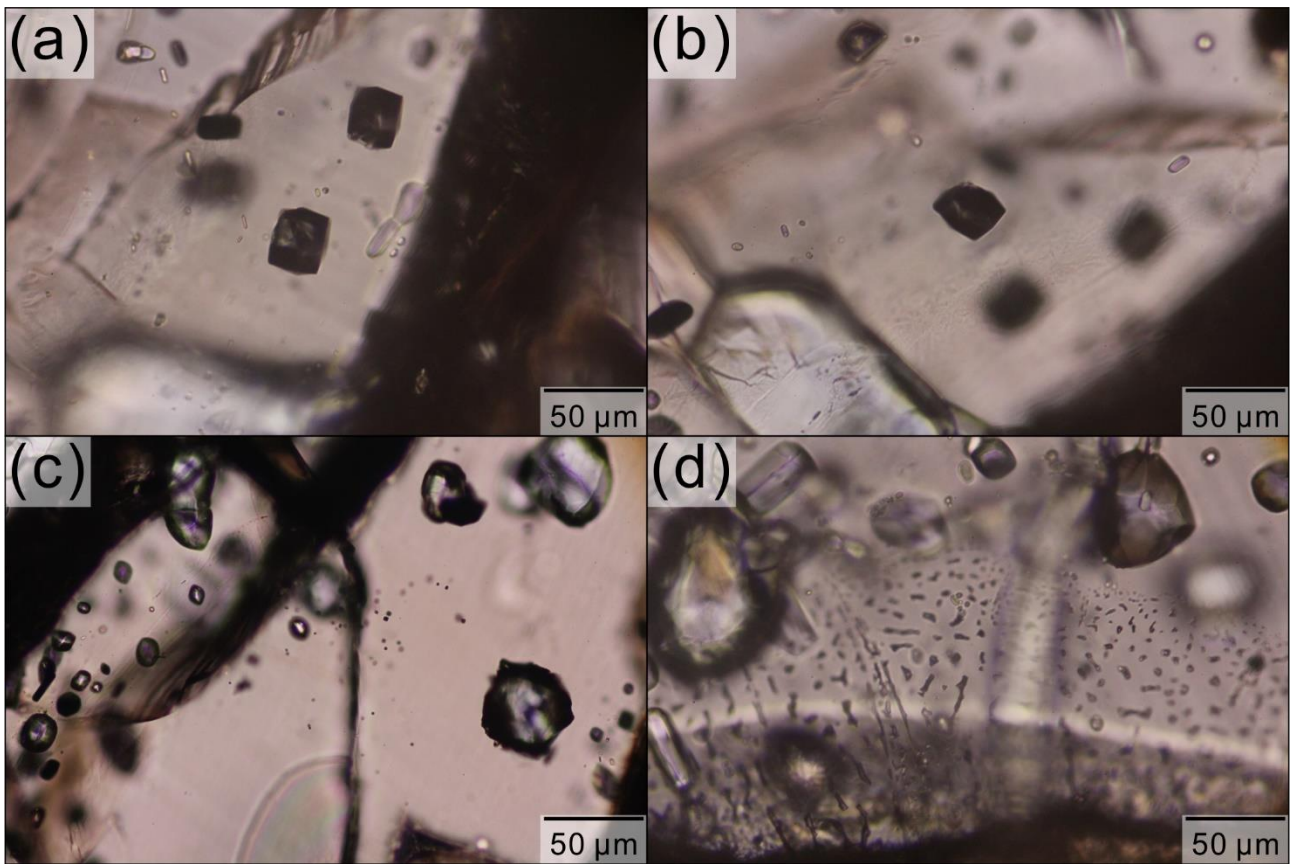


図 103 初生包有物 (a,b,c) および不規則な形状の二次包有物 (d) の薄片写真

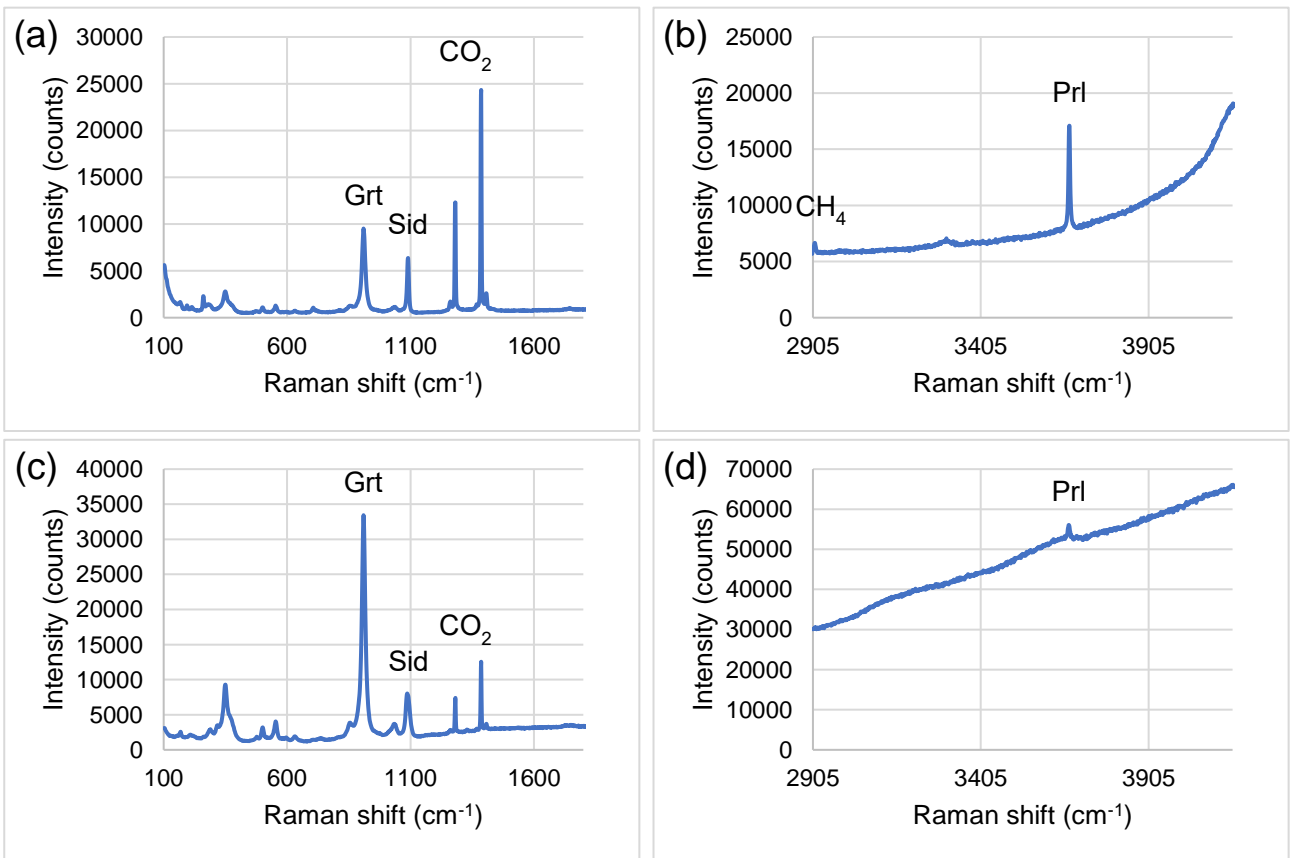


図 104 初生 CO₂ 包有物のラマンスペクトル (a と b、c と d は同じ包有物)

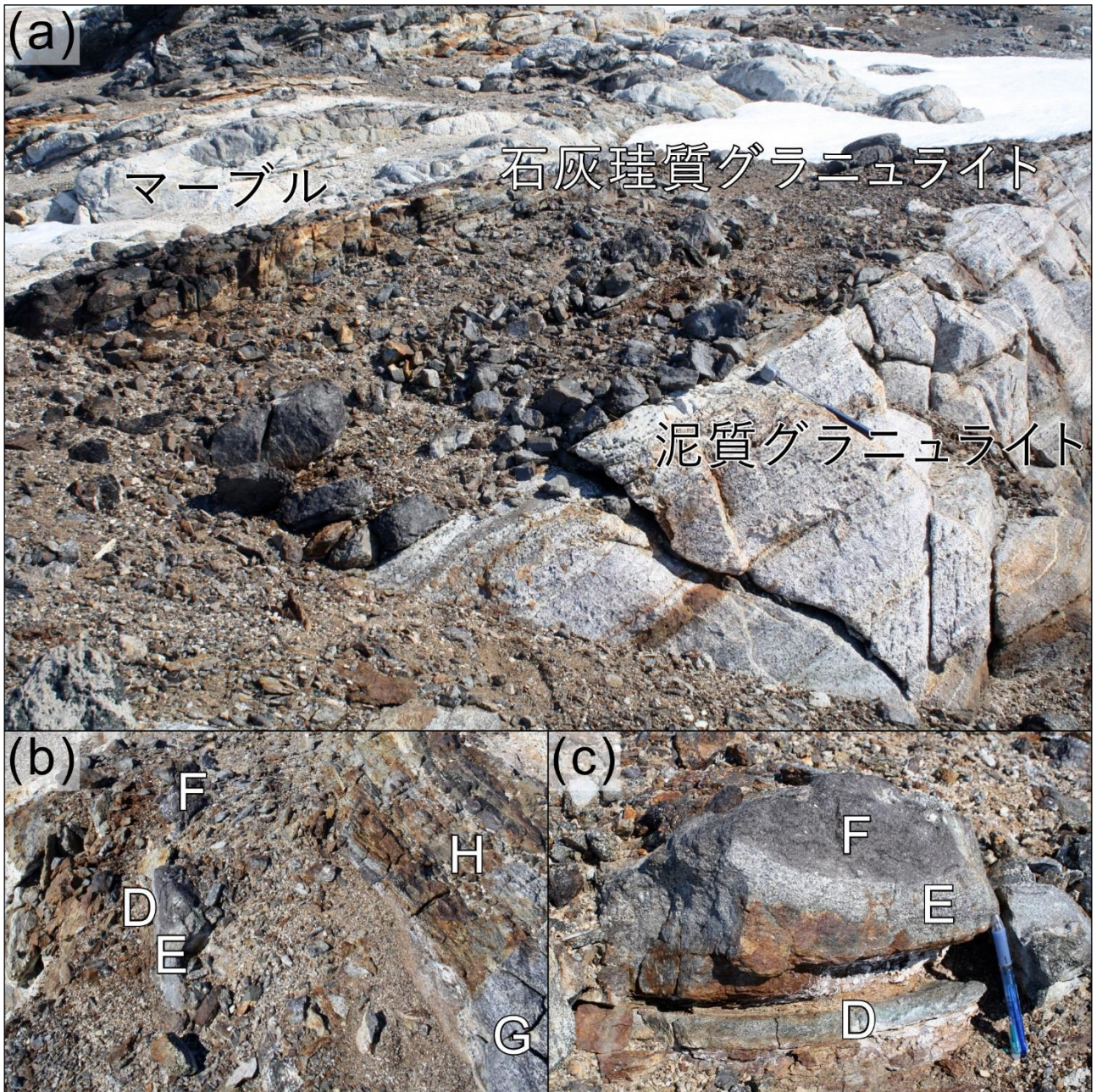


図 105 マーブルと泥質グラニュライトの間に見られる石灰珪質グラニュライト (Ts10122806) の露頭写真 (b,c は使用した石灰珪質グラニュライトの露頭写真)

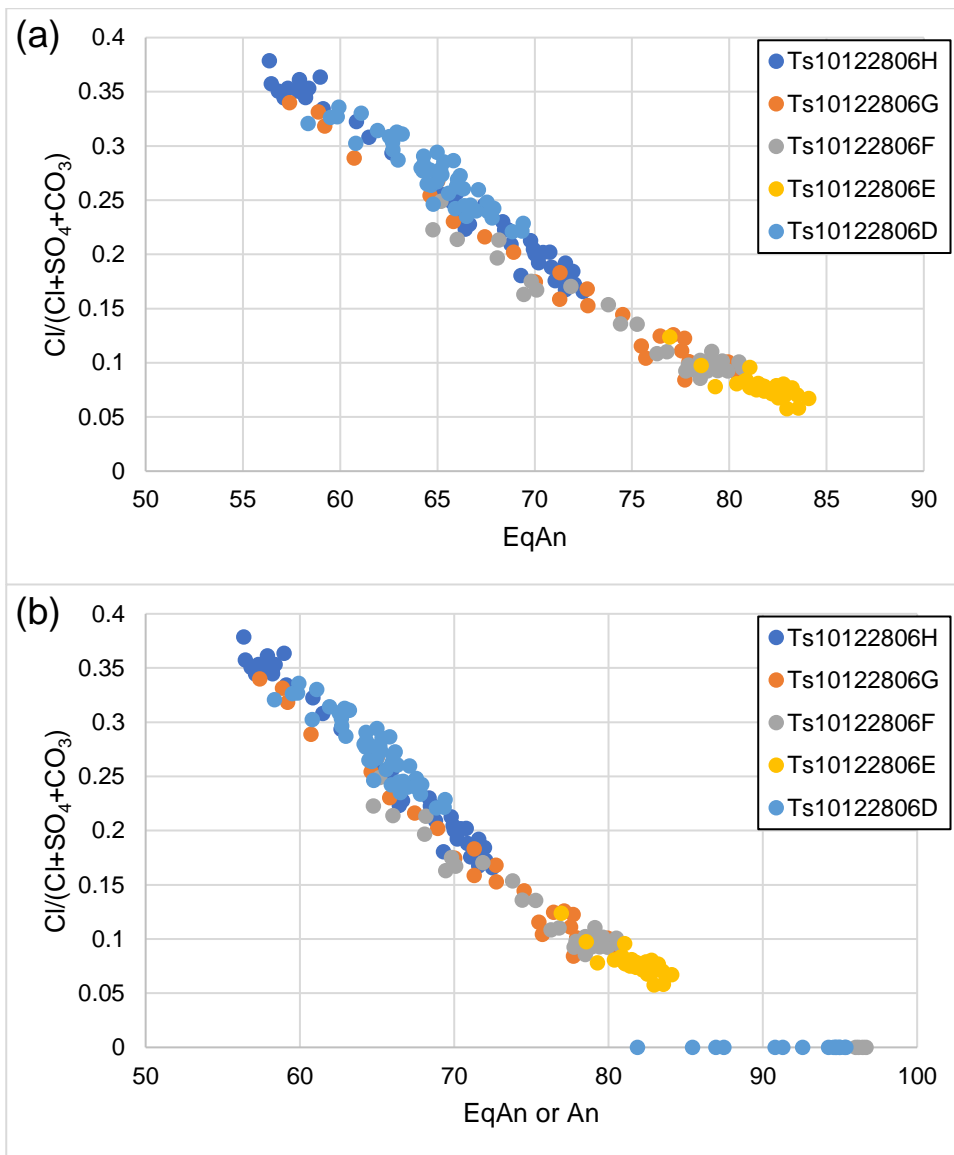


図 106 スカレビークスハルセンの石灰珪質グラニュライトの柱石の EqAn と $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{SO}_4+\text{CO}_3)$ の関係 (a)、および斜長石と柱石の組成 (b)

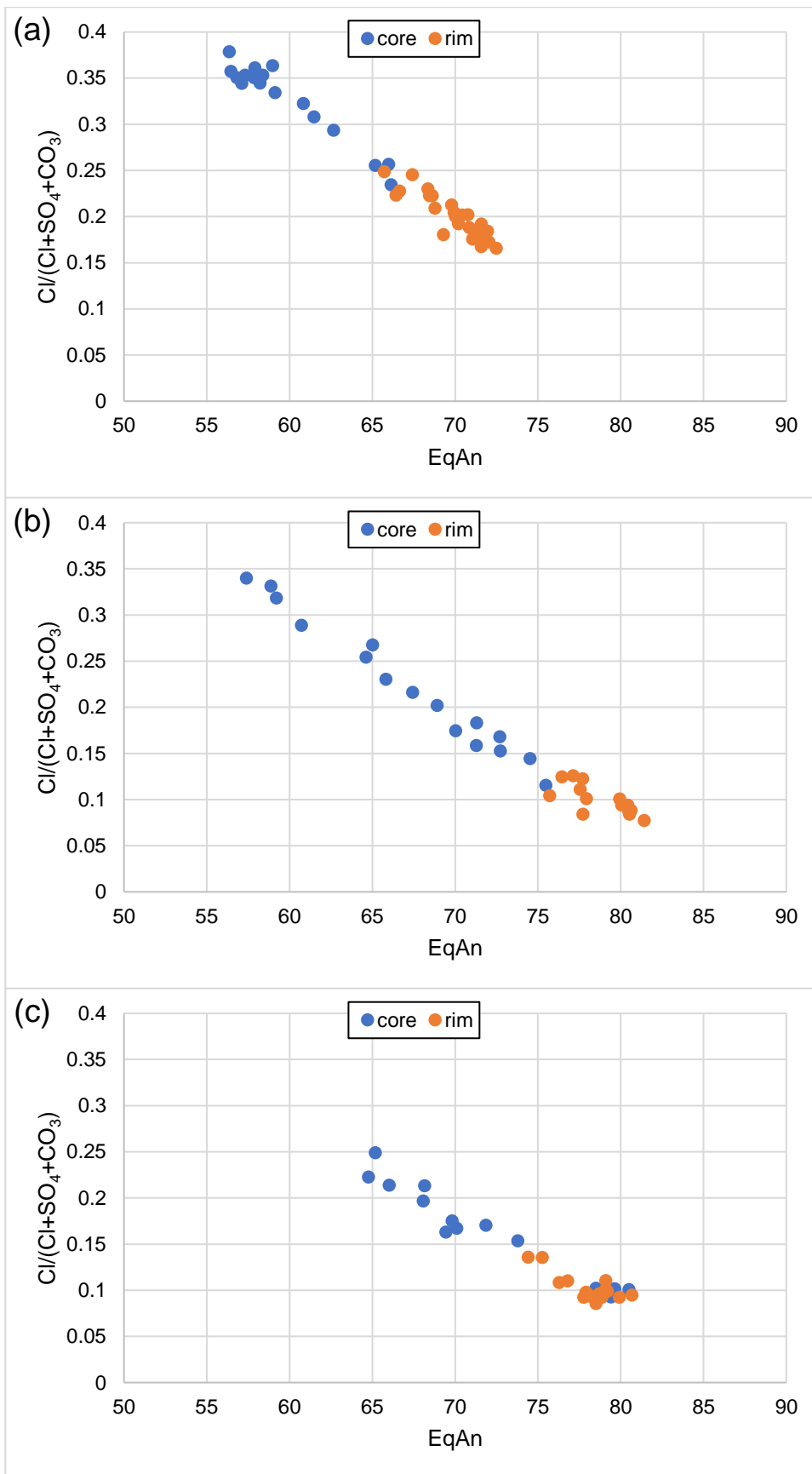


図 107 石灰珪質グラニュライトのコアとリムで異なる組成を示す柱石の EqAn と $Cl/(Cl+SO_4+CO_3)$ の関係 (サンプル Ts10122806H : a、Ts10122806G : b、Ts10122806F : c)

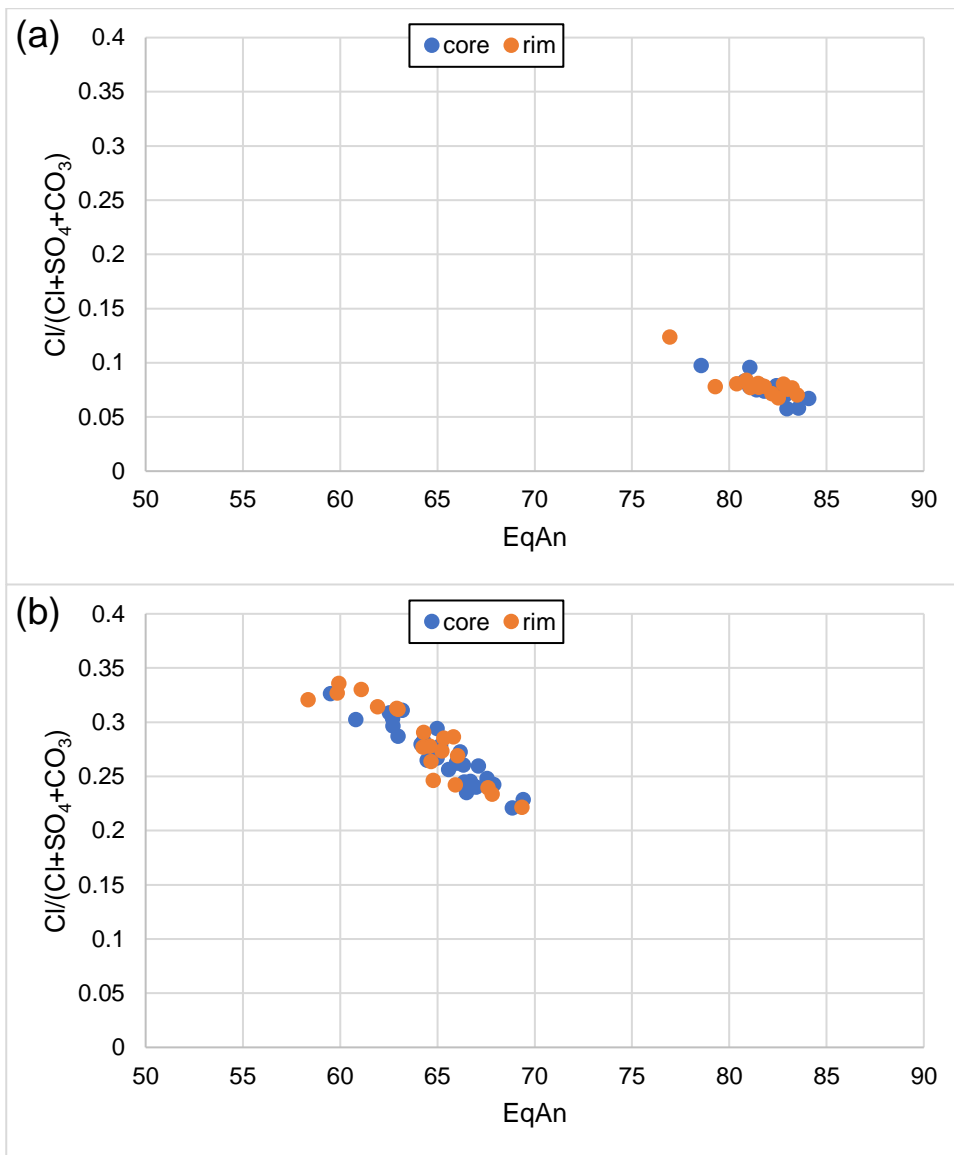


図 108 石灰珪質グラニュライトのコアとリムの組成の違いが明らかでない柱石の EqAn と $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{SO}_4+\text{CO}_3)$ の関係 (サンプル Ts10122806E : a、Ts10122806D : b)

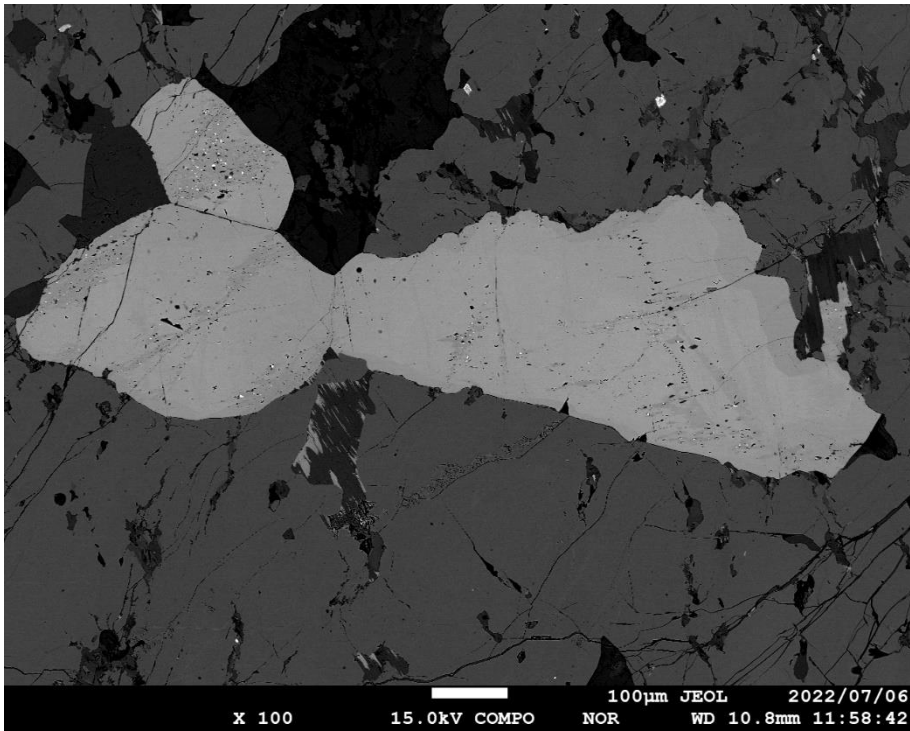


図 109 石灰珪質グラニュライト（サンプル Ts10122806H）の交代組織を示す燐灰石の反射電子像

表 1 三波川帯の石英エクロジヤイトにラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (Ashley et al., 2014 の式を使用)

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)	Wavenumber shifts (cm ⁻¹)	P _{inc} (GPa)	P _{trap} (kbar) (600 °C)
1	469.84	6.35	0.712	18.38
2	470.80	7.32	0.824	20.55
3	471.45	7.96	0.898	22.03
4	470.45	6.97	0.783	19.75

表 2 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)			Wavenumber shifts (cm ⁻¹)			$\epsilon_1 + \epsilon_2$	ϵ_3	ϵ_V	χ^2	P _{inc} (GPa)	P _{trap} (kbar) (600 °C)
	v ₄₆₄	v ₂₀₅	v ₁₂₇	Δv_{464}	Δv_{205}	Δv_{127}						
NDH1-3D												
1-1	463.25	208.43	126.21	1.15	4.49	0.71	-0.0099	0.0027	-0.0072	0.02	0.231	9.72
1-2	462.88	208.27	125.79	0.78	4.33	0.28	-0.0133	0.0053	-0.0081	0	0.237	9.82
2-1	462.63	206.86	125.37	0.53	2.91	-0.16	-0.0110	0.0047	-0.0060	0.06	0.182	9.03
2-2	462.57	206.77	125.33	0.47	2.82	-0.20	-0.0110	0.0049	-0.0059	0.06	0.173	8.91
3-1	462.39	205.43	124.98	0.59	1.74	-0.19	-0.0050	0.0020	-0.0033	0.15	0.089	7.63
3-2	462.22	205.13	124.78	0.42	1.44	-0.39	-0.0060	0.0030	-0.0032	0.21	0.080	8.10
4-1	462.74	207.29	125.55	0.82	3.55	0.22	-0.0100	0.0036	-0.0063	0.01	0.195	9.21
4-2	462.71	207.30	125.51	0.79	3.56	0.17	-0.0105	0.0040	-0.0065	0.01	0.195	9.21

表 2 続き

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)			Wavenumber shifts (cm ⁻¹)			$\epsilon_1 + \epsilon_2$	ϵ_3	ϵ_V	χ^2	P _{inc} (GPa)	P _{trap} (kbar) (600 °C)
	V ₄₆₄	V ₂₀₅	V ₁₂₇	ΔV_{464}	ΔV_{205}	ΔV_{127}						
NDH3-3A												
1-1	462.68	205.46	125.83	0.69	1.71	0.43	-0.0016	-0.0005	-0.0021	0	0.076	7.53
1-2	462.64	205.69	125.83	0.65	1.94	0.42	-0.0028	0.0002	-0.0026	0	0.090	7.74
2-1	461.97	205.73	125.11	0.02	1.93	-0.25	-0.0097	0.0049	-0.0047	0.01	0.128	8.23
2-2	462.07	206.67	125.01	0.11	2.86	-0.36	-0.0137	0.0069	-0.0069	0.02	0.181	9.03
3-1	463.61	208.41	126.10	1.66	4.61	0.76	-0.0073	0.0008	-0.0065	0.01	0.222	9.57
3-2	463.82	208.61	126.12	1.87	4.81	0.78	-0.0069	0.0003	-0.0066	0.05	0.230	9.64
4-1	462.36	204.45	125.61	0.39	0.66	0.29	0.0007	-0.0011	-0.0004	0	0.024	6.87
4-2	462.40	204.86	125.68	0.43	1.07	0.36	-0.0005	-0.0006	-0.0011	0.01	0.044	7.18
NDH3-5A												
1-1	462.08	204.14	125.34	-0.14	0.04	-0.22	-0.0020	0.0013	-0.0006	0.01	0.014	6.78
1-2	461.81	204.37	125.15	-0.40	0.26	-0.41	-0.0055	0.0035	-0.0019	0	0.041	7.12
2-1	461.36	201.57	124.79	-0.83	-2.54	-0.78	0.0030	0.0004	0.0031	0.07	-0.123	5.14
2-2	461.33	202.61	124.78	-0.86	-1.49	-0.79	-0.0021	0.0028	0.0007	0.03	-0.048	6.02
3-1	461.62	202.35	124.69	-0.56	-1.72	-0.95	0.0000	0.0020	0.0015	0.26	-0.087	5.54
3-2	461.73	202.46	124.76	-0.45	-1.62	-0.89	0.0000	0.0010	0.0015	0.28	-0.044	6.08
4-1	461.62	203.24	124.89	-0.56	-0.81	-0.80	-0.0030	0.0031	-0.0003	0.11	-0.030	6.23
4-2	461.28	202.65	124.77	-0.89	-1.41	-0.92	-0.0030	0.0036	0.0003	0.07	-0.052	5.97

表3 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後のラマンデータ

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)												Wavenumber shifts (cm ⁻¹)					
	Sample (n=5)						Standard (n=4)											
	V ₄₆₄	σV ₄₆₄	V ₂₀₅	σV ₂₀₅	V ₁₂₇	σV ₁₂₇	V ₄₆₄	σV ₄₆₄	V ₂₀₅	σV ₂₀₅	V ₁₂₇	σV ₁₂₇	Δv ₄₆₄	σΔv ₄₆₄	Δv ₂₀₅	σΔv ₂₀₅	Δv ₁₂₇	σΔv ₁₂₇
NDH1-3D																		
1	462.50	0.01	203.33	0.04	125.66	0.03	463.34	0.05	205.14	0.06	126.84	0.06	-0.84	0.05	-1.82	0.07	-1.18	0.07
2	462.63	0.04	203.51	0.12	125.79	0.03	463.36	0.03	205.18	0.03	126.87	0.02	-0.73	0.05	-1.67	0.12	-1.08	0.04
3	464.16	0.06	207.72	0.10	126.88	0.09	463.46	0.03	205.22	0.05	126.92	0.04	0.70	0.07	2.50	0.11	-0.04	0.10
4	463.63	0.10	207.65	0.09	126.34	0.09	463.28	0.01	205.01	0.09	126.70	0.01	0.35	0.10	2.64	0.13	-0.36	0.09
5	464.79	0.04	209.11	0.30	127.46	0.10	463.40	0.09	205.15	0.07	126.85	0.06	1.39	0.10	3.96	0.31	0.61	0.11
6	464.31	0.03	209.17	0.05	127.13	0.01	463.43	0.01	205.21	0.02	126.86	0.04	0.88	0.03	3.96	0.06	0.26	0.04
NDH3-3A																		
1	462.67	0.02	203.80	0.09	126.06	0.02	463.37	0.03	205.13	0.08	126.77	0.01	-0.70	0.04	-1.34	0.12	-0.71	0.03
2	462.81	0.07	204.22	0.15	125.95	0.08	463.26	0.01	204.96	0.04	126.65	0.02	-0.45	0.08	-0.74	0.15	-0.70	0.09
3	463.38	0.04	205.52	0.09	126.46	0.05	463.43	0.05	205.19	0.07	126.83	0.07	-0.06	0.06	0.34	0.11	-0.36	0.08
4	463.19	0.02	206.45	0.22	126.16	0.03	463.32	0.04	205.08	0.02	126.74	0.04	-0.14	0.04	1.38	0.22	-0.58	0.05
5	462.37	0.06	206.80	0.15	125.40	0.08	463.28	0.02	205.07	0.04	126.70	0.03	-0.91	0.06	1.73	0.15	-1.30	0.08
NDH3-5A																		
1	462.39	0.04	202.07	0.10	125.64	0.02	463.26	0.02	205.02	0.09	126.65	0.02	-0.87	0.04	-2.95	0.13	-1.01	0.03
2	462.66	0.05	202.93	0.09	125.51	0.02	463.28	0.05	205.01	0.09	126.67	0.04	-0.63	0.07	-2.08	0.13	-1.17	0.05
3	462.81	0.05	203.74	0.13	126.07	0.05	463.31	0.02	205.08	0.07	126.74	0.05	-0.50	0.06	-1.34	0.14	-0.67	0.07
4	463.19	0.10	204.82	0.21	126.33	0.06	463.28	0.01	205.02	0.10	126.68	0.03	-0.09	0.10	-0.20	0.24	-0.35	0.07
5	462.92	0.06	204.97	0.33	126.08	0.06	463.28	0.03	205.04	0.07	126.76	0.03	-0.36	0.07	-0.07	0.33	-0.68	0.07

表 4 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後に計算された歪み

Spot No.	$\varepsilon_1 + \varepsilon_2$	e.s.d.	ε_3	e.s.d.	ε_v	e.s.d.	Covariance ($\times 10^6$)	Correlation (%)	χ^2
NDH1-3D									
1	-0.0014	0.0045	0.0026	0.0028	0.0012	0.0018	-12.26	-98.7	74.5
2	-0.0037	0.0068	0.0039	0.0038	0.0002	0.0032	-25.40	-98.4	123
3	-0.0066	0.0026	0.0023	0.0016	-0.0044	0.0010	-3.94	-98.7	11.4
4	-0.0117	0.0030	0.0056	0.0019	-0.0060	0.0012	-5.56	-98.6	11.2
5	-0.0068	0.0016	0.0010	0.0009	-0.0058	0.0007	-1.35	-98.7	0.96
6	-0.0112	0.0007	0.0041	0.0004	-0.0071	0.0003	-0.25	-98.5	3.18
NDH3-3A									
1	-0.0029	0.0036	0.0031	0.0019	0.0001	0.0018	-6.72	-98.7	45.5
2	-0.0027	0.0035	0.0025	0.0020	-0.0002	0.0015	-7.00	-98.5	14.8
3	-0.0033	0.0022	0.0019	0.0013	-0.0014	0.0009	-2.82	-98.6	9.13
4	-0.0110	0.0054	0.0060	0.0028	-0.0050	0.0027	-15.17	-99.2	30.5
5	-0.0187	0.0036	0.0113	0.0021	-0.0074	0.0016	-7.23	-98.6	17.6
NDH3-5A									
1	0.0006	0.0077	0.0019	0.0041	0.0025	0.0038	-31.04	-98.7	160
2	-0.0027	0.0082	0.0036	0.0046	0.0008	0.0037	-37.08	-98.3	139
3	0.0000	0.0035	0.0011	0.0020	0.0012	0.0016	-6.91	-98.6	19.3
4	-0.0025	0.0031	0.0018	0.0017	-0.0007	0.0015	-5.27	-98.3	7.3
5	-0.0073	0.0065	0.0046	0.0033	-0.0026	0.0032	-21.58	-99.1	19.3

表 5 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後に計算された包有物の圧力

Spot No.	Inclusion pressures (GPa)													
	Strain		Hydrostatic calibration											
	P _{inc}	σP _{inc}	1				2				3			
			v ₄₆₄	σP _{inc}	v ₂₀₆	σP _{inc}	v ₁₂₈	σP _{inc}	v ₄₆₄	σP _{inc} *	v ₂₀₆	σP _{inc} *	v ₁₂₈	σP _{inc}
NDH1-3D														
1	-0.064	0.142	-0.098	0.006	-0.111	0.009	-0.139	0.011	-0.092	0.005	-0.056	0.002	-0.148	0.006
2	-0.039	0.210	-0.086	0.006	-0.102	0.010	-0.129	0.009	-0.081	0.006	-0.052	0.004	-0.137	0.007
3	0.134	0.080	0.083	0.008	0.146	0.012	-0.005	0.012	0.078	0.007	0.082	0.004	-0.006	0.009
4	0.165	0.096	0.041	0.011	0.154	0.013	-0.045	0.011	0.039	0.011	0.087	0.004	-0.047	0.013
5	0.195	0.049	0.164	0.012	0.229	0.024	0.079	0.016	0.154	0.011	0.133	0.011	0.082	0.015
6	0.215	0.022	0.104	0.004	0.229	0.016	0.033	0.005	0.098	0.004	0.133	0.002	0.035	0.005
NDH3-3A														
1	-0.030	0.110	-0.083	0.004	-0.081	0.009	-0.085	0.006	-0.078	0.004	-0.041	0.004	-0.091	0.005
2	-0.014	0.109	-0.053	0.009	-0.045	0.010	-0.085	0.011	-0.050	0.008	-0.023	0.005	-0.090	0.010
3	0.031	0.069	-0.007	0.007	0.020	0.007	-0.045	0.010	-0.006	0.007	0.011	0.004	-0.047	0.008
4	0.125	0.166	-0.016	0.005	0.081	0.014	-0.071	0.007	-0.015	0.005	0.044	0.007	-0.075	0.006
5	0.166	0.113	-0.107	0.007	0.102	0.011	-0.152	0.013	-0.100	0.007	0.056	0.005	-0.162	0.008
NDH3-5A														
1	-0.104	0.236	-0.103	0.005	-0.183	0.015	-0.120	0.008	-0.097	0.004	-0.090	0.004	-0.128	0.006
2	-0.060	0.253	-0.074	0.008	-0.128	0.012	-0.138	0.010	-0.069	0.007	-0.064	0.004	-0.147	0.009
3	-0.050	0.109	-0.059	0.007	-0.082	0.010	-0.081	0.010	-0.056	0.006	-0.042	0.004	-0.086	0.007
4	0.009	0.096	-0.010	0.012	-0.012	0.014	-0.043	0.009	-0.010	0.011	-0.006	0.007	-0.045	0.013
5	0.053	0.198	-0.042	0.008	-0.004	0.020	-0.083	0.009	-0.040	0.008	-0.002	0.011	-0.088	0.009

1 : Morana et al. (2020)、 2 : Schmidt and Ziemann (2000)、 3 : Thomas and Spear (2018)

表5 続き

Spot No.	Inclusion pressures (GPa)											
	Hydrostatic calibration											
	4		5				6					
	v_{464}	σP_{inc}	$\Delta\omega_1$	σP_{inc}^*	$\Delta\omega_2$	σP_{inc}^*	v_{464}	σP_{inc}	v_{206}	σP_{inc}	$\Delta\omega_{464-206}$	σP_{inc}
NDH1-3D												
1	-0.091	0.005	-0.057	0.007	-0.032	0.007	-0.093	0.005	-0.068	0.003	-0.050	0.005
2	-0.080	0.006	-0.055	0.008	-0.030	0.007	-0.082	0.006	-0.062	0.005	-0.048	0.007
3	0.077	0.007	0.100	0.008	0.126	0.008	0.079	0.008	0.093	0.004	0.092	0.007
4	0.038	0.010	0.128	0.011	0.150	0.009	0.039	0.011	0.099	0.005	0.118	0.009
5	0.152	0.011	0.145	0.020	0.167	0.018	0.155	0.011	0.148	0.012	0.132	0.017
6	0.096	0.004	0.174	0.004	0.186	0.004	0.098	0.004	0.148	0.002	0.159	0.004
NDH3-3A												
1	-0.077	0.004	-0.037	0.009	-0.032	0.007	-0.078	0.004	-0.050	0.004	-0.032	0.006
2	-0.049	0.008	-0.017	0.010	-0.002	0.009	-0.050	0.008	-0.028	0.006	-0.015	0.009
3	-0.006	0.007	0.022	0.009	0.034	0.008	-0.006	0.007	0.013	0.004	0.020	0.007
4	-0.015	0.005	0.084	0.013	0.097	0.011	-0.015	0.005	0.051	0.008	0.077	0.011
5	-0.099	0.007	0.148	0.010	0.151	0.009	-0.101	0.007	0.065	0.006	0.136	0.009
NDH3-5A												
1	-0.095	0.004	-0.122	0.010	-0.098	0.008	-0.098	0.004	-0.110	0.005	-0.107	0.007
2	-0.068	0.007	-0.085	0.010	-0.046	0.009	-0.070	0.008	-0.078	0.005	-0.074	0.008
3	-0.055	0.006	-0.049	0.010	-0.034	0.009	-0.056	0.006	-0.050	0.005	-0.043	0.008
4	-0.010	0.011	-0.006	0.016	0.007	0.013	-0.010	0.012	-0.007	0.009	-0.006	0.013
5	-0.039	0.008	0.016	0.019	0.030	0.017	-0.040	0.008	-0.002	0.012	0.015	0.017

4 : Ashley et al. (2017)、5 : Kouketsu et al. (2014)、6 : Kohn (2014)、* : パラメータの誤差が報告されていないもの

表 6 西堂平変成岩の泥質片岩にラマン分光計を用いた圧力計を再適用した後に計算された 600 °C における捕獲時の圧力

Spot No.	Entrapment pressures (kbar) at 600 °C							
	EosFitPinc		5	6				
	Sample	Almandine	Almandine	Grt	Almandine	Pyrope	Grossular	Spessartine
NDH1-3D								
1	5.670	5.820	5.897	6.395	6.606	5.675	6.089	6.199
2	5.980	6.140	6.308	6.750	6.960	6.030	6.444	6.560
3	8.190	8.360	9.164	9.203	9.404	8.489	8.893	9.052
4	8.620	8.780	9.687	9.650	9.849	8.937	9.339	9.507
5	9.050	9.210	10.200	10.087	10.285	9.376	9.776	9.951
6	9.330	9.490	10.532	10.370	10.567	9.660	10.059	10.239
NDH3-3A								
1	6.070	6.230	6.447	6.870	7.079	6.150	6.563	6.681
2	6.270	6.440	6.717	7.103	7.311	6.383	6.795	6.918
3	6.840	7.010	7.454	7.737	7.944	7.019	7.429	7.563
4	8.060	8.230	9.002	9.065	9.267	8.350	8.755	8.912
5	8.620	8.790	9.693	9.655	9.854	8.942	9.344	9.512
NDH3-5A								
1	5.220	5.350	5.262	5.846	6.058	5.125	5.541	5.641
2	5.720	5.870	5.961	6.450	6.661	5.730	6.144	6.255
3	5.850	6.000	6.120	6.588	6.798	5.867	6.281	6.394
4	6.570	6.720	7.092	7.426	7.633	6.707	7.118	7.246
5	7.120	7.280	7.810	8.043	8.248	7.325	7.734	7.873

5 : Kouketsu et al. (2014)、6 : Kohn (2014)、Grt : Mg_{0.15}Fe_{0.7}Mn_{0.05}Ca_{0.1}

表 7 Altyn Tagh 造山帯の岩石にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)			Wavenumber shifts (cm ⁻¹)			$\epsilon_1 + \epsilon_2$	ϵ_3	ϵ_V	χ^2	P _{inc} (GPa)	P _{trap} (kbar)	
	ν_{464}	ν_{205}	ν_{127}	$\Delta\nu_{464}$	$\Delta\nu_{205}$	$\Delta\nu_{127}$						(525 °C)	(550 °C)
19LQ03-10													
1-1	470.21	223.72	131.50	7.04	18.70	4.83	-0.0190	-0.0040	-0.0230	0.48	0.845	1.889	1.915
1-2	470.23	223.75	131.54	7.06	18.73	4.86	-0.0190	-0.0040	-0.0230	0.49	0.845	1.889	1.915
2-1	469.27	222.27	131.06	6.13	17.26	4.43	-0.0200	-0.0020	-0.0220	0.72	0.792	1.793	1.819
2-2	469.22	222.15	131.03	6.08	17.15	4.40	-0.0200	-0.0020	-0.0220	0.71	0.792	1.793	1.819
19LQ03-4													
1-1	468.67	220.19	130.27	5.54	15.19	3.68	-0.0180	-0.0020	-0.0194	0.23	0.722	1.664	1.691
1-2	468.70	219.96	130.26	5.57	14.95	3.67	-0.0170	-0.0020	-0.0188	0.19	0.687	1.600	1.628
2-1	468.60	220.00	130.08	5.49	15.05	3.51	-0.0180	-0.0010	-0.0194	0.14	0.678	1.586	1.613
2-2	468.60	220.05	130.11	5.49	15.10	3.53	-0.0180	-0.0010	-0.0195	0.15	0.678	1.586	1.613
3-1	468.57	219.92	130.13	5.48	14.96	3.57	-0.0180	-0.0010	-0.0191	0.17	0.678	1.586	1.613
3-2	468.61	219.89	130.20	5.52	14.93	3.64	-0.0170	-0.0020	-0.0189	0.2	0.687	1.600	1.628
4-1	468.63	220.27	129.89	5.55	15.29	3.36	-0.0200	-0.0003	-0.0201	0.05	0.718	1.657	1.684
4-2	468.56	220.17	129.78	5.48	15.19	3.25	-0.0203	0.0001	-0.0202	0.03	0.711	1.644	1.672
5-1	468.82	220.47	130.41	5.74	15.53	3.91	-0.0170	-0.0020	-0.0195	0.31	0.687	1.600	1.628
5-2	468.95	220.69	130.47	5.87	15.74	3.96	-0.0170	-0.0030	-0.0196	0.29	0.730	1.680	1.708
6-1	467.50	217.48	129.37	4.41	12.58	2.85	-0.0170	0.0000	-0.0167	0.12	0.599	1.447	1.475
6-2	467.49	217.43	129.33	4.40	12.53	2.80	-0.0170	0.0001	-0.0166	0.1	0.595	1.439	1.468

表 7 続き

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)			Wavenumber shifts (cm ⁻¹)			$\epsilon_1 + \epsilon_2$	ϵ_3	ϵ_V	χ^2	P _{inc} (GPa)	P _{trap} (kbar)	P _{trap} (kbar)
	V ₄₆₄	V ₂₀₅	V ₁₂₇	ΔV_{464}	ΔV_{205}	ΔV_{127}						(525 °C)	(550 °C)
19LQ03-4													
7-1	467.79	218.48	129.96	4.69	13.57	3.42	-0.0170	-0.0010	-0.0180	0.48	0.643	1.521	1.550
7-2	467.73	218.45	129.94	4.63	13.54	3.40	-0.0170	-0.0010	-0.0180	0.51	0.643	1.521	1.550
8-2	467.47	217.20	129.31	4.39	12.30	2.81	-0.0160	-0.0003	-0.0161	0.1	0.577	1.407	1.436
8-2	467.38	216.96	129.24	4.29	12.06	2.73	-0.0160	-0.0002	-0.0159	0.09	0.573	1.399	1.428
9-1	469.10	221.10	130.14	6.02	16.21	3.64	-0.0198	-0.0012	-0.0210	0.05	0.750	1.716	1.743
9-2	469.14	220.99	130.08	6.06	16.10	3.58	-0.0194	-0.0013	-0.0207	0.02	0.741	1.699	1.726
10-1	468.72	220.13	129.68	5.61	15.19	3.14	-0.0200	-0.0001	-0.0201	0	0.709	1.639	1.667
10-2	468.78	220.20	129.74	5.67	15.25	3.20	-0.0197	-0.0004	-0.0201	0	0.710	1.642	1.669
11-1	467.65	218.05	129.83	4.54	13.11	3.31	-0.0160	-0.0010	-0.0170	0.45	0.608	1.461	1.490
11-2	467.77	218.39	130.00	4.66	13.45	3.47	-0.0160	-0.0010	-0.0170	0.55	0.608	1.461	1.490
12-1	469.10	221.10	129.85	6.00	16.16	3.32	-0.0212	-0.0001	-0.0214	0	0.754	1.722	1.749
12-2	469.07	221.12	129.89	5.97	16.18	3.36	-0.0213	-0.0001	-0.0214	0	0.755	1.724	1.750
13-1	468.25	219.03	130.18	5.13	14.06	3.65	-0.0150	-0.0020	-0.0180	0.41	0.616	1.475	1.504
13-2	468.27	219.01	130.13	5.15	14.04	3.61	-0.0150	-0.0020	-0.0175	0.35	0.616	1.475	1.504
14-1	468.59	219.56	130.33	5.44	14.56	3.84	-0.0150	-0.0030	-0.0180	0.39	0.660	1.554	1.582
14-2	468.57	219.51	130.31	5.42	14.51	3.82	-0.0150	-0.0030	-0.0178	0.38	0.660	1.554	1.582
15-1	469.08	220.68	130.70	5.96	15.67	4.21	-0.0150	-0.0040	-0.0190	0.44	0.704	1.630	1.658
15-2	469.03	220.64	130.54	5.90	15.63	4.05	-0.0160	-0.0030	-0.0192	0.33	0.695	1.615	1.643

表 7 続き

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)			Wavenumber shifts (cm ⁻¹)			$\epsilon_1 + \epsilon_2$	ϵ_3	ϵ_V	χ^2	P _{inc} (GPa)	P _{trap} (kbar) (525 °C)	P _{trap} (kbar) (550 °C)
	v ₄₆₄	v ₂₀₅	v ₁₂₇	Δv_{464}	Δv_{205}	Δv_{127}							
19LQ03-4													
16-1	467.79	218.99	130.17	4.67	13.99	3.65	-0.0180	-0.0010	-0.0180	0.84	0.678	1.586	1.613
16-2	467.97	219.19	130.14	4.85	14.18	3.62	-0.0180	-0.0010	-0.0180	0.63	0.678	1.586	1.613
17-1	467.92	218.11	129.84	4.76	13.11	3.29	-0.0150	-0.0020	-0.0166	0.26	0.616	1.475	1.504
17-2	467.84	217.86	129.62	4.68	12.86	3.07	-0.0150	-0.0010	-0.0165	0.14	0.572	1.399	1.428
18-1	469.27	221.92	130.60	6.11	16.90	4.04	-0.0200	-0.0010	-0.0218	0.28	0.749	1.713	1.74
18-2	469.25	221.78	130.55	6.08	16.75	3.99	-0.0200	-0.0010	-0.0215	0.24	0.749	1.713	1.74
19-1	467.85	218.63	129.52	4.71	13.59	3.00	-0.0190	0.0006	-0.0182	0.13	0.643	1.522	1.55
19-2	467.84	218.74	129.49	4.69	13.70	2.97	-0.0190	0.0009	-0.0185	0.12	0.630	1.5	1.528
20-1	469.40	222.13	130.77	6.25	17.08	4.26	-0.0190	-0.0020	-0.0220	0.39	0.757	1.728	1.755
20-2	469.50	222.22	130.82	6.35	17.17	4.31	-0.0190	-0.0030	-0.0215	0.36	0.801	1.81	1.837
21-1	469.34	222.57	131.20	6.17	17.49	4.67	-0.0200	-0.0020	-0.0220	1.05	0.792	1.793	1.819
21-2	469.44	222.62	131.31	6.27	17.53	4.78	-0.0190	-0.0030	-0.0220	1.1	0.801	1.81	1.837
22-1	469.49	222.39	131.14	6.31	17.30	4.60	-0.0180	-0.0030	-0.0210	0.75	0.766	1.743	1.77
22-2	469.41	222.32	131.04	6.23	17.24	4.51	-0.0190	-0.0030	-0.0220	0.71	0.801	1.81	1.837
23-1	469.50	222.59	131.33	6.31	17.56	4.79	-0.0180	-0.0030	-0.0220	1.06	0.766	1.743	1.77
23-2	469.50	222.71	131.38	6.32	17.68	4.85	-0.0190	-0.0030	-0.0220	1.16	0.801	1.81	1.837

表8 リュツォ・ホルム岩体の岩石にラマン分光計を用いた圧力計を適用した結果 (Ashley et al., 2014 の式を使用)

Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)	Wavenumber shifts (cm ⁻¹)	P _{inc} (GPa)	Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)	Wavenumber shifts (cm ⁻¹)	P _{inc} (GPa)	Spot No.	Wavenumbers (cm ⁻¹)	Wavenumber shifts (cm ⁻¹)	P _{inc} (GPa)
Ts10122506				Ts11011802A2				Ts11020701D			
1	458.97	-4.36	-0.469	1	459.06	-4.07	-0.438	5	461.63	-1.74	-0.189
2	459.18	-4.16	-0.448	2	458.98	-4.15	-0.447	6	461.62	-1.75	-0.190
3	459.09	-4.24	-0.457	3	459.09	-4.04	-0.435	7	461.61	-1.76	-0.191
4	459.48	-3.85	-0.415	4	458.94	-4.19	-0.451	8	461.39	-1.98	-0.215
Ts11011802A1				Ts11011802B							
1	459.04	-4.09	-0.441	1	459.04	-4.09	-0.440	9	461.57	-1.80	-0.196
2	459.22	-3.92	-0.422	2	458.94	-4.19	-0.451	10	461.15	-2.07	-0.224
3	459.20	-3.93	-0.423	3	458.75	-4.38	-0.471	11	461.34	-1.88	-0.204
4	459.26	-3.87	-0.417	4	458.99	-4.14	-0.446	12	460.88	-2.33	-0.253
5	459.07	-4.07	-0.438	5	459.04	-4.09	-0.441	13	461.53	-1.69	-0.184
6	459.22	-3.91	-0.422	6	459.03	-4.10	-0.442	14	461.45	-1.77	-0.192
7	459.09	-4.04	-0.436	Ts11011802E				15	461.07	-2.14	-0.233
8	459.07	-4.06	-0.437	1	458.66	-4.47	-0.481	16	461.16	-2.06	-0.224
9	459.02	-4.11	-0.442	2	459.05	-4.08	-0.439	17	460.97	-2.25	-0.244
10	458.83	-4.30	-0.463	Ts11020701D				18	461.16	-2.06	-0.224
11	459.03	-4.10	-0.442	1	461.30	-2.02	-0.219	19	461.43	-1.79	-0.194
				2	461.41	-1.91	-0.208	20	461.28	-1.85	-0.201
				3	461.58	-1.79	-0.194	21	461.30	-1.83	-0.199
				4	461.46	-1.90	-0.207	22	461.40	-1.73	-0.188
								23	460.94	-2.19	-0.238

表9 ルンドボークスヘッタのざくろ石に富む層（サンプル Ts11011802A1）のモナズ石の組成（O=8）および年代

Sample No.	Ts11011802A1									
Grain No.	2					3				
Remarks	matrix					in Grt				
P ₂ O ₅	28.03	27.22	27.02	27.97	27.64	28.52	28.59	28.43	28.22	
La ₂ O ₃	13.43	14.56	14.09	14.51	14.50	15.57	15.53	14.82	16.40	
Ce ₂ O ₃	29.68	28.69	28.74	28.38	29.92	31.37	32.10	30.65	31.84	
Sm ₂ O ₃	1.57	1.32	1.24	1.81	1.47	1.58	1.65	1.50	1.59	
Nd ₂ O ₃	13.80	12.41	12.26	15.85	13.54	11.89	12.26	11.97	11.75	
Pr ₂ O ₃	4.13	3.91	4.03	4.13	3.98	4.07	4.05	4.10	4.23	
Y ₂ O ₃	0.03	0.03	0.04	0.03	0.07	0.05	0.03	0.06	0.01	
CaO	1.42	1.56	1.56	1.09	1.43	1.23	1.15	1.40	1.08	
SiO ₂	0.59	0.98	0.99	0.50	0.59	0.29	0.26	0.37	0.23	
ThO ₂	7.84	10.44	10.42	5.94	8.14	6.33	5.83	7.24	5.28	
UO ₂	0.46	0.57	0.59	0.61	0.52	0.10	0.08	0.09	0.08	
PbO	0.23	0.29	0.30	0.19	0.24	0.19	0.18	0.21	0.15	
Total	101.21	101.97	101.28	101.03	102.03	101.18	101.71	100.83	100.85	
P	1.897	1.851	1.850	1.900	1.874	1.921	1.920	1.920	1.915	
La	0.396	0.431	0.420	0.429	0.428	0.457	0.454	0.436	0.485	
Ce	0.869	0.844	0.851	0.833	0.877	0.914	0.932	0.895	0.934	
Sm	0.043	0.037	0.035	0.050	0.041	0.043	0.045	0.041	0.044	
Nd	0.394	0.356	0.354	0.454	0.387	0.338	0.347	0.341	0.336	
Pr	0.120	0.114	0.119	0.121	0.116	0.118	0.117	0.119	0.123	
Y	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0.002	0.001	0.003	0.001	
Ca	0.122	0.134	0.135	0.094	0.123	0.105	0.098	0.119	0.093	
Si	0.047	0.078	0.080	0.040	0.047	0.023	0.021	0.029	0.018	
Th	0.143	0.191	0.192	0.108	0.148	0.115	0.105	0.131	0.096	
U	0.008	0.010	0.011	0.011	0.009	0.002	0.001	0.002	0.001	
Pb	0.005	0.006	0.006	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	
Total	4.045	4.053	4.053	4.046	4.059	4.042	4.045	4.041	4.050	
Th/U	17.6	18.8	18.0	9.9	16.0	68.1	77.4	86.1	69.2	
Cheralite	11.6	12.6	12.7	8.9	11.5	10.0	9.3	11.4	8.7	
Monazite	87.3	84.6	84.4	90.1	87.3	89.7	90.5	88.2	91.3	
Huttonite	1.7	3.7	3.7	1.5	2.0	0.8	0.6	0.9	0.4	
Age (Ma)	586.6	560.7	563.1	571.0	580.4	673.2	681.3	644.9	652.0	
Error (Ma)	23.2	17.9	17.8	27.0	22.1	32.6	35.4	29.1	39.1	

表9 続き

Sample No.	Ts11011802A1									
Grain No.	4		8							
Remarks	in Grt		in Ilm							
P ₂ O ₅	27.77	27.39	28.79	27.57	28.16	28.31	26.98	27.83	27.75	28.20
La ₂ O ₃	15.01	14.35	15.23	13.46	14.50	15.64	14.06	16.38	16.37	14.43
Ce ₂ O ₃	30.25	29.33	31.66	28.34	29.75	31.10	28.99	31.08	31.15	29.47
Sm ₂ O ₃	1.51	1.49	1.35	1.56	2.25	1.30	1.41	1.19	1.16	2.00
Nd ₂ O ₃	13.36	12.68	12.28	12.31	14.60	12.35	12.45	12.38	12.43	15.45
Pr ₂ O ₃	3.93	3.93	4.18	3.81	3.83	4.14	3.80	4.08	4.12	4.21
Y ₂ O ₃	0.01	0.06	0.00	0.06	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.08
CaO	1.27	1.53	1.37	1.59	1.00	1.39	1.60	1.32	1.33	1.05
SiO ₂	0.49	0.70	0.25	0.91	0.44	0.29	0.92	0.44	0.41	0.44
ThO ₂	6.63	8.67	6.94	10.20	5.45	7.08	10.51	7.41	7.40	5.74
UO ₂	0.66	0.68	0.04	0.57	0.60	0.04	0.55	0.03	0.04	0.61
PbO	0.21	0.27	0.20	0.30	0.20	0.20	0.28	0.19	0.19	0.19
Total	101.11	101.09	102.29	100.66	100.80	101.83	101.57	102.37	102.36	101.87
P	1.890	1.871	1.921	1.879	1.911	1.907	1.847	1.880	1.878	1.901
La	0.445	0.427	0.443	0.399	0.429	0.459	0.419	0.482	0.483	0.424
Ce	0.890	0.867	0.913	0.835	0.873	0.906	0.858	0.908	0.912	0.859
Sm	0.042	0.042	0.037	0.043	0.062	0.036	0.039	0.033	0.032	0.055
Nd	0.384	0.366	0.346	0.354	0.418	0.351	0.359	0.353	0.355	0.439
Pr	0.115	0.115	0.120	0.112	0.112	0.120	0.112	0.119	0.120	0.122
Y	0.000	0.003	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003
Ca	0.110	0.132	0.115	0.137	0.086	0.118	0.139	0.113	0.114	0.089
Si	0.040	0.057	0.020	0.073	0.035	0.023	0.075	0.035	0.033	0.035
Th	0.121	0.159	0.125	0.187	0.099	0.128	0.193	0.135	0.135	0.104
U	0.012	0.012	0.001	0.010	0.011	0.001	0.010	0.001	0.001	0.011
Pb	0.005	0.006	0.004	0.006	0.004	0.004	0.006	0.004	0.004	0.004
Total	4.054	4.056	4.044	4.039	4.041	4.052	4.058	4.062	4.065	4.047
Th/U	10.2	13.1	165.1	18.5	9.2	181.1	19.4	222.9	189.2	9.6
Cheralite	10.3	12.4	11.0	13.2	8.2	11.1	13.0	10.5	10.5	8.5
Monazite	88.9	86.1	88.8	84.1	90.8	88.7	84.4	88.9	88.9	90.5
Huttonite	1.4	2.2	0.7	3.3	1.4	0.7	3.5	1.3	1.3	1.5
Age (Ma)	569.2	576.3	645.1	573.7	640.8	636.9	531.3	589.6	585.9	589.6
Error (Ma)	24.3	19.8	30.8	18.7	29.1	29.7	17.8	28.5	28.4	34.9

表9 続き

Sample No.	Ts11011802A1									
Grain No.	12									
Remarks	matrix									
P ₂ O ₅	22.68	27.81	28.20	26.07	23.43	26.66	28.19	27.90	25.53	
La ₂ O ₃	10.36	13.14	13.51	12.62	11.43	14.11	13.43	12.95	12.59	
Ce ₂ O ₃	22.67	26.87	27.06	26.58	24.14	28.58	26.77	26.81	25.91	
Sm ₂ O ₃	1.23	1.99	2.53	1.87	1.15	1.17	2.68	2.07	1.83	
Nd ₂ O ₃	9.72	10.65	11.44	12.14	9.78	10.76	11.48	10.78	12.22	
Pr ₂ O ₃	3.14	3.61	3.47	3.63	3.12	3.73	3.57	3.46	3.71	
Y ₂ O ₃	0.12	1.40	1.63	0.18	0.06	0.07	1.39	0.87	0.17	
CaO	1.77	2.01	1.77	1.63	1.72	1.63	1.78	2.11	1.72	
SiO ₂	3.68	0.47	0.35	1.49	3.26	1.46	0.35	0.49	1.78	
ThO ₂	22.68	8.93	7.32	12.21	20.21	12.37	7.27	9.70	14.44	
UO ₂	0.49	0.48	0.58	0.50	0.45	0.26	0.60	0.47	0.49	
PbO	0.58	0.28	0.24	0.33	0.50	0.30	0.24	0.28	0.36	
Total	99.10	97.64	98.10	99.24	99.25	101.09	97.74	97.89	100.74	
P	1.638	1.919	1.931	1.822	1.676	1.826	1.935	1.922	1.780	
La	0.326	0.395	0.403	0.384	0.356	0.421	0.402	0.389	0.382	
Ce	0.708	0.802	0.801	0.803	0.747	0.846	0.795	0.799	0.781	
Sm	0.036	0.056	0.070	0.053	0.033	0.033	0.075	0.058	0.052	
Nd	0.296	0.310	0.330	0.358	0.295	0.311	0.333	0.313	0.359	
Pr	0.098	0.107	0.102	0.109	0.096	0.110	0.105	0.102	0.111	
Y	0.005	0.061	0.070	0.008	0.003	0.003	0.060	0.038	0.007	
Ca	0.161	0.176	0.153	0.144	0.156	0.141	0.155	0.184	0.152	
Si	0.314	0.038	0.029	0.123	0.276	0.118	0.029	0.039	0.146	
Th	0.440	0.166	0.135	0.229	0.389	0.228	0.134	0.180	0.270	
U	0.009	0.009	0.010	0.009	0.009	0.005	0.011	0.009	0.009	
Pb	0.013	0.006	0.005	0.007	0.011	0.007	0.005	0.006	0.008	
Total	4.045	4.044	4.041	4.049	4.047	4.048	4.038	4.039	4.058	
Th/U	47.2	18.9	13.0	24.9	45.5	48.1	12.4	21.0	30.3	
Cheralite	15.4	16.8	14.7	13.7	14.9	13.4	14.9	17.7	14.3	
Monazite	70.7	83.5	85.9	82.1	73.5	82.5	85.8	82.3	80.1	
Huttonite	15.0	0.2	-0.1	5.1	12.6	4.9	-0.2	0.5	6.7	
Age (Ma)	559.7	618.8	619.3	557.3	540.1	538.0	600.5	579.0	528.9	
Error (Ma)	10.0	21.0	23.7	16.3	11.0	17.1	23.7	19.9	14.0	

表9 続き

Sample No.	Ts11011802A1								
Grain No.	12					19			
Remarks	matrix								
P ₂ O ₅	26.45	23.08	26.83	28.07	25.63	27.49	26.91	27.09	
La ₂ O ₃	13.29	11.80	13.54	14.41	12.59	14.53	14.17	11.44	
Ce ₂ O ₃	26.92	23.14	26.19	26.97	25.06	29.02	28.96	24.07	
Sm ₂ O ₃	2.11	1.34	2.03	2.20	1.81	1.58	1.70	5.74	
Nd ₂ O ₃	12.88	10.40	12.88	11.54	12.15	14.68	13.03	18.52	
Pr ₂ O ₃	3.86	3.18	3.72	3.47	3.59	4.06	3.88	3.51	
Y ₂ O ₃	0.17	0.10	0.18	0.84	0.14	0.02	0.03	0.03	
CaO	1.52	1.76	1.58	1.91	1.73	1.16	1.47	1.06	
SiO ₂	1.29	3.30	1.49	0.43	1.79	0.66	1.00	0.78	
ThO ₂	11.19	21.41	11.01	8.57	14.73	6.80	9.40	6.63	
UO ₂	0.48	0.50	0.46	0.49	0.50	0.69	0.58	0.17	
PbO	0.29	0.50	0.29	0.24	0.37	0.22	0.26	0.16	
Total	100.44	100.49	100.20	99.12	100.08	100.92	101.41	99.21	
P	1.829	1.650	1.840	1.917	1.791	1.879	1.843	1.881	
La	0.400	0.367	0.405	0.429	0.383	0.433	0.423	0.346	
Ce	0.805	0.715	0.777	0.797	0.757	0.858	0.858	0.723	
Sm	0.059	0.039	0.057	0.061	0.052	0.044	0.048	0.162	
Nd	0.376	0.314	0.373	0.332	0.358	0.423	0.376	0.543	
Pr	0.115	0.098	0.110	0.102	0.108	0.119	0.114	0.105	
Y	0.007	0.004	0.008	0.036	0.006	0.001	0.001	0.001	
Ca	0.133	0.159	0.137	0.165	0.153	0.101	0.128	0.093	
Si	0.106	0.278	0.121	0.034	0.148	0.053	0.081	0.064	
Th	0.208	0.411	0.203	0.157	0.277	0.125	0.173	0.124	
U	0.009	0.009	0.008	0.009	0.009	0.012	0.010	0.003	
Pb	0.006	0.011	0.006	0.005	0.008	0.005	0.006	0.004	
Total	4.053	4.057	4.044	4.045	4.049	4.052	4.061	4.048	
Th/U	23.7	43.6	24.3	17.8	30.2	10.1	16.6	39.0	
Cheralite	12.6	15.0	13.2	15.7	14.5	9.5	11.9	8.9	
Monazite	83.8	72.9	83.4	84.5	79.4	89.0	85.8	89.7	
Huttonite	4.5	13.5	4.0	0.3	7.0	2.1	3.1	1.9	
Age (Ma)	533.1	512.9	534.1	548.2	532.5	561.6	546.0	534.9	
Error (Ma)	17.4	10.2	17.6	21.3	13.9	23.7	19.2	29.5	

表 10 ルンドボークスヘッタの苦鉄質グラニュライト (サンプル Ts11011802E) のモナズ石の組成 (O=8) および年代

Sample No.	Ts11011802E				
Grain No.	2		23	25	
Remarks	matrix			Ap rim	
P ₂ O ₅	27.07	24.71	27.53	25.88	24.30
La ₂ O ₃	14.60	12.68	15.13	15.09	15.21
Ce ₂ O ₃	30.34	27.22	31.71	31.01	31.85
Sm ₂ O ₃	1.64	1.61	1.71	1.52	1.55
Nd ₂ O ₃	12.87	11.60	13.31	12.66	12.97
Pr ₂ O ₃	3.99	3.59	4.26	4.18	4.20
Y ₂ O ₃	0.84	0.75	0.75	0.64	0.74
CaO	0.61	0.76	0.50	0.38	0.27
SiO ₂	1.26	2.72	0.87	1.27	1.01
ThO ₂	7.88	14.75	5.73	6.55	5.39
UO ₂	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01
PbO	0.19	0.33	0.14	0.16	0.12
Total	101.28	100.73	101.67	99.38	97.62
P	1.844	1.726	1.866	1.816	1.774
La	0.433	0.386	0.447	0.461	0.484
Ce	0.894	0.823	0.930	0.941	1.005
Sm	0.045	0.046	0.047	0.043	0.046
Nd	0.370	0.342	0.381	0.375	0.399
Pr	0.117	0.108	0.124	0.126	0.132
Y	0.036	0.033	0.032	0.028	0.034
Ca	0.052	0.067	0.043	0.034	0.025
Si	0.101	0.225	0.069	0.105	0.087
Th	0.144	0.277	0.104	0.124	0.106
U	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Pb	0.004	0.007	0.003	0.004	0.003
Total	4.041	4.040	4.047	4.058	4.095
Th/U	536.9	1257.4	266.3	155.8	501.2
Cheralite	5.0	6.5	4.1	3.2	2.2
Monazite	90.6	83.4	93.1	92.6	94.2
Huttonite	4.8	10.8	3.2	4.7	4.2
Age (Ma)	551.5	516.7	562.9	561.4	537.0
Error (Ma)	27.1	15.0	36.2	32.6	39.3

表 11 ルンドボックスヘッタのざくろ石に富む層（サンプル Ts11011802A1）のルチルの組成（O=2）とジルコニウムルチル温度計の結果

Sample. No.	Ts11011802A1								
Grain No.	1			9			2		
Remarks	matrix						in Grt		
TiO ₂	97.02	96.66	97.15	96.41	96.13	95.93	96.43	97.18	97.18
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.08	0.09	0.09	0.04	0.06	0.05	0.03	0.02	0.03
FeO	0.63	0.58	0.63	1.04	1.05	0.99	0.76	0.57	0.69
Cr ₂ O ₃	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.16	0.16	0.16
Nb ₂ O ₅	0.80	0.76	0.78	1.12	1.15	1.13	0.41	0.40	0.41
ZrO ₂	0.17	0.18	0.18	0.30	0.30	0.30	0.37	0.38	0.38
Total	98.82	98.39	98.94	99.02	98.79	98.51	98.18	98.73	98.85
Zr (ppm)	1244	1325	1340	2191	2206	2214	2761	2835	2835
Ti	0.987	0.988	0.987	0.982	0.982	0.982	0.988	0.990	0.989
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe	0.007	0.007	0.007	0.012	0.012	0.011	0.009	0.006	0.008
Cr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002
Nb	0.005	0.005	0.005	0.007	0.007	0.007	0.003	0.002	0.003
Zr	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003
Total	1.003	1.003	1.003	1.005	1.005	1.004	1.004	1.003	1.004
Temperature (°C)									
1 (7.5 kbar)	764	771	772	824	825	825	851	854	854
2	774	781	782	837	838	839	865	869	869
3	775	782	783	839	840	840	867	871	871
4	901	909	910	973	974	974	1003	1006	1006

1 : Tomkins et al. (2007)、 2 : Ferry and Watson (2007)、 3 : Watson et al. (2006)、 4 : Zack et al. (2004)

表 11 続き

Sample. No.	Ts11011802A1									
Grain No.	3		4		10		11		12	
Remarks	in Grt									
TiO ₂	94.16	93.67	94.14	94.39	98.75	98.39	98.04	97.60	97.76	98.09
SiO ₂	0.04	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	1.94	2.00	1.81	1.82	0.52	0.47	0.81	0.69	0.64	0.72
Cr ₂ O ₃	0.20	0.20	0.15	0.16	0.09	0.09	0.10	0.10	0.15	0.14
Nb ₂ O ₅	1.49	1.50	1.05	1.05	0.21	0.21	0.23	0.23	0.24	0.25
ZrO ₂	0.29	0.29	0.50	0.51	0.39	0.40	0.38	0.39	0.36	0.36
Total	98.18	97.77	97.76	98.05	100.03	99.61	99.61	99.05	99.17	99.61
Zr (ppm)	2139	2176	3716	3739	2858	2939	2843	2902	2643	2665
Ti	0.972	0.972	0.975	0.975	0.991	0.992	0.990	0.990	0.991	0.990
Si	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Fe	0.022	0.023	0.021	0.021	0.006	0.005	0.009	0.008	0.007	0.008
Cr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Nb	0.009	0.009	0.007	0.007	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Zr	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002
Total	1.010	1.010	1.009	1.010	1.003	1.003	1.005	1.004	1.004	1.004
Temperature (°C)										
1 (7.5 kbar)	821	823	887	888	855	858	854	857	846	847
2	835	837	904	904	870	873	869	872	860	861
3	836	838	906	907	872	875	871	874	862	863
4	970	972	1041	1041	1007	1011	1006	1009	997	998

1 : Tomkins et al. (2007)、 2 : Ferry and Watson (2007)、 3 : Watson et al. (2006)、 4 : Zack et al. (2004)

表 11 続き

Sample. No.	Ts11011802A1									
Grain No.	13		14		15		16		17	
Remarks	in Grt									
TiO ₂	93.63	93.36	93.37	93.27	94.22	94.14	96.85	96.41	93.16	93.06
SiO ₂	0.03	0.04	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	0.08	0.08	0.09	0.10	0.08	0.07	0.04	0.05	0.07	0.08
FeO	2.04	2.13	2.19	2.27	2.11	2.04	1.23	1.45	1.79	1.87
Cr ₂ O ₃	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20	0.18	0.14	0.15	0.22	0.21
Nb ₂ O ₅	2.04	2.06	2.23	2.19	2.14	2.10	0.60	0.60	1.85	1.88
ZrO ₂	0.32	0.32	0.39	0.39	0.44	0.44	0.43	0.44	0.30	0.31
Total	98.36	98.20	98.52	98.49	99.21	99.00	99.31	99.13	97.44	97.46
Zr (ppm)	2376	2391	2865	2872	3228	3250	3206	3257	2236	2288
Ti	0.967	0.966	0.964	0.964	0.966	0.966	0.984	0.982	0.970	0.969
Si	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Al	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe	0.023	0.024	0.025	0.026	0.024	0.023	0.014	0.016	0.021	0.022
Cr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
Nb	0.013	0.013	0.014	0.014	0.013	0.013	0.004	0.004	0.012	0.012
Zr	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002
Total	1.009	1.010	1.010	1.011	1.010	1.009	1.007	1.008	1.008	1.009
Temperature (°C)										
1 (7.5 kbar)	833	834	855	855	869	870	869	871	826	829
2	847	848	870	870	885	886	884	886	840	842
3	849	850	872	872	888	888	887	889	841	844
4	983	984	1007	1008	1023	1023	1022	1024	976	979

1 : Tomkins et al. (2007)、 2 : Ferry and Watson (2007)、 3 : Watson et al. (2006)、 4 : Zack et al. (2004)

表 11 続き

Sample. No.	Ts11011802A1					
Grain No.	6		7		8	
Remarks	in Grt with Ilm					
TiO ₂	95.95	95.58	97.07	97.35	96.70	96.62
SiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03
FeO	0.98	0.96	0.65	0.66	0.86	0.87
Cr ₂ O ₃	0.17	0.18	0.17	0.17	0.15	0.15
Nb ₂ O ₅	0.51	0.49	0.33	0.35	0.30	0.30
ZrO ₂	0.11	0.11	0.07	0.07	0.39	0.39
Total	97.77	97.37	98.32	98.65	98.44	98.38
Zr (ppm)	814	829	481	526	2858	2902
Ti	0.988	0.988	0.992	0.991	0.988	0.988
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.011	0.011	0.007	0.007	0.010	0.010
Cr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Nb	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Zr	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.003
Total	1.005	1.005	1.004	1.004	1.005	1.005
Temperature (°C)						
1 (7.5 kbar)	723	725	677	684	855	857
2	731	733	683	691	870	872
3	732	733	682	690	872	874
4	847	849	779	791	1007	1009

1 : Tomkins et al. (2007)、 2 : Ferry and Watson (2007)、 3 : Watson et al. (2006)、 4 : Zack et al. (2004)

表 12 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のモナズ石の組成 (O=8) および年代

Sample No.	Ts11011003A									
Grain No.	1	2			3			4		
Remarks	matrix									
P ₂ O ₅	27.28	27.44	26.61	24.70	27.38	23.37	25.28	27.13	24.68	
La ₂ O ₃	14.18	14.74	14.63	13.78	14.30	13.58	14.16	13.99	13.58	
Ce ₂ O ₃	26.74	26.41	27.10	26.63	26.70	26.05	26.39	26.57	25.69	
Sm ₂ O ₃	1.80	1.50	1.65	1.45	1.79	1.38	1.64	1.79	1.60	
Nd ₂ O ₃	10.20	9.54	10.05	9.99	10.34	9.51	10.05	10.06	9.99	
Pr ₂ O ₃	3.77	3.77	3.86	3.80	3.80	3.62	3.84	3.79	3.66	
Y ₂ O ₃	0.94	0.65	0.86	0.38	1.16	0.44	0.93	0.85	0.69	
CaO	1.38	1.76	1.03	0.75	1.30	0.73	0.79	1.40	0.79	
SiO ₂	1.35	1.11	1.81	2.90	1.39	3.13	2.03	1.18	2.47	
ThO ₂	10.27	11.66	10.79	14.38	9.75	16.12	11.81	9.67	13.16	
UO ₂	0.33	0.11	0.36	0.21	0.28	0.15	0.19	0.25	0.23	
PbO	0.31	0.32	0.32	0.37	0.29	0.40	0.30	0.28	0.35	
Total	98.55	99.01	99.07	99.32	98.48	98.47	97.40	96.96	96.88	
P	1.875	1.882	1.835	1.737	1.877	1.684	1.796	1.889	1.768	
La	0.425	0.440	0.440	0.422	0.427	0.426	0.438	0.424	0.424	
Ce	0.795	0.783	0.808	0.810	0.791	0.812	0.811	0.800	0.796	
Sm	0.050	0.042	0.046	0.041	0.050	0.041	0.048	0.051	0.047	
Nd	0.296	0.276	0.292	0.296	0.299	0.289	0.301	0.296	0.302	
Pr	0.111	0.111	0.114	0.115	0.112	0.112	0.117	0.114	0.113	
Y	0.041	0.028	0.037	0.017	0.050	0.020	0.041	0.037	0.031	
Ca	0.120	0.153	0.090	0.066	0.113	0.067	0.071	0.124	0.072	
Si	0.110	0.090	0.148	0.241	0.113	0.266	0.170	0.097	0.209	
Th	0.190	0.215	0.200	0.272	0.180	0.312	0.226	0.181	0.253	
U	0.006	0.002	0.007	0.004	0.005	0.003	0.003	0.005	0.004	
Pb	0.007	0.007	0.007	0.008	0.006	0.009	0.007	0.006	0.008	
Total	4.024	4.030	4.024	4.028	4.023	4.042	4.029	4.023	4.026	
Th/U	31.9	105.5	30.4	70.4	36.1	109.9	64.6	39.7	59.3	
Cheralite	11.8	14.8	8.8	6.5	11.1	6.4	6.9	12.1	7.0	
Monazite	84.2	81.7	85.1	82.9	85.1	81.3	85.1	84.5	83.5	
Huttonite	4.0	3.5	6.0	10.6	3.8	12.3	8.0	3.3	9.5	
Age (Ma)	639.4	621.5	621.5	579.5	630.7	559.7	568.6	629.8	593.7	
Error (Ma)	14.7	13.9	13.9	11.5	15.6	10.3	13.4	15.7	12.3	

表 13 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) のジルコンの U-Pb データ

Spot No.	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* 1$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* 1$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age (Ma)}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age (Ma)}$	Disc % ²
Ts11011003A								
00009	645	140	0.22	11.17 ± 0.12	0.0590 ± 0.0012	552.8 ± 5.7	569 ± 43	2.8
00010	727	136	0.19	11.24 ± 0.11	0.0598 ± 0.0012	549.5 ± 5.2	596 ± 41	7.8
00015	279	125	0.46	6.77 ± 0.08	0.0710 ± 0.0012	887.6 ± 10.2	959 ± 35	7.4
00016	577	90	0.16	10.60 ± 0.11	0.0594 ± 0.0015	581.3 ± 6.0	581 ± 53	-0.1
00018	277	120	0.45	6.68 ± 0.08	0.0696 ± 0.0012	899.1 ± 10.3	919 ± 35	2.2
00019	474	156	0.34	11.20 ± 0.14	0.0600 ± 0.0011	551.4 ± 6.5	603 ± 38	8.6
00027	1056	62	0.06	10.27 ± 0.11	0.0601 ± 0.0009	599.0 ± 6.0	607 ± 31	1.3
00031	720	143	0.20	11.17 ± 0.11	0.0581 ± 0.0010	552.8 ± 5.1	535 ± 37	-3.3
00033	1545	1079	0.72	10.39 ± 0.10	0.0609 ± 0.0007	592.1 ± 5.5	635 ± 25	6.8
00037	696	137	0.20	10.36 ± 0.10	0.0590 ± 0.0009	593.8 ± 5.7	566 ± 34	-4.9
00038	133	68	0.52	6.26 ± 0.09	0.0750 ± 0.0031	954.7 ± 12.2	1069 ± 82	10.7
00040	836	530	0.65	6.76 ± 0.08	0.0685 ± 0.0015	889.9 ± 9.7	883 ± 44	-0.8
00042	586	173	0.30	10.93 ± 0.11	0.0599 ± 0.0011	564.3 ± 5.6	602 ± 39	6.3
00053	94	48	0.53	6.46 ± 0.12	0.0711 ± 0.0039	927.9 ± 15.8	960 ± 109	3.3
00054	1450	1233	0.87	6.60 ± 0.06	0.0720 ± 0.0009	909.8 ± 8.4	985 ± 25	7.6
00060	234	127	0.56	6.51 ± 0.10	0.0697 ± 0.0025	921.4 ± 13.3	921 ± 71	0.0
00061	299	173	0.59	6.76 ± 0.08	0.0714 ± 0.0021	889.7 ± 9.7	969 ± 60	8.2

Pb* : 放射性起源の鉛、1 : $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年代のコンコードダンスを仮定して修正された初期鉛、

2 : Pb-Pb 法と U-Pb 法で決定した 2 年代の差を示す分析点のディスコードダンスの程度 ($\{1-(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})/(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})\} \times 100 (\%)$)

表 13 続き

Spot No.	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* 1$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* 1$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ age (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age (Ma)	Disc % ²
Ts11011003A								
00064	204	86	0.43	6.39 ± 0.08	0.0695 ± 0.0016	936.9 ± 10.2	915 ± 46	-2.4
00075	906	98	0.11	10.84 ± 0.10	0.0592 ± 0.0008	568.9 ± 5.1	574 ± 30	0.9
00077	885	850	0.99	6.57 ± 0.07	0.0640 ± 0.0021	913.3 ± 9.5	743 ± 70	-22.9
00081	147	64	0.45	6.61 ± 0.11	0.0687 ± 0.0028	908.0 ± 14.1	891 ± 82	-1.9
00083	187	88	0.49	6.07 ± 0.08	0.0704 ± 0.0017	983.0 ± 12.7	942 ± 49	-4.4
00085	625	339	0.56	6.61 ± 0.07	0.0668 ± 0.0015	908.0 ± 9.4	833 ± 46	-9.0
00086	227	69	0.31	7.58 ± 0.09	0.0653 ± 0.0026	799.2 ± 9.3	785 ± 80	-1.8
00093	264	120	0.46	6.66 ± 0.08	0.0730 ± 0.0024	902.1 ± 10.6	1015 ± 65	11.1
00094	319	139	0.45	7.44 ± 0.08	0.0660 ± 0.0018	813.1 ± 8.5	806 ± 56	-0.9
00095	343	179	0.54	6.36 ± 0.08	0.0735 ± 0.0013	941.7 ± 11.0	1029 ± 36	8.5
00104	1073	92	0.09	10.78 ± 0.12	0.0588 ± 0.0010	572.1 ± 6.0	559 ± 38	-2.3
00109	980	75	0.08	10.88 ± 0.12	0.0581 ± 0.0008	567.0 ± 5.9	536 ± 29	-5.8
00110	502	417	0.85	7.22 ± 0.08	0.0613 ± 0.0028	836.4 ± 9.2	650 ± 95	-28.7
00127	102	45	0.45	6.73 ± 0.12	0.0696 ± 0.0036	893.1 ± 14.8	918 ± 102	2.7
00140	205	83	0.42	8.04 ± 0.13	0.0622 ± 0.0029	755.3 ± 11.1	682 ± 96	-10.7
00143	432	276	0.65	7.15 ± 0.09	0.0695 ± 0.0021	843.9 ± 9.5	914 ± 60	7.7

Pb* : 放射性起源の鉛、1 : $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年代のコンコードダンスを仮定して修正された初期鉛、

2 : Pb-Pb 法と U-Pb 法で決定した 2 年代の差を示す分析点のディスコードダンスの程度 ($\{1-(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})/(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \text{ age})\} \times 100 (\%)$)

表 14 すだれ岩のざくろ石を含むチャノッカイト (サンプル Ts11011003A) の全岩化学組成

Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	Ts11011003A	Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	Ts11011003A
SiO ₂	%	0.01	64.84	Ag	ppm	0.5	1.4
Al ₂ O ₃	%	0.01	13.77	In	ppm	0.1	0.1
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	9.88	Sn	ppm	1	7
MnO	%	0.001	0.118	Sb	ppm	0.2	0.7
MgO	%	0.01	1.38	Cs	ppm	0.1	0.9
CaO	%	0.01	3.32	Ba	ppm	3	635
Na ₂ O	%	0.01	2.8	La	ppm	0.05	76
K ₂ O	%	0.01	2.83	Ce	ppm	0.05	146
TiO ₂	%	0.001	1.076	Pr	ppm	0.01	15.9
P ₂ O ₅	%	0.01	0.22	Nd	ppm	0.05	56.6
LOI	%		-0.48	Sm	ppm	0.01	11
Total	%	0.01	99.75	Eu	ppm	0.005	1.63
Sc	ppm	1	12	Gd	ppm	0.01	9.61
Be	ppm	1	3	Tb	ppm	0.01	1.34
V	ppm	5	111	Dy	ppm	0.01	7.79
Cr	ppm	20	50	Ho	ppm	0.01	1.45
Co	ppm	1	14	Er	ppm	0.01	4.37
Ni	ppm	20	20	Tm	ppm	0.005	0.663
Cu	ppm	10	30	Yb	ppm	0.01	4.1
Zn	ppm	30	80	Lu	ppm	0.002	0.616
Ga	ppm	1	24	Hf	ppm	0.1	8.6
Ge	ppm	0.5	1.9	Ta	ppm	0.01	1.69
As	ppm	5	< 5	W	ppm	0.5	2.3
Rb	ppm	1	116	Tl	ppm	0.05	0.51
Sr	ppm	2	127	Pb	ppm	5	19
Y	ppm	0.5	42.6	Bi	ppm	0.1	< 0.1
Zr	ppm	1	329	Th	ppm	0.05	36.8
Nb	ppm	0.2	19.3	U	ppm	0.01	1.7
Mo	ppm	2	2				

表 15 スカレビークスハルセンのざくろ石を含む苦鉄質グラニュライトの全岩化学組成

Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	Ts10122506	Ts11010802	Ts11010803A	Ts11010704B
SiO ₂	%	0.01	42.51	38.71	36.73	39.74
Al ₂ O ₃	%	0.01	11.22	13.88	13.48	6.68
FeO	%	0.1	17.3	17.7	21.3	23
Fe ₂ O ₃	%	0.01	2.53	4.24	6.65	2.92
MnO	%	0.001	0.254	0.388	0.764	0.597
MgO	%	0.01	7.13	7.83	5.05	4.76
CaO	%	0.01	13.12	9.98	10.12	14.52
Na ₂ O	%	0.01	0.65	0.37	0.17	0.45
K ₂ O	%	0.01	0.21	0.34	0.08	0.09
TiO ₂	%	0.001	3.891	4.546	3.951	5.255
P ₂ O ₅	%	0.01	0.75	0.65	1.16	0.97
LOI	%		-1.02	-1.28	-1.86	-1.18
LOI2	%		-3.22	-3.27	-4.13	1.39
Total	%	0.01	100.3	100.3	100.5	97.8
Total2	%	0.01	99	99	98.4	100.4
Sc	ppm	1	49	42	31	50
Be	ppm	1	2	3	1	2
V	ppm	5	483	377	75	51
Cr	ppm	5	133	127	24	23
Co	ppm	1	61	64	16	22
Ni	ppm	1	84	76	8	5
Cu	ppm	1	427	45	17	45
Zn	ppm	1	185	233	142	274
Ga	ppm	1	19	25	14	13
Ge	ppm	0.5	2	2.1	4.8	4.3
As	ppm	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Rb	ppm	1	3	18	1	1
Sr	ppm	2	82	99	15	31
Y	ppm	0.5	73.4	51.9	145	109
Zr	ppm	1	425	267	222	293
Nb	ppm	0.2	17.3	16.5	53.6	78.7
Mo	ppm	2	< 2	< 2	4	3
Ag	ppm	0.5	3.3	2	1.7	2.2

表 15 続き

Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	Ts10122506	Ts11010802	Ts11010803A	Ts11010704B
In	ppm	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	ppm	1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	ppm	0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	ppm	0.1	< 0.1	0.7	< 0.1	< 0.1
Ba	ppm	2	52	62	8	13
La	ppm	0.05	25.1	17	63	52.7
Ce	ppm	0.05	58.2	47.6	144	121
Pr	ppm	0.01	8.1	7.48	19	15.9
Nd	ppm	0.05	35.6	34.7	78.9	67.7
Sm	ppm	0.01	9.77	10	20.7	17.6
Eu	ppm	0.005	2.47	2.87	1.7	1.48
Gd	ppm	0.01	10.6	11.1	23.3	19.3
Tb	ppm	0.01	2.08	1.78	4.19	3.46
Dy	ppm	0.01	12.8	10.1	25	19.6
Ho	ppm	0.01	2.53	1.85	4.64	3.52
Er	ppm	0.01	7.19	5	13.2	10.2
Tm	ppm	0.005	1.08	0.724	2	1.59
Yb	ppm	0.01	6.55	4.32	13	10.1
Lu	ppm	0.002	0.894	0.64	1.91	1.47
Hf	ppm	0.1	8.3	5.8	4.3	5.4
Ta	ppm	0.01	1.29	1.22	3.01	4.82
W	ppm	0.5	0.6	14.2	1.3	1.1
Tl	ppm	0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Pb	ppm	5	11	10	14	13
Bi	ppm	0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Th	ppm	0.05	0.43	0.52	4.2	2.59
U	ppm	0.01	0.44	0.66	1.38	1.1
Au	ppb	2	7	< 2	< 2	11
Br	ppm	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ir	ppb	5	< 5	< 5	< 5	< 5
Se	ppm	3	< 3	< 3	< 3	3
Mass	g		1.06	1.07	1.06	1.07
Cd	ppm	0.5	0.8	1	1.4	1.1

表 15 続き

Analyte Symbol	Unit Symbol	Detection Limit	Ts10122506	Ts11010802	Ts11010803A	Ts11010704B
S	%	0.001	0.011	0.029	0.049	0.011
Cl	%	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03
F	%	0.01	0.06	0.12	0.04	0.06
H ₂ O-	%	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
H ₂ O+	%	0.1	0.4	0.5	0.5	0.5
C-Total	%	0.01	0.05	0.05	0.08	0.14
C-Graph	%	0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
C-Organic(calc)	%	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
CO ₂	%	0.01	0.14	0.13	0.17	0.41
Total S	%	0.01	0.01	0.04	0.06	< 0.01
SO ₄	%	0.05	< 0.05	0.11	0.17	< 0.05

表 16 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の硫化鉱物の代表的な組成 (Bn+Ccp : S=4、Ccp および Py : S=2、Po および Tro : S=1)

Sample No.	Ts10122506				
	Bn+Ccp	Ccp	Po	Tro	Py
Fe	22.30	30.10	59.06	61.40	43.70
Co	0.06	0.10	0.10	0.08	2.42
Ni	0.02	0.01	0.58	0.00	0.03
Cu	45.03	34.46	0.08	0.08	0.00
Zn	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.38	0.43	0.36	0.00	0.06
S	30.41	33.79	38.87	35.67	52.27
Total	98.28	98.89	99.05	97.23	98.48
Fe	1.683	1.023	0.872	0.988	0.960
Co	0.004	0.003	0.001	0.001	0.050
Ni	0.002	0.000	0.008	0.000	0.001
Cu	2.988	1.029	0.001	0.001	0.000
Zn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Sb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.008	0.004	0.001	0.000	0.000
Σmetal	4.689	2.059	0.884	0.990	1.011

表 17 斑銅鉱を含むサンプル (Ts10122506) の自然銅の組成 ($\Sigma\text{metal}=1$)

Sample No.	Ts10122506		
Fe	2.59	2.47	2.37
Co	0.05	0.05	0.01
Ni	0.12	0.12	0.04
Cu	94.65	96.56	97.45
Zn	0.10	0.13	0.15
Sb	0.00	0.02	0.00
Pb	0.09	0.02	0.02
S	0.24	0.30	0.18
Total	97.83	99.67	100.20
Fe	0.030	0.028	0.027
Co	0.001	0.001	0.000
Ni	0.001	0.001	0.000
Cu	0.962	0.963	0.968
Zn	0.001	0.001	0.001
Sb	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000
S	0.005	0.006	0.004

表 18 角閃石の代表的な組成 (O=23)

Sample No.	Ts10122506				Ts11010802			
	core	rim	symp	in Grt	core	rim	symp	in Grt
SiO ₂	41.10	40.33	40.56	40.92	41.83	41.11	41.07	42.25
Al ₂ O ₃	11.76	11.43	12.10	12.01	11.93	12.29	12.91	11.71
TiO ₂	2.59	2.46	1.93	2.81	1.94	2.06	1.96	3.44
Cr ₂ O ₃	0.11	0.01	0.13	0.02	0.09	0.00	0.09	0.02
FeO	18.03	17.91	17.15	14.28	14.54	14.78	14.22	11.94
MnO	0.12	0.11	0.07	0.06	0.09	0.12	0.10	0.00
NiO	0.02	0.06	0.09	0.00	0.07	0.01	0.00	0.09
MgO	8.44	8.53	8.72	10.78	11.73	11.80	11.85	12.69
CaO	11.33	11.23	11.51	11.59	11.76	11.87	11.81	11.87
Na ₂ O	1.33	1.39	1.35	1.43	1.64	1.61	1.72	1.46
K ₂ O	2.09	2.02	2.02	1.77	2.04	2.08	2.01	2.41
F	0.24	0.25	0.19	0.30	1.20	1.01	1.21	1.05
-O	-0.10	-0.11	-0.08	-0.13	-0.50	-0.42	-0.51	-0.44
Cl	0.46	0.48	0.49	0.40	0.05	0.04	0.04	0.02
-O	-0.10	-0.11	-0.11	-0.09	-0.01	-0.01	-0.01	0.00
Total	97.42	96.00	96.11	96.15	98.37	98.35	98.47	98.48
Si	6.321	6.307	6.305	6.262	6.287	6.191	6.163	6.268
Al	2.132	2.106	2.216	2.166	2.114	2.181	2.284	2.047
Ti	0.300	0.289	0.226	0.324	0.219	0.233	0.221	0.384
Cr	0.013	0.002	0.016	0.002	0.010	0.000	0.011	0.002
Fe ²⁺	2.319	2.342	2.230	1.828	1.827	1.862	1.785	1.481
Mn	0.015	0.014	0.009	0.008	0.012	0.016	0.013	0.000
Ni	0.003	0.007	0.011	0.000	0.008	0.001	0.000	0.011
Mg	1.935	1.988	2.022	2.458	2.628	2.650	2.651	2.806
Ca	1.866	1.881	1.916	1.900	1.893	1.915	1.898	1.887
Na	0.396	0.423	0.408	0.423	0.478	0.471	0.500	0.420
K	0.410	0.403	0.400	0.344	0.391	0.400	0.385	0.455
Total	15.710	15.763	15.758	15.715	15.867	15.921	15.911	15.761
F	0.117	0.126	0.091	0.144	0.568	0.480	0.573	0.493
Cl	0.121	0.127	0.129	0.105	0.013	0.009	0.009	0.005
Mg/(Fe+Mg)	0.45	0.46	0.48	0.57	0.59	0.59	0.60	0.65
F/(F+Cl+OH)	0.06	0.06	0.05	0.07	0.28	0.24	0.29	0.25
Cl/(F+Cl+OH)	0.06	0.06	0.06	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
OH/(F+Cl+OH)	0.88	0.87	0.89	0.88	0.71	0.76	0.71	0.75

表 18 続き

Sample No.	Ts11010803A			Ts10122405B		
	core	rim	in Grt	core	rim	in Grt
SiO ₂	40.06	39.97	40.99	37.87	37.78	38.22
Al ₂ O ₃	12.06	12.83	12.49	13.91	13.77	13.62
TiO ₂	2.21	2.28	2.56	2.47	2.52	2.48
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
FeO	20.12	20.60	18.46	22.39	22.82	23.18
MnO	0.09	0.09	0.12	0.19	0.19	0.23
NiO	0.09	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	7.31	7.21	8.59	5.08	5.00	4.91
CaO	11.09	11.00	11.05	11.55	11.53	11.41
Na ₂ O	1.90	2.07	1.48	2.07	2.06	1.96
K ₂ O	1.36	1.21	1.96	1.47	1.37	1.56
F	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00
-O	0.00	0.00	-0.10	0.00	0.00	0.00
Cl	0.82	0.78	0.72	0.79	0.70	0.78
-O	-0.19	-0.18	-0.16	-0.18	-0.16	-0.18
Total	96.92	97.92	98.39	97.64	97.59	98.21
Si	6.259	6.182	6.253	5.971	5.967	6.008
Al	2.220	2.339	2.245	2.586	2.563	2.524
Ti	0.259	0.265	0.294	0.293	0.299	0.293
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004
Fe ²⁺	2.628	2.665	2.356	2.953	3.014	3.048
Mn	0.012	0.011	0.016	0.026	0.026	0.031
Ni	0.012	0.005	0.000	0.002	0.000	0.001
Mg	1.703	1.663	1.952	1.194	1.178	1.151
Ca	1.857	1.822	1.806	1.951	1.951	1.921
Na	0.574	0.620	0.437	0.633	0.632	0.597
K	0.271	0.239	0.381	0.296	0.276	0.312
Total	15.794	15.813	15.740	15.907	15.906	15.890
F	0.000	0.000	0.116	0.000	0.000	0.000
Cl	0.217	0.204	0.185	0.211	0.188	0.209
Mg/(Fe+Mg)	0.39	0.38	0.45	0.29	0.28	0.27
F/(F+Cl+OH)	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
Cl/(F+Cl+OH)	0.11	0.10	0.09	0.11	0.09	0.10
OH/(F+Cl+OH)	0.89	0.90	0.85	0.89	0.91	0.90

表 19 黒雲母の代表的な組成 (O=22)

Sample No.	Ts10122506				Ts11010802			
	matrix	retrograde	in Grt	in Grt CMI	matrix	symp	in Grt	in Grt CMI
SiO ₂	36.02	36.36	37.07	35.73	37.90	38.04	38.03	37.09
Al ₂ O ₃	13.18	13.34	13.96	16.23	12.80	13.12	13.85	15.68
TiO ₂	5.30	4.06	4.23	0.17	4.56	3.94	5.00	3.56
Cr ₂ O ₃	0.02	0.11	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00
FeO	18.59	16.62	15.48	20.96	13.88	12.68	11.05	11.81
MnO	0.04	0.04	0.06	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00
NiO	0.15	0.01	0.00	0.00	0.06	0.12	0.08	0.00
MgO	10.88	12.85	14.31	11.99	15.57	17.16	17.41	16.69
CaO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.08
Na ₂ O	0.13	0.08	0.21	0.05	0.10	0.07	0.31	0.10
K ₂ O	9.15	9.35	9.25	8.64	9.58	9.76	9.28	9.71
F	0.71	0.90	0.90	0.00	2.36	2.76	2.18	0.40
-O	-0.30	-0.38	-0.38	0.00	-0.99	-1.16	-0.92	-0.17
Cl	0.37	0.49	0.38	0.49	0.03	0.03	0.03	0.02
-O	-0.08	-0.11	-0.08	-0.11	-0.01	-0.01	-0.01	0.00
Total	94.16	93.71	95.36	94.24	95.94	96.52	96.30	94.95
Si	5.612	5.647	5.601	5.556	5.693	5.663	5.595	5.500
Al	2.420	2.441	2.485	2.974	2.266	2.301	2.401	2.740
Ti	0.621	0.474	0.480	0.020	0.515	0.441	0.553	0.397
Cr	0.003	0.013	0.000	0.002	0.004	0.000	0.002	0.000
Fe ²⁺	2.422	2.159	1.957	2.725	1.743	1.579	1.359	1.464
Mn	0.006	0.006	0.007	0.000	0.008	0.002	0.000	0.000
Ni	0.018	0.001	0.000	0.000	0.007	0.015	0.009	0.000
Mg	2.527	2.974	3.223	2.780	3.487	3.808	3.818	3.689
Ca	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.013
Na	0.040	0.023	0.060	0.016	0.029	0.019	0.087	0.027
K	1.818	1.851	1.784	1.714	1.836	1.853	1.741	1.837
Total	15.486	15.589	15.598	15.801	15.589	15.681	15.565	15.666
F	0.352	0.442	0.430	0.000	1.120	1.301	1.012	0.189
Cl	0.097	0.128	0.096	0.128	0.008	0.008	0.007	0.004
Mg/(Fe+Mg)	0.51	0.58	0.62	0.50	0.67	0.71	0.74	0.72
F/(F+Cl+OH)	0.09	0.11	0.11	0.00	0.28	0.33	0.25	0.05
Cl/(F+Cl+OH)	0.02	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
OH/(F+Cl+OH)	0.89	0.86	0.87	0.97	0.72	0.67	0.75	0.95

表 20 燐灰石の代表的な組成 (O=12.5)

Sample No.	Ts10122506			Ts11010802			Ts11010803A	
	core	rim	in Grt	core	rim	in Grt	core	rim
SiO ₂	0.01	0.11	0.07	0.14	0.23	0.07	0.20	0.36
FeO	0.09	0.31	0.32	0.03	0.04	0.60	0.18	0.58
MnO	0.03	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.07	0.00	0.03
CaO	54.88	54.20	54.22	55.62	55.63	55.58	54.93	55.78
Ce ₂ O ₃	0.16	0.29	0.04	0.26	0.40	0.16	0.45	0.64
P ₂ O ₅	42.21	42.41	41.30	42.97	42.75	42.55	41.16	40.84
SO ₃	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
F	3.83	3.74	3.06	4.46	4.82	4.14	3.24	2.92
-O	-1.61	-1.58	-1.29	-1.88	-2.03	-1.74	-1.36	-1.23
Cl	0.37	0.41	0.82	0.01	0.03	0.03	1.13	1.26
-O	-0.08	-0.09	-0.19	0.00	-0.01	-0.01	-0.25	-0.28
Total	99.87	99.80	98.40	101.71	101.89	101.46	99.70	100.89
Si	0.001	0.009	0.006	0.012	0.019	0.006	0.017	0.031
Fe ²⁺	0.006	0.022	0.023	0.002	0.003	0.042	0.012	0.041
Mn	0.002	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.009	0.000	0.003
Ca	4.955	4.888	4.973	4.930	4.938	4.947	5.012	5.054
Ce	0.005	0.009	0.001	0.008	0.012	0.005	0.014	0.020
P	3.011	3.022	2.993	3.010	2.999	2.992	2.967	2.924
S	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Total	7.980	7.951	8.000	7.969	7.974	8.002	8.025	8.073
F	1.019	0.996	0.828	1.165	1.262	1.088	0.873	0.781
Cl	0.053	0.058	0.119	0.002	0.004	0.004	0.163	0.180
F/(F+Cl+OH)	0.95	0.94	0.83	1.00	1.00	1.00	0.84	0.78
Cl/(F+Cl+OH)	0.05	0.06	0.12	0.00	0.00	0.00	0.16	0.18
OH/(F+Cl+OH)	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04

表 21 柱石の代表的な組成 ($\Sigma\text{cation}=16$)

Sample No.	Ts10122405B			Ts10122806H		Ts10122806G		Ts10122806F		Ts10122806E		Ts10122806D	
	in Grt	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	46.52	46.85	46.50	47.86	44.58	48.42	42.69	46.44	42.99	42.93	42.91	47.59	45.28
Al ₂ O ₃	27.35	26.84	27.58	26.07	28.40	26.39	30.01	27.56	29.78	29.47	29.62	26.66	28.06
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01
FeO	0.23	0.21	0.35	0.10	0.10	0.11	0.15	0.14	0.06	0.03	0.13	0.14	0.07
MnO	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.06
NiO	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.07	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.04	0.06	0.06	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01
CaO	17.49	17.33	17.63	15.23	18.57	15.56	20.63	17.65	20.59	20.66	20.90	15.89	17.93
Na ₂ O	3.59	3.81	3.62	4.07	2.47	3.99	1.67	3.02	1.75	1.69	1.55	4.03	2.86
K ₂ O	0.26	0.28	0.21	1.46	0.72	0.97	0.25	0.77	0.32	0.44	0.36	0.80	0.70
SO ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00
F	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
-O	0.00	0.00	-0.03	0.00	-0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.02	0.00
Cl	0.62	0.65	0.54	1.46	0.66	1.32	0.30	0.96	0.36	0.37	0.30	1.27	0.85
-O	-0.14	-0.15	-0.12	-0.33	-0.15	-0.30	-0.07	-0.22	-0.08	-0.08	-0.07	-0.29	-0.19
Total	95.97	95.95	96.43	95.98	95.42	96.59	95.78	96.42	95.80	95.61	95.76	96.24	95.65

表 21 続き

Sample No.	Ts10122405B			Ts10122806H		Ts10122806G		Ts10122806F		Ts10122806E		Ts10122806D	
	in Grt	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
Si	7.087	7.134	7.050	7.307	6.875	7.352	6.568	7.085	6.612	6.621	6.612	7.247	6.957
Al	4.911	4.817	4.928	4.691	5.161	4.722	5.442	4.955	5.397	5.357	5.378	4.785	5.080
Ti	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Cr	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.030	0.026	0.045	0.013	0.013	0.014	0.019	0.018	0.007	0.003	0.017	0.018	0.009
Mn	0.000	0.008	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.008	0.008
Ni	0.000	0.000	0.005	0.002	0.001	0.000	0.008	0.000	0.004	0.003	0.000	0.005	0.000
Mg	0.004	0.005	0.005	0.005	0.000	0.009	0.015	0.013	0.002	0.007	0.006	0.000	0.003
Ca	2.855	2.826	2.864	2.491	3.067	2.531	3.400	2.885	3.393	3.414	3.450	2.593	2.951
Na	1.059	1.124	1.063	1.205	0.739	1.175	0.498	0.892	0.522	0.506	0.462	1.189	0.853
K	0.050	0.055	0.040	0.285	0.141	0.188	0.049	0.149	0.062	0.086	0.071	0.154	0.138
Total	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
F	0.000	0.000	0.034	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000
Cl	0.159	0.168	0.137	0.379	0.173	0.340	0.077	0.249	0.093	0.098	0.078	0.326	0.222
S	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002	0.000	0.003	0.001	0.002	0.000
EqAn	64	61	64	56	72	57	81	65	80	79	79	59	69
Cl/(Cl+SO ₄ +CO ₃)	0.16	0.17	0.14	0.38	0.17	0.34	0.08	0.25	0.09	0.10	0.08	0.33	0.22
SO ₄ /(Cl+SO ₄ +CO ₃)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₃ /(Cl+SO ₄ +CO ₃)	0.84	0.83	0.86	0.62	0.82	0.66	0.92	0.75	0.91	0.90	0.92	0.67	0.78

表 22 長石類の代表的な組成 (O=8)

Sample No.	Ts10122506				Ts10122806F		Ts10122806D	
	Kfs		Pl		Pl		Pl	
Remarks	vein	lamella	core	rim	core	rim	core	core
SiO ₂	64.31	64.68	56.58	48.46	44.11	44.19	44.23	47.81
Al ₂ O ₃	18.58	18.60	27.32	33.06	35.56	35.69	35.10	33.21
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00
FeO	0.20	0.00	0.10	0.10	0.04	0.12	0.09	0.03
MnO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00
NiO	0.03	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04
MgO	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.10	0.06	9.78	16.40	19.50	19.40	19.20	16.56
Na ₂ O	0.28	0.47	6.25	2.38	0.39	0.45	0.51	1.97
K ₂ O	15.84	15.89	0.37	0.11	0.01	0.00	0.00	0.08
BaO	1.16	0.87	0.02	0.02				
Total	100.56	100.63	100.52	100.58	99.64	99.92	99.19	99.71
Si	2.980	2.986	2.537	2.209	2.046	2.045	2.061	2.197
Al	1.014	1.012	1.444	1.776	1.944	1.947	1.927	1.799
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.008	0.000	0.004	0.004	0.002	0.004	0.004	0.001
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000
Ni	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.003	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.005	0.003	0.470	0.801	0.969	0.962	0.958	0.815
Na	0.025	0.042	0.543	0.210	0.035	0.040	0.046	0.176
K	0.936	0.936	0.021	0.006	0.001	0.000	0.000	0.005
Ba	0.021	0.016	0.000	0.000				
Total	4.993	4.997	5.023	5.009	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca/(Ca+Na+K)	0.00	0.00	0.45	0.79	0.96	0.96	0.95	0.82