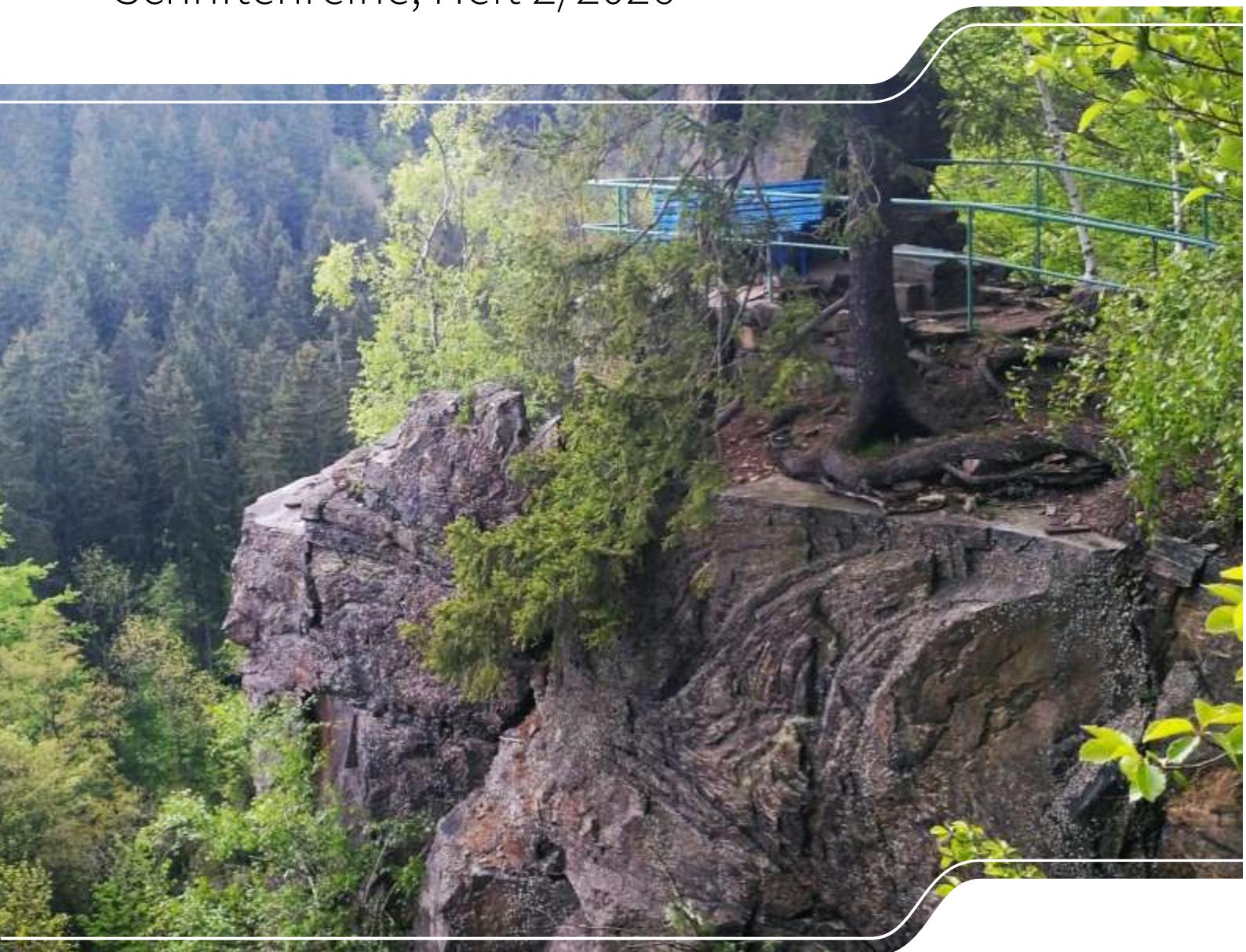




(Ultra)Hochdruck-metamorphe Gesteine im Erzgebirge

Schriftenreihe, Heft 2/2026



Abgrenzung, Charakteristik und ingenieurgeologische Besonderheiten metamorpher Hochdruck- und Ultrahochdruck-Gesteine des Erzgebirges (Projekt Meta-Hochdruck)

Martin Keseberg, TU Bergakademie Freiberg

Prof. Dr. Thorsten Nagel, TU Bergakademie Freiberg

Dr. Ines Görz

im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

Inhaltsverzeichnis

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Abkürzungsverzeichnis | 10 |
| Kurzfassung für Jedermann | 13 |
| Kurzfassung für Fachleute | 15 |
| 1 Einleitung | 17 |
| 2 Geologie des Erzgebirges | 20 |
| 3 Methodik | 28 |
| 3.1 Arbeit mit geologischen Karten und GIS-Projekt | 28 |
| 3.2 Dünnschliffmikroskopie | 29 |
| 3.3 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) | 29 |
| 3.4 Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (μ RFA)..... | 30 |
| 3.5 Elektronenstrahlmikrosonde-Analyse (EMS) | 30 |
| 3.6 Thermodynamische Berechnung von Gleichgewichts-Phasendiagrammen (Pseudosections) mit der Software Theriak/Domino | 32 |
| 3.7 Raman-Analysen..... | 34 |
| 4 Neue Gliederung des Erzgebirges | 35 |
| 5 Petrologische Beschreibung der Einheiten und ausgewählter Proben | 41 |
| 5.1 Untere Gneis-Einheit (UGE) | 41 |
| 5.1.1 Gneisdom von Freiberg-Lauenstein (FLD) | 41 |
| 5.1.2 Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg (RKD) | 47 |
| 5.2 Obere Gneis-Einheit (OGE) | 49 |
| 5.2.1 Obere Gneis-Einheit A (OGE-A) | 50 |
| 5.2.2 Obere Gneis-Einheit B (OGE-B) | 69 |
| 5.3 Glimmerschiefer-Einheit (GSE) | 114 |
| 5.3.1 Glimmerschiefer-Einheit A (GSE-A) | 114 |
| 5.3.2 Glimmerschiefer-Einheit B (GSE-B)..... | 124 |
| 5.4 Problematische Proben, Deckengrenzen und Zuordnungen von lokalen Gesteinskomplexen | 137 |
| 5.4.1 Muskovit-Gneis-Probe im Gneisdom von Reitzenhaim-Katharinaberg | 137 |
| 5.4.2 Ist die UGE ein autochthones cadiomisches Basement oder eine Decke? | 137 |
| 5.4.3 Die Abgrenzung der UGE zur OGE im Hangenden | 138 |

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 5.4.4 Abweichende PT-Bedingungen der Eklogit-Linsen und der sie umschließenden Gneise | 140 |
| 5.4.5 Rotgneis-Komplex bei Augustusburg | 140 |
| 5.4.6 Rotgneis-Komplex bei Jöhstadt..... | 145 |
| 6 Strukturelle Beobachtungen | 147 |
| 6.1 Bisherige strukturgeologische Studien | 147 |
| 6.2 Großmaßstäbliche Struktur entlang von drei Profilen | 150 |
| 6.2.1 Profil 1 | 150 |
| 6.2.2 Profil 2 | 153 |
| 6.2.3 Profil 3 | 157 |
| 6.3 Deformationsmikrostrukturen an beispielhaften Dünnschliffen | 160 |
| 6.3.1 UGE: Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg und Grenzbereich zur OGE..... | 160 |
| 6.3.2 UGE: Gneisdom von Freiberg-Lauenstein..... | 168 |
| 6.3.3 OGE-A | 168 |
| 6.3.4 GSE-A..... | 173 |
| 6.4 Deformationsgeschichte | 177 |
| 6.5 Vergleich zu bisherigen Modellen | 180 |
| 7 Ingenieurgeologisch relevante Aspekte | 182 |
| 8 Fazit und offene Fragen..... | 183 |
| Literaturverzeichnis | 187 |

Abbildungsverzeichnis

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Abbildung 1: In diesem Projekt zusammengestellte lithologische Karte des Erzgebirges..... | 22 |
| Abbildung 2: Beispielhaftes Phasendiagramm einer fiktiven Probe mit den in der Arbeit verwendeten Markierungen..... | 33 |
| Abbildung 3: Karte des Erzgebirges mit der von uns neu vorgeschlagenen tektonischen Gliederung und neu bearbeiteten Probenlokalisationen inklusive deren Metamorphose-Grad (M)..... | 37 |
| Abbildung 4: Vertikalprofil der tektonischen und petrologischen Abfolge der in dieser Arbeit unterschiedenen Einheiten im Erzgebirge..... | 38 |
| Abbildung 5: Ausschnitt der in Abbildung 1 vorgestellten Karte des Erzgebirges, die die Lokationen der von uns bearbeiteten Proben und ihre Gesteinstypen darstellt..... | 42 |
| Abbildung 6: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Biotit-Gneis-Probe FRB 2..... | 43 |
| Abbildung 7: Dünnschliffbilder von Amphiboliten des FLD. | 44 |
| Abbildung 8: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Probe 120_41 aus der Sammlung des LfULG..... | 45 |
| Abbildung 9: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Biotit-Gneis-Probe FRB9..... | 46 |
| Abbildung 10: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Biotit-Gneis-Probe FRB9..... | 48 |
| Abbildung 11: Phasendiagramm der Biotit-Gneis-Probe FRB9 inklusiver des modellierten Ca-Gehaltes in Granat, des geschätzten PT-Pfades, sowie der Peak-Paragenese. | 49 |
| Abbildung 12: Kreuzpolarisiertes Dünnschliffbild der Augengneis-Probe SW4, welches die groben Kalifeldspat Augen des Gesteins zeigt..... | 50 |
| Abbildung 13: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Zweiglimmer-Gneis-Probe Ol1, welche die typische Mineralogie des Zweiglimmer-Gneise des OGE-A zeigt..... | 52 |
| Abbildung 14: Dünnschliffbilder des typischen Albit-Blasten-Gneises WOL12..... | 53 |
| Abbildung 15: μ RFA-Scan der Albit-Blasten-Gneis-Probe WOL12..... | 54 |
| Abbildung 16: Phasendiagramm der Albit-Blasten-Gneis-Probe WOL12..... | 55 |
| Abbildung 17: Phasendiagramm der Albit-Blasten-Gneis-Probe WOL12..... | 56 |
| Abbildung 18: μ RFA-Scan der Flammengneis-Probe SDB7..... | 57 |
| Abbildung 19: Phasendiagramm des Flammengneises SDB7..... | 58 |
| Abbildung 20: Karte des Erzgebirges mit den beprobten und aus der Literatur zusammengestellten Eklogitlokalisationen. | 60 |
| Abbildung 21: Dünnschliffbilder von Schliff 100_6 eines Eklogits aus der Sammlung des LfULG. | 61 |
| Abbildung 22: Einfachpolarisiertes Dünnschliffbild der Eklogit-Probe MAB1..... | 62 |
| Abbildung 23: Mit der EMS aufgenommenes RückstreuElektronenbild der Eklogit-Probe MAB1..... | 63 |
| Abbildung 24: Elementverteilungskarten und -profil (A-A', B-B') von Granat der Eklogit-Probe MAB1..... | 64 |

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Abbildung 25: Phasendiagramm der Eklogit-Probe MAB1 mit Grossular und Pyrop-Isoplethen. | 65 |
| Abbildung 26: Phasendiagramm der Eklogit-Probe MAB1 mit Si-in-Amphibol-Isoplethen | 66 |
| Abbildung 27: Amphibol-Zusammensetzung beprobter Eklogite und des Amphibolits EE14. | 67 |
| Abbildung 28: Dünnschliffbilder des Orthopyroxen-Gesteins der Probe EE3. | 68 |
| Abbildung 29: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der mgn-Probe SW9. | 71 |
| Abbildung 30: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild des grobkörnigen Gneises Sy1 aus dem Zentrum des Saydaer Gneis-Komplexes. | 72 |
| Abbildung 31: Dünnschliffbilder des Feldspat-freien Metapelits SDB61..... | 74 |
| Abbildung 32: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Metapelit-Probe SDB61 mit einer typischen prograden Zonierung von Ca-reichen und Mg-armen Kernen. | 75 |
| Abbildung 33: Phasendiagramm der Metapelit-Probe SDB61 mit Überschuss H ₂ O. | 77 |
| Abbildung 34: Phasendiagramm der Metapelit-Probe SDB61. | 78 |
| Abbildung 35: Phasendiagramm der Metapelit-Probe SDB61 mit begrenztem H ₂ O Gehalt, das die Volumenanteile von Granat, Klinopyroxen und Schmelze zeigt..... | 79 |
| Abbildung 36: Dünnschliffbilder des Metapelites Ol20. | 80 |
| Abbildung 37: Phasendiagramm der Metapelit-Probe Ol20. | 81 |
| Abbildung 38: Phasendiagramm der Metapelit-Probe Ol20. | 82 |
| Abbildung 39: Dünnschliffbilder der Metapelit-Probe Ol21. | 83 |
| Abbildung 40: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild des granulitischen Gneises SDB23. | 84 |
| Abbildung 41: Dünnschliffbilder des granulitischen Gneises SDB19. | 85 |
| Abbildung 42: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der granulitischen Gneis- Probe SDB19..... | 86 |
| Abbildung 43: Einfaches Phasendiagramm der granulitischen Gneis-Probe SDB19 mit H ₂ O- gesättigten Zusammensetzung. | 89 |
| Abbildung 44: Phasendiagramm der der granulitischen Gneis-Probe SDB19 mit begrenztem H ₂ O Gehalt..... | 90 |
| Abbildung 45: Phasendiagramm der Probe SDB19 mit mit begrenztem H ₂ O Gehalt und ohne Klinopyroxen. | 91 |
| Abbildung 46: Dünnschliffbilder des granulitischen Gneises Ol19. | 92 |
| Abbildung 47: Ausschnitt des µRFA-Scans der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB2b. | 94 |
| Abbildung 48: Dünnschliffbilder der Diamant-führenden Granat-Fels-Proben SDB16 (a) und SDB70b (b) | 96 |
| Abbildung 49: Diagramm der Almandin- und Pyrop-Zusammensetzung der verschiedenen Granat- Typen in der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB2b..... | 97 |
| Abbildung 50: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB18. | 98 |

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Abbildung 51: Phasendiagramm für Diamant-führende Granat-Fels-Probe SDB2b..... | 99 |
| Abbildung 52: Phasendiagramm der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB2b, das die Volumenanteile von Kyanit, Granat und Schmelze zeigt. | 100 |
| Abbildung 53: Dünnschliffbilder Diamant-führender granulitischer Gneise..... | 101 |
| Abbildung 54: Diagramm zum Vergleich der Granatchemie der Diamant-führenden Gneise der Proben SDB4, 5 und 6 mit der granulitischen Gneis-Probe SDB19. | 102 |
| Abbildung 55: μ RFA-Scans der Diamant-führenden granulitischen Gneis-Probe SDB4a..... | 103 |
| Abbildung 56: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Diamant-führenden granulitischen Gneis-Probe SDB5..... | 104 |
| Abbildung 57: Phasendiagramm für die Diamant-führende granulitische Gneis-Probe SDB5. | 105 |
| Abbildung 58: Dünnschliffbilder von Eklogiten der OGE-B. | 107 |
| Abbildung 59: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat von Eklogit-Probe SDB3. | 108 |
| Abbildung 60: Phasendiagramm der Eklogit-Probe SDB3. | 109 |
| Abbildung 61: Dünnschliffbilder der serpentinisierten Granat-Peridotit-Probe Ol16. | 111 |
| Abbildung 62: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der serpentinisierten Granat-Peridotit-Probe Ol16..... | 112 |
| Abbildung 63: Phasendiagramm für die serpentinisierte Granat-Peridotit-Probe Ol14 mit Isoplethen für den Al-Gehalt in Orthopyroxen. | 113 |
| Abbildung 64: Einfach polarisierte Dünnschliffbilder typischer Amphibolite der GSE-A aus der Sammlung des LfULG..... | 115 |
| Abbildung 65: Dünnschliffbilder der Amphibolit-Probe EE17 aus Wolfsgrund. | 116 |
| Abbildung 66: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild des Granat-Glimmerschiefers EE15. | 118 |
| Abbildung 67: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Granat-Glimmerschiefer-Probe EE15..... | 119 |
| Abbildung 68: Phasendiagramm der Granat-Glimmerschiefer-Probe EE15 mit Isoplethen von Pyrop und Si-in-Hellglimmer. | 120 |
| Abbildung 69: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Amphibolit-Probe EE14b. | 121 |
| Abbildung 70: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Amphibolit-Probe EE14b. | 122 |
| Abbildung 71: Phasendiagramm von Amphibolit-Probe EE14b, das Isoplethen von Grossular, Albit und Si-in-Amphibol zeigt. | 123 |
| Abbildung 72: Einfach polarisierte Dünnschliffbilder von Eklogiten aus der LfULG Sammlung. | 125 |
| Abbildung 73: Kreuzpolarisiertes Dünnschliffbild der Granat-Hellglimmerschiefer-Probe ST1. | 126 |
| Abbildung 74: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Granat-Hellglimmerschiefer-Probe ST1. | 127 |

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Abbildung 75: Phasendiagramm für die Zusammensetzung von der Granat-Hellglimmerschiefer-Probe ST1..... | 128 |
| Abbildung 76: Dünnschliffbilder des Augengneises ST2. | 129 |
| Abbildung 77: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Augengneis-Probe ST2..... | 130 |
| Abbildung 78: Phasendiagramm für den Augengneis ST2. | 131 |
| Abbildung 79: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Eklogit-Probe ST23_1. | 133 |
| Abbildung 80: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Eklogit-Probe ST23_1..... | 134 |
| Abbildung 81: Phasendiagramm für Probe ST23_1 mit Grossular- und Pyrop-Isoplethen. | 136 |
| Abbildung 82: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Granat-Glimmerschiefer-Probe AB4. | 141 |
| Abbildung 83: Elementverteilungskarten und -profil von Granat der Granat-Glimmerschiefer-Probe AB4. | 142 |
| Abbildung 84: Phasendiagramm von Granat-Glimmerschiefer-Probe AB4 mit Si-in-Hellglimmer-Isoplethen..... | 143 |
| Abbildung 85: Kreuzpolarisiertes Dünnschliffbild der Eklogit-Probe AB2, mit einem kleinen Amphibol-Blast, der Omphacit ersetzt und Granat überwächst..... | 144 |
| Abbildung 86: Phasendiagramm des Eklogits AB2 mit Grossular- und Pyrop-Isoplethen. | 145 |
| Abbildung 87: Tektonisches Schema zur Entstehung des Deckenbaus nach Hallas (2020). | 148 |
| Abbildung 88: Tektonisches Schema zur Entstehung der Architektur des Erzgebirges nach Jouvent et al. (2022)..... | 149 |
| Abbildung 89: Lithologische Karte des Erzgebirges mit dem Verlauf der im Folgenden vorgestellten Profil. | 151 |
| Abbildung 90: Profil 1 von Bozi Dar Richtung Chemnitz..... | 152 |
| Abbildung 91: Profil 2 von Satzung Richtung Frankenberg..... | 154 |
| Abbildung 92: Profil 3 von Deutscheinsiedel Richtung Colmnitz..... | 158 |
| Abbildung 93: Dünnschliffbilder der Augengneis-Probe SW5 aus dem RKD. | 161 |
| Abbildung 94: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe SW11..... | 163 |
| Abbildung 95: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe SW10 vom Vogeltoffelfelsen..... | 164 |
| Abbildung 96: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe SW10..... | 165 |
| Abbildung 97: Dünnschliffbilder des mgns Erz5. | 167 |
| Abbildung 98: Dünnschliffbilder der Biotit-Gneis-Probe FRB4. | 169 |
| Abbildung 99: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe FRB6 (Oberer Graugneis). | 170 |
| Abbildung 100: Scans des Dünnschliffes von Hellglimmer-Gneis-Probe FRB7. | 172 |
| Abbildung 101: Dünnschliffbilder der Grünschiefer-ähnlichen Probe EE16..... | 174 |
| Abbildung 102: Dünnschliffbilder der Glimmerschiefer-Probe Zop1. | 175 |
| Abbildung 103: Dünnschliffbilder der Glimmerschiefer-Probe Zop4b. | 176 |
| Abbildung 104: Kompilation aller in Kapitel 5 vorgestellten PT-Pfade und der in den serpentiniisierten Granat-Peridotiten (Ol14/16) ermittelten Bedingungen..... | 184 |

Tabellenverzeichnis

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabelle 1: Vergleich verschiedener Bezeichnungen für die Einheiten des Erzgebirges..... | 28 |
| Tabelle 2: Übersicht über die Einheiten und Gesteine im Untersuchungsgebiet. | 36 |
| Tabelle 3: Übersicht über die im Projekt identifizierten Deformationsphasen und wichtigsten Strukturen..... | 178 |

Abkürzungsverzeichnis

In dieser Arbeit werden Elemente mit ihrem Symbol abgekürzt, z.B. Si für Silizium. Abkürzungen von Mineralnamen folgen Whitney & Evans (2010).

| | |
|---------------|------------------------------------------------------------------|
| µRFA | (Mikro-)Röntgenfluoreszenzanalyse |
| Ab | Albit |
| Alm | Almandin |
| Amp | Amphibolit |
| ANa/(ANa+BNa) | Verteilung des Natriums auf die Gitterplätze A und B in Amphibol |
| Ap | Apatit |
| apfu | Atome pro Formeleinheit |
| Atg | Antigorit |
| Aug | Augit |
| Bt | Biotit |
| Cb | Karbonat |
| Chl | Chlorit |
| Coe | Coesit |
| Cpx | Klinopyroxen |
| Crd | Cordierit |
| Ctd | Chloritoid |
| Czo | Clinozoisit |
| Dia | Diamant |
| E | Osten |
| EMS | Elektronenstrahlmikrosonde |
| Ep | Epidot |
| FLD | Gneisdom von Freiberg-Lauenstein |
| Fsp | Feldspat |

| | |
|-------|---------------------------------------------------------------|
| GPE | Granat-Phyllit-Einheit |
| Grs | Grossular |
| Grt | Granat |
| GSE | Glimmerschiefer-Einheit |
| HP | Hochdruck |
| HT | Hochtemperatur |
| Ilm | Ilmenit |
| Kfs | Kalifeldspat |
| Ky | Kyanit |
| LfULG | Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie |
| LP | Niedrigdruck |
| LT | Niedrigtemperatur |
| Lw | Lawsonit |
| M | Metamorphose |
| Mag | Magnetit |
| Mg# | Mg/(Mg+Fe2+) |
| mgn | Phengit-haltiger Hellglimmergneis |
| MORB | Mittelozeanischer Rücken-Basalt (Mid-Ocean Ridge Basalt) |
| MP | Mitteldruck |
| MT | Mitteltemperatur |
| NW | Nordwest |
| OGE | Obere Gneis-Einheit |
| Ol | Olivin |
| Opx | Orthopyroxen |
| PE | Phyllit-Einheit |
| Pg | Paragonit |

| | |
|------|-----------------------------------------------------|
| Pl | Plagioklas |
| Prp | Pyrop |
| PT | Druck-Temperatur |
| Qz | Quarz |
| RFA | Röntgenfluoreszenzanalyse |
| RKD | Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg |
| Rt | Rutil |
| SE | Südost |
| Sps | Spessartin |
| Srp | Serpentin |
| St | Staurolith |
| Symp | Symplektit |
| TD | Theriak-Domino |
| Ttn | Titanit |
| Tur | Turmalin |
| UGE | Untere Gneis-Einheit |
| UHP | Ultrahochdruck |
| WM | Hellglimmer (White mica) |
| XAlm | Anteil der Almandin-Komponente am gesamten Granat |
| XGrs | Anteil der Grossular-Komponente am gesamten Granat |
| XPrp | Anteil der Pyrop-Komponente am gesamten Granat |
| XSp | Anteil der Spessartin-Komponente am gesamten Granat |
| Zo | Zoisit |
| Zr | Zirkon |

Kurzfassung für Jedermann

Hohe Gebirge entstehen, wo Kontinente im Zuge der Plattenbewegung ineinandergeschoben werden (kollidieren). Dabei können Gesteine aus geringen Tiefen bis über 100 Kilometer tief in die Erde gelangen und danach wieder an die Oberfläche zurückkehren. Auf dem Weg werden sie zu metamorphen Gesteinen umgewandelt und teilweise sehr stark verformt. Bei den tektonischen Prozessen geraten intern zusammenhängende Gesteinskomplexe (tektonische Decken) in unmittelbare Nachbarschaft zu anderen, die möglicherweise eine ganz unterschiedliche tektonische und metamorphe Geschichte haben. Eine solche Gebirgsbildung ist in Mitteleuropa vor ca. 350 Millionen Jahren (über einige 10er Millionen Jahre hinweg) geschehen, die variszische Gebirgsbildung. Das entstandene Gebirge ist längst abgetragen, aber die Gesteine, die damals in der Tiefe eine bewegte Geschichte erfuhren, kann man noch immer oder gerade heute an der Oberfläche finden.

Das Erzgebirge besteht ganz überwiegend aus hochmetamorphen Gesteinen, die während der variszischen Gebirgsbildung geprägt wurden. Man findet hier in der Wissenschaft weltweit beachtete Gesteine, wie die berühmten Diamant-führenden Gesteine von der Säidenbachtalsperre. Obwohl seit über 30 Jahren bekannt ist, dass sich im Erzgebirge Gesteine finden lassen, die sogenannte Hochdruck- oder sogar Ultrahochdruck-Bedingungen erfahren haben, besteht über die tektonische Geschichte noch immer keine Einigkeit, noch nicht einmal darüber, wie viele tektonische Decken es im Erzgebirge eigentlich gibt und wie Hochdruck-Metamorphose im Erzgebirge räumlich verbreitet ist. Diese Arbeit versucht, einen Beitrag zur Lösung dieser Fragen zu leisten, insbesondere zu der Frage, welcher Anteil von Gesteinen im Erzgebirge Hochdruck-metamorph ist.

Wir haben Literaturrecherche betrieben, neue und alte Karten und wissenschaftliche Sammlungen durchforstet, aber vor allem zwischen Oberwiesenthal und Tharandt 238 Proben neu gesammelt und wissenschaftlich bearbeitet. Das heißt, wir haben von allen Proben Präparate für die optische Mikroskopie mit dem Polarisationsmikroskop gemacht und davon dann ca. 50 Proben ausgewählt. Mit diesen wurde aufwendige Analytik durchgeführt, um die metamorphe und die Verformungs-Geschichte zu entschlüsseln. Wir haben mit verschiedenen Labormethoden chemische Karten von Gesteinen und Mineralen angefertigt und räumlich hochauflöste, präzise chemische Analysen von einzelnen Mineralen oder Mineralzonierungen gemessen. Mit diesen Daten kann man thermodynamische Berechnungen durchführen, die es erlauben, die Bildungsbedingungen (Druck und Temperatur) von Mineralen und Mineralvergesellschaftungen zu bestimmen. Ferner haben wir unter Benutzung existierenden Karten geologische Schnitte durch das Erzgebirge konstruiert. Mit den Literaturdaten vereinigt, ergibt sich jetzt ein genaueres Bild über die Verteilung von Metamorphose und die tektonische Architektur des Erzgebirges.

Wir legen hier eine neue tektono-metamorphe Karte und einen Bericht vor, der unsere Ergebnisse zusammenfasst. Wir postulieren, dass es in dem Arbeitsgebiet mindestens sieben verschiedene tektonische Decken gibt, die wir als Untere Gneis-Einheit (UGE), Obere Gneis-Einheit A (OGE-A), Obere Gneis-Einheit B (OGE-B), Glimmerschiefer-Einheit A (GSE-A) und Glimmerschiefer-Einheit B (GSE-B), Granat-Phyllit-Einheit (GPE) und Phyllit-Einheit (PE) bezeichnen. Alle Einheiten außer der Phyllit-Einheit und der Unteren Gneis-Einheit haben Hochdruck-Bedingungen erfahren. Die Einheiten wurden während der variszischen Gebirgsbildung auf ihrem Rückweg aus der Tiefe gestapelt und zusammengeschweißt, aber auch danach noch sehr stark geschert und in Falten gelegt.

Kurzfassung für Fachleute

Basierend auf Recherche, der Auswertung von existierenden Sammlungen, eigener Geländearbeit und der petrologischen Bearbeitung von 238 neuen Proben stellen wir ein neues Schema der variszischen tektonischen Architektur im Erzgebirge vor, das auf existierenden Konzepten aufbaut. Von unten nach oben unterscheiden wir sieben tektonische Decken: Untere Gneis-Einheit (UGE), Obere Gneis-Einheit A (OGE-A), Obere Gneis-Einheit B (OGE-B), Glimmerschiefer-Einheit A (GSE-A), Glimmerschiefer-Einheit B (GSE-B), Granat-Phyllit-Einheit (GPE) und Phyllit-Einheit (PE).

Alle Einheiten unterscheiden sich bezüglich ihrer jeweiligen charakteristischen Protolithen und Metamorphose-Bedingungen. An den Grenzen zwischen den Einheiten treten sowohl plötzliche lithologische Wechsel als auch sprunghafte Änderungen in den Metamorphose-Bedingungen auf, welche eine Interpretation als tektonische Decken erfordern. Sogar innerhalb der OGE-B können fundamental verschiedene Metamorphose-Entwicklungen beobachtet werden. Alle Einheiten bis auf die Phyllit-Einheit und die Untere Gneis-Einheit haben regionalen Hochdruck unter Blauschiefer- bzw. Eklogit-faziellen Bedingungen erfahren.

Die Untere Gneis-Einheit besteht überwiegend aus cadowischen Metagranitoiden und Metagrauwacken, sowie ordovizischen Metagranitoiden. Sie tritt in den Gneisdomen von Reitzenhain-Katharinaberg und Freiberg-Lauenstein zu Tage. Die Untere Gneis-Einheit wurde variszisch regional von Amphibolit-faziellen-Bedingungen überprägt. Es ist wahrscheinlich, dass die Peakdruck-Bedingungen unterhalb der Blauschiefer- oder Eklogit-Fazies lagen.

Die Obere Gneis-Einheit A besteht überwiegend aus Gneisen, die jungproterozoische und kambrische Grauwacken, untergeordnet auch cadowische Granitoide zu Protolithen haben. In diese sind überall im Erzgebirge mehr oder weniger amphibolitisierte Eklogite eingelagert. Eklogite zeigen Peakdruck-Bedingungen von ca. 650 °C/2,5 GPa an, in den Gneisen sind dagegen nur Bedingungen der unteren Eklogit-Fazies (650 °C/ 1,5 GPa) nachweisbar.

Die Obere Gneis-Einheit B ist die komplexeste aller Einheiten. Protolithe der Gneise sind überwiegend ordovizische Sedimentgesteine und Magmatite, in die mafische und ultramafische Gesteine eingelagert sind. In Bezug auf die heutige im großen Maßstab domartige Hauptfoliation tritt die Obere Gneis-Einheit B innerhalb und im Dach der Oberen Gneis-Einheit A auf. Metamorphe Peak-Bedingungen sind variabel und erreichen mehr als 850 °C und 3 GPa in Granuliten, Glimmer-Felsen (Saidenbachiten) und Eklogiten. Protolithe und metamorphe Peak-Bedingungen korrelieren in eingebetteten Linsen und in der Gneismatrix auf charakteristische Weise, es handelt sich also nicht um eine chaotische Melange-Zone.

Die darüber folgende Glimmerschiefer-Einheit A besteht überwiegend aus ordovizischen Metapeliten, die Blauschiefer-fazielle Peakdruck-Bedingungen erreicht haben. In diese Glimmerschiefer ist von oben die Glimmerschiefer-Einheit B eingefaltet, die aus Gneisen und Metapeliten mit ordovizischen

Protolithen sowie Eklogiten besteht. In der Glimmerschiefer-Einheit B haben alle Gesteine Eklogit-fazile Bedingungen von 600-650 °C und 2-2,5 GPa erfahren.

Die Druck-Temperatur-Bedingungen zeigen, dass die Gesteine bei der Metamorphose in unterschiedliche Tiefen versenkt wurden. Bei der Exhumation gelangten sie in unmittelbare Nachbarschaft und wurden als Deckenstapel zusammengeschweißt und anschließend verfaltet und geschert. In allen Einheiten ist eine intensive retrograde Scherung zu beobachten, die auch die tiefsten Stockwerke der Unteren Gneis-Einheit erfasst. Letztere ist sehr wahrscheinlich selbst eine Decke, unter der weitere tektonische Einheiten, eventuell wieder mit Hochdruck-Metamorphose, erwartet werden müssen.

1 Einleitung

Dieser Bericht stellt die Ergebnisse vor, die wir in dem Projekt “Abgrenzung, Charakteristik und ingenieurgeologische Besonderheiten metamorpher Hochdruck- und Ultrahochdruck-Gesteine des Erzgebirges”, kurz “META-Hochdruck” für das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie des Freistaates Sachsen (LfULG) zusammengetragen haben. Dieses Projekt hatte zum Ziel die tektonische Architektur des Erzgebirges neu zu bearbeiten und dabei insbesondere die regionale Verbreitung von Hochdruck (HP)- und Ultrahochdruck (UHP)-Gesteinen zu untersuchen. Der Fokus der Projektarbeit liegt auf den Gneisen, mit denen andere Gesteine vergesellschaftet sind, die wertvolle Informationen über die Metamorphose-Geschichte enthalten. Im Rahmen des Projektes wurden keine Einheiten bearbeitet, in welchen Gneise gänzlich fehlen.

Unter dem Begriff Hochdruck (HP)-Gestein fassen wir Blauschiefer- und Eklogit-fazielle Gesteine zusammen. Unter Ultrahochdruck (UHP)-Gesteinen verstehen wir Gesteine, die metamorphe Bedingungen erlebt haben, unter denen sich Coesit und Diamant bilden.

Die Hochdruck (HP)-Gesteine des Erzgebirges wurden bereits in einigen Studien genauer untersucht und sind vor allem für das Vorkommen von Ultrahochdruck (UHP)-Mineralen wie Diamant und Coesit bekannt (z.B. SCHMÄDICK, 1994; WILLNER et al., 1997; MASSONNE 2003; KLÁPOVÁ et al., 1998). Aus den bestehenden Arbeiten geht hervor, dass im Erzgebirge Gesteinskomplexe mit sehr unterschiedlichen Metamorphose-Entwicklungen zu finden sind, die teilweise in inversen Metamorphose-Profilen vorliegen und sich durch sprunghafte Änderung der Metamorphose-Bedingungen an den Grenzen der Gesteineinheiten auszeichnen. Das erfordert die Annahme eines tektonischen Deckenbaus (z.B. KONOPÁSEK & SCHULMAN, 2005; RÖTZLER & PLESSEN, 2010), welche auch unserer Arbeit zu Grunde liegt. Allerdings sind diskrete Scherzonen, die man an den Deckengrenzen erwarten könnte, aufgrund der mehrfachen tektonischen Überprägung der Region im Gelände kaum noch nachzuweisen, sodass die Abgrenzung der Decken durch den Nachweis bestimmter metamorpher Mineralparagenesen erfolgte. Petrographische Untersuchungen bildeten deshalb den Hauptteil unserer Projektarbeit.

Bezüglich wichtiger Aspekte bestehen in der Erzgebirgsgeologie noch immer ernsthafte Wissenslücken:

(1) Bisher sind die verschiedenen Domänen mit (Ultra)Hochdruck-Gesteinen nur Teilbereiche von Einheiten auf der geologischen Karte - die regionale Ausdehnung der durch ihre jeweilige Metamorphose-Geschichte definierten Gesteine wird nicht dargestellt und ist umstritten, ebenso wie die Anzahl der Decken.

(2) Wie in anderen Hochdruck-metamorphen Komplexen weltweit lassen sich auch im Erzgebirge Peakdruck-Bedingungen vornehmlich in bestimmten Gesteinstypen nachweisen, vor allem in Eklogiten. Unklar ist, inwieweit die die Eklogite umhüllende Matrix aus Gneisen und Glimmerschiefern die gleiche Metamorphose-Geschichte erlebt hat und die betreffenden Einheiten somit kohärente Decken darstellen, oder ob es sich um Gemische von Gesteinen mit unterschiedlichen Metamorphose-Geschichten handelt (Melanges). Dieses Thema steht international im Fokus der Forschung und auch im

Erzgebirge wird gerade daran gearbeitet (z.B. Diskussion von SCHÖNIG et al., 2019, 2020, 2021 und MASZONE, 2021). Auch wir konnten diese Frage in einem solchen Projekt nicht abschließend lösen.

Für die Bedürfnisse des LfULG war es insbesondere wichtig, herauszufinden, ob die tektonischen Einheiten (Decken) insgesamt, also einschließlich der Gneismatrix, Hochdruck-Metamorphose (also Blauschiefer- oder Eklogit-fazielle Metamorphose) erfahren haben und wie groß die Ausdehnung der jeweiligen Decken ist. Darüber hinaus sollten die Deformationsgeschichte und das strukturelle Inventar der einzelnen Gesteinstypen sowie die ingenieurgeologischen Konsequenzen der Deformationsstrukturen bewertet werden.

Wir legen hier ein GIS-Projekt vor, aus dem verschiedene Karten extrahiert wurden. Das Projekt enthält zudem Informationen zu neu bearbeiteten Proben und Literaturdaten, die sich in den Karten darstellen lassen. Unsere Version beruht auf der geologische Karte GK50 Erzgebirge/Vogtland, in der Polygone nach petrographischen Gesichtspunkten geordnet waren. Wir haben den Verlauf dieser Polygone nicht verändert, sondern entsprechend unserer Ergebnisse sie einem von uns neu vorgeschlagenen tektonischem Aufbau des Erzgebirges zugeordnet. Dafür haben wir die Literatur und geologische Messtischblätter studiert, existierende Probensammlungen, insbesondere die Dünnschliffsammlung des LfULG, durchgesehen und darauf aufbauend zwischen Oberwiesenthal im Westen und Schmiedeberg im Osten eigene Geländearbeiten durchgeführt und 238 Proben gesammelt. Für die Bearbeitung dieser Proben wurden über 200 polierte Dünnschliffe von verschiedenen Gesteinstypen gefertigt, optisch mikroskopiert und danach teilweise intensiv analytisch und phasenpetrologisch untersucht. Im Zusammenhang mit dem Projekt entstanden auch zwei Masterarbeiten (ROSENBERGER, 2023 und KESEBERG, 2023) und eine Bachelorarbeit (SKADI-WILKE, 2024), die Detailstudien durchgeführt haben (Stümpfelsen in Hammerunterwiesenthal, Säidenbachtalsperre bei Forchheim, bzw. oberes Schwarzwästal). Die Ergebnisse dieser Arbeiten wurden in den Bericht einbezogen, allerdings stellen wir hier keine Einzelgebiete detailliert vor.

Kapitel 2 ist eine Einführung in die Metamorphose und Tektonik im Erzgebirge. Es legt den Wissensstand und Ausgangspunkt dieses Projektes, insbesondere existierende tektono-metamorphe Gliederungen, dar. Die verschiedenen von uns angewandten Methoden und analytischen werden in Kapitel 3 erläutert. Kapitel 4 stellt dann relativ kurz die basierend auf unseren Ergebnissen überarbeitete, teilweise neue Gliederung des Deckenstapels des Erzgebirges vor. Das umfassende Kapitel 5 ist das Herz dieser Arbeit. Wir gehen eingehend auf die Metamorphose-Bedingungen in den einzelnen tektonischen Komplexen ein, stellen dafür petrologische Detailstudien an einzelnen Proben vor und vergleichen die Ergebnisse mit Literaturdaten. In Kapitel 6 werden mikrostrukturelle Beobachtungen an exemplarischen Proben aus verschiedenen Teilen des Arbeitsgebietes dargelegt und mit Literaturdaten verglichen. Darüber hinaus präsentieren wir drei neu konstruierte Profile durch das Erzgebirge und

diskutieren die tektonische Geschichte und Architektur im Lichte von diesen beiden Datensätzen. In Kapitel 7 diskutieren wir schließlich die Konsequenzen der Ergebnisse der vorigen Kapitel für große ingenieurgeologische Absichten, insbesondere Tiefbauten. Dies geschieht entsprechend unserer Qualifikation nach geologischen, weniger nach technischen Kriterien. Zuletzt gehen wir in Kapitel 8 kurz auf offene Fragen und mögliche Folgeprojekte ein.

2 Geologie des Erzgebirges

Das Erzgebirge ist Teil des variszischen Grundgebirges von Deutschland und bildet dort einen der Hauptkomplexe des Saxo-Thuringikums. Die Varisziden sind eines der größten Orogene Europas und ziehen sich von den Sudeten im Osten Polens bis nach Portugal (MARTINEZ CATALAN et al., 2021). Weiterhin findet man überprägte variszische Einheiten innerhalb der Alpen und sogar im Kaukasus. Das riesige Ausmaß des variszischen Orogens hängt mit seiner Entstehung zusammen. Es ist auf die Kollision der zwei Großkontinente Pangea und Gondwana, sowie einer kontrovers diskutierten Anzahl von Mikrokontinenten zurückzuführen. Dabei kam es zu einer heterogenen Überprägung der kollidierenden Kruste, sodass heute wenig überprägte Gebiete wie die Lausitz neben hoch-metamorphen Gebieten wie dem Erzgebirge liegen (KRONER & ROMER, 2010).

Die Architektur des Erzgebirges ist variszischen Ursprungs, deren strukturell tiefsten Einheiten in den Gneisdomen von Freiberg-Lauenstein (FLD) und Reitzenhain-Katharinaberg (RKD) aufgeschlossen sind. Von diesen werden darauf liegende Hüllgneise unterschieden. Diese Gneise werden wiederum von einer Schieferhülle eingerahmt und überlagert, welche aus Metasedimenten besteht, die von Granat-führenden Glimmerschiefern in Granat-Phyllite und schließlich Granat-freie Phyllite übergehen. Alle metamorphen Einheiten werden von magmatischen Gesteinen verschiedenen Alters durchschlagen und teilweise von Deckgebirgs-sedimenten überlagert.

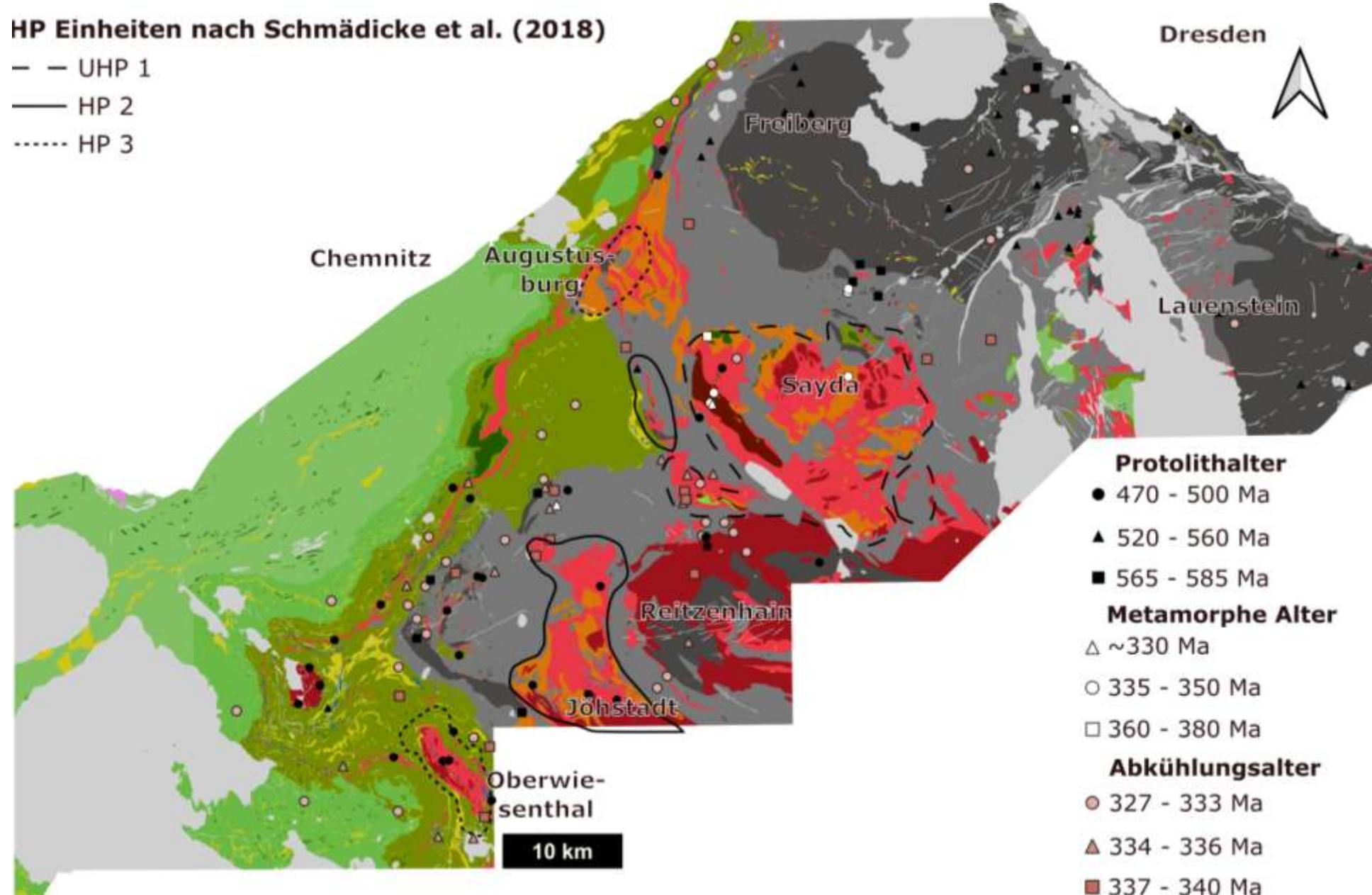
Heute ist das Erzgebirge als ein ca. NE-SW streichender, 50 x 100 km großer asymmetrischer Dom aufgeschlossen, der etwa Richtung SW kontinuierlich absinkt. Dadurch sind tektonisch tiefe Einheiten eher im Zentrum und im Osten zu finden. Die Bedeutung der den-Dom-abbildenden Foliation und das Ausmaß der damit verbundenen Deformation sind umstritten. Während man gegen SW progressiv strukturell nach oben gelangt, wird das Erzgebirge im Osten durch die Mittelsächsische Störung (oder Mittelsächsische Scherzone) relativ scharf von der strukturell viel höher liegenden, niedrig-metamorphen Elbe-Zone getrennt. Im SE verdeckt der deutlich jüngere Eger-Graben die ursprüngliche Grenze zum Tepla-Barandium, welche allerdings in Bohrkernen nachverfolgt werden kann (MLÓCH & KONOPÁSEK, 2010). Die historische geographische SW-Grenze bilden die Granite des Eibenstocks, die das Erzgebirge von dem sich anschließenden Vogtland trennen. Geologisch gesehen sind sich Erzgebirge und Vogtland jedoch ähnlich, sodass als geologische Grenze eher die Fränkische Linie definiert werden sollte, die das Saxo-Thuringikum vom Moldanubikum trennt. Schließlich werden die metamorphen Einheiten gegen Norden von strukturell höheren paläozoischen Schiefern begrenzt. Im östlichen Teil ist diese Schieferhülle nur geringmächtig und sehr bald von der höheren Decke des Frankenberger Zwischengebirges abgeschnitten.

Historisch wurde zwischen Hellglimmer-dominierten Rotgneisen und Biotit-dominierten Graugneisen unterschieden. Obwohl die Farbe der Gneise kein eindeutiges Kriterium ist, lässt sich diese alte Einteilung überraschend gut mit heutigen Konzepten, die hauptsächlich auf Protolithaltern basieren, parallelisieren. Daher benutzen wir die Begriffe Graugneis und Rotgneis ebenfalls, aber in Bezug auf die Protolithalter der Gesteine und nicht auf deren Farbe.

TICHOMIROWA (2002) konnte zeigen, dass die Protolithen der Gneise in drei Alterskategorien fallen (siehe Abbildung 1). So handelt es sich bei den Unteren Graugneisen, aufgeschlossen im FLD, um kambrische Granodiorite, die vor rund 540 Millionen Jahren (Ma) in präkambrische Grauwacken intrudierten. Aus diesen vor über 575 Ma abgelagerten Sedimenten wurden während der variszischen Orogenese die sogenannten Oberen Graugneise, die den Großteil der Hüllgneise bilden. Im Gegensatz zu den Graugneisen stehen die Rotgneise, die neben dem RKD auch größere Gneis-Komplexe bei Sayda, Jöhstadt und Augustusburg bilden. Hierbei handelt es sich um Granitoide und Rhyolith, die im Ordovizium vor ca. 470 bis 500 Ma entstanden (TICHOMIROWA, 2002). Im RKD sind diese Alter kontrovers, da KRÖNER et al. (1995) für beide Gneisdome Protolithalter von ca. 550 Ma ermittelten. Dies könnte zwar auch an der größeren lithologischen Komplexität der Protolithen innerhalb des RKD liegen, jedoch befassten sich beide Studien mit Gesteinen des gleichen Aufschlusses.

HP Einheiten nach Schmädicke et al. (2018)

- UHP 1
- HP 2
- HP 3



- Eher feinkörnige, Hellglimmer-dominierte Gneise mit typischerweise ordovizischen Protolithaltern, z.B. mgn
- Eher grobkörnige, Hellglimmer-dominierte Gneise mit typischerweise ordovizischen Protolithaltern, z.B. Augengneise.
- Eher feinkörnige, Biotit-dominierte Zweiglimmergneise, mit typischerweise spät-proterozoischen Protolithaltern, z.B. Marienberger Gneis, Obere Graugneise
- Eher grobkörnige, Biotit-dominierte Gneise typischerweise mit früh-paläozoischen Protolithaltern, z.B. Freiberger Gneis, Untere Graugneise

Abbildung 1: In diesem Projekt zusammengestellte lithologische Karte des Erzgebirges.

Die Karte basiert auf der geologischen Karte 1 : 50.000 Erzgebirge/Vogtland (1994) mit Altern (HALLAS et al., 2021; KOŠLER et al., 2004; KRÖNER et al., 1995; KRÖNER & WILLNER, 1998; KYLANDER-CLARK et al., 2013; MINGRAM et al., 2004; SCHMÄDICKE et al., 1995; 2018; TICHOMIROWA et al., 2001, 2012; TICHOMIROWA, 2003; TICHOMIROWA & KÖHLER, 2013; WERNER & LIPPOLT, 2000), sowie den drei HP-Einheiten nach SCHMÄDICKE et al. (2018).

Die Glimmerschiefer und Phyllite konnte MINGRAM (1996) mit den über 100 km entfernten Sedimenten des Schwarzburger Sattels korrelieren. Demnach lassen sich vor allem metamorphe Äquivalente der ordovizischen Frauenbach-, Phycoden- und Gräfenthal-Gruppen im Erzgebirge nachweisen, die sich etwa zwischen 485 und 445 Ma ablagerten. Basierend auf ihrer Mineralogie wurden diese drei Ausgangsgesteine in Feldspat-freie, Feldspat-führende und Graphit-führende Glimmerschiefer bzw. Phyllite umgewandelt (MINGRAM, 1996). Auch die im Schwarzburger Sattel vorkommenden Quarz- und Karbonat-reichen Einlagerungen lassen sich als Quarzite und Marmore im Erzgebirge wiederfinden (MINGRAM, 1996).

Neben den klar dominierenden felsischen Gesteinen, gibt es auch Linsen von mafischen und ultramafischen Gesteinen im Erzgebirge. Während die ultramafischen Gesteine fast ausschließlich auf eine Handvoll Vorkommen im Gneis-Komplex von Sayda beschränkt sind, kommen mafische Gesteine mehr oder weniger häufig in allen geologischen Einheiten vor. Da diese Gesteine ihre Druck-Temperatur-Geschichte oft deutlich besser aufzeichnen als die umgebenden Gneise, stehen sie trotz ihres relativ geringen Volumens im Fokus vieler wissenschaftlicher Studien (SCHMÄDICKE, 1994; KLÁPOVÁ et al., 1998; MASSONNE & CZAMBOR, 2007; TICHOMIROWA & KÖHLER, 2013). Dabei sind besonders die Eklogite interessant, da diese die höchsten Metamorphose-Drücke anzeigen. Die Geochemie der Eklogite weist auf Mittelozeanische-Rücken-Basalte (MORB) als Ausgangsgesteine hin. Die Datenlage, wann diese Basalte geformt wurden, ist allerdings relativ dünn. So ist uns nur die Studie von TICHOMIROWA & KÖHLER (2013) bekannt, die Protolithalter an einer begrenzten Zahl von Eklogiten und Amphiboliten im Erzgebirge bestimmten. Das Ergebnis sind Alter von ca. 540 Ma, also ähnlich wie die Metagranodiorite des FLD.

Im Gegensatz zu den variablen Protolithaltern der Gesteine, verteilen sich die Metamorphose-Alter über einen deutlich kürzeren Zeitraum. So zeigt die große Mehrheit gemessener Daten ein Metamorphose-Alter von ca. 340 Ma, sowohl für felsische als auch mafische Gesteine (KRÖNER & WILLNER, 1998; TICHOMIROWA & KÖHLER, 2013; TICHOMIROWA, 2002; TICHOMIROWA et al., 2005; MINGRAM et al., 1998; SCHMÄDICKE et al., 1995, 2018; MASSONNE et al., 2007; KYLANDER CLARK et al., 2013; KOTKOVA et al., 1996). Aus einigen Studien, gerade der letzten Jahre, geht allerdings ein längerer Metamorphose-Zeitraum von ca. 360 bis 340 Ma hervor (WERNER, 1998; SCHMÄDICKE et al., 1995; ZÁVADA et al., 2021; SCHMÄDICKE et al., 2018; TICHOMIROWA & KÖHLER, 2013; JOUVENT et al., 2023; MASSONNE, 2024). Die Bedeutung der höheren Alter, die sich vor allem in den strukturell höheren Einheiten finden, ist allerdings noch wenig diskutiert. JOUVENT et al. (2023) führen dies auf die Exhumierung eines Akkretionskeils zurück, wobei die tiefer subduzierten Einheiten länger für die Exhumation brauchen.

Aus Ar-Ar Abkühlungsaltern sowie die den Altern von Magmatiten und Vulkaniten, welche das Orogen durchschlagen und deshalb jünger sein müssen, geht eine relativ schnelle Exhumation hervor. Demnach war das heutige Erzgebirge bereits bei 328 Ma unter die Schließungstemperatur des Ar-Ar-Systems von Hellglimmer bei ca. 350 °C abgekühlt (HALLAS et al., 2021). Das magmatische Alter von Vulkaniten, wie in der Teplice-Caldera, zeigt weiterhin an, dass Teile des Erzgebirges bereits bei 322 Ma an der Oberfläche lagen (WALTHER et al., 2016; TICHOMIROWA et al., 2022). Währenddessen sind Granite im

westlichen Erzgebirge mit einem Intrusionsalter von ca. 305 Ma deutlich jünger, was ein Hinweis auf eine langsamere Exhumation im Westerzgebirge darstellt.

Neben der Datierung der Protolith, Metamorphose und Abkühlung basieren moderne Konzepte der Geologie des Erzgebirges vor allem auf der Charakterisierung der Druck-Temperatur (engl: pressure-temperature = PT) -Entwicklung von unterschiedlichen Gesteinen in unterschiedlichen Gebieten. Grundlegende Studien dazu sind vor allem SCHMÄDICKE et al. (1991) und SCHMÄDICKE (1994) für die mafischen Gesteine (Eklogite und Amphibolite), sowie RÖTZLER (1995) und WILLNER et al. (1997) für die felsischen Gesteine. Dabei wurden mehrheitlich Gesteine des zentralen und westlichen Erzgebirges untersucht, während moderne Studien zur PT-Entwicklung des Osterzgebirges bis heute fehlen.

Laut SCHMÄDICKE (1994) kommen Eklogite im Erzgebirge in drei verschiedenen Typen vor, die sich sowohl in ihrer Mineralogie als auch in ihrer PT-Geschichte unterscheiden (siehe Abbildung 1). Die zentralen Erzgebirgseklogite, die sich auf den Saydaer Gneis-Komplex beschränken, bilden eine UHP-unit 1 (UHP). Neben einer relativ großen Korngröße und dem Fehlen von H_2O -führenden Mineralen in der Peak-Paragenese zeigen diese Gesteine auch Einschlüsse von Coesit oder Pseudomorphosen nach diesem (MASSONNE, 2001, SCHMÄDICKE et al., 1991). Die Eklogite der HP-unit 2 kommen laut SCHMÄDICKE (1994) hauptsächlich um den Gneis-Komplex von Jöhstadt, in der Medenec-Struktur, sowie NW von Lengefeld vor. Diese Eklogite sind etwas feinkörniger und können Zoisit, Phengit und Amphibol als Teil der Peak-Paragenese zeigen. Schließlich kommen Eklogite der HP-unit 3 innerhalb der Glimmerschiefer vor und zeigen neben noch kleineren Korngrößen und stärkerer Foliation auch prograde Phasen wie Glaukophan oder Paragonit als Relikte in Granat-Einschlüssen. Geothermobarometrie von SCHMÄDICKE (1994) ergab PT-Bedingungen von 2-2,2 GPa und 600-650 °C für HP-unit 3, 2,4-2,6 GPa und 670-730 °C für die HP-unit 2 und über 3 GPa und 840 °C für die UHP-unit 1. Während sich die UHP-Eklogite mit deutlichen höheren PT-Bedingungen stark absetzen, ist der Unterschied zwischen den HP-Eklogiten der units 2 und 3 wesentlich geringer. So ermittelten auch mehrere Autoren in Eklogiten der HP-unit 3 PT-Bedingungen von 2,6 GPa und um 700 °C, die laut SCHMÄDICKE typisch für Eklogite der HP-unit 2 wären (KLÁPOVÁ et al., 1998; MASSONE & KOPP, 2005; MASSONE, 2012; GROSS et al., 2008, COLLETT et al., 2017).

Im Gegensatz zu den Eklogiten gibt es nur vereinzelte PT-Daten für die Amphibolite des Erzgebirges. Während RÖTZLER (1995) 0,6-0,8 GPa und maximal 550-650°C für die Amphibolite des RKD angibt, nennen WILLNER et al. (2000) etwas höhere Drücke von ca. 1 GPa.

Die felsischen Gesteine, die die Matrix der Eklogite bilden, zeigen häufig andere PT-Bedingungen als ihre mafischen Einlagerungen. Besonders groß ist dieser Kontrast im Gneis-Komplex von Sayda, in der neben den UHP-Eklogiten auch Diamant-führende felsische Gesteine vorkommen. Letztere kommen wie die Eklogite nur in kleinen Linsen vor und wurden bei ähnlichen Bedingungen von ca. 950 °C und 4-4,5 GPa gebildet (MASSONNE, 2003; ESCUDERO et al., 2012). Im Gegensatz dazu zeigt die Gneis-Matrix dieser Gesteinslinsen variable PT-Bedingungen von maximal 850 °C und 2,4 GPa (RÖTZLER, 1995; WILLNER et al., 1997, HALLAS, 2020). Laut WILLNER et al. (1997) ähnelt sich allerdings der Exhumationspfad der

verschiedenen Gneise und Eklogite, sodass diese Autoren von einer Amalgamierung der Einheit während der Exhumation ausgehen. Obwohl sich laut SCHMÄDICKE (1994) die Eklogite der Gneis-Komplexe von Sayda und Jöhstadt deutlich unterscheiden, ähneln sich die felsischen Gesteine in beiden Gebieten. Dabei gibt es allerdings keine guten PT-Daten aus dem Jöhstädter Komplex (RÖTZLER, 1995; WILLNER et al., 1997).

Auch innerhalb der Oberen Graugneise, der am weitesten verbreiteten Hüllgneise, gibt es kaum PT-Daten, obwohl diese Gesteine so weit verbreitet im Erzgebirge sind. Lediglich HALLAS (2020) gibt Werte von 1,3-1,5 GPa und 600-700 °C für diese Gesteine an. In den Unteren Graugneisen fehlen publizierte PT-Daten sogar ganz.

Im Gegensatz dazu sind die strukturell höher liegenden Glimmerschiefer und Phyllite besser untersucht. Neben älteren Arbeiten von RÖTZLER et al. (1998) gibt es auch moderne Studien von JOUVENT et al. (2022, 2023), wobei letztere vor allem Gesteine westlich des Eibenstock-Granits untersucht haben. Während RÖTZLER et al. (1998) nur Mindestbedingungen von ca. 1,2 GPa und 550 °C für die Glimmerschiefer angeben, wurden diese laut JOUVENT et al. (2022) bei bis zu 2,5 GPa und 560 °C metamorph überprägt. Ob die großen Unterschiede dabei eine Folge der unterschiedlichen geographischen oder strukturellen Lage sind, ist unklar. Allerdings zeichnet sich ein ähnliches Bild für die Granat-Phyllite ab. Hier geben RÖTZLER & PLESSEN (2010) Bedingungen von ca. 1 GPa und 480 °C an, während JOUVENT et al. (2022) höhere Bedingungen von 1,3 GPa und 520 °C ermittelten konnten. Damit wären die Granat-Phyllite unter Blauschiefer-faziellen Bedingungen entstanden. Für Granat-Phyllite der Hermsdorfer Klippe im Südosten des Erzgebirges bestimmte FRIEDEL (2007) eine ähnliche metamorphe Entwicklung wie RÖTZLER & PLESSEN (2010). Das würde für merkliche Unterschiede zwischen den Glimmerschiefern und Granat-Phylliten des Erzgebirges und denen des Vogtlandes sprechen. Schließlich wurden die Phyllite bei Sub-Grünschiefer-faziellen Bedingungen von gerade einmal 300 °C und 0,2 GPa gebildet (RÖTZLER & PLESSEN, 2010).

Aus den geologischen und geochemischen Daten wurden verschiedene Schemata entwickelt, die den Aufbau des Erzgebirges erklären sollen (z.B. WILLNER et al., 2000; KONOPÁSEK & SCHULMAN, 2005; RÖTZLER & PLESSEN, 2010; HALLAS, 2020). Die Natur der Einheiten, ihre Ausdehnung und die Beziehungen der verschiedenen Komplexe unterscheiden sich von Modell zu Modell.

Jahrzehntelang wurde die Architektur mit einem lithostratigraphischen Ansatz erklärt, der den stratigraphischen Gesetzen von STENO (1669) folgt. Demnach wurden die Protolithen der heute untersten Einheiten auch zuerst abgelagert und dann sukzessive von den strukturell höheren Einheiten sedimentär überdeckt. Dadurch wären die untersten Einheiten sowohl die ältesten als auch jene, die die höchsten Metamorphose-Grade erfahren haben. Das lithostratigraphische Konzept wurde ab den 1990er Jahren durch neue Daten widerlegt: (1) Radiometrische Datierungen der verschiedenen Einheiten waren mit den lithostratigraphisch postulierten Altern nicht vereinbar. (2) Petrologische Studien dokumentierten verbreitete und diskontinuierliche Hochdruck-Metamorphose in verschiedenen Stockwerken, die

nur durch Subduktion zu erklären ist. (3) Metamorphose-Sprünge und inverse Metamorphose-Profile lassen sind nicht mit der Vorstellung einer ungestörten sedimentären Ablagerung vereinbaren.

Die mit dem lithostratigraphischen Konzept durchgeführten Arbeiten haben bezüglich petrographischer Charakterisierung und auch insbesondere bezüglich der Parallelisierung von Einheiten, die in metamorphen Gebieten besonders schwierig ist, große Fortschritte erzielt. Was die zugrundeliegenden geologischen Vorstellungen und das Alter der Gesteine betrifft, ist die Lithostratigraphie heute jedoch als widerlegt anzusehen.

Das wohl am weitesten entwickelte und meistgenutzte Modell ist von RÖTZLER & PLESSEN (2010) und dient deshalb als Ausgangspunkt dieser Arbeit. Laut RÖTZLER & PLESSEN (2010) repräsentiert das Erzgebirge einen Deckenstapel, der auf ein präkambrisches Basement überschoben wurde, welches sich während der cadiischen Orogenese gebildet hatte. Das cadiische Basement wird dabei durch die relativ schwach deformierten Gneisdome von Freiberg-Lauenstein und Reitzenhain-Katharinaberg aufgebaut, zusammengefasst als Mitteldruck-Mitteltemperatur (MP-MT) Gneiss-Amphibolite Unit (siehe Tabelle 1). Darauf überschoben wurden die (U)HP-HT Gneiss-Eclogite Units II und I, die in den Rotgneis-Komplexen von Sayda bzw. Jöhstadt aufgeschlossen sind. Die Gneiss-Eclogit Units sind durch die Transition Zone umschlossen, die eine stark deformierte Melange aus Gesteinen verschiedener Einheiten repräsentieren soll. Allerdings besteht sie ganz überwiegend aus den Oberen Graugneisen. Auf den Gneis-Einheiten liegen die ordovizischen Metasedimente, deren Metamorphose-Grad nach oben hin sinkt. So zeigt die Micaschist-Eclogite-Unit noch Hochdruck-Niedrigtemperatur (HP-LT)-Bedingungen während für die folgenden Granat-Phyllite Unit Mitteldruck-Niedrigtemperatur (MP-LT)-Bedingungen bestimmt wurden und die Niedrigdruck-Niedrigtemperatur (LP-LT)-Phyllite-Unit deutlich sub-Grün-schiefer-fazielle Metamorphose-Bedingungen anzeigt.

Im Gegensatz dazu steht zum Beispiel das Modell von KONOPÁSEK & SCHULMANN (2005) (Karte in COLLETT et al., 2020). Hier werden neben der Gneiss-Amphibolite Unit auch die Transition Zone und die ordovizischen Metasedimente als Par-autochtones Basement bezeichnet, das von zwei kristallinen Decken (Lower Crystalline nappe, Upper Crystalline nappe) überschoben wird. Die Decken entsprechen dabei der UHP-Gneiss-Eclogite Unit II einerseits und der HP-Gneiss-Eclogite Unit I und Teilen der Micaschist-Eclogite Unit andererseits.

Im jüngeren Modell von JOUVENT et al. (2022, 2023) repräsentiert das Erzgebirge einen Akkretionskeil, wobei die internen, strukturell tieferen Einheiten am weitesten subduziert worden sind. Ausnahme bilden auch hier die Gneisdome FLD und RKD, die keine subduktionsbezogene HP-Metamorphose erlebt haben und später von den exhumierenden Einheiten aus der Subduktionszone überschoben wurden. JOUVENT et al. (2022, 2023) teilen den Akkretionskeil dann in zwei Teile: Einen inneren Keil, der den Gneiss-Eclogite Units und der Transition Zone von RÖTZLER & PLESSEN (2010) entspricht und einen äußeren Teil, der den Phylliten und Glimmerschiefern entspricht. Dazwischen gibt es einen

Übergangsbereich. Im Gegensatz zu den vorherigen Modellen wird dabei kein diskreter Deckenstapel postuliert. Die unterschiedlichen PT-Geschichten werden lediglich auf verschiedene Stockwerke innerhalb eines mehr oder weniger kontinuierlichen Akkretionskeils bezogen, der aber zusammenhängend exhumiert wurde.

Ein fundamentales Problem all dieser Schemata und eine Besonderheit des Erzgebirges ist es, dass hier abgesehen von den Gneisdomen, die höher metamorphen Einheiten strukturell unter den niedriger-metamorphen liegen. Dies ist ungewöhnlich für alpinotype Deckenstapel, da dort die aus größeren Tiefen exhumierten Einheiten auf schwächer metamorphe Einheiten aufgeschoben werden. JOURNAL et al. (2022, 2023) führen das auf die späte, exhumierende Extensionsphase zurück, welche die heutigen Lagerungsverhältnisse als lediglich scheinbar suggerieren würde. Genauer wird auf diese Problematik in Kapitel 6 eingegangen.

Auch die in dieser Arbeit zusammengetragenen publizierten und neuen Daten lassen keine andere Interpretation zu, als dass im Erzgebirge ein variszischer Deckenstapel vorliegt. Durch detaillierte petrographische Untersuchungen in Kombination mit strukturgeologischen Untersuchungen konnten die existierenden Modelle erweitert und modifiziert werden.

3 Methodik

3.1 Arbeit mit geologischen Karten und GIS-Projekt

Ein wichtiger Teil unserer Arbeit war das Studium geologischer Messtischblätter, mit deren Hilfe wir Gliederungen durchgeführt und Geländearbeit vorbereitet haben. Dabei haben wir sehr gute Erfahrungen mit der älteren Generation von Karten gemacht, die zwischen 1870 und 1930 aufgenommen wurden. Diese Karten sind im Gelände sehr gut nachvollziehbar und haben eine relativ konsistente Namensgebung durch das gesamte Erzgebirge. Außerdem sind sie über die Seite „[Kreidefossilien](#)“ zusammen mit den Erläuterungsheften frei und leicht zugänglich. Wir haben unsere Arbeit weitgehend auf diese Blätter gestützt, vereinzelt aber auch auf modernere, vom LfULG zur Verfügung gestellte Ausgaben. Die neueren Karten sind in der Regel im Sinne der Lithostratigraphie erstellt, das heißt, der Ausgangspunkt war die Annahme einer sich stetig nach oben verjüngenden Domstruktur.

Tabelle 1: Vergleich verschiedener Bezeichnungen für die Einheiten des Erzgebirges.

| Diese Arbeit | Rötzler & Plessen (2010) | Konopásek & Schulmann (2005) | Jouvent et al. (2023) |
|-----------------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|
| Untere Gneis-Einheit (UGE) | Gneiss-Amphibolite Unit (GAU, Basement) | Par-autochthonous unit | Parautochton, Granite-Gneiss Amphibolite Unit (GAU) |
| Obere Gneis-Einheit A (OGE-A) | Transition Zone (TZ) | Par-autochthonous unit | Gneiss/Eclogie Unit (GEU) |
| Obere Gneis-Einheit B (OGE-B) | Gneiss-Eclogite Unit (GEU) I, II | Lower Crystalline nappe, Upper Crystalline nappe | Gneiss/Eclogie Unit (GEU) |
| Glimmerschiefer-Einheit A (GSE-A) | Micaschist-Eclogite Unit (MEU) | Par-autochthonous unit | Micaschist/Eclogite Unit (MEU) |
| Glimmerschiefer-Einheit B (GSE-B) | Micaschist-Eclogite Unit (MEU) | Lower Crystalline nappe | Gneiss/Eclogie Unit (GEU) |
| Granat-Phyllit-Einheit (GPE) | Garnet-Phyllite Unit (GPU) | Par-autochthonous unit | Garnet-Phyllite Unit (GPU) |
| Phyllit-Einheit (PE) | Phyllite Unit (GU)I | Par-autochthonous unit | Phyllite Unit (PU) |

Manche jüngeren Karten erweitern den Horizont der früheren Karten deutlich, auch durch neu konstruierte Profile. Ein solches Blatt ist zum Beispiel das von D. Leonhardt bearbeitete und 1999 veröffentlichte Blatt Oberwiesenthal (147/5543), von dem wir die Profilkonstruktion in Profil 1 übernommen haben. Man kann es aber als erwiesen betrachten, dass im Erzgebirge ein Deckenstapel vorliegt. Deshalb ist zum Beispiel eine Namensgebung mit sedimentären Formationsnamen wenig brauchbar. Die ältere Terminologie erscheint uns sinnvoller, sogar die Einteilung in Graugneis und Rotgneis ist unserer Meinung nach sinnvoll (Kapitel 2). Ältere lithologische Einteilungen stoßen aber dort an ihre Grenzen, wo unterschiedlich kartierte Gneise vielleicht nur unterschiedliche Deformationsgrade abbilden, die Protolithen aber gleich sind. Dies ist zum Beispiel beim berühmten Aufschluss am Vogeltoffelfelsen der Fall. Die starke Benutzung der älteren Kartengeneration führt in dieser Studie zu kleineren Widersprüchen, da

sich diese teils von der vom LfULG zur Verfügung gestellten GIS-Vorlage unterscheidet, die zum Teil auf neueren Kartierungen beruht. Dagegen sind zum Beispiel die Profilentwürfe in Kapitel 6.2 weitgehend von den alten Karten gefertigt, was zu kleineren Inkonsistenzen führt.

Grundlage für das von uns erstellte GIS-Projekt war die digitale Karte GK50 Erzgebirge/Vogtland. Wir legen hier eine daraus abgeleitete neue tektono-metamorphe Karte des Erzgebirges sowie kompilierte und neue petrologische und strukturgeologische Daten vor. Die aus dem GIS-Dokument extrahierten Karten wie Abbildung 1 bilden die Verteilung von Metamorphose, insbesondere Hochdruck-Metamorphose, deutlich umfassender als bisherige Karten ab und veranschaulichen eine in manchen Aspekten neue petrologisch-tektonische Gliederung des Erzgebirges. Dabei haben wir auf der vom LfULG bereitgestellten geologischen Karte aufgebaut. Die Ausdehnung der Polygone, die verschiedene Lithologien darstellen, basieren dabei stark auf neueren Karten (LORENZ & HOTH, 1990). Die einzelnen Polygone enthalten dabei bereits Informationen über Gesteinstyp und Zugehörigkeit zu verschiedenen Einheiten. Da vor allem letzteres allerdings auf dem heute nicht mehr gültigen lithostratigraphischen Konzept basiert, haben wir die Polygone neuen Einheiten zugeordnet, sowie verschiedene Lithologien zusammengefasst. Wir haben keine Veränderung an der Form der Polygone vorgenommen. Zusätzlich sind in dem GIS-Projekt kompilierte Literaturdaten zu Altern von Protolithen, Metamorphose und Abkühlung, sowie den Vorkommen von Eklogiten enthalten.

Auch die Lokationen der im Rahmen dieses Projektes gesammelten und neu bearbeiteten, über 200 Proben lassen sich im GIS-Projekt und der daraus abgeleiteten Karte in Abbildung 3 wiederfinden.

3.2 Dünnschliffmikroskopie

Von fast allen Proben wurden routinemäßig polierte Dünnschliffe angefertigt, die mit zwei modernen Mikroskopen optisch mikroskopiert wurden. Von allen Dünnschliffen wurden Bilder des ganzen Dünnschliffs, jeweils mit einfach- und mit doppelt-polarisiertem Durchlicht gemacht. Dafür wurde ein neuartiges Leica EMPIRA Digitalmikroskop verwendet. Alle Schiffe wurden mit einem Nicon-Eclipse-Mikroskop der neuesten Generation eingehender mikroskopiert. Dieses Mikroskop erlaubt es, sehr hoch aufgelöste Bilder zu machen. Die folgenden Kapitel enthalten viele Dünnschliffbilder, deren Auflösung wir allerdings verschlechtert haben um die Größe des Dokuments zu begrenzen.

3.3 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die Gesamtgestein-Zusammensetzung der ausgewählten Proben wurde mit Hilfe eines Axiosmax RFA- Spektrometers am Helmholtz-Institut Freiberg ermittelt. Bei dieser Methode werden die zuvor präparierten Proben durch Röntgenstrahlung angeregt, wodurch vorhandene Elemente eine Fluoreszenzstrahlung mit Element-spezifischer Wellenlänge emittieren, deren Intensität proportional zu ihrer Konzentration ist.

Bei der Bestimmung von Hauptelementen werden aus den Proben in der Regel sogenannte Schmelztabletten hergestellt. Dazu werden zuerst Gesteinsscheiben gesägt und von der äußeren Alterationskruste befreit. Diese Scheiben werden dann manuell mit einem Hammer zerkleinert, bevor sie in einer Achatmühle gemahlen werden. Die Pulver werden bei 105 °C getrocknet, bevor sie auf 950 °C erhitzt werden, um den Glühverlust zu bestimmen. Daraufhin werden 1 g Probenpulver mit 8 g Fließmittel (Lithiumtetraborat) geschmolzen, um die Schmelztabletten zu erhalten, die dann gemessen werden.

Wir benutzten diese Analysen um Input-Zusammensetzungen für nachfolgende thermodynamische Modellierungen zu erhalten.

3.4 Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (µRFA)

Die µRFA ist eine Abwandlung der vorherigen Methode, bei der ein Material - in unserem Fall ein polierter Dünnschliff - mit einem fokussierten Röntgenstrahl gescannt und ein gerasterter Datensatz des Fluoreszenzspektrums erstellt wird. Die beste Auflösung (Rastergröße) dieser Methode liegt bei 20 µm. Von jedem Punkt wird das gesamte Spektrum gespeichert, was eine quantitative bis semiquantitative Auswertung bezüglich fast aller chemischer Elemente erlaubt. Die Nachweigrenze dieser Methode liegt abhängig von Element und Matrix nominell bei 0,1 Gewichtsprozent oder sogar weit darunter. Tatsächlich sind unsere Erfahrungen bei leichten Elementen aber nicht so gut.

In diesem Projekt wurden von 41 Proben solche Scans mit relativ kurzer Messzeit (3-5 Stunden pro Schliff bei maximaler Auflösung, in der Regel $>10^6$ Datenpunkte) erstellt. Wir haben die Daten nicht zur quantitativen Bestimmung von Gesteins- oder Mineralchemie verwendet, sondern zur Identifizierung von Phasen und Mineralzonierungen. Dafür werden Bilder zusammengestellt, die durch die Überlagerung von verschiedenen Elementen in verschiedenen Farbkanälen entstehen. Auch mikrostrukturelle Kornbeziehungen, Pseudomorphosen oder Mineralcluster lassen sich so leicht wahrnehmen. In dieser Anwendung ist die µRFA zur in der Lagerstättenindustrie populären Mineral Liberation Analyse (MLA) konkurrierend, die einen Elektronenstrahl zur Anregung verwendet. Verglichen mit der MLA ist sie schneller und erfordert weniger präparativen Aufwand, hat aber eine geringere räumliche Auflösung. Ein wichtiger Aspekt für uns war, dass diese relativ schnelle Methode es erlaubt, die geeigneten Proben für weiterführende Mikrosondenuntersuchungen auszuwählen. µRFA-Untersuchungen wurden an der Universität Aarhus (Dänemark) und an der Universität Halle durchgeführt. Einige solche Scans werden in Kapitel 5 vorgestellt.

3.5 Elektronenstrahlmikrosonde-Analyse (EMS)

Die Elektronenstrahlmikrosonde wird dazu genutzt, die chemische Zusammensetzung einzelner Minerale mit hoher Ortsauflösung (bis zu 1 µm) und quantitativ zu analysieren. Dazu wird ein fokussierter, hochenergetischer Elektronenstrahl auf die polierte, mit Kohlenstoff bedampfte Probe geschossen. Von den verschiedenen nutzbaren Wechselwirkungen des Strahls mit der Probe ist die wellenlän-

gendispersive Auswertung des erzeugten Röntgenspektrums bei dieser Methode am wichtigsten. Dabei emittiert jedes Element ein charakteristisches Spektrum mit verschiedenen als Linien bezeichneten Wellenlängen. Diese werden in den Spektrometern mit Hilfe von speziellen Kristallen gebeugt um sie zu isolieren und ihre Intensität zu messen. Dadurch erlaubt die EMS eine genaue Analyse von einer beschränkten Anzahl von Elementen, da jedes Element einzeln in einem Spektrometer gemessen werden muss. Eine moderne EMS hat dabei fünf Spektrometer.

Viele wichtige gesteinsbildende Minerale (z.B. Feldspat, Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Granat) zeigen variable chemische Zusammensetzungen und wachsen oft progressiv kontinuierlich oder sogar in mehreren Schüben (Generationen) entlang einer Druck-Temperatur-Entwicklung. Unter Umständen können dann aus den unterschiedlichen chemischen Zusammensetzungen innerhalb einzelner Körner verschiedene metamorphe Stadien abgeleitet werden. In diesem Zusammenhang ist Granat von überragender Bedeutung, aber auch Zonierungen in anderen Mineralen wie Glimmern und Pyroxenen sind wichtig. Insbesondere ist auch Hellglimmer in der Lage, durch variablen Si-Gehalt Schlüsse auf den Bildungsdruck zu erlauben. In dieser Studie vergleichen wir in Kapitel 5 systematisch die gemessenen Zusammensetzungen von Granat und Hellglimmer, bei den Ultramafiten auch von Orthopyroxen, mit thermodynamischen Vorwärtsmodellierungen der jeweiligen Proben. Neben zahlreichen Einzelmessungen haben wir Elementverteilungsbilder von Schleifdomänen gemacht, ganz überwiegend von Granat-Körnern. Dabei wird der Elektronenstrahl über die Probe gerastert und in den Spektrometern von 5 ausgewählten Elementen nur die Zählrate aufgezeichnet, was dann eine Auswertung als relative Konzentrationen erlaubt. Zusammen mit Profilen von quantitativen Messungen durch die gleichen Körner lassen solche Bilder zum Beispiel Rückschlüsse auf Wachstumsgenerationen und thermische, diffusive Nivellierung von Wachstumszonierungen zu.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die JEOL 8200 Superprobe Mikrosonde der Universität Bonn genutzt. Alle quantitativen Einzelmessungen wurden mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV und einem fokussierten Strahl mit einer Stromstärke von 15 nA durchgeführt, für Elementverteilungsbilder mit einer Stromstärke von 50 nA. Für die einzelnen Elemente wurde folgende Linien auf folgenden Kristallen gemessen Mg (Ka-Linie, TAP-Kristall), Na (Ka, TAP), Fe (Ka, LiF), K (Ka, PETH), Ti (Ka, LiFH), Si (Ka, TAP), Al (Ka, TAP), Mn (Ka, LiF), Ca (Ka, PETH), und Cr (Ka, LiFH). Peaks wurden immer 10 s und der Untergrund auf beiden Seiten jeweils 5 s gemessen. Ausnahmen dafür bildeten lediglich Fe und Na, die doppelt bzw. halb so lange angeregt wurden. Als Standards dienten überwiegend klassische Proben des Naturhistorischen Museums der Smithsonian Institution in Washington: Mg – olivine, Ol_NMNH7; Na – scapolite, Sca_NMNH1M Fe – magnetite, Mag_NMNH8; K – sanidine, St2_Sanid_KSi; Ti – rutile, TiO2_Sy8_2P; Si – olivine, Ol_NMNH7; Al – anorthite, An_NMNH12; Mn – synthetic Mn-Fe metal, Sy29_MnFe_met; Ca – anorthite, An_NMNH12; and Cr – synthetic Cr metal, Cr_Cr_met.

37 Proben wurden mit der EMS untersucht, von fast allen liegen auch RFA- und μ RFA-Daten vor. Profile durch einzelne Minerale sowie Elementverteilungskarten wurden graphisch dargestellt.

3.6 Thermodynamische Berechnung von Gleichgewichts-Phasendiagrammen (Pseudosections) mit der Software Theriak/Domino

Von RFA-Gesamtgesteinssammensetzungen (in einem Fall von einer aus EMS-Daten abgeschätzten Zusammensetzung) wurden zur Rekonstruktion der jeweiligen Druck-Temperatur (PT)-Geschichte verschiedene Phasendiagramme berechnet und ausgewertet. Dafür wurde das Software-Paket Theriak-Domino (DE CAPITANI & PETRAKAKIS, 2010) verwendet. Für eine gegebene Zusammensetzung und gegebene PT-Bedingungen berechnet die Software Theriak durch eine Minimierung der Gibbs-Energie (freien Enthalpie) eine stabile Mineralparagenese und die Zusammensetzung aller stabilen Mineral-Phasen. Dafür werden Datenbanken mit den thermodynamischen Eigenschaften von chemisch fixen Mineralen (Endgliedern) und Mischkristallen (Solid-Solutions - Mischungen von Endgliedern) benötigt. Das Programm Domino erlaubt es, mit Theriak einen Parameterraum auszukartieren und so eine Vielzahl von Phasendiagrammen zu berechnen.

Von vielen komplexen Phasen (allen voran Amphibole und Schmelze) sind die thermodynamischen Parameter nicht umfassend bekannt. Die große chemische Komplexität der untersuchten Systeme (Sauerstoff-Fugazität, komplexe Mischkristalle, fluide Phasen, Mobilität von Elementen, Fragen bezüglich des chemischen Gleichgewichtes) bringen Datenbanken und Modellierung an ihre Grenzen. Nichtsdestoweniger hat es in den letzten drei Jahrzehnten dramatische Fortschritte bei der kompletten thermodynamischen Modellierung von Phasendiagrammen für gegebene Zusammensetzungen (Pseudo-Sections oder Gleichgewichts-Phasendiagramme) gegeben.

Es gibt eine Handvoll Datenbanken, die in thermodynamischen, petrologischen Modellierungen Verwendung finden. Jede davon hat Vor- und Nachteile, die wir hier nicht diskutieren. Wir haben für verschiedene Gesteinstypen zwei unterschiedliche, verbreitete Datenbanken benutzt:

Metapelite und Gneise wurden mit einer modifizierten Datenbank DEC06 berechnet, die selbst eine Weiterentwicklung der klassischen JUN92-Datenbank ist (BERMAN, 1988). Dabei wurden reduzierende Bedingungen angenommen, das heißt, alles Eisen liegt zweiwertig vor. Die von unserer Gruppe verwendete Version enthält verschiedene Lösungsmodelle, die in der klassischen JUN92 nicht enthalten sind, insbesondere die Adaption eines publizierten Models für Schmelze, das aber bei Aluminium-untersättigten Zusammensetzungen gegen höhere Drücke fragwürdig ist. Wir manipulieren in manchen Phasendiagrammen die Datenbank, um die Stabilität von Klinopyroxen zu unterdrücken, diskutieren das aber in diesen Fällen.

Metabasite (Eklogite) wurden mit der heute sehr verbreiteten Datenbank td-ds62-mb50-v07 berechnet, die auf HOLLAND & POWELL (2011) basiert. Auch hier haben wir mit reduzierenden Bedingungen gerechnet, dadurch werden zwar zum Beispiel Pyrop-Gehalte in Granaten unterschätzt, aber dadurch verhält sich die Datenbank stabiler und reproduziert besser die Paragenesen der Gesteine. Eine ultramafische Probe OL14 wurde ebenfalls mit dieser Datenbank gerechnet, allerdings mit einem anderen Pyroxenmodel („Aug“ statt „Cpx“).

Die resultierenden Phasendiagramme zeigen dabei zwei grundlegende Informationen (Abbildung 2). Dabei steht oberhalb des Diagramms die benutzte Gesteinszusammensetzung in atomaren Anteilen auf 100 Kationen normiert. Von schwarzen Linien begrenzte Felder stellen PT-Bedingungen dar, inner-

halb deren eine bestimmte Paragenese (Mineralvergesellschaftung) erwartet wird. Aus Übersichtlichkeitsgründen sind nur die relevanten Felder beschriftet. Darüber hinaus zeigen wir häufig sogenannte Isoplethen. Dies sind Linien gleicher Zusammensetzung einzelner Minerale wie zum Beispiel Granat oder Hellglimmer, deren Zusammensetzungen sich kontinuierlich mit den PT-Bedingungen ändern. In Abbildung 2 wird beispielsweise die Almandin-Komponente im Granat in Abhängigkeit der PT-

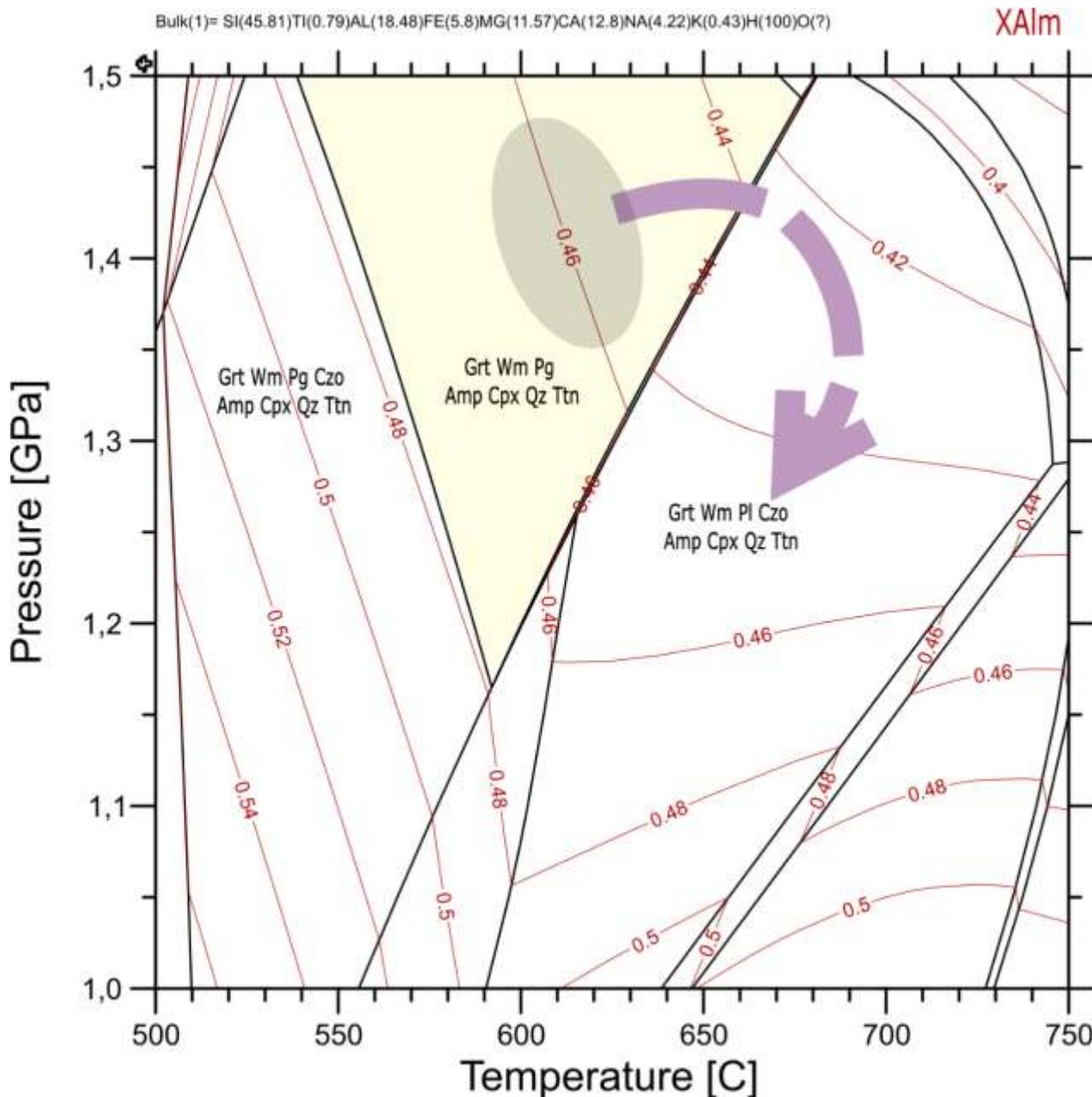


Abbildung 2: Beispielhaftes Phasendiagramm einer fiktiven Probe mit den in der Arbeit verwendeten Markierungen.

Die schwarzen Linien begrenzen Felder in denen bestimmte, indizierte Paragenesen stabil sind. Aus Übersichtlichkeitsgründen sind nicht alle Phasen beschriftet. In rot sind Isoplethen der Almandin (Fe^{2+})-Komponente von Granat gezeigt. Gelb markierte Felder stellen eine hervorgehobene Paragenese dar (z.B. eine ehemalige Peak-Paragenese), während graue Ellipsen konkrete PT-Bedingungen

basierend auf der Mineralzusammensetzung abbilden. Lila Pfeile stellen den abgeschätzten PT-Pfad, basierend auf Mineralzusammensetzungen und -zonierungen und ihren Anteilen an der Paragenese.

Bedingungen gezeigt. Aus einem Vergleich verschiedener Isoplethen und der erwarteten Phasenzusammensetzung können so Rückschlüsse auf die Entstehungsbedingungen des Gesteins getroffen werden. Schwierigkeiten entstehen dabei zum Beispiel dadurch, dass diese Phasendiagramme immer Gleichgewichtsbedingungen zeigen, die in der Natur aber nicht immer gegeben sind, was sich in zonierten Mineralen oder metamorphen Klasten widerspiegelt.

Klassische Thermobarometrie – die Ausnutzung eines individuell experimentell kalibrierten Gleichgewichts – verwenden wir nur in zwei Fällen, da unserer Erfahrung nach die Ergebnisse von Thermobarometrie in den umfassenderen thermodynamischen Phasendiagramm-Berechnungen enthalten sind. Die zwei Ausnahmen sind folgende:

- 1) Die ultramafische Probe OL14 zeigt extreme Bedingungen ($> 900^{\circ}\text{C}$, fast 4 GPa), unter denen die Lösungsmodelle bei der Berechnung von Granat-Klinopyroxen-Gleichgewichten nicht vertrauenswürdig sind. Dagegen gibt es für dieses System eine Reihe gut kalibrierter Thermobarometer, die wir hier über die Anwendung PTEXL genutzt haben (STACHEL, 2022).
- 2) Proben aus den UHP-Einheiten in der OGE-B zeigen verbreitet und robust extrem hohe Titan-Gehalte, die auf sehr hohe Temperaturen - in der Regel über 800°C - hindeuten. Es gibt eine vernünftig aussehende Kalibrierung (AUZANNEAU et al., 2010) deren Ergebnisse wir in manche Diagramme geplottet haben. Lösungsmodelle für Hellglimmer haben in den Datenbanken kein Ti-Endglied. Die Anwesenheit von hohen Ti-Gehalten in den UHP-Gneisen und Glimmerschiefern stellt die Benutzung des klassischen Si-Barometers (für das wir in einigen Diagrammen Isoplethen zeigen) in Frage - es ist bekannt, dass die Ti-reichen Hellglimmer in UHP-Einheiten erstaunlich niedrige Si-Gehalte zeigen. In unseren Daten sind die Ergebnisse des experimentell bestimmten Ti-in-Hellglimmer-Thermometers konsistent mit anderen Vorhersagen der Phasendiagramme und wir erachten das Ti-Thermometer als aussagekräftig.

3.7 Raman-Analysen

An wenigen Proben wurden Raman-Analysen durchgeführt und dabei haben wir in Proben aus Forchheim auch Diamant nachweisen können. Dieser wurde bereits mehrfach in der Gegend nachgewiesen (z.B. MASSONNE, 2001), allerdings konnten wir das Gebiet mit bekannten Vorkommen ein gutes Stück vergrößern. Da wir jedoch nur wenige Proben so analysiert haben, zeigen wir hier keine Raman-Spektren. Nach unseren Erfahrungen lässt sich Diamant auch ziemlich sicher optisch im Dünnschliff bestimmen, vor allem in Kombination von Durchlicht und Auflicht. Wir zeigen unten zwei Bilder, von denen ein Vorkommen mit der Raman-Sonde bestätigt wurde.

4 Neue Gliederung des Erzgebirges

Wir stellen hier unsere Gliederung des Deckenbaus im Erzgebirge vor und definieren die verschiedenen Einheiten. Die Festlegung der Grenzen auf der Karte wird oft dadurch erschwert, dass ähnliche Gesteine in verschiedenen Einheiten vorkommen. Dies ist vor allem bei den dominierenden Gneisen ein Problem, deren Mineralogie durch unterschiedliche PT-Bedingungen nur geringfügig geändert wird. Deutlich einfacher lassen sich hingegen die PT-Bedingungen aus Metabasiten ableiten, die allerdings nicht überall auftreten. Die Ausdehnung der Einheiten ist in Abbildung 3 zu sehen, in der auch unsere Probenlokationen und deren PT-Bedingungen gezeigt werden. Zusätzlich dient Abbildung 4 als schematische Darstellung der vertikalen Abfolge dieser Einheiten. Dabei ist zu beachten, dass die vertikale Abfolge in der Säule an der Hauptfoliation an der Oberfläche orientiert ist. Dies ist nicht notwendigerweise die ursprüngliche Reihenfolge der Decken, über die bis jetzt nur spekuliert werden kann. Die Hauptfoliation ist bei der tektonischen Überprägung des Deckenstapels durch Scherung und Faltung bei der Exhumation entstanden (HALLAS et al., 2021; JOVENT et al., 2022). Dieser Aspekt wird in Kapitel 6 weiter diskutiert. Eine detaillierte Beschreibung der petrologischen Charakteristika der Einheiten folgt in Kapitel 5.

Untere Gneis-Einheit (UGE)

Diese Einheit stellt die strukturell tiefste aufgeschlossene Decke des Erzgebirges dar. Sie entspricht weitgehend der Gneiss-Amphibolite Unit von RÖTZLER & PLESSEN (2010), ist hauptsächlich durch Amphibolit-fazielle Gneise aufgebaut, die keine Hochdruck-Metamorphose erfahren haben. Dabei handelt es sich überwiegend um grobkörnige Orthogneise, die als Untere Graugneise bezeichnet werden. Durch die geringe Variabilität in der Mineralogie der dominierenden Gneise ist die Grenze relativ schwer zu definieren. Das Fehlen von Eklogit oder vergleichbaren Hochdruck-Gesteinen setzt jedoch eine Mindestgrenze für die Verbreitung dieser Decke. Die Vorkommen werden durch die Gneisdome von Reitzenhain-Katharinaberg (RKD) und Freiberg-Lauenstein (FLD) gebildet. Aufgrund der unterschiedlichen Protolithalter, ordovizisch im RKD und kambrisch im FLD, ist die Beziehung dieser beiden Dome bisher unklar. Typische metamorphe Druck-Temperatur (PT)-Bedingungen sind allerdings bei beiden gleich und zeigen sowohl für Metabasite als auch Gneise dieser Einheit ca. 0,8 GPa und 600 °C.

Obere Gneis-Einheit (OGE) A und B

Die Obere Gneis-Einheit (OGE) ist sowohl die flächenmäßig größte Einheit, als auch die lithologisch variabelste. So findet man neben einer Vielzahl verschiedener Gneise häufig auch Eklogite, Amphibolite und ultramafische Gesteine. In dieser Einheit werden die beiden Gneiss-Eclogite Units und die Transition Zone von RÖTZLER & PLESSEN (2010) zusammengefasst, ein Ansatz, der auch von WILLNER et al. (2000) verfolgt wurde. Wir gruppieren diese Gesteine basierend auf der Dominanz von Gneis als Hauptgestein, sowie den Hochdruckbedingungen, die sowohl in den verbreiteten Eklogiten als auch den Gneisen nachweisbar sind. Basierend auf den Protolithen der Gneise und einer detaillierteren Betrachtung ihrer PT-Geschichte, lassen sich aber mindestens zwei Untereinheiten definieren.

Tabelle 2: Übersicht über die Einheiten und Gesteine im Untersuchungsgebiet.

| Tektono-metamorphe Einheit | Gesteinsbezeichnung Literatur | Gestein | Protolith | Alter | Peakdruck | Peaktemperatur | Metamorphe Fazies |
|----------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-------------|-------------------------------------|-------------|----------------|-------------------|
| Glimmerschiefer-Einheit B | Glimmerschiefer | Granat-Glimmerschiefer | Pelit | Ordovizium | 2-2,6 GPa | 600-650 °C | Eklogit |
| | Eklogit | Eklogit | Basalt | 530-540 Ma Kambrium | 2-2,6 GPa | 600-650 °C | Eklogit |
| | Augengneis | Phengit-reicher Hellglimmer-Gneis | Granit | 470-500 Ma Kambrium - Ordovizium | 2-2,6 GPa | 600-650 °C | Eklogit |
| | Muskovit-Gneis (mgn) | Phengit-reicher Hellglimmer-Gneis | Rhyolith | 470-500 Ma Kambrium - Ordovizium | 2-2,6 GPa | 600-650 °C | Eklogit |
| Glimmerschiefer-Einheit A | Amphibolit | Amphibolit | Basalt | 530-540 Ma Kambrium | ~1,2 GPa | ~550 °C | Blauschiefer |
| | Glimmerschiefer | Glimmerschiefer | Pelit | Ordovizium | ~1,2 GPa | ~550 °C | Blauschiefer |
| Obere Gneis-Einheit B | Serpentinit | serpentinisierter Granat-Peridotit | Peridotit | ? | 3-4 GPa | 850-950 °C | UHP |
| | Eklogit | Eklogit | Eklogit | 532-545 Ma Kambrium | 3-4 GPa | 800-900 °C | UHP |
| | Saidenbachit | Diamant-führender Granat-Glimmer-Fels | ? | ? | ~4 GPa | 900-1000 °C | UHP |
| | Granulit | Diamant-führender granulitischer Gneis | ? | ? | ~4 GPa | 900-1000 °C | UHP |
| | Granulit | granulitischer Gneis | ? | ? | 2-4 GPa | 850-950 °C | Eklogit |
| | Glimmerschiefer | Granat-Glimmer-Gneis oder Glimmerschiefer | Pelit | Ordovizium | ~2,2 GPa | ~750 °C | Eklogit |
| | Rotgneis | grobkörniger Hellglimmer-reicher Gneis mit Feldspat-Klasten | Granit | 470-500 Ma Kambrium - Ordovizium | ~2,1 GPa | ~780 °C | Eklogit |
| | Muskovit-Gneis (mgn) | Phengit-reicher Hellglimmer-Gneis | Rhyolith | 470-500 Ma Kambrium - Ordovizium | ~2,1 GPa | ~780 °C | Eklogit |
| Obere Gneis-Einheit A | Eklogit | Eklogit | Basalt | 532-545 Ma Kambrium | 2,5-2,8 GPa | 600-700 °C | Eklogit |
| | Augengneis/ Oberer Graugneis | Biotit-Gneis mit Feldspat-Klasten | Granodiorit | 540 Ma Proterozoikum - Kambrium | ~1,5 GPa | 600-650 °C | Eklogit |
| | Flammengneis/ Oberer Graugneis | migmatischer Zweiglimmer-Gneis | Grauwacke | 520-575 Ma Proterozoikum - Kambrium | ~1,5 GPa | >650 °C | Eklogit |
| | Albitblastengneis/ Oberer Graugneis | Albit-Blasten-Gneis | Grauwacke | 520-575 Ma Proterozoikum - Kambrium | ~1,5 GPa | 600-650 °C | Eklogit |
| | Zweiglimmer-Gneis/ Oberer Graugneis | Zweiglimmer-Gneis | Grauwacke | 520-575 Ma Proterozoikum - Kambrium | ~1,5 GPa | 600-650 °C | Eklogit |
| Untere Gneis-Einheit | Amphibolit | Amphibolit | Basalt | 530-540 Ma Kambrium | 0,6-0,8 GPa | 600-650 °C | Amphibolit |
| | Rotgneis | grobkörniger Hellglimmer-dominierter Gneis | Granit | 470-500 Ma Kambrium - Ordovizium | 0,6-0,8 GPa | 600-650 °C | Amphibolit |
| | Unterer Graugneis | grobkörniger Biotit-Gneis | Granodiorit | 520-560 Ma Proterozoikum - Kambrium | ~0,8 GPa | 600-650 °C | Amphibolit |

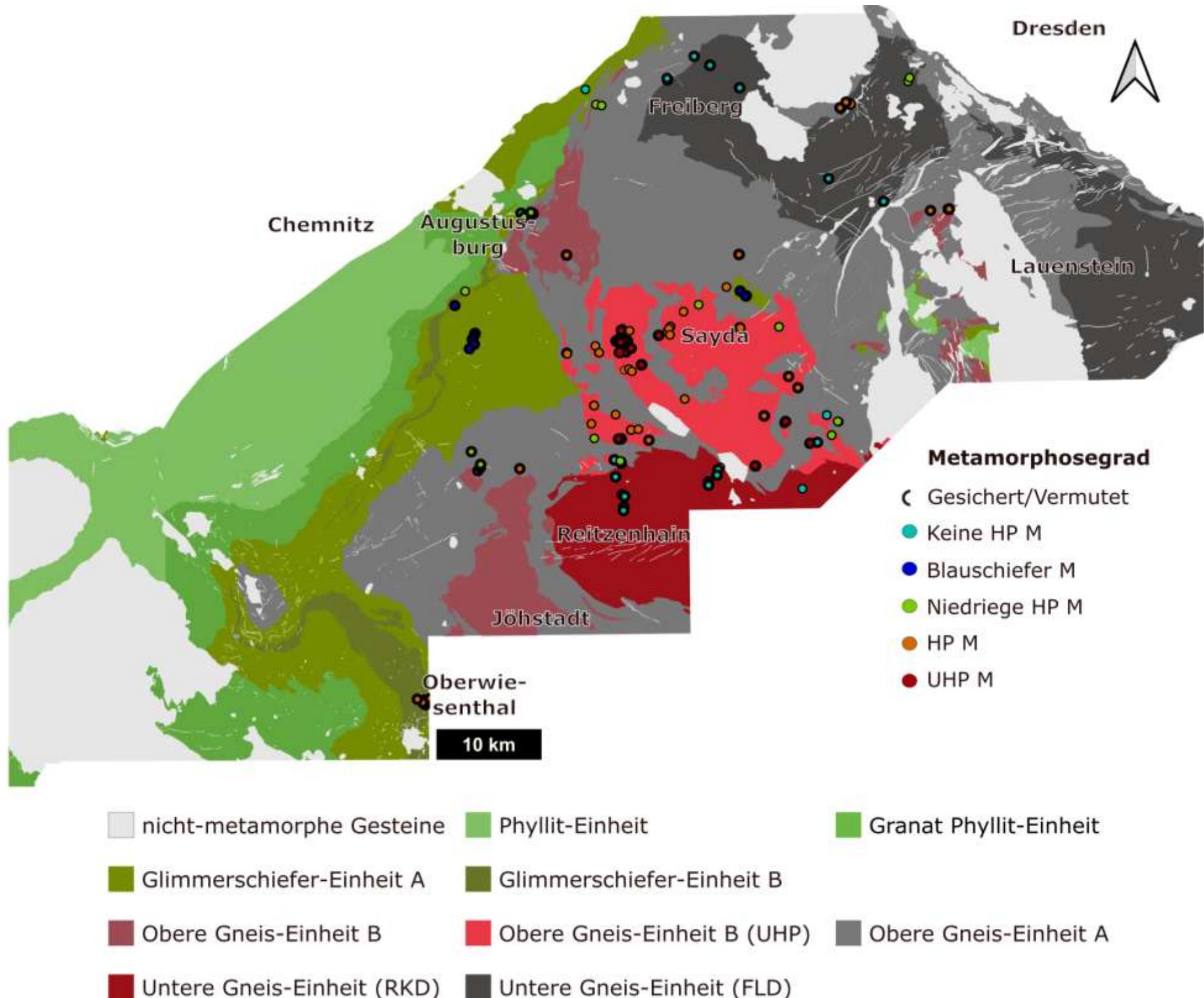


Abbildung 3: Karte des Erzgebirges mit der von uns neu vorgeschlagenen tektonischen Gliederung und neu bearbeiteten Probenlokalisationen inklusive deren Metamorphose-Grad (M).

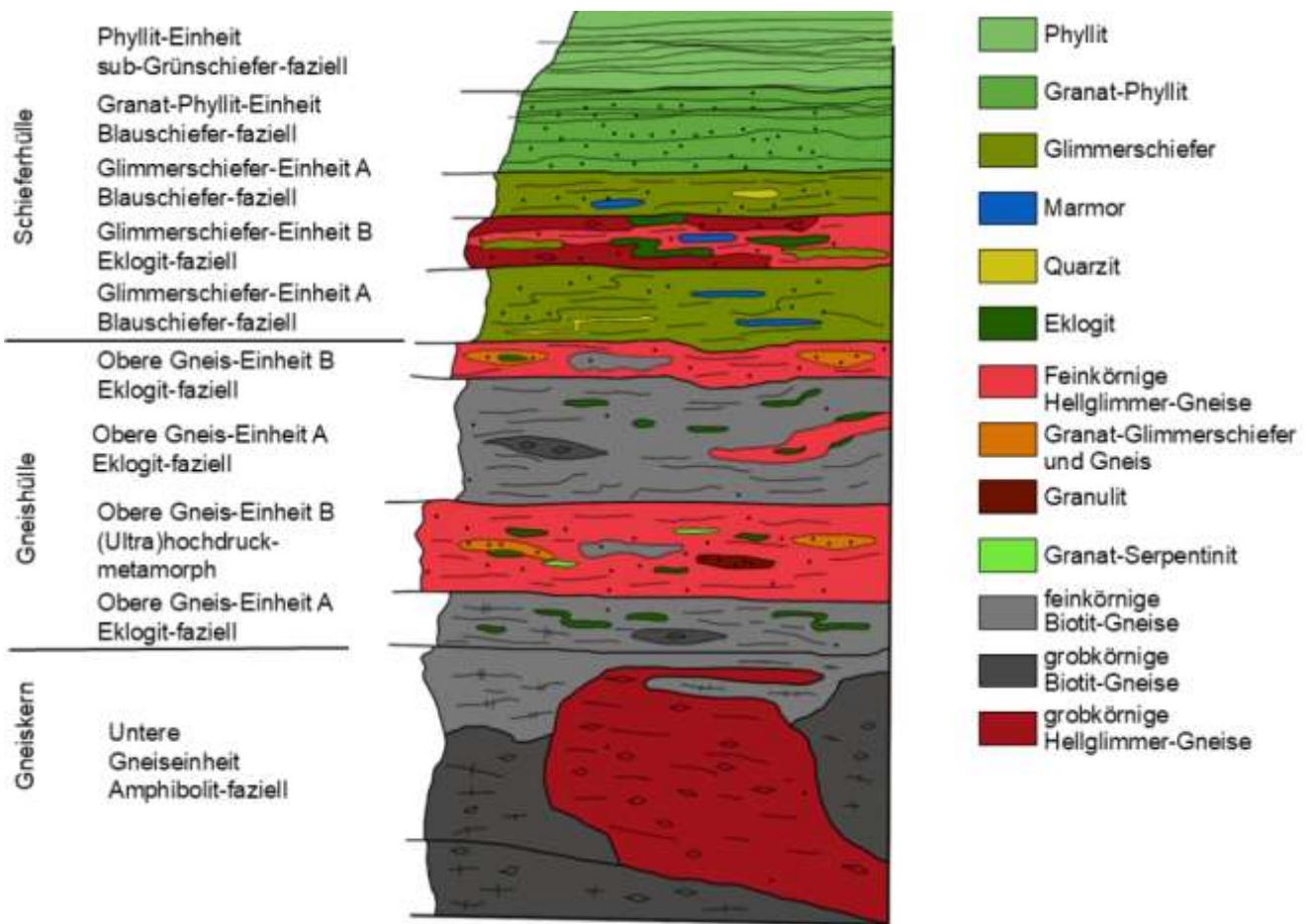


Abbildung 4: Vertikalprofil der tektonischen und petrologischen Abfolge der in dieser Arbeit unterschiedenen Einheiten im Erzgebirge.

In der Oberen Gneis-Einheit A (OGE-A), die den Großteil der Einheit ausmacht, dominieren Paragneise, die als metamorphe Äquivalente der in der Lausitz vorkommenden präkambrischen Grauwacken interpretiert werden. Diese Gesteine werden auch als Obere Graugneise bezeichnet. Typisch für Gneise dieser Einheit sind Bedingungen der unteren Eklogit-Fazies. Häufige Linsen von Eklogiten zeigen allerdings deutlich höhere Bedingungen an als die Gneise.

Innerhalb der OGE-A kommen mehrere größere Teilkomplexe vor, welche in der Oberen Gneis-Einheit B (OGE-B) zusammengefasst sind. Im Gegensatz zur OGE-A dominieren hier charakteristische Hellglimmer-Gneise. Diese sind in den alten Karten als mgns bezeichnet, wobei der Name für Muskovit-Gneis steht, obwohl eigentlich der HP-Hellglimmer Phengit typisch für den mgn ist. Als Ausgangsgestein für diese Orthogneise werden ordovizische Magmatite angesehen. Der größte und wichtigste Komplex ist der von Sayda (Vgl. Gneiss-Eclogite Unit II von RÖTZLER & PLESSEN, 2010). Neben den unterschiedlichen Protolithen zeichnet sich dieser auch durch das Vorkommen von UHP-Gesteinen wie den Glimmer-Felsen der Säidenbachtalsperre aus. Zwei weitere große Komplexe von Augustusburg und Jöhstadt bestehen ebenfalls weitgehend aus mgn, zeigen allerdings auch Ähnlichkeiten mit der GSE-B

(siehe unten). Aufgrund der dünneren Datenlage in diesen beiden Komplexen ist ihre Zugehörigkeit zu einer der beiden Einheiten bis jetzt noch unklar und wird in Kapitel 5 näher diskutiert.

Aufgrund der Unterschiede in Protolithen und Metamorphose-Bedingungen, die klar miteinander zusammenhängen, gehen wir bei der OGE-A und der OGE-B von (mindestens) zwei verschiedenen Decken aus. Wir fassen sie allerdings aufgrund ihrer geographischen und strukturellen Kohärenz als eine Einheit zusammen.

Glimmerschiefer-Einheit (GSE) A und B

Über der OGE folgt mit starkem lithologischem Kontrast die Glimmerschiefer-Einheit (GSE). Diese entspricht der Micaschist-Eclogite Unit von RÖTZLER & PLESSEN (2010) und umfasst Teile des Parautochthons und der Oberen Kristallinen Decke (Upper Crystalline nappe) von KONOPÁSEK & SCHULMANN (2005). Wie auch in der vorherigen Einheit müssen hier zwei Untereinheiten unterschieden werden:

Die GSE-A, welche den größten Teil der Einheit einnimmt, wird aus den eigentlichen Glimmerschiefern aufgebaut. Diese haben ordovizische klastische Sedimente der Frauenbach-, Phycoden- und Gräfenthal-Gruppe als Protholith. Sie zeigen keine Hinweise auf Eklogit-fazielle Bedingungen. Die eingeschalteten Metabasite sind Amphibolite, die relikтив Blauschiefer-fazielle Bedingungen erhalten haben.

Anscheinend innerhalb der GSE-A sind mehrere Gneis-führende Komplexe eingeschaltet. Diese grenzen wir als GSE-B ab. Im Nordwesten des Erzgebirges bilden die Gneise nur ein dünnes Band, sind aber im Südwesten bei Oberwiesenthal deutlich mächtiger. Auch die Klinovec- und Medenec-Strukturen auf der Tschechischen Seite des Erzgebirges gehören zur GSE-B (KONOPÁSEK, 2001). Die Gneise haben ordovizische magmatische Protholithe und unterscheiden sich durch eine Eklogit-fazielle Metamorphose von den umliegenden Glimmerschiefern. Dies ist unter anderem durch bedeutende Vorkommen von Eklogit, beispielsweise am Stümpelfelsen oder auf tschechischer Seite am Gipfel der Melusine dokumentiert. Aufgrund dieser Metamorphose-Bedingungen muss die GSE-B als eigenständige tektonische Decke interpretiert werden. Wir interpretieren sie als ursprünglich von oben in die GSE-A gefaltet. Ähnlich wie in der OGE fassen wir die GSE-B allerdings aufgrund ihres geographischen Vorkommens scheinbar innerhalb der GSE-A mit dieser zusammen.

Neben dem Hauptzug der GSE im Westerzgebirge konnten wir eine Klippe dieser Einheit im Osterzgebirge zwischen Dorfchemnitz und Zethau bei Wolfsgrund dokumentieren. Weitere bekannte Klippen gibt es bei Rehefeld und Hermsdorf.

Literaturdaten für die Glimmerschiefer-Einheit geben metamorphe PT-Bedingungen von 1,2 GPa und 520 °C (RÖTZLER & PLESSEN, 2010) an, was niedrigen Blauschiefer-faziellen Bedingungen entspricht. Auch unsere Proben von der Wolfsgrund-Klippe zeigen ähnliche Mindestbedingungen, deuten aber auf höhere Druckmaxima bei 1,5 GPa und ca. 450 °C hin. Die Bedingungen innerhalb der GSE-B sind bezüglich des Druckes denen der OGE-B ähnlich, aber merklich kälter mit über 2 GPa bei ca. 600 °C.

Granat-Phyllit-Einheit (GPE)

Auf der Glimmerschiefer-Einheit folgt die Granat-Phyllit-Einheit (GPE), für welche MINGRAM (1996) die gleichen sedimentären ordovizischen Protholithe nachweisen konnte, die aber eine niedriggradigere Metamorphose als die Glimmerschiefer-Einheit erlebt hat. Aufgrund der Doppelung des gleichen Ausgangsgesteins und des Metamorphose-Sprungs muss der Kontakt zwischen beiden Einheiten als tektonische Deckengrenze interpretiert werden.

RÖTZLER & PLESSEN (2010) geben für die GPE PT-Bedingungen von ca. 1 GPa und 480 °C an, während JOUVENT et al. (2022) höhere Bedingungen von 1,3 GPa und 520 °C ermitteln konnten. Damit wären die Granat-Phyllite unter Blauschiefer-faziellen Bedingungen entstanden. Ähnliche Bedingungen wurden von FRIEDEL (2007) für die Phyllite der Hermsdorf-Scholle ermittelt, die deshalb dieser Einheit zugeordnet werden.

Phyllit-Einheit (PE)

Die Phyllit-Einheit (PE) liegt auf der Granat-Phyllit-Einheit und besteht aus Granat-freien Phylliten. Auch für diese Einheit konnte MINGRAM (1996) die ordovizische sedimentäre Abfolge als Protholith nachweisen, sodass auch die PE als tektonische Decke interpretiert werden muss. Laut RÖTZLER & PLESSEN (2010) zeigt die Phyllit-Einheit Peak-PT-Bedingungen von 0,2 GPa und 300 °C auf, was sub-Grün-schiefer-faziellen Bedingungen entspricht.

5 Petrologische Beschreibung der Einheiten und ausgewählter Proben

Dies ist das zentrale und größte Kapitel dieses Berichts. Von unten nach oben beschreiben wir detailliert die Einheiten unserer Deckengliederung, welche Gneise beinhalten. Die Granat-Phyllit-Einheit und die Phyllit-Einheit wurden nicht untersucht und fehlen deshalb in dieser Beschreibung. Die Lokationen der Proben, auf die im Kapitel genauer eingegangen wird, sind in Abbildung 5 zu finden.

5.1 Untere Gneis-Einheit (UGE)

Die Untere Gneis-Einheit (UGE) tritt im **Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg (RKD)** und im **Gneisdom von Freiberg-Lauenstein (FLD)** als unterste aufgeschlossene Einheit auf.

Typisch für beide Gebiete ist das Auftreten **grobkörniger Orthogneise** und vereinzelter Glimmerschiefer, deren Mineralparagenesen auf niedrigere Metamorphose-Bedingungen als in der darüber liegenden Einheit hindeuten, insbesondere auf niedrigere Peakdruck-Bedingungen. So sind beispielsweise Granat und Hellglimmer deutlich seltener als in der OGE, während Biotit weit verbreitet ist. Die Parallelisierung der beiden Dome FLD und RKD ist nicht ganz unproblematisch, weil diese durchaus unterschiedliches Inventar haben. Auch sind die Protolithalter der Gneise im RKD umstritten (KRÖNER et al., 1995; TICHOMIROWA, 2002). Weiterhin kann der FLD grob in einen Freiberger und einen Lauensteiner Teil unterteilt werden. Während ältere Karten (100/5147, 101/5148) die beiden Teildome verbinden, sind sie in der GK50 Erzgebirge/Vogtland, auf der unsere GIS-Karte beruht, getrennt. Da das Osterzgebirge und speziell der Gneisdom von Freiberg-Lauenstein in einem Nachfolgeprojekt detailliert untersucht werden sollen, wird für diese Gebiete hier zunächst auf die Literatur zurückgegriffen. Für den Lauensteiner Teil des FLD gibt es abgesehen von einigen Datierungen (KRÖNER et al., 1995, TICHOMIROWA & KÖHLER, 2013) praktisch keine modernen Arbeiten.

5.1.1 Gneisdom von Freiberg-Lauenstein (FLD)

Im FLD dominieren ganz überwiegend mittel- bis grobkörnige **Biotit-Gneise**, während Metapelite und Metabasite vor allem im Freiberger Teil selten sind. Bei den Biotit-Gneisen, auch Untere Graugneise oder Freiberger Gneise genannt, handelt es sich um Metagranodiorite mit Protolithaltern von ca. 540 bis 550 Ma. Diese Alter stimmen gut mit den Lausitzer Granodioriten überein und weisen zusammen mit der chemischen Ähnlichkeit darauf hin, dass es sich bei diesen Biotit-Gneisen um metamorphe Äquivalente der Lausitzer Granodiorite handelt (TICHOMIROWA, 2002).

Detaillierte petrographische Beschreibungen der Biotit-Gneise können beispielsweise in Erläuterungsheft zu Karte 99/5146 oder in TICHOMIROWA (2002) gefunden werden. Die Gneise bestehen hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Biotit, mit geringeren Mengen an Kalifeldspat und Muskovit sowie Apatit und Zirkon als typische Akzessorien. Granat hingegen fehlt und dient somit als erster Hinweis auf relativ geringe metamorphe Bedingungen in dieser Einheit (Abbildung 6).

Im Kern des FLD sind die Gneise eher grobkörnig und zeigen zum Teil nur eine schwache Foliation und granoblastisches bis porphyroblastisches Gefüge. Zum Rand des Domes hin werden die Gesteine feinkörniger, stärker foliert und enthalten häufig mehr Glimmer sowie petrographisch andersartige Einlagerungen wie Amphibolite oder Quarzite. Das führt dazu, dass die Gneise des FLD zum Rand hin den Gneisen der OGE stärker ähneln und graduell in diese übergehen.

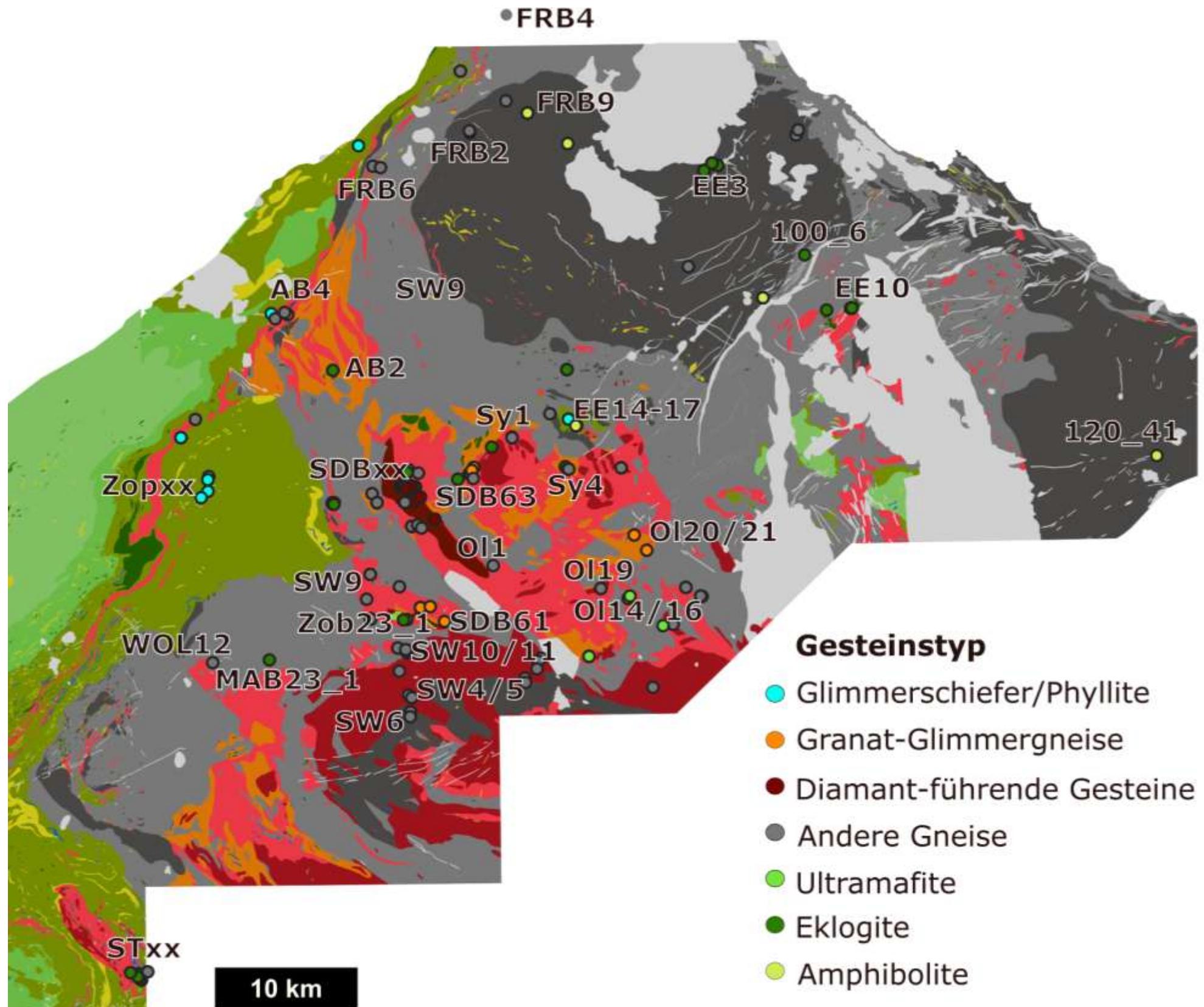


Abbildung 5: Ausschnitt der in Abbildung 1 vorgestellten Karte des Erzgebirges, die die Lokationen der von uns bearbeiteten Proben und ihre Gesteinstypen darstellt.

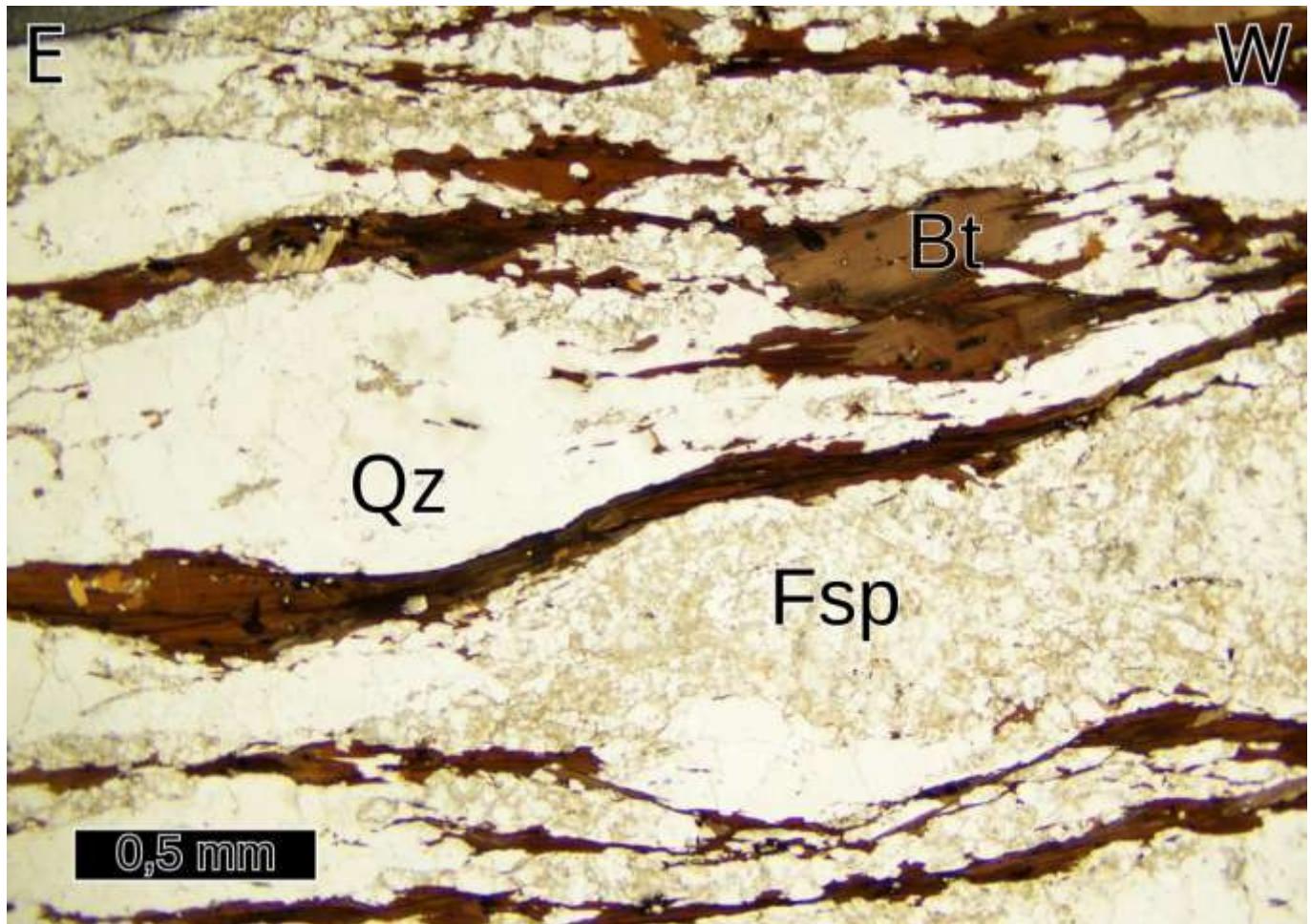


Abbildung 6: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Biotit-Gneis-Probe FRB 2.

Die typische Mineralogie besteht aus Quarz, Biotit und Feldspat ohne Granat.

Dieser Übergang der beiden Gneisarten führt zu Problemen bei der genauen Abgrenzung der metamorphen Einheiten in diesem Gebiet.

Darum machen wir die Ausdehnung dieser untersten Einheit am Fehlen von Eklogiten oder anderen Hochdruck-Anzeigern fest. Statt Eklogiten treten in der UGE nämlich nur **Amphibolite** auf. Da solche Gesteine im Erzgebirge meist als kleine Linsen oder nur als Lesesteine vorkommen, ist es allerdings nicht möglich, überall eine sichere Grenze zu ziehen.

Über die Protolithen der Amphibolit-Einlagerungen in den Gneisen ist wenig bekannt. TICHOMIROWA & KÖHLER (2013) konnten zwei Typen von Amphiboliten identifizieren. Der eine Typ an Plagioklas-ärmeren Amphiboliten entstammt vermutlich einem MORB-Protolithen, während der Protolith des Plagioklas-reicher Typs aus Schmelze mit einem höheren Krustenanteil entstanden ist. Alter für diese Gesteine sind mit 530 bis 540 Ma frühkambrisch und ähneln denen der Granodiorite.

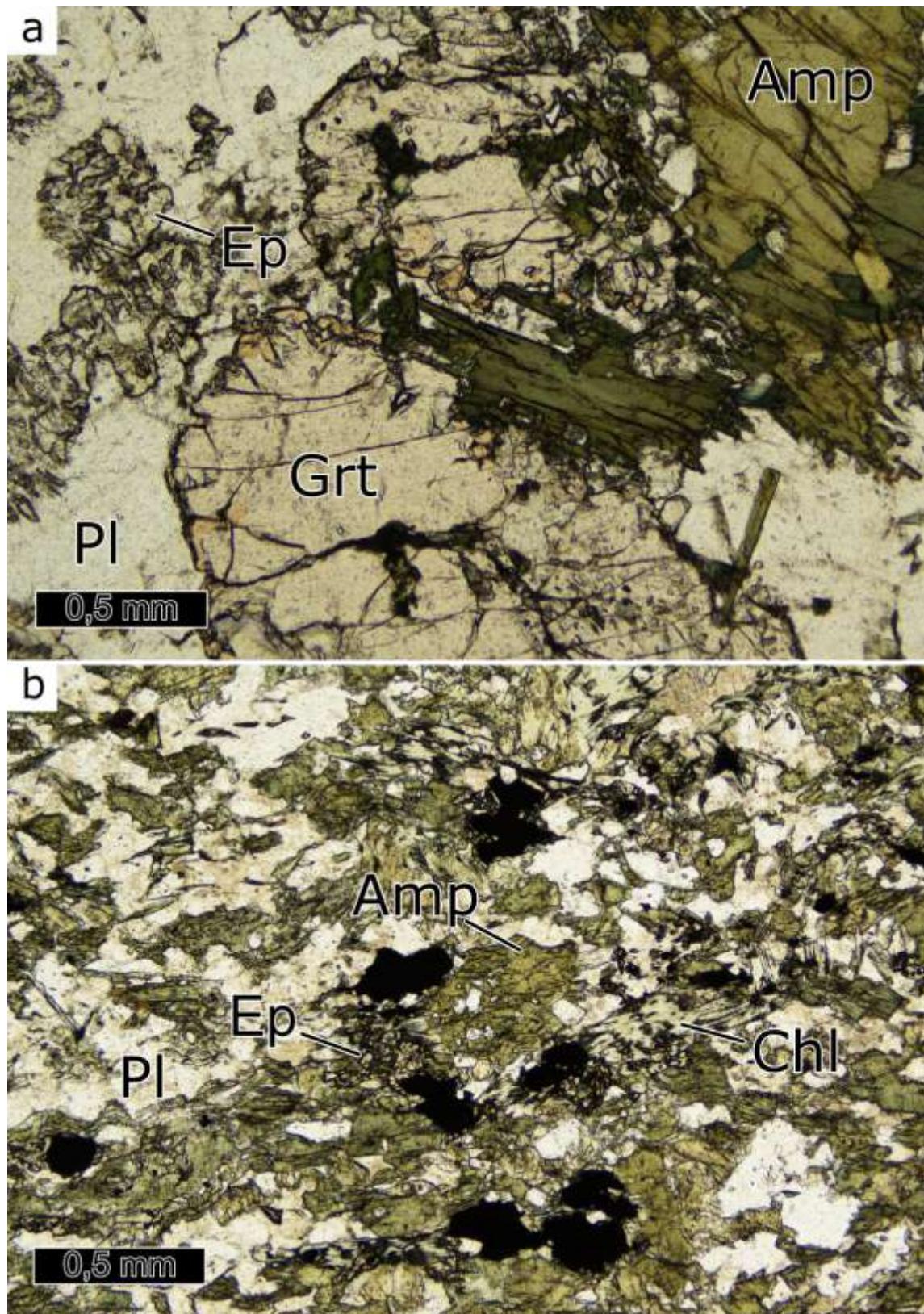


Abbildung 7:Dünnschliffbilder von Amphiboliten des FLD.

Einfach polarisierte Dünnschliffbilder der Proben (a) FRB10 und (b) EE29. Typische Minerale sind Epidot und Chlorit, während Granat im FLD selten ist.

Zur PT-Entwicklung des FLD gibt es keine veröffentlichten quantitativen Studien. RÖTZLER & PLESSEN (2010) geben zwar Werte von 0,6-0,8 GPa und 600-650 °C für die UGE an, allerdings basieren diese Daten auf Amphiboliten und Orthogneisen aus dem RKD (RÖTZLER, 1995). Ähnliche Bedingungen vermuten auch wir für den FLD (siehe Probe FRB 9). Gesammelte Proben im Freiberger Teil zeigen keine Anzeichen für ehemaligen Hochdruck. So kommt in Amphiboliten neben Amphibol und Plagioklas, Granat nur selten als Akzessorium vor. Weiterhin lassen sich keine eindeutigen Symplektite nach Omphacit erkennen, Rutil ist selten und Epidot oder Klinozoisit überwiegen gegenüber Zoisit (Abbildung 7). In einer Probe aus dem Freiberger Teil des FLD kommen zwar Pyroxene vor, aber nur als stark überprägte, vermutlich magmatische Diopside.

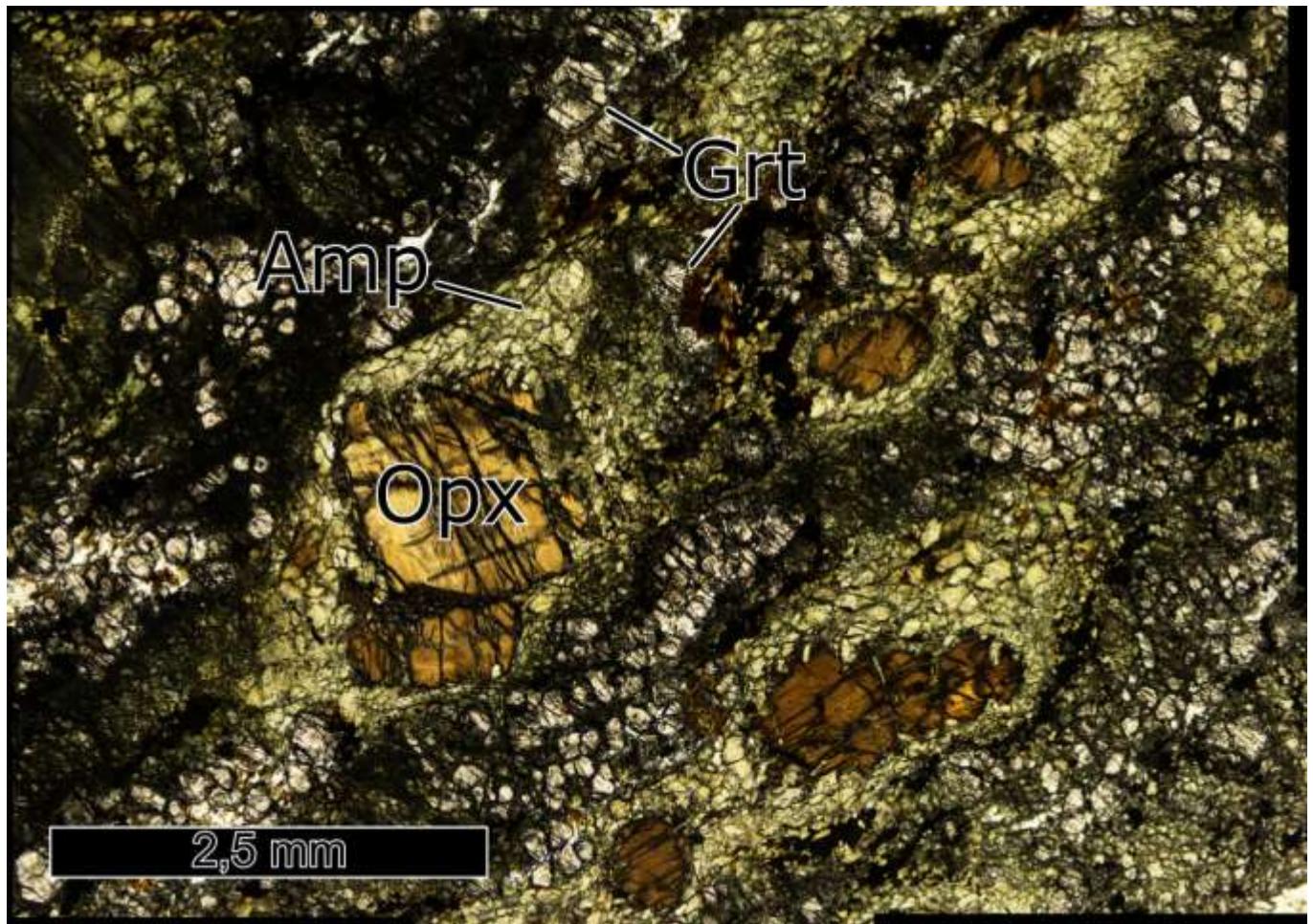


Abbildung 8: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Probe 120_41 aus der Sammlung des LfULG.

Das Gestein ähnelt in vielen Aspekten HP-Proben aus der OGE-A, vorgestellt in Abbildung 28.

Im Süden des Lauensteiner Teils des FLD sehen die Amphibolite allerdings etwas anders aus. Granat wird häufiger, es lassen sich Symplektit-Strukturen finden und Pyroxene, die Teil der Peak-Paragenese sind. Außerdem gibt es ganz im Süden Orthopyroxen-führende Gesteine, welche den HP-Gesteinen von Klingenberg sehr ähnlich sind (Vgl. Abbildung 8 und Abbildung 28). Demnach lässt sich mit dem bisherigen Kenntnisstand eine HP-Metamorphose in diesem Teil des FLD nicht ausschließen.

Im Osterzgebirge kommen laut HOFMANN (1974) Gesteine mit Sillimanit, Staurolith und Cordierit als Al-reiche Minerale vor, welche auf Grund dieser Mineralogie als Metapelite betrachtet werden. Diese Minerale sind hingegen untypisch für Gesteine der OGE oder GSE, in denen sich ein hoher Al-Index eher durch Kyanit oder Chloritoid äußert. Die Verteilung der Al-Minerale im FLD lässt laut HOFMANN (1974) einen Gradienten erkennen. So kommt im Freiberger Teil noch Staurolith vor, während nach Süden hin Sillimanit und schließlich Cordierit häufiger werden; eine Entwicklung die für nach Süden hin steigende PT-Verhältnisse sprechen würde.

5.1.1.1 Detaillierte Probenbeschreibung

Bei den **Proben FRB 8 und FRB 9** handelt es sich um grobkörnige, schwach folierte Gneise aus Plagioklas, Quarz, Chlorit, Granat, Staurolith und Biotit, mit geringen Mengen an Hellglimmer und Kalifeldspat (Abbildung 9).

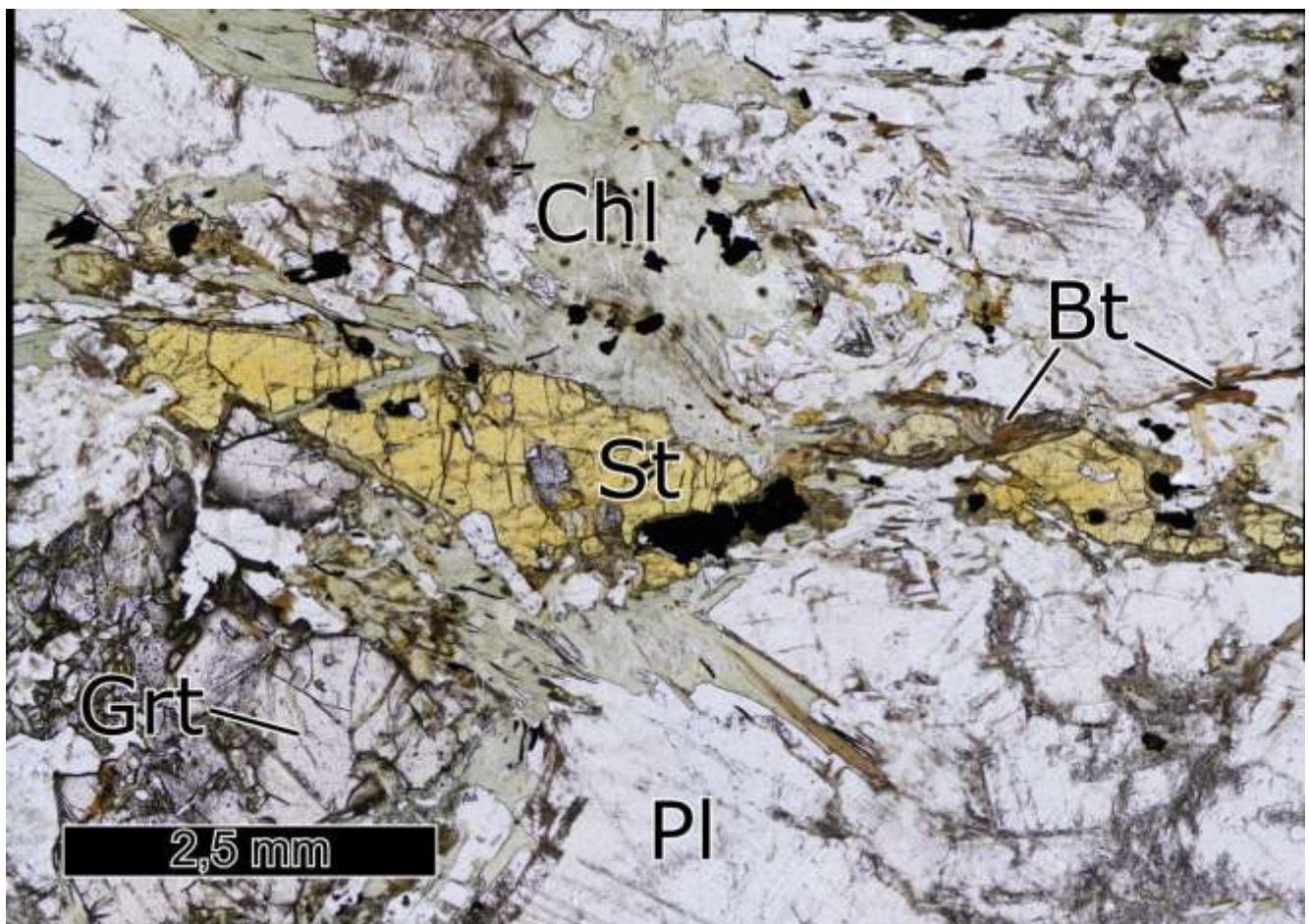


Abbildung 9: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Biotit-Gneis-Probe FRB9.

Das Gestein zeichnet sich unter anderem durch den sonst im Erzgebirge seltenen Staurolith aus.

Die Granate, vor allem deren Kerne, werden dabei durch Plagioklas ersetzt. Aber auch Chlorit wandelt Granat und Staurolith zu Teilen retrograd um. Die Granate sind sehr Almandin-reich, mit relativ Grossular-reichen und Pyrop-armen Kernen (Abbildung 10). Plagioklas kommt in der Matrix als Oligoklas vor, kann aber in Granat-Einschlüssen auch Andesin-Zusammensetzung zeigen. Ein Einschluss von Hellglimmer in Granat zeigt geringe Si-Gehalte von $3,18 \text{ apfu}$. Auch die Biotit-Zusammensetzung

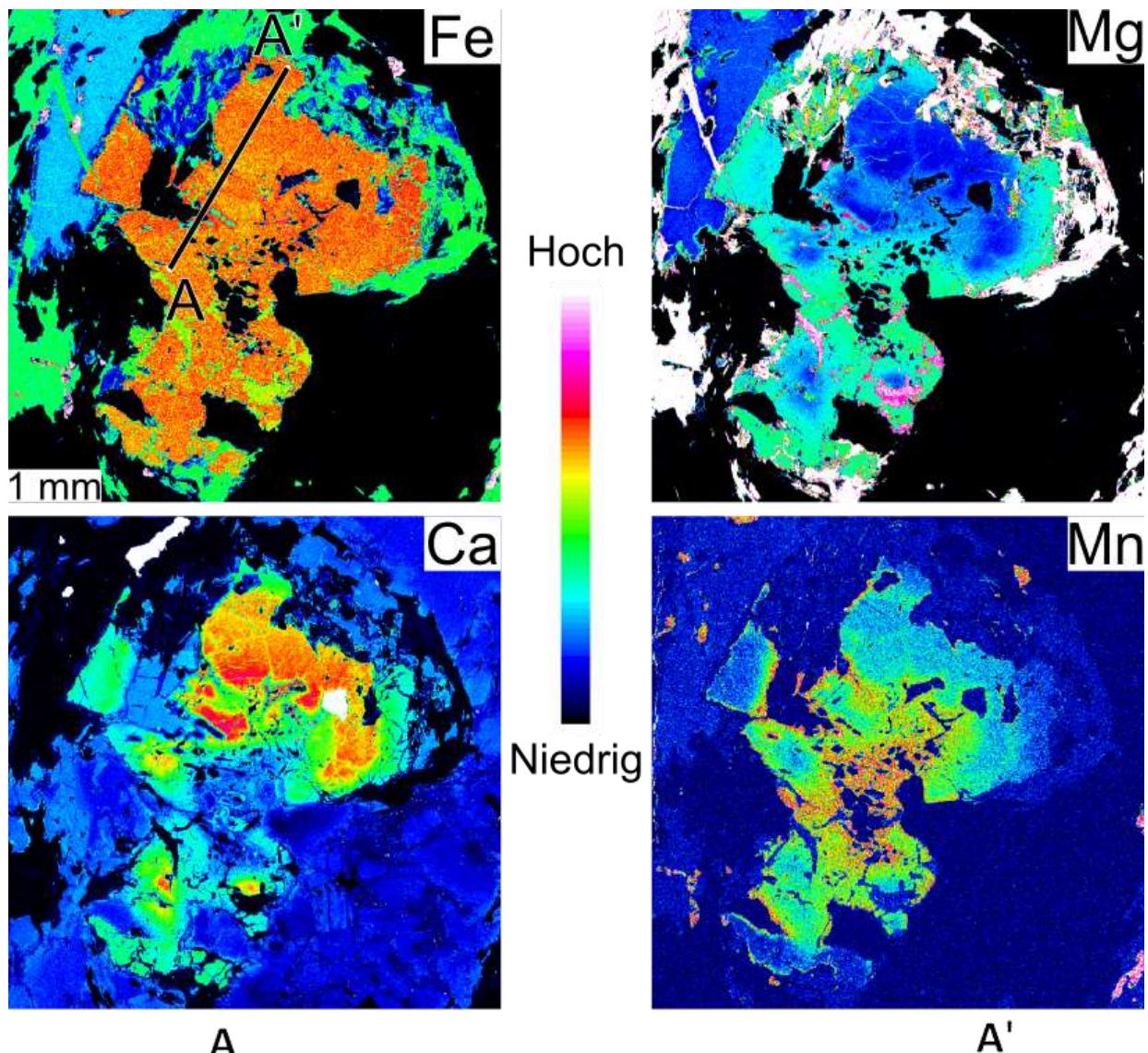
ist die eines unauffälligen Phlogopits mit ca. 1,5 % TiO_2 . Schätzt man die Gesamtgesteinssummenzusetzung basierend auf den modalen Anteilen im Dünnschliff ab, kann man das in Abbildung 11 dargestellte Phasendiagramm berechnen. Auch wenn durch diese Abschätzung die Ergebnisse etwas unsicher sind, kann die vorliegende Paragenese sehr gut bei Bedingungen von ca. 620 °C und 0,7 GPa repliziert werden. Das entspricht Amphibolit-faziellen Metamorphose-Bedingungen.

Auch die erwarteten Zusammensetzungen der Minerale, zum Beispiel Mg# von Staurolith, Biotit, Chlorit und Anorthit-Anteil in Plagioklas, passen sehr gut zu diesen Bedingungen. Die Grossular-reichen Granat-Kerne sowie die Hellglimmer-Einschlüsse in Granat bezeugen einen kurzen Teil des prograden PT-Pfades.

5.1.2 Gneisdome von Reitzenhain-Katharinaberg (RKD)

Im Gegensatz zum FLD wird der RKD vor allem durch die **Muskovit-reichen Rotgneise** aufgebaut. Ähnlich wie im FLD dominieren dabei grobkörnige Augengneise wie zum Beispiel Probe SW4 (Abbildung 12). Generell sind die Gneise im RKD allerdings vielfältiger, da neben Gneisen mit spätproterozoischen bis kambrischen magmatischen Protolithen auch solche mit ordovizischen magmatischen Protolithen vorkommen. Wie groß der Anteil letzterer ist und wie viel davon der OGE zugeordnet werden muss, ist noch unklar (Vergleich z.B. RÖTZLER & PLESSEN, 2010 und COLLETT et al., 2017).

Diese Unklarheiten konnten bisher auch durch Protolithdatierungen nicht gelöst werden. Im Gegen teil, während KRÖNER et al. (1995) Protolithalter von ca. 550 Ma bestimmt haben, konnten TICHOMIROWA (2002) und KOŠLER et al. (2004) typische ordovizische Protolithalter messen. Dabei untersuchten sowohl Kröner als auch Tichomirowa granitische Gneise vom selben Aufschluss - dem Nonnenfelsen. Dabei ist zu beachten, dass die gleichen Protolithalter die nach KRÖNER et al. (1995) in beiden Domen dominieren einer der Hauptgründe war, diese in einer Einheit zusammenzufassen, wie es zum Beispiel in RÖTZLER & PLESSEN (2010) beschrieben ist. Durch diese Annahme wurde auch die Einheit als cadomisches Basement interpretiert. Vertraut man hingegen den Altern von TICHOMIROWA (2002), wird eine Verwandschaft der beiden Dome zwar immer noch durch eine ähnliche PT-Geschichte und strukturelle Position begründet. Allerdings kann die UGE dann kein cadomisches Basement sein, da ordovizische Gesteine jünger sind als die cadomische Gebirgsbildung. Im RKD lässt sich im Gegensatz zum FLD keine klare Zonierung des Domes mit feinkörnigen Gesteinen am Rand erkennen.



A

A'

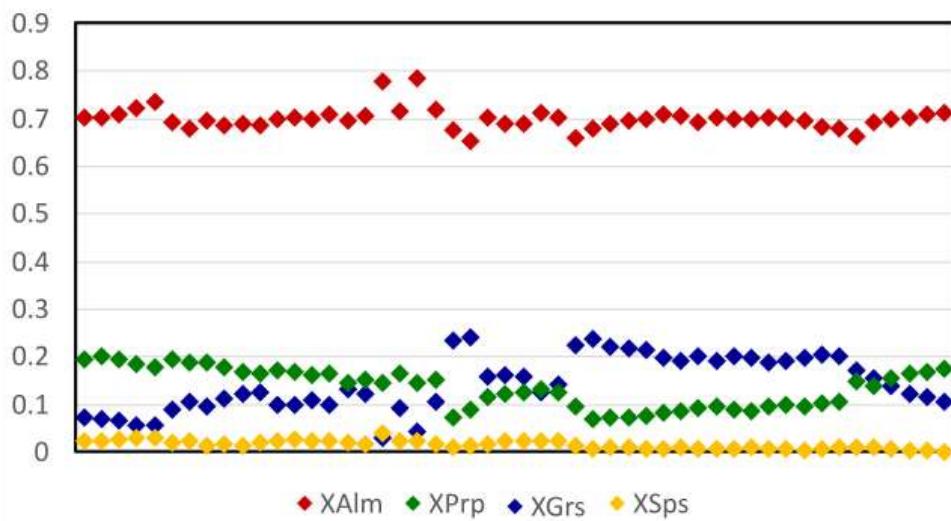


Abbildung 10: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Biotit-Gneis-Probe FRB9.

Auffällig sind die Ca-reichen Kernregionen.

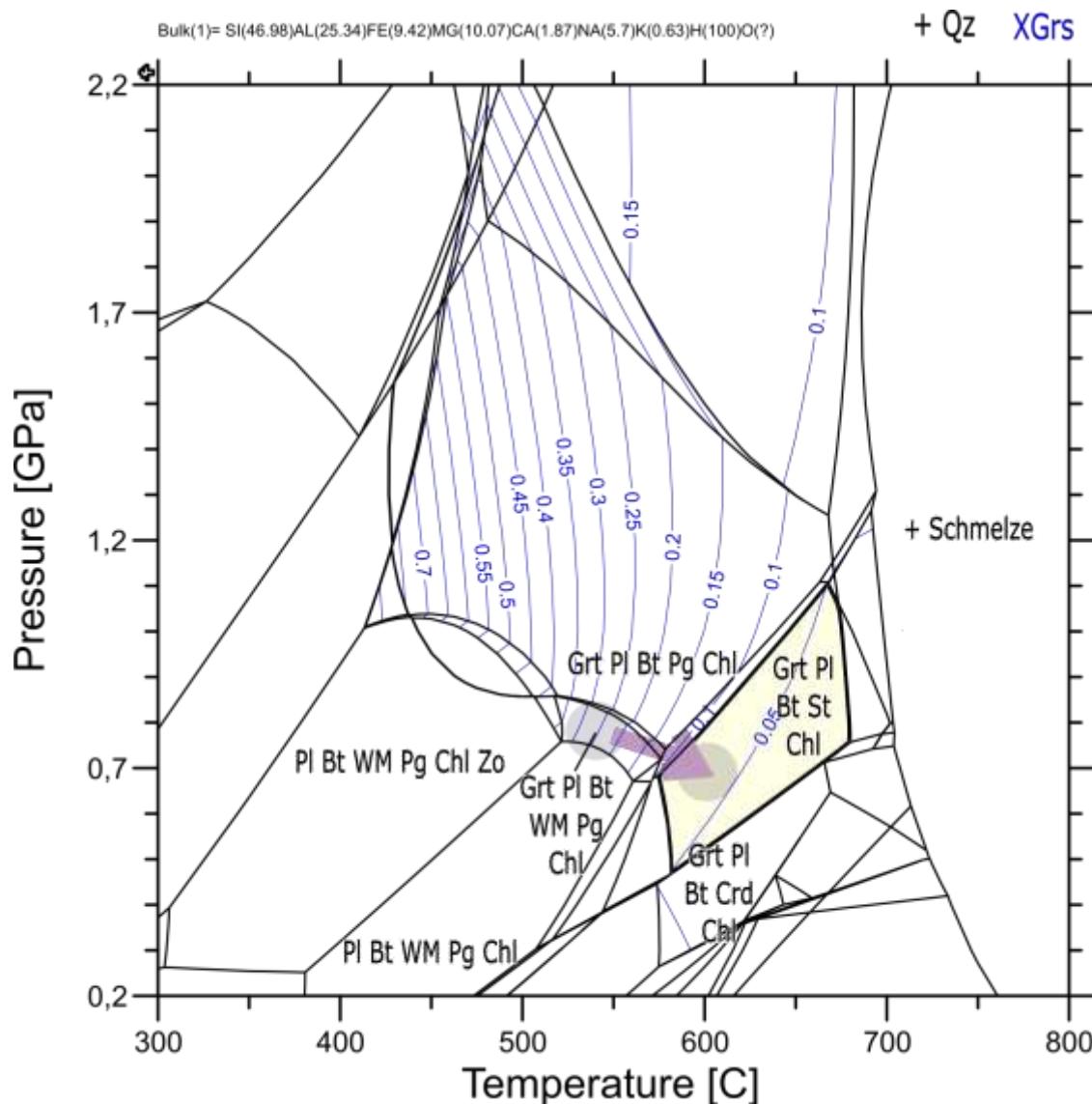


Abbildung 11: Phasendiagramm der Biotit-Gneis-Probe FRB9 inklusiver des modellierten Ca-Gehaltes in Granat, des geschätzten PT-Pfades, sowie der Peak-Paragenese (siehe Abbildung 2).

Von RÖTZLER (1995) wurden die metamorphen Bedingungen in dieser Einheit anhand von Orthogneisen und Amphiboliten festgemacht. Demnach ergeben sich Amphibolit-fazielle PT-Bedingungen von ca. 620 °C und 0,8 GPa ähnlich wie im FLD. Wir konnten in der Dünnschliffsammlung des LfULG keine Schlitte mit Hinweisen auf ein früheres Eklogit-Stadium im Raum des RKD finden.

5.2 Obere Gneis-Einheit (OGE)

Die OGE umfasst das Gneis-dominierte, Eklogit-führende Stockwerk zwischen der UGE im Liegenden und der Glimmerschiefer-Einheit im Hangenden. Sie besteht überwiegend aus Paragneisen, den sogenannten Oberen Graugneisen, die proterozoische sedimentäre Protolithen haben (OGE-A, Kapitel 5.2.1). In diese Gesteine eingeschaltet sind Hellglimmer-dominierte Orthogneise mit ordovizischen Ausgangsgesteinen, die Rotgneise. Diese bilden wahrscheinlich eine eigene Decke mit abweichender Metamorphose-Geschichte, die wir als OGE-B (Kapitel 5.2.2) abgetrennt haben.

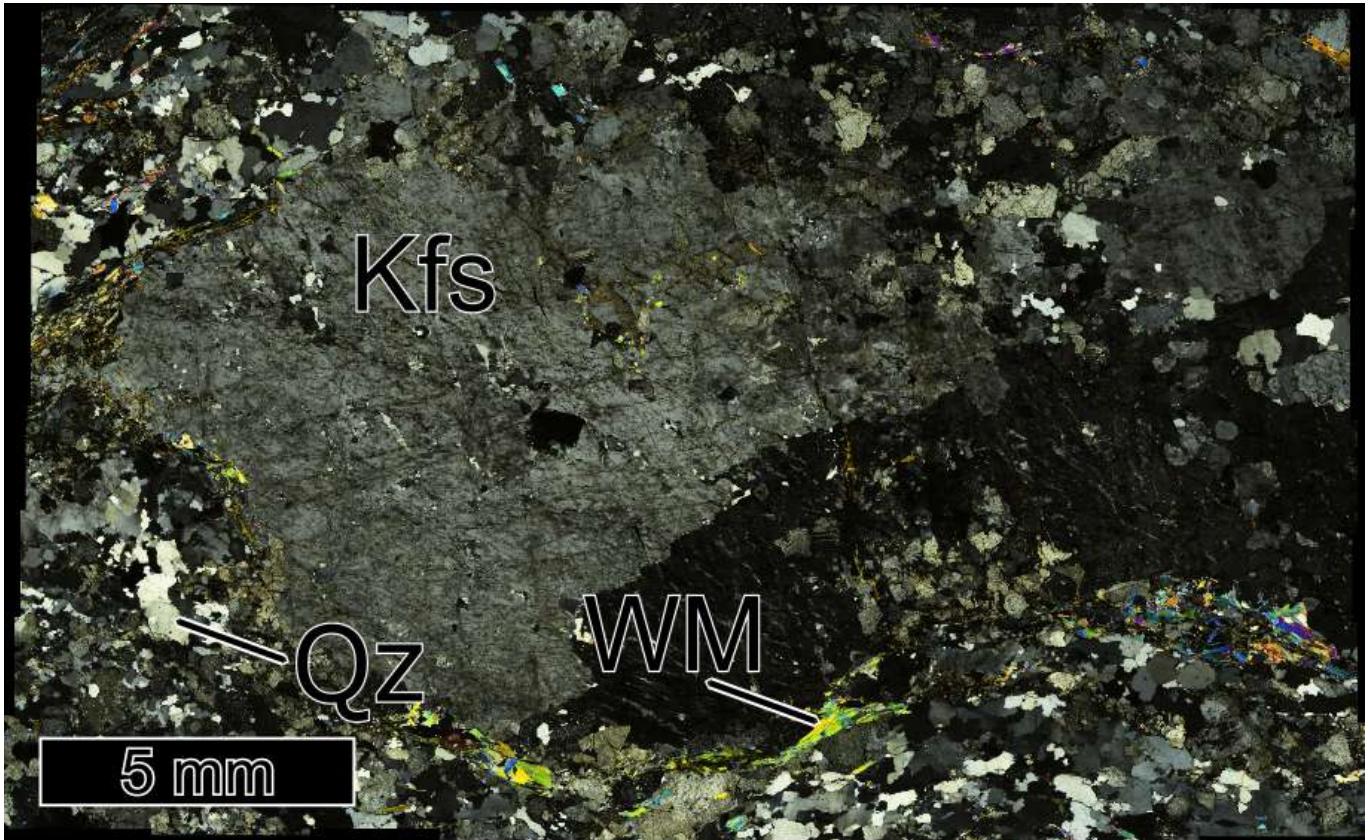


Abbildung 12: Kreuzpolarisiertes Dünnschliffbild der Augengneis-Probe SW4, welches die großen Kalifeldspat Augen des Gesteins zeigt.

5.2.1 Obere Gneis-Einheit A (OGE-A)

Dieser Teil der OGE umfasst überwiegend die früher als **Obere Graugneise** bezeichneten Gesteine, zu denen **Zweiglimmer-Gneise** sowie in geringeren Anteilen **Augengneise, Albit-Blasten-Gneise** und **Flammengneise** gehören (TICHOMIROWA, 2002). Wissenschaftlich von großer Bedeutung sind daneben in kleinen Linsen vorkommende **Metabasite**. Die OGE-A ist die flächenmäßig größte Einheit des Erzgebirges und umschließt die anderen Gneis-Einheiten im Kartenbild. Von ihrer Ausdehnung entspricht sie in etwa der “Transition Zone” von RÖTZLER & PLESSEN (2010), wird von uns aber nicht als Melange verschiedener Einheiten interpretiert, sondern als eigene Einheit mit distinkten Protolithen, die ihre eigene PT-Entwicklung erfahren haben. Diesbezüglich unterscheidet sich die OGE-A unserer Ansicht nach auch deutlich von den Einheiten der OGE-B und kann nicht mit dieser zusammengefasst werden, wie das einige Arbeiten vorschlagen (WILLNER et al., 2000; JOVENT et al., 2023). Im Gegensatz zu KONOPÁSEK und SCHULMANN (2005) betrachten wir sie als eigene Decke, die tektonisch von der UGE und der OGE-B getrennt ist.

Die **Oberen Graugneise** zeigen alle in wechselnden Anteilen die Paragenese Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer, Granat, neben Akzessorien wie Turmalin, Apatit, Zirkon, Ilmenit und Rutil und haben sehr ähnliche Gesamtgesteinssammensetzungen. Kleine Unterschiede haben früher zur Unterscheidung lokaler Typen wie *Marienberger Gneis* oder *Annaberger Gneis* geführt oder zur Klassifizierung basie-

rend auf ihrer Textur, wie zum Beispiel *körniger Gneis*. Typisch sind relativ kleine Korngrößen, mit häufig stark rekristallisiertem Quarz und Feldspat (HALLAS, 2020). Stärker unterscheiden sich texturell die etwas größeren Augengneise, die nordwestlich von Bärenstein und Wolkenstein anstehen. Nichtsdestotrotz sind sich all diese Gneistypen geochemisch sehr ähnlich und lassen sich mit diesem Kriterium auch nicht weiter gliedern. (TICHOMIROWA, 2002; HALLAS, 2020).

Anhand der Zirkonpopulationen lassen sich jedoch nach TICHOMIROWA (2002) drei verschiedene Gneistypen erkennen, die verschiedene Protolithen anzeigen. Am häufigsten sind **Zweiglimmer-Gneise**, die aus cadomischen Grauwacken hervorgegangen sind, wie man sie auch in der Lausitz findet (TICHOMIROWA, 2002). Sie zeigen ausschließlich gerundete, sedimentäre Zirkone, deren Alter typischerweise über 575 Ma liegen. Unter unseren Proben sind z.B. Ol1, SW1B oder SW2 Varietäten dieses Typs.

Im Gegensatz dazu enthalten die selteneren **Augengneise** (z.B. bei Bärenstein) oder die Granitgneise bei Mulda neben den 575 Ma alten Zirkonen auch nadelige, magmatische Zirkone, die vor ca. 540 Ma gebildet wurden. Sie sind also den Gneisen des FLD ähnlich und haben die spätpaläozoischen bis frühkambrischen Granodiorite zum Ausgangsgestein.

Zuletzt zeigen sogenannte **Albit-Blasten-Gneise** Zirkonalter um 520 Ma, deren Herkunft zwar nicht geklärt ist, die aber dennoch einen eigenen Protolithtyp anzeigen könnten (TICHOMIROWA, 2002). Dagegen zeigt HALLAS (2020) den Übergang von Albit-Blasten-Gneisen zu normalen, feinkörnigen Zweiglimmer-Gneisen als Folge progressiver Verformung und Reequilibration und vermutet daher, dass die Albit-Blasten-Gneise ursprünglich weit verbreitet waren.

Letztlich gibt es verschiedene **Metabasite**. So wird diese Einheit auch durch das Vorkommen von Eklogiten von der UGE abgegrenzt. Neben klassischen Metabasiten kommen aber auch Orthopyroxen- und Olivin-führende Varianten vor, wobei wir letztere nicht beproben konnten (Karte 81/5047). Protolithalter für die Eklogite beschränken sich auf fünf Proben im Osterzgebirge, die Alter von 532 - 545 Ma liefern und damit den Amphiboliten aus dem FLD entsprechen (TICHOMIROWA & KÖHLER, 2013).

5.2.1.1 Detaillierte Probenbeschreibungen und metamorphe Geschichte

Wir stellen nun die einzelnen Lithologien und ihre Metamorphosegeschichte genauer vor und präsentieren detaillierte petrologische Untersuchungen von ausgewählten Proben.

Zweiglimmer-Gneise

Auch wenn dies eines der am weitesten verbreiteten Gesteine des Erzgebirges ist, ist die PT-Geschichte der einfachen Zweiglimmer-Gneise unseres Wissens nach bisher nur von HALLAS (2020) quantitativ untersucht worden. Nach dessen Ergebnissen erreichen die Gneise PT-Bedingungen der unteren Eklogit-Fazies bei ca. 1,5 GPa und 600 °C. Während die normalen Zweiglimmer-Gneise mineralogisch und texturell relativ simpel sind (Abbildung 13), bewahren Albit-Blasten-Gneise als Einschlüsse ein früheres Stadium der PT-Entwicklung und werden deshalb in diesem Kapitel deutlich intensiver betrachtet.

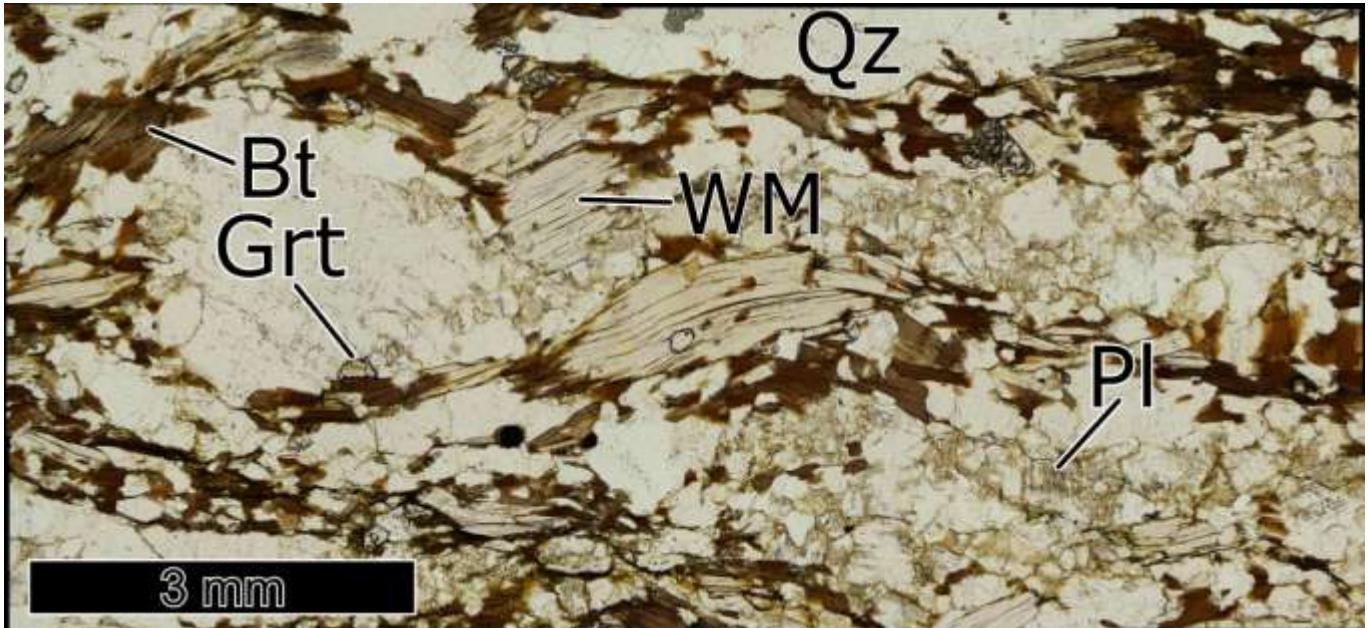


Abbildung 13: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Zweiglimmer-Gneis-Probe Ol1, welche die typische Mineralogie des Zweiglimmer-Gneise des OGE-A zeigt.

Albit-Blasten-Gneise

Wir haben die **Probe WOL12** genauer untersucht, die schon in der Arbeit von Peter Hallas vorgestellt wird. Probe WOL12 ist ein typischer Albit-Blasten-Gneis (Abbildung 14).

Es handelt sich um einen mittelkörnigen Gneis aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Hellglimmer. Große Albit-Kristalle werden anastomosierend von einer Matrix der anderen Minerale umflossen. Diese Albit-Körner werden randlich und auch diffus intern von einer Ca-reicheren Oligoklas-Generation ersetzt. Dies lässt sich gut in der Abbildung 15 erkennen, wo Oligoklas etwas Ca-reicher ist und ein helleres blau als Albit zeigt (gelbe Kringel).

Quarz bildet isometrische Körner ohne nennenswerte interne Deformation. Eine Besonderheit dieser Probe ist, dass Granate ausschließlich als Einschlüsse in den großen Albit-Blasten vorkommen. Auch Kalifeldspat tritt nur vereinzelt als Entmischung in Albit auf. Sogar die Akzessorien Rutil, Apatit und Zirkon sind häufiger in den Albit-Blasten. Die Granat-Einschlüsse im Plagioklas dokumentieren die prograde Entwicklung. Die Kerne zeigen Grossular-Gehalte bis 35 % bei geringen Pyrop-Gehalten von etwa 8 %. Zu den Rändern hin sinkt der Grossular-Anteil auf bis zu 17 % bei ca. 12 % Pyrop. Die Hellglimmer zeigen Si-Gehalte zwischen 3,2 und 3,35 apfu, wobei die höheren Gehalte bei Hellglimmer-Einschlüssen in Albit zu finden sind.

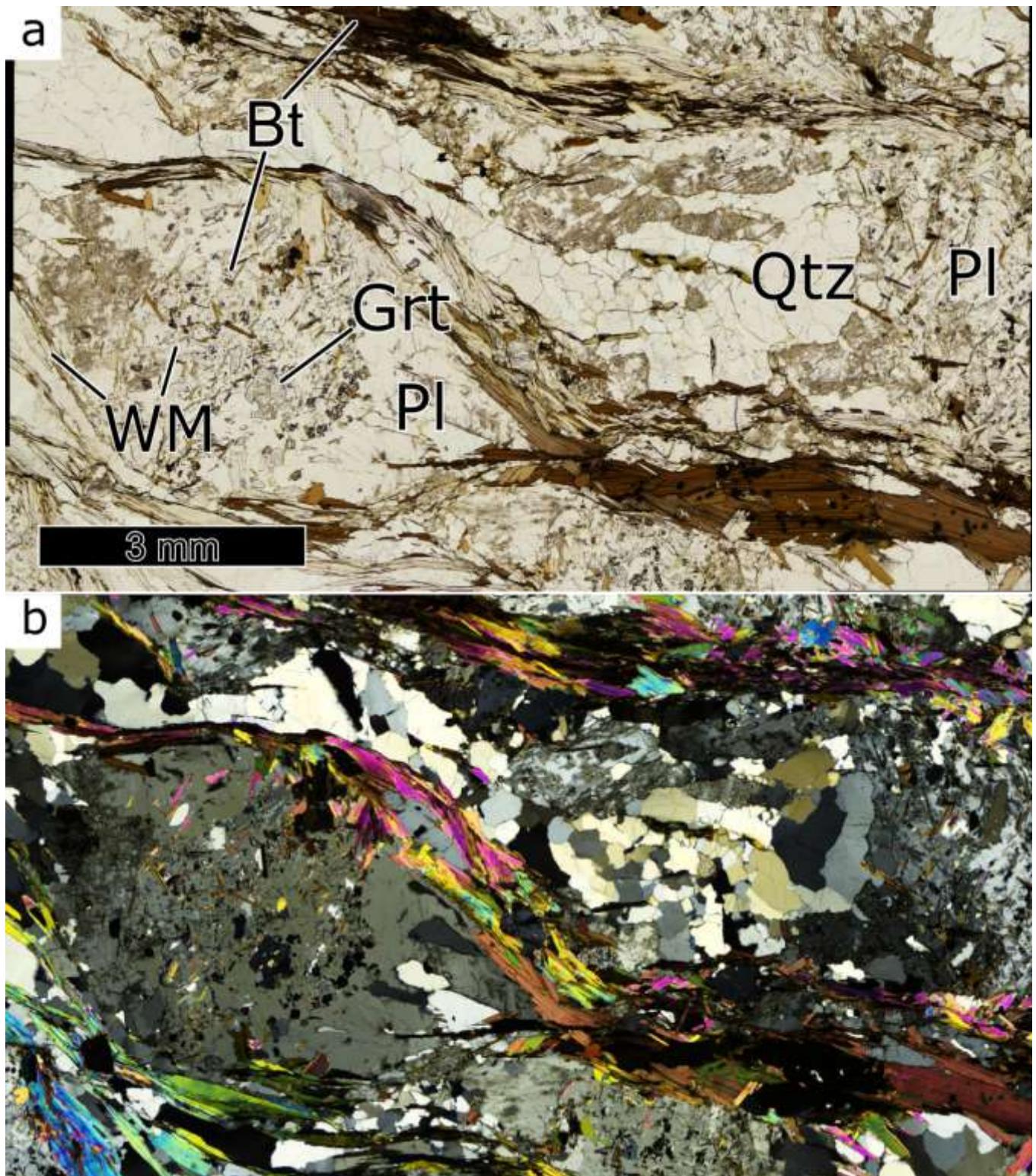


Abbildung 14: Dünnschliffbilder des typischen Albit-Blasten-Gneises WOL12.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Während Granat nur innerhalb der Albit-Blasten vorkommt, findet man die beiden Glimmer in zwei Generationen; als Einschlüsse und in der Matrix.

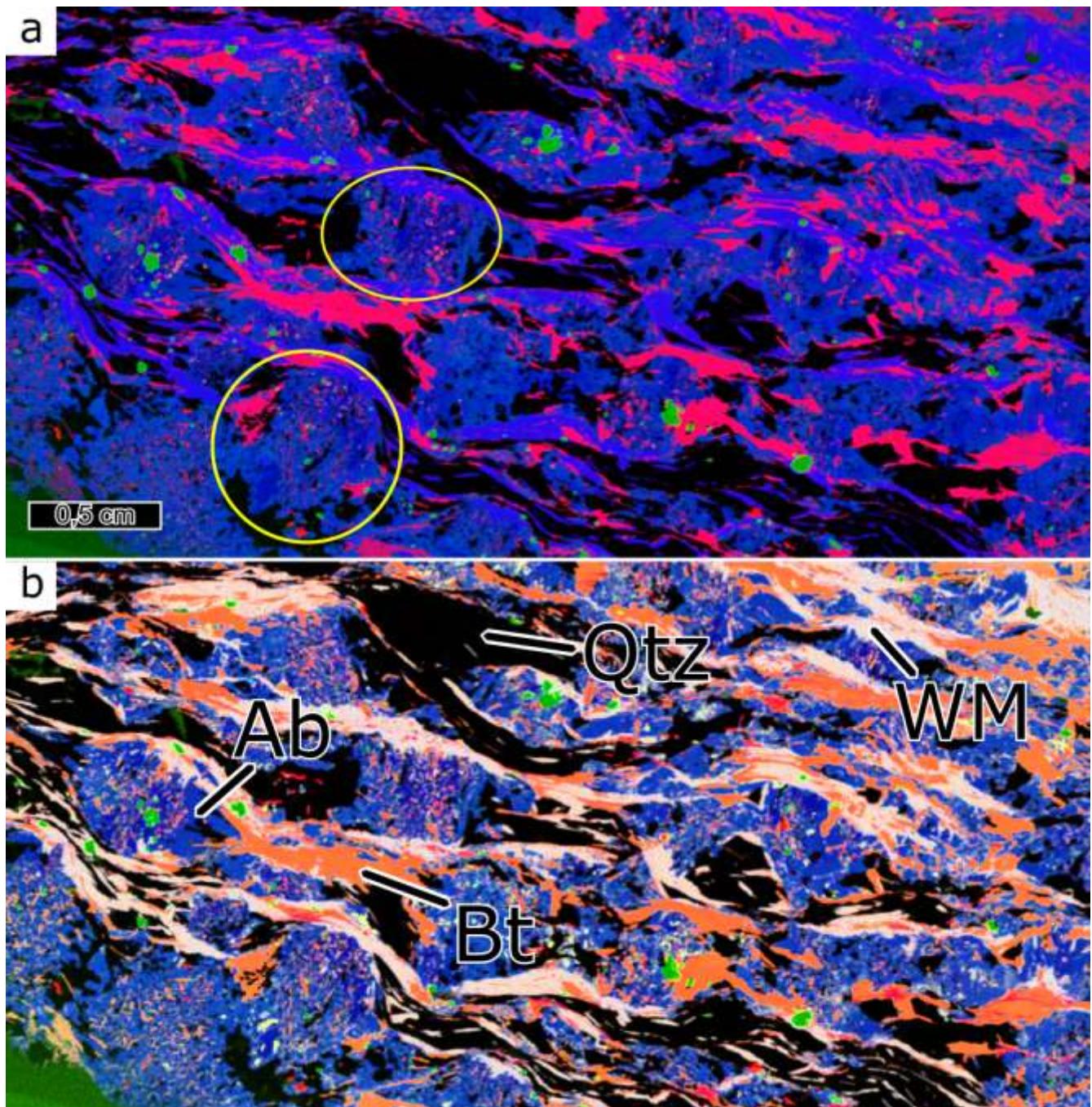


Abbildung 15: μ RFA-Scan der Albite-Blasten-Gneis-Probe WOL12.

Dargestellt sind die Elemente (a): Fe (rot), Al (blau) und Ca (grün) und (b) mit zusätzlich K (gelb) (mehr Informationen in Kapitel 3.4). Durch den Scan werden die Einschluss-reichen Albite-Blasten umgeben von einer Matrix aus Quarz und Glimmer besonders gut sichtbar. Leichte Unterschiede im Blauton in (a) deuten auf geringere Ca-Gehalte in Albite-Blasten (gelbe Kringel) hin.

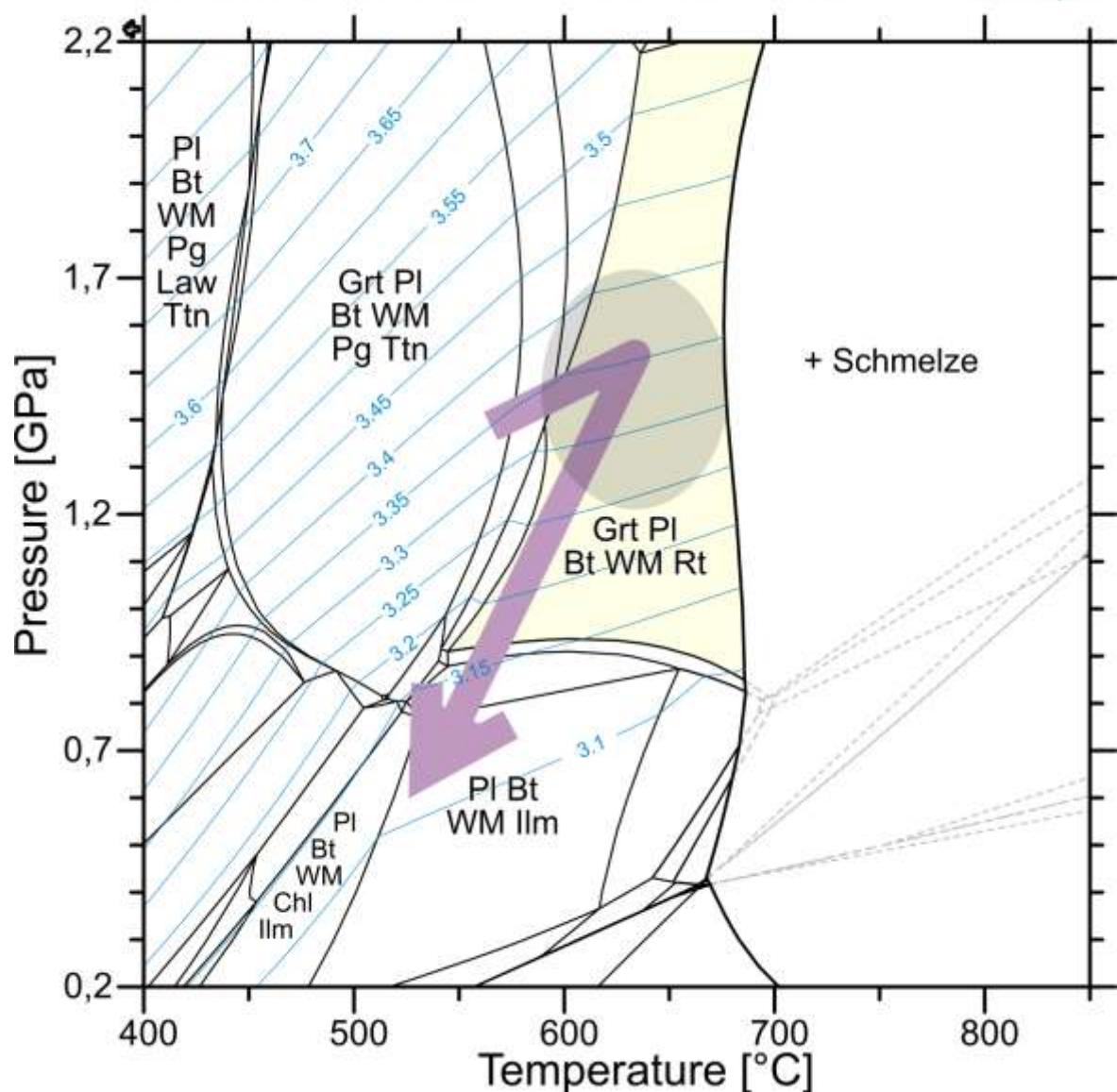


Abbildung 16: Phasendiagramm der Albit-Blasten-Gneis-Probe WOL12.

Das Diagramm zeigt Si-in-Hellglimmer-Isoplethen sowie die in den Albit-Blasten erhaltene Paragenese in gelb und die abgeschätzten Peak-Bedingungen in grau.

Abbildung 16 und Abbildung 17 zeigen zwei Phasendiagramme, die für die Gesamtzusammensetzung von Probe WOL12 (HALLES et al., 2021) gerechnet wurden. Ein prograder, bei ca. 1,5 GPa und 650 °C kulminierender PT-Pfad reproduziert sowohl die Paragenesen-Abfolge als auch die wichtigen mineral-chemischen Parameter. Die Granat-Zonierung wird durch den prograden Pfad bis auf den äußersten Rand hinlänglich gut erklärt, die Peak-Bedingungen passen gut zu Hellglimmer- und Albit-Zusammensetzungen. Bei der Dekompression wird Granat abgebaut, Albit wird durch Oligoklas ersetzt, und Biotit wächst auf Kosten von Hellglimmer, der zu Si-ärmeren Zusammensetzungen reequilibriert. Diese Peak-Bedingungen entsprechen den Bedingungen der unteren Eklogit-Fazies. Unsere Ergebnisse stimmen gut mit denen von HALLAS (2020) überein, der nahezu identische Bedingungen postulierte. Regionale Unterschiede, vor allem in Bezug auf den Norden und Osten des Erzgebirges sind bis jetzt aber

noch nicht auszuschließen. Unsere Modellierungsergebnisse illustrieren auch, dass die Schlussfolgerung von Hallas, bei den “normalen” Zweiglimmer-Gneisen handele es sich um Produkte der Albit-Blasten-Gneise, petrologisch sinnvoll ist. Denn die für das Ende der Exhumation vorhergesagte stabile Paragenese in Probe WOL12, entspricht dem mineralogischen Erscheinungsbild der Zweiglimmer-Gneise genau.

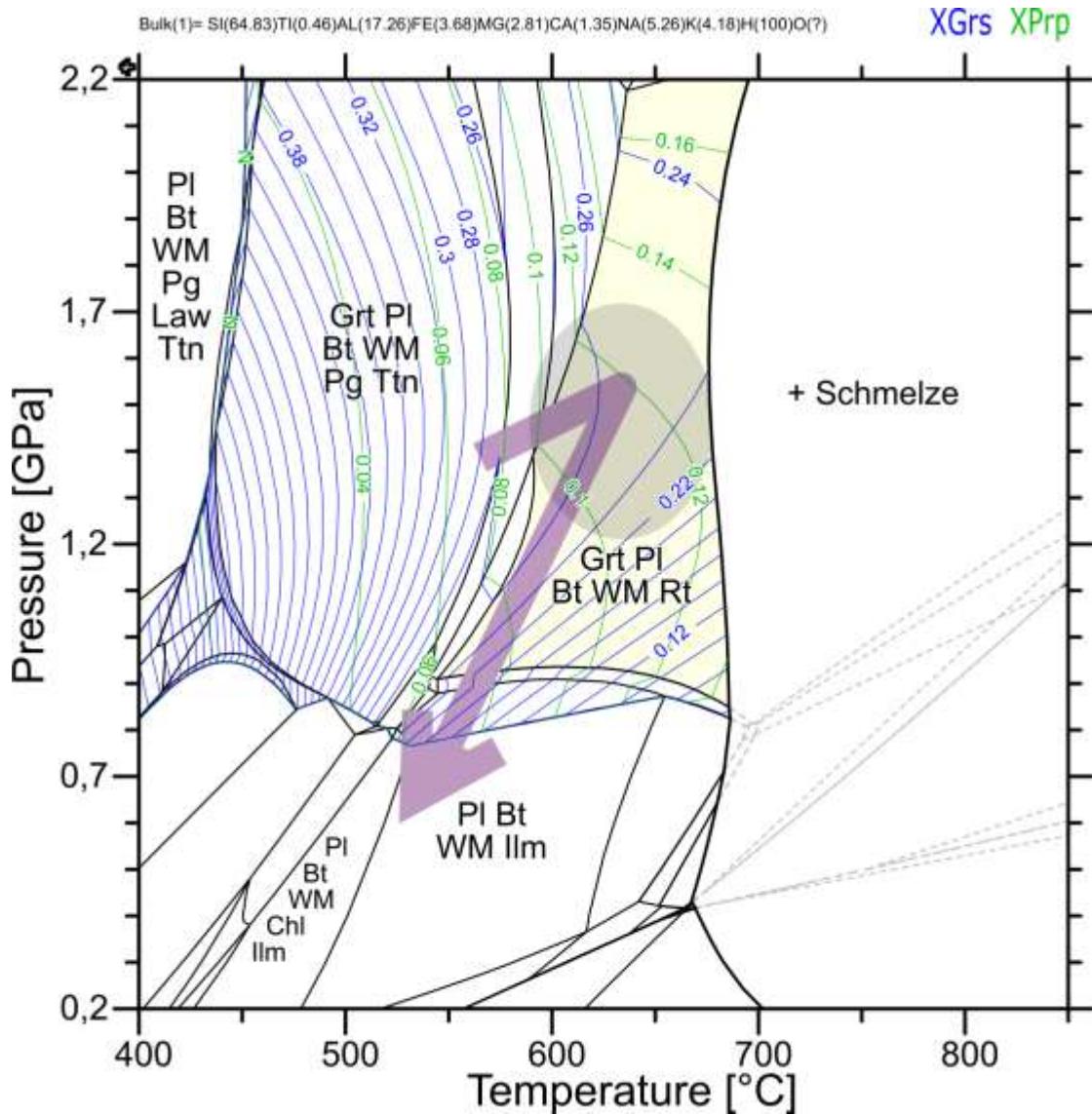


Abbildung 17: Phasendiagramm der Albit-Blasten-Gneis-Probe WOL12.

Das Diagramm zeigt Grossular- und Pyrop-Isoplethen, sowie die in den Albit-Blasten erhaltenen Paragenesen in gelb und die abgeschätzten Peak-Bedingungen in grau.

Flammengneise

Eine besondere Form der Zweiglimmer-Gneise in der OGE-A sind die sogenannten Flammengneise. Namensgebend ist hierbei das Aussehen, das durch verbreitete migmatische Schlieren zustande kommt. Diese Gesteine kommen ausschließlich im Grenzgebiet um den UHP-Gneis-Komplex von Sayda vor, vor allem in der Flöha-Zone und zwischen Niedersaida und Pfaffroda.

Probe SDB7 ist ein solcher Flammengneis, der als Lesestein am Nordufer der Saidenbachtalsperre gesammelt wurde. Das Gestein ist ein Biotit-reicher Gneis mit Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muskovit, Granat und Titanit (Abbildung 18). Auffällig sind die von Biotit gesäumten Bänder aus Quarz und Plagioklas, die durch partielle Aufschmelzung des Gesteins entstanden sind.

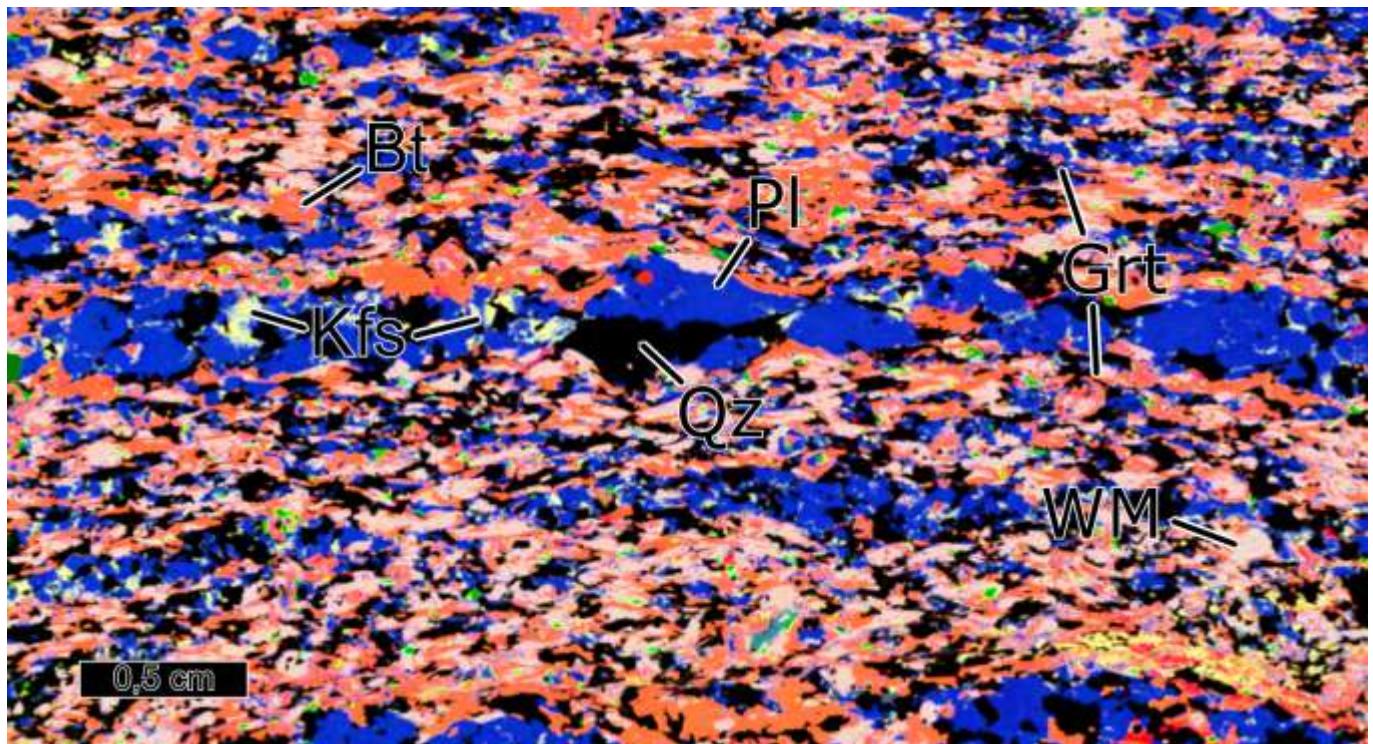


Abbildung 18: μ RFA-Scan der Flammengneis-Probe SDB7.

Dargestellt sind die Elemente Fe (rot), Al (blau) und Ca (grün) und K (gelb). Im Zentrum ist ein durch partielle Aufschmelzung entstandenes Band aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat, wobei letzterer in der Matrix fehlt. Granat und Biotit sind farblich nur schwer unterscheidbar. Typisch für die wenigen Granat-Körner ist aber eine Atoll-Struktur, wie sie auch der untere der indizierten Granate zeigt.

Geochemisch ähnelt SDB7 in seiner Zusammensetzung stark WOL12, zeigt lediglich etwas geringere Na-Gehalte. Dass auch die Zusammensetzung der Minerale viele Parallelen zeigt, spricht für eine ähnliche PT-Geschichte der Gesteine. Kleine Unterschiede zeigen zum Beispiel die Hellglimmer, die in SDB7 leicht Si-ärmer und Ti-reicher sind oder die Ca-reicheren Plagioklase. Vor allem aber unterscheiden sich die Proben bezüglich ihrer Granate. Während in WOL12 Granat ausschließlich als Einschlüsse in albitischen Plagioklasen vorkommt, findet er sich in SDB7 überall verteilt. Dafür zeigen die Granate fast immer eine Atollstruktur mit Domänen von zwei verschiedenen Zusammensetzungen. Die inneren Teile sind sehr Ca- und Mg-reich, mit Grossular- und Pyrop-Gehalten von ca. 37 % bzw. 17 %.

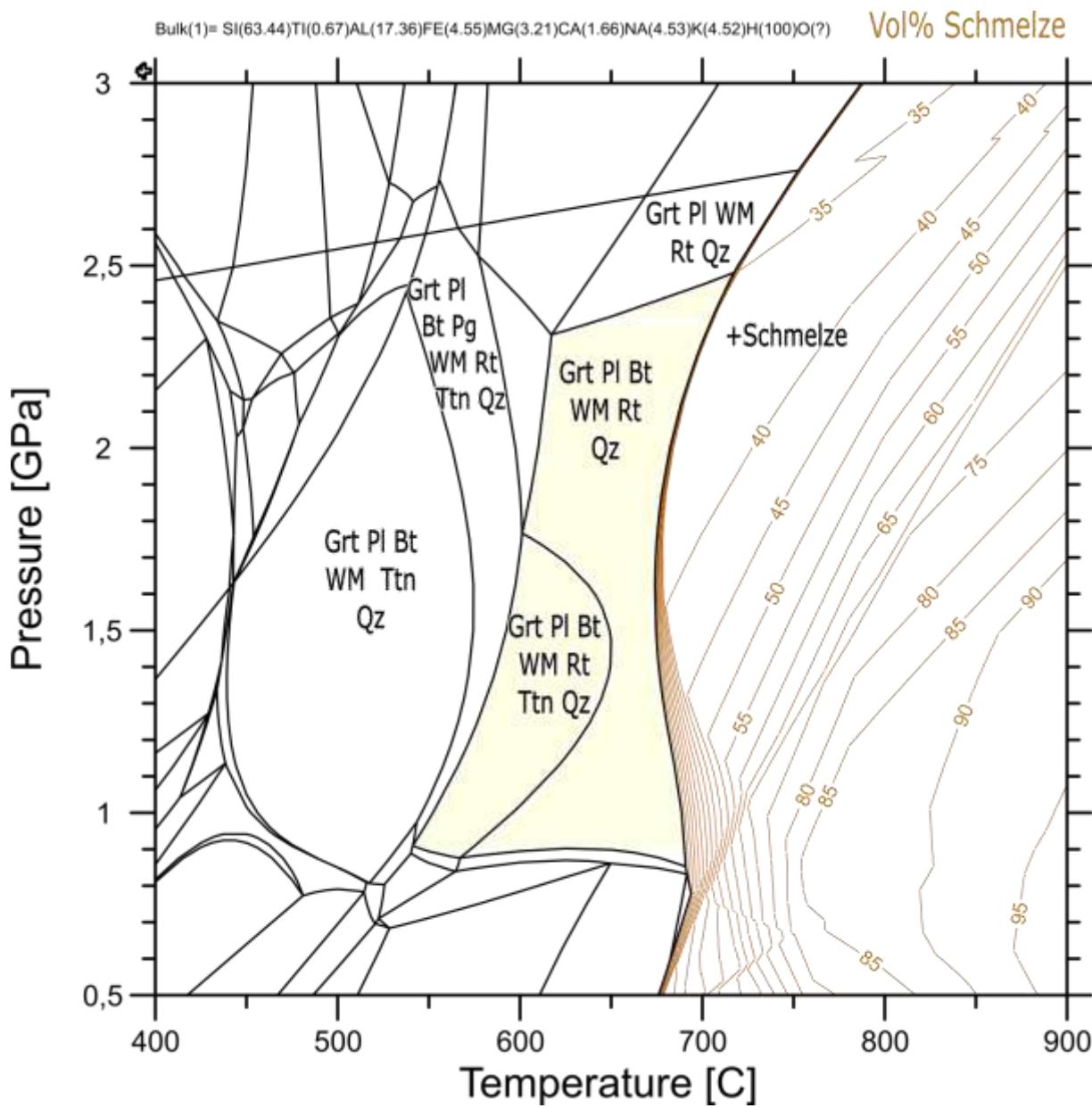


Abbildung 19: Phasendiagramm des Flammengneises SDB7.

Die beobachteten Granat-Zusammensetzungen ließen sich durch das starke Ungleichgewicht, erkennbar an den Atollstrukturen, nicht modellieren. Die beobachtete Paragenese grenzt an den Solidus, dessen Überschreitung schnell zu größeren Schmelzmengen führt. Dies erklärt die häufigen Migmatite, die dem Gneis seinen Namen geben.

Diese werden überwachsen von Granat mit nur ca. 34 % und 12 % Grossular bzw. Pyrop. Die Bildungstemperaturen der Granate sind schwer abzuschätzen, da die Einflüsse von Schmelze und Fluiden, die vermutlich die Bildung der Atoll-Granate gefördert haben, nicht zu bestimmen sind (FARYAD et al., 2010). In Kombination mit der Zusammensetzung der Glimmer und des Plagioklases vermuten wir ähnliche Druck-Bedingungen, aber höhere Temperaturen für SDB7 als für WOL12. Dabei müssen diese nur leicht höher sein, da das Gestein über dem Solidus sehr schnell große Anteile an Schmelze produziert und WOL12 nur knapp 50 °C unter dem Solidus lag (Abbildung 19). Wir vermuten, dass die höhere Temperatur möglicherweise Folge des Kontaktes mit der UHP-Einheit sein könnte.

Eklogite

In der OGE-A sind Eklogite weit verbreitet (Abbildung 20). Es gibt kaum Gebiete, in denen keine Eklogite vorkommen. Dabei ist zu beachten, dass die meisten Eklogite retrograd überprägt und zumindest teilweise in Amphibolite umgewandelt sind. Das führt dazu, dass viele als Amphibolite gekennzeichnete Vorkommen auf den Karten oder in der LfULG-Schliffsammlung ehemalige Eklogite sind (Abbildung 21), und macht es häufig schwierig diese Gesteine als ehemalige Eklogite zu bestimmen.

Die frischen Eklogite enthalten neben Granat und Omphacit typischerweise gelbgrüne Amphibol-Blasen, welche die mittel- bis kleinkörnigen Granate überwachsen und Omphacit ersetzt haben (Abbildung 22). Auch in der Matrix wird Omphacit oft durch die für Eklogite typischen Sympelktite ersetzt. Dabei wird neben Amphibol auch Plagioklas und ein Na-ärmerer Omphacit gebildet (Abbildung 23). Häufig nehmen derartige Überprägungen um Risse im Gestein hin zu. Die Sympelktite werden dann immer feinkörniger, bevor sie durch grüne Amphibole und schließlich durch Schichtsilikate wie Chlorit und Biotit ersetzt werden. Derartige Gesteine, die durch feinkörnigen Amphibol und Chlorit dominiert werden und zum Teil noch Pseudomorphosen nach Granat enthalten, sind in der OGE-A weit verbreitet, lassen sich aber nicht immer zweifelsfrei als ehemalige Eklogite identifizieren. Die Identifizierung von ehemaligen Eklogiten ist besonders dann schwer, wenn Omphacit vollständig durch feinkörnige Sympelktite ersetzt wurde. Hinweise sind dann Menge und Habitus der Granate oder die Prävalenz von feinkörnigen Sympelktiten gegenüber größeren Amphibol- und Plagioklas-Körnern, die man in eigentlichen Amphiboliten erwarten würde.

Neben den Hauptmineralen sind Rutil und Quarz immer vorhanden, während Hellglimmer und Zoisit nur in einigen Proben vorkommen. Die Zonierung in den Granaten ist meist durch nur kleine Änderung in der Zusammensetzung gekennzeichnet, weswegen sich die prograde Metamorphose nur schwer abschätzen lässt. Typisch sind zum Rand hin leicht steigende Pyrop-Gehalte und sinkende Grossular-Anteile. Auch Spessartin ist im Kern angereichert, aber mit Gehalten von selten mehr als 1 % unbedeutend.

In ihrer Struktur stehen die Eklogite der OGE-A zwischen denen der OGE-B und der GSE-B. So zeigen sie mittlere Korngrößen und schwache Texturen. Viele Proben zeigen parallele Risse, die in verschiedenen Winkeln zur Elongation der Minerale stehen und vermutlich Bildungen während der Exhumation sind.

HP Einheiten nach Schmädicke et al. (2018)

- UHP 1
- HP 2
- HP 3

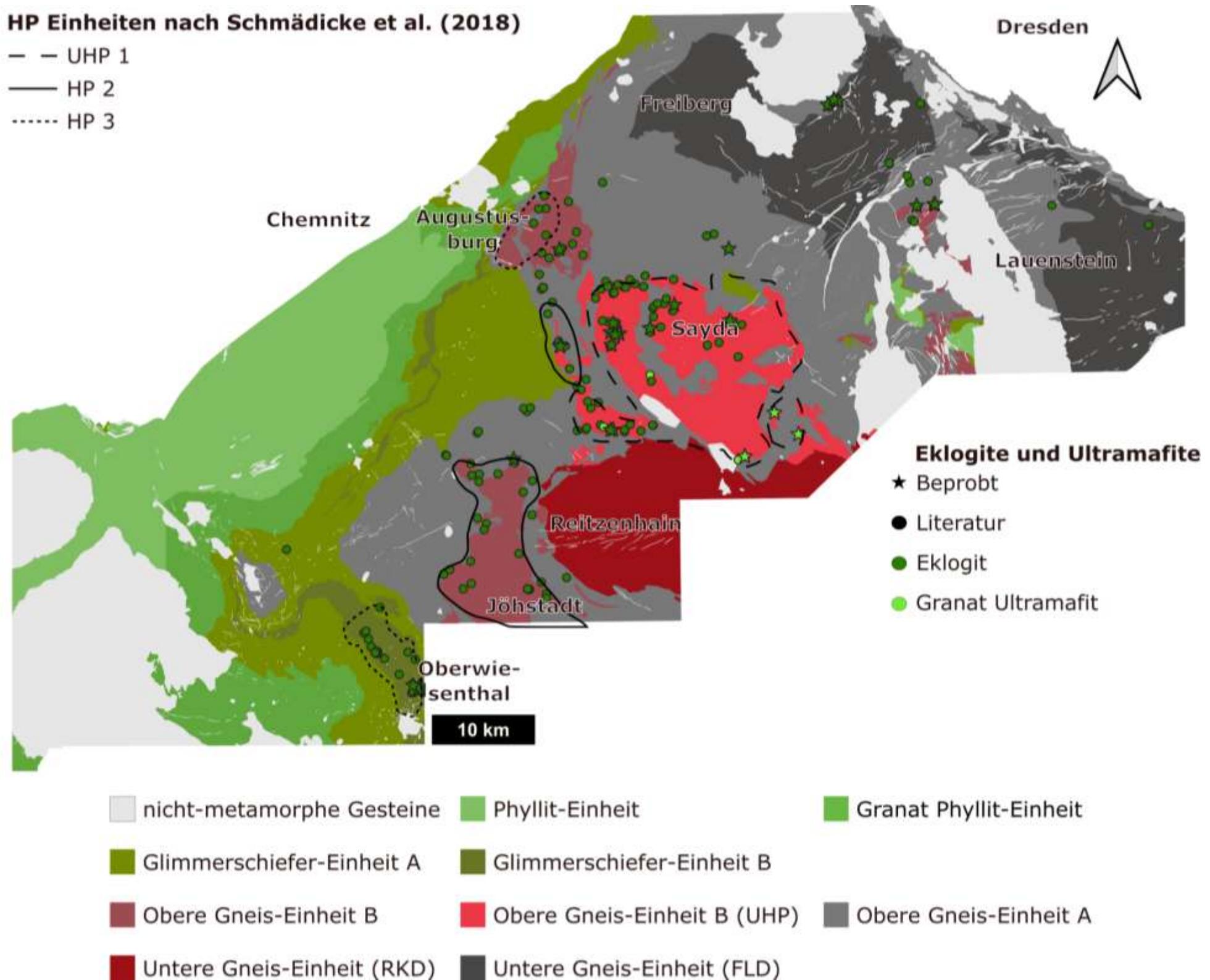


Abbildung 20: Karte des Erzgebirges mit den beprobten und aus der Literatur zusammengestellten Eklogitlokalisationen.

Zu beachten ist das Vorkommen von Eklogiten außerhalb der von Schmädicke deklarierten HP-Gebiete. Weitere, bisher nur als Amphibolite bekannte Vorkommen sind wahrscheinlich.

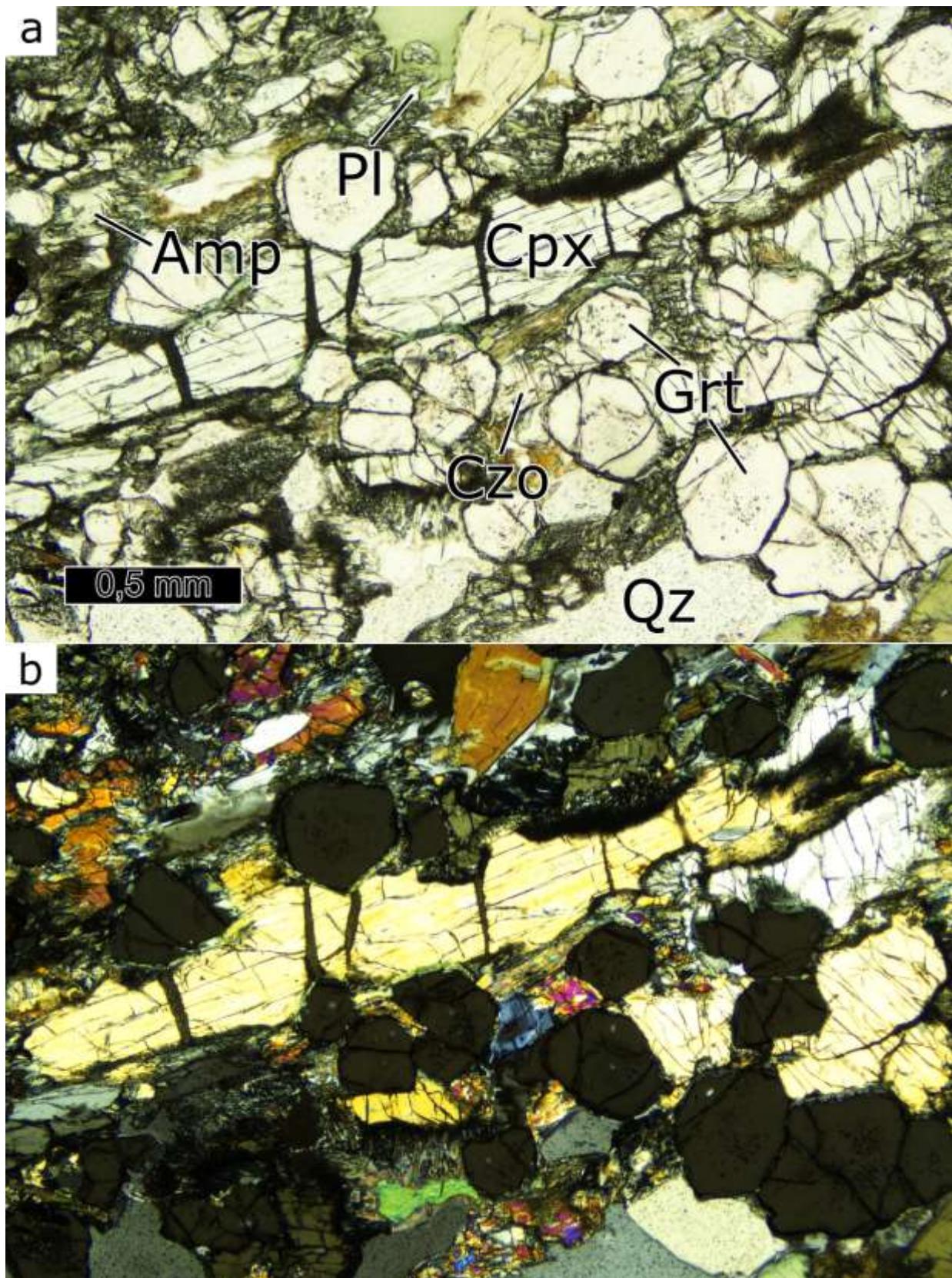


Abbildung 21: Dünnschliffbilder von Schliff 100_6 eines Eklogits aus der Sammlung des LfULG.
Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Dünnschliffbild. Die Probe wurde östlich von Reichstädt gesammelt, einem Gebiet, dass auf früheren Karten Teil des FLD, also der UGE ist.

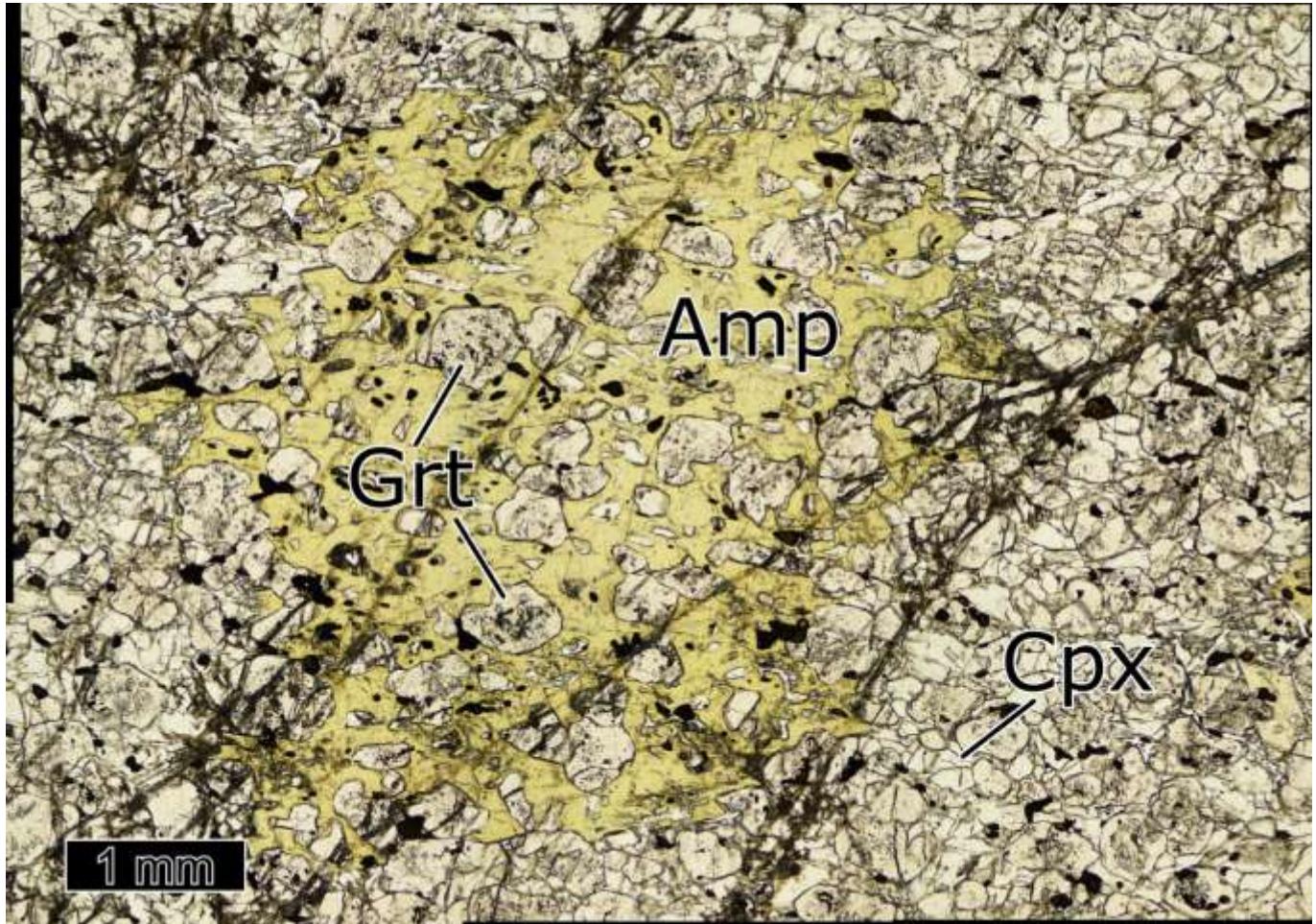


Abbildung 22: Einfachpolarisiertes Dünnschliffbild der Eklogit-Probe MAB1.

Die eigentliche Matrix aus Granat und Klinopyroxen wird stellenweise durch große Amphibol-Blasten überwachsen, die dabei den Klinopyroxen ersetzen.

Die **Probe MAB1** aus Großrückerswalde ist ein typischer Eklogit mit relativ feinkörnigem Granat und Omphacit, überwachsen von größeren Amphibol-Blasten. Rutil ist häufig, Quarz hingegen nur selten. Plagioklas kommt in feinkörnigen Sympelkten vor oder grobkörniger in Verbindung mit den Amphibol Blasten. Hellglimmer und Zoisit fehlen. Auffällig im Schliff ist eine Band mit sehr groben Klinopyroxenen. In der Gesamtgesteinssammensetzung unterscheidet sich die Probe in ihrer etwas niedrigeren Mg# von anderen von uns untersuchten Eklogiten, zeigt aber ansonsten keine Besonderheiten. Der relativ niedrige Mg-Gehalt äußert sich allerdings in der Mineralzusammensetzung.

Typische Granate enthalten ca. 55 % Almandin, 25 % Grossular und 20 % Pyrop mit geringen Schwankungen von $\pm 3\%$ (Abbildung 24). Obwohl es sich bei der Zonierung um keine klassische Wachstumszonierung handelt, sprechen die relativ schnellen Sprünge in der Zusammensetzung gegen eine difusive Homogenisierung bei hohen Temperaturen.

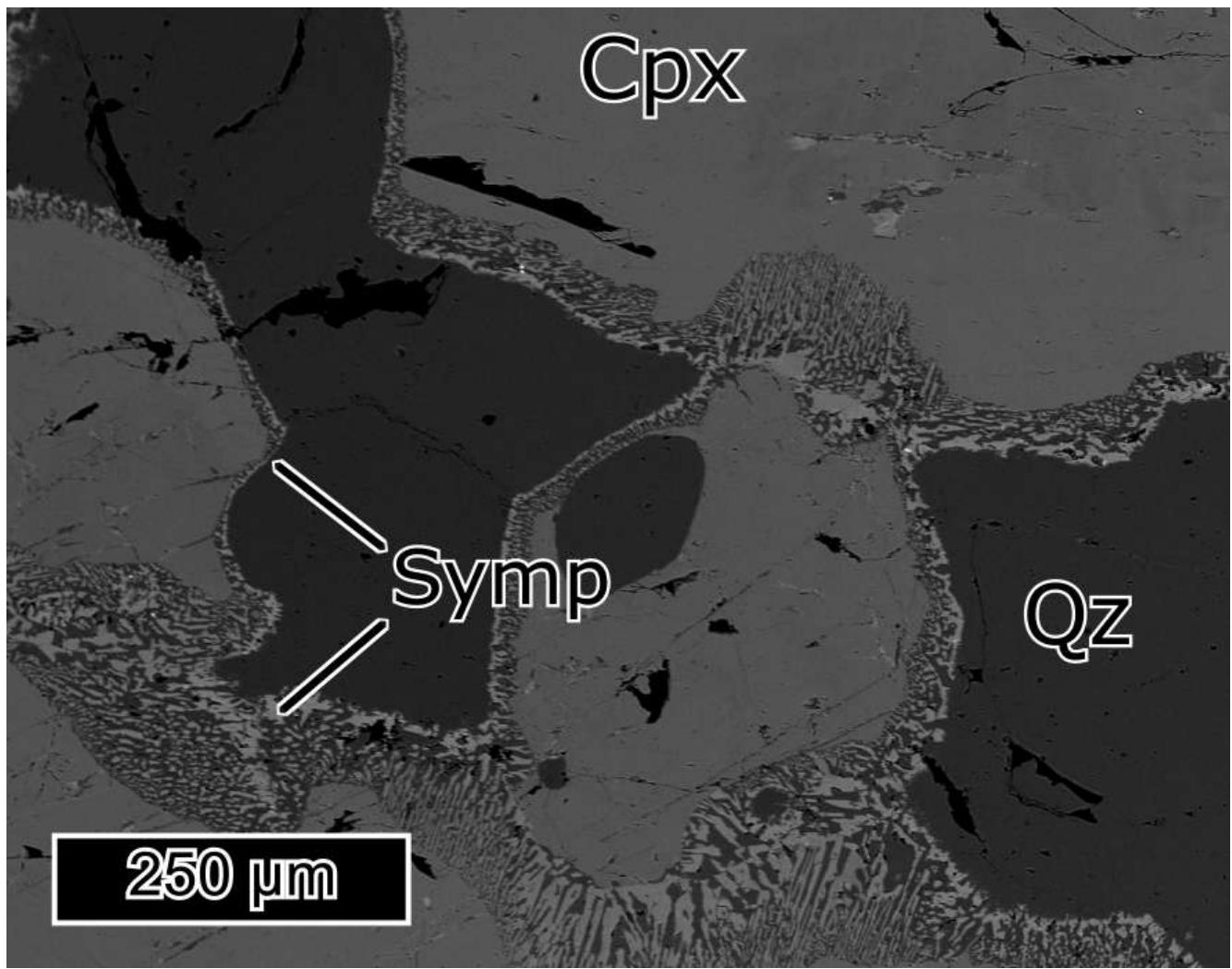


Abbildung 23: Mit der EMS aufgenommenes RückstreuElektronenbild der Eklogit-Probe MAB1.

In diesem Bild basiert die Helligkeit auf der Dichte der Materialien. Gut erkennbar sind die Symplektite aus Plagioklas, Na-armen Klinopyroxen und Amphibol, die sich um die größeren, Na-reichen Klinopyroxen-Körper gebildet haben.

Die Klinopyroxene haben Jadeit-Gehalte um 45 % mit den höchsten Werten innerhalb einer grobkörnigen, fast nur aus Pyroxen bestehenden Ader und Gehalte bis unter 25 % in Symplektiten. Die Mg# schwanken zwischen 77 und 81 und erreichen 83 in der Pyroxen-Ader.

Bei den Amphibolen handelt es sich um Katophorite bis Pargasite, wobei letztere sich durch hohe Si-, Mg- und Ca-Gehalte sowie geringe Na- und Al-Gehalte auszeichnen. Die Si-reichsten Amphibole kommen dabei als Symplektite vor, während der Si-Gehalt innerhalb von Blasen zum Rand hin abnimmt. Die Plagioklase, die auch Teil der Symplektite sind, sind durchweg albitisch.

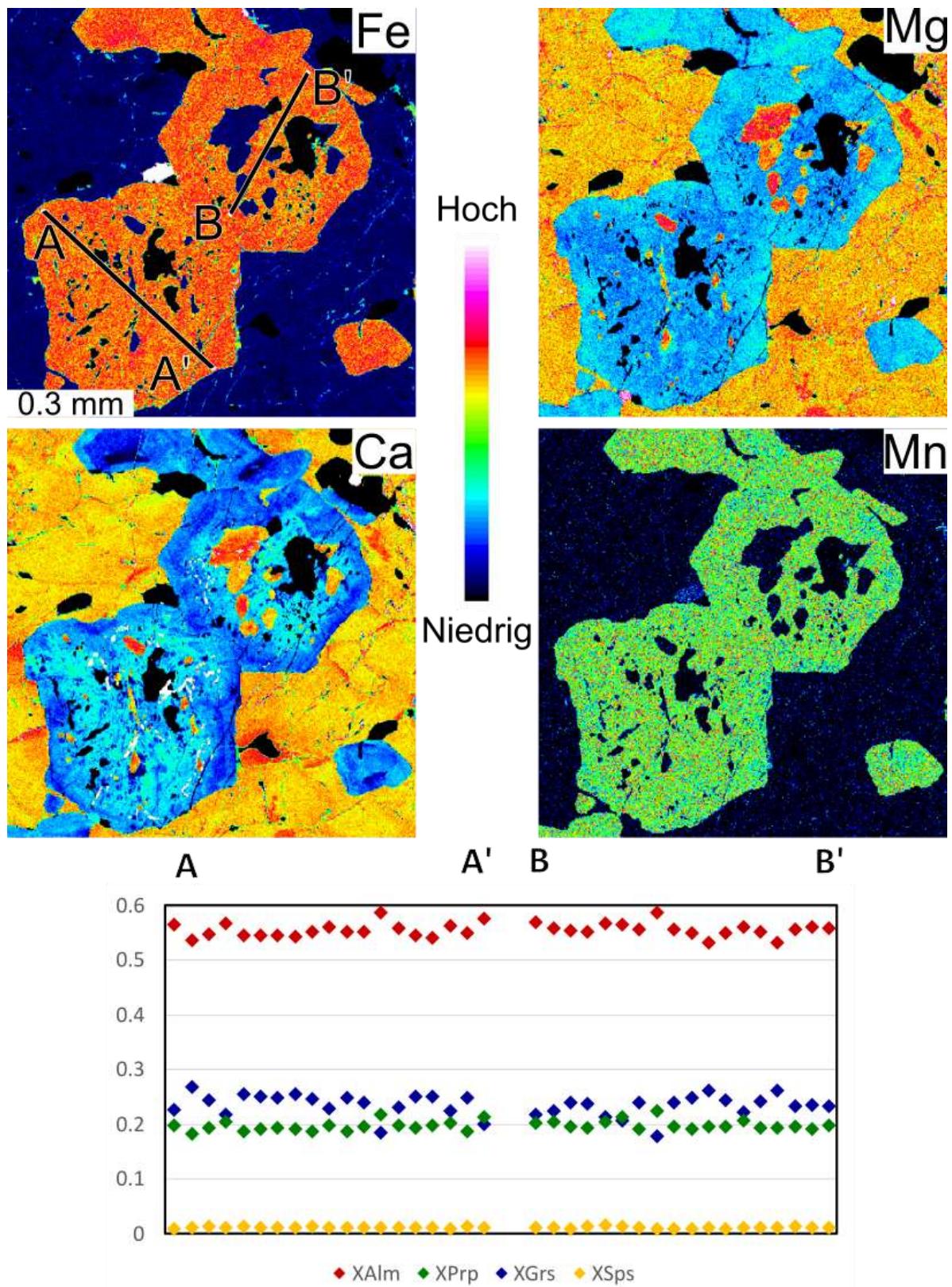
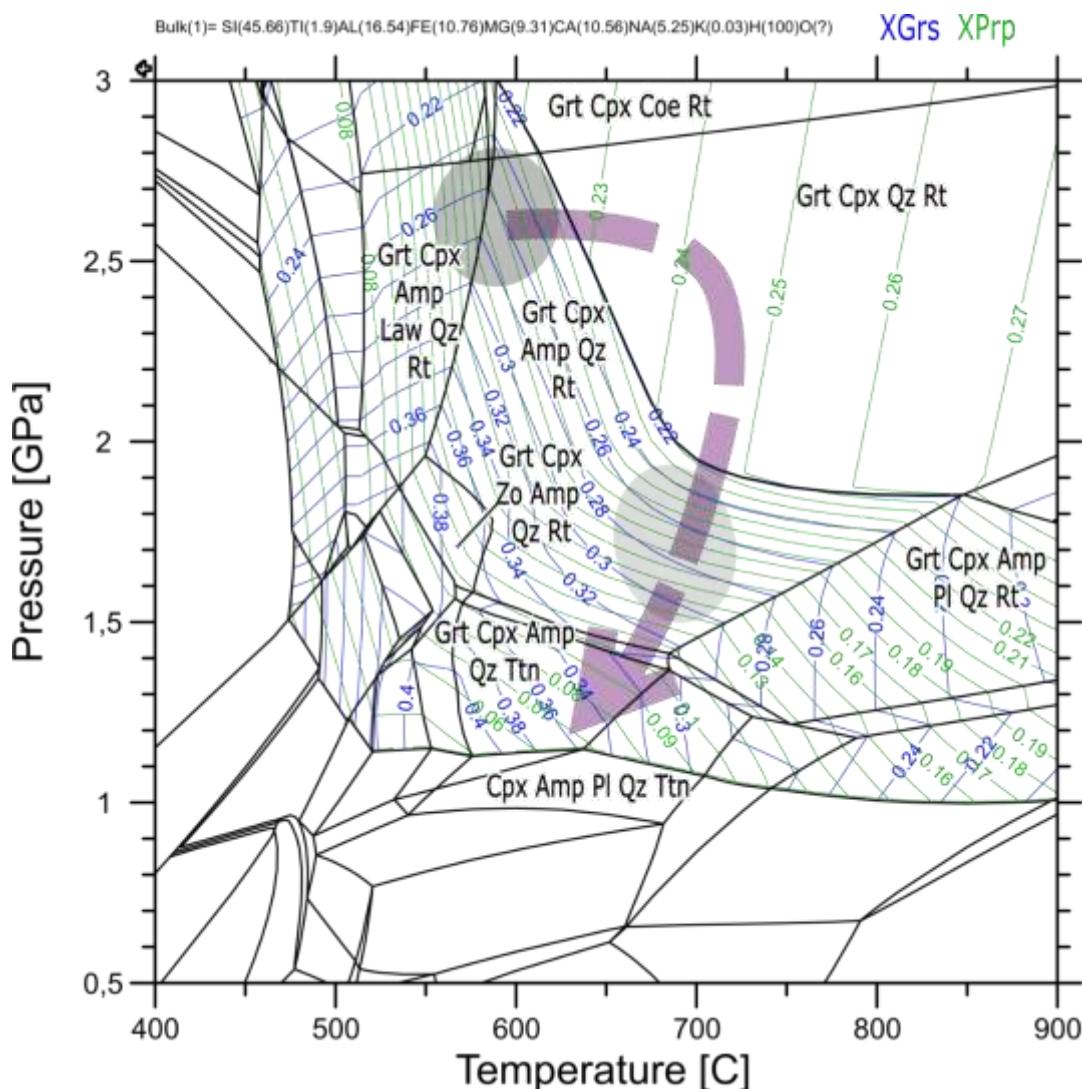


Abbildung 24: Elementverteilungskarten und -profil (A-A', B-B') von Granat der Eklogit-Probe MAB1.

Zwar sind die Konzentrationsschwankungen innerhalb der Granate relativ gering, Ca-reiche und Mgarme Kerne sind allerdings erkennbar.

Laut unserer thermodynamischen Modellierung ist die Paragenese Granat, Omphacit, Amphibol, Quarz und Rutil über eine weite PT-Spanne stabil (Abbildung 25). Bei höheren PT-Bedingungen wird allerdings Amphibol instabil. Häufig geben die Granat-Kerne sowie deren Einschlüsse Hinweise auf die früheste Geschichte von Eklogiten. Betrachtet man die Isoplethen der modellierten Granat-Zusammensetzung, so entstanden die Granate bei ca. 2,6 GPa und 600 °C, am Rand des Stabilitätsfeldes von Lawsonit.

Dies sind typische Bedingungen für alle unsere Eklogit-Proben aus dieser Einheit. Durch die geringen Schwankungen der Zusammensetzung ermöglicht allein die Granat-Zusammensetzung allerdings keine lange PT-Pfad-Rekonstruktion. Ein leichter Anstieg von Pyrop bei sinkendem Grossular-Anteil, der in anderen Proben etwas deutlicher ist, spricht für einen Temperaturanstieg bei gleichem oder leicht steigendem Druck (Abbildung 25).



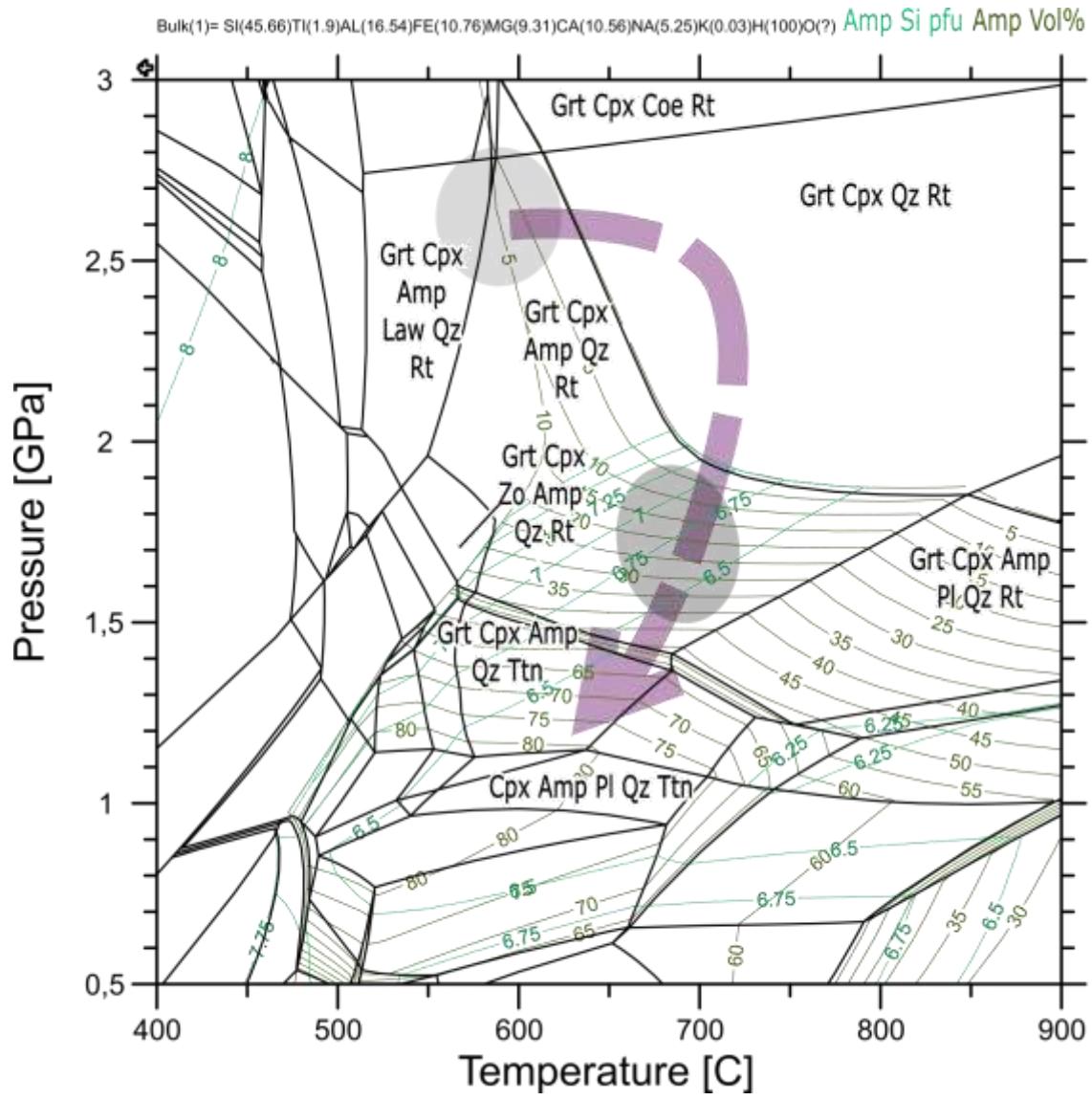


Abbildung 26: Phasendiagramm der Eklogit-Probe MAB1 mit Si-in-Amphibol-Isoplethen

Der Volumenanteil von Amphibol im Gesamtgestein hilft bei der Abschätzung des retrograden Metamorphose-Pfades.

Zu den Bedingungen von ca. 2,6 GPa und 600 °C passen auch die Klinopyroxen-Zusammensetzungen, die in Einschlüssen in Granat gemessen wurden. Im Gegensatz dazu sollte Amphibol bei diesen Bedingungen nur einen kleinen Bestandteil der Paragenese bilden und sehr hohe Si-Gehalte haben (Abbildung 26). Die poikoblastische Textur mit vielen Granat-Einschlüssen zeigt, dass die Amphibole stattdessen während der retrograden Metamorphose gebildet. Die höheren Si-Gehalte der Symplektite deuten darauf hin, dass diese vor den Amphibol-Blasten wuchsen. Mögliche PT-Bedingungen für das Amphibol-Wachstum könnten zwischen 1,8 bis 1,3 GPa und 725 bis 650 °C gewesen sein. Eine mögliche Granat-Faktionierung erhöht dabei den Si-Gehalt der Amphibole merklich und verschiebt dadurch die modellierten Metamorphose-Bedingungen zu etwas höheren Temperaturen. Auch vergrößert sich das Stabilitätsfeld von Plagioklas etwas und der erwartete Albit-Anteil steigt. Mit diesen Veränderungen ist eine Bildung der Symplektite aus Amphibol, Plagioklas und Na-armen Klinopyroxen bei 1,5 GPa und 700 °C realistisch.

Ähnliche Bedingungen lassen sich auch in anderen Eklogit-Proben der Einheit feststellen, wie zum Beispiel an ähnlichen Amphibol-Zusammensetzung erkennbar ist (Abbildung 27).

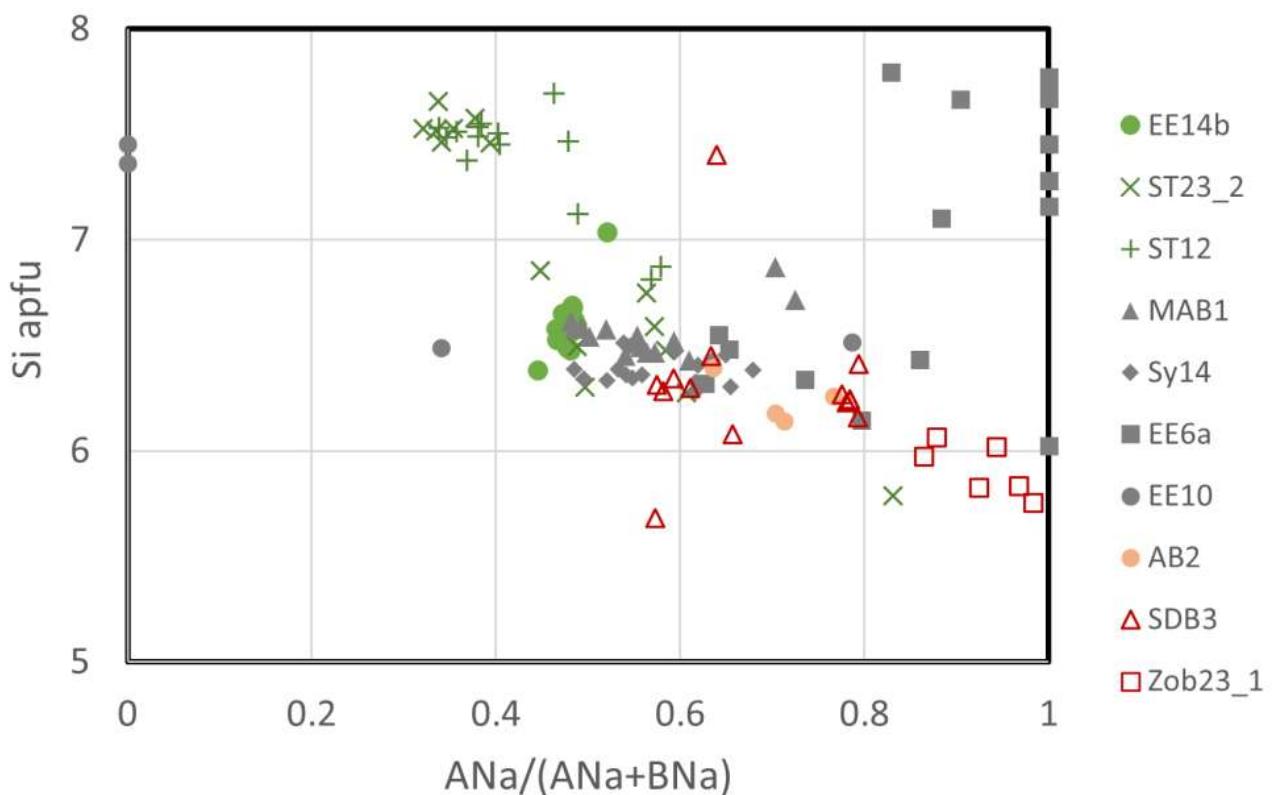


Abbildung 27: Amphibol-Zusammensetzung beprobter Eklogite und des Amphibolits EE14.

Na wird in Amphibol bei höheren Drücken auf dem B-Gitterplatz und bei höheren Temperaturen auf dem A-Gitterplatz eingebaut, sodass die X-Achse ein qualitatives Maß für das T/P-Verhältnis ist. Der Si-Gehalt bei einem bestimmten Na-Verhältnis nimmt mit dem Metamorphose-Grad ab. Aus der Abbildung lässt sich also erkennen, dass die Amphibole der GSE-B (ST) bei den kältesten Bedingungen gebildet wurden, während die von Zob23_1 der OGE-B bei besonders hohen Temperaturen entstanden. Bei besonders niedrigen Bedingungen gebildete Amphibole, wie z.B. in Probe EE6, zeigen hohe Si-Gehalte bei sehr wenig Na auf dem B-Platz.

Orthopyroxen-führende Gesteine

Verbunden mit den Eklogiten bei Klingenberg kommen auch Orthopyroxen-führende Gesteine vor wie unsere **Probe EE3**, die unseres Wissens nach noch in keiner modernen Arbeit untersucht wurden. Textuell sind diese Gesteine sehr interessant. Die magmatischen, reliktischen Ortho- und Klinopyroxene sind von Granat und Amphibol gesäumt. Daneben sind die diopsidischen Klinopyroxene durch Na-reicherer Omphacit ersetzt, ein klarer Hinweis darauf, dass diese Gesteine ebenfalls HP-Bedingungen erfahren haben. Da diese Gesteine auch im Süden des Lauensteiner Teil des FLD zu finden sind (Abbildung 28), werden sie im Folgebericht genauer untersucht. Ihre Hauptelementzusammensetzung steht zwischen der eines Basalts und eines Mantelgesteins. Wenn es sich bei den Eklogiten um metamorph überprägte Mid Ocean Ridge Basalte (MORB) handelt, können die Orthopyroxen-führenden Gesteine als damit verbundene Kumulate interpretiert werden.

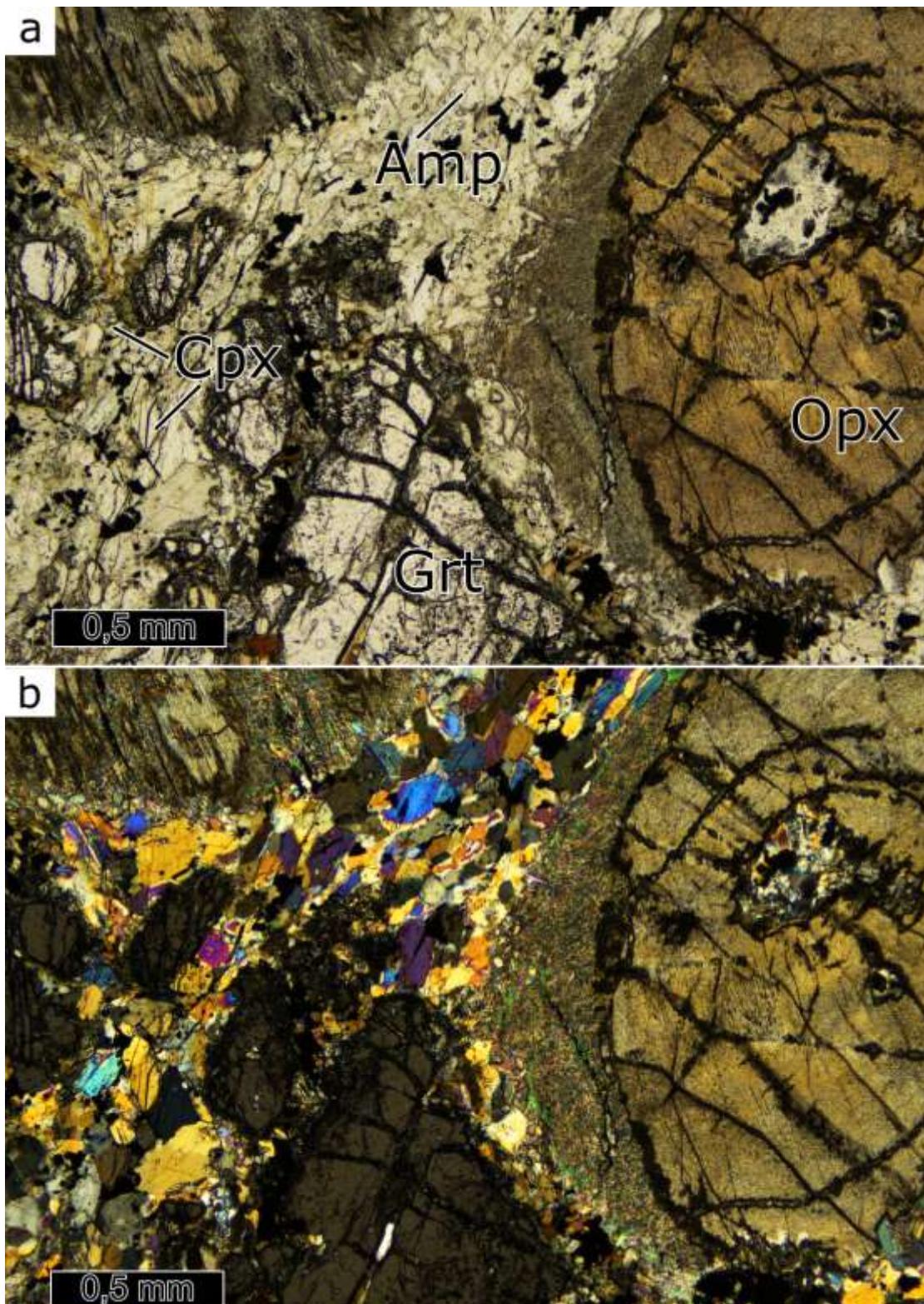


Abbildung 28: Dünnschliffbilder des Orthopyroxen-Gesteins der Probe EE3.

Einfach polarisiertes (a) und kreuzpolarisiertes Licht (b). Diese Orthopyroxen-führenden Gesteine sind im Erzgebirge selten (Vgl. Abbildung 8). Thermodynamische Modellierungen deuten auf ähnliche Bedingungen wie in den Eklogiten hin, werden aber durch die von chemischem Ungleichgewicht zeugende Mineralogie erschwert.

5.2.2 Obere Gneis-Einheit B (OGE-B)

Die OGE-B ist auf diskrete Komplexe innerhalb der OGE-A beschränkt. Der Hauptkomplex ist dabei der von Sayda wobei diesem die kleinen Areale von Zöblitz und Seiffen zugeordnet werden können. Etwas unklarer ist die Zugehörigkeit der Komplexe von Augustusburg und Jöhstadt, der in Kapitel 5.4 weiter diskutiert wird. Diese Gebiete werden aufgrund ihrer lithologischen Verschiedenheit und aufgrund ihrer unabhängigen Metamorphosegeschichten als eigene Komplexe im Dach bzw. innerhalb der OGE-A definiert. Zwischen der OGE-A und der OGE-B verläuft ganz klar eine Deckengrenze.

Die OGE-B ist charakterisiert durch die Dominanz von Orthogneisen mit ordovizischen Protholithaltern (Rotgneise). Diese werden in zwei verschiedenen Ausprägungen angetroffen: 1.) als grobkörnige Orthogneise in den inneren Teilen der Komplexe von Sayda und Jöhstadt. Ihre Ausgangsgesteine sind laut TICHOMIROWA (2002) ordovizische Granite bis Granodiorite - wie auch die Orthogneise des RKD. 2.) Umgeben werden sie von den typischen Phengit-führenden Muskovit-Gneisen mgn, welche den Großteil der OGE-B ausmachen. Die mgns zeigen ähnliche ordovizische Protolithalter gehen aber wohl eher auf Rhyolithe zurück (TICHOMIROWA, 2002).

Eine weitere Besonderheit der Gneis-Komplexe von Sayda und Zöblitz ist das Vorkommen von granulitischen Gneisen. Diese feinkörnigen, Granat-führenden Gneise zeichnen sich auch durch die Koexistenz von Hellglimmer, Kalifeldspat und Kyanit aus und kommen als Linsen bei Dörnthal, Dittersbach und Zöblitz vor, treten aber prominent in einem Band auf, das sich von Hallbach zur Säidenbachtal-sperre zieht. Innerhalb dieses Bandes kommen auch die als Säidenbachite bekannten, Diamant-führenden Granat-Glimmer-Felse des Erzgebirges vor, die UHP-metamorphe Bedingungen auch in felsischen Gesteinen beweisen. Die Beziehung der granulitischen Gneise und Diamant-führenden Gesteinen ist unter anderem auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse unklar.

Vor allem zum Rand der Gneis-Komplexe von Jöhstadt und Sayda hin (im Dach und an der Basis) treten Al-reiche Metapelite auf. Aufgrund ihrer charakteristischen Geochemie können sie wahrscheinlich mit den Metapeliten der Glimmerschiefer-Einheit und Granat-Phyllit-Einheit parallelisiert werden, wobei die Gesteine in der OGE-B deutlich höhere metamorphe Bedingungen erfahren haben (MINGRAM et al., 1998). Dadurch sind sie deutlich grobkörniger und haben im Handstück eher einen Gneis-artigen Charakter, im Gegensatz zu den Gesteinen der höheren Einheiten.

Eklogite kommen als linsenförmige Einschlüsse in den meisten Gesteinen vor, aber in den Metapelit-Vorkommen sind die Eklogit-Linsen besonders häufig und groß, zum Beispiel bei Eppendorf. Im Gegensatz zu den felsischen Gesteinen zeigen aber die Eklogite UHP-Bedingungen innerhalb großer Teile des Gneis-Komplexes von Sayda, die nicht nur auf das oben angesprochene granulitische Gneisband beschränkt sind.

Ein weiterer Hinweis auf UHP-Bedingungen im Gneis-Komplex von Sayda ist das Vorkommen von teils serpentiniisierten Granat-Peridotiten. Besonders bekannt ist das Vorkommen von Zöblitz, wo Serpentinit sogar industriell abgebaut wurde. Weitere kleine Vorkommen gibt es bei Hutha im Band des granulitischen Gneises sowie um Seiffen herum. Letztere zeigen die Verbreitung der UHP-Bedingungen auch in den isolierten Rotgneislappen südöstlich des eigentlichen Gneis-Komplexes an (Abbildung 20).

5.2.2.1 Detaillierte Probenbeschreibungen und metamorphe Geschichte

Muskovit-Gneise (mgn)

Als Muskovit-Gneise (mgn) werden die typischen, gebänderten, Hellglimmer-dominierten Gneise der OGE-B bezeichnet. Glimmer in wenig überprägten mgn ist fast ausschließlich Hellglimmer, Biotit kommt nur als retrograde Bildung vor (Abbildung 29). Sie führen eigentlich keinen Muskovit, sondern Phengit und dies ist auch petrologisch bedeutsam, weil es die Paragenesen als HP-metamorph identifiziert. Wir verwenden trotzdem diese historische Bezeichnung, weil damit im Erzgebirge ein charakteristisches Erscheinungsbild verbunden wird. Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus einer Matrix aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Feldspäte bilden zuweilen Augen, meist sind sie jedoch feinkörnig rekristallisiert. Hellglimmer und Granat sind seltener und meist in einzelnen Lagen angereichert, sodass die Gesteine oft eine typische foliationsparallele Bänderung im Zentimetermaßstab zeigen. Die Foliation ist meist sehr straff und man kann die Gesteine oft auch als Mylonite bezeichnen (HALLAS, 2020). Verbreitet bildet sich an den Rändern der Hellglimmer retrograd etwas Biotit, und stärker überprägte Proben können auch deutliche Mengen an Biotit enthalten (z.B: Probe Erz5, die in Kapitel 6 vorgestellt wird). Poikiloblastische Granate sind oft resorbiert und zeigen Ränder von Chlorit.

Nur wenige Studien haben sich bisher mit der petrologischen Entwicklung der mgn auseinander gesetzt. WILLNER et al. (1997) erhielten metamorphe Peak-Bedingungen von ca. 780 °C und 2,1 GPa mit Hilfe von Feldspat-Entmischungsthermometrie und Granat-Phengit-Plagioklas- Thermobarometrie für Proben aus der Region um Zöblitz. HALLAS et al. (2021) gibt deutlich niedrigere, aber auch variable Bedingungen an. Während bei ihm klassische Geothermobarometrie maximal 530 °C und 1,4 GPa ergab, ermittelte er Peak-Bedingungen von 645 °C und 1,4 GPa mittels thermodynamischer Modellierung. Das entspricht nur randlichen Eklogit-faziellen Bedingungen. Die Dominanz von Phengit legt allerdings nahe, dass es sich um Hochdruck-Gesteine handelt.

Bei der Vorstellung der granulitischen Gneis Probe SDB19 diskutieren wir über die rätselhafte Abwesenheit von Klinopyroxen in den felsischen (U)HP-Gesteinen, insbesondere in den Aluminium-unter-sättigten Gesteinen, anhand von drei Phasendiagrammen. Solche Hochdruck-Gneise sollten Klinopyroxen statt Plagioklas führen, das gilt auch für die mgn.

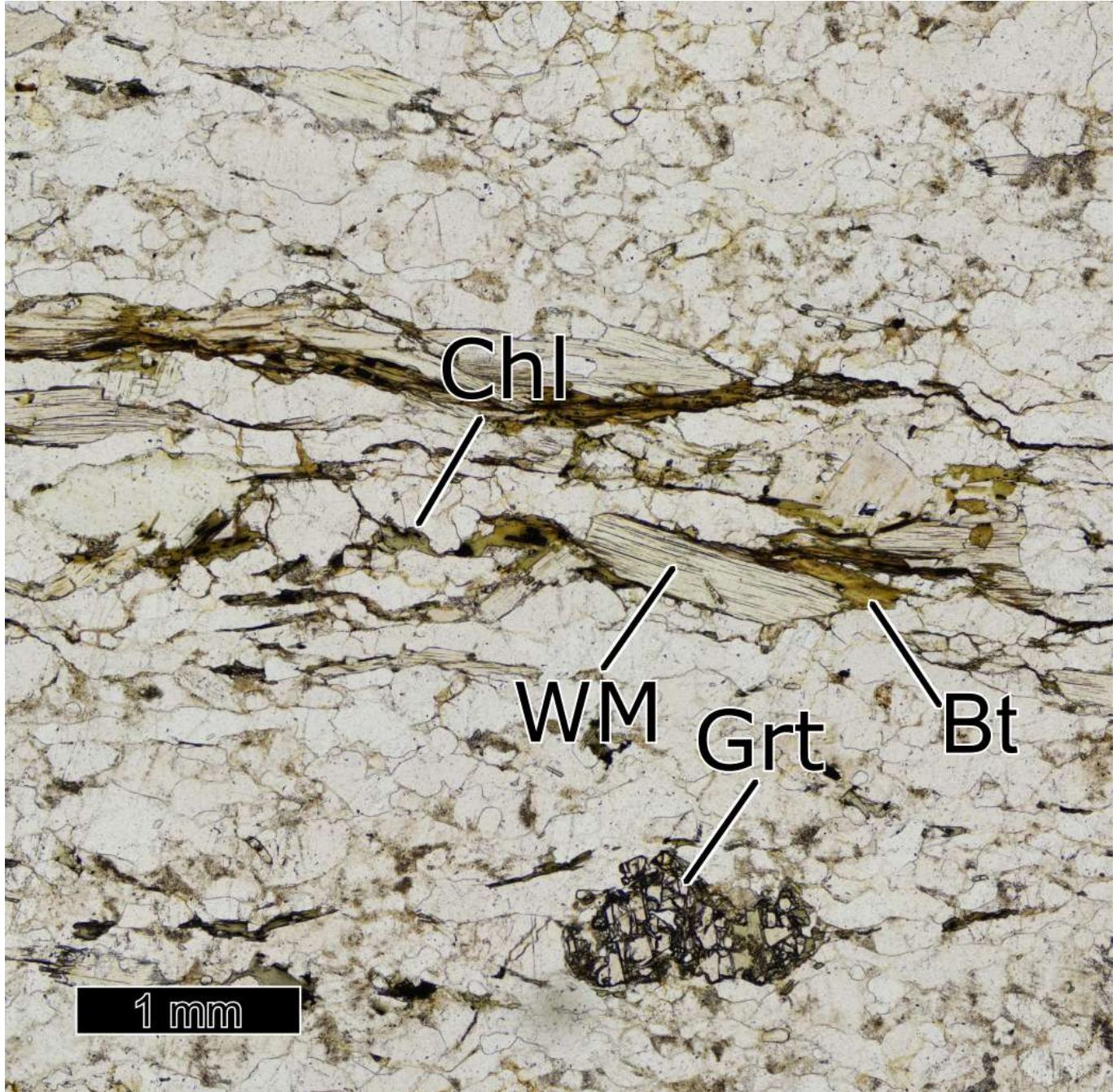


Abbildung 29: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der mgn-Probe SW9.

Die Probe SW9 stellt einen mgn aus dem Tal der Schwarzen Pockau dar. Typisch ist die Dominanz von Quarz und Feldspat mit Hellglimmer-reichen Lagen und wenigen, retrograd überprägten Granaten.

Augengneise

Für die größeren, z.T. augigen Gneise der OGE-B fehlen metamorphe Studien gänzlich. Aufgrund ihrer grobkörnigen Textur und ihrer strukturellen Position unterhalb der mgns wurden sie teilweise mit den Gesteinen des RKD parallelisiert (WILLNER et al., 2000). Das häufige Vorkommen von Granat, sowie die Beschränkung von Biotit auf retrograde Bildungen deuten allerdings eher auf eine PT-Geschichte wie in den mgn hin (Abbildung 30). Daher vermuten wir eine gleiche PT-Entwicklung wie in den mgn.

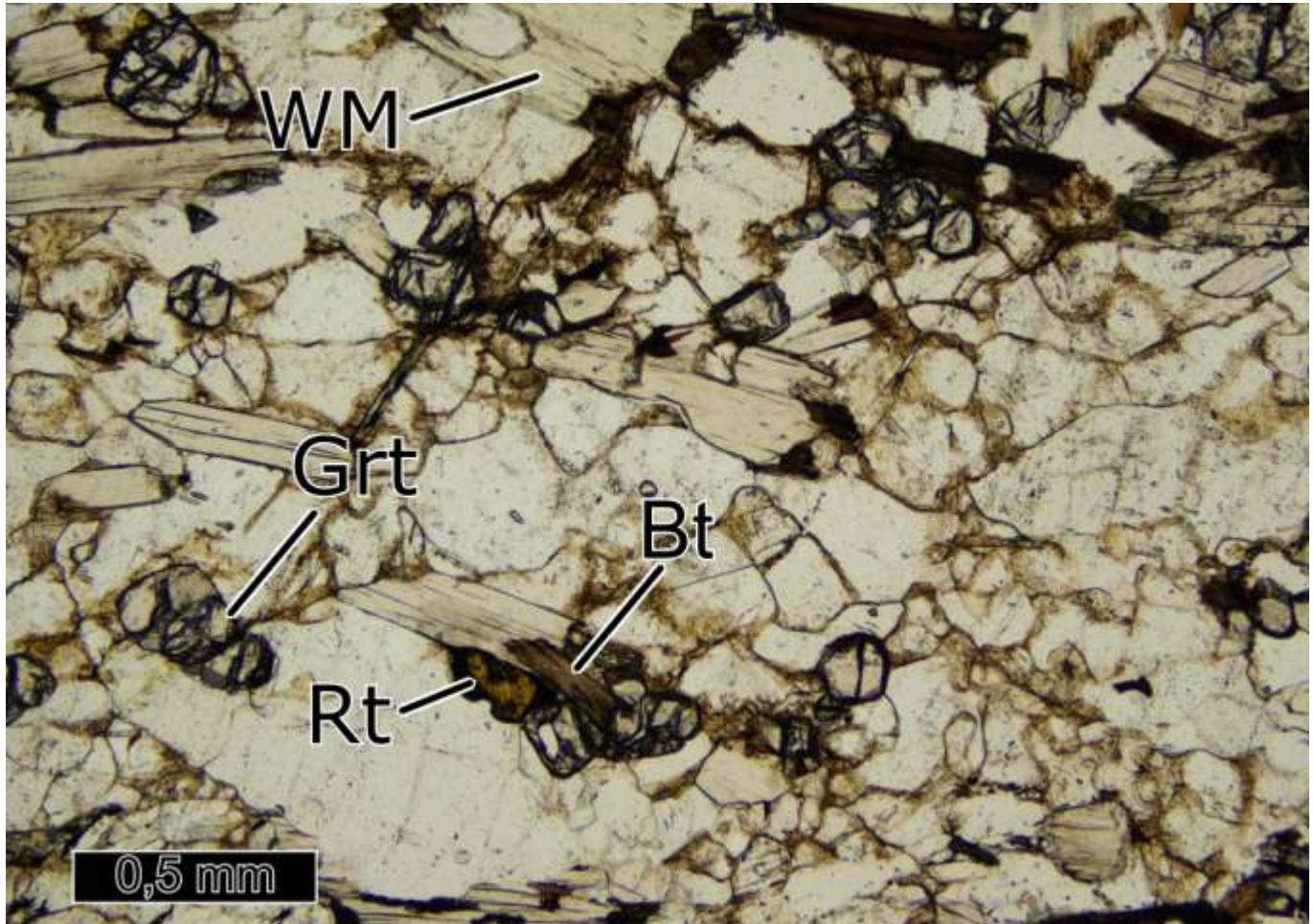


Abbildung 30: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild des grobkörnigen Gneises Sy1 aus dem Zentrum des Saydaer Gneis-Komplexes.

Mineralogisch unterscheidet sich das Gestein von den Gneisen des RKD vor allem durch häufigen Granat, ist aber deutlich Biotit ärmer als die Zweiglimmer-Gneise der OGE-A.

Metapelite

Die Metapelite der OGE-B kommen hauptsächlich als Granat-Hellglimmer-Gneise und Granat-Glimmerschiefer vor. Auch für sie wurden bisher wenig konkrete Ergebnisse publiziert, obwohl WILLNER et al. (1997) diese Gesteine genauer analysierten. Jedoch konnten diese Autoren durch die beschränkte Mineralogie keine Geothermobarometrie anwenden. Metapelite sind eigentlich geeignet, um HP-Paragenesen zu bewahren, wie einige der in diesem Bericht vorgestellten Proben zeigen. Allerdings lassen gepufferte Paragenesen, in denen keine Austauschreaktionen stattfinden, keine genauen PT-Bestimmungen zu. Erst durch Gibbs-Energie-minimierende Programme wie Theriak-Domino oder Perplex und die parallele Entwicklung von intern konsistenten Datenbanken ist es möglich geworden, zu berechnen, unter welchen Bedingungen eine bestimmte Paragenese stabil ist.

Ein Beispiel für einen Metapelit aus dem Saydaer UHP-Komplex ist **Probe SDB61** aus dem Thesenwald östlich von Zöblitz, wo Metapelite lediglich in einigen Linsen als Lesesteine vorkommen. Die Lesesteine der Gegend sind relativ heterogen, führen teils Feldspat, teils Kyanit. Viele sind grobkörnig, wobei einige sehr große Granate enthalten. Bei **Probe SDB61** handelt es sich um einen Kyanit-führende,

Feldspat-freien Metapelit. Er ist relativ grobkörnig mit bis zu ca. 6 mm großen Granaten (Abbildung 31). Phengite kommen als schwach eingeregelte Kristalle vor, weswegen diese Gesteine auf alten Karten als *Granat-Glimmer-Felse* klassifiziert werden. Rutil ist ein häufiges Akzessorium, das vor allem auch als Einschlüsse in Granat, aber auch in der Matrix verbreitet vorkommt. Die Textur der Kyanite, idiomorph in Kontakt mit Granat und xenomorph umgeben von feinem Hellglimmer in der Matrix, spricht dafür, dass sie während der retrograden Metamorphose von Hellglimmer ersetzt wurden. Auch die gelegentlichen Biotit-Ränder um Granat sind retrograd entstanden.

Granat zeigt eine typische prograde Wachstumszonierung, in welcher der Pyrop-Anteil zum Rand hin ansteigt, während die anderen Komponenten abnehmen (Abbildung 32). Nur der äußerste Rand zeigt wieder erhöhte Ca-Gehalte. Die Chemie entwickelt sich von unter 6 % Grossular und ca. 10 % Pyrop im Kern zu unter 1 % Grossular und knapp 20 % Pyrop am Rand. Spessartin ist im Kern mit ca. 2 % vorhanden, fehlt am Rand aber fast vollständig, sodass Almandin mit 70 bis 80 % den Rest der Zusammensetzung ausmacht. Hellglimmer zeigt mit bis zu 3,24 *apfu* eher geringe Si-Gehalte, aber dafür relativ hohe Ti- Gehalte von bis zu 0,075 *apfu*. Das Fehlen von prograden Mineralen als Einschlüsse in Granat erschwert die Abschätzung der PT-Entwicklung dieser Probe.

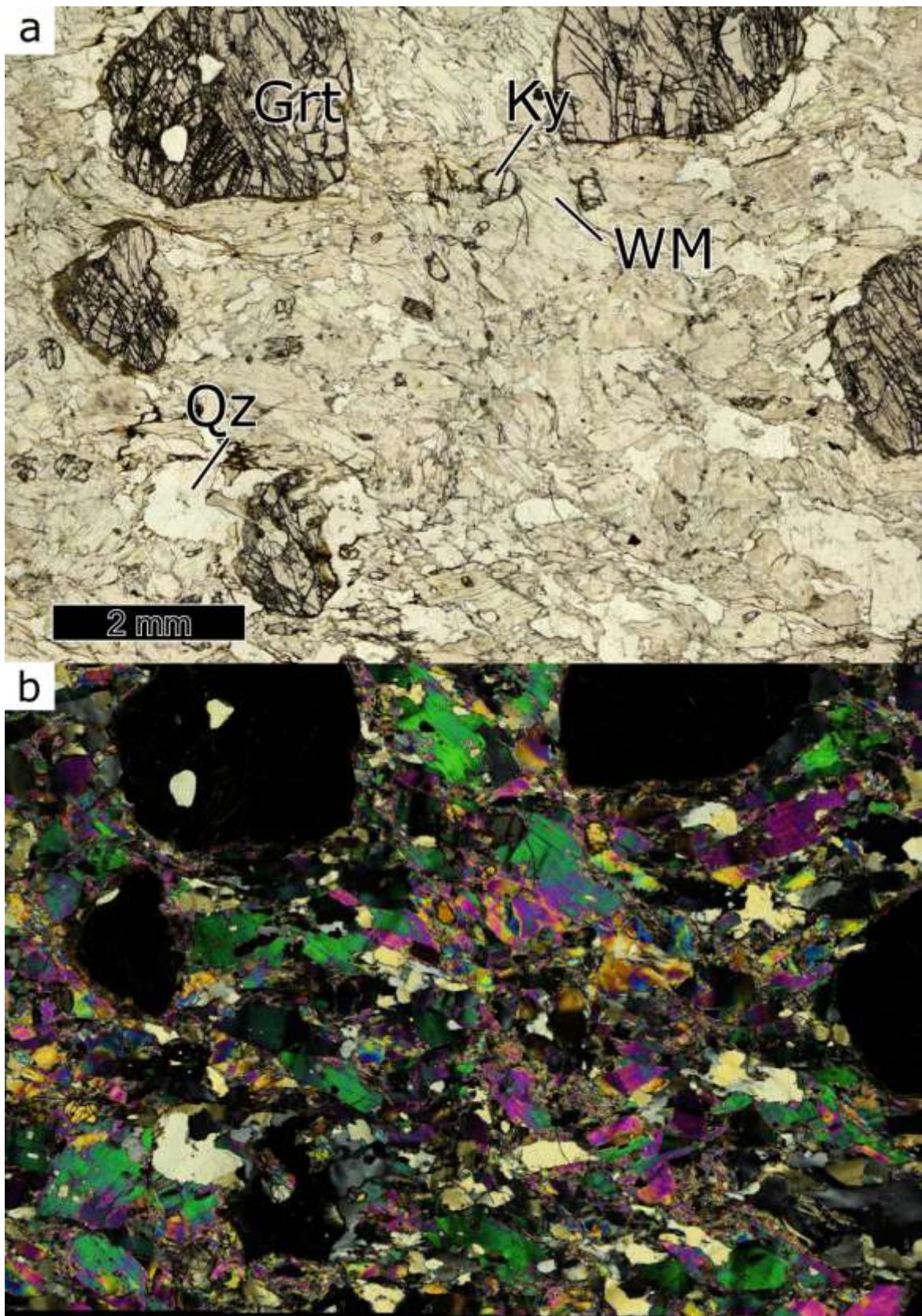


Abbildung 31: Dünnschliffbilder des Feldspat-freien Metapelits SDB61.

Einfach polarisiertes (a) und kreuzpolarisiertes Licht (b). Kyanit zeigt häufig retrograde Umwandlung zu Hellglimmer.

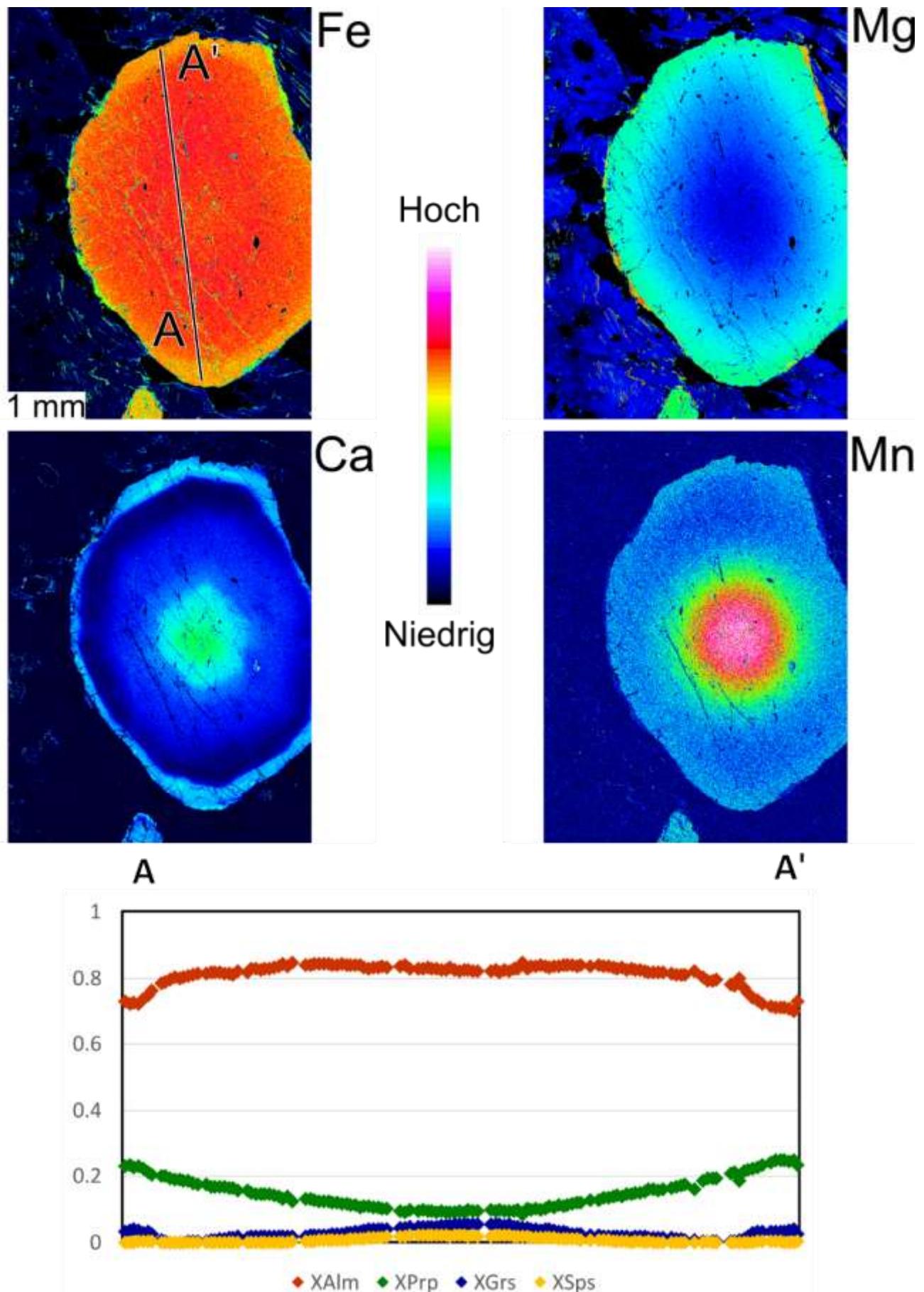


Abbildung 32: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Metapelit-Probe SDB61 mit einer typischen prograden Zonierung von Ca-reichen und Mg-armen Kernen.

Abbildung 33 bis Abbildung 35 zeigen drei Phasendiagramme für Probe SDB61. Das erste Diagramm ist für eine wassergesättigte Zusammensetzung gerechnet und ist das zentrale Diagramm. Es zeigt Paragenesenfelder sowie Isoplethen für Granat und (nicht modellierte) Ti-Gehalte in Hellglimmer. Aus der Paragenese und der Zusammensetzungen der Granat-Ränder gehen Peak-Bedingungen von etwa 750 °C und 2,2 GPa hervor. Dazu passen auch die Ti-Gehalte in Hellglimmer gut. Ti-reiche Hellglimmer zeigen hohe Temperaturen an und enthalten typischerweise auch bei UHP-Bedingungen keine hohen Si-Gehalte. Dieses Phänomen wird jedoch in thermodynamischen Datenbanken nicht berücksichtigt, sodass wir Si-Gehalte in Hellglimmer in den hochtemperierten Proben nicht als Barometer benutzen. Die Temperatur der Peak-Bedingungen wird dabei durch den Solidus begrenzt, dessen Überschreitung für wassergesättigte Probenzusammensetzung rasch große, Wasser-reiche Schmelzmengen bilden würde. Dies gilt allerdings nicht für Wasser-Gehalte, die einer Sättigung am Solidus entsprechen; also bei einer Zusammensetzung in der alles H₂O in den Mineralen gebunden wäre. Unter diesen Bedingungen würden nennenswerte Schmelzmengen erst bei höheren Temperaturen entstehen (Vergleich der Schmelzmengen in Abbildung 19 und Abbildung 35). Dementsprechend wären dann auch höhere Peak-Temperaturen denkbar. Ganz ähnlich verhält es sich mit dem Peakdruck, der durch das Fehlen von Klinopyroxen im Gestein begrenzt wird. Eine Al-reiche Probe wie diese würde allerdings in dem benachbarten Stabilitätsfeld zu höheren Drücken auch nur sehr kleine Mengen Klinopyroxen erwarten lassen. Es wären also sowohl höhere Temperatur als auch Druck-Bedingungen denkbar.

Der prograde Metamorphose-Pfad ist lediglich durch die Granat-Zonierung rekonstruierbar. Dabei ist eine Entwicklung von Ca-haltigen zu fast Ca-freien Granat-Zusammensetzungen im Einklang mit verschiedenen Pfaden. Die Kernzusammensetzung der Granate passt zu Bedingungen von ca. 550 °C bei Drücken um die 2 GPa.

Für die Ca-angereicherten äußeren Granatränder finden sich im Phasendiagramm keine befriedigenden Erklärungen. Bei Peak-Bedingungen ist das gesamte Kalzium im Granat - es gibt im Modell keine mögliche Quelle für eine weitere Ca-reichere Granat-Phase. Solche Ränder treten in recht vielen Proben in den UHP-Gesteinen auf. Mögliche Ursachen könnten Granat-Resorption, Fluid-Aktivität oder der Zerfall einer "versteckten" Ca-Phase wie Apatit sein. Zusammenfassend kann man sagen, dass die Probe SDB61 Peak-Bedingungen von ca. 750 °C und 2,2 GPa erfahren hat. Damit zeigt die Probe deutliche HP-Bedingungen an.

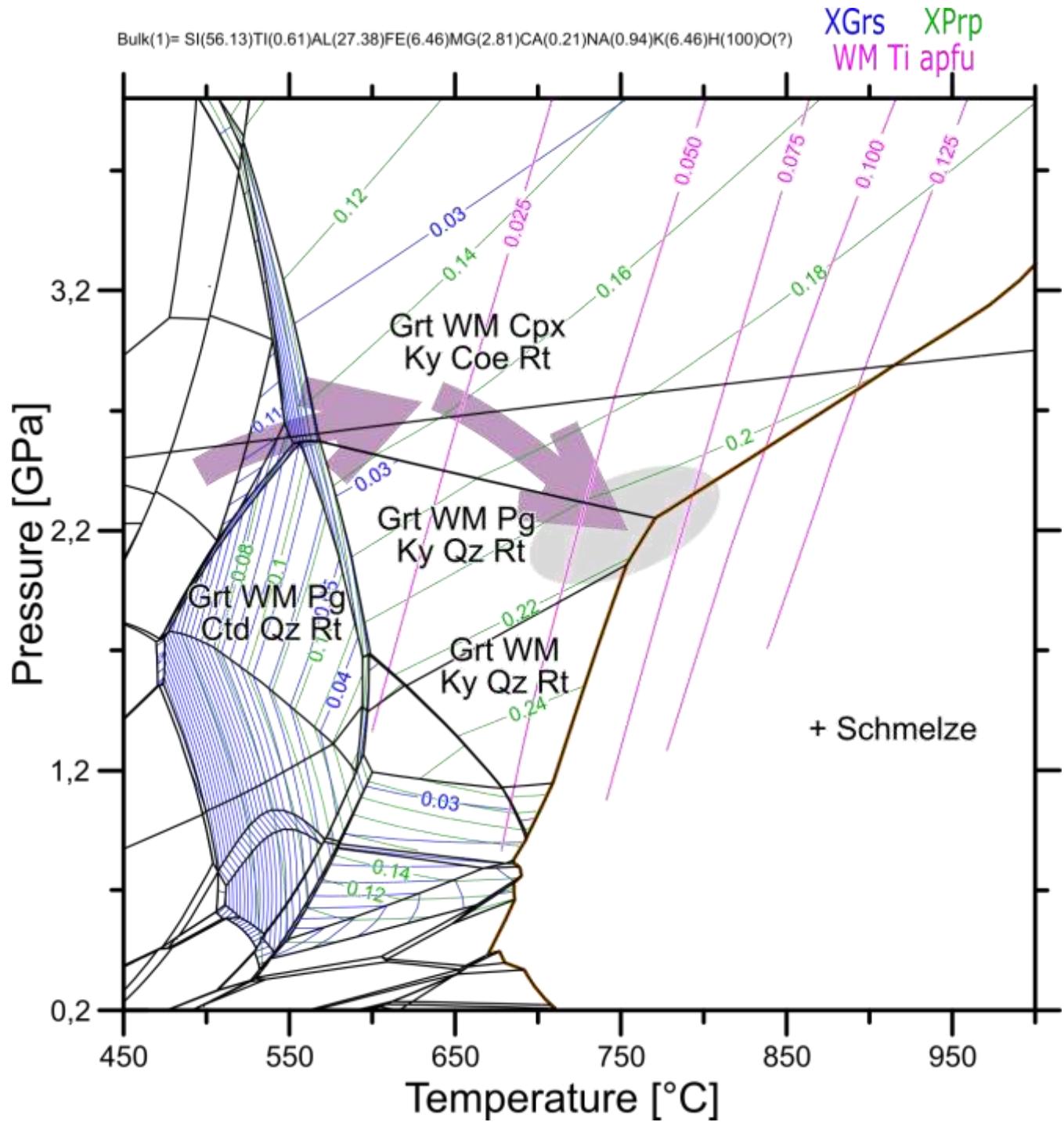


Abbildung 33: Phasendiagramm der Metapelit-Probe SDB61 mit Überschuss H₂O.

Neben den Phasen zeigt das Diagramm Isoplethen von Grossular und Pyrop, sowie von Ti-in-Hellglimmer. Basierend auf den Mineralzusammensetzungen lässt sich der indizierte PT-Pfad rekonstruieren.

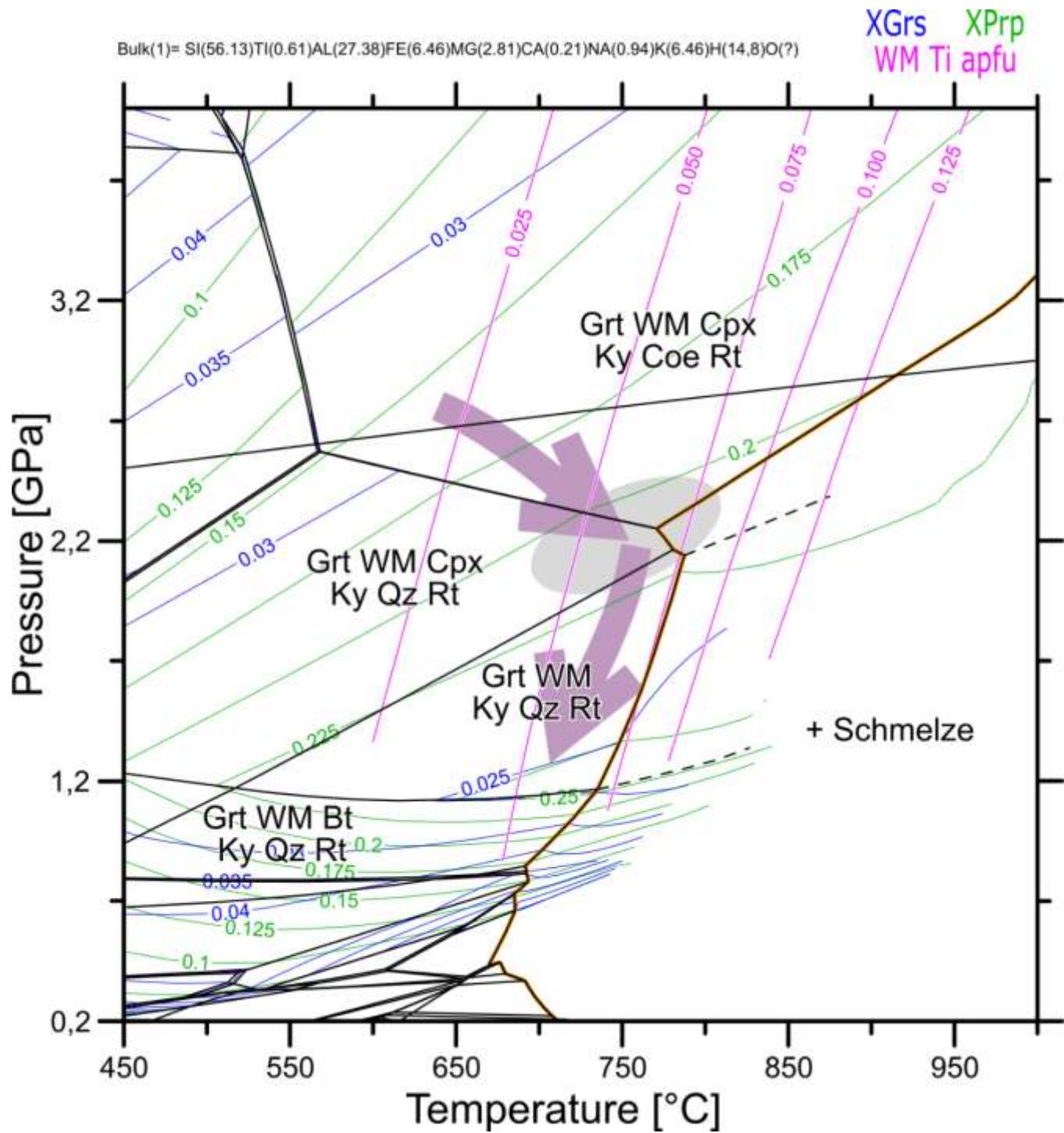


Abbildung 34: Phasendiagramm der Metapelit-Probe SDB61.

Das Diagramm zeigt die gleichen Informationen wie Abbildung 33. Allerdings diesmal mit begrenztem H₂O Gehalt (siehe Text), Bedingungen die für den retrograden Pfad wahrscheinlicher sind.

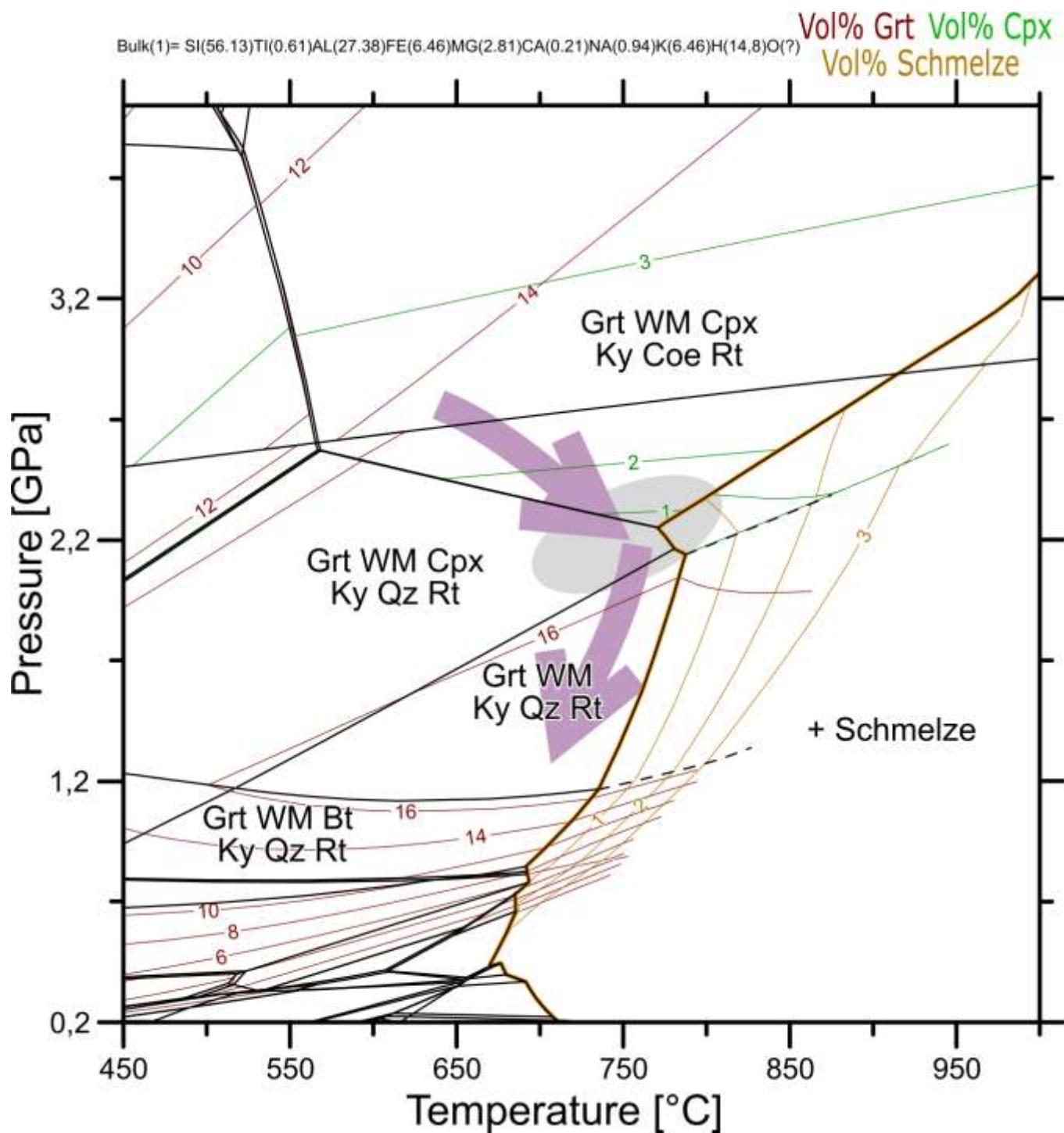


Abbildung 35: Phasendiagramm der Metapelit-Probe SDB61 mit begrenztem H₂O Gehalt, das die Volumenanteile von Granat, Klinopyroxen und Schmelze zeigt.

Die **Probe Ol20** ist eine weitere Metapelit-Probe aus der OGE-B, die im Gegensatz zu SDB61 aber aus einem randlichen, von Metapeliten dominierten Bereich der Einheit stammt. Die Probe zeigt die gleiche Paragenese aus Hellglimmer, Quarz, Granat, Kyanit und Rutil und sieht auch strukturell ähnlich aus (Abbildung 36a), jedoch sind Kyanite deutlich kleiner und stärker von Hellglimmer ersetzt (Abbildung 36b). Generell ist das Gestein feinkörniger als die Metapelite im Thesenwald.

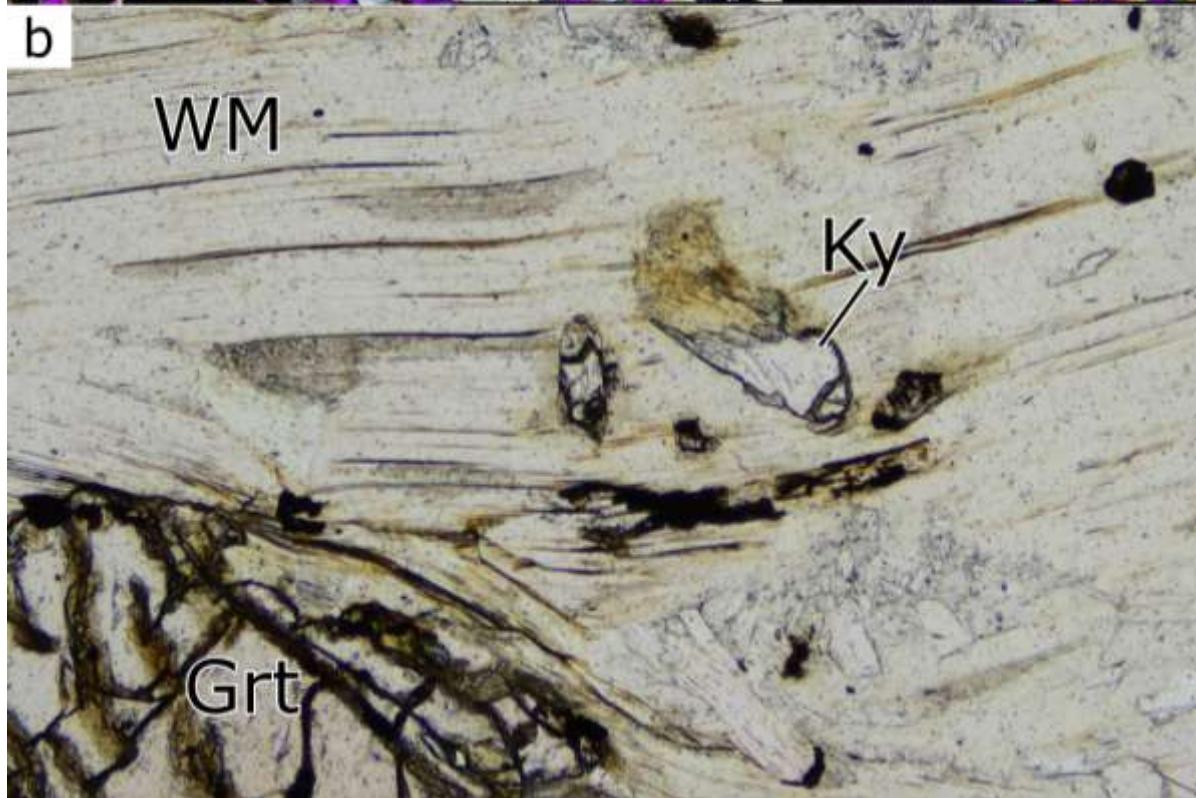
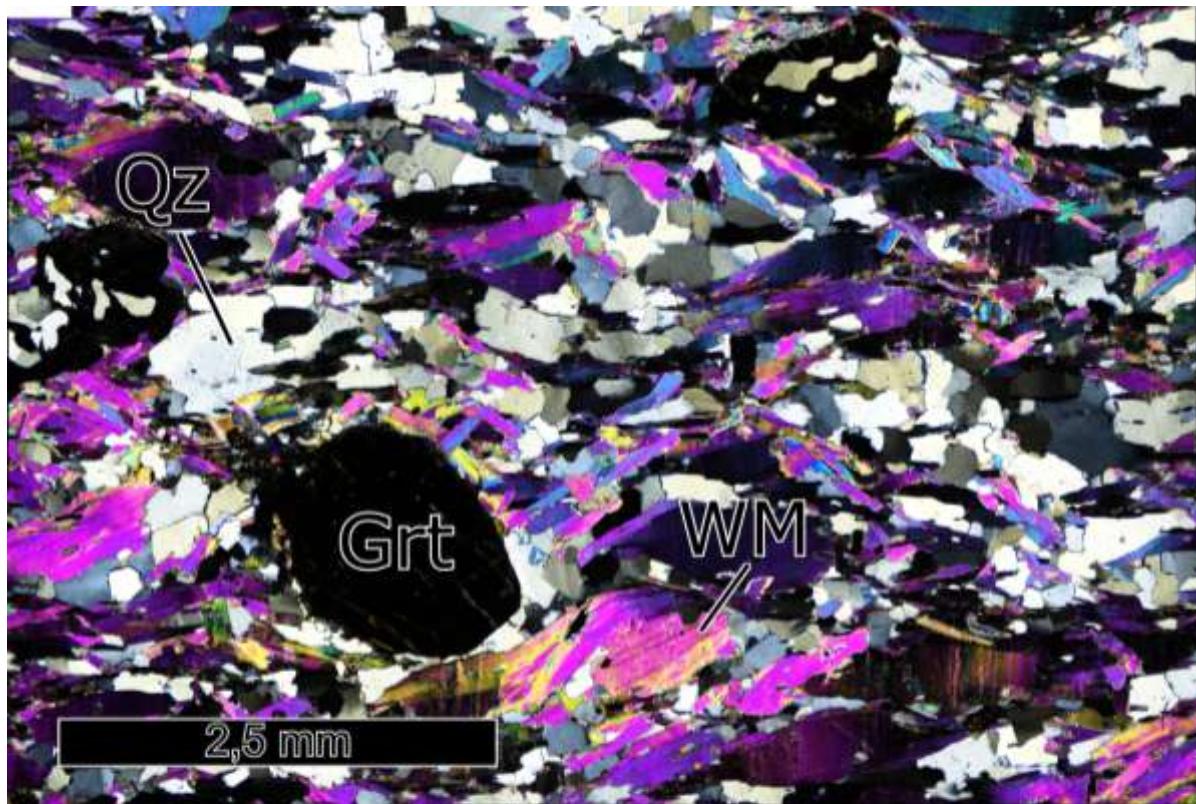


Abbildung 36: Dünnschliffbilder des Metapelites Ol20.

Kreuzpolarisiertes (a) und einfach polarisiertes Licht (b). Bild (a) zeigt die typische Textur des Gesteins, während (b) den Rest eines Kyanit- Kristalls zeigt.

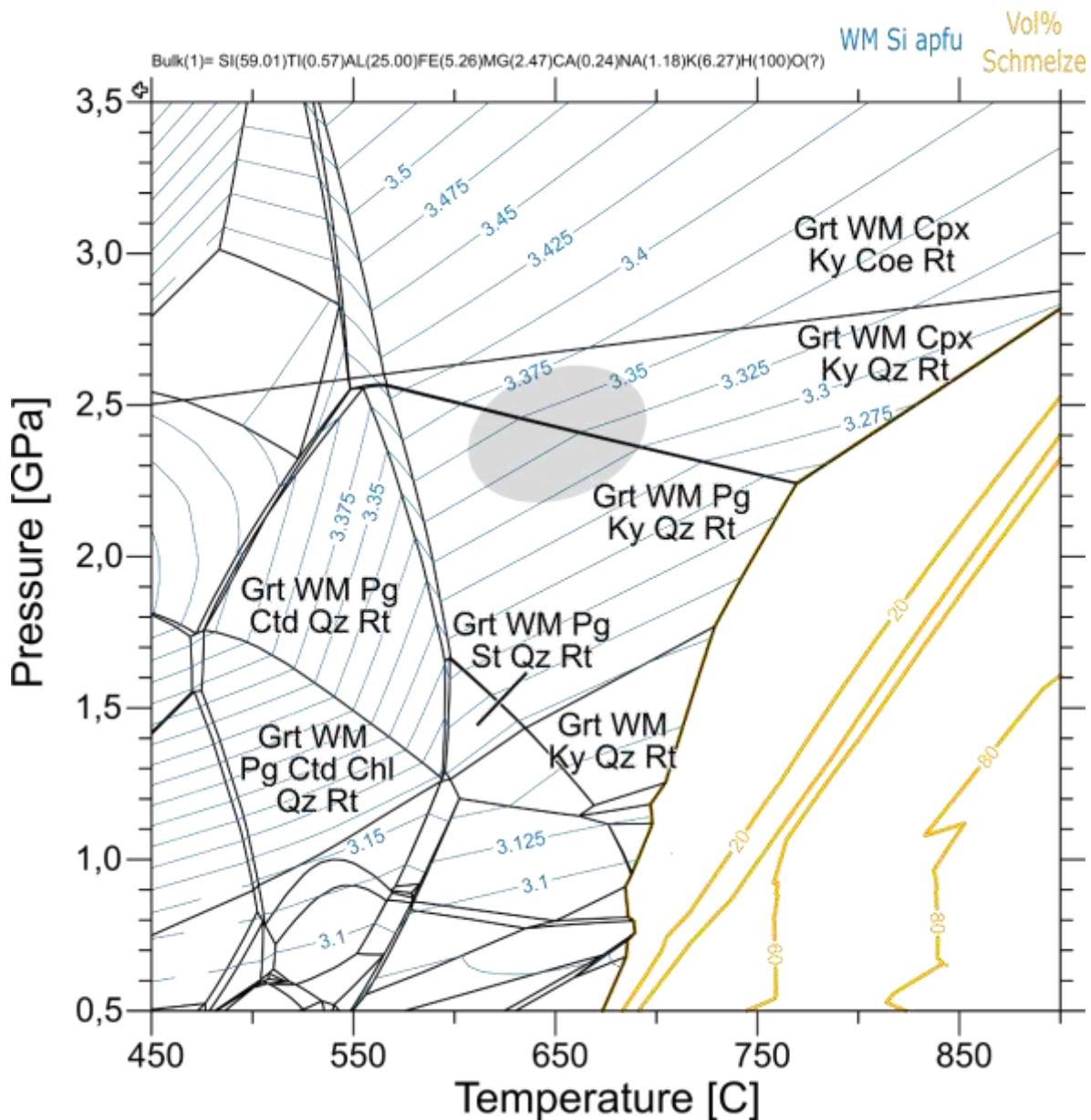


Abbildung 37: Phasendiagramm der Metapelit-Probe Ol20.

Es zeigt Si-in-Hellglimmer-Isoplethen und den Volumenanteil an Schmelze. PT-Bedingungen basierend auf der Mineralzusammensetzung sind indiziert (siehe auch Abbildung 38).

Einige Granate zeigen ein leicht poikiloblastisches Gefüge mit Quarz-Einschlüssen und einem xenomorphen Habitus, der auf eine retrograde Resorption hinweist. Auch die chemische Zusammensetzung der Granate ähnelt stark der aus Probe SDB61, aber Hellglimmer zeigen höhere Si- und geringere Ti-Gehalte, was vor allem auf niedrigere Temperaturen als in Probe SDB61 deutet. Ein Einschluss in Granat hat einen Si-Gehalt von 3,35 apfu.

Abbildung 37 und Abbildung 38 zeigen die Phasendiagramme dieser Probe. Sie sind den Diagrammen der Probe SDB61 ähnlich. Zwar können wir die geringen Grossular- und Pyrop-Gehalte in den Granat-Isoplethen nicht genau reproduzieren, schätzen aber aufgrund der Zusammensetzungen Peak-Bedingungen von über 600 °C und 2 GPa für dieses Gestein. Damit zeigt diese Probe deutliche HP-Bedingungen im randlichen Teil der Einheit, auch wenn die Temperaturen geringer als bei der Probe SDB61 sind.

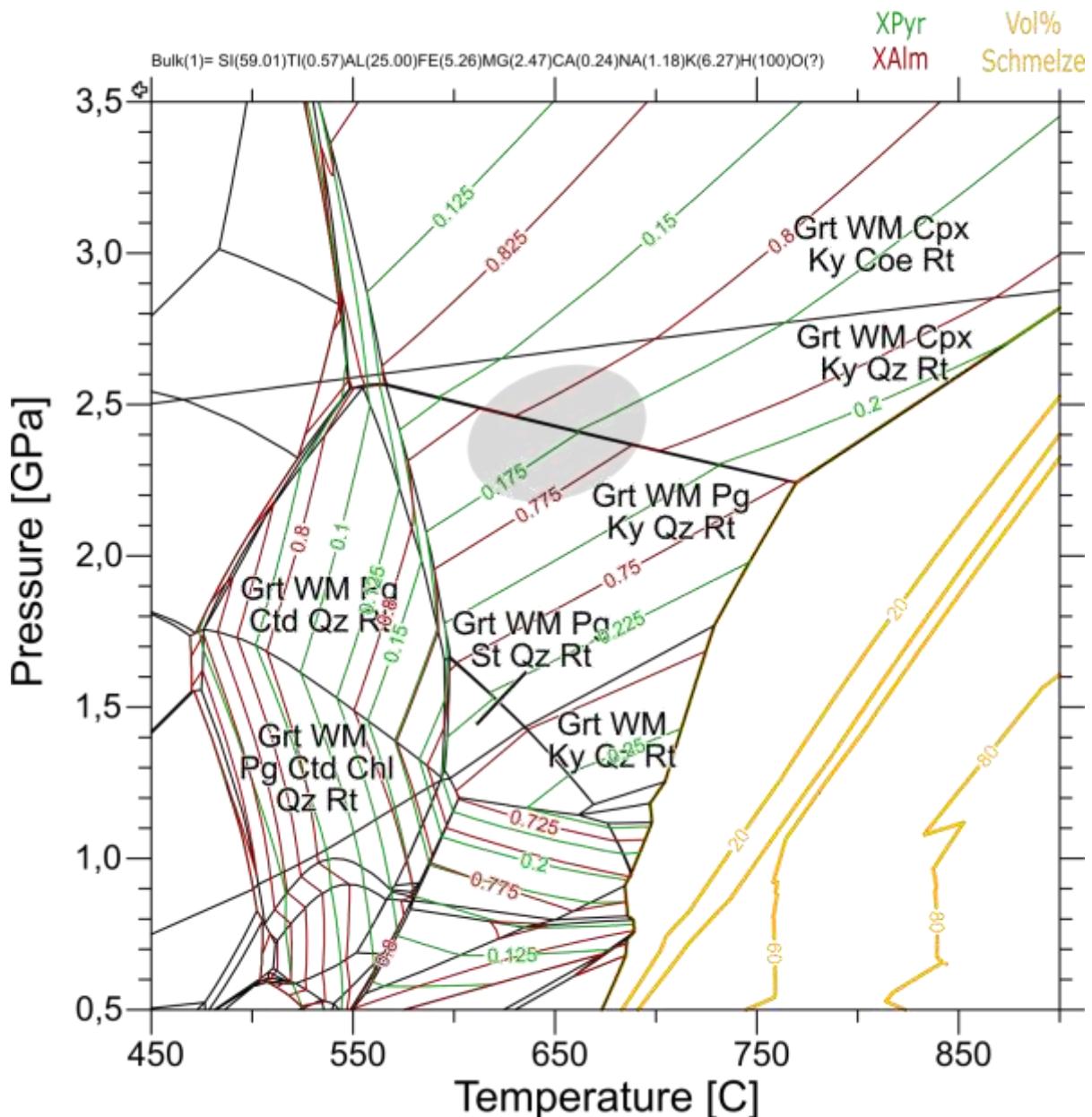


Abbildung 38: Phasendiagramm der Metapelit-Probe Ol20.

Dieses zeigt Grossular und Pyrop-Isoplethen und den Volumenanteil an Schmelze zeigt. PT-Bedingungen basierend auf der Mineralzusammensetzung sind indiziert.

Wir wollen hier noch die **Probe Ol21** erwähnen, die aus dem gleichen Waldstück südlich von Sayda stammt wie Probe Ol20, von einer Lokalität etwa 1,3 Kilometer südöstlich von dieser gelegen. Sie ist Ol20 in vieler Hinsicht ähnlich und zeigt die gleiche Paragenese. Zwei Beobachtungen sind bemerkenswert: Die Probe zeigt gute Beispiele von Hellglimmer-Plagioklas-Verwachsungen, die von manchen Autoren als Pseudomorphosen nach Jadeit angesehen werden (Abbildung 39). Granate in dieser Probe zeigen sehr schöne, kristallographisch orientierte Entmischungen von Rutil-Nadeln, die häufig in UHP-metamorphen Gesteinen auftreten (Abbildung 39).

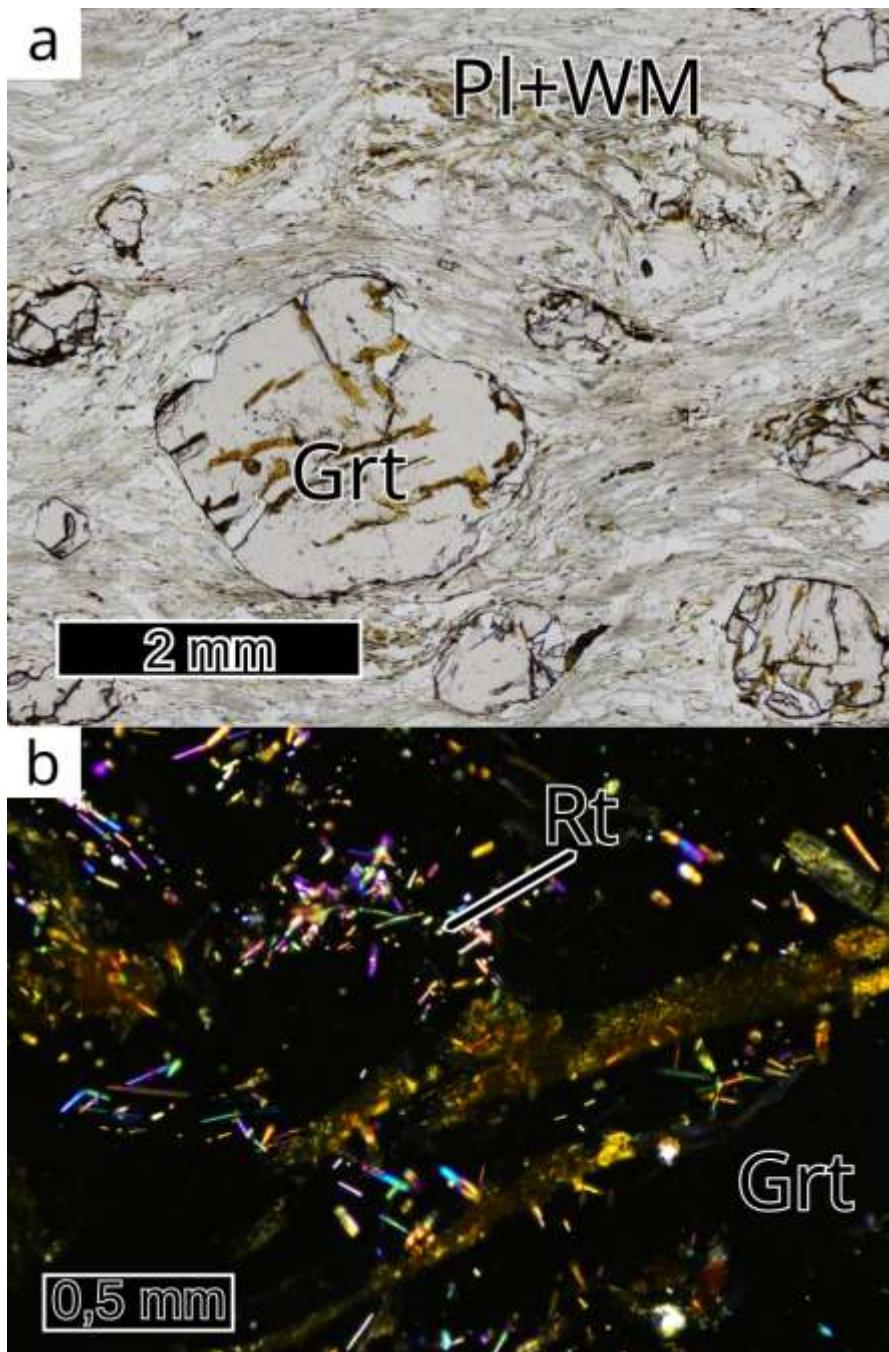


Abbildung 39: Dünnschliffbilder der Metapelit-Probe Ol21.

Einfach polarisiertes (a) und kreuzpolarisiertes Licht (b). „Nester“ aus Plagioklas und Hellglimmer könnten Pseudomorphosen nach Jadeit sein. b) Auffällig nadelige Rutil Einschlüsse in Granat werden manchmal als Entmischungen als Anzeichen auf UHP-Metamorphose gesehen.

Granulitische Gneise

Die Glimmer-armen, granulitischen Gneise wurden von WILLNER et al. (1997) untersucht. Diese Gesteine zeigen neben Quarz und Plagioklas stets die Koexistenz von Kyanit, Hellglimmer und Kalifeldspat. Dies ist ein eindeutiges Anzeichen von Wasseruntersättigung (siehe unten). Laut WILLNER et al. (1997) zeigen die Peak-Paragenesen PT-Bedingungen von 2,3 GPa und 830 °C. Die Autoren beschreiben auch Symplyktite von Omphacit und Plagioklas in einigen Proben, die wir allerdings nur in unmittelbarem Kontakt mit Eklogiten an der Saidenbachtalsperre finden konnten (Abbildung 40). Deswegen gehen

wir davon aus, dass sie nicht Teil der für die granulitische Gneise typischen Paragenese sind - zumindest nicht in unseren Proben. Das Vorhandensein derartiger Symplektite im Kontakt zu Eklogit spricht allerdings für eine gemeinsame Geschichte der granulitischen Gneise und Eklogite, wie sie auch von SCHMÄDICK (1994) postuliert wird. Da die Eklogite an der Saidenbachtalsperre bekannt für ihre UHP-Bedingungen sind, ist dies ein Hinweis auf UHP-Bedingungen auch in den granulitischen Gneisen, zumindest in dem oben erwähnten Vorkommen zwischen Hallbach und der Saidenbachtalsperre. Ebenfalls an der Saidenbachtalsperre ist in eigentlich typischen granulitischen Gneisen inzwischen auch Diamant beschrieben worden (MASSONNE, 2023, Probe SDB4).

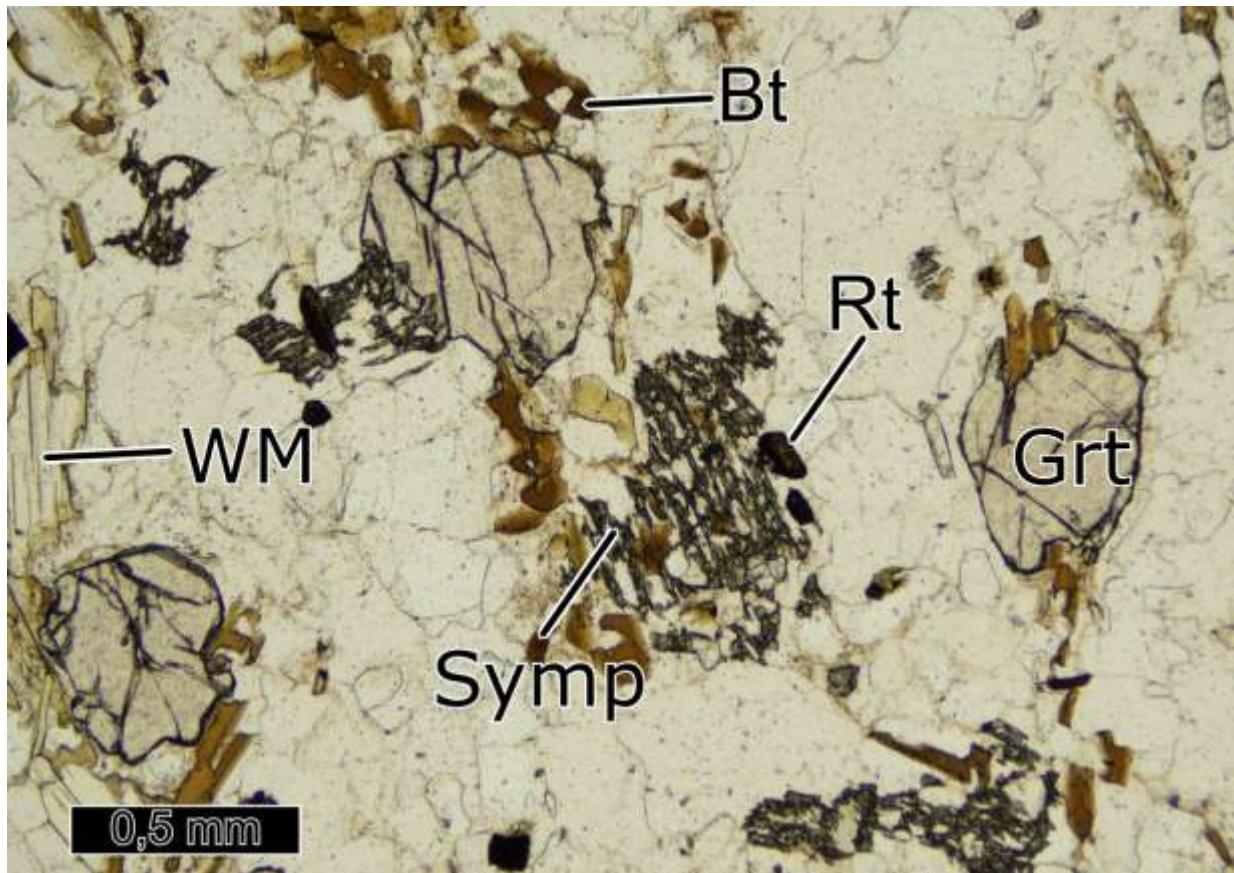


Abbildung 40: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild des granulitischen Gneises SDB23.

Im Kontaktbereich zu Eklogit zeigt dieses Gestein häufig Symplektite nach Klinopyroxen.

Wir stellen die typische **Probe SDB19** vor, die vom Aufschluss am SE-Ufer der Saidenbachtalsperre kommt, in einigen Metern Entfernung zu den Eklogiten. Die Probe zeigt eine feinkörnige Paragenese aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Hellglimmer, Kyanit, Granat, Rutil und sehr wenig Biotit (Abbildung 41). Die Probe ist sowohl durch einen Lagenbau als auch durch gelängte Minerale gut foliert und zeigt ein flaches WNW-ESE-orientiertes Streckungslinear. Kyanit wird häufig retrograd ummantelt durch Hellglimmer oder vereinzelt Plagioklas. Kleine Biotitflitter, meist zusammen mit Plagioklas, sind deutlich retrograde Produkte. An einigen Stellen bilden Biotit und Plagioklas kleine Verwachsungen, die von MASSONNE (2023) als Pseudomorphose nach Jadeit interpretiert werden. Granate zeigen eine glatte Zonierung mit zum Rand hin steigenden Pyrop- und von 30% auf 20% sinkenden Grossular-Ge-

halten (Abbildung 42). Obwohl das in der Abbildung 42 dargestellte, chemisch karte Korn xenomorph und wahrscheinlich korrodiert ist, ist die Zonierung symmetrisch bezüglich der Korn-Ränder. Dies spricht unserer Meinung nach für eine diffusive partielle Equilibrierung, die erst unter hohen Temperaturen geschieht. Am äußersten Rand der Granat-Körner und auch nicht überall ist eine dünne Ca-reiche Lage Granat zu beobachten, die scheinbar nicht Gegenstand des diffusiven Reequilibrierung war, weil sie viel zu scharf begrenzt ist. Auch die Hellglimmer-Zusammensetzungen sind bemerkenswert: Extrem hohe Ti-Gehalte von bis zu 0,186 *apfu* deuten auf sehr hohe Temperaturen.

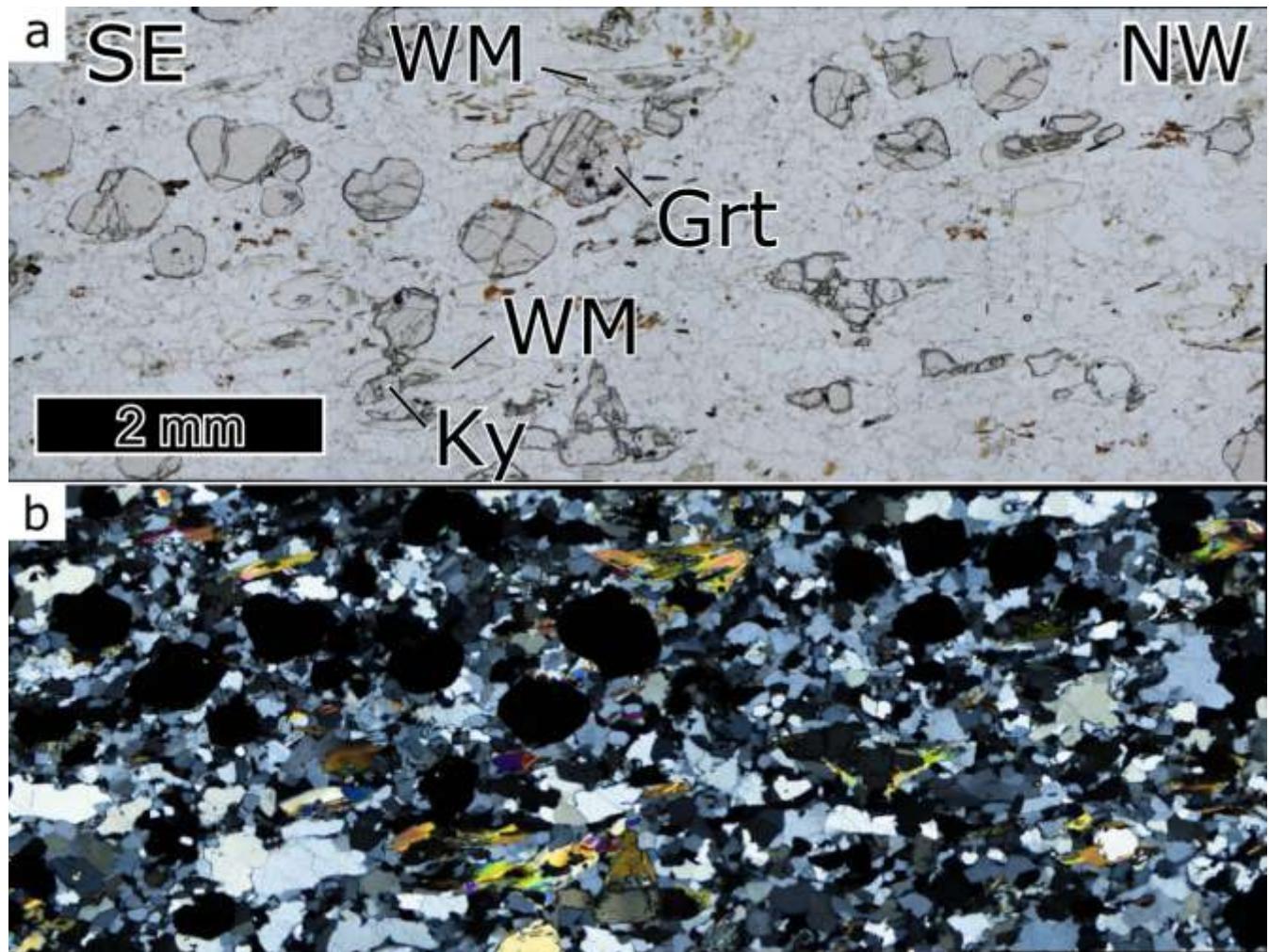


Abbildung 41: Dünnschliffbilder des granulitischen Gneises SDB19.

- a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Typisch für diese Gesteine ist die Parageze Helleglimmer, Kyanit und Kalifeldspat, die eine H_2O -Untersättigung zeigt.

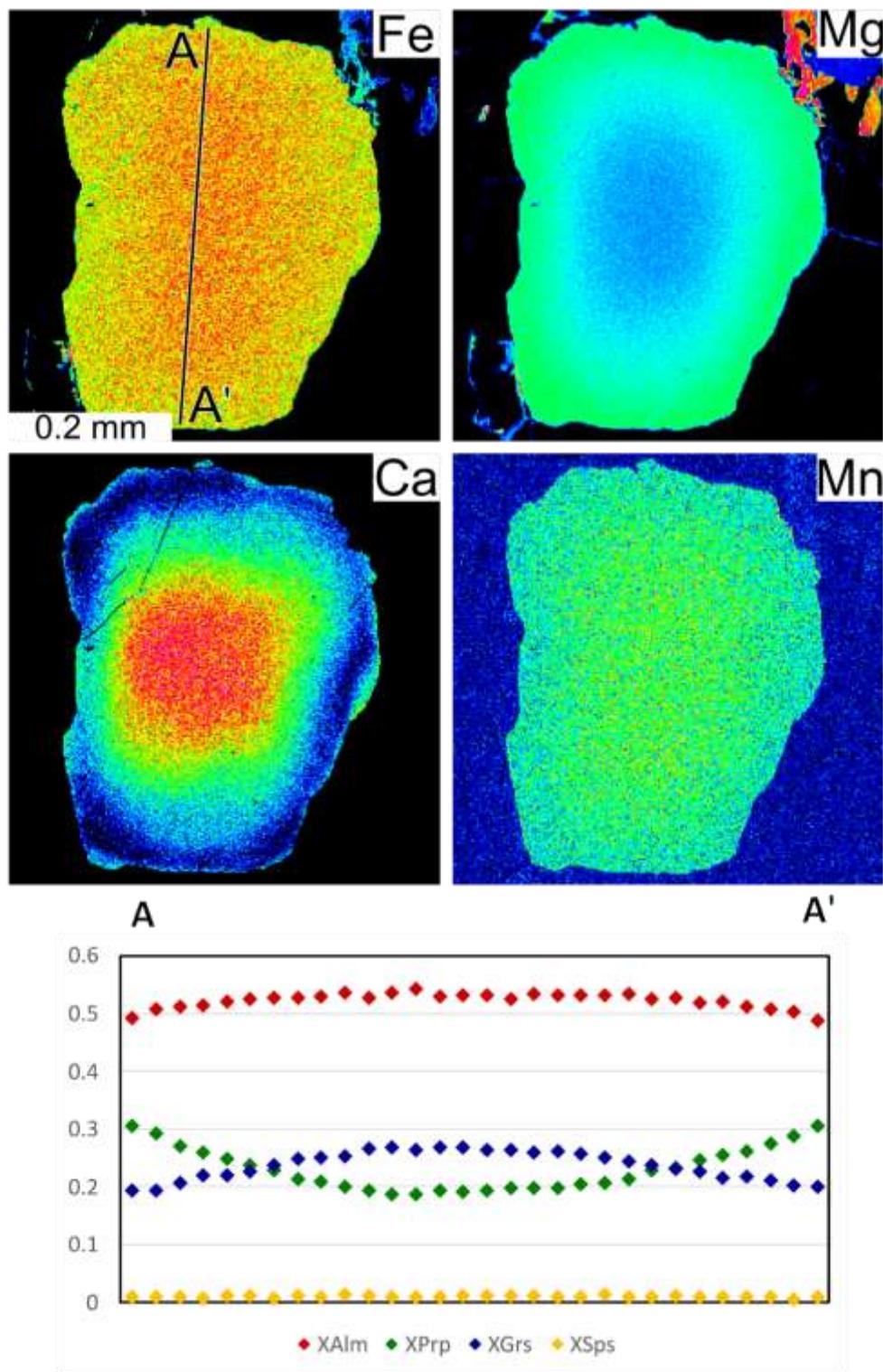


Abbildung 42: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der granulitischen Gneis-Probe SDB19.

Das Zusammensetzungsprofil ist auffallend glatt (im Vergleich z.B. mit Abbildung 24) mit einer symmetrischen Konzentrationsverteilung im Korn. Das spricht für eine diffusive Homogenisierung der Elementkonzentration nach der Bildung des Granats.

Wir diskutieren dieses interessante Gestein, das eine auffällige räumliche Beziehung zu den UHP-Gesteinen hat, anhand von drei Phasendiagrammen (Abbildung 43 bis Abbildung 45). Dabei wollen wir neben der Entschlüsselung der PT-Bedingungen noch zwei weitere Aspekte kurz beleuchten: Die Frage der Wassersättigung und das Problem, dass in so vielen Hochdruck-Gneisen Klinopyroxen fehlt. Das Phasendiagramm Abbildung 43 ist für eine wassergesättigte Zusammensetzung gerechnet. Es soll nur veranschaulichen, dass dieses Gestein nicht wassergesättigt sein kann: Die beobachtete Paragenese ist nirgendwo im Diagramm stabil, weil mit mehr Wasser Kalifeldspat und Kyanit zu Hellglimmer reagieren würden. Außerdem würden jenseits des Solidus sofort große Mengen an Schmelze erzeugt, wofür es keine Anzeichen gibt, obwohl die nötigen PT-Bedingungen sicher erreicht wurden. Die Menge an Hellglimmer ist in diesem Gestein also durch den Wassergehalt bestimmt und nicht wie in anderen Gneisen durch den Aluminiumgehalt.

Eine recht gute Reproduktion der beobachteten Mineralparagenese gelingt bei einem Wassergehalt von 2 mol in der Input-Zusammensetzung, was etwas mehr als 0,3 Gewichtsprozent Wasser entspricht. Das Phasendiagramm in Abbildung 44 ist mit einer kompletten Datenbank, Abbildung 45 ohne Klinopyroxen gerechnet. Die beobachtete Paragenese einschließlich der Granat-Rand-Zusammensetzung (nicht äußerster Rand) wird bei Bedingungen von 2 GPa und 850-900 C° reproduziert. Dazu passen die sehr hohen Ti-Gehalte in Hellglimmern. Diese Bedingungen stimmen gut mit denen von WILLNER et al. (1997) überein.

Bei hohen Drücken sollten theoretisch erhebliche Mengen an Klinopyroxen entstehen. Wie erwähnt ist jedoch das Fehlen von Klinopyroxen in sauren Hochdruck-Gesteinen eine verbreitete Beobachtung, nicht nur in den Diamant-führenden Gneisen des Erzgebirges, sondern auch in anderen Hochdruck-Terranen weltweit. Deshalb ist es Gegenstand aktueller Forschung. Allgemein gibt es dafür drei Gruppen von Erklärungen:

1. Die Gesteine waren gar nicht im Pyroxen-Stabilitätsfeld. Das ist sehr unwahrscheinlich: Weiter unten beschreiben wir die bereits erwähnten Diamant-führenden Gesteine. Die extremen Temperatur-Bedingungen legen nahe, dass auch Probe SDB19 im Pyroxen-Stabilitätsfeld war. Der PT-Pfad zu den genannten Bedingungen hätte auch nicht viel Platz, wenn das nicht der Fall sein sollte.
2. Die Gesteine enthielten Klinopyroxen (teilweise große Mengen), der ist aber bei der retrograden Geschichte komplett zu Plagioklas zerfallen. Diese Interpretation wird von Wissenschaftlern favorisiert, die in bestimmten Mikrostrukturen Pseudomorphosen noch Pyroxen zu erkennen glauben. Die These, Klinopyroxen sei vorhanden gewesen, aber wieder abgebaut worden, stößt auf folgendes Problem: An keinem Punkt im Phasendiagramm Abbildung 44 werden Grossular-Gehalte von 30% vorhergesagt, wie sie im Kern der Granate beobachtet werden, insbesondere auch nicht bei UHP-Bedingungen. Koexistierender Pyroxen sollte Granat Kalzium streitig machen und der Granat immer ärmer an Grossular sein als beobachtet. Dies ist ein grundsätzliches Problem in UHP-Gesteinen im Erzgebirge: Auch in den Säidenbachiten lassen sich die Grossular-

Gehalte auf normale Art nicht reproduzieren und man muss vorsichtig sein, nicht zu aberwitzigen Schlüssen bezüglich des Druckes verleitet zu werden. Man kann die Ca-reicheren Kerne durch eine Unterdrückung von Klinopyroxen schön reproduzieren, weil dann das gesamte Kalzium bei UHP-Bedingungen im Granat ist.

3. Aus irgendeinem Grund war Pyroxen-Wachstum unter den Hochdruck-Bedingungen kinematisch unterdrückt. Diese Interpretation erhält durch die Beobachtung Nahrung, dass in bekannten HP-UHP-Einheiten weltweit (sauren und basischen) oft nur ein ganz kleiner Teil Eklogit-faziell equilibriert ist und der Rest prä-Hochdruck-Paragenesen bewahrt. Wir werden das Problem nicht lösen, aber die von uns untersuchten Proben erlauben ein paar interessante Gedanken. In Bezug auf das Projekt ist das eine wichtige Frage, die die Kohärenz von HP-UHP-Einheiten betrifft.

In Phasendiagramm Abbildung 45 zeigen Granate im UHP-Feld entlang einer Isoplethe die beobachteten Zusammensetzungen, so dass wir vermuten, dass diese Proben, die zusammen mit den UHP-Gesteinen auftreten und auf jeden Fall deutlich höhere Temperaturen als die Gneise aus der OGE-A erfahren haben müssen, UHP-Gesteine sind.

Wenn man davon ausgeht, dass die Gesteine im Diamant-Feld waren kommt man so auf Bedingungen von etwa 3,8 GPa und 750 °C. Diesen Gedankengang sehen wir als Argument an, dass diese Proben im UHP-Feld waren und dort Pyroxen-Wachstum unterdrückt war. Auf jeden Fall legen die Kernzusammensetzungen von Granaten in UHP-Gneisen nahe, dass Granat in der Paragenese die einzige Kalzium-Phase war. Ein letzter Gedanke zu dieser Probe: Wenn die Ränder der Granate bei 850 C° equilibriert sind, aber noch Kerne einer älteren Zusammensetzung erhalten sind, muss die Entwicklung sehr schnell abgelaufen sein. Und ein allerletzter Gedanke: Die Ca-reichen, dünnen Ränder sind scheinbar nicht Gegenstand der diffusiven, partiellen Equilibrierung und deshalb sehr wahrscheinlich kein Teil der Hochtemperatur-Geschichte.

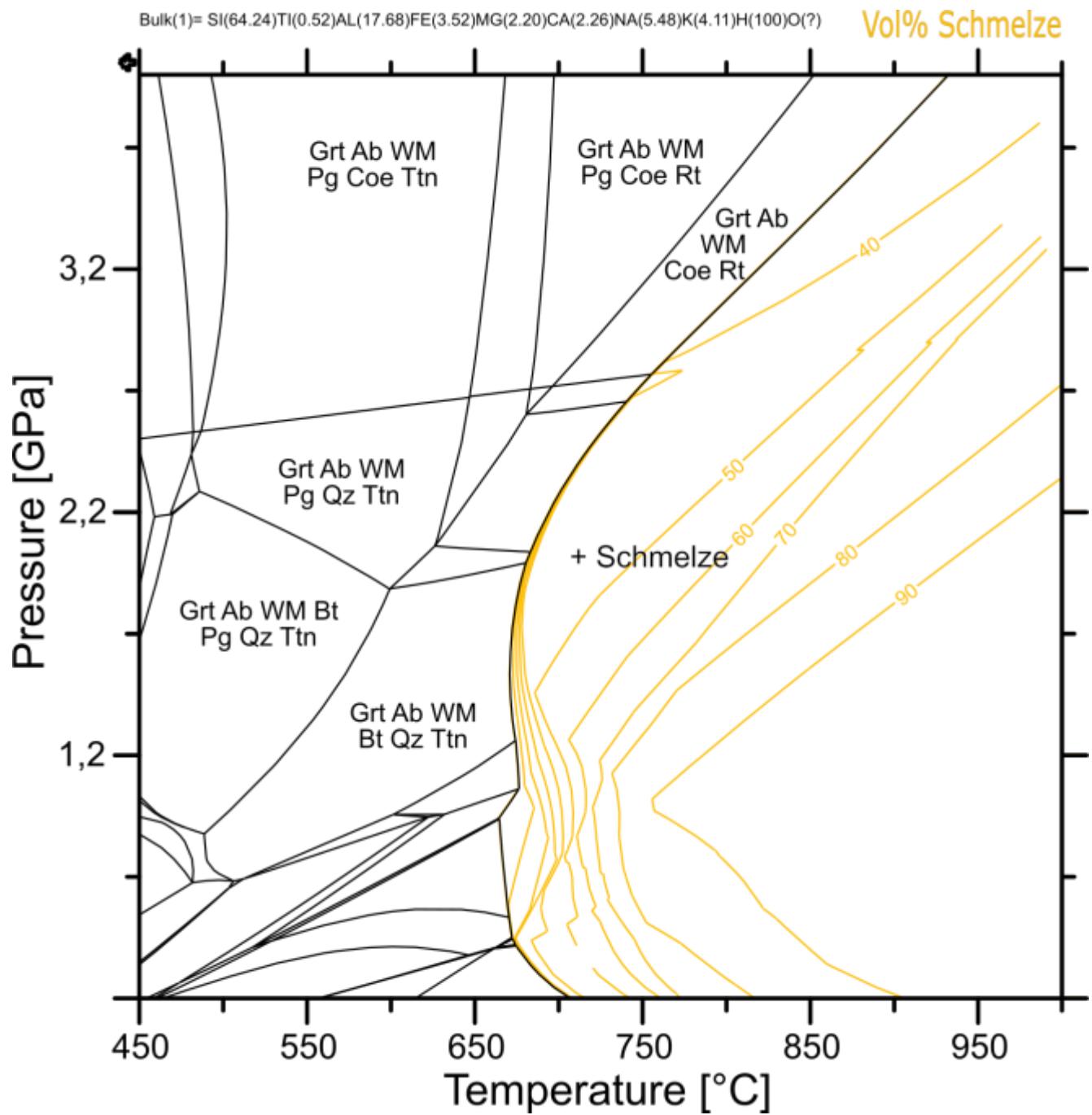


Abbildung 43: Einfaches Phasendiagramm der granulitischen Gneis-Probe SDB19 mit H_2O -gesättigten Zusammensetzung.

Unter diesen Bedingungen lässt sich die Paragenese Kalifeldspat, Kyanit und Hellglimmer nicht reproduzieren.

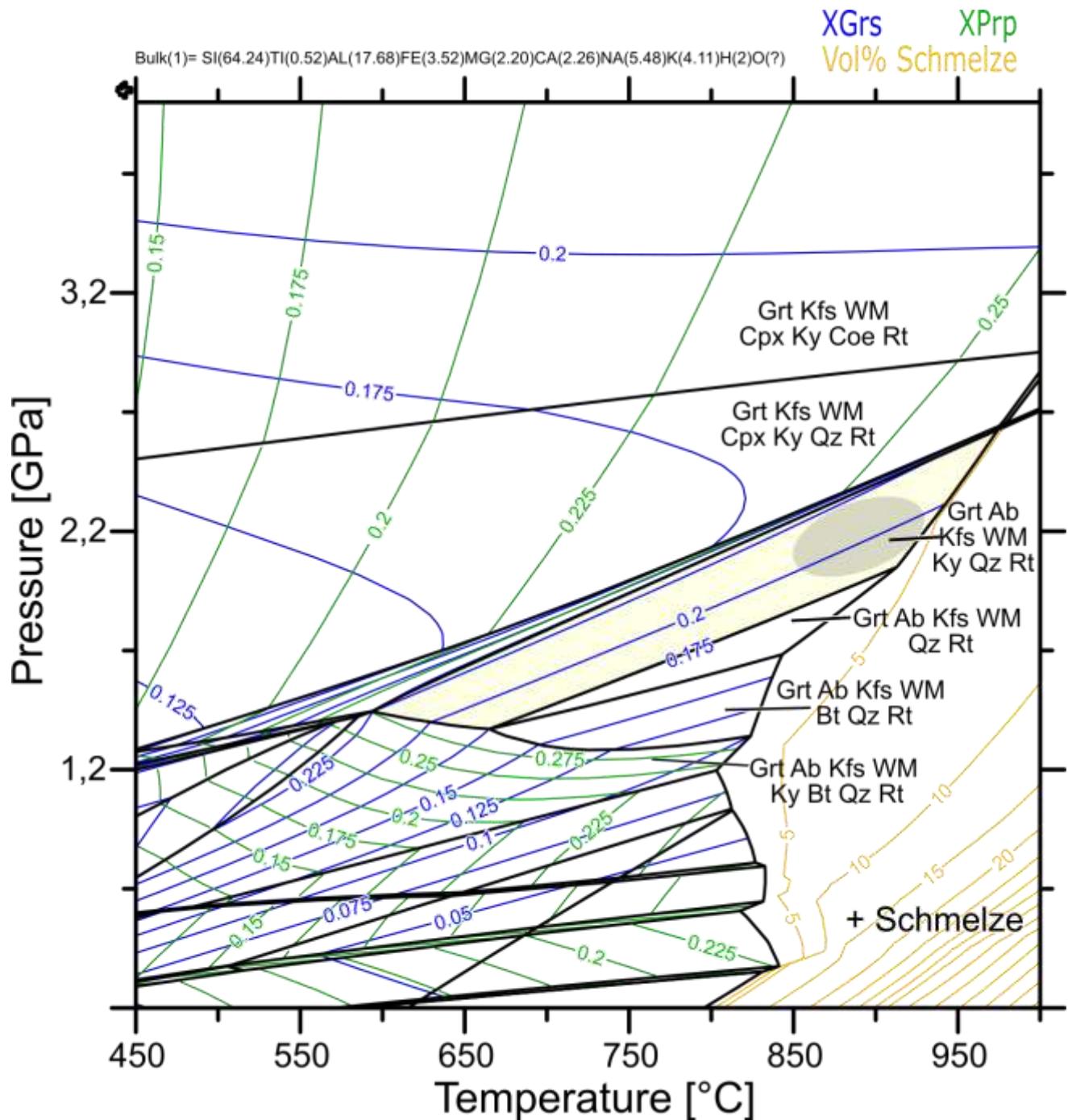


Abbildung 44: Phasendiagramm der granulitischen Gneis-Probe SDB19 mit begrenztem H₂O-Gehalt.

Neben dem Volumenanteil der Schmelze sind auch Isoplethen für Grossular und Pyrop eingezeichnet. Zwar lässt sich mit diesen H₂O-Konzentrationen die Paragenese Kalifeldspat, Kyanit und Hellglimmer reproduzieren, aber es lassen sich nicht die Ca-reichen Granat-Kerne erklären. Bedingungen für die Granat-Ränder, sowie die beobachtete Paragenese sind trotzdem eingezeichnet.

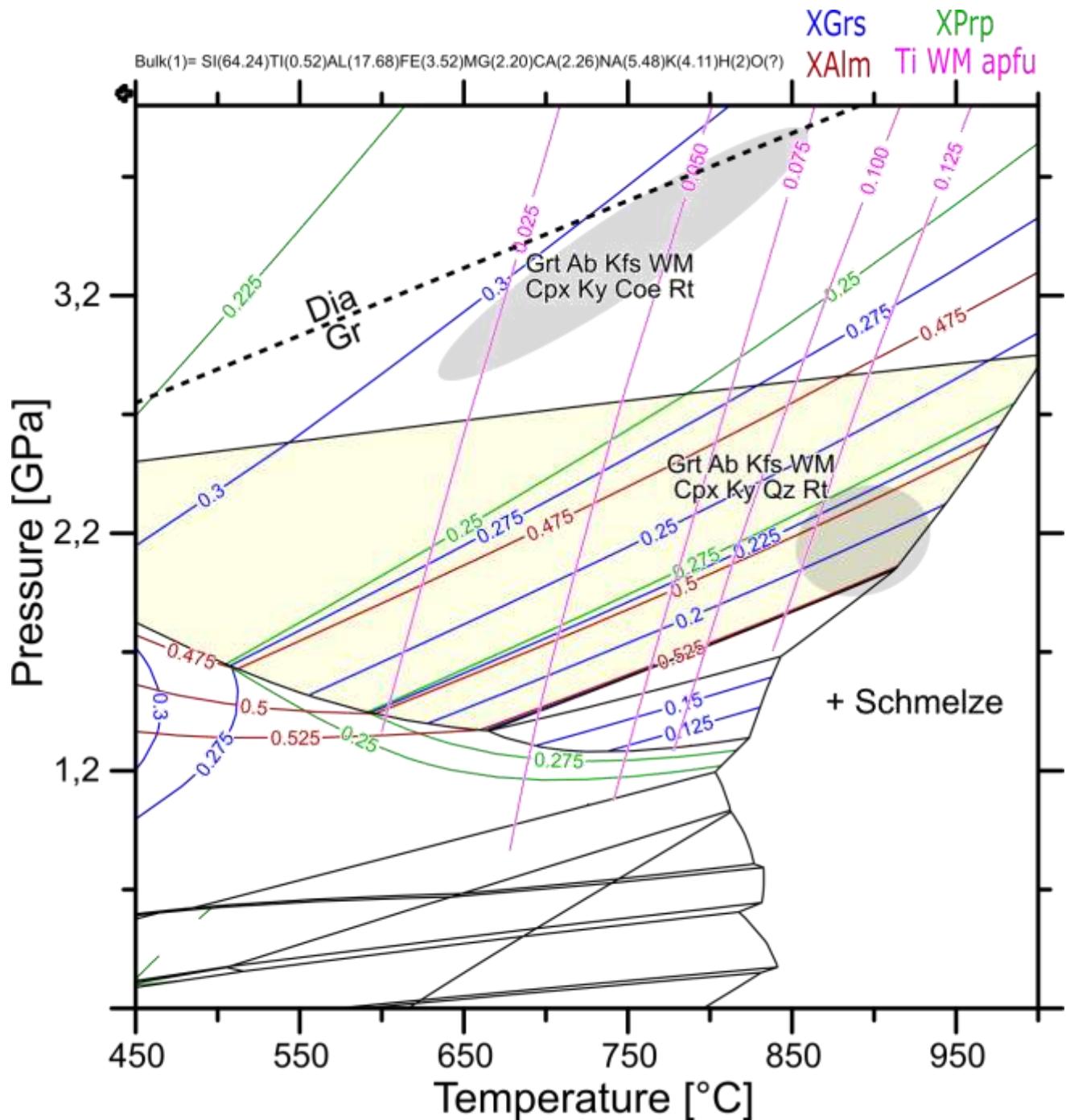


Abbildung 45: Phasendiagramm der Probe SDB19 mit begrenztem H₂O Gehalt und ohne Klinopyroxen.

Neben dem Volumenanteil der Schmelze sind auch Isoplethen für Grossular und Pyrop eingezeichnet. Ohne Klinopyroxen lässt sich die Kernzusammensetzung der Granate reproduzieren.

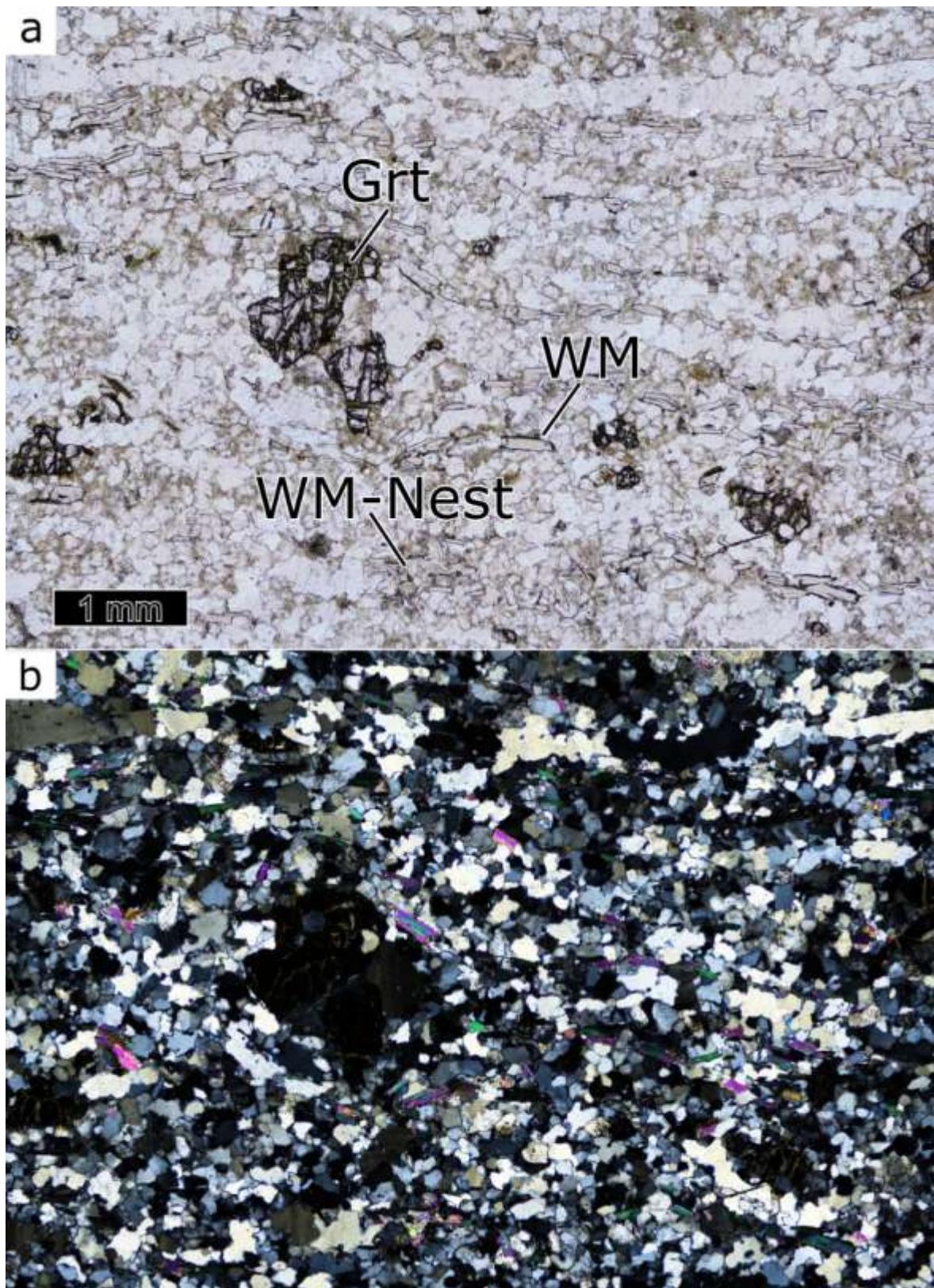


Abbildung 46: Dünnschliffbilder des granulitischen Gneises Ol19.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Die Mineralogie ähnelt der von SDB19, ist allerdings stärker retrogradiert. Nester von Ti-armen Hellglimmern stellen wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Kyanit dar.

Auch **Probe Ol19** ist ein granulitischer Gneis von dem Vorkommen bei Dittersbach nordwestlich von Seiffen. Die Gesteine zeigen fast die gleiche Paragenese aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Hellglimmer und Granat wie SDB19, sind aber deutlich stärker retrogradiert, mit angefressenen Granaten und in manchen Proben verbreitetem Chlorit (Abbildung 46). Auch fehlt in Ol19 Kyanit. Allerdings gibt es einige Nester von feinkörnig verwachsenem Hellglimmer, die wir als Pseudomorphosen nach Kyanit interpretieren. Da diese aus reinem Hellglimmer ohne Plagioklas bestehen, handelt es sich bei dem ursprünglichen Mineral eher um Kyanit anstatt des sonst vorgeschlagenen Klinopyroxens (Vgl. Ol20). Granat zeigt die typischen Ca-reichen, Mg-armen Kerne wie sie auch in Probe SDB19 zu finden sind. Die Zusammensetzung der Hellglimmer-Nester ist unauffällig, mit geringen Ti- und Si-Gehalten, was wir als Indiz für retrograde Bildung interpretieren. Im Gegensatz dazu stehen die Hellglimmer in der Matrix und in Granat-Einschlüssen. Auch diese zeigen relativ geringe Si-Gehalte um $3,2 \text{ apfu}$, aber Ti-Gehalte um $0,1 \text{ apfu}$. Eine weitere Besonderheit ist die Häufigkeit von Granat-Einschlüssen aus Kalifeldspat und Plagioklas; ein weiterer Hinweis auf Wasserarme Bildungsbedingungen der Probe und potentielle Überbleibsel von Hochtemperatur-Feldspäten.

Diamant-führende Gesteine

Die felsischen UHP-Gesteine mit Coesit- und Diamant-Einschlüssen kommen innerhalb der granulitischen Gneise vor. Zwei solcher Gesteine wurden von MASSONNE (1999, 2023) um die Saidenbachtalsperre gefunden. Daneben konnten wir weitere Lesesteine dieser Gesteine etwa zweieinhalb Kilometer weiter südöstlich am südlichen Ortsende von Forchheim identifizieren. Laut unseren Prager Kollegen (RACEK, pers. Komm.) kommen felsische UHP-Gesteine auch auf Tschechischer Seite im Jöhstädter Komplex bei Kryštofovy Hamry, westlich von Chomutov und im Eger-Graben vor. Allerdings gibt es bis jetzt erst zu letzteren veröffentlichte wissenschaftliche Studien.

Zur petrologischen Entwicklung der Gesteine der Saidenbachtalsperre wurde am meisten von MASSONNE (2023), MASSONNE et al. (2007); MASSONNE & NASDALA (2003) publiziert. Basierend auf der Textur der Gesteine vermutet er in seinen späten Studien, dass diese Gesteine während der Subduktion fast vollständig aufgeschmolzen sind und bezeichnet sie als magmatisch (MASSONNE, 2021). Um die nötigen Aufschmelzgrade zu erreichen, sind dabei Bedingungen von über 5 GPa und 1400°C nötig (MASSONNE & FOCKENBERG, 2012). Seine frühen Studien sowie die von anderen Autoren gehen eher von Bedingungen von ca. 4 GPa und 1000°C aus (HWANG et al., 2001; ESCUDERO et al., 2012), die denen der Eklogit- und Ultramafit-Einschlüsse in der Region deutlich ähnlicher sind (siehe unten). Problem ist dabei, dass durch die hohen Temperaturen die meisten Minerale während der Exhumation reequilibriert sind, so dass diese PT-Bedingungen von ca. 850°C und 2,5 GPa zeigen. Auch wir haben die UHP-Gesteine der Saidenbachtalsperre untersucht und stellen nun einen grobkörnigen Diamant-führenden Fels und einen feinkörnigen, folierten granulitischen Gneis vor.

Probe SDB2 ist ein Diamant-führender Granat-Fels. Die Diamant-führenden Felse werden häufig auch als Sadenbachite bezeichnet, wobei der Begriff nun für unter UHP-Bedingungen entstandene magmatische Gesteine reserviert ist (MASSONE, 2021); eine Interpretation, die wir nicht teilen. Sie sind relativ grobkörnig und bestehen vornehmlich aus Quarz, Plagioklas, Granat, Hellglimmer, Rutil und in einigen Proben noch Kyanit (Abbildung 47).

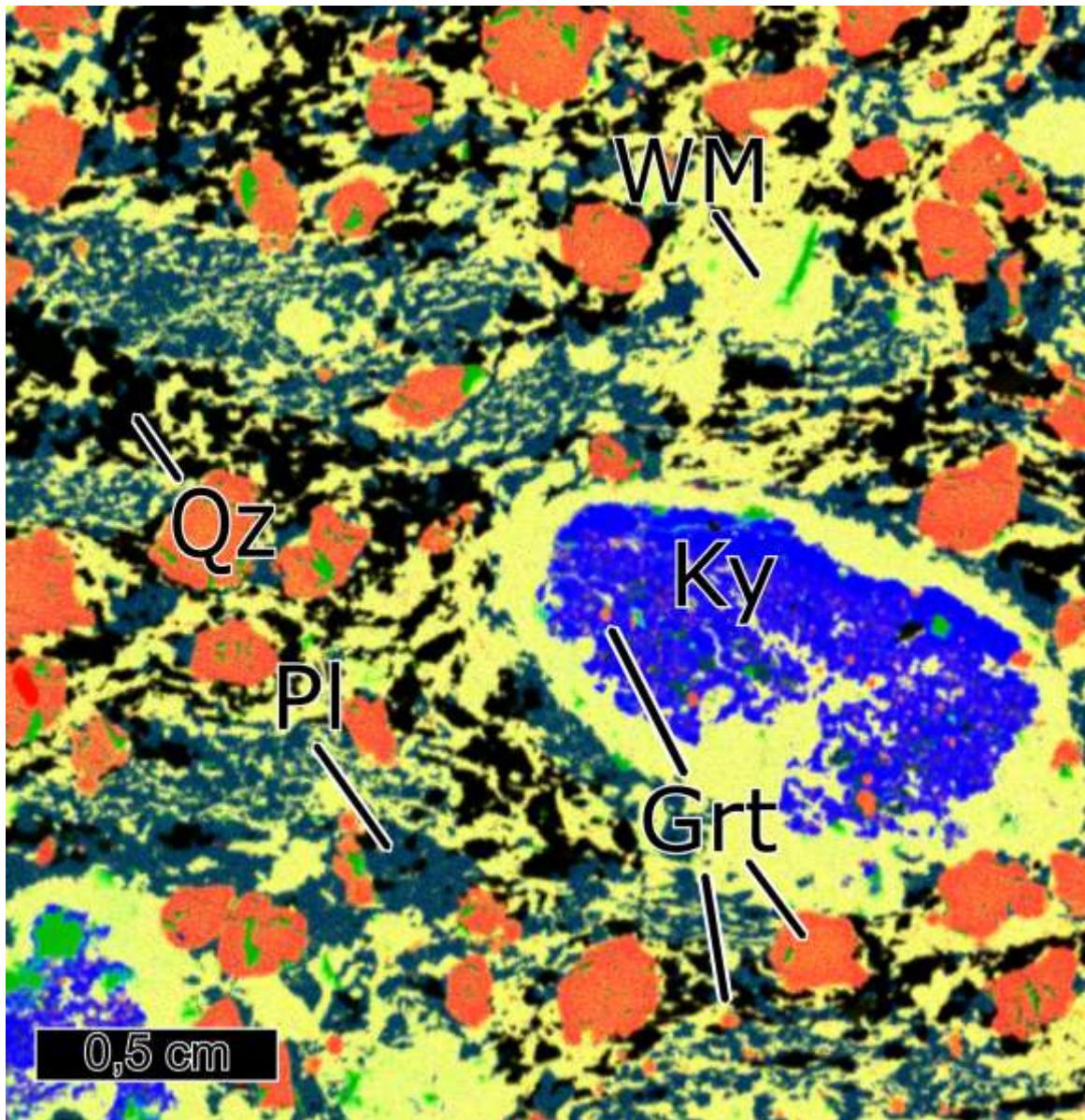


Abbildung 47: Ausschnitt des μRFA-Scans der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB2b.

Durch die μRFA wird die Vergesellschaftung von Quarz und Hellglimmer einerseits und Plagioklas und Hellglimmer andererseits deutlich. Kyanit ist besonders Einschluss-reich und zeigt meist eine Corona aus Hellglimmer. Neben Einschlüssen in Kyanit, kommen Granate auch als große Porphyroblasten und kleine Körner in der Matrix vor, wobei alle drei Typen unterschiedliche Zusammensetzungen zeigen (siehe Abbildung 49).

Erkennbar im μ RFA-Scan ist, dass Plagioklas häufig feinkörnig mit Hellglimmer verwachsen ist, während Quarz und Plagioklas eher selten zusammen vorkommen. Die schwache, von größeren Hellglimmern gebildete Foliation läuft stellenweise um diese Plagioklas-Hellglimmer Domänen herum, die von MASSONNE (2003) als Pseudomorphosen nach Jadeit interpretiert werden. Kyanit kann sehr variable Korngrößen zeigen. Während er in einigen Schliffen eher klein und unauffällig ist, zeigen andere Proben mehrere Millimeter große Blasten. Die Kerne dieser Blasten sind sehr reich an Einschlüssen, vor allem von kleinen idiomorphen Granaten, aber auch Quarz, Plagioklas und selten Diamant. Währenddessen werden die Kyanite fast immer von Hellglimmer umrandet, der den Kyanit offensichtlich ersetzt. Die Granate kommen zum einen als kleine Einschlüsse in Kyanit sowie in zwei weiteren Typen in der Matrix vor (Abbildung 47).

Dominant sind in der Matrix grobkörnige, gerundete Blasten, in denen man Einschlüsse von Diamant und seltener auch Coesit findet (Abbildung 48). Außerdem haben diese Granate häufig sehr feine, kristallographisch ausgerichtete Rutil-Einschlüsse, die als Entmischungen interpretiert werden. Daneben kommen in der Matrix seltener auch kleine Granate vor, vor allem in den Plagioklas-Hellglimmer-Domänen. Geochemisch unterscheiden sich diese drei Granat-Typen (Abbildung 49), wobei die Zusammensetzung der beiden kleinen Typen deutlich variabler ist, generell aber niedrigere Pyrop- und höhere Grossular-Gehalte zeigt als die großen Porphyroklasten. Die großen Granate zeigen einen ähnlichen Zonierungstrend wie die granulitische Gneis-Probe Probe SDB19, mit zum Rand hin steigenden Grossular- und sinkenden Pyrop-Gehalten, wobei die Zonierung auffallend glatt ist (Abbildung 50). Die Hellglimmer dieser Gesteine sind sehr Ti-reich mit Gehalten bis 0,16 *apfu* in einigen Einschlüssen in Granat. Typisch für die Matrix sind Ti-Gehalte von 0,1 bis 0,14 *apfu*, die auf unter 0,8 *apfu* in Hellglimmern um die Kyanite sinken. Si-Gehalte variieren zwischen 3,2 und 3,35 und sind tendenziell am höchsten in Einschlüssen. Plagioklas ist stets albitisch.

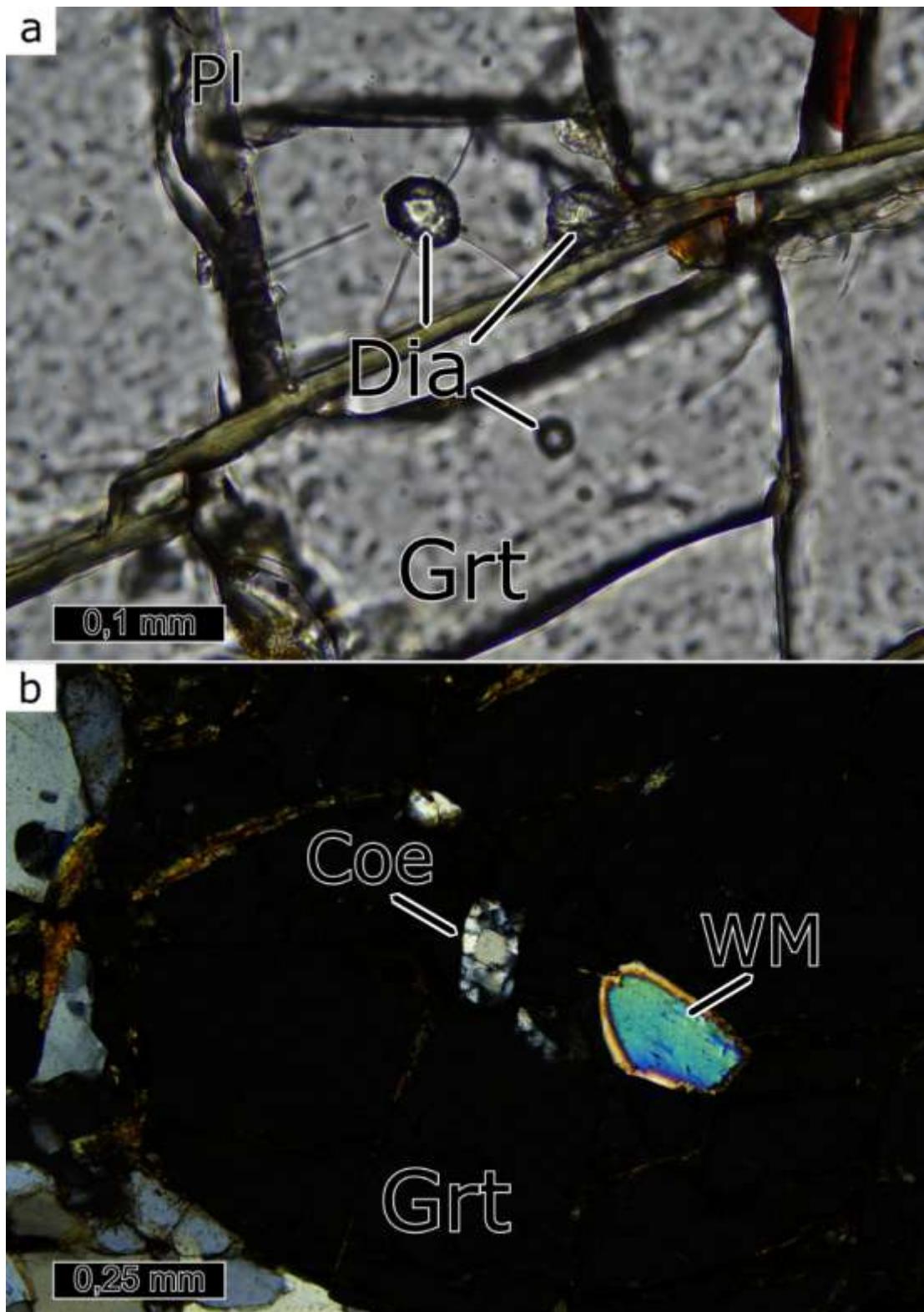


Abbildung 48: Dünnschliffbilder der Diamant-führenden Granat-Fels-Proben SDB16 (a) und SDB70b (b)

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Die zwei Proben von der Saidenbachtal-sperre zeigen schönere Einschlüsse als SDB2b. Neben Diamant enthalten wenige Proben auch Coesit als UHP-Indikator.

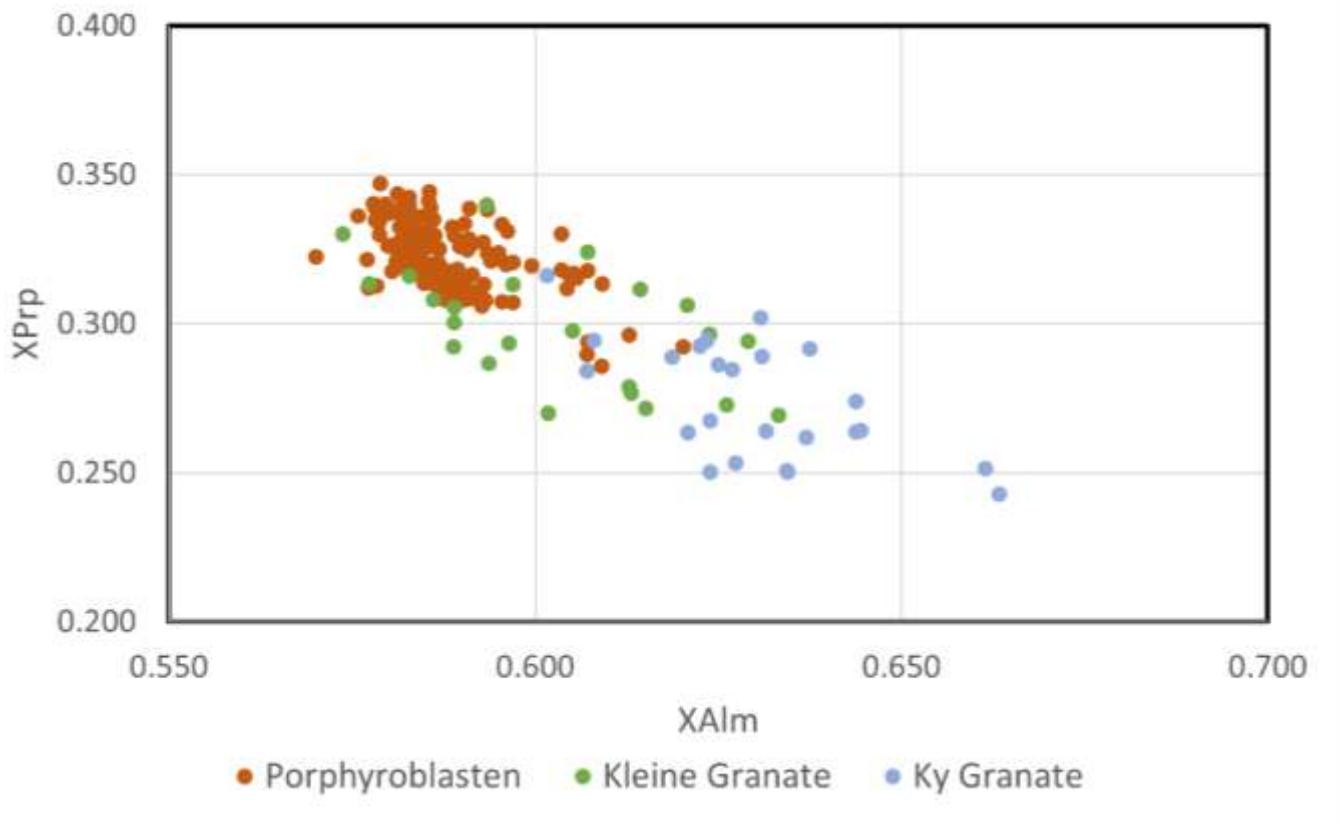


Abbildung 49: Diagramm der Almandin- und Pyrop-Zusammensetzung der verschiedenen Granat-Typen in der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB2b.

Die Einschlüsse in Kyanit fallen vor allem durch höhere Fe- und niedrigere Mg-Gehalte auf.

Eine akkurate PT-Modellierung dieser Gesteine ist schwierig, da die hohen Temperaturen die Information in vielen Mineralen zurückgesetzt haben, wie zum Beispiel an der Granat-Zonierung erkennbar. Deshalb folgen wir den früheren PT-Schätzungen von ca. 950 °C und 4 GPa.

Unsere Modellierung haben wir ohne Klinopyroxen gerechnet, da sonst die Granat-Zusammensetzungen zu Ca-arm sind (Diskussion bei Probe SDB19). Zwar gibt es Hinweise, dass Klinopyroxen zu einem früheren Stadium im Gestein präsent war, das heißt allerdings nicht, dass Granat in seiner Anwesenheit equilibriert ist. Weiterhin erhalten wir bessere Ergebnisse bei leicht wasseruntersättigten Bedingungen, da sonst Paragonit bis zu sehr hohen Bedingungen stabil ist, den wir aber im Schliff nicht sehen. Demnach sind die Granat-Kernzusammensetzungen bei ca. 2,7 GPa und 900 °C zu erwarten. Die Ti-Gehalte in Glimmer argumentieren sogar für noch höhere Temperaturen. Ein leichtes Überschreiten des Solidus ist durchaus möglich, da die Schmelzmengen nahe des Solidus eher gering sind (Abbildung 52). Auch zeigen wenige Proben Anzeichen für Migmatisierung, wobei wir die Bedingungen dafür nicht abgeschätzt haben. Der Exhumationspfad lässt sich nur bedingt konkretisieren. Das Ersetzen von

Kyanit durch Hellglimmer und Granat erreicht seinen Höhepunkt ca. bei 1,7 GPa und 750 °C; Bedingungen die wir auch in den Eklogiten der OGE-B zeigen können. Bei noch niedrigeren Drücken wurde schließlich Hellglimmer partiell durch Biotit ersetzt, dies geschah über eine großes PT-Spektrum.

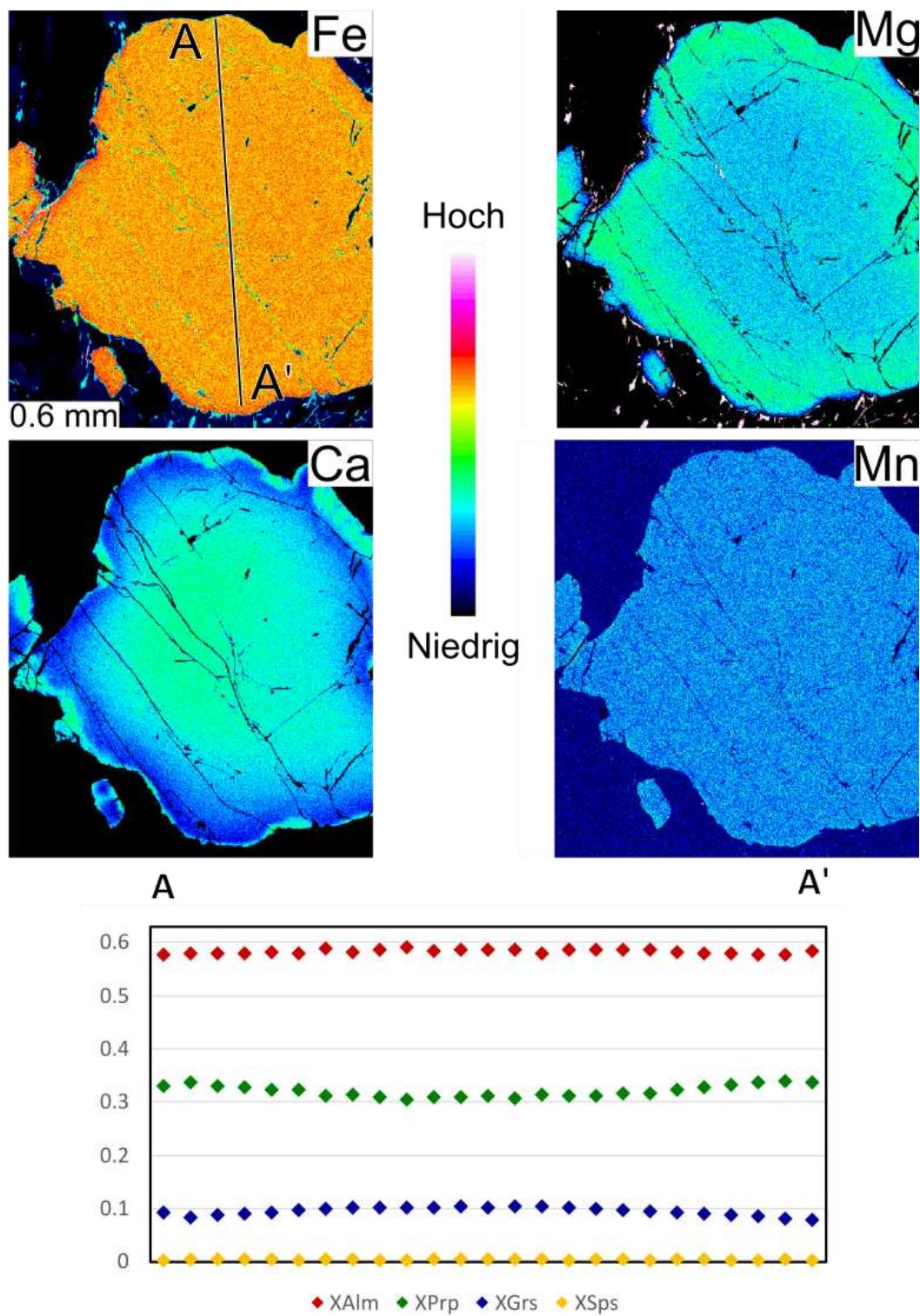


Abbildung 50: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB18.

Die Zonierung ist ähnlich glatt wie in SDB19 (Abbildung 42) und spricht für diffusive Homogenisierung bei hohen Temperaturen.

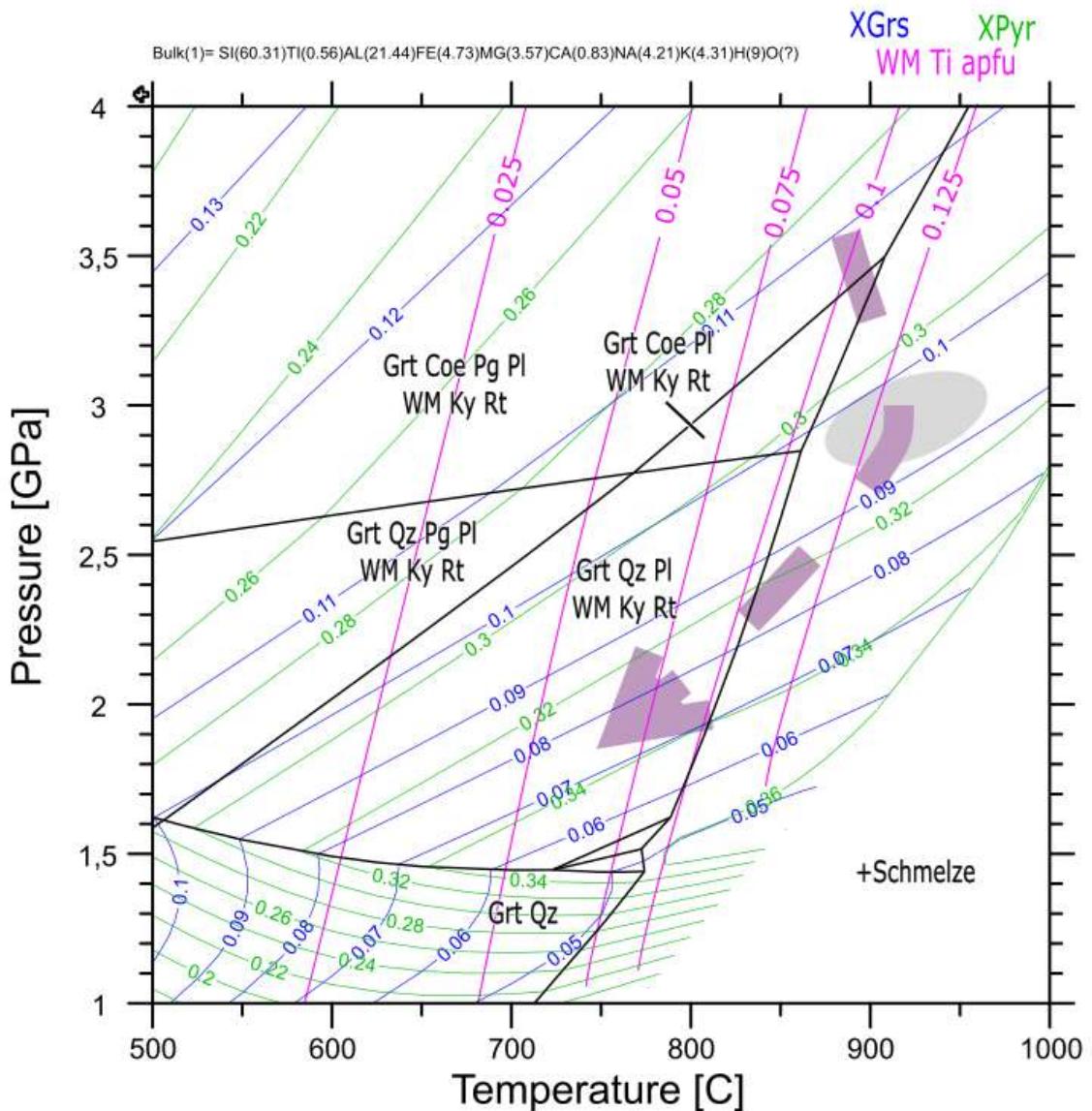


Abbildung 51: Phasendiagramm für Diamant-führende Granat-Fels-Probe SDB2b.

Das Diagramm zeigt Isoplethen von Grossular, Pyrop und Ti-in-Hellglimmer. Die Granat- und Hellglimmer-Zusammensetzungen deuten auf die grau indizierten Bedingungen hin. Das Vorkommen von Coesit und Diamant bezeugt allerdings deutlich höhere Drücke.

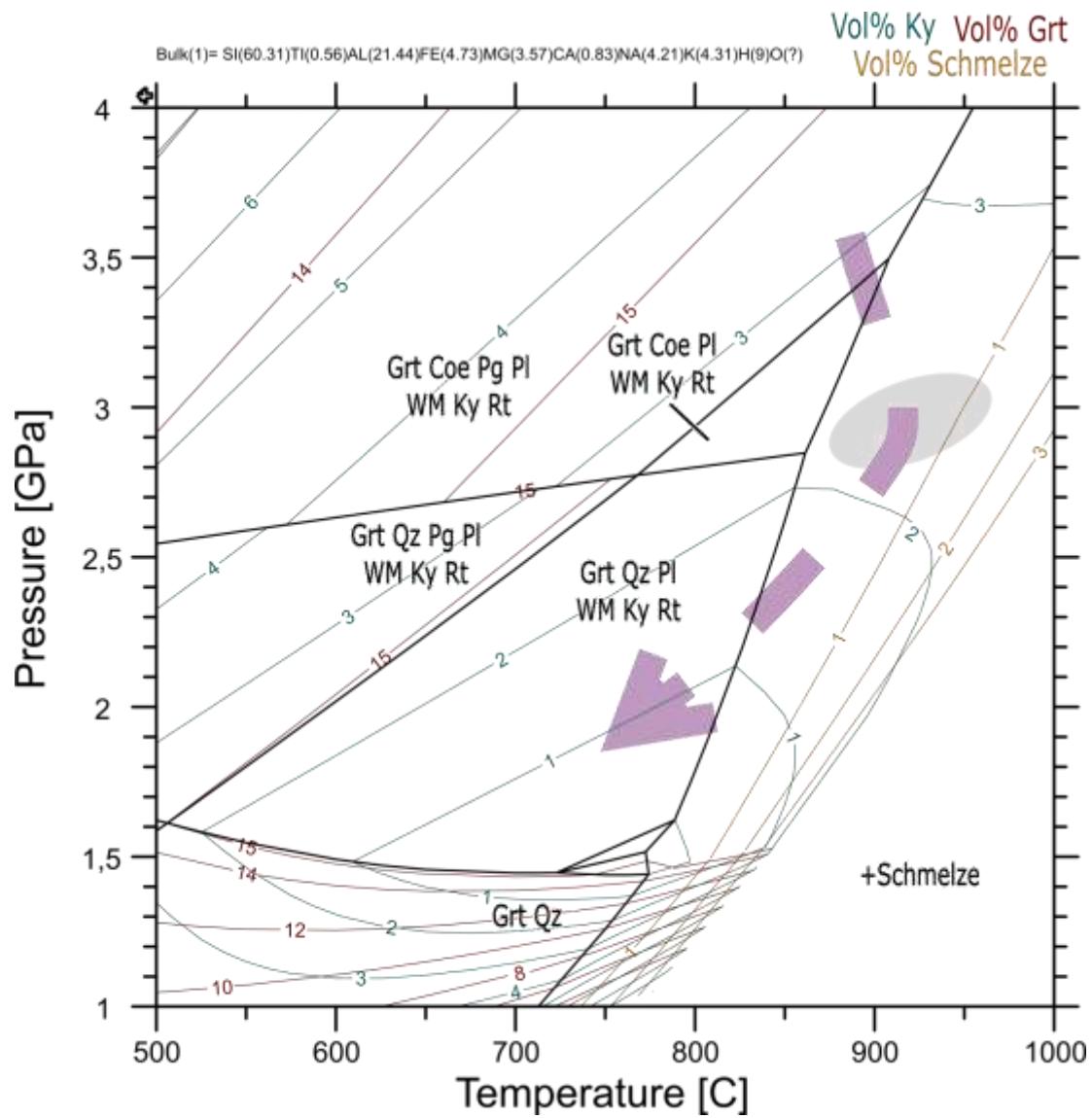


Abbildung 52: Phasendiagramm der Diamant-führenden Granat-Fels-Probe SDB2b, das die Volumenanteile von Kyanit, Granat und Schmelze zeigt.

Die Schmelzmenge ist bei den grauen Bedingungen zu vernachlässigen. Kyanit zerfällt bei der Exhumation zu Granat und Hellglimmer.

Die **Proben SDB4, SDB5 und SDB6** sind Diamant-führende, granulitische Gneise, die dem oben beschriebenen Granulit SDB19 stark ähneln, aber sich durch die Diamant-Einschlüsse unterscheiden (Abbildung 53). Das Gestein zeigt eine ähnliche Gesamtgesteinssammensetzung und ähnliche Mineralzusammensetzungen (Abbildung 54).

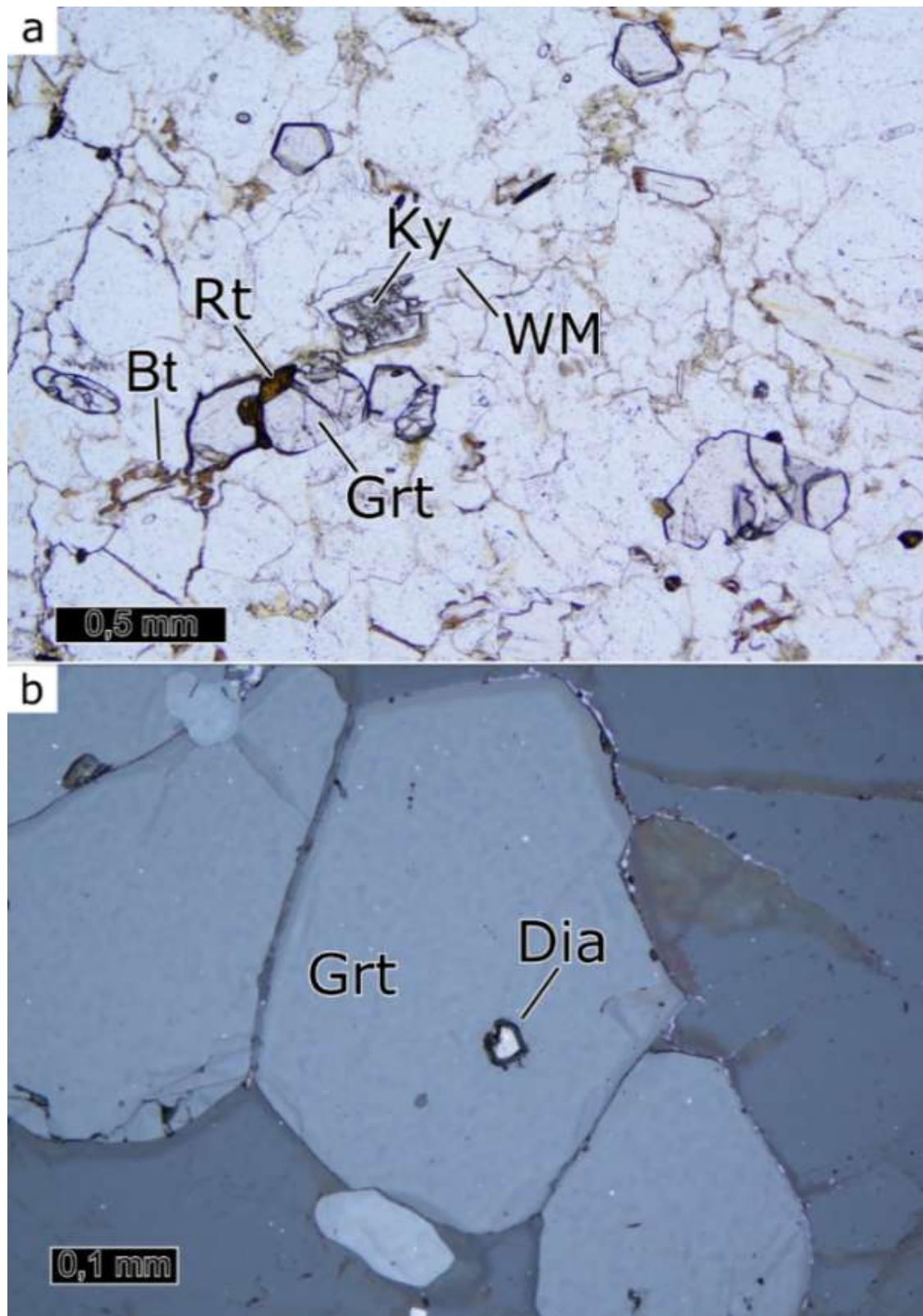


Abbildung 53: Dünnschliffbilder Diamant-führender granulitischer Gneise.

- Einfach polarisiertes Bild der Probe SDB4, die die gleiche Mineralogie wie SDB19 zeigt.
- Auflichtbild der Probe SDB5, die einen Diamant Einschluss in Granat zeigt, hier an der hohen Reflektivität zu erkennen.

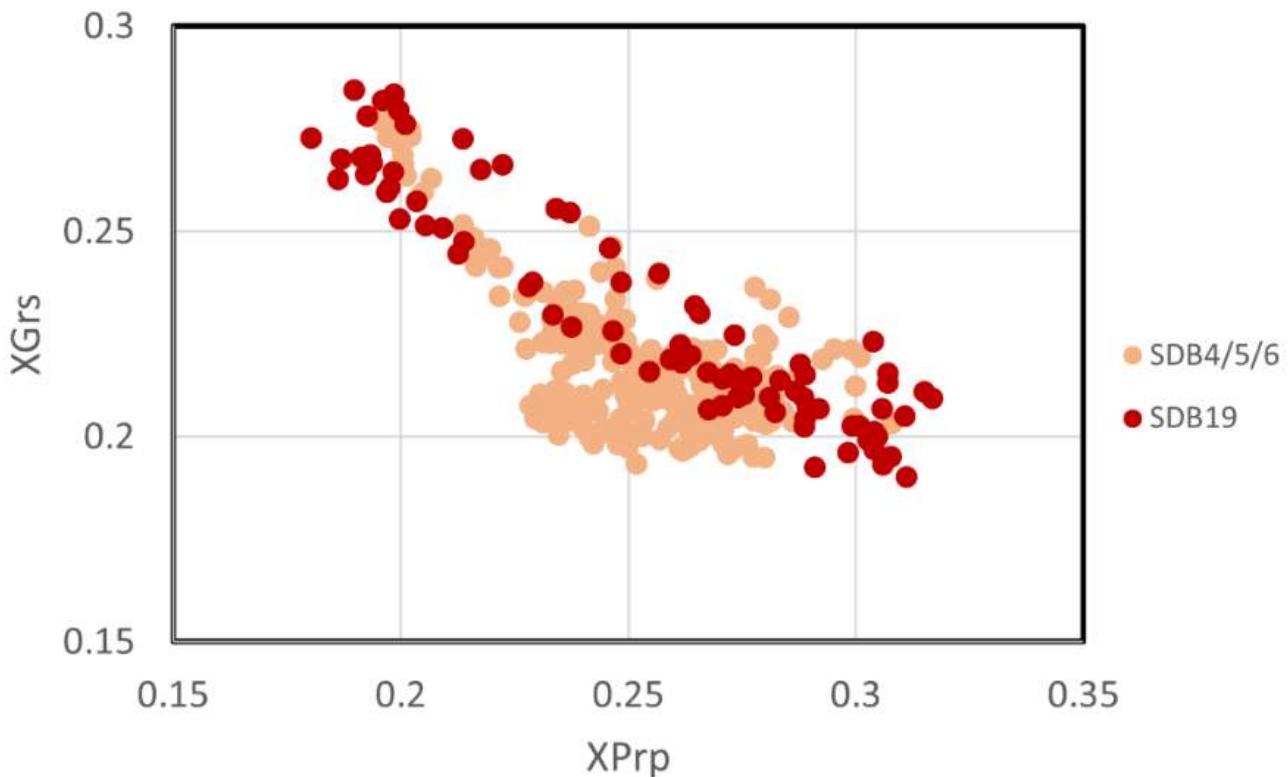


Abbildung 54: Diagramm zum Vergleich der Granatchemie der Diamant-führenden Gneise der Proben SDB4, 5 und 6 mit der granulitischen Gneis-Probe SDB19.

Die quasi identische Zusammensetzung spricht für eine nahezu identische PT-Geschichte.

Ein textureller Unterschied ist das Vorkommen von fast monomineralischen Quarz-Domänen, die häufig Augen-ähnliche Strukturen bilden. Laut MASSONNE (2023) handelt es sich dabei um Paramorphosen nach Coesit, die er als Indiz für extreme Bedingungen von 5 GPa und 1200 °C sieht. In einigen unserer Proben kommen sie allerdings auch als Bänder vor (Abbildung 55), die eher für eine Entstehung durch Rekristallisation sprechen würden.

Diese Textur stimmt auch nicht mit den Beschreibungen von MASSONNE (2021) überein, laut denen die UHP-Gesteine ein magmatisches Gefüge zeigen sollen. Trotz dessen ist die Kombination aus groben Quarz-Aggregaten und feinkörnigen Feldspäten eher untypisch, da Feldspat rheologisch häufig kompetenter ist. Eine Möglichkeit ist, dass die Quarze bei hohen Temperaturen zusammengewachsen sind, zum Beispiel durch „grain-boundary-migration“. Interessanterweise findet man ähnliche Texturen auch in den Tschechischen UHP-Vorkommen (JERABAK, pers. Komm.), wo sie allerdings nicht als Coesit-Paramorphosen interpretiert werden. Auch konnten wir derartiges in anderen Proben nahe der Säidenbachtalsperre und auch in Zweiglimmer-Gneisen der OGE-A finden.

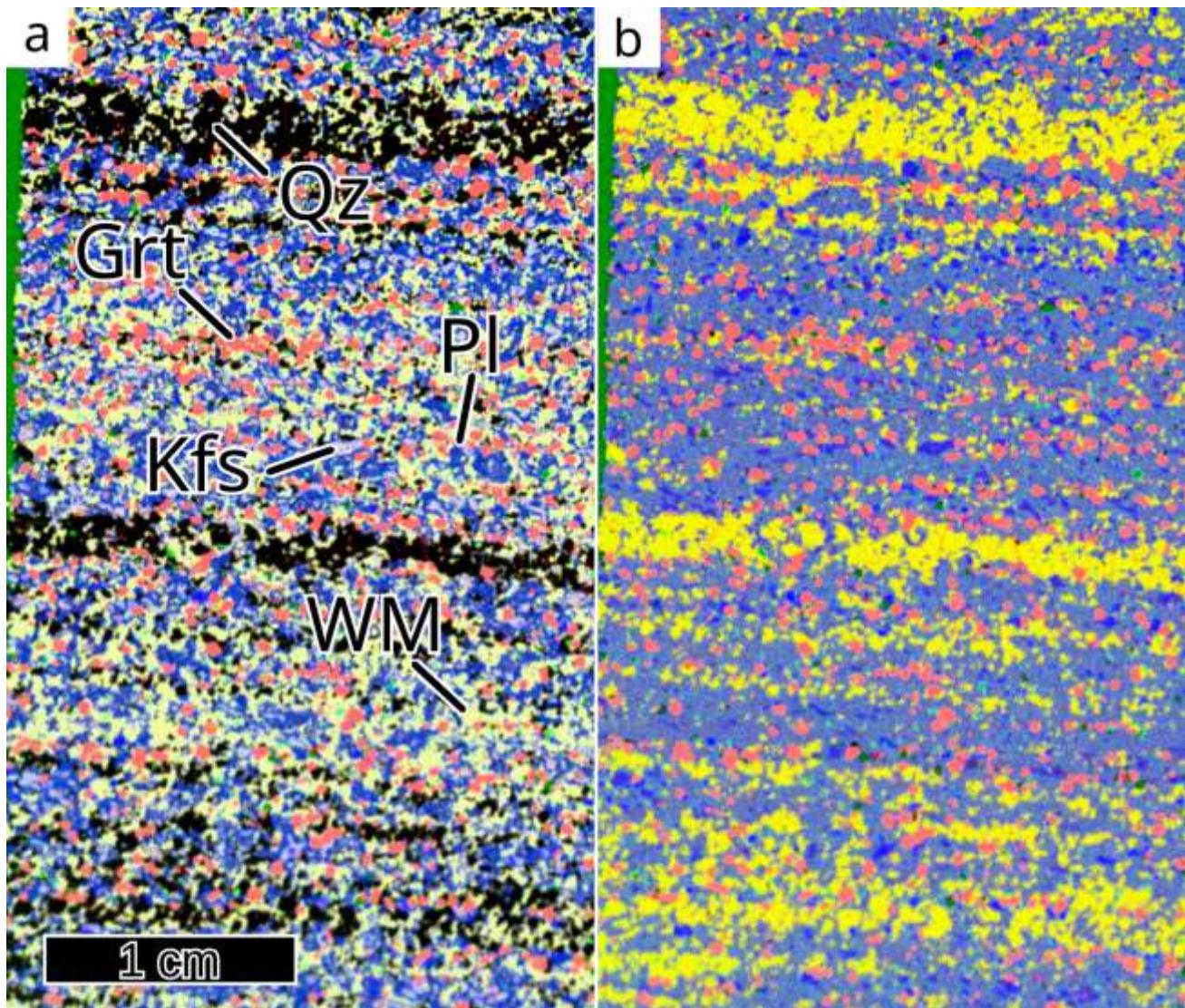


Abbildung 55: μ RFA-Scans der Diamant-führenden granulitischen Gneis-Probe SDB4a.

Im Scan ist gut die starke Bänderung der Minerale, vor allem von Quarz und Granat, zu erkennen ist. Diese Textur passt unserer Ansicht nicht mit dem von MASSONE (2023) vorgeschlagenen Entstehungsprozess zusammen.

Aufgrund der ähnlichen Zusammensetzung von Gesamtgestein sowie Granaten (Abbildung 54) und Hellglimmern im Vergleich zu SDB19 ist es nicht verwunderlich, dass wir ähnliche PT-Bedingungen von ca. 2,3 GPa und 900 °C in diesen UHP-Gesteinen rekonstruieren konnten (Abbildung 57).

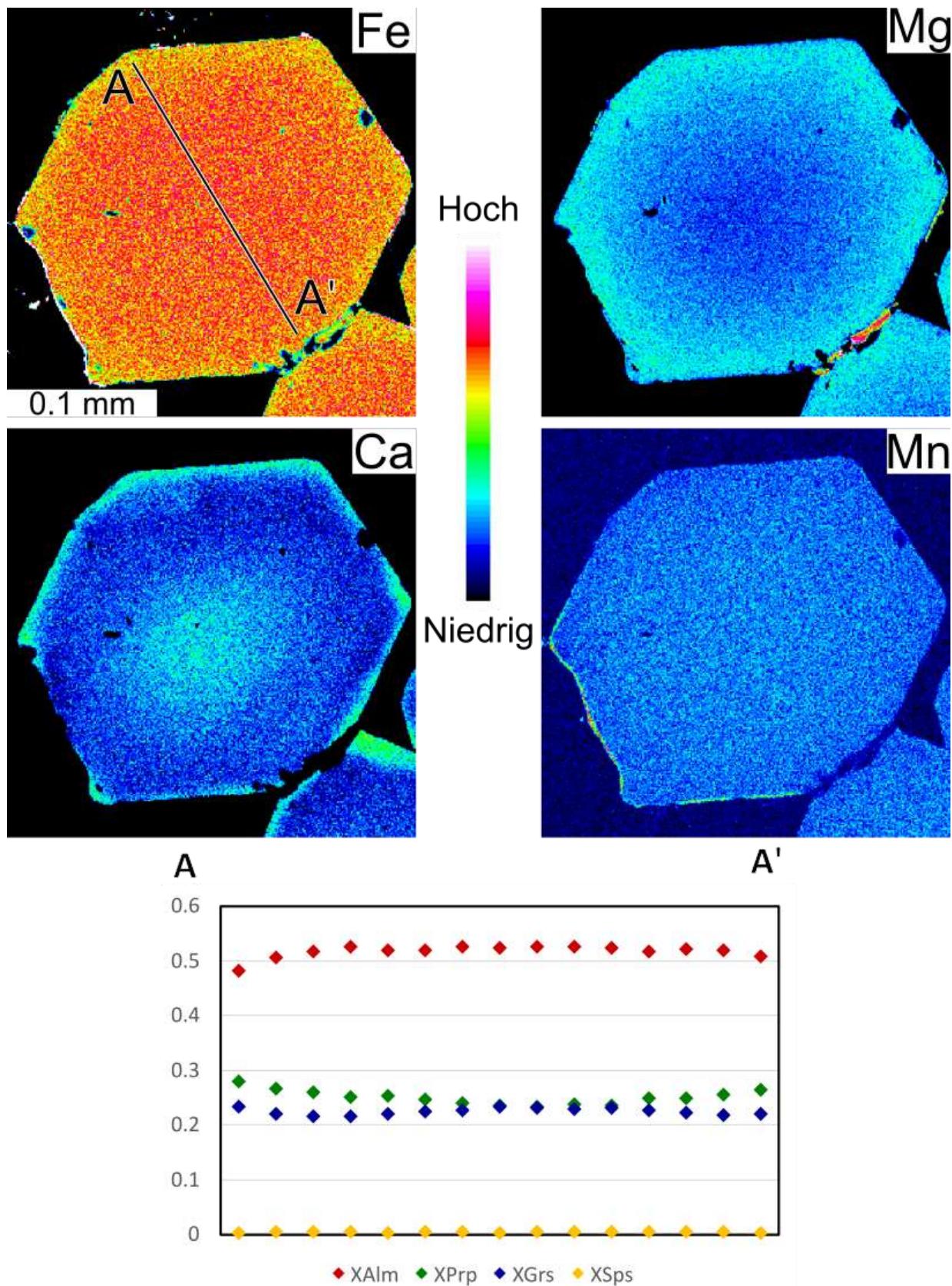


Abbildung 56: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Diamant-führenden granulitischen Gneis-Probe SDB5.

Neben der allgemeinen Granat-Chemie, ähnelt auch die Zonierung der von Probe SDB19.

Allerdings zeigen seltene Diamant-Einschlüsse, dass diese Gesteine Spitzenbedingungen im Bereich von 4 GPa und 950 °C erfahren haben. Die Ähnlichkeit zu SDB19 lässt uns schlussfolgern, dass die UHP-Metamorphose nicht nur auf wenige Linsen beschränkt ist, sondern zumindest auf dem ganzen als granulitischer Gneis gekennzeichneten Band auf der Karte (Abbildung 5) vorkam. Dass es noch mehr felsische UHP-Gesteinstypen gibt, die in einem noch größeren Bereich auftreten, ist durchaus möglich.

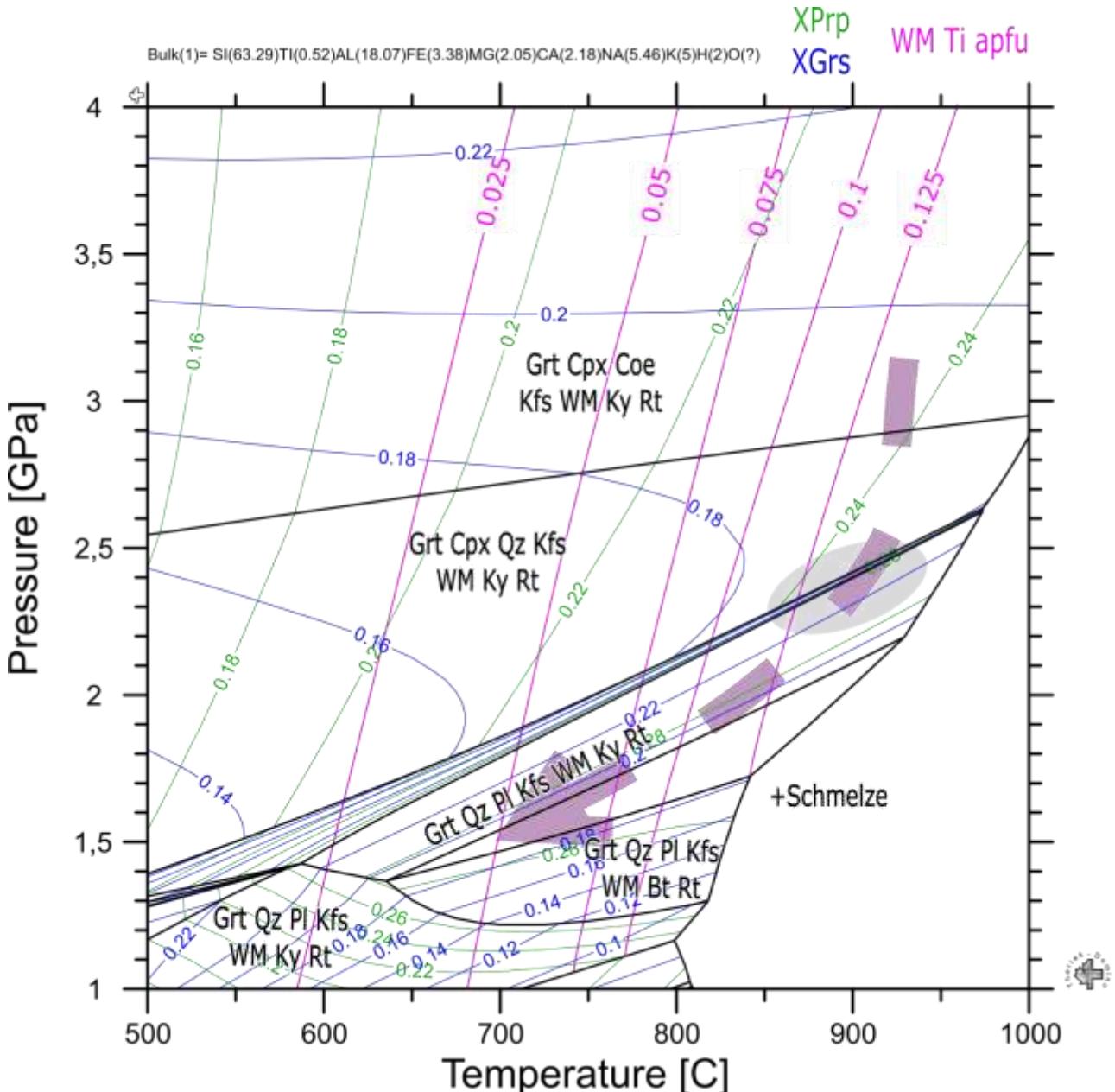


Abbildung 57: Phasendiagramm für die Diamant-führende granulitische Gneis-Probe SDB5.

Das Diagramm zeigt Isoplethen für Grossular, Pyrop und Ti-in-Hellglimmer. Aus der Granat-Chemie gehen die gleichen PT-Bedingungen wie für den granulitischen Gneis der Probe SDB19 hervor, die Präsenz von Diamant weist aber auf die UHP-Geschichte hin, die nicht aus der Mineralchemie abzulesen ist.

Eklogite

Die Metabasite lassen ganz überwiegend eine Eklogit-fazielle Geschichte erkennen. Amphibolite ohne klare Hinweise auf eine HP-Geschichte bilden hingegen die Ausnahme. Intensiv untersucht wurden die Eklogite vor allem von SCHMÄDICKE (z.B. 1994), aber um die Saidenbachtalsperre auch von MASSONNE et al. (2007). Die Eklogite zeichnen sich durch relativ grobe Korngrößen und unförmige Granate aus.

Symplektitsäume um Omphacit findet man in fast allen Proben. So ist Omphacit in einigen Proben vollständig durch Plagioklas und Na-armen Klinopyroxen oder Amphibol ersetzt. Auch Phengite werden häufig durch Symplektite aus Plagioklas und Biotit ersetzt. Rutil und Quarz kommen in allen Proben vor. Weiterhin zeichnen sich die Eklogite der UHP-Einheit durch polykristalline Quarzeinschlüsse aus, die als Pseudomorphosen nach Coesit interpretiert werden. Mit der Raman-Sonde nachgewiesen wurde Coesit bisher allerdings nur an der Saidenbachtalsperre (MASSONNE, 2001; O'BRIEN & ZIEMANN, 2008). Das Vorkommen von Coesit-Pseudomorphosen als Hinweis auf ehemalige UHP-Bedingungen ist bei den Eklogiten deutlich weiter verbreitet als bei den felsischen Gesteinen. So finden sich Pseudomorphosen nach Coesit zum Beispiel auch bei Ansprung (SCHMÄDICKE, 1994), und konnten von uns neu bei Voigtsdorf und Haselbach (Abbildung 58) beschrieben werden. Letztere beiden Vorkommen sind insofern bedeutend, da sie im östlichen Teil des Saydaer Komplexes vorkommen, sodass die UHP-Metamorphose nicht nur um Saidenbach und Zöblitz verbreitet ist.

Wir haben Eklogite sowohl von der Saidenbachtalsperre als auch eine Probe bei Zöblitz untersucht und stellen die **Probe SDB3** vom Nordufer der Talsperre vor, da sich hier die Granat-Zusammensetzung im Gegensatz zu vielen anderen Proben bei realistischen Bedingungen reproduzieren ließ. Der Eklogit besteht zum überwiegenden Teil aus Granat und Omphacit. Daneben lassen sich auch Quarz, Hellglimmer, Rutil, Calcit, Dolomit, Amphibol und Plagioklas finden. Die letzten beiden kommen in Zusammenhang mit Na-armen Klinopyroxen in Symplektiten vor, die in diesem Schliff allerdings eher selten sind. Ansonsten zeigt die Probe die oben beschriebene, für die UHP-Eklogite typische Textur.

Geochemisch zeichnen sich die Granate durch sehr geringe Almandin-Gehalte zwischen ca. 25 % im Kern und 35 % am Rand aus. Pyrop und Grossular zeigen einen typischen prograden Trend mit zum Rand hin steigenden Pyrop und sinkenden Grossular Anteil (Abbildung 59). Ähnlich wie in Probe SDB19 und den felsischen UHP-Gesteinen ist das Granat-Profil auffallend flach, was die UHP-Eklogite auch von den anderen Typen unterscheidet.

Der Klinopyroxen, sowohl in Einschlüssen als auch in der Matrix zeigt maximale Na-Gehalte von etwa 0,38 *apfu*, der in Symplektiten auf ca. 0,25 *apfu* sinkt. Daneben entstanden relativ Ca-reiche Olivoklase sowie Amphibole mit sehr geringen Si-Gehalten von ca. 6,2 *apfu* (Vgl. Abbildung 27).

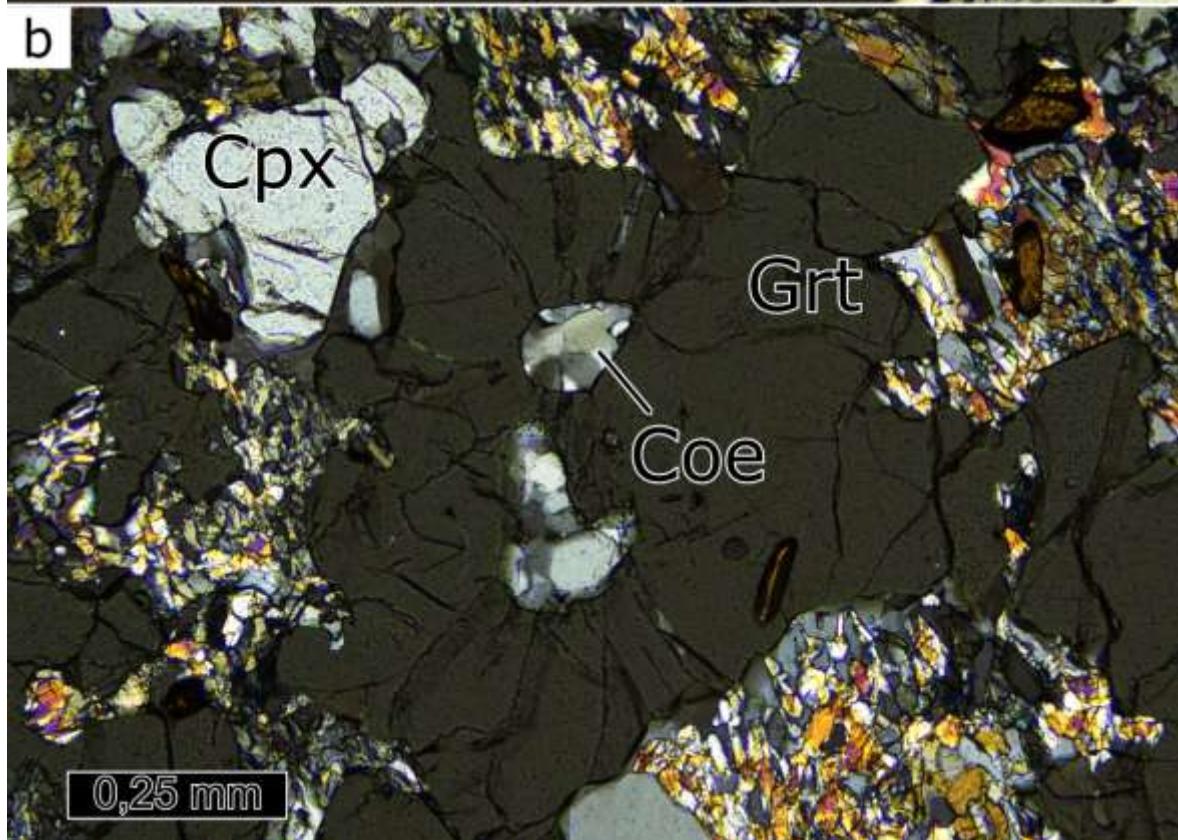
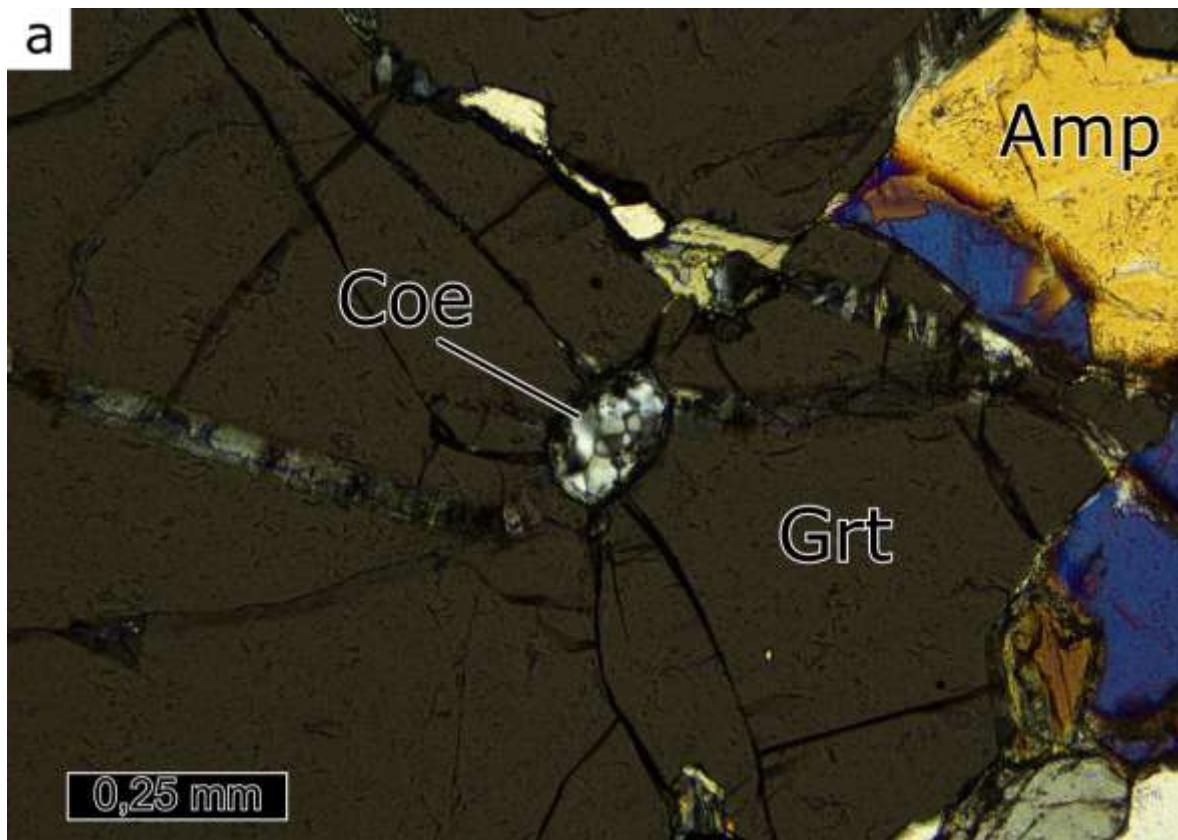


Abbildung 58: Dünnschliffbilder von Eklogiten der OGE-B.

Pseudomorphosen nach Coesit in zwei kreuzpolarisierten Dünnschliffbildern der Proben (a) Sy4 und (b) SDB63.

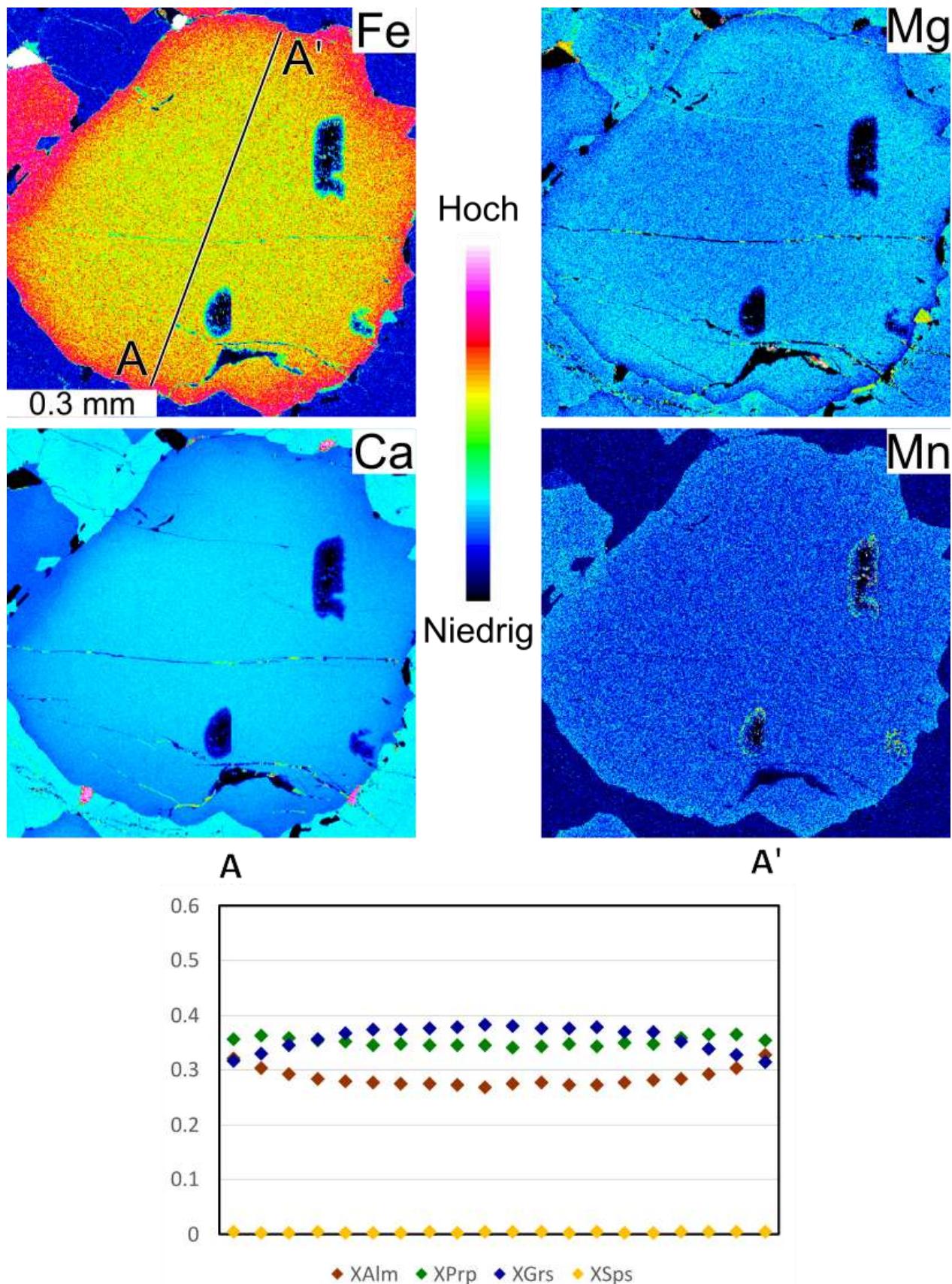


Abbildung 59: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat von Eklogit-Probe SDB3.
Die Karte zeigt die eine flache, aber typische prograde Zonierung der Granate.

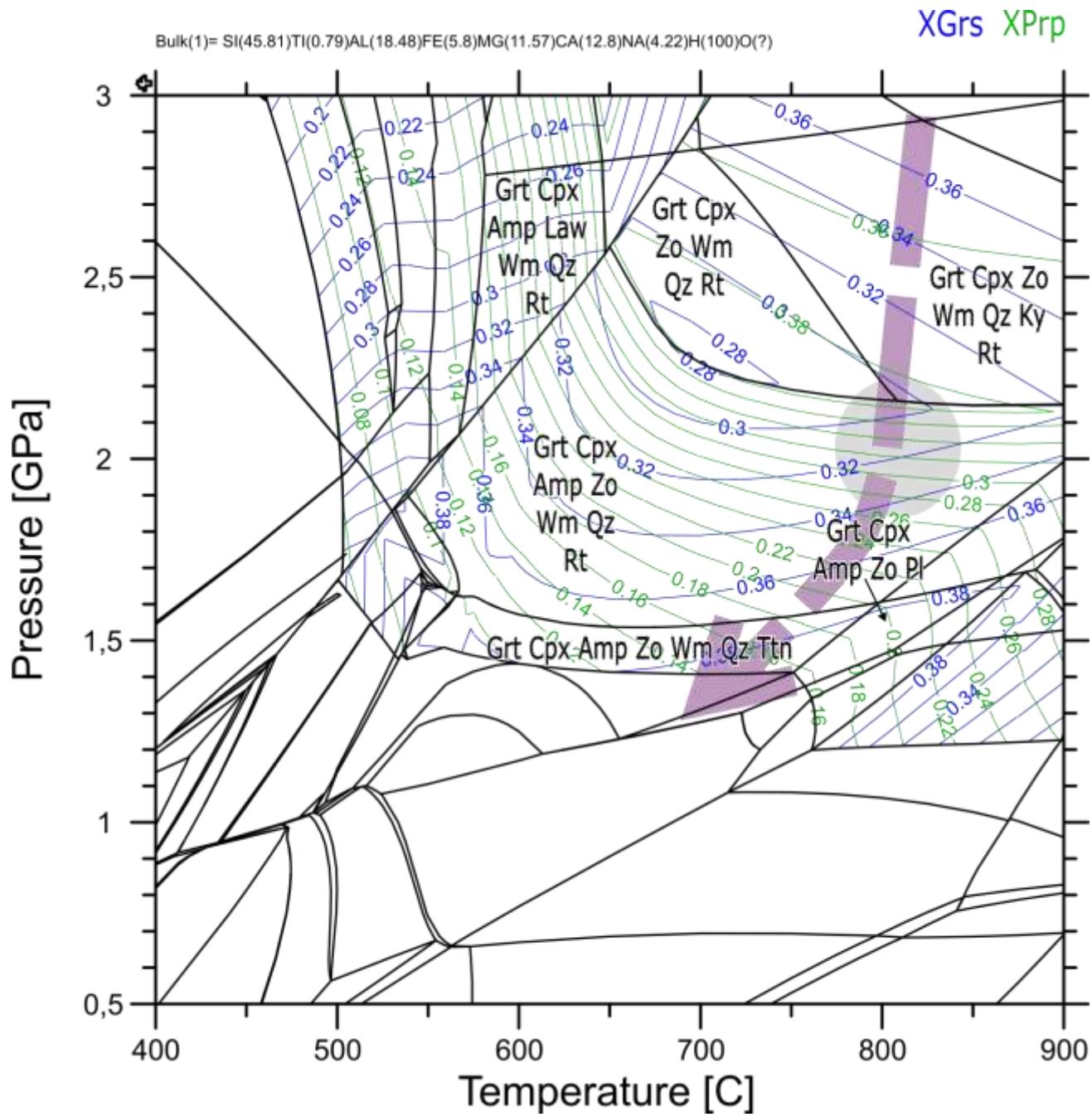


Abbildung 60: Phasendiagramm der Eklogit-Probe SDB3.

Das Diagramm zeigt Isoplethen von Grossular und Pyrop. Während die Kerne der Granate für UHP-Bedingungen sprechen, werden die Granat-Ränder und Klinopyroxene bei den grau indizierten Bedingungen erwartet.

Die Hellglimmer mit mittelmäßig hohen Si- und Ti-Gehalten von unter 3,3 bzw. 0,1 *apfu* sind teilweise in Sympaktite aus Oligoklas und Phlogopit umgewandelt.

Die Zusammensetzung der Granat-Kerne spricht für Bildungsbedingungen bei etwa 3,5 GPa und 800 bis 850 °C unter denen auch Coesit stabil wäre (Abbildung 60). Diese Bedingungen werden allerdings nicht von Klinopyroxen widergespiegelt, dessen Na-Gehalt bei diesen Bedingungen auf ca. 0,45 *apfu* modelliert wird und stattdessen eher zu Drücken von 2 bis 2,5 GPa passt. Es ist durchaus möglich, dass sich dessen Zusammensetzung erst während der Exhumation equilibriert hat, allerdings zeigen

auch die Klinopyroxen-Einschlüsse geringe Na-Gehalte. Ähnliches gilt für Hellglimmer, dessen Zusammensetzung zu ähnlichen Drücken wie Klinopyroxen passen würde. Die Zusammensetzung der Symplektite wiederum spiegelt Bedingungen von 1,5-2 GPa und 750-800 °C wider. Zusammengesetzt ergibt sich dadurch ein fast isothermaler Exhumationspfad.

Serpentinisierte Granat-Peridotite

Neben den UHP-metamorphen mafischen Gesteinen kommen im Süden der Einheit auch serpentinierte Granat-Peridotite vor. Am bekanntesten ist das Vorkommen in Zöblitz, wo das Gestein als "Granat-Serpentinit" abgebaut und verarbeitet wurde. Die anderen Vorkommen zeigen teilweise auch erhaltene Peridotit-Paragenesen. Von diesen haben wir Proben im Seiffenbachgrund südlich von Neuhausen und am Waldgasthof Bad Einsiedel gesammelt und mit der Mikrosonde untersucht. SCHMÄDICK und EVANS (1997) haben Proben bei Zöblitz, Ansprung, und bei Oberlochmühle bearbeitet. Ein weiteres auf der Karte verzeichnetes Granat-Peridotit-Vorkommen bei Hutha, also im oben beschriebenen Granulitband, konnten wir nicht finden. Laut SCHMÄDICK und EVANS (1997) zeigen die ultramafischen Gesteine Bedingungen von 3-3,5 GPa und 850-900 °C an, wobei diese auch von Granat-Pyroxeniten und Granatiten in den Vorkommen von Ansprung bzw. Zöblitz bestätigt werden.

Die **Probe Ol16** stammt von Neuhausen und wird durch große Granate in einer Matrix aus feinkörnigen Klinopyroxen, Orthopyroxen und Olivin charakterisiert (Abbildung 61), die von einem Netzwerk von Serpentin mit etwas Magnetit durchzogen wird. An einigen Stellen lässt sich auch retrograder Orthoamphibol identifizieren. Die hohe Mg# dieser Gesteine spiegelt sich in der Zusammensetzung der Minerale wider. So haben die Granate über 70 % Pyrop (Abbildung 62). Daneben ist auch die Cr-Konzentration mit bis zu 0,1 *apfu* sehr hoch. Orthopyroxen ist auffallend Al-arm, mit Gehalten herab bis zu 0,03 *apfu*, was in dieser Paragenese ein sicheres Anzeichen von UHP-Bedingungen ist.

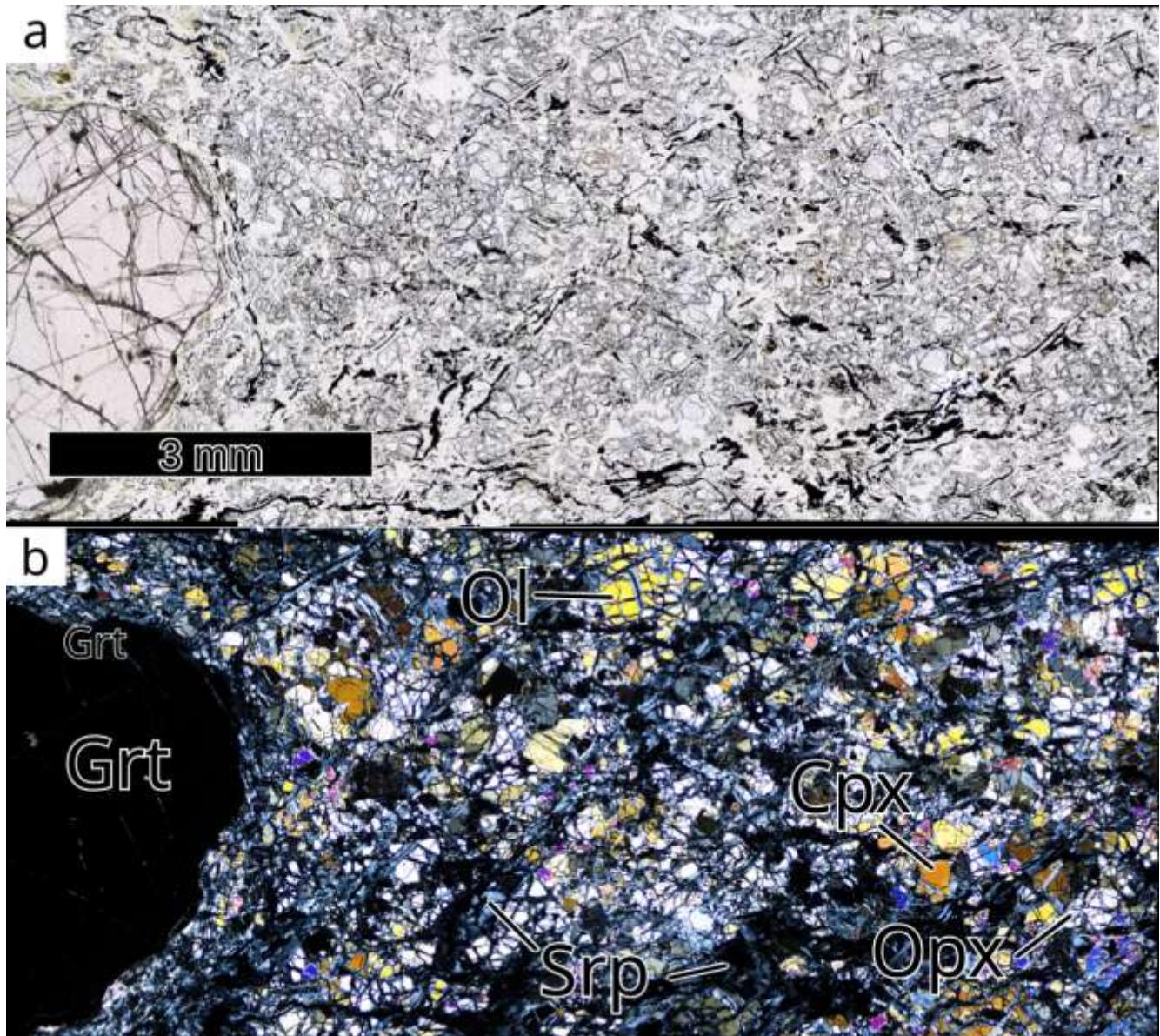


Abbildung 61: Dünnschliffbilder der serpentinierten Granat-Peridotit-Probe Ol16.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Die typische Mineralogie des Granat-Peridotites ist noch weitgehend erhalten und wird nur lokal durch Serpentin ersetzt.

Die **Probe Ol14** aus Bad Einsiedel zeigt eine identische Paragenese und ganz ähnliche Mineralzusammensetzungen. Für Ultramafite existieren eine Reihe Thermobarometer, wobei die Granat-gepufferte Al-Konzentration in Orthopyroxen eine Schlüsselrolle für die Druckbestimmung hat. Eine Reihe von Fe-Mg-Austausch-Reaktionen zwischen den Silikaten sind temperaturabhängig. Für alle diese Reaktionen existieren mehrere gute Kalibrationen. Dagegen modellieren intern-konsistente Datenbanken den Fe-Mg-Austausch zwischen Klinopyroxen und Granat bei diesen extremen Bedingungen nicht sehr gut.

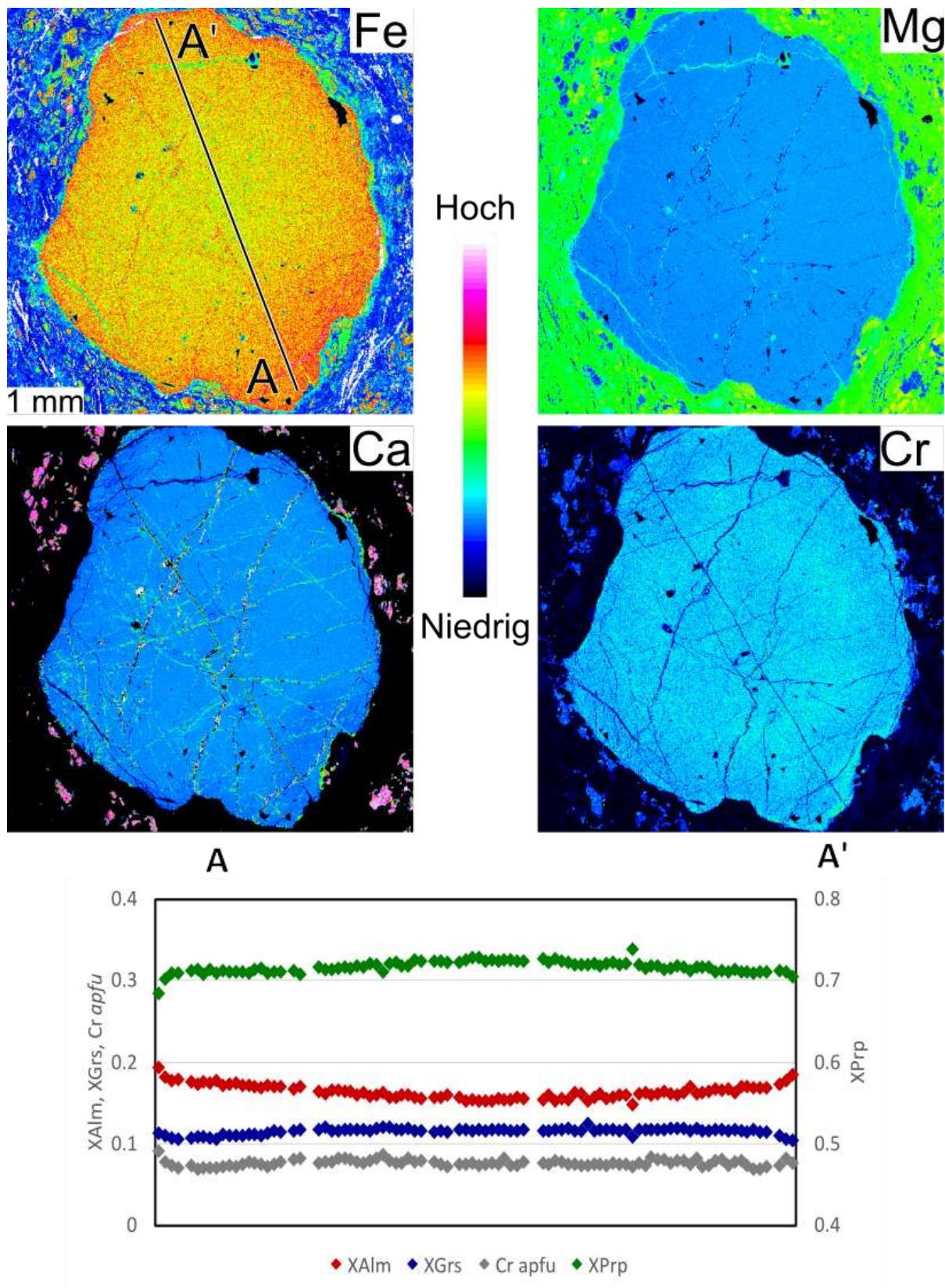


Abbildung 62: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der serpentinierten Granat-Peridotit-Probe Ol16.

Der Granat ist deutlich Mg-reicher als in allen anderen Proben und hat fast kein Mn. Konzentrations-schwankungen innerhalb eines Kernes sind nur gering.

Wir haben ein Phasendiagramm für Probe Ol14 gerechnet (Abbildung 63). Dieses bildet die Paragenesenverteilung robust ab und zeigt Al-in-OPX-Isoplethen, die mit experimentellen Kalibrationen konsistent ist. Direkte thermobarometrische Bestimmungen durch die Benutzung verschiedener Fe-Mg-Austausch-Thermometer (Grt-Cpx; Grt-Opx; Opx-Cpx) und verschiedener Al-in-Opx-Barometer ergibt für die Proben Ol16 und Ol14 Bedingungen von 4 GPa und 950 °C, also etwas höher als von SCHMÄDICKE & EVANS (1997) postuliert. Das sind deutliche UHP-Bedingungen.

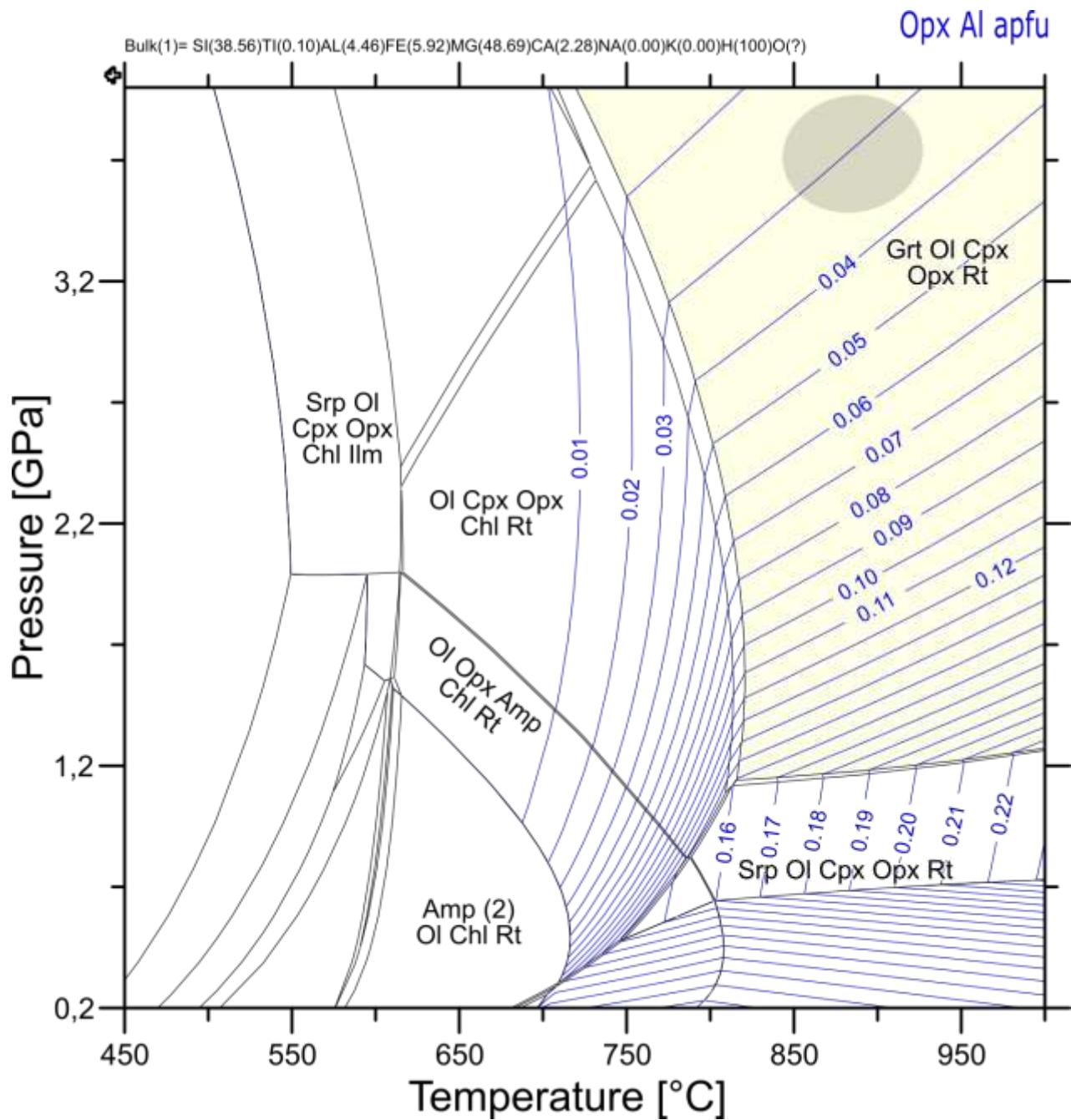


Abbildung 63: Phasendiagramm für die serpentinisierte Granat-Peridotit-Probe Ol14 mit Isoplethen für den Al-Gehalt in Orthopyroxen.

Die grau indizierten Bedingungen ergeben sich sowohl für Probe Ol14 als auch Probe Ol16.

5.3 Glimmerschiefer-Einheit (GSE)

Die GSE ist die unterste Einheit der Schieferhülle des Erzgebirges und umschließt die Gneise im Nordwesten- und Südwesten. Dabei erreicht sie ihre größte Mächtigkeit im Nordwesten im Bereich von Zschopau, bevor sie knapp westlich vom Flöhatal verschwindet. Glimmerschiefer weiter östlich werden dem Glimmerschieferzug von Langenstriegis zugeordnet, der sich zum Beispiel durch das Vorkommen von Staurolith von der Glimmerschiefer-Einheit unterscheidet. Die Verbindung dieses Zuges zur größeren Glimmerschiefer-Einheit diskutieren wir nicht.

In die Glimmerschiefer sind Gneisareale eingeschaltet, die überwiegend aus mgns bestehen. Diese werden aufgrund ihrer unterschiedlichen Protolith und PT-Bedingungen als eigene tektonische Decke GSE-B abgegrenzt.

5.3.1 Glimmerschiefer-Einheit A (GSE-A)

Die GSE-A wird von Glimmerschiefern dominiert. Daneben lassen sich aber auch quarzitische, mafische und kalksilikatische Gesteine finden. Protolith dieser Gesteine sind ordovizische Sedimente, wie sie beispielsweise im Schwarzburger Sattel gefunden werden. Diese pelitischen Protolithen werden von MINGRAM (1996) in Feldspat-freie, Feldspat-führende und Graphit-führende Gesteine unterteilt, die Gesteinen der Frauenbach-, Phycoden- und Gräfenthal-Gruppe entsprechen. Die damit einhergehenden Unterschiede in der Gesamtgesteinschemie führen zu leichten Unterschieden in der Mineralogie der Glimmerschiefer. Vor allem die Gesteine der Frauenbacher-Gruppe zeichnen sich durch hohe K/Na-Verhältnisse aus und lassen sich dadurch als Protolith auch in den höher metamorphen Gesteinen erkennen.

Außerdem ist Amphibolit ein typischer Metabasit für die GSE-A. Die Gesteine enthalten neben Amphibol viel Plagioklas und Epidot sowie Granat, Biotit und Apatit in wechselnden Mengen. Häufig formen die Plagioklase charakteristische Blasen, die orientierte Einschlüsse von Amphibol und vor allem Epidot enthalten (Abbildung 64a). Auch um die Phyllit-Scholle von Hermsdorf sind die Glimmerschiefer und Phyllite mit solchen Amphiboliten assoziiert (Abbildung 64b). Die PT-Geschichte der Metabasite der GSE-A wurde bisher noch nicht untersucht.

Ein Vorkommen von Glimmerschiefer haben wir in einem Aufschluss im Wolfsgrund nordwestlich von Dorfchemnitz gefunden. Es liegt als isolierte Scholle innerhalb der OGE-A nördlich des Saydaer Gneis-Komplexes. Die für die GSE-A typische Kombination von Glimmerschiefern und Amphiboliten mit den charakteristischen Plagioklas-Blasten lässt uns hier eine Scholle der Glimmerschiefer-Einheit erkennen. Daneben kommen aber auch Granat-freie, Blau- bis Grünschiefer und Phyllit-ähnliche Gesteine vor (Abbildung 65 und Abbildung 101).

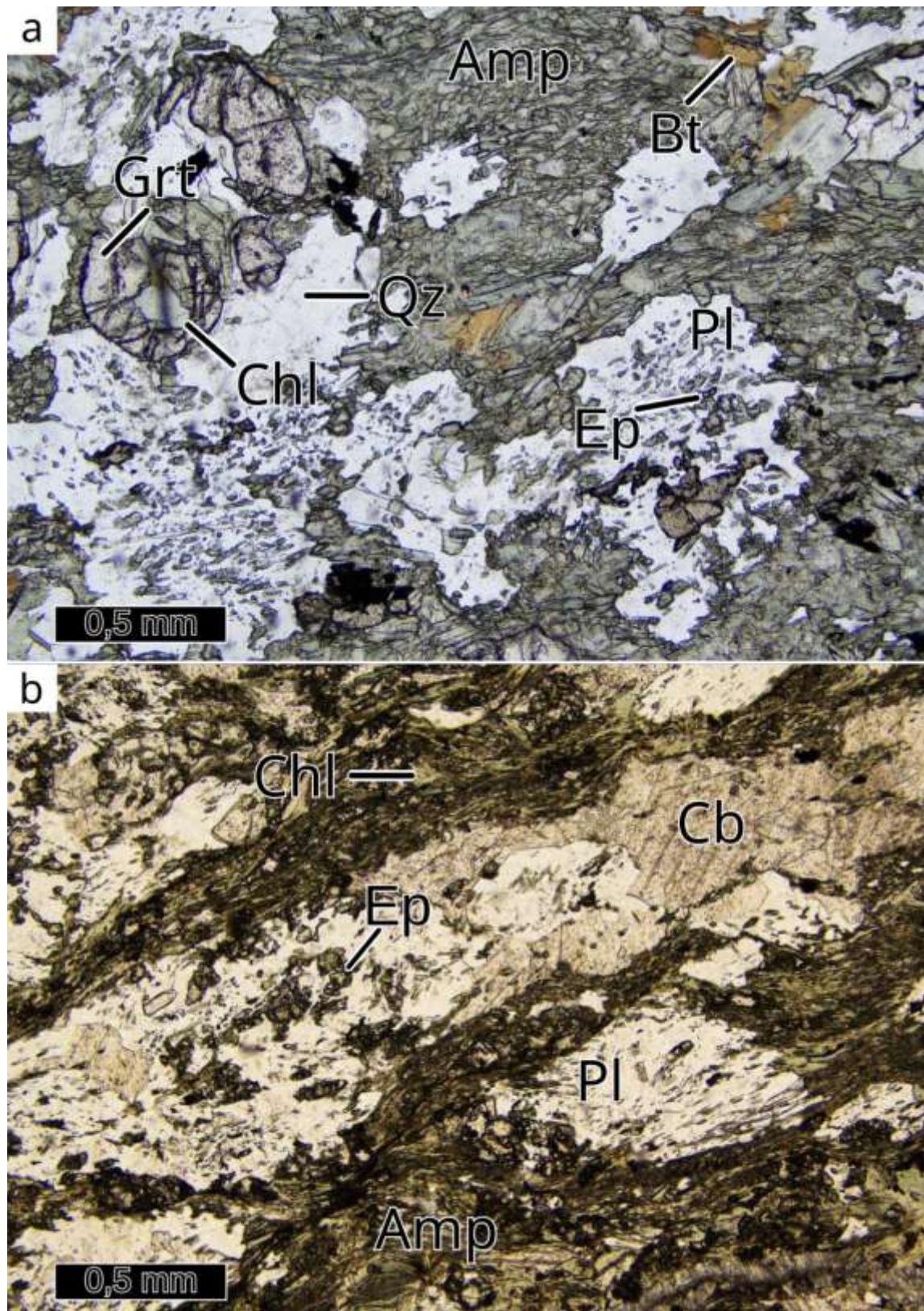


Abbildung 64: Einfach polarisierte Dünnschliffbilder typischer Amphibolite der GSE-A aus der Sammlung des LfULG.

Die Probenummern sind (a) 138_198 und (b) 118_180. Typisch sind neben Amphibol auch Plagioklas, Epidot und Chlorit, die in Metabasiten der OGE nur selten Teil der Peak-Paragenese sind.

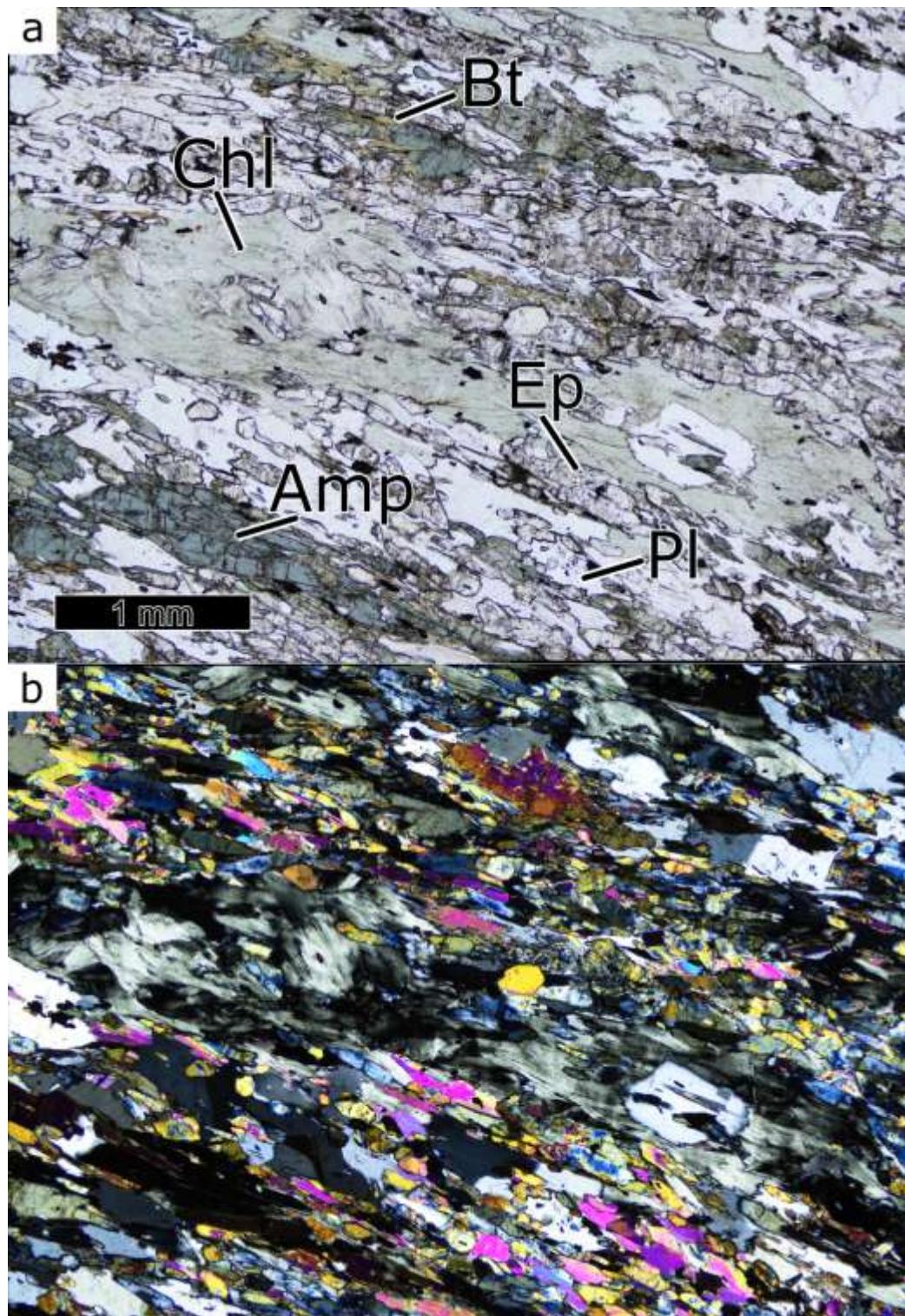


Abbildung 65: Dünnschliffbilder der Amphibolit-Probe EE17 aus Wolfsgrund.

a) Einfach und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Die Mineralogie gleicht der von anderen Proben der GSE-A (Abbildung 64).

5.3.1.1 Detaillierte Probenbeschreibung und metamorphe Geschichte

Glimmerschiefer

Einige Autoren haben sich mit der PT-Geschichte der Glimmerschiefer beschäftigt und Blauschieferfazielle Peakdruck-Bedingungen ermittelt. RÖTZLER et al. (1998) haben sich dabei vor allem auf die deutsche Seite fokussiert und sowohl Glimmerschiefer der NW- als auch der SW-Flanke untersucht. Die Autoren konnten dabei Mindestwerte für ein Maximum von 1,2 GPa und ca. 500 °C feststellen. Während der Exhumation stiegen die Temperaturen auf teilweise über 600 °C bei 0,7-0,8 GPa. Einige Muskovit-Ränder und Chlorite sollen schließlich bei PT-Bedingungen von ca. 0,3 GPa und 450 °C gewachsen sein (RÖTZLER & PLESSEN, 2010). Gleiche Maximaldrücke bei etwas höheren Temperaturen von 560-590 °C wurden auch von FRIEDEL (2007) für Glimmerschiefer bei der Scholle von Hermsdorf ermittelt.

Der Srni-Glimmerschiefer im Liegenden der Klinovec-Struktur unterscheidet sich von den PT-Daten, die RÖTZLER et al. (1998) für die GSE-A ermittelt haben. Neben etwas höheren maximalen PT-Bedingungen von ca. 1,5 GPa und 570 °C (KONOPÁSEK, 2001), fehlt hier auch ein Temperaturanstieg während der Exhumation.

Noch höhere Metamorphose-Grade wurden von JOUVENT et al. (2022) berechnet, deren Glimmerschiefer-Proben allerdings von südwestlich des Eibenstock-Granites herkommen. Zwar konnten diese Autoren auch PT-Bedingungen von ca. 580 °C und 1,5 GPa für die Glimmerschiefer feststellen. Allerdings argumentieren JOUVENT et al. (2022), dass die äußeren Ränder der Granate erst bei ca. 2-2,2 GPa und ähnlichen Temperaturen gewachsen sind. Diese Bedingungen passen eher zur GSE-B (siehe unten). Klare Argumente, dass diese HP-Bedingungen auch weit verbreitet in Glimmerschiefern des eigentlichen Erzgebirges sind, wurden dabei nicht genannt (JOUVENT et al., 2022).

Die von uns untersuchte **Probe EE15** stammt aus der Glimmerschiefer-Scholle vom Wolfsgrund und besteht aus Quarz, Granat, Hellglimmer und Paragonit, Chlorit, Rutil und geringen Mengen Plagioklas (Abbildung 66). Daneben kommt Chloritoid als Einschluss in Granaten vor. Im Gegensatz zu Glimmerschiefern der OGE-B sind die Hellglimmer wesentlich dünnplattiger und bilden fast nie alleinstehende Kristalle. Die Granate zeigen variable Korngrößen, werden dabei bis über 5 mm groß und zeigen häufig eine idiomorphe Form. Ob Chlorit erst während der retrograden Entwicklung gewachsen ist, ist schwer zu erkennen. So findet man ihn meist um Granat, aber er ersetzt diesen nicht. Plagioklas ist auf Druckschatten von Granat beschränkt, wo er mit feinkörnigen Hellglimmern verwachsen ist.

Die Granate zeichnen sich durch Almandin-Gehalte von über 70 % aus. Typisch sind Ca- und Mn-reiche Kerne und Mg-reiche Ränder (Abbildung 67). Si- und Ti-Gehalte in Hellglimmer sind relativ gering mit ca. 3,25 und 0,03 apfu. Chloritoid zeigt zum Teil geringe Mg# von unter 0,25, während diese in Chlorit bei ca. 0,52 liegt. Unsere Plagioklasanalysen zeigen albitische bis oligoklastische Zusammensetzung.

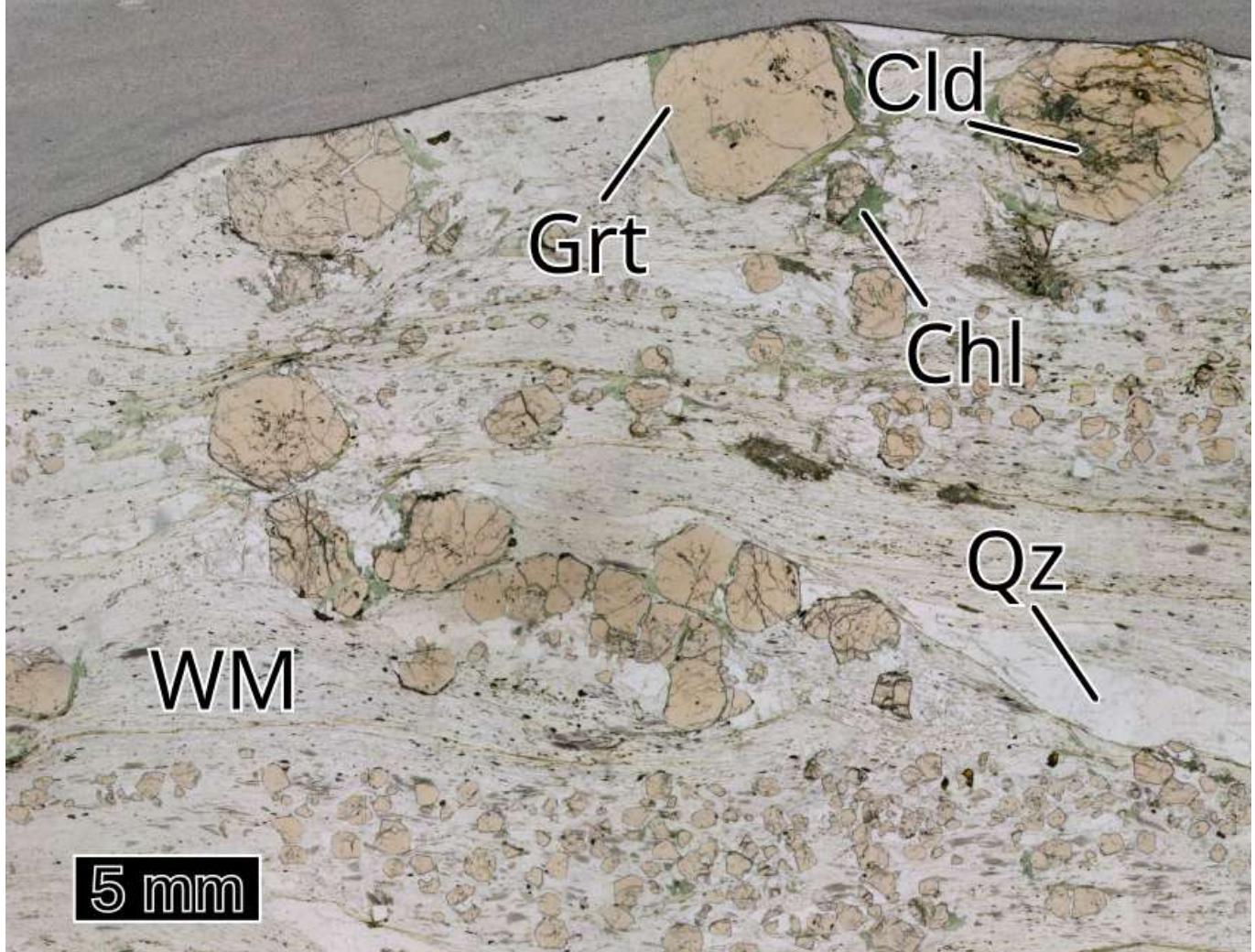


Abbildung 66: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild des Granat-Glimmerschiefers EE15.

Chloritoid ist in Einschlüssen in Granat erhalten.

Ähnlich wie in der Granat-Glimmerschiefer-Probe AB4 aus dem Augustusburger Komplex ist die Paragenese Quarz, Granat, Hellglimmer und Paragonit gepuffert, sodass innerhalb dieses entsprechenden Stabilitätsfeldes die Mineralzusammensetzung konstant modelliert ist (Abbildung 68). Anders ist es, wenn man Chlorit als Teil der Paragenese sieht und nicht nur als retrogrades Mineral. Dadurch ergibt sich ein relativ kleines Stabilitätsfeld bei um 1,2 GPa und 550 °C; Bedingungen wie sie auch von RÖTZLER & PLESSEN (2010) für die GSE angegeben werden. Sowohl die Chlorit- als auch die Granat-Zusammensetzung passen zu diesen Bedingungen. Ohne Chlorit wären die PT-Werte mit ca. 1,7 GPa und 650 °C deutlich höher. Allerdings würde man hier höhere Pyrop-Gehalte im Granat erwarten. Die Bildung von Chloritoid ist Folge der Na-armen Gesamtgesteinss Zusammensetzung, bezeugt aber auch eine kühle prograde Metamorphose. So zeigt seine geringe Mg# Bildungstemperaturen von unter 500 °C an.

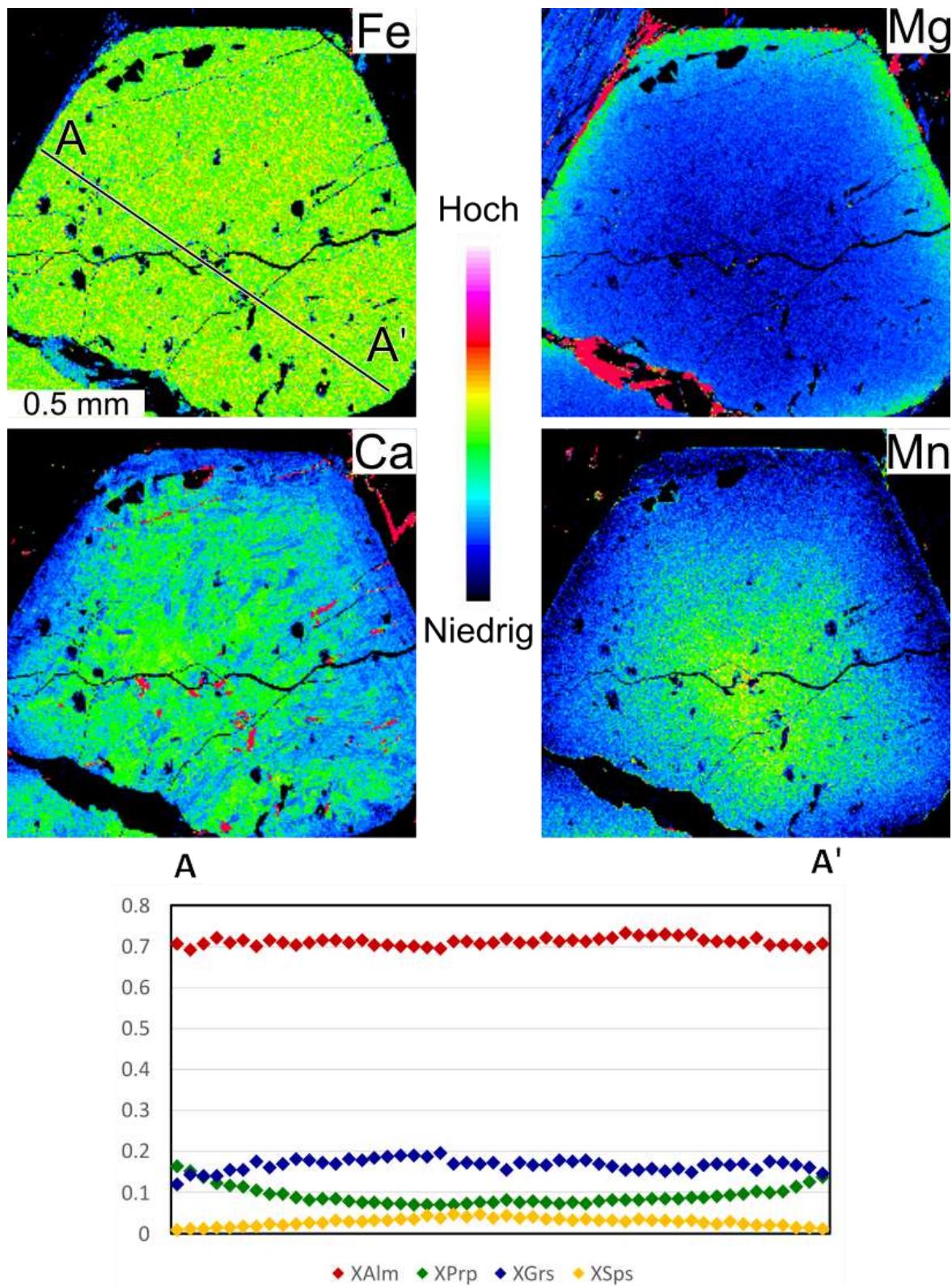


Abbildung 67: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Granat-Glimmer-schiefer-Probe EE15.

Die sehr Almandin-reichen Granate zeigen eine typische prograde Zonierung.

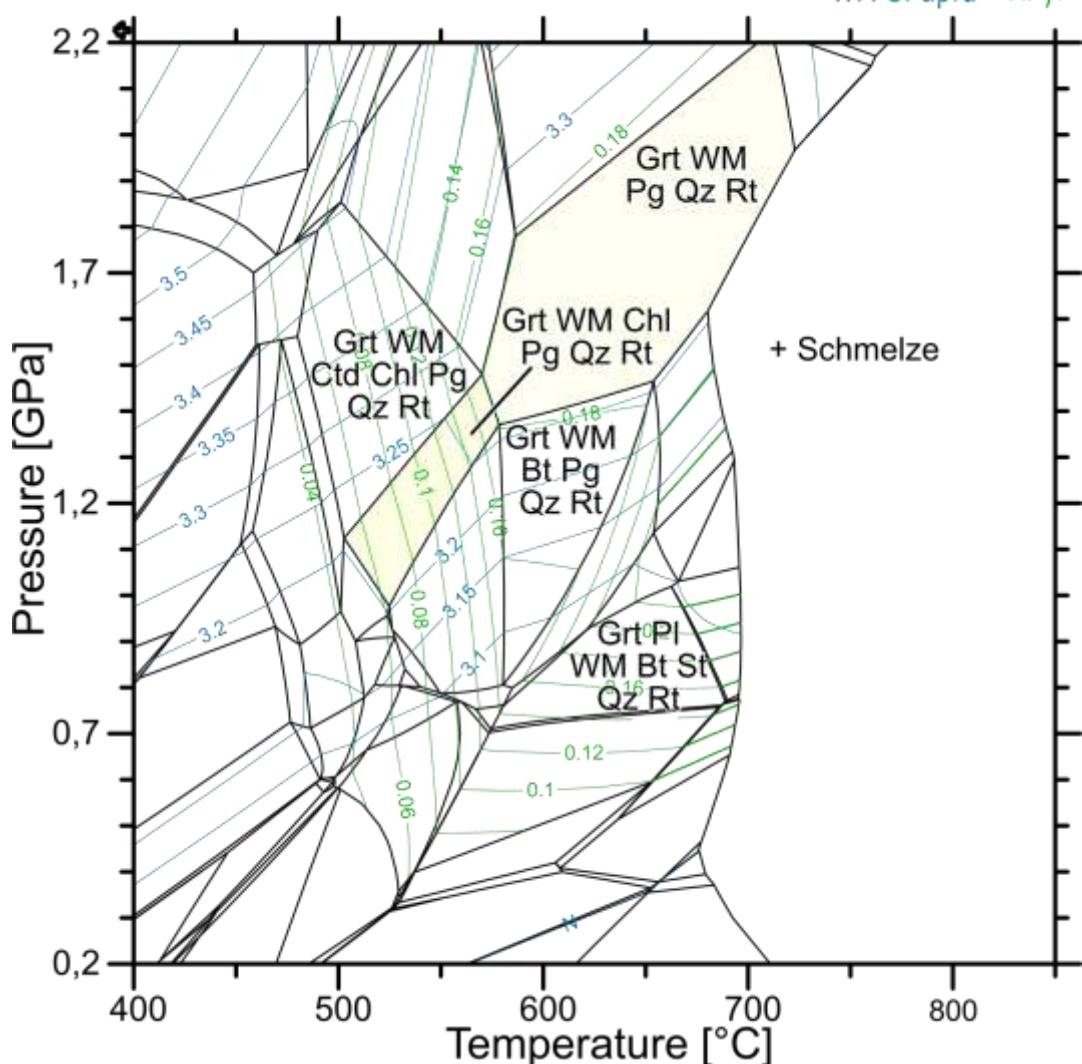


Abbildung 68: Phasendiagramm der Granat-Glimmerschiefer-Probe EE15 mit Isoplethen von Pyrop und Si-in-Hellglimmer.

Je nachdem ob man Chlorit als Teil der Peak-Paragenese oder nur als retrogrades Mineral sieht, ergeben sich verschiedene, gelb markierte Stabilitätsfelder. Innerhalb des Chlorit-freien Feldes finden keine Austauschreaktionen statt, sodass die Mineralchemie konstant ist.

Amphibolit

Ähnliche Bedingungen konnten wir für die **Probe EE14** ermitteln. Hierbei handelt es sich um einen Granat-Epidot-Amphibolit mit relativ viel Plagioklas und einigen großen Apatit-Blasten. Manche Domänen führen auch retrograd gebildeten Chlorit. Die Granate fallen sofort durch ihre ausgeprägte Schnellballstruktur auf (Abbildung 69) und zeigen Einschlüsse von Quarz und Epidot. Auch der albitische Plagioklas ist reich an Epidot-Einschlüssen, die schräg zur Schieferung des Gesteins ausgerichtet sind. Die pargasitische Hornblende, welche die Matrix stark dominiert, fehlt als Einschlüsse in Granat und Albit.

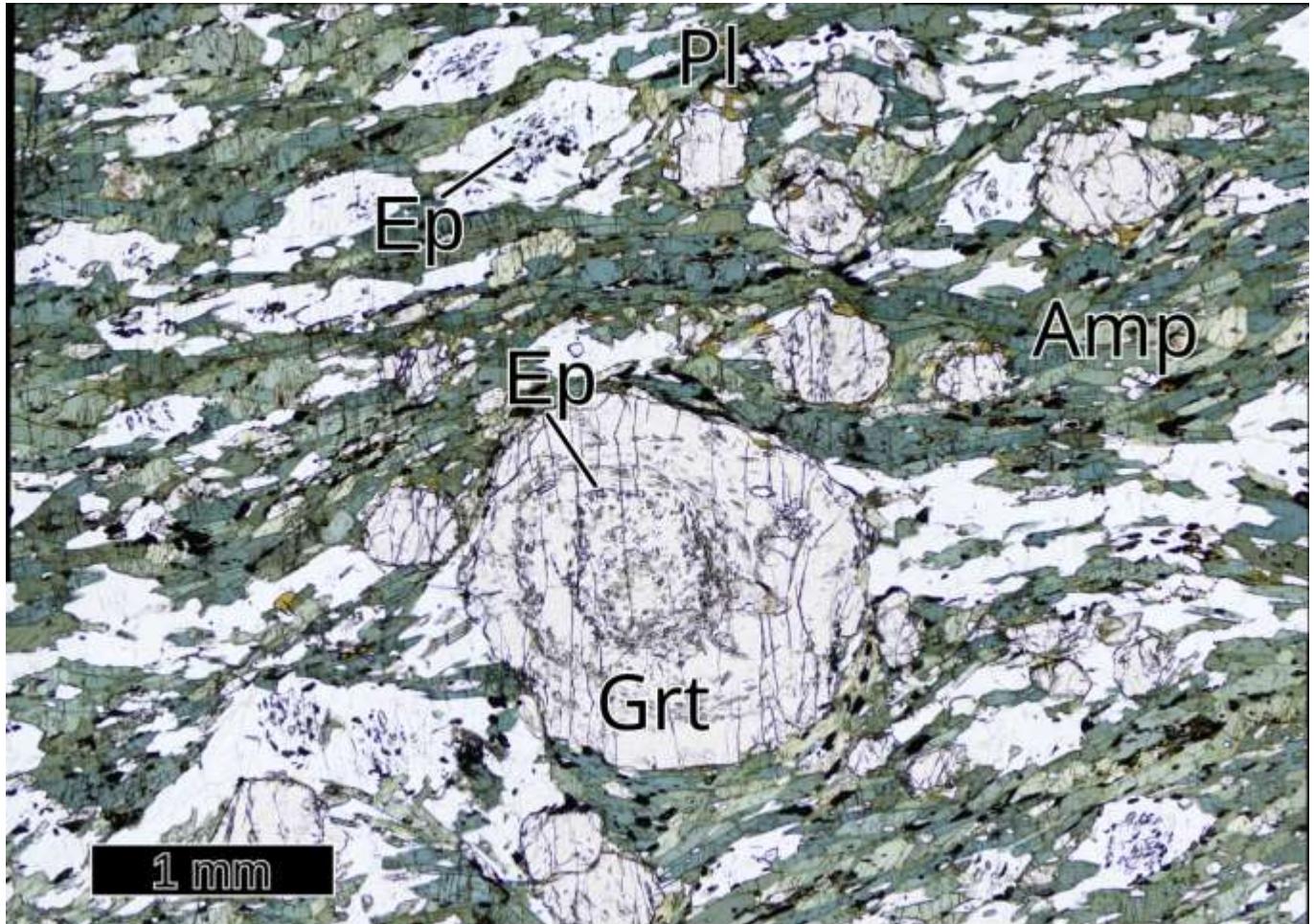


Abbildung 69: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Amphibolit-Probe EE14b.

Das Bild zeigt typischen Schneeball-Granat. Epidot kommt als Einschluss in Granat und Plagioklas vor.

Chemisch unterscheiden sich die Granate von allen anderen analysierten Proben durch sehr hohe Spessartin-Gehalte von über 40 % in den Kernen (Abbildung 70). Typisch für prograd wachsende Granate sinkt der Spessartin-Gehalt zum Rand hin stark ab. Dabei steigt das Verhältnis von Pyrop zu Almandin und das Verhältnis von Almandin zu Grossular.

Allein die Paragenese eines Epidot-führenden Amphibolites spricht bereits für eher kalte Bedingungen unterhalb der Eklogit-Fazies. Die Granate, die in Amphiboliten oft eher höhere Temperaturen widerspiegeln, sind vermutlich durch ihre hohen Spessartin Gehalte bei relativ geringen Bedingungen stabil. Diese erschweren allerdings die thermodynamische Modellierung des Gesteins, da Granate sich am besten als drei Komponentensystem aus Grossular, Pyrop und Almandin modellieren lassen. Hinzu kommt das Vorhandensein von Epidot als Indikator für bedeutende Anteile an Fe³⁺, sowie die generelle Schwierigkeit Amphibole akkurat zu modellieren.

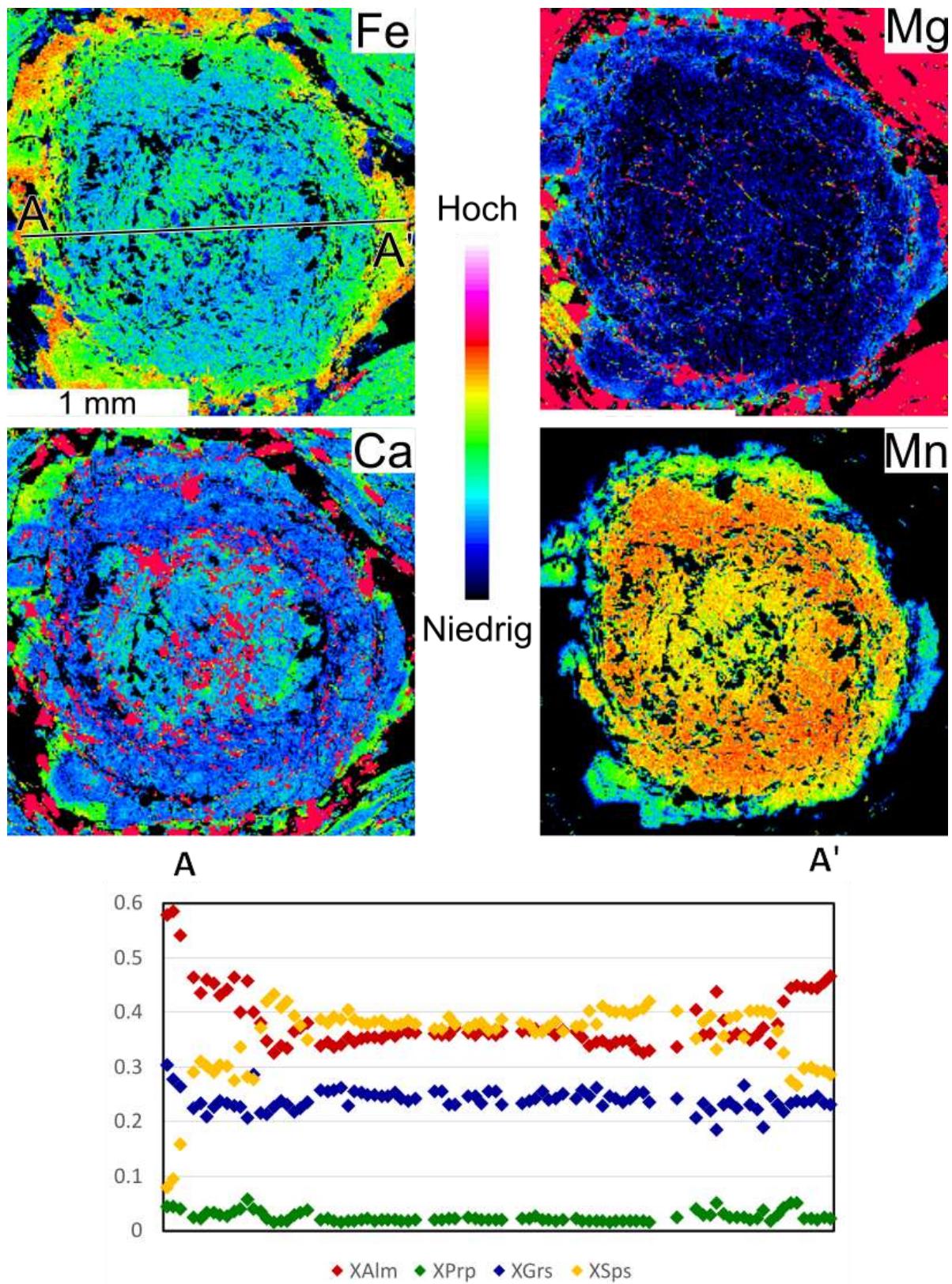


Abbildung 70: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Amphibolit-Probe EE14b.

Der Granat zeichnet sich durch besonders hohe Mn-Gehalte aus, die eine Modellierung der Bildungsbedingungen erschweren.

Mit diesen Unsicherheiten im Kopf, stimmen die Ergebnisse unserer Modellierung gut mit denen von EE15 überein (Abbildung 71). Sowohl die Paragenese, die Zusammensetzung der Amphibole als auch der Plagioklase passen gut zu Bedingungen von 1,2 GPa und 550 °C. Das sind Blauschiefer-fazielle Metamorphose-Bedingungen. Die hohen Spessartin-Gehalte in Granat konnten wir nicht reproduzieren, wodurch auch die anderen Granat-Endglieder anders als gemessen sind. Allerdings spricht der hohe Ca-Gehalt im Granat für höhere P/T Verhältnisse beim prograden Wachstum. Dazu passt auch, dass der Albit zu einem relativ späten Zeitpunkt gewachsen ist, da er reich an Epidot Einschlüssen ist.

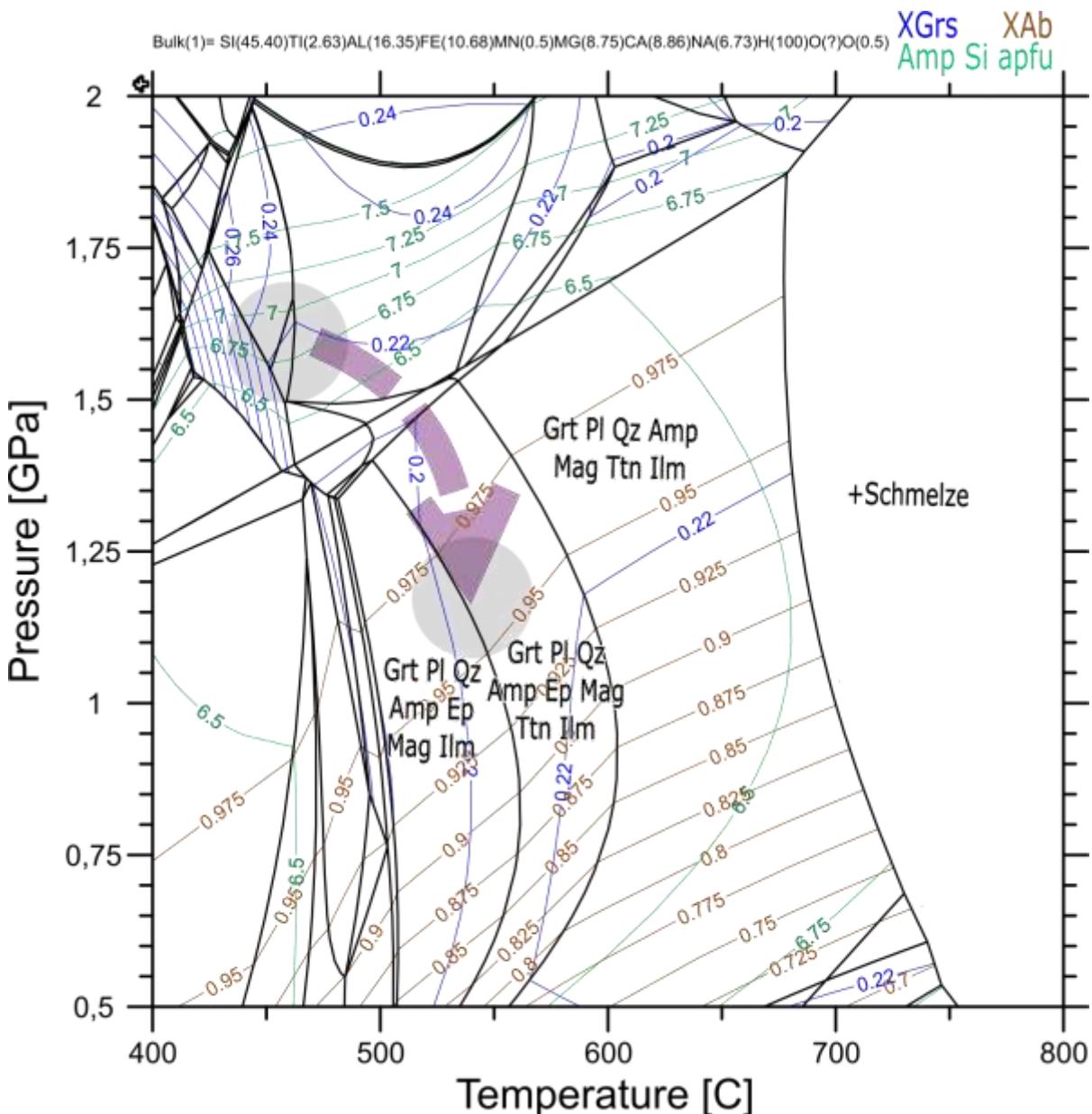


Abbildung 71: Phasendiagramm von Amphibolit-Probe EE14b, das Isoplethen von Grossular, Albit und Si-in-Amphibol zeigt.

Aufgrund der unbekannten Sauerstofffugazität und der hohen Mn-Gehalte sind die PT-Bedingungen weniger gut gesichert als in anderen Proben.

5.3.2 Glimmerschiefer-Einheit B (GSE-B)

Die GSE-B besteht hauptsächlich aus mgns neben Augengneisen, Eklogiten und nur seltenen Glimmerschiefern, die alle Eklogit-fazielle Metamorphose-Bedingungen erfahren haben.

Bei den Protolithen dominieren in der GSE-B Magmatite über die Pelite und Quarzite. Nahezu alle Orthogesteine zeigen die für die Rotgneise typischen Protolithalter von 470-500 Ma. Eine Ausnahme bildet ein feinkörniger Biotit-Gneis bei Pöhla, dessen Protolithalter von > 540 Ma eher den Oberen Graugneisen entspricht (TICHOMIROWA, 2002). Außerdem kommen mit den *dichten Gneisen* auch immer wieder Metagrauwacken in den von Orthogneisen dominierten Bereichen vor.

Im Süden der Glimmerschiefer-Einheit sind mehrere Rotgneis-Komplexe in die GSE-A eingeschaltet: Die Medenec-, die Klinovec- und die Oberwiesenthaler Struktur. KONOPÁSEK (2001) hat Glimmerschiefer-Einschaltungen in die Gneise innerhalb der Klinovec- und Medenec-Strukturen als auch Glimmerschiefer unterhalb der Strukturen untersucht und PT-Bedingungen von 600 °C und 1,4 GPa ermittelt. Das entspricht Eklogit-faziellen Bedingungen und unterscheidet sich deutlich von den PT-Bedingungen der GSE-A. Seine Ergebnisse ließen ihn schließen, dass die beiden Strukturen Teil einer Decke sind, welche auf die Glimmerschiefer geschoben wurde. Dies spricht gegen die Interpretation von SCHMÄDICKE et al. (2018), die die Medenec-Struktur der HP-unit 2, also unserer OGE-A, zuordnen. Der Interpretation von KONOPÁSEK und SCHULMAN (2005) folgend, sehen wir jedoch die Klinovec- und Medenec-Strukturen auch als Teil einer separaten Decke, unserer GSE-B.

Der prominenteste Teil der GSE-B auf deutscher Seite ist ein ca. 3 km breiter Streifen der Oberwiesenthal-Struktur. Nordwestlich von Oberwiesenthal wird die GSE-B schmäler und macht einen Bogen um den Gneisdom von Schwarzenberg, wo sie noch durch das Auftreten von Eklogiten bis etwa Schwarzenberg identifiziert werden kann (Abbildung 72).

Schließlich zieht sich ein dünnes Band von mgns nach Nordosten bis Augustusburg. Allerdings fehlen in diesem nördlichen Band Metabasite, welche die Eklogit-faziellen Bedingungen dieses Teils bestätigen könnten. Da das Vorkommen von Rhyolithen innerhalb von Sedimenten durchaus möglich ist, könnten die Gneise auch Metarhyolithe innerhalb der GSE-A sein, statt einer darüberliegenden tektonischen Decke. Somit lässt es sich aufgrund der Aufschlusslage nicht ausschließen, dass die Eklogit-fazielle GSE-B nur bis Schwarzenberg reicht. Im Kapitel 6 folgen wir älteren Interpretationen dieser geologischen Situation, dass die GSE-B im Kern einer Synklinale mit nach Norden ansteigender Achse liegt, was ein Ausheben der Einheit nach Norden erklären würde.

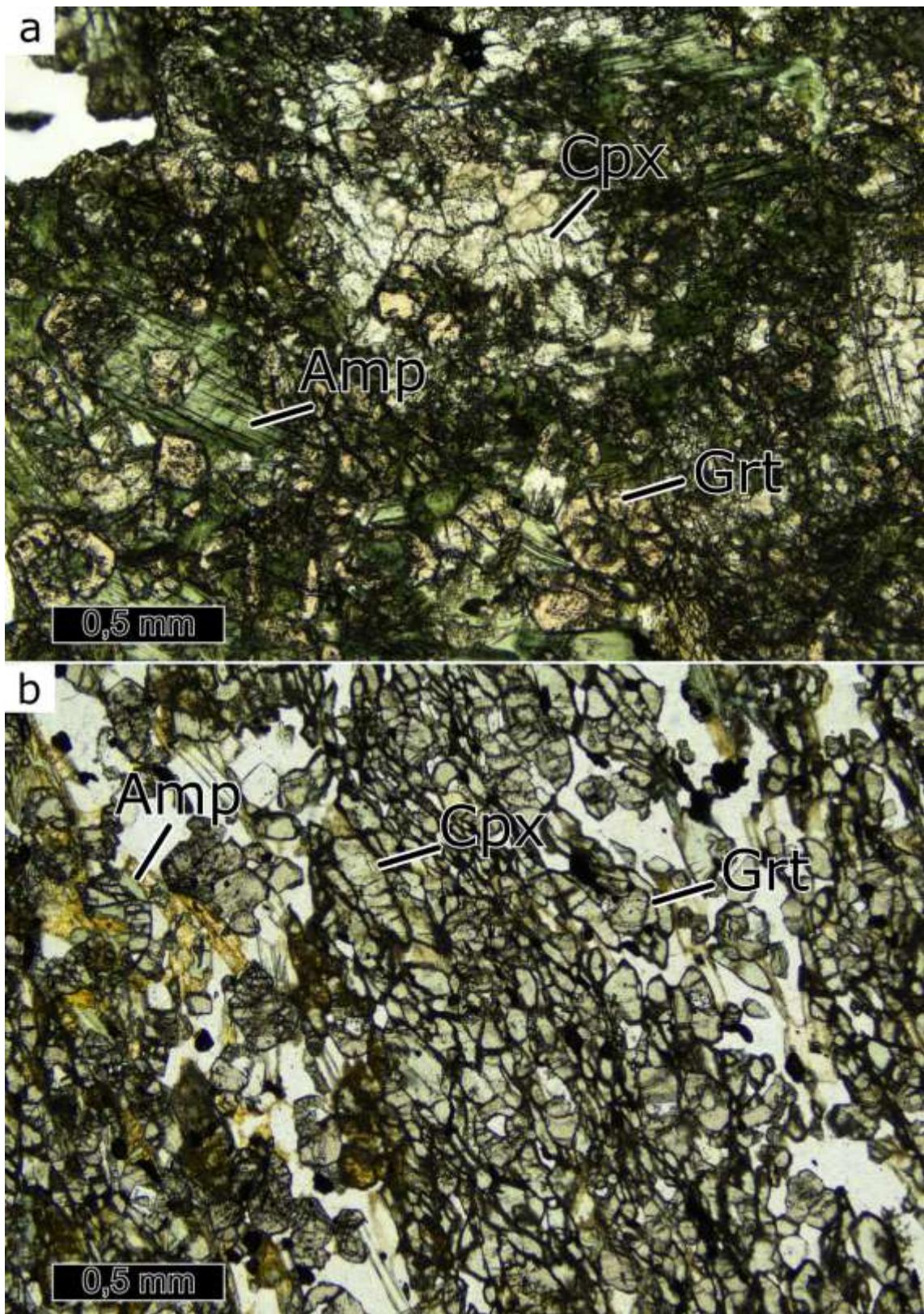


Abbildung 72: Einfach polarisierte Dünnschliffbilder von Eklogiten aus der LfULG Sammlung.
Probe 137_198 kommt von der Südgrenze des Schwarzenberger Doms und (b) Probe 137_939 von etwas nördlich des Doms.

Eine Reihe unserer Proben aus der GSE-B stammen aus dem Steinbruch am Stümpfelsen bei Hammerunterwiesenthal, der im Rahmen einer Masterarbeit (ROSENBERGER, 2023) detailliert strukturell aufgenommen wurde. Weiter haben wir für das Gebiet rund um Schwarzenberg auf Dünnschliffe aus der Sammlung des LfULG zurückgegriffen. In dem zurzeit nicht betriebenen Steinbruch am Stümpfelsen bilden Eklogit-Linsen mit einigen Zehnermeter Größe etwa 30 % des anstehenden Gebirges. Zwischen den Linsen bilden verschiedene saure Gesteine, Augengneise, Hellglimmer-Gneise (mgns) und Granat-Glimmerschiefer die Matrix.

5.3.2.1 Detaillierte Probenbeschreibung und metamorphe Geschichte

Granat-Hellglimmerschiefer

Probe St1 ist ein Granat-Hellglimmerschiefer, der die Hochdruck-Paragenese Granat, Quarz, Hellglimmer und Titanit ausgesprochen gut erhalten hat (Abbildung 73). Der Schliff besteht überwiegend aus phengitischem Hellglimmer, der mit Quarz-reichen Bändern verwachsen und von kleinen Granaten gesprenkelt ist. Plagioklas und Biotit wachsen in einem Band deutlich retrograd nach Hellglimmer, etwas Klinozoisit ist strukturell schwer einzuordnen. Wenig Albit kommt auch verteilt in der Hellglimmer-Matrix vor. Hellglimmer hat durchgehend hohe Si-Gehalte bis 3,5 Si *apfu* bei vernachlässigbaren Ti-Gehalten. Granat hat eine komplexe, diskontinuierliche, insgesamt Ca-reiche Zonierung, die keine Anzeichen auf diffusive Equilibrierung zeigt (Abbildung 74).

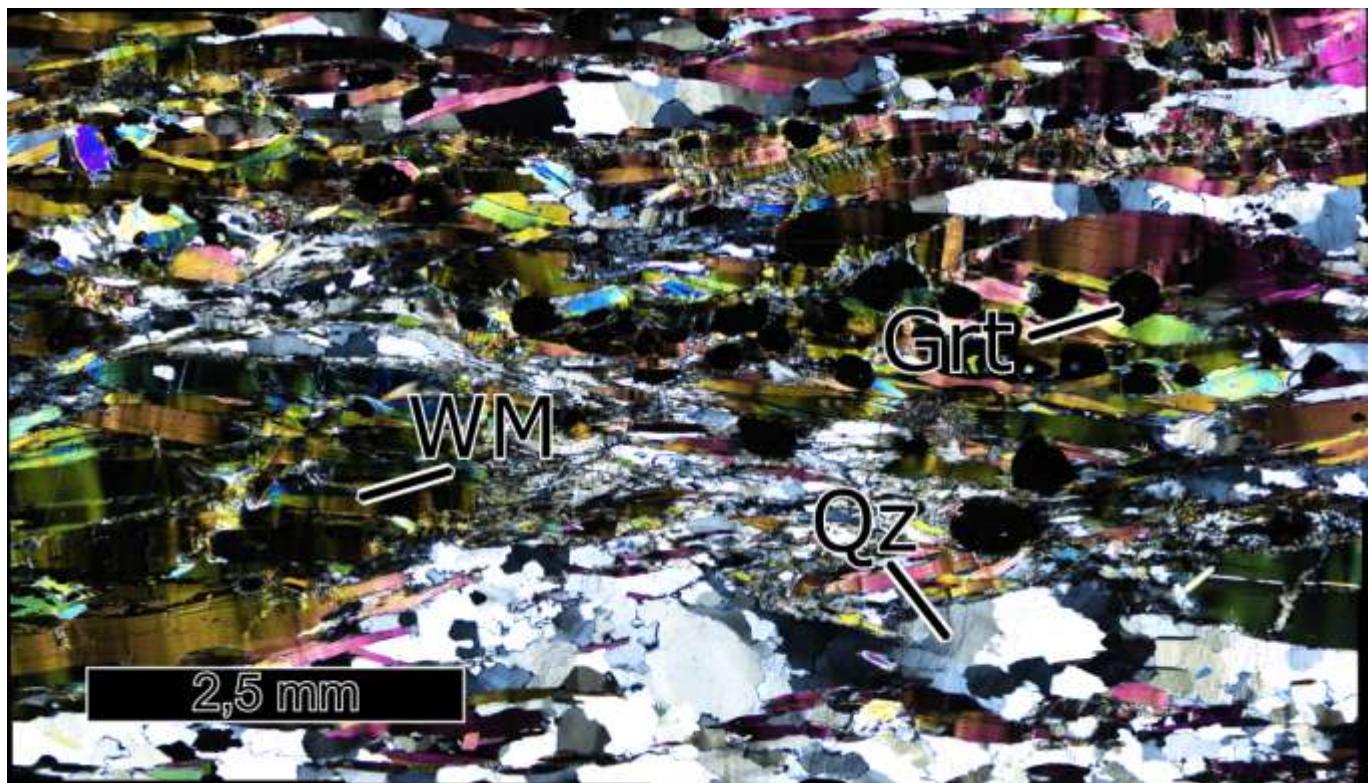


Abbildung 73: Kreuzpolarisiertes Dünnschliffbild der Granat-Hellglimmerschiefer-Probe ST1.

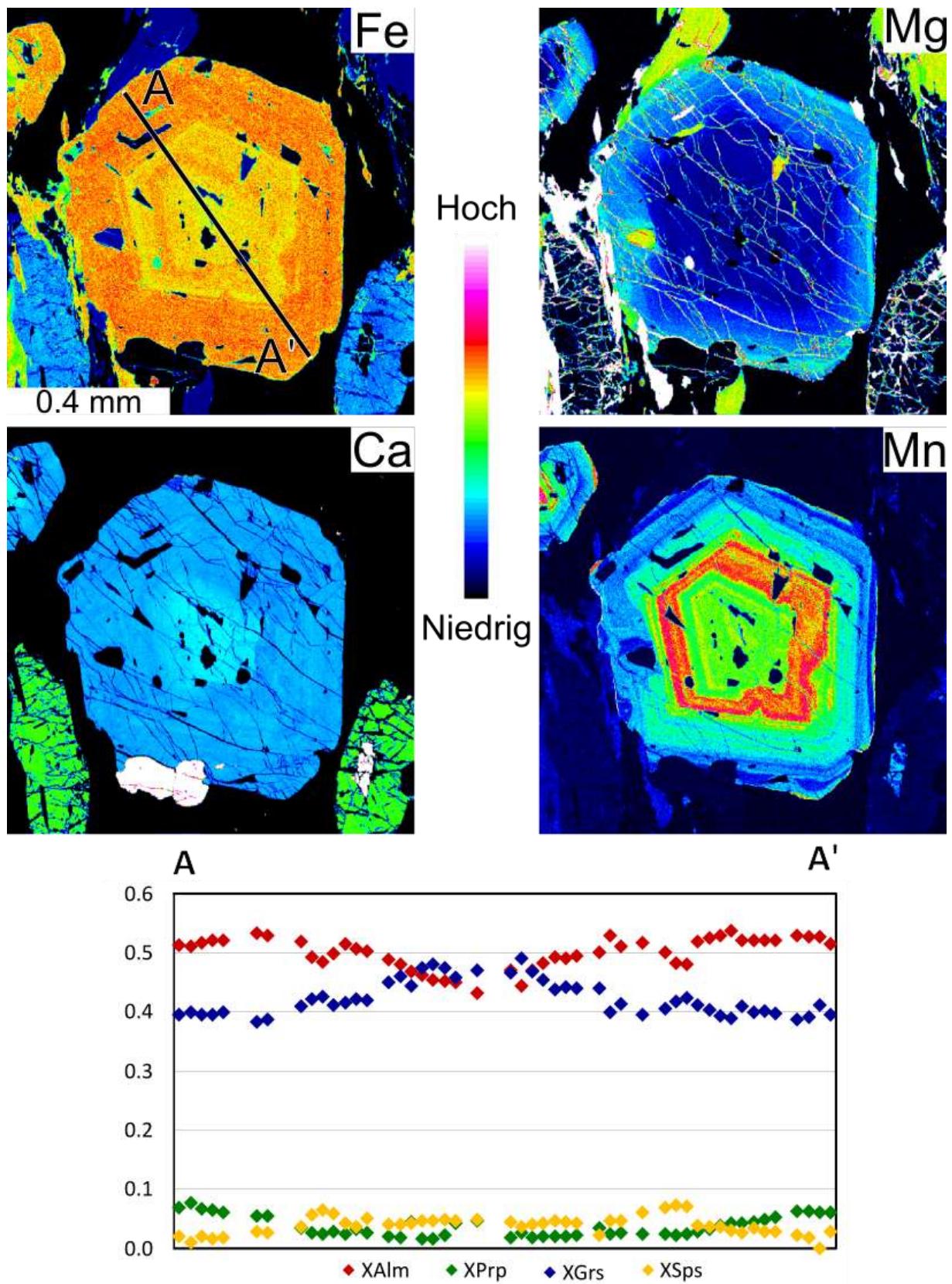


Abbildung 74: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Granat-Hellglimmer-schiefer-Probe ST1.

Die Konzentrationen schwanken deutlich, zeigen aber eine typische prograde Wachstumszonierung.

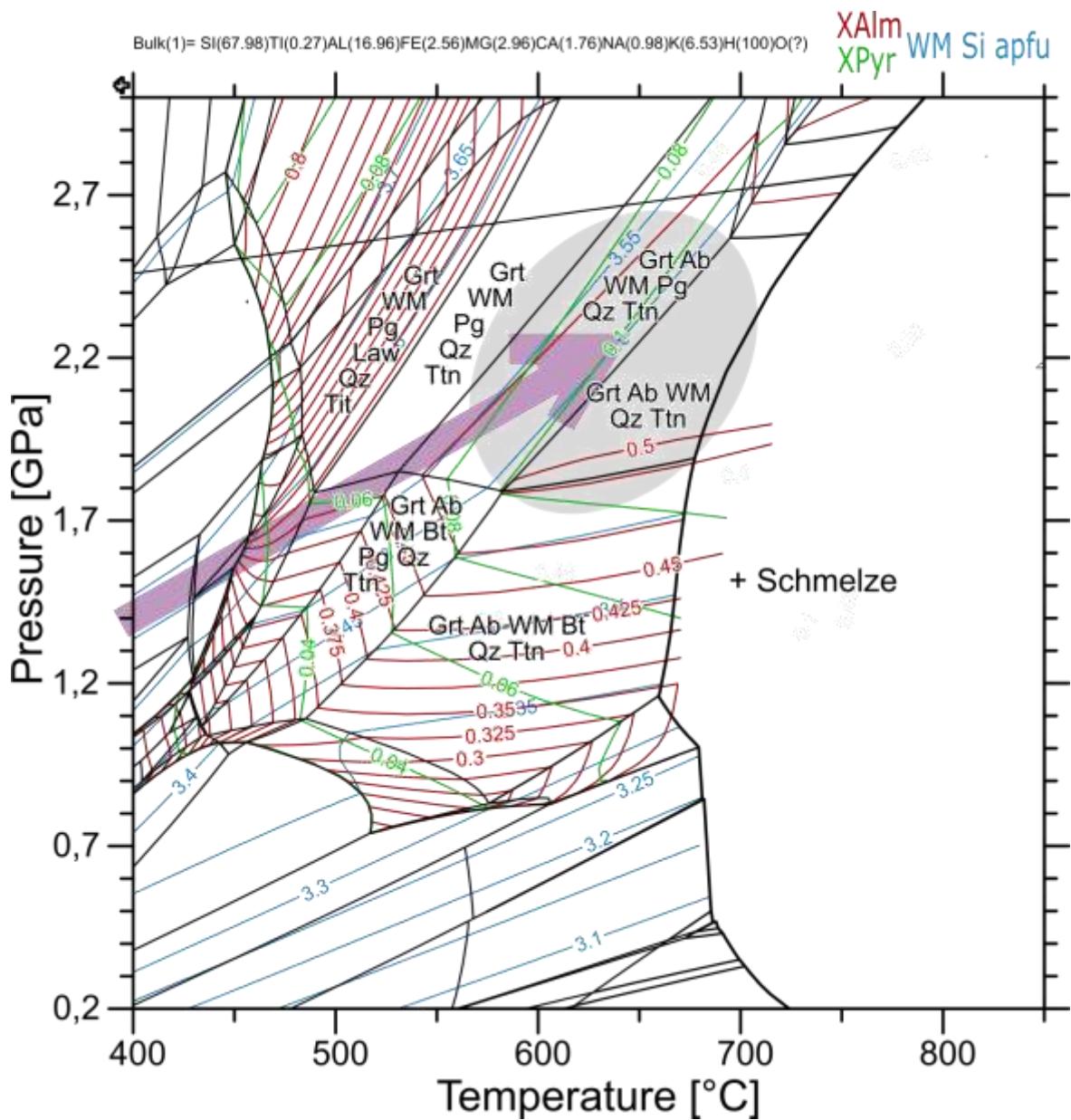


Abbildung 75: Phasendiagramm für die Zusammensetzung von der Granat-Hellglimmerschiefer-Probe ST1.

Das Diagramm zeigt Isoplethen von Almandin, Pyrop und Si-in-Hellglimmer. Grau indiziert sind die Peak-Bedingungen, die aus der Mineralchemie hervorgehen.

Abbildung 75 ist ein Gleichgewichts-Phasendiagramm für die Zusammensetzung von Probe ST1 mit Si-in-Hellglimmer- und Granat-Isoplethen. Die Peak-Paragenese, die Granat-Randzusammensetzung und die Hellglimmer-Zusammensetzung passen zu einem gelängten PT-Feld um die 2,2 GPa und 640 °C. Die interne Granat-Zonierung zeigt einen prograden Pfad von etwa 1,2 GPa und 400 °C hin zu den Peak-Bedingungen. Unzweifelhaft ist dieses Gestein Eklogit-faziell.

Kalifeldspat-Augengneis

Auch **Probe ST2**, ein Kalifeldspat-Augengneis, hat offensichtlich Eklogit-fazielle Bedingungen erfahren. Das Gestein hat die Paragenese Quarz, Kalifeldspat, Hellglimmer, Albit, braun-grüner Biotit, wenig Granat und Titanit, sowie Klinozoisit und an einer Stelle etwas, eventuell sekundäres Karbonat (Abbildung 76). Granate sind klein und Grossular-reich (Abbildung 77), Hellglimmer extrem Si-reich bis zu 3,55 Si *apfu*.

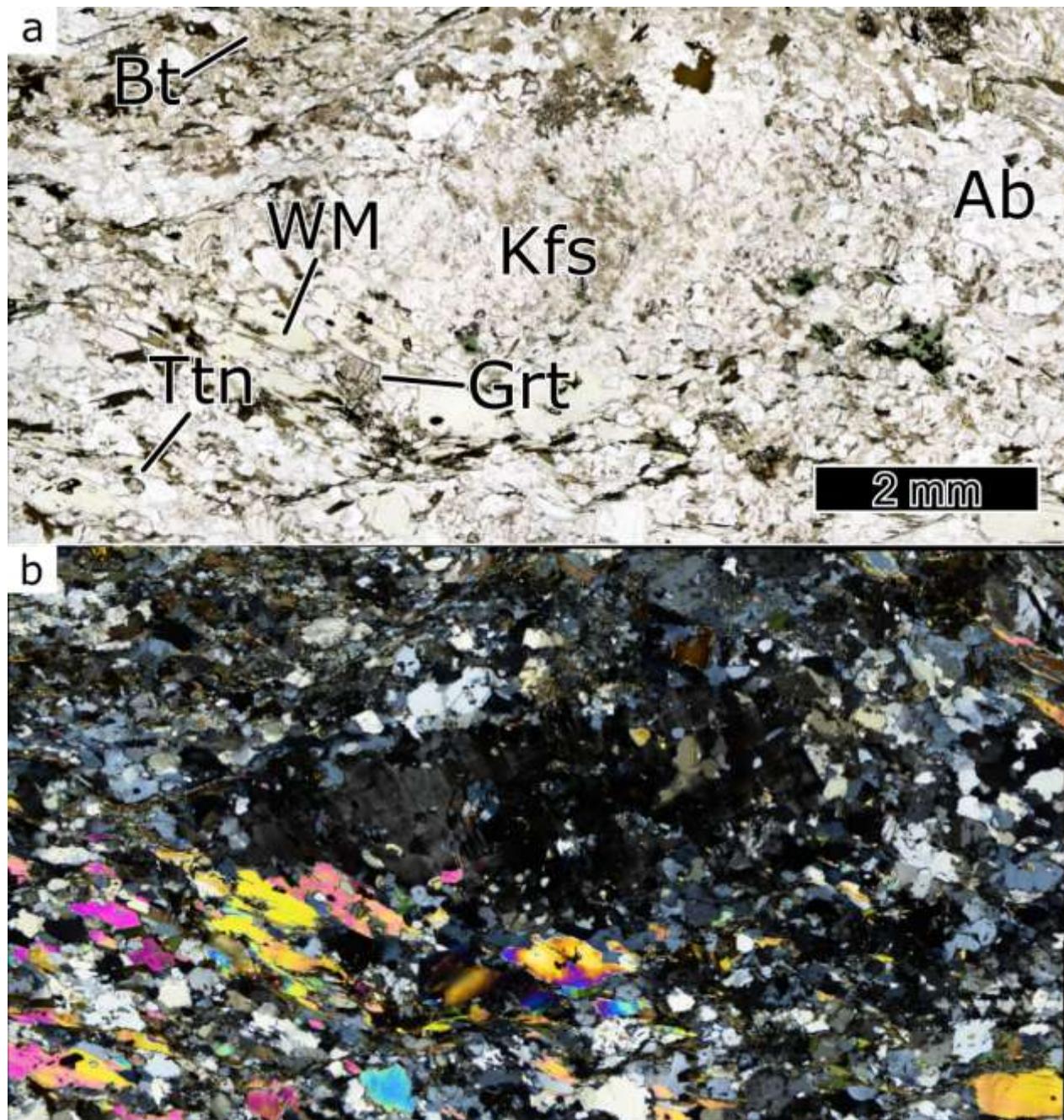
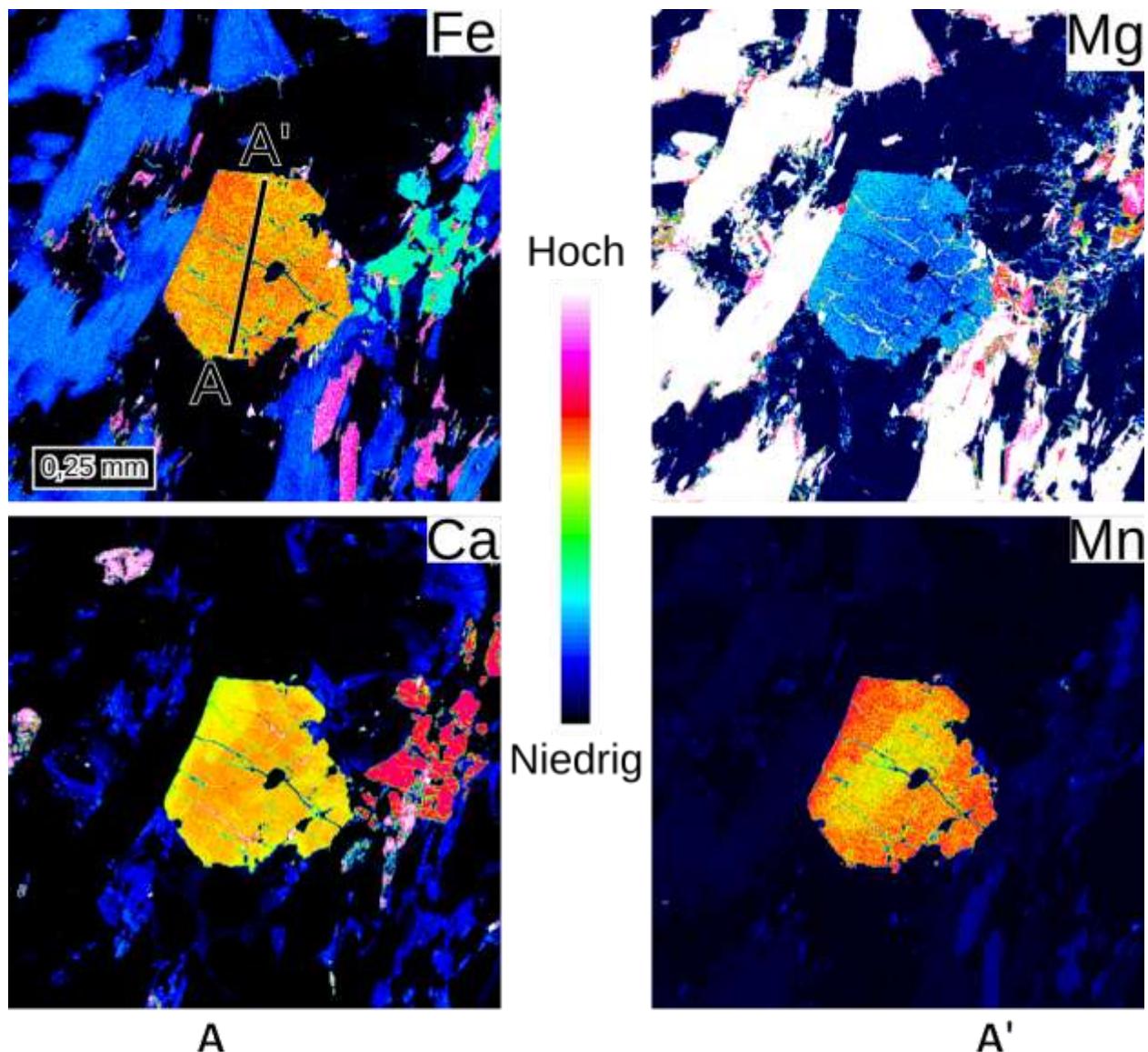


Abbildung 76: Dünnschliffbilder des Augengneises ST2.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Das Zentrum der Abbildung zeigt ein, für diesen Schliff typisches Kalifeldspat-Auge. Granat ist in diesem Schliff selten.



A

A'

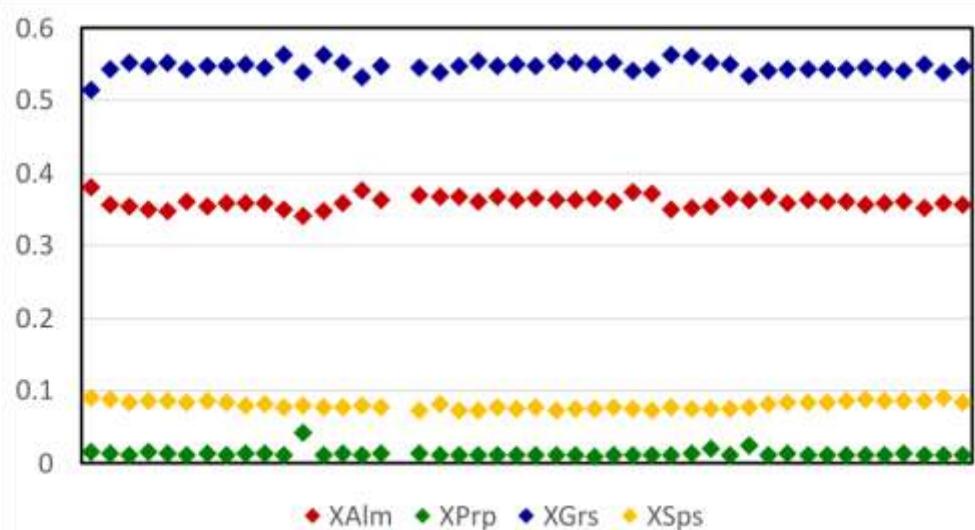


Abbildung 77: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Augengneis-Probe ST2.
Trotz der kleinen Granat-Größe zeigt sich eine leichte Zonierung.

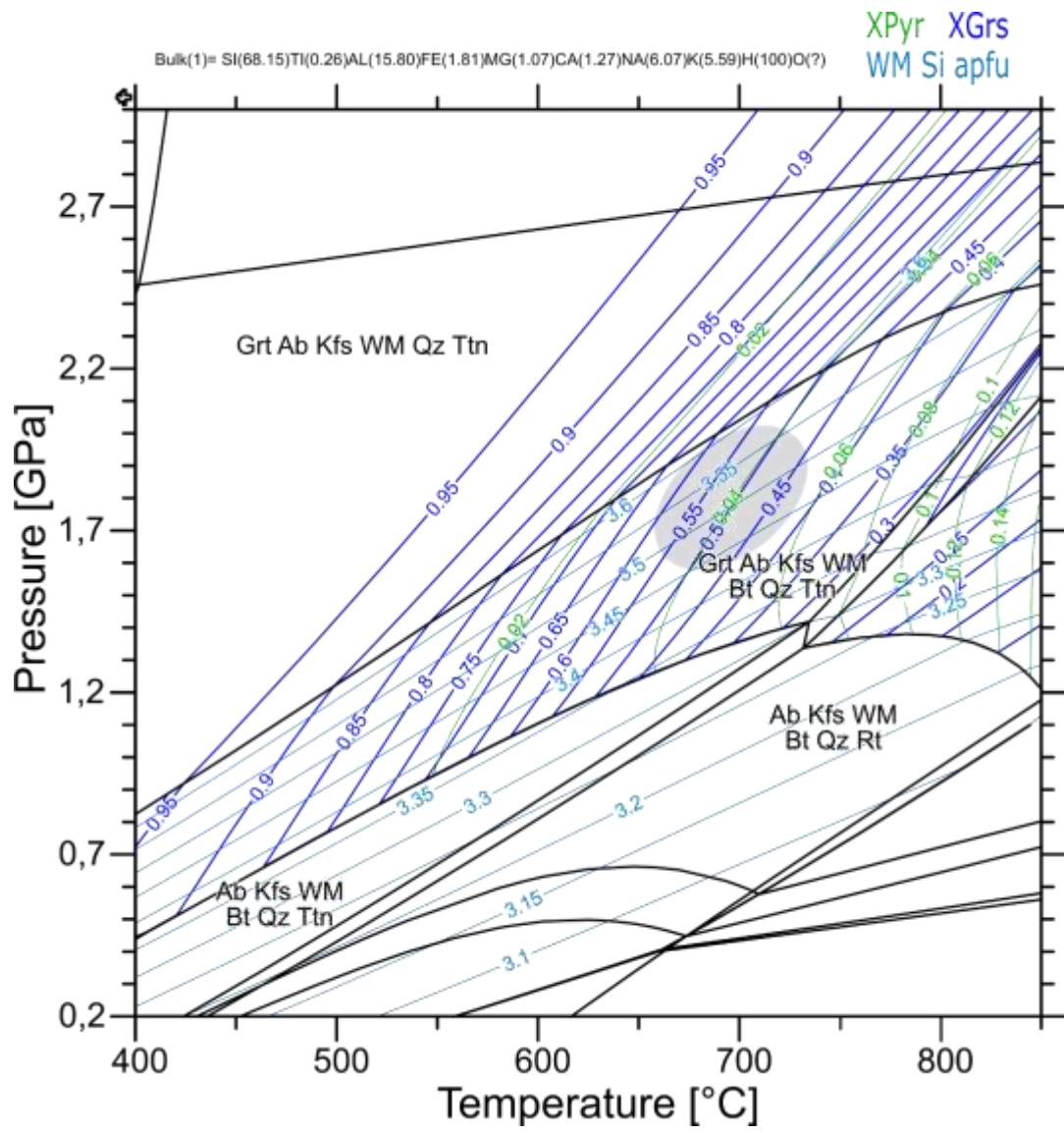


Abbildung 78: Phasendiagramm für den Augengneis ST2.

Das Diagramm zeigt Isoplethen von Grossular, Pyrop und Si-in-Hellglimmer. Die berechneten Peak-Bedingungen sind etwas geringer als für den Granat-Hellglimmerschiefer ST1.

Das Phasendiagramm wurde aus oben beschriebenen Gründen ohne Klinopyroxen gerechnet, dazu ohne Schmelze, da sich das Schmelzmodell besonders für Al-arme Zusammensetzungen extrem fragwürdig verhält (der Soldius biegt bei niedrigen Temperaturen um 180 Grad um). Mineralzusammensetzungen und Peak-Paragenese werden für Bedingungen von etwa 2 GPa und 680 °C vorhergesagt. Dazu haben die Hellglimmer eine Zusammensetzung nahe der für das polyvariante Paragenesenfeld Grt-Ab-Kfs-WM-Ttn vorhergesagten. Bemerkenswert ist auch, dass für ST1 und ST2 als Titanphase Titanit in der berechneten Peak-Paragenese auftritt, anstelle des sonst bei HP-Bedingungen stabilen Rutil. Andere Gneise am Stümpelfelsen sind alle Hellglimmer-betont, und Bioitit ist in der Regel eine untergeordnete, retrograde Phase. Es ist davon auszugehen, dass alle Gneise in der GSE-B hohe Eklofifazielle Bedingungen von mehr als 2 GPa erlebt haben. Diese Schlussfolgerung ist im Einklang mit Ergebnissen von KONOPÁSEK (2001), der für Glimmerschiefer aus der Medenec-Struktur ähnliche Bedingungen postuliert.

Eklogite

Noch etwas höhere Druckbedingungen wurden in den Eklogiten der GSE-B aufgezeichnet. Während SCHMÄDICK (1994) noch Bedingungen von 2-2,2 GPa und 600-650 °C angibt, ermittelten spätere Arbeiten bis zu 2,6 GPa und 700 °C (KLÁPOVÁ et al., 1998; MASSONE & KOPP, 2005; MASSONE, 2012; GROSS et al., 2008, COLLETT et al., 2017). Dabei stammen die Proben von KLÁPOVÁ et al. (1998) und COLLETT et al. (2017) von den Klinovec- und Medenec-Strukturen, während die anderen Arbeiten Eklogite des Stümpelfelsen untersucht haben.

Auch wir haben Eklogite des Stümpelfelsen bearbeitet, zum Beispiel die **Probe ST23_1**, von der hier Fotos gezeigt werden. Generell sind die Eklogite dieser Einheit besonders feinkörnig und zeigen die stärkste Foliation (Abbildung 79). Neben Granat und Omphacit sind auch blassgrüne Amphibole, Muskovit, Zoisit und Paragonit Teil der Matrix. Granate sind häufig zusammen mit Quarz und Hellglimmer entlang einzelner Bänder angereichert. Die retrograde Überprägung, vor allem der Klinopyroxene, variiert stark zwischen einzelnen Proben, aber auch innerhalb einer Probe. Die Umwandlung der Pyroxene wurde entlang von Rissen, die Wegsamkeiten für Fluide darstellen, stark begünstigt.

Die Granate in Eklogiten der GSE-B sind typischerweise idiomorph und zeigen gelegentlich Atoll-Strukturen (siehe auch FARYAD et al., 2010). Sie weisen eine gut entwickelte Wachstumszonierung auf, mit höheren Mn-Gehalten und Fe/Mg-Verhältnissen im Kern (Abbildung 80).

Ähnlich wie in der OGE-A, überwachsen Amphibol-Blasten häufig Granate, sind aber deutlich kleiner und zeigen eher stängelige, statt runde Formen. Weiterhin unterscheiden sie sich durch eine blaugrüne statt gelbgrüne Eigenfarbe, die mit einer anderen chemischen Zusammensetzung einhergeht. Sie zeigen nämlich deutlich höhere Si-Gehalte und hohe Na-Anteile auf dem kristallographischen A-Platz (Abbildung 27). Dies entspricht höheren Anteilen der Glaukophan-Komponente, also höheren PT-Bedingungen bei der Bildung. Interessant ist, dass die Amphibol-Einschlüsse in Granat geringe Si-Gehalte aufweisen und ihrer Zusammensetzung nach bei relativ hohen Temperaturen in der Amphibolit-Fazies gewachsen sind (siehe Diskussion Probe MAB). Dafür haben wir keine naheliegende Erklärung.

Auch die Hellglimmer unterscheiden sich deutlich von anderen Eklogiten des Erzgebirges. Neben dem häufigen Vorkommen von Paragonit haben die Phengite hohe Si-Gehalte von über 3,4 *apfu* und nur geringe Ti-Gehalte. Auch dies spricht für höhere PT-Bedingungen. Konkret passen die Granat-Kerne gut zu Bedingungen von ca. 2,2 GPa und 550 °C, die zu den Rändern hin Richtung 2,6 GPa und 600 °C steigen (Abbildung 81). Damit liegen unsere Ergebnisse zwischen denen von Schmädicke und anderen Autoren. Die Bedingungen von 2,6 GPa und 600 °C ähneln stark denen der OGE-A-Eklogite. Allerdings deuten die Si-reicherer Amphibole im Stümpelfelsen auf kältere Exhumationspfade hin, wodurch zum Beispiel auch Paragonit überlebt hat.

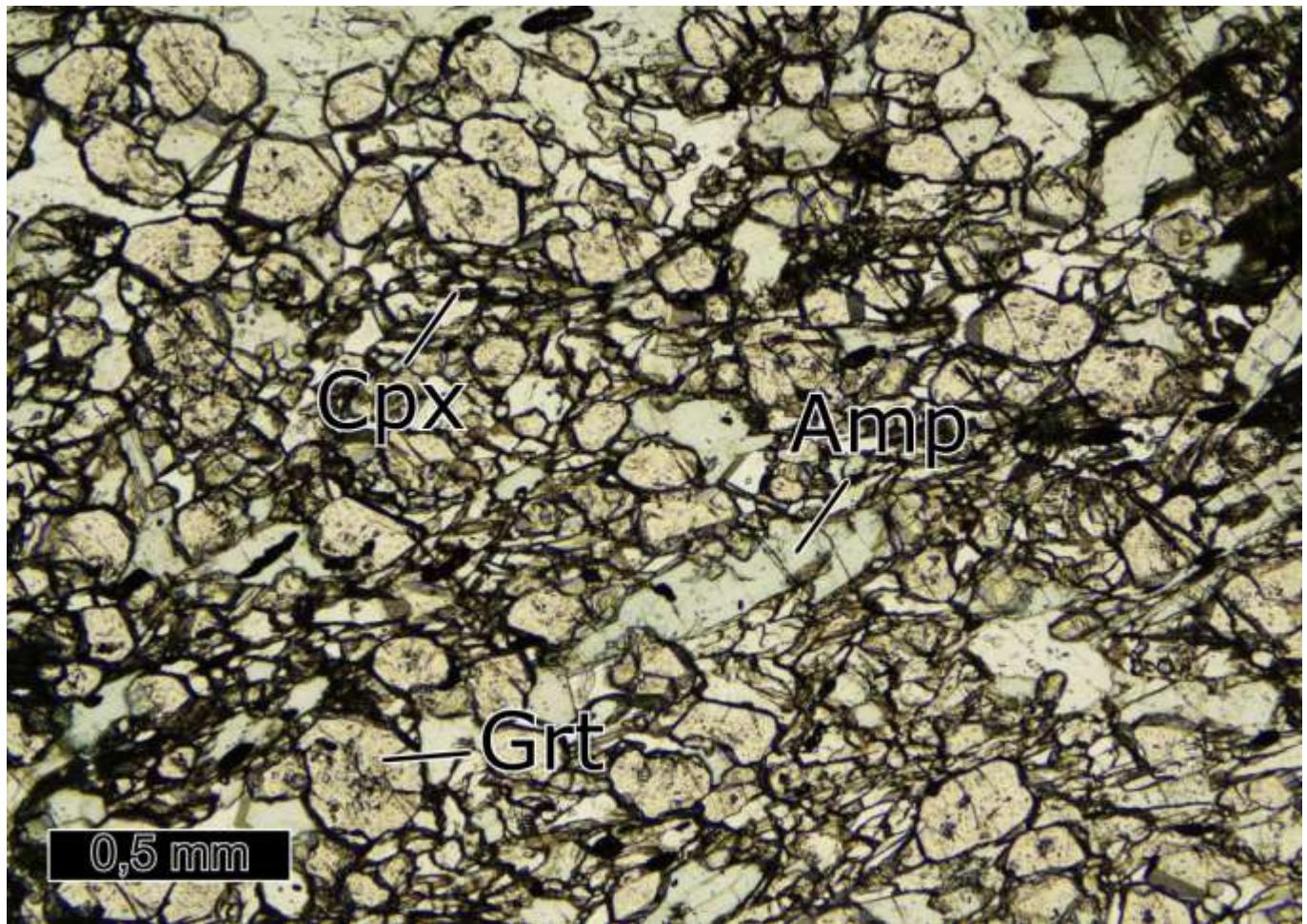


Abbildung 79: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Eklogit-Probe ST23_1.

Die Probe enthält deutlich mehr Amphibol und weniger Omphacit als die Eklogite der OGE.

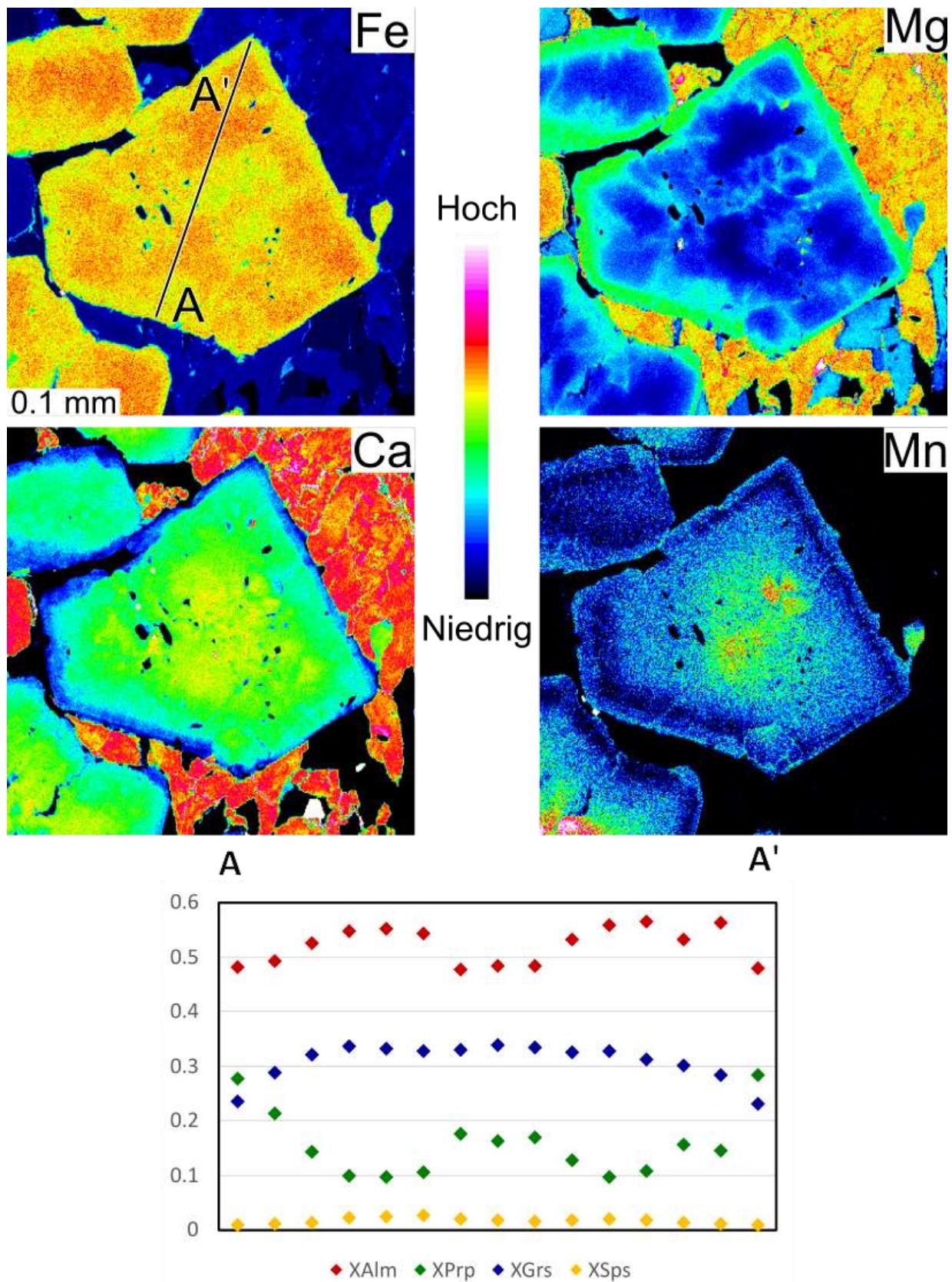
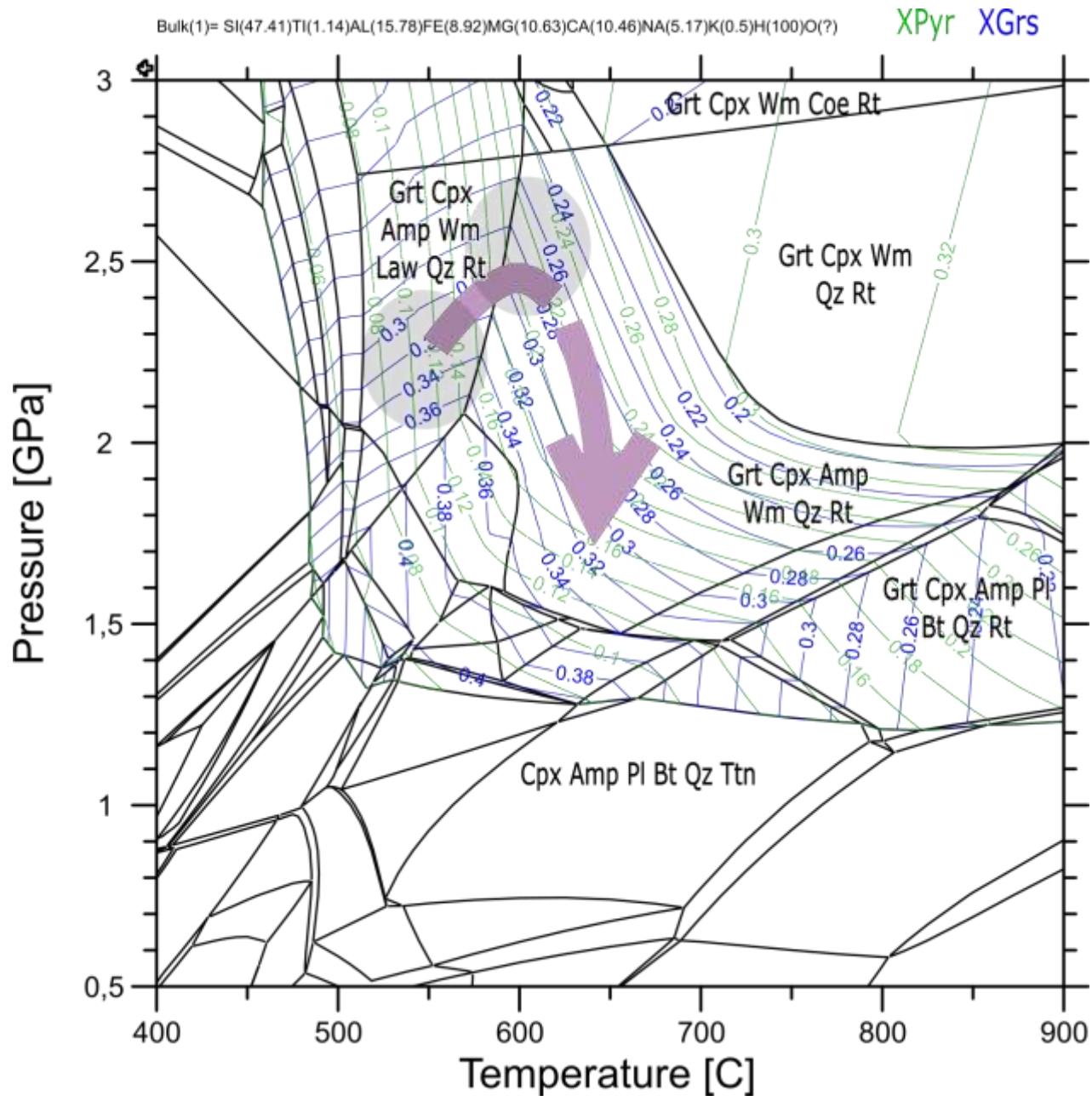


Abbildung 80: Elementverteilungskarten und -profil (A-A') von Granat der Eklogit-Probe ST23_1.

Neben einem Mg-reichen, inneren Kern zeichnet sich dieser Granat auch durch etwas höhere Mn-Gehalte aus.



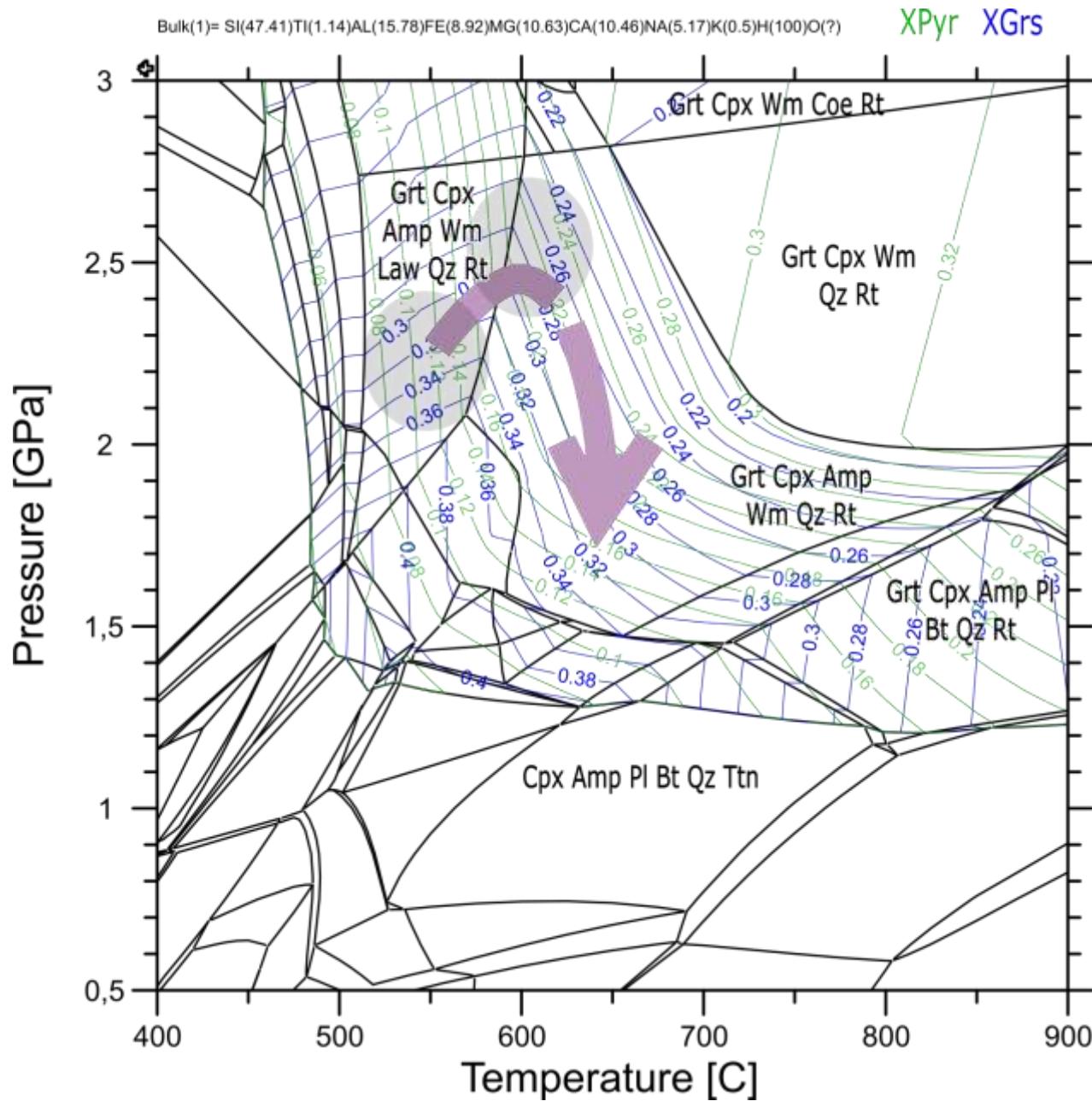


Abbildung 81: Phasendiagramm für Probe ST23_1 mit Grossular- und Pyrop-Isoplethen.

Die Bedingungen ähneln denen der Eklogite von OGE-A, zeigen aber etwas kühtere Temperaturen.

5.4 Problematische Proben, Deckengrenzen und Zuordnungen von lokalen Gesteinskomplexen

Trotz der umfangreichen petrologischen Arbeiten, die in diesem Projekt geleistet wurden, war es nicht möglich, alle Gneisareale des Erzgebirges eindeutig Decken zuzuordnen bzw. diese gegeneinander abzugrenzen. Problematische Bereiche werden jetzt vorgestellt und diskutiert.

5.4.1 Muskovit-Gneis-Probe im Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg

Probe SW6 stammt von einer Lokalität 1,5 Kilometer vor Kühnheide aus dem Zentrum des RKD, also aus seinem strukturell tiefsten Teil. Sie stellt eine Besonderheit dar: Es handelt sich um ein mgn-Gestein (Phengit-führenden Gneis) mit der Paragenese Quarz, Hellglimmer, Granat, Plagioklas und Kalifeldspat. Die Probe ist wenig retrograd überprägt, feinkörnig, sehr gut foliert und komplett dynamisch rekristallisiert. Solche Gesteine sind eigentlich typisch für die OGE-B.

Dieses Gestein fällt zusätzlich durch hohe Si-in-Hellglimmer-Gehalte von bis zu 3,33 *apfu* auf. Trotz dieser moderat erhöhten Si-in-Hellglimmer-Gehalte kann man mit petrologischen Methoden keinen Hochdruck nachweisen, die Ti-Gehalte im Hellglimmer sind zu gering und die Mn-Gehalte in Granat zu hoch. Jedoch findet man laut der alten Karten in 5 Kilometer Entfernung vom Probenahmepunkt in Kallich, im geographischen Zentrum des RKD, Granat-Pyroxenite, Marmore und sogar Eklogite. Um die Stellung und tektonische Geschichte dieser Gesteine zu klären, sollte das Zentrum des RKD detailliert untersucht werden.

5.4.2 Ist die UGE ein autochthones cadomisches Basement oder eine Decke?

RÖTZLER & PLESSEN (2010) sowie JOVENT et al. (2022) sehen die Untere Gneis-Einheit (UGE) als cadomisches Basement an, da diese Gesteine einen niedrigen Amphibolit-faziellen Metamorphose-Grad aufweisen und von subduzierten (U)HP-Decken überschoben wurden. Gegen diese Sichtweise sprechen verschiedene Aspekte:

TICHOMIROWA (2002) und KOŠLER et al. (2004) haben im Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg typische ordovizische Protolithalter gemessen, die deutlich jünger sind als die cadomische Orogenese.

Im Zentrum des RKD, also im strukturell tiefsten Teil, treten typische mgn-Gesteine der Oberen Gneis-Einheit (OGE-B) auf, wie sie oben beschrieben wurden. Diese enthalten vielleicht sogar Hochdruck-Anzeiger. Ein mögliches Vorkommen der OGE unter der UGE hätte weitreichende Folgen für die strukturelle Interpretation des Deckenbaus: Es bedeutet, dass zwischen der Basis der UGE und den mgns eine Deckengrenze verlaufen muss und dass die UGE eine tektonische Decke ist.

Darüber hinaus sind Scherzonen im gesamten RKD nachweisbar und zeigen eine langanhaltende Einbindung des RKD in die tektonischen Aktivitäten der Region an.

Das Granulit-Massiv wurde vom Böhmischem Moldanubikum unter dem Erzgebirge entlang in seine heutige Position nördlich des Erzgebirges gezogen (zum Beispiel KRONER & GÖRZ, 2010). Das heißt, allochthone Gesteine reichen bis in sehr große Tiefen weit unterhalb der heute aufgeschlossenen Gesteine.

Wir gehen deshalb davon aus, dass auch die UGE eine tektonische Decke darstellt, die im Untergrund von duktilen Überschiebungen begrenzt wird.

5.4.3 Die Abgrenzung der UGE zur OGE im Hangenden

Sowohl der FLD als auch der RKD werden von Amphibolit-faziell geprägten Orthogneisen aufgebaut und überwiegend von den Eklogit-faziell geprägten Paragneisen der OGE-A, teilweise von den mgns der OGE-B überlagert.

Im Freiberger Dom stellen die grobkörnigen Biotit-Gneise (Untere Graugneise) Orthogneise aus präkambrischem Granodiorit dar, wie er heute in der Lausitz aufgeschlossen ist. Sie werden zum Rand hin stärker foliert und enthalten zunehmend Glimmer sowie Einschaltungen von Metapeliten, Quarziten und Amphiboliten. Das führt dazu, dass die Gneise des FLD zum Rand hin den Oberen Graugneisen der OGE stärker ähneln und graduell in diese übergehen. Die Oberen Graugneise wiederum werden als Paragneise und Äquivalente der Lausitzer Grauwacke angesehen. Der graduelle Übergang zwischen den Gneisen lässt sich außer am petrographischen Erscheinungsbild auch an den Zirkonpopulationen festmachen, die im Grenzbereich der Einheiten variabel zwischen den Orthogneisen des FLD und den Paragneisen der OGE liegen (TICHOMIROWA, 2002). Eine Unterscheidung der Gneise anhand der PT-Entwicklung wird durch ihre ähnliche Geochemie und die für solche Gesteine typische unsensible Mineralogie erschwert.

Das führt zu Problemen bei der genauen Abgrenzung der metamorphen Einheiten in diesem Gebiet. Diese äußern sich zum Beispiel an den Unterschieden zwischen den ursprünglichen Kartierungen und neueren geologischen Karten. Während anfangs fast das ganze Osterzgebirge als Unterer Graugneis (Typ *Freiberger Gneis*) kartiert wurde, werden in neueren Karten große Teile zu den Oberen Graugneisen gestellt und zum Beispiel mit den Gneisen von Annaberg parallelisiert.

Bei Klingenberg und Reichstädt kann der Übergang von UGE zur OGE am Auftreten von Eklogiten gezeigt werden (siehe Kapitel 5.2.1). Dabei ist interessant, dass die Gneise in Klingenberg in den alten Karten bereits zu den Oberen Graugneisen der OGE gezählt wurden, während sie in neueren Karten noch Teil des FLD sind. Genau andersrum ist es bei Reichstädt, wo die Gneise in neueren Karten nicht mehr Teil des FLD sind. Dies verdeutlicht nochmal die Ungewissheit über die genauen Grenzen des FLD und der UGE.

Für das beschriebene Phänomen können wir uns zwei Ursachen vorstellen:

Einerseits werden die Unteren Graugneise typischerweise mit der UGE oder ihren Äquivalenten assoziiert (z.B. RÖTZLER & PLESSEN, 2010), während die Oberen Graugneise als Teil der OGE-A angesehen werden, sodass eine eindeutige Zuordnung möglich sein sollte. Als Ursache für die Durchmischung der Gesteine ist dann eine tektonische Verschuppung und/oder intensive Verfaltung in der Nähe der Deckengrenze denkbar.

Andererseits ist es denkbar, dass die Protolithen auch in der jeweils anderen Einheit vorkommen, zum Beispiel Grauwacken-Linsen im Granodiorit, wie aus der Lausitz bekannt, oder granodioritische Intrusiva innerhalb der Grauwacken. Dann könnten weitläufige Bereiche innerhalb einer tektonischen Einheit von der Durchmischung der Gesteinstypen betroffen sein.

Um eine saubere Abtrennung der UGE und OGE im Grenzbereich zwischen Unteren und Oberen Graugneisen zu ermöglichen, müsste als erstes die Natur der Gesteinsdurchmischung untersucht werden. Wenn es sich um tektonische Erscheinungen an der Deckengrenze handelt, kann man den betroffenen Bereich als Scherzone ausweisen. Handelt es sich um lokale Einschaltungen im Protolith, kann eine Zuordnung der Gesteine durch Identifikation des Rahmengesteins erfolgen.

Auch im Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg ist die Grenze zur überlagernden OGE nicht eindeutig. Dies ist im tief eingeschnittenen Schwarzwässertal an der gut aufgeschlossenen Nordflanke des RKD ersichtlich. Mit der zunehmenden Scherung der Augengneise geht eine strukturelle Umwandlung einher, die auf älteren Karten teilweise als lithologische Grenze kartiert wurde. Eine klassische Lokalität für verschiedenartige Ausbildung der Orthogneise des RKD als Folge progressiver Deformation ist der Vogeloffelfelsen, wo man den Übergang von wenig deformierten, grobkörnigen Augengneisen zu feinkörnig mylonitisierten Biotit-reichen Gneisen im Aufschluss studieren kann. Tatsächlich hat dieser berühmte Aufschluss eine unklare strukturelle Stellung. Die Augengneise legen eine Zugehörigkeit zur UGE nahe, allerdings stehen in strukturell tieferer Stellung auf der anderen Talseite bei Pobershau mngs an, die der OGE angehören sollten. Diese scheinen im Kern einer SW-vergenten Synform zu liegen, der sich im NE eine Antiform anschließt - eine Interpretation, die von REINISCH (1926) in den Profilen zum Kartenblatt "Zöblitz" (129/5435) vorgenommen wurde. Nördlich von Pobershau treten in ähnlichen Gesteinen wie am Vogeloffelfelsen auch Eklogite auf.

Außerdem werden im Kartierungsbericht des Blattes 140/5445 kleine Linsen beschrieben, in denen Lesesteine von Pyroxen-führenden Amphiboliten vorkommen sollen, zum Beispiel zwischen Steinbach und Kühnhaide. Auch diese Gesteine deuten auf Hochdruck-metamorphe Bedingungen hin. Die randliche Position dieses Vorkommens im RKD könnte aber bedeuten, dass es bereits zur hangenden OGE-A gehört - was wir auch für wahrscheinlicher halten.

5.4.4 Abweichende PT-Bedingungen der Eklogit-Linsen und der sie umschließenden Gneise

Innerhalb der Hochdruck-Gneis-Einheiten der OGE zeigen Gneise und Eklogite nur selten die gleiche PT-Entwicklung, obwohl beide Gesteinstypen unter HP-Bedingungen geprägt wurden. Nichtsdestotrotz haben aber sowohl die Eklogite als auch die Gneise dieser Einheiten eindeutig HP-metamorphe Bedingungen erfahren. Die PT-Bedingungen von Eklogiten und Gneisen sowie deren Protolith-Charakteristiken lassen sich so korrelieren, dass die unterschiedlichen Einheiten klar als Decken zu verstehen sind. Das heißt, in unterschiedlichen Gesteinseinheiten gehören zu bestimmten PT-Pfaden in den Eklogiten immer charakteristische PT-Pfade in den umgebenden Gneisen, Matrix und Metabasit-Einschlüsse gehören jeweils zusammen. In der OGE-B ist diese Koinzidenz insbesondere in den granulitischen Gneisen auffällig: Gemeinsam mit den UHP-Eklogiten sowie Diamant-führenden Granat-Glimmer-Felsen treten ähnlich hoch temperierte granulitische Gneise auf, sodass wir hier eine kohärente Einheit postulieren.

Aus diesen Befunden leiten wir für die OGE-B ab, dass es sich nicht um eine chaotische Melange von HP-Gesteinen mit unterschiedlichen Geschichten in einer umgebenden Gneis-Matrix handelt, sondern um eine tektonische Decke.

Interessanterweise zeigen neben der UGE auch in der GSE die felsischen und die mafischen Gesteine fast gleiche PT-Pfade. Das ist insbesondere für die Eklogite in der GSE-B bemerkenswert und unterscheidet diese von Eklogiten der OGE-A. Dies kann als Argument für die Zugehörigkeit des Augustusburger Gneis-Komplexes zur GSE-B angesehen werden. Denn auch bei Augustusburg ähneln sich die PT-Pfade von Eklogiten und Gneisen stark, auch wenn sie von denen am Stümpelfelsen etwas abweichen. Das könnte man durch einen regionalen Gradienten erklären.

5.4.5 Rotgneis-Komplex bei Augustusburg

Die Zugehörigkeit des Rotgneis-Komplexes bei Augustusburg zu einer bestimmten Decke ist unklar. Er weist nicht die Architektur wie die Komplexe von Sayda und Jöhstadt auf, die grobkörnige Gneise im Zentrum und Metapelite am Rand zeigen. Stattdessen wechseln sich Metapelite und mgn innerhalb der Einheit ab und quarzitische Gesteine sind besonders im Norden deutlich häufiger. Auch gibt es einen Graugneis-Zug östlich von Metzdorf, der den Komplex eventuell unterteilt, wie es auch auf unserer Karte dargestellt ist (Abbildung 1). Wir haben felsische Gesteine bei Hetzdorf westlich des Graugneis-Zuges sowie einen Eklogit bei Leubsdorf östlich des Graugneis-Zuges näher untersucht. SCHMÄDICKE (1994) parallelisiert den Komplex mit der GSE-B aufgrund ihrer Untersuchung eines Eklogites westlich von Metzdorf. Auch unsere felsischen Proben passen zu diesen Ergebnissen.

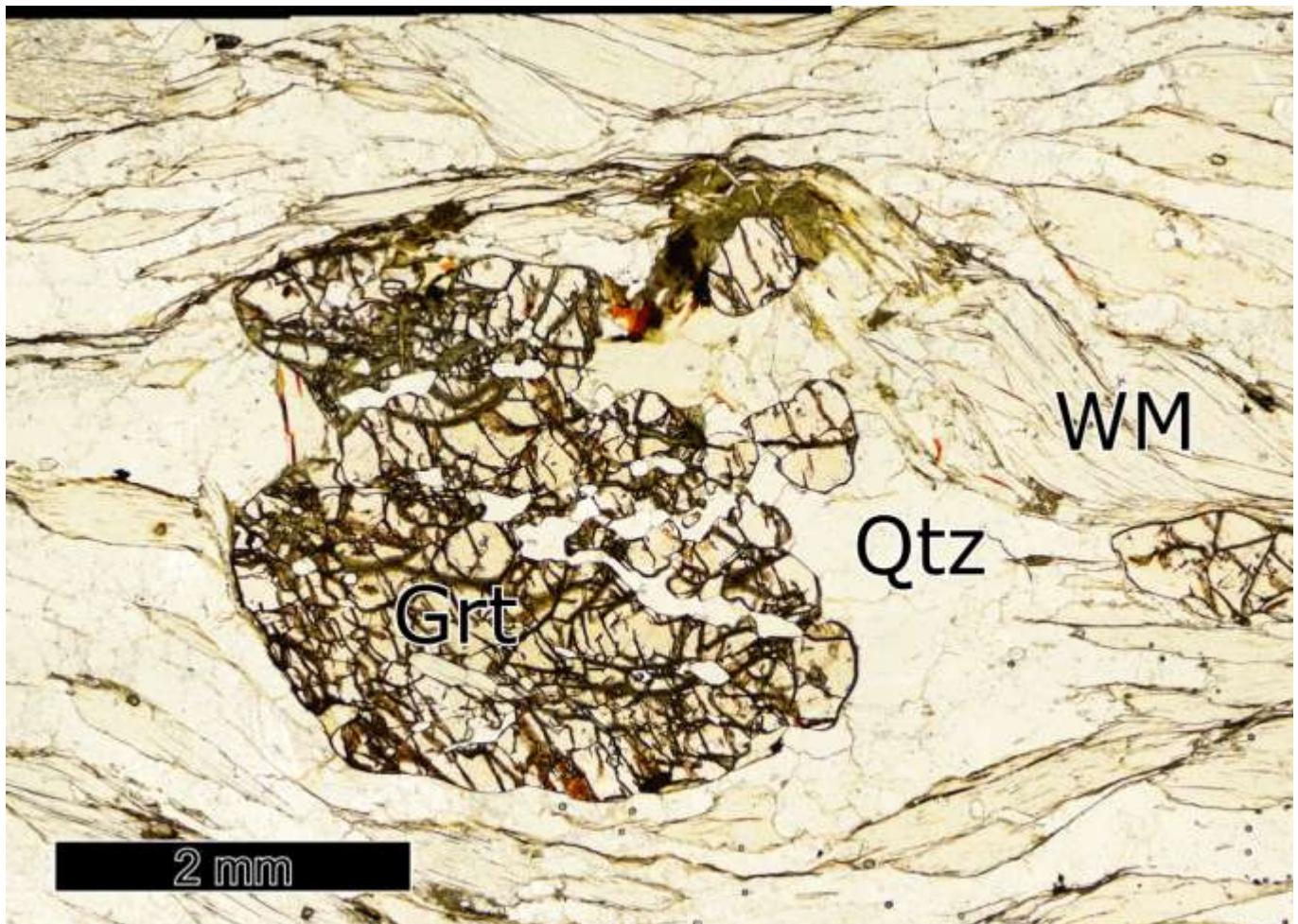
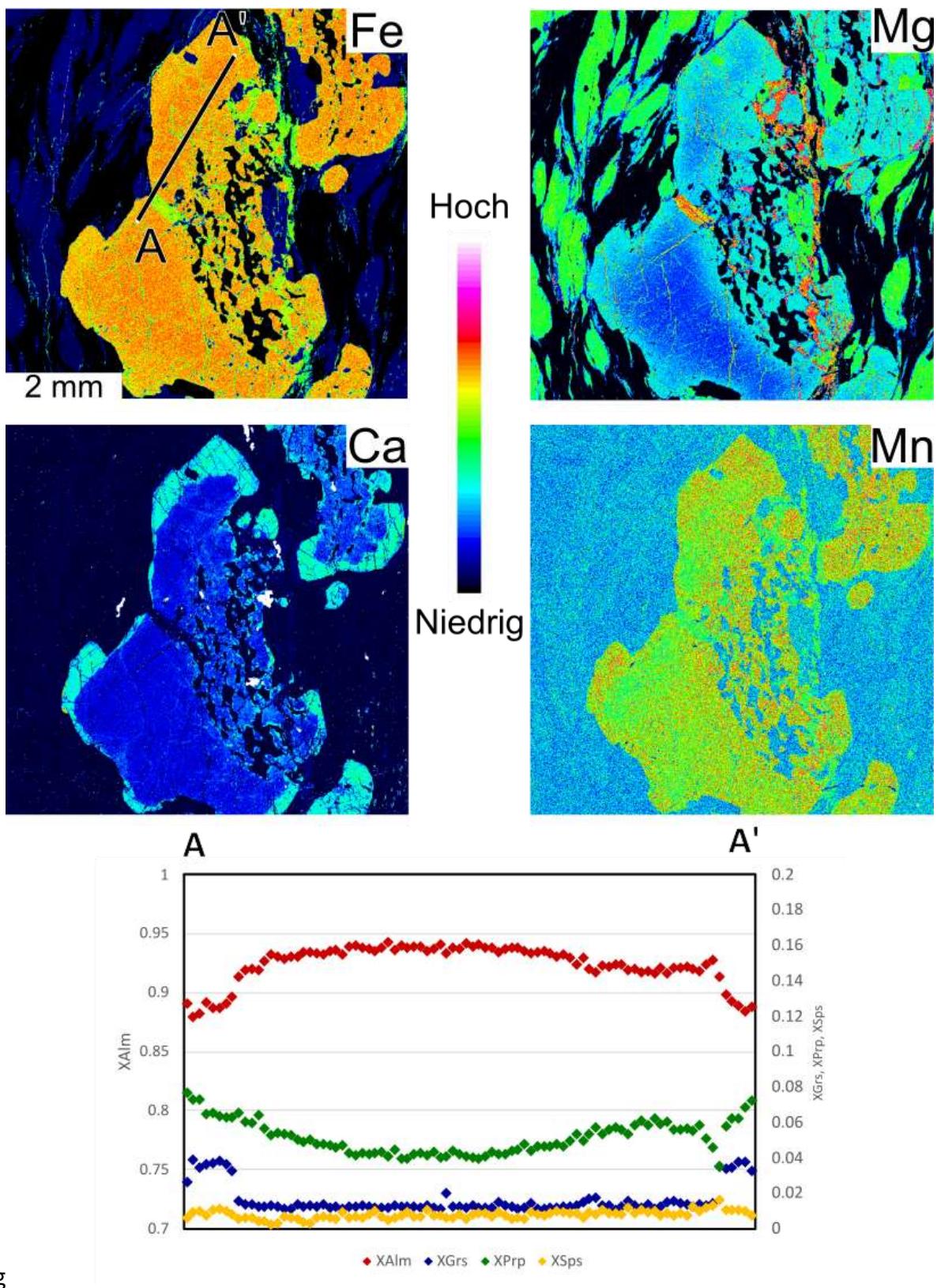


Abbildung 82: Einfach polarisiertes Dünnschliffbild der Granat-Glimmerschiefer-Probe AB4.

Das Bild zeigt einen Granat-Porphyroblasten in der Quarz-Hellglimmer-Matrix.

Probe AB4 ist ein Granat-Glimmerschiefer mit der einfachen Paragenese Quarz, Hellglimmer, Granat und Rutil (Abbildung 82). Große Granate zeigen eine leichte, typisch prograde Zonierung und einen späten asymmetrischen, Ca-reichen Anwachssaum (Abbildung 83). Der Hellglimmer mit hohen Si- und niedrigen Ti-Gehalten von ca. 3,45 bzw. 0,03 *apfu* unterscheidet sich deutlich von der Metapelit-Probe SDB61 aus dem Saydaer Gneis-Komplex und ähnelt stärker der Granat-Hellglimmerschiefer-Probe ST1 vom Stümpelfelsen. Die Paragenese ist in einem relativ großen Feld um 2,2 GPa und 600 °C stabil (Abbildung 84). Da bei der vorhandenen Paragenese aufgrund der kleinen Phasenzahl keine Austauschreaktionen zwischen den Phasen möglich sind (sogenannte “multivariante” Paragenese), lassen sich diese Bedingungen nicht näher eingrenzen. Ein gutes Zeichen für die Modellierung ist aber, dass die gemessenen Zusammensetzungen den für das Paragenesefeld modellierten ähneln.



g

Abbildung 83: Elementverteilungskarten und -profil von Granat der Granat-Glimmerschiefer-Probe AB4.

Neben einer typischen prograden Wachstumszonierung zeigt der Granat einen Ca-reichen, äußeren Rand.

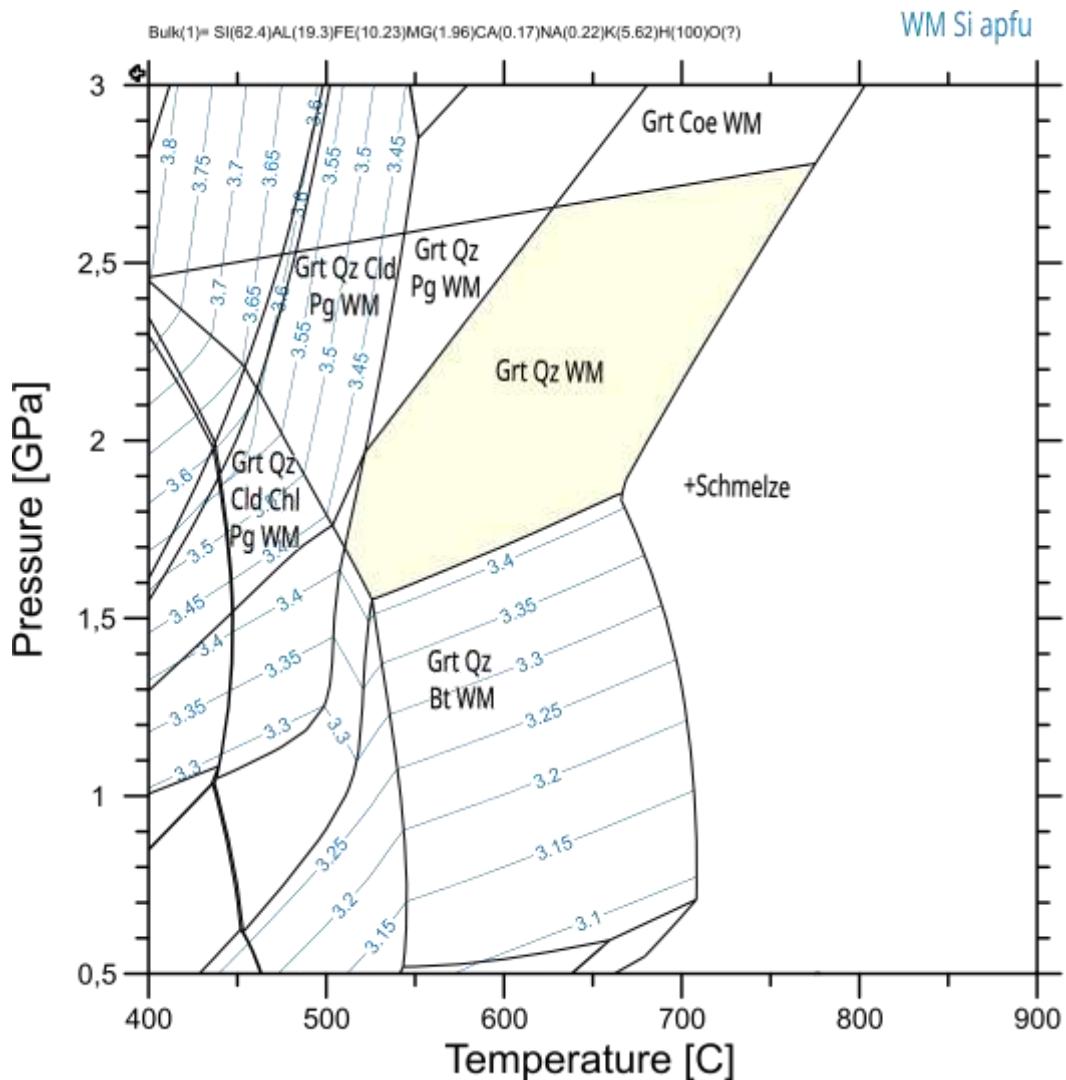


Abbildung 84: Phasendiagramm von Granat-Glimmerschiefer-Probe AB4 mit Si-in-Hellglimmer-Isoplethen.

Ähnlich wie für Probe EE15, können aufgrund der Paragenese keine genaueren PT-Bedingungen bestimmt werden.

Unsere **Eklogit-Proben AB1 und AB2** aus der Nähe von Leubsdorf ähneln texturell stark den Proben aus der OGE-A mit pargasitischen Amphibolen, die die Omphacite ersetzen und Granat überwachsen (Abbildung 85). Symplektite sind ausgesprochen schmal und ließen sich nicht analysieren. Quarz ist in manchen Domänen angereichert und Rutil ist das Ti-Mineral. Nur in einem Band findet sich im Schliff auch Titanit, neben Zoisit und sehr Ca-reichen Granaten; möglicherweise Folge einer lokalen Metasomatose.

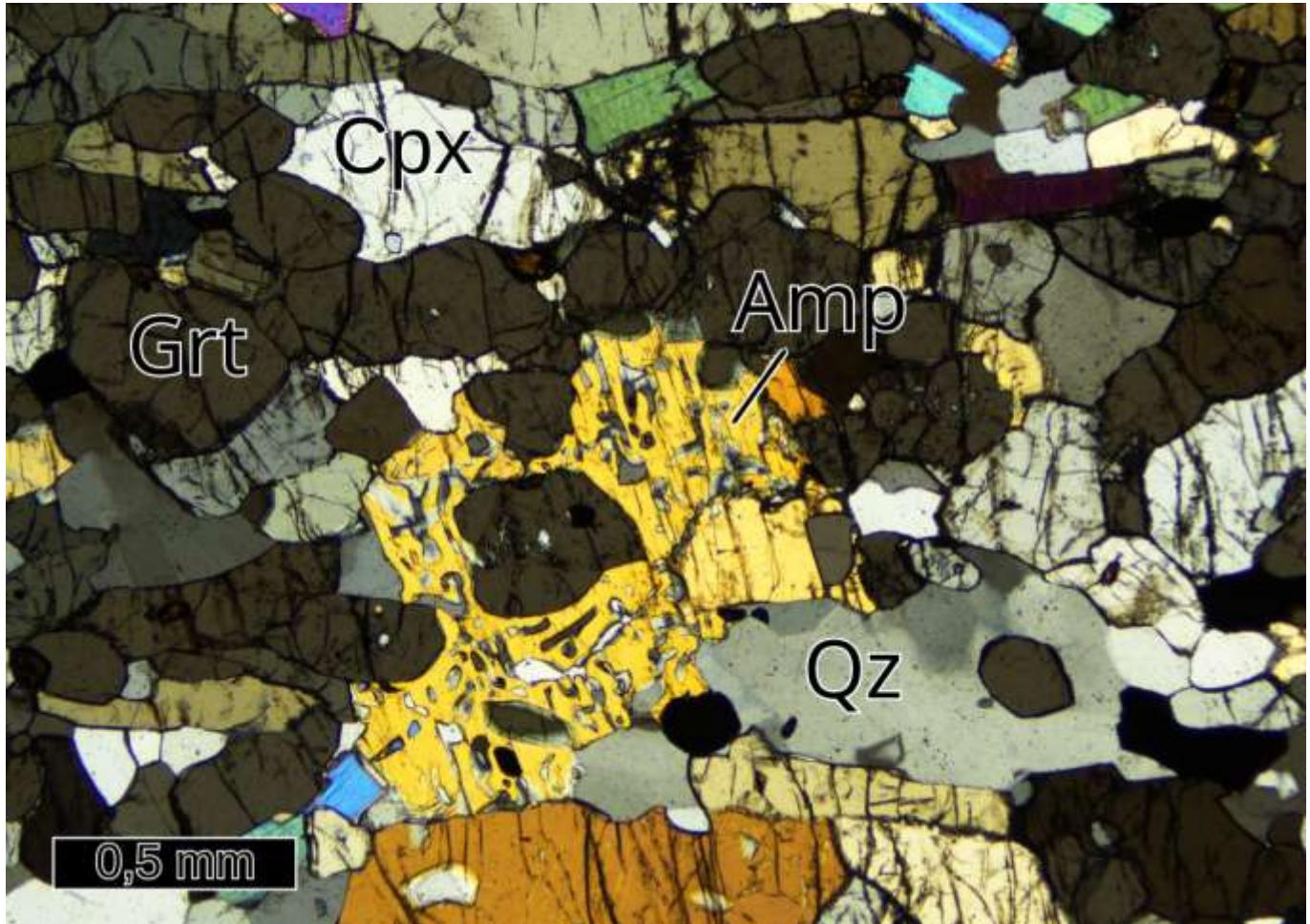


Abbildung 85: Kreuzpolarisiertes Dünnschliffbild der Eklogit-Probe AB2, mit einem kleinen Amphibol-Blast, der Omphacit ersetzt und Granat überwächst.

Aber auch der Rest des Schliffes ist merklich Ca-reicher als unsere anderen Eklogite. Das spiegelt sich nicht nur an der Gesamtgesteinsanalyse wider, sondern auch an den Granaten. Diese zeigen Grossular-Gehalte zwischen 35 und 40 %, bei geringen Pyrop-Konzentrationen um 20 %. Dabei sind die Kerne relativ Ca-arm. Nur im Band sind die Kerne angereichert an Ca. Die Amphibole zeichnen sich durch besonders niedrige Si-Gehalte um 6,2 apfu aus.

Betrachtet man die modellierten Granat-Zusammensetzungen der Probe AB2 (Abbildung 86), ergeben sich Bildungsbedingungen von ca. 2,2 GPa und 600°C, also merklich geringere Drücke als in den Eklogiten der OGE-A aber ähnlich der Probe AB4. Die sehr niedrigen Si-Gehalte in Amphibol bezeugen wie in der OGE-A eine relativ heiße Exhumierung, im Gegensatz zu den Eklogiten der GSE-B.

Aufgrund dieser widersprüchlichen Daten lässt sich noch nicht sagen, zu welcher Einheit der Komplex von Augustusburg zugeordnet werden muss. Er ähnelt allerdings eher der GSE-B als der OGE-B mit seinen quarzitischen Gesteinen und seinen niedrigeren metamorphen Bedingungen.

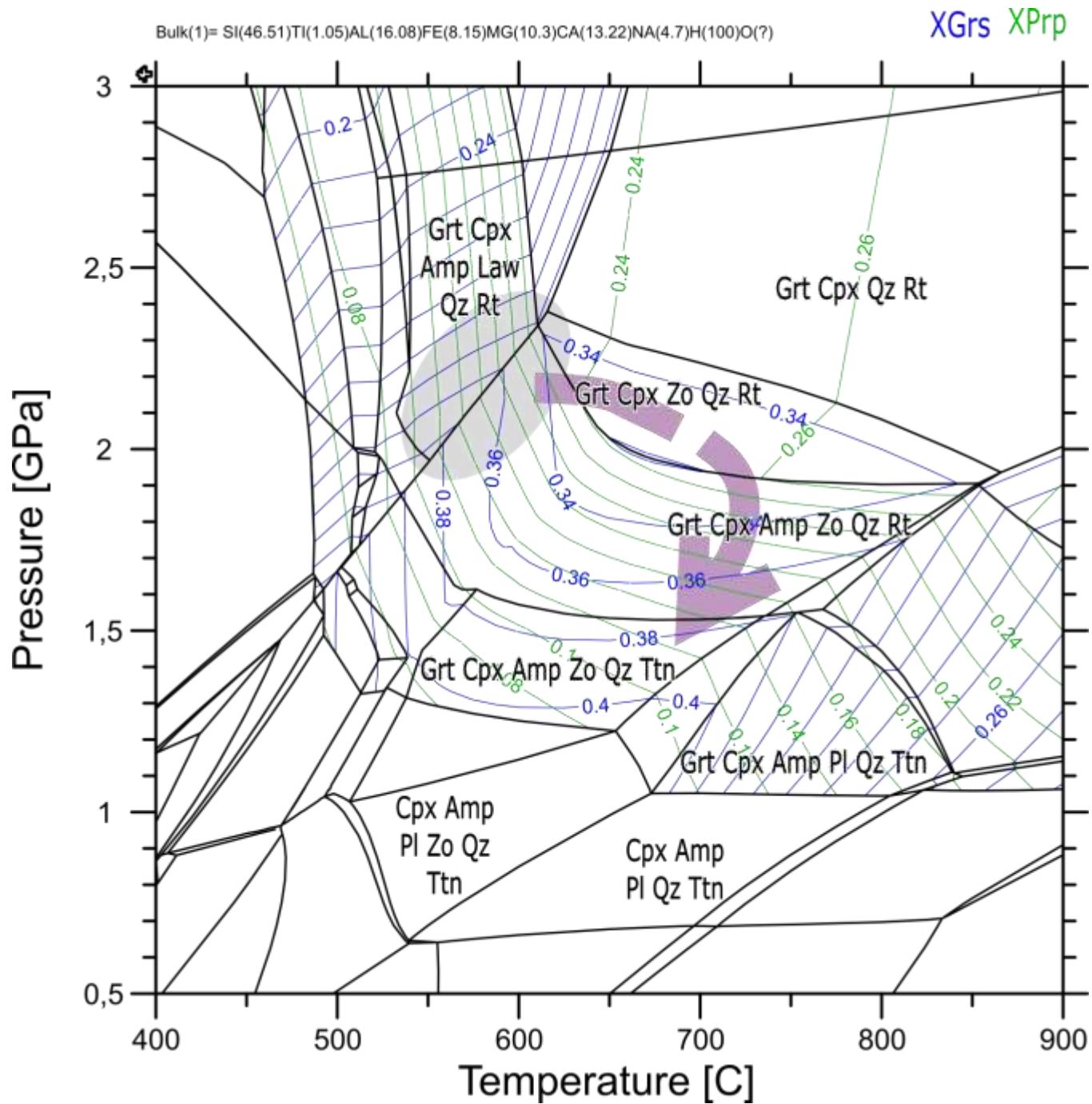


Abbildung 86: Phasendiagramm des Eklogits AB2 mit Grossular- und Pyrop-Isoplethen.

Der berechnete PT-Pfad ähnelt den Eklogiten der GSE-B, zeigt aber geringere Drücke.

5.4.6 Rotgneis-Komplex bei Jöhstadt

Der Komplex von Jöhstadt ähnelt lithologisch sehr dem Komplex von Sayda - zumindest auf den geologischen Karten. Dominiert von mgn zeigt er im Zentrum größere Vorkommen von grobkörnigen Gneisen und randlich vermehrt Metapelite, an welche ein Großteil der Eklogit-Vorkommen dieser Einheit geknüpft sind.

Bezüglich der PT-Geschichte gibt es bis jetzt kaum publizierte Daten über den Jöhstadt-Komplex. Zwar wird der Jöhstadt-Komplex von SCHMÄDICK (1994) mit der HP-unit 2 parallelisiert, allerdings stammen alle ihre Proben aus den umliegenden Graugneisen, außer einer Probe bei Schmalzgrube,

deren Fundort direkt am Rand des Rotgneises liegt. Darüber hinaus gibt es eine Temperaturangabe von MINGRAM und RÖTZLER (1999), die bei einem Granat-Pyroxenit bei Niederschmiedeberg Temperaturen von ca. 700 °C ermittelt haben. Die Untersuchungen von WILLNER et al. (1997) in diesem Gebiet haben auch keine konkreten Ergebnisse ergeben. Tschechischen Kollegen haben vor kurzem nahe der Stadt Kryštofovy Hamry Coesit-Einschlüsse in Granat identifizieren können, dazu allerdings noch keine konkreten Daten publiziert. Auch wir haben keine thermobarometrischen Ergebnisse zu dieser Einheit. In Schliffen der Sammlung des LfULG konnten wir keine Hinweise auf Coesit in den Eklogiten dieses Komplexes finden. Generell waren die Eklogite eher denen der OGE-A und der oben beschriebenen Probe AB2 aus dem Augustusburg-Komplex ähnlicher, zeigten zum Beispiel mittlere Korngrößen sowie Amphibol-Blasten.

Es bleibt also noch offen ob der Jöhstadt-Komplex seine eigene PT-Geschichte hat, oder sich mit der UHP-OGE-B oder der GSE-B Einheit parallelisieren lässt, wie das von verschiedenen Autoren gemacht wird (z.B. KONOPÁSEK & SCHULMANN, 2005; siehe Kapitel 6).

Bestätigen sich die Funde von UHP-Gesteinen unserer Tschechischen Kollegen im Jöhstadter Komplex, würden wir diesen Komplex aufgrund des lithologisch ähnlichen Aufbaus der UHP-OGE-B bei Sayda zuordnen. Dann müsste man die deutlich unterschiedliche strukturelle Position der beiden Gneisareale erklären, denn der Jöhstadter Komplex liegt eher im Dach der OGE, während der Saydaer Komplex tiefer steht.

6 Strukturelle Beobachtungen

In diesem Kapitel legen wir unsere Ergebnisse bezüglich der tektono-metamorphen Entwicklung und der Architektur des Erzgebirges vor. Gemäß der Projektbeschreibung fokussieren wir uns dabei auf die Beziehungen zwischen Metamorphose und Deformation sowie den Deckenbau. Zunächst fassen wir kurz bestehende Konzepte bezüglich der tektono-metamorphen Geschichte und des Baus des Erzgebirges zusammen. Dann stellen wir basierend auf unserer Neugliederung drei neue Profilschnitte durch das Erzgebirge vor, an denen wir großmaßstäbliche Strukturen beschreiben. Daraufhin zeigen wir die Beziehung von Deformation und Metamorphose und die Deformationskinematik anhand einer Serie ausgewählter Proben im Dünnschliff und versuchen eine Beziehung zum Großbau herzustellen. Den Abschluss bildet eine Diskussion über die Abfolge von Deformationsereignissen und den daraus folgenden Strukturen. Unsere Ergebnisse vergleichen wir dabei mit bisherigen Studien des Erzgebirges, binden sie aber nicht in paläogeographische und plattentektonische Rekonstruktionen der variszischen Orogenese ein.

6.1 Bisherige strukturgeologische Studien

Es gibt nur wenige Arbeiten mit strukturgeologischem Fokus über das Erzgebirge. Der Deckenbau im Erzgebirge wurde seit den 1990er Jahren aufgrund petrologischer Arbeiten postuliert, die in nahe benachbarten Einheiten stark unterschiedliche Metamorphoseentwicklungen und insbesondere regionale HP- und UHP-Metamorphose beobachteten (z.B. SCHMÄDICKE et al., 1991; RÖTZLER et al., 1998). Diese Ergebnisse wurden schon in vorigen Kapiteln vorgestellt. Die meisten folgenden Studien mit regionalem Fokus haben Hochdruck-metamorphe Gesteine (Eklogite, Ultramafite, UHP-Granulite) zum Thema. Einige behandeln auch die Gneise und Glimmerschiefer (WILLNER et al., 1997, 2000), waren aber auch vorrangig petrologischer Natur. Als wichtiger weiterer Baustein zur Entschlüsselung des Deckenbaus sind die isotopengeochemischen Arbeiten zu den Protolithen, insbesondere die von Marion Tichomirowa anzusehen (z.B. TICHOMIROWA, 2002; TICHOMIROWA et al., 2012). Eigentlich strukturgeologische Arbeiten waren bis 1990 durch das Postulat der Lithostratigraphie stark eingeschränkt. Die Arbeiten zum Beispiel von FRISCHBUTTER (1985) sind, was die lokale Analyse betrifft, interessant, unterschätzen aber dramatisch das Ausmaß der variszischen Deformation. Die erste moderne, einen variszischen Deckenbau postulierende Arbeit mit strukturgeologischem Fokus ist die Dissertation von Ulrich Sebastian über die Flöha-Zone (SEBASTIAN, 1995). Die Flöha-Zone betrachtet er als duktile, extensionale Scherzone, die jünger als ein großmaßstäblicher Deckenbau ist und Gesteine mit verschiedenen Geschichten vermischt. Ulrich Sebastian hat auch ein schönes Lehrbuch über das Erzgebirge mit tektonischem Schwerpunkt verfasst (SEBASTIAN, 2013). Eine weitere moderne strukturgeologische Studie im Arbeitsgebiet ist die Doktorarbeit von HALLAS (2020) und HALLAS et al. (2021). Peter Hallas hat zahlreiche Proben im zentralen und westlichen Erzgebirge (entlang des Chemnitzbachtals, der schwarzen Pokau und der Zschopau) bezüglich Kinematik und Metamorphose untersucht. Seine Proben reichen vom RKD in der UGE im Liegenden bis in die GSE bei Zschopau. Er findet, dass fast alle Proben von Amphibolit-faziellen Bedingungen auf einem retrograden Pfad Top-nach-Nordwesten-gerichtete

Scherung zeigen. Eine Ausnahme sind die Muskovit-Gneise, die er überwiegend im Tal der schwarzen Pockau beprobt hat und die er der UHP-Einheit zuordnet. Diese zeigen eine Hochdruck-Foliation und kinematisch leicht abweichende, Top-nach-Westen-gerichtete Scherung. Er interpretiert die OGE-B komplett als UHP-Decke im Kern eines nach Westen extrudierenden Komplexes (Abbildung 87). Dieses exhumierende Extrusionsereignis macht er für die Strukturprägung und den Deckenbau auf der UGE verantwortlich. Peter Hallas sieht die HP/UHP-Metamorphose als zu einer nach NE-gerichteten Subduktionszone gehörig an, den Deckenbau jedoch als Folge eines kinematisch nicht parallel zur Subduktionsrichtung orientierten Extrusionsereignisses.

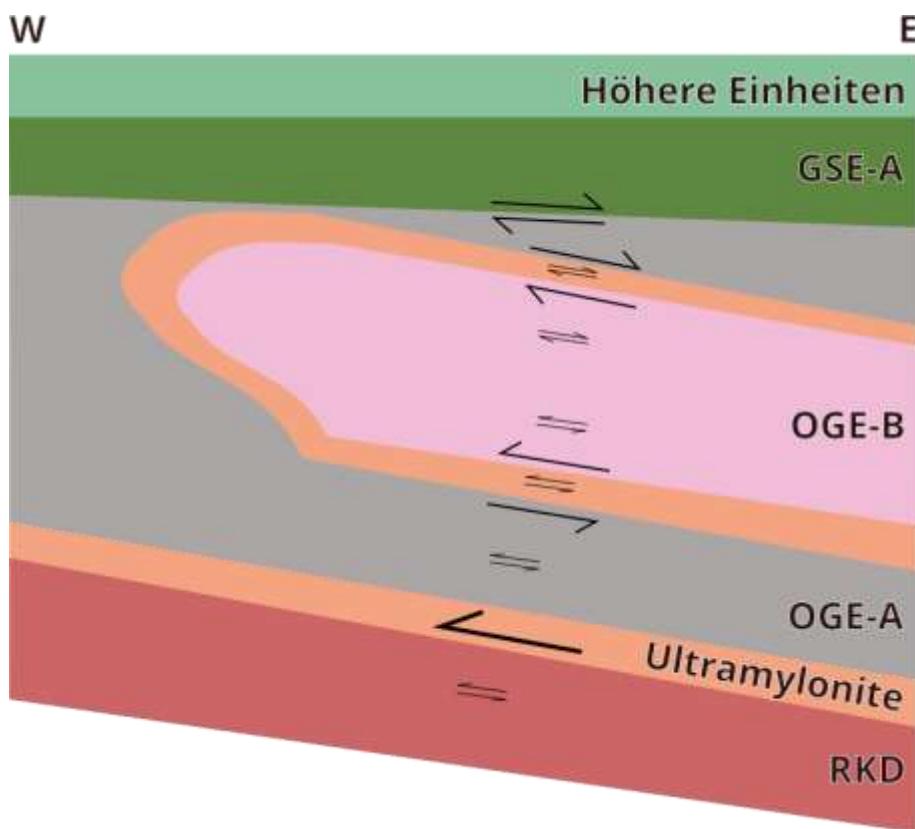


Abbildung 87: Tektonisches Schema zur Entstehung des Deckenbaus nach HALLAS (2020).

Die Terminologie der Einheiten ist auf diese Arbeit angepasst.

Weitere moderne strukturelle und metamorphe Studien stammen von der Prager Arbeitsgruppe, die in den letzten Jahren einiges zur tektono-metamorphen Entwicklung des Erzgebirges publiziert hat (z.B. JOUVENT et al., 2022; KRYL et al., 2021). Die meisten dieser Arbeiten stammen von Arbeitsgebieten südwestlich und südlich des unseren; aber es gibt Überschneidungen. Sie decken ebenfalls den gesamten Deckenstapel von der UGE bis zur Phyllit-Einheit ab und favorisieren ein etwas anderes Modell. Vom strukturell Hangenden (der Phyllit-Einheit) kommend wird das Kardinalproblem der Architektur des Erzgebirges besonders deutlich: Wenn das Erzgebirge einen mehr oder weniger Südwest-gerichteten, metamorphen Akkretionskeil darstellt (dahingehend sind sie sich mit Peter Hallas einig), ist es überraschend, dass die hochmetamorphen, tiefer subduzierten Einheiten heute im Liegenden des frontalen, niedriger metamorphen Akkretionskeils weiter westlich liegen. Man würde die tektonisch

internsten Decken oben auf dem Deckenstapel erwarten, wie das zum Beispiel in den Lepontinischen Decken der Zentralalpen der Fall ist (z.B. SCHMID et al., 1996). Abbildung 88 aus der Arbeit von JOUVENT et al. (2022) verdeutlicht das Problem und zeigt die von der Prager Arbeitsgruppe vorgeschlagene Lösung. Tatsächlich sollen die weiter östlich gelegenen Decken ursprünglich an steil stehenden Scherzonen auf die weiter westlich gelegenen Decken überschoben worden sein. JOUVENT et al. (2022) meinen, die zu diesem Deformationsereignis gehörenden Strukturen in einer frühen, steilen Foliation (ihr S2) gefunden zu haben. Diese sei in den Phylliten relikтив erhalten, aber an der Eger und in den Gneisen des südlichen Jöhstädter Komplexes als UHP-Foliation gut bewahrt (LEXA, pers. Komm.). Die heute in weiten Gebieten dominante, die Domstruktur abbildende Foliation (S3) wäre demnach das Ergebnis eines späten, orogenen Kollapses und eine Überprägung der steilen Strukturen.

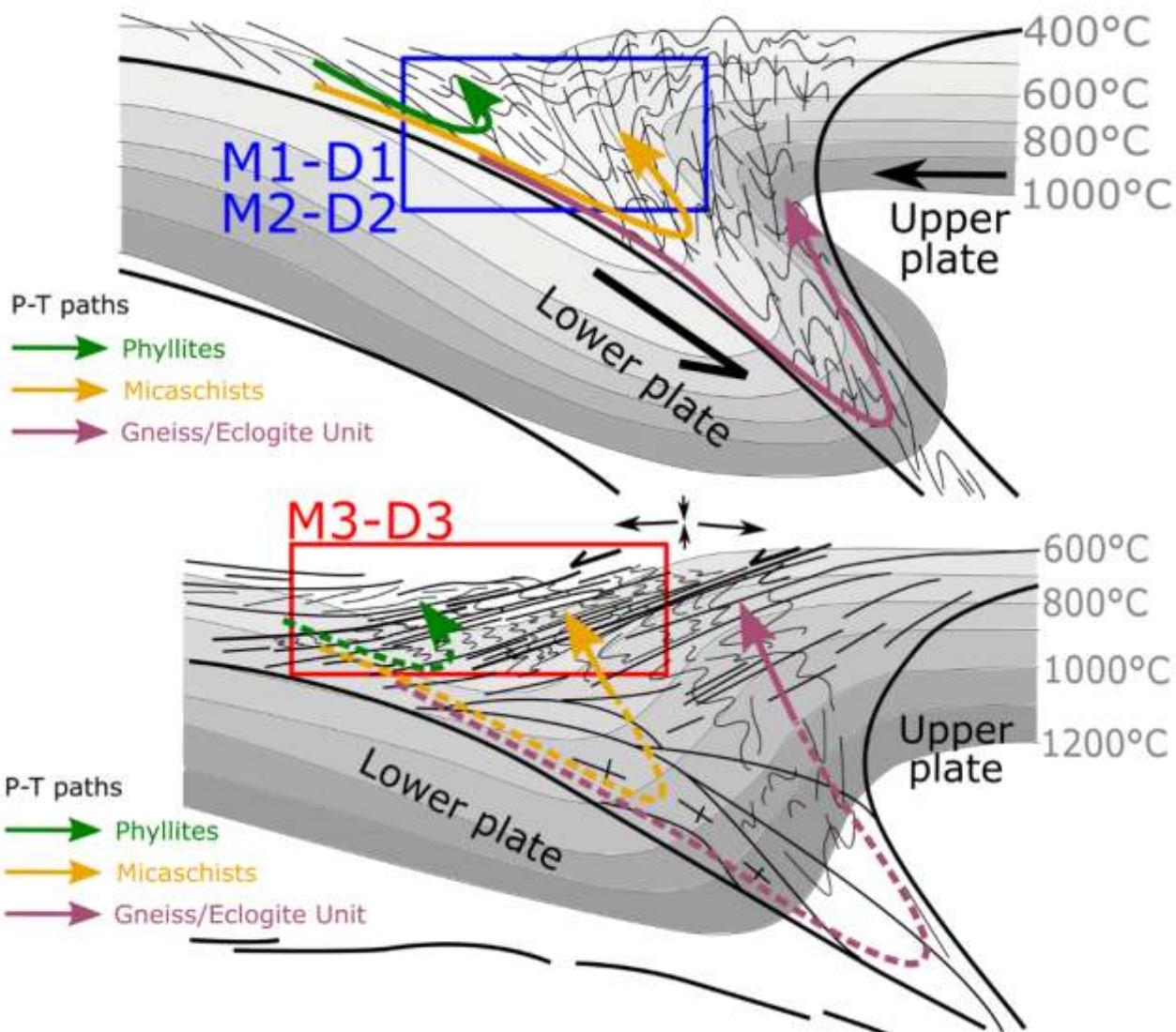


Abbildung 88: Tektonisches Schema zur Entstehung der Architektur des Erzgebirges nach Jouvent et al. (2022).

Die heutige Struktur ist Folge einer einfachen Subduktion und Exhumation des Akkretionskeils (M1-D1 bzw. M2-D2), gefolgt von einer horizontalen Extension (M3-D3), auf die die heutige Struktur des Erzgebirges zurückgeht.

6.2 Großmaßstäbliche Struktur entlang von drei Profilen

Unseres Wissens gibt es keine längeren, modernen geologischen Profile durch das Erzgebirge, welche die Lagerungsverhältnisse der tektonischen Decken zeigen. Zu den Messtischblättern gehören meist eher flachgründige Schnitte, die aber schon sehr viel abbilden. Es gibt auch erfreuliche Ausnahmen mit mutigen Interpretationen wie das Blatt Oberwiesenthal (5543) oder das alte Blatt Sayda (117/5246) von REINISCH (1931). Auch im Lehrbuch von Ulrich Sebastian gibt es Profile, die den tektonischen Bau interpretieren. Wir haben uns daran gewagt, eigene Schnitte durch das ganze Gebirge zu zeichnen (Abbildung 89 bis Abbildung 92). Wir haben unsere Profile von den Messtischblättern "konstruiert", d.h. uns von den mit diesen Blättern kommenden Profilen leiten lassen und unsere Interpretation des Baus in die Tiefe hinzugefügt. Die Profile haben auf Grund der Aufschlussverhältnisse und Datenlage einen teilweise spekulativen Charakter. Auch der große Schatz der archivierten Bohrungen ist aus Zeitgründen weitgehend nicht in die Profilkonstruktionen eingeflossen. Wir möchten sie als Diskussionsgrundlage für die Geometrie des Deckenbaus ansehen. Ähnlich wie in den von Kossmat geleiteten Kartierungsprojekten in den 20er und 30er Jahren des letzten Jahrhunderts, interpretieren wird dabei die Architektur des Erzgebirges "in alpinem Stil" als Ergebnis eines engen bis isoklinalen Großfaltenbaus. Wie in den vorherigen Kapiteln entwickelt, gehen wir von der Existenz von Deckengrenzen zwischen tektonischen Einheiten aus, die sich bezüglich ihrer Metamorphose-Geschichte und ihres petrologischen Inventars deutlich voneinander unterscheiden.

6.2.1 Profil 1

Profil 1 (Abbildung 90) beginnt in Bozi Dar (Gottesgab) in Böhmen, verläuft in SW-NE-Richtung über den Fichtelberg nach Hammerunterwiesenthal, dann für ein kurzes Stück durch nicht von der GIS-Karte abgedecktes Gebiet in der Tschechischen Republik bis nach Jöhstadt. Kurz hinter Jöhstadt ändert es den Verlauf auf SSE-NNW und folgt ungefähr der Zschopau bis in die Außenbezirke von Chemnitz. Es ist etwa 50 Kilometer lang und durchläuft die Blätter Oberwiesenthal (147/5543), Bärenstein (148/5544), Annaberg-Buchholz (139/5444), Marienberg (128/5344) und Chemnitz Süd (114/5253).

Das Profil beginnt in der Granat-Phyllit-Einheit und tritt kurz vor dem Fichtelberg in die GSE-A ein, die hier stark verfaltet und reich an quarzitischen Schiefern ist. Nördlich von Oberwiesenthal trifft es auf Gneise, die der GSE-B (HP-unit 3 nach Schmädicke) zugeordnet werden können. Dies sind vornehmlich die rot eingezzeichneten mgns und Kalifeldspataugengneise, sowie Eklogite und im Vergleich zur GSE-A seltene Metasedimente wie Glimmerschiefer oder Marmore. Das Profil quert den oben schon vorgestellten Stümpelfelsen kurz vor dem Verlassen der GSE-B bei Hammerunterwiesenthal. Das Streichen der Foliation ist hier NNW-SSE, fast genau senkrecht zum Profilverlauf. Obwohl die Kontakte der GSE-B auf beiden Seiten nach Südwesten einfallen, ist ziemlich klar, dass die GSE-B hier im Kern einer NE-vergenten Synform liegt. Dies wird auch auf dem Profil zum Blatt Oberwiesenthal von D. Leonhard so interpretiert und wurde sogar schon von Scheumann (1932,1935) vorgeschlagen (siehe Diskussion in Sebastian, 2013).

Das Profil durchfährt hinter Hammerunterwiesenthal für eine kurze Strecke Glimmerschiefer der GSE-A und erreicht dann die Graugneise der OGE-A. Dann trifft das Profil kurz vor der Landesgrenze auf den Gneis-Komplex von Jöhstadt.

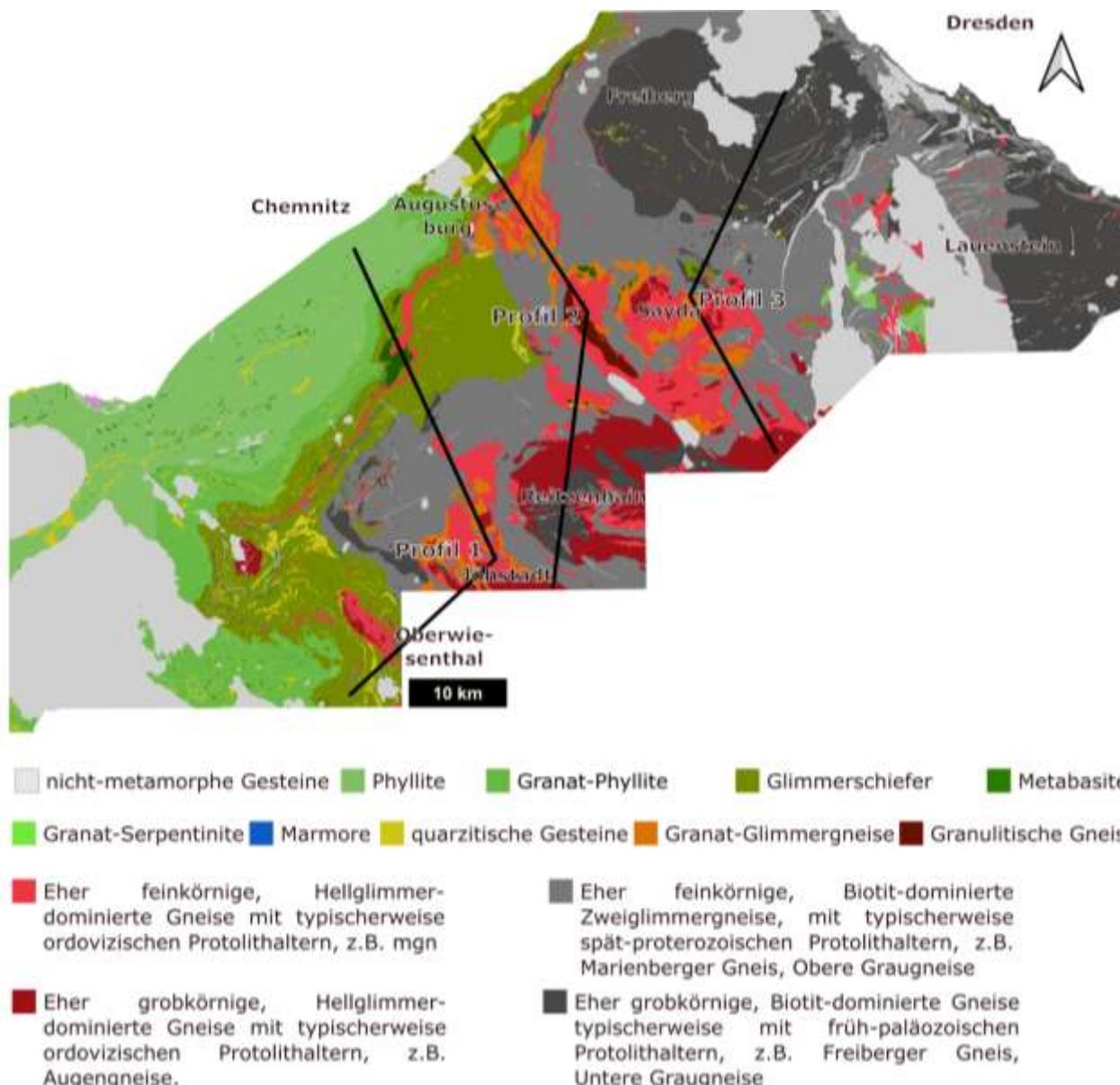


Abbildung 89: Lithologische Karte des Erzgebirges mit dem Verlauf der im Folgenden vorgestellten Profil.

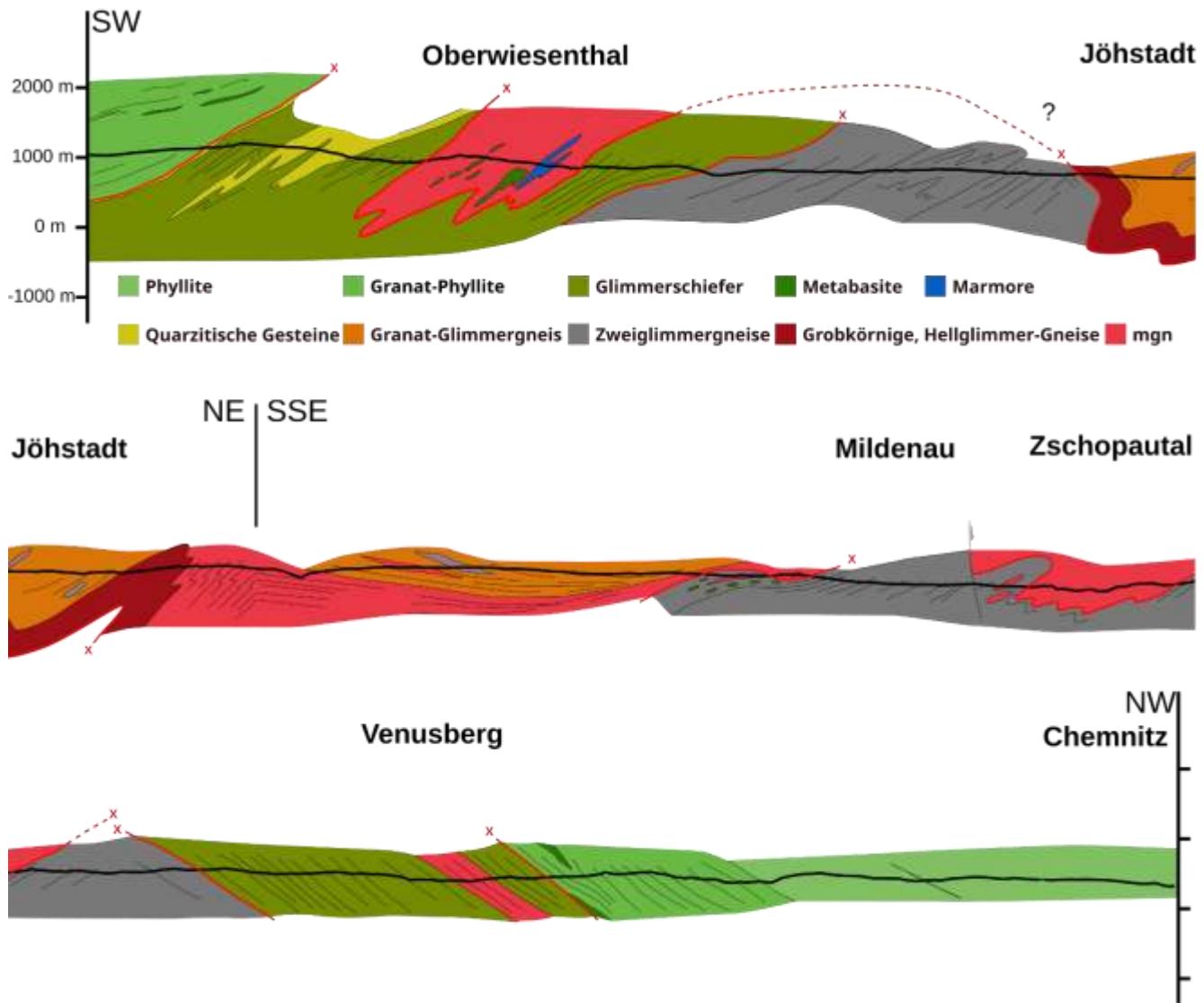


Abbildung 90: Profil 1 von Bozi Dar Richtung Chemnitz.

Die schwarze horizontale Linie markiert die heutige Geländeoberfläche. Alle Geseinseinheiten darüber sind bereits erodiert und spekulativ dargestellt, um einen Eindruck von der Struktur zu vermitteln. Rote durchgehende Linien mit Kreuz markieren Deckengrenzen, rote gestrichelte Linien mit Kreuz zeigen vermutete Deckengrenzen, schwarze Linien mit Pfeil Störungen.

Etwas weiter nördlich liegen die Rotgneise ziemlich deutlich im Kern einer offenen Mulde auf den umliegenden Graugneisen und so haben wir es auch hier interpretiert: Das große Vorkommen von Rotgneisen bei Jöhstadt ist von oben in die OGE-A eingefaltet.

Die Stellung des Jöhstädter Rotgneis-Komplexes ist in der Literatur kontrovers. Jüngere tschechische Arbeiten betrachten ihn als identisch zu unserer GSE-B und als strukturell oben liegend (gestrichelte rote Linie im Profil). Schmädicke zählt die beiden Vorkommen zu verschiedenen HP-Einheiten (HP-unit 2, bzw. HP-unit 3). Das ist insofern problematisch, als dass die von ihr untersuchten Eklogite bei Jöhstadt gar nicht aus den Rotgneisen stammen. Letztere scheinen praktisch frei von Eklogiten zu sein. Hallas zählt das Vorkommen bei Jöhstadt zu einer kohärenten UHP-Einheit im Erzgebirge.

Das Profil durchfährt die OGE-B weiter entlang Metapelit-reicher Serien, macht hinter Jöhstadt einen Knick nach NNE und verläuft dann eine Weile fast im Streichen der Kontakte. Die Geometrie der OGE-B an ihrem Nordende ist nicht ganz klar, aber die Einheit scheint kurz vor Mildenaу auszuheben sodass das Profil in die darunter liegende OGE-A eintritt. Diese lokal als Marienberger Gneise bezeichneten Gneise enthalten dabei einen Großteil der Eklogit-Linsen dieser Gegend, während sie in den Gneisen der OGE-B hier eher selten sind. Ein kleines mgn-Vorkommen südlich von Mildenaу kann man aus dem Kartenbild gut als Synform interpretieren, was die Interpretation, dass die OGE-B hier auf der OGE-A liegt, stützen würde. Die Aufschlussverhältnisse scheinen hier gut zu sein und das Gebiet bietet sich für eine zukünftige strukturelle Detailstudie an.

Weiter verläuft das Profil durch Marienberger Gneis. Unmittelbar nördlich von Mildenaу durchfährt es dann schleifend eine NW-SE-streichende Abschiebung nach NE, die den NE-Block herabsetzt. Entlang der Profilspur stehen nördlich der Abschiebung wieder verbreitet mgns an, was auch hier die höhere Stellung der OGE-B belegt. Wir interpretieren den Kontakt als N-vergent verfaltet. Nach wenigen Kilometern hebt die OGE-B endgültig aus. Es folgt ein etwas erratischer Abschnitt, in dem die für die OGE-A typischen Graugneise aufgeschlossen sind. Nach gut zwei Kilometern biegt die Foliation scheinbar von Süd- auf Nord-fallend, was einer Antiform entspräche, und sehr bald folgt der Kontakt zur GSE-A - ohne dass die höheren Rotgneise der GSE-B wieder an die Oberfläche kommen. Eventuell ist hier der hängende Kontakt der OGE-A diskordant, aber um dies besser einzuschätzen, müsste die Gegend detailliert untersucht werden. Von hier ab läuft das Profil durch konsistent NW-fallende Glimmerschiefer. Eklogite treten in diesem Teil der GSE nicht auf. Das eingezeichnete mgn-Vorkommen innerhalb der GSE liegt in dem oben erwähnten fraglichen Abschnitt ohne nachweisbare Hochdruck-Metamorphose zwischen Schwarzenberg und Augustusburg. Am nordwestlichen Ende des Profils werden schließlich die Granat-Phyllit-Einheit und die Phyllit-Einheit durchfahren.

Unser Profil ist im Einklang mit der Schlussfolgerung der tschechischen Kollegen, dass die HP-Rotgneis-Komplexe der OGE-B und GSE-B im Westerzgebirge auf den anderen Einheiten liegen (KLÁPOVÁ et al., 1998; KONOPÁSEK und SCHULMANN, 2005). Die Deckengrenzen an der Basis dieser Einheiten sind in enge, großräumige Falten gelegt - es liegt also ein regional verfalteter Deckenstapel vor.

6.2.2 Profil 2

Profil 2 (Abbildung 91) verläuft von der tschechischen Seite südlich von Satzung entlang der Schwarzen Pockau nach NNE, über Zöblitz bis zum Ostende der Säidenbachtalsperre und knickt dort nach NW um. Westlich von Oederan überquert es den Hetzbach und endet südöstlich von Frankenberg. Es ist etwa 47 Kilometer lang und durchläuft die Blätter Reitzenhain (140/5445), Zöblitz (129/5345), Lengfeld (116/5245), Brand-Erbisdorf (98/5145) und Flöha (97/5144).

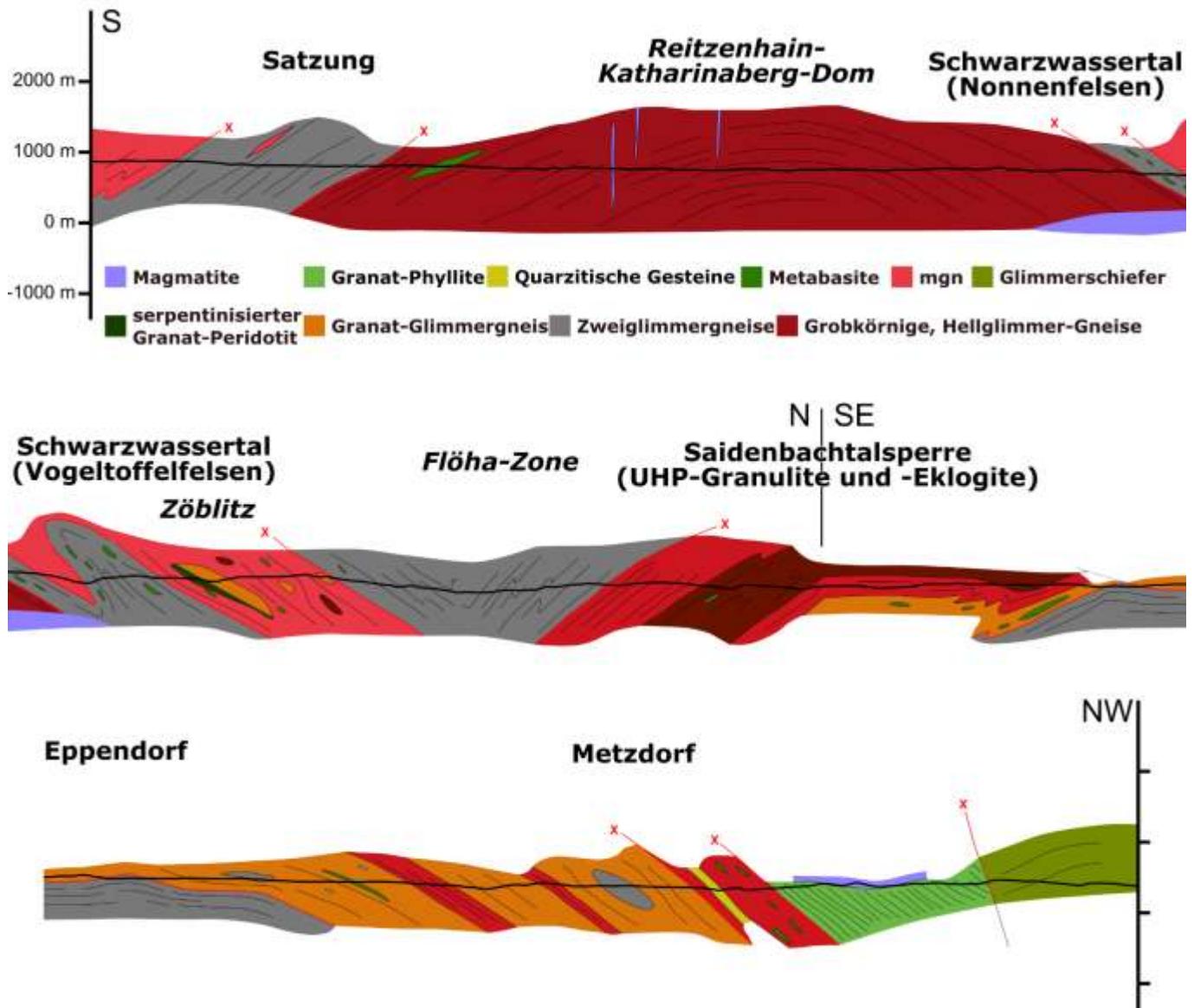


Abbildung 91: Profil 2 von Satzung Richtung Frankenberg.

Die schwarze horizontale Linie markiert die heutige Geländeoberfläche. Alle Geseinseinheiten darüber sind bereits erodiert und spekulativ dargestellt, um einen Eindruck von der Struktur zu vermitteln. Rote durchgehende Linien mit Kreuz markieren Deckengrenzen.

Das Profil beginnt in der OGE-B in SW-fallenden mgn-reichen Serien des Jöhstädter Rotgneis-Komplexes, ca. 15 Kilometer östlich der Spur von Profil 1. Nach kurzer Strecke tritt es in die Graugneise der OGE-A ein, die unter den Rotgneisen liegen. Zumindest entlang der Schwarzen Pockau ist das südliche Fallen der Foliation deutlich. Das Profil verläuft ca. 3 Kilometer durch verschiedene Biotit- und Zweiglimmer-Gneise deren Zuordnung in den Kartenwerken nicht eindeutig ist. Die digitale geologische Karte des Erzgebirges GK 50 EV weicht hier stark von der alten Kartierung von HAZARD (1886), Blatt 140/5445 - Reitzenhain, ab. Die Grenze zum darunterliegenden RKD der UGE ist auch aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse in der Hochmoorlandschaft undeutlich. Ab Satzung sind für etwa

zwei Kilometer wechselnd Rotgneise (Zweiglimmer-Flasergneise, Augengneise) und Graugneise (Marienberger Gneis) kartiert. Besonders nordwestlich der Profilspur ist der unterste Teil der UGE lebhaft und enthält neben Rotgneis-Fetzen auch Eklogit-Linsen.

Kurz vor Reitzenhain dominieren dann Augengneise, die man sicher der UGE zuordnen kann. Zwischen Reitzenhain und Kühnhaide kulminiert die flach einfallende Foliation. Im Kern des RKD finden sich flach liegende Scherzonen und mgn-artige Gesteine, die Fragen bezüglich der vertikalen Architektur aufwerfen. Ab hier fällt die Foliation zunehmend steiler werdend nach NE ein. Im Schwarzwassertal, zum Beispiel am Nonnenfelsen, finden sich wenig deformierte, sehr grobkörnige Augengneise. Auch auf der im tief eingeschnittenen Schwarzwassertal gut aufgeschlossenen Nordflanke des RKD ist die Grenze zur überlagernden OGE nicht eindeutig. Mit der zunehmenden Scherung der Augengneise geht eine strukturelle Umwandlung einher, die auf älteren Karten teilweise als lithologische Grenze kartiert wurde. Eine klassische Lokalität für verschiedenartige Ausbildung von Gneisen gleichen Protoliths als Folge progressiver Deformation ist der Vogeloffelfelsen. In diesem Areal ist der Übergang von wenig deformierten, grobkörnigen Augengneisen zu feinkörnig mylonitisierten Biotit-reichen Gneisen im Aufschluss gut erkennbar. Tatsächlich hat dieser berühmte Aufschluss eine unklare strukturelle Stellung. Die Augengneise legen eine Zugehörigkeit zur UGE nahe, allerdings stehen in strukturell tieferer Stellung auf der anderen Talseite bei Pobershau mgns an, die der OGE angehören sollten. Diese scheinen im Kern einer SW-vergenten Synform zu liegen, der sich im NE eine Antiform anschließt - eine Interpretation, die von REINISCH (1926) in den Profilen zum Kartenblatt "Zöblitz" (129, 5435) vorgenommen wurde und der wir auch in unserem Profil folgen. Im Streichen dieses Niveaus treten nördlich von Pobershau in ähnlichen Gesteinen wie am Vogeloffelfelsen auch Eklogite auf. Nördlich der mgns verläuft die Profilspur auf der Nordflanke der Synform durch eben diese Eklogit-führenden Zweiglimmer-Gneise der OGE-A (Marienberger Gneis), von denen ein bekanntes, von SCHMÄDICKE (1994) bearbeitetes Vorkommen an der Kniebreche dem Straßenbau zum Opfer gefallen ist. Im weiteren Verlauf schließt sich das OGE-B-Vorkommen rund um Zöblitz mit den in Kapitel 5 beschriebenen HP- und UHP-Gesteinen an: mgns, Eklogite, Granat-Peridotite und Granat-Glimmer-Gneise. Es ist für uns dabei nicht zu erkennen, ob dieses den Kern einer Falte darstellt. Auf den Zöblitzer Rotgneisen liegen in der nördlich folgenden Flöha-Zone charakteristische Flammengneise, die als migmatisiertes Äquivalent der Zweiglimmer-Gneise gedeutet werden (siehe Kapitel 5). Die Flöha-Zone stellt sich entlang des Profils als offene Synform dar, die vermutlich jünger als die engen S- oder SW-vergenten Falten ist. Unter der Nordostflanke dieser Synform folgt das große OGE-B-Vorkommen von Sayda, das östlich vom Profil von einem unterbrochenen Zug von Flammengneis in einen kleineren westlichen und einen östlichen Lappen geteilt wird. Nach unserem Profil könnte das Saydaer OGE-B-Vorkommen eine direkte Fortsetzung des Zöblitzer Vorkommens sein. Der westliche, von Profil 2 durchquerte, Lappen des Saydaer

Komplexes enthält einige der spektakulärsten, auch in Kapitel 5 ausführlich beschriebenen UHP-Gesteine des Erzgebirges, so die Diamant-führenden Sidenbachite und die Coesit-führenden Eklogite an der Sidenbachtalsperre. Diese Gesteine scheinen an einen Zug von granulitischen Gneisen im Kern des Lappens gebunden zu sein.

An der Sidenbachtalsperre knickt das Profil auf NNW-Richtung um und verläuft ein Stück im Streichen der Foliation. Südwestlich von Eppendorf treten Granat-Glimmer-Gneise und Granat-Glimmerschiefer mit größeren mafischen Linsen auf, die unter den mgns zu liegen scheinen und die zur OGE-B zu rechnen sind. Es folgt eine schwer zu erklärende Geometrie: Für einige hundert Meter sind die Granat-Glimmerschiefer von unterliegenden Flammengneisen (grau) unterbrochen - scheinbar setzen sich dann die zur OGE-B gehörenden Gesteine fort. Allerdings treten in diesen dann keine UHP-Gesteine mehr auf und das nördliche Vorkommen wird in der Regel zu den HP-Einheiten gezählt (z. B. SCHMÄDICKE, 1994). Nur eine etwas zwanghaft aussehende Interpretation kann diesen Wechsel durch tektonische Grenzen erklären - der Kontakt zwischen den Graugneisen und dem Saydaer Rotgneis-Komplex müsste von einer jüngeren Überschiebung an der Basis einer höheren HP-Decke, ähnlich wie in Profil 1, abgeschnitten sein. Alternativ könnte der metamorphe Feldgradient hier innerhalb der hängenden OGE-B stark teleskopiert sein. Auch dieses Gebiet wäre für eine Detailstudie geeignet, um diese Komplexität aufzulösen. Auf diesem Abschnitt durchquert das Profil außerdem eine offene Antiform, nordwestlich von Eppendorf herrscht wieder nordwestliches Fallen der Foliation vor, allerdings sind bis zur Höhe von Metzdorf nur wenige Fallzeichen auf der Karte. Dominant sind hier im oberen Teil der OGE-B Granat-Glimmer-Gneise und Granat-Glimmerschiefer (z.B. Probe AB4) mit dünnen Zügen von mgns und wenigen Linsen von feinkörnigem Biotit-Gneis.

Die Grenze zur GSE ist schwierig zu definieren. Typische Schiefer der GSE-A treten entlang der Profilspur nicht auf. Im Dach der OGE liegen südwestlich von Oederan allerdings mgns, die neben zahlreichen Eklogiten auch quarzitische Schiefer (Probe AB3) führen. Dieser Teil könnte die GSE-B repräsentieren. Die zwischen Pockau und Augustusburg parallel zur Flöha-Zone NW-SE-streichende Grenze zwischen OGE und GSE ist sehr wahrscheinlich eine jüngere Struktur, eine Abschiebung nach SE oder eine Aufschiebung nach NE. Sie stellt auch bezüglich der Massen von Glimmerschiefern der GSE-A rund um Zschopau eine wichtige Grenze dar - diese Schiefer kommen östlich von Augustusburg praktisch nicht mehr vor und die Granat-Phyllit-Einheit liegt fast der OGE auf (mit einem fraglichen Zug GSE-B dazwischen). Das Profil trifft nordwestlich der mgns auf die darüberliegende Granat-Phyllit-Einheit, der im Oederaner Wald rotliegende Porphyrtuffe aufliegen.

6.2.3 Profil 3

Profil 3 (Abbildung 92) beginnt südöstlich von Deutscheinsiedel auf dem Gebiet der Tschechischen Republik und verläuft nach NNW über Sayda nach Voigtsdorf. Hier macht es einen Knick nach NNE, zieht zwischen Mulda und der Talsperre Lichtenberg über Oberbobritzsch bis nach Klingenberg. Es ist etwa 39 Kilometer lang und durchläuft die Blätter Olbernhau (130/5346), Sayda (117/5246), Lichtenberg (99/5146), Frauenstein (100/5147) und Freital (81/5047).

Das Profil beginnt in Gneisen, die der UGE und dem RKD zugeordnet werden. Auf der deutschen Seite stehen bei Deutscheinsiedel dann darüber liegende mgns der OGE-B an. Die mgns sind Teil des Seiffener Rotgneis-Lappens, der auch ein Vorkommen von UHP-Granat-Peridotit enthält (Probe OL14; Kapitel 5.2.2). Die generell nach NW-fallende Foliation scheint mit SE-vergenten, engen Falten verbunden. Eine solche Falte ist zum Beispiel westlich von Frauenbach kartiert und betrifft dort den Kontakt der mgns mit Zweiglimmer-Gneisen der OGE-A. Die auf der Karte sichtbare Zerschlitzung des Seiffener Lappens könnte sogar die Folge noch SE-vergentem Faltung größerem Maßstabs sein.

Zwischen Deutscheinsiedel und Sayda durchfährt das Profil in verschiedenen Gneisen der OGE-A eine sanfte Mulde, und die Foliation wechselt auf leichtes SE-Fallen auf der SE-Flanke der “Saydaer Kuppe”. Die geologischen Verhältnisse sind hier ziemlich unklar und das Profil ist sicher spekulativ (siehe Diskussion in SEBASTIAN, 2013).

Die Rotgneise des Saydaer OGE-B-Lappens scheinen über den Graugneisen der OGE-A zu liegen. Die isolierten Vorkommen von typischen Gesteinen der OGE-A innerhalb der Rotgneise, etwa das Gebiet von Marienberger Gneis östlich von Sayda, interpretieren wir als hochgefaltete Fenster (Antiformen), also derart, dass diese Gneise die Fortsetzung der unterlagernden OGE-A weiter südöstlich darstellen. Diese Vorkommen liegen auch im Streichen der Graugneise, die das Saydaer OGE-A-Vorkommen in einen westlichen und einen östlichen Lappen aufteilen. Der Zug von Graugneisen wird auch von SEBASTIAN (2013, Profil Seite 216) als von unten in die Rotgneise hochgefaltet gedeutet. Entsprechend dem allgemeinen SE-Fallen, wäre der Faltenbau bei Sayda NW-vergent, es könnte sich aber um die gleiche Faltengeneration wie bei Deutscheinsiedel handeln, die durch die Mulde bei Seiffen reorientiert wäre.

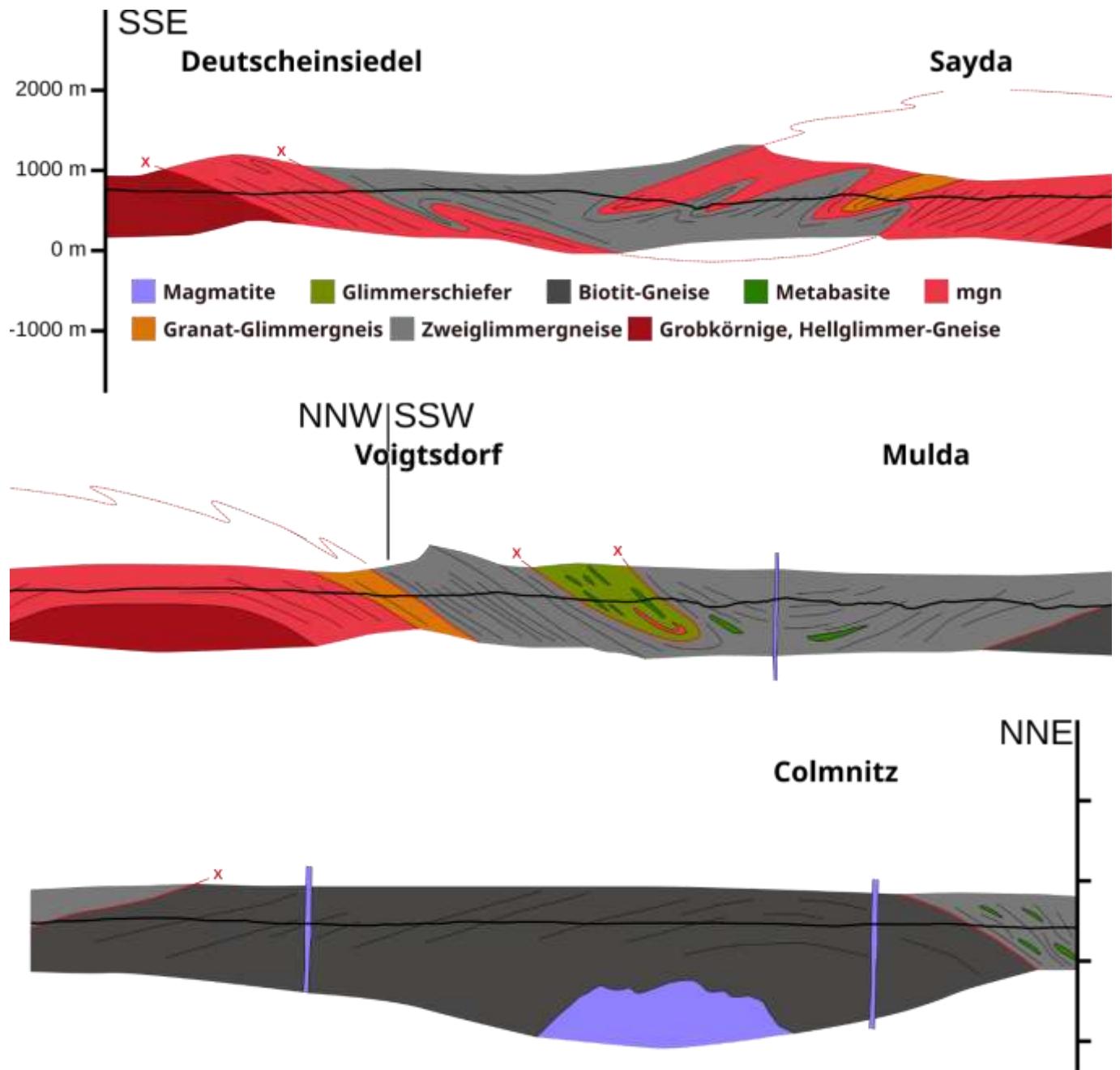


Abbildung 92: Profil 3 von Deutscheinsiedel Richtung Colmnitz.

Die schwarze horizontale Linie markiert die heutige Geländeoberfläche. Alle Gesteinseinheiten darüber sind bereits erodiert und spekulativ dargestellt, um einen Eindruck von der Struktur zu vermitteln. Rote durchgehende Linien mit Kreuz markieren Deckengrenzen, rote gestrichelte Linien zeigen vermutete Deckengrenzen.

Innerhalb der Saydaer Kuppel sind die Aufschlussverhältnisse häufig schlecht, scheinen aber rund um Seiffen besser zu sein, sodass sich hier eine Detailstudie zum besseren Verständnis für räumlichen Beziehungen zwischen OGE-A und OGE-B anbieten würde. Rund um Sayda durchfährt das Profil mgns sowie Granat-Glimmer-Gneise und Granat-Glimmerschiefer (Proben Ol19, Ol20). Die PT-Geschichte dieser Gesteine ähnelt denen in anderen Teilen der OGE-B, zeigt generell aber etwas geringere Peak-Bedingungen (siehe Kapitel 5). Aufgrund der Aufschlüsse von grobkörnigen Gneisen im Zentrum des

Saydaer Komplexes, vermuten wir diese Gesteine auch unter der Oberfläche entlang unserer Profilspur. In vielen Aspekten ähneln diese Gneise denen des RKD, deuten aber höhere metamorphe Entstehungsbedingungen als diese an (siehe Kapitel 5).

In Profil 3 interpretieren wir die Saydaer Kuppel als aufgewölbte, nach SE-schauende, liegende Antiform, die nach SW eintaucht. Dazu würden nicht nur die oben beschriebenen Strukturen, sondern auch SE-vergente Verfaltung im Dach der Rotgneise (siehe Profil von REINISCH zum Blatt Sayda, 1931) sprechen, die dann als Kleinfaltung der liegenden Falte angesehen werden könnte. Schon REINISCH (1931) hat die geologischen Verhältnisse auf dem Blatt Sayda als Ergebnis eines liegenden Großfaltenbaus beschrieben. Das Profil verläuft im Saydaer Rotgneis-Lappen in mgns und gelangt schließlich in auflagernde Granat-Glimmer-Gneise, bevor es am Knick bei Voigtsdorf wieder in Marienberger Gneis der OGE-A (grau) eintritt. Auf der Karte von REINISCH (1931) liegen letztere deutlich auf der OGE-B, wir halten bei unserem jetzigen Stand eine Domstruktur (wenn auch in einer liegenden Falte) bei Sayda für die nächstliegende Lösung.

Das Profil verläuft nun in nordöstlicher Richtung für ca. zwei Kilometer in NE-fallenden Zweiglimmer-Gneisen und einem dünnen Zug von Augengneisen, bevor es in die Glimmerschiefer mit reichlich mafischen Einlagerungen bei Wolfsgrund eintritt. Wie in Kapitel 5 mehrfach erwähnt und beschrieben, deuten wir dieses Vorkommen aus petrologischen Gründen als zur GSE-A gehörige Klippe, also als Synform. In dem Profil von Reinisch wird es dagegen im Untergrund mit dem OGE-B-Lappen von Sayda verbunden und als Antiform gedeutet. In beiden Fällen handelt es sich um eine isoklinale Falte in den Marienberger Zweiglimmer-Gneisen.

Im Folgenden verläuft das Profil durch eine offene Mulde in Zweiglimmer-Gneisen und kommt auf die Südwestflanke des Freiberger Teils des FLD. Die Grenze zur UGE ist gar nicht so klar. Auf dem alten Messtischblatt "Lichtenberg" von REINISCH (1924) liegt die Grenze zu den Freiberger Gneisen entlang der Profilspur kurz hinter dem Tal der Freiberger Mulde und dort ist sie auch im Profil 3 eingezeichnet. Allerdings ist der oberste Teil der Einheit petrologisch lebhaft mit vielen Linsen anderer Gesteine einschließlich eines Eklogit-Vorkommens östlich von Reichstädt. Auf der digitalen Karte GK50 EV liegt die Grenze zur UGE strukturell etwas tiefer.

Entlang des Profils ist der Freiberger Teil des FLD stark asymmetrisch und kulminiert erst nahe seines NE-Randes bei Colmnitz. Ab Neu-Klingenbergs stehen wieder NE-fallende Marienberger Gneise an, die sicher zur OGE-A gehören, da in ihnen auch Eklogite auftreten.

6.3 Deformationsmikrostrukturen an beispielhaften Dünnschliffen

Alle Schliffe, die hier gezeigt werden sind senkrecht zur Foliation und parallel zum Streckungslinear orientiert. Besonders gut konnten wir die retrograde Überprägung im Schwarzwässertal dokumentieren, da hier die Aufschluss situation hervorragend ist.

6.3.1 UGE: Gneisdom von Reitzenhain-Katharinaberg und Grenzbereich zur OGE

Abbildung 93 zeigt ein Scherband in einem **augigen Orthogneis** aus **Probe SW5** aus dem oberen Schwarzwässertal. Diese Probe gehört zu den strukturell tiefsten dieser Studie und stammt aus dem Kern des RKD. Die Probe enthält die Paragenese Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit, mit sehr wenig retrogradem, feinkörnigem Hellglimmer und den üblichen Akzessorien Apatit, Ilmenit und Zirkon. Bei der Exhumation unter hohen Temperaturen wird stets Hellglimmer in Biotit umgesetzt, es kann aber ganz späte, Grünschiefer- und Sub-Grünschiefer-fazielle Hellglimmer-Bildung auftreten, die zum Beispiel auch zur Serizitisierung von Kalifeldspat führen kann. Die Probe wird in der Bachelorarbeit von SKADI-WILKE (2024) ausführlich beschrieben. Dort findet sich auch eine EBSD-Analyse dieses Dünnschliffs und dieses Scherbandes. Da wir aber nicht systematisch EBSD-Analysen gemacht haben, verweisen wir hier nur auf die Arbeit und erwähnen Ergebnisse. Sie sind im Einklang mit Ergebnissen von HALLAS (2020), der eine Serie Proben mit dieser Methode untersucht hat. Die Probe hat trotz ihrer strukturellen Position eine gute Foliation und hat erhebliche Deformation erfahren. Sie zeigt einen deutlichen dextralen Schersinn, der einer Top-nach-NW-gerichteten Scherung entspricht. Sie ist ein gutes Beispiel für abnehmende metamorphe Bedingungen während der Deformation, was sich vor allem in den Quarz-Mikrostrukturen zeigt. Abbildung 93 zeigen, dass Quarz und Plagioklas dynamisch rekristallisiert sind. Die Quarz-Bänder außerhalb des Scherbandes sind grobkörnig und zeigen neben wahrscheinlich spät angelegter undulöser Auslöschung und Subkornbildung verbreitet „grain-boundary-migration“-Rekristallisation. Viele Quarz-Körner sind in Abbildung 93b und c dunkel, bzw. Magenta-Farben.

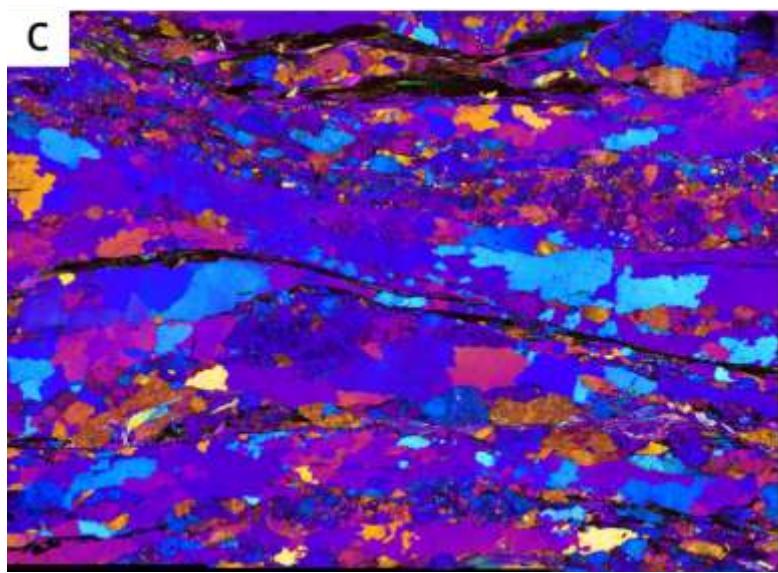
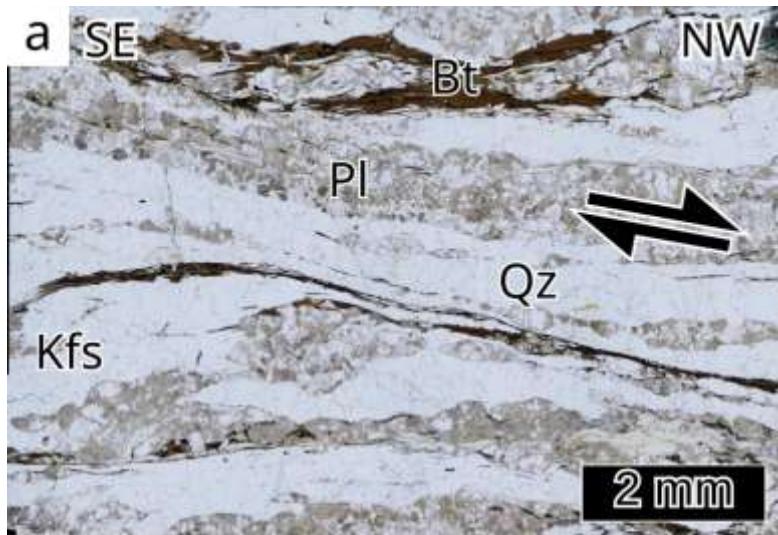


Abbildung 93: Dünnschliffbilder der Augengneis-Probe SW5 aus dem RKD.

a) einfach polarisiert, (b) kreuzpolarisiert, (c) mit eingelegtem Lambda-Plättchen. Späte, feinkörnige Scheränder lassen einen eindeutigen Schersinn Top-nach-NW erkennen (Pfeile).

Dies ist die Folge davon, dass c-Achsen von Quarz dominant senkrecht zur Schliffebene (parallel zur y-Richtung der Verformung) orientiert sind. In Lehrbüchern wird dies klassischerweise als ein Zeichen relativ hoher Verformungstemperaturen ($> 500 \text{ C}^\circ$) gedeutet (z.B. FOSSEN, 2016; siehe aber KILIAN & HEILBRONNER, 2017, für eine andere Erklärung). Die blauen Bereiche in Quarz in Abbildung 93a zeigen eher peripherie c-Achsenmaxima an, die entsprechend des dextralen Schersinnes asymmetrisch nach rechts geneigt sind (z.B. STIPP et al., 2002). In einigen Domänen im Scherband und auch in polykristallinen Aggregaten ist Quarz ganz feinkörnig als Ergebnis Subkornrotation-Rekristallisation. Diese Strukturen entstehen gewöhnlich bei niedrigen Temperaturen unter Grünschiefer-faziellen Bedingungen. Wir interpretieren diese Beobachtungen als Anzeichen für bei der Deformation fallende metamorphe Bedingungen, allerdings blieben die synkinematischen Bedingungen duktil in der oberen Grünschiefer-Fazies, was insbesondere an der durchgehenden Stabilität von Biotit abzulesen ist.

Die starke Deformation im Inneren des RKD kann auch an **Probe SW4** (Abbildung 12) gezeigt werden. Dieser **Augengneis** stammt von einer Lokalität 1,5 Kilometer flussaufwärts vom Nonnenfelsen im Zentrum des Domes, liegt aber strukturell etwas höher als SW5. Das Gestein ist nicht sehr grobkörnig, aber makroskopisch ein typischer Augengneis mit nur schwacher Foliation und der Peak-Paragenese Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Hellglimmer und Biotit. Im Dünnschliff wird aber deutlich, dass die gesamte Matrix dynamisch feinkörnig rekristallisiert ist, die Biotite zum Gutteil zu Chlorit umgesetzt sind und ein diskretes Scherband (im oberen rechten Bildteil) das Material durchschlägt.

Probe SW11 ist ein **Zweiglimmer-Gneis vom Vogeltoffelfelsen** im Schwarzwassertal nahe Ansprung bei Zöblitz. Der Schliff zeigt sehr schöne Top-nach-NW-gerichtete Scherbänder. In dem Scherband in der Mitte verhält sich Feldspat offensichtlich noch duktil und wieder ist Biotit gut erhalten. Der Anteil an feinkörnig rekristallisiertem Quarz ist aber größer als im vorherigen Schliff und entlang der Scherbänder beginnt sich die Verformung extrem zu lokalisieren und die Korngröße wird ganz feinkörnig.

Dieser Trend in Richtung spröd-duktil-Übergang ist in einer weiteren **Probe SW10** vom gleichen Aufschluss noch deutlicher. Die Probe hat ein ähnliches Ausgangsgestein wie Probe SW11 war also ein typischer, gut folierter Kalifeldspat-Augengneis (Abbildung 95). Im Vergleich zu Probe SW11, ist diese Probe aber stärker von retrograder Deformation und Mineralalteration betroffen. Fast der gesamte Biotit ist zu Chlorit umgesetzt. Die Top-nach-W-gerichteten Scherbänder sind zu planaren, bruchhaft aussehenden Flächen geworden. Unter starker Vergrößerung wird deutlich, dass Quarz auch hier noch immer ganz feinkörnig dynamisch rekristallisiert ist. Das ist unter anderem auch an den kristallographischen Vorzugsorientierungen der feinkörnigen Domänen zu erkennen (Abbildung 96). Feldspat rekristallisierte aber nicht und wurde offenbar bruchhaft verformt. Das Material zerbricht bei der Probenahme leicht entlang der Foliation und der Scherbänder.

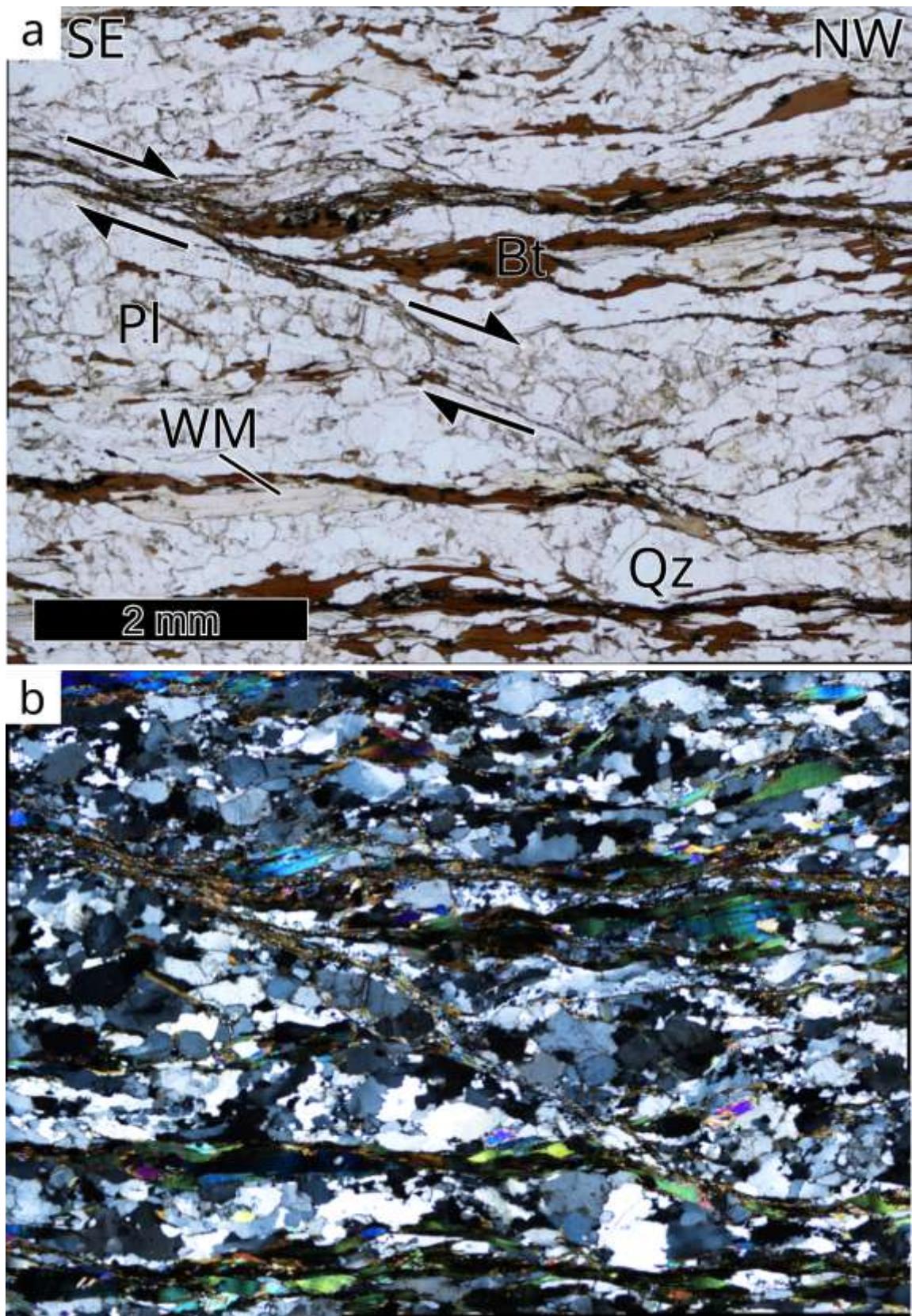


Abbildung 94: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe SW11.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Der rechtsdrehende Schersinn (Pfeile) lässt sich gut aus den Scherbändern ableiten.

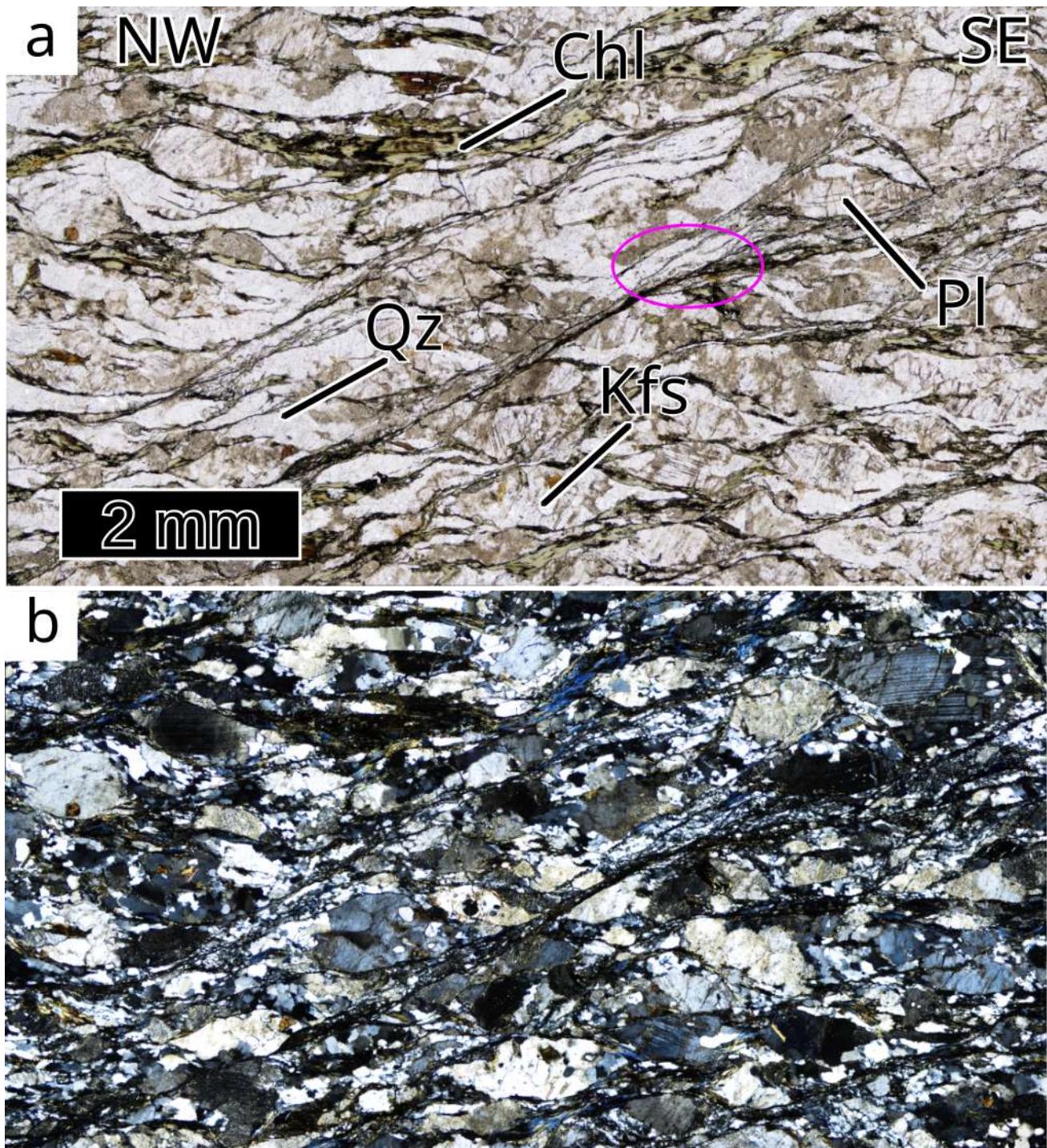


Abbildung 95: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe SW10 vom Vogeltoffelfelsen.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Der Gneis zeigt viele Scherbänder, von denen das lila eingekreiste in Abbildung 96 genauer gezeigt wird.

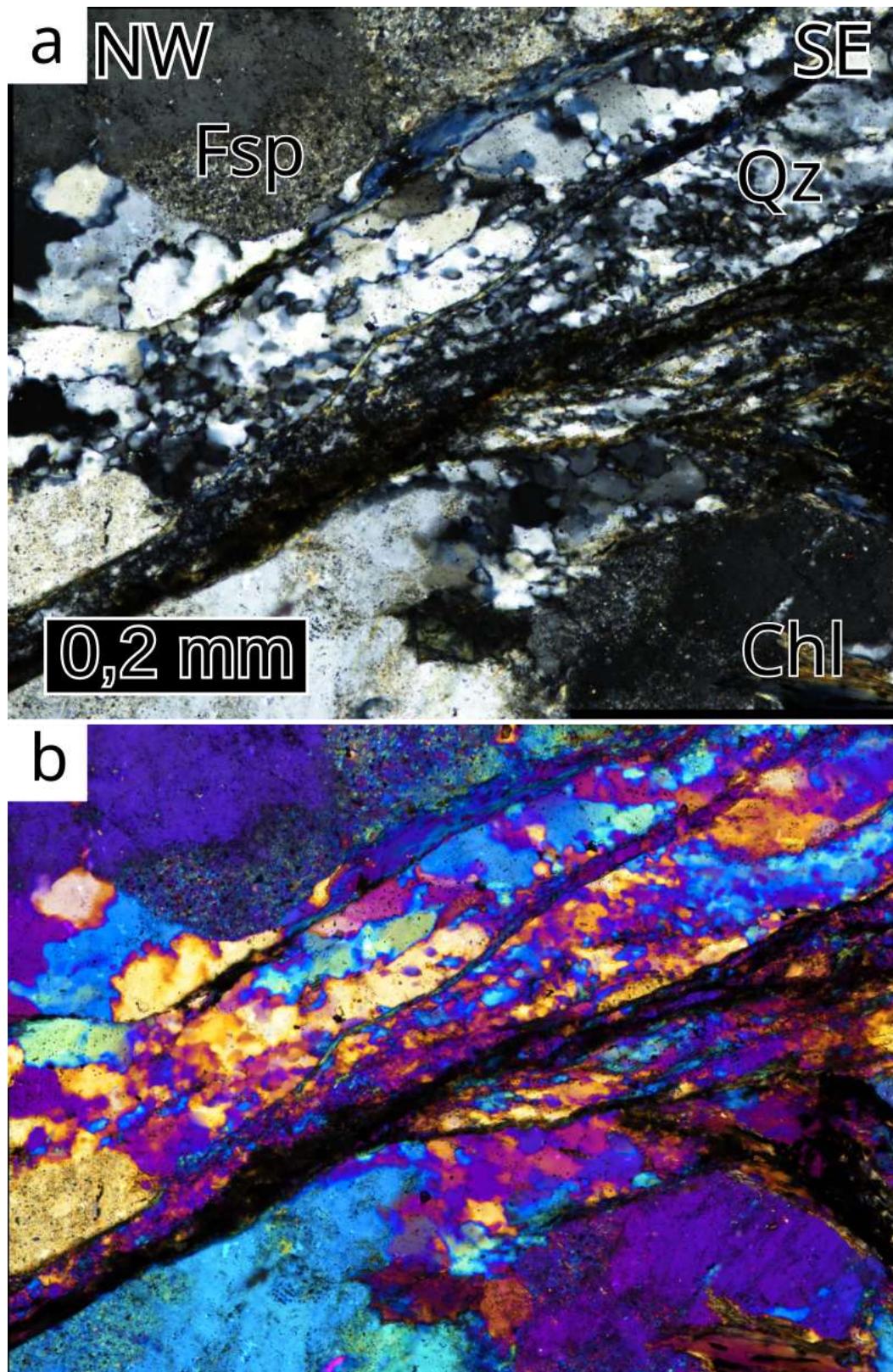


Abbildung 96: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe SW10.

a) Kreuzpolarisiert und (b) mit Lambda-Plättchen. Das Bild zeigt eine Vergrößerung eines Scherbandes aus Abbildung 95. Deutlich ist die extreme Korn-Verkleinerung entlang des Bandes im Vergleich zu den umliegenden Körnern.

An dem berühmten Vogeloffelfelsen können also über wenige Meter der Übergang von nur schwach folierten Augengneisen zu mylonitischen Gneisen studiert werden. Dieser Übergang geschieht im vertikalen Profil mehrfach und tatsächlich liegt wohl ein Netzwerk von Scherzonen rund um geschonte Bereiche vor. Zwar ist man in der Nähe des Deckenkontaktes - die genaue tektonische Position und Zugehörigkeit des Vogeloffelfelsens ist tatsächlich umstritten - aber die Deformation in diesen Gneisen ist deutlich retrograd und typisch für die spätere Top-Nach-Westen gerichtete Deformation.

Die **Probe Erz5** (Abbildung 97) zeigt einen **retrograd überprägten mgn** von der Lokalität Kniebreche. Die Probe stammt von der Basis des OGE-B-Lappens von Zöblitz. Auch diese Probe zeigt sehr schöne Scherbänder mit Top-nach-NW gerichteten Schersinnen.

Verglichen mit mgns, die innerhalb des Zöblitzer Lappens beprobt wurden (Probe SW9, Kapitel 5.2.2, Abbildung 29) enthält diese Probe deutliche größere Mengen von Biotit. Sehr schön kann man sehen, dass größere Hellglimmer rund um große Plagioklas-Augen und grobkörnige Quarzaggregate erhalten sind, wogegen in den feinkörnig dynamisch rekristallisierten Bereichen feinkörniger Biotit vorherrscht. Auf den ersten Blick könnte man die Verformung dort für spröd halten, aber Quarz ist durchgehend dynamisch rekristallisiert, und Biotit war bei der Verformung stabil. Dennoch zeigt die Probe deutlich die Abnahme der metamorphen Bedingungen bei der Verformung. Dies ist ein sehr schönes Beispiel für die oben gemachte Aussage über die Deckengrenzen: Diese Probe stammt genau von der kartierten Grenze von OGE-A und OGE-B und der Aufschluss wird auf Exkursionen als die Basis der Rotgneis-Einheit vorgestellt. Wir erinnern daran, dass der OGE-B-Lappen von Zöblitz erheblich höhere metamorphe Bedingungen erfahren hat als die unterliegenden Serien der OGE-A. Diese Grenze ist eine Deckengrenze, aber die Struktur bildet ein relativ spätes Stadium der Verformung ab und ist nicht dramatischer als in anderen umgebenden Gneisen. Im Grunde sind die gebänderten, Hellglimmer-betonnten mgns innerhalb der OGE-B wie zum Beispiel die Probe SW9 beeindruckendere Mylonite, dieses Deformationsstadium ist in der Probe ERZ5 überprägt.

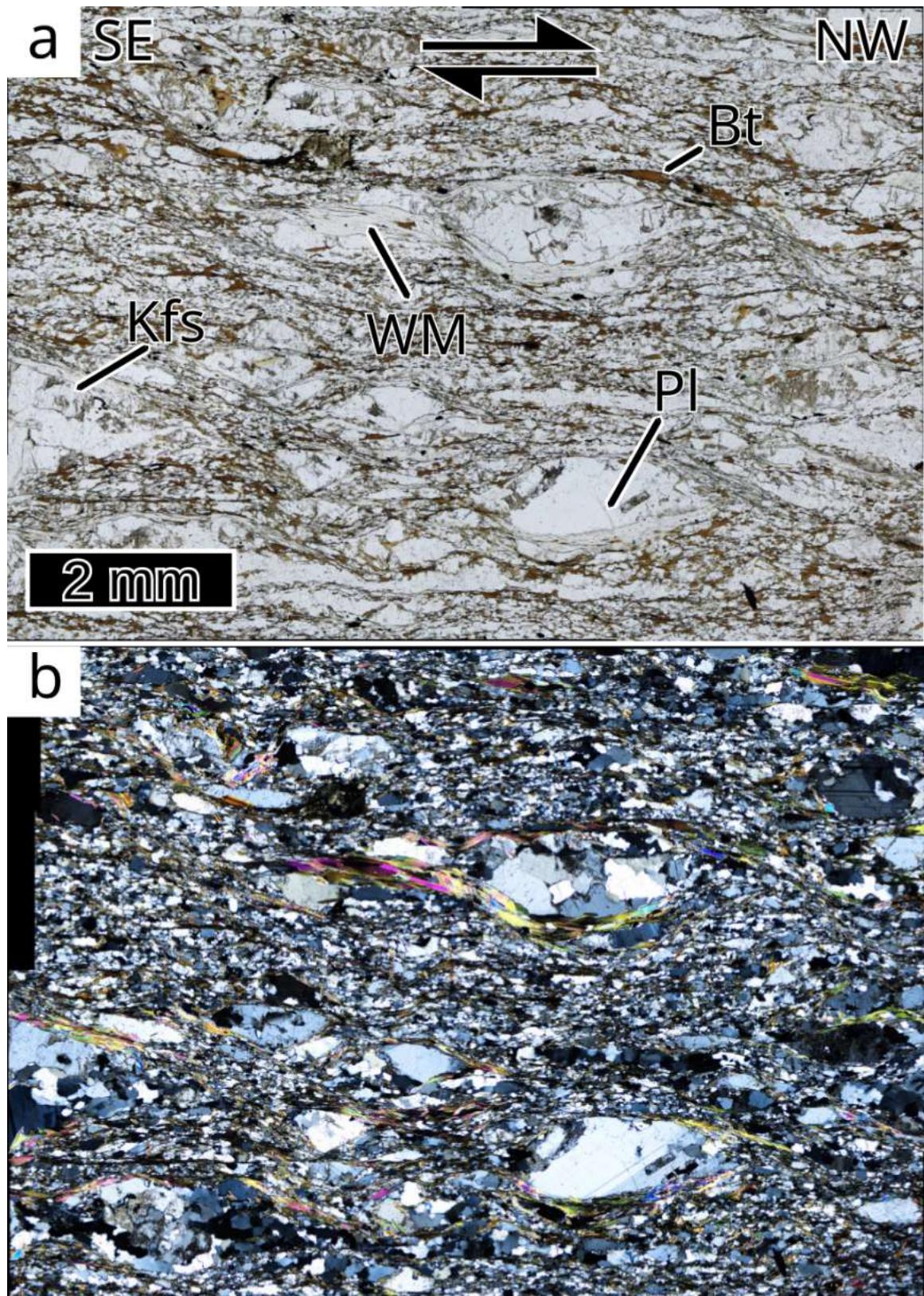


Abbildung 97: Dünnschliffbilder des mgns Erz5.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Grobe Hellglimmer sind vor allem mit den grobkörnigen Feldspataugen in Zusammenhang, während feinkörniger Biotit die Matrix dominiert. Der Schersinn zeigt Top-nach-NW (Pfeile).

6.3.2 UGE: Gneisdom von Freiberg-Lauenstein

Die erste **Probe FRB2** stammt aus dem FLD aus einem Waldstück nahe Kleinwaltersdorf bei Freiberg (Abbildung 6). Dabei handelt es sich um einen klassischen **Freiberger Gneis** mit der Paragenese Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Das Gestein zeigt eine gute Foliation, die durch eingeregelten Biotit und gelängte Domänen aus rekristallisiertem Quarz und/oder Feldspat definiert wird und Feldspataugen umfließt. Wenn nicht verzwilligt, ist die Unterscheidung der Feldspäte schwierig. Wir nehmen aber an, dass die nicht rekristallisierten Augen dieser und der anderen FRB-Proben eher Kalifeldspäte sind. Probe FRB2 ist frisch und zeigt keine starke mineralogische Retrogradierung und „grain-boundary-migration“ als dominanten Rekristallisations-Mechanismus. Allerdings zeigt auch sie (1) die Ausbildung gerader Scherflächen parallel zu den Scherbändern und (2) eine beginnende Kornverkleinerung von Quarz durch dynamische Rekristallisation entlang dieser Scherbänder, wie sie auch für die Proben des RKD vorgestellt wurde (siehe oben). Der Schersinn der Probe ist zwar nicht deutlich ausgeprägt, zeigt aber Top-nach-E an.

6.3.3 OGE-A

Die **Probe FRB4** (Abbildung 98) zeigt einen sehr schönen **Biotit-Kalifeldspat-Gneis** aus der OGE-A nördlich von Freiberg. Die Probenlokalität liegt etwas außerhalb unserer Karte bei Reinsberg auf Blatt Mohorn (64/4846). Die Probe zeigt die Paragenese Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Alle Minerale bis auf Quarz sind noch relativ grobkörnig. Quarz selbst ist aber zum Teil feinkörnig dynamisch rekristallisiert, zeigt core-mantle-Strukturen und bildet Scherbänder sowie foliationsparallel gescherte Domänen. Er zeigt wieder die typischen kristallographischen Vorzugsorientierungen: in kreuzpolarisiertem Licht ohne und mit Lambda-Plättchen erscheint er insgesamt dunkel bzw. magenta (Abbildung 98), entsprechend einem c-Achsen-Maximum senkrecht zur Schliffoberfläche. In den Scherbändern herrschen ganz feinkörnige Rekristallitate vor, die mit der Lambda-Platte gelb erscheinen - entsprechend einem peripheren c-Achsen-Maximum bei sinistralem Schersinn, der wieder einer Bewegung Top-nach-NNW entspricht. Grobkörnige Feldspäte zeigen nur schwach undulöse Auslösung. Der extreme Festigkeitsunterschied zwischen Plagioklas und Quarz sowie die feinkörnige dynamische Rekristallisation von Quarz zeigen wieder ganz deutlich in Bezug auf die Peak-Metamorphose retrograde Deformationsbedingungen an, wobei Biotit aber noch stabil scheint. Das entspricht Bedingungen der oberen Grünschiefer-Fazies.

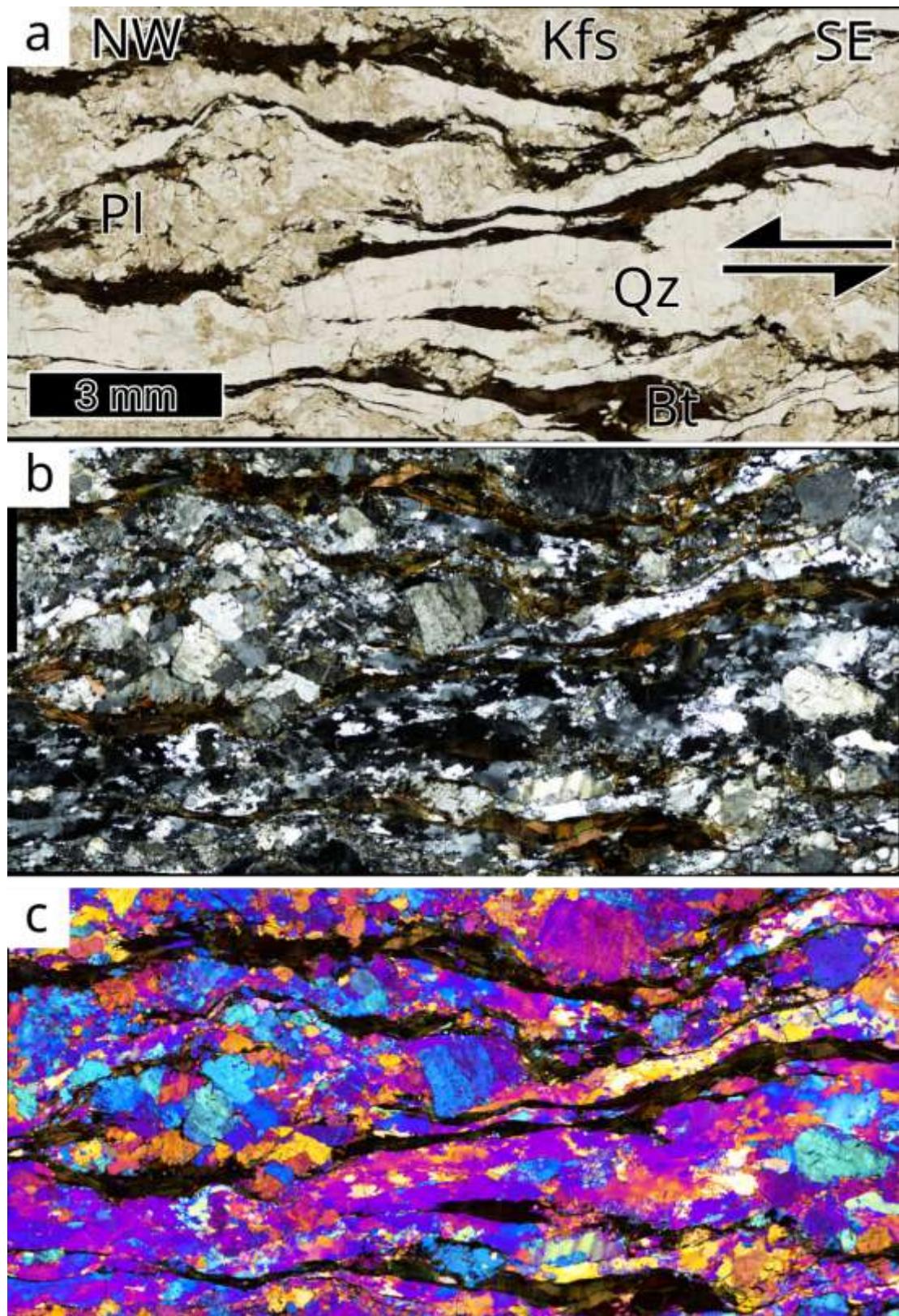


Abbildung 98: Dünnschliffbilder der Biotit-Gneis-Probe FRB4.

a) einfach polarisiert, (b) kreuzpolarisiert (c) und mit eingelegtem Lambda-Plättchen. Auch hier ist die Korngrößenverkleinerung entlang von Scherbändern gut zu beobachten. Der Schersinn zeigt Top-nach-NW (Pfeile).

Die **Proben FRB6 und FRB7** stammen aus dem Striegistal zwischen Wegefahren und Bräunsdorf. Diese Einheiten gehören zu den **Graugneisen** der OGE-A auf dem Freiberger Teil des FLD. FRB6 ist ein Zweiglimmer-Augengneis, bei dem wir wieder annehmen, dass die Augen zumindest zum Teil auch Kalifeldspäte sind (Abbildung 99). Der Schliff zeigt die Paragenese Quarz, Kalifeldspat/Plagioklas, Biotit und Hellglimmer plus die üblichen Akzessorien Apatit, Zirkon und Oxide. Biotit ist jünger als Hellglimmer, aber auch in der Foliation eingeregelt. Zusammen mit stark rekristallisiertem Quarz definieren die Glimmer eine wellige Foliation um die Feldspataugen.

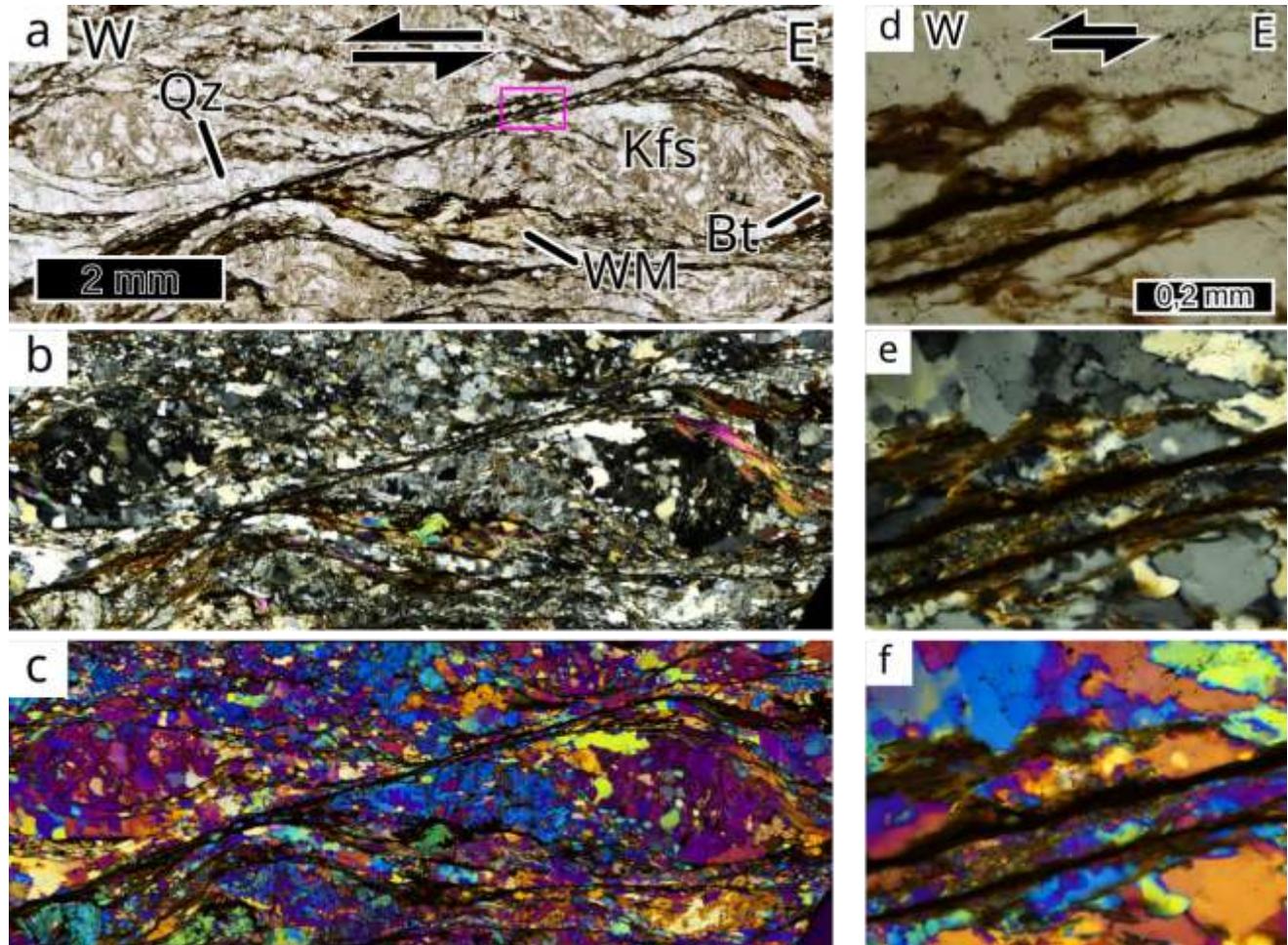


Abbildung 99: Dünnschliffbilder der Zweiglimmer-Gneis-Probe FRB6 (Oberer Graugneis).

a-c) zeigen einen großen Ausschnitt und (d-f) ein Detail, wobei das pinke Rechteck die Lokation der Bilder d-f zeigt. (a) + (d) sind einfach polarisiert, (b) + (e) kreuzpolarisiert und (c) + (f) mit eingelegtem Lambda-Plättchen. Die Scherbänder lassen einen Schersinn gut erkennen und zeigen wieder starke Korn-Verkleinerung. Aus der Mineralogie geht eine Entstehung während der retrograden Metamorphose hervor.

Der Obere Graugneis der **Probe FRB6** zeigt im Vergleich zum Unterem Graugneis der Probe FRB2 eine viel ausgeprägtere und diskrettere Scherband-Bildung, der eindeutige Schersinn ist das verbreitete Top-nach-Westen. Scherbänder verlaufen nun gerade fast durch den gesamten Schliff (etwa das Scherband unterhalb der Markierung "Qz") und zeigen diskreten Versatz. Das Gestein teilt sich mechanisch eher an den Scherbändern als an der Foliation. In den Scherbändern kommt es zu einer enormen Kornverkleinerung von Quarz durch dynamische Rekristallisation, in Abbildung 99d-f kann man erkennen, dass es deutliche Unterschiede von Fluideinschlussdichten in sehr kleinem Maßstab gibt. Feldspat scheint sich spröd zu verhalten. Leicht oxiderter, im Scherband perfekt eingeregelter Biotit deutet auf Fluidwegsamkeit hin, ist aber auch in den Scherbändern durchgehend stabil, sodass man wieder Deformationsbedingungen der oberen Grünschiefer-Fazies vermuten würde.

Probe FRB7 (Abbildung 100) ist ein mylonitischer, retrograder, quarzitischer Hellglimmer-Gneis, der eine Linse in den Graugneisen bilden muss. Wahrscheinlich ist das ein Metasediment. Die meisten stark gelängten Augen bestehen aus rekristallisiertem Quarz sowie eines aus Feldspat, die in eine feinkörnige Matrix aus Hellglimmer, Chlorit, stark serizitisierter Feldspat und Klinozoisit/Epidot eingebettet sind. Offensichtlich sind die Quarz-Augen mechanisch stabiler als die Matrix. Scherbänder bilden nur einen ganz kleinen Winkel zu Hauptfoliation, der Schersinn ist nicht ganz eindeutig Top-nach-SW. Das Gestein ist pervasiv straff foliert, stark retrograd unter Zuführung von Fluiden alteriert und hat teilweise entlang von Chlorit-Bändern eine foliationsparallele Teilbarkeit.

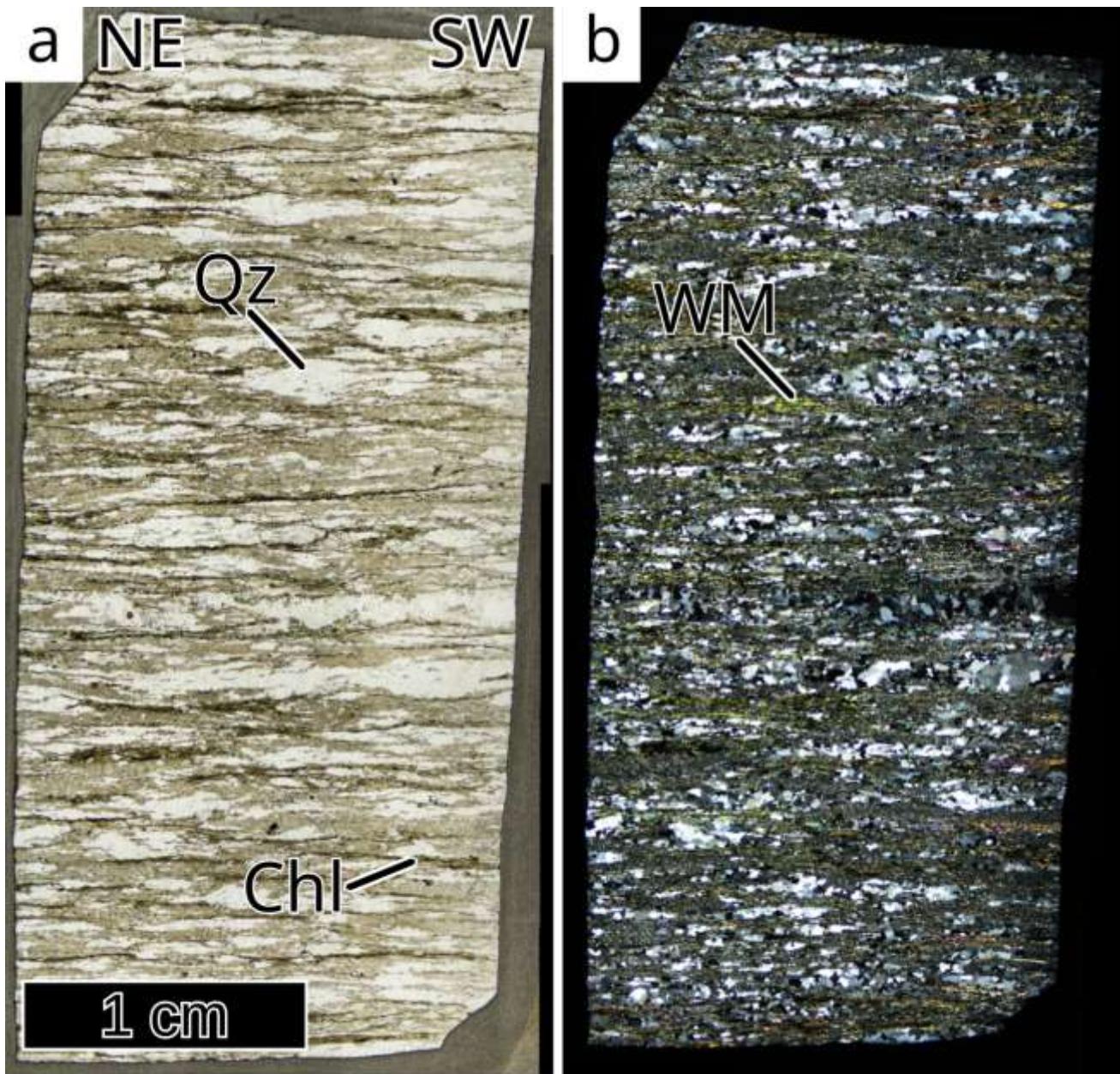


Abbildung 100: Scans des Dünnschliffes von Hellglimmer-Gneis-Probe FRB7.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Die Probe ist ein mylonitischer, retrograd überprägter Gneis der OGE-A.

Probe WOL12 (Abbildung 14 und Abbildung 15) zeigt einen **Albit-Blasten-Gneis**, der bereits in Kapitel 5 besprochen wurde. Dieser Gesteinstyp und seine Übergänge zum typischen Marienberger Biotit-Plagioklas-Gneis werden in der Arbeit von HALLAS (2020) sorgfältig untersucht. Peter Hallas vertritt die These, dass die Albit-Blasten-Gneise das mineralogische und strukturelle Vorläuferstadium der Biotit-Plagioklas-Gneise darstellen, dass die beiden Gesteine also die protorozoischen Grauwacken als Ausgangsgestein haben. Uns erscheint diese Ansicht plausibel. Auch in Probe WOL12 sieht man sehr gut, wie die Albit-Blasten in den Druckschatten zu Plagioklas kristallisieren und Plagioklas auch intern die Albite zu ersetzen beginnt. Die Albite bilden Sigma-Klasten, die von Biotit und Hellglimmer umflossen werden und die wieder einen Top-nach-W gerichteten Schersinn anzeigen. Quarz ist erstaunlich grobkörnig und zeigt keine Zeichen von dynamischer Rekristallisation in dieser Probe. In Abbildung 14

sieht man deutlich, dass die Albit-Blasten eine ältere Foliation einschließen, die von Hellglimmer dominiert wird und diskordant zur jetzigen Hauptfoliation orientiert ist. Wie in Kapitel 5 dargelegt, bilden diese Hellglimmer zusammen mit dem eingeschlossenen Granat eine ältere Paragenese, die höhere Drücke anzeigt und offensichtlich auch eine ältere Foliation abbildet. Diese eingeschlossenen Paragenesen sind ein Argument dafür, dass die Gneis-Matrix in der OGE-A eine andere metamorphe Geschichte hat als die Eklogite, weil sie ein anderes Hochdruck-Stadium abbildet. Strukturell ist das für uns schwer zu begreifen. Überall in der OGE-A treten Eklogite auf, die untereinander ähnliche metamorphe Peak-Bedingungen zeigen. Es ist schwer sich vorzustellen, wie diese bei der Exhumation so gut in einer Matrix mit niedrigeren Peak-Bedingungen verteilt werden konnten.

6.3.4 GSE-A

Abbildung 101 zeigt Probe **EE16**, bei der es sich um ein ungewöhnliches Grünschiefer-ähnliches Gestein aus der GSA-A-Klippe bei Wolfsgrund handelt. Das Gestein besteht aus größerem, polykristallinem Quarz- und Feldspat-Linsen, in einer Matrix aus sehr feinkörnigem Quarz, Feldspat, Chlorit und Hellglimmer. Alle Minerale außer Chlorit sind eingeregelt, Chlorit überwächst die Foliation. Die Abbildung 101 zeigt einen Teil einer der dynamisch rekristallisierten, stark gelängten Quarz-Linsen. Auch wenn die stark rekristallisierte Matrix mechanisch offenbar schwächer als die Linsen ist, wurden auch letztere extrem deformiert, sodass die Gesamtverformung der Probe sehr groß sein muss. Quarz zeigt lehrbuchhaft „grain-boundary-migration“-Rekristallisation (linke obere Mitte des Bildes - Grenze zwischen dunklem und hellem Korn), ebenso starke „shape-preferred-orientation“ von Subkörnern sowie eine starke kristallographische Vorzugsorientierung. Auch das eine Feldspatauge im Schliff ist rekristallisiert und asymmetrisch ausgelängt. Alle Schersinnkriterien zeigen einen dextralen Schersinn an, der einer Top-nach-SW-gerichteten Bewegung entspricht.

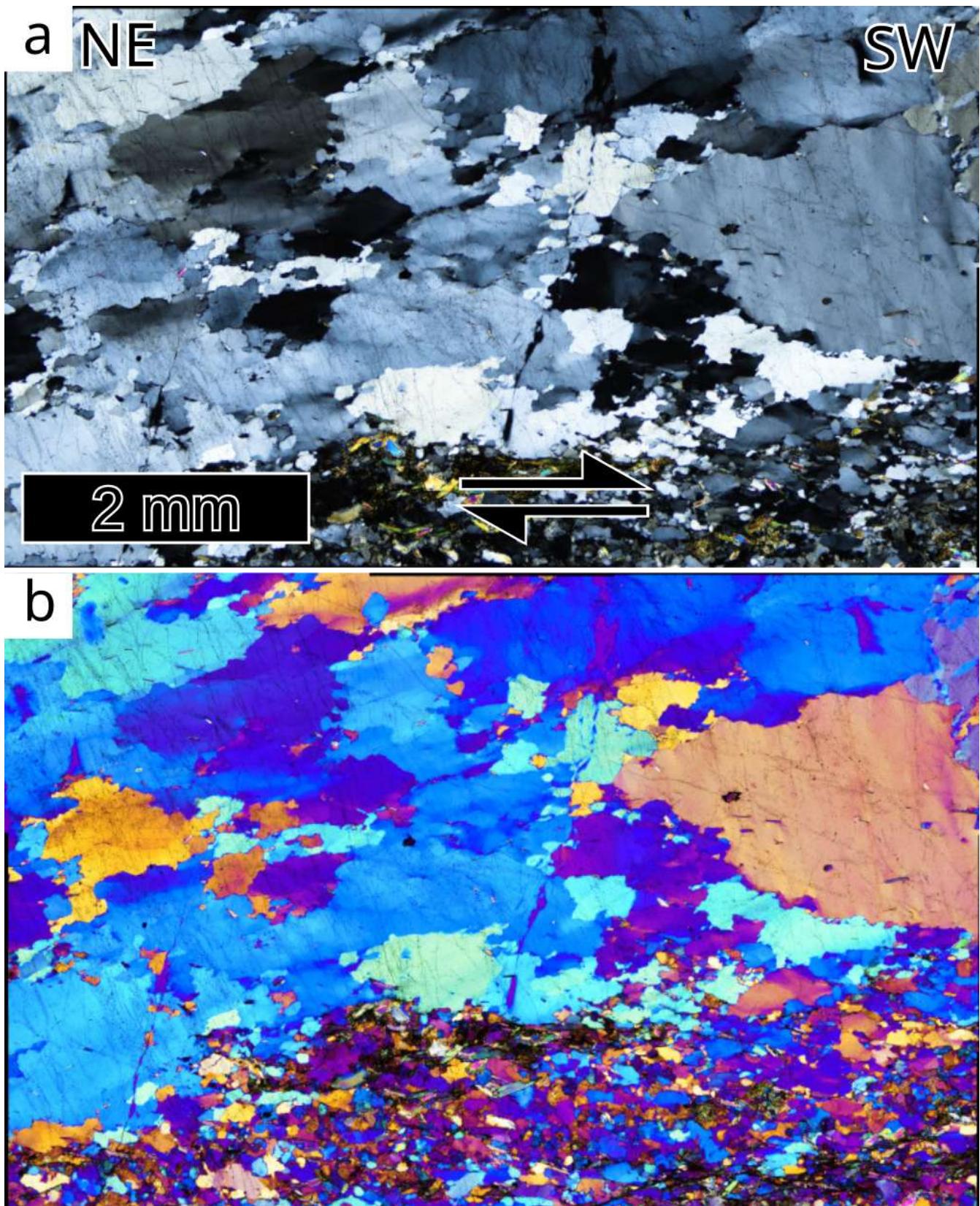


Abbildung 101: Dünnschliffbilder der Grünschiefer-ähnlichen Probe EE16.

Kreuzpolarisiert und (b) mit Lambda-Plättchen. Die Kornformen sind typisch für „grain-boundary-migration“-Rekristallisation.

Die **Proben Zop1 und Zop4b** (Abbildung 102 und Abbildung 103) stammen von zwei **Glimmerschiefern** aus der Nähe von Zschopau aus der GSE-A. Es handelt sich um Proben mit der Mineralvergesellschaftung Quarz, Hellglimmer, Granat, Biotit, Plagioklas, Chlorit plus einige Akzessorien wie Apatit, Ilmenit oder Titanit. Die Proben scheinen ursprünglich die Hauptgemenenteile Quarz, Hellglimmer und Granat enthalten zu haben.

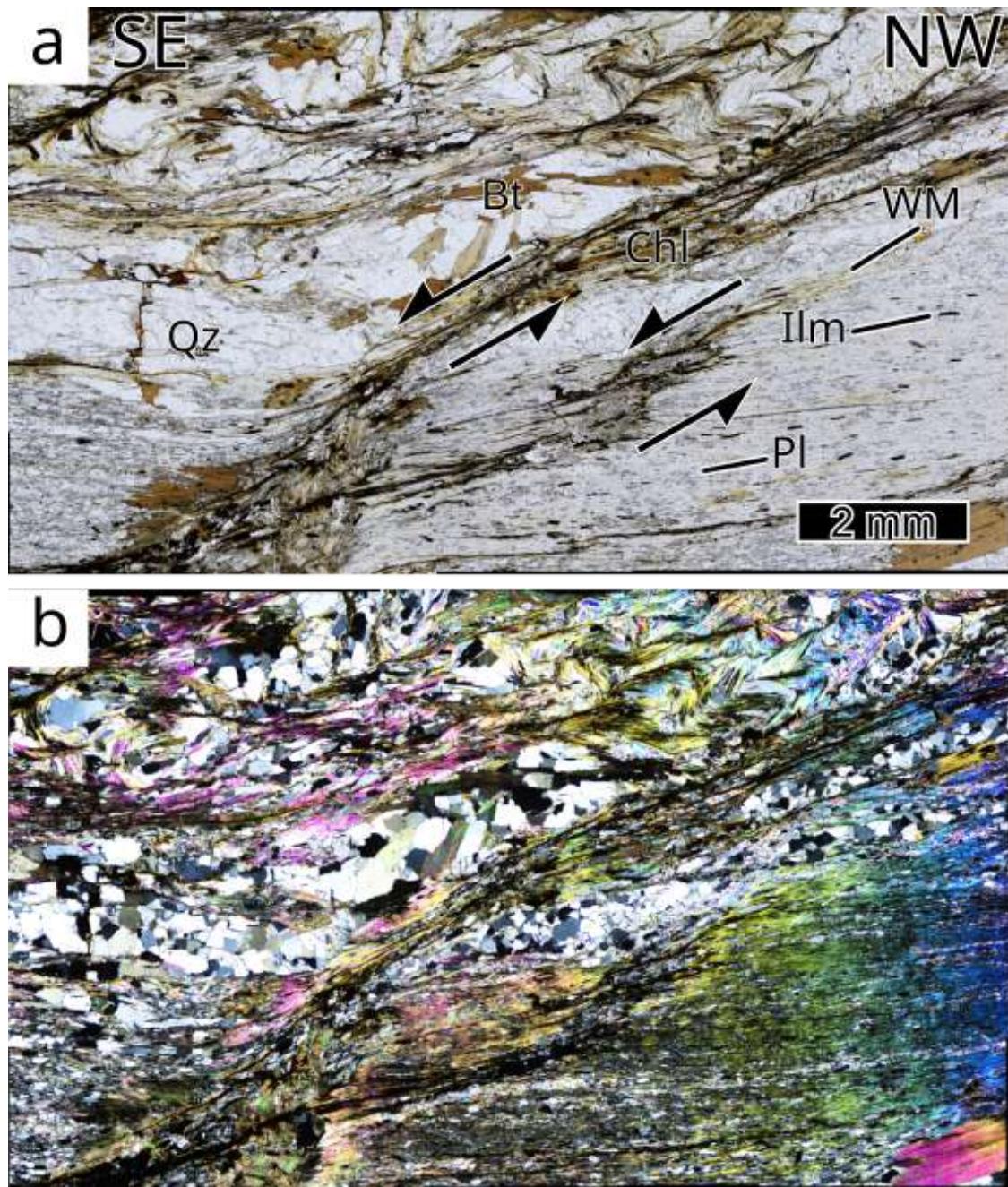


Abbildung 102: Dünnschliffbilder der Glimmerschiefer-Probe Zop1.

a) Einfach polarisiertes und b) kreuzpolarisiertes Licht. Scherbänder lassen wieder einen schönen Schersinn erkennen. In ihnen dominiert Chlorit über Hellglimmer, der eher in der intakten Matrix zu finden ist.

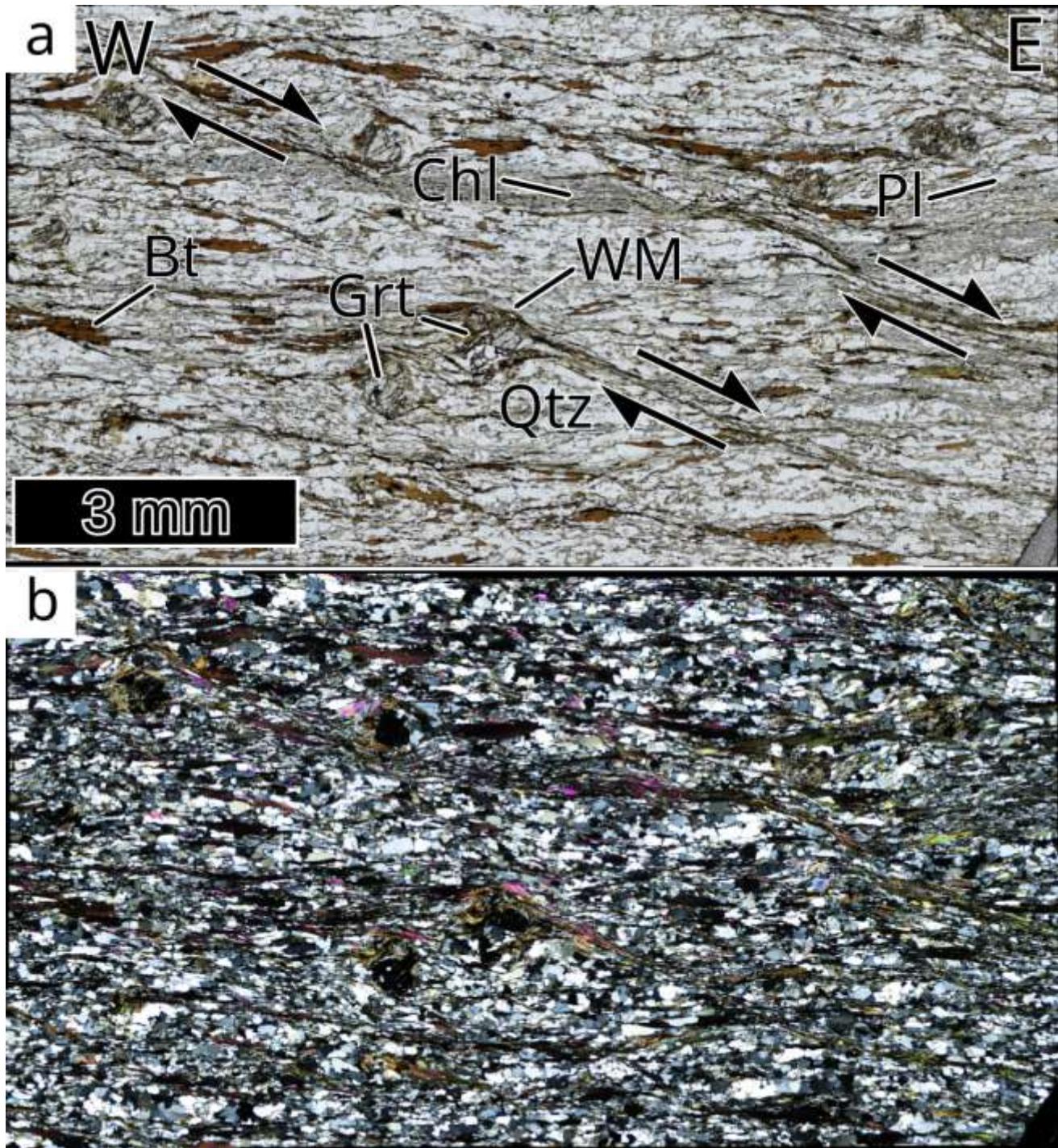


Abbildung 103: Dünnschliffbilder der Glimmerschiefer-Probe Zop4b.

a) Einfach polarisiertes und (b) kreuzpolarisiertes Licht. Während die „Honeycomb“-Granate eher Blauschiefer-fazielle Bedingungen vermuten lassen, sind die Chlorit- und Biotit-reichen Scherbänder vermutlich später und Grünschiefer-faziellen Bedingungen entstanden.

Hellglimmer bildet durchlaufende Bänder parallel zur Foliation und ist verfaltet, während Biotit Hellglimmer überwächst und nachfolgender Chlorit teilweise quer zur Foliation orientiert ist. Biotit und Chlorit treten beide auch in Scherbändern auf. Plagioklas wächst als Sprenkel in Hellglimmer, offensichtlich durch Zerfall der Paragonit-Komponente. Kleine Granate sind von Biotit und Chlorit stark resorbiert. Reliktisch sind sogenannte „Honeycomb“-Strukturen in Granat erhalten (zum Beispiel im Zentrum von Abbildung 103). Das sind Domänen, in denen große Quarzeinschlüsse nur von dünnen

Granat-Stegen getrennt sind. Diese Struktur wird zuweilen als Hinweis auf eine Granat-Bildung unter Blauschiefer-faziellen Bedingungen angesehen. Insgesamt legt die Paragenesenfolge eine uhrzeigersinnliche PT-Entwicklung nahe. Die Schlitte zeigen dynamische Rekristallisation von Quarz und prachtvolle Scherbänder, die sich unter retrograden Bedingungen zusammen mit Biotit und Chlorit gebildet haben und in Proben von vier Lokalitäten konsistent einen Schersinn Top-nach-E anzeigen.

6.4 Deformationsgeschichte

Aufgrund der Erforschungsgeschichte des Erzgebirges möchten wir auf eine allgemein anerkannte Erkenntnis der kristallinen Strukturgeologie hinweisen: Das Ausmaß an Verformung in gut foliierten, dynamisch rekristallisierten, hochmetamorphen Gneisen, wie man sie z.B. in der OGE überwiegend findet, kann enorm sein. Sedimentäre Strukturen sind in solchen Gesteinen nicht bewahrt, auch nicht relikisch. Gefüge wie in den feinkörnigen Granuliten der UHP-Einheiten (z.B. Proben SDB4, SDB19) sind steady-state Gefüge und können jede beliebige Verformung (strain) aufweisen. Auch dynamische Rekristallisation durch „grain-boundary-migration“ kann steady-state Gefüge erzeugen. Der Umstand, dass tektonische Einheiten nach der Deckenbildung noch eine gemeinsame komplexe Hochtemperatur-Deformationsgeschichte haben, kann es sehr schwierig machen, Deckengrenzen in solchen Gebieten anhand des strukturellen Erscheinungsbildes zu identifizieren. Das ist zum Beispiel auch in den Leontinischen Decken in den Zentralalpen der Fall. Diese stellen einen Stapel von hochmetamorphen Gneis-Decken - teilweise mit HP/UHP-metamorpher Geschichte - dar, der eindeutig nach den Peak-Druck-Bedingungen zusammengeschweißt und bei der folgenden Exhumation gemeinsam intensiv gefaltet und geschert wurde (z.B. STECK et al., 2013; NAGEL, 2008). Auch dort sieht man den Gesteinen an den Deckengrenzen keine „besondere Verformung“ mehr an: Foliation, Streckungslineare und Schersinne gehören zu späteren Deformationsphasen, die mit der Exhumation zusammenhängen. Wohl findet man innerhalb der Gneis-Decken geschonte Bereiche, in denen ältere Deformationsphasen oder sogar in spätvariszischen Graniten magmatische Gefüge erhalten sind. Die Verformung ist aber auch innerhalb der Decken stark heterogen, sodass dieselben Granite nicht weit entfernt als Gneise vorliegen können. Der Umstand, dass der Deckenbau im Erzgebirge heute nur als eine vertikale Abfolge relativ dünner Einheiten in Erscheinung tritt, stellt nicht die Existenz der Decken in Frage - diese ist durch die unterschiedlichen Protolithe und PT-Geschichten unzweifelhaft dokumentiert - er zeigt vielmehr, dass die Verformung nach der Deckenbildung im Erzgebirge besonders groß ist.

Tabelle 3: Übersicht über die im Projekt identifizierten Deformationsphasen und wichtigsten Strukturen.

| Deformationsphase. | Foliation | Streckungslinear | Tektonische Einordnung |
|----------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
| D0: Prä-Deckenbau | S0: erhalten nur als Einschlüsse oder isoliert in einzelnen Eklogiten | Nicht erhalten | Subduktion oder Peak-Druck-Bedingungen |
| D1: Stapelung der Decken | S1: von S2 nicht unterscheidbar; eventuell in mgns erhalten | WNW-ESE/W-E | Initiale Exhumation und Deckenbildung; top-W-Schersinn |
| D2: Exhumation des Deckenstapels | S2: Hauptschieferung; Achsenebenenschieferung enger und isoklinaler Falten, die Deckenkontakte überprägen; In allen Einheiten penetrativ vorkommend | WNW-ESE = Faltenachse | Exhumation des gesamten Deckenstapels; dominant top-NW-Schersinn |
| D3: Späte Verfaltung | regional keine neue Schieferung; offene Falten mit steilen Achsenebenen; Faltenachsen NW-SE/W-E | Regional kein neues Streckungslinear | Post-exhumative-Deformation |

Die grundlegenden Studien der Deformation in den Gesteinen des Erzgebirges stellen sich für uns wie folgt dar:

D0: Prä-Deckenbau

Vor allem in den hochgradigen Gesteinen sind PT-Bedingungen abgebildet, die älter als der Deckenbau sein müssen, da sie in anderen Decken nicht erreicht wurden. So sind in Granat-Glimmerschiefer der OGE-B und GSE-B teilweise sehr hohe Drücke in praktisch nicht retrogradierten, in der Foliation eingeregelten Paragenesen erhalten (z.B. Probe ST1 oder OL19/20). Gut sind solche älteren Strukturen zum Beispiel auch in Probe WOL12 zu sehen, in der Porphyroblasten eine ältere Paragenese bewahren, die höhere Drücke als die Matrix anzeigen. In diesen Proben lässt sich auch oft beobachten, dass die ältere Paragenese auch eine ältere Foliation abbildet. Diese Strukturen mit einem bestimmten Ereignis in Verbindung zu bringen ist allerdings schwierig. Die Mineralparagenesen zeigen sowohl Teile des prograden Metamorphose-Pfads, der während der Subduktion entstanden ist, aber zum Teil auch Peak-Bedingungen oder sogar schon den Beginn der Exhumation.

D1: Stapelung der Decken

An keiner Stelle konnten wir Deckengrenzen durch starke, lokalisierte Verformung nachweisen. Der Umstand, dass die tektonischen Einheiten nach der Deckenbildung noch eine gemeinsame komplexe Hochtemperatur-Deformationsgeschichte haben, macht es sehr schwierig, Deckengrenzen anhand des strukturellen Erscheinungsbildes zu identifizieren. Die Deckenstapelung (D1) ist nur durch das Nebeneinander von Gesteinen mit unterschiedlichen Protolithen und PT-Bedingungen nachweisbar. Laut HALLAS (2020) ist in mgns im Tal der Schwarzen Pockau (SW9) eine zu dieser Deformationsphase gehörigen Schieferung S1 erhalten. Das dabei gebildete Streckungslinear L1 W-E orientiert (HALLAS, 2020).

Die Deckengrenzen werden nachträglich durch zwei retrograde Faltengenerationen überprägt, die älteren isokinalen (D2) und die jüngeren offenen (D3). Vergleicht man das Erzgebirge mit den Gneis-Decken der Leontinischen Alpen, sind die Einheiten des Erzgebirges dünner ausgewalzt, Stirnfalten sind nicht aufgeschlossen oder nicht bekannt und sogar die Richtung des Deckentransportes umstritten.

D2/S2: Exhumation des Deckenstapels

Im Erzgebirge bildet die Hauptfoliation S2 die Exhumation des Deckenstapels ab. Im Großteil des Erzgebirges herrschen nordwestliche bis westliche Streckungslineare L2 in der Hauptfoliation vor (z.B. HALLAS, 2020; JOUVENT et al., 2022). Wie in den Dünnschliffen gezeigt, dominieren im zentralen und westlichen Erzgebirge fast ausnahmslos Top-nach-Westen gerichtete Schersinne (siehe auch HALLAS, 2020; HALLAS et al., 2021). Diese Schersinne treten von der UGE bis in die GSE auf und werden strukturell noch weiter oben in der Pyllit-Einheit mit den gleichen Eigenschaften von JOUVENT et al. (2022) beschrieben. In die S2-Foliation sind synkinematische Minerale eingeregelt, die unter ver-

schiedenen Bedingungen stabil sind, insbesondere die Schichtsilikate Hellglimmer, Biotit und Chlorit. Die Deformation fand unter fallenden Temperaturen und Drücken von Amphibolit-faziellen Bedingungen bis hin zu Bedingungen des Spröd-Duktil-Übergangs statt (HALLAS, 2020). Dabei überprägen in einer Probe stets kältere die wärmeren Strukturen: Grobkörnige Quarz-Aggregate mit c-Achsen parallel der Y-Achse der Verformung werden von feinkörnig rekristallisierten Scherbändern mit peripheren c-Achsen Maxima durchschlagen, die schließlich Zeichen von Kataklase zeigen. Stets wird Hellglimmer synkinematisch zu Biotit und dieser zu Chlorit umgesetzt. Fallende Drücke sind gut an synkinematischer Resorption von Granat unter der Bildung von Biotit oder Chlorit abzulesen.

Zudem ist in den Profilen gut erkennbar, wie der Deckenstapel von engen bis isokinalen Falten D2 deformiert wird, die meist WNW-ESE streichen. Diese Falten haben die generelle Foliation parallel zur Faltenachsenebenen und Faltenachsen parallel zum Streckungslinear. Sie sind im Aufschlussmaßstab verbreitet und auch im Kartenmaßstab direkt erkennbar oder können interpretiert werden. Entlang der isokinalen Faltenschenkel verläuft die Foliation meist parallel zu den lithologischen Kontakten, also parallel zu den Deckengrenzen. Großfalten, die zu dieser Generation gehören, sind zum Beispiel: die GSE-B-enthaltende Synklinale bei Oberwiesenthal (Profil 1), die Falten unterhalb des Vogeltoffelfelsens (Profil 2), die Falten zwischen Deutschesiedel und Sayda oder die Einfaltung von GSE-A bei Wolfsgrund (Profil3). Da diese Falten auch Deckengrenzen betreffen, müssen sie jünger als die Deckenstapelung sein. Weiterhin zeigt die deutliche geometrische Beziehung der Falten zu Foliation und Streckungslinear, in denen PT-Indikatoren Abkühlung und Dekompression anzeigen, dass die zugrundeliegende Deformation während der Exhumation stattgefunden hat.

D3: Späte Verfaltung

Die Hauptfoliation S2 wird eindeutig durch offene, NW-SE- bis W-E-streichende Falten D3 verfaltet, wodurch die Dom-und-Senken-Architektur des Erzgebirges entstanden ist. Dazu gehören zum Beispiel die Mulde in der Flöha-Zone (Profil 2), die Mulde bei Mulda (Profil 3) oder die Antiformen in den UGE-Domen. Diese Falten reorientieren natürlich auch die Achsenebenen der älteren Faltengeneration. Im Profil 3 ist das für die interpretierten Falten zwischen Deutschesiedel und Sayda zu erkennen: Die Achsenebenen der Engen D2-Falten werden in einer D3-Muldenstruktur reorientiert.

6.5 Vergleich zu bisherigen Modellen

In diesem Abschnitt wollen wir kurz auf die beiden tektonischen Modelle von JOUVENT et al. (2022) und HALLAS (2020) im Licht unserer Beobachtungen eingehen. Die Arbeit von HALLAS (2020) bedeutet einen großen Schritt für das geologisch-tektonische Verständnis des Erzgebirges, da er als erster die Gneise mit modernen Methoden bearbeitet hat. Wir bestätigen weitgehend seine Beobachtungen bezüglich der strukturellen und metamorphen Entwicklung dieser Gesteine (seine Daten sind viel umfassender als unsere). Wir haben allerdings Zweifel daran, dass die S2-Foliation das Ergebnis eines westgerichteten Extrusionereignisses ist (siehe Kapitel 6.1). Dagegen sprechen in unseren Augen folgende Argu-

mente: D2-Deformation ist in allen Einheiten retrograd, auch in der UGE im Liegenden des vermeintlichen Extrusionskanals. Dort müsste die westgerichtete Scherung dann jünger als die Extrusion sein. Wenn die kinematische Konstellation in dieser nachfolgenden Entwicklung dieselbe ist, müsste der Exhumationsmechanismus in der UGE dann Erosion sein. Auch postuliert das Extrusionsmodell regional Top-E-gerichtete Schersinne über der UHP-Einheit, die bisher nicht beobachtet wurden - von uns nur in den Proben aus Zschopau. In unseren Profilen liegt der Gneis-Komplex von Jöhstadt strukturell höher als der UHP-Gneis-Komplex von Sayda. Im Modell von Peter Hallas gehören sie hingegen zu derselben extrudierenden Einheit. Für seine Sicht spricht aber, dass die tschechischen Kollegen dort auch UHP-Bedingungen postulieren (LEXA, pers. Komm.).

Nach Ansicht der tschechischen Bearbeiter ist die eigentliche Exhumation der Hochdruck-Einheiten älter als die westgerichtete Scherung (S3 in JOUVENT et al., 2022), die sie als abschiebenden Kollaps interpretieren. Auch dieses Modell hat seine Probleme: es geht davon aus, dass die internen HP-Einheiten tatsächlich auf den externen Schieferserien liegen und das generelle Einfallen der Foliation die Umkehrung nur suggeriert. Das könnte für die westlichen Lappen der OGE-B und GSE-B möglicherweise der Fall sein (siehe Beschreibung Profil 1). Aber die OGE-A, die ja voller Eklogite ist, strukturell über die GSE zu stellen, ist unseres Erachtens mit Beobachtungen nicht in Einklang zu bringen – so zeigt schon das Fenster von Schwarzenberg, dass die OGE tatsächlich weiträumig unter der GSE liegt. Diese Probleme harren weiterer Untersuchungen.

7 Ingenieurgeologisch relevante Aspekte

Als Ergebnis dieses Projektes können wir eine deutlich weitläufigere Verbreitung von Hochdruck -Gesteinen zeigen, als das bisher angenommen wurde. Insbesondere die großflächige OGE-A zeichnet sich als Hochdruck-Decke mit relativ konsistenten PT-Bedingungen und Protolith-Charakteristiken aus. Auch für die GSE wurden Blauschiefer-fazielle und Eklogit-fazielle Metamorphose-Bedingungen ermittelt. **Somit sind alle Einheiten außer der UGE und der PE als Hochdruck-Gesteine einzuordnen.** Auf Grund ihrer tiefen Versenkung und komplexen Exhumations- und Abkühlgeschichte finden wir in all diesen Einheiten einen lithologisch und strukturell sehr stark heterogenen Bau. In allen Einheiten treten verbreitet pervasiv stark deformierte, gut folierte Gesteine mit Top-nach-W-gerichteten Schersinnen auf, in der OGE und strukturell aufwärts sind eigentlich alle Gesteine foliert.

In der UGE treten lokal Gesteinskomplexe auf, die im Aufschlussmaßstab einen massiven, nur schwach-folierten Eindruck machen, insbesondere die grobkörnigen Augengneise des RKD. Aber auch innerhalb von ihnen treten **Scherzonen bis in den Dünnschliff-Maßstab** auf und vor allem werden sie im Liegenden wieder von intensiv gescherten mylonitischen Gneisen begrenzt. Es gibt keinen Grund anzunehmen, dass es sich bei der UGE um eine autochthone oder parautochthone Einheit handelt. Der Bau der UGE-Dome ist sehr wahrscheinlich komplexer als bisher angenommen.

Die Deformation der Gesteine setzte sich nach der Deckenstapelung fort. Sie hat unter verschiedenen Bedingungen retrograder Metamorphose bei fallenden Temperaturen stattgefunden und verbreitet die spröd-duktil-Grenze erreicht. Wir können *nicht* erkennen, dass dieses Ereignis in verschiedenen Einheiten mit grundlegend verschiedener Metamorphosegeschichte verbunden ist. Es betrifft den gesamten Deckenstapel. **Das Auftreten von foliationsparallelen, spröd-duktilen Scherzonen hat ins strukturell Liegende keine Begrenzung.** Die betroffenen Gesteine sind häufig stark geklüftet und schon im Handstück nicht mehr durchgehend kohäsiv.

Die intensive Deformation aller Einheiten unter Grünschiefer-faziellen, oder gar spröden Bedingungen führt zu wenig standfesten Gesteinen mit zahlreichen Wasserwegsamkeiten.

8 Fazit und offene Fragen

Zusammenfassend können wir eine deutlich weitläufigere Verteilung von Hochdruck-Gesteinen zeigen, als das bisher angenommen wurde (KONOPÁSEK & SCHULMANN, 2005; RÖTZLER & PLESSEN, 2010). Insbesondere die weitläufige OGE-A kann als Hochdruck-Decke charakterisiert werden, welche eine Eklogit-fazielle metamorphe Überprägung erfahren hat. So haben wir vor allem im östlichen Teil des Arbeitsgebietes viele in modernen Studien nicht bekannte Eklogit-Vorkommen identifiziert, beprobt und bearbeitet. Dabei konnten wir durch detaillierte petrographische Untersuchungen an Metabasit-Einschaltungen vor allem in der OGE-A nachweisen, dass viele in alten Karten als Amphibolite eingetragene Gesteinslinsen retrograd überprägte Eklogite sind. Weiterhin lassen sich in den von uns untersuchten Albit-Blasten-Gneisen ebenfalls Eklogit-fazielle Mineralparagenesen dokumentieren. Für diese konnten wir mittels petrologischer Modellierungen die Ergebnisse von HALLAS (2020) bestätigen, dass nämlich die für das Ende der Exhumation vorhergesagten stabilen Paragenesen des Albit-Blasten-Gneises dem mineralogischen Erscheinungsbild der weit verbreiteten Zweiglimmer-Gneise genau entsprechen und dass die Oberen Graugneise höchstwahrscheinlich Umwandlungsprodukte der Albit-Blasten-Gneise sind. Daher gehen wir von einer homogenen PT-Geschichte innerhalb der Oberen Graugneise aus und demnach haben nicht nur die etwas selteneren Albit-Blasten-Gneise eine HP-Geschichte erfahren, sondern auch die deutlich weiter verbreiteten „normalen“ Zweiglimmer-Gneise der OGE-A.

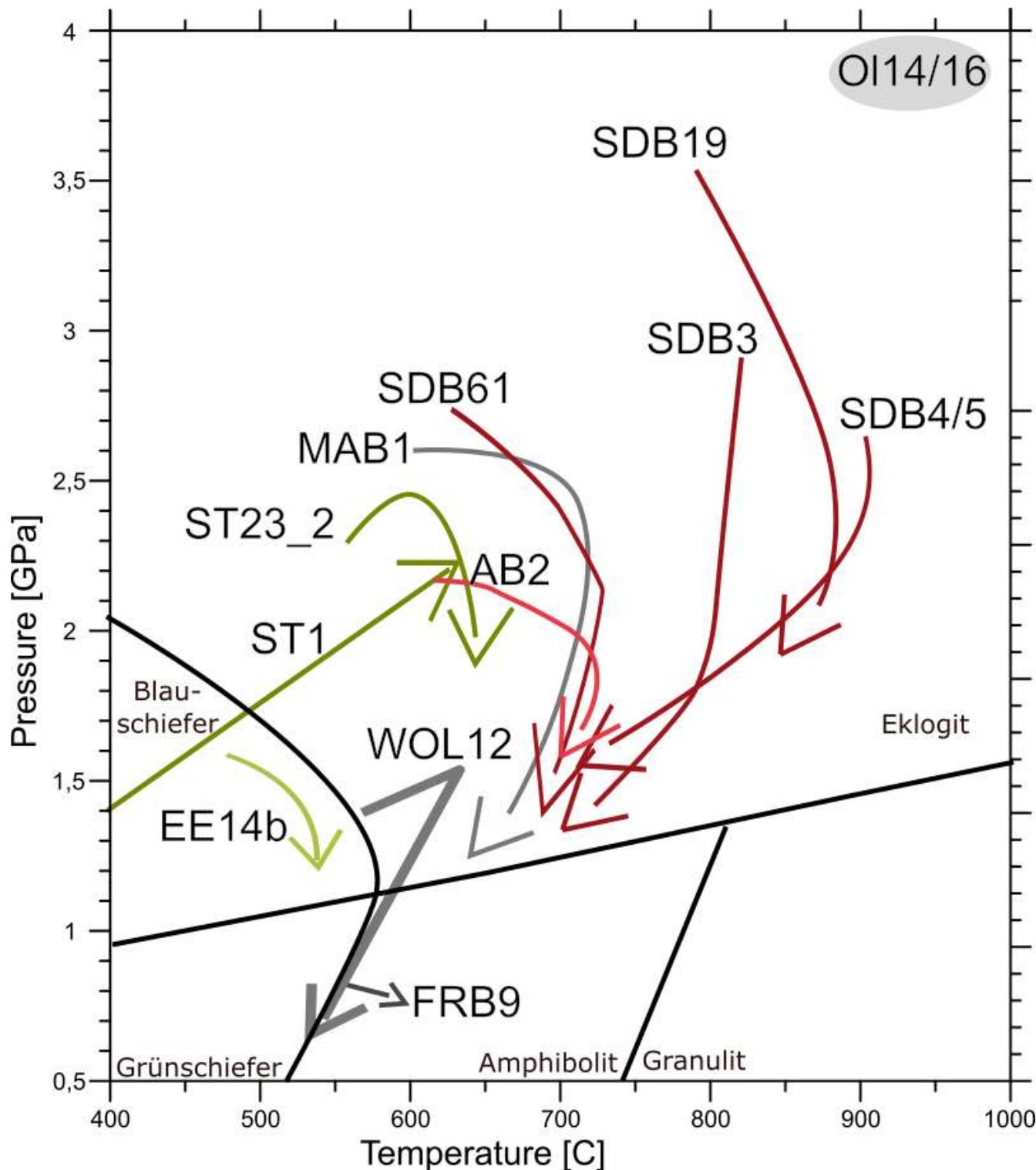


Abbildung 104: Kompilation aller in Kapitel 5 vorgestellten PT-Pfade und der in den serpentiniisierten Granat-Peridotiten (Ol14/16) ermittelten Bedingungen.

Bis auf die Gesteine der UGE (FRB9) zeigen alle Gesteine HP-Bedingungen. Innerhalb der GSE-A-Klippe bei Wolfsgrund (Probe EE14b) konnten wir Blauschiefer-fazielle Bedingungen ermitteln, ansonsten sind Eklogit-fazielle Bedingungen verbreitet. Insbesondere auch in den Gneisen der OGE-B (z.B. SDB61 und WOL12).

Auch in der Glimmerschiefer-Einheit werden in dieser Studie neue Belege für Hochdruck-Metamorphose geliefert. Für die Glimmerschiefer der GSE-A wird sowohl im Norden im Raum Zschopau als auch im Süden bei Oberwiesenthal eine Hochdruck-metamorphe Überprägung unter Blauschiefer-faziellen Bedingungen bestätigt. Zwischen Zethau und Dorfchemnitz konnten wir eine Glimmerschieferscholle der GSE-A zuordnen, was neben petrologischen Daten auch Erkenntnisse über den strukturellen Aufbau des Erzgebirges erlaubt. Für Gneise aus dem Hauptteil der OGE-B bei Oberwiesenthal werden zudem Eklogit-fazielle Bildungsbedingungen dokumentiert, die denen der eingelagerten Eklogite nahezu entsprechen.

Die Studie präsentiert weiterhin Indizien dafür, dass auch die UHP-metamorphen Gesteine weiter verbreitet sind als bisher dokumentiert. In der Region von Bad Einsiedel und Neuhausen konnten wir in Granat-Peridotiten UHP-Bedingungen nachweisen, und somit die von SCHMÄDIKE (1994) ausgewiesene Verbreitung von (ultra-)basischen UHP-Gesteinen auf den mgn-Komplex von Seiffen erweitern. In granulitischen Gneisen an der Säidenbachtalsperre wurden punktuell weitere Diamant-Vorkommen nachgewiesen. Es wirkt gekünstelt, Unterschiede zwischen diesen jüngst gefundenen, Diamant-führenden granulitischen Gneisen und dem Rest der granulitischen Gneise zu postulieren. Wir glauben daher, dass die hoch-temperierten granulitischen Gneise mit den auffällig hohen Ti-Gehalten in Hellglimmer alle UHP-Gesteine sind und somit das gesamte Band granulitischer Gneise als UHP-metamorph eingestuft werden sollte. Nichtsdestotrotz vermuten wir, dass nicht alle felsischen Gesteinen der OGE-B von UHP-Metamorphose betroffen sind.

Wir hoffen, für die Diskussion über den strukturellen Bau des Erzgebirges neue Impulse zu geben, indem wir die großmaßstäblichen Architektur entlang von drei Profilen vorschlagen. Unsere Ergebnisse bestätigen ganz klar die mehrfache Verfaltung des Deckenstapels. Dadurch lassen sich sowohl Linsen oder Fenster verschieden metamorpher Gesteine erklären als auch das Auftreten gleichartiger Gesteine in scheinbar unterschiedlichen strukturellen Niveaus.

In Bezug auf die ingenieurgeologischen Eigenschaften der Gesteine halten wir fest, dass neben den dominierenden Hochdruck-Gneisen auch die Amphibolit-faziellen Gneise stark deformiert und von Scher- und Sprödbruchzonen durchzogen werden. Bezuglich der Intensität der retrograden Scherung lässt sich kein Unterschied zwischen Hochdruck- und Nicht-Hochdruck-Gesteinen erkennen.

Es bleiben natürlich viele fundamentale Fragen über den tektono-metamorphen Aufbau des Erzgebirges offen. Endgültig klären, wie viele Decken es im Erzgebirge gibt und wie verschiedene Lappen zusammenhängen, kann auch diese Studie nicht. Hier fehlt vor allem Verständnis über die Rotgneis-Komplexe bei Augustusburg und Jöhstadt. Deren Zuordnung zu anderen Decken ließe sich durch eine verbreiterte, detailliertere Dokumentation von PT-Geschichten angehen; ähnlich wie wir sie in diesem Projekt vorgenommen und in Kapitel 5 dargestellt haben.

Auch die Frage nach PT-Gradienten innerhalb der einzelnen Einheiten ist bis jetzt ungeklärt. Diese könnten es erlauben fundamentale tektonische Zusammenhänge wie sogar die Subduktionsrichtung zu rekonstruieren. Auch eine solche Studie würde aus umfangreiche petrologische Untersuchungen bestehen.

Unter den ungeklärten Fragen bezüglich der Architektur des Erzgebirges ist auch die Stellung des Gneisdoms von Reitzenhain-Katharinaberg, eine mögliche Deckengrenze im strukturell Liegenden und seine Beziehung zum Gneisdom von Freiberg-Lauenstein – es ist völlig unklar ob sich diese einfach parallelisieren lassen. Um diese Fragen zu klären, wäre eine strukturgeologisch-petrologische Untersuchung vor allem im Zentrum des Gneisdoms nötig.

Für eine Verbesserung des strukturellen Verständnisses könnten vor allem Detailstudien und Kartierungen sowie die Aufnahme von detaillierten Profilen hilfreich sein. Dabei bieten sich vor allem Flusstäler an, in denen die Aufschlussverhältnisse oft deutlich besser sind als auf den Hochflächen. Viele Flüsse könnten dabei interessante Ergebnisse liefern. Einige Beispiele sind die Bobritzsch, Müglitz, Lockwitzbach, Flöha, Zschopau, Pockau und die Mittweida, wobei einige davon bereits von uns oder HALLAS (2020) beprobt wurden. Für Detailkartierungen mit interessanten strukturgeologischen Fragestellungen bieten sich zum Beispiel das Gebiet zwischen Thermalbad Wiesenbad und Wolkenstein, Mildenaу sowie Seiffen und Neuhausen an. Zusätzlich wäre eine detailliertere Betrachtung der großen Bohrkernsammlung des LfULG eine weitere, besonders interessante Informationsquelle.

Literaturverzeichnis

Für die 1:25.000 Karte und die zugehörigen Beilagehefte verweisen wir auf die Internetseite, auf der diese frei zugänglich sind: <https://www.kreidefossilien.de/geologie/geologische-karte-von-sachsen-gk25/>

AUZANNEAU, E., SCHMIDT, M.W., VIELZUEF, D. (2010) Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contrib Mineral Petrol* 159, 1–24, <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0412-7>

BERMAN, R. (1988): Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29, 445-522, <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>

COLLETT, S., ŠTÍPSKA, P., KUSBACH, V., SCHULMANN, K., MARCINIAK, G. (2017): Dynamics of Saxothuringian subduction channel/wedge constrained by phase-equilibria modelling and micro-fabric analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, 35/3, 253–280, <https://doi.org/10.1111/jmg.12226>

COLLETT, S., SCHULMANN, K., ŠTÍPSKÁ, P., MÍKOVÁ, J. (2020): Chronological and geochemical constraints on the pre-variscan tectonic history of the Erzgebirge, Saxothuringian Zone. *Gondwana Research*, 79, 27–48, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.09.009>

DE CAPITANI, C., PETRAKAKIS, K. (2010): The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95, 1006–1016, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3354>

ESCUDERO, A., MIYAJIMA, N., LANGENHORST, F. (2012): Microstructure, composition and P-T conditions of rutile from diamondiferous gneiss of the Saxonian Erzgebirge, Germany. *Geochemistry*, 72, 25–30, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2011.11.001>

FARYAD, S.W., KLÁPOVÁ, H., NOSÁL, L. (2010): Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineral. mag.*, 74, 111–126, <https://doi.org/10.1180/minmag.2010.074.1.111>

FOSSEN, H. (2016): Structural Geology. 2nd edn. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781107415096>

FRISCHBUTTER, A. (1985): Zur Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur/Erzgebirge. *Freiberger Forschungsheft*, C390, 29–44

FRIEDEL, C.-H. (2007): PT-Daten und Tektonik der Phyllitschollen von Hermsdorf-Rehefeld (Osterzgebirge). *Z.geol. Wiss.*, 35, 93-127

GROSS, J., BURCHARD, M., SCHERTL, H. P., MARESCH, W. V. (2008): Common high-pressure metamorphic history of eclogite lenses and surrounding metasediments: A case study of calc-silicate reaction zones (Erzgebirge, Germany). *European Journal of Mineralogy*, 20/5, 757–775, <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1861>

HALLAS, P. (2020): Tectonics of an intracontinental exhumation channel in the Erzgebirge, Central Europe. Unveröffentlichte Dissertation, TU BA Freiberg

- HALLAS, P., PFÄNDER, J.A., KRONER, U., SPERNER, B. (2021): Microtectonic control of $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ white mica age distributions in metamorphic rocks (Erzgebirge, N-Bohemian Massif): Constraints from combined step heating and multiple single grain total fusion experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 314, 178–208, <https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.08.043>
- HOFMANN, J. (1974): Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Osterzgebirges. *Freiberger Forschungshefte*, C292
- 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
- HWANG, S.-L., SHEN, P., UTZ, H.-T.C. (2001): Nanometer-Size a-Pb0,-Type TiO, in Garnet: A Thermobarometer for Ultrahigh-pressure Metamorphism.
- JOUVENT, M., LEXA, O., PEŘESTÝ, V., JEŘÁBEK, P. (2022): New constraints on the tectonometamorphic evolution of the Erzgebirge orogenic wedge (Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology*, 40/4, 687–715. <https://doi.org/10.1111/jmg.12643>
- JOUVENT, M., PEŘESTÝ, V., JEŘÁBEK, P., LEXA, O., KYLANDER-CLARK, A.R.C. (2023): Assembly of the Variscan Orogenic Wedge in the Bohemian Massif: Monazite U-Pb Geochronology of the Tectonic Events Recorded in Saxothuringian Metasediments. *Tectonics*, 42, e2022TC007626. <https://doi.org/10.1029/2022TC007626>
- KESEBERG, M. (2023): Petrological investigation of the genesis of ultra-high pressure rocks from the Säidenbach dam (Erzgebirge, Germany). Unveröffentlichte Masterarbeit, TU BA Freiberg.
- KILIAN, R., HEILBRONNER, R. (2017): Analysis of crystallographic preferred orientations of experimentally deformed Black Hills Quartzite. *Solid Earth*, 8, 1095-1117, 10.5194/se-8-1095-2017.
- KLÁPOVÁ, H., KONOPÁSEK, J., SCHULMANN, K. (1998): Eclogites from the Czech part of the Erzgebirge: Multi-stage metamorphic and structural evolution. *Journal of the Geological Society*, 155/3, 567–583, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.3.0567>
- KONOPÁSEK, J. (2001): Eclogitic micaschists in the central part of the Krušné hory Mountains (Bohemian Massif). *Eur. J. Mineral.*, 13, 87-100
- KONOPÁSEK, J., SCHULMANN, K. (2005): Contrasting Early Carboniferous field geotherms: Evidence for accretion of a thickened orogenic root and subducted Saxothuringian crust (Central European Variscides). *Journal of the Geological Society*, 162/3, 463–470, <https://doi.org/10.1144/0016-764904-004>
- KOŠLER, J., BOWES, D. R., KONOPÁSEK, J. M. (2004): Laser ablation ICPMS dating of zircons in Erzgebirge orthogneisses: Evidence for Early Cambrian and Early Ordovician granitic plutonism in the western Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy*, 16/1, 15–22, <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0015>
- KOTKOVA, J., KRÖNER, A., TODT, W., FIALA, J. (1996): Zircon dating of North Bohemian granulites, Czech Republic: further evidence for the lower carboniferous high-pressure event in the Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, 85, 154-161

- KRONER, U., ROMER, R.L. (2010): The Saxo-Thuringian Zone — tip of the Armorican Spur and part of the Gondwana plate. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia — From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 371–394
- KRONER, U., GÖRZ, I., LINNEMANN, U., ROMER, R. (2010): Variscan assembling of the Allochthonous Domain of the Saxo-Thuringian Zone - A tectonic model. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia — From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen. Schweizerbart Stuttgart, S. 271-286
- KRÖNER, A., WILLNER, A.P., HEGNER, E., FRISCHBUTTER, A., HOFMANN, J., BERGNER, R. (1995): Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages and Nd isotopic systematics and P-T-evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geol Rundsch*, 84, 437-456
- KRÖNER, A., WILLNER, A.P. (1998): Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 1–20. <https://doi.org/10.1007/s004100050401>
- KRYL, J., JEŘÁBEK, P., LEXA, O. (2021): From subduction channel to orogenic wedge: Exhumation recorded by orthogneiss microstructures in Erzgebirge, Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 820, 229096, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229096>
- KYLANDER-CLARK, A.R.C., HACKER, B.R., COTTLE, J.M. (2013): Laser-ablation split-stream ICP petrochronology. *Chemical Geology* 345, 99–112, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.019>
- LORENZ, W., HOTH, K. (1990): Lithostratigraphie im Erzgebirge – Konzeption, Entwicklung, Probleme und Perspektiven. *Abh. Staatl. Museum Mineral. Geol. Dresden*, 37, 7-35
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., SCHULMANN, K., GHENNE, J.-F. (2021): The Mid-Variscan Allochthon: Keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. *Earth-Science Reviews*, 220, 103700, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103700>
- MASSONNE, H.-J. (1999): A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference*, Cape Town 1998, P.H. Nixon Volume, 533–539
- MASSONNE, H.-J. (2001): First find of coesite in the ultrahigh-pressure metamorphic area of the central Erzgebirge, Germany. *ejm* 13, 565–570, <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2001/0013-0565>
- MASSONNE, H.-J., NASDALA, L. (2003): Characterization of an early metamorphic stage through inclusions in zircon of a diamondiferous quartzofeldspathic rock from the Erzgebirge, Germany. *American Mineralogist*, 88, 883–889, <https://doi.org/10.2138/am-2003-5-618>
- MASSONNE, H.-J. (2003): A comparison of the evolution of diamondiferous quartz-rich rocks from the Saxonian Erzgebirge and the Kokchetav Massif: are so-called diamondiferous gneisses magmatic rocks? *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 347–364, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00512-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00512-0)

- MASSONNE, H.-J., KOPP, J. (2005): A low-variance mineral assemblage with talc and phengite in an eclogite from the Saxonian Erzgebirge, central Europe, and its P-T evolution. *J. Petrol.*, 46, 355–375
- MASSONNE, H.-J., CZAMBOR, A. (2007): Geochemical signatures of Variscan eclogites from the Saxonian Erzgebirge, central Europe. *Geochemistry*, 67, 69–83.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2006.07.001>
- MASSONNE, H.-J., KENNEDY, A., NASDALA, L., THEYE, T. (2007): Dating of zircon and monazite from diamondiferous quartzfeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge – hints at burial and exhumation velocities. *Mineral. mag.*, 71, 407–425,
<https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.4.407>
- MASSONNE, H.-J. (2012): Formation of Amphibole and Clinozoisite–Epidote in Eclogite owing to Fluid Infiltration during Exhumation in a Subduction Channel, *Journal of Petrology*, 53/10, 1969–1998,
<https://doi.org/10.1093/petrology/egs040>
- MASSONNE, H.-J., FOCKENBERG, T. (2012): Melting of metasedimentary rocks at ultrahigh pressure—Insights from experiments and thermodynamic calculations. *Lithosphere*, 4, 269–285,
<https://doi.org/10.1130/L185.1>
- MASSONNE, H.-J. (2021): Comment to “Deep subduction of felsic rocks hosting UHP lenses in the central Saxonian Erzgebirge: Implications for UHP terrane exhumation” by. *Gondwana Research*, 98, 317–319, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.028>
- MASSONNE, H.-J. (2023): A new type of saidenbachite with pseudomorphs after coesite phenocrysts from the north-western Bohemian Massif, Germany. *Terra Nova*, 35, 379–387,
<https://doi.org/10.1111/ter.12659>
- MASSONNE, H.-J. (2024): Pressure–Temperature–Time Evolution of a Polymetamorphic Paragneiss with Pseudomorphs After Jadeite From the HP–UHP Gneiss-Eclogite Unit of the Variscan Erzgebirge Crystalline Complex, Germany. *J Metamorph Geol*, 42, 1159–1178,
<https://doi.org/10.1111/jmg.12794>
- MLCOCH, B., KONOPÁSEK, J., (2010): Pre-Late Carboniferous geology along the contact of the Saxothuringian and Tepla-Barrandian zones in the area covered by younger sediments and volcanics (western Bohemian Massif, Czech Republic). *J. Geosci.*, 55, 81–94,
<https://doi.org/10.3190/jgeosci.068>
- MINGRAM, B. (1996): Geochemische Signaturen der Metasedimente des erzgebirgischen Krustenstapels. Scientific Technical Report, Geoforschungszentrum Potsdam, Stiftung des Öffentlichen Rechts, 1996,04, DOI: 10.23689/fidgeo-490
- MINGRAM B. (1998): The Erzgebirge, Germany, a subducted part of northern Gondwana: geochemical evidence for repetition of early Palaeozoic metasedimentary sequences in metamorphic thrust units. *Geologisches Magazin*, 135, 785–801

- MINGRAM, B., RÖTZLER K., (1999): Geochemische, petrologische und geochronologische Untersuchungen im Erzgebirgskristallin: Rekonstruktion eines Krustenstapels. Verlag der Gesellschaft für Geowissenschaften.
- MINGRAM, B., KRÖNER, A., HEGNER, E., KRENTZ, O. (2004): Zircon ages, geochemistry, and Nd isotopic systematics of pre-Variscan orthogneisses from the Erzgebirge, Saxony (Germany), and geodynamic interpretation. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 93, 706–727, <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0414-7>
- NAGEL, T.J. (2008): Tertiary subduction, collision and exhumation recorded in the Adula nappe, central Alps. In: *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*, S. Siegesmund, B. Fügenschuh, N. Froitzheim. Geological Society, London, Special Publications, 298, 1-4
- O'BRIEN, P.J., ZIEMANN, M.A. (2008): Preservation of coesite in exhumed eclogite: insights from Raman mapping. *ejm* 20, 827–834, <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1883>
- REINISCH, R. (1924): Geologische Karte von Sachsen. Blatt 99 Lichtenberg, 2. Auflage
- REINISCH, R. (1926): Geologische Karte von Sachsen. Blatt 129 Zöblitz, 2. Auflage
- REINISCH, R. (1931): Geologische Karte von Sachsen. Blatt 117 Sayda, 2. Auflage
- ROSENBERGER, R. (2023): Strukturelle und metamorphe Geschichte verschiedener Gesteine der Hochdruckmelange am Stümpelfelsen (Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit, Erzgebirge). Unveröffentlichte Masterarbeit, TU BA Freiberg
- RÖTZLER, K. (1995): Die PT-Entwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerzgebirges, (Scientific Technical Report STR ; 95/14). <https://doi.org/10.48440/GFZ.b103-95149>
- RÖTZLER, K., Mingram, B. (1998): Evolution and geotectonic significance of high-pressure metarodingites in the Erzgebirge, Germany. *Acta Univ. Carol. Geol.*, 42/2, 326-327
- RÖTZLER, K., PLESSEN, B. (2010): The Erzgebirge: a pile of ultrahigh- to low- pressure nappes of Early Palaeozoic rocks and their Cadomian basement. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia — From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*. Schweizerbart Stuttgart, 253-270
- SCHEUMANN, K. H. (1932): Über die petrologische Ableitung der roten Erzgebirgsgneise. *Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 42, 413–454
- SCHEUMANN, K. H. (1935): Die Rotgneise der Glimmerschieferdecke des sächsischen Granulitgebirges. *Berichte der mathematisch-physikalischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig* 87, 252–286.
- SCHMÄDICKE, E. (1991): Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from the Saxonian Erzgebirge. *ejm* 3, 231–238, <https://doi.org/10.1127/ejm/3/2/0231>
- SCHMÄDICKE E., (1994): Die Eklogite des Erzgebirges. *Freiberger Forsch H, C* 456
- SCHMÄDICKE, E., Mezger, K., Cosca, M.A., Okrusch, M. (1995): Variscan Sm-Nd and Ar-Ar ages of eclogite facies rocks from the Erzgebirge, Bohemian Massif. *Journal Metamorphic Geology*, 13, 537–552, <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00241.x>

- SCHMÄDICKE, E., EVANS, B.W. (1997): Garnet-bearing ultramafic rocks from the Erzgebirge, and their relation to other settings in the Bohemian Massif. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127, 57–74
- SCHMÄDICKE, E., WILL, T.M., LING, X., LI, X.-H., LI, Q.-L. (2018): Rare peak and ubiquitous post-peak zircon in eclogite: Constraints for the timing of UHP and HP metamorphism in Erzgebirge, Germany. *Lithos*, 322, 250–267, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.017>
- SCHMID, S., PFIFFNER, O., KISSLING, E., FROITZHEIM, N., SCHOENBORN, G. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036–1064, 10.1029/96TC00433.
- SCHÖNIG, J., VON EYNATTEN, H., MEINHOLD, G., LÜNSDORF, N.K. (2019): Diamond and coesite inclusions in detrital garnet of the Saxonian Erzgebirge, Germany. *Geology*, 47, 715–718. <https://doi.org/10.1130/G46253.1>
- SCHÖNIG, J., VON EYNATTEN, H., MEINHOLD, G., LÜNSDORF, N.K., WILLNER, A.P., SCHULZ, B. (2020): Deep subduction of felsic rocks hosting UHP lenses in the central Saxonian Erzgebirge: Implications for UHP terrane exhumation. *Gondwana Research*, 87, 320–329, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.020>
- SCHÖNIG, J., VON EYNATTEN, H., MEINHOLD, G., LÜNSDORF, N.K., WILLNER, A.P., SCHULZ, B. (2021): Reply to comment on “Deep subduction of felsic rocks hosting UHP lenses in the central Saxonian Erzgebirge: Implications for UHP terrane exhumation.” *Gondwana Research*, 98, 320–323, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.029>
- SEBASTIAN, U. (1995): Die Strukturentwicklung des spätorogenen Erzgebirgsaufstiegs in der Flöhazone: Ein weiterer Beitrag zur postkollisionalen Extension am Nordrand der Böhmischem Masse. Freib. F. H., C461
- SEBASTIAN, U. (2013): Die Geologie des Erzgebirges, Springer Spektrum Berlin Heidelberg.
- SKADI-WILKE, F. (2024): Strukturgeologische Untersuchungen im Schwarzwassertal (Erzgebirge). Unveröffentlichte Bachelorarbeit, TU BA Freiberg.
- STACHEL, T. (2022): PTEXL - Geothermobarometry of Mantle Rocks, <https://doi.org/10.5683/SP3/IMYNCL>, Borealis, V3
- STECK, A., DELLA TORRE, F., KELLER, F., PFEIFER, H.-R., HUNZIKER, J., MASSON, H. (2013): Tectonics of the Lepontine Alps: ductile thrusting and folding in the deepest tectonic levels of the Central Alps. *Swiss J Geosci*, 106, 427–450, doi10.1007/s00015-013-0135-7
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., SCHMID, S. (2002): Dynamic recrystallization of quartz: Correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society London Special Publications*, 200, 171-190, 10.1144/GSL.SP.2001.200.01.11.
- TICHOMIROWA, M., KEMPE, U., NASDALA, L., SCHALTEGGER, U. (2001): Zircon ages of high-grade gneisses in the Eastern Erzgebirge (Central European Variscides) –constraints on origin of the rocks and Precambrian to Ordovician magmatic events in the Variscan foldbelt. *Lithos*, 56, 303-322

- TICHOMIROWA, M. (2002): Die Gneise des Erzgebirges - hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch - frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden. Freiberger Forschungshefte, C 495
- TICHOMIROWA, M., WHITEHOUSE, M.J., NASDALA, L. (2005): Resorption, growth, solid state recrystallisation, and annealing of granulite facies zircon—a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif. *Lithos*, 82, 25–50. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.12.005>
- TICHOMIROWA, M., SERGEEV, S., BERGER, H.-J., LEONHARDT, D. (2012): Inferring protoliths of high-grade metamorphic gneisses of the Erzgebirge using zirconology, geochemistry and comparison with lower-grade rocks from Lusatia (Saxothuringia, Germany). *Contrib Mineral Petrol*, 164, 375–396, <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0742-8>
- TICHOMIROWA, M., KÖHLER, R. (2013): Discrimination of protolithic versus metamorphic zircon ages in eclogites: Constraints from the Erzgebirge metamorphic core complex (Germany). *Lithos*, 177, 436–450, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.07.013>
- TICHOMIROWA, M., KÄßNER, A., REPSTOCK, A. (2022): New CA-ID-TIMS U–Pb zircon ages for the Altenberg–Teplice Volcanic Complex (ATVC) document discrete and coeval pulses of Variscan magmatic activity in the Eastern Erzgebirge (Eastern Variscan Belt). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 111, 1885–1908 (2022), <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02204-2>
- WALTHER, D., BREITKREUZ, C., RAPPICH, V., KOCHERGINA, Y., CHLUPÁČOVÁ, M., LAPP, M., STANEK, K., MAGNA, T. (2016): The Late Carboniferous Schönfeld-Altenberg Depression on the NW margin of the Bohemian Massif (Germany/ Czech Republic): volcanosedimentary and magmatic evolution. *J Geoscience* 61:371–393
- WERNER, O. (1998): K-Ar und Rb-Sr-Chronologie spätvariscischer Krustenkovergenz: Bilanzierung des Wärme- und Stofftransports im Erzgebirge. Dissertation, Universität Heidelberg.
- WERNER, O. LIPPOLDT, H.J. (2000): White mica 40Ar/39Ar ages of Erzgebirge metamorphic rocks: simulating the chronological results by a model of Variscan crustal imbrication. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 179, 323–336.
- WILLNER, A.P., RÖTZLER, K., MARESCH, W.V. (1997): Pressure-temperature and fluid evolution of quartz-feldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). *Journal of Petrology*, 38, 307–336
- WILLNER, A.P., KROHE, A., MARESCH, W.V. (2000): Interrelated P-T-t-d Paths in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony, Germany): Constraints on the Rapid Exhumation of High-Pressure Rocks from the Root Zone of a Collisional Orogen. *International Geology Review*, 42, 64–85, <https://doi.org/10.1080/00206810009465070>
- ZÁVADA, P., ŠTÍPSKÁ, P., HASALOVÁ, P., RACEK, M., JEŘÁBEK, P., SCHULMANN, K., KYLANDER-CLARK, A., HOLDER, R. (2021): Monazite geochronology in melt-percolated UHP meta-granitoids: An example from the Erzgebirge continental subduction wedge, Bohemian Massif. *Chemical Geology*, 559, 119919, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119919>

Herausgeber

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: +49 351 2612-0; Telefax: +49 351 2612-1099
E-Mail: poststelle@lfulg.sachsen.de
www.lfulg.sachsen.de

Autor

Martin Keseberg und Thorsten Nagel
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie
Bernhard-von-Cotta-Str. 2, 09599 Freiberg
Telefon: +49 33731|39-3758
E-Mail: thorsten.nagel@geo.tu-freiberg.de
Ines Görz
Abteilung Geologie/Referat Ingenieurgeologie
Telefon: +49 3731294-1313
E-Mail: ines.goerz@lfulg.sachsen.de

Redaktion

Ines Görz
Abteilung Geologie/Referat Ingenieurgeologie
Telefon: +49 351 294-1313
E-Mail: ines.goerz@lfulg.sachsen.de

Bildnachweis

Martin Keseberg und Thorsten Nagel
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie

Redaktionsschluss

15.01.2026

ISSN

1867-2868

Bestellservice

Die Broschüre steht nicht als Printmedium zur Verfügung, kann aber als PDF-Datei heruntergeladen werden aus der Publikationsdatenbank des Freistaates Sachsen (<https://publikationen.sachsen.de>).

Hinweis

Diese Publikation wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit vom LfULG (Geschäftsbereich des SMUL) kostenlos herausgegeben. Sie ist nicht zum Verkauf bestimmt und darf nicht zur Wahlwerbung politischer Parteien oder Gruppen eingesetzt werden.

Diese Maßnahme wird mitfinanziert durch Steuermittel auf der Grundlage des vom Sächsischen Landtag beschlossenen Haushaltes.

Täglich für ein gutes Leben.

www.lfulg.sachsen.de