



Beiträge zu Rohstoffen in Sachsen

Geoprofil, Heft 17/2023



Inhalt

	Seite
Vorwort	3
Claus Legler, Andreas Barth, Tom Járóka, Sebastian Weber	
Kennzeichnung des metamorphen Typs einer Zinnmineralisation im Westerzgebirge / Freistaat Sachsen	4
Frank Möckel	
Der Delitzsch Karbonatit-Komplex	80

Vorwort



Alles kommt vom Bergwerk her - das ist nicht rückwärtsgewandte Rhetorik, sondern bringt zum Ausdruck, dass ein wichtiger Bestandteil unseres Wohlstandes aus Rohstoffen stammt, die gefördert, aufbereitet und verarbeitet werden müssen.

Zinn gehört neben Eisen und Silber mit zu den ersten Metallen, die früher im Erzgebirge gewonnen worden sind. Auch heute sind die Erze des Erzgebirges von hohem wirtschaftlichen Interesse, wie neue Explorationsaktivitäten zeigen. Trotz der Stilllegung des Zinnbergbaus im Jahre 1991, gibt es noch bedeutende Vorkommen, die erschlossen werden können, auch wenn die Abbaubedingungen weitaus komplizierter geworden sind. Neu zu entwickelnde Methoden der Gewinnung, Aufbereitung und Metallurgie sind hierzu gefordert.

Der erste nachfolgend gedruckte Beitrag stellt neuste geologische Erkenntnisse zu einem Zinnlagerstättentyp vor, der sich von den bisher bekannten klassischen Lagerstätten des Erzgebirges gänzlich unterscheidet. Dargelegt werden eine Reihe von mineralogischen, erzpetrographischen und geochemischen Untersuchungen, die den metamorphen Charakter dieser als stratiform zu bezeichnenden Mineralisation, wie sie besonders bei Bockau und Aue im Westerzgebirge auftritt, belegt. Die Ergebnisse eröffnen neue Gesichtspunkte für die Suche und Erkundung derartiger Zinnvererzungen und gestatten eine ökonomische Neubewertung solcher Lagerstätten. Das gilt nicht nur für das Erzgebirge schlechthin, sondern auch weltweit.

An der Landesgrenze zwischen Sachsen und Sachsen-Anhalt gibt es eines der bisher nur an 500 Stellen

auf der Erde bekannten Vorkommen von magmatischen Gesteinen, die überwiegend aus Karbonatmineralen, dem als Karbonatit bezeichneten Gestein, bestehen. Darauf geht der zweite Beitrag ein. Unter einer 100 m mächtigen Bedeckung von känozoischen Lockergesteinen befindet sich hier ein großes Areal von mehreren Karbonatit - Diatrembrekzienkörpern. Dies ist wissenschaftlich außerordentlich spektakulär. Das Vorkommen in Storkwitz ist zudem besonders reich an Metallen der Seltenen Erden wie Cer, Lanthan und Neodym, außerdem enthält es Niob. All diese seltenen Metalle sind unverzichtbar, so beispielsweise als Legierungszusatz oder zur Herstellung von stärkeren Magneten für Windkraftanlagen.

Wir wirken daran mit, die Voraussetzungen für eine Verfügbarmachung von Rohstoffen zu schaffen. Dazu gehört auch die Bereitstellung von Daten zu unseren Bodenschätzen.

Es bleibt unsere Verpflichtung, das Recycling von Rohstoffen und die Kreislaufwirtschaft mit allen zur Verfügung stehenden Mitteln zu forcieren. In einer auf Wachstum ausgelegten Wirtschaft und mit der Herausforderung, die Energiewende zu meistern, wird es kurz- und mittelfristig jedoch einen Abbau von Rohstoffen geben.

Ich wünsche Ihnen eine aufschlussreiche Lektüre.

Norbert Eichkorn

Präsident des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie



Kennzeichnung des metamorphen Typs einer Zinnmineralisation im Westerzgebirge / Freistaat Sachsen

Claus Legler, Andreas Barth, Tom Járóka & Sebastian Weber

Schlüsselwörter: Zinn, Zinnvererzung, metamorphe Zinnlagerstätten, Kassiterit, Erzlager, Metamorphose, West-
erzgebirgische Querzone, Aue-Schwarzenberg-Granitzone, Sachsen, Erzgebirge, Westerzgebirge, Aue, Bockau

Inhalt

	Seite
Kurzfassung	6
Abstract	6
1. Einführung	7
2. Historischer Abriss	10
3. Untersuchungsumfang/Methoden	12
4. Geologischer Rahmen	23
4.1 Regionale Geologie	23
4.2 Geologie im Betrachtungsraum	24
5. Zinn-Mineralisation	26
5.1 Lithologische Beziehungen, Mächtigkeiten und Zinngehalte	26
5.2 Mineralogie	31
5.3 Erzgefüge	35
5.4 Erztypen	35
5.5 Begleitmineralisationen	36
5.6 Petrochemie	37
6. Genetische Aspekte	42
7. Zusammenfassung und Ausblick	47
Literaturverzeichnis	49
Abbildungsverzeichnis	56
Tabellenverzeichnis	57
Anlagenverzeichnis	57
Anlagen	58

Kurzfassung

Mitte 17. bis Anfang 19. Jahrhundert wurde Zinnbergbau bei Bockau und Aue-Bad Schlema im Westerzgebirge betrieben. Gegenstand des Abbaus waren lagerartige Vererzungen. Der geologische und lagerstättenkundliche Kenntnisstand ist bisher als gering einzuschätzen, da die Gewinnung aus verschiedenen Gründen frühzeitig an Bedeutung verlor. In den letzten Jahren führten u.a. Geländearbeiten sowie stoffliche Untersuchungen zu mehr Klarheit. Der hier behandelte Sn-Vererzungstyp ist völlig verschieden von dem der Greisen-, Trümerzonen-, Gang- und Skarntypen und ist auch nicht vergleichbar mit der Zinnvererzung der Felsitzzone bei Freiberg. Die neuen Untersuchungen erbrachten erstmalig den Nachweis einer im Erzgebirge verbreiteten *low-grade mineralization* vom Typ einer frühvariszischen polystadialen, vorwiegend monomineralischen und metamorph geprägten Erzbildung.

Es kamen verschiedene Untersuchungsmethoden zum Einsatz. Bei den Feldarbeiten wurde Wert gelegt auf die Dokumentation der relativ guten unter- und übertägigen Aufschlussverhältnisse. Ein wichtiges Hilfsmittel ist die handgehaltene Röntgenfluoreszenzmessung im Gelände und am Probenmaterial. Schwerpunkt der Untersuchungen bildeten verschiedene mikroskopische und geochemische Arbeiten.

Die regionalgeologischen und metallogenetischen Zusammenhänge der hier zur Disposition stehenden Westerzgebirgischen Querzone können nur in einem begrenzten Rahmen diskutiert werden. Verwiesen wird auf die umfangreiche neuere Literatur. Bezüglich der vorkommenden Zinnvererzung werden die lithologischen, strukturellen, mineralogischen und geochemischen Sachverhalte dargelegt und diskutiert.

Erstmals können umfangreiche Daten zu diesem hochinteressanten Lagerstättentyp zur Verfügung gestellt werden. Insbesondere ist die Frage der Genese, speziell die Herkunft des Metalls, bisher nur schwierig zu beantworten. Verschiedene Modelle werden deshalb angeboten. Kein Zweifel herrscht darüber, dass die Erzmineralisation einer intensiven Regional- und Thermometamorphose unterlag und aller Wahrscheinlichkeit nach auf sedimentäre Voranreicherungen zurückgeführt werden muss.

Nach vorliegender Kenntnis gibt es im Erzgebirge noch weitere, analoge, bislang nicht untersuchte Anzeichen möglicher metamorpher Zinnmineralisationen. Im überregionalen Maßstab tritt der gleiche Lagerstättentyp im Variszikum, und man kann annehmen auch weltweit, auf. Die vorliegenden Informationen sind geeignet, entsprechende Lagerstätten zu identifizieren. Viele Fragen sind zwar noch offen und somit Ziel fortzusetzender Betrachtungen. Bezüglich der erzgebirgischen Zinnlagerstätten handelt es sich um einen neuen Meinungsaustausch und das Ganze eröffnet zugleich auch neue Gesichtspunkte für die Suche und Erkundung einschließlich der ökonomischen Neubewertung derartiger Mineralisationsvorkommen.

Abstract

From the mid-17th to the beginning of the 19th century, the areas around Bockau and Aue in the western Erzgebirge became an important center for tin mining. Here, the object of mining was a stratiform ore mineralization. Up until now, the geological knowledge of the deposits has been considered to be limited, because of the low economic importance of local mining in the past. Recently, site work and material studies have led to a more understanding of the mineralization style. The type of tin mineralization presented here is different from those in the greisen, vein, sedimentary, skarn deposits of the Erzgebirge, and the felsite zone near Freiberg. The results presented here revealed the first proof of a low-grade mineralization style of an early Variscan multi-stage, mainly monomineralic, and metamorphic ore formation in the Erzgebirge.

Various investigation methods were used. During the fieldwork, emphasis was placed on documenting the relatively good subsurface and surface outcrop conditions. Hand-held X-ray fluorescence, microscopy, and geochemical data were acquired for a detailed characterization of the tin mineralization. For an adequate description, emphasis was placed to well-preserved subsurface and surface outcrops.

The regional geological and metallogenic correlations of the West Erzgebirge transverse zone (Westerzgebirge Querzone), which is of debate here, can only be discussed in a limited framework. Reference is made to the extensive recent literature. With regard to the occurring tin mineralization, the lithological, structural, mineralogical, and geochemical facts are presented and discussed.

For the first time, extensive data on this highly interesting type of deposit can be made available. In particular the research problem of genesis, especially those of the origin of the metal is a difficult issue. Different thinking models are therefore offered. There is no doubt that the ore mineralization was subject to intensive regional and thermometamorphism and the source of metals must be attributed to sedimentary pre-enrichment.

The new information received led to the assumption of more analogous metamorphic tin mineralizations that have not been detected so far. On a supra-regional scale, the same type of deposits certainly occur in the Variscan units worldwide. The presented information is suitable for identifying appropriate deposits. But, many questions remain unanswered and are therefore the objective of continuing works. Concerning the Erzgebirge tin deposits, this is a new exchange of views and opens new criteria for the search and exploration, including the economic re-assessment of such mineralization deposits.

1. Einführung

Zwischen den Ortslagen Aue – Bad Schlema, Zschorlau, Bockau und Lauter im Westerzgebirge sind Zinnerzvorkommen bekannt, die vom 17. bis 19. Jahrhundert in geringem Umfang gewonnen wurden. Es handelt sich um Erzlager, die in zwei getrennten Bergbaurevieren mit fast gleichartiger montanhistorischer Prägung und geologisch-metallogenetischer Beschaffenheit anzutreffen sind. Das recht ausgedehnte Altbergbaugebiet nordöstlich von Bockau (hauptsächlich im Waldstück Habichtsleithe gelegen, rechts der Zwickauer Mulde) ist gut erschlossen, während das Areal am Südrand der Stadt Aue – Bad Schlema (am Heidelsberg und am Eichert) teilweise urban überbaut ist (Abbildung 1).

In den vergangenen Jahren wurden federführend durch Beak Consultants GmbH unter der Projektbezeichnung WISTAMERZ Forschungsaufgaben ausgeführt, die vor allem der Prognose von Hightech-Metallen im Erzgebirge/Vogtland galten und vom BMBF gefördert worden sind. Diese Tätigkeit wurde von mehreren Freiburger Partnern, wie LfULG, TU Bergakademie, HIF und SäOBA begleitet. U. a. untersuchte man auch Erze und Gesteine aus bekannten Mineralisationsvorkommen und alten Erzlagerstätten. Messungen mittels pXRF-Handgerät von Haldenproben und Messungen an zahlreichen über- und untertägigen geologischen Aufschlüssen südlich von Aue-Bad Schlema zeigten, dass hier ein im Erzgebirge bisher so nicht bekannter Mineralisationstyp vorliegt, der dringend einer lagerstättenkundlichen Revision und somit genetischen Re-Interpretation bedarf.

Es konnten eine Reihe von lithologisch-formationellen, mineral-paragenetischen, gefügeanalytischen und geochemischen Besonderheiten erkannt werden, die sich nicht den Merkmalen der derzeit bekannten klassischen Zinnlagerstättentypen des Erzgebirges, wie den Sn-führenden Metasomatiten, Greisenbildungen, Quarz-Kassiterit-Gängen / Trümerzonen und Skarnen zuordnen ließen (Tabelle 1). Bisher sah man als wichtigste Voraussetzung für die Bildung von endogenen Zinnlagerstätten die Intrusion postkinematischer Granitoide mit oberkarbonisch-unterpermischem Alter an. Die Geländebeobachtungen, die Auswertung von Bohrungen, Schliffbemusterungen und geochemische Resultate führten zu dem klaren Schluss, dass nicht(granit)magmatische Prozesse zur Entstehung dieser bemerkenswerten Mineralisation geführt haben müssen. Vorab ist festzuhalten, dass die Frage nach der Entstehung dieser hier zu besprechenden Zinnmineralisation, trotz des geringen Kenntnisgrades montanwirtschaftlich nicht uninteressant, seit den 1960er Jahren als weitestgehend geklärt betrachtet wurde. Eine epigenetische spätvariszische, an postkinematische Granitoide gebundene Zinngreisenbildung in quarzitären Gesteinen wird mindestens seit G. Hösel (HÖSEL, 1973) favorisiert (FRITZSCH, 1991, HÖSEL et al. 1997, LEONHARDT 2009). Vordem gab es auch andere Auffassungen, wie z. B. sedimentäre Entstehung (seit SCHALCH 1884) oder „kontaktmetasomatische Erzlager,

...Skarn...“ (WATZNAUER, 1956). Diese letztgenannte Ansicht hatte kurzzeitig besondere Konsequenzen („produktives Nebengestein“) für die Suchstrategie radioaktiver Rohstoffe. G. Tischendorf (TISCHENDORF et al. 1978) klassifizierte die zinnführenden Lager als einen „morphologisch-genetischen Typ im Exokontakt geochemisch spezialisierter Granite“ und ordnete sie den endogen-epigenetischen Zinnlagerstätten des Erzgebirges (sogen. *Quarzittyp*) zu. Anderweitige genetische Auffassungen formulierte man bis heute nicht, auch wenn BAUMANN et al. (2000) darauf hinwies, dass die Entstehung „noch umstritten“ ist. Auf der neusten Ausgabe der Geologischen Karte des Freistaates Sachsen (GK25, Bl. 5442 Aue 2009) findet sich der Begriff „stratiforme, epigenetische Zinnlager“. Das Bildungsalter wurde dort festgelegt mit Karbon-Perm.

Denkansätze und Ergebnisse bezüglich der Annahme einer älteren, sogen. prävariszischen Mineralisation gab es bereits seit den 1960er Jahren (BAUMANN, 1965, WEINHOLD, 1977, LEGLER, 1985, JOSIGER & BAUMANN, 1995). Die lagerartigen Zinnvererzungen von Bockau und Aue blieben allerdings davon wenig berührt, wurden nur randlich in die Diskussion einbezogen, da die geologisch-metallogenetische Datenlage eben als außerordentlich bescheiden zu bezeichnen ist. Im Vordergrund standen damals hauptsächlich stratiforme sulfidführende Mineralisationen und die Vererzungen im sogen. *Felsithorizont*. Besonders hervorzuheben ist die Tatsache, dass vor über 30 Jahren U. Josiger erstmals den Nachweis eines „metamorphen Kassiteriterzes“ (in Mineralassoziation mit Biotit-Hercynit-Gahnit-Almandin) erbringen konnte (JOSIGER & LEEDER, 1989). Wenn seinerzeit von „ältestem Zinn“ im Erzgebirge die Rede war, handelte es sich um das sog. „Holzzinn des Felsithorizontes“ (BAUMANN & WEINHOLD, 1963) und den Zufallsfund auf der Halde der Grube *Treue Freundschaft am Fastenberg* in Johanngeorgenstadt. Letzteres geriet weitgehend in Vergessenheit trotz des Hinweises bei LEONHARDT (2004). Solchen Anhaltspunkten wurde in der Folgezeit nicht weiter nachgegangen, sicherlich fest im Glauben an die ungebrochene Kausalität von Zinnlagerstätten und postkinematischen Graniten (TISCHENDORF, 1969, 1986, 1988a, b, 1989, TISCHENDORF & BAUMANN, 1974, BAUMANN, TISCHENDORF, 1976, TISCHENDORF et al. 1974, TISCHENDORF & FÖRSTER, 1994a, ŠTEMPROK, 1987a, b). Auffällig ist, dass man bestimmte geologische Sachverhalte, wenn sie nicht in das gewöhnliche Bild genetischer Lehrmeinungen passen, weitgehend ignoriert. Nicht gesicherte Bildungsbedingungen werden häufig konstruiert, um liebgewordene Deutungen zur Entstehung von Lagerstätten zu festigen. Das Beispiel der Zinnlager zeigt, dass genetische Ansichten in der Vergangenheit sehr subjektiv geprägt waren und dass man gerade deshalb äußerste Vorsicht bei entsprechenden Äußerungen und Postulaten walten lassen sollte. Das ist umso wichtiger, weil meist ökonomische Bewertungen und Schlussfolgerungen anhängig sind.

Tabelle 1: Kennzeichnung der Haupttypen der Zinnmineralisation im Erzgebirge

Lagerstättentyp	Pegmatit	Greisen	Gang/Trümer	Skarn	Felsitzone	Metamorphit
Strukturtyp Lagerstätte	rupturgebunden	Stöcke, Pipes, Flöze, Trümerzonen	rupturgebunden (Gänge und Trümerzonen, Brekzien)	schichtgebunden	an Scherzonen gebundene metasomatische Mineralisationszonen	stratiform/schichtgebunden
Ausbildung Lagerstättenkörper	linsenförmige Pegmatitgänge	unförmige Körper, Linsen, Flöze, Trümerzonen im Endo-/Exokontakt von Granitoiden	Gänge, Trümer im Endo- und Exokontakt von Granitoiden	Lager, Linsen, Platten, Lagen	Imprägnationen, Lagen	Imprägnationen, Platten, Lager
Nebengestein Lagerstätte	Paragneise	Granitoide, Gneise, Glimmerschiefer	Granitoide, Gneise, Glimmerschiefer	Granitoide, Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite	Gneise, Glimmerschiefer, Schwärzschiefer, Chloritschiefer, Metabasite, Metarhyolithe, Metakarbonatgesteine	Phyllite, Quarzphyllite, Quarzschiefer, Metaquarzite, Kontaktschiefer
Alter der Nebengesteine	Altpaläozoikum	Jungproterozoikum-Jungpaläozoikum	Jungproterozoikum-Jungpaläozoikum	(Kambrium-) Ordovizium	Jungproterozoikum-Altpaläozoikum	Tiefordovizium
Geotektonische Stellung	spät-(325-313 Ma) bis post-Orogen – (308-295 Ma)	spät-(325-313 Ma) bis post-Orogen – (308-295 Ma)	spät-(325-313 Ma) bis post-Orogen – (308-295 Ma)	spät-(325-313 Ma) bis post-Orogen – (308-295 Ma)		passive Plattenrandsedimente
Beziehungen zur Sedimentation	keine	keine	keine	keine	vermutlich keine	vermutlich
Beziehungen zum Magmatismus	spätvariszische Granitoide	spätvariszische Granitoide	spätvariszische Granitoide	spätvariszische Granitoide	keine deutlichen Beziehungen	keine Beziehungen
Beziehungen zur Metamorphose	keine	keine	keine	keine	metamorphogene Signaturen nicht ausgeschlossen - Scherzonen	prä- und synmetamorphe Signaturen
Lithologische Ausbildung	Pegmatoide	Granitoide, Metapelite, Metapsammitite	Granitoide, Metapelite, Metapsammitite	Metakarbonatgesteine	Metapelite, Metabasite,	Metapsammitite
Alterstellung der Mineralisation	Oberkarbon-Perm	Oberkarbon-Perm	Oberkarbon-Perm	Oberkarbon-Perm	?	frühvariszisch
Trägergestein der Vererzung	Quarz-Kalifeldspatgesteine	Gneise, Glimmerschiefer	Gneise, Glimmerschiefer	Kalksilikatfelse	Metapelite, Metabasite, Metasomatite	Metapsammitite
Alterationen	keine	hydrothermale Überprägung	hydrothermale Überprägung	deutliche hydrothermale Überprägungen	Chloritisierung, Amphibolisierung, Sulfidisierung, hydrothermale Überprägung	deutliche retrograd-metamorphe und (thermo-) kontaktmetamorphe, teils auch hydrothermale Überprägungen
Wirtschaftliche Hauptelemente	Li, Sn	Sn-W-Li	Sn-W	Fe, Zn (In)	Sn	Sn
Nebenelemente	Ag, Bi (Cu, Zn)	As-Cu-Bi	As-Cu-Bi-Zn-Pb	Sn, Cu, Pb, F	Cu, W, F (Pb, Zn, As, Bi)	Cu, As, Bi
Mineralassoziation	Quarz-Mikroclin-Montebrazit-Kassiterit-Kesterit-Apatit	Quarz-Hellglimmer-Li-Glimmer, Topas-Kassiterit Wolframit	Quarz-Serizit-Topas-Turmalin-Kassiterit Wolframit-Löllingit-Arsenopyrit-Sulfide	Pyroxen-Granat-Wollastonit-Amphibol-Magnetit-Kassiterit-Wolframit-Sulfide	Quarz, Chlorit, Kassiterit, Fluorit, Rutil, Apatit, Scheelit, Magnetit, Hämatit, Karbonate	Quarz-Kassiterit-Biotit-Chlorit-Muskovit-Almandin-Hämatit-Sulfide
Erzgefüge	imprägnativ	imprägnativ	imprägnativ	imprägnativ, Nester, Schmitzen, Lagen, Bänder	imprägnativ	imprägnativ, Lagen, Schmitzen, Bänder
Geochemische Signatur	Li-Sn-(Ag-Bi-Cu-Zn)	Sn-W (As-Cu, Bi)	Sn-W (As)	Fe-Sn-W (As-Zn-In-Cd-Pb-Cu-F)	Sn-Fe-(Pb-Zn)	Sn (Cu, As, Bi)
Beispiele von Vorkommen	Verneřov/ČR	Altenberg, Sadsdorf, Buchholz	Ehrenfriedersdorf, Geyer, Eibenstock	Pöhla, Hämmerlein	Großschirma	Bockau, Aue-Bad Schlema
Zinngehalte	nicht bekannt	bis 0,2 % Sn	bis 0,4 % Sn	bis 0,8 % Sn	bis 0,25 % Sn	bis 0,2 % Sn
Genese	hochtemperiert-pegmatitisch	magmatogene HT-Metasomatite	magmatogen-HT-Metasomatite, hydrothermal überprägt	magmatogen- kontaktmetasomatisch mit hydrothermalen Überprägung	möglicherweise migrierende hydrothermale Fluida unbekannter Herkunft auf Scherzonen	prämetamorph mit unsicherer Herkunft der Metalle



Abbildung 1: Topographische Übersicht der Region Aue - Schwarzenberg
 Geobasisdaten © 2014, Staatsbetrieb Geobasisinformation und Vermessung Sachsen (GeoSN)

2. Historischer Abriss

Beide oben genannten Zinnbergbaureviere, Bockau und Aue, umfassen auf einer Fläche von einigen Quadratkilometern Hunderte von Halden- und Pingen, zahlreiche alte auflässige Gruben und noch zugängliche untertägige, montanhistorisch sehr bemerkenswerte Objekte. Es sei ausdrücklich angemerkt, dass diese Art des Zinnbergbaus (gegenüber der Gewinnung in Stöcken, Gängen und Seifen) ein für Sachsen einzigartiger Abbautyp ist, allenthalben vergleichbar mit dem Zinnwalder „Flöz“-Bergbau, einen recht guten Erhaltungszustand besitzt und schon deshalb im Rahmen des UNESCO Weltkulturerbes Erzgebirge für immer bewahrt bleiben muss (LEGLER & LANG 2022).

Die Altvorderen bauten Zinnerz auf Lagern ab, die sie namentlich bezeichneten (so z. B. *Gottes Geschicker* und *Gottes Glücker Flöz*, die Lager von *Dorothea*, *St. Bernhard*, *Brückner*, *St. Georg*, *Margareta* usw.). Unter dem schon frühzeitig geprägten Begriff versteht man die Bindung des Zinnerzes an schichtungs-/schieferungsparallele, meist flach einfallende charakteristische Gesteinshorizonte bzw. Gesteinspakete. Lager sind der Morphologie/Struktur nach plattenförmige oder podiforme Körper; dahinter steckt keine Aussage zur Entstehung. Zinnlager wird hier als historischer Begriff verwendet (die Altvorderen nannten sie auch *schwebende Gänge*, *tonnlägige Gänge*, *Zwitterflöze* oder *Zwitterlager*). Relevant, modern, aber ebenso genetisch „unbelastet“ können die Begriffe „schichtgebunden“ und „stratiform“ Verwendung finden.

Die historisch-bergbaulichen Kenntnisse über den Zinnerzbergbau beider Montanreviere sind als sehr gering einzuschätzen. Es existieren nur wenige Dokumente und Rissmaterialien. Von großem Wert ist ein Riss von Balthasar Rösler aus dem Jahre 1664 von den zahlreichen Gruben am Auer Heideberg, drei Jahre nach der ersten Auffindung des Zinns. Sonst ist aktienkundiger Bergbau nur lückenhaft verfügbar. Klar, dass bislang in montanhistorischen Abhandlungen dieser Bergbau völlig unzureichend behandelt und in wichtigen Quellen nicht oder nur angedeutet erwähnt ist. Die dortigen Bergwerke zählen eben nur „zu den ... abseits der großen erzgebirgischen Bergreviere“ gelegenen (WAGENBRETH & WÄCHTLER 1990). Die Bedeutung des Bergbaues im Vergleich mit anderen hiesigen Bergrevieren war ohne Zweifel gering.

Bei Aue-Bad Schlema wurden Zinnvorkommen 1661 entdeckt (SIEBER 1962), zwei Jahre später in der Habichtslöhe nahe Bockau (LANG 2005, 2011). Die Anbrüche sollen ziemlich reich gewesen sein.

Verglichen mit anderen Bergbaurevieren im deutschen wie im tschechischen Teil des Erzgebirges, einschließlich des Vogtlandes, sind die Auer und Bockauer Zinnvorkommen, trotz umfangreicher, seit Jahrhunderten in unmittelbarer Umgebung schon existenter Bergbauaktivitäten (vor allem Silber und Eisen), erst spät entdeckt

worden. Die Auffindung der primären (Berg-)Zinnlagerstätten, z. B. Altenberg, Geising, Ehrenfriedersdorf usw., gingen von Seifenvorkommen aus. Die Ursache, dass die Bergreviere Bockau und Aue zu den Jüngsten zählen, liegt in der geologischen Besonderheit dieses recht unauffälligen Lagerstättentypes. Insbesondere wegen der extremen Feinkörnigkeit des Zinnsteins wurden die Primärvorkommen nicht frühzeitig erkannt. Nennenswerte Seifenbildungen sind auf Grund morphologischer und geologischer Bedingungen auch kaum entwickelt. Der (bescheidene) Seifenbergbau in den Talauen der Zwickauer Mulde existierte zwar vor 1661 schon, ist aber auf andere Bergzinnerzquellen der weiteren Umgebung (Eibenstocker Raum), nicht auf die von Bockau und Aue zurückzuführen.

Frühzeitige Erwähnung des Bergbaus mit den Fundgruben *Junge und Alte Margaretha*, *Friedrich Gnade Gottes* und *Erz-Engel Michael* findet man u. a. in der Meltzerschen Chronik von Schneeberg (MELTZER 1684, S. 451), aber eingehendere Schilderungen bei dem verdienten Magister George Körner in seiner Schrift „*Alte und Neue Nachrichten von dem Bergflecken Bockau ... vom löblichen Bergwerke daselbst ...*“ (KÖRNER 1760/1761). Eine Vielzahl lokal bedeutsamer Fundgruben ist bei George Körner namentlich aufgeführt. Es ist eine für die Zeit ziemlich sachgerechte Beschreibung des Auftretens des Zinnerzes und liest sich aus heutiger Kenntnis höchst interessant. So gab er anregende Beobachtungen zur Struktur und den Lagerungsverhältnissen derart, in dem er schrieb „...daß *Zwittergänge allhier sehr flachfallende Gänge seyn, ... und ihrer Donlege* (Tonnlage, Verf.) *nach mit dem Gebirge steigen und fallen; auch also eine gewölbte Donlege haben, daher man solche Flötze nennet*“ (S. 406). Das heißt, Körner hat die lagerartige Struktur einschließlich Konkordanz mit dem Nebengestein und ihre Einfaltung in den Gesteinsverband schon erkannt. Diese Erkenntnis ist geologiegeschichtlich bemerkenswert, da eigentlich die Erzvorkommen seinerzeit als Gänge eingeordnet wurden. Dies entsprach den damaligen Vorstellungen, die der berühmte Freiburger Mineraloge und Geognost A. G. Werner mit seiner „*Theorie der Gänge*“ (WERNER 1791) publik gemacht hatte. Interessant auch, wenn man bedenkt, dass man sich selbst bis in jüngste Zeit von den historischen Auffassungen von *Zwittergängen* nicht trennen konnte (z. B. vermeintliche Zinnerzgänge am Heideberg).

Mit dem allgemeinen Niedergang des erzgebirgischen Bergbaus in der 2. Hauptperiode (WAGENBRETH & WÄCHTLER 1990) erlosch der lokale Bergbau fast wieder, bei Aue um 1730, bei Bockau um 1750...1760. Später versuchte man ihn wiederzubeleben. 1787 fuhr man den *Friede Gottes Stolln* auf, um in die auflässigen Baue verschiedener Fundgruben zu gelangen und die einzelnen von Tage aus bekannten und in geringen Teufen in Abbau gestandenen alten *Zwitterflöze* zu überfahren und diese hinsichtlich ihrer Bauwürdigkeit in der Teufe zu untersuchen. Meist waren die Stolln nur kurz im Streichen der Lagerstätten aufgefahren, mit tie-

feren Stolln im *Quergestein* bezweckte man den Nachweis weiterer *Zwitterflöze* sowie die Wasserlösung der seit Mitte/Ende des 17. Jahrhunderts bestehenden Gruben. Im Auer Gebiet wurden bereits zu Beginn des 18. Jahrhunderts tiefere Stolln angelegt, die wegen schlechter Erzanbrüche wieder aufgegeben worden sind (*Auer Hoffnung Stolln*, *Wildemann Stolln*). Im Revier Bockau erreichte der *Friede Gottes Stolln* rund 400 m Länge, die Erzlager erwiesen sich damals als unbauwürdig. Die Zinnengewinnung endete Anfang des 19. Jahrhunderts. Spätere bergbauliche Versuche führten zu keinen wesentlichen Erfolgen. Ursache für den Niedergang waren meist finanzielle Mittellosigkeit und stetig fallende Zinnpreise durch ausländische Konkurrenz, vor allem aber niedrige Metallgehalte, hohe Erzabsatzigkeiten, beträchtliche Gewinnungskosten und, bedingt durch die extreme Feinkörnigkeit des Zinnsteins, ein nur geringes Ausbringen. Die zeitige Auffassung der Gruben ist auch der Grund, dass eingehende bergbauliche Beschreibungen fehlen und nur aus der bergamtlichen Aktenlage einige Informationen zur Verfügung stehen (MARTINI 1819, MÜLLER 1851, 1860, SCHALCH 1884, BECK 1902, 1904). FREIESLEBEN (1843) beschrieb eine „*Habichtsleither (Gang-)Formation*“, die aus „*Quarz, Zinnstein, Arsenkies, sowie ... Wolfram, und Molybdän, vielleicht mit Schörl...*“ bestehen soll. Die auf den geologischen Messtischblättern der 1. (1884) und 2. Auflage (1896) eingetragenen wenigen Zinnlager und Erzgänge von Bockau und Aue stammen von C. H. Müller, die Angaben entnahm er aus den ihm zur Verfügung stehenden spärlichen Unterlagen. Spätere Kartierer (bis in die jüngste Zeit hinein) haben sie kritiklos und tlw. unverändert so von ihm übernommen.

Der Abbau des Erzes erfolgte bevorzugt in Nähe der Tagesoberfläche. An einigen Stellen wurden die Lager wegen ihres flachen Einfallens in der Art eines Steinbruches abgebaut. Man kann davon ausgehen, dass hauptsächlich die leichter gewinnbaren Anreicherungen in der Verwitterungszone angegangen worden sind. Wie in den alten bergbaulichen Akten zu lesen, wurden in der *Dammerde* oftmals reichhaltige Erze angetroffen. Teufen von mehr als 20 m von der Tagesoberfläche in das Festgestein hinein dürften selten erreicht worden sein. Die Bauwürdigkeit lag etwa bei 0,3 bis 0,4 % Sn. Da der feine, vorwiegend helle Zinnstein mit dem Auge kaum zu erkennen ist, baute man vorzugsweise auf *Hoffnung* ab. Auch Probeschmelzen in der Hütte wurde durchgeführt. Es soll schon in der Grube gebrochenes Erz mittels Sicherfäustel auf Sichersteinen zermahlen, gewaschen und die Schlichgröße mit Geldstücken verglichen, so die lohnenswerte Fortsetzung der Erzführung geprüft worden sein. Das Erz sicherte einen 3er, 6er oder Groschen breit, so hieß es. Diese Praxis ist aus dem Altenberger Zinnbergbau beschrieben (BARSCH et al. 2008).

Die Wasserlösung der Fundgruben war einfach, wurde tlw. durch Handpumpen und Eimer realisiert (LANG 2011). Nur in wenigen der Gruben wurden auch mächtigere und reichere Partien gewonnen, welche die Altvorderen *Frisches* nannten, sonst waren die Erze eher

ärmlich, wie in Grubenakten erwähnt. Die seinerzeit verritzten Lagermächtigkeiten betrugten einen halben bis anderthalben Meter, nur ganz selten wurden auch Lagerbereiche über zwei Meter abgebaut. Das extrem absätzig vererzte Material wurde manchmal ausgeschlagen oder geklaubt, meist gleich zum Pochen und Waschen auf Herden gebracht. Einfache Pochwäschchen standen am Schwarzwasser, im Muldental und am Bockauer Dorfbach. Die Pochwerke mussten das Gut wegen der innigen Verwachsungen des Zinnsteins mit seinen Nebenkomponenten sehr fein pochen („Mehl“), was einen hohen Aufwand bedeutete. Nach den wenigen Unterlagen dürften die *Zwittererze* durchschnittliche Sn-Gehalte von 0,6 bis 0,8 % gehabt haben, vereinzelt auch höher, das Metallausbringen lag möglicherweise bei 30 bis maximal 40 %. Aus einem Bergzentner *Zinnsteinkonzentrat* (mit etwa 60 bis 65 % Kassiterit) soll etwa ein halber Zentner Metall erschmolzen worden sein (BEYER 1763), was für die einfachen Verhältnisse damals wirklich beachtenswert ist. Die metallurgischen Verluste sind durch die Wiederaufarbeitung zinnarmer Schlacken als gering zu bewerten.

Die Verarbeitung zu Metall erfolgte in verschiedenen Hütten wie in Eibenstock und Johannegeorgenstadt. In Aue baute man auf Grund der reichen Anbrüche eigens eine Zinnhütte, die 1664 ihren Betrieb aufnahm und bis 1803 produzierte. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass das metallische Zinn besonders geschmeidig war, einen „*gar feynen Spiegel*“ gab und sonst von „*von vorzüglicher Güte gewesen (sein) soll*“, wie C. H. Müller mitteilte (MÜLLER 1851). Diese sehr gute Qualität war möglicherweise durch die fehlenden metallurgisch schädigenden Beimengungen wie As, Cu und Bi bedingt.

Exakte Erzfördermengen lassen sich nicht mehr ermitteln, da nur lückenhafte Daten vorliegen. Die ausgebrachten Mengen an Zinnmetall sind äußerst schwer abzuschätzen, gehen über wenige einhundert Tonnen in beiden Bergrevieren jedoch nicht hinaus (LANG 2011).

Die Zinnerze von Bockau und Aue enthalten fast keine sulfidischen Beimengungen oder gar Wolfram. Das ist ein wichtiges Merkmal und unterscheidet diese Erze auch von denen der klassischen postmagmatischen Lagerstätten des Erzgebirges. In dieser Deutlichkeit war das bisher nicht bekannt. Lediglich an der Morgenleithe oder an der Hohen Reith sind pyritische, sogen. kiesige (sulfidische und kupferhaltige) Erze auch mit Zinn verwachsen. Es handelt sich um ein räumliches Zusammenvorkommen der Minerale. Zinn und Sulfide sind nicht der gleichen Entstehung zuzuordnen. Die Grube *Morgenstern* bei Bockau „*ist ein altes Zwitter- und Vitriolgebäude*“ (KÖRNER 1760/1761, S. 414), schon 1667 erwähnt, bis 1756 mit Unterbrechungen in Betrieb. Das Zinnlager hatte eine Mächtigkeit von etwa einem Lachter und *sicherte* unterschiedlich, mal reich, mal arm. Körner beschreibt in seiner Abhandlung die lokale Verarbeitung dieser Erze zu *Eisen- und Kupfervitriolsalzen* und zu *Vitriolsäure*. Zinnhaltige pyritische

und chalkopyritische Erze, wie sie in den sogen. *Vitriollagern* anfielen, wurden geröstet, anschließend gelaugt. Aus dem Röstgut wurde Zinnmetall erschmolzen, aus den Laugen stellte man entsprechende Vitriolerzeugnisse her. In Bockau war die Vitriolsiederei seit 1748 bekannt. Allerdings scheint diese Art des Bergbaus nicht von langer Dauer gewesen zu sein. Das eigentliche Vitriolerz für die hiesigen Vitriolhütten wurde vor allem aus Beierfeld und Johanngeorgenstadt aus den dortigen Sulfidervorkommen bezogen (LEGLER & LANG 2022). Es zeigt, dass die Bockauer bestrebt waren, ihre Rohstoffe so nachhaltig wie möglich zu nutzen.

Erwähnenswert ist ein mäßiger Kupferbergbau *auf Lagern* links der Zwickauer Mulde (TSCHIEDEL 2010). Auch hier kommt Zinn vor (LEGLER 2019), worüber aber keine alten Nachrichten bekannt sind.

Die SAG/SDAG Wismut hatte in mehreren Bohr-Kampagnen (1950er bis 1980er Jahre) die Bergbauareale, wo sich u. a. auch die Zinnlager befinden, hinsichtlich des Auftretens von Uran überprüft. Später hatte man diese Arbeiten auf die Suche von Begleitrohstoffen, wie Sn, W und Buntmetallen ausgedehnt. Mehr als 50 Bohrungen sind geteuft worden. Im Jahre 1978 nahm man eine Vorratsschätzung für das Gebiet von Bockau vor. 12 kt Zinn wurden angegeben (LEONHARDT 2009). Im Ergebnis der Auswertung der Bohrungen schlussfolgerte man, dass kein ausreichendes ökonomisches Potenzial vorliegt. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte der Betrieb Geologische Forschung und Erkundung Freiberg schon Ende der 1960er Jahre, als im Rahmen einer umfassenden Zinnprognose für das Erzgebirge und das Vogtland u. a. auch das Zinnvorkommen von Bockau bewertet worden ist. Bis auf eine umfangreiche Haldenbeprobung mit der Bestimmung ausgewählter Spurenelemente, führte man aber keine weiteren technischen Arbeiten aus (HÖSEL 1969). Trotz des geringen wissenschaftlichen Erforschungsgrades wurde das Gebiet zwar als grundsätzlich zinnhöflich eingeschätzt, die Vorratslage aber als sehr niedrig bewertet. D. Leonhardt (LEONHARDT 2009) beziffert eine prognostizierte Vorratsmenge von 1,75 kt Zinnmetall. Ergebnisse lagerstättengenetischer Betrachtungen fasste G. Hösel in einer kurzen Publikation zusammen (HÖSEL 1973). Seit den tiefen Forschungsbohrungen der SDAG Wismut 1987/89 ruhen jegliche Untersuchungsarbeiten in beiden Zinnbergbaurevieren. Es gibt keine modernen geologischen, mineralogischen und lagerstättenkundlichen Bearbeitungen, wie sie aus anderen Bergbaugebieten des Erzgebirges bekannt sind.

Festzuhalten ist, dass diese Art des Zinnbergbaus gegenüber der Gewinnung in Seifen, Gängen und Stockwerken, ein für Sachsen einzigartiger Abbautyp ist. Mit seinen vielen Halden und Pingen, zahlreichen auflässigen Gruben und heute noch zugänglichen untertägigen, montanhistorisch sehr bedeutsamen und damit schützenswerten Objekten, ist er Zeugnis des Bergbaus Ende der 2. und der beginnenden 3. Hauptperiode des erzgebirgischen Montanwesens. Diese

Geotope müssen im Rahmen des UNESCO Weltkulturerbes Erzgebirge-Krušné hory unbedingt bewahrt bleiben.

3. Untersuchungsumfang/Methoden

Wie bereits mitgeteilt, ist die vorhandene Datenlage sehr begrenzt. Neuere Recherchen in den geologischen und historischen Archiven (LfULG, Wismut GmbH, Bergarchiv, TU Bergakademie Freiberg, Stadtarchiv Aue-Bad Schlema) führten nur zu geringem Kenntniszuwachs. Die veröffentlichte Literatur betrifft im Wesentlichen nur ältere, als historisch und sekundär zu bezeichnende Quellen mit allgemeingültigem Informationsgehalt. Bohrdaten stellten freundlicherweise das Geologische Archiv der Wismut GmbH und das LfULG zu Verfügung. An noch vorhandenem Bohrkernrestmaterial im Bohrkernarchiv des LfULG konnten einige der Untersuchungen vorgenommen werden (Bohrung 3143/88).

Die **Felduntersuchungen** umfassten im Wesentlichen:

- Geländebegehungen mit Kartierung und Dokumentation der geologischen / petrographischen / klein-tektonischen Verhältnisse,
- Aufnahme und Dokumentation der übertägigen und untertägigen Altbergbausituation,
- pXRF-Messungen an Aufschlüssen,
- gezielte Probenahmen von Material aus übertägigen und untertägigen Aufschlüssen einschl. Dokumentation.

Methodischerseits wurden folgende Untersuchungsverfahren angewandt.

Messungen mittels eines **handgehaltenen RFA-Gerätes** (pXRF, Typ Olympus, Professional 2000) wurden an Aufschlüssen und Proben durchgeführt. Die Messungen basieren auf inneren Standards. Folgende Elemente konnten gemessen werden: Ag, As, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sn, Sr, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn und Zr. Die unteren Nachweisgrenzen sind von Element zu Element verschieden und von den Messbedingungen abhängig. So haben z. B. die Elemente As, Mo, Nb, Pb, Sr, Th, Y, Zn und Zr sehr niedrige Nachweisgrenzen (<20 ppm); bei Ag, Bi, Cr, Cu, Mn, Ni, Sn, Th und U betragen die Nachweisgrenzen 20 bis 100 ppm. Bei den übrigen Elementen liegen die Nachweisgrenzen in höheren Bereichen. Die Plausibilität der Messergebnisse wurde durch den Vergleich der pXRF-Werte mit chemischen Analysen (ALS) für alle Elemente durchgeführt. Es kann mitgeteilt werden, dass für die meisten der Elemente sehr gute, brauchbare Messergebnisse zur Einschätzung der geochemischen Verhältnisse erhalten werden konnten, in der Regel in den unteren Konzentrationsbereichen. Beispielsweise weisen die Elemente Ag, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Rb, Sn, U, Y, Zn und Zr sehr niedrige systematische und zufällige Fehler auf. Demgegenüber zeigen As, Bi, Cd, Co, Cr, In, Ni, Si, Sb, Sr, Ti,

V und W größere Fehler. Für die hier vorgestellten Untersuchungen haben die pXRF-Messungen als Feldmethode eine orientierende Bedeutung. An Beispielen von Sn, Cu und As ist die Fehlerverteilung abgebildet (Abbildung 2).

Wie ersichtlich, führte die Bestimmung des Cu mit Hilfe des RFA-Handgerätes zu sehr guten Ergebnissen. Das gilt hinreichend auch für das Sn. Bei As findet man dagegen etwas zu niedrige Werte. Trotzdem ist diese Methode für Felduntersuchungen bestens geeignet.

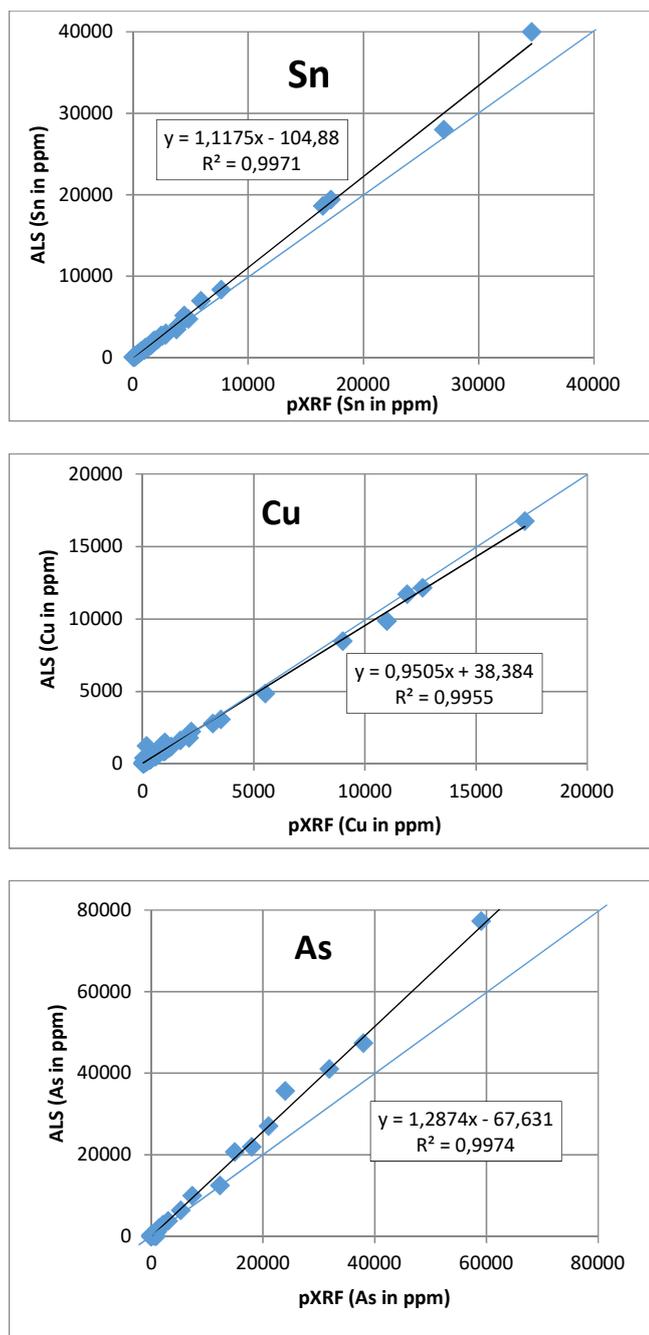


Abbildung 2: Vergleich von pXRF-Messungen und chemischen Analysen am Beispiel Sn, Cu und As

An geschnittenen Handstücken wurden pXRF-Messungen durchgeführt, um die Verteilung ausgewählter chemischer Elemente (Al, As, Ca, Cu, Fe, Mg, K, Si, Sn

und Zn) visuell darzustellen. Hierzu dient das energiedisperse Gerät vom Typ M4 Tornado von Bruker-Nano, ausgestattet mit einer Röntgenröhre, die bis zu 50 kV und 600 μ A betrieben werden kann, konfiguriert mit Bruker XFlash Silizium Drift-Detektoren (SDD). Durch eine Polykapillare wird die polychromatische Röntgenstrahlung auf 17 μ m fokussiert. Dieses Bruker μ XRF Spektrometer mit sehr kleinem Messfleck gestattet Element mapping als 2-D-Flächenscans anzufertigen. Mit diesem Gerät wurde vor allem der Frage nach der strukturellen Verteilung von Zinn in Handstückproben nachgegangen. Die Pixelgröße liegt bei etwa 30 μ m. Die Arbeiten wurden an der BGR Hannover (D. Rammlair, H. Franke, S. Henning) ausgeführt.

Mikroskopische Schliffpräparate wurden am Helmholtz Institut für Ressourcentechnologie (HIF), an der TU Bergakademie Freiberg, im LfULG Freiberg und im Erzlabor Freiberg GmbH angefertigt. In der Regel kamen polierte Dünnschliffe 40 mm x 25 mm zum Einsatz. Für Auflicht-Erzmikroskopie verwendete man in Epoxidharz eingebettete Ringanschliffe mit einem Durchmesser von 40 mm. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag auf der Mineralbeschreibung, der Beobachtung von strukturellen und textuellen Merkmalen sowie auf der Anfertigung von Mikrofotographien. Die visuellen Untersuchungen wurden an verschiedenen herkömmlichen Durch- und Auflichtmikroskopen durchgeführt.

An ausgewählten polierten Dünnschliffen wurde zur quantitativen Bestimmung des Modalbestandes eine **Mineral Liberation Analysis (MLA)** an der TU Bergakademie Freiberg ausgeführt. Verwendung fand ein Rasterelektronenmikroskop FEI Quanta 600 (FEI Hillsboro, USA) ausgestattet mit einer Feldemissionspistole (FEG) als Elektronenquelle, zwei Dual XFlash 5030 EDX Bruker-Energiedisperse Röntgendetektoren (Bruker Quantax 200, Bruker Berlin, Deutschland) und rückgestreuten Elektronen (BSE-) und SE-Detektoren. Für die hier vorgestellten Messungen wurde eine MLA-Software der JKTech Brisbane, Australien, verwendet. Als Beschleunigungsspannung sind 25 kV und als Strahlstrom 10 nA zu nennen. Die Kalibrierung der BSE-Grauskala mit Kontrast und Helligkeit wurde mit Goldreferenz durchgeführt. Die Messung der element-spezifischen EDX-Spektren erfolgte im GXMAP-Modus (Spezifische Details: SCHULZ et al. 2019).

Durch **Rasterelektronenmikroskopie**, durchgeführt an der BGR Hannover (T. Graupner) und im Erzlabor Freiberg GmbH (D. Sandmann), wurden wenige Untersuchungen zur Bestätigung von Mineralphasen ausgeführt. Hierzu wurden polierte Erzanschliffe und polierte Dünnschliffe sowie speziell angefertigte Dickschliffe verwendet. Die Präparate wurden vor der Untersuchung mit Kohlenstoff bedampft, um eine elektrisch leitfähige Schicht auf den Proben herzustellen. Die Untersuchungen erfolgten mit einem Rasterelektronenmikroskop FEI Quanta 600F, das mit zwei Bruker QUANTAX XFlash 6 EDXSpektrometern ausgestattet ist. Als Beschleunigungsspannung wurde 25 keV ausgewählt. Der Probenstrom wurde auf 10 nA eingestellt. Der

Emissionsstrom betrug 184 μ A. Die Kalibrierung des Rückstreuielektronenbildes erfolgte mit einem Kupfermetall-Pin im Standardblock des Probenhalters.

Ergänzende kristallchemische Untersuchungen wurden mittels **Elektronenstrahl-Mikrosonde** (BGR Hannover, S. Goldmann) an Biotitscheiten und Granatblasten durchgeführt. Der Schwerpunkt der Messungen lag dabei einerseits auf der Bestimmung der kristallchemischen Zusammensetzung der beiden Minerale und andererseits auf dem Einbau von Zinn in das Kristallgitter von Biotitspecies. Zum Einsatz kam eine JEOL JXA 8530F Hyperprobe, Baujahr 2015. Als Bedingungen sind eine Messspannung von 15 kV, ein Strahlstrom von 40 nA und Strahldurchmesser 10 μ m zu nennen. Zum Vergleich dienten Standardmaterialien wie Kassiterit, Topas, Orthoklas u. a.

Chemische Gesamtgesteinsanalysen fertigten die akkreditierten Laboratorien ALS International und die Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft (BfUL Nossen, S. Goldstein) an. Die analysierten Komponenten sind in der Anlage 3 genannt. Details für die standardisierten Methoden sind für die Laboratorien von ALS zu entnehmen (<https://www.als-global.com/.../als-geochemistry-fee-schedule-usd.pdf>).

Die Aufschlussverhältnisse zwecks Dokumentation, Probenahme und Beurteilung der Zinnführung der Gesteine sind als hinreichend gut zu bezeichnen.

Schlema (Historischer Bergbauverein Aue e. V.) und die ehem. Fundgruben Gottes Glück und Gottes Geschick in Bockau (Bergbauverein Schneeberg e. V.)

Darüber hinaus gibt es weitere gute geologische Aufschlüsse durch die Stolln *St. Michael* und *Friede Gottes*, in der Habichtsleithe sowie durch die dort befindlichen alten Tagesstrossenbaue. An der Hohen Fahrt, linksseitig der Zwickauer Mulde sowie an der Straße der B 283 zwischen Aue und Bockau, aber auch an den Böschungen der ehem. Eisenbahntrasse von Aue nach Eibenstock sind zinnführende Gesteinsverbände anstehend zu begutachten. Die in vorliegender Publikation untersuchten Aufschluss- und Probenahmebereiche sind in der Anlage 2, in Tabelle 2 und in Abbildung 3 aufgeführt. Die einzelnen Feldpunkte sind jeweils Mittelpunktskoordinaten.

Aufschlussbereich (A) Altbergbau *Gottes Glück* und *Gottes Geschick*

1,5 km südlich des Ortsausgangs von Aue-Bad Schlema, am rechten Unterhang des Tales der Zwickauer Mulde, wenig oberhalb der B 283, befand sich die Fundgrube *Gottes Geschick*. Dieses Bergwerk baute Anfang bis Mitte des 18. Jahrhunderts Zinnerz ab (LEGLER 2018). Durch den Bergbauverein Schneeberg e.V. wurde es als Vereinsbergwerk wieder hergerichtet, ist aber für die Öffentlichkeit nicht zugänglich. Das Bergwerk bietet hervorragende Aufschlüsse und nimmt im Rahmen der hier getätigten Untersuchungen einen besonderen Stellenwert ein (Feldpunktbezeichnung BO11).

Tabelle 2: Aufschluss- und Probenahmebereiche

Bezeichnung	Aufschlussbereich	Feldpunkt	UTM RECHTS	UTM HOCH	HÖHE	Bemerkung
<i>Fdgr. Gottes Geschick</i>	A	BO11	336558	5603867	430	Lager <i>Gottes Glück</i>
<i>Fdgr. Gottes Geschick</i>	A	BO9	336550	5603825	450	Lager <i>Gottes Geschick</i>
Hohe Fahrt	B	ZS5	336180	5604145	480	Felsenklippe, 180 m lang, 20 m hoch, Versuchsort
unben. Stolln und Tagesstrossenbaue <i>Glück mit Freuden</i>	C	ZS1	336278	5603702	435	Versuchsort (Cu) am Flößgraben
unben. Tagesstrossen	C	ZS2	336314	5603722	405	kleine Abbaue (Cu) am Töllegraben
unben. Tagesstrossen	C	ZS3	336430	5603995	500	alter Strossenbau unterm Flößgraben
Straßenaufschluss B 283	D	ZS4	336470	5603425	430	Aufschluss Böschung
Straßenaufschluss B 283	D	ZS143	336433	5603448	419	Aufschluss Böschung
Bahnböschung	D	ZS6	336180	5604145	480	Aufschluss Böschung
<i>Friede Gottes Stolln</i>	E	BO13	336661	5602998	545	Stollnaufschluss, 260 m
<i>St. Michael Stolln</i>	F	BO8	336855	5603640	495	Stollnaufschluss, 60 m

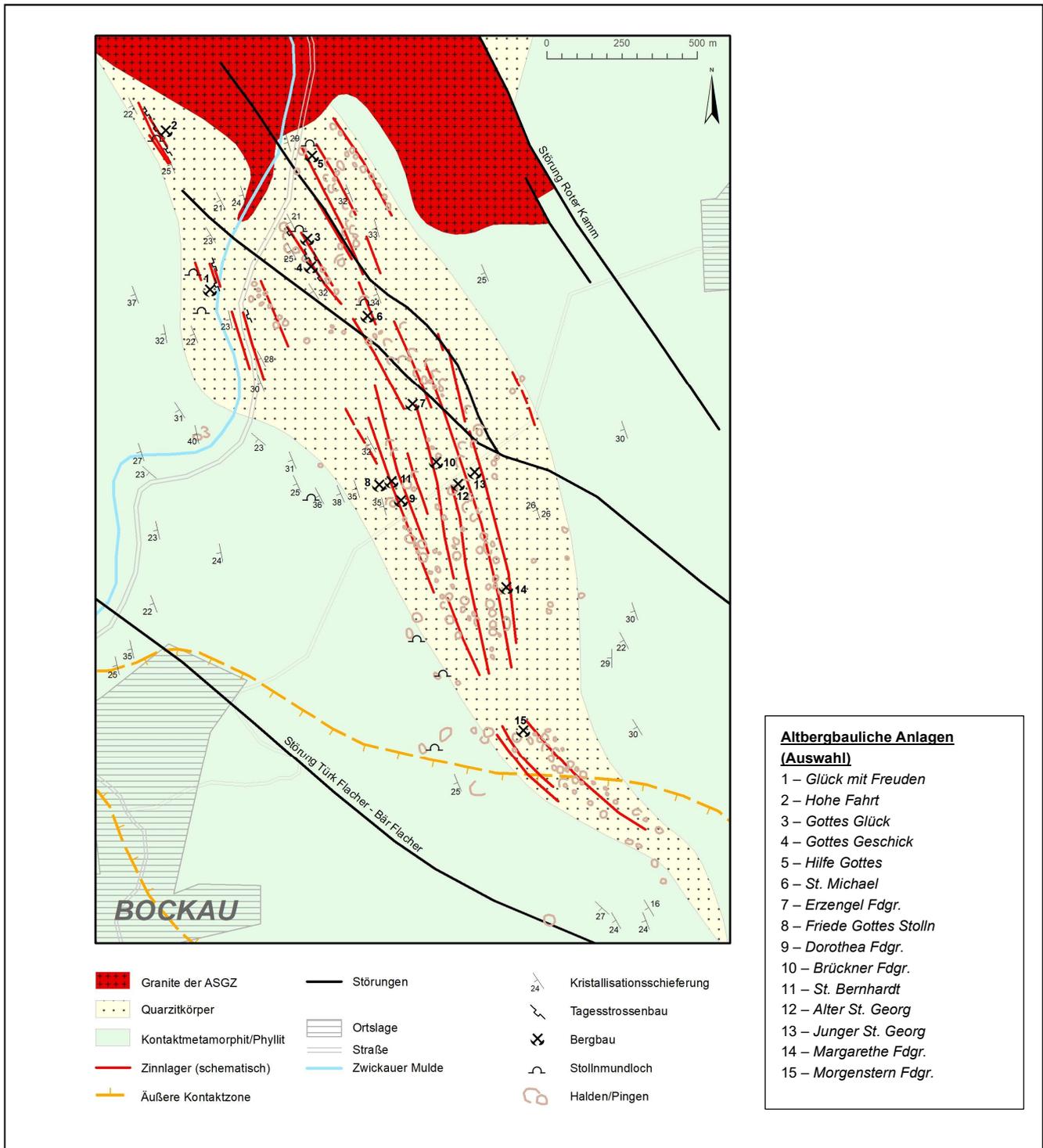


Abbildung 3: Altbergbauliche Situation und untersuchte Aufschlussbereiche A bis F (siehe Text)
Geologische Kartengrundlage GK25 5442, LfULG

Zugang zu den untertägigen Abbauen ermöglichen ein oberer und ein unterer Stolln. Während der obere Stolln sehr schwierig zu befahren ist, wurde der untere Stolln (ca. 430 m NN) durch den Bergbauverein in jüngster Zeit wieder fahrbar hergerichtet.

Die Altvorderen nutzten zur Stollnauffahrung eine 0,1 bis 1 m mächtige, zersetzte, roteisenschüssige Störung. Sie zieht sich nahezu 200 m durch das gesamte Grubengebäude, wurde als *Rote Kluff* bezeichnet

(Streichen NW-SE, Einfallen 65 bis 70° NE) und ist ein tektonisches Parallelelement der Roten Kamm-Störung. Über diesen Stolln gelangt man in die teilweise verbrochenen alten Abbaue. Aufgeschlossen sind zwei früher in Erzgewinnung stehende Zinnlager, und zwar das untere *Gottes Glücker Lager* (Foto 1) und das obere *Gottes Geschicker Lager*, beide von einem etwa 20 m mächtigen Quarzitschiefer-Zwischenmittel voneinander getrennt. Das untere Lager mit einer Mächtigkeit von 1,50 bis 2,50 m, ist streichend ca. 100 m und

im flachen Einfallen 50 bis 70 m zugänglich, der tiefere Teil der Abbaue ist wassererfüllt. Das obere Lager, welches etwa 2 m Abbauhöhe aufweist, ist im südöstlichen Teil der Grube durch große Weitungsbaue aufgeschlossen.

einer markanten Felsklippe über eine Distanz von etwa 80 m zu sehen. Mehrere kleine Abbaue markieren den direkten Ausstrich (Abbildung 4, Feldpunkt BO9).

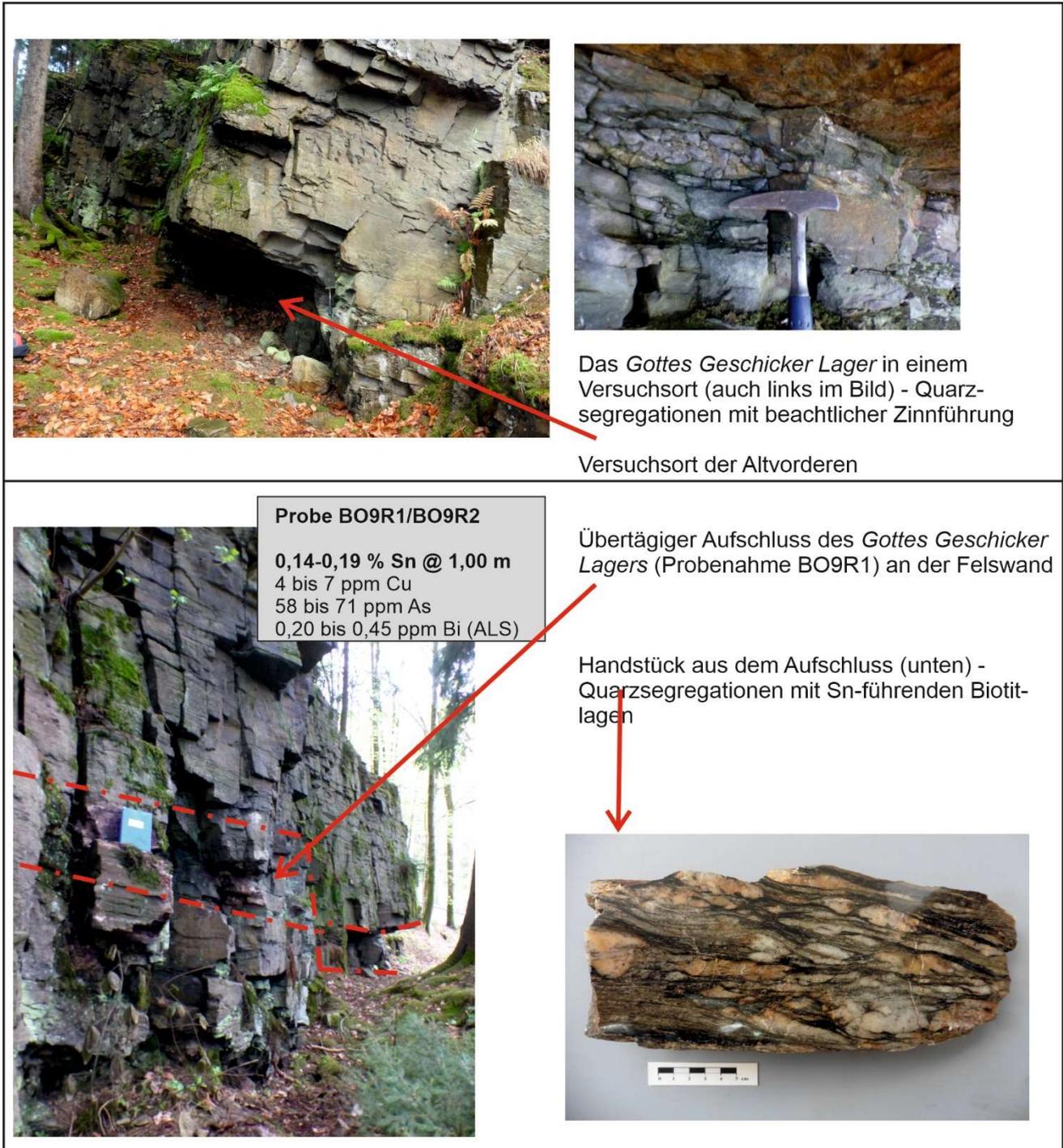


Abbildung 4: *Gottes Geschick* am Feldpunkt BO9

Beide Lager sind durch Feldstrecken und Steigörter miteinander verbunden. Die Erzlager streichen NNW-SSE und fallen mit 25 bis 35° in westsüdwestliche Richtung ein. Ihr Ausstrich im Forstgelände ist durch einen Halden- und Pingenzug sowie durch verbrochene Tagesstrossenbaue zu erkennen. Das *Gottes Geschick* Lager ist 25 bis 30 m südwestlich des Mundloches an

Die Zinnvererzung setzt im biotitführenden Quarzitschiefer auf, der durch einen deutlichen Lagenbau gekennzeichnet ist. Dunkle und schwärzliche Lagen sind streng in der Schieferung ausgerichtete Biotitbänder, untergeordnet mit Muskovit und Chlorit, helle Lagen bestehen aus vorwiegend Quarz. Stellenweise sind almandinführende, biotitreiche Schiefer verbreitet.

Im Bereich des Altbergbaus sind die biotitischen Dunkelglimmerlagen durch Sn-Vormacht charakterisiert. Die Sn-Gehalte belaufen sich in der Regel auf 100 bis 500 ppm. In den Hell-Lagen ist vergleichsweise nur wenig Sn angereichert (<100 ppm). Die höchsten Sn-Konzentrationen mit Kassiterit sind an vor allem Magnesiumsträger (Biotit) gebunden.

Die Sulfidführung ist ausgesprochen selten, wenn vorhanden, dann auf unbedeutende feinste Imprägnationen beschränkt (Pyrit, Chalkopyrit). In den Mobilisatquarzen wurden bisher keine nennenswerten Sulfidreicherungen entdeckt.

Auf Grund der Nähe zum unterlagernden Granit vom Typ Auerhammer (300...350 m Flurabstand) ist das Gestein kontaktmetamorph überprägt, zu erkennen an Andalusit in den Alumosilikat-Lagen, Fleckenführung (Glimmerakkumulate), Hellglimmersprossungen (Muskovit) sowie einer teilweisen bankigen Absonderung. Die Gesteine nähern sich dem Aussehen von Glimmerschiefern. Unter- aber auch Übertage sind 0,5 bis 1 m mächtige Pakete mit Quarzsegregaten zu erkennen. Diese kommen häufig im Hangenden bzw. in den oberen Teilen der Zinnlager vor und waren durch etwas reichere Erze für die Altvorderen von besonderem Interesse.

Untertägig kommen mehrere 0,20 bis 2 m mächtige kalifeldspatreiche feinkörnige Zweiglimmer-Mikrogranit- und aplitische Gesteinsgänge vor. Ihr Streichen ist NW-SE, ihr Einfallen 40 bis 60° nach NE gerichtet. Sie durchschlagen die Zinnlager, an den Salbändern sind stellenweise Biotitakkumulationen erkennbar. Diese Gesteinsgänge zeigen keine Alterationsprozesse. Da sie nicht vererzt sind, wurden sie von den Altvorderen als Pfeiler stehen gelassen. Man bezeichnete sie wegen ihrer grusigen Beschaffenheit als *Sandgänge*.

Aufschlussbereich (B) *Hohe Fahrt*

Nördlich der ehem. Wolframitgrube *Bergsegen III* (etwa 1 km SSW des Ortsausganges von Aue-Bad Schlema) liegt im Hochwald (links der Zwickauer Mulde) eine markante Felsenwand von etwa 180 m Länge mit einer schroffen Felskante von Höhen bis 20 m. Die Felsen bestehen vorwiegend aus andalusit- und granatführenden Biotit-Muskovit-Quarzschiefern (Quarzphyllite) sowie plattigen bis bankigen glimmerarmen Quarziten bzw. Quarzitschiefern mit Übergängen. Die Schieferung verläuft konstant NNW-SSE und fällt im Mittel 25 bis 30° in WSW-Richtung ein.

In unmittelbarer Nachbarschaft (ca. 100 m nördlich der Felsenklippe) streicht der Auerhammer Granit aus, der die Felsen flach nach SW einfallend unterteuft. Die kontaktmetamorphe Beeinflussung des Granites auf die Schieferung ist ebenfalls durch dunkle fleckige Mineralaggregationen und Mineralsprossungen (Andalusit, Muskovit- und Biotitglimmer) zu erkennen.



Abbildung 5: Aufschluss mit Versuchsort an der Felsenklippe der *Hohen Fahrt*

Was diesen Felsenaufschluss interessant macht ist die Zinnführung der anstehenden Kontaktschiefer (Feldpunkt ZS5, Abbildung 7). Bei Messungen mit Hilfe des pXRF-Handgerätes konnten über die gesamte Aufschlusslänge und über die gesamte aufgeschlossene Mächtigkeit Imprägnationen, Schmitzen, Lagen und aushaltende Horizonte mit teilweise beachtlichen Zinnkonzentrationen (bis 1 % Sn in zentimetermächtigen Lagen) erkannt werden (LEGLER 2019). Die einzelnen Horizonte lassen sich über einige Meter verfolgen, keilen aus und setzen unterschiedlich neu an, so dass ein über viele Meter mächtiges Sn-führendes Gesteinspaket entsteht.

An einer Stelle existiert ein bergmännisches Versuchsort mit markant vielen Quarzmobilisaten. Die Altvorderen untersuchten hier in den Kontaktschiefern eine verquarzte, rund einen Meter mächtige Schicht, die in der Mitte aus einer 10 bis 40 cm auffälligen, stark verwitterten, ockerbraunen limonitischen Zone besteht. Offensichtlich handelt es sich um ein ursprünglich sulfidführendes (pyritisch imprägniertes) Lager, durchsetzt von Quarzsegregaten. Neben Kassiterit, mit bloßem Auge nicht erkennbar, ist Pyrit und wenig Chalkopyrit beige-mengt. Leicht erhöhte Gehalte an As und Bi lassen weitere primäre Erzminerale im jetzt stark verwitterten Material vermuten. Nach den chemischen Analysen betragen die Zinngehalte des im Versuchsort angetroffenen Lagers 0,2 %. Die Konzentrationen an Kupfer liegen bei 0,05 bis maximal 0,2 %, sind also niedrig, wie auch an Arsen (unter 0,05 %) und Wismut (unter 0,02 %). Höhere Konzentrationen an Sn sind zusammen mit metamorphogenen Quarzsegregationen zu beobachten.

Mit dem pXRF konnte man an anderen Stellen des Felsenaufschlusses auch Lagen über einem Prozent Zinn ausmachen. Der durchschnittliche Gehalt, gemittelt über die gesamte aufgeschlossene (wahre) Gesteinsmächtigkeit (ca. 15 m), ist allerdings niedrig und liegt bei rund 300 ppm (über 500 Einzelmessungen im Gesamtaufschluss). Kassiterit ist i. d. R. an feinste Glimmerlagen im Quarzschiefer gebunden, wo er auch kleine Einschlüsse bildet. Wolframit wurde nirgends

nachgewiesen. Sulfidführung ist äußerst sporadisch.

Die an der *Hohen Fahrt* aufgeschlossenen zinnhaltigen Quarzschiefer können weiter in südöstliche Richtung verfolgt werden (Aufschlüsse am Flöß- und Töllegraben, über die Zwickauer Mulde hinweg und hin zu den

Aufschlüssen an der ehem. Eisenbahnstrecke Aue - Eibenstock, Aufschlüsse an der Bundesstraße B 283, weiter über die Habichtsleithe und bis zum Oberen Sachsenstein, eine Strecke von mehr als 3 km).

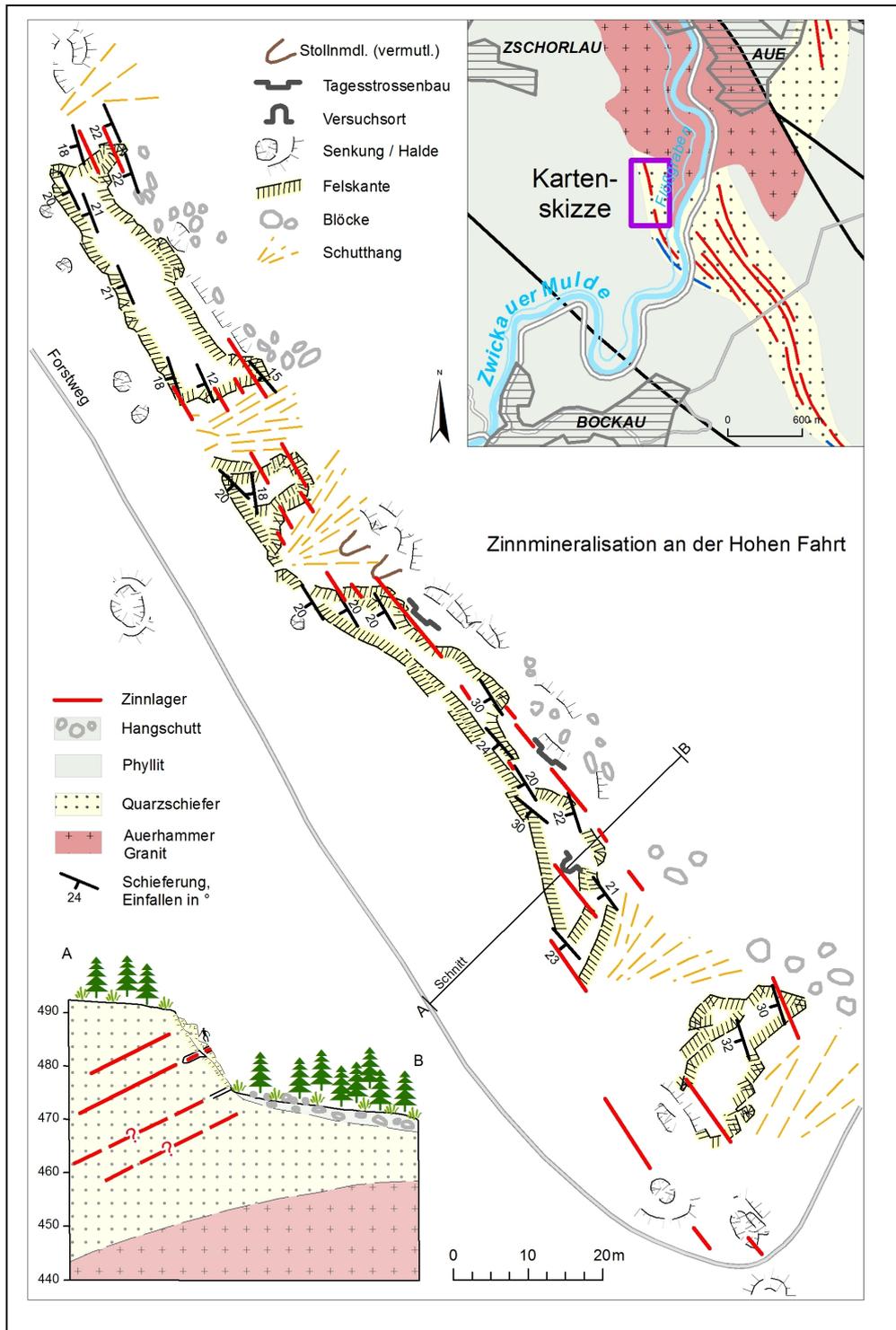


Abbildung 6: Skizze Felsenklippe *Hohe Fahrt*

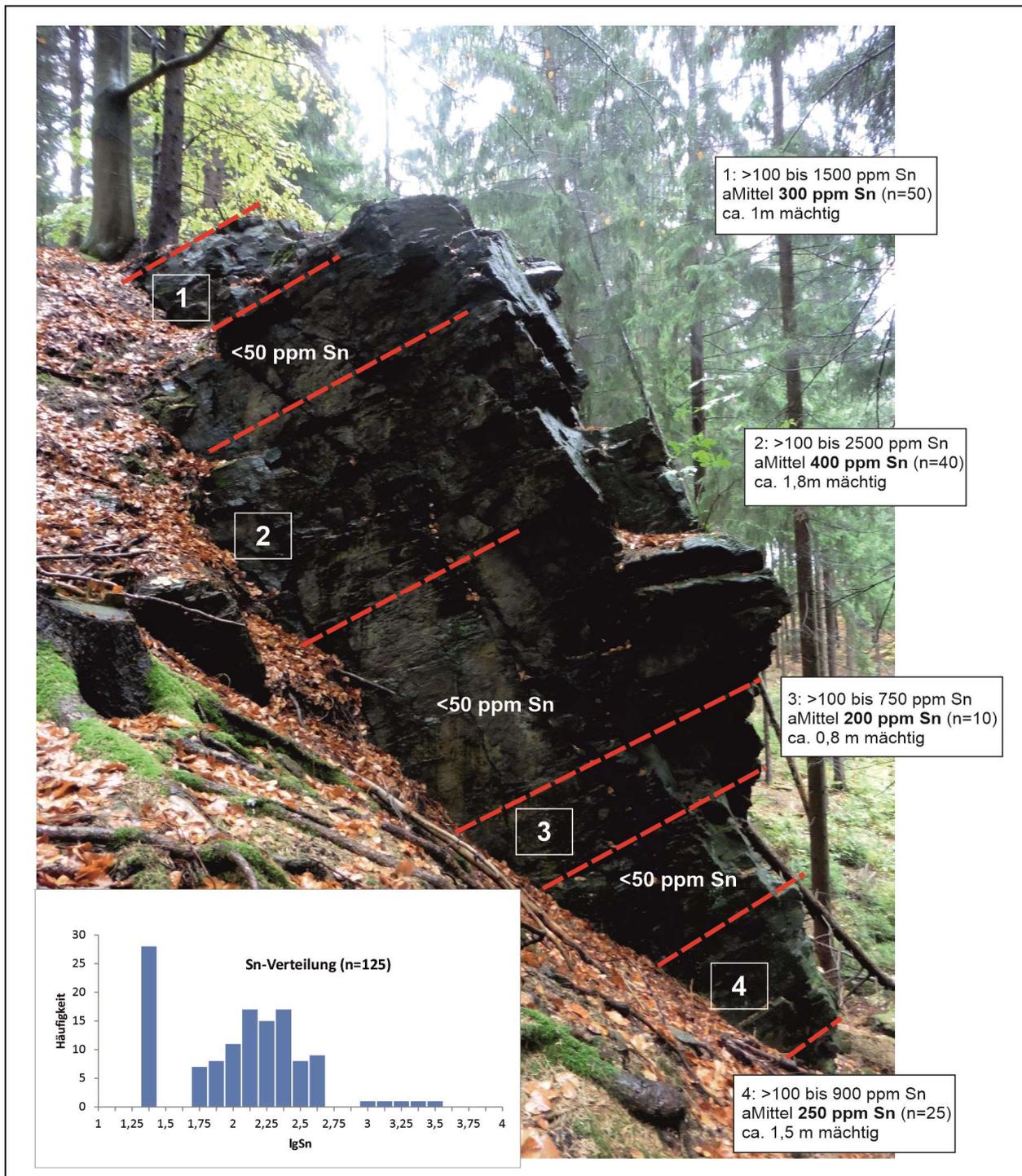


Abbildung 7: Eine der Felsenklippen bei *Hohe Fahrt* – Wechsel von schieferungskonformen Sn-Anreicherungen

Aufschlussbereich (C) Flößgraben

Am und zwischen dem 1556 erbauten Flößgraben und dem Ende des 19. Jahrhunderts errichteten Tölle-Betriebsgraben, am linken Unterhang der Zwickauer Mulde, fand alter Bergbau auf mehreren schmalen kupfererzführenden Lagern statt. Eine Grube namens *Glück mit Freuden* wird in der Vergangenheit erwähnt.

Ihre Lage ist nur ungefähr festzustellen, ein Riss aus dem beginnenden 19. Jahrhunderts von einem etwa 80 m langen Stolln zwecks Untersuchung des Kupfererzlagern durch die Altvorderen liegt im Bergarchiv Freiberg. In unmittelbarer Nähe soll auch eine kleine Kupferhütte gestanden haben (TSCHIEDEL 2010). Die entsprechenden bergbaulichen Aktivitäten fanden im 17. und bis Mitte des 18. Jahrhunderts mit Unterbrechungen statt (LEGLER 2019).

Aufgeschlossen sind mehrere Chalkopyrit-Pyrit-Lager, deren Mächtigkeiten jedoch sehr gering sind. Selten werden 0,2 m überschritten. Die Sulfide sind mit Quarzsegregaten assoziiert, sie bilden Imprägnationen oder Füllungen in Quarzkornzwickeln bzw. Beläge auf feinen Klüften oder liegen in den Druckschatten der linsigen und kataklastisch beanspruchten Quarze (sogen. Knauererze). Manchmal sind auch etwas massivere faustgroße Stücke von Sulfiderzen anzutreffen. Die Quarzsegregate können bis 0,6 m mächtige schieferungskonkordante Zonen im Quarzschiefer bilden.

In den Sulfiderzen selbst ist beachtlich viel Sn nachweisbar. Dieser Fakt war bisher unbekannt. Der Aufschluss in einer 12 m langen Versuchsstrecke am Flößgraben wurde kartiert und beprobt (Feldpunkt ZS1). Neben Cu (1 bis 2 % Cu) und Sn (0,1 bis 0,3 % Sn) kommen auch As (im Mittel 500 ppm) und Bi (im Mittel 30 ppm) vor. Auch der Quarzschiefer enthält beträchtliche Anteile an Cu (bis 800 ppm), Sn (bis 80 ppm), As (bis 75 ppm) und Bi (bis 20 ppm), belegt durch chemisch analysierte Proben und durch zahlreiche pXRF-Messungen.

Am Töllegraben befinden sich weitere untertägige Aufschlüsse (Tagesstrossenbaue) mit Sulfidlagern. Hier ist in einem Sn-armen Biotit-Quarzschiefer im Hangenden eine etwa 0,10 m mächtige Chalkopyritlage (mit As, Sn, Bi) aufgeschlossen. Sie wurde untersucht (ZS2). Die alten Strossenbaue weiter nördlich, 5 bis 8 m schroff über dem Töllegraben (ZS3) gelegen, sind weitgehend ausgeerzt.

Aufschlussbereich (D) An der B 283

An der Bundesstraße B 283 (von Aue-Bad Schlema nach Eibenstock) und an den Felseinschnitten der ehem. Eisenbahnstrecke (nach Kingenthal), ca. 2 km südlich des Ortsausganges von Aue-Bad Schlema, sind rechts der Zwickauer Mulde Sn-führende bankige Schiefer aufgeschlossen. Sie bilden durch den Straßenbau angeschnittene 2 bis 5 m hohe steile Böschungen mit einer Gesamtlänge von rund 200 m (ZS140 bis ZS143, Abbildung 8). Über diese gesamte Distanz und über eine aufgeschlossene wahre Mächtigkeit von 10 bis 20 m konnte mit Hilfe des pXRF-Handgerätes eine sehr absätzige, mehr oder weniger stetig vorhandene Sn-Mineralisation nachgewiesen werden. Sie war bisher ebenso unbekannt. Lediglich an der NE-Seite konnte im Hochwald, ca. 10 m über der Straße, ein kleiner jahrhundertalter Versuchsort in einer Zone gut entwickelter Quarzsegregate aufgefunden werden.

Das Gestein ist ein fester hellgrauer ebenschiefriger quarzlagiger Biotit-Muskovitquarzit, dünnbankig-dickplattig abgesondert mit deutlichen Anzeichen einer kontaktmetamorphen Überprägung (Biotitfleckigkeit, Muskovitsprossung auf s-Flächen, Quarzlängung, Andalusitnadeln).



Abbildung 8: Aufschluss an der B 283 (links oben altes Versuchsort)

Der Aufschluss wurde mittels pXRF kartiert und ist ebenso durch Schlitze untersucht. Die Sn-Vererzung ist makroskopisch nicht zu erkennen. Sie bildet wie auch an den übrigen Aufschlüssen, dünne mineralisierte Straten (bis einige Prozent Sn) und Imprägnationen, die grundsätzlich in der kristallinen Hauptschieferung des Gesteins liegen. Im flachen Einfallen setzt sich die Vererzung fort und erscheint in den Aufschlüssen an der ehem. Eisenbahnstrecke wieder. An einer Stelle wurde ein 10 cm mächtiges schieferungskonkordantes Band von Pyrit-Chalkopyrit gefunden und untersucht (ZS4).

Nach den Messungen (pXRF) liegen die durchschnittlichen Sn-Gehalte, gemittelt über rund 600 Einzelmessungen des gesamten Aufschlusses, bei 300 bis 450 ppm Sn.

Aufschlussbereich (E) Friede Gottes Stolln

Einen sehr guten Aufschluss (Feldpunkt BO13) stellt der *Friede Gottes Stolln (FGS)* dar (angeschlagen 1787, Stollnlänge seinerzeit ca. 450 m, querschlägige Überführung einiger Zinnlager, LEGLER & LANG 2021). Am ehem. Tagesschacht *Alter St. Georg* bringt der Stolln knapp 60 m Teufe ein. Wegen mangelndem Interesse ist der Stolln Anfang des 19. Jahrhunderts wieder aufgegeben worden. Das Mundloch befindet sich am Zechensteig, etwa 1,2 km nordöstlich der Ortslage Bockau. Der Stolln ermöglicht die Dokumentation eines gegenwärtig noch fahrbaren lückenlosen 260 m langen Gesteinsprofils. Dieser wurde aufgemessen und geologisch kartiert (Abbildung 11). Mittels des RFA-Handgerätes wurden an den Stößen Zinn und andere chemische Elemente gemessen und Gesteins- und Erzproben entnommen.

Der vordere Stollnabschnitt ist in muskovit- und serizit-führenden Quarzphylliten aufgewältigt. Im mittleren und hinteren Teil treten biotit- und chlorit-führende Quarzschiefer sowie Quarzite hinzu. Die Gesteine sind der Äußeren Zone der Kontaktmetamorphose zuzuordnen, erkennbar durch Flecken-Bildungen, Dunkelglimmerakkumulate, frucht- und garbenähnliche Neubildungen von Andalusit und Cordierit sowie Mineralsprossungen von Muskovit, Biotit und Chlorit auf feinen Scherbahnen, vor allem in den alumosilikatreichen Partien. Der Granit vom Typ Auerhammer liegt im

Stollnbereich bei etwa 500 m unter Gelände.

Quarzsegregationen als metamorphogene Quarzmobilisate sind sehr verbreitet. Sie treten mehr oder weniger im gesamten Gesteinsprofil auf (ebenso auch in den liegenden Quarziten und Quarzitschiefern). Örtlich sind Segregationen bis zu 15 cm Mächtigkeit anzutreffen, im Allgemeinen sind sie nur wenige Zentimeter oder nur Millimeter dick. Diese linsenartigen Ansammlungen, teilweise deformierte Quarzklasten, liegen generell in der Hauptschieferung.

Die als Quarzitschiefer angesprochenen Gesteine zeichnen sich durch ihre hohe Schieferigkeit, geringe Biotit-, Muskovit-, Serizit- und Chlorit-Führung (dunkel- bis hellgraue, oftmals grünliche (Chlorit) Färbung) aus. Sie sind teilweise feinlagig aufgebaut und gut gebändert und geschiefert. Hinsichtlich ihrer Absonderung bilden sie teilweise bankige, vorwiegend aber plattige Gesteine. Im hinteren Teil des Stollns sind besonders dunkel rötliche und violette Farben markant, die auf hämatitische Eisenoxidausscheidungen in den Quarziten zurückzuführen sind. Intensiv sind auch ockerfarbene limonitische Bildungen anzutreffen. Die Hämatitführung geht von feinen, die Schieferung durchtrennenden Trümchen aus und verbreitet sich weiter im geschieferten Gestein. Limonitführung ist vor allem auf Klüften und Gängchen und auf Schieferungsflächen zu finden.

Eingeschaltet sind mehrere, von Tage aus bebaute Zinnlager. Es handelt sich um zahlreiche Lagen und Horizonte mit Kassiteritführung, die sich zu teilweise recht mächtigen (mehrere Meter bis einige Dekameter) vererzten Gesteinspaketen vereinigen lassen. Es konnte nachgewiesen werden, dass die Schieferungskonkordante Zinnvererzung sehr absätzig ist, gebunden an biotitisch und chloritische Lagen in quarzitischen Gesteinen. Der Kassiterit ist ebenfalls sehr feinkörnig. Während in den hangenden Quarzphylliten Zinn in nicht messbaren Konzentrationen (<70 ppm) auftritt, ist das Metall ausschließlich in den grünlich grauen feinkörnigen biotit-chloritführenden quarzitischen Schiefern zu finden, dabei sehr selektiv und nur in bestimmten Horizonten (Lagern) verbreitet. Der mittlere Sn-Gehalt beträgt etwa 200 ppm (170 bis 260 m vom Mundloch entfernt, rund 40 bis 50 m wahre Mächtigkeit). Dabei wurden Werte tlw. über 1 % Sn festgestellt. Die zinnführenden Horizonte sind vorzugsmäßig in folgenden Stollnabschnitten lokalisiert (Entfernung vom Mundloch, prozentuale Sn-Gehalte (pXRF), wahre Mächtigkeit):

- 181-186 m, 3 m mächtig, bis 0,13 %, im Mittel 0,02 % - Bereich *St. Bernhardt Lager*,
- 190-192 m, 1 m mächtig, bis 0,10 %, im Mittel 0,02 %,
- 195-197 m, 1 m mächtig, bis 0,23 %, im Mittel 0,07 %,
- 207-210 m, 1,5 m mächtig, bis 0,14 %, im Mittel 0,03 %, Bereich *Dorothea Lager*
- 218-226 m, 4 m mächtig, bis 0,18 %, im Mittel 0,02 %,

- 231-233 m, 1 m mächtig, bis 8,60 %, im Mittel 0,57 %,
- 255-258 m, 1,5 m mächtig, bis 1,60 %, im Mittel 0,14 %, Bereich *Brückner Lager*.

An einer Stelle sind örtlich Imprägnationen (in Form eines gering, 10 bis 20 cm, mächtigen Lagers) mit wenig Sulfiden (Pyrit, Chalkopyrit) anzutreffen. Nach pXRF-Messungen sind folgende Metallkonzentrationen festgestellt worden: Cu bis 1,2 %, Sn bis 0,15 %, As bis 0,1 % und Bi bis 0,07 %. Pb und Zn sind nicht relevanten Konzentrationen vorhanden. Das Stollnprofil ist durch chemische Analysen untersucht (Anlage3.1).

Im Rahmen der geologischen Dokumentation können keine Belege dafür erbracht werden, dass die Zinnvererzung an postmagmatische diskordante oder schieferungsparallele Trümer und Trümerzonen gebunden wäre. Die Stollnaufschlüsse zeigen weder Vergreisenungen noch sonstige eindeutige pneumatolytisch-hydrothermale Sn-Zuführen. Lediglich lokal ist eine mehr oder weniger intensive Hämatitisierung und Limonitisierung der Quarzitschiefer, ausgehend von diskordanten Stoffmobilisationen kleiner Rupturen festzustellen. Diese bruchtektonisch kontrollierten Mineralisationen sind jünger als die Sn- und auch die Sulfid-erzbildung. Auf Grund intensiver oxydativer Prozesse und begünstigt durch starke rupturelle Beanspruchung des Gebirges sind die Metalle Cu, As, Bi teilweise intensiv umgelagert und als erdige Ausscheidungen zusammen mit eisenoxidreichen Verwitterungsprodukten (vorwiegend Limonit) abgesetzt worden.

Aufschlusskomplex (F) *St. Michael Stolln*

Eines der bergbaulichen Objekte, welche noch Zugang zu Untertageaufschlüssen gestattet, ist der *St. Michael Stolln*, am Erzengelweg in der Habichtsleithe (ca. 1,8 km NNE der Ortslage von Bockau). Dieser Stolln erschließt eines von mehreren Zinnlagern im Bockauer Bergrevier (LEGLER & LANG 2020). Das Stollnmundloch ist in einer nach Nordwesten fallenden Geländesenke, in einer Höhe von ca. 495 m angelegt. Der Stolln, angeschlagen im Jahre 1707, verläuft vom Mundloch nach Südsüdosten und trifft nach 50 m auf einen kammerartigen Abbauort. Hier ist das von den Altvorderen bebaute Zinnlager (*Michael Lager*) angefahren, das im Mittel 30° nach WSW einfällt. Der Abbau ist weniger als 10 m lang, von 3 bis 5 m flacher Teufe und etwa 2,50 m hoch. Das Zinnlager baute man strossenartig ab. Schon nach zwei Jahrzehnten kam die Erzgewinnung wegen fehlender Bauwürdigkeit zum Erliegen.

Der Stolln ist im Quarzit-/Quarzschiefer aufgefahren. Aufgeschlossen ist der lithologische Wechsel von bankigem Quarzit, glimmerreichen plattigen Quarzitschiefer mit bänderartigem Hell- und Dunkelglimmerlagenbau und quarzsegregatreichen Partien mit Übergängen zu Sn-führenden Biotit-Quarzitschiefern.

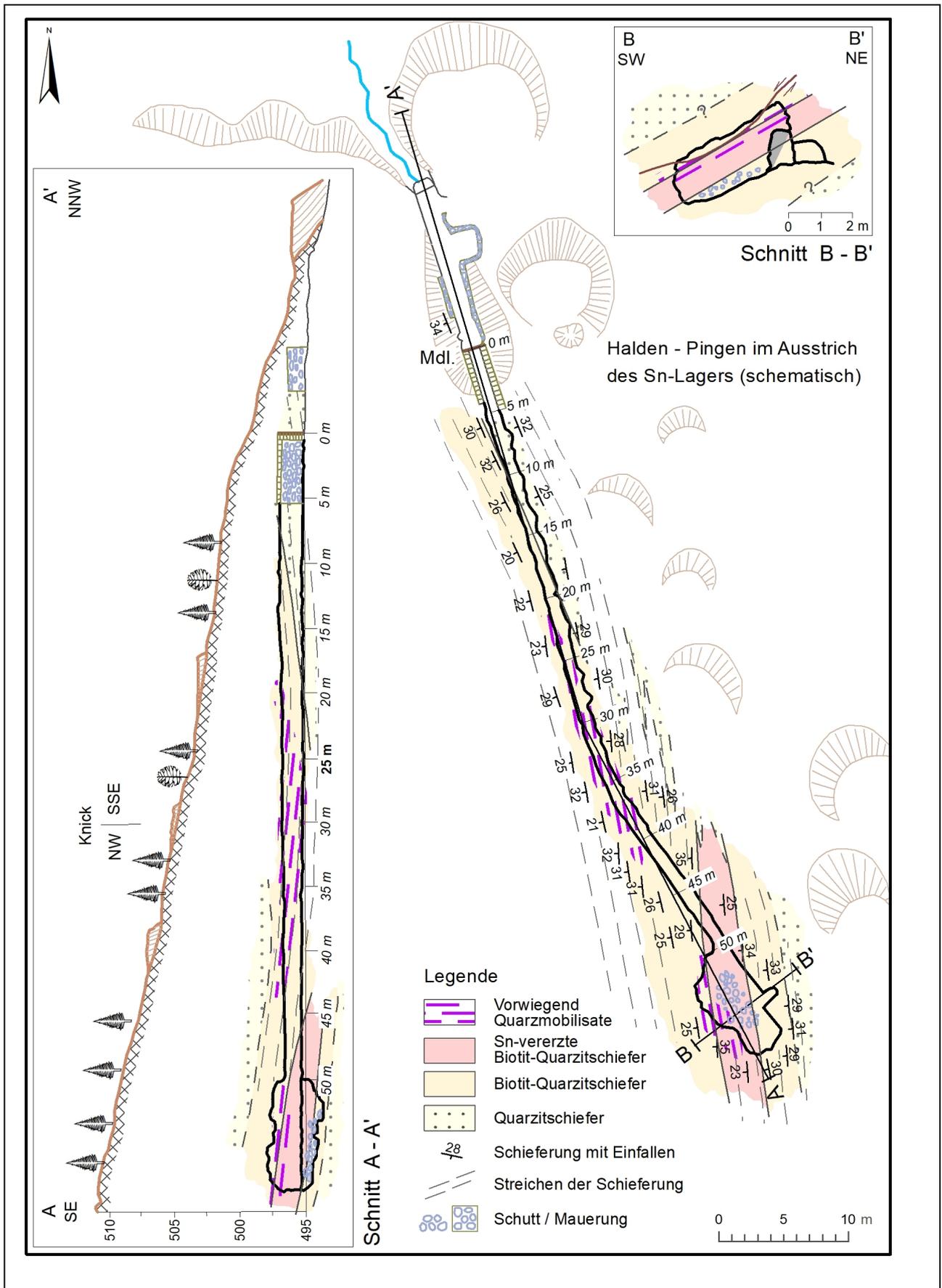


Abbildung 9: Geologische Skizze mit Grundriss und Schnitten für den *St. Michael Stolln*

Das eigentliche Erzlager besteht aus gebänderten Quarzitschiefern, teilweise chloritisiert und hämatitisiert, im oberen Teil des Lagerbereiches von Quarzmobilisaten durchsetzt. Die Quarzmobilisate liegen in der Hauptschieferung, zeigen Deformationsgefüge und oftmals Boudinagestrukturen mit randlicher Hämatitisierung. Charakteristisch sind biotit-chloritreiche Schieferfetzen und deformierte Schieferlagen, die teilweise in die Quarzmobilisate eingeknetet sind. Diese Schieferfetzen enthalten die höchsten Zinngehalte (0,2 bis wenige Prozent in feinen Lagen). Dagegen sind die liegenden durch Hämatitbeimengungen rötlich gefärbten Quarzitschiefer nur geringfügig mit Zinn angereichert (0,01 bis 0,1 % Sn, Fototafel II).

4. Geologischer Rahmen

4.1 Regionale Geologie

Der metamorphe Gesteinskomplex des Erzgebirges ist ein allochthoner Deckenstapel, der während der variszischen Orogenese angelegt wurde und in dem über kurze räumliche Distanzen signifikante Unterschiede im Metamorphosegrad beobachtet werden können (RÖTZLER 1995, RÖTZLER & PLESSSEN 2010, KRONER & ROMER 2013). Der Höhepunkt der variszischen Gebirgsbildung fand während der Kollision der Kontinente Gondwana und Laurussia statt. Hierbei wurden unterschiedliche Krusteneinheiten involviert, so dass sich Ausgangsgesteine unterschiedlichen Alters nachweisen lassen. Die ältesten Edukte stellen cadomische (jüngstes Proterozoikum bis frühestes Kambrium) Grauwacken und Granitoide dar, die heute überwiegend als mittelgradige Gneise vorliegen und das unterste tektonische Stockwerk des Variszikums aufbauen. In klassischer Lesart weisen diese Grundgebirgseinheiten (oft auch als *Cadomisches Grundgebirge* bezeichnet) eine dom- oder kuppelartige Architektur auf. Strukturell darüber folgen, getrennt durch markante tektonische Horizonte, hochdruckmetamorphe Einheiten aus Muskovitgneisen, Glimmerschiefern, Serpentiniten, Eklogiten usw. Diese Gesteinsformationen werden der Gneis-Eklogit- und der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit zugeordnet und gehen überwiegend auf metamorphosierte saure Magmatite des Ordoviziums zurück. Zur Erzgebirgsnordrandzone hin nimmt der Grad der Metamorphose in den strukturell höheren, tektonischen Einheiten ab. In ihnen finden sich vor allem niedrig gradige Phyllite, deren sedimentäre Protolithe vor allem aus dem Ordovizium und Silur stammen. Diese oberste tektonische Einheit wird in Granat-Phyllit- und Phyllit-Einheit unterteilt und ähnelt den Gesteinen des im Westen anschließenden Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges. Alle sedimentären Ausgangsgesteine der Erzgebirgsdecken werden der Thüringischen Fazies zugeordnet. Sowohl das unterste tektonische Stockwerk des „*Cadomischen Grundgebirges*“, als auch die Gneis-Eklogit-, die Glimmerschiefer-Eklogit-, die Granat-Phyllit- und die Phyllit-

Einheit werden auf Grund markanter Unterschiede ihrer metamorphen Entwicklungsgeschichte als eigenständige tektonische Decken angesehen (MINGRAM & RÖTZLER 1999). Im Oberkarbon (ca. 330 Ma) in der Spätphase der variszischen Orogenese intrudierten verbreitet krustenabgeleitete Granitoide in den tektonischen Deckenstapel des Erzgebirges und versiegelten den Strukturbau (KRONER & GOERZ 2010, FÖRSTER & ROMER 2010).

Das Untersuchungsgebiet dieses Beitrags gehört der Granat-Phyllit-Einheit, die über den Glimmerschiefern des Griebach-Vulkanitkomplexes liegt, an (Abbildung 10). Der Griebach-Vulkanitkomplex wird ebenfalls der Granat-Phyllit-Einheit, im Übergangsbereich zur Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit, zugeordnet. Geologisch handelt es sich bei den Gesteinen im Umfeld von Aue - Bad Schlema und Bockau um einen relativ bunten Komplex aus Phylliten und Glimmerschiefern sowie verschiedene Granite, teilweise auch Orthogneisaufbrüchen. Die Phyllite und phyllitähnlichen Gesteine weisen eine epidot-amphibolitfazielle metamorphe Überprägung auf (MP-LT-Einheit). Der Höhepunkt der Regionalmetamorphose wird mit 340 Ma datiert, die Stapelung mit 332 Ma (SEBASTIAN 2013, S. 70 KRONER 2015, S. 107) bzw. 330 Ma (NEGA et al., 1998). Kennzeichnend sind kompressive Deformationsvorgänge. Nach dem Peak der Metamorphose erfolgte die Exhumierung der Kruste. FRANZ et al. (2004, S. 40) verweisen auf eine kräftige hydrothermale Überprägung begleitet von intensiver Sulfidimprägation.

Die phyllitischen Gesteine gehen auf tonig-siltige Protolithen zurück, die stratigraphisch dem tiefen Paläozoikum zugeordnet werden und einer frühvariszischen hochmaturen Schelfsedimentation angehören (475-500 Ma), welche sich am Rand des cadomisch geprägten Orogens (650-530 Ma) entwickelte. Man geht davon aus, dass im cadomischen Grundgebirge Sedimente verbreitet sind, deren Herkunft auf einen westafrikanischen Kraton am Rand Gondwanas hindeutet (LINNEMANN 2003, LINNEMANN et al. 2008). Mit dem zerfallenden (West)-Gondwana-Kontinent im Kambrium bildete sich postcadomisch ein intrakontinentales Rift, was die Öffnung des Rheic-Ozeans vorbereitete. Mit der Riftphase und dem Auftreten eines bimodalen Magmatismus (505-480 Ma) im frühen Paläozoikum wird der Übergang zur Bildung passiver Kontinentalränder eingeleitet, in denen bis zum Einsetzen der variszischen Orogenese ohne wesentliche tektonische Unruhe sedimentiert wurde (KEMNITZ et al. 2018).

Die gesamte Gesteinsabfolge des Betrachtungsgebiets liegt im Einflussbereich der Westerbirgischen Querzone (WEQZ, BERGER & LEONHARDT 2008) bzw. der Gera-Jáchymov Querzone (KUSCHKA & HAHN 1996). Granitstöcke sind kennzeichnend (Aue-Schwarzenberg-Granitzone (ASGZ) unterschieden durch die Aue- und die Schwarzenberggranitgruppe, FÖRSTER et al. 2009). TICHOMIROVA et al. (2019b) gaben neuer-

dings Intrusionsalter von 322 bis 323 Ma, im Gegensatz zu etwas höheren Altern bei früheren Messungen an (TICHOMIROVA & LEONHARDT 2010). Für den Eibenstock Pluton ermittelten die Autoren 314 bis 315 Ma. Das Streichen der WEQZ ist NW-SE und kann durch die Lage der Orte Zwickau-Schneeberg-Aue-Johanngeorgenstadt-Jáchymov geographisch am besten verdeutlicht werden. Seismische Profile legen nahe, dass es sich bei der WEQZ um eine rezente detektierbare Tiefenstörungsstruktur handelt, die geologisch frühzeitig angelegt und langfristig, bis in die jüngste Zeit hinein, aktiv ist (BANKWITZ & BANKWITZ 1994). Eine starke tektonische Beanspruchung ist durch eine bruchtektonische Zerblockung entlang vieler NW-SE- und NE-SW-Störungen und einen SW-NE gerichteten Faltenbau angezeigt. In einer sich anschließenden Phase der Dehnungstektonik erfolgte die Deformation, die durch abschiebende Scherung gekennzeichnet ist. Bedeutende Einzelstörungen (z. B. Roter Kamm) haben Abschiebungscharakter und können beachtliche Versatzbeträge aufweisen.

In die Dehnungstektonik bei fortschreitender Exhumierung sind die Intrusionen verschiedener granitischer Stöcke und Massive einzubinden, die nach dem Hauptfaltungseignis erfolgten. Die (im Gegensatz zum Eibenstocker Granit nicht seltenmetallspezialisierten) Granitstöcke der ASGZ werden von sauren und basischen Ganggesteinen begleitet. Lamprophyrischer Magmatismus scheint besonderer Ausdruck für mantel-induzierte Stoff-Energie-Impulse zu sein, für die ein genetischer Zusammenhang mit spätvariszischen Lagerstätten vermutet wird (SEIFERT 1994, ŠTEMPROK 1987b, ŠTEMPROK et al. 2013). Die Granitstöcke der Aue-Schwarzenberg Granitzone (ASGZ) und der Eibenstocker Granit verursachten kontaktmetamorphe Beeinflussungen der hier interessierenden zinnführenden Lager, die sowohl in der inneren als auch in der äußeren Kontaktzone, speziell im Umfeld der Granite von Auerhammer und von Aue, liegen. Mit der kontaktmetamorphen Überprägung sind auch hydrothermale Alterationen verbunden (FRANZ et al. 2004, S. 40). Die innere Kontaktzone besteht aus Andalusit-Biotitschiefern mit Korund-, Turmalin- und Muskovitführung, die äußere Kontaktzone ist gekennzeichnet durch Neuspaltung von Andalusit, Biotit und Hellglimmer sowie Chloritisierung und die Bildung von Fleck-, Frucht- und in weiterer Entfernung von Garbenschiefern. Dabei wird das Gefüge der überprägten Quarzphyllite und Quarzite weitgehend beibehalten. Mineralogisch-petrographische und gefügeanalytische Merkmale der einzelnen Stadien (prograd und retrograd regionalmetamorph, progressiv und regressiv kontaktmetamorph, magmatisch und postmagmatisch stofflich, genetisch und zeitlich unterschiedlicher granitischer Intrusionen) sind schwer zu fassen.

Die WEQZ mit ihrer lithologischen Buntheit (Metapelite, Metapsammite, Metakarbonatgesteine, Metavulkanite usw.), ihrer Granitflut im Untergrund sowie dem intensiven und tiefreichenden Störungsmuster ist eine erhebliche metallogenetische Potenz nicht abzuspre-

chen, wenn auch der Bezug zum granitoiden Magmatismus aus heutiger Sicht sehr differenziert zu werten ist. Indikationen prämetamorpher Sulfidmineralisationen sind im Betrachtungsraum seit langem bekannt. Von ökonomischer Bedeutung sind die großen schichtgebundenen Skarnlagerstätten mit Sn, W, Zn, In, Cu, Fe, Fluorit (Schwarzenberg – Pöhla – Breitenbrunn - Hämmerlein), Wolframit-Quarzgänge bei Zschorlau, Aue und Lauter sowie die ehemaligen hydrothermalen Ganglagerstätten mit U, Bi, Ag, Co und Ni um Schneeberg-Schlema-Alberoda, Johanngeorgenstadt und Jáchymov.

4.2 Geologie im Betrachtungsraum

Die Zinnlager treten im Bereich eines bis 200 m mächtigen **Quarzitkörpers** auf, der in quarzreichen Phylliten liegt. Innerhalb dieses Quarzitkörpers existiert ein Wechsel aus Quarzit, Quarzitschiefer, Quarzschiefer, Quarzphyllit und Phyllit. Es handelt sich um mehr oder weniger zusammenhängende Linsen und Linsenzüge, die sich zu mächtigeren Paketen zusammenschließen.

Quarzite und Quarzitschiefer sind graue, fein- bis feinkörnige, dünnplattige bis bankig spaltende Gesteine mit sehr guter Schieferung. Schieferungskonkordanz metapelitischer Einlagerungen machen die ursprüngliche Schichtung der Metasedimente wahrscheinlich, wenn auch der kennzeichnende Lagenbau dafür kein alleiniges Kriterium ist (Fototafel I Foto 5 und 6). Im Teilgebiet Aue-Bad Schlema sind die Quarzite auffällig hämatitisiert (Foto 17), bedingt durch den Einfluss zahlreicher junger eisenerzführender Gänge der Umgegend.

Der Quarzitkörper ist in **Phylliten** eingelagert. Letztere stellen hellgraue phyllitische Muskovit/Serizit-Quarz-schiefer bzw. phyllitische quarzlagige Schiefer mit unterschiedlichen Anteilen an Biotit, Muskovit/Serizit und Chlorit dar. Je nach Lage zu Kontaktzonen sind Andalusitnadeln und -garben sowie kontaktmetamorphe Flecken (schwärzliche biotitische Kornakkumulate) verbreitet. Pauschal ist der Begriff kontaktmetamorpher Quarzphyllit (oder Andalusitfels) gängig. Im Allgemeinen sind die Schiefer feldspatfrei, der Quarzanteil ist relativ hoch.

Mit den Quarzitschiefern kommen schiefrige **Biotit-quarzite** vor. Sie führen Biotit als Hauptgemengteil sowie mit geringen, sehr variablen Anteilen Hellglimmer (Muskovit, Serizit), Chlorit, akzessorisch Almandin, Turmalin, Apatit, Zirkon, Monazit, Rutil, Korund und Andalusit. Das Gestein bildet gute Absonderungsflächen in der Hauptschieferung aus und verfügt, wie die Quarzitschiefer auch, über eine ausgezeichnete orthogonale Klüftigkeit.

Mit Biotitquarziten sind auch **Biotitschiefer** assoziiert. Sie bilden gering mächtige Schieferlagen (Foto 9) und an einigen Orten (alter Granatschurf in der Habichtslithe) ist eine kräftige Granatblastese zu beobachten (Foto 15).

Festzustellen ist, dass sonstige Einlagerungen in den kontaktmetamorphen Phylliten eher selten sind. Bemerkenswert ist eine geringe Sulfidführung (Pyrit, Chalkopyrit) in Form feinsten disperser Einsprengungen im gesamten Lithoprofil (LEONHARDT 2009). Massive Sulfide (Cu-Zn-Pb-Sb) treten vereinzelt auf (Drandorf-Fundgrube am Ochsenkopf, Kuttengrund nördlich Aue), sind jedoch in ihrer genetischen Stellung unsicher.

In größerer Entfernung kommen **Metabasite** vor, die genetisch nicht klar einzustufen sind, die aber zumindest teilweise auf tuffitische und effusive basische Edukte zurückgeführt werden können (LEONHARDT 2004). **Metasapropelite** sind ebenfalls rar, sie treten im Liegenden der betrachteten Schichtenfolge auf.

Im Zusammenhang mit der hier zu besprechenden Zinnvererzung sind **metamorphogene Quarzsegregate** (metamorphogene Quarzmobilisate, Quarzknauerbildungen) explizit aufzuführen. Sie treten mehr oder weniger im gesamten Gesteinsprofil, in Phylliten, Quarzschiefen und Quarziten auf. Im Allgemeinen sind sie nur wenige Zentimeter mächtig, selten wenige Dezimeter. Diese linsenartigen Quarzansammlungen liegen meist in der Hauptschieferung (Foto 8) und werden von ihr förmlich umflossen, besitzen eine deformativ Gefügeausbildung (Foto 14), sind überschiefert und geschert (Foto 11 und 12). Die Quelle des groben Mobilisatquarzes entstammt dem Nebengestein durch metamorphe Segregation (SCHULZ et al., 1986, KRENTZ 1982, WÜNSCH 1987). Großräumige Quarzmobilisationen muss es dabei nicht gegeben haben. Aber auch spätmetamorphe (deformierte) und postmetamorphe bzw. posttektonische (diskordante schieferungstrennende und somit nicht deformierte, jüngere) Quarzmobilisate sind im Untersuchungsgebiet bekannt, so dass man mit WIEDEMANN (1985) von einer zeitlich differenzierten Entstehung der Quarzmobilisate im Verlaufe der Metamorphose (prograd bis retrograd) ausgehen sollte. Die hier betrachteten grobkristallinen Quarzbildungen entstanden prograd mit dem Anstieg von Druck und Temperatur. Die damit assoziierte Zinnmineralisation ist präexistent bezogen auf die D2-Tektonik, wie aus den Abbildungen hervorgeht (Fototafel II und III) und begründet das hohe Alter der Vererzung (mindestens D2-metamorph umgelagert).

Granite sind durch Steinbrüche gut aufgeschlossen. Im Norden liegt der Auer Granit, im Nordwesten der Auerhammer Granit. Beide sind als fluorarme Biotitgranite klassifiziert (FÖRSTER et al. 1998). Der Auerhammer Granit trennt das Bergrevier Heidelbergs-Eichert (Aue) vom Revier Habichtslöhe (Bockau). Flächiges Trennelement ist die Störung Roter Kamm. Wegen des Granitanschnittes im Tal der Zwickauer Mulde ist ein flaches Einfallen der Granitoberfläche des Auerhammer Granites nach SW eher wahrscheinlich. In der Südwestecke des Untersuchungsgebietes befindet sich der Geländeanschnitt des Granites von Eibenstock. Die Störung, die vom Schneeberger *Türk Schacht*, mittelsteil nach SW einfallend, in südöstliche Richtung verläuft und ein Teil der *Rittersgrüner Störung*

ist, trennt der Vermutung nach den Auerhammer vom Eibenstocker Granit in der Teufe. Der Verwurfsbetrag ist nach den Granitohypsen als geringfügig einzuschätzen. Die Lage der Granitoberfläche ist durch die vielen Bohrungen hinreichend gut bekannt (LEONHARDT 2009). Zu Petrographie und Geochemie dieser Granite gibt es eine Vielzahl von Publikationen. Modernere Darstellungen finden sich bei FÖRSTER & TISCHENDORF 1990, FÖRSTER et al. 1998, FÖRSTER et al. 1999, GOTTESMANN et al. 1999, TISCHENDORF et al. 2009, TICHOMIROVA et al. 2019a).

Von Interesse sind granitoide Ganggefölschaften von **Mikrograniten** und **Aplitgängen**. Im zugänglichen Altbergbau (*Gottes Geschick Fundgrube, Vestenburger Stolln*) sind diese NW-SE-streichenden Gänge aufgeschlossen. Als jüngere Bildungen durchschlagen sie die Zinnlager (sogen. *Sandgänge*, Foto 2). Weiterhin sind kersantitische **Lamprophyrgänge** zu nennen, die möglicherweise der ersten (älteren prägranitischen) (L1-) Generation zuzuordnen sind (SEIFERT 2008, ŠTEPROK & SEIFERT, 2011). Im Auer Gebiet sind die Gesteinsgänge verbreitet kaolinitisiert und weitestgehend entfestigt.

Wie bereits oben beschrieben, sind die **Zinnlager** feinkörnige graue, grünlichgraue, auch helle, quarzreiche Gesteine mit wechselhafter Mineralführung von vorwiegend dunklen und hellen Glimmern sowie Chlorit, seltener Granat und verschiedenen Akzessorien (u. a. Hämatit, Andalusit, Turmalin). Örtlich sind bänderartige Gefüge mit ausgesprochenem Dunkel-Hell-Lagenbau (wechselnde Anteile an Phyllosilikaten und Quarz) anzutreffen (Foto 25 und 26). Oft wird das harte und feste, tlw. intensiv geschieferte und ausgezeichnet geklüftete Gestein von bis zu daumenstarken Quarzsegregaten durchzogen (Foto 7 und 8). Der kontaktmetamorphe Einfluss ist deutlich erkennbar (u. a. Mineralneubildungen von Andalusit, Muskovit, Serizit, Dunkelflecken von Biotitaggregaten, bankige Absonderung). Die Sn-Vererzung ist auch bei hohen Gehalten als solche nicht mit dem freien Auge zu erkennen (Ausnahme Foto 23). Nur lokal sind Sulfide in feinen Imprägnationen beigemischt.

Im Umfeld des Betrachtungsgebietes sind **verschiedene Mineralisationen** verbreitet, die in früheren Zeiten Gegenstand eines lokalen Bergbaus waren. Es handelt sich vorwiegend um Gangvererzungen unterschiedlicher Erztypen und Mineralisationsalter, aber auch um stratiforme Sulfidzylinder (mit Zn, Pb, Cu und Sb). Linksseitig der Zwickauer Mulde treten scherzonengebundene NNW-SSE-streichende, nach ENE einfallende, turmalinführende Wolframit-Quarzgänge und -trümer auf, die im 20. Jahrhundert abgebaut worden sind. Südöstlich von Aue-Bad Schlema gewann man früher Eisenerz auf NW-SE-streichenden tlw. manganführenden Hämatit-Quarz-Gängen. Sie gehören zum Gangsystem Roter Kamm. Zu nennen ist außerdem das Störungssystem Türk Flacher/Grauer Gang/Bär Flacher in Verlängerung der Rittersgrüner Störung mit einem tlw. anschauenden Lamprophyrgang. Nordwestlich der Ortslage Bockau liegt das Altbergbauggebiet

Adolph-Beyer-Stolln, mit dem Vorkommen von Pb-Zn-Ag-Fluorit. Im Ort Bockau befand sich außerdem das ehem. Grubenfeld *St. Johannes*, hier kamen auf NW-SE und NE-SW streichenden Quarz-Karbonat-Gängen Ag sowie As, Fe, Pb, Cu, Bi, Co, Ni und Zn einschließlich Baryt vor. Von 1947 bis 1950 waren diese Strukturen hinsichtlich des Urans von Interesse (Schacht 82, CHRONIK DER WISMUT, 2002).

5. Zinn-Mineralisation

5.1 Lithologische Beziehungen, Mächtigkeiten und Zinngehalte

Sowohl im Mikro-(Schliffbild, Handstück) als auch im Makrobereich (Aufschluss) ist eine starke Heterogenität der Zinnverteilung festzustellen. Deutlich wird das besonders im schieferungsparallelen metamorph geprägten Hell-Dunkel-Lagenbau. Wenn auch nicht überall, so sind häufig die dunklen (phyllosilikatreichen) Lagen höher an Sn angereichert als die hellen quarzreichen (Foto 25). Darüber hinaus sind Aufschlüsse bekannt, wo sich biotitreiche Zentimeter dicke Schieferlagen mit extrem hohen Sn-Konzentrationen (bis 10 % Sn) über einige Meter Erstreckung verfolgen lassen. In den unmittelbar umgebenden Quarzschiefen dagegen sind die Sn-Gehalte weitaus geringer (<0,1 %, Foto 9). Innerhalb der metapelitischen Lagen kann die zeitliche Anordnung der Zinnführung mittels μ XRF-Tornadoscans gut visualisiert werden (Foto 22). In den Schliffen zeigen sich Feinkörnigkeit der Kassiteritkörner und Kassiteritkornaggregate und ihre vor allem perlschnurartige Anordnung. Auffällig ist die Gebundenheit des Zinnminerals an glimmerige Substanz (Foto 31 und 32). Selten kommen bänderförmige, „metasomatitähnliche“ Kassiteriterzgefüge (Foto 23) vor. Messungen an Proben verdeutlichen, dass an den Rändern der linsig-knauerartigen Quarzsegregate teilweise höhere Sn-Gehalte auftreten als in quarzsegregatfreier Umgebung (Fototafel III).

Das wird als deutlicher Hinweis auf Zinnumlagerung und Anreicherung durch metamorphogene Prozesse gewertet.

Die durch Altbergbau und durch pXRF-Messungen an Gelände- und Untertageaufschlüssen lokalisierte Zinnvererzung ist im Ausstrich über eine distale Entfernung von etwa 6 km verfolgbar. Sie reicht vom südlichen Stadtrand Aue-Bad Schlema bis über den Oberen Sachsenstein hinaus, unterbrochen nur durch den Stockgranit von Auerhammer. Nach altem Bergbau beurteilt, beträgt die maximale Ausstrichbreite mehr als 500 m. Es handelt sich um eine Vielzahl von früher bebauten, parallelen und neben- sowie übereinanderliegenden Einzellagern, die einem insgesamt mächtigen zinnführenden Quarzitkörper angehören. Ein SW-NE-Generalschnitt mit ausgewählten Bohrungen (Abbildung 10) verläuft vom Eibenstocker Granit zum Granit von Aue. Er quert den Quarzitkörper mit den Bockauer Zinnlagern, die vom Auerhammer Granit unterteuft werden, weiterhin die Störung Roter Kamm und die Lager am Heideberg. Durch Bohrungen und Analyseergebnisse, die freundlicherweise das Geologische Archiv der Wismut GmbH zur Verfügung gestellt hat, lässt sich ein zinnführendes Gesteinspaket aushalten, welches bis zu 2 km flache Teufe schieferungsparallel (20 bis 40°) im metasedimentären Verband flach in südwestliche bis westliche Richtung einfällt. Dieses Sn-Gesteinspaket ist lithologisch ausschließlich durch quarzitisches Schiefer charakterisiert. Nach den Analysendaten sind hangende und liegende, vorwiegend phyllitische Schiefer nachweislich nicht derart an Sn angereichert.

Tabellarisch sind nachfolgend Probenumfänge und Gehalte von diesen Bohrungen aufgeführt. Die Teufenlage (Ober-Unterkante) des Sn-relevanten Gesteinspaketes kann der Tabelle entnommen werden.

Tabelle 3: Sn-relevante Daten aus ausgewählten Bohrungen (Quelldaten: Wismut GmbH)

Bohr- Aufschluss	Zinnführung			Probengehalt	Beprobung			Keine Proben		Aufschluss		Bemerkung
	OK (m)	UK (m)	sMä(g) (m)	von ... bis (% Sn)	P(n)	sMä(P) (m)	w M (% Sn)	sMä(g)-sMä(p) (m)	w M* (% Sn)	w M(g) (% Sn)	sMä(g) (m)	
Z800/76	63,3	144,6	81,3	0,05-0,44	6	3,8	0,29	77,5	0,005	0,0183	81,3	MAK
Z803/76	63,6	191,9	128,3	0,07-0,33	8	4,5	0,16	123,8	0,005	0,0104	128,3	MAK
Z807/76	119,9	209,0	89,1	<0,01-0,40	23	17,2	0,09	71,9	0,005	0,0214	89,1	MAK
Z811/76	170,5	247,0	76,5	0,14-0,55	5	5,1	0,26	71,4	0,005	0,0220	76,5	MAK
3143/88	396,0	443,2	47,2	0,006-0,24	6	4,3	0,13	42,9	0,005	0,0164	47,2	MAK
3144/88	279,0	325,4	46,4	0,01-0,10	9	46,4	0,03	0	0,005	0,0285	46,4	nur ESA
3142/88	615,8	682,2	66,4	0,05-3,5	8	4,5	0,45	61,9	0,005	0,0352	66,4	MAK+chA
			535,2	<0,01-3,50	65	85,8	0,10	449,4	0,005	0,0202	535,2	

OK Oberkante Sn-relevanter Aufschluss

UK Unterkante Sn-relevanter Aufschluss

sMä(g) scheinbare Mächtigkeit Aufschluss

P(n) Anzahl der analysierten Proben

sMä(P) scheinbare Gesamtmächtigkeit der n Proben

w M gewichtetes Mittel aus n Probenintervallen

w M* angenommener Sn-Gehalt in nicht beprobten Intervallen

w M(g) gewichtetes Mittel nach Berechn. im Gesamtaufschluss

w M gewichtetes Mittel aus Probenintervalle

MAK Sn-Bestimm. aus MAK (SDAG Wismut)

ESA Emiss. Spektralanalyse (SDAG Wismut)

chA chemische Analyse (SDAG Wismut)

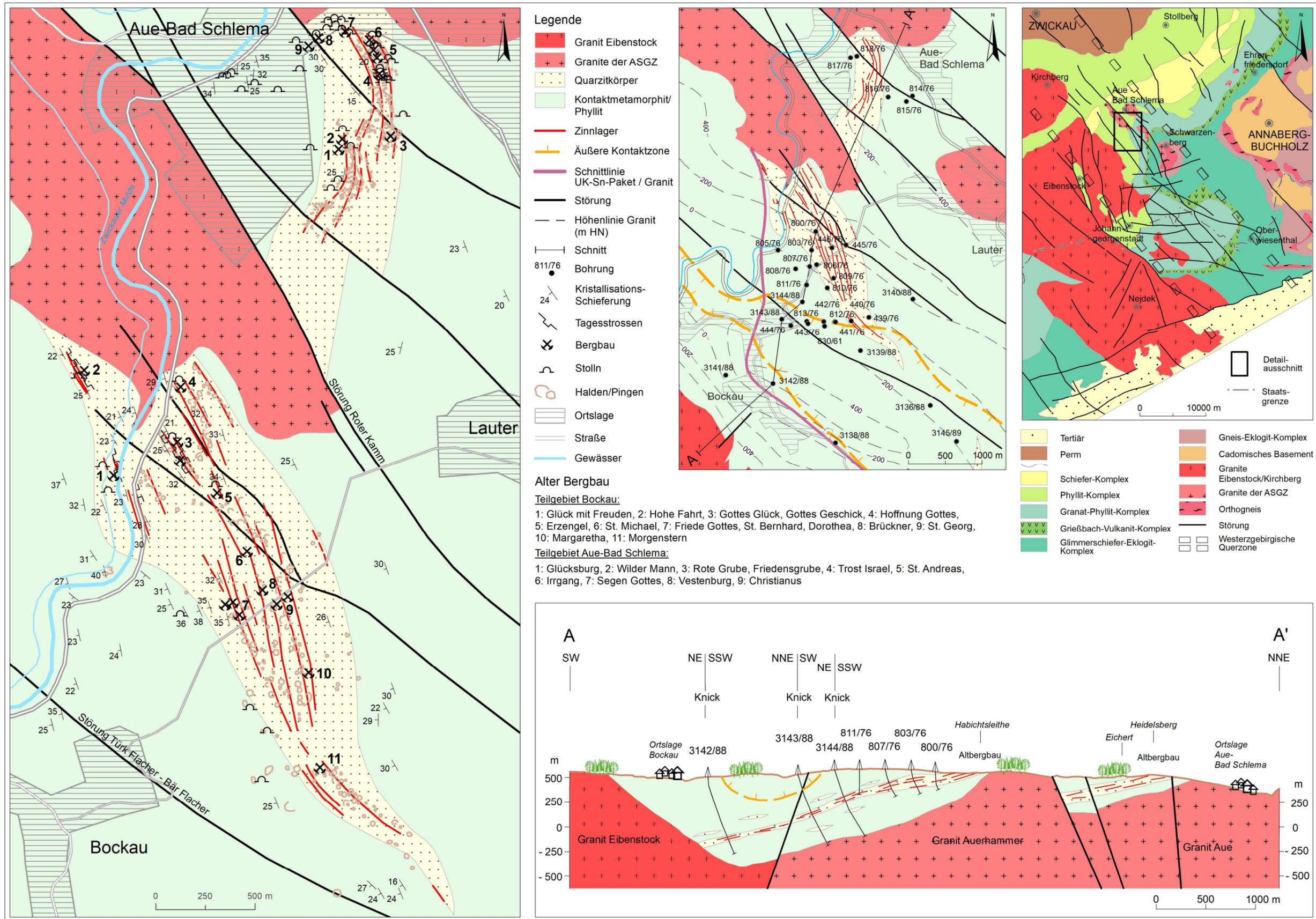
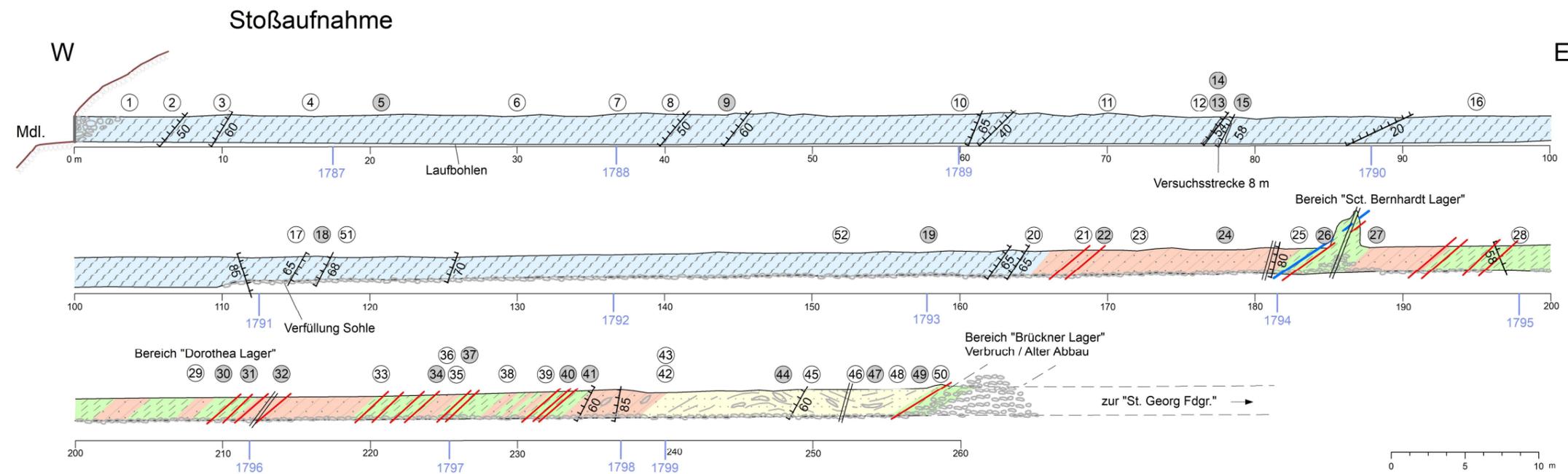
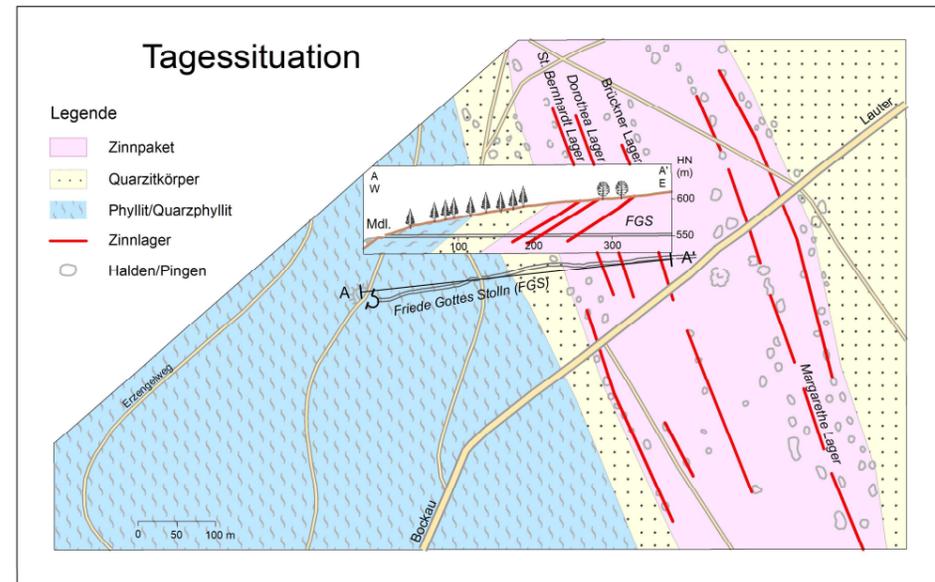
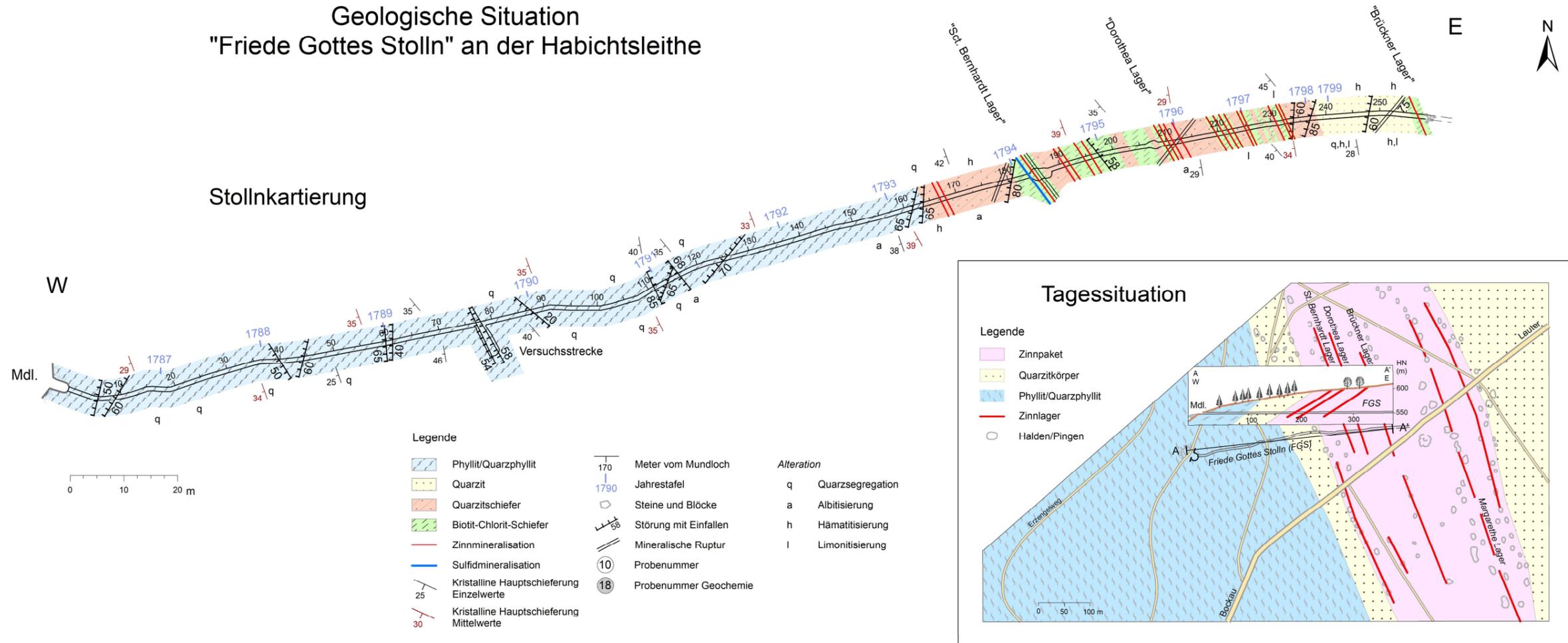


Abbildung 10: Lage des Betrachtungsgebietes, Altbergbausituation, geologische Übersicht und Prinzipschnitt. Geologie nach GK100 Erzgebirge/Vogtland, LfULG.

Geologische Situation "Friede Gottes Stolln" an der Habichtsleithe



Dr. C. Legler, H. Scholz

Abbildung 11: Geologische Dokumentation des Friede Gottes Stolln. Geologie nach GK100 Erzgebirge/Vogtland, LfULG.

Als Analysengerät kam der „Mößbauer Analysator für Kassiterit“ (MAK), kalibriert durch chemische Analysen, zum Einsatz (beschrieben bei SCHUPPAN & HILLER 2012). An Trennproben (durchschnittliche Probenintervalle 5 m) wurden damals auch emissionsspektroanalytische Bestimmungen ausgeführt. Wie aus ersichtlich, sind auf der Basis dieser Daten durch die Verfasser der vorliegenden Publikation gewogene Mittelwerte für Sn berechnet worden. Für nicht beprobte Intervalle wurde ein fiktiver Gehaltswert von 50 ppm Sn eingesetzt. Die gewogenen Mittel schwanken zwischen den Bohraufschlüssen, liegen zwischen 104 und 352 ppm Sn bei scheinbaren Paketmächtigkeiten zwischen 46 und 128 m.

In einem separaten Teil der Abbildung 10 ist die Granitoberfläche dargestellt. Bei Hohe Fahrt (westlich der Zwickauer Mulde) und auch in Aue-Bad Schlema reichen die Sn-führenden Erzlager nahe an den Granitkontakt heran, im südöstlichen Teil des Betrachtungsgebietes liegen sie dagegen mehrere Hundert Meter darüber. Die Sn-Führung des Gesteinspaketes ist in keinster Weise abhängig von der Lage der Granitoberfläche, gleichermaßen auch unabhängig von kontaktmetamorphen Zonen. Die Isolinien der Granitoberkante und die Linien des äußeren Kontakthofes schneiden die Hauptstreichlinien der Zinnlager bzw. des Sn-führenden Quarzitpaketes spitzwinklig.

Ein detailliertes Bild über die Verteilung der Zinnführung nach der Teufe vermittelt die nächste Abbildung 11. Sie zeigt einen schematisierten geologischen Schnitt durch den zentralen Teil der Habichtsleithe. Die Schnittspur führt entlang der drei Wismut-Bohrungen (806/76 bis 808/76) und verläuft weiter in ENE-Richtung bis zum Altbergbaugebiet des *Friede Gottes Stollns* bzw. der *Dorothea/St. Georg Fdgr.*

Die in den Bohrungen angetroffene Vererzung lässt sich über eine flache Teufe von rund 650 m vom Ausstrich bis zur Bohrung 808/76 verfolgen. Die Bindung an das quarzitisches Gesteinspaket ist deutlich. Hangende und liegende Schiefer sind frei von relevanter Sn-Konzentration (<50 ppm). Eine Parallelisierung von Horizonten ist naturgemäß unmöglich, das bildliche Aufzeigen einzelner Lager kann nur schematisch sein. Die Mächtigkeit der Erzführung beträgt hier rund 100 bis 150 m.

Auch aus den vorhandenen Wismut-Analysendaten einzelner Kernintervalle wurden mittlere Sn-Gehalte (MAK-Werte) in den Bohrungen bzw. im Gesamtgesteinspaket berechnet (Tabelle 4). Nicht beprobte Intervalle wurden (wie oben) mit 50 ppm Sn beziffert. Danach betragen die gewichteten Mittel 214 ppm (über eine Mächtigkeit von von rund 90 m) bis 368 ppm (Mächtigkeit 110 m).

Die Beziehungen zwischen Zinnmineralisation und Lithologie lässt sich gut am Beispiel der Aufschlüsse im *Friede Gottes Stolln* belegen (siehe vorheriger Abschnitt). Grundsätzlich sind die Bereiche mit Quarzschiefern sehr heterogen über eine beträchtliche Mächtigkeit vererzt, wenn auch die durchschnittlichen Konzentrationen nur bei 200 ppm liegen. Wie chemische Analysen belegen, führen dagegen die hangenden Quarzphyllite mit 5 bis 23 ppm kaum Zinn (nach chemischen Analysen).

Tabelle 4: Sn-relevante Daten aus den Bohrungen 806 bis 808/76 (Quelldaten: Wismut GmbH)

Bohr- Aufschluss	Zinnführung			Probengehalt	P(n)	Beprobung		Keine Proben		Aufschluss		Bemerkung
	OK (m)	UK (m)	sMä(g) (m)	von ... bis (%)		Mä(P) (m)	w M (%)	Mä(g)-Mä(p) (m)	w M* (%)	w M(g) (%)	Mä(g) (m)	
808/76	193,3	308,7	115,4	<0,01-0,41	69	45,8	0,065	69,6	0,005	0,0288	115,4	MAK
807/76	119,9	209,0	89,1	<0,01-0,40	23	17,2	0,09	71,9	0,005	0,0214	89,1	MAK
806/76	72,9	182,9	110	<0,01-0,44	102	83,3	0,047	26,7	0,005	0,0368	110,0	MAK
			314,5	<0,01-0,44	194	146,3	0,058	168,2	0,005	0,0297	314,5	

OK Oberkante Sn-relevanter Aufschluss

UK Unterkante Sn-relevanter Aufschluss

sMä(g) scheinbare Mächtigkeit Gesamtaufschluss

P(n) Anzahl der analysierten Proben

Mä(P) Mächtigkeit der Proben

wM gewichtetes Mittel aus Probenintervalle

wM* angenommener Sn-Gehalt in nicht beprobten Intervallen

wM(g) gewichtetes Mittel nach Berechn. im Gesamtaufschluss

wM gewichtetes Mittel aus Probenintervalle

MAK Sn-Bestimm. aus MAK (SDAG Wismut)

pXRF Sn-Bestimmung mittels pXRF

Die von der SDAG Wismut seinerzeit genommenen 194 einzelnen Intervallproben der drei o. a. Bohrungen (806/76, 807/76 und 808/76) wurden im Rahmen der vorliegenden Publikation zu 108 lückenlos zusammenhängenden Intervallen vereinigt und für diese jeweils die entsprechenden gewichteten Sn-Gehalte berechnet. Der höchste bestimmte Sn-Wert von 0,34 % ist einem Kernintervall von 1,50 m zuzuordnen. Ein Probenintervall von 6,70 m besitzt ein gewichtetes Sn-Mittel von 0,08 %. Die Sn-Gehalte liegen meist zwischen 0,01 und 0,1 %.

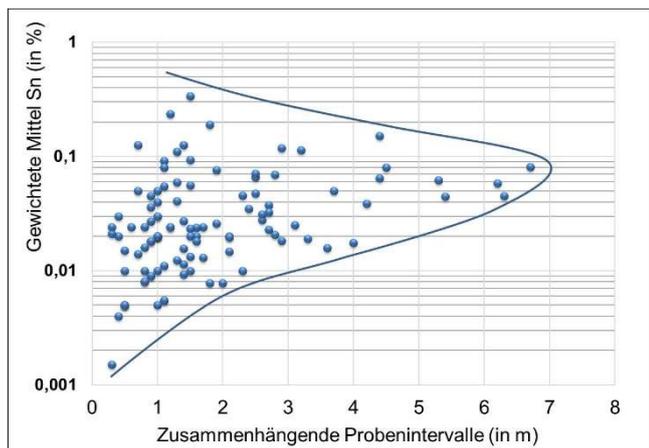


Abbildung 13: Sn-Gehalte in zusammenhängenden Probenintervallen (zusammengestellt aus Quelldaten der Wismut GmbH, MAK-Werte)

5.2 Mineralogie

In den Erzlagerstätten ist folgender **Mineralbestand** festzustellen: Die mineralogisch untersuchten Proben bestehen bis zu 80 Vol % aus Quarz und Biotit, wobei die modalen Anteile stark variieren. Biotit tritt vor allem in den dunklen, teilweise granatführenden Bereichen auf, wohingegen die hellen Lagen fast ausschließlich aus Quarz aufgebaut sind. Zusätzlich zu diesen beiden Hauptgemengteilen sind mit unterschiedlichen Anteilen Muskovit, Chlorit, Almandin, Andalusit, Turmalin, Kassiterit, Hämatit, Apatit, Rutil, Zirkon und Monazit vertreten. Sporadisch und als Imprägnationen bzw. feinste Lagen oder an Quarzsegregaten gebunden kommen Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Bornit, Emplektit, Arsenopyrit/Löllingit und Ilmenit vor.

Als Verwitterungsminerale sind Goethit, Limonit, kristalliner und amorpher Hämatit, Jarosit, Malachit, Digenit und Covellin zu nennen. Darüber hinaus existieren Oxidationsprodukte von As und Bi.

Die nächste Tabelle 5 informiert über einige Mineralphasen, die aus MLA-Messungen bestimmt worden sind (T. Petermann, ehem. TU BAF).

Tabelle 5: Mineralbestand nach MLA-Messungen

Probe	AV1R6	BO1R8	BO8R4	BO9R4	BO9R11	BO11R2
Quarz	72,80	42,71	58,50	72,74	59,46	9,86
Biotit	0,52	37,27	5,22	4,26	8,98	67,82
Muskovit/Serizit	11,30	10,04	24,90	17,34	26,96	1,36
Chlorit	0,48	2,45	6,70	3,72	1,97	5,04
Almandin	0,67	1,55	1,07	0,18	0,14	8,52
Apatit	0,00	0,00	0,00	0,10	0,45	0,25
Turmalin	1,65	1,08	2,49	0,61	0,55	0,35
Monazit	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,01
Andalusit	0,00	0,99	0,08	0,63	0,97	0,00
Hämatit	4,00	0,16	0,03	0,00	0,00	0,14
Goethit/Fe-Oxid	7,93	0,51	0,06	0,00	0,00	0,39
Rutil	0,007	0,025	0,100	0,059	0,133	0,021
Korund	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000
Zirkon	0,012	0,018	0,026	0,022	0,033	0,027
Ilmenit	0,08	0,01	0,11	0,12	0,10	0,08
Kassiterit	0,17	2,78	0,31	0,16	0,04	4,67
	99,63	99,67	99,60	99,97	99,82	98,55

- AV1R6 kassiteritführender Muskovit-Quarzitschiefer,
- BO1R8 kassiteritführender Chlorit-Muskovit-Biotit Quarzitschiefer mit Quarzsegregaten,
- BO8R4 Biotit-Chlorit-Muskovit-Quarzitschiefer,
- BO9R4 Chlorit-Biotit-Muskovit-Quarzitschiefer mit Quarzsegregaten,
- BO9R11 kassiteritführender Chlorit-Biotit-Muskovit-Quarzitschiefer,
- BO11R2 kassiteritführender Almandin-Chlorit-Biotit-Schiefer

Quarz ist Hauptbestandteil und tritt sowohl in feinkörnigen Lagen auf, wo er typischerweise verzahnte, pflasterartige Kornaggregate aufbaut. Des Weiteren bildet Quarz regelmäßig monomineralische Quarzsegregate, die im Vergleich zu Quarz im metamorphen Lagenbau grobkörniger sind. Quarz zeigt in allen mikrostrukturellen Domänen Anzeichen von plastischer Deformation, was sich sowohl in undulösem Auslöschen als auch der Auslängung einzelner Quarzkörner bemerkbar macht.

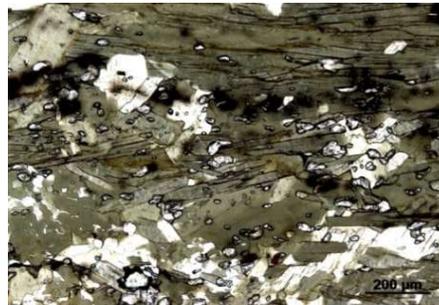
Biotit bildet einen wesentlichen Mineralbestandteil. Er tritt akzessorisch in Quarzitschiefern und in stärkerem Maße in Quarzschiefern auf. In diesen Gesteinen sind auch Lagen von Biotitschiefern verbreitet. Das Mineral weist in den untersuchten Proben unterschiedliche Färbungen auf, die von grünlich bis oliv-braun reichen. Die grünlichen Biotite sind hierbei zumeist parallel zur Schieferung orientiert, während Biotite von kräftig graubrauner, brauner und rotbrauner Farbe eher größere idiomorphe (tafelige) Scheite bzw. Glimmer-Aggregate ausbilden, die häufig auch sperrig zur Schieferung ausgerichtet sind. Dabei fallen vor allem tiefbraune (Ti-) Biotithalos um Almandinblasten auf, innerhalb derer die Biotitkristalle filzartig miteinander verwachsen sind. Unabhängig von ihrer Farbe im Hellfeld können die Biotit-Individuen poikiloblastische Kassiteriteinschlüsse aufweisen und sie „umfließen“ schieferungskonkordant Kassiteritaggregationen (Foto 30). Biotit enthält stets reichlich radioaktive Höfe, die auf feinste Einschlüsse von Monazit, Zirkon und Xenotim zurückgehen. Biotit wird häufig von Chlorit verdrängt (Foto 33 und 34).

An zwei verschiedenen Proben wurde die chemische Zusammensetzung des Biotits untersucht (Abbildung 14). Bei Probe BO11R2 handelt es sich um einen kassiteritreichen almandinblastischen Biotitschiefer. BO11R12 stellt einen Sn-armen glimmerführenden Quarzschiefer dar, bei dem Biotit an den Säumen von Quarzsegregaten sperrig kristallisiert ist. Der Biotit in BO11R2 enthält im Gegensatz zu BO11R12 massenweise Kassiteriteinschlüsse.

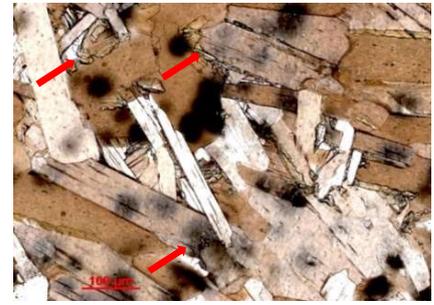
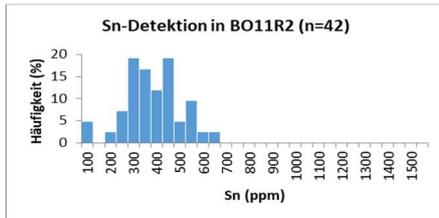
(gültig für 0,01-1,7 Ma.-% Rb₂O) nach TISCHENDORF et al. (1997, Fig. 5b, S. 820). Für Probe BO11R2 errechnet sich 0,01 Ma.-% Li₂O, für Probe BO11R12 0,07 Ma.-% Li₂O als Näherungslösung.

Abbildung 14: Mikroprobe von zwei Biotitspecies

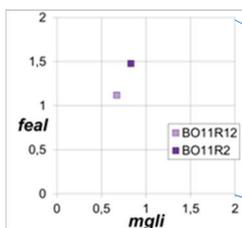
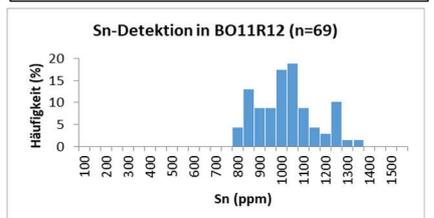
Probe	BO11R2	BO11R12
(Einheit)	(Ma.%)	(Ma.%)
	(n=10)	(n=14)
SiO ₂	32,97	33,31
TiO ₂	1,14	2,19
Al ₂ O ₃	17,86	20,39
FeO	25,92	22,63
MnO	0,06	0,08
MgO	6,96	5,96
CaO	0,008	0,005
Na ₂ O	0,08	0,14
K ₂ O	8,72	9,67
Rb ₂ O	0,020	0,080
Cs ₂ O	0,00	0,00
SnO ₂	0,044	0,132
Li ₂ O (calc.)	0,010	0,070
F	0,00	0,00
Cl	0,07	0,07
Total	93,86	94,73
feal	1,48	1,12
mgli	0,83	0,67
Mg/(Mg+Fe)	0,325	0,321



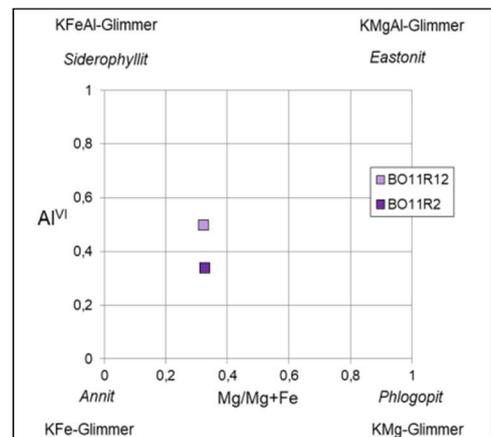
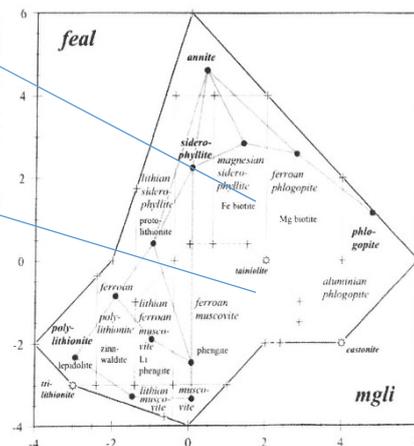
BO11R2 schieferungskonkordante Biotitscheite mit poikiloblastischen Einschlüssen von Kassiterit (Elektronenmikroprobe nur an einschlussfreien Biotiten durchgeführt) – polDS10x IINI
Unten: Histogramm Mikrosondenmessungen



BO11R12 vorwiegend sperrig zu Quarzsegregaten angeordneten Biotitscheite mit radioaktiven Höfen (Monazit, Zirkon) sowie an Biotitleisten kristallisierten Kassiterit (roter Pfeil) (Elektronenmikroprobe an einschlussfreien Biotiten) – polDS 20x IINI
Unten: Histogramm Mikrosondenmessungen



Mikrosonde Typ JEOL JXA 8530F Hyperprobe der BGR Hannover (S. Goldmann), Messspannung 15kV, Strahlstrom 40 nA, Strahldurchmesser 10µm).



Bei BO11R12 wurde dagegen feine Kassiteritleisten an Biotitscheiten beobachtet. Mittels Mikrosonde wurden nur an (sicher) einschlussfreien Biotitscheiten entsprechende Messungen vorgenommen.

Der Chemismus beider Glimmer ist tabellarisch aufgezeigt. Die Schätzung des Li-Gehaltes erfolgte aus der Konzentration von Rb₂O unter Anwendung der Formel:

$$C_{Li2O} = 3,5 \cdot C_{Rb2O} \cdot \text{Exp}1,55$$

Nach dem unten aufgezeigten feal-mgli-Diagramm von TISCHENDORF et al. (1999), bei dem Li Berücksichtigung findet, sind beide Proben als Fe-Biotit (*Fe bt*) zu klassifizieren. Korrekt ist auch die Bezeichnung Mg-Siderophyllit (TISCHENDORF et al. 2001b) nach IMA-Nomenklatur. Im Diagramm (Al^{VI} Oktaderposition vs. Mg/(Mg+Fe)) fallen die zwei Biotitproben in das Glimmermischfeld zwischen Annit und Siderophyllit.

Es ist festzustellen, dass die hier untersuchten Biotite den Biotiten aus Metamorphiten ähnlich sind. Nach den Hauptkomponenten (niedrigere Gehalte an SiO₂, höhere an MgO) entsprechen sie gleichermaßen auch den Dunkelglimmern westerbirgischer Granite (Kirchberg/Bergen, FÖRSTER et al. 1999) bzw. Biotitgraniten der ASGZ (FÖRSTER et al. 2009). Die untersuchten Glimmer sind aber nicht vergleichbar mit Glimmern aus Granitmassiven, die mit Zinnlagerstätten assoziiert sind oder aus Zinnlagerstätten selbst. Bei Letzteren handelt es sich um (MgO-arme) Siderophyllit-Zinnwaldit (Protolithionit)-Lepidolith Serien hoch angereicherter Li-Rb-Cs-F-Sn-Spezies (UHLIG 1992).

In den zwei Proben BO11R2 und BO11R12 wurden kein F und Cs nachgewiesen. Rb und Li sind weitaus niedriger als in den Dunkelglimmern zinnspezialisierter Granite des Erzgebirges (FÖRSTER et al. 1999). Bemerkenswert ist die Zinnführung. So wurden in BO11R2 im Mittel 400 ppm und in BO11R12 weit über 1000 ppm bestimmt, wobei die maximale Aufnahmefähigkeit bei ungefähr 1500 ppm Sn liegen soll (TISCHENDORF et al. 1999, TISCHENDORF et al. 2001a). Sn-Anreicherung ist in Glimmern gewöhnlich. Besonders Kaliglimmer (Siderophyllit, Lithionit, Phengit, Muskovit) sind gegenüber den mittleren Gehalten in der Erdkruste um ein Vielfaches erhöht, so auch an Cs, Rb, Li, F (TISCHENDORF et al. 2001b).

Die um Quarzsegregate sperrig gesprossenen Fe-Mg-Biotite sind besonders Sn-betont. Offenbar binden sie das bei metamorphogener Quarzsegregation mobilisierte Sn im Kristallisationsgitter. Nicht mehr aufnehmbare Sn-Mengen werden als Kassiterit an den Grenzen der kristallisierten Biotitscheite ausgeschieden.

Kassiterit ist der Hauptzinnträger, weitere Sn-Bindungsformen sind anzunehmen. Um entsprechenden Hinweisen nachzugehen wurden Löseversuche mit Königswasser (KW) durchgeführt (Abbildung 15). Bekanntlich ist Kassiterit in Königswasser nahezu unlöslich (<1% Sn), was sich auch in Vorversuchen zeigte. Es konnte festgestellt werden, dass ein Viertel bis ein Drittel des Sn-Anteiles (bis 10 ppm) in nicht erzführenden phyllitischen Proben in Königswasser aufgelöst wird. Der unlösliche Sn-Anteil ist evtl. auf Rutil oder Silikate zurückzuführen. Sulfidische Proben besitzen eine höhere Königswasserlöslichkeit (KWL) von 50 bis 200 ppm. Hier könnten auch sulfidische Sn-Bindungsformen vorliegen, nur dürften sie bei überwiegend königswasserunlöslichen Anteilen (nachgewiesener Kassiterit) keine besondere Rolle spielen. Bei den Proben aus Sn-führenden und Sn-reichen Lagern liegt die KWL zwischen 20 und 100 ppm, was klar auf Biotit zurückgeht, der in Königswasser sehr gut aufschmelzbar ist und der sehr variablen Sn-Mengen, wie gezeigt, führen kann. Es besteht möglicherweise eine enge Beziehung zwischen den Sn-Anteilen im beigemengten Dunkelglimmer und der Kassiteritführung im Trägergestein.

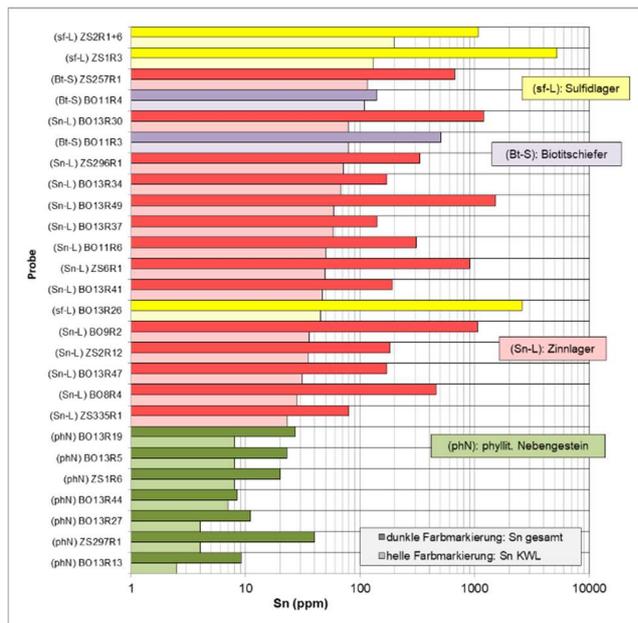


Abbildung 15: Bestimmung des königswasserlöslichen Zinnanteiles in 28 Proben (Analytik: EUROFINs Freiberg)

Chlorit ist sehr häufig. Er tritt als typischer grüner, vermutlich eisenreicher Chlorit auf. Es lässt sich nachweisen, dass der überwiegende Chlorit-Anteil aus der retrograden Umbildung von Biotit abzuleiten ist, was zumeist mit einer lokalen Bleichung des Biotits einhergeht. Chloritisierung von Biotiten ist vor allem auch in Säumen, die Quarzsegregate umgeben, aufzeigbar. Dabei werden vom Chlorit die im Biotit vorhandenen Einschlüsse (Kassiterit, Zirkon, Monazit) einschließlich radioaktiver Höfe übernommen.

Muskovit bildet größere idiomorphe und xenomorphe Scheite. Häufig sind auch feinste faserige, nicht unter dem Mikroskop auflösbare Aggregate, von kryptokristallin filzig-serizitischer oder feinstkörnig-nadliger und hypidiomorpher Art, die mit den Quarzlagen/Quarzzeilen tlw. mit Biotit wechsellagernd vergesellschaftet sind. Ein geringer Anteil des Muskovits, mit deutlicher Einregelung in das Lagengefüge der Schieferung, ist von epitaktischer, postdeformativer Natur. Die überwiegende Mehrheit der Muskovite sind regellose Quersprossungen. Diese entstehen bei retrograder Umbildung aus Andalusit.

Der nur sporadisch vorhandene **Almandin** ist von leicht rötlich-brauner Farbe, i.d.R. kataklastisch beansprucht und teilweise alteriert. In Bohrkernproben wurden lagenweise xenomorphe intrafoliale von Quarz korrodierte (zerlappte) und idiomorphe bis 3 mm große Granatblasten in mehr oder weniger stark chloritisierten Biotit-Quarzschiefern angetroffen. Die Blasten scheinen rotiert zu sein. In Biotitschiefern bildet er cogenetische Verwachsungen mit Kassiterit (Foto 29). Nach Mikrosonde-Untersuchungen (S. Goldmann, BGR Hannover) besteht der Granat aus überwiegend Almandin (85,6 Mol.-%). Die Pyrop- (8,8 Mol.-%),

Spessartin- (3,8 Mol.-%) und Grossular-Andradit-Komponente (1,8 Mol.-%) ist niedrig. Nach den Messungen ist keine chemische Zonierung der Granatkomponenten festzustellen, d. h. dieser Granat wurde offenbar thermisch überprägt (WEBER et al. in Vorbereitung).

Turmalin ist in den Erzlagern bisher nur mikroskopisch nachgewiesen, wobei er in der Häufigkeit sehr stark variiert. Das korrespondiert mit den im Mittel aber niedrigen Borgehalten. Er bildet kleine bis 50 µm große kurzstenglige Kristalle mit idiomorphen sechseckigen Querschnitten und ist durch seine bläuliche Färbung, starken Pleochroismus und Zonarbau zu erkennen. Der Kern ist meist bräunlich, der Rand blau gefärbt. Die feinen Turmalinsstengel liegen z. T. schieferungskonkordant im Quarz und sind parallel der Faltenachse ausgerichtet. Intrafoliale Turmalin-Quarz-Klasten (Foto 27) belegen, dass hier eine prä- bis synmetamorphe Turmalinisierung vorliegt. Beobachtet wurde Turmalin mit seriziertem Andalusit und als idiomorpher Einschluss in Andalusit selbst. Metamorphe Turmalinfelslagen werden im Erzgebirgskristallin häufig beobachtet, wobei verschiedene Bildungsmöglichkeiten in Frage kommen. Das Element Bor in den Metasedimenten dürfte salinaren Ursprungs sein.

Eine zweite Turmalin-Generation ist von größerem Korn, gedrunken-körnig, oliv bis schmutzig braun und bildet bläuliche Flecken. Hierbei könnte es sich um eine kontaktmetamorphe-magmatische Bildung handeln.

Andalusit entsteht aus Biotit retrograd (WEBER et al. in Vorbereitung). Ersterer tritt ausschließlich in Phyllosilikatlagen auf. In den betont quarzitischen Gesteinen kommt er auf Grund des fehlenden Aluminiumdargebotens nicht vor. Im Hellfeld ist Andalusit farblos oder leicht bräunlich fleckig. Er bildet überwiegend kleinere, nur selten größere hypidiomorphe Körner und Porphyroblasten mit guter Spaltbarkeit. Das Mineral ist i.d.R. stark korrodiert. Einschlüsse von Opaksubstanz sind häufig (leistenförmiger Hämatit) wie auch kleine braune Biotittafeln. Bei abklingenden retrograd-metamorphen Prozessen (unter Beteiligung von Fluiden) zerfällt Andalusit in Sericit. Ein Teil des Andalusits (frucht- und garbenschieferähnlich in der Hauptschieferung) kann im Zuge der thermischen Kontaktmetamorphose gebildet worden sein.

Kassiterit ist bisher das einzige beobachtete Sn-Mineral. Mit dem Auge ist er nicht zu erkennen, selbst mit Hilfe der Lupe sehr schwer auszumachen. Kassiterit kommt als Einzelkorn oder als Kornaggregation in feinen Lagen (Foto 28), selten in millimeterdicken Bändern (Foto 23), immer schieferungskonkordant oder in Ausnahmefällen subkonkordant in grauen und grünlich grauen biotit- und chloritführenden, tlw. alterierten Quarzschiefern vor (Foto 26).

Kassiterit bildet rundliche poikiloblastische Einschlüsse von wenigen Mikrometern sowie Leisten- und Zwickelfüllungen zwischen Biotitscheiten, tröpfchenartige, tlw. sehr unförmige Einzelkörner mit konkav-konvexen, buchtigen Rändern oder zackigen Anwachsäumen. Die Körner sind oftmals perlschnurartig aneinandergereiht

oder haben direkte Kornkontakte. Einzelkörner können zu pflasterartigen Aggregaten mit geraden Korngrenzen vereinigt sein.

Die feinen, meist wasserklaren, hellen, auch honigbraunen mehr oder weniger gleichkörnigen Kassiteritkörnchen in den Feinlagen stellen sehr wahrscheinlich eine ältere Generation dar (Cst I). Zonarbau ist sehr selten, manchmal sind die Kerne etwas dunkel gefärbt, die Ränder transparent. Besonders bemerkenswert ist das intrafoliale „Umfließen“ von Einzelkörnern oder Kornaggregaten durch Biotit (Foto 30 und 37). Dieser Umstand, sowie co-genetische Verwachsungen mit Almandin-Granat (Foto 29) und Korrosionen durch Quarz, Muskovit, Chlorit und Einschlüsse in Quarzsegregaten weisen auf die metamorphe Entstehung des Zinnminerals und die prämetamorphe Existenz von Zinnmetall hin.

Kassiterit ist in Bereichen der Quarzsegregate oftmals gröber und heterogener im Korn (Foto 35), braun gefärbt mit deutlichem laminierten Zonarbau und Zwillingsbildungen. Die Körner mit korrosiven Rändern sind immer xeno- bis hypidiomorph, zerbrochen, rekristallisiert, verbacken. Dieser Kassiterit (Cst II) wurde höchstwahrscheinlich umgelagert und ist rekristallisiert. Er kann in die Zerrungsrisse deformierter Quarzfaltenkerne einwandern und sich zu Kornverbänden vereinigen.

Kassiterite in säulig-prismatischen, nadligen oder kolomorph konzentrisch-schaligen oder traubigen Ausscheidungsformen wurden nicht beobachtet.

Nach MLA-Messungen (T. Petermann) betragen die durchschnittlichen Korngrößen für Cst I 25 bis 50 µm und für Cst II 80 bis 200 µm.

Über Kassiteritgefüge informieren die Fototafeln II und III.

An weiteren **Erzmineralen** sind Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, Löllingit, Wismutminerale, Hämatit und Ilmenit anzuführen. Wegen seiner hohen Duktilität und kristalloblastischen Inkompetenz tritt **Chalkopyrit** bevorzugt in Quarzwickeln auf und wandert in Bereiche der Druck-Stress-Schattenlagen von Quarzsegregaten bzw. in deren Zerrungsrisse ein. Chalkopyrit hat ein geringes Idiomorphiebestreben und zeigt stets scheinbar jüngeres injektionsartiges und gleichermaßen korrosives Verhalten gegenüber anderen Mineralen. Neben Chalkopyrit sind noch Bornit und als Sekundärbildungen Malachit, Digenit und Covellin zu nennen. **Pyrit** ist ein weit verbreitetes Opakmineral. Er bildet feinkörnige Einzelkörner in Quarzwickeln bzw. ist zwischen den Quarzkörnern anzutreffen. Auch bildet Pyrit wenige Millimeter dicke (in der Schieferung liegende) Schmitzen und kleine Linsen. Massive Pyritmineralisation ist kaum zu verzeichnen. Schmitzen von gut rekristallisierten pflasterartig aneinandergrenzenden etwa gleichgroßen Einzelkörnern sind typisch. Trotz hoher Scherfestigkeit sind entsprechende spröde Mikrogefüge zu erkennen.

Manche Pyrit-„Härtlinge“ sind kataklastisch beansprucht. Von den Arsenmineralen ist bisher nur **Löllingit** mikroskopisch bekannt. Eigenständige **Wismutminerale** wurden bisher nicht beschrieben, aber mit Hilfe von REM-Untersuchungen konnten metallisches Wismut, Wismutoxid (Bismut?), Bismutinit und Emplektit bestimmt werden. Diese Minerale verfügen, wie z. B. auch Chalkopyrit, über hohe Translationsfähigkeit und sind deshalb häufig als Zwickelfüllungen nicht duktiler Minerale zu finden. Von den **Eisenoxiden** ist Hämatit häufig. Es kommt in verschiedenen Modifikationen und offenbar unter mannigfachen Entstehungsbedingungen vor. Nach den Beobachtungen kann sich Hämatit als Alterationsprodukt von Biotit bei Umbildung entwickeln. An den Rändern von Quarzsegregaten entstehen manchmal rötlich gefärbte Eisenoxid-Ausscheidungen. In den Geländeaufschlüssen sind mitunter rot- und rötlich-violett gefärbte, auch ockerfarbene limonitische Gesteinsvarietäten auffällig. Ausgehend von Störungen und Klüften, Gängchen und feinen Trümmern kommt es zu selektiven postmagmatisch-hydrothermalen Eisenzufuhren. Das ist besonders deutlich im Auer Teilgebiet. Durch die Vielzahl der hydrothermalen Eisenerzgänge erfolgte eine intensive Hämatitisierung, wobei nachweislich der Biotit durch Hämatit verdrängt wird (Foto 20). Außer Hämatit wurden durch MLA auch Goethit und limonitische Eisenoxide bestimmt. Es handelt sich meist um supergene Mineralumbildungen, bedingt durch hydrothermale Alteration und Verwitterung (z. B. Jarosit). Akzessorisch bildet **Ilmenit** mit Hämatit in Biotit Leisten. Ilmenit kommt zusammen mit Einschlüssen von möglicherweise Gahnit, Rutil und Chlorit vor. Ilmeniteinschlüsse wurden in Granat beobachtet.

5.3 Erzgefüge

Schwerpunktmäßig in Hinsicht auf Kassiterit sind zusammenfassend folgende Gefügearten zu klassifizieren:

Verteilungsgefüge

- Schieferungskonkordante Lagengefüge (Straten-Lagen-bänderartige Gefüge) mit homöoblastischen feinstkörnigem Kassiterit, die tlw. von metamorph gebildeten Mineralblasten (Granat, Biotit) übersprosst werden (Fotos 22, 23, 29, 30),
- Turmalin-Quarz-Kassiterit-Lagen.

Deformationsgefüge

- Deformation von kassiteritführenden Lagen und Bändern (Foto 22),
- Intrafoliale Faltenkerne mit Kassiterit in Fältelungsinitiierten Zerrungsrissen (Foto D in Fototafel II),
- Scherung von Kassiteritlagen (Foto 38),
- Kataklastische Beanspruchung von Kassiteritaggregationen mit Quarztrumfüllung (Foto 4 in Fototafel III)
- Sulfid- und Kassiterit in druck-/stressfreien Schattlagen von Quarzsegregationen,
- Kataklastische Beanspruchung von Pyrit-Härtlingen.

Metamorphe Anwachsggefüge

- Poikiloblastische Kassiteriteinschlüsse in metamorph gesprostem Biotit und Einschlüsse in Granatblasten (Foto 30) sowie in Quarzsegregaten (Foto 2 in Fototafel III),
- Cogenetische Kassiterit-Granat- und Kassiterit-Biotit-Verwachsungen (Foto 29, 37).

Rekristallisationsgefüge

- Kassiteritrekristallisation in Zerrungsrissen metamorphogener Quarzsegregate (Foto D in Fototafel II)
- Bildung von größeren Kassiteritsammelaggregationen (Foto 38),

Die prädeformative Existenz der Zinnvererzung lässt sich am Beispiel des Aufschlusses im *St. Michael Stolln* belegen (Fototafel II). Feine Quarz-Kassiterit-Lagen in biotitführenden Quarzschiefen wurden durch die Einwirkung metamorphogener Quarzsegregationen deformiert („Druck“-Fältelung). Der Biotit (Bt I) wird in Chlorit umgebildet und der ursprünglich (primäre, sehr feinkörnige Kassiterit (Cst I) wird dabei kornvergrößert rekristallisiert (Cst II).

Prädeformative Kassiteriterzgefüge (Fototafel III) werden aus dem *Gottes Glücker Lager* gezeigt.

5.4 Erztypen

Drei kassiteritführende Erztypen können unterschieden werden, ein primäres, ein umgelagertes Kassiteriterz sowie ein sulfidischer (aber nur tlw. Sn-führender) Typ, wie in Abbildung 16 verdeutlicht wird.

Die Darstellung stark schematisiert. Ein Quarzkörper, vorzugsweise Quarzschiefer bzw. Quarzit, wird im Liegenden und im Hangenden ungleichmäßig von quarzführenden phyllitischen Gesteinen begrenzt. Die angeordneten linsigen Einschaltungen von Quarziten und Schiefen sollen die jeweiligen Übergänge andeuten. Die Zinnvererzung ist ausschließlich im Quarzkörper anzutreffen (sog. Zinnpaket). Sie ist imprägnativ, lagig und in Horizonten angeordnet. Daneben ist die Vererzung auch an Quarzkauern (Quarzmobilisate, Quarzsegregate) gebunden. Die Vergesellschaftung von Zinnerz mit Sulfiden ist sporadisch und nicht überall anzutreffen.

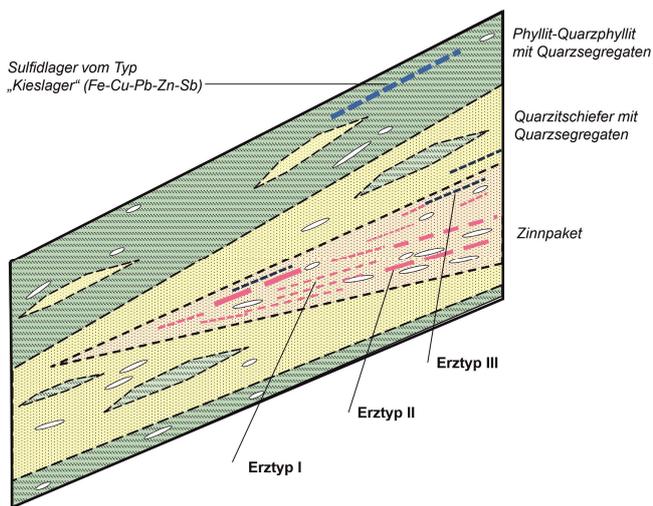


Abbildung 16: Erztypen

Typ I stellt einen bänderartigen biotitführenden Quarz-schiefer mit eingesprengter feinstkörniger, lagig strukturiertem Kassiterit-Vererzung dar (Foto 25 und 26). Diese als primär anzusehende Vererzung ist extensiv verbreitet, bezüglich ihrer Zinnkonzentration aber als niedrig gradig einzuschätzen (Gehalte $<0,2\%$ Sn @ 1 m, $<0,05\%$ Sn @ 10...150 m).

Typ II ist eine Kassiterit-Vererzung, die ebenso in biotitführenden Quarzit- und Kontaktschiefern vorkommt, die jedoch durch metamorphogene Quarzsegregate intensiv durchdrungen ist (Foto 23, 24). Kennzeichnung sind deformativ Beanspruchung und stoffliche Alterationen. Der Kassiterit ist gröber körnig, stark rekristallisiert, dunkelfleckig, tlw. zonarggebaut und verzwilligt. Die durchschnittlichen Gehalte sind als höher zu bewerten ($0,2...0,4\%$ Sn @ 1 m), die Mächtigkeiten sind niedrig (<2 m). Die bergbaulichen Aktivitäten der Altvorderen waren vor allem auf diesen Typ der Mineralisation ausgerichtet, denn vielerorts sind ehem. Versuchs- und Abbauorte vor allem in Bereichen solcher, tlw. recht intensiver Quarzansammlungen anzutreffen.

Typ III beinhaltet eine schieferungskonkordante eingesprengte, nur selten massive Sulfidvererzung (Pyrit-Chalkopyrit mit Sn-As-Bi und weiteren chalkophilen Elementen, siehe Tabelle 6). Die Vererzung ist durch metamorphe Prägung (Überschieferung, Scherung) gekennzeichnet. Die Erzminerale sind in die größeren Quarzsegregate metamorphogen „eingeknetet“ und zeigen damit die prädeformative Bildung der Sulfidführung an (Abbildung 17). Von Bedeutung ist der Umstand, dass es in den unmittelbaren Bereichen der Quarzsegregationen zu Sammelkristallisationen und Anreicherungen der Sulfidminerale kommt. Das ist stofflich auch mit erhöhten Gehalten an Sn, As und Bi verbunden. Die Mineralisation ist nur wenig ausgedehnt (<10 m) und von geringer Mächtigkeit ($<0,5$ m). Teilweise erhöhte Sn-Gehalte (nachgewiesen rekristallisierten Kassiterit) sind nur in Sulfidlagen anzutreffen, die mit dem Sn-führenden Gesteinspaket räumlich zufällig assoziiert sind. Eine genetische Beziehung zum

Vererzungstyp I scheint es nicht zu geben. Diese Art der Erze erlangte in der Vergangenheit eine geringe Bedeutung für die Gewinnung von Kupfer (Cu-Gehalte von 1 bis 2 %). Aufschlüsse des Erztypes III existieren im Tal der Zwickauer Mulde (Fundgrube *Glück mit Freuden* am Töllegraben). Weitere Aufschlüsse gibt es an der Hohen Fahrt, am Flößgraben und an der B 283. Im *Friede Gottes Stolln* ist ein etwa 20 cm mächtiges Lager mit wenig Chalkopyrit (mit Sn, Bi und As) nachgewiesen.

Wie im Abschnitt 2 – Historischer Abriss – erwähnt, baute die Grube *Morgenstern* bei Bockau auf sulfidischen Erzen zur Erzeugung von *Vitriolprodukten*. Diese sogen. *Vitriollager* liegen im Streichen der Zinnlager der Habichtsleithe und führen demnach auch Zinn, welches mitgewonnen worden ist. Wie auf Karten dargestellt sah man früher in diesen hier beschriebenen Sulfidmineralisationen den genetischen Typ der *Kieslager*. Beide Erztypen, *Kieslager* und die aufgeführten Sulfidlager vom Erztyp III unterscheiden sich jedoch wesentlich in stofflicher Hinsicht. Die *Kieslager* sind vor allem durch Pb-Zn-Sb gekennzeichnet (LEGLER 1985, PERTOLD et al. 1994, JOSIGER & BAUMANN 1995). Bekannt ist auch eine Anreicherung an Ni, Co, Ba und B. Die hier beschriebenen Sulfidvorkommen zeigen diese chemischen Elemente nur in unbedeutenden Konzentrationen.

5.5 Begleitmineralisationen

Begleitet wird die Zinnmineralisation von verschiedenen Mineralisationen. Die metamorphe Sulfidvererzung wurde oben beschrieben. Auch auf die metamorphogenen und retrograd-metamorphen Mineralum- und Neubildungen wurde aufmerksam gemacht (Turmalinisierung, Chloritisierung, Muskovitisierung, Andalusitisierung). Möglicherweise spielt wie oben angedeutet eine „pseudo“hydrothermale Überprägung eine Rolle (FRANZ et al., 2004). Nach der Regionalmetamorphose und vermutlich im Zusammenhang mit den thermischen und fluiden Einwirkungen der Stockgranite und vor allem verursacht durch rupturale Ereignisse mit Stoffzufuhren sind weitere Mineralbildungsvorgänge zu nennen.

Postmagmatisch sind Quarz-Muskovit-Trümer in Granitgängen und in Zinnlagern sowie eine intensive (taube) Quarzdurchtrümerung (Foto 41, 42, 43).

Im ehem. Auer Bergbaurevier erwähnte C. H. Müller (MÜLLER 1851, 1860) „*Zinnerzgänge am Heidelsberg*“ auf der Grundlage der Auswertung alter Grubenakten und Risse und stellte sie auf den alten Messtischblättern dar. Diese Mineralisation mit NW-SE-Streichen wurde in neuerer Zeit der Quarz-Kassiterit-Formation zugeordnet. Eindeutige Gangvererzungen sind bisher aber nicht zu belegen. Erst recht nicht im ehem. Bergrevier Bockau, wie von HÖSEL (1969, 1973) vermutet. Meist wurden Gänge mit *Zwitterlagern* gleichgestellt. Aus dem weiteren Umfeld (z. B. Lagerstätte Schnee-

berg-Schlema-Alberoda) sind spärliche Quarz-Kassiterit-Gänge zwar von DALMER (1895) erwähnt, aber offenbar völlig bedeutungslos (LIPP 2008). Es dürfte kein

Problem sein, diese Gangformation von der Lagervererzung paragenetisch und im Mikrogefüge eindeutig zu unterscheiden, falls man Material in Sammlungen und im Altbergbau finden sollte.

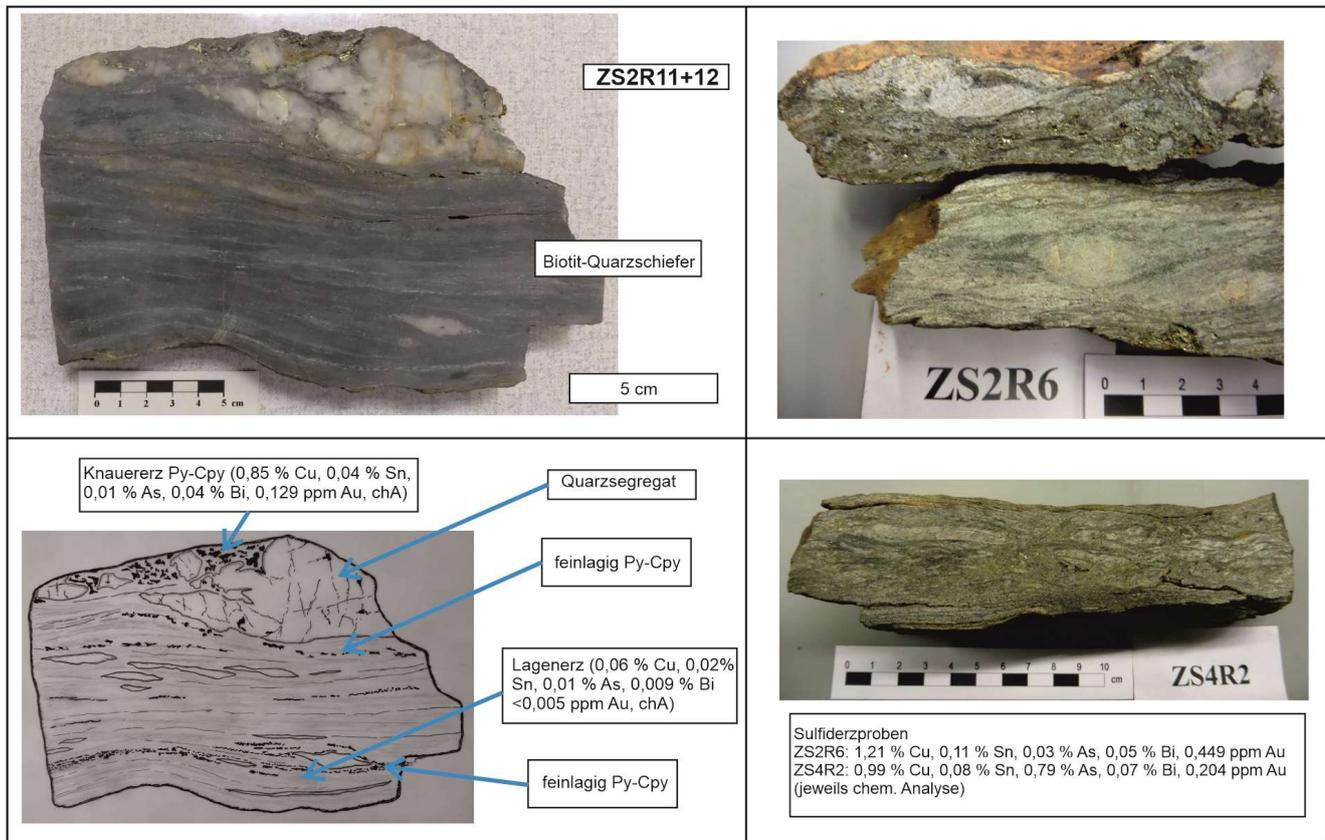


Abbildung 17: Sulfidmineralisation (Erztyp III)

Im Auer Raum sind Hämatitisierung, Verquarzung und Kaolinitisierung, wahrscheinlich ausgehend von Hämatit-Quarzgängen, sehr verbreitet. Hierbei spielen vorzugsweise spätvariszische herzyn-gerichtete Parallelelemente der Störung Roter Kamm eine besondere Rolle. In einigen der Bergwerke am Heideberg wurde neben Zinn auch Eisenerz abgebaut. Im Vestenburger Stolln ist eine solche polymikte Gangbrekzienstruktur über 200 m aufgeschlossen. Dominierend sind Chalcodon, untergeordnet sind Keilquarz, Pseudomorphosen und Perimorphosen nach Anhydrit sowie Quarzkristallrasen (rauchquarzähnlich durch Strahlungseinfluss), glaskopfartiger Hämatit und Manganoxihydrate beigemischt (Foto 43 bis 45). Desweiteren werden an anderen Stellen Kaolinit, *Hornstein*, *Eisenkiesel*, Baryt, Karbonate, *Eisenglanz*, Pyrolusit, Psilomelan und (selten) Sulfide (As, Bi, Cu) erwähnt. Darüber hinaus konnten interessanterweise in diesen Vererzungen in untertägigen Aufschlüssen des *Vestenburger Stollns* und auf Halden der unmittelbaren Umgebung erhöhte Gehalte an Li, Co, Ni, Cu, Zn sowie Ba, Mo, Bi und W chemisch bestimmt werden (Foto 46 bis 48). Diese erdigen Anreicherungen (Li bis 0,6 %, Co bis 2 %, Cu bis 1 %, Ni bis 0,5 %) in Krusten, Nestern und Trümchen schwärzlicher Manganoxihydrate zusammen mit limonitisch-hämatitischen Ausscheidungen entstanden durch tief-

gründige oxidative chemische Verwitterung unter Beteiligung von zirkulierenden Grundwässern im Zusammenhang mit der jüngsten Heraushebung des Erzgebirges.

Es handelt sich hierbei um sekundäre „Hutbildungen“ bei der Abtragung der alten Landoberfläche. Das Vorkommen von Lithiophorit im Gebiet des Auer Heideberges war bisher völlig unbekannt (LEGLER & REISSMANN 2022).

5.6 Petrochemie

Es wurden zahlreiche chemische Analysen in akkreditierten Labors (ALS International, BfUL Nossen) angefertigt. Die Einzelanalysen, die in der Anlage 3 eingesehen werden können, wurden zu 6 Lithotypen vereinigt:

Lithotyp 1: Phyllitisches und quarzphyllitisches Nebengestein im Hangenden der Zinnlager im *Friede Gottes Stolln* (n = 6),

Lithotyp 2: Biotitschiefer aus untertägigem Altbergbau Fundgrube *Gottes Geschick* - Einschaltungen in Zinnlagern (n = 2),

Lithotyp 3: Zinnlager, nicht durch Sulfide mineralisiert, Gebiete Bockau und Aue, tlw. Untertage (n = 15),

Lithotyp 4: Zinnlager mit einer geringen, eingesprengten Sulfidmineralisation, Gebiet Bockau, tlw. Untertage (n = 8),

Lithotyp 5: Sulfidlager, die mit Zinnlagern räumlich assoziiert sind, Gebiet Bockau, tlw. Untertage (n = 10),

Lithotyp 6: Aufgesammelte angewitterte und entfettete Haldenproben des Altbergbaus, Gebiet Bockau, (n = 23).

Bis auf den heterogen zusammengesetzten Lithotyp 6 sind alle Proben dem Anstehenden entnommen. Eine Zusammenstellung der Lithotypen mit ihren arithmetischen Mittelwerten erfolgt in Tabelle 6. Ergänzend werden in der nachfolgenden (Tabelle 7) ältere spektralanalytische Bestimmungswerte, die der Dokumentationsakte im Geol. Archiv des LfULG zur Zinnprognose Teilgebiet Bockau entnommen wurden, wiedergegeben (HÖSEL 1969). Es handelt sich um 406 Proben von Altbergbauhalden im Umfeld der Habichtsleithe.

Tabelle 6: Petrochemie der Lithotypen 1 bis 6

		UCC	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	(%)	66,62	59,82	60,15	76,71	78,25	66,59	73,77
TiO ₂	(%)	0,64	0,83	0,69	0,42	0,44	0,43	0,42
Al ₂ O ₃	(%)	15,40	20,25	12,75	9,43	8,96	8,63	8,61
Fe ₂ O ₃ (t)	(%)	5,60	6,76	15,38	8,35	8,20	14,84	11,99
MnO	(%)	0,10	0,06	0,16	0,03	0,04	0,04	0,02
MgO	(%)	2,48	1,75	3,12	0,59	0,68	0,88	0,48
CaO	(%)	3,59	0,09	0,44	0,07	0,11	0,06	0,06
Na ₂ O	(%)	3,27	0,45	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05
K ₂ O	(%)	2,80	5,14	3,80	2,17	1,88	1,86	1,60
P ₂ O ₅	(%)	0,15	0,06	0,37	0,14	0,13	0,12	0,16
S (t)	(%)	0,06	<0,02	0,04	<0,01	0,11	3,14	0,01
C(t)	(%)		<0,1	<0,05	0,03	0,05	<0,05	0,05
F	(%)	0,06	0,09	[0,15]	[0,05]	n.b.	[0,20]	n.b.
GV	(%)		3,89	2,07	2,08	1,52	2,60	2,07
Total	(%)		99,31	99,19	100,14	100,40	99,48	99,30

		UCC	1	2	3	4	5	6
REE	ppm	148	255	204	148	168	319	313
La	ppm	31	57	43	32	35	66	72
Ce	ppm	63	108	83	59	68	121	125
Pr	ppm	7,10	12,9	9,9	6,8	7,4	13,5	14,7
Nd	ppm	27,0	44,7	36,3	25,5	30,3	55,5	56,4
Sm	ppm	4,70	8,23	7,70	5,09	6,79	12,11	12,41
Eu	ppm	1,00	1,63	1,97	2,32	2,73	4,17	5,40
Gd	ppm	4,00	7,04	6,85	4,80	5,92	12,56	10,21
Tb	ppm	0,70	1,03	1,06	0,75	0,83	2,18	1,40
Dy	ppm	3,90	5,73	5,88	4,44	4,98	14,58	7,31
Ho	ppm	0,83	1,12	1,10	0,88	0,93	2,77	1,29
Er	ppm	2,30	3,18	3,02	2,53	2,47	7,46	3,45
Tm	ppm	0,30	0,49	0,48	0,37	0,35	0,96	0,48
Yb	ppm	2,00	3,18	2,76	2,43	2,26	6,11	2,89
Lu	ppm	0,31	0,47	0,44	0,34	0,31	0,78	0,39

- 1 - Phyllit-Nebengestein (analys. BfUL, n=6)
- 2 - Biotitschiefer (analys. ALS, n=2)
- 3 - Zinnlager (sulfidfrei) (analys. ALS, n=15)
- 4 - Zinnlager (sulfidarm) (analys. ALS, n=8)
- 5 - Sulfidlager (analys. ALS, n=10)
- 6 - Haldenproben (analys. ALS, n=23)

erhebliche Anreicherung zu UCC
 erhebliche Abreicherung zu UCC
 [...] B, F: nur Orientierungswert

		UCC	1	2	3	4	5	6
Ag	ppm	0,05	n.b.	14,95	0,37	2,33	22,85	1,24
As	ppm	4,8	80	44	57	136	2096	90
Au	ppm	0,0015	n.b.	0,003	0,003	0,010	0,165	0,028
B	ppm	17	119	[190]	[440]	n.b.	[10]	n.b.
Ba	ppm	624	598	351	263	166	152	244
Be	ppm	2,1	3,4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Bi	ppm	0,16	0,9	0,2	1,15	19,5	305	122
Cd	ppm	0,09	1,0	<1	<1	<1	<1	<1
Co	ppm	17,3	16	13	18	16	79	7
Cr	ppm	92	90	65	52	54	50	43
Cs	ppm	4,9	33,2	93	20,9	11,2	14	13,9
Cu	ppm	28	47	17	27	636	8353	105
Ga	ppm	17,5	30	36	15	14	16	15
Ge	ppm	1,4	n.b.	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	ppm	5,3	8,9	7,2	6,0	5,1	4,7	4,4
Hg	ppm	0,05	<0,05	0,01	0,02	0,02	0,11	0,08
In	ppm	0,056	n.b.	0,42	0,15	4,26	43,3	0,90
Li	ppm	21	93	380	79	58	65	45
Mo	ppm	1,1	3,2	0,8	1,7	1,8	3,1	4,0
Nb	ppm	12	19,5	19,8	8,1	7,7	7,5	7,8
Ni	ppm	47	41	46	22	16	40	21
Pb	ppm	17	72	304	8	11	21	33
Rb	ppm	84	275	753	151	91	95	96
Re	ppm	0,0002	n.b.	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	ppm	0,4	1,1	6,7	0,9	1,6	20,9	4,7
Sc	ppm	14	15,0	14,5	7,4	6,9	7,3	6,3
Se	ppm	0,09	<2	0,1	0,15	0,36	3,5	0,95
Sn	ppm	2,1	12	323	4725	744	2080	4915
Sr	ppm	320	34	10	14	19	34	81
Ta	ppm	0,9	1,5	3,7	0,97	0,58	0,6	0,64
Te	ppm	0,005	n.b.	0,01	0,03	0,04	0,90	0,41
Th	ppm	10,5	15,5	8,3	8,1	8,3	7,7	8,1
Tl	ppm	0,9	1,5	4,0	0,40	0,28	0,5	0,37
U	ppm	2,7	1,8	5,7	5,6	2,7	3,0	4,0
V	ppm	97	103	82	49	55	56	51
W	ppm	1,9	11,8	6,0	12,5	14,4	16,5	12,6
Y	ppm	21	29	29	24	25	71	33
Zn	ppm	67	260	231	48	44	83	46
Zr	ppm	193	165	278	223	201	177	166

Tabelle 7: Geochemie von Haldenproben (Emissionsspektralanalyse, Proben aus der Habichtsleithe, aus Dokumentation HÖSEL 1969)

		As	B	Be	Bi	Cu	Ga	Li	Mo	Pb	Sn	W	Zn
PROBENZAHL <uNG		347	6	377	183	24	344	353	271	353	44	399	13
PROBENZAHL >uNG		59	400	29	223	382	62	53	135	53	362	7	393
MINIMUM (uNG)	(ppm)	300	40	10	3	10	5	100	3	20	10	110	100
MAXIMUM	(ppm)	3000	1500	15	420	330	40	300	15	330	3000	2200	470
MITTEL aus >uNG	(ppm)	632	365	11	16	81	15	147	4	55	275	617	193
MEDIAN aus >uNG	(ppm)	410	250	10	5	60	15	120	4	30	80	370	180

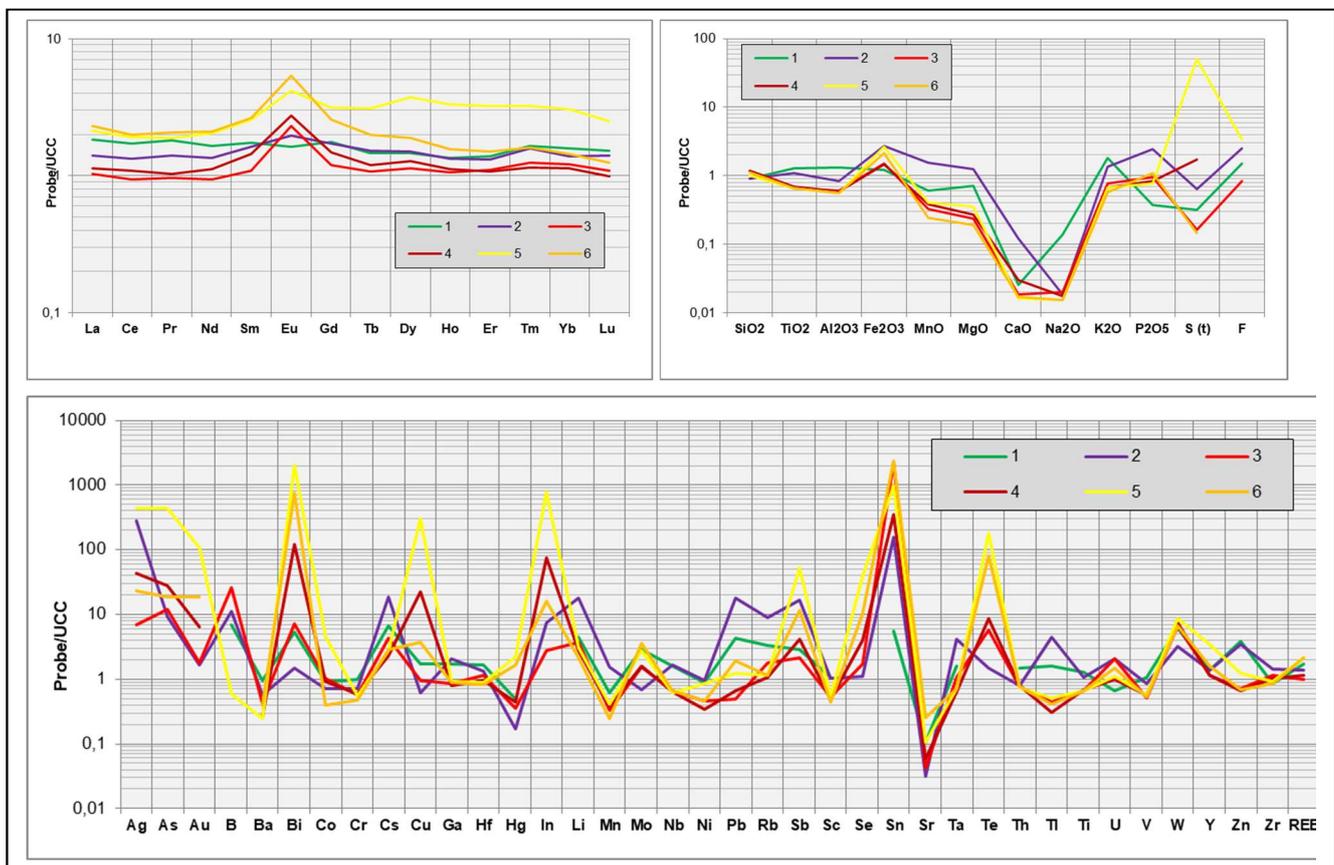
Zur Beurteilung von Elementgehalten in den Lithotypen bzw. zu Vergleichszwecken mit regionalen Clarke-Werten wurden der Geochemische Atlas des Freistaates Sachsen (KARDEL et al. 1996) und die Publikation von PÄLCHEN et al. (1987) herangezogen. Des Weiteren wurden Vergleiche mit der durchschnittlichen Zusammensetzung kontinentaler Oberkruste (UCC, RUDNICK & GAO 2014) vorgenommen. Wichtiger Anhaltspunkt bei der Anwendung geochemischer Diagramme und deren Auswertung ist die Arbeit von B. Mingram (MINGRAM 1995, 1998).

Das Trägergestein der Zinnvererzung ist durch einen hohen SiO_2 -Gehalt gekennzeichnet, da es sich um quarzitisches und quarzsegregatreiche Gesteine handelt. Al_2O_3 , Gesamt- Fe_2O_3 , MgO und K_2O gehen hauptsächlich auf Phyllosilikate zurück (di- und trioktaedrische Glimmer und Chlorite). Das phyllitische Nebengestein ist kalibetont. Ein Teil des Eisens ist vor allem Eisenoxidmineralen (Hämatit, Limonit) zuzuordnen. Für alle Gesteine sind sehr niedrige Konzentrationen an CaO und Na_2O auffällig. Petrographisch widerspiegelt sich darin das Fehlen von Feldspäten. TiO_2 liegt im Durchschnitt geringfügig unter dem Mittel von UCC, wobei dieses Element an akzessorische Beimengungen wie Rutil und Ilmenit, aber auch an Glimmer gebunden ist. Biotit ist tlw. Ti-reich, stellenweise sind Einschlüsse von Rutilnadeln zu erkennen. Die Gehalte an MnO und P_2O_5 sind niedrig. Manganträger sind Schichtsilikate (Biotit, Chlorit) und Eisenoxide. Phosphor geht vorwiegend auf akzessorischen Apatit zurück.

Der Gehalt an Schwefel ist in den Zinnlagern variabel, insgesamt aber sehr niedrig bis fehlend. Die Haldenproben zeigen ein relativ weites Elementspektrum, da es sich um unterschiedliche aufgesammelte Gesteine handelt, die wesentlichen Verwitterungsprozessen (und damit Stoffumlagerungen) ausgesetzt waren. Graphiken zur Erkennung von An- und Abreicherungen in Vergleich zu UCC sind nachfolgend aufgezeigt (Abbildung 18). Hinsichtlich der Hauptelemente existieren vergleichbare geochemische Signaturen aller Lithotypen. Deutlich ist die generelle Verarmung an CaO und Na_2O .

Bei den Nebenelementen sind klare An- und Abreicherungsprozesse festzustellen. So sind die Phyllite, obwohl sie räumlich nicht in Beziehung zur Zinnmineralisation stehen, leicht an As, B, Cs, Cu, In, Li, Pb, Rb, Sn, W und Zn angereichert (vergl. Tabelle 6). Diese Elemente sind vorwiegend an Tonminerale fixiert. Bei den Zinnlagern zeigen einige der Elemente wie As, B, Cs, Cu, Li, Sn, W, darüber hinaus auch Ag, Bi und In eine höhere durchschnittliche Konzentration zu UCC, nicht dagegen Pb und Zn. Eine Reihe von Elementen ist eindeutig an sulfidische Beimengungen gebunden (vergl. Lithotypen 4 und 5 in Tabelle 6). Zu nennen sind vor allem Ag, As, Au, Bi, Co, Cu, In, Sb, Se und Te. Hinsichtlich von Abreicherungen ist ausdrücklich auf Sr zu verweisen. Sr ist in allen Lithotypen nur in geringen Konzentrationen vertreten.

Abbildung 18: UCC-normierte Graphik der Verteilung der Haupt- und Nebenelemente sowie REE



Eine Reihe von Elementen verhält sich weitgehend indifferent, was an ihrer geringen geochemischen Mobilität liegt. Einige Elemente kommen in terrigenen detritischen Mineralen (Cr, Hf, Ti, Y, Zr, REE) oder in Tonmineralträgern (Ga, Mo, Rb, Sc, U, V) vor.

Das Verteilungsdiagramm der REE zeigt, dass alle untersuchten Gesteine ausgeprägte flache Signaturen aufweisen, ohne wesentliche An- und Abreicherungen einzelner Elemente gegenüber dem jeweiligen UCC-Wert. Nebengestein und Erzträgergestein sind nach den REE-Gehalten gut miteinander vergleichbar. Lediglich Eu besitzt ein vorerst nicht erklärbares Verhalten. Während die Erzbildungen, insbesondere die sulfidischen, eine deutliche positive Eu-Anomalie aufweisen, zeigt sich dieses Phänomen bei den phyllitischen Proben so nicht. Was Sn anbelangt ist dieses Element in allen Proben angereichert. Das betrifft die Trägergesteine der Mineralisation, aber auch die Sulfidlager und das Nebengestein.

Es ist mitzuteilen, dass mit den vorliegenden Daten erstmals eine umfassende geochemische Charakterisierung dieser hier betrachteten Zinnmineralisation vorgenommen werden kann (Lithotyp 3 in Tabelle 6). Durch den hohen Quarzanteil sind die Hauptelemente Al, Alkalien und Erdalkalien relativ zu Si naturgemäß niedrig und entsprechen denen psammitischer Edukte. Hinsichtlich der Nebenelemente ist nur Sn auffällig, die übrigen Elemente wie As, Cs, Li, Nb, Rb, Sc, Sr, Ta, Ti, Pb und Zn spielen keine auffällige Rolle. Das gilt auch für B und F, wenn auch für diese beiden Komponenten vorerst nur wenige Bestimmungen vorliegen. Was die höheren Konzentrationen an Fe betrifft, ist dieser Umstand auf die beobachtete nachträgliche Hämatitisierung aller Gesteine im Betrachtungsgebiet zurückzuführen. Aus geochemischer Sicht ergeben sich keine Ansätze zu den klassischen spätvariszisch-postmagmatischen Zinnlagerstätten, denn letztere sind bekanntlich durch solche typischen Elementen wie F-B-Li-Cs-Rb-Nb-Ta-W bzw. As-Cu-Pb-Zn (im hydrothermalen Nachstadium) gekennzeichnet.

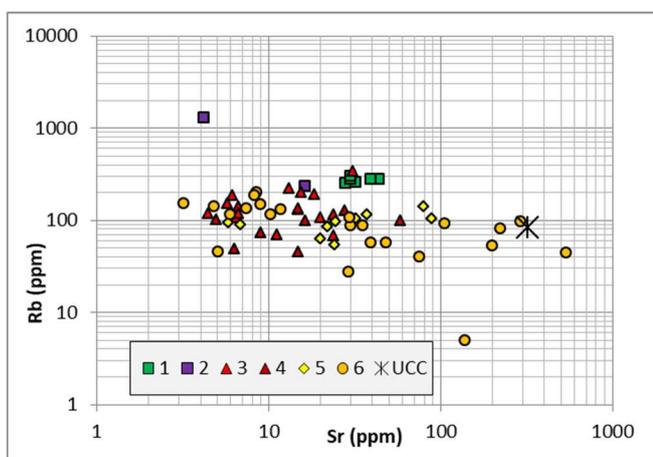


Abbildung 19: Rb vs. Sr der Lithotypen 1 bis 6

Das Diagramm Rb vs. Sr (Abbildung 19) zeigt, dass der Rb-Gehalt aller Lithotypen im Gegensatz zu Sr eine relativ geringe Variationsbreite besitzt. Abgesehen von einem Werteausreißer (Biotitschiefer) entspricht der Rb-Gehalt der einzelnen Lithotypen im groben dem Krustenmittel (UCC) von 84 ppm. Geochemische Beziehungen zwischen Rb und Sn bestehen nicht.

Bezüglich der Sulfidmineralisation (Lithotyp 5) ist das Trägergestein geochemisch analog den übrigen Lithotypen entwickelt. Höhere Fe-Gehalte (Fe-Sulfide) stehen in Relation zum niedrigeren Anteil an Si. An Nebenelementen sind vor allem Cu, As, Bi, sowie Ag, Au, Co, In, Sb, Se, Te und Y nachzuweisen. Diese Elementpalette entspricht der der mehr oder weniger unbeeinflussten Phyllitproben. In den Sulfiderzen ist auffällig, dass Pb und Zn in ihren Konzentrationen gering sind. Die Anteile an mittleren und schweren REE sind leicht erhöht, bemerkenswert ist jedoch die Eu-Anreicherung. Das geochemische Elementspektrum widerspiegelt sich in gleicher Weise im Lithotyp 4, den sulfidimpregnierten Zinnlagern, verdeutlicht demnach eine Mittelstellung zwischen den Typen 3 und 5 (vgl. Tabelle 6).

Das Element In ist interessant, da die Werte der einzelnen Proben des Betrachtungsgebietes gegenüber der Oberkruste (0,056 ppm) um ein Vielfaches erhöht sind. Im Lithotyp 3 werden im Mittel 0,15 ppm erreicht, im Lithotyp 4 sind es 4,28 ppm und im Lithotyp 5 sogar 43,3 ppm In. In ist als hochvolatiles chalkophiles Element bekannt und für hydrothermale Sulfid-Stoffsysteme charakteristisch. Allerdings werden Konzentrationen des Erzgebirges bei Weitem nicht erreicht (die klassische kb-Formation mit der Cu- und Zn-Cu-Sn-betonnten Abfolge enthält bis 1550 ppm In, siehe auch SEIFERT & SANDMANN 2006, SEIFERT 2012). In-Träger sind neben Chalkopyrit Sphalerit und Stannin aber auch Kassiterit, jedoch scheint im vorliegenden Fall die Bindung an Chalkopyrit am deutlichsten.

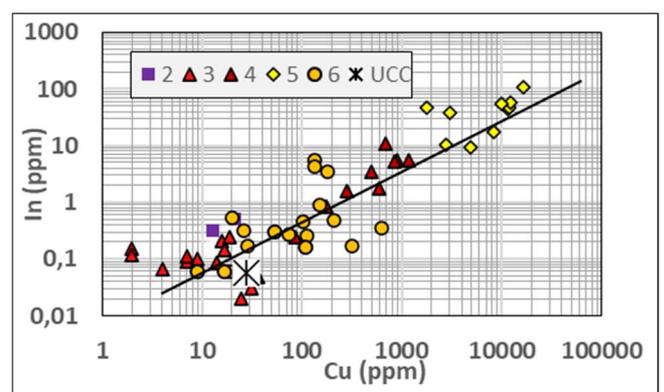


Abbildung 20: In vs. Cu der Lithotypen 2 bis 6 (von Lithotyp 1 liegen keine In-Bestimmungen vor)

Auffällig ist die klare positive Regression zwischen Cu und In, was auf gleiche Quellen schließen lässt. Auf Grund der ähnlichen Elementeigenschaften beider Metalle ist die Herkunft aus dem Nebengestein und eine Anreicherung durch metamorphogene Prozesse nicht

unwahrscheinlich. SCHWARZ-SCHAMPERA & HERZIG (2002, S. 149) weisen darauf hin, dass metamorphe Vorgänge zu In-Anreicherungen führen können.

Bespielgebend soll an dieser Stelle auf die erhöhten Au-Gehalte in „Pyrit-Chalkopyrit-Quarzknauererz“ hingewiesen werden. Nennenswert Gold wurde nur in Sulfidproben (bis zu 0,45 ppm) gemessen, bei den Zinnlagern liegen die Au-Konzentrationen unter 0,03 ppm. Die Bindungsform des Goldes ist unklar. Freigold wurde bisher nicht beobachtet. Goldvorkommen, in welcher Bindungsform auch immer, sind im Betrachtungsgebiet in der historischen Literatur auch nicht erwähnt. Die Elemente Au und S korrelieren nicht miteinander, dagegen Au und Te (Abbildung 21). Es ist auffällig, dass neben Te auch Se, Bi und Sb auftreten. Möglicherweise ist Au an Telluride, jedoch nicht an Sulfide gebunden.

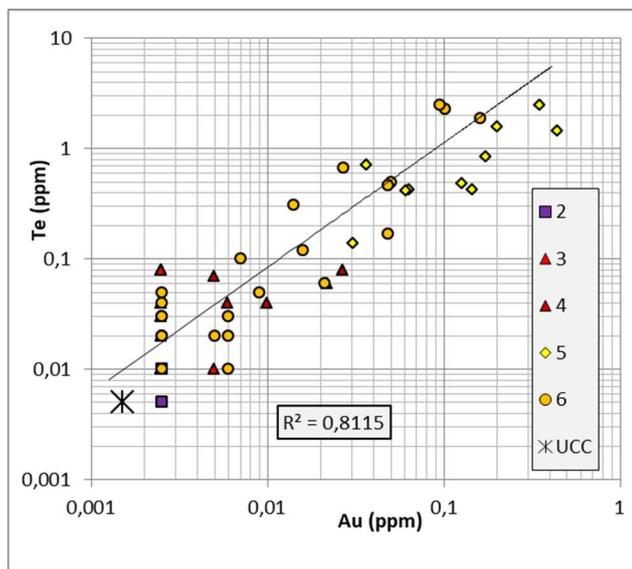


Abbildung 21: Te vs. Au der Lithotypen 2 bis 6 (von Lithotyp 1 existieren keine Au-Te-Bestimmungen)

ROMER & KRONER (2018, S. 499) weisen darauf hin, dass die variszische Au-Mineralisation durch prävariszische Lithologien kontrolliert und durch variszische vorwiegend granitische Intrusionen umverteilt wird. Als Hauptquellen des Metalls sehen sie kratonale Krustensegmente an (Transport und disperse Ab- und Umlagerung von Au in plattenrandnahen Teilbecken Perigondwanas). Trotz hoher Mobilität reichert es sich in Sulfiden an (BEUGE et al. 1979, S. 338).

Die geochemischen Daten sind geeignet geotektonisches Regime, Ablagerungsmilieu und Herkunft der Gesteinsedukte zu rekonstruieren. Hierbei muss allerdings beachtet werden, dass bis auf immobile high-field strength elements wie Ti, Zr, Al, Cr u.a. alle Elemente während der Regionalmetamorphose mobil sein können. Dennoch erscheint die Anwendung von Variationsdiagrammen sinnvoll, da sich die hier verwendeten Elementkombinationen in klaren Feldern innerhalb der Diagramme abgrenzen.

Alle Gesteinstypen lassen sich auf Sand-Ton-Sedimentgemische zurückführen, was z. B. aus den Gehalten Al, Ti und Zr hervorgeht (Abbildung 22). Quarziti-sche Gesteine sind durch höhere Zr-Al₂O₃- und niedrigere Ti-Zr-Verhältnisse gekennzeichnet, während das bei Metapeliten umgekehrt der Fall ist (MINGRAM 1995). Eine nahezu lückenlose Reihung von pelitischem Nebengestein und psammitischen (quarzklastischen) Trägergesteinen der Zinnvererzung ist unverkennbar. Schiefer und Quarzgesteine bilden eine gemeinsame lithologische Einheit.

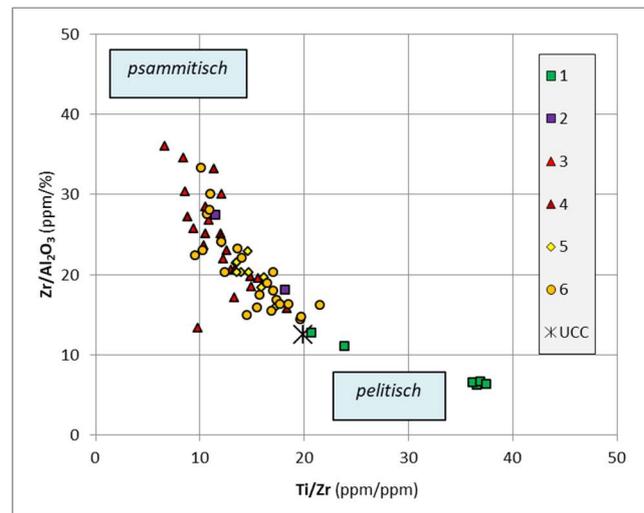


Abbildung 22: Diagramm Psammitite – Pelite nach ROSE & NATHAN (1997)

Geochemisch gibt es keine Indizien für ein Sedimentationsmilieu, welches durch besondere Ausfällungen von Karbonaten, Evaporiten und Sapropeliten gekennzeichnet wäre (niedrige Anteile an C, B und S und sapropelittypischen Elementen). Die kräftige Verarmung an Ca, Sr und Na weist auf einen hohen stofflichen Reifegrad hin. Vom geotektonischen Regime her sind solche Sedimente für passive Kontinentalränder typisch. Letztere zeigen in der Regel höhere Verwitterungsgraden als Sedimente an aktiven Plattengrenzen. Das ist an der mehrfachen Anreicherung von SiO₂ sowie K₂O gegenüber Na₂O zu erkennen (Abbildung 23). Das K₂O-Na₂O-Verhältnis der phyllitischen Nebengesteine (ca. 60 Gew.-% SiO₂) ist mit rund 10 sogar zehnfach höher als das von normalen Oberkrustengesteinen (UCC). Quarzreiche Schiefer (Trägergestein der Zinnmineralisation, 70 bis 80 Gew.-% SiO₂) ist an Na noch weiter abgereichert, das Verhältnis liegt zwischen 10 und 100. Die Proben zeigen alle einen beträchtlich hohen chemischen Verwitterungs-Index (CIW, Chemical Index of Weathering: $100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ in Molekularprozent), der weit über 90 mol.-% liegt (Abbildung 24). Der Wert für UCC beträgt dagegen nur knapp 60 mol.-%. Ein hoher CIW-Index weist auf einen starken chemischen Verwitterungseinfluss der der Denudation unterlegenen Gesteine hin. Wegen niedriger Gehalte an immobilen basischen Elementen wie Ti (<1 % TiO₂) und Ni (<75 ppm) kann davon ausgegangen werden, dass die ursprünglichen Sedimente von einer

vorwiegend sauren Kontinentalkruste abstammen (Abbildung 25).

Auf passive Plattenrandentwicklung deutet auch die Verteilung der Elemente Cr, La, Sc, Ti, Y und Zr hin. Als Beispiel soll das Diagramm La/Y vs. Sc/Cr gezeigt werden. Die Mehrzahl der Proben besitzt ein La-Y-Verhältnis von über 1 und ein Sc-Cr-Verhältnis unter 0,2, was in großer Näherung passiven Plattenrandsedimenten entspricht. Das ist in Abbildung 26 dargestellt.

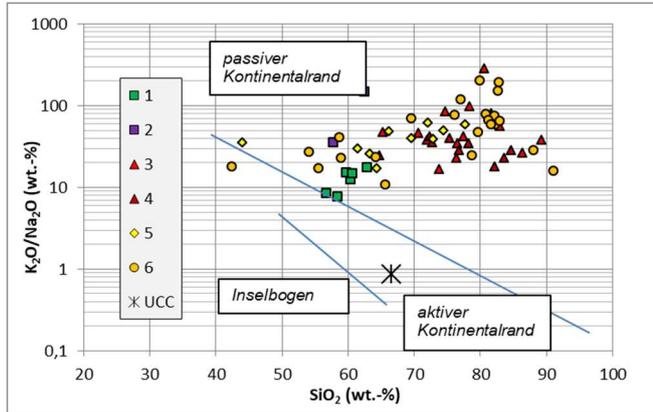


Abbildung 23: Diagramm (K_2O/Na_2O vs. SiO_2) nach ROSER & KORSCH (1986)

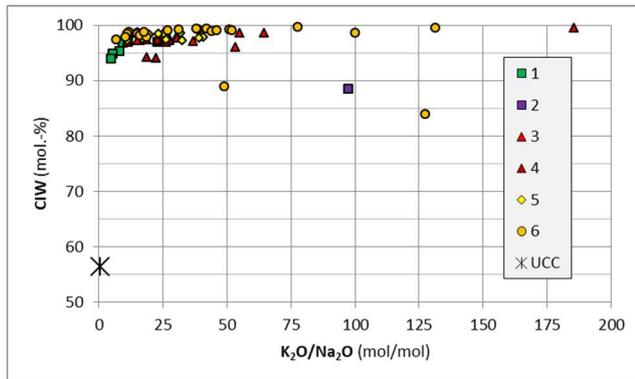


Abbildung 24: CIW-Diagramm (nach HARNOIS 1988)

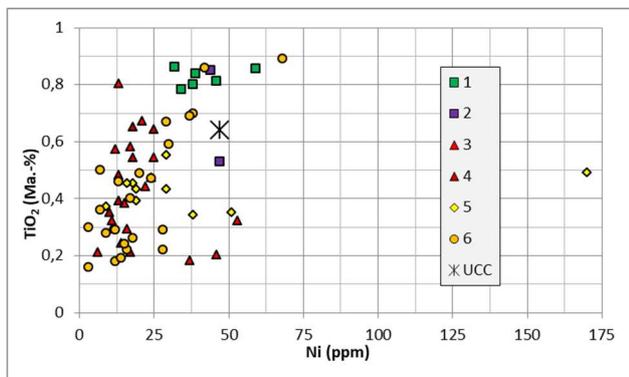


Abbildung 25: TiO_2 – Ni –Diagramm

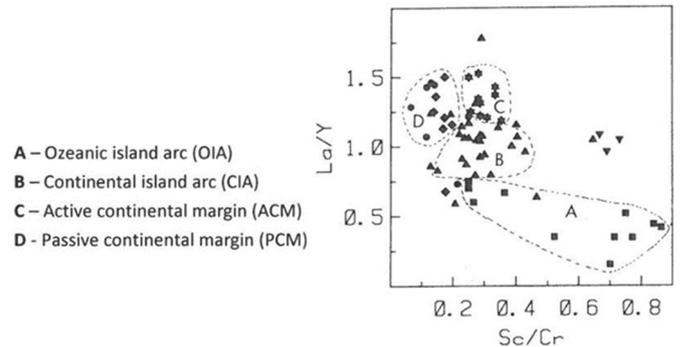
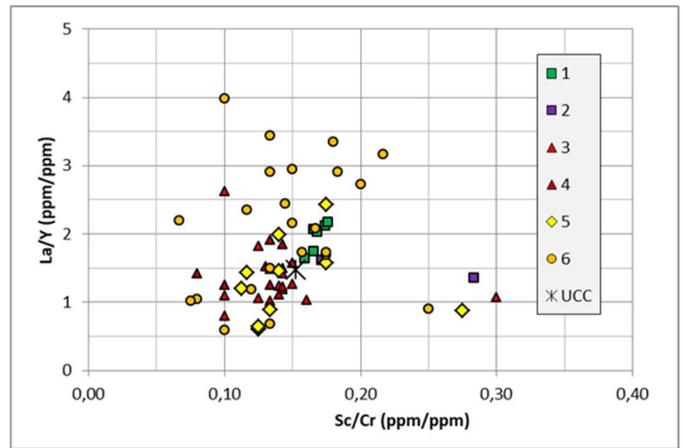


Abbildung 26: La-Y-Sc-Cr-Diagramm nach BHATIA & CROOK (1986)

Zusammenfassend kann mitgeteilt werden, dass die vorliegenden Resultate den bisher bekannten Ergebnissen aus analogen Lithoserien des Erzgebirges völlig entsprechen (MINGRAM 1995, 1998, MINGRAM & RÖTZLER 1999, ROMER et al. 2010). Neben- und Trägergestein der Erzmineralisation sind hochmature, pelitopsammitische passive Kontinentalrandsedimente tiefgründig chemisch aufgearbeiteter saurer Kruste.

6. Genetische Aspekte

Nach der seinerzeit üblichen Klassifizierung erzgebirgischer Zinnlagerstätten wurden die hier betrachteten Zinnlager der stratiform-epigenetischen Zinnformation, speziell dem Kassiterit-Chlorit-Sulfid-Typ, zugeordnet (BOLDUAN 1972). Schlussfolgend aus seinen Beobachtungen favorisierte G. Hösel (HÖSEL 1969, 1973) eine an metasomatisch veränderten Quarziten gebundene Scherzonen-Vererzung mit Zufuhr von Zinn durch postmagmatische pneumatolytisch-hydrothermale, an NW-SE-streichenden Strukturen gebundene Vergreisung (sog. metaquarzitische Greisen) im Zusammenhang mit dem intrudierenden Auerhammer und Auer Granit. In der Publikation von TISCHENDORF et al. (1978, S. 128) wird diese Mineralisation als Quarzit-Typ im Exokontakt geochemisch spezialisierter Granite bezeichnet. Als Hauptmineralassoziation soll Quarz-Hämatit fungieren. Aus den Feldbeobachtungen und unter Berücksichtigung der vorliegenden mineralogischen und geochemischen Erkenntnisse gibt es jedoch keine Anzeichen für schieferungskonforme Vergreisungen und zinnerzführende Bruchstrukturen.

Erfahrungsgemäß ist die Schieferungsgebundenheit von Zinnmineralisationen, die von pneumatolytisch-hydrothermalen Zufuhren ausgehen, meist nur im Zentimeter- bis Meterbereich zu beobachten. Im Dekameter-Bereich dagegen sind Erzstrukturen deutlich schieferungsdiskordant, was die Beispiele der Sadisdorfer Zinnklüfte (SELTSMANN 1987) und die Zinnmineralisation am Auersberg (WASTERNAK et al. 1970) lehren. Schieferungsflächen sind weniger migrationswegsam als ein so ausgezeichnet orthogonal geklüftetes quarzitisches Gestein. Eine über viele Kilometer verfolgbare, ausschließlich schieferungskonforme Mineralisation, ist durch postmagmatische Fluidmigration schwer erklärbar, wenn daneben ein guter Klüftkörper entwickelt ist. Aus geochemischer Sicht stellt sich darüber hinaus auch die Frage, inwiefern nicht die klüftigen phyllo- und alumosilikatreicheren Partien der Kontaktgesteine postmagmatisch vererzt sind sondern gerade reaktionspassive Quarzschiefer?

Gegen Vergreisung sprechen das Fehlen klassischer typomineralogischer (Hellglimmer-Quarz-Topas-Turmalin-Feldspat-Fluorit) und typochemischer (Li-Rb-Cs-B-Nb-Ta-F-P) Signaturen (ŠTEMPROCK 1987a, SEIFERT & KEMPE 1994). Das gewöhnlich beobachtete *zoning* bei metasomatischen Prozessen und die Minerale der hydrothermalen Nachphasen bzw. Alterationen (Silifizierung, Sulfidisierung, Serizitisierung, Fluoritisierung usw.) fehlen gänzlich. Hervorzuheben ist, dass Biotit bei Vergreisungsprozessen gewöhnlich instabil ist, in den Zinnlagern aber mit hoher Intensität vorkommt.

Der zinnlagerunterteufende Granit ist nicht Sn-spezialisiert. Eine Beeinflussung durch Zinnmetasomatose lässt sich nicht nachweisen (SEIFERT & KEMPE 1994). Die Untersuchungen von FÖRSTER et al. (2009) zeigten keinerlei Anzeichen einer „abweichenden“ magmatischen Entwicklung, wie z. B. von HÖSEL (1973) besonders betont. Die magmatische, nicht vererzte und vergreisende Ganggefolgschaft mit Lamprophyren, Mikrograniten und Apliten) durchsetzt die Zinnvererzung und ist damit eindeutig jünger als die Mineralisation in den Lagern. Beziehungen der Vererzung zur Lage der Granitoberfläche bzw. zum thermischen Kontakthof existieren nicht, wie oben dargelegt.

Unter Berücksichtigung aller in der vorliegenden Publikation aufgezeigten Fakten lässt die Interpretation keinen anderen Schluss zu, als dass es sich bei den Zinnlagern um metamorphe Bildungen handelt, wobei die beobachteten Kassiteritgefüge ganz wesentlich zur Argumentation beitragen. Unklar ist die Frage nach der Art und Bindung des Zinns vor der Regionalmetamorphose. Prä-metamorphe Gefüge sind ausgelöscht. Auch die Voranreicherung von Sn und anderen Metallen im Protolithen bedarf der Erklärung. Vorerst können nur modellartige Interpretationen vorgestellt werden. Zugegebenermaßen haben alle nachfolgend genannten genetischen Varianten spekulative Argumente des Für und Wider. Intensive Forschungsarbeiten sind notwendig.

1) Klastische Anreicherungen

Schelfbereiche passiver Kontinentalränder sind Sedimentfallen, in denen es im Gegensatz zu aktiven Plattengrenzen vor allem zu exogenen Lagerstättenbildungen kommt. Meist handelt es sich um Schwermineralseifen, darüber hinaus auch um Metallanreicherungen in Sapropelit-/Schwarzschiefer-Serien. In Hinsicht auf die Ausprägung von Sedimentfallen sind staffelförmige, listrische Abschiebungsflächen, die zu einer submarinen Rücken-Becken-Kippschollentopographie führen, kennzeichnend (FRISCH & LOESCHKE 1993, BAUMANN & Herzig 2002, FRISCH & MESCHKE 2005). Endogene Lagerstätten dagegen bilden sich auf Grund stetiger Absenkung breiter Schelfe und hoher Sedimentmächtigkeiten bei insgesamt langanhaltender tektonischer Inaktivität bis in das Devon kaum. Hinzu kommt, dass sich die passiven Ränder durch Neubildung ozeanischer Kruste vom Riftzentrum zunehmend entfernen, damit auch von der Wärmequelle des aufsteigenden Mantelstromes und von vulkano-magmatischer Aktivität.

Die geochemischen Signaturen weisen die Sn-angereicherten Schiefer im Betrachtungsraum als siliziklastische Ablagerungen aus. Psephitische Einschaltungen kommen nicht vor, wenn auch in einem Fall grobklastische Gesteinsbruchstücke in diesen Metasedimenten entdeckt werden konnten. Zinn-Anreicherung durch den Eintrag von klastischem Kassiterit, transportiert als Schwermineral, abgelagert im distalen Küstenbereich des flachmarinen Plattenrand-Schelfes, ist eine mögliche Erklärung der Herkunft. Als Herkunftsgebiet stünden ggf. primäre Zinnvorkommen des Gondwana-Basements zur Diskussion, die einer denudativen Verwitterung und Abtragung unterlagen. Für die Annahme von solchen pelagisch-distalen monomineralischen Paläo-Kassiterit-Seifen spräche die hohe kompositionelle Reife des pelito-psammitischen Sediments. Jedenfalls gab es bisher keine Hinweise bezüglich sedimentär-klastischer Kassiterit-Gefüge. Auch fehlen die für Seifenbildungen relevanten klassischen Schwermineralsignaturen solcher Elemente wie Ti, Cr, Zr, Th, W und REE.

2) Anlagerung an Fe-Al-hydroxidreiche tonige Sedimente

Auf die Anreicherung von Sn in tiefordovizischen passiven Plattenrand-Sedimenten (PCM) wurde u. a. von MINGRAM (1995), MINGRAM & RÖTZLER (1999) und weiteren Autoren aufmerksam gemacht. Es konnte gezeigt werden, dass feldspatfreie Schiefer in allen metamorphen Einheiten des Erzgebirges „... durch hohe Sn-Gehalte charakterisiert sind. UCC-normierte Diagramme visualisieren eine klare Anreicherung auch von W, Rb und Cs. Das geht auch aus weiteren Publikationen hervor (RÖTZLER & PLESSSEN, 2010, S. 258, ROMER & HAHNE, 2010, Fig. 4, Fig. 9, ROMER & KRÖNER, 2015, S. 330, ROMER & KRÖNER, 2016, S. 81). Bereits PÄLCHEN et al. (1987) haben in ihren regionalgeochemischen Arbeiten für das Kambroordovizium über dem Krusten-

mittel liegende Sn-Konzentrationen publiziert. Die vorliegenden geochemischen Untersuchungen der Zinnlager entsprechen dem bisher angenommenen plattentektonischen Modell völlig.

Nach den oben zitierten Quellen wird die Herkunft des Zinns von kratonalen cadomischen Basamenteinheiten des Gondwana-Randes abgeleitet. Ursprüngliche Quelle des Sn (einschließlich W, Li usw.) sollen alte westafrikanische Lagerstätten sein. Intensive lateritische Verwitterung der Gesteine führte zur Bildung amorpher Phasen, verschiedener Tonminerale mit komplexer Struktur und Zusammensetzung, z. T. mit hohen Ionenaustauschkapazitäten (MINGRAM 1995). Die Metalle liegen in den Tonschlämmen als freie Ionen und Ionenkomplexe, kolloidal oder als organometallische Verbindungen bzw. adsorptiv an Tonminerale gebunden vor. Sie könnten durch Tonrüben in das ordovizische schelf-sandige Sedimentbecken eingetragen worden sein. Die Verwitterung des ursprünglichen Kassiterits erfordert zwar extreme Bedingungen, scheint jedoch bei der Umwandlung in der Oxidationszone über die Bildung von Metazinnsäure-Gel in „*supergen* Zinnstein“ möglich zu sein (SMIRNOV 1954). Transport von divalentem Sn-II führt auf Grund der geochemischen Eigenschaften (Bildung löslicher Ionen) eher zur Dispersion, quadrivalentes Sn-IV bildet weniger lösliche Hydrolysate, in Verbindung mit Chloridionen aber lösliche Komplexsalze (ROBB 2005). Damit erscheint eine adsorptive Bindung des Sn und somit eine gewisse Metallanreicherung im ursprünglichen Sedimentbecken plausibel. Die Beobachtung, dass in den glimmerreichen dunklen metapelitischen Lagen (gegenüber den hellen psammitischen Lagen) meist mehr Sn angereichert ist, könnte diese Vorstellungen stützen. Auch die gegenüber UCC erhöhten Metallanreicherungen von Cu, As, Bi, Au usw. wären durch adsorptive Anlagerung an Ton-Schlämmen erklärbar. Allerdings lassen die erheblichen Anreicherungsgrade und gleichermaßen die hohen Zinnmetallmengen im Untersuchungsgebiet auch berechtigte Zweifel an diesem Modell aufkommen.

3) Riftbezogene (hydrothermal-exhalative) Herkunft

Dieses Modell wird schon seit langem zur Erklärung der stratiformen Lagerstättenbildungen im Erzgebirge verwendet. Die Diskussion begann mit der Auffindung der an die Felsitzzone gebundenen Vererzung, später wurde die von L. Baumann favorisierte submarinhydrothermal-sedimentäre Deutungsvariante auf Polymetallsulfid-, Seltenmetall- und Skarnvorkommen erweitert (BAUMANN 1965, 1989, 1994, 1995 WEINHOLD 1977, JOSIGER & BAUMANN 1987, 1995). Der Grundgedanke besteht darin, dass die sog. prävariszischen Vererzungen auf syngenetisch-sedimentäre Ablagerungen zurückgeführt werden können und ein enger genetischer Zusammenhang zwischen Erzmineralisation, Riftogenese, paläo-vulkanischen Aktivitäten, mobilem Becken-Schollenbau, euxinisch geprägten psephitisch-psammitisch-pelitisch-karbonatische Faziesräumen, schmalen Teilbecken, tiefreichenden aktiven

Lineamenten/Störungen existiert (BAUMANN 1995). Die *black smoker* sind stofflich vor allem durch Fe-Mn-Pb-Zn-Cu-, des Weiteren durch As-Sb-Au-Ag und eine Reihe anderer Metalle (Co, Bi) sowie mineralische Ausfällungen von SiO₂-BaSO₄-CaSO₄ gekennzeichnet (BAUMANN & HERZIG 2002). Weltweit sind solche Lagerstätten bekannt, die auch bemerkenswert Sn führen (u. a. Kidd Creek, Bathurst, Sullivan, Cleveland, Renison Bell, Rooiberg, Neves Corvo). Kennzeichnend ist jedoch stets eine erhebliche Sulfidführung vom VMS-Typ (LEHMANN & SCHNEIDER, 1981, POHL, 2011).

In oberkambrischer Zeit entstand ein intrakontinentales Rift am Rande des cadomischen Basements, gleichermaßen am Rande einer passiven Kontinentalplattenentwicklung. Dieses Rift mit bimodalem Vulkanismus (RÖTZLER & PLESSSEN, 2010) bereitete die Öffnung des Rheic-Ozeans unter Krustenausdünnung und Beckenzergliederung vor (KEMNITZ et al. 2018). Einzelne kleinere bisher als Kambroordovizium stratifizierbare Teilbecken mit grobklastischen, psammitisch-pelitischen und karbonatischen Flachscheffsedimenten bestanden zu damaliger Zeit (ELICKI 1995).

Für das Erzgebirge sind Vorkommen bekannt, für die die genetischen Kriterien hydrothermal-exhalativer vulkanogener (VMS-Typ) oder sedimentgebundener Lagerstätten (Sedex-Typ) hinreichend gelten sollten. Sie sind hauptsächlich im unteren Paläozoikum verbreitet (WEINHOLD 1977, LEGLER 1985, PERTOLD et al. 1994, BAUMANN 1995, JOSIGER & BAUMANN 1995). Die begleitenden Vulkanite sind die heutigen metatholeitischen, metaalkalibaltischen und metarhyolithischen Effusiva und tuffogenen Produkte (z. B. in der Griebach-Vulkanit-Einheit, LOBST et al. 1994). Ein ordovizisches Alter dieses im Saxothuringikum verbreiteten Magmatismus scheint gesichert zu sein (zit. in PÄLCHEN & WALTHER 2008, S. 90). Es gibt aber keine klaren Anzeichen für die metallogenetische Potenz des frühpaläozoischen Magmatismus. Vom geochemischen Standpunkt sind die Anzeichen für eine anomale Metallführung nicht auffällig (TISCHENDORF et al. 1987, TICHOMIROVA 2003). Betrachtet man das Element Sn, so sind in den Amphiboliten keine besonderen Anreicherungen erkennbar. PÄLCHEN et al. 1987 geben für Metabasite des Erzgebirges 4 ppm Sn (n=22), für Metarhyolithoide 8 ppm Sn (n=55) an. Der Geochemische Atlas (KARDEL et al. 1996) weist für Amphibolite ein arithmetisches Mittel von 14 ppm Sn und für Metarhyolithe von 12 ppm Sn aus.

In Hinsicht auf die hier untersuchten Zinnlager können keine beweiskräftigen Argumente geliefert werden, dass der Metallinhalt im Zusammenhang mit vulkanogen-sedimentären bzw. riftgebundenen Aktivitäten entstand. Die Trägergesteine der Zinnlager-Vererzung sind von pelito-psammitischer Zusammensetzung und erweisen sich geochemisch nicht als vulkanogen-mafische Protolithe. Erzschlämme, verursacht durch mafischen Magmatismus, sollten sich durch ihren geochemischen „Fingerprint“ (u. a. Ti-Cr-Co-Ni-Ba-B) auszeichnen. Die Vormacht der Sulfide (mit Pb-Zn, Fe-Mn,

Baryt-Anhydrit usw.) sollte nachzuweisen sein. Lithologisch fehlen Hinweise auf die Beteiligung von Vulkaniten, obwohl das keine Bedingung ist (Sedex-Typ). Bei den jetzt als Amphibolite vorliegenden Gesteinen handelt es sich um isolierte Linsen und gering mächtige Horizonte, eine eindeutige Zuordnung zu ozeanischen Krustenbildungen steht in Frage.

4) Metagranitgebundene Zinnmineralisationen

Was für Granite gilt, gilt auch für Metagranite. Zinnvorkommen innerhalb der Böhmischen Masse wurden früher mit Orthogneisen in einen genetischen Zusammenhang gebracht. Z. B. beschrieb D. Nemeč (NEMEČ 1979) „zinnbringende Orthogneise“ nordwestlich von Brno und auch stratiforme Zinnvererzungen im Isergebirge, die den westerzgebirgischen analog sind. Sie wurden von einigen Bearbeitern als metagranitgebunden angesehen.

Im Erzgebirge ist die heterogene Gruppe der *Rotgneise* verbreitet. Dabei handelt es sich genetisch und altersmäßig um verschiedene saure Metamagmatite. Ein Teil, und zwar der jüngste der Metagranite (500 bis 470 Ma), wurde „während ordovizischer riftinduzierter Prozesse gebildet“ (TICHOMIROVA 2003). Mehr oder weniger zeitgleich entstanden zwar die Sn-führenden pelitopsammitischen Sedimente, unmittelbare räumliche Beziehungen zu (späteren) Orthogneisen sind jedoch nicht zu erkennen. An Orten des Erzgebirges, wo Metagranitoidmagmatismus weit verbreitet ist, existieren keine Zinnmineralisationen. Auch haben die Orthogneise keine metallogenetische Spezialisierung erfahren, die sich nach den geochemischen Untersuchungen z. B. von FRISCHBUTTER (1990) oder TICHOMIROVA (2003) hätten zeigen müssen. Die Zinngehalte in solchen Gesteinen sind niedrig. TISCHENDORF et al. (1987) beziffern Granitoide frühpaläozoischen Alters mit 6 ppm Sn. Der Geochemische Atlas (KARDEL et al. 1996) gibt für Metagranitoide ein arithmetisches Mittel von 3,4 ppm bzw. ein Medianwert von 4,0 ppm Sn an. PÄLCHEN et al. (1987) wiesen Orthogneise mit 5 bis 8 ppm aus.

Genetische Beziehungen zwischen der hier beschriebenen Zinnmineralisation und der Intrusionen saurer Cadomischer Magmatite sind auszuschließen.

5) Intraformationale Akkumulation – Metamorphe Akkumulation

Auf die Möglichkeit der Anreicherung von Metallen aus umgelagertem Material geochemisch spezialisierter Nebengesteine wurde schon vor 150 Jahren aufmerksam gemacht, wobei es sich um die bekannte Lateralsekretionstheorie Sandbergers handelt. Diese Art der Lagerstättenbildung und zwar „...die Konzentration nutzbarer Elemente und Minerale in geochemisch oder lithologisch wirksamen Fallen zu bauwürdigen geologischen Körpern“ hat in der vergangenen Zeit wesentlich

an Renaissance erfahren. Die Entstehung vieler weltweit bekannter Lagerstätten wird heute unter diesem Aspekt gesehen. „*Intraformationale Lagerstätten bilden sich durch Umlagerungen und meist ohne Bezug zu einem stoffliefernden Magmatismus*“ (FRIEDRICH & JOCHUM 1995). Erzakkumulationen durch metamorphe Prozesse sind vor allem in den letzten Jahrzehnten erkannt worden. Die Mobilisation der in Protolithen vorhandenen Metalle erfolgt durch metamorphe Volatile unter Bedingungen mittlerer Temperaturen und Drücke als metasomatische Fronten. Dieser Vorgang hat seinen Höhepunkt bei beginnender Grünschieferfazies, wenn der größte Teil des dem Gestein entbundenen Wassers zur Verfügung steht (MEINEL 1993, ROBB 2005). Seichte metamorphe Bedingungen im noch spröden Bereich scheinen günstig für Stoffmobilisation zu sein, dagegen schränken höher gradige Metamorphosen (duktile Kruste) Stoffmigration ein. Metamorphogene Lagerstättenbildungen sind deshalb häufig in noch spröder Umgebung prograd niedertemperiert entstanden (POHL 2011). Demgegenüber sind lagerstättenbildende Prozesse im Rahmen von Krusten-Extension, Krusten-Exhumierung und weiträumiger Scherung unter retrograden Metamorphosebedingungen auch möglich. Dieser Vorgang unter Wiederherstellung von spröden Gesteinseigenschaften ermöglicht die Schaffung frei zugänglicher Porenräume und damit Migration von Fluida und notwendigen meteorischen Wassers.

Hinsichtlich der Diskussion der Genese der Zinnlager sind solche Prozesse denkbar, wenn momentan auch hypothetisch. Substanzielle Metallvoranreicherung im Gestein ist zwar nicht zwingend notwendig, jedoch begünstigend. Zinn zeigt unter seichten Metamorphosebedingungen bei Vorhandensein von Fluida (F, Cl) hohe Mobilität. Solche *tectonic brines* ermöglichen den Transport des Metalls, die Ausscheidung als Zinn(IV)oxid ließe sich durch Lösungsabkühlen oder durch Mischung mit meteorischen Wässern erklären. Details müssen noch geklärt werden.

Aus gegenwärtiger Sicht sind die notwendigen Bedingungen für die Bildung derartiger Lagerstätten im Betrachtungsgebiet schwierig zu bestimmen. Grundsätzlich besteht die Möglichkeit der Freisetzung von schichtsilikatgebundenem Sn bei metamorpher Mineralumbildung, z. B. bei Umbildung von Muskovit und Chlorit in Biotit und Granat. Ob damit ein weiträumiger Stofftransport durch Regionalmetamorphose verbunden werden kann, ist unsicher. Bisher hat sich die Auffassung einer isochemen Metamorphose hartnäckig gehalten, obwohl es verschiedene Hinweise auf beträchtlichen Stoffaustausch gibt. Die Beobachtungen zeigen, dass Kassiteritneubildung unter metamorphen Bedingungen (z. B. im Zusammenhang mit der Bildung metamorphogener Quarzsegregate) zu nicht unwesentlichen Umlagerungen führt. Auch die relativ selten vorkommenden sulfidführenden „Quarzknauererze“ könnten so erklärt werden.

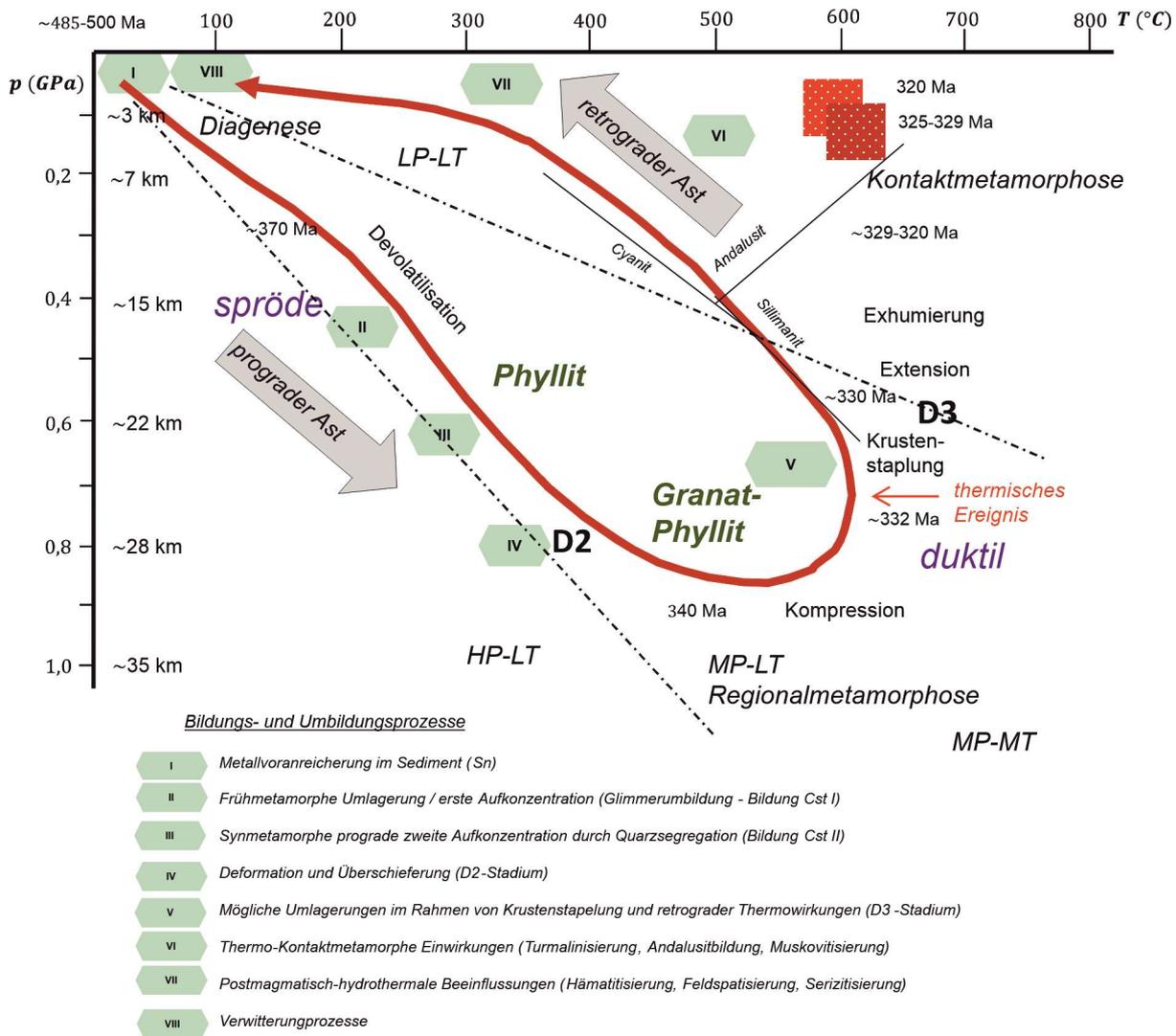


Abbildung 27: Druck-Temperatur-Deformation-Zeit-(pTdt-)Diagramm

Eine wesentliche Voraussetzung der Zinn-Akkumulation wäre das Vorhandensein von Fallen. Strukturelle Fallen sind im Betrachtungsgebiet nicht erkennbar. Als lithologische Fallen könnten metakarbonatische und metasapropelitische Gesteine in Frage kommen, die allerdings hier fehlen.

Erst in weiterer Entfernung sind Karbonate in entsprechenden Lithologien verbreitet, bekannt als Skarne mit beträchtlicher Zinnführung. Inwieweit Zusammenhänge zwischen Sn in metamorphen Schiefen und Sn in Metakarbonatgesteinen bestehen, kann nicht Thema der vorliegenden Publikation sein. Die Bindung der Sn-Mineralisation an siliziklastische Meta-Sedimente spricht wenig für geochemisch wirksame Barrieren, derartige Gesteine sind aber wegen des Poren- und Kluftinventars für Fluida besonders permeabel und migrationsdurchlässig und damit diskussionswürdig.

Dargestellt in einem Druck-Temperatur-Deformation-Zeit-(pTdt-)Diagramm wird der Versuch unternommen, die metamorphe Zinnmineralisation in den Kontext zu den Abläufen der variszischen Regionalmetamorphose und der nachfolgenden thermischen und magmati-

schen Ereignisse einzuordnen. Ausgehend von den erwiesenen metallisch vorangereicherten Metasedimenten führten spätdiagenetisch-metamorphe prograde Mineralbildungen wahrscheinlich zur Entstehung von Kassiterit (Cst I). Im Zuge fortschreitender Regionalmetamorphose erfolgten Stoffumbildungen und weitere Anreicherungen (Cst II) zusammen mit tlw. intensiver Quarzsegregation. Deformation und Überschieferung des Erzes (sowohl Cst I als auch Cst II) wie auch reliktsche Einschlüsse von Cst I in Quarzsegregaten sind ein deutlicher Hinweis darauf, dass das Erz schon vor dem Peak der Regionalmetamorphose existierte. Da die Hauptschieferung mehr oder weniger dem prograden D2-Stadium zugeordnet werden kann (NEGA 1998), ist die Erzbildung damit prä-D2 aufgestellt. Im Zuge von Druck- und Temperaturzunahme werden auch Cst-II-Aggregate umgelagert (co-genetische Verwachsungen in und mit Granat).

Krustenstapelung, thermische Überprägung und granitoider Kontaktmetamorphose Prozesse führten zu weiteren Mineralum- und -neubildungen, die wahrscheinlich als nicht wesentlich lagerstättenakkumulierend angesehen werden können.

Speziell mit den Graniten des Jüngerer Intrusivkomplexes stehen dann außerdem pneumatolytisch-hochthermale Sn- und W-Mineralisationen in genetischer Verbindung, im Wesentlichen aber in der weiteren Umgebung des Betrachtungsgebietes vorkommend.

7. Zusammenfassung und Ausblick

Im Westerzgebirge, im Raum Bockau und Aue, sind lagerartige Zinnerze im Phyllitstockwerk bekannt, die in vergangenen Jahrhunderten gewonnen worden sind. Der geologische Kenntnis- und Erforschungsgrad ist gering. Neue Untersuchungen zeigten, dass ein interessanter Zinn-Lagerstättentyp vorliegt, der sich von den bisher bekannten Typen signifikant unterscheidet.

- Die vorwiegend aus Kassiterit bestehende Vererzung ist zusammenhängend kilometerweit lateral und vertikal zu verfolgen. Bisher nicht bekannte über- und untertägige Aufschlüsse und Lesesteine auf Altbergbauhalden zeigen anomal hohe Sn-Gehalte. Entgegen früherer Annahmen von geringmächtigen Einzellagern (oder Lagergängen bzw. historischen Zwitterflözen) ist die Zinnführung an ein bis zu 200 m mächtiges distinktes parametamorphes Gesteinspaket gebunden.
- Das Trägergestein der Vererzung wird von altpaläozoischen, wahrscheinlich unterordovizischen, betont pelito-psammitischen siliziklastischen Metamorphiten mit hoher kompositioneller Reife gebildet (sog. Metaquarzit 1 β nach KURZE et al. 1989). Vorwiegend handelt es sich um biotitführende Quarzschiefer, Quarzitschiefer und Quarzphyllite, die mehr oder weniger mächtig als quarzreiche Gesteinskörper in phyllitischen glimmer-, chlorit- und granatführenden feldspatfreien Schiefen vorkommen.
- Nach den petrochemischen Ergebnissen sind es Schelfablagerungen eines passiven peri-Gondwana-Kontinentalrandes (PCM). Die Sedimente selbst entstammen dabei einer intensiven chemischen Verwitterung vorwiegend saurer Kruste. Charakteristisch ist die primäre Anreicherung einiger Elemente wie As, B, Cs, Cu, Li, Rb, Sn und W.
- Der Grad der Regionalmetamorphose entspricht dem der höheren Grünschieferfazies. Nach dem derzeitigen Decken-Stapel-Modell gehört die Gesteinsfolge der MP-LT-Einheit (Granat-Phyllit-Komplex) an. Auf Grund des Fehlens von Granat und der bevorzugten Muskovitführung der Quarzschiefer-Lithologie im Auer Gebiet, liegt hier aller Wahrscheinlichkeit nach ein etwas seichter Metamorphoseniveau vor.
- Im Betrachtungsraum befinden sich die Lagervererzungen räumlich in der äußeren und inneren Kontaktzone von (nicht-Sn-spezialisierten, fluorarmen) Granitoidstöcken der Aue-Schwarzenberg-Granitzone (ASGZ) bzw. des sog. Älteren Intrusivkomplexes (OIC), in größerer Entfernung auch des sog. Jüngerer Intrusivkomplexes (YIC). Es gibt keine Beziehungen in stofflicher, struktureller und genetischer Hinsicht zwischen der hier betrachteten Sn-Vererzung und den Granitoidkörpern. Die Kontaktmetamorphose verlief konservativ und war für die eigentliche Lagerstättenakkumulation ohne Bedeutung.
- Die angetroffene Kassiteritvererzung ist im Wesentlichen monomineralisch entwickelt. Sporadisch und nur lokal treten imprägnativ eingesprengt Sulfide (Pyrit, Chalkopyrit, Emplektit, Pyrrhotin, Arsen- und Wismutminerale) auf. Sie können dünne Lagen in phyllitischen Quarzschiefern und Erznestern in metamorphogenen Quarzmobilisaten (Quarzsegregaten) bilden. Die sulfidischen „Quarzknauererze“ mit interessanter Au-Te-Bi-Sb-Se-Führung sind genetisch wahrscheinlich nicht mit der eigentlichen Zinnvererzung verknüpft.
- Die Mineralisation ist extrem absätzig. Die Sn-Gehalte variieren von wenigen Zehn ppm bis zu einigen Prozent in dünnen Lagen. Über Gesteinsmächtigkeiten von 1 bis 2 m sind Konzentrationen von 0,1 bis 0,3 % nicht ungewöhnlich, die bei höheren Mächtigkeiten schnell abnimmt. Der durchschnittliche Gehalt in dem zinnführenden quarzreichen Schieferpaket liegt zwischen 200 und 400 ppm Sn.
- Neben Kassiterit ist Sn offenbar an verschiedene Minerale gebunden. In siderophyllitischem Biotit wurde mittels Mikrosonde Sn bis über 1000 ppm nachgewiesen, wobei davon ausgegangen werden kann, dass es sich um gittergebundenes Zinn handelt. Es ist zu vermuten, dass auch andere Minerale (Hellglimmer, Chlorit, Rutil, Granat) Sn enthalten.
- Kassiterit kommt in zwei Hauptgefügeausbildungen vor: Ein sehr feinkörniger, gewöhnlich heller, einschlussarmer, tröpfchenartiger Kassiterit mit konvex-konkaven Kornformen bildet intrafoliale Lagengefüge ab. Er ist mit Biotit assoziiert (poikiloblastische Einschlüsse). Neben diesem älteren Kassiterit (Cst I) ist ein gröber körniger, rekristallisierter, tlw. umgelagerter dunkler, tlw. zonarer und häufig verzwilligter Kassiterit vorhanden, der meist mit metamorphogenen Quarzsegregaten vergesellschaftet ist (Cst II).
- Festzustellen ist die metamorphe Prägung der Kassiteritmineralisation, kenntlich an den deformativen und rekristallisierten Gefügen sowie Einschlüssen und co-genetischen Verwachsungen in metamorphen Mineralen. Die Gefüge zeigen, dass einerseits die Zinnvererzung prä-D2 metamorph vorhanden war, andererseits eine nicht unwesentliche Umlagerung und Akkumulation im Zuge der prograden Regionalmetamorphose erfolgt ist. Reliktisch erhaltene sedimentäre Erzgefüge sind nicht zu identifizieren.

- Die Genese der zinnführenden Lagervererzung ist noch weitgehend unklar. Gesichert ist die Tatsache, dass die Vererzungen metamorpher Prägung und älter als der spätvariszische Mineralisationszyklus sind. Mit der vorliegenden Publikation kann die These der metasomatischen, granitgebundenen Erzbildung (sog. metaquarzitische Greisen) ad absurdum geführt werden. Gegenwärtig können nur Deutungsvarianten zur Entstehung der Lagervererzung angeboten werden. Die Frage der Herkunft des Zinns bleibt offen. Die nachgewiesene Voranreicherung an spezifischen Elementen in den pelitopsammitischen passiven Plattenrandsedimenten, darunter auffällig Sn aber auch weitere Elemente, könnte lagerstättenkontrollierende Bedingung für den späteren lagerstättenakkumulierenden Prozess sein.
- Alle der Regionalmetamorphose folgenden Vorgänge der Deckenstapelung, großräumige Scheerungsprozesse, thermische und kontaktmetamorphe sowie granitoide postmagmatische Einflussnahme auf die präexistente Mineralisation waren vermutlich nur lokaler überprägender Natur.
- Auffällig ist eine flächige Kaolinitisierung und Hämatitisierung durch jüngere, von Bruchstrukturen ausgehende Mineralisation. Auf Grund tieferreichender meso-känozoischer Verwitterungsprozesse im Zusammenhang mit der Heraushebung des Erzgebirges sind örtlich bemerkenswerte Anreicherungen von Lithiophorit und Co-Ni-Cu-Zn-Bi-Ba-haltigen Manganoxihydraten nachzuweisen.
- Wie gezeigt hat diese Sn-Mineralisation im Westerzgebirge eine relativ große weiträumige Verbreitung. Das geht aus den Verhältnissen des Altbergbaus und den Auswertungen von Übertagemessungen und vorhandenen Bohrungen hervor. Eine vererzte Fläche von 5 bis 6 km² ist nachzuweisen. Trotz des relativ niedrigen Durchschnittsgehaltes an Sn im angeführten Gesteinspaket ergibt sich ein beachtlich hoher Metallinhalt von mehreren einhundert Tausend Tonnen, der eine plausible Erklärung fordert.
- Nach vorliegender Kenntnis existieren im Erzgebirge noch weitere, ähnliche, bislang nicht ausreichend untersuchte Anzeichen derartiger Zinnmineralisationen dieses Typs vor allem in tiefordovizischen quarzreichen Lithoserien.
- Im überregionalen Maßstab tritt der gleiche Lagerstättentyp in den Metamorphiten des Lausitz-Iser-Riesengebirgsblocks des Saxothuringikums auf (Schiefergürtel Nove Mesto/CZ - Gierczyn/PL, LEHMANN & SCHNEIDER 1981, WISZNIIEWSKA 1983, COOK & DUDEK 1994a, b, SCHAKEL & LORENZ 2009). Die dort vorhandenen vorwiegend monomineralischen Zinnvorkommen, die über mindestens 15 km zu verfolgen sind, zeigen gleiche lagerstättenkundliche Merkmale wie die aus dem Raum Bockau - Aue-

Bad Schlema. Hierzu gehören: Eine ähnliche altbergbauliche Situation (mehrere flachfallende Horizonte/Lager beschränkt auf eine 50 bis 200 m mächtige Erzzone großer lateraler Erstreckung), vergleichbare Lithologie (PCM-konforme feldspatfreie granat-, biotit- und muskovitführende glimmerschieferartige phyllitische Chloritschiefer), vergleichbare Geochemie (Ca-Na-Sr-abgereicherte mature pelitisch- und pelitopsammitische PCM-Sedimentedukte), ähnliche geochemische Erzsignatur (Sn mit lokal entwickelter chalkophiler Elementpalette As-Cu-Bi-Au-Co), vergleichbare MP-LT-Regionalmetamorphose, Tektonik (Deformations-, Rekristallisations- und Scherstrukturen im Mikro-Makro-Bereich, metamorphogene Quarzsegregationen, spezieller Mineralbestand (Almandin mit flacher geochemischer Zonierung, Ti-Biotit, Biotit der Siderophyllit-Eastonit-Reihe).

- Ökonomische Aussagen lassen sich derzeit nicht machen. Es liegt klar ein hohes Potenzial an Zinnmetall vor, welches durch detaillierte Explorationsaktivitäten zu prüfen ist. Erwartungsgemäß kann man davon ausgehen, dass der tatsächlich ausbringbare Metallanteil auf Grund von Bindungsverhältnissen, Absätzigkeit und Feinkörnigkeit des Zinnerzes niedrig ist. Konkrete Untersuchungen und Bewertungen sind jedoch zu empfehlen. Spürbare mechanische Anreicherung von Kassiterit sind nach ersten Tests in der Kornfraktion unter 60 µm festzustellen. Herkömmliche Setz-Sortierungen stoßen an Grenzen der Machbarkeit. Moderne Verfahren der gravimetrischen Trennung oder Feinkornfotation könnten u. U. erfolgversprechend sein.

Letztendlich ist anzumerken, dass viele Fragen ungeklärt und somit die Zielpunkte fortzusetzender Arbeiten abgesteckt sind. Bezüglich der Zinnlagerstätten ist ein neuer Meinungs-austausch angeregt. Zugleich eröffnen sich neue Gesichtspunkte für die Suche und Erkundung einschließlich einer ökonomischen Neubewertung derartiger metamorpher Zinnlagerstätten nicht nur im Erzgebirge sondern auch weltweit.

Danksagung

Für Hinweise, Unterstützung und hilfreiche Diskussionen gilt der Dank der Autoren an:

Ralf Ebert, Aue, **Henricke Franke**, ehem. BGR Hannover, **Dr. Simon Goldmann**, BGR Hannover, **Dr. Sascha Goldstein**, BfUL Nossen, **Dr. Torsten Graupner**, BGR Hannover, **Sören Henning**, BGR Hannover, **Axal Hiller**, Geol. Archiv Wismut GmbH, **Enrico Kallmeier**, LfULG, **Andreas Knobloch**, Beak Consultants, **Dr. Christin Kehrler**, TU Bergakademie Freiberg, **Martin Köhler**, Beak Consultants, **Stefan Kunze**, Sehmatal-Sehma, **Dr. Manuel Lapp**, LfULG, **Christoph Lang**, Lauter, **Dr. Gisa Legler**, Freiberg, **Dr. Reiner Lobst**, ehem. LfULG, **Michael Magnus**, TU

Bergakademie Freiberg, **Lutz Mitka**, Halsbrücke, **Patrick Paschke**, LfULG, **Tobias Petermann**, ehem. TU Bergakademie Freiberg, **Dr. Dieter Rammlair**, BGR Hannover, **Dr. Reinhard Reißmann**, Beak Consultants, **Lothar Riedel**, Pobershau, **Dr. Dirk Sandmann**, Erzlabor GmbH Freiberg, **Hannelore Scholz**, Beak Consultants, **Dr. Ullrich Schwarz-Schampera**, BGR Hannover, **Prof. Dr. Thomas Seifert**, TU Bergakademie Freiberg, **Dr. Rainer Sennewald**, Freiberg, **Prof. Dr. Klaus-Peter Stanek**, ehem. TU Bergakademie Freiberg.

Literaturverzeichnis

- BANKWITZ, P., BANKWITZ, E. (1994): Crustal structure of the Erzgebirge. – In: SELTMANN, KÄMPF & MÖLLER (eds.) Metallogeny of Collisional Orogens – Proceedings volume of IAGOD Erzgebirge Meeting Geyer, June 4-6, 1993, Czech Geol. Survey, S. 20-34, Praha
- BARSCHE, W., SENNEWALD, R. & SYMMANGK, R. (2008): Der Bericht des Johann Jacob Heinrich Weiß über den Altenberger Zinnbergbau aus dem Jahre 1792. – Schriftenr. Akten u. Berichte sächs. Bergbau, H. 49, Jens-Kugler-Verlag, 72 S., Kleinvoigtsberg
- BAUMANN, L. (1965): Zur Erzführung und regionalen Verbreitung des „Felsithorizontes“ von Halsbrücke. – Freib. Forsch. - H. **C186**, S. 63-81, Leipzig
- BAUMANN, L. (1989): Neue Erkenntnisse zu den „schichtgebundenen“ Paragenesen des Erzgebirges. - Freib. Forsch. - H. **C437**, S. 8-24, Leipzig
- BAUMANN, L. (1994): Ore parageneses of the Erzgebirge – history, results and problems. – Monograph. Ser. Mineral Deposits **31**, S. 25-46, Berlin-Stuttgart
- BAUMANN, L. (1995): Die prävariszischen Vererzungen des Erzgebirges – eine Übersicht. - Freib. Forsch. - H. **C454**, S. 9-64, Leipzig
- BAUMANN, L., HERZIG, P. (2002): Aspekte zur Metallogenie der kontinentalen und ozeanischen Kruste. – Freib. Forsch.-H. C493, 160 S., Leipzig
- BAUMANN, L., KUSCHKA, E., SEIFERT, Th. (2000): Lagerstätten des Erzgebirges. - Enke Verlag, 300 S., Stuttgart
- BAUMANN, L., JOSIGER, U. (1995): Zur metallogenetischen Charakterisierung der prävariszischen Sulfidlager des Erzgebirges. - Freib. Forsch. - H. **C454**, S. 163-200, Leipzig
- BAUMANN, L., TISCHENDORF, G. (1976): Einführung in die Metallogenie – Minerogenie. – VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 458 S., Leipzig
- BAUMANN, L., WEINHOLD, G. (1963): Zum Neuaufschluß des sog. „Felsithorizontes“ von Halsbrücke. – Z. angew. Geol. **9**, S. 338-345, Berlin
- BECK, R. (1902, 1904): Über die Erzlager der Umgebung von Schwarzenberg im Erzgebirge. - Jahrbuch Berg- und Hüttenwesen im Königreiche Sachsen, - I. und II. Teil, S. A51-A87, A56-A96, Freiberg
- BERGER, H.-J. & LEONHARDT, D. (2008): Kambroordovizium. - In: PÄLCHEN & WALTER (eds.) Geologie von Sachsen I - Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 537 S., Stuttgart
- BEUGE, P., RÖSLER, H.-J., LOOS, G., NIESE, S., SAUPE, M. (1978): Untersuchungen zur Geochemie der Metamorphose mit Hilfe der zerstörungsfreien Neutronenaktivierungsanalyse. – Z. angew. Geol. **24**, S. 334-339, Berlin
- BEYER, A. (1758): Otia Metallica – Der Dritte Theil. – C. W. Fulden, 518 S., Schneeberg
- BHATIA, M. R., CROOK, K. A. W. (1986): Trace element characteristics of Graywackes and tectonic Setting discrimination of Sedimentary basins. – Contrib. Mineral. Petrol. **92**, S. 181-193
- BOLDUAN, H. (1972): Die Zinnmineralisation im Erzgebirge – Typen und Verteilung. – Geologie **21**, S. 677-692, Berlin
- COOK, N. J., DUDEK, K. (1994a): Mineral Chemistry and Metamorphism of Garnet-Chlorite-Mica Schist Associated with Cassiterite-Sulphide-Mineralisation from the Kamienica Range, Iżera Mountains, S.W. Poland. – Chem. Erde **54**, S. 1-32, Jena
- COOK, N. J., DUDEK, K. (1994b): Petrography and Geothermobarometry of Rocks associated with Sn- and Co-Ni-As-Bi-Ag Mineralisation at Przecznica-Gierczyn-Krobica in the Iżera Mountains, S.W. Poland. – In: SELTMANN, KÄMPF, MÖLLER (eds.) Metallogeny of Collisional Orogens, Czech Geol. Survey, S. 247-254, Praha
- CHRONIK DER WISMUT (2002): Herausgeber Wismut GmbH, CD-ROM, 2739 S., Chemnitz
- DALMER, K. (1895): Gänge der Zinnerz- und der kiesigblendigen Bleierzformation im Schneeberger Kobaltfelde. – Z. prakt. Geol. **3**, S. 228-229, Berlin
- ELICKI, O. (1995): Fazielle und stratigraphische Stellung des deutschen Unterkambriums. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1995, 1-2. S. 245-255, Stuttgart
- FÖRSTER, H.-J., ROMER, L. (2010): Carboniferous magmatism. - in: U. LINNEMANN & R.L. ROMER (eds.) Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia - From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen. Schweizerbart, S. 287-308, Stuttgart
- FÖRSTER, H.-J., ROMER, L., GOTTESMANN, B., TISCHENDORF, G., RHEDE, D. (2009): Are the granites of the Aue-Schwarzenberg Zone (Erzgebirge, Germany) a major source for metalliferous ore deposits? A geochemical, Sr-Nd-Pb isotopic, and geochemical study. – N. Jb. Mineral. Abhandl., **186**, 2, S. 163-184, Stuttgart
- Förster, H.-J., Tischendorf, G. (1990): Acid magmatism and related metallogenesis in the Erzgebirge. - Geological Journal **25**, S. 443-454
- FÖRSTER, H.-J., TISCHENDORF, G., TRUMBULL, R. B., GOTTESMANN, B. (1999): Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. – J. Petrol. **40**, S. 1613-1645, Oxford

- FÖRSTER, H.-J., TISCHENDORF, G., SELTMANN, R., GOTTESMANN, B. (1998): Die variszischen Granite des Erzgebirges: neue Aspekte aus stofflicher Sicht. – Z. geol. Wiss. **26**, S. 31-60, Berlin
- FRANZ, L., LAPP, M., LEONHARDT, D. (2004): Tectonometamorphic evolution of the mica schist and phyllite units in the Schwarzenberg-Aue area (western Erzgebirge, Germany). – Ber. Deutsch. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral. **16**, 1, S. 40, Karlsruhe
- FREIESLEBEN, J. C. (1843): Die Sächsischen Erzgänge in einer vorläufigen Aufstellung ihrer Formationen. Magazin für die Oryktographie von Sachsen, bei J. G. Engelhardt, 108 S., Freiberg
- FRIEDRICH, G., JOCHUM, J. (1995): Lagerstättenbildung durch intraformationale Prozesse – 6 Jahre Forschung im Rahmen eines DFG-Schwerpunktprogramms. – Freib. Forsch. - H. **C460**, S. 40-82, Leipzig
- FRISCH, W., LOESCHKE, J. (1993): Plattentektonik. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, 3. Aufl., 243 S., Darmstadt
- FRISCH, W., MESCHÉDE, M. (2005): Plattentektonik – Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. – Primus Verlag, 196 S., Darmstadt
- FRISCHBUTTER, A. (1990): Prävariszische Granitoide der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone und ihre Bedeutung für die Krustenentwicklung am Nordrand des Böhmisches Massivs. – Akad. d. Wiss. d. DDR, ZIPE, Veröff. Nr. 69, 153 S., Potsdam
- FRITSCH, E. (1991): Beziehungen zwischen Bruch- und Spaltentektonik und polymetallischer Vererzung in den bunten stratiformen Horizonten des westlichen und mittleren Erzgebirges. – Geoprofil **3**, S. 27-34, Sächs. Landesamt Umwelt u. Geologie/Geol. Landesuntersuchung, Freiberg
- GOTTESMANN, B., TISCHENDORF, G. (1978): Klassifikation, Chemismus und Optik trioktaedrischer Glimmer. – Z. geol. Wiss., **6**, 6, S. 681-708, Berlin
- GOTTESMANN, B., TRUMBULL, R. B., TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H.-J. (1999): Late-Collisional Granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. – J. Petrology **40**, S. 1613-1645, Oxford
- HARNOIS, L. (1988): The CIW Index: A new Chemical Index of Weathering. – Sedimentary Geology, **55**, S. 319-322
- HÖSEL, G. (1969): Zinnprognose Erzgebirge – Gebiet Westerbirge – Teilgebiet Bockau. – VEB Geol. Forsch. u. Erkund. Halle/Saale, BT Freiberg, unveröff. Ber., Freiberg
- HÖSEL, G. (1973): Zur Genese der sogenannten Zinnlager von Aue und Bockau im Erzgebirge. Z. angew. Geol., **19**, S. 4-8, Berlin
- HÖSEL, G., TISCHENDORF, G., WASTERNAK, J. (1997): Erläuterungen zur Karte "Mineralische Rohstoffe Erzgebirge-Vogtland/Krušhé hory 1:100 000, Karte 2: Metalle, Fluorit/Baryt - Verbreitung und Auswirkungen auf die Umwelt." - Bergbau in Sachsen, Sächs. Landesamt Umwelt und Geologie / Sächs. Oberbergamt, Bergbaumonographie, Bd. 2, 283 S., Radebeul/Freiberg
- Oberbergamt, Radebeul/Freiberg, Bergbaumonographie, Bd. 3, 144 S., Freiberg
- JOSIGER, U., BAUMANN, L. (1987): Paragenesen und Erzgefüge regionalmetamorpher Sulfidlager des Erzgebirges. Freib. Forsch. - H. **C393**, S. 62-95, Leipzig
- JOSIGER, U., BAUMANN, L. (1995): Die prävariszischen Sulfidlager des Erzgebirges und die Petrographie der mit ihnen assoziierten Metamorphite. – Freib. Forsch. - H. **C454**, S. 65-162, Leipzig
- JOSIGER, U., LEEDER, O. (1989): Paragenetische Beobachtungen an einem metamorphen Kassiteriterz. – Freib. Forsch. - H. **C437**, S. 113-118, Leipzig
- KARDEL, K., RANK, G., PÄLCHEN, W. (Bearbeiter) (1996): Geochemischer Atlas des Freistaates Sachsen. Teil 1 Spurenelementgehalte in Gesteinen. – Sächs. Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg
- KEMNITZ, H., EHLING, B.-C., ELICKI, O., FRANZKE, H.-J., GEYER, G., LINNEMANN, U., LEONHARDT, D., PLESSEN, B., RÖTZLER, J., ROHRMÜLLER, J., ROMER, R. L., TICHOMIROVA, M., ZEDLER, H. (2018): Proterozoikum-Silur in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016 / The Stratigraphic Table of Germany 2016: Proterozoic to Silurian. - Deutsche Geowiss. 168, (4), S. 423-446
- KÖRNER, G. (1760/1761): Alte u. Neue Nachrichten von dem Bergflecken Bockau ...in Kap. IX und X, Fulden, Schneeberg
- KRENZ, O. (1982): Zum Charakter der Metamorphose und zur Altersstellung pelitischer Metamorphite des westlichen Erzgebirges (DDR). – Diss. Bergakademie Freiberg
- KRONER, U. (2015): Tektonik des Erzgebirges und des Sächsischen Granulitmassivs der Allochthonen Domäne des Saxothuringikums (Exkursion E am 9. April 2015). – Jahrb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F., **97**, S. 103-116, Stuttgart
- KRONER, U., GOERZ, I. (2010): Variscan assembling of the Allochthonous Domain of the Saxo-Thuringian Zone – a tectonic model. - In: LINNEMANN & ROMER (eds.) Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia - From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen. Schweizerbart, S. 271-286, Stuttgart
- KRONER, U., ROMER R. L. (2013): Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – Gondwana Research **24**, S. 298-329, Amsterdam
- KURZE, M., LEHMKE, W., WIENHOLZ, R. (1989): Was ist ein Quarzit? - Freib. Forsch. - H. **429**, S. 46-47, Leipzig
- KUSCHKA, E., HAHN, W. (1996): Flußspatlagerstätten des SW-Vogtlandes – Schönbrunn, Bösenbrunn, Wiedersberg. - Bergbau in Sachsen, Sächs. Landesamt Umwelt und Geologie / Sächs. Oberbergamt, Bergbaumonographie, Bd. 2, 283 S., Radebeul/Freiberg
- LANG, C. (2006): Der Zinnbergbau an der Habichtslithe westlich von Aue. – Der Berg ist frei - Bergbau im Erzgebirge, Bd. IV, Herausgeber S. Woidtke, S. 124-136, Aue

- LANG, C. (2011): Der Zinnbergbau an der Habichtsleithe. – Schriftenr. Körner Gesellschaft e.V., Bd. **14**, S. 148-154, Bockau
- LEGLER, C. (1985): Die schichtgebundenen Mineralisationen des Erzgebirges. – Freib. Forsch. – H. **C401**, 93 S., Leipzig
- LEGLER, C. (2018): Neues über die sogenannten Zinnlager von Bockau und Aue im Westerzgebirge. - Erzgeb. Heimatbl. **40**, 5, S. 13-17, Marienberg
- LEGLER, C. (2019): Vergessener Zinnbergbau an der „Hohen Fahrt“ bei Zschorlau. – Erzgeb. Heimatbl. **41**, 1, S. 16-20, Marienberg
- LEGLER, C., LANG, Ch. (2020): Der St. Michael Stolln an der Habichtsleithe bei Bockau. - Erzgeb. Heimatbl. **42**, 2, S. 10-13, Marienberg
- LEGLER, C., LANG, Ch. (2021): Der Friede Gottes Stolln in Bockau – ein wertvolles Geotop. - Erzgeb. Heimatbl. **43**, 4, S. 17-21, Marienberg
- LEGLER, C., LANG, Ch. (2022): Der Zinnbergbau bei Bockau, Magister George Körner und das Weltkulturerbe Montanregion Erzgebirge. – Schriftenr. Körner-Gesell. e.V., Bd. **23** (2021/2022), S. 63-79, Bockau
- LEGLER, C. & REIßMANN, R. (2022): Ein neues Vorkommen von Lithiophorit im Westerzgebirge. - Erzgeb. Heimatbl. **44**, 4, S. 11-15, Marienberg
- LEONHARDT, D. (2004): Erläut. zu Bl. 5542 Johanngeorgenstadt, Geol. Karte des Freistaates Sachsen 1:25.000, 3. Aufl., Sächs. Landesamt f. Umwelt und Geologie, 132 S., Freiberg
- LEONHARDT, D. (2009): Erl. zu Bl. 5442 Aue, Geol. Karte des Freistaates Sachsen 1:25.000, 3. Aufl., 143 S., Freiberg, Sächs. Landesamt Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, 143 S., Freiberg
- LEHMANN, B., SCHNEIDER, H. J. (1981): Stata-bound Tin Deposits. – in: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits (ed. K. H. WOLF) Elsevier, vol. 9, S. 743-771, Amsterdam
- LINNEMANN, U. (2003): Sedimentation und geotektonischer Rahmen der Beckenentwicklung im Saxothuringikum (Neoproterozoikum – Unterkarbon). – Geologica Saxonica 48/49, 71-110, in: Das Saxothuringikum (ed. U. LINNEMANN), Staatl. Naturhist. Samml. Dresden / Mus. für Min. u. Geol. z. Dresden
- LINNEMANN, U., PEREIRA, F., JEFFRIES, T.E., DROST, K., GERDES, A. (2008): The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS u-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). – Tectonophysics 461, S. 21-43
- LIPP, U. (2009): Wismut-, Kobalt-, Nickel- und Silbererze im Nordteil des Schneeberger Lagerstättenbezirkes. – Bergbau in Sachsen, Sächs. Landesamt Umwelt und Geologie / Sächs. Oberbergamt, Radebeul/Freiberg, Bergbaumonographie, Bd. 10, 209 S., Freiberg
- LOBST, R., MATTHEß, J. HOTH, K. (1994): Zur Petrologie der Muskovitgneise (Gm-Gneise) in der Erzgebirgs-Nordrandzone. – Z. geol. Wiss. **22**, S. 513-525, Berlin
- MARTINI, C. (1819): Geognostische Untersuchung der Gegend um Kirchberg, Schneeberg, Aue und Schwarzenberg. – Akten OBA-Geognost. Gang- u. Landesuntersuchungskommission, Bergarchiv Freiberg (Film 1647, Nr. 65)
- MEINEL, G. (1988): Die Beziehungen der hydrothermalen Mineralisation zu den Komplexen der Verwitterung – Sedimentation, der Metamorphose und des Magmatismus. – Z. angew. Geol. **34**, 1 S. 1-8, Berlin
- MEINEL, G. (1993): Die Bildungen der Gangmineralisation Thüringens. – Geowiss. Mitt. Thüringens, 111 S., Weimar
- MELTZER (1684): Bergkläuffige Beschreibung der Churfürstl. Sächs. Freyen und im Meißnischen Ober-Erzgebürge löbl. Berg-Stadt Schneeberg. – Christian Pfützner, 788 S., Schneeberg
- MINGRAM, B. (1995): Geochemische Signaturen der Metasedimente des erzgebirgischen Krustenstapels. - Scientific Technical Report STR 9604, Geoforschungszentrum, 104 S., Potsdam
- 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. – Geol. Magazine **135**, S. 785-801, Cambridge
- MINGRAM, B., RÖTZLER, K. (1999): Geochemie, petrologische und geochronologische Untersuchungen im Erzgebirgskristallin - Rekonstruktion eines Krustenstapels. - Zeitschriftenreihe für Geowissenschaften **9**, 80 S., Berlin
- MÜLLER, C. H. (1851): Über die Erzlager im Glimmerschiefergebiet des oberen Erzgebirges. – Manuskript, TU BAF, Wiss. Altbestand, Freiberg
- MÜLLER, C. H. (1860): Der Erzdistrict von Schneeberg im Erzgebirge. – Gangstudien, Bd. III, 1. und 2. Heft, 223 S., Freiberg
- NEGA, M. (1998): Von der Subduktion bis zur Exhumierung: Entwicklung eines Kollisionsorogens und Exhumierungsmechanismen am Beispiel des westlichen Erzgebirges, mitteleuropäische Varisziden. – Vollst. Abdruck der v. d. Fakultät f. Chemie, Biologie u. Geowiss. d. TU München z. Erlangung d. akadem. Grades eines Doktors rer. nat. genehm. Diss., 187 S., München
- NEGA, M., KRÜHL, J. H., KRENTZ, O. (1998): Polyphase Krustenstaplung und Exhumierung von HP-Gesteinen durch Kontinent-Kollision im westlichen Erzgebirge. – SPP-Kolloquium „Orogene Prozesse“, Terra Nostra 98/2, S. 109-112, Gießen/Köln
- NEMEČ, D. (1979): Zinnbringende Orthogneise im Süden der Antiklinale von Svatka (nordwestlich Brno) und ihre Erzmineralisierung. – Z. geol. Wiss. **7**, S. 1437-1447, Berlin
- PÄLCHEN, W., TISCHENDORF, G. (1978): Some special problems of petrology and geochemistry of the Variscan granites of the Erzgebirge, GDR. - Metallization Associated with Acid Magmatism (MAWAM), Bd. 3, S. 257-266, ed. M. Stemprok, L. Burnol, G.

- Tischendorf, ÚÚG, 446 S., Praha
- PÄLCHEN, W., RANK, G., LANGE, H., TISCHENDORF, G. (1987): Regionale Clarkewerte – Möglichkeiten und Grenzen ihrer Anwendung am Beispiel des Erzgebirges (DDR). – Chem. Erde **47**, S. 1-17, Jena
- PÄLCHEN, W., WALTER, H. (Herausgeber) (2008): Geologie von Sachsen I - Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, herausgeg. von W. Pälchen und H. Walter, 537 S., Stuttgart
- Pertold, Z., Chrt, J., Budil, V., Burda, J. Burdová, P., Křibek, B., Pertoldova, J., Gaskarth, B. (1994): The Tisová Cu-deposit: a Besshi-type mineralization in the Krušné hory Mts., Bohemian Massif, Czech Republic, - Monograph Series on Mineral Deposits **31**, S. 71-95, Berlin-Stuttgart
- Pohl, W. L. (2011): Economic Geology – Principles and Practice. – Wiley-Blackwell Publishing, 663 S. Malden-Oxford-Calton
- Robb, L. (2005): Introduction to Ore-forming Processes. – Wiley-Blackwell Publishing, 373 S. Malden-Oxford-Calton
- Romer, R. L., Kroner, U. (2015): Sediment and weathering control on the distribution of Paleozoic magmatic tin–tungsten mineralization. – Minerl. Deposita **50**, S. 327-338, Berlin
- Romer, R. L., Kroner, U. (2016): Phanerozoic tin and tungsten mineralization - Tectonic controls on the distribution of enriched protoliths and heat sources for crustal melting. – Gondwana Research **31**, S. 60-95, Amsterdam
- Romer, R. L., Kroner, U. (2018): Paleozoic gold in the Appalachians and Variscides. - Ore Geology Reviews **92**, S. 475–505
- ROMER, R. L., HAHNE, K. (2010): Life of the Rheic Ocean: Scrolling through the shale record. – Gondwana Research **17**, S. 236-253, Amsterdam
- ROMER, R. L., MEIXNER, A., HAHNE, K. (2014): Lithium and boron isotopic composition of sedimentary rocks – The role of source history and depositional environment: A 250 Ma record from the Cadomian orogeny to the Variscan orogeny. - Gondwana Research **26**, S. 1093-1110, Amsterdam
- ROMER, R. L., LINNEMANN, U., PLESSEN, B. (2010): Geochemical character of the Saxo-Thuringian crust. – In: LINNEMANN & ROMER (eds.) Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia. Schweizerbart, S. 29-34, Stuttgart
- ROSER, B. P., KORSCH, R. J. (1986): Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O Ratio. – J. Geology **94**, S. 635-650
- ROSER, B.P., NATHAN, S. (1997): An evaluation of element mobility during metamorphism of a turbiditic sequence (Greenland Group, New Zealand). – Geol. Magazine **134**, S. 219-234, Cambridge
- RÖTZLER, K. (1995): Die p-T-Entwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerzgebirges, - Scientific Technical Report, STR96-4, Geoforschungszentrum (GFZ), 220 S., Postdam
- 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. Schweizerbart, S. 253-270, Stuttgart
- RUDNICK, R. L., GAO, S. (2014): Composition of the Continental Crust. – Treatise on Geochemistry **4**, S. 1-51 <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6> sowie weitere Elementgehalte in: <https://earthref.org/GERMRD/>
- SCHAKEL, E., LORENZ H. (2009): Eine Zinn- und Kobalt-führende Fahllagerstätte zwischen Gierczyn (Giehren) und Przecznica (Querbach) im Góry Izer-skie (Isergebirge) in Polen. – Aufschluss **60**, Juli/Aug., S. 163-185
- SCHALCH, F.: Erl (1884): Z. geol. Spezialkarte des Königsreichs Sachsen – Section Schwarzenberg, Bl. 137, In Commission bei W. Engelmann, Leipzig
- SCHWARZ-SCHAMPERA, U., HERZIG, P. M. (2002): Indium – Geology, Mineralogy, and Economics. – Springer Verlag, 257 S., Berlin-Heidelberg-New York
- SCHULZ, B., MERKER, G., GUTZMER, J. (2019): Automated SEM Mineral Liberation Analysis (MLA) with Generically Labelled EDX Spectra in the Mineral Processing of Rare Element Ores. – Minerals **9**, S. 527
- SCHULZ, H., BEYER, W., THOMAS, R. (1986): Zur Bildung von Quarzkörpern in den Metamorphiten der erzgebirgischen Antiklinalzone. – Z. angew. Geol. **32**, 5, S. 117-120, Berlin
- SCHUPPAN, W. & HILLER, A. (2012): Die Komplexlagerstätten Tellerhäuser und Hämmerlein. - Bergbau in Sachsen, Sächs. Landesamt Umwelt und Geologie / Sächs. Oberbergamt, Bergbaumonographie, Bd. 17, 162 S., Radebeul/Freiberg
- SEBASTIAN, U. (2013): Die Geologie des Erzgebirges. - Springer Spektrum, 268 S.
- SEIFERT, Th. (1994): Zur Metallogenie des Lagerstättendistriktes Marienberg (Ostteil des Mittelerzgebirgischen Antiklinalbereiches). – Diss. TU Bergakademie Freiberg, 174 S.
- SEIFERT, Th. (2008): Metallogeny and Petrogenesis of Lamprophyres in the Mid-European Variscides - Post-Collisional Magmatism and Its Relationship to Late-Variscan Ore Forming Processes in the Erzgebirge (Bohemian Massif). - published by IOS Press BV, Amsterdam
- SEIFERT, Th. (2012): Indium, silver, gold, and tin potential of late-Variscan polymetallic Sulfide mineralization stages in the Freiberg Ag-base metal district, Erzgebirge, Germany. – Schriftenr. Deutsche Geowiss. (SDGG), Heft 80, S. 388, Hannover
- SEIFERT, TH., KEMPE, U. (1995): Sn-W-Lagerstätten und spätvariszische Magmatite des Erzgebirges. – Beih. Z. Eur. J. Mineral. **6**, S. 125-172
- SEIFERT, TH., SANDMANN, D. (2006): Mineralogy and geochemistry of Indium-bearing polymetallic vein-type deposits: Implications for host rock minerals from

- the Freiberg district, Eastern Erzgebirge, Germany. – *Ore Geol. Rev.* **28**, S. 1-31
- SELTSMANN, R. (1987): Bewertung von Suchergebnissen in einem Lagerstättenbezirk, dargestellt am Beispiel von Zinnlagerstätten im Osterzgebirge. – unveröff. Diss. Bergakademie Freiberg
- SIEBER, S. (1962): Erzgebirgischer Zinnbergbau. – *Forschungen und Fortschritte - Nachrichtenblatt der deutschen Wissenschaft und Technik* **36**, 12, S. 369-372, Berlin/Leipzig
- SMIRNOV, S. S. (1954): Die Oxidationszone sulfidischer Lagerstätten. – Akademie-Verlag, 312 S., Berlin
- ŠTEMPROK, M. (1987a): Greisenization (a review). – *Geol. Rundschau* **76**, S. 169-175, Stuttgart
- ŠTEMPROK, M. (1987b): Zinn- und Wolframmineralisation im Böhmischem Massiv. – *Freiberger Forsch. H.* **C425**, S. 93-106, Leipzig
- ŠTEMPROK, M., SEIFERT, Th. (2011): An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization. – *Mineralogia* **42**, Mineralogical Society of Poland, S. 121-162, Warszawa
- ŠTEMPROK, M., SEIFERT, Th., DOLEIS, D. (2013): Geochemistry of lamprophyres in rare-metal districts related to granitoids. – *Mineralogical Magazine*, London, Goldschmidt Conference Abstracts
- TICHOMIROVA, M. (2003): Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch-frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden. – *Freib. Forsch. - H.* **C495**, 222 S., Leipzig
- TICHOMIROVA, M., GERDES, A., LAPP, M., LEONHARDT, D., WHITEHOUSE, M. (2019a): The Chemical Evolution from Older (323–318 Ma) towards Younger Highly Evolved Tin Granites (315–314 Ma) - Sources and Metal Enrichment in Variscan Granites of the Western Erzgebirge (Central European Variscides, Germany). – *Minerals* **9**, 769, doi:10.3390/min9120769
- TICHOMIROVA, M., KÄßNER, A., SPERNER, B., LAPP, M., LEONHARDT, D., LINNEMANN, U., MÜNKER, C., OVTCHAROVA, M., PFÄNDER, J. A., SCHALTEGGER, U., SERGEEV, S., VON QUADT, A., WHITEHOUSE, M. (2019b): Dating multiply overprinted granites: The effect of protracted magmatism and fluid flow on dating systems (zircon U-Pb: SHRIMP/SIMS, LA-ICP-MS, CA-ID-TIMS; and Rb–Sr, Ar–Ar) – Granites from the Western Erzgebirge (Bohemian Massif, Germany). – *Chemical Geology* **519**, S. 11-38
- TICHOMIROVA M., LEONHARDT D. (2010): New age determinations (Pb/Pb zircon evaporation, Rb/Sr) on the granites from Aue-Schwarzenberg and Eibenstock, Western Erzgebirge, Germany. - *Z. geol. Wiss.* **38**, S. 99–123, Berlin
- TISCHENDORF, G. (1969): Über die kausalen Beziehungen zwischen Granitoiden und endogenen Zinnlagerstätten - Fakten und Modellvorstellung. - *Z. angew. Geologie* **15**, S. 333-342, Berlin
- TISCHENDORF, G. (1986): Beziehungen zwischen variszisch-ensialischem Magmatismus und Metallogenie im Erzgebirge. – *Z. geol. Wiss.* **15**, S. 17-25, Berlin
- TISCHENDORF, G. (1988a): On the Genesis of Tin Deposits Related to Granites: The Example Erzgebirge. - *Z. geol. Wiss.* **16**, S. 407-420, Berlin
- TISCHENDORF, G. (1988b): Leucocratic and Melanocratic Crust-derived Magmatism and Metallogensis: The Example Erzgebirge. - *Z. geol. Wiss.* **16**, S. 203-227, Berlin
- TISCHENDORF, G. (ed.) (1989): Silicic magmatism and metallogensis of the Erzgebirge. – Akademie der Wissenschaften der DDR/Zentralinstitut für Physik der Erde, Veröff. Nr. 107, 316 S., Potsdam
- TISCHENDORF, G., BAUMANN, L. (1974): The metallogeny of tin in the Erzgebirge, G.D.R. - *Metallization Associated with Acid Magmatism (MAWAM)*, S. 19-22, ed. M. Stempok, ÚÚG, 410 S., Praha
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H.-J. (1994): Hercynian granite magmatism and related metallogensis in the Erzgebirge: A status report. - *Monograph Series on Mineral Deposits* **31**, S. 5-23, Berlin-Stuttgart
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H.-J., GOTTESMANN, B. (1999): Tri- und dioktaedrische Glimmer in Granitoiden aus dem Osten Deutschlands – Historie ihrer Untersuchung und neue Forschungsergebnisse. - *Z. geol. Wiss.* **27**, 5/6, S. 227-442, Berlin
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H.-J., GOTTESMANN, B. (2001a): Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. – *Mineral. Magazine* **65**, 2, S. 249-276
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H.-J., GOTTESMANN, B. (2001b): Tri- und dioktaedrische Glimmer: ein komplexes chemisches System. - *Z. geol. Wiss.* **29**, 3, S. 275-298, Berlin
- TISCHENDORF, G., GOTTESMANN, B., FÖRSTER, H.-J., TRUMBULL, R. B. (1997): On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. – *Mineral Magazine* **61**, 12, S. 809-834
- TISCHENDORF, G., GOTTESMANN, B., RHEDE, D., ROMER, R. L., FÖRSTER, H.-J. (2009): Are the granites of the Aue-Schwarzenberg Zone (Erzgebirge, Germany) a major source for metalliferous ore deposits? A geochemical, Sr-Nd-Pb isotopic and geochemical study. - *Neues Jahrbuch der Mineralogie Abhandlungen* **186**, S. 163-184, Stuttgart
- TISCHENDORF, G., PÄLCHEN, W., RÖLLIG, G., LANGE, H. (1987): Formationelle Gliederung, petrographisch-geochemische Charakteristik und Genese der Granitoiden der Deutschen Demokratischen Republik. – *Chem. Erde* **46**, S. 7-23, Jena
- TISCHENDORF, G., LANGE, H., SCHUST, F. (1974): On the Relation between granites and tin deposits in the Erzgebirge, GDR. - *Metallization Associated with Acid Magmatism (MAWAM)*, Bd. 1, S. 132-136, ed. M. Stempok, L. Burnol, G. Tischendorf, ÚÚG, 410 S., Praha
- TISCHENDORF, G., SCHUST, F., LANGE, H. (1978): Relation between granites and tin deposits in the Erzgebirge, GDR. - *Metallization Associated with Acid Magmatism (MAWAM)*, Bd. 3, S. 123-137, ed. M. Stempok, L. Burnol, G. Tischendorf, ÚÚG, 446 S., Praha

Praha

- TSCHIEDEL, J. (2010): Die Hohe Fahrt – ein vergessenes Kupferbergbaugebiet auf Zschorlauer Flur. – Manuskript, tlw. veröffentlicht im Zschorlauer Amtsblatt, Zschorlau
- UHLIG, J. (1992): Zur Mineralogie und Geochemie der Granitoid- und Greisenglimmer aus Zinnlagerstätten des Sächsischen Erzgebirges und der Mongolei. – Diss. TU Bergakademie, 129 S., Freiberg
- WAGENBRETH, O., WÄCHTLER, E. (1990): Bergbau im Erzgebirge. – Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 504 S., Leipzig
- WASTERNAK, J., TISCHENDORF, G., SCHUST, F. (1970): Zur Metallogenie des Zinns im Teilgebiet Auersberg (Zinnprognose Auersberg). – Zentrales Geol. Inst., Teil I und II, Berlin
- WATZNAUER, A. (Bearb.) (1956): Geologische Übersichtskarte 1:100,000, Blatt Eibenstock, 2. Auflage, Verlag Hermann Haak, Geogr.-Kartogr. Anstalt Gotha, Druck Graphische Anstalt F. Ullmann, Zwickau
- WEBER, S., LEGLER, C., KALLMEIER, E., SCHULZ, B. (in Vorber.): Pre-metamorphic Origin of the stratiform Cassiterite-mineralization in the Schwarzenberg-Aue District, Western Erzgebirge.
- WEINHOLD, G. (1977): Zur prävariszischen Vererzung im Erzgebirgskristallin aus der Sicht seiner lithofaziellen und geotektonisch-magmatischen Entwicklung während der assyntisch-kaledonischen Ära. – Freib. Forsch. - H. **C320**, 53 S., Leipzig
- WERNER, A. G. (1791): Neue Theorie von der Entstehung der Gänge, mit Anwendung auf den Bergbau besonders den freibergischen. - Gerlachische Buchdruckerei, Freiberg
- WIEDEMANN, R. (1984): Gefügefazielle Untersuchungen im NW- und SW-Teil des Erzgebirgsantiklinorium. – Diss. A, Bergakademie Freiberg, Freiberg
- WISZNIIEWSKA, J. (1983): Origin of Tin Mineralization of the Iżera Schists in Kamienickie Range (Sudetes). - Arch. Mineral. **38**, 2, S. 45-55, Warszawa
- WÜNSCH, K. (1987): Mineralogische, geochemische und strukturelle Untersuchungen an metamorphenen Quarzmobilisaten. - Diss. Bergakademie, Freiberg

Anschriften der Verfasser:

Dr. Claus Legler
Straße der Einheit 24d
09599 Freiberg
g.c.legler@t-online.de

Dr. Andreas Barth
Beak Consultants GmbH
Am St. Niclas Schacht 13
a.barth@beak.de

Dr. Tom Járóka
Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft
und Geologie
Postfach 54 01 37, 01311 Dresden
tom.jaroka@smekul.sachsen.de

Dr. Sebastian Weber
Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft
und Geologie
Postfach 54 01 37, 01311 Dresden
sebastian.weber@smekul.sachsen.de

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Topographische Übersicht der Region Aue - Schwarzenberg	9
Abbildung 2: Vergleich von pXRF-Messungen und chemischen Analysen am Beispiel Sn, Cu und As	13
Abbildung 3: Altbergbauliche Situation und untersuchte Aufschlussbereiche A bis F (siehe Text).....	15
Abbildung 4: <i>Gottes Geschick</i> am Feldpunkt BO9	16
Abbildung 5 Aufschluss mit Versuchsort an der Felsenklippe der <i>Hohen Fahrt</i>	17
Abbildung 6: Skizze Felsenklippe <i>Hohe Fahrt</i>	18
Abbildung 7: Eine der Felsenklippen bei <i>Hohe Fahrt</i> – Wechsel von schieferungskonformen Sn-Anreicherungen	19
Abbildung 8: Aufschluss an der B 283 (links oben altes Versuchsort).....	20
Abbildung 9: Geologische Skizze mit Grundriss und Schnitten für den <i>St. Michael Stolln</i>	22
Abbildung 10: Lage des Betrachtungsgebietes, Altbergbausituation, geologische Übersicht und Prinzipschnitt.....	27
Abbildung 11: Geologische Dokumentation des Friede Gottes Stolln	28
Abbildung 12: Schematischer Schnitt zu den Zinnlagern im Zentralteil der Habichtsleithe	30
Abbildung 13: Sn-Gehalte in zusammenhängenden Probenintervallen (zusammengestellt aus Quelldaten der Wismut GmbH, MAK-Werte)	31
Abbildung 14: Mikroprobe von zwei Biotitspecies	32
Abbildung 15: Bestimmung des königswasserlöslichen Zinnanteiles in 28 Proben (Analytik: EUROFINS Freiberg)	33
Abbildung 16: Erztypen.....	36
Abbildung 17: Sulfidmineralisation (Erztyp III).....	37
Abbildung 18: UCC-normierte Graphik der Verteilung der Haupt- und Nebenelemente sowie REE	39
Abbildung 19: Rb vs. Sr der Lithotypen 1 bis 6	40
Abbildung 20: In vs. Cu der Lithotypen 2 bis 6 (von Lithotyp 1 liegen keine In-Bestimmungen vor)	40
Abbildung 21: Te vs. Au der Lithotypen 2 bis 6 (von Lithotyp 1 existieren keine Au-Te-Bestimmungen)	41
Abbildung 22: Diagramm Psammite – Pelite nach ROSER & NATHAN (1997)	41
Abbildung 23: Diagramm (K_2O/Na_2O vs. SiO_2) nach ROSER & KORSCH (1986)	42
Abbildung 24: CIW-Diagramm (nach HARNOIS 1988).....	42
Abbildung 25: TiO_2 – Ni –Diagramm	42
Abbildung 26: La-Y-Sc-Cr-Diagramm nach BHATIA & CROOK (1986)	42
Abbildung 27: Druck-Temperatur-Deformation-Zeit-(pTdt-)Diagramm	46

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Kennzeichnung der Haupttypen der Zinnmineralisation im Erzgebirge	8
Tabelle 2: Aufschluss- und Probenahmebereiche	14
Tabelle 3: Sn-relevante Daten aus ausgewählten Bohrungen (Quelldaten: Wismut GmbH)	26
Tabelle 4: Sn-relevante Daten aus den Bohrungen 806 bis 808/76 (Quelldaten: Wismut GmbH)	29
Tabelle 5: Mineralbestand nach MLA-Messungen	31
Tabelle 6: Petrochemie der Lithotypen 1 bis 6	38
Tabelle 7: Geochemie von Haldenproben (Emissionsspektralanalyse, Proben aus der Habichtslithe, aus Dokumentation HÖSEL 1969)	38

Anlagenverzeichnis

Anlage 1: Fototafeln

Anlage 1.1: Fototafel I (Foto 1 bis 48)

Anlage 1.2: Fototafel II

Anlage 1.3: Fototafel III

Anlage 2: Probenverzeichnis

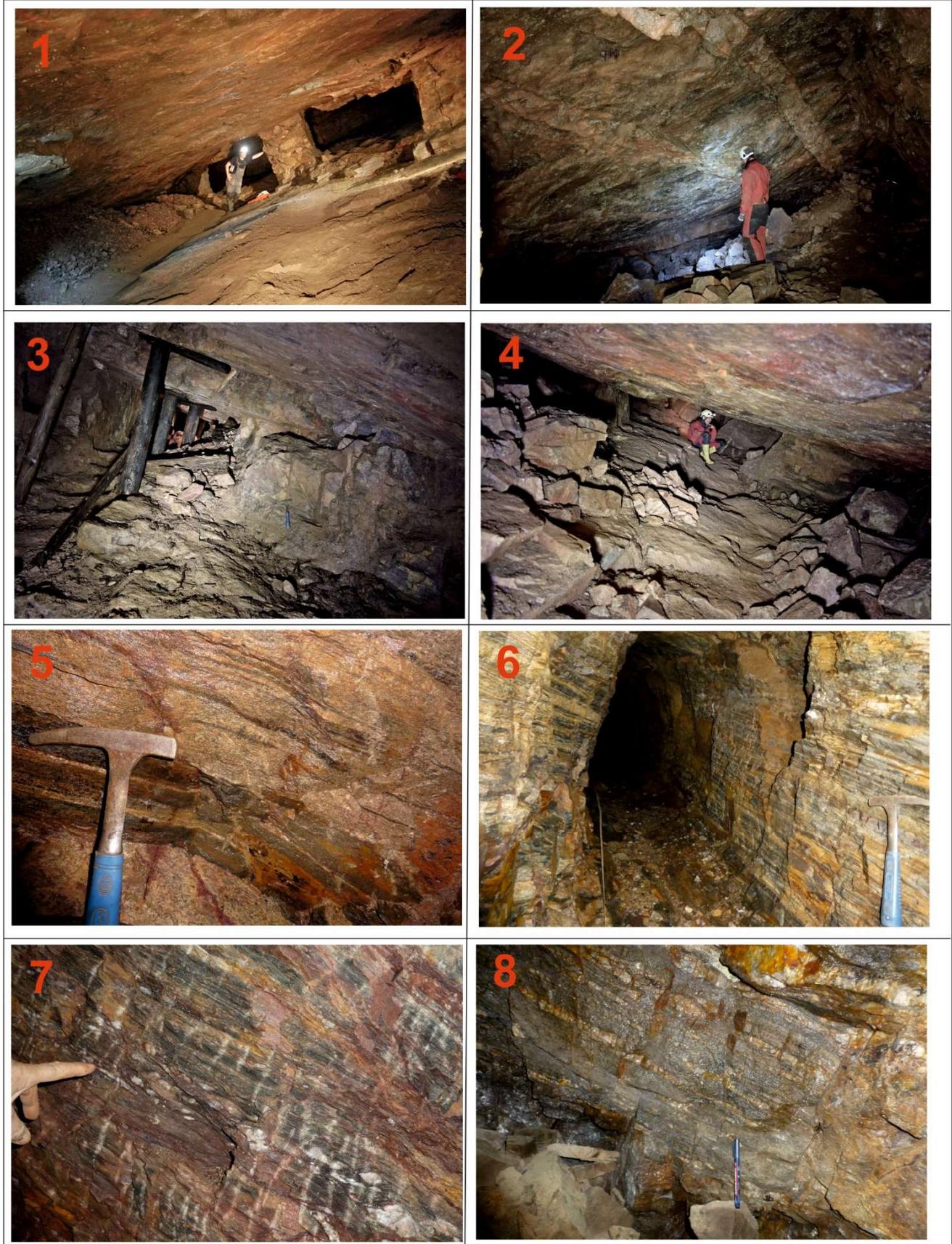
Anlage 3: Geochemische Vollanalysen

Anlage 3.1: Chemische Vollanalysen (Friede Gottes Stolln, Analytik BfUL)

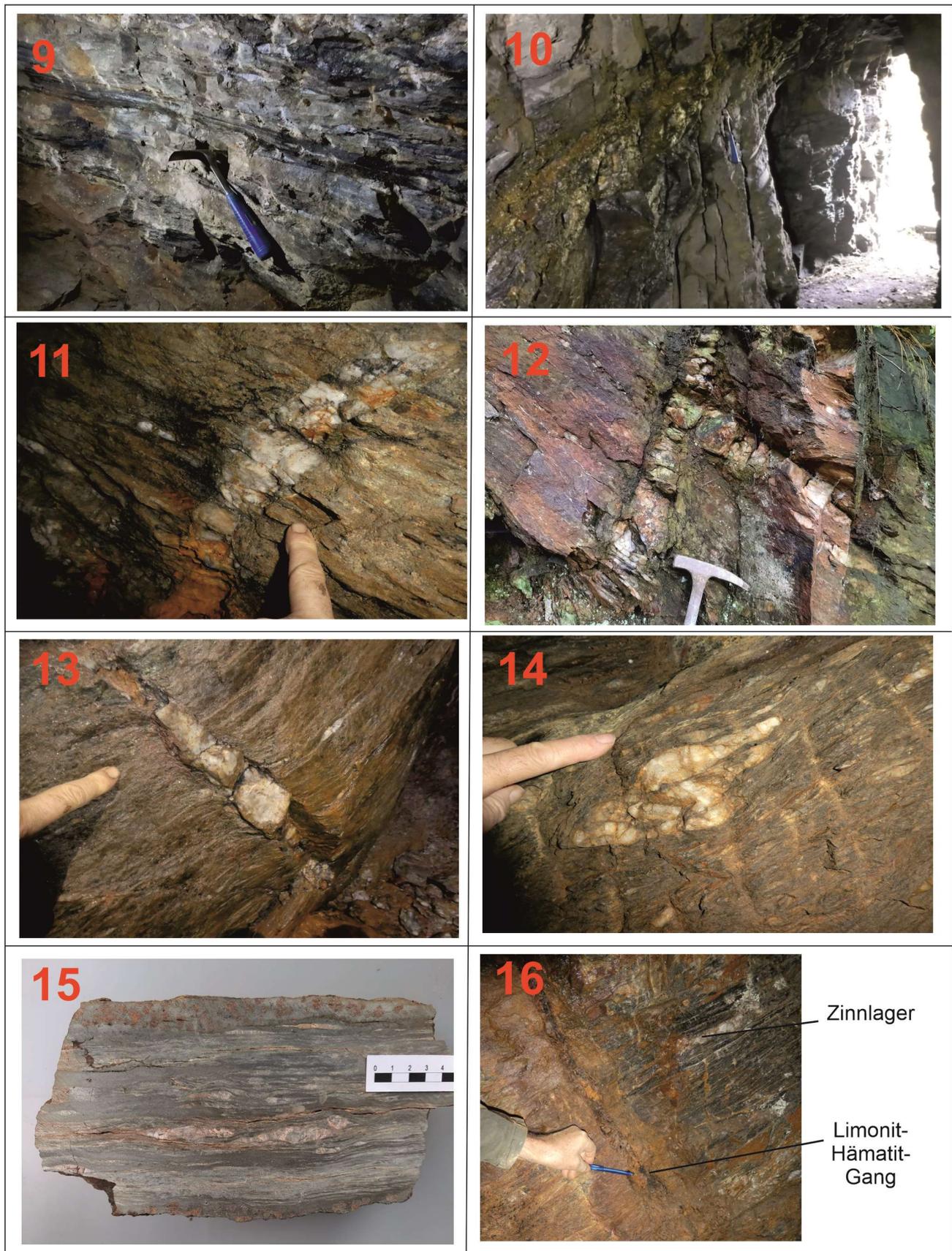
Anlage 3.2: Chemische Vollanalysen (Bockau - Aue, Analytik ALS)

Anlage 4: Liste der Bohrungen

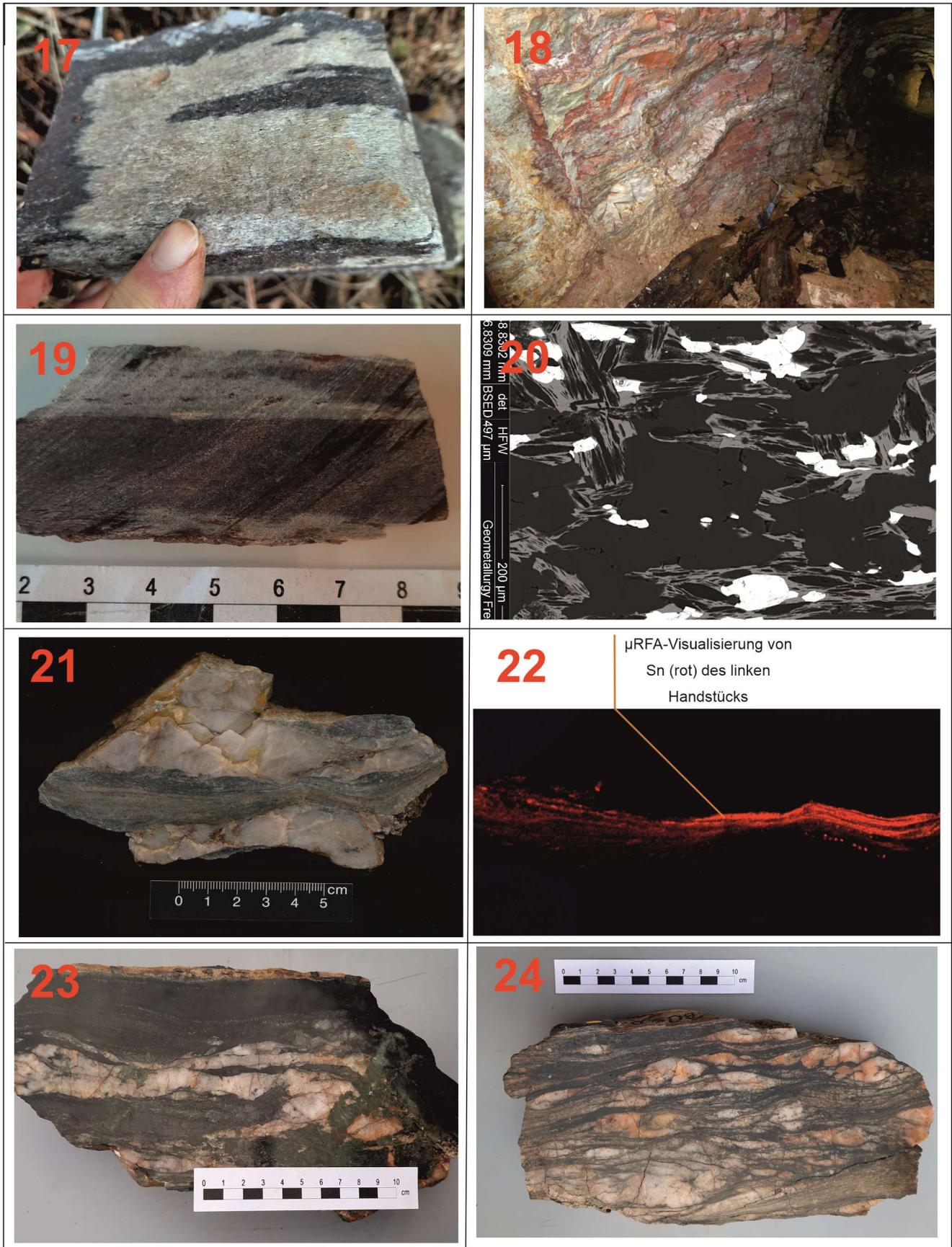
Anlage 1.1 Fototafel I



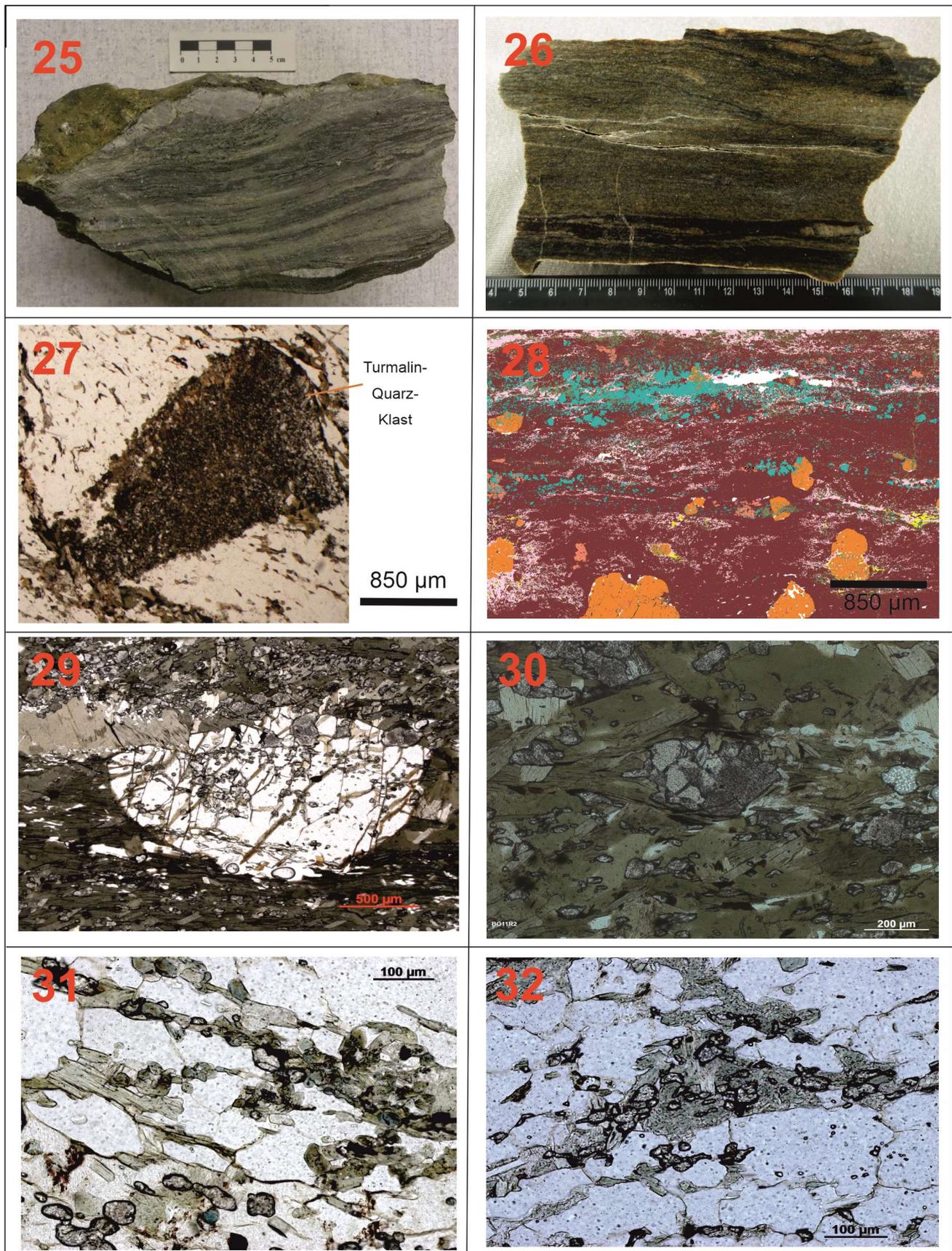
1 – Abbau *Gottes Glücker Lager* der Fdgr. *Gottes Geschick*, Blick NW, 2 – Zinnlager durchsetzende NW-SE-Granitgänge, *Gottes Geschick*, Blick N, 3 – Abbau im *Unteren Vestenburger Stolln*, Blick S, 4 – Abbau Zinnlager im *Unteren Vestenburger Stolln*, Blick S, 5 – Dunkellagen, vermutliche Metapelitlagen (sedimentäre Schichtung?) *St. Michael Stolln*, 59,0 m v. Mdl., Blick S, 6 – Quarzschiefer mit Hell- und Dunkellagenstruktur, *St. Michael Stolln*, 42,1 m v. Mdl., Blick N, 7 – Biotit-Quarzschiefer mit Quarzsegregaten (bis 0,1 % Sn), tlw. hämatitalteriert, Prunen am S-Stoß, *Friede Gottes Stolln*, 233,0 m v. Mdl., 8 – Biotit-Quarzschiefer mit linsig-zeiligen Quarzsegregaten und reicher Zinnvererzung im Bereich des Abbauortes *Gottes Glücker Lager* der Fdgr. *Gottes Geschick*, Blick SE



9 – Zinnreiche Biotitschieferlagen (bis 10 % Sn, pXRF) in Quarzschiefer, E-Abbaustoß *Gottes Glücker Lager*, Fdgr. *Gottes Geschick*,
10 – metamorphogene quarzige Chalkopyrit-Pyrit-Lagervererzung mit Kassiteritführung (bis 0,3 % sowie As, Bi) unben. Stolln am Flößgraben,
 Blick E, **11** – überschieferter Quarzgang, *Friede Gottes Stolln*, 74,5 m v. Mdl., **12** – Muskovit-Quarzschiefer mit geschiefertem Quarzgang und
 intrafolialem Quarzsegreat, Aufschluss AE5, **13** – abschiebende Ruptur mit altem Quarz, beidseitig duktil deformierte Schieferung im Phyllit,
Friede Gottes Stolln, S-Stoß 116,6 m v. Mdl., **14** – Phyllit mit sigmoidalem Quarzsegreat, *Friede Gottes Stolln*, N-Stoß, 6,0 m v. Mdl., **15** –
 Biotit-Granatschieferlagen in quarzsegreatführendem Quarz-Phyllitschiefer in einem neuen Aufschluss in der Habichtsleithe (BO16), **16** –
 NW-SE-limonitisierter Hämatit-Gang in zinnvererztem Quarz-Biotit-Chloritschiefer, *Friede Gottes Stolln*, N-Stoß, 197,6 m v. Mdl

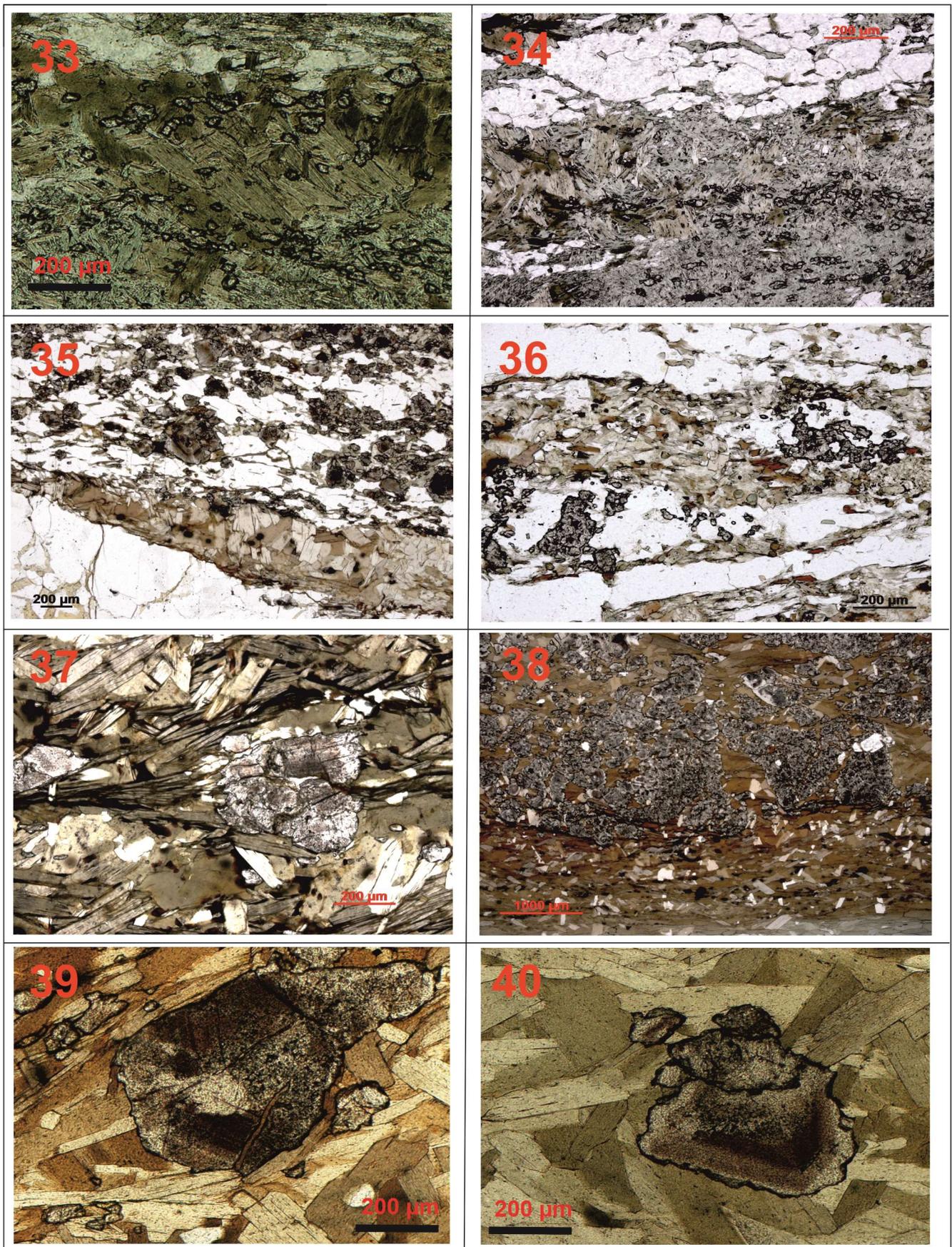


17 – Von Rupturen ausgehende Hämatitisierung in der Schieferung von Quarzitschiefer, Aufsammlung Heidelberg Aue, **18** – flexurartig deformierter Quarzitschiefer mit Quarzsegregatlagen und durchsetzendem Limonit-Hämatit-Gang, *Friede Gottes Stolln*, S-Stoß, 250,0 m v. Mdl., **19** – Aufsammlung Quarzitschiefer mit kassiteritreicher Hämatitlage (0,7 % Sn, pXRF), Aufschluss BO15R1, **20** – REM-Aufnahme von Cst-I-Körnern in hämatitalterierten Biotitscheiten (Handstück siehe Foto 19), **21** – Sn-angereicherter Chloritschiefer (1,05 % Sn) mit Quarzsegregat, Aufsammlung Christianus Stolln, AV1R1, **22** – zeitig-undulöse Sn-Verteilung nach μ XRF-Aufnahme (Tornadoscan, Handstück siehe Foto 21), **23** – Reicherz-Biotitschiefer mit boudinisierten Quarzsegregaten und kataklastisch-mikrogescherten Kassiteritlagen Aufsammlung *Gottes Geschick Fdgr.*, **24** – Quarzsegregationen mit Sn-führenden Biotit-Lagen, Aufsammlung Aufschluss *Gottes Geschick Lager*, BO9R1

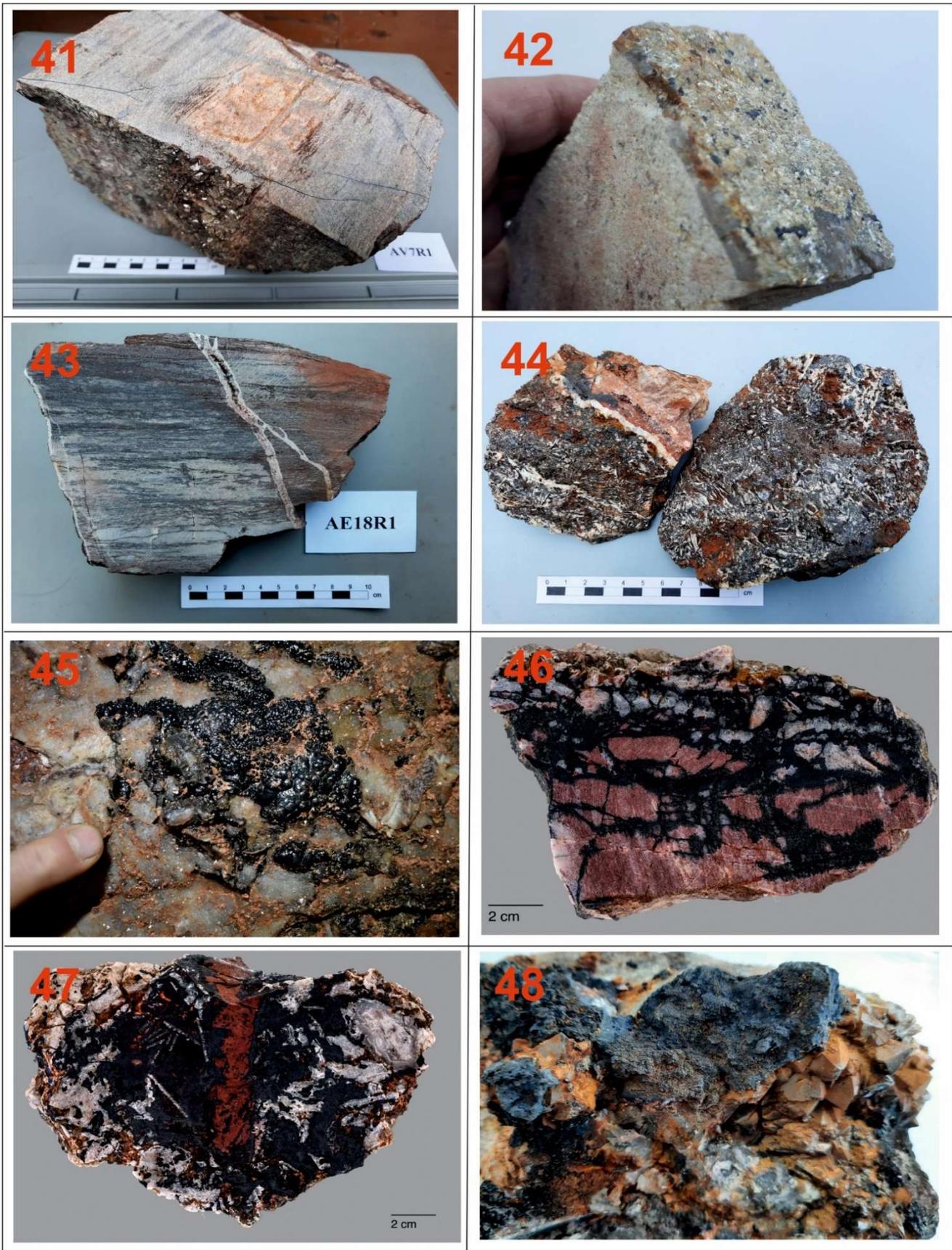


25

– Hell-Lagen mit 90-140 ppm Sn, Dunkel-Lagen mit 250-470 ppm Sn (pXRF), anstehender Quarzschiefer *Gottes Geschick Fdgr.* (BO11R16), **26** – Kassiterterz (bis 3,5 % Sn) von Biotit-Quarzschiefer (ZS257R3), **27** – intrafolialer Quarz-Turmalinklast in Sn-führendem Quarzschiefer, Aufschluss ZS143R2, **28** – Falschfarben-MLA-Aufnahme Granat-Biotitschiefer (BO11R2), hellblau: Kassiterit, orange: Almandin, braun: Biotit, pink: Quarz, **29** – kataklastischer Almandinblast mit Kassiteriteinschlüssen (BO11R2), **30** – rekristallisierte Kassiteritaggregationen intrafolial umgeben von Biotitscheiten mit poikiloblastischen Kassiteriteinschlüssen (BO11R2), **31** – tröpfchenartiger gleichkörniger heller Kassiterit (Cst I) mit unformigen Kornbegrenzungen in chloritisierten Biotitlagen im Quarzschiefer (ZS257R3), **32** – wasserklarer Kassiterit (Cst I) in chloritisierendem Biotit (ZS143R1)



33 – Tröpfchenförmiger Kassiterit (Cst I) in Quarz-Biotitschiefer (BO14R2), **34** – Kassiterit (Cst I) in chloritisierem Quarz-Biotitschiefer (BO14R2), **35** – rekristallisierter Kassiterit (Cst II) in geschertem Quarz mit Biotitsaum über Quarzsegregat (BO1R8), **36** - Kassiterit in Quarz-segregaten (BO9R4), **37** – Kassiteritaggregation intrafolial rekristallisiert (BO11R2), **38** – Kassiteritaggregation mit randlich Biotitscherbahnen (BO11R5), **39** – fleckig-zonares rekristallisiertes Kassiteritkorn (Cst II) mit umgebenden Biotitscheiten (BO11R5), **40** – zonares Kassiteritkorn (Cst II) mit Anlösungskorngrenzen (BO11R5)



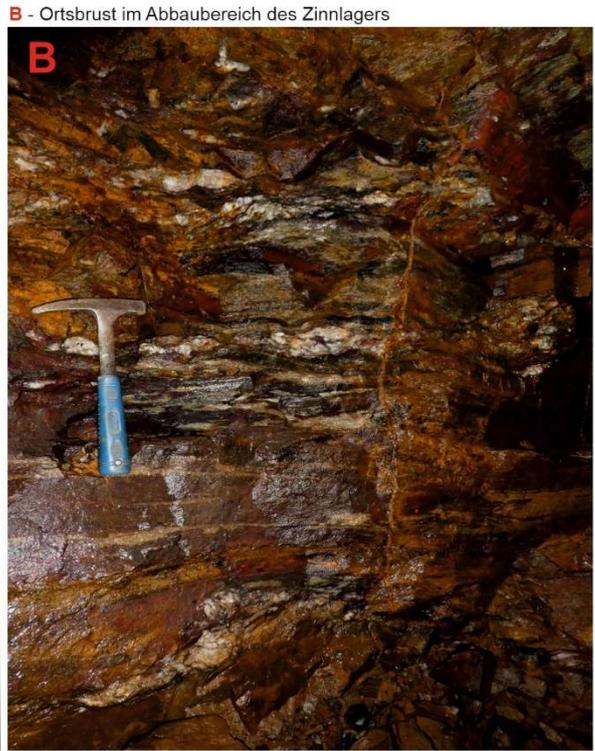
41 – Muskovit-Quarz-Trum (Pfeil) auf zinnführendem Quarzitschiefer (AV7R1+R2), **42** – postmagmatisches Muskovit-Quarz-Trum (Pfeil) auf Mikrogranit / Aplit (AV21R1), **43** – taube Quarztrümer mit Kristallrasen auf zinnführendem und hämatitisierten Quarzschiefer (AE18R1), **44** - Aufsammlung Eisenglanz mit sperrigen Quarzleisten und Quarztrümmern (AE40R1), **45** – sphärolitischer Hämatit (schwarzer Glaskopf mit ca. 0,1 % Mn), Vestenburger Störung, **46** – Quarzschieferbrekzie mit lithiumführenden Manganoxihydraten (20-30 % Mn, 1-2 % Co, bis 0,6 % Cu, 0,1 % Li, sowie Fe, Zn, As, Ni, Ba, AE9R3, **47** – Gangbrekzie mit schwarzen Li-führenden Manganoxiden und Quarzleisten mit 30 % Mn, 0,6 % Li, 1 % Ba, 0,6 % Co, 0,7 % Cu, 0,3 % Ni sowie in Trummitte roter amorpher Hämatit, AE16R2), **48** – Lithiophorit auf Kristallquarz (15-25 % Mn, 1-2 % Co, 0,5 % Cu, 0,4 % Ni, 0,36-0,6 % Li, 0,2 % Ba sowie Zn, Mo, Bi (AV22R3, Bildlänge 4 cm)

Anlage 1.2 Fototafel II

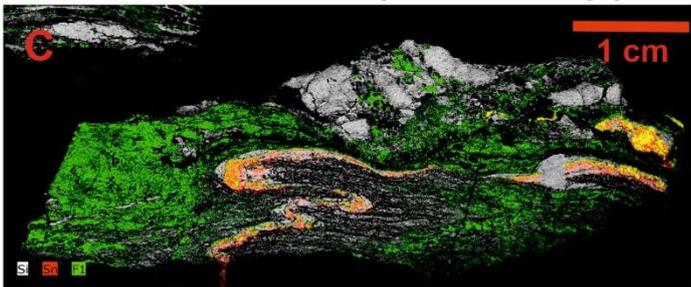


A - in Quarzsegregaten eingeknetete zinnführende chloritisierte Biotitschieferfetzen in Bereichen schieferungskonkordanter Quarzsegregationen

Präexistente Quarz-Kassiterit-Lagen, deformiert und rekristallisiert durch metamorphogene Quarzsegregationen (St. Michael Stolln)



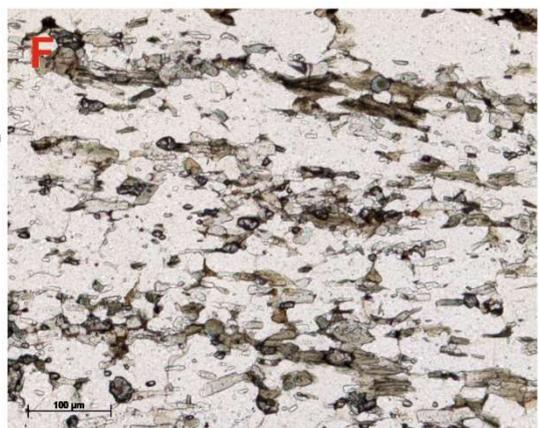
B - Ortsbrust im Abbaubereich des Zinnlagers



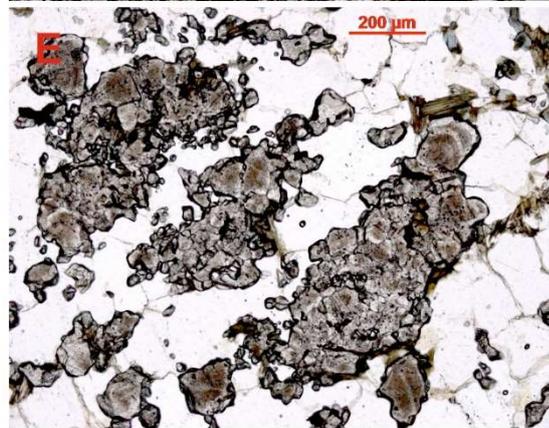
C: Aus Aufschluss (A) entnommenes Handstück: metamorph deformierte Quarz-Kassiteritlagen in chloritisierendem Biotitschiefer, Zinnführung visualisiert durch μXRF (gelb, rot, Tornadoscan) (rotes Rechteck: Schliff-Fotoausschnitt **D**)



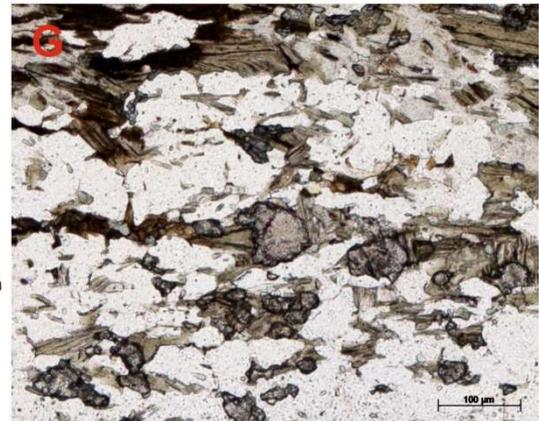
D - Dünnschliff vom Quarzfaltenkern der Quarz-Kassiteritlage, Cst II auf Faltenrissen und zwischen den Quarzkornzwickeln



F - Dünnschliff vom nicht alterierten Lager (Aufschluss B) mit feinem Cst I



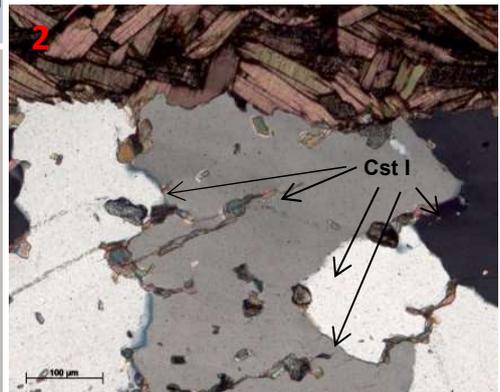
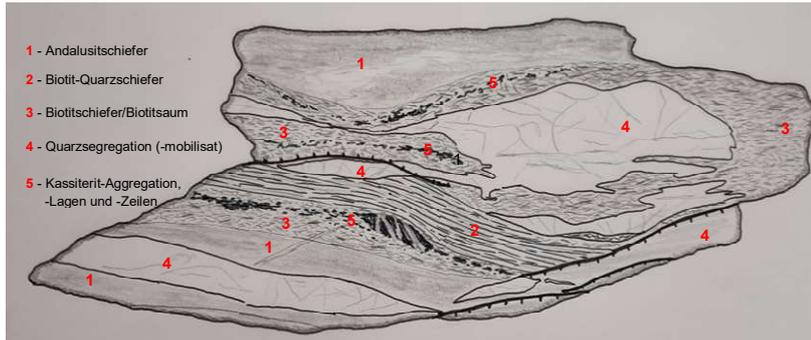
E -Detailausschnitt aus Foto D mit grobkörnigem Kassiterit Cst II, xenomorph, zonar, braunfleckig, gut rekristallisiert



G - Detailausschnitt aus Foto F Kassiterit Cst I, feinstkörnig, unformige Korngrenzen

Anlage 1.3 Fototafel III

Beispiel eines intrafolial-deformativen Kassiterit-Erzgefüges-
Bockau, *Gottes Geschick Fdgr.*, alter Abbaustoß



Schliffbeschreibung

1: Alterierter Serizit-Andalusitschiefer mit Opaksubstanz (Pyrit)



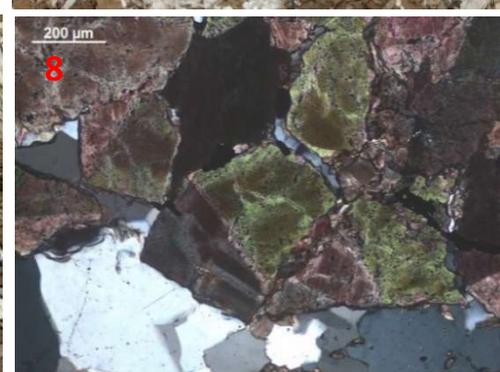
2: Kassiterit-Inklusionen (Cst I) in Quarzkristalliten und zwischen Quarzkongrenzen innerhalb des grobkristallinen Quarzsegregates (+Pol.)



3: Feinstlagig gescherter biotitführender Quarzschiefer mit einer massiven Kassiterit-Aggregation in flexurartiger Deformationslage (Cst II)



4: Kassiterit-Aggregation mit grobkristallinem Quarz auf syndeformativen Dehnungsrissen



5: Scherbahnen im granoblastischen Biotitschiefer mit Kassiterit

6: Grobkörnige Kassiterit-Lage, schieferungskonform im Biotitschiefer, oben Quarzschiefer

7: Grobe rekristallisierte fleckenfarbig braune Kassiterit-Aggregation (rechts) und Kassiterit-Einzelkörner, umflossen von sperrigen Biotitscheiten

8: Grober Kassiterit, rekristallin, Zonarbau und Zwillingsbildung (+Pol.)

Anlage 2: Probenverzeichnis

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
AV1R1	337110	5605760	350	Au UT Cst	S	hgn	fr	Chl	QzSeg mit Chl-Bt-Schieferlage, quarzreiches Segregat (QzSeg) analysiert	in der Chlorit-Lage: Sn bis 4,8 %, Rb 150-320, As 50-100, Zn 50-120, Cu bis 250
AV1R2	337110	5605760	350	Au UT Cst	S	hgn	fr	Chl	gebänderte fleckenführende Chl-Schieferlage mit nur wenigen kleinen QzSeg analysiert	in der Chlorit-Lage: Sn bis 2,7 %, Rb 60-500, As 60-140, Zn 80-100, Cu bis 250
AV1R3	337110	5605760	350	Au UT Cst	S	hocbn	swE	Lm	feinkörnig geschieferter Bt-Qz-Schiefer, stark limonitisiert	Sn bis 0,70 %, As 50-450, Zn 50-500, Rb 130-220, Spuren Cu und Ni
AV1R4	337110	5605760	350	Au UT Cst	S	hocbn	swE	Lm	Bt-Qz-Schiefer, stark limonitisiert, in der Schieferung brekziierte Lage	Sn bis 0,21 %, As 150, Zn 40-70, Rb 100
AV1R5	337110	5605760	350	Au UT Cst	S	hocbn	swE	Lm	Qz-Schiefer, stark limonitisiert, in der Schieferung brekziierte Lage	Sn bis 1,8 %, As bis 500, Rb bis 150, Zn bis 100
AV1R6	337110	5605760	350	Au UT Cst	S	hgtrgn	fr	Hem	Qz-Schiefer, quarz-glimmerlagig, dünne feine hämatitische Lagen mit wasserhellen Qz-Körnern, feinste Sulfide in "rostfarbenen" Lagen	Sn bis 2,7 %, As bis 50, Rb bis 60
AV1R7	337110	5605760	350	Au UT Cst	S	hgn	fr	Chl, Hem	chloritisierter Bt-Qz-Schiefer mit Hämatitlagen, Biotit im Qz	Sn bis 1,8 %, Rb 100-650, As 25-200, Zn 50-250, Spuren Cu
BO1R1	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	hbn	moV	Py	Bt-Qz-Schiefer mit zerbrochenen runden QzSeg und Qz-Lagen und wenige Py-Lagen, enthaltend viel Sn	dunkle Lagen: Sn bis 10 %, kein As, Cu, Zn, Pb
BO1R2	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	hbn	moV		Bt-Qz-Schiefer mit QzSeg enthaltend Sn	dunkle Lagen: Sn bis 0,40 %, kein As
BO1R3	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	hbn	moV		Bt-Qz-Schiefer mit QzSeg enthaltend Sn	Sn 500-900, kein As
BO1R5	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	hgr	moV		Qz-Schiefer mit QzSeg, feine schwärzliche Bt-Lagen, enthaltend Sn	Sn bis 0,50 %, Bi bis 500, kein As
BO1R6	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	bn	moV		Qz-Schiefer mit QzSeg, verfärbt, feine braune verwitterte Lagen, enthaltend Sn	Sn bis 1 %, Bi bis 500, kein As
BO1R7	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	hgr	swV		Qz-Schiefer, feinstkörnig, kaum strukturiert, kein Lagengefüge, enthaltend Sn	Sn 0,25-0,30 %, kein As, Zn, Pb, Cu
BO1R8	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	hbn	moV		Qz-Schiefer, kleine QzSeg, grünlich schwarze Bt-Lagen, enthaltend Sn	Sn bis 0,90 %, kein As
BO1R9	337160	5603250	610	Bo ÜT Ha	S	hbn	moV		Qz-Schiefer, kleine QzSeg, grünlich schwarze Bt-Lagen, enthaltend Sn	Sn bis 0,80 %, kein As
BO2R1	336980	5603530	530	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit feinen rotbraunen eisenschüssigen Lagen	helle Lagen: Sn 200-300, rotbraune Lagen: Sn 800-1200, kein As
BO2R2	336980	5603530	530	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit reichlich feinen rotbraunen eisenschüssigen Lagen	helle Lagen: Sn 250-300, rotbraune Lagen: Sn 500-1400, kein As
BO2R3	336980	5603530	530	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit feinen rotbraunen eisenschüssigen Lagen	helle Lagen: Sn 200-300, rotbraune Lagen: Sn 600-800, kein As
BO2R4	336980	5603530	530	Bo ÜT Ha	S	gr	swV	Py	Qz-Schiefer mit feinen ockerfarbenen und schwarzen Py-führenden Lagen	hellgraue Lagen: Sn bis 1600, schwarze Lagen: Sn 300-900, kein As
BO2R5	336980	5603530	530	Bo ÜT Ha	S	gr	swV	Py	Qz-Schiefer mit feinen grünlich schwarzen Py-führenden Lagen	helle Lagen: Sn bis 1250, dunkle Lagen: Sn 300-400, kein As, Zn, Pb
BO2R6	336980	5603530	530	Bo ÜT Ha	S	gro	swV	Chl	Qz-Schiefer mit feinen rotbraunen eisenschüssigen und grünlichen (chloritischen) Lagen	grüne Lagen: Sn 500-800, kein As, Zn, Pb, braune Lagen: Sn 150-300, kein As, Pb, Zn, Cu
BO3R1	336995	5603525	535	Bo ÜT Ha	S	robn	moV	Hem	Hem-Lm-QzSeg mit Lagen-Faltenstruktur, Qz, zellig verwitterter Lm und kryptokristallinem Hem, gefaltete Schieferlagen, brekziiert	Fe 25-45 %, Bi 500-2000, Cu 200-1600, Pb 200-1000, As 60-220
BO4R1	336895	5603005	542	Bo ÜT Ha	S	ghr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit feinen QzSeg und tw. ockerfarbenen evtl. ausgeblaugten eisenschüssigen Sulfidlagen	Sn bis 6000 in QzSeg, Cu 200-400
BO4R2	336895	5603005	542	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit feinen QzSeg und rotbraunen Schmitzen	Sn bis 6500, Cu bis 150, As bis 40
BO5R1	336852	5603156	573	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit braunroten eisenschüssigen Lagen und Schmitzen	Sn bis 1,5 %, kein Cu, As 150-380, Fe 5,5 %
BO5R2	336852	5603156	573	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit braunroten zelligen eisenschüssigen (sulfidausgelaugten?) Lagen und Schmitzen	Sn bis 1,6 %, Cu bis 65, As 200-370, Bi 50-700
BO5R5	336852	5603156	573	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit braunroten zelligen eisenschüssigen (sulfidausgelaugten?) Lagen und Schmitzen	Sn bis 8500, As bis 250
BO5R6	336852	5603156	573	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit braunroten eisenschüssigen (feinsten hämatitischen) Schmitzen	Sn 300-3000, As 20-30
BO5R7	336852	5603156	573	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit cm-großen QzSeg und rotbraunen stark eisenschüssigen Lagen	Sn 150-3500, Cu bis 200, As bis 70
BO5R9	336852	5603156	573	Bo ÜT Ha	S	hgrr	swV	Hem	Qz-Schiefer mit braunroten eisenschüssigen (feinsten hämatitischen) Schmitzen	in dem rotbraunen Schmitzen: Sn bis 6500, As bis 20

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
BO8R1	336855	5603640	495	Bo UT MSt	A	hocgr	moV		QzSeg-reiche Lage im obersten Teil des Lagers, tlw. Fsp-führend, tlw. zersetzt, Ms-führend	Sn 600-2000
BO8R2	336855	5603640	495	Bo UT MSt	A	hgr	moV	Chl	QzSeg Fsp-führend, mit Ms sowie grünlich graue feinkörnige Glimmer-Chloritlagen, zinnführend	Sn bis 1,7 %
BO8R4	336855	5603640	495	Bo UT MSt	A	hgr	swV		Qz-Schiefer mit Bt-armen und Bt-reichen (Sn-führenden) Lagen, zur Analyse nur die dunkle Bt-reiche Lage, unterer Teil des Lagers	in der dunklen Lage: Sn 500-2500
BO8R5	336855	5603640	495	Bo UT MSt	A	hgrro	swV	Hem	Qz-Schiefer hämatitisiert	Sn 0,1-1,6 %
BO8R6	336855	5603640	495	Bo UT MSt	A	hrogr	swV	Hem	feinkörniger Qz-Schiefer, hämatitisiert	Sn bis 1,5 %
BO9R1	336550	5603825	450	Bo UT	A	hgr	swV	Chl	feinkörniger Bt-Chl-Qz-Schiefer, QzSeg, gut geschiefert, Querschnitt aus Lager	Sn 0,02-2,8 %, As 25-570, Rb 50-300, Pb bis 180, Zn 50-130
BO9R2	336550	5603825	450	Bo UT	A	hgr	swV	Chl	feinkörniger Bt-Qz-Schiefer, chloritisiert, mit QzSeg, geschiefert	dunkle Lagen: Sn 1000-6000
BO9R4	336550	5603825	450	Bo UT	A	hgr	swV	Chl	fk Bt-Qz-Schiefer mit QzSeg, in den schwarzen Glimmerlagen Zinnführung, feinste Sulfide	schwarze Lage über QzSeg: Sn bis 0,60 %
BO11R2	336558	5603867	430	Bo UT GG	S	gnsw	fr		Bt-Schiefer mit idiomorphen bis 3 mm großen Granaten, feinste Sulfide (Ccp?)	Sn bis 9 %
BO11R3	336558	5603867	430	Bo UT GG	S	gnsw	fr		Bt-Schiefer mit idiomorphen bis 3 mm großen Granaten	Sn 400-600
BO11R4	336558	5603867	430	Bo UT GG	S	sw	fr		Bt-Schiefer mit kleinsten Quarzschmitzen (ca. 2 % Quarz)	Sn < 100
BO11R5	336558	5603867	430	Bo UT GG	S	sw	fr		Bt-Schiefer mit Cst-Lagen und QzSeg	Sn bis 20 %!
BO11R12	336558	5603867	430	Bo UT GG	A	hgr	fr	Chl	gebänderter Bt-Chl-Qz-Schiefer mit QzSeg	dunklen Lagen: Sn 400-500, chloritische Lagen: Sn 250-300
BO11R16	336558	5603867	430	Bo UT GG	A	hgr	fr	Chl	gebänderter Bt-Chl-Qz-Schiefer mit QzSeg	biotitreiche Lagen (QzSeg): Sn 200-300
BO11R19	336558	5603867	430	Bo UT GG	S	gr	fr		Qz-Schiefer mit QzSeg	Sn bis 1 %
BO13R1	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgrbn	swV	And	Bt-Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, gut geschiefert, feine QzSeg bis 5 mm Dicke, "glimmerige" feinschuppige Struktur, bn Beläge, mit QzSeg, Kontaktflecken	Sn < 100
BO13R2	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	ngnr	fr	Chl, Ab	Ms-Chl-Qz-Phyllit, faseriges Gefüge, gut geschiefert, feine QzSeg 1...2 mm dick, feine Albit(?)-Blasen, limonit- und kryptomelanfleckig,	Sn < 100
BO13R3	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	grbn	fr	And	Ms-Qz-Phyllit, langfaserig, geschiefert, feinschuppig, reichlich QzSeg bis 5 mm dick, stark limonitfleckig, schwärzliche (biotitische) Kontaktflecken	Sn < 100
BO13R4	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	bngr	fr	Ab	Bt-Ms-Qz-Phyllit, feinschuppig, feinfaserig, gut geschiefert, Quarzsegregate bis 2 mm dick, feine Albitblasen(?)	Sn < 100
BO13R5	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	grbn	fr		Bt-Ms-Qz-Phyllit, wenig quarzlagig, faserig, gut geschiefert, ocbn limonitische Flecken, QzSeg bis 5 mm Dicke, Bt-Sprossung	Sn < 100
BO13R6	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	grbn	fr		Ms-Bt-Qz-Phyllit, quarzlagig, feine Biotitlagen, feine QzSeg bis 2 mm dick, schwarze biotitische Flecken, limonitische Beläge	Sn < 100
BO13R7	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr	And	Bt-Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, gut geschiefert, wenige QzSeg, limonitfleckig, schwarze Biotit-(Kontakt)Flecken, feinste Nädelchen von And(?)	Sn < 100
BO13R8	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr		Ms-Phyllit, quarzarm, wenige kleine QzSeg, gut dünn geschiefert, limonitfleckig	Sn < 100
BO13R9	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	bngr	fr	And	Bt-Ms-Qz-Phyllit, "Fleck (Biotit)- und Fruchtschiefer", langfaserig, gut geschiefert, Kontakt"garben" bis 3 mm, limonitfleckig, QzSeg bis 2 mm Dicke, oc-Beläge	Sn < 100
BO13R10	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	bngr	fr	And	Bt-Ms-Qz-Phyllit, langfaserig, gut geschiefert, mit Flecken und kleinen Garben ("Fleck- und Fruchtschiefer"), Limonit-Beläge, QzSeg bis 10 mm Dicke	Sn < 100
BO13R11	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr	And	Bt-Ms-Phyllit, gut geschiefert, QzSeg bis 5 mm Dicke, leicht fleckig, wenige Garben, Limonitflecken	Sn < 100
BO13R12	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	bngr	fr		Bt-Ms-Qz-Phyllit, geschiefert, wenige schwarze Biotit-Flecken, limonitfleckig, Limonitbeläge, QzSeg bis 2 mm Dicke	Sn < 100
BO13R13	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	stE	Kln	Tonig-kaolinitische Störungsletten mit phyllitischem Nebengestein	Sn < 100, Spuren Pb
BO13R14	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	stE	Kln	Tonig-kaolinitische Störungsletten mit phyllitischem Nebengestein	Sn < 100, Spuren Pb
BO13R15	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	grbn	fr		Bt-Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, massig, geschiefert, schwarze Flecken, limonitfleckig, QzSeg bis 1 mm Dicke, Limonitbeläge	Sn < 100
BO13R16	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr		Bt-Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, gut geschiefert, wenige schwarze biotitische Flecken, limonitfleckig, QzSeg bis 2 mm Dicke	Sn < 100

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
BO13R17	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr	And	Bt-Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, gut geschiefert, schwarze Biotit-Flecken und feine Garben, leicht limonitfleckig, QzSeg bis 1 mm Dicke	Sn < 100
BO13R18	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr		Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, massig, langfaserig, nur wenige schwarze Flecken, kaum QzSeg	Sn < 100
BO13R19	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr	Ab	Bt-Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, zersezte mm-große Feldspatblasten (Ab?), gut geschiefert, wenig Limonitbeläge	Sn < 100
BO13R20	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hvi	fr	Hem	eisenschüssiger Ms-Fsp-Qz-Schiefer mit diskordanten Quarztrümmchen, feine Biotitflecken, kaum QzSeg	Sn < 100
BO13R21	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgn	fr	Hem	phyllitischer Ms-Qz-Schiefer, leicht talkig, feinste Quarztrümer, tlw. Hämatitisierung von Trümmern ausgehend	Zn bis 300
BO13R22	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hvi	fr	Hem	phyllitischer Ms-Qz-Schiefer mit feinen And-Nadelchen, kaum QzSeg, hämatitisiert	Sn bis 160, As bis 300, Bi bis 50, Zn bis 400
BO13R23	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgrvi	fr	Hem	hämatitisierter Ms-Qz-Schiefer mit diskordanten Quarztrümmern, Limonit auf Klüften	As bis 400 ppm As, Zn bis 400
BO13R24	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	bnvi	fr	Hem, Lm	eisenoxidchüssiger Ms-Qz-Schiefer, Limonit und Kryptomelan auf Klüften	Cu bis 500, As bis 350, Zn bis 500
BO13R25	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgng	fr	Chi, Hem	phyllitischer Ms-Chl-Bt-Schiefer, feine gebänderte Glimmerlagen, geschiefert, ockerfarbene Klufbeläge	Cu 200-400
BO13R26	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	rovi	fr	Sf	chloritisierter Ms-Qz-Schiefer mit 1...2 % lagig-impregnativen Sulfiden (Py, Ccp) sowie Malachitanflug	Sn bis 1500, Cu bis 12 % Cu, As bis 1000, Bi 100-700
BO13R27	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr	Hem	pyllitischer Ms-Qz-Schiefer, feinschuppig, feinelagig, leichte Hämatitisierung, QzSeg bis 15 mm Dicke, ockerfarbene Beläge auf Klüften	Sn < 100
BO13R28	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr		streifiger phyllitischer Qz-Bt-Ms-Schiefer, feinkörnige "glimmrige Struktur", gut geschiefert, feine QzSeg, Bt in feinen Flecken	Sn < 100
BO13R29	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr		phyllitischer Ms-Qz-Schiefer, feinelagig, feinflasrig, geschiefert, keine Fleckenführung, wenige ockerfarbene Beläge	Sn < 100
BO13R30	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	gngr	fr	And, Chl	Bt-Chl-Ms-Qz-Schiefer, mm-große glimmerige fleckige und kleingarbige Kontaktscheinungen, keine QzSeg, wenig Lm auf Klüften	Sn bis 1,7 %, As bis 600
BO13R31	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	grbn	fr	And	Bt-Ms-Qz-Phyllit, gut geschiefert, feinelagig, quarzlagig, kaum QzSeg, feine Fsp-Blasten, feine And-Nadelchen, limonitfleckig	Sn < 100
BO13R32	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr		phyllitischer Ms-Qz-Schiefer, Kontaktflecken, feine Garben, Lm auf Klüften	Sn bis 120, Cu bis 200
BO13R33	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hrogr	fr	And	pyllitischer Garbenschiefer im Kontakt mit feinstkörnigen violetten Quarztlagen	Sn bis 300, As bis 350
BO13R34	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	gngr	fr	And, Chl	phyllitischer Chl-Bt-Ms-Qz-Schiefer mit garbenähnlichen Kontaktmineralen, wenig QzSeg, Limonitbeläge	Sn bis 250, As bis 170
BO13R35	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	S	hgng	fr	Chi, Hem	Block: Ms-Chl-Qz-Schiefer, QzSeg bis 5 mm Dicke, hämatitische Trümer in der Schieferung, limonitische Klufbeläge	Sn bis 2200, Cu bis 500, As bis 100
BO13R36	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	S	hgng	fr	Chi, Hem	Block: Ms-Chl-Qz-Schiefer, keine QzSeg	Sn 150-250, Cu 300-400, Zn bis 120
BO13R37	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	gngr	fr	Chi, And	Chl-Bt-Ms-Qz-Schiefer, quarzitsche und Glimmerlagen, bis 5 mm große "Garben", feinschuppig, feinelagig-gebändert, keine QzSeg	Sn 150-300
BO13R38	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	viro	fr	And	hämatitisierter Ms-Qz-Schiefer mit rostfarbenen Flecken und Garben, feinstlagig, gut geschiefert, grobfaserig, ockerfarbene Beläge	Sn 150-250
BO13R39	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgng	fr	Chi	Bt-Chl-Ms-Qz-Schiefer mit diskordanten Quarztrümmchen, wenig Limonit auf Klüften	Sn bis 300, Cu bis 400
BO13R40	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr	And	phyllitischer Quarz-Schiefer mit Garben und wenig Kryptomelan auf Schieferungsflächen	Sn bis 1000, As bis 500
BO13R41	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	S	hgbrn	stE	Lm	Block: Qz-Schiefer mit bn zelligen Lagen (Sulfidbänder?) und kleinen QzSeg, diskordanten Quarztrümmchen	Sn bis 3700, Cu bis 1800, As bis 2000, Bi bis 3300
BO13R42	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgng	fr	Hem	Ms-Qz-Schiefer, feinelagig, limonitfleckig, ockerfarben, Hämatitisierung, ockerfarbene Klufbeläge	Cu bis 300, As bis 200, Bi bis 60
BO13R43	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgrvi	fr	Hem	eisenoxidchüssiger Ms-Qz-Schiefer, mit Hämatitisierung von Klüften ausgehend, Mn-Dendriten	Cu bis 1000, As bis 250
BO13R44	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgng	fr	Oz	hämatitisierter Ms-Qz-Schiefer, feinelagig, geschiefert, feine diskordante Quarztrümmchen	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
BO13R45	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr	Oz	Ms-Qz-Schiefer mit Hämatitisierung von Klüften aus, feine diskordante Quarzrümchen	As bis 300
BO13R46	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgng	fr	Chl, Hem	Qz-Schiefer, chloritisiert, hämatitisiert, feinstlagig, feine diskordante eisenschüssige Trümchen, ockerfarbene Klufbeläge	Cu bis 150, As bis 400
BO13R47	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgrvi	fr	Hem, Lm	Ms-Qz-Schiefer mit Hämatitisierung von Klüften aus, starke Limonitisierung	Sn bis 1000, Cu bis 200, As bis 500, Bi bis 1400, Pb bis 250
BO13R48	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgrvi	moE	Hem, Lm	hämatitisierter phyllitischer Ms-Qz-Schiefer, keine QzSeg, hydrothermal beeinflusst (zersetzt), stark ockerfarben (limonitisch) alteriert	Sn bis 180, Cu 200-1000, As bis 1000, Bi bis 400
BO13R49	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgrbn	stE	Sf, Lm	Qz-Schiefer mit gefärbten stark rotbraun zellig verwitterten (ehemals Sulfidlagen?), wenige QzSeg, ockerfarben limonitische Klufbeläge	Sn bis 3000, Cu bis 250, As bis 160, Bi bis 60
BO13R50	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgrbn	fr	Hem, Lm	hämatitisierter/Limonitisierter Qz-Schiefer, kleine QzSeg	Sn <100, As bis 40, Rb bis 380, Zr bis 170, Zn bis 100
BO13R51	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	gr	fr		Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, dünnplattig, wenige QzSeg, feine Ab-Sprossung, Lm auf Schieferungsflächen	Sn <100, As bis 1600, Rb bis 200, Zr bis 175, Zn bis 600, Pb bis 400
BO13R52	336661	5602998	545	Bo UT FGSt	A	hgr	fr		Ms-Qz-Phyllit, quarzlagig, gut geschiefert, sehr dünnplattig, keine QzSeg, wenig Lm auf Schieferungsflächen	Fe 2-13 %, Sn bis 5100, kein Cu, Zn bis 37, As bis 45, Rb bis 52, Zr bis 190
BO14R2	336383	5602151	k.A.	Bo B3143/88	B	gr	fr	Chl, Py	Bt-Chl-Qz-Schiefer mit QzSeg und feine Py-Führung	Sn bis 0,2 %
BO15R1	336794	5603223	561	Bo UT Ha	S	gr	fr		Sn-führender Hem-Qz-Schiefer	Sn <100
BO16R1	336767	5603146	559	Bo UT	A	bn	swE		Bt-Grt-Schiefer (in einem alten Schurf, vermutl. 18. Jahrh.)	
ZS1R1	336278	5603702	435	Zs UT St	A	bn	moE	Py	Ccp-Py-Sulfidlager, 20 cm mächtig, QzSeg, Lm-Verwitterungsprodukte, Sammelprobe	
ZS1R2	336278	5603702	435	Zs UT St	A	dbn	stE	Py	Ccp-Py-Sulfidlager, QzSeg, viel Lm, Sammelprobe feingebrochen	
ZS1R3	336278	5603702	435	Zs UT St	A	hbn	moE	Py	Ccp-Py-Sulfidlager, hauptsächlich QzSeg und Limonit	
ZS1R4	336278	5603702	435	Zs UT St	A	bn	moE	Py	Ccp-Py-Sulfidlager, faustgroßes verwittertes massives Erzstück mit QzSeg und Lm	
ZS2R1	336314	5603722	405	Zs UT St	A	bn	moE	Py	Ccp-Py-Sulfidlager, reichlich QzSeg, stark geschiefert	Sn 150-5000, Cu 0,08-4,2 %, As 150-1000, Bi bis 2000
ZS2R2	336314	5603722	405	Zs UT St	A	bn	swE	Py	Sulfidlager, kaum QzSeg, geschiefert, Ccp in feinen Impragnationen	
ZS2R3	336314	5603722	405	Zs UT St	A	gr	swE	Py	Nebengestein Sulfidlager: Bt-Ms-Qz-Schiefer, fest, feinstreifig durch Glimmerlagen, geschiefert, geklüftet, wenige feinste Sulfidimpragnationen	
ZS2R4	336314	5603722	405	Zs UT St	A	gr	swE	Py	Nebengestein Sulfidlager: Bt-Ms-Qz-Schiefer, feinstreifig durch Glimmerlagen, wenige QzSeg, geschiefert, geklüftet, reichlich feinste Sulfidimpragnationen	Fe 5 bis 12 %, Cu 0,02-2,4 %, Sn 500-1650, As 70-1850, Rb 80-120, Zn 60-150, Bi bis 90
ZS2R5	336314	5603722	405	Zs UT St	A	gr	swE		Nebengestein Sulfidlager: Biotit-Muskovit-Quarzschiefer, sehr fest, feinstreifig durch Glimmerlagen, gut geschiefert, gut geklüftet, keine Sulfide	Fe 3-5,5 %, Cu bis 230, Sn 80-215, As bis 70
ZS2R6	336314	5603722	405	Zs UT St	A	bn	moE		Sulfidlager: 0-0,10 m mächtig, beträchtliche Sulfidvererzung mit cm-großen QzSeg, gut geschiefert, mit Lm und Ccp	Cu 0,2-2,4 %, Sn 420-2400, As 290-700, Bi bis 420
ZS2R7	336314	5603722	405	Zs UT St	A	grbn	fr		Sulfidlager: 0,10-0,70 m mächtig, schwache Sulfidvererzung	
ZS2R8	336314	5603722	405	Zs UT St	A	grbn	fr		Sulfidlager: 0,80-1,50 m mächtig, schwache Sulfidvererzung	
ZS2R9	336314	5603722	405	Zs UT St	A	ocbn	fr		Sammelprobe Sulfidlager, ockerfarbene feine Ausblühungen auf Klüften, wenig Sulfidführung	
ZS2R11	336314	5603722	405	Zs UT St	A	hgn	fr	Py	3 bis 6 cm mächtige Quarz"knauer"vererzung mit Ccp und Py sowie As	
ZS2R12	336314	5603722	405	Zs UT St	A	hgn	fr	Py	7 bis 8 cm mächtige feinimprägnative Vererzung Py, Ccp und Arsen in feinkörnig grauem Qz-Schiefer	Sn <100 ppm
ZS3R1	336430	5603995	500	Zs UT St	A	hgr	fr		fleckenführender fk Qz-Schiefer mit QzSeg und Lm	Cu 750-8875, Zn 60-240, As 0,26-1,3 %, Sn 270-730, Bi 300-2850
ZS4R1	336470	5603425	430	Bo UT	A	gr	moV	Py	6 cm mächtige Pyritvererzung mit Ccp in QzSeg-führendem grauen fk Qz-Schiefer	
ZS4R2	336470	5603425	430	Bo UT	A	gr	moV	Py	7 cm mächtige Pyritvererzung mit Ccp in QzSeg-führendem grauen fk Qz-Schiefer	Cu 0,1-1,2 %, As 0,30-1,1 %, Sn 525-1120, Bi 295-650
ZS5R1	336180	5604145	480	Zs UT Hf	S	hocbn	stE		Lm-Qz, stark ockerfarben verwittert, Relikte von Qz-Schiefer und QzSeg, keine Sulfide sichtbar, Lesesteine im alten Versuchsort	Sn 500-7000, Cu 300-800, As 25-300
ZS5R2	336180	5604145	480	Zs UT Hf	A	hocbn	stV		Lm-Qz, stark ockerfarben verwittert, Relikte von Qz-Schiefer und QzSeg, keine Sulfide sichtbar, aus 1 m Mächtigkeit im Anstehenden	Sn bis 0,25 % Cu 500, As 25
ZS6R1	336180	5604145	480	Zs UT	A	gr	fr		fk Bt-Qz-Schiefer	Sn bis 460, As bis 20, Cu bis 200
ZS143R1	336440	5603555	420	Bo UT	A	gr	swV		Bt-Qz-Schiefer, fest, klüftig, gut geschiefert	Sn bis 1 %

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ZS143R2	336440	5603555	420	Bo ÜT	A gr	swV			Bt-Qz-Schiefer mit auffälligem Quarz-Turmalin-Klast	Sn bis 1 %
ZS257R3	336740	5604030	450	Bo ÜT Ha	S gr	fr	Tur		Qz-Schiefer mit schwärzlichen turmalinführenden subkongordanten Cst-Trümchen	Sn 2-8 %
AV7R1	337110	5605760	396	AV UT OVSt	S hgrvi	fr			Ms-Chl-führender Qz-Schiefer, massiv, bankig mit Ms-Trum, schwärzliche feine diskordante Trümer (nur das Gestein ohne Ms-Trum analysiert)	Sn bis 1000, As bis 20, Rb bis 400, Zn bis 50
AV7R2	337110	5605760	396	AV UT OVSt	S we	fr			grobblättriger Ms mit wenig Quarz und Hem analysiert	Sn bis 800
AV21R1	337110	5605760	365	AV UT CSt	S hoc	stE	Kln		mittelkörniger Mikrogranit mit freiem Qz, Or, auf Klüften Fe-Mn-Oxide, 2 mm mächtige Trümer mit Quarz und schuppigem Muskovit	Sn <100
AV22R3	337110	5605760	395	AV UT OVSt	S gr	stE			Lithiophorit auf Kristallquarz und Manganoxihydraten	Sn <101
AE5R1	336944	5605753	365	AE ÜT	A hgr	swV			phyllitischer Qz-Ms-Schiefer	Sn <101
AE9R3	337605	5605440	500	AE ÜT	S sw	swV	Hem		polymikte Quarz-Gangbrekzie mit Manganoxihydraten	Sn <100, As bis 350, Bi bis 25, Co bis 1 %, Mo bis 85, Ni bis 1200, Cu bis 0,6 %, Pb bis 150, Zn bis 1000, Ba bis 0,3 %
AE16R2	337600	5605420	500	AE ÜT	S sw	swV			Gangbrekzie mit Lithiophorit und Manganoxihydraten	Sn <100, As bis 250, Co bis 0,65 %, Mo bis 70, Ni bis 2800, Cu bis 0,8 %, Pb bis 50, Zn bis 900, Ba bis 0,6 %
AE17R4	337715	5605750	430	AE ÜT	S bsw	swV	Hem		Qz-Schiefer auf Spalten und Schieferungsflächen mit schwarzen porenreichen Trümmern von Manganoxihydraten bis 5 mm mächtig	Sn <100, As bis 380, Co bis 1 %, Ni bis 1500, Cu bis 0,7 %, Pb bis 1000, Zn bis 1000, Ba bis 0,45 %
AE18R1	337695	5605385	490	AE ÜT	S hvigr	swV	Hem		hämatitisierter Quarzschiefer mit diskordanten Quarztrümmern und linsigen QzSeg	
AE40R1	337548	5604822	553	AE ÜT	S dgrbn	fr	Hem		Lm-Hem-Gangerz mit leistenförmigen Quarzen	

Abkürzungen

1 - Probennummer: BO - Bockau, AV - Vestenburger Stolln Aue, AE - Umgebung von Aue, ZS - Zschorlau, 1 bis n - Feldpunktnummer, R - Rock 1 bis n am Feldpunkt

2 - Koordinate: Rechtswert UTM Zone 33U

3 - Koordinate: Hochwert UTM Zone 33U

4 - Geländehöhe: in Meter

5 - Lokalität: Au - Aue, Bo - Bockau, Zs - Zschorlau

AV - Vestenburger Stolln, AE - Umgebung von Aue

UT - Untertage, ÜT - Übertage

CSt - Christianus Stolln, MSt - St. Michael Stolln, OVSt - Oberer Vestenburger Stolln, FGSt - Friede Gottes Stolln,

GG - Gottes Geschick Fundgrube, Ha - Bergbauhalde

6 - Art der Probe: A - Aufschluss, S - Aufsammlung

7 - Farbe der Probe: h - hell, d - dunkel, bl - blau, bn - braun, gr - grau, gn - grün, oc - ocker, ro - rot, sw - schwarz, vi - violett, we - weiß

8 - Eigenschaft: V - Verwitterung, E - Entfestigung, sw - schwach, mo - moderat, st - stark, fr - frisch

9 - Alteration: And - Andalusitbildung, Ab - Albitisation, Chl - Chloritisation, Fsp - Feldspatitisation, Hem - Hämatitisation, Kln - Kaolinitisation, Lm - Limonitisation, Ms - Muskovitisation, Py - Pyritisation, Tur - Turmalinitisation

10 - Beschreibung: Ab - Albit, And - Andalusit, Bt - Biotit, Ccp - Chalkopyrit, Chl - Chlorit, Cst - Kassiterit, Fsp - Feldspat, Hem - Hämatit, Lm - Limonit, Ms - Muskovit, Qz - Quarz, QzSeg - Quarzseggregat, Py - Pyrit

11 - Geochemie: nach pXRF-Messungen - Gehalte in Prozent und in ppm

Anlage 3.1 Chemische Vollanalysen (Friede Gottes Stolln, Analytik BfUL)

	Unit	BO13R5	BO13R9	BO13R13	BO13R14	BO13R15	BO13R18	BO13R19	BO13R22	BO13R24	BO13R26	BO13R27
Lithotyp in Tab. 6		1	1	1	1	1	1					
SiO ₂	%	60,4	56,7	59,7	60,7	58,5	62,9	68,5	70,8	76,3	67,8	72,8
TiO ₂	%	0,86	0,85	0,78	0,80	0,81	0,84	0,73	0,54	0,58	0,25	0,58
Al ₂ O ₃	%	19,6	22,5	20,0	19,6	20,7	19,1	15,7	11,6	11,8	5,50	12,2
Fe ₂ O ₃	%	2,29	1,44	2,01	1,72	2,06	2,16	1,95	9,64	4,05	9,0	5,07
FeO	%	3,80	4,94	4,87	4,68	4,84	2,85	2,76	0,25	0,22	4,88	0,83
MnO	%	0,06	0,05	0,08	0,07	0,08	< 0,05	0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	%	1,7	1,9	1,9	1,8	1,8	1,4	1,3	0,2	0,3	0,3	0,6
CaO	%	0,17	0,09	0,07	0,05	0,11	0,05	0,09	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Na ₂ O	%	0,41	0,64	0,31	0,34	0,70	0,31	0,21	0,14	0,13	< 0,05	0,17
K ₂ O	%	5,06	5,36	4,71	4,99	5,33	5,41	4,56	3,04	3,12	0,91	3,01
P ₂ O ₅	%	0,09	0,06	0,06	< 0,05	0,05	0,05	0,07	0,11	0,08	0,19	0,09
H ₂ O ⁻	%	0,55	0,50	0,42	0,28	0,29	0,22	0,22	0,14	0,24	0,41	0,26
LOI	%	3,81	4,18	4,12	3,88	3,88	3,49	3,08	2,57	2,66	4,32	3,28
C _t	%	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
S _t	%	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	0,04	0,15	3,56	0,41
F ⁻	%	0,098	0,140	0,085	0,078	0,077	0,067	0,094	0,110	0,130	0,200	0,110
Total	%	98,98	99,30	99,06	99,10	99,13	98,91	99,32	99,27	99,74	97,26	99,31
As	ppm	< 2	15	66	280	110	7,7	4,4	98	33	630	58
B	ppm	287	93	69	99	68	96	60	30	49	< 10	36
Ba	ppm	640	640	530	560	620	600	500	460	450	210	400
Be	ppm	3,04	4,31	4,02	3,27	2,95	2,73	3,02	2,08	3,33	1,90	2,50
Bi	ppm	2,61	< 0,5	0,94	< 0,5	< 0,5	0,82	0,58	2,58	1,21	772,72	3,76
Cd	ppm	< 0,10	1,2	0,43	1,9	2,6	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,10	0,10	0,11
Co	ppm	10	23	17	17	17	12	9,2	3	28	50	11
Cr	ppm	89	97	86	86	92	87	75	58	66	19	72
Cs	ppm	22,6	38,2	33,4	34,4	33,9	36,5	28,5	13,2	26,6	9,3	16,7
Cu	ppm	130	37	29	34	50	4,6	12	18	37	12000	20
Ga	ppm	29	33	31	28	30	29	22	20	19	< 5	20
Hf	ppm	13	9,3	7,5	8,0	8,4	7,1	7,4	11	11	< 5	6,3
Hg	ppm	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,07	< 0,05
Li	ppm	105	137	92	75	78	74	99	30	82	33	53
Nb	ppm	19	19	18	22	18	21	16	12	12	< 5	11
Ni	ppm	32	59	34	38	46	39	34	24	18	19	29
Mo	ppm	< 0,5	< 0,5	2,85	15	< 0,5	< 0,5	< 0,5	5,0	0,8	3,4	< 0,5
Pb	ppm	9,1	48	120	99	150	8,7	7,7	12	9,8	45	5,8
Rb	ppm	250	280	260	280	280	300	260	150	200	69	160
Sb	ppm	2,8	< 1,0	< 1,0	1,2	< 1,0	1,4	1,6	7,6	5,2	15	2,9
Sc	ppm	14	16	15	15	15	14	12	11	10	7,1	11
Se	ppm	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	2,9	< 2,0
Sn	ppm	23	6,3	9,1	8,7	17	5,3	27	39	29	2590	11
Sr	ppm	28	44	32	30	39	30	19	340	220	190	15
Ta	ppm	1,4	1,4	1,4	1,6	1,4	1,6	1,3	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0
Th	ppm	16	17	16	15	15	14	13	11	11	< 2	8,4
Tl	ppm	1,4	1,4	1,3	1,8	1,5	1,4	1,4	0,67	1,9	0,59	0,91
U	ppm	2,0	1,7	2,0	1,8	1,7	1,8	2,3	5,4	5,0	4,6	2,4
V	ppm	105	100	93	106	115	100	82	75	67	33	74
W	ppm	10,2	3,2	12	23	9,0	13	11	39	40	18	6,8
Y	ppm	31	32	27	26	29	31	29	30	31	47	24
Zn	ppm	92	310	91	430	580	58	58	100	95	110	67
Zr	ppm	250	140	130	130	130	210	220	250	280	100	200
La	ppm	51	66	57	56	59	54	39	36	40	52	28
Ce	ppm	97	121	106	108	112	104	80	73	81	98	53
Pr	ppm	12	15	13	13	13	12	9,4	8,3	9,6	11	6,5
Nd	ppm	41	50	44	45	46	43	34	31	36	42	23
Sm	ppm	8,0	9,2	8,0	8,0	8,4	7,9	6,6	6,2	7,5	9,8	4,6
Eu	ppm	1,6	1,8	1,6	1,6	1,6	1,6	1,3	1,5	2,3	3,2	1,1
Gd	ppm	7,2	7,6	6,5	6,8	7,1	7,1	6,1	5,8	7,0	11	4,7
Tb	ppm	1,1	1,1	0,95	0,95	1,0	1,0	0,91	0,90	1,0	1,9	0,73
Dy	ppm	6,2	6,3	5,2	5,2	5,6	5,9	5,2	5,3	5,8	11	4,2
Ho	ppm	1,2	1,2	1,0	0,99	1,1	1,1	1,0	1,0	1,1	2,0	0,84
Er	ppm	3,4	3,5	2,9	2,8	3,2	3,3	3,0	2,9	3,1	5,2	2,3
Tm	ppm	0,53	0,55	0,46	0,43	0,49	0,51	0,46	0,44	0,46	0,74	0,36
Yb	ppm	3,4	3,5	2,9	2,8	3,2	3,2	2,9	2,8	3,0	4,5	2,3
Lu	ppm	0,50	0,51	0,43	0,40	0,48	0,49	0,44	0,41	0,44	0,60	0,35
REE	ppm	233	288	250	251	262	245	190	175	198	254	132

Anlage 3.1

Chemische Vollanalysen (Friede Gottes Stolln, Analytik BfUL)

	Unit	BO13R30	BO13R31	BO13R32	BO13R34	BO13R37	BO13R40	BO13R41	BO13R44	BO13R47	BO13R49
Lithotyp in Tab. 6											
SiO ₂	%	76,6	71,0	78,6	75,3	76,0	73,2	76,5	83,5	79,7	82,8
TiO ₂	%	0,51	0,66	0,38	0,51	0,46	0,56	0,45	0,40	0,32	0,19
Al ₂ O ₃	%	10,7	14,6	9,7	10,8	10,1	12,1	9,6	8,7	7,7	4,7
Fe ₂ O ₃	%	2,52	1,83	2,25	3,94	3,68	5,29	6,16	0,88	6,70	8,98
FeO	%	2,50	2,49	2,29	2,76	2,99	1,05	0,35	0,50	0,28	0,26
MnO	%	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	%	0,70	0,77	0,62	0,53	0,59	0,46	0,20	0,34	0,17	0,10
CaO	%	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Na ₂ O	%	0,20	0,29	0,20	0,16	0,16	0,19	0,15	0,17	0,21	< 0,05
K ₂ O	%	3,02	4,26	2,61	2,57	2,21	3,27	1,45	2,22	1,77	0,57
P ₂ O ₅	%	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,19	0,20	0,09	0,11
H ₂ O ⁻	%	0,20	0,32	0,29	0,44	0,38	0,39	0,50	0,27	0,26	0,25
LOI	%	2,17	2,56	1,95	2,26	2,25	2,43	3,27	2,04	2,13	2,08
C _i	%	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
S _i	%	0,19	0,08	0,06	0,06	0,05	0,07	0,08	0,04	0,03	< 0,03
F ⁻	%	0,061	0,067	0,037	0,026	0,030	0,065	0,034	0,220	0,032	0,022
Total	%	1,36	98,93	98,96	99,43	98,80	99,16	98,98	99,45	99,43	100,09
As	ppm	93	5,5	9,7	39	17	33	1400	13	72	230
B	ppm	70	95	88	73	57	100	64	60	92	47
Ba	ppm	310	610	390	260	380	370	380	1300	250	88
Be	ppm	1,36	1,63	1,41	1,98	1,70	1,96	2,70	2,26	1,30	1,55
Bi	ppm	1,50	< 0,5	< 0,5	1,36	0,62	1,86	1535,84	9,20	14,56	92,20
Cd	ppm	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,31	< 0,10	0,14	0,19
Co	ppm	17	3,9	4,2	17	9,2	3,3	2,6	2,1	5,3	8,9
Cr	ppm	53	72	45	53	52	62	47	54	38	26
Cs	ppm	16,9	15,4	14,7	16,7	16,0	14,6	15,7	13,2	9,1	3,0
Cu	ppm	42	37	46	8,1	41	60	510	39	92	310
Ga	ppm	17	22	14	17	15	19	18	10	13	12
Hf	ppm	9,0	7,8	< 5	7,6	6,3	6,4	9,3	8,3	7,2	13
Hg	ppm	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,09	< 0,05	< 0,05	0,10
Li	ppm	59	71	74	91	76	50	37	101	28	20
Nb	ppm	9	13	7,0	10	8,8	12	9,2	6,6	6,3	< 5
Ni	ppm	23	30	27	30	30	20	23	15	22	24
Mo	ppm	1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,6	0,7	< 0,5	1,0	7,7
Pb	ppm	5,0	5,2	3,7	4,8	5,1	9,4	11	5,1	16	29
Rb	ppm	130	160	120	120	120	160	110	140	82	45
Sb	ppm	2,0	< 1,0	< 1,0	1,6	1,1	3,2	62	1,4	11	27
Sc	ppm	11	12	8,8	10	10	11	9,7	8,7	8,0	7,0
Se	ppm	1	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0	< 2,0
Sn	ppm	1200	28	20	170	140	52	190	8,4	170	1520
Sr	ppm	10	14	11	7,6	15	14	27	41	10	7,8
Ta	ppm	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0
Th	ppm	9,0	11	6,0	8,7	7,7	9,8	< 2	8,9	4,7	< 2
Tl	ppm	1,00	0,66	0,60	0,67	0,65	0,69	0,59	0,61	0,45	0,21
U	ppm	1,0	1,6	1,3	1,5	3,4	1,9	5,1	1,9	3,1	5,4
V	ppm	65	83	49	68	63	65	50	54	44	33
W	ppm	11,8	7,3	4,5	7,5	10	12	7,0	11	9,5	9,9
Y	ppm	22	27	17	26	22	26	53	33	25	25
Zn	ppm	28	39	45	34	57	28	20	51	32	21
Zr	ppm	180	210	140	240	210	200	200	180	140	67
La	ppm	34	43	30	29	29	26	91	42	29	30
Ce	ppm	68	77	58	61	58	48	145	75	56	47
Pr	ppm	7,6	9,7	6,8	6,8	6,8	5,8	19	11	6,9	6,7
Nd	ppm	27	35	25	25	25	22	68	43	26	25
Sm	ppm	5,4	6,9	5,0	5,0	5,1	4,4	14	9,0	5,8	5,6
Eu	ppm	2,1	2,5	1,9	2,7	3,1	1,7	7,3	2,2	2,0	1,8
Gd	ppm	5,0	6,3	4,5	5,2	4,9	4,8	14	8,5	6,0	6,2
Tb	ppm	0,71	0,89	0,62	0,80	0,70	0,76	2,1	1,2	0,89	0,98
Dy	ppm	4,0	4,9	3,2	4,7	3,9	4,5	11	6,2	4,9	5,4
Ho	ppm	0,77	0,95	0,60	0,92	0,77	0,91	2,1	1,2	0,95	1,0
Er	ppm	2,2	2,6	1,6	2,6	2,1	2,6	5,5	3,2	2,6	2,6
Tm	ppm	0,34	0,38	0,1	0,39	0,31	0,40	0,81	0,47	0,39	0,37
Yb	ppm	2,2	2,5	1,5	2,5	2,1	2,5	5,0	2,9	2,5	2,3
Lu	ppm	0,33	0,37	0,1	0,38	0,30	0,37	0,69	0,42	0,35	0,29
REE	ppm	160	194	139	147	142	125	384	207	145	135

Anlage 3.2

Chemische Vollanalysen (Bockau, Aue, Analytik ALS)

SAMPLE	UNIT	AV1R1	AV1R2	AV1R3	AV1R5	AV1R6	AV1R7	BO1R1	BO1R2	BO1R3	BO1R5	BO1R6	BO1R7
Lithotyp in Tab. 6		3	3	3	3	3	3	6	6	6	6	6	6
SiO ₂	%	86,30	73,80	78,40	65,20	77,50	76,40	59,00	55,60	64,20	78,80	65,70	88,00
TiO ₂	%	0,32	0,80	0,18	0,32	0,20	0,57	0,70	0,89	0,67	0,47	0,59	0,18
Al ₂ O ₃	%	7,74	13,15	4,43	6,57	4,97	11,65	12,10	17,40	13,70	9,74	12,50	4,56
Fe ₂ O ₃	%	3,86	6,49	13,00	22,60	14,65	5,47	15,20	15,35	12,60	5,59	13,70	5,01
MnO	%	0,01	0,01	0,02	0,05	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02	0,05	0,02
CaO	%	0,05	0,08	0,03	0,06	0,05	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
MgO	%	0,22	0,50	0,16	0,23	0,19	0,57	0,96	0,69	0,76	0,63	0,80	0,45
Na ₂ O	%	0,06	0,17	0,01	0,03	0,02	0,12	0,10	0,16	0,13	0,11	0,18	0,03
K ₂ O	%	1,57	2,84	0,49	1,40	0,84	2,73	2,27	2,73	3,01	2,68	1,91	0,86
P ₂ O ₅	%	0,08	0,09	0,30	0,48	0,08	0,06	0,17	0,12	0,14	0,05	0,13	0,12
BaO	%	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02
SrO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
C	%	0,04	0,03	0,01	0,05	0,02	0,01	0,03	0,08	0,05	0,04	0,04	0,02
S	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	%	1,48	2,23	2,92	4,25	1,31	2,14	1,87	4,72	3,37	-0,52	0,85	0,17
Total	%	101,76	100,24	99,97	101,27	99,89	99,85	92,50	97,88	98,72	97,67	96,51	99,48
Ag	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,50	<0,5	<0,5	<0,5	0,50	<0,5
As	ppm	32	62	94	>250	61	49	260	84	24	21	24	23
Au	ppm	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,0210	0,0500	0,0050	0,0060	0,0160	<0,005
Ba	ppm	221,0	372,0	53,8	175,0	32,7	264,0	298,0	425,0	387,0	332,0	254,0	187,5
Bi	ppm	0,60	1,14	0,27	0,23	3,40	1,53	75,50	245,00	38,90	12,85	136,50	0,50
Cd	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Co	ppm	9	16	25	33	35	22	9	14	7	6	10	3
Cr	ppm	50	100	30	40	40	70	60	90	70	40	60	20
Cs	ppm	17,55	35,10	18,95	21,80	10,90	43,80	20,70	17,45	14,30	10,35	19,35	7,17
Cu	ppm	25	31	7	9	14	34	26	114	110	32	29	19
Ga	ppm	10,6	18,0	8,0	11,3	10,1	16,1	20,8	24,5	19,0	14,5	19,8	5,7
Ge	ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	ppm	4,8	10,5	3,4	4,9	4,9	10,4	6,7	8,0	5,9	4,4	4,6	2,5
Hg	ppm	0,022	0,027	0,025	0,023	0,026	0,021	<0,05	<0,05	0,120	<0,05	<0,05	<0,05
In	ppm	0,020	0,031	0,093	0,099	0,084	0,048	0,320	0,260	0,160	<0,05	0,170	0,060
Li	ppm	50	60	30	40	140	80	80	70	40	30	70	50
Mn	ppm	77	77	155	387	310	155	310	310	232	155	387	155
Mo	ppm	2,0	2,0	2,0	2,0	5,0	1,0	1,0	3,0	1,0	1,0	2,0	1,0
Nb	ppm	6,1	14,4	3,3	5,5	3,7	10,6	15,5	17,5	13,0	9,6	11,9	3,4
Ni	ppm	11	13	37	53	46	12	38	68	29	24	30	12
Pb	ppm	2	7	6	<2	6	19	23	26	18	13	22	7
Rb	ppm	106,5	191,5	118,0	141,5	69,5	224,0	135,5	131,5	148,5	140,0	116,0	45,6
Re	ppm	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,0010	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	ppm	0,46	0,99	0,42	1,53	2,16	1,21	3,32	10,20	13,05	0,93	2,66	0,62
Sc	ppm	7	13	4	5	4	10	13	13	11	7	9	3
Se	ppm	0,3	0,3	0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,3	0,6	0,5	<0,2	0,4	0,2
Sn	ppm	195	>10000	7720	3280	7340	>10000	40000	6820	1730	304	5340	3000
Sr	ppm	6,5	18,4	4,4	6,6	11,1	13,0	7,4	11,8	8,9	4,8	10,3	5,1
Ta	ppm	0,90	2,80	0,60	0,70	0,40	1,90	2,00	1,20	0,90	0,70	0,90	0,20
Te	ppm	0,030	0,080	0,020	0,030	0,080	0,080	0,060	0,500	0,020	0,010	0,120	0,020
Th	ppm	7,080	13,000	3,470	5,280	3,600	10,350	13,700	14,800	11,500	8,340	10,350	4,780
Ti	ppm	1918	4795	1079	1918	1199	3417	4196	5335	4016	2817	3536	1079
Tl	ppm	0,17	0,25	0,22	0,25	0,79	0,58	0,54	0,54	0,43	0,46	0,38	0,12
U	ppm	3,880	6,690	11,300	20,400	9,040	3,990	5,190	5,110	3,020	2,010	3,980	1,560
V	ppm	32,0	92,0	23,0	40,0	35,0	59,0	83,0	116,0	69,0	50,0	69,0	21,0
W	ppm	5,0	14,0	8,0	20,0	36,0	10,0	15,0	5,0	6,0	4,0	3,0	5,0
Y	ppm	25,2	42,9	10,9	17,2	31,8	30,2	30,1	24,5	24,9	15,7	22,3	10,6
Zn	ppm	24	36	74	101	27	67	63	71	39	38	54	28
Zr	ppm	183	395	114	176	179	402	246	313	231	159	180	105
La	ppm	31,20	65,40	11,10	18,10	25,30	35,90	95,10	59,80	42,90	26,60	48,20	31,20
Ce	ppm	61,70	122,50	20,20	34,40	45,60	64,40	157,00	105,50	79,30	50,80	83,80	57,70
Pr	ppm	7,13	14,25	2,49	4,22	5,18	7,39	18,25	12,25	9,10	6,02	9,35	6,17
Nd	ppm	26,20	52,00	9,70	15,40	19,60	27,90	69,40	46,10	35,40	23,30	35,80	24,00
Sm	ppm	5,17	10,50	1,68	3,23	4,45	5,43	17,70	10,60	8,07	4,60	8,97	4,65
Eu	ppm	2,51	5,57	1,63	1,93	3,01	2,68	6,32	4,98	3,36	1,46	3,67	2,03
Gd	ppm	6,35	8,28	2,05	3,06	5,41	5,51	14,15	8,75	6,69	3,58	6,97	3,64
Tb	ppm	0,80	1,28	0,38	0,53	1,01	0,88	1,68	1,12	0,92	0,56	0,96	0,48
Dy	ppm	4,80	7,43	1,98	2,93	6,30	5,32	7,26	5,76	4,90	3,08	4,91	2,29
Ho	ppm	0,99	1,53	0,45	0,66	1,12	1,08	1,14	0,99	0,97	0,58	0,85	0,35
Er	ppm	3,10	4,62	1,06	1,97	3,18	3,15	3,21	2,93	2,78	1,67	2,33	1,07
Tm	ppm	0,41	0,78	0,20	0,25	0,47	0,52	0,47	0,41	0,42	0,29	0,38	0,17
Yb	ppm	2,90	4,70	1,10	1,80	2,72	3,10	3,21	2,95	2,84	1,71	2,26	0,99
Lu	ppm	0,45	0,62	0,16	0,26	0,37	0,49	0,41	0,43	0,40	0,25	0,32	0,13
REE	ppm	153,71	299,46	54,18	88,74	123,72	163,75	395,30	262,57	198,05	124,50	208,77	134,87

Anlage 3.2

Chemische Vollanalysen (Bockau, Aue, Analytik ALS)

SAMPLE	UNIT	BO1R8	BO1R9	BO2R1	BO2R2	BO2R3	BO2R4	BO2R5	BO2R6	BO3R1	BO4R1	BO4R2	BO5R1
Lithotyp in Tab. 6		6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
SiO ₂	%	58,70	54,10	79,70	77,00	82,30	82,10	82,80	82,70	42,50	76,20	79,90	83,00
TiO ₂	%	0,69	0,86	0,50	0,46	0,36	0,29	0,22	0,29	0,28	0,40	0,19	0,22
Al ₂ O ₃	%	14,25	17,05	9,61	8,20	8,28	7,05	6,08	5,61	4,82	8,70	4,53	4,00
Fe ₂ O ₃	%	16,60	16,85	8,49	10,00	6,34	6,59	6,45	8,81	45,60	10,40	11,50	11,00
MnO	%	0,06	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
CaO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,46	0,63	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01
MgO	%	1,24	1,12	0,17	0,15	0,16	1,00	1,01	0,29	0,02	0,50	0,38	0,04
Na ₂ O	%	0,08	0,12	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K ₂ O	%	3,26	3,23	1,89	1,18	1,77	2,24	1,94	0,76	0,09	1,55	1,00	0,32
P ₂ O ₅	%	0,08	0,15	0,13	0,10	0,10	0,44	0,58	0,11	0,39	0,06	0,08	0,12
BaO	%	0,03	0,04	0,07	0,01	0,05	0,06	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
SrO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
C	%	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,13	0,07	0,04	0,09
S	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01
LOI	%	3,06	4,14	1,28	2,43	0,48	0,48	0,88	1,88	4,93	2,44	2,09	2,05
Total	%	98,09	97,78	101,94	99,61	99,95	100,82	100,72	100,58	98,87	100,42	99,78	100,90
Ag	ppm	1,00	<0,5	0,80	0,60	0,50	<0,5	<0,5	<0,5	2,30	2,50	2,30	1,10
As	ppm	30	16	19	27	19	7	6	86	206	87	63	>250
Au	ppm	0,0140	0,0480	0,0060	0,0070	0,0090	<0,005	0,0060	0,0480	0,1610	<0,005	<0,005	0,0270
Ba	ppm	247,0	338,0	647,0	112,0	392,0	533,0	366,0	43,6	68,1	192,0	82,5	102,0
Bi	ppm	373,00	128,00	1,22	3,19	4,83	0,63	0,61	24,60	1045,00	0,79	6,39	105,50
Cd	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Co	ppm	13	10	3	19	2	7	8	3	2	8	13	2
Cr	ppm	50	60	40	30	30	20	30	50	30	50	30	30
Cs	ppm	21,60	23,60	6,74	8,46	5,51	10,95	10,65	10,90	0,60	25,30	60,40	3,31
Cu	ppm	102	53	6	17	7	9	9	74	626	315	211	183
Ga	ppm	21,9	25,2	15,6	17,2	12,8	11,3	10,9	14,7	8,3	15,9	9,6	15,9
Ge	ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	ppm	5,5	7,6	5,1	7,0	3,7	3,2	2,5	3,7	2,4	4,3	2,5	3,1
Hg	ppm	<0,05	<0,05	0,050	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,050	0,230	0,031	0,011	0,054
In	ppm	0,460	0,300	<0,05	0,060	<0,05	0,060	0,060	0,270	0,350	0,172	0,476	3,430
Li	ppm	70	80	30	30	20	50	50	40	30	90	50	10
Mn	ppm	465	310	77	232	77	310	310	155	77	155	155	77
Mo	ppm	2,0	2,0	3,0	3,0	3,0	1,0	1,0	2,0	54,0	1,0	1,0	1,0
Nb	ppm	9,8	14,9	7,8	8,6	6,0	4,7	4,0	7,4	4,2	7,5	3,1	4,5
Ni	ppm	37	42	7	13	7	28	28	12	9	17	14	16
Pb	ppm	18	18	19	16	21	3	3	39	267	58	43	45
Rb	ppm	200,0	186,0	95,4	92,8	80,6	87,5	87,4	52,7	5,0	114,5	151,5	27,5
Re	ppm	<0,001	0,0010	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,0010
Sb	ppm	11,75	4,04	3,11	6,28	2,70	0,36	0,30	22,90	6,41	1,96	2,39	1,64
Sc	ppm	9	11	7	6	5	5	4	4	4	6	3	4
Se	ppm	0,7	0,7	0,2	0,2	0,2	0,8	0,8	0,4	7,8	<0,2	0,2	0,7
Sn	ppm	18600	18650	781	1480	463	707	908	312	19	1110	2680	3980
Sr	ppm	8,5	8,3	290,0	106,0	222,0	35,0	30,1	200,0	138,0	6,0	3,2	29,1
Ta	ppm	1,30	1,40	0,60	0,80	0,50	0,30	0,30	0,50	0,30	0,50	0,30	0,50
Te	ppm	0,310	0,460	0,030	0,100	0,050	0,010	0,020	0,170	1,870	0,020	0,040	0,670
Th	ppm	12,600	15,050	9,460	10,700	7,820	4,970	4,070	5,940	3,400	6,930	4,040	6,490
Ti	ppm	4136	5155	2997	2757	2158	1738	1319	1738	1678	2398	1139	1319
Tl	ppm	0,90	0,70	0,18	0,59	0,14	0,31	0,29	0,39	0,02	0,59	1,08	0,06
U	ppm	4,080	4,480	3,210	11,000	2,860	4,860	3,550	3,350	13,800	2,370	1,230	1,880
V	ppm	65,0	79,0	41,0	45,0	36,0	31,0	26,0	31,0	51,0	63,0	31,0	56,0
W	ppm	8,0	9,0	13,0	27,0	13,0	5,0	4,0	9,0	36,0	13,0	24,0	10,0
Y	ppm	24,2	25,5	25,5	20,6	16,4	33,0	53,0	54,3	30,3	23,1	35,8	48,2
Zn	ppm	60	62	27	72	22	39	38	26	11	69	78	40
Zr	ppm	210	278	182	273	128	112	91	124	78	152	92	120
La	ppm	80,90	74,20	44,20	56,20	34,00	29,80	36,10	56,70	45,40	27,30	21,30	140,00
Ce	ppm	133,50	125,00	75,60	103,50	61,50	28,60	28,40	105,50	75,80	52,30	39,10	244,00
Pr	ppm	15,50	14,55	8,01	10,65	6,74	7,48	9,03	12,35	8,74	6,38	5,17	27,40
Nd	ppm	59,30	55,30	28,90	38,80	23,50	30,90	37,40	48,60	31,60	25,40	20,10	109,00
Sm	ppm	14,95	13,40	5,26	7,24	4,52	8,80	10,30	10,80	6,16	5,50	4,07	22,20
Eu	ppm	5,64	5,25	3,73	4,12	2,73	2,66	3,00	4,14	2,38	2,41	1,52	12,80
Gd	ppm	12,55	10,65	4,19	5,49	3,57	10,25	11,45	10,60	6,33	4,69	5,38	17,70
Tb	ppm	1,54	1,40	0,77	0,74	0,55	1,50	1,80	1,90	1,06	0,77	0,95	2,19
Dy	ppm	6,56	6,41	4,39	3,87	3,51	7,63	10,60	11,05	6,75	3,74	6,06	11,75
Ho	ppm	0,97	1,05	0,93	0,78	0,66	1,30	1,94	2,11	1,22	0,89	1,32	2,07
Er	ppm	2,55	2,67	2,77	1,88	2,03	3,18	5,39	5,40	3,19	2,03	3,66	5,03
Tm	ppm	0,33	0,42	0,42	0,31	0,31	0,50	0,75	0,70	0,45	0,33	0,45	0,64
Yb	ppm	2,25	2,50	2,79	1,96	1,87	2,80	4,15	4,41	2,81	1,96	2,67	3,78
Lu	ppm	0,31	0,42	0,41	0,32	0,30	0,33	0,60	0,52	0,35	0,27	0,30	0,50
REE	ppm	336,85	313,22	182,37	235,86	145,79	135,73	160,91	274,78	192,24	133,97	112,05	599,06

Anlage 3.2

Chemische Vollanalysen (Bockau, Aue, Analytik ALS)

SAMPLE	UNIT	BO5R2	BO5R5	BO5R6	BO5R7	BO5R9	BO8R1	BO8R2	BO8R4	BO8R5	BO8R6	BO9R1	BO9R2
Lithotyp in Tab. 6		6	6	6	6	6	3	3	3	3	3	3	3
SiO ₂	%	80,80	81,30	81,60	69,60	91,10	70,70	72,00	74,70	89,20	80,60	81,70	82,90
TiO ₂	%	0,26	0,24	0,30	0,49	0,16	0,67	0,54	0,47	0,21	0,38	0,29	0,29
Al ₂ O ₃	%	5,36	4,90	5,84	9,29	4,47	13,10	11,70	9,33	4,78	8,50	6,43	7,57
Fe ₂ O ₃	%	10,35	11,10	9,22	15,05	3,88	7,47	8,37	10,20	2,85	7,51	6,66	5,32
MnO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05	0,01	0,02	0,05	0,05
CaO	%	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,07	0,08	0,05	0,02	0,02	0,13	0,10
MgO	%	0,09	0,07	0,05	0,30	0,10	0,87	1,02	1,16	0,18	0,44	1,04	0,87
Na ₂ O	%	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,07	0,06	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03
K ₂ O	%	0,79	0,67	0,58	1,40	0,64	3,25	2,27	2,51	1,14	1,41	1,62	1,68
P ₂ O ₅	%	0,20	0,17	0,11	0,16	0,08	0,11	0,11	0,16	0,13	0,09	0,14	0,13
BaO	%	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,08	0,01	0,02	0,02
SrO	%	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
C	%	0,08	0,09	0,03	0,07	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05
S	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	%	2,35	2,03	1,84	3,55	1,27	2,90	2,97	2,29	1,02	2,44	1,41	1,49
Total	%	100,35	100,63	99,68	100,00	101,83	99,31	99,22	100,99	99,68	101,45	99,56	100,51
Ag	ppm	1,40	2,50	0,90	0,50	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	ppm	>250	>250	36	91	20	4	5	6	5	10	71	58
Au	ppm	0,1020	0,0950	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,0050
Ba	ppm	159,5	130,0	89,2	185,5	48,2	385,0	291,0	204,0	725,0	94,4	161,5	170,5
Bi	ppm	>250	>250	3,86	8,29	2,21	0,28	0,33	0,75	0,37	0,75	0,20	0,45
Cd	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Co	ppm	7	5	1	4	2	15	12	8	1	10	31	37
Cr	ppm	30	40	40	60	30	70	70	50	30	40	50	40
Cs	ppm	5,67	5,13	3,41	23,80	5,15	27,00	14,75	28,00	9,44	20,70	14,55	19,60
Cu	ppm	136	135	20	149	23	2	2	19	36	17	7	4
Ga	ppm	16,1	16,0	9,9	22,2	8,0	20,6	17,2	17,1	9,0	16,5	12,8	15,2
Ge	ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	ppm	3,3	3,3	4,8	5,4	2,8	7,1	5,6	6,4	4,2	4,1	4,0	3,5
Hg	ppm	0,124	0,151	0,013	0,161	0,008	0,019	0,014	0,009	0,009	0,017	0,012	0,011
In	ppm	5,480	4,340	0,546	0,876	0,058	0,152	0,116	0,243	0,049	0,143	0,109	0,066
Li	ppm	20	20	20	50	30	110	110	150	30	50	80	80
Mn	ppm	77	77	77	77	77	310	310	387	77	155	387	387
Mo	ppm	2,0	1,0	2,0	2,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	<1	1,0	2,0
Nb	ppm	5,4	4,9	4,7	8,3	2,7	11,9	9,9	7,5	3,7	6,1	5,1	7,6
Ni	ppm	18	15	3	20	3	21	25	24	6	15	11	16
Pb	ppm	25	22	24	15	13	10	6	8	8	12	10	8
Rb	ppm	57,2	57,0	44,6	106,5	40,2	198,0	130,0	187,0	67,9	115,5	118,0	152,5
Re	ppm	0,0010	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	ppm	2,35	2,01	6,15	1,19	1,07	0,72	0,59	0,52	0,47	1,07	0,58	0,56
Sc	ppm	4	4	3	7	2	10	10	8	3	6	5	5
Se	ppm	1,0	2,0	<0,2	0,3	<0,2	0,2	<0,2	0,2	<0,2	<0,2	0,2	<0,2
Sn	ppm	2240	1420	806	735	965	1330	8380	1620	3460	3870	1940	1410
Sr	ppm	39,4	47,9	539,0	29,4	75,5	15,3	14,7	6,1	23,8	23,9	6,6	5,7
Ta	ppm	0,20	0,40	0,30	0,40	0,20	0,80	0,80	0,60	0,20	0,50	0,40	1,60
Te	ppm	2,310	2,490	0,050	0,030	0,030	0,010	0,010	0,040	0,010	0,010	0,010	0,010
Th	ppm	6,400	6,570	6,160	9,130	3,820	11,150	8,970	8,230	4,730	7,250	5,670	6,010
Ti	ppm	1558	1439	1798	2937	959	4016	3237	2817	1259	2278	1738	1738
Tl	ppm	0,08	0,07	0,07	0,53	0,12	0,46	0,19	0,73	0,15	0,58	0,52	0,53
U	ppm	2,390	2,750	4,880	2,690	1,260	3,190	2,200	2,470	2,100	3,210	2,910	3,220
V	ppm	47,0	40,0	29,0	69,0	20,0	79,0	67,0	61,0	23,0	51,0	27,0	31,0
W	ppm	12,0	14,0	22,0	10,0	22,0	8,0	9,0	11,0	6,0	23,0	6,0	5,0
Y	ppm	70,8	59,0	31,2	68,1	13,5	29,9	21,9	23,0	14,1	21,1	16,5	13,9
Zn	ppm	34	23	92	60	11	39	43	67	25	41	45	43
Zr	ppm	129	135	164	216	100	256	216	234	145	175	141	130
La	ppm	243,00	235,00	31,70	160,00	29,70	42,40	32,70	23,60	15,50	33,30	43,20	25,30
Ce	ppm	439,00	425,00	68,00	284,00	56,90	80,50	59,20	45,60	25,80	52,50	78,00	45,90
Pr	ppm	49,60	49,20	8,61	32,40	6,12	8,80	6,73	5,08	2,75	6,18	9,17	5,42
Nd	ppm	191,50	182,00	38,90	120,00	22,30	32,90	24,10	18,40	9,20	20,00	34,60	20,40
Sm	ppm	40,70	38,90	7,85	26,30	3,86	6,11	4,48	3,94	1,61	3,55	7,00	3,94
Eu	ppm	18,30	18,30	2,46	10,90	1,95	3,39	2,14	1,36	0,70	1,54	2,56	1,30
Gd	ppm	30,70	28,80	5,83	19,90	3,01	6,16	4,28	4,43	2,24	3,47	5,01	2,84
Tb	ppm	3,81	3,37	0,81	2,86	0,47	0,89	0,70	0,75	0,43	0,55	0,55	0,38
Dy	ppm	18,70	15,80	5,57	15,50	2,09	5,59	4,14	4,10	2,48	3,47	2,98	2,40
Ho	ppm	2,85	2,48	1,14	2,58	0,47	0,91	0,78	0,85	0,57	0,72	0,57	0,48
Er	ppm	7,92	6,43	2,84	7,25	1,09	3,38	2,14	2,22	1,50	2,01	1,65	1,39
Tm	ppm	0,92	0,74	0,41	0,98	0,22	0,44	0,28	0,35	0,19	0,32	0,26	0,24
Yb	ppm	5,24	4,41	2,25	5,69	0,98	2,71	2,14	2,26	1,39	2,01	1,80	1,64
Lu	ppm	0,65	0,52	0,32	0,67	0,16	0,41	0,26	0,31	0,16	0,26	0,20	0,18
REE	ppm	1052,89	1010,95	176,69	689,03	129,32	194,59	144,07	113,25	64,52	129,88	187,55	111,81

Anlage 3.2

Chemische Vollanalysen (Bockau, Aue, Analytik ALS)

SAMPLE	UNIT	BO11R3	BO11R4	ZS1R1	ZS1R3	ZS1R4	ZS2R1	ZS2R2	ZS2R3	ZS2R4	ZS2R5	ZS2R6	ZS2R7
Lithotyp in Tab. 6		2	2	5	5	5	5	5	4	5	3	5	4
SiO ₂	%	57,80	62,50	61,50	72,80	44,00	66,20	72,10	72,40	74,40	76,50	69,60	78,20
TiO ₂	%	0,85	0,53	0,55	0,43	0,49	0,43	0,45	0,65	0,45	0,58	0,39	0,39
Al ₂ O ₃	%	15,45	10,05	11,60	7,68	9,21	9,33	9,28	13,40	9,25	11,50	7,97	8,42
Fe ₂ O ₃	%	14,90	15,85	16,30	12,95	26,30	14,80	12,20	8,45	10,95	5,52	14,05	7,77
MnO	%	0,12	0,19	0,05	0,02	0,02	0,05	0,06	0,05	0,06	0,03	0,03	0,05
CaO	%	0,19	0,69	0,04	0,53	0,65	0,04	0,09	0,15	0,11	0,11	0,07	0,25
MgO	%	2,85	3,39	0,94	0,02	0,02	0,99	1,21	0,94	1,11	0,67	0,62	0,78
Na ₂ O	%	0,09	0,03	0,08	0,05	0,07	0,04	0,03	0,07	0,04	0,08	0,05	0,05
K ₂ O	%	3,14	4,45	2,39	1,92	2,47	1,94	1,86	2,93	1,97	2,76	1,99	1,71
P ₂ O ₅	%	0,15	0,58	0,19	0,13	0,13	0,12	0,10	0,13	0,11	0,10	0,10	0,20
BaO	%	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
SrO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
C	%	0,03	0,03	0,09	0,01	0,01	0,07	0,02	0,01	0,02	0,06	0,06	0,02
S	%	0,05	0,03	0,66	0,32	13,75	1,13	0,65	0,03	0,40	0,01	2,16	0,08
LOI	%	2,83	1,31	4,09	0,05	6,95	-1,99	0,26	-0,78	0,00	0,51	1,11	-1,10
Total	%	98,52	99,66	98,51	96,93	104,09	93,18	98,34	98,47	98,90	98,45	98,23	96,85
Ag	ppm	28,80	1,10	35,50	12,30	5,70	19,80	9,90	2,80	6,30	1,80	22,20	2,40
As	ppm	22	67	960	785	830	285	>250	119	>250	89	>250	249
Au	ppm	<0,005	<0,005	0,0640	0,1460	0,0370	0,1760	0,0620	<0,005	0,0310	<0,005	0,4490	0,0100
Ba	ppm	534,0	168,5	203,0	174,0	206,0	151,5	133,5	265,0	159,0	223,0	188,0	165,0
Bi	ppm	0,28	0,20	79,60	134,50	37,70	270,00	>250	7,67	87,20	4,45	>250	15,95
Cd	ppm	0,60	0,80	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,60	<0,5
Co	ppm	11	14	65	31	225	43	53	9	30	7	30	9
Cr	ppm	60	70	80	60	40	40	40	70	50	60	50	50
Cs	ppm	44,70	140,50	18,75	14,50	16,50	11,65	15,00	11,45	15,35	6,74	11,10	5,90
Cu	ppm	13	21	3070	1800	16750	11700	4860	282	2780	178	12100	888
Ga	ppm	36,0	36,2	18,1	12,0	14,0	14,4	16,6	18,3	15,3	15,0	13,7	14,0
Ge	ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	ppm	7,7	6,6	6,0	4,9	4,4	5,0	6,0	8,2	5,7	8,2	4,3	4,6
Hg	ppm	0,010	0,007	0,181	0,264	0,118	0,090	0,063	0,019	0,042	0,016	0,133	0,020
In	ppm	0,317	0,518	38,900	45,800	107,500	43,700	9,430	1,575	10,500	0,834	46,700	5,490
Li	ppm	180	580	100	40	40	80	60	70	70	50	110	50
Mn	ppm	929	1471	387	155	155	387	465	387	465	232	232	387
Mo	ppm	<1	1,0	8,0	4,0	5,0	3,0	2,0	1,0	2,0	<1	2,0	2,0
Nb	ppm	11,8	27,8	10,5	6,2	9,3	7,4	7,2	11,6	8,1	10,7	7,2	6,9
Ni	ppm	44	47	29	29	170	19	18	18	16	17	19	13
Pb	ppm	433	174	19	28	10	21	11	7	10	5	45	8
Rb	ppm	230,0	1275,0	140,5	105,0	117,0	105,0	90,5	133,5	95,1	107,0	95,4	73,8
Re	ppm	<0,001	0,0010	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	ppm	12,60	0,80	10,45	12,10	7,00	14,60	11,80	1,37	5,19	1,13	20,10	2,06
Sc	ppm	17	12	9	8	11	7	7	10	7	9	7	7
Se	ppm	<0,2	<0,2	1,7	2,7	9,6	3,0	1,3	<0,2	0,7	<0,2	4,1	0,4
Sn	ppm	508	138	2740	5210	4760	1430	1460	197	1590	130	1130	86
Sr	ppm	16,3	4,2	79,3	88,8	37,2	32,2	6,8	14,7	5,8	19,8	24,4	9,0
Ta	ppm	0,90	6,50	0,80	0,80	1,00	0,60	0,60	0,90	0,70	0,80	0,40	0,50
Te	ppm	<0,01	0,010	0,430	0,430	0,720	0,850	0,420	0,010	0,140	0,010	1,450	0,040
Th	ppm	10,050	6,640	10,150	7,160	8,840	8,020	8,210	11,600	8,270	10,800	7,320	7,700
Ti	ppm	5095	3177	3297	2577	2937	2577	2697	3896	2697	3477	2338	2338
Tl	ppm	0,80	7,16	0,44	0,31	0,86	0,28	0,30	0,25	0,34	0,12	0,33	0,10
U	ppm	6,040	5,270	6,040	2,950	3,470	2,800	2,290	2,990	2,280	2,470	2,770	3,530
V	ppm	77,0	86,0	83,0	56,0	61,0	56,0	54,0	81,0	57,0	70,0	52,0	51,0
W	ppm	6,0	6,0	33,0	10,0	20,0	22,0	18,0	18,0	16,0	16,0	17,0	19,0
Y	ppm	28,8	29,6	47,6	63,0	137,0	26,1	23,5	28,2	25,3	26,4	26,0	19,9
Zn	ppm	156	306	70	37	108	88	80	58	80	43	102	46
Zr	ppm	280	276	235	176	181	189	199	309	222	327	172	174
La	ppm	39,00	47,60	57,00	56,10	119,50	41,20	56,90	34,50	50,20	33,50	38,00	22,00
Ce	ppm	81,20	85,40	104,00	100,00	214,00	76,70	107,00	69,40	93,00	66,20	70,70	44,30
Pr	ppm	9,28	10,55	11,50	10,70	23,60	8,49	11,65	7,58	10,60	7,03	7,78	4,93
Nd	ppm	35,90	36,70	45,60	49,20	92,10	33,30	48,70	29,70	42,10	29,60	31,60	19,40
Sm	ppm	7,23	8,16	9,20	9,31	21,30	6,87	10,05	6,43	9,42	5,96	7,06	4,40
Eu	ppm	1,64	2,30	2,63	2,76	5,41	2,77	3,86	2,10	3,66	1,76	2,68	1,57
Gd	ppm	6,30	7,39	9,51	10,95	23,90	6,19	7,46	5,47	7,83	4,66	6,04	3,93
Tb	ppm	1,02	1,10	1,50	2,26	4,10	0,85	1,10	0,86	0,96	0,75	0,90	0,63
Dy	ppm	6,01	5,74	10,85	13,85	28,30	5,85	4,92	5,01	4,98	4,66	5,38	3,39
Ho	ppm	1,07	1,13	1,93	2,83	5,27	0,91	0,92	0,98	0,95	1,03	1,10	0,71
Er	ppm	3,19	2,85	5,14	7,86	14,80	2,61	2,24	2,46	2,45	2,57	3,13	2,10
Tm	ppm	0,45	0,50	0,66	1,08	1,82	0,35	0,32	0,38	0,34	0,34	0,37	0,28
Yb	ppm	2,80	2,71	4,30	6,62	12,75	2,29	2,12	2,97	2,39	2,49	2,56	2,09
Lu	ppm	0,50	0,37	0,64	0,82	1,66	0,35	0,32	0,40	0,32	0,35	0,29	0,29
REE	ppm	195,59	212,50	264,46	274,34	568,51	188,73	257,56	168,24	229,20	160,90	177,59	110,02

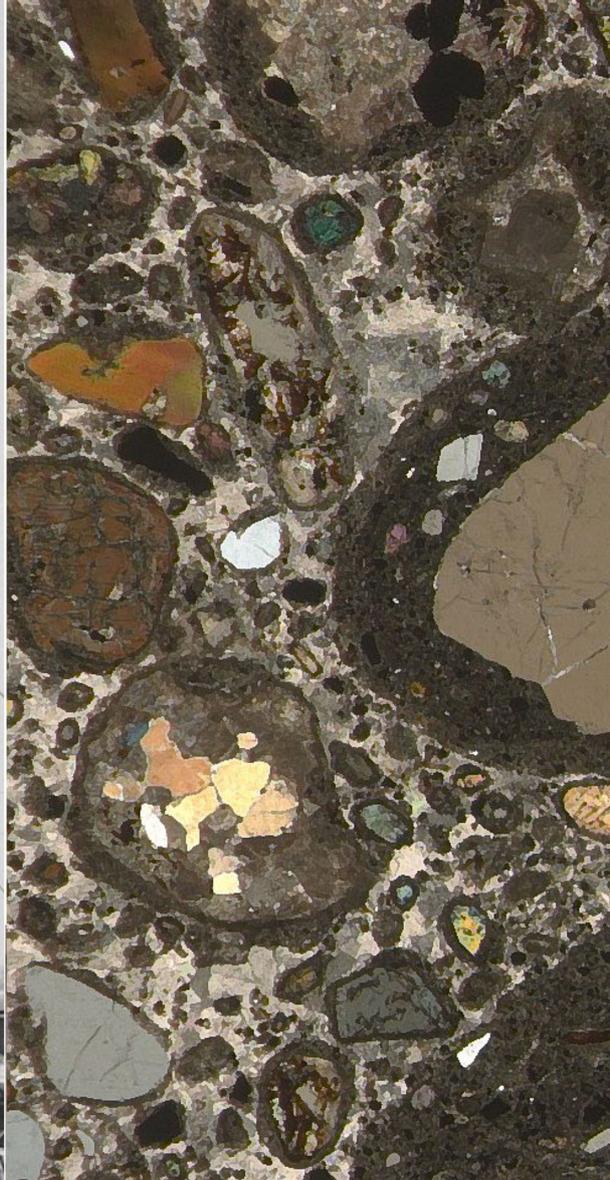
Anlage 3.2

Chemische Vollanalysen (Bockau, Aue, Analytik ALS)

SAMPLE	UNIT	ZS2R8	ZS2R9	ZS2R11	ZS2R12	ZS3R1	ZS4R1	ZS4R2	ZS5R1	ZS5R2	ZS6R1
Lithotyp in Tab. 6		4	4	5	4	3	5	5	4	4	4
SiO ₂	%	72,70	76,80	77,70	75,40	64,70	64,30	63,30	82,20	83,60	84,70
TiO ₂	%	0,64	0,48	0,37	0,54	0,44	0,35	0,34	0,35	0,24	0,21
Al ₂ O ₃	%	13,20	9,79	8,08	10,75	20,10	7,10	6,79	5,51	5,42	5,18
Fe ₂ O ₃	%	7,76	8,42	7,80	8,67	5,25	17,35	15,70	8,46	8,43	7,63
MnO	%	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,05
CaO	%	0,11	0,08	0,08	0,13	0,09	0,06	0,05	0,01	0,01	0,13
MgO	%	0,87	0,77	0,62	0,87	0,70	1,06	1,06	0,11	0,32	0,74
Na ₂ O	%	0,09	0,07	0,03	0,06	0,25	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05
K ₂ O	%	3,16	2,00	1,78	2,40	6,08	1,02	1,30	0,72	0,69	1,42
P ₂ O ₅	%	0,10	0,14	0,08	0,12	0,11	0,09	0,11	0,09	0,09	0,13
BaO	%	0,03	0,02	0,02	0,03	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
SrO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
C	%	0,15	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,09	0,06	0,02
S	%	0,27	0,15	1,17	0,06	0,01	6,02	5,16	0,06	0,03	0,18
LOI	%	0,69	0,58	2,11	2,18	1,85	7,13	6,32	3,35	2,83	0,63
Total	%	99,82	99,37	99,91	101,29	99,72	104,61	100,26	101,02	101,79	101,09
Ag	ppm	3,40	2,90	9,60	1,90	0,50	21,80	15,40	2,90	1,70	0,60
As	ppm	210	102	141	141	67	>250	>250	143	91	34
Au	ppm	0,0220	0,0060	0,1290	<0,005	<0,005	0,3520	0,2040	0,0270	0,0050	<0,005
Ba	ppm	309,0	160,5	170,5	227,0	569,0	64,7	69,0	60,3	63,1	77,4
Bi	ppm	38,50	12,90	>250	9,26	2,53	>250	>250	53,10	14,40	4,58
Cd	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Co	ppm	16	11	11	20	6	170	134	6	14	42
Cr	ppm	70	60	60	60	40	40	40	40	30	50
Cs	ppm	11,15	13,10	7,71	8,19	24,50	13,75	12,85	8,13	11,70	19,65
Cu	ppm	1190	846	8460	597	16	12150	9860	697	503	85
Ga	ppm	18,3	12,9	13,7	14,5	25,5	22,3	18,4	13,2	10,2	9,6
Ge	ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	ppm	5,2	4,8	3,6	6,6	8,1	3,5	3,6	4,8	3,4	3,4
Hg	ppm	0,027	0,026	0,053	0,020	0,016	0,111	0,072	0,039	0,023	0,005
In	ppm	5,420	5,210	17,000	1,740	0,213	59,000	54,300	10,950	3,420	0,250
Li	ppm	90	90	40	60	120	60	50	10	30	60
Mn	ppm	310	310	310	387	387	310	310	77	155	387
Mo	ppm	2,0	1,0	2,0	3,0	3,0	<1	2,0	2,0	1,0	2,0
Nb	ppm	10,9	8,1	6,5	9,2	15,0	6,0	6,4	6,5	3,9	4,1
Ni	ppm	25	13	9	18	22	51	38	10	14	17
Pb	ppm	10	6	32	19	16	15	17	21	11	9
Rb	ppm	127,0	99,1	84,6	100,0	337,0	53,9	62,3	45,8	48,4	102,0
Re	ppm	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	ppm	2,77	3,77	6,17	1,77	0,55	73,90	47,80	0,57	0,48	0,26
Sc	ppm	10	8	7	8	12	5	5	4	4	4
Se	ppm	0,2	<0,2	1,3	<0,2	<0,2	6,2	4,4	1,5	0,4	<0,2
Sn	ppm	176	209	436	181	197	1220	820	2150	2040	909
Sr	ppm	27,6	58,0	21,8	16,3	30,7	24,2	19,9	14,8	6,3	4,9
Ta	ppm	0,90	0,60	0,50	0,60	1,50	0,40	0,50	0,50	0,30	0,30
Te	ppm	0,060	0,040	0,490	0,010	0,010	2,510	1,590	0,080	0,070	0,040
Th	ppm	10,100	8,580	6,090	10,150	15,450	6,840	6,590	7,180	5,470	5,310
Ti	ppm	3836	2877	2218	3237	2637	2098	2038	2098	1439	1259
Tl	ppm	0,27	0,24	0,22	0,19	0,41	0,82	0,79	0,12	0,33	0,73
U	ppm	3,340	2,840	1,790	3,860	6,320	2,710	2,410	2,130	1,460	1,310
V	ppm	75,0	59,0	51,0	65,0	46,0	48,0	45,0	40,0	33,0	34,0
W	ppm	17,0	17,0	11,0	21,0	11,0	10,0	8,0	9,0	8,0	6,0
Y	ppm	25,9	19,5	15,0	22,8	41,4	199,0	150,5	38,5	23,0	18,4
Zn	ppm	54	43	66	69	44	96	101	20	31	31
Zr	ppm	208	193	128	266	268	131	138	183	136	141
La	ppm	47,90	28,90	21,40	28,60	44,10	121,00	96,30	48,20	43,90	26,10
Ce	ppm	93,80	58,30	39,70	57,50	87,30	223,00	180,00	91,00	79,70	51,50
Pr	ppm	10,15	6,34	4,25	6,13	10,40	25,70	20,50	9,91	8,59	5,20
Nd	ppm	42,40	26,40	18,80	24,30	41,80	106,00	87,60	42,40	35,90	21,60
Sm	ppm	8,37	4,92	3,48	5,75	9,33	25,50	18,95	11,30	8,63	4,51
Eu	ppm	3,15	2,14	1,31	1,84	2,67	9,23	7,43	5,03	3,91	2,12
Gd	ppm	6,65	4,23	3,13	4,63	8,25	28,50	22,10	10,75	7,49	4,17
Tb	ppm	0,77	0,60	0,51	0,69	1,32	5,50	4,14	1,59	1,03	0,49
Dy	ppm	5,21	3,49	2,69	4,62	7,98	39,20	29,80	8,98	6,05	3,08
Ho	ppm	0,90	0,70	0,58	0,85	1,51	7,42	5,74	1,65	0,98	0,66
Er	ppm	2,77	1,80	1,63	2,35	4,08	20,00	14,70	3,89	2,34	2,04
Tm	ppm	0,36	0,32	0,25	0,34	0,53	2,54	1,90	0,58	0,30	0,20
Yb	ppm	2,51	1,66	1,76	2,08	3,64	15,00	11,30	3,23	1,90	1,64
Lu	ppm	0,36	0,29	0,20	0,28	0,60	1,77	1,39	0,42	0,22	0,19
REE	ppm	225,30	140,09	99,69	139,96	223,51	630,36	501,85	238,93	200,94	123,50

Anlage 4 Liste der Bohrungen

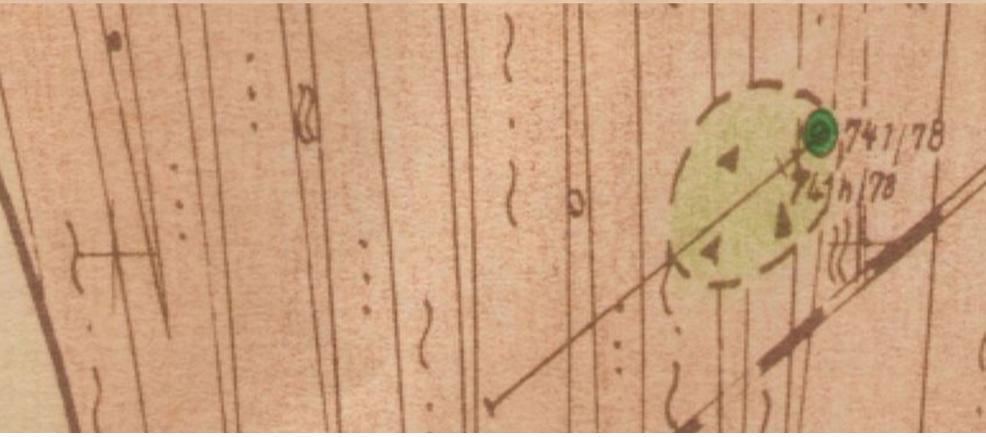
Bohrung	AKBEZ	NAME	TK10	GK RECHTS	GK HOCH	AANSATZ	ENDTEUFE	SOHLE	NEIGUNG	AZIMUT	BEMERKUNGEN
BZ439/76	BZ.439....1976	Bockau	5442-NW	4550227,0	5601695,0	641,00	64,40	576,60	0,0	0,0	
BZ440/76	BZ.440....1976	Bockau	5442-SW	4549992,5	5601638,9	621,00	48,00	573,00	0,0	0,0	
BZ441/76	BZ.441....1976	Bockau	5442-SW	4549778,8	5601614,8	597,00	62,20	534,80	0,0	0,0	
BZ442/76	BZ.442....1976	Bockau	5442-SW	4549621,0	5601614,0	578,00	49,30	528,70	0,0	0,0	
BZ443/76	BZ.443....1976	Bockau	5442-SW	4549408,0	5601578,7	557,00	57,70	499,30	0,0	0,0	
BZ444/76	BZ.444....1976	Bockau	5442-SW	4549175,9	5601543,3	531,00	18,00	513,00	0,0	0,0	
BZ444H/76	BZ.444H...1976	Bockau	5442-SW	4549175,9	5601543,3	531,00	68,60	462,40	0,0	0,0	
BZ445/76	BZ.445....1976	Bockau	5442-NW	4549880,0	5602663,0	616,00	54,00	562,00	0,0	0,0	
BZ446/76	BZ.446....1976	Bockau	5442-NW	4549690,0	5602617,0	606,00	57,00	549,00	0,0	0,0	
BZ447/76	BZ.447....1976	Bockau	5442-NW	4549422,0	5602571,0	579,00	63,00	516,00	0,0	0,0	
BZ480/76	BZ.480....1976	Bockau	5442-NW	4549860,2	5602461,9	620,84	54,50	566,34	0,0	0,0	
BZ481/76	BZ.481....1976	Bockau	5442-NW	4549884,9	5602507,8	621,84	57,00	564,84	0,0	0,0	
BZ800/76	BZ.800....1976	Bockau	5442-NW	4549462,8	5602828,8	563,94	181,10	388,34	12,0	50,0	Schnitt
BZ803/76	BZ.803....1976	Bockau	5442-NW	4549416,0	5602575,0	577,44	258,40	343,24	23,0	64,0	Schnitt
BZ805/76	BZ.805....1976	Bockau	5442-NW	4548962,0	5602555,5	429,84	162,90	266,94	0,0	0,0	
BZ806/76	BZ.806....1976	Bockau	5442-NW	4549491,4	5602375,2	593,74	249,30	356,24	15,0	61,0	Schnitt
BZ807/76	BZ.807....1976	Bockau	5442-NW	4549398,8	5602346,3	580,44	301,70	304,94	22,0	51,0	Schnitt
BZ808/76	BZ.808....1976	Bockau	5442-NW	4549211,8	5602306,0	552,44	356,10	225,64	22,0	61,0	Schnitt, Restkern im Kernarchiv LfULG Freiberg vorhanden
BZ809/76	BZ.809....1976	Bockau	5442-NW	4549728,7	5602201,5	616,54	147,80	473,54	13,0	64,0	
BZ810/76	BZ.810....1976	Bockau	5442-NW	4549650,6	5602068,5	609,14	231,90	386,74	15,0	70,0	
BZ811/76	BZ.811....1976	Bockau	5442-NW	4549365,9	5602097,5	579,34	259,00	320,34	0,0	0,0	Schnitt
BZ812/76	BZ.812....1976	Bockau	5442-SW	4549769,1	5601617,1	594,64	196,90	404,04	13,0	67,0	
BZ813/76	BZ.813....1976	Bockau	5442-SW	4549389,2	5601609,2	555,24	353,00	217,74	16,0	65,0	
BZ814/76	BZ.814....1976	Aue	5442-NW	4550697,1	5604721,3	477,44	109,00	368,44	0,0	0,0	
BZ815/76	BZ.815....1976	Aue	5442-NW	4550619,0	5604642,8	493,24	100,60	392,64	0,0	0,0	
BZ816/76	BZ.816....1976	Aue	5442-NW	4550368,9	5604692,7	495,24	93,10	402,14	0,0	0,0	
BZ817/76	BZ.817....1976	Aue	5442-NW	4549838,3	5605208,1	441,34	119,90	321,44	0,0	0,0	
BZ818/76	BZ.818....1976	Aue	5442-NW	4549923,8	5605231,0	456,94	203,60	262,24	16,0	29,0	
B.3128/89	B.3128....1989	Bockau	5442-SW	4550283,3	5598244,2	720,00	455,80	279,70	14,0	72,0	
B.3129/88	B.3129....1988	Bockau	5442-SW	4551986,8	5597778,0	758,14	1260,30	-413,06	20,0	85,0	
B.3130/88	B.3130....1988	Bockau	5442-SW	4551392,6	5598153,6	740,34	999,00	-189,56	20,0	99,0	
B.3131/88	B.3131....1988	Bockau	5442-SW	4551881,2	5598512,0	736,64	1086,00	-241,26	25,0	106,0	
B.3132/88	B.3132....1988	Bockau	5442-SW	4549764,8	5599399,0	624,34	462,90	173,94	13,0	86,0	
B.3133/88	B.3133....1988	Bockau	5442-SW	4551288,5	5599115,0	792,40	1247,90	-373,60	19,0	78,0	
B.3134/88	B.3134....1988	Bockau	5442-SW	4551769,2	5599193,8	795,04	793,30	42,84	17,0	88,0	
B.3134H/88	B.3134H...1988	Bockau	5442-SW	4551769,2	5599193,8	795,04	1068,00	-214,74	20,0	74,0	
B.3135/88	B.3135....1988	Bockau	5442-SW	4550846,0	5599622,3	754,50	1207,00	-379,00	19,0	65,0	
B.3136/88	B.3136....1988	Bockau	5442-SW	4551108,9	5600529,3	648,64	789,60	-102,26	17,0	63,0	
B.3137/88	B.3137....1988	Bockau	5442-SW	4552047,6	5601317,5	601,04	436,00	189,04	18,0	61,0	
B.3138/88	B.3138....1988	Bockau	5442-SW	4549844,2	5599974,2	587,74	830,60	-217,46	14,0	64,0	
B.3139/88	B.3139....1988	Bockau	5442-SW	4550133,9	5601237,4	654,24	819,70	-126,46	17,0	32,0	
B.3140/88	B.3140....1988	Bockau	5442-NW	4550813,7	5601963,3	625,34	421,50	215,84	13,0	53,0	
B.3141/88	B.3141....1988	Bockau	5442-SW	4548323,1	5600830,9	522,34	993,80	-419,16	18,0	73,0	
B.3142/88	B.3142....1988	Bockau	5442-SW	4548965,8	5600741,6	527,50	826,90	-249,10	19,0	75,0	Schnitt
B.3143/88	B.3143....1988	Bockau	5442-SW	4549050,2	5601623,1	535,64	771,10	-159,06	24,0	68,0	Schnitt, Restkern im Kernarchiv LfULG Freiberg vorhanden
B.3144/88	B.3144....1988	Bockau	5442-NW	4549320,0	5601866,9	574,34	744,20	-90,46	26,0	71,0	Schnitt
B.3145/89	B.3145....1989	Schwarzenberg	5442-SW	4551484,4	5600058,6	681,80	850,20	-112,80	58,0	76,0	
B.830/61	B.830....1961	Bockau	5442-SW	4549633,0	5601553,0	580,00	435,00	k.A.	k.A.	k.A.	Auswertung HÖSEL (1969)



а  ДАЙКИ ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ (а)
 и ТРУБООБРАЗНЫЕ ТЕЛА ЭКСПЛОЗИВНЫХ
 б  БРЕКЧИЙ (б) МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА
 Alkalilamprophyre-Gänge (a)
 und röhrenförmige Explosivbrekzien-
 Körper (b) kretazischen Alters

комплекс щелочных лампрофиров-карбонатитов мелового возраста
 Komplex der Alkalilamprophyre und Karbonatite kretazischen
 Alters

а)  Жилы, дайки (а) и трубообразные тела (б) эксплозивных
 брекчий
 б)  Гänge (а) und röhrenförmige Körper (б) von Explosiv-
 brekzien



Der Delitzsch Karbonatit-Komplex

Diplom-Geologe Frank Möckel, Wismut GmbH

Anschrift: Jagdschänkenstraße 29, 09117 Chemnitz

f.moeckel@wismut.de

Schlüsselwörter: Karbonatit, Geochemie, Seltene Erden Elemente, Diatrem, SDAG Wismut, Wismut GmbH, Delitzsch, Storkwitz

	Seite
Inhaltsverzeichnis	
Kurzfassung	82
Abstract	82
1. Vorbemerkung	83
2. Einleitung	83
3. Überblick zur Karbonatit-Problematik.....	83
4. Historie zur Erkundung der Delitzscher Karbonatite	87
5. Geologisch-tektonische Situation	90
5.1 Geologische Verhältnisse.....	90
5.2 Strukturgeologische und tektonische Verhältnisse	90
6. Allgemeine Beschreibung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes	94
6.1 Das Anschnittsniveau des Delitzsch Karbonatit-Komplexes.....	94
6.2 Vorkommende Gesteinstypen	94
6.3 Geochemische Untersuchungen	103
6.4 Verbreitungsgebiete der verschiedenen Gesteinstypen	112
7. Aufbau und Struktur des Delitzsch Karbonatit-Komplexes	115
8. Die chronologische Entwicklung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes	117
9. Die Karbonatit-Fenit-Diatrem-Struktur Storkwitz	119
Danksagung.....	128
Literaturverzeichnis.....	129
Abbildungsverzeichnis	134
Tabellenverzeichnis	136

Kurzfassung

Im Rahmen umfangreicher geologischer Bohrarbeiten des Zentralen Geologischen Betriebes bzw. des Geologischen Betriebes der SDAG Wismut zur Suche und Erkundung von Uranerzvorkommen wurden im Gebiet von Delitzsch in den Jahren von 1971 bis 1989 in weiter Verbreitung ultramafische Lamprophyre (UML) und Karbonatite mit oberkretazischem Alter aufgefunden. Ein kurzer historischer Überblick hinsichtlich der durchgeführten Erkundungsetappen wird gegeben. Die in über 320 Bohrungen nachgewiesenen ultramafischen Lamprophyre und Karbonatite kommen vorwiegend in Gang- und Diatremfazies vor. Das erbohrte Anschnittsniveau ist vulkanisch bis flach subvulkanisch. Die Verbreitungsgebiete der erbohrten Gesteinstypen des Delitzsch Karbonatit-Komplexes werden auf speziellen Karten dargestellt. Vorherrschend unter den ultramafischen Lamprophyren (UML) sind Alnöite, neben Aillikiten, Alkalipikriten/Kimberliten und seltener Monchiquiten. Die stoffliche Zusammensetzung der Matrix der verschiedenen Diatrembrekzien reicht von alnöitisch bis aillikitisch und alvikitisch bis beforsitisch. Die Diatrembrekzien (Eruptivbrekzien, Intrusivbrekzien und Explosivbrekzien) enthalten zahlreiche Xenolithe (Pyroxenite, Sövite, Rauhaugite und Fenite) aus dem verborgenen, nicht erbohrten, plutonischen Karbonatitmassiv, welches in ca. 2000 bis 3000 m Tiefe unter der heutigen Geländeoberkante postuliert wird. Aus diesen Xenolithfunden kann der Aufbau und die stoffliche Zusammensetzung des plutonischen Karbonatitmassivs relativ sicher rekonstruiert werden. Die Ergebnisse moderner laboranalytischer Untersuchungen an allen relevanten Gesteinstypen im Delitzsch Karbonatit-Komplex werden als geochemischen Tabellen sowie Grafiken in Form von Diagrammen dargestellt und beschrieben. Es wird eine komplexe Abfolge der magmatischen Differentiation vorgestellt, die zur Bildung der vorkommenden Gesteinstypen geführt hat. Radiometrische Altersdatierungen, die an den Gesteinen und Mineralen des Delitzsch Karbonatit-Komplexes vorgenommen worden sind, zeigen ein gesichertes geologisches Entstehungsalter zwischen 72 und 83 Mio. Jahren. Die im Zentralteil des Delitzsch Karbonatit-Komplexes befindliche Karbonatit-Fenit-Struktur Storkwitz mit einem großen Diatremkörper wird eingehender abgehandelt, weil sie ein Lagerstättenpotential hinsichtlich der Seltenen Erden Elemente und Niob besitzt.

Abstract

Within the scope of extensive drilling works for uranium ore deposits between 1971 and 1989 conducted by the Central Geological Department of the SDAG Wismut widely distributed ultramafic lamprophyres (UML) and carbonatites of upper-cretaceous age were found in the Delitzsch area. A short historic overview is given concerning the conducted exploration works. The ultramafic lamprophyres and carbonatites found in more than 320 boreholes mainly occur in dyke- and diatreme facies. The first cut level reached by drilling is of volcanic to shallow sub-volcanic origin. The areal distribution of the explored rock types of the Delitzsch carbonatite complex is shown on specific maps. Among the ultramafic lamprophyres alnöites, are prevailing beside of aillikites, alkaline picrites/kimberlites while monchiquite is less common. The material composition of the rock matrix extends from alnöitic to aillikitic and alvikitic to beforsitic. The diatreme breccias (eruptive breccias, intrusive breccias and explosive breccias) contain numerous xenolithes (pyroxenites, sövites, rauhaugites und fenites) originating from the concealed plutonitic carbonatite massif not reached by the drilling works because of its location about 2000 m to 3000 m below the present surface. The structure and material composition of this plutonitic carbonatite massif can be reconstructed relative certainly based on the xenolithe discoveries. The results of state-of-the-art laboratory analytical investigations on all relevant rock types of the Delitzsch carbonatite complex are shown in tables and diagrams and are interpreted. A complex sequence of magmatic differentiation is presented, which led to the development of the present rock types. Radiometric age dating conducted on the rocks and minerals in the Delitzsch carbonatite complex show a verified geological formation age between 72 and 83 million years. The carbonatite-fenite-structure Storkwitz with the great diatreme body in the central part of the Delitzsch carbonatite complex is dealt with in more detail because of its potential as deposit containing REE and Niobium.

1. Vorbemerkung

In vorliegender Abhandlung werden zusammenfassend die wesentlichen Erkenntnisse der Erkundungs- und Untersuchungsarbeiten der SDAG Wismut, des Zentralen Geologischen Instituts (ZGI) Berlin und weiterer Institutionen sowie des Autors, hinsichtlich des Delitzsch Karbonatit-Komplexes dargestellt. Vor allem werden der Aufbau, die Struktur und die stoffliche Zusammensetzung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes eingehend beschrieben als Resultat einer systematischen Bearbeitung. Der Autor hatte über einen Zeitraum von beinahe vier Jahrzehnten die besten Möglichkeiten das einzigartige Bohrkernmaterial des Objektes Delitzsch zu sichten, zu untersuchen und umfassend zu bearbeiten. Durch die umfangreiche Bohrtätigkeit der SDAG Wismut im Gebiet Delitzsch wurde ein hoher Aufschlussgrad erzielt, der einen tiefen Einblick in den Delitzsch Karbonatit-Komplex erlaubt. Die Ergebnisse der detaillierten Bearbeitung ermöglichen auch Aussagen zum Lagerstättenpotential der Karbonatite von Delitzsch.

2. Einleitung

Der Delitzsch Karbonatit-Komplex befindet sich nach dem Flächenanteil vorrangig im Nordwesten des Freistaates Sachsen (Nordwestsachsen) und zu einem kleineren Anteil im angrenzenden Bundesland Sachsen-Anhalt. Das Hauptverbreitungsgebiet mit Gesteinen des Delitzsch Karbonatit-Komplexes liegt zwischen den Ortschaften Delitzsch, Bitterfeld, Landsberg und Zwochau.

Durch die intensive Such- und Erkundungstätigkeit des Zentralen Geologischen Betriebes (ZGB) bzw. später des Geologischen Betriebes (GB) der SDAG Wismut auf Uranerzvorkommen im Gebiet Delitzsch von 1971 bis 1989 wurde erstmals die Existenz und die weite Verbreitung von verschiedenen Karbonatiten und mit ihnen vergesellschafteten ultramafischen Lamprophyre (UML) festgestellt (RÖLLIG et al. 1984, RÖLLIG et al. 1990, BRÄUER & SCHENKE 1986, WASTERNAK 1990, WASTERNAK 2008, MÖCKEL 2012). Insgesamt 320 Bohrungen enthalten Intervalle mit Gesteinen des Delitzsch Karbonatit-Komplexes. Auf einer Fläche von fast 700 km² wurden durch Bohrungen ultramafische Lamprophyre und Karbonatite nachgewiesen. Die Karbonatite und ultramafischen Lamprophyre treten vorwiegend in Form von Diatrembrekzien auf. Radiometrische Altersdatierungen ergaben für diese magmatischen Bildungen ein oberkretazisches Alter (FEDORISEV et al. 1989, WOLF & RENNO 1999, KRÜGER et al. 2013). Mit den Karbonatiten in Zusammenhang steht eine typische Anreicherung der Seltenen Erden Elemente (SEE) und Niob (Nb). Die geochemisch hochspezialisiertesten Karbonatite im Raum Storkwitz enthalten eine wirtschaftlich interessante SEE-Nb-Vererzung (MÜLLER 1979, SCHENKE 1985).

3. Überblick zur Karbonatit-Problematik

Für die fachliche Einführung in dieses sehr spezielle geowissenschaftliche Thema und zum besseren Verständnis der später folgenden Abschnitte, bezogen auf den Delitzsch Karbonatit-Komplex, wird hier ein kurzer Überblick zur allgemeinen weltweiten Karbonatit-Problematik gegeben.

Karbonatite sind magmatische Gesteine mit einem primären Karbonatgehalt von über 50 Volumen-Prozent (HEINRICH 1966, LE BAS 1977, STRECKEISEN 1980, LE MAITRE ET AL. 1989, LE MAITRE ET AL. 2002). Häufig liegt der Anteil der Karbonatminerale jedoch über 70 bis 90 Volumen-Prozent. Typische Karbonatminerale sind Kalzit, Dolomit, Ankerit und Siderit. Untergeordnet kann Strontianit auftreten. Weiterhin sind am Aufbau der Karbonatite verschiedene Silikate wie Olivine, Melilithe, Pyroxene, Amphibole, Dunkelglimmer (Phlogopit, Biotit) und Foide beteiligt. Ebenfalls sind Phosphate wie Apatit und Monazit typisch. Manche Karbonatite enthalten Baryt und Fluorit. Außerdem treten mehr oder weniger akzessorisch Magnetit, Zirkon, Perowskit, Pyrochlor und Sulfide auf. Viele Karbonatite enthalten SEE-Fluor-Karbonate (Bastnäsit, Parisit, Synchronit).

Die Karbonatite werden nach dem vorherrschenden Karbonatmineral in verschiedene Karbonatit-Typen unterschieden. Daraus ergibt sich die grobe Gliederung in Kalzit-Karbonatite (engl. calciocarbonatites), Dolomit-Karbonatite (engl. magnesiocarbonatites), Ferro-Karbonatite bzw. engl. ferrocyanatites (Ankerit und Siderit) und Natro-Karbonatite bzw. engl. natrocarbonatites (Nyerereit und Gregoryit). Bei den Kalzit-Karbonatiten und Dolomit-Karbonatiten, die sehr häufig vorkommen, unterscheidet man noch in je zwei Untertypen entsprechend der Korngröße. So wird der grobkörnige Kalzit-Karbonatit, der ein Plutonit ist, als Sövit bezeichnet. Der feinkörnige Kalzit-Karbonatit (Gänge und Vulkanite) wird Alvikit genannt. Als Rauhaugit bezeichnet man einen grobkörnigen, also plutonischen Dolomit-Karbonatit. Ein Beforsit ist ein feinkörniger Dolomit-Karbonatit (Gänge und Vulkanite). Siliko-Karbonatite (engl. silicocarbonatites) besitzen einen höheren Anteil von silikatischen Mineralen. Häufig sind Olivine, Pyroxene, Amphibole, Dunkelglimmer wie Phlogopit und Biotit, Foide usw. vertreten. Die Siliko-Karbonatite bilden oft Übergänge von den Karbonatiten zu den alkalischen Silikatmagmatiten.



Abb. 2-1: oben links: Die geographische Lage des Delitzsch Karbonatit-Komplexes, oben rechts: Das Logo des Geologischen Betriebes der SDAG Wismut, unten links: Schrägbohranlage FKB 650 der Wismut GmbH in Delitzsch, unten rechts: Schrägbohranlage FKB 650 (Fotos Archiv der Wismut GmbH).

Gelegentlich werden die Karbonatite aus mehreren Karbonatmineralen aufgebaut. Die Namensgebung erfolgt dann nach dem Hauptkarbonatmineral. In vielen Karbonatit-Komplexen kommen mehrere Karbonatit-Typen gemeinsam vor (FROLOV 1975, WIMMENAUER 1985). Normalerweise entwickeln sich die Karbonatit-Typen in einem Karbonatit-Komplex von den frühen kalzitbetonten Siliko-Karbonatiten (zusammen mit Phoscoriten, das sind besonders apatitreiche Magmatite) und Kalzit-Karbonatiten (Hochtemperaturbildungen), zu den dolomitischen Kalzit-Karbonatiten, Dolomit-Karbonatiten, ankeritischen Dolomit-Karbonatiten, Ankerit-Karbonatiten bis hin zu den spätstadialen Ferro-Karbonatiten mit Siderit-Vormacht (Niedrigtemperaturbildungen). Karbonatite mit speziellen Begleitmineralen bekommen eigene Namen (z. B. Monazit-Karbonatit). Die Rolle der nur am aktiven Vulkan Oldoinyo Lengai (Tansania) vorkommenden Natro-Karbonatite ist noch

nicht völlig geklärt. Einige Geowissenschaftler vermuten, dass alle Karbonatitschmelzen ursprünglich sehr alkalireich (Natrium oder Kalium) waren. Erst während der Abkühlung und Kristallisation migrieren die Alkalien, bei Vorhandensein von Wasser in der Schmelze, in das Nebengestein der Karbonatit-Intrusion und verursachen dort die typische Fenitisierung. Die Fenitisierung ist eine Alkalimetasomatose durch Stofftransport von Natrium oder Kalium und Neubildung der Minerale Orthoklas, Albit, Alkalipyroxene, Alkalamphibole, Phlogopit usw. im Nebengestein der Karbonatite (WIMMENAUER 1985).

Heute sind weltweit 527 Karbonatitvorkommen bekannt (WOOLLEY & KJARSGAARD 2008). Durch die sehr intensive Suche nach Karbonatiten kommen jährlich immer ein paar Vorkommen dazu.

Das Auftreten der Karbonatite ist gebunden an tiefreichende Bruchstrukturen im Bereich der kontinentalen Kruste. Die Bruchstrukturen reichen hinab bis in den oberen Erdmantel. Daher ist es erklärbar, dass die meisten Karbonatite in kontinentalen Grabenbrüchen zu finden sind (Ostafrikanisches Grabenbruchsystem). Einige Karbonatitvorkommen stehen in Zusammenhang mit dem kontinentalen Intraplattenmagmatismus (hot spots). Karbonatite sind auf allen Kontinenten verbreitet. Die meisten Karbonatite befinden sich jedoch in Afrika.

Es besteht Einigkeit unter den Geowissenschaftlern, dass die Karbonatite dem oberen Erdmantel entstammen. Karbonatite sind typische Vertreter des anorogenen Magmatismus, das heißt ein Magmatismus außerhalb und unabhängig von Orogenesen. Sie werden fast immer von anderen Mantelmagmatiten begleitet. Karbonatite kommen meist in sogenannten Alkaligesteinskomplexen vor.

Untersuchungen zur zeitlichen Häufigkeitsverteilung der Karbonatite ergaben, dass es im Verlauf der Erdgeschichte zu immer mehr Karbonatitbildungen gekommen ist. Ursache ist die zunehmende Kratonisierung der kontinentalen Lithosphäre, d. h. die Lithosphäre wird allmählich mächtiger und spröder, so dass sich häufiger tiefreichende Bruchstrukturen bis in den oberen Mantel hinein bilden können. Andererseits kühlt der Erdmantel kontinuierlich ab, was zu einer voranschreitenden Mantelentgasung führt. Daher werden Mantelfluide eine progressive Mantelmetasomatose hervorrufen. Schmelzvorgänge im Erdmantel unter konsolidierter kontinentaler Kruste werden immer häufiger alkaline und karbonatische Magmen bilden.

Karbonatit-Komplexe sind sehr kompliziert aufgebaute Mehrfachintrusionen. Karbonatite kommen gemeinsam mit ultramafischen und ultrabasischen Magmatiten (Dunite, Peridotite, Pyroxenite, Melilitholithe) und Alkalimagmatiten (Jacupirangite, Melteigite, Ijolithe, Urtite und Nephelinsyenite) vor. Daher werden diese Magmatit-Vorkommen auch als Alkaligesteins-Karbonatit-Komplexe bezeichnet (TUTTLE & GITTINS 1966, FITTON & UPTON 1987, BELL 1989, MITCHELL 2005, MARKL 2015).

Die Gesteine in den Alkaligesteins-Karbonatit-Komplexen sind meist ringförmig aufgebaut. Im äußeren Bereich befinden sich ringförmig-konzentrisch angeordnet die Silikatmagmatite. Im Zentrum der Komplexe sind oft die Karbonatite zu finden und sie bilden damit die jüngsten Intrusionen.

Alkaligesteins-Karbonatit-Komplexe liegen im Kreuzungsbereich von mehreren Tiefenstörungen. In diesen Kreuzungsbereichen ist die Kruste stark tektonisch zerbrochen. In dieser zerrütteten Zone erfolgt mehrfach der Aufstieg von Mantelmagmen. Die Magmenmenge, welche zeitlich nacheinander intrudiert, nimmt ständig ab. Das Intrusionsniveau steigt ständig an, das heißt die Magmen intrudieren nacheinander immer höher in die Kruste.

Ursache für die ringförmige Anordnung ist eine komplizierte und langandauernde Magmendifferentiation und nacheinander ablaufende Intrusionsabfolge. Zuerst steigen primäre Mantelschmelzen in die Kruste auf. Durch Abkühlung des Magmas beginnt die Kristallisationsdifferentiation. Olivin kristallisiert zuerst aus und sinkt nach unten. Dort bilden sich Olivin-Kumulate (Dunite, Peridotite). Durch den Verlust von Olivin ändert sich der Chemismus der Schmelze bis hin zu Ijolithen und Nephelinsyeniten. Fortschreitende Kristallisationsdifferentiation führt zur Bildung von Pyroxen-Kristallen, welche sich auch als Kumulate am Boden der Magmakammer absetzen (Pyroxenite). Das hat wiederum eine Änderung der chemischen Zusammensetzung der Schmelze zur Folge. Im Laufe der weiteren Differentiation und Abkühlung reichern sich Karbonatschmelztröpfchen im Restmagma an. Bei sinkenden Temperaturen und Drücken kommt es zur Trennung von Silikat- und Karbonatschmelze. Die Karbonatschmelze steigt als eigenständige Karbonatit-Intrusion nach oben. Die relativ kleinen Karbonatit-Komplexe haben häufig Durchmesser von nur 1 bis 20 km. Ihre Ausbissform an der Erdoberfläche ist oft rund bis oval.

Karbonatite und Alkaligesteine werden von Alkalimetasomatiten begleitet, die man Fenite nennt. Alkalische Magmen geben Natrium oder Kalium an das Nebengestein ab und führen zu einer stofflichen Umbildung (WIMMENAUER 1985). Dabei werden in großen Mengen Na oder K-reiche Minerale neu gebildet. Typische Minerale sind Albit, Orthoklas, Alkalipyroxene, Alkaliamphibole und Phlogopit. So kann zum Beispiel aus einem Nebengestein mit granitischer Zusammensetzung ein Metasomatit mit alkalisyenitischer Zusammensetzung entstehen. Dabei wird Siliziumdioxid durch die Mineralbildung der Alkalimetasomatose verbraucht, so dass der SiO₂-Gehalt im Metasomatit (Fenit) kleiner ist, als im Ausgangsgestein. Die Fenite bilden um die Alkaligesteins-Karbonatit-Komplexe sehr oft eine typische Aureole.

Bei den Karbonatiten unterscheidet man drei verschiedene Faziesbereiche (LEEDER 1983). Die Faziesbereiche sind abhängig von der Tiefe der Platznahme der Karbonatite. Man unterscheidet in einen vulkanischen, subvulkanischen und plutonischen Faziesbereich. Im vulkanischen Faziesbereich liegen die Karbonatite als Pyroklastite und Laven vor. Häufig treten im vulkanischen Faziesbereich Diatrem- und Schlotfüllungen mit Explosiv- und Eruptivbrekzien auf (KAPUSTN 1983, LAPIN 1980). Gänge und kleinere Körper sind typisch für den subvulkanischen Faziesbereich. Der plutonische Faziesbereich ist charakterisiert durch das Auftreten von grobkörnigen Karbonatiten, die in größeren Tiefen entstanden sind. Karbonatit-Komplexe haben durch die drei Faziesbereiche eine typische vertikale und horizontale Zonalität. Aus der Zonalität ergibt sich der extreme Formenreichtum der petrographischen Ausbildung der Karbonatite. Welche

Karbonatite heute an der Erdoberfläche anstehen, ist vom Erosionsniveau abhängig. Abbildung 3-1 zeigt die typische Zonalität und den vertikalen Aufbau der Alkaligesteins-Karbonatit-Komplexe.

Karbonatite entstehen durch Schmelzprozesse im Erdmantel. Der Makro- und Mikrochemismus (Haupt- und Spurenelemente) sowie die Isotopendaten untermauern die Herkunft der Karbonatite aus dem Erdmantel. Karbonatite werden durch verschiedene Silikatmagmatite begleitet, die ebenfalls aus dem Erdmantel stammen (MARKL 2015).

Für die Bildung von melilithitischen, nephelinitischen und karbonatitischen Schmelzen ist eine vorherige Anreicherung des Mantels unbedingt erforderlich. Eine intensive Mantelmetasomatose ist Voraussetzung und zeitlicher Vorläufer der Bildung alkalischer und karbonatitischer Schmelzen (WASS & ROGERS 1980). Ein normaler Mantel (besteht aus Olivin, Pyroxen, Spinell, Granat) kann wahrscheinlich keine Karbonatite hervorbringen. Nur ein angereicherter Mantel ist in der Lage Karbonatitschmelzen bzw. karbonatisierte Schmelzen zu bilden. Die Anreicherung des Mantels erfolgt durch die Mantelmetasomatose. Aus tieferen Mantelregionen steigen Fluide auf, welche den Mantel mit H₂O, CO₂, Na, K, F, P usw. anreichern. Durch diese Stoffzufuhr wird der obere Mantel chemisch verändert. Dieser Prozess führt zur Bildung neuer Minerale (Amphibole, Dunkelglimmer, Apatit, Karbonate) in den Mantelgesteinen. Die stärkste Mantelmetasomatose findet unterhalb mächtiger kontinentaler Kruste statt. Durch tiefreichende Bruchstrukturen (z.B. Grabenbrüche) kommt es durch Druckentlastung im metasomatisch angereicherten Mantel zur Schmelzenbildung.

Welche Schmelze konkret entsteht ist von Druck (Tiefe), Temperatur, Aufschmelzungsgrad und dem vorhandenen Mantelmaterial abhängig. Melilithitische und karbonatitische Schmelzen werden gebildet bei niedriggradiger Aufschmelzung von nur 0,5 bis 2% des Mantelmaterials (GREEN & FALLOON 1998). Die Schmelzenbildung findet in ca. 80-100 km Tiefe, bei Drücken von 2,5-3,0 GPa und bei Temperaturen von 1000-1200 °C statt.

Unter Petrologen werden drei Typen der Karbonatit-Bildung diskutiert (BELL & RUKHLOV 2004, PANINA & MOTORINA 2008):

Variante 1: Die direkte niedriggradige Aufschmelzung des

karbonatisierten Erdmantels ergibt dolomitische Karbonatit-Schmelze. Spätere Metasomatose führt zur Bildung von Kalzit-Karbonatiten.

Variante 2: Eine etwas höhergradigere Aufschmelzung des karbonatisierten Erdmantels führt zur Bildung von ultrabasischen / ultramafischen Silikatschmelzen mit zuerst geringem Karbonatanteil. Durch Aufstieg, Abkühlung und extreme Differentiation bildet sich im oberen Bereich der Magmakammer Karbonatitschmelze. Diese Karbonatitschmelze kann weiter aufsteigen und intrudieren.

Variante 3: Eine höhergradige Aufschmelzung des karbonatisierten Erdmantels führt zur ultrabasischen / ultramafischen Silikatschmelzen mit geringem Karbonatanteil. Das Magma steigt auf, kühlt ab und die komplexe Differentiation beginnt. Durch Druckentlastung erfolgt die Trennung von Silikatschmelze und Karbonatschmelze. Ursache dafür ist die Nichtmischbarkeit der beiden Teilschmelzen. Die Karbonatschmelze bildet intrusive Karbonatite.

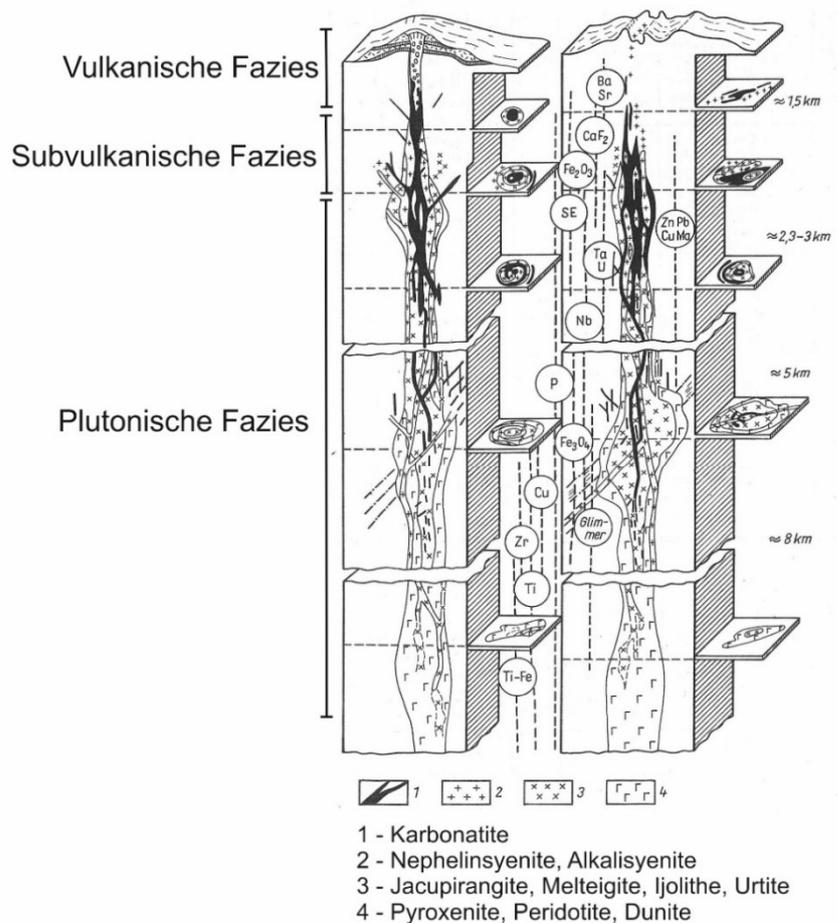


Abb. 3-1: Schematische Darstellung der Faziesbereiche in Karbonatit-Komplexen (aus Leeder 1983, ergänzt).

Die magmatische Entstehung der Karbonatite wurde zwar schon vor über 100 Jahren diskutiert, aber es dauerte noch mehrere Jahrzehnte bis sich diese Erkenntnis völlig durchgesetzt hat. Vorher nahm man an, dass diese kristallinen Karbonatgesteine metamorph umgebildete sedimentäre Kalksteine sind. Auch gab es Überlegungen einer metasomatischen Überprägung von sedimentären oder metamorphen Kalksteinen durch Fluide, welche dann Karbonatite bilden sollten.

Es war Prof. Arvid Gustaf Högbom (Geologe und Mineraloge), der durch Untersuchungen im mittelschwedischen Alnö-Gebiet zur Auffassung gelangte, dass die hier vorhandenen kristallinen Karbonatgesteine magmatisch entstanden sein müssen (HÖGBOM 1885). Diese Auffassung leitete er aus Beobachtungen im Gelände und petrographischen Untersuchungen ab. So stellte er fest, dass diese Karbonatgesteine, die in Gängen und Stöcken auftreten, immer mit alkalischen Magmatiten (Nephelinsyenite, Ijolithe, Pyroxenite usw.) zusammen vorkommen. Auch stellte er in vielen Fällen Fließstrukturen in diesen Karbonatgesteinen fest, die nur durch Intrusion von einem Karbonatmagma erklärt werden konnten. Die Abfolge der Kristallisation erinnerte ihn an magmatische Bildungen.

In Norwegen war der Geologe Prof. Waldemar Christofer Brøgger tätig. Er untersuchte im sogenannten Fen-Gebiet kristalline Kalksteine und kam zu der Ansicht, dass diese magmatisch gebildet worden sind. Er führte den Begriff Karbonatit ein (BRØGGER 1921).

Der Mineraloge Prof. Harry von Eckermann forschte im schwedischen Alnö-Komplex und führte Högboms Arbeit fort. In seiner Publikation über den Alnö-Komplex (ECKERMANN 1948) beschreibt er die auftretenden Magmatite und ihre Verbandsverhältnisse ausführlich. Eckermann leitete aus seinen Beobachtungen ein Modell der Entstehung der magmatischen Gesteine inklusive der Karbonatite im Alnö-Komplex ab.

Obwohl sich in der nachfolgenden Zeit viele Geologen, Mineralogen und Petrologen mit Karbonatiten weltweit beschäftigten, war ihre magmatische Entstehung noch unbewiesen. Zwar hatte man schon durch Laborversuche die Bildung von karbonatischen Schmelzen in magmatischen Systemen nachvollziehen können, aber der endgültige praktische Beweis fehlte noch.

Erst 1960 erbrachte der Geologe Prof. John Barry Dawson den endgültigen Beweis der magmatischen Bildung der Karbonatite (DAWSON 1962). Er beobachtete im Krater des ostafrikanischen Vulkans Oldoinyo Lengai die Effusion von ungewöhnlichen Laven. Dawson entnahm zahlreiche Proben und untersuchte diese im Labor. Die Lava stellte sich als Karbonatit (Natrokarbonatit) heraus und der letzte Beweis der

magmatischen Entstehung der Karbonatite war gesichert.

4. Historie zur Erkundung der Delitzscher Karbonatite

Die Entdeckung und der Nachweis der verschiedenen Karbonatit- und Ultramafitvorkommen im Großraum Delitzsch erfolgte zeitlich und räumlich etappenweise überwiegend im Rahmen der realisierten Prospektion und Exploration auf Uranerzvorkommen durch die SDAG Wismut (Hauptbohrprojekte). Die Karbonatite (in Diatremfazies) und die ultramafischen Lamprophyre (Gänge) sind ausschließlich durch Bohrungen aufgeschlossen. Die Erkundungsarbeiten begannen im Jahr 1971 und endeten mit der Auflösung des Bohrrevieres Delitzsch im Jahr 1989. In den ersten Jahren wurde das Such- und Erkundungsobjekt Delitzsch noch von der Betriebsabteilung Wermisdorf (BAW) aus gesteuert. Daher enthalten sehr viele Bohrlochnummern des Objektes Delitzsch die Buchstaben Wis BAW in der Bezeichnung.

Entsprechend den Etappen der Erkundung auf Uranerzvorkommen, wurden zeitlich nacheinander die verschiedenen Diatrembrekzien (gemäß den Wismut-Schichtenverzeichnissen als Eruptiv- bzw. Explosivbrekzien oder Lamprophyrbrekzien bezeichnet) erbohrt. Demzufolge wurden in den Jahren 1973 bis 1976 die ersten Diatreme verschiedener petrographischer Ausbildung im Gebiet Schenkenberg, Rödgen, Zaasch und Storkwitz aufgefunden. Zwischen 1976 und 1977 fand man weitere Vorkommen von Diatrembrekzien und ultramafischen Lamprophyren im Gebiet Neukyhna bis Storkwitz. Im Raum Serbitz konnten 1977 bis 1979 zahlreiche Diatrembrekzien und ultramafischen Lamprophyre erbohrt werden. In den achtziger Jahren des 20. Jahrhunderts wurden Vorkommen zwischen Delitzsch (Kertitz und Gertitz) und Quedlinburg sowie bis südlich von Zwochau entdeckt.

Die Seltene Erden Elemente-Anreicherungen wurde beim geochemischen Screening Anfang der 70er Jahre des 20. Jahrhunderts durch die SDAG Wismut nachgewiesen (MÜLLER 1979). Nahezu im gesamten Arbeitsgebiet Delitzsch sind verschiedene Karbonatite und ultramafische Lamprophyre in den Bohrungen angetroffen worden. Das Hauptverbreitungsgebiet der Karbonatite ist jedoch das Gebiet zwischen Delitzsch, Bitterfeld, Brehna, Landsberg und Klitschmar (Abb. 5.2-1, Abb. 6.3-2, Abb. 6.4-1, Abb. 6.4-3).

Mit der Schrägbohrung Wis BAW 530/76 wurde der Karbonatit-Brekzien-Körper Storkwitz entdeckt und erstmals durchbohrt sowie die größten Konzentrationen an SEE gefunden. Nach Auswertung der geologischen und geochemischen Ergebnisse der Bohrung Wis BAW 530/76 erfolgte die weitere gezielte Erkun-

derung des aufgefundenen Körpers Storkwitz mit 7 Schrägbohrungen (SE De 1/79, SE De 2/79, SER De 3/82 + SER De 3a/82, SER De 4/82 + SER De 4a/82 + SER De 4a1/82 + SER De 4a2/82, SER De 5/82, SER De 6/82, SER De 8/86) und mit einer vertikal ange-setzten Bohrung (SER De 7/86 + SER De 7h/86 + SER De 7ha/86 + SER De 7hb/86).

Die Erkundung, Untersuchung und Bewertung der im Raum Delitzsch entdeckten Karbonatite wurde in enger Kooperation zwischen der SDAG Wismut und dem ZGI Berlin durchgeführt.

Bei der systematischen Bearbeitung in den achtziger Jahren des 20. Jahrhunderts wurden auch Altbohrungen von vor der Erkundungstätigkeit der SDAG Wismut im Revier Delitzsch herangezogen. In einigen dieser Bohrungen konnte ebenfalls Karbonatite und ultramafische Lamprophyre nachgewiesen werden. Zu nennen wären die Bohrungen Torna 1/64, KMD 4/63, KMD 13/65 und Salzfurth 2/59 (MEISSNER 1967).

Sämtliche Aktivitäten im Objekt Delitzsch der SDAG Wismut dienten in erster Linie der Suche und Erkundung von Uranerzvorkommen. Bei der sehr aufwendigen Bohrtätigkeit wurden auch andere neue Erzvorkommen entdeckt. Die Erkundung erfolgte zuerst mit Kartierungsbohrungen, welche die ca. 100 m mächtigen känozoischen Bildungen durchbohrten und dann noch einige Meter in den unverwitterten prä-tertiären Untergrund geteuft wurden. Die Kartierungsbohrungen wurden auf mehrere hundert Meter bis zu zwei Kilometer langen Profilen positioniert. Damit konnte der verdeckte prätertiäre Untergrund beinahe flächendeckend kartiert werden. Nachfolgend wurden flache Suchbohrungen mit Teufen bis ca. 350 m geteuft. Anschließend erfolgte das Niederbringen von Such- und Erkundungsbohrungen bis 1200 m Teufe in aufeinander folgenden Etappen.

Die Historie der Erkundung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes wird in nachfolgender Auflistung kurz in zeitlicher Abfolge dargestellt:

- ab 1971 Kartierungsbohrungen im Gebiet Delitzsch, damals noch von der Betriebsabteilung Wermisdorf aus (BAW der SDAG Wismut);
- ab 1973 eigenständiges Objekt Delitzsch des Zentralen Geologischen Betriebes (ZGB) der SDAG Wismut als Bohrrevier der BAW;
- 1973 mit Bohrung Wis BAW 17/73 ersten größeren Eruptivbrekzien-Körper erbohrt (SDAG Wismut);
- 1974-1976 weitere UML und Karbonatite im Raum Schenkenberg erbohrt (SDAG Wismut);
- 1976 mit Bohrung Wis BAW 530/76 Körper Storkwitz erbohrt (SDAG Wismut), hohe SEE- und Nb-Gehalte festgestellt;
- 1976 erste prognostische Einschätzung der SEE- und Nb-Vorräte in Delitzsch (SDAG Wismut);
- 1976 Experteneinschätzung von Prof. Anatoli Alexandrovich Frolov zu den Karbonatiten in Delitzsch (FROLOV 1976), fachliche Bestätigung der Karbonatite in Delitzsch (SDAG Wismut);
- 1977-1979 weitere UML und Karbonatite im Raum Serbitz erbohrt (SDAG Wismut);
- 1979 Informationsbericht SEE-Nb-Mineralisation in Delitzsch (SDAG Wismut);
- 1979 Bohrungen SE De 1/79 und SE De 2/79 (SDAG Wismut);
- 1979-1980 informative Schreiben an Minister für Geologie über SEE-Nb-Vererzung in Delitzsch (SDAG Wismut);
- 1980 Minister für Geologie beauftragt ZGI Berlin und SDAG Wismut mit der eingehenden Erkundung der Delitzscher Karbonatite;
- 1982 Bohrungen SER De 3, SER De 4, SER De 5, SER De 6 (Bohrarbeiten: SDAG Wismut, wissenschaftliche Bearbeitung: ZGI Berlin, SDAG Wismut);
- 1984 Bericht "Bewertung Karbonatite Delitzsch" - 1. Etappe, (ZGI Berlin), Hauptbearbeiter: Dr. G. Röllig;
- 1980-1985 weitere UML und CR im Raum Delitzsch erbohrt (SDAG Wismut);
- 1986 Bohrungen SER De 7 und SER De 8 (Bohrarbeiten: SDAG Wismut, wissenschaftliche Bearbeitung: ZGI Berlin, SDAG Wismut);
- gemeinsames Bergbauobjekt Delitzsch wird diskutiert (SDAG Wismut, ZGI Berlin usw.), Bergbauvorprojekt Delitzsch durch SDAG Wismut Uranerzlagerstätte Kyhna-Schenkenberg (sowie weitere Uranerzvorkommen z.B. Serbitz, Werben, Roitzsch, Süd, Bitterfeld, Ramsin usw.), SEE-Nb-Lagerstätte Storkwitz (Karbonatite), W-Mo-Lagerstätte Delitzsch (Skarne);
- 1988 Abschlussbericht Objekt Delitzsch (SDAG Wismut);
- 1989 Auflösung Bohrrevier Delitzsch der SDAG Wismut;
- 1990 Bericht "Ultramafische Lamprophyre Delitzsch" (ZGI Berlin), Hauptbearbeiterin: B. Gruner;

- 1990 Bericht "Bewertung Karbonatite Delitzsch" - 2. Etappe (ZGI Berlin), Hauptbearbeiter: Dr. J. Wasternack.

Ab dem Jahr 2007 erfolgte durch die Deutsche Rohstoff AG Heidelberg eine Wiederaufnahme der Untersuchungs- und Erkundungsarbeiten im Gebiet Delitzsch. Folgende Arbeitsetappen sind zu nennen:

- 2007 Aufsuchungserlaubnis durch das Sächsische Oberbergamt Freiberg an die Deutsche Rohstoff AG Heidelberg erteilt;
- 2011 Gründung der Seltenerden Storkwitz AG;

- 2012 Bestätigungsbohrung SES 1/2012.

- 2013 JORC-Ressourcenklassifikation bis 700 m.

Die Aufsuchungserlaubnis für das Seltene Erden Vorkommen Storkwitz wurde im Jahr 2015 an das Sächsische Oberbergamt Freiberg zurückgegeben.

Im Literatur- und Quellenverzeichnis werden die wichtigsten Berichte aufgelistet und die relevante Literatur zum Thema Karbonatite bzw. Karbonatite Delitzsch benannt.

Die Abbildung 4-1 zeigt für den Zentralteil des Erkundungsobjektes Delitzsch die Bohrungen mit bzw. ohne ultramafischen Lamprophyren und Karbonatiten.

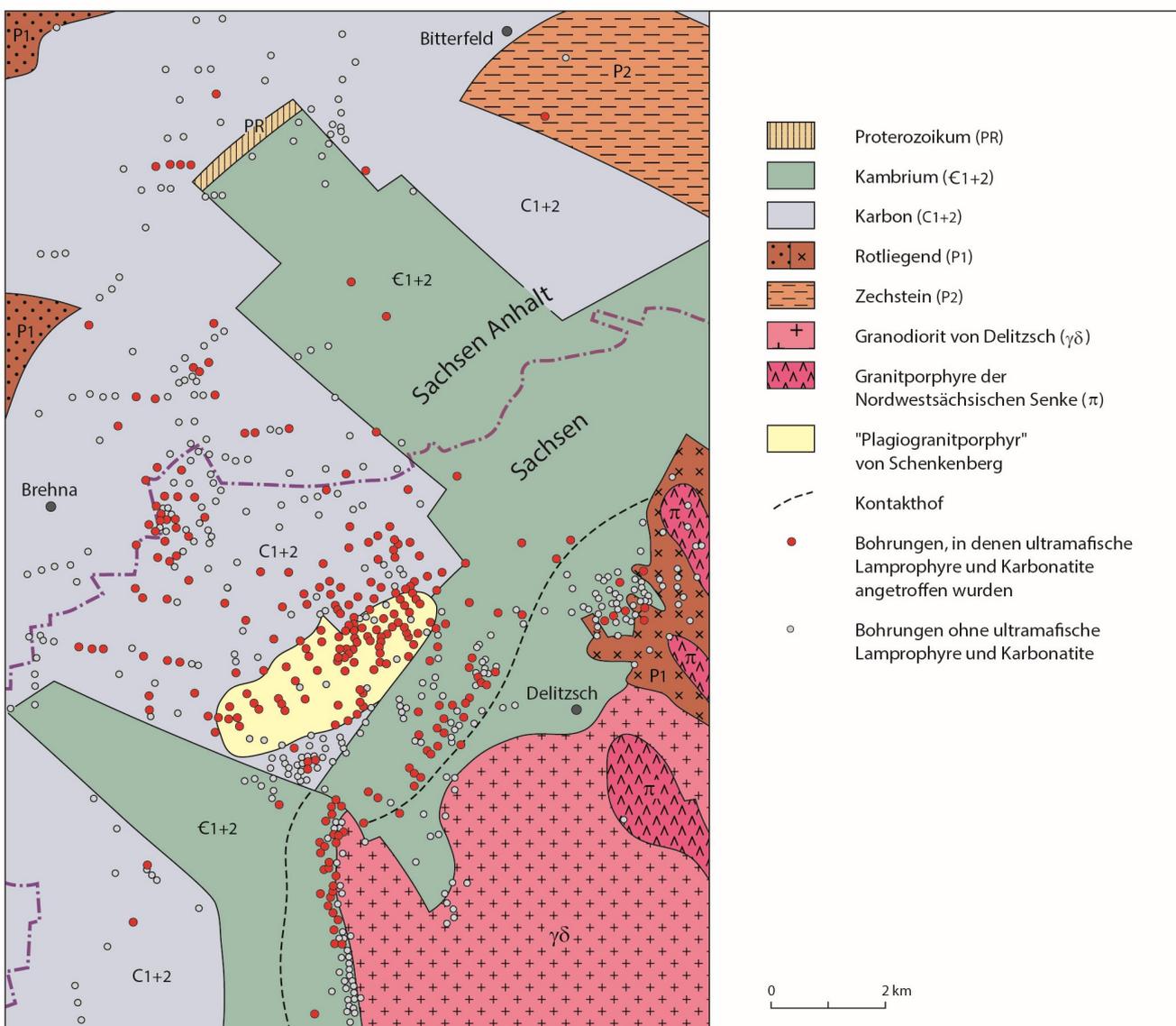


Abb. 4-1: Geologische Übersichtskarte von Delitzsch (Zentralteil) bezüglich der Bohrungen mit bzw. ohne ultramafische Lamprophyre und Karbonatite (aus: WASTERACK 2008, verändert).

5. Geologisch-tektonische Situation

5.1 Geologische Verhältnisse

Die Gesteine des Delitzsch Karbonatit-Komplexes sind im prätertiären Grundgebirge positioniert und werden von känozoischen Lockersedimenten verdeckt.

Für das Grundgebirge sind zusammenfassend folgende Aussagen zu treffen:

„Das Grundgebirge des Gebietes in welchem der UML-CR-Komplex (UML = ultramafische Lamprophyre, CR = Karbonatite, Anmerkungen des Autors) vorkommt, besitzt verschiedenartiges Alter und eine komplizierte Entwicklung. Im südlichen Teil ist die strukturelle Einheit der Synklinalzone von Delitzsch-Doberlug durch mächtige Abfolgen von sedimentären (flyschoiden) und vulkano-sedimentären Serien, welche vom Vendium (Leipziger Serie) bis zum Unter- und Mittelkambrium (Lissaer und Delitzscher Serie) reichen, charakterisiert. Hauptsächlich im Unterkambrium sind Einschaltungen von Karbonaten, basischen und intermediären Vulkaniten und ihren Pyroklastiten lokal verbreitet. Diese Serien werden diskordant überlagert von sedimentären und vulkano-sedimentären Molasseablagerungen des Dinat III, Namur A, Westfal A-C (in paralischer Ausbildung) und des Stefan bis Unterperm (in kontinentaler Ausbildung).

Im nördlichen Teil besteht das Grundgebirge aus altcadomischen und wahrscheinlich präcadomischen metamorphen Serien (Mitteldeutsche Kristallinzone), welche von Molasse-Serien des Namur bis Unterperm in oben beschriebener Ausbildung überlagert werden.“ (RÖLLIG et al. 1989).

Im Randbereich des Untersuchungsgebietes treten teilweise marine Zechsteinablagerungen und terrestrische Bundsandsteinsedimente auf.

Nachdem das Gebiet im Mesozoikum vorwiegend Abtragungsraum war, setzte ab Untereozän bis Unter-miozän wieder Sedimentation ein.

Eingebettet in die tertiären klastischen Ablagerungen liegen mehrere bauwürdige Braunkohlenflöze. Im Mitteldeutschen Braunkohlenrevier (Delitzsch, Bitterfeld) fand ein intensiver Bergbau auf Braunkohle statt (STANDKE et al. 2010).

Quartäre Sedimente, vorwiegend aus dem Pleistozän, repräsentieren glaziale und interglaziale Ablagerungen.

Die Gesamtmächtigkeit der känozoischen Bildungen liegt im Raum Delitzsch-Bitterfeld bei ca. 100 bis 120 m.

5.2 Strukturgeologische und tektonische Verhältnisse

Einleitend wird mit folgendem Zitat ein allgemeiner Überblick zu den strukturgeologischen und tektonischen Verhältnissen im Verbreitungsgebiet der Delitzscher Karbonatite und ultramafischen Lamprophyre gegeben:

„Die Existenz von aus dem Mantel ableitbaren Gesteinen in einem Gebiet, welches zuletzt in varistischer Zeit konsolidiert wurde, führt zu der Frage nach dem Wesen und der Position von tiefreichenden Bruchzonen, die den Aufstieg solcher Schmelzen kontrollieren. Es besteht kein Zweifel, dass solche Prozesse nur unter Bedingungen von Zerrungstektonik (Weitungsprozesse) und Taphrogenese stattfinden können. Das Fehlen von Kreidesedimenten in dieser Region, in welcher der UML-CR-Komplex auftritt, gibt keinen Hinweis auf eine paläogeographische Rekonstruktion. Aber die Analyse der Entwicklung des Fundamentes (RÖLLIG et al. 1989) zeigt die Existenz von zwei Hauptstrukturen, die E-W (Synklinalzone von Delitzsch-Doberlug) und N-S (Zone von Plauen-Leipzig-Dessau) verlaufen, für welche eine Aktivität von cadomischer bis varistischer Zeit und späterer Zeit postuliert werden kann.

Während die meridionale Zone vom Charakter her nun also eine Schwächezone zwischen zwei Krustenblöcken anzusehen ist, hat die äquatoriale Zone in den verschiedensten Zeiten riftogenen Charakter gehabt, speziell ist das an einem Moho-Diskontinuitäts-Versatz festzustellen“ (BORMANN et al. 1989).

Der UML-CR-Komplex ist im Kreuzungspunkt dieser Hauptstrukturen ausgebildet, was deren Charakter als tiefreichende Bruchzonen und ihre regionale Kontrolle bei der Platznahme dieser Gesteine verdeutlicht.

Im Gegensatz dazu, ist die Platznahme der einzelnen intrusiven Körper abhängig vom strukturellen Verhalten des obersten Bereiches der Kruste, hier dominieren NW-SE streichende Störungen.“ (RÖLLIG et al. 1990).

Von herausragender Bedeutung ist das Nord-Südgerichtete Rostock-Leipzig-Regensburg-Lineament, welches sich über 700 km Länge erstreckt (BANKWITZ et al. 2003). Auf dieser tektonischen Struktur befindet sich nicht nur der Delitzsch Karbonatit-Komplex, sondern auf ihr existieren weitere Vorkommen von oberkretazischen Diatremen in Ebersbrunn (BERGER 2008, SCHÜLLER et al. 2012) und Weißenbrunn bei Zwickau sowie Waldhaus bei Greiz (NICKSCHICK 2014). Tertiäre bis rezente magmatische Aktivität findet man im Kreuzungsbereich des Rostock-Leipzig-Regensburg-Lineamentes mit dem westlichen Teil des Eger-Grabens in Westböhmen, Nordostbayern und dem südlichen Vogtland (KÄMPF 2002). Dieses Gebiet ist gekennzeichnet durch erhöhte seismische Aktivität, das Auftreten eines jungen (quartären) Vulkanismus wie zum Beispiel das Mytina-Maar, das Neualben-

reuth-Maar (ROHRMÜLLER et al. 2017), die Schlackenkegel Kammerbühl, Eisenbühl usw. und intensiven Mantel-Entgasungen (Mofetten und kohlendioxid-haltige Grund- und Quellwässer). Es ist davon auszugehen, dass das Rostock-Leipzig-Regensburg-Lineament mehrfach tektonisch aktiviert worden ist.

Im Gebiet des Delitzsch Karbonatit-Komplexes sind herzynisch streichende Störungen (z. B. Schenkenberg Störung) relevant für die Position der einzelnen Diatrembrekzien-Körper (Abb. 5.2-1 und Abb. 6.3-3).

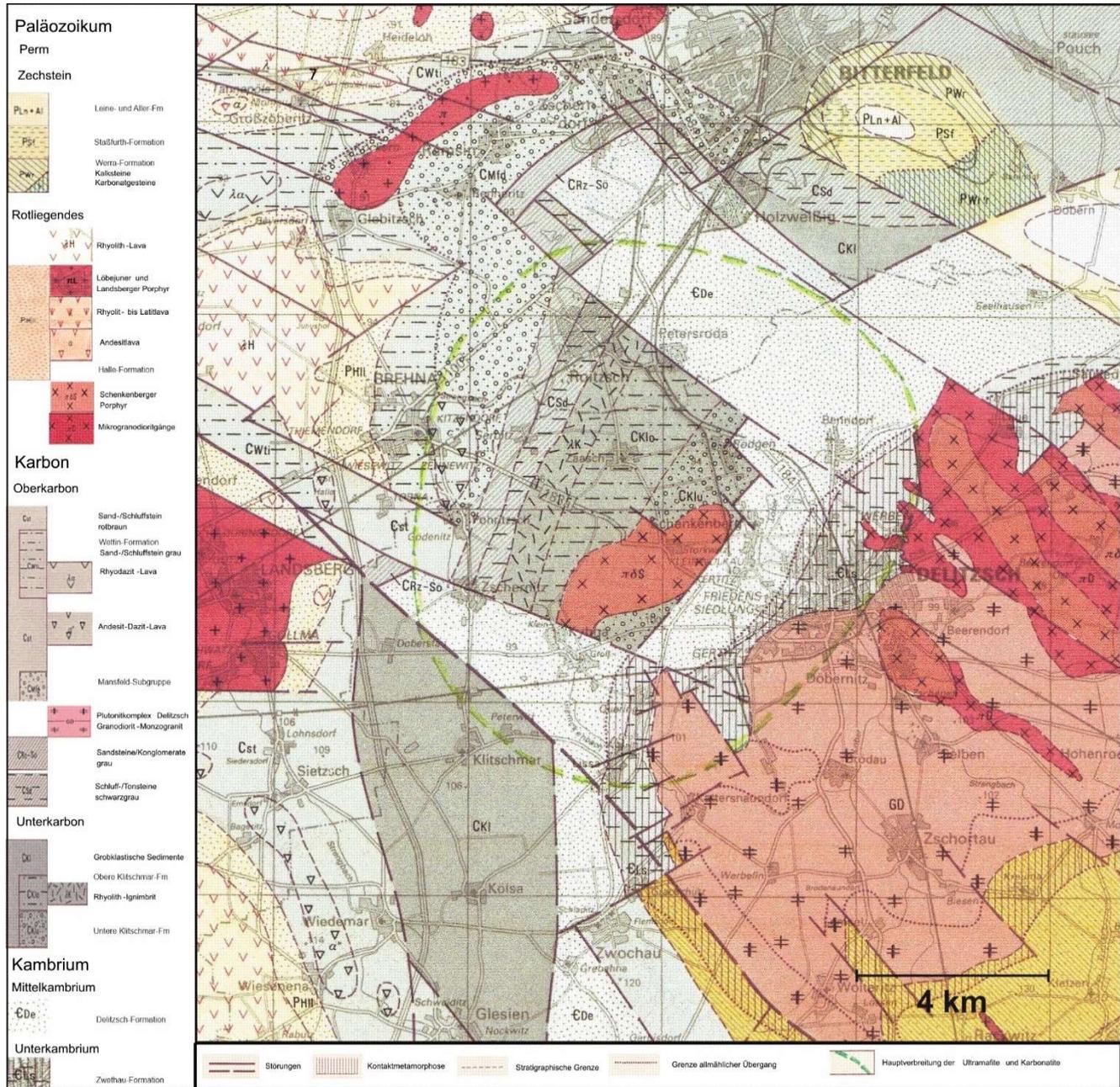


Abb. 5.2-1: Geologische Übersichtskarte Gebiet Delitzsch (KAMPE et al. 1990).

Für die zeitliche Einordnung und die räumliche Positionierung der Entstehung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes ist die Nordatlantiköffnung (zuerst die nordwestliche Nordatlantiköffnung, danach die nordöstliche, eigentliche Nordatlantiköffnung) als eine grundlegende plattentektonische Ursache heranzuziehen (Abb. 5.2-2). Mit der beginnenden Nordatlantiköffnung erfolgte der Aufbau eines starken Stressfeldes in der kontinentalen Kruste beidseitig der Nordatlantik-Riftzonen sowie der zahlreichen begleitenden Grabenstrukturen (Nordsee-Grabensystem mit Central Graben und Viking Graben usw.). Diese Prozesse führten zur Dehnung und Bruchbildung der Kontinentalkruste. Der obere Erdmantel wurde damit druckentlastet, wölbte sich selbst und die kontinentale Kruste nach oben auf (updoming) und es kam zuerst zu einer sehr intensiven Mantelmetasomatose. Bei weiterer Druckentlastung bildeten sich Schmelzen im oberen

Erdmantel (Asthenosphäre). Die dadurch entstehenden Primärmagmen waren vorwiegend melilithitisch und karbonatitisch, teilweise auch kimberlitisch.

Weiterhin ist als ein wesentlicher tektonischer Impuls die alpidische Orogenese (Schließung des Tethys-Ozeans, Bildung der Pyrenäen und der Alpen) zu nennen (KLEY & VOIGT 2008), die ihrerseits eine starke Wirkung auf das tektonische Stressfeld in Zentraleuropa hatte und zu tiefen Bruchstrukturen in der Kruste führte (Abb. 5.2-2).

Beide Prozesse, die Nordatlantiköffnung und die beginnende alpidische Orogenese verursachten gemeinsam eine ausgeprägte bruchtektonische Krustenfaltung in Zentral- und Westeuropa mit sehr tiefreichenden Bruchzonen.

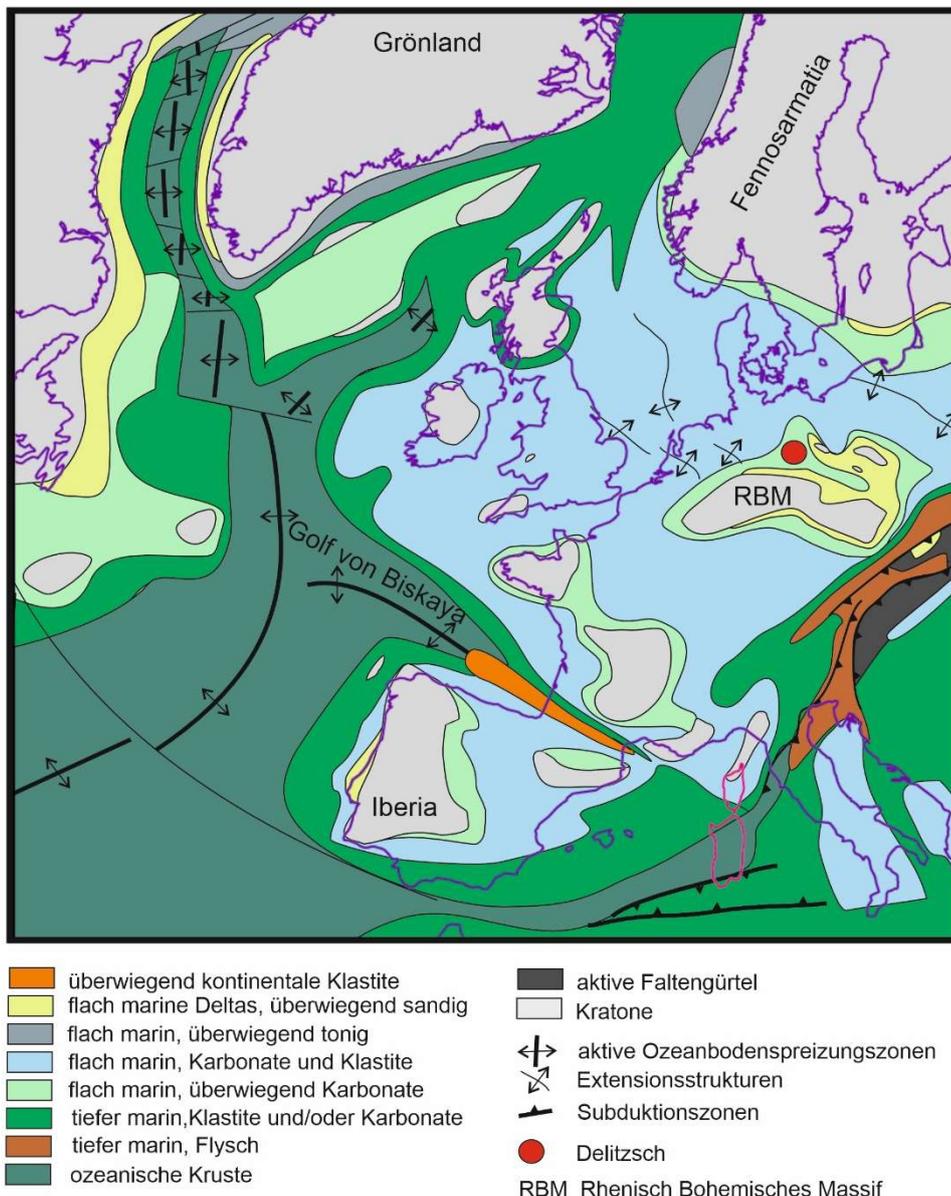


Abb. 5.2-2: Paläogeographische und plattentektonische Situation in der Oberkreide mit dem Delitzsch Karbonatit-Komplex (ZIEGLER 1999, vereinfacht).

Bei der Betrachtung der prätertiären Strukturgeologie im Großraum zwischen Leipzig und Bitterfeld fällt auf, dass das Alter der hier befindlichen sedimentären Ablagerungen nach den Seiten hin stetig abnimmt. Eine solche geologische Situation kann unschwer durch ein stattgefundenes updoming (Aufwölbung) der Lithosphäre und sehr wahrscheinlich auch der Asthenosphäre erklärt werden. Nach dem Prozess der Aufwölbung setzte verstärkt Erosion ein und die Gesteinspakete wurden freigelegt, bis die heutige Situation vorlag. Im Zentrum der ehemaligen Aufwölbung befindet sich der Delitzsch Karbonatit-Komplex, was tatsächlich zu erwarten ist. Im Scheitel der Aufwölbung kam es während und nach dem oberkretazischen Karbonatit-Magmatismus zu leistenschollenartigen Einbrüchen bzw. Aufragungen vorwiegend in herzynischer Streichrichtung (z. B. Bitterfeld Horst, Kyhna Horst, Schenkenberg-Brehna Graben).

Wie bereits erwähnt, liegt der Delitzsch-Karbonatit-Komplex im Kreuzungsbereich von N-S-streichenden

und herzynisch verlaufenden Störungsbündel. Der zentrale Scheitel der Aufwölbung liegt ebenfalls im Kreuzungsbereich oben genannter überregionaler Störungszonen. Somit kann ein enger Zusammenhang von Bruchtektonisch, Aufwölbungstektonik und Mantel-Magmatismus hergestellt werden (Abb. 5.2-3). Die Gesamtbetrachtung lässt folgende Schlussfolgerung zu:

Wahrscheinlich durch einsetzende Extensionstektonik erfolgte primär eine allmähliche Mantelaufwölbung und daran gekoppelt eine Krustenaufwölbung. Fluidtransport aus dem tieferen Mantel verursachte eine intensive Mantelmetasomatose über längere Zeit hinweg. Nach weiterer Druckentlastung des Mantels begannen Schmelzprozesse. Entlang tiefreichender Bruchzonen intrudierte das Magma in die Lithosphäre. Komplexe magmatische Differentiationsprozesse bildeten den Delitzsch-Karbonatit-Komplex. Bei Abklingender magmatischer Aktivität kam es zum tektonischen Einbruch des Scheitels der Aufwölbung.

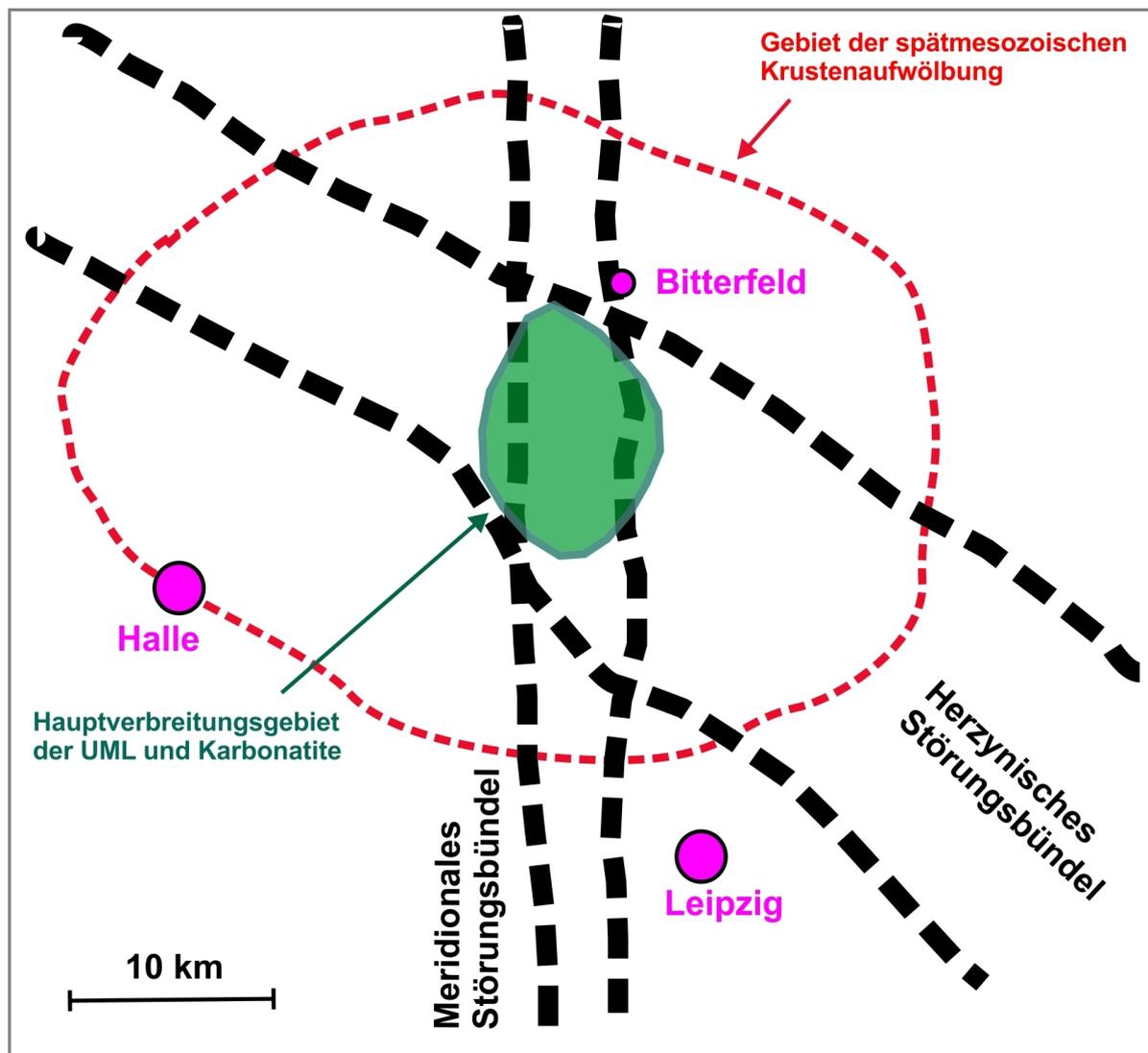


Abb. 5.2-3: Die Lage des Delitzsch Karbonatit-Komplexes im Kreuzungsbereich überregionaler Bruchstrukturen.

6. Allgemeine Beschreibung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes

6.1 Das Anschnittsniveau des Delitzsch Karbonatit-Komplexes

Eingehende Vergleiche haben gezeigt, dass alle Karbonatit-Komplexe weltweit in Aufbau, Struktur und Zusammensetzung sehr ähnlich sind. Ein wesentlicher Unterschied ist allerdings das momentane Anschnittsniveau an der Erdoberfläche. Dadurch ergeben sich auf den ersten Blick große Unterschiede. Das momentane Anschnittsniveau widerspiegelt aber nur den aktuellen Stand der Erosion. So gibt es Karbonatit-Komplexe die vollständig erhalten sind, ohne jede Erosion (Vulkane). Die meisten Karbonatit-Komplexe sind jedoch unterschiedlich stark erodiert und die oberen Partien sind nicht mehr vorhanden. Abbildung 3-1 veranschaulicht den allgemeinen Stockwerksaufbau der Karbonatit-Komplexe mit ihren Faziesbereichen eindrucksvoll. Mit dieser grafischen Darstellung ist es möglich, jeden Karbonatit-Komplex bezüglich des konkreten Anschnittsniveaus einzuordnen (vulkanischer, subvulkanischer, plutonischer Faziesbereich).

Damit ergibt sich für den durch die Bohrarbeiten der SDAG Wismut aufgeschlossenen (obersten) Teil des Delitzsch Karbonatit-Komplexes eine Einordnung in den vulkanisch bis flach subvulkanischen Abschnitt. Typisch sind Diatreme mit Brekzienfüllungen verschiedener Zusammensetzung und unterschiedliche Gänge. Es handelt sich um die apikalen Bereiche eines großen Karbonatit-Komplexes. Das bedeutet, dass der Delitzsch Karbonatit-Komplex fast vollständig erhalten und er nur sehr wenig erodiert ist. Es fehlen lediglich die rein vulkanischen Bildungen wie Maar-Tuffringe (als oberflächennaheste Teile der Maar-Diatrem-Vulkane), kleine Schlackenkegel und Lavaströme (Melilithite, Karbonatite) und pyroklastische Tuffdecken (karbonatitische und ultramafische Eruptionsprodukte). Grob geschätzt fehlen nur ca. 100 bis 300 m der ursprünglichen Bildungen.

Von der Verbreitungsfläche ähnlich große Diatremfelder werden von CLOOS (1941) für die schwäbische Alb in Baden-Württemberg beschrieben. Nach WIMMERAUER (1985) existieren über 300 Diatreme auf einer 30 x 35 km messenden Fläche im Uracher Vulkangebiet.

Neben der oben beschriebenen vertikalen Zonalität, ist gleichbedeutend eine laterale Zonalität in Karbonatit-Komplexen zu beobachten. Typisch für Karbonatit-Komplexe ist die ringförmige Anordnung der verschiedenen Gesteinstypen (Ringkomplexe). Im Außenbereich befinden sich sehr häufig die ultrabasischen-ultramafischen Alkaligesteine (erste Bildungen), teilweise gefolgt von mehr leukokraten Alkaligesteinen. Im Zentralteil finden sich die jüngsten

Gesteinsabfolgen, vor allem die verschiedenen Karbonatit-Typen mit ihren Feniten und Brekzienkörpern. Selbst innerhalb des Karbonatit-Stockes ist noch eine laterale Zonalität erkennbar. Außen liegen die alten kalzitbetonten Karbonatite (Sövite), nach innen gefolgt von dolomitbetonten Karbonatiten (Rauhaugite). Im Zentralteil nahmen die jüngsten, oft geochemisch hochspezialisierten Karbonatite (dolomitisch-ankeritisch, z.T. sideritisch) Platz.

6.2 Vorkommende Gesteinstypen

Die vorkommenden Gesteinstypen können allgemein in drei große Gruppen, entsprechend ihrem Auftreten untergliedert werden. Die bedeutendsten Gesteinstypen sind die Diatrembrekzien (auch Eruptivbrekzien oder Explosivbrekzien genannt) mit verschiedener stofflicher Zusammensetzung. An zweiter Stelle sind Ultramafitite (vorwiegend ultramafische Lamprophyre) und Karbonatite in Gangfazies zu nennen. Weiterhin enthalten besonders die Diatrembrekzien eine ganze Reihe von Xenolithen, welche das plutonische, nicht durch Bohrungen aufgeschlossene Ultrabasisit-Karbonatit-Massiv repräsentieren. Diese Xenolithe gelten als dritte Gruppe und können für die ungefähre Rekonstruktion des in der Tiefe verborgenen Ultrabasisit-Karbonatit-Massivs herangezogen werden.

Die Diatrembrekzien setzen sich zusammen aus einer feinst- bis feinkörnigen Brekzienmatrix (z. B. alnöitisch, alvikitisch, beforsitisch usw.), welche die Diatrembildung (mit hochexplosiven Eruptionen) verursachte Magma repräsentiert. In der Brekzienmatrix sind oft sehr zahlreiche Xenolithe unterschiedlicher Größe enthalten. Einerseits bestehen sie aus den unmittelbaren Nebengesteine der Diatremkörper, die bei der explosiven Platznahme zertrümmert und fragmentiert worden sind. Diese Xenolithe haben nur einen relativ kurzen Transportweg zurücklegen müssen und sind daher häufig eckig-kantig bzw. nur wenig kantengerundet. Andererseits enthält die Brekzienmatrix zahlreiche Xenolithe aus dem verborgenen plutonischen Ultrabasisit-Karbonatit-Massiv. Solche Xenolithe sind fast immer sehr gut gerundet, weil sie einen langen Transportweg von mindestens 1 km überwinden mussten und bei den Explosionsserien des Diatrembildungsprozesses einer intensiven Abrasion unterlagen.

Entsprechend dem vorgefundenen Anschnittsniveau des Delitzsch Karbonatit-Komplexes und des Aufschlussgrades durch Bohrungen sind folgende Gesteinstypen angetroffen worden:

Ultramafische Lamprophyre (UML)

Vorwiegend treten Alnöite, seltener Aillikite, Alkalipikrite (die Bezeichnung Kimberlite ist zutreffender) und sehr selten Monchiquite (gehören streng genommen zu den Alkalilamprophyren) auf. Die Alnöite sind die dominierenden UML im Delitzsch Karbonatit-Komplex (GRUNER 1990). Unterschieden werden

Alnöite (melilithreich), Biotit-Alnöite, Pyroxen-Alnöite, Olivin-Alnöite und Kalzit-Alnöite. Die UML bilden hauptsächlich massive Gänge, Trümerzonen und kleine Körper.

Tab. 6.2-1: Klassifikation der ultramafischen Lamprophyre im Delitzsch Karbonatit-Komplex.

UML-Typen	Phänokristen	Matrix	Mantel-Xenolithe	Gefüge/Textur
Kimberlite °	Klinopyroxene, Olivin, Magnetit	Olivin, Klinopyroxene, Magnetit, Apatit	Peridotite, Harzburgite	feinkörnig, porphyrisch, selten Fluidaltextrur
Alnöite	Melilithe, Olivin	Melilithe, Biotit, Apatit, Perowskit, Magnetit, Karbonate	Granatperidotite, Pyroxenite	feinkörnig, porphyrisch, teilweise Fluidaltextrur
Olivin-Alnöite	Olivin, Klinopyroxene	Melilithe, Biotit, Apatit, Perowskit, Magnetit, Klinopyroxene, Karbonate	Granatperidotite, Pyroxenite	feinkörnig, porphyrisch, teilweise Fluidaltextrur
Pyroxen-Alnöite	Klinopyroxene, Magnetit	Melilithe, Biotit, Apatit, Perowskit, Magnetit, Klinopyroxene, Karbonate	Granatperidotite, Pyroxenite	feinkörnig, porphyrisch, teilweise Fluidaltextrur
Biotit-Alnöite	Biotit, Melilithe, Magnetit	Melilithe, Biotit, Apatit, Perowskit, Magnetit, Karbonate	Pyroxenite	feinkörnig, porphyrisch, teilweise Fluidaltextrur
Kalzit-Alnöite *	Kalzit, Phlogopit, Klinopyroxene	Melilithe, Phlogopit, Apatit, Perowskit, Magnetit, Karbonate	Pyroxenite	feinkörnig, porphyrisch, teilweise Fluidaltextrur
Aillikite	Klinopyroxene, Amphibole, Phlogopit	Karbonate, Phlogopit, Apatit, Klinopyroxene, Magnetit	Pyroxenite, Amphibololithe	feinkörnig, porphyrisch, teilweise Fluidaltextrur

° Alkalipikrite (ältere Bezeichnung) - neu: Mikroperidotit = Kimberlite bzw. Kimberlitoide

* Alnöite mit primären magmatischen Karbonaten

Für eingehende petrographische und geochemische Informationen über die Gruppe der UML wird auf ROCK 1986, ROCK 1987, GRUNER 1990, ROCK 1991 und TAPPE et al. 2005 verwiesen.

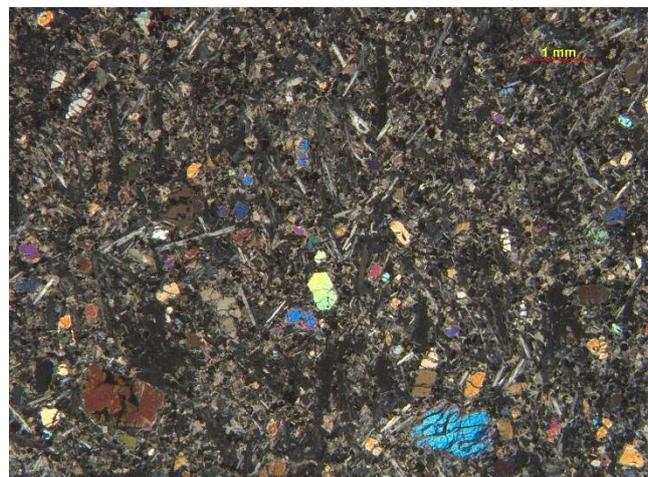
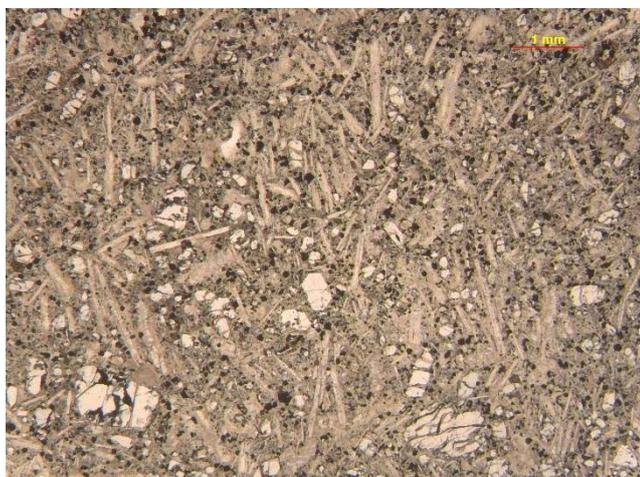


Abb. 6.2-1: Dünnschliff-Fotos von Alnöit, Bohrung Wis BAW 1455/80, Teufe 370,0 m (massiver Gang) mit Melilith und Olivin, links II Pol., rechts X Pol.

UML-Diatrembrekzien (UML-DB)

Die oft autolithischen (pelletal lapilli) UML-Eruptivbrekzien sind als Diatremfüllungen und gangförmige Bildungen in der Peripherie großer

Diatremkörper bekannt. Es handelt sich um eine extrem variantenreiche Gruppe mit sehr unterschiedlichem petrographischem Aufbau.

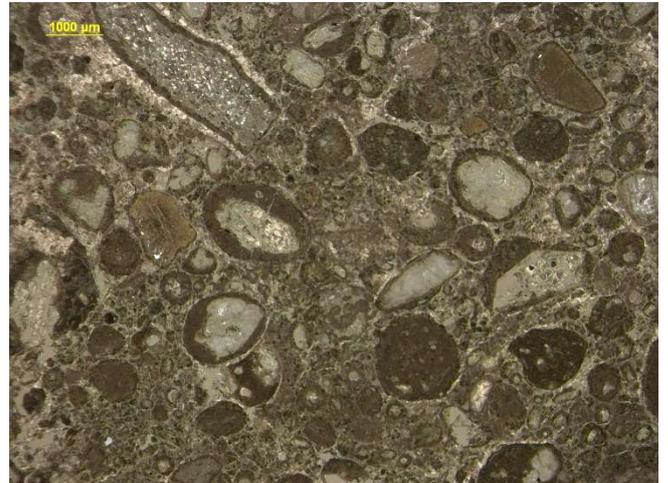
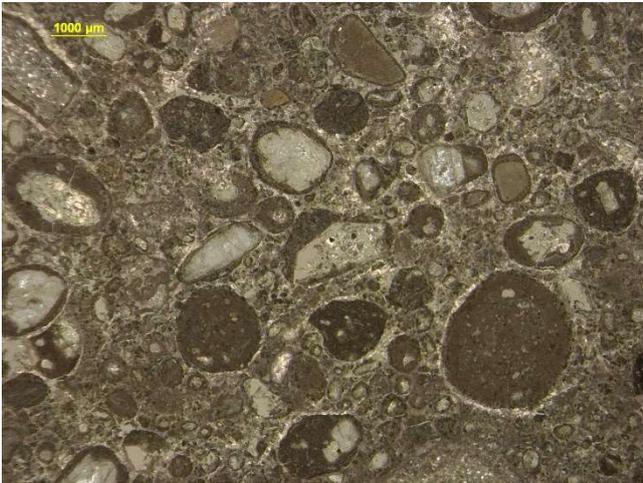


Abb. 6.2-2: Dünnschliff-Fotos von autolithischen UML-Eruptivbrekzien mit Pelletal Lapilli, beide Aufnahmen II Pol., Kartierungsbohrung Wis BAW 4539-76/75, Teufe 115,0 m.

UML-Diatrembrekzien mit karbonatischer Matrix

Ein festgehaltener Entwicklungsschritt der Karbonatitbildung (Trennung von silikatischer und karbonatischer Schmelze). Pelletal Lapilli (oft mit einem Kern aus Pyroxen, Amphibol oder Phlogopit) in einer karbonatischen Grundmasse. Die Genese der Pelletal Lapilli steht in Zusammenhang mit der

Trennung der nicht mischbaren silikatischen und karbonatischen Schmelzen bei der magmatischen Differentiation (GERNON et al. 2012, LLOYD & STOPPA 2003). Die UML-Diatrembrekzien treten als Diatremfüllungen und Gänge auf.

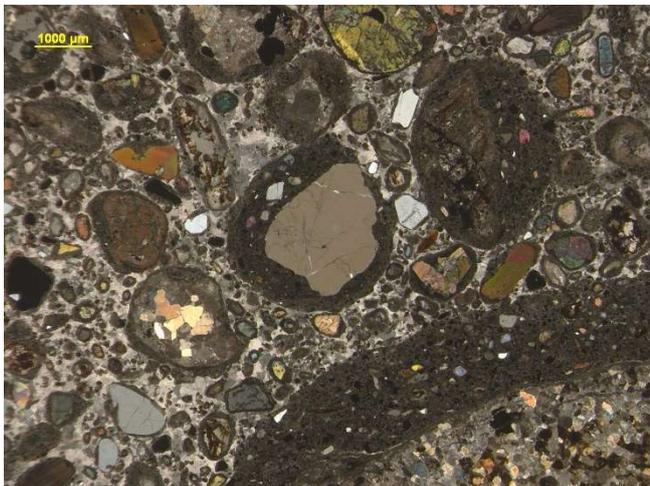


Abb. 6.2-3: Dünnschliff-Fotos von UML-Diatrembrekzien mit Pelletal Lapilli in karbonatischer Matrix, X Pol., links: Wis BAW 569/76, 411,0 m, rechts: Wis BAW 589/76, 205,0 m.

Frühe kalzitkarbonatitische Eruptiv- und Intrusivbrekzien (alvikitische Brekzienmatrix)

Die kalzitbetonten Karbonatitbrekzien werden in Diatremen, Gängen und kleinen unregelmäßigen bzw. stockförmigen Körpern angetroffen.

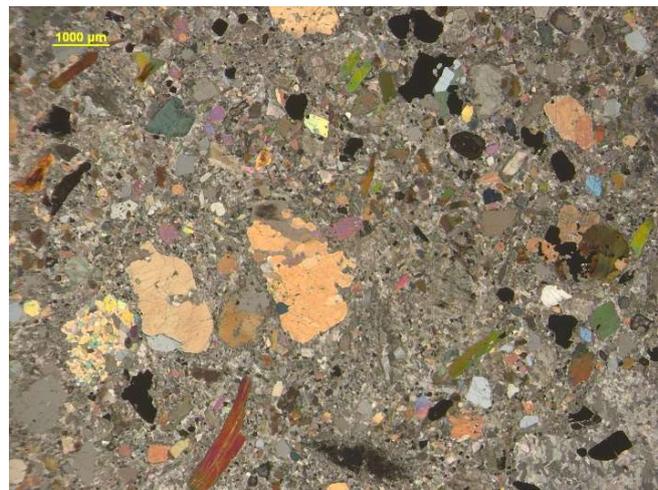
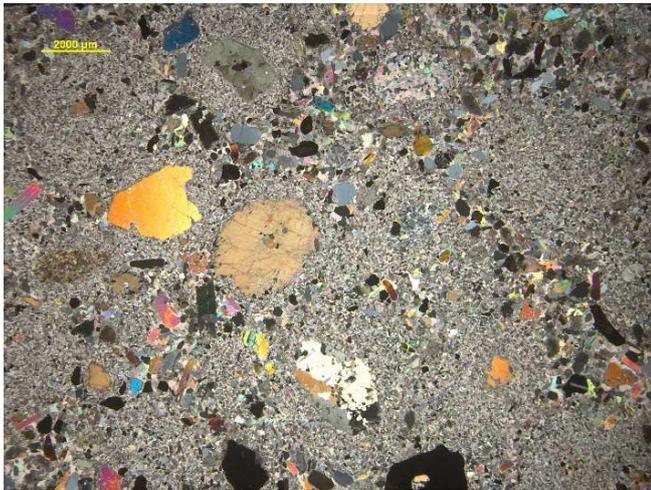


Abb. 6.2-4: Dünnschliff-Fotos von kalzitkarbonatitischen Eruptivbrekzien, Phlogopit, Apatit, X Pol., links: Wis BAW 1340/79, 177,0 m, rechts: Wis BAW 577/77, 608,5 m.

Späte dolomit- und ankeritbetonte Karbonatit-Diatrembrekzien (beforsitische Brekzienmatrix)

Sie stellen die geochemisch hochspezialisiertesten Karbonatite im Delitzsch Karbonatit-Komplex dar. Ihr

Auftreten ist an den Raum Storkwitz gebunden. Es existiert der große Brekzienkörper Storkwitz und eine Gang- und Trümerzone in seiner näheren Peripherie.



Abb. 6.2-5: rechts: Dünnschliff-Foto von beforsitischer Diatrembrekzie, X Pol, links: Anschliff von beforsitischer Diatrembrekzie (matrixreich). Linkes Foto: Wis BAW 564A/76, 219,0 m, rechtes Foto: SER De 7hb/86, 660,5 m.

Frühe intrusive kalzitbetonte Karbonatite (Sövite und Siliko-Karbonatite)

Treten nur als Xenolithe in den UML-Eruptivbrekzien auf. Sie sind Bestandteil des verborgenen plutonischen Karbonatit-Komplexes.

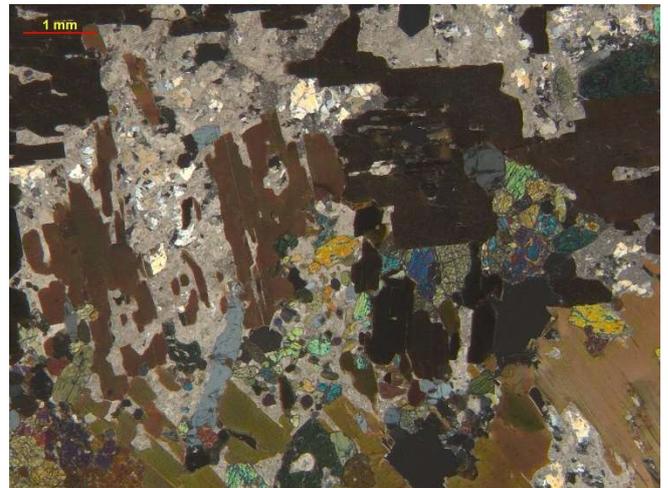
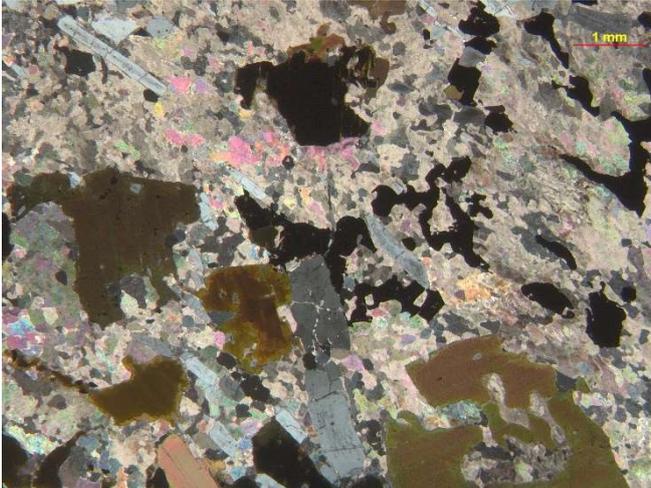


Abb. 6.2-6: Dünnschliff-Fotos von Sövite (links) und Siliko-Sövite (rechts) mit Kalzit, Phlogopit, Apatit und Magnetit, X Pol., links: Wis BAW 741h2/78, 439,0 m, rechts: Wis BAW 741h2/78, 479,0 m.

Mittlere intrusive kalzitbetonte, aber teilweise dolomitführende intrusive Karbonatite (Sövite und Dolo-Sövite)

Sie finden sich nur als Xenolithe im Brekzienkörper Storkwitz und sind Bestandteil des verborgenen plutonischen Karbonatit-Komplexes.

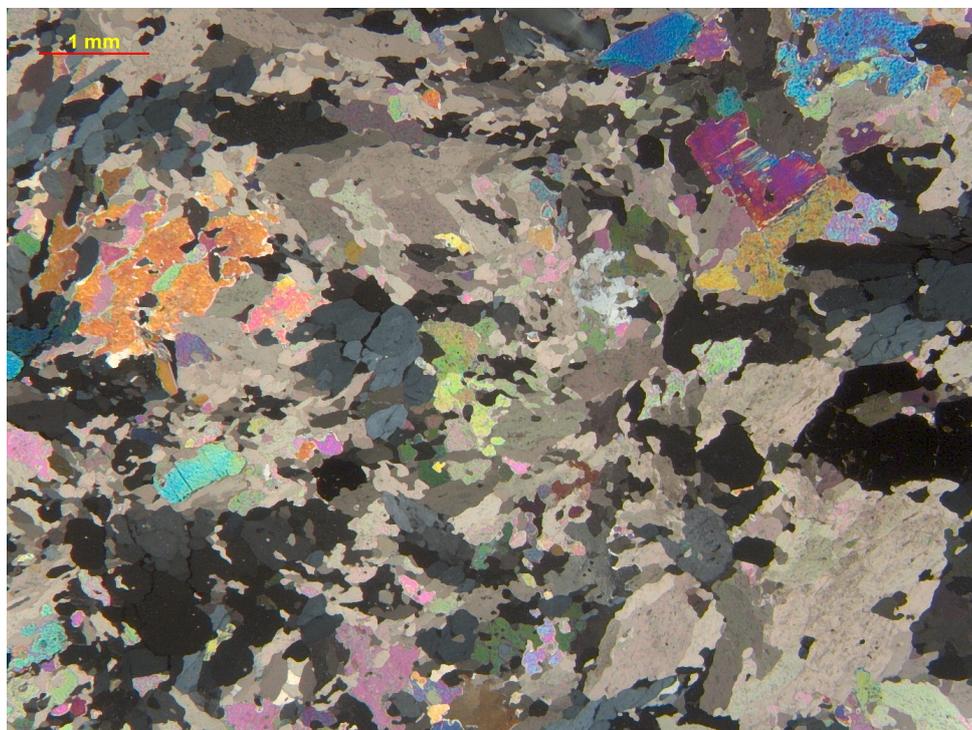


Abb. 6.2-7: Dünnschliff-Foto von dolomit-führendem Kalzitkarbonatit (mit Phlogopit), X Pol., Bohrung SER De 7h/86, 467,0 m.

Späte intrusive dolomit- und ankeritbetonte Karbonatite (Rauhaugite)

Finden sich nur als Xenolithe im Brekzienkörper

Storkwitz. Sie sind Bestandteil des verborgenen plutonischen Karbonatit-Komplexes. Rauhaugite enthalten eine Pyrochlor-Mineralisation.

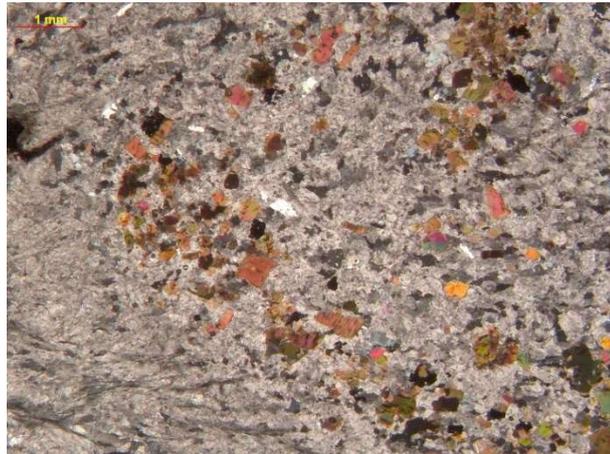


Abb. 6.2-8: Dünnschliff-Fotos von Rauhaugit (links) und pyrochlorführendem Rauhaugit (rechts), X Pol., links: Wis BAW 530/76, 518,0 m, rechts: Wis BAW 530/76, 530,0 m.

Alkalimetasomatische Natrium-Fenite

Finden sich nur als Xenolithe in den Diatrembrekzien. Es handelt sich vorwiegend um unterschiedlich stark fenitisierte Granitoide. Mineralneubildung von Aegirin, Aegirinaugit, Albit usw. ist charakteristisch. Die Na-

Fenite haben gewöhnlich eine grünliche Farbe. Sie sind Bestandteil des verborgenen plutonischen Karbonatit-Komplexes und repräsentieren die Fenit-Aureole um die kalzitbetonten Karbonatite (Sövite).

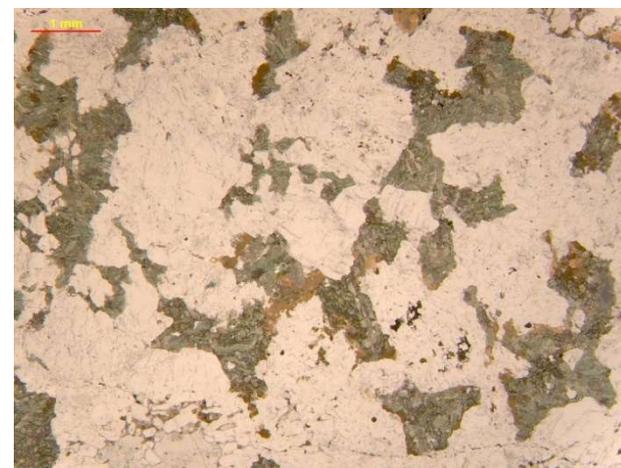
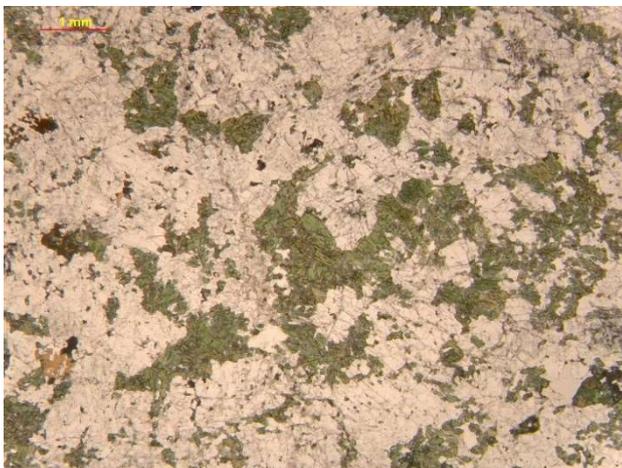


Abb. 6.2-9: Dünnschliff-Fotos von Natrium-Feniten bestehend aus Albit, Alkalipyroxenen und Alkali amphibolen, II Pol., oben links: Wis BAW 530/76, 567,0 m, oben rechts: Wis BAW 530/76, 567,5 m, unten links: Wis BAW 564A/76, 226,0 m, unten rechts: Wis BAW 564A/76, 226,2 m.

Alkalimetasomatische Kalium-Fenite

Finden sich nur als Xenolithe in den Diatrembrekzien. Vorwiegend fenitisierte Granitoide bzw. metasomatisch überprägte Na-Fenite. Typisch ist eine Mineralneubildung von Phlogopit. Die K-Fenite sind durchgehend braun gefärbt. An zahlreichen Kalium-

Fenit-Xenolithe kann die metasomatische Verdrängung des ursprünglichen Mineralbestandes der Natrium-Fenite beobachtet werden. Sie sind Bestandteil des verborgenen plutonischen Karbonatit-Komplexes und repräsentieren die Fenit-Aureole um die dolomit-ankeritbetonten Karbonatite (Rauhaugite).

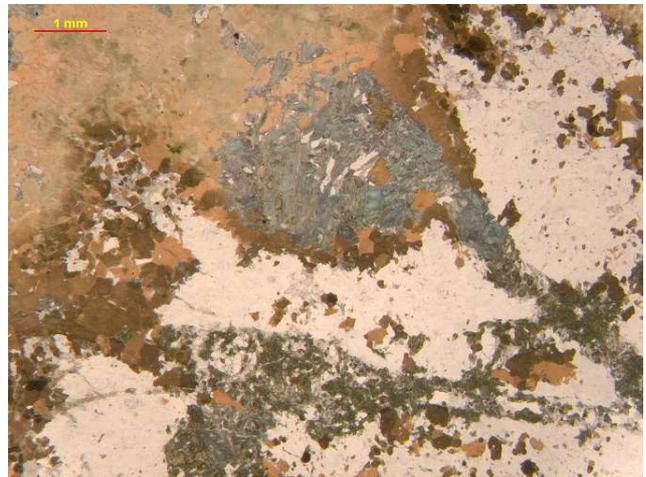


Abb. 6.2-10: Dünnschliff-Fotos von Kalium-Feniten, vorwiegend bestehend aus Phlogopit, II Pol., links: Wis BAW 530/76, 498,0 m, rechts: Wis BAW 530/76, 511,0 m.

Peridotite, Dunite

Sie wurden beobachtet in den Alkalipikrit-Gängen als kleine Xenolithe.

Außerdem sind sie in den UML-Eruptivbrekzien als völlig umgewandelte Xenokristen und Klein-Xenolithe anzutreffen.

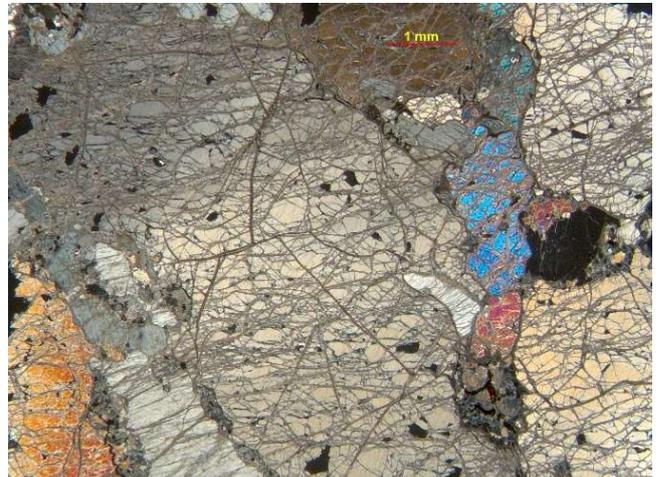
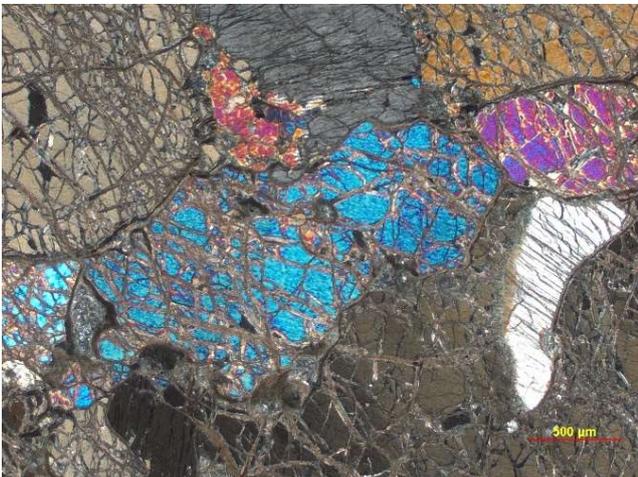


Abb. 6.2-11: Dünnschliff-Fotos von Peridotiten, X Pol., links: Wis BAW 740h2/78, 628,0 m, rechts: Wis BAW 740h2/78, 628,0 m.

Pyroxenite und Amphibololithe

Finden sich nur als Xenolithe in den Eruptiv- und Intrusivbrekzien. Oft sind es Jacupirangite, teilweise mit reichlich Apatit, Amphibol, Biotit usw. Die Pyroxenite sind Bestandteil des verborgenen

plutonischen Karbonatit-Komplexes. Die zuerst gebildeten Pyroxene werden von Amphibolen verdrängt, da sich während der Magma-Abkühlung wasserreiche Fluide gebildet haben, welche zur Amphibol-Bildung führten.

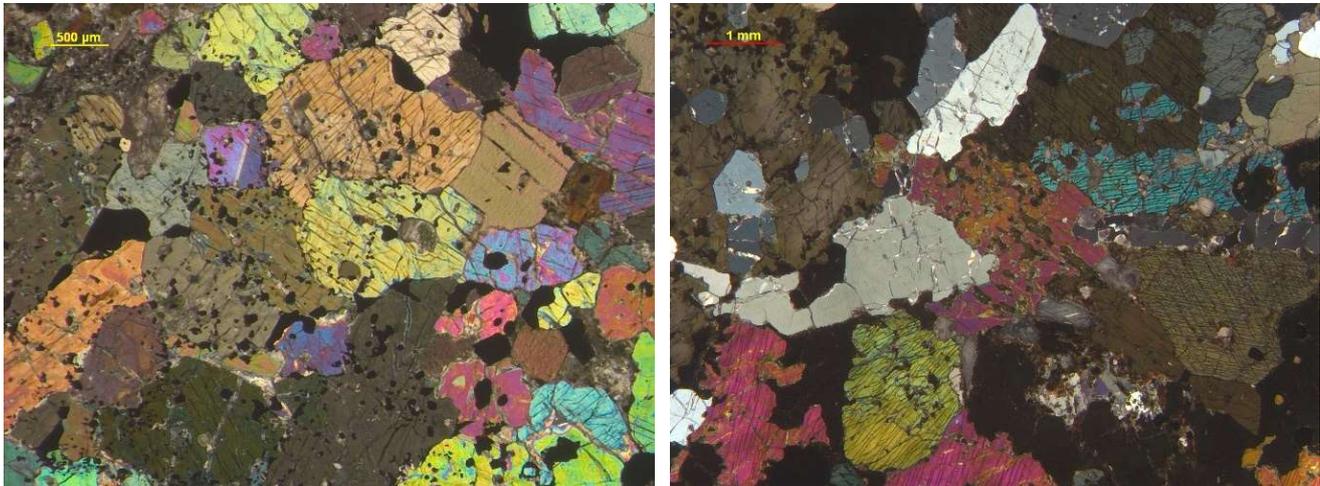


Abb. 6.2-12: Dünnschliff-Fotos von Pyroxeniten/Amphibololithen, X Pol., links: Wis BAW 577/77, 608,0 m, rechts: Wis GB 1327/83, 314,0 m.

Melilitholithe

Finden sich nur als seltene Xenolithe in den UML-Eruptivbrekzien. Die Melilitholithe sind Bestandteil des verborgenen plutonischen Karbonatit-Komplexes.

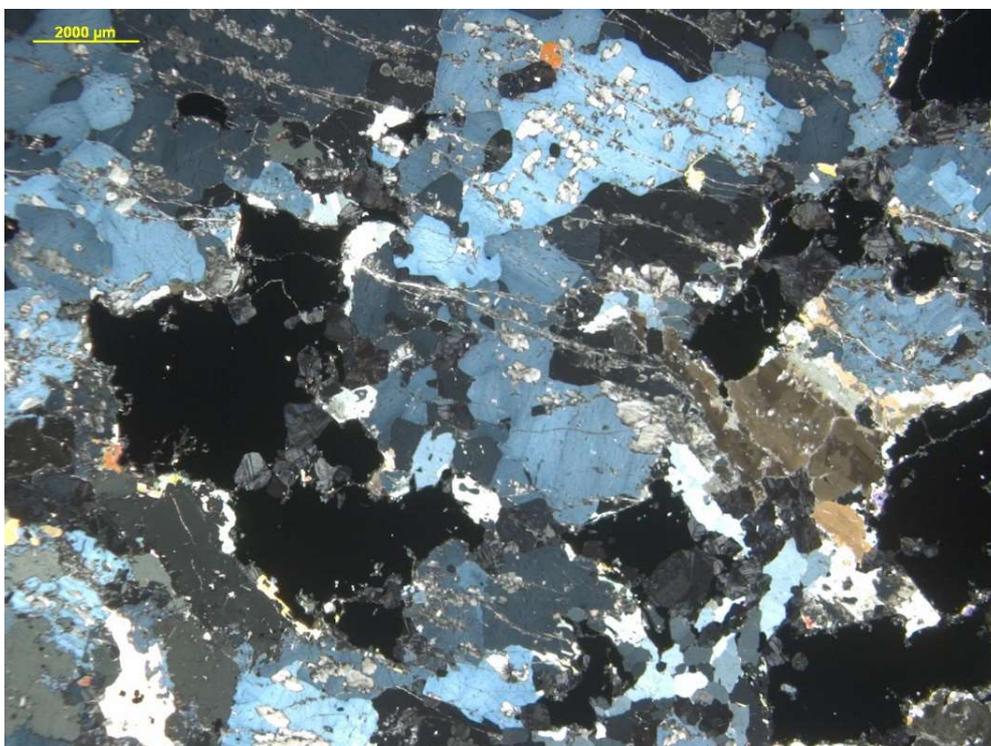


Abb. 6.2-13: Dünnschliff-Foto von Melilitholith, Melilith zeigt blaue Interferenzfarben, X Pol., Wis BAW 569/76, 414,2 m.

Phlogopit-Alvikite

Junge gangförmige Bildungen im und in der Nähe des Brekzienkörpers Storkwitz. Oft gekennzeichnet durch deutliche Fluidaltextur.



Abb. 6.2-14: Fotografische Aufnahmen von Phlogopit-Alvikiten mit Fluidaltextur (Bohrkernbreite: ca. 45 mm). Links: Wis GB 1477a/85, 905,0 m, Mitte: Wis GB 1477a/85, 899,6 m, Rechts: SER De 3/82, 407,8 m.

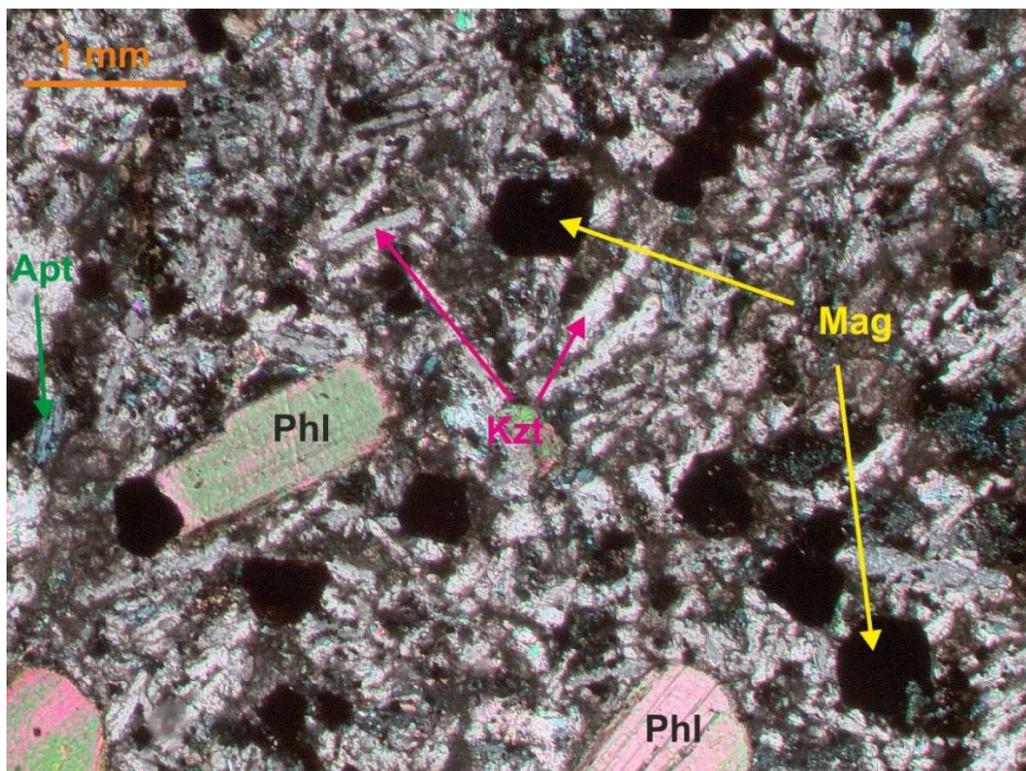


Abb. 6.2-15: Dünnschliff-Foto von Phlogopit-Alvikit, (Phl - Phlogopit, Kzt - Kalzit, Mag - Magnetit, Apt - Apatit), X Pol, Wis GB 1477a/85, 904,0 m.

6.3 Geochemische Untersuchungen

Systematische geochemische Untersuchungen mit modernen Labormethoden (RFA, ICP-MS usw.) wurden von 2005 bis 2014 an den relevanten Gesteinen des Delitzsch Karbonatit-Komplexes durchgeführt (Auftragserteilung und private Finanzierung durch den Autor). Die Probenauswahl erfolgte nach strengen Kriterien. Es wurde nur frisches, unverwittertes und nicht alteriertes Material benutzt, um repräsentative Ergebnisse zu erhalten. Bei den verschiedenen Diatrembrekzien, Eruptivbrekzien, Explosivbrekzien wurde möglichst xenolitharmes oder xenolithfreies Probenmaterial verwendet, mit der Zielstellung, dass vorwiegend die relevante Brekzienmatrix untersucht werden konnte.

An den ausgewählten Bohrkernproben von typischen Karbonatiten, karbonatitischen Intrusiv- und Eruptivbrekzien, ultramafischen Lamprophyren (UML) und UML-Eruptivbrekzien wurden die Haupt-, Spuren- und Seltenen Erden Elemente neu bestimmt. Die getroffene Auswahl an Proben deckt alle im Karbonatit-Komplex Delitzsch relevanten Gesteinstypen ab.

Haupt- und spurenelementgeochemische Laboruntersuchungen wurden an 43 repräsentativen Proben vorgenommen. Bestimmt wurden die Hauptelemente (und berechnet auf ihre Oxide) SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , MnO , SrO , BaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 sowie CO_2 , Cl , F , SO_3 und H_2O^+ (chemisch gebundenes Wasser, sog. Kristallwasser). Die Hauptelemente wurden mit der Röntgenfluoreszenz-Analytik (RFA) quantitativ ermittelt. Zur Anwendung kam ein PHILIPS PW2404-Sequenz-Röntgenspektrometer mit Keramik-Röntgenröhre (4kW mit Rh-Anode), 6 Analysatorkristallen (LiF220, LiF200, Ge111, PE002, PX-1 und PX-4), 3 Detektoren (Durchfluss-, Szintillations- und Xe-Prop.-Zähler) sowie die SuperQ V2.1B- und SemiQ-Software. Die Messungen erfolgten an Schmelzpräparaten (1 g Probe + 4 g Li-Borat MERCK A12) bzw. Pulverpresslingen (4 g Probe + 1 g HÖCHST-Wachs C). Die mit RFA ermittelten Eisengehalte wurden als Fe_2O_3 berechnet. FeO wurde mit potentiometrischer Titration bestimmt. Zur quantitativen Analyse von Kohlenstoff und Wasser kam ein Multiphasen Kohlenstoff-Wasser-Analysator Leco RC-412 (Infrarot-Spektroskopie) zum Einsatz. Die Spurenelemente Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Cr, Nb, Ta, Y, Zr, Hf, U und Th und die Seltenen Erden Elemente (SEE) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb und Lu wurden mit ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry | Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma) gemessen. Die Messungen erfolgten mit einem Perkin Elmer Nexion 310 ICP MS. Vor der Analytik mit ICP-MS wurden die Proben analysenfein aufgemahlen und mit einem Mikrowellen-Druckaufschluss vollständig aufgeschlossen.

Hintergrund der neuen Untersuchungen war die Kontrolle der allgemeinen chemischen Zusammen-

setzung (Hauptelemente) und der Spurenelemente sowie der Seltenen Erden Elemente (SEE) mittels moderner Analysenverfahren. Vorrangig galt es zu prüfen, ob neben den beforsitischen Intrusivbrekzien des Körpers Storkwitz weitere Brekzienkörper wirtschaftlich interessant sind hinsichtlich der Konzentrationen an SEE und Nb. Die neuerliche Prüfung ergab (wie bereits die Erkundungsergebnisse des ZGB der SDAG Wismut und des ZGI Berlin), dass nur der Brekzienkörper Storkwitz wirtschaftlich interessante Gehalte an SEE besitzt und insgesamt wegen seiner Größe in Zukunft bergbaulich nutzbar sein könnte. Die anderen großen Eruptivbrekzienkörper im Raum Schenkenberg, Serbitz, Torna-Landsberg und Zwochau-Lissa werden vorwiegend aus autolithischen UML-Eruptivbrekzien aufgebaut und enthalten daher wesentlich niedrigere SEE-Konzentrationen als der beforsitische Brekzienkörper Storkwitz. Selbst kleinere Gänge und Trümerzonen von typischer beforsitische Intrusivbrekzie (Typ Storkwitz) in der Peripherie des Brekzienkörpers Storkwitz enthalten nicht so hohe SEE-Konzentrationen wie der große Storkwitzer Brekzienkörper. Wahrscheinlich wurden im Brekzienkörper Storkwitz durch autometasomatische Prozesse und zirkulierende hydrothermale Restlösungen beim Abkühlen des Karbonatitbrekzienkörpers, möglicherweise auch durch den in der Tiefe verborgenen plutonisch-subvulkanischen Karbonatitstock zusätzliche SEE-Anreicherungen hervorgerufen.

Die auf C1-Chondrit normierten SEE-Konzentrationen werden in speziellen Diagrammen dargestellt, um die Anreicherungsgrade graphisch aufzuzeigen (Abb. 6.3-1 und Abb. 6.3-4). Nachfolgend werden die ermittelten Hauptelement-, Spurenelement-, sowie Seltene Erden Element-Gehalte für die verschiedenen Gesteinstypen tabellarisch dargestellt.

a.) Die ultramafischen Lamprophyre

Ultramafische Lamprophyre (UML) sind im Delitzsch Karbonatit-Komplex vorherrschend Alnöite (GRUNER 1990). Damit überwiegen melilithführende und melilithreiche UML. Unter den Alnöiten sind Olivin-Alnöite, Pyroxen-Alnöite und Biotit-Alnöite zu unterscheiden. Eine Besonderheit sind Alnöite mit primären magmatischen Karbonaten (Kalzit). Untergeordnet treten Aillikite, Alkalipikrite/Kimberlite und Monchiquite auf. Die UML sind immer ultrabasisch und enthalten demzufolge weniger als 45 Gew.% SiO_2 . Häufig liegen die SiO_2 -Gehalte zwischen 25 und 35 Gew.%. Hinsichtlich der Alkalimetalle besitzen zahlreiche UML eine deutliche Natrium-Vormacht, andere dagegen eine Kalium-Dominanz. Bei den Erdalkalimetallen überwiegt Magnesium bei den undifferenzierten UML, andererseits ist Kalzium vorherrschend in den höher entwickelten UML-Typen. Strontium, Barium, Phosphor und Niob sind insgesamt angereichert. Für eine primäre Mantelherkunft der meisten Alnöite sprechen hohe Gehalte an Nickel, Chrom und Kobalt. Differenzierte UML zeigen niedrigere Gehalte an Nickel und Chrom. Die Konzentration der Summe der Seltenen Erden

Elemente liegt zwischen 500 und 1000 ppm, wobei die primitiven Alnöite die niedrigsten SEE-Konzentrationen aufweisen (Tab. 6.3-1).

Tab. 6.3-1: Repräsentative geochemische Analysen der ultramafischen Lamprophyre (Gang-Fazies).

Hauptelemente												
Parameter	Einheit	UML-1455	UML-749	UML-741h2	UML-564A	UML-634	UML-1312	UML-1477a	UML-1085	UML-740h2	UML-646	UML-460
SiO ₂	Gew. %	34,38	32,63	29,66	31,66	33,31	34,1	29,50	20,21	31,11	30,88	28,82
TiO ₂	Gew. %	2,51	2,58	2,51	2,63	2,87	2,45	3,25	3,49	2,58	4,22	4,14
Al ₂ O ₃	Gew. %	6,78	5,41	5,95	4,80	6,57	6,20	6,73	5,82	5,55	8,43	8,23
Fe ₂ O ₃	Gew. %	7,27	4,85	6,86	3,47	4,88	5,23	5,27	8,14	5,61	7,33	5,20
FeO	Gew. %	5,70	5,93	5,80	8,05	6,40	5,55	5,84	7,86	7,20	7,80	6,18
MgO	Gew. %	20,49	13,67	15,68	21,41	16,25	21,31	13,26	6,64	17,60	7,73	7,71
CaO	Gew. %	13,47	17,52	16,55	11,73	15,17	12,45	15,26	24,75	13,44	14,71	17,24
MnO	Gew. %	0,19	0,16	0,18	0,22	0,25	0,19	0,22	0,30	0,19	0,21	0,28
SrO	Gew. %	0,08	0,08	0,18	0,15	0,24	0,09	0,24	0,32	0,20	0,15	0,37
BaO	Gew. %	0,19	0,19	0,13	0,10	0,11	0,11	0,16	0,08	0,12	0,04	0,24
Na ₂ O	Gew. %	0,44	2,34	0,58	1,18	1,43	0,62	0,61	0,59	0,69	1,77	2,49
K ₂ O	Gew. %	1,47	1,74	2,28	1,48	2,64	2,12	3,09	1,50	2,30	0,44	2,67
P ₂ O ₅	Gew. %	1,22	1,64	1,21	1,24	1,53	1,08	1,78	4,03	1,40	1,89	1,98
CO ₂	Gew. %	2,29	6,77	9,52	8,55	3,01	0,66	10,52	13,30	9,35	12,04	9,63
Cl	Gew. %	0,07	0,05	0,06	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03	0,05
F	Gew. %	0,16	0,15	0,12	0,10	0,08	0,03	0,17	0,19	0,10	0,11	0,20
SO ₃	Gew. %	0,51	0,41	0,15	0,80	1,12	0,62	0,30	0,23	0,71	0,54	1,36
H ₂ O ⁺	Gew. %	1,92	3,59	1,89	1,90	3,23	6,61	3,16	2,52	1,32	1,44	3,02
Summe	Gew. %	99,13	99,71	99,31	99,48	99,12	99,46	99,37	99,98	99,47	99,76	99,81
Spurenelemente												
Pb	ppm	8	15	11	4	9	4	14	7	4	20	12
Zn	ppm	81	63	94	93	116	82	103	134	91	131	99
Cu	ppm	59	45	55	41	66	62	66	42	13	32	49
Co	ppm	68	35	52	84	60	79	47	56	56	29	44
Ni	ppm	539	274	334	526	382	618	251	25	550	53	42
Cr	ppm	1299	755	725	205	813	272	494	37	862	124	65
Nb	ppm	134	180	139	130	215	140	196	260	135	295	290
Ta	ppm	7,6	6,6	7,7	7,1	9,9	7,4	11	21,0	9	14	13
Y	ppm	21	43	29	27	40	27	38	54	29	49	56
Zr	ppm	255	251	277	410	676	290	675	740	437	597	700
Hf	ppm	6,0	5,8	5,0	5,0	12,0	5,0	11,0	11,0	8,0	11,0	12,0
U	ppm	3,4	6,8	3,2	4,0	7,0	4	9,4	25,0	12,0	7,0	10,0
Th	ppm	16,5	16,9	15,5	12,0	17,0	11	13,9	3,0	15,5	15,0	21,0
Seltene Erden Elemente												
La	ppm	135	145	139	120	163	130	181	200	148	211	260
Ce	ppm	233	245	238	240	298	230	330	400	277	385	470
Pr	ppm	30	32	32	30	42	28	43	53	39	49	68
Nd	ppm	91	107	94	100	116	97	138	180	109	153	190
Sm	ppm	14,2	13,8	14,9	14,2	19,0	14,0	22,2	30	18,8	26,4	32,0
Eu	ppm	3,54	3,46	3,61	3,54	4,56	3,34	5,33	7,4	4,47	6,94	6,45
Gd	ppm	9,4	9,2	9,6	9,4	12	9,2	12,0	15,4	10	15,1	18,7
Tb	ppm	1,1	1,1	1,2	1,4	1,7	1,3	1,8	2,3	1,6	2,3	2,8
Dy	ppm	4,21	4,14	4,27	5,17	6,7	5,12	6,90	7,8	6,1	7,6	10,14
Ho	ppm	0,83	0,81	0,89	0,93	1,12	0,91	1,17	1,36	1,03	1,34	1,84
Er	ppm	1,78	1,75	1,81	2,11	2,80	2,07	2,83	3,15	2,67	3,12	3,97
Tm	ppm	0,23	0,22	0,26	0,31	0,42	0,30	0,45	0,50	0,32	0,53	0,55
Yb	ppm	1,20	1,18	1,25	1,80	2,71	1,70	2,78	3,1	2,09	3,39	3,40
Lu	ppm	0,15	0,16	0,17	0,21	0,35	0,19	0,38	0,42	0,28	0,43	0,44
Summe SEE	ppm	525,64	564,82	540,96	529,07	670,36	523,13	747,84	904,43	620,36	865,15	1068,29

Probe-Nr.	Bohrung-Nr.	Teufe	UML-Typ
UML-1455	Wis BAW 1455/80	374,0 m	Alnöit
UML-749	Wis BAW 749/78	645,0 m	melilithreicher Alnöit
UML-741h2	Wis BAW 741h2/78	558,0 m	Pyroxen-Alnöit
UML-564A	Wis BAW 564A/76	711,8 m	Olivin-Alnöit
UML-634	Wis BAW 634/76	908,0 m	Biotit-Alnöit
UML-1312	Wis BAW 1312/79	209,5 m	Phlogopit-Olivin-Alnöit (Mikromelilitholith)
UML-1477a	Wis GB 1477a/85	976,0 m	Alnöit mit primären magmatischen Karbonaten
UML-1085	Wis BA 1085/81	594,2 m	Aillikit
UML-740h2	Wis BAW 740h2/78	625,7 m	Alkalipikrit
UML-646	Wis BAW 646/76	503,3 m	Monchiquit
UML-460	Wis BAW 460/75	694,2 m	Biotit-Pyroxen-Alnöit

Chondritnormiertes SEE-Diagramm UML Delitzsch

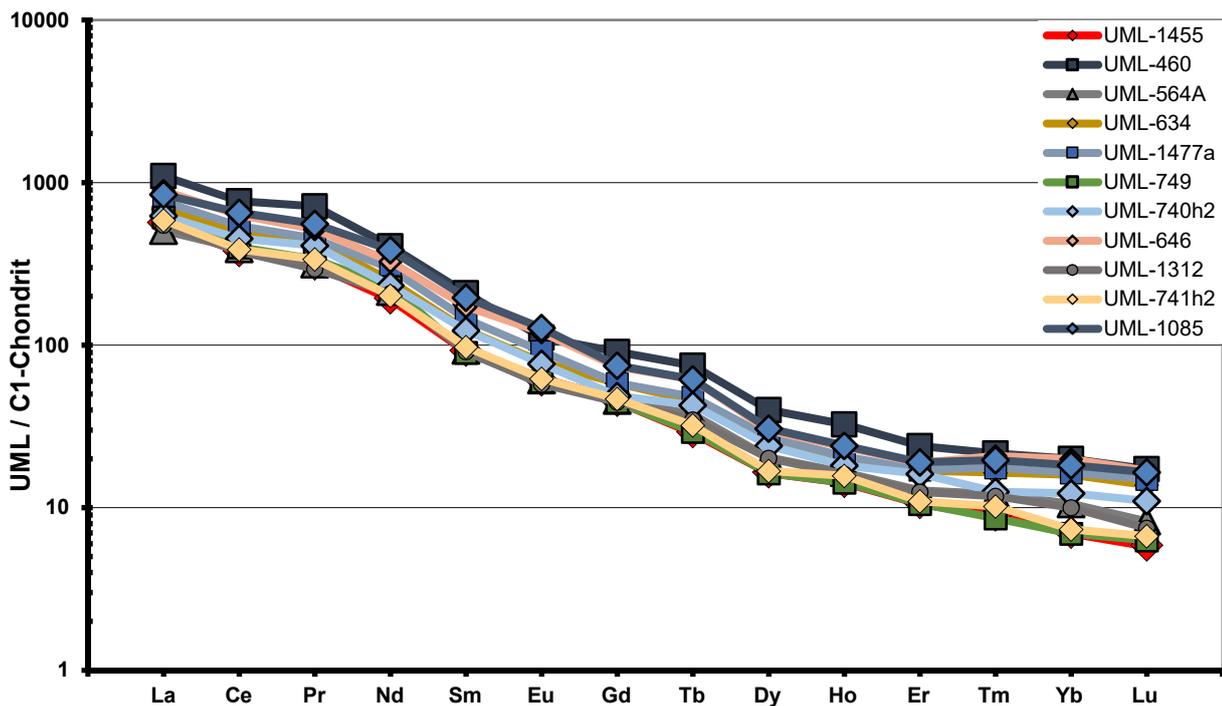


Abb. 6.3-1: Diagramm der chondritnormierten Seltene Erden Element Verteilung der ultramafischen Lamprophyre.

In der Abbildung 6.3-1 wird die auf C1-Chondrit normierte Verteilung der Seltene Erden Elemente der ultramafischen Lamprophyre dargestellt. Das Diagramm zeigt unterschiedlich starke Anreicherungen der SEE. Die primitiven UML (Alnöite) besitzen die geringsten SEE-Anreicherungen. Wesentlich höhere Anreicherungen der SEE sind bei den differenzierten UML (karbonatführende Alnöite, höherentwickelte, oft kalziumreiche Alnöite, Aillikite und Monchiquite) feststellbar.

Der Differentiationstrend von den primitiven UML zu den differenzierten UML wird in Abbildung 6.3-2 gezeigt. Die Magnesiumzahl Mg # ist ein Wert, der den magmatischen Differentiationsgrad angibt. Wenig differenzierte UML (primitive Alnöite) haben deutlich größere Mg # - Werte (um ca. 80 bis 87). Dagegen liegen die Magnesiumzahlen Mg # bei den höher

entwickelten UML (differenzierte Alnöite, Aillikite und Monchiquite) bei ca. 60 bis 69.

Die UML mit geringerem Differentiationsgrad enthalten zudem kleinere Konzentrationen der Summe der SEE. Höhere Gehalte der SEE finden sich in den hochdifferenzierten UML.

Aus der Kombination von Magnesiumzahl und SEE-Konzentration (Diagramm Mg # versus Summe SEE) kann der Differentiationstrend der unterschiedlichen UML veranschaulicht werden.

Wichtig ist ebenfalls, dass die UML mit deutlich höherem primärem Karbonat-Anteil (Kalzit) auch größere SEE-Konzentrationen aufweisen.

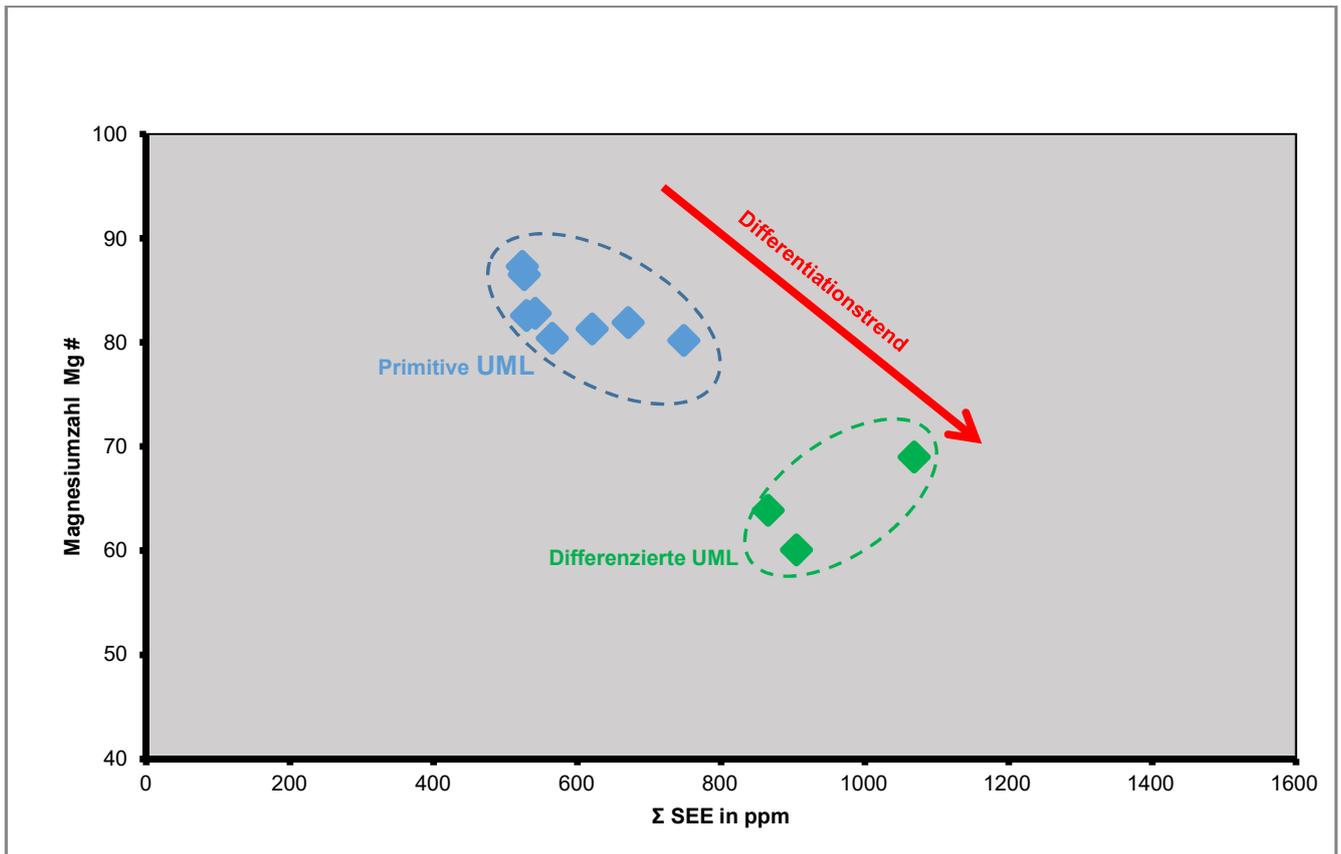


Abb. 6.3-2: Mg # - Summe SEE Diagramm mit dem Differentiationstrend der ultramafischen Lamprophyre.

b.) Die Diatrembrekzien, Eruptivbrekzien und Explosivbrekzien

Die im Delitzsch Karbonatit-Komplex erbohrten Gesteinstypen sind nach der Häufigkeit vorwiegend vulkanische Brekzien (Diatrembrekzien, Eruptivbrekzien und Explosivbrekzien) in Diatrem- und Gangfazies (MÖCKEL 1992).

Die Abbildung 6.3-3 zeigt eine Karte mit den großen Brekzienkörpern. Folgende Diatrem-Felder können unterschieden werden: Diatrem-Feld Schenkenberg-Storkwitz-Zaasch, Diatrem-Feld Serbitz, Diatrem-Feld Zwochau und Diatrem-Feld Torna-Landsberg. In diesen Diatremfeldern existiert eine deutliche Anhäufung größerer Brekzienkörper. Daneben existieren noch weitere einzelne Diatreme im Randbereich des Delitzsch Karbonatit-Komplexes. Die Brekzien sind in der petrographischen Ausbildung sehr variantenreich. Ihr Aussehen wird oft durch den

Anteil der Xenolithe (Nebengesteine des Brekzienkörpers und Gesteine des verborgenen Karbonatit-Massivs) bestimmt.

Hauptsächlich können die Brekzien unterteilt werden durch ihr unterschiedliches Matrixmaterial. Einerseits gibt es Brekzien bei denen die Matrix aus UML-Material (alnöitisch oder aillikitisch) besteht. Andererseits kommen Brekzien mit karbonatitischer Matrix vor. Die karbonatitischen Brekzien können alvikitisch (Kalzit-betont) oder beforitisch (Dolomitbetont) sein. Die beforitische Brekzie des Körpers Storkwitz enthält mit Abstand die größten SEE-Konzentrationen. Wesentlich geringer sind die Konzentrationen von SEE in den alvikitischen Brekzien. Die niedrigsten SEE-Gehalte besitzen die verschiedenen UML-Brekzien. Die unten befindliche Tabelle (Tab. 6.3-2) zeigt die Gehalte der Seltenen Erden Elemente und Niob in den untersuchten Brekzientypen.

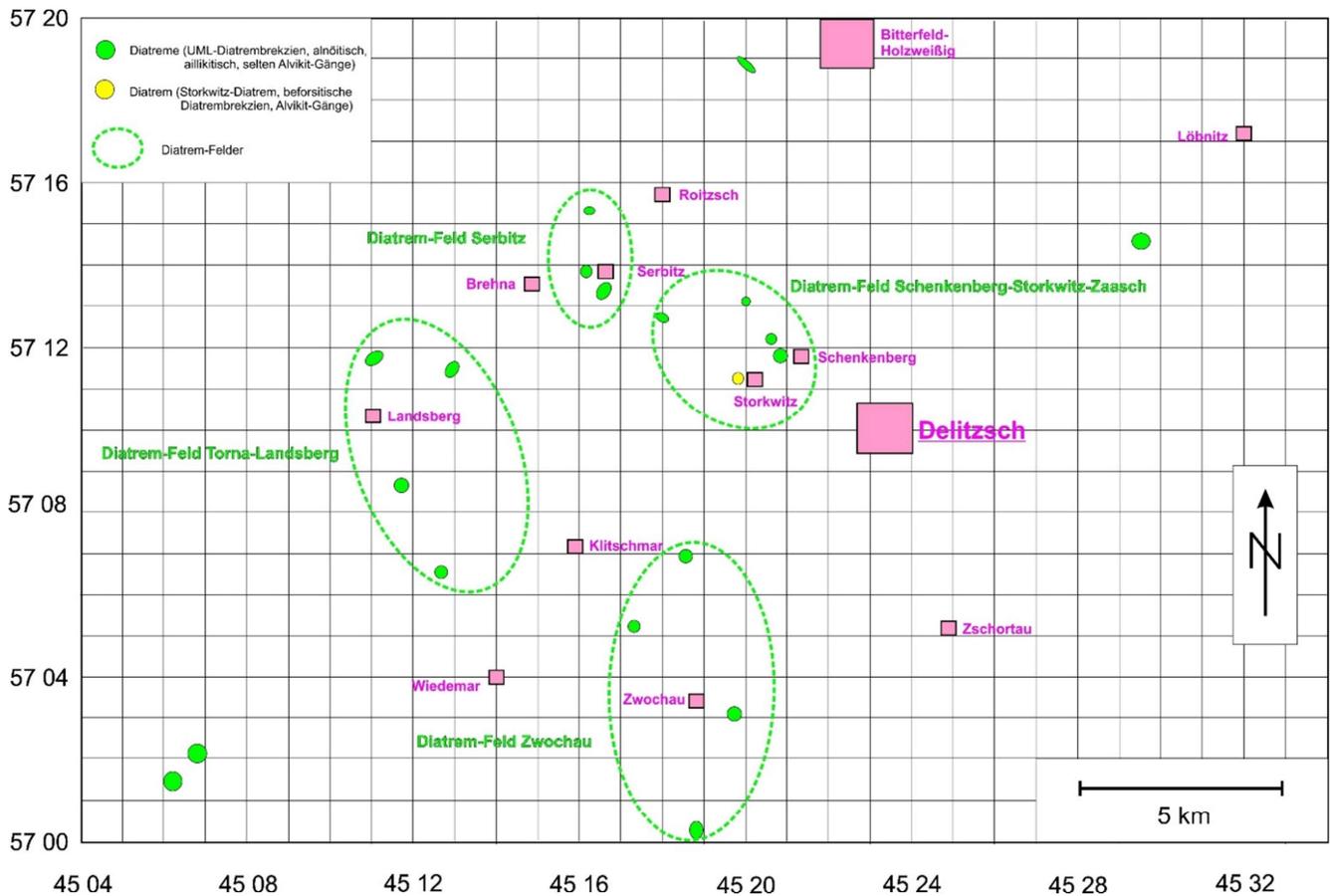


Abb. 6.3-3: Karte mit der Lage der großen Brekzienkörper (grün: vorwiegend UML-Brekzien, gelb: beforsitische Brekzien von Storkwitz), Karte erstellt nach: KOZYREV et al. 1988 (dort Anlage 1).

Tab. 6.3-2: Zusammenstellung der Seltene Erden Element Gehalte in den verschiedenen Brekzientypen.

Gesteinsbezeichnung	Bohrung-Nr.	Teufe	Gehalte (ICP-MS) in mg/kg															
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Nb
Autolithische UML-Diatrembrekzie	Wis BAW 562/75	260,3 m	89	178		72		2,2			5,7				2,4		26	71
Autolithische UML-Diatrembrekzie	Wis BAW 569/76	415,5 m	146	268		111		3,6			7,9				2,5		33	65
Autolithische UML-Diatrembrekzie	Wis BAW 741h2/78	369,0 m	66	131		55		2,0			5,3				2,3		25	50
Autolithische UML-Diatrembrekzie	Torna 1/64	129,0 m	120	248		108		4,6			7,6				2,3		32	110
Karbonatitische Diatrembrekzie	Wis BAW 741h2/78	434,6 m	298	602		252		10,1			16,7				4,8		66	254
Karbonatitische Diatrembrekzie	Wis GB 1492/85	637,5 m	170	361		164		7,0			11,5				3,1		48	155
Beforsitische Diatrembrekzie	Wis GB 1458A/84	456,6 m	920	1460		366		13,1			19,9				5,1		91	1220
Beforsitische Diatrembrekzie	SER De 3/82	446,2-446,7 m	1910	2760	270	870	95,2	21,4	55,9	5,22	21,5	3,31	8,27	0,89	5,3	0,74	82	1220
Beforsitische Diatrembrekzie	SER De 5/82	561,8-562,3 m	2110	3100	320	990	112,8	26,2	65,3	8,04	23,8	4,58	9,45	1,12	5,8	0,88	84	1290
Beforsitische Diatrembrekzie	Wis BAW 530/76	516,2-516,7 m	2630	3790	410	1230	132,5	33,6	77,2	9,14	27,6	5,22	11,42	1,33	6,4	0,93	93	1380
Beforsitische Diatrembrekzie	SE De 1/79	490,2-490,8 m	2340	3520	390	1110	125,2	31,9	74,5	8,69	25,1	4,98	10,33	1,21	6,1	0,88	88	1340
Karbonatitische Diatrembrekzie	Wis BAW 1340/79	207,0 m	339	694	92	282	46,4	10,7	24,7	3,7	13,9	2,49	5,88	1,03	5,05	0,81	74,6	209
Beforsitische Diatrembrekzie	Wis BAW 613/76	496,4 m	433	755		254									4,4		67,6	361
Karbonatitische Diatrembrekzie	Torna 1/64	177,1 m	684	1070	143	414	59,6	15,8	39,9	4,6	20,0	3,92	8,18	1,10	6,42	0,77	90,0	1240
Karbonatitische Diatrembrekzie	KMD 13/65	348,4-350,3 m	888	1542		392		14,0			19,0				6,4		104,0	1100
Autolithische UML-Diatrembrekzie	4539-76	115,0 m	87	174		70		2,1			5,6				2,3		24	67
Phlogopit-Alvikit (Gang)	Wis GB 1477a/85	890,2-921,6 m	485	1110		300		14,0			18,6				4,5		68	426

■ = nicht analysiert

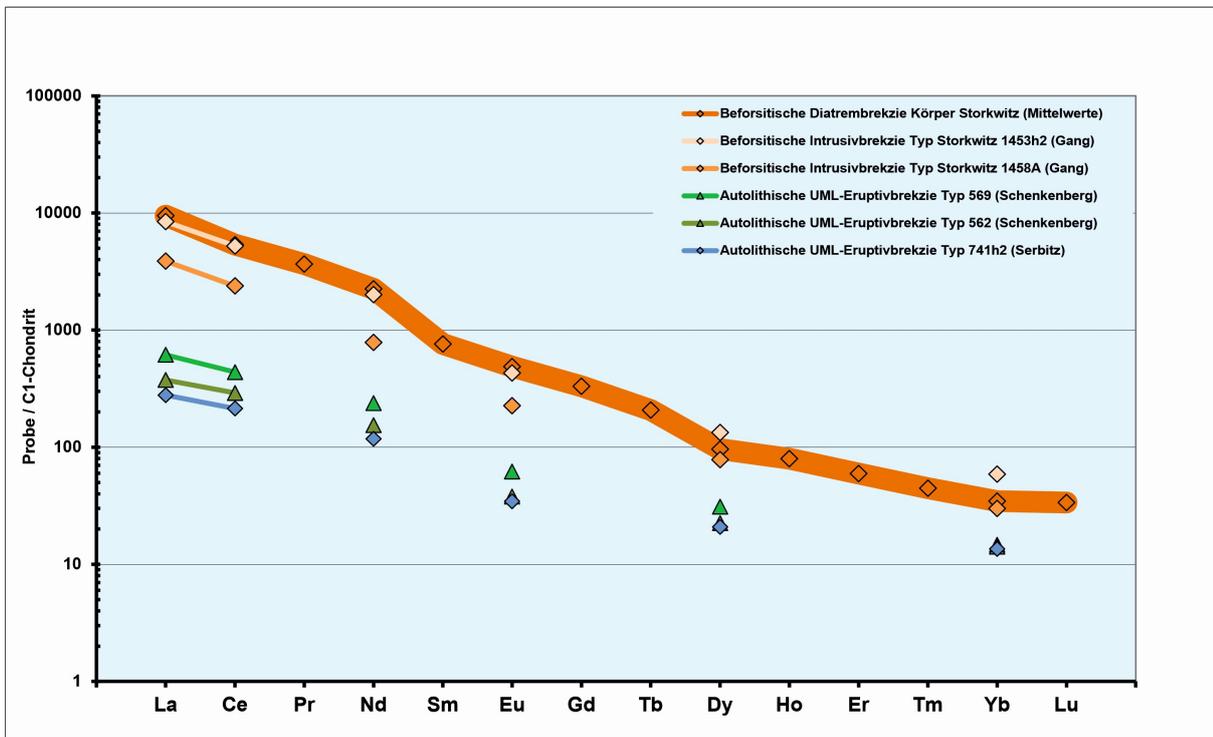


Abb. 6.3-4: Diagramm der chondritnormierten Seltene Erden Element Verteilung der verschiedenen Brekzientypen.

Die C1-Chondrit normierte SEE-Verteilung in den erbohrten Brekzien ist in Abbildung 6.3-4 ersichtlich. Deutlich erkennbar ist die stärkste Anreicherung der SEE in den beforsitischen Brekzien von Storkwitz vorhanden (Körper Storkwitz und Gänge im Umfeld). Dagegen weisen die autolithischen Brekzien (Schenkenberg bzw. Serbitz) mit alnöitischen sowie aillikitischen Zusammensetzung (mit hohem UML pelletal lapilli Anteil) wesentlich geringere SEE-Konzentrationen auf.

Die Tabelle 6.3-3 beinhaltet repräsentative geochemische Analysen von alvikitischen und beforsitischen Brekzientypen des Delitzsch Karbonatit-Komplexes. Erkennbar ist, dass die alvikitischen Brekzien geochemisch geringer entwickelt sind, als die beforsitische Typen. Die beforsitischen (dolomitisch-ankeritischen) Brekzien von Storkwitz stehen mit ihren vergleichsweise sehr hohen Gehalten an SEE am Ende einer langen magmatischen sowie hydrothermal-metasomatischen Entwicklungsreihe.

Tab. 6.3-3: Geochemie der alvikitischen und beforsitischen Brekzien.

		Hauptelemente					
Parameter	Einheit	KMD-13	Torna	1340	Storkwitz-1	Storkwitz-2	Storkwitz-
SiO ₂	Gew. %	8,64	3,14	15,47	30,72	30,12	31,22
TiO ₂	Gew. %	0,02	0,17	2,05	0,07	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	Gew. %	1,96	0,81	3,89	6,24	6,93	6,55
Fe ₂ O ₃	Gew. %	1,75	4,13	4,19	3,40	3,46	3,43
FeO	Gew. %	2,34	4,27	8,08	3,43	3,49	3,37
MgO	Gew. %	6,85	2,01	6,82	6,76	6,96	6,53
CaO	Gew. %	42,34	45,78	25,23	17,54	17,76	17,33
MnO	Gew. %	0,86	0,80	0,34	0,95	0,97	0,91
SrO	Gew. %	0,28	0,39	0,44	0,42	0,49	0,42
BaO	Gew. %	0,03	0,07	0,14	0,25	0,27	0,24
Na ₂ O	Gew. %	0,42	0,16	0,65	2,71	2,78	2,67
K ₂ O	Gew. %	0,98	0,22	1,42	2,68	2,73	2,60
P ₂ O ₅	Gew. %	1,81	3,66	4,92	1,84	1,87	1,81
CO ₂	Gew. %	31,31	32,94	24,62	19,28	19,03	19,45
Cl	Gew. %	0,02	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07
F	Gew. %	0,13	0,23	0,27	0,33	0,35	0,31
SO ₃	Gew. %	0,09	0,22	0,27	1,37	1,24	1,31
H ₂ O ⁺	Gew. %	0,11	0,34	0,62	0,94	0,91	0,88
Summe	Gew. %	99,94	99,42	99,49	99,00	99,50	99,16

Parameter	Einheit	KMD-13	Torna	1340	Storkwitz-1	Storkwitz-2	Storkwitz-
Spurenelemente							
Pb	ppm	16	44	12	18	15	19
Zn	ppm	62	153	101	748	712	668
Cu	ppm	3	31	28	3	4	3
Co	ppm	6	9	20	5	5	4
Ni	ppm	3	15	19	3	2	4
Cr	ppm	7	39	15	3	5	2
Nb	ppm	1100	1240	209	1220	1290	1380
Ta	ppm	23	28	5,5	12	13	16
Y	ppm	104	90,0	74,6	82	84	93
Zr	ppm	290	309	405	200	220	205
Hf	ppm	2,7	3,0	14,0	1,6	1,8	1,5
U	ppm	26	19	25	25	27	24
Th	ppm	44	84	31	46	47	42
Seltene Erden Elemente							
La	ppm	888	684	339	1910	2110	2630
Ce	ppm	1542	1070	694	2760	3100	3790
Pr	ppm		143	92	270	320	410
Nd	ppm	392	414	282	870	990	1230
Sm	ppm		59,6	46,4	95,2	112,8	132,5
Eu	ppm	14	15,81	10,72	21,4	26,2	33,6
Gd	ppm		39,9	24,7	55,9	65,3	77,2
Tb	ppm		4,6	3,7	5,22	8,04	9,14
Dy	ppm	19	20,03	13,94	21,5	23,8	27,6
Ho	ppm		3,92	2,49	3,31	4,58	5,22
Er	ppm		8,18	5,88	8,27	9,45	11,42
Tm	ppm		1,10	1,03	0,89	1,12	1,33
Yb	ppm	6,4	6,42	5,05	5,3	5,8	6,4
Lu	ppm		0,77	0,81	0,74	0,88	0,93
Summe SEE	ppm		2471,33	1521,72	6027,73	6777,97	8365,37

Probe-Nr.	Bohrung-Nr.	Teufe	Brekzien-Typ
KMD-13	KMD 13/65	348,4 - 350,3 m	alvikitische Eruptivbrekzie
Torna	Torna 1/64	177,1 m	alvikitische Eruptivbrekzie
1340	Wis BAW 1340/79	207,0 m	alvikitische Eruptivbrekzie
Storkwitz-1	SER De 3/82	446,2 - 446,7 m	beforsitische Diatrembrekzie
Storkwitz-2	SER De 5/82	561,8 - 562,3 m	beforsitische Diatrembrekzie
Storkwitz-3	WIS BAW 530/76	516,2 - 516,7 m	beforsitische Diatrembrekzie

Die Eruptivbrekzien von Serbitz haben bei nur makro-petrographischer Betrachtung teilweise große Ähnlichkeit mit den beforsitischen Brekzien von Storkwitz. Allerdings bestehen geochemisch gravierende Unterschiede. Während die Eruptivbrekzien von Serbitz vorwiegend aus alteriertem UML-Material bestehen, sind die beforsitischen Brekzien von Storkwitz karbonatitisch. Diesen Unterschied kann man in einem Ti-La-Diagramm (Abb. 6.3-5) anschaulich darstellen. Die Brekzien von Serbitz zeigen hohe

Gehalte an Titan (kompatibles Element) und geringe Konzentrationen von Lanthan (inkompatibles Element). Das ist ein Anzeichen für gering differenzierte Mantelschmelzen. Dagegen enthalten die beforsitischen Brekzien von Storkwitz sehr geringe Ti-Gehalte, aber sehr hohe La-Konzentrationen. Diese beforsitischen Bildungen sind folglich Hochdifferentiate und stehen am Ende einer langen magmatischen Entwicklungsreihe.

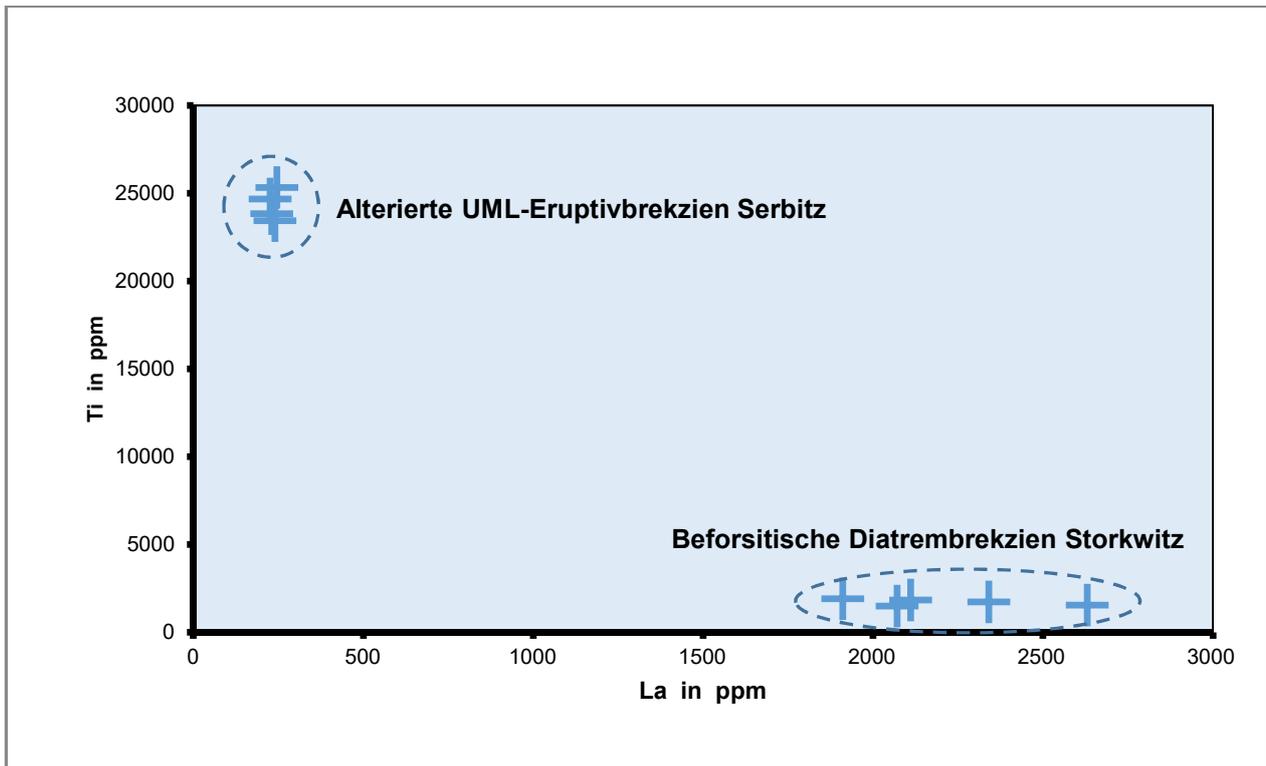


Abb. 6.3-5: Geochemischer Vergleich der alterierten UML-Eruptivbrekzien von Serbitz mit den beforsitischen Brekzien von Storkwitz. Erläuterungen im Text.

c.) Die als Xenolithe in den Brekzien enthaltenen Gesteinstypen des plutonischen Karbonatit-Massivs

In den Brekzien sind zum Teil massenhaft Xenolithe enthalten, welche Gesteinsbildungen des verborgenen plutonischen Karbonatit-Massivs

repräsentieren. Überwiegend treten verschiedene Karbonatite, Fenite und Pyroxenite auf. Die Tabelle 6.3-4 beinhaltet die Hauptelementgehalte von drei Pyroxenit-Xenolithen. In Tabelle 9.1 sind zusätzlich geochemische Angaben zu den Karbonatit- und Fenit-Xenolithen der Struktur Storkwitz enthalten.

Tab. 6.3-4: Tabelle mit den Hauptelementgehalten der pyroxenitischen Xenolithe.

Hauptelemente				
Parameter	Einheit	569X	562X	1327X
SiO ₂	Gew. %	31,6	43,93	43,17
TiO ₂	Gew. %	3,24	1,21	1,29
Al ₂ O ₃	Gew. %	9,76	8,28	8,03
Fe ₂ O ₃	Gew. %	21,05	7,01	7,37
FeO	Gew. %	8,28	7,34	5,61
MgO	Gew. %	11,66	20,47	21,03
CaO	Gew. %	10,97	7,64	8,87
MnO	Gew. %	0,19	0,08	1,04
SrO	Gew. %	0,02	0,03	0,03
BaO	Gew. %	0,02	0,02	0,05
Na ₂ O	Gew. %	0,53	0,89	0,83
K ₂ O	Gew. %	0,43	0,45	0,41
P ₂ O ₅	Gew. %	1,22	1,18	0,88
CO ₂	Gew. %	0,59	0,55	0,84
SO ₃	Gew. %	0,01	0,08	0,21
H ₂ O ⁺	Gew. %	0,32	0,29	0,27
Summe	Gew. %	99,89	99,45	99,93

569X = Wis BAW 569/75, 413,0 m
 562X = Wis BAW 562/75, 401,0 m
 1327X = Wis GB 1327/83, 313,5 m

Es ist noch notwendig kurz auf die Fenitisierung einzugehen. Die Fenitisierung ist eine typische alkali-metasomatische Überprägung der unmittelbaren Nebengesteine von Karbonatit-Intrusionen. Karbonatitschmelzen sind ursprünglich reich an Natrium und/oder Kalium (abhängig von der konkreten Zusammensetzung der Karbonatitschmelze). Bei der Abkühlung der Karbonatitschmelze werden die Alkalimetalle Natrium und/oder Kalium an das Nebengestein abgegeben in Form von sehr heißen, äußerst aggressiven und wasserhaltigen Fluiden. Dadurch werden sowohl die chemische, als auch die mineralogische Zusammensetzung der Nebengesteine fundamental verändert. Für den Delitzsch Karbonatit Komplex kann angenommen werden, dass die Hauptintrusionen (plutonisches Karbonatit-Massiv) in variszische granodioritische Gesteine erfolgt sind. Die beforsitische Eruptivbrekzie von Storkwitz enthält u. a. massenhaft Xenolithe von Feniten mit sehr unterschiedlichem Fenitisierungsgrad (Abb. 6.3-6). Als Xenolithe kommen aber auch nicht bzw. nur sehr schwach fenitisierte Granodiorite vor. Durch den Fenitisierungsprozeß (Natrium-

Metasomatose) wird das granodioritische Edukt (Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Biotit) letztendlich in einen Metasomatit mit alkalisyenischem Mineralbestand (Albit, Alkalipyroxene, Alkalamphibole) umgewandelt. Durch die Zunahme des Anteiles an Alkalipyroxenen (Aegirin, Aegirinaugit) und Alkalamphibolen (Arfvedsonit, Eckermannit, Richterit und Riebeckit) kommt es zu einer farblichen Vergrünung, als sicheres Anzeichen des Vorliegens von Na-Feniten. Die Fenitisierung ist ein Verdrängungsprozeß, bei dem der ursprüngliche Mineralbestand ersetzt wird durch verschiedene Mineralneubildungen. Entlang von Klüften und an den Korngrenzen setzt die Fenitisierung an und breitet sich allmählich aus, bis das gesamte Edukt vollständig umgewandelt ist. Geochemisch ist eine deutliche Zunahmen von Na_2O (Edukt: 3,40 Gew.% und Fenit: 10,55 Gew.%) und eine Abnahme von SiO_2 (Edukt: 68,10 Gew.% und Fenit: 54,65 Gew.%) feststellbar. Bei der Kalium-Metasomatose wird vorwiegend Phlogopit gebildet. Die jüngere Kalium-Metasomatose verdrängt den Mineralbestand der Natrium-Metasomatose teilweise oder ganz.



Abb. 6.3-6: Fotografische Aufnahmen von nicht fenitisiertem Granodiorit (links), mittelgradigem Na-Fenit (Mitte) und hochgradigem Na-Fenit (rechts). Die gezeigten Bohrkernstücke sind Xenolithe aus der beforsitischen Brekzie von Storkwitz. (Bohrkernbreite: ca. 45 mm). Links: SER De 6/82, 524,5 m, Mitte: SER De 6/82, 465,0 m, Rechts: SER De 6/82, 558,5 m.

6.4 Verbreitungsgebiete der verschiedenen Gesteinstypen

Ultramafischen Lamprophyre und Karbonatite wurden auf den folgenden Kartenblättern TK25 (Topographischen Karte im Maßstab 1:25.000) bzw. GK25 (Geologischen Karte im Maßstab 1:25.000) erbohrt:

4338, 4339, 4340, 4438, 4439, 4440, 4538, 4539 und 4540.

Zur Darstellung des Gesamtverbreitungsgebietes und des Hauptverbreitungsgebietes der ultramafischen

Lamprophyre und Karbonatite wurde eine Übersichtskarte konstruiert (Abb. 6.4-1).

Das Gesamtverbreitungsgebiet aller Vorkommen im Karbonatit-Komplex Delitzsch beträgt ca. 662 km².

Als Hauptverbreitungsgebiet (Häufigkeitsmaximum in den Bohrungen) der UML und Karbonatite ergibt sich eine Fläche von ca. 90 km².

Das Hauptverbreitungsgebiet liegt auf dem Kartenblatt TK25 Blatt 4439 bzw. GK25 Blatt 4439.

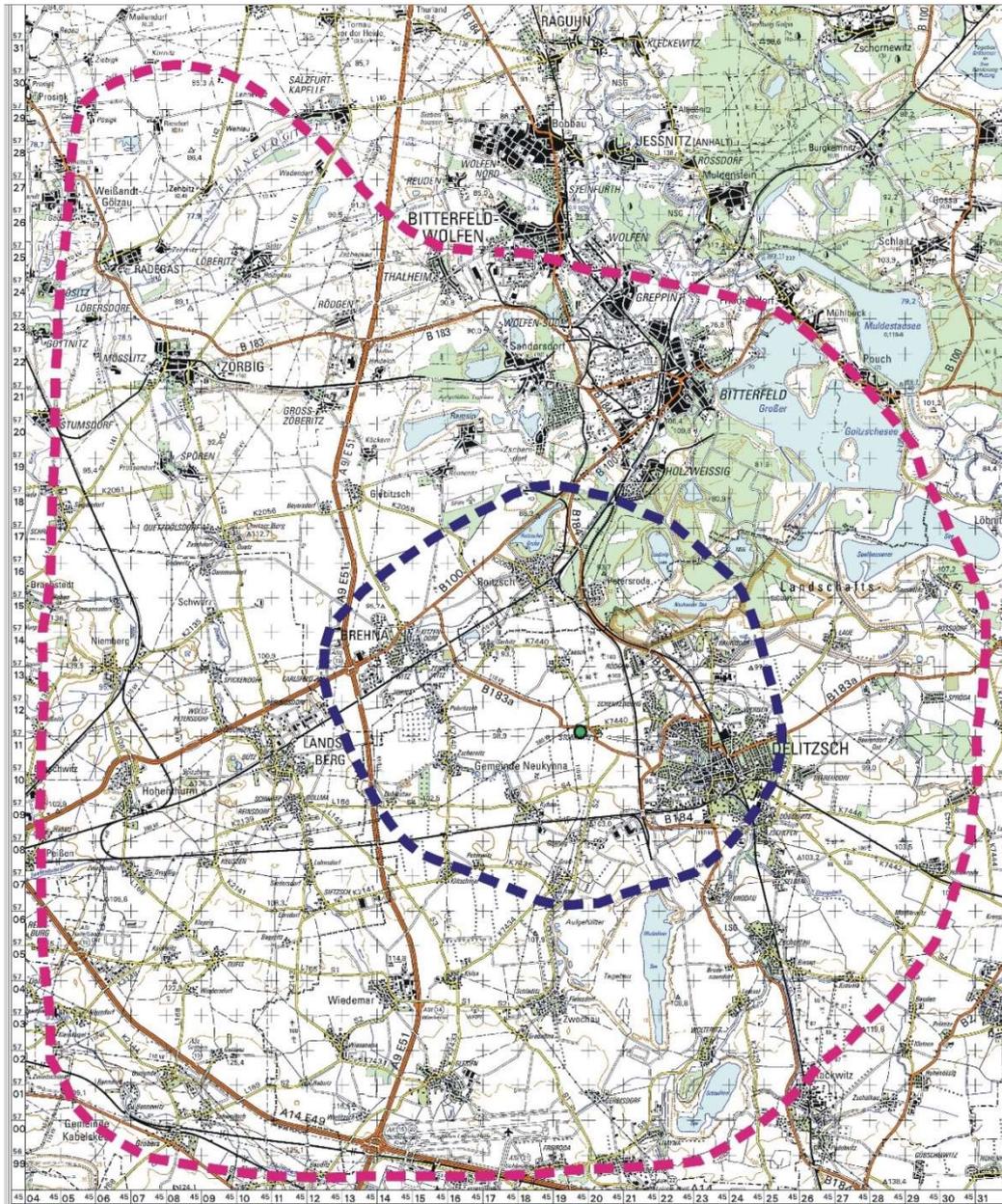


Abb. 6.4-1: Verbreitungsgebiete UML + CR (rot gestrichelte Linie: Gesamtverbreitungsgebiet, blau gestrichelte Linie: Hauptverbreitungsgebiet, grüner Punkt: Brekzienkörper Storkwitz).

[Kartengrundlage: DTK100, Lizenzvereinbarung 3439, © Geo-Basis-DE/BKG 2010]

Eine weitere Übersichtskarte (Abb. 6.4-3) zeigt die Verbreitungsgrenzen der verschiedenen Diatrembrekzientypen im Delitzsch Karbonatit-Komplex. Die Diatrembrekzien sind die verbreitetste Gesteinsart im erbohrten Karbonatit-Komplex von Delitzsch. Die größte Verbreitung besitzen die UML-Eruptivbrekzien. Sie sind praktisch im nahezu gesamten Gebiet des Delitzsch Karbonatit-Komplexes zu finden. Eine wesentlich kleinere Fläche nehmen die frühen kalzit-karbonatitischen Eruptivbrekzien ein. Auf noch kleinerer Fläche sind die beforsitischen Intrusivbrekzien zu beobachten. Im Zentrum der Fläche mit Beforsit-Vorkommen steht der Brekzienkörper Storkwitz. Die mäßig entwickelten Beforsite verteilen sich auf einer größeren Fläche als die hochentwickelten Beforsite (beforsitische Intrusiv-

brekzie) des Typs Storkwitz. Die kleinste Verbreitungsfläche nehmen die späten Phlogopit-Alvikite ein. Sie sind im Bereich des Brekzienkörpers Storkwitz besonders verbreitet.

Sehr interessant ist die ungefähr konzentrische Anordnung der einzelnen Verbreitungsgebiete der Eruptiv- und Intrusivbrekzien.

Bedeutungsvoll ist vor allem, dass sich die Karbonatit-Struktur Storkwitz mit ihren jungen und geochemisch hochspezialisierten Beforsiten erwartungsgemäß im Zentralteil des Delitzsch Karbonatit-Komplexes befindet.



Abb. 6-4-2: Bohrkerne (Bohrkerndurchmesser 47 mm) der verschiedenen Diatrembrekzientypen, oben: autolithische UML-Brekzie, Wis BAW 562/76, 260,5 m, Mitte: alvikitische Eruptivbrekzie, Wis BAW 1340/79, 208,5 m, unten: beforsitische Brekzie, SER De 3/82, 453,6 m.

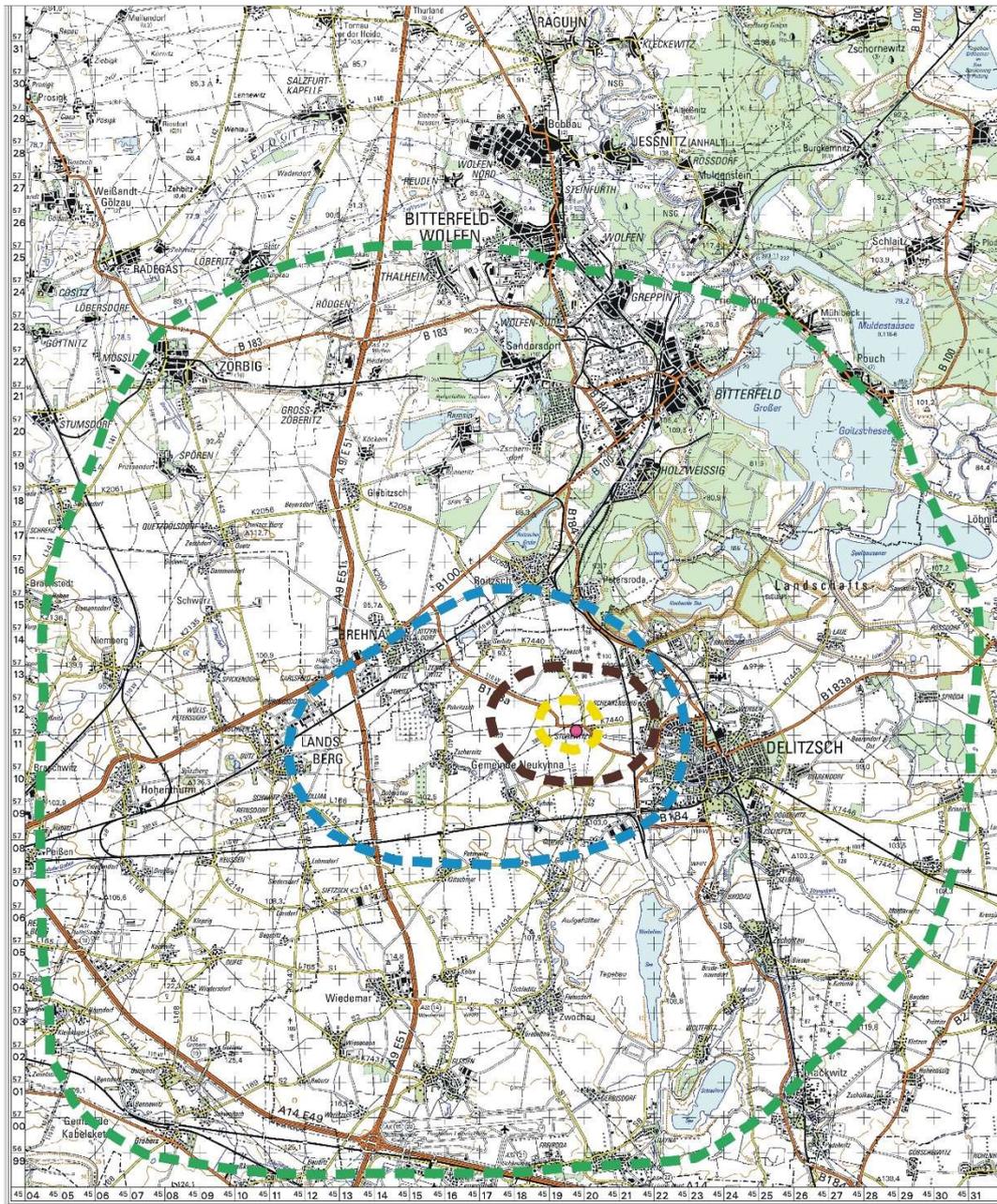


Abb. 6.4-3: Verbreitungsgrenzen der verschiedenen Eruptiv- und Intrusivbrekzien.
 [Kartengrundlage: DTK100, Lizenzvereinbarung 3439, © Geo-Basis-DE/BKG 2010]

grün = Verbreitungsgrenze der autolithischen u.a. UML-Eruptivbrekzien (Diatremkörper, Gänge usw.)
 blau = Verbreitungsgrenze der frühen kalzit-karbonatitischen Eruptivbrekzien (Gänge, kleine Körper)
 braun = Verbreitungsgrenze der beforstischen Intrusivbrekzien (Körper Storkwitz, Gänge, Trümer)
 gelb = Verbreitungsgrenze der späten Phlogopit-Alvikite (teilweise als Eruptivbrekzie, Gänge, Trümer)
 rot = Beforstischer Intrusivbrekzienkörper Storkwitz

Folgende flächenhafte Verbreitung (Abb. 6.4-3) kann angegeben werden:

- Verbreitungsgebiet der Vorkommen von UML-Diatrembrekzien: ca. 606 km²
- Verbreitungsgebiet der Vorkommen der frühen kalzit-karbonatitischen Diatrembrekzien: ca. 66 km²
- Verbreitungsgebiet der Vorkommen von beforstischer Diatrembrekzien: ca. 12 km²
- Verbreitungsgebiet der Vorkommen von Phlogopit-Alvikiten: ca. 2 km²

7. Aufbau und Struktur des Delitzsch Karbonatit-Komplexes

Durch eingehende Auswertung aller vorhandenen Bohrung mit UML und Karbonatiten sowie Sichtung der relevanten Unterlagen kann nun der Aufbau und die Struktur des Delitzsch Karbonatit-Komplexes beschrieben werden.

Grundsätzlich sind zwei Stockwerke zu unterscheiden. Im Bereich von der Prätertiäroberfläche bis in ca. 2-3 km Tiefe existieren eine Vielzahl von verschiedenen Einzelkörpern in Form von Gängen, Lagergängen, Gangscharen, Diatremen, Intrusionskörpern, kleine unregelmäßige Körpern usw. Dieses obere Stockwerk repräsentiert das vulkanische bis flach subvulkanische Niveau. In größerer Tiefe (ab ca. 2-3 km unter heutiger Landoberfläche) beginnt das plutonische Karbonatit-Massiv als großer komplexer Tiefengesteinskörper. Während die kleinen Körper des vulkanisch bis flach subvulkanischen Niveaus durch Bohrungen direkt aufgeschlossen sind, können die Gesteine des plutonischen Niveaus nur als Xenolithe in den erbohrten Brekzien bzw. Lamprophyren gefunden werden. Aus den erbohrten Vorkommen an ultramafischen Lamprophyren und Karbonatiten sowie

den in den Intrusivbrekzien und Eruptivbrekzien enthaltenen Xenolith-Typen können Rückschlüsse auf den im Untergrund befindlichen verborgenen Karbonatit-Komplex gezogen werden. Der prinzipielle Aufbau wird in den beiden grafischen Darstellungen (Abb. 7-1 Grobschematische Schnittdarstellung Delitzsch Karbonatit-Komplex, Abb. 7-2 Verbreitung der plutonischen Bildungen im Delitzsch Karbonatit-Komplex) vermittelt. Das Karbonatit-Massiv besteht aus drei Hauptzonen, die konzentrisch angeordnet sind. Die für Alkaligestein-Karbonatit-Komplexe typische Ringstruktur ist deutlich erkennbar. Die äußere Zone setzt sich aus ultrabasischen und ultramafischen Alkaligesteinen (vorwiegend Pyroxenite und Melilitholithe) zusammen. Nach innen folgt eine komplexe Zone aus Kalzit-Karbonatiten (Sövite). Die Sövite selber unterteilen sich wiederum in 3 Teilzonen. Außen befinden sich kalzitbetonte Silikokarbonatite. Es schließen sich nach innen normale Sövite an. Die innerste Sövitzone wird von dolomitführenden Kalzitkarbonatiten (Dolo-Sövite, Karbonatitstruktur Storkwitz) gebildet. Die Sövite besitzen eine Na-Fenit-Aureole. Der Zentralbereich des Delitzsch Karbonatit-Komplexes besteht aus Dolomit-Karbonatiten bzw. Dolomit-Ankerit-Karbonatiten (Rauhaugite). Die Rauhaugite werden von einer K-Fenit-Aureole umschlossen.

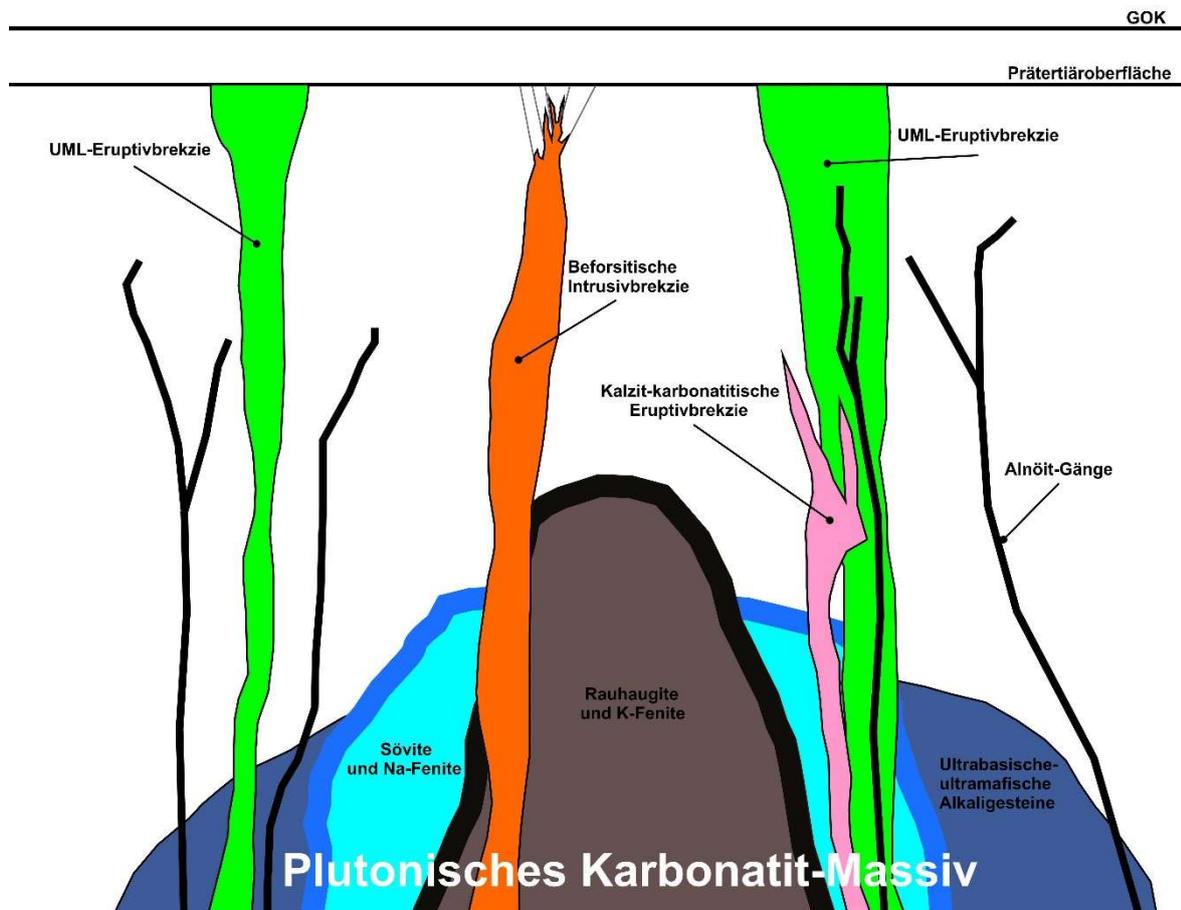


Abb. 7-1: Grobschematische Schnittdarstellung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes bis in ca. 4 km Tiefe. Die horizontale Breite beträgt ca. 25 km.

Diese Anordnung der magmatischen und alkalimetamatischen Bildung widerspiegelt auch die zeitliche Entwicklungsabfolge. Bei der flächenhaften Verteilung der verschiedenen Eruptiv- und Intrusivbrekzientypen paust sich die Struktur und der Aufbau des verborgenen plutonisch Karbonatit-Komplexes durch.

Es gilt als sehr wahrscheinlich, dass sich die plutonischen Karbonatit-Intrusionen vom Höhengniveau über den ultrabasisch-ultramafischen Alkaligesteinen erheben. Die Karbonatite erreichen somit in ihrer Entwicklung ein immer höheres Intrusionsniveau. Die Serie von ultrabasischen und ultramafischen Alkaligesteinen befindet sich folglich in größerer Tiefe.

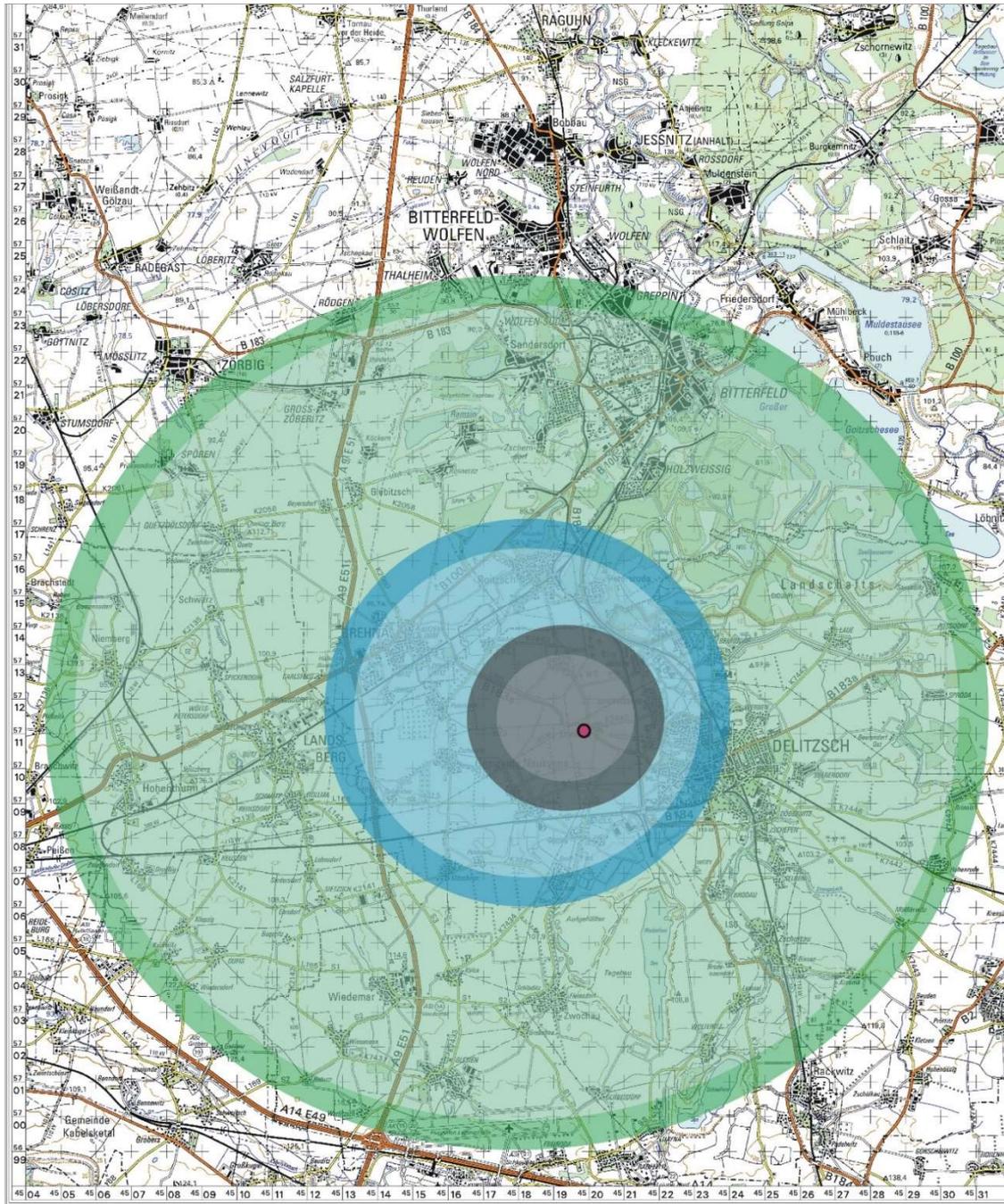


Abb. 7-2: Verbreitung der plutonischen Bildungen im Delitzsch Karbonatit-Komplex (grün: ultrabasische-ultramafische Alkaligesteine, blau: Sövite, grau: Rauhaugite, rot: Körper Storkwitz).

[Kartengrundlage: DTK100, Lizenzvereinbarung 3439, © Geo-Basis-DE/BKG 2010]

8. Die chronologische Entwicklung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes

Für den gesamten Delitzsch Karbonatit-Komplex liegen bis heute nur relativ wenige radiometrische Altersbestimmungen vor (FEDORIZIEV et al. 1989, MÖCKEL 1989, WOLF & RENNO 1999, KRÜGER et al. 2013). Die Ergebnisse der radiometrischen Altersdatierungen zeigen auf den ersten Blick eine recht große Bandbreite der ermittelten Alterswerte. Sie schwanken zwischen 72 bis 110 Millionen Jahre. Mögliche Ursache für diese verhältnismäßig große Schwankungsbreite ist hauptsächlich die Verwendung von Gesteinsmaterial mit stärkerer Alteration. Sehr viele Altersdatierungen wurden zudem mit der Kalium-Argon-Methode durchgeführt. Diese Methode ist sehr fehleranfällig, wenn nicht absolut frisches und unverändertes Probenmaterial benutzt wurde. Außerdem ist es problematisch, wenn durch bestimmte geologische Vorgänge (hydrothermale Fluide oder Wärmewirkung aufsteigender Magmen) nach der abgeschlossenen Kristallisation der Magmatite thermische Prozesse stattfinden, die die ursprünglichen Argon-Konzentrationen stören. Ein geeigneter Ausweg wäre, dass die zuverlässigere Argon-Argon-Methode angewendet wird. KRÜGER et al. (2013) geben neue Alterswerte von 72 bis 73 Millionen Jahre an.

ULRYCH et al. (2008) beschreiben Polzenite (UML) mit ebenfalls oberkretazischem Alter aus dem östlichen Abschnitt (Polzengebiet) des Eger-Grabens. Diese Magmatite treten in Zusammenhang mit dem Prä-Rift-Stadium auf und sind auch vorwiegend melilithitisch mit teilweise karbonatitischen Trend.

Aus den vorliegenden Altersdaten und unter Berücksichtigung der wahrscheinlich fehlerhaften Ergebnisse sowie unter Nutzung der besten Datierungen (mit statistischer Auswertung) wird ein mögliches Bildungsalter des Delitzsch Karbonatit-Komplexes von 72 bis 83 Millionen Jahre angesetzt.

Diese Feststellung erscheint recht plausibel, da in diesem Zeitraum bedeutungsvolle tektonische Ereignisse (germanotype bzw. saxonische Bruchtektonik) stattgefunden haben. Zum Beispiel wäre die Bewegung an der Harznordrand-Störung zu nennen. Nach RADZINSKI et al. (2008) wurde die Harznordrand-Störung im Santon-Campan (73 - 83 Millionen Jahre) begonnen zu aktivieren, wodurch die Harzscholle um bis zu 5 km herausgehoben worden ist. Die Harzscholle ist zwar relativ weit entfernt vom Delitzsch Karbonatit-Komplex, aber vermittelnd können solche Bruchstrukturen, wie die Halle-Störung (Hallesche Marktplatz-Verwerfung) genannt werden. Das sind alles herzynische Störungssysteme wie sie im Gebiet Delitzsch im oberen Krustenbereich dominierend sind. Große tektonische Heraushebungen bewirken aber nicht immer sofort Schmelzenbildungen im Erdmantel. Es muss noch ein zweites tektonisches Großelement

hinzukommen, um die gebildeten Magmen nach oben zu transportieren. Dieses tektonische Großelement ist im Raum Delitzsch das ausschlaggebende Rostock-Leipzig-Regensburg-Lineament. Nur im Kreuzungsbereich überregionaler Störungszonen sind Wegsamkeiten für Schmelzen bis in die obere Kruste bzw. bis an die Erdoberfläche (Vulkanismus) gegeben. In diesem Zusammenhang ist noch interessant, dass im Raum Halle (Petersberg), das Mineral Synchisit auf Klüften vorkommt und im Harz die Minerale Bastnäsit und Parisit auftreten. Ob es hier einen Zusammenhang mit den SEE-Fluor-Karbonaten von Storkwitz in irgendeiner Form gibt, muss noch abschließend geklärt werden.

Geologische Beobachtungen bezüglich der festgestellten Lagerungsverhältnisse der einzelnen Gesteinstypen auf Grundlage der durchgeführten Bohrkernbearbeitungen, radiometrische Altersdatierungen, vergleichende Betrachtungen mit anderen Karbonatit-Komplexen weltweit und theoretische Überlegungen machen folgende Entwicklung wahrscheinlich:

1. Stadium: Aufwölbung des oberen Erdmantels und intensive Mantelmetasomatose;
2. Stadium: Schmelzenbildung im oberen Erdmantel und abyssale Intrusion von primitiven ultrabasisch-ultramafisch-alkalischen Magmen in die Lithosphäre;
3. Stadium: Intrusion von geochemisch primitiven UML und UML-Eruptivbrekzien, mafischen Intrusivbrekzien (Xenokristen, Xenolithe von Pyroxeniten und Amphibololithen);
4. Stadium: Intrusion von frühen kalzitischen Karbonatiten (Sövite) mit Apatit, Phlogopit, Pyroxen, Magnetit usw. (teilweise Silikokarbonatite) und Bildung einer Fenitaureole (Na-Fenit);
5. Stadium: Intrusion von dolomitischen Karbonatiten (Rauhaugite) und Bildung einer zweiten Fenitaureole (K-Fenite) bzw. Überpägung der Na-Fenitaureole;
6. Stadium: Intrusion von beforitischen Eruptivbrekzien unter Beteiligung von Material ultramafischer Lamprophyre (autolithische Eruptivbrekzien);
7. Stadium: 2. Phase der Intrusion von geochemisch spezialisierten ultramafischen Lamprophyren (Gänge in autolithführenden Eruptivbrekzien);
8. Stadium: Hauptetappe der Intrusion von beforitischen Intrusiv- und Eruptivbrekzien (Körper Storkwitz);

Tab. 8-1: Zusammenstellung der vorliegenden Altersdatierungen.

Nr.	Bohrung	Teufe (m)	Gestein	Mineral	Methode	Alter in Ma	Autor
1	Wis BAW 17/73	198	UML-Eruptivbrekzie	Phlogopit	K - Ar	77	1
2	Wis BAW 460/75	694	Biotit-PyroxenAlnöt	Biotit	K - Ar	73	1
3	Wis BAW 1312/79	216-219	Olivin-Phlogopit-Alnöt	Phlogopit	K - Ar	110	2
4	Wis BAW 1312/79	222-225	Olivin-Phlogopit-Alnöt	Phlogopit	K - Ar	98	2
5	Wis BAW 1312/79	228-231	Olivin-Phlogopit-Alnöt	Phlogopit	K - Ar	102	2
6	Wis BAW 1312/79	235-240	Olivin-Phlogopit-Alnöt	Phlogopit	K - Ar	103	2
7	Wis BAW 1312/79	243-245	Olivin-Phlogopit-Alnöt	Phlogopit	K - Ar	96	2
8	Wis BAW 1312/79	248-253	Olivin-Phlogopit-Alnöt	Phlogopit	K - Ar	113	2
9	Wis BAW 741h2/78	418-421	UML-Eruptivbrekzie	Phlogopit	K - Ar	100	2
10	Wis BAW 741h2/78	390-396	UML-Eruptivbrekzie	Phlogopit	K - Ar	73	2
11	Wis BAW 741h2/78	383	Karbonatit-Xenolith in UML-EB	Phlogopit	K - Ar	109	2
12	Torna 1/64	213	Autolithische UML-EB	Gesamtgestein	K - Ar	96	3
13	Torna 1/64	213	Autolithische UML-EB	Phlogopit	K - Ar	95	3
14	SER De7hb/86	366	Phl.-Fenit-Xenol. in beforsit. EB	Phlogopit	K - Ar	83	3
15	SER De7hb/86	382	Phlogopit-Alvikit	Phlogopit	K - Ar	78	3
16	Wis BAW 1340/79	687	Siliko-kalzit-karbonatit. EB	Phlogopit	K - Ar	103	3
17	Wis BAW 562/75	401-404	UML-Eruptivbrekzie	Phlogopit	K - Ar	81	4
18	Wis BAW 1312/79	231	Alnöt	Amphibol	K - Ar	73	4
19	Wis BAW 1312/79	231	Alnöt	Phlogopit	K - Ar	78	4
20	Wis BAW 741h2/78	199-202	Autolithische UML-EB	Phlogopit	K - Ar	89	4
21	SER De7hb/86	385	Phlogopit-Alvikit	Phlogopit	K - Ar	85	4
22	SER De7hb/86	234	Phlogopit-Alvikit	Phlogopit	K - Ar	75	4
23	Wis GB 1327/83	313-315	Karbonatit. Eruptivbrekzie	Phlogopit	K - Ar	86	4
24	SER De7ha/86	661,2	Beforsit	Baddeleyit	U-Pb	72	5
25	Wis BAW 1312/79	264-268	Alnöt	Phlogopit	Rb-Sr	73	5

1 = Fedoriziev et al. 1989 (Selcov 1977, IGEM, SDAG Wismut, ZGB)

2 = Fedoriziev et al. 1989 (Anderson 1984, RI, SDAG Wismut, ZGB)

3 = Kampe 1990 (ZGI, Berlin, TU BAF, Freiberg, Pilot, 1990)

4 = Wolf et al. 1999 (TU BAF, Freiberg, Belyatsky IGPP, St. Petersburg, Möckel, Wismut GmbH)

5 = Krüger et al. 2013

9. Stadium: Intrusion von dolomitkarbonatitischen (beforsitischen) Gängen;

10. Stadium: Intrusion von Aillikiten, aillikitischen Eruptivbrekzien und karbonatreichen UML (alnötische Lamprophyre mit primären magmatischen Karbonaten);

11. Stadium: Intrusion von späten kalzitkarbonatitischen Gängen (Phlogopit-Alvikite);

12. Stadium: Monchiquite.

Hier soll noch der Hinweis erfolgen, dass durch verschiedene Bearbeiter (RÖLLIG et al. 1990, WASTERNAK 2008) eigene, vom hier vorgestellten chronologischen Entwicklungsmodell teilweise abweichende Angaben publiziert worden sind.

Für spezielle isotopengeochemische Untersuchungen wird auf die Arbeiten von WAND et al. 1989 und KRÜGER et al. 2013 verwiesen.

9. Die Karbonatit-Fenit-Diatrem-Struktur Storkwitz

Der Karbonatit-Fenit-Struktur Storkwitz wird hier wegen ihrer möglicherweise wirtschaftlichen Bedeutung ein eigenes Kapitel eingeräumt. Sie befindet sich im Zentralteil des Delitzsch Karbonatit-Komplexes und liegt unmittelbar westlich der Ortschaft Storkwitz (Stadt Delitzsch). Sie besteht aus einem jungen beforisitischen Brekzienkörper in vulkanischer Fazies und aus einem älteren plutonischen Bereich mit massiven intrusiven Karbonatiten und Feniten, welcher in der Tiefe verborgen ist. Das Vorhandensein eines plutonischen Karbonatit-Massivs in wenigen Kilometern Tiefe wird

durch die Existenz von massenhaft auftretenden Xenolithen in den beforisitischen Brekzien zwingend abgeleitet.

Lediglich der beforisitische Brekzienkörper ist durch folgende Bohrungen (Abb. 9-1) aufgeschlossen: Wis BAW 530/76, Wis BAW 37/73, SE De 1/79, SE De 2/79, SER De 3/82 + SER De 3a/82, SER De 4/82 + SER De 4a/82 + SER De 4a1/82 + SER De 4a2/82, SER De 5/82, SER De 6/82, SER De 7/86 + SER De 7h/86 + SER De 7ha/86 + SER De 7hb/86, SER De 8/86 (SDAG Wismut) und SES 1/2012 (Seltenerden Storkwitz AG). Teilergebnisse der Bohrung SES 1/2012 werden in NIEGISCHE et al. (2020) vorgestellt.

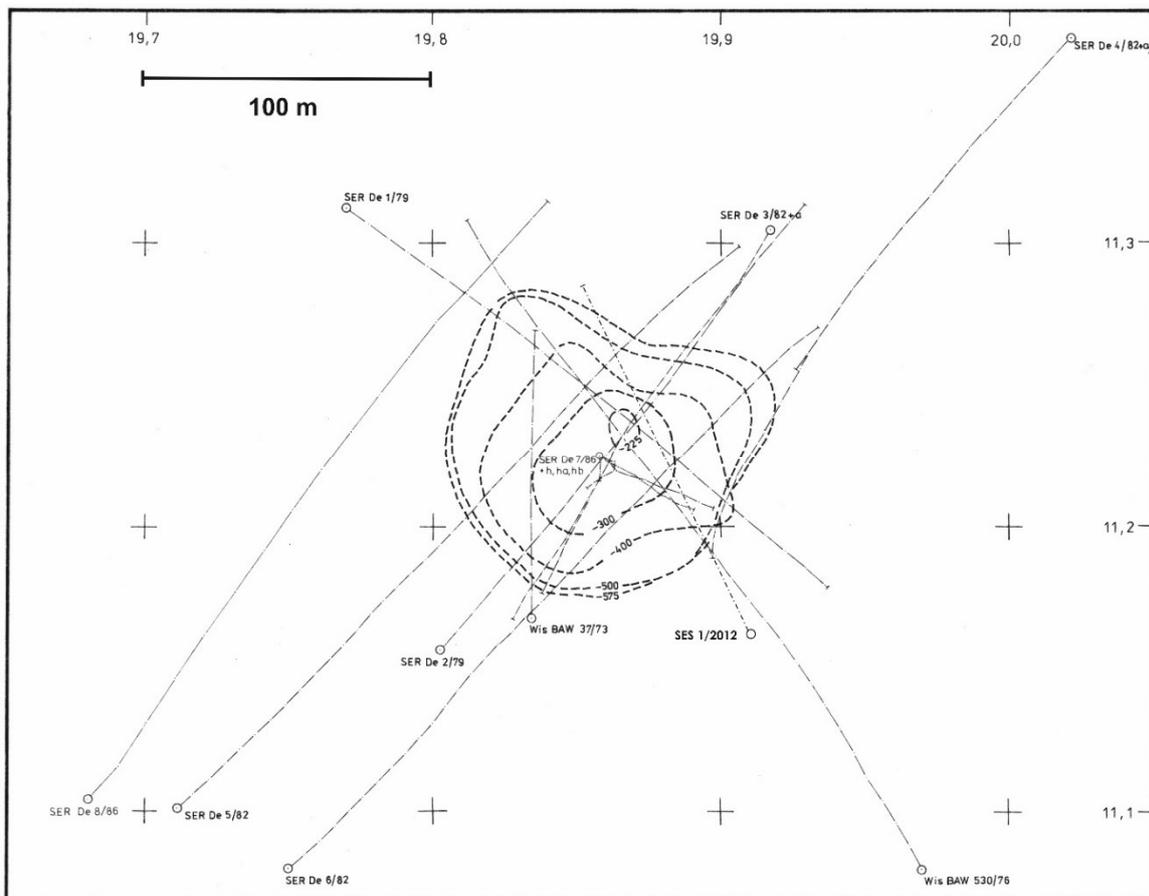


Abb. 9.1: Lageplan mit den Bohrungen in der Struktur Storkwitz (nach WASTERNAK 1990, ergänzt). Die Kontur des Körpers wird durch die gestrichelten Linien bei -225 m HN, -300 m HN, -400 m HN, -500 m HN und -575 m HN angegeben.

Der senkrecht stehende beforisitische Brekzienkörper hat eine röhrenförmig-zylindrische Kontur und endet (nach heutiger Kenntnis) oben spitz auslaufend etwa bei dem Höhengniveau -100 m HN (d.h. ca. 200 m unter Geländeoberkante). Der Durchmesser des Brekzienkörpers erhöht sich kontinuierlich zur Tiefe hin und erreicht nach aktuellen Modellierungen in einer Tiefe von -700 m HN (d.h. 800 m unter Geländeoberkante) ca. 150 m mit rundlich-ovalen Durchmesser. Unmittelbar östlich neben dem großen

Hauptkörper stehen zwei kleine, ebenfalls röhrenförmige Nebenkörper. Im Radius von ca. 500 m um den kompakten Brekzienkörper befindet sich eine unregelmäßige netzwerkartige Trümmerzone mit kleinen Gängen und Gängchen. Der interne Aufbau des Brekzienkörpers zeigt mehrphasige Intrusionen von beforisitischen Brekzien mit unterschiedlicher lithologischer Ausbildung. Die verschiedenen Lithotypen unterscheiden sich durch den beforisitischen Brekzienmatrixanteil und durch den Anteil, die Größe

und die Art der Xenolithe. An Xenolithe finden sich oft gut gerundete oder kantengerundete Gesteine des plutonischen Karbonatit-Fenit-Massivs (Rauhaugite, Sövite, verschiedene Fenite und nicht fenitisierte Granitoide usw.) und eckig-kantige Bruchstücke der unmittelbaren Nebengesteine des Brekzienkörpers (Plagiogranitporphyr, Sedimentite des Unterkarbons und des Mittelkambriums usw.). Insgesamt reicht die Variationsbreite der beforisitischen Intrusivbrekzien von matrixreichen, kleinstückigen, einschlussarmen Typen bis zu matrixarmen, grobstückigen, einschlußreichen Typen. Solche groben Lithotypen erscheinen dann fast schon wie Agglomerate. Beobachtet wurden auch völlig einschluß- und xenolithfreie Lithotypen, die nur aus beforisitischer Matrix bestehen. Aber selbst diese Typen sind feinkbrekziös ausgebildet. Die sehr feinstückigen und matrixreichen Typen zeigen manchmal deutliche Fluidaltextur. Im äußersten Randbereich (3 bis 5 m)

des Körpers herrschen häufig die Xenolithe der unmittelbaren Nebengesteine vor. Ansonsten dominieren Xenolithe des tiefen Untergrundes, welche beim explosiven Aufstieg des gasreichen beforisitischen Magmas aufgenommen und mit nach oben transportiert wurden. Bei diesem Transport über mindestens 2 km Wegstrecke kam es zur Zertrümmerung und Rundung der Xenolithe. Der Brekzienkörper setzt sich aus mehreren Eruptionsschüben zusammen, welche nebeneinander und ineinander verschachtelt sind. Dadurch kann auf engem Raum ein sehr heterogenes Bild entstehen. Häufig sind die Einzelintrusionen in Richtung Nordwesten-Südosten ausgerichtet und folgen damit der Orientierung der Schenkenberger Störungszone bzw. parallel und subparallel verlaufenden Störungen oder Klüftzonen.

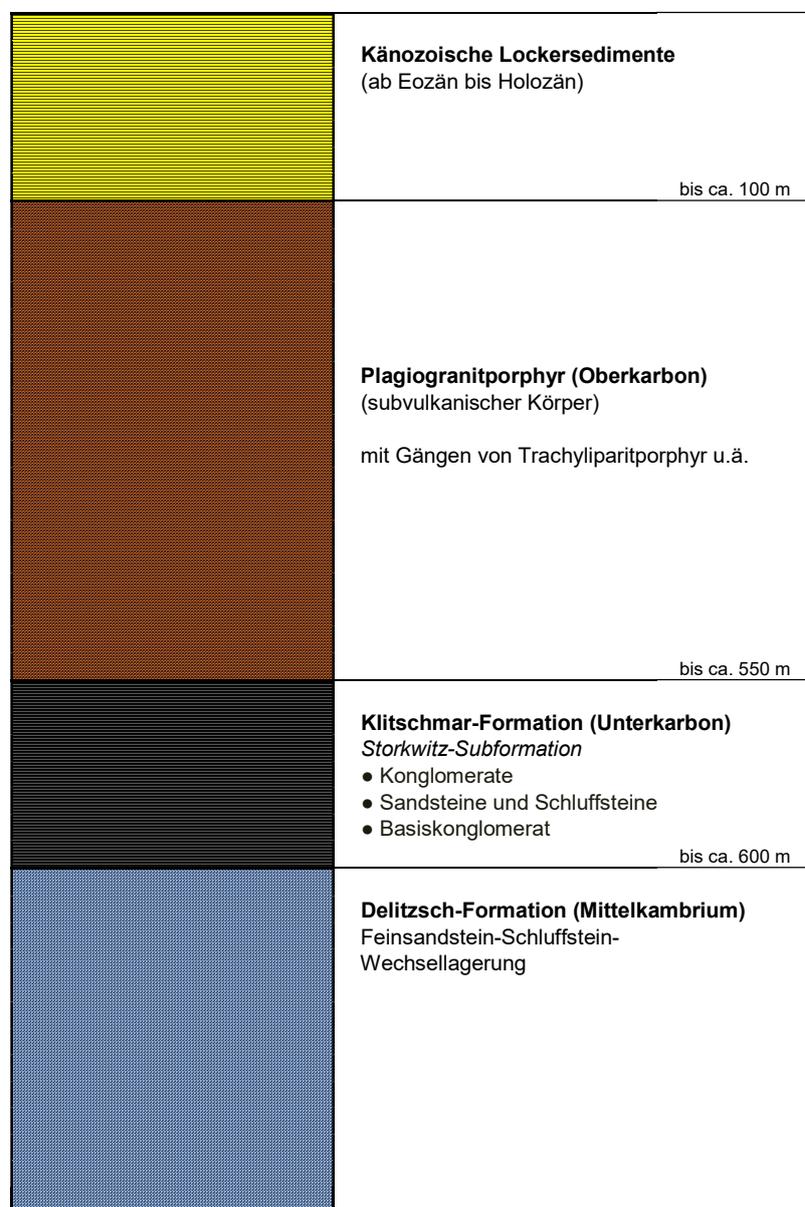


Abb. 9-2: Stratigraphie und Lithologie der Nebengesteine des Brekzienkörpers Storkwitz.

Nach Abschluss der Platznahme der verschiedenen beforisitischen Intrusivbrekzien kam es zur finalen Intrusion von geringmächtigen gangförmigen Phlogopit-Alvikiten.

Feindispers verteilte SEE-Fluor-Karbonate (Basträsit, Parisit, Synchronit, Röntgenit) bilden die SEE-Vererzung der beforisitischen Intrusivbrekzie. Zusätzlich liefert die in den xenolithischen Sövit und Rauhaugiten vorkommende Pyrochlor-Mineralisation SEE und Niob. Die Konzentration der Summe der SEE_2O_3 liegen in der beforisitischen Brekzie von Storkwitz zwischen 0,3 bis 0,8 Gew.%, durchschnittlich bei 0,5 Gew.% (SCHENKE 1985).

Der geologische Rahmen des Brekzienkörpers Storkwitz wird durch folgende in der Grafik dargestellten Nebengesteinsformationen gebildet.

Die in den beforisitischen Intrusivbrekzien des Körpers Storkwitz enthaltenen Xenolithe des verborgenen plutonischen Karbonatit-Fenit-Massivs ermöglichen eine vergleichsweise genaue Rekonstruktion des tieferen Untergrundes. Es ist davon auszugehen, dass die Karbonatit-Fenit-Struktur Storkwitz die morphologisch höchste Auftragung im gesamten Delitzsch Karbonatit-Komplex ist. Die zentral gelegene Position unterstreicht das vergleichsweise geringe Alter innerhalb des Delitzsch Karbonatit-Komplexes. Unterstützt werden diese Feststellungen durch die Tatsache, dass die geochemisch hochspezialisierten beforisitischen Intrusivbrekzien hier lokalisiert sind.

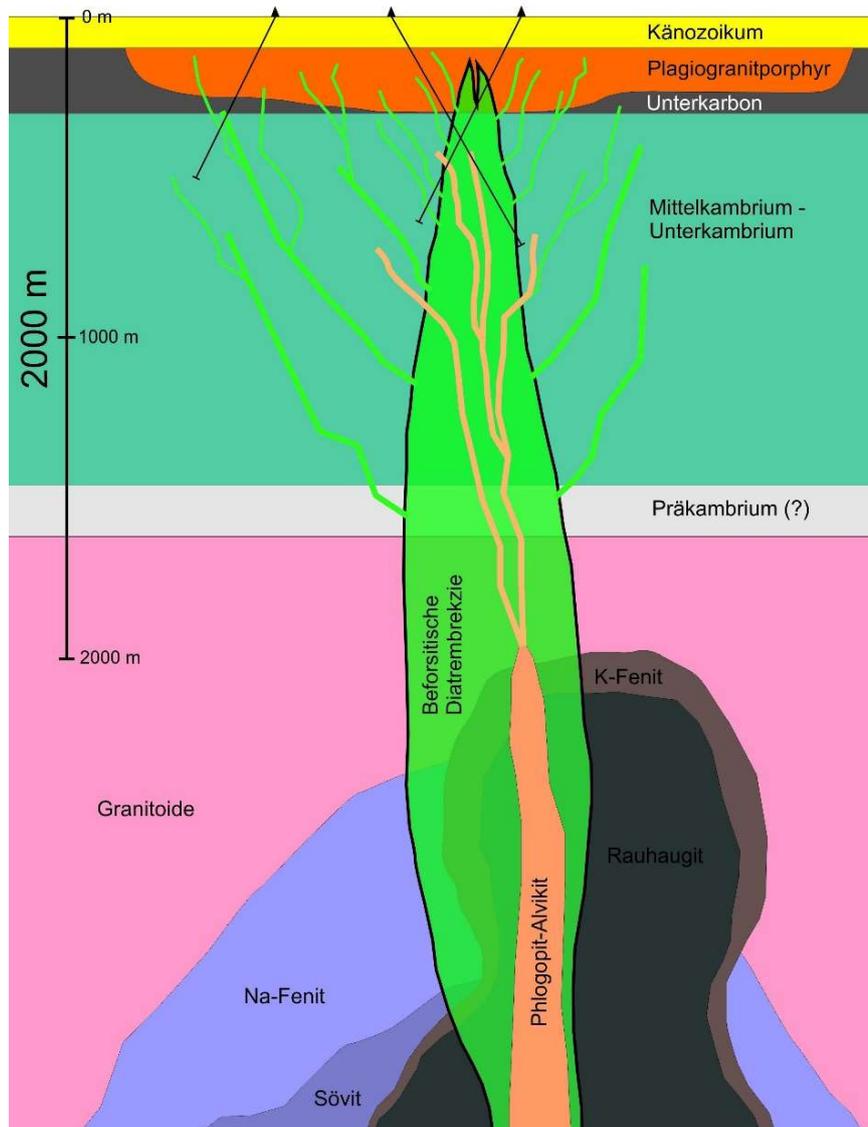


Abb. 9-3: Vereinfachte Rekonstruktion der Struktur Storkwitz.

Das verborgene plutonische Karbonatit-Fenit-Massiv im Gebiet Storkwitz besteht aus zwei Intrusionsphasen. Die Intrusion erfolgte in die anstehenden Granitoide. In einer ersten Phase kam es zur Platznahme von dolomitführenden Kalzitkarbonatiten (Sövite), die eine alkalimetasomatische Fenit-Aureole im Kontaktbereich zu den Granitoiden bildete. Diese Fenite sind Na-betont und durch Mineralneubildung von hauptsächlich Aegirin, Richterit und Albit charakterisiert. Diese Na-Fenite haben je nach Grad der Fenitisierung hellgrüne bis dunkelgrüne Färbung. Seltener treten reine Albit-Fenite auf, die weiß bis hellgrau aussehen. In einer zweiten Intrusionsphase stiegen dolomitische, teilweise dolomitisch-ankeritische Schmelzen auf und bildeten die sogenannten Rauhaugite. Das Rauhaugit-Magma verursachte eine zweite Fenitisierung im granitoiden Dach und im Kontakt zu den bereits vorhandenen Na-Feniten (Transitionszone Na-Fenite / K-Fenite). Diese vom Rauhaugit-Magma bewirkte Fenitisierung ist K-betont. Die K-Fenite sind durch Mineralneubildung vor

allem von Phlogopit, Richterit, Arfvedsonit und Karbonaten gekennzeichnet und besitzen eine braune Färbung.

Aus dem plutonischen Karbonatit-Fenit-Massiv bricht der röhrenförmige beforsitische Intrusivbrekzienkörper von Storkwitz heraus. Wahrscheinlich entwickelten sich die Beforsite in der tieferen Rauhaugit-Magmakammer oder es ist eine weitere separate Karbonatit-Magma-Intrusion erfolgt. Auf jeden Fall kam es zu starken Anreicherungen von Fluiden bei der Abkühlung. Besonders CO₂ dürfte eine große Rolle gespielt haben. Bei diesem Anreicherungsprozess erhöhten sich auch die Konzentrationen der Seltenen Erden Elemente im Beforsit-Magma. Als der Druck zu hoch wurde, sprengten starke Explosionsserien das Herddach auf und die Diatrembrekzien nahmen etappenweise Platz.

Unten befindliche Grafik soll die angenommene geologische Situation in ca. 2000 bis 3000 m unter der heutigen Geländeoberfläche darstellen.

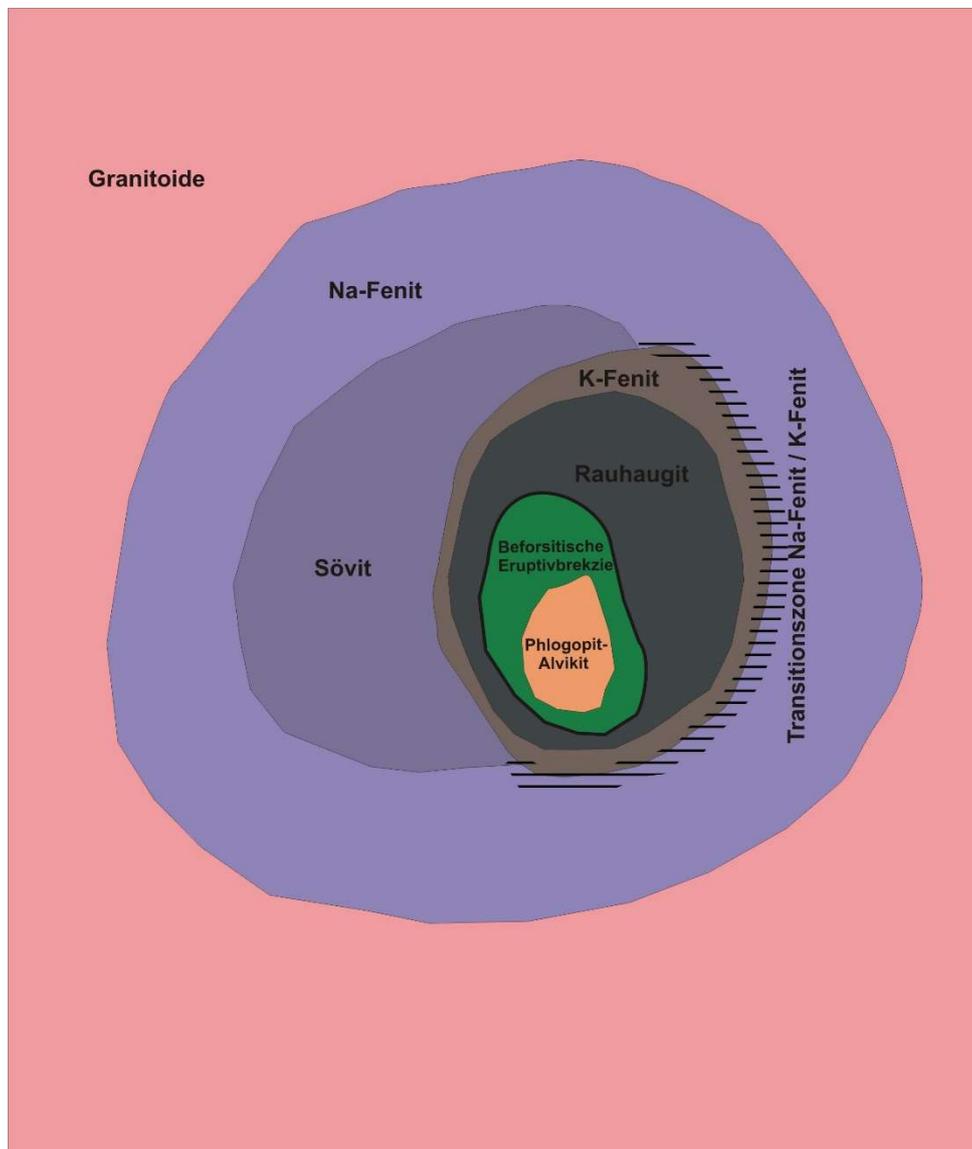


Abb. 9-4: Vermutete geologische Situation in ca. 3000 m unter heutiger Geländeoberkante. Die Bildbreite beträgt ca. 12 km.

Nachfolgende
Bohrkernen

Aufnahmen
zeigen

von angeschliffenen
die typischen

Hauptgesteinstypen der Karbonatit-Fenit-Struktur
Storkwitz.



Abb. 9-5: Dolomitführender Sövit (Xenolith aus beforsiteter Intrusivbrekzie), SER De 7h/86, 467,8 m.



Abb. 9-6: Na-Fenit (Xenolith aus beforsiteter Intrusivbrekzie), SER De 3/82, 371,5 m.

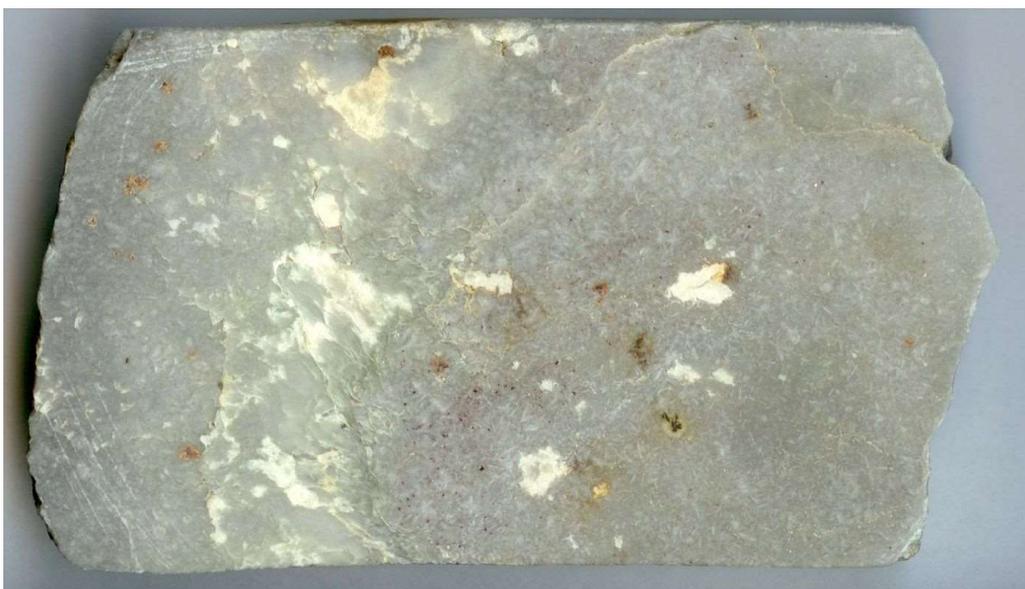


Abb. 9-7: Rauhaugit mit Apatit-Nestern (Xenolith aus beforsiteter Intrusivbrekzie), SER De 7ha/86, 386,5 m.



Abb. 9-8: K-Fenit (Xenolith in beforsitischer Intrusivbrekzie), SER De 3/82, 447,3 m.

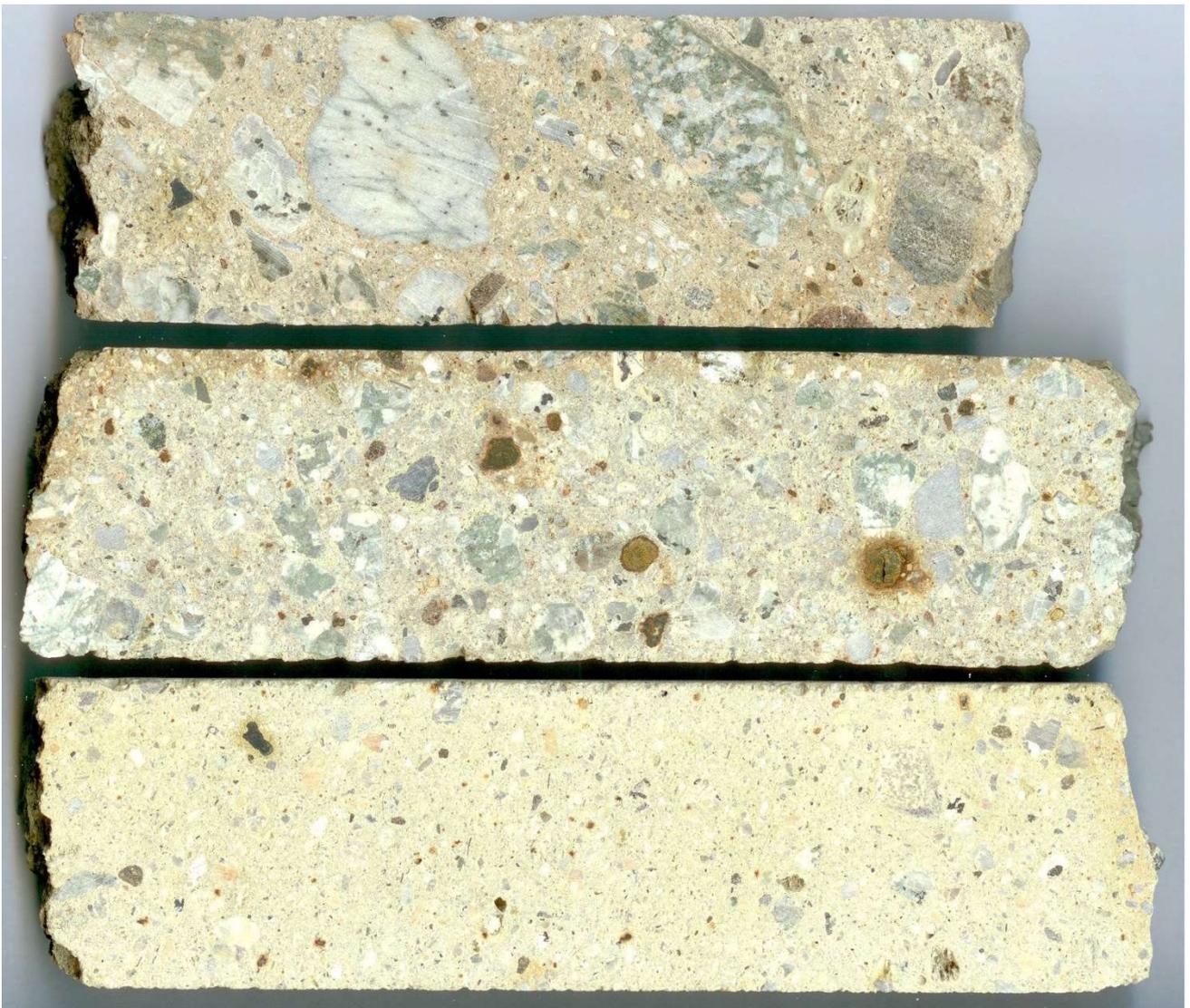


Abb. 9-9: Typische beforsitische Intrusivbrekzien Körper Storkwitz (Bohrkerndurchmesser ca. 45 mm). Oben: SER De 5/82, 562,8 m, Mitte: SER De 3/82, 446,6 m, unten: SER 3a/82, 500,6 m.

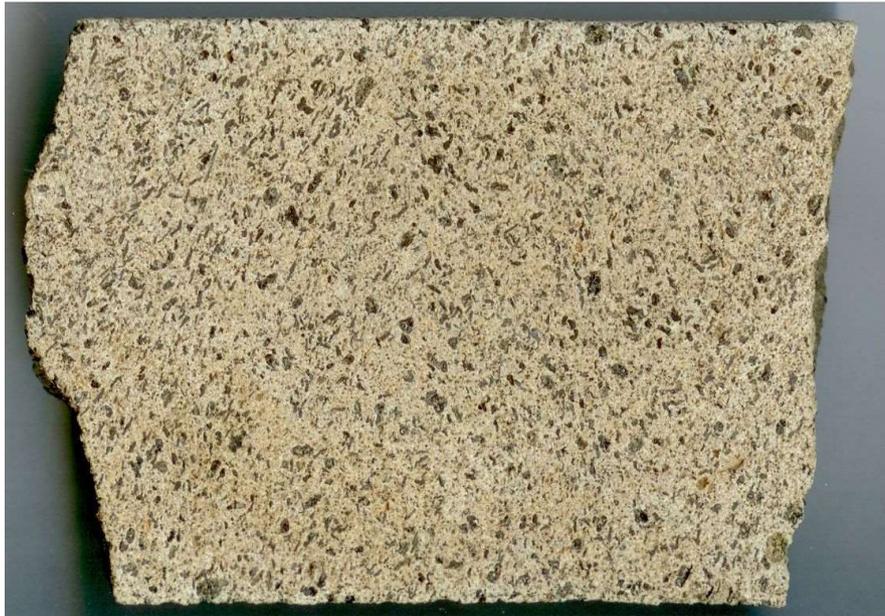


Abb. 9-10: Phlogopit-Alvikit (Ganggestein in beforsitischer Intrusivbrekzie, Körper Storkwitz).
Bohrkerndurchmesser ca. 63 mm. SER De 7hb/86, 385,0 m.

In Ergänzung zu Kapitel 6.3 werden hier Resultate der geochemischen Untersuchungen am Bohrkerndmaterial des Brekzienkörpers Storkwitz vorgestellt.

Repräsentative geochemische Analysen der relevanten Gesteinstypen der Karbonatit-Fenit-Struktur Storkwitz sind in nachfolgender Tabelle zusammengestellt.

Tab. 9.1: Geochemie von Karbonatiten und Feniten der Struktur Storkwitz (* Beforsitische Brekzie Storkwitz).

		Hauptelemente					
		Sövit	Rauhaugit	Beforsit *	Alvikit	Na-Fenit	K-Fenit
SiO₂	Gew. %	1,77	0,12	31,22	7,22	54,65	37,31
TiO₂	Gew. %	0,11	0,01	0,26	1,56	0,44	0,29
Al₂O₃	Gew. %	0,42	0,25	6,55	2,60	12,52	9,90
Fe₂O₃	Gew. %	2,74	0,02	3,43	5,63	8,38	2,79
FeO	Gew. %	4,08	5,61	3,37	5,50	1,43	6,34
MgO	Gew. %	6,87	12,61	6,53	3,37	0,77	14,11
CaO	Gew. %	42,64	30,73	17,33	36,22	3,68	5,19
MnO	Gew. %	0,86	2,87	0,91	0,74	0,71	0,51
SrO	Gew. %	0,87	1,92	0,42	0,20	0,14	0,19
BaO	Gew. %	0,05	0,02	0,24	0,16	0,04	0,28
Na₂O	Gew. %	0,24	0,54	2,67	0,12	10,55	1,33
K₂O	Gew. %	0,37	0,08	2,60	0,79	1,57	9,11
P₂O₅	Gew. %	1,83	0,83	1,81	3,13	0,57	2,18
CO₂	Gew. %	33,65	43,67	19,45	29,96	3,34	4,34
Cl	Gew. %	0,07	0,02	0,07	0,02	0,20	0,11
F	Gew. %	0,33	0,09	0,31	0,09	0,07	1,51
SO₃	Gew. %	0,91	0,07	1,31	0,17	0,28	0,12
H₂O⁺	Gew. %	1,63	0,08	1,22	2,46	0,34	4,29
Summe	Gew. %	99,44	99,54	99,70	99,94	99,68	99,90
		Spurenelemente					
Pb	ppm	10	35	19	49	9	9
Zn	ppm	175	200	668	337	72	645
Cu	ppm	1	90	3	2	1	1
Co	ppm	5	2	4	14	2	6
Ni	ppm	1	1	4	64	3	7
Cr	ppm	5	3	2	465	2	15
Nb	ppm	200	240	1380	779	127	581
Ta	ppm	6	5	16	22	4	7
Y	ppm	71,7	80,2	93,0	82,0	24,2	35,3
Zr	ppm	52,8	455,0	205,0	489,0	96,8	43,9
Hf	ppm	3,2	3,8	1,5	5,9	4,1	2,0
U	ppm	29	26	24	37	37	57
Th	ppm	10	11	42	83	10	7

		Sövit	Rauhaugit	Beforsit *	Alvikit	Na-Fenit	K-Fenit
Seltene Erden Elemente							
La	ppm	365	995	2630	714	354	214
Ce	ppm	640	1528	3790	1090	729	544
Pr	ppm	88	187	410	133		
Nd	ppm	277	512	1230	377	276	228
Sm	ppm	45,9	76,4	132,5	51,9		
Eu	ppm	10,3	17,3	33,6	14,5		
Gd	ppm	24,1	41	77,2	36,3		
Tb	ppm	3,6	3,73	9,1	3,9		
Dy	ppm	13,67	19,1	27,60	18,90		
Ho	ppm	2,41	2,82	5,22	3,43		
Er	ppm	5,66	7,43	11,42	7,96		
Tm	ppm	0,99	0,75	1,33	0,91		
Yb	ppm	5,07	4,22	6,40	4,35	0,94	2,62
Lu	ppm	0,77	0,51	0,93	0,53		
Σ SEE	ppm	1482,5	3395,26	8365,34	2456,68		

Typisch für Karbonatite ist die Anreicherung vor allem der leichten Seltene Erden Elemente. Ein Balkendiagramm verdeutlicht die Konzentration der

einzelnen SEE in der beforsitischen Diatrembrekzie Storkwitz.

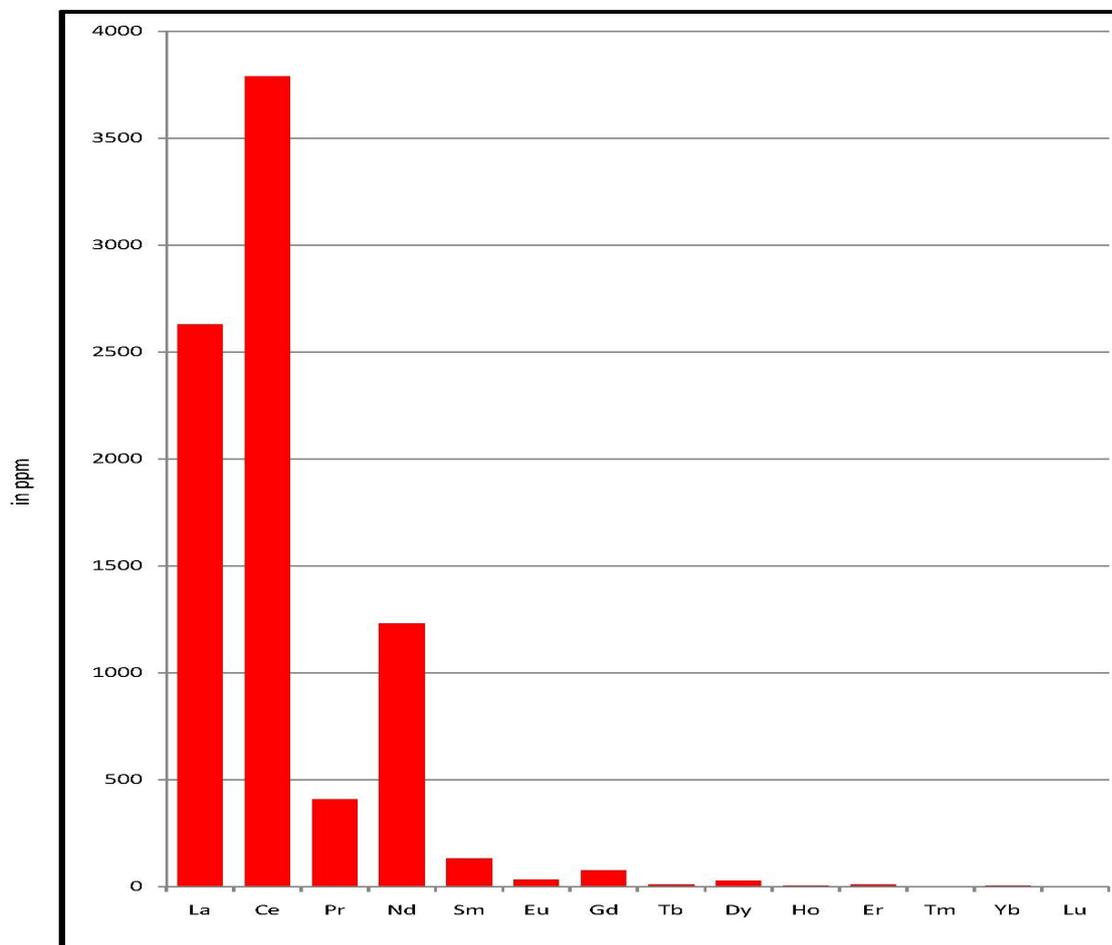


Abb. 9-11: Typische Verteilung der Seltene Erden Elemente der beforsitischen Brekzie Storkwitz.

Die C1-chondritnormierte Seltene Erden Element (SEE) Verteilung der in der Karbonatit-Fenit-Struktur Storkwitz vorkommenden Karbonatit-Typen zeigt

unten dargestelltes Diagramm. Gut erkennbar sind die stärksten Anreicherungen der SEE in der beforsitischen Intrusivbrekzie Storkwitz.

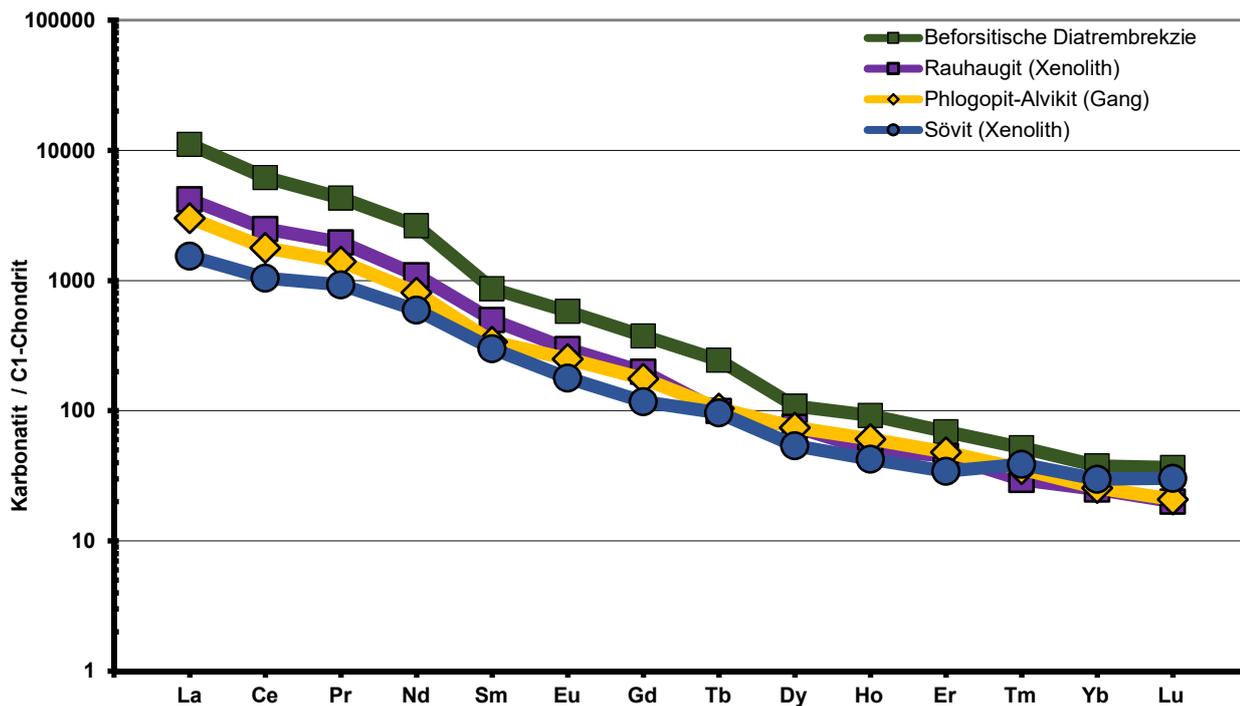


Abb. 9-12: Diagramm der chondritnormierten Seltene Erden Element Verteilung der Karbonatit-Typen von Storkwitz.

Neben den normalen Schnitt- und Rissdarstellungen des Brekzienkörpers Storkwitz war zusätzlich eine computergestützte Modellierung erforderlich für verschiedene weitere Nutzungen. Der durch die Bohrungen relativ gut erkundete Brekzienkörper Storkwitz wurde visualisiert, um seine räumliche Kontur und Ausdehnung darzustellen (MÖCKEL & RAßMANN 2011). Mit den Möglichkeiten der modernen Rechentechnik galt es den Brekzienkörper Storkwitz detailliert dreidimensional zu modellieren. Zur Anwendung kamen die Software *Earth Vision* und *Surpac*. Beide Modellierprogramme erbrachten sehr ähnliche Ergebnisse. Die Modellierung des Brekzienkörpers Storkwitz wurde auf Grundlage der Schichtenverzeichnisse der Bohrungen Wis BAW

530/76, Wis BAW 37/73, SE De 1/79, SE De 2/79, SER De 3/82 + SER De 3a/82, SER De 4/82 + SER De 4a/82 + SER De 4a1/82 + SER De 4a2/82, SER De 5/82, SER De 6/82, SER De 7/86 + SER De 7h/86 + SER De 7ha/86 + SER De 7hb/86 und SER De 8/86 vorgenommen. Zur Modellierung wurden die Ein- und Austrittspunkte der Bohrungen in bzw. aus dem Brekzienkörper herangezogen. Eine Modellierung der inneren Struktur des Brekzienkörpers erfolgte vorerst nicht. Modelliert wurde bis in eine Tiefe von - 700 m HN. Details der Modellierungen werden hier nicht abgehandelt. Unten abgebildete Grafik (Abb. 9-13) zeigt beispielhaft den komplexen Brekzienkörper Storkwitz mit den Erkundungsbohrungen der SDAG Wismut (Schrägbohrungen).

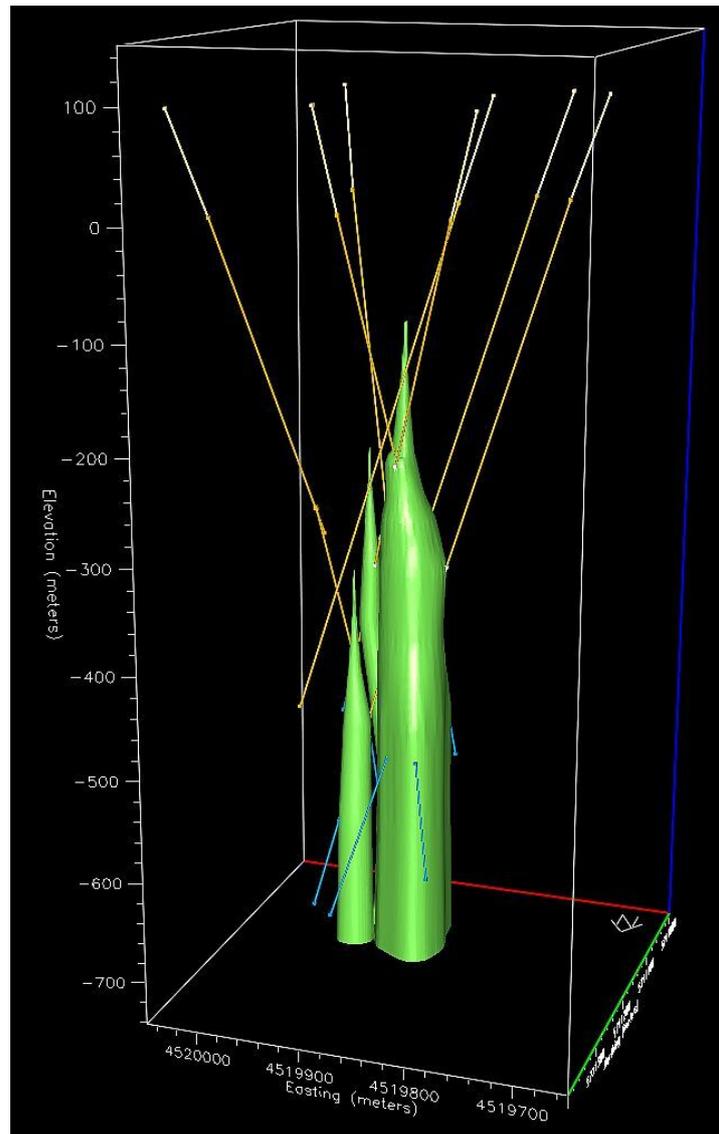


Abb. 9-13: 3D-Modellierung des röhrenförmigen Brekzienkörpers Storkwitz (MÖCKEL & RAßMANN 2011).

Zukünftig wäre eine sehr detaillierte Modellierung des Brekzienkörpers Storkwitz zu empfehlen. Besonders unter Einbeziehung der Erkenntnisse der Bohrung SES 1/2012 kann der Intern-Aufbau und die Seltene Erden Element Verteilung im Modell viel konkreter dargestellt werden.

Das SEE-Nb-Vorkommen Storkwitz bleibt als strategische Reserve für eine spätere bergbauliche Nutzung erhalten.

Danksagung

Der Autor der vorliegenden Abhandlung bedankt sich bei allen Kollegen, Unterstützern und Dienstleistern für die sehr gute Zusammenarbeit.

Besonderer Dank gilt: Dr. Frank Fischer, Dr. Manuel Lapp (LfULG) Hans-Jürgen Berger, Peter Suhr, Bernd

Scheunert (ehemals LfULG), Axel Hiller (Geologisches Archiv der Wismut GmbH), G. Schenke, P. Schmidt, B. Richter, P. Korb, A. Fedoriziev (Wismut GmbH), Prof. Dr. Jörg Keller, Sigrid Hirth-Walther, Isolde Schmidt, Melanie Schrage, Paul Keppner (Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität Freiburg), Martina Runge (AUD Analytik- und Umweltdienstleistungs GmbH Chemnitz), Dr. Horst Kämpf (GeoForschungszentrum Potsdam), Dr. Bodo-Carlo Ehling (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt), Prof. Dr. Gregor Borg (Universität Halle-Wittenberg, Petrologie und Lagerstättenkunde), Prof. Dr. Gregor Markl, Dr. Michael Marks (Institut für Petrologie und Mineralische Rohstoffe der Universität Tübingen), Dr. Titus Gebel, Dr. Thomas Gutschlag, Bernhard Giessel (Deutsche Rohstoff AG Heidelberg), Dr. Jörg Reichert (Seltenerden Storkwitz AG) und Wendy Blank (Bayerisches Landesamt für Umwelt, Geologischer Dienst, Hof).

Literaturverzeichnis

- BANKWITZ, P., SCHNEIDER, G., KÄMPF, H. & BANKWITZ, E. (2003): Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). - *J. Geodynamics*, 35: 5-32, Amsterdam.
- BELL, K. ed. (1989): Carbonatites – Genesis and Evolution. Unwin Hyman Ltd. London, 618 S.
- BELL, K. & RUKHLOV, A. S. (2004): Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics. In: *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province* (F. Wall and A. N. Zaitsev, editors), Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society London, S. 433-468.
- BERGER, H.-J. (2008): Eruptivbrekzie von Ebersbrunn.-in: Pälchen, W. & Walter, H. (ed.). *Geologie von Sachsen – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), S. 482-483.
- BORMANN, P., BANKWITZ, P. & SCHULZE, A. (1989): Geophysikalische Ergebnisse und geologische Konsequenzen tiefenseismischer Untersuchungen in der DDR. *Freiberger Forschungshefte*, C440, S. 72-103
- BRÄUER, H. & SCHENKE, G. (1986): Kurze Erläuterung zur geologischen Karte des Zentralteils der Mitteldeutschen Schwelle im Maßstab 1 : 100 000.- unveröff. Bericht, GB, SDAG Wismut, 90 S., Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. 55353
- BRÖGGER, W.C. (1921): Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. *Vid.-Akad. Skr. No.9*, 408 S., Kristiania.
- CLOOS, H. (1941): Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem schwäbischen Vulkan., *Geologische Rundschau*, Band XXXII, Heft 6-8, S. 706-800, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- DAWSON, J. B. (1962): The Geology of Oldoinyo Lengai. *Bulletin volcanologique*, S. 349-386, Napoli.
- ECKERMANN, H. v. (1948): The alkaline district of Alnö island. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Ser. Ca. No. 36, 166 S., Stockholm.
- EHLING, B.-C., RÖLLIG, G. & WASTERNAK, J. (2008): Kretazischer Magmatismus.- In: BACHMANN, G. H., EHLING, B. C., EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.), *Geologie von Sachsen-Anhalt*, S. 264-266; Stuttgart (Schweizerbart).
- ELLIOTT, H. A. L., WALL, F., CHAKHMOURADIAN, A. R., SIEGFRIED, P. R., DAHLGREN, S., WEATHERLEY, S., FINCH, A. A., MARKS, M. A. W., DOWMAN, E. & DEADY, E. (2018): Fenites associated with carbonatite complexes: A review. *Ore Geology Reviews*, 93, S. 38-59, Elsevier.
- FEDORIZIEV, A. M., VIEHWEG, M., BRÄUER, H., u.a. (1989): Bericht über die Ergebnisse der geochronologischen Isotopendatierungen der Gesteine und Erze im Südteil der DDR 1983-1989.- unveröff. Bericht, GB, SDAG Wismut, 242 S., Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. 54846
- FITTON, J. G. & UPTON, B. G. J. (1987): *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Special Publication No. 30, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 568 S.
- FROLOV, A. A. (1975): Struktur und Vererzung von Karbonatitmassiven. Nedra-Verlag Moskau, 160 S.
- FROLOV, A.A. (1976): Gutachten zu den Karbonatitvorkommen und der mit ihnen verbundenen Komplexvererzung in der DDR.- unveröff. Bericht ZGB, SDAG Wismut, (in Russisch), 9 S., Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. 55296.
- GERNON, T. M., BROWN, R. J., TAIT, M. A. & HINCKS, T. K. (2012): The origin of pelletal lapilli in explosive kimberlite eruptions. *Nature*, Nature Communications, Macmillan Publishers Limited, 7 S.
- GREEN, D. H. & FALLOON, T. J. (1998): Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression. In: Jackson, I. N. S., ed., *The Earth's mantle: Composition, structure and evolution*. Cambridge, England, Cambridge University Press, S. 311-380.
- GRUNER, B. (1990): Ultramafische und Alkalilamprophyre im Lamprophyr-Karbonatit-Komplex von Delitzsch.- unveröff. Bericht ZGI, 100 S., Berlin.

- HEINRICH, E. W. (1966): The Geology of Carbonatites. Rand MacNelly, Chicago, 555 S.
- HÖGBOM, A. G. (1885): Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. B. 17, S. 101-158, 214-258, Stockholm.
- KAMPE, A., RÖLLIG, G., EHLING, C.-B., WÜNSCH, K., WASTERNAK, J. & GRUNER, B. (1990): Einschätzung Rohstoffführung Grundgebirgseinheiten 1:100000, Gebiet Mitteldeutsche Schwelle, Zentralteil. Unveröff. Abschlußbericht ZGI, Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Berlin, 166 S.
- KÄMPF, H., GRUNER, B., WASTERNAK, J. & DULSKI, P. (1998): Die Alnöite des oberkretazischen Ultramafitit-Karbonatit-Komplexes von Delitzsch: Petrographie, Mineralchemie, Petrochemie.- Referate der Vorträge und Poster, 76. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Rahmen der GeoBerlin 98 vom 6. bis 9. Oktober 1998 in Berlin, Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beiheft zum European Journal of Mineralogy, Vol. 10, No. 1, S. 146, 1998.
- KÄMPF, H. (2002): Comparison between the ultramafic Delitzsch complex and the active magmatic evolution in the western part of the Eger Rift: Interaction between fracture tectonics, migration of magmatic fluids and the structure of the seismogenic crust.- In: 20th Tectonomechanics Colloquium, Tagungsband, Graz, Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 14-15.
- KAPUSTIN, J. L. (1983): Explosionsröhren in Karbonatit-komplexen. Sowjet. Geol. 4, S. 102-114, Nedra-Verlag Moskau (in Russisch).
- KLEY, J. & VOIGT, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, The Geological Society of America, November 2008, Vol. 36, N. 11, 839-842.
- KOZYREV, I. I., TURKIN, L. A., MOLCANOV, V. I., SELCOV, B. M. & BURYKIN, A. A. (1977): Bericht über die Ergebnisse der geologischen Sucharbeiten im Gebiet Halle-Delitzsch im Zeitraum 1971-1976, unveröff. Bericht, ZGB, SDAG Wismut, (Text in Russisch), Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. U-4080.
- KOZYREV, I. I., SELCOV, B. M., VIEHWEG, M. & FEDORISEV, A. M. (1988): Bericht über die Ergebnisse der Sucharbeiten 1981-1885 auf Uran im Delitzscher Revier, unveröff. Bericht, GB, SDAG Wismut (Text in Russisch), Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. 54842.
- KRÜGER, J. C., ROMER, R. L. & KÄMPF, H. (2013): Late Cretaceous ultramafic lamprophyres and carbonatites from the Delitzsch complex, Germany. Chemical Geology 353, S. 140-150.
- LAPIN, A. V. (1980): Karbonatite der Explosiv- und Gang-Fazies (Zur Systematik geologischer Fazies von Karbonatiten), Geolog. Rudn. Mestor. XXII, 3, S. 15-33, Verlag Nauka, Moskau.
- LE BAS, M. (1977): Carbonatite-Nephelinite Volcanism. Wiley, London, 347 S.
- LEEDER, O. (1983): Einflüsse von Mantelprozessen auf Paragenesen in Gesteinen und Lagerstätten. FFH C 383, VEB Deutscher Verlag für Grundstoff-industrie, 144 S. Leipzig.
- LE MAITRE, R. W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M. J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A. R. & ZANETTIN, B. (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. - Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M. J., BONIN, B. & BATEMAN, P. (2002): Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 252 S.
- LLOYD, F. E. & STOPPA, F. (2003): Pelletal Lapilli in Diatremes - Some Inspiration from the Old Masters. Geolines 15(2), S. 65-71.
- MARIEN, C. & FIEDLER, M. (2012): REE-bearing and REE-minerals of carbonatites of the northern part of Delitzsch complex, Saxony-Anhalt. In: KÜMPEL H.-J., RÖHLING H.-G., STEINBACH V. (Eds.) GeoHannover 2012: GeoRohstoffe für das 21. Jahrhundert. Kurzfassungen der Vorträge und Poster. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 80: 385.
- MARIEN, C., FIEDLER, M., EHLING, B., UHDE, B. & BORG, G. (2012): Charakterisierung von Lamprophyren und Karbonatiten im Nordteil des Delitzsch-Komplexes (Sachsen-Anhalt). In: KÜMPEL H.-J.,

- RÖHLING H.-G., STEINBACH V. (Eds.) GeoHannover 2012: GeoRohstoffe für das 21. Jahrhundert. Kurzfassungen der Vorträge und Poster. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 80: 53.
- MARKL, G. (2015): Minerale und Gesteine. Mineralogie-Petrologie-Geochemie. Springer Spektrum, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 610 S.
- MEISSNER, B. (1967): Ergebnisbericht Kartierung Magnetanomalie Delitzsch.- unveröff. Bericht, VEB GFE Süd, 100 S., Freiberg.
- MIROSNICENKO, V. S. & SERBAKOV, A. S. (1980): Bericht über die Ergebnisse der Such- und Bewertungsarbeiten im Gebiet Delitzsch-Schenkenberg 1977-1979, unveröff. Bericht, ZGB, SDAG Wismut, (Text in Russisch), Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. U-5044.
- MITCHELL, R. H. (2005): Carbonatites and carbonatites. The Canadian Mineralogist, Vol. 43, S. 2049-2068, Québec.
- MÖCKEL, F. (1989): Auswahl repräsentativer Gesteins- und Mineralproben zur systematischen radiometrischen Altersdatierung bezüglich des Delitzscher Karbonatit-Komplexes. – unveröff. Bericht, Geologisches Archiv der Wismut GmbH, 11 S. und 1 Tab.
- MÖCKEL, F. (1992): Eruptivbrekzien im Karbonatit-Komplex Delitzsch. – unveröff. Bericht, Geologisches Archiv der Wismut GmbH, 21 S.
- MÖCKEL, F. (1998): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes im Gebiet von Delitzsch-Bitterfeld-Brehna, Hauptverbreitungsgebiet der ultramafischen Lamprophyre und Karbonatite von Delitzsch, Maßstab 1:50 000.- unveröff. Karte, Geologisches Archiv der Wismut GmbH, 1 Blatt.
- MÖCKEL, F. & RAßMANN, B. (2011): 3D-Modellierung Eruptivbrekzienkörper Storkwitz. – unveröff. Bericht, Geologisches Archiv der Wismut GmbH, 49 S.
- MÖCKEL, F. (2011): Projekt Karbonatite Delitzsch – Geochemische Untersuchungen an Karbonatiten (CR), karbonatitischen Intrusiv- und Eruptivbrekzien, ultramafischen Lamprophyren (UML) und UML-Eruptivbrekzien des Karbonatit-UML-Komplexes Delitzsch.- unveröff. Bericht, Geologisches Archiv der Wismut GmbH, 41 S.
- MÖCKEL, F. (2012): Karbonatite. <http://www.karbonatite.de/2-Delitzsch-Karbonatit-Komplex>.
- MÜLLER, B. (1979): Informationsbericht über das Auftreten einer Seltenen Erden-Mineralisation im Gebiet Delitzsch (Kenntnisstand Juli 1979). - unveröff. Bericht, ZGB, 6 S., 4 Anl., SDAG Wismut, Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. 55534.
- NICKSCHICK, T., KÄMPF, H. & JAHR, T. (2014): The „Triasscholle“ near Greiz, Germany – a volcanic origin? Bull. Volcanol. 76:806, 20 S., Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- NIEGISCH, M., KAMRADT, A. & BORG, G. (2020): The upper zone of the Storkwitz Carbonatite. - Geoprofil, Heft 15, Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie. <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/35243/documents/54748>
- PANINA, L. I. & MOTORINA, I. V. (2008): Liquid Immiscibility in Deep-Seated Magmas and the Generation of Carbonatite Melts. Geochemistry International, Vol. 46, No. 5, S. 448-464, Pleiades Publ., Moskau.
- RADZINSKI, K.-H., BEUTLER, G., FRANZKE, H. J. & EHLING, B.-C. (2008): Nördliches Harzvorland (Subherzyn).- In: BACHMANN, G. H., EHLING, B. C., EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.), Geologie von Sachsen-Anhalt, S. 264-266; Stuttgart (Schweizerbart).
- RENNO, A., BELYATSKY, D., KAISER, P. & WOLF, D. (1998): Der Ultramafitlamprophyre-Karbonatitkomplex von Delitzsch - Neue Daten zur Petrographie und Geochemie des kretazischen anorogenen Magmatismus Mitteldeutschlands.- Referate der Vorträge und Poster, 76. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Rahmen der GeoBerlin 98 vom 6. bis 9. Oktober 1998 in Berlin, Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beiheft zum European Journal of Mineralogy, Vol. 10, No. 1, S. 230.
- ROCK, N. M. S. (1986): The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks. Journal of Petrology 27, S. 155-196.
- ROCK, N. M. S. (1987): The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: FITTON, J. G. & UPTON, B. G. J. (Eds) Alkaline Igneous Rocks.

- Geological Society, London, Special Publications, 30, S. 191-226.
- ROCK, N. M. S. (1991): Lamprophyres. Glasgow, Blackie, 285 S.
- ROHRMÜLLER, J., KÄMPF, H., GEIß, E., GROßMANN, J., GRUN, I., MINGRAM, J., MRLINA, J., PLESSSEN, B., STEBICH, M., VERESS, C., WENDT, A. & NOWACZYK, A. (2017): Reconnaissance study of an inferred Quaternary maar structure in the western part of the Bohemian Massif near Neualbenreuth, NE-Bavaria (Germany). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, Springer Verlag, 25 S.
- RÖLLIG, G. & REUTER, N. (1981): Kenntnisstandsanalyse Karbonatite Delitzsch, Bericht, ZGI, Berlin.
- RÖLLIG, G., KABARDIN, B., PETERSON, M. & REUTER, N. (1984): Bewertung Karbonatite Delitzsch.- unveröff. Bericht, ZGI, 188 S., Berlin.
- RÖLLIG, G., VIEHWEG, M. & KAMPE, A. (1989): Zur Wirksamkeit von meridionalen und äquatorialen Strukturen im Gebiet der Mitteldeutschen Schwelle zwischen Halle und Schönewalde.- *Z. angew. Geol.*, 35, S. 297-300, Berlin.
- RÖLLIG, G., VIEHWEG, M. & REUTER, N. (1990): The ultramafic lamprophyres and carbonatites of Delitzsch/GDR. – *Z. angew. Geol.*, 36, 49-54.
- RÖLLIG, G., KAMPE, A., STEINBACH, V., EHLING, B. & WASTERNAK, J. (1995): Der Untergrund des Mitteldeutschen Braunkohlereviere.- *Z. geol. Wiss.* 23, (1/2), S. 3-26, Berlin.
- SCHÜLLER, I., KÄMPF, H., SCHMIDT, A., FLECHSIG, C. & JAHR, T. (2012): Petrographic and thermochronometric investigation of the diatreme breccia of the Ebersbrunn Diatreme – W Saxony, Germany. IAVCEI – CMV/CVS 4IMC Conference, Auckland, New Zealand, S. 139-140.
- SCHENKE, G. (1985): Überblick über die durch Bohrarbeiten der SDAG Wismut nachgewiesenen nichtradioaktiven Bodenschätze des Gebietes Delitzsch-Schenkenberg (Stand 1985).- unveröff. Bericht GB, SDAG Wismut, 23 S., Wismut GmbH, Chemnitz, Geologisches Archiv, Reg.-Nr. 55352.
- SEIFERT, W., KÄMPF, H. & WASTERNAK, J. (2000): Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. - *Lithos*, 53, 81-100, Amsterdam.
- SPIEGEL, D.: Recherche Lamprophyre und Eruptivbrekzien in Bohrungen der SDAG Wismut, Raum Delitzsch-Bitterfeld-Halle (Mbl. 4038, 4338-4346, 4438-4446, 4538-4545). Bericht der SDAG Wismut, Geologischer Betrieb, Gröna 1988 (Teil I) und 1989 (Teil II)
- STANDKE, G., ESCHER, D., FISCHER, J. & RASCHER, J. (2010): Das Tertiär Nordwestsachsens. Ein geologischer Überblick. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, 157 S., Dresden.
- STIEHL, G., WAND, U. & RÖLLIG, G. (1984): Isotopengeochemische Grundlagenuntersuchungen an Karbonatiten aus dem Zentralteil der Mitteldeutschen Schwelle.- unveröff. Bericht Zfl der AdW der DDR, 52 S., Leipzig.
- STRECKEISEN, A. (1980): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, recommendations and suggestions. *Geol. Rundsch.* 69. (1), S. 194-207.
- TAPPE, S., FOLEY, S. F., JENNER, G. A. & KJARSGAARD, B. A. (2005): Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology*, Volume 46, Number 9, 1893-1900, Oxford University Press.
- TUTTLE, O. F. & GITTINS, J. (1966): Carbonatites. John Wiley & Sons, New York, London, Sydney, 591 S.
- ULRYCH, J., DOSTAL, J., HEGNER, E., BALOGH, K. & ACKERMANN, L. (2008): Late Cretaceous to Paleocene melilitic rocks of the Ohře/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: Insights into the initial stages of continental rifting. *LITHOS*, 101, S. 141-161, Elsevier.
- WAND, U., STIEHL, G., RÖLLIG, G., MÜHLE, K., HAASE, G. & GERSTENBERGER, H. (1989): C, N, O and Sr isotope characteristics of carbonatites from the Central German Crystalline Zone, GDR.- Isotopes in the nature, Fifth Working Meeting, held in Leipzig, 25-29 Sept. 1989, volume of abstracts, p. 103, Leipzig.
- WAND, U., STIEHL, G., RÖLLIG, G., MÜHLE, K., HAASE, G. & GERSTENBERGER, H. (1989): C, N, O and Sr

- isotope characteristics of carbonatites from the Central German Crystalline Zone, GDR.- 5th Working Meeting "Isotopes in Nature", Proceedings, 421-436, Leipzig.
- WASS, S. Y & ROGERS, N. W. (1980): Mantle metasomatism – precursor to continental alkaline volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 44, Issue 11, S. 1811-1823.
- WASTERNAK, J. (1990): Ergebnisbericht Karbonatite Delitzsch, II. Etappe.- unveröff. Bericht ZGI, 28 S., Berlin.
- WASTERNAK, J. (2008): Ultramafitit-Karbonatit-Komplex Delitzsch, S. 478-482 - In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): *Geologie von Sachsen – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 537 S., 161 Abb. und 16 Tafeln, Stuttgart.
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 382 S.
- WOLF, D. & RENNO & A. D. (1999): Datierungen und geochemische Untersuchungen an Karbonatiten und ultramafischen Lamprophyren des Karbonatit-Ultramafitlamprophyr-Komplexes Delitzsch. - unveröff. DFG-Bericht, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Institut für Mineralogie, Freiberg.
- WOOLLEY, A. R., BERGMAN, S. C., EDGAR, A. D., LE BAS, M. J., MITCHELL, R. H., ROCK, N. M. S. & SCOTT-SMITH, B. H. (1996): Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, mellilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist* 34, S. 175–186.
- WOOLLEY, A. R. & KJARSGAARD, B. A. (2008): Carbonatite occurrences of the world: map and database. Geological Survey of Canada, open file 5796, Ottawa, Ontario, Canada.
- ZIEGLER, P. A. (1999): Evolution of the arctic north Atlantic and the western Tethys – a visual presentation of a series of paleogeographic-paleotectonic maps. *Online Journal for E&P Geoscientists*, Search and Discovery Article #30002, AAPG Datapages, Plate 16, <http://www.searchanddiscovery.com/documents/97020/memoir43.htm>

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 2-1: oben links: Die geographische Lage des Delitzsch Karbonatit-Komplexes, oben rechts: Das Logo des Geologischen Betriebes der SDAG Wismut, unten links: Schrägbohranlage FKB 650 der Wismut GmbH in Delitzsch, unten rechts: Schrägbohranlage FKB 650 (Fotos Archiv der Wismut GmbH).
- Abb. 3-1: Schematische Darstellung der Faziesbereiche in Karbonatit-Komplexen (aus Leeder 1983, ergänzt).
- Abb. 4-1: Geologische Übersichtskarte von Delitzsch (Zentralteil) bezüglich der Bohrungen mit bzw. ohne ultramafische Lamprophyre und Karbonatite (aus: WASTERNACK 2008, verändert).
- Abb. 5.2-1: Geologische Übersichtskarte Gebiet Delitzsch (KAMPE et al. 1990).
- Abb. 5.2-2: Paläogeographische und plattentektonische Situation in der Oberkreide mit dem Delitzsch Karbonatit-Komplex (ZIEGLER 1999, vereinfacht).
- Abb. 5.2-3: Die Lage des Delitzsch Karbonatit-Komplexes im Kreuzungsbereich überregionaler Bruchstrukturen.
- Abb. 6.2-1: Dünnschliff-Fotos von Alnöit, Bohrung Wis BAW 1455/80, Teufe 370,0 m (massiver Gang) mit Melilith und Olivin, links II Pol., rechts X Pol.
- Abb. 6.2-2: Dünnschliff-Fotos von autolithischen UML-Eruptivbrekzien mit Pelletal Lapilli, beide Aufnahmen II Pol., Kartierungsbohrung Wis BAW 4539-76/75, Teufe 115,0 m.
- Abb. 6.2-3: Dünnschliff-Fotos von UML-Diatrembrekzien mit Pelletal Lapilli in karbonatischer Matrix, X Pol., links: Wis BAW 569/76, 411,0 m, rechts: Wis BAW 589/76, 205,0 m.
- Abb. 6.2-4: Dünnschliff-Fotos von kalzitkarbonatitischen Eruptivbrekzien, Phlogopit, Apatit, X Pol., links: Wis BAW 1340/79, 177,0 m, rechts: Wis BAW 577/77, 608,5 m.
- Abb. 6.2-5: rechts: Dünnschliff-Foto von beforsitischer Diatrembrekzie, X Pol, links: Anschliff von beforsitischer Diatrembrekzie (matrixreich). Linkes Foto: Wis BAW 564A/76, 219,0 m, rechtes Foto: SER De 7hb/86, 660,5 m.
- Abb. 6.2-6: Dünnschliff-Fotos von Sövit (links) und Siliko-Sövit (rechts) mit Kalzit, Phlogopit, Apatit und Magnetit, X Pol., links: Wis BAW 741h2/78, 439,0 m, rechts: Wis BAW 741h2/78, 479,0 m.
- Abb. 6.2-7: Dünnschliff-Foto von dolomit-führendem Kalzitkarbonatit (mit Phlogopit), X Pol., Bohrung SER De 7h/86, 467,0 m.
- Abb. 6.2-8: Dünnschliff-Fotos von Rauhaugit (links) und pyrochlorführendem Rauhaugit (rechts), X Pol., links: Wis BAW 530/76, 518,0 m, rechts: Wis BAW 530/76, 530,0 m.
- Abb. 6.2-9: Dünnschliff-Fotos von Natrium-Feniten bestehend aus Albit, Alkalipyroxenen und Alkali amphibolen, II Pol., oben links: Wis BAW 530/76, 567,0 m, oben rechts: Wis BAW 530/76, 567,5 m, unten links: Wis BAW 564A/76, 226,0 m, unten rechts: Wis BAW 564A/76, 226,2 m.
- Abb. 6.2-10: Dünnschliff-Fotos von Kalium-Feniten, vorwiegend bestehend aus Phlogopit, II Pol., links: Wis BAW 530/76, 498,0 m, rechts: Wis BAW 530/76, 511,0 m.
- Abb. 6.2-11: Dünnschliff-Fotos von Peridotiten, X Pol., links: Wis BAW 740h2/78, 628,0 m, rechts: Wis BAW 740h2/78, 628,0 m.
- Abb. 6.2-12: Dünnschliff-Fotos von Pyroxeniten/Amphibololithen, X Pol., links: Wis BAW 577/77, 608,0 m, rechts: Wis GB 1327/83, 314,0 m.
- Abb. 6.2-13: Dünnschliff-Foto von Melilitholith, Melilith zeigt blaue Interferenzfarben, X Pol., Wis BAW 569/76, 414,2 m.

- Abb. 6.2-14: Fotografische Aufnahmen von Phlogopit-Alvikiten mit Fluidaltextur (Bohrkernbreite: ca. 45 mm). Links: Wis GB 1477a/85, 905,0 m, Mitte: Wis GB 1477a/85, 899,6 m, Rechts: SER De 3/82, 407,8 m.
- Abb. 6.2-15: Dünnschliff-Foto von Phlogopit-Alvikit, (Phl - Phlogopit, Kzt - Kalzit, Mag - Magnetit, Apt - Apatit), X Pol, Wis GB 1477a/85, 904,0 m.
- Abb. 6.3-1: Diagramm der chondritnormierten Seltene Erden Element Verteilung der ultramafischen Lamprophyre.
- Abb. 6.3-2: Mg # - Summe SEE Diagramm mit dem Differentiationstrend der ultramafischen Lamprophyre.
- Abb. 6.3-3: Karte mit der Lage der großen Brekzienkörper (grün: vorwiegend UML-Brekzien, gelb: beforsitische Brekzien von Storkwitz), Karte erstellt nach: KOZYREV et al. 1988 (dort Anlage 1).
- Abb. 6.3-4: Diagramm der chondritnormierten Seltene Erden Element Verteilung der verschiedenen Brekzientypen.
- Abb. 6.3-5: Geochemischer Vergleich der alterierten UML-Eruptivbrekzien von Serbitz mit den beforsitischen Brekzien von Storkwitz. Erläuterungen im Text.
- Abb. 6.3-6: Fotografische Aufnahmen von nicht fenitisiertem Granodiorit (links), mittelgradigem Na-Fenit (Mitte) und hochgradigem Na-Fenit (rechts). Die gezeigten Bohrkernstücke sind Xenolithe aus der beforsitischen Brekzie von Storkwitz. (Bohrkernbreite: ca. 45 mm). Links: SER De 6/82, 524,5 m, Mitte: SER De 6/82, 465,0 m, Rechts: SER De 6/82, 558,5 m.
- Abb. 6.4-1: Verbreitungsgebiete UML + CR (rot gestrichelte Linie: Gesamtverbreitungsgebiet, blau gestrichelte Linie: Hauptverbreitungsgebiet, grüner Punkt: Brekzienkörper Storkwitz).
[Kartengrundlage: DTK100, Lizenzvereinbarung 3439, © Geo-Basis-DE/BKG 2010]
- Abb. 6.4-2: Bohrkern (Bohrkerndurchmesser 47 mm) der verschiedenen Diatrembrekzientypen, oben: autolithische UML-Brekzie, Wis BAW 562/76, 260,5 m, Mitte: alvikitische Eruptivbrekzie, Wis BAW 1340/79, 208,5 m, unten: beforsitische Brekzie, SER De 3/82, 453,6 m.
- Abb. 6.4-3: Verbreitungsgrenzen der verschiedenen Eruptiv- und Intrusivbrekzien.
[Kartengrundlage: DTK100, Lizenzvereinbarung 3439, © Geo-Basis-DE/BKG 2010]
- Abb. 7-1: Grobschematische Schnittdarstellung des Delitzsch Karbonatit-Komplexes bis in ca. 4 km Tiefe. Die horizontale Breite beträgt ca. 25 km.
- Abb. 7-2: Verbreitung der plutonischen Bildungen im Delitzsch Karbonatit-Komplex (grün: ultrabasische-ultramafische Alkaligesteine, blau: Sövite, grau: Rauhaugite, rot: Körper Storkwitz).
[Kartengrundlage: DTK100, Lizenzvereinbarung 3439, © Geo-Basis-DE/BKG 2010]
- Abb. 9.1: Lageplan mit den Bohrungen in der Struktur Storkwitz (nach WASTERNAK 1990, ergänzt). Die Kontur des Körpers wird durch die gestrichelten Linien bei -225 m HN, -300 m HN, -400 m HN, -500 m HN und -575 m HN angegeben.
- Abb. 9-2: Stratigraphie und Lithologie der Nebengesteine des Brekzienkörpers Storkwitz.
- Abb. 9-3: Vereinfachte Rekonstruktion der Struktur Storkwitz.
- Abb. 9-4: Vermutete geologische Situation in ca. 3000 m unter heutiger Geländeoberkante. Die Bildbreite beträgt ca. 12 km.
- Abb. 9-5: Dolomitführender Sövit (Xenolith aus beforsitischer Intrusivbrekzie), SER De 7h/86, 467,8 m.
- Abb. 9-6: Na-Fenit (Xenolith aus beforsitischer Intrusivbrekzie), SER De 3/82, 371,5 m.
- Abb. 9-7: Rauhaugit mit Apatit-Nestern (Xenolith aus beforsitischer Intrusivbrekzie), SER De 7ha/86, 386,5 m.

- Abb. 9-8: K-Fenit (Xenolith in beforsitischer Intrusivbrekzie), SER De 3/82, 447,3 m.
- Abb. 9-9: Typische beforsitische Intrusivbrekzien Körper Storkwitz (Bohrkerndurchmesser ca. 45 mm). Oben: SER De 5/82, 562,8 m, Mitte: SER De 3/82, 446,6 m, unten: SER 3a/82, 500,6 m.
- Abb. 9-10: Phlogopit-Alvikit (Ganggestein in beforsitischer Intrusivbrekzie, Körper Storkwitz). Bohrkerndurchmesser ca. 63 mm. SER De 7hb/86, 385,0 m.
- Abb. 9-11: Typische Verteilung der Seltene Erden Elemente der beforsitischen Brekzie Storkwitz.
- Abb. 9-12: Diagramm der chondritnormierten Seltene Erden Element Verteilung der Karbonatit-Typen von Storkwitz.
- Abb. 9-13: 3D-Modellierung des röhrenförmigen Brekzienkörpers Storkwitz (Möckel & Raßmann 2011).

Tabellenverzeichnis

- Tab. 6.2-1: Klassifikation der ultramafischen Lamprophyre im Delitzsch Karbonatit-Komplex
- Tab. 6.3-1: Repräsentative geochemische Analysen der ultramafischen Lamprophyre (Gang-Fazies).
- Tab. 6.3-2: Zusammenstellung der Seltene Erden Element Gehalte in den verschiedenen Brekzientypen.
- Tab. 6.3-3: Geochemie der alvikitischen und beforsitischen Brekzien.
- Tab. 6.3-4: Tabelle mit den Hauptelementgehalten der pyroxenitischen Xenolithe.
- Tab. 8-1: Zusammenstellung der vorliegenden Altersdatierungen.
- Tab. 9.1: Geochemie von Karbonatiten und Feniten der Struktur Storkwitz (* Beforsitische Brekzie Storkwitz).

Reihe Geoprofil (bisher erschienen):

Heft 1 (1989)

Autorenkollektiv: Beiträge zum Niederlausitzer Braunkohlenrevier. - 64 Seiten

Heft 2 (1990)

Brause, H.: Beiträge zur Geodynamik des Saxothuringikums. - 88 Seiten

Heft 3 (1991)

Autorenkollektiv: Beiträge zur Lagerstättengeologie im Raum Erzgebirge/Vogtland. – Tagung Ehrenfriedersdorf 1988. - 76 Seiten

Heft 4 (1992)

WOLF, L. & SCHUBERT, G.: Die spättertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – Außerdem weitere Arbeiten zur Geologie und Lagerstättengeologie Sachsens. - 72 Seiten

Heft 5 (1995)

Autorenkollektiv: Geowissenschaftliche Karten und Kartierung im Freistaat Sachsen. - 81 Seiten

Heft 6 (1996)

Autorenkollektiv: Geophysik in Sachsen. – 128 Seiten

Heft 7 (1997)

KUSCHKA, E.: Atlas der Hydrothermalite des Vogtlandes, Erzgebirges und Granulitgebirges. - 151 Seiten

Heft 8 (1998)

Autorenkollektiv: Beiträge und Berichte zum Jubiläumsjahr „125 Jahre amtliche Geologie in Sachsen“. - 65 Seiten

Heft 9 (2000)

STORCH, K. v.; JORDAN, H.; GLÄSER, W.; ABRAHAM, T.; GRIMM, R. & MÜLLER, B.: Mineral- und Thermalwässer in Sachsen. - 263 Seiten

Heft 10 (2001)

Autorenkollektiv: Beiträge zum Grundgebirge in der Lausitz. - 91 Seiten

Heft 11 (2001)

KUSCHKA, E.: Zur Tektonik, Verbreitung und Mineralogenie sächsischer hydrothermalen Mineralgänge. - 183 Seiten

Heft 12 (2004)

Autorenkollektiv: Die Forschungsbohrungen Baruth 1989 und weitere Beiträge. - 140 Seiten

Nur digital verfügbar: <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/11850>

Heft 13 (2010)

FELIX, M. & BERGER, H.-J. (Hrsg.): Geologie und Bergbaufolgen im Steinkohlerevier Lugau/Oelsnitz. - 183 Seiten

Heft 14 (2016)

Autorenkollektiv: Moore in Sachsen. - 103 Seiten

Heft 15 (2020)

Niegisch, M.; Kamradt, A. & Borg, G.: Geochemical and mineralogical characterization of the REE-mineralisation in the upper zone of the Storkwitz Carbonatite Complex from drill core SES-1/2012. - 90 Seiten

Nur digital verfügbar: <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/35243>

Heft 16 (2022)

Autorenkollektiv: Der Geologische Dienst in Sachsen, Festband zum Jubiläum 150 Jahre Landesgeologie. - 152 Seiten; <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/39177>

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@smekul.sachsen.de
www.lfulg.sachsen.de

Das LfULG ist eine nachgeordnete Behörde des Sächsischen Staatsministeriums für Energie, Klimaschutz, Umwelt und Landwirtschaft (SMEKUL). Diese Veröffentlichung wird finanziert mit Steuermitteln auf Grundlage des von den Abgeordneten des Sächsischen Landtags beschlossenen Haushalts.

Redaktion:

Dr. Manuel Lapp
Abteilung Geologie
Telefon: +49 3731 294-1211
E-Mail: manuel.lapp@smekul.sachsen.de

Autoren:

Dr. Claus Legler - Freiberg, g.c.legler@t-online.de; Dr. Andreas Barth - Beak Consultants GmbH, Freiberg, a.barth@beak.de; Dr. Tom Járóka - LfULG, tom.jaroka@smekul.sachsen.de; Dr. Sebastian Weber - LfULG, sebastian.weber@smekul.sachsen.de; Frank Möckel - Wismut GmbH, Chemnitz, f.moeckel@wismut.de

Fotos:

Jeweilige Autoren
Umschlag: Lutz Mitka - Abbau im *Unteren Vestenburger Stolln*

Auflagenhöhe:

450 Exemplare; 1. Auflage

Papier:

Gedruckt auf 100% Recycling-Papier

Bezug:

Diese Druckschrift kann kostenfrei bezogen werden bei:
Zentraler Broschürenversand der Sächsischen Staatsregierung
Hammerweg 30, 01127 Dresden
Telefon: +49 351 2103-671 oder -672
E-Mail: publikationen@sachsen.de
www.publikationen.sachsen.de

Redaktionsschluss:

11.10.2022

ISSN:

978-3-9812792-9-0

Verteilerhinweis:

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben.

Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen. Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung.

*Täglich für
ein gutes Leben.*

www.lfulg.sachsen.de

